

접합모형을 이용한 경년 및 계절안 진동 모사실험 연구

안 중 배
부산대학교 대기과학과
(1999년 9월 13일 접수)

On the Study of Intraseasonal and Interannual Oscillations Simulation by using Coupled Model

Joong-Bae, Ahn

Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University
(Manuscript received 13 September, 1999)

In order to simulate and investigate the major characteristics of El Nino/Southern Oscillation(ENSO) and Madden Jullian Oscillation(MJO), an intermediate type atmosphere-ocean coupled model is developed and their results are examined. The atmosphere model is a time-dependent non-linear perturbation moist model which can determine the internal heating for itself. The counterpart of the atmosphere model is GCM-type tropical ocean model which has fine horizontal and vertical grid resolutions.

In the coupled experiment, warm SST anomaly and increased precipitation and eastward wind and current anomalies associated with ENSO and MJO are properly simulated in Pacific and Indian Oceans. In spite of some discrepancies in simulation MJO, the observed atmospheric and oceanic low-frequency characteristics in the tropics are successfully identified. Among them, positive SST anomalies centered at the 100m-depth of tropical eastern-central Pacific due to the eastward advection of warm water and reduced equatorial upwelling, and negative anomalies in the Indian and western Pacific seem to be the fundamental features of tropical low-frequency oscillations.

Key words : coupled model, ENSO, MJO, moisture model, SST anomaly

1. 서 론

적도대기에 존재하는 진동 중 가장 뚜렷한 현상은 계절안 진동을 대표하는 MJO와 경년 진동(또는 수년 주기 진동)을 대표하는 ENSO이다. Madden and Julian¹⁾에 의해 처음 발견된 계절안 진동은 위키순환과 유사한 공간 구조를 보이는데 이 진동은 대류활동을 추정할 수 있는 상향 장파복사와 상층 동서류 바람 및 속도 퍼텐셜(velocity potential) 분포에 잘 나타난다. 계절안 진동은 중앙태평양과 동태평양에서는 비교적 약하나 거의 모든 적도대에서 나타나는데, 주로 인도양과 서태평양에서 뚜렷하다. 계절안 진동은 북반구 여름 몬순 동안에 인도와 동아시아 지역에서 뚜렷하게 북진하고 북반구 겨울에는 약하나마 호주의 북쪽까지 남진하며 몬순의 시작 및 중단 그리고 종료와도 관계한다.²⁾

MJO와 관련한 여러 대순환모형(이하 GCM)의 결과를 살펴보면 동진하는 모습을 보이는 경우도 있지만 정립 진동(standing oscillation)을 보이는 경우와 특별히 동서 어느 방향으로 진행한다고 보기 어려운 경우 등 다양하다.³⁾ 또한 동진이 모사되는 경우에도 진동의 주기가 관측

보다 짧거나(<30일) 길며(>60일), 진동의 진폭도 관측에 비해 작게 모사되기도 한다. 계절안 진동의 기구로써 적도파와 관련된 mobile wave-CISK 이론이 있으나,²⁾ 이 이론으로부터 얻어지는 동진 속도는 관측에 비해 크다. 이런 문제점은 GCM을 이용한 일부 실험에서도 마찬가지이다.³⁾ Lau and Shen⁴⁾은 하층 가열을 고려함으로써 이 문제점을 해결할 수 있다고 주장하였다. Emanuel⁵⁾은 증발-바람 되먹임이 동진을 설명하는 하나의 기구라고 하였다. 그러나 Neelin *et al.*⁶⁾은 증발은 계절안 진동의 진행 속도를 변화시키지 않으나 파의 진폭에는 영향을 미친다 하였다. 한편 Park *et al.*³⁾은 몇 개의 AGCM 결과를 비교 연구함으로써 MJO와 관련한 진동의 동진은 요란 내에서의 최대 잠열 방출 고도와 관련이 있음을 보였다. 이상에서 언급한 연구들은 부분적으로는 다르나 적도 대기에 존재하는 계절안 진동은 적도 습윤 적도 켈빈파와 관련한 적도 대기파의 역학적 역할과 더불어 파와 수반된 잠열 방출, 증발 등과 같은 물리적 과정이 이 진동의 발달과 진행에 중요하다는 것을 공통적으로 제시하고 있다.

최근 MJO와 관련한 계절안 진동이 해양과 대기의 상호작용에 의한 현상이라는 주장이 제기되고 있는데 안과 박⁷⁾은 대기/해양 접합 GCM 실험을 통하여 대기 GCM만을 이용한 결과에서는 볼 수 없었던 40-60일 정도 주기의 진동을 인도양에서 모사할 수 있음을 보였다. 이러한 결과는 MJO와 관련한 불안정성이 대기 내부 모드만이 아닌 대기와 해양의 상호 모드를 암시한다. 계절안 진동과 경년 진동은 시간 규모에 있어서 큰 차이가 있으므로 독립적인 현상으로 다루어지고 있다. 그러나 Lau and Shen⁴⁾은 QLR 자료로부터 ENSO의 발생이 계절안 진동과 상관이 있다고 하였다. 그들은 수렴, 응결, 증발, 바람, SST의 변화와 같은 물리적 과정이 계절안 진동과 수년주기 진동의 연결 기구로서 역할을 한다는 것을 보였다.

