

이상기후 대응을 위한

기후 감시분석 정보 개선 및 통합 시스템 구축

**Enhancing climate information and establishing
integrated information system to cope with
extreme climates**

김선태, 김선용, 이은정, 윤순조, 한정민

기후사업본부 기후분석과

2024.12.

아시아 · 태평양경제협력체 기후센터

Executive Summary

Due to climate change caused by global warming, extreme climate events are occurring more frequently and more intensely around the world. For coping with the climate change, the importance of climate prediction information is increasing. Therefore, the APEC Climate Center (APCC) has been working on improving long-term climate forecasts that the public can feel directly, with a focus on monitoring, analyzing, and predicting extreme climate events, as part of a six-phase (2022-2024) APCC climate information service and research development project that has been performed over a three-year period and aimed to contribute to enhancing the reliability of observation-based climate predictions. In the first year (2022) of the six-phase project, we analyzed climate factors that have recently gained increased importance, such as the South Asian High system during the summer and the North Atlantic Oscillation (NAO) in the spring. It was found that when the NAO is in a positive phase, South Korea experiences higher temperatures in connection with the sea surface temperature anomalies in the central Pacific. Conversely, in the negative phase, the Barents Sea ice conditions are linked to colder temperatures. Furthermore, the expansion mode of the South Asian monsoon system in the summer corresponds with low-pressure systems over the Korean Peninsula, which is associated with lower temperatures and positive precipitation anomalies. The north-south mode of the South Asian High system is linked to higher temperatures in South Korea. Additionally, we analyzed the possible change in flood risks and typhoon for the Korean Peninsula due to future climate change, concluding that extreme rainfall intensity will increase, and stronger typhoons impacting the Korean Peninsula will become more frequent due to global warming. Moreover, improvements were made to the Climate Analysis System (CAS), including the development of an automatic monitoring and forecasting system for prediction discussions, as well as the display of climate predictor and composite fields for climate analysis.

In the second year (2023) of the 6-phase project, the goal was to develop techniques for optimally utilizing various monitoring and analysis information to support seasonal forecasts. To achieve this, we first proposed ways to improve the usefulness and predictive skills of key predictors during the summer. Specifically, it was found that by monitoring the South Asian Monsoon Index in June when the European Z500 index in March is positive, and monitoring snow conditions in Central Asia in April and sea surface temperature (SST) anomalies in the Gulf of Mexico in June when the index shows negative values, can help improve the accuracy of temperature forecasts for the Korean Peninsula in July. Similarly, by monitoring the South Asian Monsoon Index in June when the positive phase of the tropical SST tri-pole index in April is observed, and tracking the negative tropical SST tri-pole conditions in May when in the negative phase, it was shown that we can improve the

reliability of July temperature forecasts. We also analyzed to improve the utilization of the North Pacific Oscillation (NPO) atmospheric variability mode, which affects winter temperatures in South Korea. It was found that the high-pressure anomalies over the Korean Peninsula related to the NPO in December continue through January, influencing the January temperatures. Notably, the skills of temperature forecasts increased when the NPO was combined with ENSO (El Niño-Southern Oscillation) predictor. Additionally, as in the first year, the project carried out scientific analyses of climatic issues under future climate change, such as renewable energy generation potential and extreme droughts. Under high-carbon scenarios, the solar energy generation potential showed significant decreases during spring and winter and also wind energy potential decreased significantly during spring and autumn. The future changes in drought indices for South Korea indicated that drought conditions would worsen in the spring and autumn, especially in the autumn and under high-carbon scenarios, compared to the spring and low-carbon scenarios. Finally, improvements to the CAS were made, enhancing user convenience, as well as expanding composite analysis. These enhancements increased the speed and efficiency of monitoring and analysis tasks.

In the third year (2024) of the project, it is aimed to further advance the optimal utilization techniques for monitoring and analysis information to better cope with extreme climate events. In the study on developing new predictors for Atlantic and mid-latitude wave propagation, predictors for January temperatures in Korea were identified and their dynamic processes analyzed. All potential predictors were closely linked to NAO-like patterns in December, with the most reliable being the average geopotential height anomalies at 500 hPa over Europe and the Baikal region. When both anomalies were below average, a negative NAO pattern developed over the North Atlantic, inducing upper-level negative anomalies over Europe and the Baikal region through wave propagation. Simultaneously, Siberia experienced negative MSLP anomalies, lower surface temperatures, and increased snowfall. These conditions led to the development of the Siberian high, causing below-normal temperatures from the Baikal region to Korea in early January. An analysis of early and late January temperatures revealed that these periods are influenced by distinct climate factors. The predictors related to mid-latitude wave propagation identified in this study primarily affect early January temperatures. Considering the correlation between early January temperatures and the overall January average temperatures, these predictors are particularly effective when forecasting below-normal January conditions. To apply these 1-month lead predictors in operational forecasting, a method combining reanalysis data with sub-seasonal prediction model outputs is proposed. This approach is expected to enhance the practical applicability of the identified predictors in forecasting operations.

A significant lead-lag relationship is found between the western Indian Ocean (WIO) SST anomalies in December and precipitation anomalies over South Korea in January. The December WIO SST anomalies are responsible for positive precipitation anomalies over South Korea that peak in January, exhibiting a 1-month leading role. The December WIO SST

anomalies effectively drive the precipitation anomalies in the tropical eastern Indian Ocean, which do persist and strengthen into January. Then, the upper-level anticyclonic anomalies located in the Arabian Sea as a result of Gill-type response favor the enhancement of the Rossby wave train that propagate poleward from this region into East Asia. The resultant anticyclonic anomalies in East Asia tend to modulate the precipitation anomalies over South Korea in January. Therefore, the December WIO SST index as a precursor may help us to better understand and predict the precipitation variability over South Korea in January with 1-month lag.

In a study that suggested how tropical Pacific convection activities in autumn can be used to predict the south Korean temperatures in winter, new predictors were discovered to predict temperatures in the middle and late of winter when predictors are insufficient, and furthermore, a method was proposed to increase the predictive skill and utilization of the discovered predictors. First, from the SVD analysis that was performed on the precipitation anomalies in the tropical Pacific Ocean in autumn and the winter temperature anomalies in Korea, a TSPM (Tropical South Pacific Mode) in autumn were defined as a predictor for the prediction of temperature in winter. A dynamical process and schematic diagram of the effect of TSPM in autumn on temperature in mid to late winter over South Korea were presented through performing a series of composite analysis. In addition, the analysis of the relationship with the October MJO showed that the utilization of TSPM predictors could be increased, and the anomalous sea surface temperatures in the central Pacific Ocean in October could be used to increase predictive skills in forecasting warmer-than-normal temperatures in winter. Moreover, in order to analyze the impact of convective activity in the tropical Pacific Ocean on winter precipitation in South Korea, the K-means cluster analysis was performed and atmospheric circulation characteristics were analyzed based on the events included in each cluster. In other words, one of the two clusters of positive and negative precipitation events is characterized by strong convective activity in the tropical northwest Pacific Ocean, which affects the lower-level atmospheric circulation pattern around the Korean Peninsula, influencing south Korean precipitation changes, and the other is characterized by the weakening of the intensity of the tropical Pacific convective activity in autumn as winter approaches, and the influence of mid-latitude wave propagation is more predominant.

In the study of the projection of the extreme climate events under future global warming, we analyze the future changes in winter temperature drops on the Korean Peninsula using high-resolution climate change scenario data for East Asia. Sudden Daily Temperature Drop (SDTD) events are a major extreme weather phenomenon in Korea's winter climate, reflecting the sensitivity to climate change and providing important information for understanding climate variability. Using reanalysis data, SDTD event days were selected, and the frequency of occurrences and composite patterns of climate variables for each winter month over the historical period were compared. Based on the observational period analysis, a frequency analysis of SDTD events for the same period was conducted using 3

models in CORDEX-EA historical experiment. The results showed that SDTD events were most frequent in December and least frequent in February. In future climate projections under both SSP126 and SSP585 scenarios, the frequency of these events decreases in December and January, while the frequency in February increases. Through the analysis of the composite patterns of climate variables, changes in the East Asian winter monsoon index and Siberian high-pressure index, and correlations with winter temperatures in Korea, this study deepens the understanding of climate change and provides crucial baseline data for predicting future changes in extreme weather events such as SDTD events.

Finally, due to the increasing frequency of extreme weather events worldwide, the need for rapid climate monitoring systems has grown significantly. Continuous monitoring of intensifying extreme weather phenomena across the globe has become essential to minimize property damage and loss of life. This has underscored the importance of collecting up-to-date observational data and establishing a systematic climate monitoring framework. To ensure stable operation and improvement of these systems, observational data provided by NCEP and the Meteorological Administration have been validated, and previously inconvenient climate monitoring and analysis services have been enhanced. The climate monitoring service now offers the latest information on various climate variables, while the climate analysis service synthesizes data, provides time-series analysis results, and standardizes data collection systems for rapid response to abnormal weather events. To facilitate the swift delivery of monitoring results, features such as automated generation of predictive indicators, information provision systems, and time-series-based synthetic information tools have been developed. For monthly forecasting discussions, the system automatically calculates relevant climate factors and provides guidance on their utilization, significantly improving operational efficiency.

국문 요약

지구온난화에 의한 기후변화 때문에 지구촌 곳곳에서 이상기후가 더 자주, 더 강하게 발생하고 있으며, 이와 같은 기후변화 대응을 위해서 무엇보다 기후 예측 정보의 중요성이 점점 증가하고 있다. 그러므로 APCC는 신뢰성있는 기후예측을 위하여 6단계(2022-2024년) 아태 기후 정보 서비스 및 연구 개발 사업에서 이상기후 감시, 분석 및 예측을 주제로 국민이 체감할 수 있는 이상 기후 장기 예보 서비스 개선에 기여를 목표로 3년 동안 진행되었다. 첫 번째 연차(2022년)에서 최근 중요도가 증가한 기후 요소들[여름철 남아시아 기압계, 봄철 NAO(North Atlantic Oscillation)]을 분석하였다. NAO가 양의 위상일 때 중태평양 해수면 온도 편차, 음의 위상일 때 바렌츠 해빙 상황에 따라 우리나라는 고온 혹은 저온이 나타남을 보였고, 여름철 남아시아 기압계의 확장모드는 한반도에 저기압성 흐름이 나타나 저온과 양의 강수편차와 관련이 있고, 남아시아 기압계의 남북 모드는 우리나라 고온과 관련이 있음을 보였다. 또한 미래 기후변화에 따른 홍수 위험도와 한반도 영향 태풍 전망을 분석하여, 지구온난화 때문에 극한 강수의 강도는 커지고, 한반도에 영향을 미치는 강한 태풍이 증가할 것이라고 분석하였다. 그리고 예보토의를 위한 모니터링 정보 및 예측인자 정보 자동 표출 시스템 개발 및 서비스, 기후분석을 위한 인자 및 합성장 표출 등의 CAS(Climat Analysis System) 개선작업이 이루어졌다.

6단계 두 번째 연차(2023년)에서는 1/3개월 전망 생산 지원을 위한 다양한 감시/분석 정보 최적 활용기법 개발을 목표로 먼저 여름철 주요 예측인자의 활용성 및 예측성 개선 방안을 제시하였다. 즉, 양의 3월 유럽 Z500 인자의 경우 6월의 남아시아 몬순 지수를, 그리고 음의 값을 가지는 경우 4월 중앙아시아에 많은 눈과 6월 멕시코만의 SST(Sea Surface Temperature)를 감시하는 것이 7월 한반도 기온 예측 신뢰도를 높이는 것으로 나타났으며, 4월 열대 SST 삼극자 예측인자의 양의 위상인 경우 6월의 남아시아 몬순 지수를, 음의 위상의 경우에는 5월의 음의 열대 SST 삼극자가 유지되는 것을 감시하여 7월 기온 예측 신뢰도를 높일 수 있는 것으로 나타났다. 또한 NPO(North Pacific Oscillation) 대기 변동 모드의 겨울철 우리나라 기온에 영향을 미치는 역학과정을 분석하였는데, 12월 NPO 관련 한반도 고기압 편차가 1월까지 유지되어 1월 우리나라 기온에 영향을 주는 것으로 분석되었다. 특히 ENSO 예측인자와 함께 사용할 경우 예측성이 증가될 수 있음을 보였다. 또한 1차년도에 이어 수행된 미래 기후변화에 따른 국민적 관심사의 과학적 정보 산출에서 재생에너지와 가뭄 전망에 대한 과학적인 분석을 수행하였다. 태양광 발전 잠재량은 고탄소 시나리오에서 봄철과 겨울철에 유의한 감소를 보였고, 그리고 풍력 발전 잠재량은 고탄소 시나리오의 봄철/가을철에 유의한 감소를 보였다. 또한 우리나라 지역에 대한 가뭄 지수의 미래 변화를 분석하였는데, 봄철 및 가을철 가뭄이 심화되고, 특히 봄철보다 가을철, 저탄소보다 고탄소 시나리오에서 가뭄이 더 크게 심화될 것으로 전망하였다. 마지막으로 그래픽 및 표출 시스템의 사용자 편의성 향상, 합성장 서비스 확대 등의 CAS의 서비스 개선을 진행하여 감시 및 분석 업무의 신속성과 효율성을 증가시켰다.

본 과제의 3차년도 목표는 이상기후 대응을 위한 감시/분석 정보 최적 활용기법 고도화이

며, 5가지 주제로 연구가 진행되었다. 먼저 대서양 및 중위도 파동전과 관련 신규 예측인자 개발 연구에서는 우리나라 1월 기온 예측을 위한 다양한 신규 예측인자를 선정하고 그 역학과정을 분석하였다. 1월 기온과 관련있는 12월의 잠재 예측인자는 모두 12월의 NAO like 패턴과 밀접한 관련이 있음을 보였으며, 그중 예측성이 우수한 인자는 12월의 유럽지역과 바이칼 지역 500hPa 지위고도 편차를 평균한 것으로 나타났다. 이 두 예측인자가 모두 평년보다 낮을 때는 대서양 지역에서 음의 NAO가 발달한것과 동일한 패턴을 보이며, 상층 파동전과를 통해 유럽 지역과 바이칼호 주변 지역 상층에 음의 편차가 유도됨을 보였다. 바이칼호 주변 상층의 음의 편차로 인해 시베리아 지역에서는 음의 MSLP 편차와 지표 기온 하강, 강설의 증가가 나타났다. 이후 1월 전반에는 대륙고기압의 발달과 함께 바이칼호 주변에서부터 우리나라 주변까지 기온이 평년보다 낮아졌다. 1월 기온을 전반과 후반으로 나눠 분석한 결과 1월 전반과 후반은 각각 서로 관련이 없는 다른 기후요소의 영향을 받는 것으로 나타났다. 따라서 이 연구에서 선정한 중위도 파동전과 관련 예측인자는 1월 전반에만 영향을 주며, 1월 전반 기온과 1월 전체 기간 기온의 상관성을 고려할 때 1월 기온이 낮은 경우에 한하여 예측인자로 활용할 수 있을 것이다. 추가적으로 1개월 선행 예측인자를 실제 예보업무에 활용하기 위해서 해당월의 재분석 자료와 계절내 예측모델 결과를 함께 사용하는 방법을 제안하였다.

열대 인도양의 변동성과 관련된 우리나라의 겨울철 예측인자 선정과 역학과정 제시를 통해 기후 감시·분석 정보를 개선하기 위한 연구가 수행되었다. 대표적인 겨울철 예측인자인 엘니뇨는 우리나라의 12월 기온과 강수 예측성이 높지만 1월에는 낮아, 우리나라의 1월 기후를 예측하는데 큰 어려움이 있다. 그로 인해 새로운 예측인자 선정에 대한 필요성이 증가하고 있고, 특히 열대 인도양 변동성의 영향이 잘 알려져 있지 않아 관련 연구가 필요하다. 본 연구에서 제시된 12월 서인도양 해수면온도 지수는 한 달 지연되어 우리나라의 1월 강수 증가에 영향을 줄 수 있다. 12월에 서인도양 해수면온도가 상승하면 동인도양 지역에서 강수가 증가하고 1월에 더 강해진다. 이렇게 발생한 동인도양 강수는 Gill-type 반응을 통해 아라비아 해의 상층에 고기압을 발달시키고, 이후 파동이 전파되면서 동아시아에 고기압 편차가 발달한다. 우리나라는 고기압의 서쪽에 위치한 남풍 편차에 의해 따뜻하고 습한 공기가 수송되어 1월 강수가 증가하는 경향이 있다. 그러므로 제시된 역학과정을 통해 12월 서인도양 해수면온도는 한 달 지연되어 우리나라 1월 강수에 영향을 줄 수 있으며, 이 지수를 예측에 활용할 수 있을 것으로 기대된다.

가을철 열대 태평양 대류활동을 겨울철 기후 예측에 활용할 수 있는 방안을 제시한 연구에서는 예측인자가 부족한 겨울철 중/후반 기온 예측을 위해 새로운 예측인자를 발굴하였으며, 더 나아가서 발굴된 예측인자의 예측성과 활용성을 높이는 방안을 제시하였다. 먼저 가을철 열대 태평양에서 강수 편차와 겨울철 우리나라 기온편차에 대하여 SVD 분석을 수행하여, 겨울철 기온 예측을 위한 가을철 TSPM 예측인자를 정의하였으며, 합성장 분석을 통해서 가을철 TSPM이 겨울철 중후반 기온에 미치는 상세 역학과정 및 모식도를 함께 제시하였다. 아울러 10월 MJO와의 관계 분석을 통해서 TSPM 예측인자의 활용성을 높였으며, 겨울철 평년보다 높은 기온 예측에서 예측성을 높이기 위해 10월 중앙 태평양 해수면 온도 편차를 활용할 수 있음을 보였다. 그리고, 겨울철 열대 태평양의 겨울철 우리나라 강수 영향을 분석 하기 위해서 1월에 평년 범위보다 많은 양의 강수 이벤트와 평년 범위보다 적은 음의 강수 이벤트들의 대하여 K-means 군집 분석을 수행하였으며, 각 군집에 포함된 이벤트들을 기반으로 대기순환 특성을

분석하였다. 즉 양과 음의 강수 이벤트에 대한 두 개의 군집 중 하나는 열대 북서태평양에서 강한 대류활동 관련 원격상관으로 한반도 주변 하층 기압계 패턴에 영향을 미쳐서, 한반도 강수 변화에 영향을 미치고, 다른 하나는 가을철 열대 태평양의 강도가 겨울로 오면서 약해지고, 중위도 파동 전파에 의한 영향이 더 우세한 특징을 보였다.

그리고, 미래 기후변화에 따른 극한 기후 발생 전망 관련 연구에서는 동아시아 고해상도 기후 변화 시나리오 자료를 활용하여 한반도의 겨울철 기온 급강하의 미래 변화를 분석하였다. 기온 급강하 현상은 우리나라 겨울철 기후의 주요 극단적 기상 현상으로, 기후 변화에 대한 민감성을 잘 나타내며, 기후 변동성을 이해하는데 중요한 정보를 제공한다. 재분석 자료를 바탕으로 기온 급강하 사례일을 선정하여 과거 기간 동안의 겨울철 월별 발생 빈도 및 기온 급강하 사례일에 대한 주요 기후 변수의 합성장을 비교 분석하였다. 관측 기간 분석을 토대로 하여, CORDEX-EA 고해상도 상세 기후 시나리오의 3종 모형을 이용하여 재분석 자료와 동일한 기간에 대해 재현 실험에서의 기온 급강하 사례일 빈도 분석 결과, 12월에 가장 발생 빈도가 높고, 2월에는 가장 낮은 것으로 모의되었다. 저탄소 및 고탄소 시나리오에서의 미래 기후 변화 전망에서는 12월, 1월 발생 빈도가 줄어들고 2월의 발생 빈도가 증가하는 특징을 보인다. 주요 기후 변수 합성장 분석과 함께 및 겨울철 우리나라 기온과 연관이 높은 동아시아 겨울 몬순 지수, 시베리아 고기압 지수의 변화 추세, 상관성 등의 분석을 통해, 기후변화에 대한 이해를 심화시키고, 기온 급강하와 같은 극단적인 기상 현상의 미래 변화를 예측하는데 중요한 기초 자료를 제공한다.

마지막으로 세계적으로 빈번하게 발생하는 이상기후로 인해 신속한 기후감시 체계구축의 필요성이 더욱 증대되고 있어, 세계 각지에서 점점 강해지는 극한 기상현상에 대한 지속적인 감시를 통해 재산과 인명피해를 최소화에 대한 노력으로 최선의 관측 자료를 수집하고 주기적인 이상기후 감시 시스템의 역할이 중요하게 되었다. 안정적인 시스템 운영과 개선을 위해 NCEP과 기상청에서 제공하는 관측 자료에 대해 검증하고 불편했던 기후감시분석 서비스를 개선하였다. 기후모니터링 서비스는 다양한 기후 변수에 대해 최선의 정보를 제공하고 기후분석 서비스는 자료를 합성하거나 시계열 분석의 결과를 제공할 뿐만 아니라, 이상기후에 대한 빠른 대처를 위해 자료수집 체계를 표준화하였고 신속한 감시 결과제공을 위해 사용자에게 편리하도록 예측인자 자동 생산 및 정보 제공 시스템, 시계열 기반 합성정보 제공기능을 추가로 구축하였다. 매일 시행하는 예보토의를 위해 월별 관련 기후인자를 자동으로 계산하고 관련인자의 활용방법을 제공함으로써, 업무 효율을 더욱 높일 수 있게 되었다.

목차

Executive Summary	ii
국문 요약	vi
목차	ix
표 차례	xiii
그림 차례	xvi
1. 서론	1
2. 대서양 및 중위도 파동전파의 우리나라 1월 기온 영향	5
2.1. 연구배경	5
2.2. 자료와 방법	6
2.2.1. 종관 기상 관측 시스템 자료	6
2.2.2 재분석 자료	6
2.2.3 자료처리 방법	6
2.3. 결과	7
2.3.1. 기존 예측인자 검증	7
2.3.2. 신규 예측인자 선정	8
2.3.3. 원격 상관 역학	18
2.3.4. 예측인자의 검증 및 활용 방법	30
2.4. 요약	33
3. 겨울철 예측인자 선정 및 역학과정 분석을 통한 기후 감시·분석 정보 개선	35
3.1. 연구배경	35
3.2. 자료	36
3.2.1. 종관기상관측시스템 자료	36
3.2.2. 재분석 자료	36
3.2.1. Linear Baroclinic Model (LBM)	36
3.3. 결과	37

3.3.1. 예측인자 선정	37
3.3.2. 12월 서인도양 해수면온도의 원격상관 역학	47
3.3.3. 12월 서인도양 해수면온도를 활용한 우리나라 1월 강수 예측성 검증	60
3.4. 요약	63
4. 가을철 열대 태평양 대류활동이 우리나라 겨울철 기후에 미치는 영향 분석	65
4.1. 연구배경	65
4.2. 자료와 방법	65
4.2.1. 관측자료	65
4.2.2. 열대 태평양 대류활동 모드 추출	66
4.2.2. 군집분석	66
4.3. 가을철 열대 태평양 대류활동의 우리나라 겨울철 기온에 미치는 영향	66
4.3.1. 대류활동 모드 추출	67
4.3.2. 대류활동 모드의 우리나라 기온 영향 역학 분석	70
4.3.3. 겨울철 기온 예측을 위한 대류활동 모드의 예측인자 활용	79
4.4. 가을철 열대 태평양 대류활동의 우리나라 겨울철 강수에 미치는 영향	85
4.4.1. 군집 분석	85
4.4.2. 군집별 대기순환 특성 분석	88
4.5. 요약	93
5. 미래 기후변화에 따른 한반도 기온 급강하 전망 분석	95
5.1. 연구배경	95
5.2. 자료와 방법	96
5.2.1. 재분석 자료	96
5.2.2. 동아시아 고해상도 상세 기후 시나리오	96
5.2.3. 기온 급변 사례일 선정	96
5.3. 기온 급강하 사례일 빈도 미래 변화	97
5.3.1. 재분석 자료에서 나타나는 기온 급강하 사례일 빈도 변화	97
5.3.2. 모형별 재현기간 기온 급강하 사례일 주요 합성장 모의	100
5.3.3. 모형별 저탄소 시나리오 미래기간 기온 급강하 사례일 빈도 및 합성장 변화	104
5.3.4. 모형별 고탄소 시나리오 미래기간 기온 급강하 사례일 빈도 및 합성장 변화	108

5.4. 기온 급강하 사례일 미래 변화 원인 분석	112
5.4.1. 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아 고기압 지수의 변화 추세 분석	112
5.4.2. 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아 고기압 지수와의 상관 관계 변화	115
5.4.3. 겨울철 일별 변동성 비교 분석	119
5.5. 요약	121
6. 기후감시 및 분석 시스템 운영 및 개선	123
6.1. 연구배경	123
6.2. 자료와 방법	123
6.3. 기후감시 정보에 대한 사용자 가독성 향상을 적용한 감시결과 제공 및 사용자 요구사항을 반영한 사용편의 기능 확대	124
6.3.1. 해외 열대지역 사이클론, 강수, 기온에 대한 예측 모니터링 정보 수집 제공	125
6.3.2. 관측 자료 바람장 시각화 개선	125
6.3.3. 한반도 관측자료 사용자 범례조절 기능 제공	127
6.3.4. 해수면 온도자료의 주요 관심 지역 인덱스 제공	129
6.3.5. 예보토의 모식도 통합서비스 적용	131
6.4. 기후분석을 위한 관심인자 추출과 시계열 분석을 통한 인자선별 기능, 선별인자 관련 합성장 표출 서비스 확대	132
6.4.1. 관심인자 선별, 지역추출 및 관련 합성장 서비스 인터페이스	132
6.4.2. 관심인자 선별, 지역추출 및 시계열 분석 정보 제공	134
6.4.3. 모든 인자의 공간 합성장 정보 제공	135
6.5. 요약	137
7. 요약 및 결론	138
References	143
부록	147
2024년 1월 기후분석 보고서	147
2024년 2월 기후분석 보고서	160
2024년 5월 기후분석 보고서	166
2024년 7월 기후분석 보고서	175
2024년 9월 기후분석 보고서	188

2024년 10월 기후분석 보고서195
아태기후센터 홈페이지 내 동아시아 이상기후 모니터링 동적 기후정보 서비스 제공205

표 차례

Table 2.1. Predictability of the January ASOS temperature based on the EU index, with the January ASOS temperature divided by 0.43 sigma, and the EU index divided into intervals of 0.1 sigma from 0.3 to 0.7 sigma for verification.	30
Table 2.2. The same as in Table 2.1 but for Baikal index.	31
Table 2.3. The same as in Table 2.1 but for the case considering both the EU and Baikal indices.	31
Table 3.1. Correlation coefficients of WIO, EIO, IOD, NIO SST indices and temperature, precipitation anomalies over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of (**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.	38
Table 3.2. Lead-lag correlation coefficients of WIO SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of (**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.	39
Table 3.3. Lead-lag correlation coefficients of EIO SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of (**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.	39
Table 3.4. Lead-lag correlation coefficients of IOD SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of (**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.	40
Table 3.5. Lead-lag correlation coefficients of NIO SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of (**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.	40
Table 3.6. Correlation coefficients of WIO, EIO, IOD, NIO SST indices and NDJ Nino3.4 index from September to February, respectively. The symbols of (**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.	41
Table 3.7. The predictability of precipitation anomalies over South Korea in December and January for its ± 0.25 standard deviation based on the December WIO SST index with ± 0.25 ,	

0.50, 0.75 standard deviation level.	61
Table 3.8. The predictability of precipitation anomalies over South Korea in December and January for its ± 0.25 standard deviation based on the December WIO SST index with ± 0.25 , 0.50, 0.75 standard deviation level.	62
Table 4.1. Lists of January air temperature anomalies over South Korea in the following year of the year when the TSPMI is (left) greater 0.5σ and (right) less than -0.5σ	69
Table 5.1 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in NCEP/NCAR Reanalysis data during 1981-2014.	97
Table 5.2 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in Historical run during 1981-2014.	100
Table 5.3 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in SSP1-2.6 scenario.	104
Table 5.4 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in SSP5-8.5 scenario.	108
Table 5.5 Trend of EAWM index for historical run and SSP126 scenario (1981-2100) in 3 models.	113
Table 5.6 Trend of EAWM index for historical run and SSP585 scenario (1981-2100) in 3 models.	113
Table 5.7 Trend of SH index for historical run and SSP126 scenario (1981-2100) in 3 models.	114
Table 5.8 Trend of SH index for historical run and SSP585 scenario (1981-2100) in 3 models.	114
Table 5.9 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for historical run in HadGEM3-RA model.	115
Table 5.10 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP126 scenario in HadGEM3-RA model.	115
Table 5.11 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP585 scenario in HadGEM3-RA model.	116
Table 5.12 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for historical run in PNU-WRF model.	116
Table 5.13 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP126 scenario in PNU-WRF model.	116
Table 5.14 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each	

month for SSP585 scenario in PNU-WRF model.	117
Table 5.15 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for historical run in POSTECH-CCLM model.	117
Table 5.16 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP126 scenario in POSTECH-CCLM model.	117
Table 5.17 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP585 scenario in POSTECH-CCLM model.	118

그림 차례

Figure 2.1. Regression coefficients of October-to-January 2m temperature anomalies onto the Taymyr index for the periods (a) 1979–2022 and (b) 1993–2022. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student’ s t-test.7

Figure 2.2. 20-year moving correlation coefficients between January ASOS temperature and indices. The pink dashed line represents the NAO_CPC index, and the blue dashed line represents the Taymyr index.8

Figure 2.3. Regression coefficients of December-to-January (a) mean sea level pressure, (b) geopotential height at 500 hPa, (c) sea surface temperature, and (d) snow cover extent anomalies onto the January ASOS temperature. The blue lines, green box, red box, purple boxes, and pink box indicate the NAO_2003, EU, Baikal, AtlTri, and EU_SCE index regions, respectively. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student’ s t-test.9

Figure 2.4. Table of values for seven indices and January ASOS temperature from 1993 to 2022. Red indicates above normal values, gray indicates near normal values, and blue indicates below normal values. The bottom row shows the correlation coefficients between each index and January ASOS temperature during the period. Yellow (orange) shading denotes significance at the 95% (99%) confidence level.11

Figure 2.5. The same as in Figure 2.4 but for the period from 2003 to 2022.12

Figure 2.6. The same as in Figure 2.2 but with the purple, yellow, pink, blue, and mint dashed lines representing NAO_2003, EU, Baikal, AtlTri, and EU_SCE, respectively.13

Figure 2.7. Regression coefficients between geopotential height at 500 hPa anomalies in December and each of the five indices. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student’ s t-test.15

Figure 2.8. The same as in Figure 2.7 but for geopotential height at 500 hPa anomalies in January.16

Figure 2.9. The same as in Figure 2.7 but for 2m temperature anomalies in January.17

Figure 2.10. Scatter plot for the EU and Baikal indices. Blue, gray, and red dots indicate below-normal, near-normal, and above-normal January ASOS temperatures, respectively. The numbers above the dots represent the last two digits of the year in December used for index calculations.18

Figure 2.11. Correlation coefficients between the EU and Baikal indices for each month from

November to January. Yellow (orange) shading denotes significance at the 95% (99%) confidence level.	19
Figure 2.12. Composites of wave activity flux (vector) calculated from geopotential height at 300 hPa anomalies (shading) for years when both the EU and Baikal indices were below normal. (a) December, (b) January.	20
Figure 2.13. The same as in Figure 2.12 but for years when the EU index was below normal and the Baikal index was near or above normal.	21
Figure 2.14. The same as in Figure 2.12 but for years when the EU index was near or above normal and the Baikal index was below normal.	22
Figure 2.15. Composites of (a) geopotential height at 500 hPa, (b) mean sea level pressure, and (c) 2m temperature anomalies for years when the Baikal index was below normal. The analysis period is divided into 15–16 day intervals: DecH1 from December 1 to 15, DecH2 from December 16 to 31, JanH1 from January 1 to 15, and JanH2 from January 16 to 31. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student’ s t-test.	23
Figure 2.16. The same as in Figure 2.15 but for Baikal index was above normal.	24
Figure 2.17. Regression coefficients of November-to-January snow cover extent anomalies onto the December Baikal index. The purple box indicates the Baikal index region.	25
Figure 2.18. The same as in Figure 2.10 but for the scatter plot between JanH1 (from January 1 to 15) and JanH2 (from January 16 to 31).	26
Figure 2.19. Composites of geopotential height at 500 hPa anomalies for December and January in years when the January ASOS temperature was (a) above normal and (b) below normal. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student’ s t-test.	28
Figure 2.20. Composites of 2m temperature anomalies for the days when the daily NAO_2003 index in December was (a) greater than 1.5σ and (b) less than -1.5σ , along with the 5-day lagged anomalies up to 25 days.	29
Figure 2.21. Flowchart of the process for generating December indices and utilizing the EU and Baikal indices.	32
Figure 2.22. Schematic diagram showing the development of the negative NAO, its associated wave propagation, and the resulting temperature decrease over Northeast Asia.	34
Figure 2.23. Schematic diagram providing a simplified explanation of the diagram in Figure 2.22.	34
Figure 3.1. The SST indices in the western Indian Ocean (WIO), eastern Indian Ocean (EIO),	

Indian Ocean Dipole (IOD), and northern Indian Ocean (NIO) region are indicated by the black-outlined rectangles.37

Figure 3.2. Regressed SST (left) and precipitation (right) anomalies in November, December, and January onto the January temperature index over South Korea, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.43

Figure 3.3. Regressed geopotential height, wind anomalies at 300 hPa (left) and 850 hPa (right) in November, December, and January onto the January temperature index over South Korea, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.44

Figure 3.4. Regressed SST (left) and precipitation (right) anomalies in November, December, and January onto the January precipitation index over South Korea, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.45

Figure 3.5. Regressed geopotential height, wind anomalies at 300 hPa (left) and 850 hPa (right) in November, December, and January onto the January precipitation index over South Korea, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.46

Figure 3.6. Regressed precipitation anomalies in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.47

Figure 3.7. Regressed SST (left) and precipitation (right) anomalies in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.48

Figure 3.8. Regressed geopotential height, wind anomalies at 300 hPa (left), 850 hPa (right) in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.49

Figure 3.9. Multiple regressed SST anomalies in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.50

Figure 3.10. Multiple regressed precipitation anomalies in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.51

Figure 3.11. Multiple regressed geopotential height (shading), wind (vector) anomalies at 300 hPa in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.52

Figure 3.12. Multiple regressed geopotential height (shading), wind (vector) anomalies at 850 hPa in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.	53
Figure 3.13. Multiple regressed stream function (shading), wave activity flux (vector) anomalies at 300 hPa in December and January onto the December WIO SST index after removing the NDJ Nino3.4 SST index.	54
Figure 3.14. Multiple regressed precipitation anomalies in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.	55
Figure 3.15. SST and precipitation climatology difference between December and January. ..	56
Figure 3.16. Simultaneous and lead-lag correlation coefficients between SST and precipitation at each grid point in December and January. The stipples denote the 95% confidence level based on the student t-test.	58
Figure 3.17. Stream function of LBM simulation at 300 hPa for basic state in January. The forcing is the multiple regressed precipitation over the tropical Indian Ocean domain (30° -120° E, 20° S-20° N) with respect to December WIO SST index in January.	59
Figure 3.18. Dynamical process showing the teleconnection in response of December WIO SST warming for precipitation increase over South Korea in January with 1-month delay.	60
Figure 3.19. Flowchart of decision process for implementing the December WIO SST index and NDJ Nino3.4 index to determine the precipitation anomalies over South Korea in January.	62
Figure 3.20. Schematic diagram showing the teleconnection in response of December WIO SST warming for precipitation increase over South Korea in January with 1-month delay.	64
Figure 4.1. (Top) Spatial patterns of precipitation and ASOS air temperature anomalies for the first mode from the Singular Value Decomposition (SVD) analysis and (bottom) the time series of their principal coefficients.	67
Figure 4.2. Correlation coefficients between the PCs and air temperature anomalies in September, October, November, and December averaged over South Korea.	68
Figure 4.3. Box-and-whisker plot of January and February air temperature anomalies averaged over South Korea.	69
Figure 4.4. Composite patterns of precipitation anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February	71

Figure 4.5. Composite patterns of 850hPa stream function anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February72

Figure 4.6. Schematic of the formation of the western North Pacific anticyclonic circulation which is proposed by (upper) Wang et al. (2000) and (lower) Wu et al. (2017). The figures are taken from the cited references, respectively.73

Figure 4.7. Composite patterns of latent heat flux anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February74

Figure 4.8. Composite patterns of 200hPa stream function anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February75

Figure 4.9. Evolution of the precipitation anomalies averaged in the western South Pacific (WSP, black lines), the central tropical Pacific (CTP, purple) and the western North Pacific (WNP, pink) regions, SLP anomalies in the WNP region, and SST anomalies in the central tropical Pacific (CTP) region averaged for (+) TSPM and (-) TSPM events in November from the preceding October to the following year April. Colored dots denote the statistically-significant values at 90% level according to student t-test.76

Figure 4.10. Boxed averaging regions for the Fig. 9: Green is denoted for sea level pressure anomaly in North Western Pacific, pink for precipitation anomaly in North Western Pacific, purple for precipitation in the central Pacific, black for precipitation anomaly in the South Western Pacific, and SST anomaly in the central-eastern Pacific region.77

Figure 4.11. Dynamical processes that the November TSPM is associated with the development of the anomalous anticyclonic circulation in the following year January around South Korea. 77

Figure 4.12. Schematic of atmospheric teleconnection related with the negative TSPM in preceding year November.78

Figure 4.13. Schematic of the atmospheric teleconnection related with the positive TSPM in preceding year November78

Figure 4.14. Evolution of the SST anomalies averaged in the central tropical Pacific for each of the (+) TSPM events in November from the preceding October to the following year April. 79

Figure 4.15. (left) Spatio-temporal patterns of SST (colored contours), precipitation (shades), 850hPa rotational wind anomalies (vectors) and (right) rotational wind and streamfunction anomalies in 200hPa from Nov. 1996 to Jan. 1997.81

Figure 4.16. Spatial patterns of 200hPa rotational wind (vectors) and streamfunction (shades) anomalies in (upper panel) Dec. 1988 and (lower) Jan. 1989.	82
Figure 4.17. October MJO activity when (upper panel) (+) TSPM and (lower) (-) TSPM events occur in November. MJO activity is defined as the product of the MJO frequency and amplitude.	83
Figure 4.18. Prediction flowchart of utilizing the TSPM index when the January and February air temperatures that are greater than their climatology are predicted.	84
Figure 4.19. Prediction flowchart of utilizing the TSPM index when the January and February air temperatures that are less than their climatology are predicted.	84
Figure 4.20. Scatter plots of normalized spatial projection coefficients in the first (blue) and second cluster (green) for each event with the below-normal total precipitation anomalies in January.	86
Figure 4.21. Scatter plots of normalized spatial projection coefficients in the first (blue) and second cluster (green) for each event with the below-normal total precipitation anomalies in January.	87
Figure 4.22. The spatial patterns of tropical Pacific precipitation anomalies associated with the (left panel) first and (right) second cluster for the (upper panels) above-normal and (lower) below-normal total precipitation anomalies in January over South Korea	88
Figure 4.23. The spatial evolution of precipitation anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the above-normal total precipitation anomalies in January.	90
Figure 4.24. The spatial evolution of 850hPa stream function anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the above-normal total precipitation anomalies in January.	91
Figure 4.25. The spatial evolution of precipitation anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the below-normal total precipitation anomalies in January.	92
Figure 4.26. The spatial evolution of stream function anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the below-normal total precipitation anomalies in January.	93
Figure 5.1 Composite map of 2m air temperature anomaly (shaded) and climatology (contour) for 2 days before the SDTD (Sudden Daily Temperature Drop) events (upper), SDTD events (middle) and difference between 2 days (low panel) for DEC(left), JAN(middle) and FEB(right) during 1981-2014 using NCEP/NCAR Reanalysis data.	98
Figure 5.2 Same as Figure 5.1 but for geopotential height at 500hPa.	98

Figure 5.3 Same as Figure 5.1 but for u-wind at 200hPa.	99
Figure 5.4 Composite map of 2m air temperature anomalies (shaded) and climatology (contour) for 2 days before the SDTD (Sudden Daily Temperature Drop) events (upper), SDTD events (middle) and difference between 2 days (low panel) for DEC(left), JAN(middle) and FEB(right) during 1981–2014 using HadGEM3-RA Historical run data.	101
Figure 5.5 Same as Figure 5.4 but for geopotential height at 500hPa.	101
Figure 5.6 Same as Figure 5.4 but for PNU-WRF model.	101
Figure 5.7 Same as Figure 5.5 but for PNU-WRF model.	101
Figure 5.8 Same as Figure 5.4 but for POSTECH-CCLM model.	102
Figure 5.9 Same as Figure 5.5 but for POSTECH-CCLM model.	102
Figure 5.10 Same as Figure 5.4 but for sea level pressure.	103
Figure 5.11 Same as Figure 5.4 but for u-wind at 200hPa.	103
Figure 5.12 Same as Figure 5.10 but for PNU-WRF model.	103
Figure 5.13 Same as Figure 5.11 but for PNU-WRF model.	103
Figure 5.14 Same as Figure 5.10 but for POSTECH-CCLM model.	103
Figure 5.15 Same as Figure 5.11 but for POSTECH-CCLM model.	103
Figure 5.16 Same as Figure 5.4 but for SSP1-2.6 scenario during 2015–2100.	105
Figure 5.17 Same as Figure 5.16 but for geopotential height at 500hPa.	105
Figure 5.18 Same as Figure 5.16 but for PNU-WRF model.	105
Figure 5.19 Same as Figure 5.17 but for PNU-WRF model.	105
Figure 5.20 Same as Figure 5.16 but for POSTECH-CCLM model.	106
Figure 5.21 Same as Figure 5.17 but for POSTECH-CCLM model.	106
Figure 5.22 Same as Figure 5.16 but for sea level pressure.	107
Figure 5.23 Same as Figure 5.16 but for u-wind at 200hPa.	107
Figure 5.24 Same as Figure 5.22 but for PNU-WRF model.	107
Figure 5.25 Same as Figure 5.23 but for PNU-WRF model.	107
Figure 5.26 Same as Figure 5.22 but for POSTECH-CCLM model.	107
Figure 5.27 Same as Figure 5.23 but for POSTECH-CCLM model.	107
Figure 5.28 Same as Figure 5.4 but for SSP5-8.5 scenario during 2015–2100.	109

Figure 5.29 Same as Figure 5.28 but for geopotential height at 500hPa.	109
Figure 5.30 Same as Figure 5.28 but for PNU-WRF model.	109
Figure 5.31 Same as Figure 5.29 but for PNU-WRF model.	109
Figure 5.32 Same as Figure 5.28 but for POSTECH-CCLM model.	110
Figure 5.33 Same as Figure 5.29 but for POSTECH-CCLM model.	110
Figure 5.34 Same as Figure 5.28 but for sea level pressure.	111
Figure 5.35 Same as Figure 5.28 but for u-wind at 200hPa.	111
Figure 5.36 Same as Figure 5.34 but for PNU-WRF model.	111
Figure 5.37 Same as Figure 5.35 but for PNU-WRF model.	111
Figure 5.38 Same as Figure 5.34 but for POSTECH-CCLM model.	111
Figure 5.39 Same as Figure 5.35 but for POSTECH-CCLM model.	111
Figure 5.40 Daily standard deviation of air temperature in December in 3 models for SSP585 scenario. (Upper: maximum in 3 models, lower: minimum in 3 models. dashed line: trend) ..	120
Figure 5.41 Same as Figure 5.40 but for January.	120
Figure 5.42 Same as Figure 5.40 but for February.	121
Figure 6.1. The global Tropics Hazards outlook and Typhoon satellite map allow monitoring of their impacts on mid-latitude regions.	125
Figure 6.2. The visual monitoring map for the average 850 hPa wind field has been improved to display differently based on wind direction.	126
Figure 6.3. The visual monitoring map for 850 hPa wind anomalies has been improved to display differently based on wind direction.	127
Figure 6.4. The previous rainfall monitoring information for the Korean Peninsula had a fixed legend, making it difficult to monitor detailed situations.	128
Figure 6.5. The new rainfall monitoring information for the Korean Peninsula allows users to freely adjust the legend for more detailed monitoring.	129
Figure 6.6. For the global monitoring service, the sea surface temperature variable has been enhanced to display index values for key regions.	130
Figure 6.7. Seasonal and predictive factor dynamics derived from research outcomes have been applied to the climate analysis system, enabling their use in monthly climate analysis meetings.	131
Figure 6.8. A service has been provided to create composite fields for related variables based	

on time-series analysis results for user-selected variables and regions.133

Figure 6.9. A time-series analysis service is provided based on user-selected variables, months, and regions, focusing on tercile analysis.134

Figure 6.10. Composite fields for above and below categories are provided for all variables based on time-series analysis results.136

1. 서론

지구온난화로 전지구 온도는 가파르게 상승하고 있으며, 1850~1900년 평균기온 대비 최근 20년 (2001~2020년)은 약 0.99°C 상승하였고(IPCC, 2021), 최근 5년(2018~2022) 평균기온은 $1.17\pm 0.13^{\circ}\text{C}$ 높았다(IPCC, 2023). 더군다나 WMO의 2023년 전지구 기후 보고서에 의하면 2023년은 가장 기온이 높은 해로 기록되었으며, 전지구 기온은 산업혁명 이전 1850~1900 기간 대비 $1.45(\pm 0.12)^{\circ}\text{C}$ 높았다고 보고되었다(WMO, 2024). 이와 같은 지구온난화에 의한 기후변화 때문에 지구촌 곳곳에서 폭염, 태풍, 가뭄, 집중호우 등 이상기후가 더 자주, 더 강하게 발생하고 있다(IPCC, 2023). 그러므로 기후변화 대응을 위해서 무엇보다 기후 예측 정보의 중요성이 점점 증가하고 있으며, 무엇보다 기후변화 대응에 기여하기 위해서 APCC(APEC Climate Center, 아태기후센터)에서는 우리나라 기온과 강수 변동성에 영향을 미치는 주요 기후인자들(엘니뇨-남방진동, 북대서양 진동, 인도양, 해빙 등)을 역학적으로 분석하고 예측인자를 발굴하여 신뢰도 높은 관측기반 예측 정보 생산을 위해 노력해 왔다. 또한 기후 평년값 변경 및 기후 예측인자의 최근 변화 경향을 반영하여 장기예보 가이드를 주도적으로 개선하였으며, 또한 사후 분석의 측면에서 매월 말 한반도 월별 기후 특성을 분석하고 이상기후 발생 시 신속히 그 원인을 분석하여 정보를 제공하는 한편 이러한 업무들이 효율적으로 이루어질 수 있도록 기후 감시분석 시스템(Climature Analysis System, CAS)을 개발하여 내부적으로 운영하고 있다.

하지만 우리나라 기후와 기존에 분석한 예측인자와의 관계가 변하며, 단순한 상관관계를 기반으로 하는 예측인자 활용은 관측 기반 예측의 예측성 향상에는 한계가 있다. 그동안 APCC에서 발굴된 방대한 기후 예측인자들이 실질적으로 계절예측 향상과 기후변화 대비에 기여하기 위해서는 관측기반 예측인자의 예측 활용도 및 신뢰도의 향상을 위한 최적의 방안이 필요하다. 그러므로 6단계(2022~2024년)아태 기후정보 서비스 및 개발연구 사업(아태사업)에서는 다양한 기후 감시/분석 정보의 개선과 활용 최적화를 통한 1/3개월 전망 생산 기여 및 이상기후 선제 대응 능력 강화라는 단계 목표를 달성하기 위해서 기후 감시·분석 정보를 고도화하고 개선하는 한편 다양한 감시·분석 정보를 활용하여 최적의 예측을 생산하는 기술을 개발하고자 하였다.

관측기반 기후 예측 정보 개선을 위해 6단계(2022~2024) 1차년도(2022)에서는 최근 중요도가 증가한 기후 요소들(여름철 남아시아 기압계, 봄철 북대서양 변동성)을 분석하였으며, 봄철과 여름철 기온 예측을 위한 예측인자로서 활용할 수 있도록 하였다. 봄철 북대서양 변동성 즉 NAO(North Atlantic Oscillation)가 한반도에 미치는 영향은 위상에 따라 달랐는데, NAO가 양의 위상일 때 한반도 고온일 경우 중태평양 엘니뇨가 나타나며 인도양이 따듯한 반면 저온일 경우에는 동태평양에 라니냐가 나타나며 인도양이 차가웠다. NAO가 음의 위상일 때는 바렌츠 해빙이 많은 경우 한반도에 저온 편차가, 해빙이 적을 경우 고온 편차가 나타나는 경향을 보였다. 그리고 여름철 남아시아 기압계는 두 개의 모드로 구성되어 있는데, 확장모드는 봄철 인도양의 양의 해수면 온도 편차와 관련이 있으며, 한반도 남쪽에 고기압성 흐름이, 한반도에 저기압성 흐름이 나타나 저온과 다우와 관련이 있었다. 남아시아 기압계의 남북 모드는 라니냐 쇠퇴와 관련되어 한반도 주변 고기압성 순환 편차 발달에 기여하는 것으로 분석되었다. 또한 기후변화에 따른 이상기후 발생에 대한 감시 정보 제공 그리고 탄소 중립 국가 정책 지원 및 기

후변화 관련 사회적 이슈의 과학적 정보 산출을 목적으로 한반도 상세 기후변화 시나리오를 분석하여 100년 재현빈도 극한 강수량 기반 기상청 26개 대권역별 미래 홍수위험도와 한반도에 영향을 미치는 태풍 변화를 평가하였다. 고탄소 시나리오의 경우 현재 대비 100년 재현 빈도 강수량 변화율이 많은 권역에서 증가 경향을 보였다. 이에 반해 저탄소 시나리오의 경우 고탄소 시나리오의 극한 강수량 증가에 비해 상당히 감소하는 것을 보였으며, 탄소중립 정책의 중요성을 제시하였다. 그리고 미래 한반도 영향 태풍 변화 분석에서는 현재보다 강한 태풍의 비율은 한반도 5개 지역에서 증가하고, 특히 태풍이 자주 지나가지 않았던 서해 및 중부 지역에서의 증가가 매우 크게 나타났으며, 강도 또한 현재보다 더욱 강해지는 특징을 보였다. 아울러 좀 더 효율적이고 신속한 이상 감시/분석에 기여하기 위해서 CAS 서비스 개선 작업이 이루어졌다. 특히 이중화(내부망, 외부망) 구축, 예보토크를 위한 모니터링 정보 및 예측인자 정보 자동 표출 시스템 개발 및 서비스, 기후분석을 위한 인자 및 합성장 표출을 통해 APCC의 기후 감시 분석 업무 역량을 강화하고 현업 기후 분석 업무의 효율성을 향상시켰다.

6단계의 2차년도(2023)에서는 주요 예측인자의 단순 선형 상관관계에 기반한 예측을 지양하고, 한반도 여름철 기온 예측 인자[즉, 3월 유럽 남북 500 지위고도(Z500) 차이, 4월 열대 해수면 온도(SST) 삼극자]의 역학과정 활용을 통한 예측성 개선 방안들을 제시하였다. 먼저 양의 3월 유럽 Z500 인자의 경우 6월의 강한 남아시아 몬순 지수를, 반면에 음의 값을 가지는 경우 4월 중앙아시아에 많은 눈과 6월 멕시코만의 낮은 SST를 감시하는 것이 7월 한반도 기온 예측 신뢰도를 높이는 것으로 나타났다. 그리고 4월 열대 SST 삼극자 인자가 양의 위상인 경우 6월의 강한 남아시아 몬순 지수를, 음의 위상의 경우에는 5월의 음의 열대 SST 삼극자가 유지되는 것을 감시하여 7월 기온 예측 신뢰도를 높일 수 있는 것으로 나타났다. 그리고 대표적인 겨울철 예측인자인 ENSO는 우리나라의 12월 기온과 강수 예측성이 높지만 1월은 낮은 것을 고려하여 우리나라의 겨울철 신규 예측인자 선정과 원격상관 제시를 통해 기후 감시·분석 정보를 개선하는 연구를 수행하였다. 12월 북태평양 진동(North Pacific Oscillation; NPO)은 중위도 북태평양에 발생한 고기압성 순환은 북서태평양의 강수 감소를 유도하고, 상층 원격상관을 통해 1월까지 동아시아 고기압이 지속되게 하여, 한 달 지연되어 우리나라의 1월 기온 변동에 영향을 주는 것으로 분석되었다. 그러므로 12월 NPO 지수활용을 통하여 예측인자인 ENSO 보다 예측성이 향상되는 결과를 제시하였다. 2차년도에도 1차년도에 이어 미래 기후변화에 따른 국민적 관심사의 재생에너지와 가뭄 전망에 대한 과학적인 분석을 수행하였다. 태양광 발전 잠재량은 저탄소 시나리오에서 봄/여름/가을철에 유의한 변화는 없지만 고탄소 시나리오에서 봄철과 겨울철에 유의한 감소를 보였다. 봄철 태양광 발전 잠재량의 유의한 감소는 지구 온난화에 의한 기온증가 때문이며, 겨울철의 잠재량 감소 경향은 유의한 기온증가와 남서풍 영향 증가에 의한 구름 증가와 관련된 태양 복사량 감소 때문이었다. 그리고 풍력 발전 잠재량은 저탄소 시나리오에서는 봄철과 여름철에 대하여 통계적으로 유의한 변화는 나타나지 않았으며, 가을철과 겨울철은 각각 남한의 서부 지역과 남부지역에서 21세기 후반기에 유의한 감소 보였고, 이에 반해 고탄소 시나리오에서는 봄철/가을철에는 후반기에 거의 모든 지역에서 겨울철은 남한 남부 지역에서 유의한 감소를 보였다. 이는 21세기 후반기 봄/겨울철 남서풍, 가을철 북동풍의 영향이 더 커져서 현재 대비 풍속의 감소와 연결될 수 있다. 그리고 표준 강수 지수(SPI)와 표준 증발산량 부족 지수(SEDI)를 이용하여, 우리나라 지역에 대한 가뭄 지수의 미래 변화를 분석하였는데, 미래 기간에 대해 SPI보다 기온 상승 같은 지구 온난화 영향을 더욱 잘 반영되는

SEDI에서 더욱 우리나라 봄철 및 가을철 가뭄이 심화될 것으로 전망하였다. 특히 봄철보다 가을철, 저탄소보다 고탄소 시나리오에서 가뭄이 더 크게 심화될 것으로 전망하였다. 이는 미래 기후변화에서 가파르게 상승하는 기온에 따라 대기 증발산량보다 요구량이 더욱 많아져 현재보다 가뭄이 더 심해지고, 봄철은 현재 기후 대비 강수량이 증가하지만, 가을철은 우리나라로 불어 들어오는 남풍이 약화하며, 강수가 감소하여, 봄철보다는 가을철에 가뭄이 더 증가하는 것과 연결될 수 있었다. 마지막으로 그래픽 및 표출 시스템의 사용자 편의성 향상, 합성장 서비스 확대 등의 CAS의 서비스 개선을 진행하여 감시 및 분석 업무의 신속성과 효율성을 증가시켰다.

이 과제의 3차년도 목표는 이상기후 대응을 위한 감시/분석 정보 최적 활용기법 고도화를 목표로 2차년도에서 제안된 예측인자 관련 역학과정 활용 방안을 겨울철 기온/강수 예측을 위한 예측인자에 대해 확대 적용하고 예측시점 이후의 시기에 대해 선정된 역학 과정을 모니터링 함으로써 이상기후의 조기탐지 역량을 강화시키고자 하였으며, 1~2차년도와 마찬가지로 사회적 요구가 높은 이슈와 관련된 기후변화 관련 정보 산출(즉, 겨울철 기온 급변)을 통해 기후변화에 대한 인식 제고에 기여하고자 하였다. 그리고 그래픽 및 표출 시스템의 사용자 편의성 향상, 합성장 서비스 확대 등의 CAS의 서비스 개선을 진행하여 감시 및 분석 업무의 신속성과 효율성을 증가시키고자 하였다.

3차년도의 주요 연구 결과는 본보고서의 2~6장에 자세히 기술되었다. 즉 2장에서는 대서양 및 중위도 파동전파와 관련된 신규 예측인자를 찾아보았다. 기존 열대 지방의 SST나 북극의 해빙을 활용한 예측인자와는 달리 중위도 기압계와 관련된 예측인자는 큰 변동성으로 인해 우리나라 겨울철 기후에 중요한 역할을 하고 있지만 실제 예측에 활용하기에 어려웠다. 이 연구에서는 1개월 선행 예측인자를 실제 예보업무에 활용하기 위한 방안을 제시하면서, 기존에 활용하지 못했던 중위도 파동전파와 관련한 예측인자를 다양하게 선정하였으며, 예측성 평가와 역학과정 분석을 통해 실제 현업에 활용가능한 예측인자를 개발하고자 하였다.

3장에서는 12월 서인도양 해수면온도 변동성이 한 달 지연되어 우리나라 1월 강수에 미치는 영향과 역학과정을 제시하였다. 우리나라 1월 기후 예측을 위한 예측인자가 부족하고, 특히 열대 인도양의 변동성이 우리나라 겨울철 기후에 미치는 영향에 대해서는 지금까지 잘 알려져 있지 않았다. 12월 서인도양 해수면온도가 상승하면 동인도양 강수가 발생하고 1월에 더 강해지는데, 이 동인도양 지수는 Gill-type 반응을 통해 아라비아 해의 상층 고기압 발달에 직접적인 영향을 준다. 이후 파동 전파로 동아시아에 고기압 편차가 발달하고 우리나라는 고기압의 서쪽에 위치한 남풍 편차의 영향으로 1월 강수가 증가하는 경향이 있다. 이러한 역학과정을 통해 12월 서인도양 해수면온도는 한 달 지연되어 우리나라 1월 강수에 영향을 줄 수 있다. 또한 12월 서인도양 해수면온도 지수의 위상과 강도를 고려한 우리나라 겨울철 강수 예측성 검증을 통해 예측인자로의 활용 가능성을 평가하였다. 그러므로 12월 서인도양 해수면온도 지수를 활용하면 우리나라 1월 강수 예측에 도움이 될 것으로 기대된다.

4장에서는 가을철 열대 태평양 대류활동을 겨울철 기후 예측에 활용할 수 있는 방안을 제시하였다. 우리나라 겨울철 기온 예측을 위해 열대 태평양에서 주요 예측인자 중에 하나인 ENSO를 활용하고 있다. 그러나 우리나라 겨울철 초반에는 ENSO 예측인자를 활용할 수 있지

만, 중후반에는 활용이 어려워 우리나라 겨울철 관측기반 예측정보 향상을 위해서 1~2월 기온에 대한 새로운 예측인자를 발굴하는 것이 필요하다. 아울러 신규 예측인자 활용성을 증대시키기 위해서 위상별, 강도별, 역학과정에서 주요 요소들을 분석하는 것이 필요하다. 본 연구에서는 대기보다 더 긴 메모리를 가져서 더 긴 선행시간에서 예측인자로서 가능성 있는 열대 태평양을 분석 영역으로 하였다. 그리고 열대 태평양이 중위도 기후에 영향을 미칠수 있는 것은 대류활동에 의한 원격상관과 관련이 있기 때문에, 우리나라 1~2월 기온과 관련있는 열대 태평양에서 대류활동을 분석하였다. 발굴된 대류활동 예측인자는 위상별, 강도별로 예측성을 분석하였으며, 열대 태평양 대류활동 인자의 우리나라 겨울철 기온에 영향을 미치는 역학과정을 분석하여, 발굴된 예측인자의 예측성 및 활용성을 높이는 방안을 제시하였다.

5장에서는 기존에 연구된 기후변화 연구는 기후변수의 월/연평균 미래 변화를 주로 고려하여 진행이 되었고, 일별 기온 변동성에 대한 연구는 부족하기 때문에 동아시아 고해상도 상세 기후 변화 시나리오 모형 자료를 활용하여, 우리나라 겨울철 기온 급강하 사례일의 모의 성능을 비교하고, 미래 변화를 분석하였다. 기온 급강하 현상에 대해 분석함으로써, 기후 변동성을 이해하는데 중요한 정보를 제공하고, 극단적인 기상 현상의 미래 변화를 예측하는 데 중요한 기초 자료로 활용하고자 하였다.

6장에서는 사용자 편의성 향상을 위한 기후분석시스템(CAS)의 개선 및 서비스 확대에 관한 사항을 기술하였다. APCC 기후감시분석시스템(CAS)은 이상기후에 대한 빠른 원인분석과 대처를 위해 기후분석 연구자를 보조하는 시스템으로 관측 자료 및 재분석 자료를 통해 다양한 감시와 분석을 할 수 있도록 구현한 서비스다. 서비스의 정확성과 편리성을 위해 전체 서비스를 재검수하고 검증하고 오류를 수정하였다. 또한, 사용에 불편했던 기존 인터페이스를 수정하고 새로운 확장 기능을 추가하여 보다 편리성을 강화했다. 기존의 시계열 분석 서비스와 합성장 분석 서비스를 통합하여 보다 진보적인 시계열 분석을 통한 합성정보 표출 서비스를 새로 개발하였다. 합성정보 표출 서비스를 통해 사용자가 보고자 하는 기후 변수, 해당 월, 지역을 선택하면 해당 월에 대한 지역의 편차를 시계열 정보로 제공하고 시계열의 3분위 정보를 나눠 평년보다 높은 해와 평년보다 낮은 해에 대해 12개의 기후인자를 합성장 지도로 정보를 제공하였다. 새로운 서비스는 선별인자 및 지역을 통한 시계열 분석 결과를 제공하고 제공된 결과를 기반으로 전체 연도에 대해 3분위 시계열 정보 분석하였다. 분석된 3분위 정보는 모든 변수의 합성장 분석을 위한 기본 정보로 활용하였다. 선정일을 기준으로 전후 6개월에 대한 전체 합성장을 생산하여 각 변수에 대해 전후의 변화를 비교할 수 있도록 서비스를 개선하고 선정기간에 대한 한반도 강수와 유의성 검증(T-test) 정보도 추가여 제공하였다. 이상기후에 대한 빠른 원인분석과 대처를 위해 모니터링 정보와 월별 관련 예측인자의 관측 자료, 그리고 시계열 기반의 합성장 분석 등 다양한 분석 방법을 제공하였다.

2. 대서양 및 중위도 파동전파의 우리나라 1월 기온 영향

2.1. 연구배경

APCC에서는 우리나라의 계절 예측을 위해 다양한 관측기반 예측인자를 개발하고 활용하고 있다. 2024년에는 겨울철 기온과 강수량 예측을 위한 신규 선행 예측인자 발굴하고 그 역학 과정을 설명하기 위한 연구를 수행하였다. 현재 겨울철 예측인자의 대부분은 해수면 온도와 해빙, 눈덮임과 같이 비교적 긴 시간에 걸쳐 대기에 대한 강제력으로 작용하는 변수를 활용하고 있으며, 특히 겨울철에 가장 큰 변동성과 전지구적 영향을 주는 태평양의 엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)이 대표적인 예측인자로 활용된다(Horel and Wallace, 1981). 이러한 ENSO와 함께 해빙, 눈덮임 변수 등을 활용하여 우리나라 겨울철 기온을 예측하지만, 실제 월별로 우리나라 이상기후 발생에 대한 분석 시 많은 경우에서 앞선 예측인자와 함께 중위도 파동전파와 기압계의 정체 등이 주요한 원인으로 지목되어 왔다.

대표적으로 Arctic oscillation (AO)과 North Atlantic Oscillation (NAO)는 겨울철 중위도 기압계 변동에서 매우 중요한 요소로 작용하면서 동아시아 겨울철 기후에 영향을 준다(Hurrell and Deser, 2010; Jianping and Wang, 2003; Kim et al., 2021; Park and Ahn, 2016; Takaya and Nakamura, 2005; Thompson and Wallace, 1998). 특히 이러한 중위도 기압계의 변동성은 계절 내 시간 규모에서 우리나라 1월 기온에 영향을 주는 것으로 나타났다. 최근 1월 중순 한반도 평균 온도와 관련된 북대서양 인자 간의 관련성과 2월 한반도 평균 온도와 NAO 간의 관련성에 대한 연구가 수행된 바 있으며(예상욱 등, 2021), 1월 중순 동아시아 겨울 몬순의 급변에 따른 예측 가능성의 제한이 1월 초 NAO 위상의 급변을 원인으로 제시하였다(Geng et al., 2023). 이처럼 중위도 기압계의 변동성이 우리나라 겨울철 기후(특히 1월)에 중요한 역할을 하고 있지만 예측인자로 활용하기에는 제약조건이 많다. 이는 계절내 시간 규모에서 큰 변동성을 가지고 있으며, 계절 예측 모델에서 이러한 변동성을 직접 예측하는 것이 어렵기 때문이다.

다만 겨울철 NAO는 20일 정도 지속되는 특징을 가지고 있으며(Bollasina and Messori, 2018), 동아시아로 전파되는 시간 지연까지 고려한다면 12월 중에 발생한 NAO는 1월 초 우리나라 기온에 영향을 줄 수 있다. 이 연구에서는 이러한 점을 반영하여 대서양의 NAO 발생 후 동아시아로 전파되는 파동에 의해 우리나라 1월 기온이 변화하는 원격상관 역학을 제시하고, 신규 예측인자로 활용될 가능성을 분석하였다. 또한 최근 관측자료를 반영하여 우리나라 1월 기온과 관련된 중위도 기압계의 변동성을 다각도로 분석하면서 신규 예측인자를 탐색하였다. 또한, 이 연구에서 선정한 중위도 대기 변수를 활용한 예측인자를 사용하기 위해 1개월 선행 예측인자를 실제 예보업무에 활용하는 방안을 제시하였다.

2.2. 자료와 방법

2.2.1. 종관 기상 관측 시스템 자료

이 연구에서는 우리나라 기상청에서 제공하는 종관 기상 관측 시스템(Automated Synoptic Observing System, ASOS)의 관측지점 중 62개 지점(제주도 제외)을 평균하여 우리나라 월평균 및 일 평균 기온 값을 산출하였다. 이때 사용한 자료의 기간은 1979년부터 2023년까지이다.

2.2.2 재분석 자료

500 hPa 및 300 hPa 지위고도(Z500, Z300)와 300 hPa 동서 바람장(U300), 300 hPa 남북 바람장(V300), 해면기압(MSLP), 2m 고도 기온(T2M)을 분석하기 위해서는 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)의 reanalysis version 5 (ERA5; Hersbach et al., 2020)를 사용하였다. 사용한 자료의 기간은 1979년부터 2023년까지이며, 각각 변수에 대하여 일평균과 월평균 값을 계산하여 사용하였다. ERA5 자료의 수평 해상도는 0.25° 를 사용하였으나, wave-activity flux (WAF) 계산 때에는 수평 해상도를 1° 로 재격자화 후 사용하였다.

해수면 온도는 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5; Huang et al., 2017) 자료를 사용하였으며, 사용한 자료의 기간은 1979년부터 2023년까지이고, 수평 해상도는 2° 이다. 눈덮임 자료는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)의 Northern Hemisphere Snow Cover Extent (SCE)를 사용하였으며, 해당 자료는 북반구 영역에서 주별 평균한 88×88 의 격자점 정보를 가지고 있다.

2.2.3 자료처리 방법

본 연구에서 사용한 모든 자료는 1991년부터 2020년까지 평년 기간을 기준으로 편차값을 계산하였으며, 검증 및 계산에 사용한 기간은 최근 30년(1993년부터 2022년까지)을 선택하였다. 해당 기간은 온난화 추세가 강하기 때문에 모든 자료의 시간에 따른 선형추세를 제거하였고, 여러 변수가 사용됨에 따라 ASOS 자료를 제외한 다른 자료는 표준화를 수행한 후 분석하였다. 자료 분석과 표출 시 1월은 1개월 전인 12월과 같은 해로 묶어서 분석을 수행하였으며, 연도의 표시는 간략히 1년 앞선 해로 표기하였다(예를 들어 2023년으로 표시되는 12월과 1월은 실제 2023년 12월과 2024년 1월임). 분석 시 SCE 자료는 주별 평균된 값으로 제공됨으로 월평균 자료로의 변환을 위해 주평균 자료가 시작하는 날짜에 해당하는 월에 해당 주 평균값이 포함되도록 계산하였다.

2.3. 결과

2.3.1. 기존 예측인자 검증

현재 APCC에서 우리나라 1월 기온을 예측하기 위해 사용하고 있는 여러 예측인자 중 서양 해수면 온도 및 중위도 기압계 편차와 관련된 예측인자는 러시아 Taymyr 부근($70^{\circ} \text{N} \sim 80^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \text{E} \sim 120^{\circ} \text{E}$)의 10월 Z500 편차(Taymyr)가 있다. Taymyr 예측인자와 10월부터 이듬해 1월까지 월평균 T2M 편차와의 회귀계수를 Figure 2.1에 나타내었다. 이때 붉은색은 양의 상관관계를 나타내고, 파란색은 음의 상관관계를 나타내며, 95% 수준에서 유의한 지점은 점으로 표시하였다. Figure 2.1 (a)는 1979년부터 2022년까지 45년에 대하여 회귀분석을 수행한 것이며, Figure 2.1 (b)는 1993년부터 2022년까지 최근 30년에 대하여 회귀분석을 수행한 것이다. 1980년대가 포함된 최근 45의 회귀분석 결과에서는 10월 Taymyr 지역에서 발달한 양의 Z500 편차 값과 1월 우리나라 기온과 유의한 음의 상관관계가 있음을 보였다. 반면 1993년부터 최근 30년의 자료만 사용하여 분석하면 Taymyr 예측인자와 우리나라 1월 기온과는 유의한 상관관계를 찾을 수 없는 것으로 나타났다.

(a) Regr. (Taymyr, T2M), 1979~2022

(b) Regr. (Taymyr, T2M), 1993~2022

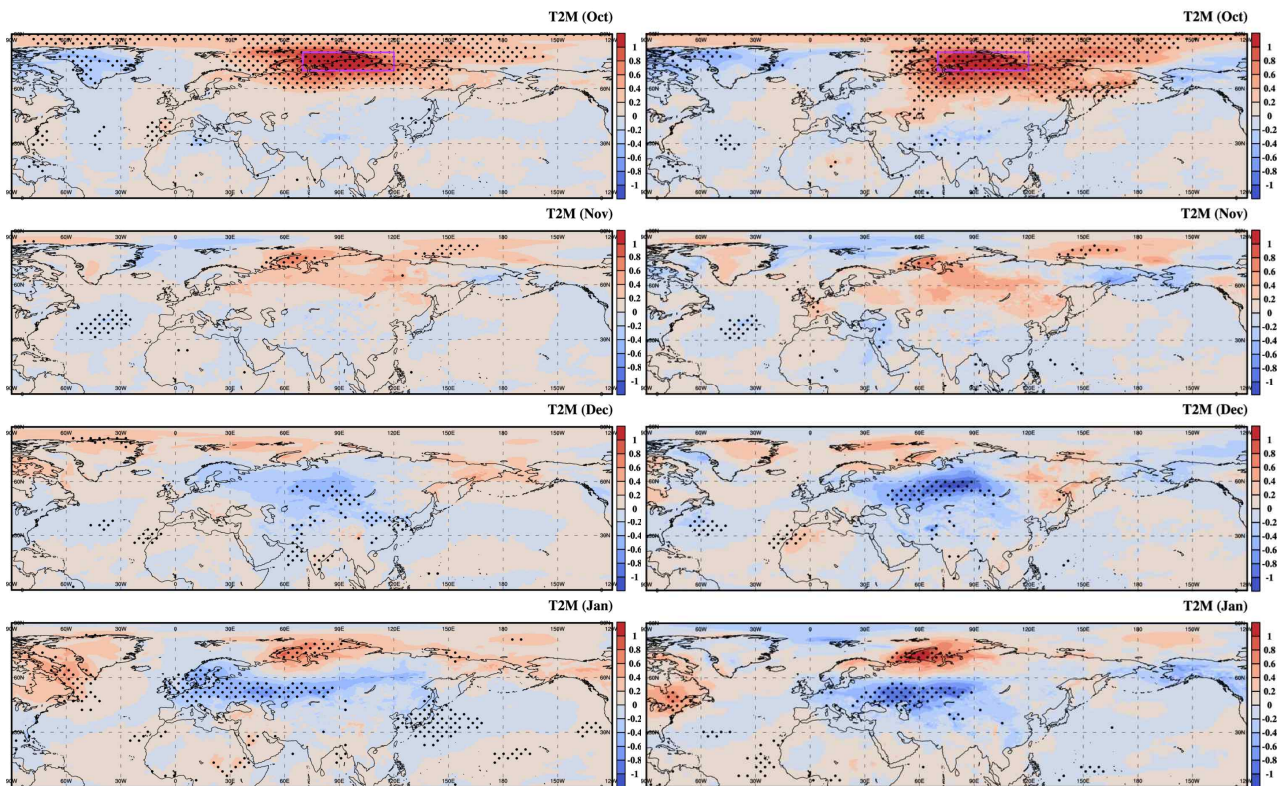


Figure 2.1. Regression coefficients of October-to-January 2m temperature anomalies onto the Taymyr index for the periods (a) 1979~2022 and (b) 1993~2022. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student's t-test.

Taymyr 예측인자와 우리나라 1월 기온과의 상관관계가 시간에 따라 어떻게 변해왔는지 파악하기 위해 1979년부터 1년씩 이동하며 20년 단위로 묶어서 상관계수 값을 계산하였다 (Figure 2.2). 1979년부터 1998년까지 20년의 상관계수는 0.45 이상으로 높게 나타났지만 이후 기간에서는 꾸준히 상관계수가 낮아지며 1986년부터 2005년까지 기간의 상관계수 값부터 0.2보다 낮은 값을 계속 보여주고 있다. 반면 비교군으로 나타낸 Figure 2.2의 파란색 선은 NOAA Climate Prediction Center(CPC)에서 제공하는 12월 NAO 값과 우리나라 1월 기온과의 상관계수이며, 시간이 지남에 따라 점진적으로 증가하는 경향을 보여주었다.

따라서 Taymyr 예측인자는 계속해서 1월 기온 예측을 위해 사용하기 어려운 것으로 분석되었으며, 새로운 예측인자 개발이 필요한 것으로 나타났다.

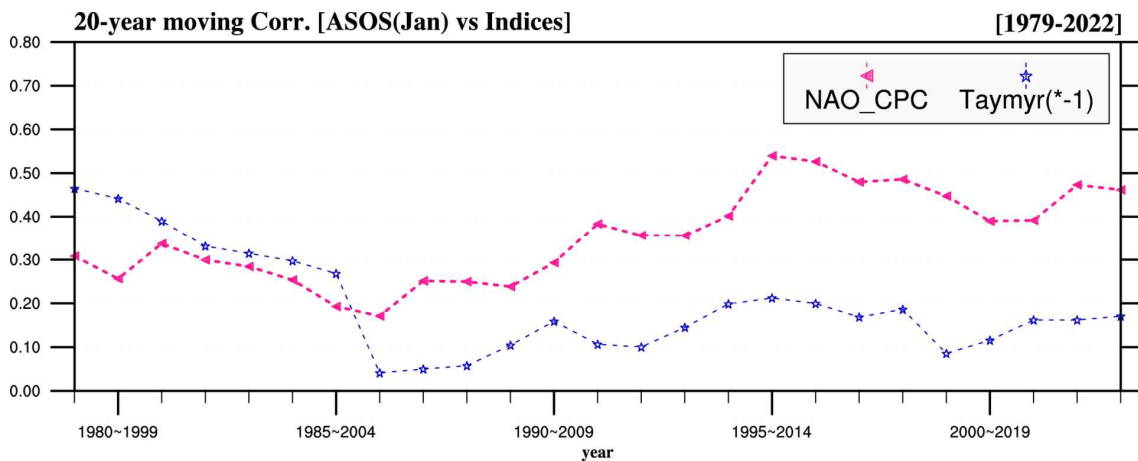
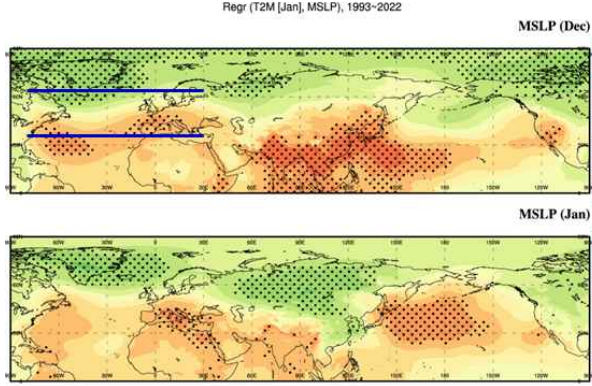


Figure 2.2. 20-year moving correlation coefficients between January ASOS temperature and indices. The pink dashed line represents the NAO_CPC index, and the blue dashed line represents the Taymyr index.

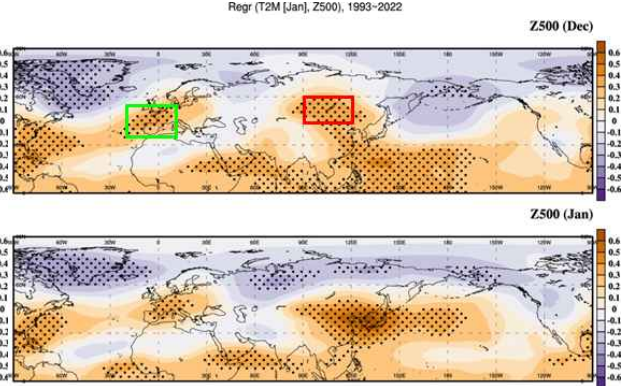
2.3.2. 신규 예측인자 선정

새로운 1월 예측인자를 찾기 위해 우리나라 1월 기온과 MSLP, Z500, SST 변수 사이의 회귀계수를 구하였으며, 95% 수준에서 유의한 영역을 중심으로 잠재적인 예측인자 5가지를 선정하였다(Figure 2.3). 먼저 대서양 지역의 주요 변동모드인 NAO 지수는 앞서 설명한 바와 같이 CPC에서 제공하는 자료를 기준으로 하였다. 이 인덱스는 북반구 20° N에서 90° N까지 영역의 Z500 편차를 Rotated Principal Component Analysis (RPCA) 방법으로 계산한 것이다. 하지만 CPC의 NAO 인덱스는 동아시아 지역과 원격상관이 낮으며, 우리나라 1월 기온과의 1개월 지연 상관계수가 유의미한 값이 나오지 않으므로 Jianping and Wang (2003)에서 제시한 계산법에 따라 NAO 인덱스를 계산하여 예측인자 중 하나로 사용하였다.

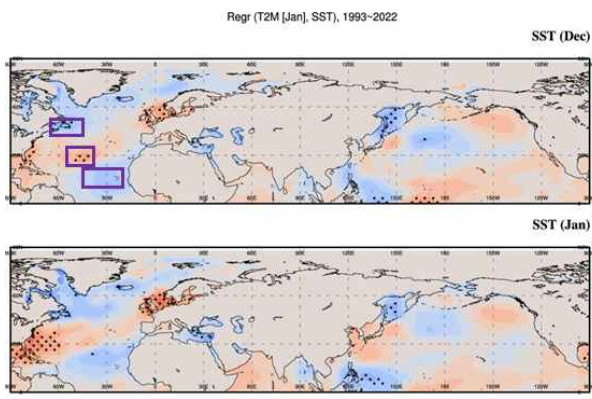
(a) Regr. (ASOS(Jan), MSLP), 1993~2022



(b) Regr. (ASOS(Jan), Z500), 1993~2022



(c) Regr. (ASOS(Jan), SST), 1993~2022



(d) Regr. (ASOS(Jan), SCE), 1993~2022

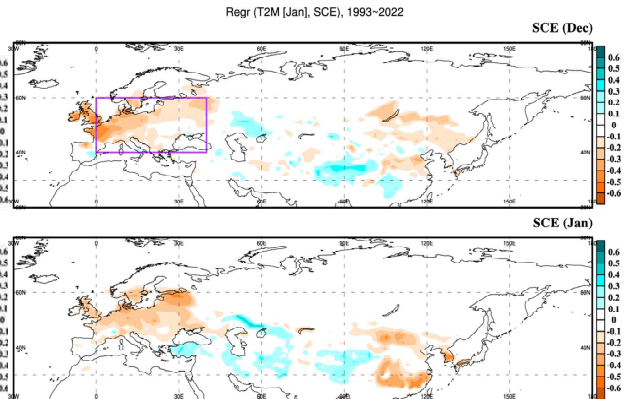


Figure 2.3. Regression coefficients of December-to-January (a) mean sea level pressure, (b) geopotential height at 500 hPa, (c) sea surface temperature, and (d) snow cover extent anomalies onto the January ASOS temperature. The blue lines, green box, red box, purple boxes, and pink box indicate the NAO_2003, EU, Baikal, AtTri, and EU_SCE index regions, respectively. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student's t-test.

Jianping and Wang (2003)에서 제시한 NAO 인덱스 계산방법(NAO_2003)은 Figure 2.3 (a)에 파란색 선으로 표시된 두 구역의 차이로 구한다.

$$NAOI = \hat{P}_{35^{\circ}N} - \hat{P}_{65^{\circ}N} \quad [2.1]$$

P 는 $35^{\circ}N$ 과 $65^{\circ}N$ 각각에 대하여 $80^{\circ}W$ 에서 $30^{\circ}E$ 까지 평균한 해면기압을 나타내며, \hat{P} 는 이렇게 구한 P 의 평년대비 편차값의 표준화한 값이다.

다음으로 Figure 2.3 (b)에 나타낸 바와 같이 우리나라 1월 기온과 Z500 변수의 회귀분석 시 유럽지역과 바이칼호 부근으로 유의한 상관관계가 있다. Figure 2.3 (b) 초록색 사각형으로 표시된 유럽지역($35^{\circ}N \sim 55^{\circ}N$, $20^{\circ}W \sim 10^{\circ}E$) Z500 편차의 평균을 “EU” 예측인자로 선

정하였으며, Figure 2.3 (b) 붉은색 사각형으로 표시된 바이칼 지역(45° N ~ 60° N, 90° E ~ 120° E) Z500 편차의 평균을 “Baikal” 예측인자로 선정하였다.

SST와 우리나라 1월 기온과의 회귀분석을 수행하여 대서양 지역 SST를 사용한 예측인자 (AtlTri)를 탐색하였다. 그 결과 12월 대서양 지역에서 삼극자 패턴과 우리나라 1월 기온과 1개월 지연 상관성이 있음을 확인하였다(Figure 2.3 (C)). 이러한 패턴은 해당 지역 SST 변수를 경험적 직교함수 (Empirical Orthogonal Function; EOF) 분석 시 주요 모드로 나타났다.

$$AtlTri = SST_B - SST_A - SST_C \quad [2.2]$$

여기서 SST_A 는 미국 북동부 해안지역(42° N ~ 52° N, 45° W ~ 65° W) SST 편차 평균값이며, SST_B 는 북대서양 중앙지역(25° N ~ 35° N, 40° W ~ 55° W) SST 편차 평균값이고, SST_C 는 아프리카 서부 북대서양지역(10° N ~ 23° N, 20° W ~ 45° W) SST 편차 평균값이다.

12월의 중위도 예측인자 선정과 관련하여 눈덮임 변수 또한 역학과정 분석을 위해 함께 분석을 수행하였다. 우리나라 1월 기온과 상관관계가 높은 12월 북반구 눈덮임 영역은 유럽지역(40° N ~ 60° N, 0° E ~ 40° E)에서 나타났다(Figure 2.3 (d)). 다른 예측인자와 비교를 위해 해당 영역 눈덮임 편차의 평균을 “EU_SCE” 예측인자로 선정하여 함께 분석하였다. 추가로 우리나라 1월 기온이 높을 때 12월과 1월 모두 우리나라 주변에서부터 중국과 바이칼호 지역까지 눈덮임이 적은 것을 알 수 있다.

기존 예보도의 시 중위도 대기 변수를 사용하는 2개의 예측인자(Taymyr, NAO_CPC)와 이 연구에서 선정한 신규 잠재 예측인자 5개(NAO_2003, EU, Baikal, AtlTri, EU_SCE)에 대하여 3분위 예측을 수행하고 그 결과를 검증하였다(Figure 2.4, Figure 2.5). Figure 2.4는 최근 30년(1993년~2022년)에 대하여 이러한 예측인자와 우리나라 1월 기온을 3분위로 나누어 채색하고, 상관계수를 구한 표이다. 이때, Taymyr와 EU_SCE는 부호를 반대로 바꾸었으며, 모든 자료를 시간에 따른 선형추세를 제거하였다. Taymyr와 EU_SCE, NAO_CPC 예측인자의 상관계수는 95% 수준에서 유의하지 않았으며, NAO_2003은 상관계수가 0.42로 95% 수준에서 유의하였다. EU와 Baikal 예측인자는 각각 0.48과 0.49의 상관계수를 보이면서 99% 수준에서 유의하였다.

반면 Figure 2.5와 같이 최근 20년(2003년~2022년)을 검증기간으로 하였을 경우 AtlTri와 EU_SCE 예측인자가 각각 0.72와 0.59의 상관계수를 보이면서 99% 수준에서 유의함을 보였다. NAO_CPC와 NAO_2003, EU, Baikal 예측인자도 0.46 이상의 상관계수를 보이면서 95% 수준에서 유의함을 보였다. 다만 AtlTri와 EU_SCE 예측인자는 2010/2011년 겨울과 2019/2020년 겨울에 강한 양의 편차와 음의 편차가 발생한 경우를 잘 예측함으로써 예측성이 크게 상승한 것으로 보인다.

Year	Taymyr(*-1) (Oct)	NAO_CPC (Dec)	NAO_2003 (Dec)	EU (Dec)	Baikal (Dec)	AtlTri (Dec)	EU_SCE(*-1) (Dec)	K.Temp. (Jan,+1Y)
1993	0.60	1.30	0.93	0.36	0.05	0.84	0.51	0.38
1994	-1.70	1.66	0.96	1.14	0.27	0.88	0.20	-0.30
1995	-1.21	-1.43	-1.44	-0.66	1.11	-0.58	0.15	-0.11
1996	0.22	-1.23	-1.17	-1.08	-1.39	0.03	0.06	-0.77
1997	-2.06	-0.87	-0.35	-0.40	-0.50	0.25	-0.07	0.66
1998	2.73	0.63	1.11	0.55	0.19	0.53	-1.28	1.09
1999	0.73	1.23	0.79	-0.06	0.63	-0.42	-0.31	0.63
2000	1.15	-0.61	-0.34	-1.64	-1.98	1.14	1.34	-1.17
2001	-0.01	-0.84	-1.21	0.63	0.08	-1.70	-1.54	2.07
2002	0.26	-0.94	-0.83	-0.16	0.04	1.57	-0.15	-1.09
2003	0.55	0.35	-0.20	0.49	1.28	-0.17	0.88	-0.19
2004	0.85	0.81	0.85	0.68	0.15	-0.37	0.35	-0.41
2005	-0.36	-0.58	-0.48	0.07	1.06	-1.14	-1.13	1.28
2006	1.17	0.88	1.51	0.86	0.90	-0.31	2.34	1.60
2007	-1.11	0.03	0.57	0.78	0.53	0.84	-0.05	0.46
2008	-0.54	-0.50	0.14	-0.05	-0.93	-0.78	0.53	-0.48
2009	-1.39	-1.89	-1.66	-2.21	-1.59	0.15	-0.59	-1.25
2010	-0.34	-1.84	-2.33	-1.78	-2.14	-3.00	-2.43	-4.31
2011	-0.92	1.77	1.61	0.64	1.13	0.24	0.98	-0.65
2012	0.23	-0.20	-0.59	-0.75	-1.53	-1.49	-1.33	-1.59
2013	0.80	0.42	1.14	0.16	1.46	0.94	0.21	1.02
2014	0.92	1.17	0.62	0.76	0.53	-0.21	-0.07	1.04
2015	0.33	1.47	1.13	1.38	1.04	0.40	1.72	-0.45
2016	-0.68	-0.02	0.58	1.92	0.51	-0.26	-0.23	0.53
2017	0.67	0.30	0.39	0.15	0.77	-0.76	-0.77	-1.60
2018	-1.09	0.06	0.05	1.23	-0.80	1.50	-0.52	0.69
2019	0.06	0.53	0.23	-0.13	-0.03	1.55	1.29	3.24
2020	-0.42	-0.74	-0.31	-1.75	-1.11	-0.22	0.80	-0.35
2021	0.84	-0.27	-0.25	0.07	0.62	-0.08	-0.75	-0.11
2022	-0.28	-0.65	-1.45	-1.20	-0.35	0.61	-0.15	0.11
Corr.	0.12	0.36	0.42	0.48	0.49	0.39	0.31	

Figure 2.4. Table of values for seven indices and January ASOS temperature from 1993 to 2022. Red indicates above normal values, gray indicates near normal values, and blue indicates below normal values. The bottom row shows the correlation coefficients between each index and January ASOS temperature during the period. Yellow (orange) shading denotes significance at the 95% (99%) confidence level.

Year	Taymyr(*-1) (Oct)	NAO_CPC (Dec)	NAO_2003 (Dec)	EU (Dec)	Baikal (Dec)	AtlTri (Dec)	EU_SCE(*-1) (Dec)	K.Temp. (Jan,+1Y)
2003	0.71	0.26	-0.48	0.20	0.92	0.56	0.64	0.16
2004	1.11	0.75	0.59	0.40	-0.14	0.29	0.16	-0.08
2005	-0.47	-0.73	-0.71	-0.15	0.76	-0.58	-1.18	1.58
2006	1.55	0.84	1.29	0.60	0.62	0.22	2.02	1.86
2007	-1.44	-0.06	0.37	0.55	0.30	1.36	-0.17	0.69
2008	-0.69	-0.63	-0.03	-0.20	-1.08	-0.40	0.39	-0.27
2009	-1.80	-2.11	-1.81	-2.20	-1.69	0.52	-0.64	-1.08
2010	-0.41	-2.06	-2.45	-1.78	-2.19	-2.85	-2.32	-4.16
2011	-1.17	1.84	1.50	0.50	0.98	0.48	0.84	-0.53
2012	0.34	-0.28	-0.67	-0.78	-1.56	-1.40	-1.28	-1.50
2013	1.11	0.40	1.07	0.10	1.34	1.09	0.15	1.07
2014	1.27	1.20	0.57	0.68	0.47	-0.18	-0.10	1.07
2015	0.50	1.54	1.10	1.28	1.00	0.39	1.56	-0.45
2016	-0.83	-0.06	0.58	1.81	0.51	-0.36	-0.22	0.50
2017	0.95	0.29	0.41	0.18	0.79	-0.95	-0.70	-1.66
2018	-1.35	0.04	0.09	1.20	-0.70	1.36	-0.46	0.60
2019	0.16	0.55	0.29	-0.05	0.06	1.35	1.22	3.12
2020	-0.46	-0.80	-0.22	-1.54	-0.95	-0.57	0.78	-0.50
2021	1.20	-0.29	-0.14	0.18	0.74	-0.49	-0.64	-0.30
2022	-0.27	-0.69	-1.33	-0.98	-0.17	0.17	-0.07	-0.10
Corr.	0.17	0.46	0.54	0.48	0.55	0.72	0.59	

Figure 2.5. The same as in Figure 2.4 but for the period from 2003 to 2022.

검증 기간에 따른 예측성의 비교하기 위해 신규 잠재 예측인자 5개와 우리나라 1월 기온과의 상관관계를 20년 단위로 묶어서 상관계수를 계산하였다(Figure 2.6). EU (노란색)와 Baikal (분홍색) 예측인자의 경우 기간에 상관없이 전반적으로 0.4 이상의 상관계수를 보였으며, 특히 EU 예측인자의 경우 대부분의 기간에서 0.6 이상의 값을 보였다. Baikal 예측인자도 1991년~2010년 검증부터 1999년~2018년 검증 사이의 기간에서 0.6 이상의 높은 상관계수 값이 유지됨을 보였다. 반면 AtlTri (파란색)와 EU_SCE (민트색) 예측인자의 경우 1990년~2009년 검증 이전까지는 음의 상관관계를 보였지만 1991년~2010년 기간의 검증 결과부터 양의 상관관계로 전환되었으며, 가장 최근인 2003년~2022년 기간의 검증에서는 다른 예측인자 보다 높은 상관계수를 기록하였다.

최근 20년의 검증기간만 고려한다면 AtlTri와 EU_SCE 예측인자가 우리나라 1월 기온과 높은 상관관계를 보이므로 현업에 사용하기 적합한 예측인자로 선택될 수 있다. 하지만 두 번의 이벤트(2010/2011년 겨울과 2019/2020년 겨울)에 의해 예측성이 크게 변하였으며, 이를 제외하였을 경우 반대 부호의 상관관계를 보였기 때문에(여기에서는 보이지 않음) 최종적으로 적합한 예측인자로 선택하지는 않았다. 반면 EU와 Baikal 예측인자는 분석기간 전체에서 비교적 일정한 상관계수 값을 보였기에 이번 연구에 주요한 예측인자로 선정하였다.

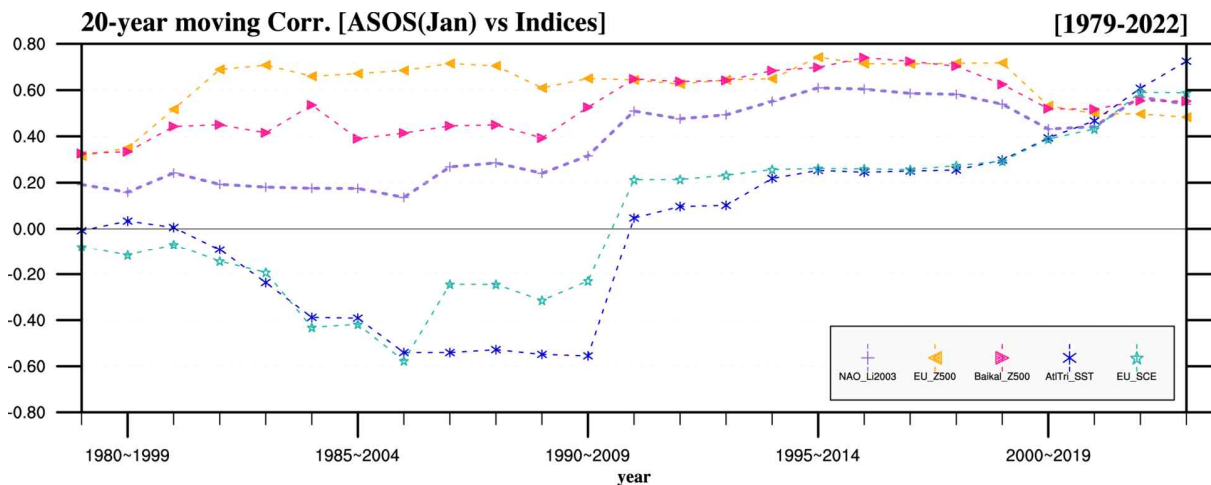


Figure 2.6. The same as in Figure 2.2 but with the purple, yellow, pink, blue, and mint dashed lines representing NAO_2003, EU, Baikal, AtlTri, and EU_SCE, respectively.

신규 잠재 예측인자 5개와 같은 시점인 12월 Z500 편차 사이의 회귀계수를 구하여 Figure 2.7에 나타내었다. 강도와 세부적인 모양은 차이가 있지만 모두 대서양 지역에서 NAO like 패턴을 보여주었다(EU_SCE 예측인자는 비교를 위해 부호를 변경하였음). 또한 유럽 지역과 바이칼호 지역에서부터 우리나라 부근까지 양의 편차가 유의한 영역으로 표시되었다. 이러한 점은 회귀분석을 통해 선정한 12월 예측인자는 모두 12월의 NAO 발달과 매우 밀접한 관련이 있으며, 이때 유럽과 동아시아 지역으로의 파동전파가 있음을 보여주었다.

Figure 2.8과 Figure 2.9는 5개 신규 잠재 예측인자와 이듬해 1월의 Z500 편차 및 T2M 변

수와의 회귀계수를 나타낸 것이다. Figure 2.8에 나타난 바와 같이 NAO_2003과 EU, Baikal 예측인자의 경우 북대서양 지역에서 여전히 NAO like 패턴이 약하게 지속됨을 보였으며, 우리나라 부근에 양의 Z500 편차가 나타났다. 이때 우리나라 부근의 유의한 영역의 위치는 각각 다른 것을 알 수 있다. 반면 AtlTri와 EU_SCE 예측인자의 경우 북대서양 지역과 유라시아 대륙에서 상대적으로 낮은 회귀계수 값을 보였으며, 베링해 부근에서는 앞선 3개의 예측인자와는 반대 부호의 회귀계수 값이 나타났다.

이러한 상층의 회귀계수 분포와 함께 실제 지상의 T2M 변수의 회귀분석 결과를 보면, 당연히 5개 예측인자의 결과 모두에서 우리나라 주변에서 유의한 회귀계수 값을 나타내었다 (Figure 2.9). 하지만 Figure 2.8의 결과와 같이 NAO_2003과 EU, Baikal 예측인자의 경우에만 유럽지역과 바이칼호 부근에서 유의한 회귀계수 값을 보였고, AtlTri와 EU_SCE 예측인자의 경우에는 오희츠크해와 북태평양에서 음의 회귀계수 값이 유의한 것으로 나타났다. 이것은 AtlTri와 EU_SCE 예측인자의 경우 NAO like 패턴을 영향이 약하며 다소 다른 세부 역학과정의 영향이 있음을 알 수 있다.

이번 연구에서는 앞서 보인 5개의 잠재 예측인자의 예측성과 특성을 고려하여 EU와 Baikal 예측인자를 주요한 예측인자로 선정하였다.

