

ENSO 십년 변동에 미치는 북서태평양 지역에서의 바람 응력 변동의 역할

이윤경¹ · 문병권^{2,*} · 권민호³ · 전종갑¹

¹서울대학교 지구환경과학부, 151-742 서울시 관악구 신림9동 산56-1번지

²전북대학교 과학교육학부/과학교육 연구소, 561-756 전북 전주시 덕진구 덕진동 1가 664-14번지

³서울대학교 기초과학연구원, 151-742 서울시 관악구 신림9동 산56-1번지

Roles of Wind Stress Variations in the Western North Pacific on the Decadal Change of ENSO

Yoon-Kyoung Lee¹, Byung-Kwon Moon^{2,*}, MinHo Kwon³ and Jong-Ghap Jhun¹

¹School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

²Division of Science Education/Institute of Science Education, Chonbuk National University,
Chonbuk 561-756, Korea

³The Research Institute of Basic Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

Abstract: This paper investigated the effects of wind stress forcing in the western North Pacific on ENSO decadal change before and after the late 1970s. The SVD analysis of SODA data shows that a positive wind stress curl is dominant in the western North Pacific at the ENSO mature phase, which leads to the ENSO phase change by discharge/recharge heat contents in the equatorial Pacific. Before the late 1970s, the wind stress curl in the western North Pacific was strong. This strong wind forcing that is associated with the fast discharge of heat contents in the equator led to the short period and the weak intensity of ENSO occurred during the 1960-1970. On the other hand, after the late 1970s the relatively weak wind stress curl was accompanied with the long period and the strong intensity of ENSO. The simple coupled model experiments also confirm that the amplitude and dominant period of ENSO decrease when the wind stress curl in the western North Pacific projects more strongly into the ocean at the ENSO mature phase. Our results support that the changes in the behavior of ENSO after the late 1970s are associated with the wind stress variation in the western North Pacific.

Keywords: ENSO decadal change, atmosphere-ocean coupled model, western North Pacific wind stress

요약: 북서태평양의 바람 변동이 1970년대 이후에 나타난 ENSO의 십년 주기 변화에 미치는 영향을 조사하였다. SODA 자료를 이용한 SVD 분석을 통하여 ENSO 절정기에 북서태평양에서 나타나는 양의 바람 응력 컬이 적도 지역에서의 열함유량을 방출/재충전(discharge/recharge)시켜 ENSO의 위상을 변화시킨다는 것을 보였다. ENSO와 연관된 북서태평양의 바람 응력 컬은 1970년대 이전에 강하게 나타났다. 이러한 강한 바람 응력 강제력은 적도의 열함유량을 빠르게 방출시켰고, 결과로서 1960-1970년대 기간 동안에 ENSO의 주기가 짧고 강도가 약하게 나타났다. 반면에 1970년대 후반 이후에는 북서태평양 바람 응력의 컬이 약해지면서 ENSO의 주기가 길어지고 강도가 강해졌다. 간단한 대기-해양 결합 모델 실험으로 관측 자료 분석 결과와 유사하게 북서태평양 지역에서 바람 응력 컬이 더 많이 해양에 작용할 때 ENSO의 진폭과 주기가 감소하는 것을 보였다. 이 결과들은 1970년대 후반 이후에 나타난 ENSO 특징의 변화가 북서태평양 지역에서의 바람 응력의 변화와 관련이 있다는 것을 제시한다.

주요어: ENSO 십년변동, 대기-해양 결합 모델, 북서태평양 바람 응력

*Corresponding author: moonbk@chonbuk.ac.kr

Tel: 82-63-270-2824

Fax: 82-63-270-2802

서 론

Wang et al.(1999)은 북서태평양 지역(western North Pacific, 5-15°N, 130-170°E)의 바람 강제력의 변화가 ENSO 상변이에 중요한 역할을 한다고 제시하였다. 또한 엘니뇨 절정기 이후에 북서태평양 지역에 고기압성 바람응력의 꺾이 생성된다고 하였다. 이 고기압성 바람응력의 꺾은 북서태평양의 수온약층의 깊이를 증가시키고, 온난 해수역(warm pool)의 열함유량(heat content)을 증가시킨다. 이와 더불어 고기압성 바람응력의 꺾은 적도 서태평양에 동풍의 바람응력 강제력을 만들고, 결국 음의 켈빈파를 생성시킨다. 이 음의 켈빈파는 동쪽으로 전파하여 양의 켈빈파를 상쇄시켜 열대 중동태평양의 수온을 하강시키는 작용을 하여 ENSO의 음의 위상으로의 전이를 야기한다. 그리고 1980년대의 ENSO와 1990-1996년 기간의 ENSO의 주기 변화가 북서태평양의 바람응력의 변화 때문이라 주장하였다.