ENSO와 기작과 관련한 기구로는 먼저 Bjerknes⁸⁾의 이론이 지배적이다. 즉, 적도태평양의 동쪽과 서쪽간의 수온 및 해수면의 기울기의 변화와 위커순환의 변동에 따른 대기와 해양간의 불안정한 상호작용이 ENSO의 시공적 구조를 만들어낸다는 것이다. 이 후에 적도 태평양에서의 적도 켈빈파와 적도 로스비파의 역할이 강조된 진동자이론도 대두하였으며,⁹⁾ Cane and Zebiak¹⁰⁾은 서태평양의 열용량의 증가를 ENSO의 발생조건으로 고찰하

기도 하였다. 최근 Fei-Fei Jin¹¹⁾은 ENSO를 전태평양에 걸친 질량과 에너지의 배분 및 조정의 과정으로 이해하려 하였다. 결국 ENSO는 Bjerknes의 큰 이론적 틀 안에서 이해될 수 있음에는 틀림이 없다.

본 연구에서는 계절안 진동과 경년 진동이 모두 적도에서 발생하는 심층 대류와 관련한 불안정한 해양-대기간의 상호작용의 결과로 발생한 현상이라고 이해하여 비교적 간단한 적도 대기-해양 접합모형을 이용하여 두 진동을 모사하고, 그 결과를 분석하여 MJO와 ENSO의 특성을 파악하고자 한다.

2. 모형의 구조 및 자료

대기모형은 비압축성이며 정수적으로 평형상태에 있는 대기를 가정하였다. 개발된 대기모형은 간단하지만 두 진동과 관련하여 중요한 물리적 과정으로 판단되는 과정들은 명시적으로 다루었다. 즉, 대기모형의 경우 선형 경압 섭동모형의 하부에 수증기층을 삽입하여 잠열에 의한 가열이 수증기의 수렴, 증발과 같은 물리적 모수화에 의해 결정되도록 하였다. 일차 경압모드가 적도지역의 섭동과 관련된 주된 변화와 열대 지역에서의 흐름을 설명한다고 가정하여 선형 경압 섭동방정식을 사용하였으나 Cane and Zebiak¹⁰⁾이 사용한 방정식계와는 달리

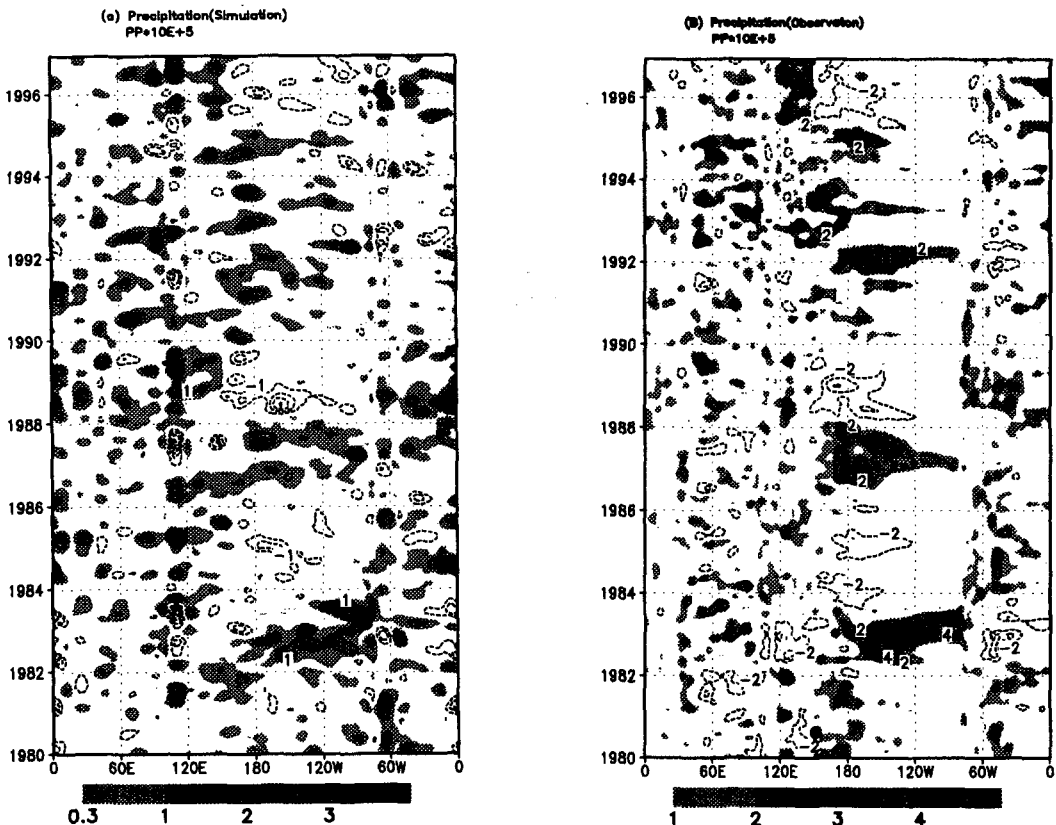


Fig. 1. Time-longitude plots of precipitation rate anomaly along the equator for (a) simulation and (b) observation.

