

## 기후변화예측을 위한 해양대순환모형의 개발

안중배 · 이호신  
부산대학교 대기과학과

### Development of Oceanic General Circulation Model for Climate Change Prediction

JOONG-BAE AHN AND HYO-SHIN LEE

Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea

본 연구에서는 해양-대기 접합기후계의 연구를 위해 대기대순환모형에 대응하는 해양대순환모형을 개발하였고 이 해양대순환모형을 이용하여 주어진 대기경계조건에 대한 해양의 반응을 연구하였다. 기후학적 월평균값을 이용하여 모형을 100년동안 적분하였을 때(EXP 1), 해수온과 해류 등 모사된 대규모 해양상태는 관측과 유사하게 나타났다. 그러나 북적도반류와 같은 좁은 구역의 해류는 모형이 성긴 격자를 사용함으로써 불가피하게 흐트러졌다. 남극주변의 남빙양상의 해빙의 계절변화 또한 잘 모사되었다. NCEP/NCAR Reanalysis Project로부터 얻어진 10년 월평균자료(1982-1991)를 경계조건으로 한 EXP 2에서 모형은 1982-1983과 1986-1987의 엘니뇨를 포함하는 그 기간 동안의 주요한 해양변화를 적절히 모사해내었다. ENSO기간 동안 모형은 편서풍 아노말리의 동진에 따른 서향류 아노말리에 반응하여 동쪽으로 팽창하는 더운물과 적도를 따른 음의 연직속도 아노말리를 보여주고 있다. 엘니뇨와 상관한 아노말리 분포와 그 시간전개는 관측과 일치하고 있다. 일련의 실험들은 본 모형이 해양의 평균상태 및 아노말리를 재생산하는 능력을 가지고 있고, 해양-대기 결합계의 연구를 위해 효과적으로 사용될 수 있음을 보여준다.

In this study, Ocean General Circulation Model (OGCM) has been developed as a counterpart of Atmospheric General Circulation (AGCM) for the study of coupled ocean-atmosphere climate system. The oceanic responses to given atmospheric boundary conditions have been investigated using the OGCM. In an integration carried out over 100 simulated years with climatological monthly mean data (EXP 1), most parts of the model reached a quasi-equilibrium climate reproducing many of the observed large-scale oceanic features remarkably well. Some observed narrow currents, however, such as North Equatorial Counter Current, were inevitably distorted due to the model's relatively coarse resolution. The seasonal changes in sea ice cover over the southern oceans around Antarctica were also simulated. In an experiment (EXP 2) under boundary condition of 10-year monthly data (1982-1991) from NCEP/NCAR Reanalysis Project model properly reproduced major oceanic changes during the period, including El Niños of 1982-1983 and 1986-87. During the ENSO periods, the experiment showed eastward expansion of warm surface waters and a negative vertical velocity anomalies along the equator in response to expansion of westerly current velocity anomalies as westerly wind anomalies propagated eastward. Simulated anomalous distribution and the time behavior in response to El Niño events is consistent with that of the observations. These experiments showed that the model has an ability to reproduce major mean and anomalous oceanic features and can be effectively used for the study of ocean-atmosphere coupling system.

#### 서 론

해양은 지구-대기 기후계의 중요한 한 요소로서 인식되고 있다. 해양은 대기에 비해 큰 밀도와 비열을 가지며 열용량 또한 크다. 열용량이 큰 해양은 들어오는 태양복사에너지를 저장하였다가 나중에 잠열이나 현열의 형태로 에너지를 대기로 되돌려 보내며 이를 통해 기후의 계절변화에 영향을 미친다. 또한

해류는 에너지를 저위도에서 고위도로 수송하여 남북 온도 경도를 줄여 준다. 위의 두 과정으로 해양은 기후 조정자로서의 중요한 역할을 담당하고 있다(Peixoto, 1992).

해양순환은 복잡한 해저지형과 방정식이 갖는 비선형성 때문에 이를 이론적으로 이해하는데는 한계가 있다. 컴퓨터의 발달과 더불어 해석적인 풀이가 어려웠던 문제들에 대한 해의 접근이 용이하게 되면서 해양순환을 이해하기 위한 수치실험방법이

등장하기 시작했다. 이후 Bryan(1969) 그리고 Han(1984) 등이 전 구모형을 이용하여 해수순환을 연구하였고, 대기와 접해 있는 해양상층의 열적, 운동학적 구조에 대한 이해를 높이기 위해 혼합층(mixed layer)을 고려하는 등 많은 연구가 있었다(예, Kim and Gates, 1980).

대기와 해양은 서로 밀접하게 작용하기 때문에 기후의 변화를 장기적으로 예측하고자 할 때는 상호간의 상태변화, 즉 수온과 같은 해면변화와 기온, 바람과 같은 대기변화를 잘 고려하여야 한다. 따라서 주어진 이들 자료에 적절히 반응하는 대기와 해양 각각의 모형개발이 필수적이다. 해양모형은 기후학적으로 중요한 해류와 수온의 분포 등과 같은 교환변수들 뿐만 아니라, 엘니뇨현상 등과 관련해 나타나는 적도태평양에서 2~3°C 정도의 양의 수온 아노말리(anomaly)와 같은 해수의 변동성도 잘 묘사할 수 있어야 한다.

본 연구에서는 전구규모 기후변화를 예측하기 위한 대기/해양 접합모형 개발 연구의 선행작업(안중배 등, 1997)으로서 기후변화에 유의한 해양모형을 개발하였으며, 모형을 검증하기 위하여 대기기후경계자료에 대한 해양모형의 반응을 살펴보았다.

## 해양모형의 개요 및 실험방법

### 해양모형의 구조

본 연구에서 사용한 해양모형은 기본적으로 Bryan-Cox형이다. 해양모형의 격자형태는 지균조정(geostrophic adjustment)이 용이한 Arakawa-B 이며(Han, 1984), 격자간격은 수평적으로 위도 4° 경도 5°를 가지며 연직적으로는 부등간격의 6층 구조를 갖는 성긴 격자(coarse resolution)이다. 각 층의 경계는 50, 250, 750, 1550, 2750, 4350 m에 위치하고 모형에서 해저지형을 고려할 때는 이 6층 구조에 의한다. 모형이 다루는 영역은 전구적 해양으로써 남극, 오스트렐리아, 인도네시아, 그리고 파푸아뉴기니가 섬으로 취급되고 북극해를 육지로 두어 아메리카, 아시아 그리고 유럽이 하나의 큰 대륙을 형성한다.

본 모형에서 사용한 지배방정식은 구면좌표계로 표현된 원시 방정식이다. 방정식군은 운동량, 질량, 열에너지 보존방정식과 정역학 방정식, 염분도 보존방정식으로 구성되어 있다. 단열압축, 팽창에 의한 수온의 변화는 이류나 비단열적 과정에 의한 변화보다 상대적으로 작기 때문에 모형은 이를 무시하였다(Bryan, 1969).

