

현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축

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

김유진, 이우섭, 우성호, 여새림, 윤순조, 김가영, 김미아 기후예측팀

신지현, 이현록 정보서비스팀

발간사

우리나라 생활 수준이 향상되면서 시나브로 기후 예측에 대한 국민들의 관심이 높아졌으며, 농업·수문학 등 많은 분야에서 예측 정보의 활용도가 증가하면서 신뢰성 있는 기후 예측에 대한 요구가 그 어느 때보다 높아지고 있다. APEC 기후센터(APCC)는 신뢰도 높은 기후 예측정보를 생산하기 위해 예측기술에 대한 개선과 개발을 꾸준히 추진해오고 있다. 이에 더하여 기상청에서 생산하는 우리나라 기후 예측에 우리 센터의 기여도를 높이고, 궁극적으로는 우리나라 기후 예측의 품질을 향상시키기 위해 노력하고 있다. 이를 위해 매월 혹은 수시로 기상청과 협업하며 관련 정보를 공유하고 기후예측 기술을 교류하고 있다.

본 연구보고서는 APCC와 기상청의 협업을 위해 2017년 발족된 「현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축」 과제의 1차 년도 내용을 담고 있다. 본 과제는 우리나라 현업 장기 예보의 질적 향상을 위한 APCC의 연구/업무의 효율성을 높이고 기상청과의 협력 시스템을 더욱 공고히 하고자 기획되었다. 본 과제를 통해 우리 센터에서 진행하고 있었던 우리나라 기후 예측 품질 향상을 위한 많은 연구/업무들이 체계적으로 통합되고 기상청과의 안정적인 협력 시스템 구축을 위해 노력한 바, 지난 1년 동안 많은 결실을 맺었다. 우리 센터는 WMO 장기예보 선도센터를 기상청과 함께 운영하면서 다중모델 앙상블 기법을 응용한 고품질 역학모델 계절예측자료를 생산하여 우리나라의 선도적 입지를 선점하는데 일조하고 있으며, 2017년에는 본 과제를 통해 새로운 S2S(Subseasonal to Seasonal) 예측 시스템을 구축하는데 역량을 투입하였다. 우리나라 현업예보 업무를 지원하기 위해 과거 기상/기후 심층 분석을 하여 우리나라 기후의 장주기 변동

성 현상과 이의 원인을 규명하였으며 다중모델 앙상블 예측 결과를 우리나라 기후 예보에 맞게 분석하여 예측기술 개발의 초석을 다졌다. 2017년 추진된 연구내용과 갖추어진 업무는 향후 예측 능력의 향상에 도움이 될 것이다.

본 연구보고서가 발간되기까지는 많은 분들의 도움이 있었다. 무엇보다도 연구에 참여하고 보고서를 집필한 김유진 박사, 우성호 박사, 여새림 박사, 이우섭 박사, 김가영 연구원, 윤순조 연구원, 김미아 연구원, 신지현 연구원, 이현록 박사에게 깊은 감사를 표한다. 또한 보고서의 수준을 제고하도록 논평을 해주신 익명의 검토자들에게도 감사의 뜻을 전한다. 본 연구보고서가 밑거름이 되어 향후 우리나라 기후 예측 관련 연구들이 지속되고 예측 능력이 향상되길 바란다.

2018년 3월
APEC 기후센터
원장 정 홍 상

ABSTRACT

The Korean Meteorological Administration (KMA) provides weekly and monthly operational long-range forecasts. The former is a weekly-rolling 1-month leading forecast and the latter is a monthly-rolling leading three-month leading forecast. Because the public needs for long-range forecast data is growing, especially in developed countries, such data can be used in socio-economic studies. Meanwhile, many operational long-range forecast institutes apply two methods to improve the accuracy of forecast: obtain more accurate climate dynamical forecast models; and/or to enhance statistical correction/prediction methods using observed data. Thus, many statistical tools and monitoring of real-time observations are used in the long-range forecast in addition to the dynamical models. This integrated method is a practical way to overcome limitations in the forecast skill of dynamical models.

The APEC Climate Center (APCC) has supported real-time operational long-range forecast through the Climate Prediction Department (CPD)/KMA. APCC scientists have participated in the monthly climate forecast meetings which are held at a middle day of every month in the CPD/KMA and they have made the APCC Multi-Model Ensemble (MME) forecast data available. APCC scientists also have participated in the monthly climate analysis meetings which are held at the end of every month for improving the adaptation of the CPD/KMA to the climate forecast. In addition, because of the stable operation of the WMO Lead Centre for Long-Range Forecast MME (LC-LRFMME), APCC has provided the long-range forecast data by multi-model ensemble skill. CPD/KMA takes advantage of multiple sources for

operational long-range forecast as well as its dynamical model, GloSea5.

The present work aims to systemize the several pre-existing collaborations between APCC and KMA, and to improve the efficiency of the operational long-range forecast system to achieve accurate long-range forecast in Korea. To achieve this goal, we have integrated the specific knowledge of climate forecast and the ability to interpret climate model data of the APCC scientists, with the know-how of the operational climate forecast of the CPD/KMA scientists.

Three methods to improve the forecast skill of the Korea climate are established in this work. Firstly, an operation of the WMO LC-LRFMME is accomplished to provide a multi-dynamical model ensemble forecast. A new MME forecast system for weekly scale is developed this year, APCC and KMA decide to hold climate forecast meetings regularly in weekly scale. Secondly, a climate analysis research using observed data is conducted to improve the knowledge of climate monitoring, such as about the teleconnection effect or the dynamical and statistical structure of the Korean summer precipitation, and about the cold days of Korean winter season. Lastly, characteristics of dynamical forecast models of the Korean climate are analyzed, and statistical tools that employ the characteristics of such dynamical models are established. Those operational data and analyzed data produced by APCC scientists are provided to CPD/KMA every week and month regularly through climate forecast/analysis meetings mentioned earlier.

목 차

1. 서론	1
1.1 과제의 배경	1
1.2 과제의 목표와 세부 과제	2
1.3 성과	3
2. WMO 장기예보 선도센터 운영	6
2.1 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 시스템 운영	7
2.1.1 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 시스템 운영의 개요	7
2.1.2 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 시스템 개선	18
2.1.3 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 자료 제공	19
2.1.4 기타 기상청 기후예측과와의 협력 사항	20
2.2 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 개발 및 시범운영	21
2.2.1 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측	21
2.2.2 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 운영	28
2.2.3 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 개선 사항	30
2.2.4 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 결과 검증	36

3. 3개월 전망 지원을 위한 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석	39
3.1 인도양 해수면 온도	39
3.1.1 인도양 해수면 온도가 우리나라 기후에 미치는 영향 분석	39
3.1.2 봄철 IOBM과 우리나라 6월 강수 사이의 2000년대 이후 관련성 변화	49
3.1.3 IOBM과 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향	52
3.1.4 IOBM과 IOD 및 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향	62
3.1.5 IOD와 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향	70
3.2 열대 서태평양~동아시아 지역의 여름철 강수 구조 특성	83
3.2.1 열대 서태평양~동아시아 지역의 6월 강수 구조 특성	83
3.2.2 열대 서태평양~동아시아 지역의 7월 강수 구조 특성	97
3.2.3 열대 서태평양~동아시아 지역의 8월 강수 구조 특성	105
3.3 장마기간 강수량 장기 변화 특성 및 원인 분석	114
3.3.1 연구배경	114
3.3.2 장마의 평년 특성 및 장마 시기 주변 기압 배치	115
3.3.3 자료 및 방법	117
3.3.4 장마의 십년 변화(Decadal change) 탐지	119
3.3.5 장마 강수량 십년 변화의 원인	131
3.3.6 장마 강수량의 십년 변화에 기후인자의 역할	137
3.3.7 최근 3년간 장마 강수량의 특징	143
3.3.8 요약 및 결론	145
3.4 겨울철 한파(한랭일)의 장기 변화 특성 및 원인 분석	146
3.4.1 우리나라 겨울철 평균 기온 변동 및 순환장 특성	146

3.4.2 우리나라 겨울철 한랭일의 특성 -----	147
3.4.3 한랭일의 장기 변화 특성 탐지 -----	150
3.4.4 초겨울 한랭일 빈도 장기 변화와 연관된 순환장 특성 -----	153
3.4.5 초겨울 한랭일 장기 변화의 원인(Possible reason) - 동아시아 겨울 몬순의 장기 변화 및 지구온난화--	159
3.4.6 P3 기간 한랭일 빈도의 경년 변동성 강화의 원인 ---	164
3.4.7 요약 및 결론 -----	175
 4. 3개월 전망지원을 위한 역학모델 분석 -----	177
4.1 APCC MME 계절 예보 분석표 생산 -----	177
4.1.1 우리나라 기온/강수에 대한 APCC MME의 예측 정보 -----	178
4.1.2 예측성(1983-2005) -----	181
4.1.3 영향기후모드 -----	186
4.1.4 예보도의 분석표의 사용 실례 -----	191
4.2 역학모델 기반 우리나라 기후(강수)에 영향 미치는 서태평양 순환장 월별 분석 -----	198
4.2.1 서태평양 순환장 개요 -----	198
4.2.2 서태평양 순환장과 한국 강수 -----	200
4.2.3 서태평양 순환장과 한국 강수 요약 -----	206
 5. 1개월 전망 지원을 위한 기압계 특이패턴 예측기술 개발 ---	207
5.1 북극 온난화에 따른 주별 기압계 변화 -----	207
5.1.1 개요 -----	207
5.1.2 자료 및 분석방법 -----	208
5.1.3 사례구분 -----	211
5.1.4 극 온난화와 연관된 대기패턴 -----	215

5.1.5	블로킹 위치 및 동아시아 기온-----	219
5.1.6	ENSO의 영향-----	222
5.1.7	북극 온난화에 따른 주변 기압계 변화 요약-----	232
5.2	1개월 전망 지원을 위한 WMO 계절내 예측결과 지원--	235
5.2.1	계절내 MME 예측자료 생산 및 브리핑-----	235
6.	요약 및 결론-----	237
Ⅰ	REFERENCES-----	239
Ⅰ	부록	
1.	기후 분석토의 참석 보고서-----	249
2.	3개월 전망 회의 참석 보고서-----	257
3.	WMO 장기예보 선도센터 계절예측에 사용된 검증 기법--	264
4.	WMO 장기예보 선도센터 자료 요구사항-----	270
5.	GPC Offenbach 예측자료 검증-----	273
6.	WMO 장기예보 선도센터와 관련된 시스템의 안정적인 유지 및 관리-----	285

표 목차

표 2.1.1.	WMO 장기예보 선도센터에서 수집하는 13개 GPC의 특징 -----	9
표 2.1.2.	실시간 예측의 검증에 사용되는 재분석 자료 -----	14
표 2.1.3.	Hindcast 검증에 사용되는 재분석 자료 -----	14
표 2.1.4.	WMO 장기예보 선도센터 홈페이지 사용자 등급 체계 -----	15
표 2.1.5.	2017년 RCOF 참석 및 발표 현황 -----	20
표 2.2.1.	WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측에 사용되는 각 GPC 모델의 특성 ----	23
표 2.2.2.	각 GPC 모델 별 계절내 MME 예측시스템의 입력 자료로 선택되는 항목 ----	26
표 2.2.3.	계절내 MME 예측 선행시간 별 참여하는 GPC 모델의 변화 -----	26
표 2.2.4.	계절내 MME 예측을 위해 수집되는 각 GPC의 예측 자료와 검증을 위해 수집되는 관측 자료의 변수 및 자료 수신 주기 -----	29
표 3.1.1.	우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와와의 관련성 -----	43
표 3.1.2.	우리나라 월별 강수와 인도양 해수면 온도와와의 관련성 -----	47
표 3.1.3.	(좌) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 연도와 (우) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 연도 -----	52
표 3.1.4.	(좌) 선형추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 연도와 (우) 선형추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 연도 ----	58
표 3.1.5.	IOD, ENSO, IOBM의 결합 형태에 따른 연도 분류 -----	63
표 3.1.6.	가을철 양의 IOD, 겨울철 엘니뇨, 그리고 봄철 양의 IOBM이 나타난 세 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%) -----	65
표 3.1.7.	가을철 음의 IOD, 겨울철 라니냐, 그리고 봄철 음의 IOBM이 나타난 세 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%) -----	66

표 3.1.8.	겨울철 엘니뇨 이후 봄철 양의 IOBM이 나타난 두 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	67
표 3.1.9.	겨울철 라니냐 이후 봄철 음의 IOBM이 나타난 두 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	68
표 3.1.10.	겨울철 라니냐 이후 봄철 음의 IOBM이 나타난 두 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	69
표 3.1.11.	(좌) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 연도와 (우) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 연도	70
표 3.1.12.	가을철 IOD와 겨울철 엘니뇨가 함께 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	73
표 3.1.13.	가을철 IOD가 겨울철 엘니뇨와 독립적으로 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	75
표 3.1.14.	(좌) 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 연도와 (우) 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 연도	77
표 3.1.15.	가을철 음의 IOD가 겨울철 라니냐와 함께 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	79
표 3.1.16.	가을철 음의 IOD가 겨울철 라니냐와 독립적으로 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)	81
표 3.2.1.	6월 강수 EOF 10개 모드의 Explained Variance와 우리나라 6월 강수 시계열과 EOF 시계열 사이의 상관계수. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 값은 bold체로 나타냄	83
표 3.2.2.	7월 강수 EOF 10개 모드의 explained variance와 우리나라 7월 강수 시계열과 EOF 시계열 사이의 상관계수. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 값은 bold체로 나타냄	97
표 3.2.3.	8월 강수 EOF 10개 모드의 explained variance와 우리나라 8월 강수 시계열과 EOF 시계열 사이의 상관계수. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 값은 bold체로 나타냄	105
표 3.3.1.	평년(1981~2010년)의 장마 시작일, 종료일, 기간, 강수일수, 및 평균 강수량(출처 : 기상청, 2011a)	116

표 3.4.1.	겨울철 한파주의보 및 경보의 기상청 정의-----	147
표 3.4.2.	기상학자들이 한파 연구의 목적으로 활용하는 다양한 정의-----	148
표 4.1.1.	APCC MME hindcast 우리나라 T2m (1983-2005) 월별 (2016년 10월-2017년 9월) SCM 예측 편차의 TCC 예측성. 월별로 선행 한 달-세 달까지의 TCC. 90% 수준에서 유의미한 경우 -----	182
표 4.1.2.	표 4.1.1과 같지만 APCC MME 우리나라 강수에 대한 내용-----	182
표 4.1.3.	표 4.1.1과 같지만 APCC MME 우리나라 T850에 대한 내용-----	182
표 4.1.4.	적중률, 비적중률을 계산하기 위한 각 범주별 분할표-----	183
표 4.1.5.	2017년 1월의 온도, 강수 관측값과 이에 대한 선행 한달 확률 예측값의 비교. above normal인 경우에 대한 적중률(HR)과 비적중률(FAR). 확률 0-1 사이를 0.1 간격으로 계산함-----	184
표 4.1.6.	APCC MME hindcast 우리나라 T2m (1983-2005) 월별 (2016년 10월-2017년 9월) PMME의 범주별 (BN/NN/AN 순) 예측 편차의 ROC 예측성. 월별로 선행 한달-세달까지의 ROC. 임의로 0.6 이상의 값은 예측성이 유의미하다고 판단하여 빨간색 표시 -----	185
표 4.1.7.	표 4.1.6과 같지만 강수에 대한 ROC-----	186
표 4.1.8.	한반도 온도/강수 관측자료 선행 추세. 기간은 [1983-2016]이다. 90% 수준에서 유의미한 경우 -----	187
표 4.1.9.	APCC MME의 한반도 온도(T850) 선행 추세. 기간은 [1983-2016]이다(2006, 2007년은 공백). 90% 수준에서 유의미한 경우-----	187
표 4.1.10.	표 4.1.9와 같지만 APCC MME 한반도 강수의 선행 추세-----	187
표 4.1.11.	한반도 관측 온도와 강수의 상관관계. 기간은 [1983-2016]이다. 90% 수준에서 유의미한 경우 -----	188
표 4.1.12.	APCC MME의 한반도 온도(T850)와 강수(prec)의 상관관계. 기간은 [1983-2016]이다 (2006, 2007년은 공백). 90% 수준에서 유의미한 경우-----	189
표 4.1.13.	서태평양 순환장(강수) 지수에 쓰인 지역과 한국 강수와의 상관관계. Mark 1은 비례, Mark -1은 반비례관계를 의미. -----	201
표 5.1.1.	ART1과 ART2의 아노말리에 따른 사례 구분-----	212
표 5.1.2.	Case1, Case3에서의 ENSO 발생 횟수 구분-----	222

그림 목차

그림 2.1.1. WMO 장기예보 선도센터의 주요 기능	8
그림 2.1.2. 가우시안 확률밀도함수를 이용한 확률론적 다중모델 앙상블 기법	12
그림 2.1.3. WMO 장기예보 선도센터 계절예측의 월간 업무 흐름도	16
그림 2.1.4. APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 실시간 PMME 850hPa 온도 예측에 대한 (a) above, (b) near, (c) below normal 카테고리별 ROC score의 시계열로, 실시간 예측의 기간은 JFM 2012-ASO 2017임	16
그림 2.1.5. APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 실시간 PMME 강수 예측에 대한 (a) above, (b) near, (c) below normal 카테고리별 ROC score의 시계열로, 실시간 예측의 기간은 JFM 2012-ASO 2017임	17
그림 2.1.6. APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 실시간 PMME (a) 850hPa 온도와 (b) 강수 예측에 카테고리별 ROC score의 시간 평균값으로, 실시간 예측의 기간은 JFM 2012-ASO 2017임	17
그림 2.2.1. 계절내 MME 예측의 시작 요일(붉은색 박스, 월요일)과 여기에 참여하는 각 GPC 모델의 예측 시작 날짜	24
그림 2.2.2. 계절내 MME 예측 및 검증 결과 표출 자료의 변수 및 예측기간 특성	30
그림 2.2.3. 동아시아 영역에서 T2M anomaly 값을 나타낸 것이며, (a)와 (b)는 NCEP reanalysis 1의 자료이고, (b)와 (c), (e), (f)는 SCM에서 예측된 결과이다. (a)는 2017년 5월 1일에서 7일까지 평균된 값이며, (b), (c)는 같은 기간을 5주전에 예측한 결과이다. (d)는 2017년 10월 16일에서 22일까지 평균된 값이며, (e)와 (f)는 같은 기간을 4주전에 예측한 결과이다. (b)와 (e)는 한 세트의 hindcast를 사용한 기후값으로 계산하였으며, (c)와 (f)는 두 세트의 hindcast를 사용하여 기후값을 계산하였다. 모든 결과의 공통 hindcast 기간은 1999년부터 2010년까지이다	33

- 그림 2.2.4. 기후값 계산에 사용된 hindcast 세트 수에 따른 ECMWF 모델의 기후값과 ERA Interim 기후값 사이의 RMSE이며, (a)는 East Asia($20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$), (b)는 Globe 영역의 평균값이다. 분석에 사용된 ECMWF hindcast 자료의 예측시작 날짜는 2016년 1월 7일부터 2016년 12월 22일까지이다. 붉은색 선은 한 세트의 hindcast자료가 사용된 것이며, 주황색 선은 두 세트, 파란색은 셋 세트의 자료가 사용되었다----- 34
- 그림 2.2.5. 기후값 계산에 사용된 hindcast 세트 수에 따른 SCM 예측의 ACC 검증결과이다. (a)와 (c)는 East Asia 영역($10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$)이며, (b)와 (d)는 globe 영역이다. 위 패널의 변수는 T2M이며, 아래 패널의 변수는 PREC이다. 분석에 사용된 SCM 예측기준 날짜는 2016년 1월 11일부터 2016년 12월 26일까지이다. 붉은색 선은 한 세트의 hindcast 자료가 사용된 것이며, 주황색 선은 두 세트, 파란색은 셋 세트의 자료가 사용되었다----- 35
- 그림 2.2.6. (a) 2m 기온과 (b) 강수량 확률예측에 대한 ROC score 검증결과와 East Asia 영역($10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$) 평균값. 검은색 선은 PMME 예측에 대한 검증결과이다----- 37
- 그림 2.2.7. (a) 2m 기온과 (b) 강수량, (c) 해면기압, (d) 500hPa 지위고도 예측에 대한 아노말리 상관계수의 East Asia 영역($10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$) 평균값. 검은색 선은 SCM 예측에 대한 검증결과이다----- 38
- 그림 3.1.1. 1979년부터 2015년까지 월별 인도양($40^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 해수면 온도 편차에 대한 EOF 첫 번째 모드의 a) 공간패턴과 b) 시계열, 그리고 두 번째 모드의 c) 공간패턴과 d) 시계열. 각 시계열에 겹쳐서 그린 푸른색 선은 영역평균한 해수면 온도 편차로 정의한 IOBM과 IOD 지수를 나타냄----- 41
- 그림 3.1.2. 겨울철(12~2월), 봄철(3~5월), 여름철(6~8월), 가을철(9~11월) IOBM 지수와 IOD 지수에 대해 회귀분석한 해수면 온도, 850hPa 지위고도, 강수 편차장 42
- 그림 3.1.3. (위) 1979~2015 기간의 봄철(3~5월) 평균 IOBM 지수(검정 실선)와 6월 우리나라 강수 시계열(푸른 실선). (아래) 봄철 IOBM 지수와 6월 우리나라 강수 사이의 11년 이동 상관계수----- 49
- 그림 3.1.4. (왼쪽) 1979~2000 기간의 봄철 IOBM 지수에 대해 회귀 분석한(위부터 아래로) 6월 강수, 850hPa 지위고도장, 해수면 온도 편차와 이전 겨울철 해수면 온도 편차. (오른쪽) 2001~2015 기간의 봄철 IOBM 지수에 대한 회귀 분석 결과----- 50
- 그림 3.1.5. (좌) 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 봄철(3~5월)과 여름철(6~8월)

- 합성장 (우) 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 경우의 봄철과 여름철 합성장. 선형 추세 제거 후의 결과- 54
- 그림 3.1.6. (위) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과 (아래) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과. 진한 채색은 통계적으로 80% 이상 유의한 결과, 빗금 표시는 90% 이상 유의한 결과를 나타냄----- 55
- 그림 3.1.7. 그림 3.1.6과 같은 그림이나, 우리나라 월별 강수 합성 분석 결과에 대해 나타냄- 55
- 그림 3.1.8. 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해의 7월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 56
- 그림 3.1.9. 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 해의 6월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 57
- 그림 3.1.10. (좌) 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 봄철(3~5월)과 여름철(6~8월) 합성장 (우) 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 경우의 봄철과 여름철 합성장. 선형 추세 제거 후의 결과----- 59
- 그림 3.1.11. (위) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과 (아래) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과. 진한 채색은 통계적으로 80% 이상 유의한 결과, 빗금 표시는 90% 이상 유의한 결과를 나타냄----- 60
- 그림 3.1.12. 그림 3.1.11과 같은 그림이나, 우리나라 월별 강수 합성 분석 결과에 대해 나타냄----- 61
- 그림 3.1.13. 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해의 6월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 62
- 그림 3.1.14. (좌) IOD-ENSO-IOBM, (중) (IOD)-ENSO-IOBM, (우) IOD-ENSO-(IOBM)의 엘니뇨 합성도에서 라니냐 합성도를 뺀 해수면 온도 편차(채색)와 강수 편차(선)----- 64

- 그림 3.1.15. (좌) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 가을철(9~11월)과 겨울철(12~2월) 합성장. (우) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 경우 가을철과 겨울철 합성장, 선형 추세 제거 후의 결과----- 72
- 그림 3.1.16. 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해의 9월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 74
- 그림 3.1.17. 그림 2와 같은 그림이나, 12월의 합성 분석 결과에 대해 나타냄----- 74
- 그림 3.1.18. 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 해의 12월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 76
- 그림 3.1.19. 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 가을철(9~11월)과 겨울철(12~2월) 합성장. (우) 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 경우 가을철과 겨울철 합성장, 선형 추세 제거 후의 결과----- 78
- 그림 3.1.20. 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해의 9월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 80
- 그림 3.1.21. 그림 3.20과 같은 그림이나, 1월의 합성 분석 결과에 대해 나타냄----- 80
- 그림 3.1.22. 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 해의 10월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도----- 82
- 그림 3.1.23. 그림 8과 같은 그림이나, 11월의 합성 분석 결과에 대해 나타냄----- 82
- 그림 3.2.1. 1979~2015 기간의 6월 강수에 대한 EOF 첫 번째, 두 번째, 세 번째, 다섯 번째 모드의 공간 패턴과 PC 시계열----- 85
- 그림 3.2.2. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차----- 86
- 그림 3.2.3. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차----- 87
- 그림 3.2.4. 1~2월 Nino3.4 지수와 5~6월 인도양 해수면 온도 지수가 모두 0.7 표준편차 이상인 사례에 대한 6월 해수면 온도와 강수 편차 합성장----- 88

그림 3.2.5.	EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	89
그림 3.2.6.	EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	91
그림 3.2.7.	3~5월 Nino4 지수가 1 표준편차 이상인 사례에 대한 6월 해수면 온도와 강수 편차 합성장-----	92
그림 3.2.8.	EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	93
그림 3.2.9.	EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	94
그림 3.2.10.	EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	95
그림 3.2.11.	EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	96
그림 3.2.12.	1979~2015 기간의 7월 강수에 대한 EOF 첫 번째, 두 번째, 다섯 번째 모드의 공간 패턴과 시계열-----	98
그림 3.2.13.	EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 7월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	99
그림 3.2.14.	EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	100
그림 3.2.15.	EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 7월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	101
그림 3.2.16.	EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	102
그림 3.2.17.	EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 7월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	103
그림 3.2.18.	EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	104
그림 3.2.19.	1979~2015 기간의 8월 강수에 대한 EOF 첫 번째, 두 번째, 세 번째 모드의 공간 패턴과 시계열-----	106
그림 3.2.20.	EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 8월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	107

그림 3.2.21. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	108
그림 3.2.22. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 8월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	109
그림 3.2.23. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	111
그림 3.2.24. EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 8월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	112
그림 3.2.25. EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차-----	113
그림 3.3.1. 장마 시기 우리나라 주변 기단의 배치(기상청, 2011a; Seo et al., 2011)	116
그림 3.3.2. 장마기간 동안의 평균 강수량(채색), 850hPa 바람장(벡터), 상층 제트기류(검정실선)(기상청, 2011a)-----	117
그림 3.3.3. 1973~2016년 (위) 장마 강수량 및 (아래) 평년비의 시계열. 갈색(초록) 점선 : 1992~2002년(2003~2013년) 평균 강수량, 화색 실선 : 평년비의 11년 이동평균 시계열 -----	120
그림 3.3.4. 1973~2016년 장마기간 강수량 장기 변화의 통계적 신뢰도. (위) Lepage-Test 결과(HK value), (아래) Moving T-test 결과(T value). 각 그림의 화식 점선은 90%, 95%와 99% 신뢰수준을 의미함. 빨강 화살표는 장기 변화점을 의미함 ----	121
그림 3.3.5. P1 기간과 P2 기간 장마 강수량의 차이. 우리나라 영역의 흰 부분은 값이 없는 부분임. 검정색 점은 95% 신뢰 수준을 만족하는 지점을 의미함 -----	121
그림 3.3.6. 우리나라 (위) 장마 기간, (가운데) 장마기간 동안의 강수일수, (아래) 장마강수일수비율 (강수일수/장마기간). 갈색(초록) 점선: 1992~2002년(2003~2013년) 평균 ----	122
그림 3.3.7. 1973~2016년 동안 장마기간 강수일수비율 장기 변화의 통계적 신뢰도. (위) Lepage-Test 결과, (아래) Moving T-test 결과. 각 그림의 화식 점선은 95%와 99% 신뢰수준을 의미함 -----	123
그림 3.3.8. 장마기간 동안 (상) 30mm/day 이상, (중) 50mm/day 이상, (하) 80mm/day 이상의 강수일수비율 -----	125
그림 3.3.9. 1992~2002년 여름철 우리나라 주변의 5일 평균 강수(mm/day)와 500hPa 지위고도 (5820m 및 5880m)의 변화 -----	126

