

대기-해양 접합 모델에서 모사한 ENSO의 특징

문 병 권*

전북대학교 과학교육학부/과학교육연구소, 561-756 전북 전주시 덕진구 덕진동 1가 664-14

Characteristics of the Simulated ENSO in a CGCM

Byung-Kwon Moon*

Division of Science Education/Institute of Science Education, Chonbuk National University,
Chonbuk 561-756, Korea

Abstract: This paper explored the characteristics of the interannual sea surface temperature (SST) variability in the equatorial Pacific by analyzing the simulated data from a newly coupled general circulation model (CGCM). The CGCM simulates well the realistic ENSO variability as well as the mean climatologies including SST, seasonal cycle, precipitation, and subsurface structures. It is argued that the zonal gradient of SST in the equatorial Pacific is responsible for the over-energetic SST variability near the equatorial western boundary in the model. This variability could also be related to the strong westward propagation of SST anomalies which resulted from the enhanced the zonal advection feedback. The simple two-strip model supports this by sensitivity tests. Analysis of the relationship between zonal mean thermocline depth and NINO3 SST index suggested that the ENSO variability is controlled by the recharge-discharge oscillator of the model. The lead-lag regression result reveals that heat buildup process in the western equatorial Pacific associated with the increase of the barrier layer thickness (BLT) is a precedent condition for El Niño to develop.

Keywords: CGCM, ENSO, El Niño, recharge-discharge oscillator

요 약: 새롭게 개발한 대기-해양 접합모형(CGCM)에서 모사한 열대 태평양 해수면 온도(SST)의 경년 변동성의 특징을 조사하였다. 모형은 SST의 경년변동과 평균분포, 계절변동, 강수량, 그리고 해양 내부 구조를 관측과 유사하게 모사하였다. 모형은 서태평양 경계 부근에서 관측에 비해 큰 SST 경년변동을 보였는데 이 원인으로 적도 태평양의 SST 동서 변화율을 제시하였다. 즉 관측에 비해 강한 SST 경도는 zonal advection feedback을 강화시켜 SST 아노말리의 서진(westward propagation)과 서태평양의 경년 변동성 증가를 가져왔다. 간단한 two-strip 모델을 이용한 민감도 실험 결과는 이를 뒷받침하였다. 동서 평균한 수온약층의 깊이와 NINO3 SST 인덱스의 분석 결과는 모형의 경년 변동이 충전-방전 진동자에 의한 것임을 나타냈다. 그리고 지연 회귀분석 결과를 이용하여 엘니뇨가 발달하기 전에 barrier layer thickness(BLT) 증가에 의한 열 축적 과정이 서태평양에서 먼저 일어난다는 것을 제시하였다.

주요어: 대기-해양 접합 모델, 엔소, 엘니뇨, 충전-방전 진동자

서 론

대기-해양 접합 모형(atmosphere-ocean coupled general circulation model, CGCM)은 지구 규모의 기후 현상의 이해와 대기와 해양 사이의 상호 작용을 연구하는데 유용한 도구다. 이 모형은 기본적으로 원

시 방정식 계(primitive equation system)를 사용하며, 대기와 해양의 대규모 운동을 일으키는 여러 물리과정 등을 포함하고 있다. CGCM을 개발하는 중요한 목적 중 하나는 El Niño-Southern Oscillation(ENSO)을 이해하는데 있다(Delecluse et al., 1998).

ENSO와 같은 해양의 경년변동(interannual variability)의 특징은 열대 태평양의 평균 분포와 관련이 있다(Gu and Philander, 1997; Fedorov and Philander, 2000). Mechoso and Coauthors(1995)은 여러 모형들에서 모의된 열대 태평양의 평균장과 계절변동을 비

*Corresponding author: moonbk@chonbuk.ac.kr

Tel: 82-63-270-2824

Fax: 82-63-270-2802

교하였다. 대부분 모형들에서 적도 태평양 한랭혀(equatorial Pacific cold tongue)가 관측에 비해 너무 강하고 좁게 나타나며 서쪽으로 치우쳤다. 또한 남아메리카의 서쪽 해양은 관측에 비해 따뜻한 해수면 온도(sea surface temperature, SST)가 나타났다. 관측과 다른 이런 모습들은 대체로 이중으로 나타나는 적도수렴대(intertropical convergence zone, ITCZ)를 동반하였다. 위에 언급한 문제들로 인하여 CGCM을 이용하여 열대 태평양 변동을 모의하는 일은 많은 노력을 필요로 하는 일로 인식되고 있다(AchutaRao and Sperber, 2002). 여러 모형들이 서로 다른 코드와 방법을 사용하고 있지만, 대부분 모형들은 ENSO SST 변동의 강도를 약하게 모의하고 있다. 또한 ENSO의 위치도 서태평양으로 치우기거나 변동 주기가 2년으로 관측(~4년)에 비해 짧게 나타나는 문제점을 보이고 있다(Robertson et al., 1995; AchutaRao and Sperber, 2002).

국내에서 개발된 접합 모델은 Lee(2000), Park(2003) 그리고 Kug(2003) 등이 있다. 특히 Park(2003) 모형은 해빙 모형을 포함하고 있으며 최근 이 모형을 이용하여 ENSO 예측을 시도하고 있다(Park and An, 2004). 모형들 모두 관측과 유사한 SST 분포를 보였다. 그리고 모의된 ENSO의 모습도 현재 개발된 여러 모형과 비슷한 수준으로 나타났다. 그러나 ENSO 모의에 중요한 열대 태평양 내부의 수온약층의 구조와 해류는 관측에 비해 큰 차이를 보였다(Lee의 Fig. 5.15; Park의 Fig. 5.6과 Fig. 5.11; Kug의 경우는 personal communication).

모형에서 ENSO 모의 능력을 향상시킬 수 있는 방법으로 Meehl et al.(2001)은 수온약층 구조를 잘 나타낼 수 있는 연직 혼합 계수를 변화시키는 방법을 제시하였다. 열대 태평양의 수온약층은 El Niño 변동의 진폭을 결정하는데 중요한 역할을 한다(Zebiak and Cane, 1987; Latif et al., 1993).

이 연구에서는 연직 혼합 과정으로 Noh and Kim (1999) 방법을 이용하여 개발된 CGCM에서 모의된 ENSO의 특징을 살펴보고자 한다. Noh and Kim (1999)에 대한 설명은 부록에 있다. 관측과 다르게 나타나는 경년변동의 분포와 SST 아노말리의 진행의 원인을 파악하기 위해 간단한 two-strip 모형(An and Jin, 2001)을 이용했다.

그리고 모델에서 나타난 ENSO 상 전위(phase change)와 연관된 해양 내부의 열 축적 메커니즘을

이해하고자 한다. ENSO의 발달과 소멸에는 태평양의 열 축적과 방출이 중요한 역할을 한다(Wyrtki, 1975; Jin, 1997a,b). 최근 Lee et al.(2006)은 서태평양의 바람의 변화가 적도 태평양의 열 축적 과정에 영향을 주어 결국 ENSO 변화를 가져올 수 있다고 제시하였다. 그러나 열 축적 과정에 관여하는 해양 내부의 특징에 대한 연구는 많이 이뤄지지 않았다. 최근 서태평양의 연직 염분 구조와 관련된 barrier layer depth(BLT) 변화가 해양의 열 축적 과정에 중요한 역할을 한다고 제시되고 있다(Maes et al., 2005). 이 연구에서는 관측과 유사한 ENSO를 모의하는 모형의 모의 자료를 이용하여 해양 내부의 열 축적 과정과 BLT 관계를 분석할 것이다.

접합 모델

이 연구에서 개발한 AOCGCM은 대기대순환 모형(AGCM)과 해양대순환 모형(OGCM)으로 이루어져 있다. 대기 모형은 서울대학교 대기대순환 모형(SNUAGCM)으로 Kim(1999)에 의해서 개발되었다. 이 모형은 T42의 수평 해상도($\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$)를 가지는 전구 스펙트럴 모델이다. 연직으로는 20개의 시그마(σ) 층으로 이루어져 있다. 모형은 Tokyo University의 CCSR/NIES AGCM(Numaguti et al., 1995)을 기반으로 하고 NCAR의 지표면 모델(Bonan, 1996)과 non-local PBL/vertical diffusion scheme(Holtslag and Boville, 1993)등이 추가되었다. 대기 모델의 자세한 물리 과정들은 Kim(1999)에 나타나있다.