해면을 구성하는 또 다른 요소는 해빙(Sea-ice)이다. 해빙은 해양과 대기 사이의 열전달을 감소시키고 입사되는 태양에너지의 대부분을 반사시킨다. 해빙은 이 과정을 통해서 대기와 해양의 순환을 변화시키며 해빙의 시간규모(timescale)가 큰 관계로 기후 및 기후변화에 절대적인 영향을 주게 된다. 해빙모형은 열역학적인 모형과 역학적인 모형으로 크게 두 부분으로 나뉘는데 역학적인 효과는 얼음생성방정식에 주변 해류의 영향에 의한 얼음판의 이류향을 고려하는 것으로써 해빙이 존재하는 장소에 영향을 준다. 예를 들면 열역학적인 과정을 통해서 얼음이 생성될 수 없는 곳에 얼음판이 이동해 오는 경우를 다루게 된다. 본 해빙모형은 Parkinson and Washington(1979)을 따랐으며 성긴 격자(coarse resolution)모형을 이용한 관계로 얼음판의 이동과 같은

역학적인 면은 고려하지 않고 열역학적 과정만을 고려하였다. 여기서 얼음과 눈의 성장 여부는 얼음과 눈의 존재 여부에 따라서 각 경계면에서의 열적균형에 의해서 결정된다고 보았다. 해빙모형은 해양모형과 접합되어 상호작용하도록 하였다.

### 경계조건

모형을 수치적분해 나가는데는 초기조건과 경계조건이 필요하다. 특히 경계조건은 모형을 적분하는 동안 계속적으로 입력되어 모형의 전개에 큰 영향을 미친다. 주어진 경계조건에 따른 모형의 반응을 검증하기 위해서는 먼저 대기의 월평균 조건을 모형에 적용하여 모형이 계절적인 평형상태에 도달할 때까지 장기간 수치적분한 후, 모형의 결과와 관측치를 비교·분석해야 한다.

따라서 해양대순환을 재현하는데는 모형의 역학적인 구조를 결정짓는 것 이외에도 해면에서의 경계조건을 주는 방법을 정하는 것은 대단히 중요하다. 그 동안 많은 해양 GCM의 개발에 따른 실험이 있었으며 각각의 모형들은 역학적 구조면에서의 차이보다는 해면에서의 경계조건을 주는 방법에 있어서 큰 차이가 있었다. 가령 Bryan and Lewis(1979) 등은 일정한 전달계수(transfer coefficient)를 임의로 선택하여 Newtonian formulation을 이용하여 SST와 염분도를 지정하였으며, Meehl *et al.*(1982)은 위와 같은 방법으로 하되 SST 대신 지정된 표면대기온도를 이용하였다. Kim and Gates(1980) 등은 기후자료로부터 얻어진 총 열속을 경계조건으로 사용하였으며 Sarmiento and Bryan(1982) 등은 자료동화(data assimilation)의 방법을 이용해서 계산된 온도와 염분도를 관측된 온도와 염분도 자료에 맞추어 나가는데, 소위 Robust 진단모형(Diagnostic Model)을 개발하였다. Robust 진단모형과 유사한 방법으로 해면온도를 관측치와 가까운 값으로 유지시킬 수 있는 한 형태로써, Han(1984)은 해면에서의 열속을 해면온도와 보정된 표면 대기 온도와의 차이로 모수화 하되 비례계수와 보정온도를 대기/해양 경계면에서의 기후상태로 결정하게 하는 소위 복원경계조건을 이용한 예단 모형을 개발하였다.

본 실험에서는 바람, 기온, 습도 등의 기상변수들의 변화에 따라 벌크공기역학법(Bulk aerodynamic formula)를 이용하여 매 5일 간격으로 모사되는 SST와 기후자료로부터 열속과 운동량을 추정 후 이를 해양 GCM의 새로운 경계조건으로 취하였다.

### 자료와 실험방법

모형을 수치적분하기 위해서는 초기조건이 필요한데 수온의 초기조건은 각층에서의 전구 평균값을 일정하게 주었으며, 염분도의 경우는 첫 번째 층에 Levitus(1982)의 전구자료를 처방하였고, 그 아래층에는 위도별 평균값을 주었다. 또한 초기의 해양은 운동이 없는 정지해양으로 두었고 얼음과 눈 또한 없다고 가정하였다. 모든 수치적분은 cold start로 시작해서 매 5일마다 벌크공기역학법을 이용하여 해양표면을 통해 유출입되는 열속과 운동량속 등의 새로운 경계값을 처방하였다.

본 연구에서는 모형의 민감도를 알아보기 위해서 2가지 실험을 수행하였다. 첫 번째 실험에서는 기후학적 월평균자료를 이용하여 100년간 적분하였다(EXP 1). 두 번째 실험(EXP 2)에서는 EXP 1에서 준평형상태에 도달한 적분 100년 후의 자료를 초기

조건으로 하여 1982-91년간의 NCEP/NCAR Reanalysis Project 월 평균자료를 경계조건으로 이용하여 모형을 적분한 후 82~83년, 86~87년 엘니뇨를 포함한 10년간의 해양의 아노말리 상태를 분석하였다.

해양모형의 상층 경계조건으로는 운동량속과 열속이 필요하며 이들을 계산하기 위해서는 대기자료로부터 단파복사속(shortwave radiative flux), 바람, 기온, 운량, 비습 등의 자료가 요구된다. 본 연구에서는 먼저 기후학적 경계자료에 의한 해양모형의 반응을 살펴보기 위한 실험(EXP 1)을 위해 NCEP/NCAR Reanalysis Project(Kalnay *et al.*, 1996)의 월평균 관측 자료를 사용하였다. NCEP/NCAR Reanalysis Project 자료는 1982~1994년간 13년 동안의 월평균값으로 두 번의 엘니뇨 기간(1982~83, 1986~87)을 포함한다.

EXP 2 실험을 위해서도 NCEP/NCAR Reanalysis 자료의 매년 월평균 자료를 사용하였는데 기후자료를 사용하여 해양모형을 수치적분했을 때 모형이 대기모형 경계자료에 적절히 반응해서 El Niño현상을 적절히 모사해 내는지를 살펴보는 것은 해양모형의 모사능력을 평가하는 것이며 대기/해양 접합모형의 한 성분으로서 해양모형의 신뢰성을 검토하는 것이다.