Weisberg and Wang(1997)은 ENSO 진동에 영향을 미치는 서태평양의 바람 강제력의 역할을 강조한 서태평양 진동자(western Pacific oscillator) 이론을 제시하였다. 이 이론은 날짜 변경선 서쪽의 아적도 해수면 온도(off-equatorial sea surface temperature)와 해면기압의 변동이 서태평양의 동서 바람의 흐름을 결정짓는 중요한 요소임을 보였다. 즉 엘니뇨 절정기 이후에 서태평양의 적도에 동풍의 바람응력이 생성되어 동태평양의 수온약층의 깊이를 감소시키고 이는 엘니뇨에서 라니냐로 전이되는 것을 야기한다.

최근 An and Wang(2000)과 Wang and An(2001)은 1976/77년의 기후 변화(Nitta and Yamada, 1989; Trenberth and Hurrell, 1994; Latif and Barnett, 1994; Zhang and Levitus, 1997)와 더불어 발생한 ENSO 변화의 원인을 밝히는 노력을 하였다. 1980-90년대로 들어오면서 ENSO의 진동 주기가 길어지고, 진폭이 증가한 원인이 열대 태평양의 바람 강제력의 변화에 따른 해양 역학의 변화 때문이라 제시하였다.

또한 An and Wang(2000)은 간단한 대기-해양 결합 모형(simple atmosphere-ocean couple model)을 이용하여 동서 방향 바람응력 편차(zonal wind stress anomaly)가 동쪽으로 이동했을 때 ENSO의 주기와 진폭이 증가함을 보였다. 이 때 동서 방향 바람응력 편차의 구조는 해수면 온도 편차(sea surface temperature anomaly)와 바람응력 편차를 SVD 분석(Bretherton et

al., 1992)을 이용하여 얻었다. 그들은 바람응력의 첫 번째 SVD 모드만 사용하였다. Yeh et al.(2001)은 An and Wang(2000)이 첫 번째 SVD 모드만 사용한 점을 주목하여 ENSO 변화와 관련한 두 번째 SVD 모드의 역할을 제시하였다. 두 번째 SVD 모드는, 비록 첫 번째 모드에 비해 분산값이 작지만, ENSO 주기에 영향을 줄 수 있다. Cassou and Perigaud(2000)는 수치모형 연구를 통하여 바람응력의 두 번째 SVD 모드가 ENSO의 진동에 필요하다고 밝혔다. 또한 이러한 두 번째 모드의 변동이 북서태평양 바람 강제력 변화와 관련이 있다고 보여주었다(Wang et al., 1999).

Moon et al.(2004)은 해양의 열적 구조 변화와 ENSO 변화의 관련성으로 1980년대로 오면서 열대 해양의 열적 구조의 변화로 인한 상위 경압 모드의 역할 증대가 ENSO의 강도와 주기를 각각 강하고 길어지게 했다고 제시하였다.

본 연구에서는 북서태평양 지역의 바람응력 변동이 1970년대 후반 전후로 발생한 ENSO의 변화에 어떤 영향을 미치는지 관측 자료를 이용하여 밝히고 또한 수치실험을 통해 북서태평양 바람응력 꺾이의 역할을 살펴보았다.

자 료

본 연구에서 사용된 자료는 간단한 해양자료 동화 시스템(Simple Ocean Data Assimilation, SODA)으로부터 생성된 월평균 수온과 바람 응력 자료이다. 자료의 기간은 1962년부터 1993년까지이며 자료 생성에 관한 알고리즘은 Carton et al.(2000)에 자세히 기술되어 있다. SODA 시스템은 GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)의 MOM2(Modular Ocean Model2) 해양모델을 기반으로 구축되어 있다. 수평 해상도는 적도에서 2.5°×0.5°(경도×위도)이고 중위도에서는 2.5°×1.5°로 변하며, 연직으로 20층이다. 그리고 NOAA(National Oceanic & Atmospheric Administration)의 월평균 해수면 온도자료(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, OISST)를 사용하였다.

관측 결과

관측 자료를 이용하여 북서태평양 바람 변동이 ENSO의 주기와 진폭 혹은 강도 변화를 일으키는 원인에 대하여 살펴보았다.