해양 모형은 Geophysical Fluid Dynamical Laboratory(GFDL)에서 개발된 Modular Ocean Model 2.2(MOM2.2)을 사용하였다(Rosati and Miyakoda, 1988; Pacanowski, 1995). 해양 영역은 30°S - 50°N 범위로 실제 지형으로 이루어졌다. 남북 경계에서는 수온과 염분의 방정식에 기후값을 이용한 Newtonian damping 항을 포함하였다. 동서 방향의 해상도는 1° 로 일정하다. 반면에 남북 방향은 적도 부근(10°N - 10°S)에서는 $1/3^\circ$ 이고 30°S 와 50°N 에서는 3° 로 증가하도록 구성되었다. 적도 부근의 해상도를 크게 하는 이유는 ENSO 역학에 중요한 열대 파동을 잘 모의하기 위해서다. 연직으로는 37개의 z-좌표 층으로 해수면에서는 7.5 m, 해저에서는 1000 m의 해상도를 갖는다. 연직 혼합 방법은 앞에서 언급했듯이 Noh and Kim (1999)의 방법을 이용하였다. 수평 에디 점성 계수와

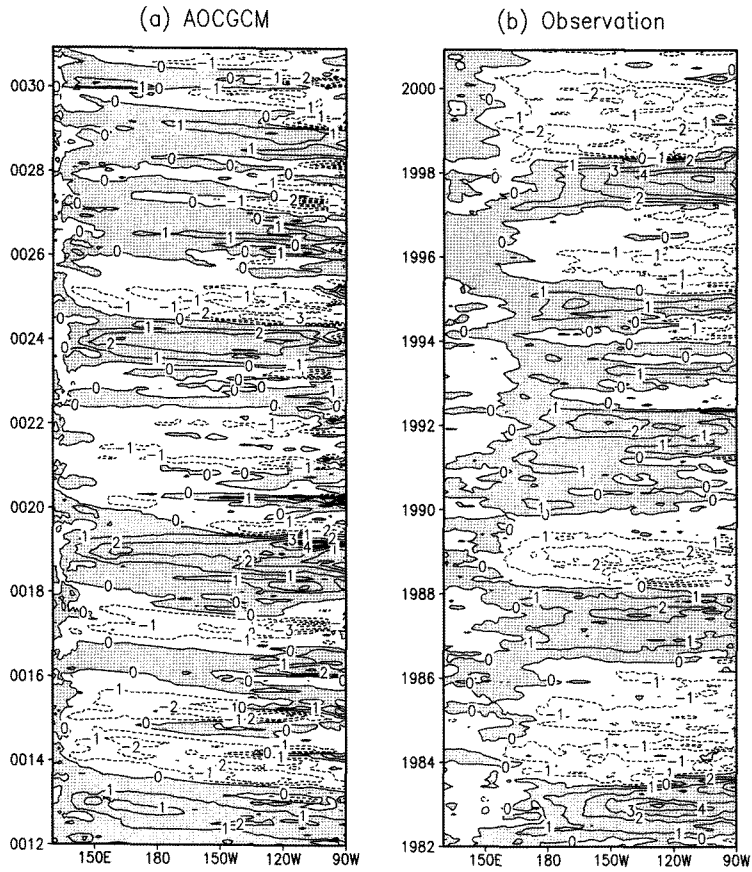


Fig. 1. Time-longitude distribution of equatorial SST anomalies for (a) simulation during the model year of 12-30 and (b) observation during 1982-2000. Units are °C. The values greater than 0°C are shaded.

분산 계수는 각각 $1 \times 10^8 \text{ cm}^2$ 와 $1 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 이다.

대기 모델과 해양 모델은 어떤 플럭스 보정도 없이 하루에 한번씩 열 플럭스, 강수량, 바람응력, 그리고 SST 등의 일평균 값을 서로 교환한다. 대기의 초기값은 관측된 SST를 이용하여 10년 모의된 대기 모형의 결과를 이용하였고 해양은 Levitus(1982)의 온도와 염분 자료를 이용하였다. CGCM의 수치적분(numerical integration)은 총 30년 동안 수행되었고, 이 논문에서는 초기 스핀 업(spin up) 시간을 고려하여 후반 20년을 분석하였다. 분석된 변수들(SST, 해수온도, 바람응력, 기온은 이 기간 동안 기후표류(climate drift)나 두드러진 추세(tendency)가 나타나지 않았다. 모델의 접합 구조(Fig. A1)와 모의된 평균장의 특징 들은 부록에 나타났다.

모델의 경년변동

이 절에서는 모델이 모의한 ENSO의 특징을 살펴 보고자 한다. Fig. 1은 적도 태평양에서의 모델과 관측에서 나타난 시간에 따른 SST 아노말리(anomaly)의 변화를 보여주고 있다. 이때 아노말리는 월 평균 값을 뺀 것으로 정의했다. 모델은 관측과 유사하게 SST 아노말리 변동을 나타내고 있다. 예를 들면 18-19년의 양의 SST 아노말리는 실제 발생했던 1986-87년 엘니뇨와 매우 유사한 형태를 보이고 있다. 또한 1990-94 동안에 나타난 짧은 주기의 엘니뇨의 특징은 모델에서 26-29년 동안에 나타난다. 이런 특징은 다른 관측 자료 분석과 비슷한 모습이다(McPhaden, 1999).

그리고 관측과 유사하게 모델에서 나타난 SST 아노말리의 발달은 서태평양의 바람응력의 변화와 같이 나타난다(Moon, 2004 참조). 모델에서 엘니뇨가 발달할 때 바람응력의 크기는 약 0.2 dyne cm^{-2} 정도였다. 모델은 엘니뇨가 발생할 때 서태평양에서 나타나는 무역풍의 변화(서풍의 강화)를 잘 모의하고 있다. 즉, 대기-해양 접합 모드(mode)에 의해서 엘니뇨가 발달하고 있다.

모델의 SST 아노말리의 크기는 약 3°C 정도이나 관측은 최대 4°C 까지 나타나고 있다(1982/83과 1997 엘니뇨). SST 아노말리의 root-mean-square(rms)의 최대값도 모델과 관측이 각각 1.4°C 와 1.6°C 으로 관측의 87.5% 정도로 나타나고 있다. NINO3(150°W - 90°W , 5°S - 5°N) SST 인덱스의 표준편차는 0.85°C 로 관측값 1.04°C 의 81.7%의 크기를 갖는다. 최근 AchutaRao and Sperber(2002)는 세계적으로 사용되고 있는 17개 접합모형이 모의한 SST 변동을 분석하였다. 그들의 결과에 따르면 모형들의 NINO3 SST 인덱스 표준편차는 평균, 최소, 최대 값은 각각 0.51°C , 0.19°C , 1.06°C 이었다(AchutaRao and Sperber, 2002의 Table 2). 그 모형들과 비교해서 이 연구에서 사용된 모형은 NINO3 SST 인덱스의 변동성 모의에서 두 번째로 좋은 결과를 보이고 있다.

대체로 관측에서는 라니냐 기간이 엘니뇨 기간보다 길다(Fig. 1b). 반면에 모델에서는 라니냐 때에 짧은 주기의 엘니뇨들이 나타나고 있다(Fig. 1a). “Mobile mode”(Mantua and Battisti, 1995)라 불리는 이런 짧은 주기($\sim 1 \text{ year}$)는 최근 ENSO 예측과 관련하여 큰 관심을 받고 있다(Jin et al., 2003; Kang et al., 2004). 특히 Kang et al.(2004)는 이 짧은 주기 변동의 원인으로 zonal advection feedback(An and Jin, 2001)을 제시하였다. 열대 태평양 SST 아노말리의 경년변동은 두 가지 되먹임 작용(zonal advection feedback과 thermocline feedback)에 의해서 나타난다고 알려지고 있다. 여기서 zonal advection feedback은 동서 해류 아노말리와 동서 방향의 SST 경도에 의존한다. 만약 다른 변수들이 변하지 않고 SST 경도가 증가했다면 zonal advection feedback이 강하게 작용할 것이다. 이때 SST 아노말리의 발달 형태는 빠르게 서쪽으로 진행하는 형태 나타낼 것이다(Neelin and Jin, 1993).

최근 Dewitte et al.(2007)은 CGCM 모의 자료를 분석하여 모형에서 나타나는 짧은 주기 모드는 모형이

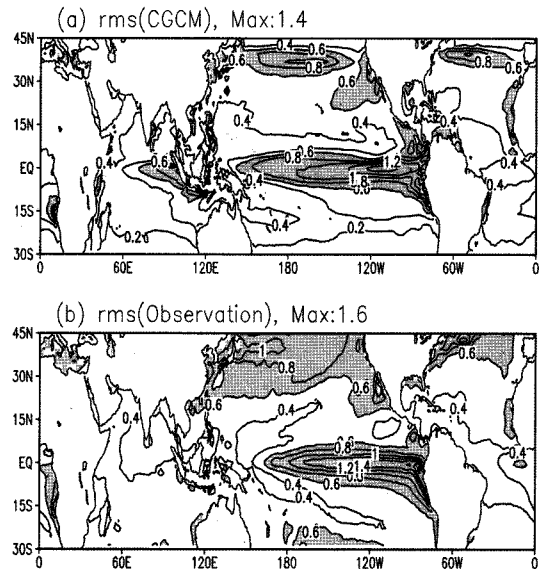


Fig. 2. The root-mean-square (rms) of the SST anomalies from (a) simulation and (b) observation. Units are $^\circ\text{C}$.