Regr (Indices vs Z500), 1993~2022

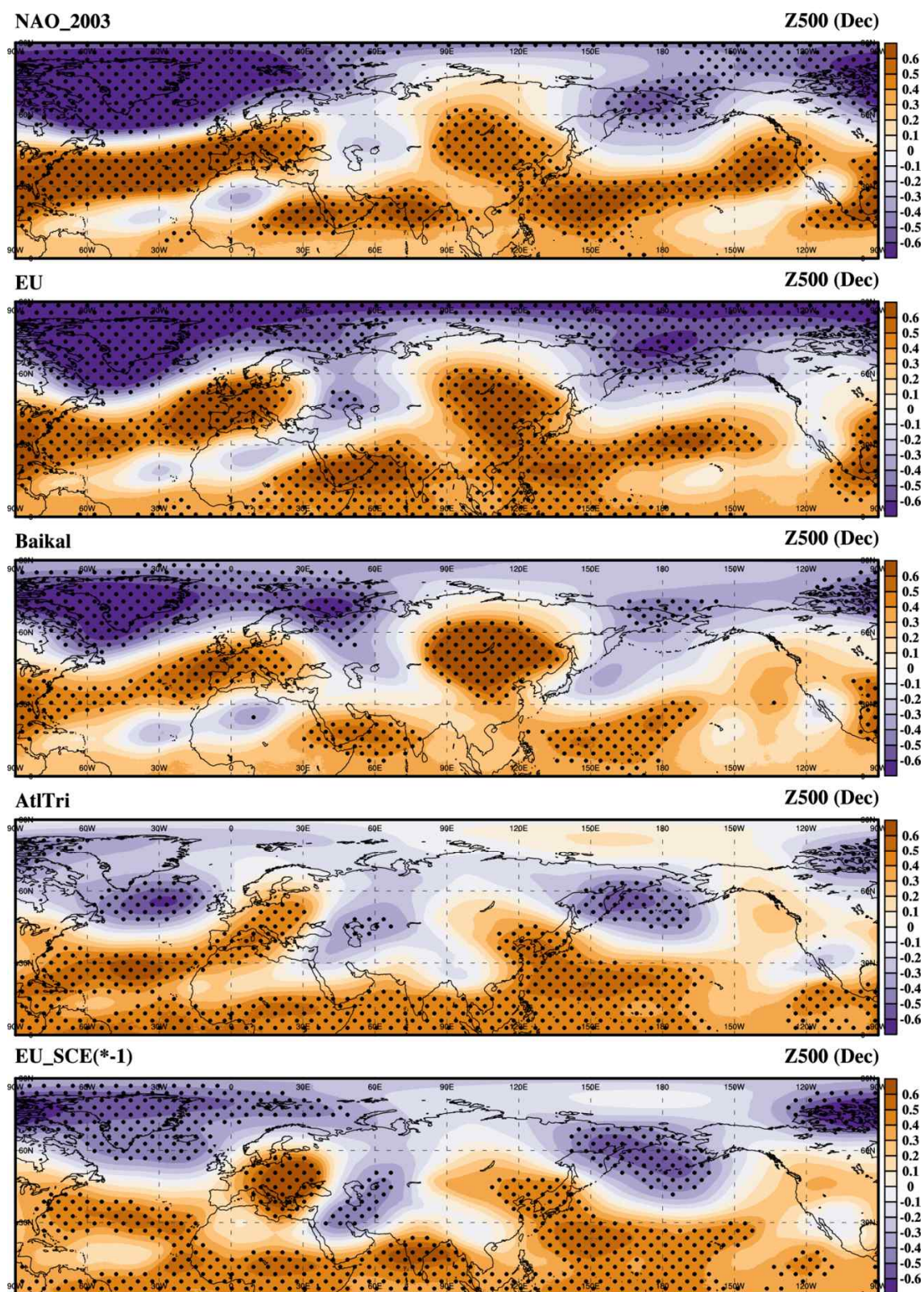


Figure 2.7. Regression coefficients between geopotential height at 500 hPa anomalies in December and each of the five indices. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student's t-test.

Regr (Indices vs Z500), 1993~2022

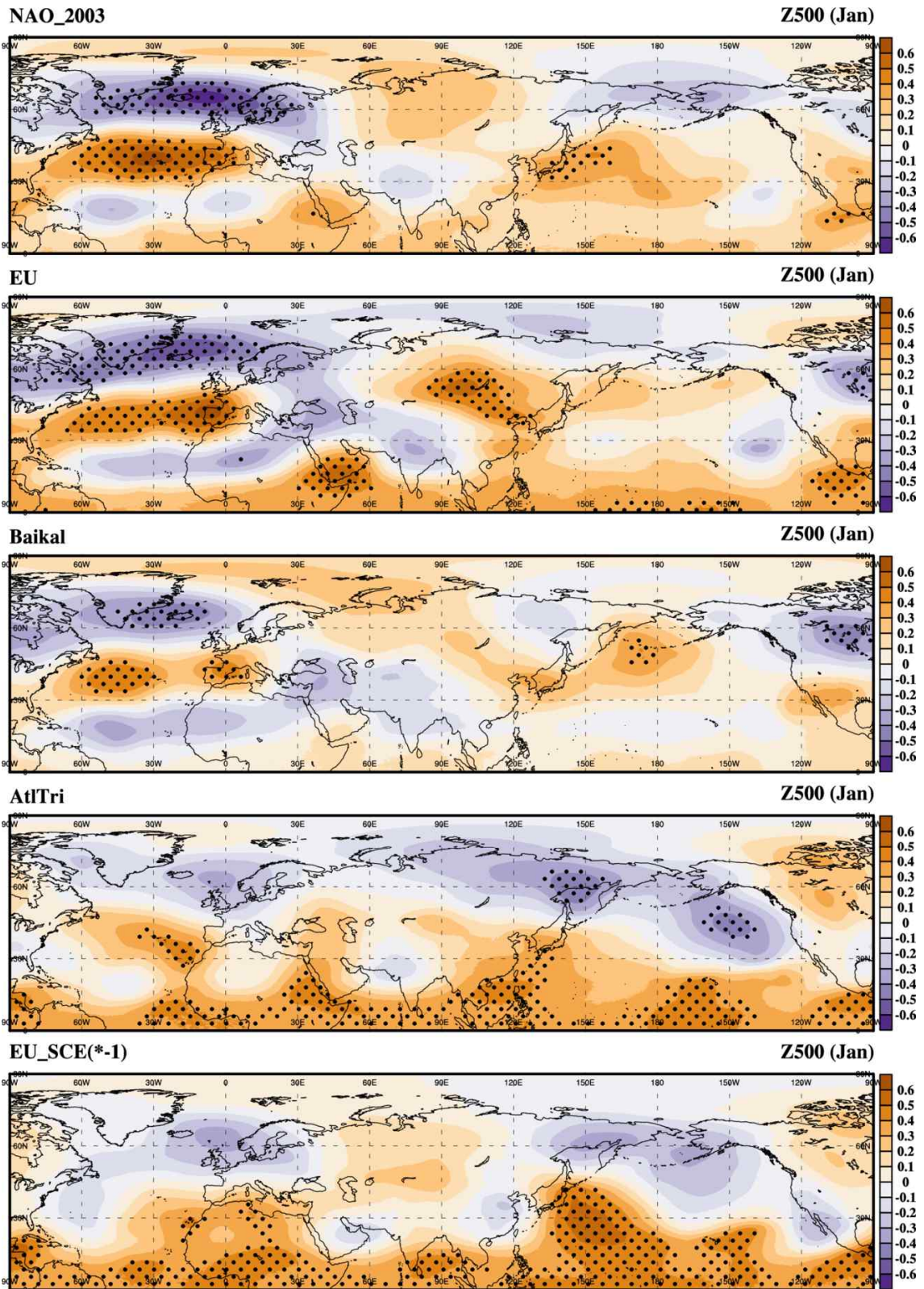


Figure 2.8. The same as in Figure 2.7 but for geopotential height at 500 hPa anomalies in January.

Regr (Indices vs T2M, 1993~2022

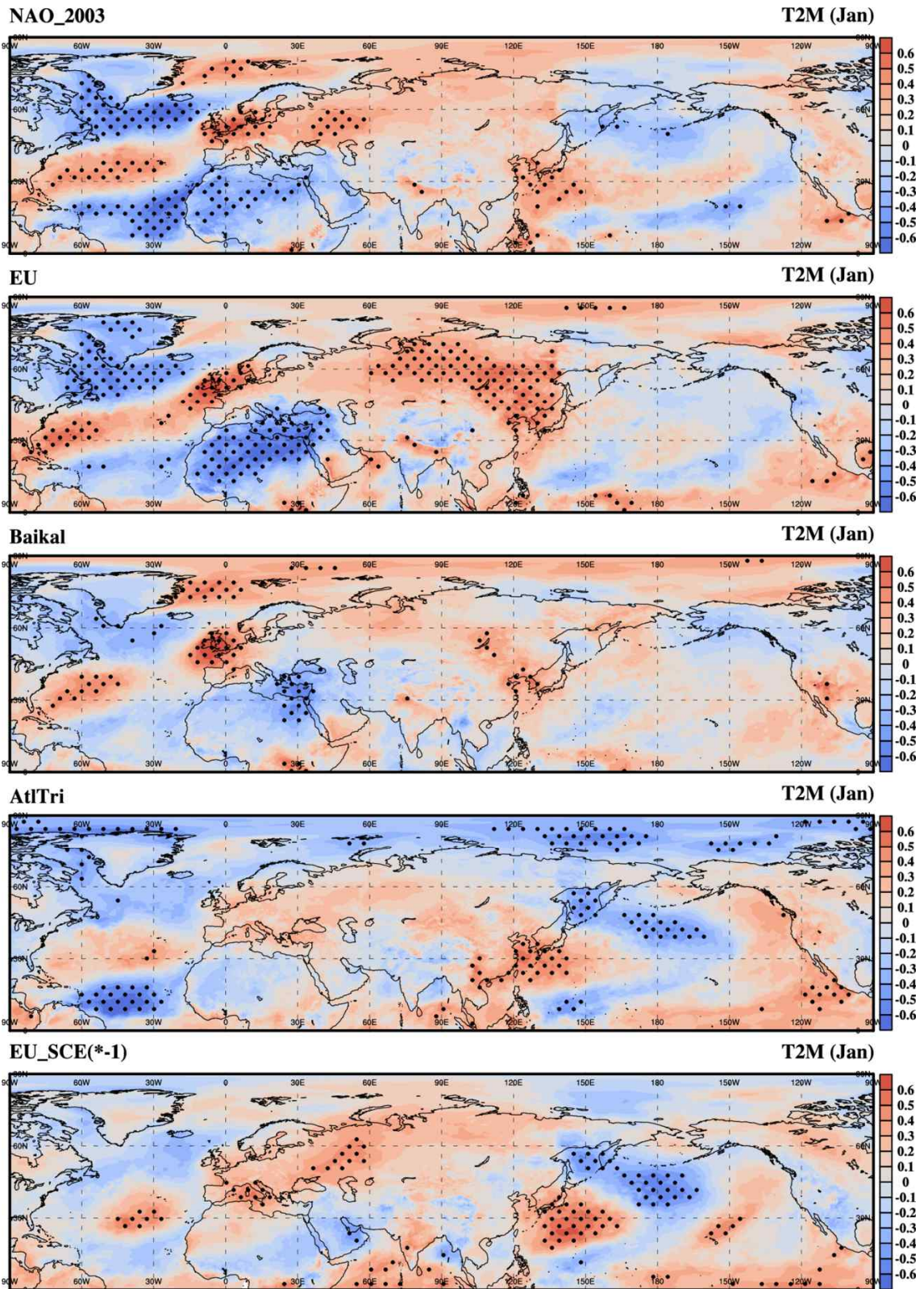


Figure 2.9. The same as in Figure 2.7 but for 2m temperature anomalies in January.

2.3.3. 원격 상관 역학

EU와 Baikal 예측인자 상호 상관성과 우리나라 1월 기온과의 관계를 보기 위해 Figure 2.10에 두 예측인자에 관한 산포도를 나타내었다. Y-축은 EU 예측인자이며, X-축은 Baikal 예측인자의 값이고, 색상은 우리나라 1월 기온을 3분위로 나누어 평년보다 낮은 기온은 파란색, 평년과 비슷하면 회색, 평년보다 높으면 붉은색으로 표시하였다. 표시한 기간은 최근 30년 (1993년~2022년)으로 하였다.

EU와 Baikal 예측인자는 서로 0.68의 높은 상관계수를 보이며, 이러한 점은 Figure 2.8에도 명확히 나타난다. 또한 두 예측인자 모두 3분위 기준으로 낮은 값에 속하면 우리나라 1월 기온도 평년보다 낮은 경향이 뚜렷한 것을 알 수 있다. 반면, 이외의 경우에는 우리나라 1월 기온과 큰 상관관계를 찾기 어렵다.

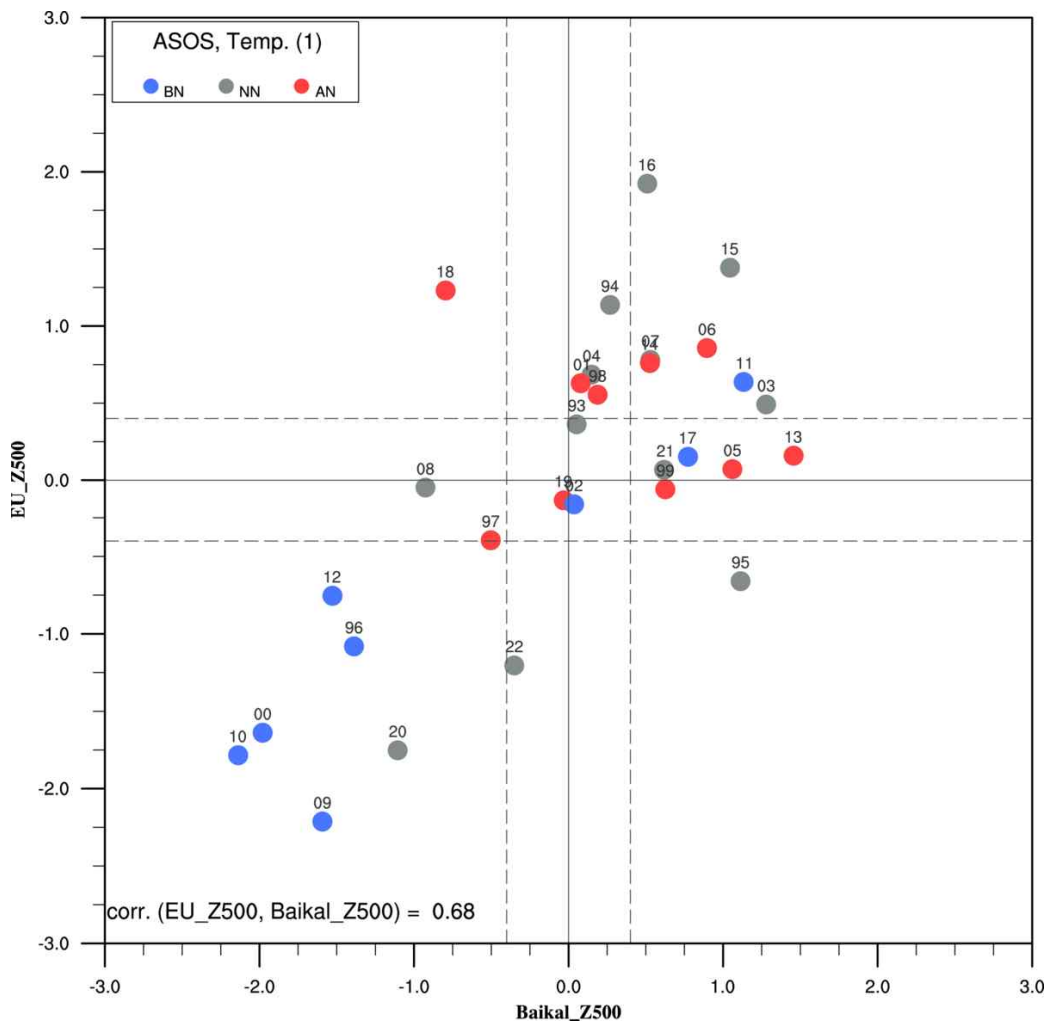


Figure 2.10. Scatter plot for the EU and Baikal indices. Blue, gray, and red dots indicate below-normal, near-normal, and above-normal January ASOS temperatures, respectively. The numbers above the dots represent the last two digits of the year in December used for index calculations.

Corr.	Baikal_Z500 Nov	Baikal_Z500 Dec	Baikal_Z500 Jan
EU_Z500 Nov	0.57	0.42	0.07
EU_Z500 Dec	0.17	0.68	0.50
EU_Z500 Jan	0.23	0.29	0.45

Figure 2.11. Correlation coefficients between the EU and Baikal indices for each month from November to January. Yellow (orange) shading denotes significance at the 95% (99%) confidence level.

Figure 2.11은 두 예측인자가 1개월 간격으로 선행 또는 지연 상관관계가 있음을 알아보기 위해 11월부터 1월까지 월별로 상호 간의 상관계수를 구하여 표시하였다. 두 예측인자의 동시 상관은 세 달 모두에서 높게 나타났으며 특히 12월에 높은 값을 보였다. Baikal 예측인자는 EU 예측인자보다 1개월 지연된 경우에도 유의미한 상관계수 값을 보이며, 특히 12월 EU 예측인자와 1월 Baikal 예측인자 사이에 99% 수준에서 유의한 0.5의 상관계수를 보였다. 당연하게도 유럽지역의 기압계 발달 이후 파동전파의 풍하측에 위치한 바이칼 및 시베리아 지역에 영향을 주기 때문에 1개월의 지연된 값에서도 유의한 상관계수 값을 보인 것이다.

EU 예측인자가 Baikal 예측인자와 상호 연관성이 매우 높으므로 이 둘을 결합한 하나의 예측인자를 만들기는 어렵다. 다만 계절내 규모에서 순차적으로 발생하는 현상으로 분석되며, 최종적으로 우리나라에 1월 기온과 상관성이 높으므로 각각의 예측인자가 어떤 역학과정으로 이바지하는지 분석하고 그 결과를 통해 활용 가능성을 가늠해 볼 필요가 있다.

EU와 Baikal 예측인자와 관련된 상층에서의 파동 전파 반응을 살펴보기 위해 300hPa 지 위고도에서의 wave activity flux (WAF)를 분석해 보았다. WAF는 Takaya and Nakamura (2001)에서 제시된 정의 방법에 따라 계산하였으며, EAR5 자료의 수평 해상도를 1.0° 로 재격자화하여 사용하였다. 분석에 사용한 기간은 최근 30년(1993년~2022년)이며, 예측인자가 평년보다 낮거나 높은 기준은 Figure 2.10과 같이 3분위(예측인자를 표준화 후 0.43 σ 기준으로 분리)를 사용하였다.

EU와 Baikal 예측인자가 모두 3분위 기준으로 평년보다 작은 해는 1996년과 2000년, 2009년, 2010년, 2012년, 2020년이다. 이 6번의 사례를 평균한 12월과 그 이듬해 1월의 Z300 편차로 WAF를 계산하였다(Figure 2.12). 12월에는 미국 동부 해안 음의 편차에서 출발하여 그린란드 주변으로 강한 양의 편차, 유럽지역에 음의 편차로 이어지는 파동전파의 모습을 보였다(Figure 2.12 (a)). 여기에 추가로 WAF는 우랄산맥 지역으로 양의 편차, 바이칼호 중심으로 음의 편차

가 나타나면서 동북아시아 지역으로의 파동전파가 강하게 나타남을 보였다. 이를 통해 12월의 유럽과 바이칼호 부근 상층의 음의 편차는 강한 음의 NAO 발달 후 동북아시아 지역으로 강한 파동전파의 결과로 분석할 수 있다. 이러면 1월에도 음의 NAO가 유지되고, 비록 우랄산맥 부근의 양의 편차값은 나타나지 않지만, 시베리아 지역으로 약한 파동전파와 음의 편차값이 유지됨을 보였다. 또한 이때 한반도 중심으로도 대류권 상층에서 음의 편차값이 유지되는 것으로 나타났다.

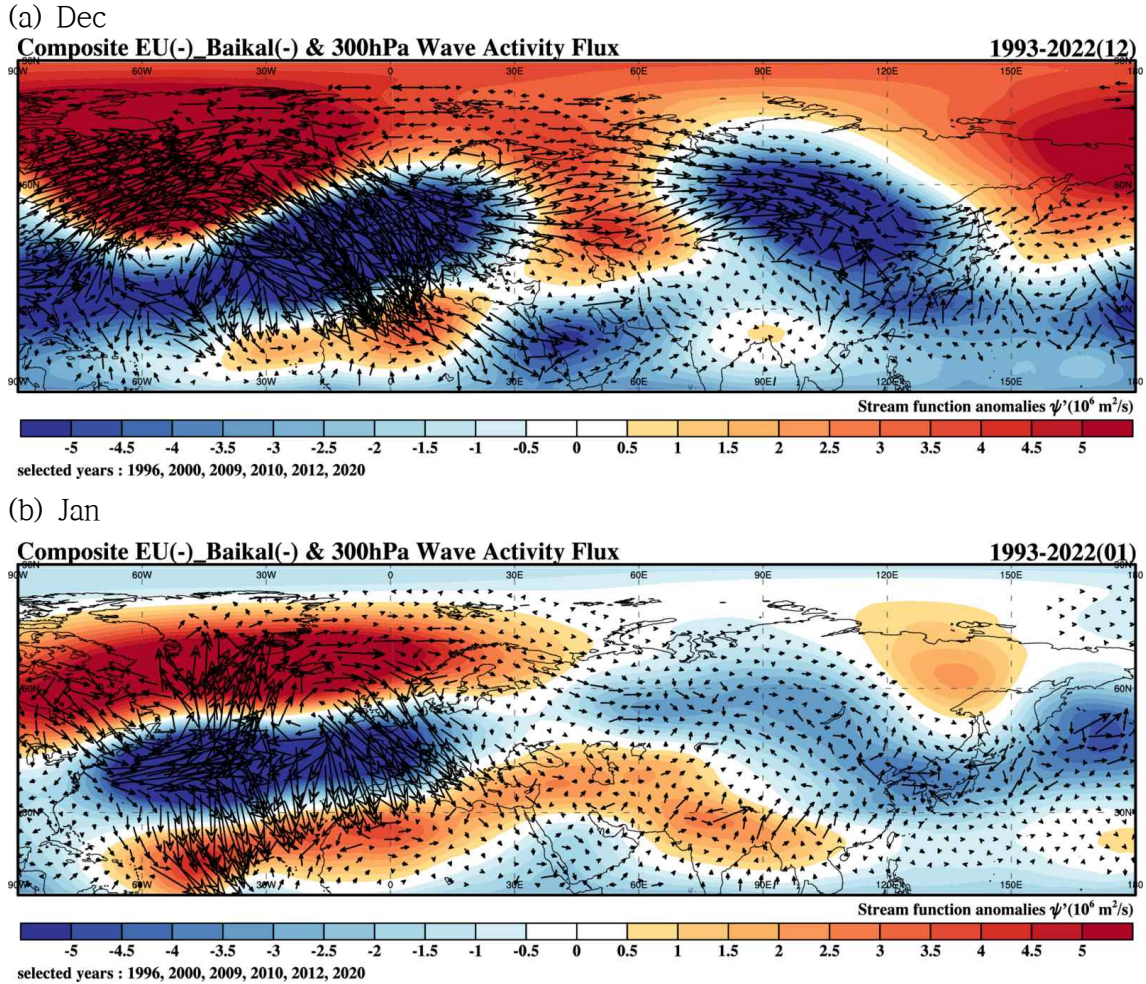


Figure 2.12. Composites of wave activity flux (vector) calculated from geopotential height at 300 hPa anomalies (shading) for years when both the EU and Baikal indices were below normal. (a) December, (b) January.

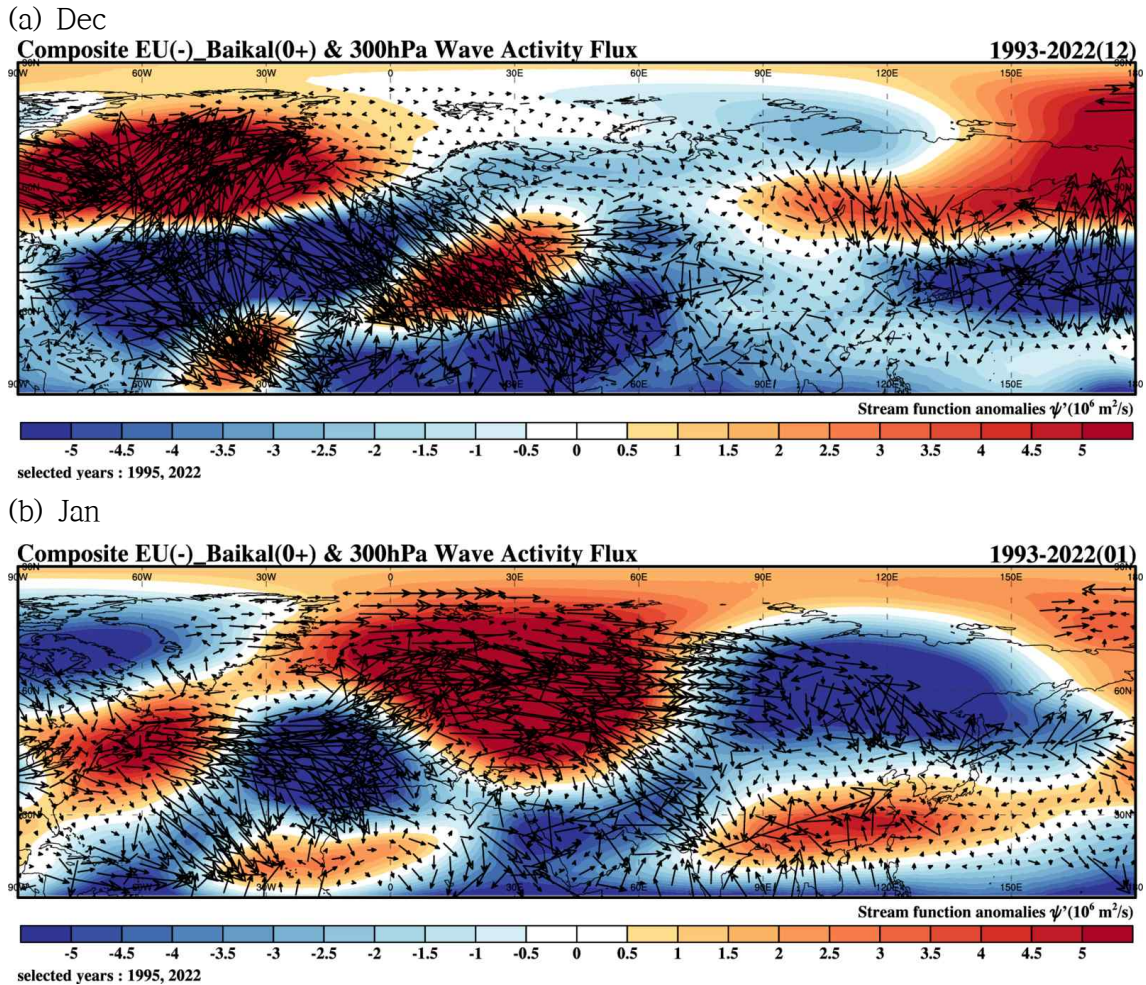


Figure 2.13. The same as in Figure 2.12 but for years when the EU index was below normal and the Baikal index was near or above normal.

EU 예측인자가 평년보다 작고 Baikal 예측인자가 평년과 비슷하거나 큰 경우는 1995년과 2022년이다. 사례가 2건으로 적지만 이를 평균한 Z300 편차장으로 WAF를 계산하였다(Figure 2.13). 이 경우에도 12월에는 음의 NAO가 발달하는 모습을 보이며 유럽지역으로 강한 음의 편차가 나타났다. 이러한 음의 NAO에서 시작한 파동전파는 그린란드에서 유럽, 지중해, 중동으로 이어지는 모습을 보였다. 하지만 시베리아 지역으로 파동전파가 이어지지 않았으며, 우리나라 북쪽으로 양의 편차, 우리나라 동쪽을 중심으로 음의 편차가 나타났다. 1월에는 북유럽지역을 중심으로 강한 양의 편차가 발생하고 시베리아 지역으로 음의 편차가 나타나지만, 우리나라 남서쪽을 중심으로 양의 편차가 발달하면서 우리나라에 영향을 주었다.

EU 예측인자가 평년과 비슷하거나 크고 Baikal 예측인자가 평년보다 작은 경우는 1997년과 2008년, 2018년이다. 이 3회의 사례를 평균한 Z300 편차장으로 WAF를 계산하였다(Figure 2.14). 12월 EU 예측인자가 평년보다 작은 사례에서는 음의 NAO 패턴을 보이지는 않으며, 유럽지역을 중심으로 넓은 범위에서 양의 편차가 나타나고 파동전파를 통해 시베리아 지역으로 음의 편차, 우리나라 지역으로 양의 편차가 나타나게 된다(Figure 2.14 (a)). 1월에는 뚜렷한 파동전파의 모습은 나타나지 않으며, 우리나라 남동쪽으로 양의 편차가 나타나면서 1월 우리나라

기온이 평년보다 높을 수 있는 호조건을 만들었다.

이러한 분석을 통해 EU와 Baikal 예측인자 모두 평년보다 작은 값이 나타나는 경우에만 강한 음의 NAO가 발생하면서 동북아시아 지역으로 파동전파가 강하게 이루어진다고 할 수 있다. 그리고 이런 경우 NAO는 1월까지 지속되는 경향이 강하고, 우리나라 주변에서도 상층에 음의 편차값이 1월까지 유지되는 것으로 분석되었다.

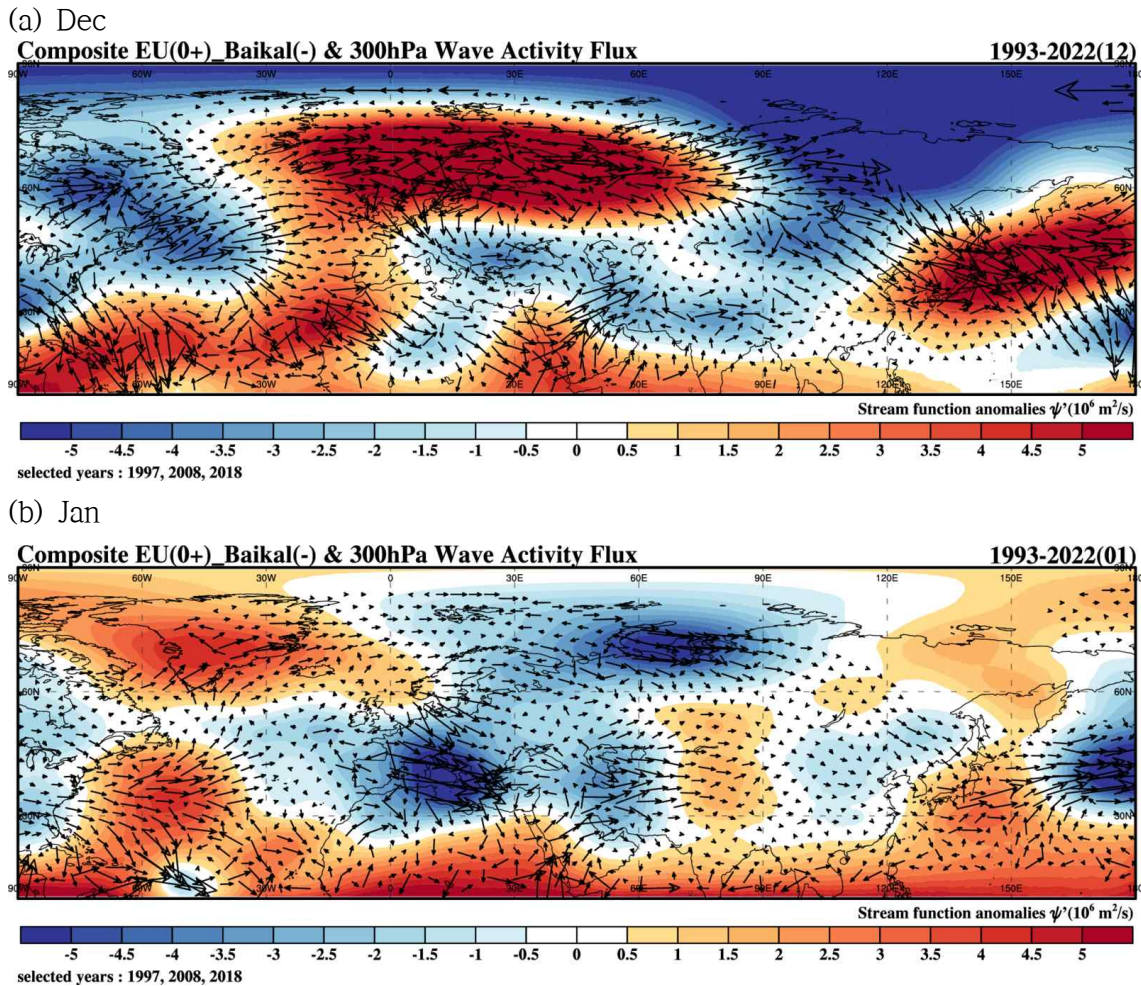


Figure 2.14. The same as in Figure 2.12 but for years when the EU index was near or above normal and the Baikal index was below normal.

12월의 NAO 발달 후 파동전파로 바이칼호 부근에 유도된 음과 양의 편차값이 실제 1월 우리나라 기온에 어떤 과정으로 영향을 주는지 살펴보았다. Figure 2.15는 음의 Baikal 예측인자가 발생한 9개년도에 대한 합성장을 나타낸 것이며, 해당하는 연도는 각각 1996년과 1997년, 2000년, 2008년 2009년, 2010년, 2012년, 2018년, 2020년이다. 12월과 1월을 15~16일 간격으로 묶어서 4개의 기간으로 나누었으며, DecH1은 12월 1일부터 12월 15일까지, DecH2는 12월 16일부터 12월 31일까지, JanH1은 1월 1일부터 1월 15일까지, JanH2는 1월 16일부터 1월 31일까지 기간을 나타낸다.

12월에 음의 Baikal 예측인자 값이 나타나는 경우 Baikal 예측인자를 정의한 것과 마찬가지로 DecH1과 DecH2 기간 모두 바이칼 부근에서 유의한 음의 편차값을 보였으며, 음의 NAO 패턴을 보였다(Figure 2.15 (a)). JanH1 기간에는 음의 NAO가 유지되었지만, JanH2 기간에는 유럽지역에 음의 편차값만 95% 수준에서 유의한 값을 보였다. 그리고 JanH1 기간에서만 우리나라 주변으로 음의 Z500 편차값(유의하지 않음)을 보였다.

Figure 2.15 (b)을 보면, 12월 바이칼호 부근에서 음의 Z500 편차값이 나타나는 경우에 MSLP 값은 해당 지역에서 음의 편차이며(유의하지 않음) 강설이 많을 가능성을 보인다. 이후 JanH1 기간에는 유의한 양의 MSLP 편차가 바이칼호 주변에 나타났으며 이는 대륙고기압의 발달을 의미한다. 이후 JanH2 기간에는 다시 음의 편차로 전향되었다. 이와 더불어 같은 조건에서 T2M 변수의 합성장을 보면 12월에는 바이칼호 북서쪽에서 음의 편차를 보였으며, JanH1 기간이 되어야 바이칼호에서부터 우리나라까지 음의 T2M 편차값이 95% 수준에서 유의한 것으로 나타났다. 그리고 JanH2 기간이 되면 다시 유의한 값을 보이지 않으며 오히려 약한 양의 편차값으로 변하였다.

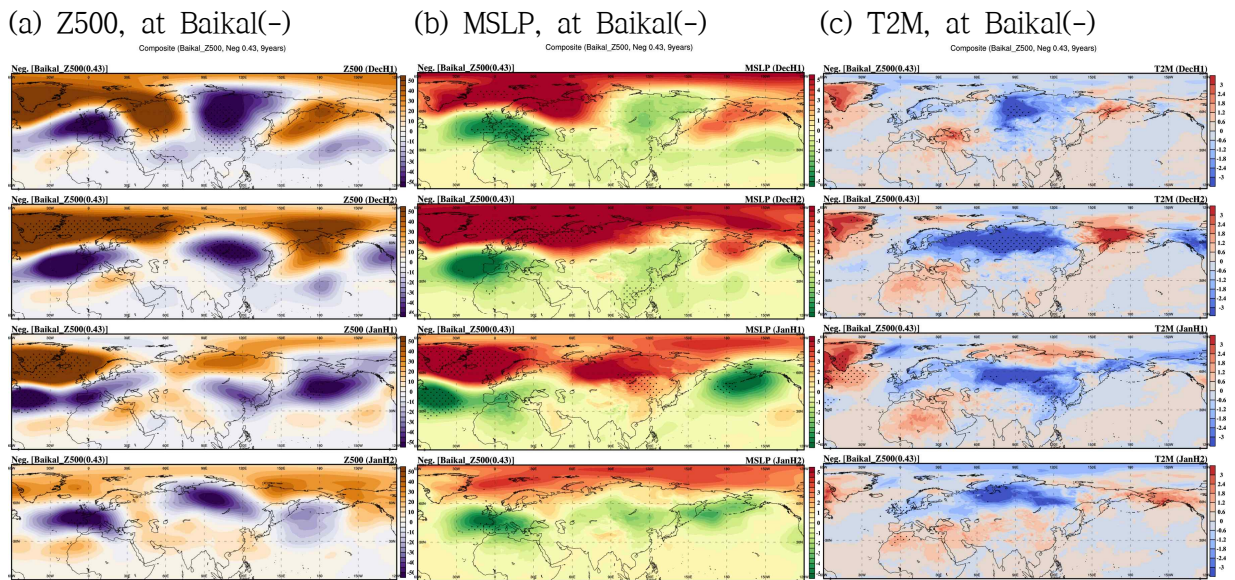


Figure 2.15. Composites of (a) geopotential height at 500 hPa, (b) mean sea level pressure, and (c) 2m temperature anomalies for years when the Baikal index was below normal. The analysis period is divided into 15–16 day intervals: DecH1 from December 1 to 15, DecH2 from December 16 to 31, JanH1 from January 1 to 15, and JanH2 from January 16 to 31. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student’s t-test.

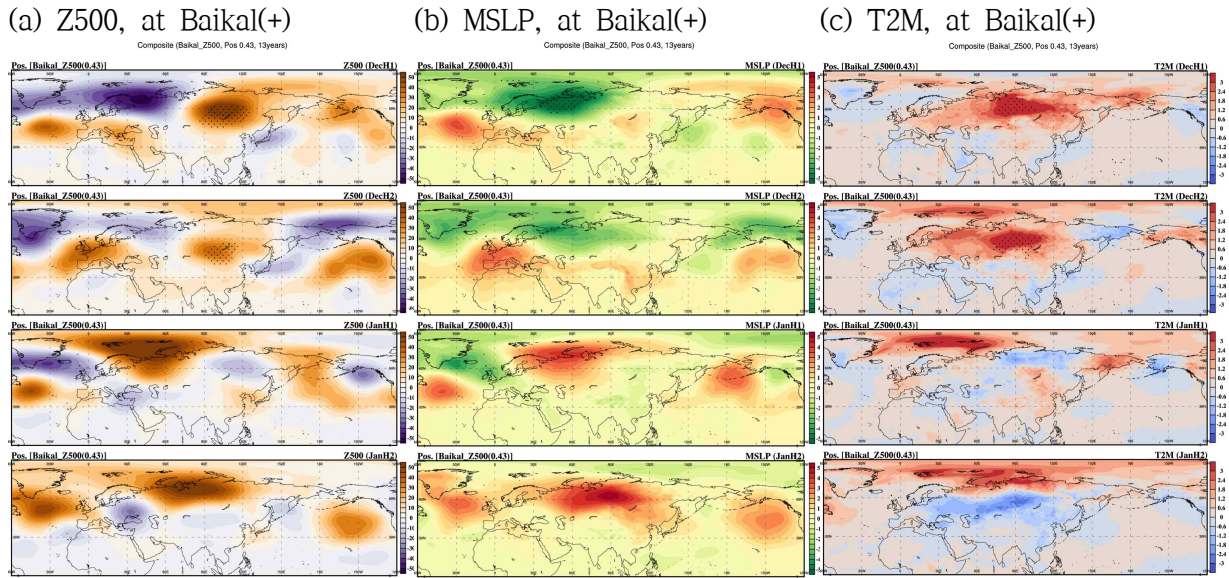


Figure 2.16. The same as in Figure 2.15 but for Baikal index was above normal.

Figure 2.16은 양의 Baikal 예측인자가 발생한 13개년도에 대한 합성장을 나타낸 것이며, 해당하는 연도는 1995년과 1999년, 2003년, 2005년, 2006년, 2007년, 2011년, 2013년, 2014년, 2015년, 2016년, 2017년, 2021년이다. 12월에 양의 Baikal 예측인자 값이 나타나는 경우 Baikal 예측인자를 정의한 것과 마찬가지로 DecH1과 DecH2 기간 모두 바이칼 부근에서 유의한 양의 편차값을 보였지만 NAO 패턴은 유의하지 않은 약한 양의 NAO의 패턴을 보였다(Figure 2.16 (a)). JanH1 기간에는 우리나라를 중심으로 약한 양의 Z500 편차값이 나타났다. MSLP 합성장을 보면 우리나라 주변으로 유의한 값을 보이지 않았으며, T2M 편차 합성장에서 분석 기간에 우리나라 주변에서 유의한 값이 나타나지 않았다(Figure 2.16 (a), (b)).

Figure 2.17은 12월 Baikal 예측인자와 눈덮임 편차 사이의 월별 회귀분석 결과이다. 12월 유럽과 바이칼호 남쪽 중국과 우리나라 지역으로 음의 상관관계를 보였으며, 이러한 패턴은 1월에도 유지되었다. 즉, 바이칼호 부근의 음의 Z500 편차는 유럽과 동북아시아 지역의 많은 눈덮임과 상관이 있으며, 이를 통해 12월과 1월 시베리아 지역과 동북아시아 지역의 지표 기온 하강과 대륙고기압 발달에 영향을 주는 것으로 분석된다.

이러한 분석을 통해 12월 바이칼호 주변 음의 Z500 편차값은 1월 초반 시베리아 지역 대륙고기압의 발달과 밀접한 관련이 있으며, 같이 기간 시베리아 지역과 우리나라 지역으로 지표 기온이 하강하는 원인으로 보인다. 그리고 해당 지역의 12월과 1월의 눈덮임 증가를 통해 1월 초반까지 지연되어 나타나는 대륙고기압의 발달과 지표 기온 하강을 설명할 수 있다. 반면, 12월 바이칼호 주변 양의 Z500 편차값이 나타나면 대륙고기압의 약화와 우리나라 기온과의 유의한 상관관계를 찾기 어려웠다.

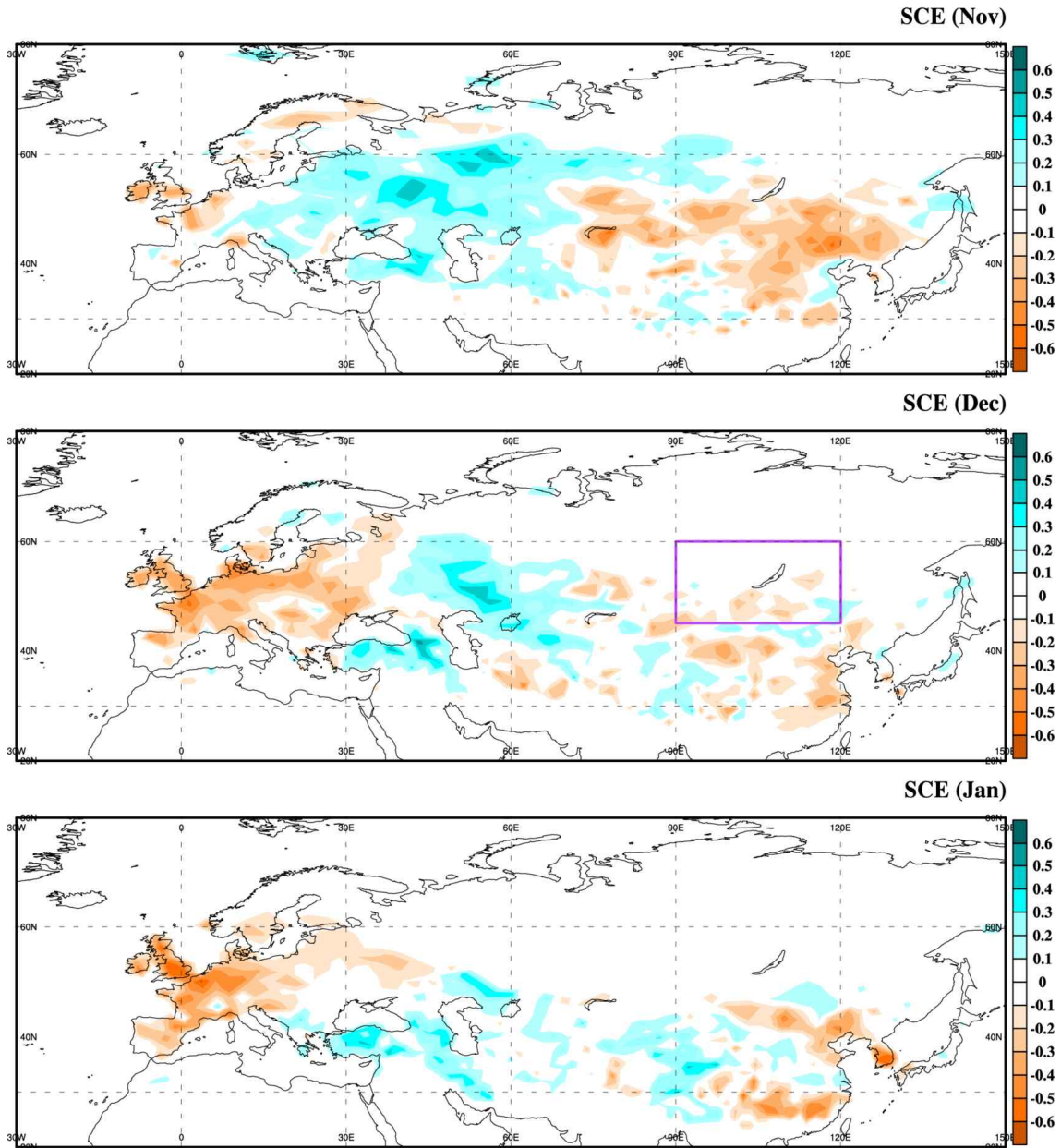


Figure 2.17. Regression coefficients of November-to-January snow cover extent anomalies onto the December Baikal index. The purple box indicates the Baikal index region.

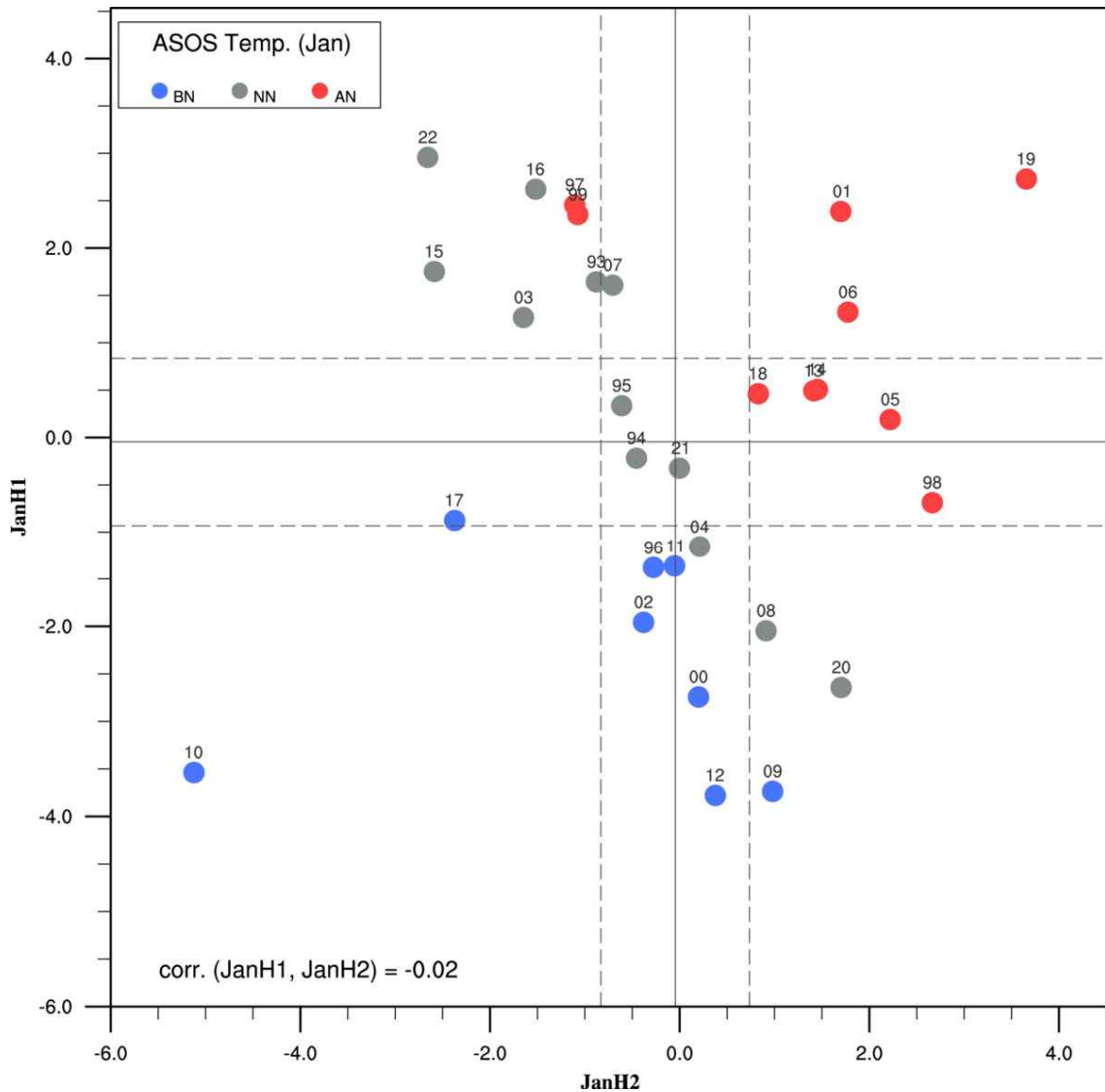


Figure 2.18. The same as in Figure 2.10 but for the scatter plot between JanH1 (from January 1 to 15) and JanH2 (from January 16 to 31).

앞에서 분석한 바에 따르면, 12월의 예측인자로 인해 1월 전반부까지만 유의한 역학관계가 있음을 보였다. 하지만 해당 예측인자는 1월 전체 평균기온과도 상관관계가 높게 나타난 바 있으므로 해당 원인을 분석하기 위해 1월 전반과 후반을 나누어서 산포도로 나타내 보았다 (Figure 2.18). Y-축은 1월 전반(1일~15일, JanH1)의 우리나라 기온 평균이며, X-축은 1월 후반(16일~31일, JanH2)의 우리나라 기온 평균값이다. 색상은 우리나라 1월 기온을 3분위로 나누어 평년보다 낮은 기온은 파란색, 평년과 비슷하면 회색, 평년보다 높으면 붉은색으로 표시하였고, 각각의 점 위에 표시한 숫자는 해당연도(-1년 기준)의 끝 2자리이다.

JanH1과 JanH2 기간을 나누어 우리나라 평균 기온은 구해보았을 경우 그 둘의 상관관계가 -0.02로 서로 관련이 없는 것으로 나타났다(Figure 2.18). 이는 1월 전반과 후반에 각각 서로 관련이 없는 다른 기후인자의 영향을 받는 것으로 판단된다. 세부적으로 보면 우리나라 1월 기온이 평년보다 낮은 경우는 8번 있었으며, 그중 7번의 사례에서 JanH1 기간이 평년보다 낮았

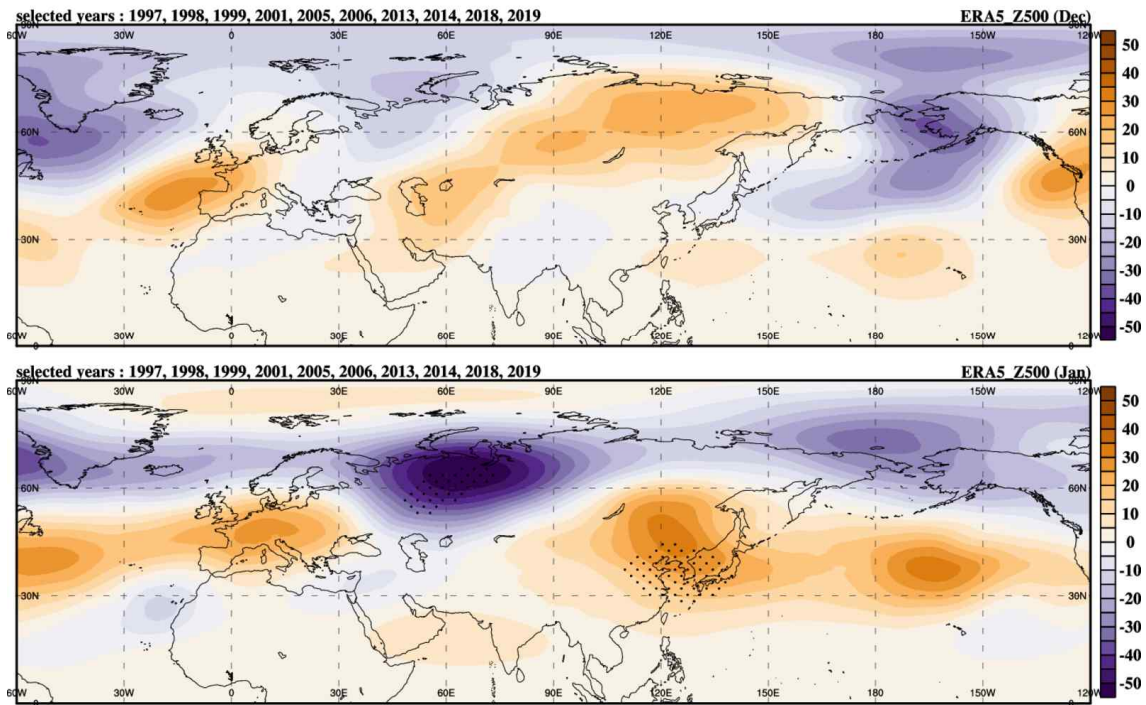
다. 반대로 1월 기온이 평년보다 높은 경우는 10번 있었으며, 그 사례 중 5번만 JanH1 기간에 평년보다 기온이 높았다. JanH2 기간으로 보면 1월 기온이 평년보다 낮으면서 JanH2 기간의 기온 또한 낮은 경우는 2번이며, 1월 기온이 평년보다 높으면서 JanH2 기간 동안 기온이 높은 경우는 10번의 사례 중 8번이다.

이를 통해 1월 전반부에 기온이 낮은 경우는 1월 전체 기간의 기온 또한 낮을 것이라고 판단이 가능하며(상관계수는 0.72), 1월 후반부에 기온이 높은 경우에는 1월 전체 기간 기온 또한 높을 것으로 전망할 수 있다(상관계수는 0.67). 이 연구에서 분석하고 있는 NAO like 패턴과 동북아시아로의 파동전파의 영향이 1월 전반부의 낮은 기온에만 유의한 상관관계를 보이는 이유 중 하나이다.

이러한 1월 기온 예측인자의 비정상성을 추가로 분석하기 위해 1월 기온이 평년보다 높은 경우와 낮은 경우로 나누어 합성장 분석을 수행하였다(Figure 2.19). 1월 기온이 평년보다 높은 해는 1997년과 1998년, 1999년, 2001년, 2005년, 2006년, 2013년, 2014년, 2018년, 2019년이며 Figure 2.19 (a)에 12월과 1월의 Z500 편차 합성장을 각각 나타내었다. 이 경우 1개월 전인 12월 합성장에서는 예측인자로 사용할 수 있는 유의한 영역이나 파동 형태가 나타나지 않는 것을 알 수 있다.

1월 기온이 평년보다 낮은 해는 1996년과 2000년, 2002년, 2009년, 2010년, 2011년, 2012년, 2017년이며 Figure 2.19 (b)에 12월과 1월의 Z500 편차 합성장을 나타내었다. 이 경우 유럽과 바이칼호 부근에서 음의 편차값이 95% 수준에서 유의한 것으로 나타났으며, 앞서 선택한 EU와 Baikal 예측인자의 영역과 비교적 일치하는 것을 알 수 있다. 그리고 그린란드 지역의 양의 편차 값은 크게 나타났지만 유의하지는 않은 것으로 보이며, 이것은 NAO가 바로 1월 기온의 1개월 선행 예측인자로 사용하기 어려운 이유로 보인다.

(a) Composite [Z500(Dec and Jan) | Warm Jan (10 years)]
Composite (Jan_AN | 10years)



(b) Composite [Z500(Dec and Jan) | Cold Jan (8 years)]
Composite (Jan_BN | 8years)

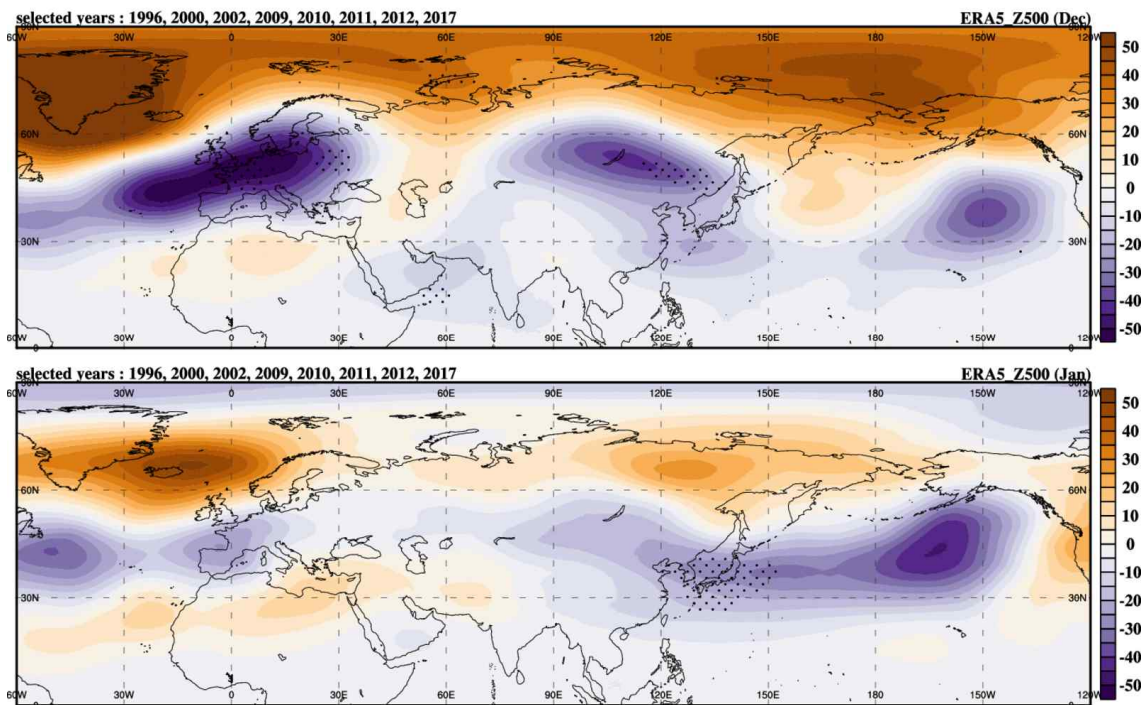


Figure 2.19. Composites of geopotential height at 500 hPa anomalies for December and January in years when the January ASOS temperature was (a) above normal and (b) below normal. The dots denote regions significant at the 95% confidence level based on the Student's t-test.

(a) Composite (NAO(+))
Composite (NAO [Li2003_1.5_Pos], 54days)

(b) Composite (NAO(-))
Composite (NAO [Li2003_1.5_Neg], 74days)

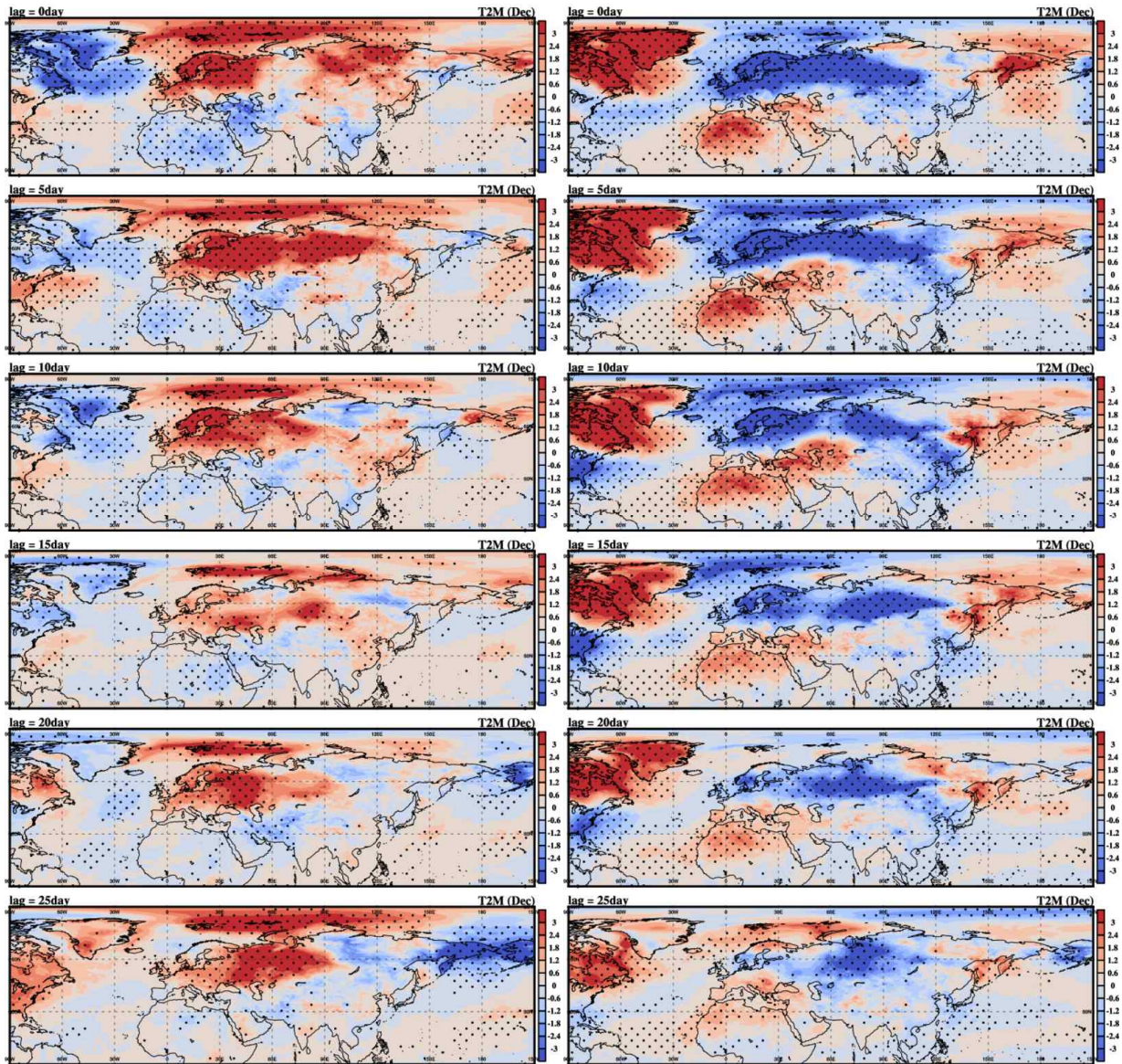


Figure 2.20. Composites of 2m temperature anomalies for the days when the daily NAO_2003 index in December was (a) greater than 1.5σ and (b) less than -1.5σ , along with the 5-day lagged anomalies up to 25 days.

NAO의 지속기간과 페이즈에 따른 영향의 비정형성을 확인하기 위해 12월의 일별 NAO_2003을 계산하고, 1.5σ (-1.5σ)보다 큰(작은) 날과 그 이후 5일 간격으로 일평균 T2M 변수의 합성장을 구하였다(Figure 2.20). NAO_2003가 1.5σ 보다 큰 경우 해당 일자와 +25일 이후까지 유럽지역에서 양의 T2M 편차가 유지되는 것을 볼 수 있으나, 우리나라 주변은 +15일 까지만 약한 양의 편차값이 유지됨을 보였다.

반면 NAO_2003이 -1.5σ 보다 작은 경우 해당 일자와 +25일까지 우리나라 주변으로 음의 T2M 편차가 유지되는 것을 보였다. 이는 NAO 자체가 음의 페이즈일 경우 지속 기간이 상대적으로 긴 것과 함께 동아시아 지역에서 눈덮임과 시베리아 고기압 발달 등으로 우리나라 주변

으로 더 오랜 기간 영향을 주는 것으로 분석된다. 결국 12월의 NAO 발달은 충분히 1월 초반까지 우리나라 기온에 영향을 줄 수 있음을 알 수 있다.

2.3.4. 예측인자의 검증 및 활용 방법

이 연구에서 제시한 신규 예측인자인 EU 및 Baikal을 우리나라 1월 기온 예측에 활용하기 위해 강도와 우리나라 기온의 3분위 결과 별로 나누어 검증을 수행하였다. 먼저 EU 예측인자의 강도를 $\pm 0.3 \sigma$ 와 $\pm 0.4 \sigma$, $\pm 0.5 \sigma$, $\pm 0.6 \sigma$, $\pm 0.7 \sigma$ 기준으로 평년보다 높거나 비슷, 낮은 경우로 나누었으며, 각각의 사례에 해당하는 우리나라 1월 기온이 평년보다 높거나 비슷, 낮은 경우를 맞출 확률을 구하였다(Table 2.1). EU 예측인자의 강도 기준과 상관없이 평년보다 비슷하거나 큰 경우에는 우리나라 1월 기온이 비슷하거나 큰 경우를 맞출 확률이 50%보다 작았다. 반면 EU 예측인자가 -0.3σ 보다 작은 사례가 9번이며, 이때 우리나라 1월 기온이 평년보다 낮은 사례는 5번으로 56%의 예측성을 보였고, 예측인자의 강도가 -0.7σ 보다 작은 경우로 변경하면 예측성이 71%로 상승하는 것을 보였다.

Baikal 예측인자의 경우에도 동일하게 모든 강도 기준에서 평년보다 비슷하거나 큰 경우에 우리나라 1월 기온이 비슷하거나 큰 경우를 맞출 확률이 50% 이하였다(Table 2.2). 반면 Baikal 예측인자가 -0.3σ 보다 작은 경우 우리나라 1월 기온이 낮을 확률이 50% 였으며, 강도 기준을 -0.7σ 로 변경하면 예측성이 63%로 증가하였다.

앞선 연구결과에서 EU와 Baikal 예측인자를 함께 고려하였을 경우 음의 NAO 발달 후 지속성 증가와 동북아시아로의 파동전파가 명확하게 나타났다. 따라서 EU와 Baikal 예측인자를 함께 고려하여 우리나라 1월 기온에 대한 예측성을 검증해 보았다(Table 2.3). 예측인자의 강도 기준과 상관없이 평년과 비슷하거나 높은 사례의 경우 우리나라 기온이 비슷하거나 높은 경우를 맞출 확률은 50% 이하로 나타났다. 하지만 EU와 Baikal 예측인자 모두 -0.4σ 이하인 경우는 모두 6번의 사례가 있었으며, 이때 우리나라 1월 기온이 평년보다 낮은 사례는 5번으로 83%의 높은 예측성을 보였다.

Table 2.1. Predictability of the January ASOS temperature based on the EU index, with the January ASOS temperature divided by 0.43 sigma, and the EU index divided into intervals of 0.1 sigma from 0.3 to 0.7 sigma for verification.

Index level	ASOS Temperature Hit Rate		
	AN	NN	BN
0.3 σ	39% (5/13)	25% (2/8)	56% (5/9)
0.4 σ	42% (5/12)	30% (3/10)	63% (5/8)
EU 0.5 σ	46% (5/11)	36% (4/11)	63% (5/8)
0.6 σ	40% (4/10)	33% (4/12)	63% (5/8)
0.7 σ	43% (3/7)	38% (6/16)	71% (5/7)

Table 2.2. The same as in Table 2.1 but for Baikal index.

Index level	ASOS Temperature Hit Rate		
	AN	NN	BN
0.3 σ	39% (5/13)	43% (3/7)	50% (5/10)
0.4 σ	39% (5/13)	50% (4/8)	56% (5/9)
Baikal 0.5 σ	39% (5/13)	50% (4/8)	56% (5/9)
0.6 σ	40% (4/10)	50% (6/12)	63% (5/8)
0.7 σ	38% (3/8)	50% (7/14)	63% (5/8)

Table 2.3. The same as in Table 2.1 but for the case considering both the EU and Baikal indices.

Index level	ASOS Temperature Hit Rate		
	AN	NN	BN
0.3 σ	29% (2/7)	0% (0/2)	63% (5/8)
0.4 σ	29% (2/7)	33% (1/3)	83% (5/6)
EU + Baikal 0.5 σ	33% (2/6)	33% (1/3)	83% (5/6)
0.6 σ	33% (1/3)	20% (1/5)	83% (5/6)
0.7 σ	50% (1/2)	33% (3/9)	83% (5/6)

일반적으로 계절예측에 사용하는 해수면 온도와 눈덮임, 해빙 변수의 경우에는 자체 메모리 기간이 길어서 변화가 적고 비교적 오랫동안 원격 상관관계가 나타나는 경향이 있다. 하지만 이 연구에서 예측인자로 사용한 중위도의 대기변수는 물론이며, 북대서양지역에서 가장 큰 영향을 주는 NAO도 20일 전후의 수명을 가지고 있으므로 1개월 이상의 선행 예측인자를 찾기 어렵다. 따라서 1개월 선행 예측인자를 활용할 방안을 추가로 구상하였다.

APCC의 3개월 예측을 위한 예보토의는 매월 14일 전후로 이루어지고 있다. 이때 확보할 수 있는 자료는 해당 월의 1일에서 10일 전후의 재분석 자료가 있으며, 11일부터는 계절내 예측 모델의 예측결과를 사용할 수 있을 것이다. ECMWF 계절내 예측 모델의 경우 Z500 변수를 사용한 +10일~+15일 평균 NAO 예측의 경우 상관관계수가 0.7을 보이면서, 중위도 지역에서도 높은 예측 성능을 보여주었다(Feng et al., 2021). 이렇게 재분석 자료와 계절내 예측모델의 결과에서 예측인자를 각각 계산하고 날짜에 따른 가중치를 적용한 후 결합하여 예측에 사용할 수 있을 것이다.

이렇게 EU와 Baikal 예측인자를 생성하며, 앞서 검증한 예측인자의 강도를 기준으로 1월 기온을 예측하기 위한 순서도를 Figure 2.21에 나타내었다. 먼저 12월 EU 예측인자가 -0.4σ 이하이면 Baikal 예측인자가 -0.4σ 이하인 경우에는 1월 기온이 평년보다 낮다고 예측할 수 있다. 반대로 EU 예측인자가 -0.4σ 보다 높거나 Baikal 예측인자가 -0.4σ 보다 높은 경우에는 1월 기온이 평년과 비슷하거나 높을 것으로 예측할 수 있다.

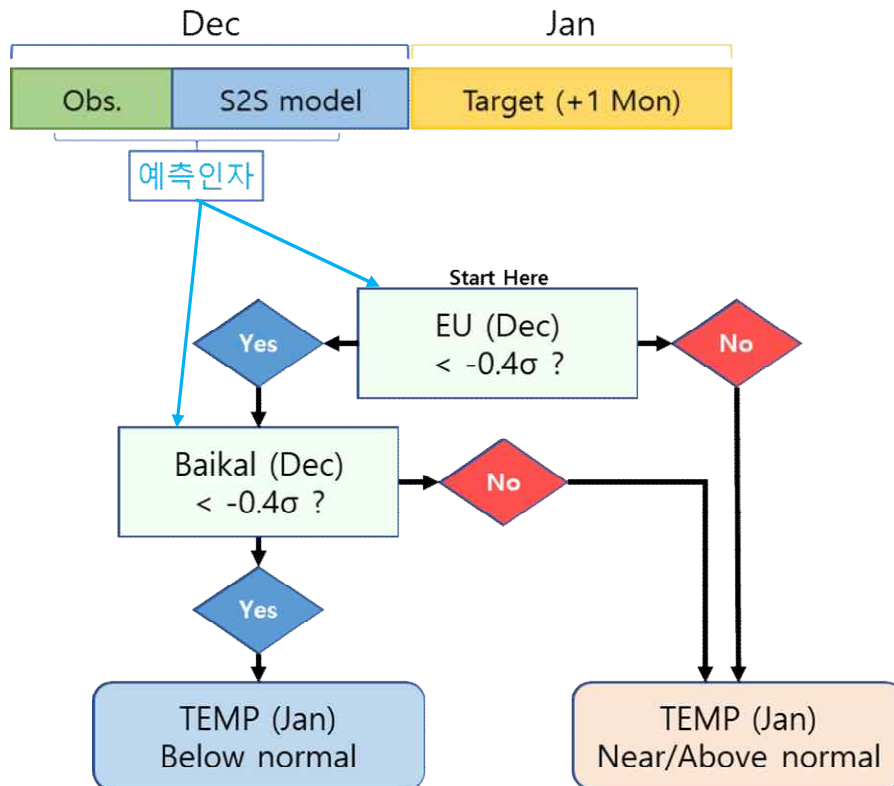


Figure 2.21. Flowchart of the process for generating December indices and utilizing the EU and Baikal indices.

2.4. 요약

이 연구에서는 우리나라 1월 기온을 예측하기 위해 12월의 북대서양 SST와 중위도의 대기변수, 눈덮임에서 예측인자를 탐색하였다. 그 결과 5개의 잠재 예측인자를 선정하였으며, 5개의 잠재 예측인자는 모두 12월의 NAO like 패턴과 밀접한 관련이 있음을 보였다. 그중 전체 기간에서 일관되게 높은 예측성을 보이는 2개(EU, Baikal)의 예측인자를 선정하였다. 이 두 예측인자는 12월에 발달하는 음의 NAO와 관련이 높으며, 유럽지역을 거쳐 바이칼호 주변 지역으로 파동전파가 강하게 진행되는 경우 두 예측인자 모두 평년보다 낮은 값을 가지게 된다. 12월에 이러한 파동전파를 통해 바이칼호 부근의 상층에 음의 편차가 발달하고, MSLP는 음의 값을 보이면서 강설이 증가할 호조건을 만들고, 실제 해당 지역의 눈덮임 편차가 증가하는 것을 보였다. 또한 Baikal 예측인자는 12월 시베리아 지역의 지표 기온이 하강하는 것과 높은 상관관계를 보였으며, 이후 1월 전반에 바이칼호부터 중국내륙과 우리나라 지역으로 대륙고기압 발달 및 기온 하강과 유의한 상관관계가 있음을 보였다(Figure 2.22, Figure 2.23).

우리나라 1월 기온은 전반과 후반의 평균값이 서로 상관관계가 없는 것으로 나타났으며, 이는 1월 전반과 후반에 각각 서로 관련이 없는 다른 기후요소의 영향을 받는 것으로 판단된다. 이 연구에서 선정한 중위도의 파동전파와 관련된 예측인자의 경우 역학과정 분석 시 1월 전반에만 영향을 주는 것으로 나타났다. 다만 1월 전반 기온이 낮은 경우에는 1월 전체 기간의 기온이 낮을 확률이 70%에 이르며, 제한적이지만 1월 기온이 낮은 경우에 한하여 예측인자로 활용할 수 있을 것이다. 또한, 1개월 선행 예측인자를 실제 예보 업무에 활용하기 위해서는 예보 토의가 실시되는 시점에서 예측인자를 생산해야 한다. 이를 위해 해당 월의 재분석 자료와 계절내 예측모델의 결과를 함께 사용하여 보다 정확한 예측인자를 생산하는 방안을 제안하였다.

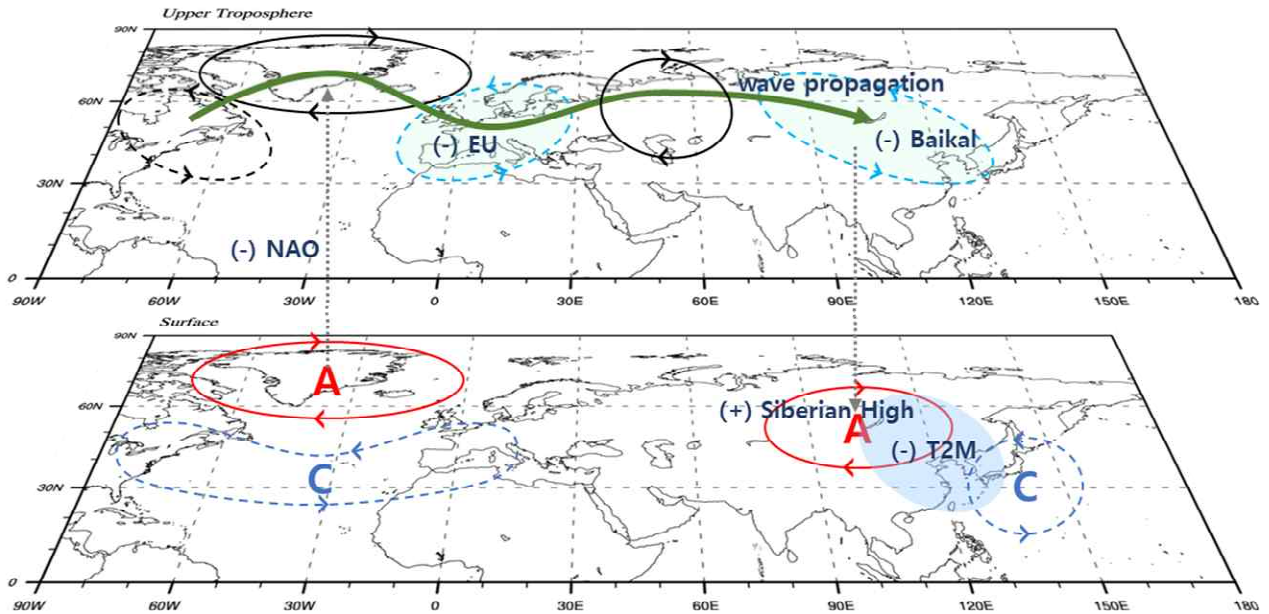


Figure 2.22. Schematic diagram showing the development of the negative NAO, its associated wave propagation, and the resulting temperature decrease over Northeast Asia.

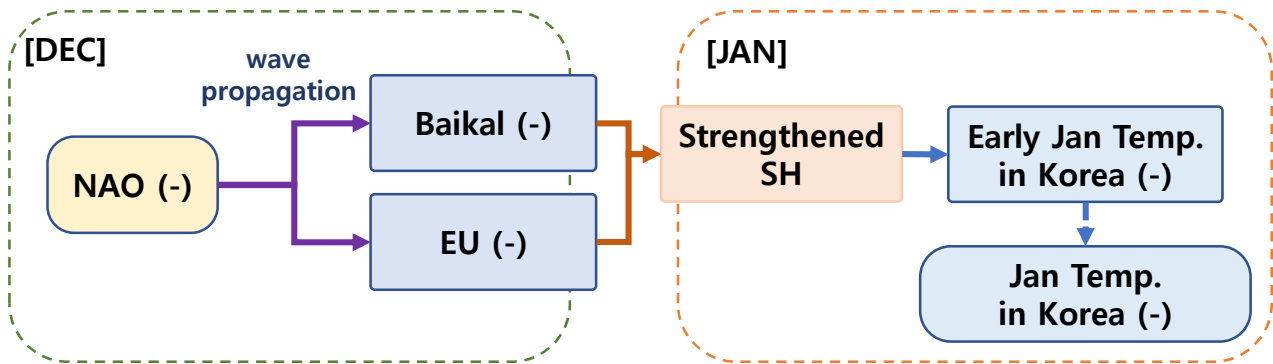


Figure 2.23. Schematic diagram providing a simplified explanation of the diagram in Figure 2.22.

3. 겨울철 예측인자 선정 및 역학과정 분석을 통한 기후 감시·분석 정보 개선

3.1. 연구배경

엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)은 열대 태평양에서 발생하는 가장 큰 규모의 기후 변동성으로 전 지구의 기상 및 기후에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 특히 엘니뇨에 의한 열대 태평양의 강수 반응은 원격상관을 통해 우리나라를 포함한 동아시아의 겨울철 기후시스템에 영향을 준다. 엘니뇨의 영향으로 발생한 북서태평양의 강수 감소와 동반된 상층 저기압 편차는 로스비 파 전파를 통해 동아시아에 고기압성 편차를 유도한다. 그 결과 동아시아의 고기압 순환 서쪽에 위치한 남풍 편차가 따뜻하고 습한 공기를 수송하여 우리나라는 초겨울(11-12월)에 평년보다 기온이 높고 강수가 많은 경향이 있다. 그러나 이러한 엘니뇨 원격상관은 계절내 변동성이 크기 때문에 1월이 되면 약화되어 우리나라 1월 기후 예측에 활용하기 어렵다. 그러므로 우리나라 1월 기후 예측에 활용할 수 있는 선행 예측인자를 선정하고 관련 원격상관 역학을 이해할 필요가 있다.

2023년 연구를 통해 우리나라 1월 기온 예측인자로 12월 북태평양 진동(North Pacific Oscillation; NPO)과 관련 역학과정을 제시하였다. 12월 북태평양 진동은 북서태평양 음의 강수 강화, 편서풍 약화로 발생한 바람-증발-해수면온도 피드백 발생과 같은 두 가지 메커니즘으로 우리나라 1월 기온이 상승하는데 영향을 줄 수 있다. 또한 12월 북태평양 진동 인자를 활용하면 우리나라 12월 기온 뿐만 아니라 한 달 지연된 1월 기온 예측성 역시 향상되었다. 추가적으로 사후분석을 통해 2023년 12월에 관측된 북태평양 진동이 2024년 1월 우리나라에 발생한 기록적인 고온에 영향을 주었음을 제시하였고 실제 예측에 활용될 수 있을 것으로 기대된다. 그러나 여전히 우리나라 1월 강수 예측인자가 부족하여 예측에 어려움을 겪고 있고, 인도양 변동성의 영향은 지금까지 잘 알려지지 않았다. 그러므로 본 연구에서는 우리나라 겨울철, 특히 1월 강수 예측을 위한 선행 예측인자로 12월 서인도양 해수면온도 지수를 제시하고 한 달 지연 원격상관 역학을 분석하였다. 또한 12월 서인도양 해수면온도 지수를 이용하여 우리나라 1월 강수 예측성을 평가하고, 추가적으로 2024년 12월 서인도양 해수면온도와 전 지구 현황을 바탕으로 우리나라 1월 기온 예측에 활용 가능성을 제시한다.

3.2. 자료

3.2.1. 종관기상관측시스템 자료

우리나라의 겨울철 기후 변동성을 살펴보기 위해 기상청에서 제공하는 종관기상관측시스템(Automated Synoptic Observing System, ASOS)의 62개 지점에서 관측된 자료를 평균하여 월 평균 기온과 강수를 분석하였다.

3.2.2. 재분석 자료

National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Reanalysis 2(NCEP-DOE R2; Kanamitsu et al. 2002)에서 제공하는 월 평균 대기 자료를 사용하였다. 또한 전 지구 강수 변동을 살펴보기 위해 월 평균 Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation(CMAP; Xie and Arkin, 1997)을 사용하였다. 대기와 강수 자료의 수평 해상도는 2.5° 이다. 해수면온도는 월 평균 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5; Huang et al. 2017) 자료를 사용하였으며 2° 의 수평 해상도를 가진다. 분석 기간은 1979/80년부터 2021/22년까지 43년이고, 겨울철 기후 변동성을 보기 위해 12월과 1월에 대해 분석하였다. 그리고 모든 변수의 월별 기후 평균(climatology)과 선형 장기추세(linear trend)가 제거되었다.

3.2.1. Linear Baroclinic Model (LBM)

12월 서인도양 해수면온도에 의해 발생한 1월 동인도양 강수를 처방하여 그로 인한 대기의 반응을 보기 위해 LBM의 dry version이 사용되었다(Watabe and Kimoto, 2000). LBM은 비단열 가열에 대한 대기 순환장의 변화를 모의하는 단순한 전 지구 역학 모형이며, 원시방정식의 선형화된 모델이다.

3.3. 결과

3.3.1. 예측인자 선정

우리나라 62개의 지점에서 관측된 겨울철 월별 기온과 강수를 평균하여 이를 선행하는 열대 인도양 해수면온도 지수들과의 상관성을 분석하였다. 특히 열대 인도양 해역을 서인도양(western Indian Ocean; WIO, 50° -70° E, 10° S-10° N), 동인도양(eastern Indian Ocean; EIO, 90° -110° E, 10° S-0°), IOD (Indian Ocean Dipole; 서인도양과 동인도양의 차이) 모드, 북인도양(northern Indian Ocean; NIO, 40° -100° E, 0° -20° N) 해수면온도로 세분화하고(Figure 3.1), 지수들간 상관성을 계산하였다(Table 3.1).

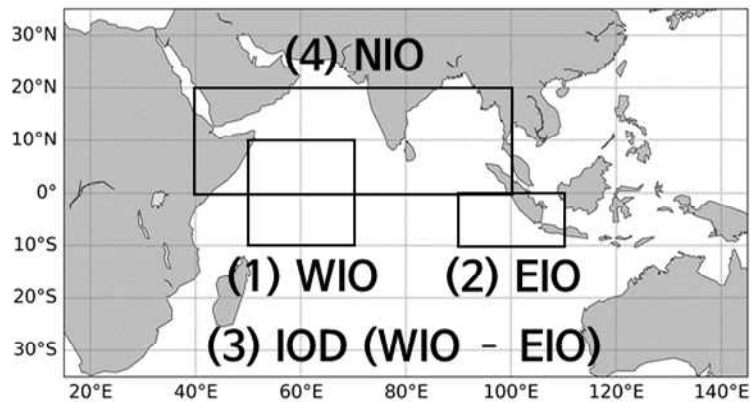


Figure 3.1. The SST indices in the western Indian Ocean (WIO), eastern Indian Ocean (EIO), Indian Ocean Dipole (IOD), and northern Indian Ocean (NIO) region are indicated by the black-outlined rectangles.

서인도양과 동인도양의 해수면온도 지수는 9, 10, 11월에 음의 상관관계를 가지지만 12, 1, 2월에는 강한 양의 상관관계를 나타낸다. 두 지수가 가을철에 음의 상관관계를 가지는 것은 서인도양과 동인도양의 해수면온도가 서로 다른 부호를 가지는 IOD 모드 발생과 관련이 있으며, 이후 겨울철에는 열대 인도양에 IOB (Indian Ocean Basin) 모드가 발생하여 양의 상관관계를 가지게 된다. 서인도양 해수면온도 지수는 IOD 모드와 높은 양의 상관관계를 보이고 11월에 최대를 나타낸다. 두 지수의 양의 상관관계는 유의미하지만 점점 약화되며, 2월이 되면 상관성이 사라진다. 동인도양 해수면온도 지수는 IOD 모드와 높은 음의 상관관계를 보이며 특히 가을철에 상관계수가 -0.8 이상으로 지속되다가 점점 약해진 뒤 2월에 다시 상관관계가 강해진다. 북인도양 해수면온도 지수는 IOD 모드와 양의 상관관계를 가지며 10월과 11월에 상관계수 0.55로 최대를 나타낸다. 이후 두 지수의 상관성이 약해져 2월이 되면 거의 0에 가까워진다. 이처럼 열대 인도양의 해수면온도는 해역에 따라 특성이 다르기 때문에, 이를 고려하여 각각의 인도양 해수면온도 지수와 우리나라 기온, 강수의 상관성을 분석하였다.

Table 3.1. Correlation coefficients of WIO, EIO, IOD, NIO SST indices and temperature, precipitation anomalies over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of *(**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.

CORR	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEB
WIO and EIO	-0.14 (0.05)	-0.35* (-0.12)	-0.40** (-0.26)	0.49** (0.35*)	0.70** (0.44**)	0.70** (0.31*)
WIO and IOD	0.60** (0.46**)	0.75** (0.60**)	0.83** (0.72**)	0.60** (0.45**)	0.50** (0.56**)	0.07 (0.48**)
EIO and IOD	-0.86** (-0.86**)	-0.88** (-0.87**)	-0.85** (-0.86**)	-0.40** (-0.68**)	-0.27* (-0.50**)	-0.66** (-0.68**)
NIO and IOD	0.27* (0.17)	0.55** (0.38*)	0.55** (0.28*)	0.39* (0.14)	0.32* (0.29*)	-0.07 (0.19)

서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 월별 동시·지연 상관관계를 나타내었다(Table 3.2). 11월 서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 12월 강수가 0.33의 유의미한 상관계수를 가지는 것을 제외하면 전반적으로 서인도양 해수면온도와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 상관성은 낮은 것으로 나타났다. 마찬가지로 동인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수 역시 유의미한 동시·지연 상관관계를 보이지 않았다(Table 3.3). 서인도양과 동인도양의 해수면온도 차이로 정의되는 IOD 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 상관성을 보면, 11월 IOD 지수와 우리나라 1월 강수가 0.32의 유의미한 한 달 지연 상관관계를 가지며 다른 경우에는 유의미하지 않은 것으로 나타났다(Table 3.4). 또한 북인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수는 유의미한 동시·지연 상관관계를 보이지 않았다(Table 3.5). 그러므로 열대 인도양 해수면온도와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 단순 상관관계는 유의미하지 않으며, 열대 인도양의 영향을 이해하기 위해 추가적인 분석이 필요하다.

Table 3.2. Lead-lag correlation coefficients of WIO SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of *(**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.

CORR		TEMP			PRCP		
		DEC	JAN	FEB	DEC	JAN	FEB
WIO	SEP	0.14 (-0.02)	0.09 (-0.01)	-0.09 (0.22)	0.12 (-0.14)	0.18 (0.24)	0.16 (0.08)
	OCT	0.15 (-0.08)	0.20 (0.10)	0.07 (-0.08)	0.12 (-0.23)	0.14 (0.21)	0.12 (0.00)
	NOV	0.20 (-0.04)	0.25 (0.16)	0.20 (0.07)	0.33* (0.02)	0.24 (0.37*)	0.22 (0.12)
	DEC		0.24 (0.14)	0.15 (-0.01)		0.29 (0.49**)	0.24 (0.15)
	JAN			0.20 (0.07)			0.21 (0.10)

Table 3.3. Lead-lag correlation coefficients of EIO SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of *(**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.

CORR		TEMP			PRCP		
		DEC	JAN	FEB	DEC	JAN	FEB
EIO	SEP	-0.22 (-0.12)	-0.19 (-0.12)	-0.01 (0.07)	-0.09 (0.09)	-0.08 (-0.11)	0.14 (0.23)
	OCT	-0.16 (-0.02)	-0.17 (-0.09)	-0.09 (0.00)	-0.14 (0.08)	-0.09 (-0.12)	0.10 (0.20)
	NOV	-0.14 (-0.04)	-0.24 (-0.18)	-0.17 (-0.11)	-0.20 (-0.06)	-0.22 (-0.25)	0.03 (0.10)
	DEC		0.06 (-0.01)	-0.07 (-0.16)		0.03 (0.05)	0.18 (0.12)
	JAN			0.14 (-0.01)			0.07 (-0.08)

Table 3.4. Lead-lag correlation coefficients of IOD SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of *(**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.

CORR		TEMP			PRCP		
		DEC	JAN	FEB	DEC	JAN	FEB
IOD	SEP	0.25 (0.09)	0.20 (0.11)	-0.03 (-0.17)	0.13 (-0.16)	0.16 (0.22)	-0.03 (-0.16)
	OCT	0.19 (-0.02)	0.22 (0.12)	0.10 (-0.05)	0.16 (-0.18)	0.13 (0.21)	-0.01 (-0.16)
	NOV	0.20 (0.00)	0.29 (0.22)	0.22 (0.12)	0.32* (0.06)	0.27 (0.37*)	0.10 (-0.01)
	DEC		0.20 (0.12)	0.23 (0.15)		0.28 (0.33*)	0.09 (0.01)
	JAN			-0.10 (0.07)			0.19 (0.17)

Table 3.5. Lead-lag correlation coefficients of NIO SST index and temperature, precipitation indices over South Korea from September to February, respectively. The values of () represent the partial correlation coefficients after removing the NDJ Nino3.4 SST index. The symbols of *(**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.

CORR		TEMP			PRCP		
		DEC	JAN	FEB	DEC	JAN	FEB
NIO	SEP	0.09 (0.01)	0.09 (0.04)	0.04 (-0.02)	-0.09 (-0.23)	0.23 (0.25)	0.13 (0.09)
	OCT	0.07 (-0.10)	0.09 (0.00)	0.06 (-0.05)	-0.02 (-0.31*)	0.14 (0.18)	0.11 (0.02)
	NOV	0.20 (-0.01)	0.19 (0.09)	0.11 (-0.03)	0.14 (-0.21)	0.16 (0.25)	0.17 (0.06)
	DEC		0.20 (0.09)	0.13 (-0.01)		0.21 (0.31*)	0.16 (0.05)
	JAN			0.07 (-0.08)			0.10 (-0.02)

겨울철에는 엘니뇨와 관련된 열대 대기의 변동, 특히 북서태평양 대류 현상이 강제력으로 작용하여 우리나라의 겨울철 기온과 강수에 영향을 미치는 원격상관 패턴을 만드는 것으로 알려져 있고, 대표적인 우리나라 겨울철 예측인자로 활용되고 있다. 또한 전 세계적으로 현업에 사용되고 있는 역학모형은 열대 해수면온도와 엘니뇨에 대해 6개월 이상의 신뢰할 수 있는 예측성을 보이기 때문에 엘니뇨는 우리나라의 겨울철 예측인자로서의 활용성이 매우 크다. 다시 말해 우리나라의 겨울철 기온과 강수 변동성에는 엘니뇨의 영향이 상당히 강하여 열대 인도양 해수면온도의 독립적인 영향을 이해하기에 어려움이 있을 수 있다. 특히 엘니뇨와 인도양의 변동성은 대기와 해양을 통해 직·간접적으로 영향을 주고받으며 상호작용하는 것으로 알려져 있으며 높은 상관관계를 가진다. 그러므로 열대 인도양 해수면온도가 우리나라 겨울철 기온과 강수에 미치는 영향을 보기에 앞서, 엘니뇨와 인도양 해수면온도 인자들의 상관성을 분석하였다(Table 3.6).

11-1월을 평균한 Nino3.4 지수와 서인도양, 동인도양, IOD, 북인도양 해수면온도 지수의 월별 상관관계를 보면, 가을철과 겨울철 모두 전반적으로 유의미한 상관관계를 보인다. 서인도양 해수면온도의 경우, 엘니뇨와 양의 상관관계를 가지며 상관계수 0.75로 12월에 최대로 나타나 2월까지 지속된다. 동인도양 해수면온도는 가을철에는 음, 겨울철에는 양의 상관관계를 나타내며 2월에 가장 강해진다. IOD 지수는 엘니뇨 지수와 10, 11월에 강한 양의 상관관계를 보이다가 약화되고, 2월에 음의 상관관계로 전환된다. 북인도양 해수면온도 지수는 11월부터 엘니뇨 지수와 0.6 이상의 상관계수를 지속한다. 이처럼 인도양 해수면온도는 대부분의 기간에서 엘니뇨와 상관성이 매우 높고, 또한 엘니뇨는 우리나라 겨울철 기후에 큰 영향을 준다. 그러므로 부분 상관관계 분석(partial correlation analysis)을 통해 엘니뇨의 영향을 선형적으로 제거하여 인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 독립적인 상관성을 분석하였다.

Table 3.6. Correlation coefficients of WIO, EIO, IOD, NIO SST indices and NDJ Nino3.4 index from September to February, respectively. The symbols of *(**) denote the 95%(99%) confidence level based on the student t-test.

CORR (NDJ N34)	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEB
WIO	0.49**	0.62**	0.69**	0.75**	0.71**	0.72**
EIO	-0.37**	-0.43**	-0.33*	0.37*	0.66**	0.78**
IOD	0.54**	0.61**	0.60**	0.45**	0.15	-0.36*
NIO	0.24	0.48**	0.63**	0.64**	0.62**	0.63**

부분 상관계수 $r_{12.3}$ 은 변수 A_1 과 A_2 의 상관관계에서 변수 A_3 의 효과를 제거한 것으로 다음의 식으로 계산한다.

$$r_{12.3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{(1-r_{13}^2)(1-r_{23}^2)}}$$

여기서 r_{ij} 는 변수 A_i 와 A_j 의 선형 상관계수를 나타낸다.

부분 상관관계 분석을 통해 11-1월 평균 Nino3.4의 영향을 제거한 열대 인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 월별 동시·지연 상관관계를 계산하였다. 엘니뇨의 영향을 제거하면 서인도양 해수면온도 지수는 우리나라 겨울철 기온과 전반적으로 상관관계가 더 낮아진다(Table 3.2). 특히, 상관계수 0.33으로 유의미하게 나타난 11월 서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 12월 강수의 단순 상관관계는 엘니뇨의 영향을 제외한 부분 상관계수가 0.02로 상관성이 거의 사라진다. 반면에 11월 서인도양 해수면온도 지수는 두 달 지연된 우리나라 12월 강수와 부분 상관계수 0.37로 유의미하게 나타나며 상관관계가 높아진다. 또한 12월 서인도양 해수면온도 지수는 우리나라 1월 강수와 부분 상관계수 0.49로 매우 높은 상관관계를 나타낸다.

엘니뇨의 영향을 제거하면 동인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 부분 상관관계는 단순 상관관계와 비슷하거나 더 낮아지며 유의미하지 않게 나타난다. IOD 지수와 상관관계 역시 전반적으로 낮고, 11월 IOD 지수와 우리나라 12월 강수 사이의 유의미한 0.32의 상관계수는 엘니뇨가 제거되었을 때 상관관계가 거의 사라진다. 서인도양 해수면온도 지수와 결과와 유사하게 11월과 12월 IOD 지수가 우리나라의 1월 강수와 95% 유의미한 상관관계를 보인다. 엘니뇨의 영향을 제거하면 10월 북인도양 지수와 우리나라 12월 강수가 상관계수 -0.31, 12월 북인도양 지수와 우리나라 1월 강수가 0.31로 95% 유의미한 상관관계를 보이지만 그 외 다른 경우에는 상관관계가 낮게 나타난다.

열대 인도양의 해수면온도 지수들과 우리나라 겨울철 기온, 강수의 동시·지연 상관관계는 유의미하지 않은 편이며, 엘니뇨의 영향이 제거되었을 때 일부 부분 상관관계가 높아진다. 특히, 12월 서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 1월 강수는 부분 상관계수 0.49로 99%의 통계 수준으로 유의미하게 나타나 예측인자로의 활용 가능성을 제시한다. 그러므로 본 연구에서는 열대 인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 기온, 강수의 부분 상관관계에서 제시된 12월 서인도양 해수면온도 지수를 우리나라 1월 강수의 선행 예측인자로 선정하고 관련 역학 과정을 분석하였다. 그리고 12월 서인도양 해수면온도 지수를 예측에 활용하기 위해 우리나라 1월 강수에 대한 예측성을 검증하였다.

추가적으로, 우리나라 1월 기온과 강수를 선행하는 전지구 해수면온도, 강수, 대기순환의 공간 분포를 살펴보기 위해 회귀분석을 수행하였다. 먼저 우리나라 1월 기온은 열대 중·동태평양의 해수면온도가 상승하는 엘니뇨와 양의 상관성을 가지지만 유의미하지 않은 것으로 보인다(Figure 3.2). 이는 엘니뇨가 우리나라 12월 기온과 강수와 높은 상관성을 가지며 예측인자로 활용되는 것에 반해 우리나라 1월 기온, 강수와는 상관성이 거의 없다고 제시한 선행연구의

결과와 동일하다. 우리나라에 1월 기온이 상승하기 두 달 전인 11월에 서인도양에서 해수면온도 상승, 동인도양에서 해수면온도가 하강하는 IOD 패턴이 발생하고 점점 약화되다가 동시상관인 1월에는 열대 인도양 해수면온도 전체가 상승하지만 남반구에서만 통계적으로 유의미하게 나타난다.

