

# 장기예보 정확도 향상을 위한 다양한 기후 요소 와 우리나라 기후의 관련성 분석

Detailed analysis on climate over Korea in relation to various climate factors  
for improving operational long-range forecast

여새림



# 장기예보 정확도 향상을 위한 다양한 기후 요소 와 우리나라 기후의 관련성 분석

Detailed analysis on climate over Korea in relation to various climate factors  
for improving operational long-range forecast

여새림





## 발간사

신뢰도 높은 기후예측 정보는 효율적인 수자원 및 에너지 관리 뿐만 아니라 국민 건강과 안전 관리 등에 영향을 미치는 사회·경제적으로 매우 활용 가치가 높은 정보이다. 우리나라의 1개월 이상 시간 규모의 기후예측 정보 제공은 공식적으로 기상청에서 수행하고 있는데, 이는 기상청 현업 기후예측모델과 국외기관의 기후예측모델 예측자료를 중점적으로 분석하여 생산된다. 이 때 APCC의 다중모델 앙상블 예측 결과 역시 예측 생산에 주요 자료로 활용되는 등, 우리나라의 장기 예보 정확도 향상을 위한 APCC와 기상청 사이의 협업이 활발하게 진행되고 있다.

한편, 보다 정확한 예측 정보의 생산을 위해서는 기후예측모델로부터 생산된 예측자료뿐만 아니라, 다양한 기후 요소들, 예를 들면 엘니뇨·라니냐를 포함하는 열대 해수면 온도, 열대 대류 활동, 북반구 눈덮임 및 북극해빙요소 등 우리나라 기후에 영향을 미칠 수 있는 다양한 기후요소의 현황을 종합적으로 고려하는 것이 필요하다.

이러한 필요성에 의해 본 연구에서는, 우리나라 기후에 영향을 미치는 주요 기후 요소들을 관측 자료를 바탕으로 선정하고 이들이 우리나라 월별 기온과 강수에 미치는 물리·역학적 과정을 분석하였다. 구체적으로는, 엘니뇨·라니냐와 유라시아 눈덮임 변동성이 우리나라 월별 기온과 강수에 미치는 영향에 대하여 분석하였고, 이와 함께 우리나라 여름철 기온 변동성의 상세 특징 및 대규모 순환장을 바탕으로 한 여름철 폭염 패턴에 대하여 연구하였다. 이러한

연구 결과들은 기후예측모델을 기반으로 한 예측과 상호 보완적인 역할을 하여 최종적으로는 예측 정확도와 신뢰도 향상에 기여할 것으로 기대된다. 또한 추후 연구로서, 우리나라 기후 변동성에 영향을 미치는 더욱 다양한 기후 인자 선정과 그 물리적 과정 규명에 대한 연구가 보충된다면 더욱 신뢰도 있는 기후 예측 생산이 가능할 것이다.

본 연구를 수행한 여새림 박사에게 감사드린다. 또한 귀중한 조언을 해 주신 기상청 기후예측과에 감사를 표합니다.

2017년 1월  
APEC 기후센터  
원장 정 홍 상

---

## ABSTRACT

The present study documents Korean climate variability in relation to various climate factors for improving operational long-range forecast. Since the dynamical model has some limitations in predicting mid-latitude climate accurately, the statistical analysis on the Korean climate will complement the weakness of the climate prediction based on the dynamical model. In particular, statistical analysis based on observational data facilitates more physically reliable interpretation of the dynamical model results. Based on this background, the present study investigates the statistical relationship of Korean climate with various climate factors, such as El Niño–Southern Oscillation (ENSO), snow cover extent (SCE), or large-scale atmospheric circulations. Analyses are conducted on four specific subjects: 1) monthly climate variability over Korea during different phases of ENSO evolution; 2) the effect of Eurasian snow cover variability in relation to warming trends and Arctic Oscillation; 3) distinct mechanism of Korean surface temperature variability during early and late summer; and 4) three types of warming over Korea based on the atmospheric circulation pattern.

The first subject documents monthly temperature and precipitation anomalies over Korea during different evolution phases of ENSO. The evolution process of ENSO can be classified into two groups based on whether El Niño turns into La Niña in the subsequent year. The first group involves the transition process from El Niño to La Niña, while the second group shows prolonged El Niño or neutral conditions after the mature phase of El Niño. Since the mid-latitude atmospheric responses, as well as the equatorial heating anomalies for the two groups of ENSO,

differ from each other, the ENSO-related temperature and precipitation anomalies over Korea are investigated separately for the two ENSO evolution groups. In particular, this study focuses on the entire monthly evolution of the temperature and precipitation over Korea during the different phases of ENSO.

The second subject is the two distinct modes of snow cover variability over Eurasia and their impacts on the Korean climate. The first mode of Eurasian SCE represents a seasonally asymmetric trend between spring and fall. The spring SCE shows a decreasing trend, while the fall SCE, particularly in October, exhibits a clear increasing trend. This seasonally asymmetric trend of SCE is closely linked to Arctic sea ice decline accompanied by warming in the northern Eurasia. On the other hand, the second mode of Eurasian SCE is closely related to Arctic Oscillation (AO), which is a dominant mode of Northern Hemisphere atmospheric variability. Detailed descriptions of the two distinct modes of Eurasian SCE and their impacts on Korean temperature and precipitation are presented.

The third subject is the distinct mechanism of Korean surface air temperature (SAT) variability during early and late summer. Korean SAT exhibits a distinguished sub-seasonal variation, showing remarkable differences between early summer (June) and late summer (July and August). The SAT variability during early summer is significantly influenced by the global warming signal, while the contribution of the global warming signal is insignificant during late summer. The residual variability of the early summer, which is an independent component of the global warming trend, is closely related to the atmospheric circulation over East Asia. However, this structure does not originate from remote oceanic SST forcing. During the late summer, the Korean SAT is dominantly regulated by the atmospheric variability induced by the Pacific SST forcing.

The fourth subject is the classification of the warming event over Korea based

on the atmospheric circulation pattern. The three types of atmospheric circulation patterns in relation to warming over Korea are identified as the wave type, Pacific Japan (PJ) type, and North Pacific (NP) type. The intensity and duration of warming over Korea are investigated for the three types of warming along with the large-scale atmospheric and oceanic circulation patterns. These analyses will provide the statistical basis for improving long-range forecast over Korea.



## 목 차

|                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. 서론                                                                     | 1  |
| 2. 연구 자료 및 방법                                                             | 5  |
| 2.1 연구 자료                                                                 | 5  |
| 2.2 분석 방법                                                                 | 7  |
| 3. ENSO의 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성                                      | 8  |
| 3.1 ENSO 진화 과정에 대한 분류                                                     | 8  |
| 3.2 두 그룹의 ENSO 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성                                | 14 |
| 3.3 두 그룹의 ENSO 진화와 우리나라 기후에의 영향에 관한 APCC MME 예측 성능 분석                     | 22 |
| 4. 유라시아 지역 눈 덮임 변동성과 우리나라 기후에의 영향                                         | 27 |
| 4.1 유라시아 눈 덮임 변동성 - 첫 번째 모드:<br>계절별 비대칭적 추세 (seasonally asymmetric trend) | 27 |
| 4.2 유라시아 눈 덮임 변동성 - 두 번째 모드:<br>북극 진동 (Arctic Oscillation)과 관련된 변동성       | 35 |

|                                                |    |
|------------------------------------------------|----|
| 5. 우리나라 여름철 월별 기온 변동성의 특징-----                 | 39 |
| 5.1 우리나라 여름철 기온 변동 특성-----                     | 39 |
| 5.2 6월 기온 변동 특성-----                           | 40 |
| 5.3 7~8월 기온 변동 특성-----                         | 47 |
| 6. 우리나라 여름철 고온 사례 분류 및 특성 분석-----              | 52 |
| 6.1 우리나라 여름철 고온 현상에 영향을 미치는<br>세 가지 대기 패턴----- | 52 |
| 6.2 세 가지 고온 사례와 관련된 대규모 순환장의 특징 ----           | 61 |
| 7. 결론 및 토론-----                                | 65 |
| Ⅱ REFERENCE-----                               | 69 |







## 1. 서론

정확한 장기예보는 사회·경제적으로 매우 가치 있는 정보로서, 이를 통해 각종 계절 질환에 대한 예방, 재해 방재, 수자원 및 에너지 수급 조절에 대한 효율적인 관리가 가능하다. 우리나라의 장기예보는 현업 기관인 기상청에서 수행하고 있는데, 크게 1개월 전망과 3개월 전망으로 분류할 수 있다(장기예보업무편람, 기상청 2015). 1개월 전망의 경우 주별 기반의 기온과 강수를 예측하는데, 이는 단기예보를 위한 수치 모델, 기상청 현업계절예측시스템(Global Seasonal Forecast System version 5; GloSea5) 및 국외기관의 기후예측 모델 예측 자료를 중점적으로 분석하여 생산된다. 3개월 전망의 경우 발표일이 속한 다음 월부터 3개월 동안의 기간에 대해 월별 기온 및 강수량 전망에 대하여 발표한다. 3개월 전망도 1개월 전망과 마찬가지로 기후예측 모델의 예측 정보를 바탕으로 생산되며, 이 때 APEC Climate Center(APCC)에서 생산되는 Multi-Model Ensemble(MME) 예측 결과 역시 주요 자료로 활용된다. 하지만 기후예측 모델의 본질적인 한계, 즉 경계조건(boundary condition)에의 민감성 및 긴 적분 시간 그리고 불완전한 모델 내 모수화 과정 등으로 인하여 특히 우리나라가 포함된 중위도 지역에서는 예측의 정확성이나 정교함이 높지 않다(e.g., Kang et al. 2004). 따라서 정확도 높은 장기예보 생산을 위해서는 기후예측 모델의 예측 결과와 함께 과거 관측 자료에서 나타나는 통계적인 특성을 종합적으로 고려할 필요가 있다(Anderson et al. 1999).

본 연구에서는 우리나라 현업 장기예보의 정확도 향상에 기여할 수 있도록 우리나라 기후에 영향을 미치는 다양한 기후요소에 대해 종합적이고 상세한 분석을 수행하였다. 일반적으로 우리나라 기후에 영향을 미치는 기후요소로는 열대 태평양의 엘니뇨/라니냐(El Niño/La Niña) 상태, 열대 서태평양의 해수면 온도 및 대류활동 상황, 유라시아 대륙의 눈 덮임 상태, 북극의 해빙 상태 등이 있고 정확한 기후 예측을 위해 현업 기관에서는 이러한 요소들을 실시간으로 감시하고 있다. 그러나 이러한 기후요소들이 우리나라 월별 기온과 강수 변동성과 정확히 어떠한 관련성을 가지고 있으며 또한 그 물리적인 메커니즘이 무엇인가에 대해서는 현재까지 체계적인 분석 결과가 존재하지 않으며 통계 분석 기반의 예보 생산을 위한 지침서 또한 마련되어 있지 않다. 이러한 필요성을 바탕으로 본 연구에서는 아래와 같은 네 가지 분석 주제를 선정하였다.

1. 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation: ENSO)의 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특징
2. 유라시아 지역 눈 덮임 변동성의 특징과 우리나라 기온 강수에의 영향 분석
3. 우리나라 여름철 월별 기온 변동성의 특징
4. 우리나라 여름철 고온 사례 분류 및 특성 분석

첫 번째 분석 주제인 ENSO의 경우 열대 태평양 해수면 온도 변동성의 가장 큰 부분을 차지하는 기후 요소로서, 이는 대기 원격 상관을 통해 중위도 지역의 기후변동에 큰 영향을 미친다(e.g., Alexander et al, 2002; Larkin and Harrison, 2005). 실제 많은 선행 연구들에서 ENSO가 동아시아 지역 기후 변동성에 미치는 영향에 대하여 제시하였는데, 예를 들면 Wang et al.(2008)에서는 엘니뇨 쇠퇴 시기에 북서태평양 아열대 고기압의 발달로 인해 동아시아 여름 몬순이 강화되는 메커니즘을 제시하였다. 또한 엘니뇨가 발달한 겨울철에는 동아시아 지역 기온이 대체로 높은 경향을 보인다(Wang et al., 2000). 그러나 이러한 동아시아 지역의 일반적인 경향성은 우리나라와 같은 작은 규모의 기후 변동성에는 적용되지 않는 경우가 많고 또한 개별 ENSO 사례별로 매우 다른 기후 반응을 나타내는 경우가 많다. 따라서 보다 정확한 ENSO의 원격 상관 영향을 조사하기 위해서는 개별 ENSO 사례의 다양성을 이해하여야 한다. ENSO의 다양성은 크게 강도(amplitude), 공간 구조(spatial pattern), 그리고 진화 과정(temporal evolution) 등을 고려할 수 있는데, 이에 따라 중위도 원격 상관 구조가 서로 다르게 나타난다. 예를 들면, 엘니뇨의 공간 구조에 따라 고온 해수역의 중심이 열대 동태평양에 위치하는 동태평양 엘니뇨와, 중태평양에 위치하는 중태평양 엘니뇨로 분류할 수 있는데, 이에 따른 우리나라 기후에의 원격 상관이 서로 다르게 나타난다는 선행 연구 결과가 제시되었다(Kug et al., 2010). 그러나 실제 현업 기후 예측에서 중요하게 판단되는 ENSO의 진화 과정 별 우리나라 기후에의 영향에 대해서는 자세한 선행연구가 수행되지 않았다. 따라서, 본 연구에서는 ENSO의 진화 과정에 따른 우리나라 기온과 강수 변동 특성에 대하여 분석하였다. 이를 위해 각 ENSO 사례들을 진화 과정에 따라서 두 그룹으로 분류하였는데, 첫 번째 그룹은 엘니뇨 발생 이후 다음해에 라니냐로 전이되는 진화 과정을 보이는 사례들을 포함하고, 두 번째 그룹은 엘니뇨 발생 이후 다음해에 중립상태 또는 지속적인 엘니뇨 상태가 나타나는 사례들을 포함한다. 첫 번째 그룹의 엘니뇨 사례들, 즉 다음해 라니냐로

전이되는 경우에는 그 이듬해까지 라니냐 상태가 지속적으로 나타나는 특징이 있다. 이와 같이 라니냐의 경우 엘니뇨로 전이되려는 특징보다 라니냐 상태로 지속되려는 특징을 많은 선행 연구들이 제시하였다(Ohba and Ueda, 2009; Ohba et al., 2010; Okumura and Deser, 2010; Domménget et al., 2013). 따라서, 첫 번째 그룹의 경우 엘니뇨 발달해(Year1), 라니냐 전이해(Year2), 그리고 라니냐 지속해(Year3)로 구성되고, 두 번째 그룹의 경우 엘니뇨 발달해(Year1), 그리고 중립 또는 엘니뇨 지속해(Year2)로 구성되어 각 진화 과정별 우리나라 기온과 강수의 특징에 대하여 분석하였다. 또한, 과거 관측 자료에 대한 통계 분석과 함께 APCC MME의 그룹별 ENSO 진화 과정 및 그에 따른 우리나라 기후 특성에 대한 예측 성능 평가를 수행하였다.

두 번째 분석 주제인 유라시아 눈 덮임의 경우 지표 열과 수분 교환에 영향을 미쳐 북반구 기후 변동성에 영향을 미친다(Barnett et al., 1988, 1989). 예를 들면, 선행 연구에서는 유라시아 눈 덮임과 인도 여름 몬순의 관련성(Han and Shukla, 1976), 북극 진동과의 연관성(Cohen et al., 2012), 그리고 동아시아 여름 몬순과의 관련성(Liu and Yanai 2002) 등 다양한 기후요소와 유라시아 눈 덮임 변동성의 관련성을 제시하였다. 최근 뚜렷한 지구 온난화 신호가 나타나고 이러한 온난화 신호는 해빙의 되먹임 작용으로 인해 특히 극지역에서 더욱 강하게 나타난다(e.g. Serreze and Francis 2006). 이러한 온난화 경향성에 따라 대체로 유라시아지역 눈 덮임은 감소하는 추세를 나타낸다(Dery and Brown 2007; Hassol 2004; Ye and Ellison 2003). 하지만 이러한 추세는 시·공간적으로 매우 독특한 특징을 보이는데, 최근의 연구에 따르면 10월의 유라시아 눈 덮임은 오히려 늘어나는 추세를 보인다고 한다(Bulygina et al., 2011, 2009; Cohen et al., 2012; Ghatak et al. 2010). 지구 온난화 상황에서 이러한 눈 덮임의 증가는 직관적인 사고에 어긋나는 현상으로 이러한 현상을 이해하기 위해서는 상세 분석이 필요하다. 한편, 유라시아 눈 덮임 변동성과 가장 밀접하게 관련되어 있는 대기 변동 모드는 북극 진동(Arctic Oscillation; AO)이다(Allen and Zender 2011; Bamzai 2003; Cohen et al., 2007; Saito and Cohen, 2003). 예를 들면, Cohen et al.(2007)은 가을철 유라시아지역 눈 덮임의 증가는 상향 행성파의 강화를 통해 뒤 따르는 겨울철 AO 상태를 음의 위상으로 유도하고 이는 동아시아 지역 기온을 하강 시키는 역할을 한다는 것을 제시하였다. 따라서 본 연구에서는 유라시아지역 눈 덮임에 대한 상세 분석을 통해 온난화 신호와 관련된

변동성과 AO와 관련된 변동성을 통계적으로 분리하고 이것이 우리나라 월별 기후에 어떠한 영향을 미치는지 조사하였다.

세 번째 분석 주제는 우리나라 여름철(6월~8월) 월별 기온 변동 특성 분석이다. 우리나라 여름철의 월별 기온 시계열에 대한 상세 분석을 통해 6월의 기온 변동성과 7~8월의 기온 변동 특성이 서로 다르다는 것을 확인하였다. 우리나라 6월 기온 변동성의 경우 전반적으로 유라시아 대륙의 온난화 추세의 영향을 크게 받는 반면, 7~8월 기온 변동성의 경우 열대 지역의 해수면 온도 변동성과 밀접하게 관련되어 있다. 따라서 본 연구에서는 우리나라 6월 기온 변동성을 온난화 신호와 관련된 성분과 그 잔차(residual) 성분으로 나누어 각각의 특징에 대하여 분석하고, 7~8월 기온 변동성과 관련된 대규모 순환장의 특징에 대하여 분석하였다.

네 번째 분석 주제는 우리나라 여름철(6월~8월) 고온 사례 분류 및 그 특성 분석이다. 우리나라 여름철 고온 현상은 대체로 우리나라 상공에 고기압성 순환(기압능)이 발달되어 있을 때 나타난다. 이러한 고기압성 순환은 다양한 기후 패턴들과 관련되어 형성될 수 있는데, 예를 들면 중위도 지역의 파동 형태에서 기인한 고기압성 순환, 열대 서태평양 지역의 대류 활동에서 유도된 고기압성 순환, 그리고 여름철 북태평양 고기압 자체의 강화 및 동·서 방향 장출로부터 기인한 고기압성 순환으로 분류할 수 있다. 본 연구에서는 위의 세 가지 대기 순환 패턴을 바탕으로 우리나라 고온 사례를 분류하고 그 특성에 대하여 분석하였다.

이 보고서는 위의 네 가지 분석 주제에 대한 상세 결과와 함께 현업 장기예보에의 활용 방안 모색에 대하여 서술하였다. 2장에서는 분석에 사용한 자료와 분석 방법을 기술하였고, 3장부터 6장까지는 각각 네 가지 분석 주제에 대한 결과를 서술하였다. 마지막장에서는 분석 결과를 종합하고 실제 현업 장기예보에의 활용 방안에 대하여 토의하였다.

## 2. 연구 자료 및 방법

### 2.1 연구 자료

본 연구에서는 기상청에서 제공하는 기후 분석이 가능한 우리나라 45개 관측 지점의 1979년부터 2015년까지 기온과 강수 자료를 사용하였다. 월별 자료와 5일 평균(pentad) 자료를 사용하였으며, 공간 내삽 방법을 통하여  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 로 격자화 하였다. 45개 관측 지점의 자세한 정보는 Fig. 2.1에 나타내었다. 우리나라 기후와 전 지구 순환장과의 관련성을 조사하기 위해 사용한 전 지구 재분석 자료는 National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy(NCEP/DOE) reanalysis 2(Kanamitsu et al., 2002)이다. 이 자료에서는 지위 고도, 해면 기압, 바람, 열속(heat flux) 등의 대기 자료를 사용하였다. 강수자료는 주로 위성 관측 자료를 기초로 한 Global Precipitation Climatology Project(GPCP)(Huffman et al., 2009) 자료를 이용하였으며 해수면 온도 자료는 Extended Reconstruction sea surface temperature(SST) version 3(ERSST. v3)(Smith et al., 2008)를 사용하였다. 5일 평균(pentad) SST 자료는 Optimum Interpolation SST(OISST)(Reynolds et al., 2002)를 사용하였다. 한편, 눈 덮임 자료는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)에서 제공하는 snow chart climate data record (Robinson et al., 2012)를 사용하였으며, 북극 해빙자료는 European Centre for Medium-range Weather Forecasts (Dee et al., 2011)에서 제공하는 ERA-interim 재분석 자료를 사용하였다.

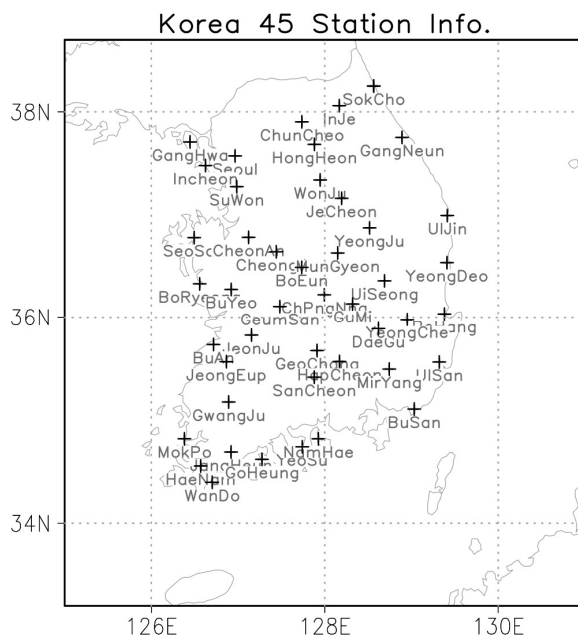


Figure 2.1 Distribution of the 45 stations used in the present study

APCC MME의 예측 성능을 평가하기 위하여 6개의 Coupled Global Circulation Model(CGCM)이 참여한 MME에 대하여 분석하였다. 참여 모형의 정보는 Table 1에 정리하였다. 6개 모형의 공통된 hindcast 기간은 1983년부터 2010년이며, 본 연구에서는 1개월 선행시간에 대한 hindcast 자료에 대하여 분석하였다. 또한 simple composite method(SCM)를 적용한 MME 결과에 대하여 분석하였다.

Table 1 Brief description of model configuration used in this study

| Institute<br>(model name) | Resolution | Ensemble<br>member | Reference                |
|---------------------------|------------|--------------------|--------------------------|
| APCC (APCC-CCSM3)         | T85L26     | 10                 | Jeong et al. (2008)      |
| BoM (POAMA)               | T47L17     | 33                 | Cottrill et al. (2013)   |
| MSC (CANCM3)              | T63L31     | 10                 | Merryfield et al. (2013) |
| MSC (CANCM4)              | T63L31     | 10                 |                          |
| NASA (GMAO)               | 288×181L72 | 9                  | Ham et al. (2012)        |
| NCEP (NCEP-CFSv2)         | T62L64     | 20                 | Saha et al. (2006)       |



## 2.2 분석 방법

본 연구에서는 다양한 통계적인 분석 방법을 적용하여 기후 분석을 수행하였다. 첫 번째 연구 주제인 ENSO의 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성 분석과 네 번째 연구 주제인 우리나라 여름철 고온 사례 분류에서는 주로 합성도 분석(composite analysis)을 적용하였다. 이 때 통계적인 유의성 검증은 Student's t-test를 바탕으로 수행하였다. 한편, 우리나라 여름철 월별 기온 변동 특성 분석에서는 대표적인 주성분 분석인 Empirical Orthogonal Function(EOF)와 회귀 분석(regression analysis)을 적용하였다. 유라시아 지역 눈 덮임 변동성을 분석하기 위해서 기후 변동성의 주기적 정상 상태를 가정하는 Cyclostationary EOF(CSEOF) (Kim and North, 1997) 분석을 적용하였다. CSEOF 분석을 유라시아 눈 덮임 자료에 적용하면, loading vector와 그에 상응하는 principal component(PC)로 나누어 지는데, 이 때 정해 준 nested period 내에서 loading vector가 변동하는 특징을 나타낸다. 이 연구에서는 nested period를 12개월로 적용하여 1월부터 12월까지 유라시아 눈 덮임 변동성이 하나의 모드로 나타나고 그 시간 변동성이 PC 시계열을 통해 나타나게 된다.

### 3. ENSO의 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성

#### 3.1 ENSO 진화 과정에 대한 분류

본 연구에서는 Niño 3.4 지수( $170^{\circ}\text{W}$ - $120^{\circ}\text{W}$ ,  $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$  영역 평균한 해수면 온도 편차)가  $+0.5^{\circ}\text{C}$  이상인 경우를 엘니뇨 상태로,  $-0.5^{\circ}\text{C}$  이하인 경우를 라니냐 상태로 그리고  $-0.5^{\circ}\text{C}$ 에서  $+0.5^{\circ}\text{C}$  사이를 중립 상태로 정의하였다. 이는 미국의 현업 기관인 National Oceanic and Atmospheric Administration의 기준과 일치하는 것이다. 이를 바탕으로 먼저 중립인 상태에서 엘니뇨가 발달하기 시작하는 해를 엘니뇨 발달 해로 선정하였다. 1979년부터 2015년까지 총 37년 중 10개 해가 엘니뇨 발달해로 선정되었는데 이 중 다음 해에 라니냐 상태로 전이된 해는 총 6개 해(1982, 1994, 1997, 2004, 2006, 2009)이고, 다음 해에 중립 상태나 엘니뇨 상태가 지속되는 해는 4개 해(1986, 1991, 2002, 2014)이다. 특히, 라니냐 상태로 전이된 해의 경우 대체로 이러한 라니냐 상태가 다음해 까지 유지되는 특징이 나타난다. 즉, 10개의 엘니뇨 발달 해를 다음 해 라니냐 발달 여부에 따라 위와 같은 두 그룹으로 나눌 수 있다.

두 그룹의 Niño 3.4 지수의 월별 진화 과정을 Fig. 3.1에 나타내었다. 첫 번째 그룹의 결과를 위의 패널에, 두 번째 그룹의 결과를 아래 패널에 나타내었다. 점선으로 나타낸 것이 각 사례별 진화 과정이고, 굵은 실선으로 나타낸 것이 이들의 합성 결과이다. 첫 번째 그룹의 경우 엘니뇨 발달 해를 Year1으로, 라니냐 전이 해를 Year2로, 그리고 라니냐 지속 해를 Year3로 표시하였다. 한편, 두 번째 그룹의 경우 엘니뇨 발달 해를 Year1으로, 다음해 중립 또는 엘니뇨 지속 해를 Year2로 표시하였다. 그림에서 확인할 수 있듯이 첫 번째 그룹의 엘니뇨가 대체로 두 번째 그룹에 속한 엘니뇨보다 최성기 일 때의 강도가 크게 나타난다. 즉, 첫 번째 그룹의 Year1 12월의 평균 Niño 3.4 지수의 값은  $1.6^{\circ}\text{C}$  인 반면, 두 번째 그룹의 경우  $1.1^{\circ}\text{C}$ 로 대체로 약한 강도의 엘니뇨가 두 번째 그룹에 포함되어 있다. 이 결과는 일반적으로 강한 강도의 엘니뇨에서 라니냐로의 전이가 뚜렷하게 나타난다는 선행 연구 결과와 일치한다 (Ohba and Ueda, 2009; Okumura and Deser, 2010).