**결과 및 분석**

**EXP 1 실험결과 및 분석**

Fig. 1은 적분기간 마지막 100년째 되는 해의 연평균 유선함수 분포를 나타낸다. 전체적인 분포는 관측으로부터 분석된 유선함수 분포(Levitus, 1982)의 특징적인 모습과 잘 일치하고 있다(그림생략). 모형의 Drake Passage를 통한 수송은 80Sverdrup(Sv)로 남극환류를 잘 나타내고 있으며 이는 Nowlin *et al.*(1977)의 관측값과도 유사하다. 서안경계류인 걸프해류 및 쿠로시오의 경우 모형은 각각 22Sv 및 30Sv를 모사하여 관측값과 차이를 보이는데 이는 본 모형이 선경 격자를 사용함으로써 이를 지배하는 관성효과가 줄어들어 그 이유를 찾을 수 있다. 그러나 이는 세밀 격자(fine grid) 모형의 결과에도 공통적으로 나타나는 현상이다(IPCC, 1996). Godfrey and Golding(1981)은 태평양에서 인도양으로 약 10Sv정도의 질량수송이 있음을 추정하였는데 본 모형의 결과도 뉴기니아 북쪽에서 16Sv정도를 모사하여 관측과 Han

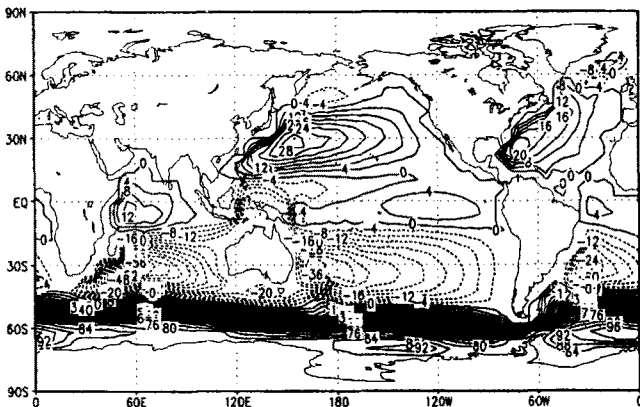


Fig. 1. Annual mean distribution of simulated stream function after 100 years of model integration. (Unit: Sv)

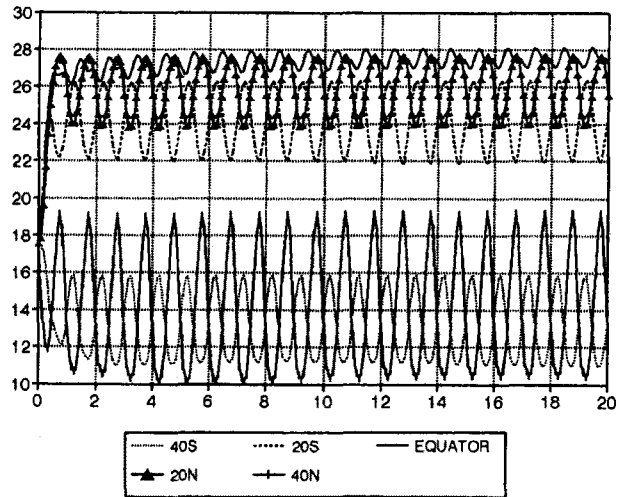


Fig. 2. Time series over the first 20 simulated years of the zonal mean SST at 40°S, 20°S, the Equator, 20°N and 40°N, respectively. (Unit: °C)

(1984)의 결과와도 일치됨을 모인다. 그 외 해양의 대규모순환계인 아열대환류 등도 관측과 유사하다.

Fig. 2는 첫 번째 층(25 m)에서 동서평균된 수온의 처음 20년간의 변화를 각 위도(40°S, 20°S, 0, 20°N, 40°N)별로 적분기간 동안 시간전개한 것이다. 그림에서 보듯이 수온은 주어진 대기 자료에 대하여 대단히 빠르게 반응해 나가고 있음을 보여준다. 첫 번째 층의 수온은 적분기간 수년이 지나면서 거의 준평형상태에 도달하였으며 이후 100년간의 변화는 거의 무시할 정도로 작았다(그림생략).

100년째 되는 해의 연평균 수온(25 m)의 수평분포를(Fig. 3(a)) 살펴보면, 모사된 수온분포는 관측된 수온분포(Esbensen and Kushnir, 1981)와 유사하다. 즉, 적도 동태평양의 저온역과 서태평양의 고온역을 잘 모사하여 동서간의 수온의 비대칭성을 잘 나타내고 있다. 서태평양에서는 28°C 이상되는 고온역의 범위가 Esbensen and Kushnir(1981)의 분포(그림생략)와 유사하게 나타나며, 중위도 지역에서 수온의 강한 남북경도 등은 관측결과와 매우 유사하다. 극으로 향하는 흐름(걸프, 브라질, 쿠로시오 해류 등)이 있는 대륙의 동안은 같은 위도대의 다른 지역보다 수온이 더 높게 나타나고 적도로 향하는 흐름(캘리포니아, 페루해류 등)이 있는 지역은 용승에 의해 수온이 주변지역보다 더 낮게 모사된 것은 관측과 같다.

Fig. 3의 (b)는 100년째 해의 모사된 연평균 수온에서 관측된 수온을 뺀 차이를 나타낸 그림이다. 적도 중앙태평양에서 약 1°C정도 낮은 지역이 나타나고 있는데, 이는 모든 OGCM들이 공통적으로 갖는 오차 가운데 하나로 모형이 적도 중앙태평양에 지나치게 강한 적도 용승을 모사하고 있음을 의미한다. 그러나 대규모 해양/대기 상호작용에서 중요하게 여겨지고 있는 적도해수온이 관측값과 1°C내외의 온도차를 보인 것은 고무적이다. 그밖에 큰 차이를 보이는 대륙과의 경계지점에 나타난 몇몇 지점들은 인위적인 해륙분포와 해류모사의 오차에서 나타난 차이로 본다(Han, 1984).

Fig. 4는 적도를 따른 수온의 연평균 연직분포를 보여준다.

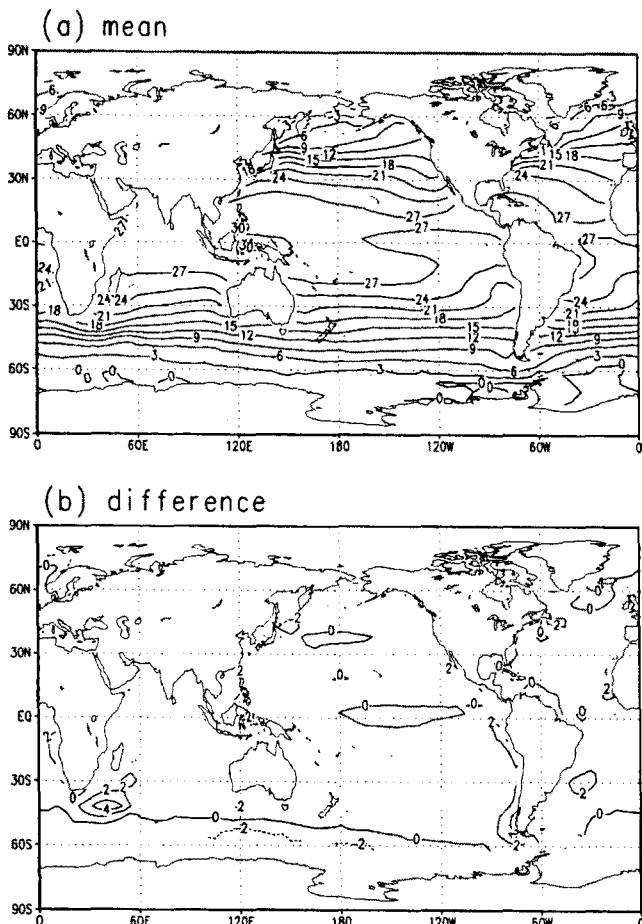


Fig. 3. Global distribution of (a) simulated annual mean sea temperature of 25 m depth and (b) difference from observation. (Unit: °C)

