Article

열대 및 북태평양에서 ENSO와 관련된 표층수온과 해면고도의 경년 변동성

김 응* · 전동철

한국해양연구원 기후·연안재해연구부
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

Interannual Variabilities of Sea Surface Temperature and Sea Level Anomaly related to ENSO in the Tropical and North Pacific Ocean System

Eung Kim* and Dongchull Jeon

Climate Change & Coastal Disaster Research Department, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : In order to understand the variation of ENSO-related oceanic environments in the tropical and North Pacific Ocean, spatio-temporal variations of sea surface temperature anomaly (SSTA) and sea surface height anomaly (SSHA) are analyzed from distributions of complex empirical orthogonal functions (CEOF). Correlations among warm pool variation, southern oscillation index, and ocean surface currents were also examined with respect to interannual variability of the warm pool in western tropical Pacific. Spatio-temporal distributions of the first CEOF modes for SSTA and SSHA indicate that their variabilities are associated with ENSO events, which have a variance over 30% in the North Pacific. The primary reasons for their variabilities are different; SST is predominantly influenced by the change of barrier layer thickness, while SSH fluctuates with the same phase as propagation of an ENSO episode in the zonal direction. Horizontal boundary of warm pool area, which normally centered around 149°E in the tropics, seemed to be expanded to the middle and eastern tropical regions by strong zonal currents through the mature phase of an ENSO episode.

Key words : sea surface temperature (SST), sea surface height anomaly (SSHA), ENSO, interannual variability, complex empirical orthogonal function (CEOF)

1. 서론

동아시아와 인접해 있는 열대 및 북태평양의 해류 체계 (Fig. 1)는 적도 해역 3°N~8°N의 북적도 반류(NECC: North Equatorial Counter Current)의 동향류, 8°N~20°N 해역의 북적도 해류(NEC: North Equatorial Current)와 NECC 남쪽 10°S~3°N 해역의 남적도 해류(SEC: South Equatorial Current)의 서향류로 이루어져 있다(Pickard and Emery, 1982). 이 해류들이 연계되어 있는 북서태평양의 필리핀 루손(Luzon) 해협 서쪽으로부터 경도 130°E,

동중국해의 쿠로시오 남쪽 경계로부터 북적도 해류 북쪽 경계 사이의 해역은 동아시아의 기후 및 환경 변화에 영향을 주는 쿠로시오 해류의 기원지(Stommel and Yoshida 1972)로서, 우리나라 주변 해역의 해양환경 변화, 생태계 및 수산자원 변동, 기상이변의 원인을 이해할 수 있는 중요한 정보를 지닌 곳으로 알려지기 시작하였다(한국해양연구원 2006, 2007).

최근 20년 동안에 태평양의 해양환경 변화 요인인 엘니뇨가 1991-1993년, 1994/95년, 1997/98년, 2002/03년, 2006/07년에 발생하였고, 라니냐는 1995/96년, 1999/2000년에 발생하였다(CPC 2008). 이 ENSO(El Nio-Southern Oscillation)는 해양과 대기의 변동 사이에서 서로 양(+)과 음(-)의 되

*Corresponding author. E-mail : eung@kordi.re.kr

Fig. 1. Schematic map of surface circulation and Niño regions in the tropical and northern Pacific Ocean. Acronyms for the main surface currents are as follows; NEC (North Equatorial Current), KC (Kuroshio Current), MC (Mindanao Current), TC (Tsushima Current), NPC (North Pacific Current), CC (California Current), AC (Alaska Current), OC (Oyashio Current), PC (Peru Current), ECC (Equatorial Counter Current), and SEC (South Equatorial Current).

먹임(feedback) 관계(McPhaden and Zhang 2002)를 가지면서 태평양의 해류 체계(물질 순환) 및 해양환경 변화에 영향을 준다(An and Kang 2000; Matsuura and Iizuka 2000; Kug *et al.* 2003). 태평양 적도 해역의 ENSO 현상에 의해 해양의 물리량이 동서 방향의 시소(see-saw) 현상으로 나타나게 되는데(Alory and elcroix 2002), 이것은 적도파로 기술되는 켈빈파(波)와 로스비파(波)의 교차 전달 작용 때문이다. SST 변화에 의해 발생한 바람의 이상치는 수온약층에 로스비파를 발생시키고, 이 로스비파가 서쪽으로 전파된 후에, 서안경계면에서 반사되어 적도 켈빈파로서 동쪽으로 전달되면서(한국해양연구원 1999), 적도파의 지연진동에 의해 경년스케일의 열의 재분배(Alory and elcroix 2002)가 열대태평양에서 발생하게 된다.

ENSO 시기일 때, 열대 서태평양은 일반적으로 SST 편차가 평균치보다 낮은 음(-)을, SLA 편차는 평균치보다 높은 양(+)을 보이고, 동태평양은 서태평양과 반대로 나타난다(Wang and Fiedler 2006). 북태평양에서 표층수온과 해면고도에 대한 경험직교함수(EOF: Empirical Orthogonal Function) 분석을 수행한 Casey and Adamec(2002)에 의하면, 해면 고도의 EOF 제 1모드의 공간 분포는 표층수온 변동과 비교하여 쿠로시오 확장역을 중심으로 소규모의 변동이 존재하지만 전체적인 공간 변동은 ENSO 구조와 같다고 보고하였다. 이러한 적도 해역의 SST 분포의 대규모 변동에 중요한 영향을 미치는 것은 적도 해류계이다. 이 적도 해류계 내의 해류 변동과 SST의 상관성(Bonjean 2001)은 ENSO 모니터링을 위한 Niño-3, Niño-4 해역(Fig. 1)에서 가장 높은 것으로 보고되었다.