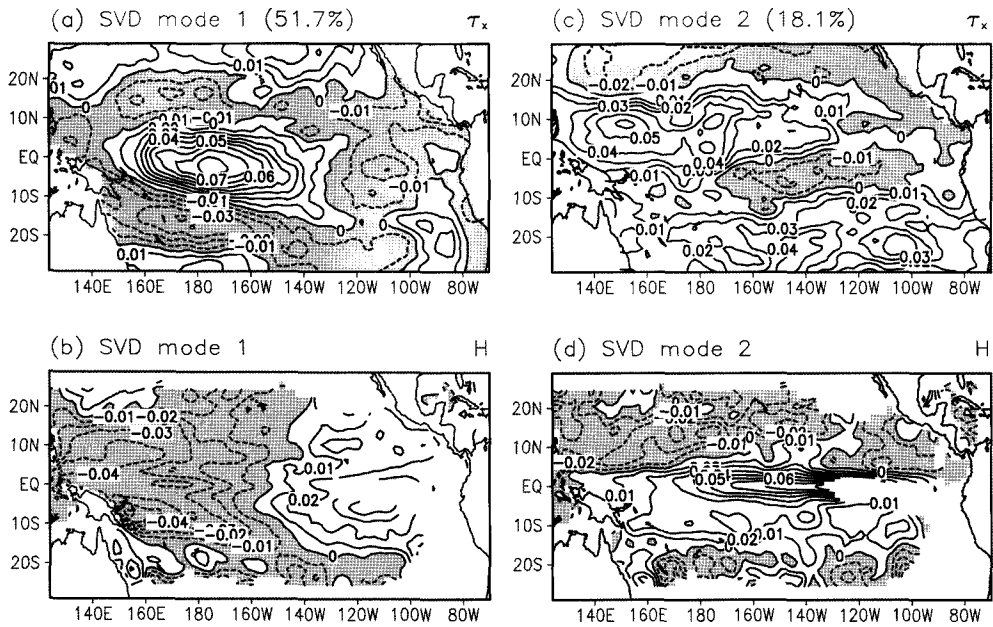


Fig. 1. The spatial structure of the SVD modes for 1962-1993: The first modes of (a) zonal wind stress and (b) thermocline depth are shown. (c) and (d) are as in (a) and (b) except for the second mode. Negative values are shaded. Units are nondimensional. The contour intervals is 0.01.

SVD(Singular value decomposition) 분석

ENSO의 주기변화와 관련이 있는 북서태평양 바람 강제력의 변동을 살펴보기 위하여 동서방향 바람응력과 수온약층 두께사이의 SVD 분석을 실시하였다 (Fig. 1). 첫 번째 모드는 전체 변동의 약 51.7%, 두 번째 모드는 약 18.1%을 설명한다.

첫 번째 SVD 모드는 압력 경도력과 동서방향 바람응력 사이의 준평형(quasi-equilibrium) 상태를 나타낸다. 이 평형을 Sverdrup 균형이라 한다. 압력 경도력은 수온약층의 동서방향의 차이 때문에 생성된다 (Jin, 1996). Fig. 1a, b는 동쪽 방향으로 바람응력이 작용할 때 수온약층에서 동태평양에 양의 편차가, 서태평양에 음의 편차가 생성되는 것을 보여주며 이는 ENSO의 양의 위상(warm phase, El Nino)의 절정기(mature or peak) 상태를 나타낸다. 음의 위상(cold phase, La Nina)의 절정기에는 동서방향의 바람응력과 수온약층의 부호가 반대로 변한다.

두 번째 SVD 모드의 동서방향의 바람응력 분포는 그 중심 위치가 첫 번째 모드와 비교하여 서쪽에 있고 중심은 약 150°E, 9°N에 있다. 이때 수온약층의 분포는 남북 방향으로 대조를 이루고 있다. 즉, 동서 방향으로 적도에서 양의 수온약층 편차가 있고, 아열

대 부근에 음의 수온약층의 편차가 있다. 동서방향의 양의 수온약층은 적도를 중심으로 약 ±5° 범위에 분포해 있다. 남북방향으로 대조를 이루는 것이 남반구에서보다 북반구에서 더 뚜렷하다. ENSO가 진행되면서 적도 동서방향평균 수온약층은 양에서 음으로 변한다.

동서방향 수온약층 깊이의 차이와 달리 동서방향으로 평균한 수온약층 깊이(zonal mean thermocline depth) 편차는 동서방향의 바람응력과 평형 상태를 이루지 않는다. 이 동서방향평균 수온약층 깊이의 편차와 바람응력과의 불균형(non-equilibrium)이 대기-해양 시스템의 잠재력 역할을 하여 ENSO의 위상 변화를 일으킨다. 이는 해양이 바람응력에 느리게 조절(slow adjustment)되기 때문이다. Jin(1997)은 ENSO의 양의 위상 시기에 적도의 동서방향평균 수온약층의 깊이가 얕아지면서 음의 위상을 유도한다고 제시하였다(recharge oscillator). 적도대의 수온약층 깊이의 감소는 해양의 열함유량(heat content)이 방출(discharge)되는 것을 의미하고 아열대 지역에서 적도대로 질량이 수렴하여 적도대에 열함유량이 충전(recharge)되면 ENSO의 위상이 음에서 양으로 진행되는 것을 유도한다.

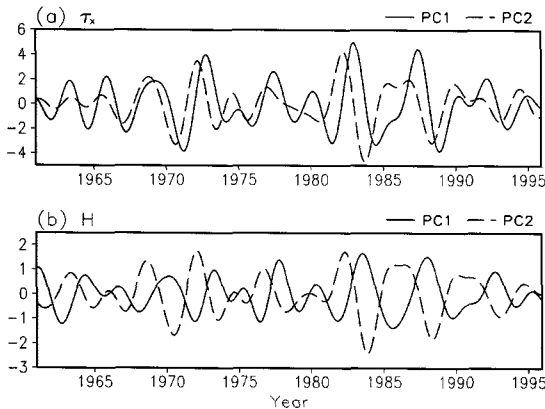


Fig. 2. The bandpass filtered (2-6 yr) time coefficients of the SVD modes for 1962-1993: (a) the first (solid) and second (dashed) modes for zonal wind stress anomaly. (b) is as in (a) but for thermocline depth anomaly.

