

## CMIP5 기후 모형에서 나타나는 북서태평양 아열대 고기압의 변동성

김은진<sup>1)</sup> · 권민호<sup>1),2)\*</sup> · 이강진<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>과학기술연합대학원대학교, <sup>2)</sup>한국해양과학기술원

(접수일: 2016년 10월 17일, 수정일: 2016년 11월 17일, 게재확정일: 2016년 11월 24일)

### Variability of the Western North Pacific Subtropical High in the CMIP5 Coupled Climate Models

Eunjin Kim<sup>1)</sup>, MinHo Kwon<sup>1),2)\*</sup>, and Kang-Jin Lee<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>Integrated Ocean Science, Korea University of Science and Technology, Daejeon, Korea

<sup>2)</sup>Ocean Circulation and Climate Research Center, Korea Institute of Ocean Science and Technology, Ansan, Korea

(Manuscript received 17 October 2016; revised 17 November 2016; accepted 24 November 2016)

**Abstract** The western North Pacific subtropical high (WNPSH) in boreal summer has interannual and interdecadal variability, which affects East Asian summer monsoon variability. In particular, it is well known that the intensity of WNPSH is reversely related to that of summer monsoon in North East Asia in association with Pacific Japan (PJ)-like pattern. Many coupled climate models weakly simulate this large-scale teleconnection pattern and also exhibit the diverse variability of WNPSH. This study discusses the inter-model differences of WNPSH simulated by different climate models, which participate in the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5). In comparing with reanalysis observation, the 29 CMIP5 models could be assorted into two difference groups in terms of interannual variability of WNPSH. This study also discusses the dynamical or thermodynamics factors for the differences of two groups of the CMIP5 climate models. As results, the regressed precipitation in well-simulating group onto the Nino3.4 index (5°N-5°S, 170°W-120°W) is stronger than that in poorly-simulating group. We suggest that this difference of two groups of the CMIP5 climate models would have an effect on simulating the interannual variability of WNPSH.

**Key words:** The western North Pacific subtropical high, the Asian Summer Monsoon, CMIP5, El Nino

## 1. 서 론

동아시아 지역의 강수는 여름철에 집중되는 특징이 있다. 이는 계절적인 바람의 반전에 의해서 몬순이 뚜렷해지기 때문이다(Lau, 1984). 이 동아시아 몬순은 아시아 지역을 대표하는 여름 몬순 중 하나이며 우리나라를 포함하여 중국과 일본 지역의 기상

및 계절 기후에 큰 영향을 주는 것으로 알려져 있다(Wang et al., 2004). 최근 인간 활동에 따른 지구 에너지 불균형이 일어나 기후가 변화됨에 따라 동아시아 몬순도 중요한 기상 현상으로 인식되고 있다. 몬순 시스템 변화에 대한 예측과 대처는 자연 생태계와 사회·경제 활동에 큰 영향을 미칠 가능성이 있으므로 인류 전체가 대응해야 할 중요한 과제 중 하나로 자리 매김하고 있다.

그 동안 동아시아 여름철 몬순과 음의 상관성을 가지는 북서태평양 아열대 고기압의 특징을 활용한 연구들이 많이 수행되어왔다. 북서태평양 아열대 고기압은 서태평양의 강화된 대류 활동을 고기압성 호

\*Corresponding Author: MinHo Kwon, Ocean Circulation and Climate Research Center, Science, Korea Institute of Ocean Science and Technology, 787, Haean-ro, Sangrok-gu, Ansan 15627, Korea.  
Phone: +82-31-400-7761, Fax: +82-31-408-5829  
E-mail: mhkwon@kiost.ac.kr

름과 저기압성 흐름으로 번갈아 발달시키며 동아시아를 거쳐 북태평양 지역으로 영향을 전달한다. 즉, 북서태평양 아열대 고기압은 태평양 해역 온난 현상의 영향을 북아메리카 지역까지 전달하는 핵심 연결 인자이기 때문에 북서태평양 아열대 고기압 변동성의 물리적인 기작을 이해하는 것은 상당히 중요하다(Nitta, 1987; Huang and Sun, 1992; Wang et al., 2001; Kosaka et al., 2006).

북서태평양 아열대 고기압은 강한 경년 변동성을 가지는데 2~3년과 4~5년 주기를 가진다. 2~3년 주기는 해안 대륙에서의 해수면 온도 편차와 강한 대류 활동을 유도하고 4~5년 주기는 북서태평양 지역에서의 국지적 해수면 온도 편차에 의해 강화된다. 2~3년 주기는 몬순 지역의 온난 해수역의 상호작용에 의한 것이고, 4~5년 주기는 엘니뇨-동아시아 원격 상관과 관련 있는 것으로 보인다(Sui et al., 2007; Wang et al., 2008; Li et al., 2006).

북서태평양 아열대 고기압을 경험적 직교 함수(Empirical Orthogonal Functions; EOF)를 이용하여 두 가지 모드로 나눌 수 있는데, EOF1은 인도양에서 강화된 대류 활동과 빠르게 소멸하는 엘니뇨에 관련 있는 모드이고, EOF2 모드는 엘니뇨와 관련된 해수면 온도 편차에 의해서 유도된 중태평양 지역의 강화된 대류 활동과 관련된 모드이다(Wang et al., 2013; Park et al., 2010). Wang et al. (2013)은 이 두 모드만 이용하여 북서태평양 아열대 고기압 변동성의 대부분을 재구성(reconstruction) 할 수 있음을 보였다.

현재, 기후 변화에 관한 정부 간 협의체(Intergovernmental Panel for Climate Change; IPCC) 5차 보고서에 참여하는 많은 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) 기후 모형들이 공개되어 있다. CMIP3 (CMIP phase 3) 모형을 이용한 북서태평양 여름 몬순 순환 및 그 미래전망에 대한 연구는 있지만, 북서태평양 아열대 고기압의 모형 간 변동 특성의 차이를 분석한 연구는 부족하다(Lee et al., 2008). 본 연구는 CMIP5 기후 모형을 이용하여 북서태평양 아열대 고기압의 경년 변동성에 대하여 모형 간 차이를 분석하고 그 차이가 나타나는 이유를 이해하고자 한다.

