韓國環境科學會誌 第3卷(第2號), 129~140, 1994
J. of the Korean Environmental Sciences Society

해양-대기 결합수치모형을 이용한 ENSO 연구

안 중 배

부산대학교 대기과학과
(1994년 5월 4일 접수)

An Ocean - Atmosphere Coupled Model for the Study of ENSO

Joong-Bae Ahn

Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Pusan, Korea
(Manuscript received 4 May 1994)

Abstract

An intermediate atmosphere-ocean coupled model appropriate for the study of El Niño has been developed. The model is not only economic to use but also contains several most important physical processes. The geometrical effects which were not consided in the previous intermediate model study of Ahn (1990), are included in the model for more realistic simulation of the event.

The results show that the individual models respond appropriately to the given boundary conditions. At the same time, in the coupled model experiment, ENSO-like oceanic and atmospheric anomalies are also well simulated under an external triggering similar to the initiation forcing of ENSO. It is expected that this type of model can be effectively used for the study and simulation of El Niño. More improvement of modeling may be possible after inclusion of subsequent processes such as inclusion of ocean mixed layer dynamics.

Key Words : ENSO, Coupled model, simulation, mixed layer

1. 서 론

El Niño / Southern Oscillation (ENSO) 현상은 2년내지 6년을 주기로 적도 태평양에서 일어나는 해양 및 대기의 이상변동으로 정의된다(Philander *et al.*, 1984). 이 현상이 일어나는 동안 세계의 여러지역은 가뭄과 홍수 그리고 때아닌 한파와 이상난동으로 엄청난 인명과 재산의 피해가 발생하고 기근과 어조류를 비롯한 생태계가 일시 수난을 당한다(Schukla, 1990). 최근 이 분야에 관한 국내 연구논문들도 우리나라의 기상및 해양의 이상변화들이 엘니뇨의 발생과 밀접한 관계가 있음을 보여주고 있다(Kim, 1991).

엘니뇨 현상을 모사하기 위한 몇 개의 해양-대기 결합모형이 개발되었으나, 그 결과는 모두 만족할 만한 것이 못된다. 이와같은 시도는 크게 두가지로 나눌 수 있는데 하나는 복잡한 대순환모형을 이용한 연구이고 다른 하나는 중요한 역학적 과정만을 취급하는 단순모형을 이용한 실험이다. 두가지의 시도는 각기 장점과 단점을 보유하고 있으며, 공통적인 문제점 중의 하나는 각 모형의 실험결과로 부터 얻어지는 정보의 상호교류가 어렵

다는 것이다.

대기대순환모형의 장점은 모사된 현상을 모든 변수들에 관하여 종합적으로 이해할 수 있으며 여러가지 변수가 어떠한 변화를 하는가를 알 수 있다는 것이다. 이에 반해 단점은 모형이 방대하므로 경제적인 연구가 힘들다는 것과 모형자체가 너무 복잡하여 현상에 대한 기본적인 물리적 기구를 파악하기 힘들다는 것이다.

간단모형을 이용하는 경우의 장점은 먼저 우리가 판단하기에 중요한 물리적 과정들에 관해 중점적인 연구가 가능하기 때문에 이 현상의 원인과 발달과정에 대하여 이해할 수 있게 해준다는 것이다. 그러나 모형의 간단성때문에 때때로 중요한 물리적과정이 생략될 수 있으며 이로 인해 자연계에서 일어나는 현상과는 다른 결과를 얻을 수도 있게된다.

ENSO에 관한 수치적연구는 크게 위의 두가지 형태의 연구로 나뉘어져 왔는데 Neelin(1990)과 Ahn(1990)은 대순환 모형이 갖고 있는 여러가지 중요한 물리적 과정들을 포함하면서도 경제적이고 분석적으로 이해할 수 있을 정도로 단순한 이른바 '중간규모'의 모형(intermediate model)을 개발하여 이 현상을 이해하는데 이용하였다. Neelin모형의 경우 해양-대기 상호작용에 의한 수년주기의 진동을 모사할 수 있었다는 점에서 성공적이나 여전히 대기모형이 해양의 조건에 의해 노예화되는 형태이어서 그 진동이 해양과 대기간의 완전한 결합에 의한 결과로 보기는 힘들다. Ahn(1990)의 대기모형은 time-dependent 모형으로써 잠열에 의한 heating을 결정하는 과정이 모형의 내부역학에 의해 스스로 결정되기 때문에 대기가 해양의 노예화되는 기존의 단순모형과는 다르다. 따라서 이 모형에서 나타날 수 있는 현상은 단순모형보다는 훨씬 복잡하며 자연계에서 일어나는 것과 물리적 측면에서 같다고 볼 수 있다. 또한 해양-대기간의 결합계에 있어서도 여러가지 중요한 feedback들 즉, 수렴에 의한 응결의 증가, 바람의 영향에 의한 해류의 변화 등과 같은 것들이 두 계간의 불안정한 상호작용으로 나타날 수 있도록 하였다.

결합대순환모형을 이용한 ENSO의 연구는 Gate *et al.*(1985)에 의해 처음 시도되었으며 그 후에도 여러차례의 연구가 있었으나 만족할 만한 정도의 결과는 없었다. 간단모형을 이용한 ENSO연구는 비교적 성공적이어서 수년주기 진동과 관련한 현상을 모사한 예가 있다(Zebiak and Cane, 1987). 그러나 전술한 바와 같이 간단모형에서 나타난 진동이 실제의 수년 주기의 진동이라고 보기는 어려운 점이 있으며, 따라서 결합대순환모형을 이용한 현상의 이해와 모사는 당면한 과제라 할 수 있다.

본 연구는 Ahn(1990)이 개발한 해양-대기 결합모형을 개선시켜 ENSO현상을 좀더 사실적으로 모사하는 수치실험을 하였다. 이를 위하여 Ahn 모형의 해양영역을 전구적도지역으로 확대하여 인도양과 대서양의 영향을 고려하고, 또한 대륙에 의한 geometry를 다루기 위하여 ground wetness 등의 경계조건을 첨가하는 등을 포함한 개선을 하였다.

2장에서는 대기,해양 그리고 두 계의 결합모형의 구조와 내용 그리고 실험방법에 관하여 기술하였고 3장에서는 모형의 실험결과에 관하여 분석, 토의 하였으며 마지막으로 4장에서는 이 연구의 결론을 종합하였다.