열대태평양의 경도 161.4°E 위도 0.4°N를 중심 해역(Chen and Fang 2005)으로 28°C 이상(Ho *et al.* 1995)의 표층 고온수를 갖는 서태평양 난수풀(Western Pacific Warm Pool) 해역은 엘니뇨/라니냐에 의한 해양환경 변화에 의해 난수풀의 중심 위치와 그 분포 면적의 변동이 발생하게 된다(Waliser 1996; Chen and Fang 2005). 이 서태평양 난수풀 해역과 연결된 남중국해에서의 해수면 변동도 ENSO 변동 구조와 일치하고, 해수면과 ENSO 변동 사이에는 최소 4개월의 시간차가 존재한다(Rong *et al.* 2007). 열대태평양의 난수풀의 표층수온 변동은 수직적인 BLT(Barrier Layer Thickness)의 변동과 밀접한 연관이 있고(문 2007; Maes *et al.* 2006), 경도 160°E의 열대태평양의 서부 해역(Waliser 1996)에서 난수풀이 가장 고온으로 형성되는데, 이는 적도역의 서향류와 관련(Delcroix and McPhaden 2002)이 있는 것으로 알려져 있다. 대규모의 난수풀 해역이 엘니뇨 이후 종종 발생하지만, 난수풀 해역의 증가는 인도-태평양의 난수풀이 이례적으로 엘니뇨 발생 이듬해 초까지 지속되면서 동태평양의 SST 이상치의 상승이 엘니뇨 후의 2월 전까지 지속되면 서태평양 난수풀의 동쪽 부분이 확장(Enfield *et al.* 2006)되면서 나타나게 되는데, 이 난수풀의 변동을 ENSO 및 해류와 연관시켜 체계적인 분석을 할 필요가 있다.

우리나라를 포함한 동아시아의 기후 및 해양환경은 북서태평양의 가장 자리에 위치한 지리적 요인에 의해 대기의 동서순환(Walker circulation)과 남북순환(Hadley circulation)을 통한 간접적인 열대 및 북서태평양의 영향(Kim *et al.* 1997; 하 등 2001; Takemoto and Tanaka 2007)과 북서태

평양 서안경계류인 쿠로시오(Stommel and Yoshida 1972)에 직접적으로 연결되어 있는 주변해의 환경 변동 등에 의해 크게 영향을 받는다(안 등 1997a, 1997b). 우리나라 주변(동해, 서해, 동중국해) 해양환경과 Niño 3.4 해역(Fig. 1)의 SSTA 원격 상관은 5~9개월의 위상차를 갖는 2~3년 주기의 변동성에서 높고(Park and Oh 2000), ENSO 시기의 기후 변동과 관련되어 동해의 표층수온(Hong *et al.* 2001)은 엘니뇨의 여름에 낮아지고, 겨울에 따뜻해지는 것이 특징으로 엘니뇨 여름의 표층수온 편차와 ENSO 사이의 상관관계는 매우 높다. 또한 열대태평양의 난수풀, 엘니뇨/라니냐와 같은 해양환경 변화가 한반도의 기상에도 영향을 준다(Kwon *et al.* 2005). 하 등(2001)에 의하면, 동아시아의 여름 강수량은 여름 몬순 순환에 의해 좌우되지만, 약몬순 시기는 엘니뇨의 영향으로 서태평양 고기압의 동서 확장이 강화되면서 이전 겨울철 엘니뇨와 약몬순이 상관성을 갖고, 한반도 및 동아시아 여름 몬순은 난수풀 해역의 대기 대류 및 해수면 온도와 관련이 있고(Huang and Fengying 1992), 해수면 온도와의 양의 상관성이 있다고(전 등 2000) 보고 하였다. 이렇게 우리나라의 기상 및 기후 변화가 열대 및 북태평양의 난수풀 해역과 밀접한 관련이 있음에도 이 해역의 물리적 특성에 대해서는 아직 많은 연구가 이루어지지 않았다.

기존의 열대 및 북태평양에 관한 연구들은 대부분 우리나라 주변 해양기상 환경 변화와의 관련성 이해를 위한 원격상관관계 분석을 위주로 이루어지면서 환경 변화의 주요 원인인 이 해역의 해양환경 변화 특성에 대한 연구는 미흡하였다. 따라서 본 연구에서는 한반도 주변의 기상 및 해양환경 변화에 영향을 주는 열대 및 북태평양의 시스템 체계 하에서 난수풀 및 엘니뇨/라니냐 등의 물리해양학적 환경 특성을 이해하고자 하였고, 이를 위해 열대 및 북태평양의 표층수온과 해면고도 이상치 자료에 복합 경험직교함수(CEOF)를 적용하여 시공간적 변동성을 파악하고, 난수풀 해역의 경년 변동 특성과 원인에 대하여 파악하였다.

2. 자료 및 방법

본 연구를 위하여 해면고도 이상치(SLA; Sea Level Anomaly)와 표층수온(SST; Sea Surface Temperature) 자료를 사용하였다. SLA는 Topex/Poseidon, ERS-1/2, GFO, Jason-1, 그리고 ENVISAT 등에 의해 관측되어진 해면고도(Sea Surface Height)를 위성체의 기기오차 보정, 대기 보정, 지구물리 보정을 수행한 후, 각 해면고도로부터 평균 해면을 제거한 해면고도 이상치를 객관적 적합보간법을 통하여 $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ 격자 크기로 합성하여 프랑스의 AVISO(Archiving, Validation and Interpretation of

Satellite Oceanographic data)에서 자연모드로서 개선된 자료이다(CLS 2007). 분석에 사용된 SLA 자료는 공간적으로 위도 $20^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$, 경도 $100^\circ\text{E} \sim 75^\circ\text{W}$ 범위이며, 시기적으로 1992년 10월부터 2007년 5월까지 약 15년간이다.

SST는 미국 NOAA(Oceanic and Atmospherics Administration)의 NCDC(NOAA National Climatic Data Center)에서 위성 센서(AVHRR: Advanced High Resolution Radiometer)에 의해 관측된 표층수온과 현장 관측 수온(부이, 선박)에 객관적 적합보간법을 적용하여 전지구 해양을 대상으로 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 격자로 1985년 1월부터 현재까지 생성한 Level 4 자료 중에서 분석 대상 SLA 자료와 시공간적으로 중첩되는 자료들을 사용하였다(JPL 2005).