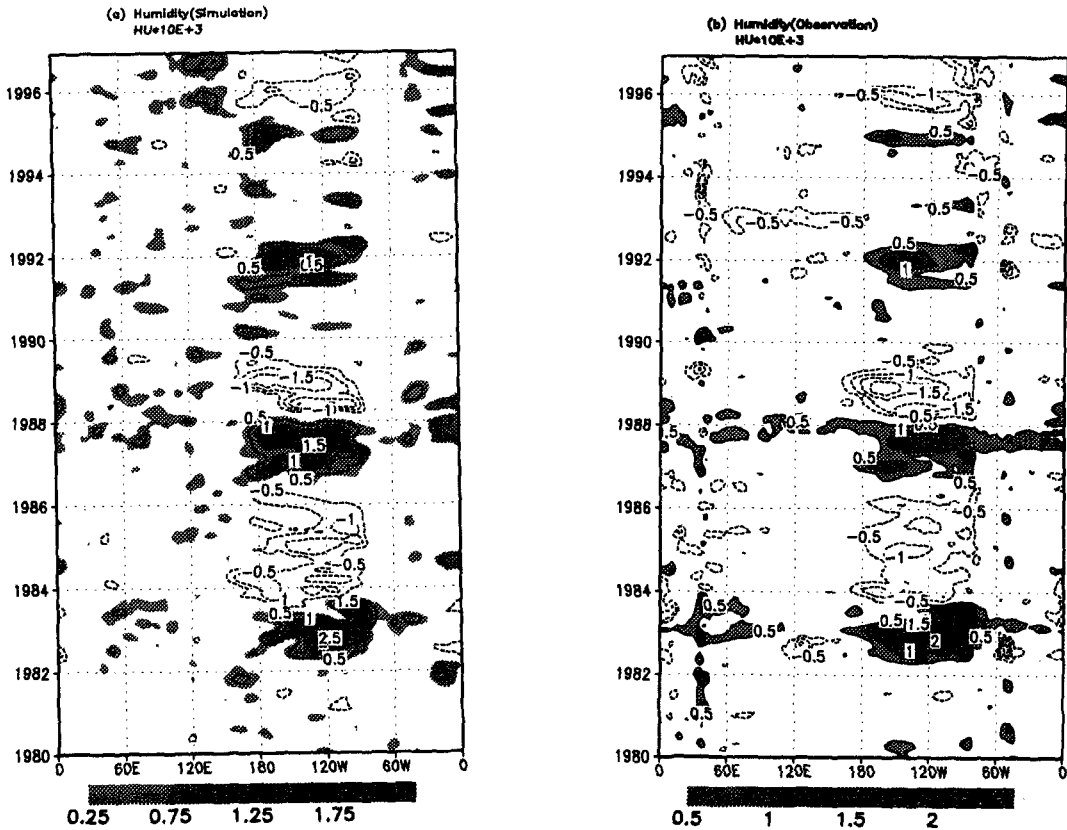


Fig. 2. Same as Fig. 2, but for specific humidity anomaly.

예단적인 섭동 방정식계를 사용하였다.¹²⁾ 수증기의 수렴과 강수, 증발 등의 과정이 계절안 진동과 경년 진동에 중요하다는 가정 하에,⁴⁾ 예단적 역학모형에 비선형적 수증기 섭동방정식을 고려해 비선형적인 수증기 효과를 다루었다.

적도지역에서 형성된 요란에 의한 가열율을 적절히 표현하기 위해 모형 하부에 안¹²⁾이 이용한 방법에 따라 수증기층을 삽입하였는데, 여기서 안¹²⁾과는 달리 수증기 수렴의 아노말리는 바람 아노말리에 의한 수증기의 평균 수렴과 평균류에 의한 수증기 아노말리의 수렴으로 정의하였다.

$$M_c = -(\nabla \cdot (q_m \vec{V}_a') + \nabla \cdot (q' \vec{V}_{am})) \quad (1)$$

아래 첨자 q 은 수증기층에서의 변수, 그리고 m 과 (\cdot) 은 각각 월평균값과 그로부터의 아노말리를 의미한다. 수증기층의 상부는 800hPa로 하였다. 또한 증발을 아노말리도 안¹²⁾의 경우와 달리 바람의 아노말리와 해면에서의 수증기량의 연직 기울기와의 상관과 평균 바람과 수증기량 연직 기울기 아노말리간의 상관에 의해 결정되도록 하였다. 즉, 증발아노말리는

$$E' \propto (V_m |q'' - q'| + V' |q_m - q_m|) \quad (2)$$

여기서 V 는 바람벡타이고 q' 는 포화 비습을 나타낸다. Cane and Zebiak¹⁰⁾을 비롯한 대부분의 단순모형에서

양의 강수아노말리 만을 고려하였으나 본 모형은 예단적 비선형 수증기 모형이므로 음의 아노말리도 다루고 있다. 가령, 수증기가 평균값 보다 낮은 곳에서 수증기 발산이 있는 경우 이는 평균보다 강수가 적다는 것을 뜻하므로 음의 강수아노말리를 가정하고 이에 따른 가열율도 음으로 결정된다.

모형은 적도대기에서의 진동을 다루기 위해 개발되었으므로 수평 계산영역은 남북 방향으로 30°S ~ 30°N에 이르는 적도 지역이며, 격자 간격은 남북, 동서 방향으로 각각 2°, 1°이다.

집합 실험에 이용될 해양모형도 대기모형과 마찬가지로 적도모형이다. 그러나 모형의 형태는 기본적으로 Cox-Bryan 형태로 안과 이¹³⁾의 모형과 같은 비선형적 대순환 모형이다. 모형의 수평격자는 적도 로스비파와 켈빈파를 분해할 수 있도록 경도, 위도 방향으로 각각 2°, 1°로 하였고 모형의 연직격자도 20층으로 대단히 조밀한 격자 간격을 갖도록 하였다. 각 층의 깊이는 10, 20, 35, 50, 70, 90, 115, 140, 170, 200, 250, 300, 375, 450, 650, 950, 1450, 2150, 3150, 4350m이다. 모형의 최상층 두께가 10m이고 상층 300m 이내에 12개 이상의 연직층이 있기 때문에 에크만 수송이나 해양 혼합층에서의 에디 혼합(eddy mixing) 등이 기존의 해양 GCM들 보다 잘 표현될 수 있다. 이러한 수평 및 연직 격자체계는 안

과 이¹³⁾가 사용한 해양 GCM의 경우보다 수평적, 연직적으로 세밀한 구조를 갖고 있다.