2. 모형의 구조와 실험방법

2.1 대기모형

단순모형들은 SST의 변화에 의한 대기의 반응을 모수화하기 위하여 여러가지 가정을 하였다. 즉, Philander *et al.*(1984) 등은 단순히 중대류권 가열율의 증가는 해수혼합층의 두께의 증가에 비례한다고 가정하였으며, Neelin (1990)등은 가열율의 증가를 SST의 변화에 의존한다고 가정하고 모수화함으로써 문제를 해결하려 하였다. 그러나 관측에 의하면 SST의 변화가 대기순환에 영향을 미치는 것은 사실이나 SST의 변화에 비례하여 대기의 비단열적과정에 의한 가열율의 변화가 생기는 것은 아니다(Ahn,1990). Zebiak과 Cane(1987)은 적도에서의 anomaly heating과 하층수렴간의 중요성을 인식하여 대규모 수렴지역에 SST anomaly가 있을때만 가열이 생긴다고 가정한 convergence

feedback model을 개발하였다. 그들의 연구는 간단모형연구 중에서는 가장 성공적인 것이어서 모델은 수증기수렴효과를 비교적 잘 모사해 낼 수 있었다. 그러나 그의 모형은 time-dependent모형이 아닌 steady-state모형이었으며, 또한 해양-대기 상호작용에 중요한 증발이나 대기와 해양에서의 열과 수증기수지 등과 같은 물리적 과정이 제외됨으로써 그 결과가 보여주는 진동에 관해 논란의 대상이 된다.

Lau와 Shen(1988)은 time-dependent moisture processes가 interannual oscillation과 intraseasonal oscillation의 연결기구으로써 중요한 역할을 한다는 것을 보이며, 간단화된 모형을 개발하여 여러가지 물리적인 과정 즉, condensation-convergence, wind-evaporation, SST-evaporation feedback과 같은 항들이 결합계에서 갖는 중요성을 분석하였다.

본 연구에서는 Lau와 Shen(1988)이 주장한 바와 같이 두개의 현상이 같은 역학적인 틀안에서 해석될 수 있다는 가정하에 습윤과정들이 고려된 단순습윤모형에 Kuo-type 모수화을 이용하여 비단열적과정에 의한 가열이 모형의 내부역학에 의하여 결정되도록 하였다. 대기모형은 전 지구적 규모의 것으로 태양으로부터의 빛에너지와 수표면이나 지표로부터의 열과 수증기의 교환, 그리고 지구의 내부역학적, 물리적 과정에 의하여 반응하도록 설계되었다. 대기모형은 대순환모형과는 달리 지표와의 상호작용에 의해 크게 영향을 받는 경계층을 포함한 간단한 연직구조를 갖게 하였다.

일반적으로 적도에서는 임의의 작은 forcing에 대한 대기의 반응을 선형역학으로 표현해 왔다. 또한 여러 관측결과들에 의하면 대규모 평균순환 및 그 편이의 기본 연직구조는 일차 경압 mode의 구조와 유사하다. 이에 따라 본 연구에서는 선형 일차경압mode만을 다룰 수 있는 대기모형을 사용하였다.

모형의 운동 방정식, 연속 방정식, 그리고 열역학 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial u_d'}{\partial t'} - f v_d' = \frac{\partial \phi_d'}{\partial x} + F_{dx}' \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v_d'}{\partial t'} + f u_d' = \frac{\partial \phi_d'}{\partial y} + F_{dy}' \qquad (2)$$

$$w_2' = \frac{\Delta P}{2} \nabla \cdot v_d' \qquad (3)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} - C_a^2 \nabla \cdot v_d' = - \frac{R}{C_p} Q_2' \qquad (4)$$

여기서 u'_d, v'_d는 수평 속도성분의 경압 mode를 나타내며 f는 코리올리 parameter, ϕ_d는 층후. ω_2는 p-속도성분이며, △p는 상하층간의 기압차이, Ca는 일차 경압파의 위상속도이며 Q_2는 대기 중층에서의 가열률이다.

일차 경압파의 위상속도는

$$C_a = \left\{ \frac{(\Delta P)^2}{2} \sigma_m \right\}^{1/2} \qquad (5)$$

이며 σ_m 은 정적안정계수이다. 여기서 C_a=63.5 m/s로 하여 Rossby 변형반경 ($\lambda_a = (C_a/\beta)^{1/2}$)을 1,685km가 되도록 하였다.

여기서는 중대류권가열률을 단순히 잠열방출과 선형분산형으로 표현된 냉각율의 합으로 하였다. 가열률을 적절히 모수화하기 위하여 간단한 bulk-moist layer를 모형의 하층에 삽입하였다. 습윤층에서의 moisture perturbation 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\Delta P_q}{g} \left(\frac{\partial q'}{\partial t} - M_t' \right) = - M_q' + E_0' \qquad (6)$$

여기서 ΔP_q는 습윤층의 두께, q는 비습, M_t는 평균류에 의한 moisture convergence anomaly 와 수평류의 anomaly에 의한 평균 moisture의 수렴을 나타내며, M_q는 습윤층의 꼭대기를 통한 수증기의 유출량을 나타낸다. 이 실험에서는 습윤층 상부의 수증기량이 평균적으로 변화하지 않는다고 가정하여 M_q를 강수율로 가정하였다.

식(6)은 두개의 방정식으로 나뉘어지게되는데 이들은

$$M_q' = \frac{\Delta P_q}{g} M_t' \ (1 - b) \equiv P_n' \qquad (7)$$

과 습윤층내의 수증기의 증가를 나타내는 식

$$\frac{\Delta P_q}{g}\ \frac{\partial q'}{\partial t} = \frac{\Delta P_q}{g} M_t' b + E_0' \qquad (8)$$

이다. 여기서 P_n'은 anomaly 강수율은 나타내며 b는 새로이 결정해야할 매개변수가 된다. b를 결정할 이론적이나 관측적인 근거는 없으며 따라서 대기가 습윤할수록 많은 양의 anomaly moisture convergence가 수증기로 응결될 수 있도록 모수화하였다.

$$0 \le b = \frac{|\Delta q|}{H(M_t' \cdot q')|q'|} \le 1 \qquad (9)$$

여기서 $\Delta q = q_m(SST) - q_m(T_m)$이며 H는 heavy-side function으로

$$H(x) = \begin{cases} 0 & \text{for } x \le 0 \\ 1 & \text{for } x > 0 \end{cases} \qquad (10)$$

이다.

