

현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축 II

Development of the APCC-KMA Collaboration System for Improving
Operational Long-Range Forecast

김유진, 우성호, 임슬희, 이우섭, 이현주, 윤순조, 김미아, 여새림, 김가은 기후분석팀

김상철 예측운영팀

발간사

기후 예측에 대한 국민들의 관심이 높아지고 농업, 수문 등 많은 분야에서 예측 정보의 활용도가 증가하면서 신뢰성 있는 기후 예측에 대한 요구가 점점 높아지고 있습니다. 이에 우리 센터에서는 설립 이후 신뢰도 높은 기후 예측정보를 생산하고 이를 개선하기 위한 예측기술 개발에 꾸준히 노력하고 있습니다. 또한 우리 센터의 기후예측 정보 생산 역량을 기상청에서 생산하는 우리나라 기후예측 정보 생산에 투입하여 궁극적으로 기후예측 정확도 향상에 기여해 왔습니다. 이를 위해 우리 센터는 매월 혹은 수시로 기상청과 협업하며 관련 정보를 공유하고 기후예측 기술을 교류하고 있습니다.

이 연구보고서 ‘현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축 II’은 우리 센터와 기상청의 협업을 위해 2017년 발족된 과제의 2차년도 내용을 담고 있습니다. 이 과제를 통해 1차년도에는 우리 센터에서 진행하고 있었던 우리나라 기후 예측 품질 향상을 위한 많은 연구/업무들이 체계적으로 통합되었으며, 기상청과의 안정적인 협력 시스템 구축을 위해 노력하였습니다. 2차년도에는 이를 공고히 하면서 시스템의 안정화, 활용을 위한 연구 및 개발을 수행하였습니다. 기상청의 장기예보 현업 업무를 지원하기 위해 우리나라 과거 기상/기후 이상 현상을 분석하여 원인을 규명하여 이상 기후 대응에 활용하였고, 우리나라 장기예보 지원을 위해 APCC 다중역학모델 분석 및 이들의 우리나라 기후 예측성을 분석하였습니다. 더불어 APCC에서는 WMO 장기예보 선도센터를 운영하면서 다중모델 앙상블 기법을 응용한 고품질 역학모델 계절예측자료를 생산하는데 이 과제에서는 이를 우리나라 S2S(Subseasonal to Seasonal) 예보에 활용하고자 다중모델

의 예측성을 분석하고 예측기술을 개발하였습니다.

이 연구보고서가 발간되기까지는 많은 분들의 도움이 있었습니다. 무엇보다도 연구에 참여하고 보고서를 집필한 김유진 박사, 우성호 박사, 임슬희 박사, 이우섭 박사, 여새림 박사, 이현주 연구원, 윤순조 연구원, 김미아 연구원, 김가은 연구원, 김상철 연구원에게 깊은 감사를 표합니다. 또한 보고서의 수준을 제고하도록 좋은 논평을 해주신 익명의 검토자들에게도 감사의 뜻을 전합니다. 이 연구보고서가 밑거름이 되어 향후 우리나라 기후 예측 능력이 향상되길 바랍니다.

2019년 3월
APEC 기후센터
원장 권 원 태

ABSTRACT

Since its foundation, the APEC Climate Center (APCC) has worked with Korean Meteorological Administration (KMA) on seasonal operational forecasts for Korea. This project, the “Development of the APCC–KMA collaboration system for improving operational long-range forecast”, was launched in 2017 to solidify the collaboration between APCC and KMA and improve the operational long-range forecast. This report is the results from the second year of this project. Therefore, we will conduct applied climate science research and provide high-quality seasonal forecast data to KMA through this project. Then APCC will participate in improving of long-range forecast for Korea.

KMA provides long-range (weekly/one month leading (sub-seasonal) and monthly/three month leading (seasonal)) forecasts for temperature and precipitation of Korea.

Many scientists have studied climate science as a basis for improving long-range forecasts for Korea and East Asia for a long time. However, more work and process are necessary to adapt the research results to the KMA's operational long-range forecast because the target of the latter is very specific about time and area, comparing with basic climate research. Therefore, APCC strove to find an efficient method to connect basic research to operational climate forecast. This project also contains APCC's endeavor described before.

The first part of this project consists of Korean climate research based on observational data. The knowledge and understanding of real Korean climate variability in the past would help with understanding present and predicting future

climate variability. One extreme case in terms of temperatures in Korean occurred in summer 2016. It is selected and studied because the related pattern differed from those in the past. The mechanisms and long-term trends in this extreme case are studied. A case study on the Korean summer/winter extreme temperature/precipitation is also conducted based on observational data. This case study will be used by KMA to analyze the monthly Korean climate variability every month. KMA regularly distributes those analysis materials of monthly Korean climate variability to meet the demand of people. The Chapter 2 includes analysis based on observational data.

The second part of this project analyzes the operational dynamical models and development of forecast skill. For the latter, we analyzed the forecast skill of operational dynamical model. A climate teleconnection mode to help the Korean precipitation monthly forecast in 2017 was found and this is the Western Pacific circulation (convection) mode. To utilize this mode stably, mechanisms related to the Western Pacific circulation mode and Korean monthly precipitation in September was elaborated in this report. Furthermore, weekly/1 month leading forecast display systems were improved this year. New content that shows a geopotential height variability of 500 hPa was applied to diversify the forecast information for sub-seasonal Korean temperature. Furthermore, the probabilistic forecast for Korean precipitation was improved when the quantile distribution was adapted. Chapter 3 analyzes the dynamical model and the improved forecast display system.

These research results will be used in real-time operational long-range climate forecasts at KMA. Ultimately, this project aims at improving long-range operational forecasts for Korea.

목 차

1. 서론	1
1.1 과제의 배경과 목표, 연구의 필요성	1
1.2 세부 과제	3
2. 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석	5
2.1 북반구 특이기압계 패턴이 우리나라 기온에 미치는 영향	5
2.1.1 연구배경	6
2.1.2 자료 및 방법	10
2.1.3 P1608 패턴의 변동 특성	11
2.1.4 P1608 패턴과 연관된 동아시아 및 우리나라 기온	17
2.1.5 계절 내 시간규모에서의 P1608 패턴과 연관된 기후인자	24
2.1.6 결론 및 토의	33
2.2 우리나라 여름철과 겨울철 기온과 강수의 극값 사례 분석	35
2.2.1 여름철 기온과 강수의 극값 사례	37
2.2.2 겨울철 기온과 강수의 극값 사례	61
2.2.3 요약 및 토의	86

3. 역학모델 분석 및 예측 기술 개발-----	88
3.1 강수 월별 예측을 위한 역학모델 서태평양 순환장 분석---	88
3.1.1 역학모델의 한국 강수-서태평양 순환장 상관관계 모의 비교 (9월, 8월)-----	92
3.1.2 역학모델의 동아시아, 서태평양 강수 예측 기술 비교 (9월, 8월)-----	94
3.1.3 9월 서태평양 순환장과 동아시아, 한국 강수의 역학 관계-----	99
3.1.4 기상청 현업 계절 예측 지원-----	110
3.1.5 서태평양 순환장을 이용한 한국 강수 예측 요약----	113
3.2 1개월 전망 지원을 위한 기온 및 강수 예측특성 분석---	115
3.2.1 중위도 기압 패턴과 한반도 기온의 연관성 분석----	115
3.2.2. 강수량 확률론적 예측성 향상을 위한 fitting 방법 및 예측성 평가-----	133
4. 요약 및 결론-----	149
Ⅰ REFERENCES-----	152

그림 목차

그림 2.1.1.	장마 시기 우리나라 주변 기단의 배치 (장마백서 2011, 서경환 등 2011) ----	6
그림 2.1.2.	2016년 (위)여름철 우리나라 기온 시계열 및 (아래)여름철 평균기온의 1973~2016년 시계열 -----	8
그림 2.1.3.	2016년 7월 23일~8월 23일 (위)500 hPa 지위고도 및 (아래)850 hPa 유선햄수 편차장 -----	9
그림 2.1.4.	본 연구에서 Loading 패턴으로 사용된 특이 기압계 패턴(500 hPa 지위고도 편차) -----	10
그림 2.1.5.	P1608 패턴 지수가 큰 사례의 500 hPa 지위고도 편차 합성장 -----	12
그림 2.1.6.	P1608 패턴 지수의 (위)여름철 시계열 및 (b)지수의 1.5 표준편차 이상을 가지는 지수의 매년 빈도 시계열 -----	13
그림 2.1.7.	1973~2017년 (위)500 hPa 지위고도 편차의 선형 추세 및 (아래)1993/94년 기준 후반기와 전반기의 차이 -----	14
그림 2.1.8.	P1608 패턴 지수가 큰 사례의 500 hPa 지위고도 합성장. (위)선형추세 (중간)1994년 대 중반 기준 전후 기간 평균, (아래)매년 여름철 평균이 제거된 합성장 -----	16
그림 2.1.9.	(위)P1608 패턴 지수가 큰 사례의 지상기온 편차의 합성장 및 (아래)우리나라 관측 일평균 지상기온의 발생빈도 -----	18
그림 2.1.10.	그림 2.1.9와 같지만, 사례들의 매년 여름철 평균이 제거된 (위)지상기온 합성장 및 (아래)우리나라 일평균 지상기온 발생빈도 -----	19
그림 2.1.11.	P1608 패턴 지수가 강했을 때, 우리나라 기온인 평년보다 (좌)높은 사례들과 (우)낮은 사례들 각각에 대한 (위)500 hPa 지위고도, (중간)850 hPa 유선햄수 및 (아래)지상기온 편차의 합성장 -----	20
그림 2.1.12.	P1608 패턴의 강도 및 지속기간과 우리나라 지상 기온 사이의 상관성 -----	22

그림 2.1.13. P1608 패턴 지수가 강하고 우리나라 기온이 높은 사례들의 (위)일평균, (중간)최고 및 (아래)최저기온 빈도함수-----	23
그림 2.1.14. 2016년 8월 전 지구 상향장파복사 편차-----	25
그림 2.1.15. P1608 패턴이 강할 때, 열대 상향장파복사 편차 합성장 -----	26
그림 2.1.16. 날씨변경선 서쪽 아열대지역 대류활동이 강할 때, (좌)OLR 및 (우)500 hPa 지위고도 편차 합성장-----	27
그림 2.1.17. 남중국 해 대류활동이 약할 때, (좌)OLR 및 (우)500 hPa 지위고도 편차 합성장-----	28
그림 2.1.18. P1608 패턴이 강할 때, 토양수분 편차 합성장-----	29
그림 2.1.19. P1608 패턴이 강하고 우리나라 기온이 (좌상)높을 때와 (좌하)낮을 때, 토양수분 합성장. 높을 때와 낮을 때의 (우상)토양수분 (우하)현열속 차이 ----	30
그림 2.1.20. 중국 북동부 지역에서 토양수분이 적은 사례의 토양수분, 현열속 및 500 hPa 지위고도 편차 합성장-----	32
그림 2.1.21. 중국 북동부 지역 토양수분이 적을 때, 영역 평균된 (위)500 hPa, (중간)현열속 및 (아래)토양수분 편차의 합성시계열-----	32
그림 2.2.1. (좌)여름철(6~8월)과 (우)겨울철(12~2월) 월별 평균기온 시계열-----	36
그림 2.2.2. (좌)여름철(6~8월)과 (우)겨울철(12~2월) 월별 강수량 시계열-----	36
그림 2.2.3. 2013년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)-----	39
그림 2.2.4. 2013년 6월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차, 실선:월평균)-----	39
그림 2.2.5. 2013년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	39
그림 2.2.6. 2011년 6월부터 2014년 1월까지의 북극진동 지수 시계열-----	40
그림 2.2.7. 1994년 7월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차, 실선:월평균)-----	41
그림 2.2.8. 1994년 7월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차, 실선:월평균)-----	41
그림 2.2.9. 1994년 7월 (좌)하향지표태양복사 편차, (우)500 hPa 연직속도 편차-----	41

그림 2.2.10. 1994년 7월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	42
그림 2.2.11. 2013년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차, 실선:월평균)-----	43
그림 2.2.12. 5820 gpm, 5880 gpm(하늘색), 12480 gpm, 12520 gpm(연두색) 선의 2013년 8월 평균값(실선)과 8월 기후값(점선)-----	44
그림 2.2.13. 2013년 8월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차, 실선:월평균)-----	44
그림 2.2.14. 2013년 8월 (좌)해수면 온도 분포, (우)OLR 분포-----	45
그림 2.2.15. 1992년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차, 실선:월평균)-----	46
그림 2.2.16. 1992년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	46
그림 2.2.17. 1990년 6월부터 1993년 1월까지의 Nino3와 Nino3.4 지수 시계열-----	47
그림 2.2.18. 1993년 7월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차, 실선:월평균)-----	48
그림 2.2.19. 1993년 7월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차, 실선:월평균)-----	48
그림 2.2.20. 5820 gpm, 5880 gpm(하늘색), 12480 gpm, 12520 gpm(연두색) 선의 1993년 7월 평균값(실선)과 7월 기후값(점선)-----	48
그림 2.2.21. 1993년 7월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	49
그림 2.2.22. 1993년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차, 실선:월평균)-----	51
그림 2.2.23. 5820 gpm, 5880 gpm(하늘색), 12480 gpm, 12520 gpm(연두색) 선의 1993년 8월 평균값(실선)과 8월 기후값(점선)-----	51
그림 2.2.24. 1993년 8월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)-----	51
그림 2.2.25. 1993년 8월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	52
그림 2.2.26. 1990년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)-----	53

그림 2.2.27. 1990년 6월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차, 실선:월평균) -----	53
그림 2.2.28. 1990년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	53
그림 2.2.29. 2006년 7월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차,실선:월평균) -----	55
그림 2.2.30. 2006년 7월 200 hPa 동서바람(채색:편차, 검정실선:평균바람(20m/s이상, 10m/s간격), 녹색실선:기후값(20m/s이상, 20m/s간격)) -----	55
그림 2.2.31. 2002년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차,실선:월평균) -----	56
그림 2.2.32. 2002년 8월 850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	57
그림 2.2.33. 2002년 8월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	57
그림 2.2.34. 1982년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차,실선:월평균) -----	58
그림 2.2.35. 1982년 6월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차,실선:월평균) -----	58
그림 2.2.36. 1982년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	59
그림 2.2.37. 1980년 6월부터 1983년 1월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수 -----	59
그림 2.2.38. 2016년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차,실선:월평균) -----	60
그림 2.2.39. 2016년 8월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차,실선:월평균) -----	60
그림 2.2.40. 2016년 8월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	61
그림 2.2.41. 2015년 12월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	62
그림 2.2.42. 2015년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	62
그림 2.2.43. 2013년 12월부터 2016년 7월까지의 Nino3, Nino3.4 지수-----	63
그림 2.2.44. 2013년 12월부터 2016년 7월까지의 (좌)북극진동 지수, (우)북대서양진동 지수--	63

그림 2.2.45. 1989년 1월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차,실선:월평균)-----	64
그림 2.2.46. 1989년 1월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차,실선:월평균)-----	64
그림 2.2.47. 1월 동아시아 겨울몬순 지수 시계열-----	65
그림 2.2.48. 1989년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	66
그림 2.2.49. 1987년 1월부터 1989년 8월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	66
그림 2.2.50. 2월 동아시아 겨울몬순 지수 시계열-----	67
그림 2.2.51. 2007년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	67
그림 2.2.52. 2007년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	68
그림 2.2.53. 2005년 2월부터 2007년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	68
그림 2.2.54. 12월 동아시아 겨울몬순 지수 시계열-----	69
그림 2.2.55. 2005년 12월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도 (채색:편차,실선:월평균)-----	70
그림 2.2.56. 2005년 12월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압 (채색:편차,실선:월평균)-----	70
그림 2.2.57. 2005년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	71
그림 2.2.58. 2005년 12월부터 2006년 7월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	71
그림 2.2.59. 2005년 12월 (좌)200 hPa 동서바람(채색:편차, 검정 실선:평균바람(20m/s이상, 10m/s간격), 녹색 실선:기후값(20m/s이상, 20m/s간격)), (우)2m 온도 편차--	72
그림 2.2.60. 1981년 1월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	73
그림 2.2.61. 1981년 1월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	73
그림 2.2.62. 1979년 1월부터 1981년 8월까지의 Nino3, Nino3.4 지수-----	74

그림 2.2.63. 1984년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	75
그림 2.2.64. 1984년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	75
그림 2.2.65. 1982년 2월부터 1984년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	75
그림 2.2.66. 1984년 2월 2m 온도 편차-----	76
그림 2.2.67. 1991년 1월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	77
그림 2.2.68. 1989년 12월부터 1992년 7월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	77
그림 2.2.69. 1991년 12월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	77
그림 2.2.70. 1990년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	79
그림 2.2.71. 1990년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	79
그림 2.2.72. 1988년 2월부터 1990년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	80
그림 2.2.73. 1987년 12월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	81
그림 2.2.74. 1987년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	82
그림 2.2.75. 1984년 12월부터 1988년 7월까지의 Nino3, Nino3.4 지수-----	82
그림 2.2.76. 2011년 1월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	83
그림 2.2.77. 2011년 1월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	84
그림 2.2.78. 2009년 1월부터 2011년 8월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	84
그림 2.2.79. 2009년 1월부터 2011년 8월까지의 서태평양패턴(북태평양진동) 지수-----	84
그림 2.2.80. 2000년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차-----	85

그림 2.2.81. 2000년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차-----	86
그림 2.2.82. 1998년 2월부터 2000년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수-----	86
그림 3.1.1. 2018년 2월 생산된 APCC MME 역학 모델을 이용한 MAM 3개월 계절 예측 분석표-----	89
그림 3.1.2. 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 강수 관측 GPCP v.2의 9월 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. 한반도를 포함하는 동아시아와 적도 서태평양 지역에서 유의미 한 양의 상관관계가 있고, 열대/아열대 북서태평양, 열대 중태평양은 유의미한 음의 상관관계가 있음. 본 연구에서 선정된 동아시아 지역 [110E-150E, 25N-50N]과 서태평양 지역 [100E-150E, 10S-10N]은 검은 선 박스로 표시. 90% 수준에서 유의미한 격자는 검은 점으로 표시-----	92
그림 3.1.3. 그림 3.1.2와 같지만 APCC MME SCM 9월 hindcast와의 상관관계 지도. 동아시아 와 적도 서태평양, 열대 중태평양의 양의/음의 상관관계는 역학 모델에서 잘 모의함. 중위도 동아시아와 열대/아열대 북서태평양의 음의 상관관계는 모델에서 다소 약함. 중위도 지역의 강수 예측 스킬이 낮음을 알 수 있음 -----	93
그림 3.1.4. 그림 3.1.2와 같지만, 8월 한국 관측 강수(1-point)에 대한 전지구 강수 상관관계 지도. 한국 주변에서 양의 상관관계 있고, 일본 남쪽 열대 북서태평양 일부 지역에 음의 상관관계 있음 -----	94
그림 3.1.5. 그림 3.1.3과 같지만, 8월 한국 관측 강수에 대한 APCC MME SCM 상관관계 지도. 한국 주변에서 음의 상관관계가 있음-----	94
그림 3.1.6. APCC MME SCM 9월 강수 hindcast[1983-2005] 기간의 TCC 예측 스킬. 검은 점은 90% 수준에서 유의미한 지역. 서태평양 지역이 동아시아 지역보다 상대적으로 강수 예측 스킬이 우수함 -----	95
그림 3.1.7. 그림 3.1.6과 같지만, 한국과 서태평양 지역 best model인 POAMA에 대한 TCC 스킬-----	97
그림 3.1.8. 그림 3.1.6과 같지만, 8월 강수에 대한 APCC MME SCM hindcast TCC skill --	98
그림 3.1.9. 9월 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 850 hPa 유선함수 재분석 자료 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. zonal-, meridional-바람 상관관계 함께 나타냄(흰 벡터). 유선함수가 90% 수준에서 유의미한 격자는 회색 점으로 표시 -----	100
그림 3.1.10. 9월 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 SST 관측 자료 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. 90% 수준에서 유의미한 격자는 검은 점으로 표시-----	101

그림 3.1.11. 9월 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 중층 500 hPa 지위고도 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. 상층 200 hPa zonal-, meridional-바람 상관관계를 함께 나타냄(흰 벡터) -----	102
그림 3.1.12. 그림 3.1.9와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 APCC MME SCM 850 hPa 유선함수 상관관계 지도 (1983-2005). 흰 벡터는 마찬가지로 APCC MME SCM 850 hPa 바람 상관관계 -----	103
그림 3.1.13. 그림 3.1.10과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 APCC MME SST 상관관계 지도 (1983-2005) -----	103
그림 3.1.14. 그림 3.1.11과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 APCC MME 500 hPa 지위고도 상관관계 지도 (1983-2005). 흰 벡터는 APCC MME 200 hPa 바람 상관관계 -----	104
그림 3.1.15. 그림 3.1.3과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA 9월 강수 hindcast와의 상관관계 지도 -----	105
그림 3.1.16. 그림 3.1.12와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA 모델 유선함수 상관관계 지도. 흰 벡터는 850 hPa 바람장과의 상관관계 -----	105
그림 3.1.17. 그림 3.1.13과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA SST 상관관계 지도 -	106
그림 3.1.18. 그림 3.1.14와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA 500 hPa 지위고도 상관관계 지도. 흰 벡터는 200 hPa 바람장과의 상관관계 -----	107
그림 3.1.19. 그림 3.1.3과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 9월 강수 hindcast와의 상관관계 지도 -----	108
그림 3.1.20. 그림 3.1.12와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 모델 유선함수 상관관계 지도. 흰 벡터는 850 hPa 바람장과의 상관관계 -----	108
그림 3.1.21. 그림 3.1.13과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 SST 상관관계 지도 --	109
그림 3.1.22. 그림 3.1.14와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 500 hPa 지위고도 상관관계 지도. 흰 벡터는 200 hPa 바람장과의 상관관계 -----	110
그림 3.1.23. 월별 계절 예측 지원 자료 초안 포맷. 한국 강수, 동아시아 강수, 서태평양 강수에 대한 예측 스킬과 실제 예측 자료, 한반도 강수와 모델 강수와의 상관관계 지도를 담음(2018년 9월) -----	111
그림 3.1.24. 2018년 11월 기상청 계절예보토의 제공 자료 -----	112
그림 3.1.25. 2018년 11월 기상청 계절예보토의 제공 자료2. APCC MME 예보 분석표 --	114

그림 3.2.1.	기상청 1개월 전망 지원을 위한 계절내 MME 예측결과 발표자료 예시 -----	116
그림 3.2.2.	(a)2m 기온과 (b)강수량, (c)평균 해면기압, (d)500 hPa 지위고도에 대한 각 모형별 북반구 영역(20°N~90°N, 0°E~360°E)에서의 Anomaly Correlation Coefficient (ACC) 검증 결과임. 검은색 선은 SCM 예측에 대한 검증이며, 가로로 그려진 두 개의 주황색 직선은 각각 0.5와 0.3 값을 나타내기 위한 기준선임. 2016년 1월부터 2017년 12월까지 예측한 자료를 검증에 사용함 -----	120
그림 3.2.3.	그림 3.2.2와 동일하며 Root Mean Square Error (RMSE) 검증 결과임	121
그림 3.2.4.	그림 3.2.2와 동일하며 한반도 인근영역(20°N~50°N, 100°E~160°E)에 대한 검증 결과임 -----	122
그림 3.2.5.	각 모형 및 변수별로 ACC 값이 (a)0.5 또는 (b)0.3 이상인 예측 선행시간. 검증에 사용된 자료는 그림 3.2.4와 같음 -----	123
그림 3.2.6.	ERA-Interim 재분석 자료의 (a)500 hPa 지위고도, (b)2m 기온 아노말리 값과 한반도 평균 기온 아노말리와의 상관계수. 자료는 3.2.3에서 분석한 모형 예측시작 기준날짜에 해당하는 일평균 값이며, 2016년 1월부터 2017년 12월까지 103회 사례를 사용함 -----	125
그림 3.2.7.	SCM 아노말리 예측값과 한반도 평균 기온 아노말리와의 상관계수. (a), (b)500 hPa 지위고도, (c), (d)2m 기온 변수에 대한 분석이며, (a), (c)1일 예측, (b), (d)14일 예측한 결과 값을 사용함. 관측값은 그림 3.2.4와 동일한 자료를 사용함 ----	126
그림 3.2.8.	126°E~132°E 평균된 500 hPa 지위고도 SCM 예측결과와 Hovmöller diagram과 한반도 영역 평균한 2m 기온 예측결과 그래프 표출양식 설명. 2m 기온 예측결과 그래프에서 각 실선은 개별 모형의 예측결과이며 0도선을 기준으로 채색된 영역은 SCM 예측결과임 -----	128
그림 3.2.9.	그림 3.2.8의 예측결과 표출 형식에 추가로 검증을 위해 실제 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 값의 표시하였다. 예측시작날짜는 2018년 1월 15일임 -----	129
그림 3.2.10.	그림 3.2.8의 예측결과 표출 형식에 추가로 검증을 위해 실제 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 값의 표시하였다. 예측시작날짜는 2016년 7월 11일임 -----	131
그림 3.2.11.	그림 3.2.8의 예측결과 표출 형식에 추가로 검증을 위해 실제 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 값의 표시하였다. 예측시작날짜는 2018년 7월 2일임 -----	132
그림 3.2.12.	퀀타일(Quantile) 개념도, Quantile을 4등분으로 구하는 경우 Q2는 중앙값(median)을 나타냄 -----	135

그림 3.2.13. ECMWF 확률론적 강수 예보: 2017년 7월 24일에 1주 예측된 a)감마 방법, b)퀀타일 방법-----	140
그림 3.2.14. 한반도 강수량에 대한 감마분포와 퀀타일 분포 비교-----	141
그림 3.2.15. ROC score for precipitation over global, East Asia, and Korea. ----	143
그림 3.2.16. 2016년 전지구 강수예보에 대한 감마 fitting과 퀀타일 fitting의 ROC score의 차이: a)ANN, b)JJA, and c)DJF-----	144
그림 3.2.17. 2016년 동아시아 강수예보에 대한 감마 fitting과 퀀타일 fitting의 ROC score의 차이: a)ANN, b)JJA, and c)DJF-----	145
그림 3.2.18. 2016년 한반도 강수예보에 대한 감마 fitting과 퀀타일 fitting의 ROC score의 차이: a)ANN, b)JJA, and c)DJF-----	146

표 목차

표 2.2.1. 여름철과 겨울철 평균기온의 최고·최저 해	37
표 2.2.2. 여름철과 겨울철 강수량의 최다·최소 해	37
표 3.1.1. 모델 내 서태평양 순환장(강수) 영향 기후 모드에 선정된 지역과 한국 강수와의 상관관계 [1983-2005]. Mark 1은 비례, Mark -1은 반비례관계를 의미. *90% significance level: 0.368	90
표 3.1.2. 한국 강수, 동아시아 지역, 서태평양 지역 강수의 예측 스킬(TCC/PCC). 2017년 8월 생산한 9월 예측 자료에 대한 hindcast (1983-2005) 검증 (선행 1개월). 역학 모델은 APCC MME SCM, GloSea5, APCC_CCSM3, 개별 모델 중 예측 스킬이 가장 좋은 (best) 모델과 이름을 나열. 두 번째 줄[KOR/KOR()]은 한국 (KOR) 관측소 강수 자료를 기준으로 한 GPCP v.2의 한국 강수와 TCC, 각 모델의 한국 강수의 TCC 스킬. 세 번째, 네 번째 줄[East Asia Fcst Skill]은 GPCP 동아시아 지역 강수와 비교한 각 모델 별 PCC, TCC 스킬을 나열. Western Pacific Index (WPI) Area는 9월 선정된 서태평양 대류 순환 지역. 6번째 줄[KOR/WPI()]은 한국 관측소 강수와 각 모델 WPI의 TCC. 7, 8번째 줄[WPA Fcst Skill]은 선정된 서태평양 지역의 강수 PCC, TCC 스킬. TCC 스킬은 각 격자에서 계산하여 지역 평균한 대표값, PCC 스킬은 각 해별로 계산하여 시간 평균한 대표값임	96
표 3.1.3. 표 3.1.2와 같지만 2017년 8월 예측 자료에 대한 hindcast (1983-2005)검증	98
표 3.2.1. WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측에 사용되는 각 GPC 모델의 특성	117
표 3.2.2. WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측자료 중 MME 예측을 위해 사용되는 항목	118
표 3.2.3. Quantile 방법 요약	137
표 3.2.4. 강수량 확률장기예보 개선 전·후의 주요 변경내용 (출처: 기상청)	138
표 3.2.5. 주별 예측에 대한 BN과 AN의 경계값(129°E, 35°N)	139
표 3.2.6. 적중률과 비적중률에 대한 분할표(Contingency table)	142

1. 서론

1.1 과제의 배경과 목표, 연구의 필요성

APEC 기후센터(APEC Climate Center, APCC)는 설립 이후 기상청의 장기 예보를 지원하기 위한 여러 연구와 업무를 수행해왔는데, 지난 2016년 이를 구체화하고 시스템화하기 위해 본 과제를 계획하고 2017년부터 수행하게 되었다. 따라서 본 과제는 우리나라 장기 예보의 정확도 향상을 위해 APCC의 고품질 기후 정보를 원활히 제공하고 이에 필요한 장기예측 기술을 개발하고자 한다. 궁극적으로는 본 과제를 통해 APCC 연구원들의 기후예측에 대한 전문적 역량과 지식을 우리나라 장기 예보에 제공함으로써 신뢰도 높은 장기 예보 생산에 기여하고자 한다.

우리나라 장기 예보란 기상청 기후예측과에서 생산하는 주별 1개월 선행 온도/강수 예보와 월별 3개월 선행 온도/강수 예보를 일컫는다. 이 외에도 ENSO 예보, 6개월 선행 계절 예보 등이 있지만, 주로 1개월/3개월 예보에 많은 역량을 투입하고 있다.

기후 과학자들은 동아시아와 우리나라의 장기 예보를 향상시키기 위해 많은 연구를 해왔다. 계절 내 아시아 여름 몬순 강수를 예측하는 연구(Lim and Kim, 2006), 북동아시아 여름 몬순을 예측하는 연구(Kwon and Lee, 2014), 한국 장마 기간 강수를 예측하기 위한 통계 모델 개발(Lee and Seo, 2013), 동아시아 여름 몬순을 예측하는 APEC 기후센터 연구보고서(김유진, 2017), ENSO의 변동성과 9월, 11월 우리나라 기후의 연관성의 기작을 밝혀 ENSO 예측을 우리나라 기후 예측에 활용할 수 있는 기반 연구(Son et al. 2014, 2016) 등 많은 연구가 있다.

장기 예보 연구들은 그 나름대로 계절 예보를 하는 데 활용되어 왔지만, 기상청 현업 예보의 특성상 타겟(우리나라 기온/강수)과 기간이 특정되어 있어 이를 현업에 활용하기 위해서는 각 연구의 적절한 가공이 필요하고, 기상청과의 원활한 의사소통도 필수이다. 따라서 현업에 필요한 정보로 재생산하기 위한 ‘Research to Operation(R2O)’ 개념의 현업화 연구의 필요성이 대두되었다. 본 과제는 APCC 연구 자료의 현업 활용성을 높이기 위한 현업화 연구의 일환이다.

2017년에는 본 과제를 본격적으로 착수하면서 기본 틀을 마련하였다. 본 과제는 현업 예보에 필요한 정보를 생산하기 위해, 관측기반 기후자료 분석, 모형 예측성 평가, 그리고 현업 예보관과의 정보교환을 중심으로 연구의 기본 틀을 구성하였다. 먼저 관측 자료를 기반으로 하는 실제 한반도 기후 변동성과 대규모 순환장과의 연관성을 규명하고 한반도 계절 예측에 최적화된 예측 인자를 추출하여, 이를 통해 한반도 기후 예측성을 향상시키는 것이 첫 번째 꼭지이다. 두 번째로, 장기 예보에는 역학 모형이 필요하다. 하지만 역학 모형의 예측성을 항상 담보할 수는 없기 때문에 모형 검증을 통해 한반도 기후 예측에 대한 신뢰도를 판단한다. 본 연구에서는 모형의 예측성 검증 및 장기예측을 위해 WMO 장기예보 선도센터와 APCC에서 제공하는 개별 모형 및 다중모델앙상블(Multi Model Ensemble, MME)를 사용하였다. 따라서 장기 예보 참여 현업 모형의 검증과 이를 통한 예측 기술 개발이 두 번째 꼭지이다. 마지막으로 기상청과 APCC의 원활한 의사소통을 위한 각종 회의 참석이다. APCC에서는 기상청 현업 예보 지원을 위해 매주/매월 1개월/3개월 선행 예보 회의에 화상이나 직접 회의에 참여하여 계절 예측 정보를 제공하고 예보관의 판단을 돕기 위해 의견을 나누고 있다. 또한 기후예측과 월간 업무를 정리하는 회의에 매달 화상으로 참여하고 있다. 본 과제의 세부 구조의 타당성에 대해서는 지난 2017년 본 과제 연구보고서(김유진 등, 2018)에서 자세히 다룬 바 있다.

과제를 착수하고 지난 2017년 얻은 성과와 연구 결과를 요약하면 다음과 같다.

- WMO 장기 예보 선도센터 운영(계절, 계절 내 MME 예측)
- 3개월 전망 지원을 위한 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석
 - 인도양 해수면 온도 변화가 우리나라 기후에 미치는 영향 분석
 - 열대 서태평양~동아시아 지역의 여름철 강수 구조 특성
 - 장마기간 강수량 장기 변화 특성 및 원인 분석
 - 겨울철 한파(한랭일)의 장기 변화 및 특성 및 원인 분석

○ 3개월 전망 지원을 위한 역학모델 분석

- APCC MME 계절 예보 분석표 생산
- 역학 모델 기반 우리나라 기후(강수)에 영향 미치는 서태평양 순환장 월별 통계 분석

○ 1개월 전망 지원을 위한 기압계 특이패턴 예측 기술 개발

- 북극 온난화에 따른 겨울철 주별 기압계 변화

2018년 연구는 이와 맥락을 같이 하여 다음 1.2장과 같이 세부 과제를 정하여 연구 결과를 얻었다.

1.2 세부 과제

2018년 본 과제의 세부 과제는 크게 두 가지 내용으로 이루어진다. 첫 번째는 장기 예보 전망을 위한 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석, 두 번째는 장기 예보 전망을 위한 역학 모델 분석 및 예측 기술 개발이다. WMO 장기에보 선도센터 운영 내용은 매달 기상청에 운영 보고서를 제출하고 있어 새로이 개발한 부분만을 두 번째 부분에서 간략히 서술한다.

첫 번째, 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석이다. 이에 대해서는 2장에서 서술한다. 2장의 연구는 기상청 기후예측과와 APCC의 협의 후 진행 되었으며, 이 중 극한현상 사례 분석은 추후 기상청에서 분석 사례집을 발간할 예정이다. 먼저 지난 2016년 여름 폭염 사례를 집중 분석하여 이의 원인이 되는 중위도 특이기압패턴을 정의하여 특이 기압계 패턴이 한반도 여름철 우리나라 기온에 미치는 영향을 파악하고, 예측 가능성을 진단하였다. 이를 토대로 장기 예보에 활용할 수 있는 방안을 마련하였다. 또한 우리나라 기온, 강수의 월별 극한 사례를 선정하고, 선정된 사례를 중심으로 극한 현상과 관련된 배경장의 특성을 분석하여 사례집을 만들고 차후 극한 사례가 발생할 때 이를 참고할 수 있도록 하였다.

다음은 역학 모델 분석 및 예측 기술 개발이다. APCC MME와 기상청 현업 모델 GloSea5에서 서태평양 순환장과 우리나라 강수의 연관성을 이용하여 이를 바탕으로 장기 예보에 활용할 수 있는 응용 연구를 수행하였다. 2017년에는 한반도 강수에 영향을 끼치는 영향기후모드 개발의 일환으로 월별 통계분석을 하였다면, 2018년에는 이의 심화과정으로 일부 시기 서태평양 대류 활동과 연관된 기작을 분석하였다. 이와 더불어 관련된 현업 모델의 예측 스킬을 분석하였다. 그리고 WMO 장기예보 선도센터에서 제공하는 계절 내 예측정보의 표출 시스템을 개선하는 업무의 일환으로 중위도 기압 패턴과 한반도 기온의 연관성을 분석하였다. 또한 동아시아 및 전지구 강수의 확률론적 fitting 방법을 선정하고 검증을 거쳐 이를 현업에 적용하여 활용하였다. 이에 대해서는 3장에서 서술한다.

2018년 세부 과제를 요약하면 다음과 같다.

- 장기 예보 지원을 위한 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석(2장)
 - 북반구 여름철 중위도 특이기압패턴이 우리나라 기온에 미치는 영향
 - 우리나라 여름철과 겨울철 기온 및 강수량 극값으로 나타난 연 및 월에 대한 사례 분석
- 장기 예보 지원을 위한 역학모델 분석 및 예측 기술 개발(3장)
 - 월별 강수 예측을 위한 역학 모델 기반 서태평양 순환장 기작과 현업 모델 예측 스킬 분석
 - 1개월 전망 지원을 위한 중위도 기압 패턴과 한반도 기온의 연관성 분석
 - 1개월 전망 지원을 위한 강수량 확률론적 예측성 향상을 위한 fitting 방법 및 예측성 평가

2. 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석

2장에서의 관측기반 기후분석은 ‘Research to Operation’을 위한 기반 연구이다. 장기 예보를 위해서는 현재 기후 변화에 대한 이해가 선행되어야 하고 따라서 기상청과 APCC에서는 관측 자료를 활용하여 사후 분석을 활발히 해야 한다. 지식 축적의 목적 외에 기상청에서는 매달 대국민 서비스로서 사후 기후 분석을 하고 있는데 이를 위해서도 과거 관측 자료를 분석하고 현재의 기후 변화에 대해 이해하는 업무에 많은 공을 들이고 있다. APCC는 이러한 기상청의 분석 연구에 도움이 되고자 매달 기후분석토의를 함께 하며 극한 사례나, 강한 기후 변동 사례 등을 발굴하여 분석하고 정보를 제공한다.

2장의 첫 번째 내용은 과거 기후 분석 내용 중 좀 더 기반 연구가 필요하다고 판단한 사례를 집중 분석한 내용이다. 2016년 7월-8월 매우 강한 폭염이 지속된 사례가 있었는데, 이의 발생 역학과 기후변화 변동성을 연구하였다. 두 번째 내용은 우리나라 여름/겨울 극한 사례들에 대한 분석집이다. 최근 들어 기후 변화에 따라 극한 사례가 증가하고 있어 이에 대해 간단한 역학들을 분석하였다. 이러한 사례들은 추후 사례집으로 기상청에서 출판하여 향후 매월 특이 기상 상황이 발생할 때 참조할 수 있는 자료로 활용할 예정이다.

2.1 북반구 특이기압계 패턴이 우리나라 기온에 미치는 영향

지구온난화로 대표되는 급격한 기후변화로 인해 전 지구적으로 이상기후 및 극한 기상 현상이 과거에 비해 상대적으로 빈번히 발생하고 있다. 특히, 과거 자료에서 분석된 계절별 우리나라 기후 변동과 연관된 전형적인 기압계와는 다르게, 유례없는 특이기압계가 발생하고 이로 인해 폭염 및 한파와 같은 극한 기상 현상을 유발되는 경우 발생하고 있다. 따라서 최근 발생한 특이기압계 패턴이 과거에도 발생하였는지 조사하고 이와 연관된 우리나라 기온의 특성 및 특이기압계 패턴의 발생 원인에 대해 분석하여 이를 현업에 활용할 필요가 있다.

2.1.1 연구배경

2.1.1.1 여름철 우리나라 기후 특성

연구결과와의 이해를 돕기 위해 우리나라 여름철 기후 특성에 대해 간단히 언급하고자 한다. 우리나라 여름철 기후는 일반적으로 장마를 기준으로 세 기간(초 여름, 장마 기간, 장마 후)으로 나누어 그 특성을 분석할 수 있다(기상청, 2017). 이는 여름철 우리나라 주변의 열적 성질이 다른 기단들(그림 2.1.1)의 상대적 강도와 위치에 따라 장마전선이 형성 및 위치, 시종 등이 영향을 받고, 이 장마전선의 강도와 기간 등에 따라 우리나라의 당해 기후 특성이 크게 영향을 받기 때문이다. 특히, 여름철은 전반적으로 태평양 아열대에 중심을 둔 고온 다습한 북태평양 고기압의 변동 특성(강도 및 동아시아로의 확장 등) 우리나라 여름철 날씨 및 기후에 크게 영향을 미친다(우성호 등, 2017).



그림 2.1.1. 장마 시기 우리나라 주변 기단의 배치 (장마백서 2011, 서경환 등 2011)

먼저, 장마 전 초여름은 봄철에서 여름철로 넘어가는 기간으로, 양쯔강 유역에서 유래한 이동성 고기압이나 오호츠크 해 기압계 변동의 영향을 주로 받는다. 이동성 고기압의 영향을 받을 경우, 상대적으로 건조하고 일교차가 큰 특성을 나타내고, 오호츠크 해 고기압 영향을 직접적으로 받을 경우, 차가운 동풍 계열 바람의 영향으로 동해안은 선선한 날씨를, 뽕 현상에 의해 영서를 포함한 서쪽 지방에서는 높은 기온을 보인다. 반면 오호츠크 해 고기압이 블로킹 형태로 크게 발달할 경우, 그 풍상측에 위치하는 우리나라에는

상층 기압골이 발달하여 북쪽의 한기로 인해 선선한 날씨가 나타난다. 장마 기간은 북태평양 고기압이 동아시아로 점차 확장하는 시기로, 그 가장자리에서 형성되는 장마전선이 남북으로 진동하며 약 한달 동안 우리나라 기온 및 강수에 직접적으로 영향을 미친다. 장마전선이 우리나라 주변에서 진동하면 흐리고 비가 내리는 날이 많아 기온은 높지 않은 반면, 북태평양 고기압이 우리나라로 빠르게 확장하여 덮을 경우, 상대적으로 적은 강수와 함께 폭염의 가능성이 높아진다. 오히려 우리나라 남쪽에서 동서로 길게 발달할 경우에는 전반적으로 날씨는 맑아 강수가 적은 경향이 나타난다. 마지막으로 장마 후 기간에는 우리나라 부근에서 북태평양 고기압의 확장이 뚜렷하고 그 위치와 강도에 따라 폭염이 발생할 가능성이 높은 시기이고, 계절의 진행에 따라 수축하면서 우리나라에 2차 우기 형태의 강수 현상을 유발하기도 한다.

2.1.1.2 연구배경-2016년 7월 말 ~ 8월 초 폭염

앞 절에서 제시된 바와 같이 우리나라 여름철 기온 및 강수는 유라시아 대륙을 거쳐오는 중위도 기압계(Branston and Livezey 1987; Sun and Wang 2012; Lin 2014)와 연관된 찬 기단의 변동 특성 및 태평양 아열대에 중심을 둔 고온다습한 기압계의 변동 등 다양한 기후인자의 영향을 받을 가능성이 있지만, 특히 7월과 8월의 경우에는 주로 북태평양 고기압의 발달 및 확장의 특성에 따라 지배적인 영향을 받는다(기상청, 2017).

2016년의 7월 말부터 8월 말까지 일평균 기온이 평년보다 매우 높은 기간이 한 달 가량 지속되는 사례(그림 2.1.2(위))의 대기 중층(500 hPa) 기압계를 보면, 캄차카 반도 부근 강한 블로킹 타입의 고기압성 편차가 뚜렷하고 우리나라 북서쪽, 중국 북동부 지역 및 우랄 산맥 부근에서도 고기압성 편차가 나타난다(그림 2.1.3(위)). 반면 우리나라 남동쪽에는 약하지만 저기압성 편차가 존재하여, 이 기압계로 보았을 때 북태평양 고기압이 일본 동북쪽으로 캄차카 반도까지 크게 확장하여 우리나라에 직접적인 영향을 주지 않은 것으로 판단된다. 하지만 우리나라 동쪽에서 발달한 이 블로킹 타입의 고기압성 편차로 인해 우리나라를 통과하는 기압계의 흐름이 저지되었고, 중국 동북부 지역에서 지속적으로 유지된 고기압성 편차로 인해 뜨거워진 대기 하층 공기가 북풍계열 바람을 타고 우리나라 유입되면서 고온현상이 지속되었다(2016년 8월 기상특성, 기상청). 7/23~8/23일

기간 동안 일평균 기온은 28.0°C 같은 기간 평년대비 2.4°C 높아 역대 1위를 기록하였고 (그림 2.1.2(아래)) 7월과 8월로 월별 순위로 보더라도 상위권에 기록되었다. 일반적으로 여름철 북풍계열의 바람이 지배할 경우에는 남풍에 비해 상대적으로 차가운 북쪽의 공기가 유입되어 평년보다 기온이 낮을 가능성이 높지만, 2018년 여름 사례의 경우에는 북풍 계열의 바람이 주로 불었음에도 불구하고 가열된 중국 북동부 지역의 뜨겁고 건조한 공기의 유입으로 폭염이 지속되어, 매우 이례적인 기압배치로 인한 폭염 발생 사례로 기록되었다.

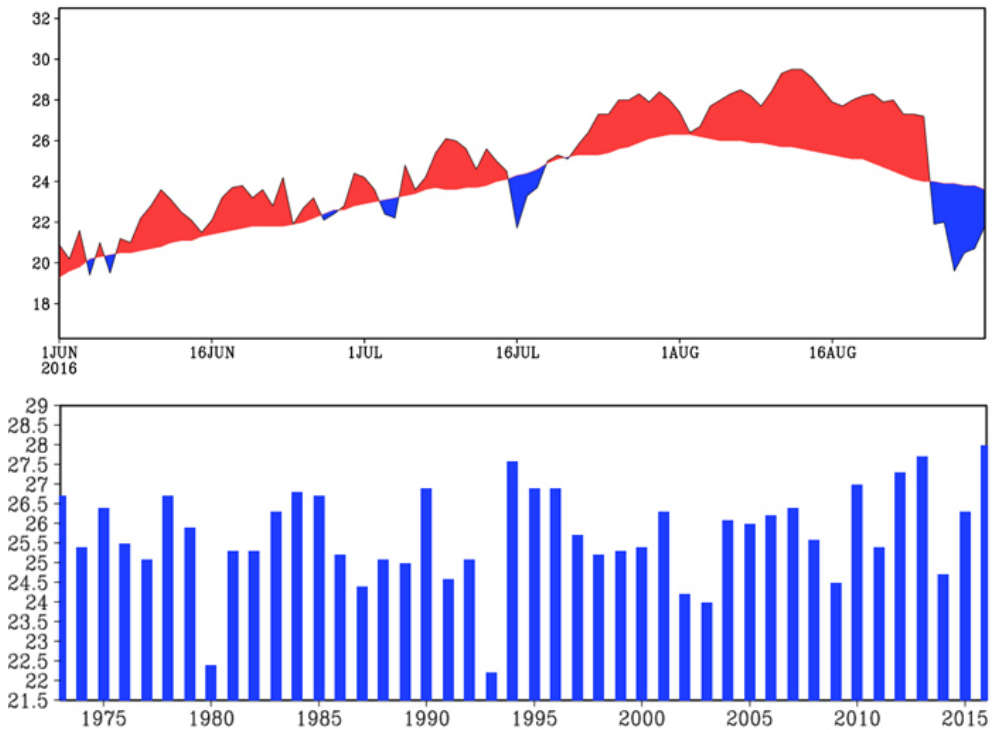


그림 2.1.2. 2016년 (위)여름철 우리나라 기온 시계열 및 (아래)여름철 평균기온의 1973~2016년 시계열

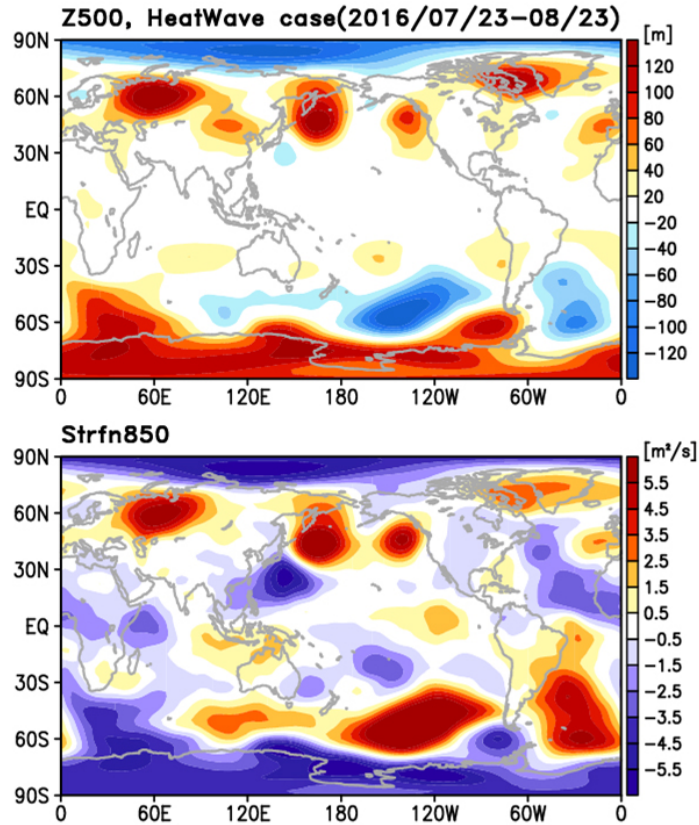


그림 2.1.3. 2016년 7월 23일~8월 23일 (위)500 hPa 지위고도 및 (아래)850 hPa 유선함수 편차장

실제, 이 사례 기간 동안 우리나라 평균 폭염일수는 19.3일로 평년보다 12일 이상 더 많이 발생하였는데, 이 기압계가 일반적으로 알려진 7월과 8월 폭염 발생 기압계 및 그 발생 역학이 사뭇 다르다. 선행연구 결과에서 알려진 것처럼 한 여름에 발생하는 폭염은 서태평양 지역에서의 원활한 대류활동과 연관된 원격상관으로 인한 북태평양 고기압이 동아시아로 크게 확장하여 우리나라를 덮음으로써 남풍계열 바람 및 강한 일사로 폭염이 발생한다(Lee and Lee, 2016). 하지만 2016년 여름철 사례의 경우, 우리나라 남동쪽을 중심으로 저기압성 편차가 나타나는 것으로 보아 북태평양 고기압의 우리나라로의 확장이 크게 없었고, 중국 북동부 지역으로부터의 북풍이 불었음에도 불구하고 지속적인 폭염이 발생하여 전형적인 폭염과는 매우 다른 형태를 보여준다.

따라서 본 연구에서는 2016년 7월 말에서 8월 초와 유사한 사례들이 얼마나 있었는

지, 또한 이러한 패턴과 연관된 우리나라 기온의 경향성 및 이 패턴을 유발하는 기후인자가 무엇인지에 대한 상세분석을 수행하였다.

2.1.2 자료 및 방법

2016년 여름철 폭염을 유발한 중위도 기압계 패턴의 과거 발생빈도 및 변동 특성을 조사하기 위해 먼저 지수를 생산하였다. 2016년 여름 기간 중 일평균 및 최저, 최고기온이 모두 지속적으로 높았던 7/23일~8/23일 기간 동안 500 hPa 지위고도 편차를 평균하고, 우리나라 기온 변화에 직접적으로 영향을 미칠 수 있는 동아시아에서 북태평양 영역($90^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{N}$) 지역을 Loading 패턴으로 정의한 후(그림 2.1.4; 이후 이 패턴을 P1608 패턴이라 하겠음), 이를 1973~2017년 동안 15일 이동 평균된 500 hPa 지위고도 일편차(Daily anomaly)에 투영(Projection)하여 지수를 생산하였다.

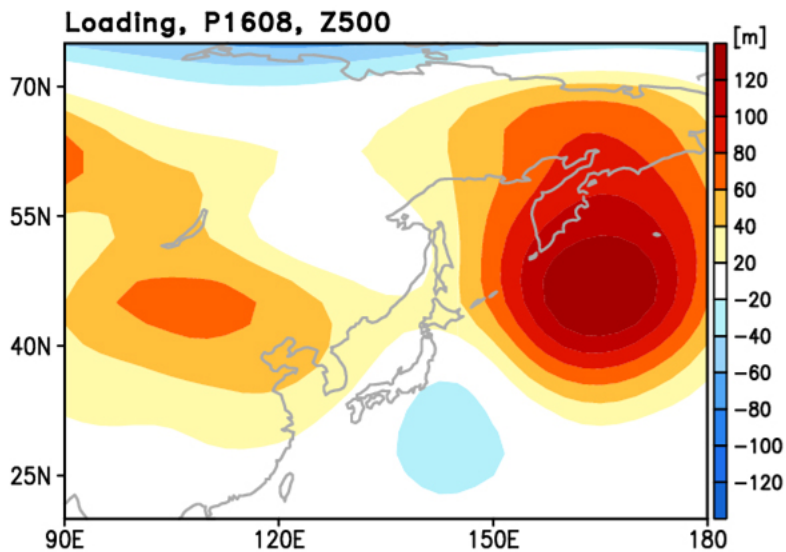


그림 2.1.4. 본 연구에서 Loading 패턴으로 사용된 특이 기압계 패턴(500 hPa 지위고도 편차)

P1608 패턴과 우리나라 여름철 기온 및 이상고온과의 상관성을 조사하기 위해 1973~2017년 기간의 우리나라 지상관측소에 기후값을 생산할 수 있는 45개 지점의 일 평균 기온, 최고 및 최저 기온 자료를 활용하였다. 뿐만 아니라 P1608 패턴을 추출하고 그 연관된 기후인자 조사를 위해 NCEP/NCAR 재분석 자료(Kalnay et al. 1996)의 500 hPa 지위고도 및 850 hPa 유선함수(동서 및 남북방향 바람장으로부터 생산) 자료를 이용하여 순환장 분석을 수행하였고, 토양수분 및 지면현열 속 자료를 활용하여 우리나라 주변 대기순환장과 지면효과와의 상관성을 조사하였다. 또한 열대 대류활동의 영향을 분석하고자 NOAA에서 제공하는 상향장파복사(Outgoing Longwave Radiation, OLR) 자료를 활용하였는데, 분석 전 기간에 대한 일자료가 제공되지 않으므로 활용 가능한 최장의 기간인 1979~2016년의 자료를 활용하였다.

2.1.3 P1608 패턴의 변동 특성

가장 먼저 그림 2.1.4의 동아시아 지위고도편차 패턴에 투영하여 생산한 지수가 P1608 패턴을 잘 대표할 수 있는지 검증하기 위해 지수가 1.5 표준편차 이상 그리고 5일 이상 지속되는 사례를 선정하고, 각 사례에서의 지수 최댓값을 찾아 그 전후 11일 동안(-5~+5days) 평균된 500 hPa 지위고도 편차를 합성하였다. 1973~2017년 동안 19개 사례가 선정되었으며, 전체 사례에 대해 합성한 결과(그림 2.1.5), 캄차카 반도 부근 강한 고기압성 편차 및 우리나라 북서쪽에 중심을 둔 고기압성 편차가 뚜렷하게 잘 나타난다. 동아시아 영역에 대해서만 투영하였음에도 불구하고 2016년의 북반구 전체 패턴과 비교해보면(그림 2.1.3과 2.1.5), 극 지역의 저기압성 편차와 우랄산맥 부근 그리고 북미 서안과 그린란드 부근 고기압성 편차가 서로 매우 유사하게 나타나는 것으로 볼 때, 전반적으로 잘 일치하는 것을 확인할 수 있다. 이는 선정된 사례들이 P1608 패턴과 유사한 사례들로 합리적으로 선정되었고, 이에 기반한 지수가 P1608 패턴을 대표할 수 있음을 의미한다.

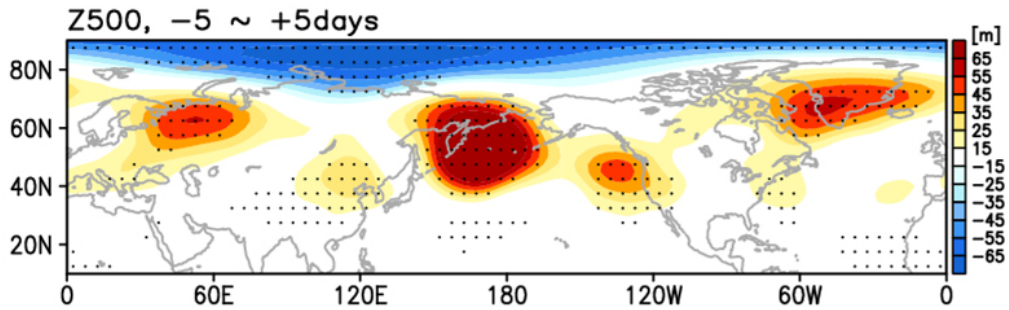


그림 2.1.5. P1608 패턴 지수가 큰 사례의 500 hPa 지위고도 편차 합성장

그림 2.1.6(위)는 2.1.2절에서 제시된 방법으로 생산된 지수의 여름철을 추출하여 이어붙인 시계열을 보여준다. 큰 경년변동과 함께 선형적인 증가 추세가 뚜렷하다. 특히, 1990년 중반 이후로 지수의 양의 값이 뚜렷하게 많아지는 것을 확인할 수 있다. 매년 여름철에 지수의 1.5 표준편차 보다 높은 날의 빈도(그림 2.1.6(아래))를 조사하면, 1990년 중반 이전에는 P1608 패턴과 유사한 패턴이 강한 케이스가 거의 없는 반면 1990년대 이후, 특히 1990년대 중반(1994년 이후)부터 매우 빈번하게 발생하고 있음을 알 수 있다. 비록 본 연구에서는 2016년 사례와 연관된 패턴의 기후학적 변동특성을 조사하기 위해 2016년 패턴에 투영된 지수를 활용하여 연구에 활용하지만, 선행연구 결과에 비추어 볼 때, 객관적인 다른 분석에서도 상당히 중요한 기후모드 중 하나로 탐지될 가능성이 높다. Lee 등(2017)은 북반구 여름철 상층 지위고도장을 SOM(Self-Organizing MAP) 방법을 통해 특정패턴들로 분류하고 그 패턴들의 변동 특성을 조사한 바 있다. 이 연구에서 P1608 패턴과 매우 유사한 패턴이 5번째 카테고리(SOM5)로 분류되었고 여름철 전체의 약 20%의 발생빈도를 가지고 있음을 제시한 바 있다. 이러한 특징으로 볼 때 객관적인 통계분석에서도 중요한 모드로 탐지될 가능성이 높을 것으로 판단된다. 뿐만 아니라 SOM5 패턴은 본 연구에서의 결과와 유사하게 1990년대 중반을 계기로 그 발생 빈도가 급격하게 증가하는 특징을 보였다.