대기모형은 평균상태를 모사하지 않고 대기의 1차 경압적인 아노말리만을 생산하므로 대기모형에 의한 기후 표류를 본 모형에서는 고려할 필요가 없기 때문에 접합 시 속보정을 실시하지 않았다. 따라서 접합모형에서는 대기에서 구한 기온, 습도 그리고 바람의 아노말리가 해양에 영향을 주게되며 해양모형에서 구한 해면온도는 보정없이 아노말리가 대기에 영향을 미치도록 설계되었다.

3. 자료 및 실험 방법

대부분의 단순 대기모형은 하층 경계조건으로 SST 아노말리가 처방되면 구동된다. 그러나 본 모형의 경우에는 가열 아노말리에 대한 평균장의 기여도 다루게되므로 SST 아노말리 이외에도 바람과 해수온 및 지면온도 그리고 ground wetness의 평균이 이용된다. MJO가 해양과의 상호 작용에 의해 발달하는 불안정 모드라는 주장과 관련하여 그 진위를 판단할 수 있는 방법 중의 하나는 모형의 하층경계로 주어지는 SST 아노말리를 20-70 주기의 진동을 생산하기에 충분히 짧은 일평균값으로 주는 것이다. 특히 대기모형 실험에서는 모형이 주어지는 하층 경계 조건인 SST가 주어졌을 때, 수일에서부터 수년에 이르는 두 개의 진동이 재현될 수 있는지를 살펴보기 위하여 1980-1997년까지 일평균 NCEP/NCAR 재분석 자료로부터 일평균값과 아노말리를 경계값으로 구하였다.

해양은 대기와는 달리 수 백년에서 수 천년에 이르는 열적 관성을 가지고 있으므로 접합에 앞서 해양모형을 최소한 수 백년 적분을 하여 현재 해양이 보여주는 것과 유사한 해양의 모습을 먼저 만들어야 하는데 본 연구에서는 10-20년 정도인 모형 실험기간이 심해 순환에 의해서 크게 영향을 받지 않는다는 가정 하에 해양모형을 15년간 적분하여 스핀업(spin-up)을 마쳤다.

접합모형에서는 대기모형에서 구한 기온, 습도 그리고 바람의 아노말리가 해양모형에 영향을 주게되며 해양모형에서 구한 SST 아노말리가 대기에 영향을 미침으로써 때 적분시간마다 상호 열 및 운동량이 교환되도록 하였다. 모형 실험을 위한 초기 자극으로써 적도 서태평양 120°E-160°E에 이르는 지역에 최고 10m/s의 가우시안 형태의 편서풍의 아노말리를 한달간 해양에 가했는데, 이러한 강제는 실제로 엘니뇨 발생과 관련한 시그널로 알려져 있다. 이는 이 영역이 적도 태평양에서도 해수온이 높은 더운 영역이므로 이 곳에서의 약한 대기의 섭동도 대규모의 대류 활동으로 발전할 수 있기 때문이다.

4. 결과 및 분석

일평균 SST 아노말리에 대한 대기모형의 반응을 관측값과 비교하여 먼저 살펴보았다. Fig. 1은 모형결과로부터 얻은 강수율 아노말리 (a)와 관측 아노말리(b)의 적도 상에서의 시간적 변화를 보여준다. 모형은 양과 음의 아노말리가 나타나는 시기와 진행이 모형에서 재현되고 있다. 특히 82/83, 86/87, 91/92 엘니뇨와 관련해 나타나는 중앙태평양 동쪽에서의 강수량 증가와 중앙태평양과

서태평양에서의 음의 아노말리는 관측과 일치한다. 또한 88/89, 95/96 라니냐와 관련한 적도태평양에서의 아노말리도 재현되고 있다. 그러나 동인도양에서 서태평양에 이르는 지역에서 양과 음의 아노말리가 비교적 큰 진폭으로 나타나는 것은 모형의 결과가 관측과 일치하지 않는 부분으로써 이는 모형의 물리적 모수화 중에서 평균류에 의한 수증기의 수렴과 발산이 크게 표현되었기 때문이다. 즉, 대규모 운동에 의한 수렴이 존재하는 서태평양에서는 작은 바람의 아노말리에 의해서도 강수 등의 아노말리가 발생할 수 있는데,¹⁰⁾ 이 실험에서는 서태평양에서의 그러한 모습이 과대 모사되고 있다. 그러나 이를 제외하고 아노말리의 생성 시기와 서태평양에서 동태평양으로의 전개 양상 등에 있어서는 모형의 결과는 관측과 잘 일치하고 있다. 또한 적도 인도양에서 비교적 짧은 주기의 진동성이 발견되는데, 이는 계절간 진동과 관련이 있는 주기 운동이다.

적도하층에서의 수증기량은 해면온도보다는 기온의 분포와 더 깊은 상관성이 있다. 즉 한달 이상의 시간규모에서 해면온도의 분포와 기온의 분포는 높은 상관을 갖기는 하지만 기온은 수증기량과 보다 더 밀접한 상관을 갖고 있다. 따라서 본 모형에서 구하는 수증기량 아노말리는 기온 아노말리의 모사 능력을 대신한다. Fig. 2는 모형결과로부터의 혼합비(a)와 관측(b)을 보여준다. 82/83, 86/87, 91/92 엘니뇨 기간 중에 중앙태평양과 동태평양에 나타나는 양의 아노말리와 84/85, 88/89, 95/96 기간 동안에 적도 중앙 및 동태평양에 나타나는 음의 아노말리와 이들의 동진 모습을 모형은 잘 재현해 내고 있다. 모형이 기온의 아노말리를 명시적으로 구하지 않고 있음에도 불구하고 GCM을 이용한 모형에서의 결과와도 견줄만한 모사를 하는 것은 모형 개발에서 강조된 수증기 과정이 적절하기 때문이다.