첫 번째 그룹에서, 엘니뇨가 Year1의 12월까지 최성기로 발달하고 평균적으로 다음해(Year2) 여름철부터 라니냐 상태가 나타나기 시작한다. Year2의 경우 1983,

1995, 1998, 2005, 2007년 이외에 1988년이 추가로 포함된다. 이는 1987년이 엘니뇨 발달해가 아닌 지속해로 Year1에는 포함되지 못하지만 1988년은 엘니뇨에서 라니냐로의 전이가 나타나는 해이므로 포함시켰다. Year2의 7개 해의 특징을 분석한 결과 2005년을 제외한 6개 해(1984, 1989, 1996, 1999, 2008, 2011)는 모두 그 다음 해(Year3)까지 라니냐 상태가 지속적으로 나타난다. Year 3의 라니냐 진화 과정을 살펴보면, 봄·여름철에는 라니냐 강도가 약해지다가 다시 가을·겨울철에 그 강도가 강해진다. 또한 가장 강도가 강했던 세 개의 엘니뇨 사례, 즉 1982/83, 1997/98, 그리고 2009/10 엘니뇨 이후에는 라니냐 상태가 2년 이상 지속적으로 나타났다. 이와 같이, 첫 번째 그룹에서 나타나는 ENSO의 진화과정은 엘니뇨-라니냐 전이에 있어 비대칭성(asymmetry) 즉, 엘니뇨에서 라니냐로의 전이가 그 반대 전이 보다 더 수월하게 나타나는 특징을 보인다(Ohba and Ueda, 2009; Ohba et al., 2010; Okumura and Deser, 2010; Dommenges et al., 2013).

지속적인 라니냐 상태에 대한 연구와 보고는 많이 이루어졌으나, 지속적인 엘니뇨 상태에 대한 연구는 상대적으로 잘 이루어지지 않았다. 대표적으로 알려진 지속적인 엘니뇨 상태는 1990년대 초반에 나타난 사례와 가장 최근의 엘니뇨인 2015/16 엘니뇨와 관련하여 2014년부터 약한 엘니뇨 신호가 지속적으로 나타난 사례를 들 수 있다. 이와 같은 지속적인 엘니뇨 사례들은 본 연구에서 두 번째 그룹으로 분류되었고 해당 연도는(1986-1987, 1991-1992, 2002-2003, 2014-2015)이다. 두 번째 그룹의 Year3의 경우 라니냐 발달해(1988), 중립해(1993), 그리고 엘니뇨 발달해(2004) 등 공통적인 특징을 나타내지 않기 때문에 Year1과 Year2 만을 고려하였다. 그림에서 확인할 수 있듯이 두 번째 그룹에 속한 엘니뇨 사례들은 대체로 중간 정도의 강도를 나타내고 진화 과정에 있어 각 사례별 편차가 크게 나타난다.

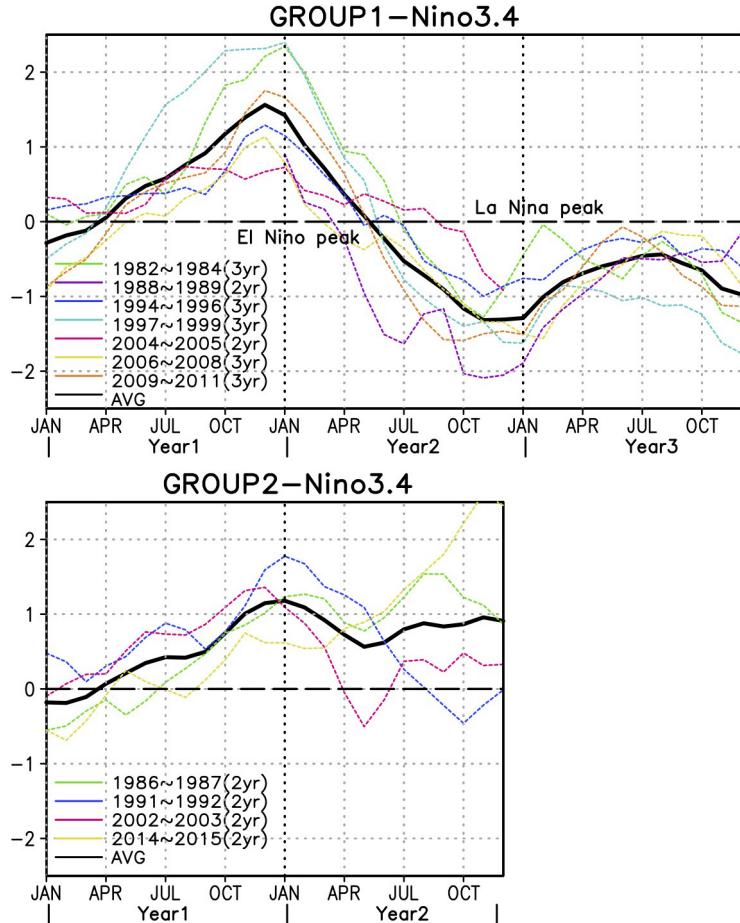
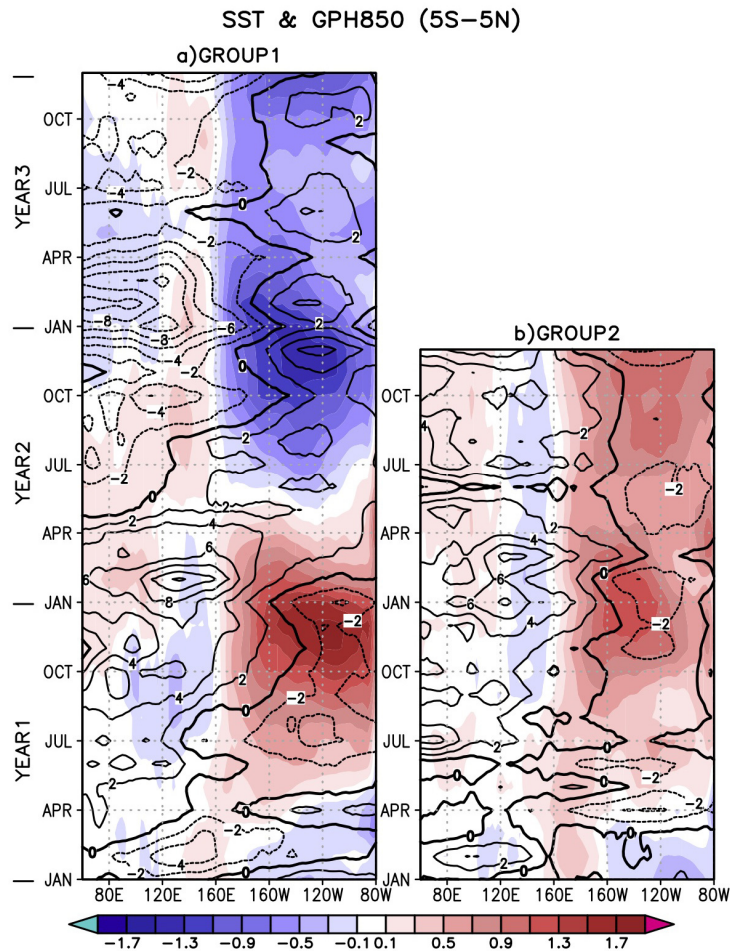


Figure 3.1 Evolution of the Niño 3.4 index for the composite of the first (upper panel) and second (bottom panel) group (black solid line) along with the index for individual years (colored dotted line) that comprise the composites.

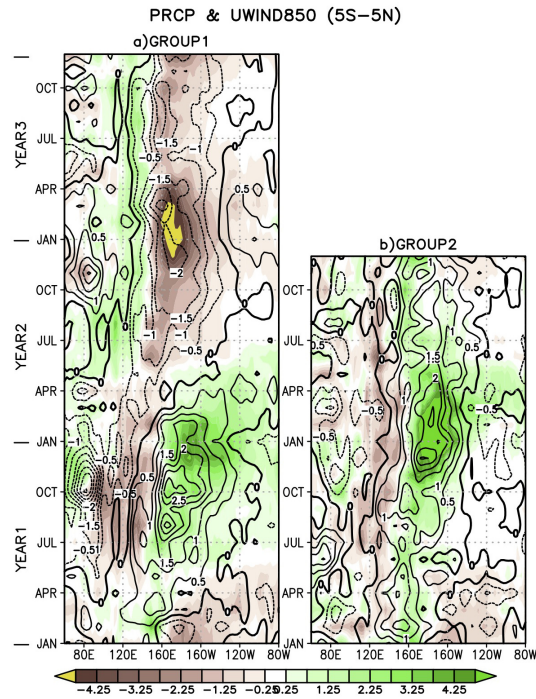
두 그룹 ENSO의 상세한 시·공간적 특성을 조사하기 위하여 열대 지역( $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ ) 영역 평균한 해수면 온도와 850-hPa 지위고도 편차 합성장을 Fig. 3.2에, 강수와 동·서 방향 바람편차 합성장을 Fig. 3.3에 제시하였다. Figure 3.2a에 나타난 첫 번째 그룹의 ENSO 진화 과정을 살펴보면, 엘니뇨와 라니냐의 공간 분포, 대기 반응, 그리고 지속 기간에 대한 비대칭성이 잘 나타나있다. 예를 들면, 엘니뇨 최성기의 해수면 온도 편차 중심은 열대 동태평양에 나타나지만, 라니냐 최성기의 경우 편차 중심이 엘니뇨에 비해 약  $10^{\circ}$  정도 서쪽으로 치우쳐져 있고 그 강도 역시 엘니뇨에 비해

약하다. 엘니뇨에서 라니냐로 전이된 후 그 해 겨울철에 최성기를 나타내고, 다음해 봄철부터는 열대 중태평양을 중심으로 라니냐 상태가 약하게 유지되다가, 가을철부터 다시 강도가 강해지는 것을 확인 할 수 있다. 뿐만 아니라, 첫 번째 그룹의 열대 지역의 850-hPa 지위고도 편차의 특징을 살펴보면, 엘니뇨 발달기부터 쇠퇴기까지는 동진(eastward propagation)하는 특징을 보이는 반면, 라니냐 발달기부터는 이러한 특징이 나타나지 않는다. 지위고도 편차의 특징과 일치하게 Fig. 3.3a에 나타난 동·서 방향 바람 편차장에서도 엘니뇨 시기에는 동진하는 특징을, 라니냐 시기에는 정체된 특징을 보인다.



**Figure 3.2** Composite map of sea surface temperature (SST; shading) and 850-hPa geopotential height (contour) anomalies averaged over 5°S-5°N for the a) first and b) second group.

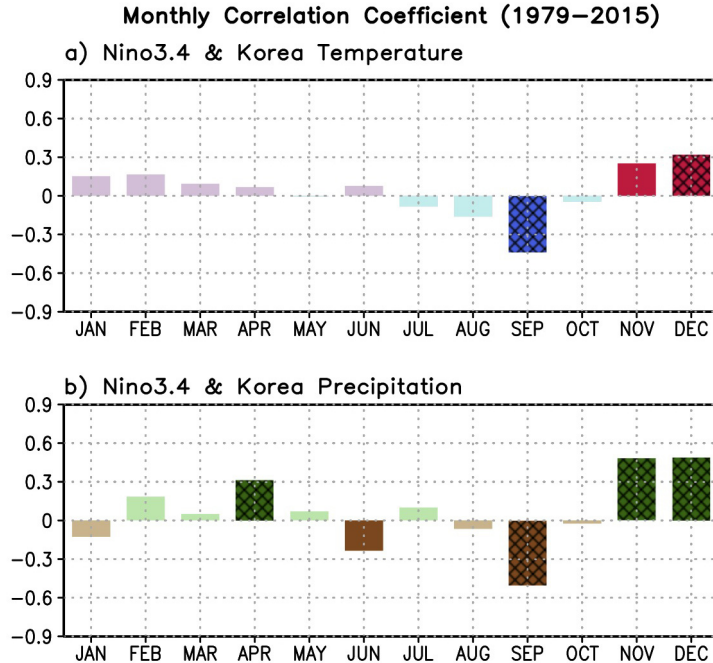
엘니뇨 상태에서는  $140^{\circ}\text{E}$  동쪽에서 서풍 편차가 인도양 지역에서 동풍 편차가 나타나 열대 서태평양 지역에서 하층 발산이 나타나고 따라서 대류활동이 억제되어 음의 강수량 편차가 나타난다. 라니냐 상황에도 이와 유사한 기작이 반대 부호로 나타나지만, 그 강도는 엘니뇨에 비해 약하다. Figure 3.2b와 3.3b에 나타난 두 번째 그룹의 대기 해양 순환장의 특징은 첫 번째 그룹과 구별되는 독특한 특징을 보인다. 두 번째 그룹의 엘니뇨 최성기는 첫 번째 그룹에 비하여 2개월 정도 지연되어 나타난다. 또한, 해수면 온도 편차 중심 역시 첫 번째 그룹에 비하여 약  $30^{\circ}$  정도 서쪽으로 치우쳐져서 나타나며 그 강도 역시 첫 번째 그룹에 비해 약하다. 엘니뇨에서 라니냐로의 전이 메커니즘을 설명하는 이론인 western Pacific oscillator theory(Weisberg and Wang, 1997)에 따르면, 열대 서태평양에서의 동풍 편차에 따른 upwelling Kelvin wave가 엘니뇨에서 라니냐로의 전이에 주요 역할을 하는 것으로 알려졌다. Figure 3.3a와 b를 통해 확인 할 수 있듯이, 첫 번째 그룹에서는 엘니뇨 최성기부터 열대 서태평양에 강한 동풍 편차가 나타나지만, 두 번째 그룹에서는 이러한 특징이 나타나지 않는다. 이와 같이, 두 그룹의 ENSO 진화 과정 별 열대 지역의 해수면 온도와 대기 순환 구조의 차이를 통해 엘니뇨 발달 시기부터 어떤 그룹에 속하는 사례인지 어느 정도 판단이 가능하다. 즉, ENSO 진화 과정별 분류를 실제 예측에 적용하기 위해서는 엘니뇨 발달 시기에 다음해 라니냐로 전이 될 것인지, 중립 또는 엘니뇨 상태가 지속될 것인지에 대한 정보가 필요한데, Fig. 3.2와 3.3에 나타난 바와 같이 열대 지역 해수면 온도와 대기 순환장의 시·공간적 변동 특징을 고려함으로써 이에 대한 판단이 가능할 것으로 보인다. 물론, Fig. 3.2와 3.3에 나타난 결과는 평균적인 상태를 나타내는 것으로 개별 ENSO 사례에 있어서 이러한 특징을 일괄적으로 적용하기에는 한계가 있다. 그러나 Fig. 3.4에 나타난 개별 ENSO 사례에 따른 열대 지역 해수면 온도와 지위고도장의 특징을 살펴보면, 라니냐로 전이되는 사례에서는 대체로 열대 동태평양에서 엘니뇨의 중심이 나타나고, 대기 순환장의 경우 대체로 동진하는 특징을 보이는 것을 확인 할 수 있는 반면 라니냐로 전이되지 않는 사례들에서는 엘니뇨의 중심이 열대 중태평양 지역에 나타나고 대기 순환장은 정체된 특징을 보인다. 이러한 정보와 함께, 최근의 역학 모형들은 대체로 ENSO에 대한 예측 성능이 높으므로, 역학 모형의 ENSO 예측 정보를 활용한다면, 엘니뇨 발달 단계에서 ENSO 진화 과정을 바탕으로 한 분류가 어느 정도 가능 할 것으로 판단된다.



### 3.2 두 그룹의 ENSO 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성

3.2 절에서는 두 그룹의 ENSO 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성에 대하여 조사하였다. 이에 앞서, 월별 Niño 3.4 지수와 우리나라 기온, 강수 시계열 사이의 동시 상관계수를 살펴봄으로써 둘 사이의 선형 관련성(linear relationship)에 대하여 조사하였다. 이때, 우리나라 기온과 강수 시계열은 45개 지점을 평균한 값이고 상관계수 분석 기간은 1979~2015이다. Figure 3.5a에 나타난 결과를 살펴보면, Niño 3.4 지수와 우리나라 기온 사이에 통계적으로 90% 신뢰도를 나타내는 상관계수인 0.27 이상의 값을 가지는 월은 9월(-0.44)과 12월(0.32)이고, 80% 이상의 신뢰도를 나타내는 월은 11월(0.25)이다. 나머지 월에는 통계적인 관련성이 나타나지 않는다. Niño 3.4 지수와 우리나라 강수와의 관련성을 살펴보면, 4월(0.32), 11월(0.48), 12월(0.49) 강수에서 통계적으로 유의미한 양의 상관관계가 나타나고, 6월(-0.23)과 9월(-0.50) 강수와는 음의 상관관계를 가진다(Fig. 3.5b). 전반적으로, 선형적인 관련성만을 고려하였을 때는 ENSO와 9월 우리나라 기후 사이에 뚜렷한 음의 상관관계, 그리고 12월 우리나라 기후와 뚜렷한 양의 상관관계를 나타내는 것을 확인할 수 있다. 즉, 엘니뇨 해 9월에 우리나라는 기온이 낮고 강수가 적은 특징을, 12월에는 기온이 높고 강수가 많은 특징을 나타내며, 라니냐 해에는 이와 반대 경향성을 보인다. 특히, 우리나라 9월 기후와 ENSO 사이의 뚜렷한 관련성에 대해서는 선행연구에서도 언급된 바 있다 (Son et al., 2016).



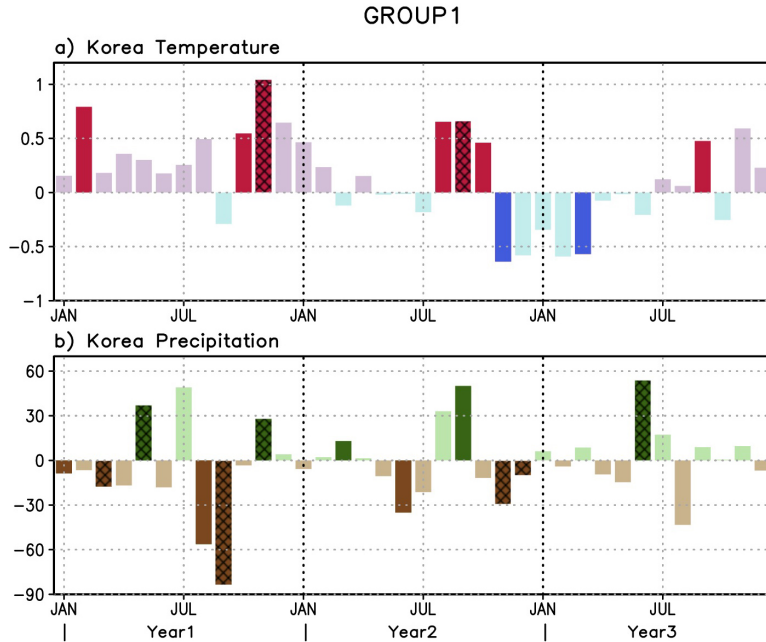


**Figure 3.5** Correlation coefficient between the monthly Niño 3.4 index and a)Korean temperature and b)precipitation anomalies averaged over 45-station. The statistically significant values at 80% confidence level are denoted as the dark bars and those at 90% confidence level are indicated by the overlaid diagonal lines

위와 같이 ENSO와 우리나라 기후 사이에 어느 정도의 선형적인 관련성이 나타나기는 하지만, 그 관련성이 특정한 월에 집중되어 있고 상관계수 또한 실제 예측에 적용하기에는 제한적이다. 뿐만 아니라, 앞서 살펴 본 바와 같이 ENSO는 강도, 지속 기간, 진화 과정 등에서 강한 비선형성이 나타나는데 이를 고려하지 않은 선형 관련성만으로는 정확한 분석이 이루어지기 어렵다. 따라서 본 연구에서는 두 그룹의 ENSO 진화과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특성에 대하여 조사하였다. Figure 3.6는 첫 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해(Year1), 라니냐 전이 해(Year2), 그리고 라니냐 지속해(Year3)의 우리나라 기온과 강수 합성 분석 결과이다. 통계적으로 80% 이상 유의한 값은 진한 채색으로 표시하였고, 90% 이상 유의한 값은 빗금 표시하였다.

첫 번째 그룹의 엘니뇨 발달해(Year1)의 경우 우리나라 기온은 대체로 평년보다 높은 경향을 보인다. 특히, 통계적으로 유의한 고온 현상을 보이는 월은 2월, 10월,

11월이며, 이 중 11월의 경우 합성 분석에 사용된 6개 해에서 모두 평년보다 높은 기온을 기록하였다. 엘니뇨 발달해의 우리나라 강수의 경우 5월과 11월에 평년보다 많은 강수가 나타나고 1월, 3월, 8월, 9월에 평년보다 적은 강수를 보인다.



**Figure 3.6** Composite anomalies for the monthly a) air temperature and b) precipitation over Korea during the three evolution years of the first group. Statistically significant composite anomalies at 80% confidence level are indicated by dark color shading, while those at 90% confidence level are indicated by the overlaid diagonal lines

첫 번째 그룹의 엘니뇨 쇠퇴 시기(Year2)의 경우 1월부터 7월까지의 우리나라 기온에 통계적으로 유의한 특징이 나타나지 않는다. 하지만, 라니냐가 발달하고 강화되기 시작하면서부터 우리나라 기온에 뚜렷한 특징이 나타나는데, 8월부터 10월까지는 평년보다 높은 기온이 나타나고 11월에는 평년보다 낮은 기온이 나타난다. 특히 라니냐 최성기인 11월 이후부터 다음해(Year3) 3월까지 통계적으로 유의하지는 않지만 대체로 평년보다 낮은 기온을 나타낸다. 즉, 첫 번째 그룹의 엘니뇨 발달해 겨울철의 경우 대체로 평년보다 높은 기온을 나타내는 반면 라니냐 발달해 겨울철의 경우 대체로 평년보다 낮은 기온을 나타내는 특징을 보인다. Year2의 강수 경향성을 살펴보면, 6월, 11월, 12월에 뚜렷한 강수 감소 신호가 나타나고 3월과 9월에는 강수가 증가하

는 경향성을 보인다. 특히, 첫 번째 그룹의 Year1과 Year2를 비교해보면, 우리나라 9월과 11월 기후에서 뚜렷한 반대 부호가 나타나는 것을 확인 할 수 있는데, 이는 Fig. 3.5에 나타난 선형 관련성과 일치하는 결과이다. 그러나 봄철과 여름철에는 ENSO와 우리나라 기후 사이에 뚜렷한 관련성을 선형 상관관계수 분석에서는 찾을 수 없지만 ENSO의 진화 과정을 위와 같이 나누어서 살펴보면, 엘니뇨 발달해와 라니냐 전이해 각각 특정 월에 통계적으로 유의한 경향성이 나타난다. 이는 ENSO와 우리나라 기후 사이의 관련성에 대한 보다 정확한 분석을 위해서는 ENSO의 진화과정을 고려하여야 함을 제시하는 결과이다.

첫 번째 그룹의 Year1과 Year2 사이에 나타나는 우리나라 기후의 비대칭성 뿐만 아니라, Year2와 Year3 사이의 비대칭성 역시 매우 뚜렷하게 나타난다. 즉, Year2와 Year3는 모두 열대 태평양의 라니냐 상태를 나타내는데, 그에 대한 우리나라의 기후 경향성은 매우 다르게 나타난다. 예를 들면, 라니냐 전이해(Year2)의 6월의 경우 평년보다 건조한 신호를 보이지만, 라니냐 지속해(Year3)의 6월의 경우 평년보다 매우 습윤한 신호를 나타낸다. 또한, 라니냐 전이해(Year2)의 겨울철(11~12월)에는 대체로 평년보다 기온이 낮고 건조한 특징을 보이지만, 같은 라니냐 신호를 나타내는 라니냐 지속해(Year3)의 겨울철에는 통계적으로 유의하지는 않지만 오히려 평년보다 높은 기온 경향성을 나타낸다. 따라서 만약 이러한 비대칭성을 고려하지 않고, Niño 3.4 지수만을 기준으로 라니냐 해를 선정해 합성도 분석을 수행한다면, Year2에 나타난 통계적으로 유의한 우리나라 기후 경향성이 상쇄될 가능성이 있다.

첫 번째 그룹의 Year2와 Year3에 나타난 ENSO와 우리나라 기후 사이의 비대칭성에 대하여 자세하게 살펴보기 위해 Fig. 3.7에 Year2와 Year3 11월의 해수면 온도, 강수, 850-hPa 지위고도 및 바람 편차 그리고 우리나라 기온과 강수 편차에 대한 합성 분석 결과를 나타냈다. 11월의 합성도를 대표적으로 살펴 본 이유는 열대 태평양의 비슷한 라니냐 상태이지만, 우리나라에 나타나는 반응이 확연히 구별되는 사례이기 때문이다. 그림에서 확인 할 수 있듯이 Year2와 Year3 11월에는 모두 열대 태평양에 비슷한 라니냐 신호를 나타낸다. 그러나 그에 상응하는 중위도 대기 반응은 Year2와 Year3에서 매우 다르게 나타나는데, Year2의 경우 북태평양 지역에 저기압성 순환이 동·서 방향으로 길게 발달하고, 우리나라는 이 저기압성 순환의 가장자리에 들어 주로 북풍기류의 영향을 받게 되어 기온이 평년보다 낮고 강수가 적은 특

징이 나타난다(Fig. 3.7). 그러나 Year3의 11월의 경우 중위도 대기 순환 패턴은 Year2와 반대로 북태평양에 고기압성 순환이 나타나 우리나라에 영향을 미쳐 대체로 기온이 높은 특징을 나타내고 이는 Year2의 결과와 반대되는 경향성이다. 서로 비슷한 열대 동태평양의 라니냐 신호를 나타내지만, 중위도의 대기 반응이 이와 같이 확연히 다르게 나타나는 원인으로는 열대 서태평양의 대류활동 차이를 들 수 있다. 그림에서 확인할 수 있듯이 Year3의 경우 Year2에 비하여 열대 서태평양의 대류활동 강화 신호가 거의 나타나지 않는다. 이와 같은 열대 서태평양의 대류활동 차이가 서로 다른 중위도 대기 반응을 유도하는 인자로 작용한 것으로 보인다. 실제로, Son et al. (2014)의 선행연구에 따르면, 엘니뇨(라니냐)와 관련한 11월의 북태평양 쿠로시오 지역의 고기압(저기압) 형성은 열대 서태평양의 대류활동에서 기인한 경압구조의 대기 반응으로부터 상층 로스비 파동의 전파와 관련되어 있음을 제시한 바 있다. Year2의 경우 열대 서태평양의 강한 대류 활동으로 이러한 구조가 나타나지만, Year3의 경우에는 이러한 구조가 나타나지 않는 것을 확인 할 수 있다. 11월뿐만 아니라, Year2와 Year3의 우리나라 8월 강수, 10월과 12월 기온이 서로 반대 경향을 나타내는데, 이러한 중위도 지역 대기 순환의 차이는 열대 서태평양의 대류 활동의 차이와 밀접하게 관련된 것으로 보인다. 그러나 정확한 물리적 메커니즘은 이 분석에서 밝혀 낼 수 없으며 이에 대한 후속 연구가 필요하다.