우리나라 1월 기온과 엘니뇨의 상관성이 유의미하지 않기 때문에, 엘니뇨에 의한 강수 반응이 뚜렷하게 보이지 않았다. 11월에 동인도양에서 강수가 감소하고 이후 12월까지 지속되다가 1월이 되면 적도 인도양의 강수 상승, 해양성 대륙(Maritime continent)을 포함한 열대 서태평양의 강수 하강, 남반구 중태평양 강수가 상승하는 동서 방향의 삼중 구조 강수 패턴이 발생한다.

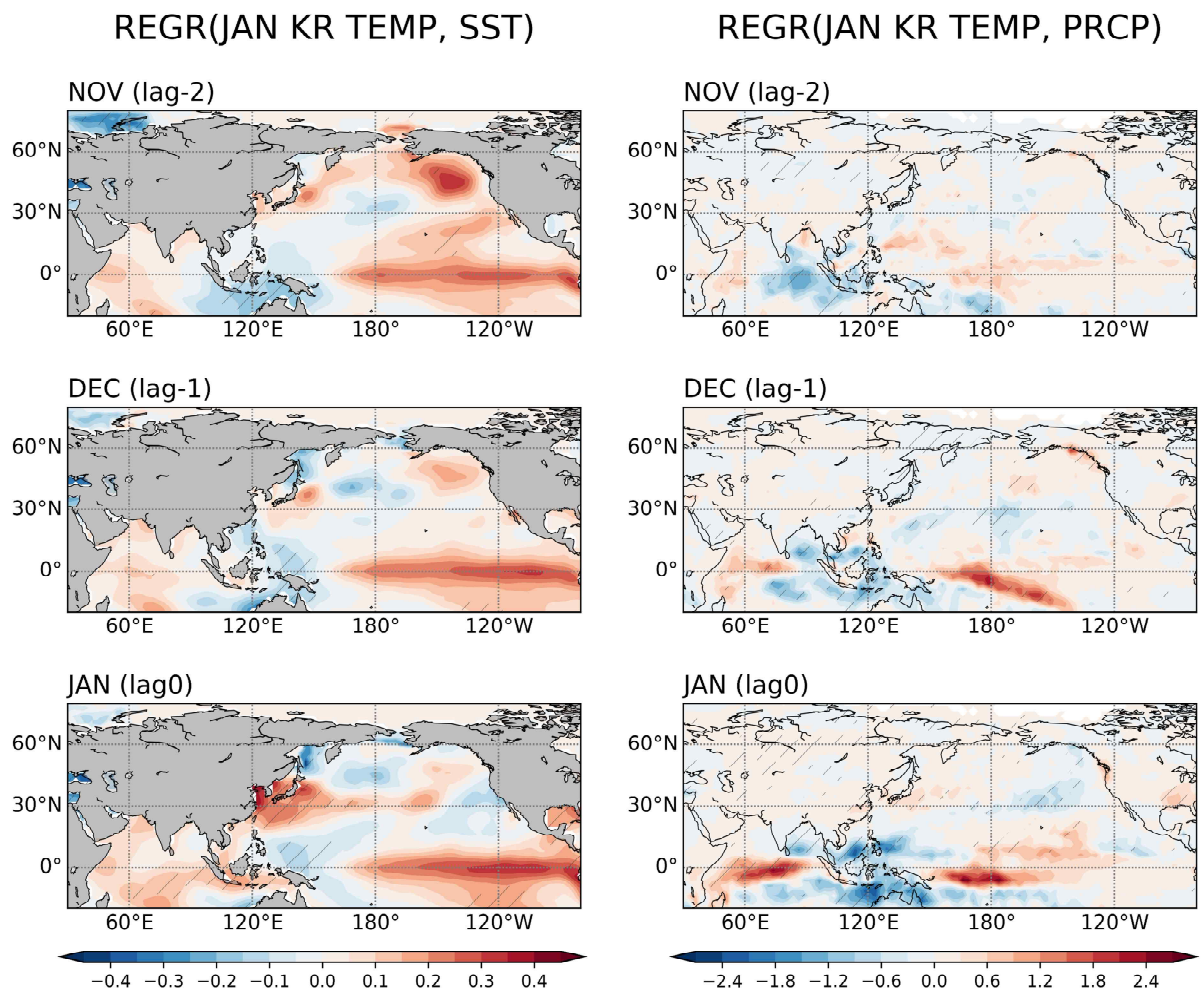


Figure 3.2. Regressed SST (left) and precipitation (right) anomalies in November, December, and January onto the January temperature index over South Korea, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

우리나라 1월 기온은 한 달 선행하여 12월에 발달한 중위도 북태평양의 고기압 편차와 유의미한 관련성을 보이며, 우리나라를 포함한 동아시아는 이 고기압 편차의 영향을 받게 된다. 또한 12월에 중위도 북태평양에 동서 방향으로 확장된 형태의 고기압 편차와 더불어, 60° N 부근에서 베링해를 중심으로 한 저기압 편차가 위치하여 북태평양 진동(North Pacific Oscillation; NPO)과 유사한 남북 방향의 쌍극자 패턴이 나타난다. 12월에 발생한 북태평양 진동과 우리나라 1월 기온의 관련성은 2023년 연구 결과를 통해 두 가지의 역학과정으로 제시되었으며, 예측성이 높아 우리나라 1월 기온 예측인자로의 활용성이 높을 것으로 예상된다. 12월에 북태평양 진동이 발생하면 중위도 북태평양에 위치한 고기압이 1월까지 지속되고 우리나라는 고기압의 서쪽에 위치한 남풍 편차 영향으로 열대의 따뜻하고 습한 공기가 유입되어 1월 기온이 평년보다 높게 관측된다. 이처럼 우리나라 1월 기온은 중·고위도의 변동성에 의한 영향이 뚜렷하지만 열대 해양 변동성의 영향은 크지 않은 것으로 보인다.

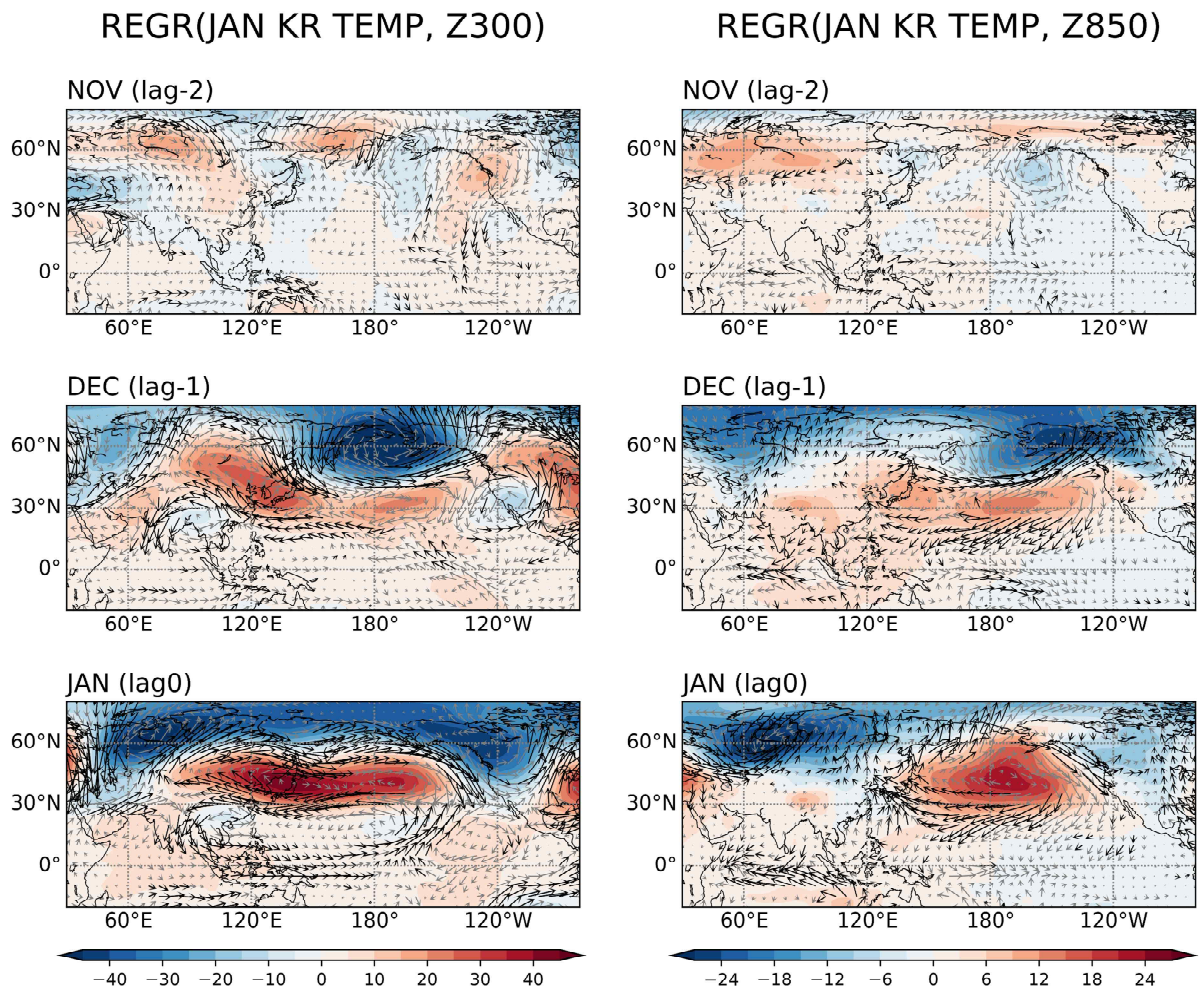


Figure 3.3. Regressed geopotential height, wind anomalies at 300 hPa (left) and 850 hPa (right) in November, December, and January onto the January temperature index over South Korea, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.

우리나라 1월 기온은 유의미하지 않지만 열대 태평양의 해수면온도 상승 패턴인 엘니뇨가 선행하는 것과 달리, 1월 강수는 열대 태평양의 해수면온도와 유의미한 관련성이 나타나지 않았다(Figure 3.4). 11월에 열대 인도양에서는 IOD 형태의 해수면온도 패턴이 나타나고 서인도양의 유의미한 해수면온도 상승은 12월까지 지속된다. 이후 동시상관으로 1월 열대 인도양의 해수면온도가 상승하지만 유의미하지 않게 나타난다. 우리나라 1월 강수와 11월 전지구 강수 관련성은 뚜렷하지 않고, 12월에 동인도양에서 강수가 감소된다. 1월에 열대 인도양에서 전반적으로 강수가 증가하지만 일부 지역에서만 유의미하게 나타난다.

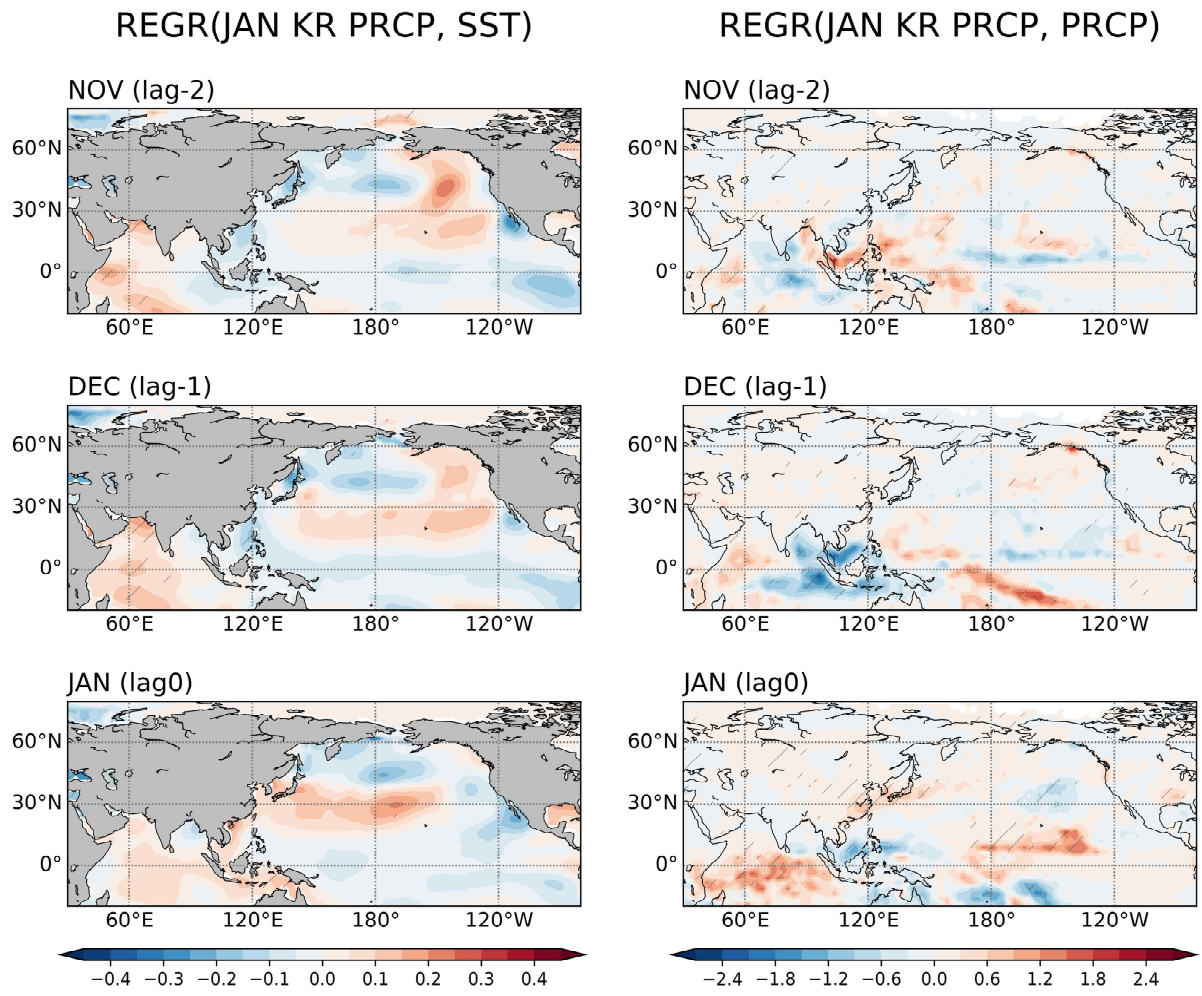


Figure 3.4. Regressed SST (left) and precipitation (right) anomalies in November, December, and January onto the January precipitation index over South Korea, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

우리나라 1월 강수 증가는 11월의 대기 패턴과 특별한 관련성을 보이지 않고, 12월이 되면 우리나라와 일본 지역에 고기압 편차가 약하게 발달한다(Figure 3.5). 중위도 북태평양에 저기압 편차가 위치하고 상층 대기에서 북미를 통과해 유럽 지역으로 이어지는 파동 전파가 나타난다. 동시상관인 1월에는 중위도 북태평양에 고기압 편차와 고위도에 저기압 편차가 위치하

며 남북 방향의 쌍극자 패턴이 관측된다. 우리나라는 하층 고기압 편차에 의한 서풍 편차의 영향으로 강수가 증가하는 것으로 보인다.

회귀분석의 결과를 통해 우리나라의 1월 기온, 강수와 이를 선행하는 열대 해양 변동성과의 관련성이 뚜렷하지 않은 것을 알 수 있다. 그러나 열대 인도양과 태평양 해수면온도의 상관성이 매우 높기 때문에 부분 상관분석을 통해 엘니뇨의 영향을 제거하면, 12월 서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 1월 강수는 통계적으로 유의미한 양의 상관관계를 나타내게 된다. 그러므로 엘니뇨 발생과 독립적으로 12월 서인도양 해수면온도가 어떻게 한 달 지연되어 우리나라 1월 강수에 영향을 주는지 역학과정을 이해할 필요가 있다.

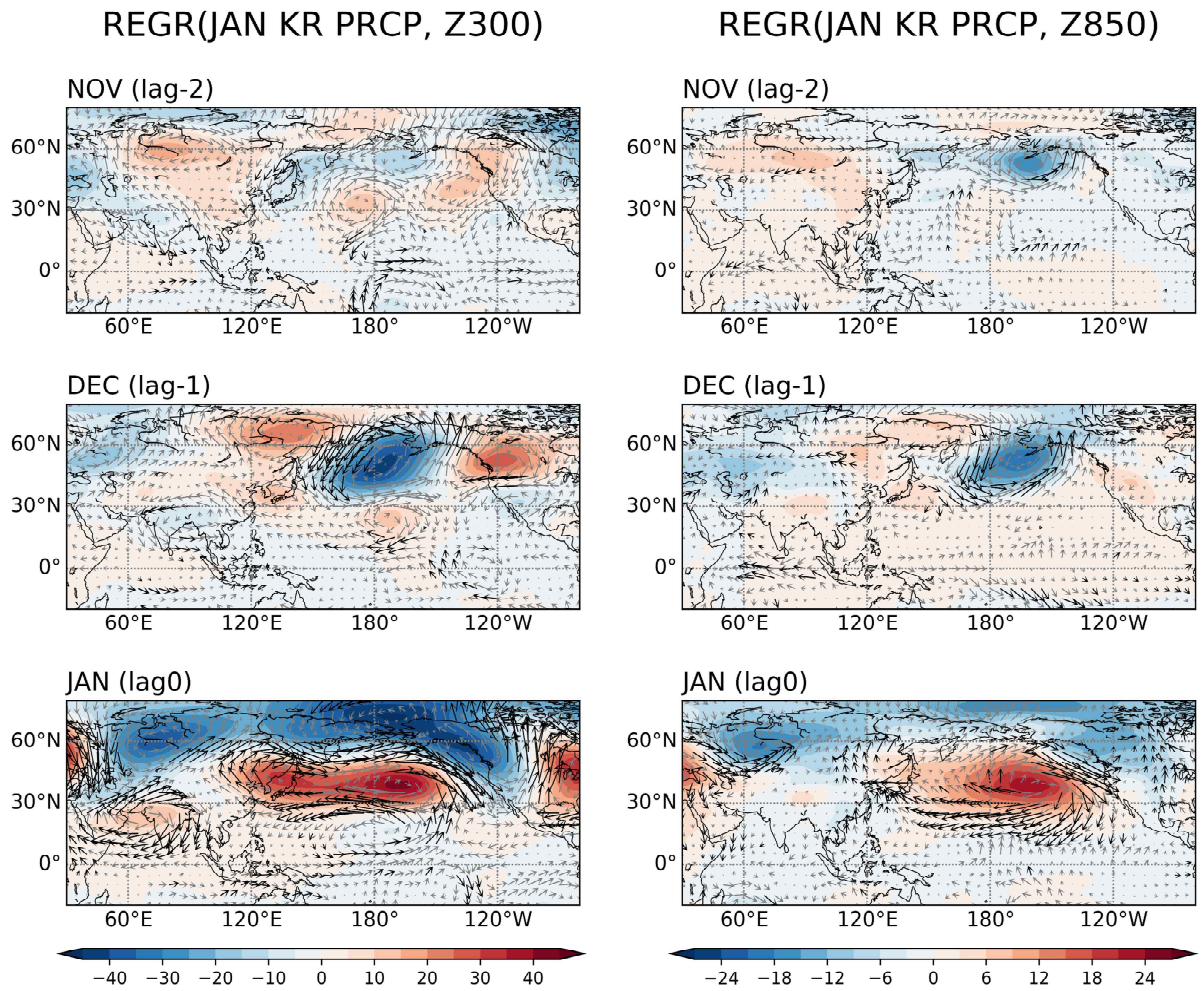


Figure 3.5. Regressed geopotential height, wind anomalies at 300 hPa (left) and 850 hPa (right) in November, December, and January onto the January precipitation index over South Korea, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.

3.3.2. 12월 서인도양 해수면온도의 원격상관 역학

12월 서인도양 해수면온도와 관련된 우리나라 12, 1월 강수에 동시·지연상관된 공간 패턴을 보기 위해 회귀분석을 수행하였다(Figure 3.6). 12월에 서인도양 해수면온도가 상승하면 동시상관으로 우리나라의 남쪽에 동서 방향으로 확장된 형태의 강수대가 위치하여, 우리나라의 강수 발생에 부분적으로 영향을 주게 된다. 이후 1월이 되면 강수대가 강화되어 우리나라와 중국 남동부 해안 지역, 일본 남부 지역에서 강수 증가가 더 뚜렷해진다. 그러나 12월 서인도양 해수면온도와 우리나라 12, 1월 강수는 단순 상관관계수가 각각 0.24, 0.29로 상관관계가 통계적으로 유의미하지 않게 나타난다(Table 3.2).

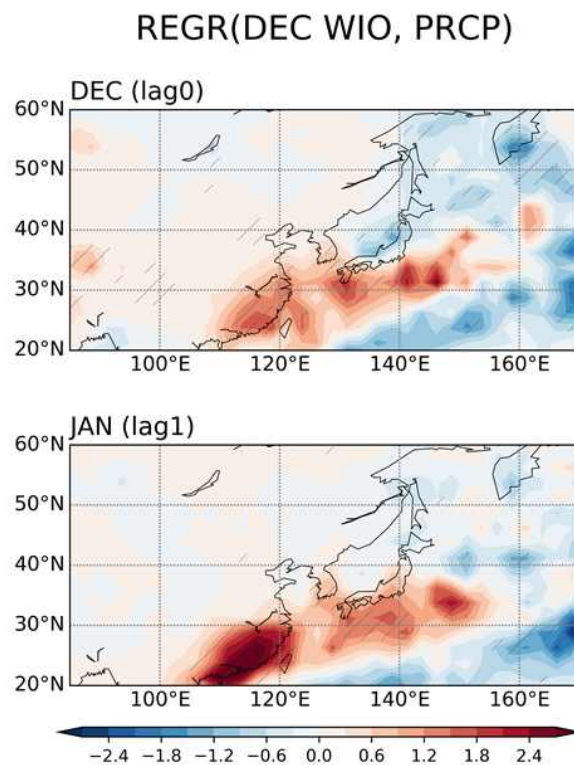


Figure 3.6. Regressed precipitation anomalies in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

앞서 열대 인도양 인자들과 엘니뇨 지수의 상관관계 분석에서 제시한 것처럼, 서인도양 해수면온도는 엘니뇨와 매우 높은 상관관계를 가지고 있다(Table 3.6). 12월 서인도양 해수면온도가 상승할 때 열대 중·동태평양의 해수면온도가 상승하는 엘니뇨가 뚜렷하게 발생하고, 열대 서태평양의 해수면온도는 하강한다(Figure 3.7). 그로 인해 엘니뇨에 의한 전형적인 강수 반응인 열대 서태평양에서 강수 감소, 중태평양에서 강수 증가가 발생한다. 이와 동시에 부분적

으로 열대 서인도양 지역의 강수가 증가하며 동서 방향으로 삼극자 형태의 강수 패턴이 나타난다.

이후 1월의 해수면온도 패턴은 12월과 유사하게 열대 인도양과 중·동태평양에서 해수면 온도 상승, 열대 서태평양에서 해수면온도가 하강한다. 그러나 선행연구에서 제시된 것처럼 12월과 1월의 해수면온도 패턴이 유사함에도 불구하고, 강수 편차의 경우 일부 차이가 있다. 1월에 열대 서태평양, 특히 북서태평양 지역의 음의 강수가 약화되고 중태평양 양의 강수가 강화되는데, 이러한 열대 강수 변동성의 변화는 동아시아로의 원격상관에 상당한 영향을 주는 것으로 알려져 있다.

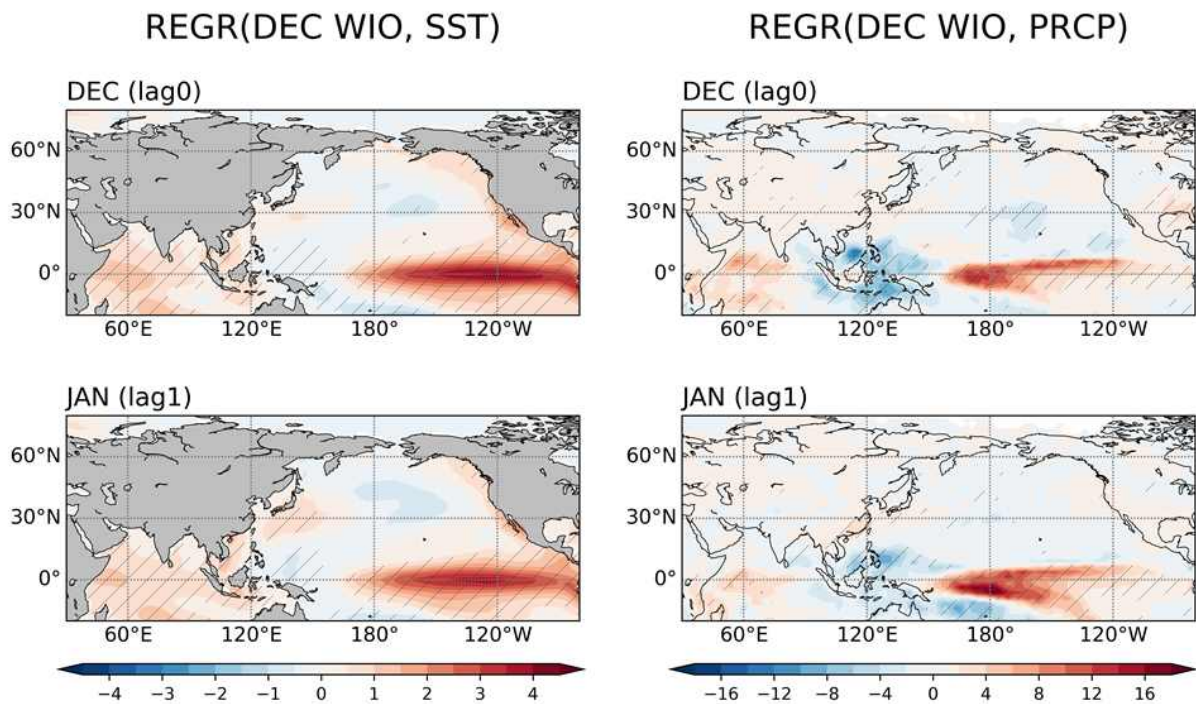


Figure 3.7. Regressed SST (left) and precipitation (right) anomalies in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

12월 서인도양 해수면온도 상승과 관련된 대기순환을 보면 우리나라를 포함한 동아시아 지역의 대기 상·하층에서 고기압 편차가 나타난다(Figure 3.8). 엘니뇨의 반응으로 북서태평양에 발달한 음의 강수는 대기 하층에 고기압, 상층에 저기압성 편차를 동반하고, 이 상층 저기압이 로스비 파동 전파를 통해 동아시아 지역의 고기압 편차를 발달시키는데 중요한 역할을 한다. 그 결과 하층 고기압 편차의 서쪽에서 남풍 기류가 유입되어 우리나라는 12월에 기온이 상승하고 강수가 증가하게 된다. 베링해의 남쪽에 위치한 저기압성 편차는 적도 중태평양에 발달한 양의 강수 영향으로 태평양/북미 순환 형태 (Pacific North America; PNA) 패턴 발생에 좋은 조건으로 작용한다. 12월 서인도양 해수면온도가 상승하면 페르시아 만을 중심으로 상층 고

기압이 발달하고, 중국 남동부 지역에 저기압 편차가 위치하여 동서 방향으로의 파동 전파 형태가 나타난다.

이후 1월이 되면 우리나라에 영향을 주는 동아시아 고기압이 12월에 비해 약화되지만 지속되어 대기 하층에서는 남풍 편차가 우리나라에 부분적으로 유입된다. 이는 엘니뇨와 관련된 동아시아 고기압이 12월에 강하게 발달하지만, 1월에는 북서태평양 음의 강수가 약화되면서 동아시아 고기압이 거의 소멸하게 된다고 제시한 선행연구의 결과와 다르게 나타난다. 그러므로 12월 서인도양 해수면온도 상승은 엘니뇨의 영향으로 1월에 소멸하는 동아시아 고기압이 지속되는데 기여하는 것으로 생각할 수 있다.

그러나 열대 서인도양 해수면온도와 엘니뇨의 상관관계가 매우 높고, 지금까지 제시된 결과에서는 두 인자의 영향이 복합적으로 섞여 있기 때문에 각각의 인자가 독립적으로 우리나라 겨울철 기후에 미치는 영향을 이해할 필요가 있다. 또한 12월 서인도양 해수면온도 지수는 엘니뇨의 영향을 제거하면 우리나라 1월 강수와 부분 상관관계수 0.49로 매우 높은 상관관계를 가지기 때문에 예측인자로의 활용 가능성이 있다. 그러므로 12월 서인도양 해수면온도가 어떻게 우리나라 1월 강수에 영향을 줄 수 있는지 상세 역학과정을 분석하고 예측성을 평가하는 것이 중요하다.

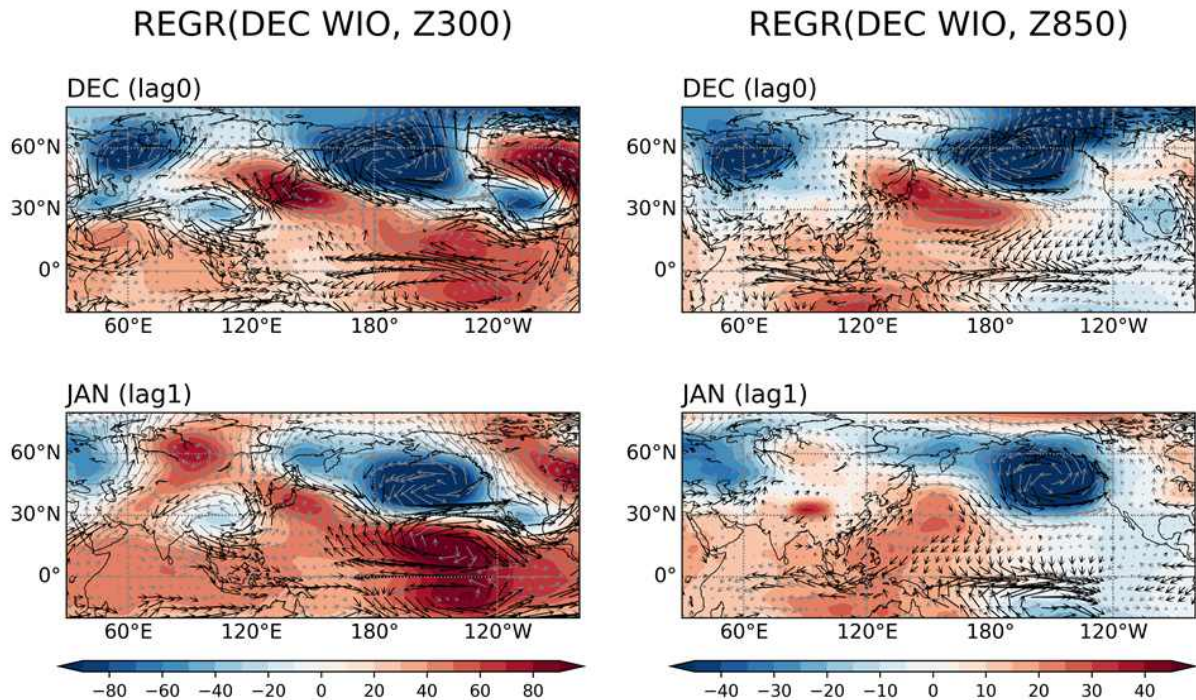


Figure 3.8. Regressed geopotential height, wind anomalies at 300 hPa (left), 850 hPa (right) in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

다중 회귀분석(multiple regression analysis)을 통해 선형적으로 11-1월 평균 엘니뇨의 영향이 제거된 12월 서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 12, 1월 기온, 강수의 관련성을 분석하였다(Figure 3.9). 먼저 11-1월 평균 Nino3.4 지수와 관련된 12, 1월 해수면온도 패턴을 보면 열대 중·동태평양에서 해수면온도의 상승이 나타나지만 열대 인도양 해수면온도는 유의미한 변동을 보이지 않았다. 반면 12월 서인도양 해수면온도의 상승과 관련된 해수면온도 패턴에서 열대 태평양의 해수면온도 변동이 뚜렷하지 않아 서인도양 해수면온도와 엘니뇨의 영향이 다중 회귀분석을 통해 잘 분리된 것을 알 수 있다. Nino3.4 지수를 사용하였기 때문에 적도 동태평양에 일부 유의미한 양의 해수면온도 편차가 남아있지만, 동태평양이 포함된 Nino3 지수를 사용하여 다중 회귀분석을 수행하여도 결과가 크게 다르지 않았다(그림 미제시). 12월에 서인도양 뿐만 아니라 동인도양을 포함한 열대 인도양 지역 전반에서 해수면온도가 상승하고, 이러한 해수면온도 상승은 1월에도 유의미하게 지속된다.

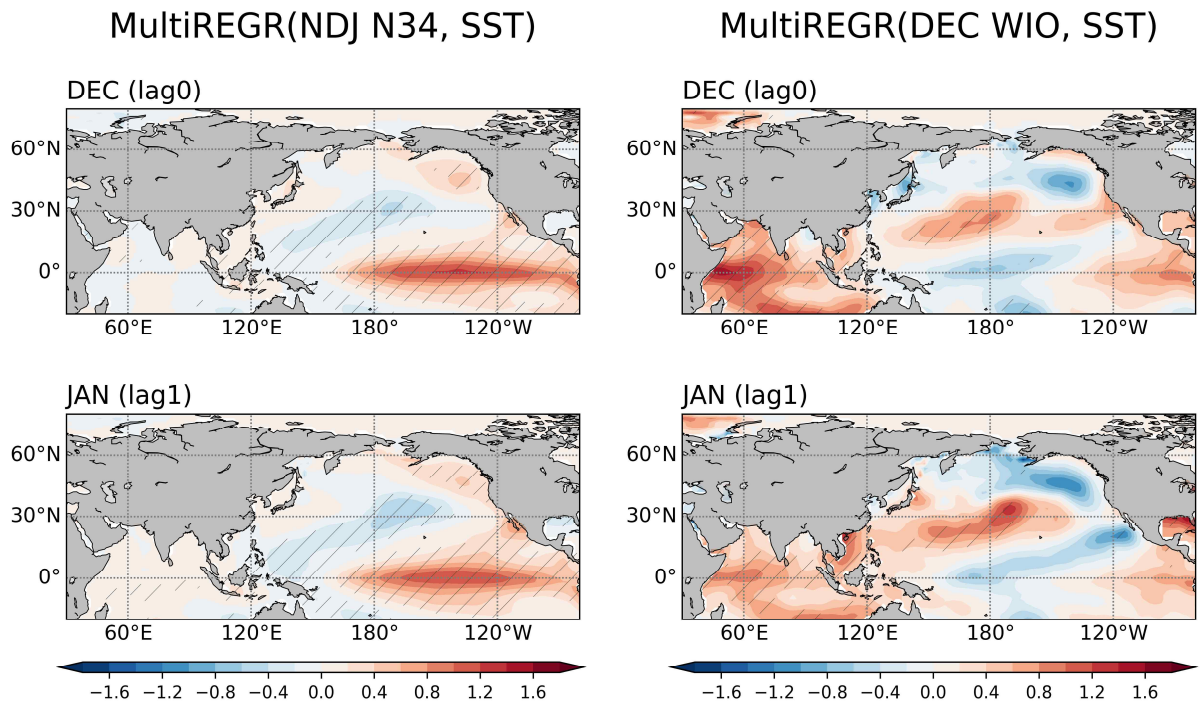


Figure 3.9. Multiple regressed SST anomalies in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

엘니뇨의 반응으로 열대 중태평양에 강수 증가, 서태평양에 강수 감소가 나타난다. 그러나 Figure 3.7에서 제시된 12월 서인도양 해수면온도 지수에 의한 강수 회귀분석 결과와 달리, 열대 서인도양 해수면온도의 영향을 제거한 엘니뇨 자체의 영향만으로는 인도양에서 유의미한 강수 변동이 발생하지 않게 된다. 12월 서인도양 해수면온도 지수와 전지구 강수의 관련성을 보면, 동시상관으로 12월에 인도양의 0° -10° N와 15° -30° S 지역에서 양의 강수가 뚜렷하고 동인도양을 비롯한 해양성 대륙은 음의 강수가 발달한다.

한 달 뒤 1월이 되면 인도양의 북반구에 위치하던 강수는 다소 약해지지만, 남반구에서는 강수의 범위가 동서 방향으로 확장되고 더 강화된다. 특히 남반구 동인도양 지역은 엘니뇨의 영향으로 1월에 강수가 감소하는 경향이 있지만, 12월 서인도양 해수면온도는 이 지역의 강수를 증가시키며 서로 다른 영향을 주는 것으로 보인다.

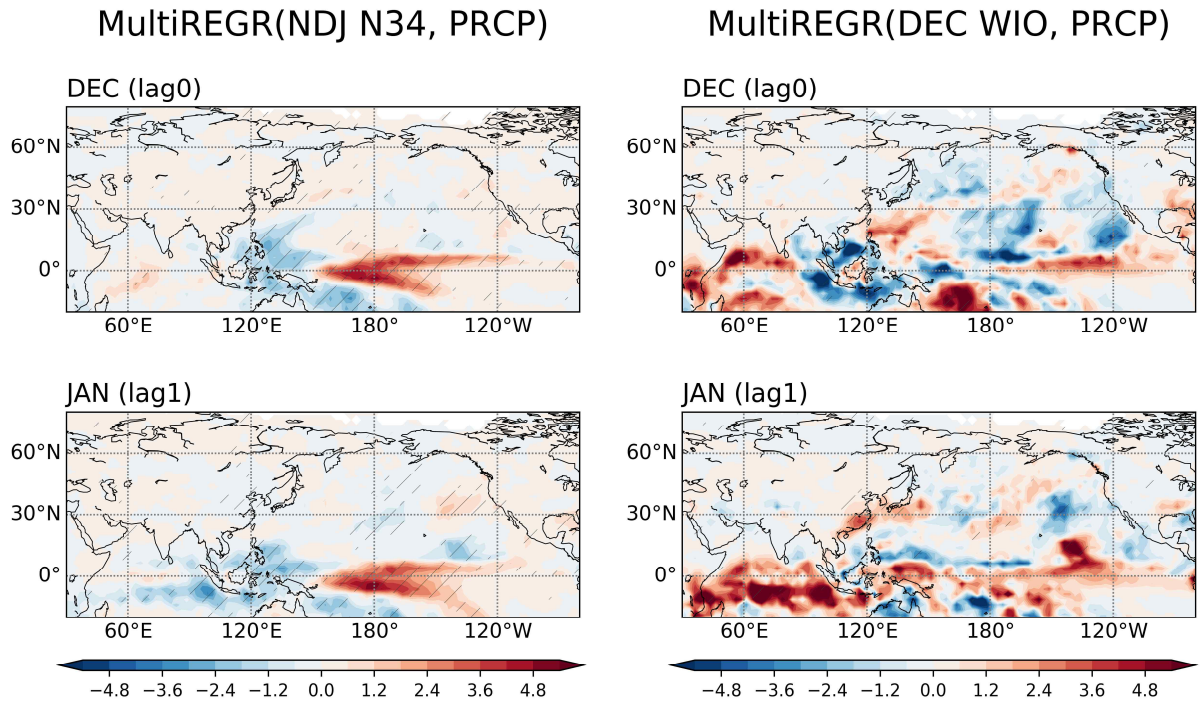


Figure 3.10. Multiple regressed precipitation anomalies in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

엘니뇨와 관련된 대기순환을 보면, 12월에는 우리나라를 포함한 동아시아 지역의 상층에 고기압이 발달하고 이후 1월에는 Figure 3.10에서 제시된 것처럼 북서태평양에서 발달한 음의 강수가 약화되면서 동아시아 고기압이 사라지게 된다(Figure 3.11). 12월 서인도양 해수면온도에 의한 영향으로 동시상관으로는 시베리아 일대와 일본의 남동쪽에서 상층 고기압이 발달한다. 이 때 상층 대기 패턴은 대서양에서 유라시아를 거쳐 북미 서안으로 이어지는 대기 파동 전파 형태가 뚜렷하게 나타난다. 앞서 12월 서인도양 해수면온도 지수의 회귀분석 결과와 마찬가지로 페르시아 만을 중심으로 한 상층 고기압 편차가 발달하고 중국 남동부 지역에서 유의미하지는 않지만 저기압 편차가 위치하여 동아시아로의 파동 전파 가능성을 보여주고 있다. 반면 1월이 되면 12월 서인도양 해수면온도의 영향으로 아라비아 해의 대기 상층에 강한 고기압 편차가 발달하고, 중국 내륙에 약한 저기압 편차, 그리고 우리나라를 포함하여 일본에 중심을 둔 고기압 편차가 발달하여 12월에 비해 대기 파동 전파가 더 뚜렷하게 나타난다.

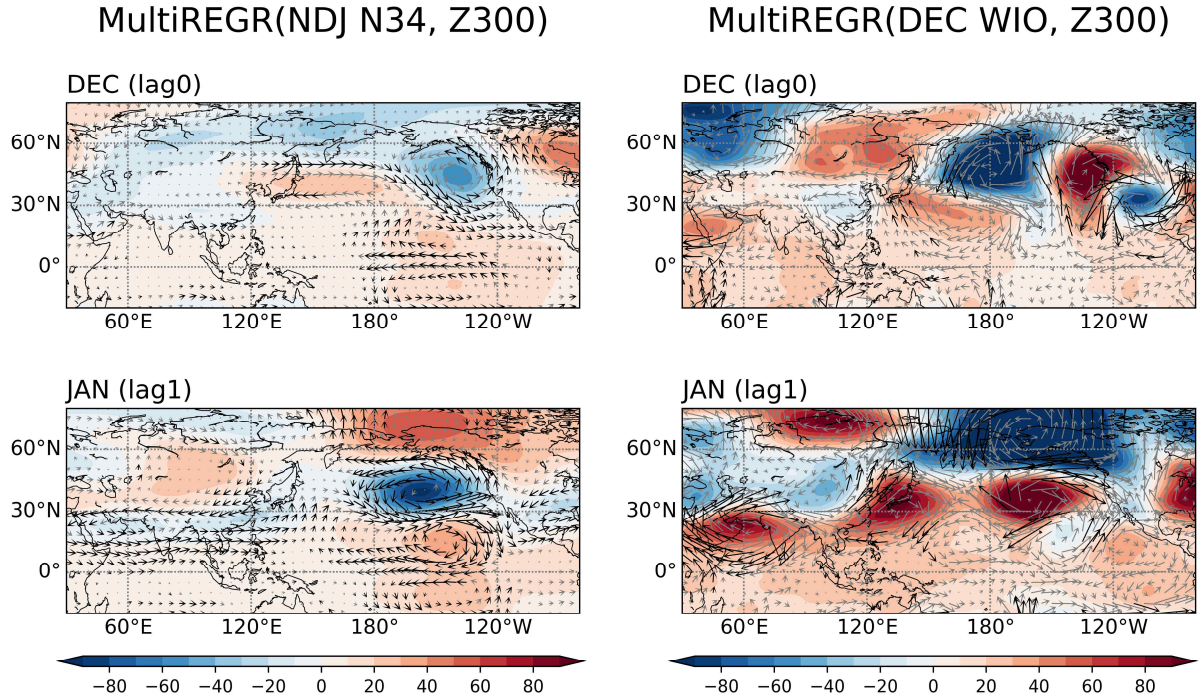


Figure 3.11. Multiple regressed geopotential height (shading), wind (vector) anomalies at 300 hPa in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.

엘니뇨와 관련된 하층 대기순환을 보면 12월에 동아시아 지역에서 고기압 편차가 나타나지만 영향이 크지 않고, 1월에는 거의 사라진다(Figure 3.12). 반면에 12월 서인도양 해수면온도 상승 영향으로 동아시아에 고기압 편차가 발달하고, 이 고기압은 이후 1월까지 지속되며 강도가 더 강해진다. 또한 중위도 동태평양에 발달한 강한 고기압은 엘니뇨의 영향으로 열대 중태평양 지역에서 발생한 양의 강수와 그 대기 반응인 태평양/북미 순환 형태 패턴, 즉 저기압 편차와 서로 반대로 작용하게 되어 각각의 영향이 상쇄되는 것으로 보인다.

지금까지의 결과를 정리하면, 엘니뇨 원격상관은 12월에 동아시아 지역에서 발달한 고기압 편차를 설명할 수 있지만 1월에는 영향이 거의 사라진다. 12월 서인도양 해수면온도 지수와 관련된 동아시아 고기압은 12월 뿐만 아니라 1월까지 지속되며, 1월에 더 강한 영향을 줄 수 있다. 그러나 본 연구에서는 11-1월 평균 Nino3.4 지수와 12월 서인도양 해수면온도 지수의 다중 회귀분석에서 각각의 지수를 표준화하여 그 영향을 보았다. 그러므로 실제로는 엘니뇨에 의한 영향이 상당히 크고 12월 서인도양 해수면온도에 의한 영향은 상대적으로 작은 편이지만, 12월 서인도양 해수면온도가 우리나라에 미치는 영향과 원격상관 역학을 이해하는데 도움이 될 것으로 생각된다.

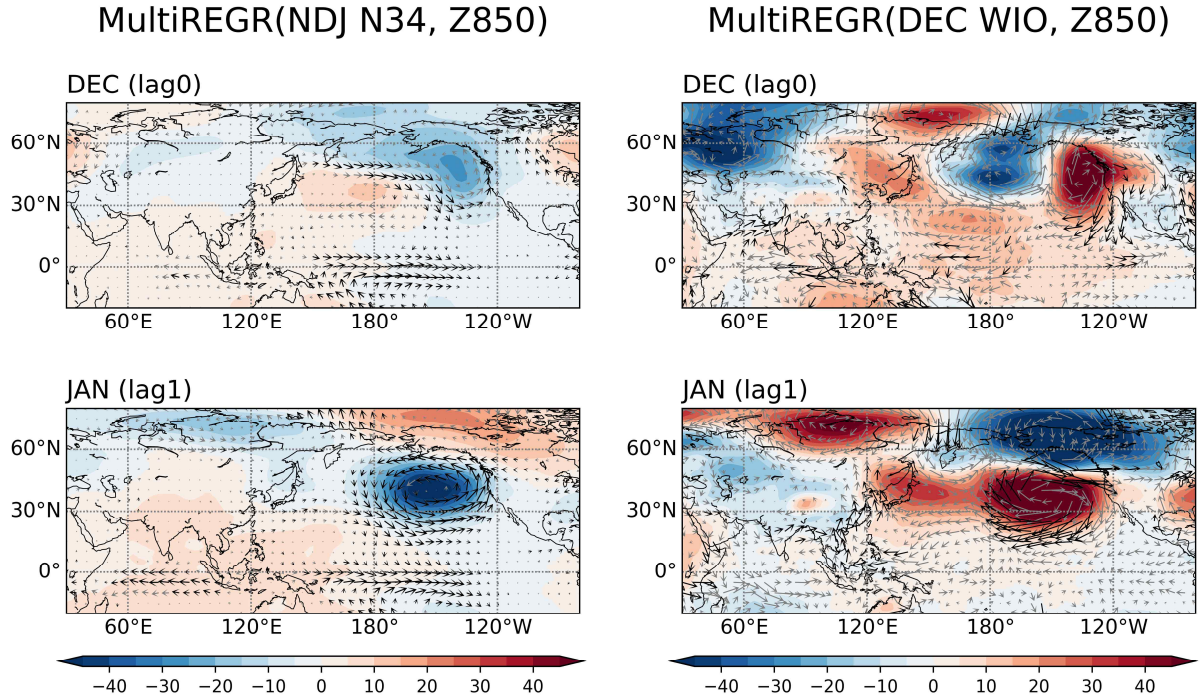


Figure 3.12. Multiple regressed geopotential height (shading), wind (vector) anomalies at 850 hPa in December and January onto the NDJ Nino3.4 (left) and December WIO SST (right) index, respectively. The black vectors denote the 95% confidence level based on the student t-test.

12월 서인도양 해수면온도 지수의 대기순환 반응에서 제시된 것처럼, 12월에 비해 1월에 더 강해진 동아시아의 고기압 편차는 엘니뇨의 영향으로는 설명하기 어렵기 때문에 12월 서인도양 해수면온도의 독립적인 영향으로 생각할 수 있다. 특히, 12월 서인도양 해수면온도 상승과 관련된 1월 상층 대기순환을 보면 아라비아 해 고기압, 중국 내륙 저기압, 동아시아에 고기압 편차로 이어지는 대기의 파동 전파 패턴이 나타난다. 이를 확인하기 위해 12월 서인도양 해수면온도 지수에 다중 회귀된 대기 상층의 수평 파동속(wave activity flux)을 분석하였다.

파동속은 수렴과 발산으로부터 발생한 로스비 파동의 발생과 소멸 위치를 확인할 수 있으며, 이는 다양한 대기 현상들의 역학을 이해하는데 중요하다. Takaya and Nakamura (2001)가 제안한 이차원 파동속(W)은 다음과 같이 정의된다.

$$W = \frac{1}{2|\bar{U}|} \left[\begin{array}{l} \bar{u}(\psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}') + \bar{v}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') \\ \bar{u}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') + \bar{v}(\psi_y'^2 - \psi' \psi_{yy}') \end{array} \right],$$

여기서 ψ 는 유속함수, \bar{U} 는 수평 바람장을 나타낸다.

12월 서인도양 해수면온도 상승과 관련된 파동속 패턴을 보면, 페르시아 만의 상층 고기압에서 동아시아로의 파동 전파가 뚜렷하지 않은 것을 알 수 있다(Figure 3.13). 반면에 중국 내륙에서 베링해를 지나 북미 대륙 서안으로 향하는 파동 전파가 강하게 나타난다. 1월에는 아라비아 해에서 중국 내륙을 통과해 동아시아로 이어지는 뚜렷한 파동 전파를 확인할 수 있다. 다시 말해, 12월 서인도양 해수면온도 상승의 영향으로 1월 아라비아 해의 대기 상층에 발달한 고기압 편차는 원격상관을 통해 동아시아 지역에서 상층 고기압 편차가 발달하는데 중요한 역할을 한다.

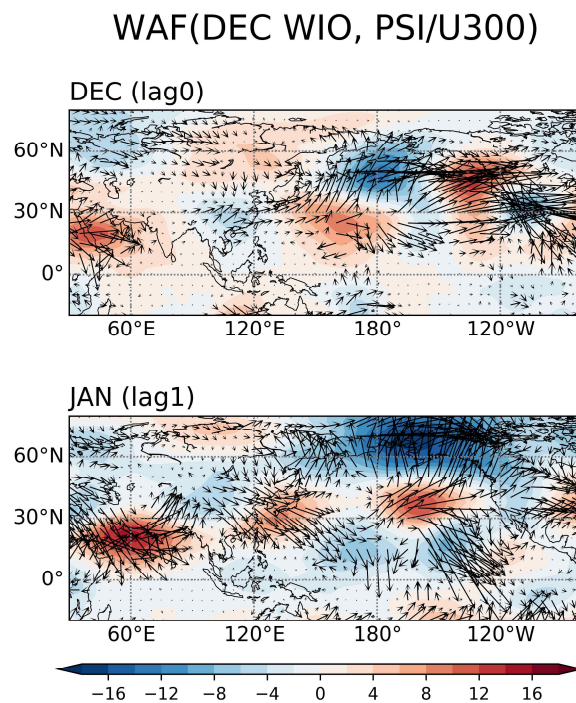


Figure 3.13. Multiple regressed stream function (shading), wave activity flux (vector) anomalies at 300 hPa in December and January onto the December WIO SST index after removing the NDJ Nino3.4 SST index.

중위도는 상층과 하층의 대기순환이 동일한 순압(barotropic) 구조이기 때문에, 동아시아에 발달한 하층 고기압 편차의 서쪽에 남풍 기류가 불며 열대의 따뜻하고 습한 공기를 동아시아로 수송한다(Figure 3.12). 그로 인해 우리나라를 비롯해 중국 남동부 해안과 일본 남부 지역에서 1월 강수가 유의미하게 증가하게 된다(Figure 3.14).

MultiREGR(DEC WIO, PRCP)

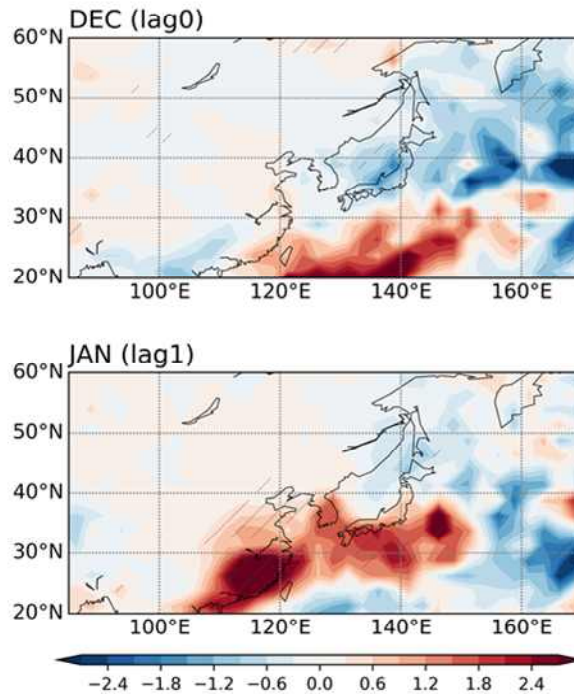


Figure 3.14. Multiple regressed precipitation anomalies in December and January onto the December WIO SST index, respectively. The hatches denote the 95% confidence level based on the student t-test.

이처럼 12월에 서인도양 해수면온도가 상승하고 1월에 아라비아 해의 상층에 발달한 고기압 편차는 동아시아 지역에 강수가 증가하는데 중요한 역할을 하게 된다. 그러므로 12월 서인도양 해수면온도 상승이 왜 그리고 어떻게 동시상관이 아닌 한 달 지연되어 1월 아라비아 해의 상층 고기압 편차를 발달시키는지 이해할 필요가 있다.

12월 서인도양 해수면온도 상승에 의한 대기순환 반응이 한 달 지연되는 이유를 살펴보기 위해, 열대 인도양의 해수면온도와 강수 패턴을 다시 살펴보았다(Figure 3.9, Figure 3.10). 12월에 열대 인도양에서 전반적으로 해수면온도가 상승하면 1월에는 이 해수면온도 상승이 다소 약해지지만 유의미하게 지속되는 경향이 있다. 해수면온도 상승에 의해 12월에 열대 인도양에서 발생한 강수는 동시상관인 12월과 비교하면 1월에 강수 편차가 넓은 지역으로 확대되며 더 강하게 나타나는 것을 알 수 있다. 그러므로 12월에 서인도양에 중심을 둔 열대 인도양의 해수면온도 상승이 1월까지 지속되고, 그 결과 1월에 동인도양 지역에서 강한 강수가 발생하는데 영향을 주는 것으로 이해할 수 있다. 특히 1월 동인도양에 발생한 강한 강수는 대류 강제력으로 작용하여 아라비아 해의 상층 고기압 발달에 영향을 줄 수 있다.

추가적으로, 열대 인도양의 양의 강수가 한 달 지연되어 1월에 강하게 나타나는 원인을 알아보기 위해 12월과 1월의 열대 인도양 해수면온도, 강수 배경장을 비교하였다(Figure 3.15). 열대 인도양에서 12월과 1월의 해수면온도 기후값 차이를 보면 북반구에 양, 남반구에 음의 해수면온도가 나타나는데, 이는 12월에서 1월이 되면 북반구의 해수면온도는 낮아지고 반대로 남반구의 해수면온도는 높아지는 것을 의미한다. 12월과 1월의 강수 차이는 해수면온도가 변화함에 따라 1월이 되면서 북반구의 강수는 적어지고 반대로 남반구의 강수는 많아진다. 특히 1월 동인도양에 비해 서인도양에서 해수면온도 기후값의 하강이 더 뚜렷한데 강수 기후값은 동인도양에서 더 많이 감소하는 경향이 있다. 이러한 열대 인도양 해수면온도와 강수 배경장의 12월에서 1월로의 변화는 이 지역의 해수면온도, 강수의 변동성을 비롯해 해양-대기 상호작용에도 영향을 줄 수 있기 때문에 매우 중요한 역할을 한다. 그러므로 기본적으로 발생하는 12월과 1월의 해수면온도 배경장 변화에 12월 서인도양 해수면온도의 상승이 더해지면서 최종적으로 1월 동인도양 강수 증가가 발생한 것으로 생각된다.

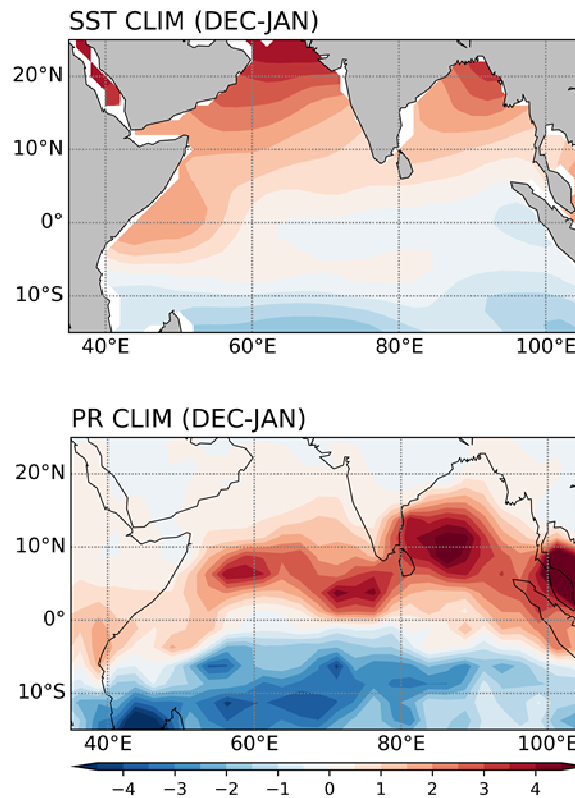


Figure 3.15. SST and precipitation climatology difference between December and January.

열대 인도양에서 해수면온도에 대한 강수 반응을 보기 위해, 각 격자별 해수면온도와 강수의 상관관계를 분석하였다(Figure 3.16). 12월에 0° - 10° N 지역에서 해수면온도와 강수의 강한 양의 상관관계가 나타나며, 남반구 인도양과 일부 벵갈 만 해역은 유의미하지 않지만 양의 상관관계를 가진다. 이러한 해수면온도와 강수의 양의 상관관계는 해수면온도가 상승할 때 강수가 증가하는 것을 의미한다. 반면에 아라비아 해와 인도네시아 수마트라 섬의 서쪽 일대에서 약한 음의 상관관계가 나타난다. 1월에는 해수면온도와 강수의 양의 상관관계가 열대 서인도양에 국한되어 나타나며, 그 외 다른 지역에서는 유의미하지 않은 것으로 보인다.

해수면온도에 대한 강수의 한 달 지연 반응을 보기 위해, 12월 해수면온도와 1월 강수의 상관관계를 분석하였다. 12월과 1월 각각의 동시상관에서 강한 양의 상관관계가 열대 서인도양 지역에 국한된 것과 달리, 한 달 지연상관에서는 서인도양을 비롯해 남반구 동인도양에서 유의미한 양의 상관관계가 나타난다. 그러므로 열대 인도양에서 동시상관 보다 한 달 지연되어 더 강하게 나타나는 해수면온도와 강수의 지연 상관관계는 12월 서인도양 해수면온도 상승의 영향으로 1월 동인도양 강수가 증가하는 결과를 일부 뒷받침할 수 있을 것으로 생각된다. 그러나 앞서 제시된 해수면온도와 강수의 배경장, 편차장과의 관련성, 그로 인한 해수면온도-강수 결합 작용 등을 이해하기 위해 추가적인 분석이 필요하다.

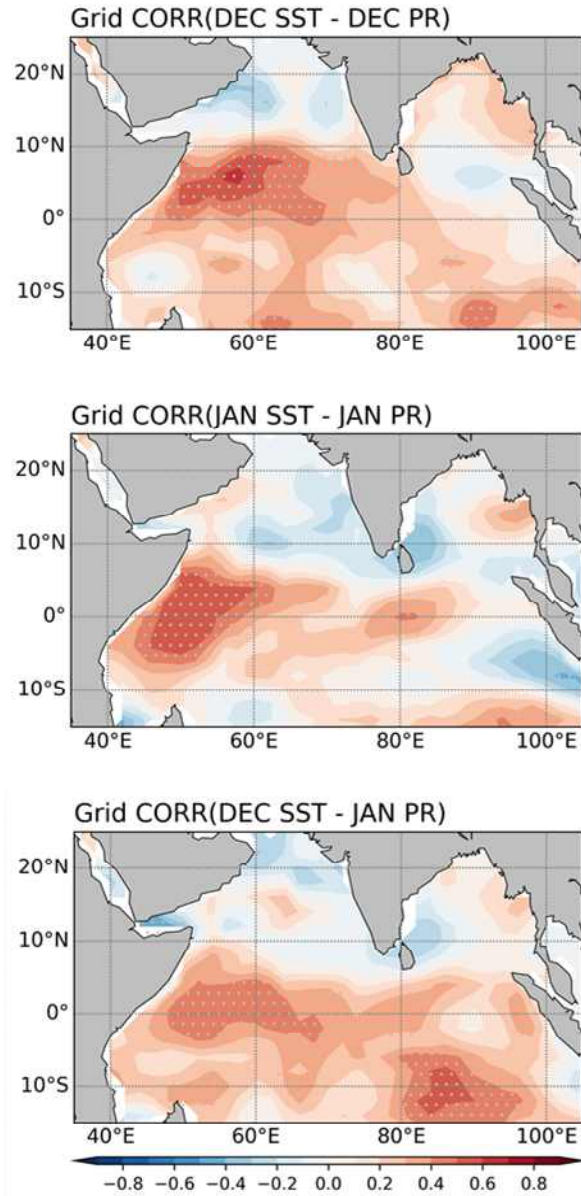


Figure 3.16. Simultaneous and lead-lag correlation coefficients between SST and precipitation at each grid point in December and January. The stipples denote the 95% confidence level based on the student t-test.

12월에 서인도양 해수면온도 상승에 의해 1월에 동인도양 강수가 증가하면 열대 대양에서 잘 알려진 Gill-type 반응으로 아라비아 해 상층 고기압 편차를 발달시킬 수 있다. 1월 동인도양 강수 편차가 강제력으로 작용하여 아라비아 해의 상층에 고기압 편차가 발달하는지 보기 위해 Linear Baroclinic Model (LBM) 실험을 수행하였다.

먼저 엘니뇨의 영향이 제거된 12월 서인도양 해수면온도 지수로 다중 회귀분석 한 1월 강수 패턴(Figure 3.10)에서 열대 인도양 지역(30° -120° E, 20° S-20° N)의 값만 추출하여, 실험을 통해 이 강수 강제력에 의한 대기 반응을 보려고 하였다(Figure 3.17). 이때, 배경장으로는 1월 기후값이 사용되었다. 1월 열대 인도양 강수 강제력을 처방하여 실험하면, 앞서 관측 결과에서 제시된 것처럼 아라비아 해의 약간 서쪽에 상층 고기압 편차가 발달한다. 그러므로 LBM 실험에서 1월 열대 인도양 강수가 Gill-type 반응을 통해 아라비아 해에 위치한 상층 고기압 발달에 영향을 준다는 것을 확인할 수 있다. 그러나 관측에서 제시된 아라비아 해 상층 고기압에서 중국 내륙 저기압을 거쳐 동아시아 고기압 편차로 이어지는 파동 전파가 뚜렷하게 보이지 않았다. 또한 우리나라를 포함한 동아시아 지역은 부분적으로 저기압 편차의 영향을 받아 실험 결과를 파동 전파에 의한 동아시아 고기압 편차 발달까지 확장하여 활용하는데 한계가 있다.

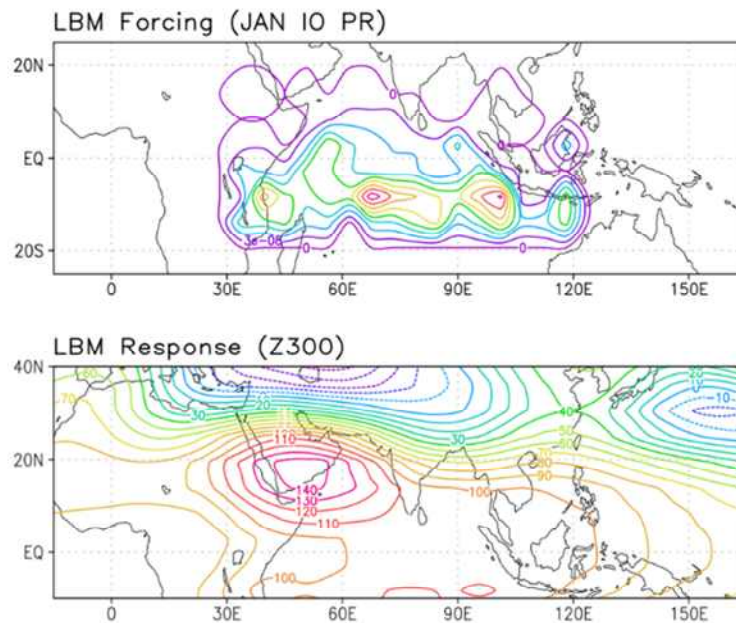


Figure 3.17. Stream function of LBM simulation at 300 hPa for basic state in January. The forcing is the multiple regressed precipitation over the tropical Indian Ocean domain (30° -120° E, 20° S-20° N) with respect to December WIO SST index in January.

3.3.3. 12월 서인도양 해수면온도를 활용한 우리나라 1월 강수 예측성 검증

지금까지의 결과에서 제시된 12월 서인도양 해수면온도 지수의 상세 역학과정을 정리하면 다음과 같다(Figure 3.18). 12월에 서인도양 해수면온도가 상승하면 한 달 지연되어 1월에 동인도양에 중심을 둔 강수가 발생한다. 이 1월 동인도양 강수는 Gill-type 반응을 통해 아라비아 해에 상층 고기압 편차를 발달시키고 이러한 역학은 LBM 실험으로 확인하였다. 이후 대기 상층에서 파동이 전파되어 동아시아에 고기압 편차가 발달하고, 하층 고기압의 서쪽에 위치한 남풍 편차에 의해 따뜻하고 습한 공기가 유입되어 1월 우리나라에 강수가 발생한다. 이러한 과정을 통해 12월 서인도양 해수면온도 상승이 한 달 지연되어 우리나라 1월 강수 증가에 영향을 줄 수 있다.

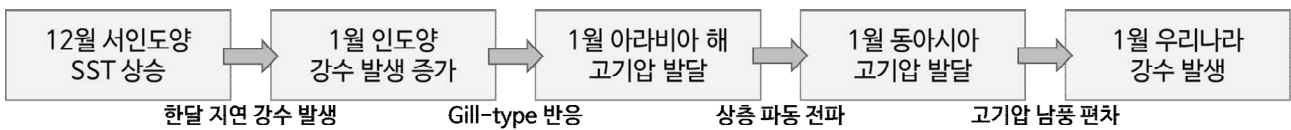


Figure 3.18. Dynamical process showing the teleconnection in response of December WIO SST warming for precipitation increase over South Korea in January with 1-month delay.

그러므로 본 연구에서 제시한 예측인자인 12월 서인도양 해수면온도 지수를 예측에 활용하기 위해서는 우리나라 겨울철 강수에 대한 예측성을 검증할 필요가 있다. 12월 서인도양 해수면온도 지수의 0.25, 0.50, 0.75 표준편차를 기준으로 어떤 강도를 고려할 때 우리나라의 겨울철 강수 예측성이 높은지 확인하였다(Table 3.7). 이때, 우리나라의 겨울철 강수는 0.25 표준편차 이상인 해만 고려하여 예측성을 평가하였다. 또한 12월 서인도양 해수면온도 지수와 우리나라 겨울철 강수가 같은 부호인 경우가 고려되었다.

12월 서인도양 해수면온도 지수를 기준으로 우리나라 12, 1월 강수 예측성을 보면, 전반적으로 1월에 비해 12월 강수 예측성이 더 높게 나타난다. 12월 서인도양 해수면온도 지수의 강도와 상관없이 우리나라 12월 강수 증가는 50%대, 강수 감소는 60%대의 예측성을 보이고, 반면에 1월 강수 증가는 30%대, 강수 감소는 50%대로 낮아진다. 이러한 우리나라 12월 강수에 대한 높은 예측성은 가장 대표적인 12월 강수 예측인자인 엘니뇨 해가 포함되었기 때문이다. 그러나 엘니뇨와 서인도양 해수면온도는 매우 높은 상관관계를 가지고 대부분 동반되어 발생하기 때문에, 엘니뇨 해를 제외하면 서인도양 해수면온도 변동성이 큰 경우가 거의 없어 12월 서인도양 해수면온도 지수를 활용한 독립적인 예측성을 평가하기 어렵다는 한계가 있다.

또한, 12월 서인도양 해수면온도 지수는 우리나라의 겨울철 강수 증가보다 감소에 대해 예측성이 더 높은 비대칭성을 보인다. 그러므로 12월 서인도양 해수면온도가 하강하는 경우에는 우리나라 12월과 1월 강수가 감소할 것으로 예측할 수 있다. 다른 특징으로는 ± 0.25 표준편차로 지정한 우리나라의 겨울철 강수 기준을 ± 0.50 표준편차 이상으로 높이면 예측성이 크게 낮아진다. 이는 12월 서인도양 해수면온도 지수가 겨울철에 우리나라에서 발생하는 극한 강수에 대한 예측성이 상대적으로 낮은 것을 의미한다.

Table 3.7. The predictability of precipitation anomalies over South Korea in December and January for its ± 0.25 standard deviation based on the December WIO SST index with ± 0.25 , 0.50 , 0.75 standard deviation level.

WIO SST level	Positive precipitation ($+0.25\sigma$)		Negative precipitation (-0.25σ)	
	December	January	December	January
0.25σ	56% (9/16)	38% (6/16)	68% (13/19)	53% (10/19)
0.50σ	58% (7/12)	33% (4/12)	67% (10/15)	53% (8/15)
0.75σ	58% (7/12)	33% (4/12)	64% (7/11)	55% (6/11)

그러므로 우리나라 12월 강수 예측인자인 엘니뇨 지수와 우리나라 1월 강수 예측인자인 12월 서인도양 해수면온도 지수를 같이 활용하여 예측성을 평가하였다(Table 3.8). 12월 서인도양 해수면온도 지수 하나만 사용한 우리나라 겨울철 강수 예측성에 비해 12월에는 강수 증가와 감소 모두 예측성이 다소 향상되는 것을 알 수 있다. 특히, 두 지수가 -0.50 표준편차 이하로 관측된 10개 해 중 8개 해에서 우리나라 12월 강수가 감소하여 80%의 매우 높은 예측성을 나타낸다. 그러나, 두 지수를 동시에 사용하여도 1월에는 우리나라 강수의 증가와 감소 모두 예측성이 낮아지거나 약간 높아지는데 그친다. 그러므로 엘니뇨와 12월 서인도양 해수면온도 지수를 동시에 고려하면 우리나라 12월 강수 예측에, 12월 서인도양 해수면온도 지수는 우리나라 1월 강수 예측에 활용하면 예측성이 향상될 것으로 기대된다.

Table 3.8. The predictability of precipitation anomalies over South Korea in December and January for its ± 0.25 standard deviation based on the December WIO SST index with ± 0.25 , 0.50 , 0.75 standard deviation level.

WIO+N34 level	Positive precipitation (+0.25 σ)		Negative precipitation (-0.25 σ)	
	December	January	December	January
0.25 σ	64% (7/11)	36% (4/11)	69% (9/13)	46% (6/13)
0.50 σ	60% (6/10)	40% (4/10)	80% (8/10)	40% (4/10)
0.75 σ	67% (6/9)	33% (3/9)	60% (3/5)	60% (3/5)

지금까지의 결과를 바탕으로 엘니뇨와 12월 서인도양 해수면온도의 정보를 이용하는 우리나라 겨울철 강수 예측 순서도를 작성하였으며, 두 지수 모두 같은 위상인 경우만 고려하였다 (Figure 3.19). 열대 태평양에서 발생하는 엘니뇨와 라니냐는 전통적인 역학 모형이나 통계 모형 뿐만 아니라 최근에는 인공지능을 이용한 예측 기술의 발달로 예측 기간과 정확도가 점점 향상되고 있다. 다만 상대적으로 서인도양 해수면온도 예측은 정확성이 다소 떨어지기 때문에 예측인자로의 활용을 위해 지속적인 모니터링이 필요하다. 이후 12월에 서인도양 해수면온도가 상승/하강하면 한 달 지연되어 우리나라의 1월 강수 증가/감소를 예측할 수 있다. 그러므로 제시된 순서도를 활용한다면 우리나라의 겨울철 강수 예측에 도움이 될 것으로 기대된다. 본 연구에서는 엘니뇨/라니냐 상태에서 12월 서인도양 해수면온도의 하강/상승과 같은 두 지수가 반대 위상인 경우가 거의 없기 때문에 이 내용은 자세히 다루지 않았다. 그러나 추후 관측 자료의 기간이 충분히 늘어나거나 장기간에 대해 모의된 모델 자료를 사용하여 비선형성을 고려한 예측 정보를 활용할 수 있을 것으로 예상된다.

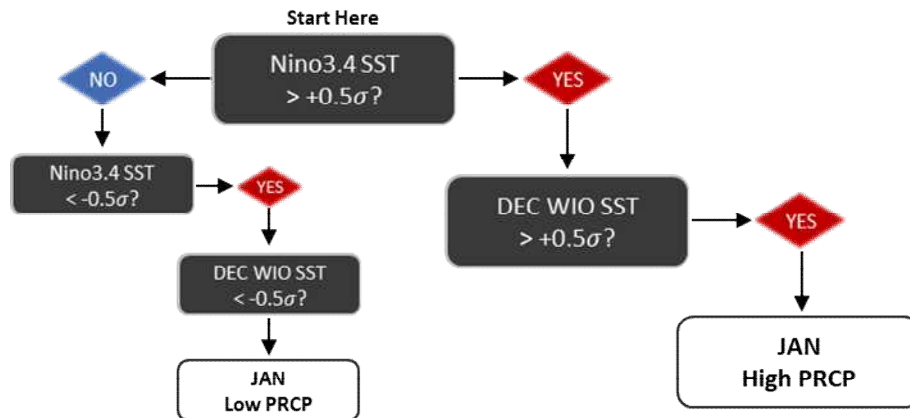


Figure 3.19. Flowchart of decision process for implementing the December WIO SST index and NDJ Nino3.4 index to determine the precipitation anomalies over South Korea in January.

3.4. 요약

본 연구에서는 우리나라의 1월 강수 예측을 위한 선행 예측인자로 12월 서인도양 해수면 온도 지수를 선정하고 상세 역학과정을 분석하였다. 12월에 서인도양의 해수면온도가 상승하면 1월까지 지속되면서 동인도양 지역에서 강수가 강하게 발생한다. 이 1월 동인도양의 강수는 Gill-type 반응을 통해 아라비아 해의 대기 상층에 고기압 편차를 발생시키고 이러한 과정은 LBM 실험을 통해 검증하였다. 이후 아라비아 해 상층 고기압, 중국 내륙 저기압, 동아시아 고기압 편차로 이어지는 파동 전파가 발생하여 우리나라를 포함한 동아시아 지역은 고기압의 영향권에 들게 된다. 동아시아 고기압의 서쪽에 위치한 남풍 기류가 열대의 따뜻하고 습한 공기를 수송하여 우리나라의 1월 강수가 증가하게 된다. 12월 서인도양 해수면온도 상승의 영향으로 우리나라 1월 강수가 증가하는 상세 역학과정을 모식도로 제시하였다(Figure 3.20).

또한 12월 서인도양 해수면온도 지수를 이용하여 우리나라 겨울철 강수 예측성을 검증하였다. 12월 서인도양 해수면온도 지수를 기준으로 하면 전반적으로 1월 보다 12월 우리나라 강수 예측성이 더 높게 나타나는데, 이는 대표적인 12월 강수 예측인자인 엘니뇨 해가 포함되었기 때문이다. 그리고 12월 서인도양 해수면온도 지수는 우리나라 겨울철 강수 증가보다 감소에 대한 예측성이 더 높은 비대칭성을 가지고 있으며, 우리나라 겨울철 극한 강수에 대한 예측성이 상대적으로 낮은 편이다. 우리나라 12월 강수 예측인자인 엘니뇨 지수와 1월 강수 예측인자인 12월 서인도양 해수면온도 지수를 같이 활용하면 12월 강수에 대한 예측성이 다소 향상된다. 반면에, 12월 서인도양 해수면온도 지수만 사용할 때 우리나라 1월 강수 예측성이 더 높은 것으로 나타났다. 그러므로 본 연구에서 제시된 엘니뇨와 12월 서인도양 해수면온도 지수의 정보를 적절히 활용하면 우리나라 겨울철 강수를 예측하는데 도움이 될 수 있을 것이다. 또한 엘니뇨와 12월 서인도양 해수면온도 지수를 표준화하였기 때문에 엘니뇨에 비해 12월 서인도양 해수면온도의 영향이 굉장히 작다는 점이 예측에 고려되어야 한다. 본문에서 다루지 못한 엘니뇨와 12월 서인도양 해수면온도의 비선형적인 상관관계 및 역학과정 역시 추가적으로 분석 할 필요가 있다.

2023/24년에 발생한 기록적인 엘니뇨가 소멸한 뒤 적도 중·동태평양의 해수면온도가 비교적 빠르게 낮아지면서 강한 라니냐가 예상되었다. 그러나, 지속적으로 성장하지 못하여 2024년 12월 중순 현재 약한 라니냐로 기록될 가능성이 있고, 지속 기간 역시 짧을 것으로 예상된다. 또한 현재 서인도양에는 음의 해수면온도 편차가 관측되지만 동인도양에 양의 해수면온도가 발생하여 음의 IOD 패턴을 나타낸다. 일반적으로 서인도양과 동인도양 해수면온도가 서로 다른 부호를 가지는 IOD는 가을철에 강하게 나타나고 이후 겨울철에는 동인도양에 대기 연직 순환에 의한 일사량의 영향으로 부호가 같은 IOB가 발생한다고 알려져 있다. 특히 12월 서인도양 해수면온도 지수와 관련된 인도양 해수면온도 패턴에서도 동인도양 해수면온도 상승이 동반된다. 현재와 같이 동인도양의 해수면온도가 하강하면 1월 동인도양 강수 발생을 약화시키는 역할을 할 수 있기 때문에, 지금과 같이 12월에 서인도양과 동인도양 해수면온도가 서로 반대 부호인 경우에는 우리나라 1월 강수 발생에 어떤 영향을 주는지 이해할 필요가 있다.

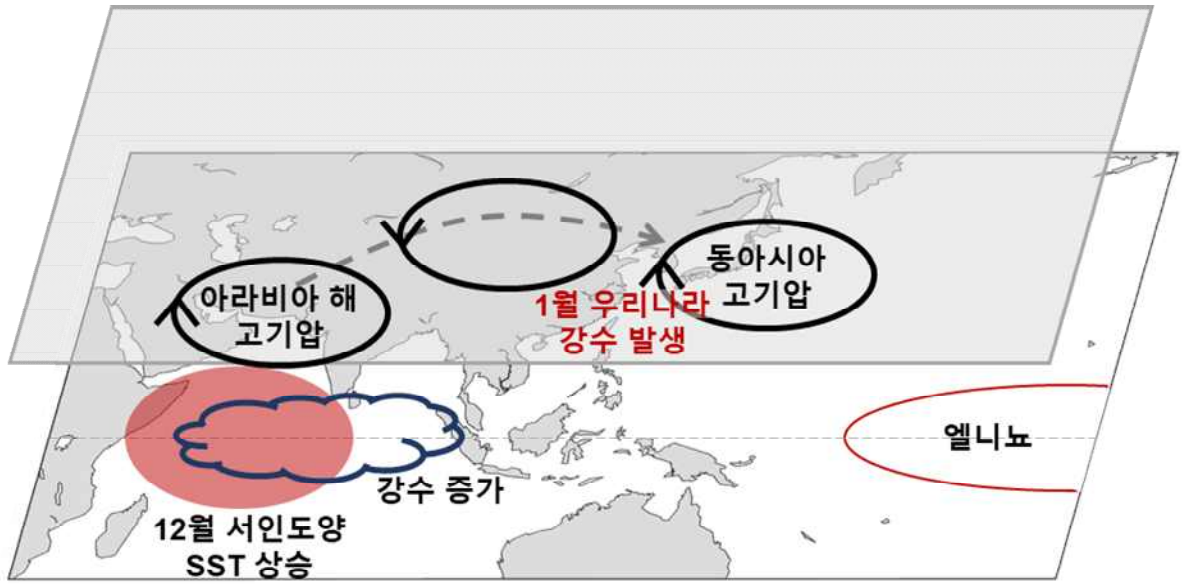


Figure 3.20. Schematic diagram showing the teleconnection in response of December WIO SST warming for precipitation increase over South Korea in January with 1-month delay.

4. 가을철 열대 태평양 대류활동이 우리나라 겨울철 기후에 미치는 영향 분석

4.1. 연구배경

적도 동태평양의 해수면 온도 변동과 관련되며, 북반구 겨울철에 강도가 최고치에 이르는 대기-해양 결합 지배 기후 변동 모드인 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)는 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. 2015). 특히, 엘니뇨(라니냐) 위상 동안 북서태평양에 고기압성(저기압성) 순환 편차 발달을 통해서 한반도 및 동아시아에 고온다습(저온건조)한 공기를 수송하게 된다(Wang et al. 2000). 그런데, ENSO의 영향은 12월에 한정한다 (Park and Son 2024; Kim and Kug, 2018; Son et al. 2014). 즉 우리나라는 ENSO 발달하는 겨울철 초반인 12월에는 쿠로시오 확장 지역에서 고기압성 편차(즉 쿠로시오 고기압)에 의한 남풍의 영향을 받지만, 1월에는 급격히 쿠로시오 고기압이 사라진다. 그러므로 겨울철 중/후반 우리나라 기후 예측을 위해서 ENSO 예측인자를 활용하기는 어렵다.

더욱이 열대지역에서 예측인자들 외에 1~2월 우리나라 기후는 AO와 NAO가 상당한 영향을 미치는데, 메모리가 상당히 짧은 대기 변동 모드이기 때문에 일정 선행시간에서 활용하기가 어렵다(Li and Wang 2003; Bollasina and Messori 2018). 그러므로 우리나라 겨울철 관측기반 예측정보 향상을 위해서 1~2월 기온에 대한 새로운 예측인자를 발굴하는 것이 필요하다. 아울러 신규 예측인자 활용성을 증대 시키기 위해서 위상별, 강도별, 역학과정에서 주요 요소들을 분석하는 것이 필요하다.

본 연구에서는 대기보다 더 긴 메모리를 가져서 더 긴 선행시간에서 예측인자를 발굴할 가능성 있는 열대 해양, 특히 열대 태평양을 분석 영역으로 하였다. 그리고 열대 태평양에서 대류활동이 중위도 기후에 영향을 미치는 원격상관과 관련이 있기때문에, 우리나라 1~2월 기온과 관련있는 열대 태평양에서 대류활동을 분석하였다. 발굴된 대류활동 예측인자는 위상별, 강도별로 예측성을 분석 하였으며, 열대 태평양 대류활동 인자의 우리나라 겨울철 기온에 영향을 미치는 역학과정을 분석하여, 발굴된 예측인자의 예측성 및 활용성을 높이는 방안을 제시하였다.

4.2. 자료와 방법

4.2.1. 관측자료

대기 순환 분석을 위해서 National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) 재분석장 II (Kanamitsu et al. 2002)으로 부터의 해면 기압, 지위고도, 바람, 잠열속 자료가 사용되었다. 관측 해수면 온도 (sea surface temperature,

SST) 분석을 위해서 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSST v5; Huang et al. 2017) 월 자료가 사용되었다. ERSST v5는 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 의 수평 해상도를 가지며, 자료 기간은 1854년부터 현재까지 이다. 그리고 관측에서 강수 변동을 분석하기 위해서 CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin 1997) 강수자료가 사용되었다. 이 연구에서는 1979년 이후의 관측 자료들을 중심으로 분석하였으며, 1991년에서 2020년을 평년 기간으로 하여, 1951년에서 현재까지의 해면기압, 지위고도, SST, 바람장, 강수의 편차가 정의되었다.

한반도 기온 및 강수를 위해서 45개 중관기상관측 (ASOS; Automated Synoptic Observing System) 지점의 일 기온, 강수 자료를 1979년 1월 1일부터 기상청 자료 포털 (data.kma.go.kr/data/)에서 수집하였으며, 각 ASOS 지점별로 월 자료를 생산하였다. 각 지점별 월자료에 대하여 1991년에서 2020년을 평년 기간에 대한 편차가 계산되었다.

4.2.2. 열대 태평양 대류활동 모드 추출

겨울철 한반도 기온 변화와 관련 있는 열대 태평양 대류활동 모드를 추출하기 위해서 Singular Value Decomposition (SVD) 방법을 적용하여 주성분 분석을 수행 하였다. 봄철 기온/강수를 위해서 ASOS 56 지점 월 자료를 열대 태평양 대류활동 모드를 위해서 열대 태평양 영역($120^{\circ} \text{ E}-100^{\circ} \text{ W}$, $20^{\circ} \text{ S}-20^{\circ} \text{ N}$)에서 강수 자료를 사용하였다. SVD 주성분 분석을 통한 강수 관련 첫 번째 leading 모드의 principal component (PC)는 열대 태평양 대류활동 지수로 정의되었다.

4.2.2. 군집분석

겨울철 한반도 강수 관련 열대 태평양 대류활동을 분류하기 위해서, 열대 태평양 영역 ($120^{\circ} \text{ E}-100^{\circ} \text{ W}$, $10^{\circ} \text{ S}-10^{\circ} \text{ N}$)에서 강수 편차장을 기반으로하여 군집 분석을 수행하였다. 군집 분석을 위해서 K-means 군집화 알고리즘 (Hartigan and Wong 1979)을 사용하였다. K-means 군집화 방법은 가장 단순하고 빠른 군집화 방법의 하나이며, 다음과 같은 목적함수 값이 최소화 될 때 까지 군집의 중심 위치와 각 데이터가 소속될 군집을 반복해서 찾는다.

$$J = \sum_{k=1}^K \sum_{i \in C_k} \|x_i - \mu_k\|^2 \quad [4.1]$$

이 식에서 K 는 군집의 개수이고 C_k 는 k 번째 군집에 속하는 데이터의 집합, μ_k 는 k 번째 군집의 중심위치(centroid), $\sum_{i \in C_k} \|x_i - \mu_k\|^2$ 는 within-cluster sum of squares (WSS) 이다.

K-means 군집화 분석은 기후 과학에서 널리 사용되고 있다 (Cassou et al 2004; Straus et al 2007; Fereday et al. 2008; Dawson and Palmer, 2015; Munoz et al, 2017; Kim et al. 2021; Yeo et al. 2022).

4.3. 가을철 열대 태평양 대류활동의 우리나라 겨울철 기온에 미치는 영향

4.3.1. 대류활동 모드 추출

Figure 4.1은 ASOS 1월 기온과 11월 열대 태평양 지역 강수 편차와 SVD 분석을 통한 첫 번째 모드의 공간 분포와 관련된 시계열을 보여준다. 먼저 첫 번째 모드의 공간분포를 살펴보면, 11월 열대 남서태평양 즉 호주의 북서쪽 지역에서 대류억제 (강화)는 우리나라 평년보다 높은(낮은) 1월 기온과 관련이 있다는 것을 제안한다. 또한 첫 번째 모드의 한반도 기온 분포를 보면, 남서태평양의 대류활동은 상대적으로 다른 지역보다 중부 지역에서 더 높은 기온 편차와 관련이 있음을 보여주고 있다. 여기서 대류활동 모드와 관련된 주성분 모드의 PC(principle coefficient) 시계열을 우리나라 1월 기온 예측을 위한 대류활동 모드(Tropical South Pacific Mode, TSPM) 지수로 정의하였다.

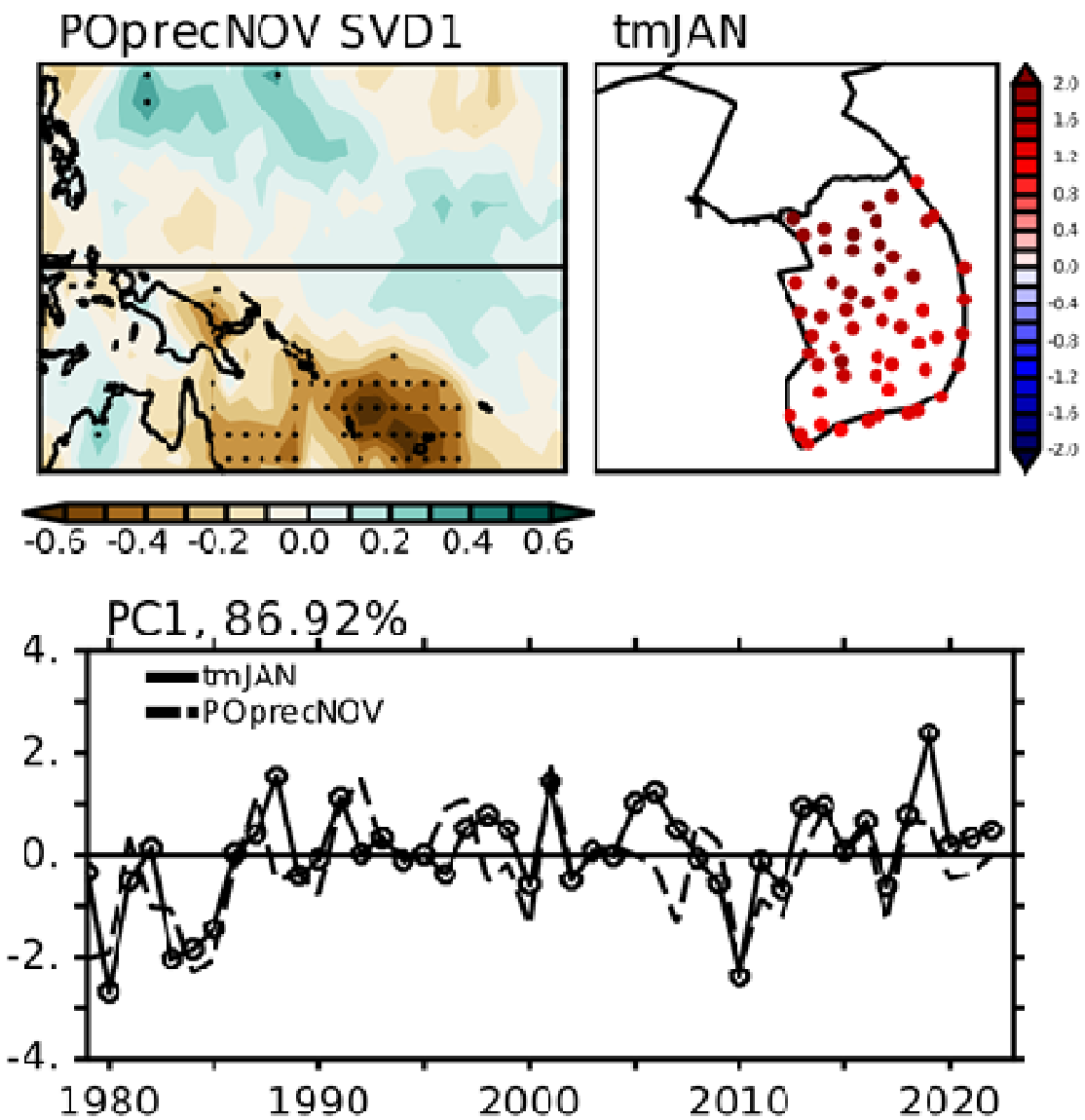


Figure 4.1. (Top) Spatial patterns of precipitation and ASOS air temperature anomalies for the first mode from the Singular Value Decomposition (SVD) analysis and (bottom) the time series of their principal coefficients.

9, 10, 12월 열대 태평양 강수 편차와 1월 기온 편차에도 동일한 분석을 수행하고, TSPM 지수를 각각 생산하여, 우리나라 평균 1월 기온 편차와 상관계수 분석을 수행하였다. 9월 TSPM 지수는 0.56, 10월은 0.48, 11월 0.65, 그리고 12월 TSPM 지수는 가장 작은 0.38이었다 (Figure 4.2). 그러므로 가장 상관관계가 높은 11월 TSPM 지수를 1월 기온예측을 위한 예측인자로 선정하였다.

11월 TSPM 지수가 0.5σ 보다 클 때와 -0.5σ 보다 작을 때, 남한 평균 1월 기온 편차에 대하여 box-and-whisker 분석을 수행하였다 (Figure 4.3, Table 4.1). TSPM 지수가 양의 값을 가질 때 즉, 남서열대 태평양에서 대류억제가 11월에 발생할 때 1월 기온은 높은 때가 많았고 (1991, 2001, 2014, 2018, 2019; 평년 비슷 범위보다 높을 확률 50%), 평년비슷 범위보다 낮았던 때는 1996년 한 번이었다. TSPM 지수가 음의 값을 가질 때, 즉 남서 열대 태평양에서 대류강화가 있을 때, 1월 기온은 평년보다 낮을 때가 더 많았으며(1979, 1980, 1983, 1984, 1985, 2000, 2010, 2012, 2017; 평년 비슷범위보다 낮을 확률이 60%), 1988년과 1998년 두 해만 평년 비슷범위보다 높았다. 위의 상관계수 분석과 예측성 분석은 11월 TSPM 지수가 1월 기온 예측인자로 활용될 수 있음을 시사한다.

또한, 11월 TSPM 지수가 0.5σ 보다 클 때와 -0.5σ 보다 작을 때, 2월 기온의 상황은 1월 기온 상황과 비슷한 결과를 보였다. 즉, 양의 11월 TSPM 지수 일 때, 2월에 기온이 평년 비슷 범위보다 높을 확률이 50%였고, 낮을 확률이 67%이었다. 평년비슷범위보다 낮은 경우는 1월보다 2월에 다소 증가한 예측성을 보였다. 결국, 11월 열대 대류활동 모드 지수는 2월 기온예측 까지 활용될 수 있다는 것을 의미한다.

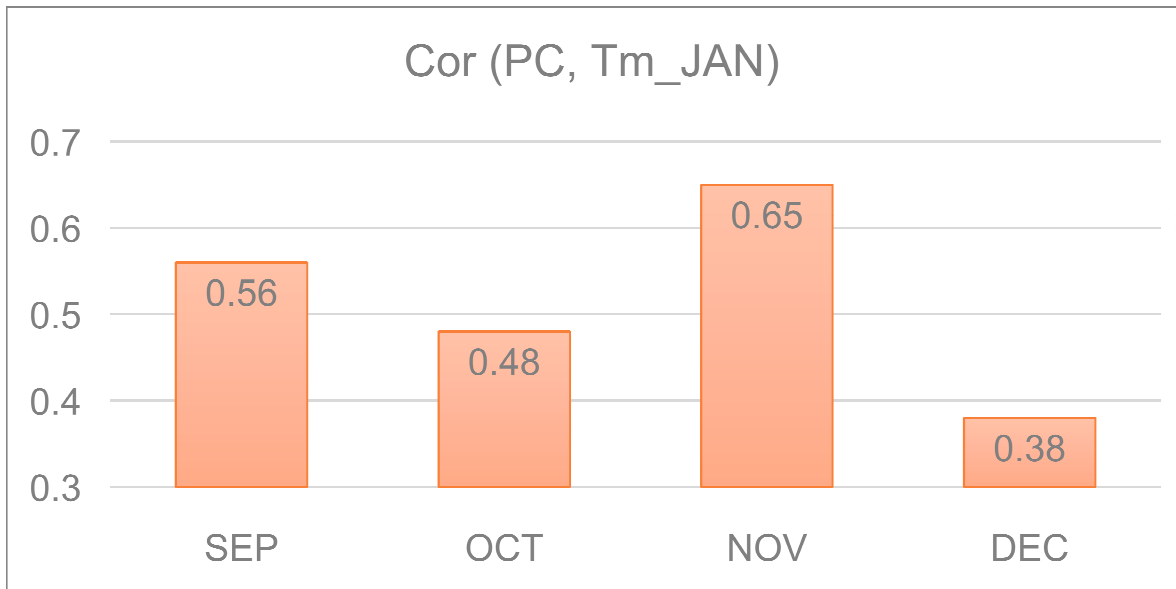


Figure 4.2. Correlation coefficients between the PCs and air temperature anomalies in September, October, November, and December averaged over South Korea.

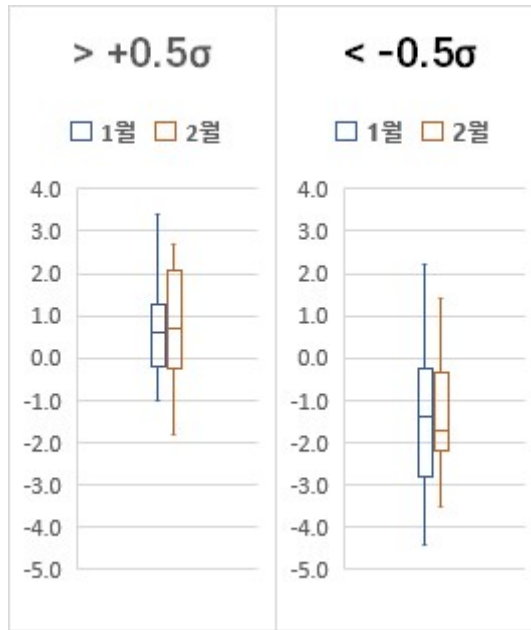


Figure 4.3. Box-and-whisker plot of January and February air temperature anomalies averaged over South Korea.

Table 4.1. Lists of January air temperature anomalies over South Korea in the following year of the year when the TSPMI is (left) greater 0.5σ and (right) less than -0.5σ .

(a) TSPMI > 0.5σ			(b) TSPMI < -0.5σ		
Yr	Yr+1		Yr	Yr+1	
	Jan	Feb		Jan	Feb
1987	0.4	-1.8	1979	-0.7	-2.9
1991	1.3	-0.3	1980	-4.4	-1.8
1992	-0.4	0.3	1982	0.0	-2.1
1996	-1.0	-0.2	1983	-3.4	-3.5
1997	0.4	2.0	1984	-3.1	-0.3
2001	1.9	1.0	1985	-2.5	-3.2
2008	-0.5	2.7	1988	2.2	1.4
2014	1.1	0.5	1990	-0.5	-1.7
2018	0.8	0.9	1998	0.9	0.2
2019	3.4	2.2	2000	-1.4	-0.4
			2007	0.4	-1.9
			2010	-4.3	0.4
			2011	-0.6	-2.3
			2012	-1.6	-0.8
			2017	-1.5	-1.7

4.3.2. 대류활동 모드의 우리나라 기온 영향 역학 분석

어떻게 11월 TSPM이 1월 기온 변화에 영향을 미치는지 역학 과정을 분석하기 위해서 0.5 σ 기준으로 합성장 분석을 수행하였다. 먼저 11월부터 다음 연도 2월까지 강수 편차 발달에 대한 합성장 분석 결과는 Figure 4.4에 제시되었다. TSPM 지수가 양의 값을 가질 때 11월에 동인도양과 남서열대 태평양에 유의한 대류억제가 나타났다. 이후 12월에는 이 두 지역에서 대류억제는 약화되고, 중앙 서태평양에서 대류강화가 나타났으며, 이어서 1월에는 북서 아열대태평양에서 대류억제가 순차적으로 발달하는 과정을 보였다. 그리고, TSPM 지수가 음의 값을 가질 때, 반대되는 패턴을 보였는데, 즉 11월 남서열대태평양에서 대류활발, 12월 중앙열대 태평양에서 대류억제가, 1월 북서아열대 태평양에서 대류활발이 순차적으로 나타났다.