증발 perturbation, Eo'는

$$E_0' = E_0 - E_{0m} = \beta_v \rho_a C_D\{(|V| - |V_m|)\delta q_m + |V_m|(\delta q)\} \qquad (11)$$

으로 표현되며 여기서 C_D는 증발계수이며 $\delta q = q^* - q$이며 q^*는지표에서의 포화비습, 그리고 β_v는 moisture availability이다.

마지막으로 응결에 의한 잠열방출은 대류권내에서 연직분포가 일차경압mode의 형태와 같다고 가정하였을 때

$$Q_2' = \frac{\pi g L}{2P_s} P_n' \qquad (12)$$

으로 표현할 수 있다. 여기서 L은 잠열항이다.

모형의 수평계산영역은 Fig. 1에서 나타낸 바와 같다. 모형은 적도 태평양에서의 요란을 다루기 위해 개발되었으므로 남북위 30°를 모형의 남북경계로 하였다. 적도상 대기내부켈빈파의 characteristic length가 1,685km이므로 이 wave를 충분히 분해할 수 있도록 남북으로 2°씩 격자를 나누었으며 동서방향으로는 간격을 4°로 하였다.

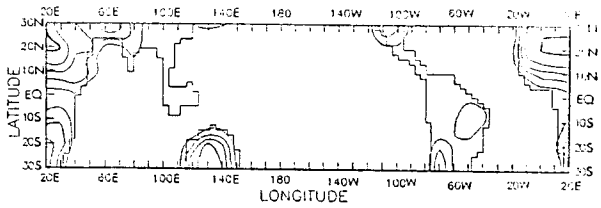

Fig. 1. Horizontal domains of the atmosphere and the ocean models and mean ground wetness (contour interval : 0.2) for January.

2.2 해양모형

적도에서 특이한 현상중의 하나는 해양의 한편에서 발생한 disturbance가 equatorially trapped wave의 형태로 해양의 다른편으로 진행하며 적도해양의 전역에 걸쳐 영향을 미친다는 것이다. ENSO동안에 나타난 SST anomaly는 중앙-서태평양에서의 wind stress가 변화함으로써 생겨난 현상이라 알려져 있다(Wyrtki,1975). wind stress에 의한 원거리 forcing과 더불어 증발에 의한 잠열방출이나 surface heat flux와 같은 물리적 과정도 anomaly의 성장과 유지에 중요한 역할을 한다. 예를들어 기온과 비습의 증가는 적도대기를 유지시켜주기에 충분한 열과 수증기를 제공해 줄 뿐만 아니라 수표면 위와 대기간의 연직기울기를 감소켜 anomaly가 오래 지속되도록 작용한다.

결합계를 연구하는 많은 해양모형들이 reduced-gravity 모형을 많이 사용해왔다. 그러한 형태의 모형에서는 층의 기온이 일정하므로 SST anomaly를 계산할 수 없다. 따라서 층의 anmaly를 SST anmaly에 비례한다고 가정하여 문제를 해결하려하였다.(Philander *et al.*, 1984). 그러나 SST anomaly는 결코 해수혼합층의 anomaly와 비례하지 않으며, 이 두 anomaly 간에는 중요한 역학적 관계가 존재한다(Hirst, 1985). SST 이류의 역학적 중요성을 고려하여 Cane과 Zebiak (1985)는 소위 thermodynamic reduced-gravity model을 개발하였다. 이 모형은 해수층에 열역학과 mass-entrainment를 고려함으로써 층내 온도와 질량의 비선형적 변화를 살피려하였다.

Kim과 Gates(1980)은 OGCM에 최초로 혼합층

을 삽입함으로써 해수의 연변화를 살피려하였다. 이 모형에서는 혼합층내의 변수가 모델에 의해 결정되는 해양환경에 의하여 변하도록 가정하였다.

본 연구에서는 선형 2-층 GCM 형태의 모형을 가정하였다. 그러나 언급한 바와 같이 수온의 이류가 파동불안정에 중요한 영향을 미치므로 열역학 방정식에서는 비선형방정식을 가정하였다. 또한 모형의 연직 간격이 조밀하지 못하므로 해양의 상층부에서의 난류혼합과정이 제대로 모사되지 않는 것을 막기 위하여 Kim과 Gates(1980)와 같이 해수혼합층을 모형에 삽입하였다.

해양 모형은 대규모 해양 순환을 나타낼 수 있는 지형효과가 고려된 원시방정식으로 구성되어 있다. 방정식은 구면 좌표계에서의 운동량, 질량, 열에너지 보존법칙 등으로 구성되어 있다. 또한 모형은 해수순환 중 서진(slowly-varying)하는 현상을 모사하는 것을 목적으로 하므로 rigid-lid 상부경계조건을 사용하여 외부중력파를 제거하였다. 또한, Boussinesq 가정과 정수가정을 이용하여 문제의 해결을 용이하게 하였다. 구면 좌표계 (λ;경도, φ;위도, z;고도)상에서의 수평 운동 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{1}{a\cos\phi}\frac{\partial P}{\partial\lambda} + \left(2\Omega + \frac{u}{a\cos\phi}\right)v\sin\phi + A_M\left\{\nabla^2 u + \frac{(1-\tan^2\phi)}{a^2} - \frac{2\sin\phi}{a^2\cos^2\phi}\frac{\partial v}{\partial\lambda}\right\} + A_z\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (13)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{1}{a}\frac{\partial P}{\partial\phi} + \left(2\Omega + \frac{u}{a\cos\phi}\right)u\sin\phi + A_M\left\{\nabla^2 v + \frac{(1-\tan^2\phi)}{a^2} + \frac{2\sin\phi}{a^2\cos^2\phi}\frac{\partial v}{\partial\lambda}\right\} + A_z\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (14)$$

여기서, u, v, w는 각각 동서, 남북, 연직 방향의 속도 성분이며, Ω는 지구 각속도, a는 지구의 반경, p는 기압, ρ_0는 기준 밀도, t는 시간, ∇^2는 수평 Laplacian 연산자, A_M과 A_Z는 각각 수평, 연직방향의 eddy momentum diffusivity이다.