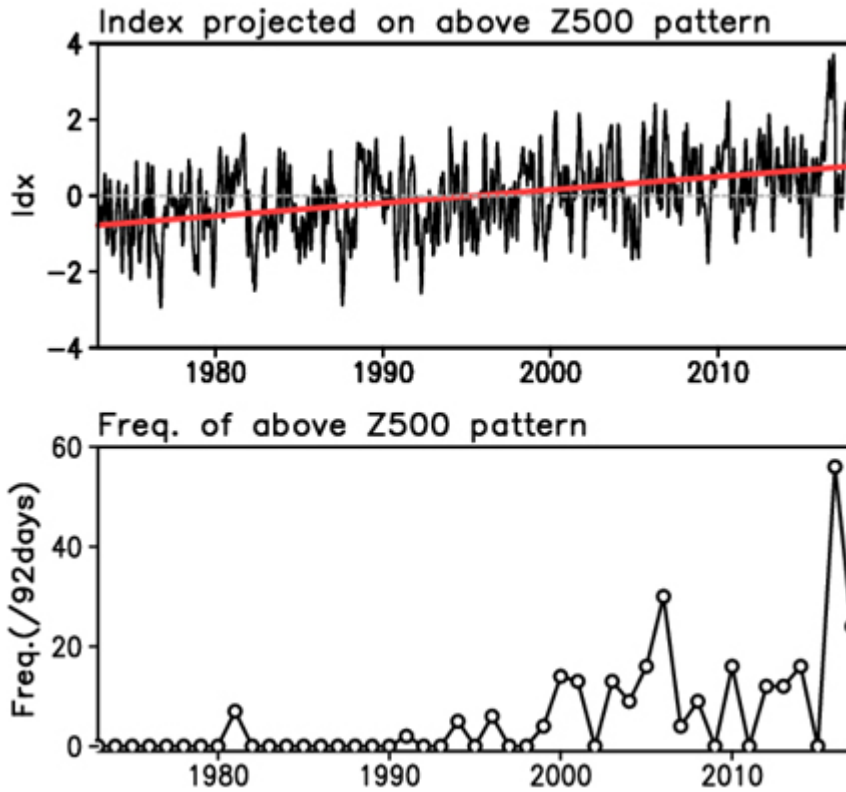


그림 2.1.6. P1608 패턴 지수의 (위)여름철 시계열 및 (b)지수의 1.5 표준편차 이상을 가지는 지수의 매년 빈도 시계열

따라서 P1608 패턴이 북반구 지위고도의 추세 또는 1990년대 중반의 장기 변화와 연관성이 있는지 간단히 조사하였다. 그림 2.1.7(위)와 (아래)는 각각 1973-2017년 기간의 500 hPa 지위고도의 선형추세와 1994년을 기준으로 이후 기간 (P2, 1994~2017년) 평균에서 그 이전 기간 (P1, 1973~1993년) 평균을 뺀 패턴을 보여준다. 북반구 영역에서 두 패턴이 모두 P1608 패턴(그림 2.1.5)과 상당히 유사한 특징을 보이는데, 이는 P1608 패턴이 선형추세 또는 장기변화와 깊게 연관되어 있음을 의미한다. 최근 연구결과에서는(이준이, 2018) 200 hPa 지위고도장의 선형추세 분석에서 P1608 패턴과 매우 유사한 특성이 나타났고, 1990년대 중후반을 중심으로 장기변화가 나타나고 있음을 보였다. 이 논문에서는 이러한 장기변화의 특징이 열대 ENSO의 다양성 및 발달·쇠퇴와 연관된 열대 대류활동의 장기변화와 연관되어 있음을 제시하였다. 일반적으로 ENSO가 소멸하는 여름철에 북서태평양 대류활동의 변동이 커져 그와 연관된 WPNA (Western

Pacific North America) 패턴이 나타나고, ENSO가 시작되는 여름철에 인도네시아 지역 대류활동 및 인도몬순 등의 변동이 커져 그에 따른 원격상관 의해 CGT (CircumGlobal Teleconnection) 패턴이 만들어지는 것으로 알려져 있다. 그런데 1990년대 중반 이후 WPNA 패턴이 강해지고 CGT 패턴이 약화되고 있음이 감지되고 있고 이 원격상관의 장기변화에 따라 북반구 중위도 기압계가 영향을 받아 P1608 패턴이 1990년대 중반 이후 빈번히 발생하는 것으로 이 논문은 말하고 있다. 이처럼 열대-중위도 원격상관의 장기변화에 따른 북반구 순환장의 장기변화 특성이 P1608 패턴을 강화 또는 빈번하게 발생시킬 수 있는 호조건일 가능성뿐만 아니라 P1608 패턴이 빈번하게 발생한 것이 지위고도의 선형추세나 장기변화의 특성에 반영되어 기여하였을 가능성, 이 두 가지 모두가 가능하다. 최근 연구결과에 따르면(Feldstein and Lee 2014; Wang and Lee 2016), 대기에서 10년 이상 장주기 변동이 배경장에 영향을 미칠 수 있고 이것이 짧은 스케일 현상의 빈도에 역학적으로 영향을 미칠 수 있으며, 이는 다시 배경장에 영향을 줄 수 있음을 기술한 바 있다.

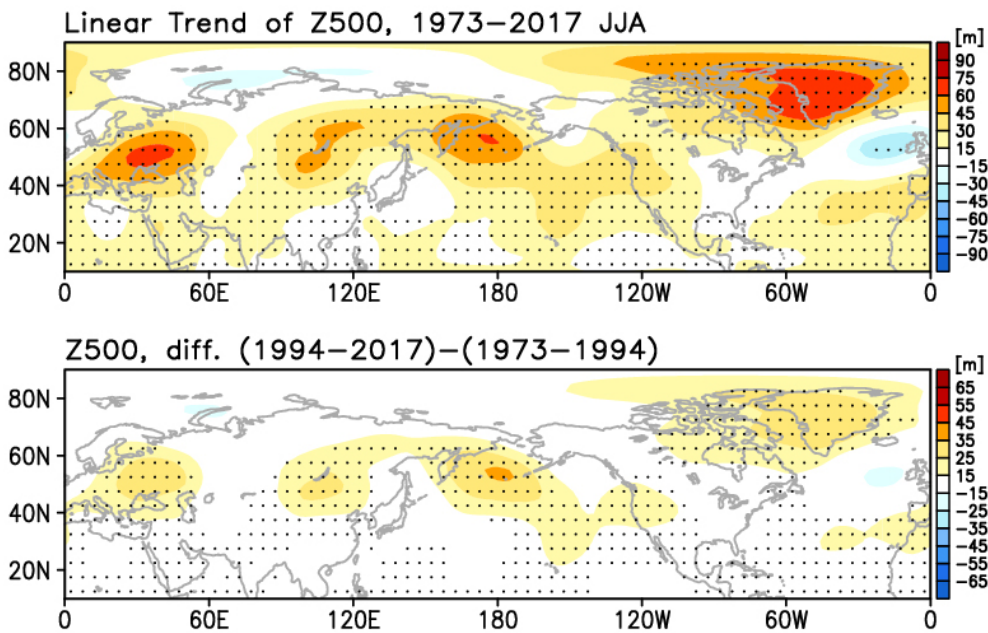


그림 2.1.7. 1973–2017년 (위)500 hPa 지위고도 편차의 선형 추세 및 (아래)1993/94년 기준 후반기와 전반기의 차이

실제, 선형추세나 장기변동 성분이 P1608 패턴과 선형적으로 어느 정도 연관되어 있는지, 즉, 장기 성분보다 작은 시간규모에서의 성분의 기여 정도를 가늠하기 위해, 먼저 지위고도의 선형추세를 제거하고 P1608 지수의 최댓값 발생 전후의 합성장을 계산하였다(그림 2.1.8(위)). 그 결과, 동아시아와 캄차카 반도의 고기압성 편차가 다소 약화되지만 그 패턴은 여전히 뚜렷하다. 또한 P1608 패턴의 장기변화의 영향 측면을 고려하기 위해 장기변화가 나타나는 1990년대 중반 이전과 이후의 각 기간의 평균을 제거한 후 같은 합성분석을 수행(그림 2.1.8(중간))하였는데, 이 결과 또한 패턴의 변화가 없음을 알 수 있다. 뿐만 아니라 계절 내 진동성분의 기여가 있는지 조사하기 위해, 매해 여름철 평균을 제거한 후 사례들의 합성도(그림 2.1.8(아래))에서도 P1608 패턴은 여전히 통계적으로 유의한 수준에서 뚜렷하게 나타났다. 이 결과들로부터 P1608 패턴이 최근에 많이 발생하는 것이 선형 추세나 장기 변화와 연관되어 있을 뿐만 아니라 경년변동 이하의 시간규모의 변동성분도 P1608 패턴의 발생에 기여하고 있음을 알 수 있다.

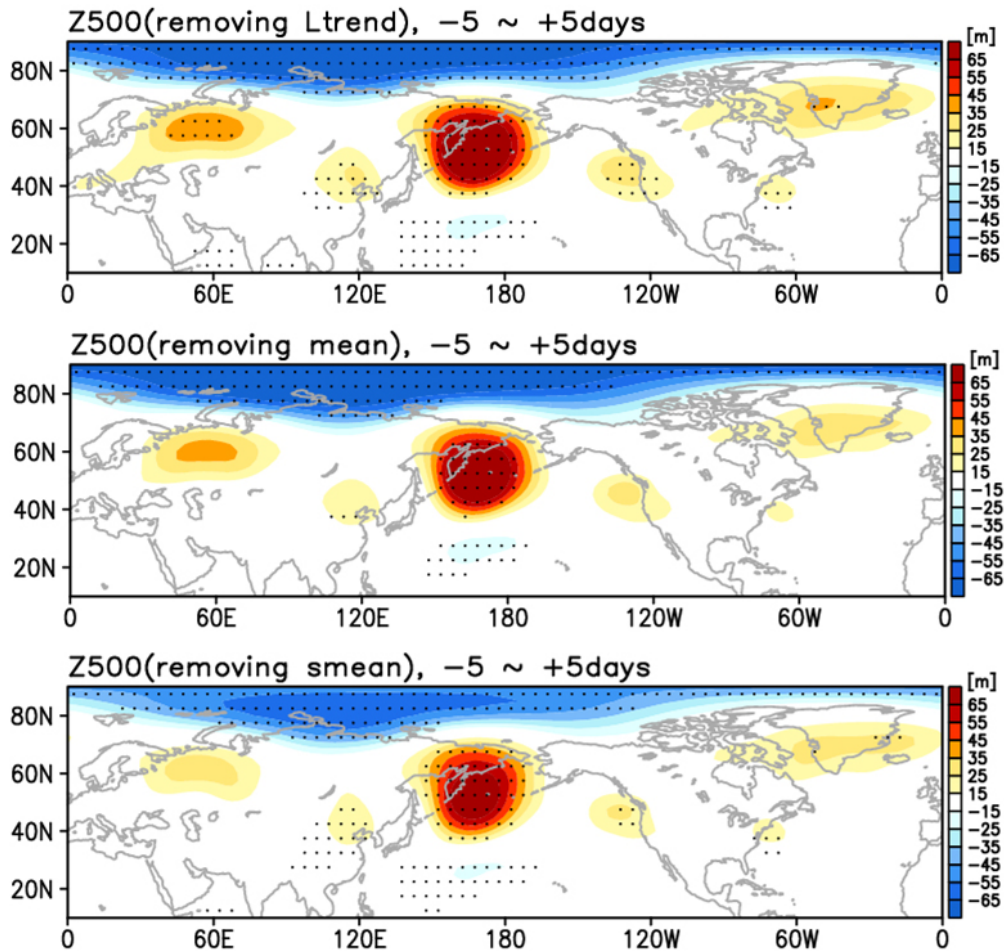


그림 2.1.8. P1608 패턴 지수가 큰 사례의 500 hPa 지위고도 합성장. (위)선형추세 (중간)1994년대 중반 기준 전후 기간 평균, (아래)매년 여름철 평균이 제거된 합성장

이러한 특성이 지수에서도 나타나는지 확인하기 위해 선형추세가 제거된 지수에서 나타난 P1608 패턴의 빈도를 조사한 결과를 보면(그림 생략), 1990년대 중반 이전에도 P1608 패턴과 유사한 패턴이 다수 발생하는 것으로 나타났다. 이는 P1608 패턴의 발생이 선형추세 또는 장기변화 성분이 영향을 미치고 있기 때문에 선형추세의 영향을 제거하였을 때 1990년대 중반 이전 기간에도 P1608 패턴이 다수 발생하는 것으로 판단할 수 있다. 하지만 선형추세나 1990년대 중반을 기준으로 전후 기간 각각의 평균을 제거하더라도 1990년대 중반 이전에 비해 그 이후가 통계적으로 유의한 수준에서 P1608 패턴과 유사한 패턴이 빈번히 발생하고 있는 것으로 분석되었다. 민감도를 조사하기 위해 2016

년 극값을 제거하고 테스트한 결과 및 기준을 1.0 표준편차로 설정하고 그 빈도를 계산한 결과에서도 1990년대 중반 이후 P1608 패턴이 빈번하게 발생하는 것을 확인하였다. 이 결과는 추세나 장기 변화보다 시간규모가 짧은 경년변동 이하의 변동 성분이 P1608과 같은 패턴이 더 강하고 빈번하게 발생할 수 있는데 기여하고 있음을 의미한다.

결론적으로 P1608 패턴 발생 빈도의 변동 특성은 강한 선형추세 또는 장기 변화를 포함하여 다양한 시간규모에서의 기후 변동의 영향이 혼재되어있는 것으로 판단된다. 또한 지구온난화가 지속적으로 진행되거나 P2 기간의 장기변화 위상이 유지된다면 P1608 패턴과 유사한 패턴이 빈번하게 발생할 가능성이 있을 것으로 판단된다. P1608의 발생과 연관된 기후인자는 2.1.4절에서 상세히 기술할 것이다.

2.1.4 P1608 패턴과 연관된 동아시아 및 우리나라 기온

2.1.4.1 장기변동 및 선형추세의 기여

2.1.1.2절에서 언급되었듯이 2016년 7월 말에서 8월 말까지 우리나라는 P1608 패턴과 연관된 순환장에 의해 평년 대비 매우 높은 기온을 기록하였다. 이 절에서는 P1608 패턴이 강했던 과거 사례들로부터 통계적으로 우리나라 및 동아시아 기온이 어떤 경향성을 보이는지 조사하였다. 그림 2.1.9(위)는 P1608 패턴이 강했던 사례에서 지수가 최댓값을 가지는 날짜 전후 11일 간(-5~+5days)의 북반구 지상기온 편차의 합성도를 보여준다. 일부 지역을 제외하고 전반적으로 북반구에서 양의 편차 값이 나타난다. 특히 P1608과 연관되어 뚜렷한 양의 고기압성 편차가 나타났던 캄차카 반도 지역과 우리나라를 포함한 중국 북동부 지역에서 강한 양의 기온 편차가 뚜렷하다. 비슷한 방법으로 지수의 최댓값이 나타나는 날짜 전후 11일 간의 우리나라 45개 지점 일평균 기온의 빈도함수를 여름철 평년의 빈도함수와 비교하면(그림 2.1.9(아래)), P1608 패턴이 강할 때의 빈도함수가 평년의 빈도함수에 비해 양의 값으로 치우쳐 있고 최대빈도는 양의 편차에서 나타난다. 이러한 차이는 95% 신뢰수준에서 그 유의성을 만족한다. 하지만 평년보다 1.5°C 이상 높은 극값의 빈도는 평년의 분포에서 더 많이 발생하는 것으로 나타났다.

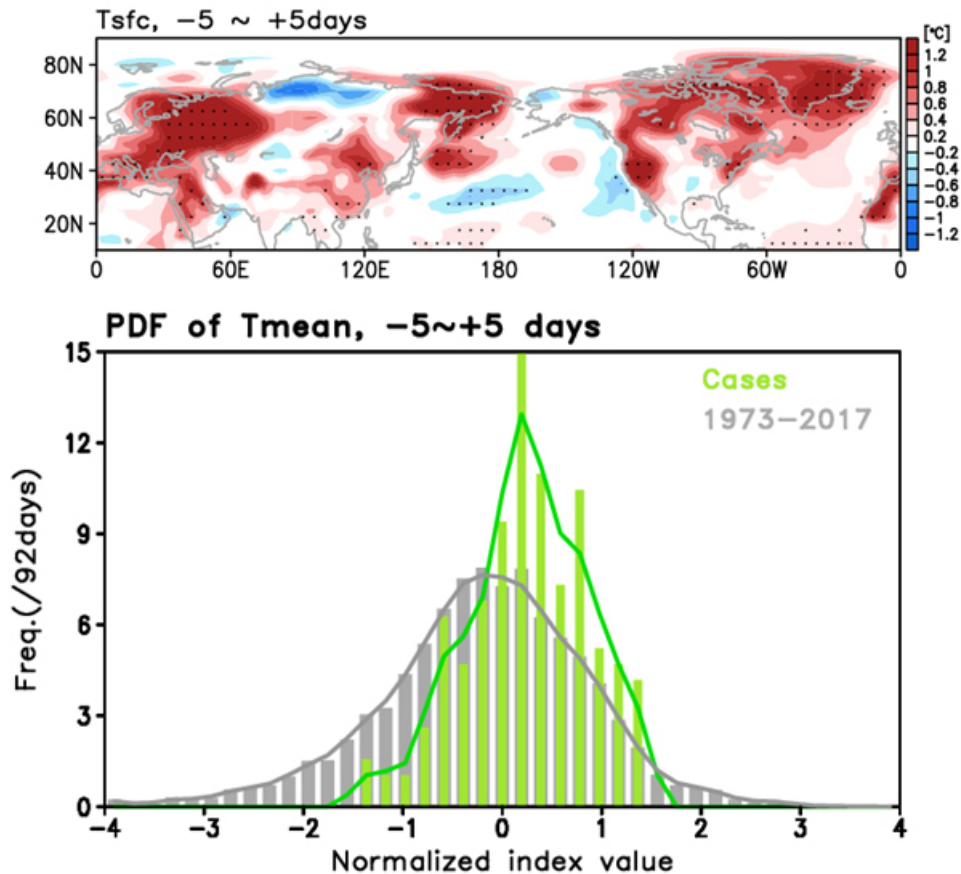


그림 2.1.9. (위)P1608 패턴 지수가 큰 사례의 지상기온 편차의 합성장 및 (아래)우리나라 관측 일평균 지상기온의 발생빈도

앞서 제시되었던 것처럼 P1608 패턴이 온난화와 연관된 선형 추세 및 장기 변화와 연관되어 발생할 뿐만 아니라 계절 내 시간규모 성분 또한 영향을 미치는 것으로 판단된다. 이렇게 P1608 패턴의 발생 원인이 혼재되어 있기 때문에 이와 연관된 기온의 변화에 대해 해석할 때 주의를 기울일 필요가 있다. 예를 들어 P1608이 강했던 기간 동안 관련 지역에서의 기온이 증가하는데, 아무런 통계적인 처리가 없다면 이 기온 상승은 그 지역에서의 온난화 경향이나 기온의 장기 변화 위상 때문에 나타난 것인지, 아니면 이 패턴에 의한 계절 내 시간규모에서 물리·역학적으로 온도가 높아진 것인지 확인하기가 어렵다. 따라서 계절 내 시간규모보다 큰 규모의 성분을 모두 제거하기 위해 기온 편차 자료로부터 매년 여름철 평균을 제거한 후 합성 분석을 수행하였다. 그 결과(그림 2.1.10(위)), 온

난화 성분이 제거됨에 따라 북반구 전체에서 전반적으로 나타났던 기온의 양의 편차는 약해지고 음의 편차를 보이는 지역이 늘어났다. 특히 중국 지역에서는 기온의 양의 편차가 여전히 나타나지만 세기가 약해지며 통계적으로는 유의하지 않았고, 우리나라는 양의 편차가 사라진 것을 확인할 수 있다. 이 결과는 온난화를 포함하는 기온의 장기 변화 성분이 북반구 및 우리나라 기온에 상당부분 영향을 미치고 있음을 의미한다. 실제, 계절평균 성분이 제거된 우리나라 기온에 대해서 빈도함수를 비교해 보면, 빈도함수의 양의 편차가 아무런 통계적 처리가 없었던 경우(그림 2.1.9(아래))에 비해 거의 사라진 것을 확인할 수 있다(그림 2.1.10(아래)).

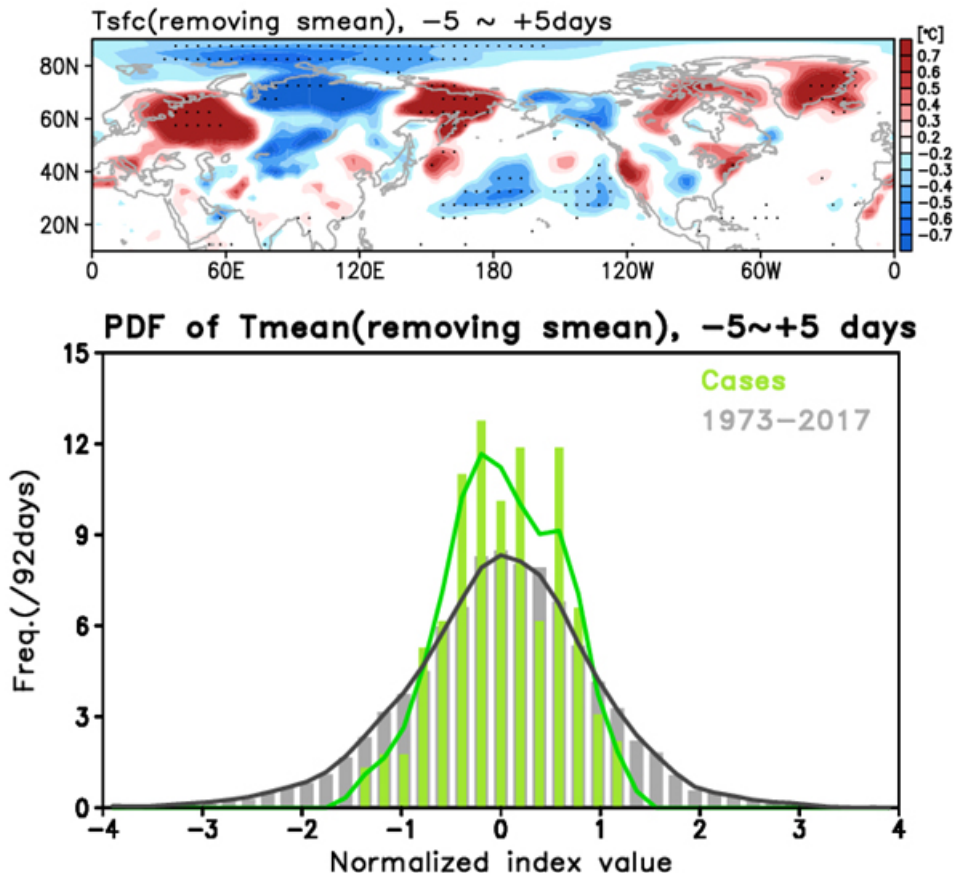


그림 2.1.10. 그림 2.1.9와 같지만, 사례들의 매년 여름철 평균이 제거된 (위)자상기온 합성장 및 (아래)우리나라 일평균 자상기온 발생빈도

2.1.4.2 계절 내 시간규모 성분의 역할

그렇다면 우리나라 기온은 P1608 순환장 패턴에 의한 직접적인 기온 변화는 전혀 없는 것인가? 이를 확인하기 위해 계절 내 시간규모보다 큰 변동 성분을 제거(매해 계절 평균이 제거)된 상태에서 P1608 패턴과 연관된 순환장 및 기온 합성장(그림 2.1.8(아래)와 그림 2.1.10(위))을 계산하였다. 그 결과, 중국 북동부 지역에서는 계절 평균을 제거하지 않은 경우(그림 2.1.5와 그림 2.1.9(위))에 비해 다소 약하지만 여전히 양의 지위고도 및 기온 편차가 나타나는데 반해, 우리나라 영역에서는 양의 지위고도 편차가 사라진 것을 알 수 있다. 이는 우리나라가 P1608 패턴에서 시그널이 가장 강한 핵심지역(캄차카 반도 및 중국 북동부)에 위치하지 않고 캄차카 반도와 중국 북동부 고기압성 편차 사이에 위치하고 있어 선정된 사례에 따라서 기온의 변동성이 클 가능성이 있기 때문으로 판단된다. 실제, P1608 패턴이 강했을 때 19개의 사례 중 계절 내 성분이 제거된 우리나라 기온이 평년보다 높은 사례는 10개, 낮은 사례는 9개로 비슷한 빈도를 보였다. 그러면 P1608 패턴이 강했음에도 불구하고 어떤 원인에서 우리나라 기온의 변동이 큰 것인지를 명확히 분석하기 위해 두 그룹에서 각각 어떤 순환장 특성을 보이는지 조사하였다.

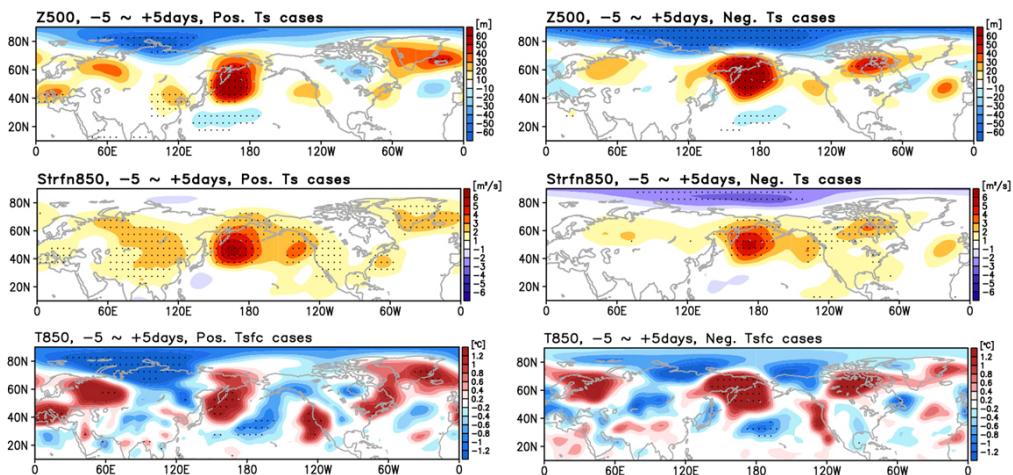


그림 2.1.11. P1608 패턴 지수가 강했을 때, 우리나라 기온인 평년보다 (좌)높은 사례들과 (우)낮은 사례들 각각에 대한 (위)500 hPa 지위고도, (중간)850 hPa 유선함수 및 (아래)지상기온 편차의 합성장

그림 2.1.11은 선정된 19개 사례 중 P1608 지수 최댓값 전후 5일의 우리나라 평균 기온이 평년보다 높은 경우(10개 사례, PosTs)와 낮은 경우(9개 사례, NegTs)의 500 hPa 지위고도 편차 합성도를 보여준다. P1608 패턴 지수 값이 큰 경우의 사례가 선정되었으므로 두 경우, 하층의 기온 또한 양의 편차가 뚜렷하다. 즉, 중국 북동부 지역에서의 뚜렷한 고기압성 편차가 존재하고 그 고기압이 우리나라로 확장하거나 그 지역에서 데워진 대기 하층그룹에서 모두 전반적인 북반구 순환장 패턴은 유사하다. 하지만 두 그룹에서 뚜렷한 차이점도 나타난다. PosTs 그룹에서는 캄차가 반도와 중국 북동부에서의 고기압성 편차가 서로 분리되어 모두 강하게 나타나는 특징이 있고 이러한 특징은 대기 하층의 순환장에서도 나타나, 중국 북부와 시베리아 지역에 넓게 고기압성 편차가 발달해 있다. 이렇게 상하층에서 고기압성 순환이 뚜렷한 지역에서 대기의 공기가 북풍에 의해 이루어져 오면서 우리나라 기온을 높이는 것으로 추정된다. 반면, P1608 패턴이 강함에도 불구하고 우리나라 기온이 평년보다 낮은 NegTs 그룹에서는 캄차가 반도 고기압성 편차는 PosTs 그룹처럼 강하지만, 중국 북동부 지역 고기압은 상대적으로 매우 약하고 캄차가 반도 지역에서의 고기압과 독립적으로 발달해 있지 않은 특징이 나타난다. 따라서 이 지역에서는 대기 하층의 기온은 특정 시그널을 보이지 않는다. 오히려 캄차가 반도의 고기압성 편차가 북시베리아 지역으로 확장하여 우리나라 동쪽에 중심을 둔 저기압성 편차가 나타나 남북방향 쌍극자 형태의 패턴을 보여 우리나라 기온이 평년보다 다소 낮은 특징이 나타난다. 결론적으로 계절 내 시간규모에서 P1608 패턴이 우리나라 기온이 높일 수 있는 중요한 요인은 2016년 8월처럼 중국 북동부 지역에서의 뚜렷한 고기압성 편차가 나타나고 이것의 확장에 의해 우리나라가 고기압의 영향을 받거나 북풍이 불어도 더울 수 있는 환경을 만드는 것으로 판단된다. 이 중국 북동부 고기압성 편차의 형성과 연관된 기후인자는 2.1.5절에서 상세히 다룰 것이다.

2.1.4.3 P1608 패턴과 연관된 우리나라 기온 특성

앞서 제시한 것처럼 중국 북동부 지역과 캄차가 반도 부근 고기압성 순환이 모두 잘 발달한 경우 우리나라는 더운 경향을 보였다. 이것은 매년 여름의 패턴이 P1608 패턴과 더 유사할수록 우리나라의 기온이 높을 수 가능성이 있음을 의미한다. 실제 이 두 그룹의

P1608 패턴을 비교해 보면 우리나라 기온이 높은 그룹이 낮은 그룹에 비해 P1608 패턴(그림 2.1.12)과 더 잘 일치하는 것을 알 수 있다. 따라서 P1608 패턴의 지속강도(11일 동안 평균된 지수)와 지속기간(최댓값이 나타나는 사례의 1.5std가 지속되는 기간)에 따른 우리나라 기온의 경향을 조사하였는데, 뚜렷하지는 않지만 지수값이 클수록 그리고 사례의 지속기간이 길수록 우리나라 기온이 높은 경향이 다소 나타나는 것으로 분석되었다.

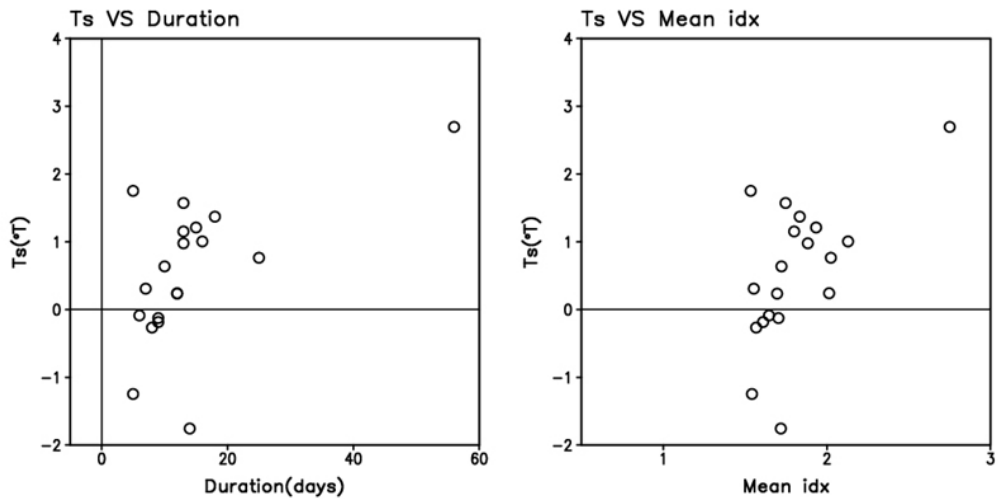


그림 2.1.12. P1608 패턴의 강도 및 지속기간과 우리나라 지상 기온 사이의 상관성

2.1.4.4 P1608 패턴과 우리나라 이상 고온과의 관계

2016년 7월 말부터 8월까지 P1608 패턴에 의해 평년보다 높은 기온이 지속되었을 뿐만 아니라 폭염일수 또한 평년보다 12일 이상 더 많이 발생하였다. 따라서 과거 자료에서 P1608 패턴이 이상고온 현상과 직접적으로 연관되어 있는지 간단하게 조사하였다.

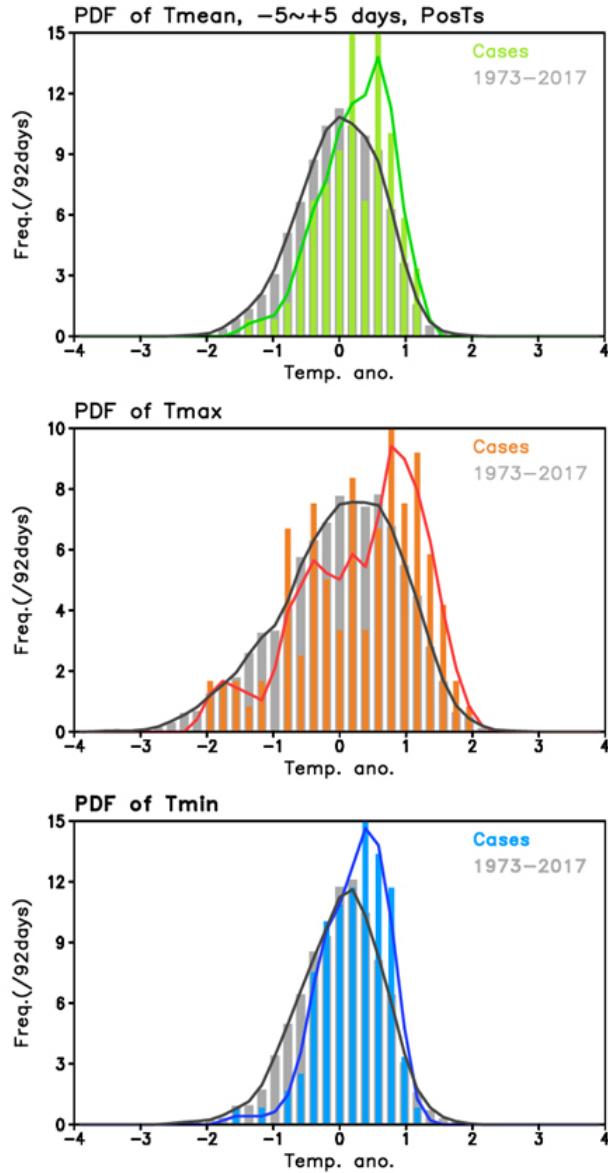


그림 2.1.13. P1608 패턴 지수가 강하고 우리나라 기온이 높은 사례들의 (위)일평균, (중간)최고 및 (아래)최저기온 빈도함수

그림 2.1.13은 PosTs 그룹의 사례에서 우리나라 일평균기온(위), 최고기온(중간) 및 최저기온(아래)의 빈도함수를 보여준다. P1608 패턴이 강할 때, 우리나라 일평균기온이 높은 사례만 뽑았으므로 당연히 일평균기온의 빈도함수는 양의 편차 쪽으로 뚜렷하게 이동해 있는 것을 알 수 있다. 최고 및 최저기온 편차의 빈도함수에서도 모두 PosTs 그룹의

사례들에서는 평년보다 높은 기온이 나타나는 날이 많은 것으로 나타나 일평균기온이 평년보다 높은 것에 최저 및 최고기온이 모두 영향을 미친 것으로 판단된다. 특징적인 것은 최저기온의 경우에는 평년보다 0~1°C 사이에서 기온이 높은 날이 많은 반면, 최고기온의 경우에는 빈도함수가 전반적으로 양의 편차 쪽으로 많이 치우치고, 특히 1.0°C 이상 평년보다 높은 날도 많은 것으로 나타났다. P1608 패턴 지수가 강했던 모든 사례에서의 빈도함수(그림 2.1.9(아래))에서는 1.0°C 이상의 높은 기온의 빈도가 평년기간에서 더 빈번히 발생한 반면, 중국 북동부 고기압이 뚜렷한 PosTs 사례들만 뽑았을 경우에 최고기온분포에서는 1.0°C 이상 높은 기온의 발생 빈도가 크게 증가한 것을 알 수 있다. 이는 중국 북동부 고기압이 강한 P1608 패턴의 경우, 우리나라 폭염의 가능성이 높음을 시사한다.

2.1.5 계절 내 시간규모에서의 P1608 패턴과 연관된 기후인자

P1608 패턴에서 가장 뚜렷한 특징은 캄차가 반도와 중국 북동부 지역의 고기압성 편차이다(그림 2.1.5). 앞서 제시한 결과로 볼 때, 선형추세와 장기변화의 기여가 상당부분 있지만, 그 성분을 제거하더라도 이 패턴은 여전히 뚜렷하여 계절 내 진동 성분이 P1608의 발달에 역할을 하고 있는 것으로 판단된다. 또한 우리는 앞 절에서 P1608 패턴이 강할 경우, 이 기압계에 의해 물리·역학적으로 우리나라 기온에 영향을 미칠 수 있음을 제시한 바 있다(2.1.4.3절). 특히, 2016년 8월의 사례에서는 캄차가 반도 주변에서 블로킹이 장기간 지속되면서 우리나라 주변 기압계를 정체시키는데 기여하였고, 중국 북동부 지역에서의 고기압성 편차가 발달하면서 이 패턴이 한 달 가량 지속되면서 북풍계열 바람이 불었음에도 불구하고 우리나라의 기온은 매우 높았다. 따라서 본 연구에서는 계절 내 시간규모에서 P1608 패턴의 발달에 기여하는 기후학적 원인에 대해 조사하고 계절예측 정보 및 사후 분석에 활용하고자 한다.

2.1.5.1 열대 대류활동

여름철 열대의 대류활동은 대기 강제력으로 작용하여 원격상관을 통해 중위도 순환장에 영향을 미칠 수 있다. 특히, 서태평양 열대·아열대 지역에서의 대류활동은 우리나라를

포함한 동아시아 지역 순환장에 크게 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Wang et al. 2000; Kwon et al. 2005; Lee et al. 2016).

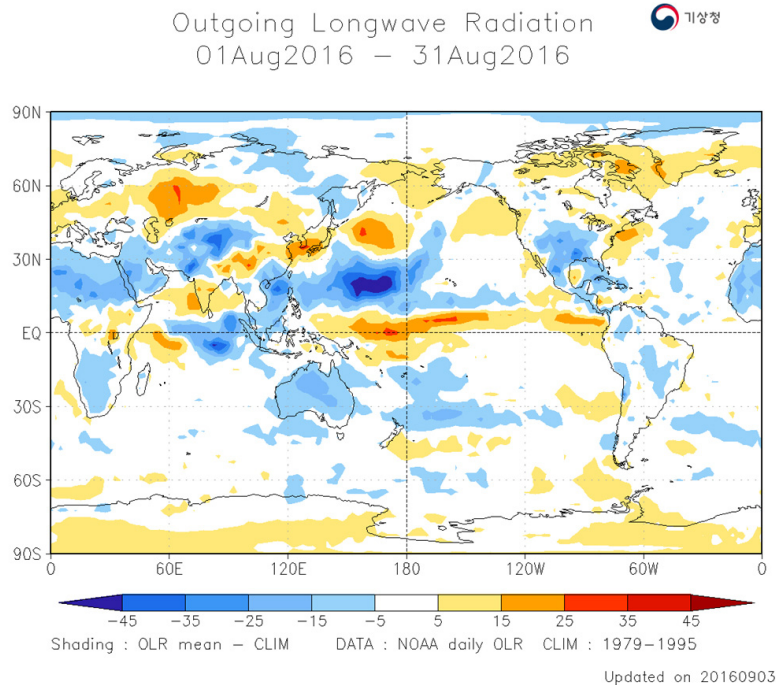


그림 2.1.14. 2016년 8월 전 지구 상향장파복사 편차

P1608 패턴이 매우 강했던 2016년 8월, 서태평양 아열대 지역에서는 대류활동이 매우 강했으며(그림 2.1.14) 이 대류활동이 우리나라 주변 기압계에 영향을 미쳤을 가능성이 있어, P1608이 강했을 때의 열대 대류활동의 합성분석을 통해 P1608 패턴과 열대 대류활동 사이의 연관성을 조사하였다. 계절 내 시간규모에서 P1608 패턴의 발달과 연관된 기후인자를 조사하기 때문에, 앞서 분석에서처럼 각 해 계절의 평균을 제거하고 P1608 패턴이 강한 사례에서 지수가 최댓값을 보이는 전후 5일에 대해 OLR 편차의 합성분석을 수행하였다. 그림 2.1.15는 P1608 패턴이 강했을 때의 서태평양 지역의 OLR 합성장을 보여준다. 2016년 8월과 유사하게 날짜변경선 서쪽 부근(West Date Line, WestDL)에서의 통계적으로 유의한 음의 OLR 편차(강한 대류활동, 그림 2.1.15의 오른쪽 검정 박스)가 나타난 것은 이 지역에서의 대류활동의 강화가 P1608 패턴과 연관되어

있음을 의미한다. 반면, 중국 남부와 남중국 해에서는 양의 OLR 편차(약한 대류활동, 그림 2.1.15의 왼쪽 검정 박스)가 나타나는 특징을 보였다.

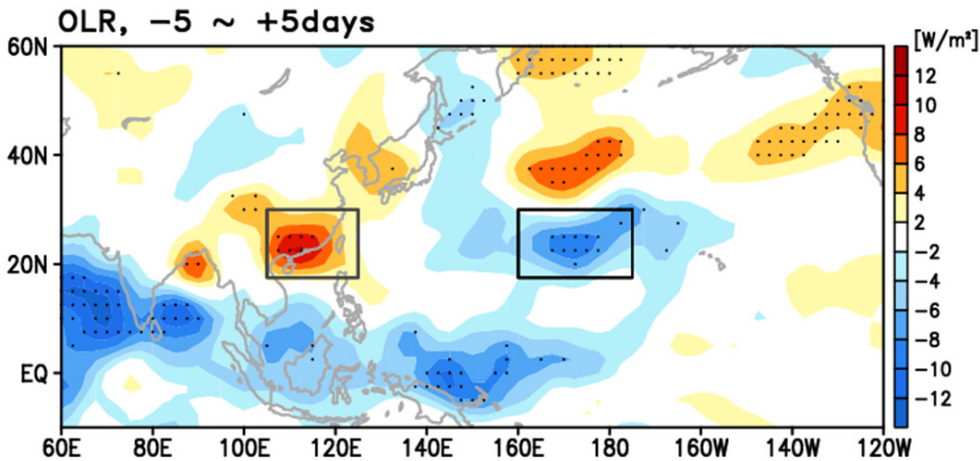


그림 2.1.15. P1608 패턴이 강할 때, 열대 상향장파복사 편차 합성장

이 두 지역에서의 대류활동이 어떻게 영향 중위도 기압계에 영향을 미치는지 조사하기 위해 두 지역 각각에서 평균된 일평균 OLR 지수를 생산하고 이 지수의 ± 1.5 표준편차를 기준으로 그 이상 또는 이하로 3일 이상 지속되는 사례들에서 최댓값을 가지는 날의 전후 기간에 대해 합성 분석을 수행하였다. 2016년 8월처럼 날짜변경선 서쪽의 대류활동이 강했을 때(음의 OLR 편차, 24개 사례)의 OLR과 500 hPa 지위고도 편차 합성장을 보면(그림 2.1.16), 이 지역에서 음의 OLR이 강해지는 기간(-7~-3day) 즉, 대류활동이 강해지기 시작하는 기간부터 북태평양 지역으로 중층(500 hPa) 대기에서 원격상관 패턴이 뚜렷하게 나타나기 시작한다. 대류활동이 나타나는 지역 부근에서 저기압성 편차, 그 북쪽인 캄차카 반도 남쪽을 중심으로 고기압성 편차가 발달하고, 베링 해 부근에서는 다시 저기압성 편차가 뚜렷해진다. 이후 OLR 지수가 최댓값을 보이는 기간(-2~+2day)에는 블로킹 타입의 뚜렷한 고기압성 편차가 P1608 패턴과 유사한 위치에 발달해 있는 것을 확인할 수 있다. 이 고기압성 편차는 대류활동이 약화되는 기간(+3~+7day)까지 지속적으로 유지되는 특징을 보인다. 반대로 이 지역에서의 대류활동이 억제되는 사례(9개)의 경우, 케이스가 많지 않아 대류활동이 강할 때에 비해 상대적으로 원격상관의 특징이 뚜

렷하지는 않았지만, 전반적으로 캄차카 반도 부근에서 저기압성 편차가 나타났다(그림 생략). 따라서 여름철 날짜변경선 서쪽 부근에서의 OLR이 캄차카 반도 부근 지위고도 편차와 선형적으로 음의 상관성이 있음을 의미하고, P1608 패턴의 주요 요소 중 하나인 캄차카 반도의 고기압성 편차의 발달과 깊게 연관되어 있음을 의미한다.

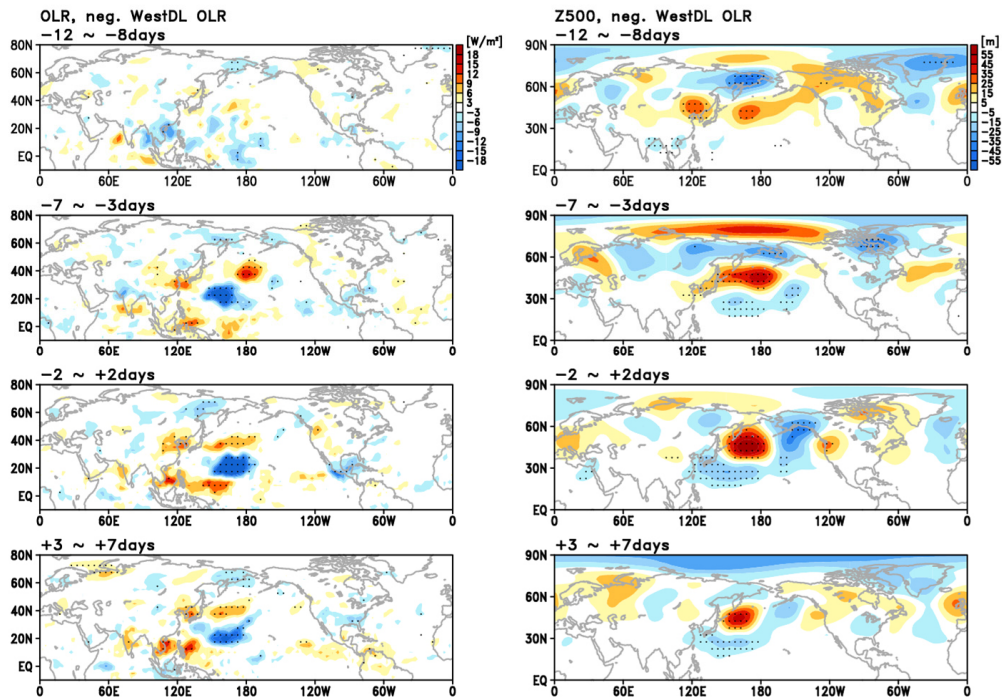


그림 2.1.16. 날짜변경선 서쪽 아열대지역 대류활동이 강할 때, (좌)OLR 및 (우)500 hPa 지위고도 편차 합성장

남중국 해 부근 대류활동이 약할 때(27개 사례)의 OLR과 순환장을 보면(그림 2.1.17), 이 지역에서 대류활동이 약해지는 시기(-7~-3days)에 강한 양의 OLR 편차와 함께 고기압성 편차가 발달하고 그 원격상관으로 일본 북동부 지역에 고기압성 편차, 베링 해 지역에 고기압성 편차, 북동태평양에서 저기압성 편차가 뚜렷하게 나타난다. 이러한 특징은 지수가 최댓값을 보인 시기(-2~+2days)까지 뚜렷하게 나타난다. P1608 패턴과 비교해 보면(그림 2.1.5), 캄차카 반도 및 중국 북동부 지역의 고기압성 편차와 지역적으로 일치하는 지역에서의 지위고도 편차는 크게 나타나지 않았다. 오히려 지수가 최댓값을 가지는 기간에서는 통계적으로 유의하지 않지만, 캄차카 반도와 중국 북동부 지역에서 저기압성

편차를 만들어 P1608 패턴을 억제하는 쪽으로 영향을 미칠 가능성이 있는 것으로 판단된다.

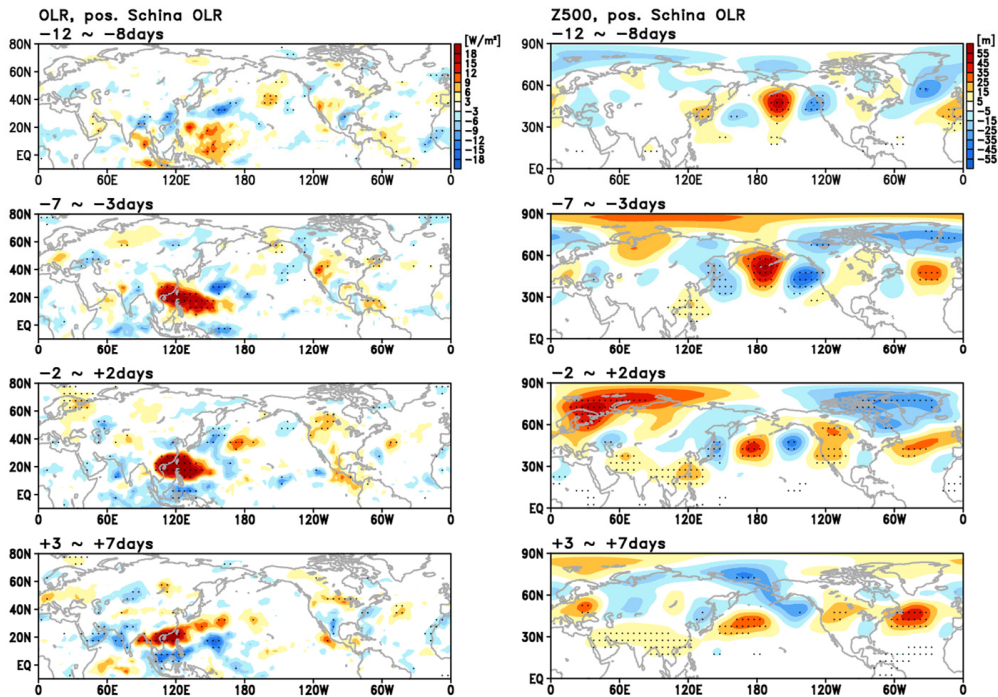


그림 2.1.17. 남중국 해 대류활동이 약할 때, (좌)OLR 및 (우)500 hPa 지위고도 편차 합성장

2.1.5.2 지역적인 지면 효과 - 토양수분의 역할

앞서 2.1.5.1절 열대 대류활동의 영향에서 살펴보았듯이 중국 남부와 남중국 해에 약한 대류활동은 중국 북동부 지역에 오히려 저기압성 편차를 유발하는 경향이 있어 P1608 패턴의 중국 북동부 지역의 고기압성 편차를 설명하기 어렵다. 또한 P1608 패턴이 강할 때, 우랄 산맥 부근에 고기압성 편차가 뚜렷하지만, 그 풍하측으로 파동전파의 특성이 뚜렷하게 나타나지 않는다(그림 생략). 또한 P1608 지수의 최댓값 이전의 합성장에서도 유라시아 대륙을 거쳐오는 파동패턴은 뚜렷하지 않았다. 이는 풍상측으로부터의 파동전파만으로 중국 북동부 지역 고기압성 편차 발달 및 유지를 설명하기도 무리가 있음을 의미한다. 따라서 본 연구에서는 중국 북동부 지역의 고기압성 편차의 발달에 지역적인

효과가 존재할 것으로 판단하여 지면 특성과의 연관성을 조사하였다. 먼저, P1608 패턴이 강했던 19개 사례 각각에서 지수 최댓값의 전후 11일(-5~+5days)의 토양수분의 편차의 평균 패턴을 조사한 결과(그림 2.1.18), 고기압성 편차가 강했던 우랄산맥 부근과 중국 북동부 지역에서 뚜렷한 음의 토양수분 편차가 나타났다. 이 결과는 토양수분과 이 지역 고기압성 편차 사이의 인과관계를 알 수는 없지만 적어도 고기압성 편차와 토양수분이 연관되어 있음을 의미한다.

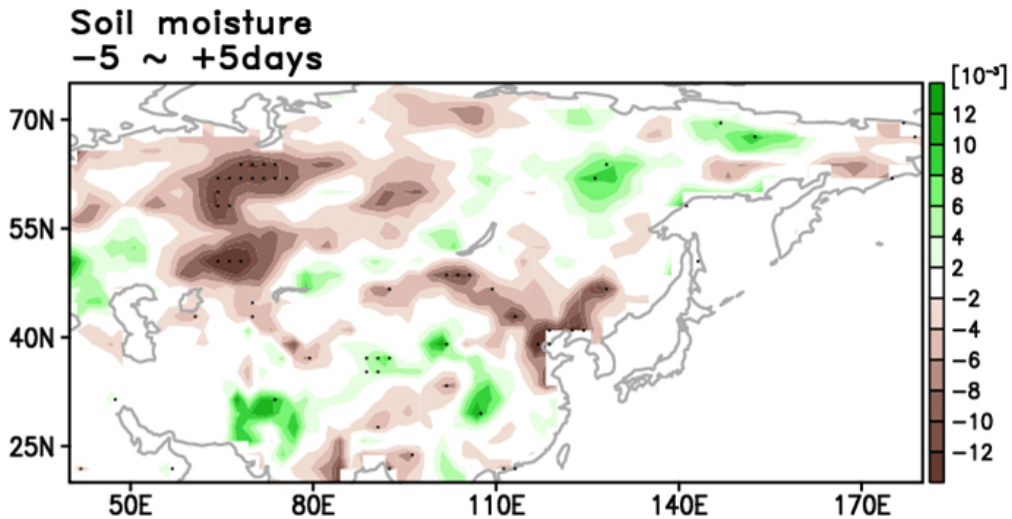


그림 2.1.18. P1608 패턴이 강할 때, 토양수분 편차 합성장

P1608 패턴의 중국 북동부 지역 지위고도 변화와 토양수분 사이의 연관을 좀 더 상세히 살펴보기 위해, 앞서 분석에서 적용하였던 P1608 패턴이 강할 때의 사례들 중, 우리나라 기온에 따라 두 분류(PosTs 및 NegTs 그룹)로 나누어 각 그룹에서의 합성장을 비교하는 방법을 이 분석에서도 활용하였다. 우리나라 기온이 높았을 때는 중국 북동부 지역에서의 고기압성 편차가 뚜렷한 반면, 반대의 경우에는 거의 시그널이 없었기 때문에, 두 그룹에서의 토양수분을 비교하면 순환장과 토양수분 사이에 밀접한 연관성이 있는지 여부에 대해 조사할 수 있다. 그림 2.1.19는 PosTs와 NegTs 그룹 각각에서의 토양수분 편차와 두 그룹 사이의 토양수분 및 지면현열속의 차이를 보여준다. PosTs 그룹의 합성

장에서는 음의 토양수분 편차가 매우 뚜렷한 반면, NegTs 그룹에서는 통계적으로 유의하지 않거나 오히려 양의 편차가 나타난다. 두 그룹의 토양수분 합성장 차이를 보면(그림 2.1.19(우상)), 중국 북동부 지역에서 PosTs의 그룹에서 NegTs에 비해 통계적으로 유의한 수준에서 토양수분이 적었던 것을 알 수 있다. 이 결과는 이 지역의 순환장과 지역적인 토양수분이 서로 연관되어 변동하고 있음을 명확하게 보여준다. 또한 PosTs 그룹에서 토양수분이 뚜렷하게 많은 지역에서는 지면현열속이 대기로 많이 전달되고 있음을 확인할 수 있었는데(그림 2.1.19(우하)), 이는 토양수분이 적은 지역에서 지면이 대기에 영향을 미칠 수 있는 가능성이 있음을 의미한다.

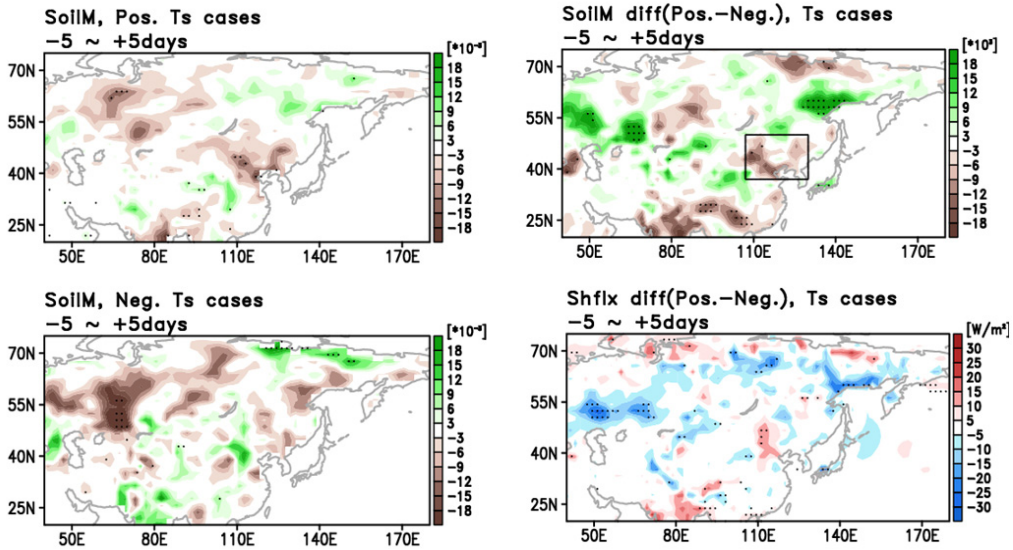


그림 2.1.19. P1608 패턴이 강하고 우리나라 기온이 (좌상)높을 때와 (좌하)낮을 때, 토양수분 합성장. 높을 때와 낮을 때의 (우상)토양수분 (우하)현열속 차이

그러면 계절 내 시간규모에서 중국 북동부 지역의 토양수분의 변동이 지역적인 기압계의 변화와 명확하게 연관되어 있는지 조사하기 위해, 두 그룹에서 토양수분의 상대적 차이가 큰 지역을 평균하여 지수를 생산하고, 그 지수가 최소값을 보이는 날 전후의 토양수분, 현열속과 순환장의 특성을 조사하였다(그림 2.1.20). 중국 북동부 지역에 토양수분이 적은 사례들의 합성장을 보면, -12~-8day 기간에 토양수분이 적어지기 시작해 같은 지역에서 현열속이 증가하고 고기압성 편차도 위치하고 있는 것을 알 수 있다. 본격적으로

토양수분이 적은 시기(-7~-3day)부터 토양수분 지수가 최소값을 보이는 시기까지 현열속의 양의 편차 또한 강해지고 그 지역 상층의 고기압성 편차 또한 강해진다. 특히, 고기압성 편차가 바이칼 호에서 만주 지역으로 이동하는 것과 함께 토양수분과 현열속 편차도 같이 이동하는 특징이 나타나, 토양수분과 이 지역에서의 고기압성 편차가 밀접하게 연관되어 변동하고 있음을 알 수 있다. 하지만 그 이후에는 중국 북동부 지역에서 저기압성 편차가 나타나고 현열속의 양의 편차는 매우 약화되고 토양수분의 음의 편차가 다소 약화되지만 여전히 적은 특징이 나타난다. 이는 토양수분이 적음에도 불구하고 대기는 저기압성 순환을 보일 수 있음을 의미한다. 이 세 변수 사이의 시간적인 선후관계를 보기위해 이 지역에서 평균된 변수들의 시계열을 비교하여 조사하였다(그림 2.1.21). 이 시계열에서 상층 지위고도 편차(그림 2.1.21(위))가 현열속 및 토양수분(그림 2.1.21(중간) 및 (아래))보다 1~2일 정도 앞서 먼저 발달하는 것을 알 수 있다. 즉, 이 지역에서의 상층 순환장 변동성은 토양수분이 직접적으로 유발(trigger) 또는 유도하는 것은 아닌 것으로 판단된다. 하지만 토양수분이 적은 것과 연관되어 토양-대기 상호작용에 의해 대기하층의 기온 및 기압계에 영향을 미칠 가능성은 충분하다. 일반적으로 토양수분이 적어지면 대기의 증발산량이 감소하게 되고 이는 현열속의 증가(토양수분에 의해 잠열로 빼앗기는 열이 적어짐)를 통해 기온을 높인다. 높아진 기온에 의해 대기의 잠재수증기 함유량이 늘어나 지면으로부터 증발량을 증가시켜 지면을 더 건조하게 만든다. 이러한 음의 되먹임(feedback)은 지면이 완전히 건조해질 때까지 진행될 수 있는 것으로 알려져 있다(Seneviratne et al. 2010). 실제 최근 많은 연구들에서도 관측(Koster et al. 2009; Taylor et al. 2011)과 수치모델(Berg, 2017; Hauser, 2017; Koster et al., 2009; 2014; 2016)을 이용하여 토양수분이 적어 건조한 지면 조건이 대기에 영향을 미칠 수 있으며, 지면-대기 상호작용에 의해 대기가 조절(modulation) 될 수 있음을 제시하고 있다. 하지만 지면-대기 상호작용이 민감한 지역과 그렇지 않은 지역이 존재하고(Seneviratne et al. 2010) 동아시아 지역에 대해서는 아직 깊은 연구가 되어 있지 않다. 본 연구에서도 중국 북동부 지역의 적은 토양수분이 고기압의 발달에 영향을 미쳤을 가능성은 있지만, 명확하게 증명하지는 못하였다. 이 지역에서의 순환장에 미치는 영향 및 상호작용의 역할 및 그 역학과정에 대해서는 상세한 연구가 필요할 것으로 판단된다.