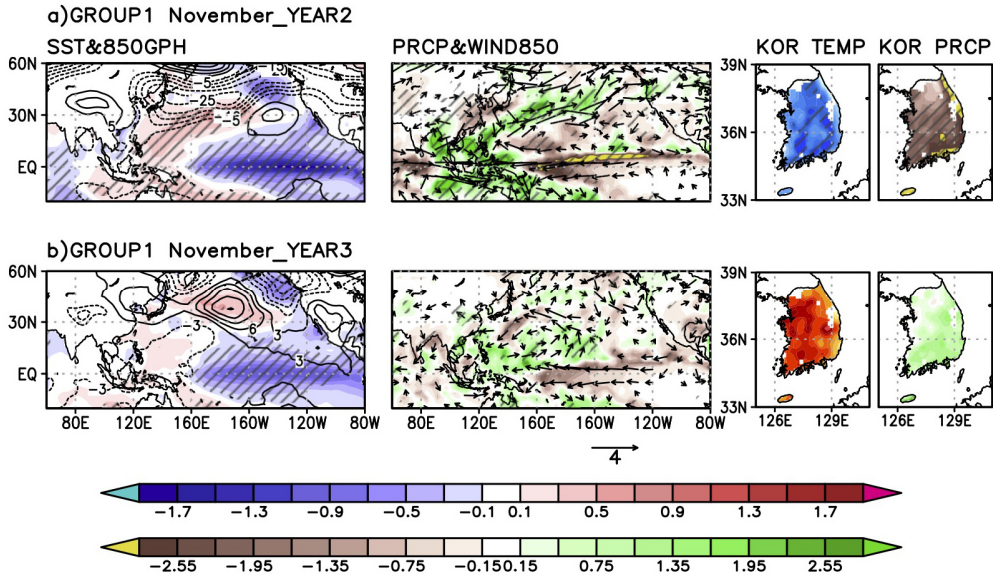


Figure 3.7 Composite map of SST, precipitation, geopotential height, and wind anomalies at 850-hPa along with the air temperature and precipitation over Korea for November of Year2 and Year3 of first group. The statistically significant at 95% level is indicated by gray lines

다음으로 두 번째 그룹의 ENSO 진화 과정에 따른 우리나라 월별 기온과 강수 특징에 대하여 살펴보았다. Figure 3.8은 두 번째 그룹의 엘니뇨 발달해(Year1)와 중립 또는 엘니뇨 지속해(Year2)의 우리나라 기온과 강수 경향성을 나타낸다. 엘니뇨 발달해의 우리나라 기온 특성을 살펴보면, 대체로 가을, 초겨울에 평년보다 낮은 기온을 나타낸다. 특히, 8월, 10월, 11월에 통계적으로 유의한 음의 값을 보인다. 강수의 경우 8월과 12월에 평년보다 많은 강수가, 11월에 적은 강수 경향이 나타난다. 한편, Year2의 경우 우리나라 12월 기온이 평년보다 높은 경향을, 4월과 11월 강수가 평년보다 많은 경향이 나타난다.

한 가지 흥미로운 점은 같은 엘니뇨 발달 해 이지만 첫 번째 그룹과 두 번째 그룹의 우리나라 기후 특성이 매우 다르다는 점이다. 예를 들면, 첫 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해 8월의 경우 우리나라 기후는 고온 건조한 특징을 나타내지만, 두 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해 8월의 경우 이와 반대로 저온 다습한 특징을 보인다. 11월 우리나라 기후 역시 첫 번째 그룹에서는 고온 다습한 특징이 나타나는 반면, 두 번째 그룹에서는 저온 건조한 특징을 보인다(Figs. 3.6 and 3.8). 이와 같이 서로 같은 엘니뇨 발달

해로서, 비슷한 열대 태평양 해수면 온도 패턴을 가지지만 다음해에 라니냐로 전이 되는 경우와 그렇지 않은 경우 우리나라에 미치는 영향은 매우 달라진다.

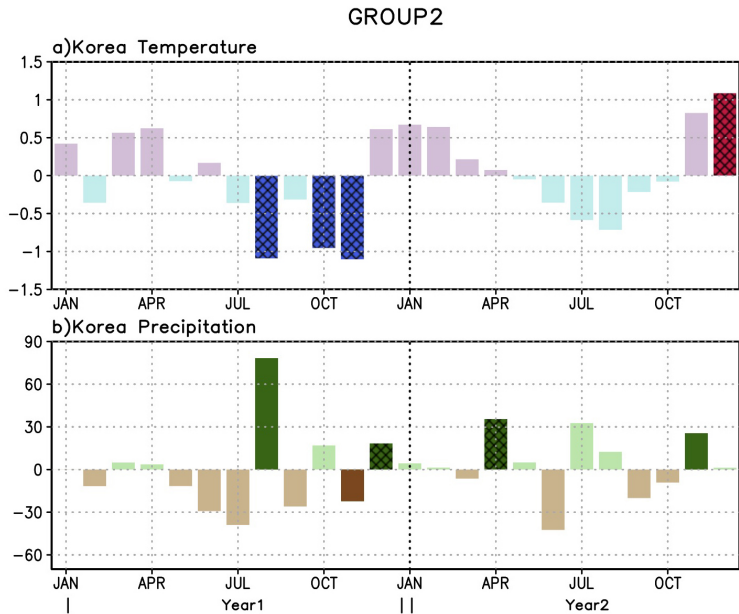


Figure 3.8 Same figure as in Fig. 3.6 but for the second group

첫 번째 그룹과 두 번째 그룹의 엘니뇨 발달해의 차이와 우리나라에의 영향을 더욱 자세하게 조사하기 위하여 첫 번째 그룹과 두 번째 그룹 Year1의 11월 해수면 온도, 강수, 850-hPa 지위고도 및 바람 편차 그리고 우리나라 기온과 강수 편차 합성도를 Fig. 3.9에 제시하였다. 그림에서 확인 할 수 있듯이 첫 번째 그룹과 두 번째 그룹에서 열대 태평양 엘니뇨 신호가 공통적으로 나타난다. 그러나 그 공간 패턴에는 약간의 차이가 있는데 첫 번째 그룹의 경우 해수면 온도 편차 중심이 열대 동태평양에 나타나는 반면, 두 번째 그룹의 경우 열대 중태평양을 중심으로 나타난다. 같은 엘니뇨 발달 해 이지만 이와 관련된 중위도의 대기 패턴은 두 그룹에서 서로 다르게 나타난다. 첫 번째 그룹의 경우 북태평양에 동·서 방향으로 발달한 고기압성 순환이 나타나고 우리나라는 이 고기압성 순환 가장자리에 들어 주로 남풍기류의 영향을 받아 기온이 높고 강수가 많은 특징이 나타난다. 이러한 구조는 Fig. 3.7에 제시한 첫 번째 그룹의 Year2 즉, 라니냐 시기에 나타난 대기 패턴과 거의 반대되는 구조로 첫 번째 그룹의 Year1과 Year2의 11월 기후에 있어서 ENSO의 선형적인 반응을 잘 보여



준다. 한편, 두 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해 11월의 중위도 대기 순환 패턴은 첫 번째 그룹과 반대로 북태평양에 강한 저기압성 순환이 나타난다. 따라서 우리나라는 주로 북풍 기류의 영향을 받아 기온이 낮고 건조한 특성을 보인다. 같은 엘니뇨 발달 해의 첫 번째 그룹과 두 번째 그룹의 서로 다른 중위도 대기 반응 역시 Fig. 3.7의 사례와 유사하게 열대 서태평양의 대류 활동 강도 차이에서 상당 부분 기인하는 것으로 보인다. 첫 번째 그룹의 경우 열대 서태평양의 대류 활동 억제가 강하게 나타나는 반면 두 번째 그룹의 경우 매우 약한 강도로 나타나는 차이가 있다. 첫 번째 그룹의 열대 서태평양에서의 강한 대류활동 억제 신호는 이 지역에서 강한 하층 고기압성 순환을 형성하고 이는 상층에 경압구조의 저기압성 순환을 형성한다. 이에 대한 로스비 파동 전파를 통해 중위도에 고기압성 순환이 형성될 수 있다. 반면에 열대 서태평양 대류 활동 억제 신호가 매우 약한 두 번째 그룹의 경우 열대 서태평양 지역으로부터 중위도 지역까지 파동 전파 신호가 매우 약하여 관련된 고기압성 순환이 아열대 지역 ( $20^{\circ}\text{N}$ - $30^{\circ}\text{N}$ )에 형성되고 중위도 지역에는 반대로 저기압성 순환이 나타나는 것으로 해석된다. 이와 같이 ENSO와 우리나라 기후와의 상관관계를 조사할 때는 ENSO의 진화 과정을 고려하여야 정확한 분석이 가능하다.

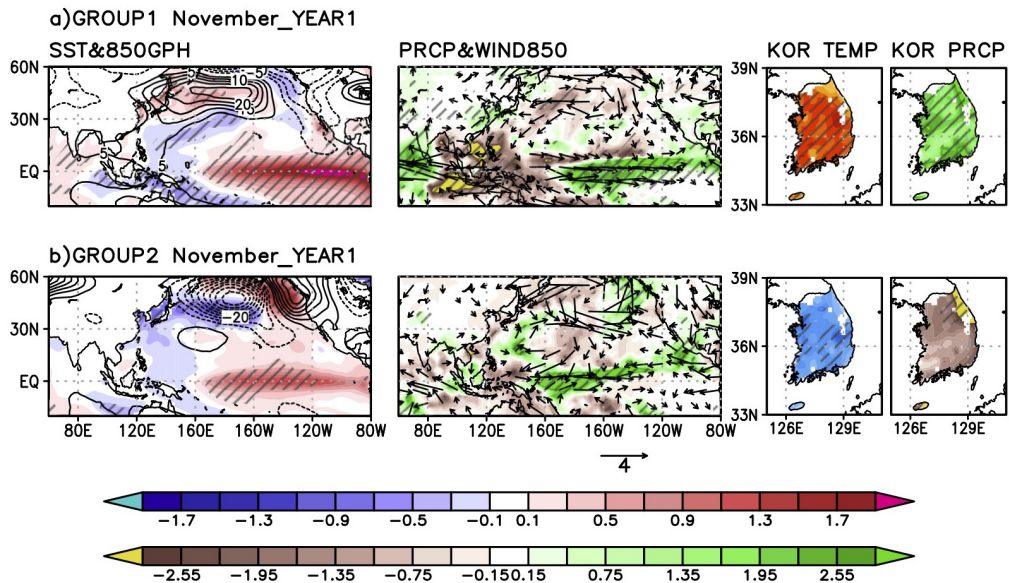


Figure 3.9 Same figure as in Fig. 3.7 but for the Year1 of a) first group and b) second group

### 3.3 두 그룹의 ENSO 진화와 우리나라 기후에의 영향에 관한 APCC MME 예측 성능 분석

3.3절에서는 관측 자료에서 살펴본 두 그룹의 ENSO 진화 과정과 그에 따른 우리나라 월별 기온과 강수의 특징에 대한 6개의 CGCM 계절예측 자료로 이루어진 MME의 모의 성능에 대하여 평가하였다. 먼저 1개월 선행 시간에서 예측된 hindcast 자료에 대하여 관측과 동일한 연도를 적용하여 ENSO 진화 과정을 두 그룹으로 나누었다. 이 때 hindcast 기간이 1983~2010년으로 관측 기간인 1979~2015년에 비해서는 짧지만, 대부분의 합성 분석 사례들이 포함된다. Figure 3.10은 MME hindcast 자료에서 나타난 첫 번째 그룹과 두 번째 그룹의 Niño 3.4 지수 진화과정을 나타낸다. 첫 번째 그룹의 경우 엘니뇨 발달 해(Year1)는 1994, 1997, 2004, 2006, 2009년이 포함되고, 라니냐 전이 해(Year2)는 1983, 1988, 1995, 1998, 2005, 2007, 2010년, 그리고 라니냐 지속 해(Year3)는 1984, 1989, 1996, 1999, 2008년이 포함된다. 한편, 두 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해(Year1)는 1986, 1991, 2002년으로 구성되고 중립 또는 엘니뇨 지속 해(Year2)는 1987, 1992, 2003년이 포함된다. 그림에서 확인 할 수 있듯이 Year3의 2월에 나타나는 peak를 제외하면, 1개월 선행 시간의 MME 예측에서 관측과 매우 유사한 ENSO 강도와 진화 과정을 모의하는 것을 확인 할 수 있다. 실제로 1983~2010 기간 동안 관측과 MME의 월별 Niño 3.4 지수 사이의 상관 계수는 0.94로 매우 높게 나타난다. 이와 같이 열대 태평양 해수면 온도에 대한 MME의 예측 성능은 1개월 선행 시간에서 매우 신뢰도 높은 예측 결과를 보여준다.

다음으로 MME에서 나타나는 ENSO 진화 과정별 우리나라 월별 기온과 강수의 특징에 대하여 살펴보았다. Figure 3.11은 MME 예측장에서 나타난 첫 번째 그룹의 우리나라 지역(125°E-130°E, 34°N-38°N 영역 평균)의 월별 기온과 강수 편차 합성도를 나타낸다. MME에서는 엘니뇨 발달 해(Year1) 1월과 2월 기온을 평년보다 낮게 모의하는 특징이 있는데 이는 관측과 반대되는 특징이다. 이를 제외하면, 대체로 엘니뇨 발달해에 평년보다 높은 기온을 모의하는 특징과 Year2의 1월부터 7월까지의 별다른 경향성이 나타나지 않는 특징이 관측과 일치하는 결과이다. 또한 Year2의 8월과 9월 기온을 평년보다 높게 모의하는데 이 역시 관측과 일치하는 결과이다. 그러나 관측에서는 Year2-Year3의 겨울철, 즉 라니냐 최성기 때 우리나라 기온이 평년보다 낮은 특징을 보이나 MME에서는 이와 반대로 평년보다 높은 값을 나타낸다. 엘



니노 발달 해의 MME 강수 합성 결과를 살펴보면, 특징적으로 3월 강수의 음의 편차와 11월 강수의 양의 편차를 모의하는 것을 확인 할 수 있는데, 이는 관측에서 나타나는 결과와 일치한다. 그러나 관측에서 나타난 8월과 9월의 건조 경향을 MME에서는 모의하지 못하고 또한, MME에서는 엘니뇨 최성기 12월과 1월에 양의 강수 편차를 모의하는데 이러한 특징은 관측에서 나타나지 않는다. 한편, 라니냐 전이 해(Year2)의 경우 MME에서 9월 양의 강수 편차와 12월 음의 강수 편차를 모의하는데 이는 관측과 일치하는 결과이다. 한편, 라니냐 지속 해(Year3)의 경우 3월, 4월, 11월에 음의 강수, 5월과 7월에 양의 강수를 모의하는 등 뚜렷한 특징을 나타내는데, 실제 관측의 경우 Year3에 뚜렷한 강수 경향성이 나타나지 않는 것과 구별되는 특징이다. 전반적으로 첫 번째 그룹의 ENSO 진화과정에 대한 MME의 예측 결과는 기온의 경우 Year1의 11월, Year2의 8월과 9월에 대한 예측성을 확인 할 수 있고, 강수의 경우 Year1의 3월과 11월, Year2의 9월과 12월에 대한 예측성이 나타남을 알 수 있다. 그 외에 관측에서 나타나는 우리나라 기온과 강수 경향성은 MME에서 정확히 모의하지 못하는데, 따라서 정확한 기후 예측을 위해서는 관측의 경향성과 MME의 바이어스등을 적절히 고려하여야 한다.

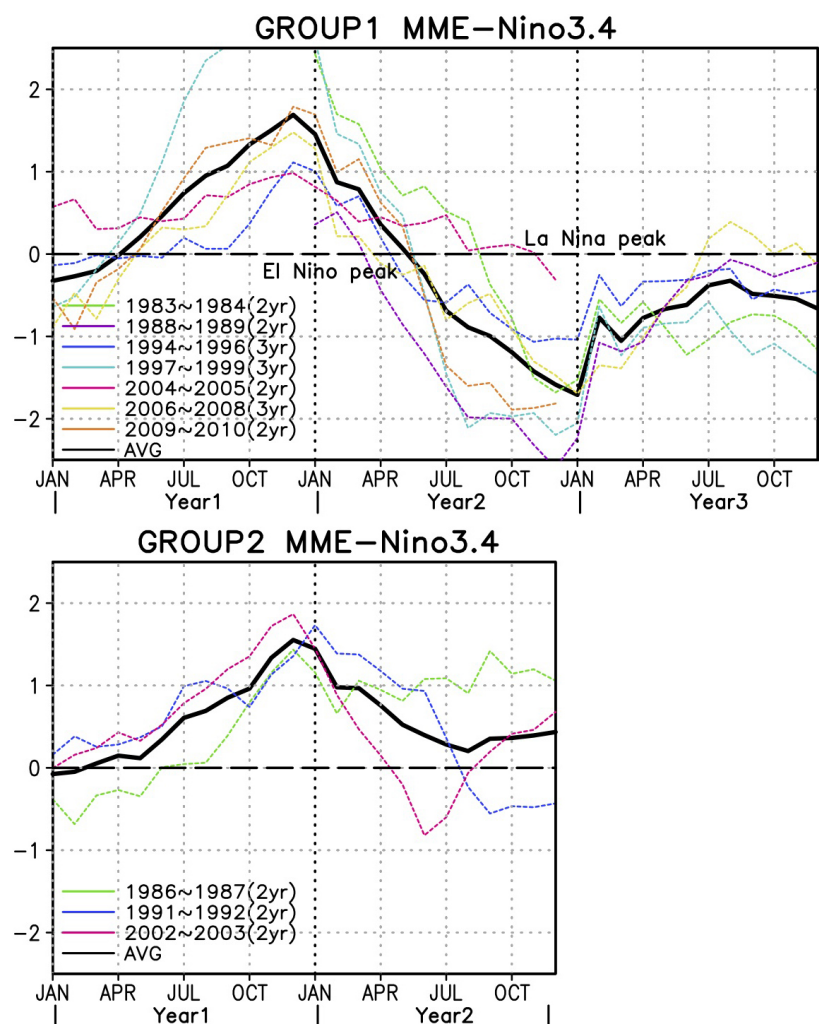


Figure 3.10 Same figure as in Fig. 3.1 but for the MME predicted SST anomalies at 1-month lead time during the period of 1983~2010

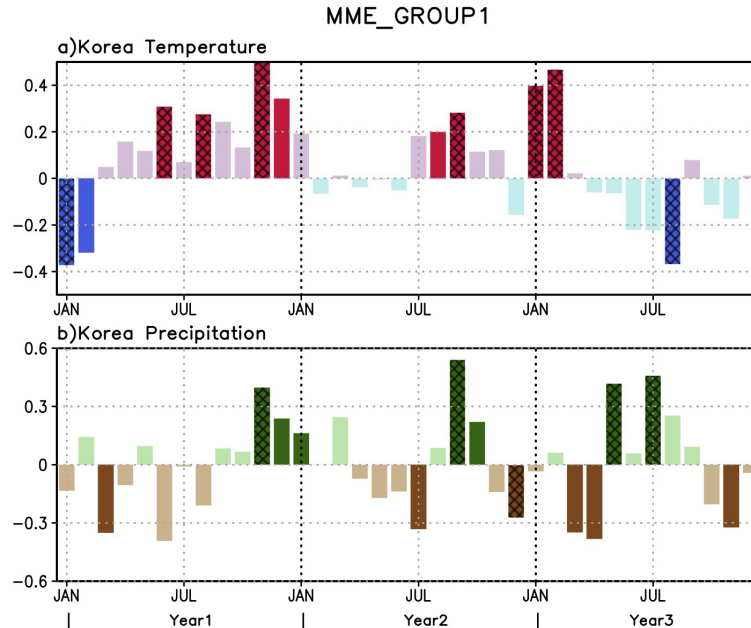


Figure 3.11 Same figure as in Fig. 3.6 but for the MME predicted 2m air temperature and precipitation averaged over 125°E–130°E and 34°N–38°N

두 번째 그룹의 ENSO, 즉 다음해 중립상태 또는 엘니뇨가 지속되는 경우의 우리나라 기온과 강수 경향에 대한 MME 예측 결과를 Fig. 3.12에 나타내었다. 먼저 기온 예측 결과를 살펴보면, 엘니뇨 발달 해(Year1)와 지속 해(Year2) 모두 엘니뇨 최성기인 Year2의 1월과 2월을 제외하면 대체로 평년보다 낮은 기온을 나타낸다. 첫 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해에 대체로 평년보다 높은 기온을 모의한 것과 비교하면, 두 번째 그룹의 엘니뇨 발달 해에는 통계적으로 유의하지는 않지만 이와 반대 경향을 모의한 것은 MME에서도 어느 정도 ENSO 진화 과정에 따라 다른 우리나라 기후 반응을 모의하는 것으로 평가된다. 그러나 관측 결과와 비교해 보면, 관측에서 뚜렷하게 나타나는 특징들을 MME가 정확히 모의하지는 못한다. MME의 강수 예측 결과 역시 관측 결과와 다르다.

정리하면, 1개월 선행 시간에서 MME의 ENSO예측은 그 강도뿐만 아니라 진화 과정에 대해서도 매우 정확한 예측을 제공하지만, 그에 상응하는 우리나라 월별 기온과 강수량에 대한 예측 성능은 상대적으로 높지 않다. 이와 같이 MME에서 나타나는 바 이어스의 원인을 규명하기 위해서는 중위도 대기 원격 상관을 조절하는 열대 태평양

대류 활동의 구조와 강도에 대한 MME의 모의 성능을 후속 연구를 통해 자세히 확인할 필요가 있다. 그러나 같은 엘니뇨 발달 해여도 다음 해에 라니냐로 진화하는 경우와 그렇지 않은 경우, 또한 같은 라니냐 해여도 라니냐 발달해와 지속해에 대해서는 MME에서도 우리나라 기후에 대한 반응을 다르게 모의한다. 이 부분 역시 후속 연구를 통해 대기-해양 순환의 자세한 시·공간 구조를 규명하여 그 메커니즘을 확인 하여야 한다. 결론적으로, MME 분석 결과 역시 ENSO와 우리나라 기후에 대한 정확한 이해를 위해서는 ENSO 진화 과정의 다양성을 이해하고 그에 상응하는 기후 모니터링을 수행하여야 함을 제시한다.

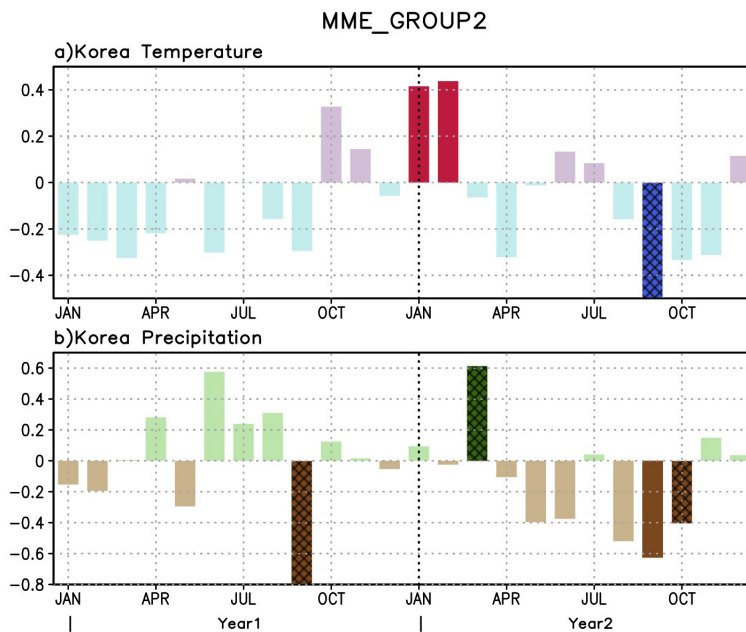


Figure 3.12 Same figure as in Fig. 3.6 but for the MME predicted 2m air temperature and precipitation averaged over 125°E–130°E and 34°N–38°N

## 4. 유라시아 지역 눈 덮임 변동성과 우리나라 기후에의 영향

### 4.1 유라시아 눈 덮임 변동성 - 첫 번째 모드: 계절별 비대칭적 추세 (seasonally asymmetric trend)

4장에서는 유라시아 지역 눈 덮임 변동성의 특징에 대하여 조사하고 이것이 우리나라 기후에 미치는 영향에 대하여 분석하였다. 앞서 서론에서 제시한 바와 같이 유라시아 눈 덮임 변화는 열전도율과 수분 속을 변화시켜 북반구 기후에 큰 영향을 미칠 뿐 아니라 최근 가속되는 지구 온난화의 영향 및 북극 해빙과의 상호 작용등을 통해 급격히 변화하고 있는 기후 요소이다. 따라서 유라시아 눈 덮임에 대한 상세 분석을 수행하였다. 이를 위해서 연구 방법론(2장)에서 제시한 바와 같이 CSEOF 분석을 적용하였다. CSEOF 분석은 기존의 EOF 분석과 같이 시·공간 자료를 공간 패턴인 loading vector와 PC 시계열로 분류하는 방법이다. 그러나 기존 방식과 다른 점은 loading vector가 시간에 독립적인 하나의 공간 패턴으로 추출되는 것이 아니라 통계적인 성질이 주기성을 띠고 시간에 따라 변화함을 가정함으로써 loading vector의 시·공간적 변화 성분을 추출하게 된다. 이때, loading vector의 시간 변화 성분은 정해진 nested period에 의해 결정된다.

1979년부터 2014년까지 유라시아 지역( $0^{\circ}$ - $180^{\circ}$ E,  $30^{\circ}$ N- $90^{\circ}$ N) 눈 덮임 편차에 대하여 CSEOF를 적용한 첫 번째 모드를 Fig. 4.1에 나타내었다. 이 모드는 전체 변동성의 약 15%를 설명하는 모드이다. 12개월의 nested period를 적용하였기 때문에 1월부터 12월까지의 패턴이 하나의 loading vector로 표현된다. 그림에서 확인 할 수 있듯이 첫 번째 모드의 눈 덮임 패턴은 계절별로 매우 다른 양상을 나타낸다. 가을철(9월~11월)에는 눈 덮임이 증가하는 신호가 나타나나 봄철(3월~5월)과 여름철(6월~8월)에는 눈 덮임이 감소하는 신호가 나타난다. 특히 10월의 눈 덮임 증가가 매우 뚜렷하게 나타나는데, 이 시기는 기후적으로 유라시아 지역의 눈 덮임이 시작되는 시기로 양의 눈 덮임 편차는 평년보다 눈 덮임이 빨리 시작되는 것을 의미한다. 첫 번째 모드의 PC 시계열을 살펴보면, 뚜렷한 양의 선형 추세를 나타낸다. 즉, PC와 loading vector를 함께 해석하면, 봄철과 초여름의 유라시아 눈 덮임은 감소하는 추세를, 반면 가을철 특히 10월의 눈 덮임은 증가하는 추세를 나타내는 모드이다. 선행 연구에서 제시한 가을철의 북반구 기온 상승을 고려한다면(Brohan et al., 2006),

10월의 눈 덮임 증가 현상은 기온 상승이 눈 덮임 감소를 유도한다는 직관적인 해석에 반하는 현상이다. 최근 연구에서는 이러한 현상을 이해하기 위해 북극 해빙 감소의 영향을 제시하였다(Cohen et al., 2012; Chatak et al., 2010; Hadorf et al., 2015; Liu et al., 2012; Wegmann et al., 2015). 즉, 지구 온난화 신호에 의해 가을철 북극 해빙이 감소하고 이에 따라 해빙이 줄어드는 북극해에서 북반구 고위도로 수분 공급이 활발해져 기온이 어는점 이하로 떨어지는 조건이 만족되면 눈 덮임이 증가할 수 있다.