- 그림 3.3.10. 2003~2013년 여름철 우리나라 주변의 5일 평균 강수(mm/day)와 500hPa 지위고도 (5820m 및 5880m)의 변화----- 127
- 그림 3.3.11. 1992~2002년(P1, 주황)과 2003~2013년(P2, 초록) 5일 평균 강수(mm/day)의 평균 값 및 그 차이(파랑)의 시계열. 각 색의 굵은 실선은 25일 이동평균 시계열 --- 128
- 그림 3.3.12. 장마기간 우리나라에 (상) 직접 영향을 미친 태풍의 수, (중) 영향기간동안의 누적강수량, (하) 영향기간동안의 강수일수 시계열 ----- 130
- 그림 3.3.13. 장마기간 태풍의 직접 영향에 의한 강수와 강수일수를 제거한 (위) 누적강수량 (아래) 강수일수비율의 시계열 ----- 131
- 그림 3.3.14. (a) P1과 (b) P2 기간 300hPa 동서바람 및 500hPa 연직속도 및 (c) 두 기간의 차이. (d) 두 기간 850hPa 상당온위의 남북 경도의 차이. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 지점을 의미함 ----- 132
- 그림 3.3.15. (a) 500hPa 지위고도, (b) 850hPa 상당온위 그리고 (c) 850hPa 유선함수의 P1 기간과 P2 기간 평균 차이. (d) 500hPa 지위고도, (e) 850hPa 상당온위 그리고 (f) 850hPa 유선함수의 P1 기간 장마 강수량 하위 5개 해와 P2 기간 상위 5개 해의 차이 ----- 133
- 그림 3.3.16. 1992~2002년(P1, 주황)과 2003~2013년(P2, 빨강) 기간의 장마기간 500hPa 지위고도 평균값 ----- 135
- 그림 3.3.17. (a) OLR 과 (b) 강수의 P1 기간과 P2 기간 평균 차이. (c) OLR 과, (d) 강수의 P1 기간 장마 강수량 하위 5개 해와 P2 기간 상위 5개 해의 차이 ----- 137
- 그림 3.3.18. 우랄산맥 부근 500hPa 지위고도 편차 지수에 회귀된 북반구 500hPa 지위고도 편차(지수가 +1 표준편차일 때의 분포). 검정색(회색) 점은 95%(90%) 신뢰수준을 만족하는 지점을 의미함 ----- 138
- 그림 3.3.19. P1과 P2 기간의 우랄산맥 부근 500hPa 지위고도 지수의 (a) 발생빈도 (b) 지수의 시계열 그리고 (c) Moving T-test를 통한 신뢰도 결과 ----- 139
- 그림 3.3.20. 남중국 해 및 중국 남부 지역 OLR 지수에 회귀된 (a) 500hPa 지위고도 편차, (b) 500hPa 연직속도(채색) 및 300hPa 동서바람 편차 분포(선)(지수가 +1 표준편차일 때의 분포) ----- 141
- 그림 3.3.21. P1과 P2 기간의 남중국 해 및 중국 남부 OLR 지수의 (a) 발생빈도 (b) 지수의 시계열 그리고 (c) Moving T-test를 통한 신뢰도 결과 ----- 142
- 그림 3.3.22. 2014~2016년까지 매년 (좌) 500hPa 지위고도 편차 (중) 850hPa 유선함수 편차 (우) 강수량 편차 ----- 144

그림 3.3.23.	2014~2016년까지 매년 500hPa 지위고도의 5820m 및 5880m 선---	145
그림 3.4.1.	우리나라 겨울철 평균 해면기압(좌, 선)과 지상기온(좌, 채색) 및 500hPa 지위고도(우, 선), 300hPa 동서바람(우, 채색)(기상청, 2016)-----	147
그림 3.4.2.	우리나라 겨울철 한랭일 발생 전(4일 전과 2일 전)과 발생일의 500hPa(좌열, 선) 및 850hPa(좌열, 채색) 지위고도와 지상기온 편차(우열, 채색). 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	150
그림 3.4.3.	우리나라 (위) 초겨울 및 (아래) 늦겨울의 한랭일 빈도 시계열-----	151
그림 3.4.4.	1973~2016년 (위) 초겨울 및 (아래) 늦겨울 한랭일 장기 변화의 통계적 신뢰도. (좌) Moving T-test 결과(T value) 및 (우) Lepage-Test 결과(HK value). 각 그림의 회색 점선은 90%, 95%와 99% 신뢰수준을 의미함-----	152
그림 3.4.5.	한랭일 기준에 따른 초겨울 한랭일 빈도의 시계열 (위) 5percentile 및 (아래) 10percentile-----	153
그림 3.4.6.	(좌) P1, (중) P2 및 (후) P3 기간 평균 (위) 500hPa 지위고도 및 (아래) 지상기온 편차장-----	154
그림 3.4.7.	(좌) P1, (중) P2 및 (후) P3 기간에서 발생한 한랭일 4일 전(Lag -4)에서 6일 후(Lag +6)까지의 2일 간격 500hPa(선) 및 850hPa(채색) 지위고도 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	156
그림 3.4.8.	(좌) P1, (중) P2 및 (후) P3 기간에서 발생한 한랭일 4일 전(Lag -4)에서 6일 후(Lag +6)까지의 2일 간격 지상기온(채색) 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	157
그림 3.4.9.	우리나라 초겨울 한랭일의 매년 평균 지속기간(검정 실선) 및 최대 지속기간(화색 실선)의 시계열-----	159
그림 3.4.10.	선행연구에 기반한 초겨울 동아시아 겨울 몬순 지수 시계열 및 P1 기간에서 P2 기간 장기 변화 경향-----	160
그림 3.4.11.	P2 기간에서 P1 기간에서 각각 평균된 해수면 온도 및 OLR의 차이(P2 - P1)---	161
그림 3.4.12.	(위) (좌) P2 기간, (중) P3 기간 평균 해빙농도 편차 및 (우) 두 기간 차이(P3 - P2). (아래) (좌) 12월 카라-바렌츠 해빙이 많이 녹았을 경우의 Z500 순환장(기상청, 2016) (우) P3 기간과 P2 기간 Z500 순환장의 차이-----	163
그림 3.4.13.	P2와 P3 기간의 평균 눈덮임 차이(P3 - P2)-----	164
그림 3.4.14.	(위) P3C 해와 (아래) P3W 해의 (좌) 500hPa 지위고도 편차 및 (우) 지상기온 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	165

그림 3.4.15. P3C 와 P3W 해의 북극진동 지수의 발생 빈도-----	166
그림 3.4.16. (좌상) P3C와 (좌하) P3W 해의 해빙농도 편차 및 (우) 두 기간 차이(P3C - P3W). 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	167
그림 3.4.17. (위) P3C와 (아래) P3W 해의 (좌) 가을철 및 (우) 초겨울 눈덮임 편차---	168
그림 3.4.18. (위) P3C와 (중) P3W 해의 (좌) 해수면온도와 (우) OLR 편차 그리고 (아래) 두 시기의 차이. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	169
그림 3.4.19. (좌) P3C 해와 (우) P3W 해의 500hPa 지위고도 및 지상기온 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	170
그림 3.4.20. (위) P3C와 P3W 해에 발생한 한랭일 전후 북극진동 지수 합성 시계열 및 (아래) 발생 빈도-----	171
그림 3.4.21. (좌) P3C 해와 (우) P3W 해에 발생한 한랭일 전후 OLR 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함-----	173
그림 3.4.22. (좌) 과거 MJO 사례들의 각 위상에서의 OLR 합성도(Climat Predection Center 제공) (우) MJO 위상에 따른 동아시아 지역 지상기온 편차-----	174
그림 3.4.23. P3C와 P3W 해에 발생한 한랭일 전후 MJO 위상의 빈도-----	174
그림 4.1.1. APCC MME 예보 분석표(10, 11, 12월 대상)-----	177
그림 4.1.2. APCC MME hindcast 2-m 온도 (1983-2005) 월별 (2016년 10월 - 2017년 9월) SCM 예측 편차의 0.43 σ . 월별로 선행 한 달에서 세 달까지의 평년 비슷 범위	179
그림 4.1.3. 그림 4.1.2와 같지만 강수에 대한 내용-----	179
그림 4.1.4. 그림 4.1.2와 같지만 850hPa 온도에 대한 내용-----	180
그림 4.1.5. 우리나라 기온 관측값 (1983-2005) 월별 (10월-이듬해 9월) 0.43 σ . 평년 비슷 범위-----	180
그림 4.1.6. 그림 4.1.5와 같지만 한국 강수에 대한 내용-----	180
그림 4.1.7. 표 7의 예제를 이용한 ROC 곡선. 곡선 아래의 면적으로 면적을 ROC 값으로 정의함-----	184
그림 4.1.8. 2017년 1월 [FMA] 예보토의 분석표-----	190
그림 4.1.9. 2017년 2월 [MAM] 예보토의 분석표-----	192
그림 4.1.10. 2017년 3월 [AMJ] 예보토의 분석표-----	193
그림 4.1.11. 2017년 4월 [MJJ] 예보토의 분석표-----	193

그림 4.1.12. 2017년 5월 [JJA] 예보토의 분석표	194
그림 4.1.13. 2017년 6월 [JAS] 예보토의 분석표	195
그림 4.1.14. 2017년 7월 [ASO] 예보토의 분석표	196
그림 4.1.15. 2017년 8월 [SON] 예보토의 분석표	197
그림 4.1.16. 2017년 9월 [OND] 예보토의 분석표	197
그림 4.1.17. 2017년 10월 [NDJ] 예보토의 분석표	198
그림 4.2.1. 1월 한국 강수량에 회귀 분석한 (a) 전지구 GPCP 강수량과(shading) 850hPa 바람장(vector), (b) APCC MME 1-month lead 강수량과 바람장. 빗금친 지역은 90% 수준에서 유의미	202
그림 4.2.2. 그림 4.2.1과 같지만 3월에 대한 내용	202
그림 4.2.3. 그림 4.2.1과 같지만 4월에 대한 내용	203
그림 4.2.4. 그림 4.2.1과 같지만 5월에 대한 내용	204
그림 4.2.5. 그림 4.2.1과 같지만 9월에 대한 내용	204
그림 4.2.6. 그림 4.2.1과 같지만 11월에 대한 내용	205
그림 4.2.7. 그림 4.2.1과 같지만 12월에 대한 내용	205
그림 5.1.1. PV=2 면에서의 잠재 온도를 이용한 Blocking Index 계산 방법 모식도(Pelly and Hoskins, 2003)	210
그림 5.1.2. ART1, ART2 계산 영역(Kug et al., 2015)	211
그림 5.1.3. 각 Case에 대한 2m 기온 아노말리 합성장	213
그림 5.1.4. 1979/1980~2015/2016년 겨울철 기간 동안 각 Case에 대한 발생빈도수	214
그림 5.1.5. 각 Case에 대한 평균 해수면 기압 아노말리(hPa)와 850hPa 바람 아노말리(m/s) 합성장	216
그림 5.1.6. 각 Case에 대한 500hPa 지위고도(m) 아노말리 합성장	217
그림 5.1.7. 각 Case에 대한 블로킹 상대적 발생빈도(%) a) Case 1, b) Case 2, c) Case 3, d) Case 4	220
그림 5.1.8. 각 Case에 대한 기온 아노말리(°C) 합성장. a) Case 1, b) Case 2, c) Case 3, Case 4(95% 신뢰 구간)	221
그림 5.1.9. El Nino 해의 a) 해수면 온도, 2) 평균 해수면 기압, 3) 500hPa 지위고도에 대한 합성장	223

그림 5.1.10. Case 1에서의 ENSO type에 따른 2m 기온 아노말리(°C) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	225
그림 5.1.11. Case 1에서의 ENSO type에 따른 평균 해수면 기압 아노말리(hPa) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	226
그림 5.1.12. Case 1에서의 ENSO type에 따른 500hPa 지위고도 아노말리(m) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	227
그림 5.1.13. Case 3에서의 ENSO type 에 따른 2m 기온 아노말리(°C) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	229
그림 5.1.14. Case 3에서의 ENSO type에 따른 평균 해수면 기압 아노말리(hPa) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	230
그림 5.1.15. Case 3에서의 ENSO type에 따른 500hPa 지위고도 아노말리(m) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	231
그림 5.1.16. Case 1에서의 ENSO type 에 따른 대기 순환 모식도. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña -----	232
그림 5.1.17. 한반도 1개월 전망을 위한 모식도 -----	235
그림 5.1.18. 기상청 1개월 전망 지원을 위한 계절내 MME 예측결과 발표자료 예시 ----	236

1. 서론

1.1 과제의 배경

우리나라의 현업 장기예보는 기상청 기후예측과에서 주별 기반의 1개월 예보와 월별 기반의 3개월 예보를 제공한다. 이는 사회 경제적으로 매우 활용도가 높은 정보이며 그 중요도는 점차 높아지고 있다. 현업 장기예보는 기상청 현업 계절예측 시스템(GloSea5)과 국외 기관의 기후예측 모델의 예측자료를 바탕으로 생산된다. 기후예측 모델 성능의 발전으로 현재 주요 기관의 기후 예측은 기후 예측 모델을 중심으로 수행되고 있고 미래에도 기후 예측 모델을 발전시키는 것이 궁극적으로 계절 예측이 나아가야 할 방향이다. 특히, 주별 기반의 1개월 예보의 경우 관측 자료에서 예측 인자를 선정하고 이를 적용하기에는 한계가 있기 때문에 상당 부분을 기후 예측 모델과 중기 예보 모델의 결과를 바탕으로 예보를 생산하고 있다(Vitart et al., 2014). 하지만 월별 기반의 3개월 예보의 경우 기후 모델의 예측 자료뿐만 아니라 우리나라 기온과 강수에 영향을 미치는 다양한 장주기 기후 요소(엘니뇨/라니냐, 열대 대류활동, 북극 해빙 변동성 등)에 대한 분석 결과를 함께 고려하여 생산한다. 이는, 현재 우리나라를 포함한 중위도 지역에 대한 기후 예측 모델의 예측 성능에 나타나는 한계를 보충, 보완할 수 있는 자료로 활용되어 예측성 향상에 기여한다. 따라서 신뢰도 높은 장기예보 생산을 위해서는 정확한 기후 모델 데이터의 생산과 함께 모델 예측장 해석 및 특성 분석 그리고 기후 분석 등에 관한 전문적인 지식을 갖추고 있는 기후예측 전문가, 예보관의 역할이 필수적이다.

APEC Climate Center(APCC)는 그 간 기상청 기후예측과에서 하는 현업 예보의 일부를 지원해왔다. 예를 들면, 매월 중순 기후예측과의 3개월 전망 내부 토의에 참석하여 APCC 다중모델앙상블(Multi-Model Ensemble, MME) 예측 결과를 공유하고 토의를 통해 현업 예보 생산에 참여하여 왔다. 뿐만 아니라, 매월 말 전 지구적으로 나타난 기후 현상의 특징과 우리나라 기후에의 영향을 분석하는 월 기상/기후 분석 토의에 참석하여 두 기관의 분석 역량을 강화시켜왔다. 또한 장기간 WMO 장기예보 선도센터의 안정적인 운영을 통한 매 월 계절 예보 생산, 계절내 예보자료의 시험적 생산을 해왔고 GloSea5의 1개월 예측 성능 분석 등 우리나라 현업 발전에 기여해왔다.

본 과제에서는 기존의 APCC 현업 기여를 더욱 체계화하여 APCC-기상청 협력 체

계를 구축하고 업무의 효율성을 높이며 장기예보 정확도 향상에 실질적으로 기여하고자 한다. 즉, APCC 참여 연구원들의 기후 예측에 관한 과학적 지식, 기후 분석 및 MME 자료 활용 등에 관한 전문성과 기상청의 현업 장기예보 노하우를 결합하는 형식으로 두 기관의 협력 시스템을 구축하여 신뢰도 높은 장기예보 자료를 생산하고자 한다.

1.2 과제의 목표와 세부 과제

본 과제의 목표는 APCC-KMA 협력 시스템 구축을 통한 현업 장기예보 정확도의 향상에 있다. 협력 시스템 구축은 크게 4가지 부분에서 이루어지는데, WMO 장기예보 선도센터의 운영, 기후 분석 기반의 3개월 전망 지원, 모델 분석 기반의 3개월 전망 지원, 1개월 전망 지원을 위한 기압계 특이 패턴 예측 기술 개발로 구성된다.

먼저, WMO 장기예보 선도센터는 2009년부터 표준화된 GPC 자료와 MME 기법을 이용한 계절 예측 서비스를 제공해오고 있으며 2011년부터 지속적으로 APCC가 위탁운영 해오고 있다. 또한 WMO 장기예보 선도센터가 계절내 MME 예측을 추가로 제공하게 되었으며, 이를 위한 새로운 시스템을 구축하고 운영하는 업무를 담당하게 되었다. 2017년부터는 WMO 장기예보 선도센터 운영이 위탁운영에서 APCC의 고유업무로 전환됨에 따라 효율적인 계절 예측 서비스 운영 및 계절내 예측 서비스 개선과 관리를 위하여 기상청 기후예측과와 체계적인 협력 관계를 유지하여야 한다. 이는 2장에서 서술한다.

둘째로, 3개월 예보의 정확도 향상을 위한 기후 분석에서는 다양한 기후 요소와 우리나라 기후의 상관관계에 대한 상세 분석을 수행할 것이다. 과거 선행 연구들에서는 실제 예측에 적용할 수 있는 수준의 우리나라 기후 특성에 대한 분석 결과를 찾기 어려우며, 최근 급속히 변화하는 기후 환경에 과거 연구 결과들을 적용하기 어렵기 때문에 현업 장기예보의 예측성 향상을 목표로 한 우리나라 지역 기후 분석이 필요하다. 즉, 기존의 Research to Operation을 위한 기반 연구가 필요하다. 그래서 APCC 과학자들이 이를 수행함으로써 장기예보 현업의 질을 향상시키고자 한다. 이는 3장에서 서술한다.

세 번째로, 3개월 기후 전망의 정확도 향상을 위해서는 기후 모델에 대한 상세 분석이

필수적이다. 기상청에서는 현업 모델인 GloSea5에 대하여 다방면의 특성 분석을 수행하여 모델 예측 결과에 대한 해석을 용이하게 하고 있다. APCC에서는 기후예측과에서 사용중인 GloSea5 모델자료 분석 툴을 공유하고 구체화하여 이를 APCC MME에 적용하여 한반도에 대한 MME 예측 결과에 대한 정확한 해석이 가능하도록 하였다. 이는 4장에서 서술한다.

마지막으로, 1개월 전망의 경우 앞서 기술한 바와 같이 대체로 기후예측 모델의 결과를 바탕으로 생산되는데, 이 때 기후 예측 모델의 경우 주별 기압계의 특이 패턴을 제대로 모의하지 못하기 때문에 이런 경우 예측 성능이 매우 떨어지게 된다. 따라서 모델에서 기압계 특이 패턴을 예측 할 수 있는 신호를 찾아 이를 적용함으로써 1개월 전망의 정확도 향상에 기여하고자 하였다. 또한 WMO 장기예보 선도센터 운영의 일환으로 개발된 계절내 기후예측 시스템을 우리나라 현업 생산에 기여하고자 매주 이를 기상청 기후예측과에 제공한다. 이는 5장에서 서술한다.

이와 같이 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC와 기상청의 협력체계 구축을 목표로 하는 본 과제는 APCC의 기본 업무 중 하나인 신뢰도 높은 기후 예측 자료의 생산과 직결되며 주요 유관 기관인 기상청과의 협력 사업으로서 그 중요도와 필요성이 높다.

세부 과제를 정리하자면 다음과 같다.

- WMO 장기예보 선도센터 운영
- 3개월 전망지원을 위한 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석
- 3개월 전망지원을 위한 역학모델 분석
- 1개월 전망지원을 위한 기압계 특이패턴 예측기술 개발

1.3 성과

본 과제에서 수행한 현업/연구의 결과물은 보고서나 논문으로 작성된다(일부는 논문 작성중). 다음은 결과물이다.

- WMO 장기예보 선도센터 홈페이지의 원활한 운영, 운영 보고서 작성(기상청 제출)

4 | 현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축

- WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 RCOF에 제공 및 2회의 RCOF에서 발표 (SASCOF-11, ASEANCOF-9)
- WMO 장기예보 선도센터 자료를 활용한 Global Seasonal Climate Update (GSCU) 초안 4회 제공(기상청 제출)
- WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측, 검증 결과 논문 작성 중(2018년 제출 예정)
- 관측 기반 분석 기후예측과 보고서 작성에 협업 : 우리나라 장마 기간 강수량 장기 변화 및 겨울철 한랭일 장기 변화 분석 결과를 토대로 '여름철 및 겨울철 기후의 장기 변동 특성 분석집 - 장마와 한파를 중심으로(가제)' 발간 및 현업 활용
- 논문 발표 : 우성호, 임소영, 권민호, 김동준, 2000년대 초반 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화 특성, 대기, 27(3), 345-358
- 2017 한국 기상학회 봄학술대회 구두 발표(발표 내용 : 2000년대 초반 우리나라 장마 강수량 장기 변화 특성)
- 2017 한국 기상학회 가을학술대회 포스터 발표(발표 내용 : 극 온난화와 연관된 겨울철 기온 특성 [포스터 부문 우수논문상 수상])

이 뿐 아니라 본 과제는 기상청과의 협력을 위해 우리나라 현업 예보에 필요한 여러 가지 회의를 지원한다. 주기적으로 참여하는 회의는 다음과 같다.

- 매주 주별/1개월 예보회의
- 매월 월별/3개월 예보회의, 분기별 기후전문가 회의
- 매월 월기상/기후분석회의

특히 매월 월기상/기후분석회의는 월별 혹은 계절별 우리나라 기후의 사후분석을 통해 우리나라 기후의 변동성을 유도하는 예측인자를 찾아내는 기반 연구로도 쓰이고, 언론 대응을 위한 정보를 정리하기도 한다. 실제로 기상청 기후분석팀에서 언론 대응을 위한 사후분석은 매우 중요한 현업 업무 중 하나이다.

한편, 본 과제에서는 위의 회의 지원을 위해 한국 온도/강수에 대해

- 3개월 예보토의를 위한 APCC MME 분석표

- 1개월 예보토의를 위한 WMO 선도센터 계절내 예측 및 검증

을 개발/연구하여 실제로 예보토의에 제공하고 있다.

따라서 이러한 회의에 참여하였던 최근 두 달의 보고서를 부록으로 첨부하여 본 과제의 결과물이 실제로 쓰인 예를 보이하고자 한다.

- 부록1 : 매월 월기상/기후분석 회의록(8월-9월)

- 부록2 : 매월 3개월 예보토의 회의록(8월-9월)

2. WMO 장기예보 선도센터 운영

기후예측을 위한 역학모형은 최근까지도 꾸준히 발전되어 왔고, 다양한 기관에서 역학모형을 이용하여 기후예측을 하고 있다. 그러나 역학모형 자체에 포함된 계통적 오차 또는 초기조건 불확실성 등은 여전히 역학모형 예측성 향상의 걸림돌로 남아있다. 이러한 문제를 해결하기 위한 방법 중 하나로 다양한 역학모형에 통계적 후처리를 적용하는 다중모델앙상블(Multi-Model Ensemble, 이하 MME) 기법이 널리 사용되고 있다.

현재 APCC를 비롯한 다양한 현업 기관에서 MME 기법을 활용한 계절예측 서비스를 제공하고 있다(Palmer et al., 2004; Min et al., 2009; Wang et al., 2009; Kirtman et al., 2014). 세계기상기구(World Meteorological Organization, 이하 WMO)에서도 이에 대한 중요성을 인식하고 WMO 전지구 장기예측자료 생산센터(WMO Global Producing Centre for Long-range Forecast, 이하 GPC)간의 협력을 통해 계절예측 성능을 향상시키고자 제 14차 WMO 기본체계위원회(Commission for Basic Systems, CBS)에서 WMO 장기예보 선도센터(WMO Lead Centre for Long-Range Forecast Multi-Model Ensemble, LC-LRFMME)를 승인하였다. 이에 따라 GPC 중 하나인 한국 기상청(GPC Seoul)과 미국 기상청(GPC Washington)이 WMO 장기예보 선도센터를 공동 운영하게 되었다. WMO 장기예보 선도센터는 각 GPC에서 생산하는 장기예보 자료를 수집하고, MME 기법을 개발하여 서비스하고, 각 GPC의 예측자료와 MME 예측자료를 일관된 형태로 제공하는 ‘one-stop shop’이 되는 것을 궁극적인 목표로 하여 운영되고 있다(Graham et al., 2011).

그러나 상당한 기상·기후 업무 및 관련 행정 업무를 수행하고 있는 기상청의 특성상 WMO 장기예보 선도센터를 지속하여 안정적으로 운영하고, 특히 WMO 회원국 또는 WMO 장기예보 전문가팀(WMO Expert Team for Extended and Long-range Forecasting, ET-ELRF)의 요구에 대응하는 등의 업무를 함께 수행하기에는 다소 간의 어려움이 따를 수 있다. 따라서 기술력을 확보한 전문기관에서 기상청을 대신하여 위탁 운영할 경우 기술적인 부분에서 전문성을 강화하는 동시에 기상청은 기획 및 국제 협력 업무에 집중하며 WMO 장기예보 선도센터의 중·장기 발전방향을 설립하는 등의 시너지 효과를 창출할 수 있다.

APCC는 지난 10여 년 간 다양한 MME 기법을 활용하여 아시아·태평양 지역에 MME 계절예측 정보를 생산하여 제공해온 전문기관으로, APCC가 WMO 장기예보 선도센터의 전반적인 현업 운영을 하고 기상청과의 업무 분담 및 협조가 이루어져 WMO 회원국의 요구에 부합하는 고품질 서비스를 안정적으로 제공할 수 있고, 더 나아가 WMO 장기예보 선도센터의 위상을 제고하는 것에 일조할 수 있다. 따라서 APCC는 2011년부터 “WMO 장기예보 선도센터 운영” 사업을 지속적으로 수탁 운영해오고 있고, WMO 장기예보 선도센터와 관련된 시스템을 안정적으로 유지하기 위해 지속적으로 관리하고 있다(부록 6).

2.1 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 시스템 운영

2.1.1 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 시스템 운영의 개요

앞서 설명한 바와 같이, ‘one-stop shop’으로서의 WMO 장기예보 선도센터 역할을 수행하기 위해 각 GPC들로부터 기후예측자료를 수집하고 MME 예측자료를 생산하여 WMO 선도센터의 회원국에 홈페이지를 통해 디지털 자료와 그림 형식으로 제공하고 있다(그림 2.1.1). 그러나 각 GPC에서 생산하는 계절예측자료는 파일 형식(Binary, GRIB1, GRIB2, NetCDF), 앙상블 수, 변수 등에서 차이가 있다. 따라서 WMO 장기예보 선도센터의 자료 교환 정책(data exchange policy)에 따라 GPC별로 6개 변수(2m 기온, 강수, 해수면온도, 해면기압, 850hPa 온도, 500hPa 지위고도, 단, 해수면온도의 경우는 제공되는 GPC에 한함)만을 포함하는 GRIB1 형식의 월별 3개월 앙상블 평균 자료로 표준화 하고 있다.

WMO 장기예보 선도센터의 초창기에는 11개의 GPC로부터 계절예측자료를 수집하였다. 2010년 6월에 브라질의 CPTEC(Centre for Weather Forecasts and Climate Studies, GPC CPTEC)이 참여하면서 12개 GPC의 예측자료로 다년간 운영되어 오다가 최근 독일 기상청(Deutsche Wetterdienst, GPC Offenbach)이 GPC가 되면서 현재는 총 13개의 GPC로부터 계절예측자료를 제공받고 있다(표 2.1.1). GPC Offenbach 추가와 관련된 내용은 2.1.2절에서 자세히 다루고자 한다.



그림 2.1.1. WMO 장기예보 선도센터의 주요 기능

표 2.1.1. WMO 장기예보 선도센터에서 수집하는 13개 GPC의 특징

〈2017년 10월 기준〉												
GPC	Beijing	CPTC	ECMWF	Exeter	Melbourne	Montreal	Moscow	Offenbach	Pretoria	Seoul	Tokyo	Washington
Institute	BCC	CPTC	ECMWF	UK Met Office	BoM	MSC	HMC	DWD	SAWS	KMA	JMA	NCEP/CPC
Country	China	Brazil	United Kingdom	United Kingdom	Australia	Canada	Russia	Germany	South Africa	Korea	Japan	United States
System	Coupled	2-tier	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled	Coupled
Digital Data Download ¹⁾	0	0	x	x	0	0	0	0	0	0	x	0
Forecast												
Data Format	NetCDF	GRIB1	GRIB1	GRIB2	GRIB1	GRIB2	GRIB1	GRIB2	GRIB1	GRIB2	GRIB2	GRIB1
Forecast Period	6month	6month	6month	5month	6month	9month	3month	5month	3month	6month	3month	9month
Ensemble Size	24	15	41	42	33	20	10	30	40	42	51	40
Hindcast												
Hindcast Period	1991-2010	1979-2010	1981-2010	1983-2015	1981-2011	1981-2010	1986-2010	1981-2010	1982-2009	1991-2010	1981-2010	1982-2010
Ensemble Size	24	10	15	28	99	20	10	15	10	12	10	20

1) GPC별 자료 정책 상, GPC에서 예측자료를 직접 제공하는 것이 아닌 다른 기관 등에서 2차 제공이 가능한지에 대한 여부. x로 표시된 GPC는 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지로부터 예측자료를 다운로드 받을 수 없음.

13개 GPC의 forecast와 hindcast 자료에 대한 표준화를 완료한 후, 4개의 결정론적 MME 기법(Simple Composite Method, SCM; Simple Linear Regression; Singular Value Decomposition, SVD; Genetic Algorithm, GA)과 확률론적 MME 기법(Min et al., 2009)으로 매월 3개월 계절예측자료를 생산하게 된다. 이 때, GPC 간의 공통 hindcast 기간인 1993-2009년을 기준으로 한다. 각 기법에 대한 자세한 설명은 아래와 같다. 참고로, GPC Toulouse의 경우 hindcast 자료를 제공해주지 않고 forecast anomaly와 forecast 자료만을 제공해주고 있어서 SCM 기법에만 forecast anomaly를 사용하고, 나머지 3개의 결정론적 MME와 확률론적 MME에는 포함하지 않는다.