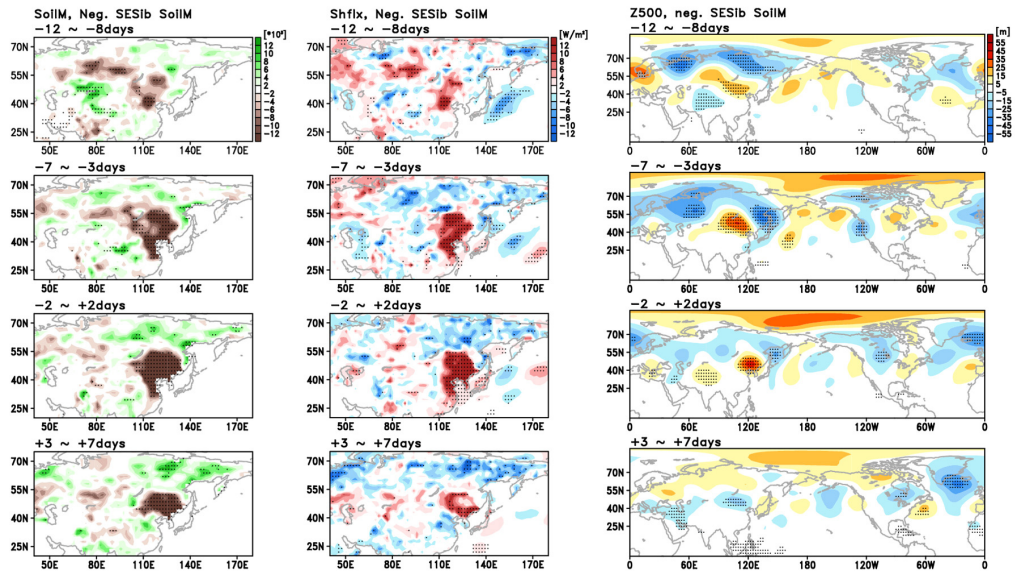


그림 2.1.20. 중국 북동부 지역에서 토양수분이 적은 사례의 토양수분, 현열속 및 500 hPa 지위고도 편차 합성장

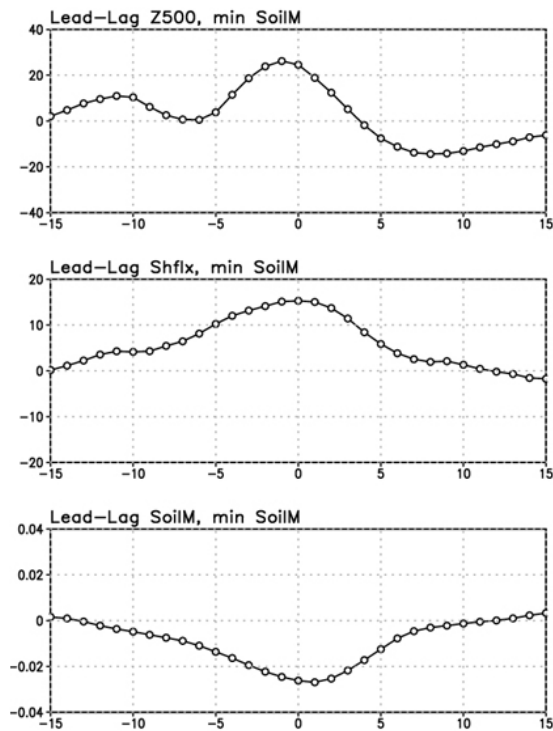


그림 2.1.21. 중국 북동부 지역 토양수분이 적을 때, 영역 평균된 (위)500 hPa, (중간)현열속 및 (아래)토양수분 편차의 합성시계열

2.1.6 결론 및 토의

2016년 7월 말에서 8월 말까지 약 1개월 동안 우리나라에 평년보다 높은 기온 및 빈번한 폭염을 겪었다. 이는 캄차가 반도 부근에서 발달한 블로킹타입 고기압성 흐름에 의해 대기가 정체된 상황에서 중국 북동부 지역의 고기압성 편차가 지속적으로 발달 유지되면서 우리나라로 뜨겁고 건조한 공기의 지속적 유입이 중요한 원인으로 분석되었다. 이 기압계 패턴(P1608)은 우리나라의 전형적인 폭염패턴과 매우 다른 특징을 보였고 따라서 본 연구에서는 과거 관측 및 재분석 자료를 활용하여 P1608 패턴의 변동 특성 및 발생과 연관된 기후학적 원인 그리고 이 패턴과 연관된 우리나라 기온의 경향에 대하여 조사하였다.

P1608 패턴의 발생빈도의 변동 특성을 조사하면 경년 변동성이 크지만 양의 선형추세 또는 1994년 이후 발생빈도가 급격히 증가하는 장기변화의 특성을 뚜렷하게 보인다. 실제 P1608 패턴과 최근 45년간의 선형추세 또는 1994년 이후와 이전의 평균 순환장의 차이를 비교하면 서로 매우 유사한 패턴을 보여 P1608 패턴이 빈번하게 발생하는 것에 온난화와 연관된 추세나 북반구 순환장의 장기변화가 상당부분 중요한 역할을 하는 것으로 판단된다. 이와 더불어 본 연구 결과에서는 이 패턴의 변동에 계절 내 진동 성분이 존재함을 제안하였고 그와 연관되어 우리나라 기온의 경향을 조사하였다. 우리나라 기온의 계절 내 시간규모 성분만 추출하여 분석하면, P1608 패턴이 강할 때 우리나라 기온은 뚜렷한 특징을 보이지 않는다. 하지만 P1608 패턴에서 뚜렷한 특징 중의 하나인 중국 북동부 지역에서 고기압성 편차가 독립적으로 잘 발달되어 있는 경우, 우리나라는 통계적으로 유의한 수준에서 평년보다 높은 기온을 보였다. 뿐만 아니라 이 경우에 최고기온의 빈도함수는 평년의 빈도함수에 비해 상당히 양의 편차 쪽으로 이동되는 것뿐만 아니라 평년보다 1°C 이상 높은 날의 빈도가 뚜렷하게 증가하는 경향을 보여 P1608 패턴이 중국 북동부 지역 고기압이 뚜렷하게 발달할 경우 이상고온의 발생에도 호조건을 제공하는 것으로 판단된다. 즉, P1608 패턴이 뚜렷할수록(지수값이 클수록) 우리나라 기온은 높고 이상고온이 발생할 가능성이 크고, 뿐만 아니라 패턴이 오래 지속될수록 우리나라 기온도 높을 가능성이 컸다.

계절 내 시간규모에서 P1608 패턴을 발달시키는데 기여하는 기후인자들을 조사하였

다. P1608 패턴을 구성하는 중요한 부분인 캄차가 반도 고기압의 발달은 태평양 아열대 지역의 대류활동의 증가에 따른 북태평양 원격상관이 중요한 역할을 하는 것으로 분석되었다. P1608 패턴의 또 다른 중요한 요소이고 중국 북동부 지역의 고기압성 편차의 발달 및 지속은 풍상 측으로부터의 파동전파만으로 설명되기 어렵고, 그 지역의 토양수분-대기 되먹임 현상(적은 토양수분-지면가열 증가-대기로의 현열 속의 증가-고기압성 순환 발달기여-증발호조건-적은 토양수분)이 밀접하게 관련되어 있는 것으로 판단된다. 실제 중국 북동부 지역은 토양수분-대기 상호작용이 활발한 지역들 중 하나로 알려져 있고 (Seneviratne et al. 2010), 선행연구결과들은 최근 빈번한 유럽과 러시아 서부지역에서의 고기압성 순환의 지배속의 강한 폭염이 토양수분-대기 상호작용의 기여가 있음을 제시하고 있다(Fischer et al. 2007a;b; Hauser and Seneviratne 2016). 이를 종합적으로 추정해보면 P1608 패턴이 우리나라 폭염을 유발할 수 있는 호조건이 되기 위해서는 중국 북동부 지역 고기압의 발달되어 우리나라로 따뜻하고 건조한 공기를 유입시켜야 하는데, 이 고기압의 발달에 토양수분-대기 되먹임은 중요한 역할을 할 수 있는 것으로 판단된다. 향후 토양수분-대기 되먹임의 정량적인 기여도 및 되먹임의 명확한 물리·역학과정에 대한 상세한 연구가 필요할 것으로 판단된다.

P1608 패턴이 우리나라 여름철 높은 기온과 연관되어 있어 장기예보에 활용하기 위해 예측인자를 발굴하고자 노력하였지만, 물리·역학적으로 설명 가능한 예측인자는 발견하기가 어려웠다. 단, 이러한 패턴이 최근 급격하게 빈번히 발생하고, 중국 북동부 지역에서의 토양수분 또한 급격한 음의 추세를 보이고 있어 P1608 패턴이 발생하기 좋은 조건이므로 여름철 P1608 패턴과 유사한 기압계가 빈번히 출현할 가능성이 있어 주의가 필요할 것으로 생각된다. 또한 본 연구에서 제시한 P1608 패턴의 발생 빈도의 선형추세 및 장기변화 등의 변동 특성 및 P1608 패턴과 연관된 우리나라 기온 경향, 그리고 동시 관련성에 기반한 P1608 패턴과 기후인자 간 상관성은 사후분석의 근거자료로 활용 가능할 것으로 판단된다.

2.2 우리나라 여름철과 겨울철 기온과 강수의 극값 사례 분석

최근 기후변화와 더불어 폭염이나 한파, 가뭄과 많은 강수 등과 같은 극한 기온 및 강수 현상에 대한 관심이 증가하고 있다. 이러한 극한 현상은 사회 경제적인 피해를 줄 수 있기 때문에 이에 대한 예측과 대비는 중요하다. 따라서 과거에 있었던 극한 사례들에 대한 분석을 통해 극한 현상에 영향을 준 기후인자들을 살펴보고 기후학적 측면에서의 이해도를 높이하고자 하였다. 본 연구는 기상청에서 생산하는 장기예보를 뒷받침하기 위한 역할로 수행되었다. 이 내용을 바탕으로 기상청에서 우리나라 기온과 강수량의 과거 극값 사례 분석집을 발간할 예정이며 향후 극한 기온·강수 현상이 발생했을 시 참고자료로 활용될 수 있을 것으로 기대한다.

극한 기온·강수 사례는 여름철(6~8월)과 겨울철(12~2월) 월 평균기온과 월 강수량에서 최대·최소를 기록한 해를 선정했다. 사례 선정 기간은 1981년부터 2017년까지로 1970년대는 분석에 사용할 자료 확보가 용이하지 않아 사례 선정기간에서 제외하였다. 우리나라 기온과 강수량의 월 평균값은 1973년 이후 연속적으로 관측 자료가 존재하는 육지의 45개 지점 값을 사용했다. 그림 2.2.1은 우리나라 여름철과 겨울철 월별 평균 기온의 시계열, 그림 2.2.2는 월별 강수량의 시계열을 나타낸다. 시계열에서 가장 큰 값과 가장 작은 값을 나타낸 해를 극한 사례로 선정하였고 선정된 해를 표2.2.1과 표2.2.2에 정리하였다. 1981년 이전에 극값이 나타났던 경우는 표에 작은 글씨로 기입했다. 선정된 사례 중 2개 사례의 경우 기온과 강수의 극값이 겹쳐 총 22개 사례에 대해 분석하였다.

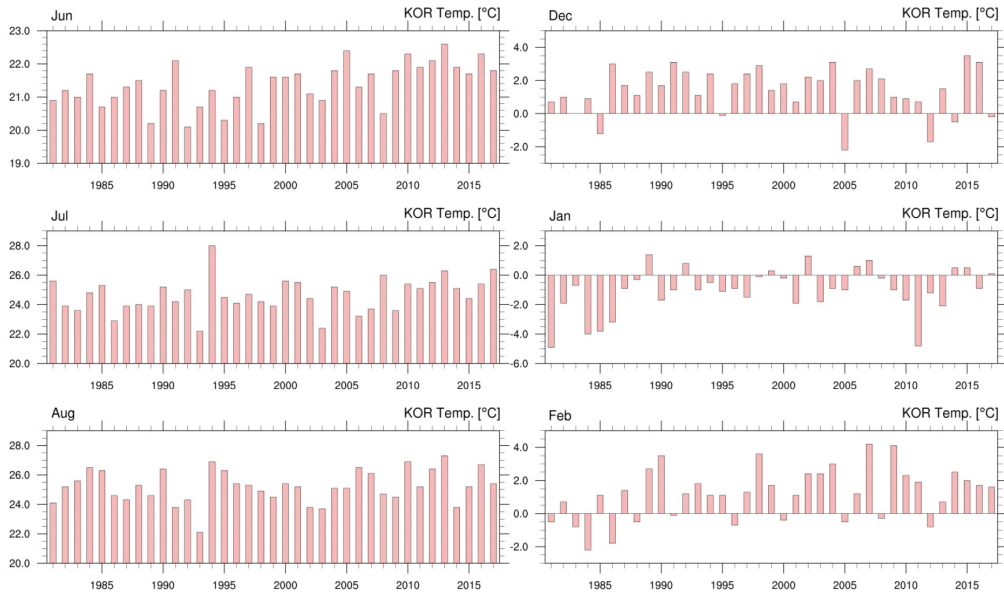


그림 2.2.1. (좌)여름철(6~8월)과 (우)겨울철(12~2월) 월별 평균기온 시계열

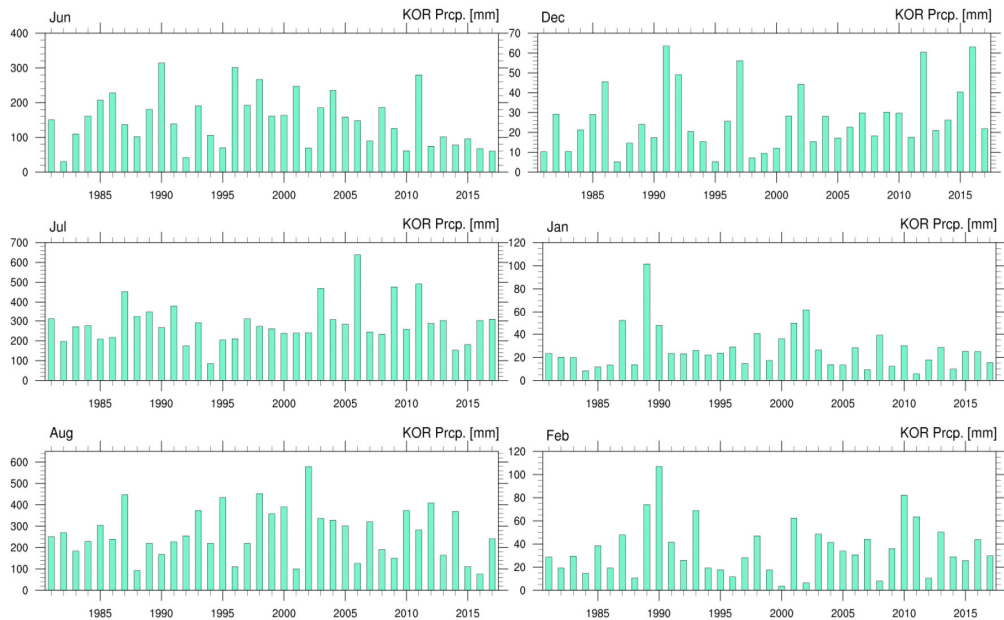


그림 2.2.2. (좌)여름철(6~8월)과 (우)겨울철(12~2월) 월별 강수량 시계열

표 2.2.1. 여름철과 겨울철 평균기온의 최고·최저 해

평균기온	월(기온 평년값)	최고기온 해(기온/편차)	최저기온 해(기온/편차)
여름철	6월(21.2)	2013년(22.6/+1.4)	1992년(20.1/-1.1) *1974년(19.7/-1.5)
	7월(24.5)	1994년(28.0/+3.5)	1993년(22.2/-2.3)
	8월(25.1)	2013년(27.3/+2.2)	1993년(22.1/-3.0) *1980년(22.0/-3.1)
겨울철	12월(1.5)	2015년(3.5/+2.0)	2005년(-2.2/-3.7)
	1월(-1.0)	1989년(1.4/+2.4) *1979년(1.6/+2.6)	1981년(-4.9/-3.9) *1977년(-4.9/-3.9)
	2월(1.1)	2007년(4.2/+3.1)	1984년(-2.2/-3.3)

표 2.2.2. 여름철과 겨울철 강수량의 최다·최소 해

강수량	월(강수량 중앙값)	최다강수 해(강수량)	최소강수 해(강수량)
여름철	6월(160.0)	1990년(314.6) *1978년(362.5)	1982년(30.5)
	7월(268.9)	2006년(638.9)	1994년(84.7)
	8월(252.8)	2002년(578.3)	2016년(76.2)
겨울철	12월(22.0)	1991년(63.5)	1987년(5.1)
	1월(23.4)	1989년(101.5)	2011년(5.6) *1977년(5.2)
	2월(30.0)	1990년(107.0)	2000년(3.3) *1977년(2.0)

2.2.1 여름철 기온과 강수의 극값 사례

2.2.1.1 6월 기온 최고 사례: 2013년 6월

2013년 6월 평균기온은 22.6℃로 6월의 평년값인 21.2℃에 비해 1.4℃ 높았다. 최고 기온 27.7℃, 최저기온 18.6℃로 각각 최고 5위, 1위를 기록하였으며 최고기온 보다는 최저기온이 증가하면서 평균기온이 상승했다. 강수량은 101.1mm, 21.7퍼센타일로 평년

보다 비가 적게 내렸다.

여름철 우리나라는 해양에서 발달한 북태평양 고기압과 유라시아 대륙에서 발달하는 상층 고기압(티벳 고기압)의 영향을 강하게 받는다. 2013년 6월 북태평양 고기압은 평년과 비슷한 세력을 유지했으나 상층의 대륙 고기압은 북동쪽으로 확장해 발달했고 우리나라는 상층 양의 지위고도 편차의 영향을 지배적으로 받았다(그림 2.2.3). 상층의 양의 지위고도 편차는 하층으로 내려갈수록 약해졌으나 우리나라 주변에서는 계속 유지되었다. 우리나라는 하층에서 고기압성 순환의 영향으로 동풍 편차가 지배적이었고 남쪽에서 올라오는 기류가 약해져 수증기를 공급받기 어려운 조건이 형성되었다(그림 2.2.4).

우리나라 여름철 순환장에 영향을 미치는 열대 지역 대류활동은 서태평양 적도 남쪽의 호주부터 적도 북쪽의 남중국해와 필리핀 주변까지 넓은 지역에서 대류활동이 증가하고 강수가 증가했다(그림 2.2.5). 이 지역에서 대류활동이 강하면 그에 대한 보상하강운동으로 우리나라와 일본에서 대류활동이 약화되고 고기압성 순환이 발달할 수 있는 조건을 제공한다(Kosaka and Nakamura, 2006). 2013년 6월에는 열대 동태평양 해수면 온도가 음의 편차가 나타나고 열대와 아열대 서태평양은 양의 편차가 나타나 약한 라니냐와 비슷한 상태를 보였다(그림 2.2.5). 이러한 라니냐와 비슷한 해수면온도 분포로 인해 서태평양에서의 대류활동이 증가한 것으로 보인다. 또한 2013년에는 인도지역에서 강한 대류활동과 함께 강수가 증가해 여름몬순이 강화되었는데 증가한 강수로 인한 강제력은 중위도 상층 편서풍에 영향을 주면서 CGT (Circumglobal Teleconnection) 패턴을 유도할 수 있다(Ding and Wang, 2005). 200 hPa 지위고도장에서 보인 북유럽에 양의 편차, 우랄산맥 지역 음의 편차, 동북아시아 양의 편차로 이어지는 지위고도 배치 형태는 6월에 주로 나타나는 CGT 패턴과는 차이가 있었으나 7월의 CGT 패턴과는 유사한 면을 볼 수 있었다.

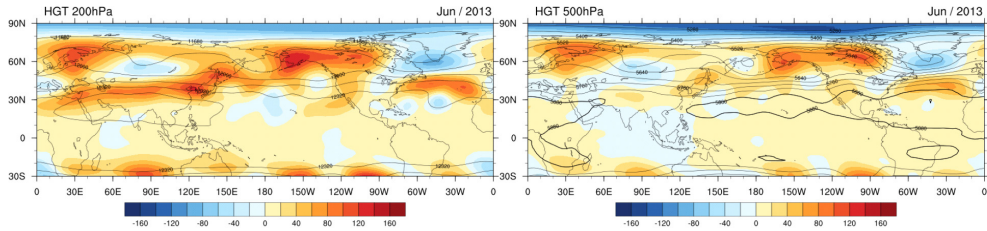


그림 2.2.3. 2013년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

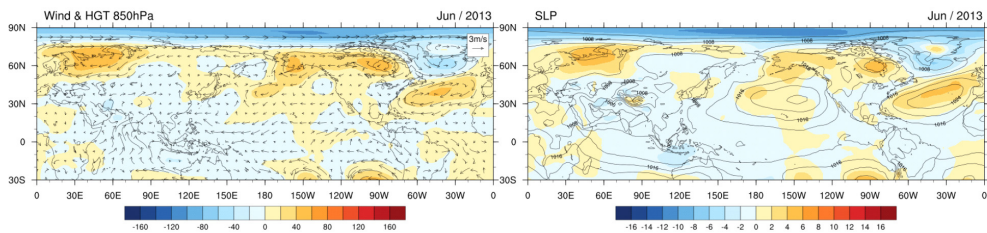


그림 2.2.4. 2013년 6월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

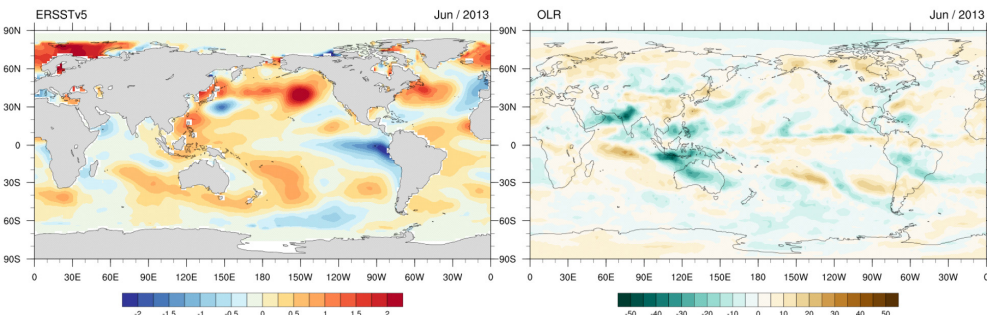


그림 2.2.5. 2013년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

이전 선행 연구에서는 봄철 유라시아 대륙의 눈덮임에 대한 EOF 분석에서 주성분 시계열과 우리나라 6월과 8월 기온 간에 양의 상관성이 있음을 보였다(원유진 외, 2017). 시계열 값이 클수록 EOF모드의 공간구조와 유사한 눈덮임 패턴을 갖는다는 것을 의미하고 봄철에 이러한 눈덮임 패턴이 있을 때 우리나라 여름철 기온이 높은 경향이 있다고 볼 수 있다. 2012-2013년 겨울에는 음의 북극진동이 강했고(그림 2.2.6) 봄철 유라시아 지역 눈덮임의 EOF 주성분 시계열에서 양의 값을 보여(원유진 외 2017, Figure 3) 극지

방의 찬 공기가 이류 되면서 유라시아 지역의 눈덮임이 봄철까지 지속될 수 있었고 늦봄과 초여름에 대기 강제력으로 작용해 여름철 대기 순환장에도 일부 영향을 주었을 것으로 보인다.

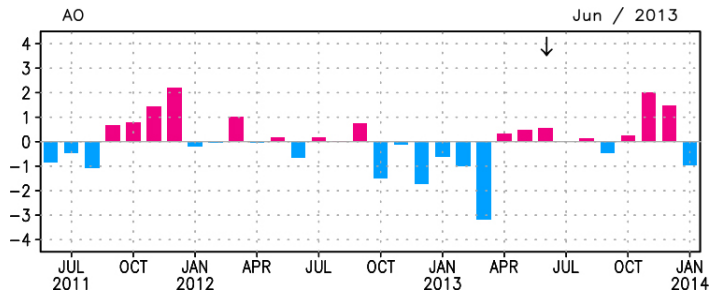


그림 2.2.6. 2011년 6월부터 2014년 1월까지의 북극진동 지수 시계열

2.2.1.2 7월 기온 최고, 강수 최소 사례: 1994년 7월

1994년 7월 평균기온은 28.0℃로 7월의 평년값인 24.5℃에 비해 3.5℃ 높았다. 1973년 이래로 기온이 두 번째로 높았던 2018년(26.8℃)과 비교해도 매우 높았으며 전국평균 폭염일수 18.3일(평년 3.9일), 열대야 일수 8.9일(평년 2.3일)로 역대 최고 1위를 기록했다. 강수량은 84.7mm, 2.2퍼센타일로 7월 강수량이 가장 적은 해였다.

1994년 7월에 우리나라는 상층 양의 지위고도 편차의 영향을 지배적으로 받았다(그림 2.2.7). 상층 지위고도장에서 유럽에 양의 편차, 우랄산맥 부근에 음의 편차, 우리나라에 양의 편차가 나타나 파동 전파 형태를 보였으며 이러한 지위고도 배치는 하층까지 유사하게 나타나는 순압대기 구조를 보이며 우리나라에 위치한 고기압성 순환 흐름이 빠져나가기 어려운 조건을 형성했다(그림 2.2.8). 우리나라는 7월 한 달 동안 지속적으로 양의 지위고도 편차의 중심부근에 위치하여 뚜렷한 주풍 없이 맑고 정체된 대기의 영향을 받았던 것으로 보인다. 연직운동과 지표태양복사 편차를 보면 우리나라 주변으로 강한 양의 편차가 나타나(그림 2.2.9) 안정된 대기 상태에서 상승운동이 발생하기 어렵고 맑은 날이 지속되면서 강수는 적은 반면 일사가 강해 기온이 매우 높았던 것으로 판단된다.

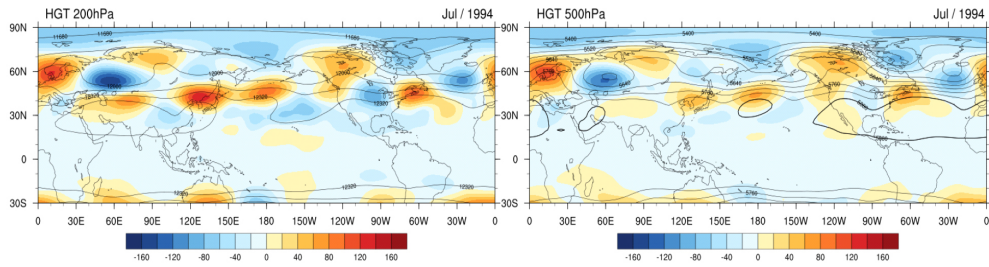


그림 2.2.7. 1994년 7월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

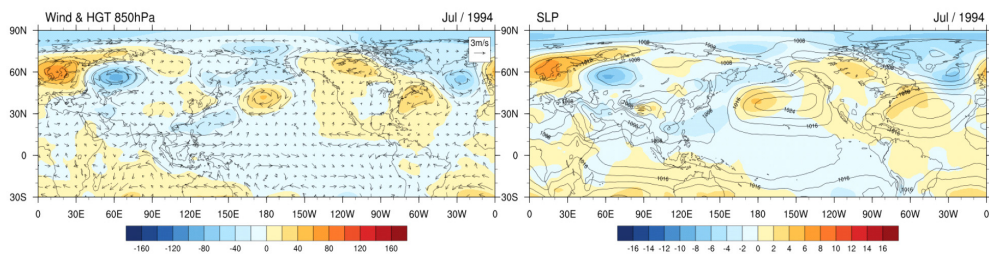


그림 2.2.8. 1994년 7월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

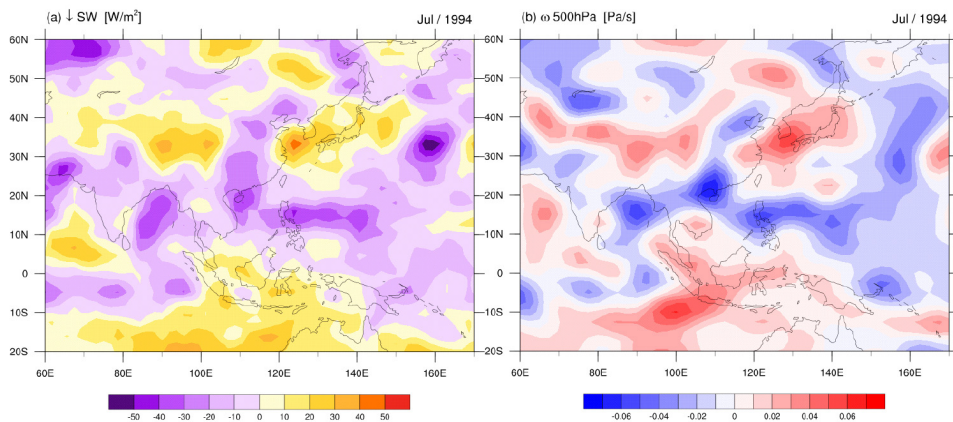


그림 2.2.9. 1994년 7월 (좌)하향지표태양복사 편차, (우)500 hPa 연직속도 편차

우리나라 상공에 위치한 양의 지위고도 편차가 유지되는 데는 인도양 쌍극자 모드와 서태평양의 대류활동이 영향을 준 것으로 보인다. 1994년 여름은 인도양 해수면 온도가 서인도양에 양의 편차, 동인도양에 음의 편차가 나타나는 쌍극자 모드가 발달하던 시기로 인도 여름몬순이 강화되었다(그림 2.2.10). 강화된 몬순에 의해 인도지역에서는 상승운동

이 강화되었고 이로 인해 유도된 강제력이 중위도 상층 편서풍에 영향을 주면서 CGT 패턴이 강화될 수 있는 환경을 만들었고 동북아시아의 고기압성 순환이 강화되었다. 앞절에서 언급했던 바와 같이 CGT 패턴은 여름철 200 hPa 지위고도장의 변동성과 관련되어 있으며 중위도 북미~유럽~중앙아시아~동아시아에 걸쳐 파동형태로 나타나는 구조를 보이며 우리나라가 위치한 동북아시아에서는 양의 편차가 나타난다(Ding and Wang, 2005). 인도양의 영향과 더불어 1994년 7월에는 아열대 서태평양, 특히 남중국해에서 필리핀 동쪽 해역까지 지속적으로 강한 대류활동이 나타났다(그림 2.2.10). 이 지역에서 대류활동이 강하면 원격상관을 통한 보상하강운동으로 우리나라와 일본에서는 하강기류가 발달하고 양의 지위고도 편차가 발달할 수 있는 조건을 제공하는데 이는 Pacific-Japan(PJ) 패턴으로 알려져 있다(Kosaka and Nakamura, 2006). PJ 패턴과 연관된 대기 순환장은 남중국해와 필리핀해 부근에서 저기압성 흐름, 우리나라와 일본 부근에서 고기압성 흐름이 나타나는데, 1994년 7월은 이와 유사한 기압패턴이 보였다(그림 2.2.8). 우리나라 부근에서 유도되는 하강기류와 고기압성 흐름은 수증기를 공급해주는 남풍을 차단하고 상승운동을 억제해 강수가 줄어드는데 기여하였다.

따라서 1994년 7월에는 인도 여름몬순이 강화되면서 CGT 패턴이 강화되고 아열대 서태평양과 남중국해에서 대류활동이 강화되면서 우리나라에 고기압성 순환이 유도되었고 기온이 높고 강수가 적었던 것으로 보인다.

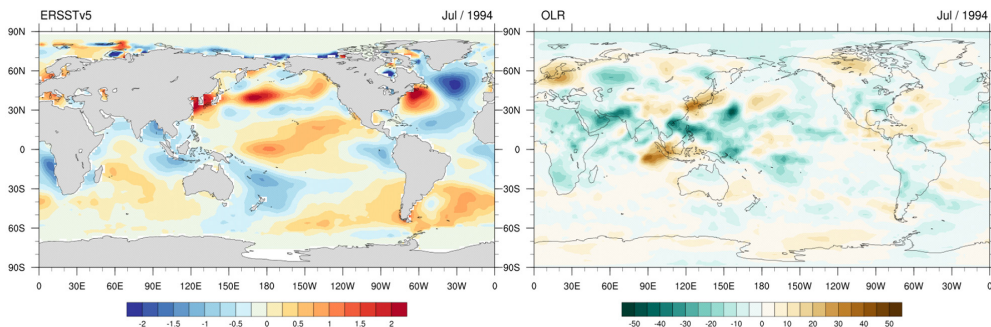


그림 2.2.10. 1994년 7월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

2.2.1.3 8월 기온 최고 사례: 2013년 8월

2013년 8월 평균기온은 27.3°C 로 8월의 평년값인 25.1°C 에 비해 2.2°C 높았다. 최고 기온 32.3°C , 최저기온 23.4°C 로 각각 최고1위, 2위를 기록했으며 열대야 일수는 9.2일로 8월 열대야 일수로 가장 길었다. 강수량은 164.0mm, 18퍼센타일로 강수도 평년보다 적었다.

2013년 8월 우리나라는 양의 지위고도 편차의 영향을 지배적으로 받았다(그림 2.2.11). 북태평양 고기압의 영역을 나타내는 5880 gpm 선이 평년보다 상당히 서쪽으로 치우쳐 고기압 세력이 태평양 서쪽까지 발달했음을 볼 수 있었고 대륙의 상층 고기압 세력을 나타내는 12480 gpm 선은 평년보다 북동쪽으로 확장해 대륙 고기압이 강해졌음을 볼 수 있었다. 상층 고기압 세력의 확장은 12520 gpm 선에서 더 뚜렷하게 보이는데 평년에는 중국 내륙에 위치한 12520 gpm 선이 우리나라 남해까지 뻗어있었다(그림 2.2.12). 따라서 상층에 발달한 대륙 고기압이 한반도까지 확장하고 북태평양 고기압이 강해지면서 중층부터 상층까지 이어지는 고기압성 순환이 우리나라를 덮고 있었다. 하층 지위고도 배치는 상층과 유사했으나 양의 지위고도 편차가 상층보다 남쪽에 위치했고 우리나라는 양의 편차와 음의 편차의 가장자리에 위치해 건조하고 뜨거운 대륙으로부터 불어오는 서풍의 영향을 지배적으로 받았다(그림 2.2.13).

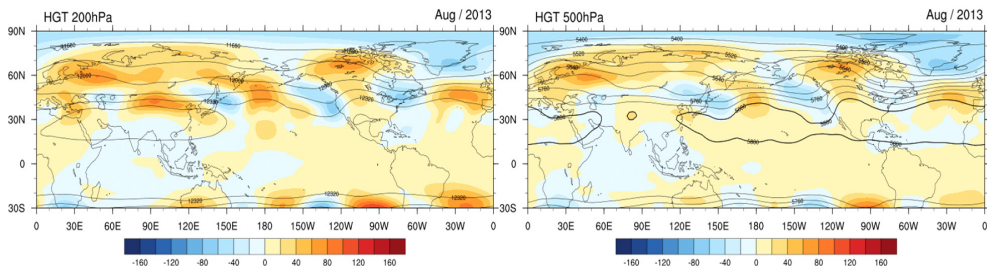


그림 2.2.11. 2013년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

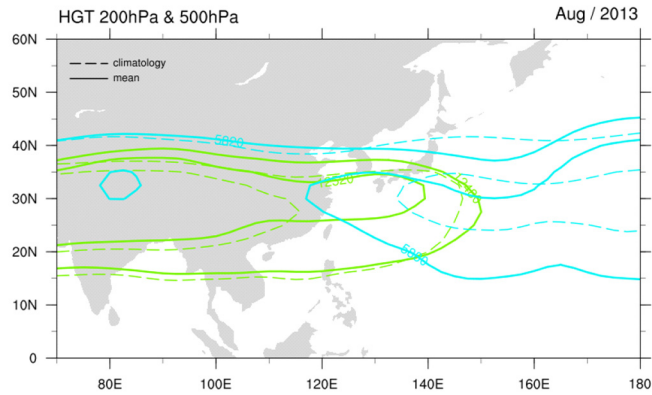


그림 2.2.12. 5820 gpm, 5880 gpm(하늘색), 12480 gpm, 12520 gpm(연두색) 선의 2013년 8월 평균값(실선)과 8월 기후값(점선)

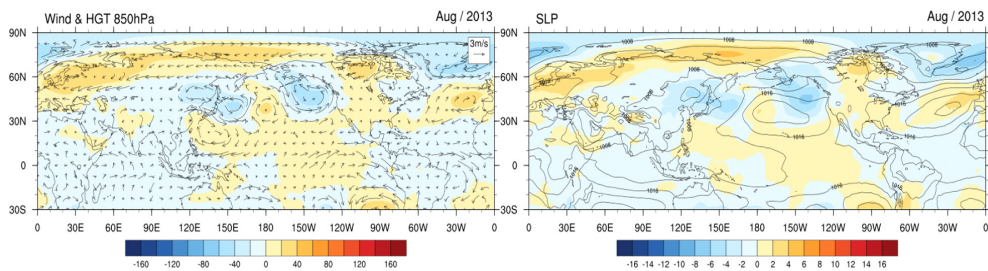


그림 2.2.13. 2013년 8월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

여름철 순환장에 영향을 주는 아열대 서태평양 대류활동은 8월 한 달 동안 지속적으로 활발하게 나타났다(그림 2.2.14). 인도네시아와 필리핀해 근방의 해수면 온도는 높은 반면 열대 중태평양과 동태평양 해수면 온도는 낮은 라니냐와 비슷한 상태로 인해 남중국해의 대류활동은 강해지고 중태평양에서는 대류활동이 억제된 것으로 보인다. 앞 절에서도 언급한 바와 같이 남중국해 지역에 대류활동이 강하면 우리나라 주변에서는 대류활동이 약해지고 하강기류가 강해져 고기압성 순환이 발달하기 좋은 조건이 된다.

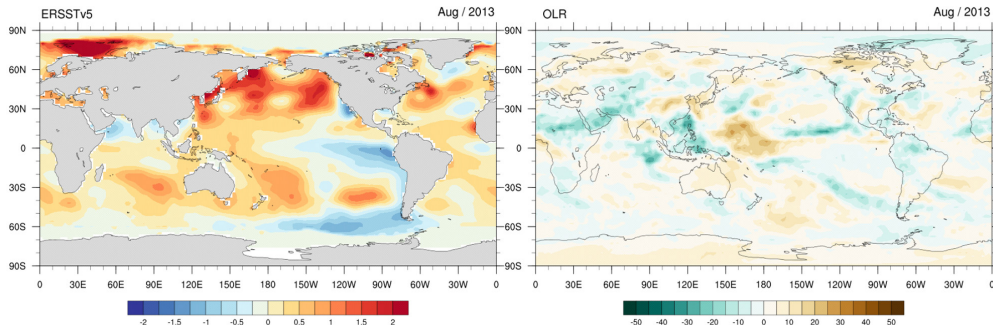


그림 2.2.14. 2013년 8월 (좌)해수면 온도 분포, (우)OLR 분포

2013년 6월 사례에서 언급한 봄철 유라시아 대륙의 눈덮임은 우리나라 8월 기온과도 높은 양의 상관성이 있다. 8월 기온은 눈덮임의 EOF 2번째 모드와 관련이 있는데 선행 연구에서 보인 EOF 두 번째 주성분 시계열에서 2013년 8월에는 양의 값이 나타나 (원유진 외 2017, Figure 3) 유라시아 눈덮임이 봄철까지 지속되면서 초여름에 강제력으로 작용해 여름철 대기 순환장에 일부 영향을 주었을 것으로 보인다.

따라서 2013년 8월에는 상층부터 하층까지 자리 잡은 고기압성 순환의 영향으로 우리나라에 하강기류가 강화되고 단열상승과 일사량 증가에 의해 기온이 상승할 수 있었다. 고기압이 강화되는 데는 아열대 서태평양의 대류활동 증가가 큰 역할을 하였고 봄철 유라시아 대륙이 눈덮임의 영향도 일부 있었던 것으로 보인다.

2.2.1.4 6월 기온 최저 사례: 1992년 6월

1992년 6월 평균기온은 20.1℃로 6월의 평년값인 21.2℃ 보다 1.1℃ 낮았다. 전국적으로 기온이 평년보다 낮았으며 중부지방에서 기온편차가 더 크게 나타났다. 주기적인 기온변동이 있었으나 월 초반을 제외하고 계속해서 기온이 평년보다 낮았고 낮은 기온은 5월부터 이어졌다. 강수량은 41.8mm, 5.5퍼센타일로 강수도 매우 적었다.

여름철 우리나라는 해양에서 발달한 북태평양 고기압과 유라시아 대륙에서 발달한 상층 고기압의 영향을 강하게 받을 때 기온이 높은 경향이 있다. 1992년 6월은 이와 반대로 우리나라와 중위도 유라시아 대륙은 상층에 음의 지위고도 편차가 강하게 나타났고 북태

평양 고기압은 약해져 우리나라 주변까지 세력을 확장하지 못했다(그림 2.2.15). 상층 지위고도장에서는 (+)~(-)~(+)-(-) 지위고도 편차가 번갈아 나타나는 파동 전파 형태가 나타났는데 이는 여름철 우리나라 상층에 고기압을 발달시키는 CGT (Ding and Wang, 2005)와 반대 부호로 유사한 패턴이었다. 열대 태평양 해수면 온도는 동태평양부터 중태평양까지 온도가 높았고 중태평양부터 대각선 방향으로 북아메리카까지 해수면 온도가 높게 나타났다(그림 2.2.16). Nino3.4 지수는 0.71로 높았는데(그림 2.2.17) 1991-1992년 겨울에 엘니뇨가 발생한 이후 점차 소멸해가는 상태로 우리나라에 큰 영향을 주지는 못했다. 우리나라 동쪽으로 중위도 북태평양에서는 해수면 온도가 평년보다 낮았다(그림 2.2.16). 이러한 해수면 온도 분포는 전달부터 계속되었는데 해수면 온도가 차갑게 유지되면서 그 위에 놓인 북태평양 고기압의 발달을 저지한 것으로 보인다.

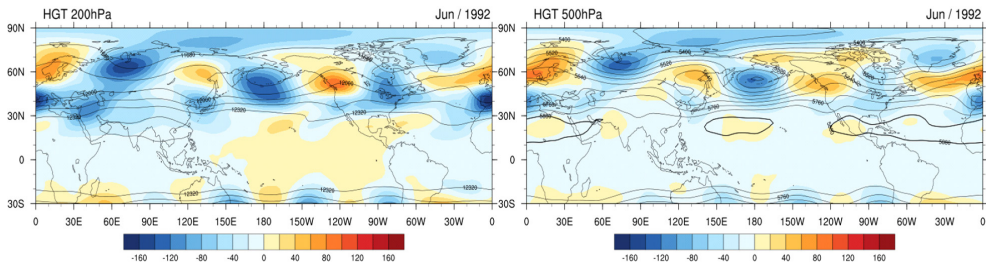


그림 2.2.15. 1992년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

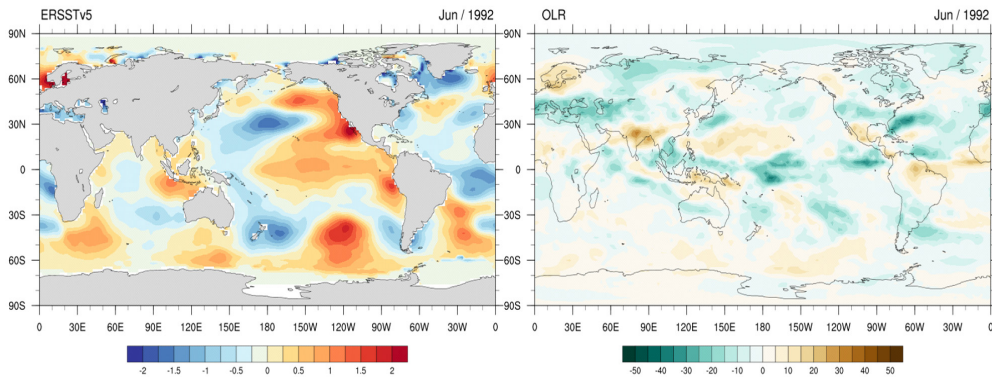


그림 2.2.16. 1992년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

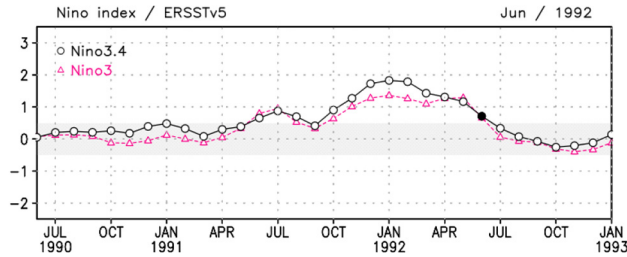


그림 2.2.17. 1990년 6월부터 1993년 1월까지의 Nino3와 Nino3.4 지수 시계열

따라서 1992년 6월에는 뚜렷한 기후 인자의 영향이 없었던 가운데 저기압과 이동성 고기압이 번갈아 지나가면서 주기적인 기온변동이 있었고 오호츠크해에 위치한 고기압의 영향으로 우리나라 쪽으로 한기가 유입되면서 대기불안정에 의한 비가 내리고 기온 하강이 있었다.

2.2.1.5 7월 기온 최저 사례: 1993년 7월

1993년 7월 평균기온은 22.2℃로 7월의 평년값인 24.5℃에 비해 2.3℃ 낮았다. 전국적으로 평년보다 기온이 낮았으며 동쪽으로 갈수록 기온 편차가 더 컸다. 최고기온 26.4℃, 최저기온 18.7℃로 최저기온도 역대 최저 1위였다. 강수량은 290.2mm, 64.8퍼센타일로 평년과 비슷했다.

1993년 7월의 순환장 패턴을 보면 우리나라 상층은 음의 지위고도 편차의 영향을 지배적으로 받았다(그림 2.2.18). 북극 시베리아부근으로 음의 지위고도 편차가 나타났고 이를 둘러싼 양의 지위고도 편차가 나타나 음의 북극진동과 유사한 패턴을 보였다. 중위도에서는 중국 내륙에서부터 북태평양 중앙까지 음의 지위고도 편차가 이어지고, 서유럽부터 (-)~(+)-(-) 지위고도 편차가 파동 전파형태로 나타났는데 이는 음의 CGT 패턴(Ding and Wang, 2005)과 일부 유사했다. 상층의 지위고도 배치는 하층까지 유사하게 이어졌는데 오호츠크해 근방은 하층으로 내려갈수록 양의 편차가 나타났다. 하층에서 우리나라와 캄차카 반도 남쪽에 위치한 저기압성 순환의 영향으로 우리나라는 동풍편차의 영향을 받았으며 동풍은 음의 온도이류를 통해 우리나라 기온 감소에 영향을 주었다(그림 2.2.19). 북태평양 고기압 세력을 나타내는 5880 gpm 선은 평년보다 남하했으며 대륙

고기압을 나타내는 12480 gpm 선 또한 남하해 여름철에 우리나라에 영향을 주는 두 고기압 세력이 약했고 큰 영향을 주지 못했다(그림 2.2.20).

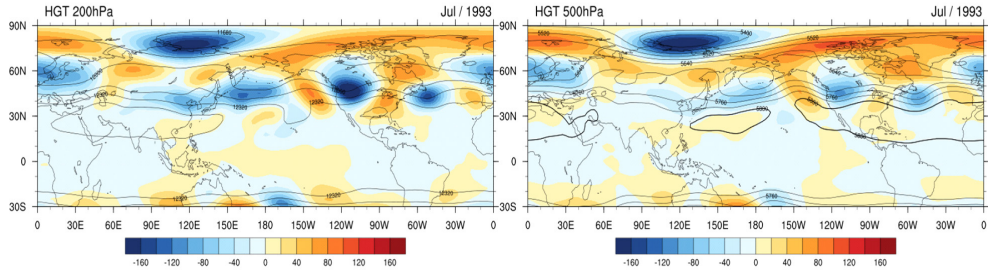


그림 2.2.18. 1993년 7월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

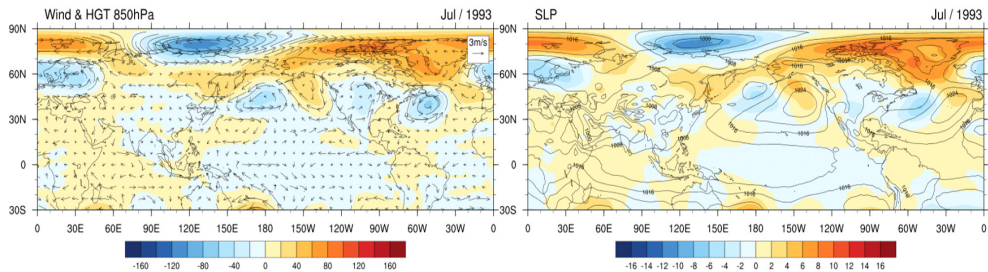


그림 2.2.19. 1993년 7월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

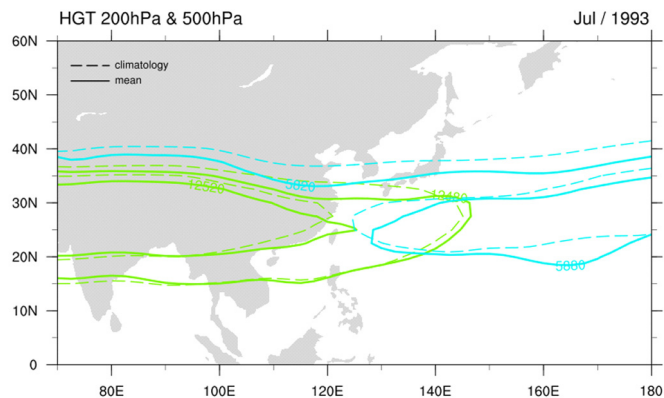


그림 2.2.20. 5820 gpm, 5880 gpm(하늘색), 12480 gpm, 12520 gpm(연두색) 선의 1993년 7월 평균값(실선)과 7월 기후값(점선)

여름철 오호츠크해 고기압 강도와 우리나라 여름철 이상저온 출현빈도 간에는 통계적으로 유의한 상관관계가 있다(허인혜와 이승호, 2006). 오호츠크해에 고기압성 순환이 위치하면 우리나라 쪽으로 북풍을 유도해 남풍 유입이 저지되고 반대로 약한 경우 북태평양 고기압으로부터 남풍 유입이 증가한다(임장호와 변희룡, 2000). 1993년 7월에는 오호츠크해에 양의 지위고도 편차가 나타났고 북태평양 고기압은 세력이 약해 우리나라 기온이 낮아질 수 있는 조건을 만들었다(그림 2.2.19). 북태평양 고기압 약화는 해수면 온도와 관련이 있다. 우리나라 동쪽으로 중위도 북태평양에는 동서방향으로 길게 해수면 온도가 낮은 영역이 나타났는데 이 지역 해수면 온도는 봄부터 계속 차갑게 유지되면서 그 위에 놓인 북태평양 고기압 발달을 저지한 것으로 보인다(그림 2.2.21).

7월에는 열대 동태평양과 중태평양 해수면 온도가 평년보다 높고 열대 중서태평양부터 북서쪽으로 대류 증가~억제~증가로 이어지는 3개의 셀 구조가 나타났으며(그림 2.2.21) 우리나라 동남쪽에 고기압성 순환이 나타났다. 이러한 해수면 온도와 대류활동 분포는 엘니뇨 발달기에 나타나는 패턴과 유사했다. 대류활동에 의한 강수는 강제력으로 작용해 원격상관을 통해 우리나라 남동쪽에 고기압성 흐름을 만들고 여름철 우리나라 강수 증가와 기온 하강을 유도할 수 있다(엘니뇨백서, 2017).

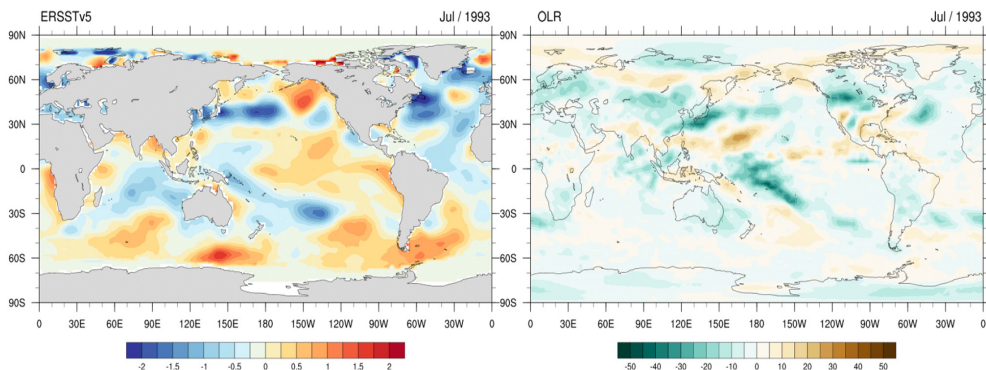


그림 2.2.21. 1993년 7월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

따라서 1993년 7월에는 여름철 우리나라에 영향을 주는 고기압 세력이 크게 발달하지 못해 영향을 주지 못했으며, 우리나라는 저기압성 순환의 영향을 받아 흐리고 비오는 날

이 많아 기온이 낮았다. 봄부터 낮게 유지된 북태평양 해수면 온도와 파동전파로 나타난 음의 CGT, 오후크해 양의 지위고도 편차, 엘니뇨 발달기와 유사한 대류활동이 북태평양 고기압과 상층 대륙 고기압 발달을 저지하면서 우리나라에 음의 지위고도 편차가 유지되는데 영향을 준 것으로 보인다.

2.2.1.6 8월 기온 최저 사례: 1993년 8월

1993년 8월 평균기온은 22.1℃로 8월의 평년값인 25.1℃에 비해 3.0℃ 낮았다. 전국적으로 평년보다 기온이 낮았으며 7월에 이어 기온이 계속 낮았다. 강수량은 373.1mm, 78퍼센타일로 강수가 많은 편이었으며 강수일수도 많아 비가오고 흐린 날이 많았다.

1993년 8월의 순환장은 전달인 7월과 유사했다. 우리나라 상층은 음의 지위고도 편차의 영향을 지배적으로 받았고 유럽부터 우리나라까지 파동전파 형태의 지위고도 배치가 나타났다. 북극에는 바렌츠-카라 해에 중심을 둔 양의 지위고도 편차와 이를 둘러싼 중위도의 음의 지위고도 편차가 나타나 음의 북극진동과 비슷한 패턴을 보였다(그림 2.2.22). 이러한 패턴은 7월부터 나타났으며 8월에 더 강해졌다. 5880 gpm 선은 평년보다 남쪽에 위치하고 12480 gpm 선도 남하해 북태평양고기압과 대륙 고기압은 우리나라에 큰 영향을 주지 못했다(그림 2.2.23). 하층에서는 북풍편차의 영향을 받아 상대적으로 차가운 공기가 이류 되면서 기온 하강을 이끌었다(그림 2.2.24). 해수면 온도와 열대 대류활동도 7월과 마찬가지로 동태평양 해수면 온도가 높고 열대 중태평양에서 대류활동이 강화되었으며 북서방향으로 3개 셀 구조의 대류활동 패턴이 나타났다. 우리나라 동쪽 북태평양의 낮은 해수면 온도는 8월에 더욱 강화되었다(그림 2.2.25).

따라서 1993년 8월에는 7월과 마찬가지로 여름철 우리나라에 영향을 주는 고기압 세력이 크게 발달하지 못했으며 우리나라는 음의 지위고도 편차의 영향을 받아 흐리고 비오는 날이 많아 기온이 평년보다 크게 낮았다. 7월에 이어 8월에도 낮은 기온이 계속해서 유지된 데에는 앞 절에서 언급한 음의 CGT와 오후크해 양의 지위고도 편차, 열대 대류활동에 의한 원격상관의 영향과 봄부터 계속해서 북태평양 해수면 온도가 낮았던 것이 우리나라에 음의 지위고도 편차가 유지되고 기온이 낮게 지속되는데 영향을 준 것으로 보인다.

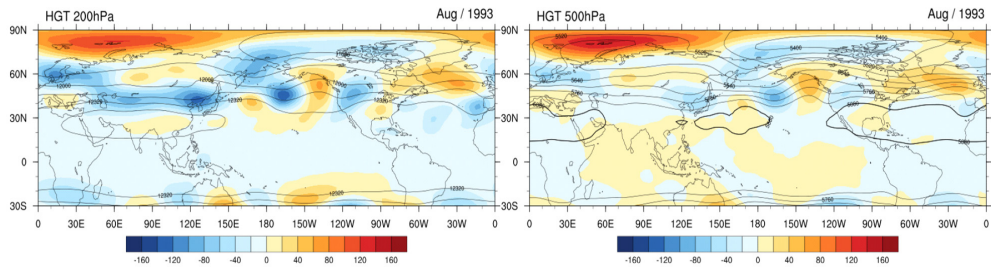


그림 2.2.22. 1993년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

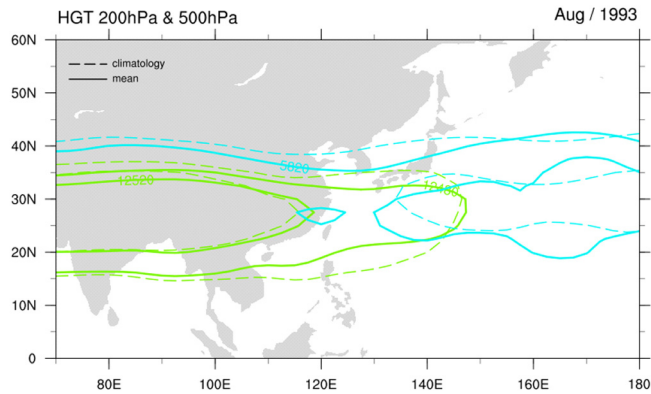


그림 2.2.23. 5820 gpm, 5880 gpm(하늘색), 12480 gpm, 12520 gpm(연두색) 선의 1993년 8월 평균값(실선)과 8월 기후값(점선)

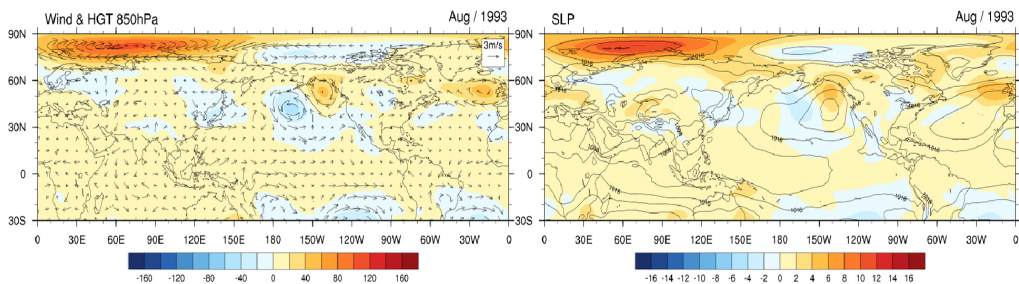


그림 2.2.24. 1993년 8월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

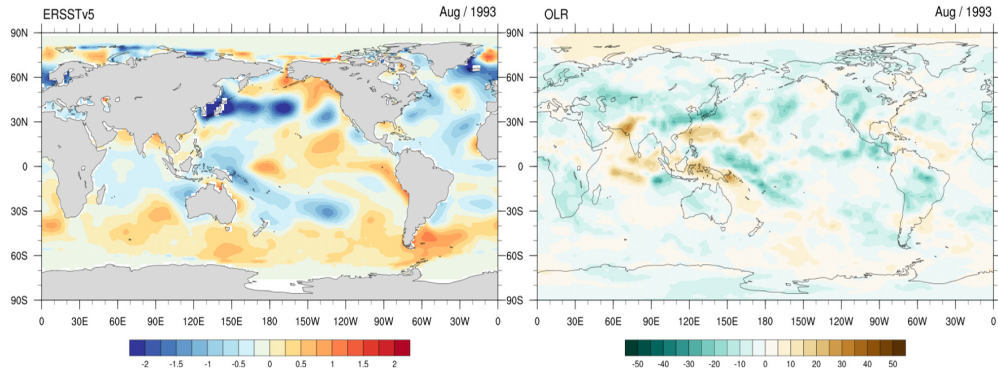


그림 2.2.25. 1993년 8월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

2.2.1.7 6월 강수 최다 사례: 1990년 6월

1990년 6월 강수량은 314.6mm, 100퍼센타일로 강수가 매우 많았다. 전국 대부분의 지역에서 평년보다 강수량이 많았고 남부지방보다 중부지방에서 강수량이 많았다. 평균 기온은 21.2℃로 6월의 평년값인 21.2℃와 같았으며 평년에서 크게 벗어나지 않는 범위에서 기온변동이 있었다.

1990년 6월의 지위고도 분포를 보면 우리나라 상층에는 양의 지위고도 편차가 위치하고 중위도에 전반적으로 양~음 편차가 번갈아가며 나타나는 파동 전파 형태가 나타났다(그림 2.2.26). 하층에서는 우리나라와 일본 남쪽으로 양의 지위고도 편차가 나타났다. 북태평양 고기압은 중심세력이 다소 강했으며 서쪽 가장자리는 우리나라 쪽으로 확장했다. 하층에서 우리나라는 고기압성 순환의 서쪽 가장자리에 위치해 남서풍의 영향을 받았다(그림 2.2.27). 열대 태평양은 중립상태로 우리나라에 별다른 영향을 주지 못했다(그림 2.2.28).