이러한 선행 연구를 바탕으로 유라시아 눈 덮임 변동성 첫 번째 모드의 물리적인 특징을 좀 더 자세히 이해하기 위해 첫 번째 모드에 회귀 분석(regression)한 2m 기온과 해빙 패턴을 Fig. 4.2에 그리고 850-hPa 지위고도장을 Fig. 4.3에 나타내었다. 이 때 회귀 분석은 선형 회귀 분석이 아닌, CSEOF 공간에서 수행한 회귀 분석으로, 회귀 분석하고자 하는 변수에 대해서도 CSEOF 분석을 수행한 후 타겟 PC time series에 대해 새로운 변수의 PC time series를 이용해 다중 회귀 분석을 수행하는 방식으로 이루어진다. 해석의 편의를 위하여 3개월 계절 평균장을 나타냈다. 그림에서 확인할 수 있듯이, 첫 번째 눈 덮임 모드와 관련하여 유라시아 지역의 지표 기온 상승과 북극 해빙의 감소가 매우 뚜렷하게 나타난다. 즉, 봄철 눈 덮임 감소 추세와 가을철 증가 추세는 유라시아 지역의 기온 상승 및 북극 해빙의 감소로 나타나는 온난화 신호와 관련되어 있음을 알 수 있다. 좀 더 자세하게 살펴보면, 계절별로 온난화 패턴과 북극 해빙 감소의 공간 패턴에 차이가 나타나는 것을 알 수 있다. 겨울철과 봄철의 경우 해빙의 감소는 주로 카라/바렌츠해 지역에 한정되어 나타나고 여름철과 가을철에는 랍테프/동시베리아해 지역까지 모두 해빙 감소 신호가 나타나 유라시아 전역의 북극해에서 해빙 감소가 나타난다. 특히, 겨울철에는 카라/바렌츠해 지역에 해빙 감소 신호와 강한 고온 현상이 함께 나타나는 반면, 유라시아 대륙에서는 북유럽 지역을 제외하고는 고온 현상이 뚜렷하지 않다. 이러한 특징은 선행연구에서 제시한 ‘warm Arctic-cold Eurasia(WACE)’ 패턴과 일치하는 결과로, 겨울철 카라/바렌츠해 해빙 감소로 인해 북 유라시아 기온이 감소하는 관련성을 나타낸 연구 결과이다(Cohen et al., 2014; Kug et al., 2015; Petoukhov and Semenov, 2010). Figure 4.3에 나타난 겨울철 대기 순환장을 살펴보면, 북극해 지역에 고기압성 순환이 나타나고 이의 서쪽 가장자리를 따라서 남풍기류가 유입되어 카라/바렌츠해의 고온 현상과, 해빙 감소가 나타난다.

봄철 기온과 해빙 분포를 살펴보면, 해빙 감소는 겨울철과 마찬가지로 카라/바렌츠해에 나타나지만 고온 현상은 주로 랍테프/동시베리아해에서 나타난다(Fig. 4.2a). 봄철 대기 순환 패턴 역시 북극 지역에 저기압성 순환이 나타나 남풍 기류가 주로 랍테프/동시베리아해에서 나타나는 것을 확인 할 수 있다(Fig. 4.3). 또한 겨울철과 달리 유라시아 대륙 전반적으로 고온 현상이 나타나는데, 이는 봄철 snow-albedo feedback의 강화로 온난화 신호가 강하게 나타난다는 선행 연구 결과와 일치한다(Hall and Qu, 2006). 이와 같은 유라시아 온난화 신호와 함께 평균 기온이 녹는 점 근처인 유라시아 지역, 즉 중위도 유라시아 지역에서 눈 덮임 감소 신호가 뚜렷하게 나타난다(Fig. 4.2b). 봄철에 나타난 랍테프/동시베리아해로의 남풍 기류 유입과 고온 현상은 다음 여름철에 이 지역 해빙 감소를 유도하고, 또한 북유라시아 지역에서의 눈 덮임 감소가 함께 나타난다(Fig. 4.2).

가을철에도 여름철과 마찬가지로 유라시아 대륙 전체의 북극해 지역에서 해빙 감소 신호가 나타나고, 또한 북극해와 유라시아 대륙 전반에 걸쳐 고온 편차가 나타나는데, 이는 여름철에 북극해 지역에서 뚜렷한 고온 편차가 나타나지 않은 현상과 구별되는 점이다. 이러한 현상은 가을철에 해양에서 대기로의 열속 방출을 통해 북극 온난화가 가속된다는 선행 연구 결과와 일치한다(Serreze et al., 2009; Screen and Simmonds, 2010). 한편, 온난화 상황에서의 10월 유라시아 눈 덮임의 증가 현상을 이해하기 위해서는 이전 계절에 형성된 대기 순환과 해빙 패턴에 대한 이해가 필요하다. 봄철 유라시아 고위도 지역에서의 고온 현상은 여름철과 가을철에 유라시아 전역의 북극해 지역에서 해빙 감소를 유도하고 따라서 해빙이 줄어든 북극해에서 대기로의 수분 속 방출이 활발해진다. 따뜻해진 대기의 수분 함유량은 높아지게 되고 이는 강수 효율성(precipitation efficiency)을 높여 평균 기온이 어는점에 가까운 10월 유라시아 대륙에서 눈(snow)으로 발현될 수 있다. 참고로, Fig. 4.2와 4.3에 나타난 회귀 분석 패턴은 각 변수의 선형 추세 패턴과 매우 유사하다(figure not shown).

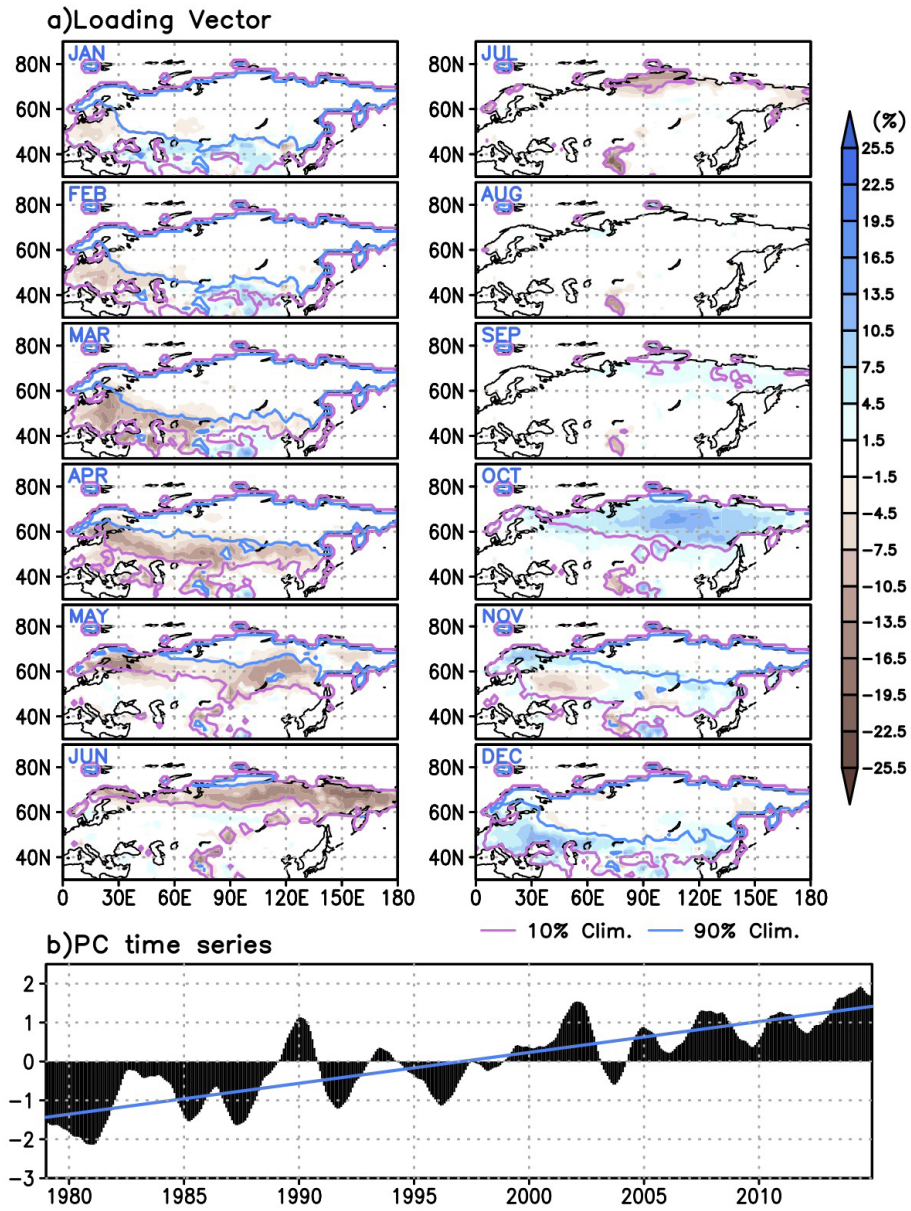


Figure 4.1 a) The loading vector and b) the corresponding PC time series for the first CSEOF mode of Eurasian snow cover extent(SCE) anomalies. The red and blue contours in a) depict the location of 10 and 90% SCE in the seasonal cycle. The blue line in b) indicates linear trend of the PC time series



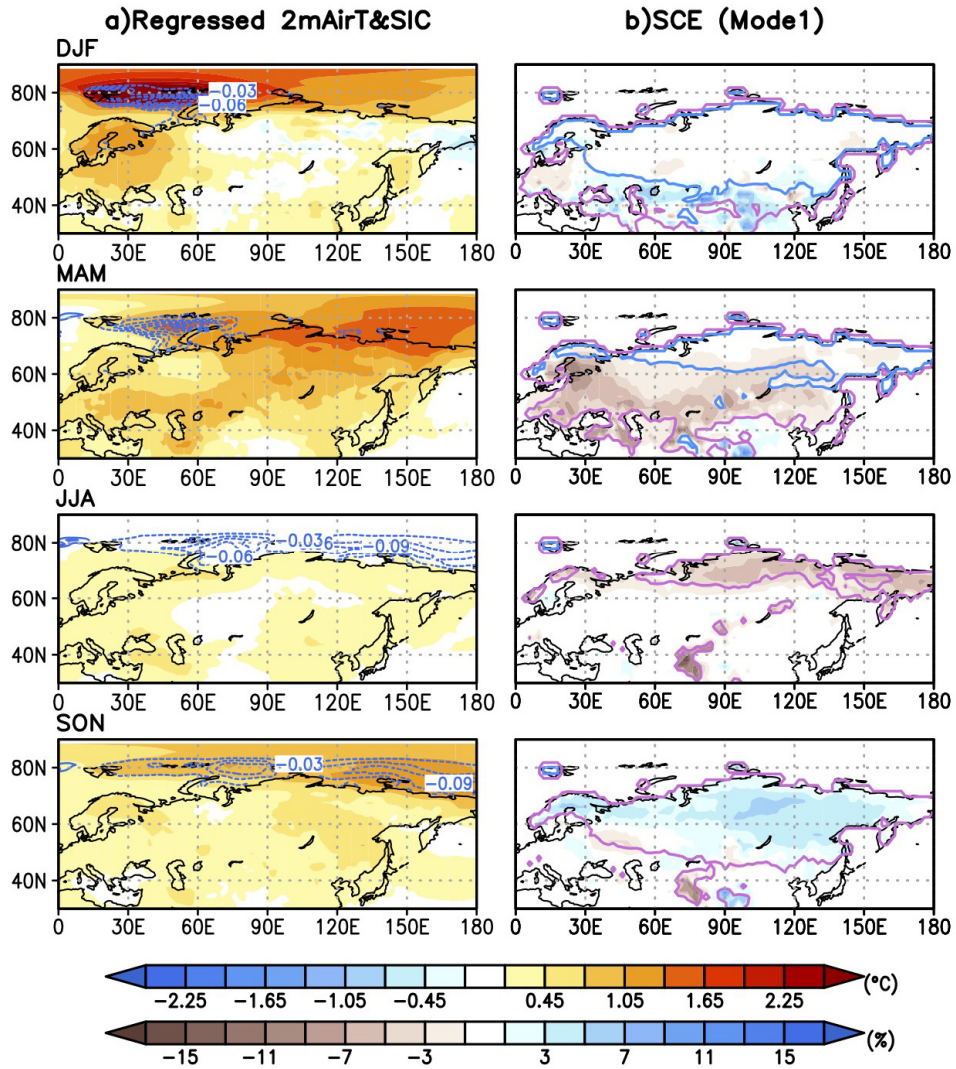


Figure 4.2 a) Regression map of the seasonal (3-month) mean 2-m air temperature (shading) and sea ice concentration (SIC, contour) anomalies corresponding to the first CSEOF mode of SCE anomaly. Contours interval of anomalous SIC is 3%. b) Same as in a) but for the 3-month averages of SCE anomaly

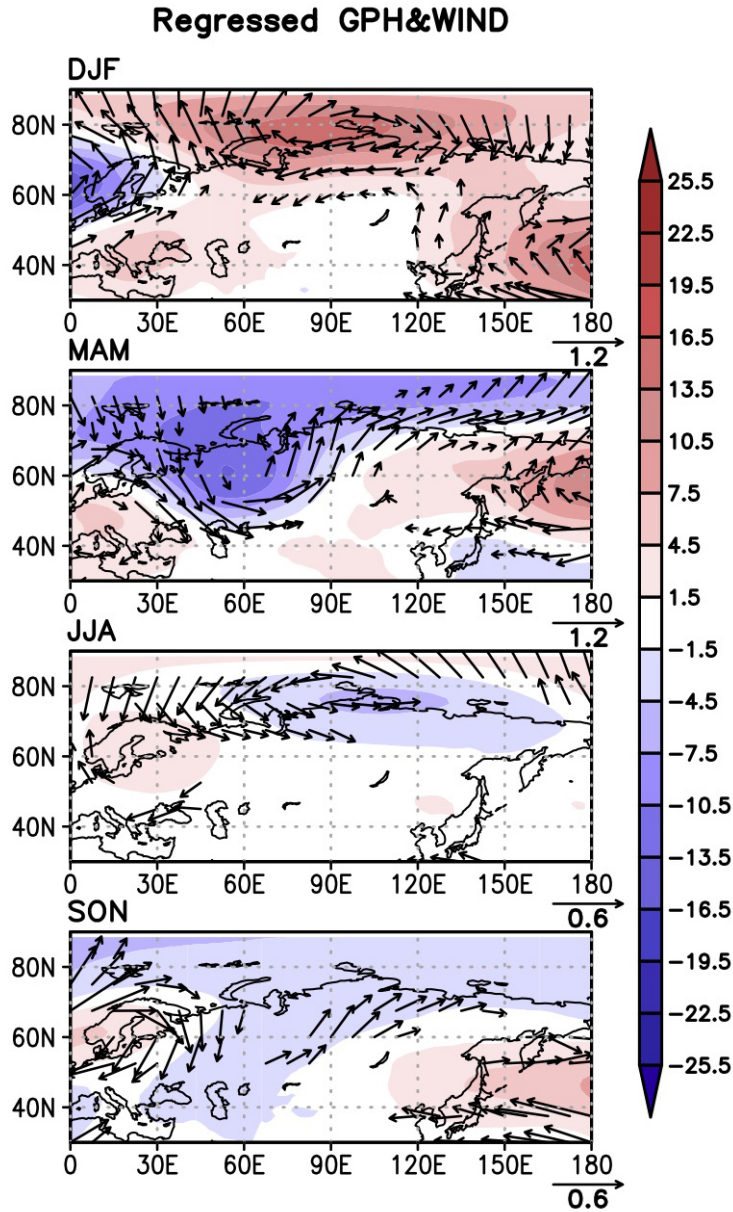


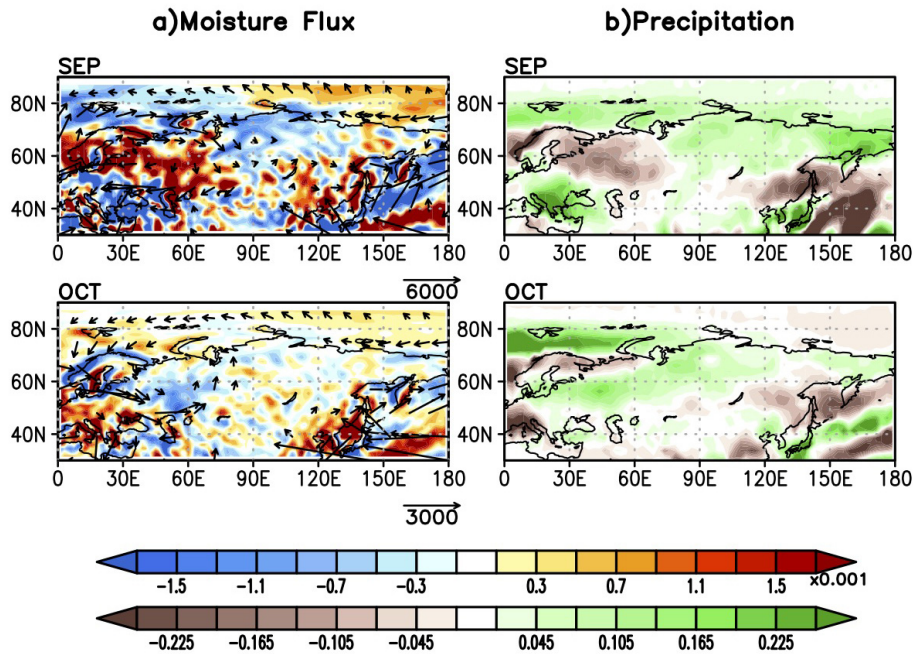
Figure 4.3 a) Regression map of the seasonal (3-month) mean 850-hPa geopotential height (shading) and wind (vector) anomalies corresponding to the first CSEOF mode of SCE anomaly

위에 제시한 메커니즘을 좀 더 자세히 확인하기 위하여 9월과 10월의 지표부터 300-hPa까지 연직 평균한 수분 이동(moisture transport)과 수분 속(moisture flux), 그리고 강수의 회귀 분석장을 살펴보았다(Fig. 4.4). 그림에서 확인 할 수 있

듯이 9월에 북극해에 인접한 유라시아 대륙에서 수분 속 수렴이 나타나고 이는 강수 효율성을 증가시킨다. 실제로 회귀 분석 된 강수 패턴을 살펴보면 북동 유라시아 대륙에서 강수 증가 신호가 나타난다. 10월의 경우 수분 속 수렴과 강수 증가 신호는 중·서부 유라시아 지역을 중심으로 나타난다. 9월의 유라시아 평균 기온은 어느 점 이상이기 때문에 수분 수렴 및 강수 증가 신호가 눈으로 발현되지 못하나, 10월의 경우 북동 유라시아 지역 대부분의 기온이 어느점 이하로 떨어지기 때문에 수분 수렴이 눈으로 발현되어 눈 덮임이 증가할 수 있다. 실제 9월과 10월 강수 편차와 10월 눈 덮임 편차 사이의 상관관계를 조사하면, 북동 유라시아 지역의 9월 강수와 10월 눈 덮임 사이에 유의한 양의 상관관계, 그리고 중앙 유라시아 지역의 10월 강수 증가와 눈 덮임 증가 사이에 유의한 양의 상관관계가 나타난다(Figure not shown). 즉, Fig. 4.4에 나타난 9월과 10월의 수분 속 및 강수 증가가 10월 유라시아 눈 덮임 증가에 기여함을 확인하였다.

다음으로, 유라시아 눈 덮임 변동성의 첫 번째 모드 즉, 온난화의 영향으로 인해 봄철과 여름철 눈 덮임은 감소하고 가을철 눈 덮임은 증가하는 추세와 관련한 우리나라 기온과 강수 특징에 대하여 살펴보았다. 특히, 기온의 경우 겨울철 기온에 집중하였고, 강수는 여름철 강수에 대하여 분석하였다. 이는 가을철 유라시아 눈 덮임 증가가 대기 순환장에 영향을 미쳐 겨울철 평년보다 낮은 동아시아 기온을 유도한다는 선행 연구 결과(Cohen et al., 2012)와 봄철 눈 덮임 변동성이 여름철 동아시아 강수에 영향을 미친다는 선행 연구 결과(Wu and Kirtman, 2007)를 바탕으로 한 것이다. Figure 4.5는 첫 번째 눈 덮임 모드에 회귀 분석한 겨울철(11월~1월) 기온과 850-hPa 지위고도장, 그리고 여름철(6월~8월) 강수와 850-hPa 지위고도장을 나타낸다. 첫 번째 모드가 온난화 신호와 관련된 모드이므로 회귀 분석한 동아시아 지역 기온 역시 전체적으로 고온 편차를 나타낸다. 특히 11월의 경우 북동아시아 지역을 중심으로 강한 고온 현상이 나타나고 우리나라 역시 고온 편차역에 속한다(Fig. 4.5.a). 그러나 12월의 경우 강한 고온 현상은 알래스카 지역에 한정되어 나타나고, 우리나라 지역을 포함한 몽골 및 북중국 지역에서는 오히려 저온 편차가 나타나는 것을 확인 할 수 있다(Fig. 4.5.b). 1월에는 다시 우리나라를 포함하여 중국 남부 및 일본을 중심으로 고온 현상이 나타나고, 알래스카 지역에서 저온 현상이 나타난다. 이 결과는 온난화 신호와 관련하여 10월 눈 덮임이 평년보다 많이 쌓이게 되면, 우리나라

라 12월 기온이 평년보다 낮을 수 있는 가능성을 제시한다. 실제로 선행 연구에서 10월의 유라시아 지역의 눈 덮임 속도와 우리나라 12월 기온 사이에  $-0.31$ 의 통계적으로 유의한 자연 상관관계를 제시한 바 있다(장기예보가이던스, 2015). 여름철 강수 패턴을 살펴보면, 온난화 신호와 관련하여 봄철 눈 덮임이 감소하면, 우리나라 강수는 대체로 감소하는 관련성을 보인다. Wu and Kirtman (2007)의 선행 연구에서 봄철 시베리아 지역의 눈 덮임과 남중국 지역의 강수와의 양의 상관관계를 제시한 바 있는데, 우리나라 지역에서도 그러한 관련성이 잘 나타난다(Figs. 4.5.d ~ f). 그러나 이러한 관련성은 통계적인 분석을 바탕으로 한 것이므로 눈 덮임 변동성과 우리나라 기온과 강수 사이의 정확한 인과 관계 규명에는 한계가 있다. 따라서 후속 연구를 통해 인과 관계 및 물리적 관련성을 규명하여야 한다.



**Figure 4.4** a) Regression map of vertically integrated (from surface to 300-hPa) moisture transport (specific humidity multiplied by zonal and meridional winds; vector) and vertical moisture flux (convergence and divergence; shading) anomalies in September and October corresponding to the first CSEOF mode of SCE. Positive (negative) flux denotes moisture divergence (convergence). b) Regression map of the precipitation anomaly in September and October for the first CSEOF mode of SCE



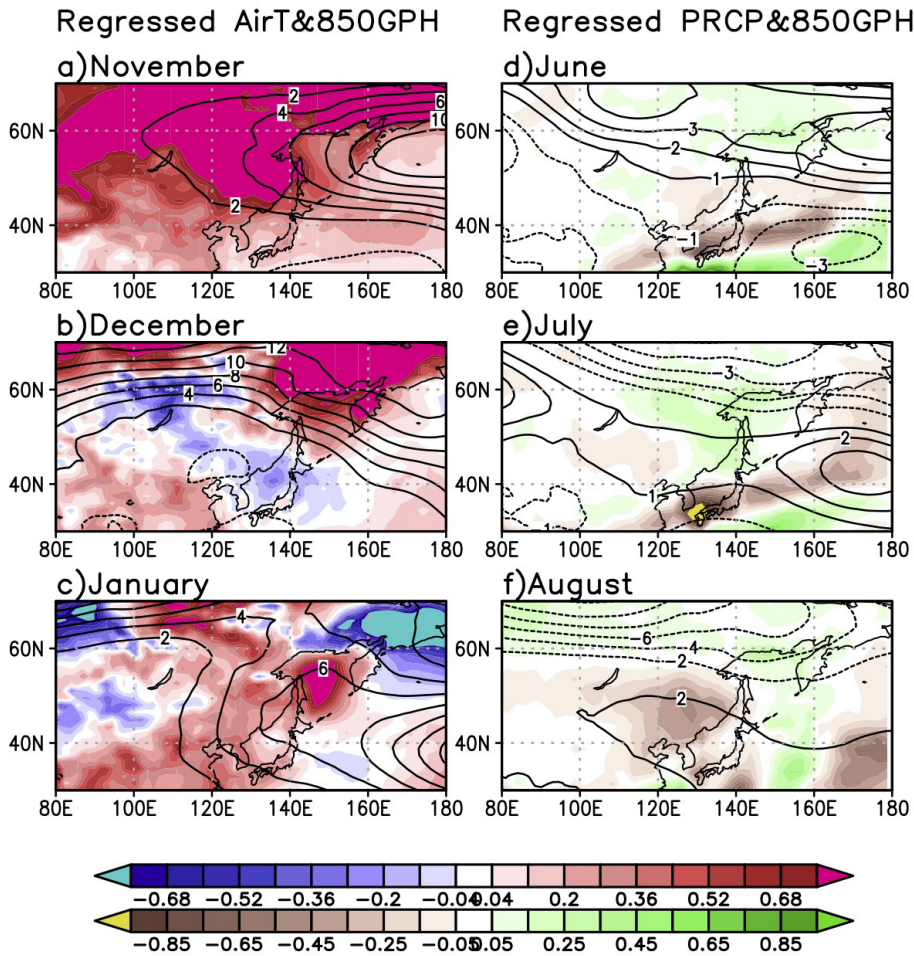


Figure 4.5 a~c) Regression map of 2-m air temperature (shading) and 850-hPa geopotential height (contour) during November to January. d~f) Regression map of the precipitation (shading) and 850-hPa geopotential height (contour) during June to August

## 4.2 유라시아 눈 덮임 변동성 - 두 번째 모드: 북극 진동(Arctic Oscillation)과 관련된 변동성

4.2절에서는 눈 덮임 변동성의 두 번째 모드 특징에 대하여 조사하였다. Figure 4.6은 전체 변동성의 약 11%를 설명하는 눈 덮임 변동성의 두 번째 모드를 나타낸다. 1월부터 3월까지의 패턴을 살펴보면, 유럽지역과 동아시아 지역을 중심으로 음의 편차가 나타나고 티벳 고원 지역에서 약한 양의 편차가 나타난다. 5월부터 10월까지

특별한 편차 패턴을 찾을 수 없고, 11월의 경우 동아시아 지역에서 음의 편차, 그리고 12월에 유럽 지역에서 양의 편차, 동아시아 지역에서 음의 편차가 나타난다. 두 번째 모드의 PC time series는 북극지역과 중위도 지역 사이의 지위고도 편차 대비를 나타내는 Arctic Oscillation(AO)(Thomson and Wallace, 1998) 지수와 0.69의 높은 상관관계를 가진다. 즉, 이 모드는 AO 변동성과 밀접하게 관련되어 변동하는 눈 덮임의 특징을 나타낸다. 두 번째 모드에 회귀 분석한 850-hPa 지위고도 편차장을 살펴보면, 특히 겨울철에 뚜렷한 양의 AO 패턴을 확인 할 수 있다(Fig. 4.7). 이러한 대기 순환 패턴에 따라 유럽 지역은 겨울철에 따뜻한 대서양에서 불어오는 서풍 편차에 의해 고온 편차와 함께 눈 덮임 감소 신호가 나타나고 동아시아 지역은 고기압성 편차의 영향을 받아 눈 덮임이 감소하는 특징을 보인다.