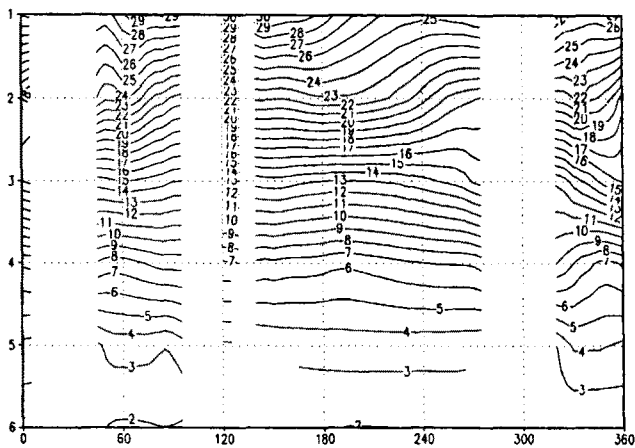


Fig. 4. Equatorial cross-sections of the simulated annual mean sea temperatures. The ordinate is the number of vertical levels. (Unit: °C)

본 모형은 연직층이 상층에 집중되어 있기 때문에 연직층을 m 단위의 등간격으로 그리지 않고 층 간격으로 나타내었다. 관측에 의하면 수온의 연직경도가 큰 수온약층이 적도 서태평양에서 약 150 m 깊이에 있고 적도 동태평양으로 가면서 그 깊이가 낮아진다(그림생략). 모형결과는 연직층수가 작기 때문에 수온

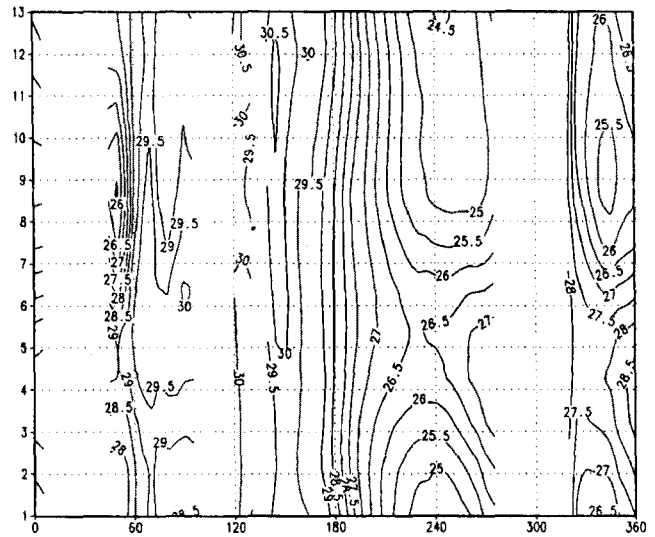


Fig. 5. Seasonal variation of the simulated 25m sea temperature along the equator. (Unit: °C)

약층을 뚜렷이 표현하지는 못하지만 비교적 큰 연직온도 기울기가 1층과 2층 사이에 존재하며 적도 Ekman 수송에 의해 동태평양에서 그 깊이가 낮고 서태평양에서 깊은 것을 볼 수 있다.

Fig. 5는 적도를 따른 1층 수온(25 m)의 연중변화를 나타내는데 동태평양을 살펴보면 늦여름과 초가을 사이에 동태평양에서 찬물이 나타나고 연초에는 상대적으로 더운물이 나타나는 것을 볼 수 있다. 이는 적도 남동풍이 약해지는 겨울철부터 늦봄 사이에 용승현상이 차단되어 수온이 높아지는 현상을 묘사해 낸 것이다. 대서양에서도 태평양과 유사한 연변화를 볼 수 있다.

Fig. 6은 적분기간 마지막 100년째 되는 해의 연평균 염분도 분포를 나타낸다. 염분도의 전구분포는 대부분이 강수량과 증발량의 비율에 의해 결정된다. 그림은 증발량보다 강수량이 많은 ITCZ(Intertropical Convergence Zone)와 아극지역에 저염역을 보이고 강수량보다 증발량이 많은 아열대 부근에서는 고염역을 잘 보여준다. 또한 인도네시아 군도의 동남동쪽으로 장출한 저염역은 이 지역의 강한 수증기 수렴과 강한 강수지역과 일치하여 관측된 Levitus(1986) 결과와 유사하다. 담수유입이 있는

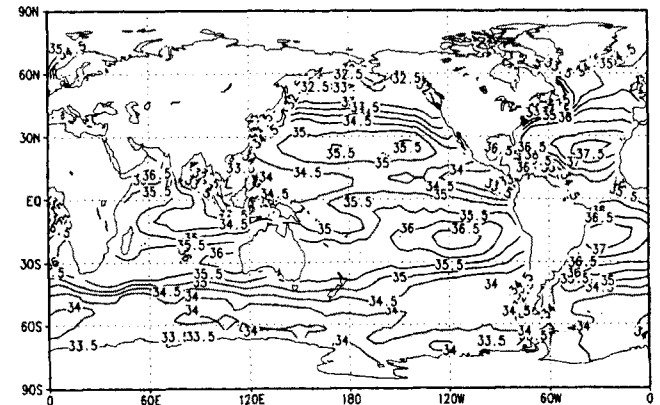


Fig. 6. The same as Fig. 1 except for the 25 m salinity. (Unit: ‰)

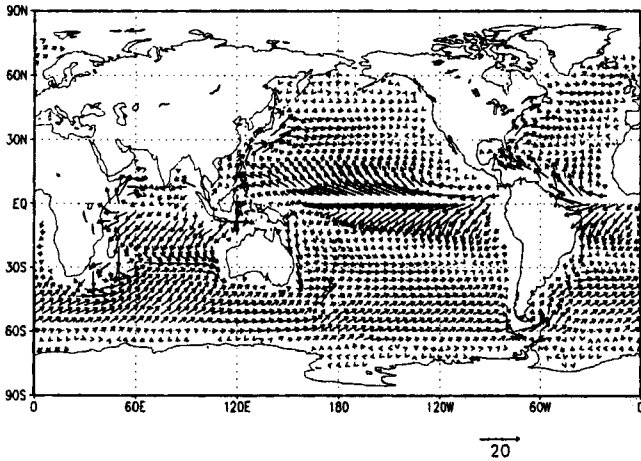


Fig. 7. The same as Fig. 1 except for the 25 m ocean current. (Unit: cm/s)

벵갈만, 아마존강과 콩고강 유역 등과 태평양의 160°W 동쪽 8°N~14°N 사이에 위치하는 저염역 또한 잘 묘사되어 관측과 일치한다.