북태평양 해양 변동의 시공간적인 변동을 파악하기 위하여 해면고도 이상치(SLA)와 표층수온(SST)에 대하여 복합경험직교함수(CEOF: Complex Empirical Orthogonal Function) 분석을 하였다. 자료 분석에 사용된 CEOF는 Horel(1984)의 이론을 토대로 하여 Fernandes *et al.*(2005)이 개발한 방법을 적용하였다. 이 CEOF 방법은 분석하려는 자료를 Hilbert Transform 시킨 후, 시공간적으로 주성분 분석을 하는 것이다. CEOF 분석에는 SST와 SLA 각각의 자료로부터 월평균 기후치를 빼줌으로서 주기적인 계절 변동 성분이 제거된 이상치(anomaly) 자료를 사용하였다. 월평균 기후치가 제거된 이 자료를 기술의 편의상 각각 SSHA(sea surface height anomaly)와 SSTA(sea surface temperature anomaly)로 정의하였다. 이때, CEOF 분석에 사용된 컴퓨터 시스템 메모리와 계산 시간을 고려하여 1개월 해상도의 각각의 잔차 자료들을 공간적으로 위경도 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 격자로 재구성하였다. 연구 해역의 물리적 특성을 설명하기 위하여 CEOF 분석의 진폭(amplitude)과 위상(phase) 결과를 사용하였다. CEOF로 부터 계산된 진폭은 분석되는 자료가 공간에서 각각의 모드와 관련된 변동의 크기를 의미하고, 위상은 각각의 공간 정점에서 상대적인 변동의 지연(lag)을 의미한다(Fernandes *et al.* 2005; Hannachi *et al.* 2007). 따라서 단순 경험직교함수 분석에 비하여 현상의 전달 과정을 이해하는데 CEOF가 유리하다. 이것은 시간 도메인에서도 동일한 의미를 지닌다.

서태평양 열대해역에 위치한 난수풀(warm pool)의 경년 변동을 분석하기 위하여, 본 연구에서는 난수풀 해역을 표층수온이 28.5°C 이상인 곳으로 정의하였다. 난수풀은 일반적으로 표층수온이 28°C 이상(Ho *et al.* 1995; Chen and Fang 2005)인 곳으로 정의되나, 엘니뇨와 같이 표층 고온수가 태평양의 동부해역으로 확산되는 시기에는 난수풀이 적도역의 전역에서 나타나기 때문(Schneider *et al.* 1996)에 동태평양 해역과 구분하기 위하여 일반적으로 정의되는 수온인 28°C 보다 0.5°C 더 높은 해역으로 그 경계를 정의하였다.

3. 결 과

표층수온과 해수면 이상치의 경년변동 특성

북태평양의 표층수온과 해면고도의 변동 특성을 파악하기 위하여 CEOF 방법을 사용하여 각 자료의 계절 성분이 제거된 SSTA와 SSHA를 분석하였다. SSTA와 SSHA의 CEOF 분석결과 상위 10개 모드에 의해 설명될 수 있는 총 분산은 각각 72%와 65%이며, 제 1모드에 의해서는 SSTA와 SSHA 모두 약 30%가 설명되었다(Table 1).

CEOF의 제 1, 2모드를 나타낸 시간 도메인에서 SSTA와 SSHA의 진폭 및 위상의 변화를 Fig. 2에 도시하였다. SSTA와 SSHA 모두 제 1, 2모드에서 진폭의 위상 변화는 시간에 따라 증가하는 경향을 보인다. SSTA CEOF-1 모

드의 진폭 변화는 1996/97년 사이에 증가하고, 1998-2000년에 감소하면서 1997/98에 가장 큰 진폭이 나타났다. 이 진폭의 변화는 위상 분석에 의해 약 4년 주기였으며, 2002년 이후에는 약 1년 주기의 SSTA 변동 성분이 존재하는데, 이는 상대적으로 적도 및 열대태평양에서 약한 ENSO 변동이 1993년, 1995년, 2001/02년, 2006년에 빈번하게 발생하였기 때문이다. 추가적으로 Ashok *et al.*(2007)에 의해 보고된 2004년의 열대태평양 중앙 해역에서만 수온이 상승한 ENSO-Modoki 또한 영향을 준 것으로 판단된다.

SSEA CEOF-1 모드는 SSTA 제 1모드에서 가장 강한 변동이 나타난 동일한 시기에 진폭의 변화가 크게 나타났고, 이 진폭 변화의 위상은 1996년 말부터 2000년 초까지 증가하는 약 3년의 주기로 SSTA 주기보다 짧다. 위상 변화 구조에 의해 SSHA CEOF-1 모드는 전체적으로 약 3년 주기의 해수면 변동 성분이 강하다.

Table 1. Percentage of variance explained by different complex EOF modes on SSHA and SSTA

Mode	SSEA		SSTA	
	Percentage	Cumulative	Percentage	Cumulative
1	30.4	30.4	30.6	30.6
2	9.9	40.3	12.7	40.3
3	5.4	45.7	6.3	49.7
4	4.2	49.9	5.3	55.0
5	3.7	53.5	3.8	58.8

표층수온과 해면고도의 공간 변동 특성

북태평양의 표층수온과 해수면 변화에 대한 공간 변동 구조를 이해하기 위하여, CEOF 제 1모드의 진폭과 위상을 가지고 공간적인 SSTA와 SSHA의 변동 특성을 분석하였다(Fig. 3).

북태평양의 표층수온은 약 15년의 연구 기간 동안에 엘

Fig. 2. Temporal amplitude and phase of complex EOF 1 and 2 mode on SSTA(sea surface temperature anomaly) and SSHA(sea surface height anomaly) for the period 1992-2007. Solid line represents amplitude, and Dotted line represents phase.

Fig. 3. Spatial amplitude and phase of complex EOF-1 mode on SSTA and SSHA.