양의 TSPM 지수에 대하여 12월 중앙 열대태평양에서 대류활발은 하층(850hPa) 유선함수 편차장에서 확인할 수 있듯이(Figure 4.5) 11월 남서열대태평양에서 대류억제와 관련된 중앙태평양으로 바람장의 수렴과 관련지을 수 있다. 중앙 열대태평양에서 대류활발은 Gill-type (Gill 1980) 대기 반응 관련 북서쪽으로 저기압성 편차 발달을 유도할 수 있다(Figure 4.5). 이 저기압성 편차의 원인으로 북동풍 편차에 의한 mean moisture의 음의 이류(Figure 4.6)는 북서 아열대태평양에서 대류억제의 발달을 가져올 수 있다(Wu et al. 2017). 아울러 이 북동풍 편차는 북서 아열대태평양 지역에서 풍속 증가로 이어지고, 대기로의 잠열 방출을 증가시켜서, 이 지역에서 음의 해수면 온도 편차가 증가[Wang et al. 2000; Wind Evaporation-SST (WES) feedback]하게 되고, 1월 북서아열대태평양 대류억제 발달에 기여하였다. 12월 대기로의 잠열방출은 잠열속에 대한 합성장 분포를 보여주는 Figure 4.7에서 확인할 수 있다. 1월 북서 아열대 태평양의 대류억제에 대한 대기반응(즉, Gill-type 반응)으로 하층 고기압성 편차(Figure 4.5), 상층 저기압성 편차(Figure 4.8) 발달을 가져오게 된다. 상층에서는 로스비 웨이브 전파로 한반도 주변 상층에서 고기압 편차가 발달하게 되고, 이는 하층에서 고기압 편차발달로 이어지게 된다. 하층에서 고기압성 편차에 의하여 고온의 남풍이 우리나라로 유입이 되어 평년보다 높은 1월 기온이 나타나게 된다.

음의 TSPM 지수에 대하여도 부호는 반대로 비슷하게 설명이 가능하다. 즉 12월 중앙 열대태평양에서 대류억제는 하층(850hPa) 유선함수 편차장(Figure 4.5)에서 보여지는 것처럼 11월 남서열대태평양에서 대류활발과 관련된 중앙태평양으로 부터의 바람장의 발산과 관련지을 수 있다. 중앙 열대태평양에서 대류억제는 이 지역 북서쪽으로 고기압성 편차 발달(즉, Gill-type 대기 반응)을 유도할 수 있으며(Figure 4.5), 이 고기압성 편차의 원인으로 남동풍 편차에 의한 mean moisture의 양의 이류(Figure 4.6)가 있게 되고 북서 아열대태평양 지역에서 풍속 감소는 대기로의 잠열 방출을 감소(Figure 4.7)시켜서, 이 지역에서 양의 해수면 온도 편차가 증가하게 되고, 아울러 1월 북서아열대태평양 대류강화 발달에 기여하게 된다. 1월 북서 아열대 태평양의 대류강화는 하층 저기압성 편차(Figure 4.5), 상층 고기압성 편차(Figure 4.8) 발달을 유도하는 Gill-type 반응이 발생하게 된다. 상층에서는 로스비 웨이브 전파로 한반도 주변 상층과 하층에서 저기압 편차가 발달하게 되고, 하층에서 저기압성 편차에 의하여 저온의 북풍이 우리나라로 유입이 되어 평년보다 낮은 1월 기온이 나타나게 된다.

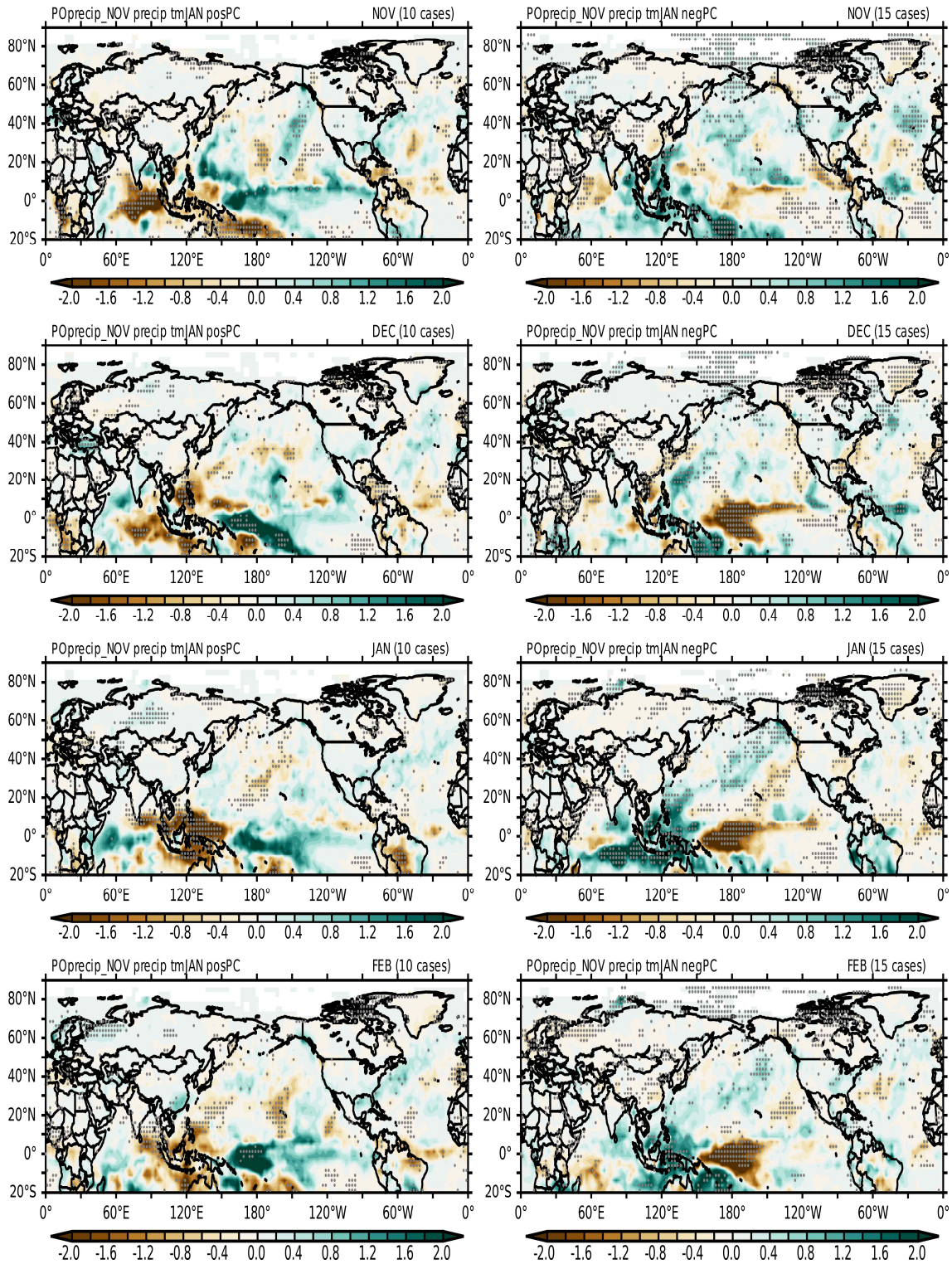


Figure 4.4. Composite patterns of precipitation anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February .

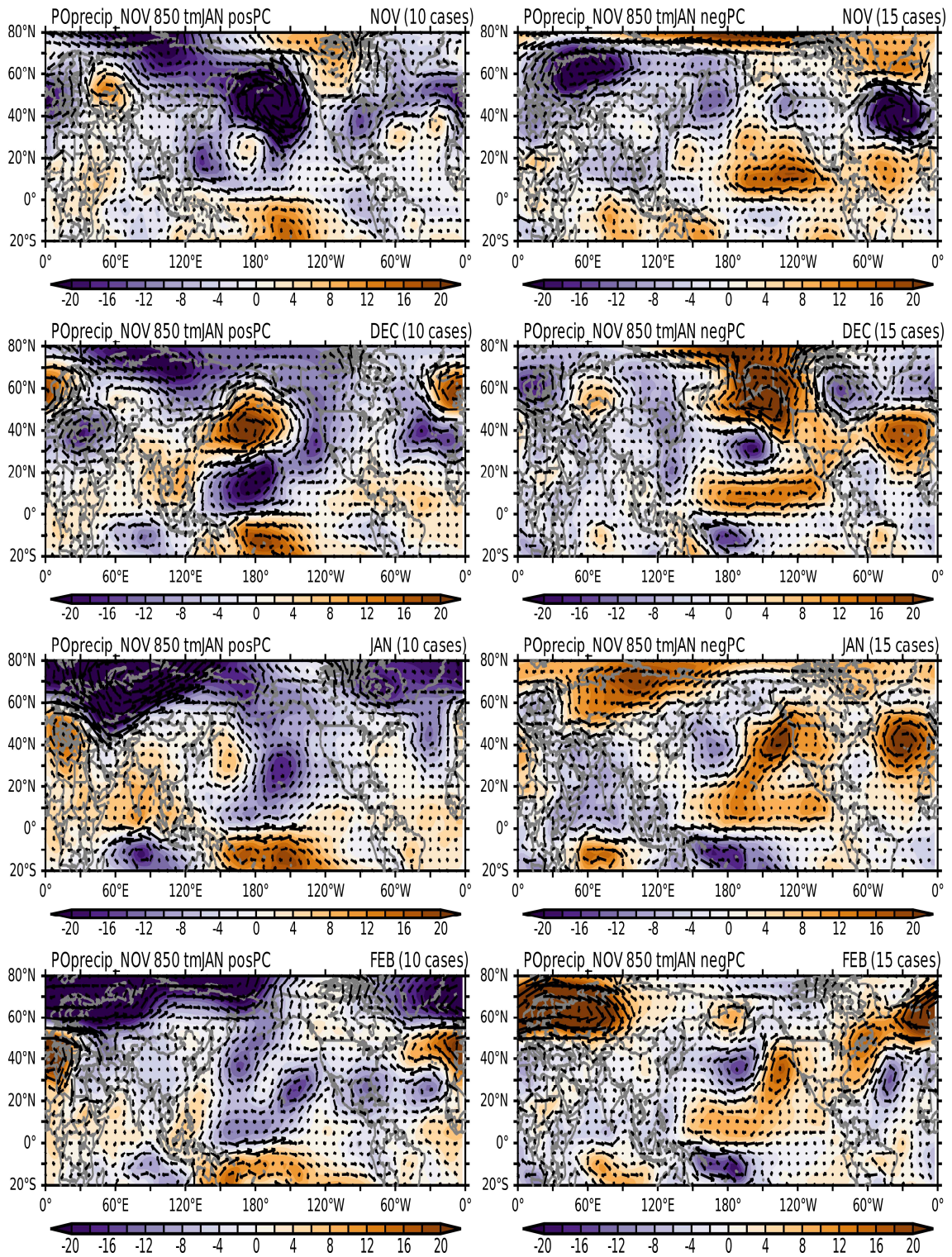
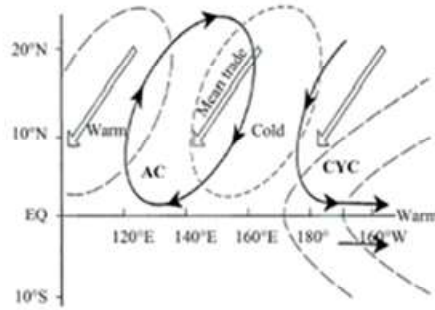


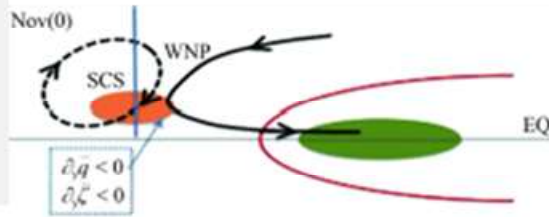
Figure 4.5. Composite patterns of 850hPa stream function anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February

풍속 증가 → 대기
 잠열 방출 증가 → SST
 감소 → 고기압 편차
 증가



Wang et al. (2000)

CP 대류강화 → 로스
 비 반응: 저기압성편차
 → dry advection →
 고기압 편차 발달



Wu et al. (2017)

Figure 4.6. Schematic of the formation of the western North Pacific anticyclonic circulation which is proposed by (upper) Wang et al. (2000) and (lower) Wu et al. (2017). The figures are taken from the cited references, respectively.

양과 음의 TSPM 지수 해들의 합성장을 기반으로 위에서 언급된 11월 TSPM이 1월 기온에 미치는 영향과 관련된 역학과정에 포함되어 있는 주요 기후 요소들(남서열대 강수편차, 중앙열대 태평양 강수편차, 북서태평양 강수편차, 북서태평양 해면기압, 중앙 열대 태평양 해수면 온도 편차 등)에 대하여 10월부터 다음 해 7월까지 시간 변화를 분석하였다(Figure 4.10). 각 요소별 영역 평균 지역은 동일한 색으로 제시된 Figure 4.11에서 확인할 수 있다. 양(음)의 TSPM 지수일 때, TSPM 지수의 주요 지역인 남서열대 태평양 지역에서 평균된 음(양)의 강수편차는 11월에 peak을 보이고 이후 감소하며, 이후 12~1월에 중앙 열대 태평양에서 양(음)의 강수편차가 최대(소)값에 이르고, 이후 감소하였다. 뒤이어 1월에 북서열대태평양에서 음(양)의 강수편차와 양(음)의 해면기압 편차가 peak 값에 도달하였다. 결국 역학과정에서의 주요 기후 요소들의 시간 변화 결과는 위에서 설명된 11월 열대 태평양 대류활동 모드의 1월 기온에 미치는 주요 역학과정이 적절하다는 것을 제안한다. 주요역학과정 흐름도와 모식도는 Figure 4.12, 4.13, 4.14에서 제시하였다.

Figure 4.9를 보면, 열대 북서태평양 해면기압 편차가 2월까지도 유지되고 있으며, 아울러 Figure 4.5에서 확인할 수 있듯이 2월에 열대 북서태평양에서 양의 TSPM 지수의 경우 고기압성 순환편차 음의 TSPM 지수의 경우 저기압성 순환 편차가 북서쪽으로 확장 및 유지되고 있는 것을 확인할 수 있다. 1월의 북서태평양에서 고/저기압성 순환 편차의 북서쪽으로 확장은 위에서 언급된 WES feedback (Wang et al. 2000)역학으로 설명될 수 있다. 위와 같이 북서쪽으로 확장된 고기압성 및 저기압성 순환 편차는 각각 2월 남풍 및 북풍의 영향이 계속되어, 2

월 기온의 상승 및 하강의 원인이 되었다는 것을 제시한다.

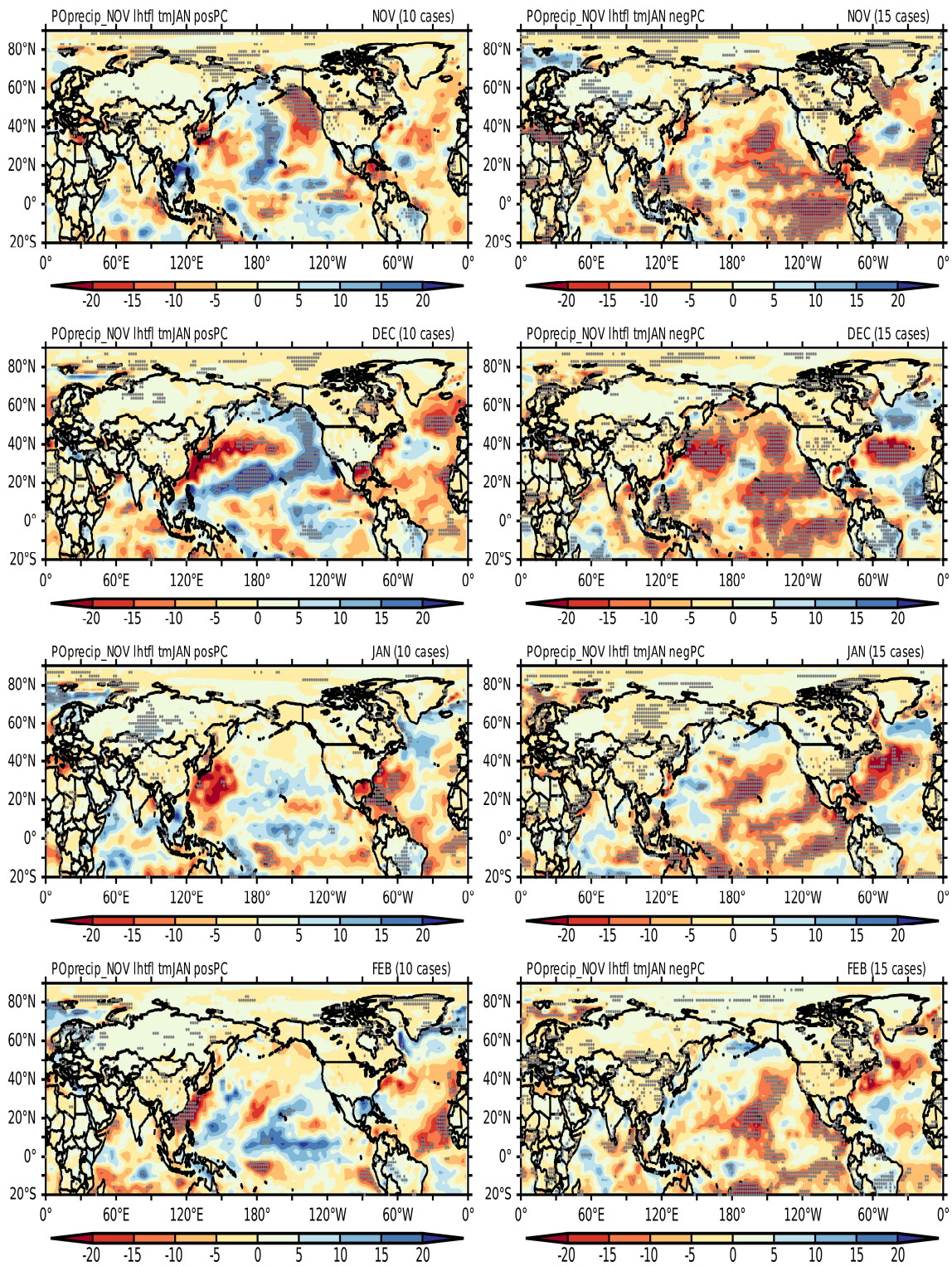


Figure 4.7. Composite patterns of latent heat flux anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February

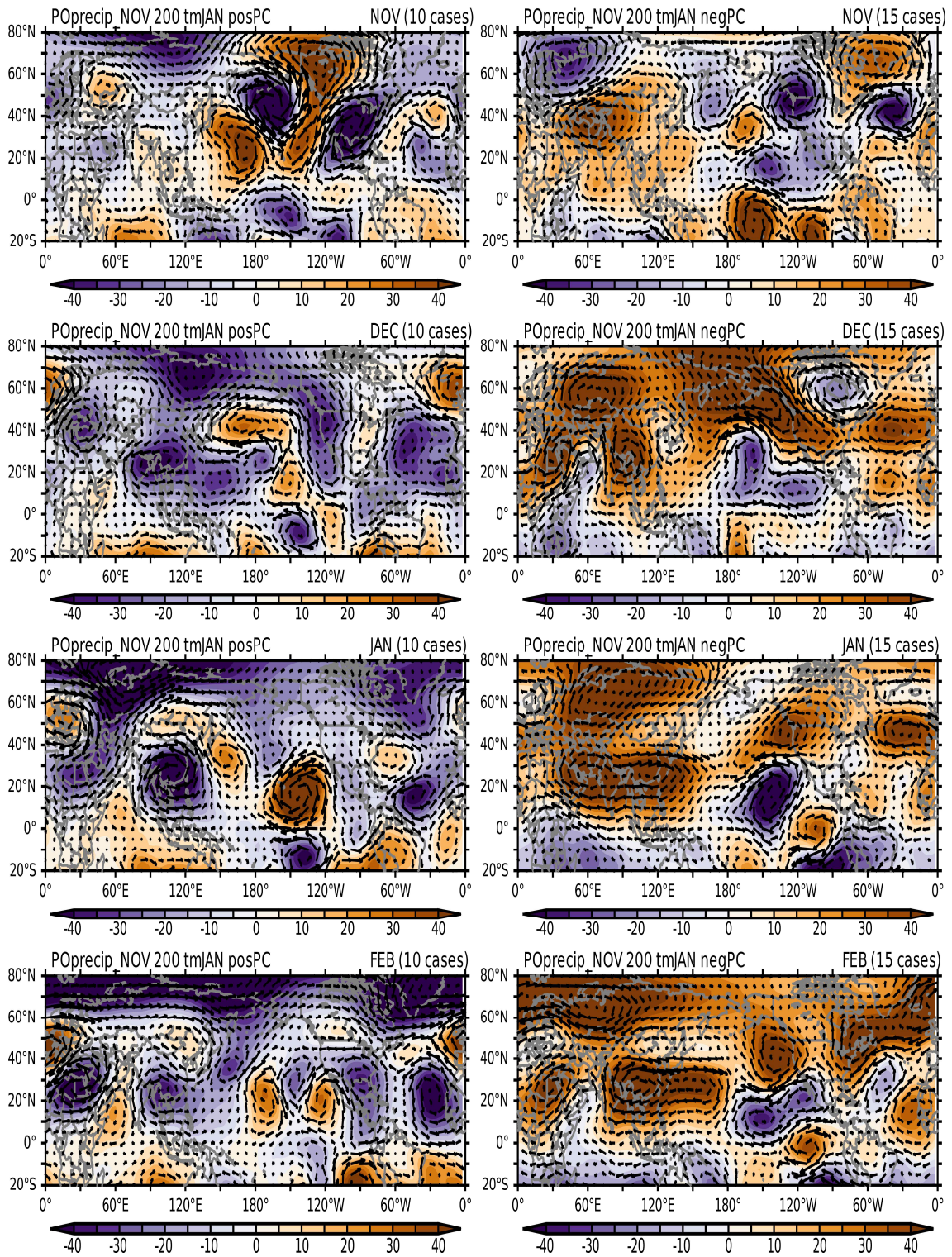


Figure 4.8. Composite patterns of 200hPa stream function anomalies for the years when November TSPMI is (left) greater than 0.5σ and (right) less than -0.5σ from November to the following year-February

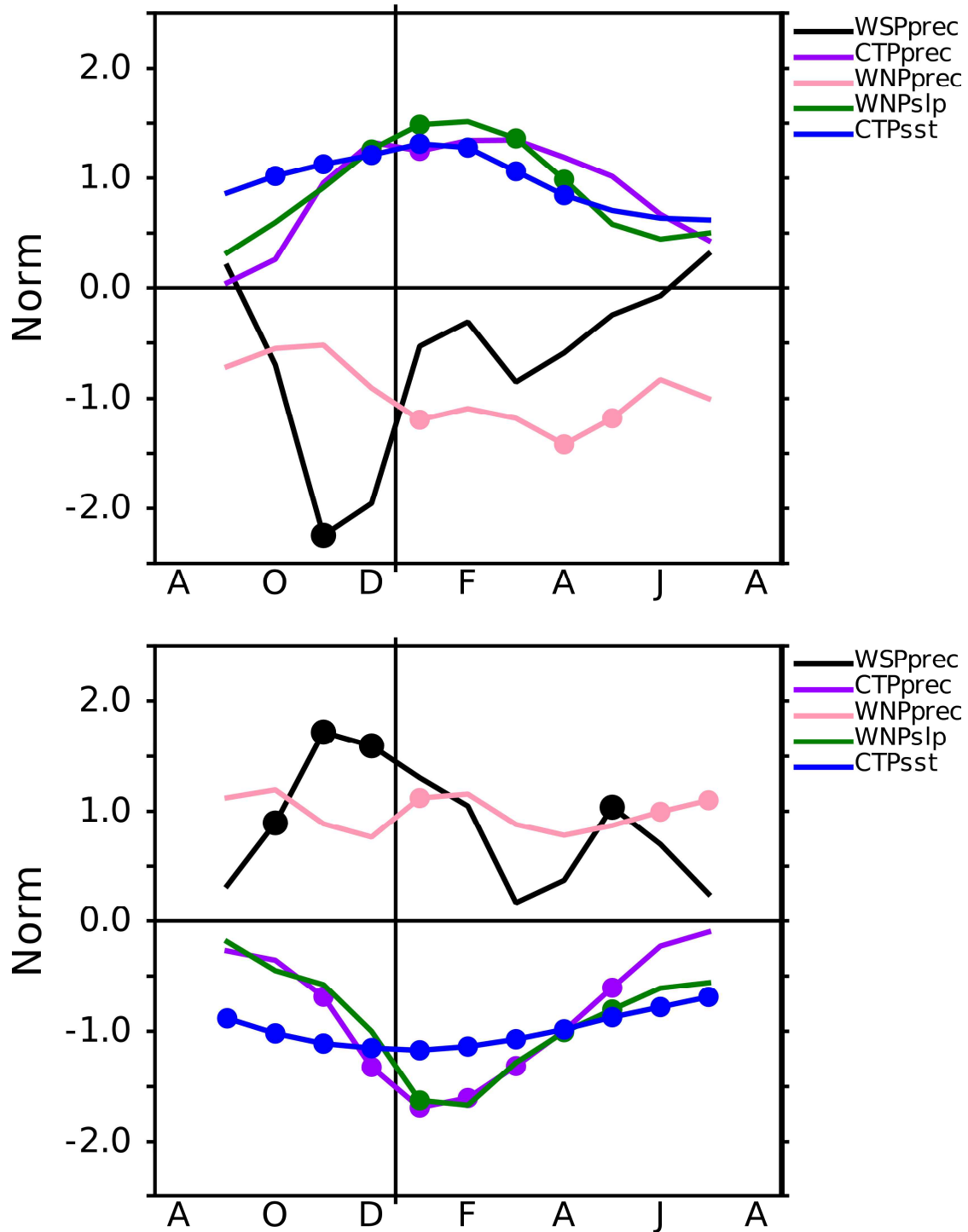


Figure 4.9. Evolution of the precipitation anomalies averaged in the western South Pacific (WSP, black lines), the central tropical Pacific (CTP, purple) and the western North Pacific (WNP, pink) regions, SLP anomalies in the WNP region, and SST anomalies in the central tropical Pacific (CTP) region averaged for (+) TSPM and (-) TSPM events in November from the preceding October to the following year April. Colored dots denote the statistically-significant values at 90% level according to student t-test.

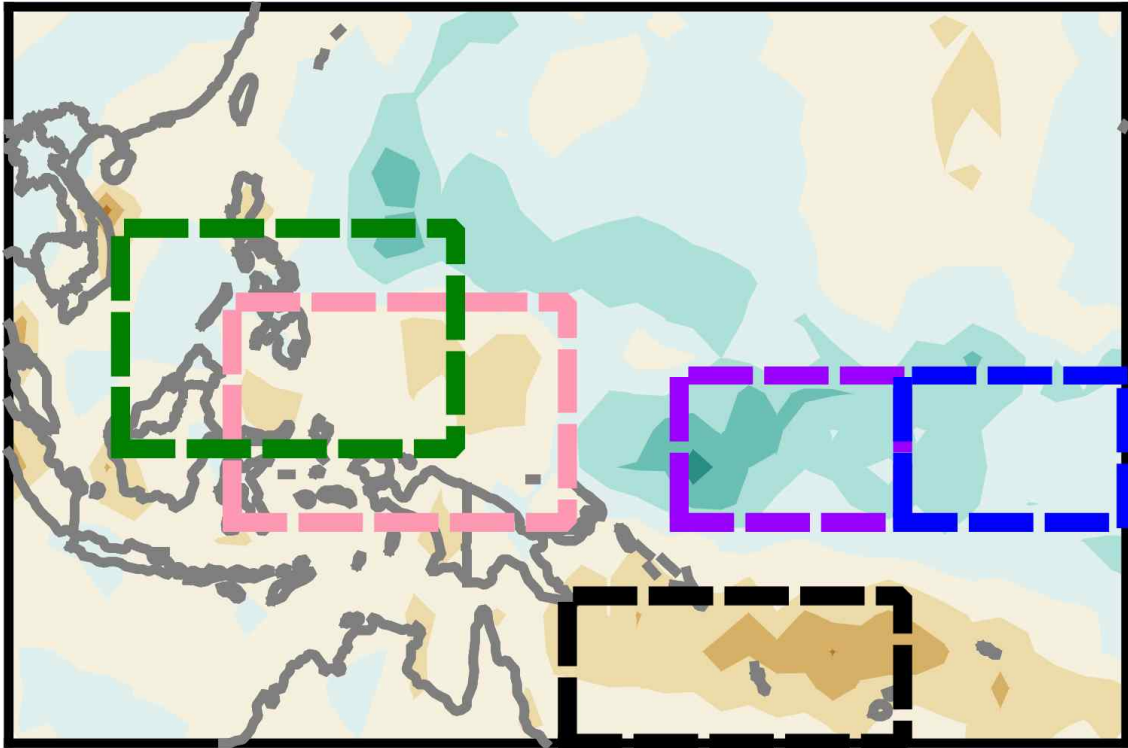


Figure 4.10. Boxed averaging regions for the Fig. 9: Green is denoted for sea level pressure anomaly in North Western Pacific, pink for precipitation anomaly in North Western Pacific, purple for precipitation in the central Pacific, black for precipitation anomaly in the South Western Pacific, and SST anomaly in the central-eastern Pacific region.

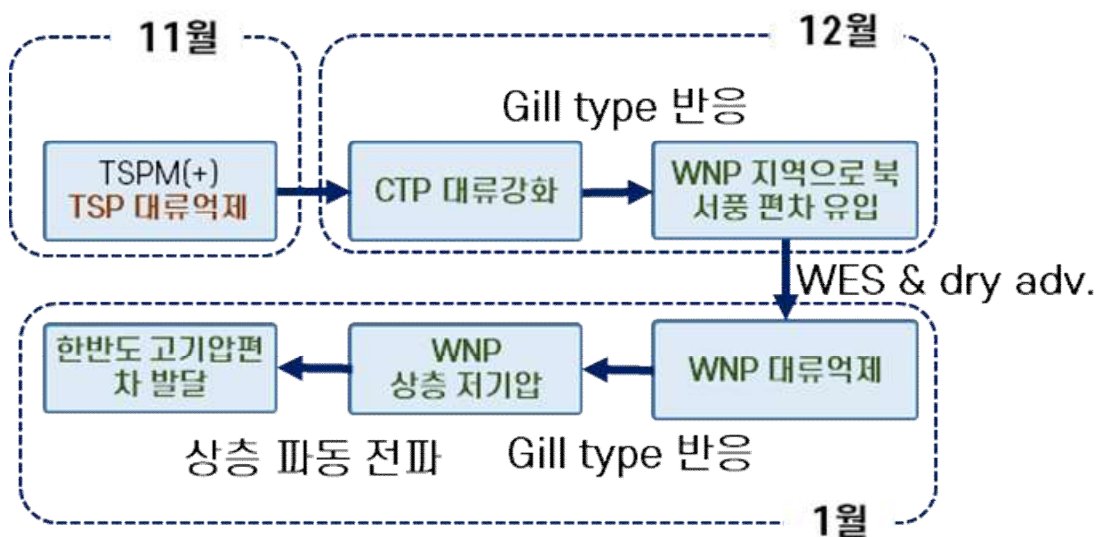


Figure 4.11. Dynamical processes that the November TSPM is associated with the development of the anomalous anticyclonic circulation in the following year January around South Korea.

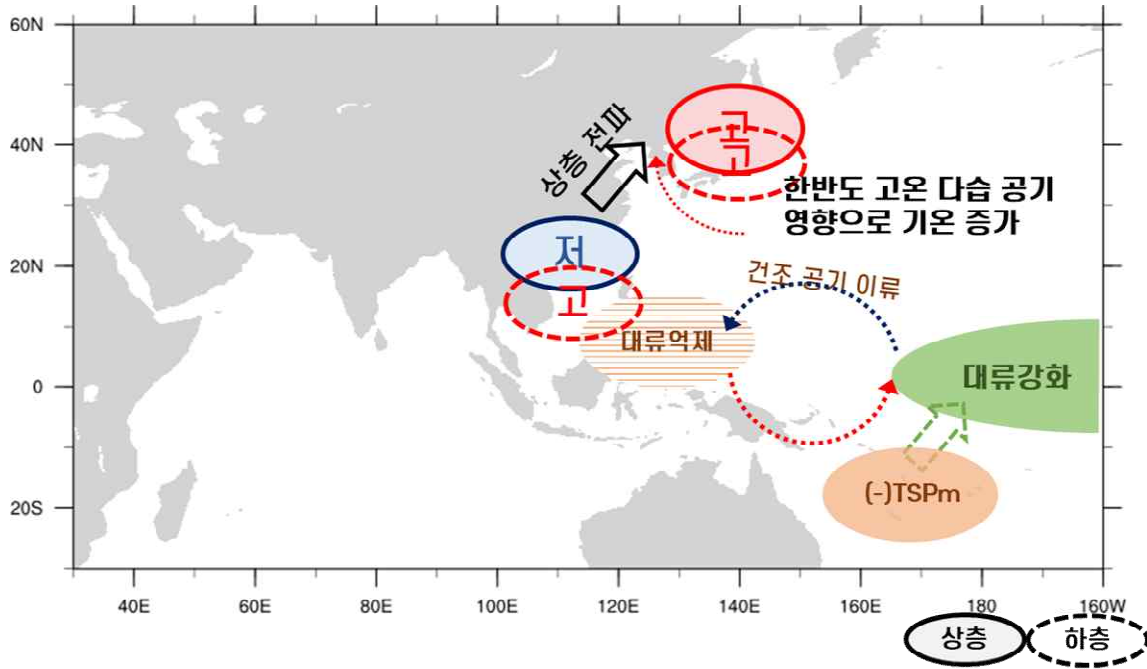


Figure 4.12. Schematic of atmospheric teleconnection related with the negative TSPM in preceding year November.

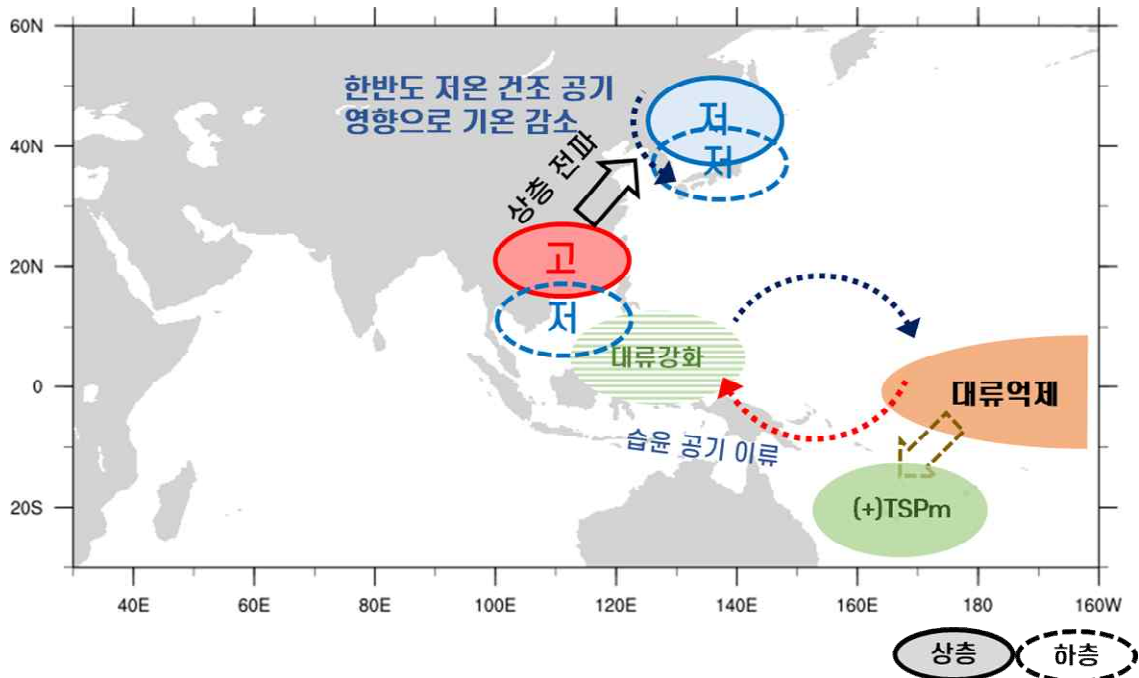


Figure 4.13. Schematic of the atmospheric teleconnection related with the positive TSPM in preceding year November .

4.3.3. 겨울철 기온 예측을 위한 대류활동 모드의 예측인자 활용

Figure 4.9의 중앙 적도 태평양에서 SST 편차의 시간적 변화를 보면, SST 편차의 peak이 11월 TSPM 발달 이후 도달하고, 중앙 적도 태평양에서 대류활동의 시간적 변화를 거의 따라가고 있는 것을 확인할 수 있다. 이는 중앙 적도 태평양에서 SST 편차가 TSPM의 발달을 위한 강제력으로 작동하기 보다는, TSPM 관련 중앙 적도 태평양에서 대류활동이 잘 발달하도록 하는 역할을 하는 것으로 보인다. 그러므로 중앙 적도 태평양에서 SST 편차를 TSPM 예측인자의 예측성을 높이기 위해서 활용하는 방안으로 제시하고자 한다. Figure 4.14는 양의 TSPM 이벤트들에 대한 중앙 적도 태평양 지역에서 평균된 SST 편차의 이벤트가 발생한 해의 10월부터 다음 해의 4월까지 시간적 변화를 보여준다. 3개의 해 (1992, 1996, 2008)을 제외하고, 모든 해에서 양의 TSPM이 발생한 가을철에 해수면 온도 편차는 양의 값을 갖는 것을 확인할 수 있다. 하지만, 3개의 해에서는 10~11월에 음의 해수면 온도 편차가 나타났다. 즉, 3개의 해의 TSPM 지수가 11월에 양의 값을 보였지만, 11월 이전부터 발달한 중앙 적도 태평양에서 음의 SST 편차가 북서태평양에서 대류억제의 발달에 중요한 중앙 적도 태평양에서 대류강화를 약화시킨 것으로 사료된다.

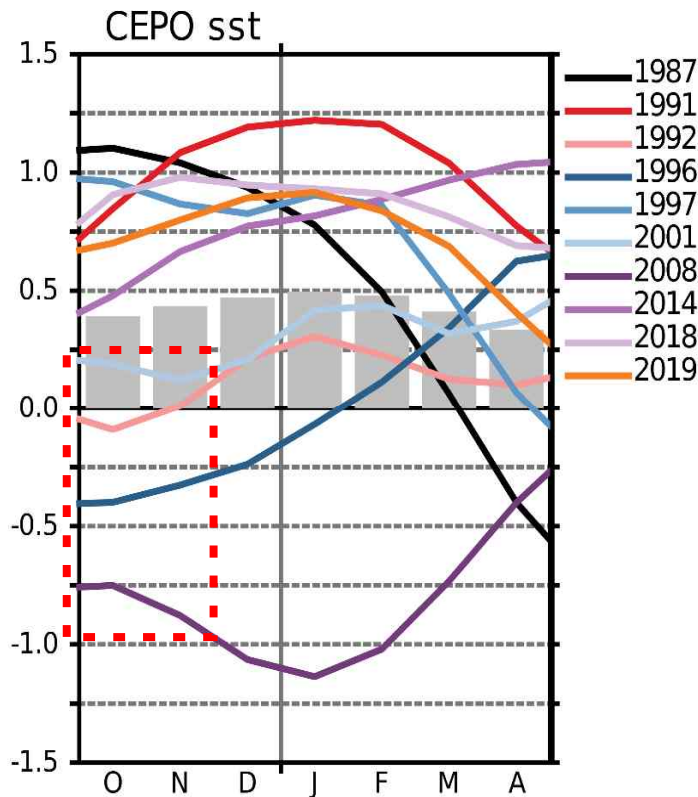


Figure 4.14. Evolution of the SST anomalies averaged in the central tropical Pacific for each of the (+) TSPM events in November from the preceding October to the following year April.

Figure 4.15는 3개의 년도 중 1997년 1월에 평년보다 -1.0°C 낮았던 1996년 11월 양의 TSPM 이벤트 관련 1996년 10월부터 1997년 1월까지 강수, SST, 하층 rotational 바람 편차, 상층 유선함수와 rotational 바람 편차의 분포이다. 먼저 1996년 11월에 열대 태평양에서는 양의 TSPM이 발생한 것을 확인할 수 있다. 하지만, 중앙 적도 태평양에서 음의 SST 편차가 함께 발달하고 있어서, 중앙 적도 태평양에서 대류강화가 12월에 발달하지 못하였다. 그러므로 0.5σ 강도 이상의 11월 양의 TSPM 지수가 발생하였을 때 중앙 적도 태평양에서 10월 SST 편차의 상황을 감시한다면, 11월 TSPM 예측인자를 활용하여 1월 평년 비슷 범위보다 높은 기온을 예측할 때 예측성을 개선할 수 있을 것으로 보인다. 한편 이 Figure에서 상층 대기 순환 편차장을 보면, 12월에 북대서양에서 음의 NAO 발달하고, 1월에 관련된 중위도 파동 전파에 의한 한반도 주변 저기압성 편차에 의한 북풍의 영향을 받는 패턴을 확인할 수 있다. 즉, 12월 NAO의 상황도 1월 기온 예측을 위한 11월 TSPM 예측인자의 예측성을 향상시키는 데 도움을 줄 수 있을 것으로 보인다. 이와 같은 12월 NAO 지수의 활용 가능성은 음의 TSPM 지수일 때 1월에 평년보다 높았던 1988년과 1998년 TSPM 이벤트가 발생했을 때 역시 확인할 수 있었다. 예를 들어 1988년 TSPM 이벤트 관련 12월에 상층 대기 순환 편차장을 보면, 음의 NAO가 발달하였으며, 관련 파동전파에 의한 1월에 한반도 주변 고기압성 순환 편차에 의한 남풍의 영향을 받았다 (Figure 4.16).

11월 TSPM 지수를 1~2월 기온 예측에 대하여 적어도 2개월 선행시간에서 활용하기 위해서, 10월 MJO (Madden-Julien Oscillation)과의 관계를 분석하였다. 즉 11월 양과 음의 TSPM 지수가 0.5σ 기준 이상일 때 10월 MJO 위상별 빈도수와 강도 평균을 계산하고, 곱을 취함으로써 11월 TSPM이 발생할 때 MJO 어느 위상에서 빈도와 강도가 상대적으로 더 큰지를 평가하였다. Figure 4.17에서 확인할 수 있듯이, 양의 TSPM 있을 때 위상 1이 상대적으로 빈도와 강도가 컸으며, 음의 TSPM이 있을 때 위상 5와 6에서 상대적으로 빈도와 강도가 컸다. 그러므로 10월 MJO의 강도와 빈도를 감시함으로써 11월 TSPM 발생 가능성을 예측이 가능할 것으로 보인다.

위와 같은 양의 TSPM 지수의 10월 중앙 태평양 SST, 11월 양과 음의 TSPM 발달에서 MJO 관계를 활용하여, 예보관이 1~2월 기온 예측을 위한 TSPM 예측인자를 활용할 때 용이하도록 예측 흐름도를 Figure 4.18과 4.19에 제시하였다. 먼저 우리나라 1~2월에 평년보다 높은 기온예측을 위해서 10월 중앙적도 태평양 SST 편차가 평년보다 높은지를 확인하며, 만일 평년보다 낮으면 TSPM 예측인자는 활용하지 않는 것으로 선택된다. 중앙적도 태평양 SST 편차가 평년보다 높으면, 10월 MJO 상황을 확인하며, 위상 1에서 강도가 크면 11월 양의 TSPM이 발생하여, 2개월 선행시간인 11월에 1~2월에 기온이 높을 가능성으로 예측할 수 있다. 12월에 11월 TSPM 지수 강도가 0.5σ 이상인지 확인하고 그렇다면 1~2월에 기온이 높을 것으로 예측할 수 있다(Figure 4.18).

그리고 우리나라 1~2월에 평년보다 낮은 기온 예측을 위해서 10월 MJO가 위상 5 혹은 6에서 강한지를 확인하고 그렇다면 11월 음의 TSPM이 발생하여, 1~2월에 기온이 평년보다 높을 것으로 잠정적으로 예측할 수 있다. 12월에 TSPM 지수가 -0.5σ 보다 작은지 확인하여 그렇다면 겨울철 중/후반에 기온이 평년보다 낮을 것으로 예측할 수 있다(Figure 4.19).

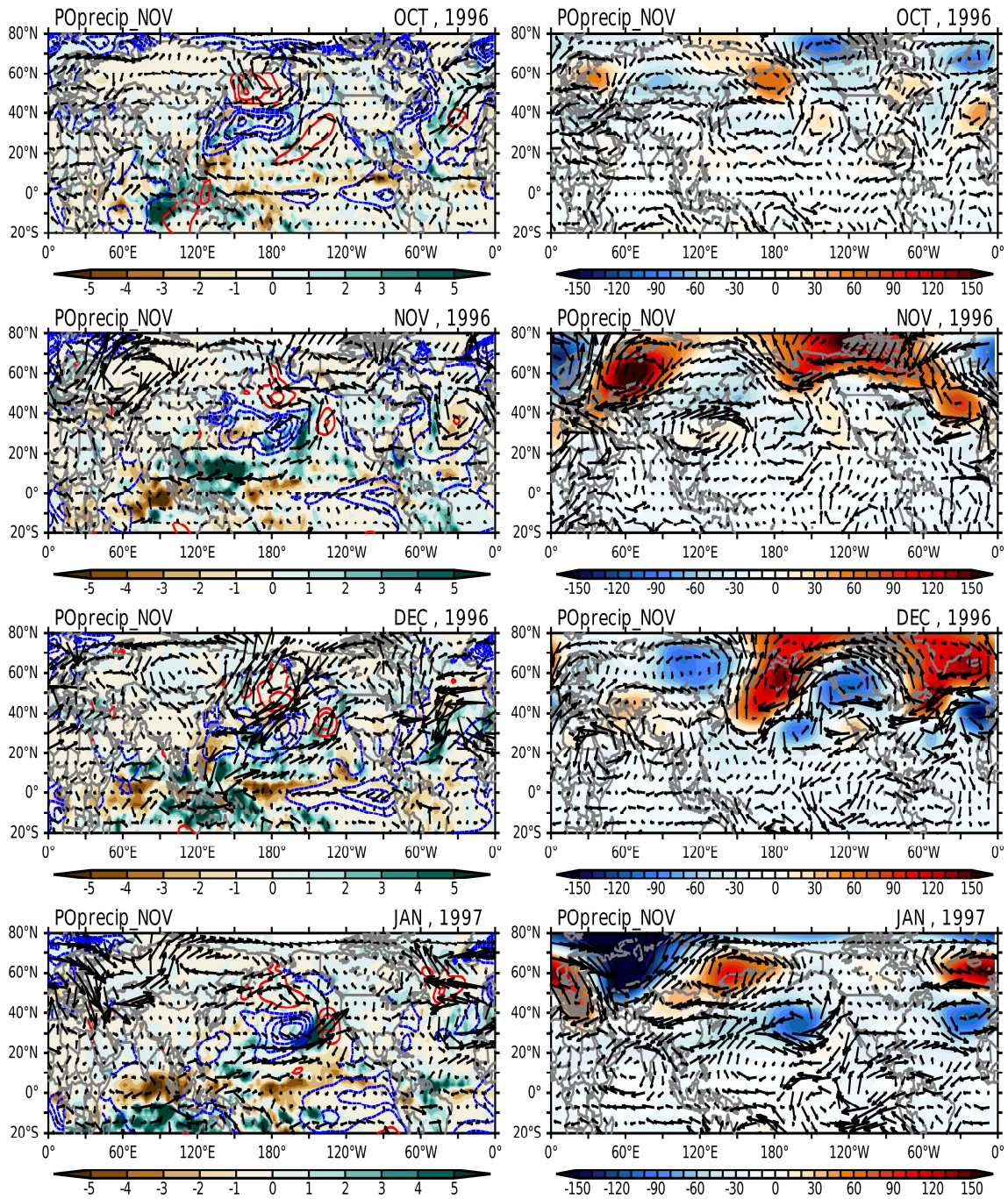


Figure 4.15. (left) Spatio-temporal patterns of SST (colored contours), precipitation (shades), 850hPa rotational wind anomalies (vectors) and (right) rotational wind and streamfunction anomalies in 200hPa from Nov. 1996 to Jan. 1997.

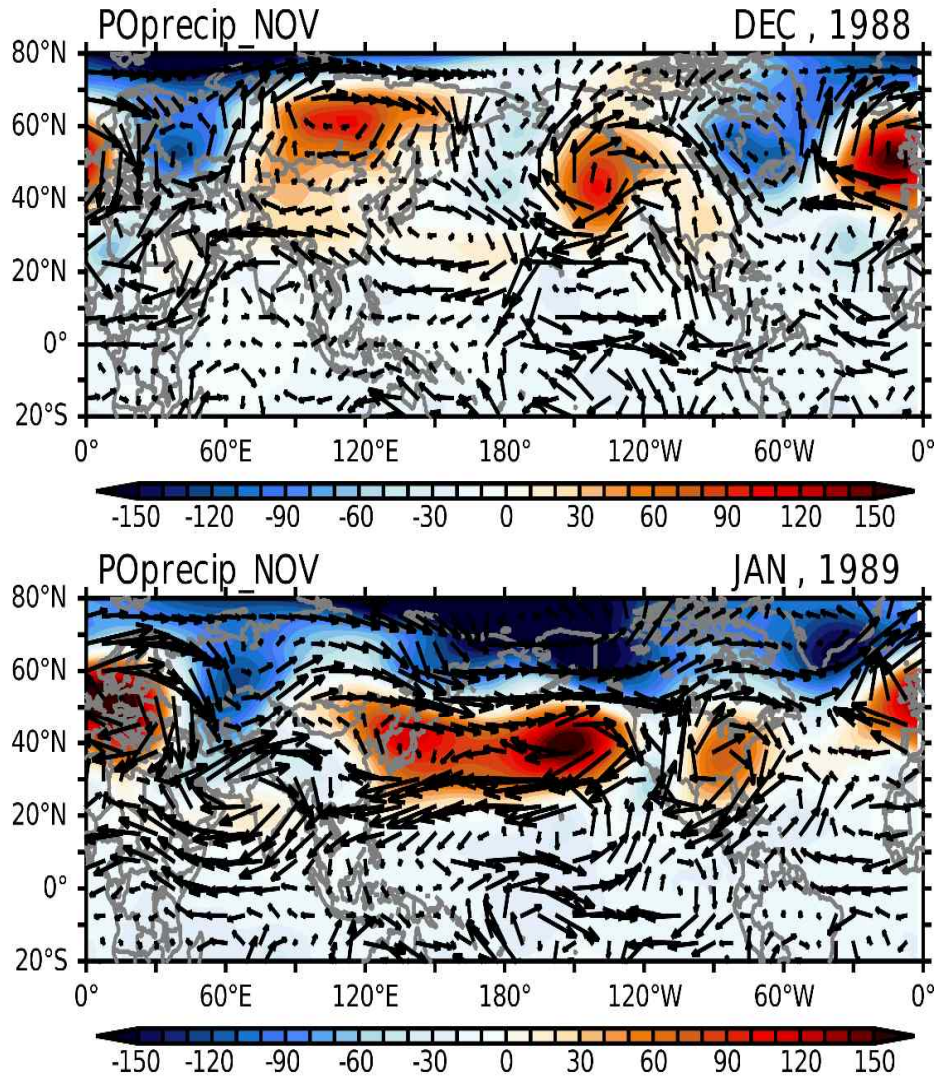


Figure 4.16. Spatial patterns of 200hPa rotational wind (vectors) and streamfunction (shades) anomalies in (upper panel) Dec. 1988 and (lower) Jan. 1989.

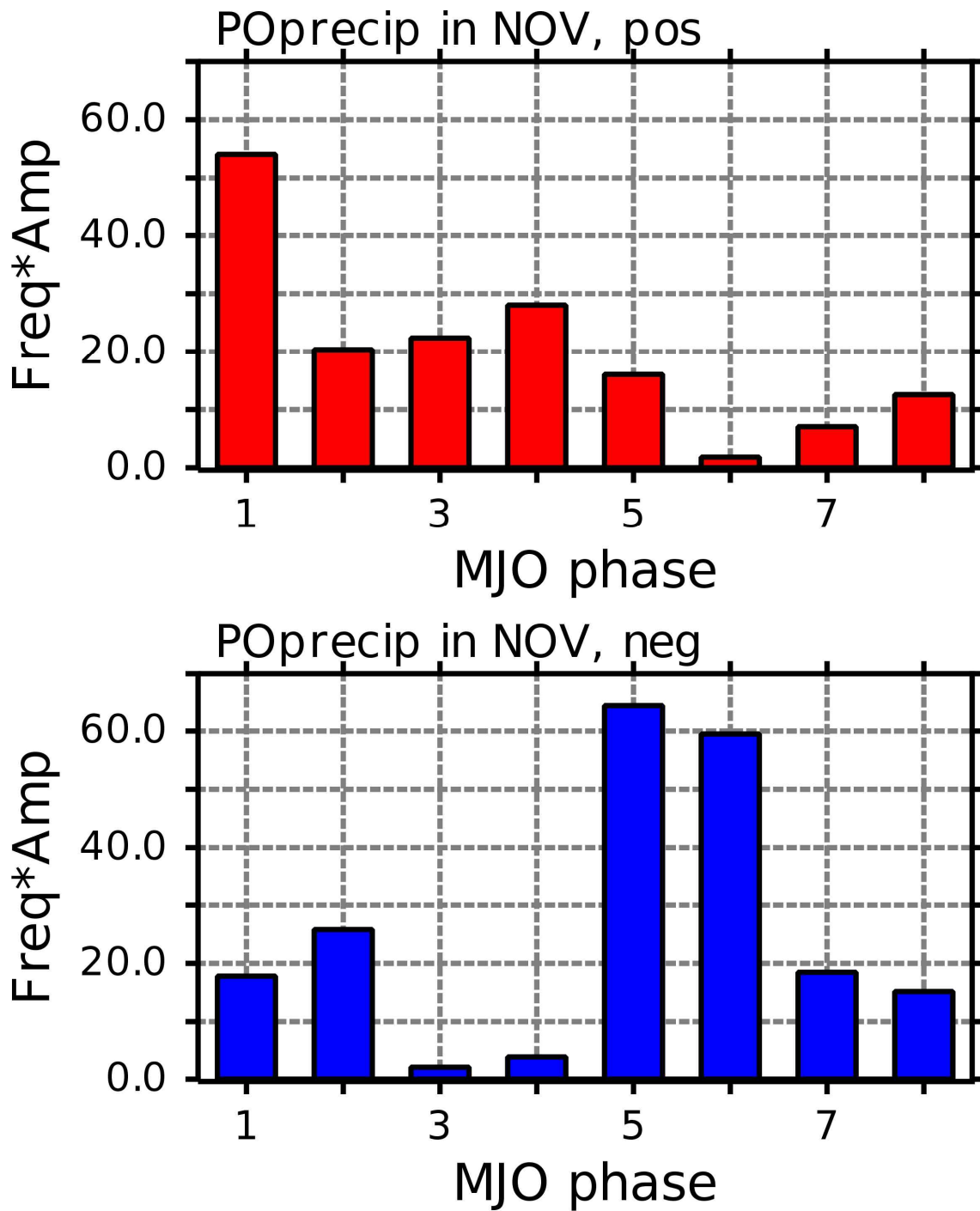


Figure 4.17. October MJO activity when (upper panel) (+) TSPM and (lower) (-) TSPM events occur in November. MJO activity is defined as the product of the MJO frequency and amplitude.

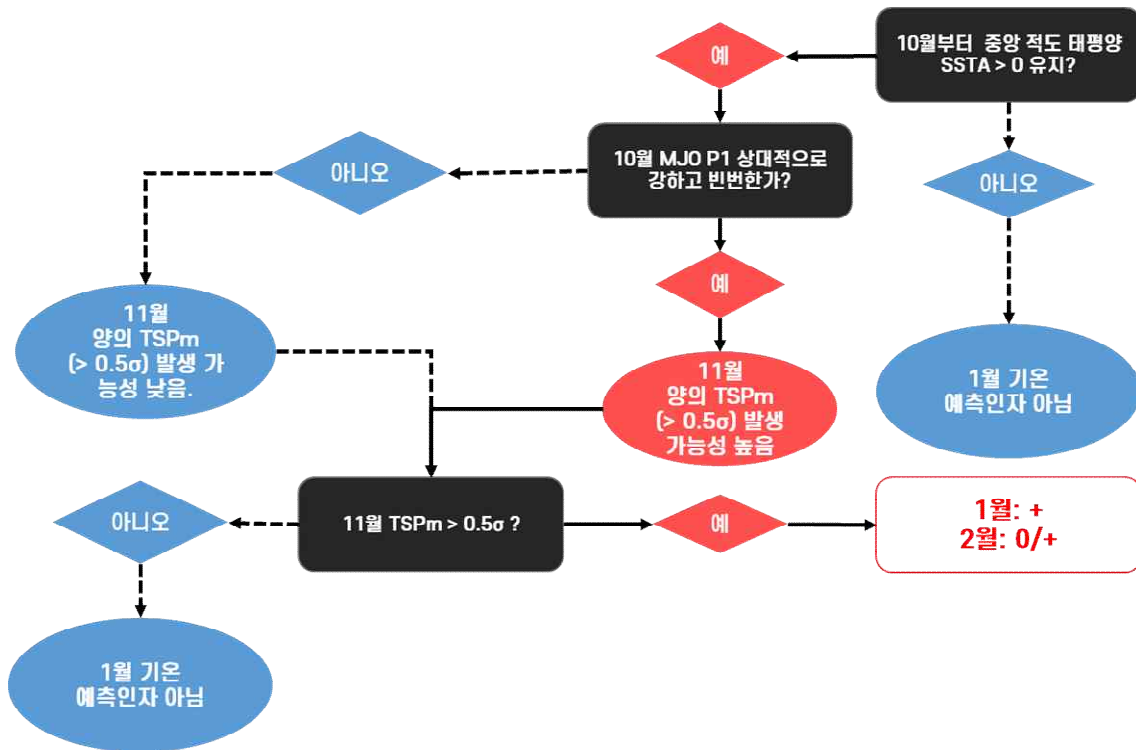


Figure 4.18. Prediction flowchart of utilizing the TSPm index when the January and February air temperatures that are greater than their climatology are predicted.

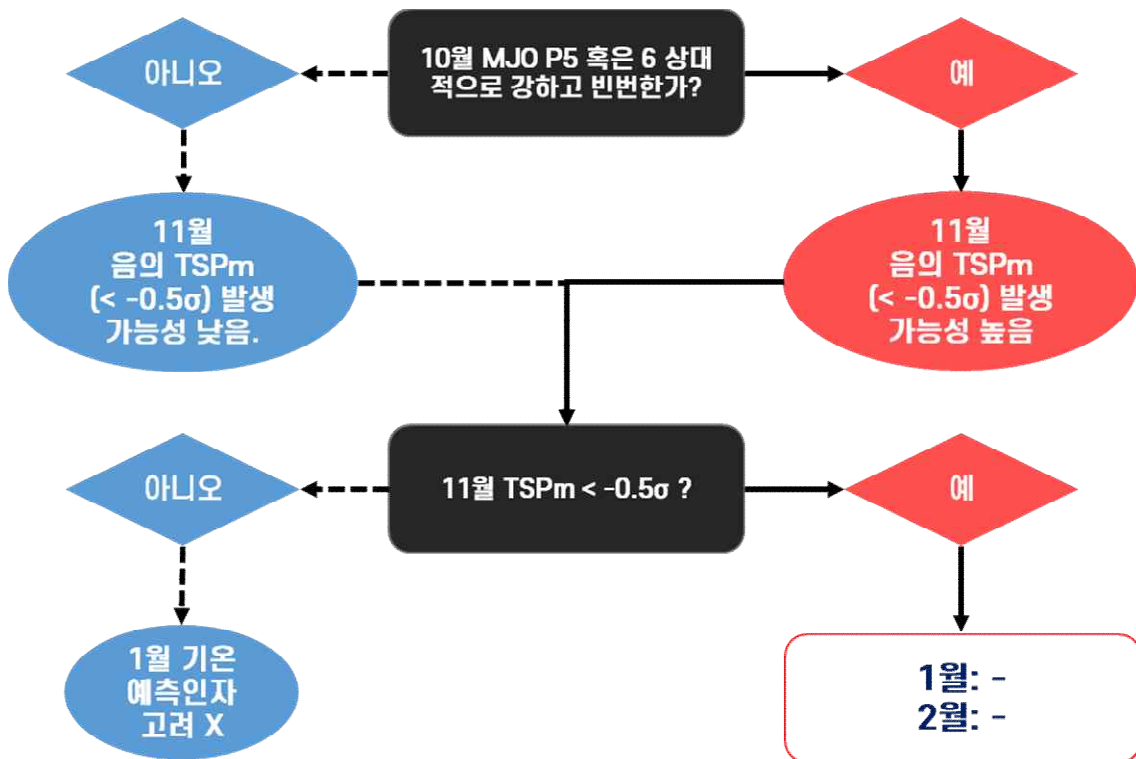


Figure 4.19. Prediction flowchart of utilizing the TSPm index when the January and February air temperatures that are less than their climatology are predicted.

4.4 가을철 열대 태평양 대류활동의 우리나라 겨울철 강수에 미치는 영향

4.4.1. 군집 분석

군집 분석(즉 K-means, 4.2절 참조)을 통해 1월에 평년 범위보다 많은 강수의 해(양의 강수 이벤트)와 평년 범위보다 적은 강수의 해(음의 강수 이벤트)들의 이전 연도 11월 열대 태평양 대류활동(강수편차로 정의) 이벤트를 분류하여 관련된 대기/해양 순환장 특성을 분석하였다. 본 연구에서는 양의 강수 이벤트와 음의 강수 이벤트에 대하여 각각 2개의 군집까지 분류하였다.(Figure 4.20, 4.21). 군집 분석을 통해서 양의 강수 이벤트에 대한 군집 1은 8개 이벤트, 군집 2는 7개의 이벤트가 포함되었다. 음의 강수 이벤트에 대해서는 군집 1은 9개, 군집 2에 6개 이벤트가 속하였다. 각각의 군집 패턴과 1979-2023년 기간에서 열대 태평양에서 강수 편차장과 projection을 하여 지수를 생산하여, 두 개의 군집이 잘 분리가 되었는지 확인하였다. 이를 위해서 위의 계산된 지수들을 사용하여 Figure 4.20와 4.21처럼 scatter plot 분석을 수행하였다. 두 Figure에서 확인할 수 있듯이 양의 강수 이벤트와 음의 강수 이벤트 모두 군집 1에 속한 이벤트들은 좀 더 오른쪽 아래에 위치하고, 군집 2에 속한 이벤트들은 좀 더 왼쪽 위로 위치하고 있는 것을 확인할 수 있으며, 이는 두 개의 군집으로 우리나라 1월 강수 이벤트가 잘 분리되었음을 보여준다.

Figure 4.22는 각 군집에 대한 열대 태평양에서 강수 편차 분포를 보여준다. 먼저 1월 양의 강수 이벤트에 대하여 군집 1은 중앙 적도 태평양에서 대류억제, 호주 북쪽 대류강화의 dipole 구조를 보이고, 군집 2는 대류활동 중심이 군집 1보다 10° 정도 서쪽으로 치우친 중앙 적도 태평양에서 대류강화가 특징이다. 그리고 1월 음의 강수 이벤트가 발생할 때, 양의 강수 이벤트가 발생할 때와 상당히 패턴이 비슷하지만, 상대적으로 대류활동 중심이 오른쪽과 남쪽으로 치우쳐있는 특징을 보였다. 두 군집 모두 dipole 구조, 즉 군집 1은 북서태평양에서 대류강화, 중앙 적도 태평양에서 대류억제, 군집 2는 반대로 북서태평양에서 대류억제, 중앙적도태평양에서 대류강화 패턴을 보였다.

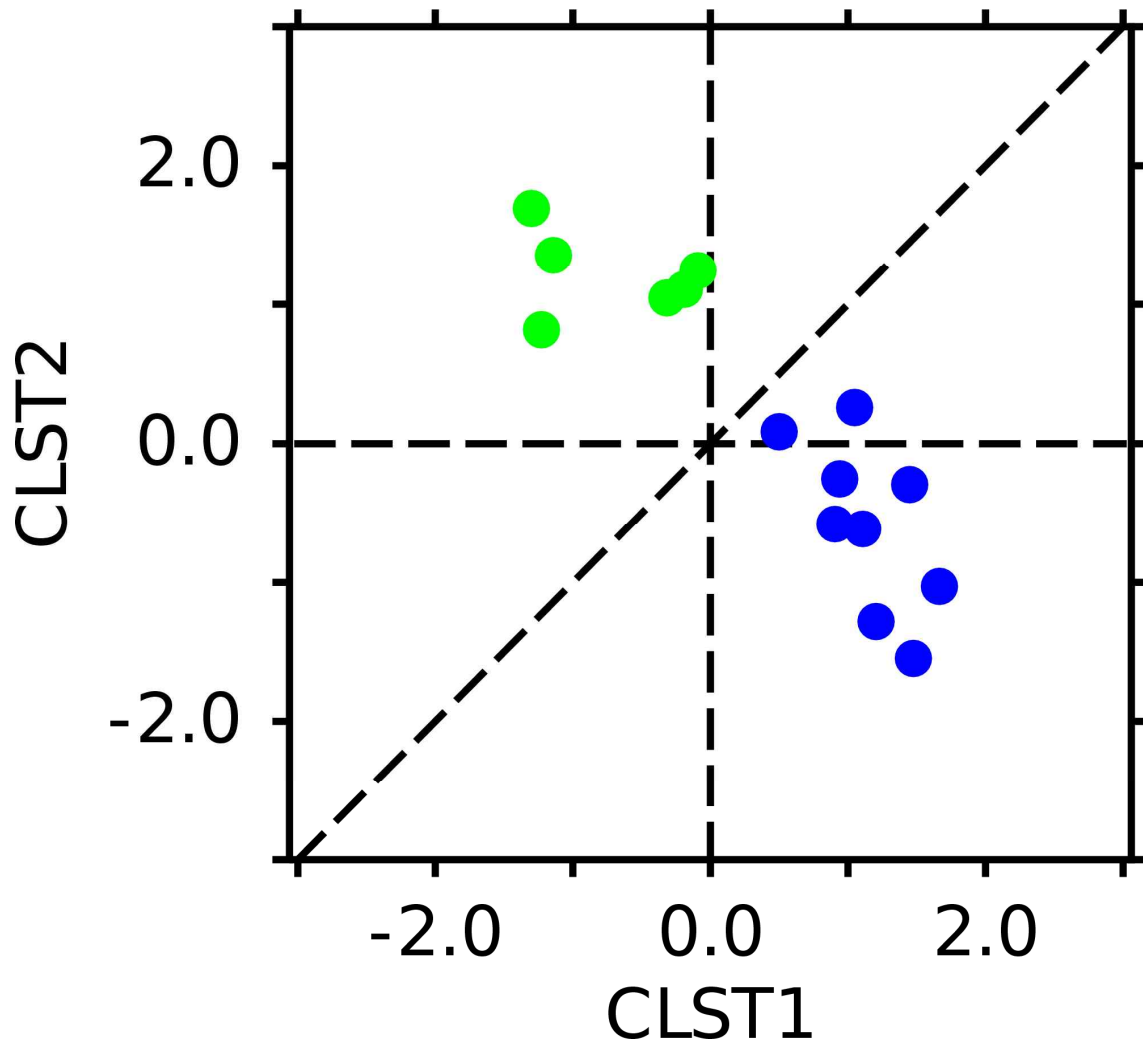


Figure 4.20. Scatter plots of normalized spatial projection coefficients in the first (blue) and second cluster (green) for each event with the below-normal total precipitation anomalies in January.

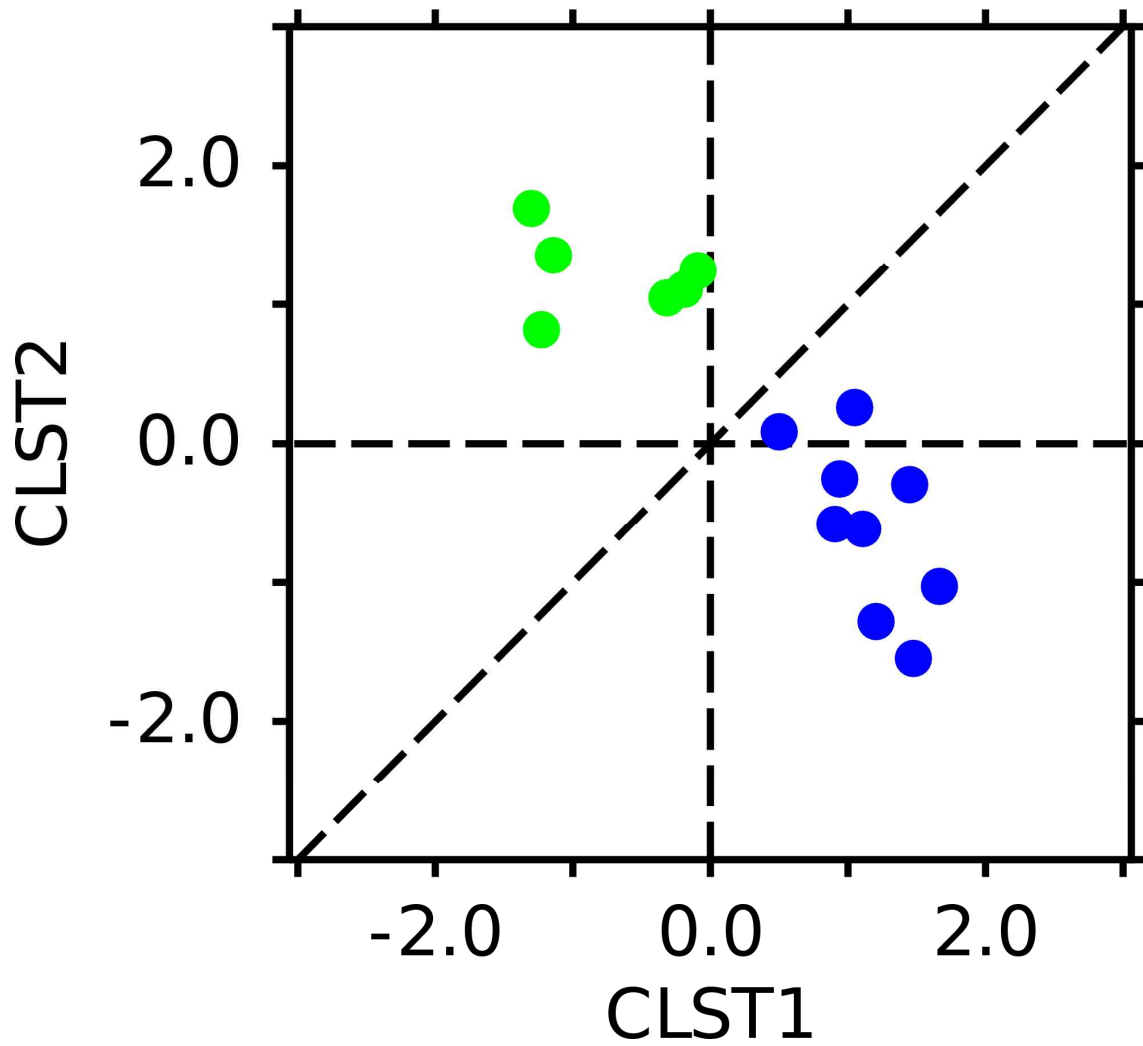


Figure 4.21. Scatter plots of normalized spatial projection coefficients in the first (blue) and second cluster (green) for each event with the below-normal total precipitation anomalies in January.

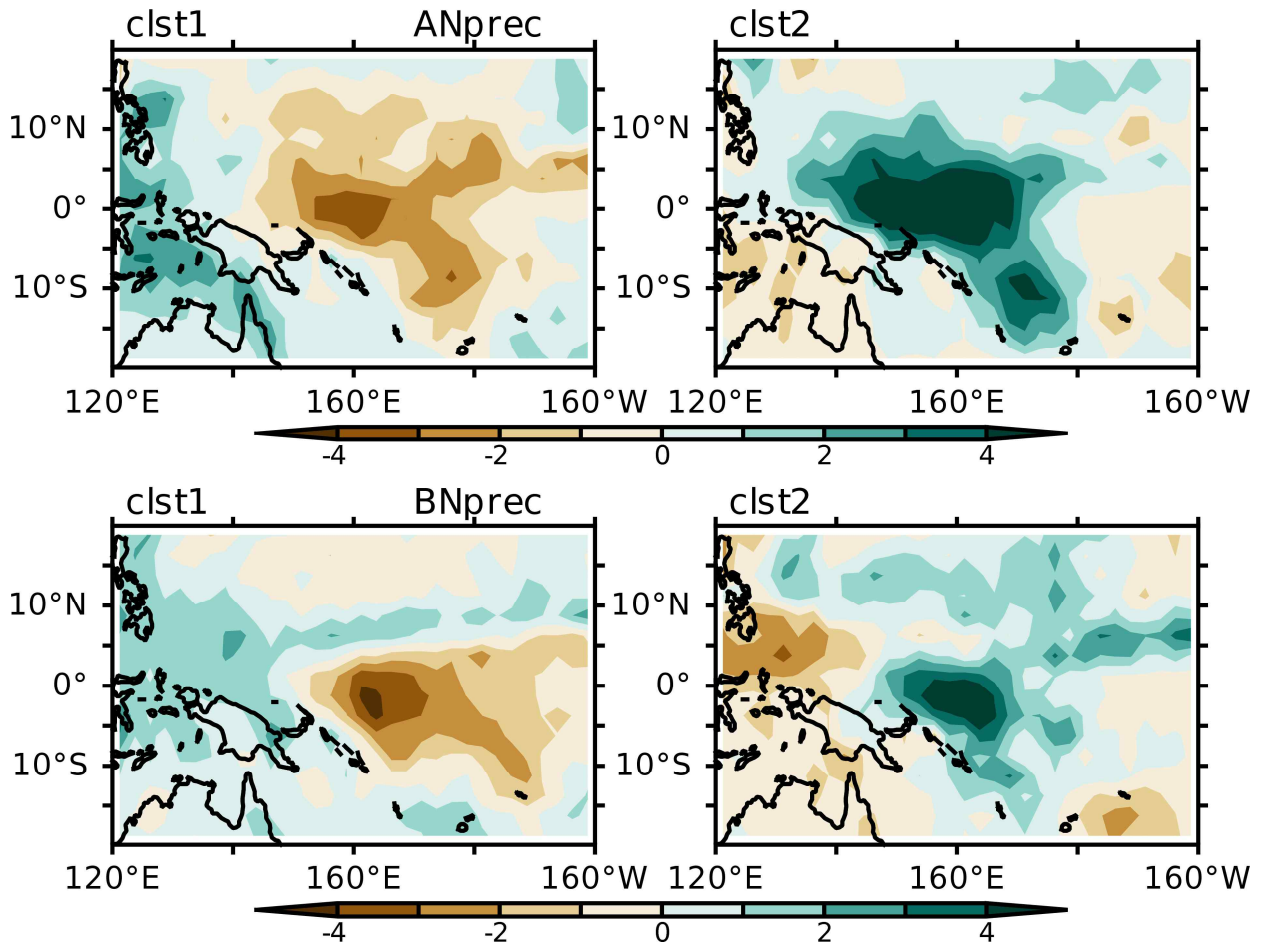


Figure 4.22. The spatial patterns of tropical Pacific precipitation anomalies associated with the (left panel) first and (right) second cluster for the (upper panels) above-normal and (lower) below-normal total precipitation anomalies in January over South Korea

4.4.2. 군집별 대기순환 특성 분석

Figure 4.23과 4.24는 1월 양의 강수 이벤트에 대한 11월에서 다음 해의 1월까지 군집 별 강수 편차장과 하층 유선함수 편차장의 합성장 분포이다. 먼저 대류활동 특징을 보면(Figure 4.23), 군집 1은 1월 남한에서 양의 강수가 발달할 때 이전 해에서 11월 대류활동 패턴 즉 동인도양 대류억제, maritime continents 지역에서 대류강화, 열대 서태평양에서 대류억제 패턴이 12월에 동쪽으로 전파되는 특징을 보인다. 그리고 1월에는 북서태평양에서 대류강화가 다소 약화되었다. 군집 2는 전파되는 특징을 보이지 않고, 11월 중앙 적도 태평양에서 대류강화가 12월에 약화되고, 열대 서태평양에서 대류억제가 강화되는 특징이 나타났다.

군집 1에서 11~12월에 대류 패턴이 이동하면서 11월 남중국해 대류강화와 12월 필리핀해 대류강화는 Gill-type 반응으로 하층에서 저기압성 순환 편차, 상층에서 고기압성 순환 편차를 발달시키고 상층에서 로스비 전파로 한반도 주변에서 저기압성 순환 편차의 영향을 받지만, 1월에는 한반도 주변에서 고기압성 순환 편차와 관련된 남풍의 유입으로 강수가 발달하게 된다(Figure 4.24). 그러므로 군집 1과 관련된 1월 한반도 주변 고기압성 순환 편차의 발달은 열대 태평양에서 대류활동과 관련성이 약한 것으로 보이며, 1월 중위도에서 명백히 관측되는 북대서

양에서부터 파동전파 패턴이 고기압성 순환 편차 발달에 관여한 것으로 보인다. 군집 2에서는 열대 서태평양에서 대류강화 때문에 북서쪽에 저기압성 순환 편차가 발달하게 되고(즉, Gill-type 반응), 남중국해에서 (4.3.2절에서 언급된 역학으로) 대류억제에 의한 하층 고기압, 상층 저기압성 편차가 발달하게 되고 상층에서 파동 전파로 한반도 동쪽으로 고기압성 편차에 의한 남풍의 유입으로 강수가 발달하게 된다. 즉, 양이 강수 이벤트에 대한 군집 2가 열대 태평양에서 영향을 설명하고 있다.

1월 음의 강수 이벤트에 대한 대류활동(Figure 4.25)과 유선함수(Figure 4.26) 편차장의 변화를 살펴보면, 군집 1이 1월 음의 강수 발달이 열대 서태평양의 대류활동과 관련이 되고, 군집 2는 중위도 파동 전파와 관련이 있음을 보여준다. 더욱이 군집 2에서 열대 북서태평양에서 대류활동이 상당히 약하였다. 특히 군집분석을 통해서 1979년 이후 우리나라 평년보다 적은 강수이벤트의 60%가 열대 대류활동에 기인했다고 결론지을 수 있다.

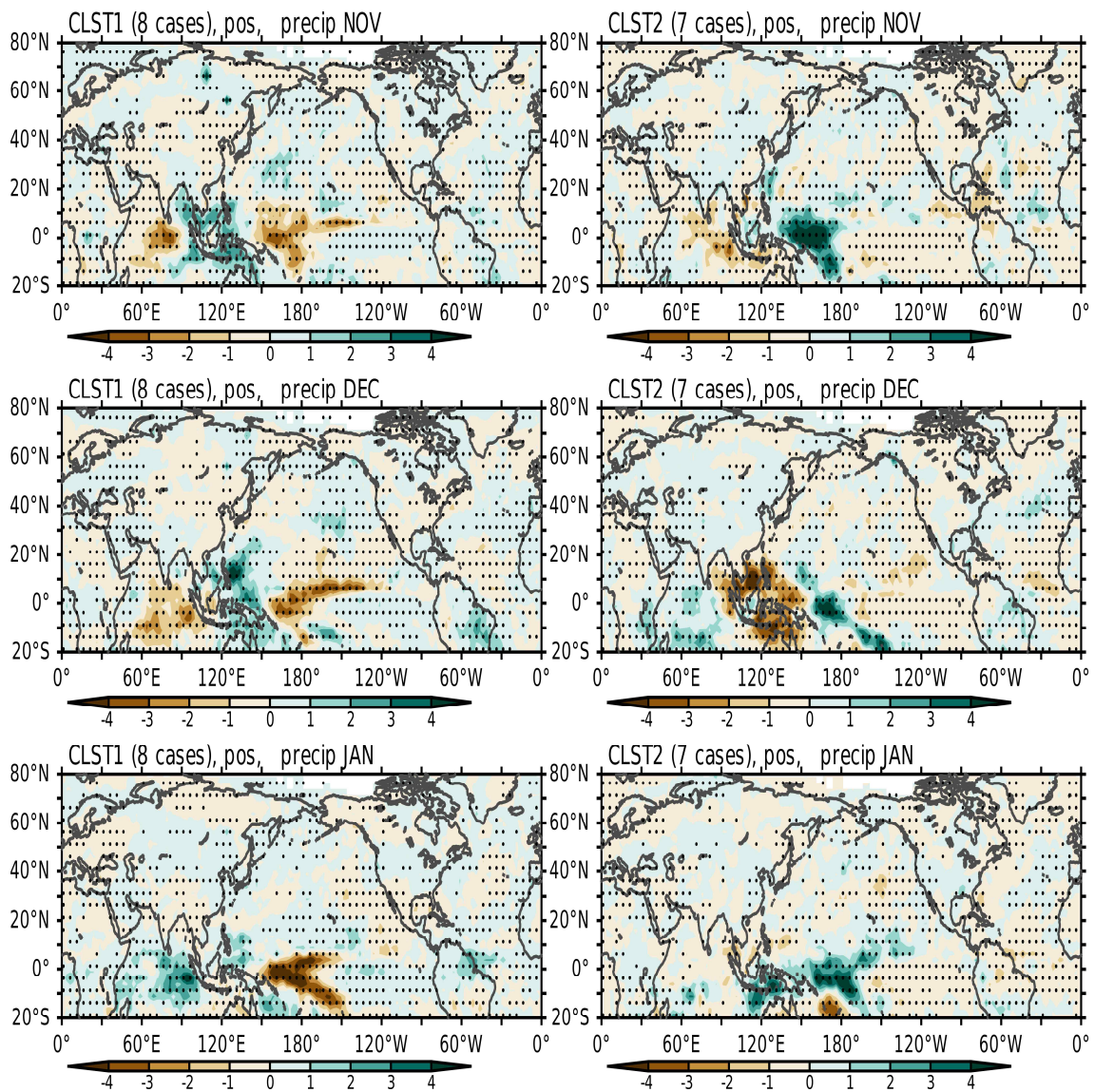


Figure 4.23. The spatial evolution of precipitation anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the above-normal total precipitation anomalies in January.

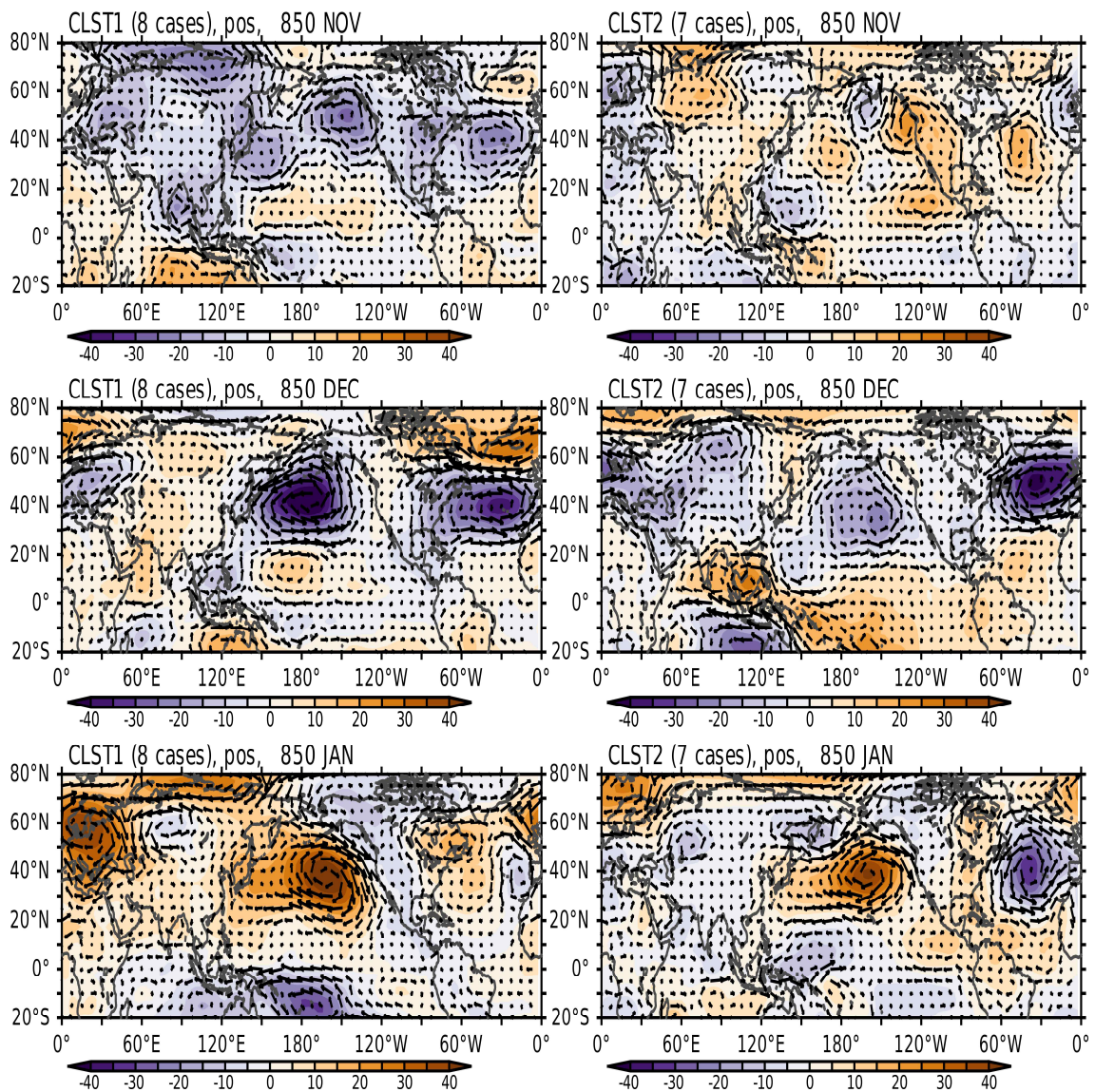


Figure 4.24. The spatial evolution of 850hPa stream function anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the above-normal total precipitation anomalies in January.

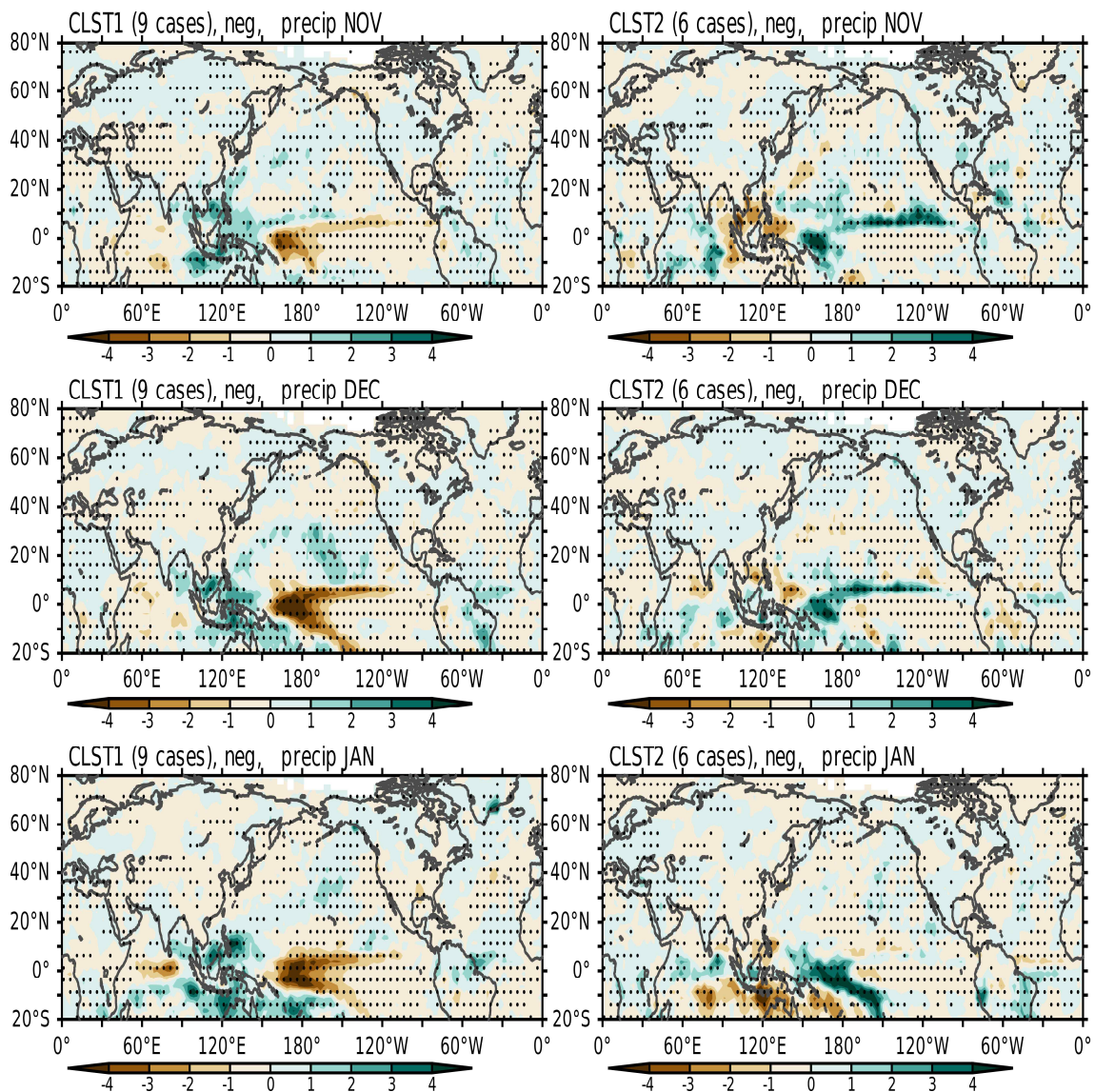


Figure 4.25. The spatial evolution of precipitation anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the below-normal total precipitation anomalies in January.

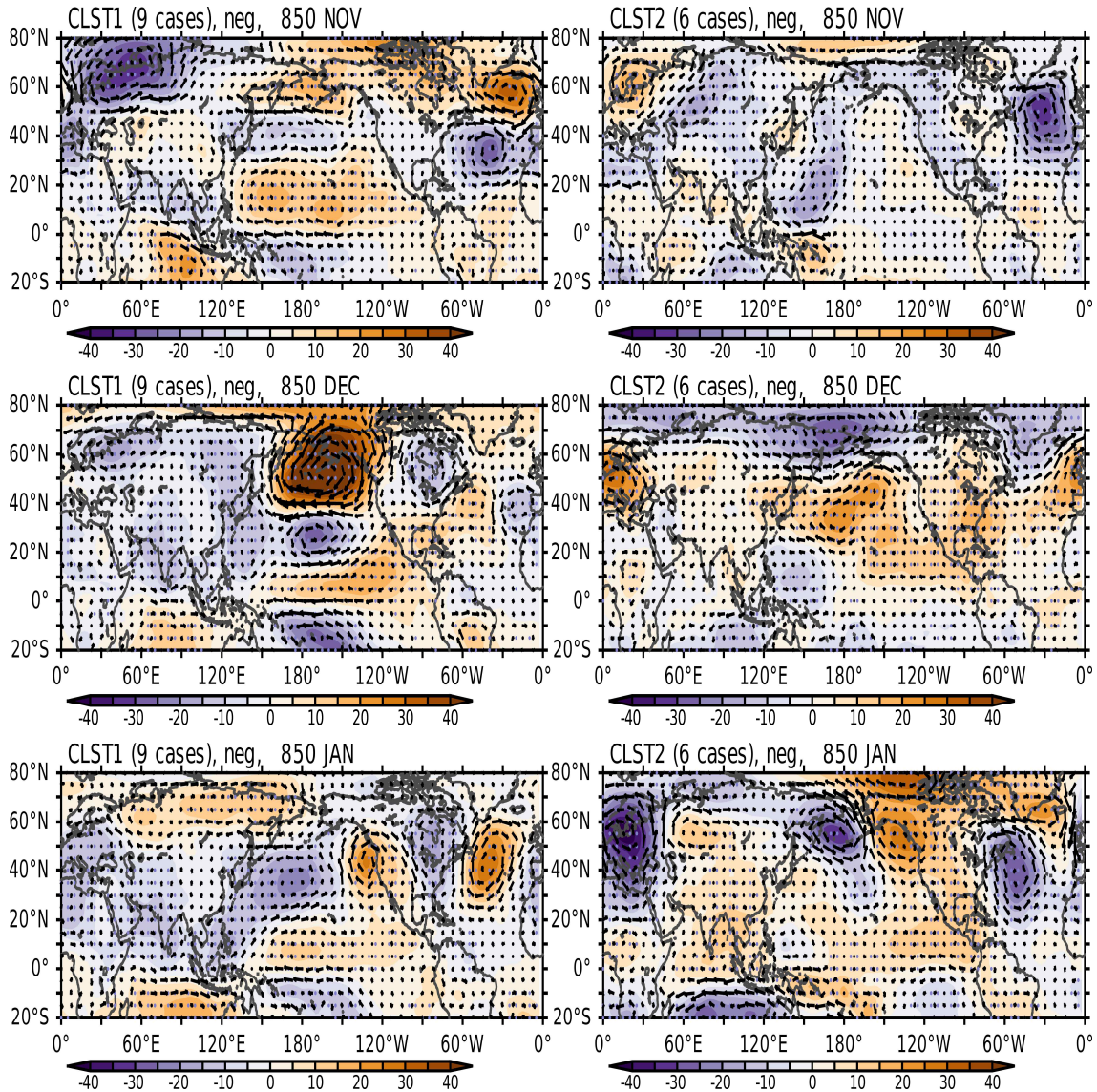


Figure 4.26. The spatial evolution of stream function anomaly from November (year -1) to January (year 0) associated with the (left panels) first and (right) second cluster for the below-normal total precipitation anomalies in January.

4.5 요약

본 연구에서 가을철 열대 대류활동이 우리나라 겨울철 기후에 미치는 영향을 분석하여 예측인자로서 가을철 열대 대류활동 모드를 겨울철 기온 예측에 활용할 수 있는 방안을 제시하였다. 먼저 가을철 열대 태평양에서 강수 편차와 겨울철 우리나라 지점 기온 자료와 SVD 분석을 수행하여, 겨울철 기온 예측을 위한 가을철 TSPM 예측인자를 정의하였다. 합성장 분석을 통해서 가을철 TSPM이 어떻게 겨울철 기온에 영향을 미치는지 분석하였다. 먼저 가을철 음(양)의 TSPM 관련 남서 열대태평양에서 대류억제(강화)는 중앙 열대태평양에서 대류강화(억제)의 원인이 되고, Gill-type 대기 반응으로 북서쪽으로 저기압성(고기압성) 순환 편차 발달이 있게 되고, 원편으로 북동풍(남동풍) 편차에 의한 mean moisture의 음(양)의 이류와 Wind

Evaporation-SST feedback에 의해서 북서 열대태평양에서 대류억제(강화) 발달을 유도하며, 이에 대한 대기반응으로 하층 고기압성(저기압성), 상층 저기압성(고기압성) 순환 편차발달을 가져오게된다. 상층에서는 로스비 웨이브 전파로 한반도 주변 상/하층에서 고기압(저기압) 편차가 발달하게 되고, 하층에서 고기압성(저기압성) 순환 편차에 의하여 남풍(북풍)의 영향을 받게되어 우리나라 겨울철 중후반에 평년보다 높은(낮은) 기온이 나타나게 된다.

하층에서 발달한 1월 북서태평양 고기압성(저기압성) 편차는 WES feedback 등의 역학으로 북서쪽으로 확장되어 2월에도 남풍(북풍)의 영향이 유지되게 된다. 그러므로 11월 TSPM 예측인자는 겨울철 중후반 기온예측을 위해서 사용가능함을 보였다. 그리고, 더 긴 선행시간에서 TSPM을 활용하고자 10월 MJO와 TSPM의 관계를 분석하였으며, 10월 MJO의 강도와 빈도를 감시함으로써 11월 TSPM 발생 가능성을 예측할 수 있음을 보였다. 즉 11월 양의 TSPM이 있을 때 10월 MJO가 위상 1이 상대적으로 빈도와 강도가 컸으며, 음의 TSPM이 있을 때 위상 5와 6에서 상대적으로 빈도와 강도가 컸다. 위와 같은 세부 역학과정을 기반으로 하여 TSPM의 예측인자의 예측성과 활용성을 증가시키고자 모식도와 예측흐름도를 작성하였다.

K-means 군집 분석을 통해 우리나라 겨울철 강수와 가을철 대류활동의 관계를 분석하였다. 1월에 평년 범위보다 많은 양의 강수 이벤트와 평년 범위보다 적은 음의 강수 이벤트들의 이전 연도의 11월 열대 태평양에서 강수편차들을 각각 2개의 군집으로 분류하여 관련된 대기/해양 순환장 특성을 분석하였다. 양의 강수 이벤트에 대한 군집 1은 북서태평양에서 대류강화와 관련된 원격상관이 약하고, 주로 중위도 파동전파에 의한 한반도 주변 고기압성 순환 편차 발달 관련 남풍의 영향으로 강수가 발달하는 특징을 보였다. 이에 반해 군집 2는 북서 열대태평양에서 대류억제와 관련된 강한 원격상관으로 한반도 주변 고기압성 순환 편차가 발달하여 한반도 강수 발달에 영향을 미치는 특징을 보여준다. 반면에 음의 강수 이벤트는 군집 1은 열대 서태평양에서 대류활동의 영향을 보여주고, 군집 2는 중위도 파동전파에 의한 우리나라 주변 저기압성 순환 편차 발달이 1월 우리나라 평년보다 적은 강수가 나타나게 되는 특징을 보였다.

5. 미래 기후변화에 따른 한반도 기온 급강하 전망 분석

5.1. 연구배경

기후변화는 전 지구적인 문제로, 다양한 극단적 기상현상의 발생 빈도와 강도를 증가시키고 있다. 기후변화는 폭염, 한파, 기상재해, 오존, 미세먼지 농도를 증가시키며, 사망률·유병률에 영향을 주고, 연평균 기온이 1°C 상승시, 사망은 4% 증가하고, 기온 1°C 하강시에는 사망 2% 한다는 보고도 있으며(임연희 등, 2011), 전세계 GDP의 50%가 기후변화로부터 영향을 받기 때문에(World Economic Forum, 2020), 이는 경제 성장을 저하와도 밀접한 연관이 있는 중요한 요소이다.