다음으로 두 번째 모드의 눈 덮임 변동, 즉, AO 변동성에서부터 유도된 눈 덮임 변동과 관련된 우리나라 지역의 기온과 강수 특성에 대하여 조사하였다. Figure 4.8은 Fig. 4.5와 마찬가지로 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 겨울철 기온과 여름철 강수 패턴이다. 겨울철 기온을 살펴보면, 뚜렷한 양의 AO 신호(중위도에서 고기압성 편차, 극지역에서 저기압성 편차를 나타냄)와 함께 대체로 우리나라를 포함한 중위도 유라시아 지역에서 고온 편차가 알래스카를 포함한 북쪽 유라시아 지역에서 저온 편차가 나타난다(Figs. 4.8a ~ c). 실제 북극 진동 지수와 우리나라 12월, 1월, 2월 기온 사이에 통계적으로 유의한 양의 상관관계가 나타나는데(장기예보가이던스, 2015), 이 분석에서도 이러한 관련성을 확인 할 수 있다. 여름철 강수의 경우 6월과 8월에는 우리나라에 뚜렷한 편차가 나타나지 않지만, 7월 강수에서 음의 편차가 나타난다(Figs. 4.8.d ~ f). 즉, 겨울철 양의 AO 신호와 관련해 우리나라 7월 강수가 적어지는 경향성을 나타내는데, 이에 대한 물리적 메커니즘과 보다 정확한 통계적 관련성 규명을 위해서는 후속 연구가 필요하다.

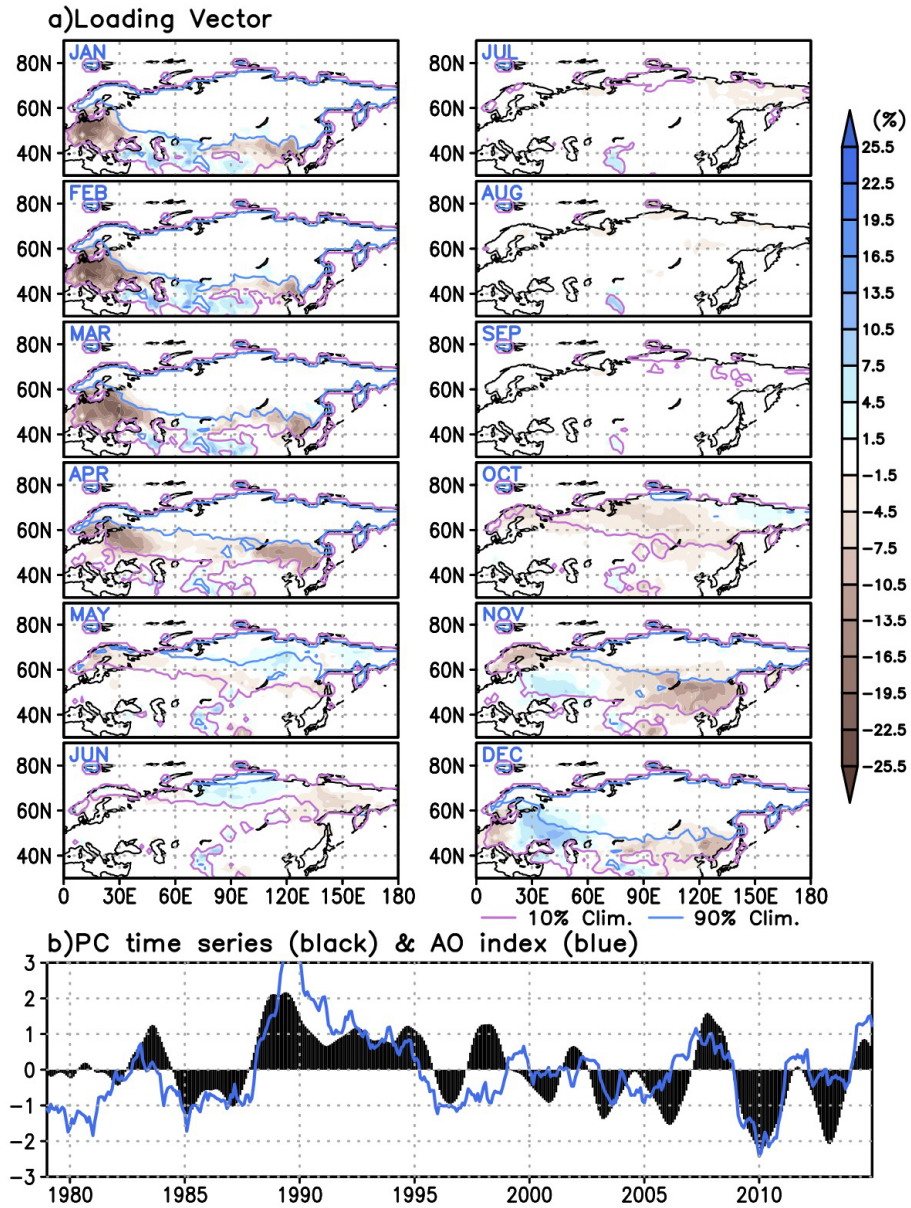


Figure 4.6 The same figure as in Fig. 4.1 but for the second CSEOF mode. The blue line in b) indicates  $\pm 12$  month moving averaged monthly AO index. The PC time series and the AO index are normalized.

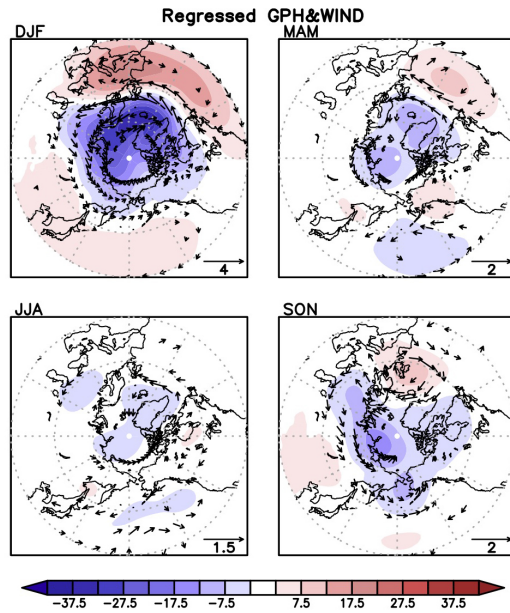


Figure 4.7 Regression map of the seasonal (3-month) mean 850-hPa geopotential height (shading) and wind (vector) anomalies corresponding to the second CSEOF mode of SCE anomaly

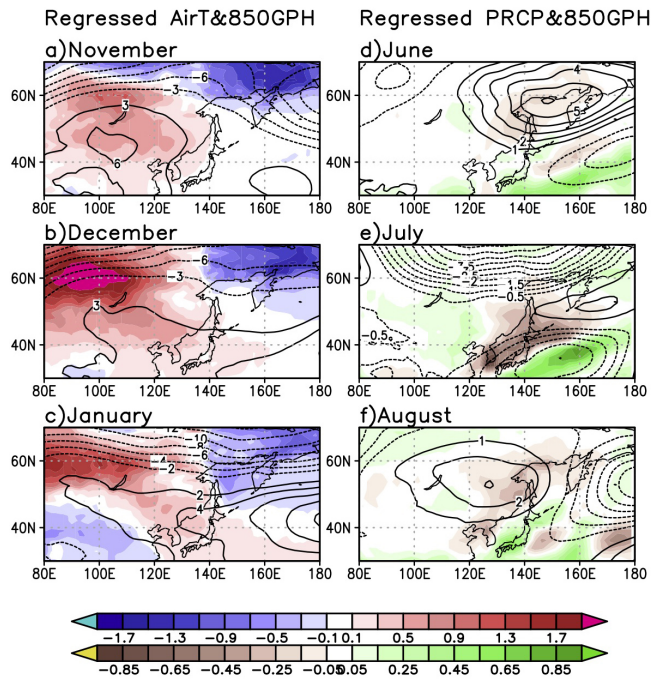


Figure 4.8 The same figure as in Fig. 4.5 but for the second CSEOF mode



## 5. 우리나라 여름철 월별 기온 변동성의 특징

### 5.1 우리나라 여름철 기온 변동 특성

우리나라 여름철 기온 변동성을 정확히 이해하고 예측하는 것은 에너지 수급 조절 및 온열 질환 예방등 사회 경제적 측면에서 매우 중요한 과업이다(Han and Lee, 2005; Kim et al., 2010). 우리나라 여름철 기후 변동성은 동아시아 여름 몬순 시스템의 일부로서 다양한 기후 요소들의 영향을 받는다. 선행 연구에서는 열대 태평양 해수면 온도 변동성(Chang et al., 2000), 인도양 해수면 온도 변동성(Xie et al., 2009) 등이 동아시아 여름몬순에 미치는 영향을 제시하였다. 또한 북서태평양 고기압(Lu and Dong, 2001), 오호츠크 고기압(Tachibana et al., 2004) 및 Pacific-Japan pattern(Nitta, 1987) 등과 같은 대기 변동 모드 역시 동아시아 여름 기후에 밀접한 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 그러나 우리나라 여름철 기온만을 타겟으로 한 선행 연구는 거의 없으며 또한 여름철 평균 6~8월)장이 아닌 월별 변동성 분석 결과 역시 찾기 어렵다.

따라서 본 연구에서는 우리나라 여름철 월별 기온 변동 특성에 대해 조사하였다. Figures 5.1.a ~ c는 1979년부터 2015년 기간의 우리나라 6월, 7월, 8월 평균 기온 분포를 나타낸다. 그림에서 확인 할 수 있듯이 6월의 평균 기온( $21.2^{\circ}\text{C}$ )에 비해 7월( $24.2^{\circ}\text{C}$ )과 8월( $24.9^{\circ}\text{C}$ )의 평균 기온이 상당히 높은 것을 알 수 있다. Figures 5.1. d ~ f에 나타낸, 1979년부터 2015년의 45개 지점 평균 6~8월 기온 편차 시계열을 살펴보면, 6월 변동 특징이 7월과 8월 특징과 큰 차이를 나타내는 것을 확인 할 수 있다. 즉, 6월 시계열과 7월 시계열 사이의 상관 계수는 0.21, 그리고 8월 시계열과는 0.24로 통계적으로 유의하지 않다. 그러나 7월과 8월 기온 시계열 사이의 상관계수는 0.57로 둘 사이의 높은 관련성을 나타낸다. 또한 6월 기온 시계열의 표준 편차는  $0.65^{\circ}\text{C}$ 로 7월의  $1.15^{\circ}\text{C}$ 와 8월의  $1.19^{\circ}\text{C}$ 에 비하여 작은 변동성을 나타낸다. 시계열의 선형 추세를 살펴보면 6월의 경우  $0.25^{\circ}\text{C}^*/\text{decade}$ , 7월에는  $0.28^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ , 8월에는  $0.26^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ 로 이 중 6월의 추세 값이 통계적으로 유의하다. 실제 선형 추세 값 자체는 6월과 7월, 8월 모두 비슷한 값이지만, 6월의 변동성 자체가 작기 때문에 전체 변동성에서 선형 추세가 설명하는 부분이 커져서 통계적으로 유의한 값이 나타난다. 6월의 경우 전체 변동성의 17%를 선형 추세가 설명하는 반면, 7월과 8월의

경우 각각 7%와 5%를 설명한다. 이러한 6월 기온과 7월과 8월 기온 변동성의 차이를 고려하여 우리나라 여름철 기후 변동성을 6월 변동성과 7~8월 변동성으로 나누어 살펴보았다.

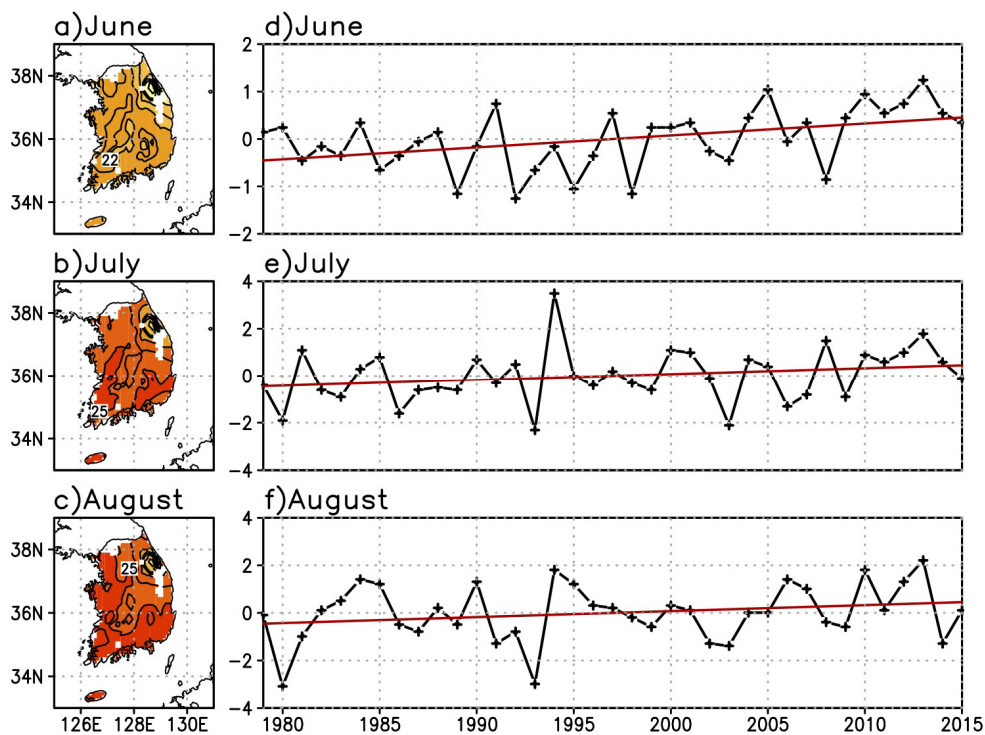
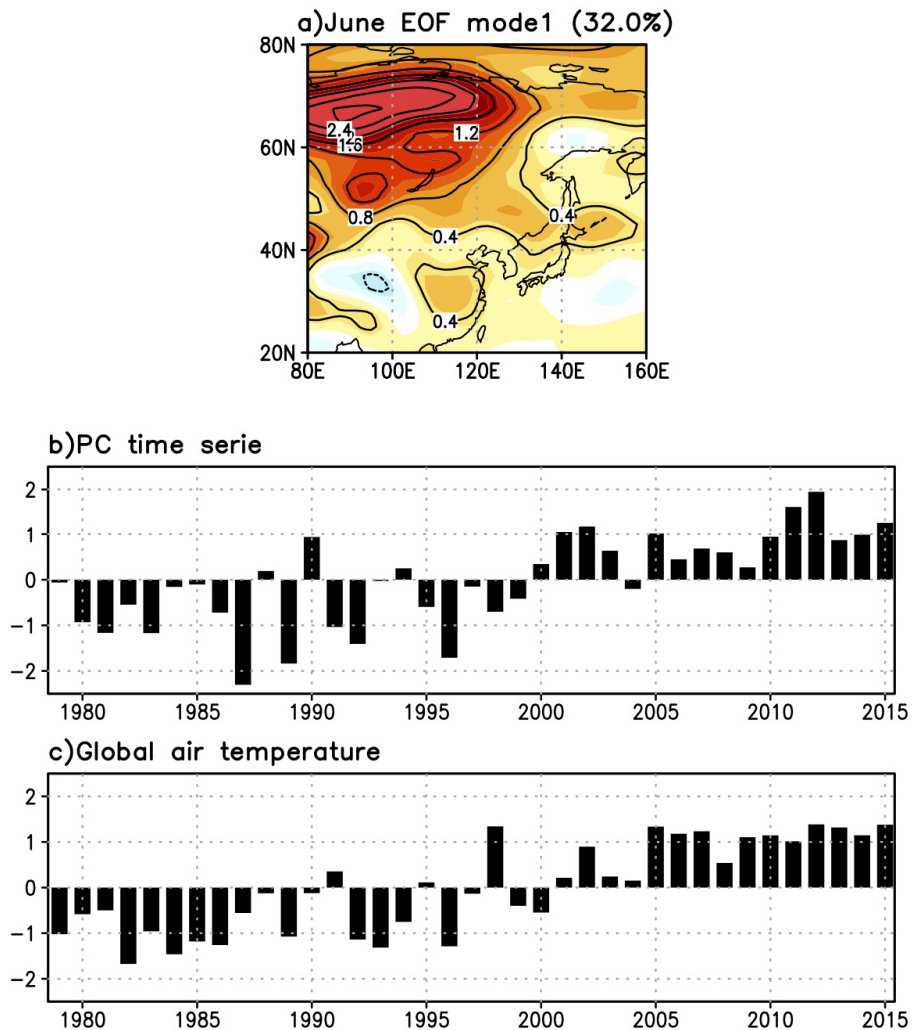


Figure 5.1 Climatological monthly mean surface air temperature in: a) June, b) July, and c) August. The time series of the 45-station averaged surface air temperature anomalies in: d) June, e) July, and f) August. The superimposed red line indicates the linear trend of the time series. It should be noted that the vertical scales are different for June and July/August

## 5.2 6월 기온 변동 특징

우리나라 기온 변동의 특징을 동아시아 규모에서 나타나는 기후 변동성과의 관련성을 바탕으로 조사하기 위해 동아시아 지역( $80^{\circ}\text{E}$ - $160^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$ - $80^{\circ}\text{N}$ ) 6월 1000-hPa 기온에 대해 EOF 분석을 수행하였다. Figure 5.2에 나타낸 첫 번째 모드는 전체 변동성의 32%를 차지하는데 공간 패턴을 살펴보면 시베리아 지역을 중심으로 강한 고온 현상이 나타나고 이러한 고온 현상은 우리나라 지역에서도 나타난다.

PC 시계열(Fig. 5.2.b)에서도 뚜렷한 선형 추세가 나타나는 것을 고려하면, 이 모드는 6월 동아시아 기온의 온난화 신호를 나타내는 것으로 해석할 수 있다. 실제 PC 시계열과 6월 전 지구 기온 시계열(Fig. 5.2.c) 사이의 상관 계수는 0.65이며, 우리나라 6월 기온 시계열과도 0.51의 통계적으로 유의한 상관계수를 가진다. 앞서 우리나라 6월 기온 시계열의 선형 추세에서도 확인하였듯이 6월 기온 변동성의 약 25% 정도를 지구 온난화 성분이 설명함을 알 수 있다.



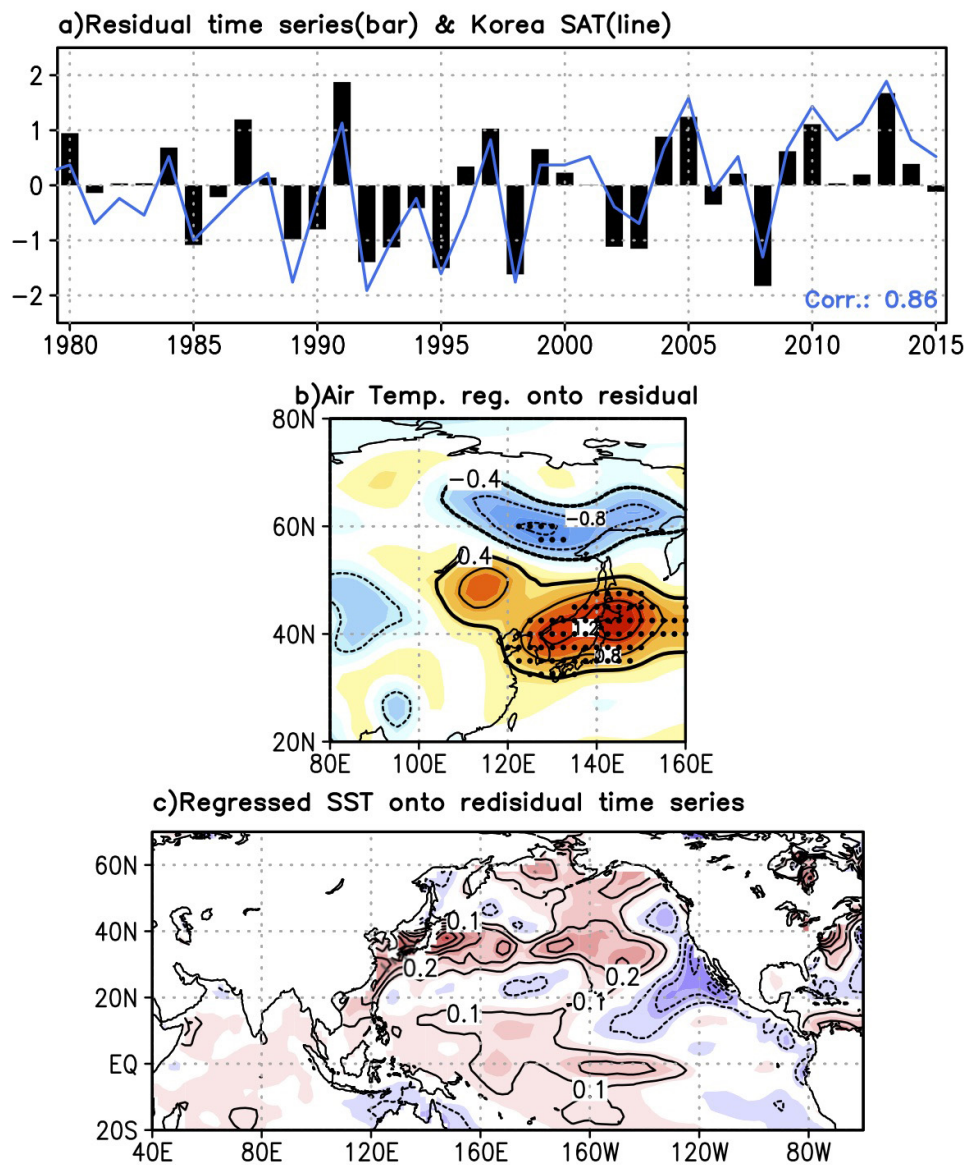
**Figure 5.2** a) The spatial pattern and the b) corresponding principal component (PC) time series of the leading EOF of the air temperature at 1000-hPa during June. c) The global air temperature anomaly at 1000-hPa during June

위와 같이 6월 우리나라 기온 변동 성분 중 약 25%를 온난화 추세가 설명하는 것을 확인하였는데, 이러한 온난화 추세와 관련된 성분을 제외한 나머지 변동성의 특징에 대하여 조사하였다. 이를 위하여 잔차(residual) 변동성을 구하였는데, 이는 우리나라 6월 기온 시계열에서 우리나라 기온 시계열을 EOF 첫 번째 모드에 회귀 분석한 성분을 빼는 방식으로 이루어졌다. 이는 6월 기온 시계열에서 선형 추세 성분을 제거하는 것과 유사한 방식이지만, 동아시아 지역의 온난화 추세를 좀 더 물리적으로 설명하는 EOF 첫 번째 모드를 제거하는 방법을 선택하였다.

Figure 5.3.a에 잔차 시계열을 검정색 막대로 그리고 6월 기온 시계열을 푸른색 실선으로 표시하였는데, 둘 사이의 상관계수는 0.86으로, 이 잔차 시계열은 6월 기온 변동성의 약 75%를 설명하는 성분이다. 이 잔차 시계열과 관련된 대기 순환장의 특징과 해수면 온도 변동성의 특징을 조사하기 위해 Figs. 5.3.b, c와 Fig. 5.4에 회귀 분석한 기온, 해수면 온도, 그리고 850-hPa 지위고도 편차장을 나타내었다. 먼저, 동아시아 지역 기온 편차장을 살펴보면, 우리나라 지역에서 고온 편차, 그리고 그 북쪽 중국지역에서 저온 편차가 나타나는 meridional dipole-like 구조를 확인 할 수 있다. 또한 해수면 온도 편차 패턴을 살펴보면, 남중국해와 서해 지역을 제외하면 잔차 시계열과 관련해서는 뚜렷한 해수면 온도 편차가 나타나지 않는다. 즉, 온난화 성분을 제외한 6월 기온 변동성은 열대 태평양의 ENSO, 인도양 해수면 온도, 열대 서태평양 해수면 온도 등 열대 지역 해수면 온도 변동성에서 기인한 변동성이 아님을 알 수 있다. 850-hPa 지위 고도 편차장을 살펴보면 오호츠크해 지역에서 저기압성 순환 그리고 북태평양 고기압이 동서방향으로 장출되어 우리나라 지역까지 발달된 패턴을 확인 할 수 있다. 이러한 대기 순환 패턴으로 인해 우리나라 지역과 그 북쪽 중국 지역으로 dipole-like 기온 패턴이 형성될 수 있다.

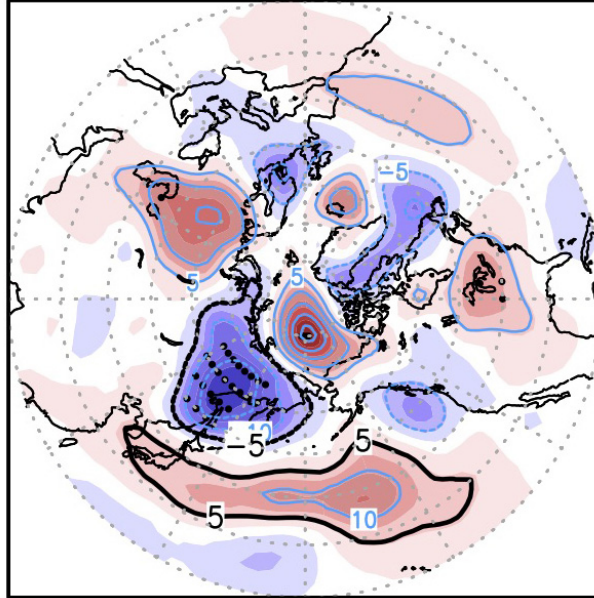
시간에 따른 기온 변화율은 복사(radiation), turbulent flux, 그리고 thermal advection에 의한 heating rate로 결정된다(Wang et al., 2010; Kim et al., 2013). 각 항들이 실제 잔차 성분에 의한 6월 우리나라 기온 변화에 어떻게 기여하는지 살펴보기 위해 Fig. 5.5에 이들의 회귀 분석장을 나타내었다. Net radiation flux는 단파 복사(short-wave)와 장파(long-wave) 복사의 합으로 구성되고, turbulent heat flux는 잠열(latent heat)과 현열(sensible heat)의 합으로 구성된다. 양의 값은 대기에서 지표로 열 방출을 나타내고 음의 값은 지표에서 대기로의 열 방출을 나타낸다.

우리나라에 고기압성 순환이 영향을 미치므로, 대기에서 지표로 방출되는 net radiation flux가 우리나라 지역 기온 상승에 큰 역할을 하는 것을 알 수 있다. 또한 동해 지역에서 뚜렷한 양의 turbulent heat flux가 나타나는데, 이는 이 지역의 고온 현상과 양의 해수면 온도 편차를 설명한다. Thermal advection 항은 바람 편차에 의한 평균 기온의 이류( $-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$  and  $-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$ )와 평균 바람에 의한 기온 편차의 이류( $-\bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x}$  and  $-\bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y}$ )로 구성된다. 위의 각 4개 항의 회귀 분석 패턴을 Figs. 5.5.c ~ f에 나타내었다. 이 그림에서 확인 할 수 있듯이 우리나라 지역으로의 고온 이류는 대체로 동·서 방향 바람 편차에 의한 평균 기온의 이류( $-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$ )로부터 기인하는 것을 알 수 있다. 반면에 평균 바람에 의한 기온 편차의 이류에 의한 영향은 거의 나타나지 않는다. 이 결과는 온난화 성분을 제외한 우리나라 6월 기온 변동성은 우리나라 지역에 영향을 미치는 고기압성 순환의 북쪽 가장자리를 따르는 서풍 편차에 의한 기온 이류와 대기에서 지표로의 net radiation flux의 영향을 받아 변동하는 것을 나타낸다.