## 2. 자료 및 분석방법

### 2.1 자료

본 연구에 사용된 자료는 The 5th IPCC Assessment Report (IPCC-AR5)에서 제공하는 전구 기후 모형인 CMIP5 시나리오의 현재기후 모의실험(Historical run) 중 이용 가능한 29개 모형을 사용하였다. 북서태평양 아열대 고기압 강도 분석과 동아시아 강수 상관

관계 분석을 위해 경도 2.5° 위도 2.5° 간격의 여름철 강수 자료와 지위고도 자료를 사용하였으며, 해수면 온도는 경도 1° 위도 1° 간격의 여름철 자료를 사용하였다. 사용한 모든 자료의 분석 기간은 1900년부터 1999년까지 총 100년이다.

모형결과를 재분석자료와 비교하기 위해 경도 2.5° 위도 2.5° 간격의 월평균 National Centers for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)의 재분석 지위고도 자료와 월평균 CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) 강수 자료가 사용되었다(Kanamitsu et al., 2002; Xie and Arkin, 1997). 해수면 온도는 경도 2.5° 위도 2.5° 간격의 월평균 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Extended Reconstruction Sea surface Temperature Version3 자료를 사용하였다(Reynolds et al., 2002). 분석 기간은 1979년부터 2014년까지 총 36년이다.

### 2.2 분석 방법

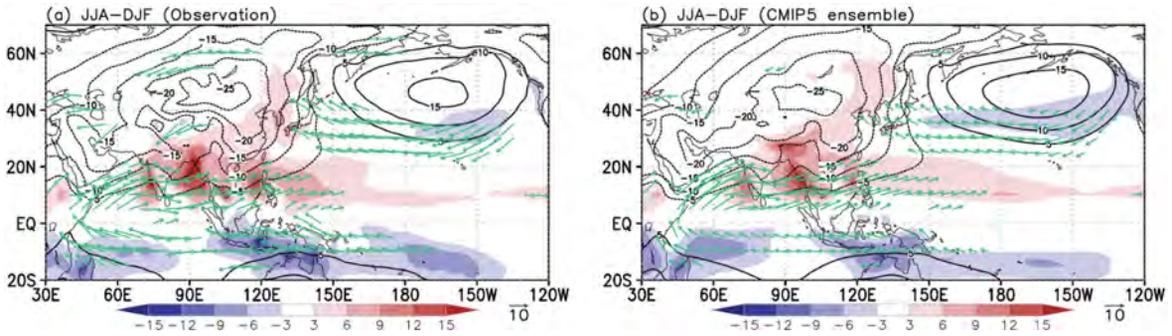
CMIP5 기후 모형 중 29개 모형에서 북서태평양 아열대 고기압에 대한 모의 성능을 조사하기 위해서 지역 20°S-40°N, 30°E-180°E를 대상으로 1900년부터 1999년까지 여름철(JJA) 850 hPa 편차의 경험적 직교 함수(EOF) 분석이 수행되었다. 동일한 방법으로 관측 자료에 대해서 1979년부터 2014년까지 EOF 분석을 수행하였다(Wang et al., 2013). EOF 분석 결과는 주요 시공간의 변동성을 보여주고 각각 독립적으로 나타나므로 이 분석은 기후 요소를 지배하는 주요 변동성을 추출하는 데에 사용된다(Hannachi, 2004). EOF 분석을 통해서 우리는 북서태평양 아열대 고기압 변동성의 2가지 모드를 추출하였다.

CMIP5 기후 모형은 현재 기후를 대체적으로 잘 모의하지만 모형 간 편차가 크게 나타난다(Sperber et al., 2013; Lee et al., 2010). 그러므로 앞서 EOF 분석을 통해 추출된 29개 모형 결과와 관측 결과에서 나타나는 두 가지 성분에 대해 공간 상관 분석을 실시하였고 여름철 북서태평양 아열대 고기압을 모의하는 편차를 확인하였다. 두 가지 성분 중 모형 간 편차가 컸던 EOF1을 기준으로 재분석과 패턴의 유사성에 따라 두 그룹으로 분리하였다. 한 그룹 당 6~7개 모형을 포함하도록 구성하였고 앙상블 평균을 구하여 모형 간의 북서태평양 아열대 고기압 변동성을 비교하였다.