Fig. 3(a)와 (b)는 인도양의 80E 지점에서의 1992-93년 동안 관측된 일평균 SST와 모사된 비습 아노말리에 대한 스펙트럼 분석 결과를 각각 나타낸다. 관측에 의하면¹⁾ 날짜변경선 서쪽에서는 상대적으로 짧은 주기의 진동이 많이 나타나고 동쪽에서는 수년주기 진동이 뚜렷한데, 그림에서 보듯이 SST 아노말리에 대한 스펙트럼에서도 60일과 30일 정도의 주기에서 진동이 나타났다. 따라서 모형에 경계조건으로 입력되는 SST 아노말리는 계절간 진동을 모사할 수 있는 기본적인 특성을 지니고 있다. 모형에서 모사된 비습 아노말리를 보면 관측에서 나타난 것과 유사한 주기의 진동이 나타났다. 이는 모형이 기본적으로 계절간 진동을 모사하고 있음을 나타내주는 결과이다.

Fig. 4(a)와 (b)는 각각 동서 평균 동서류와 해수온의 상층 300m까지의 연직 분포이다. 적도편서풍의 영향으로 적도표층에는 남적도해류가 나타나며 북위 10도 이내에는 북적도반류가 있다. 또한 북적도반류 이북에는 북적도해류가 있다. 남적도 하층에는 적도하층류의 모습이 모사되었다. 온도 분포에서도 기본적으로 남북간의 온도 기울기와 적도용승에 의해 적도 SST가 주변보다 낮아지는 모습 등의 결과가 잘 나타났다. 이러한 해류 및 해수

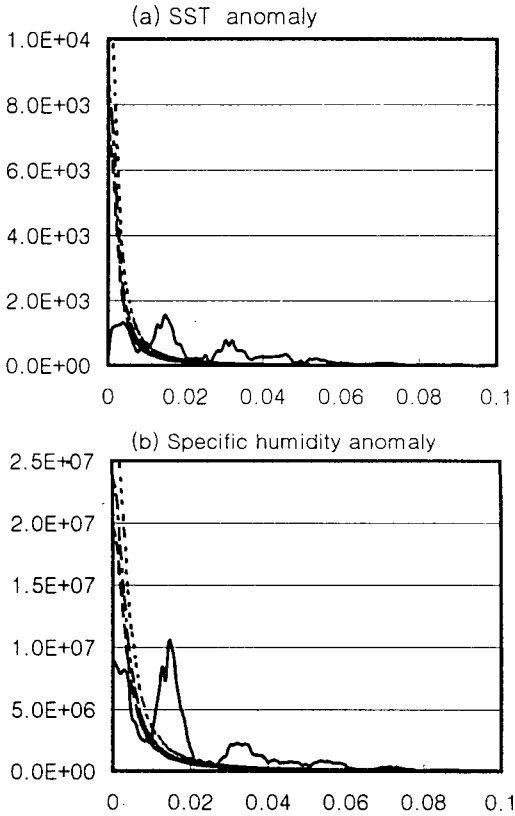


Fig. 3. Spectra of (a) SST and (b) specific humidity anomalies at the equator of 80E.

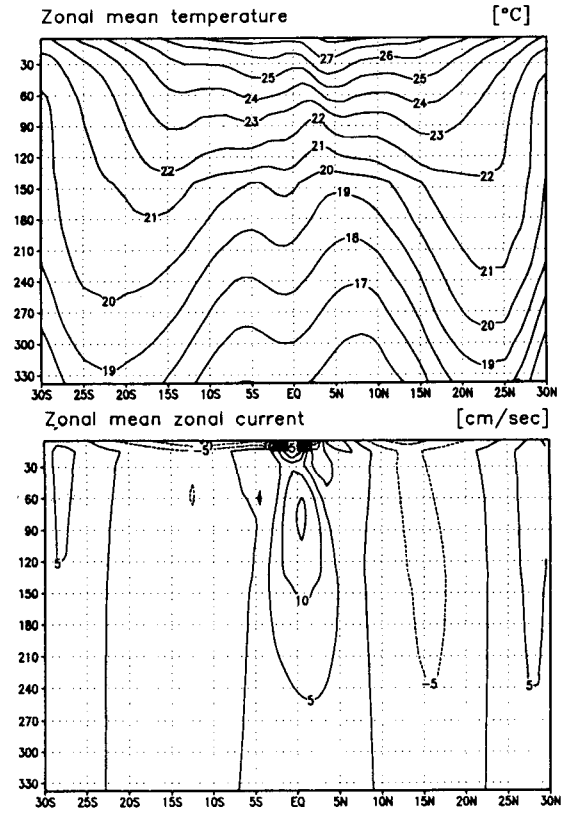


Fig. 4. Vertical cross-section of simulated zonal mean (a) temperature and (b) current.

온의 분포는 격자 간격이 조밀하지 못한 모형에서는 보여질 수 없는 것으로 모형은 대규모 해양순환의 기본적인 모습을 잘 모사하였다.