특히, 한반도와 같은 중위도 지역은 대륙과 해양의 기후적 특성이 공존하는 복잡한 환경에 위치하여, 급격한 기온 변화와 같은 극단적 현상이 빈번히 발생한다. 겨울철 한반도는 시베리아 고기압, 북극 진동, 극지 제트류의 변동성과 밀접하게 연결되어 있으며, 최근 들어 이러한 대기 순환 시스템이 기후 변화로 인해 뚜렷한 변화를 겪고 있다는 점이 다양한 연구를 통해 보고되고 있다.

겨울철 한반도에서는 갑작스러운 기온 변화로 인해 기온 급강하 및 급상승이 교차적으로 발생하는 특징을 보인다. 특히, 북극 증폭(Arctic Amplification)은 북극 지역 온난화가 북반구 대기 패턴에 미치는 영향을 설명하는 중요한 개념으로, 제트류의 약화와 파동 증가를 통해 중위도 지역의 극한 기온 변동성을 증대시킨다. Francis and Vavrus(2012)는 북극 해빙의 급격한 감소가 제트류를 약화시키고 극지 공기의 남하를 유도한다고 보고했다. 이는 특히 북미와 동아시아 지역의 한파와 밀접하게 연결된다. 하지만 기존 연구에서는 과거 관측 자료나 특정 시물레이션에 집중된 경우가 많아, 미래 기후 시나리오 하에서 이러한 극단적 현상이 어떻게 변화할 것인지에 대한 종합적인 이해는 부족한 상태다.

현재 대부분의 기후변화 연구는 기후변수의 월/연평균 변화를 주로 고려하여 진행이 되고 있으며, 냉/난방도일을 계산하여 활용을 하고는 있지만, 냉/난방도일의 경우 일별 기온 변동성 정도는 반영하지 못하는 특징이 있다. 특히 계절별 기온 차이가 작은 지역의 경우, 일별 기온 변동성에 더욱 큰 영향을 받게 되기 때문에 중요하게 여겨진다. 특히, 계절 내 기온 변동은 계절 평균 및 일교차에 의해 주도되기 때문에 일별 기온 변동 연구 또한 매우 중요하다.

더불어 최근 기후변화로 인한 극단적 기상현상이 빈번해지고 있으며, 이러한 현상은 지역 및 계절에 따라 그 강도와 빈도가 다르게 나타난다. 특히, 겨울철 한반도는 차가운 대륙성 기단과 상대적으로 따뜻한 해양성 기단의 상호작용으로 인해 기온 급변 현상이 자주 발생하고 있다. 이 연구에서는 동아시아 고해상도 기후 변화 시나리오 자료를 이용하여 우리나라의 겨울철 기온 급강하 현상의 미래 변화 양상을 분석하고, 그 원인을 규명하는 데 목적을 두었다.

5.2. 자료와 방법

5.2.1. 재분석 자료

과거 기간에 대해 기온 급강하 사례일 선정 및 주요 기후 변수들의 합성장을 분석하기 위해 NCEP/NCAR 1 Reanalysis Data의 일자료를 사용하였으며, 이 연구에서 사용된 변수는 2m 기온, 500hPa 지위고도, 해면기압, 200hPa 동서, 남북 바람 등이다.

5.2.2. 동아시아 고해상도 상세 기후 시나리오

CMIP6(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) 온실가스 경로인 SSP(Shared Socioeconomic Pathways)를 기반으로 하여, 동아시아 지역에 대한 25km 고해상도 상세 기후 모형인 CORDEX(COordinated Regional climate Downscaling Experiment)-EA(East Asia, 동아시아) 2단계 프로젝트 자료를 이용하였다. CORDEX는 세계 기후 연구 프로그램(World Climate Research Programme, WCRP)에서 추진하고 있는 기후변화 영향평가 및 적용에 활용가능한 고해상도 지역 기후변화 전망 자료를 산출하기 위해 만들어진 국제사업이며, 동일한 지역에 대해 각국의 여러 참여기관들이 고유의 지역기후모형을 이용해서 생산하고 있다. CORDEX-EA는 동아시아 영역에 대해 연구하고, 국내의 여러 대학들이 참여하여 동아시아 고해상도 상세 기후 모형을 제공하고 있다.

CORDEX-EA Phase 2로부터 생산된 5개의 지역 기후 모델들(HadGEM3-RA, POSTECH-CCLM, PNU-WRF, RegCM, GRIMs) 중 3개의 모형(HadGEM3-RA, PNU-WRF, POSTECH-CCLM)만을 사용하였으며, 각 모형의 퍼센타일을 이용하여 사례일을 선정하고, 사례일에 대해 합성장 비교 및 상관성 비교 분석을 실시하였다.

이 연구에서 사용된 CORDEX-EA Phase 2 프로젝트 자료의 수평 해상도는 25km이며, Phase 1에 비해 더욱 상세한 해상도로 산출되었다. 사용된 변수는 지표면 기온, 500hPa 지위고도, 해면기압, 200hPa 동서, 남북 바람 등이며, 시간 단위는 일 자료를 사용하였다. 현재 재현 기간인 Historical experiment로 제공하는 1979~2014년 중 1981~2014년, 총 34년 기간에 대해 현재 재현 기간 모의 분석을 실시하였으며, 미래 기후 변화 시나리오는 3종 모형에서 공통적으로 제공하는 저탄소 시나리오(SSP1-2.6)와 고탄소 시나리오(SSP5-8.5)의 2015~2100년, 총 86년 자료를 이용하여 미래 기후 변화 전망을 분석하였다.

5.2.3. 기온 급변 사례일 선정

기온 급변 사례일의 기준은 2일간의 일평균 기온 차이를 이용하여 계산되었다. 2일간 기온 차이가 하위 1퍼센타일보다 작은 경우를 기온 급강하 사례일로 선정하였다.

NCEP/NCAR 1 재분석 자료 및 CORDEX-EA 3종 모형의 재현 실험 중 공통기간인 1981~2014년, 총 34년에 대한 2일간 일평균 기온 차이를 계산하였다.

먼저 재분석 자료에 대해 2일간 일평균 기온 차이의 하위 1퍼센타일을 기준으로 하여, 과거 기간에 대한 기온 급강하 사례일을 선정하였으며, CORDEX-EA 3종 모형의 경우 모형별 편차가 있을 수 있으므로, 각 모형에 재현 실험 기간(1981~2014년)의 2일간 일평균 차이를 계산한 후 하위 1퍼센타일 값을 계산하여 기온 급강하 사례일을 선정하였다. 각 모형별로 선정한 재현 실험 기간의 기준을 적용하여 미래 기간(2015~2100년)에 대해 사례일을 선정하였으며, 합성장 분석 또한 각 모형별 사례일 합성장 비교 분석을 실시하였다.

5.3. 기온 급강하 사례일 빈도 미래 변화

5.3.1. 재분석 자료에서 나타나는 기온 급강하 사례일 빈도 변화

NCEP/NCAR Reanalysis 자료를 이용하여, 과거 기간에 대한 기온 급강하 사례일을 선정하였으며, 이러한 빈도가 기간에 따라 어떻게 변화했는지 조사하였다. 재분석 자료 분석을 위해 선정한 기간은 1981년부터 2014년까지 총 34년이다. NCEP/NCAR 재분석 자료를 사용하기 전에 우리나라 기온의 일교차 및 일별 변동성을 대표할 수 있는지 ASOS 관측 지점별 자료를 이용하여, 기온 급변 발생일을 선정하여 지점별로 조사를 실시하였다.

가장 최근에 발생한 2023년 12월 16일 기온 급강하 사례일의 경우, 대전, 추풍령, 전주, 광주, 창원, 통영, 거제, 목포, 고창, 순천 지역 등에서 동시 다발적으로 기온 급강하 현상이 나타났으며, 2024년 1월 22일에는 동두천, 파주, 서울지역에서 하루만에 10도 이상 기온이 급강하하는 현상이 발생하였다. 이러한 양상은 NCEP/NCAR 재분석 자료에서도 동일하게 나타나는 것을 확인하였으며, ASOS 지점 관측 자료 대신 NCEP/NCAR 재분석 자료를 사용해도 무방하여, 추후 우리나라 기온 분석은 모두 NCEP/NCAR 재분석 자료로 실시하였다.

Table 5.1 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in NCEP/NCAR Reanalysis data during 1981-2014.

Reanalysis Data	DEC	JAN	FEB	Total
NCEP/NCAR	10	10	9	29

Table 5.1은 NCEP/NCAR 재분석 자료에서 1984년~2014년 동안 발생하는 기온 급강하 사례일 발생 빈도를 보여준다. 겨울철 내 12, 1, 2월의 발생 빈도수는 10회, 10회, 9회로 나타났고, 겨울철 내 월별 발생 빈도 비중은 비슷하게 나타나고 있음을 알 수 있다.

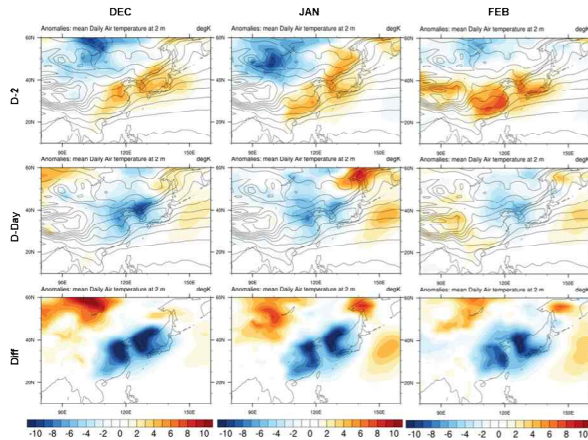


Figure 5.1 Composite map of 2m air temperature anomaly (shaded) and climatology (contour) for 2 days before the SDTD (Sudden Daily Temperature Drop) events (upper), SDTD events (middle) and difference between 2 days (low panel) for DEC(left), JAN(middle) and FEB(right) during 1981-2014 using NCEP/NCAR Reanalysis data.

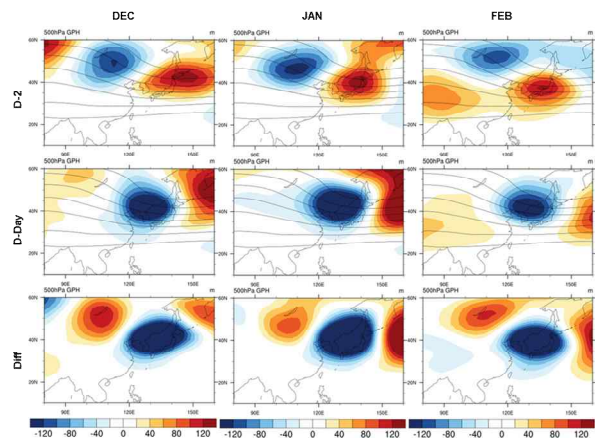


Figure 5.2 Same as Figure 5.1 but for geopotential height at 500hPa.

NCEP 재분석 자료를 이용하여 기온 급강하 사례일 발생 2일전과 사례일 당일에 대한 합성장 분석을 실시하였다. Figure 5.1, 5.2, 5.3는 12월, 1월, 2월의 기온 급강하 사례일에 대한 기후 변수들의 합성장을 공간 분포로 나타내고 있다.

Fig. 5.1은 지표면 기온에 대한 사례일 2일 전 및 사례일에 대한 합성장과 그 차이를 나타내고 있다. 사례일 2일 전에는 12월, 1월, 2월 모두 우리나라 및 일본, 중국 남동부에서 양의 기온 아노말리를, 그리고 시베리아 지역에서는 음의 기온 아노말리를 보이고 있다. 하지만 2일 후에는 기온은 급격하게 낮아지며 우리나라 지역은 전체적으로 음의 기온 아노말리를 보인다. 사례일 2일 전에는 우리나라 주변에 강한 양의 아노말리가 생기는 것을 볼 수 있다. 사례일 당일에는 우리나라에 강한 음의 아노말리가 위치하고 있다. 이들 사이에 우리나라 지역의 지표면 기온이 크게 낮아진 것을 확인할 수 있다.

500hPa 지위고도의 경우(Fig. 5.2) 사례일 발생 2일 전을 보면, 우리나라는 12월, 1월, 2월 모두 위치는 약간 다르지만 고기압의 서쪽 가장자리에 위치하고 있으며, 우리나라 북서쪽에 저기압 아노말리가 있는 것을 볼 수 있다. 하지만 2일 후인 사례일 당일에는, 북서쪽에 위치하고 있던 저기압이 한반도 상공에 위치하며 급격한 기온 하강을 보인다. 이들 간 500hPa 아노말리의 차이를 살펴보면, 2일 전에 비해 2일 후 우리나라에는 저기압 아노말리가 더욱 강해지고, 우리나라의 북서쪽에 고기압 아노말리가 나타났을 때 우리나라에는 기온 급강하 현상이 나타난다는 것을 알 수 있다.

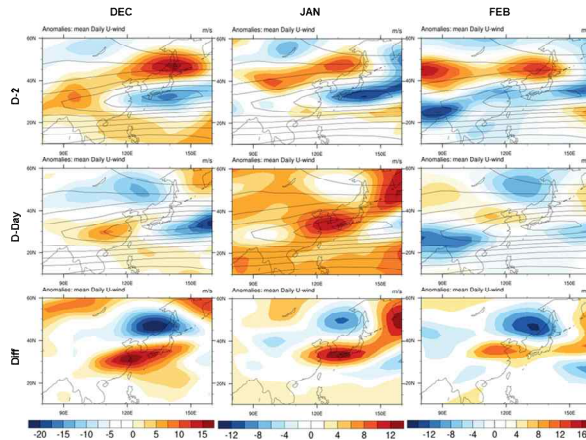


Figure 5.3 Same as Figure 5.1 but for u-wind at 200hPa.

기온 급강하 사례일의 상층 제트류(200hPa 동서바람) 변화를 보기 위해 사례일 2일 전과 사례일 당일의 합성장을 각 월별로 대해 비교하였다. 실선은 200hPa 동서바람의 기후값을 나타내며, 색상은 동서바람 아노말리를 보여준다. (Fig. 5.3)

12월에는 사례일 2일 전에는 상층 제트류가 우리나라보다 북동쪽에서 강하게 나타나며, 우리나라 남쪽 상공에는 동풍 아노말리가 발달하고 있지만, 사례일 당일에 되어서는 상층 제트류가 오히려 전체적으로 약해지며 남쪽으로 남하하는 양상을 보인다. 2일간 합성장 차이를 살펴보면, 2일 전보다 사례일 당일에 제트류가 더욱 남하하면서 우리나라 남쪽 지역 상공에서 제트류가 강해지는 특징을 보인다.

1월의 경우, 사례일 2일 전의 동서바람 공간 패턴은 12월과 유사하지만, 사례일 당일에는 12월과는 달리 제트류가 더욱 강해지는 양상을 보이고 있다. 2일간 변화를 살펴보면, 12월과 유사하게 제트류가 남하하면서 우리나라 남쪽 지역 상공에서 제트류가 강해지는 특징을 보인다. 2월 또한 사례일 2일 전에는 12월, 1월과 유사하게 우리나라 북부지역에서 상층 제트류가 발달하고 있는 특징을 보이지만, 사례일 당일에는 약간 남하하며 그 강도가 매우 약하게 나타난다. 2일간 차이를 살펴보면, 12월이나 1월과 남하하는 제트류의 위치는 비슷하지만 변화 정도는 약한 것으로 분석된다.

5.3.2. 모형별 재현기간 기온 급강하 사례일 주요 합성장 모의

Table 5.2 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in Historical run during 1981-2014.

Scenario(Historical run)	DEC	JAN	FEB	Total
HadGEM3-RA	13	14	3	30
PNU-WRF	17	9	3	29
POSTECH-CCLM	21	7	2	30
Total	51 (55%)	30 (32%)	8 (13%)	89

Table 5.2는 재현기간(Historical run) 1981-2014년 동안 발생하는 각 모형별 기온 급강하 사례일 발생 빈도 및 겨울철 내 각 월의 비중을 보여준다. 3종 모형 모두 12월에 기온 급강하 사례일 발생 빈도의 비중이 가장 높은 것을 알 수 있으며, 1월, 2월 순으로 비중이 낮아진다. 재분석 자료에서는 12월과 1월, 2월의 기온 급강하 발생 빈도가 비슷하게 나타난 반면, 3종 모형의 재현 실험에서는 겨울철 내 발생 빈도 비중이 월별로 다르게 나타나는 이유를 분석하기 위해, 겨울철(DJF) 평균이 아닌 각 월별 사례일에 대해 나누어 합성장 비교 분석을 실시하였다.

동아시아 고해상도 기후변화 시나리오 CORDEX-EA의 3종 모형(HadGEM3-RA, PNU-WRF, POSTECH-CCLM)을 이용하여 재현 기간(Historical run)에 대해 기온 급강하 사례일의 빈도 비교 및 주요 변수(2m 기온, 500hPa 지위고도, 해면기압, 200hPa 동서바람 등)들의 합성장을 12, 1, 2월 각 월에 대해 비교 분석하였다. 기온 급강하 사례일 발생 2일전과 사례일 당일의 공간장을 비교하여 살펴보고, 2일간의 변화 또한 차이로 나타내었다. (Fig. 5.4 ~ Fig. 5.9)

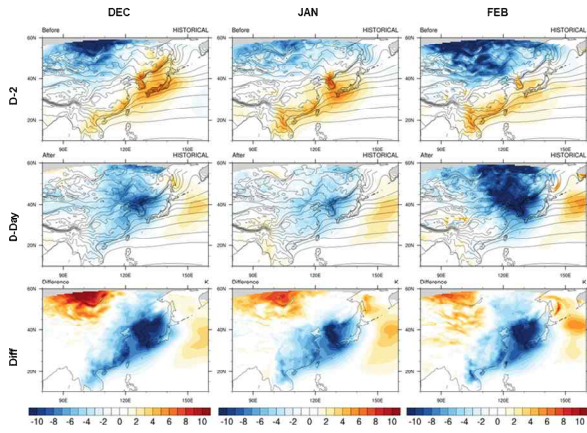


Figure 5.4 Composite map of 2m air temperature anomalies (shaded) and climatology (contour) for 2 days before the SDTD (Sudden Daily Temperature Drop) events (upper), SDTD events (middle) and difference between 2 days (low panel) for DEC(left), JAN(middle) and FEB(right) during 1981-2014 using HadGEM3-RA Historical run data.

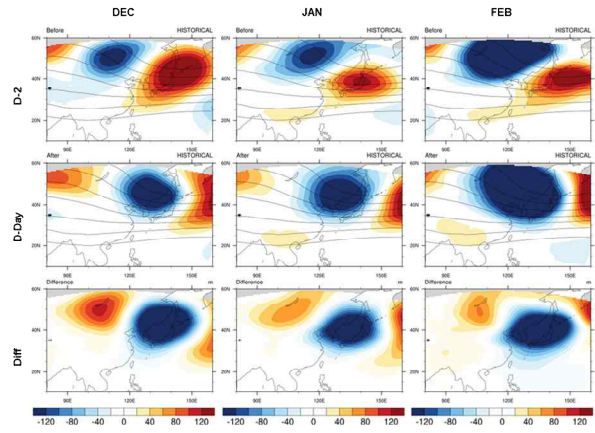


Figure 5.5 Same as Figure 5.4 but for geopotential height at 500hPa.

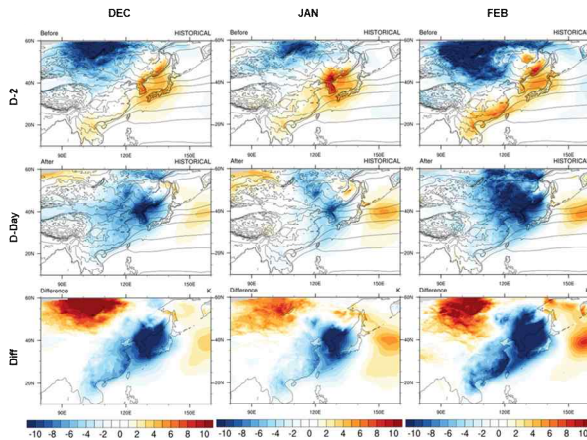


Figure 5.6 Same as Figure 5.4 but for PNU-WRF model.

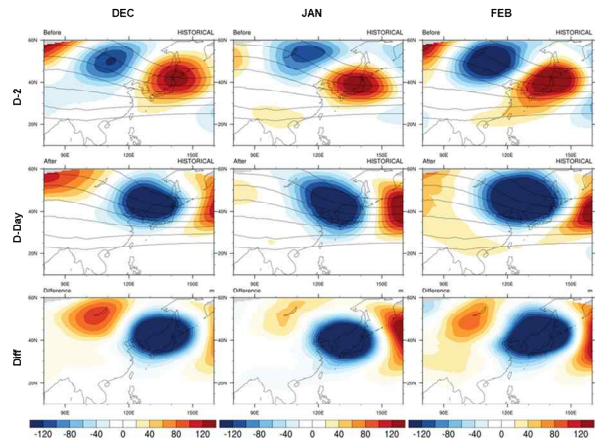


Figure 5.7 Same as Figure 5.5 but for PNU-WRF model.

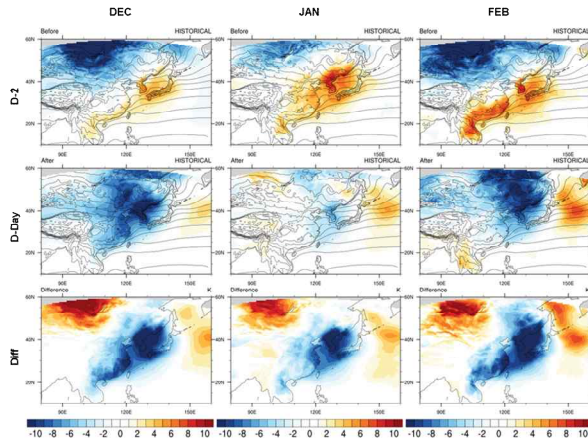


Figure 5.8 Same as Figure 5.4 but for POSTECH-CCLM model.

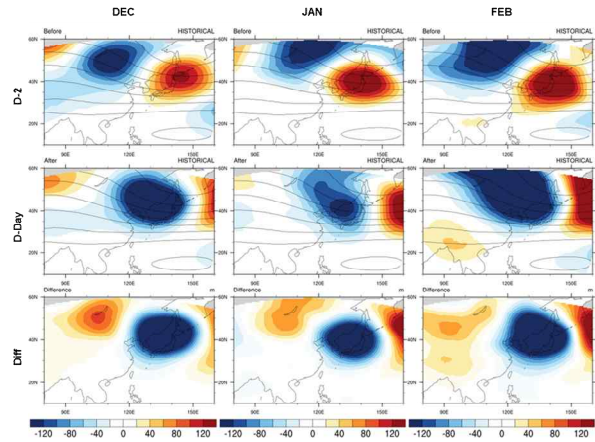


Figure 5.9 Same as Figure 5.5 but for POSTECH-CCLM model.

재분석 자료와의 비교를 위해 재현기간(Historical run) 중에서도 재분석 자료 기간과 겹치는 1981-2014년에 대해 2일간 기온 변화가 1퍼센타일 미만인 날을 기온 급강하 사례일로 선정하였다.

같은 기간에 대해 재분석 자료의 사례일에 대한 지표면 기온 합성장(Fig. 5.1)과 비교 해 보면, 사례일 2일 전에는 우리나라에 양의 기온 아노말리, 그리고 북서쪽에 음의 기온 아노말리가 위치하는 패턴은 유사하나, 그 강도는 다르게 나타나는 것을 알 수 있다. 재분석 자료에 비해 모형에서는 음의 기온 아노말리를 더욱 크게 모의하고 있으며, 2일간 기온 차이 합성장에서는 중국 동부에서의 급격한 기온 감소는 약하게 모의하고 있음을 알 수 있다. (Fig. 5.4)

3개의 모형 모두 각 월별 공간적 특징을 비슷하게 모의하고 있는 것을 볼 수 있는데, 사례일 2일 전에는 평년보다 높은 고온 아노말리에서 2일 후인 사례일 당일에는 저온 아노말리 상태로 바뀌는 것을 볼 수 있다. 그 중에서도 1월은 2일간 기온 변화가 가장 적게 나타나며, 그 다음으로 12월, 그리고 2월에는 2일간 기온 변화가 가장 크고 넓은 지역에서 나타나는 것을 알 수 있다.

12월의 경우 사례일 2일 전에 동아시아에 나타나는 지표면 기온의 공간 패턴을 살펴보면 (Fig. 5.4, Fig. 5.6, Fig. 5.8), 3개 모형 모두 비슷한 공간 분포를 보이고 있는데, 우리나라와 일본에는 양의 기온 아노말리, 그리고 유라시아 대륙에는 강한 음의 아노말리를 보이고 있다. 2일 후인 사례일 당일의 경우, 우리나라에서의 기온 급강하 공간 분포는 3개 모형 모두 비슷하나, HadGEM3-RA, PNU-WRF, POSTECH-CCLM 모형 순으로 음의 기온 아노말리가 강하게 나타난다. 1월에는 12월이나 2월에 비해, 사례일 2일 전의 고온 아노말리가 3개의 모형에서 모두 가장 강하게 나타나는 공간적인 특징을 보인다. 2월에는 사례일 2일 전의 공간 패턴에서 POSTECH-CCLM 모형에서 우리나라 지역에서 고온 아노말리가 가장 높게 나타나는 특징이어서, 3중 모형 중 HadGEM3-RA 모형보다는 PNU-WRF, POSTECH-CCLM 모형에서 기온 급강하 강도를 더욱 강하게 모의하는 것을 볼 수 있다.

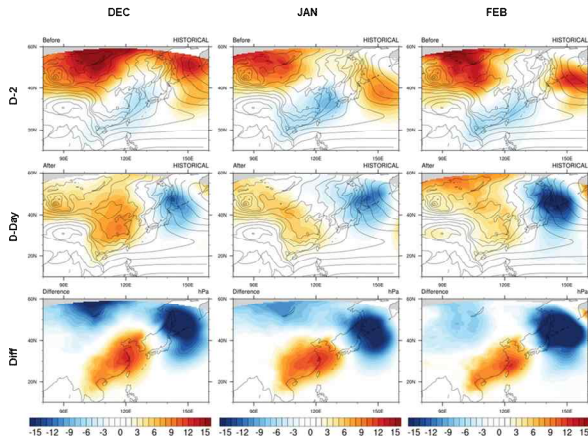


Figure 5.10 Same as Figure 5.4 but for sea level pressure.

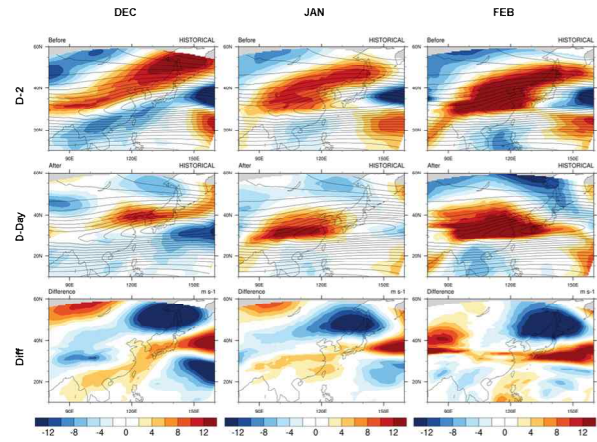


Figure 5.11 Same as Figure 5.4 but for u-wind at 200hPa.

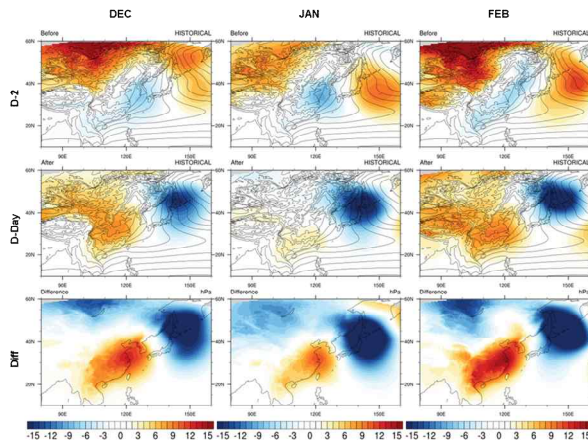


Figure 5.12 Same as Figure 5.10 but for PNU-WRF model.

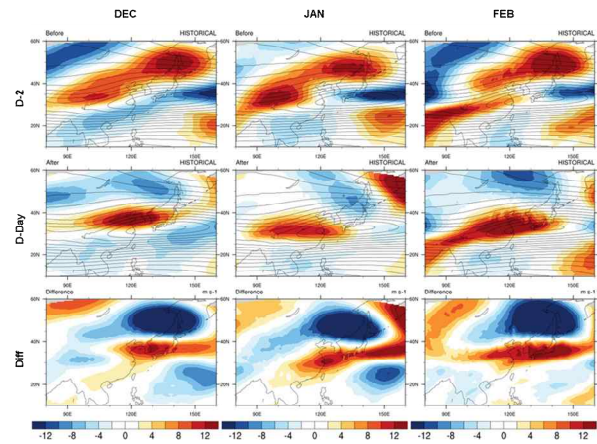


Figure 5.13 Same as Figure 5.11 but for PNU-WRF model.

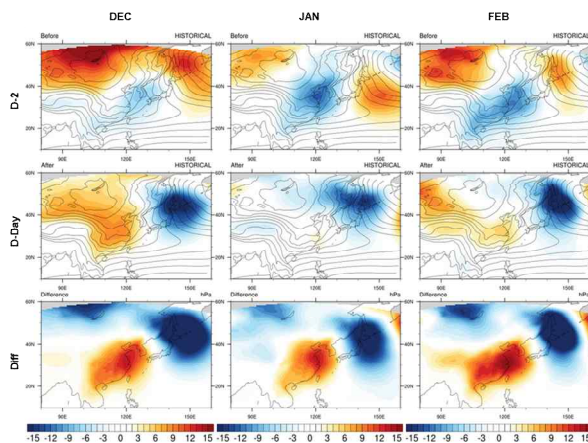


Figure 5.14 Same as Figure 5.10 but for POSTECH-CCLM model.

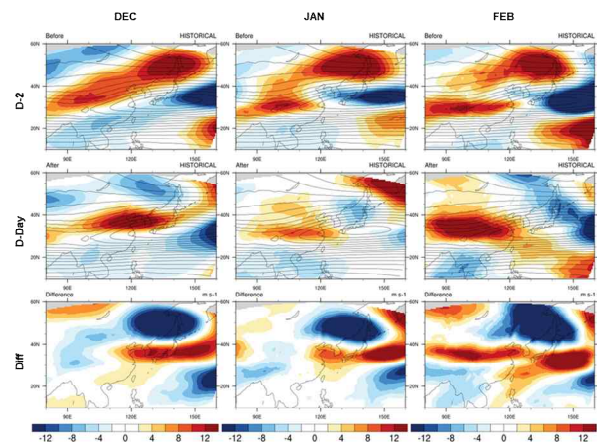


Figure 5.15 Same as Figure 5.11 but for POSTECH-CCLM model.

해면기압(Fig. 5.10, 5.12, 5.14)의 경우, 겨울철 기온 급강하 사례일 합성장에 대해 3개 모형에서의 공간 패턴이 매우 유사하게 나타나고 있다. 사례일 2일 전에는 우리나라에는 약한 저기압, 우리나라 북서쪽과 북동쪽에는 고기압 아노말리가 위치하고 있으며, 2일 후 사례일 당일에는 북서쪽에 있는 고기압 아노말리가 우리나라 서쪽까지 이동하고, 우리나라 동쪽에 저기압 아노말리가 위치하며 서고동저의 패턴을 보이고 있다. 2일 간 변화를 비교 해 보았을 때에도 우리나라가 대륙 고기압에 더욱 영향을 받아 서고동저 기압경도력이 더욱 커지는 것을 알 수 있다.

2일간 변화 패턴은 3종 모형 모두 비슷한 결과를 나타내고 있는데, 변화 강도는 월마다 약간씩 다르게 나타나는 것을 볼 수 있다. HadGEM3-RA 모형에 비해 PNU-WRF, POSTECH-CCLM 모형에서는 1월에는 2일간 변화 폭이 작게 나타나지만, 12월과 2월에는 더욱 해면기압 변화가 더욱 뚜렷한 것을 알 수 있다.

기온 급강하 사례일에 대해 상층 제트류의 변화 또한 각 모델별, 월별로 공간 패턴을 비교 분석하였다 (Fig. 5.11, 5.13, 5.15). 겨울철 상층 제트류의 경우 사례일 2일 전에는 우리나라 북쪽 지역에서 강한 값을 보이다가, 사례일 당일이 되면서 약간 남하하는 공간적인 패턴을 보이고 있다. HadGEM3-RA 모형의 경우, 2일 간 변화는 12, 1, 2월 모두 비슷한 변화 패턴을 보이는데, 우리나라와 일본 해상 동쪽에 동풍 아노말리, 그리고 우리나라 북동쪽에는 강한 서풍 아노말리 패턴을 보인다. HadGEM3-RA 모형과 달리, PNU-WRF, POSTECH-CCLM 모형에서는 우리나라 북부 상공에 위치하던 제트류가 남하하면서 우리나라 상공에 머무는 공간 특징을 보이고 있다. 특히, 12월, 1월에 비해 2월에는 동서 방향으로 길게 제트류가 증가하는 특징을 보이고 있다.

재분석 자료와 같은 기간(1981~2014년)에 대해 3종 모형의 재현 기간 모의 성능을 비교 해 본 결과, 기온 급강하 사례일에 대해서 관측과 비슷한 공간 패턴을 모의하고 있는 것을 확인할 수 있었다.

5.3.3. 모형별 저탄소 시나리오 미래기간 기온 급강하 사례일 빈도 및 합성장 변화

Table 5.3 Frequency of events SDTD(Sudden Daily Temperature Drop) in SSP1-2.6 scenario.

Scenario(SSP1-2.6)	DEC	JAN	FEB	Total
HadGEM3-RA	30	17	4	51
PNU-WRF	25	13	1	39
POSTECH-CCLM	27	14	1	42
Total	82 (62%)	44 (33%)	6 (5%)	132

Table 5.3은 저탄소 시나리오(SSP126)에서 2015년~2100년 동안 발생하는 각 모형별 기온

급강하 사례일 발생 빈도 및 겨울철 내 각 월의 비중을 보여준다. 3종 모형 모두 12월의 발생 빈도 비중이 가장 높으며, 2월의 발생 빈도 비중이 가장 낮은 특징을 보이는데 이는 재분석 자료에서 나타나는 발생 빈도 월별 비중과는 상이함을 알 수 있다. 재분석 자료를 이용하여 기온 급강하 사례일을 선정하였을 때에는 겨울철 내 월별 기온 급강하 사례일 발생 빈도 비중이 비슷했으나, 저탄소 시나리오에서는 재현 실험과 마찬가지로 12월에서 2월로 갈수록 발생 빈도가 줄어드는 특징을 3가지 모형 모두에서 전망하고 있다.

저탄소 시나리오(SSP126)에서의 HadGEM3-RA, PNU-WRF, POSTECH-CCLM 3개의 모형에서의 기온 급강하 사례일 합성장을 비교 분석하였다. 각 모형별 공간적 특징을 비교하기 위해 저탄소 시나리오에 대해 각 모형별, 월별 사례일 이틀 전/후의 공간 변화를 합성장 분석을 통해 비교하였다.

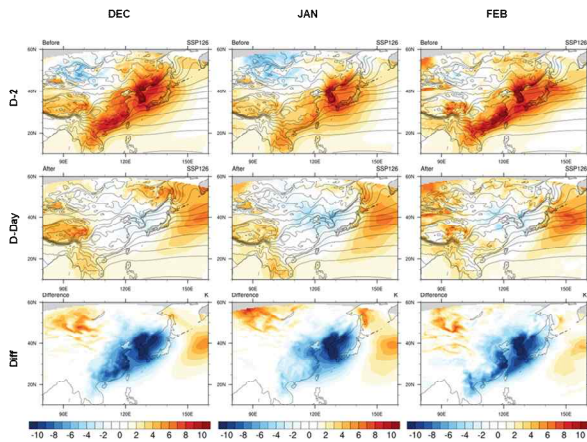


Figure 5.16 Same as Figure 5.4 but for SSP1-2.6 scenario during 2015-2100.

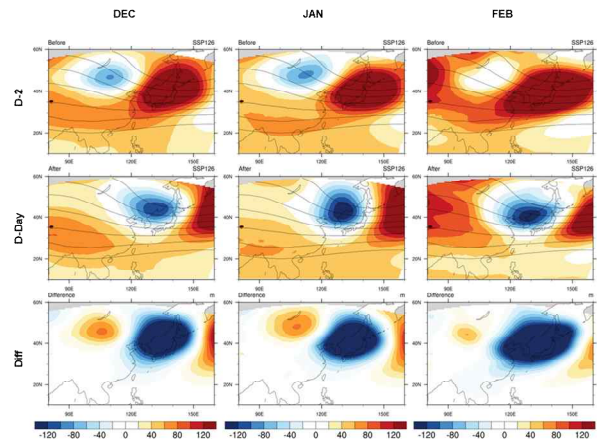


Figure 5.17 Same as Figure 5.16 but for geopotential height at 500hPa.

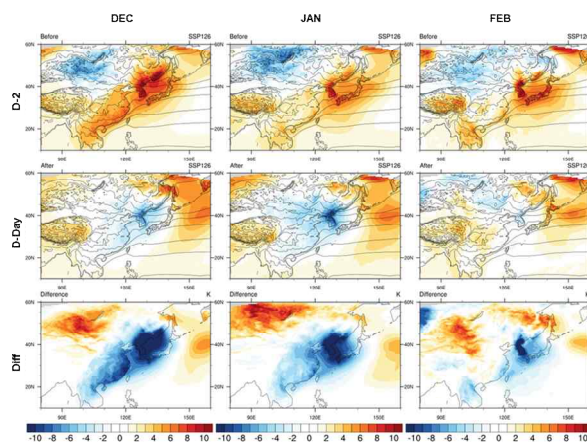


Figure 5.18 Same as Figure 5.16 but for PNU-WRF model.

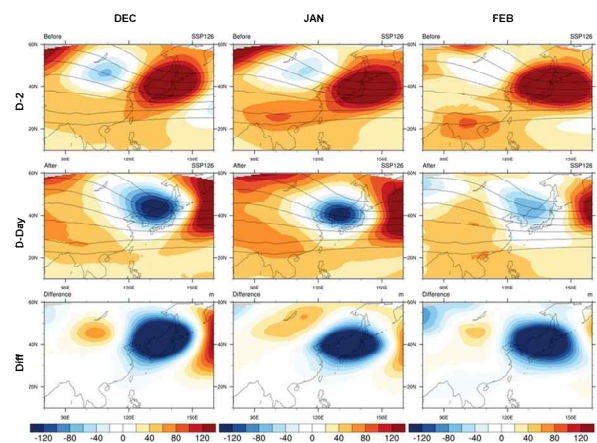


Figure 5.19 Same as Figure 5.17 but for PNU-WRF model.

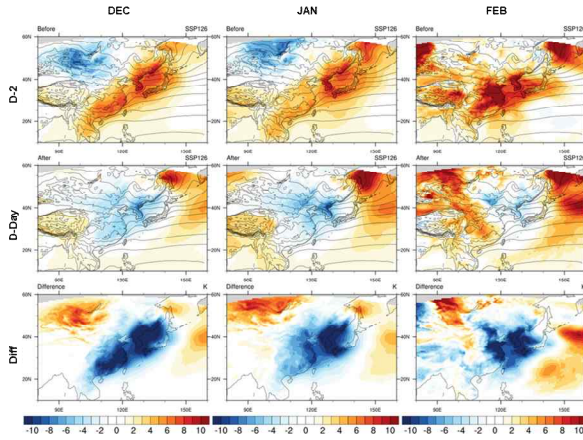


Figure 5.20 Same as Figure 5.16 but for POSTECH-CCLM model.

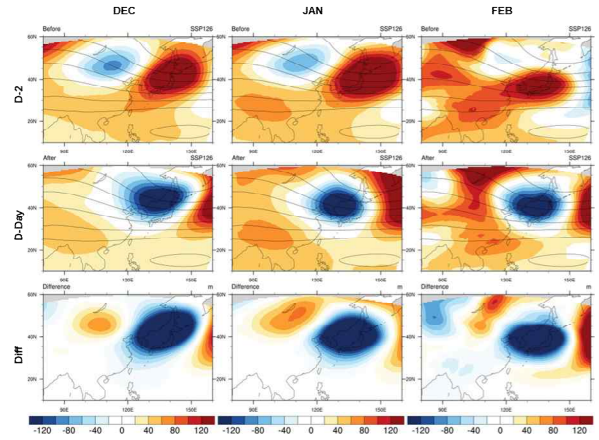


Figure 5.21 Same as Figure 5.17 but for POSTECH-CCLM model.

저탄소 시나리오를 이용하여 2015년~2100년 동안 발생하는 기온 급강하 사례일에 대해 주요 기후 변수별 합성장을 비교 하였다. 먼저, 지표면 기온의 경우(Fig. 5.16, 5.18, 5.20), 재현 기간 실험에 비해 우리나라 및 중국 남동부 지역에서의 기온이 크게 증가한 것을 볼 수 있다. 사례일 2일 전에는 우리나라나 양의 고온 아노말리를 보이며, 그 중에서도 특히 2월에 가장 강한 고온 아노말리를 전망하고 있다. 2일 후 기온 급강하 사례일 당일이면, 기온 급강하로 인해 우리나라에는 약한 음의 아노말리를 보인다. 2일간 기온 변화의 경우, 우리나라 북서쪽에 양의 고온 아노말리, 우리나라에는 음의 고온 아노말리가 강하게 나타났다. HadGEM3-RA 모형의 경우, 12, 1, 2월 겨울철 모두 2일간 변화 패턴이 비슷하지만, PNU-WRF, POSTECH-CCLM 모형은 12, 1월에 비해 기온 변화 영역 면적이 작은 것을 볼 수 있다.

500hPa 지위고도장을 살펴보면(Fig. 5.17, 5.19, 5.21), 3개 모형 모두 12, 1, 2월 및 2일간 변화 패턴까지 비슷하게 전망하고 있는데, 그 중 POSTECH-CCM 모형의 경우 2월에 발생한 기온 급강하 사례일 합성장에서는 다른 겨울철에 비해 사례일 2일 전의 고기압 아노말리가 약간 남쪽에 위치하여 우리나라 동쪽 상공에 위치하고 있다. 2일간 변화 패턴은 3종 모형 모두 비슷한 공간 패턴을 보이는 것을 알 수 있다.

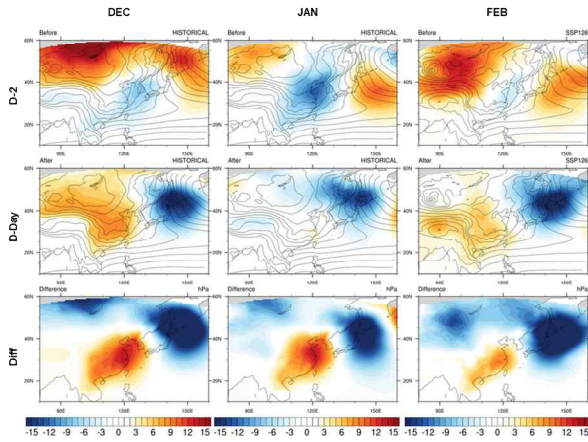


Figure 5.22 Same as Figure 5.16 but for sea level pressure.

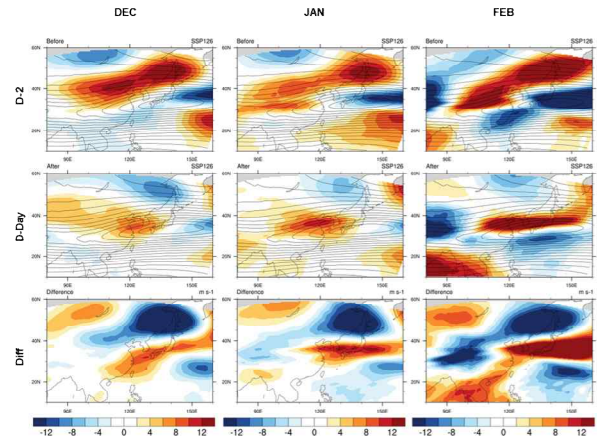


Figure 5.23 Same as Figure 5.16 but for u-wind at 200hPa.

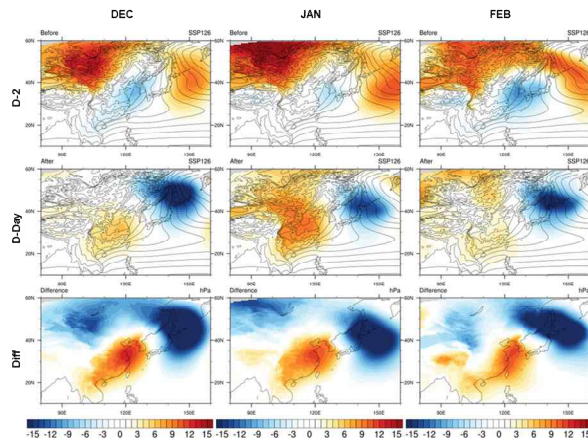


Figure 5.24 Same as Figure 5.22 but for PNU-WRF model.

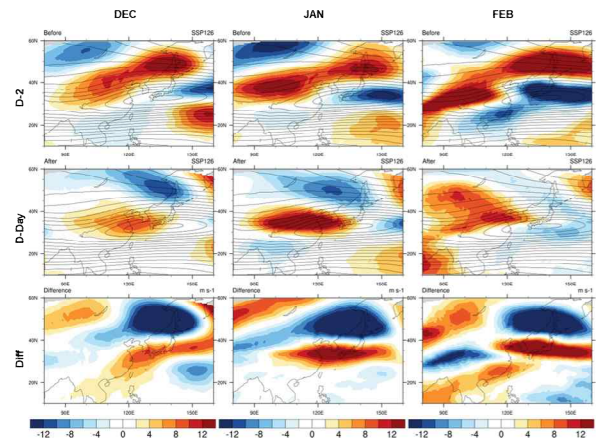


Figure 5.25 Same as Figure 5.23 but for PNU-WRF model.

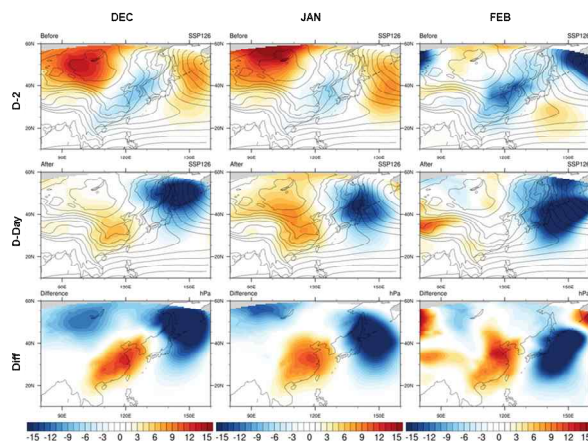


Figure 5.26 Same as Figure 5.22 but for POSTECH-CCLM model.

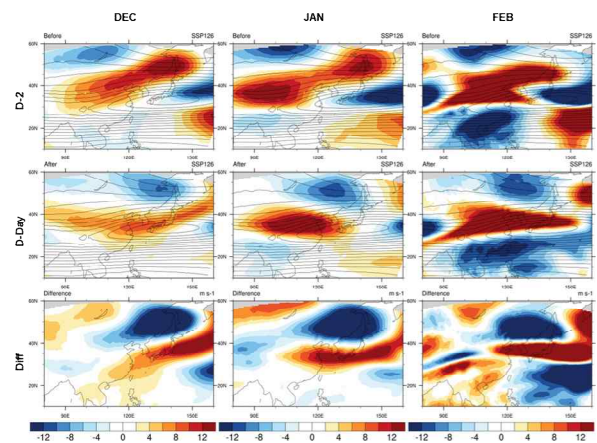


Figure 5.27 Same as Figure 5.23 but for POSTECH-CCLM model.

Fig. 5.22, 5.24, 5.26은 고탄소 시나리오 2015~2100년 기간 동안 발생하는 기온 급강하 사례일의 해면 기압 합성장을 모형별 공간적 특징을 비교 할 수 있다. 먼저, 기온 급강하 사례일 2일전 공간 패턴을 살펴보면, 12월에는 3종 모형 모두 우리나라 북서쪽에 강한 고기압 아노말리의 영향을 받는 것으로 볼 수 있으며, 1월과 2월에는 모형마다 다른 공간적 특징을 보인다. HadGEM3-RA 모형의 경우, 1월에는 우리나라에는 저기압이, 그리고 우리나라 동쪽에는 고기압이 위치하고 있는 특징을 보이다가, 2일 후 사례일 당일에는 저기압이 동북쪽으로 이동하며 우리나라는 저기압의 서쪽 가장자리에 위치하면서 북풍의 영향을 받게 된다. 하지만 PNU-WRF, POSTECH-CCLM 두 모형의 경우, 우리나라 북서쪽의 고기압 아노말리가 더욱 뚜렷하게 나타나며, 사례일 당일에는 고기압 아노말리와 저기압 아노말리 사이에 우리나라가 위치하게 된다.

12월과 2월에는 세 모형이 유사한 공간장 변화를 보이는데, 우리나라 북서쪽에 위치한 고기압이 남하하면서 서고동저의 패턴이 형성되며, 동서 기압경도력이 더욱 강해짐으로써 기온 급강하로 인해 추운 날씨를 야기시킨다. 3종 모형 모두 2일간 해면기압의 변화를 살펴보면, 서고동저의 기압 패턴이 더욱 뚜렷해지며 강한 북풍의 영향이 증가하는 것을 확인할 수 있다.

상층 제트류의 경우, 사례일 2일 전에는 우리나라 북쪽에 강한 제트류가 발생하고, 기온 급강하 사례일 당일에는 우리나라 상공까지 남하하는 특징을 보인다. 그리고 2일간 제트류 변화를 살펴보면, 12월이나 1월보다 2월에 가장 우리나라 상공에서 제트류가 더 강하게 나타난다. (Fig. 5.23, 25, 27)

5.3.4. 모형별 고탄소 시나리오 미래기간 기온 급강하 사례일 빈도 및 합성장 변화

Table 5.4 Frequency of events SDT(D(Sudden Daily Temperature Drop) in SSP5-8.5 scenario.

Scenario(SSP5-8.5)	DEC	JAN	FEB	Total
HadGEM3-RA	32	14	12	61
PNU-WRF	15	9	10	34
POSTECH-CCLM	20	14	8	42
Total	67 (49%)	37 (27%)	30 (22%)	137

Table 5.4은 고탄소 시나리오(SSP585)에서 2015년~2100년 동안 발생하는 각 모형별 기온 급강하 사례일 발생 빈도 및 겨울철 내 각 월의 비중을 보여준다.

재현 기간 및 저탄소 시나리오에서와 마찬가지로, 3종 모형 모두 12월의 발생 빈도 비중이 가장 높게 나타나고, 2월의 발생 빈도 비중이 가장 낮은 특징을 보이는데 이는 재분석 자료에서 나타나는 발생 빈도 월별 비중과는 상이함을 알 수 있다. 하지만 재현 실험 및 저탄소 시나리오에 비해 고탄소 시나리오에서는 12월과 1월의 비중이 줄어들고, 2월의 비중이 증가하는 특징을 3가지 모형 모두에서 전망하고 있다.

고탄소 시나리오에서의 HadGEM3-RA, PNU-WRF, POSTECH-CCLM 3개의 모형에서의 기온 급강하 사례일 합성장을 비교 분석하였다. 각 모형별 공간적 특징을 비교하기 위해 고탄소 시나리오에 대해 각 모형별, 월별 사례일 이틀 전/후의 공간 변화를 합성장 분석을 통해 비교하였다. (Fig. 5.28~5.33)

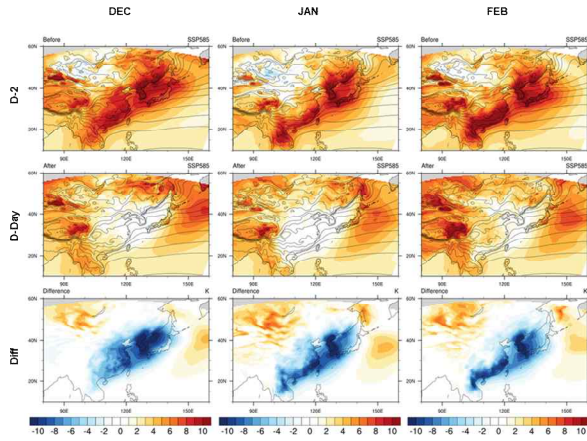


Figure 5.28 Same as Figure 5.4 but for SSP5-8.5 scenario during 2015-2100.

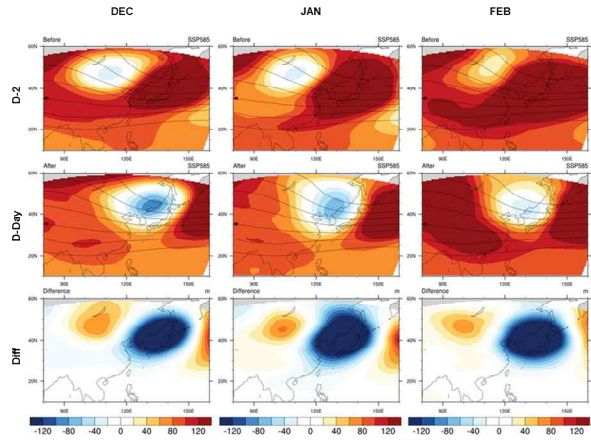


Figure 5.29 Same as Figure 5.28 but for geopotential height at 500hPa.

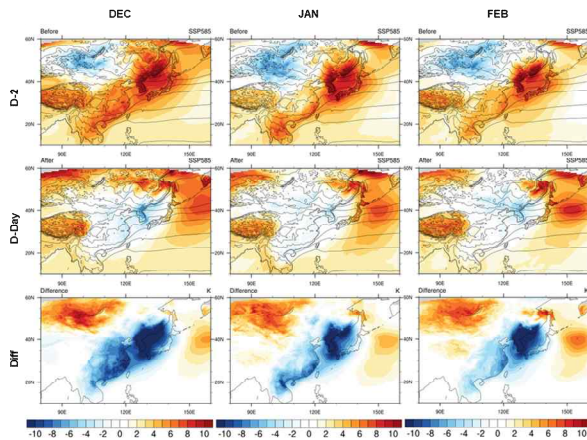


Figure 5.30 Same as Figure 5.28 but for PNU-WRF model.

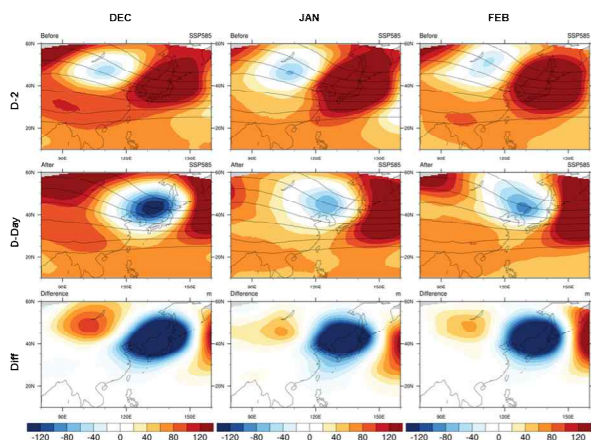


Figure 5.31 Same as Figure 5.29 but for PNU-WRF model.

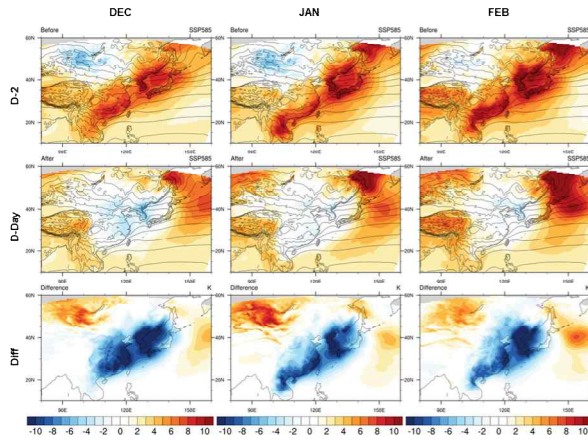


Figure 5.32 Same as Figure 5.28 but for POSTECH-CCLM model.

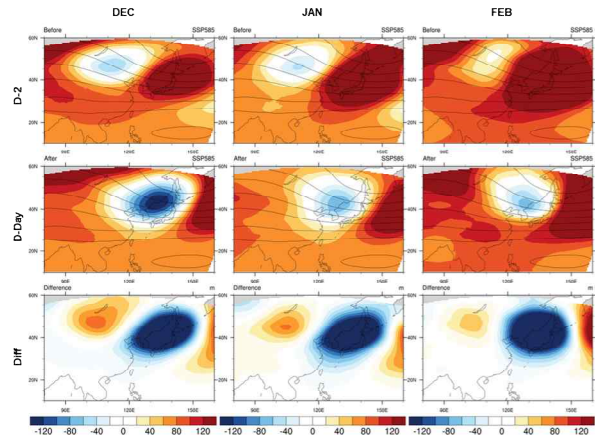


Figure 5.33 Same as Figure 5.29 but for POSTECH-CCLM model.

고탄소 시나리오(SSP5-8.5)에서는 재현 실험이나 저탄소 시나리오에 비해 기온 증가가 매우 뚜렷하게 나타난 것을 공간장에서도 확인할 수 있다(Fig. 5.28, 5.30, 5.32). 먼저 사례일 2일 전의 우리나라 기온은 매우 강한 고온 아노말리 상태를 보이고 있는데, POSTECH-CCLM 모형에서는 2월에 매우 강한 고온을 나타내고 있다. 2일 후 사례일 당일의 공간장을 살펴보면, 재현 기간에는 매우 강한 음의 아노말리를 보였던 것과는 달리, 고탄소 시나리오에서는 2일간 강한 고온에서 0에 가까운 값으로 기온이 급강하하는 특징을 보인다. 이렇게 기온 상승이 뚜렷한 고탄소 시나리오에서도 2일간 변화 패턴은 재현 기간과 매우 유사한 패턴을 보이고 있으며, 3개 모형 모두 유사한 공간장을 전망하고 있다.

또한 HadGEM3-RA 모형과 POSTECH-CCLM 모형에서는 500hPa 지위고도 공간장에서 보이는 고기압 아노말리 또한 고탄소 시나리오가 되면서 매우 강해지고, 2월에 더욱 확장하며 강해지는 특징을 보인다. 하지만 2일간 500hPa 지위고도 변화를 살펴보면, 우리나라 북서쪽 고기압 아노말리는 12월이나 1월에 비해, 2월에는 오히려 약하게 나타나는 공간적인 특징을 보인다. PNU-WRF 모형이나 POSTECH-CCLM 모형에서 2일간 500hPa 아노말리의 변화를 살펴보면, 12월에 비해 1월, 2월에 기압 경도력이 더욱 약해지는 것으로 보인다. 이는 1월이나 2월에 발생하는 기온 급강하 사례일보다 12월에 발생하는 기온 급강하 사례일이 동아시아 겨울 몬순과 더욱 연관이 있음을 알 수 있다. (Fig. 5.29, 5.31, 5.33)

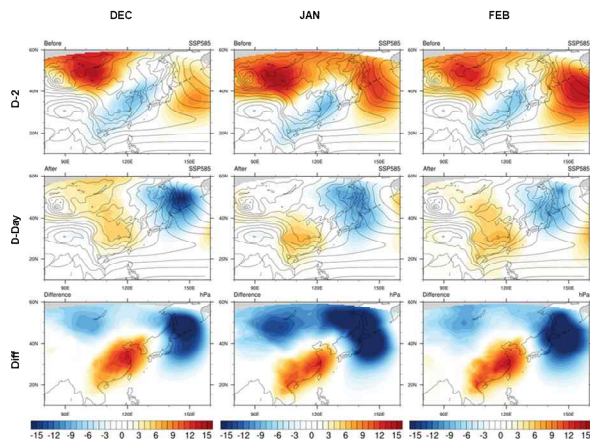


Figure 5.34 Same as Figure 5.28 but for sea level pressure.

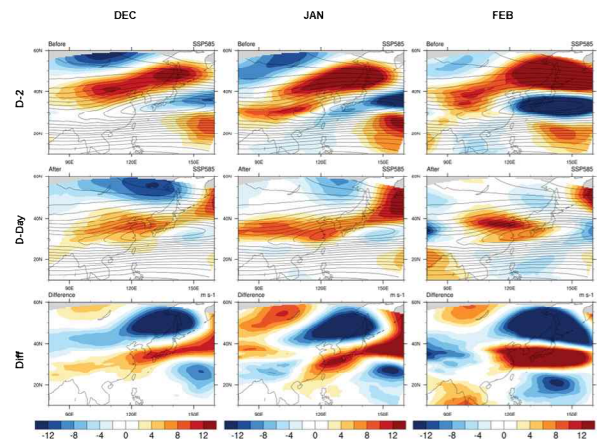


Figure 5.35 Same as Figure 5.28 but for u-wind at 200hPa.

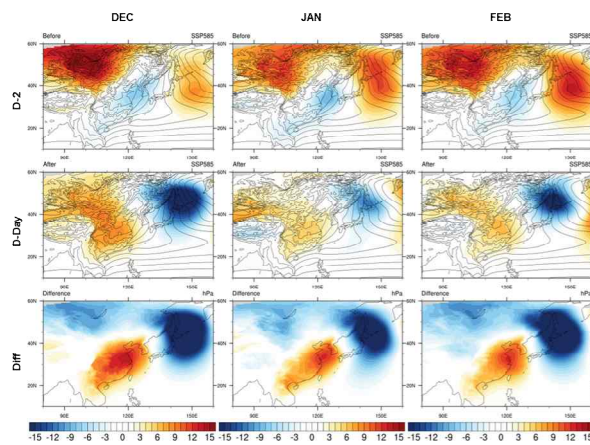


Figure 5.36 Same as Figure 5.34 but for PNU-WRF model.

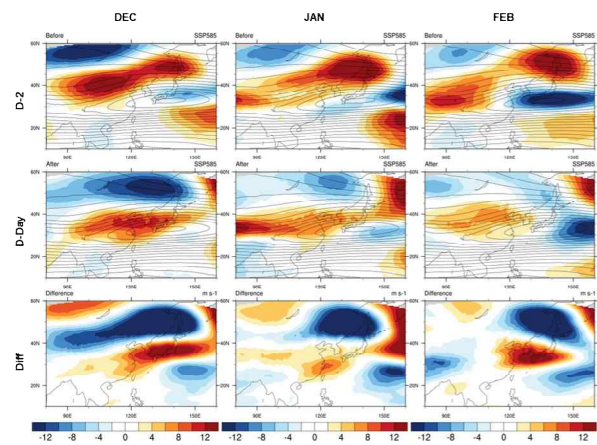


Figure 5.37 Same as Figure 5.35 but for PNU-WRF model.

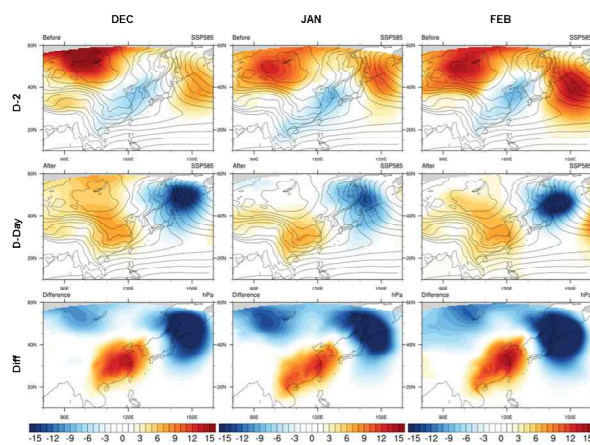


Figure 5.38 Same as Figure 5.34 but for POSTECH-CCLM model.

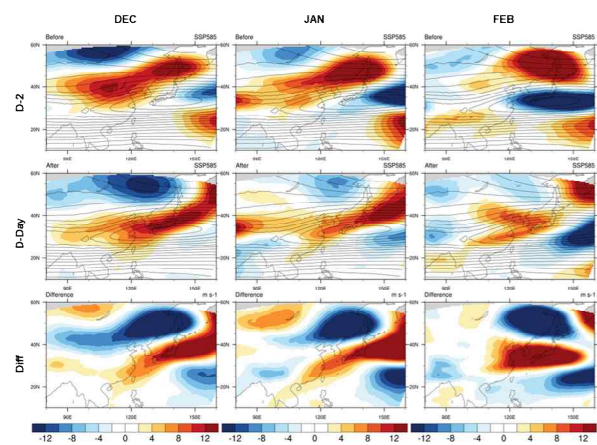


Figure 5.39 Same as Figure 5.35 but for POSTECH-CCLM model.

Fig. 5.34, Fig. 5.36, Fig. 5.38는 고탄소 시나리오에서 기온 급강하 사례일에 대한 해면 기압의 합성장 분포를 나타낸다. 3종 모형 모두, 저탄소 시나리오에 비해 고탄소 시나리오에서 북반구 고위도 해면기압이 크게 상승한 것을 확인할 수 있다. 기온 급강하 사례일 2일 전 및 사례일의 공간 패턴과 2일간 해면기압의 차이 또한 3종 모형 모두 매우 유사하게 전망하고 있다.

200hPa 상층 제트류에 대한 기온 급강하 사례일 합성장 패턴 또한 3종 모형 모두 유사하게 전망하고 있는데(Fig. 5.35, 5.37, 5.39), 기온 급강하 사례일 2일 전에 우리나라 북쪽에 위치한 상층 제트류, 그리고 우리나라 동쪽에 위치한 동풍 아노말리가 12월에서 2월로 갈수록 더욱 강도가 강해지는 특징을 보이고 있다. 사례일 당일의 경우, 12월이나 1월에는 상층 제트류가 우리나라까지 남하하며 동서 방향으로 넓은 분포를 보이는 반면, 2월에는 우리나라와 일본 지역에서만 상층 제트류가 집중적으로 강해지는 특징을 보인다.

5.4. 기온 급강하 사례일 미래 변화 원인 분석

5.4.1. 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아 고기압 지수의 변화 추세 분석

기온 급강하 사례의 빈도가 저탄소/고탄소 시나리오에 따라 변하는 원인을 분석하기 위해, 겨울철 기온과 연관이 높은 동아시아 겨울 몬순(EAWM, East Asian Winter Monsoon) 및 시베리아 고기압(SH, Siberian High) 지수와의 연관성을 분석하였다.

동아시아 겨울 몬순은 북서태평양과 동아시아 대륙 사이의 대규모 계절적 대기 순환으로, 강한 고기압(시베리아 고기압)과 저기압(북태평양 저기압) 사이의 기압 차이에 의해 발생하는 시스템이며, 이 시스템은 동아시아 지역의 겨울철 날씨와 기후 변동에 결정적인 영향을 미칠 뿐만 아니라 우리나라 겨울철 기온과도 밀접한 관련이 있는 것으로 알려져 있다. 주로 시베리아 고기압이 확장할 때, 찬 공기가 남하하며 발생하며, 한반도의 겨울철 기온 변동성에 매우 중요한 역할을 하는 지수이다. 이러한 동아시아 겨울 몬순은 지표면에서만 영향을 미치는 것이 아니라, 상층 대기에서도 그 변동성이 나타나고, 200hPa에서 동아시아 제트기류가 강화되면, 상층 대기에서 찬 공기가 더 강하게 남하하게 되어 한반도 기온을 낮추게 된다.

겨울철 우리나라 기온과도 밀접하게 관련이 있는 EAWM 지수와 SH 고기압 지수는 저탄소 및 고탄소 시나리오 하에서 어떻게 미래 기후변화가 나타나는 지 추세 분석을 실시하였다. 추세 분석에 이용된 자료 기간은 재현 기간(1981~2014년)부터 미래 기후 시나리오 기간(2015~2100년)까지이다.

Table 5.5 Trend of EAWM index for historical run and SSP126 scenario (1981-2100) in 3 models.

Trend (HIST+SSP126)	DEC	JAN	FEB
HadGEM3-RA	0.0318	0.0271	-0.0172
PNU-WRF	0.0367	0.0302	0.0162
POSTECH-CCLM	0.0396	0.0311	-0.0084

Table 5.6 Trend of EAWM index for historical run and SSP585 scenario (1981-2100) in 3 models.

Trend (HIST+SSP585)	DEC	JAN	FEB
HadGEM3-RA	0.0436	0.0399	0.0026
PNU-WRF	0.0617	0.0509	-0.0091
POSTECH-CCLM	0.0630	0.0522	0.0176

먼저, EAWM 지수와 SH 지수의 저탄소/고탄소 시나리오별 변화 추세를 월별로 비교 분석하였다. Table 5.5와 Table 5.6은 각 모형의 저탄소/고탄소 시나리오에 대해 EAWM 지수의 월별 변화 추세를 보여준다.

저탄소 시나리오에서는 12월에 EAWM 지수가 3종 모형에서 모두 가장 뚜렷하게 증가하는 추세를 보여주고 있으며, 1월은 12월보다는 증가 추세 정도가 약하지만 여전히 3종 모형에서 모두 증가하는 추세를 보여준다. 하지만 2월에는 추세가 약하고 모형 별로 상이하게 나타나는데, HadGEM3-RA 모형과 POSTECH-CCLM 모형은 약간 감소, 그리고 PNU-WRF 모형은 약간 증가하는 추세를 보이고 있다.

고탄소 시나리오에서는 12월에 EAWM의 증가 추세가 더욱 뚜렷하게 나타나며, 3종 모형에서 모두 저탄소 시나리오보다 더욱 가파른 증가 추세를 전망하고 있다. 1월 또한 2월보다는 상승 추세가 적지만, 저탄소 시나리오보다 더욱 증가하는 추세를 전망하고 있다. 하지만 2월에는 전혀 다른 추세를 보이고 있는데, 전체적으로 변화 추세는 12월이나 2월에 비해 적은 편으로 전망하고 있다. 또한, 저탄소 시나리오에서는 감소 추세를 전망하던 HadGEM3-RA 모형과 POSTECH-CCLM 모형은 고탄소 시나리오에서는 약간 증가 추세로 전망하고 있으며, 저탄소 시나리오에서는 증가 추세를 전망하던 PNU-WRF 모형의 경우, 오히려 고탄소 시나리오에서는 약하지만 감소 추세를 전망하고 있다.

3개의 모형을 종합 해 보면, 저탄소/고탄소 시나리오에서 3종 모형 모두 12월이 가장 뚜렷한 증가 추세를 보이고 있으며, 그 다음으로 1월이 증가 추세가 뚜렷하게 전망되고 있다. 하지만 2월에는 3종 모형 모두 기울기가 약하고, 증가/감소 추세 또한 일관적이지 못하여, 3개의 모형을 평균하게 되면 부호가 서로 상쇄되며, 기울기가 거의 0에 가까워짐을 알 수 있다. 즉, 2

월에는 저탄소/고탄소 시나리오에 따른 뚜렷한 변화 추세가 나타나지 않는 것으로 볼 수 있다.

Table 5.7 Trend of SH index for historical run and SSP126 scenario (1981-2100) in 3 models.

Trend (HIST+SSP126)	DEC	JAN	FEB
HadGEM3-RA	0.0060	0.0002	-0.0075
PNU-WRF	0.0148	0.0073	0.0012
POSTECH-CCLM	0.0068	0.0038	-0.0032

Table 5.8 Trend of SH index for historical run and SSP585 scenario (1981-2100) in 3 models.

Trend (HIST+SSP585)	DEC	JAN	FEB
HadGEM3-RA	0.0066	-0.0028	-0.001
PNU-WRF	0.0310	0.0199	0.0225
POSTECH-CCLM	0.0119	0.0049	0.0098

EAWM 지수와 마찬가지로, SH 지수에 대해서도 저탄소/고탄소 시나리오별 변화 추세를 월별로 비교 분석 하였다. Table 5.7과 Table 5.8은 SH 지수의 각 모형의 저탄소/고탄소 시나리오에 대해 SH 지수의 월별 변화 추세를 보여준다.

저탄소 시나리오에서는 12월에는 PNU-WRF 모형이 가장 뚜렷한 증가 추세를 보여주며, 3종 모형 모두 1월과 2월에는 약한 변화 추세를 보여준다. 2월에는 HadGEM3-RA 모형과 POSTECH-CCLM 모형은 감소 추세, PNU-WRF는 증가 추세를 보여주는데 전체적으로 기온기가 매우 작기 때문에, 거의 변화 추세가 없는 것으로 볼 수 있다.

고탄소 시나리오에도 마찬가지로 12월에 가장 뚜렷한 증가추세를 보이고 있으며, 그 중에서도 PNU-WRF 모형은 12, 1, 2월 모두 증가 추세를 전망하고 있다. HadGEM3-RA 모형의 경우 기온기가 매우 작아 뚜렷한 변화 추세를 보이지 않으며, POSTECH-CCLM 모형은 HadGEM3-RA 모형보다는 증가 추세가 뚜렷하지만 마찬가지로 기온기가 매우 작아 뚜렷한 변화 추세를 보이지 않고 있다.

3개의 모형을 종합 해 보면, 12월에는 저탄소 시나리오에는 약한 증가 추세, 고탄소 시나리오에서는 더욱 뚜렷해진 증가 추세를 전망하고 있다. 12월에 비해 1월과 2월에는 추세가 약한 편이며, 3종 모형 중에서는 PNU-WRF 모형이 가장 뚜렷한 증가 추세를 보이고 있다.

EAWM 지수와 SH 지수의 추세를 시나리오별, 월별로 비교 해 본 결과, 12월에는 EAWM

지수와 SH 지수 모두 강해질 것으로 미래 기간에 대해 전망하고 있으며, 저탄소 시나리오에서 보다 고탄소 시나리오에서 더욱 추세가 뚜렷해짐을 확인할 수 있다. EAWM 지수는 1월에는 12월보다는 추세가 가파르지 않지만, 약간 강화되는 것으로 전망하고 있으며, 이 또한 고탄소 시나리오에서 더욱 뚜렷해지는 추세를 확인할 수 있다. 2월에는 저탄소/고탄소 시나리오 모두 뚜렷한 변화 추세가 보이지 않는다.

정리해보자면, 저탄소 시나리오와 고탄소 시나리오에서 12월에는 EAWM 및 SH가 강화하는 특징을 공통적으로 보이고 있는 반면, 1월에는 EAWM만 강화하고, SH는 변화가 약해지는 특징을 보인다. 그리고 2월에는 EAWM, SH 모두 추세가 뚜렷하지 않아 현재 기간에 비해 큰 변화가 없을 것으로 전망된다.

EAWM과 SH 지수의 추세 변화를 앞서 분석한 기온 급강하 사례 발생 빈도 변화와 연관지어 보면, 저탄소 시나리오에서 고탄소 시나리오로 갈수록 12월, 1월의 급강하 사례일 발생 빈도는 줄어들고 있는데, 이 때 EAWM는 강화되는 특징을 보인다. 그리고 2월에는 급강하 사례일 발생 빈도가 증가하는 것으로 전망하고 있는데, EAWM, SH 모두 변화 추세가 뚜렷하지 않은 것으로 전망된다.

5.4.2. 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아 고기압 지수와의 상관 관계 변화

Table 5.9 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for historical run in HadGEM3-RA model.

Corr. (Historical)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.61		
EAWM(JAN)		-0.56	
EAWM(FEB)			-0.51

Table 5.10 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP126 scenario in HadGEM3-RA model.

Corr. (SSP126)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.74		
EAWM(JAN)		-0.71	
EAWM(FEB)			-0.79

Table 5.11 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP585 scenario in HadGEM3-RA model.

Corr. (SSP585)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.41		
EAWM(JAN)		-0.28	
EAWM(FEB)			-0.55

우리나라 겨울철 기온과 연관성이 높은 EAWM 지수와 SH 지수에 대해 각 모형에 대해 시나리오별, 월별 동시 상관성을 분석하였다. 먼저 Table 5.9, Table 5.10, Table 5.11은 HadGEM3-RA 모형의 재현 실험과 저탄소/고탄소 시나리오에서의 겨울철 월별 동아시아 겨울 몬순 지수와 월별 우리나라 기온의 동시 상관성을 나타내고 있다.

먼저 재현 기간에 대해서는 우리나라 겨울철 기온과 매우 연관이 깊은 동아시아 겨울 몬순 지수는 역시 높은 상관성을 보이고 있는데, 12월에는 -0.61, 1월에는 -0.56, 2월에는 -0.51 정도의 음의 상관성을 가지고 있다. 저탄소 시나리오에서는 우리나라 기온과의 음의 상관성이 더욱 뚜렷해지며, 12월 -0.74, 1월 -0.71, 2월 -0.79 정도로 매우 강한 동시 상관성을 보인다. 하지만 고탄소 시나리오로 갈수록 저탄소 시나리오에 비해 상관성이 약해지는 것을 알 수 있는데, 12월에는 -0.74에서 -0.41로, 1월에는 -0.71에서 -0.28로, 2월에는 -0.79에서 -0.55로 약해지는 양상을 보인다.

Table 5.12 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for historical run in PNU-WRF model.

Corr. (Historical)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	0.17		
EAWM(JAN)		-0.55	
EAWM(FEB)			-0.56

Table 5.13 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP126 scenario in PNU-WRF model.

Corr. (SSP126)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.68		
EAWM(JAN)		-0.64	
EAWM(FEB)			-0.72

Table 5.14 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP585 scenario in PNU-WRF model.

Corr. (SSP585)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.40		
EAWM(JAN)		-0.24	
EAWM(FEB)			-0.50

Table 5.12, Table 5.13, Table 5.14는 PNU-WRF 모형의 재현 실험과 저탄소/고탄소 시나리오에서의 겨울철 월별 동아시아 겨울 몬순 지수와 월별 우리나라 기온의 동시 상관을 나타내고 있다.

HadGEM3-RA 모형과는 달리, 재현 기간 동안에는 12월 기온과 동아시아 겨울 몬순의 상관성이 거의 없는 것으로 보이며, 1월과 2월에는 각각 -0.55, -0.56의 상관성을 보이고 있다. 저탄소 시나리오에서는 12월 -0.68, 1월 -0.64, 2월 -0.72로 유의한 음의 상관 관계를 가지는 것으로 보인다. HadGEM3-RA 모형과 마찬가지로 PNU-WRF 모형 또한 고탄소 시나리오에서는 동아시아 겨울 몬순과 우리나라 기온의 상관성이 더욱 낮아지는 것으로 전망하고 있다. 12월은 -0.68에서 -0.40으로, 1월은 -0.64에서 -0.24로, 2월에는 -0.72에서 -0.50으로 상관 관계가 약해지는 양상을 보인다.

Table 5.15 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for historical run in POSTECH-CCLM model.

Corr. (Historical)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.64		
EAWM(JAN)		-0.62	
EAWM(FEB)			-0.57

Table 5.16 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP126 scenario in POSTECH-CCLM model.

Corr. (SSP126)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.74		
EAWM(JAN)		-0.72	
EAWM(FEB)			-0.80

Table 5.17 Correlation Coefficient between monthly temperature and EAWM index for each month for SSP585 scenario in POSTECH-CCLM model.

Corr. (SSP585)	T(DEC)	T(JAN)	T(FEB)
EAWM(DEC)	-0.44		
EAWM(JAN)		-0.24	
EAWM(FEB)			-0.53

Table 5.15, Table 5.16, Table 5.17은 POSTECH-CCLM 모형의 재현 실험과 저탄소/고탄소 시나리오에서의 겨울철 월별 동아시아 겨울 몬순 지수와 월별 우리나라 기온의 동시 상관을 나타내고 있다.

POSTECH-CCLM 모형은 HadGEM3-RA 모형과 유사하게 재현 기간 동안에는 우리나라 겨울철 기온과 유의한 음의 상관관계를 보여, 상관 계수는 12월에는 -0.64, 1월에는 -0.62, 2월에는 -0.57으로 나타났다.

앞의 두 모형과 마찬가지로, 저탄소 시나리오에서 가장 높은 상관성을 보이고 있는데, 12월에는 -0.74, 1월에는 -0.72, 2월에는 -0.80의 상관계수를 보이고 있다. 이러한 상관성은 고탄소 시나리오로 갈수록 약해지는 것을 볼 수 있고, 이는 앞서 설명한 두 모형과도 일관적인 결과를 보인다. 고탄소 시나리오에서는 동아시아 겨울 몬순과 우리나라 기온의 상관관계가 12월 -0.44, 1월 -0.24, 2월 -0.53으로 나타났다.

우리나라 겨울철 기온과 연관성이 높은 동아시아 겨울 몬순 지수와의 상관 관계를 CORDEX-EA 3종 모형과 더불어 재현 실험, 그리고 저탄소/고탄소 시나리오에 대해 비교하였다. 3종 모형에서 공통적으로 나타나는 부분은, 재현 기간보다 저탄소 시나리오에서 더욱 음의 상관성이 뚜렷해지며, 고탄소 시나리오에서는 다시 상관성이 약해진다는 점이다. 더불어 세 모형 모두 1월 우리나라 기온과 동아시아 겨울 몬순과의 상관성이 저탄소 시나리오에서는 유의한 음의 상관성을 보였다면, 고탄소 시나리오에서는 유의하지 않게 바뀌었다는 점이다. 12월과 2월의 경우, PNU-WRF 모형의 재현기간에서 12월의 상관성이 약한 것을 제외하고는 세 모형의 재현 실험, 저탄소/고탄소 시나리오에서 모두 유의한 음의 상관 관계를 가지는 것으로 보인다.

SH 지수에 대해서도 각 시나리오 및 월별로 우리나라 겨울철 기온과의 상관성 분석을 실시하였다. SH 지수는 EAWM 지수보다는 상관성이 낮지만, 저탄소 시나리오에서는 여전히 우리나라 겨울철 기온과 강한 동시 상관을 나타낸다. 하지만, EAWM과 마찬가지로 SH 지수 또한 고탄소 시나리오가 되면서 상관성이 약해지는 것을 볼 수 있는데, 12월에는 -0.44에서 -0.07로, 1월에는 -0.64에서 -0.15로, 2월에는 -0.60에서 -0.30으로 상관관계가 유의하지 않은 수준으로 약해지는 것을 알 수 있다.

EAWM과 SH 지수의 추세 변화 및 상관 관계 변화를 앞서 분석한 기온 급강하 사례 발생 빈도 변화와 연관지어 보면, 저탄소 시나리오에서 고탄소 시나리오로 갈수록 12월, 1월의 급강

하 사례일 발생 빈도는 줄어들고 있는데, EAWM 지수는 12월에는 저탄소/고탄소 시나리오에서 모두 강화되는 추세를 보이지만, 상관관계는 저탄소보다는 고탄소 시나리오에서 약간 약해지는 것으로 보인다. 1월에는 저탄소 시나리오에서 EAWM 지수가 강화되는 추세에 우리나라와는 강한 음의 상관 관계, 고탄소 시나리오에서는 약화되는 추세에 우리나라와는 약간 음의 상관 관계(유의하지 않음)를 나타낸다. 2월에는 급강하 사례일 발생 빈도가 증가하는 것으로 전망하고 있는데, EAWM, SH 모두 변화 추세가 뚜렷하지 않은 것으로 전망되고, 저탄소보다 고탄소 시나리오에서 EAWM 지수와 우리나라 기온의 음의 상관성이 더욱 약해지는 것으로 보인다.

고탄소 시나리오로 갈수록 우리나라 겨울철 기온은 전체적으로 EAWM 지수와 상관관계가 약해지는데, 그 중에서도 12월과 1월에는 기온 급강하 발생 빈도가 감소하고 2월에만 증가하는 이유는 EAWM와의 상관관계의 변화보다는 추세 변화와 더욱 연관이 있는 것으로 사료된다. 고탄소 시나리오에서 12월과 1월에는 EAWM가 더욱 강화되면서, 지속적으로 한반도의 겨울철 기온에 영향을 주기 때문에, 하루 또는 이틀 만에 갑작스럽게 발생하는 기온 급강하의 빈도는 상대적으로 줄어드는 것으로 보인다.

5.4.3. 겨울철 일별 변동성 비교 분석

2일간 기온 급변이 12월이나 1월보다 2월에 더욱 증가하는 원인을 분석하기 위해 3개 모형에 대해 일 평균 기온의 월별 표준 편차를 계산하였다. 1개월 내 발생하는 일 평균 기온의 표준 편차를 계산한 후, 3개 모형의 최솟값과 최댓값으로 표시하였으며, 일 평균 기온의 월별 표준 편차의 변화 추세를 점선으로 나타내었다. (Fig. 5.40, Fig. 5.41, Fig. 5.42)

12월 기온의 표준 편차는 고탄소 시나리오에서 먼 미래로 갈수록 더욱 줄어드는 특징을 보이고 있는데, 이는 12월 한 달 내에 발생하는 일별 변동성이 줄어드는 것으로, 기온 급강하 발생 빈도의 감소와도 관련이 있다. 1월에는 약간 증가, 그리고 2월에는 가장 가파른 증가 추세를 보이는 것을 볼 수 있는데, 2월 한 달 내 일별 변동성이 크게 증가한다는 것은 결국 기온 급강하 또는 기온 급상승이 더욱 빈번하게 나타날 수 있음을 시사한다.

Daily standard deviation in 3 models (SSP585, DEC)

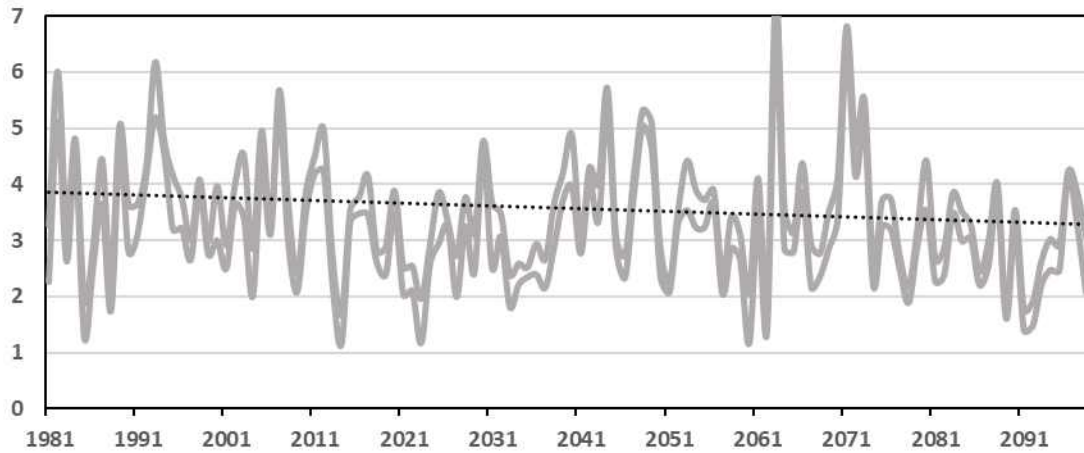


Figure 5.40 Daily standard deviation of air temperature in December in 3 models for SSP585 scenario. (Upper: maximum in 3 models, lower: minimum in 3 models. dashed line: trend)

Daily standard deviation in 3 models (SSP585, JAN)

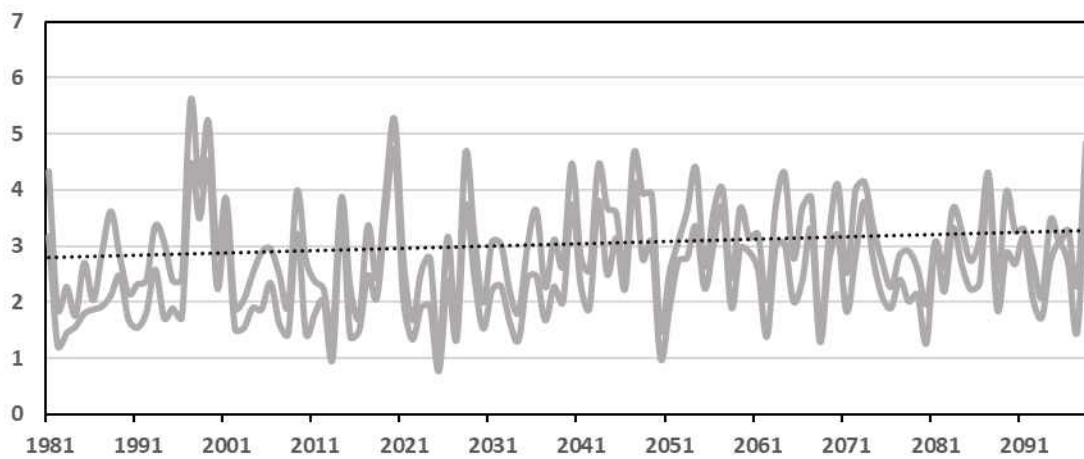


Figure 5.41 Same as Figure 5.40 but for January.

Daily standard deviation in 3 models (SSP585, FEB)

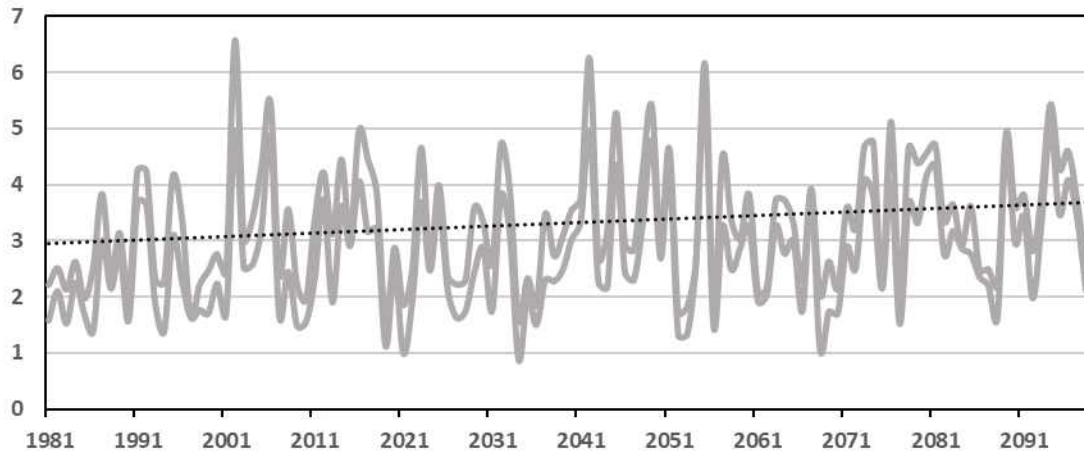


Figure 5.42 Same as Figure 5.40 but for February.

5.5. 요약

이 연구에서는 NCEP/NCAR 재분석 자료 및 동아시아 고해상도 기후 변화 시나리오 모형 자료인 CORDEX-EA 중 3종모형 HadGEM3-RA, PNU-WRF, POSTECH-CCLM을 활용하여 한반도의 겨울철 기온 급강하 발생 빈도 및 관련 기후 변수의 미래 변화 및 원인을 분석하였다. 과거 기간에 대한 사례일 분석을 위하여 먼저 재분석 자료를 바탕으로 기온 급강하 사례일을 선정하여 과거 기간 동안의 겨울철 월별 기온 급강하 발생 빈도 및 사례일에 대한 주요 기후 변수의 합성장을 비교 분석하였다.

3종 모형을 이용하여 재분석 자료와 동일한 기간에 대해 재현 실험에서의 기온 급강하 사례일 빈도 분석 결과, 재분석 자료에서는 겨울철 3개월 동안 발생 빈도가 비슷했던 반면, 모형에서는 12월에 가장 발생 빈도가 높고, 2월에는 가장 낮은 것으로 모의되었다. 미래 기후 변화 전망에서는 12월, 1월 발생 빈도가 줄어들고 2월의 발생 빈도가 증가하는 특징을 보이며, 이와 관련하여 사례일에 대한 주요 기후 변수 합성장 분석과 함께 및 겨울철 우리나라 기온과 연관이 높은 동아시아 겨울 몬순 지수, 시베리아 고기압 지수의 변화 추세, 상관성, 변동성 변화 등의 분석을 실시하였다.

고탄소 시나리오로 갈수록 12월과 1월에는 EAWM 지수와의 상관성은 약해지지만, EAWM의 강도는 강화되어 동서 기압경도력이 강해지는 특징을 보인다. 반면, 2월에는 EAWM은 큰 변화를 보이지 않으며, 상관 관계 또한 저탄소 시나리오에 비해 약해진다. 더불어 동서 기압경도력은 12월이나 1월에 비해 더욱 약해지고, 오히려 일별 변동성은 더욱 커지고 있어 2월에는 기온 급강하가 더욱 빈번하게 발생하는 것으로 보인다.

또한 이러한 결과를 북극 기후와 연관지어 보면, 저탄소 시나리오에서는 온난화의 강도가 상대적으로 낮기 때문에, 북극과 중위도 간의 기온 차이가 유지가 되지만 고탄소 시나리오가 되면서, 급격한 온난화로 인해 북극 지역에서의 기온 상승 또한 매우 가파르게 진행이 될 것으

로 예측되며, 북극-중위도 간의 기온 차이가 줄어들고, 이 때문에 대기 순환이 약화되고, 특히 제트류의 비선형적인 변화를 초래해 겨울 몬순의 강도가 불규칙해질 수 있기 때문에 상관성이 약해지는 것으로 사료된다. 이 연구에서 사용한 CORDEX-EA 모형 자료는 북위 60°까지의 자료만을 포함하고 있는 동아시아 상세 기후 시나리오 자료이므로, 추후 북극 기후와의 연관성 분석을 위해서는 GCM 모형인 CMIP6 모형들을 이용한 추가 분석이 필요해 보인다.

6. 기후감시 및 분석 시스템 운영 및 개선

6.1. 연구배경

전 세계적으로 빈번하게 발생하는 이상기후로 인해 한반도에 미치는 예측인자들은 지속해서 변화하고 있다. 연구자들은 이러한 변화를 분석하기 위해 다양한 인자를 비교하고 분석해야 하는 번거로움을 겪고 있다. 한반도의 월별 기후에 영향을 미치는 요소는 계절과 월에 따라 달라지며, 이에 따라 신속한 기후 감시 체계 구축과 빠른 분석 서비스의 필요성이 더욱 증대되고 있다. 극한 기상현상이 점점 강해짐에 따라 재산과 인명피해를 최소화하기 위해 지속적인 감시와 최신 관측 자료 수집이 필수적이다. 주기적인 이상기후 감시와 예측인자 자동 생산 및 정보 제공 서비스 구축도 필요하게 되었다. APCC는 매월 예보토의를 위해 여러 국가에서 제공하는 관측 자료 및 예보자료를 수집하고 검증하고 있다. 한반도의 월별 예측인자에 대한 빠른 분석과 대처를 위해 표준화된 자료 수집 체계와 신속한 감시 결과제공을 목표로 기후 분석 시스템을 구축하고 운영 중이다. 또한, 시의적절한 원인분석이 가능하도록 월별 감시분석 자료 자동화 수집 및 통계 서비스를 제공하고 있다. 하지만 정보 제공의 정확성을 향상하고 사용자 편리성을 높이기 위해 중복적인 서비스를 하나로 통합하는 것이 중요하다. 이번 연구에서는 기후 분석 시스템의 콘텐츠를 확대하고 고도화함으로써 안정적 운영을 도모하고자 했다. 예를 들어, 수동으로 이루어졌던 예보토의 모니터링 프로세스를 자동화하여 감시 업무에 할애되었던 자원을 절약하고, 분석 업무의 효율성을 높이기 위해 기후 분석 시스템에서 관심 인자 관련 합성장 서비스를 다양화하고 고도화하였다.

6.2. 자료와 방법

기후분석을 위한 관심 인자 추출과 시계열 분석을 통한 예측인자 선별 기능, 선별인자와 관련된 합성장 표출 서비스 확대 개발과 사용자 편리성 개선을 위해 유관기관에서 생산하거나 제공하는 다양한 파일 포맷 형태의 자료를 수집하여 APCC에 최적화 되도록 수정하여 사용하였다. APCC의 기후감시분석시스템(Climate Analysis System, CAS)을 통해 사용자가 보고자 하는 기후 변수, 해당 월, 지역을 선택하면 해당 월에 대한 지역의 편차를 시계열 정보로 제공하고 시계열의 3분위 정보를 나눠 평년보다 높은 해와 평년보다 낮은 해에 대해 12개의 기후인자를 합성장 지도로 정보를 제공하였다. 관측 자료는 NOAA의 CDC(Climatic Data Center)에서 제공하는 파일을 정기적으로 수집하였으며 그 외에 NSIDC에서 제공하는 해빙 정보, 눈 덮임 정보도 활용하였다. 파일 포맷은 기후 분야에서 공통으로 사용하는 NetCDF(Network common Data form)으로 구성되어 있으며 이런 파일 포맷은 시간과 공간정보를 하나의 파일에 표기할 수 있는 장점이 있다.

또한, NetCDF 파일처럼 제공되지 않는 이미지나 그래프 정보는 그대로 수집하여 제공하였다. 수집된 변수는 해수면 온도(sea surface temperature), 지표면 기온(surface air temperature), 강수량(precipitation), 지구 장파 복사량(Outgoing Long Radiative; OLR), 해면기압(mean sea level pressure), 눈 덮임 및 해빙(snow cover and sec ice), 850hPa에서의 기온(air

temperature at 850hPa), 850hPa에서의 바람장 및 절대습도(wind vector and relative humidity at 850hPa), 500hPa에서의 지위고도(geo-potential height at 500hPa), 200hPa에서의 바람장(wind vector and zonal wind at 200hPa), 300hPa에서의 바람장(wind vector and zonal wind at 300hPa), 200hPa에서의 속도퍼텐셜 및 발산풍(velocity potential and divergent wind vector)이다. 자료생산 기간은 일별 자료를 기반으로 월별 자료를 생산하여 사용하였다. NCEP의 재분석 자료는 NetCDF (Network Common Data form)으로 구성되어 있으나 자료의 특성에 따라 하나의 파일에 다른 구조의 정보를 담고 있다. 해상도 또한, $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 와 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 의 수평 해상도를 가지며 Level 정보를 갖는 기온(Air Temperature) 정보나 그렇지 않은 해수면 온도(Sea Surface Temperature, SST) 등 다양한 형태로 구성된다.

기후감시분석시스템의 서비스 활용을 위해서는 일별 관측 자료를 기본으로 주간별, 월간별 파일을 새로 구성하여 분석에 활용하였다. 이를 위해서는 앞에서 언급한 관측자료에 대해 하루에 기관에서 배포하는 시간에 맞춰 파일을 수집하는 프로그램을 개발하여 정기적으로 수집하도록 구성하였다. 만약 자료전송 중에 여러 가지 상황으로 완벽하게 수집되지 않았을 경우, 자동으로 재실행되어 완전한 자료를 통해 후처리가 이뤄지도록 구성하였다.