○ Simple Composite Method (SCM)

SCM은 모든 예측 모델에 동일한 기중치를 주어 단순 평균하는 방법으로, 쉽고 간단하게 사용할 수 있다. 선도센터에서는 GPC별로 forecast에서 공통 기간인 1993-2009년에 대한 기후값을 제거한 forecast anomaly(F'_i)를 계산하여 더한 후 GPC 개수(N)로 나누어준다(식 2.1.1). 이 기법은 현재 계절예측을 위한 여러 현업 기관에서 널리 사용되고 있다(예를 들어, APCC; Development of a European Multi-model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction project(DEMETER); North American Multi-Model Ensemble(NMME); WMO LC-LRFMME, 등)(Kim et al., 2016; Kirtman et al., 2014; Min et al., 2014; Palmer et al., 2004).

$$MME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F'_i \quad (\text{식 2.1.1})$$

○ Simple Linear Regression (SLR)

단순선형회귀기법을 이용한 MME는 공통 hindcast 기간에 대해 구해진 GPC별 선형 회귀계수(a_i)를 각 forecast anomaly에 곱한 후 단순 평균해주는 방법이다(식 2.1.2).

$$MME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i F'_i \quad (\text{식 2.1.2})$$

○ Singular Value Decomposition (SVD)

이 기법은 각 GPC에 해당하는 가중치를 구하기 위해서 아래 식 2.1.3과 같은 SVD 방식을 사용하여 GPC 간의 교차 공분산 행렬을 풀어내고자 하였다(Krishnamurti et al., 2000; Yun et al., 2003).

$$C_{i,j} = (UVW^T)_{i,j} = \sum_{k=1}^N w_k U_{ik} V_{jk} \quad (\text{식 2.1.3})$$

이렇게 구해진 GPC별 선형회귀계수(b_i)를 forecast anomaly에 곱한 값을 아래(식 2.1.4)와 같이 더해줌으로서 예측 결과를 얻을 수 있다.

$$MME = \sum_{i=1}^N b_i F'_i \quad (\text{식 2.1.4})$$

○ Genetic Algorithm (GA)

기후 시스템은 구성 요소들 간의 내적, 외적 상호작용에 의해 비선형성, 비예측성을 띄고 있기 때문에 기존의 선형적인 통계방법으로는 예측성을 향상시키는 데에 한계가 있다. 따라서 비선형성을 고려한 MME 방법 중 최근 널리 사용되고 있는 유전 알고리즘이 WMO 장기예보 선도센터를 위한 MME 기법 중 하나로 사용되고 있다. WMO 장기예보 선도센터에서 제공하는 MME 기법 중 비선형 기법으로는 유전 알고리즘이 유일하다.

유전 알고리즘은 부모의 유전자로부터 자손의 유전자를 형성하는 유성생식과 자연환경 속의 진화원리를 흉내 내는 알고리즘으로서(Holland, 1975), 초기화, 적합도 평가와 재생산(선택, 교배, 돌연변이), 또 다시 적합도 평가의 4단계로 구분되는 유전 탐색 프로세스를 통해 가장 높은 적합도를 가진(즉, 관측과의 오차가 상대적으로 적은) 가중치들만이 다음 세대 생성을 위해 선택되어 복제되는 과정을 반복하여 최적의 가중치를 찾아내는 방법이다(진강규, 2000). 계절예측에 유전 알고리즘과 SCM을 이용한 MME 기법을 비교했을 때, 유전 알고리즘을 이용한 MME가 SCM 기법의 예측성보다 더 좋다고 알려져 있기도 하다(Ahn and Lee, 2016).

○ Probabilistic Multi-Model Ensemble (PMME)

2012년 ET-ELRF 회의를 통해 APCC에서 개발된 확률론적 MME 기법이 WMO 장기예보 선도센터에 도입되었다(Final Report of 2012 CBS/ET-ELRF meeting, <http://www.wmo.int/pages/prog/www/CBS-Reports/documents/Final-Report-ET-ELRF-March2012.pdf>). 이는 계절예측자료가 표준정규분포를 따른다고 가정한 후 앙상블 멤버들의 hindcast의 평균적인 확률분포(정규분포)에서 평균(μ)과 분산(σ)을 이용하여 33.3%($x_a = \mu + 0.43\sigma$), 66.7%($x_b = \mu - 0.43\sigma$)에 해당하는 두 개의 기준값을 결정하고 예측값의 확률분포를 이용하여 기후 평균적인 확률분포로부터 결정된 기준값에 따른 각 카테고리의 확률을 계산하는 방법이다(그림 2.1.2). 이렇게 계산된 각 GPC의 카테고리별 확률값은 각 GPC의 앙상블 멤버의 제공근에 따른 가중치를 곱해주어 다중모델 앙상블 확률값을 얻게 된다(Min et al., 2009).

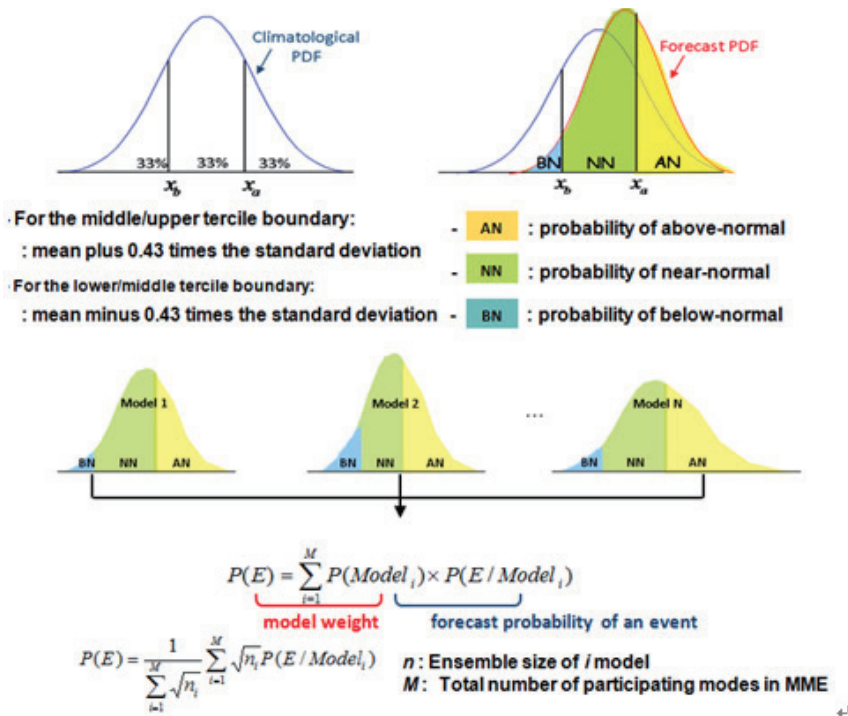


그림 2.1.2. 가우시안 확률밀도함수를 이용한 확률론적 다중모델 앙상블 기법

WMO 장기예보 선도센터 운영을 통해 생산된 각 GPC와 MME의 예측 성능을 파악하기 위해 앞서 언급했던 6개 변수의 hindcast 및 forecast에 대한 검증을 매 달 수행하고

있다. 이는 크게 결정론적 예측에 대한 검증과 확률론적 예측에 대한 검증으로 나뉜다(결정론적 MME의 경우 SCM에 대한 검증만 수행함). 이 중 hindcast에 대한 검증은 공통 기준기간인 1993-2009년에 대해 계산된다. 검증에 사용되는 재분석 관측 자료는 forecast와 hindcast에 따라 다르고, 표 2.1.2와 2.1.3에 자세히 나타내었다.

WMO 장기예보 선도센터 자료의 검증은 WMO 장기예보 표준 검증 체계(WMO Long-Range Forecast Standardised Verification System, WMO LRF-SVS)에 의거하여 수행되고 있다. 결정론적 예측 검증에는 아노말리 상관계수분석(Anomaly Correlation Coefficient, ACC), 평균제곱근오차(Root Mean Square Error, RMSE), MSSS와 Gerrity Skill Score(GSS)가 사용되고 확률 예측의 검증에는 Reliability Diagram, Roc Curve 및 Score, ROC map, Brier Score(BS), Brier Skill Score(BSS)가 이용되고, 자세한 내용은 부록 3에 나타내었다.

현재 APCC에서는 APCC 자체의 MME 예측과 WMO 장기예보 선도센터의 MME 예측이 각각 분리되어 현업 운영 되고 있다. 본 연구에서는 APCC와 WMO 선도센터의 예측수준을 인지하기 위해, APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 PMME의 실시간 예측 성능을 간단히 비교해보았다. 이 검증은 두 기관의 예측력의 순위를 정하기 위한 것이 아니고, 현재 MME의 예측수준과 보완점을 알아보기 위한 것이다. 검증에 사용된 변수는 850hPa 온도와 강수이고, 검증에 사용된 실시간 예측기간은 2012년 JFM부터 2017년 ASO까지이다. APCC와 WMO 장기예보 선도센터의 계절예측 MME에 사용되는 모델 중 일부는 같은 기관에서 제공하는 자료이다(예를 들어 Beijing, Melbourne, Montreal, Moscow, Seoul, Tokyo, Washington). 그림 2.1.4와 2.1.5는 APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산한 850hPa 온도와 강수에 대한 실시간 PMME 예측의 카테고리별 ROC score의 시계열이다. 850hPa 온도에 대해서는 APCC와 WMO 장기예보 선도센터의 예측성이 비슷한 수준이다. 그러나 2017년부터 WMO 장기예보 선도센터에서 예측한 850hPa 온도의 NN 카테고리의 예측성이 APCC에 비해 확연히 떨어지는 경향을 보이고 있다. 향후 이에 대한 상세한 분석이 필요할 것으로 보인다. APCC의 강수 예측성은 NN 카테고리에서는 유사하지만, AN 과 BN 카테고리에서는 WMO 장기예보 선도센터에 비해 다소 우위에 있다(예를 들어 2016년 겨울철). 그림 2.1.6은 같은 기간 동안의 ROC score를 카테고리별로 평균한 값을 나타낸

다. 전체적으로 NN 카테고리의 예측성능은 AN과 BN 카테고리의 성능에 비해 떨어지는데 이는 APCC와 WMO 장기예보 선도센터의 PMME에 공통적으로 나타나는 특징이다(Van den Dool and Toth, 1991). 850hPa 온도의 경우, AN 카테고리는 WMO 장기예보 선도센터의 예측성능이 다소 우위에 있고, NN이나 BN 카테고리의 예측력은 서로 비슷한 수준이다. 강수는 850hPa 기온에 비해 두 기관의 예측성능이 차이가 나고, 특히 AN과 BN 카테고리에 대해서는 APCC가 WMO 장기예보 선도센터에 비해 다소 높은 예측성능을 보인다. 이러한 원인을 파악하기 위해서, 향후 APCC와 WMO 장기예보 선도센터의 MME 예측성 검증 및 상호 비교를 상세하게 할 필요가 있다. 이러한 비교 분석을 통해, 서로의 단점을 보완한다면 예측성 향상에 기여할 것으로 기대된다.

표 2.1.2. 실시간 예측의 검증에 사용되는 재분석 자료

	NCEP-DOE Reanalysis-2	CAMS OPI	OISST v2
Source	NCEP/CPC	NCEP/CPC	NCEP/CPC
Variable	50hPa GPH (gpm), Sea level pressure (hPa), 2m temperature (K), 850hPa temperature (K)	Precipitation (mm/day)	Sea surface temperature (K)

표 2.1.3. Hindcast 검증에 사용되는 재분석 자료

	ERA-interim	GPCP	OISST v2
Source	ECMWF	NASA	NCEP/CPC
Variable	50hPa GPH (gpm), Sea level pressure (hPa), 2m temperature (K), 850hPa temperature (K)	Precipitation (mm/day)	Sea surface temperature (K)

GRIB1으로 표준화된 GPC 자료들과 MME 예측자료는 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지(<https://www.wmolc.org/>)를 통해 제공된다. 관리자가 표준화된 GRIB1 자료를 홈페이지에 업로드 하면 GRIB1 자료가 자동으로 GRIB2 자료로 변환되고, 사용자는 GRIB1 또는 GRIB2 중에 선택하여 다운로드 할 수 있다. 참고로, 각 GPC의 자료정책에 따라 재배포가 금지된 경우도 있으므로 모든 GPC의 예측자료를 다운로드 받을 수 있는 것은 아니다. WMO 장기예보 선도센터 홈페이지에서 다운로드 받을 수 있는 GPC 자료는 표 2.1.1을 참고하면 된다. 또한 이 예측자료들은 그래픽으로도 제공되는데, 사용자가 예측월, 변수, GPC, 지역 등을 선택할 수 있다. 특히, SCM의 경우에는 사용자가 예측기

간(1~6개월)을 선택할 수 있어, 사용자 맞춤형 서비스를 제공하고 있다. 그러나 이러한 예측자료들은 WMO 회원국에만 제한적으로 제공되고 있다(표 2.1.4). 앞서 계산된 결정론적 검증과 확률론적 검증 결과 역시 홈페이지를 통해 제공되고 있다. 당초 forecast 검증결과는 WMO 장기예보 선도센터에서 제공하고, hindcast 검증결과는 호주기상청에서 운영하는 WMO 장기예보 검증센터(<http://www.bom.gov.au/wmo/lrfvs/>)에서 제공한 바 있다. 그러나 2016년부터 WMO 장기예보 선도센터에서 forecast 뿐만 아니라 hindcast에 대한 검증결과를 함께 제공하도록 결정되어 현재는 forecast와 hindcast 검증자료가 WMO 장기예보 선도센터의 A등급과 B등급 회원에게 공개되고 있다. 한 달 동안 주기적으로 수행되는 WMO 장기예보 선도센터의 계절예측 현업에 대한 일련의 과정은 그림 2.1.3에 간략하게 도식하여 나타내었다.

표 2.1.4. WMO 장기예보 선도센터 홈페이지 사용자 등급 체계

Level	Member	Accessibility	Note
A	GPC	Upload and download digital data (limited) Download image plots	
B	National Meteorological and Hydrological Services (NMHS), Regional Climate Center (RCC), bodies coordinating Regional Climate Outlook Forum (RCOF)	Download digital data (limited) Download image plots	
C	Others	Image plots (only for MME)	need to permission from ET-ELRF

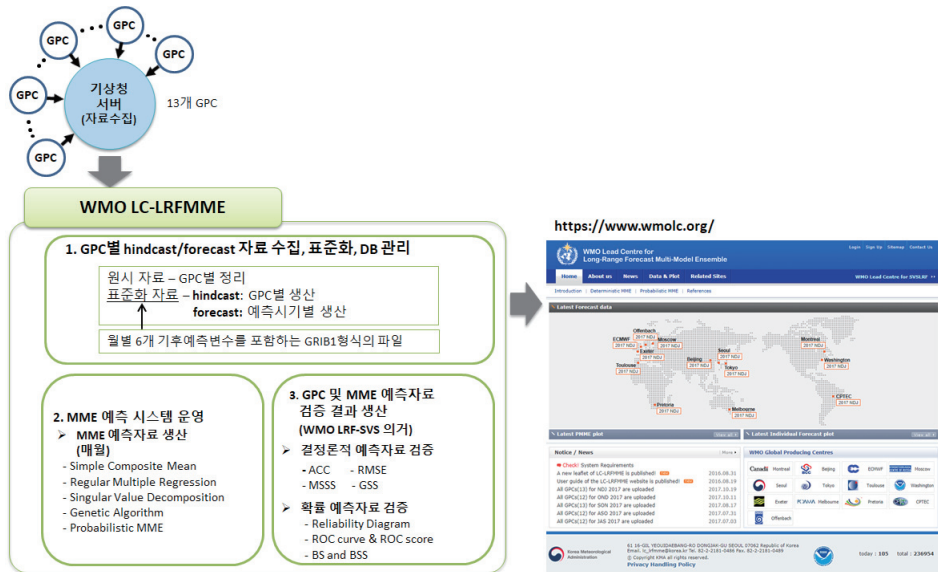


그림 2.1.3. WMO 장기예보 선도센터 계절예측의 월간 업무 흐름도

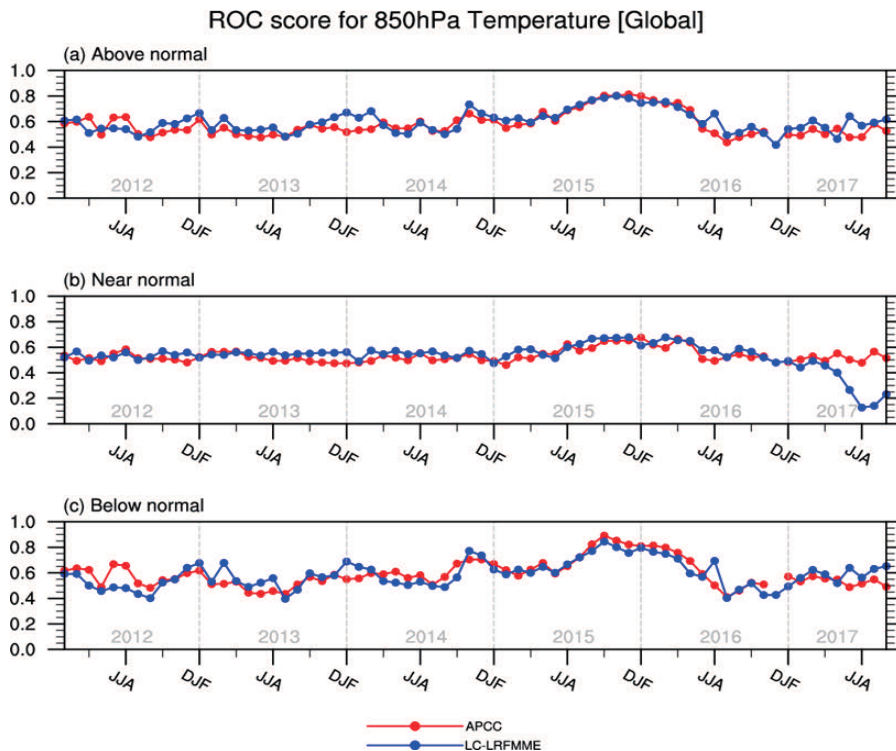


그림 2.1.4. APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 실시간 PMME 850hPa 온도 예측에 대한 (a) above, (b) near, (c) below normal 카테고리별 ROC score의 시계열로, 실시간 예측의 기간은 JFM 2012-ASO 2017임

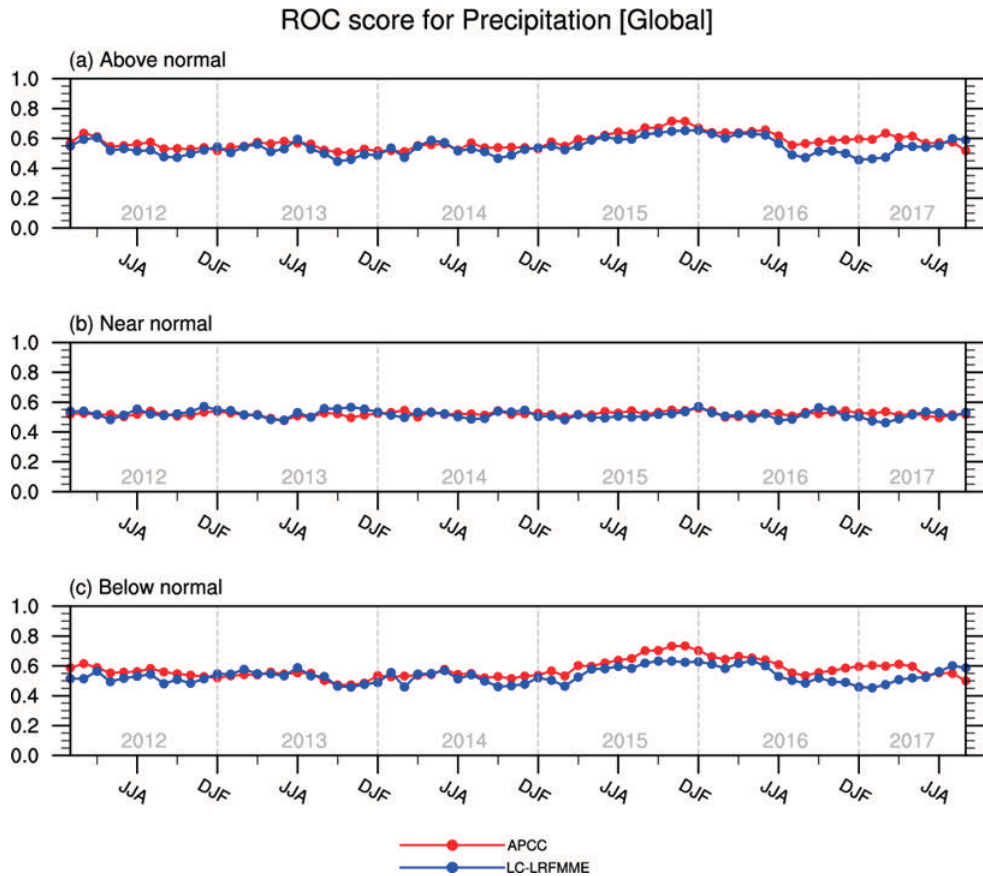


그림 2.1.5. APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 실시간 PMME 강수 예측에 대한 (a) above, (b) near, (c) below normal 카테고리별 ROC score의 시계열로, 실시간 예측의 기간은 JFM 2012-ASO 2017임

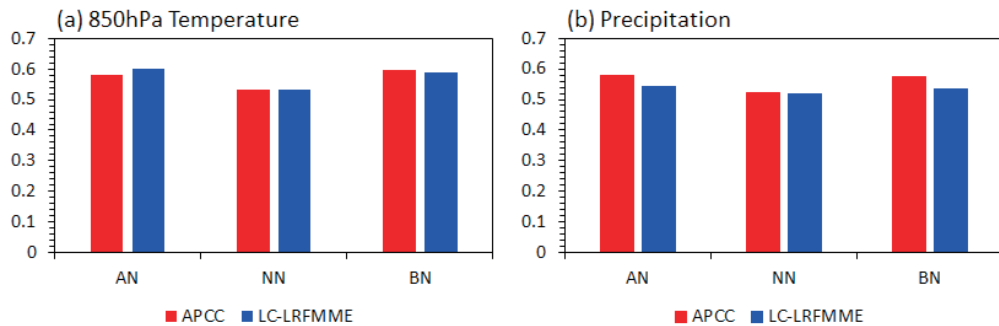


그림 2.1.6. APCC와 WMO 장기예보 선도센터에서 각각 생산된 실시간 PMME (a) 850hPa 온도와 (b) 강수 예측에 카테고리별 ROC score의 시간 평균값으로, 실시간 예측의 기간은 JFM 2012-ASO 2017임

2.1.2 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 시스템 개선

앞서 언급한대로, WMO 장기예보 선도센터는 초반에 11개 GPC의 참여로 운영되기 시작하여 2010년 6월에 GPC CPTEC이 추가 도입되어 총 12개 GPC로부터 예측자료를 제공받아왔다. 2017년 8월에는 독일 기상청(GPC Offenbach)이 추가되어 현재 13개 GPC로부터 자료를 수집하여 MME 예측자료를 생산하고 있다. 본 절에서는 GPC Offenbach의 추가 도입과 관련해 수행되었던 내용을 설명하고자 한다.

2.1.2.1 자료제공요청서(Data Requirement) 마련

2011년에 APCC가 WMO 장기예보 선도센터의 계절예측 시스템을 위탁 운영하기 시작한 이래로 GPC가 추가 도입된 것은 GPC Offenbach가 처음이다. WMO 장기예보 선도센터의 홈페이지에서 자료교환정책이 제공되고 있기는 하나, 새롭게 자료를 제공하려는 GPC 입장에서 봤을 때는 너무 간략하게 기술되어 있는 것이 사실이다.

APCC 계절예측 현업시스템에는 다년간 다양한 현업 기관의 예측자료가 추가되어 왔다. 이 때 APCC 현업시스템에 맞는 예측자료를 대상 현업기관에 요구하기 위한 변수, 공간해상도, 자료 형식, 서버 정보 등의 내용이 상세하고 간결하게 기술되어 있는 자료제공요청서를 보내준다. 따라서 APCC의 자료제공요청서를 참고하여 WMO 장기예보 선도센터의 자료제공요청서를 마련하여(부록 4) 2017년 5월에 GPC Offenbach로 보내 주었다.

2.1.2.2 GPC Offenbach 자료 표준화 및 forecast/hindcast 검증

GPC로부터 수신된 예측자료를 WMO 장기예보 선도센터의 계절예측시스템에 추가하기 위해서는 표준화 과정을 거쳐야 하고, 이를 위해서는 GPC Offenbach 자료의 특성에 맞는 표준화 시스템이 필요하다. GPC Offenbach에서는 변수별 앙상블 멤버와 앙상블 평균 자료를 GRIB2 형식으로 제공해주기 때문에, 하나의 GRIB1 파일에 6개 기본 변수에 대한 3개월 forecast anomaly를 생성하기 위한 표준화 시스템을 구축했다. 표준화 과정을 거쳐 MME 예측 시스템에 포함하기 전에 Offenbach 모델 자체의 예측성을 파악하고 다른 GPC들의 예측성과 비교분석 하기 위해 다음 단계의 적합성 판정 과정

을 거쳤다.

1) 표준화 코드를 통해 생산된 forecast anomaly와 상관계수 패턴이 독일 기상청 자체에서 제공하는 패턴과 유사 또는 일치 하는가

2) 다른 GPC와 비교하였을 때, GPC Offenbach의 예측성은 어느 정도 수준인가

2017년 5월, 6월, 7월에 각각 생산된 3개월 예측자료에 대해 본 검증을 수행하여 독일 기상청에서 제공해주는 forecast anomaly 패턴과 검증 패턴이 유사한 것으로 보아 표준화 과정은 오류가 없이 수행되었고, 기온과 강수의 예측성이 다른 GPC와 비슷한 수준에 있다고 판단되었다(부록 5). 이에 따라 2017년 8월부터 GPC Offenbach를 WMO 장기예보 선도센터의 계절예측 현업시스템에 포함하였고, 홈페이지를 통해서 이 GPC의 예측자료를 제공하기 시작했다.

2.1.3 WMO 장기예보 선도센터 계절 예측 자료 제공

기상청에서는 매 달 중순에 3개월 장기예보 생산하기 위해 다양한 예측 결과를 활용하여 토의하고 있다. WMO 장기예보 선도센터에서 생산하는 3개월 MME 예측자료도 기상청의 3개월 전망을 위한 중요한 참고자료로 활용되고 있다. 따라서 매월 3개월 내부 토의 직전에 3개월 내부 토의만을 위한 다양한 예측 콘텐츠를 생산하여 지속적으로 제공해주고 있다. 또한 WMO 선도센터에서는 다양한 지역기후포럼(Regional Climate Outlook Forum, RCOF)에 맞춤형 MME 예측자료를 제공하여 선도센터 자료의 활용도를 향상시키고 국제 협력과 선도센터의 입지를 강화하는데 도움이 되고 있다. 2017년에는 총 4개의 지역기후포럼에 MME 기후예측결과를 제공하는 것을 목표로 한다. 이에 따라 현재 (2017년 10월 기준) 2개의 지역기후포럼에 예측 결과를 제공한 바 있고, 향후 11월에 2개의 지역기후포럼에 MME 예측자료를 제공할 예정이다(표 2.1.5). 이 중 SASCOF-11과 ASEANCOF-9는 APCC가 참석하여 WMO 장기예보 선도센터 자료를 이용한 예측결과를 발표하고, FOCRAII-13과 EASCOF-5는 기후예측과가 참석하여 WMO 장기예보 선도센터의 예측자료를 참고한 3개월 전망을 발표한다.

표 2.1.5. 2017년 RCOF 참석 및 발표 현황

RCOF	Place	Date
Thirteenth Session of the Forum on Regional Climate Monitoring-Assessment-Prediction for Asia (RAII) (FOCRAII)	Beijing, China	24-26 April 2017
Eleventh Session of the South Asian Climate Outlook Forum (SASCOF-11)	Male, Maldives	25-27 September 2017
Fifth Session of East Asia winter Climate Outlook Forum (EASCOF)	Tokyo, Japan	8-10 November 2017
Ninth Session of ASEAN Climate Outlook Forum (ASEANCOF-9)	Hanoi, Viet Nam	15-17 November 2017

WMO에서는 자연재해 감소를 위해 지난 10여 년간 El Nino/La Nina Update를 발간하여 열대 태평양의 해수면 온도 변화에 관한 감시·전망 자료를 지속적으로 제공해 왔다. 그러나 계절기후에 대한 보다 포괄적인 정보를 제공할 필요성이 제기되어, 제 15회 세계 기상회의에서 최근 기후감시 및 예측 정보를 제공할 목적으로 GSCU(Global Seasonal Climate Update)의 발간을 결정하였다. 이를 지원하기 위해 WMO 장기예보 선도센터는 매 분기(2월, 5월, 8월, 11월)에 기후예측정보를 생산하여 GSCU의 기본적인 초안을 제공하고 있다. WMO 장기예보 선도센터에서는 공통 기간에 대한 각 GPC별 예측 자료, 결정론적 및 확률론적 MME 기법을 적용한 예측자료, 모델이 공통적으로 예측하는 특성이 무엇인지 알 수 있는 consistency map, ACC를 이용한 GPC 및 결정론적 MME의 검증, 그리고 ROC map, ROC curve and score, reliability diagram을 이용한 GPC 및 확률론적 MME의 검증자료를 제공한다. 이는 2m 기온, 강수, 500hPa에서의 지위고도, 해면기압에 대하여 제공되며 SST에 대해서는 ACC를 이용한 검증자료가 제공된다. 또한 Nino 1+2, Nino3.4, IOD, NTA, STA 지수 역시 제공되고 있다. 이를 통해 GSCU 발간 팀과의 활발한 교류가 이루어지고, APCC와 WMO 장기예보 선도센터의 입지가 강화될 수 있다.