두 번째 SVD 모드는 ENSO 주기의 전이상태를 나타낸다(Wang et al., 1999). Fig. 2에 SVD 분석으로 구한 시간계수를 밴드패스 필터(bandpass filter)한 결과를 나타냈다. 주기는 2-6년으로 나타났고, 시간계수의 첫 번째 모드와 두 번째 모드가 약간의 위상차를 보인다. 주목할 점은 두 번째 모드가 첫 번째 모드를 리드(lead)하고 있는 점이다. 간단한 모형의 결과에 대하여 Kang and An(1998)은 이 차이가 약 90° 정도라 언급하고 있다.

적도 태평양의 열함유량이 최대일 때(Fig. 1d) 북서태평양 지역의 바람 응력은 저기압성 순환을 보이고 있다(Fig. 1c). 그리고 90° 위상이 지난 후에 적도의 열이 아열대로 방출된다(Fig. 1b). 이러한 북서태평양 바람과 적도의 열함유량의 변화는 다음과 같은 메커니즘으로 이해할 수 있다(An and Kang, 2001; Wang et al., 1999). 북서태평양 지역의 저기압성 순환은 에크만 펌핑(Ekman pumping) 작용으로 이 지역의 수온약층의 두께를 감소시킬 것이다. 감소된 수온약층은 로스비파에 의해서 서쪽으로 전파되어 열대해상의 서쪽 경계에서 반사된다. 반사된 로스비파는 적도 부근에서 켈빈파로 변하여 동진한다. 이때 에크만 펌핑에 의해 생성된 수온약층의 두께는 변하지 않으므로 결국 감소된 수온약층을 갖는 켈빈파가 적도에서 동진하면서 적도의 열함유량을 감소시킨다. 비슷하게 북서태평양의 고기압성 순환은 결국 적도 태평양의 열함유량을 축적시키는 작용을 할 것이다. 따라서 두 번째 모드에서 나타난 북서태평양 지역의

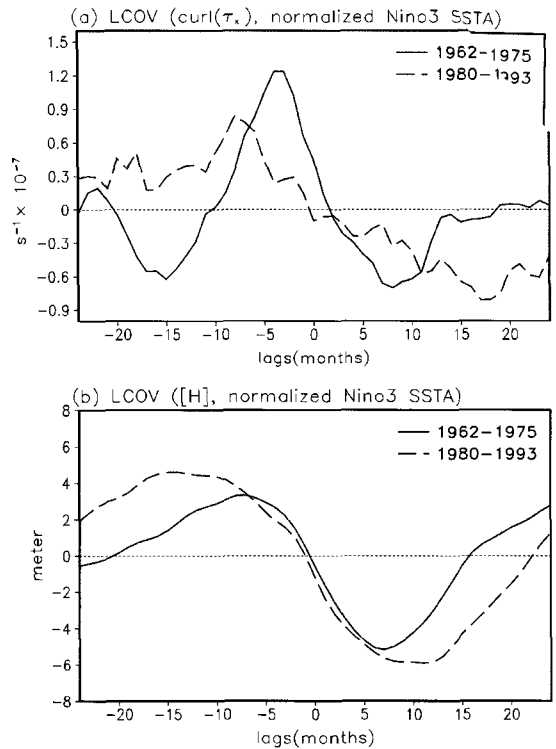


Fig. 3. (a) Lag covariance between the normalized Nino3 (150°W-90°W, 5°S-5°N) index and the curl of zonal wind stress anomaly averaged over western north Pacific (130°E-170°E, 5°S-15°N). (b) is as in (a) except for equatorial (5°S-5°N) zonal mean thermocline depth anomaly. Solid line represents during 1962-1975 (pre-shift period) and dashed line during 1980-1993 (post-shift period).

바람 응력의 변화는 적도의 열함유량을 재분배하는데 영향을 주어 결국 ENSO의 특징을 변화시킬 수 있다.

지연 공분산 계수

기후 변화에 따른 ENSO의 위상 변화를 살펴보기 위하여 1962-75년(전반기, pre-shift period)과 1980-93년(후반기, post-shift period), 두 기간으로 나누었다. 또한 ENSO의 변화와 북서태평양 바람응력의 관련성을 살펴보기 위하여 무차원화 한 Nino3 지수(Nino3 지역:150°W-90°W, 5°S-5°N의 해수면 온도 편차의 영역 평균 시계열)와, 북서태평양 영역을 평균한 동서방향 바람응력의 켈(curl) 사이의 지연 공분산 계수(lag covariance coefficient)를 구했다(Fig. 3a). Fig. 1c에서 나타난 두 번째 SVD 모드의 양의 중심 위치를 고려하여 영역을 정했고, 이 두 번째 모드는

이 영역에서의 양의 바람응력의 꺾을 생성한다.