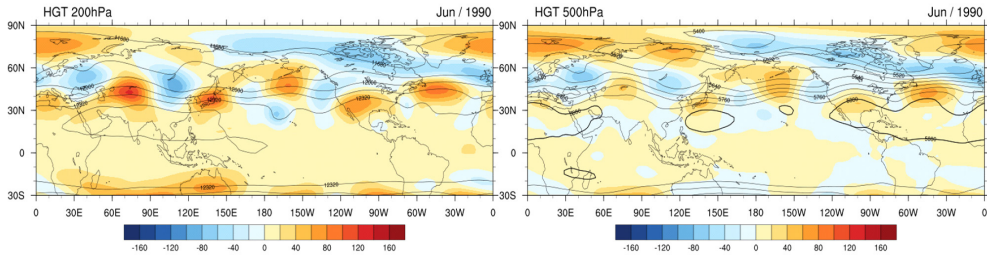


그림 2.2.26. 1990년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균)

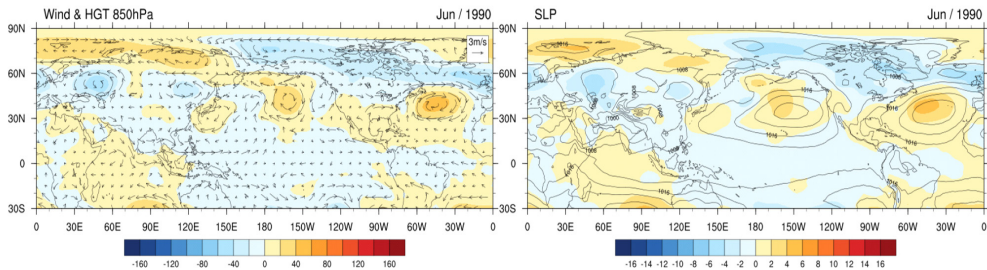


그림 2.2.27. 1990년 6월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

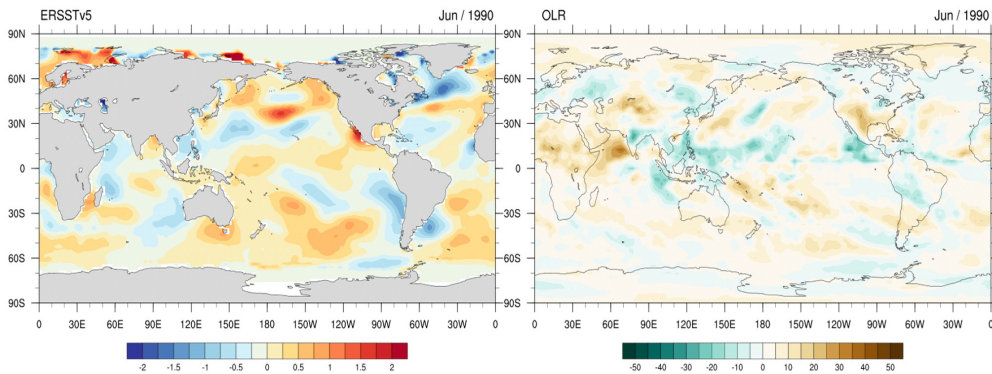


그림 2.2.28. 1990년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

하순에는 온대성 저기압으로 약화된 제5호 태풍 오펠리아(Ophelia)의 영향으로 중부 지방에 많은 비가 내렸다. 태풍 오펠리아는 대만을 지나 중국에 상륙한 뒤 온대성 저기압으로 세력이 약해졌고 이후 북상하면서 서해를 지나 우리나라를 통과했는데, 장마전선을 따라가면서 남해안 일부지방을 제외한 전국에 많은 비를 내렸다.

1990년 6월은 뚜렷하게 영향을 주는 기후인자를 찾기 어려웠고 이동성 고기압과 기압골이 지나가면서 날씨를 변화시켰다. 우리나라 남쪽에 걸쳐진 고기압성 순환에 의해서는 남서풍이 불면서 수증기가 많이 공급될 수 있었다. 중순 이후로 장마전선이 북상하면서 비가 많이 내렸고 온대성 저기압으로 약화된 제5호 태풍이 중부지방을 지나가면서 수증기를 몰고 와 많은 비가 내렸다.

2.2.1.8 7월 강수 최다 사례: 2006년 7월

2006년 7월 강수량은 638.9mm, 100퍼센타일로 매우 많았으며 7월 강수 최다 2위와는 147.4mm 차이가 났다. 전국적으로 강수가 매우 많았으며 강수일수도 많아 7월 한 달 동안 45개 관측 지점 중 한 지점이라도 강수가 없었던 날이 없었다. 평균기온은 23.2℃로 평년보다 1.3℃ 낮았다.

우리나라 여름철 강수량은 장마기간에 내리는 강수가 많은 부분을 차지한다. 2006년 장마기간은 6월 21일~7월 29일까지로 장마가 오랜 기간 지속되면서 7월 대부분이 장마기간에 포함되었다. 장마전선의 지속성과 활동성에는 북태평양 고기압 세력의 변화와 상층 제트류가 영향을 주는데 북태평양 고기압이 서쪽으로 확장할 경우 장마전선이 잘 유지되어 한반도에 걸쳐있는 경우가 많다(장마백서, 2011). 2006년 7월에는 북태평양 고기압의 서쪽 가장자리가 북서쪽으로 확장했고 하층의 고기압성 순환에 의해 남서풍이 불면서 따뜻하고 습한 공기가 지속적으로 공급되어 비가 많이 내릴 수 있었다(그림 2.2.29). 상층에서는 제트가 강화되었는데 강화된 제트류에 의해 북서풍이 불어 우리나라 상층에는 상대적으로 차갑고 건조한 공기가 공급되었다(그림 2.2.30). 하층에서는 하층 제트가 강화되면서 따뜻하고 습한 공기가 남동풍을 타고 우리나라로 공급되어(그림 2.2.29) 상층의 한랭 건조한 공기와 하층의 온난 습윤한 공기가 만나 대기가 불안정해지면서 장마전선이 활성화되고 많은 강수가 내릴 수 있었다.

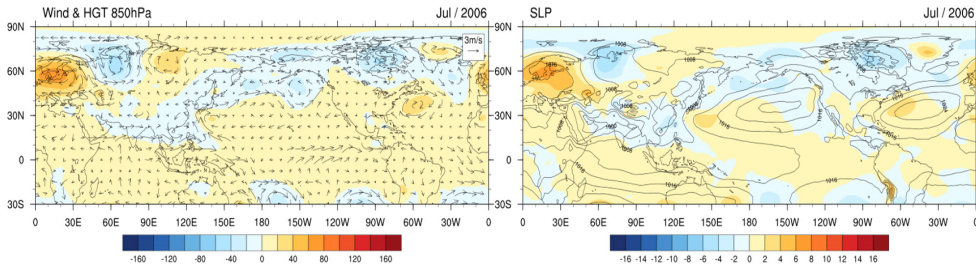


그림 2.2.29. 2006년 7월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차, 실선:월평균)

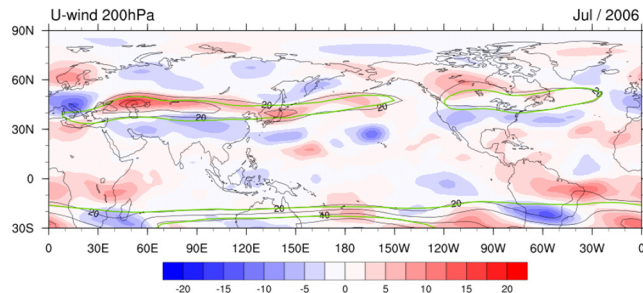


그림 2.2.30. 2006년 7월 200 hPa 동서바람(채색:편차, 검정실선:평균바람(20m/s이상, 10m/s간격), 녹색실선:기후 값(20m/s이상, 20m/s간격))

2006년 7월 강수에는 태풍의 영향도 있었다. 10일에는 제3호 태풍 에위니아(Ewiniar)가 한반도에 상륙하면서 태풍에 의한 직접적인 영향으로 많은 비가 내렸다. 중반에는 중국으로 상륙한 제4호 태풍 빌리스(Bilis)의 영향으로 많은 양의 수증기가 공급되었고 후반에는 제5호 태풍 개미(Kaemi)가 중국으로 가면서 몰고 온 수증기로 인해 비가 많이 내렸다.

2.2.1.9 8월 강수 최다 사례: 2002년 8월

2002년 8월 강수량은 578.3mm, 100퍼센타일로 매우 많았으며 최다 2위와는 126mm 차이가 났다. 월 초반에 강한 강수가 있었던 이후로 비가 자주 왔으며 남부와 동해안 지방을 중심으로 강수량이 많았다. 평균기온은 23.8℃로 평년보다 1.3℃ 낮았다.

2002년 8월이 강수 최다 해가 된 것은 월말인 30~31일 우리나라를 관통한 제15호 태풍 루사(Rusa)의 영향이 매우 컸다. 태풍 루사는 중심기압 950 hPa에 달하는 대형

태풍으로 8월 31일 남해안으로 상륙해 우리나라를 대각선으로 가로질러 통과해 동해상으로 빠져나갔다. 태풍의 영향으로 전국적으로 강한 바람과 함께 매우 많은 비가 내렸으며 특히 31일 강릉에 내린 일강수량은 870.5mm를 기록했다.

태풍의 직접적인 영향이 없었던 29일까지의 강수량만 보면 430.3mm로 태풍의 영향으로 인한 강수를 제하더라도 강수량이 많은 편이었다. 2002년 8월의 순환장 분포를 보면 상층에는 유럽부터 (+)~(-)~(+)~(-) 지위고도 편차가 파동전파 형태로 나타나며 우리나라는 기압골에 위치해 음의 지위고도 편차의 영향을 받았다. 상층의 대륙고기압은 약했으며 북태평양고기압도 평년보다 약하고 중심이 동쪽으로 밀려나 여름철 우리나라의 높은 기온에 영향을 줄 수 있는 고기압 세력은 큰 영향을 끼치지 못했다(그림 2.2.31).

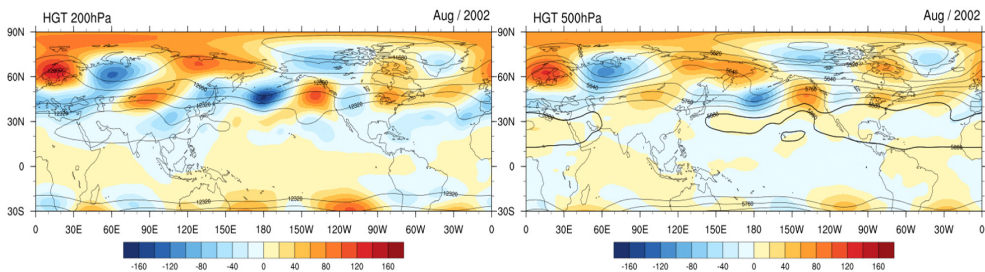


그림 2.2.31. 2002년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균)

하층에는 우리나라 바로 남쪽에 고기압성 순환이 발달해 따뜻하고 습한 공기가 유입될 수 있었는데(그림 2.2.32) 이 고기압성 순환은 엘니뇨와 연관되어 있다. 2002년 여름에 열대 태평양은 중태평양에서 온도가 높게 나타났고 엘니뇨로 발달했다(그림 2.2.33). 우리나라는 강수가 많고 기온은 낮았으며 열대 대류활동은 중태평양에서 활발하고 서태평양에서 억제되는 엘니뇨 발달기 여름철에 나타나는 전형적인 분포를 보였다. 중태평양에서 대류활동 증가와 함께 양의 강수 편차가 나타나면 Gill-타입 대기반응에 의해 북서쪽에 저기압성 순환이 유도되고, 저기압성 순환에 의한 북풍 편차로 인해 음의 강수 편차가 유도된다. 음의 강수 편차는 다시 북서쪽인 우리나라 남동쪽에 고기압성 흐름을 유도하는데 이 고기압성 흐름에 의해 우리나라에 남서풍 편차가 유도되고 온난하고 습윤한 공기가 유입되면서 강수를 증가시킬 수 있었다(엘니뇨 백서, 2017).

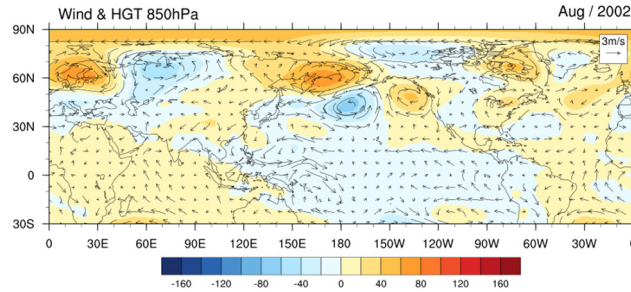


그림 2.2.32. 2002년 8월 850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

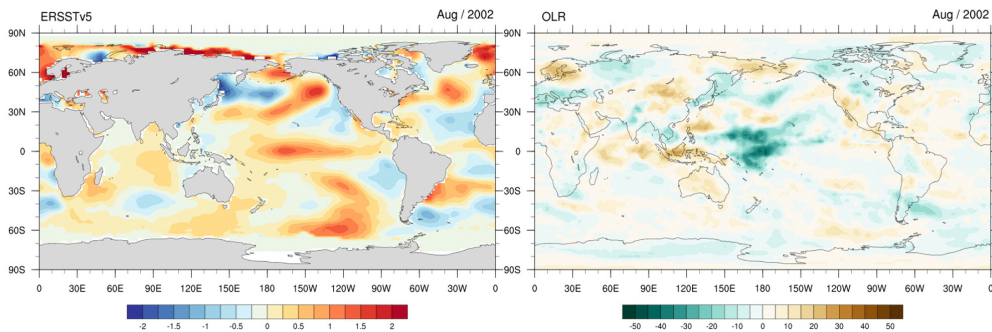


그림 2.2.33. 2002년 8월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

2.2.1.10 6월 강수 최소 사례: 1982년 6월

1982년 6월 강수량은 30.5mm, 2.2퍼센타일로 매우 적었다. 강수일수는 적지 않았으나 하루 강수량이 13일 하루를 제외하고 5mm미만으로 일 강수량이 매우 적었다. 평균기온은 21.2℃로 6월 평년값과 같았다. 평년값에서 크게 벗어나지 않는 범위에서 기온변동이 있었으며 동쪽은 기온이 평년보다 낮고 서쪽은 평년보다 높았다.

1982년 6월에는 기압계의 변동이 잦았고 우리나라는 바이칼호 동쪽의 기압능과 오호츠크해 부근 기압골의 영향을 받는 날이 많았다. 우리나라 상층에는 음의 지위고도 편차가 위치했고(그림 2.2.34) 하층에서는 동쪽의 음의 지위고도 편차와 서쪽의 양의 지위고도 편차 사이에 위치했다. 음의 지위고도 편차는 오호츠크해 부근부터 아열대 북서태평양까지 위치해 우리나라는 북동풍 편차의 영향을 받았다(그림 2.2.35). 여름철 강수가 많려면 남서풍 혹은 남동풍이 강해지면서 우리나라 쪽으로 수분이 공급되어야 하는데 북풍 편차가 강해지면서 수증기 유입이 저지되었다.

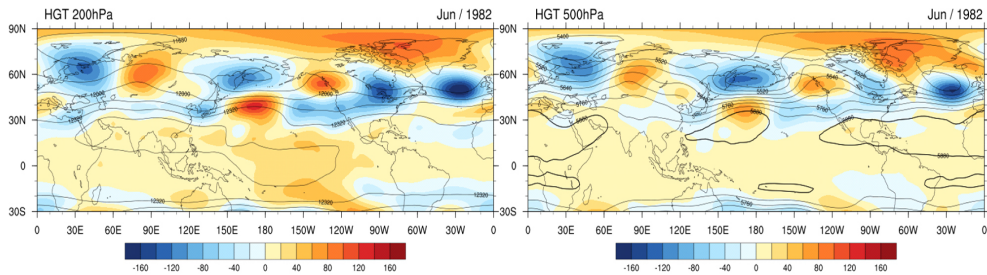


그림 2.2.34. 1982년 6월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균)

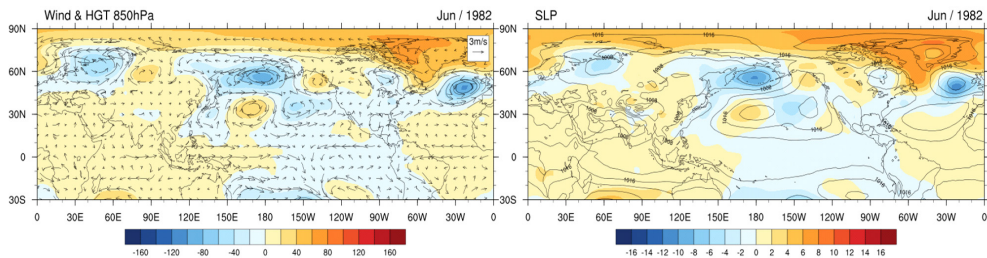


그림 2.2.35. 1982년 6월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차,실선:월평균)

여름철 강수는 봄철 북극진동과 음의 상관관계가 있다는 선행 연구 결과가 있다(Gong et al. 2011). 봄철에 양의 북극진동일 때 북태평양에서는 열대에 저기압이 나타나고 그 북쪽으로 고기압이 위치하는 쌍극 구조가 나타나고 이와 관련해서 해수면 온도는 열대 중태평양과 동태평양에서 양의 해수면온도, 그 북쪽에 음의 해수면 온도가 나타난다. 이러한 열대의 저기압과 양의 해수면 온도는 여름까지 유지되면서 대기-해양 상호작용을 통해 여름철에 동남아시아와 서태평양에 저기압성 순환을 유도하고 북서태평양 아열대 고기압 약화를 유도할 수 있다. 북서태평양 아열대 고기압이 약해지면 우리나라로 부는 남풍이 약해지면서 수증기 수송이 약해지고 결과적으로 양쯔강부터 일본 남부에 걸친 중 위도 동북아시아에 강수가 감소한다. 1982년에는 2월부터 4월까지 양의 북극진동이 있었다(그림 2.2.37). 또한 엘니뇨가 발달하면서 열대 중태평양부터 동태평양까지 양의 해수면 온도가 봄부터 나타났고 양의 해수면 온도 북쪽으로 음의 해수면 온도가 위치하면서(그림 2.2.36) 우리나라 남쪽에 저기압성 순환이 유도될 수 있었다. 여기에 호호츠크해 지역에서 발달한 저기압성 순환의 영향까지 더해져 우리나라는 북풍 편차의 영향을 받아 수분 유입이 저지되면서 강수가 내리기 어려웠다.

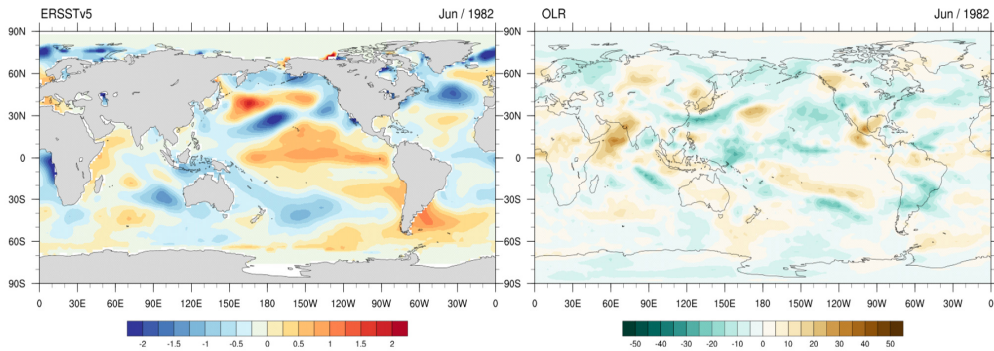


그림 2.2.36. 1982년 6월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

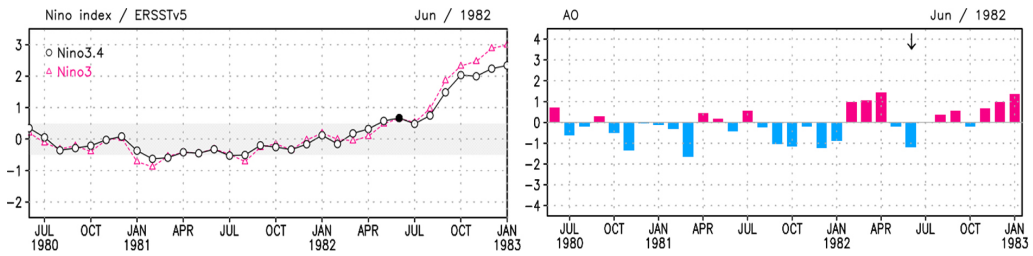


그림 2.2.37. 1980년 6월부터 1983년 1월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

2.2.1.11 8월 강수 최소 사례: 2016년 8월

2016년 8월 강수량은 76.2mm, 0퍼센타일로 강수량이 매우 적었다. 평균기온은 26.7℃로 평년보다 1.6℃ 높아 매우 건조하고 더운 달이었다. 8월 후반까지 평년보다 높은 기온을 계속 유지하며 매우 덥다가 후반에 비가 내리면서 기온이 내려갔다. 강수가 내리는 했으나 일 강수량이 매우 적어 누적 강수량도 적었다.

적은 강수량은 8월 내내 지속된 폭염과 연관되어 있다. 여름철 우리나라 상층부터 하층까지 양의 지위고도 편차가 강하게 발달한 경우 기온은 매우 높게 나타났다. 그러나 2016년 8월에는 음의 지위고도 편차가 위치했음에도 폭염이 발생해 기존에 알려진 폭염 발생 기작과는 다른 형태로 폭염이 발생했다. 지위고도장을 보면 상층에서 우리나라 동쪽으로 우랄산맥 부근과 중국 북부 몽골지역에 강한 양의 편차가 위치하고 우리나라 서쪽으로 캄차가 반도 부근에 강한 양의 편차가 자리 잡고 있었다. 우리나라는 두 양의 지위고도 편차 사이에 위치한 음의 지위고도 편차의 영향을 받았다(그림 2.2.38). 이러한 지위고도

분포는 하층으로 내려가면서 약해졌으나 우랄산맥과 캄차카 반도 부근의 양의 지위고도 편차는 계속 강하게 나타났다. 우리나라는 하층 저기압성 순환의 영향으로 북풍편차의 영향을 주로 받았으며(그림 2.2.39) 북풍에 의해 대륙의 뜨겁고 건조한 공기가 유입되면서 기온이 높았고 강수가 억제되었다.

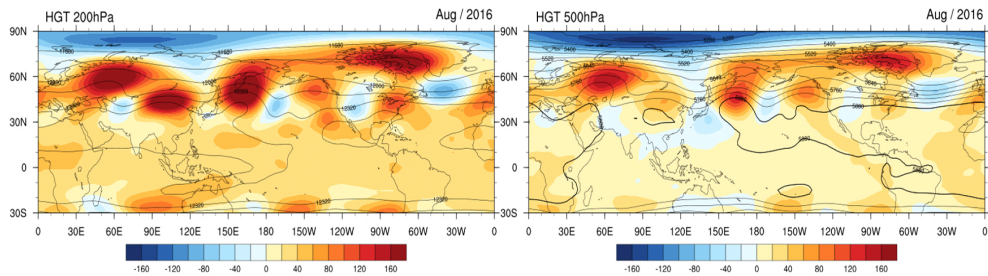


그림 2.2.38. 2016년 8월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균)

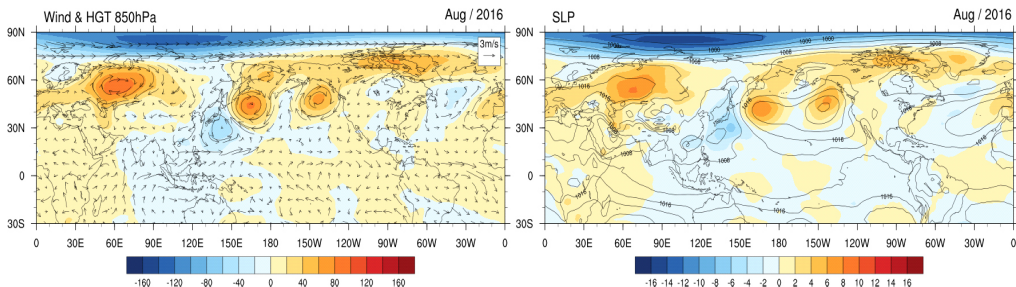


그림 2.2.39. 2016년 8월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차,실선:월평균)

캄차카 반도에 나타난 양의 지위고도 편차는 블로킹으로 작용해 기압계가 정체되었고 대륙에 위치한 양의 지위고도 편차가 동진하지 못하도록 저지하는 역할을 했다. 몽골지역에 중심을 둔 고기압성 순환에 의해 우리나라 상층에서는 북풍의 영향을 받았다. 캄차카 반도의 양의 지위고도 편차가 유지된 원인으로 Yeh et al.(2018)에서는 아열대 대류활동의 영향을 제시하였다. 2018년 8월에는 남중국해와 필리핀 동쪽으로 대류활동이 강하게 나타났고 이 지역에서는 강수가 증가했다(그림 2.2.40). 증가한 강수는 로스비파 전파의 강제력으로 작용해 원격상관을 통해 캄차카 반도에 고기압성 순환을 유도할 수 있었다. 기존에 알려진 바에 의하면 아열대 서태평양 남중국해에서 대류활동이 증가하면 이에 대

한 원격 상관으로 우리나라에 하강기류가 유도되면서 강수가 억제될 수 있다(Kosaka and Nakamura, 2006). 2016년 8월에는 대류활동이 이보다 북동쪽인 중태평양에서 활발해지면서 이에 대한 반응도 북동쪽에서 나타나 캄차카 반도에 고기압성 순환이 유도된 것으로 보인다.

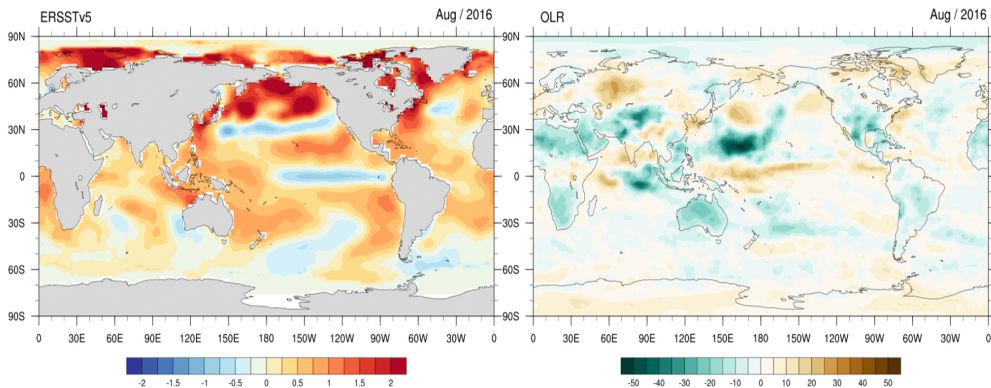


그림 2.2.40. 2016년 8월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

2.2.2 겨울철 기온과 강수의 극값 사례

2.2.2.1 12월 기온 최고 사례: 2015년 12월

2015년 12월은 평균기온 3.5°C 로 12월의 평년값인 1.5°C 에 비해 2.0°C 높았다. 최고 기온 8.2°C , 최저기온 -0.6°C 로 최저기온은 1위를 기록했다. 기온변동이 있었으나 대부분 평년보다 기온이 높았고 중반에 기온이 크게 오르는 기간이 있어 월평균을 높게 끌어올렸다. 강수량은 40.3mm , 83.7퍼센타일로 평년보다 많았다.

2015년 12월은 엘니뇨 절정기로 우리나라 기온과 강수는 열대 해수면 온도의 영향을 받았다. 엘니뇨 절정기에 우리나라는 기온이 높고 강수가 많아지는 경향이 있으며 특히 엘니뇨가 매우 강했던 1982년과 1997년 겨울에는 엘니뇨의 영향이 강했다(엘니뇨백서, 2017). 2015년은 12월에 Nino3 지수 2.9에 달하는 강한 엘니뇨가 발생했다(그림 2.2.43). 열대 동태평양 해수면 온도는 평년보다 매우 높았고 중태평양까지 높은 온도가 이어졌다. 열대 대류활동은 중태평양에서 매우 강했고 적도를 따라 동태평양까지 대류활

동이 강화되면서 강수가 증가했다. 서태평양에서는 대류활동 억제가 나타나 엘니뇨 시기의 전형적인 분포가 나타났다(그림 2.2.42). 엘니뇨 때 열대 중태평양 대류활동이 활발해지면 이에 대한 Gill-타입 대기반응으로 북서쪽인 아열대 북서태평양에서는 대류활동이 약해지고 고기압성 흐름이 유도 된다 이때 상층에는 저기압성 순환이 유도되면서 로스비 파 전파 형태로 중위도 북서태평양 쿠로시오 해역 부근에 고기압성 순환을 유도한다(Wang et al., 2000; Son et al., 2014). 이러한 반응은 12월에 잘 나타나고 1월이 되면 약해지는 것으로 보고되고 있다. 2015년 12월에는 열대 중태평양에서 대류활동이 매우 강했고 서태평양에서는 대류활동이 억제되면서 이에 대한 반응으로 북서태평양 쿠로시오 해역 부근에 고기압성 순환이 유도되었으며 기존의 엘니뇨 때 보다 고기압이 북태평양 동쪽까지 확장하여 나타났다. 엘니뇨의 영향으로 유도된 고기압성 순환에 의해 우리나라에 남풍편차가 유도되었고 따뜻하고 습윤한 공기가 공급되면서 기온을 상승시켰다(그림 2.2.41).

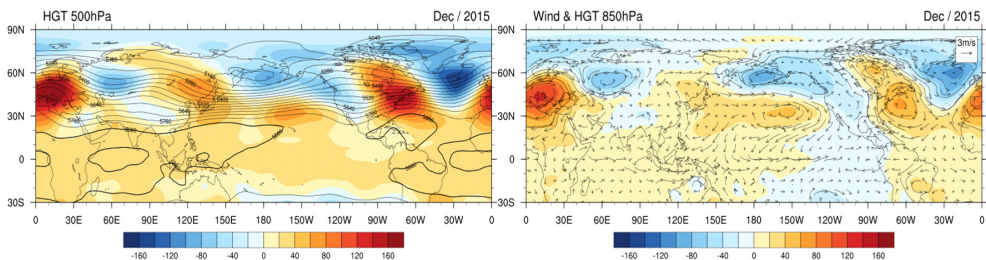


그림 2.2.41. 2015년 12월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

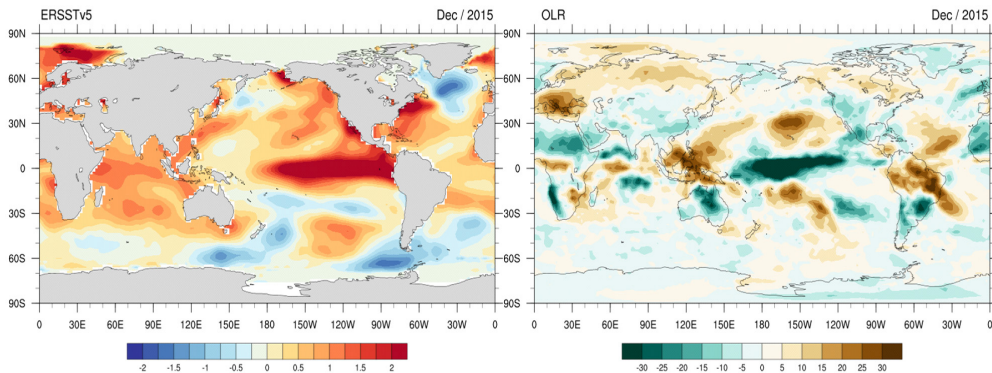


그림 2.2.42. 2015년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

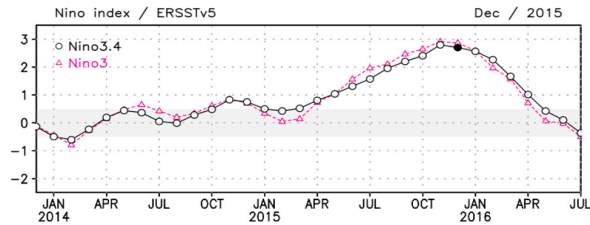


그림 2.2.43. 2013년 12월부터 2016년 7월까지의 Nino3, Nino3.4 지수

엘니뇨와 함께 북극의 환경도 우리나라의 따뜻한 기온에 영향을 주었다. 겨울철 북반구 지표기온 분포는 북극진동과 관련성이 깊다. 북극진동이 음의 위상일 때 북극에는 양의 지위고도 편차가 강하게 나타나는데 이때 우랄산맥 지역에 기압능이 강해지고 동아시아 기압골이 강해지며 시베리아 고기압이 강화되는 경향이 있다. 반대로 북극진동이 양의 위상일 때는 동아시아 기압골이 약화된다(Gong et al., 2001; Jeong and Ho, 2005). 2015년 12월 북극진동 지수는 1.44로 양의 위상이었으며(그림 2.2.44) 북극에 음의 지위고도 편차가 나타났고 동아시아는 양의 지위고도 편차가 나타나 동아시아 기압골이 약해졌다(그림 2.2.41). 북극진동은 북대서양진동과도 연관되어 있는데, 북대서양진동 지수는 1.99로 양의 위상 이었다(그림 2.2.44). 북대서양 그린란드 주변은 음의 지위고도 편차, 북아메리카 동쪽과 서유럽에 양의 지위고도 편차가 위치하면서 파동전파에 의해 풍하층인 시베리아와 우리나라 북쪽으로 상층 기압능이 나타나면서 시베리아 고기압이 약화되는데 영향을 주었고 이는 우리나라의 양의 기온편차를 이끌었다.

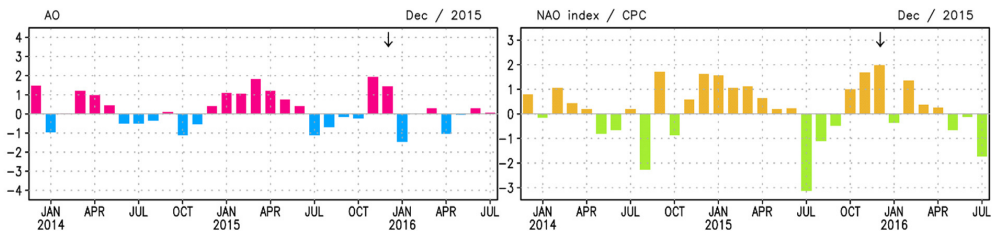


그림 2.2.44. 2013년 12월부터 2016년 7월까지의 (좌)북극진동 지수, (우)북대서양진동 지수

2.2.2.2 1월 기온 최고, 강수 최다 사례: 1989년 1월

1989년 1월은 평균기온 1.4°C 로 1월의 평년값인 -1.0°C 에 비해 2.4°C 높았다. 전국적으로 평년보다 기온이 높았으며 두 차례 크게 기온이 상승하는 시기가 있었다. 강수량은 101.5mm, 100퍼센타일로 비가 매우 많이 내렸고 동해안과 남부지방에서 강수가 많았다.

우리나라 겨울철 기후는 동아시아 겨울몬순 순환의 영향을 강하게 받으며 겨울몬순은 시베리아 고기압과 알류산 저기압, 상층 제트 및 기압골의 강도 등으로 표현된다(Ding, 1990; Wang et al., 2010; Wang and Chen, 2014; Jhun and Lee, 2004). 1989년 1월은 겨울몬순 지수가 약했으며(그림 2.2.47) 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 약했다(그림 2.2.46). 지위고도 분포는 우리나라부터 중위도 북태평양에 양의 편차가 강하게 나타났고 북극에는 음의 편차가 매우 강하게 나타났다. 이러한 지위고도 배치는 상층부터 하층까지 거의 유사하게 유지되었으며 우리나라는 고기압성 순환의 영향을 받아 남동풍 편차가 강했다(그림 2.2.45, 2.2.46).

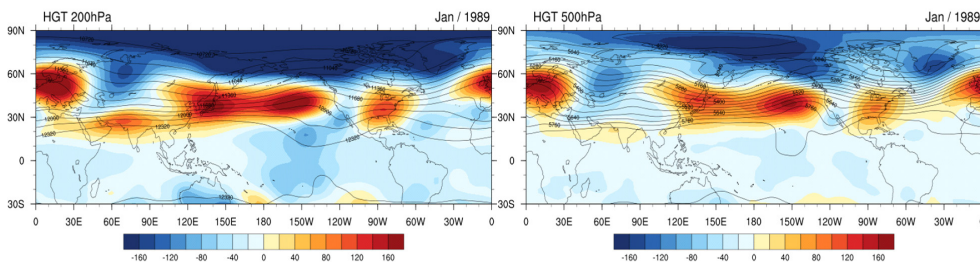


그림 2.2.45. 1989년 1월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균)

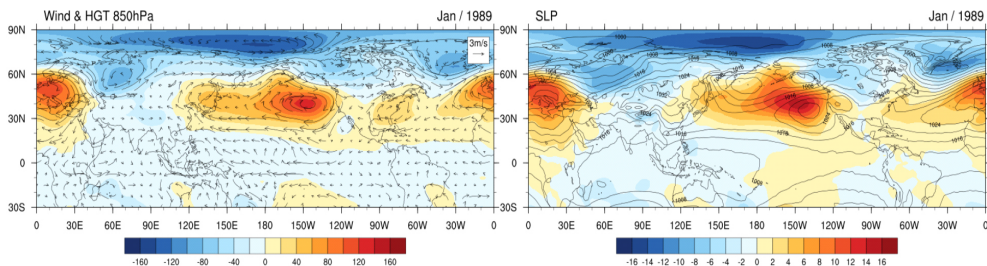


그림 2.2.46. 1989년 1월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차,실선:월평균)

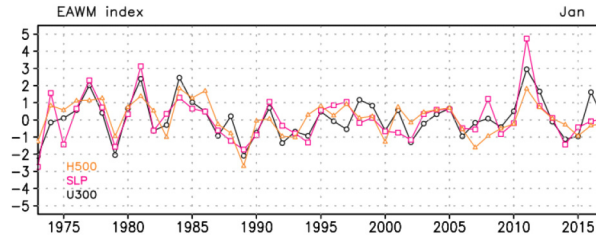


그림 2.2.47. 1월 동아시아 겨울몬순 지수 시계열

동아시아 겨울몬순에 영향을 주는 북극진동은 양의 위상으로 지수 값은 3.11로 매우 큰 양의 값이었다. 북극에 음의 지위고도 편차가 나타나고 이를 둘러싼 양의 편차가 나타나 전형적인 양의 북극진동 패턴이었고 양의 북극진동은 겨울철 내내 강한 양의 위상을 유지했다(그림 2.2.49). 북극진동 지수와 우리나라 기온과의 상관관계는 1월에 0.41로 양의 상관관계를 갖는데(장기예보 가이던스(II), 2016) 1989년에는 이러한 관계가 잘 나타났다. 앞 절에서 언급한바와 같이 북극진동이 양의 위상일 때 중위도에서는 남북방향의 흐름이 약해지고 동아시아 기압골이 약해진다. 동아시아 기압골이 약해지면 북풍 편차가 약해지면서 극에서 우리나라로 차가운 공기 유입이 저지되어 기온이 상승할 수 있다.

1988-1989년 겨울에는 열대 중태평양에서 해수면 온도가 낮은 라니냐가 발생했다. 절정기 Nino 지수 값이 -2에 달하는 강한 라니냐였으며 1월에는 Nino3.4 지수가 -1.97이었다(그림 2.2.49). 음의 해수면 온도 편차는 중태평양에서 강하게 나타났으며 음의 해수면 온도 편차 남쪽과 북쪽으로 양의 해수면 온도 편차가 강하게 나타났다. 우리나라 동쪽 북태평양에 나타난 양의 해수면 온도 편차는 동서방향으로 길게 분포했으며 일반적인 라니냐 시기보다 강하게 나타났다. 열대 대류활동은 중태평양에서 대류활동이 억제되었고 서태평양에서는 대류활동 강화가 약하게 나타났다(그림 2.2.48). 반면 인도양에서는 대류활동이 매우 강하게 나타났는데 이는 MJO와 연관된 대류활동으로 1월에 MJO 위상은 2~3에 위치했다. 1월에는 서태평양의 대류활동보다 중태평양의 대류활동 억제와 강수 감소가 강하게 나타났다. 중태평양 음의 강수는 북태평양에 대규모 고기압성 순환과 연관되어 있는데(엘니뇨 백서, 2017) 중태평양 음의 강수와 연관된 원격상관과 북태평양의 높은 해수면 온도는 북태평양 고기압성 순환을 강화시켜 우리나라에 남동풍 편차가 강해지는데 영향을 주었을 것으로 추정된다.

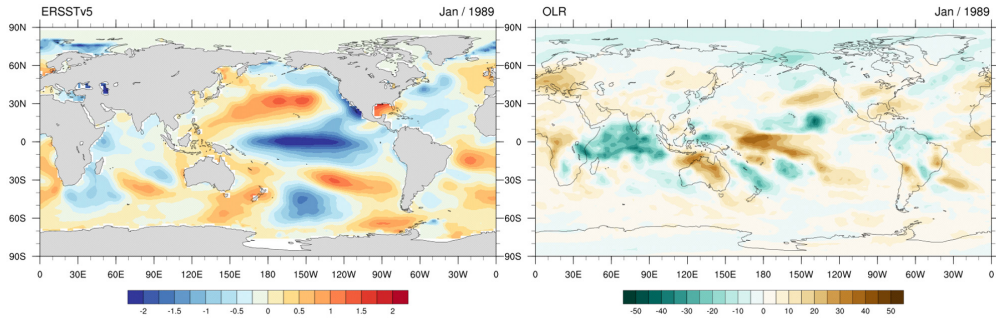


그림 2.2.48. 1989년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

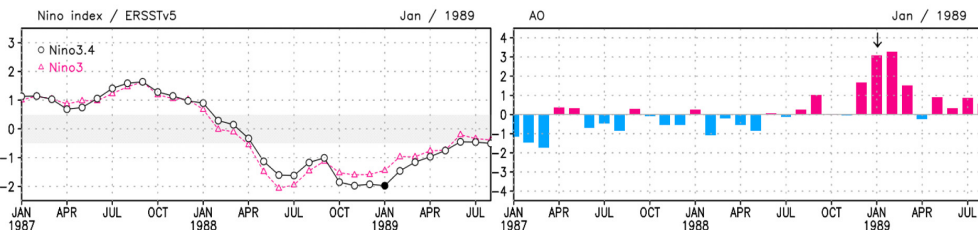


그림 2.2.49. 1987년 1월부터 1989년 8월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

2.2.2.3 2월 기온 최고 사례: 2007년 2월

2007년 2월은 평균기온 4.2°C 로 2월의 평년값인 1.1°C 에 비해 3.1°C 높았다. 전국적으로 평년보다 기온이 높았으며 월 초반에 기온이 크게 상승한 뒤로 몇 차례 기온변동이 있었으나 평년보다 높게 유지되었다. 강수량은 44.1mm , 71.4% 퍼센타일로 평년보다 많았으나 두 차례 정도의 많은 비로 인해 월 강수량이 증가했다.

2007년 2월은 동아시아 겨울몬순 지수 값이 작아(그림 2.2.50) 겨울철 우리나라에 영향을 주는 동아시아 겨울몬순이 약했다. 지위고도장을 보면(그림 2.2.51) 상층에 우랄산맥 부근부터 시베리아 북부까지 음의 지위고도 편차가 나타났고 음의 편차 남쪽으로 양의 편차가 나타났다. 양의 지위고도 편차가 베링해 부근까지 이어져 동아시아 기압골은 약화되어 극 쪽의 차가운 공기가 남하하기 어려웠다. 북아메리카에서는 북쪽에 양의 편차, 남쪽에 음의 편차가 위치해 음의 북대서양진동 패턴이 나타났다. 하층 지위고도 배치는 상층과 유사하게 우랄산맥 부근과 시베리아에 음의 편차가 위치하고 우리나라 동쪽으

로 북태평양에는 양의 편차가 위치해 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 약화되었다. 우리나라는 양의 편차의 가장자리에 위치해 남동풍 편차가 우세했고 찬 공기를 남하시키는 북풍의 영향을 받지 않아 기온이 높았다. 열대 해수면 온도는 동태평양에서 약한 양의 편차를 보였고 중태평양과 서태평양 해수면 온도도 평년보다 높았다. 2007년 2월은 2006년 겨울 발생한 엘니뇨가 점차 소멸하는 시기였으며(그림 2.2.53) 열대 대류활동은 중태평양에서 활발했고 서태평양 도서지역과 인도양 북부에서는 대류활동이 억제되었다(그림 2.2.52).

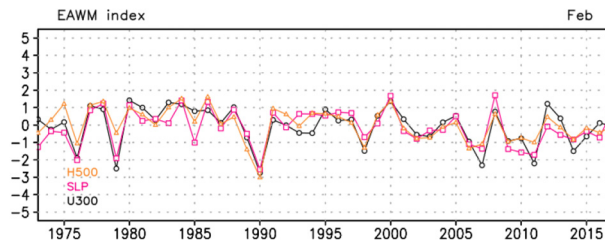


그림 2.2.50. 2월 동아시아 겨울몬순 지수 시계열

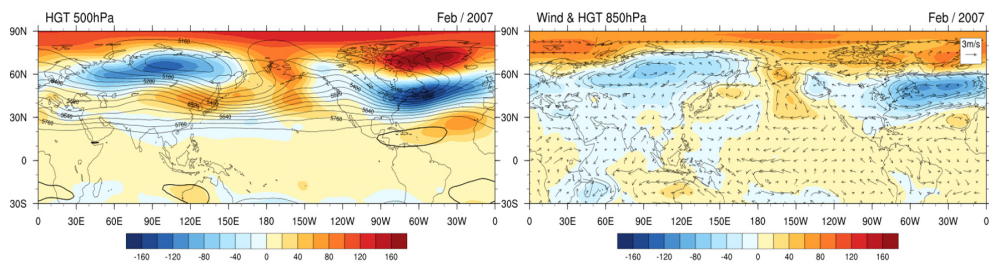


그림 2.2.51. 2007년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

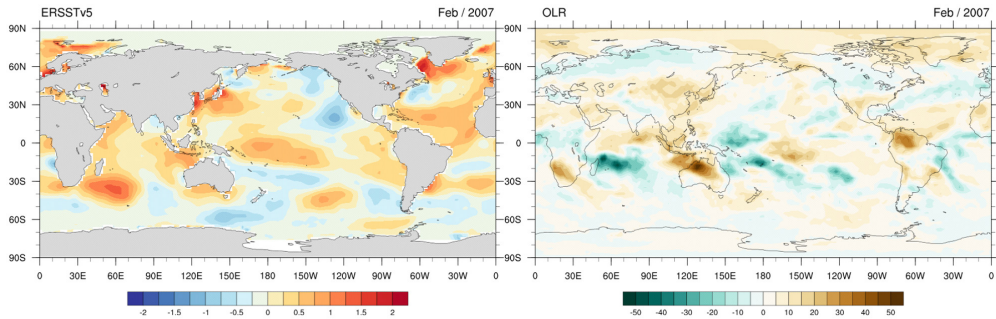


그림 2.2.52. 2007년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

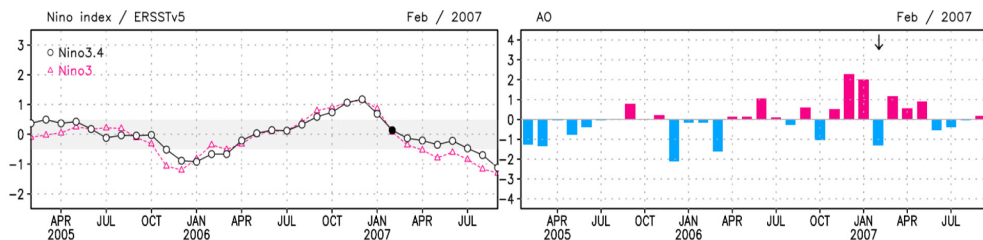


그림 2.2.53. 2005년 2월부터 2007년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

우랄-시베리아 지역에서 발생하는 블로킹은 풍하측으로 찬 공기를 이류 시켜 동아시아 지역의 저온현상을 일으키며, 블로킹의 빈도수는 동아시아 겨울몬순 강도에 중요한 역할을 담당한다(Lee and Jhun, 2006). 2006-2007년 겨울에는 일평균 500 hPa 지위 고도를 사용해 구한 블로킹 빈도수에서 시베리아 지역에 블로킹이 발생하지 않았다(이현수 외, 2007). 우랄-시베리아 블로킹이 발생하지 않으면 동아시아 지역으로 북서풍에 의한 한기 이류가 차단되어 기온이 높아질 수 있다. 블로킹의 활동성은 북극진동과 엘니뇨-라니냐의 결합효과와 관련이 있는데, 음의 북극진동과 라니냐가 있을 때 남북방향 흐름이 강해지고 라니냐에 의한 강제력이 시베리아 근처의 서풍을 약화시켜 파동이 동쪽으로 전파되는 것을 방해한다(Cheung et al., 2012). 2007년 겨울에는 12월과 1월에 강한 양의 북극진동이 있었고 겨울철 엘니뇨가 발생해 블로킹이 활발하게 나타나기 어려운 환경을 만들었고 2월까지도 일부 영향이 이어진 것으로 보인다.

2.2.2.4 12월 기온 최저 사례: 2005년 12월

2005년 12월은 평균기온 -2.2°C 로 12월의 평년값인 1.5°C 에 비해 3.7°C 낮았다. 전국적으로 기온이 크게 낮았으며 중부지방은 기온편차가 매우 낮아 낮 최고기온이 영하권에 머무는 날도 있었다. 강수량은 17.2mm, 35.2퍼센타일로 평년 비슷 범위에 들기는 했으나 동서간의 강수량 차이가 매우 커서 호남 서해안 지방은 강수량이 많았던 반면 동해안과 경남 일부는 강수량이 1mm 미만을 기록하는 지역도 있었다.

우리나라 겨울철 기후는 동아시아 겨울몬순의 영향을 강하게 받는다. 동아시아 겨울몬순은 대륙과 해양의 비열차이로 인해 발생하는데 동아시아 겨울몬순 지수가 강할수록 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 강하고 동아시아 기압골이 강해지며 상층 제트도 강함을 의미한다. 2005년 12월 동아시아 겨울몬순지수를 보면 매우 강한 양의 값으로 겨울몬순이 강한 해였다(그림 2.2.54). 지위고도장을 보면 북태평양에 강한 음의 편차가 나타나고 기압골이 위치했으며 시베리아에는 강한 양의 편차가 나타났다(그림 2.2.55). 상층의 지위고도 패턴은 하층까지 이어져 해면기압에서도 북태평양에 저기압과 시베리아에 고기압이 발달하는 서고동저의 패턴을 보였다(그림 2.2.56). 우리나라는 기압골에 위치하면서 북서쪽에 위치한 고기압과 동쪽에 위치한 저기압으로 인해 북풍의 영향을 받아 차가운 공기가 유입되어 매우 추웠다.

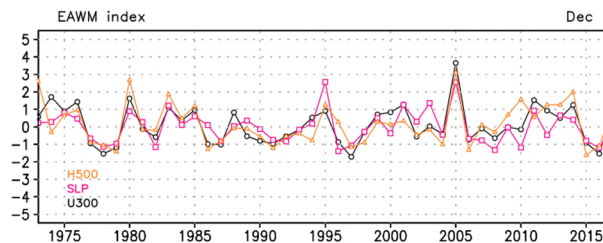


그림 2.2.54. 12월 동아시아 겨울몬순 지수 시계열

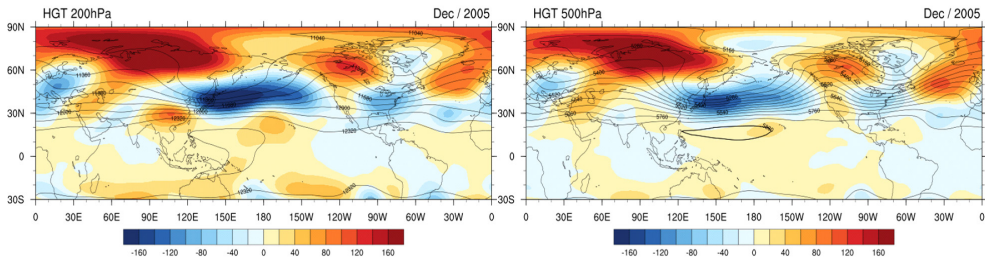


그림 2.2.55. 2005년 12월 (좌)200 hPa 지위고도, (우)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균)

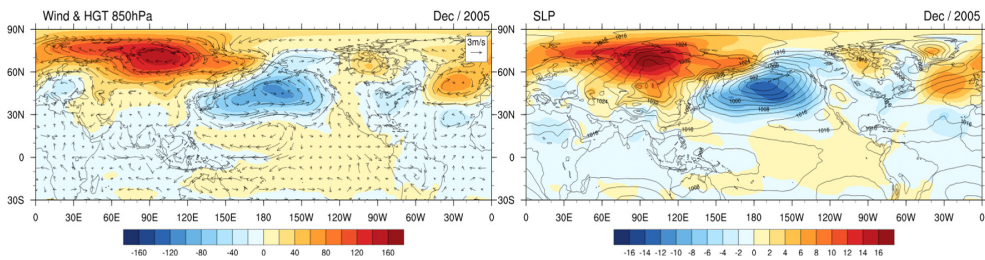


그림 2.2.56. 2005년 12월 (좌)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차, (우)해면기압(채색:편차,실선:월평균)

동아시아 겨울몬순은 엘니뇨, MJO, 북극진동, 성층권 변동성 등 다양한 인자의 영향을 받는 것으로 알려져 있다(Jeong et al., 2005; Gong et al., 2001; Cheung et al., 2012; 송강현 외, 2015). 2005년 겨울은 라니냐 발생 해로 12월 Nino3 지수는 -1.2였다(그림 2.2.58). 열대 동태평양 해수면 온도는 평년보다 낮았고 서태평양부터 미국 서해안까지 대각선 방향으로 해수면 온도가 높게 나타났으며 중위도 북태평양 해수면 온도가 높게 나타났다. 열대 대류활동은 열대 서태평양 필리핀해 근방과 인도네시아, 동인도양 벥골만에서 매우 강하게 나타났고 열대 중태평양에서는 억제되었다(그림 2.2.57). 해수면 온도와 대류활동 패턴은 라니냐 절정기의 전형적인 패턴과 유사했다. 라니냐 때 열대 중태평양 대류활동이 억제되고 서태평양 대류활동이 활발해지면 원격상관을 통해 북서태평양에 저기압성 순환이 유도될 수 있다(Wang et al., 2000; Son et al., 2014). 2005년 12월 북태평양의 강한 음의 지위고도 편차는 열대 강수 증가로 인한 강제력으로 유도된 저기압성 순환에 의해 강화될 수 있었던 것으로 보인다.

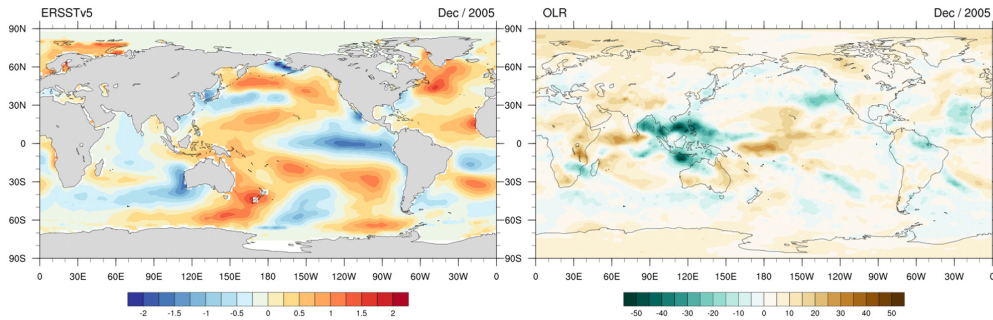


그림 2.2.57. 2005년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

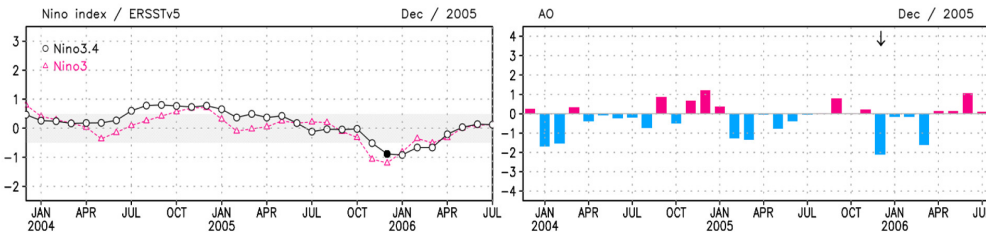


그림 2.2.58. 2005년 12월부터 2006년 7월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

2005년 12월에는 북극진동도 큰 영향을 끼쳤다. 북극진동 지수는 -2.1로 큰 음의 값을 가졌다(그림 2.2.58). 앞 절에서 언급한 바와 같이 양의 북극진동은 우리나라 양의 기온 편차와 관련이 깊다. 반대로 음의 북극진동일 때는 북극에 양의 지위고도 편차가 나타나면서 우랄산맥 지역 기압능이 강해지고 동아시아 기압골이 강해지며 시베리아 고기압이 강화되는 경향이 있다. 2005년 12월에는 전형적인 음의 북극진동 패턴과는 다소 차이는 있었으나 북극지역에 양의 지위고도 편차가 강해지고 상층 제트류가 동서방향으로 확장되고 중심 세기도 강해져(그림 2.2.59) 동아시아 기압골 강화에 영향을 준 것으로 보인다.

최근 연구에 의하면 바렌츠-카라해 지역의 지표온도가 평년보다 높으면 이 지역의 상층 고기압성 순환은 로스비파 전파 형태로 동아시아 지역에 저기압성 순환을 유도할 수 있다(Kug et al., 2015). 바렌츠-카라해 지역의 높은 지표온도는 북극 하층의 음의 지위고도 편차와 서러시아의 양의 지위고도 편차와 관련이 있는데 서러시아에 양의 편차가 만들어지면 이 지역의 차가운 지표 온도로 인한 한랭이류로 동쪽으로 확장한다. 확장된 양의 편차는 시베리아 고기압의 강화와 연결되어 동아시아에 한파를 일으킬 수 있다.

2005년 12월의 2m 온도장을 보면(그림 2.2.59) 바렌츠-카라해 주변 온도가 평년보다 매우 높았고 상층에 고기압성 순환이 나타났는데 이 고기압성 순환이 동아시아 지역에 저기압성 순환을 유도하고 기압골을 강화시켜 기온 하강에 영향을 줄 수 있었다.

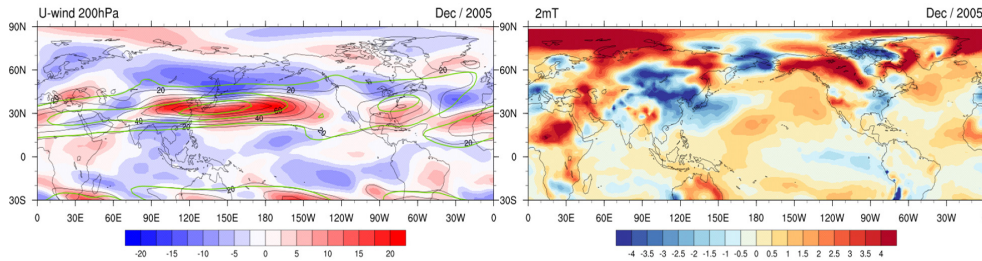


그림 2.2.59. 2005년 12월 (좌)200 hPa 동서바람(채색:편차, 검정 실선:평균바람(20m/s이상, 10m/s간격), 녹색 실선:기후값(20m/s이상, 20m/s간격)), (우)2m 온도 편차

2.2.2.5 1월 기온 최저 사례: 1981년 1월

1981년 1월은 평균기온 -4.9°C 로 1월의 평년값인 -1.0°C 에 비해 3.9°C 낮았다. 전국적으로 기온이 매우 낮았으며 강원도에서는 평균기온이 -10°C 에 이르기도 했다. 1월 내 내 하루를 제외하고 평년보다 기온이 낮았으며 월 초반에 매우 강한 한파가 있었고 이후 기온변동이 있었으나 기온은 평년보다 계속 낮았다. 강수량은 23.4mm로 평년과 비슷했으나 지역별로 차이가 컸다.

앞 절에서 언급한 바와 같이 겨울철에는 동아시아 겨울몬순 순환의 영향을 강하게 받는다. 1981년 1월은 겨울몬순 지수가 강했으며(그림 2.2.47) 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 강했다. 지위고도장을 보면 우리나라 동쪽으로 북태평양에 강한 음의 지위고도 편차가 나타나고 서쪽에는 양의 지위고도 편차가 강하게 나타났는데 상층과 하층이 동일한 구조를 보였다(그림 2.2.60). 바이칼호 북쪽 부근에 기압능이 위치하고 우리나라는 캄차카 반도에 중심을 두고 기울어진 기압골에 위치해 북풍을 타고 내려오는 차가운 대륙의 공기가 우리나라 쪽으로 남하하면서 기온이 하강했다.