니노 감시 해역으로 알려진 동태평양의 적도해역과 송과 전(2003)의 EOF 분석에서 큰 변동성이 나타난 일본 동부의 쿠로시오 확장 해역에서 변동성이 크게 나타났다. SSTA의 공간 변동에 대한 위상 구조는 엘니노 감시 해역과 쿠로시오 확장해역의 두 개의 주요 SSTA 변화 해역을 중심으로 각각 적도 동태평양 해역은 $120^{\circ}\sim 160^{\circ}$, 쿠로시오 확장 해역은 $300^{\circ}\sim 330^{\circ}$ 로 이들 해역간의 위상차는 약 180° 로 서로 역상관계의 수온 변동 구조를 갖는다. 북태평양 전체에서 표층수온 변동의 중심축은 남동-북서 방향이다.

해면고도 이상치 잔차에 대한 CEOF-1 모드의 변동성이 큰 해역은 동태평양의 적도 해역, 서태평양의 남북위 각각 10° 부근이다. 그리고 Casey and Adamec(2002)가 제시한 것처럼, 본 연구에서도 쿠로시오 확장 해역을 중심으로 큰 변동 구조가 나타났다. 쿠로시오 확장 해역에 존재하는 큰 변동성의 주원인은 Shatsky 해령의 영향에 의해 포획된 '지형적 로스비파'(Ikeda and Yamada 2006) 때문이고, 추가적인 요인으로는 10년 변동을 갖는 해양의 내부 역학(Pierce *et al.* 2001)과 해양-대기 상호 작용 및 열대 해역과 중위도 해역간 해양 원격상관에 의한 변동(Miller and Schneider 2000; Qiu 2002)을 들 수 있다. 이 해역들에서 진폭의 크기는 10 cm 이상이다. 연구 해역 전체에 대한 동태평양 적도의 Niño 3.4 해역은 위상이 $140^{\circ}\sim 170^{\circ}$ 이고, 서태평양의 난수풀 해역과 쿠로시오 확장 해역은 위상이 $330^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 이다. 이는 해수면 변동이 북태평양의 동부와 서부해역이 서로 반대 방향으로 변화한다는 것을 의미한다.

표층수온과 해면고도 이상치의 공간적인 변동은 경험적 교합수(EOF) 분석에 의한 각각의 제 1 모드의 크기(height)를 남방진동지수(SOI: Southern Oscillation Index)와의 비교 분석을 통하여 태평양의 엘니노와 관련된 현상으로 확인하였다(Fig. 4). 적도해역의 표층수온은 엘니노 발생 시기에 서부 적도해역의 표층 고온수가 태평양 중앙으로 이동하고, 이 시기 동태평양 해역에서 용승의 약화로 표층수온이 증가하는 양상을 보인다. 해면고도 이상치의 변동은 남·북적도 해류에 의해 서태평양에 해수가 집적되면서 각각 위도 10° 해역에서 해수면이 높아지게 된다. 이 해수가 엘니노의 발생 시기에 적도를 따라 동쪽으로 이동하면서 적도 동부 해역의 엘니노 지역에서의 해수면 변동을 발생 시키게 된다. 쿠로시오 확장 해역의 높은 변동성은 이 해역에서의 쿠로시오 해류의 사행으로 표층수온 및 해면고도가 변동하는 것으로 판단된다.

엘니노 시기에 적도 해역의 해면고도와 표층수온 변동 역학

CEOF 기법을 통하여 재분석된 표층수온 잔차와 해면고도 이상치 잔차의 상위 5개 모드를 가지고 적도역과 위도 10° 해역의 수온과 해수면 자료를 재생산하여 경년변동을 분석하였다(Fig. 5). 표층수온과 해면고도 이상치의 잔차 변동에 대해 CEOF 결과의 상위 5개 모드로 설명될 수 있는 총 분산에 대한 해양의 변동은 각각 59% 와 53%이다(Table 1).

각 해역에서 SSTA와 SSHA의 경년변동에 대한 동-서

Fig. 4. Temporal elevation of EOF-1 mode on SSTA (black line) and SSHA (gray line) for the period 1992-2007. The dotted line is SOI(southern oscillation index). EOF-1 modes are similar to the signal of the ENSO events.

방향의 변동 중심이 Fig. 5의 결과와 같이 경도 150° ~ 170° E에 존재한다. 이 결과는 Matsuura and Iizuka(2000)의 표층수온, 표층염분, 표층밀도의 연구에서 본 해역에서 변화의 축이 존재한 것과 일치한다. SSHA 경년변동에 대한 Fig. 5의 결과를 보면, 태평양의 서부 해역에서 1993/95년, 1997/98년, 2002/05년, 2006년 말 등의 시기에 상대적으로 해수면이 하강하는 엘니뇨가 나타난다. 엘니뇨가 발생하는 시기에 서부 적도 해역의 표층 해수가 태평양 동부 방향으로 이동을 하면서 서부 해역은 표층수온과 해면고도가 낮아진다.

엘니뇨가 가장 강했던 1997/98년의 적도 해역의 해양변동 역학은 다음과 같다. 적도 서부 해역의 SSHA가 하강하기 이전인 1996년말/97년초 사이에 양(+)의 SSHA 영역이 시간이 지남에 따라 동쪽으로 이동하기 시작하면서, 엘니뇨 감시 해역을 중심으로 점차 해수면이 상승한다. 또한 적도의 140° E~ 170° E 해역에 형성된 표층 고온수도 점차 이 시기부터 동쪽으로 이동을 한다. 이때부터 서부 해역의 해면고도와 표층수온이 엘니뇨 감시 해역과 비교해 낮아진 ‘동고서저’가 되고, 엘니뇨 현상이 지속되었다. 이 해양내의 동-서 방향의 변동은 Alory and Delcroix(2002)이 1997/98년 엘니뇨 시기의 해면고도 분석 결과에서도 동고서저의 시소 현상으로 나타났다. 해양의 시소현상은 엘니뇨 발생 전의 SSHA의 상승 해역이 적도 서태평양 해역에서 동태평양 적도 해역으로 켈빈파(Fig. 5의 검정 점선)의 형태로 전파되는 것과 켈빈파가 동쪽 태평양 경계면에서 반사되어 켈빈파보다 긴 주기로 적도 동태평양에서 서쪽 해역으로 위도 10° N를 따라 전파되는 로스비파(Fig. 5의 초록 점선)로 전파되면서 나타나는 현상으로 판단된다.