동서 해류를 올바르게 모의하지 않기 때문이라 제시했다. 그들의 모형은 잘못된 동서 해류로 인하여 모형에서 zonal advection feedback이 강하게 나타나 결국 빠르게 진동하는 near-annual mode를 생성시켰다. 또한 모형의 동서 해류의 계절 변화가 강하게 나타나는 점과 용승의 크기가 관측에 비해 절반밖에 안 되는 점도 이 모드의 생성에 연관이 있다고 제시하였다.

SST 아노말리의 rms 분포는 Fig. 2에 나타났다. 모형에서 나타난 열대 태평양의 rms 분포는 관측과 유사한 크기와 형태를 갖는다. 그러나 인도양에서 변동성이 관측보다 강하게 나타나고 있으며, 북반구 중위도 태평양과 대서양의 변동성의 분포가 관측과 큰 차이를 나타내고 있다. 관측에서는 쿠로시오 난류와 멕시코 난류의 흐름을 따라 큰 rms을 보이고 있지만 모델에서는 북쪽 경계에 평행한 변동 분포를 보인다. 그리고 모델에서 이 변동성은 경계에 가까이 갈수록 급격히 감소하고 있다. 북반구 경계에서 나타난 이런 관측과의 차이점은 해양 모형에서 사용된 Newtonian damping 항과 연관이 있을 것이다. 또한 주목할만한 점은 모델의 rms 분포가 서태평양($\sim 150^\circ\text{E}$)까지 분포해 있다는 점이다. 이런 특징은 Fig. 1에서 볼 수 있듯이 SST 아노말리가 서태평양 경계까지 도달하는 것과 관련이 있다. rms에서 나타난 이 특징의 원인은 다음 절에서 분석하고자 한다.

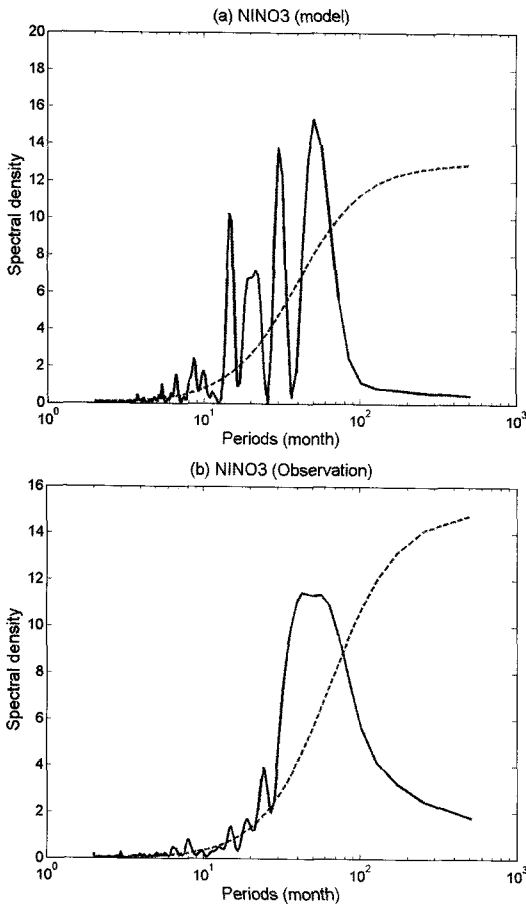


Fig. 3. Power spectrum of the (a) model and (b) the observed NINO3 SST anomalies against red noise (dashed line). The observational SST anomalies during the period of 1950-2000 are used.

앞에 언급한 것처럼 이 모형에서 나타나는 mobile mode 모드로 인하여 짧은 주기 영역에서 SST 아노말리의 변동 스펙트럼이 강할 것이라 예상할 수 있다. Fig. 3에서 이것을 확인할 수 있다. 관측에서 NINO3(150°W-90°W, 5°S-5°N) SST 인덱스의 파워 스펙트럼은 35-70 month 의 넓은 영역의 주기성을 나타내고 있다(Fig. 3b). 반면에 모델은 50 month의 강한 주기와 관측에서는 크게 나타나지 않는 30, 20, 15 month의 주기들을 보이고 있다. 즉, 관측에 비해 모델에서 짧은 주기의 경년변동이 강하게 나타나고 있다. 집합 모형의 ENSO의 주기가 관측에 비해 짧게 나타나는 모습은 다른 여러 모형에서도 공통으로 나타나는 문제다. 특히 집합 모형들은 1-2년 주기에서 강한 파워를 나타내는 경향이 있다(Achuta Rao

and Sperber, 2002). Mobile mode와 마찬가지로 이런 경향도 강한 zonal advection feed과 관련이 있다고 제시되고 있다(Dewitte et al., 2007).

SST 분포와 경년변동

앞 절에서 rms의 분포가 서태평양 경계에까지 분포하며 이런 특징은 SST 아노말리의 서진(westward propagation)하는 것과 연관이 있음을 제시하였다. 여기서는 SST 아노말리의 서진이 나타나는 원인을 분석하고자 한다.

An and Jin(2001)이 제시한 것처럼 열대 해양의 경년 변동은 zonal advection feedback과 thermocline feedback의 결과로 나타난다. Zonal advection feedback은 SST 아노말리를 서쪽으로 진행하게 한다고 알려줬다(Neelin and Jin, 1993). Zonal advection feedback이 평균보다 강화되는 이유는 비정상적인 해류나 SST의 동서 분포의 변화 때문일 것이다. 우리의 모형은 관측에 비해서 강한 한랭화를 생성하기 때문에 (Fig. A2) SST 동서 변화율이 관측과 크게 다를 것이다.

모델이 모의하는 rms 분포의 특징과 zonal advection feedback의 관련성을 살펴보기 위하여 모델과 관측 자료의 동서 방향의 SST 경도(-dT/dx)를 Fig. 4에 보였다. SST의 동서 변화율은 관측과 모델이 서로 큰 차이를 나타내고 있다. 특히 이 차이는 서태평양과 동태평양에 크게 나타나고 있다. 이 분포와 SST 아노말리의 경년변동 사이의 관련성을 살펴보기 위하여 간단한 two-strip 모형(An and Jin, 2001)을 이용하고자 한다. 이 모형은 Jin(1997b)에 제시된 것처럼 열대 strip과 아열대(off-equatorial) strip을 고려하여 각 strip의 수온약층의 깊이와 SST 아노말리를 구한다. 이 모형에서 열대 SST 아노말리 방정식은 $\partial_t T_e = -c(x)T_e + \gamma(x)h_e + a(x)u_m$ 으로 나타난다. 여기서 T_e , h_e 와 u_m 은 각각 열대 strip의 SST 아노말리, 수온약층의 깊이, 그리고 동서 해류를 나타낸다. 방정식의 계수 $c(x)$, $\gamma(x)$ 와 $a(x)$ 는 각각 Newtonian cooling 항, 수온약층의 변화와 수평 온도 경도를 나타낸다. 즉 오른쪽 항의 둘째와 셋째 항은 각각 thermocline feedback과 zonal advection feedback을 의미한다. Two-strip 모형 시스템에 x 방향으로 유한차분법(finite difference method)을 적용하여 얻은 행렬을 이용하여 고유값 문제(eigen value problem) 형식의 해를 구한다.

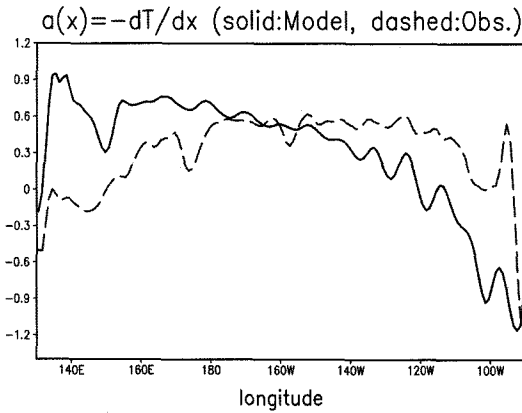


Fig. 4. Longitude distribution of the zonal SST gradient ($a(x) = -\partial T/\partial x$) for model (solid) and observation (dashed). Units are $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C cm}^{-1}$.