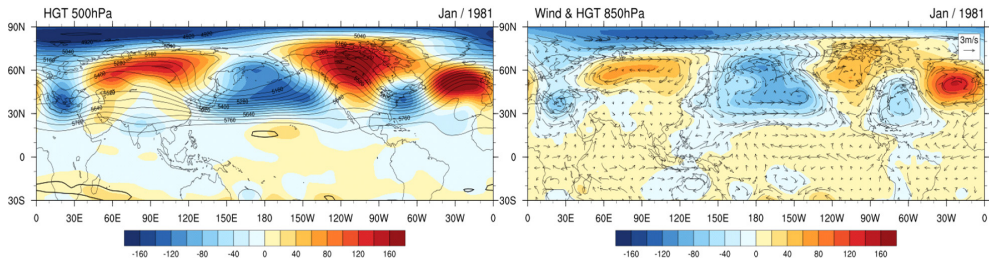


그림 2.2.60. 1981년 1월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

1981년 1월에는 동아시아 겨울몬순 변동성에 영향을 주는 인자 중 북극진동과 북대서양진동 지수는 약해 이들의 영향은 적었다. 동태평양 해수면 온도는 평년보다 차가웠고 서태평양 필리핀해 동쪽부터 미국 서해안까지 대각선 방향으로 양의 해수면 온도 편차가 나타났다. Nino3 지수는 -0.7로 음의 값이었고(그림 2.2.62) 열대 대류활동은 라니냐 때와 유사하게 중태평양에서 억제되고 서태평양에서 활발하게 나타났으며(그림 2.2.61) 필리핀 주변 아열대 북서태평양에서는 하층에 저기압성 순환이 보였다(그림 2.2.60). 이러한 대류활동 분포는 북서태평양 저기압성 순환이 강화되는데 영향을 주었고 알류산 저기압이 강화되는데 기여한 것으로 보인다.

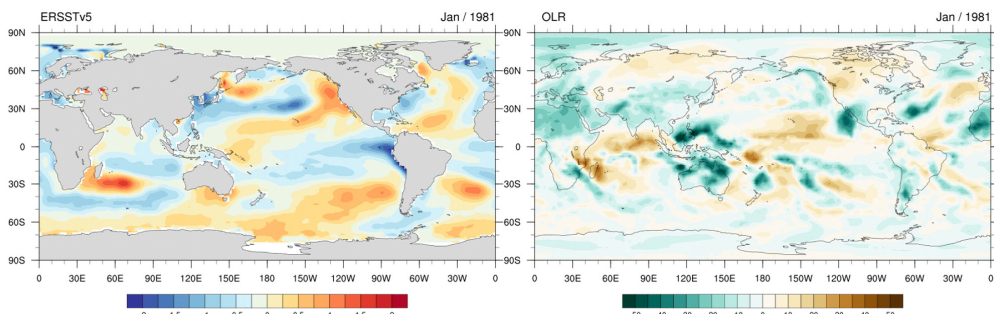


그림 2.2.61. 1981년 1월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

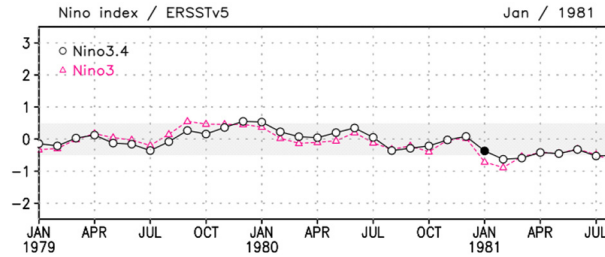


그림 2.2.62. 1979년 1월부터 1981년 8월까지의 Nino3, Nino3.4 지수

2.2.2.6 2월 기온 최저 사례: 1984년 2월

1984년 2월은 평균기온 -2.2°C 로 2월의 평년값인 1.1°C 에 비해 3.3°C 낮았다. 전국적으로 기온이 매우 낮았으며 월 초반에 강한 한파가 있었고 중반 이후 기온이 증가했다가 다시 월말에 기온이 크게 떨어졌다. 강수량은 14.7mm, 18.7퍼센타일로 적었다.

1984년 2월의 상층 지위고도장을 보면 우랄산맥 부근에 매우 강한 양의 편차와 기압능이 위치하고 그 동쪽으로 시베리아와 우리나라에는 음의 편차가 나타나면서 동아시아 기압골이 강했다. 상층 지위고도 배치는 하층에서도 유사했으나 시베리아 동북부 캅차카반도 부근에서는 양의 지위고도 편차가 나타났고 우랄산맥 부근의 양의 편차가 동쪽으로 이어지면서 시베리아 고기압 세력이 강했다(그림 2.2.63). 우랄-시베리아 지역에서 고기압 정체로 나타나는 블로킹은 풍하측으로 찬 공기를 이류시켜 동아시아 지역의 기온을 감소시킨다. 우랄-시베리아 블로킹의 활동성은 북극진동과 엘니뇨-라니냐의 결합 효과와 관련이 있다. 북극진동이 음의 위상일 때는 남북방향의 흐름이 강해지면서 블로킹 고기압이 발달하기에 더 좋은 조건을 제공한다. 우랄블로킹과 관련된 원격상관은 파동 전파형태로 동쪽으로 전파되는데 라니냐 때는 열대의 강제력이 시베리아 근처의 서풍을 약화시켜 파동이 전파되는 것을 방해한다. 따라서 북극진동과 엘니뇨-라니냐가 음의 위상일 때 시베리아 고기압은 강해지고 우랄블로킹이 발생하기 좋은 조건이 되면서 동아시아 온도는 낮아지는 경향이 있다(Cheung et al., 2012). 1984년 2월은 Nino 지수는 중립이었지만 1월까지 라니냐가 있었으며(그림 2.2.65) 해수면 온도 분포는 라니냐와 유사했고(그림 2.2.64) 북극진동 지수는 약한 음의 값을 보여(그림 2.2.65) 블로킹이 강해질 수 있는 환경이었다. 따라서 우랄-시베리아 블로킹의 영향으로 동아시아 기압골이 강화되고 찬

공기가 우리나라 쪽으로 내려오면서 추운 날씨가 계속되었다. 캄차카 반도 부근의 양의 지위고도 편차는 동아시아의 기압골이 쉽게 빠져나가지 못하고 유지되는데 영향을 준 것으로 보인다.

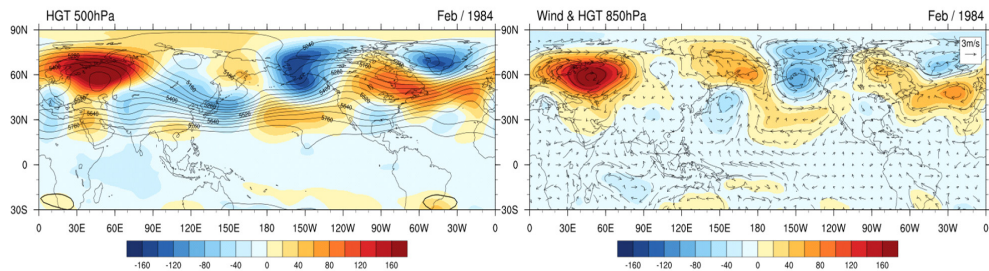


그림 2.2.63. 1984년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

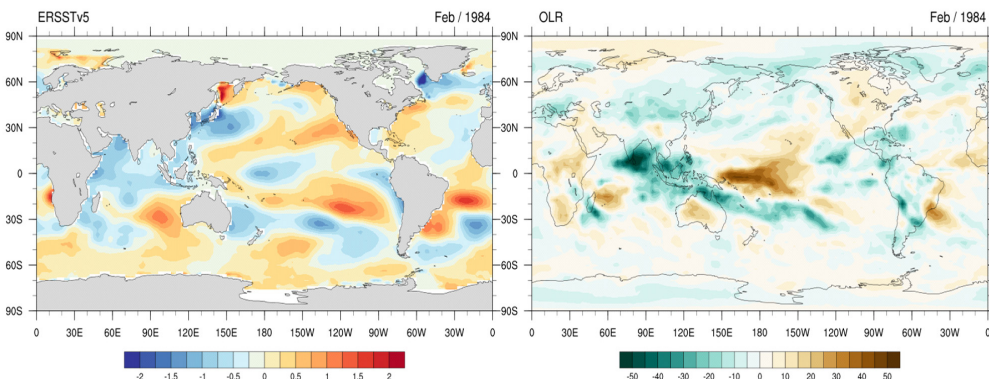


그림 2.2.64. 1984년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

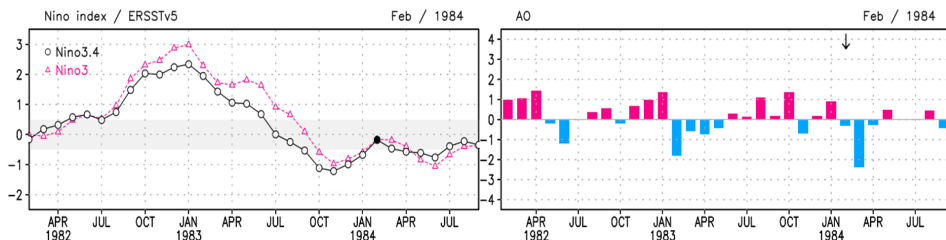


그림 2.2.65. 1982년 2월부터 1984년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

우리나라 상층의 음의 지위고도 편차는 MJO와 바렌츠-카라해 부근의 기온과도 일부 관련이 있다. MJO 중심이 인도양과 인도네시아 근처에 위치한 2~3 위상일 때 중국과

우리나라 부근 상층에 음의 지위고도 편차가 유도되면서 한파 강도를 강화시킬 수 있다는 연구가 있다(Jeong et al., 2005; Jeong et al., 2008). 강한 한파가 있었던 2월 초중반에는 MJO 위상이 2~3으로 기온 하강에 MJO의 영향도 있었던 것으로 보인다. 또한 1984년 2월에는 바렌츠-카라해의 기온이 매우 높았는데(그림 2.2.66) 앞 절에서 언급한 바와 같이 이 지역 온도가 높은 경우 서러시아 지역에 양의 지위고도 편차가 만들어지고 동쪽으로 확장되면서 시베리아 고기압을 강화시켜 우리나라 기온 하강을 일으킬 수 있다.

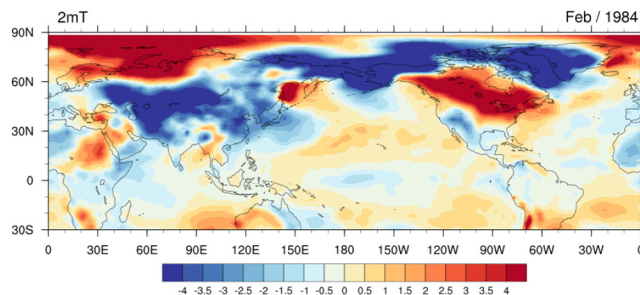


그림 2.2.66. 1984년 2월 2m 온도 편차

2.2.2.7 12월 강수 최다 사례: 1991년 12월

1991년 12월은 강수량 63.5mm, 100퍼센타일로 일부 서해안 지역을 제외한 전국 대부분 지역에서 강수량이 평년보다 많았다. 평균 기온은 3.1℃로 12월의 평년값인 1.5℃에 비해 1.6℃ 높았으며 기온변동이 잦았다.

우리나라 겨울철 강수량과 엘니뇨는 양의 상관관계를 가진다. 특히 초겨울 강수는 상관관계가 0.6 이상으로 매우 높다(엘니뇨백서, 2017). 엘니뇨 때 열대 중태평양 대류활동이 활발해 지면 이에 대한 Gill-타입 대기반응으로 북서쪽인 아열대 북서태평양에서는 대류활동이 억제되고 고기압성 흐름이 유도된다. 이때 상층에는 저기압성 순환이 유도되면서 로스비파 전파 형태로 중위도 북서태평양 쿠로시오 해역 부근에 고기압성 순환을 유도한다(Wang et al., 2000; Son et al., 2014). 1991년 12월에는 열대 동태평양부터 중태평양까지 해수면 온도가 높았으며(그림 2.2.67) Nino3.4 지수는 1.73으로 엘니뇨 상태였다(그림 2.2.68). 열대 대류활동은 중태평양에서 매우 강했고 열대 서태평양에서는

대류활동이 강하게 억제되었다(그림 2.2.67). 이에 대한 원격상관 반응으로 북서태평양 쿠로시오 해역 부근에 고기압성 순환이 유도되었고 고기압성 순환에 의해 유도된 남풍에 의해 해양으로부터 따뜻하고 습한 공기가 우리나라 쪽으로 유입될 수 있었다(그림 2.2.69). 쿠로시오 해류 지역의 평년보다 높은 해수면 온도는 대기로 더 많은 수증기가 공급될 수 있도록 영향을 주었을 것으로 보인다.

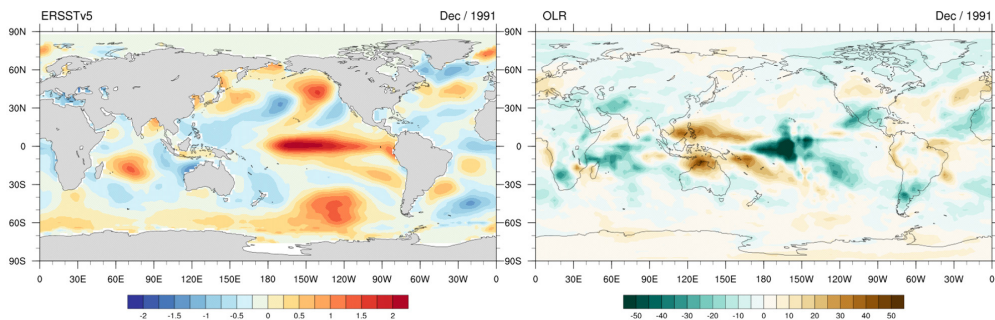


그림 2.2.67. 1991년 1월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

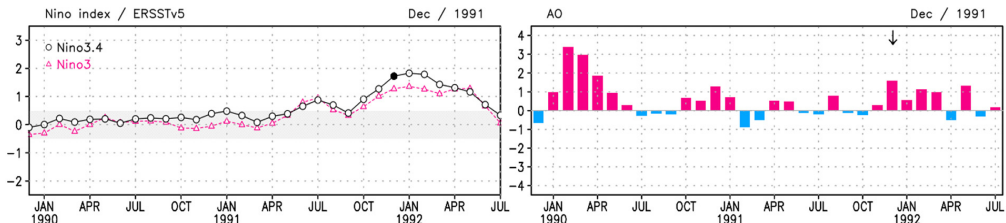


그림 2.2.68. 1989년 12월부터 1992년 7월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

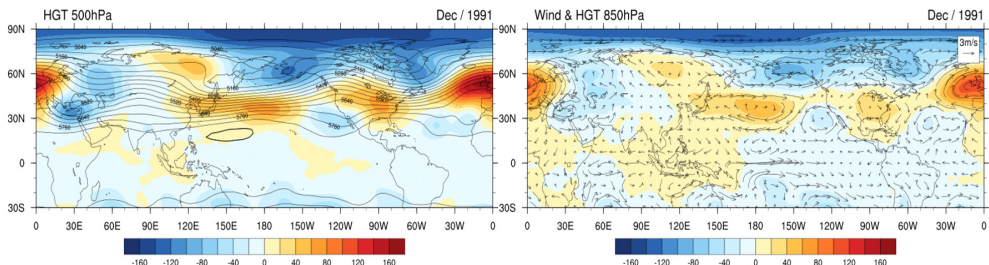


그림 2.2.69. 1991년 12월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

북극진동이 양의 위상일 때 우랄산맥 지역 기압능은 약해지고 동아시아 기압골이 약해지면서 시베리아 고기압이 약해지는 경향이 있으며(Gong et al., 2001; Jeong and Ho, 2005) 이는 우리나라에 북풍을 약화시키고 남풍편차를 유도할 수 있다. 북극진동과 북태평양진동(서태평양패턴)의 위상이 같을 때 동아시아 지역의 기온과 북극진동과의 상관관계는 더욱 강화되는데, 겨울철에 양의 북극진동과 양의 북태평양진동이 동반되면 양의 기온편차가 동아시아 지역에서 나타난다. 두 진동현상이 양의 위상일 때, 북극진동과 동반되어 나타나는 북태평양의 고기압성 순환은 남서쪽으로 확장되고 이에 따라 대륙과 해양간의 동서 기압경도가 약화되면서 북서풍이 약화되고 동아시아 기압골은 둘의 위상이 다를 때 보다 더욱 약화된다고(Park and Ahn, 2016). 1991년 12월의 북극진동 지수는 1.61로 양의 위상이었으며(그림 2.2.68) 북극에서 음의 지위고도 편차가 강하게 나타나고 중위도 유럽과 북태평양에 강한 양의 지위고도 편차가 나타났다. 북태평양에서는 베링해 부근에 음의 지위고도 편차가 나타나고 그 남쪽으로 중위도에 양의 지위고도 편차가 나타나는 양의 북태평양진동이 나타났다(그림 2.2.69). 이들의 영향으로 동아시아 기압골이 약해지고 북태평양에서 고기압성 순환이 강해지면서 우리나라는 북풍이 약해지고 남풍편차의 영향을 받아 상대적으로 따뜻하고 습한 공기가 유입되어 강수가 많아질 수 있었다.

2.2.2.8 2월 강수 최다 사례: 1990년 2월

1990년 2월은 강수량 107.0mm, 100퍼센타일로 강수가 매우 많았으며 동해안과 남해안 지역에 강수가 매우 많았다. 평균 기온은 3.5℃로 2월의 평년값인 1.1℃에 비해 2.4℃ 높았다.

우리나라 겨울철 기후는 동아시아 겨울몬순 순환의 영향을 강하게 받는데 1990년 2월은 동아시아 겨울몬순 지수가 2월 중 가장 작았다(그림 2.2.50). 겨울몬순 지수가 강할수록 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 강하고 동아시아 기압골이 강해지며 상층 제트도 강함을 의미한다. 지위고도 분포를 보면 우리나라 동쪽으로 북태평양에 하층부터 상층까지 깊게 발달한 양의 지위고도 편차가 위치했으며 우리나라는 고기압성 순환의 영향으로 남동풍 편차가 불면서 대륙으로부터 건조한 한기 유입이 억제되고 해양으로부터 따뜻하고 습한 공기가 유입될 수 있었다(그림 2.2.70).

1990년 2월은 북극진동 지수 3.4로 매우 강한 양의 북극진동이 있었으며(그림 2.2.72) 중위도 북태평양에서 매우 강한 양의 지위고도 편차가 나타났다(그림 2.2.70). 앞 절에서도 언급한 바와 같이 북극진동이 양의 위상일 때 동아시아 기압골이 약해지고 하층의 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 약화되는 경향이 있다. 따라서 북풍이 약해지면서 한기 남하가 저지되어 기온이 높았고 북태평양의 고기압성 순환으로 남동풍 편차가 나타나 강수를 증가시킬 수 있었다.

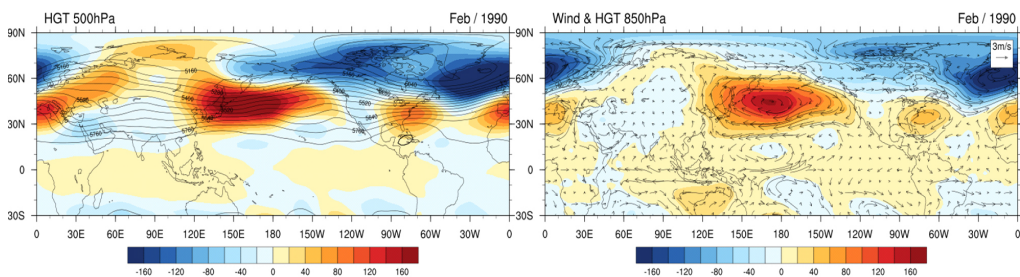


그림 2.2.70. 1990년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

1990년 2월은 열대 태평양 해수면 온도는 중립상태로 Nino 지수는 0에 가까웠다(그림 2.2.72). 그러나 열대 중태평양에서 대류활동이 활발했고 열대 서태평양에서는 대류활동 억제에 강하게 나타났다(그림 2.2.71). 이는 엘니뇨시기에 나타나는 대류활동과 유사한 분포였다. 열대 중태평양의 대류활동 증가와 서태평양의 대류활동 억제는 원격상관을 통해 중위도 북서태평양에 고기압성 순환을 유도할 수 있으며 이는 북태평양에 고기압성 순환이 강해지도록 영향을 준 것으로 보인다.

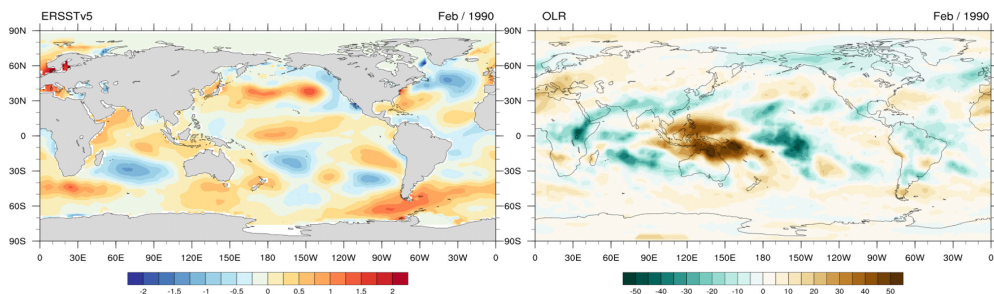


그림 2.2.71. 1990년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

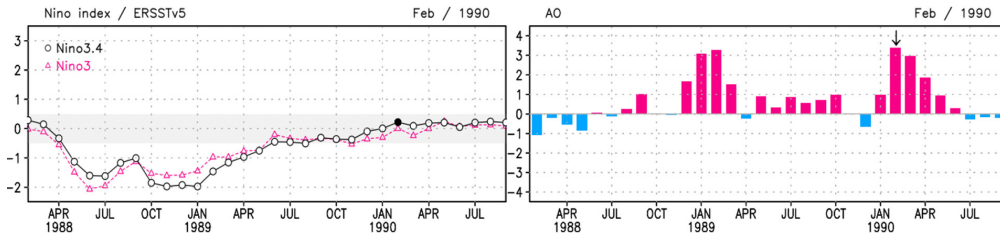


그림 2.2.72. 1988년 2월부터 1990년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

2.2.2.9 12월 강수 최소 사례: 1987년 12월

1987년 12월은 강수량 5.1mm, 2.2퍼센타일로 전국적으로 강수가 매우 적어 건조했다. 6일을 제외하면 일 강수량이 1mm 미만으로 매우 적었으며 6일에는 강수량이 2.6mm로 동해안 지역에 비가 내렸다. 평균기온은 1.7℃로 12월의 평년값인 1.5℃에 비해 0.2℃ 높았다.

1987년 12월에는 기압계 이동이 잦아 일변동이 비교적 컸다. 뚜렷한 주풍은 없었으나 강수량 증가를 가져올 수 있는 남풍계열의 바람편차는 매우 약했다. 지위고도장 분포를 보면 상층 캄차가 반도 부근에 음의 지위고도 편차가 위치하고 남쪽으로 우리나라 동쪽에 양의 지위고도 편차가 위치했다. 하층에서는 시베리아 고기압이 약했고 알류산 저기압도 약해져 북쪽으로 수축해 나타났다(그림 2.2.73). 그러나 이러한 기압 분포는 중순 이후에 주로 나타난 분포로 12월 한 달 동안 기압계 변동이 컸다. 월 초반에는 대륙성 고기압이 발달하다가 이후 이동성 고기압과 기압골이 주기적으로 통과했으며 중후반에는 남고북저형 기압배치가 강해졌다. 하층바람은 월평균을 하면 약하게 서풍 편차가 나타나지만 이동성 고기압과 기압골이 지나가면서 바람 방향이 자주 바뀌었다.

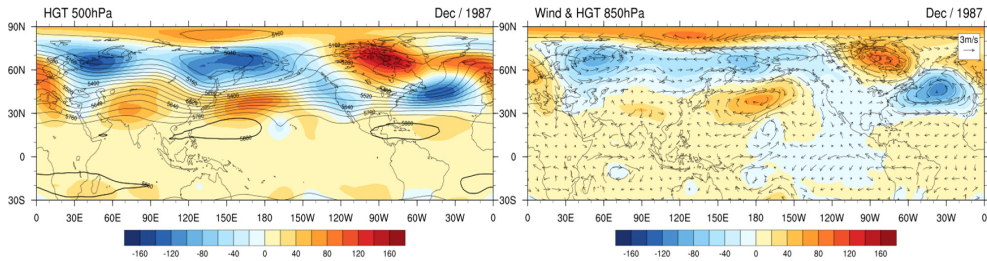


그림 2.2.73. 1987년 12월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차, 실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

1987년은 동태평양 해수면 온도가 높은 엘니뇨 발생 겨울이었으며 Nino3 지수는 1.02였다(그림 2.2.75). 이때의 엘니뇨는 매우 특이했는데 1986년 말부터 엘니뇨가 시작된 후 계속해서 해수면 온도가 높은 엘니뇨 상태가 유지되다가 1988년 초를 지나면서 라니냐로 전환되었다. 1973년 이후로 이전해 겨울에 시작된 엘니뇨가 계속 유지되다가 그 다음해 봄에 끝난 경우는 1986-1988년 엘니뇨와 2014-2016년 엘니뇨 밖에 없었다. 열대 대류활동은 중태평양에서 활발하게 나타났고 필리핀 주변에서는 억제되었으나 다른 엘니뇨 시기보다 억제되는 세기가 약했다(그림 2.2.74). 전형적인 엘니뇨 절정기 겨울의 대류활동과 달리 아열대 서태평양 남중국해에서는 대류활동이 약하게 강화되고 강수도 증가했으며 열대 서태평양 도서지역에서도 일부 강수가 증가했다. 엘니뇨 절정기인 12월에는 중태평양 대류활동이 활발해지면 원격상관을 통해 중위도 북서태평양 쿠로시오 해역 부근에 고기압성 순환이 유도되며(Wang et al. 2000; Son et al. 2014) 우리나라는 고기압성 순환에 의한 남풍계열 바람의 영향을 받아 해양으로부터 따뜻하고 습한 공기가 유입될 수 있다. 1987년 12월에도 북서태평양에 고기압성 순환이 보였으나(그림 2.2.73) 동쪽으로 치우치면서 우리나라에 별다른 영향을 주지 못했다. 이는 전형적인 엘니뇨가 11~12월에 절정기를 맞는 것과는 달리 소멸되는 시기에 해당해 원격상관 패턴이 다르게 나타났던 것으로 볼 수 있다(엘니뇨 백서, 2017).

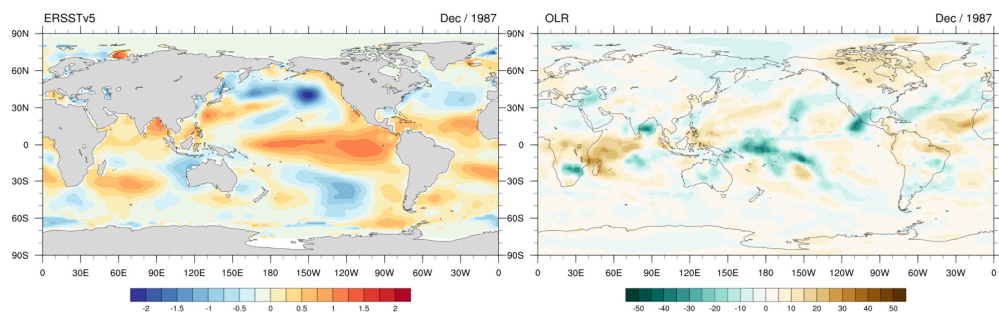


그림 2.2.74. 1987년 12월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

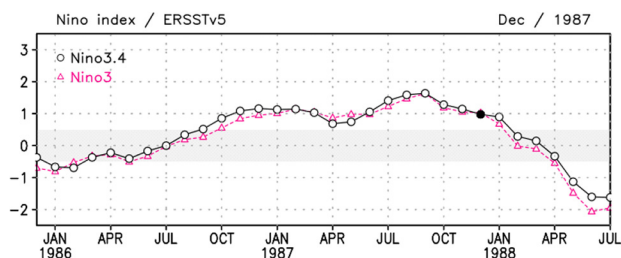


그림 2.2.75. 1984년 12월부터 1988년 7월까지의 Nino3, Nino3.4 지수

2.2.2.10 1월 강수 최소 사례: 2011년 1월

2011년 1월은 강수량 5.6mm, 0퍼센타일로 전국적으로 강수가 매우 적고 건조했다. 몇 차례 강수가 있었으나 일강수량은 2mm 미만으로 매우 적었다. 평균기온은 -4.8°C 로 1월의 평균값인 -1.0°C 에 비해 3.8°C 낮았다. 1973년 이후로 1월 평균기온이 가장 낮았던 해는 1977년과 1981년의 -4.9°C 였으며 2011년은 최저 극값과 0.1°C 차이로 기온도 매우 낮았던 해였다.

우리나라 기온과 강수는 1월에 양의 상관관계를 갖으며 상관계수는 0.39로 유의하게 나타난다(장기예보 가이던스(II), 2016). 2011년은 강수도 적고 기온도 낮아 이러한 관계가 잘 나타났다. 상층 지위고도 분포를 보면 중위도 유라시아대륙부터 북서태평양까지 음의 편차가 위치하고 우랄산맥 부근부터 동쪽으로 시베리아 북부에 양의 편차가 위치했다. 우리나라는 기압골에 걸쳐 있으며 시베리아와 북동태평양에 기압능이 강하게 발달했다. 하층 지위고도장에서는 우리나라 북서쪽 시베리아에 고기압이 강하게 발달해있고 우

리나라 동쪽에는 알류산 저기압이 발달해 서고동저형의 전형적인 겨울철 기압배치 형태가 나타났다(그림 2.2.76). 이러한 기압배치로 인해 우리나라는 차갑고 건조한 북풍의 영향을 강하게 받아 기온이 낮았고 수증기가 유입되지 못해 비가 내리기 어려웠다.

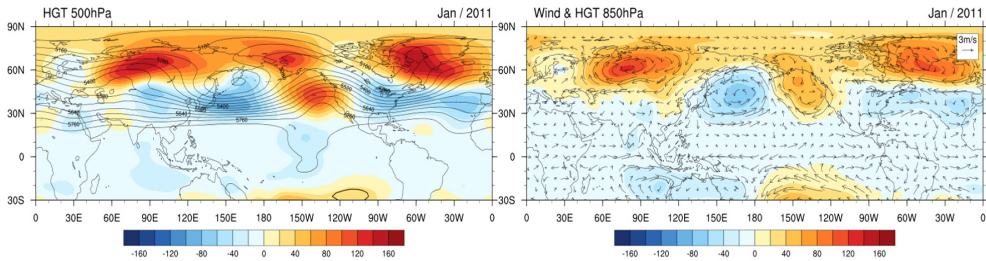


그림 2.2.76. 2011년 1월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

앞 절에서 언급했던 바와 같이 우리나라 겨울철은 동아시아 겨울몬순 순환의 영향을 강하게 받는다. 2011년은 1월 겨울몬순 지수가 가장 큰 값을 보인 해로(그림 2.2.47) 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 강화되었다. 동아시아 겨울몬순의 변동성은 엘니뇨, 북극진동, 북대서양진동 등 다양한 인자의 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 2011년 1월에는 라니냐가 있었고 음의 북극진동이 나타났다(그림 2.2.78). 라니냐와 관련된 열대 대류활동은 벵골만부터 서태평양과 필리핀 주변에서 강하게 발달했고 중태평양에서는 억제되었다(그림 2.2.77). 이러한 대류활동 분포는 북서태평양에 저기압성 순환을 유도할 수 있다. 음의 북극진동일 때 우랄산맥 지역의 기압능은 강화되고 동아시아 기압골은 깊어지며 시베리아 고기압이 강해지는 경향이 있는데 이는 우리나라에 북풍을 강화시킬 수 있다. 북극진동과 북태평양진동의 위상이 같을 때 북극진동이 동아시아에 미치는 영향은 강화될 수 있는데(Park and Ahn, 2016) 2011년 1월에는 북태평양진동 지수가 음으로 대륙과 해양간의 동서 기압경도가 강해지면서 북서풍이 더욱 강해질 수 있었다. 따라서 2011년 1월에는 라니냐 발생으로 서태평양에서 증가한 강수로 인해 유도된 중위도 북서태평양의 저기압성 순환과 음의 북극진동 영향으로 동아시아 기압골이 강화되면서 우리나라는 북풍이 강해져 극으로부터 차갑고 건조한 공기가 유입되어 기온이 낮고 강수량이 매우 적었다.

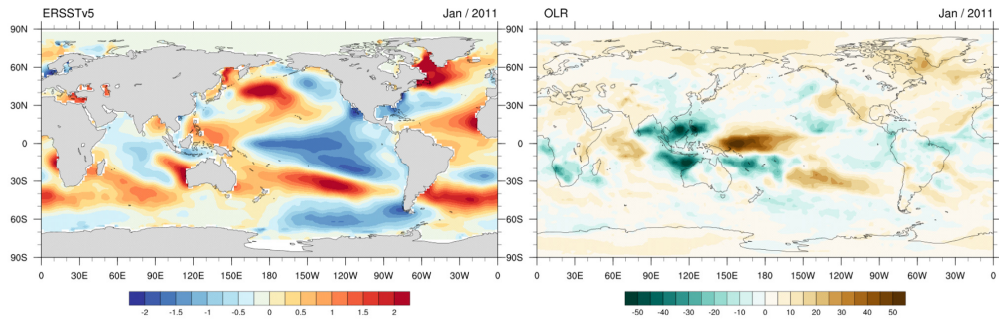


그림 2.2.77. 2011년 1월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

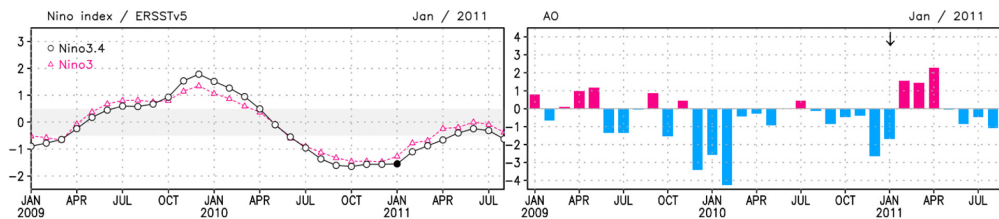


그림 2.2.78. 2009년 1월부터 2011년 8월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

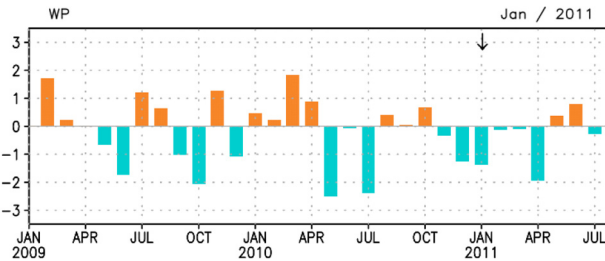


그림 2.2.79. 2009년 1월부터 2011년 8월까지의 서태평양패턴(북태평양진동) 지수

2.2.2.11 2월 강수 최소 사례: 2000년 2월

2000년 2월은 강수량 3.3mm, 2.2퍼센타일로 전국적으로 강수가 매우 적고 건조했다. 비가 내렸던 날도 일강수량이 2mm미만으로 매우 적었다. 평균 기온은 -0.4°C 로 2월의 평균값에 비해 1.5°C 낮았으며 주기적인 기온변동이 있었다.

2000년 2월에는 우리나라 겨울철 기후에 영향을 주는 동아시아 겨울몬순 지수가 강한

양의 값을 나타냈으며(그림 2.2.50) 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 평년보다 강했다. 지위고도 분포를 보면 우리나라 서쪽으로 큰 기압능이 위치하고 우리나라에는 깊은 기압골이 위치했다. 하층바람은 우리나라 북동쪽에 자리 잡은 저기압성 순환의 영향으로 북풍이 우세했다(그림 2.2.80). 이러한 기압배치는 고위도의 차갑고 건조한 공기를 우리나라로 몰고 내려와 기온이 하강하고 강수가 억제되는데 영향을 줬다.

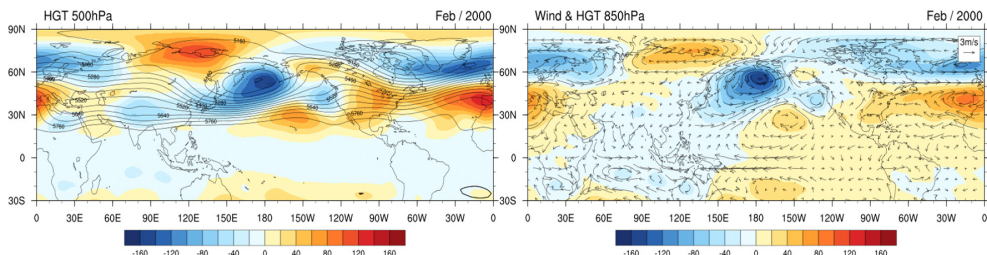


그림 2.2.80. 2000년 2월 (좌)500 hPa 지위고도(채색:편차,실선:월평균), (우)850 hPa 지위고도 편차와 바람 편차

해수면 온도 분포는 열대 동태평양부터 중태평양까지 평년보다 온도가 낮고 서태평양은 온도가 높은 라니냐 상태였다(그림 2.2.81). 음의 해수면 온도 편차는 중태평양에서 더 강하게 나타났다. Nino3.4지수는 -1.54로 강한 라니냐였으며 1997-1998년 겨울 강한 엘니뇨 이후 강한 라니냐 상태가 계속 이어지다가 2001년 초에 소멸되었다(그림 2.2.82). 열대 대류활동은 중태평양에서는 강하게 억제되었고 인도양부터 열대와 아열대 서태평양에서는 매우 증가했다(그림 2.2.81). 아열대 서태평양에서 대류활동 증가로 양의 강수편차가 나타나면 증가한 강수는 원격상관을 통해 중위도 북서태평양에 저기압성 순환을 유도할 수 있으며, 우리나라 동쪽 북서태평양에 유도된 저기압성 순환의 영향으로 우리나라로 부는 북풍이 강화될 수 있었고 이는 기온하강과 강수 억제에 영향을 준 것으로 보인다.

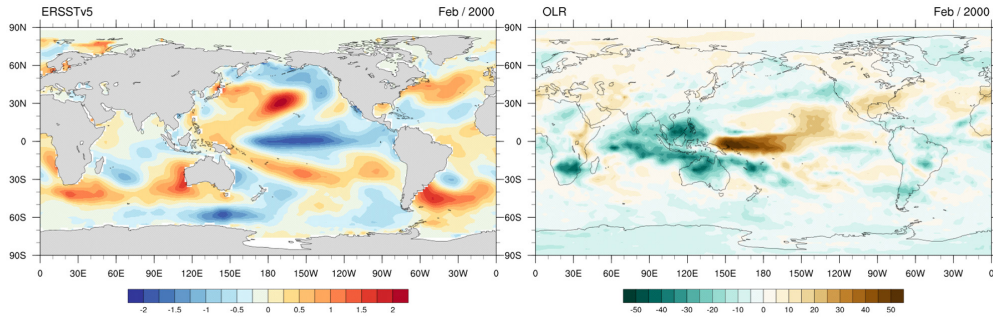


그림 2.2.81. 2000년 2월 (좌)해수면 온도 편차, (우)OLR 편차

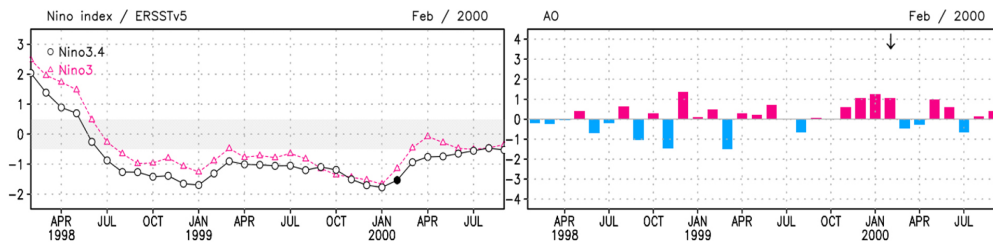


그림 2.2.82. 1998년 2월부터 2000년 9월까지의 (좌)Nino3, Nino3.4 지수와 (우)북극진동 지수

2.2.3 요약 및 토의

본 연구에서는 우리나라 기온과 강수의 과거 극값 사례 분석을 통해 극값 사례에 영향을 줄 수 있는 기후인자를 살펴봤다. 사례별로 세부적인 차이가 있었지만 전체적인 특징을 요약하면 다음과 같다. 여름철 극값 사례에서 기온이 높았던 경우는 유라시아 대륙 상층의 고기압(티벳 고기압)과 북태평양 고기압이 강하게 발달했고 아열대 서태평양 남중국해와 필리핀해 근방에 강한 대류활동이 있었다. 기온이 낮은 사례에서는 기온이 높은 경우와 순환장이 대체로 반대로 나타났으며 하층 오토츠크해 주변에 고기압성 순환이 나타났고 우리나라 동쪽으로 북태평양 해수면 온도가 지속적으로 낮게 유지된 특징이 있었다. 여름철에는 비슷한 순환장이 지속되면서 높은 또는 낮은 온도가 계속해서 이어지며 극값을 기록하기도 했다. 여름철 강수 극값 사례에서는 비가 많이 내렸던 경우는 우리나라 남쪽 고기압성 순환에 의한 남풍이 강했으나 그밖에 공통적인 특징은 찾기가 어려웠고 세 사례 모두 태풍의 영향을 직·간접적으로 받았다. 비가 적게 내렸던 경우 우리나라는 북풍의 영향을 주로 받았으며 7월과 8월 사례는 기온도 매우 높았다. 겨울철 극값 사례에

서 기온이 높았던 경우는 우리나라 주변으로 상층에 양의 지위고도 편차가 나타났고 하층에서는 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 약했다. 반대로 기온이 낮았던 경우는 시베리아 고기압과 알류산 저기압이 강했고 상층에는 우랄산맥 지역에 양의 지위고도 편차가 나타난 특징이 있었다. 대체로 기온이 높은 경우 엘니뇨와 양의 북극진동, 기온이 낮은 경우 라니냐와 음의 북극진동을 보였으나 일부 사례는 이와 반대 경우였다. 겨울철 강수 극값 사례에서 비가 많이 내린 경우 북태평양에 양의 지위고도 편차가 강하게 나타났고 우리나라는 고기압성 순환의 서쪽 가장자리에 위치했으며 양의 북극진동이 나타난 특징을 보였다. 비가 적게 내렸던 경우는 1월과 2월은 알류산 저기압이 강하고 라니냐가 발생했던 공통점이 있었으나 12월과는 공통적인 특징을 찾기가 어려웠다.

이러한 과거 사례 분석은 매월 기상청에서 진행하는 월기상/기후분석회의와도 관련이 있다. 기상청에서는 매월 사후분석을 통해 당월의 기상·기후 특징에 대한 분석을 하고 있다. 본 연구의 과거 극값 사례 분석은 장기예보 현업에 활용할 수 있는 기후인자 발굴과 특이현상 발생 시 정보를 제공할 수 있다는 점에서 의미가 있다.

본 사례분석은 사례 선정부터 월 평균을 기반으로 하여 분석하였다. 지속적으로 우리나라에 영향을 준 기후인자가 있는 경우에는 특징을 찾을 수 있었지만 태풍과 같이 특정 짧은 기간에 발생한 이벤트가 그 달의 평균치를 끌어올리거나 특별히 영향을 준 현상 없이 기압계의 잦은 변동으로 극값이 발생한 경우에는 특징적인 부분을 찾기 어려웠다. 극한 기온·강수는 계절 또는 한 달 이내의 짧은 기간 안에서 발생할 수 있으며, 월 내에서 변동이 매우 큰 경우 실제로는 극한 현상이라 느껴졌음에도 월 평균에서는 서로 상쇄되어 드러나지 않는 한계도 있었다. 이러한 부분은 추후 연구를 통해 보완이 필요하겠다.

3. 역학모델 분석 및 예측 기술 개발

3장에서는 기후 예측 모델에 대한 분석과 이를 이용한 예측 기술 개발 및 개선에 대해 다룬다. 현업에서 활용하는 역학 모델은 각 기관의 많은 노력과 비용이 오랜 시간 축적되어 운영되고 있다. APCC에서는 APCC MME와 WMO 장기예보 선도센터를 운영하며 다중모델앙상블 계절 예측 자료를 생산하고 있으며 기상청에서는 GloSea5를 도입하고 자체적으로 운영하며 계절 예보에 활용하고 있다. 전지구 규모에서 이들 역학 모형의 예측 수준은 합리적이며 현실적으로 많은 나라에서 계절 예보에서 가장 큰 비중을 차지하고 있다. 다만 국가적 규모에서 전지구 모델의 예측값을 활용하여 계절 예보를 할 때는 모델 공간 격자와 관측소 기반 자료와의 불일치성, 역학 모형의 한계 등에 대해 충분히 인지하고 예보를 해야 한다.

3장에서 첫 번째 내용으로 3개월/월별 계절 예측에서 활용할 수 있도록 한국에 영향을 줄 수 있는 영향 기후모드 개발의 일환으로 서태평양 순환장을 분석하였다. 실제 한국 강수와 상관관계가 있는 서태평양 순환장을 역학 모델에서도 모의하는지 충분히 검토하고 이러한 성질을 계절 예측에서 활용할 수 있도록 필요한 정보를 기상청 현업 예보에 제공하고자 한다.

두 번째 내용은 1개월/주별 계절 내 예측에서 활용할 수 있도록 현업 모델의 표출 시스템을 개선하는 내용이다. 한반도 기온을 예측하는 데 활용할 수 있는 중위도 기압패턴을 분석하고 이를 적용하여 예보관에게 유용한 정보를 주고자 하였다. 또한 강수량의 예측성을 향상시키기 위해 확률장기예보의 산출방법을 개선하고 이를 적용하였다.

3.1 강수 월별 예측을 위한 역학모델 서태평양 순환장 분석

지난 2017년부터 APCC에서는 우리나라 3개월 계절예측에서 예보관의 판단에 도움을 주고 역학 모델의 활용성을 높이고자 APCC MME 예보 분석표를 기상청에 제공하고 있다. 그림 3.1.1은 APCC MME 분석표의 실례이다.

APCC-MME 예보 분석표 [MAM]

변수			기온			강수			
월			3	4	5	3	4	5	
MME 예측			0	+	+	-	EC	-	
1) 예측	판자	SCM 예측	0.08	0.76	0.65	-6.88	-2.43	-13.15	
	확률(B/N/A)	PMME 예측	39/30/30	16/25/58	15/26/59	43/34/23	37/31/31	44/32/23	
	평년비소	관측	(1983-2005), 0.43σ	0.47	0.45	0.22	10.86	17.95	18.7
		모델	(1983-2005), 0.43σ	0.35	0.20	0.17	5.70	3.61	3.74
2) 예측성	상관계수	관측 vs. SCM	0.68*	0.13	0.01	0.07	0.21	0.09	
(1983-2005)	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.90/0.61/0.83	0.55/0.55/0.60	0.48/0.42/0.49	0.70/0.62/0.53	0.65/0.47/0.55	0.54/0.52/0.48	
3) 영향 기후모드	온난화 효과/(34yrs)	관측	1.63*	0.64	1.20*				
	(1983-2016)	SCM T850	1.15*	0.82*	0.90*				
	T vs. P	관측				0.12	0.23	-0.15	
	상관관계 (1983-2016)	SCM T850				0.56*	0.45*	0.13	
	NINO3.4 vs. T/P	관측/모델/					0.50*/0.41*/		
	(1983-2005) ²⁾	예측성/예보/ ¹⁾					0.92*/-0.42**/		
4) 모델 순환장 특징	WP 순환장 vs. P	관측/모델/					-0.44*/-0.46*/		
	(1983-2005) ³⁾	예측성/예보/					0.82*/0.69**/		
종합 예측			0	+	+	-	0		

*: Significant at 90% level, **: Above/below ± 0.43 sigma

positive

weak positive, not significant

normal

weak negative, not significant

negative

1) Correlation Coefficient Korea T, P vs. index from observation / CC Korea T, P vs. index from MME / CC Index from observation vs. MME / predicted index from MME

2) NINO3.4 지수와 우리나라 기온/강수 동시 상관관계 & 예보

3) 서태평양 순환장 (4월) [110E-180E, 0-20N] vs. 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2017)

그림 3.1.1. 2018년 2월 생산된 APCC MME 역학 모델을 이용한 MAM 3개월 계절 예측 분석표

이 분석표는 크게 두 부분으로 나뉜다. 먼저 1) 예측과 2) 예측성 부분은 한국 기온/강수에 대한 자세한 예측 정보와 예측 기술을 제공함으로써 해당하는 시기에 예보관이 역학 모델에 대한 신뢰도를 판별할 수 있도록 돕는다. 나머지 부분은 3) 영향 기후 모드인데, 이 부분은 한국 기온/강수와 관련성이 큰 주요 영향 기후 모드에 대한 정보를 제공하여 한국에 대한 보조적 예측 자료로 유용하게 쓰일 수 있다. 예를 들어, 4월 한국 강수는 MME의 NINO3.4 지수와 0.5의 유의미한 상관관계가 있어서, 이 달에 예측된 NINO3.4 지수를 한국 강수 예측에 보조적인 정보로 활용할 수 있다. 실제로 APCC나 기상청에서는 한국 계절 예측을 할 때 NINO3.4 지수 뿐 아니라 겨울철에는 북극 해빙, 시베리아 고기압이나, 여름철에는 북태평양 고기압, 여름 몬순 지수 등 한국에 영향을 끼친다고 알려져 있는 여러 기후 인자들에 대한 정보와 역학 모델, 통계 모델들의 신뢰도 등을 종합하여 예측 정보를 생산한다. 따라서 현재 쓰이고 있는 여러 기후 모드들의 신뢰도나 예측성 분석, 새로운 기후 모드들을 개발하는 연구 등이 필요하다.

새로운 영향 기후 모드를 개발하는 연구의 일환으로 APEC 기후센터 연구보고서 김유진 등(2018)에서는 우리나라 강수 월별 예보에 활용할 수 있는 서태평양 순환장 영향 기후 모드를 제시한 바 있다. 이 선행 연구에서는 한국 강수의 계절적 변화에 영향을 끼친다고 알려져 있는 열대/아열대 서태평양 지역 대류활동 순환장(강수)과 한국 강수의 월별 상관관계를 분석하고(APCC MME 기준), 역학 모델에서 저위도 지역이 중위도/고위도 지역보다, 해양이 육지보다 좀 더 예측성이 좋다는 특성에 착안하여 한국 강수의 예측에 활용하기 위한 월별 기후 모드를 제시하였다. 표 3.1.1이 그 결과인데, 한국 월별 강수와 상관관계가 높은 서태평양 순환장 지역을 APCC MME에서 선정하고, 이 지역 평균의 강수 시계열과 실제 한국 강수 시계열의 상관관계를 1983-2005년 기간에 분석한 것이다.

표 3.1.1. 모델 내 서태평양 순환장(강수) 영향 기후 모드에 선정된 지역과 한국 강수와의 상관관계 [1983-2005]. Mark 1은 비례, Mark -1은 반비례관계를 의미. *90% significance level: 0.368

Month	Location [x1,y1,x2,y2]	Mark	Correlation [1983-2005]
1	[120, -10, 150, 10]	-1	-0.51*
2	[100, 0, 170, 30]	-1	-0.18
3	[70, -10, 150, 10]	-1	-0.40*
4	[110, -10, 180, 20]	-1	-0.50*
5	[120, -20, 170, 10]	-1	-0.41*
6	[110, 0, 170, 25]	1	0.32
7	[150, -10, 200, 10]	1	0.24
8	[120, -10, 160, 25]	-1	-0.36
9	[100, -10, 150, 10]	1	0.46*
10	[70, 0, 120, 25]	-1	-0.35
11	[70, -20, 150, 20]	-1	-0.37*
12	[70, -20, 160, 20]	-1	-0.67*

역학 모델에서는 원격 상관관계를 1년 내내 정확히 예측하지 못하고, 실제 원격 상관관계가 무의미한 시기도 있기에 모든 달에 이 기후 모드를 사용할 수는 없지만 1, 3, 4, 5, 9, 11, 12월 같은 경우는 유의미한 상관관계가 있고, 역학 모델에서 한국 강수와 서태평양 순환장과의 원격 상관관계를 유의미하게 모사하기에 계절 예측에 활용할 수 있으리라 사료된다. 다만 이들 월별 서태평양 기후 모드에 대해 좀 더 면밀하게 분석하여 실제 한국 강수에 원격 영향을 끼치는 역학적 과정이나 모델의 bias, 신뢰성 등에 대해 추후

더 알아가야 할 것이다. 표 3.1.1은 김유진 등(2018) 보고서에 있는 표 4.2.1과 같은데, 몇 개월은 이 시기에 대한 분석을 통해 업데이트 되었다(그렇다고 해도 한국 강수와의 상관관계가 뚜렷하게 향상된 것은 아니다).

본 연구에서는 서태평양 순환장 영향 기후 모드와 한국 강수와의 상관관계가 무의미한/유의미한 8월과 9월, 역학 모델의 상관관계와 예측 스킬을 비교한다. 그리고 관측 자료를 기반으로 한 선행 연구(Son et al., 2015)에서 이미 열대 서태평양 지역 순환장/강수와 한국 강수와의 역학관계를 밝힌 9월, 역학 모델의 특성을 면밀히 분석한다. 표 3.1.1에 나타난 서태평양 영향 기후 모드는 APCC MME의 SCM (Simple Composite Method)을 기반으로 분석하였지만, 본 연구에서는 APCC MME의 개별 모델에 대한 분석을 수행하여 예측 스킬 best model에 대한 내용도 포함한다. 올해는 두 달에 대한 분석 내용만 담고 있지만 추후 이 서태평양 영향 기후 모드를 안정적으로 사용하기 위해서는 다른 달들에 대해서도 분석해야 할 것이다.

실제 한국 계절 예측에 예보관의 판단에 쓰일만한 자료를 생산하는 것이 본 사업의 주요 목표이다. 이에, 비교 분석에 쓰인 각 달의 한국 강수와 동아시아 지역, 서태평양 지역 강수에 대한 예측기술 분석 내용은 표로 생산하여 기상청의 계절 예보에 제공할 계획이다. 더불어, 서태평양 순환장 영향 기후 모드가 유의미한 달에는 상관관계 수치 뿐 아니라 관련된 그림들을 함께 제공함으로써 예보관의 판단에 도움이 될 것이라 사료된다. APCC MME 뿐 아니라 개별 모델에 대한 분석 내용도 담고 있기에 현업 모델의 예측 성능 판별에도 도움이 될 것이다. 이에 대해서는 앞으로 더 자세히 기술하고, 요약하겠다.

분석에는 한국 관측 자료로서 한국 기상청에서 제공하는 59개 관측소 평균 강수 자료와, 전지구 관측 자료로서 NCEP2 재분석 자료, GPCP v.2 강수, NOAA Optimal Interpolation (OI) 해수면 온도 v.2가 쓰인다. 역학 모델로서는 앞서 기술하였듯이 기상청 기후 예측 현업 모델 GloSea5 (KMA/Korea), APCC MME SCM, APCC_CCSM (APCC/Korea)를 비롯한 MME를 구성하는 개별 모델들이 사용된다. 현재 APCC MME에 참여하는 모델은 총 17개의 Global Circulation Model (GCM)이며 이 중 매 달 9-11개 정도의 모델이 3개월 계절 예측에 꾸준히 참여하여 기상청 계절 예측에 쓰이고 있다. APCC MME 참여 모델에 대한 자세한 정보는 APCC 2017년 연구보고서 ‘APCC 기후예측시스템 개선’ (이우섭 등, 2018) 표 2.1에서 확인할 수 있다.

3.1.1 역학모델의 한국 강수-서태평양 순환장 상관관계 모의 비교(9월, 8월)

표 3.1.1에 기술된 서태평양 순환장 지역은 한국 강수와 원격상관관계 지도를 바탕으로 선정된 것이다. 자세한 내용은 2017년 보고서에 기술하였기에 본 보고서에서는 간단하게 9월과 8월 서태평양 순환장과 한국 강수의 상관관계를 요약하겠다. 그림 3.1.2를 보면, 한국 강수가 많을 때 이와 연관 있는 전지구 강수 패턴을 확인할 수 있다. 한국 강수가 많을 때 한국 주변으로 연안해를 포함하여 중국 동부, 일본 남부까지 함께 변동성이 있다. 이와 대조적으로 열대/아열대 북서태평양(10°N-25°N)에는 건조 패턴이 있고, 적도 서태평양에서는 습윤 패턴이, 열대 중태평양에서는 건조 패턴이 있어 열대에서는 라니냐에 의한 반응과 비슷하다.

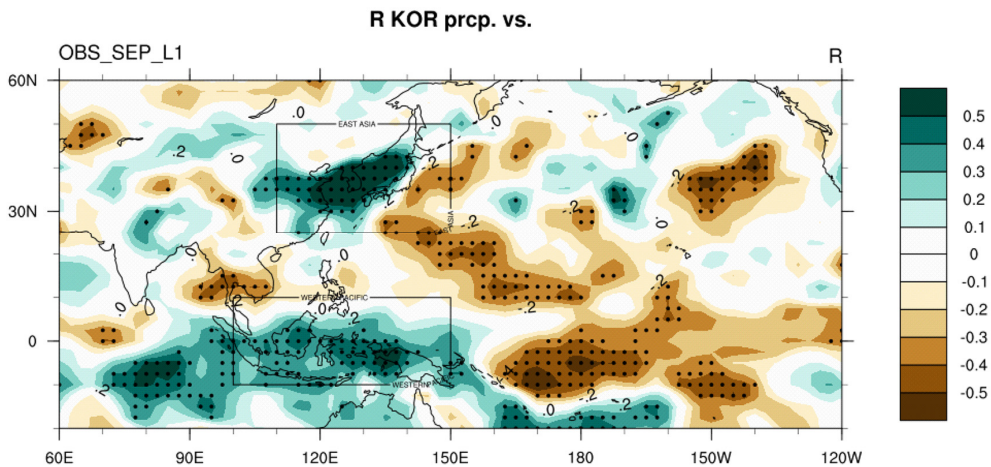


그림 3.1.2. 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 강수 관측 GPCP v.2의 9월 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. 한반도를 포함하는 동아시아와 적도 서태평양 지역에서 유의미한 양의 상관관계가 있고, 열대/아열대 북서태평양, 열대 중태평양은 유의미한 음의 상관관계가 있음. 본 연구에서 선정된 동아시아 지역 [110E-150E, 25N-50N]과 서태평양 지역 [100E-150E, 10S-10N]은 검은 선 박스로 표시. 90% 수준에서 유의미한 격자는 검은 점으로 표시

한편, APCC MME SCM에서 열대 지역에서의 강수와 한국 강수와의 상관관계는 꽤 정확하게 모의한다(그림 3.1.3). 하지만 한반도 주변에서 강수 변동성은 실제 관측과 비교해서 다소 약한데, 이는 역학 모델에서 중위도 동아시아 지역 강수 예측 스کیل이 낮기 때문

이다(그림에도 여름철에 비해 9월은 꽤 잘 모의한다). 그리고 열대/아열대 북서태평양에서 한국과 대조적으로 보이는 건조 패턴은 모델에서는 유의미하게 모의하지 못한다. 9월의 한국 강수와 연관된 여러 변수들의 역학 관계는 추후 더 살펴보도록 하겠다.

8월은 동아시아 여름 몬순의 영향을 받아 한국에 강수를 일으키는 기작이 매우 복잡한 시기이다(그림 3.1.4). 이 시기 한국 강수와 함께 변동성을 보이는 지역은 9월에 비해 다소 좁은데, 이는 8월 한국 강수는 좀 더 지역적 효과가 큰 것을 의미한다. 이러한 작은 규모의 변동성은 기후 역학 모델과 같은 장기 예보에서는 예측하기가 좀 더 어렵다. 이 시기, 한국 강수는 열대(10°N - 20°N) 북서태평양 일부 지역과 음의 상관관계를 보이고, 적도 서태평양 지역과는 유의미한 상관관계가 보이지 않는다.

한편, APCC MME에서는 8월 한국 주변에서의 강수 변동성을 유의미하게 모의하지 못하고 오히려 반대로 예측하는 경향이 있다(그림 3.1.5). 이는 한국과 동아시아 지역 강수에 대한 기후 예측 모델의 성능이 매우 낮은 것을 의미한다. 또한 이보다 저위도인, 열대(10°N - 20°N) 북서태평양에서의 음의 상관관계도 유의미하게 모의하지 못한다. 전반적으로 서태평양 지역에서 한반도 강수와 유의미한 상관관계를 보이는 지역이 나타나지 않는다. 따라서 8월은 실제 관측자료에서도 한국 강수와 유의미한 상관관계를 가지는 서태평양 지역이 좁고, 기후 예측 모델에서 이러한 상관관계를 모의하지도 못한다.

