

고품질의 기후 예측 정보 제공을 위한 SCoPS 계절 예측 자료 분석

Analysis of Seasonal Forecast Data from SCoPS to Provide High-Quality
Climate Forecast Information

김선태, 오지현, 김원무, 김옥연, 임아영 기후연구팀

이윤영 기후예측팀

발간사

이상 기후 현상의 사회적, 환경적인 상당한 영향 때문에 정확한 계절 예측에 대한 요구들이 증가하고 있다. 이에 부응하기 위하여 APCC는 아시아-태평양 국가들에 좀더 나은 계절 예측 정보를 제공하기 위해서 매월 전세계 기후관련 기관들의 계절 예측 정보를 이용하여 전 지구 다중 모형 앙상블 예측 시스템을 운영하고 있다. 더욱이 다중 모형 앙상블 예측성 향상에 기여하고자 하와이대 연구팀과 협업으로 최신의 초기장 기법을 사용하는 새로운 계절 예측 모형인 SCoPS를 개발하였다. SCoPS는 다년간의 검증을 거쳐 올해부터 APCC MME에 편입되어 계절 전망에 활용되고 있다.

SCoPS의 현업 운영의 장단점을 파악하기 위해서 결정론적 혹은 확률적 측면에서 이루어지는 일반적인 예측성 분석도 중요하지만, 기후 예측 정보의 효율적인 활용을 위한 정보로서는 충분하지 않아 보인다. 예측 정보의 포괄적인 활용성을 제고하기 위해 지역 기후에 영향을 미치는 순환장 오류 분석 등을 포함하는 보다 다양한 측면에서 예측성 분석이 필요하다.

그러므로 본 연구보고서는 지역 기상/기후에 상당한 영향을 미치는 주요 기후 변동 모드의 예측 오류 외에도 그 모드들과 관련된 대기 순환장들의 예측성 분석이 수행되었다. 아울러 모델이 에너지 관점에서 초기장으로부터 시작하여 안정되게 적분이 되는지 평가하였다. 본 연구를 통해서 SCoPS 개선 방향에 가이드라인 제공 및 예측 자료 활용을 극대화하는데 도움이 되고자 한다.

본 연구보고서가 발간되기까지는 많은 분들의 도움이 있었다. 무엇보다도 자문 위원으로서 아낌없는 조언과 격려를 해 주신 이명인 교수와 윤진호 교수에게 깊은 감사를 표하는 바이다. 또한 연구가 순조롭게 진행될 수 있도록 특히 모형의 과거 예측런 수행 등에 힘써준 강수철 박사, 예측 모형 운영을 총괄한 함수련 박사에게도 감사의 뜻을 전한다. 본 연구보고서가 밑거름이 되어 향후 관련 연구들이 지속 되고 부족한 부분들을 계속 채워나가길 바란다.

2018년 3월
APEC 기후센터
원장 정 홍 상

ABSTRACT

In this study, a series of analyses was performed to verify the model performance for predicting major climate variabilities and their spatiotemporal evolution in the Seamless Coupled Prediction System (SCoPS), which is a current APEC Climate Center (APCC) in-house model for seasonal forecast. The capability to predict El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and the related oceanic/atmospheric responses; the interbasin relationships among the tropical Pacific Ocean, the Indian Ocean, and the Atlantic Ocean; and the atmospheric variability and energy structure is of specific interest.

The SCoPS reliably predicted ENSO-induced sea surface temperature (SST) variability, especially during boreal winter; however, the model's prediction capability decreased during summer, which is a common feature of seasonal prediction models. The prediction skills of the detailed equatorial SST during ENSO events were significantly enhanced with greater amplitudes, even with long-lead forecast times. The SCoPS also skillfully simulated the atmospheric response to ENSO over the Northwestern Pacific and the North Atlantic Ocean. There existed, however, slight spatial shifts and overestimation of the amplitudes of the atmospheric responses. These biases should be considered for SCoPS-based seasonal prediction, as both these atmospheric systems are important factors in the seasonal climates of East Asia and countries adjacent to the Atlantic Ocean.

The prediction characteristics of the SCoPS in the Indian Ocean atmosphere–ocean coupled modes also were investigated, such as the Indian Ocean basin-wide warming and Indian Ocean dipole modes. In addition to the assessment of prediction

skill of each mode, the evolution processes associated with the two modes were analyzed. The major modes over the Indian Ocean were predicted reasonably well by the SCoPS. Because the Indian and Pacific Oceans dynamically interact with one other, detailed examination of this interbasin relationship can advance the APCC's operational seasonal forecast.

Two atmospheric modes, the North Atlantic Oscillation (NAO) and West Pacific (WP) modes, during winter also were analyzed in depth. The SCoPS better simulated the observed pattern and temporal variation than did the Community Climate System Model version 3 (CCSM3), which is a previous APCC in-house model. The skill improvement was associated with the realistic representation of winter climatology in the SCoPS, including jet stream structure, lower-tropospheric temperature, and stationary waves. On the other hand, the SCoPS tended to overestimate the relationship between NAO/WP activity and ENSO, and even displayed NAO/WP index prediction skill which is highly reliant on the ENSO phases.

Lastly, the atmospheric energetics of the SCoPS were compared with the observational reanalysis results. The global-scale atmospheric energy structure supported the idea that the SCoPS properly presents the observed atmospheric energy distribution and its cascading structure. It was also confirmed that the SCoPS's time integration was stable not only numerically, but also physically. On the other hand, the underestimation of baroclinic energy conversion needs to be carefully looked at, especially for the sub-seasonal scale processes that involve baroclinic instability.

목 차

1. INTRODUCTION	1
2. DATA AND METHODOLOGY	7
2.1 계절 예측 모형과 과거 재현 자료	7
2.2 관측 자료	8
2.3 기후 변동모드 정의	8
2.3.1 해양모드 정의	8
2.3.2 대기모드 정의	9
2.4 순압적/경압적 에너지 전환	10
2.5 로렌츠 에너지 순환	11
2.6 평균과 섭동의 정의	13
3. RESEARCH RESULTS	14
3.1 주요 기후 변동 모드의 예측 성능 분석	14
3.1.1 ENSO의 예측성	17
a. ENSO관련 SST 예측성	17
b. ENSO와 대기 순환장	21

3.2 열대 해양 모드-----	24
3.2.1 인도양, 태평양, 대서양에서 SST 변동 모드들의 관계-----	24
3.2.2 ENSO와 대서양 변동성-----	25
3.2.3 ENSO에 의한 인도양 전역의 해수면 온도 상승----	32
3.2.4 IOD의 예측성-----	38
3.3 북반구 대기모드-----	48
3.3.1 북반구 대기모드 분리 특성-----	48
3.3.2 선행 시간에 따른 전 계절 NAO/WP 지수 재현 성능 평가-----	50
3.3.3 북반구 겨울철 NAO/WP 재현 특성 분석-----	54
a. NAO/WP 지수 재현 성능 분석-----	54
b. NAO/WP 모드 분리 특성 분석-----	55
3.3.4 대기 평균 배경장 및 NAO/WP와 관련된 에너지 전환 특성 분석-----	59
3.4 ENSO 강도 및 위상에 대한 NAO/WP 의존성-----	63
3.4.1 NAO/WP 와 ENSO간의 관련성-----	63
3.4.2 ENSO 위상에 따른 NAO/WP 지수 분포 특성----	65
3.4.3 ENSO 위상 간 NAO/WP 지수 재현 성능 비교---	67
3.5 에너지 분배-----	68
3.5.1 관측 재분석 자료의 특성-----	68
3.5.2 SCoPS의 특성-----	70
 4. CONCLUDING REMARKS-----	 71
 I REFERENCES-----	 74

1. INTRODUCTION

APEC 기후센터(APEC Climate Center, 이하 APCC)는 APEC 회원국 및 다양한 기후 센터로부터 계절 예측 자료를 제공 받아서 APCC 다중 모형 앙상블(Multi-Model ensemble, 이하 MME; <http://apcc21.org/ser/outlook.do?lang=en>) 시스템을 운영, 아태지역에 계절 예측 정보를 제공하고 있다. 아울러 APCC 자체 계절 예측 모형을 현업 운영하여 계절 예측 정보를 생산하고 있으며, 지속적으로 모형 향상에 노력해왔다. 최근에는 미국의 하와이 대학교와 최신의 향상된 초기화 방안이 적용되고 고해상도인 대기-해양-지면-해빙 접합 모형 SCoPS(Seamless Coupled Prediction System)를 개발 하였다. SCoPS의 현업 운영의 장단점을 파악하기 위해서 과거 재현 자료들을 생산 하였고, 이들 자료들을 활용하여 주요 기후 변수들에 대한 전반적인 예측성능 분석을 수행하였다. 그러나 기후 모형에 대해서 결정론적 혹은 확률적 측면에서 이루어지는 일반적인 예측성 분석은, 기후 예측 정보의 효율적인 활용을 위한 정보로서는 충분하지 않아 보인다. 예측 정보의 포괄적인 활용성을 제고하기 위해 지역 기후에 영향을 미치는 순환장 오류 분석 등을 포함하는 보다 다양한 측면에서 예측성 분석이 필요하다. 특히 지역 기상/기후에 상당한 영향을 미치는 주요 기후 변동 모드의 예측 오류 외에도 그 모드들과 관련된 대기 순환장들의 예측성 분석이 이루어져야 한다.

그러므로 이 연구에서는 전 지구 해양 및 대기의 다양한 기후 변동 모드들, 즉 인도양에서 Indian Ocean Basin Wide(이하 IOBW) 및 Indian Ocean Dipole(이하 IOD) 모드, 태평양에서 El Niño-Southern Oscillation(이하 ENSO), 그리고 대서양에서 Atlantic Equatorial Mode(이하 AEM), 그리고 대기 모드인 Western Pacific(이하 WP) 원격 상관 모드, North Atlantic Oscillation(이하 NAO)에 대한 예측성능 및 그 들과 관련된 대기순환장, 다른 모드들과 상호관계에 대한 다양한 분석들이 수행되었다.

적도 동태평양의 해수면 온도(sea surface temperature, 이하 SST) 편차가 양의 값과 음의 값으로 2년에서 7년 주기로 변하며, 북반구 겨울철에 강도가 최고치에 이르는 가장 주요한 대기-해양 결합 지배 기후 변동 모드인 ENSO가 열대 태평양에 존재한다. 계절 예측 결과는 거의 열대 지역의 강제력(즉, ENSO)에 의해 결정된다고 해도 무방하기 때문에 계절 예측 모형에서 ENSO의 예측성능은 상당히 중요하다(예, Peng et al. 2009; Kim et al. 2012). ENSO는 그 발생과 소멸, 주기와 관련된 역학이 가장 잘 밝혀

진 기후 모드로서, 계절 예측 모형에서 ENSO 예측성은 최근 수십 년 사이에 비약적으로 발전해 왔다(Ashok et al. 2007; Barnston et al. 1999; Barnston et al. 2015; Hong et al. 2015; Kaznacheyeva and Trosnikov 2008; McCreary Jr and Klinger 1999; Meyers et al. 2007; Picaut et al. 1996; Trenberth 1997; Trenberth and Smith 2006; Yeh et al. 2009). 더욱이, ENSO는 태평양 도서국들을 포함하는 근거리의 적도 지역뿐만 아니라 먼 거리의 중위도 지역 등의 기상/기후에 영향을 미치며, 그로 인한 사회, 경제적인 피해를 유발할 수 있다(McPhaden 1999; McPhaden et al. 2006; Cai et al. 2014, 2015). 그러므로 ENSO 관련 SST 변동뿐만 아니라 대상 국가의 기온 변화 및 강수 발생의 원인인 ENSO 관련 대기 대순환 변화 등 여러가지 측면에 대한 예측성 분석이 이루어져야 한다. SST 변동성 중심이 어디에 위치해 있느냐 따라서 원격상관과 관련된 중위도 지역의 기후에 영향도 달라질 수 있는데(Yu et al. 2012; Yuan and Yang 2012) 변동성 중심이 어디에 있는지를 기반으로 중앙 태평양 ENSO와 동태평양 ENSO 타입을 구분하여 과거에 연구들이 진행 되었다(Kao and Yu 2009; Ashok et al. 2007; Kug et al. 2009; Ren and Jin 2013). 특히 과거연구들은 ENSO 타입에 따라 동아시아 기온/강수에 다른 영향을 미친다는 유의한 결과들을 보여주었다(Yuan and Yang 2012; Zhang et al. 2014). 그러므로 SCoPS에서 ENSO 타입과 관련된 오류를 지역 계절 예측정보에 반영하기 위해서 타입과 관련된 예측성능 분석이 필요하다. ENSO와 동반 발달하는 북서태평양에서 저기압성 혹은 고기압성 순환은 동아시아 몬순 시스템에 영향을 주기 때문에 한반도를 포함하는 동아시아 기후에 상당한 영향을 미친다(Wang et al. 2000; Kim et al. 2017). 그러므로 ENSO 발달 동안 기후모형의 대기 순환장 오류를 반영하면서 모형의 동아시아 기후 예측정보를 활용하기 위해서 ENSO 발달과 관련된 북서 태평양에서 해면 기압장과 그와 관련된 바람장들에 대한 예측성능을 분석하는 것은 필수적이다.

열대 태평양에서 SST 변동은 대기 대순환을 매개로 해서 다른 대양들, 즉 인도양과 대서양의 SST 변동에 영향을 미칠 수 있다. 특히 관측에 기반한 이전 연구들에 의하면 북대서양의 SST는 엘니뇨 발달과 함께 북반구 중위도를 통하여 대기 파열의 형태로 전파하여 영향을 받을 수 있다(Sutton et al. 2000). 한편, 다수의 최근 연구에서 AEM이 ENSO의 시작과 발달에 주는 영향을 제시하였는데, 특히 ENSO 예측에서의 AEM의 역할을 강조하였다(Ham et al. 2013; Martín-Rey et al. 2014; Polo et al. 2015). 그러

므로, ENSO 발달 동안 대서양 주변 지역 기후 예측 정보를 활용하기 위해서 혹은 대서양 변동성을 ENSO 예측에 활용하기 위해서, 관련된 기작이 모형에서도 잘 재현되는지 평가하는 것이 필요하다.

ENSO와 AEM 이외의 SST 변동성이 중요한 지역은 전세계 대부분의 몬순 지역에 의해 둘러 쌓여 있는 인도양이며, 인도양의 SST 변동성은 ENSO처럼 전지구 역학 모형의 계절 예측성에 영향을 미친다. 아울러 인도양 해수면 온도는 인접 국가의 강수량과 기온 변동성에 많은 영향을 미치기 때문에(Saji and Yamagata 2003) 인도양의 해수면 변동성을 잘 예측하는 것은 매우 중요하다. 인도양 SST에서 나타나는 두 개의 주요 모드로서 하나는 봄철에 인도양 전역에 나타나는 해수면 온도의 상승(IOBW)과 가을철에 발달하는 인도양 IOD(Saji et al. 1999)를 들 수 있다. 봄철 인도양 SST의 상승(즉, IOBW모드의 발달)에 북반구 겨울철에 최성기에 도달하는 엘니뇨가 역할을 하는 것으로 알려져 있다(Xie et al. 2009; Klein et al. 1999). 이는 북서 태평양의 고기압 발달에 영향을 미쳐 동아시아 여름철에 많은 비가 내리는 것과 관련이 있으며(Wang et al. 2013), 이는 북서태평양 및 동아시아 여름철 예측성에도 영향을 미친다(Chowdary et al. 2010, 2011). Xie et al. (2010)은 이러한 일련의 현상은 다음과 같은 과정에 의해 발생한다고 밝히고 있다. 즉, 엘니뇨 원격상관에 의해 열대 인도양 남쪽에 형성된 침강(downwelling) 로스비파가 서쪽으로 이동하면서 열대 인도양 남서쪽 SST가 상승하게 됨에 따라 적도지역에 대해 비대칭적 바람장이 형성된다. 이로 인한 북동풍에 의해 인도양 북쪽의 수온이 상승하게 되고, 인도양 SST 상승에 의해 유도된 켈빈파는 북서태평양 표층에 고기압성 순환을 일으키게 된다. 2년의 주기를 갖는 IOD 관련 SST 변동 또한 주변 지역의 강수에 지대한 영향을 미친다고 알려져 있는데(Saji et al. 1999), 예를 들면, 동인도양에 SST의 양의 편차가, 서인도양에 음의 편차가 존재하게 되면, 동아프리카의 강수량이 증가하는 반면, 인도네시아 인근에서는 극심한 가뭄을 겪게 된다.

Saji et al. (2006)은 CMIP3(Coupled Model Intercomparison Project Phase 3)의 기후 모형들의 인도양 SST 변동성의 다양한 측면을 평가하였는데, 대부분의 모형이 IOD의 패턴과 발달과정은 잘 모의하지만, 일부 모형만이 ENSO 이듬 해에 나타나는 인도양 SST 상승을 재현하는 것으로 나타났다. Weller and Cai(2013)는 IOD 재현성과 관련하여 Saji et al. (2006)에서 분석한 모형 중 CMIP5에 참여한 모형들을 다시

평가하였는데, 전반적인 개선점은 나타나지 않으나 CMIP5의 대부분의 모형이 인도네시아 인근의 SST의 변동성을 크게 모의함에 따라 IOD의 강도를 관측에 비해 강하게 모의하고 있다고 밝히고 있다.

그러므로 본 연구에서는 인도양의 주요 대기-해양 결합 모드인 IOBW, IOD에 대한 SCoPS의 예측 특성을 분석하고자 한다. 각각의 현상 자체에 대한 예측 성능 평가뿐만 아니라, 각 현상의 발달 과정에 대한 분석도 수행되었다. 특히, IOBW의 경우에는 태평양의 ENSO 현상과 밀접한 관련이 있으므로, 이와 관련한 SCoPS의 대양 간의 상호 작용에 대한 예측성 분석은 추후 계절 예측 현업 운영에 도움이 될 수 있다.

한편, 북반구 겨울철 대기 순환장은 여러 개의 저주파 자연 변동 모드들에 의해 지배된다(Barnston and Livezey 1987; Hsu and Wallace 1985; Mo and Livezey 1986; Thompson and Wallace 1998; Wallace and Gutzler 1981). 그 중, NAO, PNA, 그리고 WP 패턴은 북반구의 주요한 변동 모드로서, 그 위상과 강도가 주변 지역 날씨에 강하게 영향을 끼친다(Archambault et al. 2008; Baxter and Nigam 2015; Cellitti et al. 2006; Kenyon and Hegerl 2010; Leathers et al. 1991; Linkin and Nigam 2008; Notaro et al. 2006; Scaife et al. 2008; Westby et al. 2013). 이 연구에서는 SCoPS에서 북반구 대기 모드들, 그 중 특히 북대서양과 북서태평양의 주요 모드인 NAO와 WP 패턴이 얼마나 잘 모의되는지, 그리고 두 대기 모드들이 태평양 해양 모드인 ENSO와 어떤 식으로 연관되어 있는지에 대해 분석하고자 한다.

관측에서 존재하는 중위도 대기 활동의 시간 및 공간적 변동에 대한 CMIP5의 과거 재현 모형 20개를 분석한 결과에 따르면(Lee and Black 2013), 모형의 성능에 비약적인 발전이 이루어졌지만, 최신 기후 모형에서도 여전히 NAO와 PNA의 주요 특징을 제대로 모의하지 못한다고 보고되었다. 하지만, 최근 영국 기상청 최신 예보 시스템 Global Seasonal forecast system version 5(GloSea5; MacLachlan et al. 2015)에서 상관계수 0.6의 의미 있는 NAO의 계절 규모 예측 성능이 보고 되었다(Scaife et al. 2014; Smith et al. 2016). 주요 대기 변동 모드를 얼마나 적절히 모의하는가는 계절 예보의 성공을 결정하는 중요한 요소이므로, 극한 기온과 폭풍을 포함한 겨울철 기후를 예보할 때 유럽과 북미지역에서의 예측 성능 향상이 기대된다. 같은 맥락에서, 아직까지 APCC 차세대 예측 모형인 SCoPS 내에서 주요 대기 모드들이 어떠한 특성을 가지

너지에 대한 분석이 이루어지지 않았기에 이에 대한 분석이 진행되었다.

특히, 겨울철 대기 모드와 평균 배경장은 서로 밀접하게 관련되어 있다(Franzke et al. 2011; Lau and Boyle 1987; Luo et al. 2008; Nakamura et al. 1987). 따라서, 대기 모드 재현 성능 개선은 평균 배경장을 현실적으로 모의하는 것으로부터 시작될 수 있다. 정상파 패턴 모의에 실패한 일부 모형에서는 NAO와 PNA의 재현 성능이 현저히 떨어지는 것도 같은 맥락이다(Lee and Black 2013). 평균 순환장으로부터 경압 및 순압적으로 전환되는 에너지가 대기 모드의 근거리 에너지원인데(Black and Dole 1993; Evans and Black 2003; Frederiksen 1983; Simmons et al. 1983), 이러한 에너지 전환은 대규모 질량장의 수평 구조, 즉 정상파 패턴에 의해 결정되기 때문에, 잘못된 정상파 모의는 대기 모드 모의 실패를 가져오게 된다. SCoPS 모형에서 대기 배경장과 그와 관련된 경압 및 순압적 에너지 전환이 얼마나 관측과 유사하게 모의되는지 그 특성을 분석하고자 한다. 또한, 열대 태평양 시그널인 ENSO가 북반구 대기 모드에 영향을 줄 수 있는데(Barnston and Livezey 1987; Horel and Wallace 1981; Ineson and Scaife 2009; Smith et al. 2014; Smith et al. 2010), SCoPS 모형 안에서도 ENSO와 대기모드 사이의 연관성이 나타나는지, 그 연관성에 대하여 오류가 존재하는지, 본 과제에서 다양한 분석을 통해 밝히고자 한다.

마지막으로, 앞서 여러 가지 기후 변동 모드들의 다양한 측면들에 대한 예측성능 분석에 대한 필요성을 강조하였는데, 아울러 SCoPS에서 전반적인 에너지 흐름 관점에서 분석 또한 다음과 같은 이유로 중요하다. 태양 복사 에너지는 계절과 위도, 그리고 알베도 등에 따라 차등적으로 분배되며, 이러한 에너지의 시공간적 불균형을 해소하기 위해 대기의 흐름이 나타나게 된다. 대기에 분배되는 에너지는 지구 규모의 평균장을 형성하게 되며, 천천히 변화하는 평균장은 섭동장과 상호작용을 통하여 지속적으로 에너지를 교환하게 된다. 한편, 일부 에너지는 잠재적인 위치 에너지 및 내부 에너지의 형태로 존재하게 되며, 이들 중 가용한 부분은 결국 운동 에너지의 형태로 발현된다. 이와 같은 대기의 에너지 흐름을 살펴보는 것은 대기의 기후적 특성을 살펴보는 데 중요할 뿐만 아니라, 계절 예측 모형의 안정성을 평가하는 데도 중요한 고려대상이다. 즉, 계절 예측 모형에서 나타나는 에너지 분배 및 흐름의 특성 분석을 통하여, 모형이 수치적 관점에서뿐만 아니라 기후적 관점에서도 안정적으로 적분되고 있는지 확인하는 평가 지표로 사용할 수 있

다. 이러한 배경 아래서 우리는 서로 다른 두 관측 재분석 자료의 에너지 분배 및 흐름의 특성을 파악하고, 이를 SCoPS의 특성과 비교하여 SCoPS의 에너지 분배 및 흐름이 관측에서 나타나는 특성과 일치하는지, 예측 선행 시간과 관계 없이 SCoPS의 에너지 분배가 안정적으로 이루어지고 있는지 파악하고자 한다.

2. DATA AND METHODOLOGY

2.1 계절 예측 모형과 과거 재현 자료

SCoPS는 대기, 해양, 지면, 해빙 성분모형으로 구성되어 있다. 대기모형은 European Centre Hamburg Model(ECHAM, v5.3; Roeckner et al. 2003)이며, $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 해상도에 상응하는 가우시안(Gaussian) 격자 T159의 수평 해상도와 31개 층의 연직 해상도를 갖는다. 지면 모형은 ECHAMv5.3에 포함되어 있는 향상된 버킷 모형 버전이다. 지면 온도는 지면 에너지 균형 방정식에서 얻어지며, 5층으로 구성된 토양 모형에서 연직 구조를 결정하기 위한 경계조건으로 사용된다(Hagemann et al. 2006). ECHAMv5.3에서 사용되는 지면의 매개변수들은 전지구 주요 생태계의 분포를 기반으로 하여 결정되었다. 해양 성분 모형은 POP 버전 2.0.1(Smith et al. 1992)이며, $1^\circ \times 0.5^\circ$ 의 수평 해상도와 40층의 연직 해상도를 갖는다. 해빙 모형은 Los Alamos Sea Ice Model(CICE, v4.1; Hunke and Lipscomb 2010)이며 해양 모형과 같은 $1^\circ \times 0.5^\circ$ 의 수평 해상도를 갖는다. SCoPS의 대기-해양-지면-해빙 성분모형들은 Ocean-Atmosphere-Sea Ice-Soil(OASIS, v3.0)-Model Coupling Toolkit(Valcke et al. 2012)이라는 coupler에 의해서 연결되며, 하루 간격으로 서로 필요한 변수들을 교환하게 된다.

SCoPS의 6개월 과거 재현 자료는 1983년부터 2013년까지 기간에 대해서 매월 1일과 5일의 초기 조건으로부터 시작하여 7개월 동안 적분을 수행함으로써 생산된다. 초기 조건들은 NCEP Climate Forecast System Reanalysis(이하 CFSR; Saha et al. 2010) 실시간 재분석 자료를 너징하는 3-D 대기 초기화와 XBT(Expendable Bathythermographs), ARGO와 같은 해양 profile 자료들에 Ensemble Adjustment Kalman Filter를 적용하는 해양 초기화가 결합된 대기-해양 초기화 방안을 사용하여 얻어진다. 매달 1일과 5일에 각각 5개씩 총 10개 앙상블의 예측이 수행되어, 매달 10개의 앙상블 예측 자료가 생산 되었다.

본 연구는 기본적으로 APCC 차세대 모형인 SCoPS 과거 재현 자료 10개 앙상블을 분석하였으나, 상대적 개선 여부를 확인하기 위해 기존의 APCC 현업 모형인 CCSM3 자료 역시 분석하였다.

2.2 관측 자료

관측장 대응으로 세 종류의 재분석장 - National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR 혹은 NNR) 재분석장(Kalnay et al. 1996), NCEP/Department of Energy Atmospheric Model Intercomparison Project II 재분석장(NCEP-DOE) (Kanamitsu et al. 2002), 그리고 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts(ECMWF)의 ERA-Interim(ERAInterim) 재분석장(Dee et al. 2011)을 이용하였다. $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 의 수평 해상도를 가지는 두 자료와 달리 ERAInterim은 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 의 수평 해상도라는 점에 유의하길 바란다. 기후 모드 검증에 주로 쓰인 재분석장은 NCEP-DOE 이고, 이는, APCC MME 계절 예측 현업에서 사용되는 재분석장이기도 하다. 자료 분석 기간은 SCoPS 과거 재현 자료와 동일하게 1983년부터 2013년이지만, 에너지 분배 관련 분석에서는 좀 더 긴 1980년부터 2014년의 기간을 적용하였다. 대기모드 정의를 위해서는 월평균 500hPa 지위고도장(Z500)을, 북반구 겨울철 평균 배경장과 대기모드와 관련된 에너지 전환 특성 분석을 위해서는 12, 1, 2월 평균한 200hPa 동서 바람장 그리고 850hPa 기온장을 이용하였다. 에너지 분배 관련 분석에서는 바람장, 기온, 지위고도, 상대 습도, 그리고 지/해면 기압 변수의 일평균값을 이용하였다.

해양 기후 모드 검증을 위해서는 Optimum interpolation SST version 2(OISSTv2; Reynolds et al. 2007)와 Global Precipitation Climatology Project(GPCP; Adler et al. 2003)의 강수량 관측자료가 사용되었다.

2.3 기후 변동모드 정의

2.3.1 해양모드 정의

태평양의 주요 SST 변동 모드인 ENSO는 Niño3.4($170^{\circ}\text{W}-120^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$) 지역에서 평균된 SST 편차로 정의하였으며, 적도 대서양에서의 SST 변동 모드인 AEM는 $30^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$, $3^{\circ}\text{S}-3^{\circ}\text{N}$ 지역에서 평균된 SST 편차로 정의하였다. 변동 모드들과 관련된 대기순환을 비교하기 위해서, 이들 지수들에 대한 대기 순환장(지면 바람장, 해면 기압 등) 회귀 분석과 상관 관계 분석을 수행하였다. 표 1에서 보여주는 것처럼, 과거 재현 자료 기간, 즉 1983년부터 2013년 사이에 엘니뇨/라니냐 이벤트들은 각각 9개씩 존재

하였는데, 이 이벤트들에 대한 합성 분석 역시 수행하였다. 여기서 엘니뇨/라니냐 이벤트 구분은 NOAA/CPC의 정의를 따라서 Oceanic Niño Index(ONI)가 5개월 연속으로 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 를 넘을 때로 정의하였다. 아울러 이들 이벤트들에 대하여 타입을 구분하였는데, 구분하는 방법론에 따라 결과가 달라질 수 있기 때문에(Yu et al. 2012, 2013), Yu et al. (2012)에서처럼 다수의 방법론에서 선택된 타입으로 최종 결정하였다. 라니냐는 이벤트 사이의 타입 구분이 모호하고 실제로 이러한 타입이 존재하는지에 대한 논쟁이 있으므로(Kug et al. 2009), 라니냐에 대해서는 타입을 구분하지 않았다.

표 1. 1983년에서 2013년동안 발생한 엘니뇨/라니냐 이벤트들에 대한 12-2월 평균 ONI 값들과 엘니뇨 타입(중앙태평양 타입(CP)와 동태평양 타입(EP))에 대한 정보

El Niño			La Niña	
발생년도	12-2월 ONI 평균($^{\circ}\text{C}$)	타입	발생년도	12-2월 ONI 평균($^{\circ}\text{C}$)
97/98	2.1	EP	88/89	-1.6
91/92	1.6	CP	99/00	-1.6
09/10	1.3	CP	98/99	-1.4
86/87	1.1	EP	07/08	-1.4
94/95	0.9	CP	10/11	-1.3
02/03	0.9	CP	84/85	-0.9
87/88	0.8	CP	95/96	-0.9
04/05	0.7	CP	00/01	-0.7
06/07	0.7	EP	11/12	-0.7

인도양의 주요 모드인 IOD는 Saji et al. (1999)의 Dipole Mode Index(이하 DMI)로 정의하였으며, DMI는 서인도양(50°E - 70°E , 10°S - 10°N)과 동인도양(90°E - 110°E , 10°S -Equator) SST 편차의 차이로 구해진다.

2.3.2 대기모드 정의

대서양과 북서태평양의 주요 대기모드인 NAO와 WP는 SCoPS 모형 내에서 (a) 각각의 시계열 지수, (b) 북반구 전체 대기 변동성으로부터 분리되는 공간 분포, 그리고 (c) 지정된 경도 영역 내에서 분리되는 공간분포 등으로 다양하게 정의될 수 있다.

대기모드의 시계열 지수는 관측 모드의 공간 패턴을 모형 500hPa 지위고도 편차에 투영하는 방법을 통해 얻어진다. NAO와 WP의 모형 지수 검증을 위해, 시계열 상관

계수(temporal correlation coefficient, 이하 TCC)와 평균 제곱 기술 스코어(mean square skill scores, 이하 MSSS)의 검증법을 적용하였다. MSSS는 연속적 결정론적 예보의 검증에 널리 쓰이는 스코어로서, $1 - \frac{(\text{예측된 평균 제곱 에러})}{(\text{기후학적인 평균 제곱 에러})}$ 형태의 수식으로 표현되며(Murphy 1988; Murphy and Epstein 1989; WMO 2006) MSSS 값이 클수록 검증하고자 하는 시스템의 성능이 좋다는 것을 의미한다.