여기서 방정식 시스템의 모든 조건은 An and Jin (2001)과 일치시켰다. 다만 SST의 동서 변화율에 대한 민감도를 찾기 위하여 $a(x) = -\partial T/\partial x$ 을 모델과 관측 SST를 이용하여 각각 구했다(Fig. 4). 모델과 관측의 $a(x)$ 분포는 서태평양에서 서로 크게 다르다. 특히 모델의 한랭허가 관측에 비해 강하게 나타나므로 서태평양 지역의 $a(x)$ 값이 모델에서 크게 나타나고 있다.

각각의 $a(x)$ 을 이용하여 구한 SST 아노말리의 첫 번째 불안정 모드를 Fig. 5에 나타냈다. 관측의 $a(x)$ 을 이용하여 얻은 SST 아노말리 변동은 170°E 보다 동쪽에 나타난다. 반면에 모델의 경우는 SST 아노말리가 140°E 까지 이르고 있다. 이런 특징은 Fig. 1에서 나타나는 것과 잘 일치한다. 따라서 모델에서 SST 아노말리가 관측에 비해 서태평양까지 치우쳐 나타나는 것은 모델에서 zonal advective feedback이 관측보다 강하게 작용하기 때문이라 할 수 있다. 이런 차이는 서태평양의 SST 경도에 의해 나타나고 있다. 그리고 이 강한 피드백은 크게 발달하고 있는 한랭허의 영향으로 나타난 동서 방향의 SST 경도로 인하여 생성되고 있다.

El Niño 발달의 열 축적 메커니즘

Moon(2004)은 이 접합 모형의 초기 수치적분 자료 (5-19 year)를 이용하여 모형에서 나타나는 ENSO 메커니즘의 특징을 분석하였다. 모형에서 ENSO는 충전-방전 진동자(recharge-discharge oscillator; Jin,

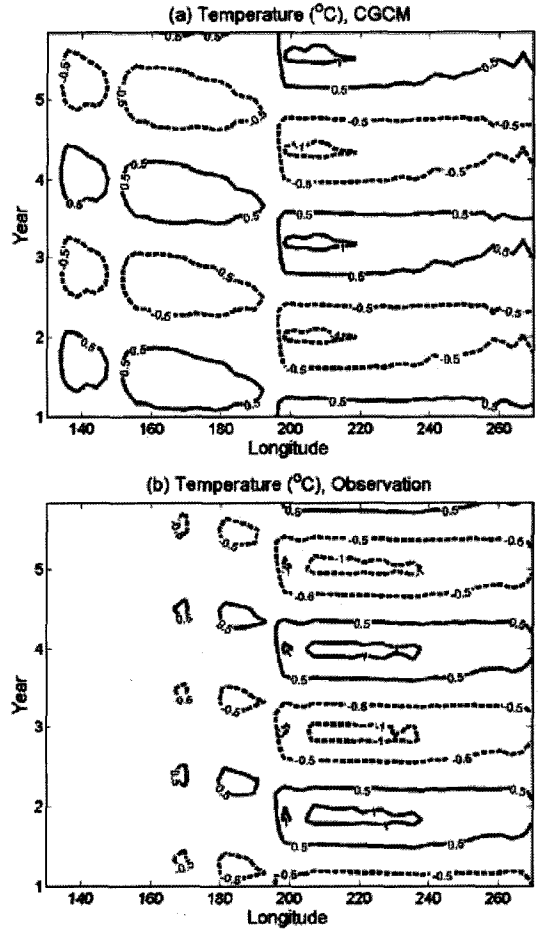


Fig. 5. Time-longitude distributions of SST anomalies for the most unstable eigenmode along the equator. (a) The eigenmodes are obtained based on $a(x)$ of model. (b) Same as (a) except $a(x)$ of observational SST.

1997a)의 특징을 보였다. 즉, 개발된 접합 모형은 충전-방전 진동자 이론에서 예측한 바람응력, SST, 그리고 수온약층의 깊이의 특징들을 잘 모의하였다. 이 진동자 모델에서 동태평양 NINO3 SST 아노말리와 적도 태평양(5°S - 5°N)의 동서 평균한 수온약층의 두께가 90° 위상차(phase difference)를 갖는다. 즉 엘니뇨가 발달하기 1/4 위상(phase) 전에 적도 태평양에 열함유량(heat content)이 최대로 축적(charge)된다. 이후 열함유량이 고위도로 방출(discharge)되면서 엘니뇨가 발생한다.

이 절에서는 해양의 열 축적 과정에 영향을 주는 서태평양의 엽분의 연직 분포의 특징을 살펴보고자 한다. 엽분의 변화는 결국 barrier layer thickness

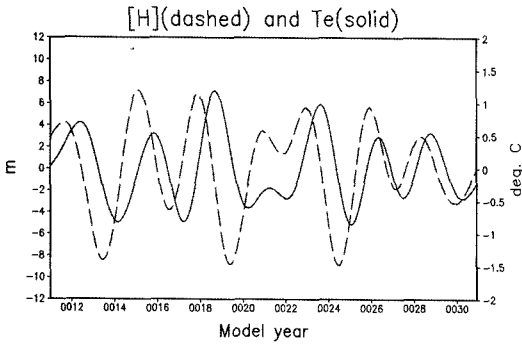


Fig. 6. The time series for the zonal mean thermocline depth anomalies (dashed line) and SST anomalies on NINO3 region (solid). Units are m and °C, respectively.

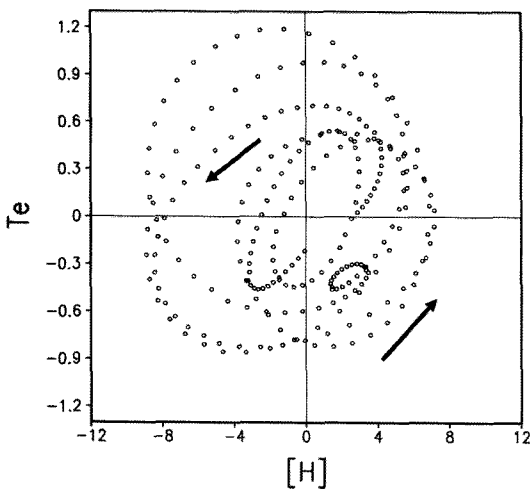


Fig. 7. Trajectory plot for the zonal mean thermocline depth anomalies (m) and SST anomalies over the NINO3 area (°C). Note that the arrows indicate the direction.

(BLT)의 변화로 나타난다(Maes et al., 2006).

먼저 열대 태평양의 열 축적과 방출 과정과 NINO3 SST 아노말리의 관련성을 파악하기 위하여 모델에서 구한 [H]와 T_e 를 Fig. 6에 나타냈다. 여기서 [H]와 T_e 는 각각 동서 평균한 수온약층(thermocline) 깊이의 아노말리, NINO3 SST 아노말리를 말한다. [H]와 T_e 는 충전-방전 진동자 이론의 예측대로 [H]가 T_e 를 1/4 위상(phase)만큼 선행하고 있다. 동서 방향의 바람응력 (zonal wind stress, τ_x)와 T_e 는 거의 같은 위상을 가지므로 역시 [H]가 τ_x 를 1/4 위상만큼 앞서게 된다. 즉 바람 속력이 최대일 때 열대 적도상의 수온약층 깊이는 0에 가깝게 되고 반대로 속력이 0일 때는 수온약층은 최대 혹은 최소 값을 갖는다. 결국 바람과

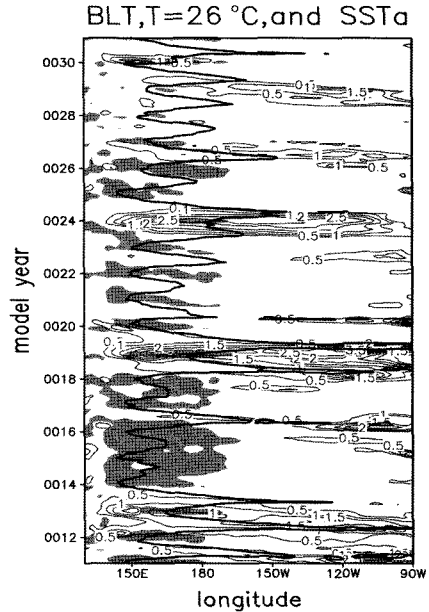


Fig. 8. Time-longitude distributions of barrier layer thickness (BLT) greater than 40 m along the equator during the period of model year 11-30 is shown in shadings. The thick and thin lines indicate the 26°C-isotherm and SST anomaly, respectively. Note that the only SST anomaly greater than 0.5°C, i.e., El Niño period, is shown.

해양은 서로 완전한 평형을 이루지 못하고 이런 불균형이 바로 다음 위상으로 전이시키는 작용을 한다.