2.1.4 기타 기상청 기후예측과의 협력 사항

APCC와 기상청 기후예측과의 원활한 업무 협력을 위해서 매월 초에 지난달에 생산된 예측자료에 대한 검증결과, WMO 장기예보 선도센터 예측자료 제공 성과, 특이사항

항 등을 포함한 “WMO 장기예보 선도센터 운영 월보고서”를 작성해서 기후예측과로 보내주고 있다. 기상청에서는 「개인정보보호법 제31조제2항제2호」에 따라 개인정보보호 수준 향상과 인식 제고를 위하여 기상청 및 산하기관의 개인정보 관리체계와 침해예방 활동 등을 주기적으로 점검하고 있다. 따라서 기상청에서 운영되고 있는 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지에 대해서도 개인정보보호 처리실태가 주기적으로 점검되고 있다. 이러한 노력의 일환으로 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지의 개인정보처리시스템 접근 권한 및 접속 기록 점검을 매 월 초 수행하여 점검 결과를 기후예측과로 제출하고 있다.

WMO 장기예보 선도센터 홈페이지를 사용하는 실제 회원들의 다양한 의견을 수렴하기 위해 2017년 9월 1일부터 11월 30일까지 총 3개월 동안 홈페이지 회원을 대상으로 만족도 조사가 진행되고 있다. 2016년까지는 만족도 조사를 시작(또는 종료)하려면 시작(또는 종료) 시점에 관리자가 직접 팝업창을 생성시키거나 없애야 했다. 하지만 올해는 정보서비스팀의 도움으로 시작 및 종료 시점을 관리자가 지정할 수 있도록 시스템이 개선되었다. 만족도 조사 시스템 개선과 관련된 내용은 부록 5에 자세하게 설명되어 있다.

2.2 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 개발 및 시범운영

2.2.1 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측

2.2.1.1 계절내 예측 시스템 개발의 개요

극한 기후 현상 등을 보다 정확하고 상세하게 예측하기 위하여 계절 예측정보를 계절 내 시간 규모로 확장하는 요구가 국제 사회에서 지속적으로 제기되고 있다. 2011년에 열린 Sixteenth World Meteorological Congress(Cg-XVI)에서는 계절내 시간 규모까지 예측자료를 제공하는 것을 포함하여 WMO 장기예보 선도센터의 역할이 확장될 수 있도록 GPC들의 지원을 요청하였다. 이후 2012년에 개최된 ET-ELRF의 전문가 회의 및 Expert Team on Operational Predictions from Sub-seasonal to Longer-Time Scales(ET-OPSLs) 아래 Task Team 3(TT3)의 협의 등을 통해 보다 구체적인 계절내 MME 예측을 위한 계획이 수립되었다.

이러한 국제적 협의에 의해 WMO 장기예보 선도센터의 홈페이지에서는 계절예측 자료의 MME 결과 표출뿐만 아니라 계절내 MME 예측결과를 추가로 제공하기 위한 사업을 진행하게 되었다. 2014년에는 계절내 MME 시스템에서 제공할 콘텐츠를 발굴하는 등 사전 조사를 수행하였으며, 2015년에는 3개의 GPC(ECMWF, Tokyo(JMA), Washington(NCEP))의 예측자료를 바탕으로 파일럿 시스템을 구축한 바 있다. 2016년도 사업에서는 각 GPC 별 예측 결과를 추가적으로 표출하여 예측자료의 분석 시 보다 다양한 정보를 획득할 수 있도록 하였다. 또한 2016년 4월 베이징에서 개최된 WMO 현업장기예보 전문가팀 회의(The meeting of WMO Joint Commission for Basic Systems(CBS)-Commission for Climatology(CCl) ET-OPSLs)의 TT3 회의 결과에 따라 5개의 GPC(Beijing(CMA), Exeter(UKMO), Melbourne(BoM), Montreal(ECCC), Seoul(KMA))의 참여가 결정되었으며, 예측변수의 추가 등이 결정되었다. 다만, GPC Seoul의 자료는 현재 일부 변수에서 오류가 발견되어 현업에 사용을 중단한 상태이다.

2017년에는 계절내 MME 예측시스템을 계속적으로 시범운영 하고 있으며, 시스템 운영 중 발생하는 여러 문제점들을 고치면서 시스템을 개선해 나가고 있다. 올해 수정된 주요한 부분으로는 hindcast 기간 연장과 모델 특성변경에 따른 수정, 활용가이드 및 홈페이지 안내페이지 개선, 기후값 계산방법 변경 등이 있다. 이러한 작업을 통해 시스템을 안정적으로 운영하고 예측수준을 높여나가고자 한다. 계절내 MME 예측에 대한 선행 연구는 현재 매우 부족한 실정이며, 예측 및 검증방법에 대한 기준도 명확하게 정립되어 있지 않다. 따라서 WMO 장기예보 선도센터에서는 계절내 MME 예측 시스템을 선도적으로 구축하고 운영함으로써 계절내 규모에서 기후 예측이 나아가야 할 방향을 제시하는 역할을 수행하고자 한다.

2.2.1.2 계절내 예측 시스템의 참여모델 특성

계절내 MME 기후예측자료의 생산에 필요한 각 GPC의 일별예측자료는 현재 ECMWF Sub-seasonal to Seasonal(S2S) data portal(Vitart et al., 2017)로부터 수신하고 있다. 현재 Beijing과 ECMWF, Exeter, Melbourne, Montreal, Tokyo, Washington 자료가 계절내 MME에 사용되고 있으며, 예측에 사용된 7개 모델의 특성은 아래 표 2.2.1에 간략히 나타내었다. 표 2.2.1은 각 GPC 별로 forecast 자료를 생산하는 주기와

예측기간, forecast 앙상블 멤버의 수, hindcast 자료의 생산주기, hindcast 앙상블 멤버의 수, hindcast 수행기간을 나타낸 것이다. 계절내 MME 예측에 사용되는 모델의 보다 자세한 설명과 향후 수정되는 내용은 ECMWF S2S data portal 웹페이지의 모델 설명 부분에서(<https://software.ecmwf.int/wiki/display/S2S/Models>) 확인할 수 있다.

표 2.2.1. 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
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

2.2.1.3 계절내 MME 예측 방법

계절내 MME 예측을 수행하기 위해서 각 GPC의 예측자료의 표준화 과정이 필요하다. 표 2.2.1에 나타낸 바와 같이 각 GPC 별 예측자료는 다양한 예측시간과 해상도, 앙상블 크기, 예측주기 등을 가지고 있기 때문이다. 특히 매주 계절내 MME를 구성하는 각 모델의 예측 시작 시간이 상이하므로 계절내 MME 예측시작 시각을 정하는 것이 중요한 이슈가 된다. WMO 장기예보 선도센터의 계절내 예측 시스템을 처음 구축할 당시에는 MME 참여모델의 선행시간 손실을 최소화하기 위해 MME 예측시작 요일을 목요일로 정한 바 있다. 하지만 MME 예측의 시작이 월요일로 정하는 것이 실제 계절내 예측자료의 활용 면에서 더 필요하다고 판단되어 2016년에 변경하였다. 따라서 WMO 장기예보 선도센터에서는 계절내 MME 예측을 월요일에 시작하도록 정하였으며 매주 1회 예측을

수행한다. 이러한 계절내 MME 예측을 위해 사용되는 각 GPC 모델의 예측시작 시간은 예측자료의 수집에 소요되는 시간을 고려하여 그림 2.2.1에서 나타난 바와 같이 직전 수요일에서 금요일 사이의 GPC 예측결과가 사용된다.

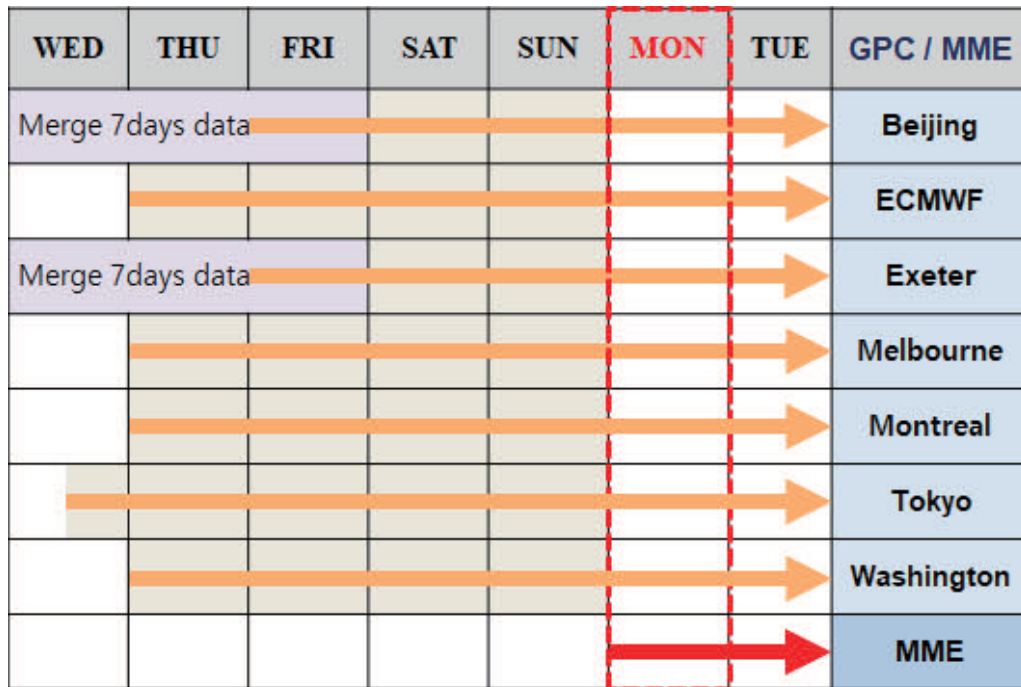


그림 2.2.1. 계절내 MME 예측의 시작 요일(붉은색 박스, 월요일)과 여기에 참여하는 각 GPC 모델의 예측 시작 날짜

다만 Beijing과 Exeter 예측자료는 1회 예측 시 앙상블 멤버의 수가 4개로 매우 적으며, 개별모델의 확률예측 등을 원활히 계산하기 위해 7일간의 예측결과를 모두 사용하였다. 이때 최적의 평균 기간을 찾기 위해 Exeter 예측자료를 사용하여 3일에서 7일까지 평균한 각각의 예측결과에 대하여 검증을 수행하였다. 그 결과 예측 선행시간이 2주보다 짧은 경우 3일 또는 4일 평균한 예측결과에서 예측성이 높게 나왔으나, 그보다 예측 선행시간이 길어지면 7일 평균한 예측결과에 예측성이 높았다(본 보고서에는 포함하지 않음). 즉 계절내 MME에 사용되는 Beijing과 Exeter의 예측자료는 MME 예측이 시작되기 2주전의 토요일부터 1주전 금요일에 예측된 자료를 평균하여 사용한다.

계절내 MME 예측을 수행함에 있어서 또 하나의 중요한 이슈는 hindcast 자료의 선

택과 모델의 기후값 계산 방법이 될 것이다. 표 2.2.1에서 보이는 바와 같이 각 GPC 별로 다양한 주기와 기간의 hindcast 자료를 제공하고 있다. forecast 자료로부터 anomaly 계산을 위해서는 사전에 각 GPC 별로 기후값을 구해야 한다. 매주 예측을 수행하는 계절내 예측의 경우 hindcast 자료 또한 forecast 예측 시작날짜와 동일한 날짜의 자료가 매주 생산되는 것이 이상적일 것이다. 하지만 일부 GPC(Exeter, Melbourne, Tokyo)의 경우 매달 고정된 특정날짜를 기준으로 생산된 hindcast 자료를 제공한다. 이러한 GPC간의 차이점에도 불구하고 MME 예측을 위해서는 최대한 비슷한 방법으로 각 GPC의 기후값을 계산해야 하며, 계절내 MME 예측에서는 forecast 시작날짜(월, 일)와 가장 가까운 날짜의 hindcast 자료를 선택하도록 정하였다. 따라서 Beijing과 ECMWF, Montreal, Washington의 자료는 forecast 시작날짜와 동일한 날짜의 hindcast 자료가 선택되며, 나머지 Exeter와 Melbourne, Tokyo의 경우 forecast 시작날짜와 가장 가까운 날짜의 hindcast 자료가 선택된다. 또한, 기후값 계산 기간은 전체 GPC에서 공통적으로 제공되는 1999년부터 2010년까지 12년의 자료를 사용한다. 표 2.2.2는 계절내 MME 예측을 수행함에 있어 forecast와 hindcast 자료의 선택과 관련하여 앞서 설명한 내용을 정리한 것이다.

표 2.2.2. 각 GPC 모델 별 계절내 MME 예측시스템의 입력 자료로 선택되는 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
Tokyo (JMA)	last Wed	5-32 days	50	Closest date to fcst	5	1999-2010
Washington (NCEP)	last Thu	5-39 days	16	Same date as fcst	4	1999-2010

WMO 장기예보 선도센터의 계절내 MME 예측은 총 6주 예측정보를 생산한다. 이것은 예측자료 분석 및 예보 생산시간 등을 고려했을 때, 실제 1개월 전망을 생산하는 현업 예측에서 한 달 이상의 예측정보가 필요하였으며, 이러한 수요에 부응하는 중요한 참고 자료가 될 것으로 기대된다. 하지만 참여 GPC 모델 중 Montreal과 Tokyo, Washington은 6주의 예측기간을 제공하지 못하고 있다. 따라서 참여 모델의 총 예측기간을 고려하여 MME에 참여하는 모델을 구성하였으며, 예측자료의 분석 시 주의가 필요한 부분이다. 표 2.2.3에 나타난 바와 같이 1주에서 4주까지는 전체 7개의 GPC 모델의 예측결과가 MME 계산에 사용되며, 5주 예측 시 Montreal과 Tokyo의 예측결과가 제외되고, 6주 예측 시 추가로 Washington 예측결과가 제외된다.

표 2.2.3. 계절내 MME 예측 선행시간 별 참여하는 GPC 모델의 변화

Forecast Time range	Participating GPCs in Subseasonal MME Prediction
1~4 weeks	Beijing, ECMWF, Exeter, Melbourne, Montreal, Tokyo, Washington
5 weeks	Beijing, ECMWF, Exeter, Melbourne, Washington
6 weeks	Beijing, ECMWF, Exeter, Melbourne

시스템 구축의 초기 단계임을 고려하여 WMO 장기에보 선도센터에서는 계절내 MME 예측방법으로 SCM 방법과 PMME 방법만을 사용한다. SCM 방법은 식 2.2.1, 식 2.2.2 와 같이 각 GPC의 예측결과에 대한 간단한 산술평균 방식이지만 각 모델이 가지고 있는 계통적 오차를 효과적으로 줄여 예측성을 높이는 방법이다(Krishnamurti et al., 2000).

$$A_i = \frac{1}{M_i} \sum_{m=1}^{M_i} (F_m - \bar{F}_i) \quad (\text{식 2.2.1})$$

$$SCM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i) \quad (\text{식 2.2.2})$$

여기서 i 는 각 GPC를 나타내고, m 은 각 GPC 내 앙상블 멤버를 가리키며, A_i 은 각 GPC의 anomaly 앙상블 평균을 뜻한다. M_i 는 각 GPC의 앙상블 멤버 수를 나타내고, F_m 는 앙상블 멤버 각각의 개별 예측결과이며, $\bar{F}_i$ 는 앞서 설명한 각 GPC의 기후값이다. 이렇게 구해진 SCM 결과값은 WMO 장기에보 선도센터 홈페이지를 통해 이미지화 하여 표출되거나 GRIB edition 1 파일 형식으로 제공된다.

PMME는 각 격자점 별로 Above-Normal(AN), Near-Normal(NN), Below-Normal(BN)에 해당하는 이벤트가 발생할 확률을 구한 것이며, 2m 기온과 강수량에 대해서만 예측을 수행한다. AN과 NN, BN을 구분하는 임계값은 hindcast 결과를 바탕으로 확률밀도함수를 구하고, 함수의 면적을 삼등분 하는 지점을 값으로 한다. 확률밀도함수 fitting 시 2 meter temperature(T2M)은 normal distribution를 따르고, total precipitation(PREC)는 gamma distribution를 따르는 것으로 가정하였다. 이렇게 구해진 삼분위 지점 값을 기준으로 각 GPC의 forecast 결과가 각 category에 얼마나 포함되는지 확률을 계산하여 개별모델의 확률 예측 값이 생산된다. PMME는 식 2.2.3과 같이 개별모델의 확률의 평균으로 구해지며, 이때 각 모델 간 동일한 가중치를 가진다. 추후 PMME 계산에서 각 모델별 최적의 가중치 값을 찾기 위한 연구를 수행할 계획이다(Min et al., 2009).

$$P(E_j) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (P(E_j / mdl_i)) \quad (\text{식 2.2.3})$$

여기서 P 는 예측 확률이며, E_j 는 AN, NN, BN 각각의 확률을 의미한다. M 은 PMME에 참여한 GPC의 수이며, mdl_i 은 i 번째 GPC를 의미한다. 또한, $P(E_j/mdl_i)$ 는 개별 GPC의 E_j 각각의 경우에 대한 확률을 의미한다.

2.2.2 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 운영

2.2.2.1 자료수신 및 시스템 운영

현재 WMO 장기예보 선도센터의 계절내 예측 시스템은 시범운영 중이다. 계절내 예측시스템의 원활한 운영을 위해, APCC는 자료 수신 상태를 실시간으로 모니터링하고, 오류에 대한 대응을 지속적으로 수행하는 등 현업에 준하는 운영을 하고 있다. 먼저 시스템 운영에 기본이 되는 각 GPC의 forecast 및 hindcast 자료는 자료제공 주기에 맞춰 주기적 또는 비주기적으로 수신한다. 또한 예측성 검증에 필요한 관측 자료는 계절내 예측결과 생산에 맞춰 주기적으로 수집한다. 계절내 MME 예측 시스템에서 수신 중인 자료에 대한 보다 자세한 사항은 표 2.2.4에 자료의 목록과 주기, 목적별로 정리하였다. 이러한 절차를 통해 수집된 계절내 예측 자료는 WMO 장기예보 선도센터 운영뿐만 아니라 APCC, 기상청, 그리고 기상과학원의 매주 1개월 전망을 위한 예측 및 사후 분석 자료로 이용되며, 계절내 MME 예측 연구에도 사용되고 있다.

그림 2.2.2는 현재 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지 상에서 제공(WMO 전문가 그룹 일부만 확인가능)되고 있는 산출물의 정리한 그림이다. 추가적으로 PMME 예측정보와 DMME 예측정보 외에 개별 GPC의 예측정보 또한 MME 예측과 동일한 형식으로 제공하고 있다. 다만, 검증 정보는 hindcast MME 대한 결과만을 제한적으로 제공하고 있다.

표 2.2.4. 계절내 MME 예측을 위해 수집되는 각 GPC의 예측 자료와 검증을 위해 수집되는 관측 자료의 변수 및 자료 수신 주기

Data Name	Variable	Download Frequency	Purpose
GPCs Forecast	• Sea Surface Temperature • 2 metre Temperature • Mean Sea Level Pressure • Total Precipitation • Outgoing Longwave Radiation • Geopotential Height at 500 hPa • U/V wind component at 850 hPa • U/V wind component at 200 hPa	• weekly : ECMWF, Melbourne, Montreal, Tokyo, Washington • daily : Beijing, Exeter	• Subseasonal MME prediction
GPCs Hindcast	• Sea Surface Temperature • 2 metre Temperature • Mean Sea Level Pressure • Total Precipitation • Outgoing Longwave Radiation • Geopotential Height at 500 hPa • U/V wind component at 850 hPa • U/V wind component at 200 hPa	• First one time : Beijing, Tokyo, Melbourne, Washington • weekly : ECMWF, Montreal, • non periodical : Exeter	• Anomaly and PDF calculation
ERA-Interim daily	• 2 metre Temperature • Total Precipitation	• monthly	• Verification
NCEP Reanalysis 1	• 2 metre Temperature • Mean Sea Level Pressure • Geopotential Height at 500 hPa • U/V wind component at 850 hPa • U/V wind component at 200 hPa	• weekly	• Verification • ISO monitoring and prediction
NOAA Interpolated OLR	• Outgoing Longwave Radiation	• First one time	• Verification • MVEOF mode calculation
NOAA Uninterpolated OLR	• Outgoing Longwave Radiation	• weekly	• ISO monitoring and prediction

	Products / Variable	Covering Periods	Charts	Verification scores
Probabilistic MME	• Precipitation • 2m Temperature	• Weeks 1, 2, 3, 4, 5, 6, 3-4, 5-6, 3-6	• Probabilistic maps	• ROC Curve • ROC Score map • Reliability Diagram
Deterministic MME	• Precipitation • 2m Temperature • Mean Sea Level Pressure • Geopotential Height at 500hpa • 850hpa Wind • 200hpa Wind • 200hpa Velocity Potential • 200hpa Stream Function	• Weeks 1, 2, 3, 4, 5, 6, 3-4, 5-6, 3-6	• Each variable anomaly map	• Pattern Correlation Coefficient • Root Mean Square Error • Time Correlation Coefficient
Intraseasonal Oscillations	• MJO Need: OLR, U850, U200 • BSISO Need: OLR, U850 • Outgoing Longwave Radiation	• 42 days	• Hendon and Wheeler Diagram • Hovmöller diagram	• Root Mean Square Error • Correlation Coefficient

그림 2.2.2. 계절내 MME 예측 및 검증 결과 표출 자료의 변수 및 예측기간 특성

2.2.3 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 시스템 개선사항

2.2.3.1 GPC 예측자료 변경에 따른 수정사항

현재 계절내 예측과 관련하여 일반적으로 정립된 기준이 없으며, 각 GPC에서 예측결과를 제공하는 모델들의 업데이트가 계속 발생하고 있다. 그에 따라 2017년도에 WMO 장기예보 선도센터 계절내 MME 예측시스템을 시범운영하면서 많은 변경과 개선이 이루어졌다. GPC 모델의 업데이트와 관련하여 변경된 사항으로 먼저 GPC Exeter의 hindcast 양상블 수가 3개에서 7개로 증가하였다. 이러한 점은 2017년 3월 25일 제공 자료부터 적용되었다. 다음으로 GPC Tokyo에서 제공하는 forecast 자료의 양상블 수가 25개에서 50개로 두 배 증가하였다. 이는 기존의 화요일과 수요일에 각각 25개의 양상블 예측을 제공하던 방식에서 이 둘을 합쳐 수요일 12 UTC에 한번 제공하는 것으로 변경한 것이다. 그에 따라 Tokyo의 forecast 예측시간이 34일에서 33일로 줄어들었다. 이와 같은 변경사항을 예측시스템의 프로그램에 적용하였으며, 시스템 운영이 원활히 유지될 수 있도록 하였다.

기존의 GPC Exeter의 hindcast 자료 제공기간은 1996년부터 2009년까지였다. 하지만 2016년 8월 17일 자료부터 1993년부터 hindcast 자료 제공기간을 2015년까지 확장하여 제공하기 시작하였다. 이에 따라 WMO 계절내 MME 예측에서 사용하는 전체 GPC의 공통 hindcast 기간은 1999년부터 2010년까지로 변경되었다. 따라서 예측시스템의 프로그램을 변경하고 현재 GPC 참여모델이 확정된 2016년 1월부터 기후값 계산을 새로 수행하였으며, 그로 인한 MME 예측과 표출, 검증 또한 재수행 하였다.

2.2.3.2 예측성 향상을 위한 개선사항

계절내 MME 예측 시스템을 구성하면서 매우 다양한 모델의 운영 특성을 최대한 일관되게 전처리하고, 개별 GPC의 예측결과로부터 MME 예측을 수행하고자 하였다. 하지만, 공통 hindcast 기간이 일반적으로 계절예측에 사용되는 기간에 비하여 매우 짧은 12년이라는 점과 3~4개로 비교적 적은 hindcast 앙상블 멤버를 제공하는 GPC가 있어서 각 모델의 기후값을 적절히 계산해내는 문제가 상존하고 있다. 기존의 WMO 장기예보 선도센터 계절내 MME 예측시스템에서는 기후값을 계산함에 있어 SCM 예측과 PMME 예측에서 사용하는 hindcast 자료가 다르게 적용되고 있었다. SCM 예측에 사용하는 hindcast 자료는 forecast 예측시작 날짜와 동일하거나 가장 가까운 날짜 하나만을 사용하였으며, PMME 예측에 사용하는 hindcast 자료는 비모수화 방법의 사용에 따라 샘플 수를 늘리기 위해 두 배의 hindcast 자료를 사용하였다. 이후 2016년에 PMME 계산 시 모수화 방법을 사용하도록 변경되었으나 계산에 사용되는 hindcast 자료 선정방식은 그대로 유지되었다. 올해의 시스템 개선사항으로는 이렇게 다르게 사용하는 hindcast 자료를 일치 시키고자 하였다.

먼저 계절내 예측은 일주일에 한번 예측을 수행하며, 현재 hindcast 자료는 forecast 자료와 마찬가지로 일주일에 한번 자료를 수신하는 것을 기본으로 운영된다. 다만 미리 모든 날짜에 대한 hindcast 자료를 제공하는 경우와 몇 주 이후의 날짜를 기준으로 하는 hindcast 자료를 사전에 제공하는 GPC가 있다. GPC Montreal의 경우에는 forecast 자료를 제공할 때 동일한 날짜에 대한 hindcast 자료만을 제공하며, forecast 시작날짜 이후의 날짜를 기준으로 하는 hindcast 자료는 제공하지 않는다. 따라서 준 실시간으로 계절내 MME 예측을 운영하기 위해서는 hindcast 자료의 선택에 제약이 발생한다. 하

나의 특정날짜에 수행된 hindcast 세트 한 개를 사용하는 경우에는 앞서 설명한 바와 같이 forecast 예측시작 날짜와 동일하거나 가장 가까운 날짜 하나를 선택한다. 두 개의 hindcast 세트를 사용하는 경우에는 forecast 예측시작 날짜와 동일한 날짜 한 개와 그 일주일 전의 날짜가 선택되며, 특정 날짜에만 hindcast를 수행하는 GPC의 경우에는 forecast 예측시작 날짜와 가장 가까운 두 개의 날짜를 기준으로 수행된 hindcast 자료가 선택된다. 현업에는 적용하기 어렵지만 hindcast 세트 3개를 선택하는 경우에는 한 개를 선택 할 경우의 hindcast 세트와 그 자료의 한 주 앞뒤의 hindcast 세트를 선택하도록 하였다.

Hindcast 자료의 선택과 관련해서 일주일 안에서는 기후학적으로 그 특성이 크게 변 경되지 않을 것이라는 가정에서 출발하였다. 하지만 T2M 변수에서 기온의 연 변화에 따라 편향된 예측 결과를 생성하는 것으로 파악되었다. 그림 2.2.3은 hindcast 자료의 선택 방법에 따라 동아시아 영역에서의 T2M anomaly 예측 차이가 발생하는 것을 나타 낸 것이다. 위쪽 패널은 이 영역에서 전반적으로 기온이 상승하는 시기인 2017년 5월 1일부터 7일까지 평균된 값이며, 아래쪽 패널은 기온이 하강하는 2017년 10월 16일부터 22일까지 평균된 값이다. 그림 2.2.3 (b)와 (e)는 hindcast 세트 한 개를 사용하여 기후값을 계산한 경우이며, (c)와 (f)는 hindcast 세트 두 개를 사용한 경우이다. 기온이 상승하는 시기에는 두 개의 hindcast 세트를 사용하여 기후값을 계산한 경우 한 개의 hindcast 세트를 사용한 경우보다 T2M을 높게 예측하고 있으며, 기온이 하강하는 시기 에는 그 반대 현상이 나타났다. 이러한 예측 특성은 다른 날짜의 예측에서도 나타났으며, 예측 선행시간이 길어질수록 이러한 현상으로 예측자료의 왜곡이 더욱 뚜렷하게 보였다.