6.3. 기후감시 정보에 대한 사용자 가독성 향상을 적용한 감시결과 제공 및 사용자 요구사항을 반영한 사용편의 기능 확대

기후감시분석시스템은 진지구와 한반도에 대한 관측자료 일별, 주별, 최근 7일, 월별로 모니터링을 통해 인자들의 상태를 통해 미래 예측을 보조하는 서비스를 제공하고 있다. 그뿐만 아니라, 적도의 열대지역의 기온, 강수, 열대 사이클론의 발생과 발생 가능성 예측을 통해 중위도 지역에 미치는 영향을 미리 예측하여 한반도 기후 예측에 활용할 수 있도록 하였다. 인공지능 기술을 이용하여 동아시아 지역을 대상으로 예보를 제공하고 변수별, 지역별, 기간별 시계열 분석 정보와 공간분석 정보를 제공하는 동시에 월별 예보토의를 위한 다양한 예측인자 정보 제공, 과거 예보자료에 대한 관리 서비스 등 다양한 서비스를 제공하고 있다. 여러 해를 거치면서 서비스의 내용이 증가하였지만, 새로운 서비스는 정보기술의 발전에 따라 새로운 기술들을 적용하였지만 오래전에 개발된 서비스의 사용자 편의성 검토 등 전반적인 서비스 검토가 이뤄져야 하는 상황이다. APCC의 월별 예보의 예측성 향상을 위해서는 월별로 관련성이 높은 예측인자를 찾아 제공하는 서비스는 관측 자료 수집이 미흡할 경우, 다시 확인해야 하는 번거로움을 개선할 필요가 있다. 예보토의를 준비하는 연구자 관점에서 각 인자에 대한 자료 수집 및 처리, 분석에 대한 시간과 노력이 많이 소요되어 이런 절차를 줄이는 것 또한, 매우 중요한 요소 중 하나이다. 기후 감시분석 시스템의 감시분석 정보 제공 자동화 서비스는 사용자들에게 강수, 기온에 대해 월별 예측인자의 종류와 위치정보 그리고 상세 역학에 대한 정보를 제공하도록 사용자 인터페이스를 구성하였고, 최근 10년부터 현재까지 인자별로 관측 정보와 비교하여 상관계수가 어떻게 변하는지 시계열 정보를 제공하고 각 값이 표준편차에 따른 높음과 낮음을 색상으로 표시하여 사용자 정보전달을 편리하게 하는 것이 목표이다.

6.3.1. 해외 열대지역 사이클론, 강수, 기온에 대한 예측 모니터링 정보 수집 제공

열대지역의 대기 패턴은 중위도에 영향을 미치기 때문에 한반도의 월별 예측을 위해서는 열대지역의 기후인자를 감시할 필요가 있다. 특히, 열대 사이클론이 어느 곳으로 이동하느냐에 따라 중위도 지역의 기후 패턴이 변하고 사이클론으로 인한 인명피해와 재산 손실이 클 수밖에 없다. 그리하여 열대지역에서 빈번히 일어나는 열대지역 사이클론을 모니터링하고 기온과 강수에 대한 예보 정보를 수집하여 제공하는 서비스를 개발하였다. 사이클론의 이동 경로와 강도를 하루 단위로 모니터링을 위해서는 인공위성에서 관측된 정보를 기반으로 하루 단위 감시 정보를 제공하였다. 열대 저기압의 변화로 인해 2~3주 후에 변화하는 강수예보를 제공하는 예보자료를 기반으로 평년과 비교하여 강수의 편차가 많을지 적을지 지도 기반에 예측 정보를 보여주도록 하였다. 또한, 기온의 변화도 같은 방법으로 예측 정보를 제공하였다. 웹 브라우저 상에서 기온에 대한 예측 정보만 보여주거나 강수 예측 정보만 보여주거나 둘을 혼재하여 보여주는 지도를 하나의 화면에서 보여줌으로써 사용자들에게 쉬운 이해를 제공하고자 하였다. 사용자가 지도를 선택하면 새로운 창을 통해 자세한 예측 결과를 볼 수 있다.

Global Tropics Hazards_Outlook:weekly , Typhoon:daily

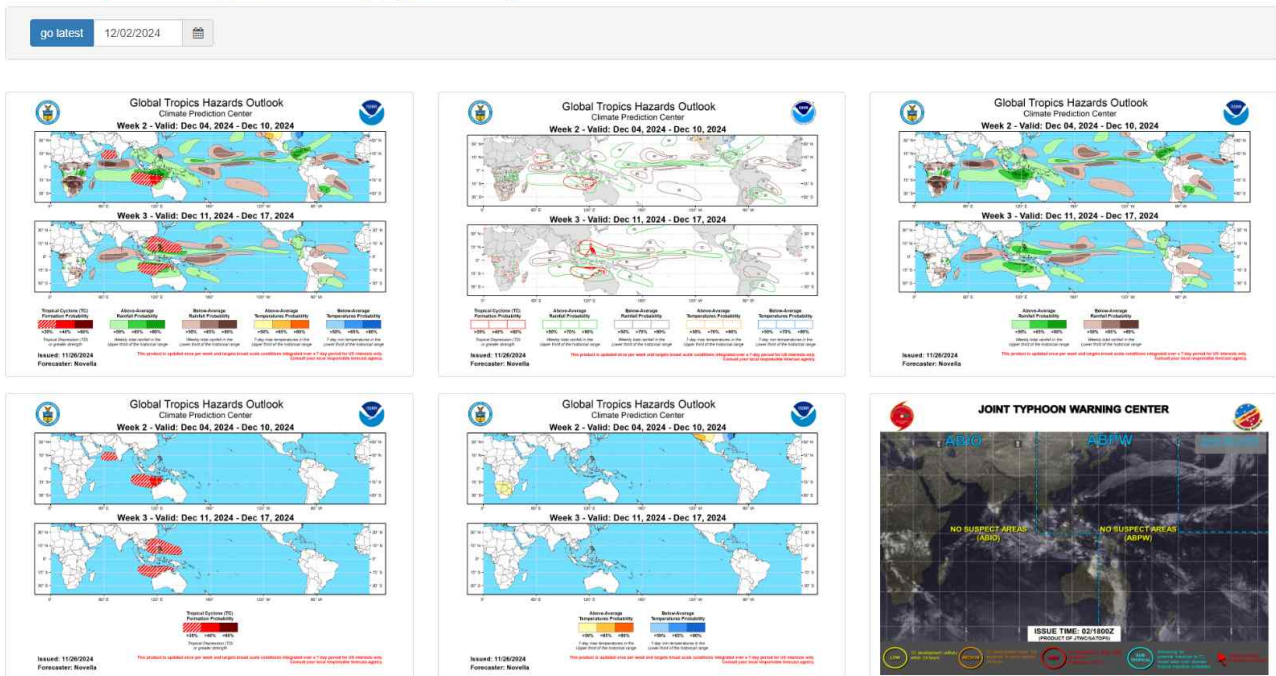


Figure 6.1. The global Tropics Hazards outlook and Typhoon satellite map allow monitoring of their impacts on mid-latitude regions.

6.3.2. 관측 자료 바람장 시각화 개선

전 지구 감시정보 서비스는 현재의 상태를 음영으로 편차를 선으로 표시하여 제공하고 있다. 하지만, 바람의 방향과 강도에 대해서는 다른 방법으로 정보를 제공해야 한다. 특히, 바람의 방향은 다양하고 강도도 달라서 사용자가 쉽게 볼 수 있도록 하기 위해서는 바람의 방향에 따른 화살표 각도, 길이, 굵기, 색상 등 여러 가지 정보를 혼합할 필요가 있다. 그리하여 바람

강도 평균장은 초록색을 기반으로 강도를 연한 색부터 진한 색으로 표시하여 음영으로 표시하였다. 바람의 편차에 대해서는 바람의 강도를 선의 굵기로 구분하여 강한 바람은 굵고 진하며 약한 바람은 가늘고 연하게 표시하였다. 동풍은 파란색으로 서풍은 붉은색으로 표기하였으며 바람의 강도에 따라 색의 변화를 주었다. 바람의 평년은 1991년부터 2020년까지 30년을 기준으로 하였으며 바람의 강도를 0에서 45까지 m/s를 기준으로 하였다. 바람의 압력은 1,000hPa부터 0hPa 중 850hPa을 기준으로 제공하고 다른 압력 구간은 분석 기능을 이용하여 볼 수 있도록 개선하였다.

850hPa Mean WIND

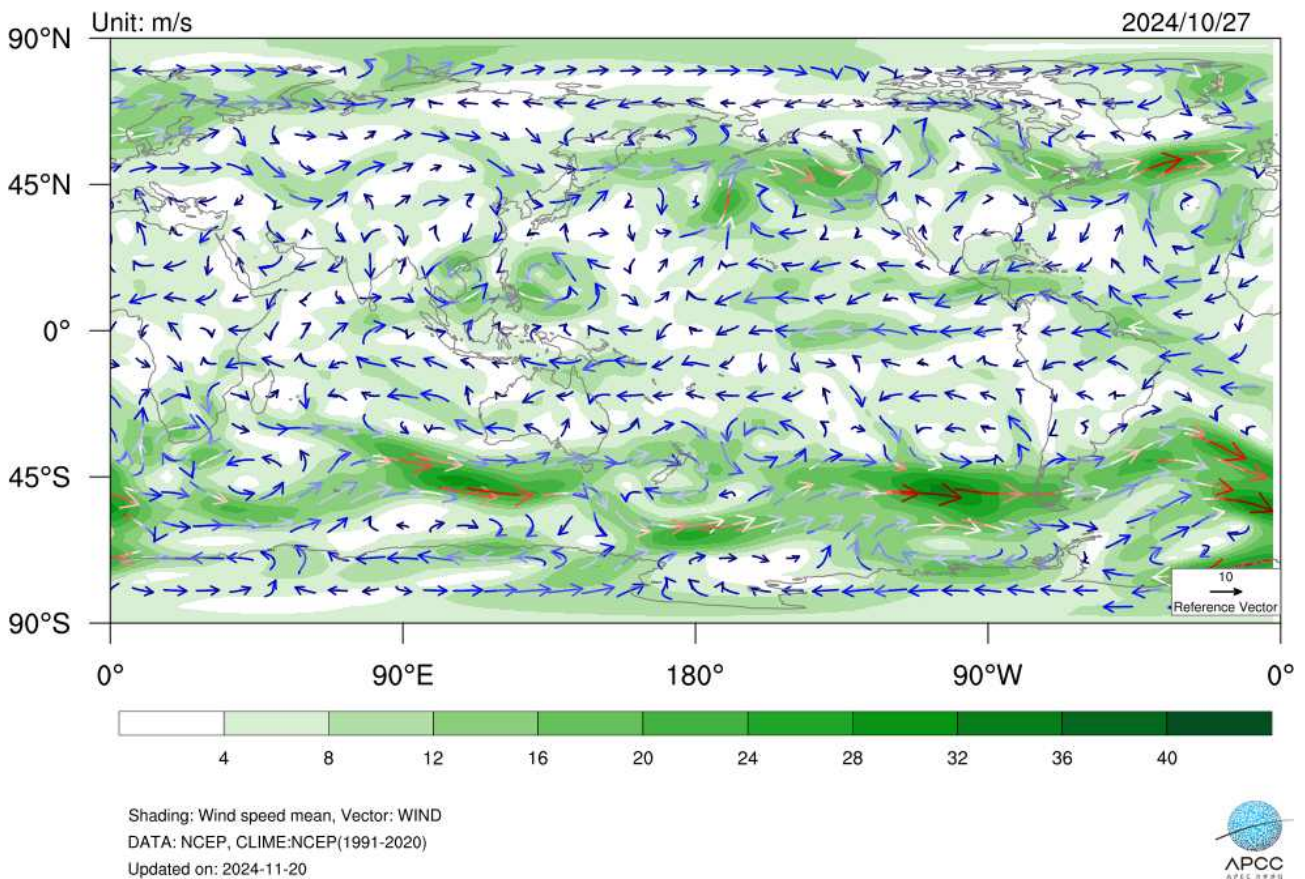


Figure 6.2. The visual monitoring map for the average 850 hPa wind field has been improved to display differently based on wind direction.

바람장의 편차정보 제공에서는 바람강도 편차장은 보라색과 초록색을 기반으로 강도를 연한 색부터 진한 색으로 표시하여 음영으로 표시하였다. 바람의 편차에 대해서는 바람의 강도를 선의 굵기로 구분하여 강한 바람은 굵고 진하며 약한 바람은 가늘고 연하게 표시하였다. 동풍은 파란색으로 서풍은 붉은색으로 표기하였으며 바람의 강도에 따라 화살표의 길이와 색의 변화를 주었다. 편차장에 사용한 평년은 1991년부터 2020년까지 30년을 기준으로 하였으며 바람의 방향에 따라 -20에서 20까지 m/s를 기준으로 하였다. 바람의 압력은 850hPa를 기준으로 제

공하였다.

850hPa Anomaly WIND

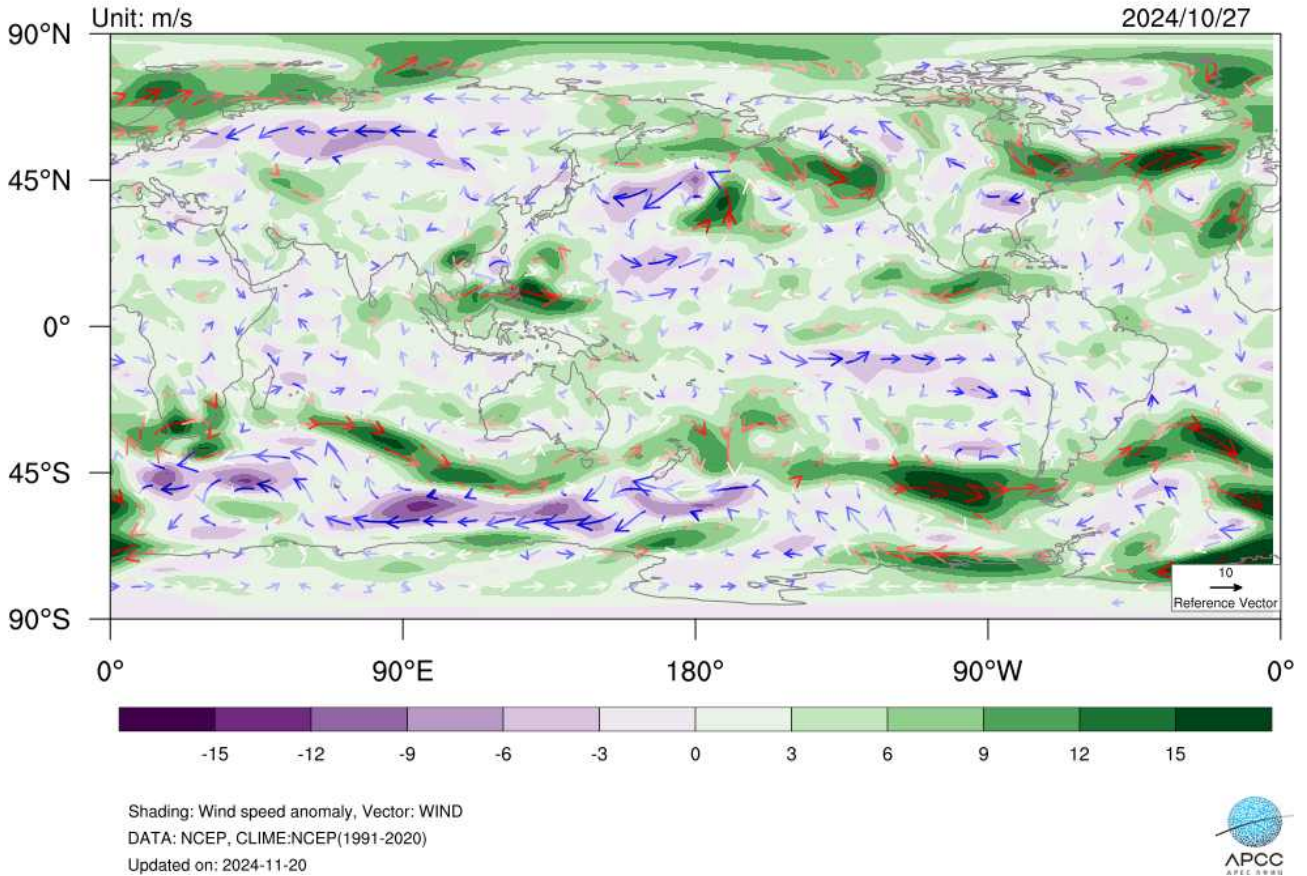


Figure 6.3. The visual monitoring map for 850 hPa wind anomalies has been improved to display differently based on wind direction.

6.3.3. 한반도 관측자료 사용자 범례조절 기능 제공

한반도는 계절의 변화를 겪는 지역으로 여름철의 태풍이 발생하는 시기에는 강수량의 평년에 비해 급격히 높아지고 무더위 시기에는 기온이 상승하는 등 주변의 영향을 크게 받는 까닭에 한반도 기후감시 정보를 제공하는 지표를 잡기가 쉽지 않다. 봄철의 평년 강수량과 여름철 평년강수량, 가을철 평년 강수량, 겨울철 평년 강수량 기준으로 범위를 설정하게 되면 평년과 비슷한 패턴을 보이면 결과지도를 보는데 불편하지 않지만, 급격한 강수 변화가 발생하면 한반도 전지역이 같은 색상으로 표기되는 등, 정확한 정보를 보기 어렵다. 그리하여 사용자들에게 원하는 범위를 지정할 수 있는 기능을 제공하여 사용자가 보고 싶어하는 범위의 정보를 볼 수 있는 기능을 제공하였다. 아래의 그림은 24년 10월 1일부터 7일까지의 한반도 누적강수량을 지도화한 것으로 실제 강수량은 30mm이하이지만, 평년의 10월 강수량이 최고 300mm까지 내리기 때문에 강수량의 범위를 0mm ~ 300mm로 설정하여 시스템에서 자동으로 모니터링

결과를 생성하도록 되어 있다.

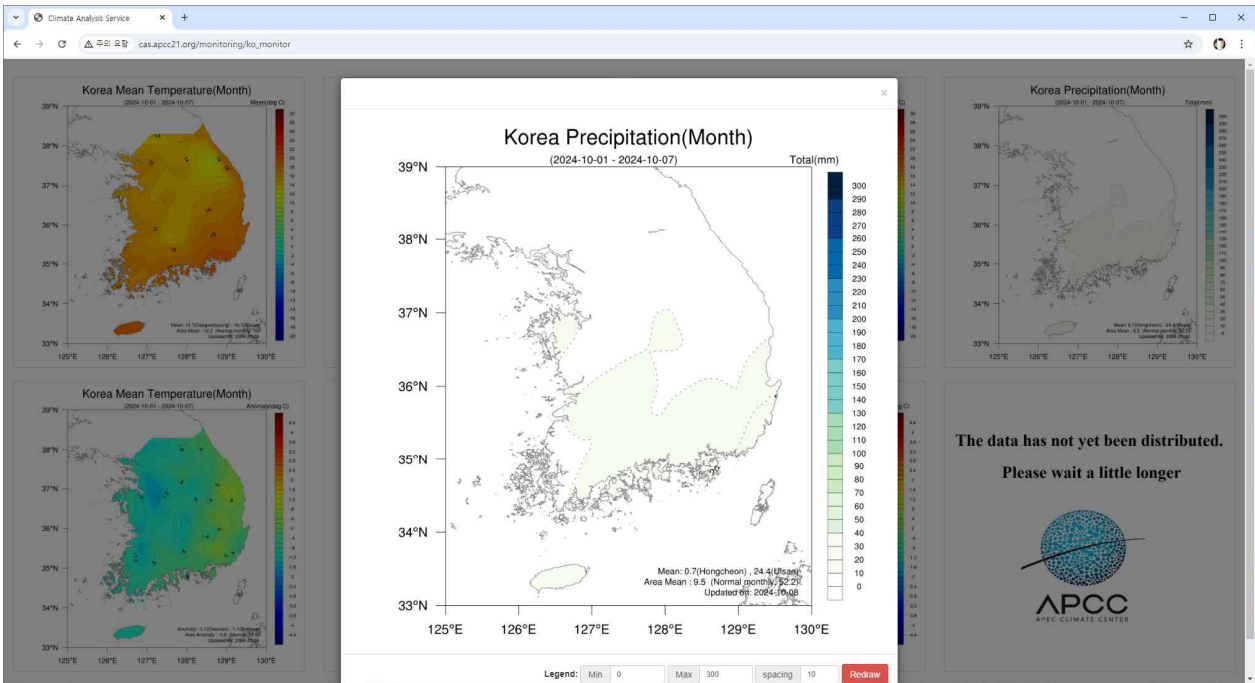


Figure 6.4. The previous rainfall monitoring information for the Korean Peninsula had a fixed legend, making it difficult to monitor detailed situations.

이런 경우, 사용자는 지역에 대한 강수량의 자세한 정보를 볼 수 없게 된다. 그리하여 평균강수량의 지도를 선택하면 지도가 팝업으로 나타나고 사용자가 최소 범위와 최고 범위, 그리고 그림의 간격을 직접 입력하여 볼 수 있도록 기능을 구현하였다. 아래의 그림처럼 사용자는 0mm부터 30mm의 범위에서 1mm 간격으로 강수량을 보고자 설정하게 되면 시스템은 사용자가 설정한 범위에 맞도록 이미지를 다시 생성한다. 처음에 보이지 않았던 경기지역의 강수량도 표기되어 보다 자세한 정보를 확인할 수 있다.

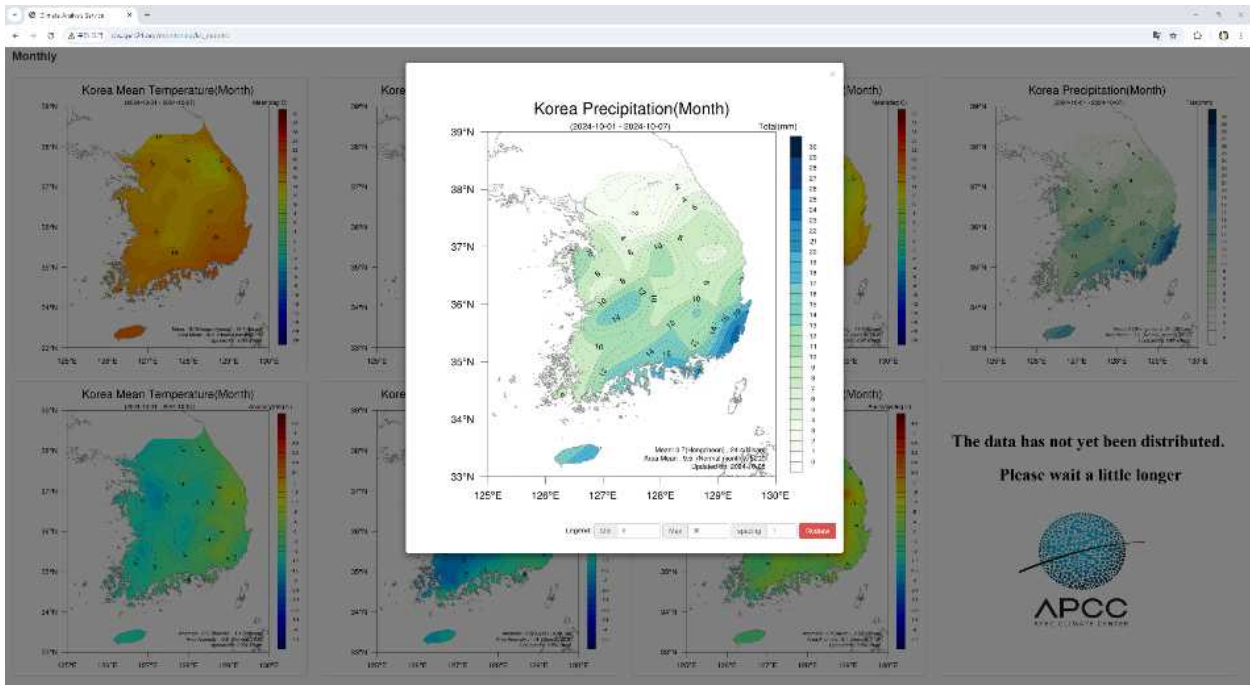


Figure 6.5. The new rainfall monitoring information for the Korean Peninsula allows users to freely adjust the legend for more detailed monitoring.

6.3.4. 해수면 온도자료의 주요 관심 지역 인덱스 제공

해양의 온도가 전 세계에 미치는 영향은 매우 크다. 엘니뇨, 라니냐에 따라 동아시아의 기후 패턴은 다르게 반응하고 있으며 엘니뇨와 라니냐의 발생이 동태평양이나 중앙 태평양의 어느 곳에서 나타나냐에 따라서도 영향이 다르게 나타난다. 또한, 인도 지역의 해수면 온도도 한반도에 영향을 미치는 주요 요소 중 하나이다. 그리하여, 전 지구 모니터링 서비스에서 관찰해야 하는 주요 해수면 온도 지역에 대해 자동으로 편차정보를 계산하여 인덱스로 표현하는 서비스를 구축하였다. 일 단위, 주 단위, 월 단위 모니터링 정보에 DMI, NINO, TSA, TNA, NINO 지역의 인덱스 값을 표현하여 제공하였다.

Sea surface TMP Mean

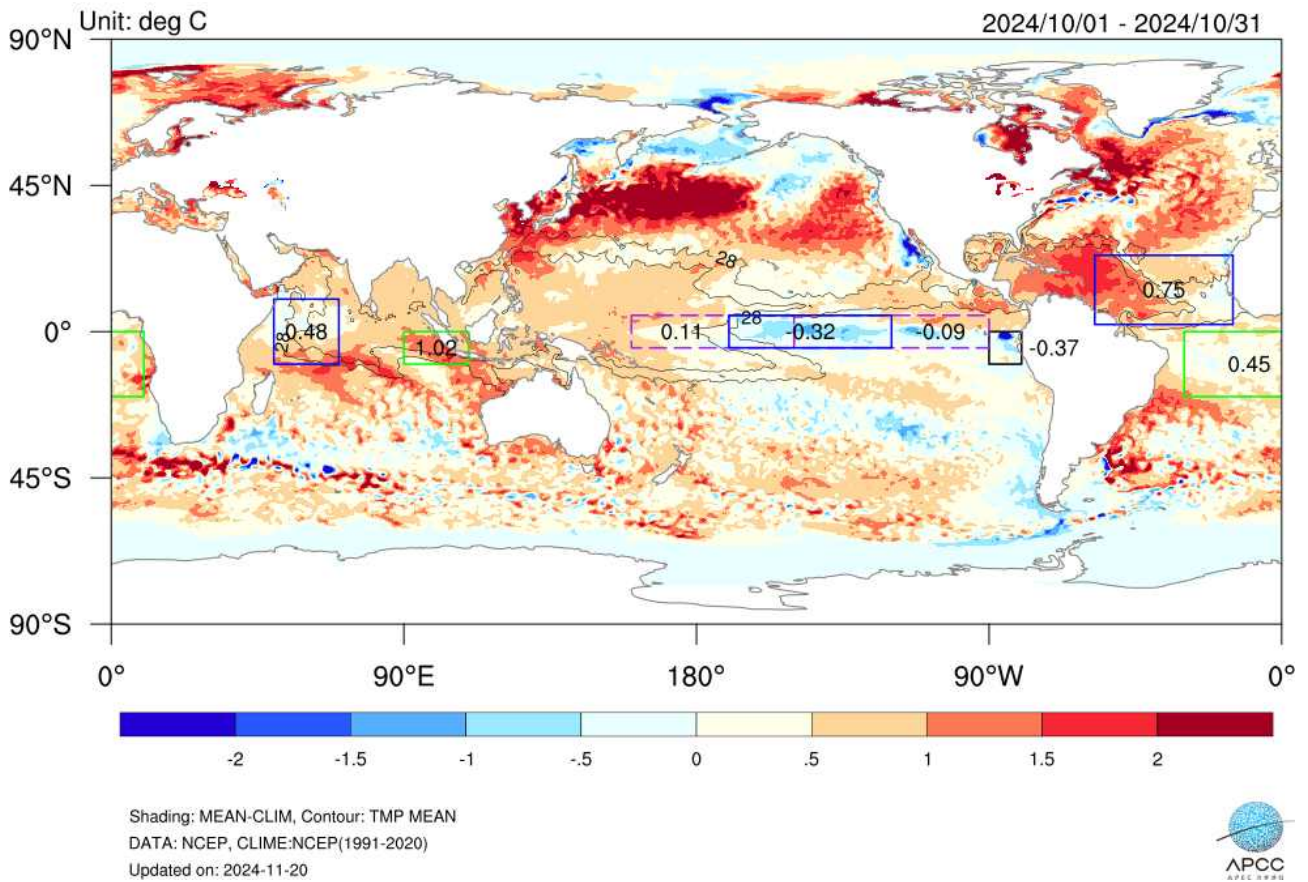


Figure 6.6. For the global monitoring service, the sea surface temperature variable has been enhanced to display index values for key regions.

6.3.5. 예보토의 모식도 통합서비스 적용

효율적인 기후감시 및 분석을 위한 시스템 구축은 연구자들의 연구결과를 바탕으로 개발되어 지고 있다. 기후감시분석 시스템이 연구자들의 연구를 보조하는 동시에 연구자들의 결과를 바탕으로 정확한 정보를 제공하는 것을 목적으로 하고 있다. 예보토의를 위한 계절예측 분석 서비스는 최근 3개 월에 대한 관측자료 모니터링 정보를 제공하고 있다. 예보토의를 위해 필요한 관심지역과 인자에 대한 선별은 연구의 결과를 바탕으로 나온 것이고 봄철 기온 예측을 위한 NAO활용이라든가, 12월 NPO 1월 기온 영향 모식도 제공, 예측에 대한 활용 순서 모식도, 3월 유럽 지역의 Z500이 7월 기온에 미치는 영향 등은 연구결과를 바탕으로 시스템화한 것이다. 월별 한반도에 미치는 예측인자들에 대한 상세한 역학관계를 설명함으로써 예측의 정확성을 높일 수 있다.



Figure 6.7. Seasonal and predictive factor dynamics derived from research outcomes have been applied to the climate analysis system, enabling their use in monthly climate analysis meetings.

6.4. 기후분석을 위한 관심인자 추출과 시계열 분석을 통한 인자선별 기능, 선별인자 관련 합성장 표출 서비스 확대

6.4.1. 관심인자 선별, 지역추출 및 관련 합성장 서비스 인터페이스

예보토의를 준비하는 연구자 관점에서 각 인자에 대한 자료수집 및 처리, 분석에 대한 시간과 노력이 많이 소요되어 이런 절차를 줄이는 것 또한, 매우 중요한 요소 중 하나이다. 월별 예보의 예측성을 향상을 위해서는 월별로 관련성이 높은 예측인자를 찾는 것이 중요하여 월별 예측성이 높은 지역에 대한 정보를 연구자들에게 제공하고 원인분석을 위한 분석 서비스 제공이 필요하다. 기후 감시분석 시스템의 감시분석 정보 제공 자동화 서비스는 사용자들에게 강수, 기온에 대해 월별 예측인자의 종류와 위치정보 그리고 상세 역학에 대한 정보를 제공하도록 사용자 인터페이스를 구성하였고, 최근 10년부터 현재까지 인자별로 관측 정보와 비교하여 상관계수가 어떻게 변하는지 시계열 정보를 제공하고 각 값이 표준편차에 따른 높음과 낮음을 색상으로 표시하여 사용자 정보전달을 편리하게 구성하고자 하였다. 이 모든 과정은 자동화 처리를 통해 최근의 월에 대해 자동 계산되어 제공된다. 또한, 사용자가 원하는 지역을 선택하면 선택된 지역에 대한 시계열 정보를 제공하고 시계열 분석을 통해 추출된 3분의 분석 결과를 통해 Above인 해와 Below인 해만 선정하여 자동으로 합성장 분석을 진행한다.

월 기후분석과 이상기후에 대한 원인분석은 신속하게 이뤄져야 하기 때문에 연구자가 자료 수집부터 가공, 시각화를 통해 연구 결과를 분석하기에는 긴 시간이 걸린다. 따라서, 신속하게 이루어져야 하는 월 기후분석과 이상기후 원인분석 시 잠재인자를 선정하고 그와 관련된 대기 순환장 및 한반도 영향평가를 연구자 개인별로 수시로 수행해야 한다. 현재, NINO3.4 지역을 기준으로 시계열 분석, 합성장 분석 연동을 위한 기반 기술 개발 진행하였으며 월 기후분석 및 이상기후 이슈분석을 위한 잠재인자 추출 및 관련 합성장, 한반도 기후 영향 분석 서비스 확대를 목표로 관심인자 선별, 지역추출 및 관련 합성장 서비스 인터페이스를 개발하였다. 개발된 서비스는 시계열 편차 분석과 합성장 정보 제공, 예측인자, 대상 월, 지역(좌표) 선택 기능 제공, 선택인자에 대한 시계열 편차 그래프 제공, 시계열 결과를 통한 편차 정보(Above, below)계산, 시계열 편차 기준, Above와 Below에 해당하는 연도 추출, 추출된 연도에 대한 합성(Composite)맵 생성 기능 제공, 시계열정보와 합성 정보 자동 계산 및 분산처리, 시계열결과에 대한 한반도 강수와의 유의성 정보 제공하고 있다.

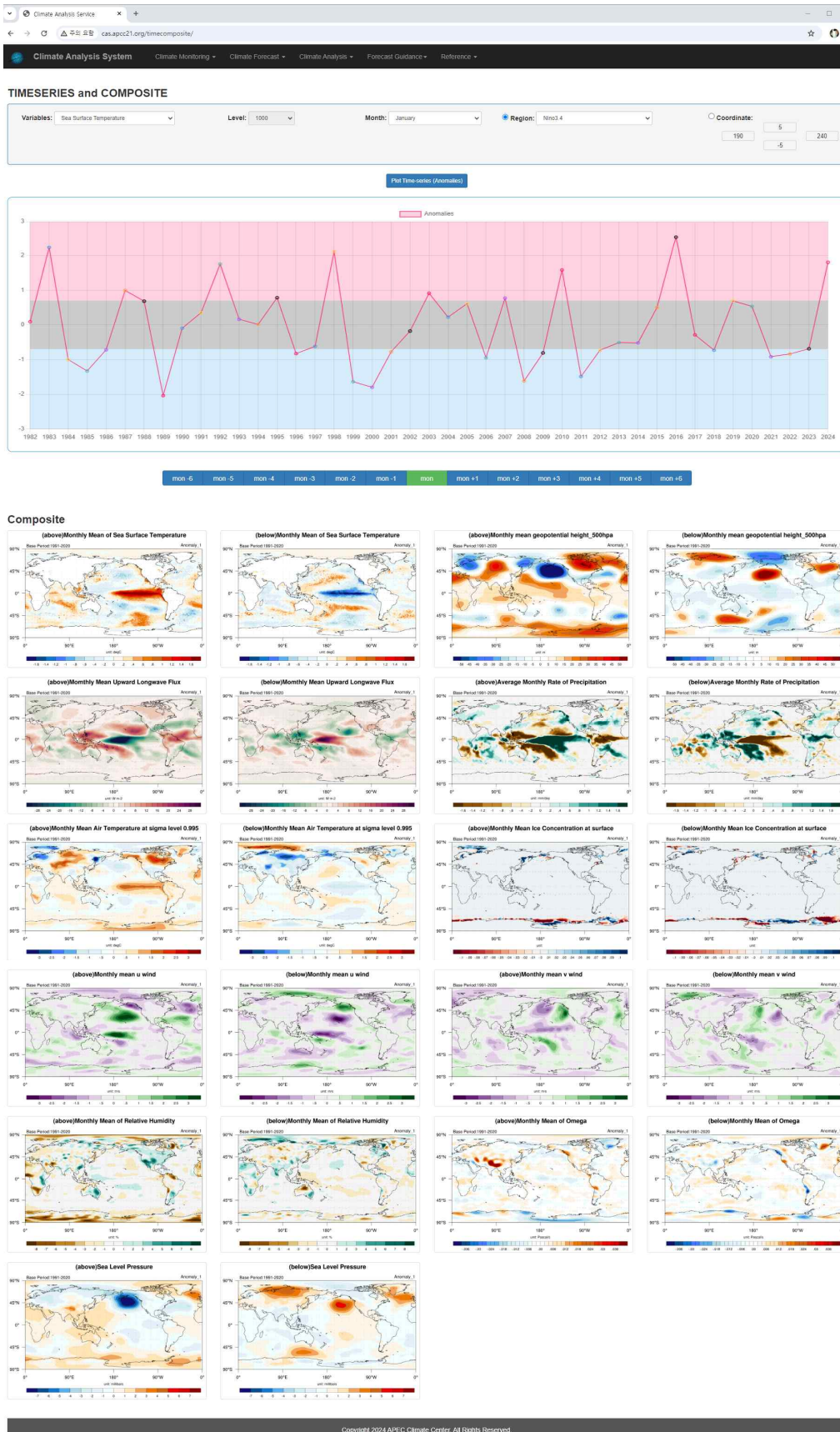


Figure 6.8. A service has been provided to create composite fields for related variables based on time-series analysis results for user-selected variables and regions.

6.4.2. 관심인자 선별, 지역추출 및 시계열 분석 정보 제공

한반도에 영향을 미치는 기후인자(들)를 분석하기 위해 사용자가 선택한 인자에 대한 시계열 정보를 제공하고 제공된 시계열 정보에 대해 평년과 비교하여 높은 해와 낮은해를 그래프로 제공하는 서비스를 구축하였다. 높은 해만 뽑아 합성장 지도를 표출하거나 낮은 해만 뽑아 합성장 지도를 표출하도록 하였다. 이러한 서비스를 위해 사용자가 원하는 인자와 월, 지역을 선택할 수 있도록 화면을 구성하였다. 서비스를 이용하기 위해서는 분석하고자하는 변수를 선택해야 한다. 선택할 수 있는 변수는 해수면 온도(sea surface temperature), 지표면 기온(surface air temperature), 강수량(precipitation), 지구 장파 복사량(Outgoing Long Radiative; OLR), 해면 기압(mean sea level pressure), 눈 덮임 및 해빙(snow cover and sec ice), 850hPa에서의 기온(air temperature at 850hPa), 850hPa에서의 바람장 및 절대습도(wind vector and relative humidity at 850hPa), 500hPa에서의 지위고도(geo-potential height at 500hPa), 200hPa에서의 바람장(wind vector and zonal wind at 200hPa), 300hPa에서의 바람장(wind vector and zonal wind at 300hPa), 200hPa에서의 속도퍼텐셜 및 발산풍(velocity potential and divergent wind vector)이다.

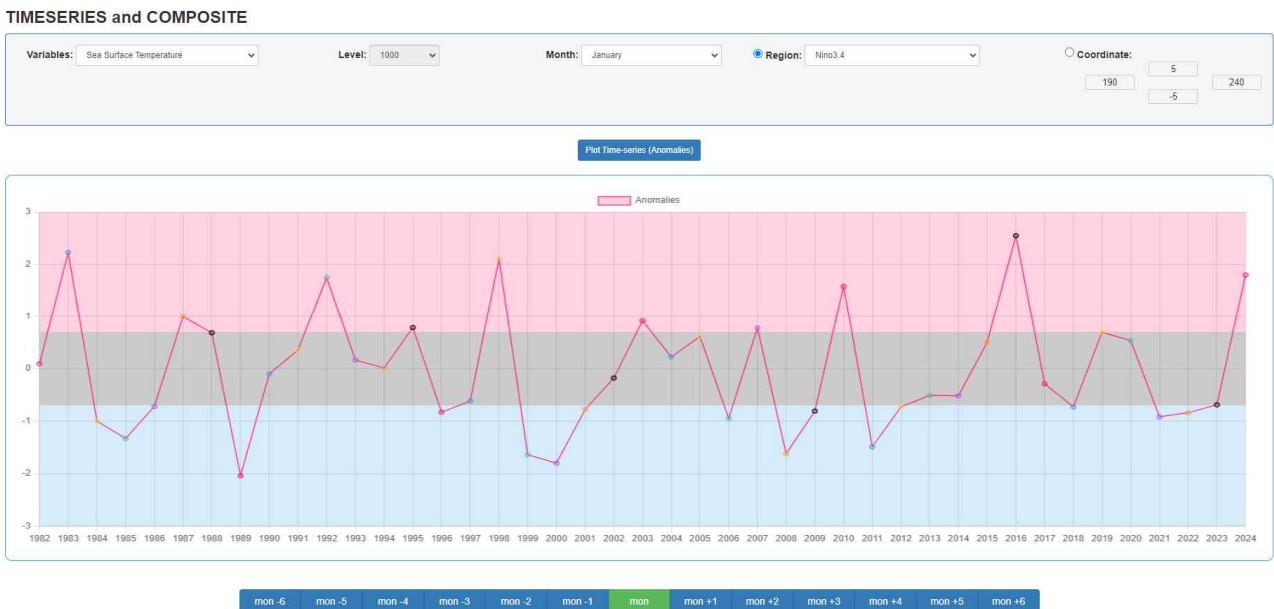


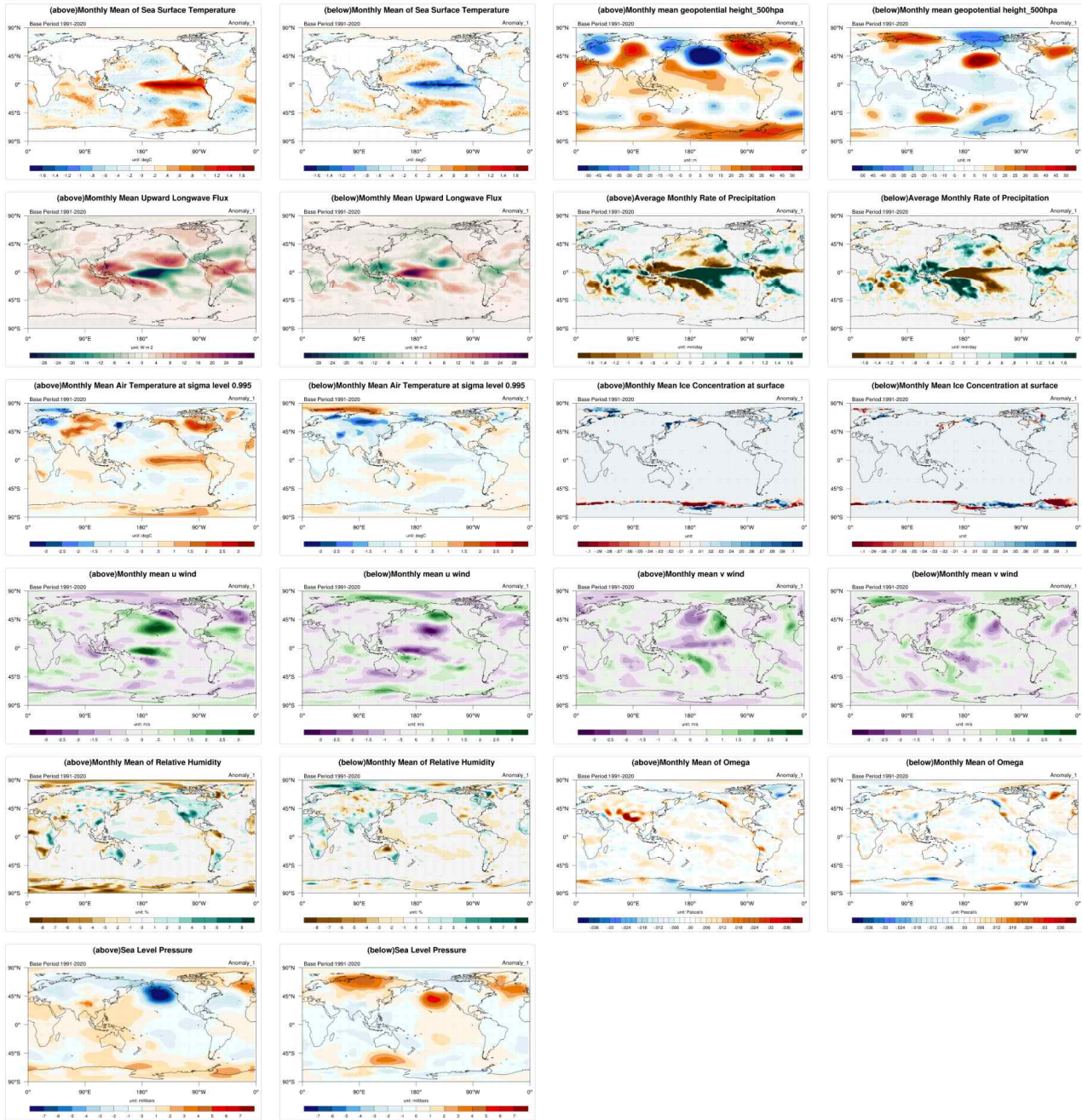
Figure 6.9. A time-series analysis service is provided based on user-selected variables, months, and region, focusing on tercile analysis.

변수를 선별한 후에는 1월부터 12월까지 월단위로 원하는 달을 선택해야 한다. 그리고 지역선택은 두가지 방법 중 하나를 고를 수 있다. 사용자의 편리성을 위해 자주 사용하는 지역을 미리 선정해 두었다. NINO지역부터 전구 지역까지 자유롭게 선택할 수 있다. 하지만, 사용자가 선택하고자 하는 지역이 없을 경우, 좌표를 직접 입력하여 활용할 수 있도록 검색화면을 제공하였다. 이후 실행버튼을 누르면 선별된 인자 및 지역을 통한 시계열 분석 결과를 그래프로 제공받을 수 있다. 시계열 정보를 제공하기 위해 선택한 지역의 과거 30년의 평년값을 즉시 계산하여 연도별 3분위 결과를 보여주도록 하였다. 시계열 결과에 전체 연도에 대해 3분위 범위를

구분하여 시계열 정보를 제공한다. 시계열 분석 결과를 통해서 편차 정보가 평년보다 높거나 낮은 결과를 보여준다. 또한 평년에 비해 높고 낮을 뿐만 아니라 3분위를 통해 Above, Normal, Below를 색상으로 표현하고 3분위의 값을 기준으로 각 기후 변수에 대해 합성장을 계산하여 지도 기반으로 시각화된 정보를 제공한다. 선택한 월을 기준으로 시계열 정보의 높은 연도와 낮은 연도의 합성장 시각정보를 제공하지만, 사용자는 선택한 월을 기준으로 전월과 후월에 대해 패턴의 변화를 보고 싶어 한다. 그래서 선택한 월을 기준으로 과거 6개월과 향후 6개월에 대해 모든 변수에 대해 합성장을 그릴 수 있는 기능을 제공했다.

6.4.3. 모든 인자의 공간 합성장 정보 제공

앞에서 설명한 시계열 정보는 자료에 대한 기본적인 분석 결과를 제공하는 동시에 합성장 분석을 위한 입력 정보로 활용된다. 3분위를 기준으로 제공되는 연도를 분리하여 합성장을 생산하는 변수에 값을 전달하게 되면 추출된 연도를 기준으로 합성장을 생산하고 분석된 결과를 웹 페이지를 통해 제공하도록 구성되었다. 지도 기반으로 평년 정보를 제공하고 현재 제공되고 있는 합성정보가 Above인지 Below인지 설명자료를 제공하고 있다. 사용자가 선택한 변수와 지역을 기준으로 3분위 시계열 정보를 제공하고 시계열 정보를 통해 평년에 비해 높은 해와 평년에 비해 낮은 해를 기준으로 전체 변수에 대해 합성장을 그리도록 합성장 정보 제공 기능을 구현하였다. 같은 변수에 대해 왼쪽에는 높은해로 구분하여 제공하였다. 총 12개의 변수로 높은해와 낮은해의 합성장으로 24개의 합성정보를 제공하였다.



Copyright 2024 APEC Climate Center. All Rights Reserved.

Figure 6.10. Composite fields for above and below categories are provided for all variables based on time-series analysis results.

6.5. 요약

전 세계적으로 빈번하게 발생하는 이상기후로 인해 한반도에 미치는 예측인자들은 지속해서 변하고 있어 연구자는 다양한 인자를 일일이 비교하고 분석해야 하는 번거로움이 발생하고 있다. 이에 따라, 신속한 기후감시 체계구축의 필요성과 빠른 분석 서비스의 필요성이 더욱 증대되고 있어 점점 강해지는 극한 기상현상에 대한 지속적인 감시를 통해 재산과 인명피해를 최소화하는 노력으로 최신의 관측 자료를 수집하고 주기적인 이상기후 감시와 예측인자 자동 생산 및 정보 제공 서비스 구축이 필요하게 되었다. 그리하여 한반도의 월별 예측인자에 대한 빠른 분석과 대처를 위해 표준화된 자료 수집 체계 및 신속한 감시 결과 제공하여 시의적절한 원인분석이 가능하도록 감시분석시스템을 고도화하고 사용자 편의성을 강화했다. 이를 위해 서비스되고 있는 기후감시분석시스템의 모든 기능과 프로그램 코드를 재점검하여 혹시 모를 오류를 차단하고 중위도 지역에 영향을 미칠 수 있는 열대지역의 열대 저기압(사이클론)과 강수, 기온에 대한 2~3주 예측자료를 추가로 제공하였다. 중위도 지역에 영향을 미칠 수 있는 해수면 온도의 주요 지역에 대해 편차지수를 제공하여 연구자들에게 신뢰성 높은 서비스를 만들고자 하였다.

기후감시분석 시스템에서 서비스 되고 있었던 시계열 분석 정보와 합성장 분석 정보를 통합하여 사용자가 원하는 변수와 월, 지역을 기반으로 월별 시계열 정보를 3분위로 제공하고 3분위에 해당하는 연도를 추출하여 모든 변수에 대해 합성장 정보를 제공하는 시계열 분석을 통한 합성장 표출 서비스를 개발하였다. 시계열 분석 정보를 기반으로 향후 6개월, 과거 6개월에 대한 합성장 재분석 기능을 추가하여 기후 변수의 전후 관계를 쉽게 파악할 수 있도록 하였다. 서비스 구축을 위해 NOAA의 CDC (Climate Data Center)에서 제공하는 월별 기후자료를 정기적으로 수집하여 사용하였으며 자료생산 기간은 일별 자료를 수집하여 월별 자료로 생산하여 기본자료로 활용하였다. 자료가 존재하는 시점부터 최근의 시점까지 모든 연도를 대상으로 하여 변수에 따라 선택되는 연도가 유기적으로 변할 수 있도록 하였다.

7. 요약 및 결론

이 과제는 6단계(2022-2024년) 아태 기후 정보 서비스 및 연구 개발 사업의 이상기후 감시, 분석 및 예측을 주제로 국민이 체감할 수 있는 이상 기후 장기 예보 서비스 개선에 기여를 목표로 3년 동안 진행되었다. 첫 번째 연차(2022년)에서 최근 중요도를 고려한 기후 예측 정보 개선 및 최적 활용 기반 마련을 위한 연구를 수행하였다. 먼저 최근 중요도가 증가한 기후 요소들(여름철 남아시아 기압계, 봄철 NAO)을 분석하였는데, NAO가 양의 위상일 때 중태평양 해수면 온도 편차, 음의 위상일 때 바렌츠 해빙 상황에 따라 우리나라는 고온 혹은 저온이 나타남을 보였고, 여름철 남아시아 기압계의 확장모드는 한반도에 저기압성 흐름이 나타나 저온과 다우와 관련이 있고, 남아시아 기압계의 남북 모드 우리나라 고온과 관련이 있음을 보였다. 또한 미래 기후변화에 따른 홍수 위험도와 한반도 영향 태풍 전망을 분석하여, 지구온난화 때문에 극한 강수의 강도는 커지고, 한반도에 영향을 미치는 강한 태풍이 증가할 것이라고 분석하였다. 그리고 이중화(내부망, 외부망) 구축, 예보토틀을 위한 모니터링 정보 및 예측인자 정보 자동 표출 시스템 개발 및 서비스, 기후분석을 위한 인자 및 합성장 표출등의 CAS의 개선작업이 이루어졌다.

6단계 두 번째 연차(2023년)에서는 1/3개월 전망 생산 지원을 위한 다양한 감시/분석 정보 최적 활용기법 개발을 목표로 먼저 여름철 주요 예측인자의 활용성 및 예측성 개선 방안을 제시하였다. 즉, 양의 3월 유럽 Z500 인자의 경우 6월의 남아시아 몬순 지수를, 반면에 음의 값을 가지는 경우 4월 중앙아시아에 많은 눈과 6월 멕시코만의 SST를 감시하는 것이 7월 한반도 기온 예측 신뢰도를 높이는 것으로 나타났으며, 4월 열대 SST 삼극자 예측인자의 양의 위상인 경우 6월의 강한 남아시아 몬순 지수를, 음의 위상의 경우에는 5월의 음의 열대 SST 삼극자가 유지되는 것을 감시하여 7월 기온 예측 신뢰도를 높일 수 있는 것으로 나타났다. 또한 NPO 대기 변동 모드의 겨울철 우리나라 기온에 영향을 미치는 역학과정과 활용방안을 분석하였는데, 12월 NPO 관련 한반도 고기압 편차가 1월까지 유지되어 1월 기온에 변동을 주는 것으로 분석되었으며, 특히 ENSO 예측인자와 함께 사용할 경우 예측성이 증가될 수 있음을 보였다. 또한 1차년도에 이어 수행된 미래 기후변화에 따른 국민적 관심사의 과학적 정보 산출에서 재생에너지와 가뭄 전망에 대한 과학적인 분석을 수행하였다. 태양광 발전 잠재량은 고탄소 시나리오에서 봄철과 겨울철에 유의한 감소를 보였고, 풍력 발전 잠재량은 고탄소 시나리오의 봄철/가을철에 유의한 감소를 보였다. 또한 우리나라 지역에 대한 가뭄 지수의 미래 변화를 분석하였는데, 봄철 및 가을철 가뭄이 심화되고, 특히 봄철보다 가을철, 저탄소보다 고탄소 시나리오에서 가뭄이 더 크게 심화될 것으로 전망하였다. 마지막으로 그래픽 및 표출 시스템의 사용자 편의성 향상, 합성장 서비스 확대 등의 CAS의 서비스 개선을 진행하여 감시 및 분석 업무의 신속성과 효율성을 증가시켰다.

6단계 3차년도에서는 이상기후 대응을 위한 감시/분석 정보 최적 활용기법 고도화를 목표로 첫 번째로 겨울철 예측인자의 발굴, 발굴된 예측인자의 활용성 및 예측성을 증가시킬 수 있는 방안을 분석하였다. 우리나라 1월 기온은 중위도 기압계 변동성에 의해 예측성이 떨어지며, 이를 보완하기 위해 12월의 북대서양 SST와 중위도 대기변수, 눈덮임 자료에서 신규 예측인자를 탐색하였다. 그 결과 5개의 잠재 예측인자를 선정하였으며, 이때 5개의 잠재 예측인자

는 모두 12월의 NAO like 패턴과 밀접한 관련이 있음을 보였다. 그중 전체 기간에서 일관되게 높은 예측성을 보이는 2개(EU, Baikal)의 예측인자를 최종적으로 선택하였다. 12월에 이 두 예측인자 모두 평년보다 낮은 값을 보이면, 발달한 음의 NAO에서부터 상층 파동전파를 통해 유럽지역과 바이칼호 주변 지역으로 상층에 음의 편차를 유도한다. 이는 12월 시베리아 지역에 음의 MSLP와 지표 기온의 하강, 강설의 증가와 관련이 있다. 이후 1월 전반에는 대륙고기압의 발달과 함께 바이칼호 주변에서부터 중국과 우리나라 주변의 기온이 평년보다 낮아지는 것으로 나타났다. 1월 기온을 전반과 후반으로 나눠 분석한 결과 1월 전반과 후반은 각각 서로 관련이 없는 다른 기후요소의 영향을 받는 것으로 나타났다. 따라서 여기서 선정한 중위도 파동전파 관련 예측인자는 1월 전반에만 영향을 주며, 1월 전반 기온과 1월 전체 기간 기온의 상관성을 고려할 때 1월 기온이 낮은 경우에 한하여 예측인자로 활용할 수 있을 것이다. 추가로 1개월 선행 예측인자를 실제 예보 업무에 활용하기 위해서 해당 월의 재분석 자료와 계절내 예측모델 결과를 함께 사용하는 방법을 제안하였다.

두 번째로 우리나라의 1월 강수 예측을 위한 선행 예측인자로 12월 서인도양 해수면온도 지수를 선정하고 상세 역학을 제시하였다. 12월 서인도양 해수면온도는 적도 태평양의 가장 큰 변동성이자 대표적인 동아시아 겨울철 예측인자인 엘니뇨와 높은 상관성을 가지고 있다. 특히 12월 서인도양 해수면온도 상승은 엘니뇨와 대부분 동반되어 발생하기 때문에 각각의 상대적인 역할을 이해하는 것이 중요하다. 그러나 두 지수를 선형적인 통계분석을 통해 분리하여 비선형성을 고려하지 못하고, 또한 서인도양 해수면온도 변동성은 엘니뇨에 비해 굉장히 작아 동아시아 겨울철 기후에 미치는 영향 역시 상대적으로 작은 한계가 있다. 그러므로 엘니뇨와 12월 서인도양 해수면온도 지수의 정보를 적절히 활용하여 우리나라 겨울철 기후를 예측할 필요가 있다. 그럼에도 불구하고, 그동안 잘 알려지지 않은 열대 인도양 변동성의 원격상관과 예측 활용성을 제시하는데 의미가 있을 것으로 생각된다.

세 번째로 가을철 열대 태평양 대류활동을 겨울철 기후 예측에 활용할 수 있는 방안을 제시한 연구에서는 가을철 열대 태평양에서 강수 편차와 겨울철 우리나라 지점 기온 자료와 SVD 분석을 수행하여, 겨울철 기온 예측을 위한 가을철 TSPM 예측인자를 정의하였으며, 합성장 분석을 통해서 가을철 TSPM이 겨울철 중후반 기온에 미치는 상세 역학과 및 모식도를 함께 제시하였다. 아울러 11월 양의 TSPM 있을 때 10월 MJO가 위상 1이 상대적으로 빈도와 강도가 컸으며, 음의 TSPM이 있을 때 위상 5와 6에서 상대적으로 빈도와 강도가 큰 것을 제시하여, 좀더 긴 선행시간에서 TSPM 예측인자를 활용할 수 있음을 보였으며, 겨울철 평년보다 높은 기온 예측에서 예측성을 높이기 위한 10월 중앙 태평양 해수면 온도 편차 활용할 수 있음을 보였다. 그리고 TSPM 예측인자의 활용성을 증가시키고자 가을부터 12월까지 어떤 요소들을 고려해야하는지 예측 흐름도를 제시하였다. 그러므로 본연구에서는 ENSO의 영향이 작고, 예측인자가 부족한 겨울철 중/후반 기온 예측을 위한 성공적으로 새로운 예측인자를 발굴하였으며, 더 나아가서 발굴된 예측인자의 예측성과 활용성을 높이는 방안을 제시하였다.

그리고, 겨울철 열대 태평양의 겨울철 우리나라 강수 영향을 분석 하기 위해서 K-means 군집 분석 수행하였다. 1월에 평년 범위보다 많은 양의 강수 이벤트와 평년 범위보다 적은 음의 강수 이벤트들의 이전 연도 11월 열대 태평양에서 강수편차들을 각각 2개의 군집으로 분류하여 관련된 대기/해양 순환장 특성을 분석하였다. 양의 강수 이벤트에 대한 군집 1은 주로 중

위도 파동전파에 의한 한반도 주변 고기압성 순환 편차 발달 관련 남풍의 영향으로 강수가 발달하는 특징을 보였다. 이에 반해 군집 2는 북서열대 태평양에서 대류억제와 관련된 강한 원격 상관으로 한반도 주변 고기압성 순환 편차가 발달하여 한반도 강수 발달에 영향을 미치는 특징을 보여준다. 반면에 음의 강수 이벤트는 군집 1은 열대 서태평양에서 대류활동의 영향을 보여주고, 군집 2는 중위도 파동전파에 의한 우리나라 주변 저기압성 순환 편차 발달이 1월 우리나라 평년보다 적은 강수가 나타나게 되는 특징을 보였다. 그러므로 겨울철 우리나라 강수 예측을 위해서 두 개의 요소 즉 열대 태평양 대류활동과 중위도 파동 전파와 관련된 예측인자들을 발굴이 필요하며, 그리고 어떤 요소가 더 많은 영향을 미칠 지에 대한 평가할 수 있는 방법을 제시해야 할 것으로 보인다.

네 번째로 미래 기후변화에 따른 기후이슈 전망 연구에서는 CORDEX-EA 동아시아 고해상도 기후 변화 시나리오 자료를 활용하여 한반도의 겨울철 기온 급강하 사례 빈도 및 우리나라 겨울철 관련 기후 지수의 미래 변화를 분석하였다. 재분석 자료를 바탕으로 기온 급강하 사례일을 선정하여 과거 기간 동안의 겨울철 월별 기온 급강하 발생 빈도 및 사례일에 대한 주요 기후 변수의 합성장을 비교 분석하였다. 3종 기후변화 시나리오 모형 자료를 이용하여 재분석 자료와 동일한 기간에 대해 재현 실험에서의 기온 급강하 사례일 빈도 분석 결과, 재분석 자료에서는 겨울철 3개월 동안 발생 빈도가 비슷했던 반면, 모형에서는 12월에 가장 발생 빈도가 높고, 2월에는 가장 낮은 것으로 모의되었다. 미래 기후 변화 전망에서는 12월, 1월 발생 빈도가 줄어들고 2월의 발생 빈도가 증가하는 특징을 보이며, 이와 관련하여 사례일에 대한 주요 기후 변수 합성장 분석과 함께 및 겨울철 우리나라 기온과 연관이 높은 동아시아 겨울 몬순 지수, 시베리아 고기압 지수의 변화 추세, 상관성, 변동성 변화 등의 분석을 실시하였다. 고탄소 시나리오로 갈수록 12월과 1월에는 EAWM 지수와의 상관성은 약해지지만, EAWM가 더욱 강화하면서 동서 기압경도력이 강해지는 특징을 보인다. 반면, 2월에는 EAWM는 큰 변화를 보이지 않으며, 상관 관계 또한 저탄소 시나리오에 비해 약해진다. 더불어 동서 기압경도력은 12월이나 1월에 비해 더욱 약해지고, 오히려 일별 변동성은 더욱 커지고 있어 기온 급강하가 더욱 빈번하게 발생하는 것으로 분석되었다.

마지막으로 사용자 편의성 향상을 위한 기후분석시스템(CAS)의 개선 및 확대에 관한 사항을 기술하였다. APCC 기후감시분석시스템(CAS)은 이상기후에 대한 빠른 원인분석과 대처를 위해 기후분석 연구자를 보조하는 시스템으로 관측 자료 및 재분석 자료를 통해 다양한 감시와 분석을 할 수 있도록 구현한 서비스다. 시스템의 편리성을 위해 기존 서비스를 재분석하고 오류에 대한 검증을 시행하였다. 또한, 편리성 확대를 위해 기존 인터페이스를 수정하고 새로운 확장 기능을 추가하여 보다 편리하게 사용할 수 있도록 하였다. 또한, 기존의 시계열 분석 서비스와 합성장 분석 서비스를 통합하여 보다 진보적인 시계열 분석을 통한 합성장 표출 서비스를 새로 개발하였다. 합성장 표출 서비스를 통해 사용자가 보고자 하는 기후변수, 해당 월, 지역을 선택하면 해당월에 대한 지역의 편차를 시계열 정보로 제공하고 시계열의 3분위 정보를 나눠 평년보다 높은 해와 평년보다 낮은 해에 대해 12개의 기후인자를 합성장 맵으로 정보를 제공하였다. 새로운 서비스는 선별인자 및 지역을 통한 시계열 분석 결과를 제공하고 제공된 결과를 기반으로 전체 연도에 대해 3분위 시계열 정보 분석하였다. 분석된 3분위 정보는 모든 변수의 합성장 분석을 위한 기본 정보로 활용하였다. 선정일을 기준으로 전후 6개월에 대한 전체 합성장을 생산하여 각 변수에 대해 전후의 변화를 비교할 수 있도록 서비스를 개선하고

선정 기간에 대한 한반도 강수와 유의성 검증(T-test) 정보도 추가여 제공하였다. 이상기후에 대한 빠른 원인분석과 대처를 위해 모니터링 정보와 월별 관련 예측인자의 관측 자료, 그리고 시계열 기반의 합성장 분석 등 다양한 분석 방법을 제공하였다.

사사

본 연구는 APCC의 지원을 통해 수행 되었습니다.

References

- 예상욱 등, 2021: 대양간 상호작용 및 변동에 기인한 한반도 기후예측 기술개발. *기상청 기상지진 See-At 기술개발 연구 최종보고서*
- 유영은, 손석우, 김형석, 정지훈, 2015: 한반도 폭한 발생시 종관장 특성과 대규모 기후 변동성 간의 연관성, *대기*, **25(3)**, 435-447, <https://dx.doi.org/10.14191/Atmos.2015.25.5.435>
- 임연희, 김호, 2011: 기후변화와 건강 - 저온과 고온이 사망에 미치는 영향에 관한 체계적 고찰, *한국환경보건학회지*, **37(6)**, 397-405
- Bollasina, M., and G. Messori, 2018: On the link between the subseasonal evolution of the North Atlantic Oscillation and East Asian climate. *Climate Dynamics*, **51**, 3537-3557.
- Cai, W and Coauthors, 2015: ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change*, **5**, 849-859.
- Cassou, C., L. Terray, J. Hurrell, and C. Deser, 2004: North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *Journal of Climate*, **17**, 1055-1068.
- Dawson, A., and T. N. Palmer, 2015: Simulating weather regimes: Impact of model resolution and stochastic parameterization. *Climate Dynamics*, **44**, 2177-2193.
- Feng, P.-N., H. Lin, J. Derome, and T. M. Merlis, 2021: Forecast Skill of the NAO in the Subseasonal-to-Seasonal Prediction Models. *Journal of Climate*, **34(12)**, 4757-4769, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0430.1>.
- Francis, J. A., and S. J. Vavrus, 2012: Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, **39(6)**, <https://doi.org/10.1029/2012GL051000>
- Fereday, D. R., J. R. Knight, A. A. Scife, and C. K. Folland, 2008: Cluster analysis of North Atlantic-European circulation types and links with tropical sea surface temperatures. *Journal of Climate*, **21**, 3687-3703.
- Geng, X., K.-M. Noh, K. Kim, and J.-S. Kug, 2023: Midwinter breakdown of ENSO climate impacts in East Asia. *npj Climate and Atmospheric Science*, **6(1)**, 155, <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00474-4>.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.

- Hartigan, J. A., and M. A. Wong, 1979: Algorithm AS 136: a k-means clustering algorithm. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, **28**, 100–108.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, et al. 2020: The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **125**, 773–788, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2).
- Huang, B., P. W. Thorne, V. F. Banzon, T. Boyer, G. Chepurin, J. H. Lawrimore, M. J. Menne, T. M. Smith, R. S. Vose, and H.-M. Zhang, 2017: Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, **30**(20), 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>.
- Hurrell, J. W., and C. Deser, 2010: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, **79**(3–4), 231–244, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002>.
- Jianping, L., and J. X. L. Wang, 2003: A New North Atlantic Oscillation Index and Its Variability. *Advances in Atmospheric Sciences*, **20**, 661–676, <https://doi.org/10.1007/BF02915394>.
- Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711–726, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0711:ANEAWM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0711:ANEAWM>2.0.CO;2).
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631–1643, <https://doi.org/10.1175/BAMS-83-11-1631>.
- Kim, G., S. Yang, and W.-S. Lee, 2021: Combined Effect of ENSO and AO on Winter Temperatures of the Korean Peninsula on Subseasonal Time Scales. *Journal of Climate*, **34**(18), 7493–7506, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0772.1>.
- Kim, H. K., B. K. Moon, M. K. Kim, J. Y. Park, and Y. K. Hyun, 2021: Three distinct atmospheric circulation patterns associated with high temperature extremes in South Korea. *Scientific Reports*. **11**, 12911.
- Kim, S., and J.-S. Kug, 2018: What controls ENSO teleconnection to East Asia? Role of western North Pacific precipitation in ENSO teleconnection to East Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**(18), 10–406.
- Li, J., and J. Wang, J. X. L., 2003: A new North Atlantic Oscillation index and its variability.

Adv. Atmos. Sci. **20**, 661–676.

- 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.
- Munoz, A. G., X. Yang, G. A. Vecchi, A. W. Robertson, and W. F. Cooke, 2017: A weather-type-based cross-time-scale diagnostic framework for coupled circulation models. *Journal of Climate*, **30**, 8951–8972.
- Park, C.-H., and S.-W. Son, 2024: Subseasonal variability of ENSO–East Asia teleconnections driven by tropical convection over the Indian Ocean and Maritime Continents, *Geophysical Research Letters*, **51**. e2023GL108072.
- Park, H.-J., and J.-B. Ahn, 2016: Combined effect of the Arctic Oscillation and the Western Pacific pattern on East Asia winter temperature. *Climate Dynamics*, **46**, 3205–3221, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2763-2>.
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, J.-S. Kug, J. Yoo, and C.-H. Kim, 2013: Winter precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO. *Climate Dynamics*, **42**, 3171–3186.
- Straus, D. M., S. Corti, and F. Molteni, 2007: Circulation regimes and SST forcing: Results from large GCM ensembles. *Journal of Climate*, **17**, 1641–1656.
- 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. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**(6), 608–627. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2).
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of Intraseasonal Amplification of the Cold Siberian High. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**(12), 4423–4440, <https://doi.org/10.1175/JAS3629.1>.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**(9), 1297–1300, <https://doi.org/10.1029/98GL00950>.
- 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.
- World Economic Forum, 2020: Nature Risk Rising: Why the Crisis Engulfing Nature Matters for Business and the Economy, 13pp.
- Wu, B., T. Zhou, and T. Li, 2017: Atmospheric dynamic and thermodynamic processes driving

the Western North Pacific anomalous anticyclone during El Nino. Part II: formation processes. *Journal of Climate*, **30**, 9637–9650.

Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorological Society*, **78**, 2539–2558, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3c2539:GPAYMA%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078%3c2539:GPAYMA%3e2.0.CO;2).

Yeo, S.-R., Y.-Y. Lee, and J.-S. Kug, 2022: Three distinct convective footprints over the Indo-western Pacific that affect high temperature extreme events in Korea during boreal autumn. *Climate dynamics*, <https://doi.org/10.1007/s00383-022-06278-1>.

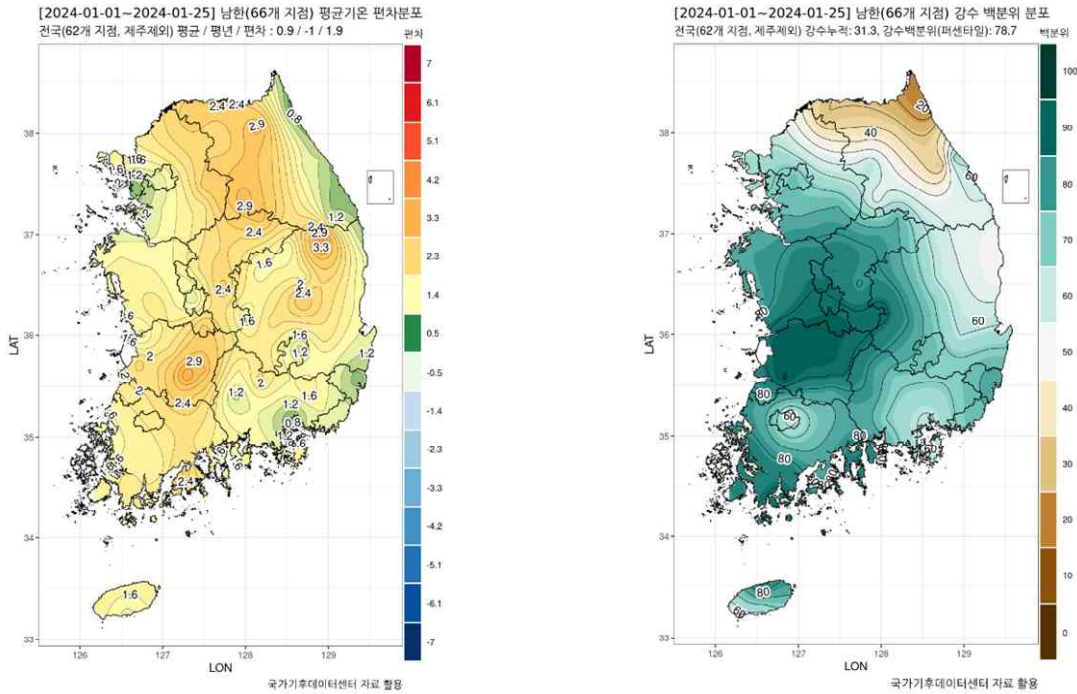
Zhou, X., Q. Wang and T. Yang, 2020: Decreases in days with sudden day-to-day temperature change in the warming world. *Global Planet. Change*, **192**, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103239>

부록

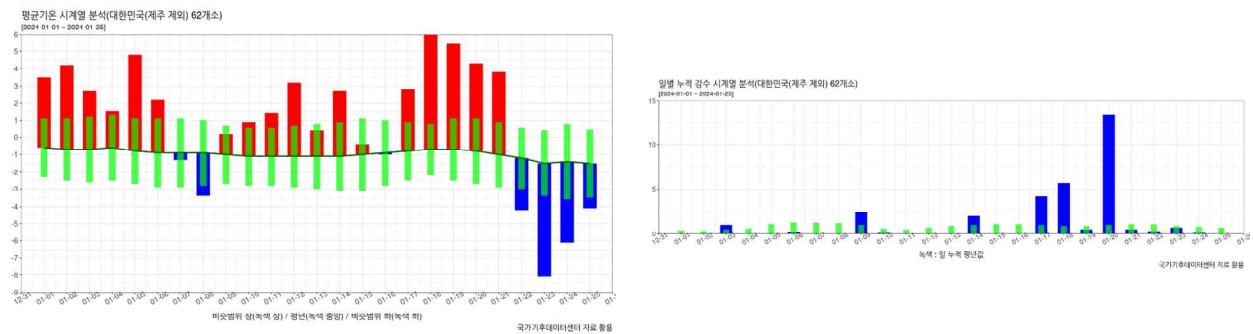
2024년 1월 기후분석 보고서

□ 2024년 1월 우리나라 기온 및 강수 현황과 특징

[Fig.1] 2024년 1월 (1-25일) 우리나라 기온과 강수 백분위 분포



[Fig.2] 2024년 1월 (1-25일) 우리나라 기온과 강수 시계열



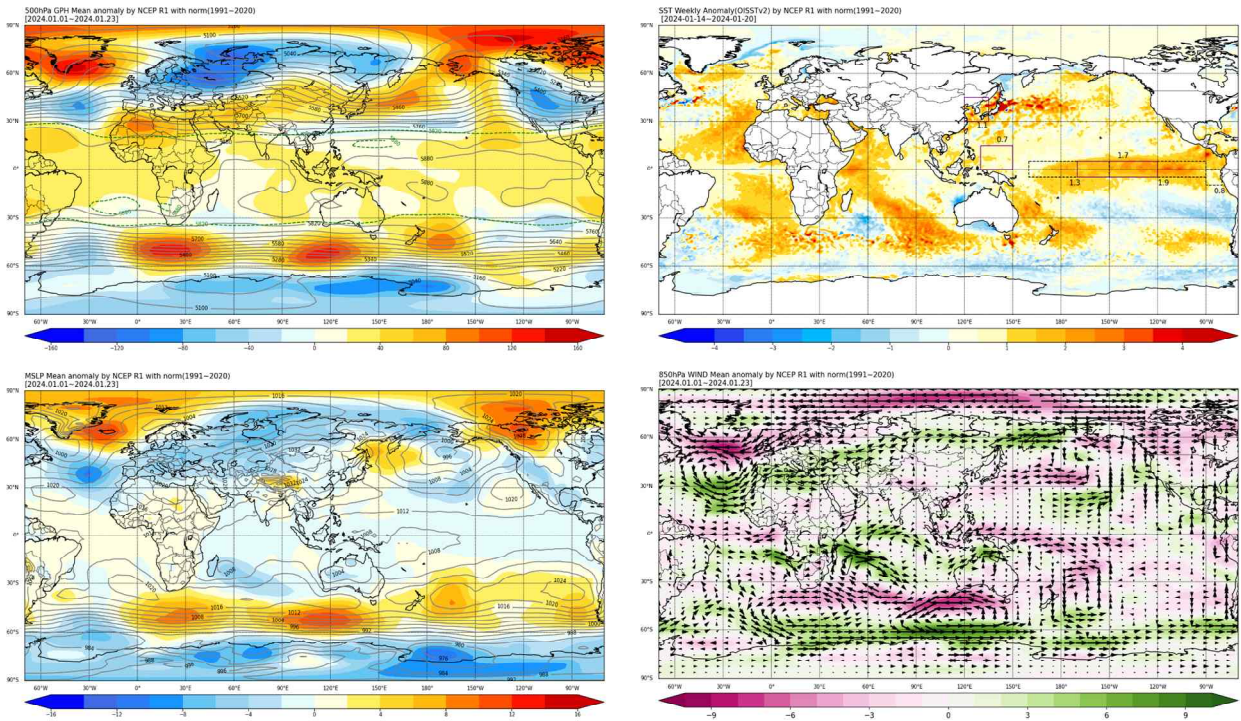
- 1월 전국 평균 기온(1-25일 평균)은 0.9°C로 평년(-1.0°C)보다 1.9°C 높았으며, 강수는 31.3mm로 평년의 78.7%에 해당하는 값을 기록
(※ 9월 기온의 평년 비슷 범위 ±0.6°C, 강수의 평년 비슷 범위 12.8-24.0mm)
- (평균기온) 평년보다 1.9°C 높은 기온 편차로 상위 5위 기록. 1월 내 기온 변동성이 컸으며 초중반에는 고온 편차, 후반에는 저온 편차 발생. 최근 1월 내 기온 변동성 큰 경향. 1월 5, 18, 19일 역대 1위 고온, 3일 역대 3위 저온 기록
- (강수) 평년의 78.7%의 많은 강수로 상위 11위, 강수일수는 7.8일로 상위 5위 기록.

강원 북부를 제외한 전국 대부분의 지역에서 많은 강수 기록. 특히 1월 20일에는 우리나라 남쪽을 지나가는 기압골과 북동부 지역에 위치한 고기압의 영향으로 동풍이 유입되어 강수 발생

○

□ 2024년 1월 전지구 순환장 특징

[Fig. 3] 2024년 1월 500hPa 지위고도, 해수면온도, 해면기압, 850hPa 바람 편차

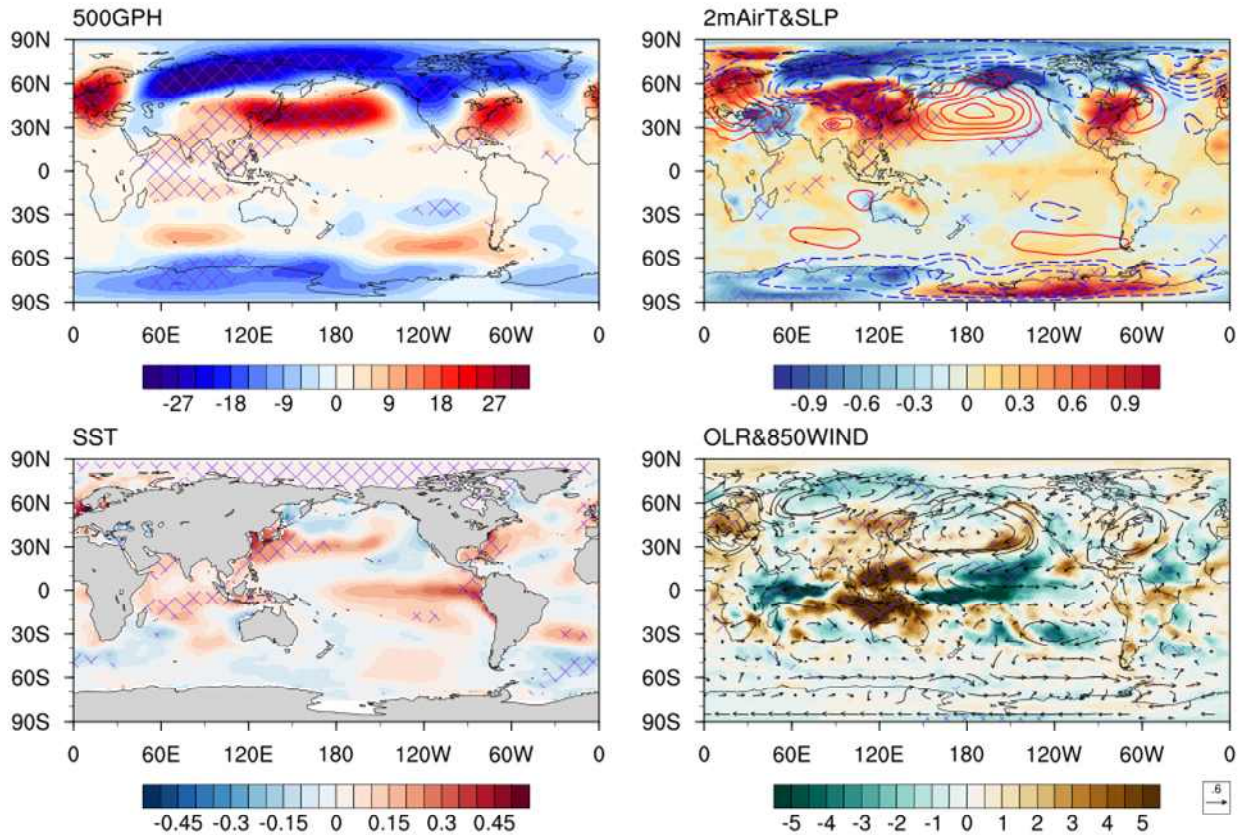


- 중위도 북서태평양에 강한 고기압성 편차가 발생하였고, 우리나라는 고기압 순환의 서쪽 가장자리에 위치하여 남풍 유입으로 인한 기온 상승 발생
- 그린란드 지역 양, 북미와 유럽에 음의 지위고도 편차가 위치하여 음의 NAO (North Atlantic Oscillation; 북대서양 진동) 패턴, 시베리아 고기압 약화 관측
- 열대 중·동태평양에 지속적으로 강한 양의 해수면온도 편차가 관측되며, 우리나라 연근해를 포함한 중위도 북서태평양, 대서양, 인도양에 양의 해수면온도 편차 발생

□ 1월 우리나라 기온과 전지구 순환장의 상관성

[Fig. 4] 1월 우리나라 기온과 500hPa 지위고도, 2m 온도/해면기압, 해수면온도, OLR/850hPa 바람장의 회귀분석

Regression pattern on January Korea Temperature

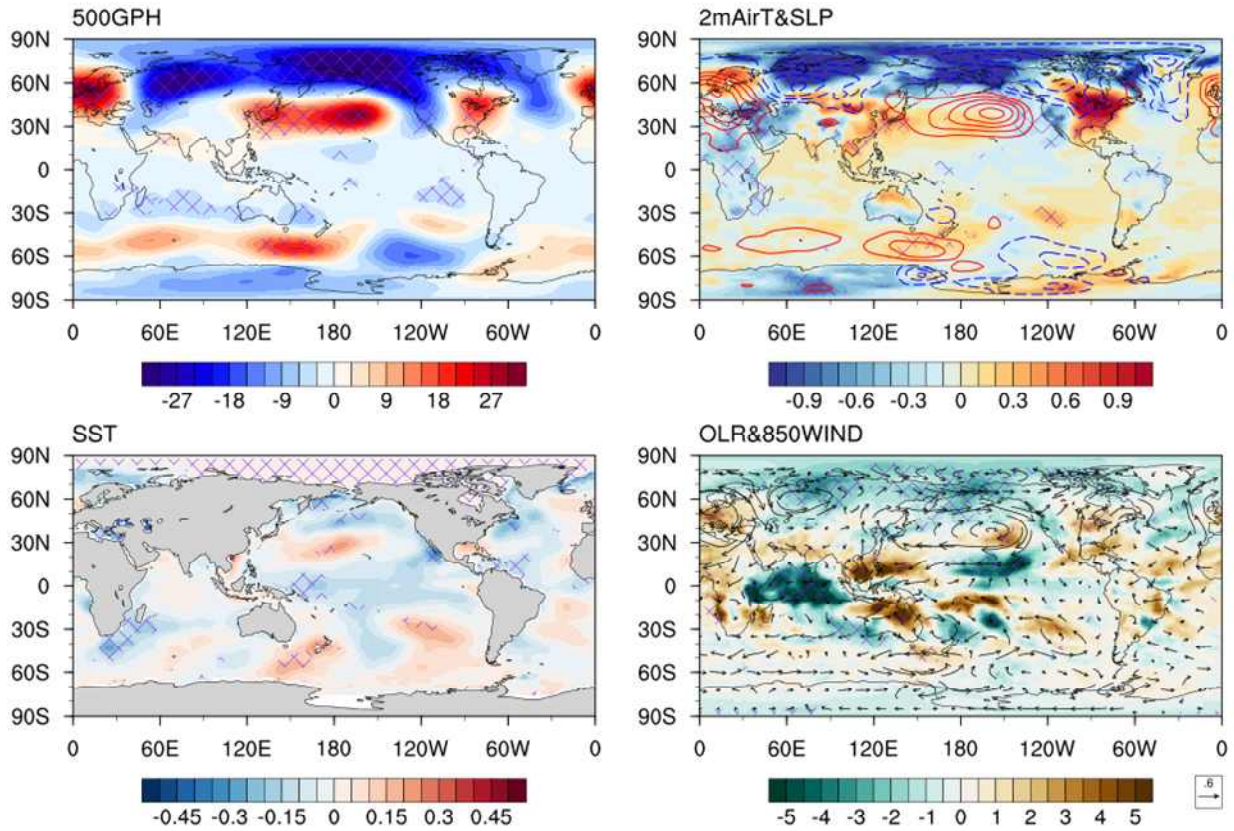


- (기온 높을 때) 중위도 북서태평양 고기압성 편차와 유의미한 상관성이 있으며 우리나라는 고기압의 서쪽에 발생하는 남풍 편차의 영향으로 기온 상승 경향. 유럽과 북미 동부 지역에 고기압 편차, 북극 대부분의 지역에서 저기압 편차가 나타나며, 양의 NAO 패턴 발생 경향
- 우리나라 동쪽에 고기압, 서쪽에 저기압 편차가 발달한 동고서저 해면기압 배치로 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 약화되는 경향. 우리나라를 비롯한 동아시아 지역 고온 발생 관련성
- 열대 중-동태평양 해수면온도와 유의미하지 않지만 양의 상관성을 나타내며, 인도양과 북미 동안, 우리나라 연근해를 포함한 아열대 북서태평양 해수면온도와 유의미한 양의 상관성
- 동인도양-서태평양 대류 억제, 서인도양과 열대 중태평양 대류 강화 경향

□ 1월 우리나라 강수와 전지구 순환장의 상관성

[Fig. 5] 1월 우리나라 강수와 500hPa 지위고도, 2m 온도/해면기압, 해수면온도, OLR/850hPa 바람장의 회귀분석

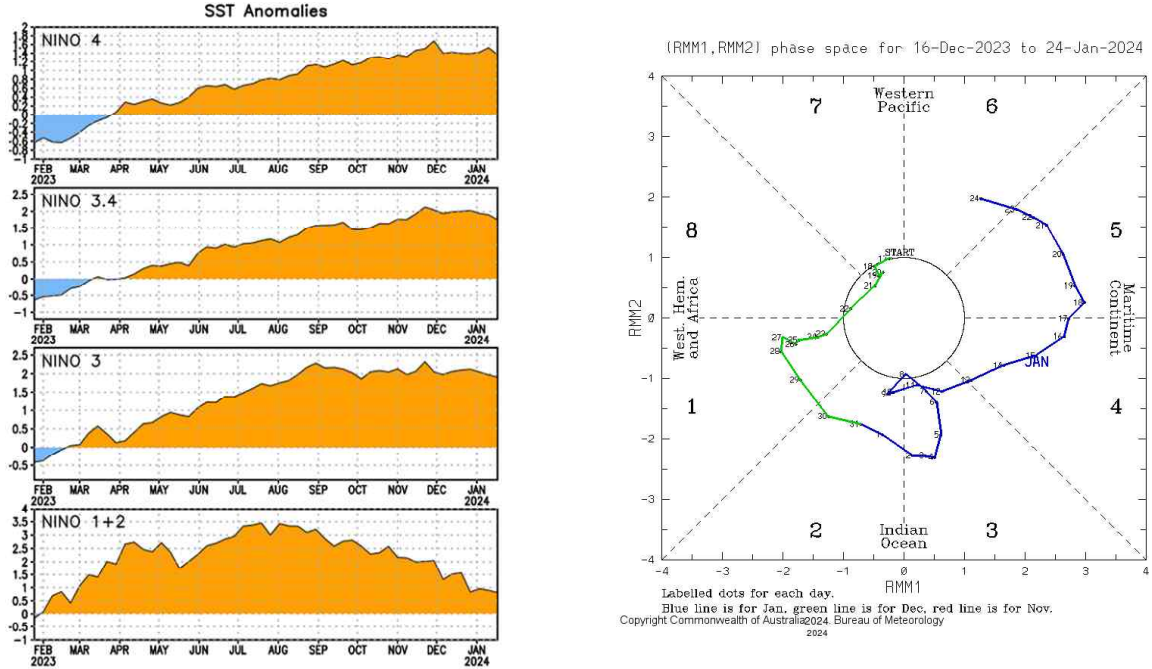
Regression pattern on January Korea Precipitation



- (강수 많을 때) 1월 우리나라 기온과 관련된 500hPa 지위고도 패턴과 유사. 중위도 북서태평양에 고기압 편차가 발생하고, 고기압에 동반된 남풍 편차의 영향으로 우리나라 강수 증가 경향
- 1월 우리나라 기온과 관련된 해면기압 패턴과 유사. 우리나라 동쪽에 고기압, 북서쪽에 저기압 편차가 발달한 동고서저 기압 배치로 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 약화되는 경향
- 1월 우리나라 강수와 유의미한 해수면온도 상관성이 나타나지 않음
- 인도양 대류 강화, 아열대 서태평양 대류 억제 경향

□ 2024년 1월 열대 (ENSO, MJO) 현황

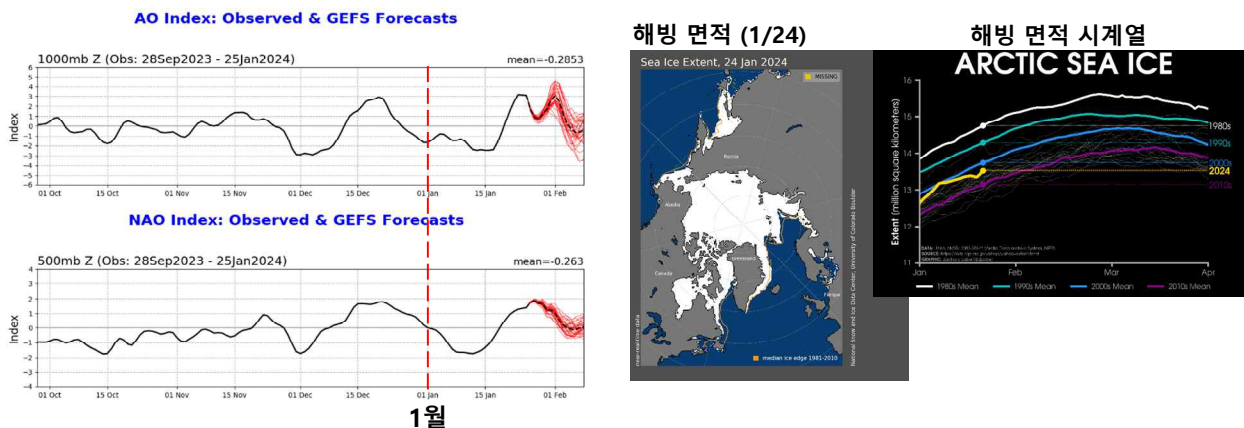
[Fig. 6] Nino 지수 시계열, MJO 위상 다이어그램



- Nino1+2 지역의 양의 해수면온도는 지난 여름 이후 지속적으로 약화되었으며, 엘니뇨·라니냐 감시 구역인 Nino3.4를 비롯한 Nino3, Nino4 지역에서 양의 해수면온도가 1월 들어 약화되기 시작함
- MJO는 1월 초반 위상 2-3에서 발생하여 1월 후반 위상 6에 위치

□ 2024년 1월 북극 (AO/NAO, 해빙) 현황

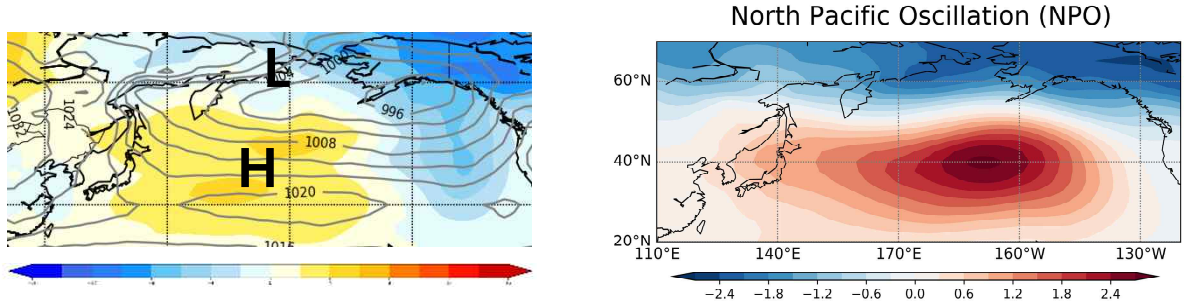
[Fig. 7] AO/NAO 지수 시계열, 북극해 해빙 면적 분포 (1월 24일) 및 시계열



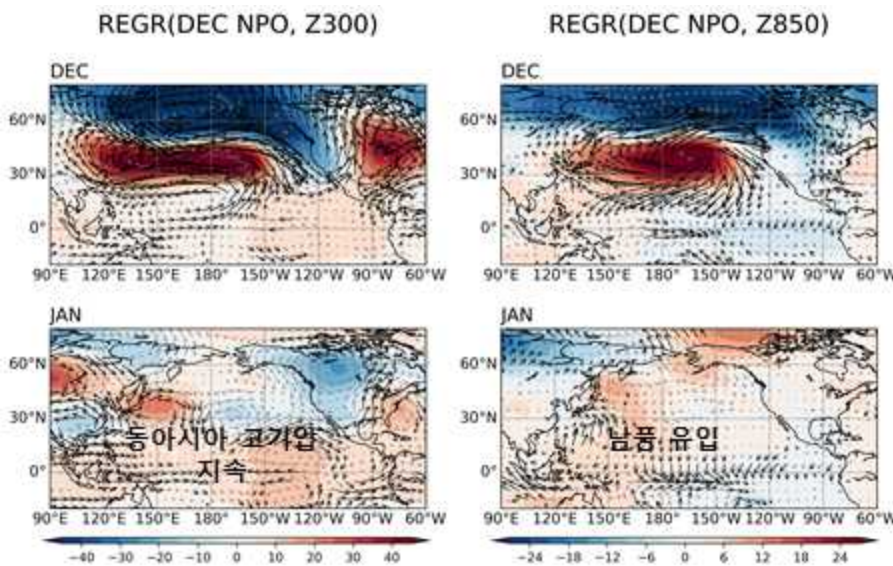
- 1월 초중반 음의 AO(Arctic Oscillation; 북극 진동)와 NAO 발생. 이후 1월 후반에 양의 AO와 NAO 발생
- 평년과 비슷한 북반구 해빙 면적을 기록하였으며 2000년대 평균 수준으로 회복

□ 2024년 1월 초중반 우리나라 기온 상승 - NPO 영향

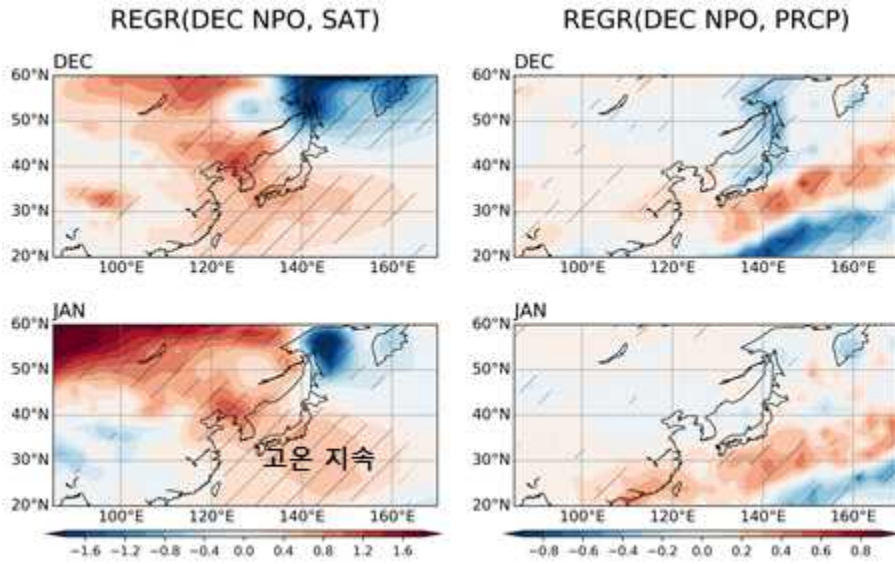
[Fig. 8] 2023년 12월 해면기압 편차, 12월 NPO 패턴



- 2023년 12월 북태평양에 중위도 양-고위도 음의 남북 방향으로 쌍극자 형태의 해면기압 편차 관측. 이는 북태평양 지역 해면기압 EOF (Empirical Orthogonal Function; 경험직교함수) 분석의 두 번째 모드로 정의되는 NPO(North Pacific Oscillation; 북태평양 진동)와 유사
- 대표적인 우리나라 겨울철 예측인자인 ENSO의 경우, 초겨울 (11-12월)에 우리나라의 기온/강수와 상관성이 높지만 늦겨울(1월)에는 낮은 경향. NDJ Nino3.4 지수는 우리나라 12월 기온과 0.33*, 강수와 0.46**의 상관계수를 가지며 통계적으로 유의미한 상관성 나타냄. 그러나 1월 상관성은 기온 0.20, 강수 -0.05로 낮아짐 (* 95%, ** 99% 유의성 검정)
- 12월 NPO 지수는 우리나라의 12월 기온과 0.55**, 한 달 지연 상관으로 1월 기온과 0.44**의 99% 유의미한 상관계수를 나타냄. 12월 강수와의 상관성(0.21)은 높지 않으며, 1월 강수와 상관성(-0.01)이 나타나지 않음
- 그러므로 12월 NPO 지수는 ENSO 인자보다 우리나라의 12월 기온과 더 높은 상관성을 보이며, 특히 한 달 지연 상관이 높기 때문에 1월 기온 예측인자로 활용할 수 있음
-