Fig. 7은 적분의 마지막해의 1층 해류(25 m)의 연평균 수평분포를 나타낸다. 해류의 수평분포는 남적도해류, 북적도해류, 멕시코만류 그리고 쿠로시오 등과 같은 대규모 해수순환을 잘 나타내고 있다. 실제해양과 같이 북적도해류의 속도가 남적도해류보다 느리게 묘사되었다. 반면에 모형이 가지는 분해능의 한계로 3°N~10°N 사이에 존재하는 북적도반류와 9°S 주변의 남적도반류의 위치 등은 충분히 묘사하지 못하였으며, 적도와 3°N 사이에 존재하는 남적도해류의 강한 유속대는 다소 분산된 모습을 보인다. 인도양의 순환은 9°S에 위치하는 남적도해류를 중심으로 반시계방향의 남쪽순환과 그 변화가 심한 북쪽순환으로 나눌 수 있다. 계절별 그림은 보이지 않았지만 모형결과는 계절에 따라 변화하는 해류모습도 적절히 묘사하고 있는데, 여름몬순동안 북쪽순환은 시계방향이므로 9°S 북쪽은 동향이 되고 겨울몬순동안 이 동향류는 적도 바로 남쪽까지 줄어들어 적도 북쪽의 해류는 서향이 된다. 적도반류 등과 같이 좁은 구역 내에서 전개되는 해류의 위치가 관측에 비해 다르게 나타나고 남적도해류와 남극반류와 같은 강한 유속대가 분산되어 나타나는 이유는 모형이 사용하는 격자간격이 위도 4°, 경도 5°의 성긴 격자 때문이다.

Fig. 8의 동서평균된 연평균 동서류의 연직구조를 보면 수표면에서는 남·북위 30° 내에 서향류인 남적도해류와 북적도해류가 나타난다. 이에 따라 적도지역의 수심 150 m 부근에서는 수표면의 서향류에 반대되는 Equatorial Undercurrent(EUC)가 나타난다. 또한 무역풍이 강한 북반구 여름에는 북적도반류도 묘사되었고 유속도 강하게 나타났으나 동서방향 평균효과와 연평균효과에 의해 관측치보다는 작게 표현되었다. 동서류의 연직 분포에서도 연직방향의 격자간격이 성긴 관계로 상층 해류 등이 실제보다 절대값에 있어서 약하게 표현되어 있으며 EUC의 경우도 실제의 위치보다 다소 깊은 곳에 나타났다.

Fig. 9는 적도를 따른 1층(25 m) 동서류의 연변화를 보여준다. 태평양에서의 변화를 살펴보면 겨울철과 여름철에 서향류가 강

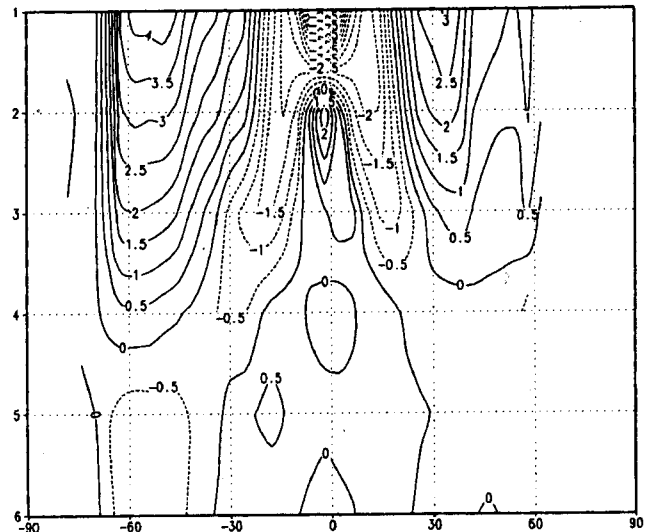


Fig. 8. Zonal mean distribution of the simulated annual mean zonal current. The ordinate is the number of vertical levels. (Unit: cm/s)

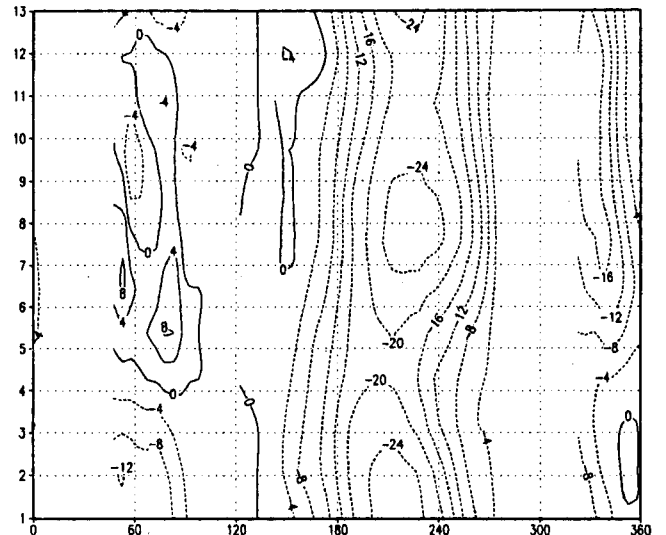


Fig. 9. The same as Fig. 5 except for the 25 m zonal current. (Unit: cm/s)

하며, 남동무역풍이 약해지는 북반구의 봄철에 서향류가 크게 약화되고 있다. 서대서양에서도 태평양과 유사한 동서류의 계절변동을 볼 수 있는데 남동무역풍이 강화되기 시작하는 5월경부터 남적도해류가 강화된다.

Fig. 10은 수심 50 m 연직속도의 연평균 수평분포를 나타낸다. 적도선을 따른 강한 용승현상과 그 주변지역에서의 하강류는 해수면 해류의 발산과 수렴에 직접적으로 관계된다. 즉 해류의 수평분포에서 본 바와 같이 수표면에서 적도선을 따른 서향 해류는 전향력의 영향으로 적도지역에서 해수의 발산을 유도하기 때문에 적도선을 따라 연직속도가 양의 값을 가지며 그 주변에서는 해수의 수렴으로 음의 값이 나타난다. 페루 앞바다와 북미의 서부해안 등 대륙서안에서의 해안 용승 또한 관측값에 견줄만하다.