언급한 바와 같이 모형을 가능한 한 단순화시키기 위하여 선형파동역학이 해양의 엘니뇨현상을 설명하기에 충분하고 또한 모형에 사용한 격자점 간격이 meso-scale eddy를 제거시키기에 충분히 떨어져 있다고 가정하여 운동량의 비선형적 이류항과 곡률항들을 제거하였다. 정역학 방정식은

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \quad (15)$$

이며, 여기서 g는 gravity이며, 밀도 ρ는

$$\rho = \rho_0\left(1-\alpha_0 T - \beta_0 S\right) \quad (16)$$

로 표시된다. 여기서 T는 온도, S는 염분도이고, α_0는 물의 열팽창계수이며 β_0는 염분도 팽창계수이다. 연속 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{1}{a\cos\phi}\left[\frac{\partial u}{\partial\lambda} + \frac{\partial}{\partial\phi}(v\cos\phi)\right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (17)$$

열역학 제 1 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{dT}{dt} = A_H\nabla^2 T + \frac{\partial}{\partial z}\left(A_z\frac{\partial T}{\partial z}\right) \quad (18)$$

열역학 방정식에서 단열 팽창, 수축에 의한 수온 변화는 이류나 비단열적 과정에 의한 변화보다 상대적으로 적기 때문에 무시되었다(Bryan, 1969).

여기서, A_H는 eddy heat diffusivity이다. 마지막으로 염분도 보존 방정식은 아래와 같다.

$$\frac{dS}{dt} = A_H\nabla^2 S + \frac{\partial}{\partial z}\left(A_z\frac{\partial S}{\partial z}\right) \quad (19)$$

이 구해진다.

해수혼합층에서의 열과 질량수지 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial}{\partial t}(hT_s) + \nabla\cdot(hT_sV_s) = w_eT_{-h}(w_e>0) + w_eT_s(w_e<0) + hA_h\nabla^2T_s + \frac{1}{\rho_0C_p}\{Q_0 + I_0(\kappa e^{-\eta h} + (1-\kappa)e^{-\lambda h})\} \quad (20)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla\cdot(hV_s) + w_e \quad (21)$$

여기서 h는 혼합층의 깊이이고 T_s는 온도, w_e는 entrainment rate이다. T_{-h}는 혼합층바닥과 접하는 해양의 온도,그리고 κ,η,λ 등은 경험상수 등이다. Q_0는 해표면을 통한 net surface heat flux로 다음과 같다.

$$Q_0 = Q_{SR} - (R_0 + H_0 + LE_0) \qquad (22)$$

여기서 Q_{SR}, R_0, H_0, E_0는 각각 단파 복사, 장파 복사, 현열, 수증기의 flux를, 그리고 L은 물의 잠열을 나타낸다. 각 surface flux들과 wind stress는 Bunker(1976) 등이 이용한 bulk aerodynamic formula를 이용하였다.

w_e는 turbulent kinetic energy 방정식으로 부터 유도될 수 있으며 다음과 같이 표현하였다.

$$\frac{h}{2}(\alpha_0\Delta T + \beta_0\Delta S)w_e = m_1 u_*^2 e^{-\gamma h} \qquad (23)$$

$$+\left\{\frac{B_0 h}{2} + J_0\left(\frac{h}{2} - \frac{1}{\gamma}\right) + J_0\left(\frac{h}{2} + \frac{1}{\gamma}\right)(\kappa e^{-\gamma h} + (1-\kappa)e^{-\lambda h})\right\}e^{-\beta h}$$

여기서 ΔT, ΔS 는 혼합층과 혼합층 바로 아래에서의 수온과 염분도의 차이이며 u_* 는 마찰속도, 그리고

$$B_0 = \frac{g\alpha_0}{\rho_0 C_p}\left(R_0 + H_0 + LE_0\right) \qquad (24)$$

$$\frac{1}{\gamma} = \left(\frac{\kappa}{\eta} + \frac{1-\kappa}{\lambda}\right) \qquad (25)$$

$$J_0 = \frac{g\alpha_0}{\rho_0 C_p} I_0 \qquad (26)$$

이다.

외부중력파를 제거하기 위해 사용한 ridge-lid 경계조건을 사용하면서 식(13)-(19)까지의 예보 방정식을 시간적으로 단순히 적분하는데는 질량이 보전되지 않는 문제가 발생한다. 이러한 문제를 제거하기위해 Bryan(1969)에 의해 개발된 방법을 사용하였다. 혼합층 방정식 (20)-(21)의 해를 위하여 (13)-(19)에서 구한 large-scale environment의 값을 이용하였다.

적도상의 파동을 분해하기에 충분히 작은 격자간격을 위해서 남북 방향으로 1° 간격으로 격자를 나누었으며, 동서 방향으로는 격자 간격을 4°로 하였다. 적도 Kelvin wave의 e-folding 거리는 $\lambda_e = (C_e/\beta)^{1/2}$ = 400 km로써 위도 1° 의 격자간격은 적도파를 분해하기에 충분한 거리이다.

2.3 결합모형

Lau(1985)의 대기대순환모형을 이용한 ENSO 모사실험의 경우 주어진 해양으로 부터의 경계조건이 주어졌을 때 ENSO와 관련한 대기변화을 잘 설명하였다. 또한 Latif et. al.(1987) 등은 해양대순환 모형을 이용하여 대기로부터 ENSO경계조건이 주어졌을 때 모형은 ENSO와 같은 anomaly를 잘 나타내고 있음을 보였다.

해양과 대기대순환 모형을 결합하여 ENSO와 관련한 대기-해양의 변화를 이해하려는 최초의 시도는 Gate et.al.(1985)에 의한 것으로 이 결과는 결합모형의 기후상태가 짧은 적분기간 동안에도 steady상태를 유지하지 않고 다른 기후로 변이해 가는 것(Climatic drift)를 보였다. 그 후의 일련의 연구들도 마찬가지의 결과를 얻었으며 현재 결합대순환모형을 이용하는 경우 이러한 climatic drift는 불가피한 것으로 알려져있다.

Climatic drift는 지구표면을 통한 flux의 계산에 있어서 그 불확실량이 시간적분이 계속되면서 누적되어 생기는 현상으로써 표면를 통한 flux의 완벽한 관측과 이에 따른 모델 내의 완전한 모수화가 이루어지지 않는 한 불가피하다. 따라서 결합모형연구에서 표면을 통한 올바른 flux의 모수화는 가장 중요한 부분으로써 이 문제가 해결되지 않는 한 결합모형의 성공은 기대할 수 없다.

Latif et. al.(1987)은 OGCM과 단순대기모형을 이용하여 소위 flux correction method를 개발하여 climatic drift를 제거하고 수년주기의 진동을 결합모형으로 부터 얻으려 하였다. 최근에 Lau와 Philander (1990)은 비슷한 방법를 이용하여 ENSO와 유사한 수년주기의 진동을 결합GCM결과에서 발견할 수 있었다고 하였다. 그러나 아직까지 이러한 결합 GCM의 결과에 대해서 회의적인 시각이 많은데 그 이유는 모형이 해양의 largy-scale feature를 보여주는데 실패하였기 때문이다.