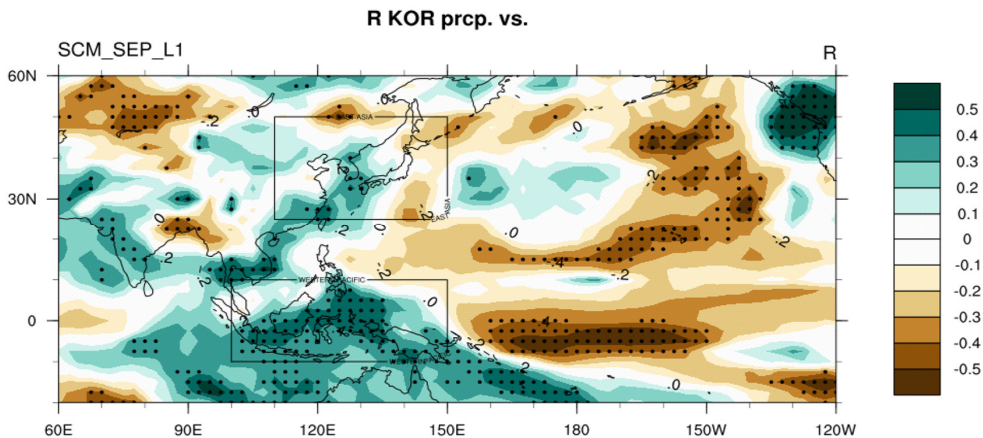


그림 3.1.3. 그림 3.1.2와 같지만 APCC MME SCM 9월 hindcast와의 상관관계 지도. 동아시아와 적도 서태평양, 열대 중태평양의 양의/음의 상관관계는 역학 모델에서 잘 모의함. 중위도 동아시아와 열대/아열대 북서태평양의 음의 상관관계는 모델에서 다소 약함. 중위도 지역의 강수 예측 스칼라가 낮음을 알 수 있음

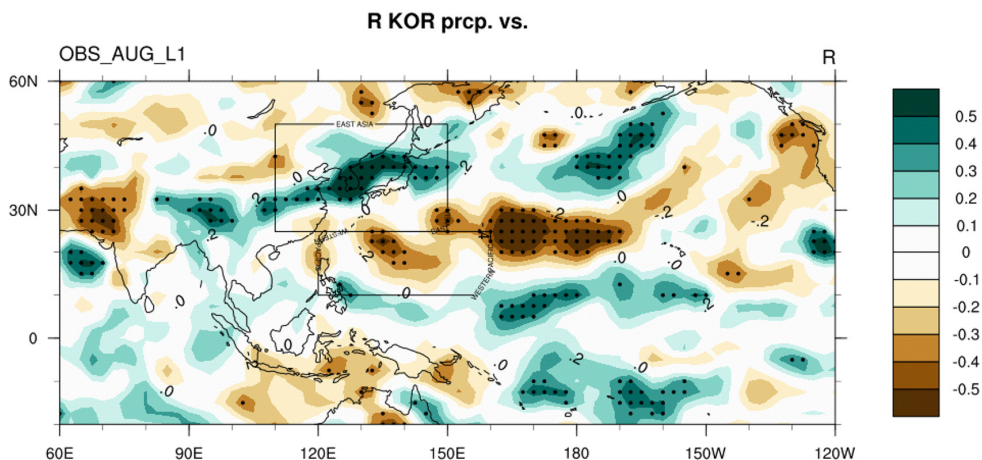


그림 3.1.4. 그림 3.1.2와 같지만, 8월 한국 관측 강수(1-point)에 대한 전지구 강수 상관관계 지도. 한국 주변에서 양의 상관관계 있고, 일본 남쪽 열대 북서태평양 일부 지역에 음의 상관관계 있음

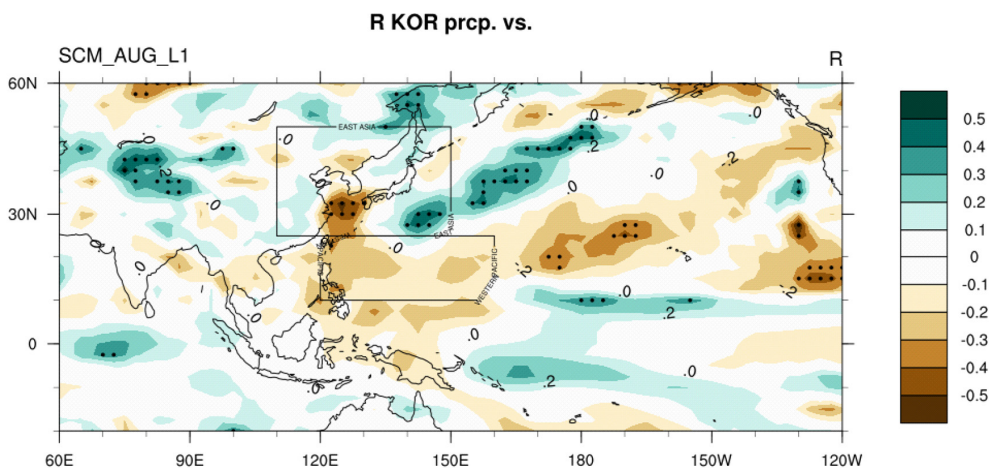


그림 3.1.5. 그림 3.1.3과 같지만, 8월 한국 관측 강수에 대한 APCC MME SCM 상관관계 지도. 한국 주변에서 음의 상관관계가 있음

3.1.2 역학모델의 동아시아, 서태평양 강수 예측 기술 비교(9월, 8월)

서태평양 순환장과 한국 강수에 대해 논하기에 앞서 기후예측 모델의 강수 예측 기술을 분석하려 한다. 역학모델의 예측 스킬이 좋다면, 여러 가지 예측 보정 기술을 개발하지 않아도 모델에서 해당 격자를 그저 읽거나 downscaling하면 되지만, 현실은 그렇지 않다.

먼저 9월부터 분석하겠다. 9월은 서태평양 지역 순환장이 우리나라 강수와 유의미한 상관관계가 있는 시기이다. 그림 3.1.6은 APCC MME의 SCM 예측 hindcast의 9월 강수 Temporal Correlation Coefficient (TCC) 예측 스킬이다. 이는 각 격자에서 관측과 예측의 TCC를 계산한 것이다. Reference 강수 관측 자료는 GPCP v.2이다. 검은 점은 90% 수준에서 유의미한 지역을 의미하는데, 열대 서태평양을 포함하여 인도양, 태평양은 적도 지역에서 강수 TCC 예측 스킬이 유의미하지만 동아시아를 포함한 중위도에서는 예측 스킬이 유의미한 지역이 적다. 한국에서는 양의 예측 스킬을 보이긴 하지만 유의미하진 않다.

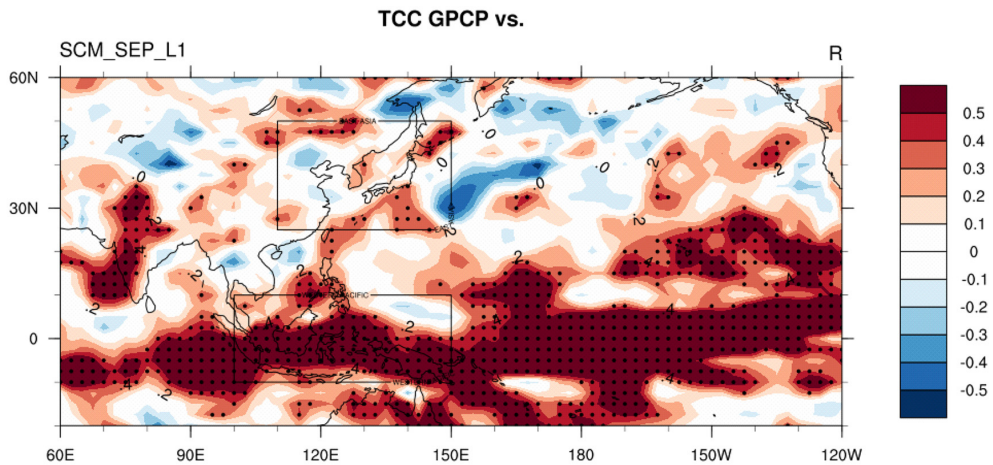


그림 3.1.6. APCC MME SCM 9월 강수 hindcast[1983-2005] 기간의 TCC 예측 스킬. 검은 점은 90% 수준에서 유의미한 지역. 서태평양 지역이 동아시아 지역보다 상대적으로 강수 예측 스킬이 우수함

APCC MME SCM 뿐 아니라 참여 개별 모델, 기상청 현업 모델(GloSea5)의 한국, 동아시아, 서태평양 지역의 예측 스킬을 분석하기 위해 표 3.1.2와 같은 분석표를 계산하였다. 표의 두 번째 줄에서는 한국 관측소 강수와 비교하여 각 모델들의 한국 강수 예측 스킬을 비교할 수 있는데 APCC MME SCM, GloSea5, APCC_CCSM3는 예측 스킬이 무의미하다.

마찬가지로 동아시아 지역[110°E-150°E, 25°N-50°N]에 대해 TCC, Pattern Correlation Coefficient (PCC) 스킬을 분석하였는데, 점수가 매우 낮았다. 이는 그림 3.1.6를 통해서도 유추할 수 있다. 동아시아 상자 내에서 TCC 스킬이 유의미한 지역이

매우 작다. 표에 표기된 TCC 스킬은 각 격자에서 계산된 TCC 값의 지역 평균값이고, PCC 스킬은 매년 계산된 (1983-2005) PCC 스킬의 시간 평균값이다.

9월에 한국 강수와 원격상관관계가 크다고 선정된 서태평양 지역은 [100°E-150°E, 10°S-10°N] 범위이다. 이는 Western Pacific Index (WPI)로 표 3.1.2에도 기술하였다. 한국 강수와 서태평양 강수와의 상관관계는 실제 관측에서도 유의미하고, GloSea5를 제외한 MME, APCC_CCSM3에서도 유의미하다. 특히 NCEP은 0.52로 APCC MME 중 가장 높은 상관관계를 보여 best 모델로 표에 정리하였다. 선정된 서태평양 지역 강수 예측 성능 TCC 스킬 평균은 APCC_CCSM3을 제외하고 MME, GloSea5, POAMA (BOM/Australia) 모델이 각각 0.42, 0.46, 0.40으로 유의미하여 동아시아 지역 강수 TCC 스킬에 비해 월등히 높다. 따라서 열대 서태평양 강수 예측 스킬이 우수한 성질과, 이 지역 강수와 우리나라 강수의 원격상관관계를 고려하여 9월 강수 계절 예측에 활용할 수 있다.

9월 APCC MME 참여 개별 모델 중에서는 POAMA의 강수 예측 스킬이 한국과 서태평양 지역에서 가장 좋다. POAMA의 TCC 예측 스킬은 그림 3.1.7와 같다. 전반적으로 APCC MME와 스킬이 유사한데, 특히 한국을 포함한 동아시아 일부 지역에서 스킬이 더 좋은 것을 볼 수 있다.

표 3.1.2. 한국 강수, 동아시아 지역, 서태평양 지역 강수의 예측 스킬(TCC/PCC). 2017년 8월 생산한 9월 예측 자료에 대한 hindcast (1983-2005) 검증 (선행 1개월). 역학 모델은 APCC MME SCM, GloSea5, APCC CCSM3, 개별 모델 중 예측 스킬이 가장 좋은(best) 모델과 이름을 나열. 두 번째 줄[KOR/KOR()]은 한국 (KOR) 관측소 강수 자료를 기준으로 한 GPCP v.2의 한국 강수와 TCC, 각 모델의 한국 강수의 TCC 스킬. 세 번째, 네 번째 줄[East Asia Fcst Skill]은 GPCP 동아시아 지역 강수와 비교한 각 모델 별 PCC, TCC 스킬을 나열. Western Pacific Index (WPI) Area는 9월 선정된 서태평양 대류 순환 지역. 6번째 줄[KOR/WPI()]은 한국 관측소 강수와 각 모델 WPI의 TCC. 7, 8번째 줄[WPA Fcst Skill]은 선정된 서태평양 지역의 강수 PCC, TCC 스킬. TCC 스킬은 각 격자에서 계산하여 지역 평균한 대표값, PCC 스킬은 각 해별로 계산하여 시간 평균한 대표값임

201709L1		GPCP	MME	GLOSEA5	APCC_CCSM3	BEST	Name
KOR(station)/KOR(model)	TCC	0.98*	0.34	0.24	0.32	0.46*	POAMA
East Asia Fcst Skill	PCC		0.07	0.02	0.03	0.15	POAMA
East Asia Fcst Skill	TCC		0.11	0.02	-0.02	0.18	POAMA
WPI Area	[100E 150E -10S 10N]						
KOR(station)/WIP(model)	TCC	0.37*	0.48*	0.23	0.43*	0.52*	NCEP
WPA Fcst Skill	PCC		0.30	0.05	0.11	0.33	POAMA
WPA Fcst Skill	TCC		0.42	0.46	0.27	0.40	POAMA

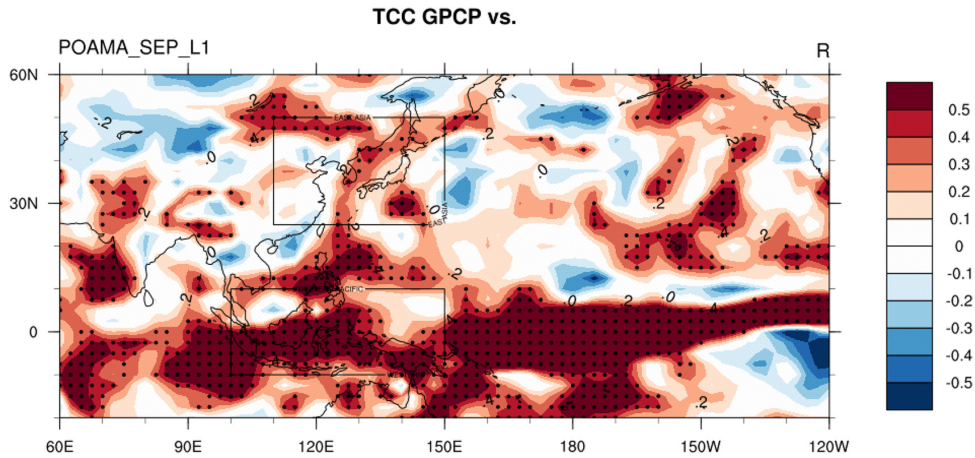


그림 3.1.7. 그림 3.1.6과 같지만, 한국과 서태평양 지역 best model인 POAMA에 대한 TCC 스킬

마찬가지로 8월 모델의 예측 스킬에 대한 정보를 얻기 위해 위와 같은 계산을 수행하였다. 다음 표 3.1.3은 2017년 8월 예측에 대한 검증 분석표이다. 한국 강수에 대한 예측 스킬은 best model도 무의미하다. 9월과 비교했을 때 한국, 동아시아, 서태평양 전반적으로 예측 스킬이 현저히 낮다.

그림 3.1.8는 2017년 8월 강수에 대한 hindcast TCC 스킬 지도인데, 적도 지역에서는 대부분 유의미한 스킬이 나오지만, 중위도에서는 예측 스킬이 떨어진다. 중위도 동아시아에서는 일부 지역에서(중국 동부, 일본) 유의미한 예측 스킬이 보이지만 한국에서는 음의 상관관계가 보여 역학 모델의 한국 강수에 대한 예측은 무의미하다. 한편 열대 서태평양 지역에서의 모델 강수 스킬은 우수하지만 아열대 북서태평양에서 모델의 예측 스킬이 대체적으로 9월에 비해 낮다.

표 3.1.3. 표 3.1.2와 같지만 2017년 8월 예측 자료에 대한 hindcast (1983-2005)검증

201708L1		GPCP	MME	GLOSEA5	APCC_CCISM3	BEST	Name
KOR(station)/KOR(model)	TCC	0.97*	-0.11	-0.03	-0.14	0.28	CMCC
East Asia Fcst Skill	PCC		0.10	0.07	-0.01	0.11	MSC
East Asia Fcst Skill	TCC		0.14	0.06	0.01	0.12	CMCC
WPI Area	[120E 160E 10N 25N]						
KOR(station)/WPI(model)	TCC	-0.23	-0.23	-0.28	-0.03	0.09	CWB
WPA Fcst Skill	PCC		0.18	0.02	0.17	0.29	POAMA
WPA Fcst Skill	TCC		0.18	0.3	0.15	0.29	POAMA

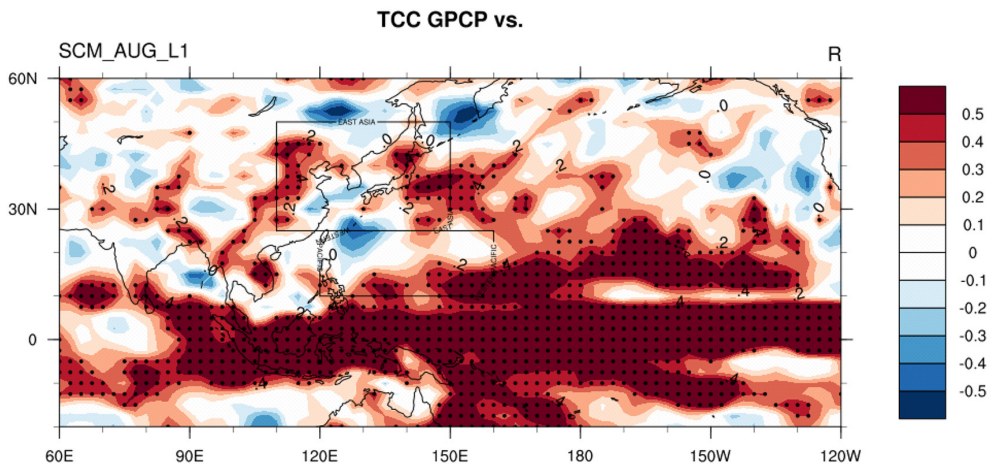


그림 3.1.8. 그림 3.1.6과 같지만, 8월 강수에 대한 APCC MME SCM hindcast TCC skill

8월 한국 강수와 원격상관관계를 가진다고 선정된 서태평양 지역은 [120°E-160°E, 10°N-25°N]인데 이 지역은 위도가 꽤 높아 TCC 스킬 지도에서 보이듯 강수에 대한 예측 스킬이 무의미하다.

요약하자면, 역학 모델의 8월과 9월에 동아시아, 적도 지역에 대한 예측 스킬은 크게 차이가 없으나 8월의 아열대 북서태평양, 한반도 주변 예측 스킬은 9월에 비해 현저히 낮다. 따라서 8월은 강수를 이용하여 선정한 서태평양 순환장 지역을 선형적으로 계절

예측에 활용하기는 어렵다. 8월에 북서태평양 아열대 변동성을 한반도 강수 예측에 활용하자면, 강수외의 다른 변수를 활용해야 할 것으로 판단된다.

3.1.3 9월 서태평양 순환장과 동아시아, 한국 강수의 역학 관계

3.1.3.1 관측 자료 분석

열대 서태평양은 Indo-Pacific Warm Pool (IPWP)이 위치해 있는 곳이다. 이 Warm Pool은 해수면 온도가 연중 28°C 이상 지구에서 가장 높게 유지되면서 전지구로 열에너지를 공급하고 있어 ‘열적 엔진(heat engine)’ 역할을 하고 있다(Yan et al., 1992). 이 열적 에너지는 활발한 대류 활동을 유도하여 많은 강수를 유발하는데 강수량을 통해 수직적 대류 활동의 정도를 가늠할 수 있다(Betchtold, 2012). 따라서 본 연구에서 열대 서태평양 순환장의 정도는 강수량으로 판별한다.

9월은 여름에서 겨울로 변화하는 시기(transition period)이고 한국에 주요하게 영향을 끼치는 주변 기단이 존재하지 않는다. 상대적으로 열대로부터의 기후적 forcing이 중요하게 작용하고 이러한 이유로 NINO3 지수와도 유의미한 반상관관계가 있다(Son et al., 2016). 엘니뇨가 발생할 때 열대 서태평양에서는 해수면 온도가 냉각되는 지역이 나타나고 대류활동이 억제되면서 상대적으로 건조한 편차가 발생한다. 억제된 대류활동으로 장파 복사장에 변동이 생기고 이는 로스비 파(Rossby wave)로 북동쪽으로 전파되면서 보상운동으로 북서태평양 아열대에서는 상대적으로 저기압이 나타나고, 이는 한국에 북풍 편차를 유도하면서 한국 강수는 상대적으로 감소한다. 따라서 9월 한국 기후와 ENSO의 상관관계를 논할 때 서태평양 순환장, 해수면온도, 해양-대기 상호작용과 관계된 기작은 이들을 연결하는 매개체로서 필수 요소이다.

NINO3.4 지수는 한국 강수와 -0.44 의 anti-correlation이 있는데(1983-2005 기간), 실제로 이 관계는 선형적이지 않다. Son et al., (2016) 연구에서 9월 엘니뇨와 라니냐가 발생할 때(1979-2012) 아열대 서태평양에서 강수 편차의 많고 적은 사례로 나누어서 한국 강수를 합성(composite)하였는데(Figure 6 in Son et al., 2016) 엘니뇨가 발생할 때는 아열대 지역의 강수에 관계되지 않고 한국 강수가 적었지만, 라니냐가 발생할 때는

아열대 지역 강수가 많은 경우에만 한국 강수가 많았다. 따라서 라니냐가 발생할 때는 아열대 북서태평양 지역과 열대 서태평양 등 여러 지역 변수를 함께 감시하여 한국 강수 예측에 활용해야 한다.

선행 연구에서 유추할 수 있듯, 한국 강수가 많은 경우 열대에서는 라니냐-like 패턴이 나타난다(반상관관계). 실제 열대 서태평양에서 강수가 많을 때(라니냐 사례) 한국 강수가 많은 것은 앞의 그림 3.1.2에서 확인하였다. 이와 관련하여, 관측 바람장과 한국 강수의 실제 상관관계를 살펴보면(그림 3.1.9) 열대 중태평양에서는 하층 저기압성 흐름이, 서태평양에서는 저기압성 편차의 한편에서 동풍이 발생하여 라니냐-like 패턴을 보여주고, 중위도 서태평양에서는 고기압성 흐름이 발생하여 한국으로 남풍이 유입되어 따뜻하고 습윤한 남풍이 한국 강수를 유발하는 기작을 보여준다. 마찬가지로, 9월 한국 강수가 많을 때 열대 해수면 온도에서는 라니냐-like 패턴을 확인할 수 있다(그림 3.1.10). 열대 태평양의 서쪽에서는 온난역이, 중-동 태평양에서는 냉각역이 나타나는데 서태평양 해수면 온도는 열대 뿐 아니라 아열대, 중위도까지 온난역이 넓고 강하게 나타난다. 그래서 북서태평양 중위도까지 온난역이 광범위하게 나타나는데 이는 바람장의 고기압성 패턴과도 연관된 것으로 보인다.

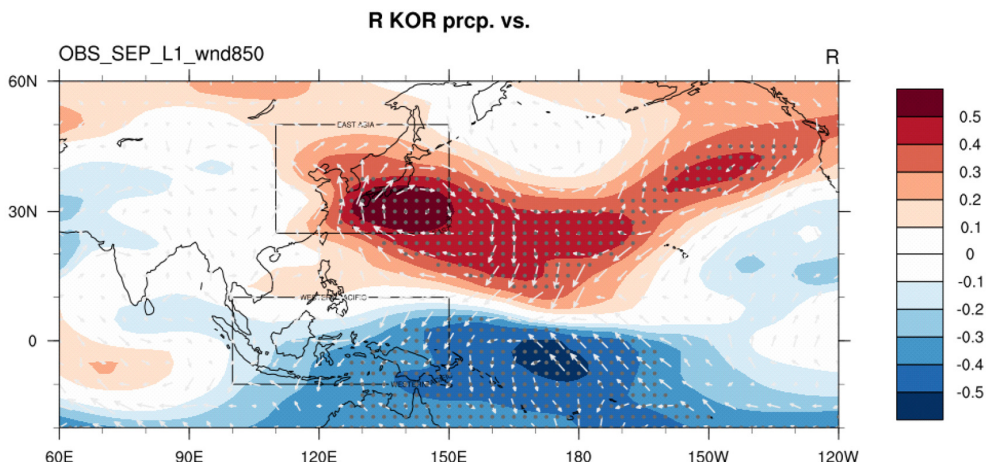


그림 3.1.9. 9월 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 850 hPa 유선함수 재분석 자료 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. zonal-, meridional-바람 상관관계 함께 나타냄(흰 벡터). 유선함수가 90% 수준에서 유의미한 격자는 회색 점으로 표시

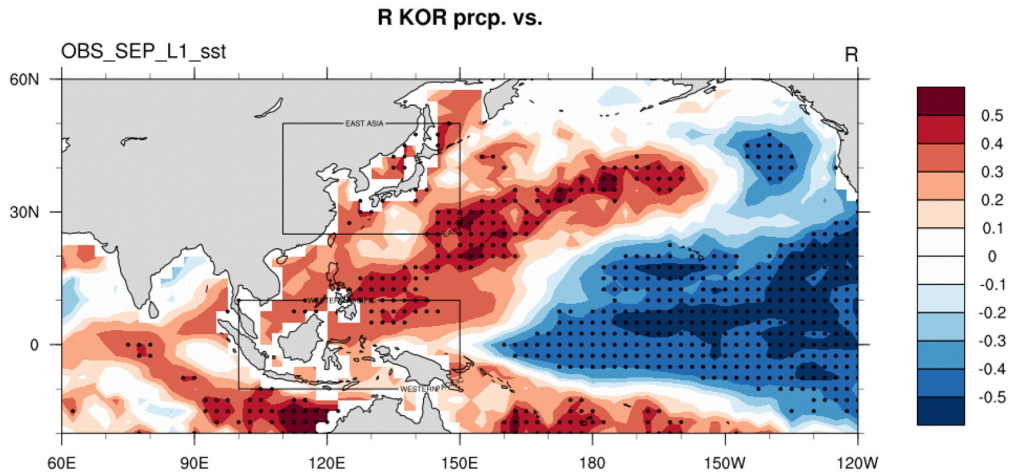


그림 3.1.10. 9월 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 SST 관측 자료 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. 90% 수준에서 유의미한 격자는 검은 점으로 표시

중층 500 hPa 지위고도에서는 열대 지역에서는 저기압, 중위도 동아시아에서는 로스비 파의 남북 방향 전파로 고기압이 나타나고 베링해에서는 저기압이 나타나는 것을 볼 수 있다(그림 3.1.11). 북서태평양 상하층 고기압성 바람은 이 지역 일사를 강하게 만들어 해수면 온도의 상승을 돕는다고 볼 수 있다. 상층 바람장을 보면, 열대 서태평양에서는 발산이, 이로 인해 중위도 동아시아에서 상층 수렴, 하층 고기압이 유도되어 한국 남풍 유입에 영향을 준다. 따라서 열대 서태평양 대류활동의 변동성이 한국 강수 변동성을 유도한다.

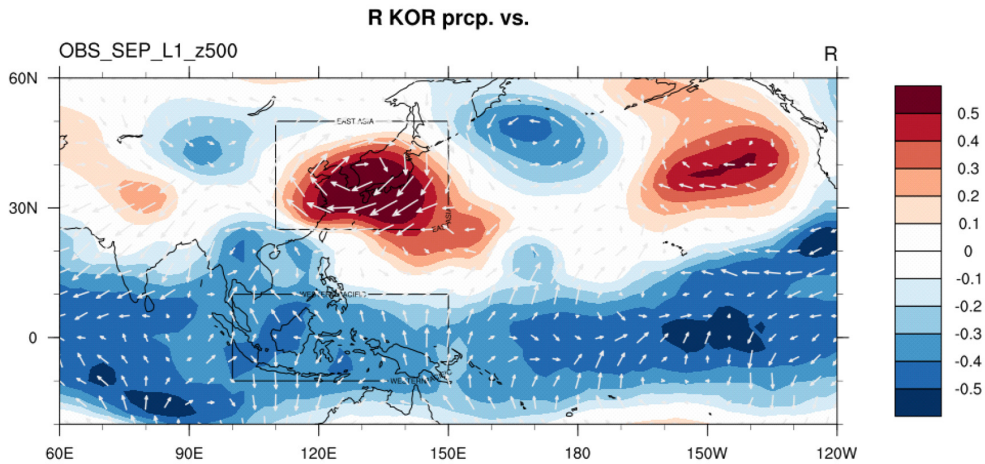


그림 3.1.11. 9월 한국 관측소 강수(1-point)에 대한 전구 중층 500 hPa 지위고도 상관관계 지도. 기간은 1983-2005년. 상층 200 hPa zonal-, meridional-바람 상관관계를 함께 나타냄(흰 벡터)

3.1.3.2 APCC MME SCM 분석

이 단락에서는 앞서 살펴보았던 9월, 한국 강수를 유도하는 기작을 APCC MME에서도 모의할 수 있는지 살펴본다. 한국 강수와 MME 강수 상관관계 지도(그림 3.1.3)를 통해 이미 한국 강수의 변동성과 연관된 서태평양 대류활동의 변동성이 어느 정도 모의됨을 보았다. 그림 3.1.12은 한국 강수와 MME 850 hPa 유선함수의 상관관계이다. 실제 하층 유선함수와 상관관계와 비교했을 때 역학 모델에서는 이를 좀 더 넓은 지역에서 과대 모의한다. 또한 열대 지역의 저기압과 중위도 지역의 고기압은 좀 더 넓은 지역에서 크게 모의한다. 이는 ENSO와 관련된 바람장인데, 한국 강수와 관계된 복잡한 바람장은 MME에서 사라지고 ENSO와 관련된 바람장만이 한반도에 영향을 끼치는 것을 의미한다.

MME에서 해수면 온도와 한국 강수의 상관관계 지도(그림 3.1.13)에서도 비슷한 현상을 관찰할 수 있는데, 실제 해수면 온도에서와 같이 모델에서도 해수면 온도에서 라니냐-like 패턴이 나타난다(서태평양 온난화/중-동태평양 냉각화). 다만 실제로는 서태평양 적도에서 중위도 북서태평양까지 광범위한 지역에서 해수면온도의 온난화가 나타나는데, 모델에서는 이를 모의하진 못하고, 아열대 북서태평양 지역의 온난화를 약하게 모의한다. 이로 인해 아열대 북서태평양 건조 패턴이 모델에서는 약하게 나타나는 것으로 보인다

(그림3.1.3). 이는 상층 로스비 파의 전파를 모의하는 스킵과도 연관이 있다.

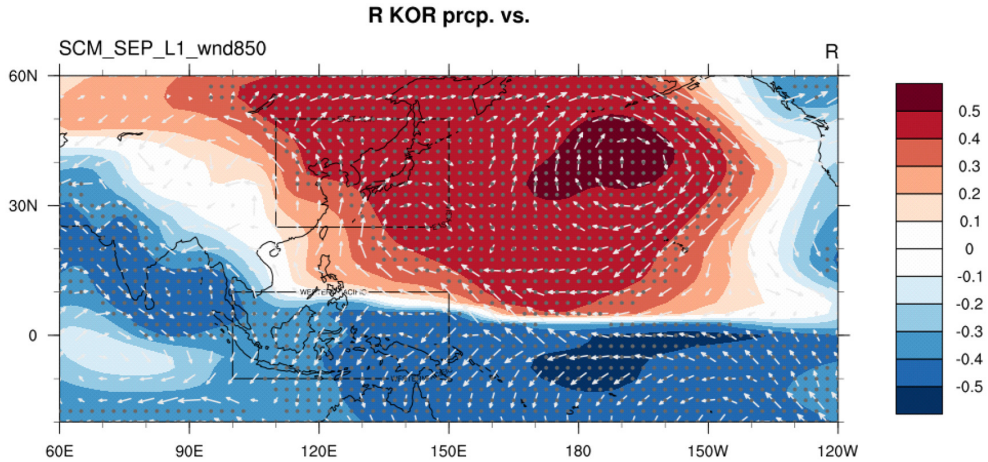


그림 3.1.12. 그림 3.1.9와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 APCC MME SCM 850 hPa 유선함수 상관관계 지도 (1983-2005). 흰 벡터는 마찬가지로 APCC MME SCM 850 hPa 바람 상관관계

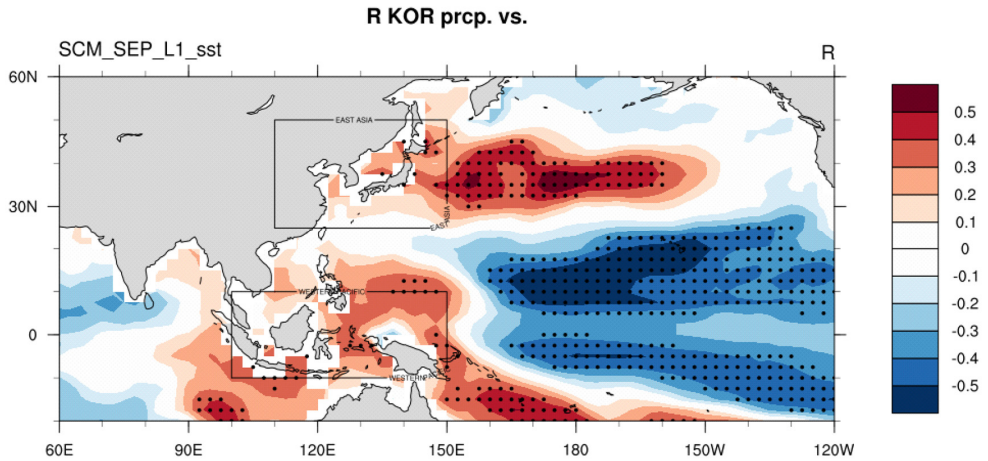


그림 3.1.13. 그림 3.1.10과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 APCC MME SST 상관관계 지도(1983-2005)

중층 500 hPa 지위고도와 상층 바람장 상관관계를 살펴보면(그림 3.1.14) 모델이 중 위도로의 열대 forcing을 전파하는 기작을 실제처럼 정확하고 강하게 모의하진 못하지만 비슷하게 패턴을 모의한다. 열대 서태평양의 상층 발산, 동아시아 주변의 고기압과 상층

수렴은 다소 약하지만 관측과 유사하게 모의한다. 다만, 이보다 북쪽으로 로스비 파가 전파되어 나타나는 베링해 지역의 중층 저기압은 모델에서는 모의하지 못한다.

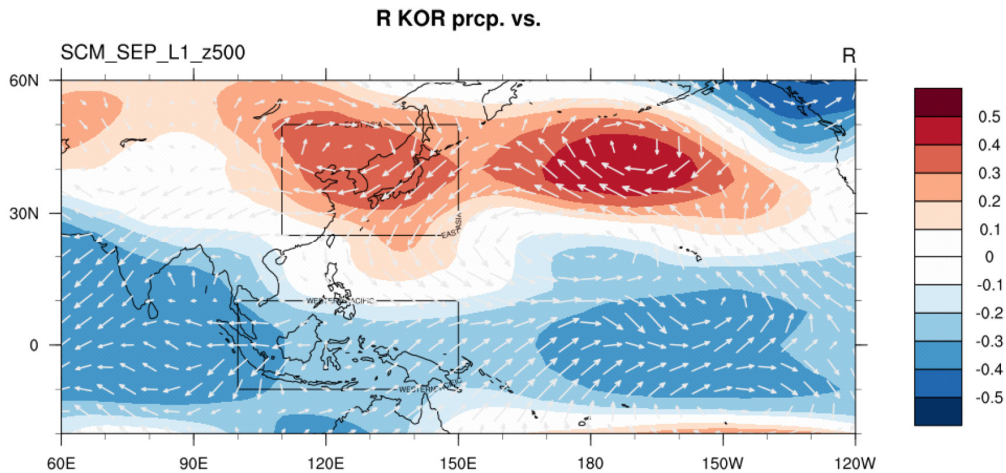


그림 3.1.14. 그림 3.1.11과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 APCC MME 500 hPa 지위고도 상관관계 지도 (1983-2005). 흰 벡터는 APCC MME 200 hPa 바람 상관관계

3.1.3.3 9월 한국 강수 예측 스킬 best model (POAMA) 분석

APCC MME 중 9월 한반도 강수에 대한 최고 예측 스킬을 가지는 모델은 POAMA 이다. 공교롭게도 이 모델은 한국 뿐 아니라 동아시아 지역, 서태평양 지역에서도 최고의 스킬을 보여준다(표 3.1.2). 따라서 이 단락에서는 POAMA 모델에 대해 상관관계 지도를 통해 분석해 보았다.

먼저 POAMA의 한국 강수 상관관계(그림 3.1.15)는 최고 모델답게 관측과 유사하게 동아시아 지역 강수 변동성과, 서태평양 강수 지역과의 양의 상관관계를 잘 모의한다. 라니냐-like 패턴도 잘 모의하여 열대 중태평양 건조 신호가 잘 나타난다. 다만 서태평양 지역에서 상관관계를 다소 약하게 모의한다. 하지만 POAMA도 다른 역학 모델들과 마찬가지로 아열대 북서태평양에서의 건조 패턴은 모의하지 못한다. 그리고 전체적으로 강수량의 상관관계의 세기가 관측이나 MME에 비해 약하다.

POAMA 850 hPa 유선함수와 바람(그림 3.1.16)은 라니냐에 의한 열대 서태평양의

동풍, 열대 태평양의 저기압성 흐름, 그리고 열대 forcing에 의한 중위도 반응인 중위도 북태평양의 고기압성 흐름, 한반도의 남풍을 잘 모의한다. 다만 하층 고기압성 흐름이 나타나는 중심지가 실제에 비해서는 북쪽으로 치우쳐 있고 북태평양에서 나타나는 고기압성 흐름의 과대 모의가 MME보다는 약하게 나타난다. POAMA는 MME에서 나타나는 특성들이 거의 비슷하게 나타나는 반면 MME에 비해 과대 모의는 약하다. 하지만 패턴은 POAMA보다는 MME가 실제에 더 가깝다.

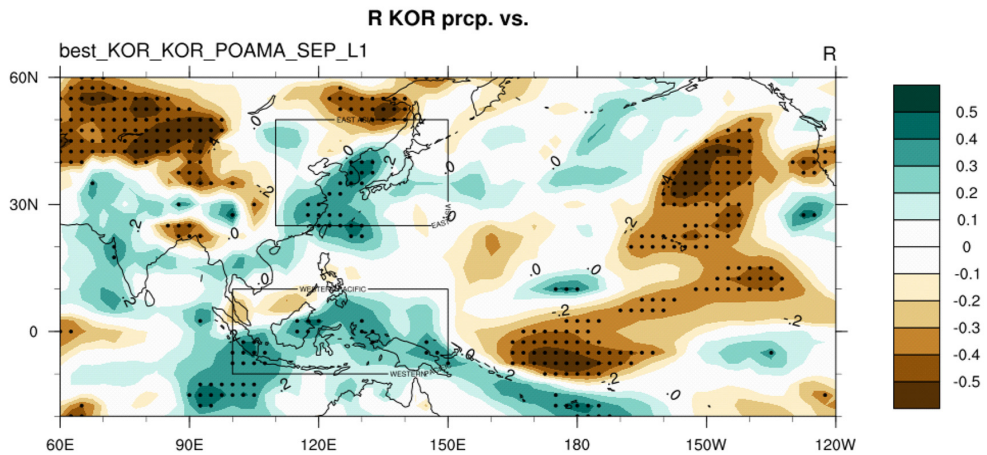


그림 3.1.15. 그림 3.1.3과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA 9월 강수 hindcast와의 상관관계 지도

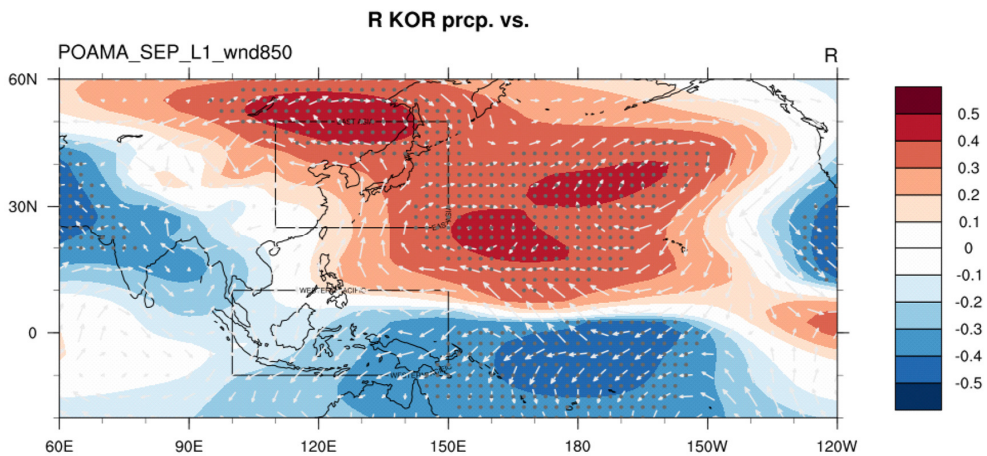


그림 3.1.16. 그림 3.1.12와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA 모델 유선함수 상관관계 지도. 흰 벡터는 850 hPa 바람장과의 상관관계

POAMA 해수면온도(그림 3.1.17)에서도 열대의 라니냐-like 패턴을 잘 모의한다. 하지만 다른 역학 모델들처럼 아열대 북서태평양 해수면 온도의 광범위한 온난역은 모의하지 못한다. MME에서는 열대 서태평양에서 나타나는 온난역이 실제에 비해 강하진 않은 데 이는 POAMA도 비슷한 성질이다. 한반도 동쪽, 중위도 북태평양에서 나타나는 온난역은 MME에서도 실제와 비슷하게 모의하는데, POAMA도 이를 잘 모의한다. 전반적으로 MME에서 나타나는 해수면 온도 상관관계를 POAMA도 비슷하게 모의하여 역학 모델 간 해수면 온도는 차이가 크게 나지 않음을 보여준다.

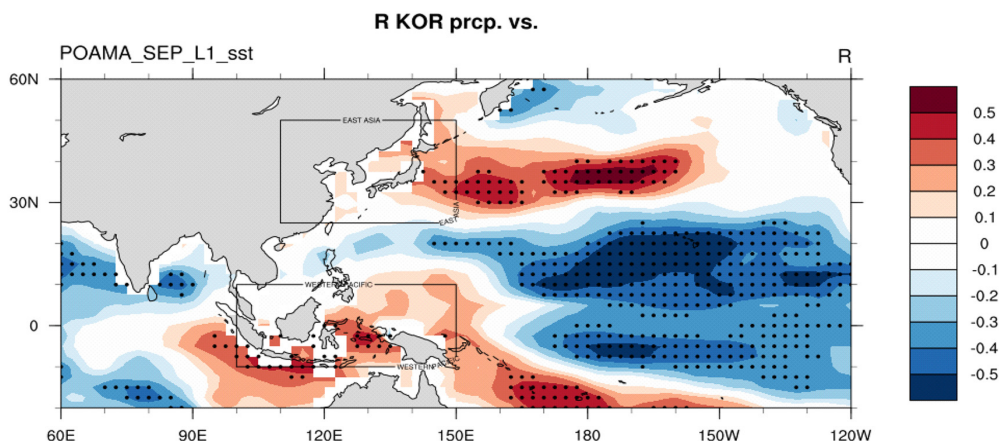


그림 3.1.17. 그림 3.1.13과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA SST 상관관계 지도

POAMA 중층 지위고도와 한국 강수와의 상관관계(그림 3.1.18)는 MME의 상관관계(그림 3.1.14) 지도와 매우 유사하다. 열대 인도양-태평양에서 나타나는 저기압 패턴과 한반도 상공에서 나타나는 고기압 편차는 MME에서와 같이 실제와 유사하게 모의한다. 하지만 이들의 세기가 약하고, 실제 베링해에서 나타나는 저기압 편차를 모의하지 못하는 것은 MME와 POAMA에서도 공통적으로 나타나는 역학 모델의 특성이다. 이는 모델에서 중위도로 전파되는 열대 지역으로부터 유래되는 로스비 파의 전파를 실제처럼 모의하지 못해서 나타나는 현상으로 보인다. 열대 서태평양 상층 바람장도 실제와 다소 다른데, 이 지역에서 실제로는 상층에서 발산이 나타나고 북풍 편차가 있는 반면 POAMA에서는 발산이 강하지 않고 남서풍이 주로 나타난다. 이로 인해 상층 파동 전파가 실제와는 다소 다른 것으로 보인다.

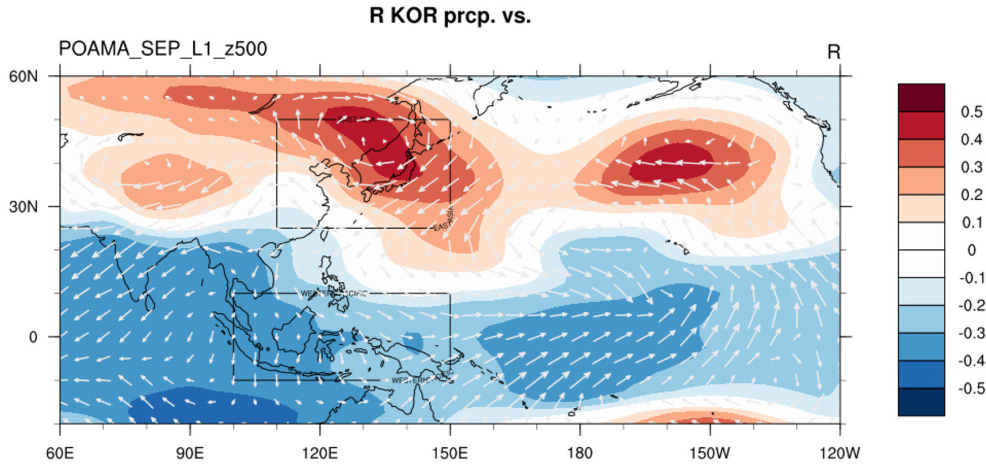


그림 3.1.18. 그림 3.1.14와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 POAMA 500 hPa 지위고도 상관관계 지도. 흰 벡터는 200 hPa 바람장과의 상관관계

3.1.3.4 기상청 현업 모델(GloSea5) 분석

기상청에서 현업에 활용하는 기후 모델 GloSea5의 hindcast 기간은 1991-2010년으로 APCC MME와 다소 다르다. GloSea5의 9월 한국 강수에 대한 여러 변수의 상관관계는 다음 그림 3.1.19-3.1.22와 같다. 전반적으로 MME, POAMA와 비슷하게 한국 강수와의 상관관계를 모의하는데 특히 MME와 유사하다. 다만 GloSea5에서는 인도양에서의 강수/대류활동과 한국 강수의 상관관계를 강하게 모의하고, 하층 순환장과의 상관관계도 강하게 모의하는 경향이 있다.

GloSea5의 강수는 전반적으로 인도양, 서태평양에서 한반도 강수와의 상관관계를 강하게 모의한다 (그림 3.1.19). 특히 중위도 동아시아에서도 한국 강수와의 상관관계를 강하게 모의한다. 열대 동태평양에서의 건조 패턴은 실제보다 좀 더 북쪽으로 치우쳐서 그 중심역이 있는데 세기는 강하다. 이와 연관되어 열대/아열대 서-중태평양에서 나타나는 건조 영역은 GloSea5는 거의 모의하지 못한다. 요약하면, GloSea5 강수에서는 한국 강수가 많을 때 전반적으로 라니냐-like 패턴이 나타나고, 세기는 충분히 강하게 모의하지만 세세한 패턴은 실제와 다르다. GloSea5에서는 엘니뇨에 의한 강수 반응이 세기는 강하지만 약한 반응이 나타나야 할 곳에서도 강하게 반응이 나타나는 바이어스가 보인다.

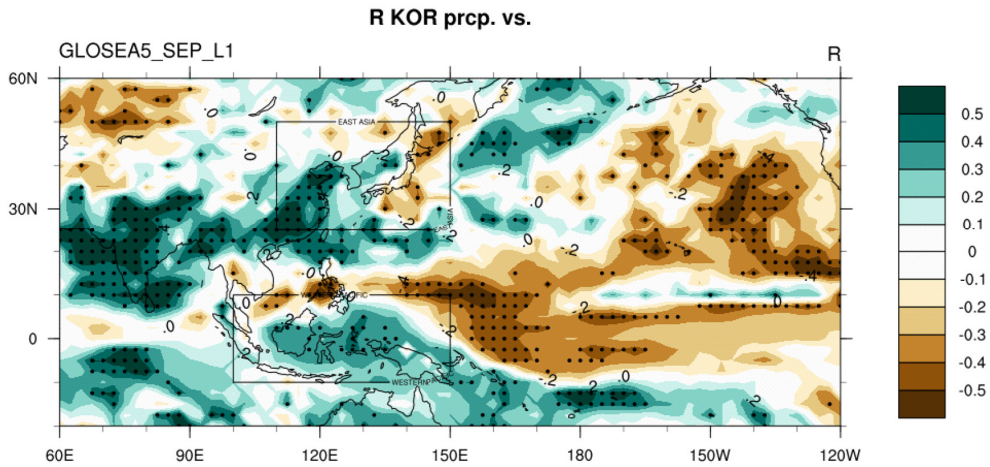


그림 3.1.19. 그림 3.1.3과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 9월 강수 hindcast와의 상관관계 지도

GloSea5의 하층 순환장은 실제에 비해서 한국 강수와의 상관관계를 강하게 모의한다 (그림 3.1.20). 열대 태평양의 저기압과 중위도 북태평양의 고기압 상관관계는 실제에 비해 강하고 확대된 영역에서 나타난다. 즉, GloSea5에서 한국 강수는 전지구 순환장의 변동성에 더 민감하게 반응한다. 또한 GloSea5에서 한반도의 남풍과 상관관계가 높아 한반도 강수에 직접적으로 영향을 끼치는 것으로 모의되는 것은 남풍이라고 판단할 수 있다.

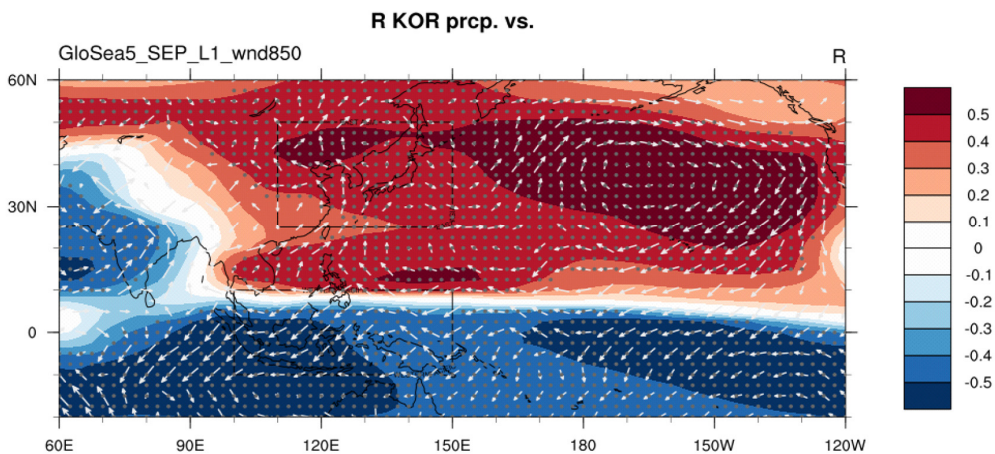


그림 3.1.20. 그림 3.1.12와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 모델 유선함수 상관관계 지도. 흰 벡터는 850 hPa 바람장과의 상관관계

GloSea5의 해수면 온도 상관관계(그림 3.1.21)은 MME, POAMA와 매우 유사해서, 모델 간에 해수면 온도 예측은 크게 다르지 않음을 알 수 있다. GloSea5 해수면 온도에서도 열대 서태평양, 한반도 동쪽으로의 중위도 북태평양에서의 온난역, 그리고 동태평양에서의 냉각역을 관측과 유사하게 모의한다. 다만 아열대 북서태평양에서 광범위하게 나타나는 온난역을 다른 역학 모델들과 마찬가지로 모의하지 못한다.

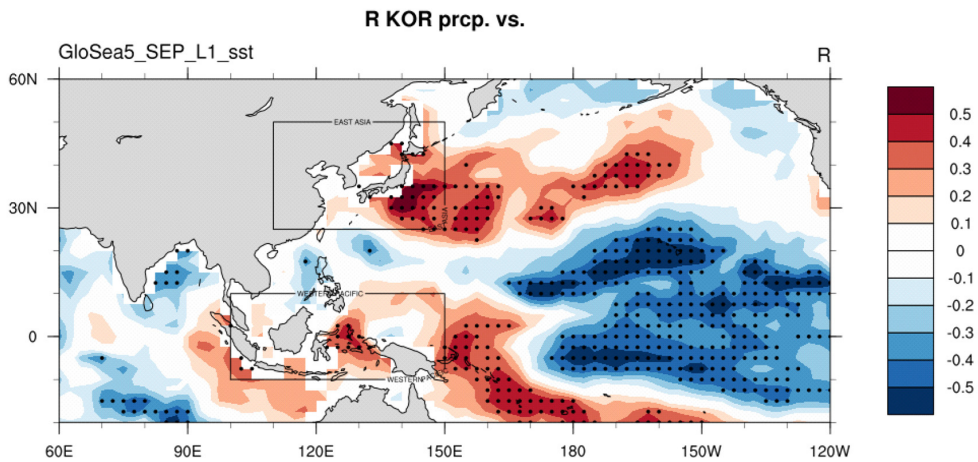


그림 3.1.21. 그림 3.1.13과 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 SST 상관관계 지도

GloSea5 중층 지위고도와 상층 바람장 상관관계(그림 3.1.22)는 MME, POAMA와 비슷하다. 열대에서의 저기압, 중위도 동아시아에서의 고기압과 한국 강수의 상관관계를 잘 모의하고, 세기도 강하다. 대다수 모델들이 중위도 북태평양에서 실제 나타나는 저기압을 모의하지 못하고 고기압을 모의하는 것도 유사하여 일반 역학 모형과 비슷한 스킬을 가지는 것으로 판단한다. 하지만 열대 태평양에서 중층 저기압은 약하게 모의하고 인도양에서의 저기압은 상대적으로 강하게 모의한다(그림 3.1.14와 3.1.22 비교). 즉, GloSea5에서는 인도양에서의 상층 지위고도는 한국 강수와 상관관계를 민감하게 모의하는 특성이 있다. 이는 상층 바람장에도 영향을 끼쳐 다른 역학 모델 MME에서나 POAMA는 열대 서태평양 상층 순환장을 다소 약하게, 이 지역 발산을 약하게 모의하지만 GloSea5는 이에 비해 서태평양 상층 순환장을 잘 모의하는 것으로 보인다. 이는 서태평양 지역 GloSea5의 예측 스킬에도 좋은 영향을 주어서 TCC 강수 예측 스킬이 0.46으로 매우

우수하다. 하지만 정작 동아시아나 한국에서의 강수 예측 스킬에는 오히려 좋지 않은 영향을 끼쳐서 GloSea5의 한국 강수 예측 스킬은 0.24로, MME의 0.34보다 낮다.

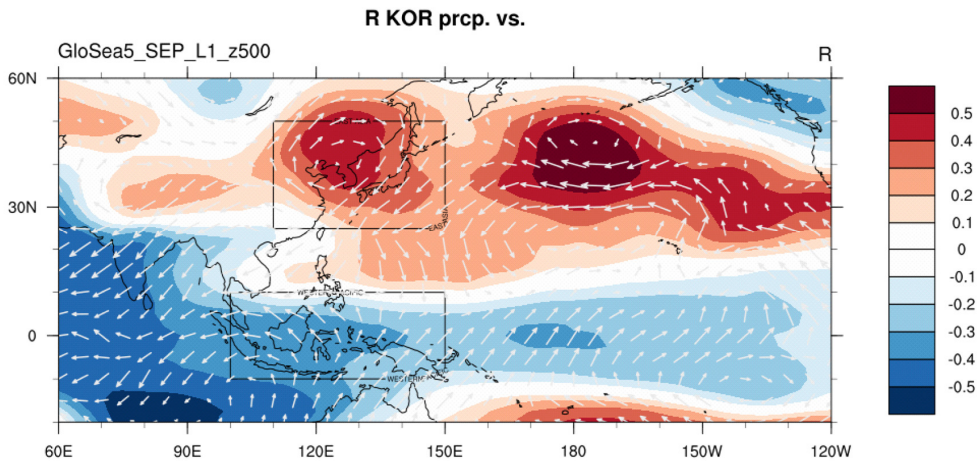


그림 3.1.22. 그림 3.1.14와 같지만 한국 관측소 강수에 대한 GloSea5 500 hPa 지위고도 상관관계 지도. 흰 벡터는 200 hPa 바람장과의 상관관계

GloSea5는 기상청 현업 모델로서, 이의 관측대비, MME역학 모형 대비 고유한 특성에 대한 분석 내용을 제공함으로써 한국 강수 계절 예측에 도움이 될 것이라 판단한다.

3.1.4 기상청 현업 계절 예측 지원

지금까지 분석하였던 현업 모델들의 예측 스킬과 분석 그림들은 기상청 현업 계절 예측에 지원하고 있다. 이들은 우리나라 강수가 서태평양 지역 대류활동과 상관관계가 유의미할 때 유용하게 활용될 수 있으며, 그림 3.1.23과 같은 PPT 1장으로 다양한 정보를 요약/정리하여 제공한다. 이 요약본은 2018년 9월 계절예측에 대한 지원 자료로, 지금까지 분석하였던 내용(2017년)과 정성적으로 대동소이하다. 다만 hindcast 자료가 다르기 때문에 정량적 수치가 다를 수 있다.

2018년 9월 한국 강수에 대한 예측 스킬은 MME에서 유의미하게 나오나(0.46), 실제로 예보를 할 때는 이를 그대로 활용하진 못하고 여러가지 인자를 고려한다. 9월 MME의

한국 강수 예보는 Below Normal (-)이다. 이 시기 한국 강수와 서태평양 지역 강수와의 상관관계는 0.45로 꽤 높다. 하지만 역학 모형에서 엘니뇨를 예측하긴 하지만 세기가 강하지 않고, PMME(Probabilistic MME) 강수 예측장에서 이 지역 건조 시그널을 강하게 예측하진 않아서 서태평양 지역과의 상관관계를 적극 활용하진 못하였다. 그래서 모델의 한국 강수 예측을 그대로 따라 (-)로 예측하였으나 실제로 2018년 9월 한국 강수는 태풍의 영향을 받기도 하여 평년 비슷 수준으로 관측되었다.

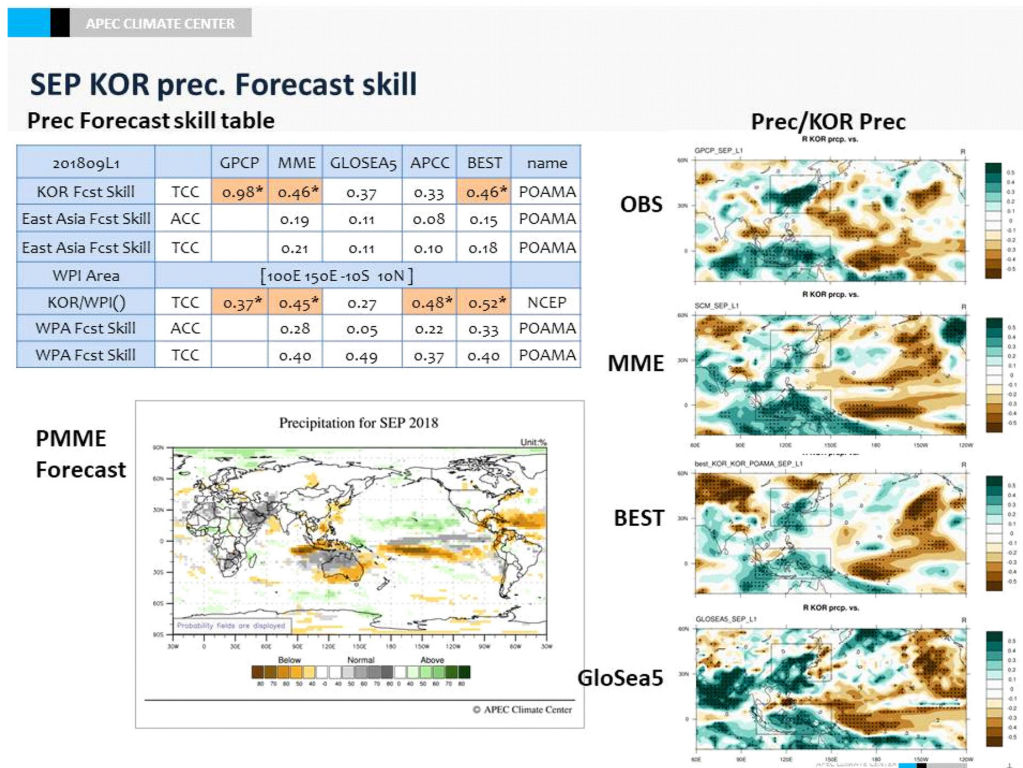


그림 3.1.23. 월별 계절 예측 지원 자료 초안 포맷. 한국 강수, 동아시아 강수, 서태평양 강수에 대한 예측 스킬과 실제 예측 자료, 한반도 강수와 모델 강수와의 상관관계 지도를 담음(2018년 9월)

실제로 2018년 11월 계절 예보에 서태평양 순환장 상관관계를 이용하여 기상청 예보 토의에 자료를 제공하였다(그림 3.1.24). 11월 모형에서 한국 강수의 예측 스킬은 0.42로 유의미하다. 특히 GloSea5 모델의 한국 강수 예측 스킬은 0.60이다. 하지만 이러한 TCC 스킬은 몇 몇 달은 엘니뇨의 영향을 민감하게 받을 수 있어 주의가 필요하다. 11월 서태

평양 순환장은 ENSO와 유의미한 상관관계가 있고, 이 지역에 강수가 적을 때 한국은 로스비 파의 전파로 남풍이 유입되고 강수가 많이 발생한다. 실제 한국 강수와 서태평양 지역 강수의 상관관계는 -0.61로 강한 반 상관관계를 보이는데 모델에서는 이를 유의하게는 모의하나 실제만큼 강하게 모의하진 못한다. MME에서 서태평양과 우리나라 강수의 상관관계는 -0.37이다.