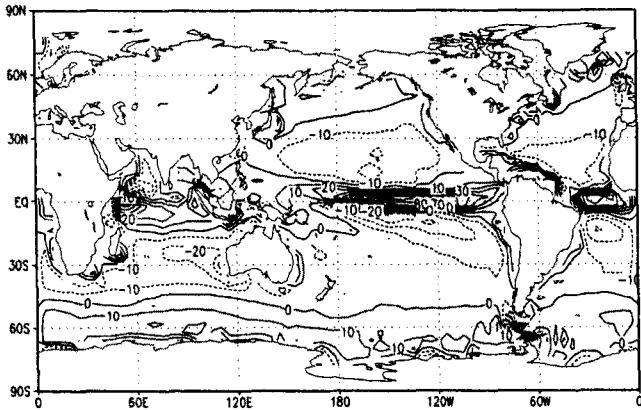


Fig. 10. The same as Fig. 1 except for the 50 m vertical velocity. (Unit:  $10^{-5}$  cm/s)

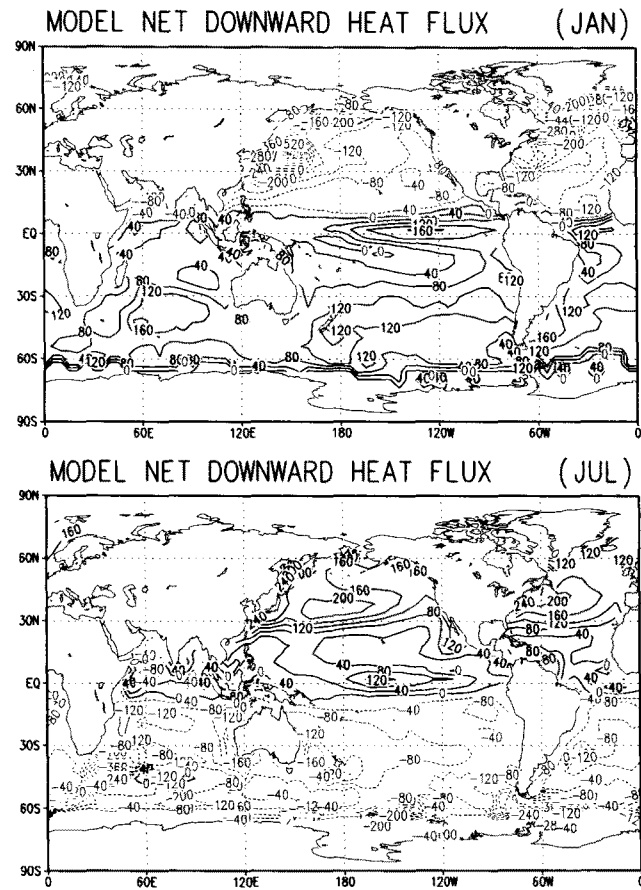


Fig. 11. Global distribution of simulated (a) January and (b) July net downward heat flux. (Unit:  $W/m^2$ )

Fig. 11은 1월과 7월의 하향순해면열속을 나타낸다. 평균적으로는 양반구에서 겨울철에 열을 잃고 여름철에 열을 얻는 모습을 볼 수 있다. 적도부근의 하향순해면열속은 관측에 비해 1월과 7월 모두 넓게 분포하는데 이는 적도를 따른 강한 용승과 찬물의 출현이 이 지역의 하향복사량을 더 강화시키기 때문이다. 겨울철에 차고 건조한 대륙성기단의 영향으로 쿠로시오와 걸프해류 부근에서는 현열과 잠열의 형태로 큰 열손실을 보이는데

(Bunker, 1976), Esbensen and Kushnir(1981)의 결과와 비교할 때 모형의 1월 분포는 걸프해류 부근에서  $240 W/m^2$ 로  $80 W/m^2$  정도 낮게, 쿠로시오 부근에서는 1.5배정도 높게 묘사되었다. 7월의 남아프리카 동안에 보여지는 큰 열손실은 관측에서는 나타나지 않는데 이는 아열대 더운물의 이류에 기인한다. 이는 묘사된 해수면온도와 관측과의 차이를 보인 Fig. 3(b)와 일치한다. 순해면열속의 연평균분포는 이 지역을 제외하면 그 크기와 분포에 있어서 Esbensen and Kushnir(1981)의 분석결과와 유사하다(그림생략).

해류 및 대기의 대순환을 통한 되먹임작용을 유발하여 기후변화에 직·간접적으로 영향을 주는 해빙의 2월과 8월 분포를 Fig. 12에 나타내었다. 관측에 의하면 남극 해빙은 연중  $4-20 \times 10^6 Km^2$ 의 분포로 2월과 8월에 최소 및 최대값을 가진다. 모형의 결과는 해빙의 면적과 부피가 관측과 같은 계절변화를 보였으며 해빙두께는 연평균 1.3m로 해빙면적이 급격히 성장하는 6,7월에 최소값을 보였으며, 3월에 최대값을 나타내었다. 해빙의 분포범위는  $13-19 \times 10^6 Km^2$ 로 남반구의 여름에 생성된 해빙이 겨울에 완전히 사라지지 않았음을 알 수 있다. 이는 본 해빙 모형이 이류에 의한 얼음의 이동을 고려하지 않는 열역학적인

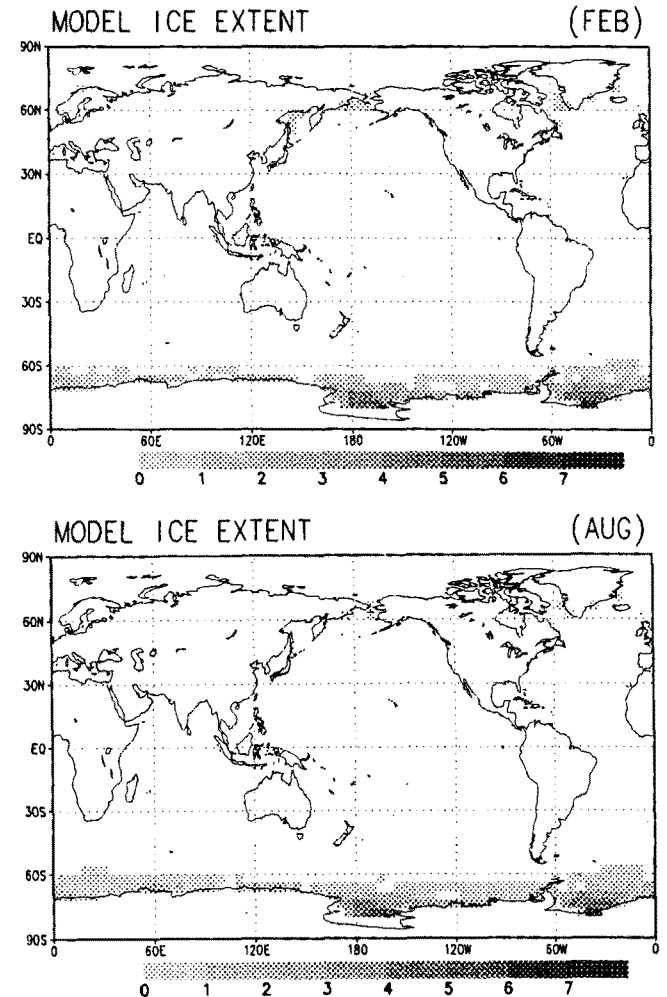


Fig. 12. Global distribution of simulated (a) February and (b) August ice extent. (Unit:  $m$ )

모형이라는 점과 성긴격자를 사용하였기 때문이다.