지금까지의 거의 모든 결합모형연구는 단순모형을 이용한 것들로 이러한 모형을 이용한 결합연구는 비교적 성공적이었음에도 불구하고 몇가지 이유에서 문제가 있다. 그 중 첫째는 대기가 steady state 모형이기 때문에 internal dynamics가 없고 단지 해양에 의해 변화한다는 것이다. 둘째는 모형들이 건조모형들이기 때문에 가열율이 모형에 의해 스스로 결정되는 것이 아니라 해양의 조건에 따라 모수화되고 있다는 것이다.

본 연구에서는 지금까지의 연구와는 달리 대기모형의 경우에는 time-dependent 이면서 습윤모형이므로 응결등 비단열적 과정에 의한 가열율 등은 모형의 내부역학에 의해 결정된다. 해양모형의 경우에도 단순모형들과는 달리 평균장이 모형에 의해 스스로 결정되게 하였다. 모형의 결합에 있어서 다른 연구들과 달리 습윤과정를 강조한 모수화를 이용하였다. 결합모형에서 해양 anomaly는 표면 wind stress와 지표면을 통한 surface heat flux에 의해 직접적으로 영향을 받으며, 대기 anomaly는 SST의 변화에 따른 수증기과정을 통해 간접적으로 영향을 받도록 되어있다.

Climate drift현상을 제거하기 위하여 flux correction method를 이용하였으며 온도의 correction(δT_s)는 결합한 변수에 대해 독립적이다. 즉,

$$T_s' = T_s(\text{coupled run}) - T_s(\text{uncoupled run}) \quad (27)$$

일때 T_s를

$$T_s = T_s\ (\text{observation}) + T_s' \quad (28)$$

라 정의할 때 (27)로 부터

$$T_s = T_s\ (\text{coupled run}) + T_s\ (\text{observation}) - T_s\ (\text{uncoupled run}) = T_s\ (\text{coupled run}) + \delta T_s$$

가 되며, 따라서 δT_s는 결합계의 역학에 크게 영향을 미치지 않는다.

3. 결과 및 토의

3.1 대기모형 실험결과

ENSO와 관련한 composite SST anomaly를 월평균 자료와 더불어 5일 간격으로 Fourier 내삽함으로써 경계조건에 따른 대기모형의 반응을 살펴보았다.

Fig. 2는 ENSO현상이 최고에 도달한 mature stage(ENSO해의 겨울)에서의 강수율의 분포이다. 그림에서 보듯이 적도태평양상에서 날짜변경선의 동쪽에서 강수가 증가하며 서쪽인 인도네시아지역에서 강수가 감소하고 있다. 이는 ENSO와 관련한 특징적인 현상으로 El Niño기간동안 인도네시아에서는 가뭄을 겪으며 적도 중앙태평양은 홍수를 겪게 된다. 이 결과에 의하면 적도태평양과 인도양의 일부를 제외하고는 기타 지역에서는 강수량의 큰 변동을 관찰할 수 없었다. 강수량 anomaly의 분포는 Lau(1985)의 AGCM실험에 의한 결과와 비슷한 것으로 최다강수지역에서의 강수량이 그의 결과와 거의 견줄만하다.

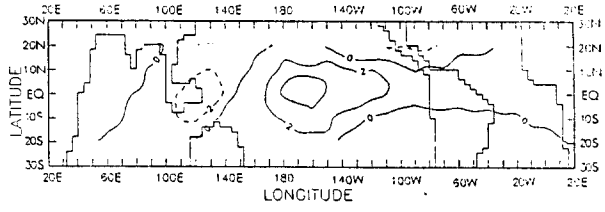

Fig. 2. Spatial distributions of precipitation rate (conture interval 1.0×10^{-5}kg/m^2/s) at the mature stage of ENSO

Fig. 3은 Fig. 2에서와 같은 mature stage에서의 증발율의 분포이다. 동태평양에서는 증발이 증가하는 반면 중앙-서태평양에서는 감소하는 모습을 나타낸다. SST의 증가에도 불구하고 중앙-서태평양에서 증발이 감소하는 이유는 중앙태평양의 동쪽에서 대규모 대류운동의 증가로 편동풍이 중앙-서태평양에서 감소하였기 때문으로 보인다. 또한 동태평양에서의 증가는 그러한 대류운동의 증

가가 이 지역에서의 편동풍을 증가시켰을 뿐만아니라 SST의 증가로 인한 것으로 보인다. 이는 Ahn(1992)의 composite COADS에 나타난 mature stage에서의 증발 anomaly와 비슷하다. 증발 anomaly의 경우에도 적도태평양지역을 제외한 나머지 지역에서는 큰 변화를 발견하지 못했다.

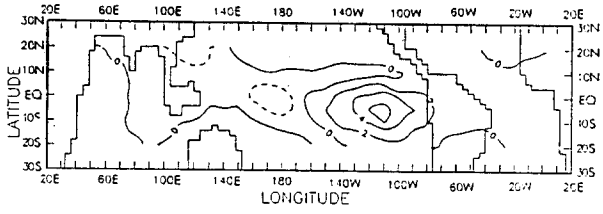

Fig. 3. Spatial distributions of precipitation rate (conture interval 1.0×10^{-6}kg/m^2/s) at the mature stage of ENSO

Fig. 2와 Fig. 3에서 살펴보았듯이 대기모형은 주어진 해양의 평균 및 ENSO와 관련한 anomaly 조건에 따라 적절히 반응하고 있음을 보여주고 있다.

3.2 해양모형 실험결과

Fig. 4는 해양모형을 10년간 적분하였을때의 1월달 평균 SST분포이다. 그림에서 보듯이 모형의 SST분포는 대규모 feature를 잘 모사하고 있는데, 첫째로 인도양과 서태평양의 warm pool을 잘 보여 주고 있으며 태평양에서 동서방향으로의 SST의 비대칭성 역시 잘 표현하고 있다.