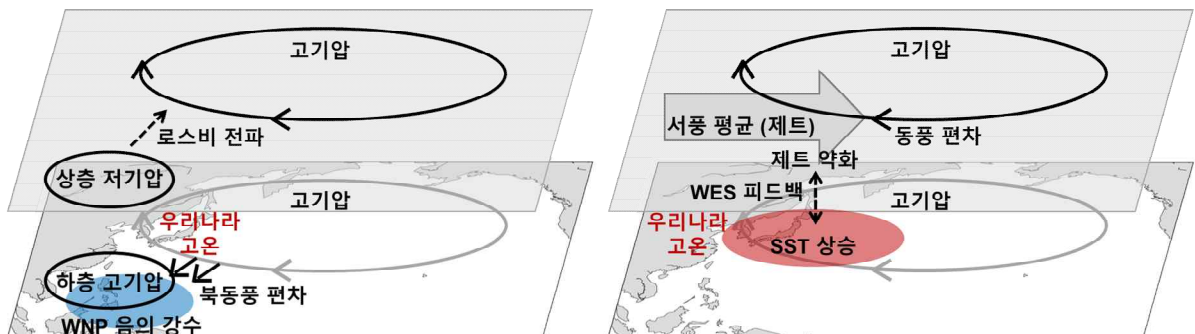
[Fig. 9] 12월 NPO 지수의 300hPa (왼쪽), 850hPa (오른쪽) 지위고도/바람장 월별 회귀분석



[Fig. 10] 12월 NPO 지수의 지표온도 (왼쪽), 강수 (오른쪽) 월별 회귀분석

- 12월 북태평양의 대기 상·하층에는 NPO와 관련된 중위도 고기압-고위도 저기압의 남북 방향 쌍극자 순환 발생. 우리나라는 중위도 고기압의 서쪽에 위치하여 남풍 편차의 영향으로 12월 기온이 상승하는 경향
- 12월 NPO는 1월 동아시아 지역의 상층 고기압 편차와 그로 인한 하층 남풍 편차를 유도하여 우리나라와 일본을 비롯한 중국 북부 지역에 유의미한 기온 상승. 12월 NPO가 한 달 지연되어 동아시아의 1월 기온에 영향을 줄 수 있음을 의미. 일본 남쪽에서 남서-북동 방향으로 긴 형태의 강수대가 발생하지만 우리나라의 강수와 유의미한 상관성이 나타나지 않음
- 12월 NPO 지수는 Nino3.4 인자와 12월 0.32*, 1월 0.36*의 유의미한 상관성을 가지지만 독립적으로 우리나라의 12월 뿐만 아니라 1월 기온에 유의미한 영향을 줄 수 있음. 다중 회귀분석을 통해 ENSO의 영향을 제거하여도, 12월 NPO의 영향으로 중위도 북서태평양 전역의 대기 상·하층에 고기압 편차가 발달하고 고기압 서쪽에 위치한 남풍 편차에 의해 우리나라는 12월에 기온 상승하는 경향. 이 고기압 순환은 약화되지만 1월까지 지속되어 우리나라의 1월 기온 상승에 영향

[Fig. 11] 12월 NPO의 우리나라 1월 기온 상승 영향 모식도



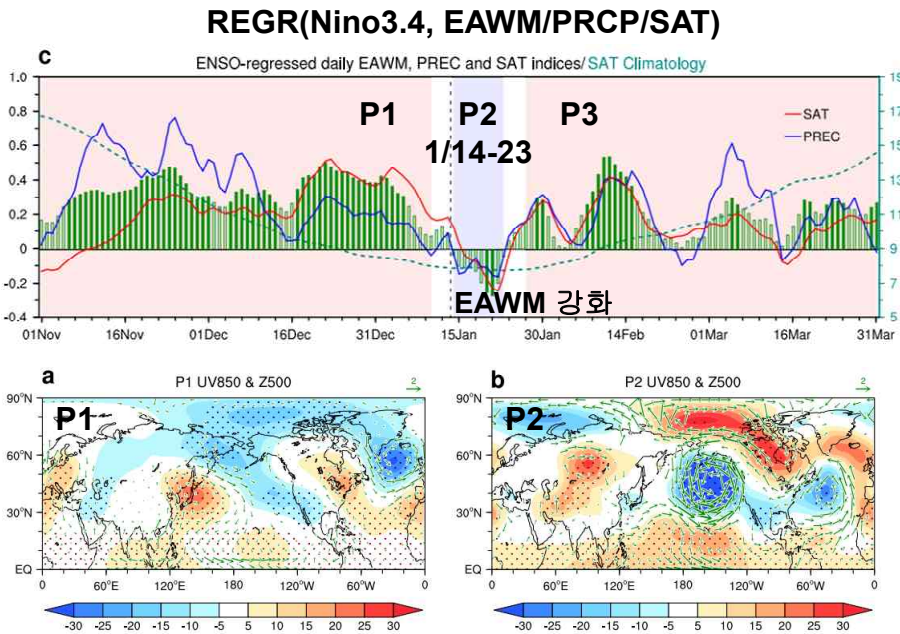
- 12월 NPO는 두 가지 역학을 통해 한 달 지연되어 우리나라의 1월 기온 변동성에 영향을 주는 것으로 제시됨
- 12월 중위도 북태평양에 NPO의 반응으로 고기압 편차가 발생하면 고기압의 남서쪽에 위치한 북동풍 편차에 의해 저온·건조한 공기가 북서태평양 지역으로 유입되어 1월 북서태평양 강수 감소. 북서태평양 음의 강수와 동반된 상층 저기압의 로스비 파동 전파로 우리나라를 포함한 동아시아 지역에 고기압성 편차가 지속되며, 우리나라는 남풍 편차의 영향으로 1월 기온 상승
- 12월에 NPO와 관련된 고기압의 남쪽에 위치한 동풍 편차가 평균 서풍인 중위도 제트와 만나 총 풍속 약화. 이 때 바람-증발-해수면온도의 양의 피드백이 작동하여 총 풍속 감소에 의해 증발이 감소하고, 결과적으로 1월에 우리나라 연근해 해수면온도 상승. 연근해 해수면 온도의 상승은 우리나라의 1월 기온 상승에 유리한 조건으로 작용할 수 있음

[Table. 1] 12월 NPO, NDJ Nino3.4, 결합 지수의 우리나라 기온 예측정확도

	Positive TEMP (+0.50 σ)		Negative TEMP (-0.50 σ)	
	December	January	December	January
$\pm 0.50\sigma$				
N34	62% (9/14)	43% (6/14)	27% (4/15)	33% (5/15)
NPO	76% (13/17)	29% (5/17)	45% (5/11)	55% (6/11)
NPO+N34	78% (7/9)	56% (5/9)	50% (3/6)	50% (3/6)

- 12월 NPO와 NDJ Nino3.4 지수가 각각 ± 0.5 표준편차 이상인 해를 결합 지수의 강도로 선정하여 우리나라의 월별 기온 예측 정확도를 비교. ± 0.5 표준편차의 기준은 예측에 어려움이 있는 1월 기온 예측성이 가장 높은 경우와, 예측인자를 활용하여 선정되는 해의 적절한 수를 경험적으로 고려함
- 12월에는 9개 해 중에서 7개의 해에서 우리나라의 기온 상승이 나타나며 약 68%, 기온 하강은 50%의 예측정확도를 나타냄. 우리나라의 1월 기온 상승은 약 56%, 기온 하강은 50%의 예측성을 나타내며 결합 지수를 활용하면 1월 기온 예측성이 향상될 것으로 예상
- 12월 양의 NPO와 El Nino가 동시에 발생한 해 중 12월과 1월 모두 우리나라의 기온이 상승한 해는 1991, 1997, 2006, 2019년이었으며, 2023년 12월에 관측된 상·하층의 대기 순환 패턴은 선정된 4개의 해와 유사

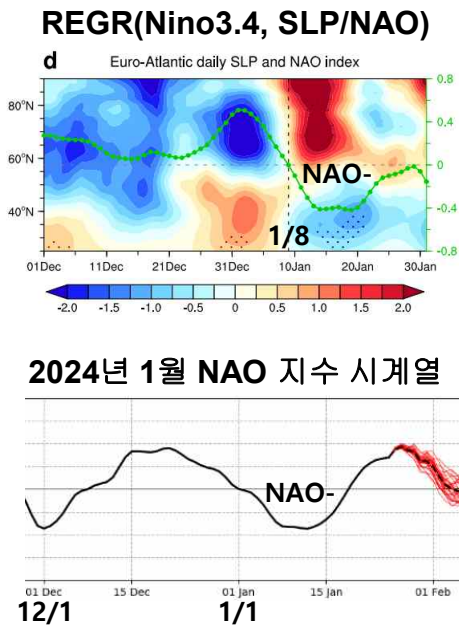
□ 2024년 1월 후반 우리나라 기온 하강 - NAO 영향



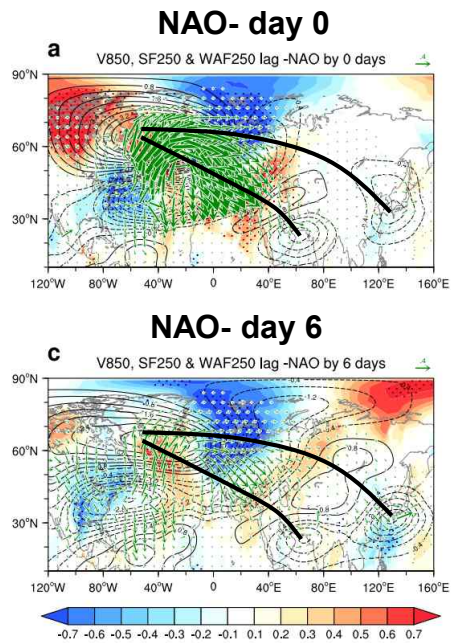
[Fig. 12] Nino3.4 지수의 EAWM, 강수, 지표온도 회귀분석 시계열 (위), P1, P2 기간 500hPa 지위고도, 850hPa 바람장 (아래)
Geng et al. (2023b)

- 최근 Geng et al. (2023b)에서 ENSO와 관련된 NAO의 위상 전환이 동아시아 계절 내 변동에 미치는 영향 제시. ENSO와 동아시아 기후는 초겨울 P1과 늦겨울 P3 기간에 강한 양의 상관성이 있지만 P2(1/14-23) 기간에 약화되는 경향. P2 기간에 EAWM 강화, 기온 하강, 강수 감소 뚜렷
- 특히 열대 강제력(열대 서태평양, 중태평양, 서인도양 강수)은 계절 내 변동성이 크지 않기 때문에 1월 중순에 발생하는 동아시아의 급격한 변동을 설명하기 어려움. 그러므로 중·고위도 기후 인자의 영향에 대한 이해가 필요
- 초겨울인 P1 기간에는 ENSO의 영향으로 동아시아 지역에 고기압 편차가 발달하지만 P2 기간이 되면 약한 저기압 편차 발달. 이러한 동아시아의 기압 패턴 변화는 ENSO와 관련된 NAO의 급격한 위상 전환으로 발생할 수 있으며 P1 기간에 양의 NAO, P2 기간에 음의 NAO 패턴이 발생하는 경향

[Fig. 13] Nino3.4 지수의 해면기압, NAO 회귀분석 (위) Geng et al. (2023b), 2024년 1월 NAO 지수 시계열 (아래)



[Fig. 14] 음의 NAO 발생 0일 (위), 6일 (아래) 250hPa 유선함수/파동속, 850hPa 남북 바람. Geng et al. (2023b)



- P2 기간 일주일 전(1/8)에 ENSO의 영향으로 NAO의 위상이 급격하게 전환되면서, 양의 NAO에서 음의 NAO 발생. 이는 같은 기간에 대서양 제트 남북 방향 시어(shear)의 기후값 변동이 ENSO에 의해 발생한 장주기 로스비 파동의 전파 방향을 조절하였기 때문이며, 북대서양 지역에서 종관 규모 에디와 장주기 흐름이 양의 피드백으로 작용하여 NAO의 위상 전환을 강화하는 역할
- 2023/24년 겨울은 강한 El Nino 발생. 2023년 12월 중후반에 양의 NAO가 관측되었고 2024년 1월이 되면서 음의 NAO로 전환되어 중반까지 지속. ENSO의 영향으로 1월에 양의 NAO에서 음의 NAO로 전환되는 선행연구 결과와 일치
- 음의 NAO는 상층 로스비 파동 전파를 통해 1주일 정도 지연되어 시베리아 고기압을 강화하고 동아시아 고기압을 약화함. P1 기간에 발생한 동아시아 고기압 편차가 음의 NAO 발생 일주일 뒤인 P2 기간에 약화되는 경향을 설명할 수 있음
- 그러므로 2023/24년에 발생한 El Nino는 NAO의 위상 전환을 유도하여 1월 초중반 음의 NAO 발달에 영향을 주고, 이후 음의 NAO는 상층 로스비 파동 전파로 1주일 지연되어 1월 후반에 동아시아 고기압을 약화할 수 있음. 그로 인해 우리나라 기온 하강 발생 가능성

□ 요약

[1/1-25] 평년보다 높은 기온과 평년보다 많은 강수 기록	
기온	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 높은 기온 (상위 5위) ✓ 기온 변동성이 컸으며 초중반 고온 편차, 후반 저온 편차 ✓ [초중반 고온] 12월 NPO의 영향으로 1월 동아시아 고기압이 지속되어 고온 발생 ✓ [후반 저온] ENSO 관련 NAO의 급격한 위상 변화에 의한 파동 전파의 영향(시베리아 고기압 강화, 동아시아 고기압 약화)으로 저온 발생
강수	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 많은 강수 (상위 11위) ✓ 전국 대부분의 지역에서 많은 강수 기록 ✓ [20일] 우리나라 남쪽을 지나는 기압골과 북동부 지역에 위치한 고기압의 영향으로 동풍이 유입되어 강수 발생

□ 토의사항

- 현재 발생한 El Nino, 양의 NPO, 음의 NAO와 더불어 최근 몇 년 동안 지속된 음의 PDO(Pacific Decadal Oscillation; 태평양 십년 진동)의 영향을 생각할 수 있음. 그러나 서로 다른 시간 규모 적용, 인자 간의 상관성, 부족한 선정 해, 해석의 한계 등 여러 예측인자를 활용할 때 발생할 수 있는 문제를 고려해야 함
- 극소용돌이의 급격한 약화와 동반된 성층권 극 지역의 강한 기온 상승 현상인 성층권 돌연승온은 계절 내 시간 규모에서 ENSO의 영향을 유라시아 지역에 전달하는데 중요한 역할을 하는 것으로 알려짐. 그러나 Geng et al. (2023a)은 겨울철에 성층권에서 대류권으로 전파되는 파동의 영향이 유의미하지 않아 12월과 1월의 계절 내 변동을 설명하기 어렵기 때문에, 1월 초에 발생하는 NAO의 위상 전환에는 대류권으로 전달되는 ENSO의 영향이 더 중요함을 제안
- 2023년 가을철 IOD (Indian Ocean Dipole; 인도양 쌍극자) 모드 이후 발생한 인도양의 지속적인 해수면온도 상승이 겨울철 동아시아 고기압 발달에 영향을 줄 수 있음. 그러나 인도양 변동성과 ENSO의 상관관계가 높고 NPO나 NAO과의 상호작용 등 불확실성이 크기 때문에 인도양의 영향에 대한 추가적인 연구가 필요함
- 12월 NPO에 의해 발생한 고기압 편차가 우리나라의 1월 기온 상승에 영향을 주지만 강수 상관성이 낮음. 또한 우리나라 1월 기온과 강수는 유의미한 양의 상관관계를 보임. 강수의 경우 기압 패턴 경계의 위치에 민감하기 때문에 기온 관련성 있어도 강수는 없을 수 있음
- 우리나라 1월 기온 상승은 양의 NAO와 상관성이 있는데 2024년 1월에 음의 NAO 관측됨. 유럽 지역은 NAO에 의해 발생한 대기 순환의 직접적인 영향을 받기 때문에 음의 지위고도 편차의 영향으로 기온 하강 뚜렷함

□ 1월 예측인자 검증

1월 기온		1월 강수	
엘니뇨	0	엘니뇨	0
엘니뇨 + 양의 IOD	0+	엘니뇨 + 양의 IOD	0
9-10월 동-서태평양 SST 차이 (+)	+		
10월 카라 해 북부 해빙 (+)	0		
10월 타미르 반도 500hPa 지위고도 (-)	-		
10월 유라시아 눈덮임 (-)	+		
기온/강수 상관관계	+		
최근 10년 경향	1/5/4	최근 10년 경향	4/4/2
종합	0+	종합	0

- 1월 우리나라의 기온 예측인자인 엘니뇨, 엘니뇨+양의 IOD는 기온이 평년과 비슷하거나 높을 것으로 예측함. 9-10월 동-서태평양의 해수면온도 차이는 기온 상승, 10월 타미르 반도의 500hPa 지위고도는 기온 하강, 10월 유라시아 눈덮임은 기온 상승 예측함. 10월 카라 해 북부 해빙은 평년과 비슷한 수준으로 관측됨. 우리나라 1월 기온과 강수는 전체 기간에 대해 유의미한 양의 상관성을 나타내며 최근 기간에도 유지됨. 최근 10년 동안 1월 기온은 평년과 비슷하거나 높은 경향. 기온 예측인자와 기온-강수 상관성, 최근 10년의 경향을 고려하였을 때, 1월 기온은 평년과 비슷하거나 높을 것으로 예측하였으며 실제 고온이 관측되어 예측이 일부 적중함
- 1월 우리나라의 강수 예측인자인 엘니뇨, 엘니뇨+양의 IOD는 강수가 평년과 비슷할 것으로 예측함. 최근 10년 동안 1월 강수는 평년과 비슷하거나 적은 경향. 강수 예측인자와 기온-강수 상관성, 최근 10년의 경향을 고려하였을 때, 1월 강수는 평년과 비슷할 것으로 예측하였으나, 실제 평년보다 높은 강수가 관측되어 예측이 적중하지 않음

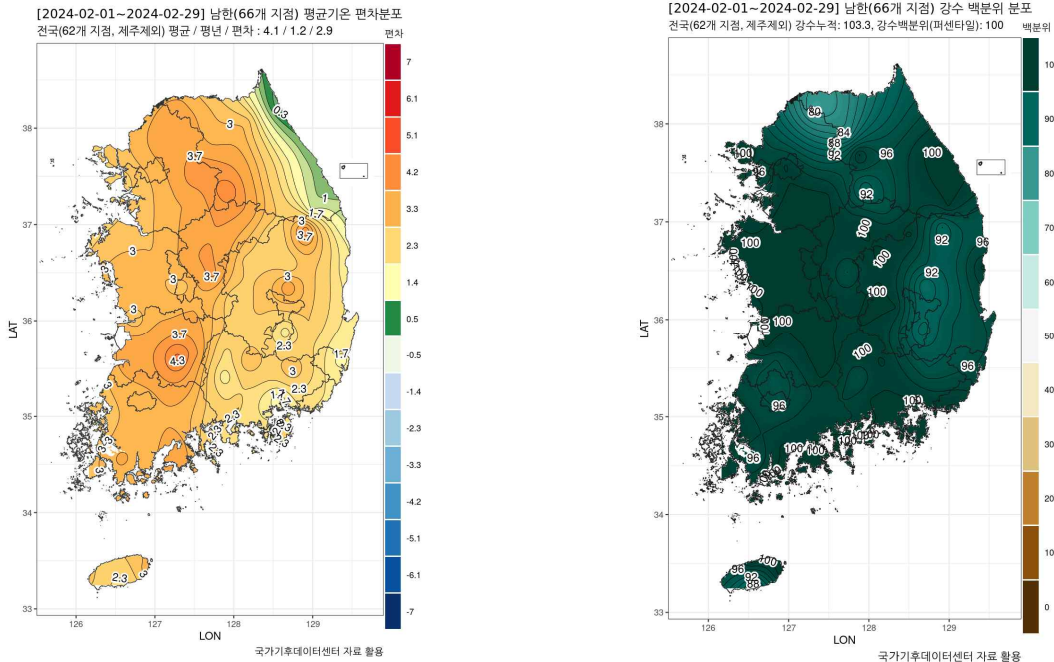
□ 참고문헌

- Geng, X., J. Zhao, and J.-S. Kug (2023a): ENSO-driven abrupt phase shift in North Atlantic oscillation in early January. *NPJ Clim. Atmos. Sci.* **6**, 80. <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00414-2>.
- Geng, X., K.-M. Noh, K. Kim, and J.-S. Kug (2023b): Midwinter breakdown of ENSO climate impacts in East Asia. *NPJ Clim. Atmos. Sci.* **6**, 155. <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00474-4>.

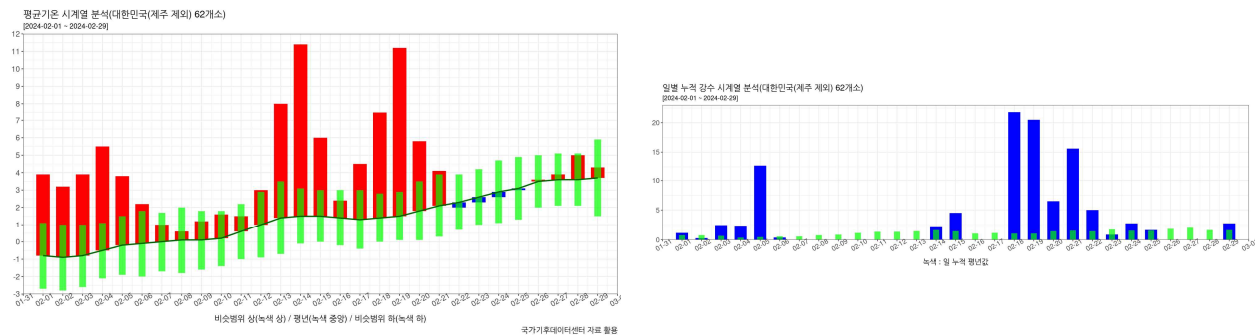
2024년 2월 기후분석 보고서

□ 2024년 2월 우리나라 기온 및 강수량 현황과 특징

[Fig.1] 2024년 2월 우리나라 평균기온 편차와 강수량 백분위 분포도



[Fig.2] 2024년 2월 우리나라 기온과 강수량 시계열

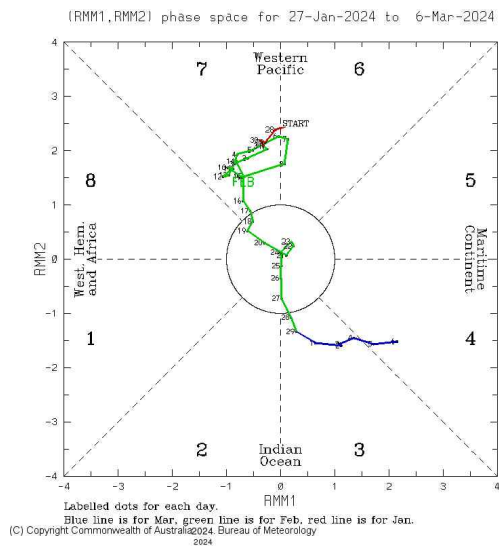
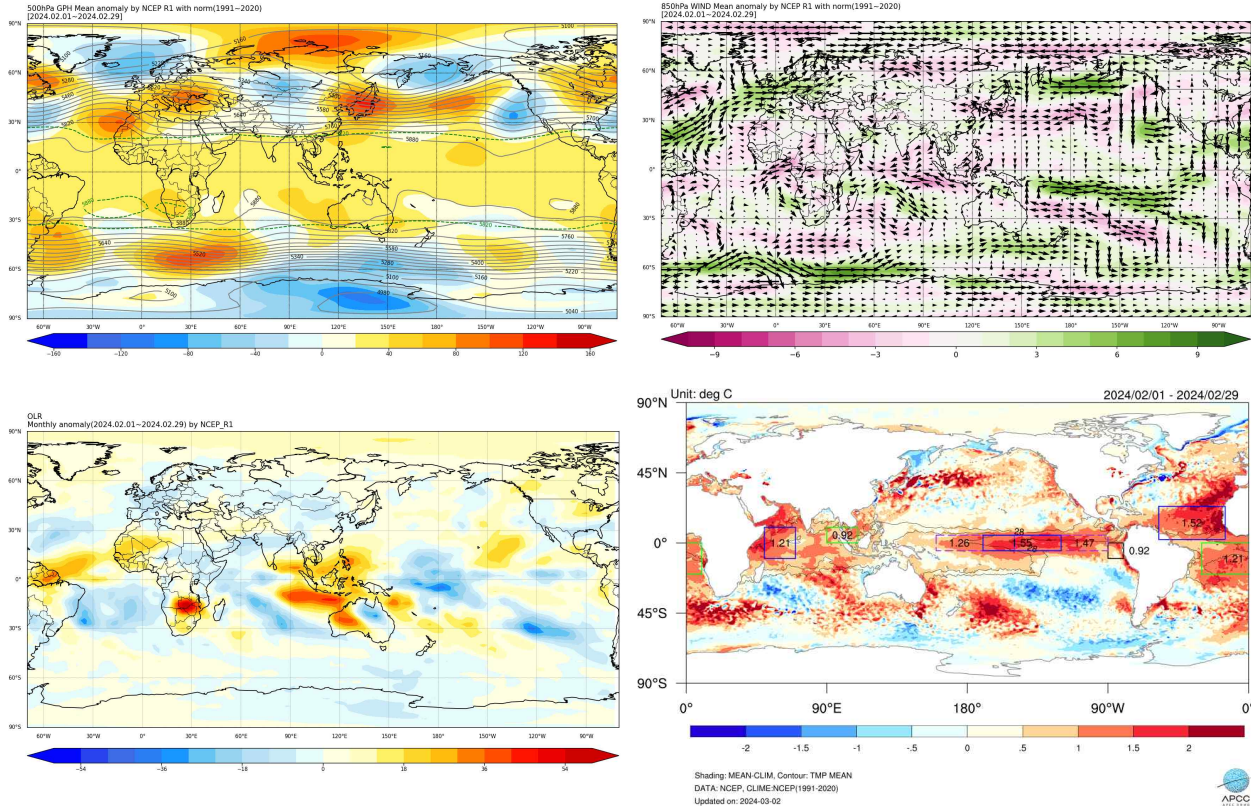


- 2월 전국 평균 기온은 4.1°C로 평년(1.2°C)보다 2.9°C 높았으며, 강수량은 103.3 mm로 평년의 100 퍼센타일에 해당하는 값을 기록함
(※ 2월 기온의 평년 비슷 범위는 ±0.6°C, 강수의 평년 비슷 범위는 27.5-44.9 mm)
- (기온) 73년 이후 월 평균기온과 최저기온은 1위를 기록하였고, 전국 대부분 지역이 평년보다 높은 기온을 보였음. 평균기온은 2월 내내 대부분 평년 비슷 범위보다 높았음. 최고 기온은 21일 전까지 평년 비슷범위이거나 대부분 평년 비슷 범위보다 높았고, 21일 이후 평년 비슷 범위 아래로 하강함. 최저기온은 2월 동안 평년값 아래로 하강하지 않았으며, 평년 비슷 범위보다 대부분 높았음.
- (강수량) 평년보다 많은 강수량을 보였으며, 누적 강수량은 3위, 강수일수는 13.2일로

1위를 기록함, 전국 모두 평년보다 강수량 많았으며, 2월 초순과 중하순에 강수 집중됨.

□ 2024년 2월 전지구 순환장 특징

[Fig. 3] 2024년 2월 평균 500hPa 지위고도, 850hPa 바람장, OLR, 해수면온도 편차와 MJO 위상 변화

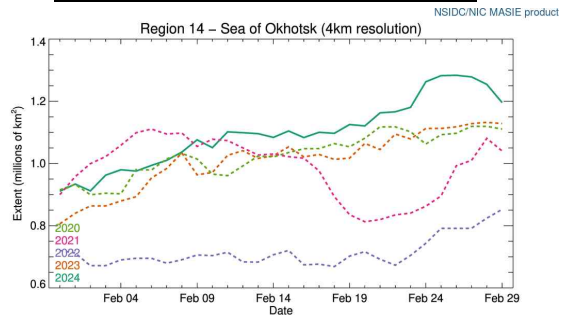
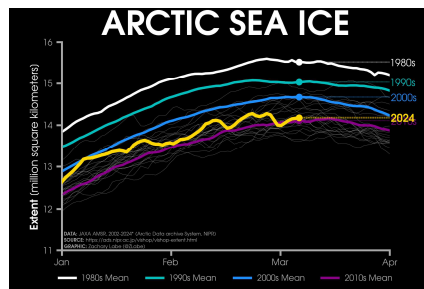
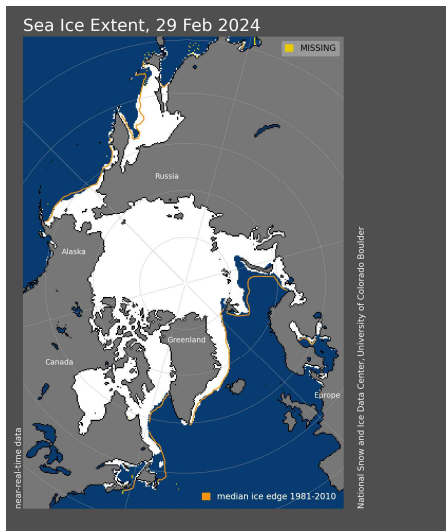


○ 한반도 서쪽으로 저기압성 순환 편차, 동쪽으로 고기압성 순환 편차 발달하여 우리나라는 주로 고온 다습한 남풍의 영향을 받음.

- 열대 태평양은 Moderate 엘니뇨 유지(Nino3.4 = 1.55°C)되고 있으며, 12월 이후 점차 감소 경향을 보이고 있음.
- 인도양과 북대서양에서 양의 해수면 온도 편차 유지되고 있음. MC 지역과 동인도양 대류 약화, 동인도양과 중앙 서태평양 대류강화 나타남. 이는 2월 MJO가 주로 위상 7에서 머문 것과 관련됨.

□ 북극 해빙 현황

[Fig. 4] 2/29 북극 해빙 분포, 북극 해빙 시계열 및 2월 오호츠크해 해빙 면적 시계열



- 북극 해빙 면적은 평년보다 적은 수준이나 2010년대 평균 면적 보다는 많음.
- 카라, 바렌츠, 베링해 제외 대부분 해역에서 다 채워진 상태임. 특히 오호츠크해 해빙은 평년 보다 많았으며 (역대 14위), 최근 5년 동안 가장 많은 면적을 기록함.

□ 양의 IOD와 엘니뇨 영향

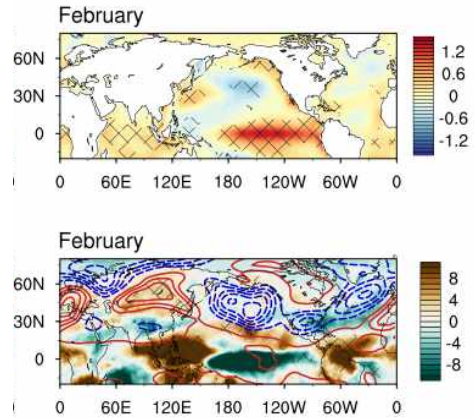
[Fig. 5] 엘니뇨와 양의 IOD 동시 발생할 때 겨울철 합성장 (해수면온도, 500hPa 지위고도 및 OLR 편차장) 분포

연도	9월	10월	11월	12월	1월	2월
가을철(9~11월) 양의 IOD와 겨울철(12~2월) 엘니뇨						
1982/83	-1.2	0.4	0.9	-0.2	0	-2.1
1986/87	-1.5	-1.9	-1.6	1.8	-0.2	0.1
1991/92	-0.2	-1.1	-1.2	1.7	1.3	-0.3
1994/95	-0.4	-0.1	1.4	0.9	-0.6	-0.4
1997/98	-1.1	-1.1	1	1	0.4	2.0
2002/03	-0.7	-1.8	-3.1	0.8	-1.3	0.9
2006/07	-1.2	2.2	0.9	0.6	1.5	2.6
2015/16	0.3	0.4	2.2	2.1	-0.4	0.2
2018/19	-0.3	-1.6	0.1	-0.3	0.8	0.9
2019/20	1	1.2	0.8	1.4	3.4	2.2

1/4/5

연도	9월	10월	11월	12월	1월	2월
가을철(9~11월) 양의 IOD와 겨울철(12~2월) 엘니뇨						
1982/83	20.6	37.7	118.5	30.2	19.7	30.4
1986/87	139.5	91.7	21	45.9	52.8	47.9
1991/92	174.7	11	18.6	61.4	25.3	27.8
1994/95	36.8	150	36.4	15.2	23.7	17.8
1997/98	61.1	12.1	156.7	55.4	42.3	46.8
2002/03	87.6	62.4	16.4	46.1	26.3	49.4
2006/07	59.8	44.8	50.1	20.9	9.4	45.2
2015/16	56	67	125.7	40.6	24.6	46.7
2018/19	143.7	157.8	49.8	28.4	8	32.2
2019/20	223	160.5	57.4	26.5	83.7	58.7

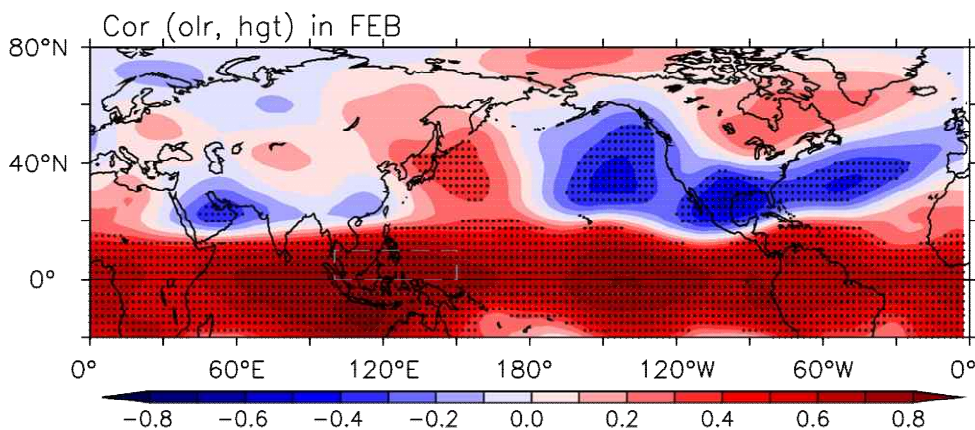
1/3/6



- 가을철 양의 IOD와 겨울철 엘니뇨가 발달할 때 2월 기온은 평년 비슷 범위보다 높은 해가 더 우세함(10개 해 중 다섯해). 강수는 1982년 이후 10개의 해 중 여섯 해 동안 평년범위보다 많은 강수 내림.
- 가을철 양의 IOD와 겨울철 엘니뇨가 발달할 때 2월에는 유라시아 파동 패턴 관련 몽골지역에서 한반도까지 확장된 고기압성 순환 편차가 나타남. 그러므로, 양의 IOD와 엘니뇨가 현재 2월 한반도 주변 고기압 편차 발달에 기여한 것으로 판단됨.

□ 열대 대류활동 영향

[Fig. 6] 2월 북서태평양 (필리핀해 지역 평균) OLR과 500hPa 지위고도 편차장과 상관 관계 분포



- 2월 북서 태평양(필리핀 해)에서 대류억제(양의 OLR)의 특징을 보였으며(Fig. 3), 이 지역에서 평균된 OLR 편차와 500hPa 지위고도 편차의 상관관계 분포는 한반도 주변 고기압 순환 편차 발달과 유의한 관계를 나타내고 있음. 그러므로 필리핀해 대류활동이 2월 한반도 주변 대기순환장 발달에 기여한 것으로 보임.

- 2월 MJO가 상당히 큰 강도로 위상 7에 오래 머물렀는데, MJO 위상이 7일 때 한반도 고기압성 순환 편차 발달 및 기온 높은 경향과 관련된다는 것을 보여주는 과거 연구 결과가 있음 (Jeong et al. 2005*)

*Jeong, J.-H., et al. (2005) Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface temperature and cold surges in east Asia, JGR-Atmosphere, 110, D11104.

□ 요약

평년보다 높은 기온, 평년보다 많은 강수량을 보인 2월	
기온	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 전국적으로 평년보다 높은 기온 (4.1°C, 73년 이후 1위) ✓ 21일 이후 제외 평균기온은 대부분 양의 기온 편차를 보였음. 기온 하강시에도 <u>평년비슷</u> 범위 이내 었음. ✓ 주로 한반도 주변 고기압성 편차에 의한 고온 다습한 남풍의 영향을 받음. ✓ 한반도 주변 고기압 발달은 MJO, 양의 IOD + 엘니뇨, 필리핀해 주변 대류억제 신호와 관련
강수	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 많은 강수량 (100.6mm, 73년 이후 3위, 강수일수 1위) ✓ 전국 모두 평년보다 강수량 많았음. ✓ 평년보다 많은 강수량은 한반도 동편으로 발달한 고기압성 순환 편차에 의한 남풍 유입과 관련됨.

□ 토의사항

- 양의 IOD와 엘니뇨가 동시에 발달했던 해들의 합성장은 12~2월 내내 우리나라 주변의 고기압 편차가 영향을 미칠 수 있다는 것을 보여줌. 양의 IOD (특히 12월까지도 강한 값이 유지됨)와 엘니뇨가 발달한 올해 겨울 내내 고기압 편차의 영향을 받아서 기온과 강수가 평년보다 높았는데, 왜 두 기후모드가 동시에 발달하면 한반도 주변 고기압 편차를 겨울 내내 유지하는데 영향을 주는지 연구가 필요함.
- 겨울철 MJO 위상 별로 한반도 기온/강수 영향 분포 분석이 필요하며, APCC에서 올해 말 결과가 나올 예정임.
- 2월 한반도 주변 고기압 발달에 대한 MJO, 서태평양 대류활동, 양의IOD+엘니뇨의 종합적인 영향으로 결론을 내렸는데, 3개 인자들의 상호 관련성 가능성이 있으며, 추후 자세한 분석이 필요함.
- 2월 오호츠크해의 해빙이 최근 5년 대비 가장 많은 면적을 기록함. 이 지역 해빙이 한반도 주변 고기압 발달과의 관련 가능성 여부에 대해서 추후 분석이 필요함.

□ 2월 예측인자 검증

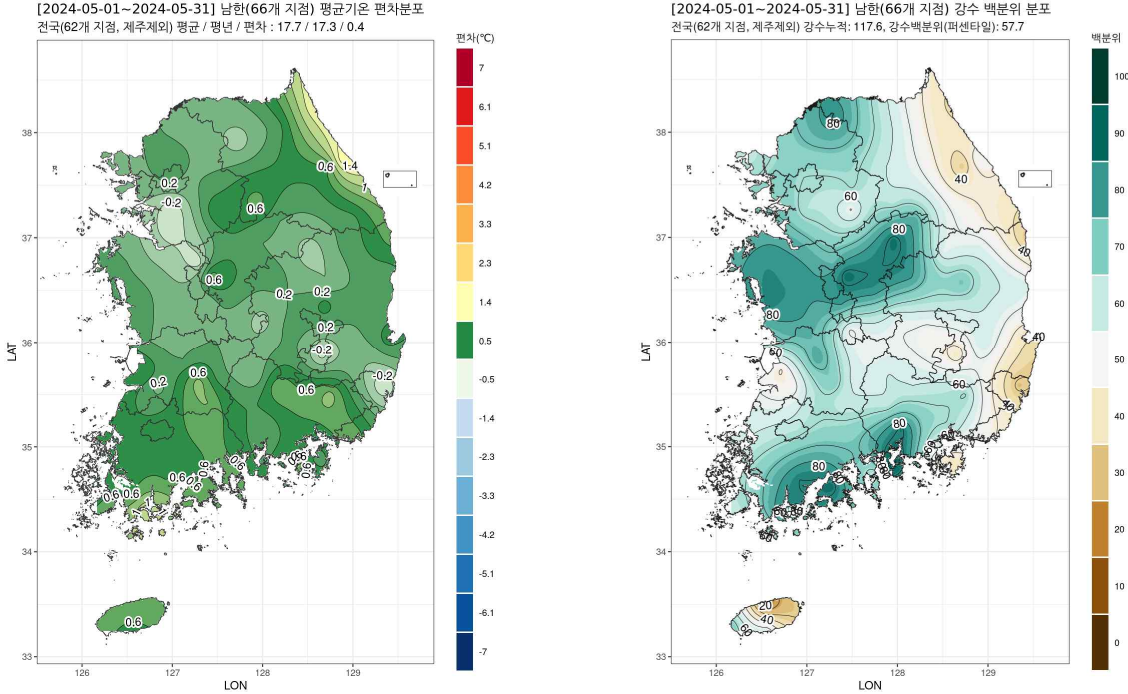
2월 기 온		2월 강 수	
11-12월 바렌츠/카라 해 해빙	0-		
9-10월 호주 북부 SST	0		
10월 걸프 해 SST	-		
10월 바렌츠 해 북부 해빙	-		
엘니뇨	0	엘니뇨	0
엘니뇨 + 양의 IOD	0+	엘니뇨 + 양의 IOD	+
최근 경향	2/3/5	최근 경향	5/3/2
총 합	0+	총 합	0+

- 2월 관측인자 기반 예측은 기온은 엘니뇨와 양의 IOD 일 때 우리나라 주변 고기압의 영향으로 기온이 평년 범위이거나 높을 것이라고 예측함. 북극 빙하 관련 인자들은 기온이 낮을 것이라고 예측하고 있지만, 10월 바렌츠해 해빙은 평년에 가깝고, 카라 해 해빙이 거의 다 차있는 상황이며, 10월 걸프해 SST가 높으면 겨울철 바렌츠 해빙이 많이 녹아서 한반도 기온 하강 경향과 관련이 있는데, 바렌츠해 해빙이 증가하는 경향을 보여서 해빙관련 인자 영향은 고려하지 않음.
- 강수는 기온 예측처럼 엘니뇨와 양의 IOD 일 때 우리나라 주변 고기압에 의한 남풍의 영향으로 강수가 평년 범위이거나 높을 것이라고 예측함.
- 엘니뇨+양의 IOD 인자를 고려한 2월 강수 및 기온 예측은 어느 정도 성공한 것으로 판단됨.

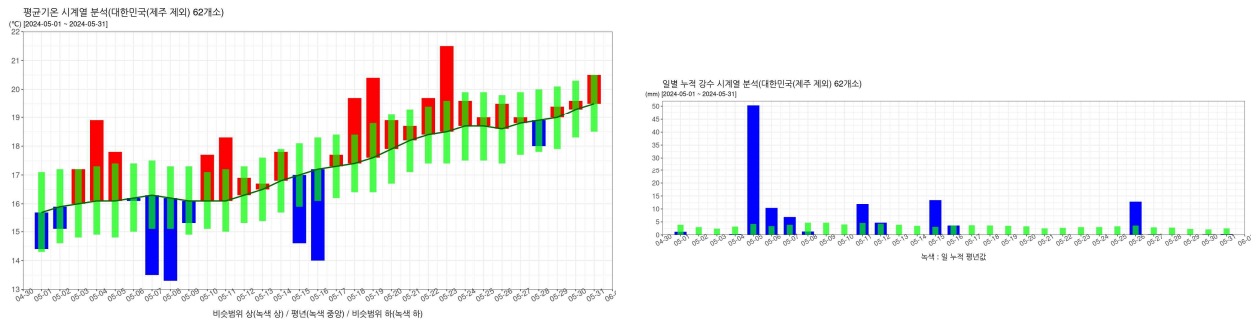
2024년 5월 기후분석 보고서

□ 2024년 5월 우리나라 기온 및 강수량 현황과 특징

[Fig.1] 2024년 5월 우리나라 평균기온 편차와 강수량 백분위 분포도



[Fig.2] 2024년 5월 우리나라 기온과 강수량 시계열



○ 5월 전국 평균 기온은 17.7°C로 평년(17.3°C)보다 0.4°C 높았으며, 강수량은 117.6 mm로 평년의 57.7 퍼센타일에 해당하는 값을 기록함.

(※ 5월 기온의 평년 비슷 범위는 ±0.3°C, 강수의 평년 비슷 범위는 79.3-125.5 mm)

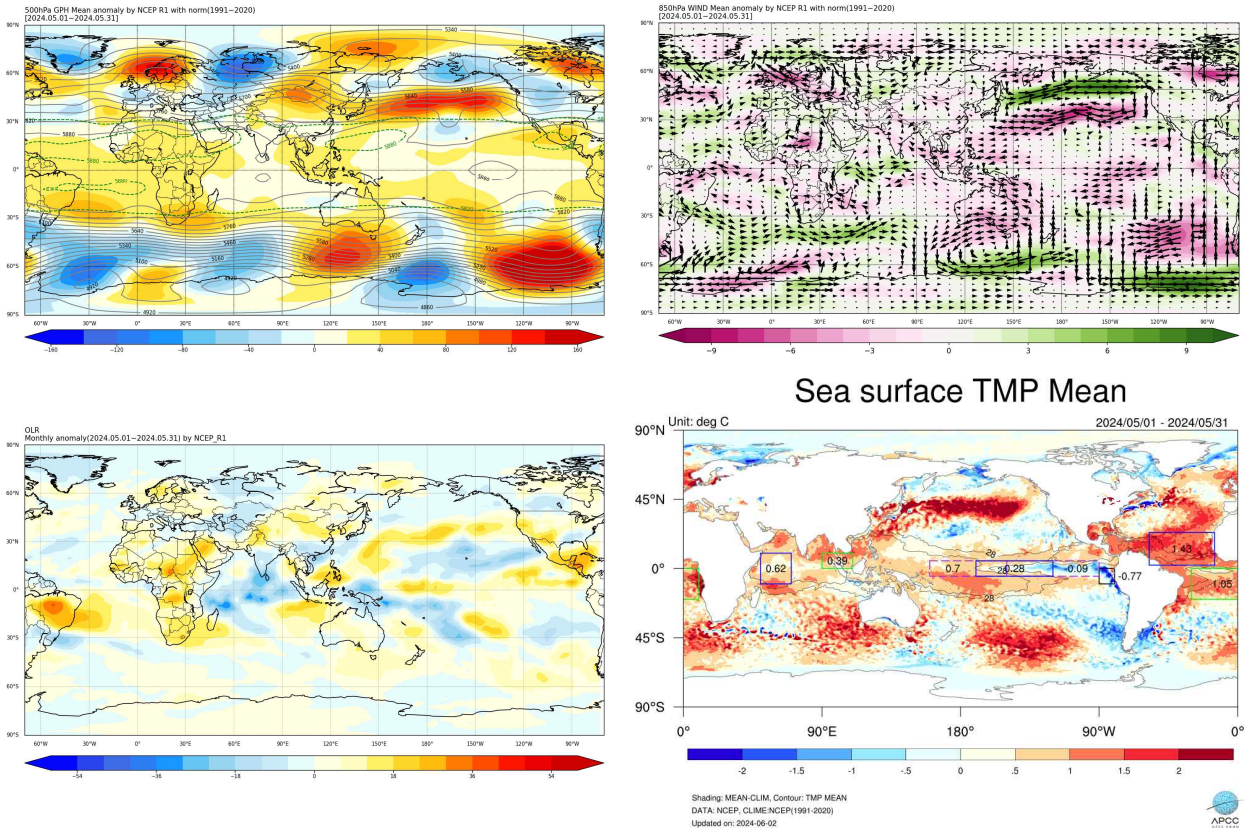
○ (기온) 5월 평균기온은 평년 비슷 범위보다 조금 높은 기온을 기록하였고, 5월 전반부에는 비교적 낮은 기온이 나타났으며, 후반부에 점차 기온이 상승하였음. 최고기온은 5월 5일 강수 이후 4일간 평년 비슷 범위보다 낮았으며, 5월 중반 이후부터 평년보다 높은 날이 많았음. 최저기온은 5월 전반부 기압골 통과 후 한기 유입으로 평년 비슷 범위보다 낮은 날이 많았으며, 5월 5일 강수 시 가장 높은 기온을 보였음.

○ (강수량) 5월 전체기간 우리나라 평균 누적 강수량은 평년과 비슷하였으며, 주로 남해

안과 충청, 경기 지역에서 평년보다 많은 비가 내림. 2024년 5월 강수량의 절반에 해당하는 50.3mm의 비가 5월 5일 하루에 내렸음.

□ 2024년 5월 전지구 순환장 특징

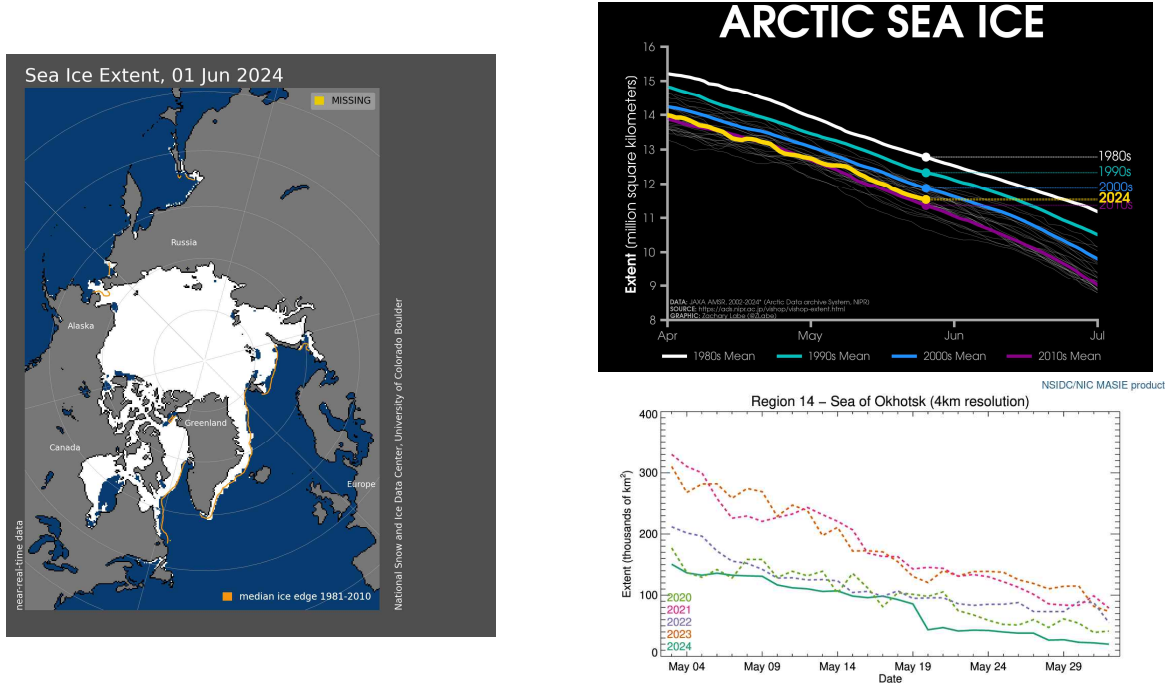
[Fig. 3] 2024년 5월 평균 500hPa 지위고도, 850hPa 바람장, OLR, 해수면온도 편차



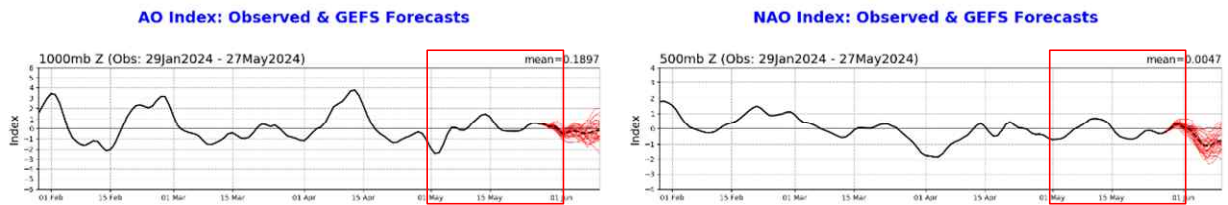
- 500hPa 지위고도 편차를 보면 우리나라는 한반도 북서쪽과 일본 동쪽을 중심으로한 양의 편차 사이에 위치하였으며, 스칸디나비아 반도 중심으로 양의 편차, 우랄산맥 지역은 음의 편차가 나타나는 등 스칸디나비아 패턴과 매우 유사한 모습을 보임.
- 5월 열대 태평양 Nino3.4 구역의 평균 해수면 온도 편차는 0.28이며, 5월에도 지속적으로 온도가 낮아지고 있음.
- 서인도양 지역의 해수면 온도는 평년보다 높은 상태가 유지되고 있으며, 북태평양과 적도 대서양 지역에서는 평년보다 1도 이상 높은 온도가 계속 유지되고 있음.
- 대류활동은 인도양 전역과 뉴기니섬 중심으로 활발하였으며, 뉴기니 섬은 5월 초반, 인도양은 5월 중반 이후로 주로 강한 대류활동이 관측되었음.

□ 북극 해빙 및 AO/NAO 현황

[Fig. 4] 북극 해빙 분포, 북극 해빙 시계열 및 5월 오희츠크해 해빙 면적 시계열



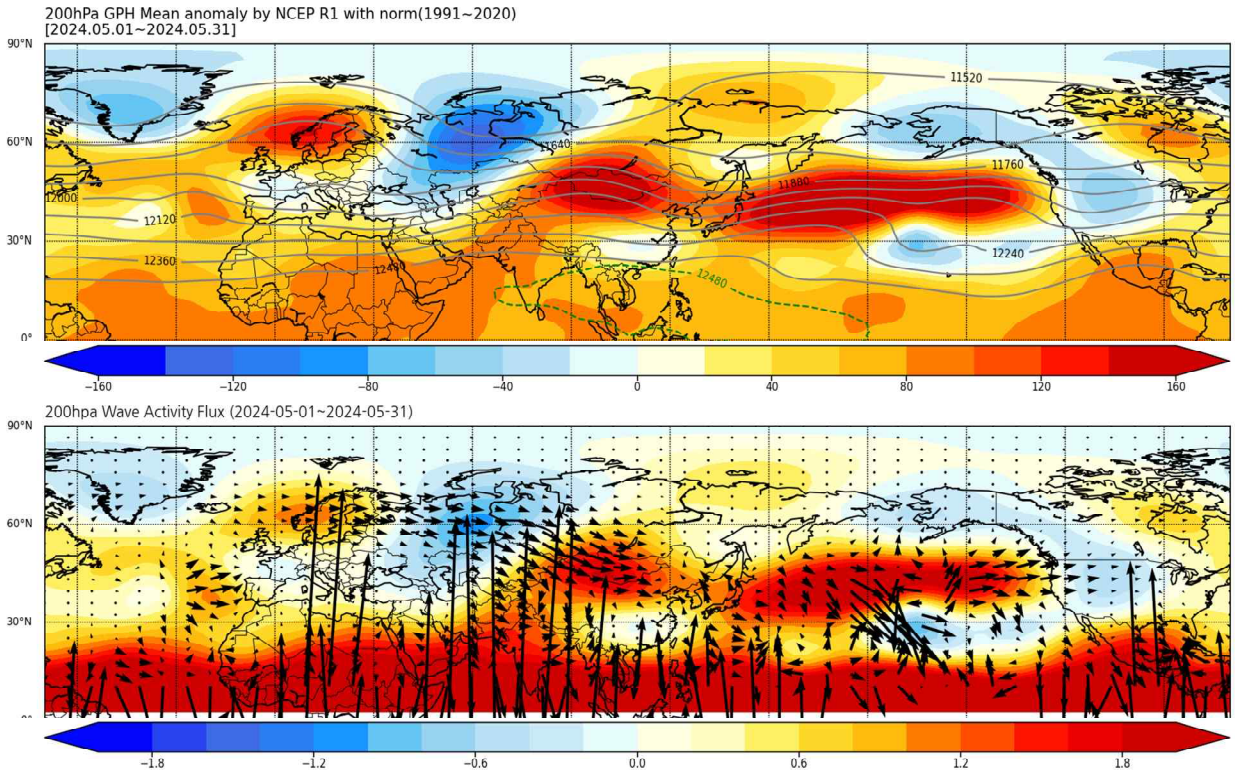
[Fig. 5] (좌) AO, (우) NAO 시계열



- 5월 북극 해빙 면적은 평년보다 적은 수준이나 2010년대 평균 면적 보다는 많음.
- 카라, 바렌츠해의 해빙은 최근 5년동안 가장 많은 면적을 기록하고 있지만, 오희츠크해 해빙은 최근 5년 동안 가장 적은 면적을 기록함.
- AO와 NAO는 5월 초반 음의 값으로 시작하여 10일경 양의 값을 기록, 이후 큰 진폭을 보이지 않았음.

□ 스칸디나비아 패턴 영향

[Fig. 6] 2024년 5월 평균 200hPa 지위고도 편차, 200hPa WAF 분포



[Fig. 7] (위) 스칸디나비아 패턴과 인덱스, (아래) CGT 패턴과 인덱스

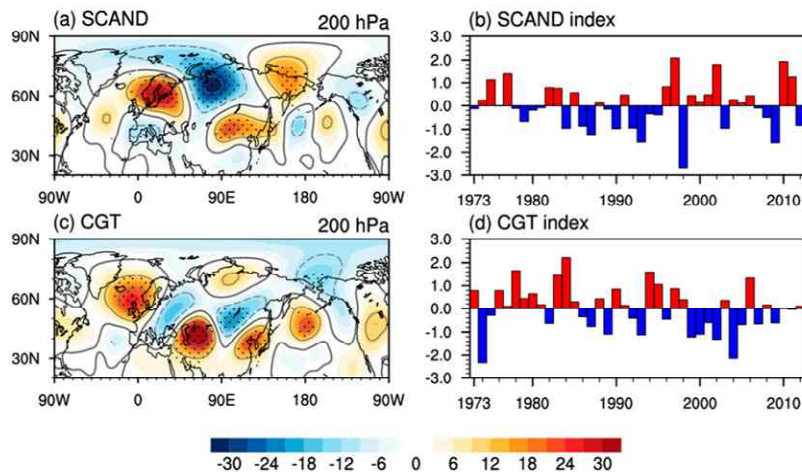


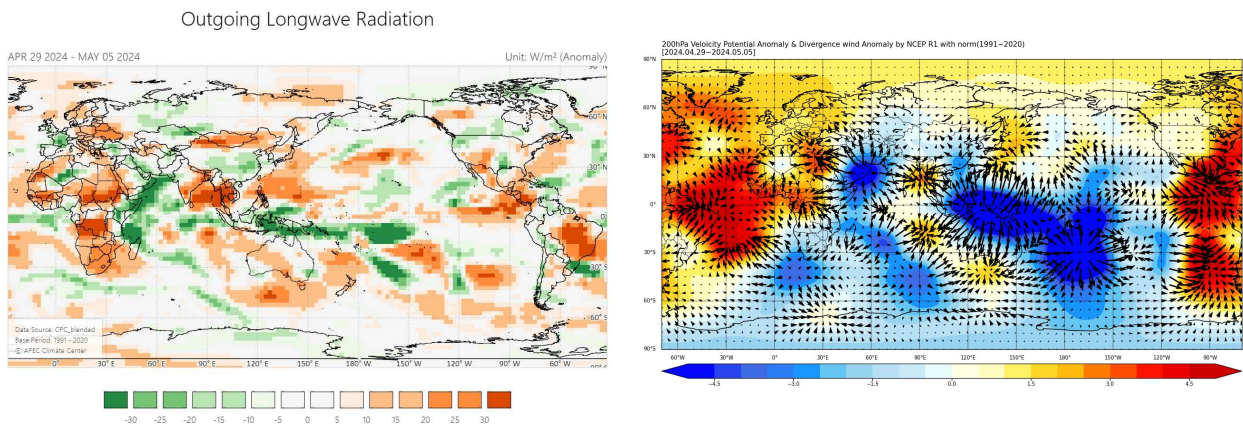
FIG. 5. (a) The SCAND teleconnection pattern obtained by the regression of the 200-hPa geopotential height anomalies (m) on (b) the SCAND index, and the CGT (c) pattern and (d) index. The dotted area in (a) and (c) indicates statistical significance at the 95% confidence level. The SCAND index in (b) is defined as the PC time series associated with the 10th REOF mode for the analysis period of 1973–2012. The CGT index in (d) is defined as the areal average of 200-hPa geopotential height anomalies over the northwest of India (35°–40°N, 60°–70°E). See the text for details.

- 5월 평균 200hPa 지위고도 편차장을 보면, 스칸디나비아 패턴과 유사하며, 스칸디나비아 패턴은 동아시아 지역의 열파와 관련이 높음 (Choi et al. 2020)
- Choi et al. (2020)에서 동아시아 열파와 관련하여 1990년대 후반부터 CGT 패턴보다는 스칸디나비아 패턴의 영향이 더 커지고 있다고 분석하였음.

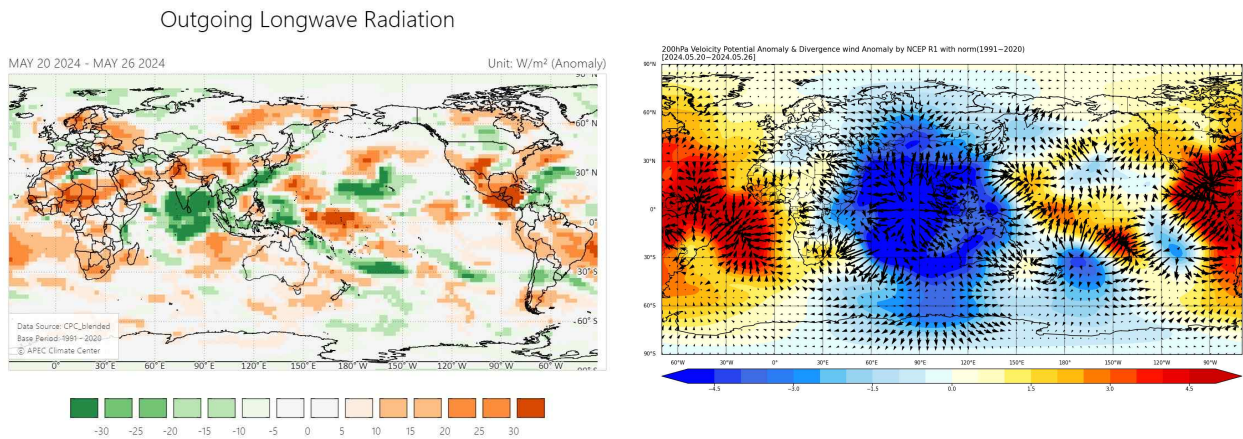
- 유럽지역에서부터 전파된 파동의 영향으로 우리나라 동서로 고압대가 위치하고, 그로 인해 5월 후반부에는 맑은날이 많았으며 기온이 상승함.
- 다만 2024년의 200hPa 지위고도 편차장의 패턴이 Choi et al. (2020)에서 보인 스칸디나비아 패턴보다 서쪽으로 15° 정도 편향되어 나타났으며, 이로 인해 한반도 부근의 고압대의 강도가 약하였음. 이것은 5월 중순과 하순에 총 3번 북쪽골이 통과한 것과 관련이 있는 것으로 보임.

□ 열대 대류활동 영향

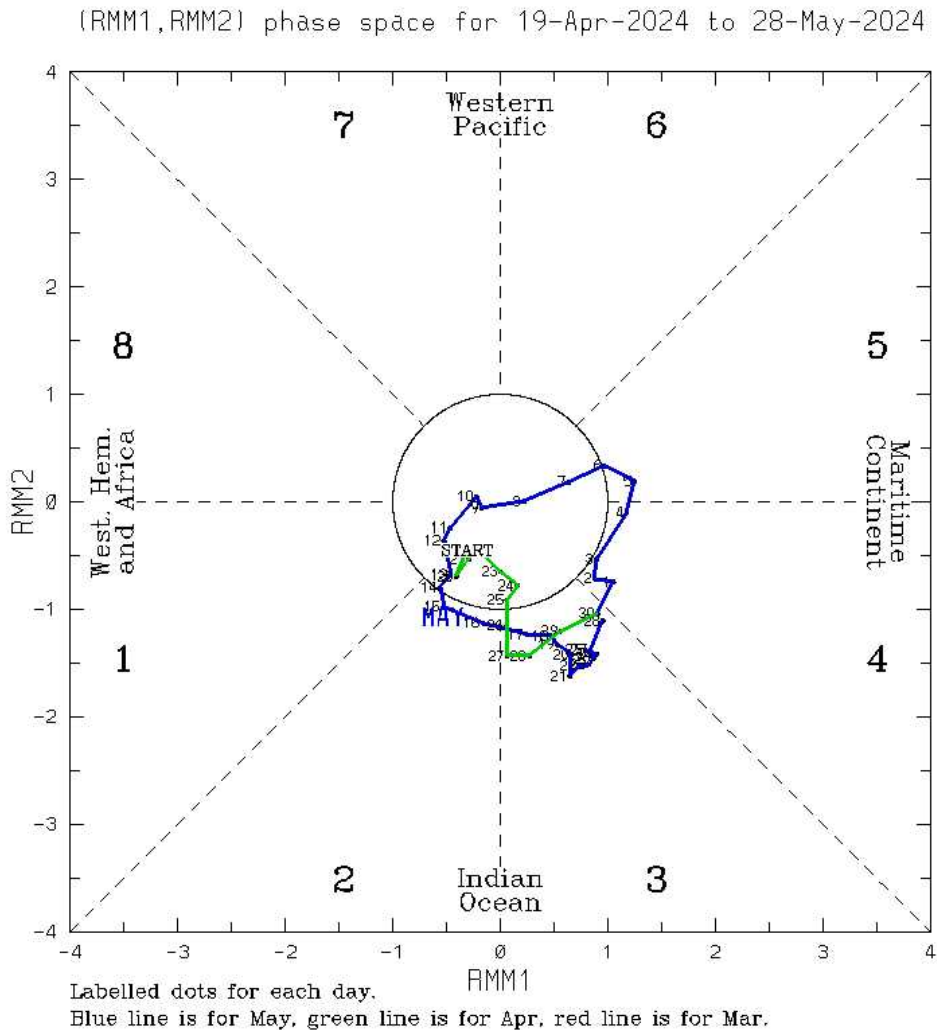
[Fig. 8] 4월 29일 ~ 5월 5일 평균 OLR, 200hPa 속도포텐셜, 발산장의 편차 분포



[Fig. 9] 5월 20일 ~ 5월 26일 평균 OLR, 200hPa 속도포텐셜, 발산장의 편차 분포



[Fig. 10] MJO phase diagram (4월 19일 ~ 5월 28일)

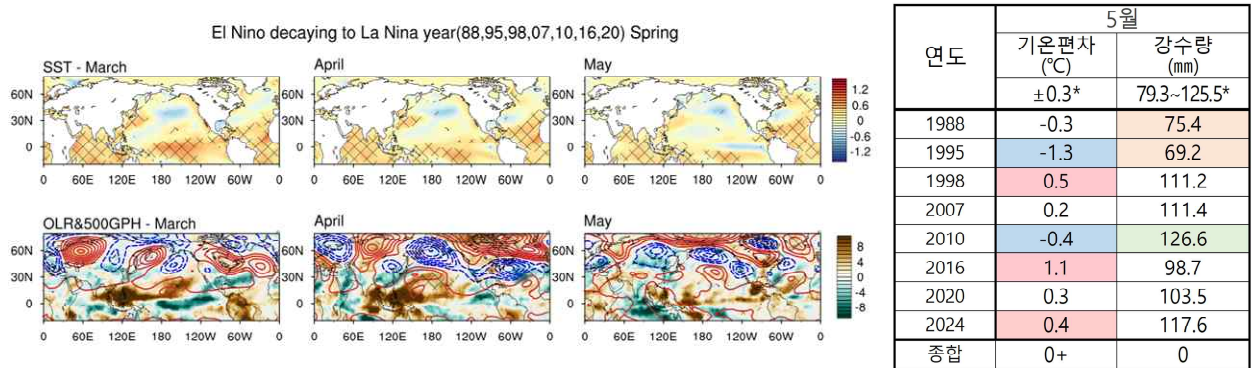


(C) Copyright Commonwealth of Australia Bureau of Meteorology

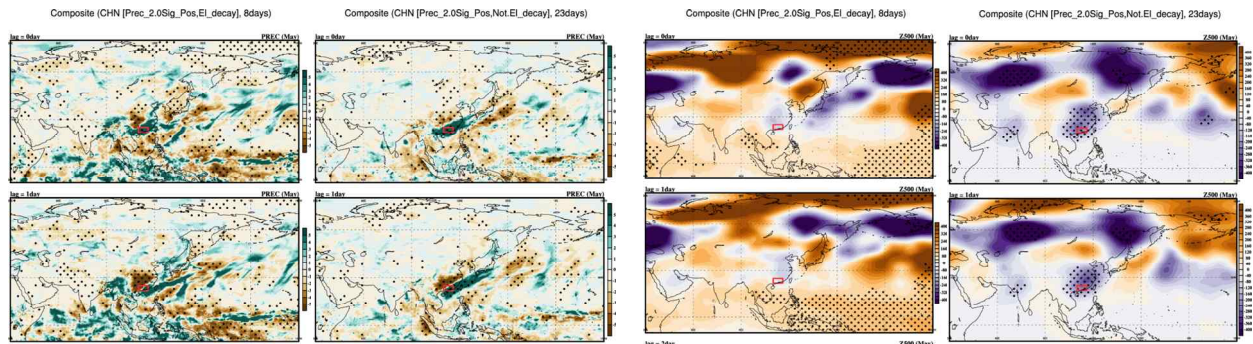
- 5월 첫째 주(4월 29일부터 5월 5일까지)의 OLR 편차를 보면 필리핀 남쪽 뉴기니섬과 서인도양을 중심으로한 대류활동이 강했으며, 벵골만과 필리핀 북서쪽으로 대류억제 구역이 나타났음.
- 4월부터 지속된 서인도양의 대류활동의 영향으로, 벵골만지역은 대류가 억제되고, 중국 남부에서 한반도 남쪽지역은 대류활동이 발달한 것으로 보이며, 5월 5일 우리나라 남부지역을 중심으로한 폭우(평균 일누적 강수 50.3mm)에 영향을 주었음.
- 5월 셋째 주(5월 20일부터 5월 26일까지)의 OLR 편차를 보면 인도 남부와 벵골만 중심으로 강한 대류활동이 나타났으며, 대류활동 구역 북쪽으로 중국 내륙에서 우리나라까지 대류가 억제되고 기온이 상승한 것으로 분석됨.
- 5월 초 MJO 위상 4에서 시작하여 5월 5일 위상 5까지 진행 후 MJO 시그널이 약화되었으며, 5월 말 위상 3으로 다시 발달하였음.

□ 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달 해

[Fig. 11] 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달해 (좌) 합성장, (우) 우리나라 기온 편차/강수량



[Fig. 12] 5월 중국 남부지역 폭우 발생일과 1일 후에 대한 엘니뇨 쇠퇴기 여부에 따른 합성장 비교. (좌) 강수량 편차 합성장, (우) 500hPa 지위고도 편차 합성장



- 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달하는 해는 열대 중태평양의 엘니뇨 신호는 대체로 소멸하나, 인도양의 온난 신호는 계속 유지됨. 인도양의 대류활동이 강화되며, 남중국해와 필리핀 부근은 대류 억제 신호가 타나남.
- 우리나라는 2024년을 포함하여 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달해에 기온은 비슷하거나 높았으며, 강수량은 평년과 비슷한 경향을 보임.
- 중국 남부지역(22~25°N, 110~116°E) 평균한 5월 일 누적강수량이 2σ 초과 및 해당월 최다 강수량 인 경우 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달해(8개)와 나머지 해(23개)로 구분하여 비교함.
- 일반적으로 5월의 중국 남부지역에 폭우 발생 시 중국 남부지역에 상층 음의 편차가 강하며, 이러한 경우 강수밴드는 다음날 동진하여 빠져나가고 한반도 지역은 건조 경향.
- 반면, 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달해는 중국 남부지역의 폭우 발생 후 다음날 한반도 지역에도 강수 시그널이 보이며, 이는 남중국해와 필리핀 부근의 고기압성 순환 발달에서 기인한 것으로 분석됨.

□ 요약

평년보다 높은 기온, 평년과 비슷한 강수량을 보인 5월	
기온	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 높은 기온 (17.7°C, 평년 17.3°C). ✓ 초/중반 주기적인 기압골 통과 이후 기온 하강. ✓ 후반 이동성 고기압의 영향을 많이 받으면서 기온 상승. (스칸디나비아 패턴에 의한 고기압성 순환 영향)
강수	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년과 비슷한 강수량 (117.6mm, 평년 비슷 범위 79.3~125.5mm). ✓ 경기/충청/전남 지역은 평년보다 많은 강수량, 나머지 지역은 평년과 비슷한 강수량. ✓ 5월 5일 중국 남부지역에서 다가온 남쪽 기압골과 한반도 동쪽 고기압의 영향, 강한 남서기류의 유입으로 일 누적강수량 50.3mm (양의 IOD, 엘니뇨 쇠퇴기 필리핀해 주변 대류억제, MJO 위상 5와 관련). ✓ 중/후반 3번의 북쪽 기압골 통과 시 각각 10mm 내외의 강수량.

□ 토의사항

- 이번 4월 중국 남부지역 폭우와 우리나라 5월 초 강수의 원인으로 인도양 지역의 높은 SST로 분석 되었는데, 최근 이슈로 떠오르는 “대기의 강” 현상과 함께 이러한 현상의 발생 원인과 우리나라에 미치는 영향을 보다 세부적으로 분석할 필요가 있음.
- 북미동안의 SST 편차도 5월 기온과 상관관계가 있는 것으로 나타나는 데 유의미한 것인지 세부적인 역학과정에 대한 분석이 필요함.
- 2024년 5월에 영향을 준 강수의 형태를 남쪽골과 북쪽골 통과로 분리하여 설명할 수 있는데 3주전 예측장에서도 이러한 기압계의 모습이 분리되어 나타나는지에 대한 분석이 있으면 1개월 예측 시 많은 도움이 될 것으로 보임.

□ 5월 예측인자 검증

5월 기 온		5월 강 수	
온난화 경향	+		
엘니뇨 쇠퇴→라니냐 발달 해	0	엘니뇨 쇠퇴→라니냐 발달 해	0
		기온-강수 상관관계	-
		3월 인도양 SST	+
최근 10년 경향	1/1/8	최근 10년 경향	5/2/3
총 합	0+	총 합	0+

- 5월 기온은 온난화로 인한 강한 상승추세를 보이며, 최근 10년간 8번 평년보다 높았음. 다만, 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달 해는 기온이 평년과 비슷한 경향을 보이므로 평년과 비슷할 것으로 예측하였으며, 실제 평년비슷 범위를 0.1°C 넘기면서 평년보다 조금 높은 기온을 보여 예측에 성공한 것으로 판단됨.
- 강수량은 3월 인도양의 SST가 높은 것을 고려하면 많을 것으로 예측되지만, 최근 10년 동안 강수량이 적은 해가 많았으며, 기온-강수 상관관계가 음으로 분석됨으로써 이를 고려하여 평년과 비슷하거나 많을 것으로 예측함. 실제 2024년 5월의 강수는 인도양의 영향으로 5월 초반에 많았으나 5월 후반에는 기온 상승과 더불어 강수량이 적어 최종적으로 5월 누적 강수량은 평년과 비슷하였으며, 분석과 일치하는 결과를 보임.

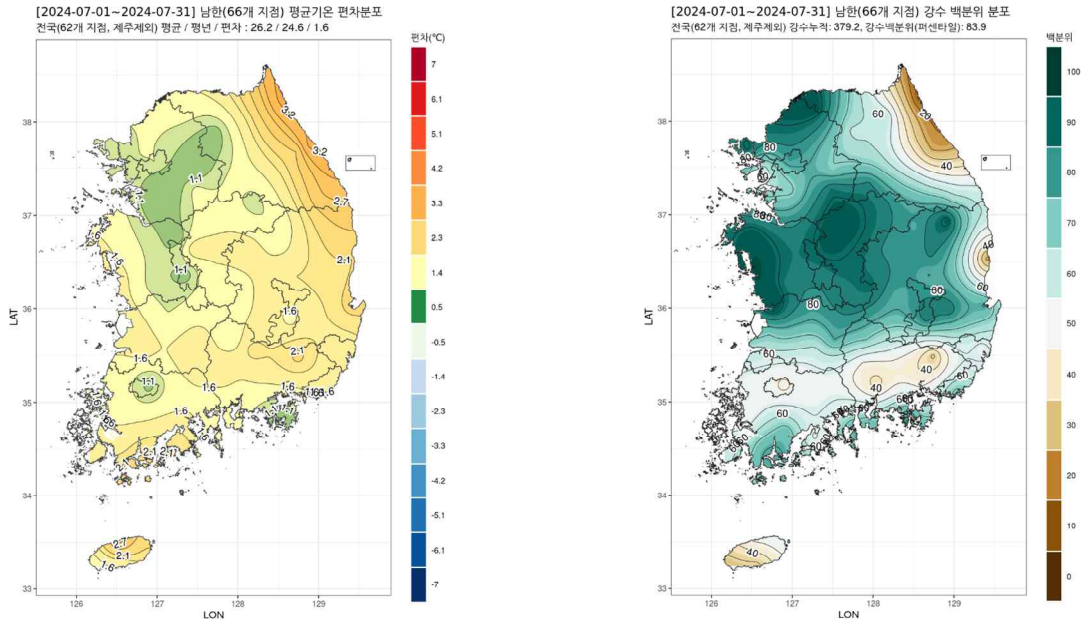
□ 참고문헌

Choi, N., M.-I. Lee, D.-H. Cha, Y.-K. Lim, and K.-M. Kim (2020) Decadal changes in the interannual variability of heat waves in East Asia caused by atmospheric teleconnection changes, *Journal of Climate*, **33.4**, 1505-1522. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0222.s1>.

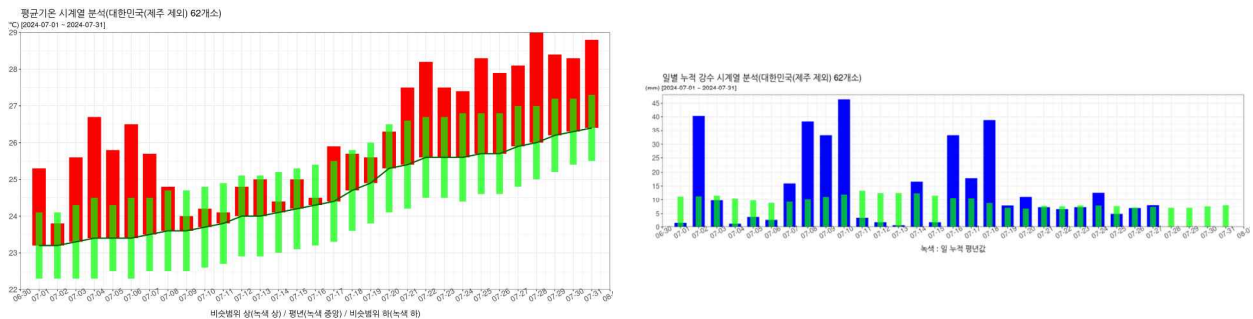
2024년 7월 기후분석 보고서

□ 2024년 7월 우리나라 기온 및 강수 현황과 특징

[Fig.1] 2024년 7월 우리나라 기온과 강수 백분위 분포



[Fig.2] 2024년 7월 우리나라 기온과 강수 시계열



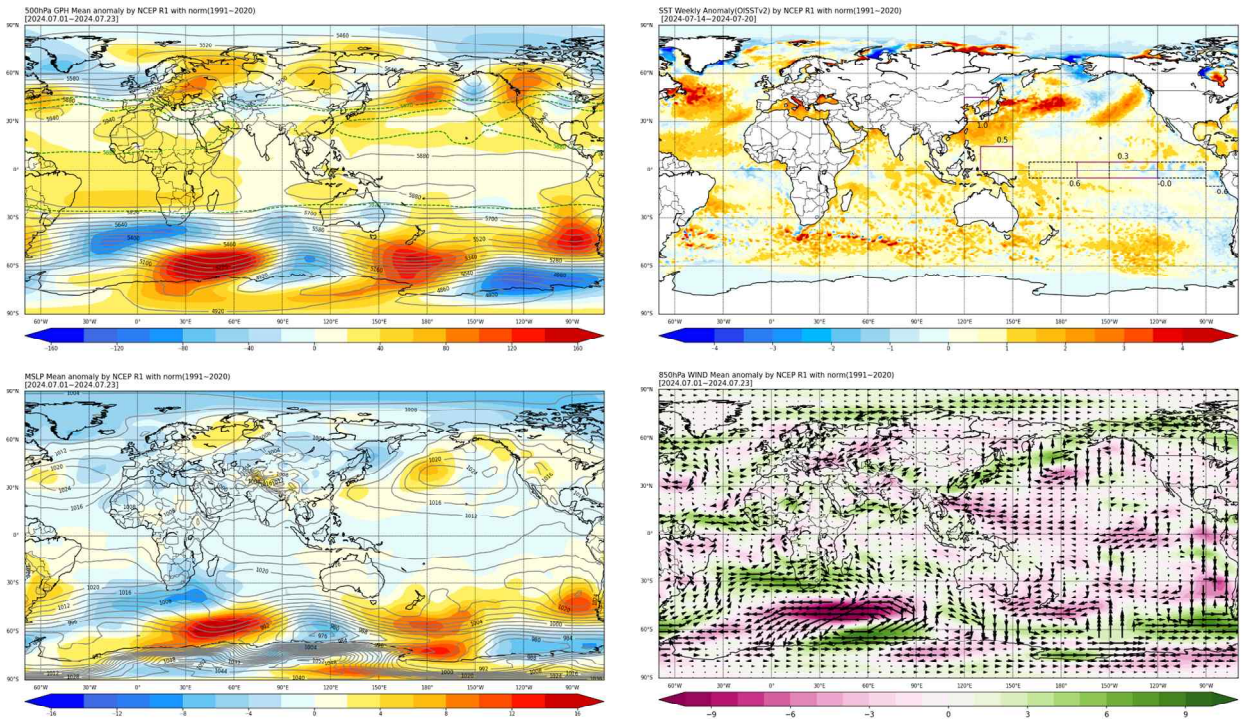
- 7월 전국 평균 기온은 26.2°C로 평년(24.6°C)보다 1.6°C 높았으며, 강수는 379.2mm로 평년의 83.9%에 해당하는 값을 기록
 (※ 7월 기온의 평년 비슷 범위 ±0.6°C, 강수의 평년 비슷 범위 245.9-308.2mm)
- (기온) 평년보다 1.6°C 높은 기온 편차로 상위 5위 기록. 평년보다 기온이 낮은 경우가 없었으며, 특히 초반과 후반 기간에 강한 고온 편차. 일평균 기온 역대 1위(28일), 2위(31일), 3위(1, 22, 27, 29일), 4위(4, 5, 25일), 5위(6, 26, 30일) 기록 경신
- 북태평양 고기압의 서쪽 확장, 전체전선 상에 발달한 저기압의 남풍, 우리나라 남쪽에 위치한 고기압의 남풍 영향으로 뜨겁고 습한 공기가 유입되어 고온과 많은 강수가 동시에 발생
- (강수) 평년의 83.9%의 많은 강수로 상위 10위, 강수일수는 18.1일로 상위 8위 기록.

강원 해안, 경남 일부를 제외한 전국 대부분의 지역에서 많은 강수 기록

- 정체전선과 정체전선 상에 발달한 저기압의 영향, 우리나라 북쪽의 기압골과 북태평양 고기압의 확장으로 정체전선이 강화되어 좁고 긴 강수대 발생

□ 2024년 7월 전지구 순환장 특징

[Fig. 3] 2024년 7월 500hPa GPH, SST, SLP, 850hPa 바람 편차

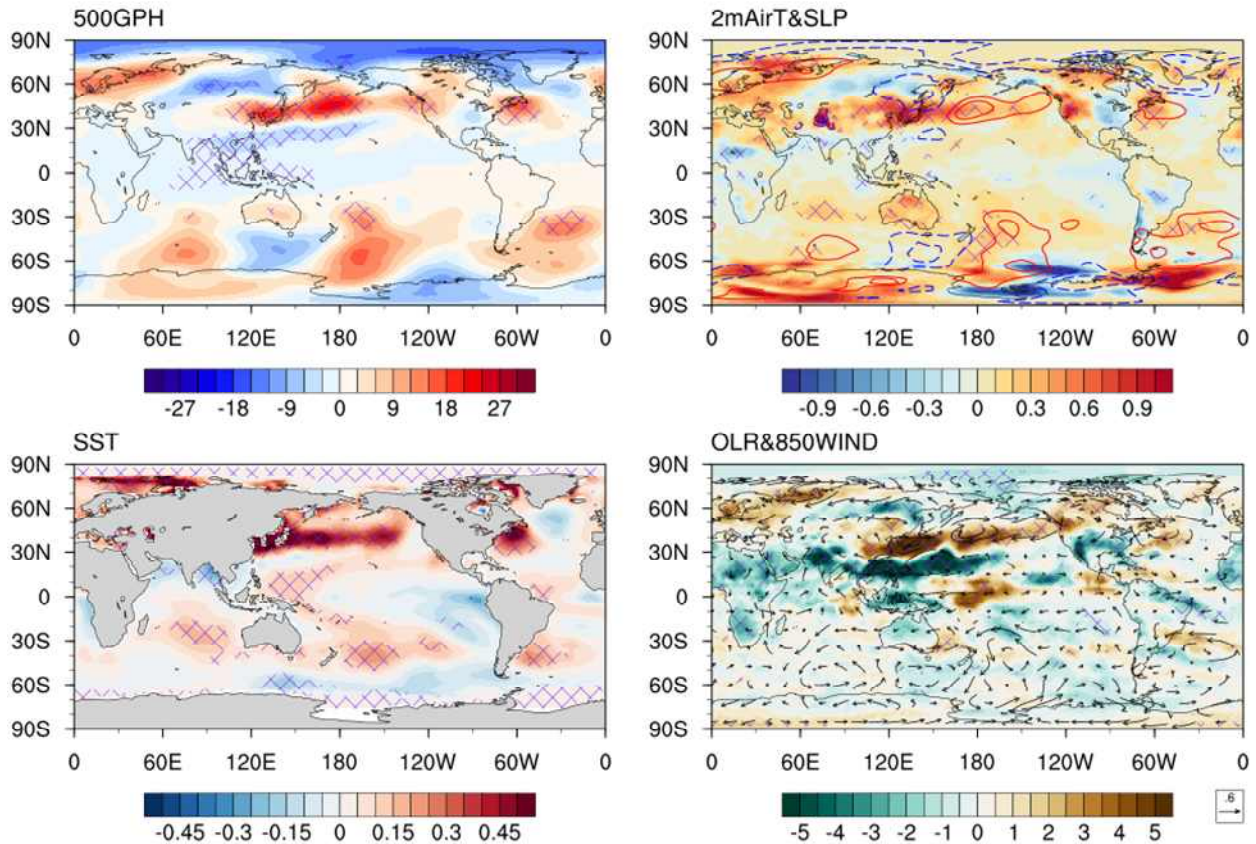


- 우리나라를 포함한 중위도 북서태평양에 고기압, 우리나라 북쪽에 저기압 편차 발생. 양의 NAO와 북대서양에서 유라시아를 지나 우리나라로 이어진 파동 전파 발생
- 북태평양 고기압이 서쪽으로 확장하여 우리나라에 남서풍 유입
- 우리나라 연근해를 포함한 중위도 북서태평양, 인도양, 대서양에 양의 SST 편차 발생. 적도 중·동태평양에서 SST 하강하며 라니냐 발달

□ 7월 우리나라 기온과 전지구 순환장의 상관성

[Fig. 4] 7월 우리나라 기온과 500hPa GPH, 2m 온도/SLP, SST, OLR/850hPa 바람장의 회귀분석

Regression pattern on July Korea Temperature

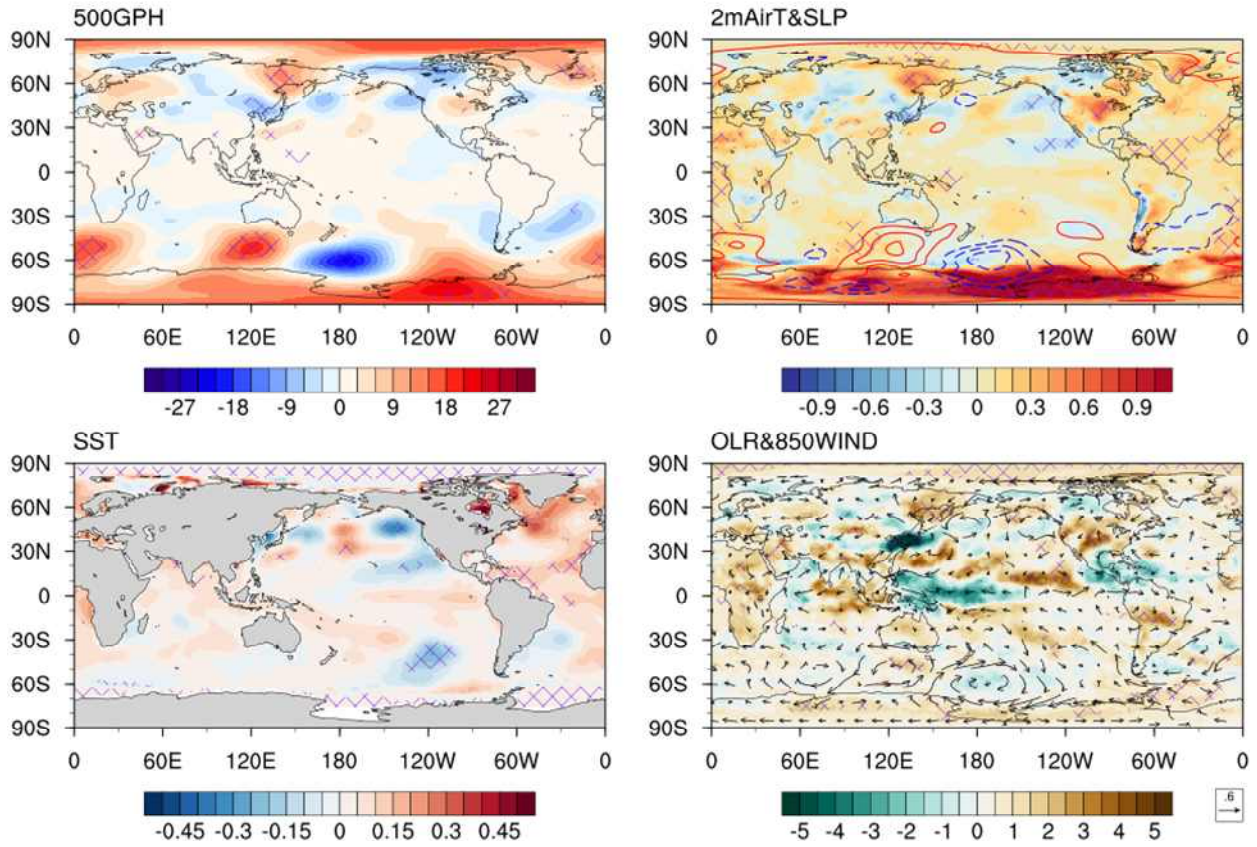


- (기온 높을 때) 우리나라를 포함한 중위도 북서태평양 고기압, 우리나라 남쪽에 발달한 저기압 편차와 유의미한 상관성. 북대서양에서 유라시아를 지나 우리나라로 이어진 파동 전파가 나타나며, 양의 NAO 발생 경향
- 우리나라 연근해를 포함한 중위도 북서태평양 SST와 강한 양의 상관성을 나타내며, 북대서양의 삼극자 SST 패턴, 북서태평양 양의 SST 발생 경향. 열대 중·동태평양에 음의 SST가 나타나지만 유의미하지 않음
- PJ 패턴이 발생하여 아열대 서태평양에 대류 강화, 동아시아에 대류 억제 경향

□ 7월 우리나라 강수와 전지구 순환장의 상관성

[Fig. 5] 7월 우리나라 강수와 500hPa GPH, 2m 온도/SLP, SST, OLR/850hPa 바람 장의 회귀분석

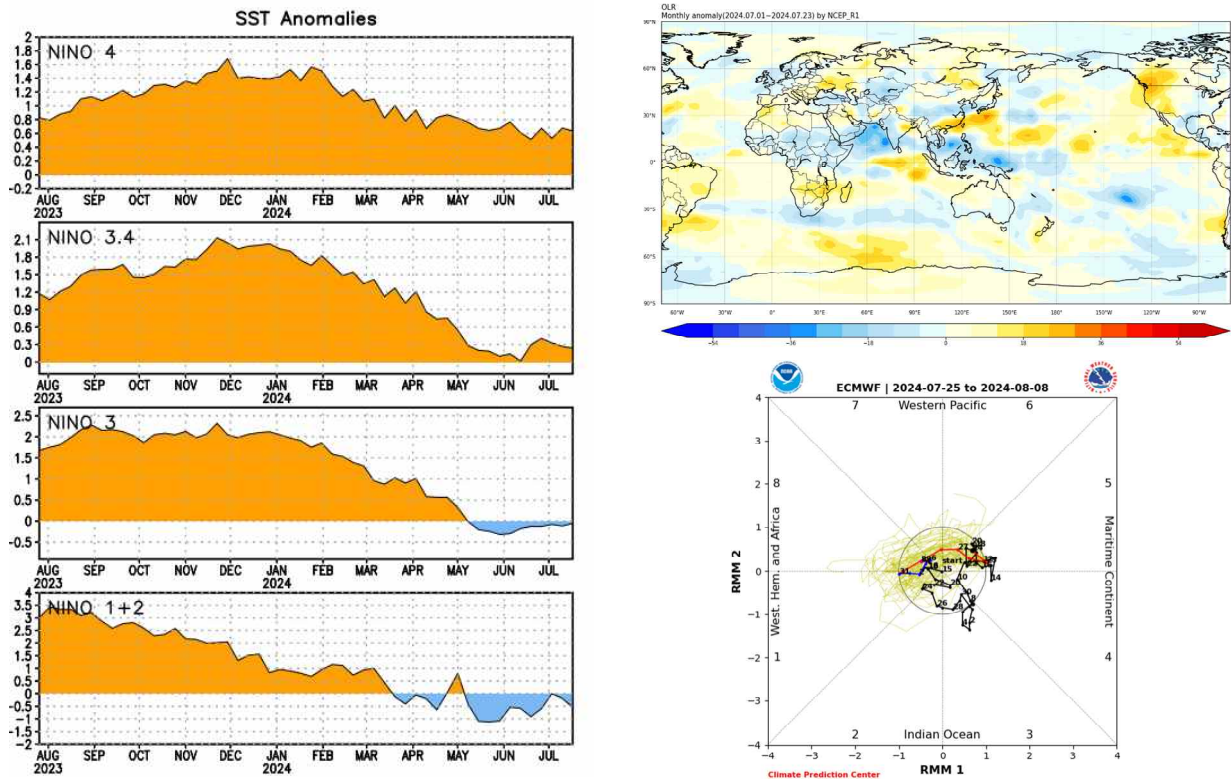
Regression pattern on July Korea Precipitation



- (강수 많을 때) 아열대 북서태평양-동아시아-오호츠크해의 삼극자 대기 순환 패턴 관련성.
우리나라 7월 기온과 강수는 유의미한 음의 상관관계를 가지며 최근에 강화되는 경향
- 열대 대서양의 유의미한 양의 SST 편차를 제외하면 뚜렷한 SST 상관성 나타나지 않음
- 동인도양에 대류 억제, 서태평양에 대류 강화 경향

□ 2024년 7월 열대 (ENSO, MJO) 현황

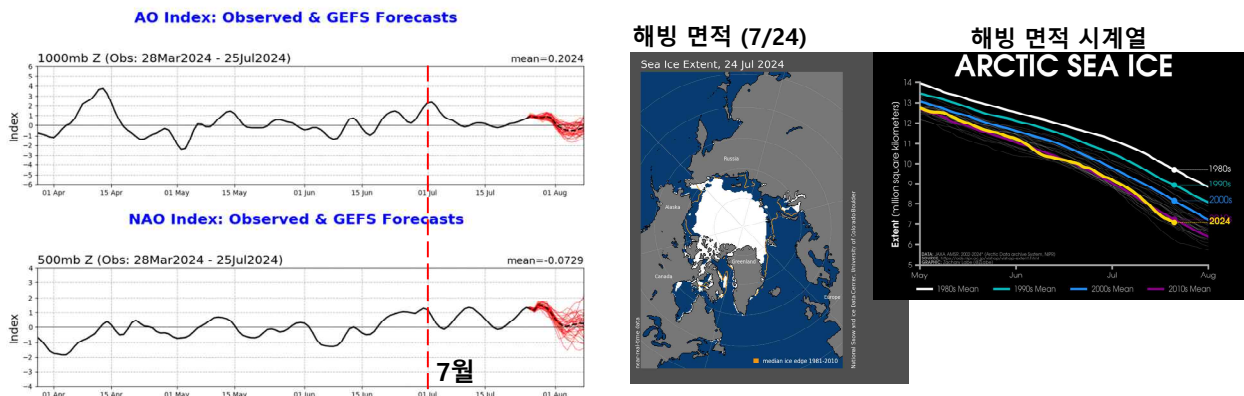
[Fig. 6] Nino 지수 시계열, OLR 편차, MJO 위상 다이어그램



- Nino1+2와 Nino3 지역은 음의 SST에서 최근 중립에 가까워졌으며, 엘니뇨·라니냐 감시 구역인 Nino3.4의 SST 상승. 적도 태평양에서 서풍 편차가 발생하여 라니냐 전환이 느려졌으나, 최근 동풍 편차가 관측되어 라니냐 발달에 영향을 줄 것으로 예상됨
- 인도양과 북서태평양에 대류 강화 발생하였으며, 특히 아라비아 해는 6월 초-중반에 대류가 억제되었다가 이후 후반부터 7월까지 대류가 강화됨. MJO 약함