**EXP2 실험결과 및 분석**

EXP 2에서는 NCEP/NCAR Reanalysis Project 1982~91년까지의 매월 평균자료를 이용하여 10년간 더 수치적분하였으며 그 결과를 기후값을 경계로 한 실험인 EXP 1의 결과와의 차이를 구함으로써 그 기간 동안의 해양 아노말리를 살펴보았다. 즉 여기서의 아노말리란 EXP 2의 특정달 값에서 EXP 1의 10년 평균한 월평균 값을 뺀 값이 된다.

Fig. 13(a)는 적도선을 따른 SST를 10년 동안(1980~89) 시간 전개한 것이고 (b)는 모사된 1층 수온 아노말리를 보여준다. 기간 동안 관측한 수온 아노말리(Fig. 13(a))와 비교하였을 때 해양 모형은 주어진 대기자료에 잘 반응하였음을 알 수 있다. 결과는 두 번의 엘니뇨 기간을 적절히 모사하고 있고 이들의 변화를 잘

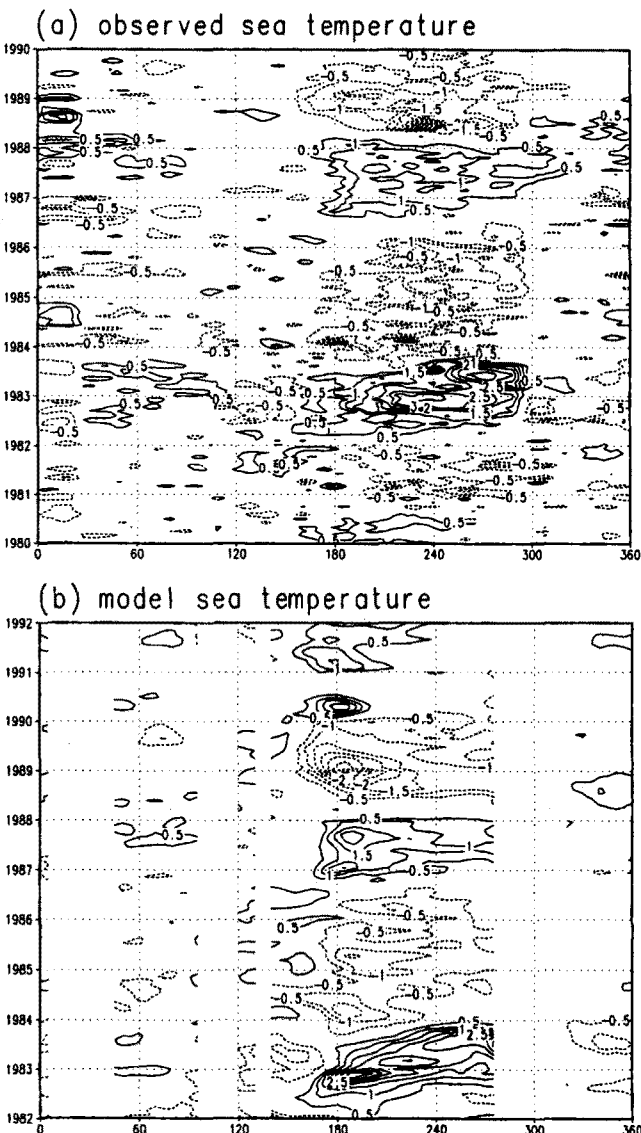


Fig. 13. Time-longitude plots of the equatorial anomalies of (a) observed SST and of (b) simulated 25 m sea temperature. (Unit: °C)

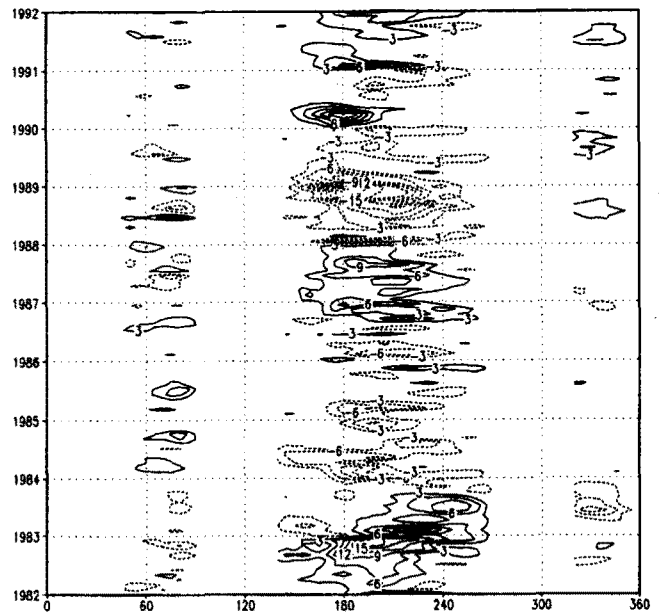


Fig. 14. Time-longitude plot of the equatorial anomalies of the simulated 25 m zonal current. (Unit: cm/s)

나타내고 있다. 즉 그림은 중앙태평양에서 동태평양에 걸쳐 1982~83년과 1986~87년에 수온의 양의 아노말리를 보이고 있는데, 특히 1982~83년 동안은 실제 현상과 같이 날짜변경선 서쪽에서 시작된 수온의 양의 아노말리가 점점 동쪽으로 이동하여 1982년 겨울에 중앙태평양에서 최대 아노말리 강도를 보이고 계속해서 온수역이 동쪽으로 이동했다. 또한 1988~89년 La Nina 기간 동안의 음의 아노말리들 역시 모형은 적절히 모사하고 있다. Fig. 14는 첫번째층 동서류의 아노말리를 시간전개한 것이다. 편동풍의 영향으로 서향하던 동서류의 흐름이 1982~83년과 1986~87년동안은 동쪽으로 향하여 양의 아노말리를 보였다. 동서류의 변화에 반응한 연직속도의 아노말리도 예견할 수 있는데 ENSO 기간 동안 편동풍이 약화되어 적도부근 동서류의 아노말리가 양일 동안 적도지역에서는 약화된 Ekman 수송으로 해류가 수렴하여 연직속도 아노말리는 음의 값을 갖게 된다(그림생략).