Fig. 5은 적도 이상현상이 발생하기 시작한 접합 둘째 해 1월의 적도 SST(a), 강수량(b), 동서풍(c), 증발량(d) 아노말리의 분포를 나타낸다. (a)에서 보듯이 양의 SST 아노말리가 적도 동태평양에서 중앙 태평양에 이르는 해역에 걸쳐서 위치하며 또한 대서양에서도 비교적 큰 양의 아노말리가 나타나 있다. 강수는 수증기의 수렴과 직관되어 있기 때문에 해수온 아노말리와는 직접적인 상관은 없다. 그러나 SST 아노말리가 동진함에 따라 강수량 아노말리도 적도 중앙 및 동태평양에서 상승한다. 이는 엘니뇨와 관련하여 적도 위커순환의 상승역이 동쪽으로 이동함을 나타낸다. 위커순환과 관련한 상승역이 서태평양에서 중앙태평양으로 이동함에 따라 이 곳 하층 바람이 아노말리 방향도 편서풍이 된다(Fig. 5(c)). SST 아노말리가 있는 지역의 대기에서 양의 바람 아노말리가 존재하는 것은 대기와 해양의 아노말리가 켈빈파와 관련하여 대기와 해양간의 불안정 모드에 있음을 의미한다. 동향의 해류 아노말리의 최대 지역과 동서풍 아노말리의 최대 지역이 일치하기 때문에 해수온 및 강수량 아노말리와 관련한 적도 불안정파는 강화되는 국면에 있다

(Fig. 5(d)).

Fig. 6은 같은 기간동안 적도 동-중앙태평양에서 동서 평균한 (a)동서류와 (b)SST 아노말리의 연직 분포이다. 위커순환이 약화됨에 따라 무역풍이 약화되고 이로써 편서 용력 아노말리가 증가하여 남적도해류와 관련한 동향의 동서류 아노말리가 적도 해양상층에서 증가하고 있다. 또한 해양상층의 서향류인 남적도해류가 약화됨에 따라 북적도반류와 적도하층류도 약해지고 있다. 즉, 편서 무역풍의 약화로 시작된 남적도해류의 변화는 적도 태평양의 모든 해류 순환을 바꾸고 있으며 이는 다시 대류활동을 통해 대기순환에 영향을 미치고 있음을 보여 준다. 적도 태평양 상에 나타나는 SST 아노말리는 무역풍의 약화에 의한 적도용승의 감소와 따뜻한 SST의 동향 이류에 의한 것인데 Fig. 6(b)는 그러한 모습을 보여 준다. 특히, 동서류의 아노말리가 표층에 있음에도 불구하고 SST 아노말리의 중심이 해수면에 있지 않고 수심 100m이상 되는 곳에 나타나는 것은 무역풍 약화에 의한 용승의 감소 영향이 크기 때문이다. 이러한 수심에 따른 SST 아노말리의 분포는 최근 97/98 엘니뇨 기간 중 관측된 모습과 같은 것으로 파동 역학에만 의존하던 엘니뇨 발생 및 진행 기작 이론에 새로운 변화를 제시해주고 있다.

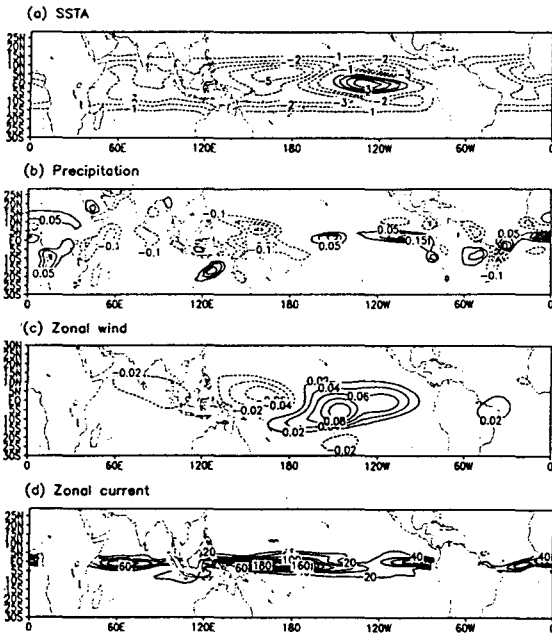


Fig. 5. Horizontal distributions of (a) SST, (b) precipitation, (c) zonal wind, and (d) zonal current anomalies from the coupled experiment for January of the second model year.

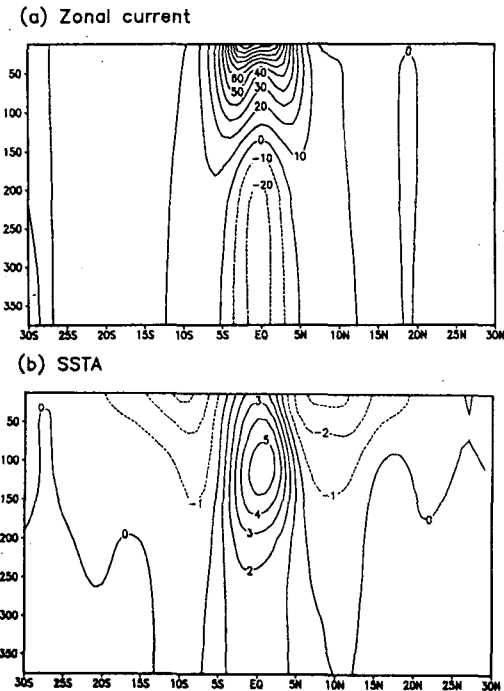


Fig. 6. Vertical cross-section of zonal mean (a) zonal current and (b) SST anomalies for January of the second coupled year.