이런 특징은 [H]와 T_e 의 궤적을 나타낸 Fig. 7을 통하여 확인 할 수 있다. 예를 들면, ([H], T_e)의 위치가(0, 0.9)에 있다면 El Niño일 때 수온약층은 동서로 기울어져 있을 것이다. 이 때 기울어진 수온약층으로 지균허관계(geostrophic relationship)에서 유도된 해류에 의해서 적도의 열이 고위도로 방출될 것이다. 즉 ([H], T_e)의 위치는 2-사분면으로 향하게 된다. 이런 식으로 ([H], T_e)는 시계 반대 방향으로 회전하는 궤적을 그리게 된다.

최근 Lee et al.(2006)은 관측 자료와 간단한 모델을 이용하여 북서태평양의 바람응력의 변화가 적도 태평양 열 충전 과정에 영향을 주어 결국 ENSO의 변화를 가져올 수 있다고 제시하였다. 여기서는 El Niño 발달 메커니즘과 연관된 해양 내부의 변화와 열 충전 과정을 살피고자 한다.

최근 Maes et al.(2005)와 Maes et al.(2002)은 엘니노 발달에 필요한 서태평양의 열함유량 축적이 이 지역의 염분(salinity) barrier layer와 연관이 있다고

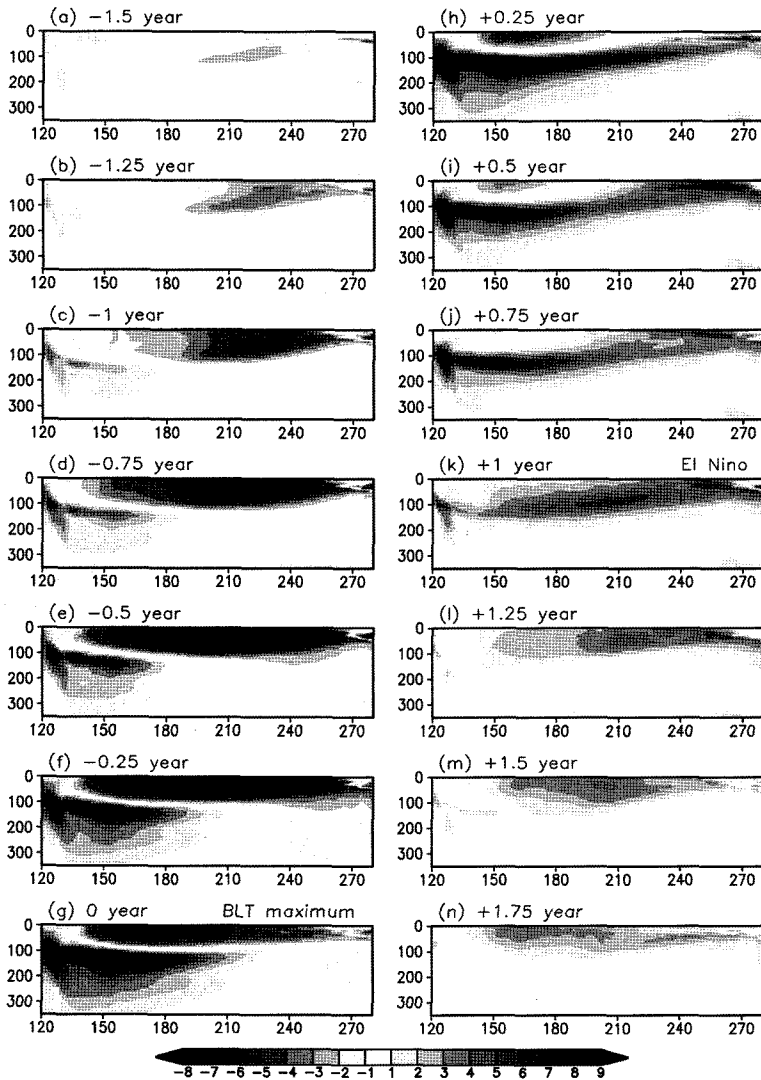


Fig. 9. Lead-lag regression maps between the subsurface ocean temperature and the averaged western Pacific (130-180°E) barrier layer thickness from the -1.25 year lead to +1.75 year lag at 0.25 year intervals. Note that the 0 year (g) and +1 year (k) are corresponding to BLT maximum and El Niño peak, respectively.

제시하였다. 즉 barrier layer가 서태평양의 용승을 차단하여 이 지역의 열이 빠져나가지 않도록 유지시킨다. 만약 이 barrier layer가 없다면 서태평양에서 열 축적이 제대로 이뤄지지 않아 결과적으로 엘니뇨 생성이 억제될 것이다.

모델에서 모의된 barrier layer thickness(BLT)의 시간에 따른 변화를 Fig. 8에 나타냈다. 엘니뇨의 발달과 비교하기 위하여 26°C 등온선과 SST 아노말리(>0.5°C)을 함께 보였다. 여기서 BLT는 수온과 밀도가 해면에서 보다 각각 0.5°C 감소하거나 0.125 kg

m⁻³ 증가하는 깊이의 차이로 정의된다(Maes et al., 2005).

BLT와 엘니뇨의 관계의 두드러진 특징은 엘니뇨가 일어나기 전에 서태평양의 BLT가 증가하고 있는 점이다. 이후 BLT가 감소하고 서태평양의 온난 해수역(26°C 등온선)이 동쪽으로 이동하면서 엘니뇨가 발달한다. 18년에 발달한 엘니뇨의 경우를 살펴보면 17년에 BLT가 증가한 뒤 18년에 들어서면서 BLT가 감소하고 26°C 등온선이 동쪽으로 이동하면서 동태평양에 양의 SST 아노말리가 발달하고 있다. 이런 특

정은 관측 자료 분석을 이용하여 Maes et al.(2005)이 제시한 엘니뇨 발달에 미치는 barrier layer의 역할과 잘 일치하고 있다. 즉 서태평양에 발달한 barrier layer는 이 지역의 열을 축적시키는 역할을 한다. 이후 적도 켈빈파에 의해 축적된 열이 동쪽으로 전파되면서 엘니뇨가 발생한다.

Barrier layer 변화에 따른 열의 이동과 엘니뇨의 관계를 좀더 살펴보기 위하여 서태평양의 BLT와 해수 온도의 지연 회귀 분석(lead-lag regression analysis)을 실시하였다. Fig. 9은 서태평양(130°-180°E) BLT에 따른 적도 태평양의 수온 아노말리 변화를 나타낸다. BLT 값이 최대로 증가할 때까지 서태평양 내부에 열이 축적되고 있다(Fig. 9a-9g). 이후 이 열이 수온약층을 따라 동쪽으로 전파되면서 엘니뇨(Fig. 9k)을 생성시킨다. 즉, 서태평양에서 생성된 BLT로 인하여 열함유량이 축적되고 이후 이 열이 동태평양으로 전달되면서 엘니뇨를 발달시킨다. 이때 서태평양에 열의 전달로 엘니뇨가 발달하기까지는 약 1년이 소요된다. 이 모델은 관측과 유사하게 엘니뇨 발달에 따른 해양 내부의 변화 등을 잘 모의하고 있다.

요약 및 결론

기후 변동의 원인과 메커니즘을 연구하기 위하여 대기-해양 접합 모델을 개발하였다. 접합 모델은 서울대학교 대기대순환 모형(SNUAGCM; Kim, 1999)과 미국 GFDL의 Modular Ocean Model(MOM)2.2 모형(Pacanowski, 1995)으로 구성되었다. 해양의 연직 혼합 과정으로 난류 관측 자료를 토대로 개발된 Noh and Kim(1999) 모형을 해양 모형에 추가하였다. 대기 모형은 전구 스펙트럴 모형으로 수평 해상도는 T42이고 연직 20층의 시그마 좌표로 이루어져 있다. 해양 모형의 해상도는 지역에 따라 남북 방향으로 차이를 두었다. 즉, 적도 부근의 해상도는 기후 변동에 중요한 역할을 하는 이 지역의 파동을 모의하기 위하여 1/3°의 남북 해상도를 갖는다. 동서 방향의 해상도는 전체 해양에서 1°로 고정돼 있다. 대기 모형과 해양 모형은 하루에 한번 상대 모형의 일평균 경계 값을 전달한다.

이 연구에서 개발된 접합 모형은 30년간 수치적분 이 수행되었고 후반 20년의(11-30 model year) 모의 자료를 분석하였다. 모형은 이 기간 동안 큰 기후 표류를 나타내지 않았다. 분석된 모든 변수들(SST,

SST의 계절변동, 강수량, 열대 수온과 해류)이 평균 분포는 관측과 크게 다르지 않았다.