**Figure 5.3** a) Residual time series of the Korean temperature (black bar) and the Korean temperature time series in June (blue line). b) Air temperature anomaly at 1000-hPa and c) the SST regressed onto the residual time series in June. The thick contours in Fig. 5.3b present the two centers of dipole structure

## Regressed HGT850 onto residual time series



**Figure 5.4** Geopotential height anomalies at 850-hPa regressed onto the residual time series during June. The dots indicate the region where the anomalies are significant at a 95% confidence level. The thick contours present the two low- and high- pressure anomaly, which affect the Korean SAT variation



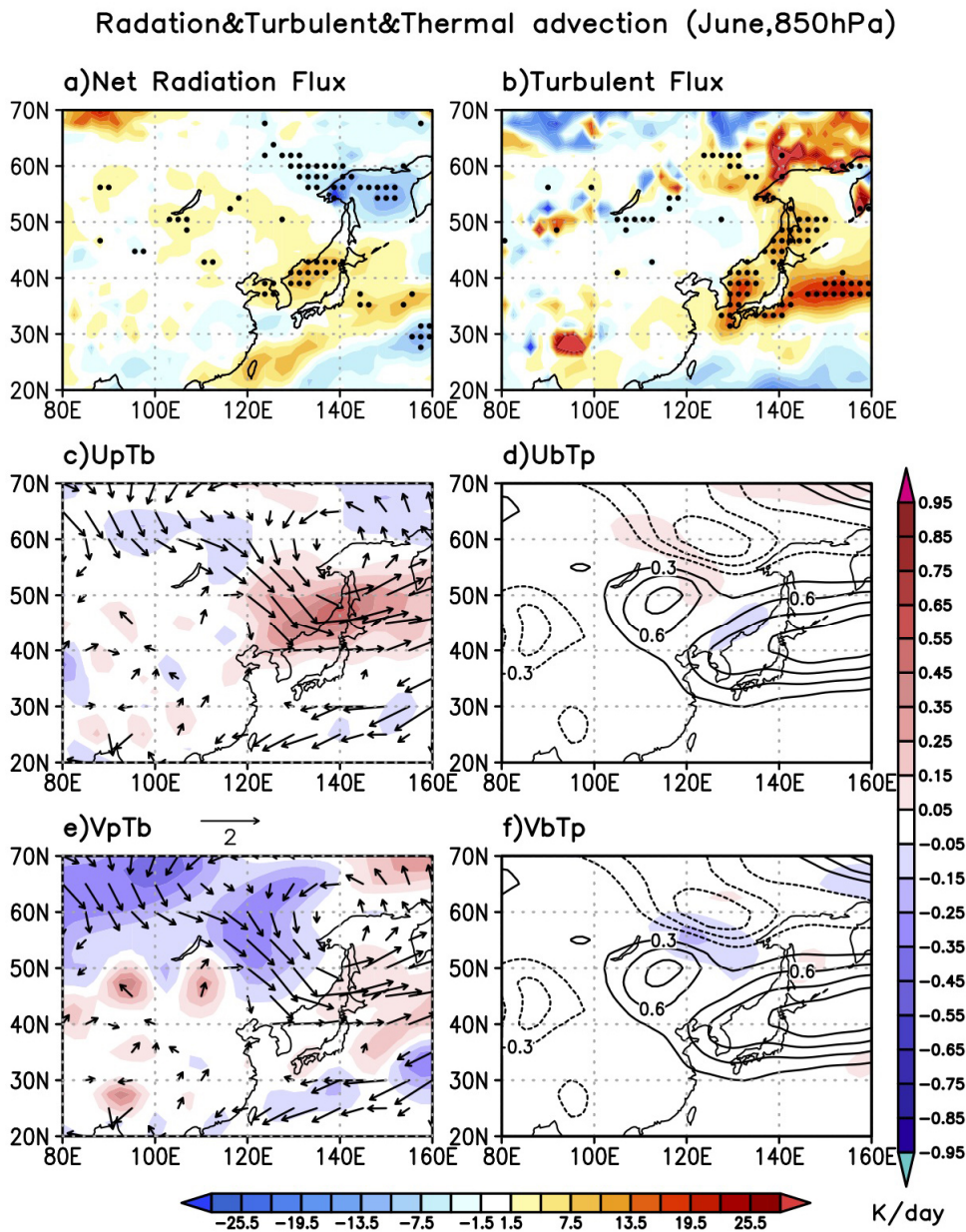
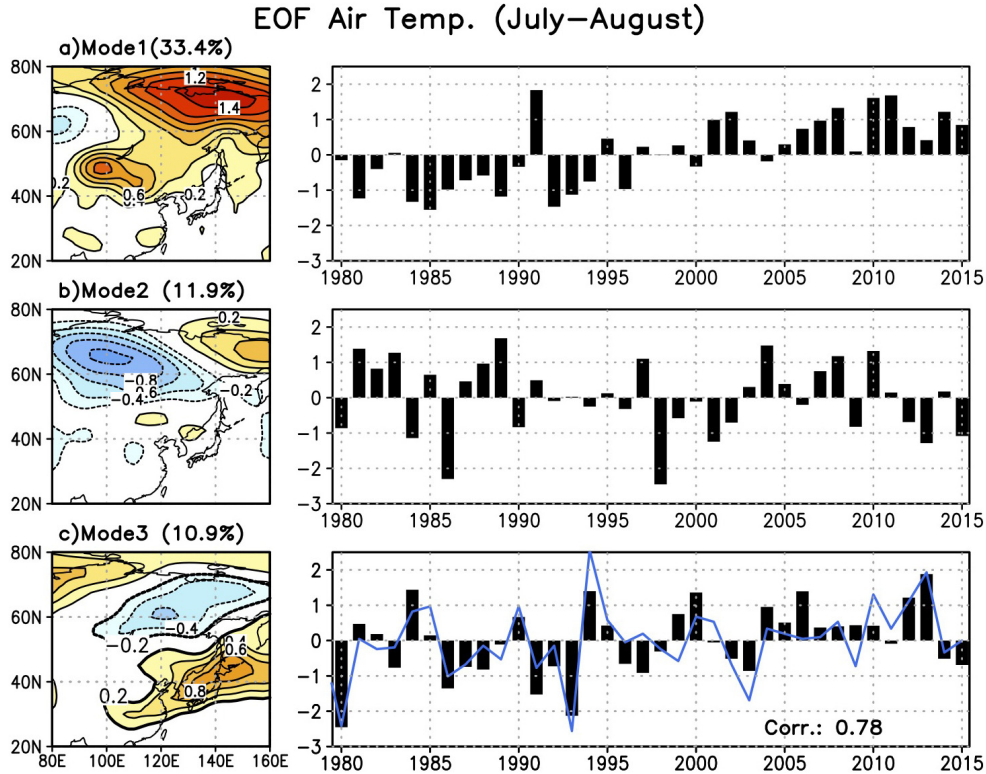


Figure 5.5 a) The net radiation flux and b) turbulent heat flux anomalies regressed onto the residual time series. The advection of mean temperature by anomalous zonal and meridional wind is presented in c) and e), respectively and the advection of anomalous temperature by mean zonal and meridional wind is presented in d) and f), respectively. The contour lines denote the regressed 850-hPa air temperature anomaly and vectors denote 850-hPa wind anomaly onto residual variability



### 5.3 7~8월 기온 변동 특징

우리나라 7월과 8월 기온 시계열의 상관 계수는 0.57로 통계적으로 유의한 관련성을 보인다. 따라서 7~8월 평균 기온 변동성에 대하여 살펴보았다. 이를 위해 Fig. 5.6에 7~8월 동아시아 기온 편차에 대한 EOF 분석 결과를 살펴보았다. EOF 첫 번째 모드는 전체 변동성의 33%, 두 번째 모드는 12%, 그리고 세 번째 모드는 11%를 설명한다. 첫 번째 모드의 공간 패턴을 살펴보면 알래스카 지역에서 강한 고온 현상과 우리나라 북쪽 중국에서 고온 현상이 나타난다. PC 시계열 역시 뚜렷한 선형 추세를 나타내는 것으로 보아 7~8월 기온의 첫 번째 모드 역시 동아시아 지역에서 나타나는 온난화 경향성을 나타내는 것으로 보인다. 그러나 6월 패턴에서 우리나라 지역까지 고온 현상이 나타난 것과 비교하면, 7~8월 패턴에는 우리나라 지역에 고온 현상이 나타나지 않는다. 실제 6월 기온 시계열과 6월의 EOF 첫 번째 PC 시계열 사이에 유의한 상관 계수(0.51)가 나타났으나 7~8월 기온 시계열과 첫 번째 PC 시계열 사이의 상관 계수는 0.10으로 유의하지 않다. 즉, 우리나라 7~8월 기온 변동성은 지구 온난화의 영향을 크게 받지 않는다. 두 번째 EOF 모드의 공간 패턴을 살펴보면, 시베리아 지역에서 저온 편차, 알래스카 지역에서 고온 편차로 대체로 zonal dipole pattern을 나타낸다. 두 번째 모드 역시 공간 패턴에서는 우리나라에 큰 변동성이 나타나지 않고 실제 PC 시계열과 우리나라 기온 사이의 상관계수도 -0.14에 불과하다.

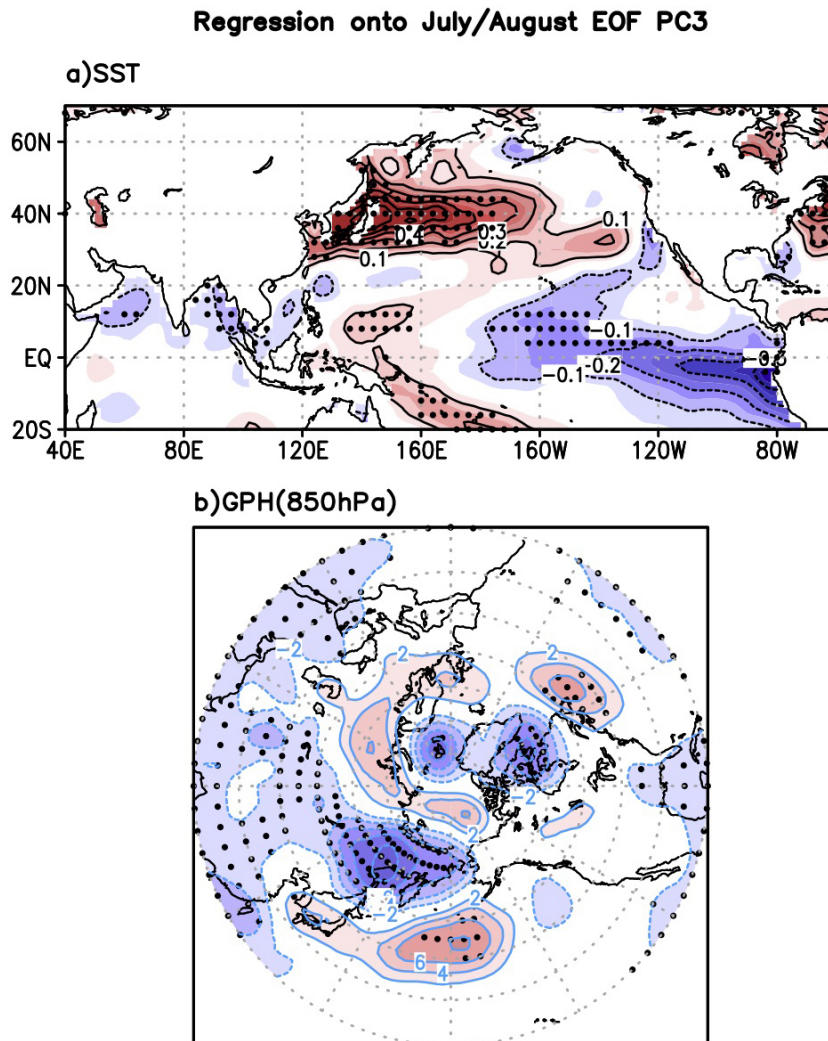


**Figure 5.6** The a) first, b) second, and c) third mode of the EOF spatial and temporal patterns for the July–August averaged air temperature anomaly at 1000-hPa. The Korean temperature time series (blue line) is most highly correlated with the third EOF mode. The thick contours in Fig. 7c present the two centers dipole structure

세 번째 EOF 모드의 공간 패턴은 우리나라 지역에서 고온 편차, 그 북쪽 중국 지역에서 저온 편차가 나타나는 meridional dipole-like 패턴을 보인다. 두 번째 모드와 세 번째 모드가 각각 12%와 11%를 설명하는 모드로 온난화 신호를 제외하면 각각 동아시아 지역 기온의 주요 변동성을 설명하는 모드이다. 이 모드는 6월 기온의 잔차 성분이 나타내는 기온 변동성과 유사한 meridional dipole-like 패턴을 보이며 실제 우리나라 기온 시계열과 PC는 0.78의 높은 상관 계수를 가진다. 즉, 우리나라 7~8월 기온 변동성은 세 번째 EOF 모드와 밀접한 관련성을 가진다.

이 모드의 특징을 좀 더 자세히 살펴보기 위해 Fig. 5.7에 회귀 분석한 해수면 온도와 850-hPa 지위고도 패턴을 나타내었다. 먼저 850-hPa 지위고도 패턴을 살펴보면, 6월 잔차 성분의 회귀 분석 패턴과 유사하게 오후츠크해 지역에 저기압성

순환, 그리고 북태평양 고기압의 동서 방향 장출로 인한 우리나라에의 영향이 나타난다. 6월과 마찬가지로 7~8월의 radiation, turbulent heat flux, 그리고 thermal advection의 영향을 Fig. 5.8에 나타내었다. 그림에서 확인 할 수 있듯이, 우리나라 7~8월 기온 상승에 미치는 영향은 대체로 대기에서 지표로 방출되는 radiation flux의 영향이 가장 크다. 반면, turbulent flux는 일본 북부 지역 기온 상승에 영향을 미칠 뿐 우리나라 기온 상승에는 뚜렷한 영향이 없다.



**Figure 5.7** The a) SST and b) geopotential height at 850-hPa regressed onto the EOF PC3 for July–August. The dots indicate the region where the anomalies are significant at a 95% confidence level.

Thermal advection 항의 특징을 살펴보면, 7~8월에는 바람 편차에 의한 평균 기온 이류( $-u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}$  and  $-v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$ )가 우리나라 지역 기온 상승에 큰 영향을 미치는 것을 확인 할 수 있다. 특히, 서풍 편차에 의한 고온 이류는 우리나라 북쪽과 중국 지역에 큰 영향을 미치고, 남풍 편차에 의한 고온 이류는 우리나라 남서쪽 기온 상승에 큰 영향을 미친다. 그러나 평균 바람에 의한 기온 편차 이류는 기온 변화에 미치는 영향이 미미하다. 6월 기온 변동성과 유사하게 7~8월 기온 변동성 역시 우리나라에 영향을 미치는 고기압성 순환의 영향을 직접적으로 받는다. 그러나 7~8월 기온 변동성의 독특한 특징은 6월과 다르게 태평양 해수면 온도와와의 관련성이 매우 뚜렷하게 나타난다는 점이다(Fig. 5.7.a). 그림을 살펴보면, 열대 중동 태평양 지역에서 음의 해수면 온도 편차, 즉 라니냐 신호가 나타나고 우리나라 동쪽 북서태평양 지역에서 양의 해수면 온도 편차가 나타난다. 이러한 열대 지역의 해수면 온도 편차는 열대 서태평양에 저기압성 순환을 형성하고, 그에 따라 북서태평양 지역에 고기압성 순환이 형성되고 이는 우리나라 지역 기온 상승으로 이어질 수 있다. 즉, 우리나라 7~8월 기온 변동성은 6월과 다르게 태평양 규모의 해수면 온도 편차 패턴과 밀접하게 관련되어 있고 이로부터 유도되는 원격 상관 대기 패턴의 영향을 받음을 알 수 있다.

## Radiation&amp;Turbulent&amp;Thermal advection (July–August,850hPa)

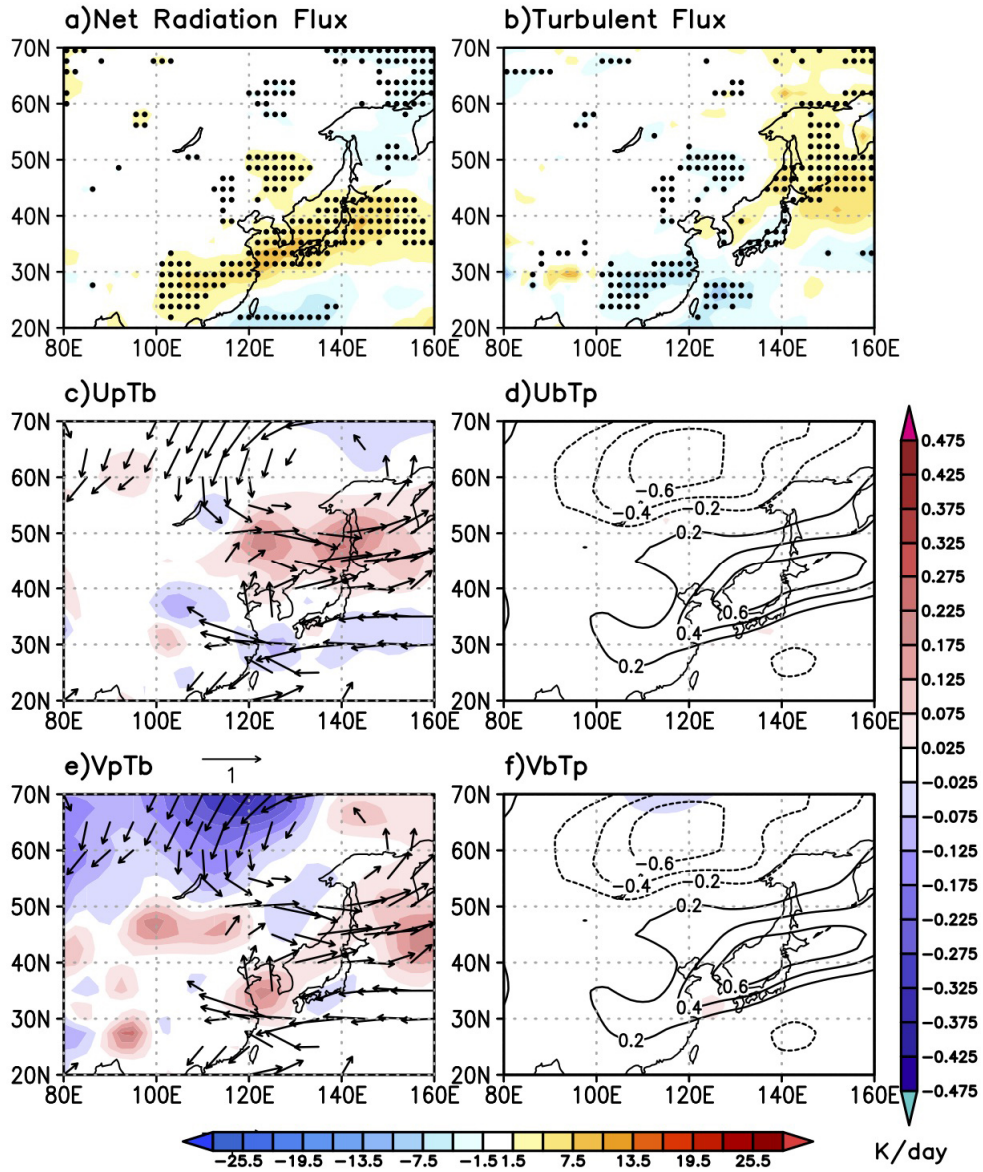


Figure 5.8 The same figure as in Fig. 5.6 but for the regression onto the EOF3 PC of late summer

## 6. 우리나라 여름철 고온 사례 분류 및 특성 분석

### 6.1 우리나라 여름철 고온 현상에 영향을 미치는 세 가지 대기 패턴

6장에서는 우리나라 여름철 고온 현상과 관련된 특징적인 대기 패턴을 규명하고 이를 바탕으로 고온 사례를 분류하고 각각의 물리적인 특징에 대하여 조사하였다. 먼저, 고온 사례의 선정을 위해 1979년부터 2014년 기간 동안 우리나라 여름철(6월~8월)의 5일 평균 (pentad) 기온 시계열을 사용하였다. 각 pentad별 경년 변동 시계열(Fig. 6.1)에서 그 값이 1 표준 편차 이상인 사례를 고온 사례로 선정하였는데, 총 103개의 사례가 선정되었다. Figure 6.1에서 알 수 있듯이 각 pentad 별 변동성에 큰 차이가 나타나며 이는 우리나라 여름철 기온에 매우 큰 계절 내 변동성(subseasonal variability)이 있음을 의미한다. 이와 같이 선정된 고온 사례를 대기 순환 패턴에 따라 분류하기에 앞서, 우리나라 여름철 고온 현상과 대기 순환장 사이의 일반적인 특징은 대체로 우리나라 상공에 기압 능, 즉 고기압성 편차가 형성되었을 때 고온 현상이 나타난다. 이러한 우리나라 상공에 고기압성 편차는 다양한 원인에 의하여 형성 될 수 있는데, 이 연구에서는 이를 세 가지로 분류해 보았다.



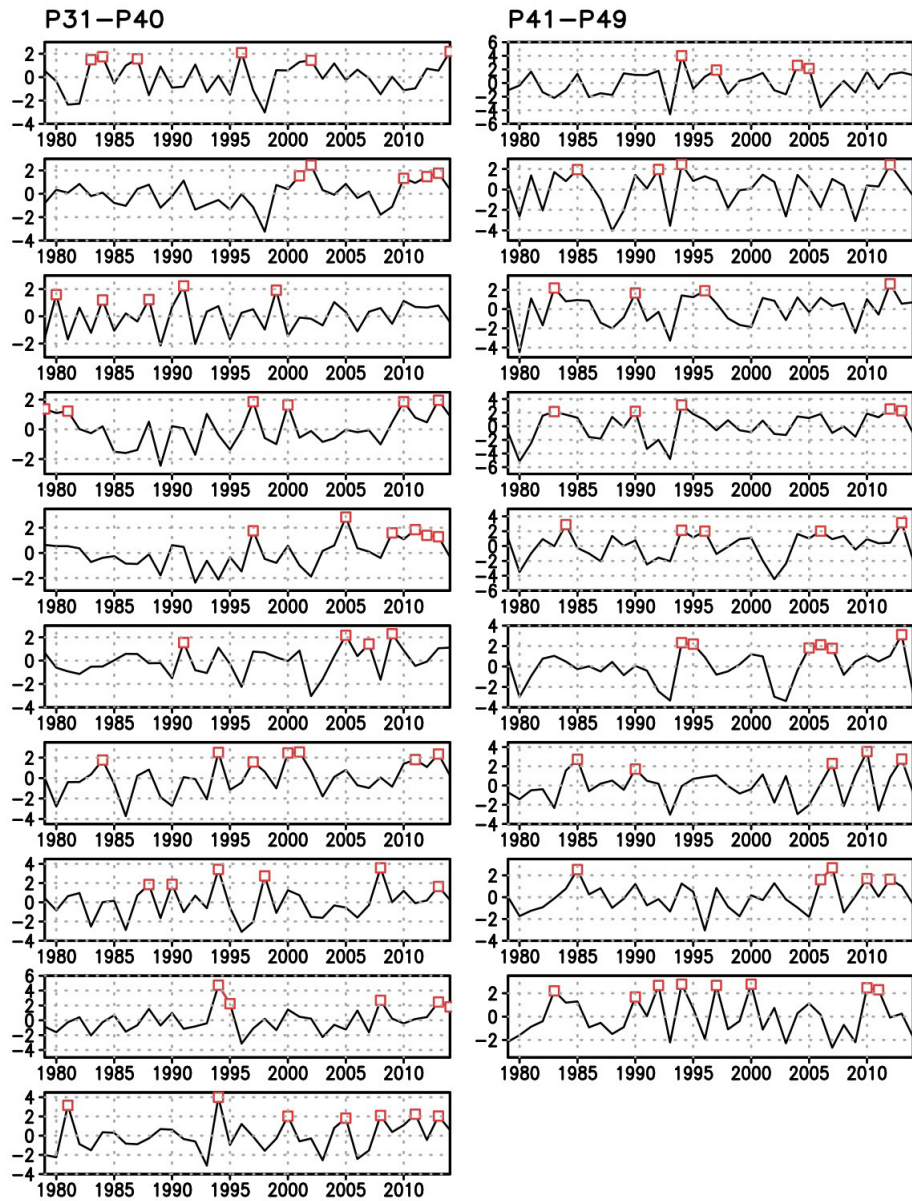


Figure 6.1 Time series of the Korean temperature from pentad 31(5/31 ~ 6/4) to pentad 49(8/29 ~ 9/2) during the period of 1979 to 2014. The red squares indicate above 1 standard deviation of each time series.

우리나라 지역의 고기압성 순환은 다양한 원인과 대기 순환 구조에 의해 형성될 수 있다. 그 중 본 연구에는 세 가지 대기 순환 구조와 관련한 우리나라 지역 고기압성 순환에 대하여 살펴보았다. 이는 선행 연구에서 잘 알려진 여름철 중위도 원격 상관 패턴을 바탕으로 한 분류이다. 첫째로, 여름철 북반구 중위도의 파동 구조의 대기 순환을 나타내는 circumglobal teleconnection pattern (Ding and Wang 2005)을 바탕으로 우리나라 지역의 고기압성 순환이 중위도 지역 파동으로부터 기인하는 경우에 대하여 조사하였다. 둘째로 열대 서태평양 지역의 대류활동으로부터 동아시아 지역까지 전파되는 원격 상관 패턴인 Pacific-Japan(PJ) pattern (Nitta, 1987)과 관련된 우리나라 지역 고온 현상에 대하여 조사하였다. 마지막으로, 여름철 주요 기압계인 북태평양 고기압의 강화 및 동서 방향 장출이 우리나라에 직접적인 영향을 미칠 수 있으므로 이에 대하여 조사하였다. 물론, 이 외에도 다양한 원인에 의하여 우리나라 지역에 고기압성 순환이 형성 될 수 있으나, 이 연구에서는 위의 세 가지 대기 패턴에 대해 집중적으로 조사하였다. 이러한 대기 패턴을 정량화하기 위하여 500-hPa 지위고도 편차장에서 세 가지 지수(index)를 정의하였다. 먼저, 중위도 지역의 파동과 관련한 고기압을 정의하기 위해 Fig. 6.2와 같이 우리나라 지역(A:110°E-140°E, 35°N-50°N)에서 동·서 방향에 위치한 B지역(150°E-170°E, 30°N-45°N)과 C지역(70°E-100°E, 45°N-60°N) 지위고도 편차를 빼는 방식으로 index를 정의하였고 이를 Wave type의 고온 현상으로 명명하였다. 한편, 열대 서태평양 지역의 대류 활동에서 유도된 고기압을 정의하기 위해 비슷한 방식으로 우리나라 지역(A:120°E-160°E, 35°N-45°N)에서 아열대 북서태평양 지역(B:100°E-140°E, 15°N-25°N)과 오호츠크해 지역(C:150°E-180°E, 50°N-60°N) 지위고도 편차를 빼는 방식으로 index를 정의하였고 이는 PJ type 고온 현상으로 명명하였다. PJ 패턴은 서태평양 지역의 대류 활동에 의해 유도되는 남·북 방향의 대기 파동으로 일반적으로 열대 서태평양의 대류 활동이 강할 때 동아시아 지역에 고기압성 순환이 발달하는 특징이 있다(Nitta, 1987; Kosaka and Nakamura, 2006). 마지막으로 북태평양 고기압의 동서 방향 장출에 의한 고기압의 정의는 북태평양 지역(A:120°E-240°E, 30°N-60°N) 평균 기압 편차로 index를 정의하고 이를 North Pacific(NP) type 고온 현상으로 명명하였다. 위와 같은 index 정의를 위한 영역 설정은 기본적으로 wave type의 경우 우리나라를 중심으로 동·서 방향 영역의 차이를, PJ type의 경우 남·북 방향 영역의 차이를, NP type의 경우 북태평양 영역을 설정하였는데, 영역 설정에 있어 작은 차이는 분석 결과에 민감하게 작용하지 않는다.