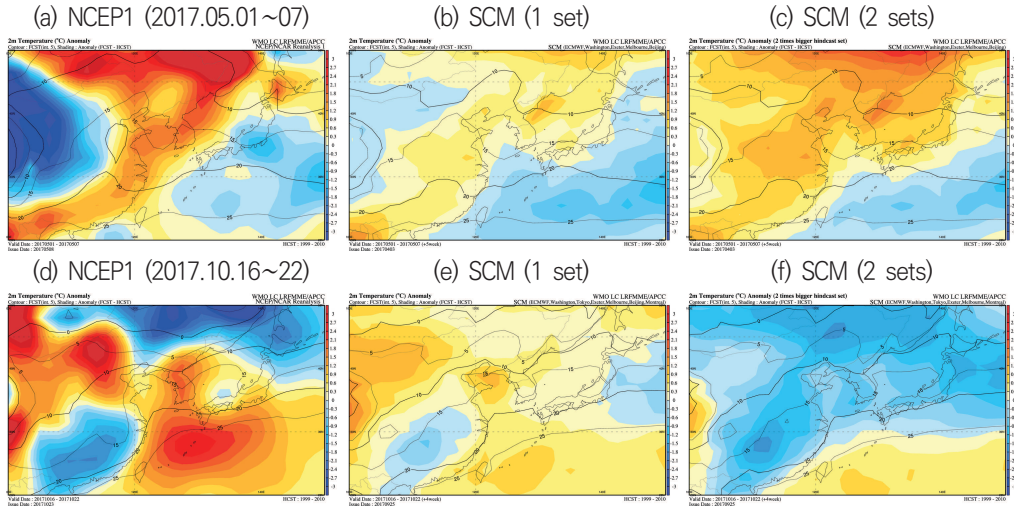


그림 2.2.3. 동아시아 영역에서 T2M anomaly 값을 나타낸 것이며, (a)와 (b)는 NCEP reanalysis 1의 자료이고, (b)와 (c), (e), (f)는 SCM에서 예측된 결과이다. (a)는 2017년 5월 1일에서 7일까지 평균된 값이며, (b), (c)는 같은 기간을 5주전에 예측한 결과이다. (d)는 2017년 10월 16일에서 22일까지 평균된 값이며, (e)와 (f)는 같은 기간을 4주전에 예측한 결과이다. (b)와 (e)는 한 세트의 hindcast를 사용한 기후값으로 계산하였으며, (c)와 (f)는 두 세트의 hindcast를 사용하여 기후값을 계산하였다. 모든 결과의 공통 hindcast 기간은 1999년부터 2010년까지이다

기후값 계산에 사용되는 hindcast 자료의 선택 방법에 따라 실제 기후값을 얼마나 잘 나타내는지 비교해 보았다. 그림 2.2.4는 기후값 계산에 사용되는 hindcast 세트의 수를 달리하며 계산된 ECMWF 모델의 T2M 기후값과 동일 기간을 평균한 ERA Interim 자료의 기후값 사이의 RMSE 값이다. 비교에 사용된 자료의 기간은 2016년 1월 7일부터 2016년 12월 22일이며, 동아시아 영역(20°N - 50°N , 100°E - 150°E , 그림 2.2.3과 같은 영역)과 전구영역 평균된 값을 각각 나타냈다. 전체적으로 hindcast 두 세트를 사용한 경우 실제 관측의 기후값을 잘 대변하지 못하는 것으로 나타났으며, 셋 세트를 사용하는 경우 10일 이내의 예측 초반을 제외하면 전반적으로 우수한 결과를 보였다. 하나의 hindcast 자료 세트를 사용한 경우에도 비교적 우수한 결과를 보여주었다. 본 보고서에는 포함하지 않았으나 PREC 변수의 경우에는 hindcast 자료가 증가할 수록 RMSE값은 낮아지는 결과를 보였다.

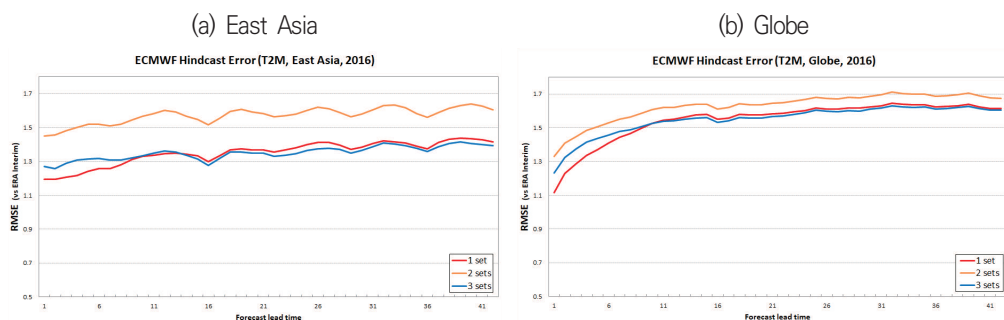


그림 2.2.4. 기후값 계산에 사용된 hindcast 세트 수에 따른 ECMWF 모델의 기후값과 ERA Interim 기후값 사이의 RMSE이며, (a)는 East Asia($20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$), (b)는 Globe 영역의 평균값이다. 분석에 사용된 ECMWF hindcast 자료의 예측시작 날짜는 2016년 1월 7일부터 2016년 12월 22일까지이다. 붉은색 선은 한 세트의 hindcast자료가 사용된 것이며, 주황색 선은 두 세트, 파란색은 셋 세트의 자료가 사용되었다

앞서 설명한 hindcast 자료 선정과 관련하여 세 가지 방법에 따른 예측 정확도를 비교하였다. 그림 2.2.5 2016년에 각각의 방법으로 예측한 SCM의 ACC 값을 나타낸 것이며, T2M과 PREC 변수에 대해 East Asia 영역($10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$)과 Global 영역으로 나누어 계산하였다. 여기서 사용한 East Asia 영역은 앞서 그림 2.2.3의 영역과는 차이가 나며, 그 이유는 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지에서 제공하는 East Asia 영역과 기상청에 제공하는 동아시아 영역의 차이에서 발생한다. 다만 두 영역의 범위가 비슷하여 분석결과에 유의미한 차이를 보이지 않으므로 이후 검증은 이 영역에 대하여 수행한 결과만을 제시한다. 그림 2.2.5 (a), (b)의 T2M 변수의 ACC 값을 보면 hindcast 자료를 두 세트 사용하여 기후값을 계산 하였을 경우 관측의 기후값을 부정확하게 모의하고 그 결과 예측의 정확도도 낮아지게 하는 것을 알 수 있다. 즉, 약 일주일 정도의 시간간격에서 기온의 차이는 anomaly 예측 시 유의미한 오류를 발생시키는 것으로 분석된다. 반면 그림 2.2.5 (c), (d)의 PREC 변수에 대한 예측에서는 hindcast 자료의 선택에 따른 예측성의 차이가 크게 나타나지 않았으며, 이것은 앞서 기본 정의에서 생각한 바와 같이 약 일주일의 시간 차이에서는 기후학적인 차이가 적은 것으로 유추할 수 있다.

위와 같은 결과를 토대로 현재 계절내 예측 시스템에서 각 모델의 기후값을 계산하는 방법으로는 forecast 시작날짜와 가장 가까운 날짜를 기준으로 하는 hindcast 한 세트만을 사용하도록 수정하였다. 하지만 이 방법은 짧은 기간과 작은 앙상블 멤버 수로 인한 취약점이 상존하고 있으므로 계속적인 연구로 개선해 나가야할 필요성이 있다. 특히 hindcast 자료의 선택과 관련한 문제는 MME 예측을 위해 공통 hindcast 기간만을 사용하여 기후값을 계산하면서부터 시작된다. 공통 hindcast 기간을 늘리지 못하는 경우 공통 hindcast 기간만을 사용하는 방법을 탈피하여 개별 모델이 가지고 있는 hindcast 기간을 모두 사용하여 예측을 수행하는 방법에 대한 연구가 앞으로 수행되어야 할 것이다.

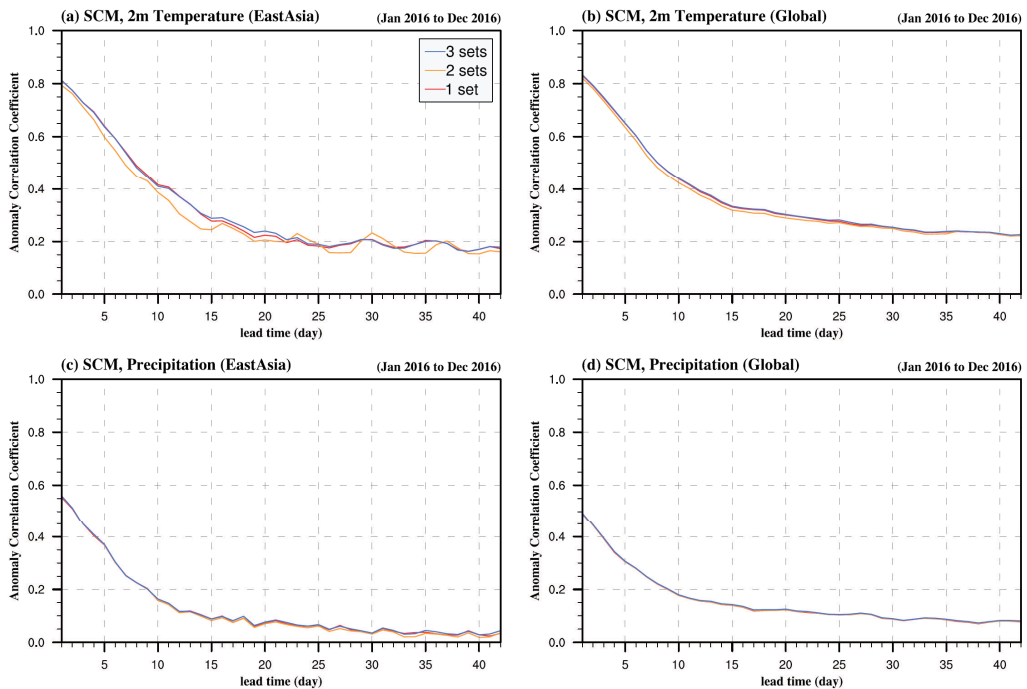


그림 2.2.5. 기후값 계산에 사용된 hindcast 세트 수에 따른 SCM 예측의 ACC 검증결과이다. (a)와 (c)는 East Asia 영역($10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$)이며, (b)와 (d)는 globe 영역이다. 위 패널의 변수는 T2M이며, 아래 패널의 변수는 PRE이다. 분석에 사용된 SCM 예측기준 날짜는 2016년 1월 11일부터 2016년 12월 26일까지이다. 붉은색 선은 한 세트의 hindcast 자료가 사용된 것이며, 주황색 선은 두 세트, 파란색은 셋 세트의 자료가 사용되었다

2.2.3.3 자료 활용성 향상을 위한 개선사항

WMO 장기예보 선도센터 사용자 안내 문서는 선도센터 홈페이지의 가입과 이용방법에 대하여 설명하고, 제공되는 자료에 대하여 소개하는 문서로써 홈페이지 공지사항에 게시하여 사용자의 편의를 돕는다. 이 문서는 현재 계절예측 부분에 대한 내용만을 제공하고 있다. 따라서 2017년도에 개선된 사항에 대하여 전반적인 업데이트가 이루어 졌으며, 추가로 내년 계절내 예측 부분의 공개를 대비하여 계절내 예측과 관련한 설명부분을 추가하였다. 또한 추가적으로 계절내 예측자료의 특성과 계산 방법에 대하여 설명한 홈페이지 내 정보페이지를 수정하였다.

WMO 장기예보 선도센터에서 수집하고 있는 각 GPC의 예측자료는 다양한 연구를 위해 활용되고 있다. 하지만 계절내 예측자료의 수집에 많은 시간이 소모되므로 APCC 내부의 계절내 예측에 관한 연구는 물론이며 기상과학원의 연구를 위해서 자료를 지원하고 있다. 특히 기상과학원에는 hindcast자료와 forecast자료를 준 실시간으로 매주 제공해 달라는 요청에 따라 2017년 6월부터 자동으로 관련 자료를 보내주는 시스템을 구축하여 운영하고 있다.

2017년에는 WMO 장기예보 선도센터의 계절 및 계절내 예측자료 생산 시스템을 개선하는 용역사업을 진행하였다. 이 사업은 기상청에서 발주하였으며, APCC는 현재 시스템을 운영하고 있는 주체로서 사업의 관리와 기술지원을 담당한다. 사업의 주요 내용으로는 계절 예측을 위한 코드를 NCL과 Fortran, 쉘 스크립트 기반으로 변경하고 보다 효율적인 작업이 이루어지도록 수정하는 부분을 포함한다. 또한, 예측결과의 임의영역 표출이 가능하도록 하고, 전반적으로 가독성이 높은 예측 및 검증결과의 표출이 가능하도록 개선하며, 홈페이지 관리자 페이지의 기능을 강화한다. 이와 관련하여 사업 수행에 필요한 샘플자료를 제공하고, 현재 운영하고 있는 시스템의 프로그램 코드를 개발업체에 설명하는 등 원활한 사업 진행이 가능하도록 지원하고 있다.

2.2.4 WMO 장기예보 선도센터 계절내 예측 결과 검증

WMO 장기예보 선도센터에서 시범운영 중인 계절내 MME 결과에 대한 검증을 실시하였다. 검증 기간은 2016년 1월 11일부터 2016년 12월 26일 사이에 예측한 것이며, 검증 대상은 개별 GPC 및 MME 예측 결과이다. 본 보고서에서 hindcast에 대한 검증을

제외한 이유는 각 GPC 별로 hindcast 시작 날짜가 다르며 매 예측마다 손실되는 선행 시간이 변화되기 때문에 일정한 모델의 예측성을 분석하기 어렵기 때문이다. 또한 검증 영역으로 East Asia 지역(10°N - 60°N , 80°E - 180°E)에 대하여 분석한 결과만을 제시하며, Global 영역의 검증결과는 East Asia 지역의 검증결과와 유의미한 차이점이 없으므로 본 보고서에서는 제외하였다.

먼저 그림 2.2.6은 개별 GPC의 확률예측과 PMME 예측에 대한 ROC score 값을 비교한 것이다. T2M과 PREC 변수 모두에서 검은색으로 표시한 PMME 예측성이 개별 GPC에 비해 전 예측기간에서 비교적 우수한 예측성을 보이고 있다. 개별 GPC 중에서는 붉은색으로 표시한 ECMWF 예측이 가장 우수한 것으로 나타났다. Beijing 의 경우 다른 GPC 모델에 비해 매우 낮은 예측성을 보이고 있으며, 특히 T2M 예측에서 다른 모델과 비교하여 큰 격차를 보였다. PMME 예측의 경우 T2M 변수는 1주에서 2주 예측까지 0.7 이상의 값을 보이고 있으며, 3주 예측부터 6주 예측까지는 0.6 이상의 값이 유지된다. 반면 PREC 변수의 경우 빠른 속도로 ROC score 값이 작아지며, 3주 예측 이후부터 0.6보다 작은 값을 보인다.

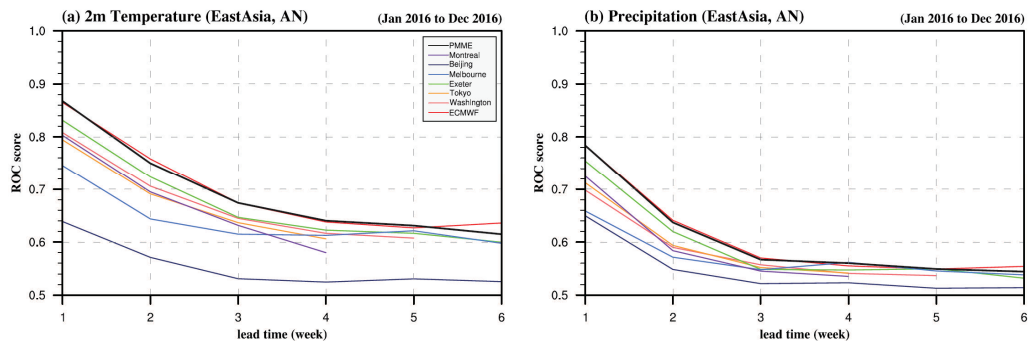


그림 2.2.6. (a) 2m 기온과 (b) 강수량 확률예측에 대한 ROC score 검증결과의 East Asia 영역(10°N - 60°N , 80°E - 180°E) 평균값. 검은색 선은 PMME 예측에 대한 검증결과이다

결정론적 예측결과에 대한 검증은 그림 2.2.7에 나타내었다. 그림 2.2.7은 개별 GPC와 SCM의 Anomaly correlation coefficient(ACC)를 비교한 것으로, 검증 변수는 T2M과 PREC, mean sea level pressure(MSLP), geopotential height at 500hPa(Z500)이다. 확률예측과 마찬가지로 결정론적 예측에서도 MME 예측결과와 ECMWF의 예측결과가 다른 모델에 비해 예측성이 우수한 것으로 나타났다. 또한 Beijing과 Melbourne의 예측성이 다

른 모델에 비해 뚜렷하게 낮은 값을 보였다. 여기에 보이지 않았지만 Beijing 모델은 분포도 상에서도 전반적으로 다른 모델과 다른 결과를 예측하는 경우가 많았으며, Melbourne의 경우는 모델의 해상도가 약 2.5° 로 다른 모델에 비해 낮은 것이 하나의 원인으로 파악된다.

WMO 장기예보 선도센터에서 계산되는 예측결과는 약 15일 전후까지 예측성이 빠르게 낮아지며 그 이후로는 예측성이 낮은 상태로 유지된다. MME 예측을 매주 월요일에 시작하도록 정하면서 손실되는 선행시간이 각 모델별로 약 4일정도 발생한다. 현재의 예측성능에서 이러한 4일의 손실은 매우 크게 다가온다. 각 GPC 별로 현업운영 일정에 따라 정해지는 부분이므로 빠른 시일 내에 개선이 이루어지길 어려운 것으로 파악된다. 계절내 MME 예측결과에 대한 검증 값을 비교할 때에는 이러한 점을 염두에 두어야 할 것이다. 또한 본 보고서에서 제시하지 않았으나 결정론적 예측에 대한 검증 시 일 평균한 예측보다 일주일 평균한 예측결과에서 ACC 값이 약 0.1 높은 것으로 나타났다. 따라서 ISO 계산을 제외하고는 확률 예측과 동일하게 일주일 평균된 예측결과를 표출함으로써 현재의 낮은 예측성을 조금이나마 보완하는 방향으로 활용하고 있다.

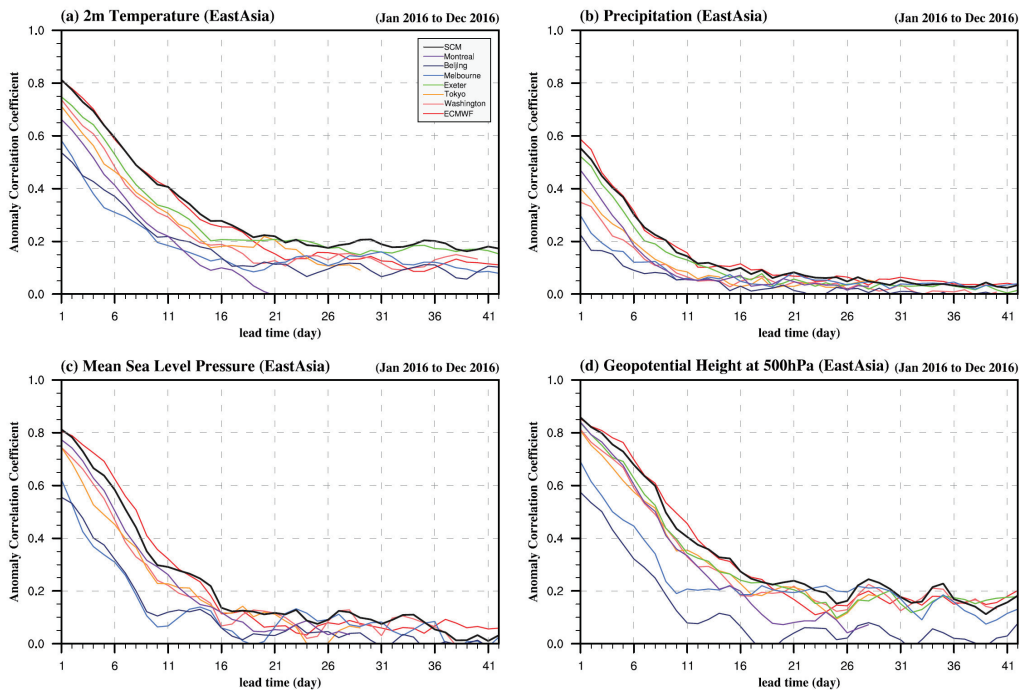


그림 2.2.7. (a) 2m 기온과 (b) 강수량, (c) 해면기압, (d) 500hPa 지위고도 예측에 대한 아노말리 상관계수의 East Asia 영역($10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$) 평균값. 검은색 선은 SCM 예측에 대한 검증결과이다

3. 3개월 전망 지원을 위한 관측 기반 기후 분석 및 과거 사례 심층 분석

3장에서 관측기반 기후분석은 ‘Research to Operation’을 위한 기반 연구이다. 기존에 많은 기후분야 연구들이 예측을 위해 수행되었지만 실제로 우리나라 장기예보 현업에 적용하기에는 한계가 있었다. 현업은 월별 혹은 주별로 이루어지고 이에 적용하기 위해서는 선행시간, 예측기간, 공간의 제약 등 많은 부분을 고려해야 하기 때문이다. 따라서 기존 연구를 현업에 적용하기 위해서는 이를 위한 추가 분석이 이루어져야 하고, 수시로 변화하는 인적 구성원인 예보관에게 객관적인 정보를 제공하기 위해 가이던스가 마련되어야 한다.

인도양 해수면 온도와 우리나라 기후의 직간접적인 상관관계는 이미 알려져 있는 사항이지만, 이의 현업 적용을 위한 객관적인 가이던스는 부재했다. 따라서 3.1장에서는 가이던스를 제공하기 위해 통계적인 추가분석이 이루어졌다.

과거사례 심층분석은 예측기술을 개발하는데 활용할 수 있고, 사후검증에도 적용되지만, 또한 기상청 기후예측과의 중요한 업무 중 하나인 언론대응에도 활용한다. 기상청은 매월 혹은 매계절 우리나라 기상/기후현상의 사후분석을 언론에 제공하고 대응하는데, 이는 매우 중요한 업무 중 하나이다. 이를 위해 2015년부터 기상청에서는 매월 월기상/기후 분석회의를 한다. 회의 결과, 특히 여름철 강수현상은 매해 혹은 매월 매우 복잡한 양상을 보이는데 이를 매번 해석하고 언론에 대응할 정보를 생산하는 것이 곤혹스러웠다. 그래서 3.2장에서의 강수의 EOF 분석을 통해 대표적인 강수 패턴의 기작을 알아보고자 하였다.

또한 사후분석을 통해 우리나라 장마와 겨울철 한파의 장주기 변동성의 변화가 제기되었는데, 3.3장과 3.4장은 이의 심층분석을 통해 장주기 변동성의 원인을 파악하고자 하였다. 여기서 찾아낸 장주기 변동성의 원인 인자는 추후에 여름 강수와 겨울 한파 예측에도 활용할 수 있을 것이라 사료된다.

3.1 인도양 해수면 온도

3.1.1 인도양 해수면 온도가 우리나라 기후에 미치는 영향 분석

인도양 해수면 온도 변동성은 크게 인도양 전체적으로 해수면 온도가 변화하는 Indian Ocean Basin Mode(IOBM)와 서인도양과 동인도양에서 서로 반대 부호가 나

타나는 Indian Ocean Dipole Mode(IOD)로 나누어진다(Saji et al., 1999). IOBM과 IOD의 정의는 월별 인도양(40°E - 110°E , 20°S - 20°N) 해수면 온도 변동성에 대하여 EOF(Empirical Orthogonal Function) 분석을 적용하였을 때 각각 첫 번째 모드와 두 번째 모드로 정의되거나 또는 영역 평균한 해수면 온도 편차로 정의되기도 하는데, IOBM index의 경우 인도양 지역 40°E - 110°E , 20°S - 20°N 영역 평균한 해수면 온도 편차로, IOD index의 경우 서인도양 지역 5°S - 5°N , 50°E - 70°E 해수면 온도 편차에서 동인도양 지역 10°S - 0° , 90°E - 110°E 해수면 온도 편차의 차이로 정의된다. 이 때, EOF 시계열을 이용해 정의한 IOBM 지수와 해수면 온도 편차로 정의한 IOBM 지수는 상관계수 0.99로 거의 동일하지만, IOD 지수의 경우 EOF를 이용해 정의한 지수와 해수면 온도 편차를 이용해 정의한 지수 사이에 상관계수가 0.52로 차이가 있다(그림 3.1.1). 아래 분석은 영역 평균한 해수면 온도 편차로 정의한 지수를 이용하였다.

IOBM 변동성의 경우 경년 변동성과 함께 뚜렷한 선형 추세를 나타내는데, 1979년부터 2015년까지 37년간 0.47°C 의 선형 추세를 보인다. 그러나 IOD의 경우 선형 추세가 37년간 0.01°C 로 유의미하지 않다.

IOBM의 경우 ENSO 변동성과 밀접한 관련성을 가지는데, IOBM 지수와 Nino3.4 지수(170°W - 120°W , 5°S - 5°N) 사이의 동시 상관계수가 0.38이고, IOBM 지수를 3개월 지연시켰을 때 상관계수는 0.49로 더욱 높아진다. 이러한 관련성은 선형 추세를 제거하면 더욱 뚜렷해지는데, 선형 추세를 제거한 IOBM 지수와 Nino3.4 지수의 동시 상관계수는 0.47이며, IOBM 지수를 4개월 지연시켰을 때 상관계수는 0.64이다. 즉, IOBM의 경우 ENSO가 최성기인 겨울철 이후 약 3~4개월의 지연 상관관계를 가지고 다음해 봄철에 최성기가 나타나는 경향이 있다.

IOD와 ENSO 사이의 관련성은 동시 상관 계수가 0.24로 유의하지 않으며, 지연 상관계수에서도 유의한 관련성이 나타나지 않는다. 선행연구에 따르면 IOD의 최성기는 주로 가을철에 나타나며 이는 주로 동아시아 겨울 몬순에 영향을 미치고, IOBM의 경우 봄철에 최성기가 나타나 주로 동아시아 여름 몬순에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Yang et al., 2010).

계절별 IOBM과 IOD에 따른 전지구 순환장의 특징과 우리나라에의 영향에 대하여 살펴보았다. 그림 3.1.2는 겨울철(12월~2월), 봄철(3월~5월), 여름철(6월~8월), 가을철(9월~11월) IOBM과 IOD 지수에 대해 회귀 분석한 해수면 온도, 850hPa 지위고도

장, 강수 편차장을 나타낸다. 겨울철 IOBM 지수에 회귀분석한 해수면 온도 편차장을 살펴보면 IOBM 신호와 함께 뚜렷한 엘니뇨 신호와 우리나라 남쪽 북서태평양 지역의 양의 해수면 온도 편차가 나타난다. 대기 반응은 전체적으로 겨울철 엘니뇨에 의한 반응과 비슷한 열대 서태평양의 강수 억제 신호와 중태평양의 강수 강화 신호와 나타나고 이와 함께 열대 서태평양부터 우리나라 지역까지 광범위하게 고기압성 순환이 나타난다. 주로 우리나라 남쪽으로 약한 강수 강화 신호가 나타나고 우리나라에는 뚜렷한 강수 편차가 나타나지 않다. 한편, 겨울철 IOD 지수에 회귀 분석한 결과를 살펴보면 인도양 IOD 신호 이외에 뚜렷한 해수면 온도 편차는 나타나지 않으며 강수 편차장 및 대기 순환 장에도 우리나라에 영향을 줄 만한 뚜렷한 신호가 나타나지 않는다.

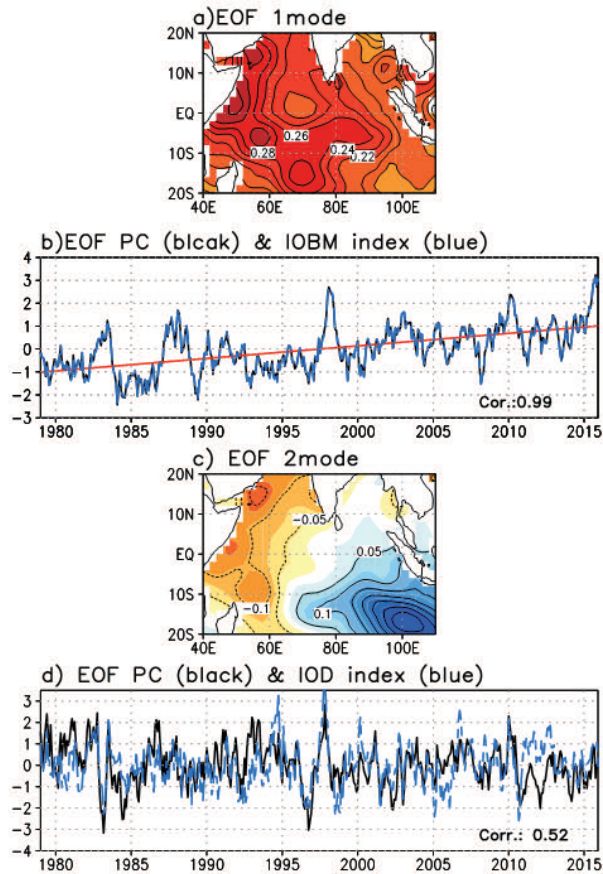


그림 3.1.1. 1979년부터 2015년까지 월별 인도양(40E-110E, 20S-20N) 해수면 온도 편차에 대한 EOF 첫 번째 모드의 a) 공간패턴과 b) 시계열, 그리고 두 번째 모드의 c) 공간패턴과 d) 시계열. 각 시계열에 겹쳐서 그린 푸른색 선은 영역평균한 해수면 온도로 정의한 IOBM과 IOD 지수를 나타냄

봄철 IOBM 지수에 회귀분석한 해수면 온도 편차장을 살펴보면 겨울철과 유사하게 IOBM 신호와 엘니뇨 신호, 그리고 북서태평양 지역의 양의 해수면 온도 편차가 나타난다. 또한 열대 북서태평양부터 아열대 북태평양 지역까지 광범위한 고기압성 편차가 나타나고 이 가장자리를 따라 습윤한 공기가 우리나라로 유입될 수 있어 우리나라 봄철 강수가 대체로 증가하는 경향성이 나타난다. 한편, 봄철 IOD 지수에 회귀 분석한 결과는, 뚜렷한 라니냐 신호가 나타나는 것이 특징적이며 강수의 경우 우리나라 남쪽 중국지역에서 감소하는 경향이 있다.