SCoPS 모형 내에서 북반구 전체 주요 대기모드의 분리 특성은 대류권 중층 지위고도 편차 장(Z500)에 회전 주성분 분석법(Rotated principal component analysis, 이하 RPCA)(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>)을 적용하여 파악할 수 있다(Lee and Black 2013; Westby et al. 2013). 기후 모형의 비약적인 발전에도 불구하고, 현재의 모형은 실제 세상을 완벽하게 재현하지 못하고, 엄밀히 모형 안에서의 모드는 실제 세상에서의 모드와 다르다. 따라서, SCoPS 모형에서 회전 주성분 분석법으로 분리된 10개 모드들 중에서 관측 NAO(WP)와 공간 패턴이 가장 유사한 모드를 공간적 상관계수(Pattern Correlation Coefficient, 이하 PCC) 분석을 통해 구하고 이를 NAO(WP)-like로 정의하였다.

마지막으로, 통상적으로 알려진 NAO와 WP의 영역 내에서 경험 직교 함수(empirical orthogonal function, 이하 EOF) 방법론을 적용함으로써 NAO/WP를 정의할 수 있다(Fukuoka 1951; Hannachi et al. 2007; Lorenz 1956). 지정된 영역에서 정의된 NAO-like와 WP-like 공간 패턴 분석을 위해서 두 가지 계량 지표, PCC와 설명되는 변동량을 제시하였다. 단순함을 위해, 모형에서 정의되는 NAO-like와 WP-like 역시 NAO와 WP로 일괄 표시하겠다.

2.4 순압적/경압적 에너지 전환

평균 배경장으로부터 작고 짧은 스케일의 운동 성분들이 뽑아내는 에너지가 대기모드의 에너지 원천이라 할 수 있다. 모형에서 대기 배경장으로부터의 에너지가 전파되는 패턴을 관측과 비교하기 위해, 에너지 전환 분석을 수행하였다. 순압적 에너지 전환(Barotropic Energy Conversion, 이하 BTC)은 대기모드와 관련된 운동량속이 평균 운동에너지로부터 뽑아내는 에너지로 해석할 수 있으며, 수식은 아래 (1)과 같다(Simmons

et al. 1983). 경압적 에너지 전환(Baroclinic Energy Conversion, 이하 BCC)은 대기 모드와 관련된 열속이 평균 위치에너지로부터 뽑아내는 에너지로 해석할 수 있으며, 수식은 아래 (2)와 같다(Dole and Black 1990).

$$BTC \propto E_L \cdot \nabla \bar{U} \propto [\overline{v'v'} - \overline{u'u'}, -\overline{u'v'}] \cdot \nabla \bar{U} \quad (1)$$

$$BCC \propto -\overline{\vec{u}'T'} \cdot \nabla \bar{T} \propto -[\overline{u'T'}, \overline{v'T'}] \cdot \nabla \bar{T} \quad (2)$$

2.5 로렌츠 에너지 순환

이 연구에서 이용한 로렌츠 에너지 순환의 기본 개념은 Lorenz(1955)를 기본으로 하고 있으나, 약간의 변형을 한 Murakami(2011)의 유도를 사용하였다. 각각의 에너지 항과 전환 항은 격자 자료로부터 계산되므로, 이 연구에서 나타난 섭동항의 규모는 자료의 격자 크기에 따라 결정된다는 사실에 유의한다. 기본적으로, 대기의 에너지 및 변환 항은 다음의 건조 대기 방정식으로부터 유도할 수 있다.

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{\tan \varphi}{a} uv - fv = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + F_\lambda$$

$$\frac{Dv}{Dt} - \frac{\tan \varphi}{a} u^2 + fu = -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + F_\varphi$$

$$0 = -\frac{\partial \Phi}{\partial p} - \alpha$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} + U \cdot \nabla \right) \theta = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \theta = \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa \frac{Q}{C_p}$$

$$\nabla \cdot U = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

여기서 λ 와 ϕ , p , t 는 각각 경도와 위도, 기압, 시간을 의미하고, $U = (u, v, w)$ 는 3차원 바람, θ 는 상당 온위(= $(p_0/p)^\kappa T$), Φ 는 지위고도, α 는 비적, a 는 지구 반지름, f 는 코리올리힘, $F = (F_\lambda, F_\varphi, 0)$ 는 마찰, Q 는 비단열 가열, P_0 는 기준 기압(1,000hPa)을 의미하며, 다른 변수들은 일반적인 용례를 따른다. 즉, 대규모 순환에 대하여 정역학 평형과 비발산 가정을 하였다.

이로부터 시간평균한 에너지 항은 다음과 같이 정의된다.

$$P_M = \frac{C_p}{2} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma (\bar{\theta} - \langle \bar{\theta} \rangle)^2$$

$$P_E = \frac{C_p}{2} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma \overline{\theta'^2} = \frac{C_p}{2} \gamma \overline{T'^2}$$

$$K_M = \frac{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}{2}$$

$$K_E = \frac{\overline{u'^2} + \overline{v'^2}}{2}$$

여기서 $\langle X \rangle$ 는 등압면에서 전구 평균한 값을 나타내며 $\gamma = -\kappa/p(p_0/p)^\kappa (d\langle \bar{\theta} \rangle/dp)^{-1}$ 는 건조 대기의 정적 안정도를 의미한다. P와 K는 각각 가용 잠재 에너지와 운동 에너지를, 아래첨자 M과 E는 평균과 섭동 에너지를 의미한다. 즉, 가용 잠재 에너지는 주변과 온도 차이에 따른 함수이며, 상대적으로 따뜻한/차가운 공기는 대기의 흐름을 유도할 수 있다는 것을 의미한다. 또한, 강한 정역학 평형에 의해 운동 에너지는 수평류에 의해 결정되고 있다. 이로부터 따뜻한 공기가 상승하는 과정은 가용 잠재 에너지로부터 운동 에너지로 에너지가 전환되는 과정임을 유추할 수 있다.

구체적인 에너지 변환 항은 다음과 같이 표현되며, $C(A,B)$ 는 에너지가 A로부터 B의 형태로 변환되는 과정을 나타낸다.

$$C(P_M, K_M) = -\bar{\omega} \bar{\alpha} ; \quad C(P_E, K_E) = -\overline{\omega' \alpha'}$$

$$C(P_M, P_I) = C_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma (\bar{\theta} - \langle \bar{\theta} \rangle) \nabla \cdot (\bar{\theta}' \overline{U'})$$

$$C(P_E, P_I) = C_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma \overline{\theta' U'} \cdot \nabla (\bar{\theta} - \langle \bar{\theta} \rangle)$$

$$C(K_M, K_I) = \bar{u} \nabla \cdot \overline{u' U'} + \bar{v} \nabla \cdot \overline{v' U'} - \frac{\tan \varphi}{a} (\overline{u u' v'} - \overline{v u' u'})$$

$$C(K_E, K_I) = \overline{u' U'} \cdot \nabla \bar{u} + \overline{v' U'} \cdot \nabla \bar{v} + \frac{\tan \varphi}{a} (\overline{u u' v'} - \overline{v u' u'})$$

이로부터, 상대적으로 따뜻한/차가운 공기가 상승/하강하는 과정은 가용 잠재 에너지가 운동 에너지로 변환되는 과정이라는 것을 확인할 수 있다. 평균 에너지로부터 섭동

에너지로 변환되는 과정은 상호 작용 에너지(I)를 이용하여 분리하였다. 수식과 이에 관한 자세한 설명은 Murakami(2011) 및 Kim and Choi(2017)에서 상술하고 있다. 기타 경계항은 오차가 크고, 자료의 성질에 민감하며, 이 연구에서 구체적으로 다루지 않으므로, 그 유도 과정은 생략한다.

2.6 평균과 섭동의 정의

에너지 분배를 정의하기 위하여 평균 에너지는 월평균을 이용하여 추정하였고, 섭동 에너지는 월평균으로부터 떨어진 일편차를 이용하였다. 이는 대부분의 기존 연구(Marques et al. 2011; Marques et al. 2009; Oort 1983; Pan et al. 2017; Peixóto and Oort 1974)와 상이한 측면이 있으나, 결과는 평균의 정의에 크게 민감하지 않으며, 계절 예측 모형 분석에 유리한 Kim and Choi(2017)의 방식을 따른다. 이 방식은 계절 예측 모형 결과와 같이 정상성이 보장되지 않는 경우에 제약 조건 없이 적용이 가능하며, 월 규모보다 큰 변화를 감지하는 데 유리하다. 그러나 이 연구에서는 SCoPS의 적분 기간을 평균하여, 모형의 전체적인 특성을 파악하는 데 주력하였다.

3. RESEARCH RESULTS

3.1 주요 기후 변동 모드의 예측 성능 분석

적도 태평양에서 SST 변동성과 관련된 인도양과 대서양의 SST 변동성 경향을 보기 위해 표 1에 나와있는 엘니뇨와 라니냐 이벤트가 발생했던 해에 대하여 엘니뇨와 라니냐가 시작하는 봄철에서 이듬해 쇠퇴하는 봄까지 SST, 해면 기압장 편차에 대한 합성 분석을 수행 하였다(그림 1). 엘니뇨가 시작하는 봄철에 중앙 적도 태평양에서 양의 SST 편차가 나타나고, 시간이 지나면서 점점 그 양의 편차가 동쪽으로 확장해가며, 북반구 겨울철에 엘니뇨 관련 SST 편차가 최고치에 도달한다. 그리고 엘니뇨가 본격적으로 발달하는 8월부터 서태평양에서 강한 음의 SST 편차가 나타나며, 엘니뇨가 쇠퇴할 때까지 지속되었다. 이와 관련하여 인도양에서는 엘니뇨 최성기 이전 가을철에 양의 IOD SST 패턴이 보이고, 대서양에서는 전반적으로 음의 SST 편차가 발달하며, 여름철에 대서양 동쪽에 강한 양의 SST 편차가 나타난다(즉 양의 AEM). 엘니뇨 최성기 이후 봄철 이후 인도양에서는 전체적으로 양의 SST 편차(즉 양의 IOBW 모드)가 발달 한다. 세 개의 대양에서 발달하는 SST 편차와 함께 태평양에서는 저기압성 편차가 우세하고, 인도양과 대서양에서는 고기압성 편차가 우세하다. 관측에서 라니냐에 대해서는 대체적으로 엘니뇨 발달 패턴의 부호만 바뀐 양상으로 적도 태평양에서 SST와 해면 기압 편차 변동이 비슷한 특징을 보였다. 다만 대서양에서 양의 SST 편차가 엘니뇨 발달 때 보다 더 뚜렷하였다.

위와 같은 관측의 특징과 비교하여 전반적으로 SCoPS에서는 1개월과 3개월 예측선행시간에서 엘니뇨의 발달/쇠퇴 동안 적도 태평양에서 SST와 해면기압 변동 특징을 잘 모의하고 있음을 그림 1에서 확인 할 수 있다. 그러나 엘니뇨가 발달하는 동안 인도양과 대서양에서 SST 편차의 변동의 크기는 관측보다 작았으며, 대서양에서 해면 기압 크기가 관측보다 과소 모의 되었다. 특히 관측에서는 대서양 동쪽에서 엘니뇨/라니냐가 발달하는 여름철에 SST 편차가 최성기에 도달하지만, 예측 선행시간에 따라 그 최성기에 도달하는 시기가 다소 빨라지거나 느려졌다. 그리고 엘니뇨가 발달하는 동안 서태평양에서 음의 SST 편차는 SCoPS에서 잘 모의하지 못하였다.

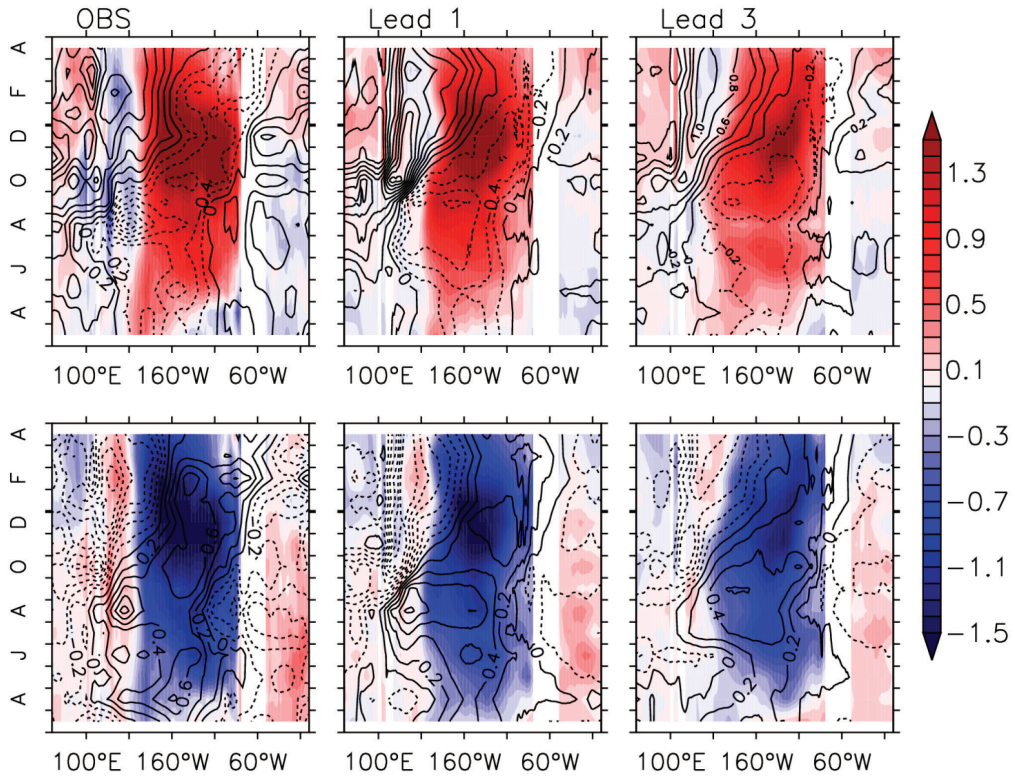


그림 1. (좌측) 관측과 SCoPS의 (중앙) 1개월과 (우측) 3개월 선행 시간 예측에서 적도를 따라서(5°S - 5°N 평균) SST와 해면 기압장의 엘니뇨(위)와 라니냐(아래)가 발달하는 해의 3월부터 이듬해 4월까지 변화.

그림 1에서 세 개의 대양에서 SST 변동성의 최성기에 관측과 모형이 차이가 존재할 가능성을 보여주었다. 좀더 자세히 알아보기 위해서 그림 2에서 보여주듯이 적도에서 발달하는 주요 변동들의 관측과 모형에서 3개월 선행시간까지 최성기 시점을 분석하였다. 여기서 변동 모드들의 최성기 시점은 각각 지수들의 월별 표준 편차를 계산함으로써 평가되었다. 전체적으로 관측에서 보이는 특정 계절에 변동성이 가장 큰 특징을 SCoPS에서도 재현하고 있다. 그러나 최성기에 이르는 정확한 시간에서 조금 차이가 있는데, 즉 SCoPS에서 1개월 혹은 2개월 정도의 차이가 존재하였다. ENSO의 1개월과 3개월 선행 시간 예측에서는 관측에서처럼 1월에 변동성이 가장 크지만, 2개월 선행시간 예측에서는 12월에 가장 크다. 인도양의 지배 변동 모드인 IOD는 관측에서 10월에 변동성이 가장 크지만, 모형에서는 선행시간 별로 그 최성기 시간이 달라진다. 즉 1개월 선행 시간에서 9월, 2개월에서 10월, 3개월 선행시간에 대하여 8월에 최성기에 이른다. 인도

양의 IOBW 모드 경우에는 관측에서 3월에 변동성이 가장 크지만 1개월과 3개월 선행 시간에서 1-2개월 늦게, 그리고 2개월 선행 시간에서 1개월 빨리 최성기에 이른다. 적도 대서양에서의 AEM의 변동성은 1개월 선행시간에서 관측과 같은 6월에 변동성이 가장 크지만, 2-3개월 선행시간 예측에서는 1개월 늦게(즉, 7월) 최성기에 도달하는 경향을 갖는다. SCoPS에서 각 변동 모드들의 최성기에서의 오류가 지역 기온, 강수 예측에 영향을 미칠 가능성이 있으므로 분석이 필요하다.

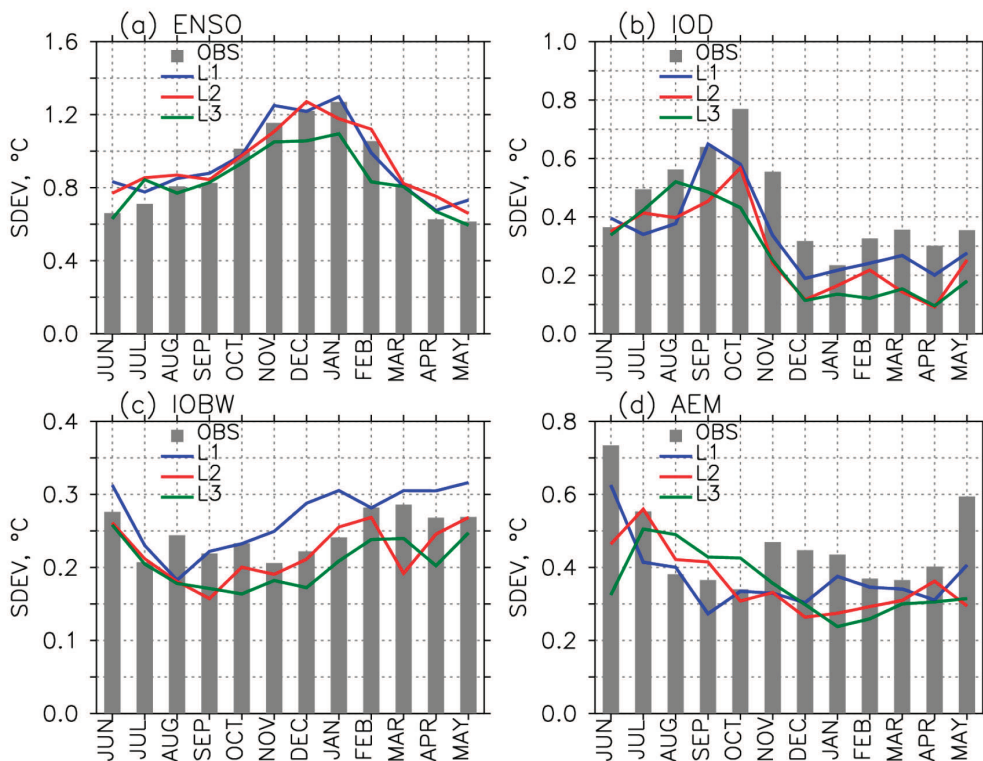


그림 2. 관측(회색 막대)과 SCoPS의 1개월(파란색), 2개월(빨간색), 3개월(녹색) 예측 선행시간에서 (a) ENSO, (b) IOD, (c) IOBW, (d) AEM 지수들의 표준편차의 계절적 변화. 쉬운 비교를 위해서 6월을 시작으로 하여 12개월이 표시됨.

그림 3은 관측과 선행시간 별 모형 예측장으로부터 얻어진 인도양 및 태평양의 SST에 대한 EOF 결과를 보인 것이며, Ha et al. (2017)의 Fig.1과 결과가 일치한다. 관측과 예측장 모두 인도양 SST EOF 제 1모드로 인도양 전역의 해수면 온도 상승을 보여주고 있으며, 태평양 SST의 EOF 제 1모드로는 관측과 예측장 모두 엘니뇨 패턴을 보이고

있다. 인도양 SST EOF의 제 1모드는 IOBW와 밀접한 관련이 있으며(Du et al. 2013), 동인도양의 양의 SST, 서인도양의 음의 SST 분포를 나타내는 제 2모드는 IOD와 밀접한 관련이 있다(Saji et al. 1999). 예측장의 경우, 선행 시간이 증가함에 따라 인도양 SST EOF 제 1모드의 기여도가 줄어드는 반면에 제 2모드의 기여도는 증가하는 특성을 보인다. 또한 선행시간이 증가함에 따라 제 1모드에서 Maritime Continent 남서쪽에 음의 bias가 나타난다. Du et al. (2013)의 다중모형합성 결과에서도 이와 유사한 특징이 나타나는데, 이는 수마트라 남쪽의 용승류를 과다 모의하는 것과 관련이 있다고 기술하고 있다.

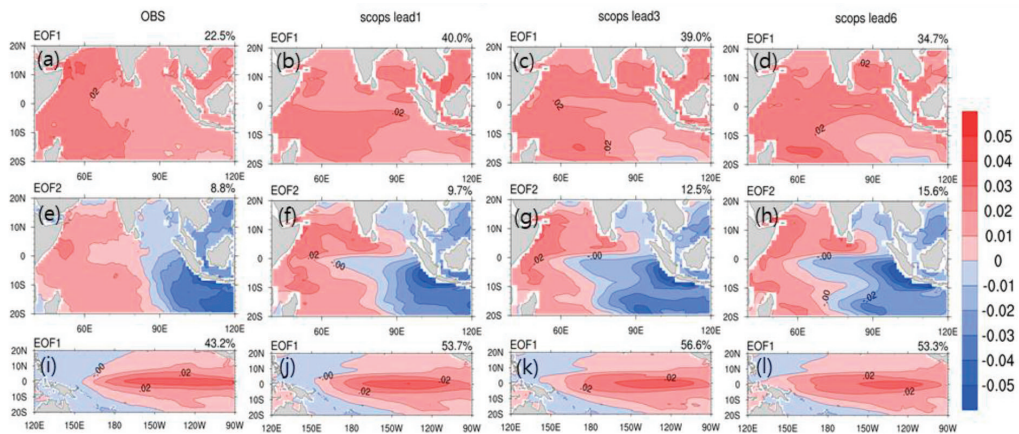


그림 3. 인도양 SST 편차 EOF의 제 1 모드(a-d), 제 2 모드(e-h). 태평양 SST EOF의 첫째 모드(i-l). 첫 번째 열은 관측 SST 편차, 두 번째부터 네번째 열은 각각 1개월, 3개월, 6개월 예측 선행시간을 나타냄. 전체 변동성 중 각 모드의 전체 변동성에 대한 기여도는 각 그림의 우측 상단에 표기되어 있음.

3.1.1 ENSO의 예측성

a. ENSO관련 SST 예측성

그림 4는 예측 target 월별로 ENSO 지수(즉, Niño3.4 지수)의 예측 선행 시간 증가에 따라 SCoPS의 예측성 변화를 보여준다. ENSO 지수는 6개월 예측 선행 시간에서 6월 Niño3.4 지수 예측을 제외하고 전 월, 전 선행시간에서 95% 유의한 TCC(=0.36)값을 보였다. 특히 겨울철 Niño3.4 예측에서 가장 높은 TCC 값을 보였고, 6개월 선행 시간에서도 0.7이상의 TCC를 보였다. 그런데 이전 연구에서 보고된 다른 계절 예측 모형

들에서도 보여주는 것처럼(Barnston et al. 2012), 봄철 관측 초기값에서 출발하는 혹은 예측 런이 봄철을 지나는 여름철 Niño3.4 지수 예측에서는 상당히 예측성이 감소하였다. 예를 들면 6월 Niño3.4 지수 예측에 대하여 전 예측 선행시간에서 다른 달 예측들에 비해서 TCC값이 상당히 낮았다. 즉 5월 초기값으로 시작한 1개월 예측 선행시간에서의 TCC는 0.76이었고, 5개월 선행시간(즉 1월 초기값)에서 0.49으로 감소하였다. 이러한 예측성 감소는 spring predictability barrier(Webster and Yang 1992; Duan and Wei 2013)문제와 관련되어있다. ENSO 예측에서 봄철 barrier 문제의 원인에 대하여 많은 연구들에서 다루어졌지만, 여전히 ENSO예측에서 해결되지 않는 문제이다.

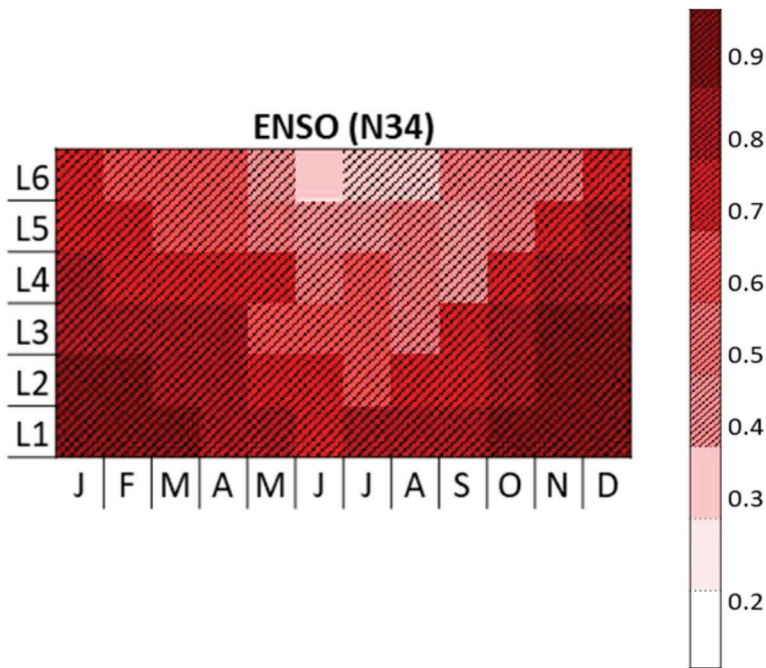


그림 4. Niño3.4 지수의 월별, 예측 선행 시간에 따라 예측성(TCC) 변화. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들은 빗금으로 표시됨.

지금까지는 ENSO 크기에 대한 예측성을 검증 하였는데, 서론에서 언급했듯이 적도 태평양에서 ENSO SST 변동성의 위치는 전 지구의 원격상관에 영향을 미치기 때문에 예측 모형에서 ENSO 패턴과 중심위치에 대한 예측성 검증 또한 중요하다. 먼저 과거 발생했던 엘니뇨/라니냐 이벤트 동안 적도 태평양에서 SST 편차의 동서분포에 대한 재

현성 분석을 수행하였다. 관측과 1개월과 3개월 선행시간에서 예측된 적도를 따라서 SST 편차 분포들에 대하여 상관계수를 계산하였다(그림 5). 그림 5에서 보여주듯이 Niño3.4 지수가 큰 즉 상대적으로 강한 엘니뇨/라니냐 이벤트들에 대하여 동서 SST 편차 분포를 관측과 가깝게 예측하고 있으며, 3개월 예측 선행 시간에서 예측에서도 관측과 가까운 패턴을 유지하고 있었다. 이에 반해 상대적으로 약한 이벤트들은 1개월 예측 선행시간에서조차도 SST 편차 동서분포를 잘 재현하지 못하는 이벤트들이 존재했으며, 3개월 선행시간에서 재현성이 감소하는 이벤트들이 증가하였다. 추후 연구에서 이들 오류들이 원격상관 오류들과 어떻게 연결되는지 분석하는 것이 ENSO가 발달하는 동안 지역 강수, 기온 예측 정보에 반영할 수 있기 때문에 의미가 있을 것으로 사료된다.

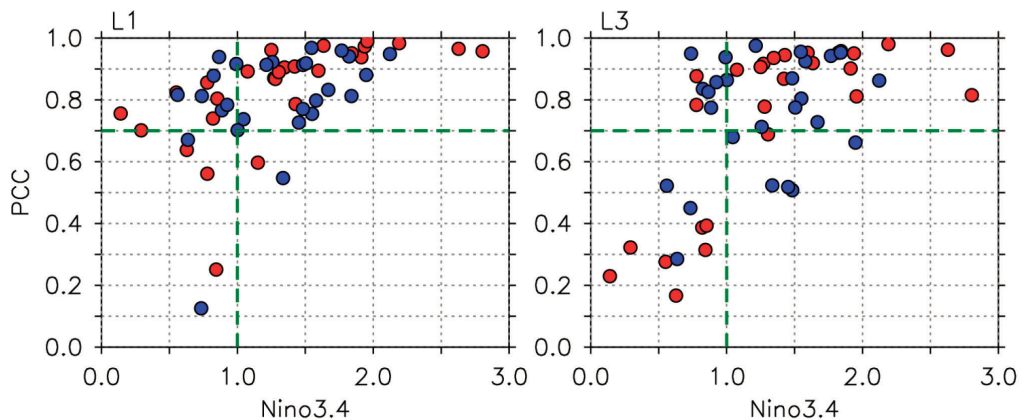


그림 5. 적도 태평양(120°E-90°W)에서 관측과 1개월(좌측), 3개월(우측) 선행시간에서 예측의 SST 편차 PCC와 Niño3.4 지수 강도와의 관계. 겨울철 즉 12월, 1월, 2월의 SST 편차에 대하여 PCC가 계산되었고, Niño3.4 지수는 관측에서 값을 사용하였다. 빨간색 원들은 엘니뇨 이벤트들을 파란색 원들은 라니냐 이벤트들을 나타냄

그림 6은 엘니뇨 SST 변동의 중심 위치가 시간에 따라 어떻게 변하는지 분석 하기 위해서 1983년에서 2013년까지 존재했던 엘니뇨 이벤트들에 대하여 중태평양 엘니뇨와 동태평양 엘니뇨 타입으로 구분(표 1)한 합성 분석이다.