모형은 열대 해양의 경년변동을 실제와 유사하게 잘 모의하였다. NINO3(150°W-90°W, 5°S-5°N) SST 인덱스의 표준편차는 0.85°C로 관측의 81.7%의 크기를 갖는다. 이것은 Coupled Model Intercomparison Project(CMIP)의 17개 모형과 비교하여 두 번째로 좋은 결과다(AchutaRao and Sperber, 2002). 그러나 모델은 관측에서 나타나는 주기(~4 year) 이외에 짧은 주기(1-2 year) 영역에서도 강한 파워를 나타냈다. 다른 모형들에서도 나타나는 이 문제점의 원인으로 최근 mobile mode(Mantua and Battisti, 1995) 혹은 near-annual mode(Jin et al., 2003)가 제시되었다(Dewitte et al., 2007).

우리의 모델은 강한 zonal advection feedback으로 열대의 SST 아노말리가 관측보다 더 서쪽으로 진행하여 서태평양에서 관측에 비해 큰 SST 아노말리 rms 분포를 만들고 있었다. 이것을 확인하기 위하여 간단한 two-strip 모형을 이용하였다. 모형의 동서 방향의 SST 경도를 이용할 때에 관측의 경도를 이용할 때보다 SST 아노말리는 훨씬 서태평양으로 이동하는 모습을 보였다. 특히 이런 서진(westward propagation) 현상은 서태평양에서 더욱 강하게 나타났다.

그러나 간단한 two-strip 모형에서는 zonal advection feedback이 강할 때 SST 아노말리 변동 주기가 크게 짧아지는 모습을 보이지 않았다(Fig. 5). 즉 우리의 모형에서 나타난 짧은 주기성의 원인으로 SST 경도의 변화로 인한 zonal advection feedback이라 단정할 수 없었다. Dewitte et al.(2007)은 접합 모형에서 나타나는 짧은 주기성의 원인으로 비정상적으로 강한 해류를 제시하였다. 우리 모형이 갖은 짧은 주기성의 원인에 대해서는 좀더 분석이 필요할 것이다.

이 모형에서 모의되는 경년변동은 Jin(1997a)이 충전-방전 진동자의 특징을 보여주었다. 동서로 평균된 수온약층의 깊이와 NINO3 SST 아노말리는 이론에서 제시한대로 대체로 90° 위상차를 보이며 수온약층 변화가 앞서고 있었다. 적도 열대 태평양의 열 축적 과정을 최근 제시된 barrier layer thickness(BLT)의 변화로 이해하기 위하여 서태평양의 BLT의 변화에 따른 해양 내부의 열적 구조의 관련성을 분석하였다. 이 두 시계열의 지연 회귀 분석으로 엘니뇨가 발생하기 2년 전부터 1년 전까지 서태평양에 열이 축적됨을 알 수 있었다. 이때 이 지역의 BLT는 최대로

성장하고 있었다. 이후 BLT가 작아지면서 축적된 열은 수온약층을 따라 동쪽으로 진행하면서 엘니노를 생성시켰다. 최근 Maes et al.(2006)은 BLT의 변동에 해수면 염분이 중요한 역할을 한다고 제시하였다. 염분은 SST만큼 관측 자료가 풍부하지 않다. 따라서 염분의 분포가 BLT 변화를 통하여 열대 해양의 경년 변동에 영향을 주는 과정을 이해하기 위해서는 모델 실험과 분석이 필요할 것이다.

사 사

모델 개발에 여러분들께서 도움을 주셨습니다. 특히 모델 개발은 서울대학교 전종갑 교수의 지원을 받아 이뤄졌습니다. 해양 모델의 연직 혼합층 모형은 연세대학교 노의근 교수가 제공하였습니다. 서울대학교 강인식 교수, 이동규 교수, 해양연구원 박영규 박사 등은 모델 성능을 향상시키는데 필요했던 조언을 아끼지 않았습니다. 그리고 해양연구원 이상욱 박사 와 많은 토의를 하였습니다. 논문에서 사용된 two-strip 모형은 국종성 박사가 제공하였습니다. 또한 대기모형을 개발한 김종근 박사께 감사 드립니다. 본 연구는 한국과학기술정보연구원의 '슈퍼컴퓨팅 응용 연구 전략지원 프로그램'을 통해 수행되었음. 컴퓨팅 자원을 제공해 준 슈퍼컴퓨팅센터에 감사 드립니다.

참고문헌

- AchutaRao, K. and Sperber, K.R., 2002, Simulation of the El Niño-Southern Oscillation: Results from the coupled model intercomparison project. *Climate Dynamics*, 19, 191-209.
- An, S.-I. and Jin, F.-F., 2001, Collective role of zonal advective and thermocline feedbacks in ENSO mode. *Journal of Climate*, 14, 3421-3432.
- Bonan, G.B., 1996, A land surface model for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide. NCAR Technical Note, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 150 p.
- Cane, M.A., 1992, Tropical Pacific ENSO models: ENSO as a mode of the coupled system. *Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. Eds., Cambridge University Press, 583-614.
- Carton, J.A., Chepurin, G., and Cao, X., 2000, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part I: Methodology, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 294-309.
- Delecluse, P., Davey, M., Kitamura, Y., Philander, S., Suarez, M., and Bengtsson, L., 1998, Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 103, 14357-14373.
- Dewitte, B., Cibot, C., Perigaud, C., An, S.I., and Terray L., 2007, Interaction between near-annual and ENSO modes in a CGCM simulation: role of the equatorial background mean state. *Journal of Climate*, 20, 1035-1052.
- Fedorov, A. and Philander, S.G., 2000, Is El Niño changing? *Science*, 288, 1997-2002.
- Gu, D. and Philander, S.G.H., 1997, Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275, 805-807.
- Holtislag, A.A.M. and Boville, B.A., 1993, Local versus non-local boundary-layer diffusion in a global climate model. *Journal of Climate*, 6, 1825-1842.
- Jin, F.-F., 1997a, An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: conceptual model. *Journal of Atmospheric Science*, 54, 811-829.
- Jin, F.-F., 1997b, An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped down coupled model. *Journal of Atmospheric Science*, 54, 830-846.
- Jin, F.-F., Kug, J.-S., An, S.-I., and Kang, I.-S., 2003, A near-annual coupled ocean-atmosphere mode in the equatorial Pacific ocean. *Geophysical Research Letters*, 30, 1080.
- Kang, I.-S., Kug, J.-S., An, S.-I., and Jin, F.-F., 2004, A near-annual Pacific ocean basin mode. *Journal of Climate*, 17, 2478-2488.
- Kim, J.-K., 1999, Parameterization of land surface processes in an atmospheric general circulation model. Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea, 178 p.
- Kug, J.-S., 2003, ENSO predictability in various coupled models: roles of the Pacific ocean dynamic and the Indian ocean. Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea, 167 p.
- Latif, M., Sterl, A., Maier-Reimer, E., and Junge, M.M., 1993, Climate variability in a coupled GCM. Part I: The tropical Pacific. *Journal of Climate*, 6, 5-21.
- Lee, W.-S., 2000, A Study of ENSO mechanisms using a CGCM. Ph. D. thesis, Yonsei University, Seoul, Korea, 170 p.
- Lee, Y.-K., Moon, B.-K., Kwon, M., and Jhun, J.-G., 2006, Roles of wind stress variations in the western north Pacific on the decadal change of ENSO. *Journal of the Korean Earth Science Society*, 27, 687-694.
- Levitus, S., 1982, *Climatological Atlas of the World Ocean*. NOAA, 173 p.
- Maes, C., Picaut, J., Belamari, S., 2002, Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model. *Geophysical Research Letters*, 29, 2206.