## 3. 북서태평양 아열대 고기압 변동성

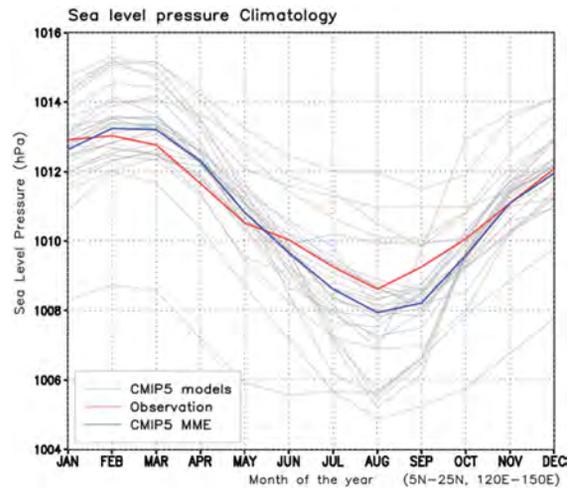
### 3.1 북서태평양 여름 몬순

계절적으로 대륙과 해양의 온도 차로 인해서 풍향이 바뀌는데 이러한 현상을 몬순 또는 계절풍이라고

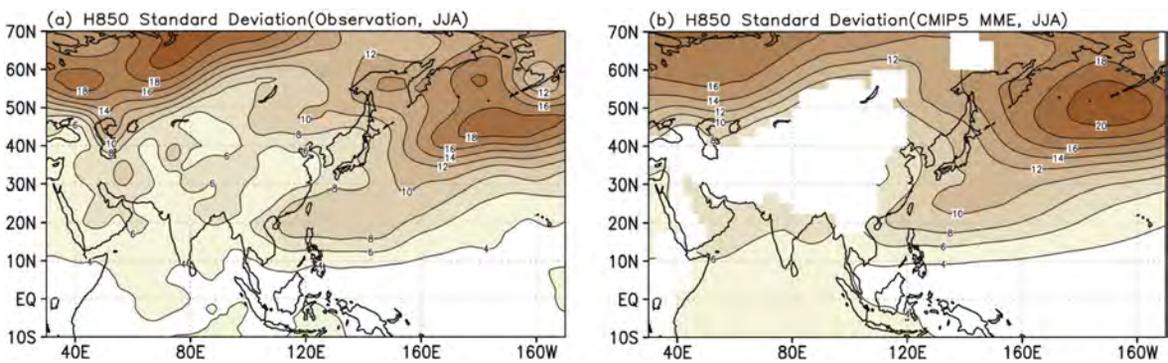


**Fig. 1.** Mean differences (JJA-DJF) of precipitation (shading, Units:  $\text{mm d}^{-1}$ ), sea level pressure (contour, Units: mb), 850-hPa divergence (vector, Units:  $\text{m s}^{-1}$ ) from (a) observation and (b) CMIP5 multi-model ensemble (MME).

한다. 여름에는 해양의 온도가 대륙보다 낮아 해양에서 발생한 고기압이 육지로 흐르는데 이 기류가 여름의 몬순이다. 특히, 기후평균값을 보면 아시아 대륙의 저기압과 북태평양의 고기압으로 인해 아시아 대륙 남동해안을 따라 여름철에 강수가 집중되는 아시아 여름 몬순이 뚜렷하게 보인다(Fig. 1a). 이러한 특징은 CMIP5 모형의 앙상블 평균에서도 비교적 잘 나타난다(Fig. 1b). 특히, 본 연구에서 분석한 필리핀 동쪽 북서태평양 지역( $5^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{E}$ )은 해양이지만 대기과 해양의 상호작용에 의해 여름철에 비가 집중되는 몬순의 특징을 갖는다(Wang and Fan, 1999). 이 지역의 해양 몬순을 발생시키는 요인은 여름에 열적도가 아열대 지역에 위치하고 열대 동태평양의 낮은 SST로 인해 상대적으로 SST가 높은 열대 서태평양으로 불어와 수렴대를 형성하는 것에 있다(Lee et al., 2008). 그러므로 하층 가열로 인한 대류 활동은 강화되어 많은 강수를 유도한다. 필리핀 동쪽 해양 지역의 해면 기압의 계절 변동을 살펴보면 겨울보다 여름에 상대적으로 낮은 것을 볼



**Fig. 2.** Climatology of sea level pressure averaged over  $120^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}$  for reanalysis observation (red line), 29 CMIP5 multi-model ensemble (blue line) and CMIP5 models (grey line). Unit is hPa.



**Fig. 3.** Maps of the standard deviation of JJA-mean 850-hPa geopotential height anomalies for (a) observation and (b) CMIP5 multi-model ensemble. Unit is gpm.

수 있다(Fig. 2). CMIP5 모형에서도 모형 간 편차는 다소 크게 나타나지만 앙상블 관점에서 북서태평양 여름 몬순의 특징을 잘 볼 수 있다. 특히, 8월에서 해면 기압 기후값의 최저점을 갖는데 CMIP5 모형의 앙상블 평균에서도 그러한 특징은 잘 나타난다.

### 3.2 북서태평양 아열대 고기압 모드

북서태평양 아열대 고기압은 강한 경년 변동성을 갖는다(Wang et al., 2001). 하층 850 hPa 지위고도의 경년 변동성을 보면 코리올리 효과에 의해서 저위도에서 고위도로 갈수록 기압 변동성이 커지는 것이 일반적인데 북서태평양 지역은 동 위도의 다른 지역에 비하여 상대적으로 큰 변동성이 나타남을 알 수 있다(Fig. 3). 특히, 이 지역 아열대 서태평양의 대류 활동 강화는 동아시아를 거쳐 북태평양을 지나는 고기압성 흐름과 저기압성 흐름을 번갈아 발달시킨다(Nitta, 1987; Huang and Sun, 1992). CMIP5 앙상블 모형의 변동성도 재분석자료의 변동성과 유사하게

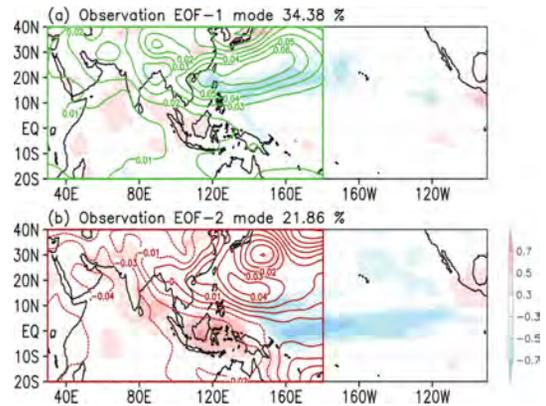


Fig. 4. Spatial patterns (contour) of (a) EOF1 and (b) EOF2 for JJA-mean geopotential heights at 850-hPa over the region 20°S-40°N, 30°-180°E. Shading areas denote the correlation coefficient between each EOF's principal components and precipitation anomalies with significance at 90% confidence level.