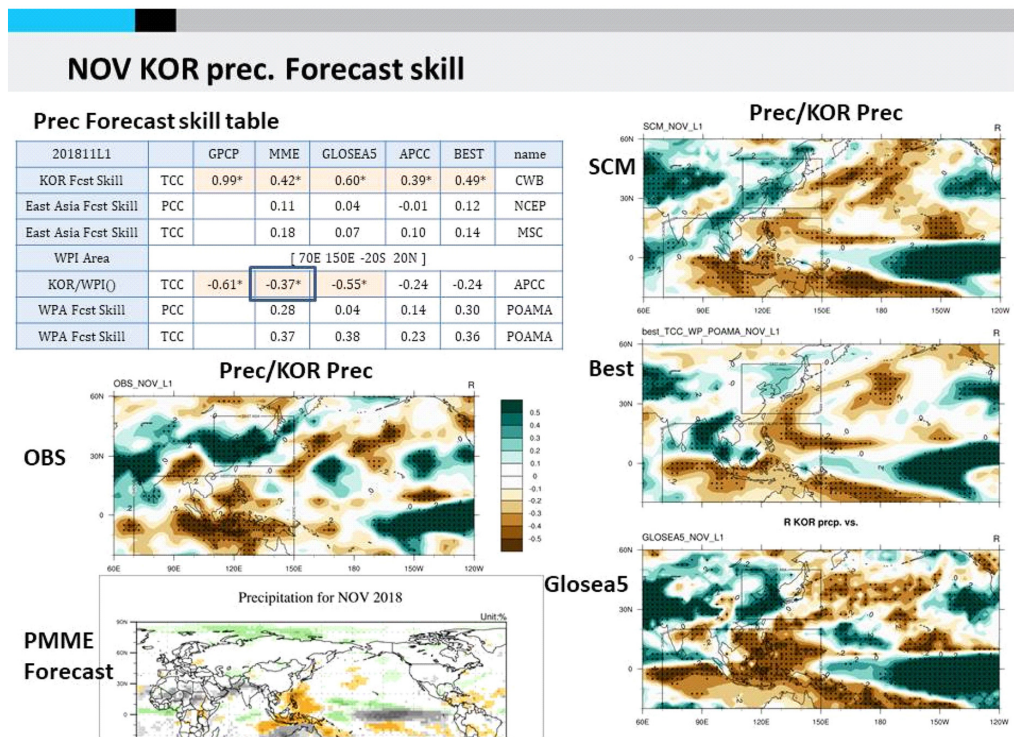


그림 3.1.24. 2018년 11월 기상청 계절예보트의 제공 자료

그림 3.1.25는 실제 11월 기상청 예보토의에 제공한 APCC MME 예보 분석표이다. MME의 11월 한국 강수 예측은 SCM 기준 Near Normal, PMME 기준 Equal Chance 였다. 약하게 엘니뇨(NINO3.4, 0.91)가 예측되고 있고 서태평양 대류는 억제되어 이 지역 강수가 유의미하게 적을 것으로 예측되었지만 최종적으로 APCC에서는 Near Normal로 예보를 내었다.

3.1.5 서태평양 순환장을 이용한 한국 강수 예측 요약

한반도 강수를 예측하기 위해 영향 기후인자로서 서태평양 순환장을 소개하였고(김유진 등, 2018) 본 연구에서는 이 중 뚜렷한 역학 관계를 보이는 9월의 관련 역학에 대해 분석하였다. 9월은 엘니뇨와 우리나라 강수의 상관관계가 비교적 뚜렷하여 이에 대한 분석 연구들이 있다. 이를 바탕으로 모델에서 엘니뇨와 연관되어 나타나는 서태평양 순환장이 한국 강수에 영향을 끼치는 지 분석하고 이를 활용하여 현업 계절 예측에 도움이 되고자 하였다. 9월 열대 서태평양 대류활동이 강할 때 로스비 파를 따라 중위도 동아시아에서는 하강 기류가 발생하고, 고기압성 편차를 따라 한반도에는 남풍이 유입되어 강수가 발생한다. 따라서 서태평양 강수와 한반도 강수는 유의미한 양의 상관관계를 보이는데, 일련의 과정들이 현업 계절 예측 모델에서도 충분히 모의된다. 이는 엘니뇨/라니냐 발달과 연관된 현상들이기에 모델에서 실제와 유사하게 모의할 수 있다. 따라서 현업 모델에서 엘니뇨/라니냐가 예측되고 서태평양 대류활동이 억제/강화되는 현상이 발생하면, 한국 강수와의 상관관계를 이용하여 한국 강수 예측에 보조적인 자료로 활용하고자 하였다.

APCC-MME 예보 분석표 [NDJ]

변수			기온			강수			
월			11	12	1	11	12	1	
MME 예측			+	0	+	0	0	0	
1) 예측	편차		0.45	0.25	0.42	2.34	2.28	1.29	
	확률 (B/N/A)	SCM 예측	25/29/46	25/33/42	24/30/46	33/33/33	28/34/38	28/36/36	
	평년비슷	관측	(1983-2005), 0.43σ	0.56	0.59	0.60	14.25	7.12	9.21
		모델	(1983-2005), 0.43σ	0.17	0.16	0.13	3.78	2.86	2.06
2) 예측성 (1983-2005)	Correlation Coefficient		관측 vs. SCM	0.43*	0.14	0.07	0.42*	0.40*	0.40*
	ROC (B/N/A)		관측 vs. PMME	0.70/0.53/0.78	0.57/0.53/0.64	0.46/0.50/0.47	0.62/0.50/0.64	0.67/0.55/0.73	0.56/0.50/0.58
3) 영향 기후모드	Linear trend (/34yrs) (1983-2016)		관측	0.99	-0.59	0.96	-3.21	11.47	-11.6
	T vs. P		모델	1.14*	0.98*	1.00*	-6.80	0.92	5.07*
	Correlation (1983-2016)		관측				0.58*	0.23	0.40*
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾		SCM TR50				0.13	0.47*	0.39*
	WP Convection vs. P Correlation (1983-2005) ³⁾		관측/모델/ 예측성/예보/		0.40*/0.41*/ 0.97*/1.00*/		0.47*/0.49*/ 0.98*/0.91**/	0.59*/0.65*/ 0.97*/1.00**/	
			관측/모델/ 예측성/예보/				-0.71*/-0.37*/ 0.76*/-15.08**/	-0.68*/-0.67*/ 0.72*/-6.71**/	
4) 모델 특징			ESPRESSO (+) 약 엘니뇨 상승 기압을 하층 약 남동풍 과한 온난화	ESPRESSO (+) 약 엘니뇨 북극 warming 상승 기압을 하층 약 동풍 과한 온난화	대륙고기압 약 상승 기압을 하층 남동풍 과한 온난화	약 엘니뇨 서태평양 대류 약 (상관관계 약)	약 엘니뇨 서태평양 대류 약 (상관관계 강)		
종합 예측			0+	0	+	0	0+	0	

+: Significant at 90% level, **: Above/below
±0.43 sigma

positive weak positive, not significant normal weak negative, not significant negative

Equal Chance

- 1) Correlation Coefficient Korea T, P vs. index from observation / CC Korea T, P vs. index from MME / CC Index from observation vs. MME / predicted index from MME
- 2) NINO3.4 지수와 우리나라 기온/강수 동시 상관관계 & 예보
- 3) 서태평양 순환장과 우리나라 강수 상관관계, 11월: [70E-150 E, 20S-20N], 12월: [70E-160E, 20S-20N]

그림 3.1.25. 2018년 11월 기상청 계절예보토의 제공 자료2. APCC MME 예보 분석표

현업 예보에 활용하기 위해 관련 수치만 제공하는 것이 아니라 관련된 자료의 요약본을 정리하여 제공하여 예보관의 의사결정을 돕고자 한다. 이는 매월 활용할 수는 없지만 한국 강수와 서태평양 대류활동이 유의미한 상관관계를 보이는 시기(1, 3, 4, 5, 9, 11, 12월) 엘니뇨/라니냐가 뚜렷하고, 관련된 서태평양 순환장의 신호가 강하다면 충분히 활용될 수 있을 것이라 판단된다.

3.2 1개월 전망 지원을 위한 기온 및 강수 예측특성 분석

3.2.1 중위도 기압 패턴과 한반도 기온의 연관성 분석

3.2.1.1 WMO 선도센터 계절내 예측 시스템 개요

WMO 장기예보 선도센터에서는 WMO 회원국들의 기후예측 지원을 위해서 WMO 전지구 장기예측자료 생산센터(WMO Global Producing Centre for Long-range Forecast, 이하 GPC)에서 생산한 계절 예측자료를 수집하고, 그 결과를 활용하여 다중모델앙상블(Multi-Model Ensemble, 이하 MME) 예측 결과를 제공하고 있다(Kim et al., 2016). 여기에 추가로 극한 기후 현상 등을 보다 정확하고 상세하게 예측하기 위한 요구사항이 증가함에 따라 계절내 시간 규모의 예측정보를 제공하기 위한 시스템을 구축하였다. 계절내 예측 시스템은 2015년부터 구축을 시작하였으며, 기능 개선 및 참여 모형을 추가하면서 시범운영을 실시 중이다.

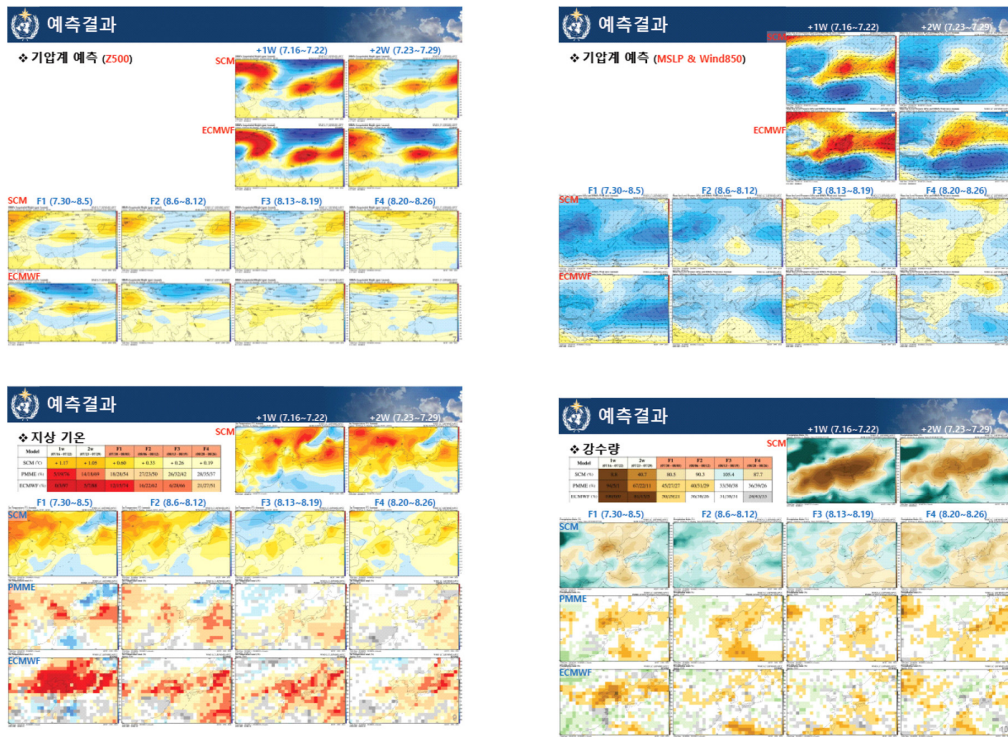


그림 3.2.1. 기상청 1개월 전망 지원을 위한 계절내 MME 예측결과 발표자료 예시

현재 시범운영 임에도 불구하고 계절내 MME 예측결과는 2016년 1월부터 매주 월요일에 총 6주간의 예측결과를 꾸준히 생산하고 있다. APCC에서는 이러한 자료를 2017년 8월부터 매주 화요일에 기상청에 제공하고 있으며, 이 자료는 기상청의 1개월 전망을 위한 예보토의 참고자료로 활용되고 있다(그림 3.2.1). 또한 계절내 MME 예측결과를 기상청에 제공하면서 기상청의 현업 예보에 활용도를 높이기 위한 맞춤형 이미지 자료를 추가로 생산한다.

본 연구에서는 기상청에 제공하고 있는 계절내 MME 예측결과의 예측성을 분석하고, 한반도 기온과 관련 있는 중위도 기압계 위치를 재분석장과 모형 예측장에서 각각 찾아보았다. 이러한 분석을 바탕으로 실제 현업 예보에서 효과적으로 예측결과를 활용할 수 있는 방안을 찾기 위한 연구를 수행하였다.

3.2.1.2 자료 및 분석 방법

계절내 예측을 위한 모형자료는 WMO의 S2S 프로젝트에서 수집되고 있는 자료를 수신하여 활용하며(Vitart et al., 2017), WMO 장기예보 선도센터에서는 일반 사용자와는 달리 3주 딜레이 없이 자료를 사용할 수 있다. 현재는 총 8개의 모형을 수신하고 있으며, 각 모형의 특징은 표 3.2.1에 나타내었다.

표 3.2.1. WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측에 사용되는 각 GPC 모델의 특성

GPC name (Center)	Forecast Frequency	Forecast Time Range	Forecast Ens. Size	Hindcast Frequency	Hindcast Ens. Size	Hindcast Length
Beijing (CMA)	daily	0-60 days	4	daily	4	1994-2014
ECMWF (ECMWF)	2/week (Mon,Thu)	0-46 days	51	2/week (Mon, Thu)	11	past 20 years
Exeter (UKMO)	daily	0-60 days	4	4/month (1,9,17,25)	7	1993-2015
Melbourne (BoM)	2/week (Sun,Thu)	0-62 days	33	6/month (1,6,11,16,21,26)	33	1981-2013
Montreal (ECCC)	weekly (Thu)	0-32 days	21	weekly (Thu)	4	1995-2014
Seoul (KMA)	daily	0-60 days	4	4/month (1,9,17,25)	3	1991-2010
Tokyo (JMA)	weekly (Wed)	0-33 days	50	3/month (10,20,last day)	5	1981-2010
Washington (NCEP)	daily	0-44 days	16	daily	4	1999-2010

이 자료들은 MME 예측과 주별 평균된 예측결과 생산을 위해 표준화 과정을 거친다. 수평해상도는 1.5°로 정하였으며, 아노말리 계산을 위한 과거재현자료의 공통기간은 1999년부터 2010년까지로 정하였다. 주별 평균된 예측결과 생산을 위해 모든 예측은 월요일을 기준으로 시작하는 것으로 하며 그보다 빠른 예측 선행시간의 결과들은 표출에서 제외하였다. 또한, Beijing과 Exeter, Seoul의 경우 forecast 앙상블 멤버수가 4개로 매우 적으며, 그로 인해 개별 모형의 확률예측결과 생산이 어렵다. 따라서 위 세 모형은 매일 생산되는 예측결과 중 최근 7일간의 예측결과를 합쳐서 28개 앙상블 멤버를 사용하

는 것과 동일하게 구성하여 사용하였다(표 3.2.2). 참고로 Seoul 예측자료가 현업예측에 포함된 것은 2018년부터이며, 그로 인해 2016년부터 2017년까지 예측결과 분석 시 이 모형은 제외하였다. 또한 본 보고서의 한반도 기온관련 계절내 예측자료 분석 시에는 결정론적 예측결과에 대해서만 논의하는 것으로 제한한다. 현재 WMO 장기예보 선도센터의 계절내 시 결정론적 다중모델 앙상블 예측 방법으로는 모형별 동일 가중치를 주는 단순 평균기법(Simple Composite Method, 이하 SCM)을 사용하고 있다. SCM 예측 시에는 각 모형별로 총 예측 선행시간이 다르므로 각 예측 선행시간 별로 자료가 사용가능한 모형의 예측값을 사용하여 앙상블 계산을 수행하였다.

표 3.2.2. WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측자료 중 MME 예측을 위해 사용되는 항목

GPC name (Center)	Forecast Init. Date	Forecast Time Range	Forecast Ens. Size	Hindcast Init. Date	Hindcast Ens. Size	Common Hind. Period
Beijing (CMA)	2 weeks ago Sat - last Fri	4(10)-45(51) days	28 (4*7)	Same date as fcst	4	1999-2010
ECMWF (ECMWF)	last Thu	5-46 days	51	Same date as fcst	11	1999-2010
Exeter (UKMO)	2 weeks ago Sat - last Fri	4(10)-45(51) days	28 (4*7)	Closest date to fcst	7	1999-2010
Melbourne (BoM)	last Thu	5-46 days	33	Closest date to fcst	33	1999-2010
Montreal (ECCC)	last Thu	5-32 days	21	Same date as fcst	4	1999-2010
Seoul (KMA)	2 weeks ago Sat - last Fri	5-32 days	28 (4*7)	Closest date to fcst	3	1999-2010
Tokyo (JMA)	last Wed	5-39 days	50	Closest date to fcst	5	1999-2010
Washington (NCEP)	last Thu	0-44 days	16	Same date as fcst	4	1999-2010

모형의 예측성을 검증하기 위해 검증기준자료는 ERA-Interim 자료를 사용하였으며, 모형의 결과와 동일한 수평 해상도로 재격자화 하여 비교하였다. 또한 이 재분석 자료의 기후값 계산을 위한 평년기간도 모형과 동일한 1999년부터 2010년까지로 하였다. 분석에 사용한 한반도 기온 관측값은 기상청의 ASOS 자료를 사용하였으며, 누락된 값이 적은 60개 지점의 평균값을 사용하였다.

본 연구에서 사용한 아노말리 상관계수(Anomaly Correlation Coefficient, 이하 ACC) 분석은 예측 변수 및 모형별, 예측 선행시간 별로 일 평균된 값에 대하여 각각 계산한다. ACC 분석은 예측과 관측의 패턴 상관분석으로서 계산방법은 아래 식 1과 같다.

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^N w_i (F_i - \bar{F})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N w_i (F_i - \bar{F})^2 \sum_{i=1}^N w_i (O_i - \bar{O})^2}} \quad (\text{식 3.2.1})$$

여기서 F는 예측값, O는 관측값을 의미하며 $\bar{F}$ 와 $\bar{O}$ 는 각각 예측값과 관측값에 대한 시 간평균을 나타낸다. ACC는 예측장과 관측장 사이의 패턴이 얼마나 유사한지 측정하는 척도로 -1~+1 사이의 값을 갖으며, 만약 ACC가 +1이라면 예측 결과가 정확함을 의미한다.

3.2.1.3 계절내 예측 모형의 예측성 비교

본 단락에서는 전반적인 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 모형의 예측성을 살펴 보고자 한다. 검증에는 Seoul 모형을 제외한 7개 모형으로 MME 예측을 시작한 2016년 1월부터 2017년 12월까지 총 103회 예측한 결과를 사용하였다. WMO 장기예보 선도센터 홈페이지 예측결과의 표출에서는 주별 평균된 값을 산출하지만 본 분석에서는 개별 모형 및 SCM 예측의 일평균 예측결과에 대한 ACC와 Root Mean Square Error (RMSE) 검증을 수행하였다(그림 3.2.2, 그림 3.2.3). 검증 기준은 ERA-Interim 재분석 자료를 사용하였다. 검증 영역은 북반구 영역(20°N~90°N, 100°E~160°E)이며, 검증 변수는 2m 기온과 일 누적 강수량, 평균 해면기압, 500 hPa 지위고도이다. 참고로 주별 평균한 예측결과 생산을 위해 예측 시작 기준을 월요일로 정하면서 모형의 실제 예측 시작날짜부터 약 4일 정도의 예측 선행시간 결과가 생략된 검증결과이다.

ACC 검증결과를 보았을 때 4개의 변수 중 2m 기온과 500 hPa 지위고도의 예측성이 비교적 우수한 결과를 나타내었으며, 모형별로 비교하였을 경우에는 검은색 선으로 표시된 SCM 예측과 붉은색 선으로 표시한 ECMWF 예측이 다른 모형 대비 우수하였다. 반면, 파란색 Melbourne과 남색 Beijing 예측은 다른 모형에 비해 예측성이 낮았다. RMSE 검증에서도 ACC와 비슷한 결과를 얻을 수 있다. 다만 강수량 검증결과에서는 예측 선행시간이 증가 할수

록 예측성이 오히려 증가하는 것처럼 결과가 나타났다. 하지만 이는 강수 위치와 강도를 정확히 맞추기 어려운 강수량 변수의 특성에 따른 것으로 앙상블 멤버 간의 예측의 차이가 크지 않은 예측초기에 오차가 크게 나타나며, 예측의 격차가 큰 예측 후반에 앙상블 평균하여 강수 강도가 약해진 결과 값이 오히려 적은 오차로 계산된다. 추가적으로 ECMWF 강수량 검증결과를 보면 예측 선행시간 12일에 눈에 띄게 예측성이 낮아지는 것을 볼 수 있다. WMO 장기예보 선도센터에서 ECMWF 예측 선행시간을 4일 제외하고 사용하는 것을 고려하였을 때, ECMWF 모형이 예측 16일부터 수평해상도가 약 절반으로 줄이는 것의 영향으로 분석된다.

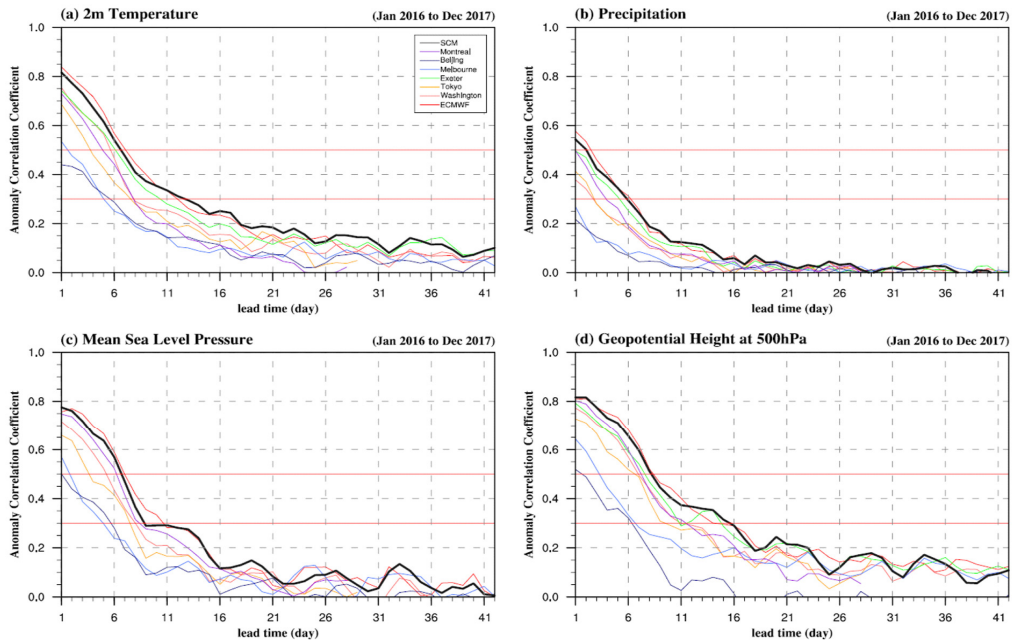


그림 3.2.2. (a)2m 기온과 (b)강수량, (c)평균 해면기압, (d)500 hPa 지위고도에 대한 각 모형별 북반구 영역 (20°N~90°N, 0°E~360°E)에서의 Anomaly Correlation Coefficient (ACC) 검증 결과임. 검은색 선은 SCM 예측에 대한 검증이며, 가로로 그어진 두 개의 주황색 직선은 각각 0.5와 0.3 값을 나타내기 위한 기준선임. 2016년 1월부터 2017년 12월까지 예측한 자료를 검증에 사용함

기상청의 1개월 전망 지원과 관련하여 동북아시아 영역($20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$)으로 한정하여 ACC 검증결과를 추가로 구하였으며, 그 결과는 그림 3.2.4에 제시하였다. 전반적으로 ACC 값은 약 16일 예측 전후까지 선형적으로 감소하며, 그 이후로는 낮은 값을 유지한다. 이때, 약 7일 주기로 평균 해면기압과 500 hPa 지위고도 예측성이 증가하는 것으로 분석되었다. 이러한 특징은 특정 기압 패턴이나 이벤트가 일반적으로 낮은 예측성을 보이는 계절내 예측 구간에서도 예측가능성이 존재한다는 것으로 해석된다. 이러한 부분에 대해서는 추가적인 분석이 필요할 것으로 보인다.

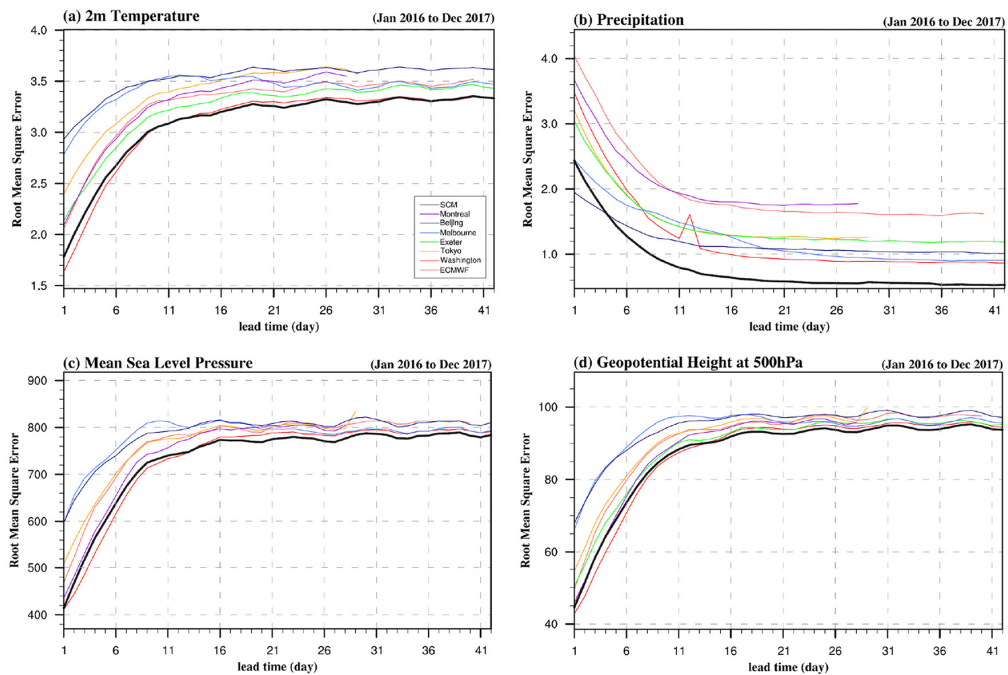


그림 3.2.3. 그림 3.2.2와 동일하며 Root Mean Square Error (RMSE) 검증 결과임

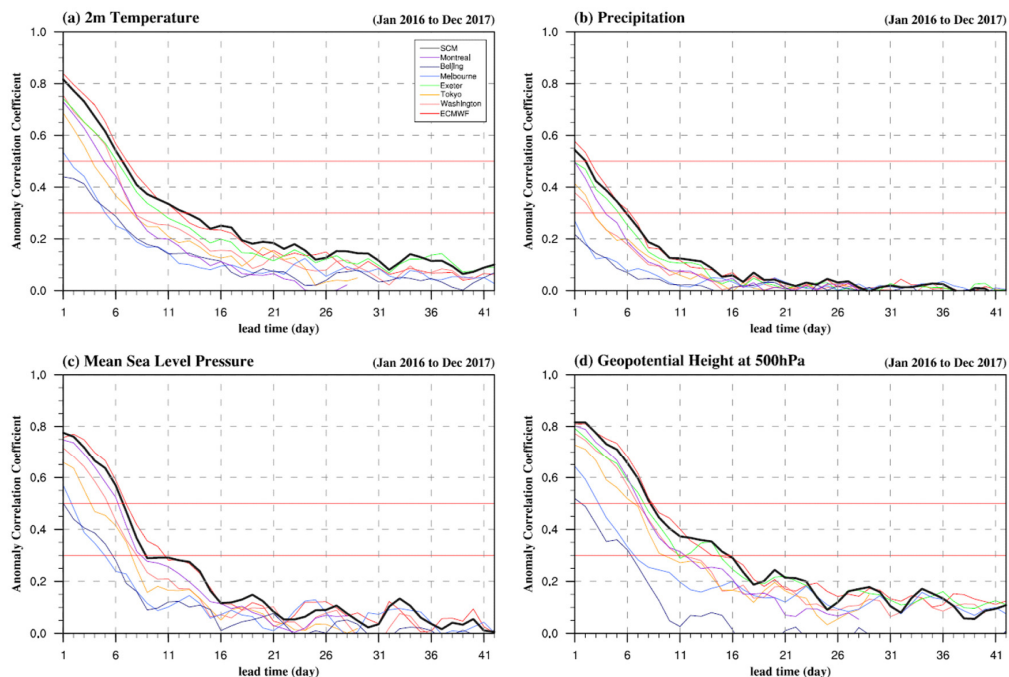
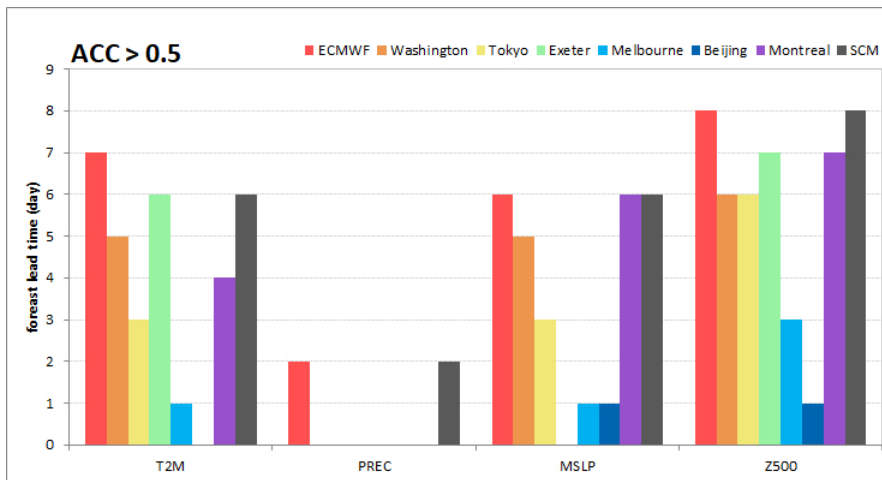


그림 3.2.4. 그림 3.2.2와 동일하며 한반도 인근영역(20°N~50°N, 100°E~160°E)에 대한 검증 결과임

(a) ACC 값이 0.5 이상



(b) ACC 값이 0.3 이상

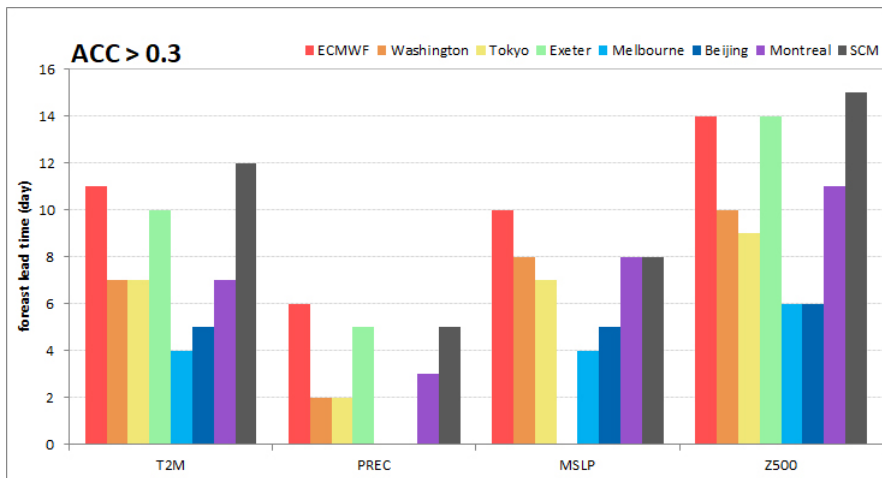


그림 3.2.5. 각 모형 및 변수별로 ACC 값이 (a)0.5 또는 (b)0.3 이상인 예측 선행시간. 검증에 사용된 자료는 그림 3.2.4와 같음

각 개별 모형 및 변수별로 예측성을 가시적으로 비교하기 위해 특정 ACC 값 두 개 (0.5, 0.3. 그림 3.2.4의 붉은색 가로선)를 정하고, 이 값보다 큰 값을 보이는 예측 선행시간을 계산하여 막대그래프로 나타내었다(그림 3.2.5). ACC가 0.5보다 큰 값을 보이는 지점은 2m 기온 변수에서 ECMWF가 7일, Exeter와 SCM이 6일 예측까지이고, 500 hPa 지위고도에서는 ECMWF와 SCM의 8일 예측까지이다(그림 3.2.5 (a)). ACC가 0.3보다 큰 값을 보이는 지점은 2m 기온 변수에서 보면 SCM 12일과 ECMWF 11일 예측까지이

며, 500 hPa 지위고도에서는 SCM이 15일, ECMWF와 Exeter 모형이 14일 예측까지이다(그림 3.2.5 (b)). 이상의 결과를 종합하여 보았을 때, 2m 기온 예측보다 500 hPa 지위 고도가 약 2일 정도 긴 예측에서도 동일 수준의 예측성을 보인다고 볼 수 있으며, 8개의 모형 예측 중 SCM과 ECMWF, Exeter의 예측성이 다른 모형보다 비교적 우수한 결과를 보였다.

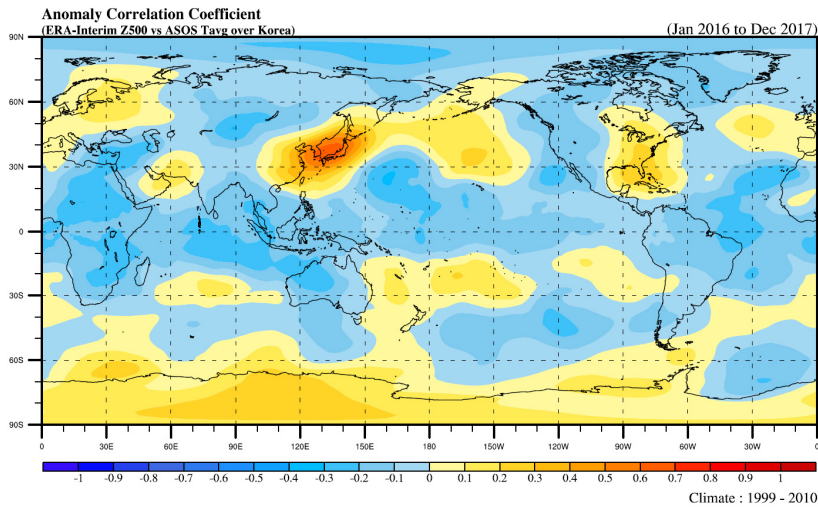
3.2.1.4 중위도 기압 패턴과 한반도 기온의 상관관계

1개월 전망 예측을 위해 3주(예보1주)부터 6주 자료를 사용하기 때문에, 3주이상의 기간에서 상대적으로 예측성이 우수한 두 변수(지표기온과 500 hPa 지위고도장)와 한반도 평균 기온과의 관련성을 분석하였다. ASOS 60개 지점 일 평균자료와 ERA-Interim 재분석 자료의 지표기온과 500 hPa 지위고도장의 상관계수를 지점별로 나타내었다(그림 3.2.6). 먼저 상관계수를 구하기 위해 관측자료를 모형 예측시작 날짜(1일, 14일)에 맞추어 2016년 1월부터 2017년 12월까지 103개의 사례로 구분하였다. 다음 구분된 사례와 같은 날짜의 ASOS 관측 시계열을 일렬로 나열하여 하나의 시계열을 만들어, 각 격자별 상관계수를 구하였다.

한반도 기온과 500 hPa 지위고도장과의 상관성이 가장 높게 나타난 지역은 한반도를 포함한 동아시아 지역이며, 알래스카와 북태평양 지역에서도 양의 상관성이 나타났다. 한반도 기온과 음의 상관성은 시베리아 지역과 북태평양지역(160E, 20N)지역에서 크게 나타난다. 이러한 패턴은 지표기온에서도 잘 나타났으며, 서태평양 지역에서의 ASOS와 T2M이 양의 상관성을 보였다. 모형의 예측특성 분석을 위해 1일 예보와 14일 예보자료를 이용하여, SCM 아노말리 예측값과 한반도 평균 기온 아노말리와의 상관계수를 구하였다(그림 3.2.7). 1일 예보의 500 hPa 지위고도의 공간분포는 관측의 패턴과 매우 유사하며, 동아시아 지역에서 양의 상관성이 높고, 북태평양 지역에서 음의 상관성이 높게 나타나는 특징을 보였다. 14일 예보에서도 공간분포는 관측과 유사하게 나타났지만, 한반도 지역에서의 상관계수는 약 0.3정도로 1일 예보(0.6)보다 낮게 나타났다. 기온의 공간 분포에서 1일 예보는 관측의 분포와 매우 유사하지만, 14일 예보에서는 인도네시아 지역과 시베리아 지역에서 음의 상관을 보이며, 한반도에서 0.9이상의 상관계수가 0.3으

로 급격히 떨어지는 모습을 볼 수 있다. 그러나 다른 지역에 비해 한반도 지역의 상관성이 높게 나타나며, 이 지역의 잠재예측성이 2주와 3주 예측의 경계에서도 나타나고 있다(그림 3.2.5). 따라서 1개월 전망 예보토의를 위해 상대적으로 예측성이 좋은 한반도 지역의 기온과 지위고도를 이용하여 신규 콘텐츠를 개발하였다.

(a)Z500



(b)T2M

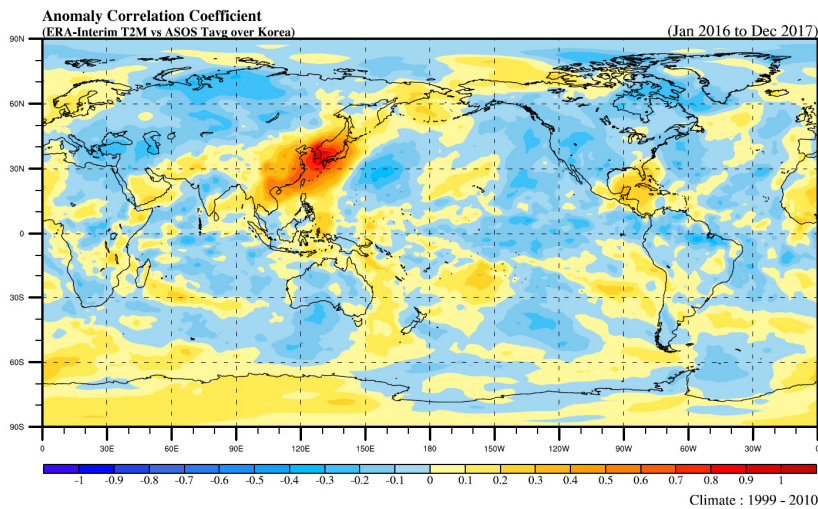


그림 3.2.6. ERA-Interim 재분석 자료의 (a)500 hPa 지위고도, (b)2m 기온 아노말리 값과 한반도 평균 기온 아노말리와의 상관계수. 자료는 3.2.3에서 분석한 모형 예측시작 기준날짜에 해당하는 일평균 값이며, 2016년 1월부터 2017년 12월까지 103회 사례를 사용함

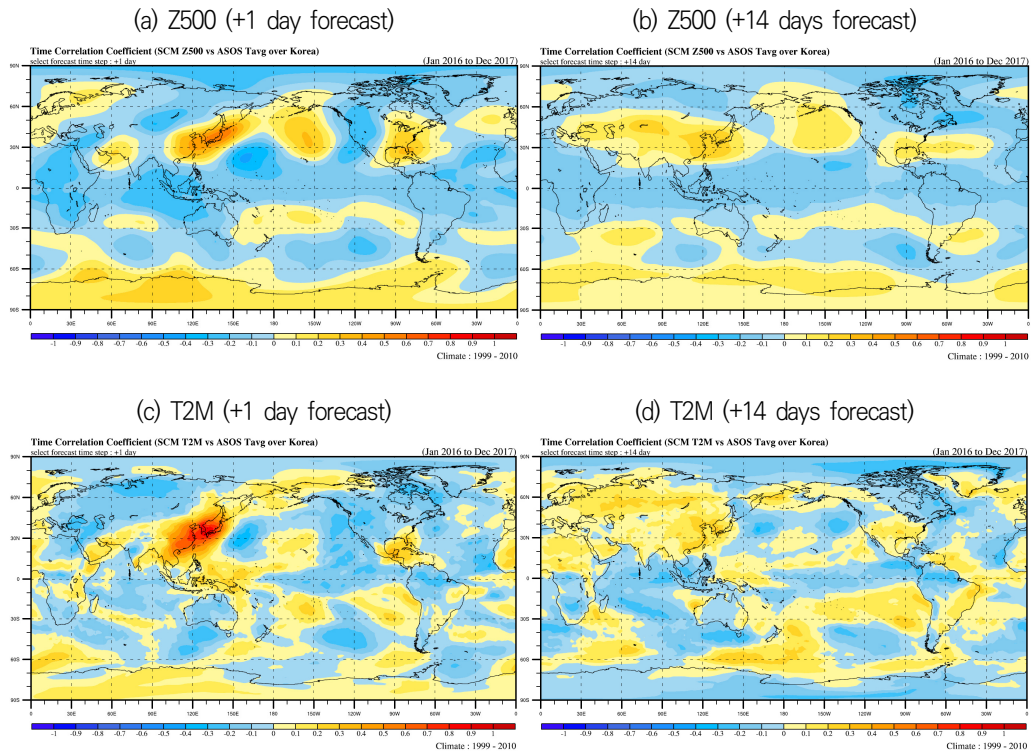


그림 3.2.7. SCM 아노말리 예측값과 한반도 평균 기온 아노말리와 상관계수. (a), (b) 500 hPa 지위고도, (c), (d) 2m 기온 변수에 대한 분석이며, (a), (c) 1일 예측, (b), (d) 14일 예측한 결과 값을 사용함. 관측값은 그림 3.2.4와 동일한 자료를 사용함

3.2.1.5 현업 장기예보 지원을 위한 신규 예측결과 표출

한반도 1개월 기온예측을 위해 예보관들의 요구사항에 따라 예측성이 상대적으로 좋은 기온과 500 hPa 지위고도를 이용하여, 새로운 예측자료 표출 콘텐츠를 구상하였다. 현재 1개월 전망 예보는 주별 평균한 기온과 강수량 예측결과를 생산하고 있으며, 이를 지원하기 위한 참고자료 또한 주별 평균된 예측장으로 표출하고 있다. 하지만 매주 예측 결과가 갱신되면서 기압골 통과 시간 등의 변화가 있을 수 있고, 이러한 경우 주별 평균된 예측장의 사용은 자료 분석의 연속성을 떨어뜨린다는 예보관의 의견이 있었다. 이러한 요구사항에 따라 일평균 500 hPa 지위고도의 한반도 주변 예측장을 효과적으로 표출하는 콘텐츠 개발을 하고자 한다.

표출 콘텐츠에는 한반도 지역정보, hindcast 기간, 예측시작 기준날짜, 예측대상 날짜,

SCM 참여모델, 500 hPa 지위고도의 1주~6주 예측장, 3주 예측 시작 시점의 강조, 모형별 기온 예측결과 및 SCM 기온예측이 포함된다(그림 3.2.8). 먼저 500 hPa 지위고도 예측결과는 126°E~132°E 평균된 SCM 예측결과와 Hovmoller diagram으로 표출하였다. 500 hPa 지위고도는 예측값(검은 실선)과 아노말리(채색)로 구분하여 표출하였다. 아노말리 계산을 위한 Hindcast 기간은 1999년부터 2010년이다. 또한 500 hPa 아노말리에 대한 스케일바는 예측장의 오른쪽 끝에 위치해 있다. 2m 기온은 한반도 영역에 해당하는 값의 평균을 X-Y 그래프로 각 개별 모형별 예측값(실선)과 SCM 예측값(채색)을 함께 표출하였다. 500 hPa 지위고도의 경우 한반도 남쪽과 북쪽을 포함하는 영역을 모두 표출하며, 이는 한반도에 직접 영향을 주지는 않더라도 한반도 남쪽과 북쪽으로 지나는 기압계의 흐름도 장기예측에서 중요하기 때문이다. 또한 위도 평균 영역도 한반도와 한반도 동쪽 영역을 포함하도록 하였으며, 이는 앞서 분석한 바와 같이 한반도 기온과 상관관계가 높은 지역이 한반도 동쪽으로 치우쳐져서 나타났기 때문이다.

그림 3.2.8은 2017년 11월 13일에 예측한 결과를 신규 예측결과 표출의 예시로 제시하였다. 한반도 지역의 500 hPa의 예측장과 기온예측장의 부호가 매우 유사한 변동을 보이고 있다. 다시 말해 500 hPa이 양의 아노말리 값이면 예보 1일부터 2주까지는 기온도 평년보다 낮게 나타나고 있으며, 양의 아노말리 지역에서는 기온이 평년보다 높게 나타나고 있다. 따라서 개발된 콘텐츠에서는 기압골(능)의 일변화와 함께 일 평균된 기온 예측정보를 얻을 수 있다.

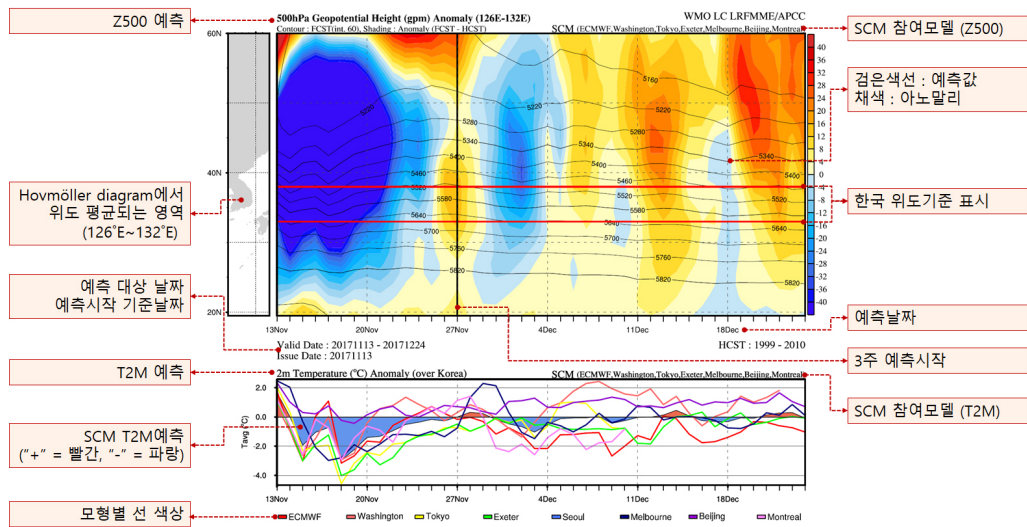


그림 3.2.8. 126°E~132°E 평균된 500 hPa 지위고도 SCM 예측결과와 Hovmöller diagram과 한반도 영역 평균한 2m 기온 예측결과 그래프 표출양식 설명. 2m 기온 예측결과 그래프에서 각 실선은 개별 모형의 예측결과이며 0도선을 기준으로 채색된 영역은 SCM 예측결과임

3.2.1.6 신규 콘텐츠의 적용

최근 기후변화에 따른 최근 한반도에 발생한 극한 기상현상(한파, 폭염)에 대해, 개발된 콘텐츠를 적용해 보았다. 우리나라의 겨울철 기온은 유라시아 대륙의 동쪽에 위치한 고기압성 순환과 북태평양에 중심을 둔 저기압성 순환과 밀접한 관계가 있다. 따라서 우리나라의 겨울철 기온은 극으로부터의 한기류와 북서태평양의 난기류가 만나 경압불안정이 형성되면서, 한랭기와 온난기가 주기적으로 교차하는 중관 규모적 순환특성을 보인다(문자연 외 2014).

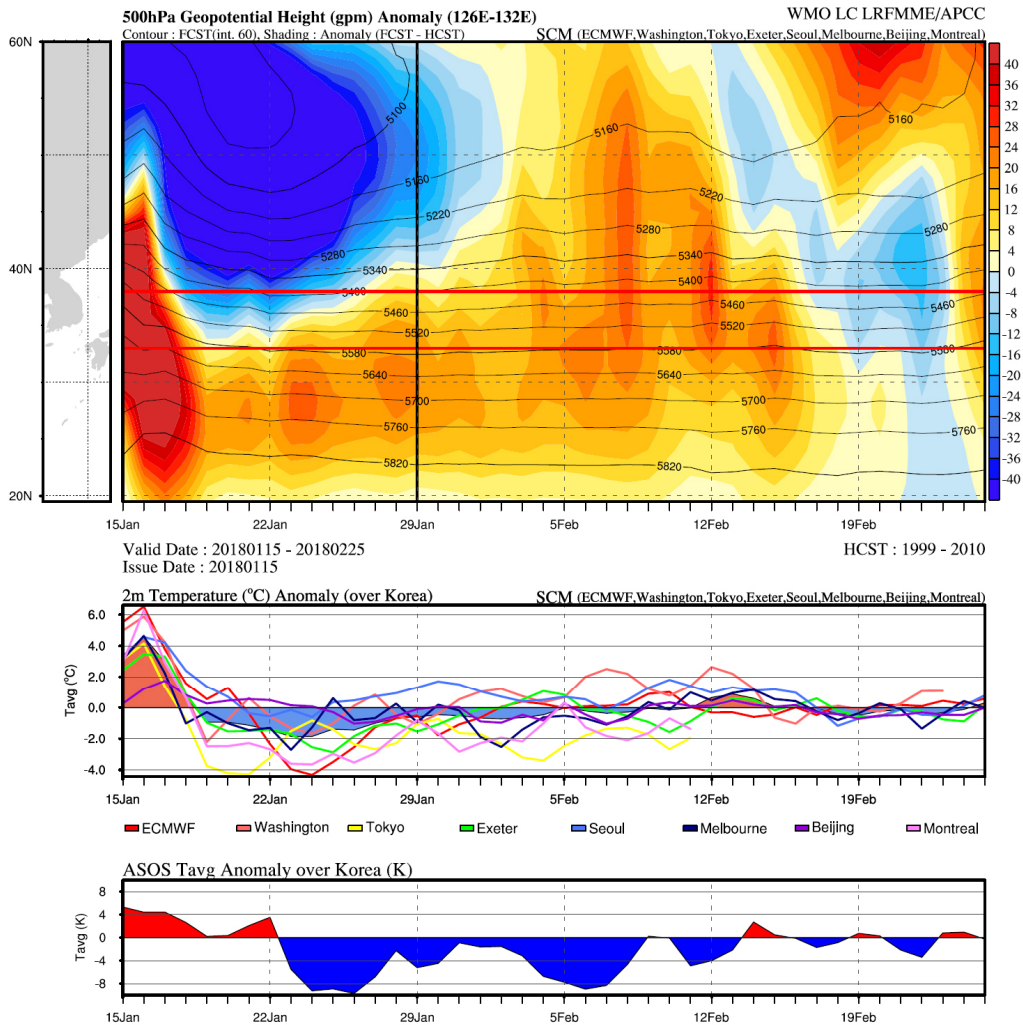


그림 3.2.9. 그림 3.2.8의 예측결과와 표출 형식에 추가로 검증을 위해 실제 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 값의 표시하였다. 예측시작날짜는 2018년 1월 15일임

그림 3.2.9는 그림 3.2.8에서 제시한 예측 콘텐츠의 겨울철 사례(2018년 1월 29일 예측결과)이다. 기압장 및 기온의 검증을 위해, 제시된 예측 콘텐츠에 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 관측값을 함께 표시하였다. 2018년 1월에는 대륙고기압과 이동성 고기압의 영향으로 기온 변화가 크게 나타났다. 2018년 1월 15일부터 22일에 우리나라는 남동쪽 고기압의 가장자리에 위치하면서 따뜻한 공기가 유입되면서 전국적으로 평균 기온이 평년대비 4.0℃ 높았다. 그러나 1월 22일 이후, 우리나라는 우랄산맥-카라해 부근과

베링해 부근에 상층 고기압이 형성되어 상층 찬 공기가 빠져 나가지 못하고 우리나라에 머물면서 강한 추위가 2월 초까지 지속 되었다(그림 3.2.9). 1개월 예측자료를 보면, 15일부터 한반도 상층에 기압능이 위치해 있다가 19일부터 28일까지 기압골이 통과하는 모습을 보이고 있다. 그러나 SCM 기온 예측을 보면 예보 1주에서 한반도 상층에 기압능의 영향으로 기온이 평년보다 높게 나타나고 있으며, 22일 이후 기압골에 의해 평균기온이 평년보다 낮게 예측되었다. 그러나 2월 4일까지만 낮은 기온으로 예측하였으며 상층 기압능의 발달과 함께 기온이 오르는 것으로 예측하였다. 개별모형의 예측특성을 보면, 1월 22일부터 29일의 기온하강에 대한 예측성은 ECMWF 모형이 가장 우수했으며, 2월 초의 한파에 대해서는 Tokyo모형이 가장 우수한 것으로 나타났다. 예측결과를 종합해 보면 한반도 겨울철 기온예측을 위해 500 hPa 고도장은 한반도 북쪽까지 영역을 확장해서 해석을 하는 것이 예측성을 향상 시킬 수 있을 것으로 사료된다.

폭염은 일주일에서 수개월까지 지속될 수 있는 극한 기후현상이며, 몇 주 전에 폭염을 예측할 수 있다면, 온열환자, 산불 및 붕괴를 예측하는데 잠재적으로 사용될 수 있다. 2016년 7월 폭염은 6월동안 주로 우리나라 남쪽에 위치했던 장마전선이 북태평양고기압의 확장으로 장마전선이 북상하면서 7월 후반기에 무더위가 시작되었다. 2016년 7월 폭염일수는 5.5일로 평년(3.9일)보다 자주 발생하였으며, 열대야일수는 4.0일로 평년(2.3일)보다 1.7일 많았다. 그림 3.2.10은 2016년 폭염발생 사례에 대한 예측결과이다. 지위 고도 예측장에서는 7월 12일부터 7월 18일까지 한반도 상공에 저기압이 위치하고, 그 후 지속적으로 고기압이 위치할 것으로 예측하고 있다. 그러나 지상기온은 7월 16일까지 평년보다 높고, 16일~22일까지 기온이 평년보다 낮을 것으로 예측하였으며, 23일부터 8월 중순까지 기온이 평년보다 높을 것으로 예측하였다. 이러한 경향성은 관측자료와 매우 유사하다.

2018년 한반도 폭염은 지난 30년 동안 가장 강했던 폭염이었다. 서울은 최고기온 39.6℃를 기록하며, 기상관측을 시작한 1907년 이래 111년 만에 가장 높은 최고기온을 기록하였으며, 또한 홍천은 41.0℃를 기록하며 대한민국에서 가장 높은 기온을 기록하였다. 또한 전국 평균 폭염일수(일 최고기온이 33℃ 이상인 날)는 31.3일로 역대 1위였다. 2018년 극심한 폭염으로 인해 5월20일부터 9월1일까지 4511명의 온열환자가 발생하였다. 이중 48명이 사망하였다(질병관리본부).

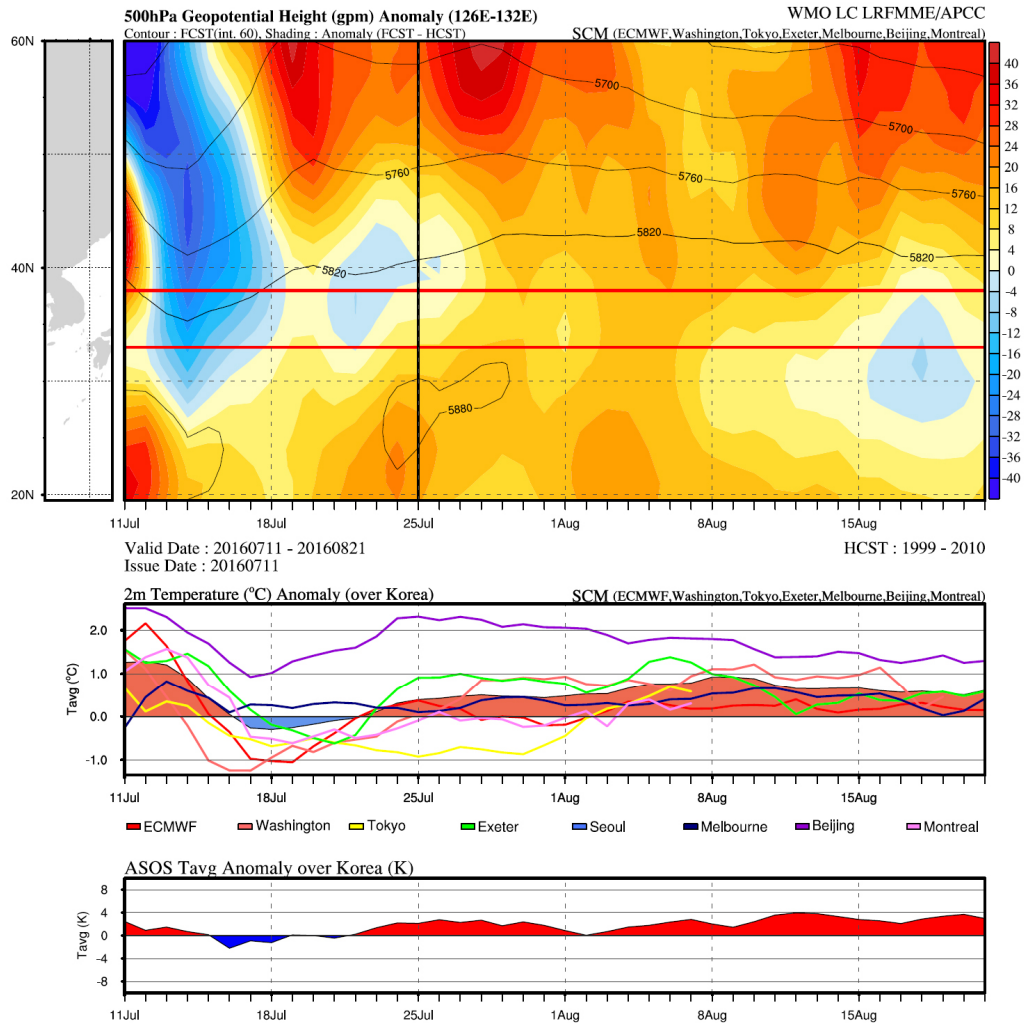


그림 3.2.10. 그림 3.2.8의 예측결과 표출 형식에 추가로 검증을 위해 실제 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 값의 표시하였다. 예측시작날짜는 2016년 7월 11일임

2018년 폭염은 대기 상층에 티벳 고기압이 확장하고, 대기 중층과 하층에 북태평양고기압이 확장하여 덥고 습한 공기가 유입되면서 한달간 지속되었다. 그림 3.2.11은 본격적으로 폭염이 시작되기 전인 2018년 7월 2일 예측된 한반도 기온과 500 hPa 지위고도 예측 결과이다. 상층 고도장에서는 7월 16일까지 한반도 상층에 고기압이 자리 잡을 것으로 예측하고 있지만, 그 후 저기압이 위치할 것으로 예측하였다. 그러나 한반도 평균 기온 예측장에서는 관측과 유사하게 1달 동안 기온이 평년 보다 높을 것으로 예측하였다.

참여 모델 중 Beijing 모형은 예측기간 내내 평균보다 2℃ 높게 예측하였으나 다른 모형들은 7월 5일~7월 10일의 기온 하강과 추후 폭염이 지속되는 현상을 잘 예측하였다. 한반도 폭염 예측에서도 500 hPa 고도장의 활용을 위해 한반도 북쪽까지 영역을 확장해서 해석을 하는 것이 예측성을 향상 시킬 수 있을 것으로 사료된다. 그러나 기온의 경우는 남한지역을 평균하는 것이 가장 예측성을 높이는 방법이다.