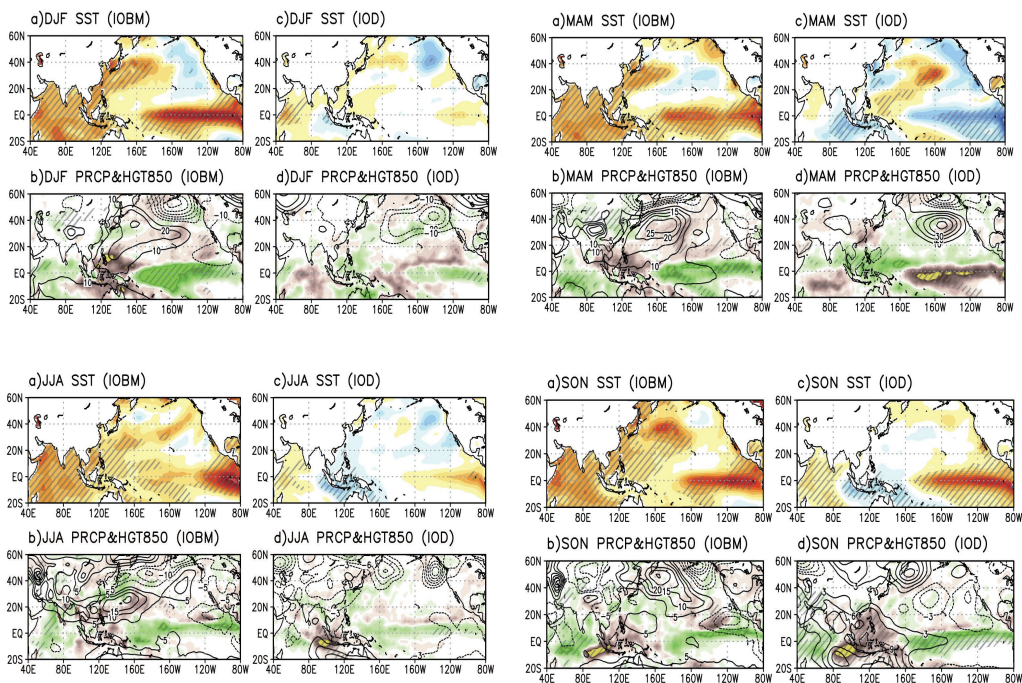


그림 3.1.2. 겨울철(12~2월), 봄철(3~5월), 여름철(6~8월), 가을철(9~11월) IOBM 지수와 IOD 지수에 대해 회귀 분석한 해수면 온도, 850hPa 지위고도, 강수 편차장

여름철 IOBM 지수에 회귀분석한 해수면 온도 편차장을 살펴보면 엘니뇨 신호는 열대 동태평양에 한정되어 나타난다. 대기 반응의 경우 고기압성 순환이 아열대 서태평양 지역에 나타나고 그 북쪽으로 저기압성 편차가 나타나 강수 증가 신호가 주로 우리나라 남쪽에 나타난다. 한편, 여름철 IOD 지수에 회귀 분석한 결과에서는 우리나라에 영향을 줄 만한 뚜렷한 신호가 나타나지 않는다.

가을철 IOBM 지수에 회귀분석한 해수면 온도 편차장을 살펴보면 엘니노 신호가 뚜렷하게 나타나고 maritime continent 지역에서 강수 억제 신호가 나타난다. 가을철 IOD 지수에 회귀 분석한 결과 역시 뚜렷한 엘니노 신호가 나타나며 열대 서태평양-maritime continent-동인도양 지역으로 강수 억제 신호와 고기압성 순환이 나타나지만 우리나라에는 뚜렷한 영향이 나타나지 않는다.

3.1.1.1 우리나라 월별 기온과 관련된 인도양 해수면 온도 변동성

인도양 해수면 온도 변동성과 우리나라 월별 기온과의 관련성을 조사하기 위해 1979년부터 2015년까지 우리나라 월별 기온 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장을 살펴보고 그 중 의미 있는 결과에 대하여 다음 표 3.1.1에 정리하였다. 이 때 인도양 해수면 온도의 자연 영향에 대해서 살펴보기 위해 2개월과 1개월 전 해수면 온도 회귀 분석장을 함께 살펴보았다. 또한 해수면 온도 편차장과 우리나라 기온 시계열에는 강한 온난화 신호가 포함되어 있는데 온난화 신호에 의한 관련성을 배제하기 위하여 선형 추세를 제거한 결과를 주로 살펴보았으며 선형 추세를 포함했을 경우의 의미 있는 결과에 대해서는 추가 서술하였다.

표 3.1.1. 우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와의 관련성

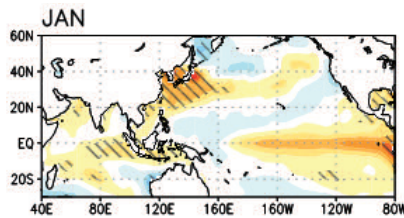
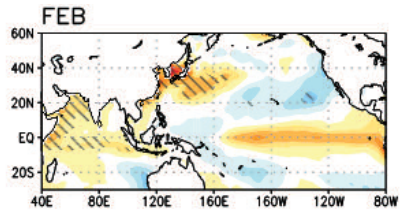
월	우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와의 관련성	우리나라 월별 기온 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장. 유의미한 관련성이 있는 경우 1개월, 2개월 전의 회귀 분석 결과를 함께 나타냄
1월	열대 동인도양(80E-110E, 10S-0) 해수면 온도와 동시 상관계수 0.52. 선형 추세 제거 전의 상관 계수 역시 0.53으로 선형 추세의 영향을 받지 않는 결과임. 인도양 해수면 온도와 우리나라 1월 기온 사이에 자연 관련성은 나타나지 않음	
2월	서인도양(40E-80E, 0-20N) 해수면 온도와 동시 상관계수 0.42. 자연 관련성은 나타나지 않으나 선형 추세를 포함할 경우 약 3개월 전부터 열대 인도양 해수면 온도와 유의한 상관계수를 나타냄. 2월 기온과 인도양 해수면 온도에 모두 유의한 선형 추세가 나타나 높은 상관관계가 나타나는 것으로 보임	

표 3.1.1. 우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와와의 관련성(계속)

월	우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와와의 관련성	우리나라 월별 기온 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장. 유의미한 관련성이 있는 경우 1개월, 2개월 전의 회귀 분석 결과를 함께 나타냄
3월	3월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 뚜렷한 관련성이 나타나지 않음. 그러나 선형 추세를 포함할 경우 2~3개월 전인 12월과 1월의 열대 인도양(60E-80E, 20S-5S) 해수면 온도와와의 관련성이 0.49로 유의하게 나타남	MAR
4월	4월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 뚜렷한 관련성이 나타나지 않으며 선형 추세를 포함하였을 때도 뚜렷하지 않음. 4월 기온 예측에 있어 인도양 해수면 온도는 예측 인자로서 활용 가능성이 적음	APR
5월	5월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 선형 추세를 제거한 경우 뚜렷한 관련성이 나타나지 않음. 그러나 5월 기온과 해수면 온도 모두 뚜렷한 선형 추세가 있기 때문에 선형 추세를 포함할 경우 남인도양 지역(40E-110E, 30S-20S) 해수면 온도와 0.53의 유의한 상관관계를 보이며 2월부터 4월까지 인도양 해수면 온도와도 유의한 관련성을 나타냄	MAY
6월	6월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에 동시 상관성은 크게 나타나지 않지만 4월 서인도양(40E-80E, 0-20N) 해수면 온도와 0.40의 유의한 관련성을 나타냄. 선형 추세를 제거하지 않았을 경우의 상관계수는 0.52로 높아짐	APR MAY JUN

표 3.1.1. 우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와의 관련성(계속)

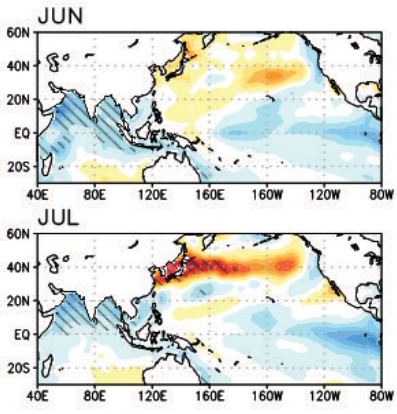
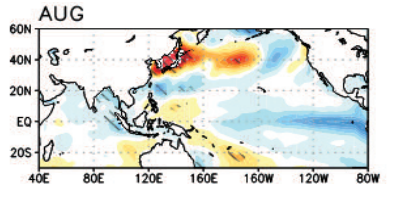
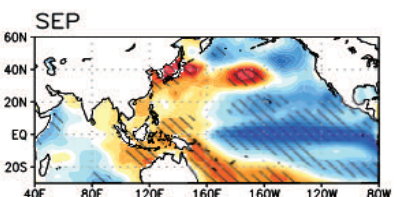
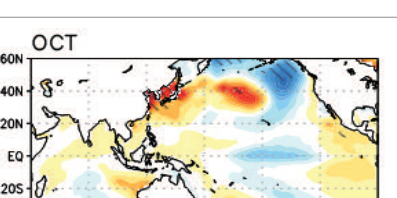
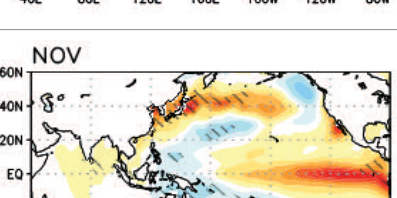
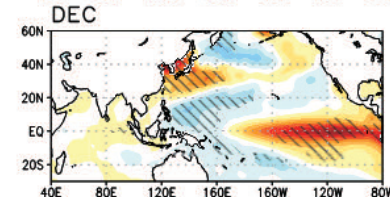
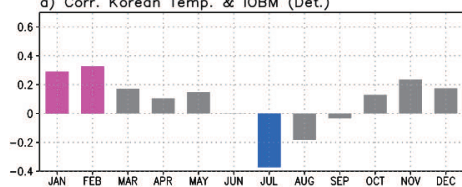
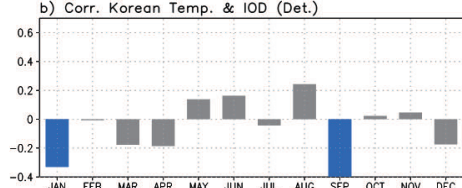
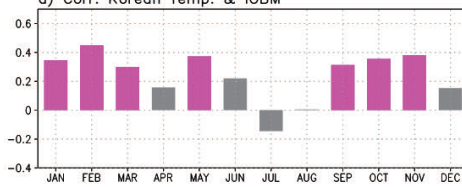
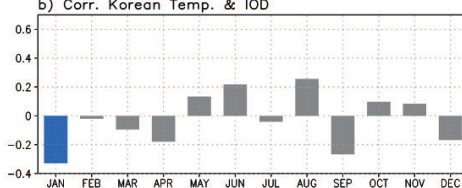
월	우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와의 관련성	우리나라 월별 기온 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장. 유의미한 관련성이 있는 경우 1개월, 2개월 전의 회귀 분석 결과를 함께 나타냄
7월	7월 기온과 관련한 인도양 해수면 온도의 특징을 살펴보면, 다른 계절들과 달리 북인도양(40E-110E, 10N-20N) 지역에서 -0.50의 관련성이 나타남. 이러한 관련성은 1개월 전인 6월부터 -0.51의 관련성이 나타나 예측 인자로서의 활용 가능성이 있음	
8월	8월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 뚜렷한 동시 상관 및 지연 상관관계가 나타나지 않음	
9월	9월 기온과 관련한 인도양 해수면 온도 특징은 열대 동인도양 지역(100E-120E, 20S-0) 해수면 온도와 0.43의 유의한 관련성을 나타냄. 동인도양을 중심으로 양의 해수면 온도 관련성이 나타나므로 IOD 지수와 -0.40의 유의한 음의 관련성을 나타냄. 선형 추세 제거 전에는 열대 동인도양 지역 해수면 온도와의 관련성이 더욱 높아지고(0.54) 3개월 전인 6월 해수면 온도부터 지연 상관관계가 나타남	
10월	10월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 뚜렷한 동시 상관 및 지연 상관관계가 나타나지 않음. 그러나 선형 추세를 포함하여 분석하면 2개월 전인 8월 8월 인도양 해수면 온도(60E-100E, 20S-10N)와 0.43 유의한 관련성이 나타남	
11월	11월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 뚜렷한 동시 상관 및 지연 상관관계가 나타나지 않음	

표 3.1.1. 우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와의 관련성(계속)

월	우리나라 월별 기온과 인도양 해수면 온도와의 관련성	우리나라 월별 기온 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장. 유의미한 관련성이 있는 경우 1개월, 2개월 전의 회귀 분석 결과를 함께 나타냄
12월	12월 기온과 인도양 해수면 온도 사이에는 뚜렷한 동시 상관 및 지연 상관관계가 나타나지 않음	

a) Corr. Korean Temp. & IOBM (Det.)  b) Corr. Korean Temp. & IOD (Det.) 	a) Corr. Korean Temp. & IOBM  b) Corr. Korean Temp. & IOD 
---	---

월별 IOBM 지수(위) 및 IOD 지수(아래)와 우리나라 월별 기온 사이의 동시 상관계수. 선형 추세를 제거한 결과	월별 IOBM 지수(위) 및 IOD 지수(아래)와 우리나라 월별 기온 사이의 동시 상관계수. 선형 추세 제거 전의 결과
---	--

월별 IOBM 지수(40E-110E, 20S-20N)와 IOD 지수(50E-70E, 5S-5N - 90E-110E, 10S-0)와 우리나라 월별 기온 사이의 선형 추세를 제거한 동시 상관계수(좌측)와 선형 추세 제거전의 동시 상관계수(우측)을 나타냄. 1월과 2월 기온의 경우 선형 추세와 관련 없이 IOBM과 유의한 양의 상관관계를 나타내나, 3월, 5월, 9월, 10월, 11월의 경우 선형 추세에서 기인한 양의 상관관계가 나타남. 또한 선형 추세를 제거 할 경우 7월 기온과 IOBM 사이에 뚜렷한 음의 관련성이 나타나고 이러한 음의 관련성은 7월에만 나타나는 독특한 현상으로 그 메커니즘에 대하여 이해할 필요가 있음. IOD와 우리나라 기온과의 관련성의 경우 1월과 9월에 유의한 음의 관련성을 보이는데, 1월과 9월에 특히 동인도양 해수면 온도와 유의한 양의 상관관계를 보이는 것과 일치하는 결과임

3.1.1.2 우리나라 월별 강수와 관련된 인도양 해수면 온도 변동성

인도양 해수면 온도 변동성과 우리나라 월별 강수와의 관련성을 조사하기 위해 1979년부터 2015년까지 우리나라 월별 강수 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장을 살펴보고 그 중 의미 있는 결과에 대하여 표 3.1.2에 정리함. 강수 시계열과 해수면 온도의 선형 추세를 제거한 결과를 나타내었다.

표 3.1.2. 우리나라 월별 강수와 인도양 해수면 온도와의 관련성

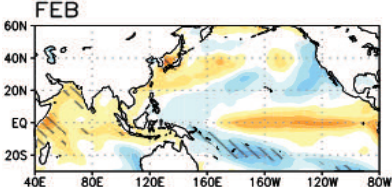
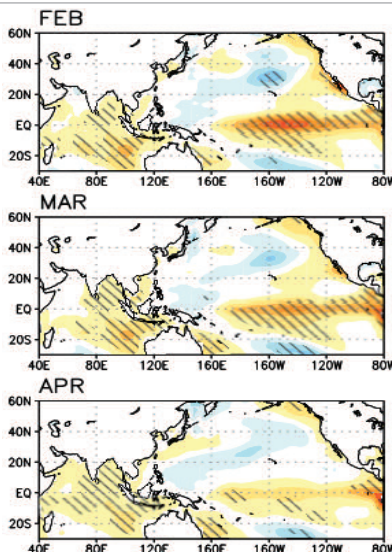
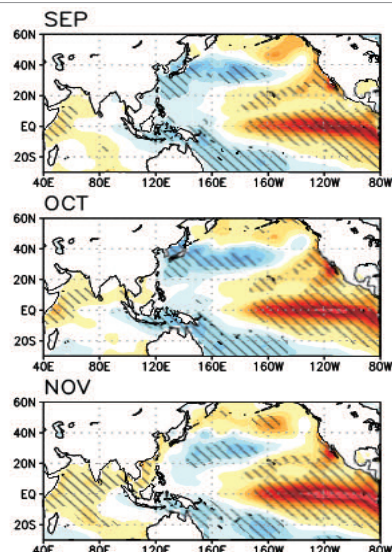
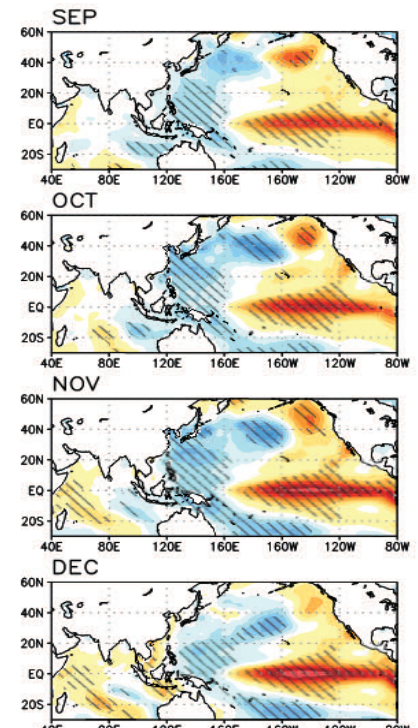
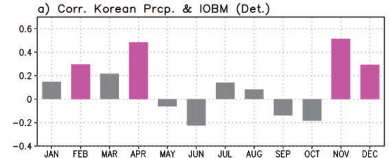
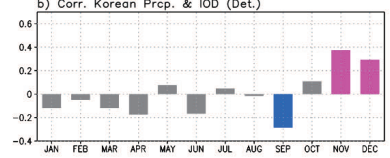
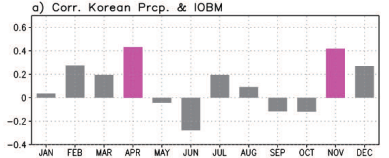
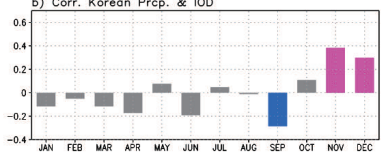
월	우리나라 월별 강수와 인도양 해수면 온도와의 관련성	우리나라 월별 강수 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장. 유의미한 관련성이 있는 경우 1개월, 2개월 전의 회귀 분석 결과를 함께 나타냄
2월	서인도양(40E-60E, 15S-5N) 해수면 온도와 2월 강수 사이에 0.40의 유의한 동시 상관관계수가 나타남. 그러나 인도양 해수면 온도와 우리나라 강수 사이에 자연 관련성은 나타나지 않음	
4월	동인도양(80E-110E, 20S-10N) 해수면 온도와 4월 강수 사이에 0.52의 유의한 동시 상관관계수가 나타남. 특히 이러한 관련성은 3개월 전인 1월 해수면 온도에서부터 뚜렷하게 나타나며, 2월 동인도양의 해수면 온도와 관련성은 0.55임. 이는 4월 강수 예측에 있어 인도양 해수면 온도가 예측인자로 활용 가능성을 제시함	
11월	11월 강수와 서인도양(40E-80E, 10S-10N) 해수면 온도 사이에 0.55의 유의한 상관관계가 나타나며 이러한 신호는 2개월 전인 9월 해수면 온도부터 약하게 나타남. 또한 서인도양과 동인도양 해수면 온도의 차이를 나타내는 IOD 지수 와도 0.37의 관련성을 보임	

표 3.1.2. 우리나라 월별 강수와 인도양 해수면 온도와의 관련성(계속)

월	우리나라 월별 강수와 인도양 해수면 온도와의 관련성	우리나라 월별 강수 시계열에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 편차장. 유의미한 관련성이 있는 경우 1개월, 2개월 전의 회귀 분석 결과를 함께 나타냄
12월	11월과 유사하게 12월 강수에도 마찬가지로 서인도양(40E-60E, 20S-0) 해수면 온도와 0.38의 유의한 관련성을 나타내며 이러한 신호는 1개월 전인 11월 해수면 온도부터 나타남. 그러나 12월보다 그 관련성은 뚜렷하지 않음	
a) Corr. Korean Prcp. & IOBM (Det.)  b) Corr. Korean Prcp. & IOD (Det.) 		a) Corr. Korean Prcp. & IOBM  b) Corr. Korean Prcp. & IOD 
월별 IOBM 자수(위) 및 IOD 자수(아래)와 우리나라 월별 강수 사이의 동시 상관관계. 선형 추세를 제거한 결과		월별 IOBM 자수(위) 및 IOD 자수(아래)와 우리나라 월별 강수 사이의 동시 상관관계. 선형 추세 제거 전의 결과
월별 IOBM 자수(40E-110E, 20S-20N)와 IOD 자수(50E-70E, 5S-5N - 90E-110E, 10S-0)와 우리나라 월별 강수 사이의 선형 추세를 제거한 동시 상관관계(좌측)와 선형 추세 제거전의 동시 상관관계(우측)를 나타냄. 4월과 11월 강수에서 IOBM과의 관련성이 선형 추세와 관련 없이 뚜렷하게 나타나며, 선형 추세를 제거할 경우 2월과 12월 강수에서도 IOBM과의 관련성이 나타남. IOD의 경우 선형추세와 관련 없이 9월에 음의 상관관계, 11월과 12월에 양의 상관관계가 나타남. 이는 11월과 12월에 서인도양을 중심으로 뚜렷한 양의 관련성이 나타나는 것과 일치하는 결과임		

3.1.2 봄철 IOBM과 우리나라 6월 강수 사이의 2000년대 이후 관련성 변화

봄철 인도양 해수면 온도 변동성과 우리나라 여름철 기후와의 관련성에 대해 조사하였다. 봄철(3월~5월) 평균 IOBM 지수와 우리나라 6월 강수 변동성 사이의 상관계수는 1979~2015년 기간에 -0.21로 통계적으로 유의하지 않다(그림 3.1.3). 그러나 11년 이동 상관계수를 살펴보면, 2000년대 이후 IOBM과 6월 강수 사이의 음의 관련성이 매우 강해진 것을 확인 할 수 있다(그림 3.1.3). 실제 1979~2000 기간의 IOBM과 6월 강수의 상관계수는 0.06으로 관련성이 없는 반면, 2001~2015 기간의 상관계수는 -0.54로 통계적으로 유의한 관련성이 나타난다. 뿐만 아니라, 봄철 IOBM 지수와 6월 기온 역시 2000년대 이전과 이후에 관련성에 차이가 나타나는데, 1979~2000 기간의 상관계수는 -0.06, 2001~2015 기간의 상관계수는 0.49로 2000년대 이후 통계적으로 유의한 관련성이 나타난다.

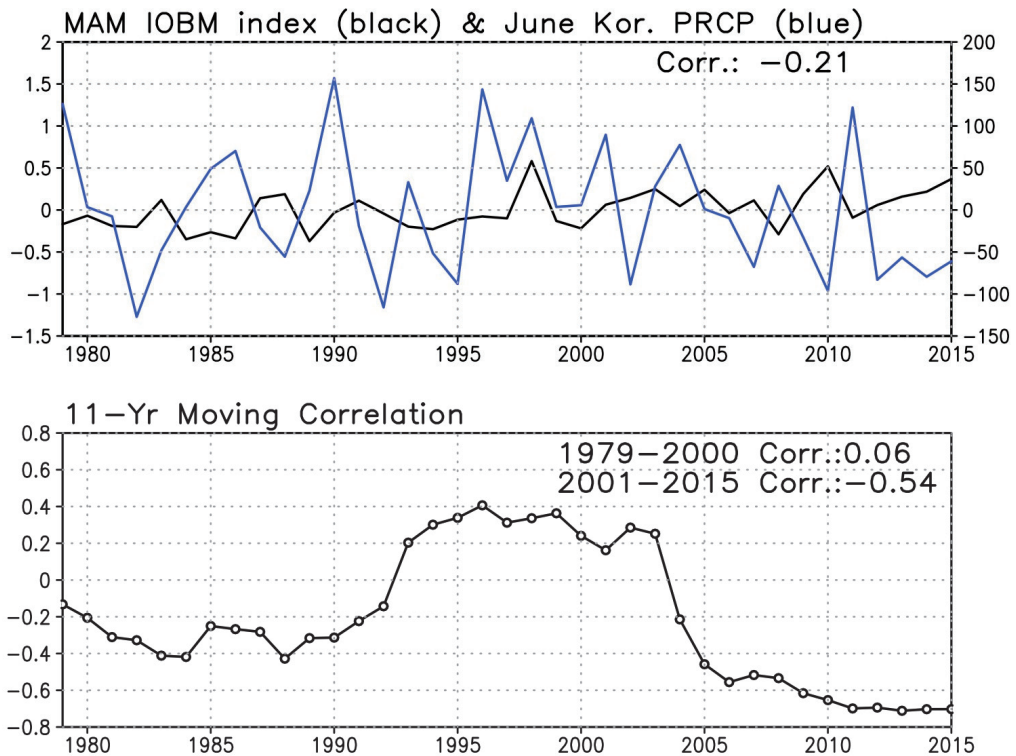


그림 3.1.3. (위) 1979~2015 기간의 봄철(3~5월) 평균 IOBM 지수(검정 실선)와 6월 우리나라 강수 시계열(푸른 실선). (아래) 봄철 IOBM 지수와 6월 우리나라 강수 사이의 11년 이동 상관계수

봄철 IOBM과 6월 우리나라 기온·강수 사이의 관련성이 2000년 이전과 이후 크게 변화하였는데, 그 특징에 대하여 분석하기 위해 1979~2000(22년) 기간과 2001~2015(15년) 기간을 나누어 봄철(3~5월) IOBM 지수에 대해 6월 강수, 해수면 온도, 지위고도 장에 대해 회귀 분석을 수행하였다(그림 3.1.4).

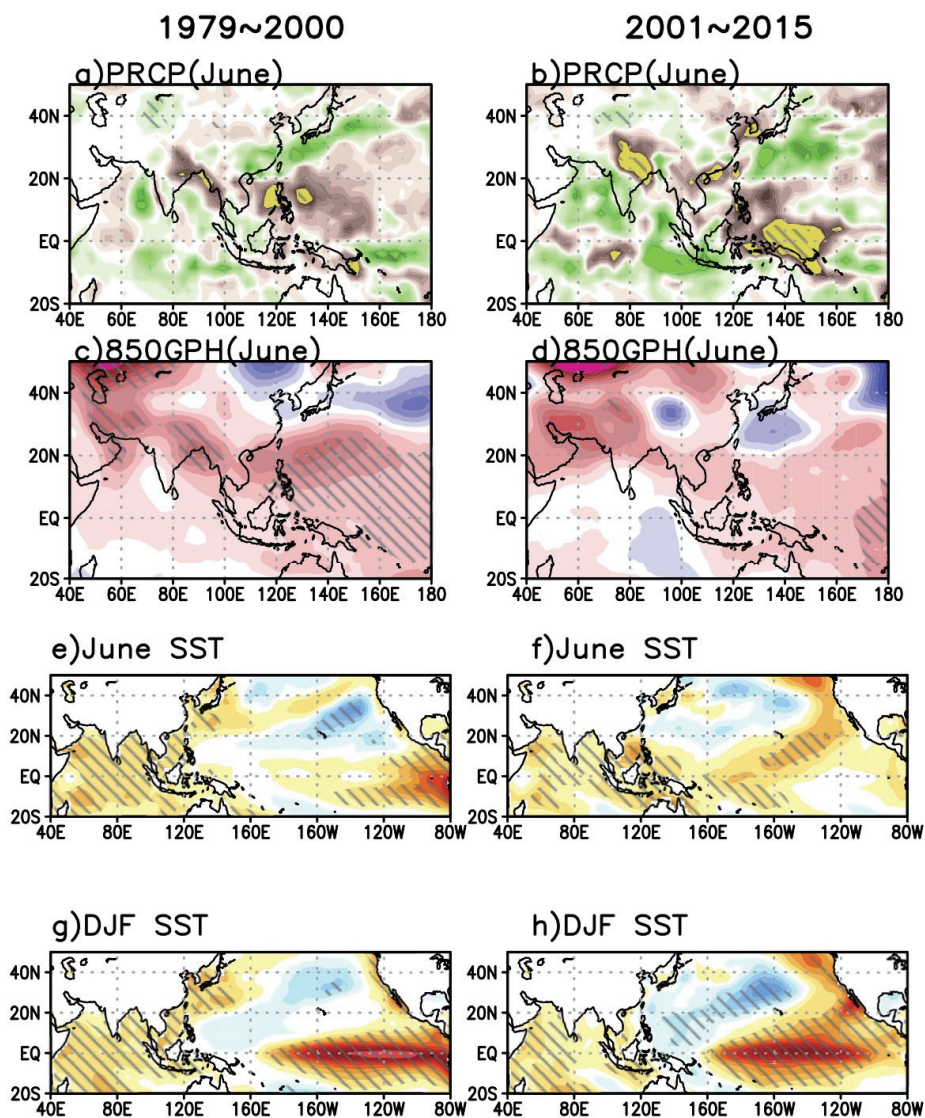


그림 3.1.4. (왼쪽) 1979~2000 기간의 봄철 IOBM 지수에 대해 회귀 분석한(위부터 아래로) 6월 강수, 850hPa 지위고도장, 해수면 온도 편차와 이전 겨울철 해수면 온도 편차. (오른쪽) 2001~2015 기간의 봄철 IOBM 지수에 대한 회귀 분석 결과

1979~2000 기간의 IOBM에 대한 강수의 회귀 분석 결과를 살펴보면, maritime continent 지역을 포함한 아열대 서태평양 지역에서 전반적으로 강수 억제 신호가 나타나고, 그 북쪽으로 강수 밴드가 나타난다. 이 때 강수 밴드는 우리나라 남쪽에 위치하여 우리나라에는 뚜렷한 강수 변동성이 나타나지 않는다. 따라서 이 기간 동안 봄철 IOBM과 우리나라 6월 강수 사이에는 통계적으로 유의한 상관 계수가 나타나지 않는다(그림 3.1.4.a).