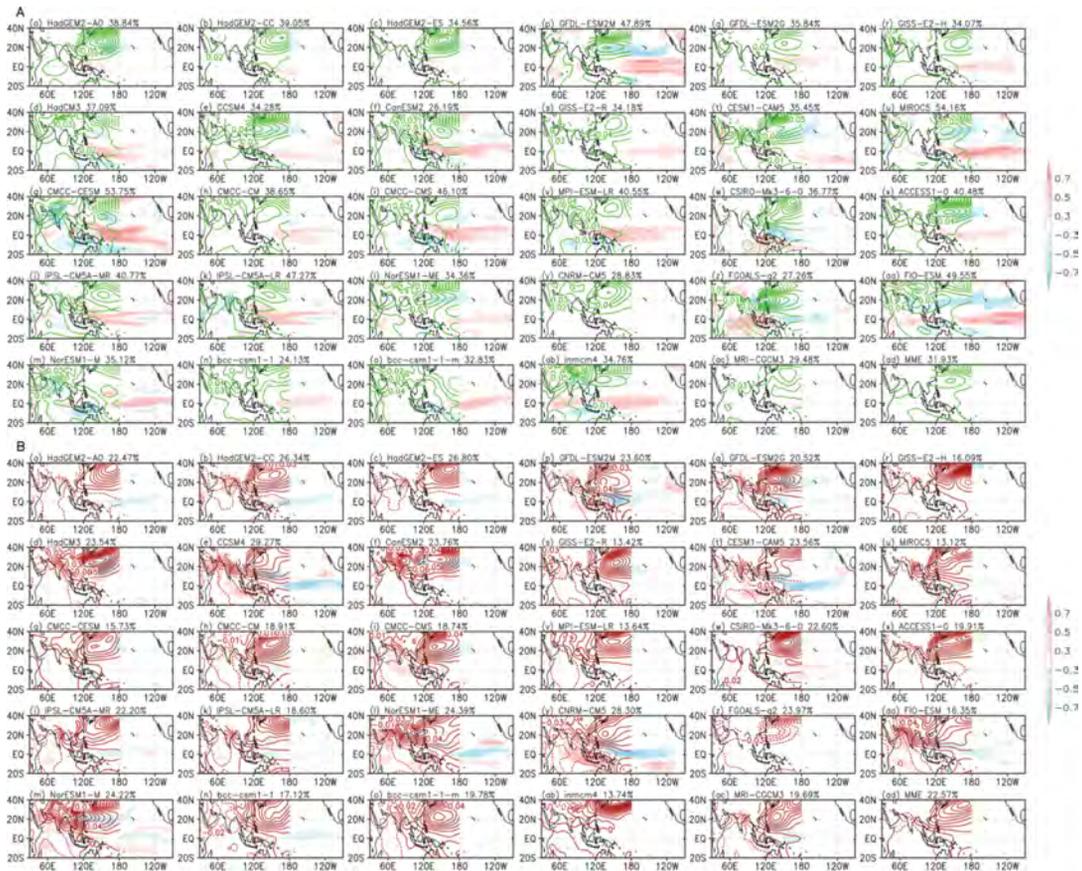
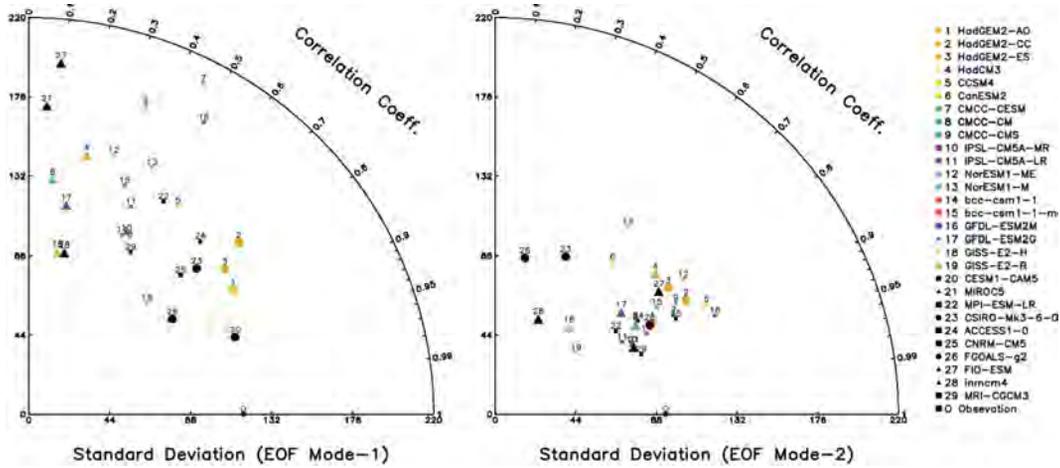


Fig. 5. Same as Fig. 4 except for CMIP5 individual models. The last figures, (ad)s, denote CMIP5 ensemble mean for each of two groups.



**Fig. 6.** Taylor diagram for the empirical orthogonal function (EOF) pattern over the region 20°S-40°N, 30°-180°E from observation and 29 individual CMIP5 models. Thick closed circles denote models of “Good group”, and thick closed triangles denote models of “Poor group”.