같은 방법으로 적도 영역(5°S-5°N)에서 동서 방향으로 평균한 수온 약층의 깊이와 Nino3 지수간의 지연공분산계수를 Fig. 3b에 나타냈다. Nino3 지수는 표준편차로 무차원화 되었으므로 여기서 구한 지연공분산계수는 Nino3 지수와 관련된 바람응력의 꺾과 수온약층의 크기를 나타낸다(Kang and Lau, 1994).

Fig. 3a에서 볼 수 있는 특징은 두 시기에 모두 엘니뇨(warm phase of ENSO) 절정 상태 전에 양의 바람응력 꺾이 북서태평양에 존재한다는 것이다. 또한 전반기에는 약 4개월 전에 최고값이 나타났지만 후반기에는 약 8개월 전에 나타났다. 전반기에는 $1.2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ 으로, 후반기의 $0.8 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ 보다 크게 나타났다. ENSO의 주기가 짧았던(길었던) 전반기(후반기)에 바람응력 꺾과 ENSO의 위상 차이가 작다(크다)는 점이 흥미롭다. 바람응력의 꺾과 ENSO의 위상 차이 관계는 두 기간의 ENSO 주기 변화와 정성적으로 일치한다. 이것은 북서태평양의 바람응력의 변화가 두 기간의 ENSO 변화와 관련이 있다는 것을 암시한다.

따라서 북서태평양 지역의 바람응력의 양의 꺾이 ENSO의 주기에 주는 영향을 생각할 필요가 있다. 아열대 지역의 바람응력의 양의 꺾은 수온약층의 음의 편차를 야기하고 이것은 앞서 말한 에크만 펌핑 과정으로 이해할 수 있다. 열함유량의 방출에 의해 ENSO는 빠르게 다음 위상으로 전이한다. 전반기에는 후반기보다 북서태평양 바람응력의 꺾이 강했다. 따라서 앞에서 말한 것처럼, 이 시기에 엘니뇨에서 라니냐로 빠르게 전이되었을 것이다. 빠른 위상 전이(fast phase transition)는 엘니뇨가 Bjerknes(1969)의 양의 되먹임 과정(positive feedback mechanism)에 의해서 성장되는 것을 방해한다. 충분히 성장하지 못한 엘니뇨는 작은 진폭을 가질 것이고 이것은 관측과 잘 일치한다.

이 과정은 Fig. 3b에서 확인할 수 있다. 적도에서 동서방향으로 평균한 수온약층의 크기는 후반기에 전

반기보다 더 크게 나타났다. 이것은 전반기에 바람응력의 꺾이 강했기 때문이다. 전반기에 바람응력의 최대값의 시기와 동서방향으로 평균한 수온약층의 깊이가 급격히 감소하는 시점이 잘 일치한다. 이는 북서태평양의 바람응력 꺾이 적도의 질량을 빠르게 감소(fast discharge)시키기 때문이라 할 수 있다. 반면에 후반기에는 바람 응력의 꺾이 약해지고 상대적으로 수온약층 깊이의 감소가 느리게(혹은 평년과 유사하게) 나타났다. 따라서 이 시기에는 ENSO의 주기가 전반기보다 더 길고, 강도가 더 강했다.

수치 실험

앞에서 북서태평양의 강한 바람응력의 꺾은 적도 해양의 수온약층 깊이를 감소시켜 주기가 짧고, 강도가 약한 ENSO를 만든다고 제시하였다. 관측결과가 모형에서도 모의가 되는지 살펴보기 위해 북서태평양 바람응력 꺾의 역할을 간단한 대기-해양 결합 모형(simple atmosphere-ocean coupled model)을 이용하였다.

모델 개요와 실험 구성

본 연구에서 사용한 해양 모형은 CZ모형(Zebiak and Cane, 1987)을 기반으로 한 세 개의 연직 경압 모드가 포함된 모형이다. 세 개의 연직 경압모드는 각각 위상속도(phase speed) $C_n(n=1,2,3)$, projection coefficient P_n (Table 1; Lighthill, 1969)과 frictional time scale γ_n 을 갖는다. 이 값들은 Levitus 자료의 열대 중태평양의 평균 상태를 vertical decomposition 하여 구한 값을 사용하였다(Yeh et al., 2001). 해수면 온도 변화에 큰 영향을 줄 수 있는 아표층 온도 편차(subsurface temperature anomaly)와 관련된 항인

$$\gamma \frac{(T - T_{sub})}{H_1} \quad (\text{Zebiak and Cane, 1987})$$

를 Global Atmosphere-Tropical Atmosphere and Ocean Array

Table 1. Parameter values for the ocean model. $F_n(z)$, the vertical structures for the baroclinic modes, are derived from a density profile of Levitus data along the equator (0°N, 160°E-140°W)