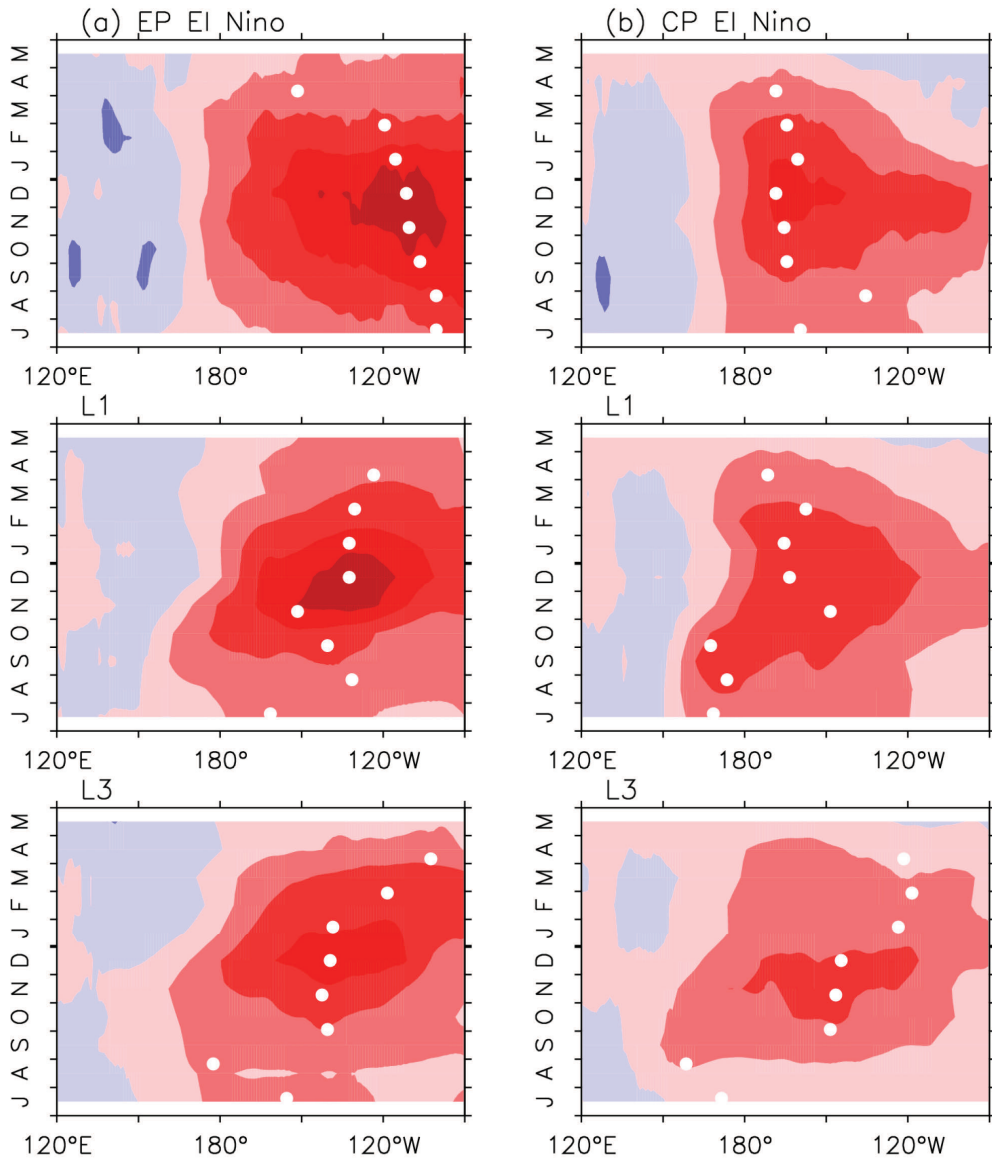


그림 6. 관측(위)과 1개월(중앙), 3개월(아래) 선형 시간 예측에서 동태평양 엘니뇨와 서태평양 엘니뇨 발달 해 7월부터 이듬해 3월까지 적도 태평양에서 SST편차의 시간 변화. 엘니뇨 SST 변동 중심 위치의 시간적 변화를 나타내기 위해서 SST 편차 최대값의 위치를 흰색점으로 표시함

먼저 관측에서 동태평양 엘니뇨가 발달 및 쇠퇴하는 동안 최대 SST 편차 위치는 120°W의 동쪽에 위치하며 시간에 따라 서쪽으로 전파하는 특징을 보였다. 이에 반해 중태평양 엘니뇨 타입의 최대 SST 편차는 주로 150°W 서쪽에 위치하며, 동태평양 엘니

노처럼 분명한 서쪽으로의 전파는 보이지 않았다. 모형에서는 동태평양 엘니뇨 타입과 중태평양 엘니뇨 타입 모두 최대 SST 편차 위치가 중앙 태평양에서 동쪽으로 전파하는 특징을 보였다. 특히 동태평양 엘니뇨 타입들은 관측보다 120°W 의 서쪽에 위치하였다. 중태평양 엘니뇨 타입 예측에 있어서, 3개월 예측 선행시간에서 관측과는 달리 최대 SST 편차가 150°W 동쪽에 위치하였다. 엘니뇨 타입 별 최대 SST 편차 위치에 대한 오류는 대기 반응에 대한 오류를 유발 할 것이므로 전체적인 원격 상관에도 영향을 미칠 것으로 예상되며, 결국 지역 기후 예측에 오류를 유발할 것으로 보인다. 타입별 SST 패턴 오류가 지역기후에 어떤 오류를 발생시키는지 추후 추가적인 분석들이 필요하며, 차년도 연구에서 수행될 예정이다.

b. ENSO와 대기 순환장

그림 7은 Niño3.4 지수와 회귀 분석을 통해서 얻어진 ENSO가 발달하는 10월부터 12월까지 해면기압과 바람장 편차 분포를 보여준다. 우선 관측에서는 엘니뇨 위상을 기준으로 분석을 하면, 엘니뇨가 발달하는 동안 인도-태평양 워플 지역에 고기압이 중앙/동 태평양에서 저기압 편차가 위치하며, 이 해면기압 편차 분포와 관계하여 인도양에서는 동풍 편차가 서/중앙 태평양에서는 서풍 편차가 발달한다. 바람장 편차 크기는 대기-해양 되먹임 기작에 의해서 엘니뇨가 발달하는 동안 증가한다. 엘니뇨가 발달하는 동안 9월에 북서태평양에 저기압 순환이 존재하고 일본 북동쪽으로 고기압성 순환이 존재한다. 시간이 지나면서 북서태평양의 저기압성 순환은 사라지고, 북서태평양의 필리핀 앞 바다에서 일본 동쪽으로 크게 확장하는 고기압성 순환이 발달하게 된다. 북서태평양의 고기압은 한반도를 포함한 동아시아의 가을 및 겨울철 기후에 영향을 미친다. 특히 11월부터 현저한 북서태평양에서 고기압성 순환의 서쪽 가장자리에서 발달하는 남서풍은 동아시아의 평년보다 온화하고 습한 가을 및 겨울 기후에 기여하게 된다. SCoPS는 대체적으로 엘니뇨와 관련된 대기 순환장에 대한 관측의 특징들을 잘 재현하고 있다. 그러나 동아시아 기후에 영향을 미치는 북서태평양의 해면 기압장의 위치에서 편이가 존재한다. 즉 관측보다 그 중심 위치가 북쪽으로 좀더 이동 되었거나 확장되어 있다. 이는 엘니뇨/라니냐가 발달하는 동안 동아시아의 기온 및 강수량 예측 정확도에 영향을 미칠 것으로 여겨진다. 9월에 북서 태평양의 저기압이 모형에서 좀더 북쪽으로 즉 일본 동쪽으로 위

치하며, 관측보다 과도 모의된 북풍의 영향으로 한반도에 건조 및 저온 경향을 갖게 할 가능성이 더 높아질 수 있다. 그리고 10월부터 12월에는 북서 태평양의 고기압이 관측보다 북쪽으로 즉 한반도 쪽으로 더 치우쳐 있어서, 이들 기간 동안 한반도의 기온 및 강수 예측에서 과도하게 양의 기온/강수를 예측할 가능성이 있다. 그러므로 엘니뇨/라니냐가 발달하는 동안 SCoPS의 계절 예측 정보들을 활용할 때 위와 같은 오류들을 반영해야 할 것으로 사료된다.

위에서 살펴본 엘니뇨/라니냐가 발달하는 동안 예측된 북서 태평양 해면 기압장에 대하여 일반적인 예측성능을 계산하기 위해서 1개월에서 6개월까지 선행시간 별로 북서 태평양($100^{\circ}\text{E}-180^{\circ}$, $0^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$) 지역에서 관측과 PCC를 계산 하였다(그림 8). 9월과 12월 ENSO 관련 기압장은 예측 선행시간이 증가함에 따라 PCC 값이 감소하는 경향이 있고, 10월, 11월 경우에 대하여 다소 증가하는 경향을 보였다. 대체적으로 ENSO가 발달하는 가을철 즉 9월과 10월에 관련된 대기패턴의 예측성에 비해 ENSO가 최성기에 이르는 11월, 12월에 대기패턴의 예측성이 상대적으로 낮은데, 이 같은 결과는 ENSO가 발달함에 따라 북서 태평양 고기압 위치에 대한 편이가 증가하는 것과 일치한다.

Wang et al(2000)에 따르면 북서태평양 고기압 순환의 발달은 북서 태평양에서 지역적으로 발달하는 음의 SST 편차와 중앙 적도 태평양에서 발달하는 양의 SST 편차와 관련된 북서 태평양에서 침강(subsidence)에 기인하는 억제 대류 가열(suppressed convective heating)에 대한 로스비 파동 반응과 관련되어 있으며, 지속적으로 SST와 고기압성 순환과의 열적 되먹임 과정에 의해서 그 고기압 순환이 강화되고 북동쪽으로 전파 될 수 있다고 밝혔다. 그러므로 ENSO가 발달하는 동안 북서태평양에서 음의 SST 편차 발달과 중앙 적도 태평양에서 동반하여 발달하는 침강 지역 그리고 열적 되먹임 과정등에 대한 오류분석들을 통해서, 북서 태평양에서 고기압성 순환 예측에 대한 오류의 원인을 일부분 밝힐 수 있을 것으로 사료된다. 추후 연구에서 다른 예측 모형들과 비교 분석을 포함하는 포괄적인 오류분석들이 수행 될 것이다.

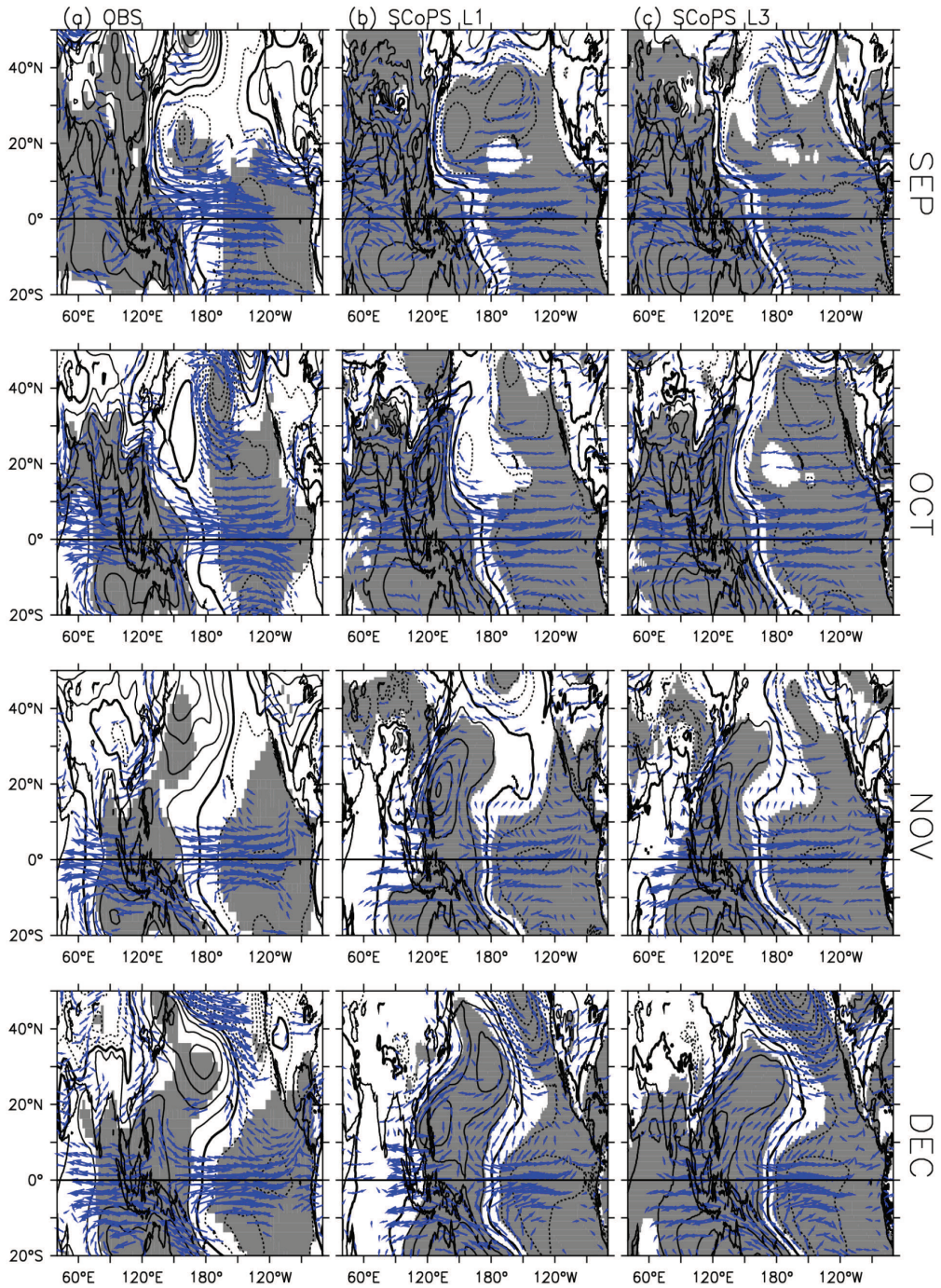


그림 7. 관측(좌측)과 1개월(중앙), 3개월(우측) 선형 시간 예측에서 엘니뇨/라니냐가 발달하는 9월부터 12월까지 Niño3.4 지수와 하층 바람과 해면 기압과 화귀 분포. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들만 하층 바람 벡터들로 표시 되었고, 해면기압은 회색영역으로 표시됨.

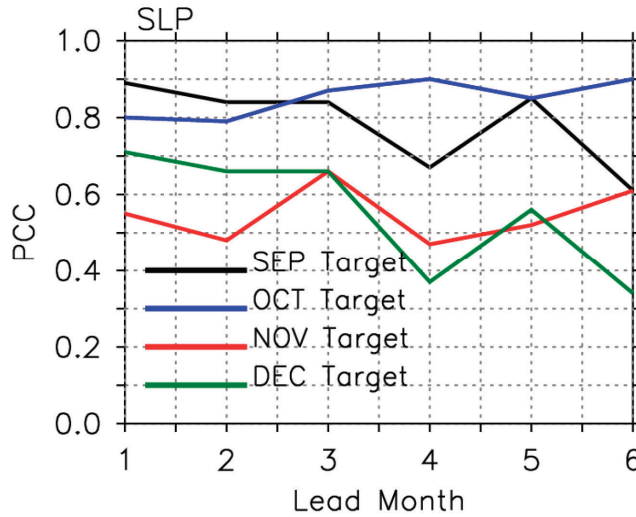


그림 8. 관측과 1개월에서 6개월 선행시간까지 예측된 북서 태평양(100°E-180°, 0°-40°N)에서 해면기압 편차의 PCC

3.2 열대 해양 모드

3.2.1 인도양, 태평양, 대서양에서 SST 변동 모드들의 관계

적도 태평양에서 SST 편차의 변동성과 인도양과 대서양에서 변동성들과의 관계를 보기 위해서 지연-선행 상관 계수를 계산하였다. 그림 9에서 보면, 이전 연구들에서 확인된 것처럼(예, Schott et al. 2009), 관측에서 4-5개월 정도 지연되어 IOBW와 ENSO 모드는 최대 상관계수를 보인다. 즉 엘니뇨(라니냐) 최성기 이후 봄철에 인도양 전반이 양의(음의) SST 편차가 나타난다는 의미이다. 이러한 관계를 SCoPS에서 한달 정도의 차이가 있지만 3개월 예측 시간까지도 잘 재현하고 있다. 그런데 ENSO에 대한 인도양의 SST 반응이 모형에서 과도 모의 되었다. 관측에서 최대 상관계수 값이 0.55이지만 모형에서는 0.69이었다. 인도양에서 IOD는 ENSO보다 1개월 선행에서 최대 상관계수를 보였다. 이는 ENSO 발달에 IOD가 기여함을 의미하며, 이러한 관측에서 관계를 SCoPS에서도 전 3개월 예측 선행시간까지 잘 재현되었다. 그런데 대서양에서 SST 변동성과의 관계에서는 SCoPS가 잘 재현 하지 못하였다. 즉 관측에서 AEM 지수는 4-5개월 선행에서 최대 상관계수가 -0.41인데 반해 모형에서는 4개월 지연에서 최대 상관계수(0.24)를 갖는다. 이는 관측에서 ENSO 발달에 대서양 SST 변동이 기여하지만, 모형에

서는 ENSO가 대서양 SST 편차 발달에 기여하는 것으로 모의되었다. 다음 섹션들에서 ENSO와 다른 대양에서 SST 변동성과의 관계에 대하여 더 자세하게 다루었다.

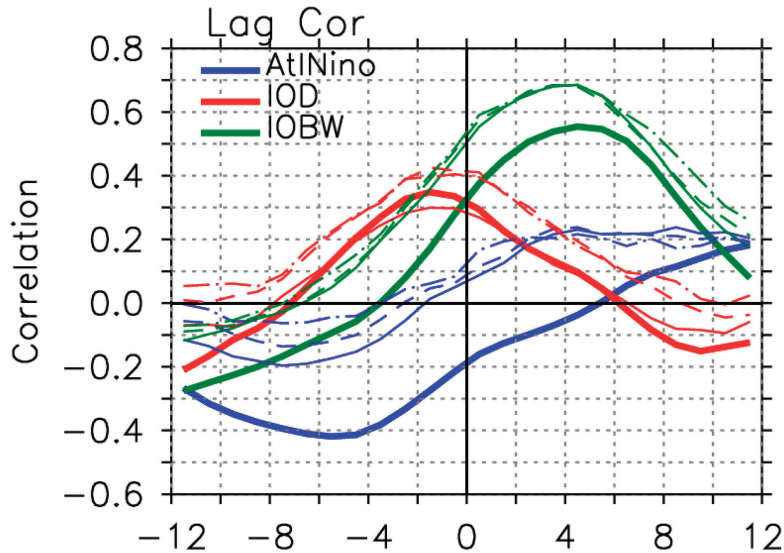


그림 9. ENSO 지수와 IOD(빨간색), IOBW(녹색), AEM(파란색) 지수들과 지연-선행 상관관계수 분포. 굵은 실선은 관측에서 결과를 의미하고, 얇은 실선은 1개월 예측선행시간, 파선은 2개월 예측 선행시간, 파선-점선은 3개월 예측 선행시간에서 결과를 의미함.

3.2.2 ENSO와 대서양 변동성

그림 10은 예측 target 월별로 AEM 지수의 예측 선행 시간 증가에 따라 SCoPS의 예측성 변화를 보여준다. 적도 대서양에서 SST 변동성에 대한 예측은 태평양과 인도양에서 SST 편차에 대한 예측성과 비교할 때 상당히 TCC가 작음을 보여준다. 최대 TCC 값은 11월 AEM 지수의 1개월 선행시간 예측에서 0.7이었다. ENSO 지수 예측처럼 겨울철 AEM 지수예측에서 TCC가 높았으며, 봄, 여름철(즉 4월-8월) AEM 지수 예측에서는 예측성이 거의 없었다. 강한 SST 변동성에 대한 예측성이 높은 것이 일반적이기 때문에, AEM의 최성기가 여름철(6-8월)인 것을 감안하면 놀라운 결과이다(그림 2 참조). 이는 한편으로는 대서양 SST변동성이 태평양에서의 변동성(즉 ENSO)에 대한 의존성이 클 가능성을 보여준다.

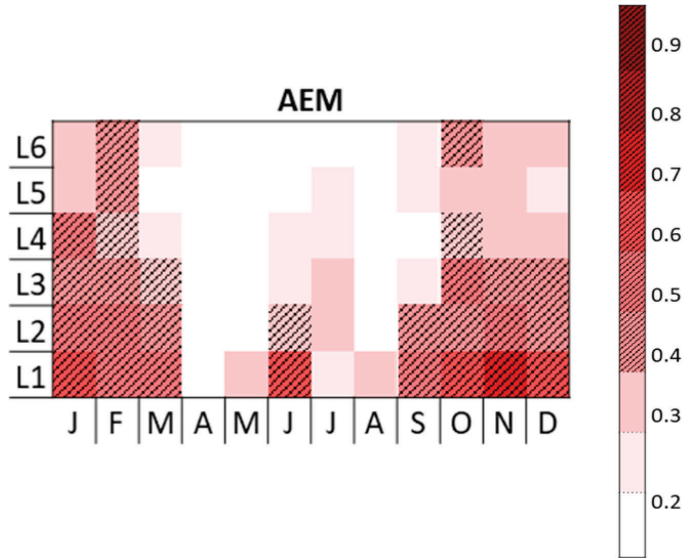


그림 10. AEM 지수의 월별, 선형 시간에 따라 예측성(TCC) 변화. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들은 빗금으로 표시됨.

관측에서 적도에서 대서양 SST 변동과 태평양에서의 ENSO와 관계를 더 자세히 살펴 보았다. 첫 번째로 관측에서 보여주는 관계 즉 AEM의 변동성이 태평양에서 ENSO 발달에 기여 할 수 있다는 관계를 보기 위해서, 두 변동성들의 최성기인 여름철(6월-8월) 평균 AEM 지수와 다음에 오는 겨울철(12월-2월) 평균 Niño3.4 지수와 상관관계를 계산 하였으며, 그 값은 통계적으로 상당히 유의한(95% 수준) -0.43 이었다(표 2와 그림 11). 그런데 관측에서 보이는 두 지수의 관계를 SCoPS는 전 예측선형 시간에서 거의 재현하지 못하였다. 여름철 AEM 지수에 대하여 모형의 예측성이 거의 없다는 것을 고려 했을 때 이는 당연한 결과이다.

한편 그림 11을 자세히 살펴보면, 두 지수의 관계가 라니냐일 때 선형 관계를 더 잘 만족하고 있다는 것을 알 수 있다. 실제로 라니냐와 엘니뇨 이벤트를 구분하여 상관계수를 구하면, 엘니뇨 일 때 두 지수의 상관 관계가 거의 없고(표 2에서 -0.05), 라니냐일 때 -0.56으로 전체를 고려할 때(-0.43)보다 상당히 증가하였다. 모형에서도 엘니뇨와 라니냐일 때를 구분하였을 때, 상관계수가 조금 증가하였다. 결국 모형이나 관측이나 대서양 SST 변동성이 태평양 SST 변동성에 대한 기여는 엘니뇨보다는 라니냐일 때 더 강하다는 것을 알 수 있다.

표 2. 관측과 SCoPS(1개월에서 3개월 예측 선행시간)에서 여름철(6월-8월) 평균 AEM 지수와 다음에 오는 겨울철(12월-2월) 평균 Niño3.4 지수의 상관관계. 전체 Niño3.4 지수, 엘니뇨와 라니냐 인 경우를 구분하여 계산함.

	관측	SCoPS		
		1개월	2개월	3개월
전체	-0.43	-0.11	-0.15	-0.05
엘니뇨	-0.05	0.19	0.04	0.04
라니냐	-0.56	-0.27	-0.32	-0.08

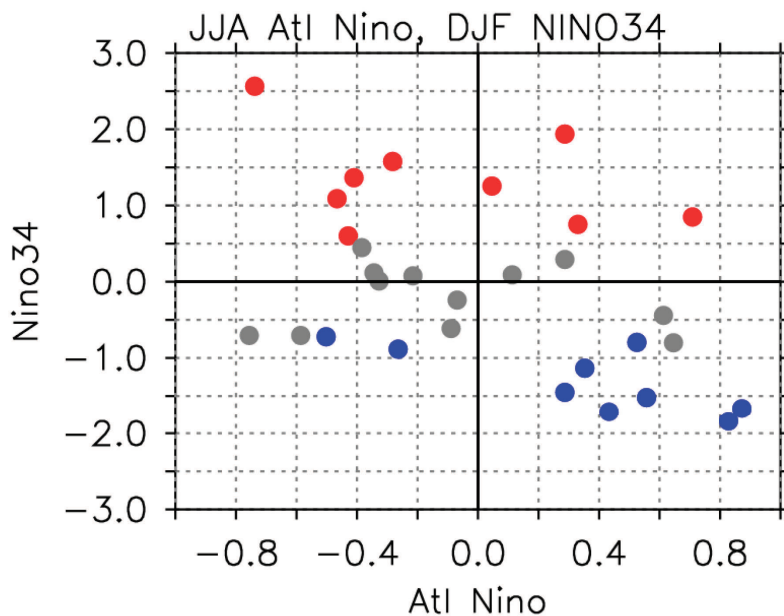


그림 11. 여름철 평균 AEM 지수와 겨울철 Niño3.4 지수와의 산포도. 표 1에서 정의된 엘니뇨/라니냐 이벤트들은 각각 빨간 점 및 파란 점으로 표시함.

위와 같은 결과는 ENSO 발달 전조로써 SCoPS의 AEM 예측 자료를 활용할 때 주의를 요함을 보여주었다. SCoPS에서 AEM이 ENSO 발달에 기여를 못하는 것에 대한 이유를 밝히기 위해서, 대서양에서의 변동성이 태평양의 SST 변동성에 영향을 미치는 것과 관련된 대기 순환장을 살펴 보는 것이 필요하다. 이를 위해서 선행 여름철(6월-8월) AEM 지수와 다음에 따라오는 9월부터 12월까지 태평양 대서양에서 바람장과 SST와의 회귀 관계를 분석하였다(그림 12). 관측에서 대서양에서 여름철 AEM 발달 이후 9월에 열대 서태평양에서는 동풍이 강화되고 95% 통계적으로 유의한 음의 SST 편차가 발달한다. 서태평양에서 동풍 편차와 음의 SST 편차는 북반구 겨울철에 다가갈수록 대기-해양

되먹임 기작에 의해서 점점 더 강화되고, 서태평양에서 동풍 편차는 용승 캘빈파를 발생시키고, 이 파동이 동쪽으로 전파하여 중/동 태평양에서 음의 SST 편차 발달에 기여하게 된다. 결국 겨울철 라니냐 발달에 대서양 SST 변동이 영향을 미치는 것을 관측에서 보여준다. SCoPS에서는 1개월의 지연이 있지만 관측에서 보이는 것처럼 10월에 서태평양에서 음의 SST 편차와 동풍 편차가 잘 재현되고 있음을 확인 할 수 있다. 하지만, 관측에서 나타나지 않는 동태평양에서 서풍 편차와 양의 SST 편차가 모형에서 대서양 AEM이 발달한 후 나타난다. 그리고 관측보다는 과도 모의 하고 있지만, 10월과 11월에 멕시코 해변에서 적도까지 남서쪽으로 확장하는 북동풍을 잘 재현하고 있다. 그러나 10월에 서태평양에서 발달한 음의 SST 편차와 동풍 편차는 더 이상 동쪽으로 확장/발달하지 못하고, 겨울철 라니냐의 발달에 기여하지 못하였다.

위와 같은 오류의 원인들 중 한 가지는 11월에 북동태평양에서 북동풍이 적도를 가로질러 남미 쪽으로 회전하는 형태가 되어, 동쪽에서 서쪽으로의 따뜻한 물의 이류를 유발하여 동적도의 SST가 뜨거워지는 경향을 갖게 하며, 이는 서쪽에서 발달한 음의 SST 편차가 동쪽으로는 확장을 막아서 라니냐 발달을 억제하는 것으로 사료된다. 또 가능한 한가지는 중앙 태평양에서 대기-해양 되먹임이 관측보다 약하기 때문에 그 음의 SST 편차가 발달을 못한 것으로 생각되나, 추후 분석이 더 필요하다.

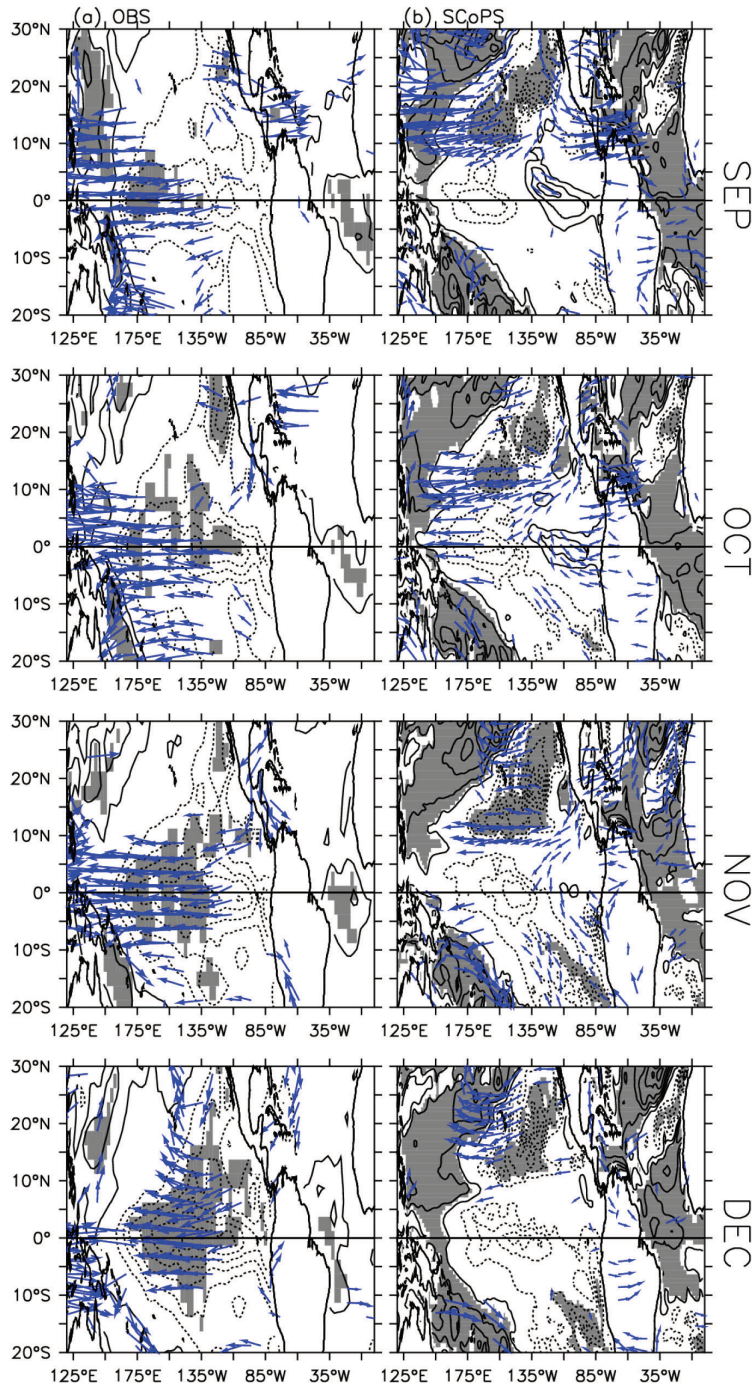


그림 12. 관측(좌측)과 1개월(우측) 선행 시간 예측에서 선행 여름철(6월-8월) AEM 지수와 다음에 따라오는 9월부터 12월까지 태평양 대서양에서 바람장과 SST와의 회귀 관계. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들만 하층 바람 벡터들로 표시 되었고, SST는 회색영역으로 표시함

지금까지 대서양 변동성이 태평양 SST 발달에 주는 영향에 대한 SCoPS의 모의가 적절하지 못함을 보였다. 이와 반대로 서론에서 언급하였듯이 태평양 SST 변동성이 대서양 SST 변동성에 영향을 미칠 수 있다는 과거 연구 결과들이 있고, 관련된 SCoPS에서 오류들을 ENSO가 발달할 때, 대서양 SST의 영향을 받는 대서양 주변 국가의 기온/강수 예측에 반영하는 것이 필요하다. 그림 13은 선행 겨울철 Niño3.4 지수에 대한 1월에서 4월까지 SST와 바람장 편차들의 회귀 분포를 보여준다. 관측에서 보면(그림 13a) 이전 연구들에서도 보여주었듯이, 북 대서양의 SST는 엘니뇨 발달과 함께 북반구 중위도를 통하여 대기 파열 형태로 전파하여 영향을 받을 수 있다(Sutton et al. 2000). 1월에 북대서양에 남서풍 편차가 나타나고, 2월에는 그 강도가 강해진다. 이와 더불어 2월에 북대서양에 양의 SST 편차가 발달하기 시작하고, 계속해서 증가하였다. 북대서양의 남서풍의 발달은 엘니뇨와 관련된 원격상관과 관계가 있다. 엘니뇨 원격상관 패턴은 그림 13에서 일부 보여주는 것처럼 알류산과 북미 남동쪽에 저기압이 발달하게 되는데, 북대서양의 남서풍은 북미 남동쪽 저기압발달과 관련이 있다. 이 남서풍의 발달로 WES(Wind-Evaporation-SST) 되먹임 기작에 의해서 양의 SST 편차가 발달하게 된다. 즉, 북대서양에서 주풍은 북동풍으로서 남서풍의 발달은 바람속도의 감소를 의미하며, 결국 대기로의 증발이 감소하게 되어 양의 SST 편차가 증가하게 된다.