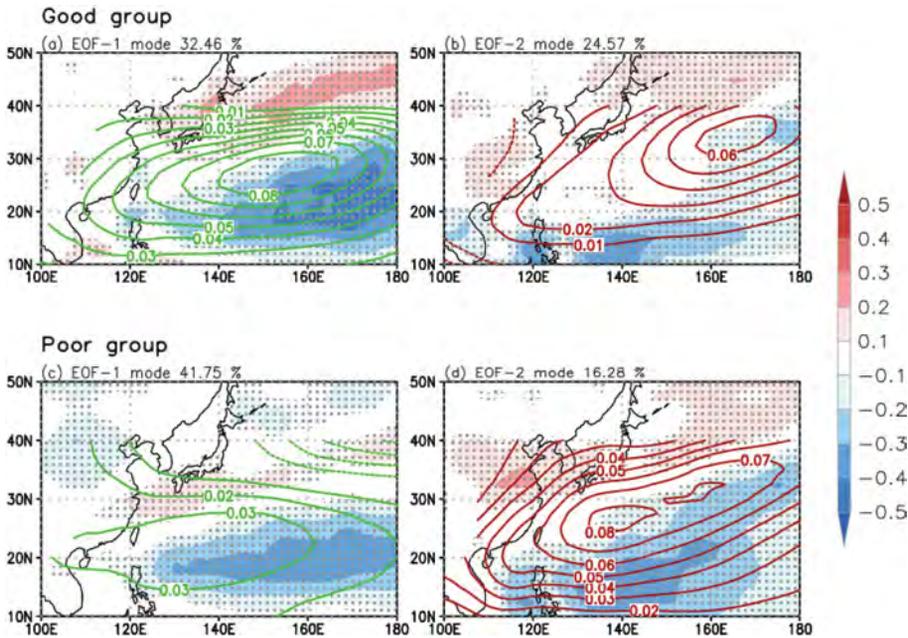
북서태평양 아열대 고기압 변동성으로부터 창출된 유의미한 변동성이 나타난다(Fig. 3b).

본 연구에서는 Wang et al. (2013)에 따라 지역 20°S-40°N, 30°-180°E을 850 hPa 지위고도에 대해 EOF 분석을 통해 북서태평양 아열대 고기압의 주요 성분을 추출하였다(Fig. 4). 그의 연구는 EOF1에서 나타나는 고기압성 아노말리를 강화시키는 기작으로 두 가지를 언급하고 있다. 첫 번째로, 동태평양의 온난 현상으로 인해 고위도에서 적도 방향으로 불어오는 평균 바람장이 강화되어 북서태평양 아열대 고기압의 동쪽 부근의 증발량이 증가하고 강수량이 감소되므로 고기압이 더욱 강화된다. 두 번째로 북서태평양 아열대 고기압의 발생에 의해 인도양 몬순이 약화되어 고기압이 더욱 강화된다고 설명했다. 더불어, 이 모드의 경우 우리나라와 일본 지역에 강수량을 증가시키는 특징이 있다고 밝혔다. 이는 Fig. 4a에서도 볼 수 있듯이 북서태평양 지역과 인도양 지역에서 고기압성 아노말리가 나타나고 북서태평양 아열대 고기압의 동남쪽 측면에서 강수량과 음의 상관성, 우리나라와 일본 지역에서 강수량과 양의 상관성이 나타난다. 이는 통계적으로 90%의 신뢰수준에서 유의미한 결과이다. 또한 EOF2에서 나타나는 고기압성 아노말리는 적도 중태평양의 냉각에 의해 적도 서태평양으로의 동풍이 강화되어 북서태평양 아열대 고기압을 강화시킨다고 설명한다. 더불어, 이 모드의 경우 인도양 지역에서는 저기압성 아노말리가 발생하고 필리핀 해 지역에서는 강수량이 증가한다. 이는 Fig. 4b에서도 볼 수 있듯이 북서태평양 지역과 반대로 인도양 지역에서는 저기압성 아노말리

가 나타나고 적도 중태평양 지역은 강수량이 감소하는 것을 확인할 수 있다. 이는 통계적으로 90%의 신뢰수준에서 유의미한 결과이다.

Figure 5는 위와 같은 방법으로 29개의 CMIP5 기후 모형에 적용한 결과를 나타낸 것이다. 모형마다 다소 차이는 있지만, CSIRO-Mk3-6-0와 FGOALS-q2 모형을 제외 하고 대체적으로 북서태평양 아열대 고기압 변동성 모드가 기후 모형에서도 비교적 잘 나타남을 확인할 수 있다. 모든 모형의 시계열을 이어서 CMIP5 앙상블을 구성하였고, 평균된 CMIP5 앙상블의 북서태평양 아열대 고기압 변동은 재분석의 결과보다 다소 작은 값을 가지며, 두 번째 모드는 재분석의 결과에 비하여 북쪽으로 이동된 패턴을 갖는다. 즉, CMIP5 모형에서 모의되는 북서태평양 아열대 고기압 변동성의 EOF1은 그 패턴이 공통된 특징이 있지만 모형마다 다소 차이를 보인다.

이러한 차이를 비교하기 위하여 각 모형에서 얻어진 EOF 패턴에 대하여 테일러도(Taylor diagram; Taylor, 2001)를 이용하여 재분석자료와 비교하였다. 즉, EOF 분석을 통해 얻은 관측과 모형의 두 가지 모드를 공간 상관 분석을 수행하고, 각 상관 계수와 절댓값의 비교를 위해 표준 편차에 따라 도식화하였다(Fig. 6). 이들 지표를 통해 각 모형들의 북서태평양 아열대 고기압의 특성이 관측과 얼마나 가까운지 간단히 파악할 수 있다. 동아시아 지역 강수 증가를 유도하는 EOF1의 경우 모형들은 전반적으로 다양한 범위의 상관 계수를 가지는 것으로 나타난다. 이는 CMIP5 기후 모형에서 북서태평양 아열대 고기압을 모의하는 데에 있어서 모의 성능의 차이를 발생시키



**Fig. 7.** Same as Fig. 5. except for “Good group” and “Poor group”. Dots represent correlations significant at 90% confidence. See texts in detail.