지속된 엘니뇨 현상이 태평양의 정상기나 라니냐로 전

환되는 시기의 표층수온의 변동에서는 Niño 3.4와 같은 엘니뇨 감시 해역(Fig. 1)과 서태평양 난수풀 해역을 직접 연결하는 변동의 전달이 뚜렷이 나타나지 않았다. 그러나 위도 10° N 해역에서 1997년 중반부터 태평양 동부해역에서 평균치보다 더 높아진 해수면고도 이상치(SSHA) 분포가 점차 서부해역으로 서진하여 1998년 중반 이후로는 서부해역에서 이러한 양(+)의 분포가 유지된다. 이때부터 서부해역의 해면고도 이상치의 상승은 2002년까지 지속되고, 태평양 중앙부 및 동부해역에서는 평균치보다 더 낮은 해면고도 분포가 지속된다. 적도해역에서도 이와 마찬가지로, 위도 10° N 해역의 서부해역에서 양(+)의 해면고도 이상치 분포가 형성되는 시기(1998년 중반 이후)부터 해면고도가 평균치보다 더 높은 해역이 형성되어 2002년까지 지속되었다. 2002년에서 2004년에 대한 Fig. 5의 SSTA와 SSHA의 분포 구조를 보면, 태평양 중앙 해역에서 표층수온 및 해수면 이상치가 강화되어 있다. 이 현상은 ENSO 변동의 영향과 함께 최근에 Ashot *et al.*(2007)가 제기한 적도해역의 중앙 해역에서만 SSTA와 SSHA가 증가하고 가장자리에서는 낮아지는 ENSO-modoki 구조와 관련이 있는 변동이다.

2002년부터 2005년 사이에 발생한 약한 엘니뇨 시기의 해면고도 변동도 1997/98년 엘니뇨 시기의 변동 패턴과 같은 순환 구조를 열대해역에서 보인다. 그러나 Fig. 5의 표층수온에서는 적도의 표층수온이 동부로 이동하는 변화 구조는 뚜렷하나, SSHA와 같은 위도 10° N 해역을 통하여 태평양 서부해역으로 전이되는 변화 구조는 찾아보기 어렵다. 이것은 난수풀 해역의 표층수온 변화가 북적도 해류에 의해 서-동 방향으로 열의 전달이 발생하는 것보다, 엘니뇨가 약해지면서 북적도 해류에 의해 태평양 서부 열대해역에서

Fig. 5. Longitude-time diagrams of re-analyzed data derived from first 5 modes of complex EOF on SSTA and SSHA at the Equator and at 10°N. The black dotted lines represent the Kelvin wave, and the green dotted lines represent the Rossby wave.

동쪽해역으로 해수의 이동이 줄어들면서 고온수가 집적되고, 추가적으로 태양에너지에 의한 열 공급으로 열함량양이 증가하는 것이 더 큰 원인이다. Maes *et al.*(2005)에 의

하면, 적도 서태평양의 난수풀은 염분 BL(barrier layer)의 물리적 조건에 의해 열의 축적이 이루어진다고 하였다. 염분 BL이 강화되면서 혼합층 하부로부터 냉수의 유입이 차

단되면서 열의 축적이 발생된다.

난수풀(warm pool)의 경년변동

연구 해역의 서태평양에 존재하는 난수풀(warm pool)의 경년변동을 분석하기 위하여 표층수온을 사용하였다. 난수풀의 해역 범위는 SST 단위격자 내에서 표층 수온이 28.5°C 이상인 해역이 1992년 10월부터 2007년 5월의 연구기간 동안에 출현한 빈도수를 나타낸 Fig. 6을 사용해 분석하였다. 연구 기간 동안 난수풀의 고온수의 출현 빈도수가 가장 높은 해역은 남북위 10° 이내의 적도 해역이며, 공간적 분포 구조는 적도의 경도 149°E를 중심으로 말굽 모양의 'C' 형태를 하고 있다. 본 연구에서 난수풀로 정의한 28.5°C 이상의 고온 표층수가 출현한 북태평양의 가장 고위도 해역은 제주도 및 대한해협을 우리나라 남해역까지 이다. 난수풀의 공간적 분포가 말굽 형태로 나타나는 원인을 이해하기 위하여 Bonjean and Lagerloef(2002)에 의해 추정된 열대 표층 해류벡터를 이용해 본 연구 기간의 경도 170°E, 위도 15°S~15°N 단면의 위도별 동서 해류성분의 평균값을 계산하였다(Fig. 6). 위도별 평균 동서 성분 중 난수풀의 구조에 영향을 주는 서향 해류는 위도 10°N(-0.24 m/s)와 3°S(-0.2 m/s), 동향 해류는 위도 5°N(0.18 m/s)와 9°S(0.05 m/s)에 형성되어 있다. 각각의 적도 외해역에서 나타나는 이 두 개의 평균 동향류에 의해

28.5°C 이상의 고온수가 말굽 형태로 태평양 동부로 확장되는 것으로 판단된다.

난수풀의 장기 변동성을 분석하기 위하여 난수풀의 분포 면적으로부터 계절 변동의 월평균 난수풀 면적(Table 2)을 제거한 잔차를 '난수풀 면적지수'(WPAI: Warm Pool Area Index)로 정의하고, 이것을 남방진동지수(SOI: Southern Oscillation Index)와 Bonjean and Lagerloef(2002)에 의해 계산된 열대태평양의 경도 140°E~170°E, 위도 10°S~10°N 범위에서 표층 해류의 평균 동서성분과 비교하였다(Fig. 7). 이때, WPAI와 SOI, 그리고 표층해류는 단기의 계절내 변동성을 제거하면서 연변동 특성을 나타내기 위하여 6개월 이동 평균한 자료를 이용하였다.