위와 같은 관측에서의 특징을 SCoPS에서 잘 재현하고 있음을 그림 13b에서 확인 할 수 있다. 하지만, 전체적으로 과도모의 되고 있고, 북대서양에서 남서풍이 관측보다 북쪽으로 치우쳐 있다. 그런 오류에도 불구하고, 태평양 SST 편차의 대서양 SST 편차 발달의 기여는 관측처럼 모형에서 잘 재현하고 있는 것처럼 보인다. 이러한 결과는 ENSO가 발달하고 쇠퇴하는 시기인 북반구 가을부터 겨울까지 대서양 AEM 지수에 대하여서만 SCoPS에서 예측성이 존재하는 한 가지 이유인 듯 하다(그림 10).

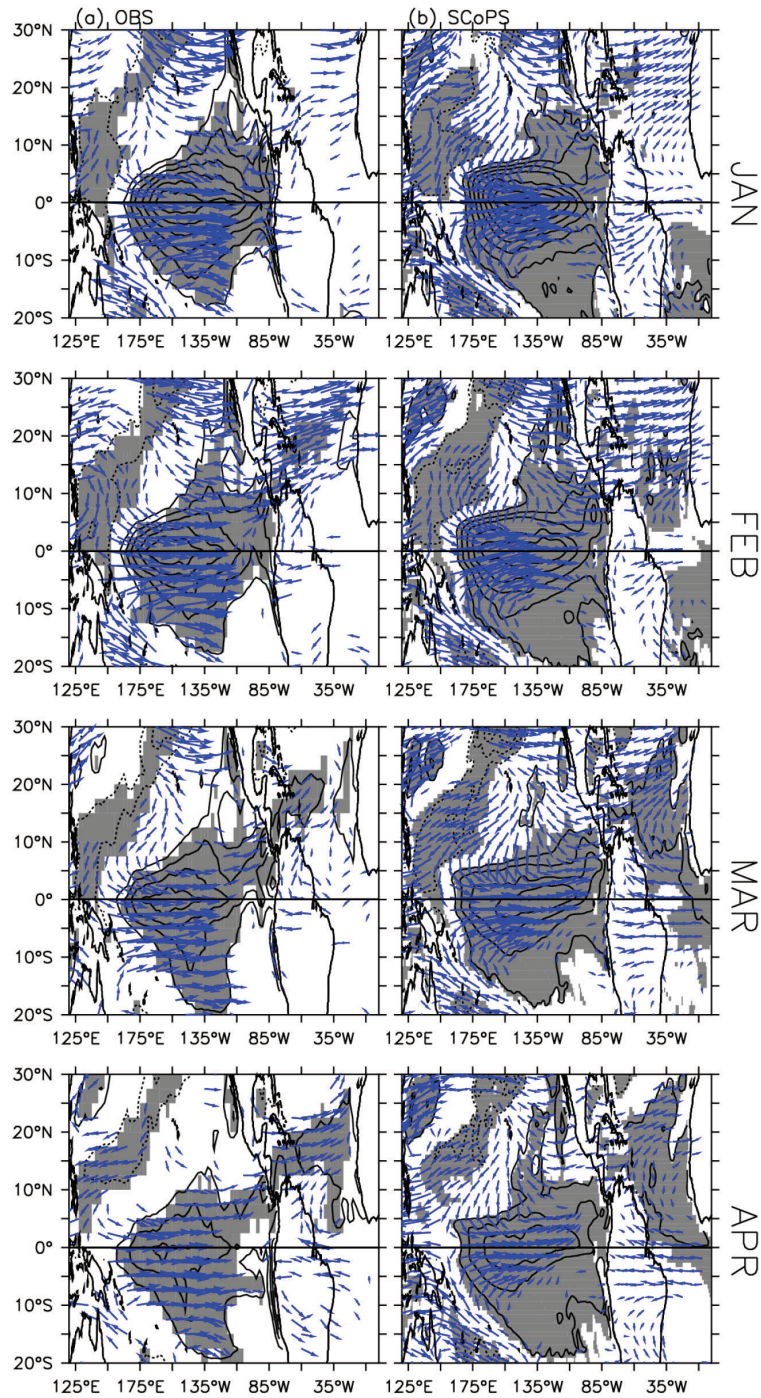


그림 13. 관측(좌측)과 1개월(우측) 선행 시간 예측에서 선행 여름철(12월 2월) Niño3.4 지수와 다음에 따라오는 1월부터 4월까지 태평양 대서양에서 바람장과 SST와의 회귀 관계. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들만 하층 바람 벡터들로 표시 되었고, SST는 회색영역으로 표시함.

3.2.3 ENSO에 의한 인도양 전역의 해수면 온도 상승

그림 14는 20°S-20°N, 40°-100°E에 해당하는 영역 평균된 인도양 SST 월별 예측을 선행시간에 따라 관측과 비교하여 상관계수를 나타낸 것이다. 대부분의 예측 결과가 통계적으로 유의한 좋은 예측 스킬을 보여주고 있으나, 8월부터 11월에 시작하여 5개월 선행된 예측 결과는 예측 스킬이 떨어지는 것으로 보인다.

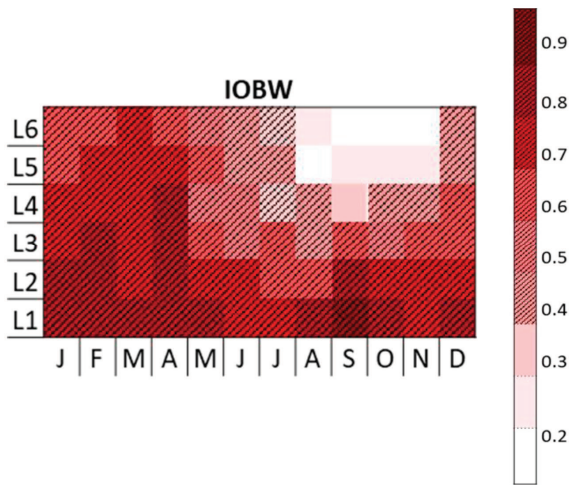


그림 14. 월별 선행시간에 따른 인도양 SST 예측 스킬(20°S-20°N, 40°-100°E). 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들은 빗금으로 표시됨

이전 그림 9에서 보여주는 것처럼 엘니뇨 때문에 인도양 전역 SST의 상승을 유발할 수 있는데 이러한 상승은 대기 반응을 통해 북서태평양의 고기압성 순환을 유발하고, 이는 동아시아 여름 몬순에까지 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Wang et al 2003). 그림 15는 그림 1에서 보여주었던 엘니뇨해와 그 이듬해 SST 합성장 분포를 태평양과 인도양 적도지역 만을 자세하게 보여준다. 관측에서 볼 수 있듯이(그림 15(a)) 동태평양의 SST가 엘니뇨해 겨울철 최대값을 나타내고 그 이듬해 봄 인도양을 중심으로 SST의 상승이 최대로 발생하여 가을까지 지속된다. 이러한 과정이 SCoPS 예측장에서도 잘 모의되는 것을 확인할 수 있다(그림 15 (b-d)). 다만 예측 선행 시간이 증가함에 따라 엘니뇨의 강도가 약하게 예측되고 있는데 이로 인해 인도양 SST 상승폭도 작은 것으로 보인다(그림 15(d)).

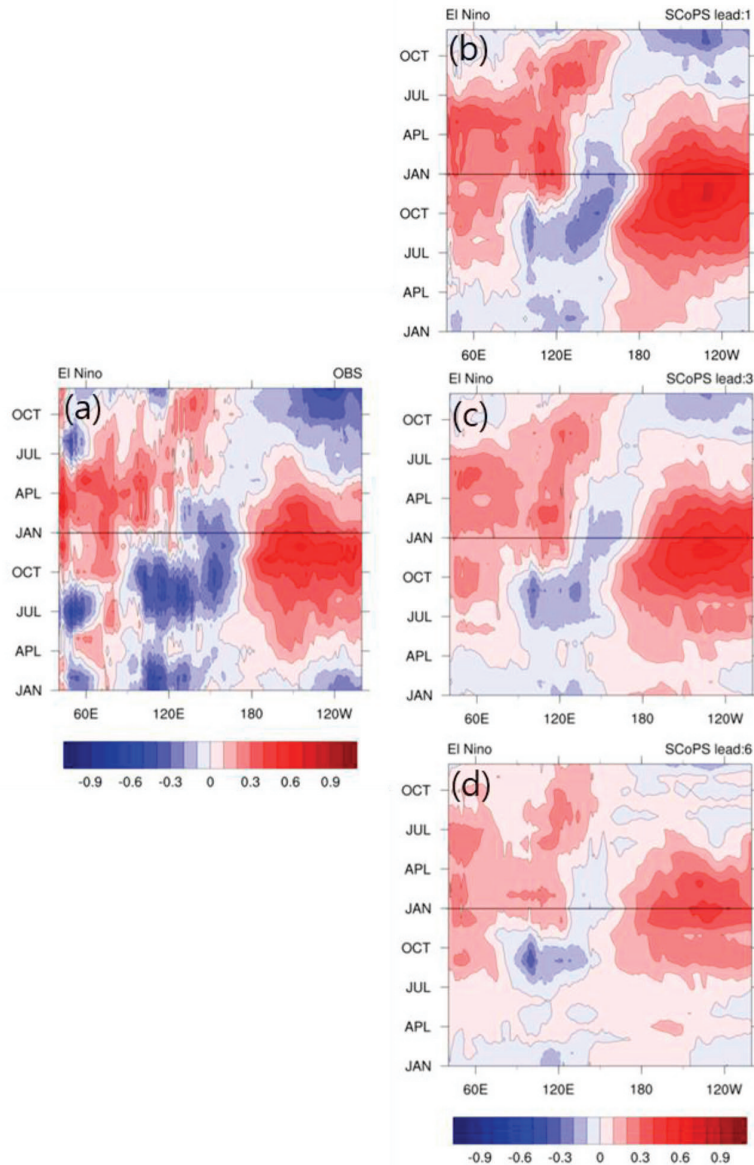


그림 15. 20°S-20°N 평균된 SST 편차의 엘니뇨해와 엘니뇨 이듬해 합성장(a) 관측, (c-d) 예측장 1,3,6개월 선형). 시간축은 아래에서 위로 증가

Du et al. (2013)은 IOBW와 관련한 CMIP5 모형 평가에서 봄철 인도양의 적도지방을 가로지르는 비대칭적 대기순환이 IOB 발달에 중요한 역할을 한다고 언급하고 있다. 북부 인도양의 북동풍은 초봄의 겨울 몬순을 강화시켜 해수면 온도를 하강시킨다. 남서풍이 주를 이루는 여름 몬순이 발달하게 되면 이른 봄에 우세하였던 이 북동풍이 여름

계절풍인 남서풍과 맞닥뜨리게 된다. 이로 인해 증발이 약화되면서 인도양 북부와 남중국해의 수온이 상승하게 된다. 비록 예측 선행시간이 증가함에 따라 강도가 감소하기는 하지만, 이러한 관측에서 C-모양의 바람 패턴이 SCoPS의 예측장에서도 잘 모의되고 있다(그림 16).

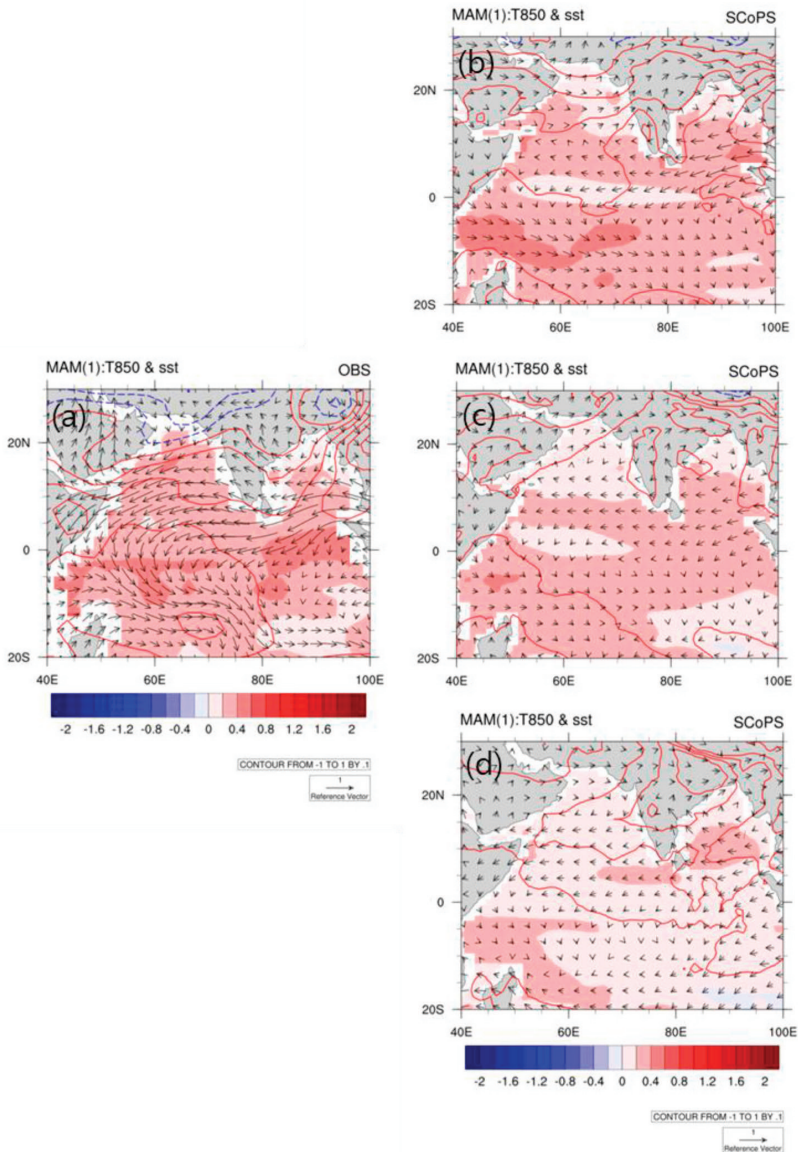


그림 16. 엘니뇨 이듬해 봄(MAM) SST(채색), 850hPa 바람(벡터) 및 기온 합성장(등치선) ((a) 관측, (c-d) 1,3,6개월 선행시간에서 예측장

인도양의 SST 증가는 켈빈파를 통해 북서태평양에 영향을 미친다(Xie et al. 2009). 이는 엘니뇨 이듬해 여름철에 북서태평양에 고기압성 하층 대기 순환을 유도하게 된다. 그림 17(a)는 이렇게 유도된 여름철 북서태평양의 고기압성 순환을 나타내고 (b)는 이와 관련된 강수를 나타낸다. 남서-북동 방향으로 기울어진 북서태평양 하층 고기압성 순환의 서쪽 가장자리에서 발달하는 남서풍을 통해 동아시아 지역으로 다량의 수증기가 유입되면서 많은 강수가 발생한다.

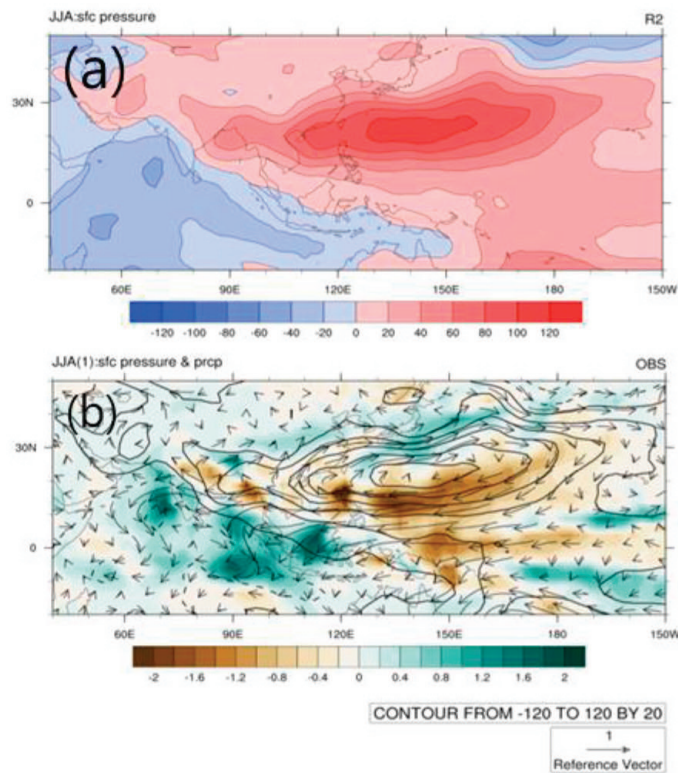


그림 17. 엘니뇨 이듬해 여름(JJA) (a) 해면기압, (b) 강수량(채색), 850hPa 바람(벡터) 합성장(관측). (a)의 해면기압이 (b)에 등치선으로 중첩되어 있음

SCoPS에도 엘니뇨 이듬해 여름철에 북서태평양 하층 대기의 고기압성 순환과 이로 인한 강수 패턴이 잘 모의되는 경향을 보이고 있지만 예측 선행 시간이 증가함에 따라 남서-북동방향으로 기울어진 고기압성 순환이 점차 수평을 보이며 동아시아로 유입되는 강수량이 줄어드는 것을 확인할 수 있다(그림 18).

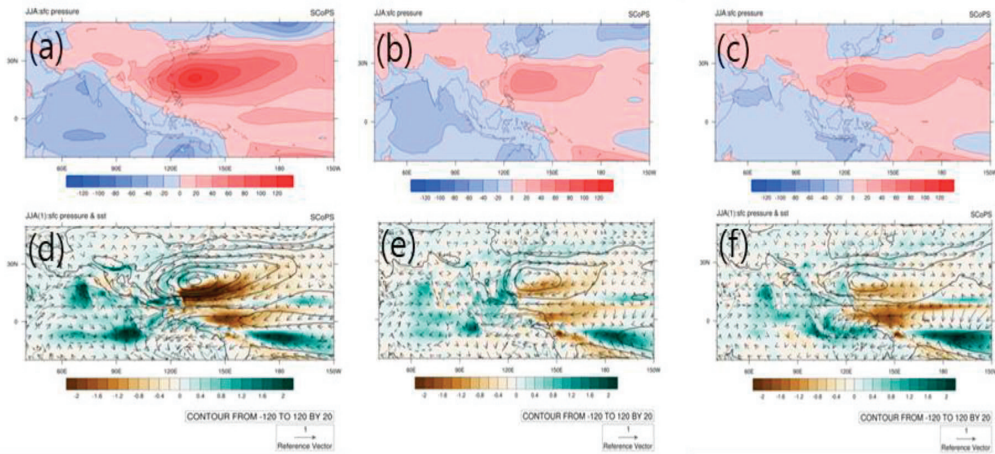


그림 18. 그림 17과 같으나 모형 예측장(a-c: 1,3,5개월 선형)

그림 19는 그림 18의 하단과 비교하였을 때, 엘니뇨 이듬해 여름철의 강수량 대신 SST 편차 합성장을 추가로 보인 것이다. Chowdary et al. (2011)은 모형 실험을 통해 엘니뇨에 의해 이듬 해 여름철까지 지속되는 인도양 해수면 온도의 상승이 북서태평양 하층 대기의 고기압성 순환 발생에 중요한 역할을 함을 밝혔다. 그림 19 좌측의 관측과 비교했을 때 우측의 예측 선행시간에 따른 SST 편차에 차이가 존재하는 것을 확인할 수 있다. 아라비아 해를 포함한 인도양 북부 SST가 예측선행시간의 증가에 따라 감소하는 경향을 보이는데, 이는 그림 16에서 보인 것과 같이 봄철 C-자 모양의 대기 순환 패턴의 강도와 관련이 있을 것으로 추측된다.

한편, Wang et al. (2000)은 북서태평양 고기압의 남동쪽의 음의 SST 편차가 이 지역의 대류활동을 억제시킴에 따라 나타나는 로스비 파동에 북서태평양 고기압이 유지된다고 주장하였다. 예측선행 시간이 증가함에 따라 북서태평양 고기압 남동쪽에 SST 음의 편차가 점차 감소하는 것을 확인할 수 있는데, 이러한 점이 3, 6개월 선행 예측에서 북서태평양 고기압성 순환의 약화와 남서-북동방향의 기울기를 감소시키는 것과 관련이 있는지는 추후 더 자세한 연구가 필요하다.

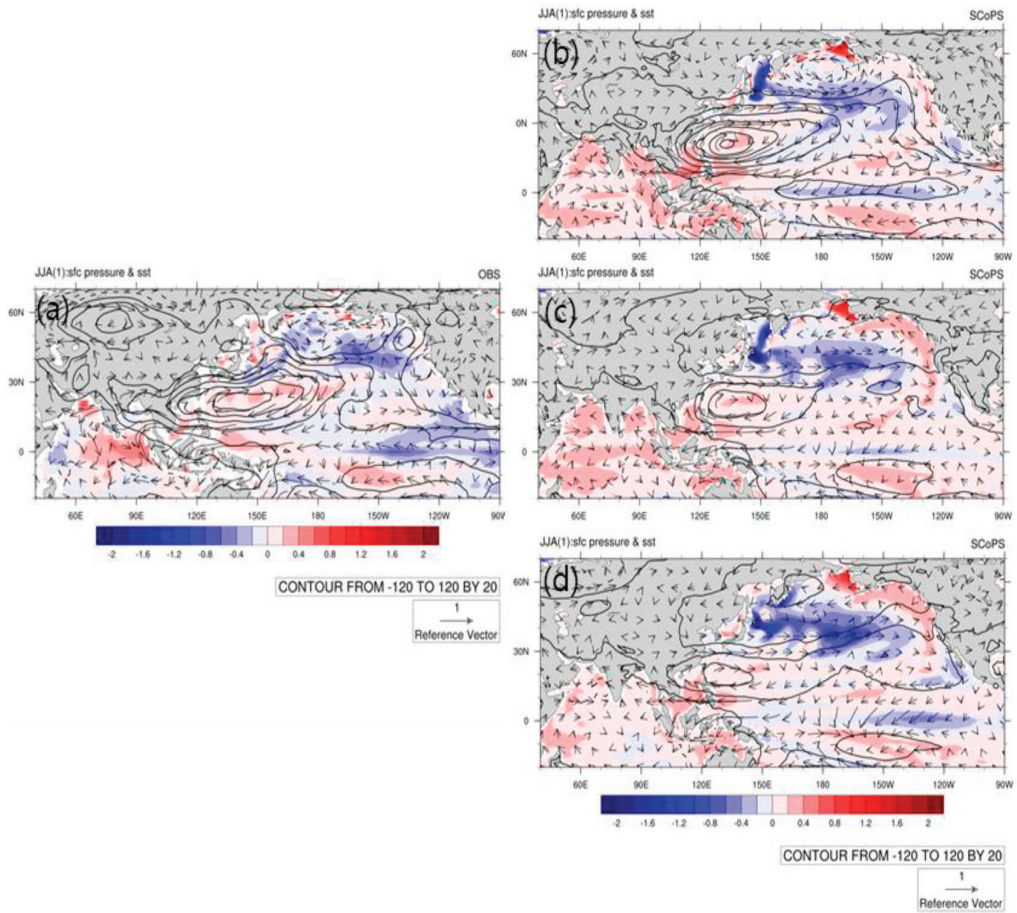


그림 19. 엘니뇨 해 및 이듬해 여름(JJA) 해면기압(등차선), 해수면 온도(채색), 850hPa 바람(벡터) 합성장(a:관측, b-d: SCoPS 1,3,6개월 예측).

3.2.4 IOD의 예측성

SCoPS의 IOD 예측 성능은 ENSO에 비해 떨어지지만 기존 CCSM3보다는 개선된 것을 그림 20을 통해 확인할 수 있다. 그림 21의 월별 예측 스킬을 살펴보았을 때, IOD가 발달하기 시작하는 여름철부터 그 예측 성능이 좋아지는 것을 보인다.

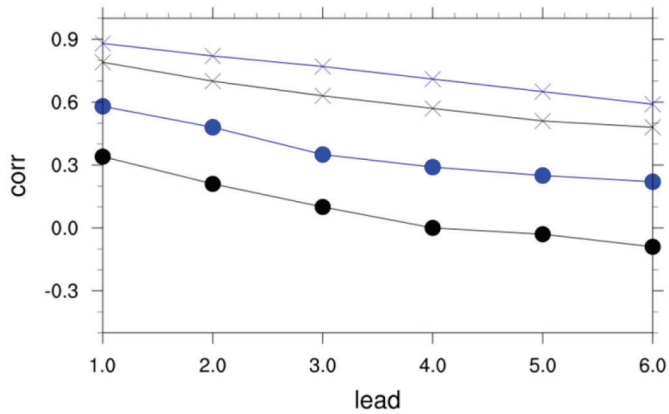


그림 20. 예측 선행시간에 따른 Niño 지수(x마크)와 DMI(동그라미 마크)의 관측과의 상관계수. 검정색은 CCSM3, 파랑색은 SCoPS

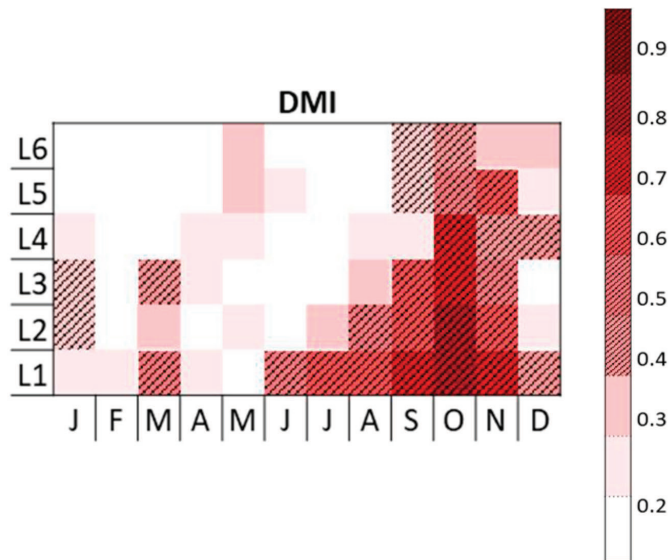


그림 21. 월별 선행시간에 따른 DMI 예측 스킬. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들은 빗금으로 표시됨

엘니뇨와 IOD는 전지구 기후의 경년변동성을 결정짓는 중요한 요인들이다. 이 둘은 각자 독립적인 발생과정을 가지고 있기는 하나, 이전 그림 9에서 IOD가 ENSO 발달에 선행하여 발생하는 경향이 있는 것으로 나타났다.. 더욱이 Luo et al. (2010)은 강한 IOD 시기 동인도양의 강한 냉각은 대류성 비단열 가열 편차를 유발하여 열대 대기 워커 순환을 변화 시키고 더 나아가 ENSO 발달에도 영향을 줄 수 있다고 기술하고 있다. 좀더 ENSO와 IOD가 서로 상호작용할 수 있는 가능성을 살펴보기 위해서 IOD와 ENSO의 최성기 시점에 대한 지수 값들을 비교하였다. 그림 22(a)에서 빨간색 막대 그래프는 SON 평균된 DMI이고 검정 실선은 DJF 평균된 Niño 3.4 지수를 나타낸다. 붉은 색 점은 엘니뇨 해를, 푸른색 점은 라니냐 해를 나타내는데 강한 엘니뇨(라니냐) 시기에 양(음)의 IOD가 발생하는 경향을 보이며 두 지수간의 상관계수는 약 0.57이다.

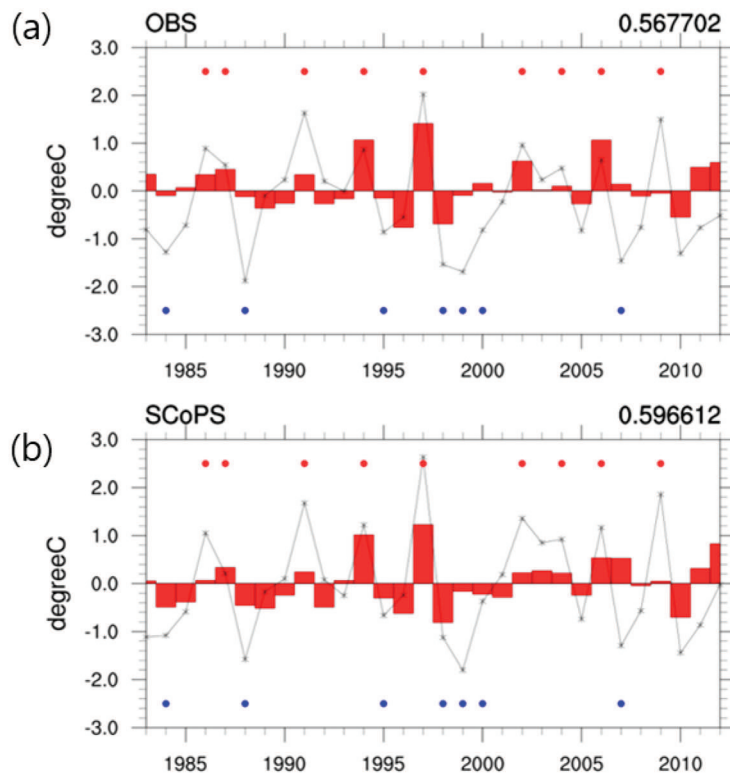


그림 22. SON DMI(빨간색 막대 그래프), DJF Niño3.4 지수(검정색 실선). (a)는 관측, (b)는 1-개월 선행 예측. 우측 상단은 두 시계열의 상관계수. 각 그림의 빨간색 점과 파란색 점은 각각 엘니뇨 해와 라니냐 해를 가리킴

SCoPS에서도 이러한 관계가 잘 예측되고 있는데 그림 22의 (b)는 1개월 예측결과를 나타내며 관측과 마찬가지로 이 두 지수간의 상관관계는 매우 높다. 아래 표 3은 IOD와 ENSO의 관계의 재현성을 예측 선행시간에 따른 두 지수의 상관계수를 나타낸 것인데, SCoPS의 경우 예측선행시간이 길어진다 하더라도 DMI와 Niño 지수의 밀접한 상관성이 유지되는데 반하여, CCSM3는 예측선행시간의 증가와 함께 그 상관성이 감소하는 것을 확인할 수 있다.

표 3. 선행시간에 따른 Niño 3.4 지수(DJF)와 DMI(SON) 상관계수

	1개월	2개월	3개월	4개월	5개월	6개월
SCoPS	0.6	0.64	0.68	0.65	0.53	0.58
CCSM3	0.31	0.18	0.05	0.00	-0.14	-0.23

그림 23은 관측 SON DMI에 회귀된 SON의 관측 SST와 850hPa 바람 편차를 나타낸다. 인도양 서쪽에는 SST의 양의 편차가, 동쪽에는 SST의 음의 편차가 존재하는 전형적인 양의 IOD 패턴을 보여주고 있다. 그림 23에서와 같이 양의 IOD 위상 시 나타나는 적도지방의 하층 동풍은 IOD 성장에 매우 중요한 역할을 하는 것으로 알려져 있다. 이 시기 DMI와 인도양의 적도 지방을 중심으로 평균된 850hPa 동서방향 바람과의 상관계수는 -0.78로 매우 높다. 이 동풍은 수마트라 섬 인근에 용승류를 유발시키며 수온약층을 얇게 만들어, 동쪽에 음의 SST 편차를 발달 시킨다(Meyers et al. 2007).