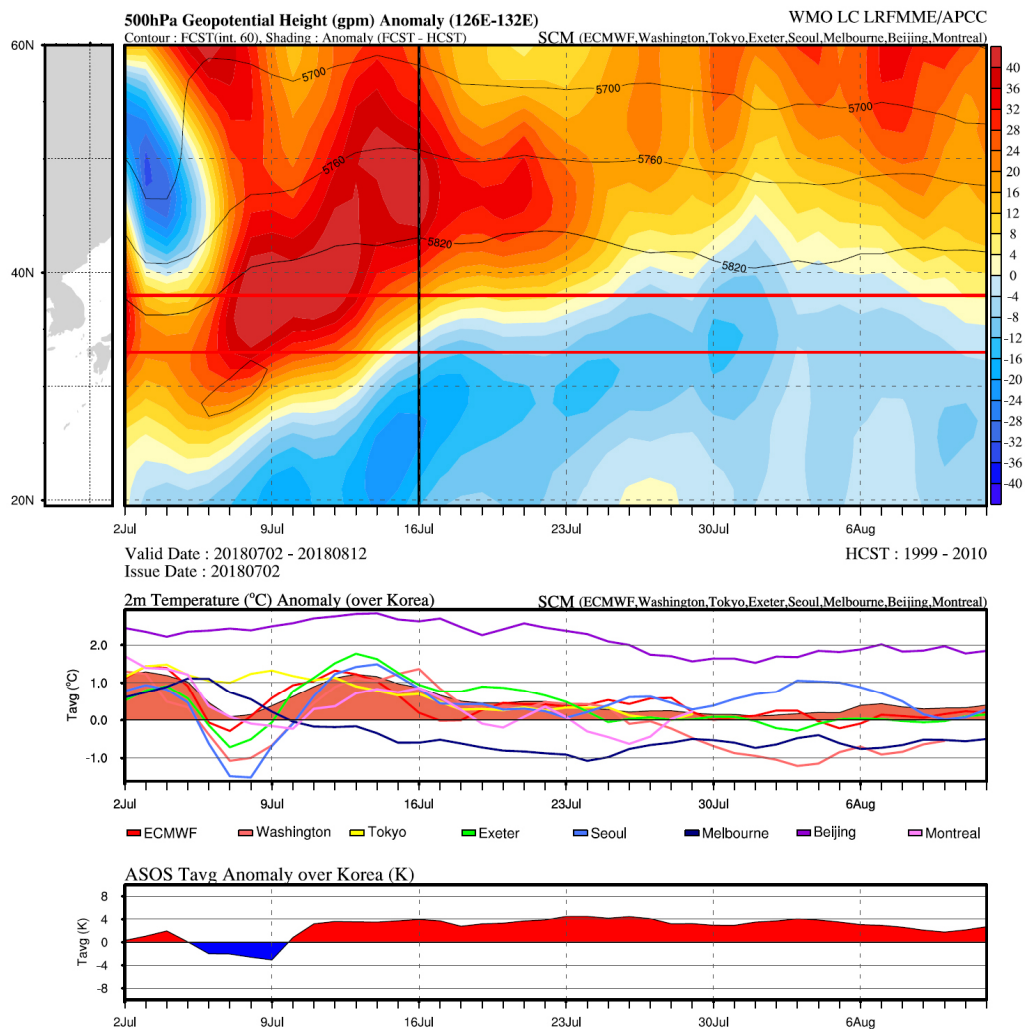


그림 3.2.11. 그림 3.2.8의 예측결과와 표출 형식에 추가로 검증용 위해 실제 한반도 60개 지점 평균 일평균 기온 값의 표시하였다. 예측시작날짜는 2018년 7월 2일임

3.2.1.7 요약

기후변화는 우리나라의 극한기상(한파, 폭염 등)의 변화에도 많은 영향을 주고 있다. 최근 연구결과에 따르면, 기후변화로 인해 대기순환장들의 변화는 우리나라에 발생하는 극상 기상현상들의 빈도수나 강도를 더욱더 강화시킬 수 있다고 제안하고 있다. 이러한 기후변화의 영향을 우리가 피할 수 없다면 이에 대한 대응책 마련이 매우 중요하다. 대응책 마련을 위해 가장 중요한 요소는 정확도 높은 예측결과를 제시하는 것이다.

현재 장기예측을 위한 수치예보 모델 분석 시 예측성이 비교적 우수한 500 hPa 지위 고도장을 가장 중요한 예측변수로 활용하고 있다. 따라서 예보관들에게 보다 정확하고 유용한 예측정보를 제공하기 위한 신규 콘텐츠를 개발함에 있어 500 hPa 지위고도 예측장 표출을 추가 하는 방안을 고안해 보았다. 또한 기존에 주별 평균된 예측장을 분석할 경우 예측된 기압계의 이동속도가 기존 예측 대비 빨라지거나 느려지는 경우 기압계가 시간적으로 분리되어 예측자료에서 갑자기 사라지는 결과가 나타났으며, 이러한 경우에도 연속적으로 분석이 가능하도록 일 평균된 예측자료의 필요성이 제기되어 이를 반영하였다. 그리고 한반도 기온과 직접적으로 관련이 높은 2m 기온 예측결과를 함께 표출하며, 이때 MME 예측의 특성을 활용하여 여러 모델들의 예측결과를 한번에 볼 수 있도록 하였다. 개발된 예측콘텐츠는 한반도 1개월 전망회의를 위해 보조 자료로서의 활용가능성이 높을 것으로 판단된다. 앞으로도 예측 정확도를 높이기 위한 APCC와 기상청의 협력연구가 지속되어야 할 것이다.

3.2.2. 강수량 확률론적 예측성 향상을 위한 fitting 방법 및 예측성 평가

한반도 기온 및 강수 예측을 위한 방법은 통계적 모형과 역학적 모형이 있다. 일반적으로 통계적 기법은 장기예측이나 빈도수 분석 등에 주로 활용되어 왔으나, 최근에는 역학적 모형의 오차보정이나 확률예보를 이용한 앙상블 예측에도 적용되고 있다. 확률 예보와 범주(Categorical) 예보는 정성적 예보로서 이를 정량적으로 활용하는 기법이 앙상블 예측이다. 앙상블 예측시스템은 기상예보의 주관적 해석에 기초한 예보방식에서 객관적이고 정량적인 예보를 가능하게 한다. 확률장기예보란 장기예보를 확률로 나타낸 것으로

미래 날씨의 평균상태(기후)를 단정적 예보 방법이 아닌 발생 가능성에 대한 확률을 예보하는 방법이다.

기상청은 2017년 12월 22일 부터 강수량 확률장기예보의 3분위 산출방법을 정규분포에서 퀀타일(Quantile)로 개선하였다. 그러나 현재 APCC에서 제공하는 1개월 전망 확률예보는 감마분포를 사용하고 있다. 따라서 APCC에서 사용 중인 확률예보 방법(Gamma)과 퀀타일 방법을 지역별로 비교 분석하고, APCC와 KMA의 1개월 전망 예보를 통일하기 위해 개선된 기상청의 퀀타일 방법을 적용하였다.

3.2.2.1 연구방법

■ 감마 분포

감마분포는 연속확률분포로서, 지수분포의 확장으로 식은 아래와 같다.

$$f(t|A, C, D) = \frac{1}{C\Gamma(A)} \frac{(t-D)}{C^{A-1}} e^{-\left(\frac{t-D}{C}\right)} \quad (\text{식 3.2.2})$$

단, $A > 0$, $C > 0$, $-\infty < D < \infty$, $t > D$

여기서, t 는 강수의 계급, $A(shape)$ 는 분포의 모양(자유도), $C(scale)$ 는 분포의 규모, $D(threshold)$ 는 임계값으로 변수 t 의 최솟값이다. $A = 1$ 일 때, 감마분포의 모양은 지수분포와 일치하고, $A < 1$ 이면, 분포가 왼쪽으로 치우치게 된다. 다시 말해 강수량이 적다는 것을 의미한다. $A > 1$ 이면 분포가 오른쪽으로 치우치게 되며, 강수가 많다는 것을 의미한다. C 가 커질수록 분포가 오른쪽으로 펼쳐지고 높이가 낮아지며, C 가 커지면 감마 분포는 정규분포에 가까워진다. $C = 2$, $A = k = v/2$ 일 때 분포는 카이제곱 분포를 따르게 된다. 입력자료 또는 분포 매개변수에 결측값(missing value)이 있는 경우에는 missing값이 나타날 수 있다. D 가 0이면 A 와 C 만을 포함한 2변수 감마분포를 얻는다.

■ Quantiles

강수량의 관측값과 모델예측값 사이의 계통오차(systematic error)가 존재할 경우 두 자료에 대한 확률분포는 기본형태가 같더라도 서로 다른 모수를 갖게 된다. 모형으로부터 모의된 자료는 관측값과 유사한 확률분포를 나타내야 하지만, 실제 모형에서 모의된 자료는 일정한 계통오차를 갖게 되며, 이러한 계통오차는 모형내부에서 해결하기는 어려운 문제이다. 따라서 오차보정을 위한 방법으로 켄타일 방법은 관측값과 모형값이 공존하는 과거기간을 선택하여, 관측값과 모형 모의값의 누적확률분포를 이용하여 모의값의 확률분포를 관측값의 확률분포에 mapping하는 방법이다.

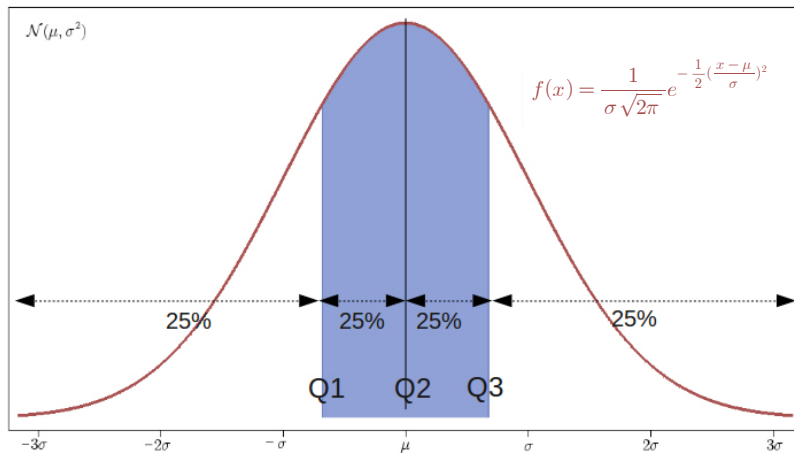


그림 3.2.12. 켄타일(Quantile) 개념도, Quantile을 4등분으로 구하는 경우 Q2는 중앙값(median)을 나타냄
(출처 : https://en.wikipedia.org/wiki/Quantile#/media/File:lqr_with_quantile.png)

다시 말해 누적분포함수로부터 데이터를 일정한 간격으로 나누어, 해당 분위수에 대한 값이 소수점을 포함한 실수 일 때 앞뒤 값에 가중치를 주어 해당 분위수에 대한 값을 산출하는 방법이다. 예를 들어 켄타일을 4등분으로 구하는 경우 Q2는 중앙값이 되고, Q1은 25% 지점이 된다(그림 3.2.12). 켄타일 방법은 아래식과 같다(Hyndman and Fan, 1996).

- i-Type Sample Quantile

- Quantile(%)에 해당하는 값을 구하는 식:

$$\hat{Q}_1(p) = (1 - \gamma)X_j + \gamma X_{j+1}$$

$$\text{혹은 } Q_p = x_{[h]} + (h - [h])(x_{[h]+1} - x_{[h]}) \quad (\text{식 3.2.3})$$

$$\text{where } \frac{j-m}{n} \leq p < \frac{j-m+1}{n},$$

$$g = np + m - j, \quad j = \text{floor}(n^*p + m) \quad m = \alpha + p^*(1 - \alpha - \beta)$$

γ 는 g 와 j (상수)의 함수이며, m 은 켄타일 타입(Quantile Type)에 따라 정해지는 상수이다.

켄타일 타입은 1~9로 구분하며, 1~3 type은 불연속 분포이기 때문에 선택에서 제외하였으며, 4~9 type은 연속 분포를 나타낸다. 각 타입별 α , β , m 의 값은 표 3.2.3에 제시하였다. 본 연구에서는 기상청과 동일하게 퍼센타일을 정의하는 9가지 type중에 7번째 type을 선택하였다. 퍼센타일은 평년기간 중 비슷범위에 해당하는 33퍼센타일~67퍼센타일 강수량을 산출하여, 강수량 관측값이 평년기간 중에 해당하는 퍼센타일 값을 역으로 산출하였다. 여기서 주의해야 할 점은, 강수량 순위를 산출할 때 평년기간에 관측값과 동일한 값이 2개 이상 존재할 경우, 평년 기간의 강수량을 오름차순으로 정렬한 후, 동일한 값이 2개 이상 존재하면, 연도별로 내림차순으로 정렬한다. 그리고 정렬된 값 중 첫 번째 순위를 선택한다.

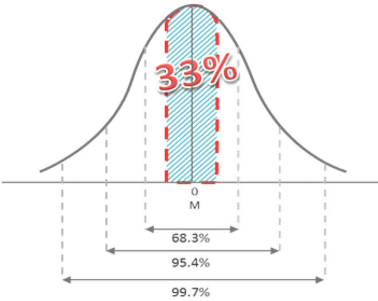
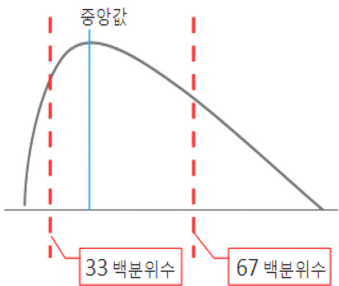
표 3.2.3. Quantile 방법 요약

Type	α	β	m	h
4	0	1	0	Np
5	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$Np + \frac{1}{2}$
6	0	0	p	$(N+1)p$
7	1	1	$1-p$	$(N-1)p+1$
8	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}(p+1)$	$(N+\frac{1}{3})p+\frac{1}{3}$
9	$\frac{3}{8}$	$\frac{3}{8}$	$\frac{1}{4}p+\frac{3}{8}$	$(N+\frac{1}{4})p+\frac{3}{8}$

3.2.2.2 확률장기예보(강수량)의 3분위 산출방법 개선

기상청은 2017년 12월 22일 보도자료를 통해 강수량 확률장기예보의 3분위 산출방법을 정규분포에서 켄타일(Quantile) 방법으로 개선하였다. 주요 개선점은 정규분포에서 사용되어 왔던 강수량 확률장기예보의 3분위 구분법(평년보다 적음, 비슷, 많음에 대한 발생확률)을 강수량의 구간별 빈도를 고려한 방법(Quantile)을 사용한 것이다. 즉, 강수량의 평년기간(1981~2010년)의 주 및 월 강수량 자료를 크기순으로 나열하여 33%~67%에 해당하는 구간을 평년 비슷 범위로 선정하였다(표 3.2.4). 따라서 WMO 선도센터자료를 활용한 한반도 1개월 전망을 위해서, 한반도 지역은 기상청과 동일하게 Quantile 방법을 적용하고자 한다.

표 3.2.4. 강수량 확률장기에보 개선 전·후의 주요 변경내용 (출처: 기상청)

구분	현재	개선
평년비율 범위	평년값 중심으로 정규분포의 33%에 해당하는 구간	자료를 크기순으로 나열한 후 33%~67% 구간
중심을 나타내는 척도	평년값 (정규분포 형태의 강수량분포 가정)	중앙값 (자료를 크기순으로 나열한 후 50%의 값)
단위	평년비(%)	강수량(mm)
		

3.2.2.3 강수량 확률론적 fitting 방법의 예측성 평가

■ 강수량 확률론적 fitting 방법의 특성

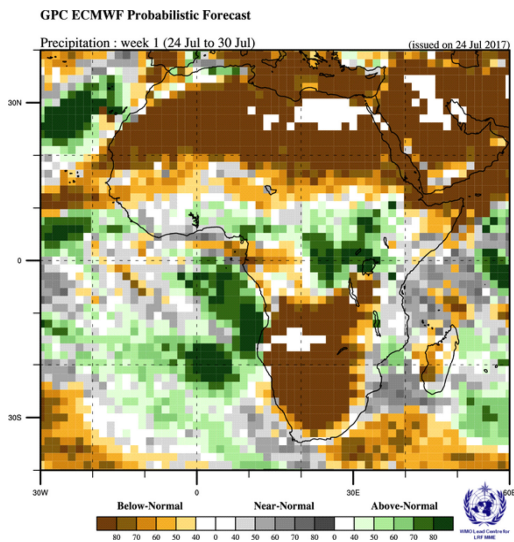
다중모형 앙상블 예측이란 하나의 수치예보가 가지는 결정론적인 예측의 한계를 보완하기 위해서, 초기조건, 물리과정, 경계조건 등이 다른 여러 개의 모델들을 수행하여, 확률론적으로 예측하는 기술이다. 앙상블 예측은 수치모형들의 평균 정보와 더불어 예보 불확실성에 대한 정보를 함께 나타낼 수 있다. 확률론적 예측확률은 hindcast 분포에 대한 예측 앙상블의 분포로 정의되며, 각각의 격자점에서 정의된 삼분위 경계를 바탕으로 기후값에 대한 Blow-normal(BN), Near-Normal(NN), 그리고 Above-Normal(AN)의 3분위수 범주 확률형태로 생산된다. 현재 WMO선도센터에 사용 중인 강수량 확률예보는 Gamma 분포를 따르며, 기상청 1개월 전망에서는 Quantile 방법을 사용하고 있다. 따라서 두 방법의 지역별 민감도를 분석하고 예측성을 평가하고, Quantile 방법의 적용범위에 대해서 알아보고자 한다.

그림 3.2.13는 2017년 7월 24일에 예측된 ECMWF 모형의 강수량의 확률예측장이다. 그림 3.2.13 (a)는 감마분포를 이용한 확률예보이고, 그림 3.2.13 (b)는 켄타일 방법을 이용한 확률예보의 공간분포를 나타낸다. 두 방법을 이용하였을 때 아프리카 지역의 1주 확률예보는 지역적으로 약간의 차이는 있지만, 비슷한 패턴을 보인다. 그러나 아프리카 지역에서 두 방법의 가장 큰 차이점은 missing 값의 존재여부이다. 감마분포를 이용하였을 경우 강수가 없는 지역에서는 PDF곡선의 넓이로 경계값을 찾기 때문에 missing 값 (BN:-999, AN:-999)이 나타나지만, 자료를 크기순으로 나열한 후 값을 찾아내는 켄타일 방법의 경우 무강수 값(BN:0, AN:0)을 산출하게 된다. 따라서 감마분포의 경우 아프리카 북동부 지역 및 남부지역에서 missing 값이 나타난다.

표 3.2.5. 주별 예측에 대한 BN과 AN의 경계값(129°E, 35°N)

129°E, 35°N (mm)		1w	2w	3w	4w	5w	6w
Gamma	BN	0.98	1.72	1.11	1.76	2.55	2.82
	AN	4.40	5.44	4.16	6.15	7.06	8.14
Quantile	BN	0.62	1.24	1.07	1.30	2.16	2.22
	AN	5.37	5.74	3.59	7.32	6.97	8.30

a) Gamma fitting



b) Quantile fitting

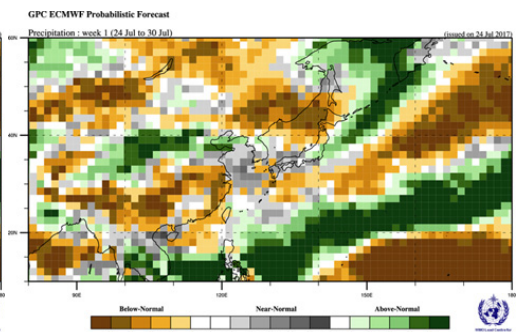
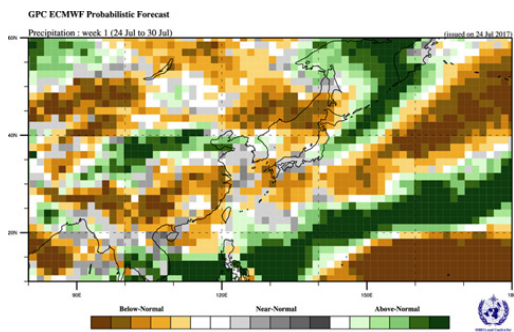
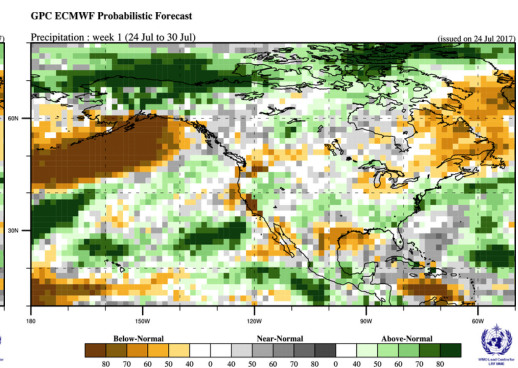
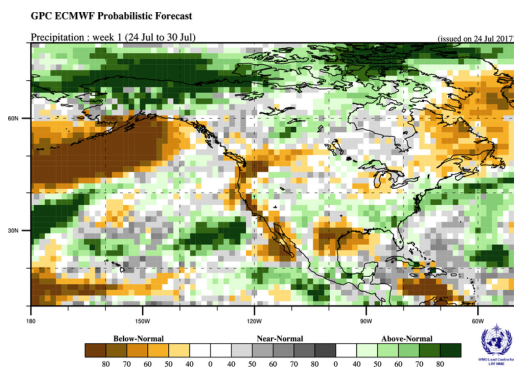
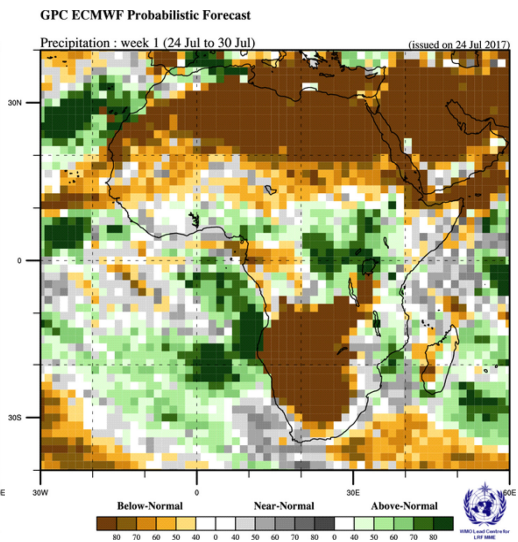
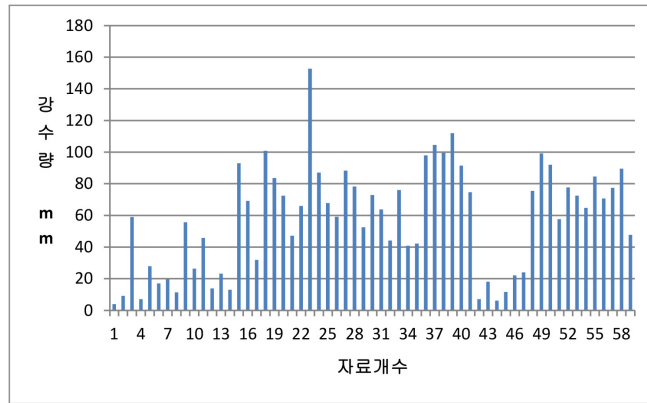
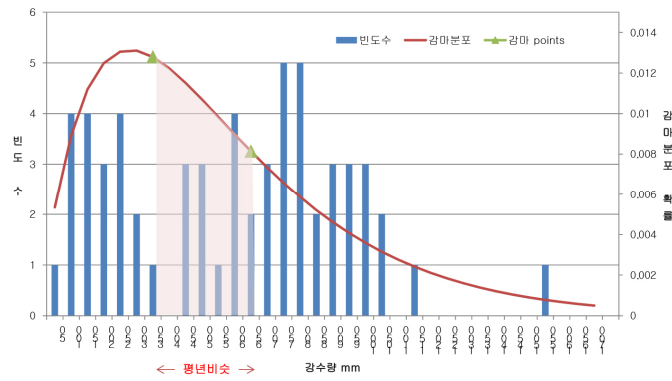


그림 3.2.13. ECMWF 확률론적 강수 예보: 2017년 7월 24일에 1주 예측된 a)감마 방법, b)퀀타일 방법

a) 강수량



b) 감마분포



c) 기준값 비교

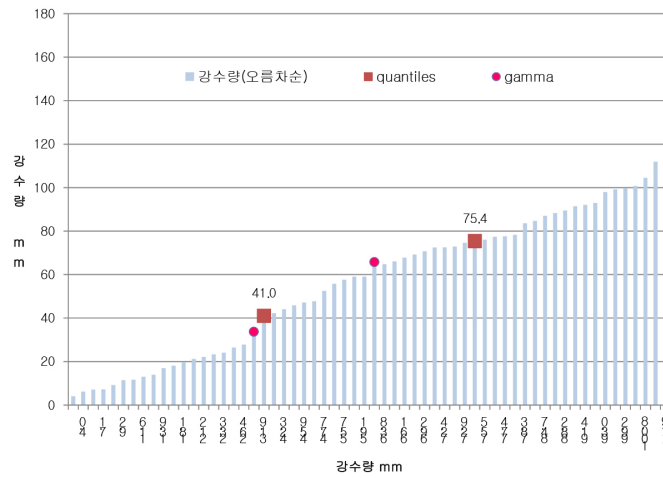


그림 3.2.14. 한반도 강수량에 대한 감마분포와 쿼타일 분포 비교

해양지역의 특성을 살펴보기 위해 동태평양 부근(120°W, 25.5°N)의 AN, BN의 경계값을 살펴보았다. 두 방법의 예측확률은 큰 차이를 보이지 않지만, 모든 주까지 Gamma 방법의 AN 경계값은 퀀타일 방법보다 크거나 같다. BN의 경계값은 3주까지 같게 나타나며, 4주부터 감마방법이 크다. 해양지역에서 뚜렷한 경향성은 없으며, 감마와 퀀타일의 매우 유사한 범위가 나타났다. 동아시아 지역은 전반적인 예측결과는 유사하지만, 격자별 상세히 살펴보면 예측결과가 매우 상이한 것을 알 수 있다. 한반도의 경우 두 방법 모두 NN을 예측하고 있지만 예측확률은 다르게 나타난다. 따라서 한반도의 한 격자점(129°E, 35°N)을 선택해서 주별 예보의 경계값을 조사해 보았다. 감마분포의 경우 BN의 경계값이 주 예보와 상관없이 퀀타일 방법보다 크며, 반면 AN의 경계값은 예보 3주를 제외하고, 모든 예보주에서 퀀타일 방법보다 작다. 즉 퀀타일 방법으로 삼분위 경계를 정할 경우 감마 fitting보다 범위가 넓어진다. 이러한 모습은 관측자료에서도 잘 나타나고 있다.

그림 3.2.14은 한반도 58개의 샘플 강수량을 이용하여 fitting방법에 따른 평년비슷 범위를 비교하였다. 감마 fitting방법을 이용했을 경우, 평년비슷 범위를 31.9mm부터 63.8mm로 나타나며, 퀀타일 방법은 41.0mm에서 75.4mm로 나타난다. 퀀타일 방법으로 삼분위 경계를 정할 경우 감마 fitting보다 범위가 넓어지는 모습을 볼 수 있다(표 3.2.4). 이러한 특성은 관측자료와 모형예측자료에서 동일하게 나타난다.

■ 강수량 fitting 방법의 예측성 검증

표 3.2.6. 적중률과 비적중률에 대한 분할표(Contingency table)

$HR = H/(H+M)$ $FAR = F/(F+R)$		Observed	
		Yes	No
Forecast	Yes	Hit(H)	False(F)
	No	Missing(M)	Correct Rejection(R)

※ 적중률 = $H/(H+M)$, 비적중률 = $F/(F+R)$ 로 정의함

- 맞힘(H): 사건이 발생한 것으로 예측, 실제로 발생
- 놓침(M): 사건이 발생하지 않을 것으로 예측, 실제로 발생
- 거짓 알림(F): 사건이 발생할 것으로 예측, 실제로 발생하지 않음
- 부의 정확(R): 사건이 발생하지 않을 것으로 예측, 실제로 발생하지 않음

범주형 확률예보를 평가하기 위해서 Relative Operating Curve (ROC) 평가지표를 사용하였다. ROC는 적중률(hit rate)과 비적중률(false alarm rate)의 분포를 각 확률구간별로 계산하여 예측능력을 평가하는 방법이다. ROC는 0에서 1사이의 값을 가지며, 적중률이 1이고, 비적중률이 0일 때가 완벽한 예보이며, 적중률과 비적중률이 동일 할 때는 예보가 랜덤 경우와 같음을 의미한다. 다시 말해 완벽한 예보일 경우 ROC는 1이고, 예측이 완벽히 랜덤분포를 따르면 ROC는 0.5이며, 그 이하의 값을 가지면 예측의 정확도가 떨어짐을 의미한다(표 3.2.6). 그림 3.2.15는 ECMWF 모형에 대한 2016년 강수량의 주별 예측성을 평가한 것이다. 관측자료는 ERA-Interim 일자료를 사용하였으며, 해상도는 위도 1.5°, 경도 1.5°자료이다. 주별 관측자료는 모델예측일자에 맞춰 생산하였다. 선행시간별(lead-time) 확률예보의 예측성 검증을 하기 위해, 동일한 선행시간을 갖는 자료를 구분하여 시계열을 재구성하여 주별 평균자료를 생산하였다. 주별 평균 자료를 기준값에 따라 삼분위로 구분을 하였으며, 공간영역에 대하여 매 격자마다 관측자료의 기준값에 따라 예측장의 Hit/False alarm을 계산한 후 ROC를 계산하였다.

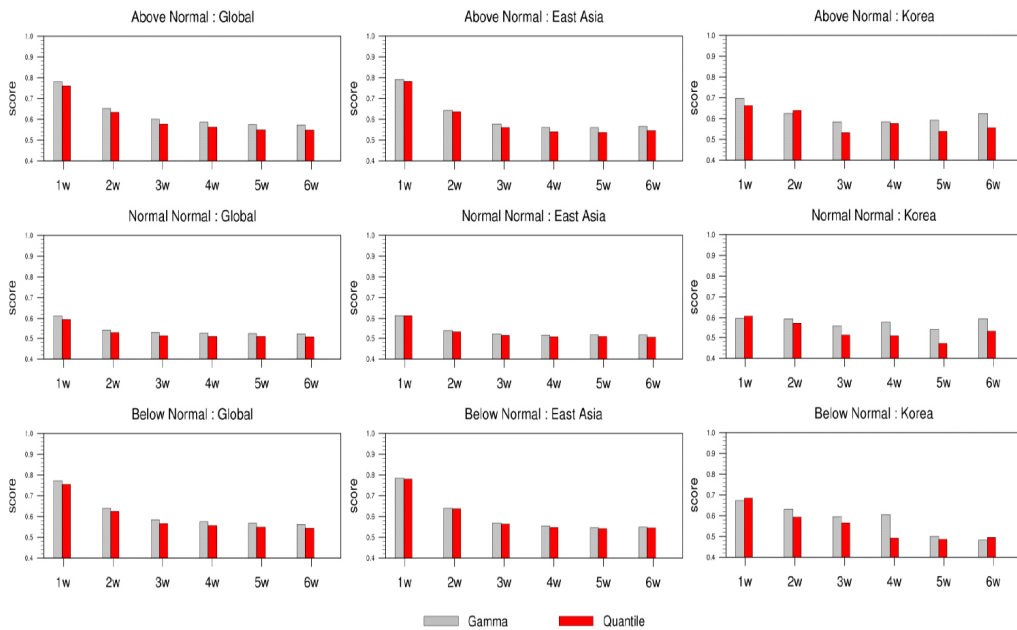
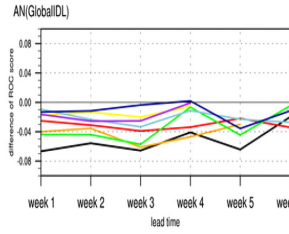
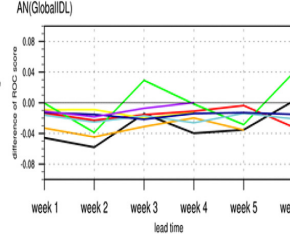


그림 3.2.15. ROC score for precipitation over global, East Asia, and Korea.

a) ANN



b) JJA



c) DJF

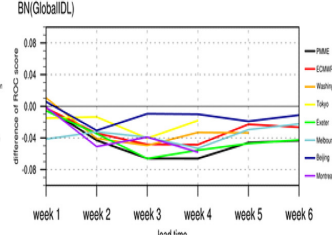
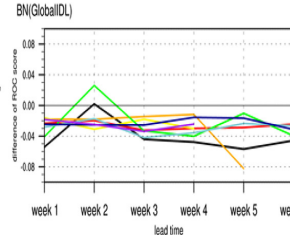
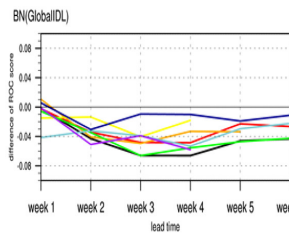
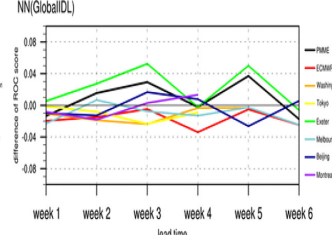
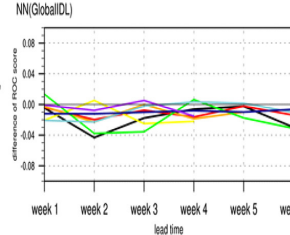
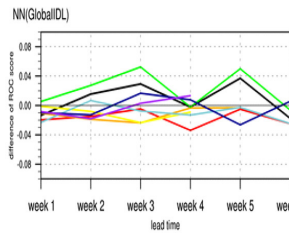
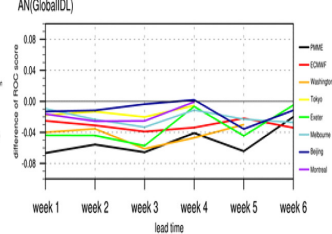
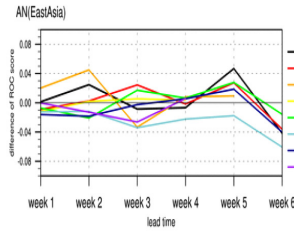
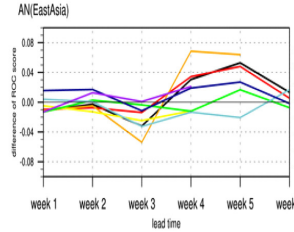


그림 3.2.16. 2016년 전지구 강수예보에 대한 감마 fitting과 쿼타일 fitting의 ROC score의 차이: a)ANN, b)JJA, and c)DJF

a) ANN



b) JJA



c) DJF

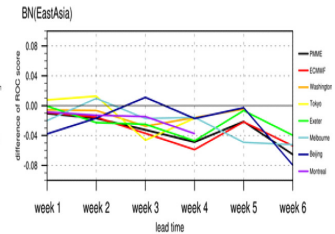
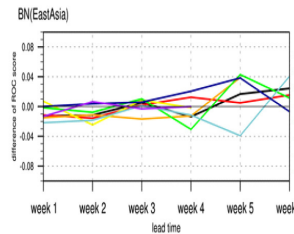
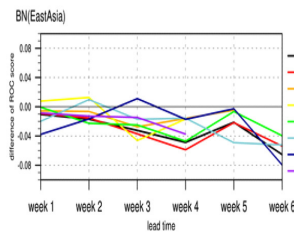
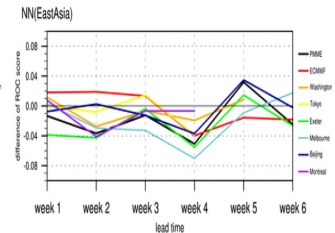
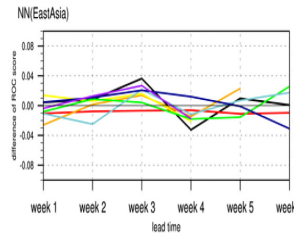
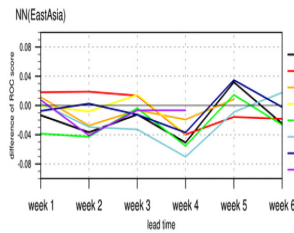
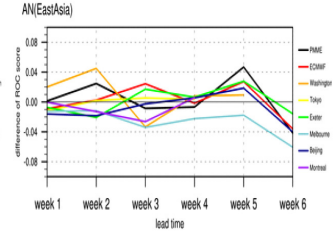
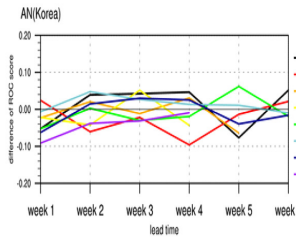
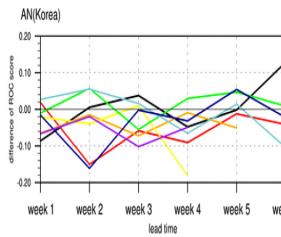


그림 3.2.17. 2016년 동아시아 강수예보에 대한 감마 fitting과 쿼타일 fitting의 ROC score의 차이: a)ANN, b)JJA, and c)DJF

a) ANN



b) JJA



c) DJF

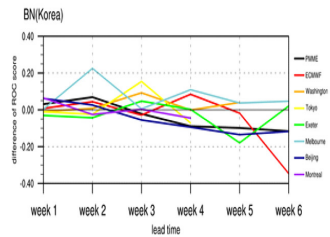
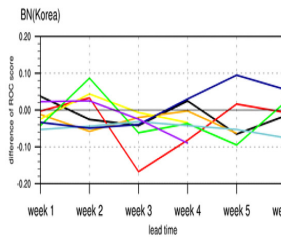
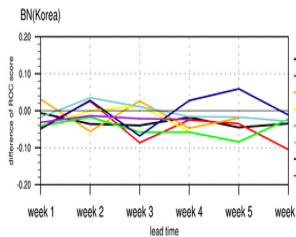
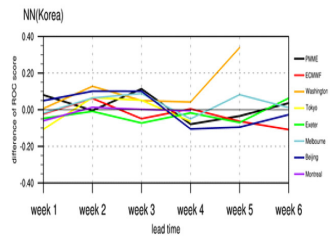
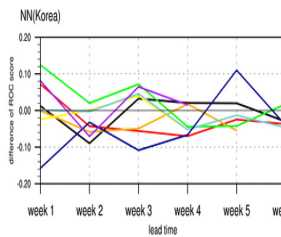
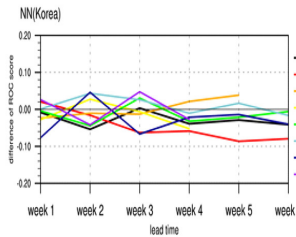
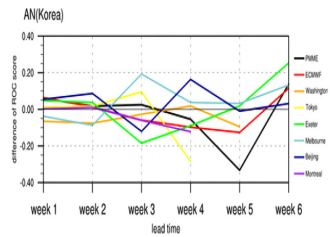


그림 3.2.18. 2016년 한반도 강수예보에 대한 감마 fitting과 쿼타일 fitting의 ROC score의 차이: a)ANN, b)JJA, and c)DJF

1개월 확률예보의 1주부터 6주까지의 예측력을 보면, AN의 예측성능이 NN과 BN에 비해 우수한 것으로 분석되었다. 선행시간에 따라 예측성능은 감소하는 모습을 보이고 있으며, 3주부터 6주까지의 예측성능은 비슷하게 나타난다.

전지구에 대해서는 범주와 선행시간에 관계없이 감마가 쿼타일분포에 비해 우수한 예측성을 보이며, 동아시아도 범주와 선행시간에 관계없이 감마분포가 쿼타일에 비해 예측성이 높다. 그러나 한반도의 경우 AN에 대해서는 2주의 예측성이 쿼타일이 우수하게 나타나며, BN과 NN의 경우에도 1주의 예측성이 쿼타일이 우수하게 나타난다.

좀 더 상세하게 살펴보기 위해서, 각각 모형별 계절별 예측성 분석을 하였다. 그림 3.2.16은 2016년 전지구에 대한 주별 예측성을 분석한 것이다. 그래프의 값은 쿼타일과 감마방법의 예측성의 차이를 나타낸다. 따라서 0보다 큰 값을 가지는 경우는 쿼타일의 예

측성능이 좋은 것이며, 0보다 작은 경우는 감마분포가 예측성능이 우수한 것을 의미한다.

2016년 전지구에 대한 예측성은 AN과 BN에서 모든 모형이 선행시간에 관계없이 감마분포를 사용할 때 높았다. PMME를 사용했을 경우에도 감마분포가 가장 예측성이 좋은 것으로 나타났다. 하지만 그 차이는 매우 작게 나타난다. 여름철과 겨울철에도 모형별 편차가 매우 크게 나타나지만, Exter 모형을 제외한 모든 모형들이 감마분포일 때 예측력이 높았다. 이러한 특성은 MME를 사용했을 때에도 동일하게 감마분포가 키타일보다 좋은 예측성을 보였지만, NN의 경우는 키타일이 감마보다 예측성이 높게 나타났다.

동아시아의 경우, 전기간에 대한 PMME의 예측성은 AN에 대해 2주와 5주를 제외한 나머지 기간에서 감마 방법이 우수했지만, BN의 경우 모든 선행시간에서 감마 fitting의 예측성이 높았다(그림 3.2.17). 동아시아 여름철의 경우, PMME의 AN 예측성은 선행기간이 짧은 1주부터 3주까지는 감마분포의 예측성이 높았지만, 선행시간이 긴 4주부터 6주까지는 키타일 분포의 예측성이 높았다. 여름철 BN의 예측성은 선행시간이 짧은 1주에서 3주까지 모든 모형이 감마의 예측성이 높게 나타났다. 겨울철에는 AN에 대해서, PMME는 전반적으로 키타일이 높았지만, BN에 대해서는 감마분포가 높았다.

한반도에 대해서는 모형별 예측편차가 매우 컸으며, 계절에 관계없이 감마분포와 키타일의 주별 예측성능은 변동성이 크다(그림 3.2.18). 따라서 전지구에 대한 예측성은 감마분포가 높지만 지역이 좁아질수록 예측성에 대한 변동성이 커서 감마 분포와 키타일 방법에 대한 예측성 평가는 매우 어렵다.

3.2.2.4 요약

전구에 대한 감마분포의 예측성능은 키타일 방법 보다 다소 높게 나온다. WMO 선도센터 MME 예측의 주요목적은 전지구 예측자료를 제공하기 위한 것이기 때문에 전지구 예측성이 상대적으로 높은 감마방법을 선택하였다. 그러나 한반도의 예측성능은 계절별, 선행시간별 차이가 있지만 감마방법과 키타일 방법 중 예측성이 선별하기는 어렵다. 따라서 WMO 선도센터의 운영은 전지구 예측을 위해 감마분포를 사용하고, 기상청과의 1개월 전망을 위해서는 기상청과 동일한 키타일 방법을 선택하였다.

현재 현업 운영되고 있는 감마 분포와 더불어 기상청 1개월 전망 지원을 위한 시스템 구축을 위해 신규서버가 구입되었다. 신규서버의 설치가 완료되면 퀀타일 방법을 이용한 1개월 강수량 전망시스템도 연구용 서버에서 현업서버로 이식할 예정이다. 따라서 1개월 전망에 대한 강수량은 2019년에 현업화가 시작될 예정이다.

4. 요약 및 결론

APCC는 기상청 현업 장기예보를 지원하기 위해 본 연구를 수행하였다. 관측기반 기후 분석과 역학 모형 분석을 통해 예보관의 역량을 향상시킬 수 있도록 연구 결과와 노하우를 축적하고 이를 현업 장기예보에서 실제로 활용하고 있다. APCC는 매월/매주 기상청의 현업 장기예보를 위한 토의에 참여하여 발표를 하거나 관련 자료를 제공하고, 함께 예보 시스템을 개선해 나가는 등의 방법으로 우리나라 현업 장기예보에 참여하고 있다. 기상청에서 본 연구 성과의 쓰임을 극대화하기 위해 세부 과제는 기상청 기후예측과와 긴밀히 협조하여 발굴하였다.

2장에서는 관측 자료 기반의 기후 변동성을 분석하였다. 2.1장은 북반구 중위도 특이 기압패턴이 우리나라에 기온에 미치는 영향에 대한 연구로, 2016년 여름철 발생하였던 고온 현상의 원인을 분석하였다. 2016년 여름고온 현상은 캄차카 반도 부근에서 발달한 블로킹 타입의 고기압성 편차에 대기의 흐름이 정체되었고, 중국 북동부 지역의 고기압성 편차가 지속적으로 발달하고 유지되면서 우리나라로 뜨겁고 건조한 공기의 지속적 유입이 중요한 원인으로 분석되었다. 이러한 패턴을 P1608 패턴이라고 정의하였고, 이 패턴에 대한 심층 분석을 하였다. 먼저 P1608과 비슷한 과거 사례를 선정하고, 이 패턴과 연관된 우리나라 기온의 경향성 및 관련된 기후인자를 파악하였다. 분석 결과, P1608 패턴이 경년 변동성이 크지만 1994년 이후 급격히 증가하는 장기 변화를 뚜렷이 보였다. 이러한 원인은 태평양 아열대 지역의 대류활동의 증가와 중국 북동부 지역 토양수분과 연관된 지면-대기 되먹임 현상에 의한 현열속의 증가가 관련되어 있는 것으로 판단된다. 이러한 현상들은 최근 급격히 증가하는 추세를 보이고 있어 P1608 패턴과 유사한 사례가 빈번히 나타날 수 있다.

2.2장은 최근 기후 변화와 함께 증가하는 폭염이나 한파, 가뭄, 많은 강수 등과 같은 극한 현상에 대한 과학적 이해를 증진시키고, 또한 극한현상에 의한 피해를 줄이기 위해 연구되었다. 먼저 37년간 우리나라에 발생한 여름철(6월-8월)과 겨울철(12월-2월) 기온과 강수의 극값 사례를 선정하고, 이와 연관된 배경장을 분석하였다. 1981년-2017년 기간 동안, 전국 평균 월평균 기온과 누적강수량의 최대/최소를 기록한 해를 선정하여(22개 사례) 극한현상의 원인을 살펴보았는데, 각각의 극한 사례의 발생과 관련해 공통적으로

나타나는 기후 인자들도 있었으나, 사례마다 현상의 원인은 다양하였다. 따라서 기존의 통계자료(합성장)에서 나타나는 현상과 더불어 개별사례의 특성을 파악할 수 있는 정보를 생산할 수 있었다. 기상청에서는 기상/기후 사후 분석 시 이 내용으로 엮은 사례집(추후 기상청 발간)을 참고자료로 활용할 것이다.

3장은 기상청과 APCC에서 운영하는 기후예측을 위한 역학모델에 대한 분석과 이를 이용한 표출방법 개선, 예측기술 개발에 관한 내용이다. 두 기관에서는 GloSea5(기상청), APCC MME, WMO 장기예보 선도센터 등의 역학 모형을 운영하여 현업에 활용하고 있다. 3.1장은 우리나라 월별 강수를 예측하기 위한 영향 기후모드를 개발하는 연구의 일환으로 현업 역학모델에서 서태평양 순환장을 선정하고 특히 상관관계가 높은 9월, 이를 안정적으로 활용하기 위해 상관관계의 관련된 기작과 강수의 모델 예측 스킬을 분석하였다. 서태평양 대류 활동과 우리나라 실제 계절 기후와의 원격상관관계는 학계에서 꾸준히 보고되어 왔기에, 응용 연구를 통해 모델에서 이를 모의하는지 살펴보고, 현업 계절 예보에서 활용할 수 있으리라 판단된다. 본 응용 연구를 기반으로 서태평양 순환장을 영향 기후모드로 활용가능한 달에 계절 예보에 관련된 정보를 제공하여 예보관의 판단에 도움을 주고자 한다. 2018년에는 4월, 11월 월별/3개월 예보에 서태평양 대류 활동 관련 예측 정보를 제공하였다.

3.2장은 주별/1개월 예측을 위한 표출시스템을 개선하는 내용이다. APCC에서는 계절 내 예보를 위해 WMO 장기예보 선도센터의 계절 내 MME를 운영하며 이를 기상청에 제공하고 있다. 현재 장기예보 분석 시 역학 모델은 500 hPa 지위고도장이 비교적 우수하여 예보관들은 이를 가장 중요한 예측 변수로 활용하고 있다. 우리나라도 500 hPa 지위고도의 예측성은 한반도 기온의 예측성보다 우수하게 나타났다. 따라서 예보관들에게 이를 효과적으로 제공하기 위해 한반도 기온의 예측장과 더불어 500 hPa 지위고도 예측장을 추가로 표출하는 방안을 통해 고안해 보았다. 또한 기존에 주별 평균된 예측장을 분석할 경우 예측된 기압계의 이동속도가 기존 예측 대비 빨라지거나 느려지는 경우 기압계가 시간적으로 분리되어 예측자료에서 갑자기 사라지는 결과가 나타났으며, 이러한 경우에도 연속적으로 분석이 가능하도록 일 평균된 예측자료의 필요성이 제기되어 이를 반영하였다. 그리고 한반도 기온과 직접적으로 관련이 높은 2m 기온 예측결과를 함께 표출하며, 이때 MME 예측의 특성을 활용하여 여러 모델들의 예측결과를 한번에 볼 수

있도록 하였다. 개발된 예측콘텐츠는 한반도 1개월 전망회의를 위해 보조 자료로서의 활용가능성이 높을 것으로 판단된다. 기상청은 계절 내 강수량의 확률 예보를 기존에는 정규분포를 이용해 산출하였으나 2017년 이를 쿼타일로 개선하였다. APCC에서는 확률 예보를 감마분포를 사용해 산출하고 있었으나 기상청과 통일시켜 예보관의 판단을 돕기 위해 이를 쿼타일 방법으로 변경, 적용하였다. 이는 한반도에 대해서만 적용하고, 전지구에 대해서는 예측성이 상대적으로 높은 기존의 감마분포를 유지한다. 3.2장의 연구 내용들은 기상청의 주별/1개월 예보에 적극적으로 활용 할 계획이다.

본 과제는 기상/기후 기반 연구들을 우리나라 장기예보 현업에 적용할 수 있도록 매개가 되는 응용연구이다. 본 과제를 통해 얻은 성과들은 현재도 장기예보에 활용되고 있고, 궁극적으로는 우리나라 장기예보 예측성과 활용성을 증대시키는 데 쓰임이 있을 것이다.

REFERENCES

- 국종성, 안순일, 예상욱, 함유근, 2017: 2016 엘니뇨 백서. 기상청.
- 기상청 기후예측과, 2016: 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스 (II). 기상청.
- 기상청, 2011a: 장마백서. 기상청.
- 기상청, 2011b: 태풍백서. 기상청.
- 기상청, 2017: 장기예보 업무편람.
- 김유진, 2017: APCC-MME를 이용한 동북아시아 여름몬순 물리-경험 계절 예측 모형 개발, APEC 기후센터 연구보고서 2016.
- 김유진, 이우섭, 우성호, 여새림, 윤순조, 김가영, 김미아, 신지현, 이현록, 2018: 현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축, APEC 기후센터 연구보고서 2017.
- 문자연, 박창용, 최영은, 편도의, 2014, 최근 우리나라 겨울철 기온의 계절 내 특성변화, 기후연구 제9권 제 3호 2014.
- 송강현, 손석우, 우성호, 2015: 성층권 돌연승온이 동아시아 지표기온에 미치는 영향. 대기, 25(3), 461-472.
- 우성호, 임소영, 권민호, 김동준, 2017: 2000년대 초반 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화 특성, 대기, 27(3), 345-358.
- 원유진, 예상욱, 임보영, 김현경, 2017: 우리나라 여름철 월별 기온 변동성과 유라시아 봄철 눈덮임 간의 상관성 분석. 대기, 27(1), 55-65.
- 이준이, 2018: 1990년대 중후반을 전후한 북반구 여름철 열대-중위도 원격상관의 장기 변화, 대기, 28(3), 325-336.
- 이우섭, 민영미, 신선희, 이윤영, 손수진, 오상명, 이현주, 정다은, 2018: APCC 기후예측시스템 개선, APEC 기후센터 연구보고서 2017.
- 이현수, 전종갑, 강인식, 문병권, 2007: 2006/2007 겨울철 한반도 이상 기후와 관련된 동아시아 지역 대기 순환의 특성. 한국지구과학회지, 28(3), 374-387.
- 임장호, 변희룡, 2000: 오호츠크해 고기압 발달 및 그와 연관된 동아시아 대기 순환의 특징. 한국기상학회지, 36(4), 507-518.
- 허인혜, 이승호, 2006: 한국의 이상기온 출현 빈도의 변화와 그 요인에 관한 연구. 대한지리학회지, 41(1), 94-105.
- Barnston, A. G. and R. E. Livezey, 2007: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation pattern. Mon. Wea. Rev, 115, 1083-1126.

- Bechtold, P., 2012: Convection and the Tropics. ECMWF Seminar on Seasonal Prediction, 3–7 September 2012, 143–160. (<https://www.ecmwf.int/en/learning/workshops-and-seminars/past-workshops/2012-annual-seminar-seasonal-prediction>)
- Berg, A., B. Lintner, K. Findell, and A. Giannini, 2017: Soil Moisture Influence on Seasonality and Large-Scale Circulation in Simulations of the West African Monsoon. *J. Climate.*, 30, 2295–2317.
- Cheung, H. N., W. Zhou, H. Y. Mok, and M. C. Wu, 2012: Relationship between Ural–Siberian Blocking and the East Asian Winter Monsoon in Relation to the Arctic Oscillation and the El Niño–Southern Oscillation. *J. Climate*, 25, 4242–4257.
- Ding, Q. and B. Wang, 2005: Circumglobal Teleconnection in the Northern Hemisphere Summer. *J. Climate*, 18, 3483–3505.
- Ding, Y. H., 1990: Buildup, Air–Mass Transformation and Propagation of Siberian High and Its Relations to Cold Surge in East–Asia. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 44, 281–292.
- Feldstein, S. B. and S. Lee, 2014: Intraseasonal and Interdecadal Jet Shifts in the Northern Hemisphere: The Role of Warm Pool Tropical Convection and Sea Ice. *J. Climate*, 27, 6497–6518.
- Fischer, E. M., S. I. Seneviratne, Lüthi D., Schaer C. (2007a) Contribution of land–atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophys Res Lett* 34:L06707. doi:10.1029/2006GL029068
- Fischer, E. M., Seneviratne S. I., Vidale P. L., Lüthi D, Schaer C. (2007b) Soil moisture–atmosphere interactions during the 2003 european summer heat wave. *J Clim* 20:5081–5099.
- Gong, D.–Y., S.–W. Wang, and J.–H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2073–2076.
- Gong, D.–Y., J. Yang, S.–J. Kim, Y. Gao, D. Guo, T. Zhou, M. Hu, 2011: Spring Arctic Oscillation–East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific. *Clim. Dyn.*, 37, 2199–2216.
- Hauser, M., R. Orth., and L. Seneviratne, 2017: Investigating soil moisture–climate interactions with prescribed soil moisture experiments: an assessment with the Community Earth System Model (version 1.2). *Geosci. Model Dev.*, 10, 1665–1677.
- Hauser, M., R. Orth, and S. I. Seneviratne (2016), Role of soil moisture versus recent climate change for the 2010 heat wave in Russia, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 2819–2826, doi:10.1002/2016GL068036.

- Hyndman and Fan, 2009: Sample Quantiles in Statistical Packages. *American Statistical Association*, 50(4), 361–365.
- Jeong, J.-H. and C.-H. Ho, 2005: Change in occurrence of cold surge over east Asia in association with Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14704, doi:10.1029/2005GL023024.
- Jeong, J. H., C. H. Ho, B. M. Kim, and W. T. Kwon, 2005: Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia. *J. Geophys. Res-Atmos.*, 110, D11104, doi:10.1029/2004JD005408.
- Jeong, J.-H., B.-M. Kim, C.-H. Ho, and Y.-H. Noh, 2008: Systematic variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion. *J. Climate*, 21, 788–801.
- Jhun, J.-G., and E.-J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of winter monsoon. *J. Climate*, 17, 711–726.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kim, G., J. B. Ahn, V. N. Kryjov, S. J. Sohn, W. T. Yun, R. Graham, and J. P. Ceron, 2016: Global and regional skill of the seasonal predictions by WMO Lead Centre for Long-Range Forecast Multi-Model Ensemble. *Int. J. Climatol.*, 36, 1657–1675.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 2009–2030.
- Koster, R. D., 2016: Impacts of Local Soil Moisture Anomalies on the Atmospheric Circulation and on Remote Surface Meteorological Fields during Boreal Summer: A Comprehensive Analysis over North America. *J. Climate*, 29, 7345–7364.
- Koster, R. D., Y. Chang, and S. D. Schubert, 2014: A mechanism for land-atmosphere feedback involving planetary wave structures. *J. Climate*, 27, 9290–9301, doi:10.1175/JCLI-D-14-00315.1.
- Koster, R. D., Z. Guo, R. Yang, P. A. Dirmeyer, K. Mitchell, and M. J. Puma, 2009: On the nature of soil moisture in land surface models. *J. Climate*, 22, 4322–4335, doi:https://doi.org/10.1175/2009JCLI2832.1.
- Kug, J.-S., J.-H. Jeong, Y.-S. Jang, B.-M. Kim, C. K. Folland, S.-K. Min, and S.-W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nat. Geosci.*, 8, 759–762.
- Kwon, M., J. G. Jhun, and K. J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, 34(21).

- Kwon, M., J. G. Jhun, B. Wang, S. I. An and J. S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophysical research letters*, 32(16).
- Kwon, M. H., and K.-J. Lee, 2014: A prediction of Northeast Asian summer precipitation using the NCEP Climate Forecast System and Canonical Correlation Analysis. *Journal of the Korean earth science society*, 35, 88–94.
- Lee, H.-S., and J.-G. Jhun, 2006: Two types of the Asian continental blocking and their relation to the east Asian monsoon during the boreal winter. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L22707, doi:10.1029/2006GL027948.
- Lee M.-H., S.-K. Lee, H.-J. Song and C.-H. Ho, 2017: The recent increase in occurrences of a boreal summer teleconnection and its relationship with temperature extremes, 30, 7493–7504.
- Lee, S.-E., and K.-H. Seo, 2013: The development of a statistical forecast model for Changma. *Weather and Forecasting*, 28, 1304–1321.
- Lee, W. S. and M. I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.* 36, 4815–4830.
- Lim, Y.-K., and K.-Y. Kim, 2006: A new perspective on the climate prediction of Asian summer monsoon precipitation. *Journal of Climate*, 19, 4840–4853.
- Lin, Z. D., 2014: Intercomparison of the impacts of four summer teleconnections over Eurasia on East Asian rainfall. *Adv. Atmos. Sci.*, 31(6), 1366–1376.
- Park, H.-J. and J.-B. Ahn, 2016: Combined effect of the Arctic Oscillation and the Western Pacific pattern on East Asia winter temperature. *Clim. Dyn.*, 46, 3205–3221.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orłowsky, and A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Sci. Rev.*, 99, 125–161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, and J.-S. Kug, 2016: Precipitation variability in September over the Korean Peninsula during ENSO developing phase. *Climate Dynamics*, 46, 3419–3430.
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, J.-S. Kug, J. Yoo, and C.-H. Kim, 2014: Winter precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO. *Climate Dynamics*, 42, 3171–3186.
- Sun, J., and H. Wang, 2012: Changes of the connection between the summer North Atlantic Oscillation and the East Asian summer rainfall, *J. Geophys. Res.*, 117, D08110,

doi:10.1029/2012JD017482.

- Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard, P. P. Harris, R. J. Ellis, F. Couvreur, and M. De Kauwe, 2011: Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nat. Geosci.*, 4, 430-433, doi:10.1038/ngeo1173.
- THOM, H.C., 1958: ANOTEONTHEGAMMADISTRIBUTION. *Mon. Wea. Rev.*, 86, 117-122, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1958\)086<0117:ANOTGD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1958)086<0117:ANOTGD>2.0.CO;2)
- Vitart, F., and Coauthors, 2016: The Subseasonal to Seasonal Prediction (S2S) project database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98, 163-173.
- Wang, B., Z. W. Wu, C. P. Chang, J. Liu, J. P. Li, and T. J. Zhou, 2010: Another Look at Interannual-to-Interdecadal Variations of the East Asian Winter Monsoon: The Northern and Southern Temperature Modes. *J. Climate*, 23, 1495-1512.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate. *Journal of Climate*, 13(9), 1517-1536.
- Wang, B., & Zhang, Q. (2002). Pacific-east Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Nino development. *J. Climate*, 15(22), 3252-3265.
- Wang, C., H. Liu, and S.-K. Lee, 2010: The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere. *Atmos. Sci. Let.*, 11, 161-168.
- Wang, L., and W. Chen, 2014: An intensity index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, 27, 2361-2374.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*. Academic Press, 467 pp.
- Yeh, S.-W., Y.-J. Won, J.-S. Hong, K.-H. Seo, M.H. Kwon, and Y.-G. Ham, 2018: The record-breaking heat wave in 2016 over South Korea and its physical mechanism. *Mon. Wea. Rev.*, 146(5), 1463-1474.

【연구자】

김유진 선임연구원

우성호 선임연구원

임슬희 선임연구원

이우섭 선임연구원

여새림 선임연구원

이현주 연구원

윤순조 연구원

김미아 연구원

김가은 연구원

김상철 연구원

연구보고서 2018-06

현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축 II

I S B N 979-11-5698-238-8

발 행 2019년 3월

발 행 인 권 원 태

발 행 처 APEC기후센터

부산시 해운대구 센텀7로 12

제작·인쇄 경성문화사

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