1992년 이후 약 15년 동안 엘니뇨가 발생한 시기는 Fig. 7에 나타난 것 같이 1992/93년, 1994년, 1997/98년, 2002년, 2004/05년, 2006/07년 시기에 발생하였으며, 1997/98년 시기에 가장 강한 엘니뇨가 발생하였다. WPAI가 양의 값을 보이는 시기는 1995년, 1997/98년, 2001년 이후 시기에 나타났다. 2001년 이후는 난수풀 면적지수가 양의 값을 갖는 변동이 존재한다. 이 WPAI와 표층해류의 변동과 SOI 변동은 반대의 변동 구조를 갖는다. 적도해역에서 평균해류의 동서 성분 변동으로부터 엘니뇨가 발생하는 시기에는 강한 동향류가 존재함을 알 수 있다. 난수풀 면적지수의 시계열 변동을 난수풀 해역의 평균 최대수온 변동

Fig. 6. Frequency of SST over 28.5°C defined warm pool for the period 1992-2007, and spatial structure of high frequency shows a horse's hood (white dotted line). The red line gives averaged zonal velocity at the 170°E section (gray solid line) calculated from surface current data (Bonjean and Lagerloef 2002).

Table 2. Monthly-mean warm pool area defined by the extent with SST over 28.5°C in the western Pacific

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Area	2.29	2.25	2.54	2.88	2.90	2.80	2.82	2.86	3.01	2.94	2.78	2.51

Unit : $\times 10^7$ km²

Fig. 7. Time plots for warm pool index (gray line), zonal surface currents (140°E~170°E, -10°S~10°N, black line), and SOI (dotted line). Warm pool area index is defined the difference between warm pool area and monthly mean warm pool area.

과 비교한 결과(그림 없음)에서는 난수풀 면적이 최대로 증가한 후에 평균 최대 수온이 높게 나타난다. 특히 1997/98년 엘니뇨 시기에는 난수풀 면적이 1997년 10월경 최대로 확장되었고, 이후 약 6개월의 시간차를 가지고 이 해역의 평균 최대 수온이 1998년 3월에 약 30.8°C로 나타났다. 이것은 엘니뇨가 발생하는 시기에 앞서 동향하는 적도반류(NECC)의 세기가 강해지면서 서태평양에 존재하던 표층 고온수가 적도를 따라 동태평양으로 이동하기 때문이다.

4. 결 론

열대 및 적도태평양에서 발생하는 표면수온과 해면고도의 변동은 적도파의 캐빈파와 로스비파의 지연 진동에 의한 ENSO 현상(Matsuura and Iizuka 2000; Alory and Delcroix 2002)과 적도 중앙 해역에서만 표층수온과 해면고도가 상승하는 ENSO-Modoki 현상(Ashot *et al.* 2007)에 의해 해양환경 변화가 열대태평양에서 캐빈파와 로스비파의 상호작용에 의해 시소 형태로 보이게 된다. 이 해양환경 변화의 물리적 특성을 이해하기 위하여 SST와 SLA로부터 월 평균값을 제거한 SSTA와 SSHA를 이용하여 대상 해역을 연구하였다.

SSTA와 SSHA 잔차에 대한 EOF 분석 결과의 각각의 제 1 모드의 변동이 총분산에 대해 약 30%의 기여도를 가지고 있으면서, SOI의 시간에 따른 변화 구조와 일치한 변동을 보였다. 이는 북태평양 해역에서 1년 주기의 계절 변동 성분을 제외하면, 엘니뇨/라니냐의 영향에 의해 나타나는 표층의 해양환경 변동이 중요하다는 것을 의미한다. 이 엘니뇨/라니냐/정상기의 해양환경 변화에 의해 태평양

의 표층수온, 해수면 등이 변화하게 된다. 적도해역에서 SSTA와 SSHA에 대한 CEOF 제 1 모드의 위상은 서부 해역에서 동부해역으로 전달되는 형태를 보이고 있다. 이 위상 구조는 엘니뇨에 중요한 영향을 주는 캐빈파가 적도를 따라 서쪽에서 동쪽으로 진행되는 것을 의미한다. 이 캐빈파는 적도역에서 SSHA의 상승 해역이 서-동으로 전달되는 과정에서도 분석이 되었고, 캐빈파가 적도 동부 해역에 도달한 이후에는 SSHA의 상승 해역이 로스비파의 형태로 서쪽해역으로 전달되고 있다. Shinoda *et al.*(2008)가 2002년 7월의 TOGA TAO 자료를 사용하여 계산한 적도 해역에서의 캐빈파의 전파 속도는 약 2.7 m/s이나, 본 연구 결과는 이 시기에 약 1 m/s로 계산되었다. 이 원인은 본 연구에서 CEOF 분석에 1개월 간격의 자료를 사용함으로써 단기 현상의 재현 및 해석에 한계를 갖고 있었기 때문이다. 따라서 향후 시공간적으로 고해상도를 갖는 자료를 활용한 분석 및 연구가 필요하다.

동태평양의 적도해역에서 SSTA의 CEOF 제 1 모드의 진폭이 상대적으로 높은 원인은 페루 해류로부터 남동무역풍에 의해서 형성되어진 '차가운 적도 냉수대(Equatorial Cold Tongue)'로 일컬어지는 남적도 해류(SEC)가 남반구의 해류 대순환과 북반구의 동태평양 난수풀 사이의 적도(Pennington *et al.* 2006(Fig. 3))를 따라 서향하면서 엘니뇨/라니냐 시기에 한류의 세기와 용승의 강도가 변화하면서 표층수온의 변동이 크게 발생하기 때문이다.