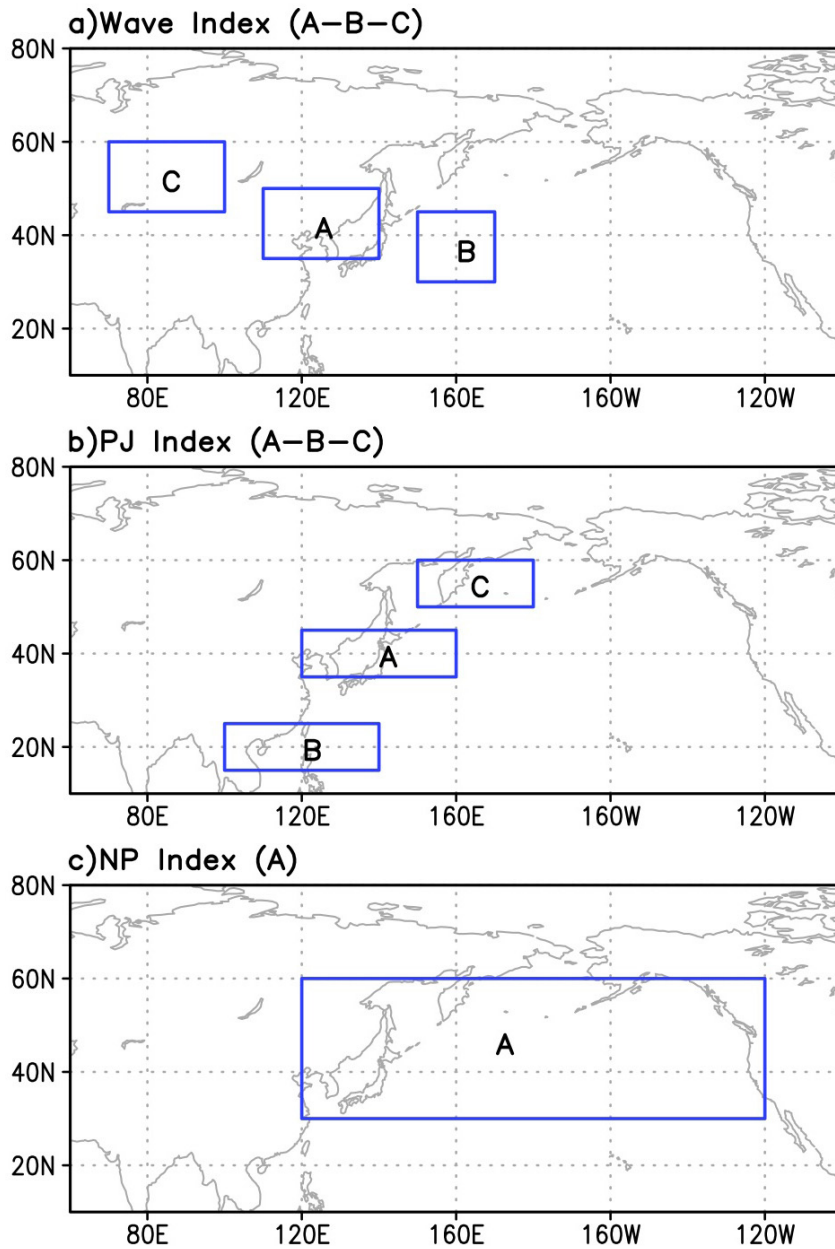


Figure 6.2 The area for defining a)wave index, b)PJ index, and c)NP index. The definition of each index is described in the text

위에서 정의한 wave index, PJ index, 그리고 NP index를 선정된 103개 고온 사례의 500-hPa 지위고도 편차에 적용하여, 각 index가 1.2 표준 편차 이상인 사례들에 대하여 wave type, PJ type, 그리고 NP type의 고온 현상으로 분류하였다. 만약, 두 개 이상의 index에서 1.2 표준 편차 이상인 사례가 있으면, index의 값이 큰 쪽으로 type을 분류하게 된다. 이러한 절차에 의하여 총 103개의 고온 사례 중 52개 사례가 세 가지 type의 고온 현상에 속하게 되고, 각각 wave type 14개 사례, PJ type 14개 사례, 그리고 NP type으로 24개 사례가 선정되었다. 이러한 세 가지 type의 500-hPa 지위고도 편차의 합성도를 Fig. 6.3에 나타내었다. 먼저 wave type의 대기 순환 구조를 살펴보면, 중위도 제트 기류 지역을 따라서 뚜렷한 파동 형태가 나타난다. 이러한 중위도 파동 구조는 선행 연구에서 제시한 circumglobal teleconnection(CGT) pattern (Ding and Wang, 2005)과 유사한데, 정확한 파동의 위치와 파수에는 차이가 있는 것으로 보인다. PJ type의 대기 순환 구조는 아열대 서태평양 지역에서 저기압성 순환, 우리나라에서 고기압성 순환, 그리고 오호츠크해 지역에서 저기압성 순환이 나타나, 열대 지역에서부터 시작되는 파동 형태를 확인할 수 있다. 이 구조는 선행 연구에서 제시한 PJ pattern과 매우 유사하다(Kosaka and Nakamura, 2006). NP type의 대기 순환 구조는 전체적으로 북태평양 고기압의 강도가 평년보다 강화되고 동·서 방향 장출을 통해 우리나라에 영향을 미치는 구조이다.

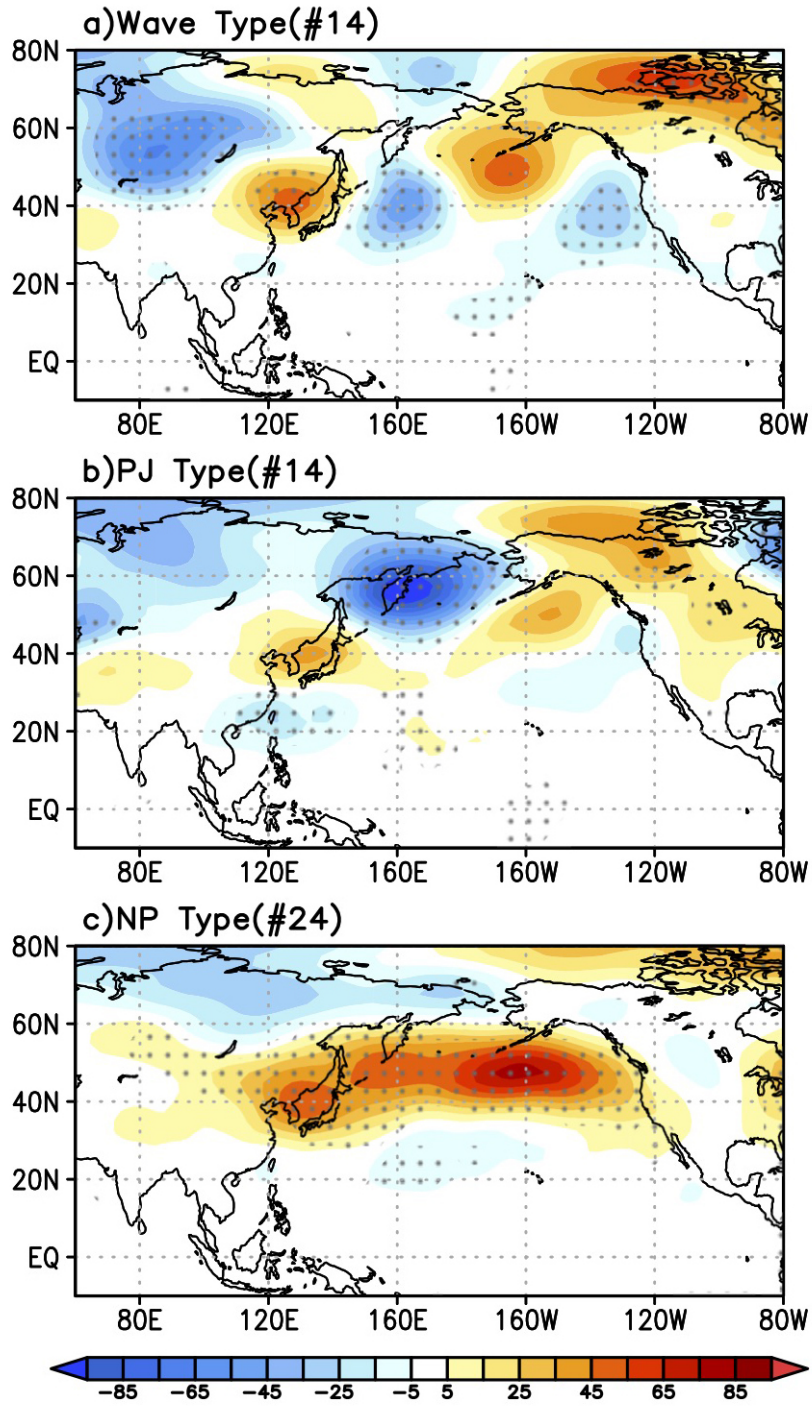


Figure 6.3 Composite anomalies of 500-hPa geopotential height for three types of warming. The dots indicate the region where the anomalies are significant at a 95% confidence level

다음으로 세 가지 type의 고온 사례가 여름철 내 6월~8월 중 언제 빈번히 나타나는지, 그리고 연도별로는 언제 집중적으로 나타났는지 조사하였다. Figure 6.4는 각 type의 pentad별 발생 빈도와 연도별 발생 빈도를 나타낸다. Wave type의 경우 pentad 36~42, 즉 7월에는 거의 나타나지 않고, 6월 초와 8월 말에 빈번하게 발생하는 것을 알 수 있다. PJ type의 경우 6월, 7월보다는 8월에 빈번히 발생하는 반면, NP type은 6월부터 8월까지 비슷한 빈도로 나타난다. 연도별 발생 빈도를 살펴보면, 1994년의 PJ type 발생 빈도가 높게 나타나는 것을 확인 할 수 있는데, 1994년 여름철, 특히 7월은 기온 편차가 평년 대비  $+3.5^{\circ}\text{C}$ 로 1974년 이후 최고 기온을 기록한 해이다. 따라서 이 시기 고온 현상의 상당 부분은 PJ type의 대기 패턴에서 기인하였다는 것을 확인 하였다. 한편, NP type의 연도별 발생 빈도를 살펴보면 2010년도 이후 최근에 발생 빈도가 증가한 것을 확인 할 수 있는데, 이는 2010년도 이후 wave type이 나타나지 않는 것과 대비되는 결과이다. 특히, 2013년도 8월의 기온 편차는 평년 대비  $+2.2^{\circ}\text{C}$ 로 8월 기온으로는 1974년 이후 최고 기온을 기록하였는데, 이 시기의 고온 현상은 NP type과 관련된 대기 패턴에서 기인하였다는 것을 알 수 있다. 이와 같이 최근 NP type에 의한 고온 현상의 발생 빈도가 증가한 원인에 대하여 온난화 경향성 또는 장주기 변동성의 특징과 관련하여 추후 연구를 수행 할 필요가 있다.

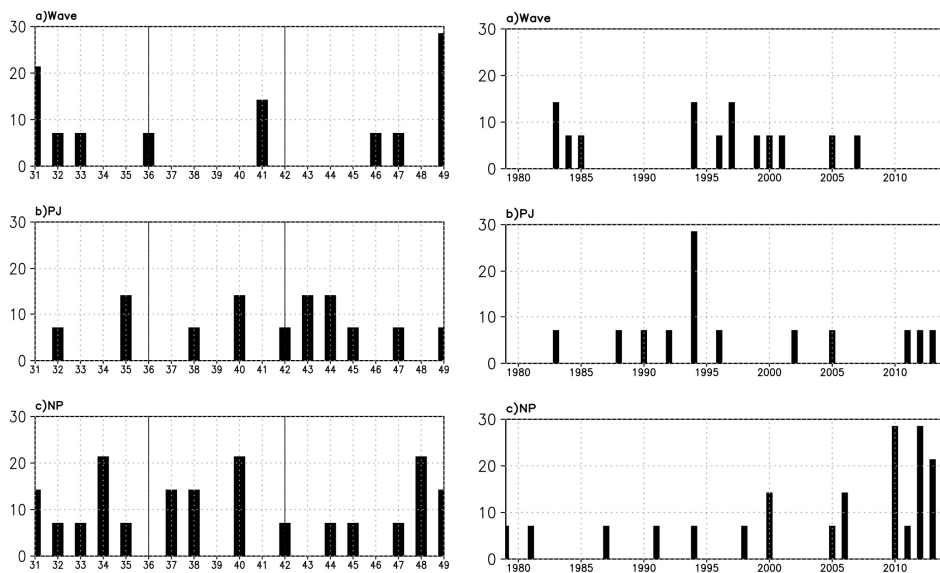
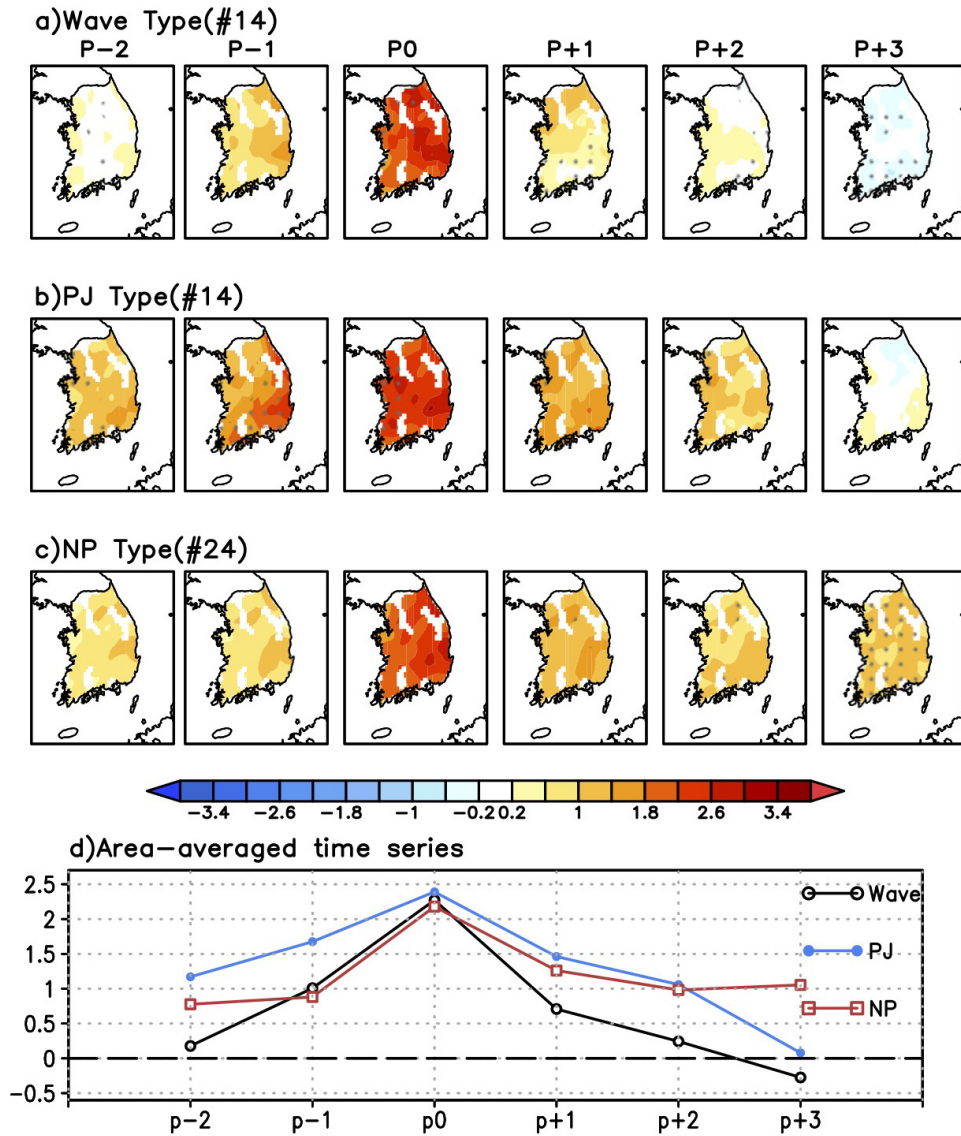


Figure 6.4 (left panel) The occurrence frequency(%) of three type of warming during pentad 31 ~ 49 (5/31 ~ 8/29). (right panel) The occurrence frequency(%) of three type of warming during 1979 ~ 2014.

세 가지 type의 고온 사례에 따른 우리나라 여름철 고온 현상의 강도와 지속 시간에 대하여 살펴보았다. Figure 6.5는 각 사례별 우리나라 기온 편차 합성도를 나타낸다. P0를 기준으로 1 pentad 전(P-1), 2 pentad 전(P-2)의 합성 편차와 1 pentad 후(P+1), 2 pentad 후(P+2), 그리고 3 pentad 후(P+3)의 합성 편차를 조사함으로써 각 사례별 고온 현상의 지속 기간을 확인 할 수 있다. Wave type의 경우 고온 현상이 P-1부터 P+1까지, 즉 10~15일 정도 지속되어 세 가지 type 중 지속 기간이 가장 짧게 나타난다. 이는 wave의 전파와 관련된 것으로, 시간이 지남에 따라 우리나라에 위치하던 고기압성 순환이 동쪽으로 이동하고, 서쪽에 위치하던 저기압성 순환의 영향을 받아 고온 현상이 사라지는 것으로 보인다. PJ type의 경우 P-2부터 P+2까지, 즉 20~25일 정도 고온 현상이 지속되는데 특히, P-1과 P+1에서도 상당히 높은 기온 편차가 나타난다. 열대 서태평양의 대류 활동에서 기인한 meridional한 방향의 파동의 경우 중위도의 zonal한 방향의 파동에 비해 전파 속도가 빠르지 않아 좀 더 지속적인 고온 현상이 나타나는 것으로 해석된다. 한편, NP type의 경우 P-2부터 P+3까지, 즉 25~30일 정도 지속적인 고온 현상을 나타내, 세 type 중 가장 긴 지속 기간을 보인다.



**Figure 6.5** Composite anomalies of Korean surface temperature for three types of warming. The simultaneous composite pattern is indicated by P0. Two pentad before P0 and three pentad after P0 are presented. The bottom graph is area averaged anomalies for wave type(black line), PJ type(blue line), and NP type(red line).

## 6.2 세 가지 고온 사례와 관련된 대규모 순환장의 특징

6.2절에서는 대기 패턴을 기준으로 분류한 세 가지 type의 고온 사례에 대하여 관련 해수면 온도, 상향 장파 복사장(Outgoing Longwave Radiation; OLR), wave activity flux 등에 대하여 살펴봄으로써 각 고온 사례의 형성 메커니즘에 대하여 조사하였다. Figure 6.6은 각 사례 별 합성 분석한 해수면 온도 편차와 OLR 패턴을 나타낸다. 먼저, 세 가지 고온 사례 모두 공통적으로 우리나라 연근해에 통계적으로 유의한 양의 해수면 온도 편차가 나타난다. 이는 우리나라 주변 고기압성 편차에 의한 해수면 온도 반응으로 해석할 수 있다. Wave type의 해수면 온도 특징은 열대 동태평양에서 약한 엘니뇨 신호가 나타나고 북태평양에서는 대기의 파동 형태에 따라 중태평양에서 저온 편차, 미국 서안을 따라서 고온 편차가 나타난다. 대서양 해수면 온도의 경우 대체로 저온 편차가 나타난다. PJ type의 경우 열대 중태평양에서 유의한 양의 편차가 나타나고, 오호츠크해 지역에서 저기압성 순환과 관련된 저온 편차가 나타난다. NP type의 경우 북태평양 고기압의 강화에 따른 고온 편차가 나타나고 그리고 그 가장자리를 따르는 북풍기류와 함께 저온 편차를 확인 할 수 있다. 또한, 북대서양 지역에서 매우 강한 고온 편차가 나타난다. OLR 패턴을 살펴보면, 세 가지 type 모두 우리나라 지역에 대류 활동 억제 신호가 나타나며 그 강도는 PJ type에서 가장 강한 것을 확인 할 수 있다. 특히, PJ type의 경우 maritime continent 지역에서 대류 활동 억제, 아열대 서태평양 지역에서 강화, 그리고 우리나라 지역에서 억제로 이어지는 meridional한 방향의 파동 형태를 잘 나타낸다. NP type의 경우 열대 서태평양 지역부터 아열대 지역까지 대류 활동 강화와 함께 우리나라 지역에 대류 활동 억제 신호가 나타나는 two-cell 구조의 대류 패턴을 보인다.



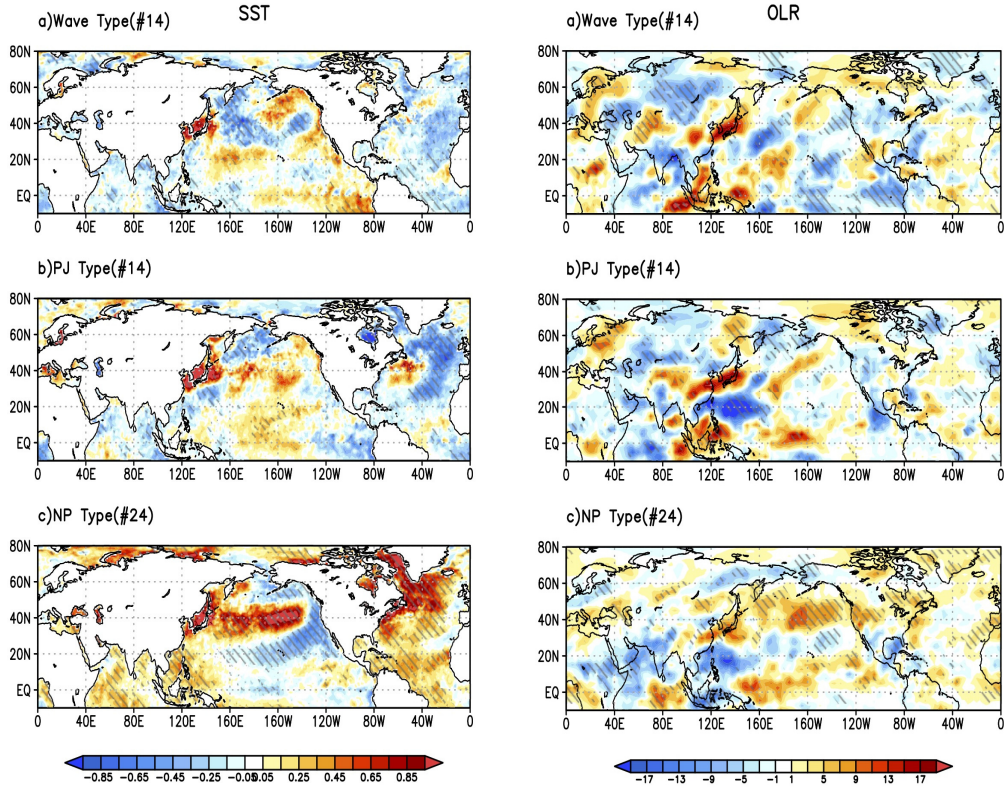
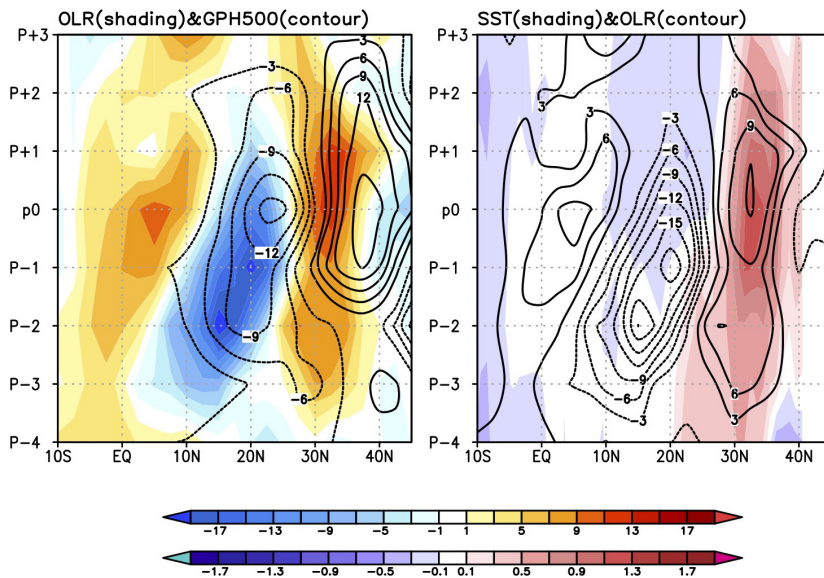


Figure 6.6 Composite anomalies of (left panel) SST and (right panel) OLR for three types of warming.

PJ 타입과 관련된 열대 서태평양 지역의 meridional한 방향 대류 활동의 시간 변화를 자세하게 살펴보기 위하여 열대 서태평양 지역( $100^{\circ}\text{E}$ - $130^{\circ}\text{E}$ ) 경도 평균한 4 pentad 전(P-4)부터 3 pentad 후(P+3)까지의 OLR, 500-hPa 지위 고도장, SST 편차의 변화 과정을 살펴보았다 (Fig. 6.7). PJ type 고온 현상 최성기(P0)를 기준으로 약 3 pentad 전(P-3)부터 열대 지역( $10^{\circ}\text{S}$ - $0^{\circ}$ )에서 대류활동 억제 신호, 아열대 지역( $10^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$ )에서 대류활동 강화 신호가 나타나기 시작한다. 이러한 신호는 점점 북상하여 P0 시기에  $0^{\circ}$ - $10^{\circ}\text{N}$ 에서 대류활동 억제,  $10^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$ 에서 대류활동 강화 그리고 우리나라가 위치하는  $30^{\circ}\text{N}$  지역에서 다시 대류활동 억제 신호가 나타나는 tripole 구조가 형성된다. 500hPa 지위고도 편차는 P-2 시기부터  $10^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$  지역에서 저기압성 편차가 나타나기 시작하고,  $30^{\circ}\text{N}$ - $40^{\circ}\text{N}$  지역에서의 고기압성 편차는 이 보다 늦게 P-1 시기부터 나타나기 시작한다. 해수면 온도의 경우 우리나라 주변 중위도 해역에서 고기압



성 편차 최성기에 맞추어 고수온 역이 나타나는 것을 확인 할 수 있고, 그 이후에 OLR 편차의 최성기가 나타난다. 즉, 열대 지역에서의 coupled된 대류활동 (남쪽의 대류활동 억제 신호와 북쪽의 대류활동 강화 신호가 함께 복상하는 모습)의 복상으로 인해 아열대 지역에서 저기압성 순환이 형성되고 그에 따른 반응으로 중위도에 고기압성 편차가 형성된다. 이러한 고기압성 편차로 인해 해수면 온도 상승 및 대류활동이 억제되어 우리나라에 고온 현상이 나타나는 것으로 해석된다.