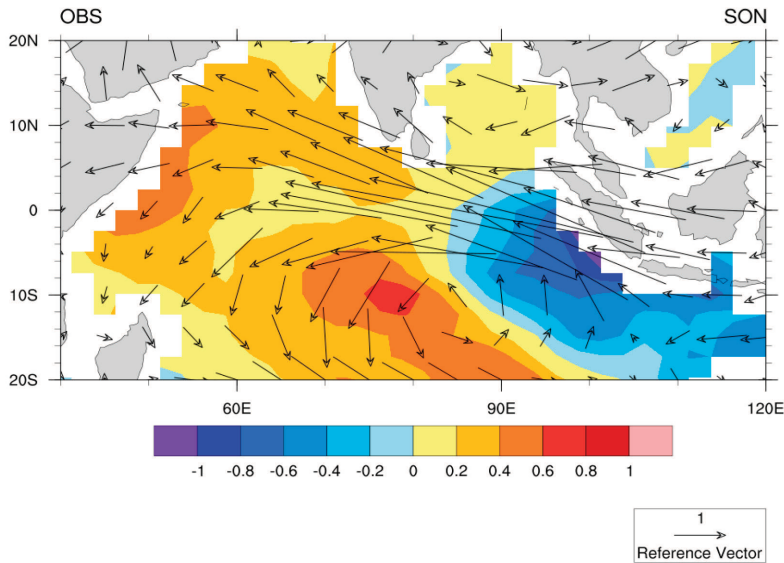


그림 23. SON DMI에 회귀된 SON SST와 850hPa 바람장 편차(관측)

SCoPS의 IOD 예측에서도 이와 같은 IOD 패턴이 잘 모의되고 있다(그림 24). 6개월 선행 예측에도 인도양 해수면 온도의 동서방향 차이와 함께 이와 관련한 하층 동풍 편차도 잘 예측되는 것을 확인할 수 있다.

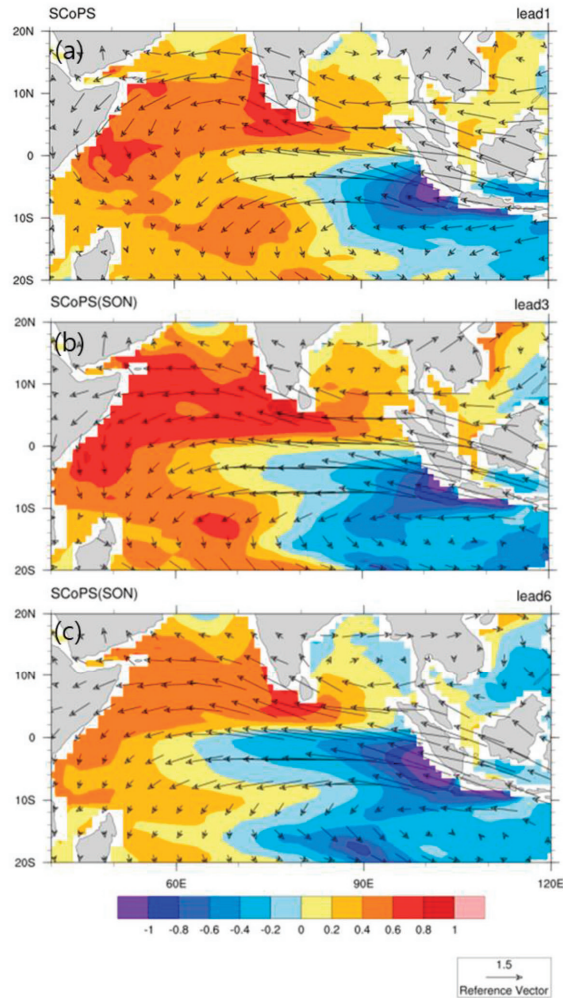


그림 24. DMI(SON)에 회귀된 SON 해수면 온도 및 850hPa 바람 예측장(a-c: 각각 1,3,6개월 선행된 예측)

표 4는 SON DMI와 인도양 하층 동서방향 바람 편차의 상관계수를 예측 선행시간에 따라 나타낸 것이다. SCoPS의 예측 성능을 CCSM3에 비교해본 결과, 3개월 예측 선행까지 점점 상관관계가 줄어들었다가 다시 증가하는 CCSM3와는 달리 선행시간에 관계없이 두 변수의 상관계수가 매우 높게 유지되는 것으로 나타난다.

표 4. 예측 선행시간에 따른 DMI(SON)와 적도지역 평균된 850hPa 동서바람의 상관계수

	1개월	2개월	3개월	4개월	5개월	6개월
SCoPS	-0.86	-0.91	-0.90	-0.95	-0.95	-0.95
CCSM3	-0.74	-0.34	-0.13	-0.30	-0.51	-0.55

양의 IOD는 여름철에 발생하여 가을철에 최성기에 이르고 겨울철에 종료된다. 이러한 발달 과정이 그림 25의 (a-c)에 잘 나타나 있다. 이러한 IOD의 발달과정에 동인도양에 발생하는 동풍 편차가 중요한 역할을 하는 것으로 알려져 있다. Maritime Continent의 대류활동이 억제되면 이로 인한 로스비 반응으로 동풍이 발생하게 되는데, 그림 25의 (d)에서 봄철 수마트라 섬 남서쪽에 음의 강수 편차가 존재하며 이에 대한 반응으로 남동풍이 인근에 발생한다. 이렇게 발생한 남동풍에 의해 수마트라 섬 남쪽의 용승류가 점점 더 활발해짐에 따라, 강수가 억제되고 SST가 점점 더 차가워져 가을철 IOD가 최대로 발달하게 된다.

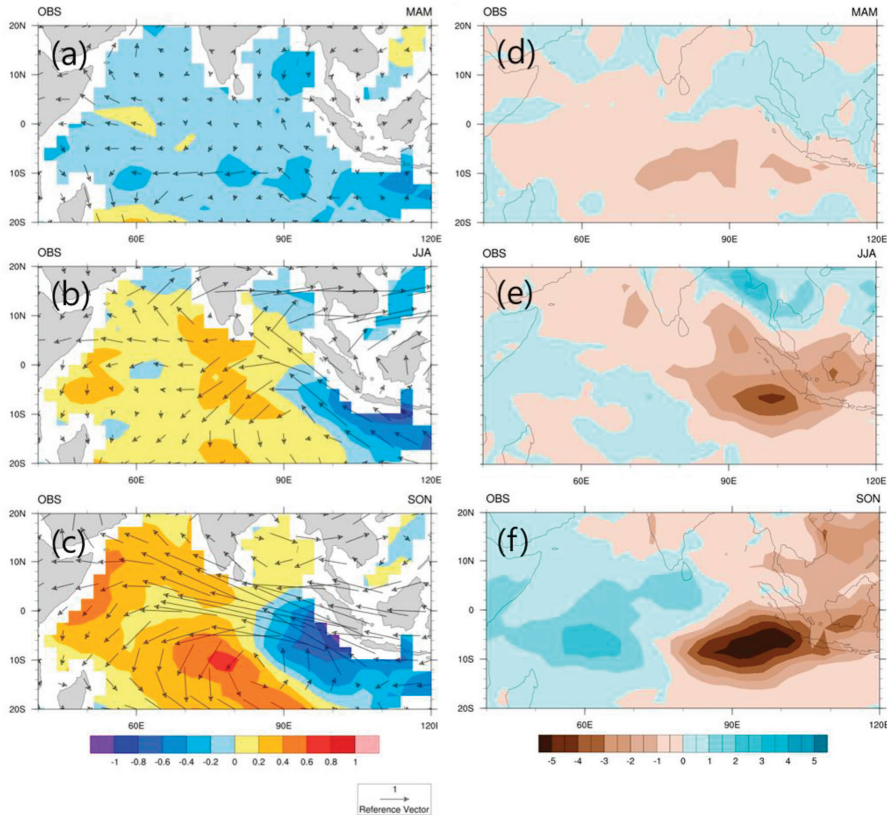


그림 25. 관측 SON DMI 회귀된 계절별(a,c:MAM, b,e:JJA, c,f:SON) SST & 850hPa 바람(a-c), 강수(d-f)

SCoPS의 경우, 이러한 인도네시아 수마트라 섬 남서쪽의 강수 음의 편차의 발달과정을 비교적 잘 예측하고 있으나, 3개월 선행 예측장의 경우 가을철(SON) 강수 음의 편차가 예측되기는 하나 이전 계절의 강수 예측 강도가 1개월, 6개월 예측과 매우 다르다(그림 26). 이러한 경향이 그림 27의 SST 편차와 하층 바람장 예측장에도 나타나는데, 3개월 선행 예측장의 경우 여름철 IOD의 발달과정의 잘 모의되지 않고 있다. DMI를 구성하는 동인도양 해수면 온도와 서인도양 해수면 온도의 예측 스킬을 각각 관측과 비교해 본 결과, 여름철(7-8월) 동인도양의 예측 성능의 경우 선행 예측 시간 3개월 이후 좋지 않은 것을 확인할 수 있었는데(그림 생략) 이러한 결과들과 밀접한 관련이 있는 것으로 추측된다(Zhao and Hendon 2009).

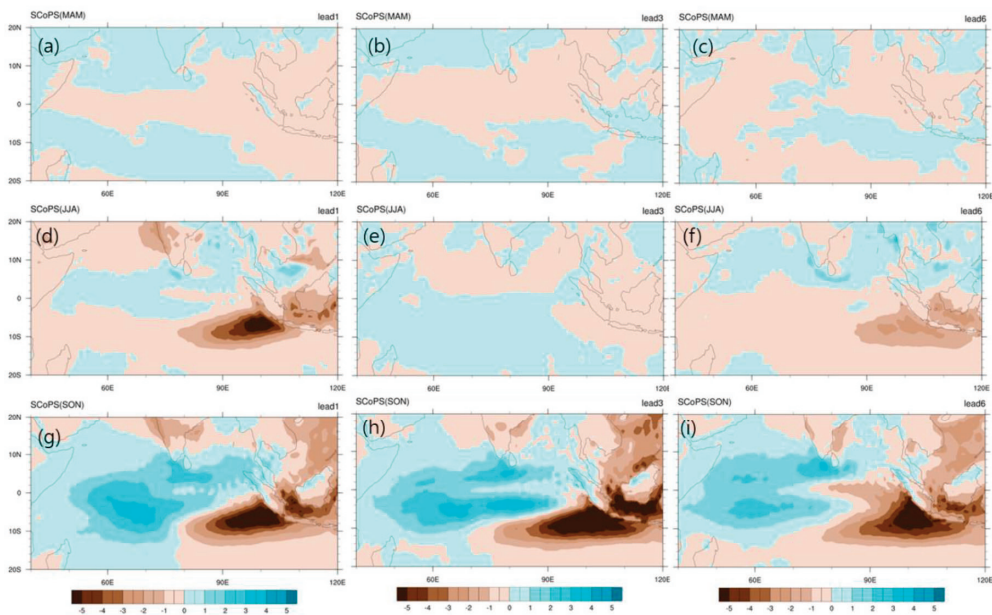


그림 26. DMI(SON)에 회귀된 계절 별, 선행시간 별 강수 편차(좌측: 1개월 선행예측, 중앙: 3개월 선행 예측, 우측: 6개월 선행 예측)

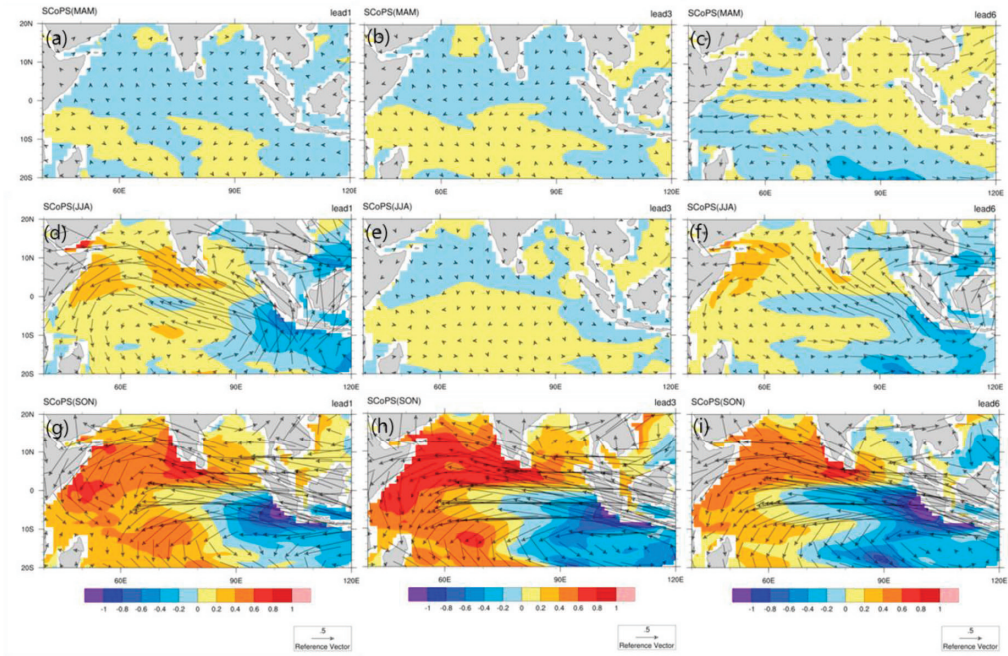


그림 27. DMI(SON)에 회귀된 계절 별, 예측 선행시간 별 SST 및 850hPa 바람(좌측: 1개월 선행예측, 중앙: 3개월 선행 예측, 우측: 6개월 선행 예측)

보통 IOD는 2년 주기를 갖는 것으로 알려져 있는 것과 다르게 2006년부터 2008년에는 양의 IOD가 3년 연속 발생하여 학계의 주목을 받았다(Behera et al 2008; Luo et al. 2008; Cai et al. 2009a; Cai et al. 2009a; Iskandar et al 2013). 그림 28이 이 시기의 태평양과 인도양 SST의 변화를 보여준다. 붉은 막대 그래프는 DMI를 나타내며 파란색 실선이 Niño3.4 지수를 나타낸다. 2006년 강한 IOD 후에 2007년에도 양의 IOD가 발생한 것을 확인할 수 있다. 2006년 양의 IOD와 관련하여 Maritime Continent의 대류활동(그림 28 녹색 실선)이 먼저 쇠퇴하게 되고 이로 인한 인도양 남쪽에 강한 고기압성 순환에 동반되는 동풍(그림 28 검정색 실선)이 발생하게 되고 이에 의한 Bjerknes feedback으로 인해 IOD가 가을철에 더 강화되는 과정이 잘 나타나고 있다. 2006년의 양의 IOD의 경우는 엘니뇨와 함께 발생하였는데, Yamanaka et al(2009)는 모형 실험을 통해 엘니뇨의 빠른 종료가 양의 IOD와 관련이 있다고 밝힌 바 있다.

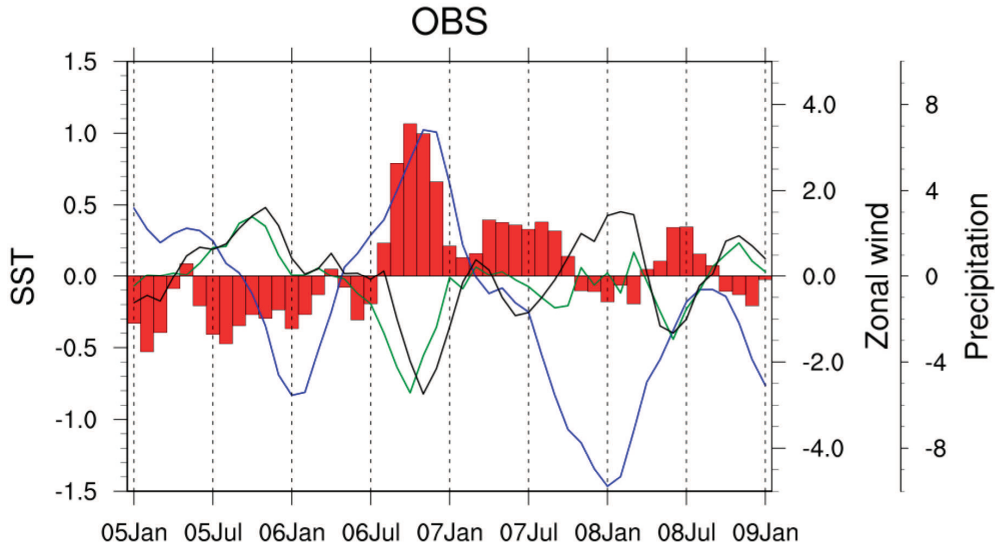


그림 28. 2005년 1월부터 2009년 1월까지 DMI(붉은색 막대 그래프), Niño3.4(파란색 실선), 850hPa 동서바람(검정색 실선, 10°S-10°N, 50°E-100°E 영역평균), Maritime Continent 영역(10°S-5°N, 95°E-141°E) 강수 평균(녹색 실선)

양의 IOD 이후에는 주로 음의 IOD가 뒤따라 발생하고, 또한 양의 IOD의 경우 주로 엘니뇨 발달 해에 발생하는 것과 달리, 2007년 양의 IOD는 2006년의 양의 IOD 이후 연속적으로 발생했을 뿐만 아니라 태평양의 라니냐와 함께 발생한 매우 드문 경우이다 (Behera et al. 2008). Behera et al. (2008)에 따르면 적도지역의 동풍 편차가 이와 같은 연속적인 양의 IOD 발생에 중요한 역할을 한다. 이러한 적도지역의 동풍 편차는 Maritime Continent 지역의 대류 억제에 의해 발생하게 된다. 2008년에도 양의 IOD가 발생하긴 하였으나 이전 두 해에 발생한 양의 IOD에 비해 그 강도가 작고 지속력이 짧다(Iskandar et al. 2013).

그림 29는 SCoPS의 매달 향후 6개월에 대해 적분되는 SST 편차 예측장으로서, 2006년과 2007년 IOD를 예측한 결과이다. 관측 SST(검정)의 발달 과정을 비교적 잘 예측하고 있다.

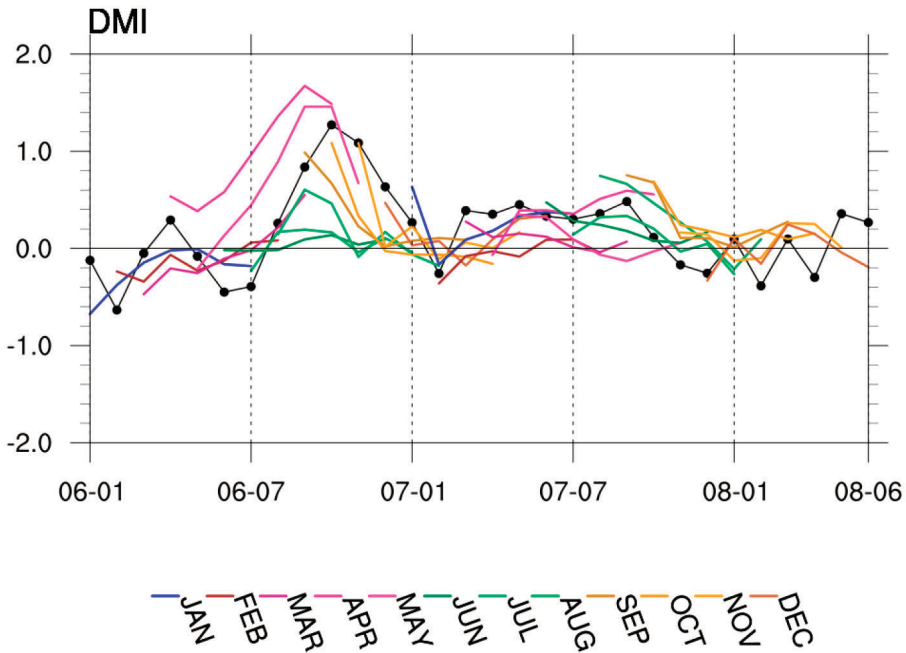


그림 29. 2006년 1월부터 2007년 12월까지 관측 DMI(검정)와 매달 적분된 6개월 예측장

그림 30은 그림 28에서보인 2006-2008년 IOD 이벤트와 관련한 대기-해양 변수들의 발달 과정을 예측한 결과이다. 예측 선행시간 1, 3, 그리고 6개월 에서 결과를 각각 보인 것인데 2006-2008년의 IOD 이벤트들이 모두 예측되고 있다. 1개월 선행 예측장의 경우, 3개의 사상이 모두 비슷한 강도를 가질 것으로 예측되는데 비해, 3개월과 6개월 선행 예측장에는 2006년과 2007년 IOD 이벤트 간의 강도의 차이를 현실적으로 예측하고 있다. 하지만 IOD 발달에 앞선 Maritime Continent에서의 대류활동 억제, 또 그로 인한 하층 동풍의 발생과 같은 과정들은 1개월 선행 예측장에서 보다 더 잘 나타나는 것으로 판단된다. 또한 예측 선행시간이 길어질수록 ENSO 시그널의 강도가 약해지는 경향, 2008년 IOD 이벤트의 최성기가 지연되는 경향을 보인다.

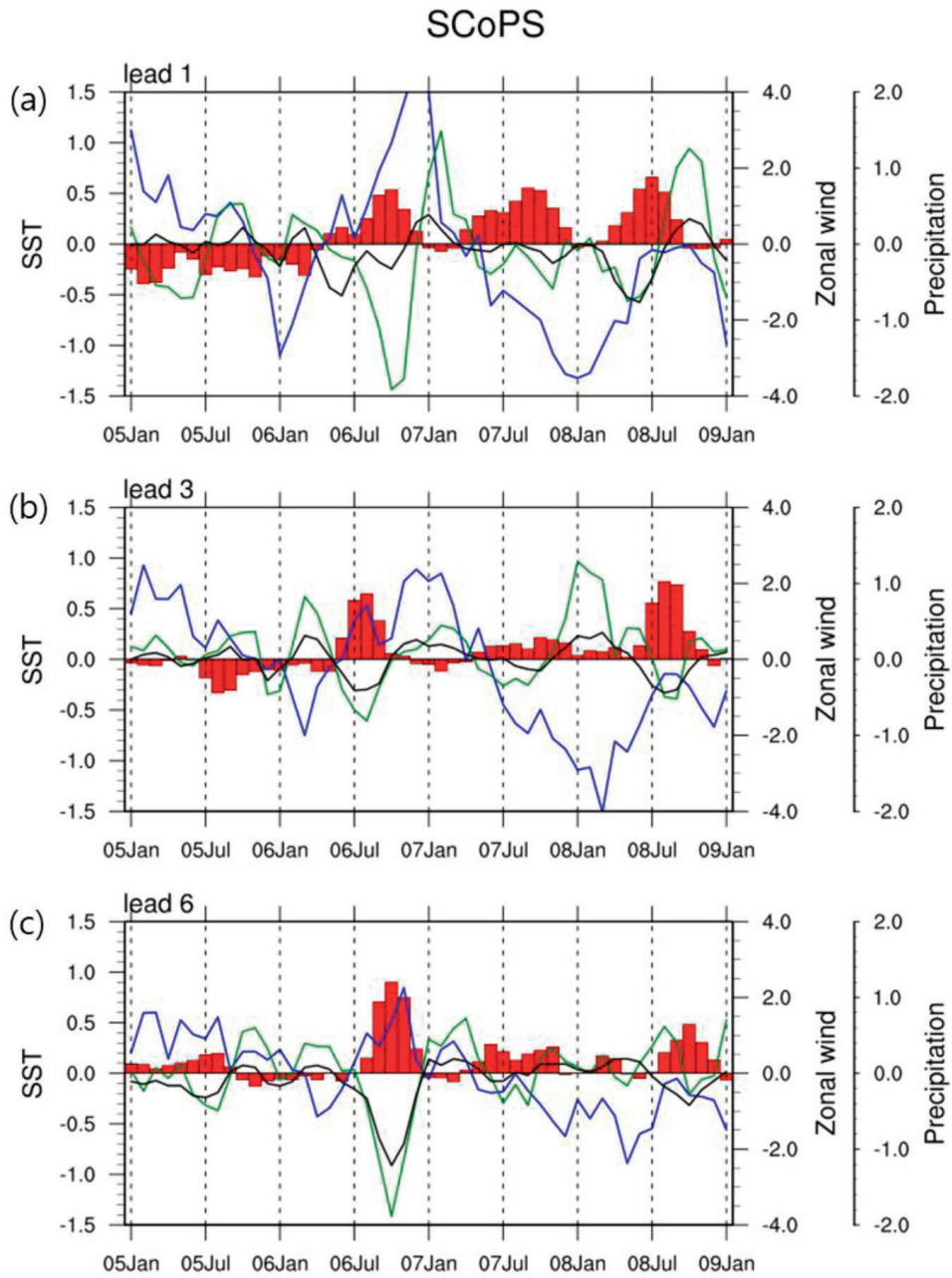


그림 30. 그림 28과 동일하나 선행시간에 따른 SCoPS 예측장

3.3 북반구 대기모드

3.3.1 북반구 대기모드 분리 특성

그림 31은 1983년부터 2014년까지 총 384개월의 기간, 북반구(20°N-87.5°N) 전체 경도 영역에 대해서 NCEP-DOE 지위고도 편차 자료에 RPCA 방법을 적용하여 분리한 총 10개의 대기모드들 중에서 주요 9개의 공간 분포를 나타낸 것이다. M1에서 M9의 순서대로 미국 기후 예측 센터에서(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>) 정의하는 NAO, Pacific North America(PNA), East Atlantic/West Russia(EA/WR), Polar/Eurasia, WP, Tropical/Northern Hemisphere(TNH), Scandinavia(SCAND), East Atlantic(EA), East Pacific/North Pacific(EP/NP) 모드들의 전형적인 공간 분포를 보여주고 있다. 미국 기후 예측 센터의 경우 각 계절 3개월에 대해서 매번 주요 모드 패턴을 정의하는 방식을 사용하고 RPCA를 적용하는 기간도 본 연구와 다르다. 이러한 차이에도 불구하고, 전 계절 자료를 사용한 본 연구의 모드 분리 결과가, 그 순서는 다르지만 미국 기후 예측 센터 결과와 일관되는 것을 확인할 수 있다. 북반구 대기 주요 모드들로 알려진 10개 중에서 당해에는 우선적으로 NAO와 WP를 평가하였다. NAO는 전체 대기 변동성의 가장 많은 부분(11.1%)을 설명하는 모드로서, 대류권을 넘어 성층권과의 밀접한 상호작용을 통해 전구적으로 방대한 영역에 걸쳐 영향을 주는 중요한 대기모드이다. WP는 다섯 번째 모드로(6.9%의 전체 변동성을 설명) 순서에서는 다소 밀리지만 한반도를 비롯한 동아시아 지역에 직접적인 영향을 주기 때문에 그 중요도가 높다고 판단하였다.

NAO와 WP는 북대서양과 북서태평양의 대기가 가지는 본질적인 변동 성분이기 때문에 접근 방식에 관계없이 그 기본 특성이 유지되어야 한다. 하지만, 관측(실제 세상)에서 조차도 다양한 조건들 때문에 모드 분리 결과가 항상 안정적이지만은 않다. RPCA 방법을 적용할 때, 북극 지점의 포함 혹은 자료 표준화 여부에 따라 최종적으로 분리된 모드의 공간 패턴 그리고/혹은 시간 변동성이 달라질 수 있다. 또한, RPCA를 적용한 전체 자료 기간 혹은 기후값 산출 기간에 따라서도 그 결과가 변할 수 있다. 실례로, 미국의 기후 예측 센터에서 기후 모드를 정의할 때, 1950-2000 의 기간으로부터 얻어진 기후값을 적용하고 있지만(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/>

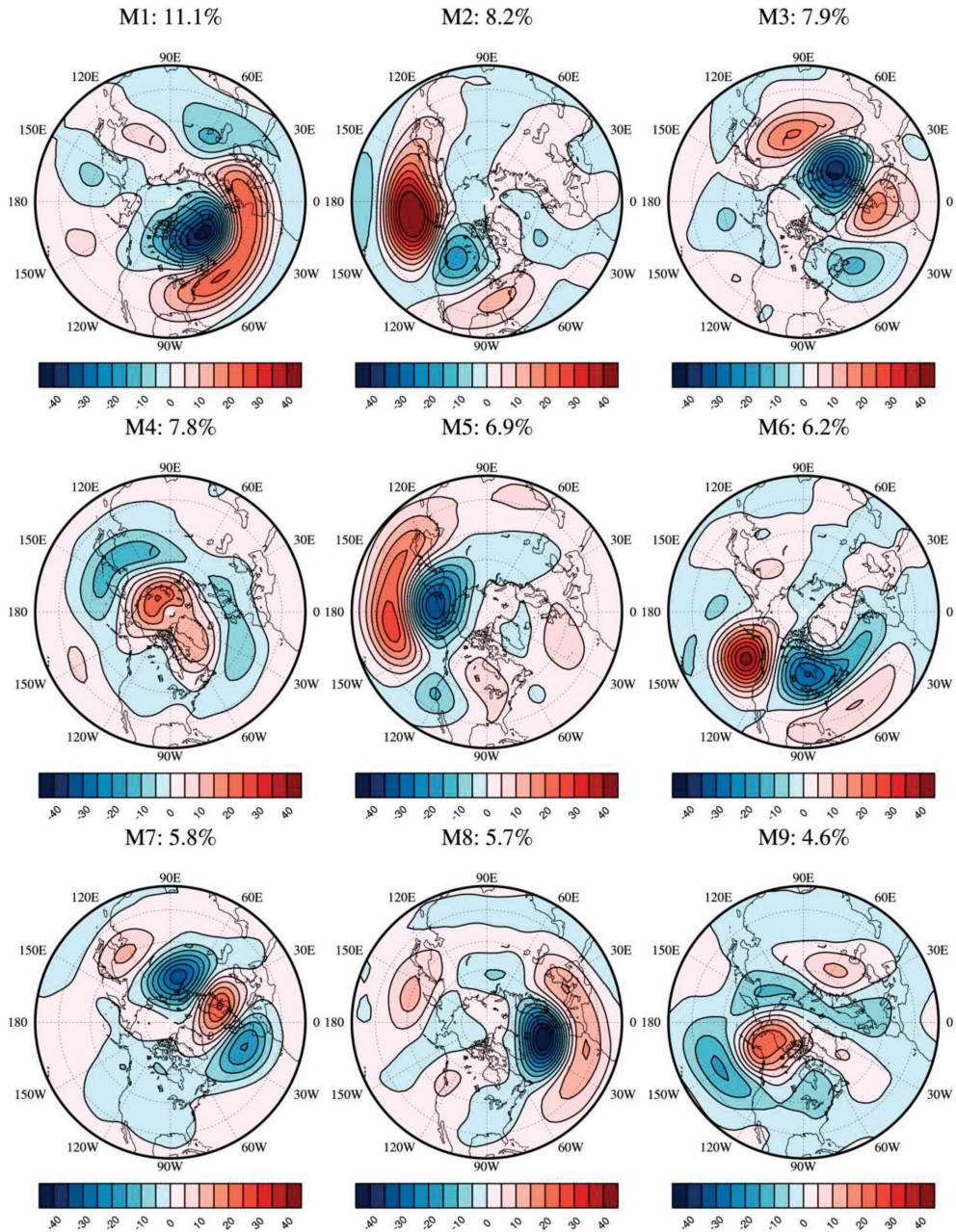


그림 31. 전 계절(12개월)에 대한 9개(M1: NAO, M2: PNA, M3: EA/WR, M4: Polar/Eurasia, M5: WP, M6: TNH, M7: SCAND, M8: EA, M9: EP/NP)의 북반구 주요 대기모드들의 공간 패턴.

telecontents.shtml), 한국 기상청(KMA)의 경우는 세계 기상 기구(WMO)의 권고에 따라 최근 30년(1981-2010)의 기간을 적용해서 기후값을 정의하는데, 이러한 기후값 정의 기준에 따라서 대기모드의 분리 특성이 달라질 수 있다. 실제 RPCA를 여러 자료 기간에 적용해 본 결과, 최근 수년간의 자료 포함 여부에 따라 주요 모드들의 순서가 바뀌는 결과가 나타났다. 하지만, 재분석 자료 종류에 대해서는 대기모드 분리 특성이 안정적인 것으로 나타났다. 1983/84-2013/14 동안 겨울철 12, 1, 2월에 대해서 RPCA를 적용했을 때, 세 개의 재분석 자료들(NCEP-NCAR, NCEP-DOE, 그리고 ERAInter) 모두에서 첫 번째 모드로 NAO가 두 번째 모드로 WP가 분리되었다(그림 생략). 또한, 공간 분포와 대기 변동성 설명 비율이 세 개의 재분석 자료에서 거의 유사하게 나타났다. 본 연구에서는 동일한 자료 기간과 지리적 영역에 대한 모드 분리 방법을 NCEP-DOE 자료에 적용하고, 그 결과를 SCoPS 대기모드 재현성 평가를 위한 기준으로 삼았다.