적도태평양에서 Alory and Delcroix(2002)가 제시한 열의 전달 구조를 보면, SSTA는 엘니뇨 기간 동안 적도를 따라 적도 서태평양에서 적도 동태평양으로 이동을 한 후, 동쪽 경계면을 따라 북쪽으로 이동하고, 위도 15°N를 따라

서쪽으로 움직이면서, 적도 쪽으로 점차 남향하는 구조이다. 이와 관련되어 본 연구 결과에서는 서태평양에서 엘니뇨 전후시기에 나타나는 해면고도의 경년변동은 서태평양-동태평양, 적도 해역-위도 10°N 해역 사이의 해면고도 이상치 변화의 동-서 방향의 전파 구조가 Alory and Delcroix (2002)의 SSTA 전달 구조와 유사하게 존재하였지만, 표층수온의 경년변동에서는 태평양 서부 해역에서 동쪽으로 전달되는 양상은 나타나지만, 동태평양에서 서태평양으로의 전달되는 모양은 뚜렷이 나타나지 않는다. 이 결과를 종합하면, 엘니뇨 시기에 낮아진 서태평양의 표층수온이 복원되는 메커니즘과 해면고도의 복원 기작이 다른 것으로 판단된다. 서태평양의 표층수온의 복원 과정은 엘니뇨가 약화되면서 서태평양 자체적으로 염분의 방벽 효과(문 2007; Maes *et al.* 2005, 2006)가 발생하기 시작하여 외부 해역으로의 열의 방출 및 냉수의 유입이 차단되면서 내부에 열함유량이 축적되어 수온의 증가가 나타나기 때문이다.

엘니뇨의 발생과 발달 시기에는 적도 서태평양에서 강한 서풍이 나타나면서 적도 상층 해역에 동향하는 해류가 발생하게 된다(Matsuura and Iizuka 2000). 이러한 바람과 해류의 영향에 의해 동향하는 해류 성분이 나타나면서 WPAI가 증가하고 최대가 된다. 또한 서태평양 난수풀의 공간적 구조는 Fig. 6처럼 말굽 형태의 ‘C’ 구조를 보인다. 이것은 적도 서태평양의 위도 5°N와 9°S에 형성되어 있는 평균 동향류의 존재에 의해 남반구와 북반구에서 각각 난수풀이 동쪽으로 확장된 결과이다. 이 난수풀 해역의 태평양 중심부로의 확장은 엘니뇨가 발생하기 전부터 나타나기 시작하여 엘니뇨가 발생하는 시기에 최대가 된다.

본 연구를 통하여 열대 및 적도 해역의 표층수온과 해면고도의 변동을 종합적으로 이해할 수 있었다. 최근 Ashot *et al.* (2007)이 1979년부터 2004년까지의 SST를 분석하여 ENSO-modoki 현상을 발견하였는데, 본 논문에서는 다루지 않았으나, 본 연구의 SSTA CEOF 분석 제 3 모드에서 기여도 6.3%를 갖는 ENSO-modoki와 유사한 변동이 발견되었다. 향후, 자료의 연구 기간을 보충하여 ENSO 이외의 ENSO-modoki를 분석할 필요가 있다. 또한 태평양의 바람, 대기압 그리고 강수량 등의 종합 분석을 통하여 난수풀 해역의 해양환경과 기상 변화와의 관련성에 대한 연구 그리고 우리나라의 기상 및 기후에 미치는 영향 등에 대한 연구가 필요하다.

사 사

본 연구는 한국해양연구원의 기본 과제인 “북서태평양이 한반도 주변 해역에 미치는 영향(PP00690)”의 지원으로 수행되었습니다. 본 논문이 만들어지기까지 세심한 배

려를 아끼지 않은 두 분의 심사위원께 감사드립니다.

참고문헌

- 문병권. 2007. 대기-해양 접합 모델에서 모사한 ENSO의 특징. *한국지구과학회지*, **28**(3), 343-356.
- 송혜진, 전종갑. 2003. 여름철 중위도 태평양 해수면 온도의 변동성과 동아시아 몬순의 관련성 연구. *한국기상학회지*, **39**(4), 503-517.
- 안중배, 류정희, 조익현, 박주영. 1997a. 한반도 기온 및 강수량과 주변 해역 해면 온도와의 상관관계에 관한 연구. *한국기상학회지*, **33**(2), 327-337.
- 안중배, 류정희, 조익현, 박주영, 류상범. 1997b. 한반도 기온 및 강수량과 적도 태평양 해면 온도와의 상관관계에 관한 연구. *한국기상학회지*, **33**(3), 487-496.
- 전종갑, 유수현, 문병권, 예상욱. 2000. 열대지방의 이상기상 현상이 극동 아시아 강수량 분포에 미치는 영향. *한국기상학회지*, **36**(5), 537-550.
- 하경자, 서영경, 서애숙, 정효상, 손병주. 2001. 동아시아 몬순 강수의 경년 변동과 관련된 EL-Nino와 진표의 상호작용. *한국기상학회지*, **37**(4), 381-398.
- 한국해양연구원. 1999. 엘니뇨가 우리나라 주변 해역에 미치는 영향. 한국해양연구원, BSPE97678-00-1148-1. 211 p.
- 한국해양연구원. 2006. 북서태평양이 한반도 주변해(대한해협)에 미치는 영향 연구. 한국해양연구원, BSPP06401-1828-1. 553 p.
- 한국해양연구원. 2007. 북서태평양이 한반도 주변해(대한해협)에 미치는 영향 연구. 한국해양연구원, BSPP07401-1917-1. 783 p.
- Alory, G. and T. Delcroix. 2002. Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX/Poseidon data and linear model results (1964-1999). *J. Geophys. Res.*, **107**(C10). doi:10.1029/2001JC001067.
- An, S.I. and I.S. Kang. 2000. A further investigation of the recharge oscillator paradigm for ENSO using a simple coupled model with the zonal mean and eddy separated. *J. Clim.*, **13**(11), 1987-1993.
- Ashok, K., S.K. Behera, S.A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata. 2007. El Nio Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**(C11). doi:10.1029/2006JC003798.
- Bonjean, F. 2001. Influence of surface currents on the sea surface temperature in the tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 943-961.
- Bonjean, F. and G.S.E. Lagerloef. 2002. Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**(10), 2938-2954.
- Casey, K. and D. Adamec. 2002. Sea surface temperature