**Figure 6.7** Composite anomalies of OLR, 500-hPa geopotential height, and SST anomalies averaged over 100°E–130°E for the PJ type warming from P-4 to P+3

Wave type의 형성 메커니즘에 대하여 살펴보기 위해 P-3부터 P+1시기까지 500-hPa 지위고도, SST, 그리고 wave-activity flux의 변화 과정을 조사하였다(Fig.6.8). Wave activity flux는 Takaya and Nakamura (2001)의 방식으로 계산하였고, 이를 통해 wave의 발달과 진화 과정을 확인 할 수 있다. P-3 시기의 대기 순환 패턴을 살펴보면, 중위도 태평양과 대서양 지역에서 뚜렷한 지위고도 편차가 나타나고, 특히 대서양 동쪽 지역에서 강한 wave activity flux가 나타난다. P-2 시기에는 대서양 지역에서 시작된 파동 형태가 점점 발달하여, 대서양, 북유럽, 그리고 시베리아 지역으로 이어지는 파동 구조를 확일 할 수 있다. P-1 시기에는 이러한 파동이 점차 동진하여 유라시아 대륙에서 나타나고 우리나라 지역에 고기압성 순환이 영향을 미치기 시작한다. P0 시기에 최성기로

발달한 wave type의 구조를 확인 할 수 있고 이러한 구조는 오래 지속되지 못하고 P+1 시기에 전체적으로 파동구조가 와해되는 것으로 보인다. 이 결과는 wave type의 고온 현상을 예측하기 위해서는 대서양 지역에서부터 형성되는 파동 구조에 대해 약 15일의 선행시간을 가지고 모니터링 할 필요가 있다는 것을 제시한다.

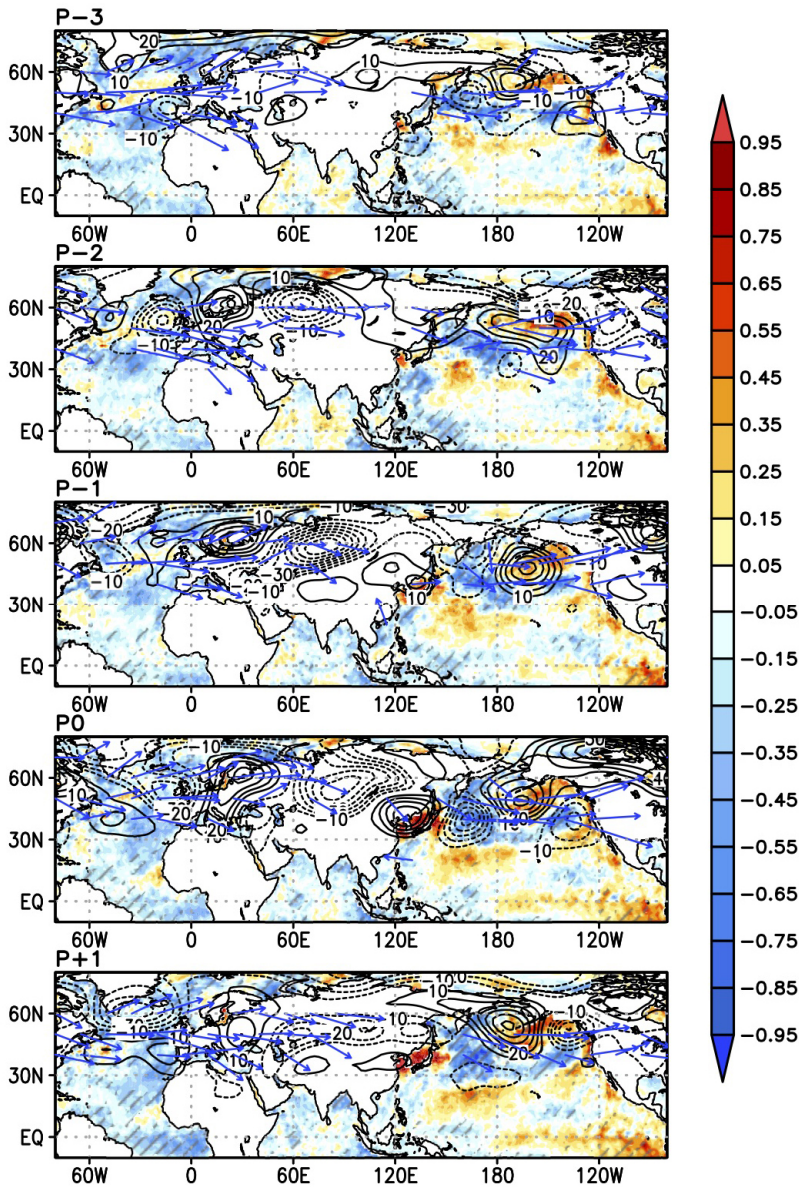


Figure 6.8 Composite anomalies of 500-hPa geopotential height, SST, and wave activity flux the wave type warming from P-3 to P+1

## 7. 결론 및 토론

본 연구에서는 우리나라 현업 장기 예보의 정확도 향상을 목표로 우리나라 기후 변동성에 영향을 미치는 다양한 기후 요소들을 선정하고 이들 사이의 통계적인 관련성을 분석하였다. 이러한 분석 결과는 통계적 관련성을 기반으로 한 예측 결과를 제공 할 뿐만 아니라, 역학 모형의 예측 결과에 대한 물리적 해석 근거를 제시한다. 따라서 본 연구에서 수행한 통계 분석 결과는 역학 모형 기반의 예측과 상호 보완적인 역할을 하여 최종적으로는 예측 정확도의 향상에 기여할 수 있을 것으로 기대한다.

본 연구에서 분석한 첫 번째 주제는 ENSO와 우리나라 기후의 관련성이다. ENSO는 계절 규모의 시간을 통해 천천히 변화하고, 원격 상관을 통해 전 지구 기후 변동성에 뚜렷한 영향을 미치기 때문에 계절 예측에 있어 기본 자료로 사용된다. 그러나 개별 ENSO의 다양성과 엘니뇨와 라니냐 사이의 비선형적 특징들은 ENSO와 중위도 기후 사이의 통계적 특징 규명을 어렵게 한다. 특히, 우리나라는 지형적으로 다양한 기후 요소들의 영향을 복합적으로 받기 때문에 ENSO의 영향력을 뚜렷하게 규명하기 어려웠다. 그럼에도 불구하고 본 연구에서 제시한 바와 같이 ENSO 진화 과정의 비선형성을 고려하면, 특정 월에서 나타나는 우리나라 기온과 강수의 뚜렷한 경향성을 확인할 수 있다. 특히, 이 연구에서는 ENSO를 진화과정에 따라 두 그룹으로 나누었고 첫 번째 그룹은 3년의 진화과정을 포함하고, 두 번째 그룹은 2년의 진화과정을 포함하여 총 분석기간 37년 중 27년이 두 그룹에 속하게 된다. 즉, 이 분석을 바탕으로 엘니뇨 또는 라니냐의 최성기의 경향성만을 확인 할 수 있는 것이 아니라 열대 태평양 해수면 온도 편차가 크지 않을 때인 발달기와 소멸기의 경향성 역시 확인 할 수 있게 된다. 뿐만 아니라 같은 라니냐 상태여도 라니냐 발달기와 라니냐 지속기에 나타나는 중위도 대기 반응과 우리나라에의 영향에는 큰 차이가 있다. 또한 같은 엘니뇨 발달 시기여도 다음 해에 라니냐로 전이되는 엘니뇨인지, 그렇지 않은지에 따라서도 중위도 대기 반응이 서로 다르게 나타나는데, 이러한 결과들은 ENSO 전이 과정의 비선형성에 대한 중요성을 제시한다. 즉, ENSO 요소를 실제 우리나라 장기 예보 생산에 반영할 때 현재 나타나는 ENSO의 진화 과정이 어디에 속하는지 판단한 후 적용하여야 보다 정확한 장기 예보 생산이 가능할 것이다. 열대 태평양 ENSO에 대한 중위도 원격 상관 패턴의 차이는 직접적으로는 열대 태평양 대류 활동의 패턴과 강도의 차이에서 기

인한다. 따라서 ENSO의 진화 과정 별 분류가 역학적으로 열대 태평양의 대류 활동에 있어 어떠한 차이를 나타내는지에 대한 이해가 추후 연구에서 필요하다.

가장 최근에 나타난 엘니뇨인 2015/16 엘니뇨는 1982/83과 1997/98에 나타난 강한 엘니뇨에 버금가는 강도를 보였다. 따라서 기상청을 포함한 전 세계의 현업 예측 기관에서는 2015년과 2016년 기후 예측에 있어 ENSO의 영향을 매우 중요하게 고려하였다. 그러나 2015/16년 엘니뇨는 과거 강한 강도의 엘니뇨 사례들과 비교하였을 때 독특한 특징들이 많이 나타나 실제 예보 적용에 있어 불확실성이 크게 나타났다. 예를 들면, 2014년 여름철부터 약한 엘니뇨 신호가 지속적으로 나타난 후 2015/16년 겨울에 최성기로 발달한 점, 2015/16년 겨울철 강한 엘니뇨 발달 후 2016년 하반기 까지 뚜렷한 라니냐 신호가 나타나지 않는 점, 2016년 여름철 대기 패턴이 전형적인 ENSO 반응과 일치하지 않은 점, 그리고 많은 역학 모형들이 2016/17년 겨울철을 라니냐가 아닌 중립 상태로 예측하는 점이 과거 사례와 구별되는 독특한 특징이다. 그럼에도 불구하고, 2015년과 2016년 우리나라 기온과 강수 편차와 첫 번째 그룹의 경향성을 비교해 보면, 적어도 80% 이상의 통계적 신뢰도를 나타내는 월에는 이러한 특징이 실제 2015년과 2016년에도 나타났다는 것을 확인하였다. 즉, 첫 번째 그룹의 Year1의 2월, 10월, 11월, 그리고 Year2의 8월, 9월, 10월에 유의한 양의 기온 편차가 나타나는데, 2015년 2월, 10월, 11월 기온 편차는 평년 대비 각각  $+0.9^{\circ}\text{C}$ ,  $+0.7^{\circ}\text{C}$ ,  $+2.5^{\circ}\text{C}$ , 그리고 2016년 8월, 9월, 10월 기온 편차는 각각  $+1.6^{\circ}\text{C}$ ,  $+1.0^{\circ}\text{C}$ ,  $+1.5^{\circ}\text{C}$ 로 첫 번째 그룹의 통계적인 경향성과 잘 일치한다. 강수의 경우 첫 번째 그룹의 Year1의 1월, 3월, 8월, 9월에 평년보다 적은 강수, 5월과 11월에 평년보다 많은 강수가 나타나고, Year2의 6월, 11월, 12월에 평년보다 적은 강수, 3월과 9월에 많은 강수가 나타난다. 2015년의 경우 1월, 3월, 8월, 9월의 강수 평년비는 88.8%, 69.3%, 41.6%, 33.8%로 실제 평년보다 적게 나타났고, 5월과 11월은 각각 69.3%, 267.9%로 나타났는데, 이 중 5월 강수의 경향성만 일치하지 않았고 나머지 월에서는 모두 첫 번째 그룹의 통계적인 경향성을 따르는 것을 알 수 있다. 2016년의 경우에도 3월 98.9%, 6월 40.6%, 9월 125%로 10월 현재까지 대체로 통계적인 경향성이 잘 나타났다. 즉, 이는 적어도 80% 이상의 통계적인 유의성을 보이는 월에 대해서는 ENSO가 실제 예측 인자로서 활용 가능성이 있음을 시사하는 결과이다.

본 연구에서 분석한 두 번째 기후 요소는 유라시아 눈 덮임이다. 유라시아 지역 눈 덮임은 통계적으로 온난화 신호와 관련된 변동성과 AO와 관련된 변동성으로 분류된다.

온난화 신호와 관련된 변동성은 봄철 눈 덮임은 줄어들고, 가을철 특히, 10월 눈 덮임은 증가하는 특징을 보인다. 이는 온난화 신호에 의해 줄어든 여름철 북극 해빙으로 인해 유라시아 대륙으로의 수분 속(moisture flux) 공급이 활발해져 기온이 어느점 이하로 떨어지는 10월에 눈 덮임이 증가하는 추세를 보이는 것으로 해석된다. 10월 유라시아 대륙의 눈 덮임 편차는 가을철 후반부터 발달하여 우리나라 겨울철 기후에 큰 영향을 미치는 대륙고기압과 밀접하게 관련되어 있다. 즉, 10월 눈 덮임이 평년보다 많을 때 이는 대기 하층 공기를 차갑게 만들어 대륙 고기압 발달에 영향을 준다. 따라서 우리나라 겨울철 기온은 평년보다 낮을 가능성이 높아진다. 그러나 이러한 관련성은 겨울철 중 12월 기온에서만 유의하게 나타나는 것을 확인하였다. 실제로 2014년 10월의 경우 눈 덮임 편차가 크게 나타났는데, 그 해 12월 우리나라 기온 편차는  $-2.0^{\circ}\text{C}$ 로 평년보다 낮은 기온을 나타냈다. 이 때 열대 지역에서는 약한 엘니뇨 신호를 보였기 때문에 열대 지역 기반의 12월 기온 예측은 평년보다 높을 것으로 예측하였으나 결과적으로는 북극 지역에서 기인한 기후 요소의 영향이 더욱 크게 작용한 것으로 보인다. AO와 관련된 유라시아 눈 덮임 변동성은 주로 북유럽과 북동아시아 지역을 중심으로 나타난다. 양의 AO 위상에 따른 중위도의 고기압성 편차는 북동아시아 지역 눈 덮임 감소와 우리나라 겨울철 기온 상승에 영향을 미친다. 그러나 우리나라는 AO와 관련된 중위도 기압편차의 가장자리에 위치하여, 겨울철 기온과 AO 사이에 통계적 관련성이 유의하지만 실제 현업 예측에 적용할 만큼 높지는 않다. 또한, 겨울철 AO 현상 자체에 대한 역학 모델의 예측성이 낮기 때문에 실제 예측 적용에 있어서는 세심한 주의가 필요하다.

본 연구에서는 또한 우리나라 여름철 기온과 관련하여 상세 분석을 수행하였다. 여름철 월별(6월, 7월, 8월) 기온 분석을 통해서 뚜렷한 온난화 추세가 6월 기온에서만 나타나고 7월과 8월 기온에서는 나타나지 않는 것을 확인하였다. 6월 기온 변동성의 약 20% 정도를 온난화 추세가 설명한다면, 나머지 80% 변동성에 대한 분석도 수행하였는데, 이는 열대 태평양 해수면 온도와 같은 대규모 외부 강제력에 의한 변동성이 아닌 우리나라 지역과 오호츠크해 지역에서 나타나는 meridional한 방향의 기압 차이, 즉 대륙과 해양의 기압 차이와 관련된 변동성으로 해석된다. 한편, 7월과 8월 기온 변동성은 서로 비슷한 변동 특징을 나타내는데, 이 변동성에 가장 큰 영향을 미치는 요인으로서는 열대 중태평양과 북태평양의 해수면 온도 편차이다. 즉, 이 결과는 우리나라 6월 기온 예측과 모니터링을 위해서는 온난화 신호에 대한 고려와 중위도 대기 변동성에 대한 감시가

필요하며, 7~8월 기온 예측과 모니터링을 위해서는 태평양 해수면 온도에 대한 감시가 필요함을 제시한다.

한편, 여름철 고온 현상에 대한 좀 더 자세한 분석을 위해 pentad 자료를 이용하여 여름철 계절 내 시간 규모에서 고온 사례를 추출하였다. 우리나라의 고온 현상은 대체로 우리나라 지역 상층 기압 능 발달과 밀접한 관련이 있기 때문에 이를 바탕으로 세 가지 대기 패턴을 규명하였다. 즉, 중위도 파동 형태에서 기인한 고온 사례(wave type), 열대 서태평양의 대류 활동에서 기인한 고온 사례(PJ type), 북태평양 고기압의 강화와 동·서 방향 장출에서 기인한 고온 사례(NP type)로 분류하였다. 본문에서는 각 type 별 전 지구 순환장과의 관련성 및 우리나라 고온 현상의 강도와 지속 기간을 조사함으로써 실제 고온 현상 예측에의 적용 가능성을 살펴보았다. 2016년 여름철, 특히 7월 말부터 8월 중순까지 우리나라에 지속적이고 강한 고온 현상이 나타나 사회·경제적으로 폭염 현상이 큰 이슈가 되었다. 이 때, 대기 순환 구조는 전체적으로 중위도 파동 형태가 나타났으나, 베링해와 척치해 지역에서 강한 고기압성 순환이 동진(eastward propagation)하지 못하고 그 자리에서 장시간 머물러 blocking high의 역할을 하였다. 따라서 전형적인 wave pattern과 달리 파동이 이동하지 못하여 우리나라는 wave pattern임에도 불구하고 지속적인 고온 현상이 나타났었다. 이처럼 2016년 고온 사례와 같이 본 연구에서 분류한 세 가지 type의 고온 현상 카테고리에 정확히 속하지 않는 경우도 있다. 따라서, 추후 후속 연구를 통해 좀 더 다양한 고온 현상 형성 메커니즘에 대해 조사할 필요가 있다. 한편, 이 결과를 세 번째 연구 주제인 우리나라 여름철 월별 기온 변동 특징에 적용을 한다면, 월별 시간 규모에서는 대체로 북태평양 고기압의 동·서 방향 장출이 고온 현상에 기여하는 것을 확인 할 수 있다. 이는 wave type과 PJ type의 경우 그 지속 시간이 길지 않기 때문이다.

본 연구에서는 우리나라 장기에보 정확도 향상에 기여하고자 다양한 기후 요소들의 특성과 우리나라에의 영향을 살펴보았다. 주된 초점은, ENSO, 유라시아 눈 덮임, 대기 순환 패턴과 우리나라 여름철 기온 변동성에 맞추어졌는데, 이 외에도 다양한 기후 요소들에 대한 분석이 수행되어야 할 것이다. 따라서 후속 연구에서는 우리나라 기후에 미치는 인도양 해수면 온도의 영향, 열대 서태평양의 대류 활동 영향 등에 대하여 분석할 예정이다. 이를 통해 우리나라 장기 예보의 예측성과 안정성 향상에 기여하고자 한다.

## REFERENCE

기상청, 2015: 장기예보 업무 편람

기상청, 2015: 장기예보 가이드스

Alexander, M.A., I. Blade, M. Newman, J.R. Lanzante, N. Lau, and J.D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, 15, 2205–2231.

Allen, R.J. and C.S. Zender, 2011: Forcing of the Arctic Oscillation by Eurasian snow cover. *J. Climate*, 24, 6528–6539.

Bamzai, A., 2003: Relationship between snow cover variability and Arctic Oscillation index on a hierarchy of time scales. *Intl. J. Climatol.*, 23, 131–142.

Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Harris, S.F. Tett, and P.D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. *J. Geophys. Res.*, 111(D12106) .doi:10.1029/2005JD006548

Anderson, J.H., H.M. Van den Dool, A. Barnston, W. Chen, W. Stern, and J. Ploshay, 1999: Present-day capability of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 1349–1361.

Barnett, T., L. Dümenil, U. Schlese, and E. Roeckner, 1988: The effect of Eurasian snow cover on global climate. *Science*, 23, 504–507.

Barnett, T., L. Dümenil, U. Schlese, E. Roeckner, and M. Latif, 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661–686.

Bulygina, O., V. Razuvaev, and N. Korshunova, 2009: Changes in snow cover over Northern Eurasia in the last few decades. *Environ. Res. Lett.*, 4, 045026.

\_\_\_\_\_, P.Y. Groisman, V. Razuvaev, and N. Korshunova, 2011: Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966. *Environ. Res. Lett.*, 6, 045204.

Chang, C., Y. Zhang, and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. *J. Climate*, 13, 4310–4325.

Cohen, J.L., M.A. Barlow, P.J. Kushner, and K. Saito, 2007: Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land surface variability. *J. Climate*, 20, 5335–5343.

\_\_\_\_\_, J.C. Furtado, M.A. Barlow, V.A. Alexeev, and J.E. Cherry, 2012: Arctic warming,

- increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environ. Res. Lett.*, 7, 014007.
- \_\_\_\_\_, et al., 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geosci.*, 7, 627–637.
- Cottrill, A., and Coauthors, 2013: Seasonal forecasting in the Pacific using the coupled model POAMA-2, *Wea. Forecasting*, 28, 668–680.
- Dee, D. et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597.
- Déry, S.J., and R.D. Brown, 2007: Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22504. doi:10.1029/2007GL031474.
- Ding, Q., and Wang, B., 2005: Circumglobal teleconnection in the northern hemisphere summer. *J. Climate*, 18, 3483–3505.
- Dommenget, D., T. Bayr, and C. Frauen, 2013: Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño southern oscillation. *Clim. Dyn.*, 40, 2825–2847, doi: 10.1007/s00382-012-1475-0.
- Ghatak, D., A. Frei, G. Gong, J. Stroeve, and D. Robinson, 2010: On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent. *J. Geophys. Res.*, 115( D24105) doi:10.1029/2010JD014007.
- Hahn, D.G., and J. Shukla, 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2461–2462.
- Ham, Y.-G., S. Schubert, and Y. Chang, 2012: Optimal initial perturbations for ensemble prediction of the Madden-Julian oscillation during boreal winter. *J. Climate*, 25, 4932–4945.
- Han, W. J., and E. A. Lee, 2005: Climate change impact assessment and development of adaptation strategies in Korea. *Basic Research Report*, 1–19.
- Hall, A., and X. Qu, 2006: Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03502. doi:10.1029/2005GL025127
- Handorf, D., R. Jaiser, K. Dethloff, A. Rinke, and J.L. Cohen, 2015: Impacts of Arctic sea ice and continental snow cover changes on atmospheric winter teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2367–2377
- Hassol, S.J., 2004: Impacts of a warming Arctic-Arctic climate impact assessment. Cambridge University Press



- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu, 2009: Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17808. doi: 10.1029/2009/GL040000
- Jeong, H.I., K. Ashok, B.G. Song, and Y.M. Min, 2008: Experimental 6-month Hindcast and forecast simulation using CCSM3. APCC 2008 Technical Report, APEC Climate Center.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. Hnilo, M. Fiorino, and G. Potter, 2002: NCEP-DOE Amip-2 reanalysis (r-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83(11), 1631-1643.
- Kang, I.-S., J.-Y. Lee, and C.-K. Park, 2004: Potential predictability of summer mean precipitation in a dynamical seasonal prediction system with systematic error correction. *J. Climate*, 17(4), 834-844.
- Kim, C.-G., S.-M. Lee, H.-K. Jeong, J.-K. Jang, Y.-H. Kim, and C.-K. Lee, 2010: Impacts of climate change on Korean agriculture and its counterstrategies, Korea Rural Economics Institute, 1-306.
- Kim, K.-Y., and G. R. North, 1997: EOFs of harmonizable cyclostationary processes. *J. Atmos. Sci.*, 54, 2416-2427.
- Kim, Y., K.-Y. Kim, and J.-G. Jhun, 2013: Seasonal evolution mechanism of the East Asian winter monsoon and its interannual variability. *Clim. Dyn.*, 41, 1213-1228.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 2009-2030.
- Kug, J.-S., J.-H. Jeong, Y.-S. Jang, B.-M. Kim, C.K. Folland, S.-K. Min, and S.-W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geosci.*, 8, 759-762. doi:10.1038/NGEO2517
- Larkin, N. K., and D. E. Harrison, 2005: Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16705, doi:10.1029/2005GL022860.
- Liu, X., and M. Yanai, 2002: Influence of Eurasian spring snow cover on Asian summer rainfall. *Intl. J. Climatol.*, 22, 1075-1089.
- Liu, J., J.A. Curry, H. Wang, M. Song, and R.M. Horton, 2012: Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 109, 4074-4079.
- Lu, R., and B. Dong, 2001: Westward extension of North Pacific subtropical high in summer. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 79(6), 1229-1241.

- Merryfield, W. J., and Coauthors, 2013: The Canadian seasonal to interannual prediction system. Part 1: Models and initialization, *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2910–2945.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 65(3), 373–390.
- Ohba, M., and H. Ueda, 2009: Role of nonlinear atmospheric response to SST on the asymmetric transition process of ENSO. *J. Climate*, 22, 177–192.
- \_\_\_\_\_, D. Nohara, H. Ueda, 2010: Simulation of asymmetric ENSO transition in WCRP CMIP3 multimodel experiments. *J. Climate*, 23, 6051–6067.
- Okumuar, Y., and C. Deser, 2010: Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *J. Climate*, 23, 5826–5843.
- Petoukhov, V., and V.A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res.*, 115(D21111). doi:10.1029/2009/JD031568
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609–1625.
- Robinson, A.D., W.T., Estilow, and N.C. Program, 2012: NOAA Climate Data Record (CDR) of Northern Hemisphere (NH) Snow Cover Extent (SCE), Version 1. NOAA National Climatic Data Center, doi:10.7289/V5N014G9
- Saha and Coauthors, 2006: The NCEP climate forecast system, *J. Climate*, 19, 3483–3517.
- Saito, K., and J.L. Cohen, 2003: The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1302. doi:10.1029/2002GL016341.
- Screen, J.A., and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in the recent Arctic temperature amplification, *Nature*, 464, 1334–1337. doi:10.1038/nature09051
- Serreze, M.C., and J.A. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Clim. Change*, 76, 241–264.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA’s historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J. Clim.*, 21(10), 2283–2296. doi:10.1175/2007JCLI2100.1
- Son, H. Y., J. Y. Park, and J. S. Kug, 2016: Precipitation variability in September over the Korean Peninsula during ENSO developing phase. *Clim. Dyn.*, 46, 3419–3430. doi: 10.1007/s00382–015–2776–x

- Tachibana, Y., T. Iwamoto, M. Ogi, and Y. Watanabe, 2004: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 82(5), 1399–1415.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 58(6), 608–627.
- Thompson, D.W., and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-east Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate? *J. Climate*, 13(9), 1517–1536.
- \_\_\_\_\_, Z. Wu, J. Li, J. Liu, C.P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the east Asian summer monsoon? *J. Climate*, 21, 4449–4463. doi: 10.1175/2008JCLI2183.1.
- Wang, C., H. Liu, and S.-K. Lee, 2010: The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere. *Atmos. Sci. Lett.*, 11(3), 161–168.
- Wegmann, M. et al., 2015: Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn. *Environ. Res. Lett.*, 10, 054015.
- Weisberg, R., and C. Wang, 1997: Slow variability in the equatorial west-central Pacific in relation to ENSO. *J. Climate*, 10, 1998–2017.
- Wu, R., and B.P. Kirtman, 2007: Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow. *J. Climate*, 20, 1285–1304.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, 22(3), 730–747.
- Ye, H., and M. Ellison, 2003: Changes in transitional snowfall season length in northern Eurasia. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1252. doi:10.1029/2003GL016873.

연구보고서 2016-15

---

**장기예보 정확도 향상을 위한 다양한 기후 요소와  
우리나라 기후의 관련성 분석**

Detailed analysis on climate over Korea in relation to various climate factors  
for improving operational long-range forecast

여새림



**APEC 기후센터**

48058 부산광역시 해운대구 센텀7로12

Tel: 051-745-3900 Fax: 051-745-3949

[www.apcc21.org](http://www.apcc21.org)



9 791156 981664

ISBN 979-11-5698-166-4