한편, 2001~2015 기간의 회귀 분석된 강수 패턴을 살펴보면, 1979~2000 기간에 비해 열대 동인도양과 아라비아 해를 중심으로 강수 증가 신호가 뚜렷하게 나타남. 또한, 강수 억제 구역이 이전 기간에는 아열대 서태평양에 나타난 반면, 2001~2015 기간에는 열대 서태평양에 나타난다. 그 북쪽으로 우리나라 남쪽에는 강수 증가 신호가, 그리고 우리나라에는 강수 억제 신호가 뚜렷하게 나타난다. 따라서 이 기간 동안 봄철 IOBM과 우리나라 6월 강수 사이에 통계적으로 유의한 음의 관련성이 나타난다(그림 3.1.4.b).

이와 관련된 대기 순환장의 특징을 살펴보기 위해 850hPa 지위고도장에 대한 두 기간의 회귀 분석 결과를 살펴보면, 1979~2000 기간에는 아열대 지역을 중심으로 고기압성 순환이 뚜렷하게 나타나고, 특히 북서태평양 아열대 고기압의 발달로 인해 이 지역에는 강수 억제, 그리고 이 고기압을 따르는 남서 기류를 따라 강수 증가 밴드가 나타나는 구조이다. 한편, 2001~2015 기간에는 북서태평양 아열대 고기압의 발달이 나타나지 않고 우리나라 남쪽에 저기압성 순환이 형성되어 강수가 감소하는 구조를 보인다(그림 3.1.4.c, d). 봄철 IOBM 지수에 회귀 분석한 6월 해수면 온도 편차 패턴의 두 기간의 가장 큰 차이는, 1979~2000 기간에는 열대 동태평양의 엘니뇨 신호가 나타나지만 2001~2015 기간에는 열대 동태평양 해수면 온도와 거의 관련성이 나타나지 않는다(그림 3.1.4.e, f).

그러나, 두 기간 모두 봄철 IOBM 지수에 대해 회귀 분석한 이전 겨울철(12~2월) 해수면 온도 편차 패턴에는 모두 강한 엘니뇨 신호가 나타나는데, 1979~2000 기간에는 해수면 온도 편차 중심이 열대 동태평양에 나타나는 동태평양 엘니뇨의 형태를, 2001~2015 기간에는 열대 중태평양을 중심으로 큰 편차가 나타나는 중태평양 엘니뇨의 형태를 나타낸다. 이러한 겨울철 엘니뇨 신호가 1979~2000 기간에는 점점 소멸하면서 6월까지 그 신호가 조금 남아 있지만, 2001~2015 기간에는 좀 더 일찍 소멸하여 6월에는 그 신호가 나타나지 않는 것으로 해석된다(그림 3.1.4.g, h).

3.1.3 IOBM과 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향

3.1.3.1 엘니뇨와 IOBM의 복합 영향

IOBM과 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향을 조사하기 위해 겨울철(12월~2월) Nino3.4 지수와 봄철(3월~5월) IOBM 지수를 바탕으로 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상이면서, IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상인 경우, 즉 봄철 인도양 warming이 이전 겨울철 엘니뇨와 관련되어 나타난 경우와, Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하이면서, IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상인 경우, 즉 봄철 인도양 warming이 엘니뇨와 관련 없이 나타난 경우에 대하여 분석하였다. 이 때 봄철 IOBM 지수에는 뚜렷한 선형 추세($0.39^{\circ}\text{C}/37\text{yr}$)가 나타나므로 온난화 영향을 배제하기 위해 선형 추세를 제거한 후 분석하였다. 1979년부터 2015년 기간에 대해 각 분류에 해당되는 연도를 표 3.1.3에 정리하였다.

표 3.1.3. (좌) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 연도와 (우) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 연도

MAM IOBM > 0.5STD & DJF Nino3.4 > 0.7STD	MAM IOBM > 0.5STD & DJF Nino3.4 < 0.7STD
1983	1980
1987	1988
1998	1991
2003	
2005	
2010	
2015	

선형 추세를 제거한 겨울철 Nino3.4 지수와 봄철 IOBM 사이의 상관계수는 0.80으로 매우 높게 나타난다. 이는 봄철 인도양 warming은 대체로 겨울철 엘니뇨와 관련되어 나타남을 의미한다. 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 STD 이상인 해는 총 10개 해인데, 그 중 1992, 1995, 2007년을 제외한 7개 해에서 다음 봄철 인도양 warming이 발생하였다. 반면 엘니뇨와 관련 없이 봄철 인도양 warming이 나타난 사례는 3개 해로 적다.

엘니뇨와 함께 봄철 인도양 warming이 발생한 경우와, 엘니뇨와 관련 없이 봄철 인도양 warming이 발생한 경우의 봄철(3~5월)과 여름철(6~8월) 해수면 온도 편차와 850hPa 지위고도 편차의 합성 분석장을 살펴보았다(그림 3.1.5). 그림에서 확인 할 수 있듯이 엘니뇨와 함께 봄철 인도양 warming이 발생한 경우 엘니뇨 신호가 겨울철 최성기 이후 봄철, 여름철로 갈수록 점점 약화되는 특징을 확인 할 수 있고, 이와 함께 인도양 warming 현상이 여름철까지 지속된다. 이 때 봄철의 인도양 warming이 여름철보다 뚜렷하게 나타나고 우리나라 남쪽 북서태평양 지역 warming 신호가 함께 나타난다. 대기 반응은 엘니뇨 소멸해의 전형적인 특징을 나타내는데, 봄철에는 인도양-열대 서태평양 지역의 고기압성 편차가 우리나라를 포함한 중위도 지역까지 영향을 미치는 특징을, 여름철에는 이 고기압성 편차가 다소 수축하여 아열대 북서태평양 지역에서 나타나는 특징을 보인다. 이에 따라 동아시아 지역으로 습윤한 남서 기류가 유입될 수 있는 조건이 형성되어 엘니뇨 소멸 시기 동아시아 지역은 대체로 강수가 많은 경향이 있다.

한편, 겨울철 엘니뇨와 관련 없이 발생한 봄철 인도양 warming의 경우 사례가 많지는 않지만 봄철 북인도양을 중심으로 양의 해수면 온도 편차가 나타나고 북태평양 대기 반응은 남·북 방향의 dipole 형태로 북쪽에 저기압성 순환, 남쪽에 고기압성 순환이 나타난다. 여름철의 경우 인도양 warming 신호가 많이 약해져 뱅갈만 지역을 중심으로 고온 편차가 나타나고 대기 반응의 경우 아열대 북서태평양 지역에서 고기압성 순환, 우리나라 지역으로 저기압성 순환이 나타나 대체로 우리나라 강수가 적을 수 있는 대기 구조가 형성된다.

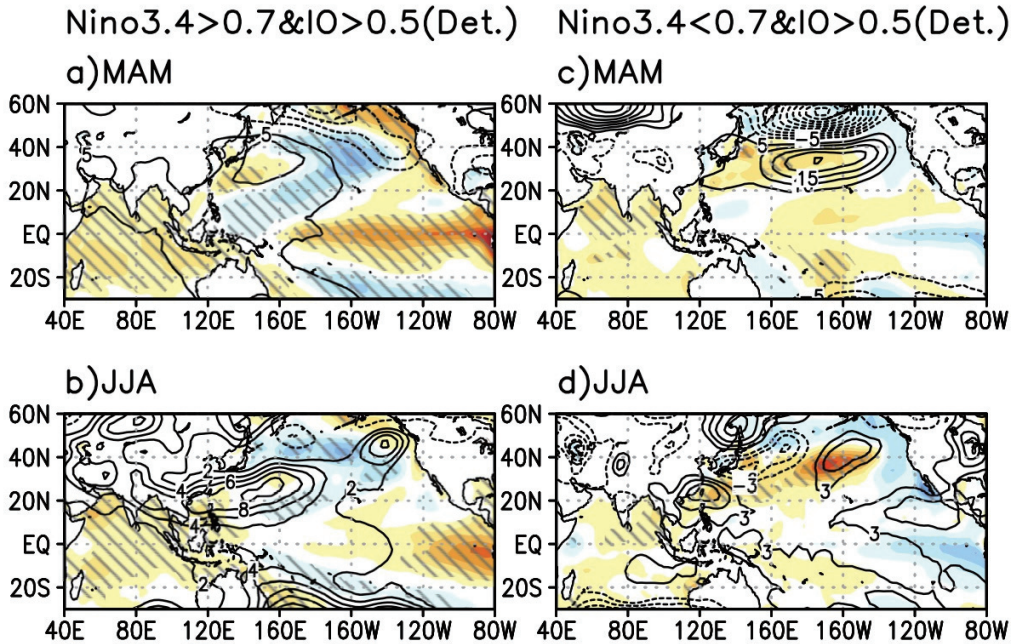


그림 3.1.5. (좌) 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 봄철(3~5월)과 여름철(6~8월) 합성장 (우) 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 경우의 봄철과 여름철 합성장. 선형 추세 제거 후의 결과

다음으로, 엘니뇨와 인도양 warming의 복합 영향이 우리나라 월별 기온과 강수에 미치는 영향을 조사하기 위하여 표 3.1.3의 분류와 같이 엘니뇨와 관련된 봄철 인도양 warming 사례와 엘니뇨와 관련 없는 봄철 인도양 warming 사례에 대해 월별 우리나라 기온과 강수의 합성 분석 특징을 살펴보았다.

우리나라 월별 기온 특징을 살펴보면, 엘니뇨와 관련하여 인도양 warming이 나타난 해의 경우 7월 기온이 평년보다 낮은 특징을 9월 기온이 평년보다 높은 특징을 나타낸다. 한편, 엘니뇨와 관련 없는 인도양 warming의 경우 2월 기온과 8월 기온이 평년보다 낮은 특징을 보이고 6월 기온이 평년보다 높은 특징을 나타낸다(그림 3.1.6).

강수의 경우 엘니뇨와 관련하여 인도양 warming이 나타난 해의 경우 4월 강수가 평년보다 많고 12월 강수가 평년보다 적은 특징을 나타낸다. 한편, 엘니뇨와 관련 없는 인도양 warming의 경우 12월 강수가 평년보다 많은 특징 외에 뚜렷한 경향성이 나타나지 않는다(그림 3.1.7).

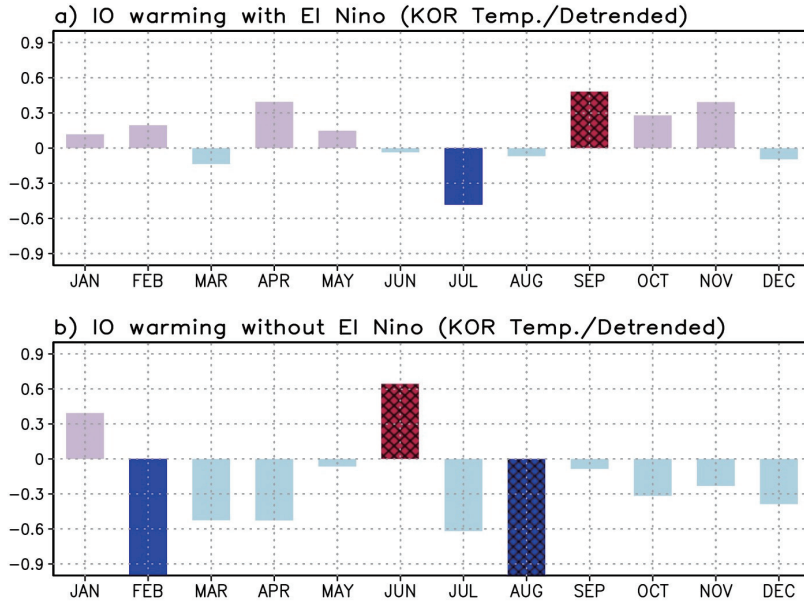


그림 3.1.6. (위) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과 (아래) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과. 진한 채색은 통계적으로 80% 이상 유의한 결과, 빗금 표시는 90% 이상 유의한 결과를 나타냄

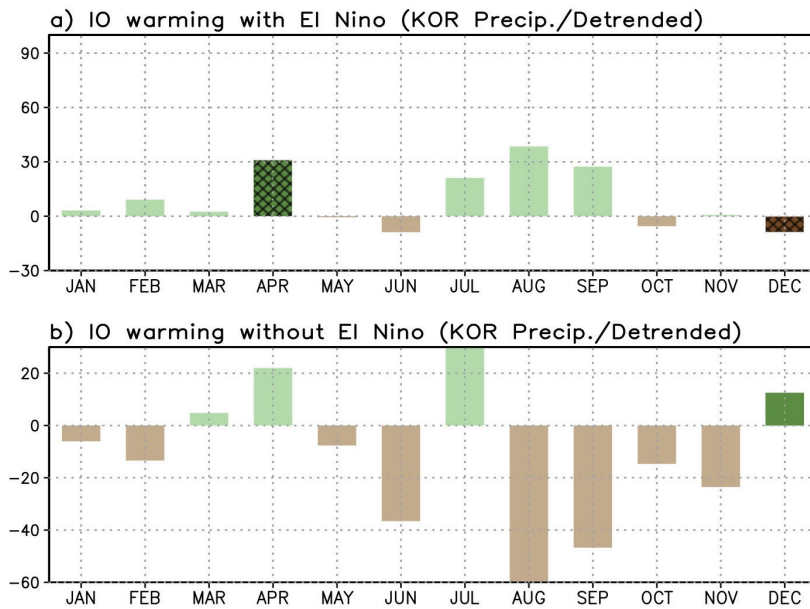


그림 3.1.7. 그림 3.1.6과 같은 그림이나, 우리나라 월별 강수 합성 분석 결과에 대해 나타냄

특히, 엘니뇨와 관련하여 인도양 warming이 나타난 해의 7월의 경우 평년보다 기온이 낮은 특징을 보이는데, 이때의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온 분포의 특징을 살펴보면, 엘니뇨 신호는 거의 소멸되었지만 인도양을 중심으로 여전히 뚜렷한 고온 현상이 나타나고, 이와 함께 열대 서태평양 지역에서부터 발달한 고기압성 순환이 아열대 북서태평양 지역으로 확장한 대기 하층 순환 구조를 나타낸다. 따라서 북서태평양 아열대 고기압이 발달한 지역에서는 강수 억제 구역이 나타나고 그 북쪽인 우리나라 남쪽으로는 강수 강화 신호가 나타난다. 1000hPa 기온 분포를 살펴보면 우리나라 북쪽과 중국 일본지역을 중심으로 저온 편차가 나타난다(그림 3.1.8).

한편, 엘니뇨와 관련 없는 인도양 warming 사례 중, 6월의 기온이 평년보다 높은 특징을 나타내는데, 이때의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온의 특징을 살펴보았다. 해수면 온도의 경우 벵갈만과 북서태평양 지역을 중심으로 고온 편차가 나타나고 이와 함께 850hPa 지위고도 패턴은 북서태평양 아열대 고기압의 발달과 우리나라 북쪽의 저기압성 편차가 뚜렷하다. 또한 우리나라를 포함한 동아시아 지역 대부분에서 고온 편차가 나타난다(그림 3.1.9).

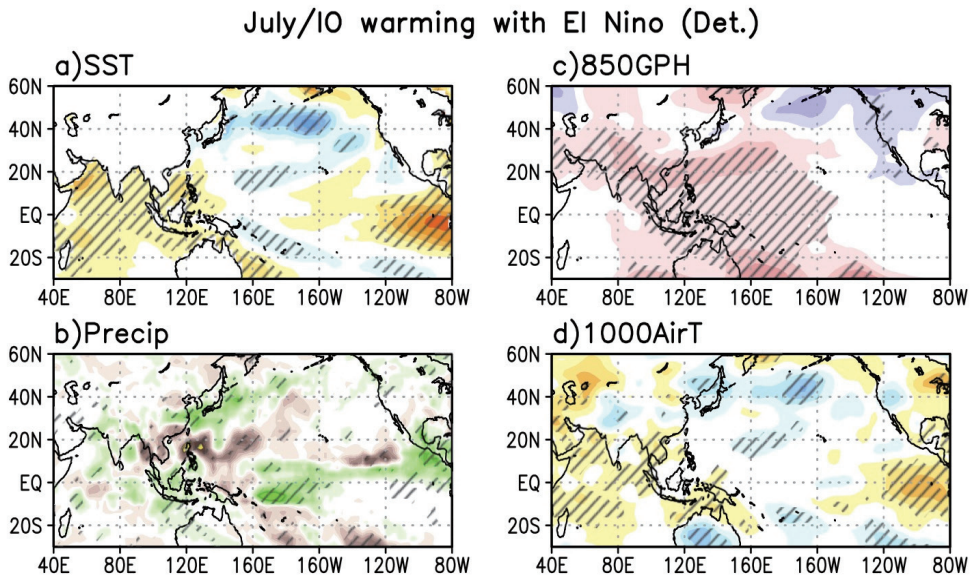


그림 3.1.8. 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해의 7월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

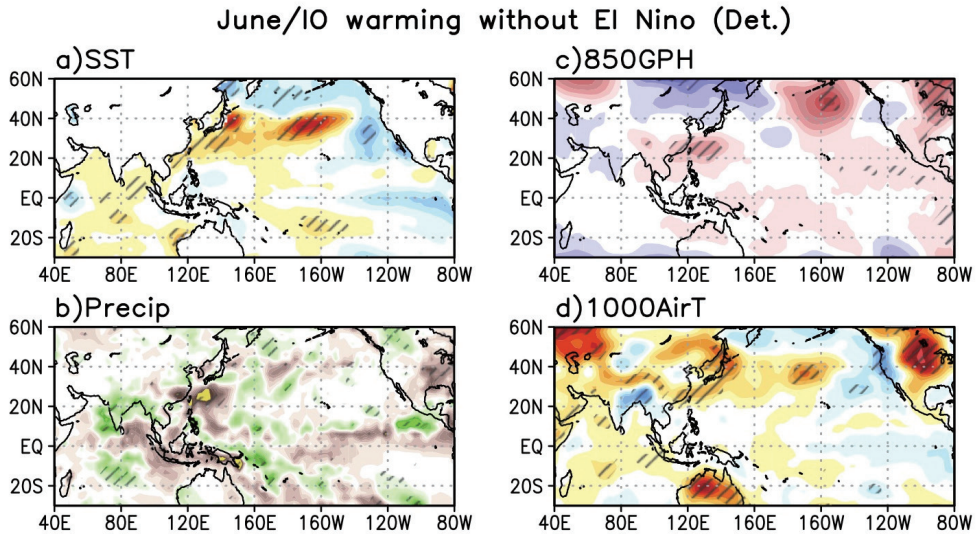


그림 3.1.9. 봄철 IOBM 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 해의 6월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

3.1.3.2 라니냐와 IOBM의 복합 영향

다음으로, 겨울철 라니냐와 관련된 봄철 인도양 cooling과 라니냐와 관련 없이 발생한 봄철 인도양 cooling의 사례를 분류하고 그 특징에 대해 살펴보았다. 비슷한 방식으로 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차보다 작으면서 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차보다 작은 사례들을 라니냐와 관련되어 나타난 인도양 cooling 사례로, 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차보다 크면서 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차보다 작은 사례를 라니냐와 관련 없이 나타난 인도양 cooling 사례로 분류하였고 해당 연도를 표 3.1.4에 정리하였다. 마찬가지로 온난화에 의한 영향을 배제하기 위하여 선형 추세를 제거 한 후의 결과이다.

표 3.1.4. (좌) 선형추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 연도와 (우) 선형추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 연도

MAM IOBM(-0.5 STD & DJF Nino3.4(-0.7 STD)	MAM IOBM(-0.5 STD & DJF Nino3.4(-0.7 STD)
1985	1984
1989	1986
1999	1993
2000	1994
2008	2006
2011	2012

겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 STD 이하인 해, 즉 라니냐 해는 총 7개 해인데 그 1996년을 제외하고 모두 다음 해 봄철 인도양 cooling이 발생하였다. 한편, 엘니뇨와 관련 없이 발생한 인도양 warming 사례는 세 해로 적었지만, 라니냐와 관련 없이 발생한 인도양 cooling의 사례는 모두 여섯 해로 라니냐와 관련 있는 인도양 cooling 사례와 비슷하게 나타나는데, 이는 엘니뇨와 인도양 warming 만큼, 라니냐와 인도양 cooling의 상관관계가 높지 않다는 것을 의미한다.

라니냐와 함께 봄철 인도양 cooling이 발생한 경우와, 라니냐와 관련 없이 봄철 인도양 cooling이 발생한 경우의 봄철(3~5월)과 여름철(6~8월) 해수면 온도 편차와 850hPa 지위고도 편차의 합성 분석장을 살펴보았다(그림 3.1.10). 라니냐와 함께 봄철 인도양 cooling이 발생한 경우, 봄철과 여름철까지 라니냐 신호가 나타나는데, 주로 열대 중태평양을 중심으로 나타나는 특징이 있다. 인도양 cooling 역시 봄철부터 여름철까지 나타나지만 봄철의 cooling 신호가 더 강하다. 이 때 대기 순환 특징을 살펴보면 열대 서태평양의 저기압성 순환이 봄철의 경우 동아시아 지역까지 확장한 특징을 나타내고, 여름철의 경우 그 강도가 약해지고 아열대 서태평양 지역으로 수축된 특징을 나타낸다.

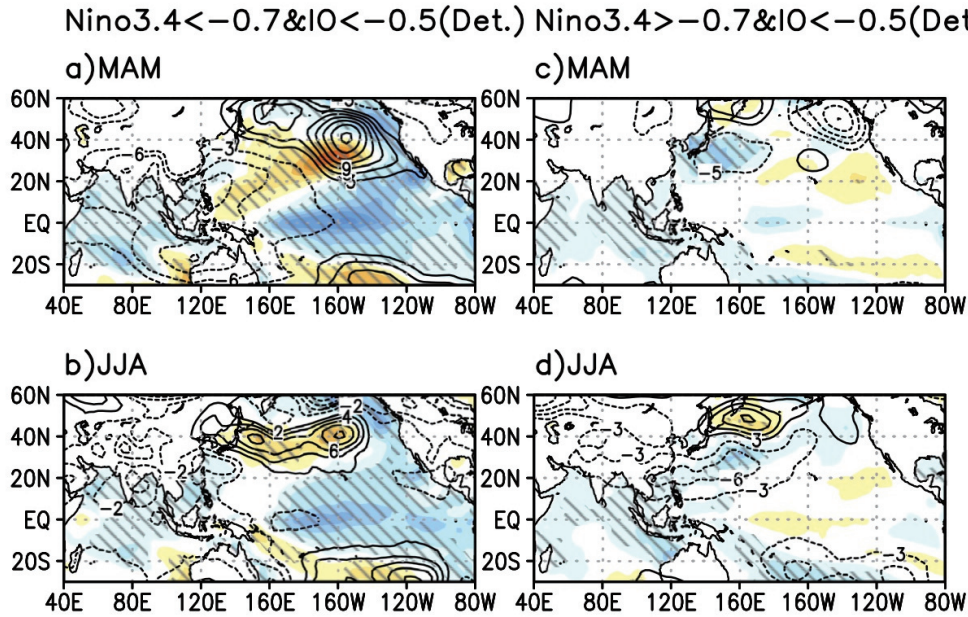


그림 3.1.10. (좌) 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 봄철(3~5월)과 여름철(6~8월) 합성장 (우) 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 경우의 봄철과 여름철 합성장. 선형 추세 제거 후의 결과

라니냐와 관련 없이 나타난 인도양 cooling의 경우 주로 동인도양과 열대 서태평양, 그리고 북서태평양 지역을 중심으로 저온 편차가 나타난다. 이 경우 대기 반응은 봄철의 경우 열대 지역에서부터 기인한 변동성보다 중위도 지역 변동성이 크게 나타나는 특징을 보이고, 여름철의 경우 우리나라 남쪽 북서태평양 지역으로 저기압성 순환이 특징적으로 나타난다.

라니냐와 인도양 cooling의 복합 영향이 우리나라 월별 기온과 강수에 미치는 영향을 조사하기 위하여 표 3.1.4의 분류와 같이 라니냐와 관련된 봄철 인도양 cooling 사례와 라니냐와 관련 없는 봄철 인도양 cooling 사례에 대해 월별 우리나라 기온과 강수의 합성 분석 특징을 살펴보았다.

우리나라 월별 기온 특징을 살펴보면, 라니냐와 관련하여 인도양 cooling이 나타난 해의 경우 6월 기온이 평년보다 낮은 특징과 9월 기온이 평년보다 높은 특징을 나타낸다. 한편, 라니냐와 관련 없는 인도양 cooling의 경우 2월, 3월, 9월 기온이 평년보다

낮은 특징을 보인다(그림 3.1.11).

강수의 경우 라니냐와 관련하여 인도양 cooling이 나타난 해의 경우 6월 강수가 평년보다 많은 경향을, 12월 강수는 평년보다 적은 특징을 보인다. 한편, 라니냐와 관련 없는 인도양 cooling의 경우 3월 강수가 평년보다 적은 특징을 나타낸다(그림 3.1.12).

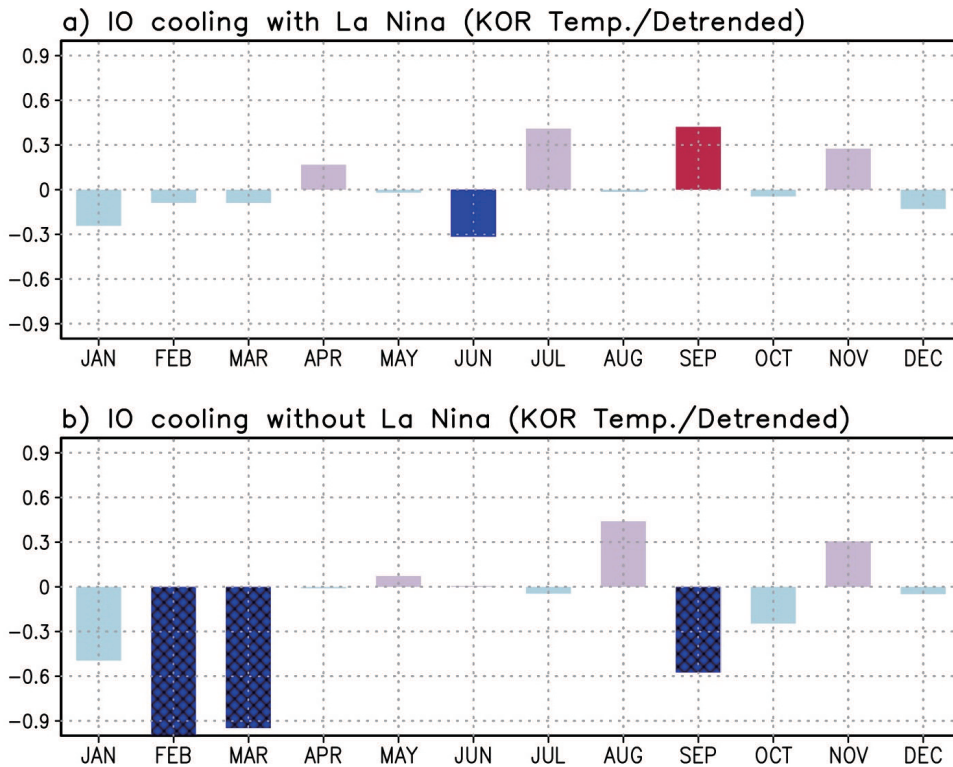


그림 3.1.11. (위) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과 (아래) 선형 추세를 제거한 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 해의 우리나라 월별 기온 합성 분석 결과. 진한 채색은 통계적으로 80% 이상 유의한 결과, 빗금 표시는 90% 이상 유의한 결과를 나타냄

라니냐와 관련하여 인도양 cooling이 나타난 해의 6월의 경우 평년보다 기온이 낮고 강수가 많은 특징을 보이는데, 이때의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온 분포의 특징을 살펴보면, 열대 중태평양을 중심으로 라니냐 신호와 함께 인도양 지역에서 저온 편차가 나타난다. 850hPa 순환장에서는 인도-유라시아 지역에서 저기압성 편차와 우리나라 남동쪽으로 고기압성 순환이 나타나는데 이러한 순환장에 의해 습윤한 남서기류가 우리나라로 유입될 수 있어 강수 증가 신호가 나타나고 기온의 경우 평년보다 낮은 경향성이 나타난다(그림 3.1.13).