Fig. 7(a), (b)는 같은 기간 적도 상에서의 SST와 동서류 아노말리의 연직 분포를 나타낸다. 무역풍의 약화와 관련되어 거의 모든 적도 해양상층에 양의 아노말리가 보이는데, 적도 태평양 50-200m에 나타나는 음의 아노말리는 적도 하층류의 약화와 관련한 것이다. 이는 태평양 전구간에 걸쳐 상층 수백m 이내의 해수가 동태평양으로 이류하는 것 뜻하는데, 이에 따라 적도 용승의 약화와 서태평양의 따뜻한 해수가 동쪽으로 역류됨으로 적도 동태평양의 해수온이 크게 상승한다. 특히 적도 동-중앙태평양의 적도하층류 지역에서 수온이 해수면에서 보다 큰 아노말리로 나타나는 것은 최근의 관측 결과에 비추어 주목할 만하다. 또한 ENSO 기간 동안에는 인도양에서의 SST 아노말리도 서태평양에서와 같이 음의 상태에 있는데 이는 이 기간 동안 MJO의 활동이 제한되는 원인을 설명하고 있다. 지금까지의 분석을 볼 때, 엘니뇨 기간 동안에 남적도해류와 적도하층류의 약화에 따른 양의 SST 아노말리의 해양 상층에 걸친 광범위한 분포는 엘니뇨와 관련한 특징적인 모습이라 하겠다. 동시에 서태평양에서 인도양에 걸친 음의 아노말리는 계절간 진동과 같은 비교적 짧은 주기의 변동성이 엘니뇨 동안 그곳에서 성장할 수 있는 환경을 방해하고 있다.

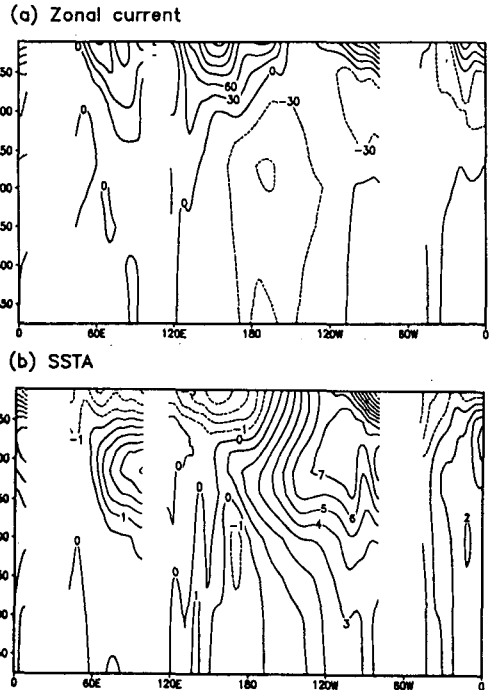


Fig. 7. Vertical cross-section of (a) zonal current and (b) SST anomalies along the equatorial Pacific for January of the second coupled year.

Fig. 8은 82/83 엘니뇨 기간 중 최고 발달기인 1982년 12월의 적도 월평균 해수온, 혼합비, 동서풍, 강수율 그리고 증발율의 아노말리에 대한 관측(a)과 접합 2년째의 1월 모형 결과(b)이다. 관측에 나타난 각 아노말리들의

분포 모습은 기본적으로 모형의 아노말리 분포와 같다. 즉, 강수율이 최고인 적도중앙 태평양의 서쪽에 양의 동서류 아노말리가 있으며 동쪽에 증발 아노말리가 나타난다. 또한 엘니뇨에 의한 적도 중앙 태평양에서의 대류활동의 증가에 따라 강수 증가역의 서쪽에 수렴하는 흐름이 나타나기 때문에 동서류의 아노말리가 생겼다. 그리고 편동풍 지역에 편동풍의 아노말리가 있을 때는 바람이 증가하여 증발이 증가하나 편서풍의 아노말리가 있는 경우에는 결과적으로는 편동풍이 약화되어 증발이 감소하게 되기 때문에 이 지역에 증발이 오히려 감소하고 강수 아노말리가 큰 지역의 동쪽에 증발이 증가한다. 모형이 적도 인도양에서 보여주는 양의 변동성은 실제 관측과 비교하여 진폭이 작았다. 이는 엘니뇨 기간 동안에서 태평양과 인도양에 음의 SST 아노말리가 나타남으로 인해 강수의 아노말리가 과소 평가되었기 때문이다. 따라서 이 기간 동안에 이 지역에서 대기과 해양간의 불안정한 상호작용이 충분히 일어나지 않음으로 인하여 계절안 진동의 진폭이 다소 적었다고 추정된다.

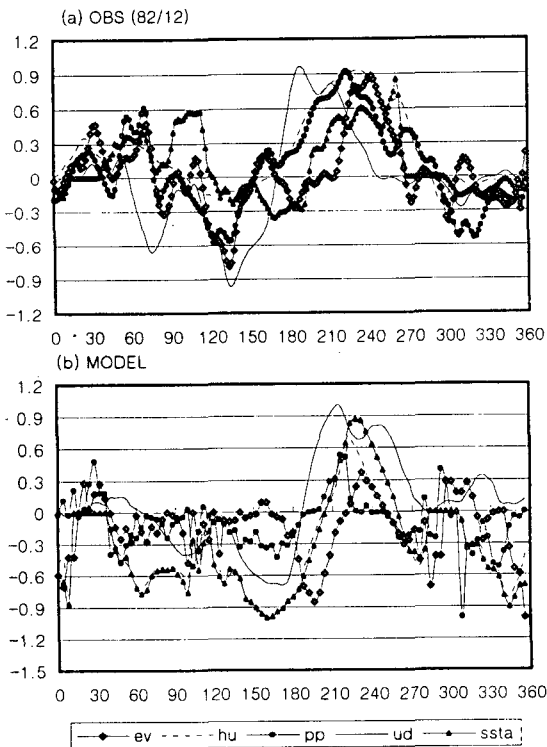


Fig. 8. Zonal distributions of SST, evaporation rate, specific humidity, precipitation rate and zonal wind anomalies from (a) observation(December, 1982) and (b) January of the second coupled year.