- Maes, C., Picaut, J., Belamari, S., 2005, Importance of the salinity barrier layer for the buildup of El Niño. *Journal of Climate*, 18, 104-118.
- Maes, C., Ando, K., Delcroix, T., Kessler, W.S., McPhaden, M.J., and Roemmich, D., 2006, Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. *Geophysical Research Letters*, 33, L06601.
- Mantua, N.J. and Battisti, D.S., 1995, Aperiodic variability in the Zebiak-Cane coupled ocean-atmosphere model: Air-sea interactions in the western equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 8, 2897-2927.
- McPhaden, M.J., 1999, Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283, 950-954.
- Mechoso, C. and Coauthors, 1995, The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Monthly Weather Review*, 123, 2825-2838.
- Meehl, G.A., Gent, P.R., Arblaster, J.M., Otto-Bliessner, B.L., Brady, E.C., and Craig, A., 2001, Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Climate Dynamics*, 17, 515-526.
- Moon, B.-K., 2004, Characteristics of the vertical baroclinic mode in the equatorial Pacific and its impact on the interannual and decadal variabilities. Ph.D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea, 182 p.
- Neelin, J.D. and Jin, F.-F., 1993, Modes of interannual tropical ocean-atmosphere interaction-A unified view. Part II: Analytical results in the weak-coupling limit. *Journal of Atmospheric Science*, 50, 3504-3522.
- Noh, Y. and Kim, H.-J., 1999, Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *Journal of Geophysical Research*, 104, 15621-15634.
- Noh, Y., Jang, C.-J., Yamagata, T., Chu, P.C., and Kim, C.-H., 2002, Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 1284-1307.
- Numaguti, A., Takahashi, M., Nakajima, T., and Sumi, A., 1995, Development of an atmospheric general circulation model. *Climate System Dynamics and Modeling*. Matsuno, T. Eds., Vols. 1-3, University of Tokyo, 1-27.
- Pacanowski, R.C., 1995, MOM2 documentation, User's guide and reference manual. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No.3.
- Pacanowski, R.C. and Philander, S.G.H., 1981, Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1143-1451.
- Park, H.-S., 2003, Development of an atmosphere-ocean-sea ice coupled model and ENSO hindcast experiments. Ph.D. thesis, Pusan National University, Pusan, Korea, 109 p.
- Park, H.-S. and An, J.-B., 2004, Development of a new CGCM and ENSO hindcast Experiment using the CGCM(I). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 40, 135-146.
- Robertson, A.W., Ma, C.-C., Ghil, M., and Mechoso, C. R., 1995, Simulation of the tropical Pacific climate with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. Part II: Interannual variability. *Journal of Climate*, 8, 1199-1216.
- Rosati, A. and Miyakoda, K., 1988, A general circulation model for upper ocean simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1601-1626.
- Wyrtki, K., 1975, El Niño: the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 572-584.
- Xie, P. and Arkin, P.A., 1997, Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2539-2558.
- Zebiak, S.E. and Cane, M.A., 1987, A model El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 2262-2278.

2007년 4월 18일 접수
 2007년 5월 3일 수정원고 접수
 2007년 5월 21일 채택

부 록

부록에서는 이 논문에서 사용된 모형이 모의하는 평균장을 관측과 비교하여 살펴보고자 한다. 이 모형은 연직 혼합법으로 최근 새롭게 제시되고 있는 Noh and Kim(1999)의 모형을 사용하고 있다. 널리 사용되는 PP scheme(Pacanowski and Philander, 1981)과는 달리 그들은 해양 난류의 관측 자료를 토대로 안정한 연직 구조에서도 바람에 의한 난류(turbulence) 발생을 고려하였다. 예를 들면 PP scheme은 안정도를 나타내는 리차드슨 수(Richardson number)의 함수로 연직 혼합을 표현한다. 따라서 해양이 안정한 상태인 경우 이 방법은 약한 연직 혼합을 모의한다. 그러나 해양이 열적 안정한 상태에서도 바람에 의해 생성된 난류에 의해서 연직 혼합이 유도될 수 있다. 즉 바람이 강하고 안정한 상태인 해양일 때 PP scheme은 연직 혼합을 실제보다 약하게 표현하게 되어 관측보다 높은 SST를 생성할 것이다. 반면에 Noh and Kim(1999)의 방법은 2차 난류 마감 법을 이용하여 안정한 상태에서도 관측과 유사한 해수면 온도를 나타낸다고 제시되었다(Noh et al., 2002).

1. SST와 강수

먼저 모델에서 모의된 SST의 특징을 살펴보고자 한다. SST는 대기과 해양의 경계에서 나타나는 변수이기에 접합모형의 성능을 평가할 수 있는 가장 중요한 변수다. CGCM에서 모의된 평균 SST와 관측값의 분포, 그리고 둘의 차이를 Fig. A2에 나타냈다. 연구에서 개발된 모형은 SST의 전반적인 분포를 잘 나타내고 있다. 즉 관측과 비슷하게 서태평양에서 높

은 SST를 보이며 동태평양에서 낮은 수온을 갖는 한랭허가 위치하고 중위도로 갈수록 SST가 감소하고 있다. 그러나 관측에 비해 한랭허가 강하게 발달하며 서태평양 온난역(warm pool)은 약하게 발달하고 있다. 또한 모형의 한랭허는 서쪽으로 뻗어가 온난역을 부메랑 형태로 남북으로 분리시키고 있다. 그리고 전반적으로 모형의 SST는 쿠로시오 난류 지역을 제외한 지역에서 최대 3°C의 음의 편차를 나타내고 있다(Fig. A2c). 대서양에서는 관측과 비교하여 ±2°C의 오차를 보였다. 이런 모형의 오류(bias)들은 현재 대기-해양 접합 모형에서 나타나는 공통된 모습들이라 알려져지고 있다(Mechoso and Coauthors, 1995).

SST의 평균 분포에서 나타나는 오류들에도 불구하고 SST의 계절 변동은 관측에서 나타나는 특징을 보인다. Fig. A3a, A3b을 보면, 북서태평양의 SST는

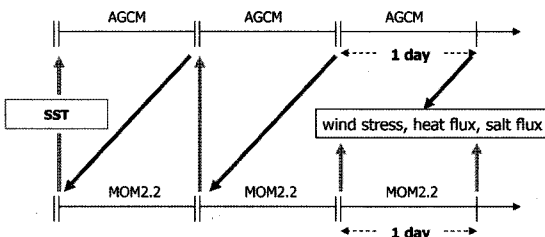


Fig. A1. A schematic diagram describing the coupling strategy of atmosphere-ocean coupled general circulation model (AOCGCM). The ocean and atmosphere model exchange information (air-sea fluxes and SST) once per simulated day. Model has integrated without any flux correction or restoring.

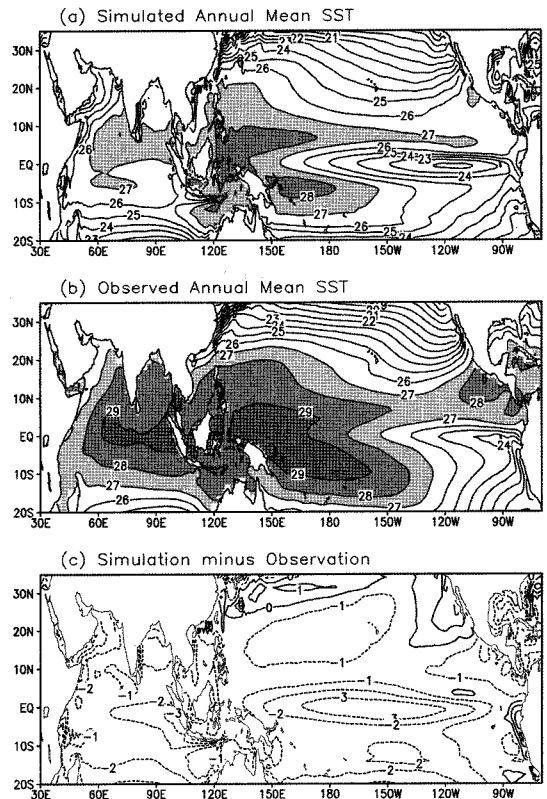


Fig. A2. The annual mean sea surface temperature (SST) for both (a) 20-yr model simulation, and (b) observation (NOAA SST) during the period of 1982-2002. (c) The simulated SST bias relative to the observation.

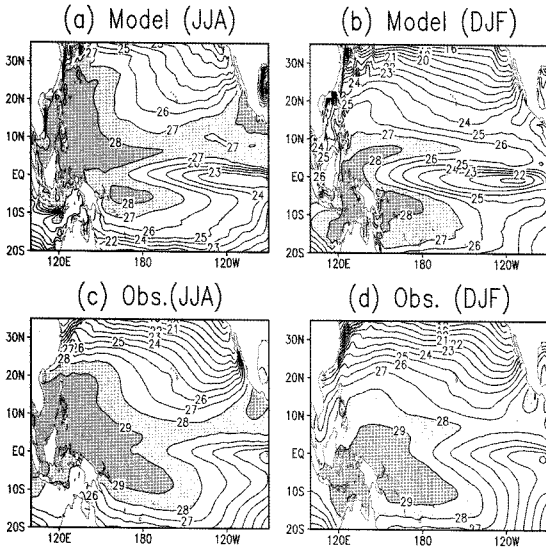


Fig. A3. Simulated annual mean SST for (a) summer (June-August) and (b) winter (December-February). (c) and (d) are same as (a) and (b), respectively except for observation.