3.3.2 선행 시간에 따른 전 계절 NAO/WP 지수 재현 성능 평가

일반적인 예보의 경우에, “선행 시간이 짧을수록 성능이 높아진다”고 예상하는데 무리가 없을 것이다. SCoPS 과거 재현 자료의 대기 지수 재현에도 이러한 가설이 적절한지를 확인해 보고자 한다. SCoPS에서 관측의 NAO/WP가 얼마나 정확히 모의되는지를 TCC와 MSSS 스코어를 통해 확인하였다. 그림 32는 관측의 NAO/WP 공간 패턴(그림 31의 M1과 M5)에 SCoPS 예보 편차장을 투영해서 얻어진 SCoPS 대기 지수와 NCEP-DOE 편차장을 투영해서 얻어진 관측 대기 지수의 각 선행 시간(1-6개월), 그리고 각 월별 시간 변동성 검증(TCC) 결과이다. 그림 33은 예측 지수의 평균 제곱 에러를 평가하는 MSSS 계산 결과이다. 각 달 그리고 선행시간에 대한 SCoPS의 NAO/WP 재현성능은 TCC와 MSSS에서 일관되게 나타난다. NAO의 경우, 전반적으로 선행 시간이 짧을수록 TCC와 MSSS 스코어가 높고 선행 시간이 길어질수록 스코어가 낮다. 하지만, 9-11월의 경우는 긴 선행 시간에(5-6개월) 오히려 높은 스코어를 보였다. WP의 경우는 예상과 달리, 긴 선행 시간에서 상대적으로 높은 TCC와 MSSS 스코어를 보이고, TCC의 경우 NAO에 비해 전반적으로 높은 스코어가 오래도록 유지되는 양상을 보였다. 대기모드 성능 평가 결과는 앞선 해양모드들의 TCC 스코어에서처럼 선행시간에 대해 점진적으로 줄어드는 것이 아니라 일관성 없이 변동하는 특성을 보이고 있는데, 이는 대기 모드

들이 가지는 메모리가 해양모드들에 비해 상대적으로 매우 짧고 month-to-month 변동성이 크기 때문에 나타나는 것으로 사료된다. 현재 APCC는 3개월 그리고 6개월 MME 예측을 현업으로 수행하고 있다. SCoPS가 현업에 적용될 경우, 특정 계절에 대해서 3개월 예측보다는 6개월 예측에서 좀 더 높은 예측성을 보일 것으로 예상되기에, 이에 대한 활용성을 기대할 수 있겠다.

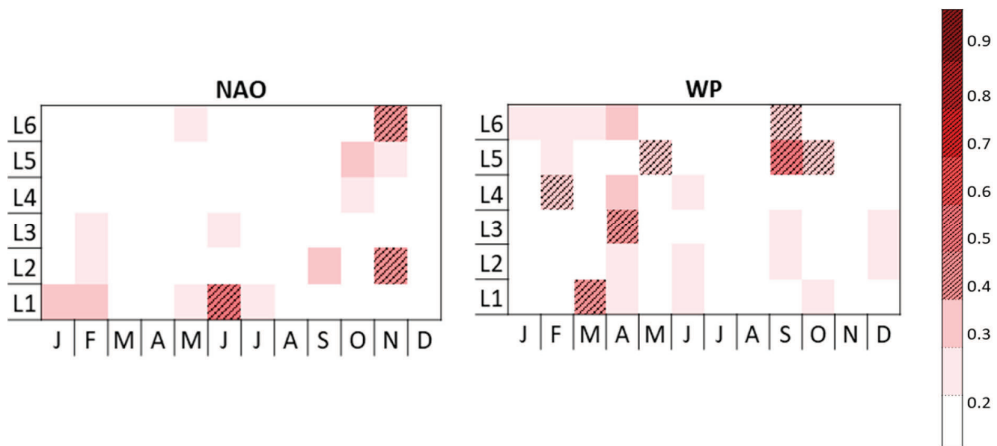


그림 32. 매달 예보값의 선행 기간 1-6개월에 대한 TCC 검증. 통계적으로(student's t-test) 95% 수준에서 유의한 값들은 대각선으로 표시됨.

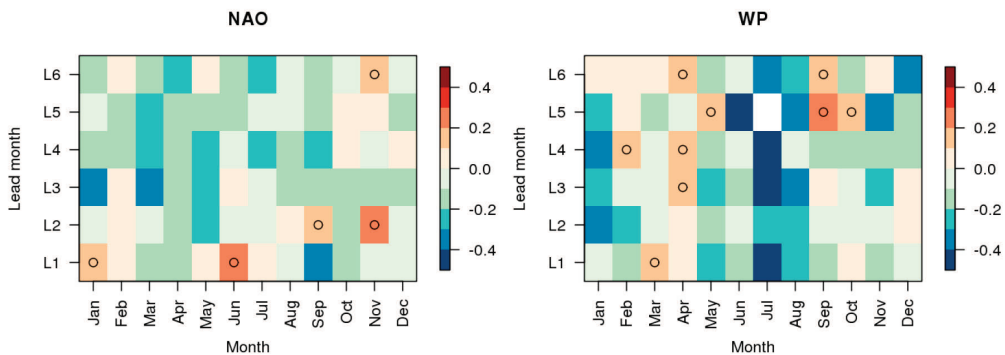


그림 33. 매달 예보값의 선행 기간 1-6개월에 대한 MSSS 검증. MSSS>0.1인 경우 검정 동그라미로 표시함.

그림 34는 30년 12달의 모든 자료를 한꺼번에 고려하여 TCC 와 MSSS 값을 막대 그래프로 나타낸 것이다. WP의 경우, 긴 선행시간에서도 상대적으로 TCC 예측성이 높은 것을 재차 확인 할 수 있다. 하지만, 통계적으로 유의미한 스킬은 1개월과 6개월 선행

시간에서만 나타난다. 반대로 NAO의 경우, 1-2개월보다 긴 선행시간에서는 통계적으로 유의미한 예측성을 거의 찾을 수 없었다. MSSS 평균값에서, 두 모드 모두 전체 선행시간에 대해서 음의 값을 보이는데, 이를 통해서는 SCoPS 예보가 기후값 예보에 비해 나은 성능을 기대하기 어렵다고 판단될 수 있다. 하지만, 그림 34에서 선행시간 별 예측 성능은 매달 그 변동성이 매우 크다는 점을 유념해야 한다. 따라서, 실제 예측성은 각 계절/월별로 구분해서 확인해야 할 것이다.

전반적인 선행시간별 증감 패턴에 관해서는 두 metrics가 한 대기지수 안에서는 일관된 특성을 보이지만, 서로 다른 대기지수와 상대적인 크기 비교를 할 시에는 다소 일치성이 떨어지는 면이 있다. 예를 들어, 선행 시간이 짧은 경우 두 대기지수의 TCC 값은 유사하지만, MSSS에서는 WP가 다소 스킬이 낮다. 반대로 선행시간이 긴 경우는, MSSS 값은 두 대기모드에서 유사하지만, TCC 값은 WP가 훨씬 높다. TCC는 편이(bias) 정도와 관계없는 변동성의 유사성만을 판별하는 검증도구고, MSSS는 제곱평균오차값을 계산함으로써 전체적인 편이(bias)를 가늠하는 검증도구이다. 따라서, 시간 변동성 재현이 우수하더라도, 관측지수와와의 절대적인 값 차이가 있다면 MSSS에서의 스킬은 낮아질 수 있고, 반대로 변동성은 매우 다르지만 절대값의 차이가 적어 MSSS 스킬이 높을 경우도 발생할 수 있다. 본 연구에서는 대기 지수 예보 특성을 두 가지 측면에서 두루 검증하고자 두 metrics를 모두 적용하였다.

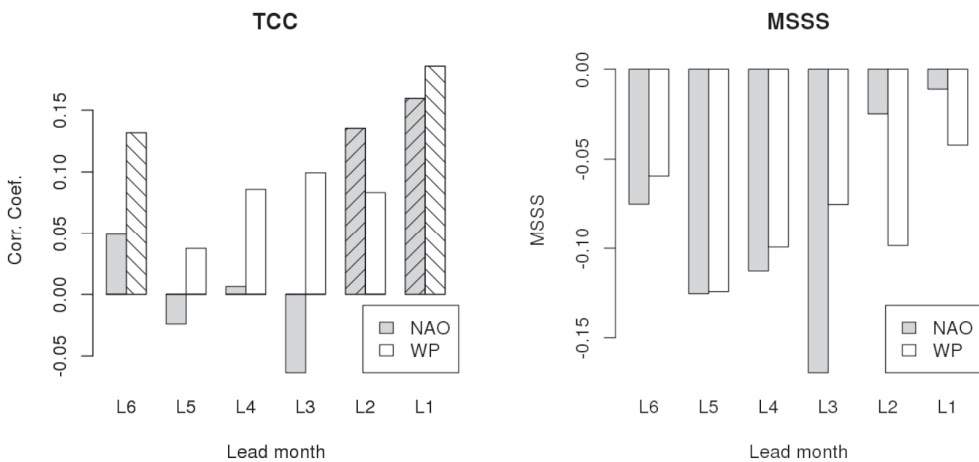


그림 34. 선행 기간 1-6개월에 대한 TCC와 MSSS 검증. 그림 32와 달리 30년 12개월의 모든 샘플을 이용하여 계산된 결과임. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 TCC들은 대각선으로 표시됨.

현 시점의 대기상태가 미래에도 유지됨을 가정하는 지속 예보는 ENSO처럼 메모리가 긴 현상 예보에 적절하며, 성능 비교를 통해 역학 모형의 발전을 가능하는 지표로 이용되어 왔다. 지속 예보와 SCoPS의 TCC 성능을 비교한 결과는 그림 35와 같다. 안타깝게도 NAO의 경우, 2개월을 제외한 대부분의 선행시간에서 SCoPS의 성능이 지속 예보를 넘어서지 못한다. 특히 1개월 선행시간에서 지속 예보에 비해 예측성능이 낮다는 것은 큰 문제로 지적될 수 있으며, SCoPS에서 예측 초기에 해양의 시그널에 반응하여 균형을 맞추고 안정화되는 과정이 지연되거나 혹은 오류가 있을 수 있다고 판단된다. WP의 경우는 5개월 선행시간을 제외하고는 SCoPS의 성능이 지속 예보에 비해 낮다고 판단된다. 특히 2개월과 3개월의 선행시간의 SCoPS 예보는 통계적 유의성은 다소 떨어지지만 지속 예보에 비해서 매우 개선된 결과이다.

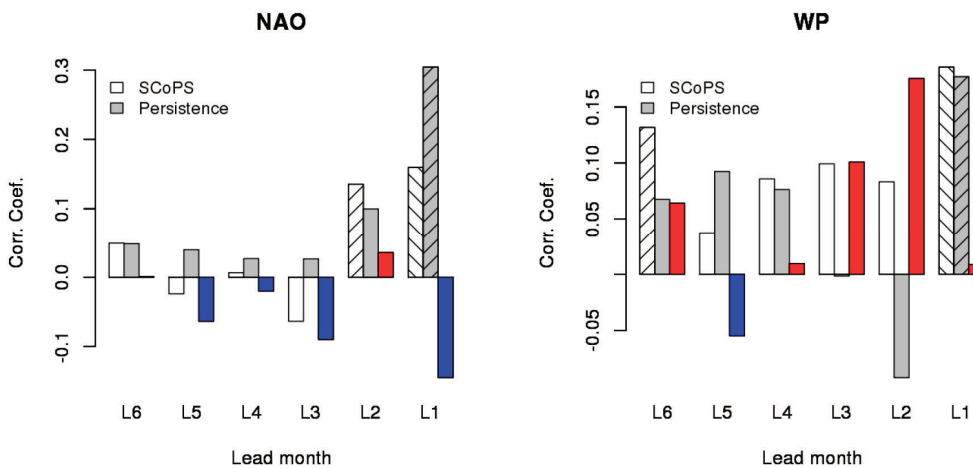


그림 35. 선행 기간 1-6개월에 대한 SCoPS와 지속 예보의 TCC 비교. 컬러 막대 그래프는 Persistence forecast 대비 SCoPS 성능 개선 정도를 나타내며, 따라서 붉은 색은 성능 개선, 푸른 색은 성능 하락을 의미함. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 TCC들은 대각선으로 표시됨.

3.3.3 북반구 겨울철 NAO/WP 재현 특성 분석

앞 장에서는 전 계절에 대해서 SCoPS의 일반적인 대기모드 재현 성능을 확인하였다. NAO와 WP는 북반구 겨울철에 그 활동성이 강하기 때문에, 이 시기의 모의 특성을 집중적으로 확인하는 것이 중요하다. 따라서, 이번 장부터는 11월에 예측한 북반구 겨울철(12, 1, 2월)의 모형 자료를 이용하여 NAO/WP 에 대해서 다루도록 하겠다. 또한 상대적인 성능 평가를 위해서 기존 APCC 현업 모형인 CCSM3과 비교 결과를 제시하겠다.

a. NAO/WP 지수 재현 성능 분석

앞 장과 마찬가지로, 북반구 겨울철에서 정의된 NAO/WP의 지수 재현성을 TCC와 MSSS 스코어로 확인해 보았다. NAO의 경우 SCoPS의 지수 재현 성능이 CCSM3보다 뚜렷하게 개선되었다(그림 36). CCSM3가 통계적으로 유의하지 않은 TCC 그리고 음의 MSSS 값을 나타내는데 반해서 SCoPS는 0.3에 가까운 유의한 TCC와 양의 MSSS 값을 보인다. NAO와 달리, WP의 경우 SCoPS 지수 재현 성능 개선이 보이지 않고 오히려 전반적인 수치는 CCSM3에 비해 조금 하락하였다. TCC는 CCSM3에서 유의한 수준이지만 SCoPS에서는 그 값이 다소 감소하여 통계적 유의성을 잃게 된다. MSSS의 경우는 두 모형 모두에서 음의 값으로 그 크기에서 큰 차이를 보이지는 않는다.

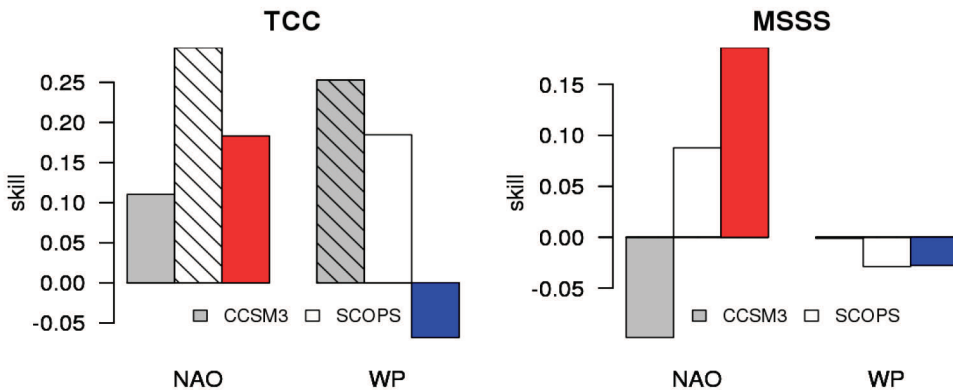


그림 36. MSSS 와 TCC 검증 스코어를 이용한 CCSM3와 SCoPS의 NAO/WP 지수 재현성 비교우위 분석. 컬러 막대 그래프는 CCSM3 대비 SCoPS 성능 개선 정도를 나타내며, 따라서 붉은 색은 성능 개선, 푸른 색은 성능 하락을 의미함. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 TCC들은 대각선으로 표시됨.

b. NAO/WP 모드 분리 특성 분석

앞선 결과에서 보였듯이, SCoPS 대기모드 지수 재현 성능은 생각보다 높지 않다. 이는 일반적인 기후 모형의 중고위도 예측성이 적도에 비해 현저히 낮다는 점에서 충분히 예상되는 결과이기도 하다. 그림 36 에서 낮은 지수 재현성이란, 공간적으로 관측과 동일한 NAO/WP 모드 패턴을 적용하였을 때 관측과 매우 다른 시간 변동성을 보이는 것을 의미한다. 이는, 모형 세계에서 NAO/WP 모드의 공간 분포가 관측과 다르기 때문에 생기는 결과로도 해석될 수 있다. 모형 세계는 실제 세계와 매우 다르기 때문에, 각 대양에서의 주요 대기 변동 성분의 공간 분포/강도는 관측과 다를 가능성이 매우 크다. 실제 분석에서는 관측과 공간 분포가 가장 유사한 모드를 모형의 NAO/WP로 정의하게 되는데, 간혹 유사한 모드를 전혀 찾을 수 없는 경우도 있다. 본 장에서는, SCoPS의 고유 대기 변동 성분을 확인하고, 이를 관측 모드(NAO/WP)와 비교해 보겠다.

그림 37은 동일한 영역, 기간, 방법을 적용했을 때 NCEP-DOE, SCoPS, CCSM3에서 분리되는 NAO의 공간 분포를 나타내고 있다. RPCA 방법의 경우, SCoPS는 관측과 매우 유사하게 북대서양의 쌍극자 패턴을 모의하고 북대서양 밖의 경도 영역에서도 역시 유사한 공간 분포를 보인다. 반면에, CCSM3는 PNA 유사 모드를 NAO로 정의하는 오류를 범하고 있는데, 이는 CCSM3 대기 변동성이 전형적인 북대서양 쌍극자 패턴에 해당하는 모드로 분리되지 않음을 의미한다. 이러한 결과는 EOF 방법을 적용한 결과에서도 확인된다. 북대서양 영역의 주요 변동 성분은 NCEP-DOE와 SCoPS에서는 남북방향 쌍극자 형태로 전형적인 NAO에 해당한다. 하지만, CCSM3의 경우, 중위도 양의 편차가 미국 남동부와 서유럽 연안에서 두 개의 셀로 분리되고, 아프리카 북부 음의 편차 셀이 강화되는 형태로 나타난다. CCSM3의 경우, 북반구 대기 변동성이 관측과 크게 다르며 북대서양 중심에 위치하는 NAO와 유사한 대기모드를 찾을 수 없다.

모드 분리 특성을 정리하면(그림 38), PCC스코어가 SCoPS가 CCSM3에 비해 높고, 이는 SCoPS에서 관측 NAO와 유사한 모드 분리가 되었음을 나타낸다. 하지만, 모드 분리 순서나 설명된 변동 성분은 반대로 CCSM3가 관측과 좀 더 유사한데, 앞에서 언급했듯이 CCSM3에서는 PNA가 NAO로 잘못 분리되었기 때문에 얻어진 결과이므로 큰 의미가 없다. CCSM3의 경우 첫번째 모드가 PNA이고 변동성 설명 정도는 관측 첫번째 모드의 값보다 더 크다. 이로부터, CCSM3에서는 대기 변동성에 있어서 대양간의 불균

형이 존재함을 추정할 수 있다. EOF 결과에서도 일관되게 SCoPS가 CCSM3에 비해 PCC 스코어가 개선되었음을 보인다.

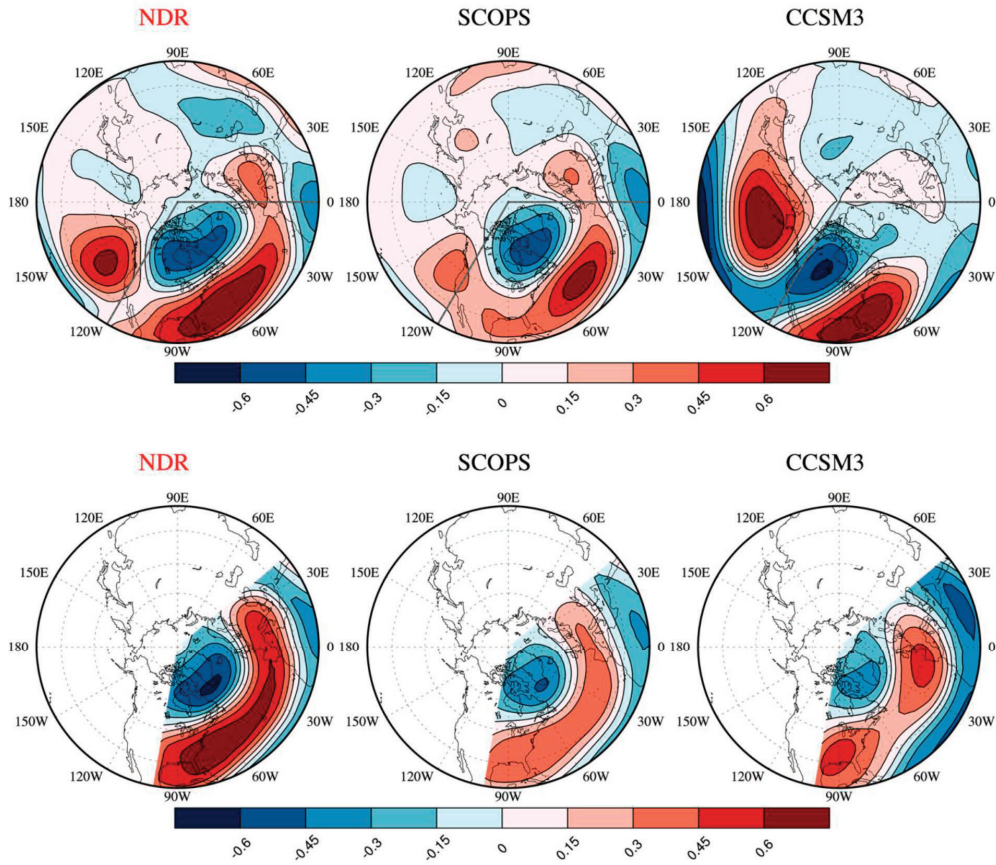


그림 37. RPCA(상단)/EOF(하단) 방법으로 NCEP-DOE 재분석장, SCoPS, 그리고 CCSM3 모형에서 정의된 NAO의 공간패턴. 상단에서 진화색 실선은 재분석장 그리고 모형간의 공간패턴 비교를 위한 영역(100°W-0°, 20°N-90°N)을 나타냄.

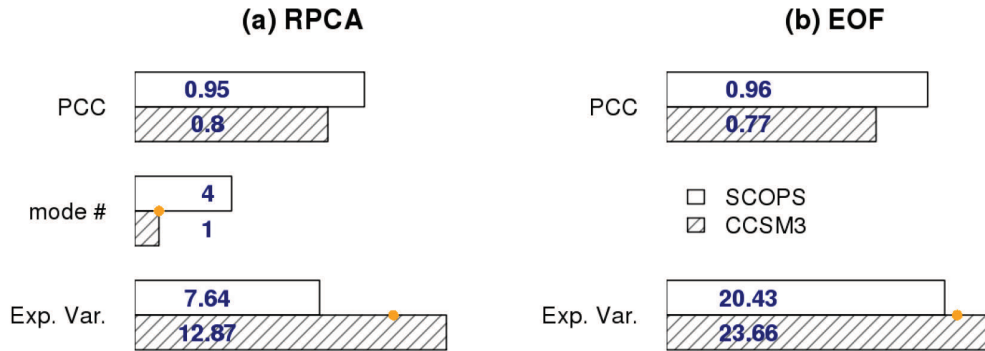


그림 38. (a)RPCA 와 (b)EOF 방법으로 정의된 NAO(그림 37)의 특성이 SCoPS와 CCSM3 에서 어떻게 다른지에 대한 비교 분석. (a)RPCA 의 경우 재분석장과의 패턴 상관 계수, 모드 순번, 그리고 설명되는 분산의 양으로, (b)EOF의 경우 재분석장과의 패턴 상관 계수와 설명되는 분산의 양으로 분석함. 노란 원은 NCEP-DOE에서의 결과를 나타냄.

그림 39은 세 자료에서 얻어진 WP의 공간 분포를 제시한다. RPCA 방법으로부터 분리된 SCoPS의 WP 패턴에서는 인도 지역의 양의 편차를 찾아볼 수 없고 서유럽 연안에서는(관측에서 존재하지 않는) 양의 편차 셀이 보이지만, 북서태평양 쌍극자 패턴은 관측과 매우 유사하게 모의한다. 하지만, CCSM3의 경우, 중위도 양의 편차가 동아시아와 중태평양의 두 개의 분리된 셀로 나타난다. EOF로부터 얻어진 WP 모드의 경우에도, RPCA 결과와 일관되게 중위도 양의 편차가 두 개의 분리된 셀로 나타난다. 따라서, SCoPS가 CCSM3 에 비해 WP 모드를 좀 더 관측과 유사하게 모의한다고 해석할 수 있다.

자세한 WP 모드 분리 특성을 살펴보면(그림 40), 관측에서는 두 번째 대기모드인 WP가 SCoPS에서는 첫 번째 모드로, CCSM3에서는 네 번째 모드로 분리된다. 이는 NAO의 모드 순서와 완벽히 대칭되는 결과여서 흥미롭다. 즉, 두 모형에서는 NAO/WP가 아닌 다른 두 대기모드가 두 번째, 세 번째로 중요하게 존재하고 있음을 나타내고, 결론적으로 모형의 세상이 실제 세상과 매우 다르다는 것을 증명하는 결과이기도 하다. RPCA에서는 PCC 스코어가 SCoPS가 CCSM3에 비해서 높은 수치를 보이지만 그 폭은 크지 않다. EOF의 검증 지표 특히 PCC에서도 두 모형 간에 뚜렷한 차이를 찾아볼 수 없다.

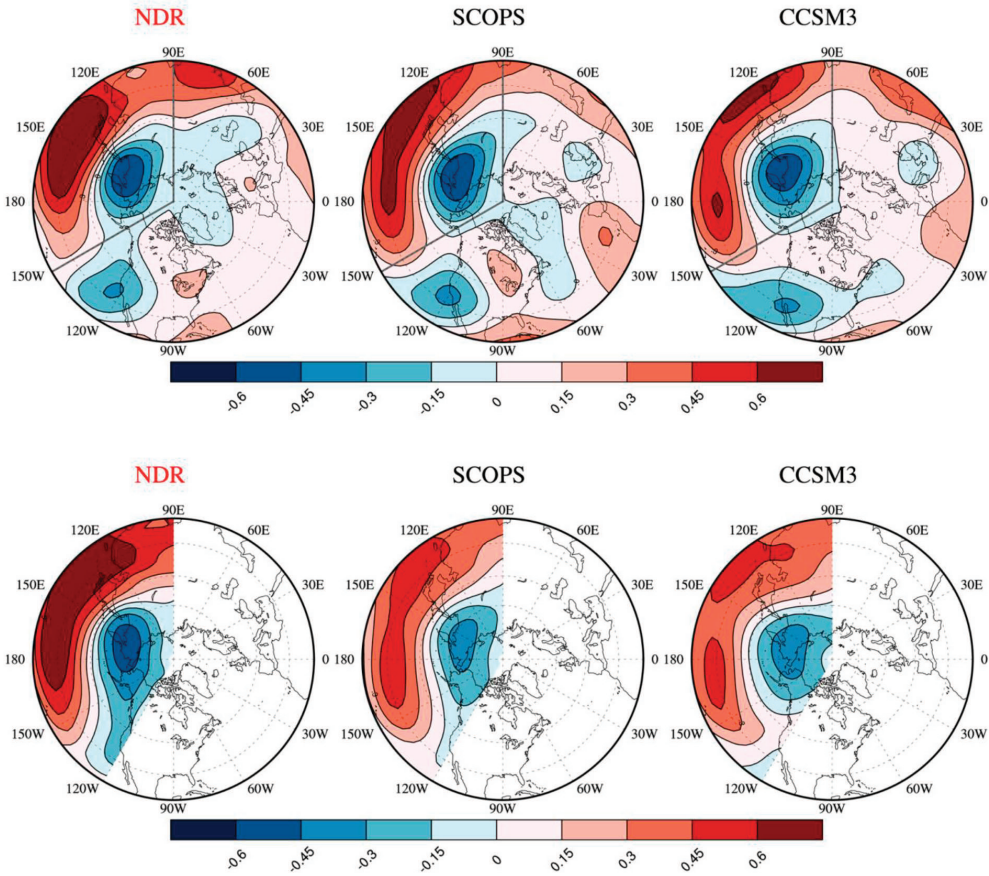


그림 39. RPCA(상단)/EOF(하단) 방법으로 NCEP-DOE 재분석장, SCoPS, 그리고 CCSM3 모형에서 정의된 WP의 공간패턴. 상단에서 진화색 실선은 재분석장 그리고 모형간의 공간패턴 비교를 위한 영역(90°E-120°W, 20°N-90°N)을 나타냄.

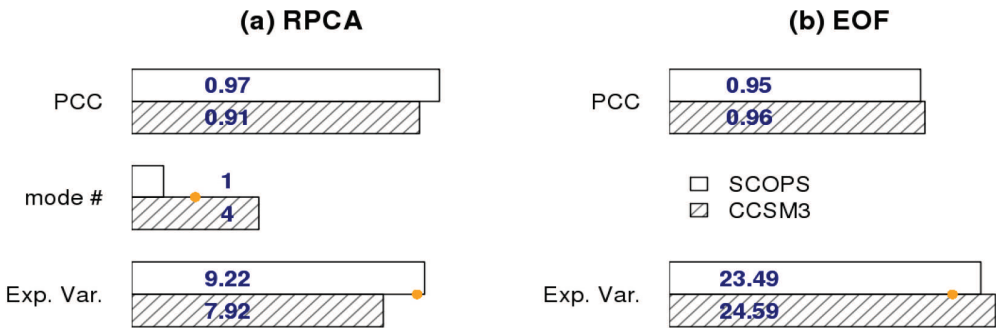


그림 40. (a)RPCA와 (b)EOF 방법으로 정의된 WP(그림 39)의 특성이 SCoPS와 CCSM3에서 어떻게 다른지에 대한 비교 분석. (a)RPCA의 경우 재분석장과의 패턴 상관 계수, 모드 순번, 그리고 설명되는 분산의 양으로, (b)EOF의 경우 재분석장과의 패턴 상관 계수와 설명되는 분산의 양으로 분석함.

3.3.4 대기 평균 배경장 및 NAO/WP와 관련된 에너지 전환 특성 분석

앞선 북반구 겨울철 대기모드(NAO/WP) 분리 특성 분석 결과로, SCoPS의 대기모드 재현 성능이 CCSM3에 비해 전반적으로 개선되었음을 확인하였다. 대기의 변동 성분에 영향을 주는 요인으로 대기 평균 배경장으로부터 에너지 전환을 들 수 있다. 대기 평균 배경장과 변동 성분 사이의 상호작용, 즉 에너지 전환 과정을 분석하고 이것이 SCoPS 모형의 대기모드 재현 성능 향상에 어떻게 기여했는지를 확인하고자 한다.

그림 41은 1983/84년부터 2013/14년 기간 동안 평균 북반구 겨울철 상층 제트 기류, 하층 기온, 그리고 정상파 공간 패턴을 나타낸다. 대류권 하층 기온의 경우 아시아 대륙과 북미 대륙 동안에서 극으로부터의 찬 공기가 내려오는 골 형태의 패턴이 나타난다. 이는 남북 방향 온도 경도를 강화하고, 따라서 같은 위치의 대류권 상층에서 태평양과 대서양 제트 기류가 위치하게 된다. 대류권 중층의 정상파 패턴은 대륙과 해양의 지리적 분포와 밀접하게 관련되어 있다. 지구는 대략적으로 아시아 대륙과 아메리카 대륙 사이에 태평양과 대서양이 분포하는 형태이고 대륙과 해양 간의 비열이 다르기 때문에, 경도 방향으로 2개의 파수를 갖고 시간에 대해서 변하지 않는 정상파가 존재하게 된다.