	$n=1$	$n=2$	$n=3$
Phase speed (m/s): C_n	2.68	1.6	1.1
Projection coefficient: $P_n = \frac{150}{\int_{-H}^0 F_n^2(z) dz}$	0.58	0.52	0.17
Frictional coefficient (in months): γ_n	30	23	18

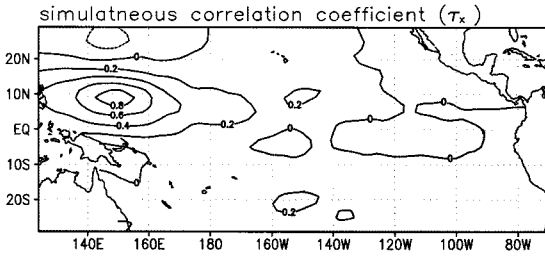


Fig. 4. One-point simultaneous correlation coefficient for the zonal wind stress anomaly with respect to the position (150°E, 9°N). The duration of data is 1961-97. The contour interval is 0.2.

(TOGA-TAO) 자료를 이용하여 계산한 값을 이용하였다. 평균 해류는 Florida State University(FSU)의 바람 응력 자료를 이용하여 해양 모형을 정상상태 (steady-state, i.e., spinning up)로 만든 후 모형의 값을 이용하였다.

대기모형은 An and Wang(2000)에서 사용된 모형과 유사한 통계모형으로서 SVD 방법을 기초로 한다 (Kang and Kug, 2000, Yeh et al., 2001). 즉 해양 모형에서 생산된 해수면 온도자료를 경험적 방법을 이용하여 바람응력 자료를 재생산한다. 고유벡터를 얻기 위해 1961-1997년 동안의 해수면 온도와 바람응력의 월평균 자료를 이용하였다. 이 연구에서는 첫 번째 SVD 모드의 동서방향과 남북방향의 바람응력 벡터를 대기모형을 구성하는데 사용하였다. 첫 번째 SVD 모드로 구성된 대기모형은 북서태평양 바람응력

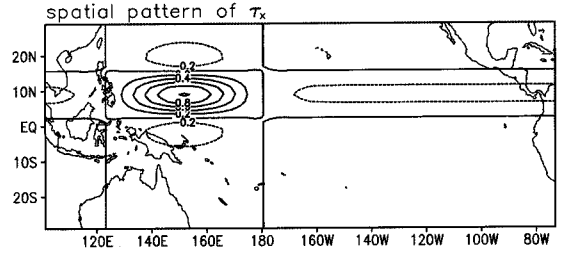


Fig. 5. Spatial pattern of the zonal wind anomalies in the idealized atmospheric model.

의 영향을 살펴보기 위한 기준 실험(control experiment)이고 이를 CTL 실험이라 하였다.

북서태평양 바람응력의 변화에 따른 모델 반응을 살펴보기 위하여 바람응력을 만드는 경험적 모형을 구성하였다. Fig. 1c에서 경험적 대기모형에서 생산되는 바람응력의 분포를 짐작할 수 있다. 좀 더 명확히 하기 위하여 Fig. 1c의 양의 편차 중심(150°E, 9°N)을 기준으로 동서방향 바람응력의 동시 상관계수를 구했다(Fig. 4). Fig. 4와 유사한 동서 방향 바람응력을 Hermite 함수를 이용하여 나타낼 수 있다(Kang and Kug, 2001; An and Wang, 2000). Hermite 함수로 생성된 동서방향의 바람응력은 적도 지역(5°S-5°N)에서의 동서방향평균 수온약층 깊이 편차에 비례하여 생성된다. 이는 Fig. 3a, b에서 볼 수 있는 전반기의 두 변수 간의 관계를 모의하기 위한 것이다. 이 경험적 대기모형은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\tau_x(x, y, t) = \mu [H]_{SS}^{SN}(t) \left[\psi_0\left(\frac{y-y_0}{L_y}\right) - \psi_2\left(\frac{y-y_0}{L_y}\right) \right] \left[\exp\left(-\frac{(x-x_0)^2}{L_x^2}\right) - 0.2 \right]$$

$$x_0 = 150^\circ, y_0 = 9^\circ, L_x = 20^\circ, L_y = 6^\circ$$

여기서 ψ_0 과 ψ_2 는 각각 0차, 2차 Hermite 함수를 의미한다. x_0 는 경도방향 중심, y_0 는 위도방향 중심, L_x 와 L_y 는 각각 경도 방향과 위도 방향의 e-folding 규모를 의미한다. $[H]_{SS}^{SN}$ 은 적도 영역(5°S-5°N)의 동서방향평균 수온약층 편차를 나타낸다. μ 는 결합 강도(coupling strength)를 나타내는 상수로서 0.6을 사용하였다. 이 값은 북서태평양 바람응력의 크기가 관측과 유사한 값을 갖도록 정했다. 위 식으로 구한 바람응력의 공간분포 패턴을 Fig. 5에 나타냈다. 이 경험적 대기모형과 첫 번째 SVD 모드를 동시에 해양 모형과 접합한 실험을 WNP 실험이라 하였다. WNP

실험은 첫 번째 SVD 모드에 의해 생성된 ENSO 주기가 북서태평양 바람응력에 의해 변하는 모습을 살펴보기 위하여 구성되었다. 즉, WNP 실험은 전반기, CTL 실험은 후반기와 유사하다. CTL과 WNP 실험의 구성은 Table 2와 같다.