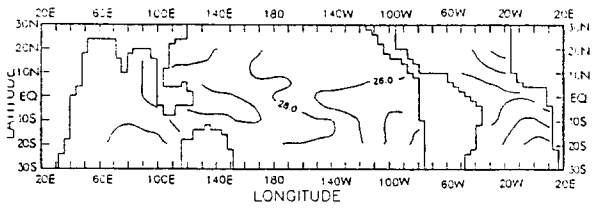

Fig. 4. Simulated SST for winter after 10 years of integrations (countour interval : 2℃)

Fig. 5는 모형결과인 1월 평균 SST와 COADS로 부터 구한 1월 평균 SST간의 차이를 보여주는 그림이다. 인위적인 경계가 있는 모형의 남북경계 지역을 제외하고는 ±1℃안팎의 적은 오차를 보이고 있다. 이러한 오차는 본 연구와 같은 계산영역에서 평균 SST를 구한 Latif *et al.*(1988)의 결과보다 월등한 결과이며 Han *et al.*(1985)의 OGCM 결과보다도 적은 오차이다. 그 이유는 본 연구에서 사용한 모형의 수평간격($4^\circ\times1^\circ$)이 Han et.al.의 OGCM($5^\circ\times4^\circ$)보다 조밀하고, surface heat flux를 구하는 과정이 그들의 것보다 섬세하기 때문인 것으로 보인다.

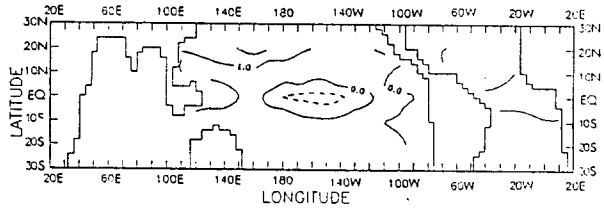

Fig. 5. Difference between the simulated SST and the observation for winter (countour interval : 1℃)

살펴본 바와 같이 해양모형은 대기로 부터 주어지는 월평균 경계조건에 따라 적절히 평균해양상태를 모사하고 있음을 보였다. 따라서 모형은 anomaly 실험을 위한 기본 조건인 평균해양상태를 잘 나타낼 수 있었다.

Fig. 6은 ENSO와 관련한 대기 anomaly를 해양모형에 가했을 때 mature stage에서의 SST anomaly 의 분포를 나타낸 그림이다. 적도 동태평양-중앙태평양에 이르는 넓은지역에 광범위하게 발생한 SST anomaly는 약 1℃ 정도의 크기로 자리잡고 있으며 음의 anomaly는 동인도양과 서태평양지역에 위치하고 있다. 이러한 anomaly 분포 또한 엘니뇨동안에 나타나는 관측적 사실과 같은 형태로써(Rassmusson and Carpenter, 1982) 역시 모형이 anomaly 경계조건하에서도 잘 반응하고 있음을 보여준다. 단지 모사된 anomaly의 크기가 일반적으로 관측되는 SST anomaly보다 크지 않는데, 이는 composite한 대기의 자료를 경계조건

으로 사용하였기 때문이라 생각된다.

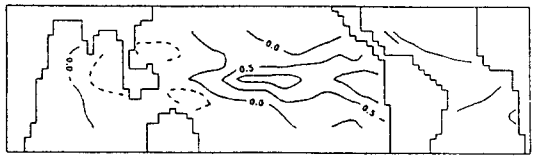

Fig. 6. Simulated SST anomalies for the mature stage of ENSO (countour interval : 0.5℃)

Fig. 7은 anti-El Niño stage에서의 SST anomaly의 분포를 나타낸다. 중앙태평양에 음의 anomaly가 남아 있음을 볼 수 있는데 ENSO기간 동안에 적도 중앙-동태평양에 위치했던 양의 anomaly가 음으로 대체되었음을 알 수 있다.

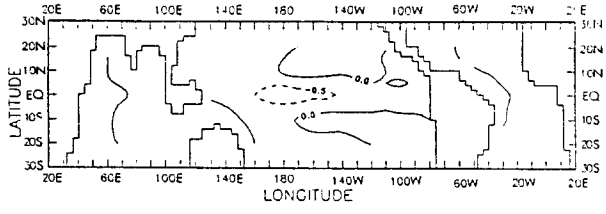

Fig. 7. Simulated SST anomalies for the anti-El Niño stage of ENSO (countour interval : 0.5℃)

3.3 해양-대기 결합모형의 결과

10년간 적분한 해양모형의 결과에 경도 120° E - 160° E, 위도 10° S - 10° N 영역안에 +10m/s의 편서풍 anomaly를 11년째 12월 15일부터 10일간 가한 후 그 이후에 아무런 외부로 부터의 forcing이 없이 결합모형이 자체내의 내부역학에 의해 진행되도록 하였다.

Fig. 8은 편서풍 anomaly를 제거한 후 돌아오는 첫번째 겨울에 모사된 혼합층 수온의 anomaly 분포이다. 모사된 수온의 분포는 El Niño의 peak 기간동안 관측된 SST의 anomaly와 그 형태가 비슷하다.

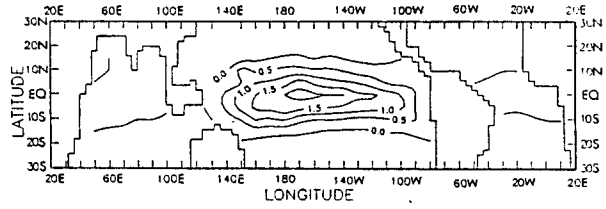

Fig. 8. Spatial distributions of mixed layer temperature anomaly for the YR(12) winter (countour interval : 0.5℃)

또한 Fig. 9는 외부 forcing을 제거한 이듬해 겨울에서의 강수율 anomaly의 분포를 나타낸다. 그림에서 보듯이 적도 중앙태평양과 동태평양에 이르는 구역에서 강수가 증가하고 있으며, 특히 중앙태평양에서 최대 강수의 증가를 나타내고 있다. 또한 서태평양과 동인도양 사이의 인도네시아지역에서 강수가 감소하는 것을 볼 수 있다. 이러한 강수의 변화 형태는 El Niño와 상관하여 나타나는 특징적 모습으로 Walker 순환의 상승 branch가 태평양의 서쪽에서 중앙으로 이동해 갔음을 나타낸다.