가장 강한 엘니뇨가 발생한 1982년의 겨울철에 대한 수온, 해

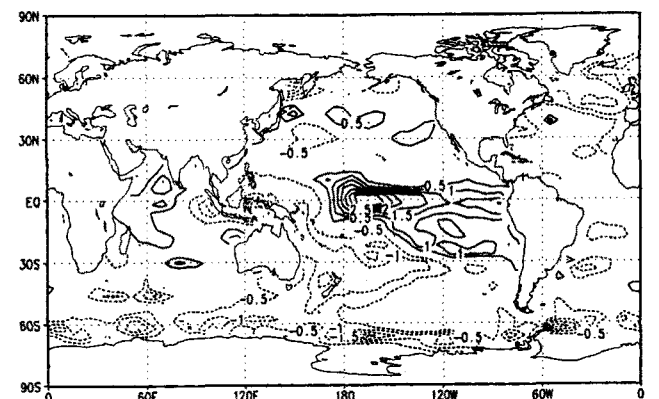


Fig. 15. Distribution of the monthly anomaly of simulated 25 m sea temperature for December 1982. (Unit: °C)



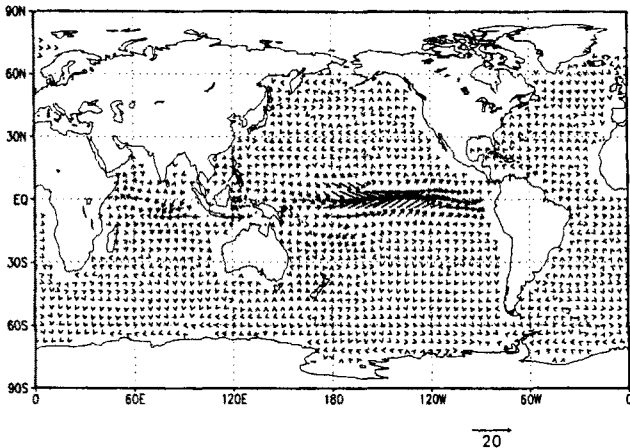


Fig. 16. The same as Fig. 15 except for the 25 m current velocity.

수, 순해면열속 등을 분석하였는데 Fig. 15는 1982년 12월의 1층 수온 아노말리를 보여준다. 중·고위도 지역보다는 저위도 지역에서 수온의 아노말리가 크며 적도선을 따라 남태평양에서 동태평양까지 수온의 양의 아노말리가 서태평양에서는 수온의 음의 아노말리가 나타난다.

Fig. 16에서 보면 적도선을 따라 남태평양 동쪽에 강한 동향의 아노말리를 볼 수 있는데 엘니뇨 기간 중에 편서풍이 약화되었음을 나타낸다. 이에 따라 연직속도 아노말리는 적도지역의 동향 동서류 아노말리가 용승을 약화시켜 연직속도는 음의 아노말리를 보임으로써(그림생략) 전형적인 엘니뇨 모습을 보인다.

### 결 론

본 연구에서는 대기/해양 접합 모형에 이용될 OGCM을 개발하였으며 기후자료를 경계조건으로 사용하여 해양대순환 모형의 반응을 수치실험을 하였고 그 결과를 관측결과와 비교·분석하여 모형을 검증하였다. 또한 1982~1991년 10년간의 월평균 자료를 경계조건으로 하여 해양의 아노말리 상태를 분석하여 ENSO를 포함한 해양의 변동성에 대한 OGCM의 재현능력을 평가하였다.

모형의 첫 번째 실험인 기후학적 월평균값에 대한 해양의 반응을 살펴보면 준평형상태에 도달한 수온의 분포는 서태평양과 동태평양에서의 수온 대비와 수온의 계절변화 등 시·공적 모습이 잘 나타났으며 해류의 대규모순환도 잘 묘사되었다. 해빙의 생성역은 계절에 변화하여 기후값에 견줄만 하였다. 즉 모형이 갖고 있는 낮은 분해능에도 불구하고 모형은 대기/해양 접합시 가장 중요한 변수가 되는 수온과 해류 등을 적절히 묘사하고 있으며 그 밖의 변수들도 주어진 경계조건에 따라 적절히 조정되어 가고 있음을 보여주었다.

NCEP/NCAR Reanalysis Project의 1982~91년의 월평균치를 이용한 10년간의 아노말리 실험에서 모형결과는 1982~83, 1986~87년 엘니뇨현상 등을 포함한 일련의 해양의 변화를 잘 묘사해 내었다. 즉 서태평양에서 동태평양으로 서서히 동진하는 수온 아노말리와 이와 관련한 서향의 동서류 아노말리와 적도 용승현상의 약화로 인한 음의 연직속도 아노말리 등은 엘니뇨와

관련한 전형적인 해양변화를 그 크기와 공간적 분포면에 있어서 거의 완벽하게 묘사하고 있었다.

이러한 실험의 결과는 대기/해양 상호접합모형 실험에 사용되는 본 OGCM이 기후변화 예측 연구에 유용하게 사용될 수 있음을 보여주고 있다.

### 사 사

본 연구는 정부에서 시행하는 선도기술개발 사업(G-7 프로젝트)의 지원으로 이루어졌으며 연구의 주된 계산은 시스템 공학 연구소의 CRAY 슈퍼컴퓨터를 이용하였다.

### 참고문헌

- 안중배, 박혜선, 이효신, 이우성, 김정우, 1997. 대기 및 해양 대 순환 모형에 나타난 기후 표류에 관한 연구. 한국기상학회지, **33**: 509-520.
- Bryan, K., 1969. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comput. Phys.*, **3**: 347-376.
- Bryan, K. and L.J. Lewis, 1979. A water mass model of the world ocean. *J. Geophys. Res.*, **84**: 2503-2517.
- Bunker, A.F., 1976. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**: 1122-1140.
- Esbensen, S.K. and Y. Kushnir, 1981. The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations.
- Godfrey, J.S. and T.J. Golding, 1981. The Sverdrup relation in the Indian Ocean, and the effect of Pacific-Indian Ocean through-flow on Indian Ocean circulation and on the East Australian current. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 771-779.
- Han, Y.-J., 1984. A numerical world ocean general circulation model. Part II. A baroclinic experiment. *Dyn. Atmos. Oceans*, **8**: 141-172.
- IPCC, 1996. Climate Change 1995. The Science of climate change. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell, WMO/UNEP, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 540 pp.
- Kalnay, K., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gadin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne and Dennis Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**: 437-471.
- Kim, J.-W. and W.L. Gates, 1980. Simulation of the Seasonal Fluctuation of the Upper Ocean by a Global Circulation Model with an Imbedded Mixed Layer. Rep. No. 11, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, OR, 60 pp.
- Levitus, S., 1982. Climatological Atlas of the World Oceans. NOAA prof. paper, U. S. Govt. Print Office, Washington D.C.



- Levitus, S., 1986. Annual cycle of salinity and salt storage in the world ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **16**: 322-343.
- Meehl, G.A., W.M. Washington and A.J. Samtner, 1982. Experiments with a global ocean model driven by observed atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**: 301-312.
- Nowlin, W.D. Jr., T. Whitworth III and R.D Pillsbury, 1977. Structure and transport of the Antarctic circumpolar current at Drake Passage from short-term measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**: 788-802.
- Parkinson, C.L. and W.M. Washington, 1979. A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **84**: 311-337.
- Peixoto, J.P., 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Sarmiento, J.L. and K. Bryan, 1982. An ocean transport model for the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **87**(C1): 394-408.