수치 실험 결과

Fig. 6은 CTL과 WNP 실험에서 얻은 Nino3 지수의 시계열이다. CTL 실험에서 WNP 실험에서보다 ENSO의 강도가 더 강하고 주기도 더 길게 나타나는 것을 볼 수 있다. 진폭은 각각 CTL 실험에서 -2~

Table 2. Experiment summary. $\tau_x(x,y,t)$ means the empirical atmosphere model. See text for detail

Experiment Name	Atmosphere model	Simulated period
CTL	First SVD mode	Post-shift (1980-1993)
WNP	First SVD mode + $\tau_x(x,y,t)$	Pre-shift (1962-1975)

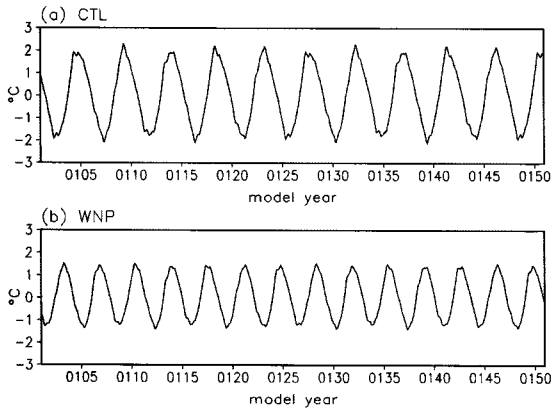


Fig. 6. The time series of the simulated Nino3 (150°W-90°W, 5°S-5°N) sea surface temperature anomaly for (a) CTL and (b) WNP experiments.

+2°C, WNP 실험에서 -1~+1.5°C이었다. Fig. 7은 Nino3 지수를 주기분석한 결과이다. ENSO의 주기는 각각 CTL 실험에서 약 5년, WNP 실험에서 약 3.5년으로 나타났으며 이 결과는 관측 결과에서 분석한 북서태평양 바람응력의 역할을 분명히 보여주고 있다.

요약 및 결론

1980년대로 들어오면서 ENSO의 강도와 주기가 변한 원인을 북서 태평양 바람응력의 변화로 설명하였다. 엘니노 절정기 이전에 북서태평양 지역에 양의 바람 응력의 컵이 생성되었고, 1960-70년대에는 이 양의 바람 응력 컵이 1980년대보다 강했다. 이는 수온 약층의 질량을 빠르게 감소시켜 주기가 짧고 강도가 약한 ENSO가 발생하였다. 반면에 1980-90년대에는 북서태평양의 양의 바람 응력이 상대적으로 약했고, 그 결과 수온 약층의 열함유량이 느리게 방출되어 ENSO의 주기가 길고 강도가 강해졌다.

이와 같은 북서태평양 바람 응력의 역할을 간단한 대기-해양 결합 모형을 이용하여 검증하였다. 수치실험 결과, ENSO의 주기가 각각 CTL 실험에서 약 5

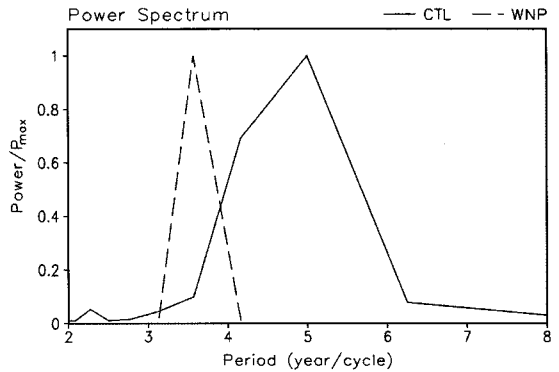


Fig. 7. Power spectrum of simulated sea surface temperature averaged over Nino3 (150°W-90°W, 5°S-5°N) for CTL and WNP experiments. For comparison, the power spectrums of the two experiments are divided by its maximum value.

년, WNP 실험에서는 약 3.5년으로 나타났다. 이는 동서 방향으로 평균한 수온 약층의 변화에 비례한 북서태평양 바람 응력의 변화가 ENSO의 주기를 짧게, 강도를 약하게 하는 것을 보여준다.