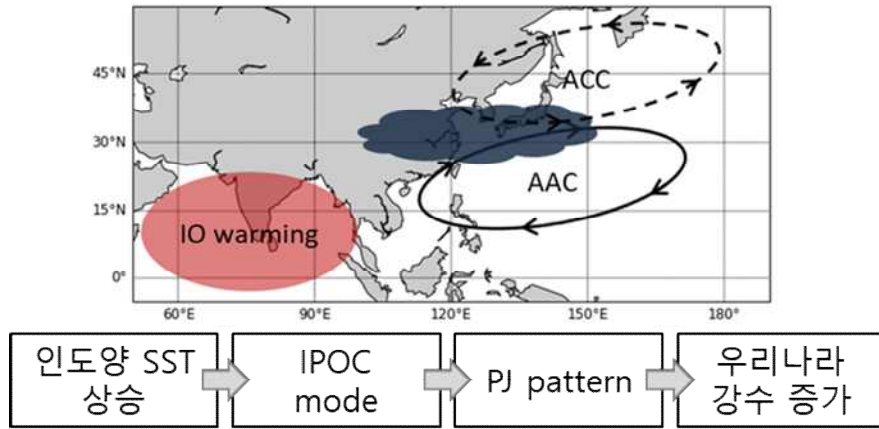
□ 2024년 7월 북극 (AO/NAO, 해빙) 현황

[Fig. 7] AO/NAO 지수 시계열, 북극해 해빙 면적 분포 (7월 24일) 및 시계열



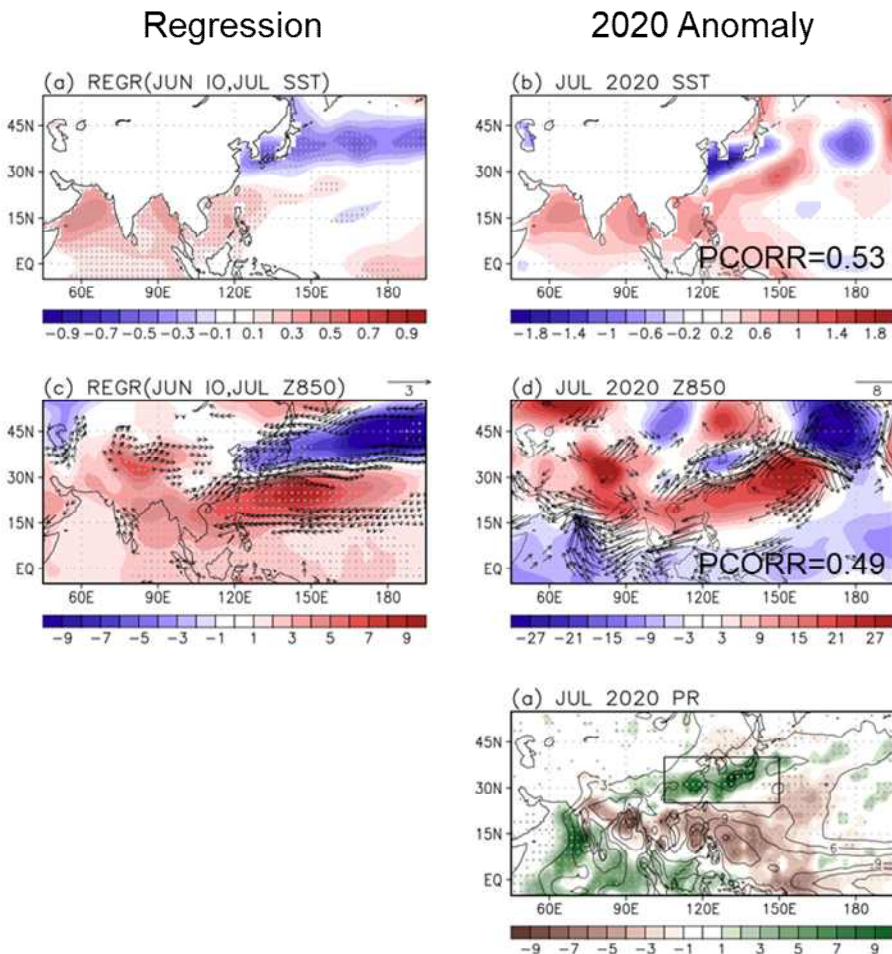
- 7월 초반 양의 AO 발생 이후 중립 상태가 지속되었고, 8월 초반에 중립 예측됨
- 7월 초반 양의 NAO 발생하여 중립과 양의 편차 반복되었으며, 8월 초반에 중립 예측됨
- 평년보다 적은 북반구 해빙 면적으로 하위 9위를 기록하였으며, 최근에 2010년대 평균보다 적은 해빙 면적 관측됨. 특히 바렌츠, 그린란드, 랍테프 해의 해빙 면적이 적음

□ 2024년 7월 강수: 인도양 SST 영향



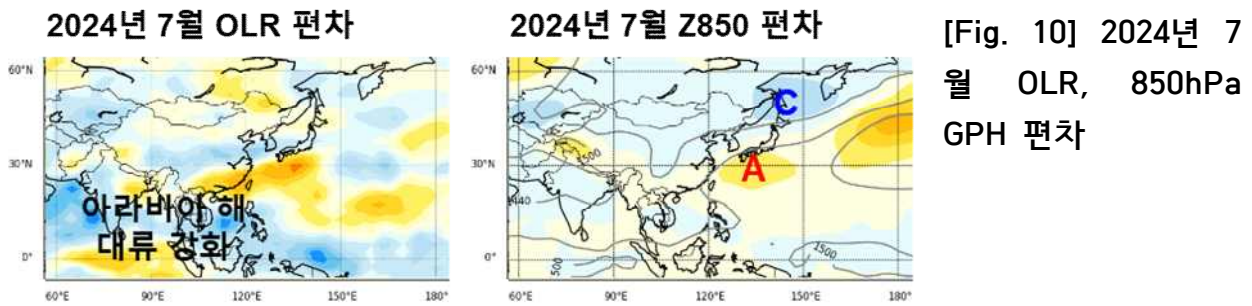
[Fig. 8] 인도양 SST와 우리나라 7월 강수 발생 모식도
Kim et al. (2022)

- 인도양 SST의 상승으로 아라비아 해의 대류가 강화되면 강제력으로 작용하여 우리나라 7월 강수 발생에 영향을 줄 수 있음
- 선행연구에서 인도양 SST 상승이 IPOC (Indo-western Pacific Ocean capacitor effect) 모드로 북서태평양에 하층 고기압을 발달시키고, PJ (Pacific-Japan) 패턴을 통해 동아시아에 저기압이 발달하여 두 기압 패턴 사이에 강수가 발생하는 역학 제시 (Kim et al. 2022)



[Fig. 9] 6월 인도양 SST의 7월 SST, 850hPa GPH 회귀 분석 (왼쪽) 2020년 7월 SST, 850hPa GPH, 강수 편차 (오른쪽)
Kim et al. (2022)

- 2020년 7월, 우리나라에 많은 강수 발생 (상위 7위 기록). 당시 인도양에서 높은 SST와 북서태평양에 하층 고기압, 우리나라에 저기압이 관측됨
- 인도양 SST에 회귀분석 된 SST 패턴과 SST 편차는 상관계수 0.53, 회귀분석 된 하층 대기 패턴과 하층 대기 편차는 상관계수 0.49를 나타내며 인도양의 영향으로 발생한 패턴과 유사함

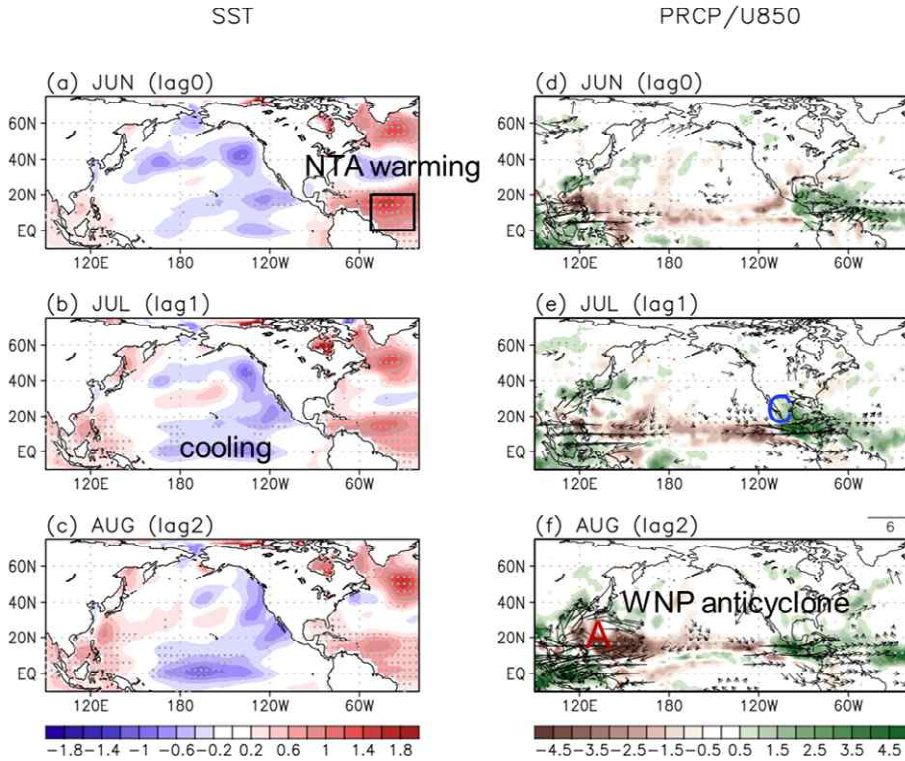


[Fig. 10] 2024년 7월 OLR, 850hPa GPH 편차

- 2024년에는 지속적으로 높은 인도양 SST에 의해 7월 아라비아 해에서 대류가 강화되고, 우리나라 남쪽에 고기압, 북쪽에 저기압 편차가 위치하여, 인도양 SST에 회귀분석 된 결과, 그리고 2020년 7월 편차와 유사한 패턴이 관측됨
- 2020년 7월과 마찬가지로 2024년 7월 우리나라에 발생한 많은 강수는 인도양 SST 상승의 영향으로 선행연구에서 제시된 역학이 작용하였을 가능성이 있음

□ 2024년 7월 강수: 북대서양 SST 영향

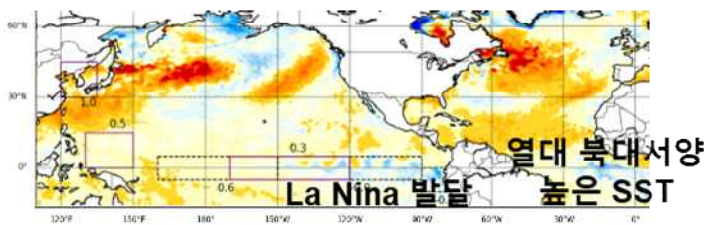
Regression (June NTA SST)



[Fig. 11] 6월 북대서양 SST의 6, 7, 8월 SST(왼쪽), 강수/850hPa 바람(오른쪽) 회귀분석
Kim et al. (2022)

- 6월 열대 북대서양 SST가 상승하면 Gill-type 반응으로 열대 동태평양에 하층 저기압이 발달하고, 저기압의 서쪽에 부는 북풍 편차의 영향으로 저온/건조한 공기가 유입되어 적도 중태평양의 SST가 낮아짐. 낮은 중태평양 SST는 북서태평양에 하층 고기압을 발달시킴 (Ham et al. 2013)
- 이와 같이 해양-대기 상호작용을 통해 북서태평양 하층 고기압이 발달하면 7, 8월 우리나라에 남서풍이 유입되어 강수 발생에 영향 줄 수 있음 (Kim et al. 2022)

2024년 7월 3주 SST 편차

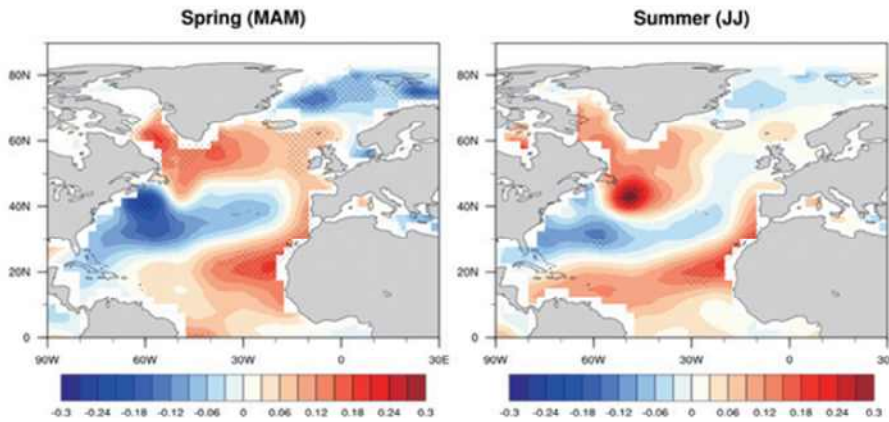


[Fig. 12] 2024년 7월 3주 SST 편차

- 2020년 7월과 마찬가지로 2024년 7월 열대 북대서양에서 높은 SST와 적도 중태평양의 낮은 SST, 북서태평양의 하층 고기압이 관측되어, 우리나라에 발생한 많은 강수는 열대 북대서양 SST 상승의 영향으로 선행연구에서 제시된 역학이 작용하였을 가능성이 있음

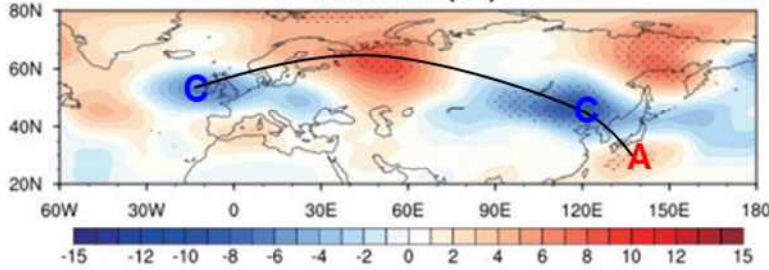
□ 2024년 7월 강수: 파동 전파 영향

장마 강도와 봄/여름철 대서양 SST 회귀분석



[Fig. 13] 장마 강도와 봄(3-5월)/여름철(6-7월) 대서양 SST, 500hPa GPH 회귀분석
2022 장마백서

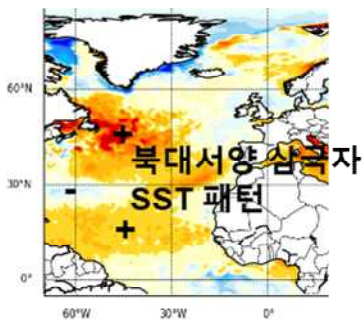
장마 강도와 여름철(6-7월) Z500 회귀분석
Summer (JJ)



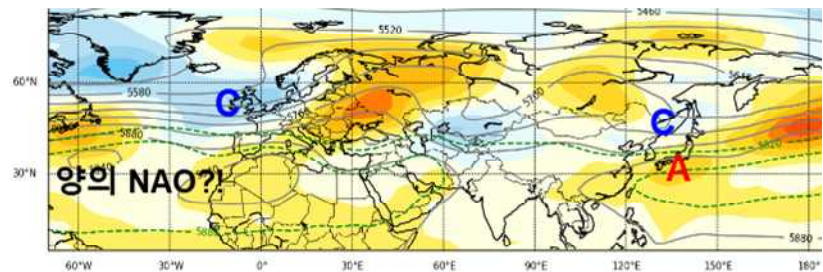
- 북대서양에서 삼극자 SST 패턴이 봄-여름에 지속되면 6-7월에 음의 NAO가 발생하고 유라시아 원격상관 패턴으로 파동이 전파되어 우리나라 북쪽에 저기압, 남쪽에 고기압 발달. 이 고기압 편차는 북태평양 고기압의 북서 확장과 관련되어 남쪽에서 수분 유입으로 우리나라 강수 증가에 영향을 줄 수 있음

[Fig. 14] 2024년 7월 3주 SST, 7월 500hPa GPH 편차

2024년 7월 3주 SST 편차



2024년 7월 Z500 편차



- 2024년 7월, 북대서양 삼극자 SST 패턴이 관측되며 양의 NAO지만 영국 서쪽에서 저기압 위치하고 파동 전파로 우리나라 북쪽 저기압, 남쪽 고기압이 발달하여 유사한 패턴 나타남

□ 요약

평년보다 높은 기온(상위 5위)과 많은 강수량(상위 10위) 기록	
기온	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 기온 낮은 경우 없었으며, 초반과 후반에 강한 고온 편차 ✓ 북태평양 고기압 서쪽 확장, 정체전선 상에 발달한 저기압 남풍, 고기압 가장자리 남풍 영향으로 뜨겁고 습한 공기가 유입되어 고온과 많은 강수 동시 발생
강수	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 전국 대부분의 지역에서 많은 강수량과 강수일수 기록 ✓ 정체전선+정체전선 상에 발달한 저기압, 우리나라 북쪽 저기압+북태평양 고기압 영향 ✓ [인도양 SST] 아라비아 해의 대류 강화로 북서태평양 고기압-우리나라 북쪽 저기압 발달 ✓ [대서양 SST] 동태평양 저기압 발달 및 SST 하강, 북서태평양 고기압 발달 ✓ [파동 전파] 북대서양 로스비 파동 전파로 북서태평양 고기압-우리나라 북쪽 저기압 발달

□ 토의사항

- 남북으로 폭이 좁고 동서로 긴 비구름대가 발생하여 많은 강수를 내림. 이러한 현상이 7월의 특성인지 아니면 다른 요인에 의해 나타나는지에 대한 추가적인 연구가 필요함. 2020년 사례에서 7월은 인도양 SST, 8월은 대서양 SST의 영향에 의한 북서태평양 고기압 발달이 우리나라 강수 발생에 주요하였으나, 일반적인 경우에서 적용이 가능한지 불확실성이 큼
- 인도양 SST와 대서양 SST와 같은 열대에서 기인한 역학과 더불어 북대서양 파동 전파 같은 고위도에서 오는 영향을 고려해야 함. 우리나라 북쪽에 위치한 저기압 편차와 남쪽의 고기압이 충돌하여 강수가 발생할 수 있기 때문에 우리나라 주변 대기 패턴 발달 원인을 이해하는 것이 중요함. 현재 오호츠크 해의 낮은 SST가 우리나라 북쪽 저기압 편차 발달에 영향을 줄 수 있음
- 7월 기온과 강수 예측인자로 6월 인도양 SST를 사용하고, 한 달 지연되어 우리나라 7월 기온 하강과 강수 증가에 영향을 주는 것으로 알려짐. 그러나 6월 인도양 SST가 상승하였음에도 우리나라에 7월 기온이 높고, 많은 강수가 관측되면서 선행연구에서 제시된 관련성과 다르게 나타남. 인도양 SST는 한 달 지연 뿐만 아니라 동시 상관역시 높고, 인도양 SST 상승보다 아라비아 해의 대류 강화가 강제력으로 작용하기 때문에 아라비아 해의 대류 강화/억제를 보는 것이 더 중요함. 6월 초-중반의 아라비아 해 대류 억제, 6월 후반-7월의 아라비아 해 대류 강화가 원격상관 속도를 고려하였을 때 우리나라 7월 기온과 강수에 서로 다른 영향을 주기는 어려울 것으로 생각됨. 아라비아 해 대류 강화의 영향으로 우리나라에서 강수가 증가하지만, 북태평양 고기압의 서쪽 확장하면서 뜨거운 공기가 지속적으로 유입되어 기온이 높을 수 있음
- 또한 7월 우리나라 기온-강수의 유의미한 음의 상관성은 강수의 증가로 기온이 하강

하는 결과적인 측면으로 인도양 SST 상승이 7월에 발생한 기온 상승과 강수 증가에 각각 다른 영향을 준 원인으로 생각하기는 어려울 것으로 생각됨

□ 7월 예측인자 검증

7월 기온		7월 강수	
3월 유라시아 Z500	-	4-5월 대서양 SST	+
4월 북미 Z500 차이	-	5월, 4월 북대서양 SST 차이	+
4월 북미 Z850 차이	-		
6월 인도양 SST	-	6월 인도양 SST	-
엘니뇨 쇠퇴 -> 라니냐 발달	0	엘니뇨 쇠퇴 -> 라니냐 발달	0+
기온/강수 상관관계	-*		
온난화 경향	+		
최근 10년 경향	1/3/6	최근 10년 경향	6/0/4
종합	0-	종합	+

- 7월 우리나라의 기온 예측인자인 3월 유라시아 500hPa GPH와 4월 북미 500hPa, 850hPa GPH 각각의 차이는 기온이 낮을 것으로 예측함. 6월 인도양 SST 또한 기온이 낮을 것으로 예측함. 엘니뇨가 쇠퇴하고 라니냐가 발달하는 해는 2/5/0으로 기온이 평년과 비슷한 경향. 기온 예측인자가 대부분 기온이 낮을 것으로 예측하고 유의미한 7월 기온-강수의 음의 상관성을 고려하였을 때 7월 기온은 평년과 비슷하거나 낮을 것으로 예측하였으나, 실제 고온이 관측되어 예측이 적중하지 않음
- 7월 우리나라의 강수 예측인자인 4-5월 대서양 SST와 5월, 4월 북대서양 SST 차이는 강수가 많을 것으로 예측함. 6월 인도양 SST는 기온가 많을 것으로 예측함. 엘니뇨가 쇠퇴하고 라니냐가 발달하는 해는 1/3/3으로 강수가 비슷하거나 많은 경향. 강수 예측인자와 라니냐 발달 해를 고려하였을 때 7월 강수는 평년보다 많을 것으로 예측하였으며, 실제 많은 강수가 관측되어 예측이 적중함

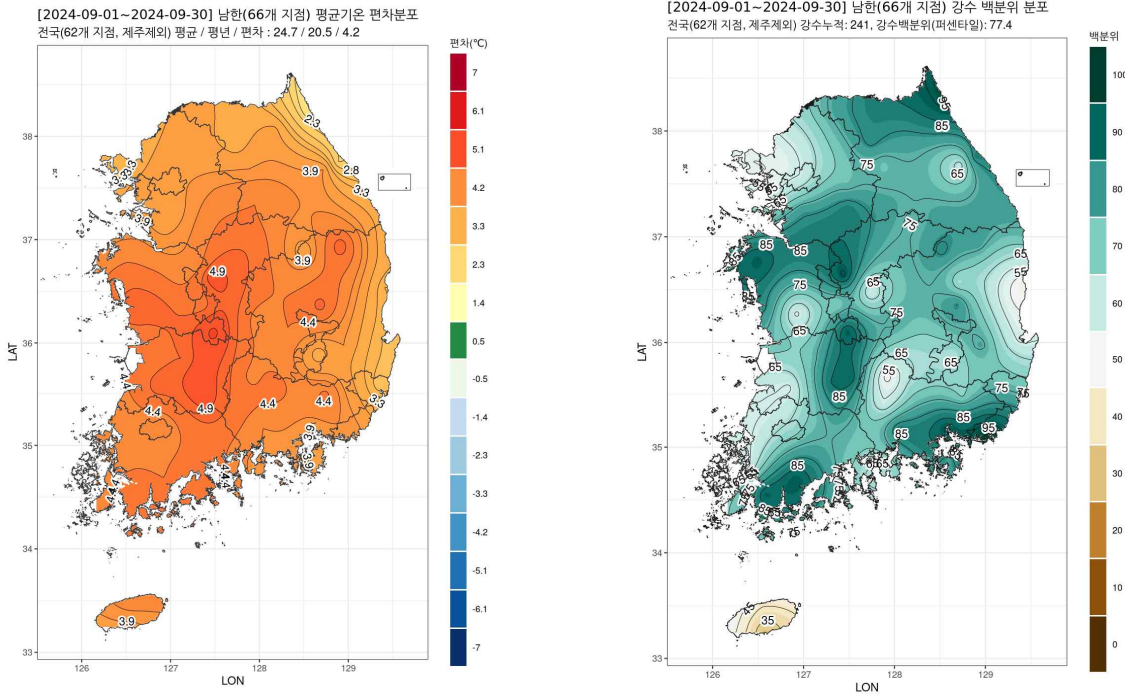
□ 참고문헌

- Kim, S., J.-H. Park, and J.-S. Kug (2022): Tropical origins of the record-breaking 2020 summer rainfall extremes in East Asia. *Scientific Reports*. **12**, 5366. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-09297-4>.
- Ham, Y.-G., J.-S. Kug, J.-Y. Park, and F.-F. Jin (2013): Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Nino/Southern Oscillation events. *Nature Geosci.* **6**, 112-116. <https://doi.org/10.1038/ngeo1686>.

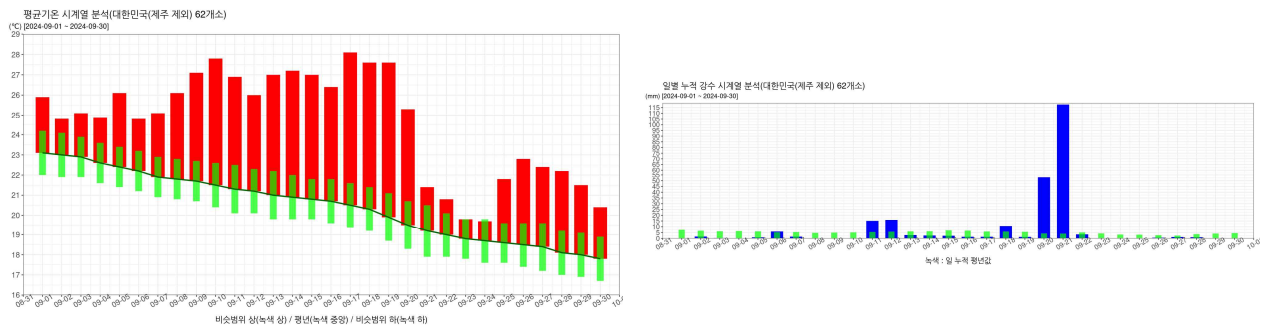
2024년 9월 기후분석 보고서

□ 2024년 9월 우리나라 기온 및 강수량 현황과 특징

[Fig.1] 2024년 9월 우리나라 평균기온 편차와 강수량 백분위 분포도



[Fig.2] 2024년 9월 우리나라 전국 평균 기온과 강수량 시계열

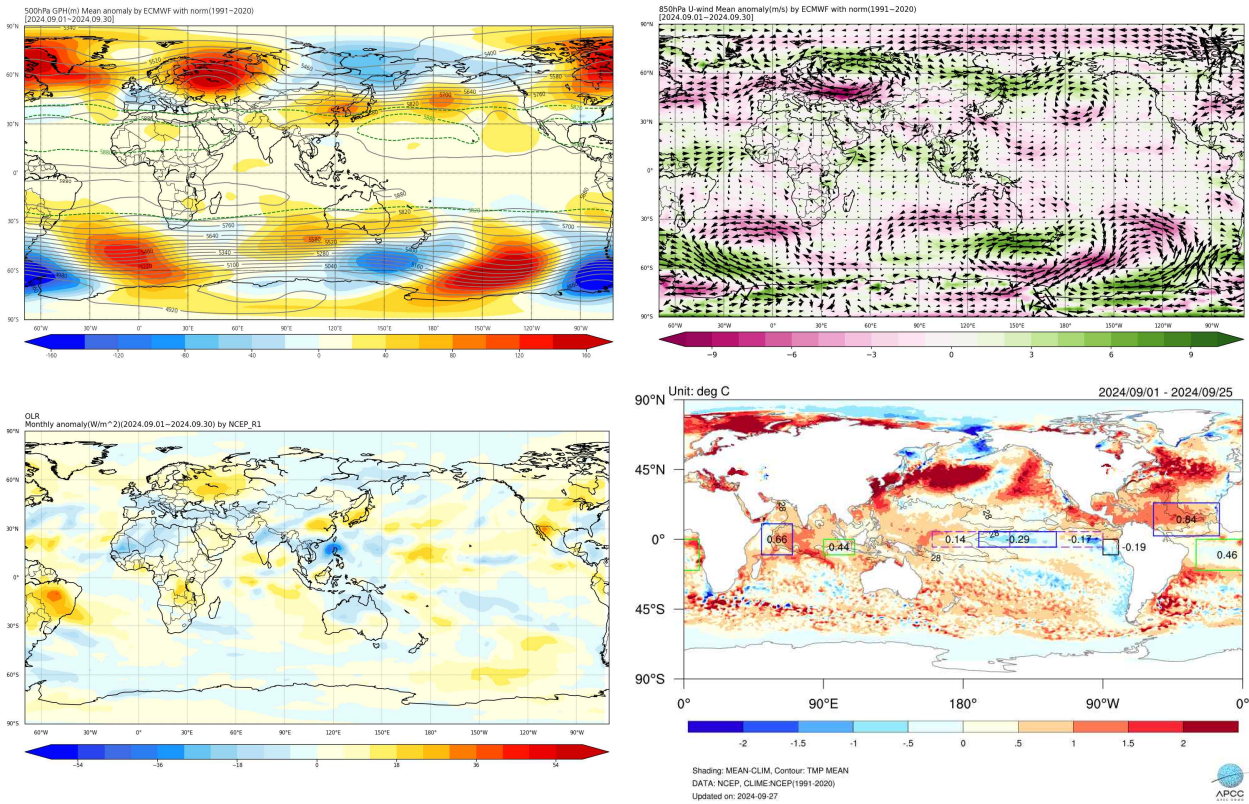


- 9월 전국 평균 기온은 24.7°C로 평년(20.5°C)보다 4.2°C 높았으며, 강수량은 241mm로 평년의 77.4 퍼센타일에 해당하는 값을 기록함
(※ 9월 기온의 평년 비슷 범위는 ±0.3°C, 강수의 평년 비슷 범위는 84.2-202.3 mm)
- (기온) 전국적으로 평년보다 높은 기온을 보였으며, 73년 이후 월 평균기온 최저/최고기온, 열대야 일수, 폭염 일수 모두 1위를 기록하였음. 평균/최저/최고기온은 9월 대부분 평년 비슷 범위보다 높았음.
- (강수량) 전국 평균은 평년 비슷범위보다 많은 강수량을 보였으며, 누적 강수량은 12위, 강수일수는 9.1일로 25위를 기록함, 경기도 지역을 제외하고 전국 모두 평년 비

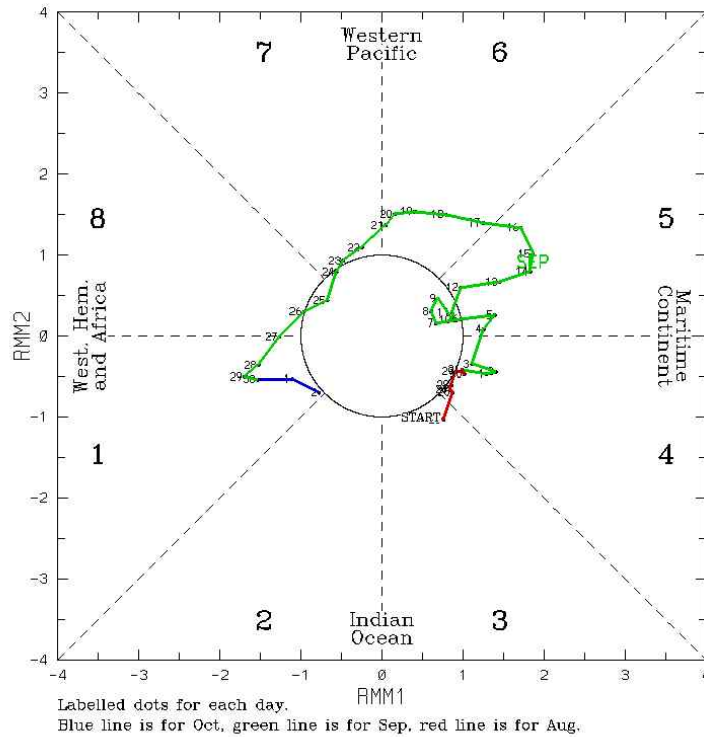
습 범위보다 강수량 많았음. 9/11~12 강수는 한반도 오른쪽으로 발달한 고기압 편차 관련 남풍 영향과 관련되며, 9/20~21에는 태풍 폴라산이 열대 저압부로 약화되어 남해안 통과하면서 많은 비가 내림.

□ 2024년 9월 전지구 순환장 특징

[Fig. 3] 2024년 9월 평균 500hPa 지위고도, 850hPa 바람장, OLR, 해수면온도 편차와 MJO 위상 변화



(RMM1,RMM2) phase space for 24-Aug-2024 to 2-Oct-2024

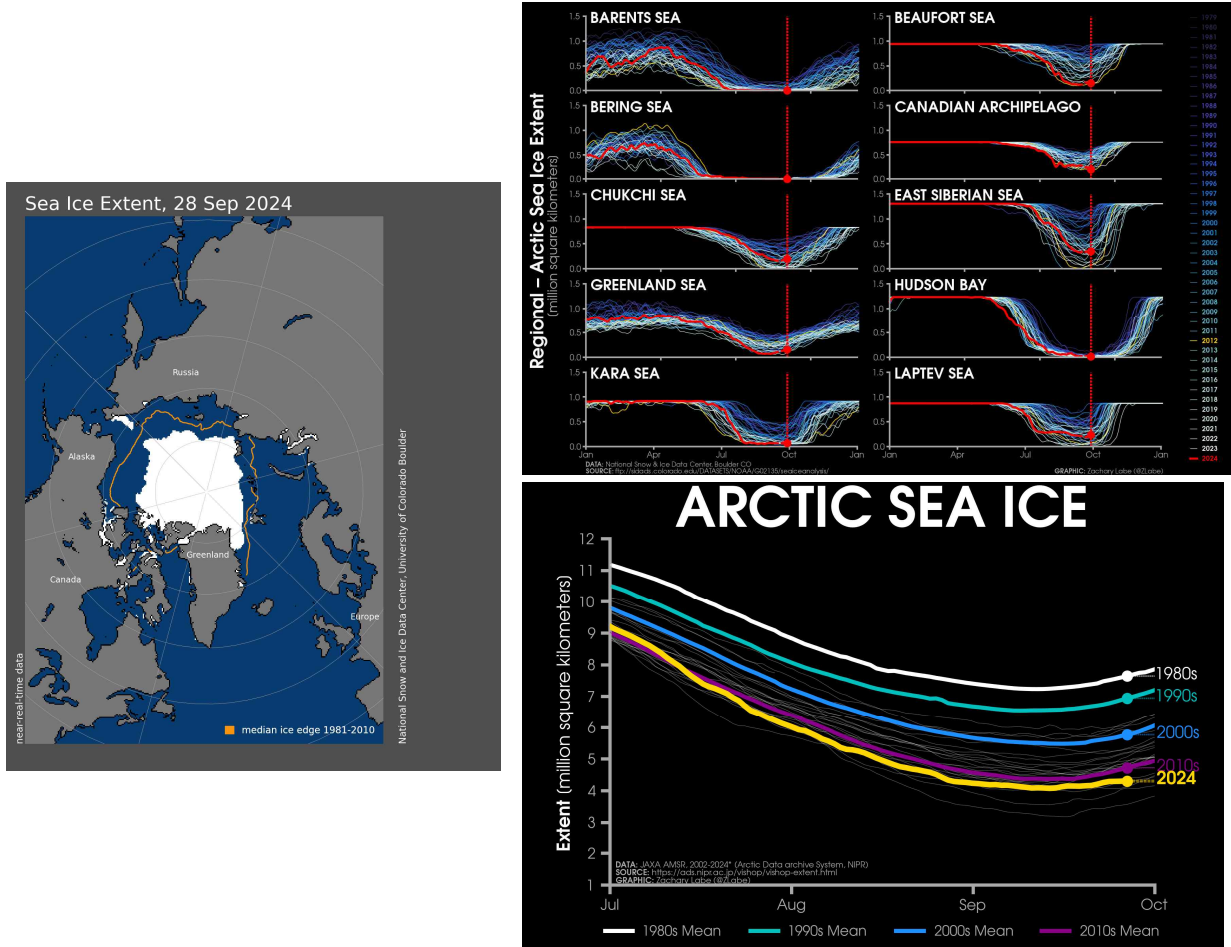


(C) Copyright Commonwealth of Australia Bureau of Meteorology

- (중층)CGT-like 파동 구조 보임. 인도 북부 고기압편차, 한반도 주변 고기압 편차, 북태평양 고기압 편차 구조
- (하층)한반도와 북서태평양에서 PJ-like 편차 분포 보임. 필리핀해 중심으로 저기압성 편차 (혹은 대류활발)와, 한반도 주변 동쪽으로 치우친 고기압 편차 (혹은 대류억제) 발달. 이와 관련하여 한반도는 남동풍 편차 영향 받음.
- 음의 SST 편차가 중앙-동 태평양에서 증가하는 경향을 보임. 필리핀해 주변 대류활발이 뚜렷하며, 이는 MJO가 위상 5-7에서 강화된 것과 관련됨

□ 북극 해빙 현황

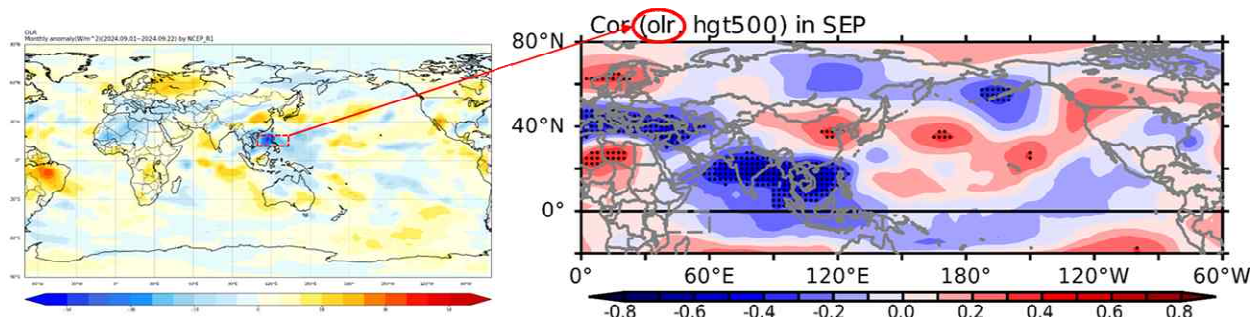
[Fig. 4] 9/28 북극 해빙 분포, 북극 지역별 및 전체 면적 시계열



- 북극 해빙 전체 면적은 평년보다 적은 수준 (2010년대 평균 보다도 적음)이며, 모든 해역에서 상당히 적은 상태임.
- 바렌츠, 베링, 카라 해빙 완전히 녹은 상태임.

□ 열대 대류활동 영향

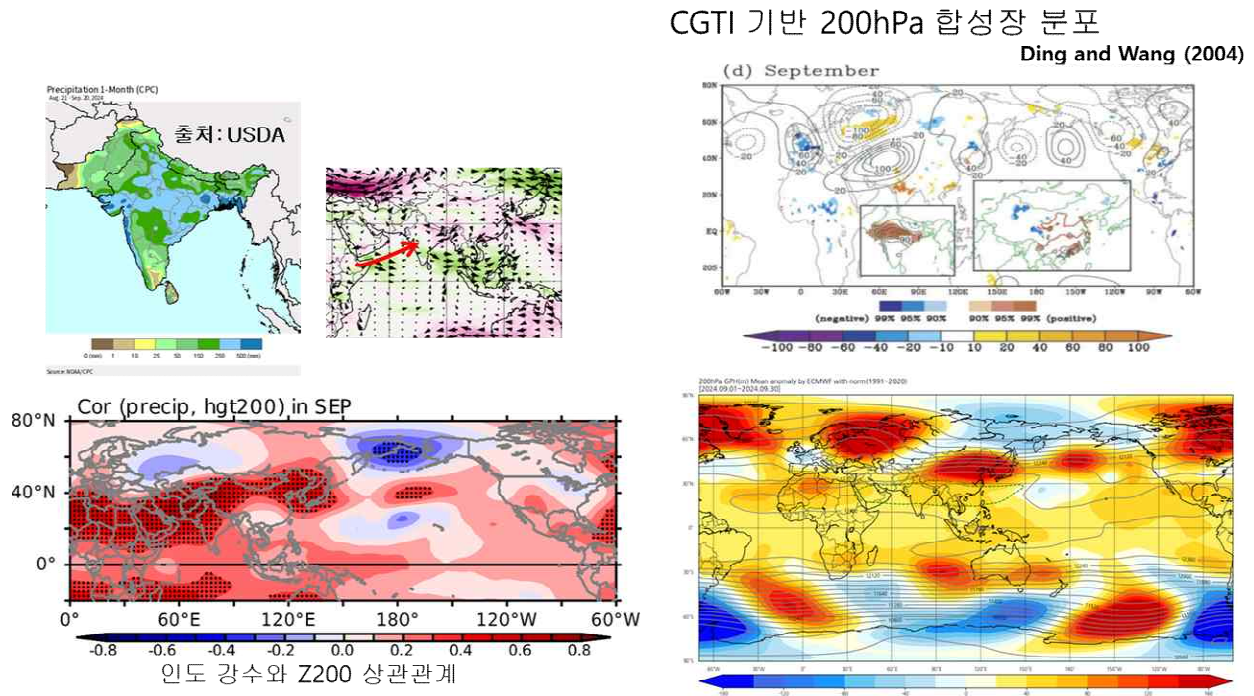
[Fig. 5] 9월 필리핀 해 주변 OLR 편차와 Z500 편차와 상관 관계 분포



- 필리핀해 주변 OLR 편차와 한반도 주변 Z500 편차와 양의 상관관계를 보임.
- 즉 MJO 활동과 관련된 필리핀해 주변 대류강화 신호는 한반도 주변 고기압성 순환 편차 발달에 영향을 미친 것으로 판단됨.

□ 인도 몬순 강수 영향

[Fig. 6] (좌) 인도 강수, 하층 바람 편차장, 인도강수와 Z500 상관관계분포, (우) CGT 관련 Z200 합성장 분포 와 9월 평균 Z200 편차 분포



- 9월 인도 몬순 강화로 상당한 강수가 인도 북부 지역을 중심으로 내림. 인도 북부 지역 강수와 Z200과 상관관계 분포는 인도에서 강수 발달이 9월 인도 북부 지역 고기압, 한반도 주변 고기압, 북태평양 고기압 편차 분포와 관련이 있음을 의미함.
- 즉, 8월부터 9월까지 강한 인도 몬순 강수는 CGT-like 파동 구조 발달에 영향을 미쳤으며, 이와 관련된 한반도 고기압성 편차 발달은 한반도가 9월에 이례적으로 강하고 오래 지속된 폭염을 경험하게함.

□ 요약

평년보다 **높은 기온**, 평년보다 **많은 강수량**을 보인 9월

기온	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 전국적으로 평년보다 높은 기온 (+4.2°C, 73년 이후 평균/최저/최고기온 1위, 열대야/폭염 일수 1위) ✓ 9월 중후반까지 평균/최고/최저기온은 평년 비슷 범위 보다 대부분 높았으며, 이후 평년 범위로 기온 하강함. ✓ 인도 동북부에서 확장된 한반도 주변 고기압성 순환 편차 영향을 받음. ✓ 필리핀해 대류활발, 강한 인도 몬순 강수가 영향
강수	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 많은 강수량 (241mm, 77.4%tile) ✓ 전국 모두 평년보다 강수량 많았음. ✓ 평년보다 많은 강수량은 한반도 동편으로 치우친 발달한 고기압성 순환 편차에 의한 남풍 유입, 태풍 활동과 관련됨.

□ 토의사항

- 한반도 주변 고기압 편차 발달은 필리핀해 주변 대류활동과 인도 몬순 강수와 관련이 있는데, 일반적으로 여름철 한반도 강한 폭염과 CGT 분포와 관련성을 고려할 때 후자의 영향이 더 우세한 것으로 판단됨.
- 바렌츠해 주변에 해수면 온도 편차가 상당히 강한 양의 값 및 상층에 강한 고기압성 편차를 보였으며, 이와 관련하여 파동 전파가 한반도 주변 고기압 발달에 영향을 미쳤을 가능성이 있음.
- 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달하는 9월에 북서태평양 대류강화에 따른 한반도 주변 고기압성 순환 편차 발달에 영향을 미치는데, 라니냐 발달에 따른 한반도 주변 고기압 발달에 기여 가능성이 있음. 하지만, 라니냐 발달이 늦어지고 있는 상황이라 라니냐 기여는 작을 것으로 판단됨.

□ 9월 예측인자 검증

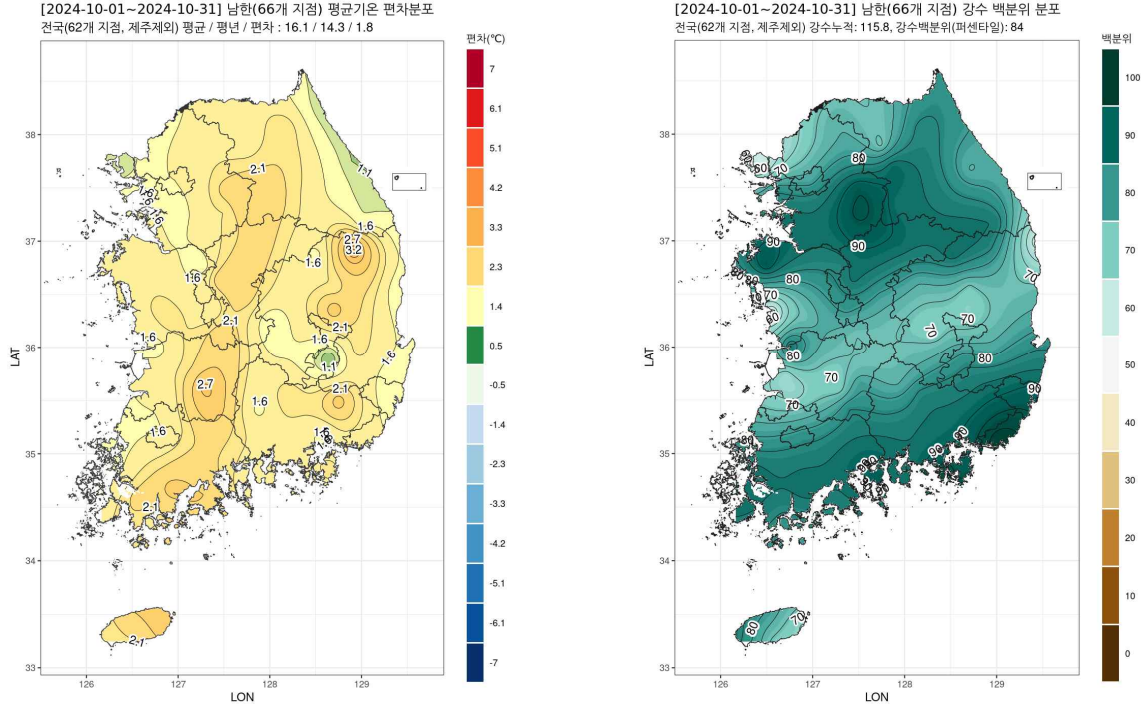
9월 기 온		9월 강 수	
7월 북태평양, 열대중태평양 SST 차이	+	7월 열대 중태평양 SST	-
엘니뇨 쇠퇴 -> 라니냐 발달 해	+	엘니뇨 쇠퇴 -> 라니냐 발달 해	+
온난화 경향	+*	최근 경향	1/6/3
최근 경향	1/4/5	기온-강수 상관관계	+*
총 합	+	총 합	0+

- 9월 관측인자는 모두 라니냐 발달 관련되며, 엘니뇨 쇠퇴후 라니냐 발달이 진행되는 9월에 북서태평양 대류강화에 따른 한반도 주변 고기압성 편차의 영향으로 9월 한반도의 기온은 높고, 강수는 많을 것으로 전망됨.
- 9월 기온, 강수 모두 평년 범위보다 높아서, 관측 기반 예측 결과는 적중한 것으로 보여짐. 하지만, 기온 상승의 주요 원인이 9월 예측 인자 보다는 인도 몬순 강수에 의한 영향이 더 컸던 것으로 보여지며, 9월 인도 강수를 예측할 수 있는 예측인자를 발굴할 필요가 있음.

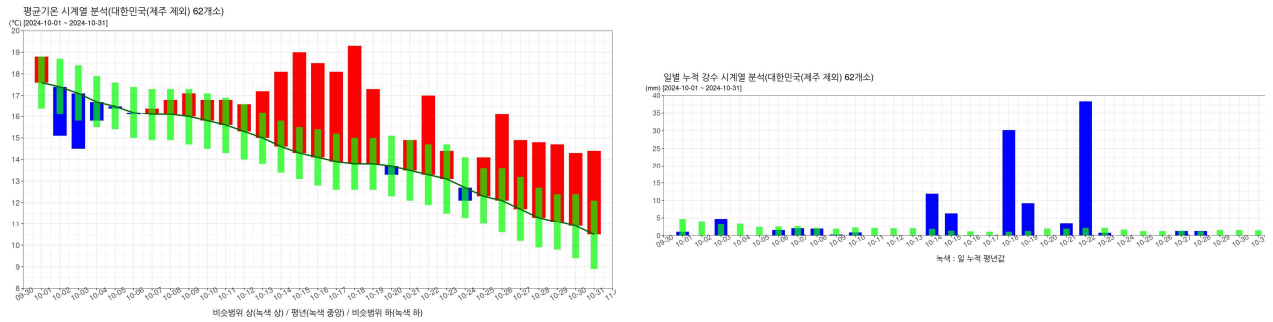
2024년 10월 기후분석 보고서

□ 2024년 10월 우리나라 기온 및 강수량 현황과 특징

[Fig.1] 2024년 10월 우리나라 평균기온 편차와 강수량 백분위 분포도



[Fig.2] 2024년 10월 우리나라 기온과 강수량 시계열



○ 10월 전국 평균 기온은 16.1°C로 평년(14.3°C)보다 1.8°C 높았으며, 강수량은 115.8 mm로 평년의 84.0 퍼센타일에 해당하는 값을 기록함.

(※ 10월 기온의 평년 비슷 범위는 ±0.5°C, 강수의 평년 비슷 범위는 37.0-64.3 mm)

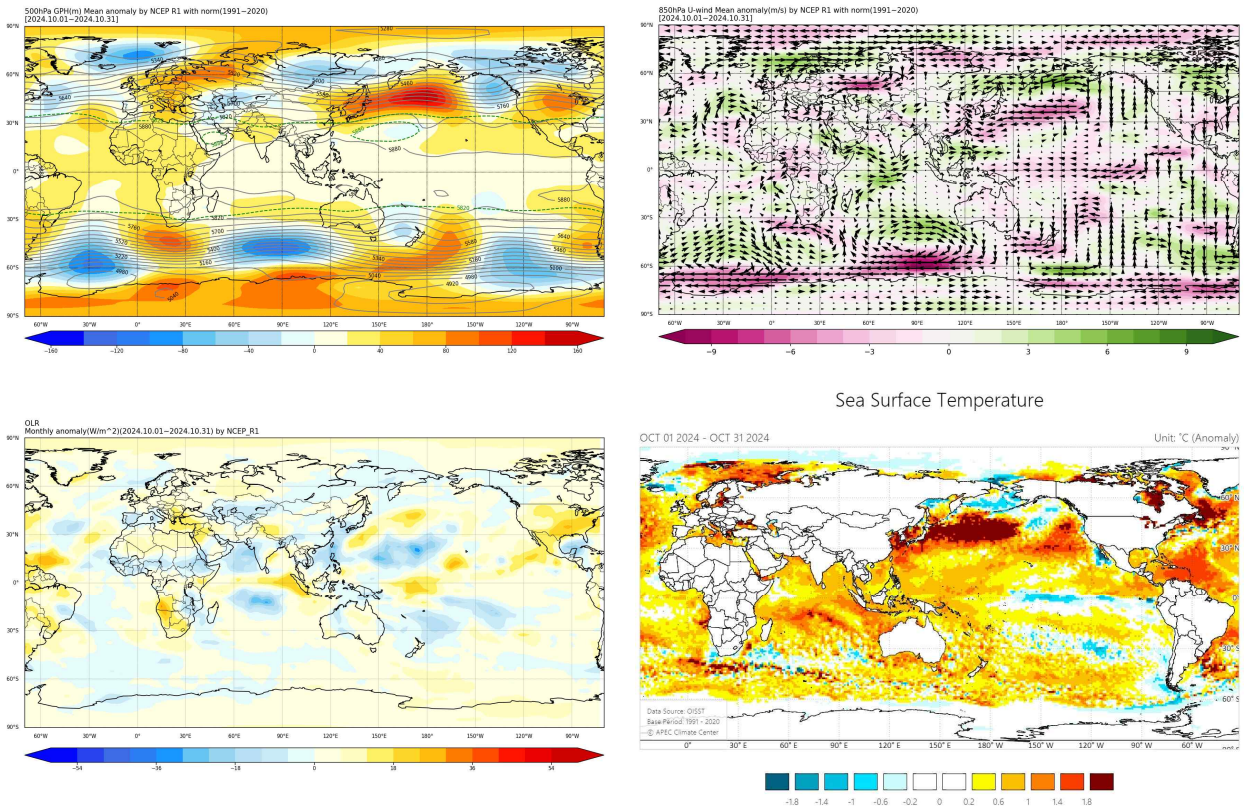
○ (기온) 10월 평균기온은 평년보다 높은 기온을 기록하였고, 10월 초반에는 평년과 비슷하였으나, 중반부터 기온이 상승하여 10월 말까지 유지되었음. 최고기온도 10월 초반에 낮았으며, 중반이후 평년보다 높은 날이 많았으나 10월 20일에 대륙고기압 확장 시 일시적인 기온의 하강이 있었음. 10월은 최저기온이 특히 평년보다 높은 경향이 강했으며, 중순이후 꾸준히 높은 기온을 보였음.

○ (강수량) 10월 우리나라 평균 누적 강수량은 전국적으로 평년보다 많았으며, 특히 영

남 남해안을 중심으로 강수량이 많았음. 18일은 중부지방을 중심으로 22일은 남부지방을 중심으로 비가 내렸으며, 18일과 22일에 각각 전국평균 30.2mm, 38.3mm의 강수량을 기록함.

□ 2024년 10월 전지구 순환장 특징

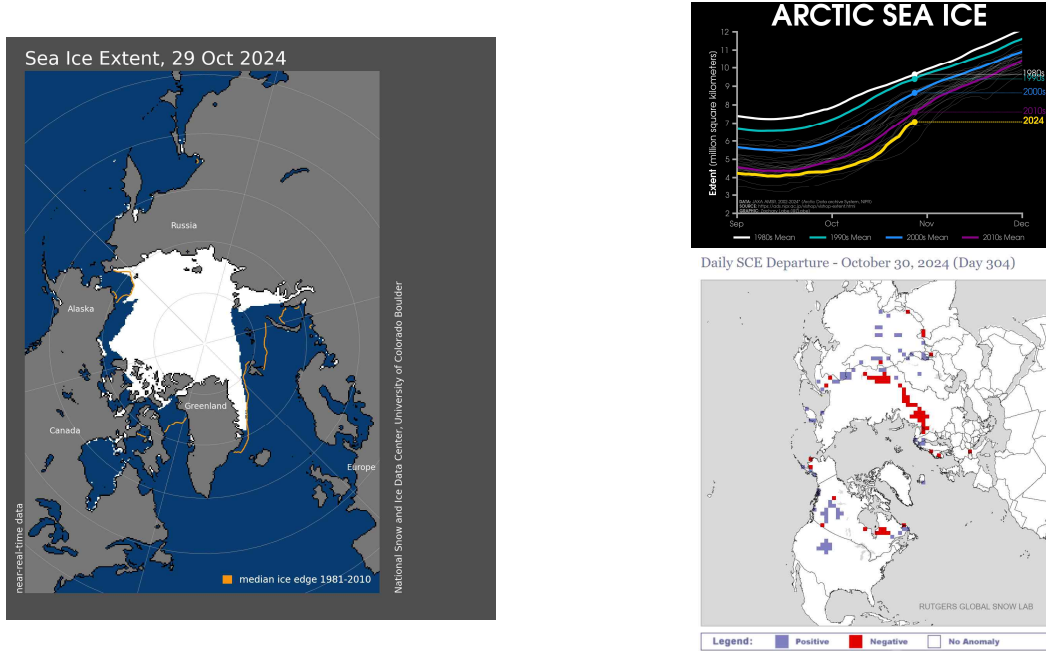
[Fig. 3] 2024년 10월 평균 500hPa 지위고도, 850hPa 바람장, OLR, 해수면온도 편차



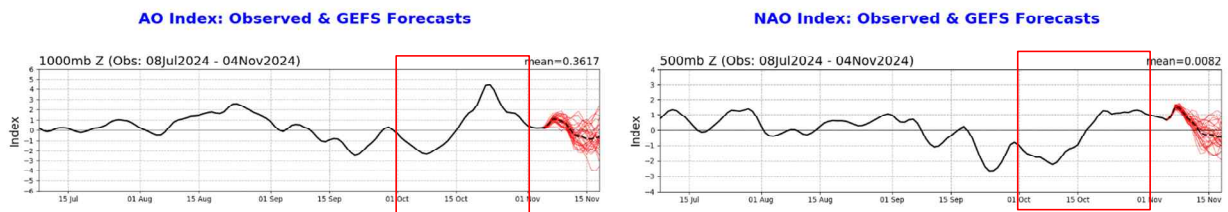
- 500hPa 지위고도 편차를 보면 동유럽과 우랄산맥 부근으로는 양의 편차, 시베리아 지역으로 음의 편차를 보였으며, 우리나라 동쪽을 중심으로 강한 양의 편차 구역이 동서로 길게 위치하면서 유럽에서부터 진행되는 파동전파의 형태를 일부 보였음.
- 10월 말 기준 열대 태평양 Nino3.4 구역의 평균 해수면 온도 편차는 -0.2°C 임. 이 지역의 SST는 10월 중순까지 지속적으로 감소하였으나, 10월 말부터 적도중양태평양 지역으로 이동한 서풍편차의 영향으로 다시 증가하는 추세로 전환됨.
- 인도양 지역의 해수면 온도는 평년보다 높은 상태가 유지되고 있지만, 적도 서인도양 지역의 SST 편차는 낮아지고있음. 북태평양과 바렌츠해, 캐나다 북쪽 연안지역의 SST 편차는 1°C 이상 높은 값을 유지하고 있음.
- 10월 평균한 열대지역 대류활동을 보면, 아라비아해와 남중국해를 중심으로 대류활동이 강화되었음.

□ 북극 해빙 및 AO/NAO 현황

[Fig. 4] 북극 해빙 분포, 북극 해빙 시계열 및 10월 말 눈덮임 편차



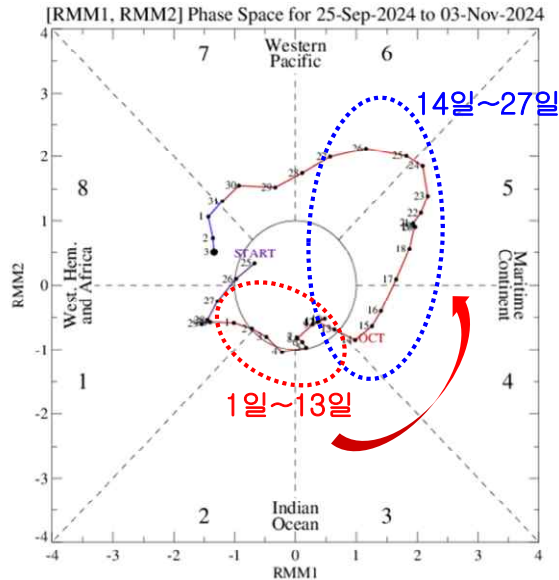
[Fig. 5] (좌) AO, (우) NAO 시계열



- 5월 북극 해빙 면적은 평년보다 적은 수준이며, 2020년 이후 가장 적음.
- 해수면 온도 상승의 영향으로 바렌츠해와 캐나다 북부 연안의 해빙이 79년 이후 가장 적은 면적을 기록함.
- AO와 NAO는 10월 초반 음의 값으로 시작하여 15일 전후로 양의 값으로 반전함.

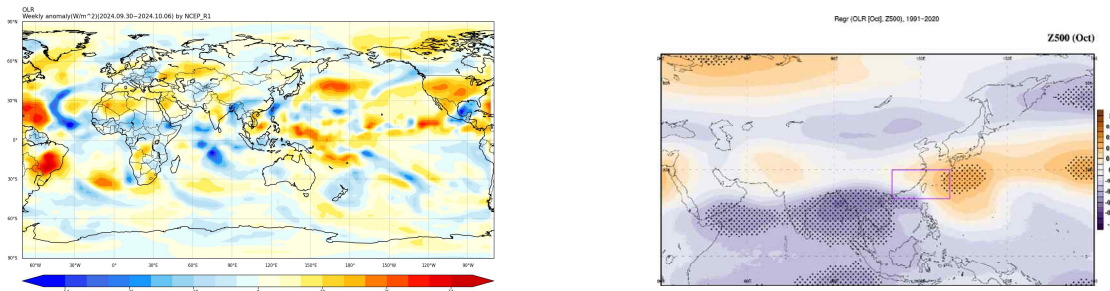
□ 열대 대류활동 영향

[Fig. 6] MJO phase diagram (9월 25일 ~ 11월 3일)



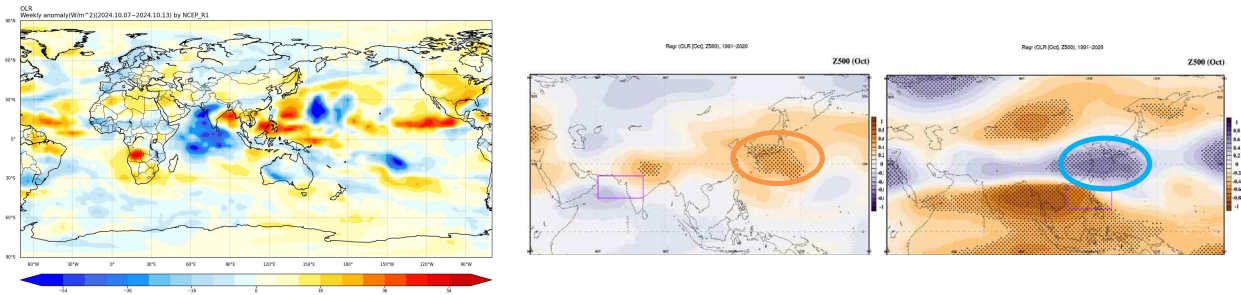
- MJO는 10월 초 2~3번구역에서 약하게 시작하여, 10월 중순부터 4번구역에서 6번구역까지 진행하면서 그 강도 또한 강해졌음. 이로 인해, 10월 초반에는 인도양의 대류 강화와 서태평양지역의 대류 억제이 나타나고, 10월 중순 이후로는 인도양에서 대류가 억제되고, 서태평양지역의 대류가 강화되었음.

[Fig. 7] 9월 30일 ~ 10월 6일 평균 OLR 및 10월 대만 부근 대류활동과 Z500 변수의 회귀분석 값 분포



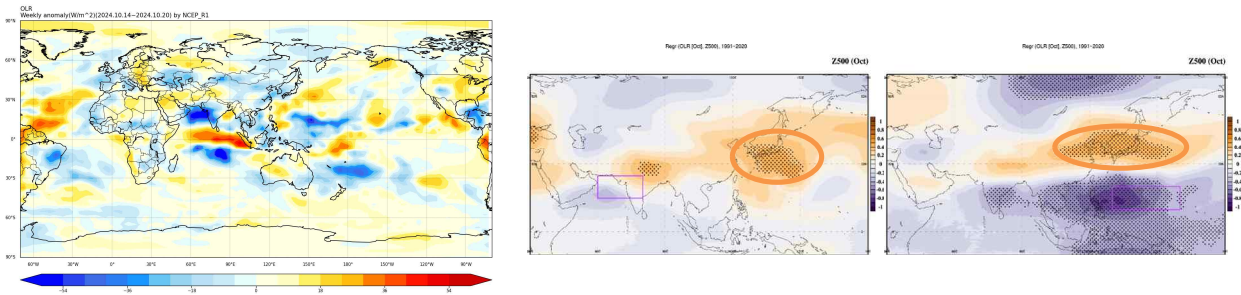
- 10월 첫째 주 OLR 편차를 보면 인도양 중앙과 18호 태풍 “그라톤”의 영향으로 대만 부근에서 강한 대류활동이 나타났음. 대만 근처의 대류활동과 관련된 Z500 변수의 회귀계수 분포를 보면 일본 남쪽 해상에 양의 Z500 편차가 위치함.
- 일본 남쪽의 양의 Z500 편차는 그 중심이 다소 남쪽에 위치하였지만, 우리나라에 남풍기류를 유도함으로써 기온 상승과 강수량 증가에 유리한 조건을 형성함.

[Fig. 8] 10월 7일 ~ 10월 13일 평균 OLR 및 10월 아라비아해 대류활동/필리핀해 대류억제와 Z500 변수의 회귀분석 값 분포



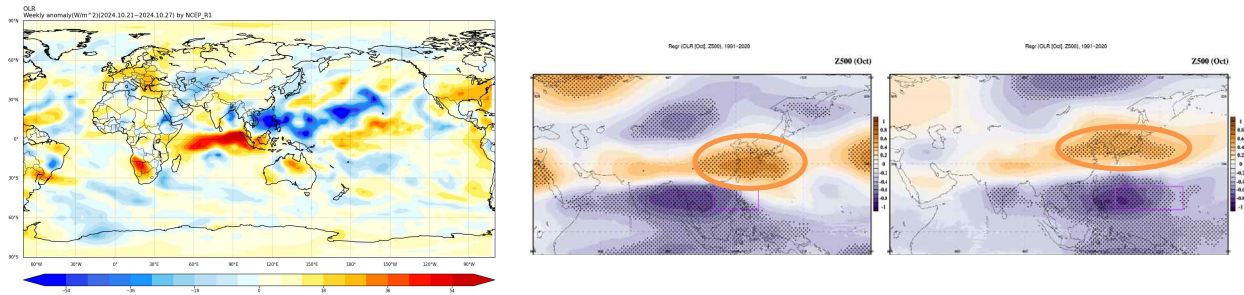
- 10월 둘째 주 OLR 편차를 보면 인도 서쪽 아라비아해에 강한 대류 활동이 나타남과 동시에 필리핀 근처 영역에서는 대류가 억제되었음.
- 해당 영역의 OLR 편차를 지수화(아라비아해 영역은 음의 OLR 편차/필리핀 영역은 양의 OLR 편차)하여 Z500 변수와 회귀분석을 수행하여 Fig. 8의 오른쪽에 각각 나타내었음.
- 두 영역의 대류 활동이 각각 우리나라와 일본을 중심으로 양의 Z500 편차와 음의 Z500 편차의 형성과 관련이 있는 것으로 나타났으며, 따라서 10월 둘째 주에는 열대 지역의 대류활동에 의한 영향이 서로 상쇄되어 우리나라에 영향이 적었을 것으로 분석됨.

[Fig. 9] 10월 14일 ~ 10월 20일 평균 OLR 및 10월 아라비아해/서태평양 대류활동과 Z500 변수의 회귀분석 값 분포



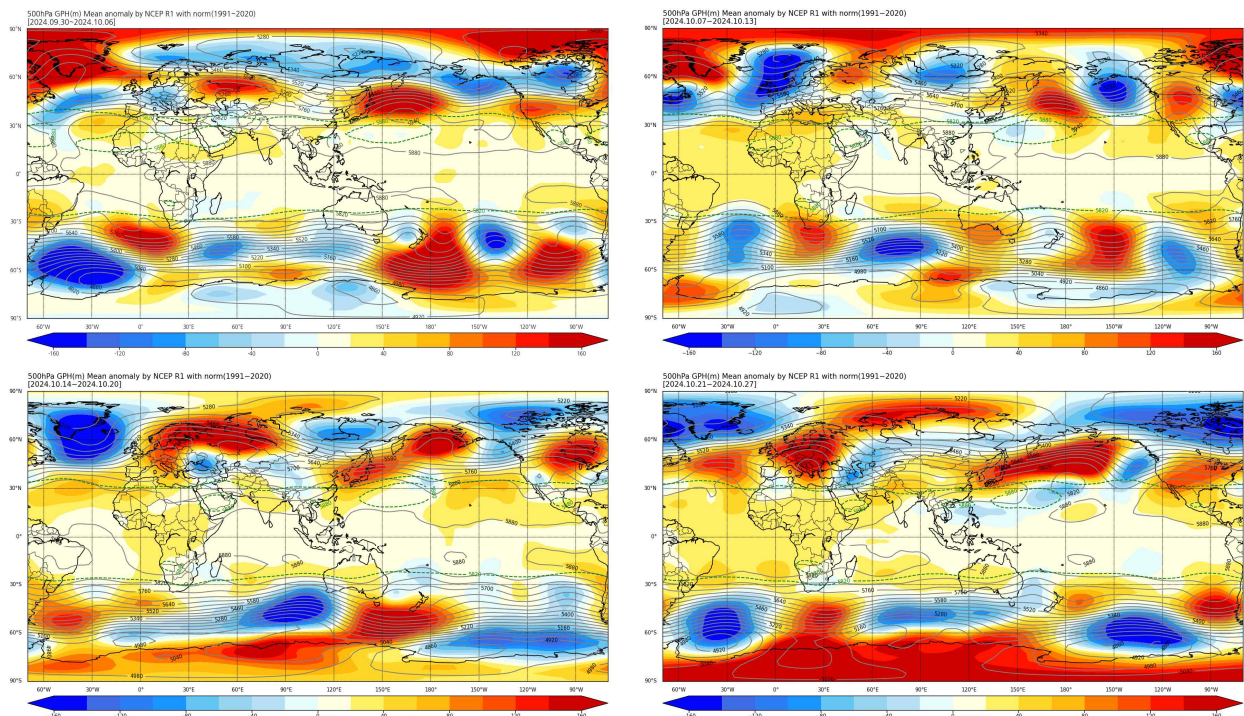
- 10월 셋째 주 OLR 편차를 보면 인도 서쪽 아라비아해에 강한 대류 활동이 나타났으며, 서태평양 지역에서도 대류활동이 강해지기 시작하였음.
- 해당 영역의 OLR 편차를 지수화(음의 OLR 편차를 기준)하여 Z500 변수와 회귀분석을 수행하여 Fig. 9의 오른쪽에 각각 나타내었음.
- 두 영역의 대류 활동이 모두 우리나라와 일본을 중심으로 양의 Z500 편차의 형성과 관련이 있는 것으로 나타났으며, 10월 셋째 주에 나타난 우리나라 동쪽의 강한 고기압성 편차의 발달에 영향을 주었음.

[Fig. 10] 10월 21일 ~ 10월 27일 평균 OLR 및 10월 필리핀해/서태평양 대류활동과 Z500 변수의 회귀분석 값 분포



- 10월 넷째 주 OLR 편차를 보면 필리핀해 근처와 서태평양 지역 모두 강한 대류활동이 있었음. 해당 영역의 OLR 편차를 지수화(음의 OLR 편차를 기준)하여 Z500 변수와 회귀분석을 수행하여 Fig. 10의 오른쪽에 각각 나타내었음.
- 두 영역의 대류 활동이 모두 우리나라와 일본을 중심으로 양의 Z500 편차의 형성과 관련이 있는 것으로 나타났으며, 이를 통해 10월 셋째 주에 이어 넷째 주까지 지속된 우리나라 동쪽의 강한 고기압성 편차의 발달에 영향을 준 것으로 분석됨.

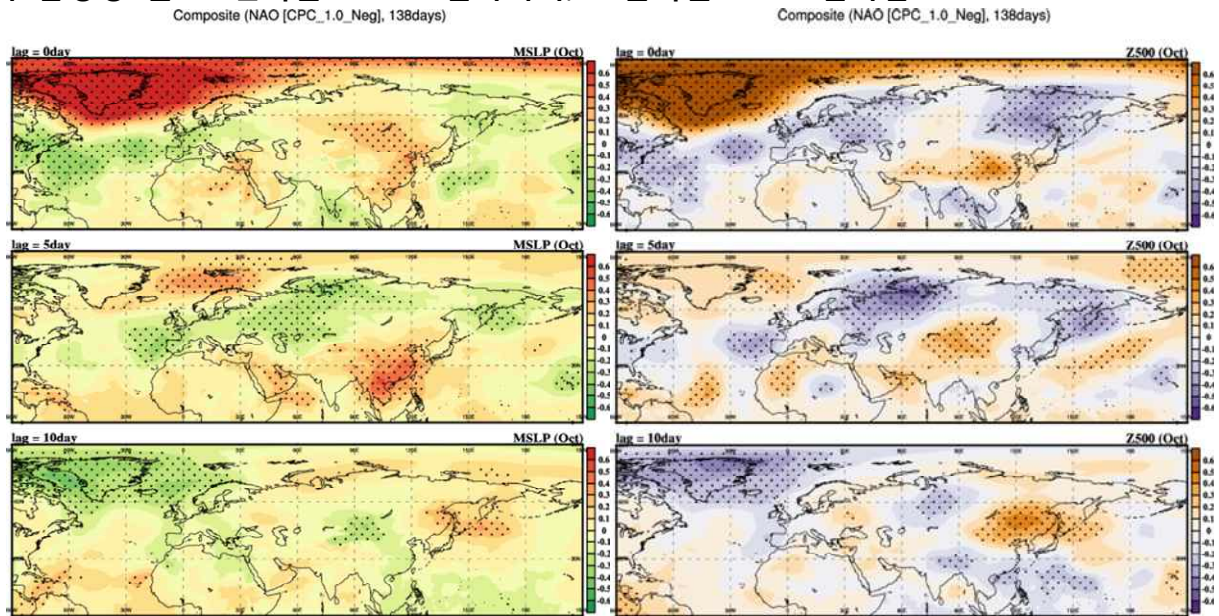
[Fig. 11] 9월 30일부터 10월 27일까지 주별 평균 Z500 편차 분포



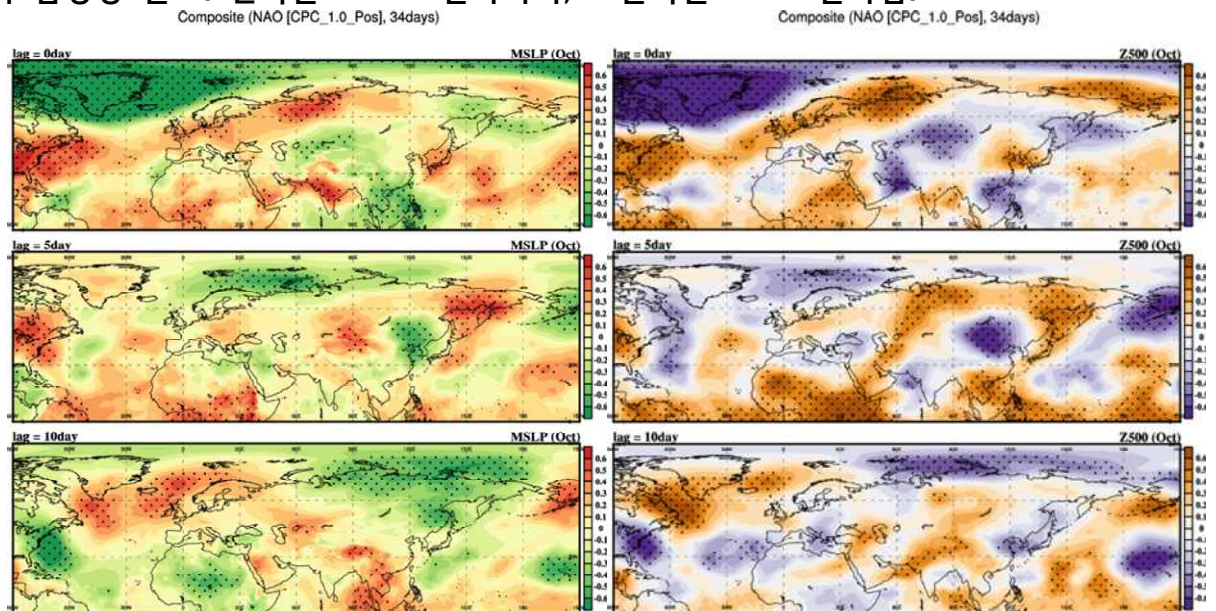
- 10월 Z500 편차의 분포를 주별로 보면 10월 둘째 주(10월 7일부터 13일까지)를 제외하고 나머지 기간에서 우리나라 동쪽을 중심으로 강한 양의 편차값이 지속되었음.
- 이처럼 우리나라 동쪽으로 강한 양의 Z500 편차는 앞서 설명한 바와 같이 열대의 대류활동과 관련이 깊으며, 이러한 대기 패턴으로 인해 우리나라 지역으로 대류권 하층에서 남풍 편차가 10월 한달 간 우세하였음.

□ NAO 영향

[Fig. 12] 10월 daily NAO가 -1.0σ 보다 (위) 낮은 날과 (중간) 5일 후, (아래) 10일 후의 합성장 분포. 왼쪽은 MSLP 편차이며, 오른쪽은 Z500 편차임.



[Fig. 13] 10월 daily NAO가 1.0σ 보다 (위) 높은 날과 (중간) 5일 후, (아래) 10일 후의 합성장 분포. 왼쪽은 MSLP 편차이며, 오른쪽은 Z500 편차임.

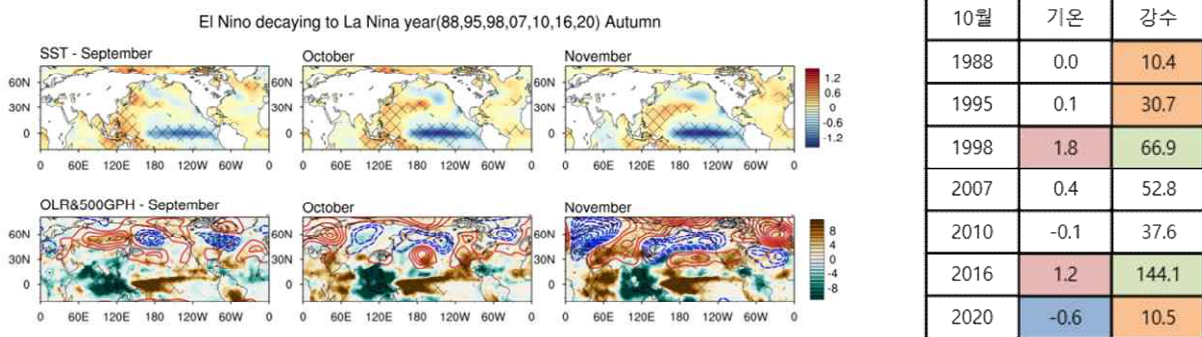


- 10월 NAO가 -1.0σ 보다 낮은 날의 합성장(Fig. 12)을 보면, 동시상관으로 대륙고기압이 발달하여 우리나라 서쪽으로 양의 MSLP값을 보이며, 5일 이후까지 지속됨을 보임. 하지만, 10일 이후에는 NAO와 우리나라 주변의 기압계가 반대로 나타남.
- 10월 NAO가 1.0σ 보다 높은 날의 합성장을 보면(Fig. 13), 동시상관으로 우리나라 부근으로 고기압성 편차값을 보임. 5일 이후는 하층에 저기압성 편차와 우리나라 서쪽으로 음의 Z500 편차값이 나타남. 10일 이후 음의 NAO 패턴으로 변화함.

- 10월의 NAO는 일반적으로 10일 이후 반대 페이즈로 전환하는 것을 알 수 있으며, 2024년 도 마찬가지로 10월 초에 음의 값을 보이다 후반에 양의 값으로 전환되는 모습을 보였음.
- 2024년 10월 초반은 음의 NAO의 영향으로 대륙고기압의 발달에 영향을 주었지만, 동시에 열대 대류활동의 영향으로 인한 우리나라 남쪽의 고기압성 편차의 영향과 상충되어 우리나라에 미치는 영향은 적었음.
- 반면, 2024년 10월 후반 양의 NAO의 영향은 같은 기간의 열대 대류활동의 영향과 겹치면서 우리나라 동쪽의 고기압성 흐름이 강하게 발달하는데 공동으로 기여한 것으로 분석됨.

□ 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달 해

[Fig. 14] 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달해 (좌) 합성장, (우) 우리나라 기온 편차/강수량



- 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달하는 해의 10월 합성장을 보면, 서태평양 지역에서 양의 SST 편차가 나타나고, 해당 지역에서 대류활동이 활발한 경향을 보이는데, 이것은 2024년의 10월 평균장과 비슷한 모습임. 즉 라니냐 발달에 따른 서태평양의 양의 SST 편차의 영향이 2024년 10월의 우리나라에 나타난 고온과 많은 강수량을 일정부분 설명할 수 있음.
- 하지만, 과거 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달하는 해의 우리나라 10월 기온은 평년과 비슷한 경향을 보이며, 강수량은 경향성이 없는 것으로 나타났으므로 라니냐 발달 외 다른 요인이 추가적으로 작용한 것을 의미함.

□ 요약

평년보다 높은 기온, 많은 강수량을 보인 10월	
기온	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 전국적으로 평년 보다 높은 기온 (16.1°C, 73년 이후 2위). ✓ 초반 기압골 통과 후 일시적인 기온 하강(평년과 비슷). ✓ 중/후반 한반도 동쪽에 위치한 고기압의 가장자리에서 남풍 유입, 기온 상승. (13일 이후 아라비아해와 필리핀 부근의 대류활동 강화 영향)
강수	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 평년보다 많은 강수량 (115.8mm, 73년 이후 8위). ✓ 전국 모두 평년보다 강수량이 많았으며, 특히 영남 남해안에 많은 강수량 ✓ 10월 18일과 22일 기압골 통과 시 대부분의 비가 내렸음 ✓ 우리나라 동쪽에 위치한 고기압성 편차의 영향으로 기압골 통과 시 남풍을 따라 필리핀 근해의 수증기 수송

□ 토의사항

- 10월은 엘니뇨/라니냐 발달과 우리나라의 기온과 강수량 사이에 상관성이 적으며, 기온과 강수량의 예측인자도 부족함. 하지만 2023년 엘니뇨 발달해에 이어서 2024년 라니냐 발달해의 10월 서태평양의 SST와 OLR 편차값은 기존의 엘니뇨/라니냐 발달해의 합성장과 유사한 패턴을 보였으므로, 10월의 서태평양 지역 대류활동이 여전히 중요한 예측인자로 사용할 수 있음을 보임.
- 9월 예보토의에서 보인 MME 계절예측 및 계절내 예측 모델의 결과를 보면 모두 서태평양 지역의 대류 강화와 우리나라 동쪽에 고기압성 편차를 잘 모의 하였음. 따라서 기온은 두 모델 모두 높을 것으로 잘 예측하였으며, 강수량도 계절내 예측 모델은 많을 것으로 잘 예측하였고, MME 계절예측도 우리나라 평균값은 비슷할 것으로 보았지만 강수량의 분포를 보면 남부지역 중심으로 강수량을 많게 모의함.
- 올해는 ENSO 발달과 서태평양 지역의 대류활동이 강해서 모델의 예측결과와 유사한 대기 패턴을 보였지만, 여전히 10월의 NAO 페이즈에 따라 10일 이내의 짧은 시간 규모에서 우리나라 기온과 강수량에 다른 영향을 주었으며, 열대지역의 대류활동 또한 MJO에 의해 그 위치가 한 달 안에서 반대로 변하는 모습을 보였으므로 이러한 계절내 규모의 현상을 이해와 예측이 중요함을 잘 보여줌.

□ 10월 예측인자 검증

10월 기 온		10월 강 수	
8월 열대 인도양 SST	+		
8월 북대서양 SST	0		
온난화 경향	+		
엘니뇨 쇠퇴→라니냐 발달 해	0		
		기온-강수 상관관계	.
최근 10년 경향	2/4/4	최근 10년 경향	2/1/7
총 합	0+	총 합	0

- 10월 기온은 온난화로 인한 강한 상승추세를 보이며, 최근 10년간 8번 평년보다 비슷하거나 높았음. 다만, 엘니뇨 쇠퇴 후 라니냐 발달 해는 기온이 평년과 비슷한 경향을 보임.
- 기온 예측인자로 8월 열대 인도양 SST와 8월 북대서양 SST가 양의 상관관계를 보이는데 북대서양 SST 편차는 +0.12로 중립이었지만, 인도양 SST 편차는 +0.74로 높은 값을 보이면서 기온이 높을 것으로 예측함.
- 10월 강수량 예측인자는 없으며, 기온과의 상관관계도 없음. 하지만 최근 10년간 7번이나 강수량이 많았음. 올해 또한 강수량이 많으면서 4년 연속으로 10월 강수량이 많은 것으로 기록됨.

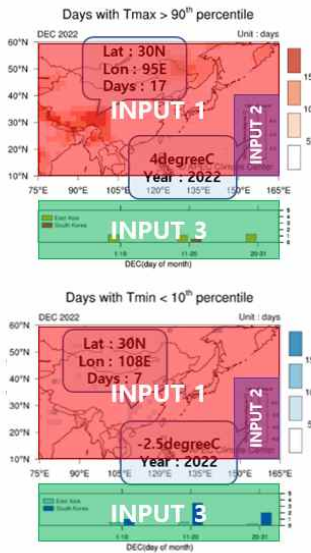
아태기후센터 홈페이지 내

동아시아 이상기후 모니터링 동적 기후정보 서비스 제공

[Fig. 1] 이상기후 감시정보 입력자료 정보 제공

동적 홈페이지 – 이상기후 감시정보 입력자료 정보

▶ 월간 이상고온 및 이상저온 발생일수



• 월간 이상고온 발생일수

• Input File : 3개, Unit : Days

- INPUT1 : Tmax_2023_AUG_90_daily_count.nc (Lat X Lon)
- INPUT2 : Tmax_TS.csv
- INPUT3 : Tmax_EA_Skorea_wk_file.nc

```
"Region", "1-10", "11-20", "21-31"
EA, 1.56, 1.51, 1.85
Skorea, 1.50, 0.00, 1.00 예시
```

예시

Year	Tmin
1991	21.10
1992	20.50
1993	19.08
1994	23.20
1995	20.64
1996	19.84
1997	20.70
1998	20.94
1999	20.25
2000	21.22
2001	21.92
2002	20.46
2003	19.16
2004	21.19
2005	21.14
2006	20.57
2007	19.99
2008	21.77
2009	19.62
2010	21.28
2011	21.27
2012	21.28
2013	22.51
2014	20.47
2015	19.72
2016	21.00
2017	22.60
2018	21.45
2019	20.47
2020	19.10
2021	22.08
2022	22.00
2023	21.85

• 월간 이상저온 발생일수

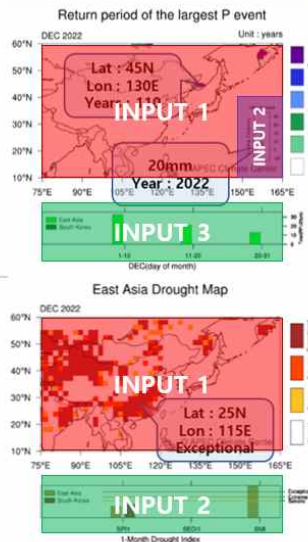
• Input File : 3개, Unit : Days

- INPUT1 : Tmin_2023_AUG_10_daily_count.nc (Lat X Lon)
- INPUT2 : Tmin_TS.csv
- INPUT3 : Tmin_EA_Skorea_wk_file.nc

```
"Region", "1-10", "11-20", "21-31"
EA, 1.56, 1.51, 1.85
Skorea, 1.50, 0.00, 1.00
```

동적 홈페이지 – 이상기후 감시정보 입력자료 정보

▶ 최대강수 사상 재현기간 및 동아시아 가뭄 통틀



• 월별 최대 강수 사상 재현기간

• Input File : 3개, Unit : Years

- INPUT1 : MaxPEventRP_2023.nc (Time X Lat X Lon)
- INPUT2 : MaxPEventRP_TS.csv
- INPUT3 : MaxPEventRP_EA_Skorea_wk_file.nc

```
"Region", "1-10", "11-20", "21-31"
EA, 76.63, 72.54, 114.95
Skorea, 0.00, 0.00, 0.00
```

Year	Prec
1981	369.35
1982	377.19
1983	325.33
1984	273.19
1985	188.28
1986	241.21
1987	429.46
1988	359.12
1989	272.06
1990	349.00
1991	338.05
1992	160.35
1993	342.98
1994	156.07
1995	254.75
1996	290.63
1997	255.05
1998	292.58
1999	207.32
2000	173.68
2001	259.16
2002	227.70
2003	378.56
2004	366.57
2005	334.54
2006	524.55
2007	253.00
2008	302.28
2009	431.72
2010	339.76
2011	582.67
2012	320.80
2013	470.97
2014	154.78
2015	199.06
2016	310.41
2017	179.00
2018	185.83
2019	211.21
2020	359.44
2021	177.68
2022	252.59
2023	419.90

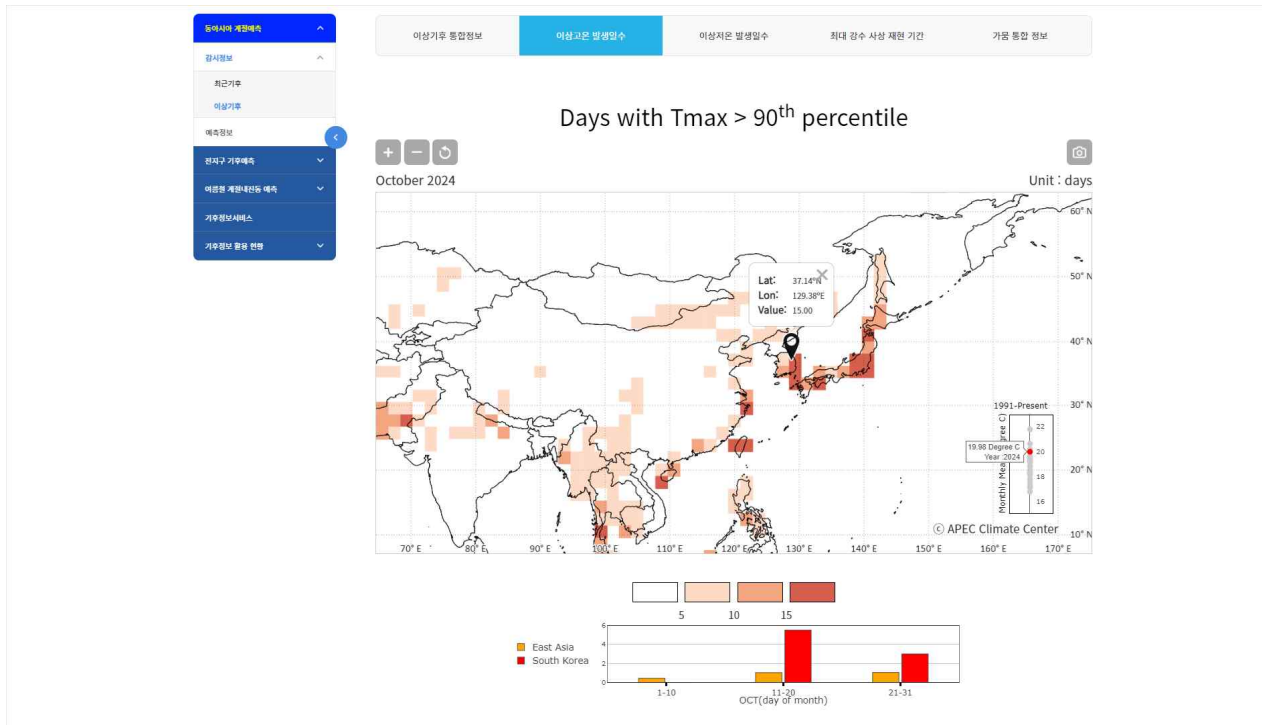
• 가뭄 통합 지수

• Input File : 2개

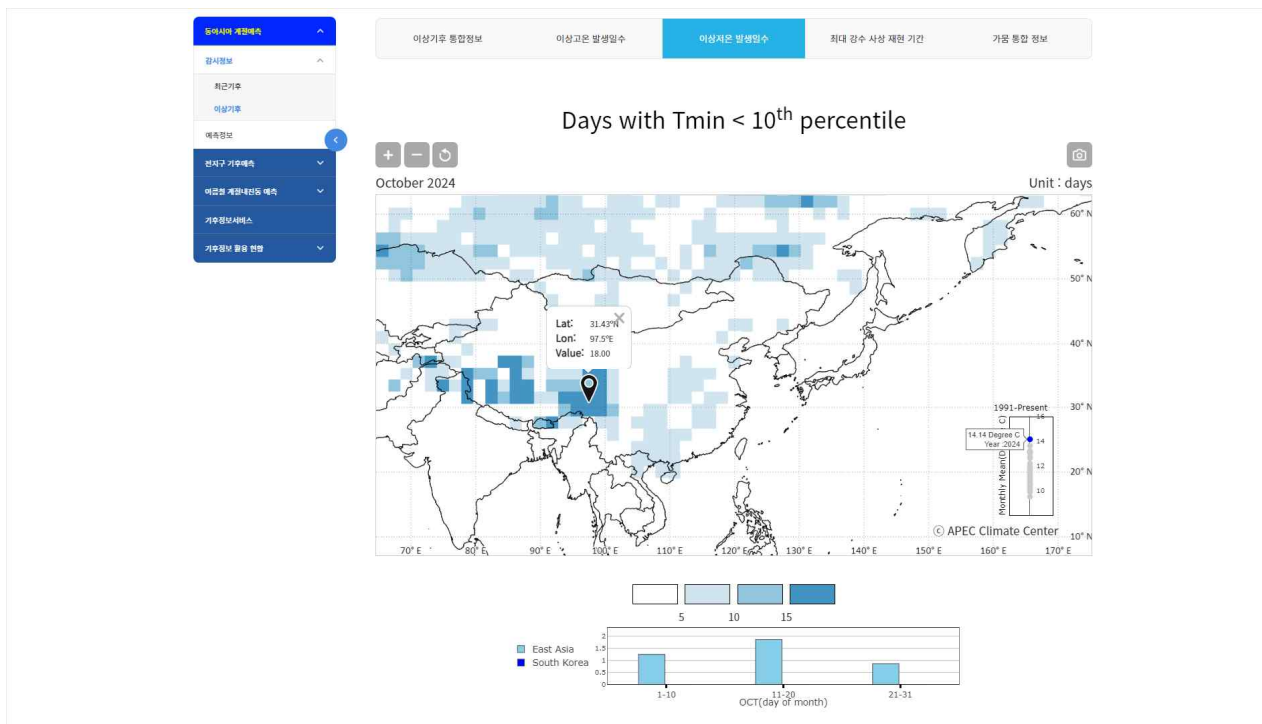
- INPUT1 : EA_Skorea_Drought_Map.nc (Lat X Lon)
- INPUT2 : EA_Skorea_Drought.csv

```
"Region", "SPI1", "SEDI1", "SMI"
EA, 1.11, 1.21, 2.72
Skorea, -32767.00, -32767.00, -32767.00
```

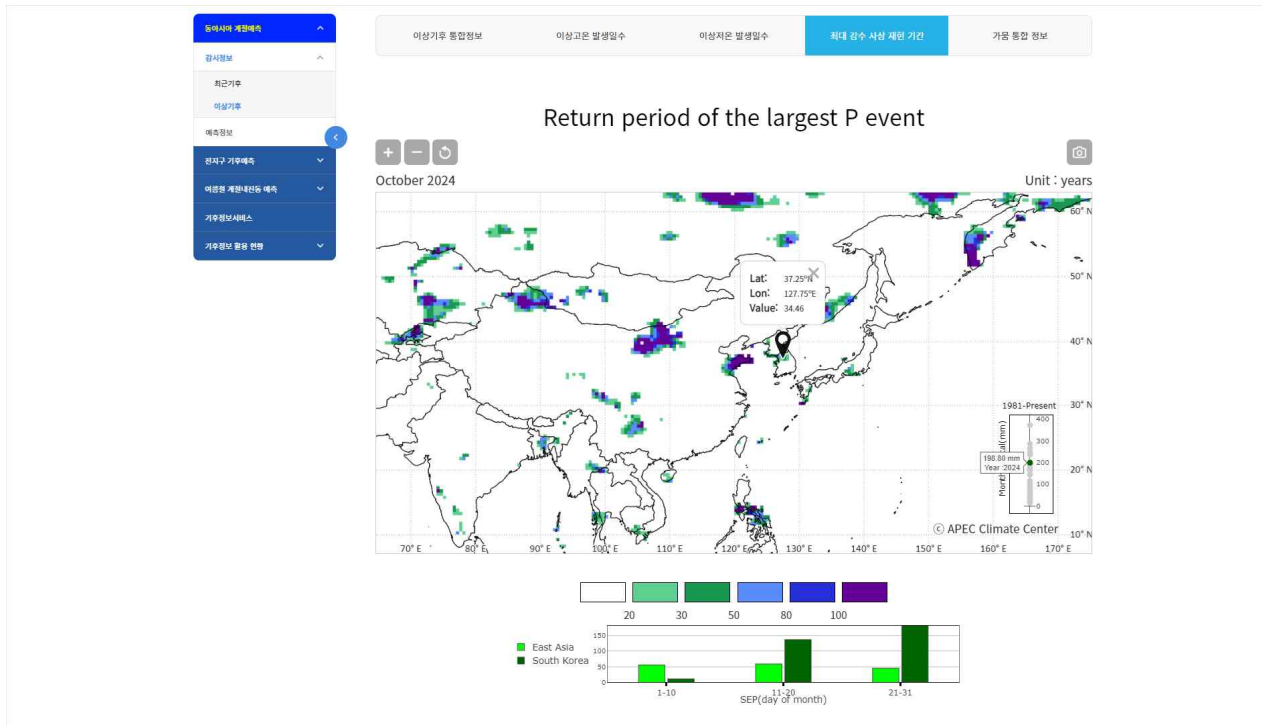
[Fig. 2] 이상고온 일수 동적 기후정보 서비스 업데이트



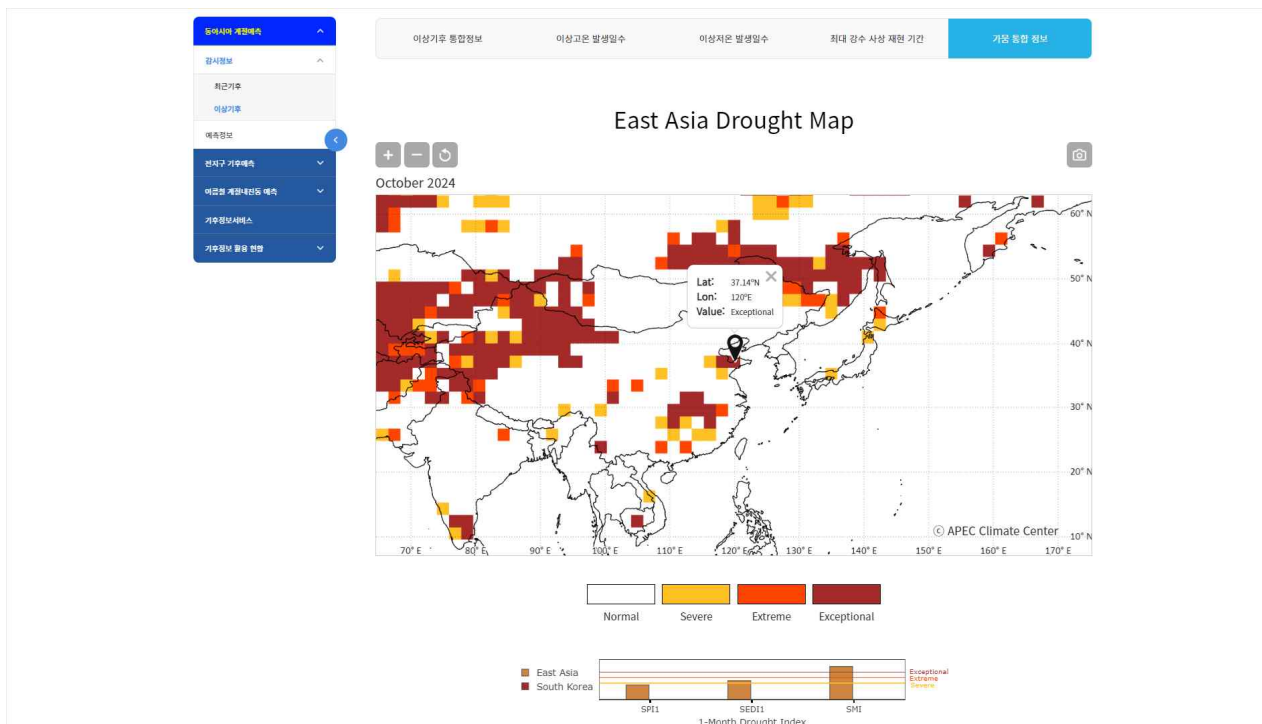
[Fig. 3] 이상저온 일수 동적 기후정보 서비스 업데이트



[Fig. 4] 최대강수사상 동적 기후정보 업데이트



[Fig. 5] 통합 가뭄 지수 동적 기후정보 업데이트



○ 정적 이미지로 제공하던 동아시아 이상기후 감시정보를 동적 기후정보 제공할 수 있도록 위/경도/년/월에 상응하는 감시정보 입력자료 제공 및 홈페이지 내 업데이트