5. 결 론

본 연구에서는 적도대기에 존재하는 계절안 진동과

수년주기 진동을 모사할 수 있는 모형을 개발하고 이들을 이해하고자 하였다. 모형은 단순하나 비선형적인 물리과정을 모사할 수 있는 대기모형과 적도 해양대순환을 명시적으로 모사할 수 있는 해양모형으로 이루어졌다.

대기모형은 ENSO현상과 관련하여 해양 조건에 대해서 적절히 반응하였는데, 1982-95년까지의 일평균 SST 아노말리를 주었을 때 그 기간에 있었던 엘니뇨와 라니냐들을 잘 재현하였으며 계절안 진동에 있어서도 그 주기나 진폭이 관측보다 길고 약하나 위치와 특성은 비교적 잘 모사하였다. 따라서 결과는 모형에 사용된 몇가지 물리적 모수화들이 적도에서의 두개의 진동을 모사하기에 적절하다는 것을 보여 주었다.

15년 적분된 해양모형의 결과를 초기조건으로 하여 접합모형을 3년간 접합시켜 적도 태평양에 나타나는 일련의 대기와 해양의 변화들을 살펴보았다. 적도에 이상 현상이 나타나는 기간에 위커순환의 상승역이 동태평양 쪽으로 이동하고 양의 강수 아노말리 지역도 동태평양으로 이동하는데 수증기 아노말리의 분포나 그 밖에 바람과 증발율의 아노말리 등도 전형적인 엘니뇨가 발생했을 때의 모습을 보였다. 해양의 경우에도 마찬가지로 적도 태평양에서 해류의 방향이나 해수온의 분포가 엘니뇨와 유사한 반응을 보였다. 즉, 남적도해류의 약화에 따라 북적도반류와 북적도해류도 모두 약해졌다. 또한 적도하층류도 남적도해류의 약화와 더불어 약해졌다. 남적도해류의 약화는 적도 편동풍의 약화에 의한 것으로 이는 적도 용승을 약화시켰고 해수의 동향 이류를 일으켜 해수온을 높이는 직접적인 원인이 되었다. 특히 수심 100m 정도에서 최고 값을 갖고 해양상층부 전체에 걸쳐 나타나는 양의 SST 아노말리의 분포는 최근 97/98 엘니뇨 기간 중 관측된 모습과 같은 것으로 엘니뇨와 관련한 새로운 특징적 모습이다. 이는 해양모형이 연구에서 이용된 모형과 같이 수평, 연직적으로 세밀하기 때문에 가능한 모습으로 그 동안 파동 역학에만 의존하던 엘니뇨 발생 및 진행 기작 이론에 변화를 가져올 것으로 본다.

모형이 적도 인도양에서 보여주는 변동성은 실제 관측과 비교하여 진폭이 작기는 하지만 특징적인 모습을 잘 보여주고 있으며 특히, 접합기간 동안 엘니뇨와 관련해 인도양과 서태평양에서의 변동성은 관측과 유사하여 최근의 일부 연구들이 계절안 진동을 대기-해양간의 불안정한 접합모드로 보는 이론을 뒷받침하기도 한다.

모형은 단순하지만 적도 경년 및 계절안 진동과 관련된 대기와 해양의 아노말리를 잘 재현해 내었고 이들 진동과 관련한 더욱 사실적인 모사를 위해서는 앞으로 더 많은 역학적 물리적 과정을 이해해야 할 것이다.

감사의 글

본 연구는 한국학술진흥재단의 1997년도 교육부 학술연구조성비에 의한 자유공모과제(과제번호 : 1997-001-D00420)의 연구비 지원으로 이루어졌다. 자료처리를 도와준 부산대학교 대기과학과의 박혜선, 임은순 양에게 감사한다.

참 고 문 헌

- 1) Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971, Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702~708.
- 2) Lau, N. C., and L. Peng, 1987, Origin of low-frequency(intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory, *J. Atmos. Sci.*, 44, 950~972.
- 3) Park, C. K., D. M. Straus, and K.-M. Lau, 1990, An Evaluation of the Structure of Tropical Intraseasonal Oscillations in the Three General Circulation. *J. of the Meteor. Soc. Japan*, 68, 403~416.
- 4) Lau, K. M., and S. Shen, 1988, On the Dynamics of Intraseasonal oscillations and ENSO, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1781~1797.
- 5) Emanuel, K. A., 1987, An air-sea interaction model of intraseasonal oscillation in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, 44, 2324~2340.
- 6) Neelin, J. D., I. M. Held, and K. H. Cook, 1987, Evaporation-wind feedback and low frequency variability, *J. Atmos. Sci.*, 44, 2341~2348.
- 7) 안중배, 박혜선, 1997, CGCM Tr7W6에 나타난 계절안 진동 분석, *한국기상학회지*, 33, 709~723.
- 8) Bjerknes, J, 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 9, 163~172.
- 9) Schopf, P. S, and M. J. Suarez, 1988, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 549~566.
- 10) Cane, M. A. and S. E. Zebiak, 1985, A theory for El Niño and the Southern Oscillations, *Science*, 228, 1085~1087.
- 11) Fei-Fei, Jin, 1997, An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. *Geophys. Res. Letters*, 2989~2992.
- 12) 안중배, 1994, 해양-대기 결합수치모형을 이용한 ENSO 연구, *한국환경과학회지*, 3, 129~140.
- 13) 안중배, 이효신, 1998, 기후변화예측을 위한 해양대순환모형의 개발, *한국해양학회지*, 3, 16~24.