CCSM3에서의 제트기류는 관측에 비해 강하고 풍하측으로의 확장(특히 대서양 제트)이 뚜렷하지만, 풍상측의 강도는 다소 약화되는 형태이다. 이는 제트기류가 전체적으로 시계 반대 방향으로 이동한 행태로, 이러한 중심 경도 변화는 앞선 장에서 CCSM3의 NAO/WP 대기모드 패턴이 중위도에서 셀이 분리된 형태로 나타나는 것과 연관되어 있을 것으로 보인다. 하층 기온장에서는 전반적으로 북극 지역 양의 오차/중위도 지역 음의 오차가 나타나고, 일부 지역(히말라야와 아이슬란드지역)에서는 해석할 수 없는 수준의 매우 강한 음의 오차가 나타난다. 정상파에서는 북서 아메리카 연안의 양의 편차가 강화되고, 대서양 영역에서의 쌍극자가 남동쪽으로 이동하는 등 관측 대비 오차가 강하게 나타난다. 그리고 서시베리아의 양의 편차가 하나의 독립된 셀 형태로 나타나서 2개의 파수를 가진 정상파의 전형적인 모습을 잃어버린 형상이다. 실제 세상과 다른 형태의 정상파는 근접한 지역의 변동 성분에 영향을 끼치므로(Lee and Black 2013), CCSM3에서 NAO/WP 재현 성능이 낮은 것이 비정상적인 정상파 모의와 관련 있음을 유추할 수 있다.

SCoPS의 경우 관측과 매우 유사한 형태로 상층 제트기류, 하층 기온장, 그리고 정상파를 모의하고 있다. 태평양과 대서양 그리고 아프리카 제트기류의 중심에서 강도 약화, 미국 동부와 중앙아시아 그리고 중국 동부지역을 제외한 전 북반구 기온 하강, 대서양 중심의 정상파 쌍극자의 강도 약화 등 관측 대비 오차를 확인할 수 있지만, 이들은 CCSM3의 배경장 오차에 비하면 경미한 수준이다. 따라서, SCoPS 에서 적절히 모의된 북반구 겨울철 평균 배경장이 일정 정도 대기 변동 성분 재현 성능 향상에 영향을 끼친 것으로 볼 수 있겠다.

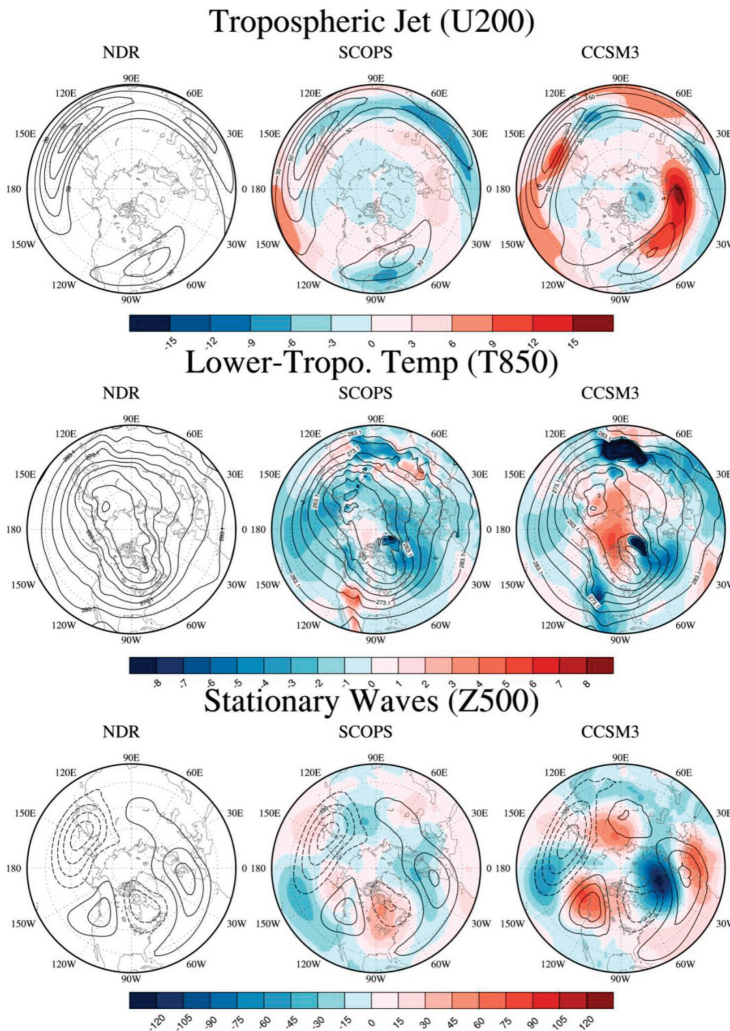


그림 41. [등차선] 북반구 겨울철 평균(상단) 200hPa 제트기류, (가운데)850hPa 기온, 그리고 (하단)500hPa에서 정의된 정상파의 공간 패턴에 대한 NCEP-DOE 재분석장, SCoPS, 그리고 CCSM3 간 비교 분석. 음영은 SCoPS와 CCSM3 모형 결과의 NCEP-DOE 재분석장에 대비 오차를 나타냄.

그림 42는 NAO와 연관된 순압/경압 에너지 전환 패턴을 나타낸 것으로 관측, SCoPS, 그리고 CCSM3 사이의 역학적 비교를 제공한다. NAO와 관련된 운동량 속에 의해서 태평양 제트기류 풍하측 단일 셀 형태, 대서양 풍하측 남북 두 개의 셀 형태로 강한 순압적 에너지 전환이 나타난다. 이러한 운동량속과 에너지 패턴은 SCoPS에서 강도는 약하지만 매우 유사한 패턴으로 모의된다. 하지만 CCSM3에서는 북쪽으로 강화된 태평양 제트와 변형된 변동 성분의 공간 패턴이 합쳐져서 관측에 비해 태평양에서 매우 강화된 순압적 에너지 전환이 나타남을 확인할 수 있다. 앞서 그림 41에서 보인 대서양 제트의 풍하측 확장은 평균 운동 에너지의 경도 방향 기울기를 악화시키고 따라서 관측에서 보인 풍하측의 순압적 에너지 전환이 CCSM3에서는 나타나지 않게 된다. NAO와 관련된 열속은 북동 아메리카 부근에서 강하게 나타나고 이 지역의 평균 기온 경도가 강하기 때문에 경압적 에너지 전환이 강하게 나타난다. SCoPS에서의 경압적 에너지 전환은 관측과 비교했을 때 강도는 약하지만 공간 분포는 매우 유사하다. 하지만, CCSM3에서는 관측과 다른 양상을 보인다. 대서양 대기모드와 관련된 열속이 태평양과 북아메리카 서안에서 강하게 모의되고 그림 41에서 보인 북서 아메리카 지역의 기온장 오차와 연관되어 예상치 못하게 캘리포니아 지역에서 강한 경압 에너지 전환이 나타난다.

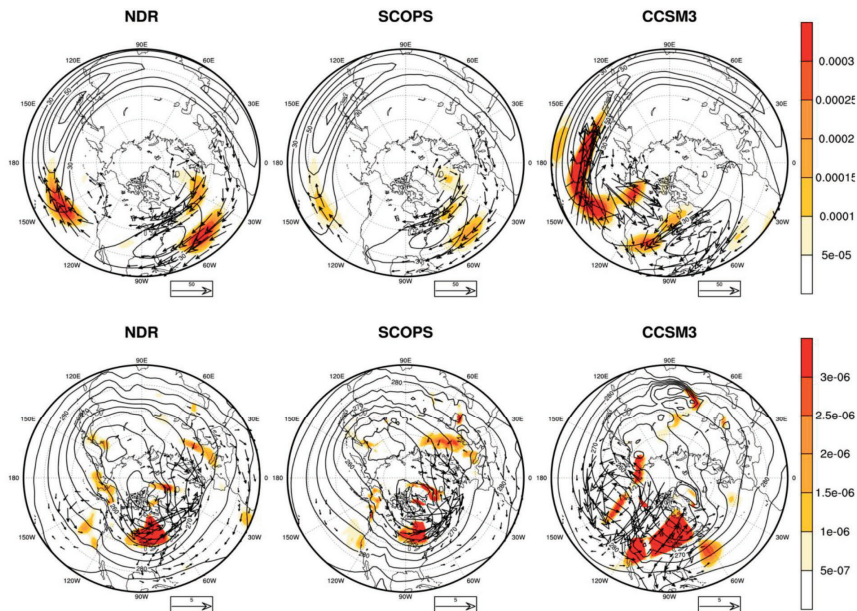


그림 42. NAO순환과 연관된 (상단)순압적/(하단)경압적 에너지 전환의 공간 패턴에 대한 NCEP-DOE 재분석장, SCoPS, 그리고 CCSM3 간 비교 분석. 등치선은 (상단)200hPa 제트 기류와 (하단)850hPa 기온을 나타내고, 벡터는 (상단)200hPa 운동량속과 (하단)850hPa 열속을, 음영은 (상단)순압적 그리고 (하단)경압적 에너지 전환 규모를 나타냄.

그림 43은 WP와 연관된 순압/경압 에너지 전환 패턴을 나타낸 것이다. 관측에서는 북태평양의 쌍극자 형태의 순환 흐름과 관련되어 제트기류 풍하층에서 남북으로 두개의 셀을 가진 순압적 에너지 전환이 나타나고 있고, 이러한 패턴은 SCoPS와 CCSM3에서 비교적 잘 모의되는 것으로 보이나, 그 강도가 관측에 비해서 강해진 것을 확인할 수 있다. 경압적 에너지 전환의 경우, 알래스카 근처의 열속과 그 지역의 온도 경도가 합쳐져서 강한 에너지 전환 흐름을 보인다. 캐나다 연안에서도 강한 온도 경도에 의한 에너지 전환이 관찰된다. 이러한 경압적 에너지 전환 패턴은 두 모형에서 비교적 잘 모의되고 있으나, SCoPS의 패턴이 CCSM3에 비해서 좀 더 관측에 부합한다.

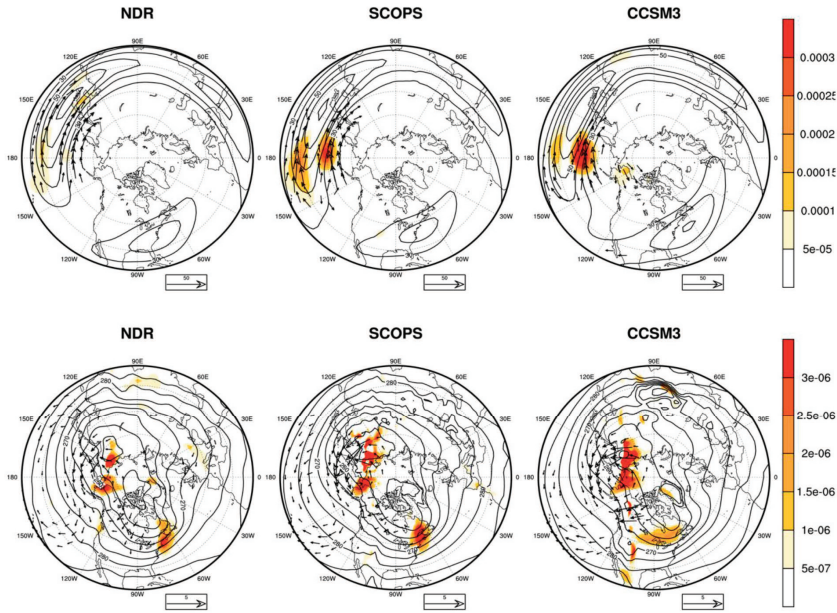


그림 43. WP 순환과 연관된 (상단)순압적/(하단)경압적 에너지 전환의 공간 패턴에 대한 NCEP-DOE 재분석장, SCoPS, 그리고 CCSM3 간 비교 분석. 등치선은 (상단)200hPa 제트 기류와 (하단)850hPa 기온을 나타내고, 벡터는 (상단)200hPa 운동량속과 (하단)850hPa 열속을, 음영은 (상단)순압적 그리고 (하단)경압적 에너지 전환 규모를 나타냄.

3.4 ENSO 강도 및 위상에 대한 NAO/WP 의존성

최신의 역학 모형이라 할 지라도, 그 예측 결과는 해양모드 특히 ENSO 신호에 대한 반응이라고 봐도 무방할 만큼 계절 예측 모형 안에서 ENSO 신호에 대한 의존성이(관측에 비해) 강한 것이 사실이다. 그렇다면, 북반구 대기모드 역시 이러한 ENSO 의존성을 가지고 있을까? SCoPS 내에서 NAO와 WP의 활동이 ENSO 신호에 대해 얼마나 예민하게 반응하는지에 대한 답을 얻기 위해, 산포도 분석, 상관관계 분석, 히스토그램 분석 등을 수행하였다.

3.4.1 NAO/WP 와 ENSO간의 관련성

대기-해양모드간의 관련성을 확인해 보고자 1983/84-2013/14 기간의 북반구 겨울철(DJF) 월별 자료에 대하여 Niño3.4 지수와 대기모드 지수 사이의 산포도 분석을 수행하였다. 관측에서는 OISST Niño3.4 지수와 NCEP-DOE 자료로부터 얻은 대기 지수를, SCoPS에서는 모형 자료에서 계산한 Niño3.4 지수와 대기 지수를 매칭시켰다(그림 44). 북대서양 대기모드인 NAO는 태평양 해양모드인 ENSO와 유의미한 음의 선형 관계를 보이며 이는 앞선 연구 결과와 일관된다(Ineson and Scaife 2009; Smith et al. 2014; Smith et al. 2010). 엘니뇨 시기에 동태평양 수온 상승으로 전구 워커 순환이 강화되게 되는데, 이는 풍하측인 대서양에서의 하강기류가 강해지는 것을 의미하고 그에 따라 대기 활동성이 위축되어 음의 위상을 가진 NAO가 주로 나타나게 된다. SCoPS에서는 이러한 선형 관계가 매우 강하게 모의되고 상관 계수가 관측의 2배에 달한다. 북서태평양 대기모드인 WP는 ENSO와 약하게나마 양의 선형 관계를 보이는데, SCoPS에서는 이러한 상관성이 강화되어 상관계수가 0.4정도로 높게 나타났다. 이러한 결과로부터 SCoPS에서는 대기모드(NAO/WP)와 태평양 대기모드(ENSO)의 관련성이 관측에 비해 강해지고, 특히 북대서양 대기모드(NAO)의 결과를 통해서 태평양-대서양 대양간의 원격 상관성 역시 관측에 비해 강화되는 경향이 있음을 확인하였다.

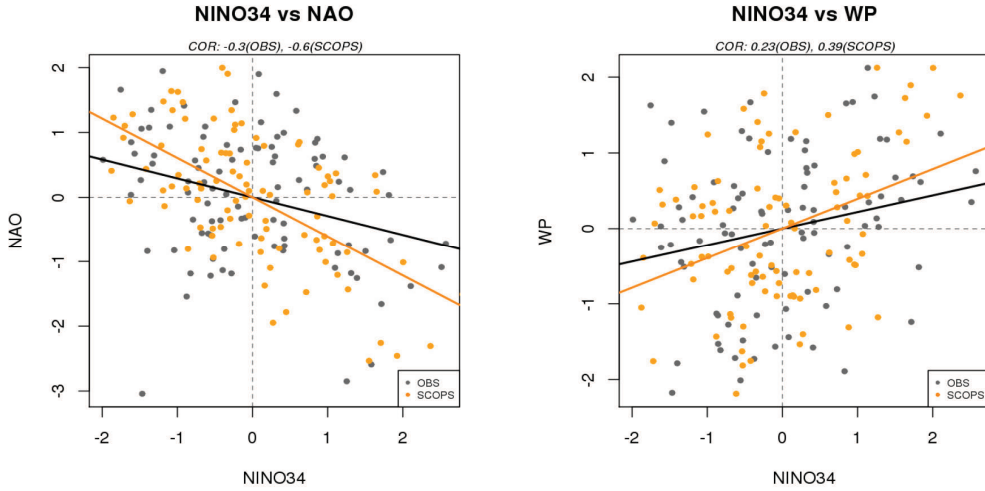


그림 44. (진화색)관측과 (노랑)SCoPS 모형에서 정의된 Niño3.4 와 대기지수간 선형 관련성 분석. (좌)NAO 그리고 (우)WP 지수에 대한 분석임. 선형 회귀선과 시간 상관 계수는 모두 95% 신뢰구간 안에 있음.

북반구 겨울철 12, 1, 2월 각 달에 대해서 상관 계수 분석을 수행한 결과는 그림 45와 같다. 전체적으로 SCoPS의 상관 계수 값이 관측에 비해 높게 나타나 그림 44에서의 결과와 일치하는 모습이다. 월별 추이를 살펴보면, NAO의 경우 12월에 비해 1, 2월에 관련성이 높아진다. 대양간의 상호 작용이 늦겨울에 갈수록 강화되는 것으로 해석할 수 있으며, 이러한 경향은 SCoPS에서도 일관되게 나타난다. WP의 경우는 반대로 12월에 관련성이 가장 높고, 1-2월을 거치면서 관련성이 급격히 감소하는데, SCoPS에서는 감소폭이 매우 작아서 관측의 감소 경향이 제대로 모의되지 않는 모습이다. 따라서 12월 상관성은 SCoPS가 관측에 비해 크게 다르지 않음에도 불구하고 겨울철 전체 상관성은 SCoPS에서 매우 높게 나타나게 된다. 본 연구에서 분석한 북반구 겨울철 SCoPS 과거 재현 자료가 11월 초기값을 사용하여 수행한 12, 1, 2월의 결과이고 한 번의 모형 수행 내에서 ENSO 영향이 어느 정도 연속적이라는 점이, SCoPS 내에서 WP의 ENSO 의존성이 유지되는 원인에 대한 일부 대답이 될 수 있겠다.

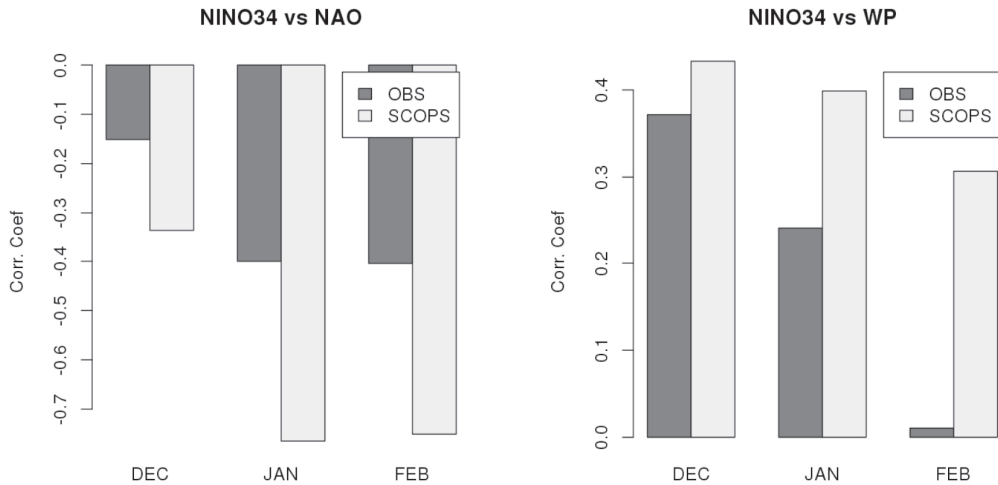


그림 45. (좌)관측과 (우)SCoPS에서 12, 1, 2월 각각에 대한 Niño3.4와 대기 지수의 상관계수 분석. (좌)NAO 그리고 (우)WP 지수에 대한 분석임.

3.4.2 ENSO 위상에 따른 NAO/WP 지수 분포 특성

앞선 산포도 분석(그림 44)으로부터 ENSO 위상에 따라서 대기 지수의 평균 위상 역시 달라질 수 있음을 예상할 수 있다. 그렇다면 ENSO 위상에 따라 대기 지수의 전반적인 분포 특성도 달라질까? 그림 46는 엘니뇨, 라니냐, 그리고 중립인 해에 대해서 NAO 지수를 분포를 막대그래프로 나타낸 것이다. 지수 분포 범위와 평균값이 ENSO 위상에 따라 이동하는 모습을 확인할 수 있다. 엘니뇨 시기에 지수들이 상대적으로 음의 값 쪽에 분포한다. 라니냐 시기와 중립 시기는 대체로 유사하나 라니냐 시기에 좀 더 양의 방향으로 분포가 옮겨지는 모습이다. 이러한 위상에 따른 분포 특성은 모형에서도 일관되게 나타나고 있으나, 위상 의존성이 과다 모의되는 경향을 볼 수 있다. 특징적인 것은 위상에 따른 평균값의 이동은 과하게 모의되지만, 분포 범위 자체는 오히려 관측보다 좁게 나타나는데, 이는 앞선 상관관계 분석에서 높은 상관 계수 값을 보인 것과 통계적으로 일관된다.

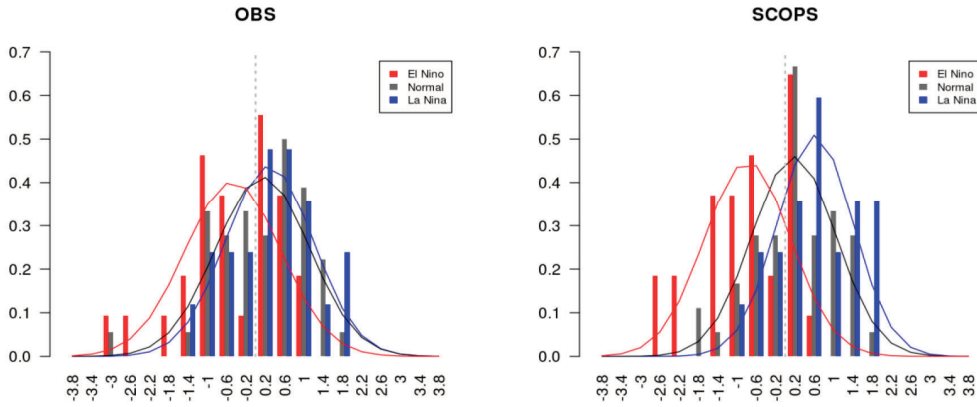


그림 46. (좌)관측과 (우)SCoPS에서 ENSO 위상에 따른 NAO 지수 분포 특성 분석. 회색 연직 파선은 전체 평균값을 의미함.

WP의 경우 ENSO 위상에 대한 대칭성이 나타나지 않는 것이 가장 큰 특징이다(그림 47). 중립인 해에는 분포와 평균값이 음의 방향으로 치우쳐서 나타나지만, 엘니뇨와 라니냐 시기는 지수들이 0 주위에 분포하고 중립인 해에 비해 범위가 좁다. 엘니뇨 해의 분포가 라니냐 시기에 비해서 양으로 치우친 모습이나 그 차이는 미미하다. SCoPS에서는 중립인 해를 중심으로 라니냐 해는 음의 방향으로 엘니뇨 해는 양의 방향으로 멀리 치우친 분포를 보이는데, 이는 관측 분포 특성을 제대로 모의하지 못함을 의미한다. 관측과 가장 큰 차이는 라니냐 해의 분포가 음의 방향으로 이동한 점인데, 이는 앞서 SCoPS에서 WP와 ENSO 사이에 상관계수가 강화된 결과와 일관된다.

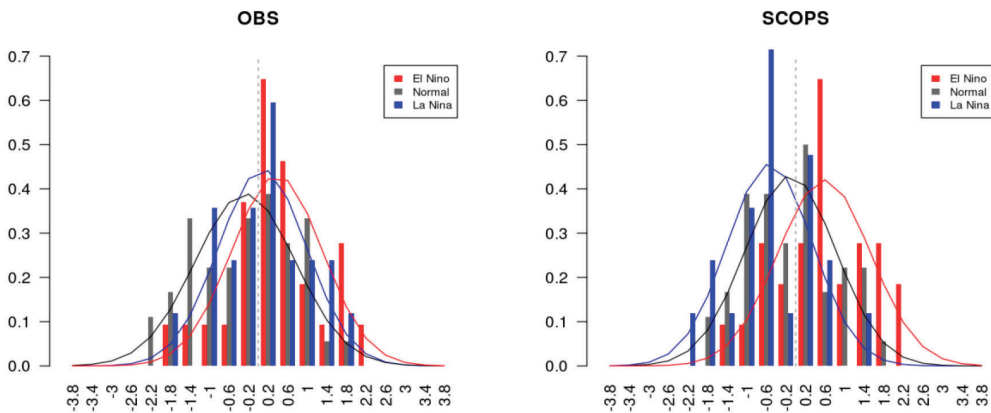


그림 47. (좌)관측과 (우)SCoPS에서 ENSO 위상에 따른 WP 지수 분포 특성 분석. 회색 연직 파선은 전체 평균값을 의미함.

3.4.3 ENSO 위상 간 NAO/WP 지수 재현 성능 비교

앞에서 언급한 “ENSO와 대기 지수간에 통계적으로 유의한 관련성”은 예측성 측면에서 해석하면, ENSO가 특정 위상을 가질 때는 지수의 위상을 확정하기 용이하고 반대로 그렇지 않은 중립 상태일 때는 지수에 대한 불확실성이 높다는 것을 의미한다. 산포도 분석(그림 48)에서 얻어진 관측 지수와 예측 지수의 관련성(즉, 대기 지수 예측성)은 ENSO 위상에 따라 다르게 나타난다. 중립 해에는 약한 음의 선형성을 보여 전혀 예측성이 없지만, 라니냐 그리고 엘니뇨 시기의 순서로 선형성이 커져 예측성이 높아지는 모습이며, 이는 앞선 해석과 일관된다. WP는 NAO와 달리 ENSO 위상에 따른 차이 없이 모든 위상 시기에 예측성이 매우 낮다. SCoPS 모형 안에서 ENSO 위상에 따라 WP 지수 분포/평균값이 양쪽으로 치우치는 특징(그림 47)이 산포도에서도 매우 두드러지게 나타난다.

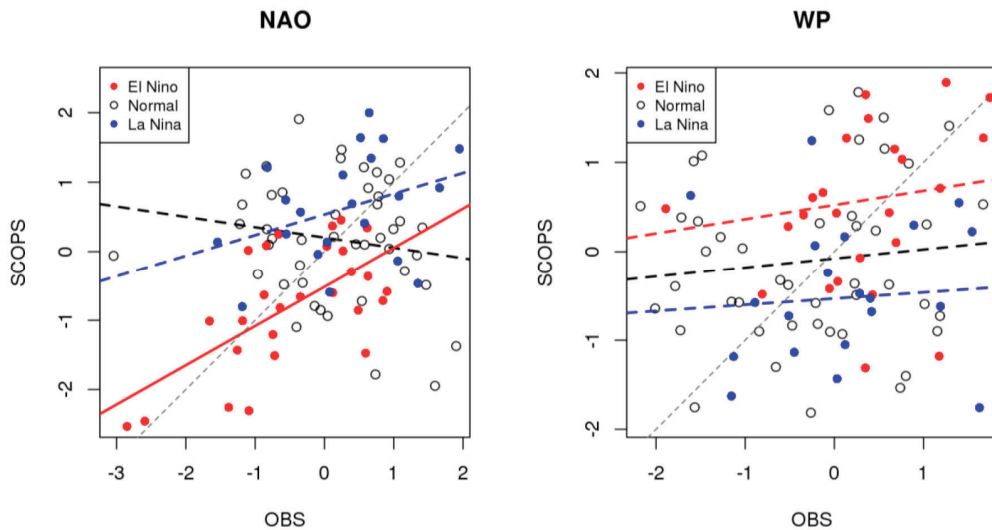


그림 48. 세 개의 ENSO 위상 각각에 대한 관측과 SCoPS간의 대기 지수 비교. (좌)NAO 그리고 (우)WP 지수에 대한 분석임.

ENSO 위상에 따른 관측과 SCoPS사이의 대기 지수 오차를 박스-휘스커 분석한 결과는 그림 49과 같다. NAO의 경우 중립 시기의 오차 분포는 엘니뇨와 라니냐 시기의 오차 분포에 비해 넓다. 이는 앞선 문단 첫 문장에서 제시한 불확실성 관련 해석과 일맥상통한다. 평균값 측면에서 봤을 때, SCoPS는 라니냐 시기에는 NAO 지수를 관측 대비 과대모

의하고 엘니뇨 시기에는 과소모의하는 특성을 보인다. 이러한 경향성은, 지수 분포 막대 그래프(그림 46)에서 SCoPS의 NAO 분포 범위가 관측에 비해서 0으로부터 떨어진 모습을 보인 것과 일관된다. NAO와 달리 WP의 경우는 ENSO 위상간 오차 범위(불확실성) 차이가 뚜렷하지 않다. 대신, 라니냐 해의 오차 범위가 엘니뇨/중립 해의 오차 범위에 비해 상대적으로 좁게 나타나는 모습이다. 오차의 평균을 살펴보면, 라니냐 시기에 SCoPS는 WP 지수를 전반적으로 과소모의하고 있다. 각 위상별 WP 지수 오차 분포는, 그림 47에서 SCoPS의 지수 막대 그래프 위치가 관측 대비 얼마나 이동했는지, 분포 범위가 얼마나 넓어졌는지에 대한 분석과 일관됨을 확인할 수 있다(세부 내용 생략).

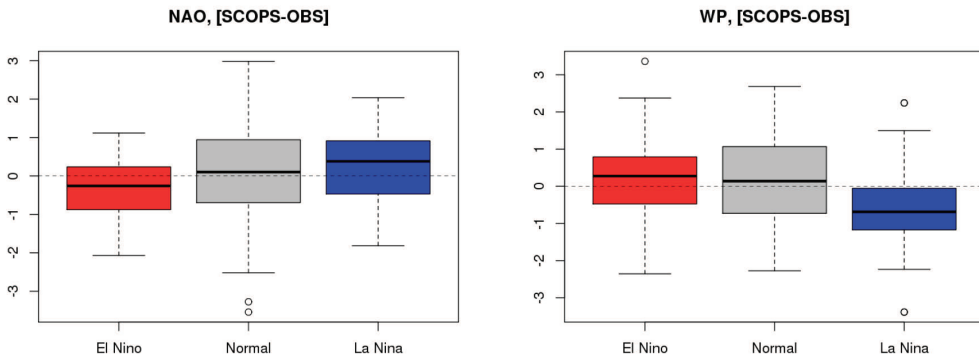


그림 49. ENSO 위상에 따른 관측 대비 SCoPS 대기 지수 오차 범위 비교. (좌)NAO 그리고 (우)WP 지수에 대한 분석임.

3.5 에너지 분배

3.5.1 관측 재분석 자료의 특성

태양의 차등적 가열과 지구 복사의 차이로 인해 나타나는 에너지의 불균형의 일부분(약 1/3)은 대기의 흐름에 의해 해소된다. 이러한 과정에서 대기의 평균적인 흐름과 기온 분포를 이루게 되고, 시공간적으로 발생하는 편차들로 인해 섭동장으로 에너지가 확산되는 과정을 겪는다. 대기의 조건에 따라, 섭동장은 때로 평균장을 강화하거나 평균장에서 에너지를 공급받기도 한다. 이러한 대기의 에너지 분배 및 흐름에 관한 정보는 Lorenz Energy Cycle의 관점에서 간략히 정리해볼 수 있는데, 이 장에서는 SCoPS에서 나타나는 대기 에너지의 구조가 관측에서 얻어진 실제 대기의 모습과 얼마나 잘 일치하는지,

그리고 이러한 에너지 구조가 적분 시간에 따라 안정적으로 유지되고 있는지 간단하게 살펴보고자 한다. 관측 재분석 자료에서 나타난 대기 에너지의 분배 및 흐름을 정리하면 그림 50와 같다.