- and sea surface height variability in the north Pacific Ocean from 1993 to 1999. *J. Geophys. Res.*, **107**(C8). doi:10.1029/2001JC001060.
- Chen, G. and L. Fang. 2005. Improved scheme for determining the thermal centroid of the oceanic warm pool using sea surface temperature data. *J. Oceanogr.*, **61**, 295-299.
- CLS. 2007. SSALTO/DUACS user handbook: (M)SLA and (M)ADT near-real time and delayed time products. CLS-DOS-NT-06.034, SALP-MU-P-EA-21065-CLS. 50 p.
- CPC. 2008. The southern oscillation index (SOI). Available from WWW: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysismonitoring/ensocycle/soi.shtml>> [cited 2008-07-24].
- Delcroix, T. and M. McPhaden. 2002. Interannual sea surface salinity and temperature changes in the western Pacific warm pool during 1992-2000. *J. Geophys. Res.*, **107**(C12). doi:10.1029/2001JC000862.
- Enfield, D.B., S.K. Lee, and C. Wang. 2006. How are large western hemisphere warm pools formed? *Prog. Oceanogr.*, **70**, 346-365.
- Fernandes, A.A., M.K. Antony, Y.K. Somayajulu, Y.V.B. Sarma, and A.M. Almeida. 2005. Multivariate data analysis, NIO/TR-10/2005. National Institute of Oceanography, Dona Paula, Goa, India.
- JPL. 2005. Global data assimilation experiment high resolution sea surface temperature data sets-GHRSST, Version 1.0. D-32474.
- Hannachi, A., I.T. Jolliffe, and D.B. Stephenson. 2007. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *Int. J. Climatol.*, **27**, 1119-1152.
- Ho, C.R., X.H. Yan, and Q. Zheng. 1995. Satellite observations of upper-layer variability in the western Pacific warm pool. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 669-679.
- Hong, C.H., K.D. Cho, and H.J. Kim. 2001. The relationship between ENSO events and sea surface temperature in the East (Japan) Sea. *Prog. Oceanogr.*, **49**, 21-40.
- Horel, J.D. 1984. Complex principal component analysis: Theory and examples. *J. Clim. App. Meteor.*, **23**(12), 1660-1673.
- Huang, R. and S. Fengying. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **70**, 243-256.
- Ikeda, M. and A. Yamada. 2006. Mean circulation induced over bottom topography by mesoscale variabilities in the Kuroshio extension. *J. Oceanogr.*, **62**, 63-69.
- Kim, B.J., S.E. Moon, R. Huang, and R. Lu. 1997. Influence of the SST anomalies in the equatorial Pacific on the summertime atmospheric circulation over East Asia and summer rainfall in Korea. *J. Korean Meteor. Soc.*, **33**(4), 797-806.
- Kug, J.S., I.S. Kang, and S.I. An. 2003. Symmetric and antisymmetric mass exchanges between the equatorial and off-equatorial Pacific associated with ENSO. *J. Geophys. Res.*, **108**(C8). doi:10.1029/2002JC001671.
- Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari. 2005. Importance of the salinity barrier layer for the buildup of El-nio. *J. Clim.*, **18**(1), 104-118.
- Maes, C., K. Ando, T. Delcroix, W.S. Kessler, M.J. McPhaden, and D. Roemmich. 2006. Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06601. doi:10.1029/2005GL024772.
- Matsuura, T. and S. Iizuka. 2000. Zonal migration of the Pacific warm-pool tongue during El-nio events. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**(7), 1582-1600.
- McPhaden, M.J. and D. Zhang. 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, **415**(7), 603-608.
- Miller, A.J. and N. Schneider. 2000. Interdecadal climate regime dynamics in the north Pacific ocean: Theories, observations and ecosystem impacts. *Prog. Oceanogr.*, **47**, 355-379.
- Park, W.S. and I.S. Oh. 2000. Interannual and interdecadal variations of sea surface temperature in the east asian marginal seas. *Prog. Oceanogr.*, **47**, 191-204.
- Pennington, J.T., K.L. Mahoney, V.S. Kuwahara, D.D. Kolber, R. Calienes, and F.P. Chavez. 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 285-317.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery. 1982. Descriptive physical oceanography. p. 185-208. In: *Pacific Ocean*. Pergamon Press, Oxford.
- Pierce, D.W., T.P. Barnett, N. Shneider, R. Saravanan, D. Dommenget, and M. Latif. 2001. The role of ocean dynamics in producing decadal climate variability in the North Pacific. *Clim. Dyn.*, **18**, 51-70.
- Qiu, B. 2002. The kuroshio extension system: Its large-scale variability and role in the mid latitude ocean-atmosphere interaction. *J. Oceanogr.*, **58**, 57-75.
- Rong, Z., Y. Liu, H. Zong, and Y. Cheng. 2007. Interannual sea level variability in the South China Sea and its response to ENSO. *Glob. Planet. Change*, **55**, 257-272.
- Schneider, N., T. Barnett, M. Latif, and T. Stockdale. 1996. Warm pool physics in a coupled GCM. *J. Clim.*, **9**(1), 219-239.

- Shinoda, T., P.E. Roundy, and G.N. Kiladis. 2008. Variability of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 921-944.
- Stommel, H. and K. Yoshida. 1972. Kuroshio: its physical aspects. p. 129-165. In: *Beginning of the Kuroshio*, ed, by H. Nitani. University of Tokyo Press. Tokyo.
- Takemoto, M. and H.L. Tanaka. 2007. Intensities of hadley, walker, and monsoon circulations compared in the upper and lower troposphere. *J. Korean Meteor. Soc.*, **43**(3), 239-251.
- Waliser, D.E. 1996. Formation and limiting mechanisms for very high sea surface temperature: Linking the dynamics and the thermodynamics. *J. Clim.*, **9**(1), 161-188.
- Wang, C. and P.C. Fiedler. 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 239-266.

Received May 23, 2008

Revised Aug. 27, 2008

Accepted Sep. 17, 2008