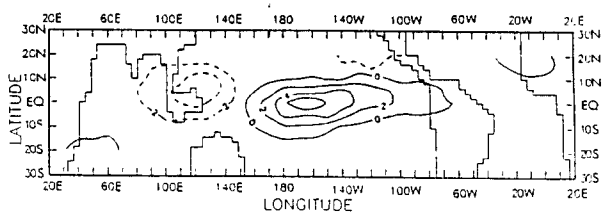

Fig. 9. Spatial distributions of precipitation rate anomaly for the YR(12) winter (countour interval : 1.0×10^{-5}kg/m^2/s)

Fig. 10은 같은 기간 동안의 동서방향 바람성분 anomaly를 보여주는 그림이다. 적도 중앙-동태평양에 걸쳐 무역풍이 약화되고 있으며 인도네시아 지역에 편동풍 anomaly가 위치하고 있다. 중앙 태평양의 anomaly와 인도네시아의 anomaly는 각각 그 지역 주변의 대기 가열과 냉각에 의하여 나타난 현상으로 해석된다. 결과적으로 중앙 태평양과 인도네시아 지역에서 동서 방향 바람성분에 의하여 각각 수증기의 수렴과 발산이 일어나고 이는 강수율에 직접적인 영향을 미치는 것으로 보인다.

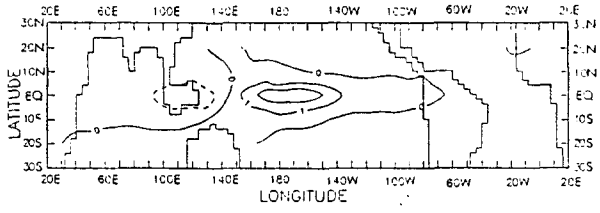

Fig. 10. Spatial distributions of zonal wind anomaly for the YR(12) winter (countour interval : 1.0m/s)

이상에서 살펴본 바와 같이 El Niño가 발생하기 직전에 종관적으로 관측되는 현상인 서태평양 무역풍의 약화를 모델의 외부 forcing으로 일정기간 가한 후, 그 forcing을 제거한 경우에 모형은 두 계간의 결합에 의하여 스스로 진행하면서 El Niño 의 peak stage와 유사한 결과들을 나타내었다. 따라서 결합모형의 결과가 보여주는 현상들은 El Niño와 상관한 자연계에 나타나는 mode와 같은 역학적, 물리적 과정에 의하여 생겨났으며 모델의 구조와 결합방법도 El Niño 연구에 적합한 역학적 구조와 물리적 모수화과정으로 이루어졌다고 생각한다.

Fig. 11은 적도태평양을 따라 SST anomaly 가 어떻게 진행하는지를 살펴본 그림이다. 해수층의 깊이로 부터 얻은 해양 Kelvin파와 Rossby파의 추정속도로 부터 forcing이 제거된 뒤 두 wave가 서태평양과 동태평양에서 반사하며 진행하는 방향을 함께 그렸다.

외부 forcing의 동쪽으로 부터 출발한 Kelvin파와 그곳으로 부터 출발하여 Rossby파의 형태로 서진하다가 서쪽 경계에서 반사되어 동쪽으로 진행하는 Kelvin파가 통과하면서 양의 anomaly가 성장해나가고, 동태평양 해안에서 반사하여 서진하는 Rossby파에 의해 그 양의 anomaly가 damping하는 것을 볼 수 있다. 즉 위에서 언급한 두개의 Kelvin파는 양의 downwelling Kelvin파로써 이러한 파가 지나간 후 양의 anomaly가 성장하게 된다. 즉 편서풍의 외부 forcing을 가하는 경우 forcing지역의 동쪽은 혼합층이 두꺼워지며 Kelvin파와 관련한 동서방향 current는

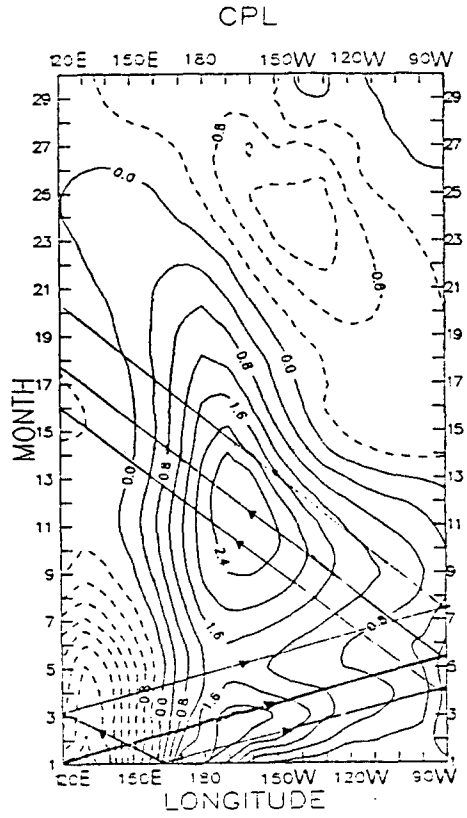

Fig. 11. Spatial distributions of the mixed layer zonal currents anomaly for the YR(12) winter (countour interval : 1.0 m/s)

$$u' \propto h' \propto u_d' > 0 \tag{29}$$

이므로 positive downwelling Kelvin파가 가능하다.

서쪽해안에 반사 후 진행하는 Kelvin파의 경우도 식(29)와 같은 해석이 가능하다. 단 forcing 지역의 서쪽에서 부터 출발하는 Kelvin파의 경우는

$$u' \propto h' \propto u_d' < 0 \tag{30}$$

이므로 negative upwelling Kelvin파이므로 양의 anomaly를 약화시킨다.

태평양의 동쪽해안에서 반사되어 서진하는 첫번째 Rossby파의 경우

$$h' \propto -u' \propto u_d' > 0 \tag{31}$$

이다. 따라서 u'과 u_d'의 부호가 바뀌면서 파는 damping을 하게 된다. 그 후에 반사되는 Rossby 파들이 모두 damping하는 mode를 갖게 되므로 동쪽에서 반사해서 서진하는 파들이 통과한 후, 양의 anomaly들은 약화된다.

이상에서 살펴본 바와 같이 anomaly의 성장은 해양과 대기간의 상호작용에 의하여 가능하며 또한 anomaly의 무한정 성장도 두계간의 상호작용에 의하여 제한됨을 볼 수 있다.

이 모형의 경우에는 해수혼합층의 역학적 역할이 고려되어 있지 않음으로 식(29)-(31)에서 보듯이 u'과 u_d'이 같은 phase이거나 아니면 반대의 phase를 갖게 된다. 그러나 혼합층에서의 역학적 유동이 고려되는 경우 운동량의 비선형성에 의해서 비주기적 진동과 적절한 진폭을 유지하는 진동이 가능해 질 수 있을 것으로 본다.