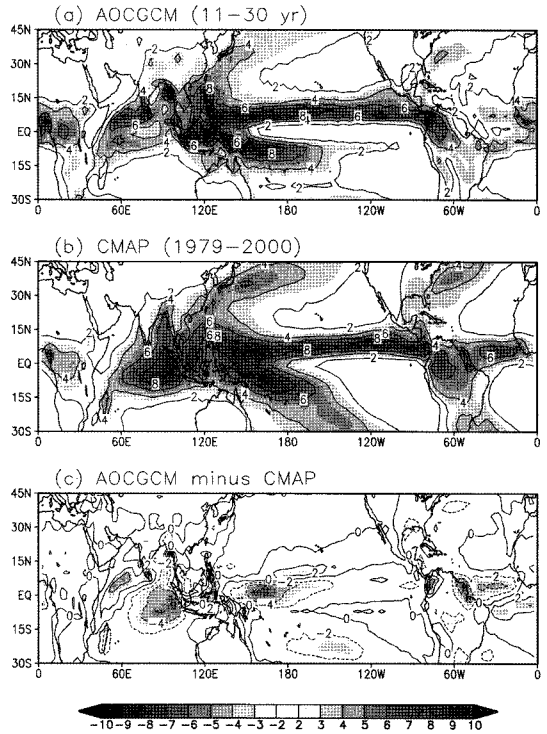


Fig. A5. Annual mean precipitation for (a) simulated, (b) observed CMAP data (Xie and Arkin, 1997), and (c) their difference (model minus observation). Units are mm day^{-1} .

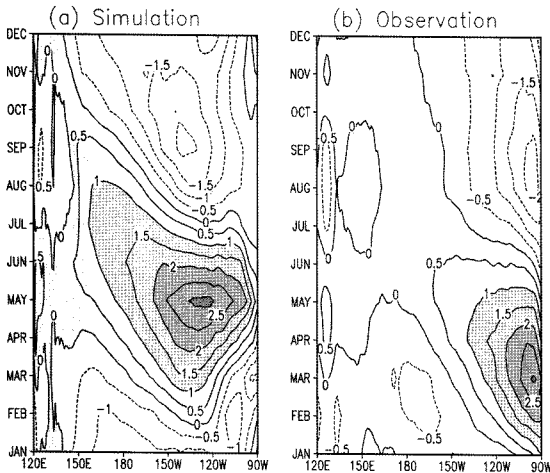


Fig. A4. Annual cycle along the equator for (a) model and (b) observation.

여름과 겨울로 변하면서 남북으로 진동하고 있다. 이런 모습은 비록 크기는 작지만 관측 자료에서도 나타나고 있다(Fig. A3c, A3d).

복잡한 대기-해양 상호작용의 결과로 나타나는 연 변화는 모델의 성능을 평가할 수 있는 중요한 지표가 된다. Fig. A4는 모델의 연변화가 관측에서 나타나는 특징을 따라가고 있음을 보여준다. 그러나 모델의 연변화의 진폭은 관측에 비해 크고 좀더 서쪽으로 진행하고 있었다. 모델에서 연변화의 위상(phase)

은 관측에 비해 1-2개월 정도 지연되고 있다.

강수량 분포의 결과는 Fig. A5에 나타났다. 모델의 강수량 분포는 관측과 비슷하다. 열대 지역의 강수량은 적도수렴대(ITCZ) 상에 집중돼 나타난다. 모델은 또한 서태평양과 아시아 몬순(Asia Monsoon) 지역의 강수량을 잘 모의하고 있다. 특히 한반도를 중심으로 한 동아시아 몬순(East Asia Monsoon)의 경우는 오차가 mm day^{-1} 이내에 있다. 그러나 모델은 적도 상의 강수를 관측에 비해 최대 $\sim 6 \text{ mm day}^{-1}$ 정도 작게 모의하고 있다. 특히 동태평양에서 나타나는 음의 편차는 한랭해에서 나타나는 문제가 관련된 듯 하다. SST와 비슷하게 강수량의 계절 변화도 관측에 비교하여 크게 다르지 않다. 특히 인도 몬순과 동아시아 몬순의 변동을 잘 모의하였다(그림은 나타내지 않았음).

2. 해양 내부

열대 태평양의 수온약층(thermocline)과 적도 내부의 해류(equatorial under current)는 ENSO에 큰 영향을 미친다(Cane, 1992). 이 절에서는 모델의 수온약

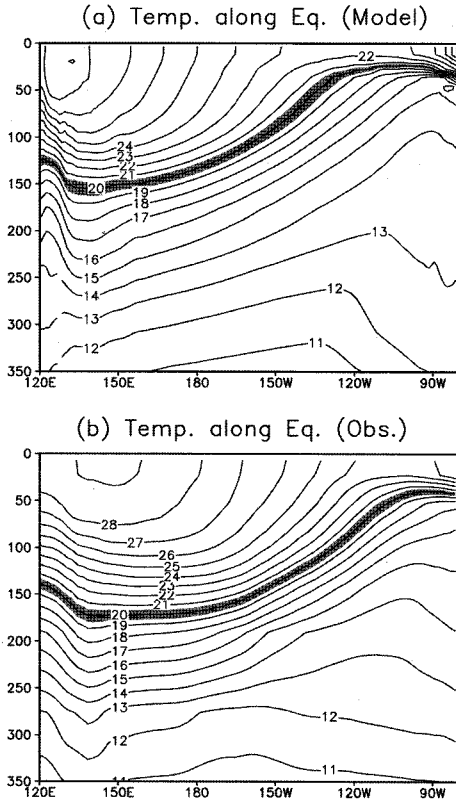


Fig. A6. Longitude-depth distribution of subsurface temperature for (a) simulation and (b) SODA. Units are °C. The area between 19.5 and 20.5°C is shaded to indicate the thermocline.

층과 내부 해류의 특징을 살펴보고자 한다. 관측 자료는 Simple Ocean Assimilation Data(SODA, Carton et al., 2000)을 이용했다.

모델은 수온약층이 나타내는 동서 방향의 변화를 SODA와 유사하게 모의하고 있다(Fig. A6). 모형이 해양 내부의 온도 분포를 잘 모의할 수 있는 것은 새로운 연직 혼합 모형 때문일 것이다(Noh et al., 2002). 동태평양(-90°W)에서는 수온약층이 나타나는 깊이가 30m로 관측 값 50m에 비해 다소 얕다. 그리고 태평양의 수온의 관측에 비해 작게 나타난다. 이런 문제점들 또한 앞에서 언급한 한랭화의 문제와 관련이 있다. 비슷한 맥락으로 서태평양의 온난 해수역이 서쪽으로 치우쳐 있고 SODA에 비해 수온이 1°C 정도 낮다. 그리고 서태평양(-150°E)의 수온약층

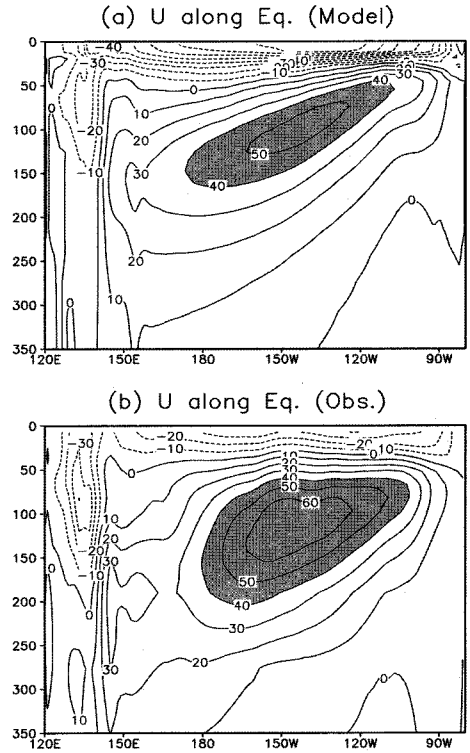


Fig. A7. The same to Fig. 6 except for zonal current. Units are cm s^{-1} . Area greater than 40 cm s^{-1} is shaded.

의 깊이도 20 m 정도 낮게 나타나고 있다.

동서 방향의 해류는 Fig. A7에 나타냈다. 적도 아래의 해류는 동서로 기울어져 나타난다. 이것은 해류를 일으키는 수압경도력이 수온약층 구조(Fig. A6)에 영향을 받기 때문이다. 다른 변수들과 비슷하게 모델은 관측과 유사한 해류 구조를 나타내었다. 그러나 해양 내부의 해류의 연직 규모가 관측에 비해 작고 그 크기가 10 cm s^{-1} 정도 낮게 나타난다. 반면에 상층(0-50 m)의 해류의 경우는 모델에서 규모가 크고 강하게 나타나고 있다. Coupled Model Intercomparison Project(CMIP)에 참가한 모델들의 해류 분포를 살펴보면 각 모델의 SST 분포는 관측과 크게 차이가 나지 않지만 해양 내부의 해류는 각 모델의 차이가 크게 나타난다(그림은 제시하지 않았음). 이것은 접합 모형의 성능을 평가하기 위해서 SST 뿐만 아니라 해양 내부의 변수들의 분석이 필요하다는 것을 의미한다.