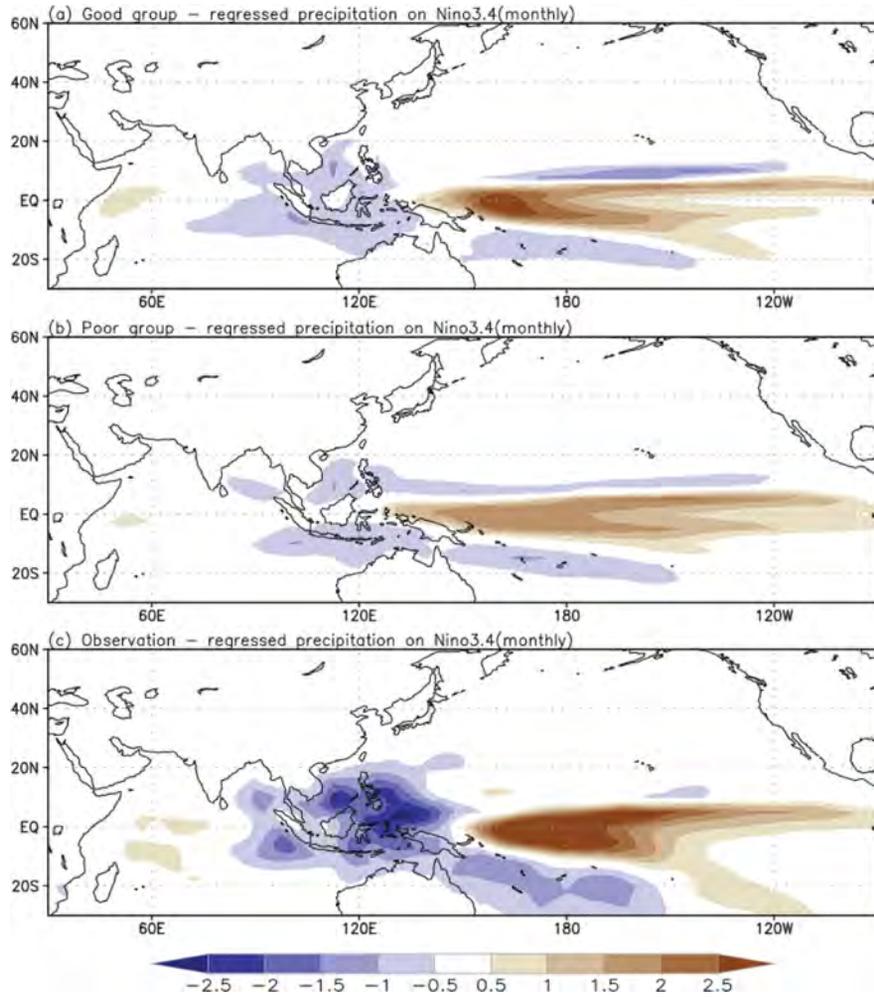
는 중요한 요인일 수 있다. 반면, EOF2의 경우 몇 모형을 제외하면 상대적으로 패턴에 대한 모형 간 차이는 비교적 작다. 그러므로 본 연구에서는 EOF1 모드에 대한 상관 계수가 큰 6개의 모형과 작은 7개의 모형으로 나누어 모형 그룹 간 차이를 비교하였다.

#### 4. 모형 그룹 간 차이

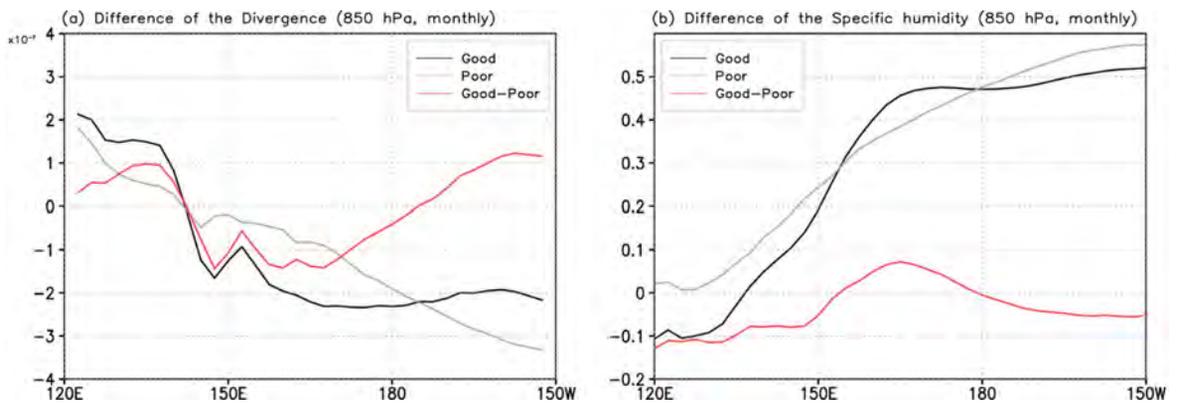
북서태평양 지역에 대한 하층 지위고도의 EOF1의 패턴이 재분석자료의 패턴과 유사한 6개 모형이 포함된 그룹을 Good group, 그렇지 못한 7개 모형이 포함된 그룹을 Poor group으로 명명하였다. Figure 6a에서 Good group에 포함된 모형은 굵은 닫힌 원으로, 그리고 Poor group에 포함된 모형은 굵은 닫힌 삼각형으로 표현되었다. 그룹 별 분석을 수행하기 위해 앙상블 평균 모형을 재계산하였다. Figure 7은 앙상블 평균된 각 그룹들을 앞선 분석과 동일한 방법으로 EOF 분석을 통해 모드 별로 나타내었고, 각 주성분과 지역 10°S-50°N, 100°-180°E의 강수 상관관계를 나타낸 것이다. Good group의 EOF1 (Fig. 7a)과 Poor group의 EOF1 (Fig. 7c)의 850 hPa 고기압성 아노말리가 뚜렷한 차이를 보인다. 또한 Fig. 7a의 경우 북서태평양 아열대 고기압의 총 변동성 중 32.46%를 설명하며 우리나라와 일본 지역의 강수와는 통계적으로 90% 신뢰수준에서 유의미한 강