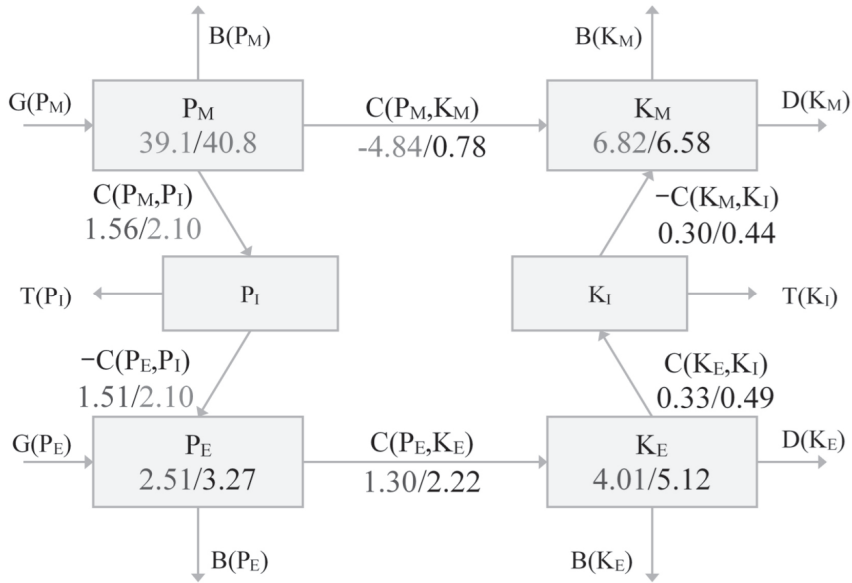


그림 50. 관측 재분석 자료에서 추정된 대기 에너지의 분배 및 흐름. 앞/뒤의 값은 각각 NCEP-DOE/ERAInterim으로부터 추정된 값을 나타낸다. 에너지 항의 단위는 10^5 J m^{-2} 이며, 변환 항의 단위는 W m^{-2} 이다.

두 관측 재분석 자료는 전체적인 에너지의 분배 및 흐름을 비교적 동일하게 표현하고 있다. 평균 에너지 항의 경우 두 관측 재분석 자료에서 절대적인 크기에서도 비슷한 양상을 보이거나, 섭동 에너지와 관련된 항은 두 관측 자료 사이에 10-20% 정도의 차이가 나타난다. 그러나 섭동 에너지 항 및 전환 항의 절대적인 크기는 두 재분석 자료의 공간 해상도의 차이와 이로 인한 서로 다른 섭동 규모의 차이에서 기인한 것이 클 것으로 판단한다. 일반적으로 평균 에너지는 경압 불안정을 해소하는 방향($P_M \rightarrow P_E \rightarrow K_E$)으로 소산되며, 순압 변환은 전구 규모에서 보았을 때 평균장을 강화시키는 방향($K_E \rightarrow K_M$)으로 작용하고 있다. 다만, 이러한 분배와 변환이 일방적인 것이 아니고, 지속적인 상호 작용의 결과물로 이해해야 할 것이다.

3.5.2 SCoPS의 특성

SCoPS의 적분 시간에 따른 에너지의 분배 및 흐름이 변화하는 양상을 살펴본 결과, SCoPS의 에너지 특성은 전반적으로 관측 재분석 자료와 잘 일치하며, 예측 선행 시간에 크게 민감하지 않은 것으로 나타났다. 1개월 선행 및 5개월 선행을 비교한 결과는 그림 51과 같다. 전체적인 값과 에너지의 흐름이 보이는 특성은 관측과 매우 유사한 것을 확인할 수 있다. 다시 말해, SCoPS는 에너지 분배 및 흐름의 측면에서 실제 대기의 특성을 잘 모의하고 있는 것으로 평가할 수 있다. 특히 평균 에너지와 섭동 에너지, 그리고 가용 잠재 에너지와 운동 에너지의 절대적인 크기는 관측 재분석 자료의 범위 내에서 나타나고 있어, 전체적인 에너지 구조가 잘 모의되고 있다는 것을 확인할 수 있다. 전구적인 대기 에너지의 흐름이 나타나는 방향과 그 상대적인 크기 역시 관측과 잘 일치하고, 적분 시간에 따라 크게 변화하지 않는 모습을 보여준다. 다만, 경압 변환($C(P_E, K_E)$)항은 관측 재분석 자료에 비해 과소하게 모의되는 것으로 나타나는데, 이는 모형 내에서 경압 불안정으로 해소되는 일기 현상이 과소 모의되는 현상으로 볼 수 있으므로 SCoPS를 통한 계절 내 예측 등을 수행하고자 할 때 눈여겨봐야 할 편이로 판단된다. 한편, 에너지 변환 항(C)들에서 약 10%의 증가가 나타나기는 하나, 예측 선행 시간이 증가하여도 전체적인 에너지 구조에서는 큰 변화가 나타나지 않는다. 따라서 SCoPS는 대기 에너지 관점에서도 안정적으로 적분이 이루어지고 있다는 것을 확인할 수 있다.

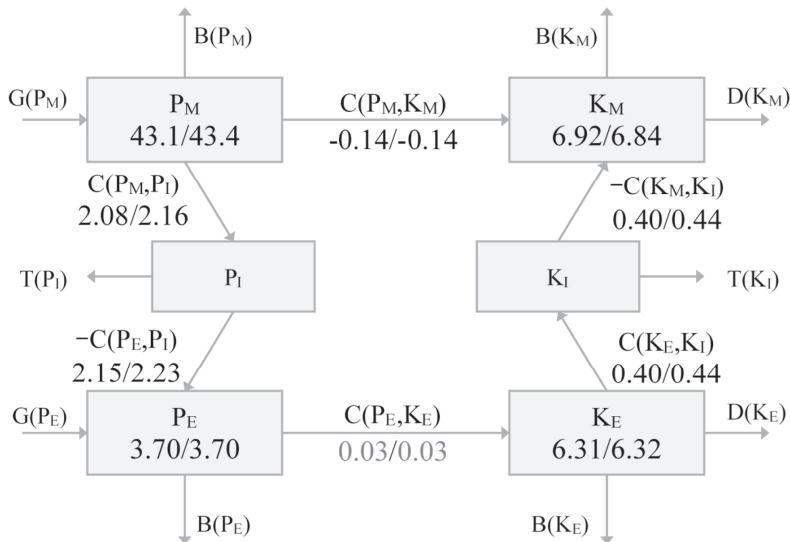


그림 51. SCoPS에서 나타나는 대기 에너지의 분배 및 변환 과정. 앞/뒤의 값은 각각 1개월/5개월 예측 선행 시간에서 추정된 값을 나타낸다. 단위는 그림 50과 같다.

4. CONCLUDING REMARKS

본 연구에서는 대기 및 해양에서 주요 변동 모드들에 대하여 다양한 측면에서 예측성 분석을 수행하였다. 결과들을 정리하면, 첫 번째로 열대 태평양에서 지배 기후 모드인 ENSO 관련 SST 변동성에 대한 예측성 분석과 그것과 관련된 실제로 대상 지역 기온 및 강수에 영향을 미치는 태평양과 대서양에서 대기 대순환에 대한 예측성능이 평가 되었다. 먼저 겨울철 Niño3.4 지수의 예측성은 전 예측 선행시간에서 TCC skill score들이 높았지만, 여름철 Niño3.4 지수의 예측은 상대적으로 예측성이 감소하였다. 모형에서 원격상관 오류와 관련이 있는 ENSO 관련 적도 SST의 동서 방향 패턴에 대한 예측은 상대적으로 강한 ENSO에 대하여 관측과 가까운 패턴이 긴 예측 선행시간에서도 잘 유지하고 있으나, 상대적으로 약한 ENSO에 대하여 예측성이 낮았고, 예측 선행 시간이 증가하면, 예측성 감소가 현저하였다.

ENSO가 발달하는 동안 북서 태평양과 북 대서양에서 대기 순환장 변화와 관련된 관측에서의 특징들을 SCoPS에서 어느 정도 재현이 가능함을 확인하였다. 그러나 관측보다 과도 모의된 경향을 보이며, 아울러 순환장의 위치에서 관측 보다 다소 북쪽으로 위치 되는 경향이 있다. 두 대기 순환 시스템 모두 동아시아와 대서양에 인접한 국가들에 계절 기후에 영향을 미치기 때문에, 위와 같은 SCoPS에서 편향은 SCoPS의 계절 예측 정보가 활용 될 때 고려되어야 할 것으로 보인다. 아울러 다른 계절 예측 모형에서의 ENSO 관련 대기 대순환장 재현성 분석을 통해서 체계적 오류들을 확인할 수 있다면, 다중 모형 (즉 APCC MME) 예측 자료의 효율적인 활용이 가능할 수 있다고 사료된다.

두번째로 계절예측에 중요한 부분을 차지하고 있는 인도양의 대기-해양 결합모드인 IOBW와 IOD의 예측성을 평가하였다. 전반적으로 APCC의 기존 계절예측 모형인 CCSM3보다 나아진 예측 성능을 보였다. 각 주요 모드의 패턴뿐만 아니라 발달과정과 밀접한 관련 있는 대기 변수들의 예측 또한 관측과 유사하게 모의되고 있다. 엘니뇨 이듬해 인도양 전역의 해수면 온도 상승과 이에 대한 대기 반응으로서 북서태평양의 고기압성 순환이 SCoPS의 6개월 선행 예측에서도 나타난다. 다만 예측 선행시간이 길어짐에 따라 북서태평양 고기압성 순환의 남서-북동 방향으로 기울어진 형태가 점점 더 수평을 보임으로써 동아시아로 유입되는 수증기가 줄어드는 경향을 보였다.

IOD의 경우, ENSO 예측보다 그 성능이 다소 떨어지지만 기존 CCSM3에 비해 나아진 예측 양상을 보였다. 하지만 SCoPS의 IOD 봄철 예측은 다소 성능이 좋지 않은데, 동인도양 해수면 온도 예측 성능과 관련이 있는 것으로 보인다. IOD와 태평양의 ENSO와의 관련성도 SCoPS에서 잘 모의되고 있으며, IOD와 밀접히 관련되어 있는 인도양 하층 동풍 편차를 비롯한 대기 순환의 특징도 6개월 선형 예측에서까지 비교적 잘 나타나는 편이다. 또한 2006년부터 2008년까지 연속적으로 발생한 IOD를 관측과 유사하게 예측하는 결과를 보인다.

세번째로 SCoPS가 관측에서 주요 대기 변동성을 현실적으로 재현하고 있음을, 북대서양과 북서태평양의 기후에 뚜렷한 영향을 끼치는 주요 모드인 NAO와 WP의 재현 성능 분석 결과로부터 확인하였다. 대기모드 지수 예측성은 계절에 따라 그리고 예측 선형 시간에 따라 다른 양상을 보인다. NAO는 대부분의 계절에서 선형 시간이 짧을수록 높은 TCC와 MSSS 스킬을 보이지만, WP는 예상과 달리 선형 시간이 길어질수록 오히려 높은 스코어를 보인다. 북반구 겨울철에 대한 분석 결과를 살펴보면, SCoPS 내에서 분리된 북대서양 변동 모드는 그 공간 분포가 관측 NAO와 매우 유사하다. PNA의 하단 패턴을 NAO로 분리하는 CCSM3와 비교해 볼 때, SCoPS 내에서 겨울철 북반구 동서 방향 변동성 분리가 관측과 유사하게 이루어지고 있음을 알 수 있다. NAO 지수 검증에서도 CCSM3에 비해 뚜렷한 TCC, MSSS 스코어 개선을 보였다. WP의 경우, SCoPS가 CCSM3에 비해 변동성분의 공간 분포를 좀 더 현실적으로 재현하는 모습이나, NAO에 비해 극적인 개선은 보이지 않는다.

SCoPS에서 대기 모드의 재현성능이 개선된 것은 겨울철 평균 배경장 모의 개선과 관련된 것으로 보인다. CCSM3에서는 관측에 비해 뚜렷하게 편향된 태평양 중위도 제트 기류와 대류권 하층 전구 기온 패턴이 나타나고 결론적으로 전형적인 특징을 다소 잃어버린 정상파 패턴을 보이지만, SCoPS는 이러한 배경장들을 매우 현실적으로 모의한다. 대기 배경장과 변동성분 사이의 순압/경압 에너지 전환 분석에서도 SCoPS가 CCSM3에 비해 관측과 유사한 패턴이 나타나, 앞서 언급한 대기 모드 재현성능 개선을 뒷받침한다.

SCoPS에서는 대기 모드들의 ENSO 의존성이 매우 강하게 나타난다. 실제 관측에서는 NAO는 1월과 2월, WP는 12월에 ENSO와 TCC 값이 최대이고 이는 SCoPS에서도 일관된다. 하지만 그 강도가 SCoPS에서 훨씬 강하고 특별히 WP의 경우에는 그 의존성

이 매우 오랫동안 유지되는 것을 확인하였다. 막대 그래프 분석에서 NAO 지수의 분포 범위와 평균값이 ENSO 위상에 따라 이동하는 모습은 다소 과하지만 SCoPS에서 적절하게 모의된다. 하지만, WP에서는 위상에 따른 지수 분포가 관측과 매우 다른데, 전체적으로 중립인 라니냐 시기 지수들이 SCoPS에서는 완전한 음의 편이를 보인다. 대기 모드 지수 재현 특성 역시 ENSO 위상에 관련된 것으로 나타났다. 이러한 결과들은 SCoPS에서 해양과 대기의 관련성 혹은 상호작용이 관측의 그것과 일정 부분에 있어서 다를 수 있음을 나타내고, 이는 향후 SCoPS 개선 가능성에 대해 시사하는 바가 크다.

마지막으로 SCoPS의 대기 에너지의 분배 및 흐름이 관측과 유사하게 나타나고 있으며, 예측 선행 시간에 크게 영향을 받지 않고 안정적으로 적분이 이루어지고 있는 것으로 확인할 수 있다. 다만, 경압 변환의 과소 모의는 경압 불안정에 의한 일기 현상이 과소 모의되는 특성이 반영되는 것으로, 계절규모 이하의 현상을 예측하고자 할 때 고려되어야 할 부분이다.

REFERENCES

- Archambault, H. M., L. F. Bosart, D. Keyser, and A. R. Aiyer, 2008: Influence of Large-Scale Flow Regimes on Cool-Season Precipitation in the Northeastern United States. *Monthly Weather Review*, **136**, 2945–2963.
- Adler, R. F., and Coauthors, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 1147–1167.
- Ashok, K., S. Behera, A. S. Rao, H. Y. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its teleconnection. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C11007.
- Barnston, A., and R. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, **115**, 1083–1126.
- Barnston, A. G., Y. He, and M. H. Glantz, 1999: Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997–98 El Niño episode and the 1998 La Niña onset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 217–243.
- Barnston, A. G., M. K. Tippett, M. L. L'Heureux, S. Li, and D. G. DeWitt, 2012: Skill of Real-Time Seasonal ENSO Model Predictions during 2002–11: Is Our Capability Increasing? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 631–651.
- Barnston, A. G., M. K. Tippett, H. M. van den Dool, and D. A. Unger, 2015: Toward an Improved Multi-model ENSO Prediction. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- Baxter, S., and S. Nigam, 2015: Key Role of the North Pacific Oscillation–West Pacific Pattern in Generating the Extreme 2013/14 North American Winter. *Journal of Climate*, **28**, 8109–8117.
- Black, R. X., and R. M. Dole, 1993: The Dynamics of Large-Scale Cyclogenesis over the North Pacific Ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 421–442.
- Behera, S. K., J.-J. Luo, and T. Yamagata, 2008: Unusual IOD event of 2007. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14S11, doi:10.1029/2008GL034122. <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL034122>
- Cai, W., A. Sullivan, and T. Cowan, 2009: How rare are the 2006–2008 positive Indian Ocean Dipole events? An IPCC AR4 climate model perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08702, doi:10.1029/2009GL037982. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009GL037982>
- Cai, W. and Coauthors, 2014: Increasing frequency of El Niño events due to greenhouse

- warming. *Nature Climate Change*, **4**, 111–116.
- Cai, W and Coauthors, 2015: ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change*, **5**, 849–859.
- Cellitti, M. P., J. E. Walsh, R. M. Rauber, and D. H. Portis, 2006: Extreme cold air outbreaks over the United States, the polar vortex, and the large-scale circulation. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D02114.
- Chowdary, J. S., S.-P. Xie, J.-Y. Lee, Y. Kosaka, and B. Wang, 2010: Predictability of summer northwest Pacific climate in 11 coupled model hindcasts: Local and remote forcing. *J. Geophys. Res.*, **115**, D22121.
- Chowdary, J. S., S.-P. Xie, J.-J. Luo, J. Hafner, S. Behera, Y. Masumoto, and T. Yamagata, 2011: Predictability of Northwest Pacific climate during summer and the role of the tropical Indian Ocean. *Clim. Dyn.*, **36**, 607–621.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, **137**, 553–597.
- Ding, H., R. J. Greatbatch, M. Latif, and W. Park, 2015a: The impact of sea surface temperature bias on equatorial Atlantic interannual variability in partially coupled model experiments. *Geophysical Research Letters*, **42**, 5540–5546.
- Ding, H., N. Keenlyside, M. Latif, W. Park, and S. Wahl, 2015b: The impact of mean state errors on equatorial Atlantic interannual variability in a climate model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **120**, 1133–1151.
- Dole, R., and R. Black, 1990: Life cycles of persistent anomalies. Part II: The development of persistent negative height anomalies over the North Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*, **118**, 824–846.
- Du, Y., S. P. Xie, Y. L. Yang, X. T. Zheng, L. Liu, and G. Huang, 2013: Indian Ocean Variability in the CMIP5 Multimodel Ensemble: The Basin Mode. *J. Clim.*, **26**, 7240–7266
- Duan, W., and C. Wei, 2013: The ‘spring predictability barrier’ for ENSO predictions and its possible mechanism: results from a fully coupled model. *International Journal of Climatology*, **33**: 1280–1292.
- Evans, K. J., and R. X. Black, 2003: Piecewise Tendency Diagnosis of Weather Regime Transitions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 1941–1959.
- Franzke, C., S. B. Feldstein, and S. Lee, 2011: Synoptic analysis of the Pacific–North American teleconnection pattern. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 329–346.

- Frederiksen, J. S., 1983: A Unified Three-Dimensional Instability Theory of the Onset of Blocking and Cyclogenesis. II. Teleconnection Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 2593-2609.
- Fukuoka, A., 1951: The Central Meteorological Observatory, A study on 10-day forecast (A synthetic report). *Geophysical Magazine*, **22**, 177-208.
- Ha, K.-J., J.-E. Chu, J.-Y. Lee, and K.-S. Yun, 2017: Interbasin coupling between the tropical Indian and Pacific Ocean on interannual timescale: observation and CMIP5 reproduction. *Clim. Dyn.*, **48**, 459-475.
- Ham, Y.-G., J.-S. Kug, J.-Y. Park, and F.-F. Jin F.-F., 2013: Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Niño/Southern Oscillation events. *Nature Geoscience*, **6**, 112-116.
- Hagemann, S., K. Arpe, and E. Roeckner, 2006: Evaluation of the hydrological cycle in the ECHAM5 model. *Journal of Climate*, **19**, 3810-3827.
- Hannachi, A., I. T. Jolliffe, and D. B. Stephenson, 2007: Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International Journal of Climatology*, **27**, 1119-1152.
- Hong, M., R. Zhang, D. Wang, M. Feng, Z. Wang, and V. P. Singh, 2015: Reconstruction of a dynamical-statistical forecasting model of the ENSO index based on the improved self-memorization principle. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **101**, 14-26.
- Horel, J., and J. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **109**, 813-829.
- Hsu, H.-H., and J. M. Wallace, 1985: Vertical Structure of Wintertime Teleconnection Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **42**, 1693-1710.
- Hunke, E. C., and W. H. Lipscomb, 2010: CICE: The Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 4.1. LA-CC-06-012, T-3 Fluid Dynamics Group, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos N.M.
- Ineson, S., and A. Scaife, 2009: The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geoscience*, **2**, 32-36.
- Iskandar, I., M. Irfan, and F. Saymuddin, 2013: Why was the 2008 Indian Ocean Dipole a short-lived event? *Ocean Sci. J.*, **48**, 149-160.
- Izumo, T., and Coauthors, 2010: Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the

- following year's El Niño. *Nat. Geosci.*, **3**, 168–172.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. Hnilo, M. Fiorino, and G. Potter, 2002: Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631–1643.
- Kao, H.-Y., and J.-Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, **22**, 615–632.
- Kaznacheeva, V., and I. Trosnikov, 2008: Estimation of dependence of seasonal predictability of meteorological quantities in different regions of the Northern Hemisphere on the El Niño–Southern Oscillation phenomenon. *Russian Meteorology and Hydrology*, **33**, 63–72.
- Kenyon, J., and G. C. Hegerl, 2010: Influence of Modes of Climate Variability on Global Precipitation Extremes. *Journal of Climate*, **23**, 6248–6262.
- Kim, D., A. H. Sobel, E. D. Maloney, D. M. W. Frierson, and I.-S. Kang, 2011: A Systematic Relationship between Intraseasonal Variability and Mean State Bias in AGCM Simulations. *Journal of Climate*, **24**, 5506–5520.
- Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry, 2012: Seasonal prediction skill of ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective forecast for the Northern Hemisphere Winter. *Clim. Dyn.*, **39**, 2957–2973.
- Kim, J.-W., S.-I. An, S.-Y. Jun, H.-J. Park, and S.-W. Yeh, 2017: ENSO and East Asian winter monsoon relationship modulation associated with the anomalous northwest Pacific anticyclone. *Climate Dynamics*, **49**, 1157–1179.
- Kim, W., and Y.-S. Choi, 2017: Long-term change of the atmospheric energy cycles and weather disturbances. *Clim. Dynam.*, 1–13.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin, and S.-I. An, 2009: Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño, *Journal of Climate*, **22**, 1499–1515.
- Kug, J.-S., and Y.-G. Ham, 2012: Indian Ocean Feedback to the ENSO Transition in a Multimodel Ensemble. *J. Clim.*, **25**, 6942–6957.
- Lau, K. M., and J. S. Boyle, 1987: Tropical and Extratropical Forcing of the Large-Scale Circulation: A Diagnostic Study. *Monthly Weather Review*, **115**, 400–428.
- Leathers, D. J., B. Yarnal, and M. A. Palecki, 1991: The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and

- Precipitation Associations. *Journal of Climate*, **4**, 517–528.
- Lee, Y.-Y., and R. X. Black, 2013: Boreal winter low-frequency variability in CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 6891–6904.
- Linkin, M. E., and S. Nigam, 2008: The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection Pattern: Mature–Phase Structure and Winter Impacts. *Journal of Climate*, **21**, 1979–1997.
- Lorenz, E. N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, **7**, 157–167.
- Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction.
- Luo, D., T. Gong, and L. Zhong, 2008: Dynamical Relationship between the Phase of North Atlantic Oscillations and the Meridional Excursion of a Preexisting Jet: An Analytical Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**, 1838–1858.
- Luo, J.-J., R. Zhang, S. K. Behera, Y. Masumoto, F.-F. Jin, R. Lukas, and T. Yamagata, 2010: Interaction between El Niño and Extreme Indian Ocean Dipole. *J. Clim.*, **23**, 726–742, doi:10.1175/2009JCLI3104.1
- MacLachlan, C., and Coauthors, 2015: Global Seasonal forecast system version 5 (GloSea5): a high-resolution seasonal forecast system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**, 1072–1084.
- Martín-Rey, M., B. Rodríguez-Fonseca, I. Polo, and F. Kucharski, 2014: On the Atlantic–Pacific Niños connection: a multidecadal modulated mode. *Climate Dynamics*, **43**, 3163–3178.
- McCreary Jr, J. P., and B. A. Klinger, 1999: A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1743–1746.
- Marques, C. A. F., A. Rocha, and J. Corte-Real, 2011: Global diagnostic energetics of five state-of-the-art climate models. *Clim. Dynam.*, **36**, 1767–1794.
- Marques, C. A. F., A. Rocha, J. Corte-Real, J. M. Castanheira, J. Ferreira, and P. Melo-Gonçalves, 2009: Global atmospheric energetics from NCEP–Reanalysis 2 and ECMWF–ERA40 Reanalysis. *Int. J. Climatol.*, **29**, 159–174.
- McPhaden, M. J., 1999: Genesis and Evolution of the 1997–98 El Niño. *Science*, **283**, 950–954.
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, and M. H. Glantz, 2006: ENSO as an integrating concept in earth science. *Science*, **314**, 1740–1745.
- Meyers, G., P. McIntosh, L. Pigot, and M. Pook, 2007: The years of El Niño, La Niña, and

- interactions with the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, **20**, 2872–2880.
- Mo, K. C., and R. E. Livezey, 1986: Tropical–Extratropical Geopotential Height Teleconnections during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, **114**, 2488–2515.
- Murakami, S., 2011: Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 760–768.
- Murphy, A. H., 1988: Skill Scores Based on the Mean Square Error and Their Relationships to the Correlation Coefficient. *Monthly Weather Review*, **116**, 2417–2424.
- Murphy, A. H., and E. S. Epstein, 1989: Skill Scores and Correlation Coefficients in Model Verification. *Monthly Weather Review*, **117**, 572–582.
- Nakamura, H., M. Tanaka, and J. M. Wallace, 1987: Horizontal Structure and Energetics of Northern Hemisphere Wintertime Teleconnection Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**, 3377–3391.
- Notaro, M., W.-C. Wang, and W. Gong, 2006: Model and Observational Analysis of the Northeast U.S. Regional Climate and Its Relationship to the PNA and NAO Patterns during Early Winter. *Monthly Weather Review*, **134**, 3479–3505.
- Oort, A. H., 1983: Global atmospheric circulation statistics, 1958–1973. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Pan, Y., L. Li, X. Jiang, G. Li, W. Zhang, X. Wang, and A. P. Ingersoll, 2017: Earth’s changing global atmospheric energy cycle in response to climate change, 8, 14367.
- Peixóto, J. P., and A. H. Oort, 1974: The annual distribution of atmospheric energy on a planetary scale. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2149–2159.
- Peng, P., A. Kumar, and W. Wang, 2011: An analysis of seasonal predictability in coupled model forecasts. *Clim. Dyn.*, **36**, 637–648.
- Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkès, T. Delcroix, and M. McPhaden, 1996: Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: Implications for ENSO. *Science*, **274**, 1486.
- Polo, I., M. Martín-Rey, B. Rodríguez-Fonseca, F. Kucharski, and C. R. Mechoso, 2015: Processes in the Pacific La Niña onset triggered by the Atlantic Niño. *Climate Dynamics*, **44**, 115–131.
- Ren, H.-L., and F.-F. Jin, 2011: Niño indices for two types of ENSO. *Geophysical Research Letters*, **38**, L04704.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of*

Climate, **20**, 5473–5496.

Richter, I., S.-P. Xie, S. K. Behera, T. Doi, and Y. Masumoto, 2014: Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. *Climate Dynamics*, **42**, 171–188.

Roeckner, E., G. Buml, L. Bonaventura et al., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: Model description. MPI Report 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, P. 127.

Saji, N., and T. Yamagata, 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Clim. Res.*, **25**, 151–169.

Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360–363.

Saha, S., and Coauthors, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**, 1015–1057.

Scaife, A. A., C. K. Folland, L. V. Alexander, A. Moberg, and J. R. Knight, 2008: European Climate Extremes and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, **21**, 72–83.

Scaife, A. A., and Coauthors, 2014: Skillful long-range prediction of European and North American winters. *Geophysical Research Letters*, **41**, 2514–2519.

Schott, F. A., S.-P. Xie, and J. P. McCreary, 2009: Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics*, **47**.

Simmons, A., J. Wallace, and G. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 1363–1392.

Smith, R. D., J. K. Dukowicz, and R. C. Malone, 1992: Parallel ocean general circulation modeling. *Physica D*, **60**, 38–61.

Smith, D. M., A. A. Scaife, R. Eade, and J. R. Knight, 2014: Seasonal to decadal prediction of the winter North Atlantic Oscillation: emerging capability and future prospects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Smith, D. M., A. A. Scaife, R. Eade, and J. R. Knight, 2016: Seasonal to decadal prediction of the winter North Atlantic Oscillation: emerging capability and future prospects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 611–617.

Smith, K. L., C. G. Fletcher, and P. J. Kushner, 2010: The role of linear interference in the annular mode response to extratropical surface forcing. *Journal of Climate*, **23**, 6036–6050.

Sutton, R. T., and J. S. P., 2000: The elements of climate variability in the tropical Atlantic

- region. *Journal of Climate*, **13**, 3261–3284.
- Thompson, D. W., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1297–1300.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of el Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2771–2777.
- Trenberth, K. E., and L. Smith, 2006: The vertical structure of temperature in the tropics: Different flavors of El Niño. *Journal of climate*, **19**, 4956–4973.
- Valcke, S., V. Balaji, A. Craig, C. Deluca, R. Dunlap, R. Ford, R. Jacob, J. Larson, R. O’Kuinghtons, G. Riley, M. Vertenstein, 2012: Coupling technologies for Earth System Modelling. *Geoscientific Model Development*, **5**, 1589–1596.
- Wallace, J., and D. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 784–812.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? *Journal of Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wang, B., B. Xiang, and J.–Y. Lee, 2013: Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **110**, 2718–2722.
- Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **118**, 877–926.
- Westby, R. M., Y.–Y. Lee, and R. X. Black, 2013: Anomalous Temperature Regimes during the Cool Season: Long-term Trends, Low Frequency Mode Modulation and Representation in CMIP5 Simulations. *Journal of Climate*.
- WMO, W., 2006: Standardised verification system (SVS) for long-range forecasts (LRF), (attachment II. 8), manual on the global data-processing system. WMO.
- Xie, S.–P., Y. Du, G. Huang, X.–T. Zheng, H. Tokinaga, K. Hu, and Q. Liu, 2010: Decadal Shift in El Niño Influences on Indo–Western Pacific and East Asian Climate in the 1970s*. *J. Clim.*, **23**, 3352–3368.
- Yeh, S.–W., J.–S. Kug, B. Dewitte, M.–H. Kwon, B. P. Kirtman, and F.–F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, **461**, 511–514.
- Yu, J.–Y., Y. Zou, S. T. Kim, and T. Lee, 2012: The changing impact of El Niño on US winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, **39**, L15702.
- Yuan, Y., and S. Yang, 2012: Impacts of different types of El Niño on East Asian climate:

Focus on ENSO cycles. *Journal of Climate*, **25**, 7702–7722.

Zebiak, S. E., 1993: Air-Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. *Journal of Climate*, **6**, 1567–1586.

Zhao, M., and H. H. Hendon, 2009: Representation and prediction of the Indian Ocean dipole in the POAMA seasonal forecast model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 337–352.

Zhang, W., F.-F. Jin, and A. Turner, 2014: Increasing autumn drought over southern China associated with ENSO regime shift, *Geophysical Research Letter*, **41**, 4020–4026.

【연구자】

김선태 선임연구원

오지현 선임연구원

김원무 선임연구원

김옥연 선임연구원

이윤영 선임연구원

임아영 연구원

연구보고서 2017-02

고품질의 기후 예측 정보 제공을 위한 SCoPS 계절 예측 자료 분석

I S B N 979-11-5698-192-3

발 행 2018년 3월

발 행 인 정 흥 상

발 행 처 APEC기후센터
부산시 해운대구 센텀7로 12

제작·인쇄 경성문화사

이 보고서는 APEC기후센터 홈페이지(<http://www.apcc21.org/>)에서 이용하실 수 있습니다.
또한 보고서에 실린 내용은 출처를 명시하면 자유롭게 인용할 수 있습니다. 단, 무단 전재 및
복제를 금합니다.