4. 결 론

본 연구에서는 엘니뇨 현상과 같은 기후변동을 객관적으로 다룰 수 있는 해양-대기수치모형을 개발 연구하는 것을 주목적으로 하였다. 기후의 중-장기적 흐름을 이해하기 위해서는 긴 시간적규모를 갖고 움직이는 해양의 운동을 먼저 모사해야하며 이에 따라서 해양의 순환을 모수할 수 있는 모형을 개발하여 대기가 해양 미치는 지구적인 해수순환에 관한 연구에 이용될 수 있도록 하였으며, 또한 반대로 ENSO와 관련한 해양의 anomaly가 대기에 미치는 영향을 이해하도록 대기모형도 개발하였다. 본 모형에서는 육지의 geometry 효과와 ground의 효과를 고려하였으며 염분도의 효과도 고려하였다. 또한 해양모형을 확대하여 태평양을 포함한 적도상의 전 대양을 고려하였다.

본 연구에서 사용된 모형은 역학적인 면과 더불어 물리적인 면이 강조된 모형이다. 특히 이 연구에서는 대기-해양간의 여러가지 물리적 상호작용 중에서 중요하다고 여겨지는 습윤과정들의 역할을 이해하는데 역점을 두었다. ENSO와 관련한 대기-해양 결합계에 있어서 salinity효과가 포함되어 있지 않은 feedback들에 대한 역학적인 중요성과 그 역할은 비교적 잘 이해되어있다(Lan and Shen, 1988; Ahn, 1990). 그러나 염분도를 고려한 이 모형의 결과와 염분도를 고려하지 않은 모형의 결과를 비교하였을 때 여러가지 해양변수들에 있어서 큰 차이가 없는 것으로 나타났다(not shown). 그러나 이는 염분도의 효과가 중요하지 않다는 것이라기 보다는 모형의 정확도가 염분도의 변화에 따른 밀도의 변화, 그리고 이에 따른 해류등을 모사하기에는 부족하다고 해석하는 것이 옳다고 본다(Kattenberg and Allaat, 1989).

연구는 모형이 ENSO와 관련한 여러가지 기상학적, 해양학적 현상들을 적절히 모사할 수 있음을 보임으로써 앞으로 El Niño현상의 생성과 진행, 그리고 소멸에 이르기까지 대기와 해양간의 결합계의 역학적,물리적 과정을 이해시키는데 기여를 할 것으로 본다.

연구에 사용된 모형은 CGCM보다는 간단하지만 El Niño현상과 관련한 여러가지 기상 및 해양변수들의 공간적 분포와 시간적 변화를 모사하거나 예보하기에 충분히 복잡한 Physics를 포함하고 있기 때문에 대규모순환모형을 갖고 있지 않은 우리나라의 경우에는 혼합층에 dynamics를 고려하는 것 등의 모형 개선을 통해 본 모형을 유용하게 이용할 수 있을 것으로 본다.

감사의 글

이 논문은 1992년도 교육부지원 한국학술 진흥재단의 자유공모(지방대 신진과제)과제 학술연구조성비에 의하여 연구되었음.

참고문헌

Ahn,J.B., 1990, A Study of El Niño/Southern Oscillation: Numerical Experiments and Data Analysis. Ph.D.thesis, Oregon State Univ., 177 PP.

Ahn,J.B., 1992, Interannual Variability at the Surface of World Oceans. J.Korea

Meteor. Soc., 28, 192-209.

Bryan, J., 1969, A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. J. Comp. Physics, 4, 347-376.

Bunker, A. F., 1976, Computations of Surface Energy Flux and Annual Air-Sea Interaction Cycles of the Northern Atlantic Ocean. Mon.Wea. Rev., 104, 1122-1140.

Cane, M. A., and S. E. Zebiak, 1985, A Theory for El Niño and the Southern Oscillation. Science, 228, 1085-1087.

Gates, W. L., Y.-J. Han, and M. E. Schlesinger, 1985, The Global Climate Simulate by a Coupled Atmosphere-Ocean GCM. Coupled Ocean-Atmosphere models, Elsevier Oceanogr. 40, 131-151.

Han, Y.-J., M. E. Schlesinger, and W. L. Gates, 1985, An Analysis of the Air-Sea-Ice Interaction Simulated by the OSU-Coupled Atmosphere-Ocean GCM. Coupled Ocean-Atmosphere models, Elsevier Oceanogr. 40, 167-182.

Hirst, A. C., 1985, Free Equatorial Instabilities in Simple Coupled Atmosphere-Ocean Models. Coupled Ocean-Atmosphere models, Elsevier Oceanogr. 40, 153-165.

Kattenberg, A., and M. A. Allaart, 1989, The effect of salinity on a tropical Pacific ocean model. Ocean Modelling, 83, 2-4.

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. Cli. Res. Ins., Oregon State Univ., 11, 60pp.

Kim, K, 1991, Long-term variabilities in the seas around Korea. Proc. of the K-COARE, 14-26.

Latif, M., J. Biercamp, and H.V. Storch, 1988, The Response of a Coupled Ocean-Atmosphere GCM to Wind Bursts. J.Atmos. Sci., 45, 964-979.

Lau, K.-M., and S. Shen, 1988, On the Dynamics of Intraseasonal Oscillations and ENSO. J.Atmos. Sci., 45, 1781-1797.

Lau, N.-C., 1985, Modeling the Seasonal Dependence of the Atmospheric Response to Observed El Niño in 1962-76. Mon. Wea. Rev., 113, 1970-1996.

Lau, N.-C., and S. G. H. Philander, 1990, Simulations of the ENSO with Coupled Ocean-Atmosphere GCMs at GFDL. Abs. of International TOGA Sci. Conf. Honolulu.

Neelin, J. D., 1990, A Hybrid Coupled GCM for El Niño Studies. J.Atmos. Sci., 47, 674-693.

Philander, S. G. H.,T. Yamagata, and R. C. Pacanowski, 1984, Unstable Air-Sea Interactions in the Tropics. J. Atmos. Sci., 41, 604-613.

Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982, Variations in the Tropical SST and Surface Wind Fields Associated with the ENSO. Mon. Wea. Rev., 110, 354-384.

Shukla, J., 1990, TOGA: A Revew of Progress and Future Opportunities. Academic Press, Nat'l Res. Council, 66pp.

Wyrtki, K., 1975, El Niño-The Dynamic Response at the Equatorial Pacific: Ocean to Atmospheric Forcing. J. Phys. Oceanogr., 5, 572-584.

Zebiak, S. E., and M. A. Cane, 1987, A Model ENSO. Mon. Wea. Rev., 115, 2262-2278.