수 상관관계가 있음을 확인할 수 있다. 이는 Lau et al. (2000)에서 북서태평양 여름철 몬순과 북동아시아 여름철 강수가 음의 상관관계를 가진다고 한 것과 일치한다. 반면, Fig. 7c는 북서태평양 아열대 고기압의 총 변동성 중 41.75%를 설명하고 있는데 북동아시아(특히, 우리나라 지역 부근) 강수와 의미 있는 상관을 찾기는 어렵고 Good group에 비해서 시그널이 약하게 나타난다. Good group과 Poor group의 EOF2 모드는 총 변동성 중 각각 24.57%, 16.28%를 설명하며 북서태평양 아열대 고기압 패턴에서 큰 차이가 보이지 않는다. 이 북서태평양 아열대 고기압 편차는 지균폭에 따라 하층 동서바람에도 큰 차이를 보이는데, 위 모드의 주성분 시계열에 대한 850 hPa 동서바람에 대한 회귀 지도를 보면 이 북서태평양 아열대 고기압과 관련된 850 hPa 동서바람의 패턴에서도 큰 차이를 보인다. 850 hPa 동서방향 바람에 대한 회귀 분석 결과, Good group에서는 고기압성 순환이 뚜렷하게 잘 일치하는 반면, Poor group에서는 그렇지 않다(그림 미제시).

두 그룹의 EOF1에서 보이는 차이가 나타나는 이유를 알아보기 위하여, El Nino and Southern Oscillation (ENSO)와 상관성을 분석하였다. 동아시아 여름철 강수와 관련이 있는 EOF1 모드는 엘니뇨 소멸과 높은 연관성이 있음을 고려할 때, ENSO에 따른 대기 변수의 반응은 북서태평양 아열대 고기압



**Fig. 8.** The regressed precipitation onto Nino3.4 SST (5°S-5°N, 170°E-120°W) for (a) good group, (b) poor group and (c) observation. Unit is mm d<sup>-1</sup>.



**Fig. 9.** Nino3.4 SST-regression coefficients over the region 10°S-10°N, 120°E-150°W for (a) horizontal divergence and (b) specific humidity at 850-hPa. Units are m s<sup>-1</sup> and g kg<sup>-1</sup>, respectively.

**Table 1.** Modeling groups, model names, and horizontal grids of CMIP5.

	Modeling Center (or Group)	Model Name	Horizontal Grids
1	National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration	HadGEM2-AO	192x145
2		HadGEM2-CC	192x145
3	Met Office Hadley Centre	HadGEM2-ES	192x145
4		HadCM3	192x145
5	National Center for Atmospheric Research	CCSM4	128x64
6	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CanESM2	128x64
7		CMCC-CESM	96x48
8	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	CMCC-CM	480x240
9		CMCC-CMS	192x96
10	Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL-CM5A-MR	144x143
11		IPSL-CM5A-LR	144x143
12	Norwegian Climate Centre	NorESM1-ME	144x96
13		NorESM1-M	144x96
14	Beijing Climate Center	bcc-csm1-1	128x64
15		bcc-csm1-1-m	320x160
16	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-ESM2M	144x90
17		GFDL-ESM2G	144x90
18	NASA Goddard Institute for Space Studies	GISS-E2-H	144x90
19		GISS-E2-R	144x90
20	Community Earth System Model Contributors	CESM1-CAM5	288x192
21	Atmosphere and Ocean Research Institute, National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	MIROC5	256x128
22	Max Planck Institute for Meteorology	MPI-ESM-LR	192x96
23	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence	CSIRO-Mk3-6-0	256x128
24	CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia), and BOM (Bureau of Meteorology, Australia)	ACCESS1-0	192x145
25	Centre National de Recherches Meteorologiques/Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	CNRM-CM5	288x192
26	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	FGOALS-s2	128x60
27	The First Institute of Oceanography, SOA, China	FIO-ESM	128x64
28	Institute for Numerical Mathematics	INM-CM4	180x120
29	Meteorological Research Institute	MRI-CGCM3	320x160

편차가 형성될 때 중요한 영향을 미칠 수 있다.

본 연구에서는 해수면 온도를 바탕으로 한 ENSO를 나타내는 지표 중의 하나인 Nino3.4 지수(5°N-5°S, 170°W-120°W)를 이용하였다. 관측에서 Nino3.4 지수에 대한 강수 자료의 회귀 분석 결과, 적도를 중심

으로 서태평양에서부터 중태평양까지 확장된 분포로 약 +2.5 mm d<sup>-1</sup>의 값을 가지고, 필리핀 부근 지역을 중심으로 약 -2.5 mm d<sup>-1</sup>의 값을 보인다(Fig. 8c). 이 지역의 강수가 Nino3.4 지수의 변화에 따라 다른 지역보다 큰 반응을 보이는 지역이다. 관측 결과를 토

대로 각 그룹 별 결과를 비교해보았을 때, 상대적으로 Nino3.4 지수의 영향을 크게 나타내고 있지는 않지만 Good group에서도 적도 서태평양에 영향의 중심이 보이고 그 값은 약  $+2.5 \text{ mm d}^{-1}$ 이다. 하지만 Poor group에서는 Nino3.4 지수에 대한 반응이 비교적 미미하다. 즉, Wang et al. (2001)이 제안한 북서태평양 아열대 고기압 형성 기작에 따라 ENSO에 따른 중태평양의 강수 증가 혹은 감소가 나타나야 하는데, Poor group의 모형들은 그러한 강수 반응이 약하므로 이에 따른 북서태평양 아열대 고기압은 상대적으로 약하게 모의된다고 할 수 있다.