본 연구에서는 북서태평양 바람 응력이 ENSO 변화를 일으킬 수 있다는 것을 보였으나 바람 응력의 변화를 일으키는 원인을 다루지 않았다. 이 지역의 바람 변동은 몬순과 관련이 깊다(Wang et al., 2001). 최근 워커 순환(Walker circulation)의 변동과 인도 몬순(Indian monsoon)의 관련성이 제시되었다(Kumar et al., 1999). 북서태평양은 인도 몬순 시스템과 열대 무역풍 시스템의 중심에 자리잡고 있다. 북서태평양의 바람 강제력은 인도 몬순과 ENSO를 연결시키는데 중요한 역할을 할 수 있다. 이 지역에 바람 응력 변화를 일으키는 원인은 동아시아 몬순 혹은 인도 몬순 변화의 결과일 수도 있다.

따라서 바람 응력 변화의 원인을 찾는 것이 앞으로 수행되어야 할 연구이고, 나아가 북서태평양의 바람변동과 ENSO 변화의 관계를 파악하는 것은 ENSO와 인도 몬순(혹은, ENSO와 동아시아 몬순)의 관계를 이해하는데 도움이 될 것이다.

사 사

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2006-4205)과 두뇌한국21사업의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- An, S.-I. and Kang, I.-S., 2001, Tropical Pacific basin-wide adjustment and oceanic waves. *Geophysical Research Letters*, 28, 3975-3978.
- An, S.-I. and Wang, B., 2000, Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *Journal of Climate*, 13, 2044-2055.
- Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- Bretherton, C.S., Smith, C., and Wallace, J.M., 1992, An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5, 541-560.
- Carton, J., Chepurin, G., Cao, X., and Giese, B., 2000, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995, Part I: Methodology. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 294-30.
- Cassou, C. and Perigaud, C., 2000, ENSO simulated by intermediate coupled models and evaluated with observations over 1970-98, Part II: Role of the off-equatorial ocean and meridional winds. *Journal of Climate*, 13, 1635-1663.
- Jin, F.-F., 1996, Tropical ocean-atmosphere interaction, the Pacific cold tongue, and the El Niño Southern Oscillation. *Science*, 274, 76-78.
- Jin, F.-F., 1997, An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO, Part I: Conceptual model. *Journal of Atmospheric Society*, 54, 811-829.
- Kang, I.-S. and Lau, K.-M., 1994, Principal modes of atmospheric circulation anomalies associated with global angular momentum fluctuations. *Journal of Atmospheric Society*, 51, 1194-1205.
- Kang, I.-S. and Kug, J.-S., 2000, An El-Niño prediction model with an intermediate ocean and statistical atmosphere system. *Geophysical Research Letters*, 27, 1167-1170.
- Kang, I.-S. and Kug, J.-S., 2001, El Niño and La Niña SST anomalies: Asymmetry characteristics associated with their wind stress anomalies. *China Meteorological Press*, 621-634.
- Kang, I.-S. and An, S.-I., 1998, Kelvin and Rossby wave contributions to the SST oscillation of ENSO. *Journal of Climate*, 11, 2461-2469.
- Kumar, K.K., Rajagopalan, B., and Cane, M.A., 1999, On the weakening relationship between the Indian Monsoon and ENSO. *Science*, 284, 2156-2159.
- Latif, M. and Barnett, T.P., 1994, Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America sector. *Science*, 266, 634-637.
- Lighthill, M.J., 1969, Dynamical response of the Indian Ocean to onset of the southwest monsoon. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 265, 45-92.
- Moon, B.-K., Yeh, S.-W., Dewitte, B., Jhun, J.-G., Kang, I.-S., and Kirtman, B.P., 2004, Vertical structure variability in the equatorial Pacific before and after the Pacific climate shift of the 1970s. *Geophysical Research Letters*, 31, L03203.
- Nitta, T. and Yamada, S., 1989, Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 67 (3), 375-383.
- Trenberth, K.E. and Hurrell, J.W., 1994, Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9, 303-319.
- Wang, B., Wu, R., and Lau, K.-M., 2001, Interannual variability of the Asian summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoon. *Journal of Climate*, 14, 4073-4090.
- Wang, B., Wu, R., and Lukas, R., 1999, Roles of the western North Pacific wind variation in thermocline adjustment and ENSO phase transition. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 77, 1-16.
- Wang, B. and An, S.-I., 2001, Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophysical Research Letters*, 28, 3709-3712.
- Weisberg R.H. and Wang, C., 1997, A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 24, 779-782.
- Yeh, S.-W., Dewitte, B., Jhun, J.-G., and Kang, I.-S., 2001, The characteristic oscillation induced by coupled processes between oceanic vertical modes and atmospheric modes in the tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, 28, 2847-2850.
- Zebiak, S.E. and Cane, M.A., 1987, A model El Niño Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 2262-2278.
- Zhang, R.-H. and Levitus, S., 1997, Structure and cycle of decadal variability of upper ocean temperature in the North Pacific. *Journal of Climate*, 10, 710-727.