Figure 8에서 나타난 Nino3.4 지수에 대한 그룹 별 강수 반응 차이를 보이는 여러 요인 중 하나는 하층 바람의 수렴이다. 본 연구에서는 지역  $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{W}$ 를 경도 평균하여 850 hPa 바람장의 수평발산(horizontal divergence)을 살펴보았다. 그 결과, Fig. 8의 강수 반응 지역( $150^{\circ}\text{E}-180^{\circ}\text{E}$ )에 대한 바람장의 수렴은 Good group과 Poor group에서 모두 나타났지만 Good group에서 상대적으로 보다 크게 나타났으며, 비습 또한 강수 반응 지역( $150^{\circ}\text{E}-180^{\circ}\text{E}$ )에서 Good group이 상대적으로 높은 값을 나타냈다(Fig. 9). 즉, Good group의 모형들은 열대 중태평양 지역에서 해수면 온도 편차에 대하여 상대적으로 높은 수증기량과 하층 수렴으로 인하여 강수량이 증가할 수 있는 호조건을 형성하지만, Poor group의 모형들은 상대적으로 낮은 수증기량과 하층 수렴으로 인해 충분한 강수량 증가를 유도하지 못한다.

### 5. 요약 및 결론

동아시아 몬순은 하나의 지수만으로는 복잡한 시스템을 이해하기 힘들다. 또한 가장 면적이 넓은 대륙인 유라시아 대륙과 태평양 사이의 큰 온도 차를 유도하는 지형적인 특징이 있다. 그러므로 동아시아 몬순과 의미 있는 음의 상관성을 가지는 북서태평양 아열대 고기압 지수를 이용한 동아시아 여름 강수 예측 연구가 많이 이루어지고 있다.

본 연구에서는 관측 자료와 CMIP5 기후 모형에서 북서태평양 아열대 고기압을 형성하는 주된 성분을 여러 통계적인 방법을 통해 모형 간 차이를 알아보았다. 먼저, 각 모형들의 EOF1에 대한 모의성에 따라 두 그룹으로 나눈 뒤, 앙상블 평균하여 그 그룹을 비교하였는데, Good group의 EOF1은 고기압성 아노말리가 관측과 유사하게 보인 반면 Poor group에서는 다소 약하게 나타났으며, 동아시아 지역 강수와 상관성도 Good group에서 유의미한 차이가 나타났다. 그룹 간 차이를 나타내는 요인들 중 ENSO에 대한 대기의 반응 정도로 분석되었다. Nino3.4 지

수에 대한 강수 선형 회귀 분석결과, Good group에서는 적도 중태평양 부근에서 강한 편차가 나타났고, Poor group에서는 적도 중태평양에서 상대적으로 약한 편차가 나타났다. 즉, 열대 해수면 온도 편차에 대하여 대기의 반응이 크게 나타나는 모형들은 북서태평양 아열대 고기압 모드가 재분석자료의 모드와 비교적 유사하게 나타나는 반면에 그 반응이 작게 나타나는 모형들은 북서태평양 아열대 고기압 패턴이 나타나지만 그 강도가 약하고, 그 패턴이 재분석 자료의 모드와 다소 차이가 있다.

북서태평양 아열대 지역은 여름철 북동아시아 지역의 기후와 관련하여 다른 지역에 비하여 크게 영향을 주는 지역이므로 북동아시아 지역 기후의 보다 정확한 예측을 위하여 이 지역에 대한 명확한 이해가 요구된다. 그렇지만 이 지역에 대하여 상대적으로 모의 성능이 좋은 CMIP5 모형에서도 북서태평양 아열대 고기압 변동성은 관측과 여전히 차이를 보인다. 북서태평양 아열대 고기압 변동성의 예측을 위하여 기후 모형에 대한 지속적 개선이 이루어져야 할 것이다.

### 감사의 글

본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 심사위원께 감사사를 드립니다. 이 연구는 한국기상산업진흥원(KMIPA 2015-2111)의 지원으로 수행되었습니다.

### REFERENCES

Hannachi, A., 2004: A primer for EOF analysis of climate data. University of Reading. Reading RG6 6BB, 33 pp.

Huang, R., and F. Sun, 1992: Impacts of the tropical Western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 243-256.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.

Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.

Lau, K. M., and M. T. Li, 1984: The monsoon of East Asia and its global Associations—A Survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 114-125.

Lau, N. C., and M. J. Nath, 2000: Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *J. Climate*, **13**, 4287-

- 4309.
- Lee, J. Y., and Coauthors, 2010: How are seasonal prediction skills related to models' performance on mean state and annual cycle? *Climate Dyn.*, **35**, 267-283.
- Lee, S. M., J. G. Jhun, M. Kwon, and W. Kim, 2008: Change in the western North Pacific summer monsoon circulation due to the CO<sub>2</sub> increase in IPCC AR4 CGCMs. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **44**, 351-368.
- Li, T., P. Liu, X. Fu, B. Wang, and G. A. Meehl, 2006: Spatiotemporal structures and mechanisms of the tropospheric biennial oscillation in the Indo-Pacific Warm Ocean Regions. *J. Climate*, **19**, 3070-3087.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Park, J.-Y., J.-G. Jhun, S.-Y. Yim, and W.-M. Kim, 2010: Decadal changes in two types of the western North Pacific subtropical high in boreal summer associated with Asian summer monsoon/El Niño-Southern Oscillation connections. *J. Geophys. Res.*, **115**, D21, doi:10.1029/2009JD013642.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15**, 1609-1625.
- Sperber, K. R., H. Annamalai, I. S. Kang, A. Kitoh, A. Moise, A. Turner, B. Wang, and T. Zhou, 2013: The Asian summer monsoon: an intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century. *Climate Dyn.*, **41**, 2711-2744.
- Sui, C. H., P. H., Chung, and T. Li, 2007: Interannual and interdecadal variability of the summertime western North Pacific subtropical high. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2006GL029204.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629-638.
- \_\_\_\_\_, R. Wu, and K. M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073-4090.
- \_\_\_\_\_, Y. Zhang, and M. M. Lu, 2004: Definition of South China Sea Monsoon onset and commencement of the East Asia Summer Monsoon. *J. Climate*, **17**, 699-710.
- \_\_\_\_\_, Z. Wu, J. Li, J. Liu, C. P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J. Climate*, **21**, 4449-4463.
- \_\_\_\_\_, B. Xiang, and J. Y. Lee, 2013: Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **110**, 2718-2722.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.