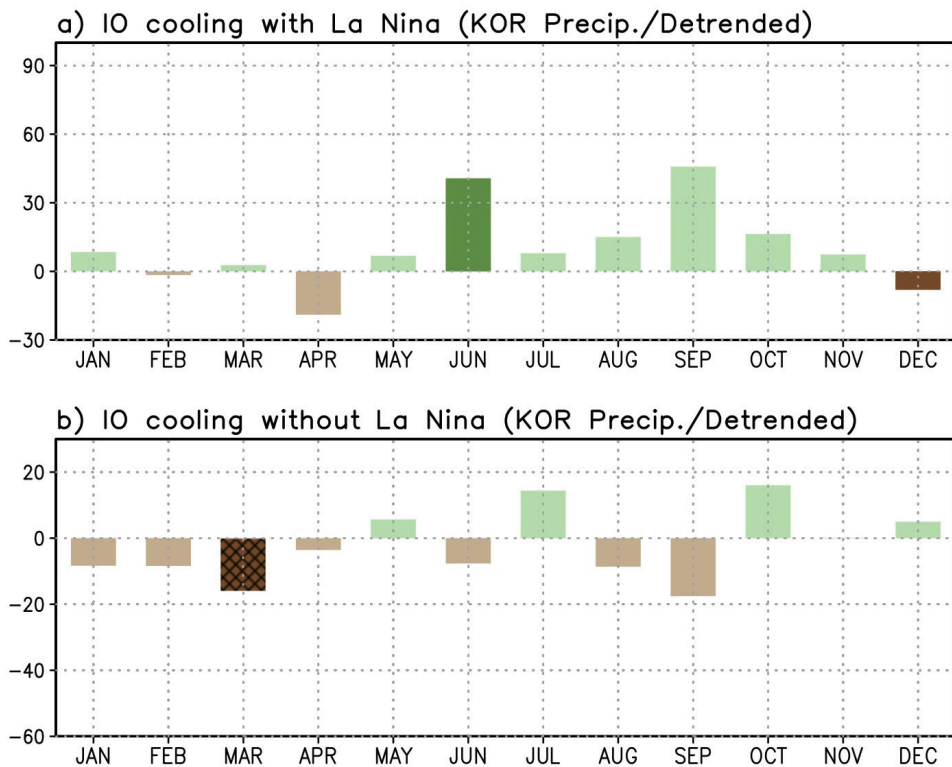


그림 3.1.12. 그림 3.1.11과 같은 그림이나, 우리나라 월별 강수 합성 분석 결과에 대해 나타냄

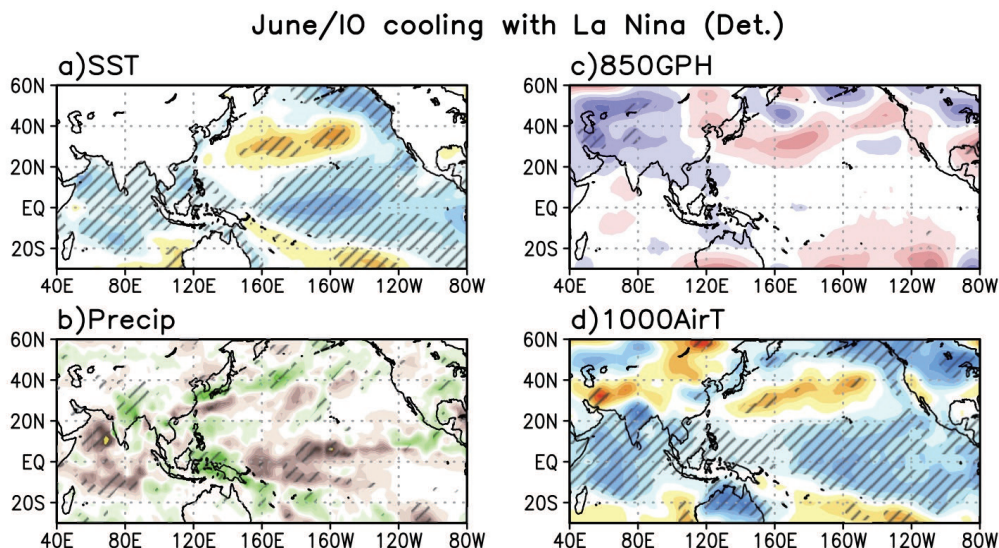


그림 3.1.13. 봄철 IOBM 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해의 6월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

3.1.4 IOBM과 IOD 및 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향

「Interbasin coupling between the tropical Indian and Pacific Ocean on interannual timescale: observaion and CMIP5 reproduction; Ha et al., 2017」 논문에서 IOD와 IOBM 그리고 ENSO의 결합(coupling) 상태에 따른 엘니뇨 진화 과정에 대해 연구하였다. 현업에 활용하기 위해 이를 정리하고, 추가 분석하여 기후분석 기반의 예보를 위한 가이드언스를 마련할 필요가 있다.

가을철 IOD(9월~11월)와 겨울철 ENSO(12월~2월), 그리고 봄철 IOBM(3월~5월)의 결합 상태에 따라 총 4개의 카테고리 분류할 수 있다. 먼저 IOD-ENSO-IOBM의 경우 가을철 양(음)의 IOD 이후 겨울철 엘니뇨(라니냐) 그리고 봄철 양(음)의 IOBM 상태가 나타나는 사례이며, (IOD)-ENSO-IOBM의 경우 가을철 IOD의 발생 없이 겨울철 엘니뇨(라니냐) 이후 봄철 양(음)의 IOBM이 나타나는 사례, IOD-ENSO-(IOBM)의 경우 가을철 양(음)의 IOD 이후 겨울철 엘니뇨(라니냐)가 발생하나 봄철 IOBM 신호는 나타나지 않는 사례, 그리고 (IOD)-ENSO-(IOBM)의 경우 가을철 IOD와 봄철 IOBM의 발생 없이 겨울철 ENSO가 나타나는 사례로 분류된다. 이 연구에서 사용한 IOD 지

수는 (150°W-90°W, 5°S-5°N) 영역 평균 해수면 온도에서 (50°E-70°E, 5°S-5°N) 해수면 온도를 뺀 값으로, IOBM 지수는 (40E-120E, 20S-20N) 영역 평균 해수면 온도로, 그리고 ENSO의 경우 Nino3 지수로 정의하였고, 1950-2010 기간에 대하여 분석 하였는데, 이 기간 동안의 각 지수의 선형 추세를 제거한 후 분석하였다. 각 카테고리 별 해당 연도를 표 3.1.5에 나타낸다.

표 3.1.5. IOD, ENSO, IOBM의 결합 형태에 따른 연도 분류

	엘니뇨	라니냐
IOD-ENSO-IOBM	51/52, 63/64, 72/73, 82/83, 88/89, 97/98, 02/03	54/55, 55/56, 64/65, 70/71, 71/72, 73/74, 75/76, 84/85, 96/97, 05/06
(IOD)-ENSO-IOBM	57/58, 68/69, 69/70, 86/87, 09/10	50/51, 67/68, 83/84, 85/86, 88/89, 99/00, 07/08
IOD-ENSO-(IOBM)	65/66, 77/78, 91/92, 94/95, 06/07	98/99
(IOD)-ENSO-(IOBM)	76/77, 79/80	95/96, 00/01, 01/02, 08/09

IOD와 ENSO 그리고 IOBM의 결합 상태가 엘니뇨의 진화 과정에 어떠한 영향을 미치는지 살펴보기 위해 IOD-ENSO-IOBM, (IOD)-ENSO-IOBM, IOD-ENSO-(IOBM)에 속하는 엘니뇨 사례에서 라니냐 사례를 뺀 합성 분석 결과를 살펴보았다(그림 3.1.14). 그림에서 확인 할 수 있듯이 IOD와 IOBM이 모두 ENSO와 결합되어 나타난 경우 (IOD-ENSO-IOBM) 엘니뇨에서 라니냐로의 전이가 빠르고 뚜렷하게 나타나는 반면, IOD와 ENSO, IOBM과 ENSO의 결합의 경우 엘니뇨에서 라니냐로의 전이가 뚜렷하게 나타나지 않는다.

IOD-ENSO-IOBM의 경우 가을철 뚜렷한 IOD 패턴이 겨울철까지 유지되지 못하는 반면, IOD-ENSO-(IOBM)의 경우 IOD 패턴이 겨울철까지 유지된다. IOD-ENSO-IOBM의 경우 IOD의 빠른 소멸이 엘니뇨에서 라니냐로의 빠른 전환에 기여한 것으로 보인다. 또한 IOD-ENSO-IOBM의 경우 북서태평양 아열대 고기압이 여름철까지 발달하여 열대 서태평양의 동풍 강화에 기여함으로써 엘니뇨에서의 라니냐로의 빠른 전환에 영향을 미친다.

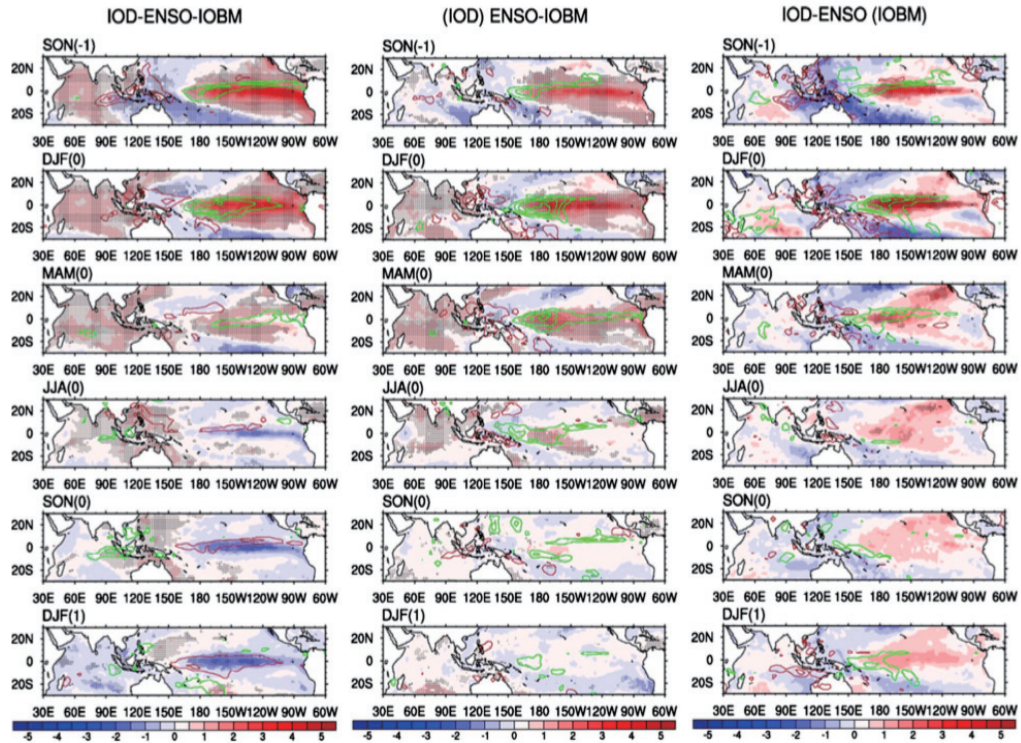


그림 3.1.14. (좌) IOD-ENSO-IOBM, (중) (IOD)-ENSO-IOBM, (우) IOD-ENSO-(IOBM)의 엘니뇨 합성도에서 라니냐 합성도를 뺀 해수면 온도 편차(채색)와 강수 편차(선)

이 논문에서 제시한 IOD와 ENSO 그리고 IOBM의 결합 상태에 따라서 우리나라 월별 기온과 강수에는 어떠한 특징이 나타나는지 살펴보았다. 이 때 우리나라 영향은 1979년 이후부터 해당 연도에 대해서만 살펴보았다.

가을철 양의 IOD 이후 겨울철 엘니뇨 그리고 봄철 양의 IOBM이 나타난 경우, 즉 IOD-ENSO-IOBM 사례는 1988/89, 1997/98, 2002/03으로 이때, 가을철부터 다음 해 여름철까지 우리나라 기온 현황을 살펴보면 대체로 2월~5월까지의 평년보다 기온이 높은 경향을, 6월~8월에는 평년보다 기온이 낮은 경향을 나타낸다. 한편, 강수는 9월에는 평년보다 적은 경향을, 2월과 6월에는 평년보다 많은 경향을 보인다.

표 3.1.6. 가을철 양의 IOD, 겨울철 엘니뇨, 그리고 봄철 양의 IOBM이 나타난 세 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)

기온	1988/89	1997/98	2002/03	종합
9월	-0.1	-0.9	-0.5	
10월	0.2	-0.7	-1.5	
11월	-1.5	1.3	-2.8	
12월	-0.4	0.9	0.7	
1월	2.4	0.9	-0.8	
2월	1.6	2.5	1.3	
3월	0.1	1.5	0.1	
4월	1.2	2.7	0.3	
5월	0.4	0.8	0.2	
6월	-1.0	-1.0	-0.3	
7월	-0.6	-0.3	-2.1	
8월	-0.5	-0.2	-1.4	
강수	1988/89	1997/98	2002/03	종합
9월	44	35	55	
10월	19	23	119	
11월	35	347	34	
12월	57	238	179	
1월	357	135	91	
2월	203	133	143	
3월	174	80	88	
4월	35	191	248	
5월	51	108	177	
6월	112	166	119	
7월	120	97	165	
8월	79	161	123	

가을철 음의 IOD 이후 겨울철 라니냐 그리고 봄철 음의 IOBM이 나타난 경우는 1984/85, 1996/97, 2005/06으로 이때 우리나라 기온은 8월 기온이 평년보다 높은 특징을, 5월 강수가 평년보다 많은 특징을 나타낸다(표 3.1.7).

표 3.1.7. 가을철 음의 IOD, 겨울철 라니냐, 그리고 봄철 음의 IOBM이 나타난 세 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%)

기온	1984/85	1996/97	2005/06	종합
9월	-0.7	0.1	1.2	
10월	-0.9	0.0	0.0	
11월	0.6	-0.2	0.7	
12월	-0.6	0.3	-3.7	
1월	-2.8	-0.5	1.6	
2월	0.0	0.2	0.1	
3월	-0.8	0.9	0.0	
4월	-0.5	0.1	-0.9	
5월	0.3	-0.1	0.1	
6월	-0.5	0.7	0.1	
7월	0.8	0.2	-1.3	
8월	1.2	0.2	1.4	
강수	1984/85	1996/97	2005/06	종합
9월	169	18	122	
10월	54	128	63	
11월	129	143	66	
12월	84	105	62	
1월	46	53	106	
2월	102	89	87	
3월	137	70	24	
4월	105	84	130	
5월	165	188	154	
6월	113	120	93	
7월	73	109	222	
8월	109	80	47	

가을철 IOD가 나타나지 않고 겨울철 엘니뇨 이후 봄철 양의 IOBM이 나타난 경우, 즉 (IOD)-ENSO-IOBM의 사례는 1986/87과 2009/10으로 3월, 4월, 5월 기온이 평년보다 낮은 경향을 보인다. 강수의 경우 9월 강수는 평년보다 적은 경향, 겨울철(12월~2월) 강수는 평년보다 많은 경향, 6월 강수는 평년보다 적고 8월 강수는 많은 경향을 나타낸다.

표 3.1.8. 겨울철 엘니뇨 이후 봄철 양의 IOBM이 나타난 두 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%)

기온	1986/87	2009/10	종합
9월	-1.4	0.5	
10월	-1.8	1.1	
11월	-1.4	0.2	
12월	1.5	-0.5	
1월	0.1	-0.7	
2월	0.3	1.2	
3월	-0.9	-0.4	
4월	-0.9	-2.3	
5월	-0.3	-0.1	
6월	0.1	1.1	
7월	-0.6	0.9	
8월	-0.8	1.8	
강수	1986/87	2009/10	종합
9월	84	31	
10월	179	84	
11월	45	108	
12월	190	127	
1월	192	110	
2월	141	229	
3월	95	157	
4월	81	110	
5월	86	123	
6월	88	39	
7월	155	90	
8월	162	135	

가을철 IOD가 나타나지 않고 겨울철 라니냐 이후 봄철 음의 IOBM이 나타난 경우는 1983/84, 1985/86, 1988/89, 2007/08로 9월과 10월 기온이 평년보다 높은 경향을, 11월 기온이 평년보다 낮은 경향을 나타낸다. 강수의 경우 5월과 8월 강수가 평년보다 적은 경향을, 6월 강수가 평년보다 많은 경향을 보인다.

표 3.1.9. 겨울철 라니냐 이후 봄철 음의 IOBM이 나타난 두 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%)

기온	83/84	85/86	88/89	07/08	종합
9월	1.0	0.4	-0.1	0.8	
10월	0.0	0.6	0.2	0.7	
11월	-0.8	-0.6	-1.5	-0.5	
12월	-1.5	-2.7	-0.4	1.2	
1월	-3.0	-2.2	2.4	0.8	
2월	-3.3	-2.9	1.6	-1.4	
3월	-2.5	-0.8	0.1	1.1	
4월	-0.7	-0.1	1.2	0.8	
5월	0.0	-0.4	0.4	0.2	
6월	0.5	-0.2	-1.0	-0.7	
7월	0.3	-1.6	-0.6	1.5	
8월	1.4	-0.5	-0.5	-0.4	
강수	83/84	85/86	88/89	07/08	종합
9월	126	168	44	242	
10월	113	314	19	106	
11월	47	145	35	28	
12월	38	121	57	126	
1월	28	45	357	133	
2월	43	52	203	23	
3월	31	81	174	93	
4월	154	55	35	62	
5월	62	109	51	100	
6월	101	139	112	114	
7월	97	74	120	79	
8월	83	86	79	70	

가을철 양의 IOD 이후 겨울철 엘니뇨가 나타나고 봄철에는 IOBM 신호가 없는 경우는 1991/92, 1994/95, 2006/07로 12월과 2월, 3월 기온이 평년보다 높은 경향을, 강수의 경우 1월과 6월, 7월 강수가 평년보다 낮은 경향을 나타낸다.

표 3.1.10. 겨울철 라니냐 이후 봄철 음의 IOBM이 나타난 두 개 해의 9월부터 8월까지 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%)

기온	91/92	94/95	06/07	종합
9월	0.0	-0.1	-1.0	
10월	-0.8	0.2	2.5	
11월	-0.9	1.7	1.3	
12월	1.6	0.9	0.5	
1월	1.8	-0.1	2.0	
2월	0.1	0.0	3.1	
3월	1.0	0.0	0.9	
4월	-0.1	-1.0	-0.5	
5월	-1.3	-1.0	0.5	
6월	-1.1	-0.9	0.5	
7월	0.5	0.0	-0.8	
8월	-0.8	1.2	1.0	
강수	91/92	94/95	06/07	종합
9월	105	23	36	
10월	21	305	83	
11월	39	80	109	
12월	258	61	89	
1월	73	83	32	
2월	78	46	119	
3월	95	100	208	
4월	131	89	45	
5월	93	65	108	
6월	29	44	60	
7월	61	68	85	
8월	92	153	116	

3.1.5 IOD와 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향

3.1.5.1 가을철 양의 IOD와 겨울철 엘니뇨의 복합 영향

Indian Ocean Dipole(IOD)와 ENSO의 복합 영향에 따른 우리나라 기후에의 영향을 조사하기 위해 가을철(9월~11월) IOD 지수와 겨울철(12월~2월) Nino3.4 지수를 바탕으로 조사하였다. 이는 IOD 최성기가 주로 가을철에 나타나고 다음 겨울철 Nino3.4 지수와 관련성이 0.55로 대체로 가을철 양의 IOD 이후 겨울철 엘니뇨가 동반되는 경향과 가을철 음의 IOD 이후 겨울철 라니냐가 동반되는 경향을 바탕으로 한다. 따라서 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서, Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 경우, 즉 가을철 양의 IOD 이후 겨울철 엘니뇨가 나타난 경우와, IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 경우, 즉 가을철 양의 IOD가 겨울철 엘니뇨와는 독립적으로 나타난 경우에 대하여 분석하였다. 이 때 1979년부터 2015년 기간 동안 가을철 IOD 지수에 나타난 선형 추세($0.24^{\circ}\text{C}/37\text{yr}$)를 제거 한 후 분석하였다. 그러나 선형 추세 제거 전과 후의 차이는 IOBM의 사례와 달리 뚜렷하지 않다. 1979년부터 2015년 기간에 대해 각 분류에 해당되는 연도를 표 3.1.11에 정리하였다.

표 3.1.11. (좌) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 연도와 (우) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 연도

SON IOD > 0.5STD & DJF Nino3.4 > 0.7STD	SON IOD > 0.5STD & DJF Nino3.4 < 0.7STD
1982/83	1983/84
1986/87	1987/88
1994/95	2006/07
1997/98	2011/12
2002/03	2012/13
2015/16	

겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해는 총 8 해인데, 그 중 1991/92, 2009/10 엘니뇨를 제외한 6개 엘니뇨 사례가 가을철 양의 IOD와 함께 나타난다. 한편, 엘니뇨와 독립적으로 나타난 양의 IOD의 경우 5개의 사례가 있다.

가을철 양의 IOD 발생이 엘니뇨와 함께 나타난 경우와 독립적으로 나타난 경우의 가을철(9월~11월)과 겨울철(12월~2월) 해수면 온도 편차와 850hPa 지위고도 편차의 합성 분석장을 살펴보았다(그림 3.1.15). 가을철 IOD 발생과 함께 엘니뇨가 나타나는 경우 가을철부터 뚜렷한 엘니뇨 신호가 나타나는데 이와 함께 열대 서태평양과 maritime continent 지역으로는 음의 해수면 온도 편차가 나타난다. 서인도양 지역의 양의 해수면 온도 편차와 동인도양 및 maritime continent 지역의 음의 편차가 나타나 양의 IOD 신호를 나타낸다. 이러한 양의 IOD 신호는 엘니뇨 최성기인 겨울철에는 나타나지 않고 인도양 전체적으로 warming이 나타나는 IOBM 신호가 나타난다. 이때의 대기 반응을 살펴보면, 가을철과 겨울철 모두 공통적으로 엘니뇨의 반응으로 볼 수 있는 열대 서태평양부터 아열대 서태평양 지역까지 고기압성 순환이 발달하고 북태평양 지역에는 겨울철 알류산 저기압이 강화되는 형태가 나타난다.

가을철 IOD의 발생이 엘니뇨와 독립적으로 나타나는 경우 가을철 해수면 온도 패턴을 살펴보면 동인도양의 음의 해수면 온도 편차가 maritime continent 지역에 한정되어 나타나고 서인도양의 양의 해수면 온도 편차 역시 엘니뇨와 함께 나타나는 경우에 비해 약한 강도로 나타난다. 이러한 가을철의 양의 IOD 신호는 겨울철까지 유지되지 못하고 겨울철에는 인도양 지역 해수면 온도 편차가 뚜렷하게 나타나지 않는다. 관련된 대기 패턴을 살펴보면, 가을철과 겨울철 모두 북태평양 지역에서 고기압성 편차가 나타나는데, 이는 엘니뇨와 관련된 사례와 반대되는 패턴이다.

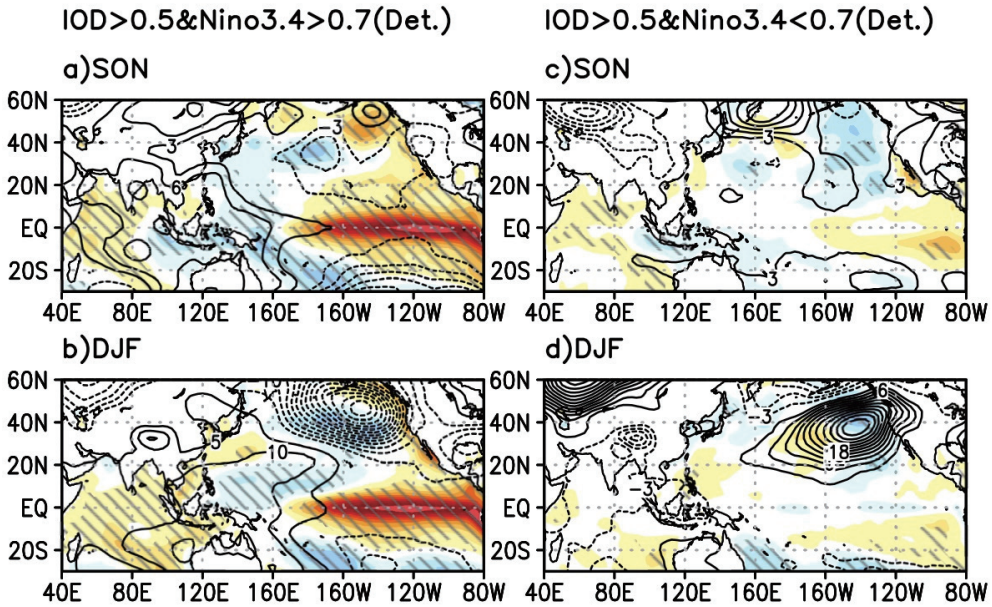


그림 3.1.15. (좌) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 가을철(9~11월)과 겨울철(12~2월) 합성장. (우) 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 경우 가을철과 겨울철 합성장, 선형 추세 제거 후의 결과

IOD와 엘니뇨의 복합 영향이 우리나라 가을철과 겨울철 월별 기온과 강수에 미치는 영향을 조사하기 위하여 가을철 양의 IOD 발생이 엘니뇨와 함께 나타난 사례에 대해 9월부터 다음해 2월까지 월별 우리나라 기온과 강수의 특성을 표 3.1.12에 나타내었다.

우리나라 월별 기온 특징을 살펴보면, 대체로 엘니뇨 해의 전형적인 특징을 나타내는 데, 9월 기온이 평년보다 낮은 특징을, 12월 기온이 평년보다 높은 특징을 보인다. 한편, 강수의 경우에도 9월과 12월에 뚜렷한 경향성을 보이는데, 9월의 경우 평년보다 건조한 특징을, 12월의 경우 평년보다 강수가 많은 특징을 나타낸다(표 3.1.12).

표 3.1.12. 가을철 IOD와 겨울철 엘니뇨가 함께 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)

기온	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1982/83	-1.0	0.5	1.0	-0.5	0.3	-1.9
1986/87	-1.4	-1.8	-1.4	1.5	0.1	0.3
1994/95	-0.1	0.2	1.7	0.9	-0.1	0.0
1997/98	-0.9	-0.7	1.3	0.9	0.9	2.5
2002/03	-0.5	-1.5	-2.8	0.7	-0.8	1.3
2015/16	0.0	0.7	4.1	2.0	0.1	0.6
종합						
강수	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1982/83	13	75	250	121	68	82
1986/87	84	179	45	190	192	141
1994/95	23	305	80	61	83	46
1997/98	35	23	347	238	135	133
2002/03	55	119	34	179	91	143
2015/16	34	134	256	169	83	130
종합						

가을철 IOD와 엘니뇨가 함께 나타난 9월의 해수면온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온 분포의 특징을 살펴보면, 뚜렷한 엘니뇨 신호와 양의 IOD 패턴이 나타나며, 강수 구조의 경우 음의 해수면 온도 지역인 동인도양-maritime continent-열대 서태평양 지역으로 건조 신호가 매우 뚜렷하고 이러한 신호는 아열대 지역과 우리나라 지역까지 영향을 미치는 구조이다. 850hPa 지위고도장의 특징은 인도양-열대 서태평양 지역으로 고기압성 편차가 뚜렷하고, 우리나라는 대륙지역의 고기압성 편차와 북태평양 지역의 저기압성 편차의 가장자리에 들어 주로 북풍의 영향을 받게 되어 저온 건조한 신호가 나타난다(그림 3.1.16).

가을철 IOD와 엘니뇨가 함께 나타난 12월의 대기-해양 구조를 살펴보면, 가을철에 뚜렷하게 나타났던 IOD 신호는 12월에는 모두 사라지고 인도양은 전체적으로 warming signal이 나타나는 구조이며 엘니뇨와 관련된 음의 해수면 온도 편차는 열대 서태평양 지역에 한정되어 나타난다. 강수 구조의 경우 서인도양에서 강수 증가, 동인도양-열대 서태평양에서 강수 억제, 그리고 중-동태평양 지역에서 강수 증가 신호가 나타

나는 구조가 뚜렷하고 우리나라 남쪽 아열대 지역으로는 강수 증가 신호가 나타난다. 850hPa 지위고도 패턴의 경우 우리나라 가장자리로 북태평양 고기압이 영향을 미쳐 우리나라는 남풍의 영향으로 고온 다습한 특징을 보인다(그림 3.1.17).

September/IOD with El Nino (Det.)

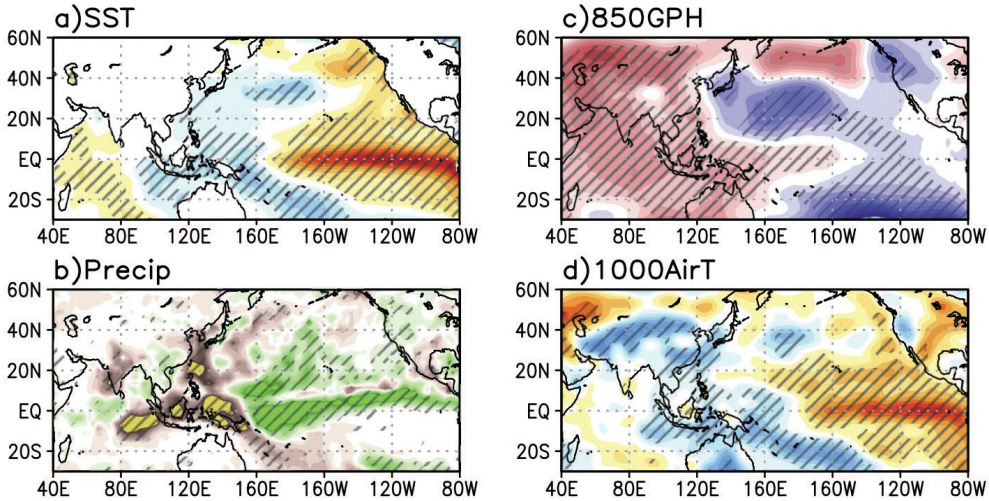


그림 3.1.16. 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이상인 해의 9월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

December/IOD with El Nino (Det.)

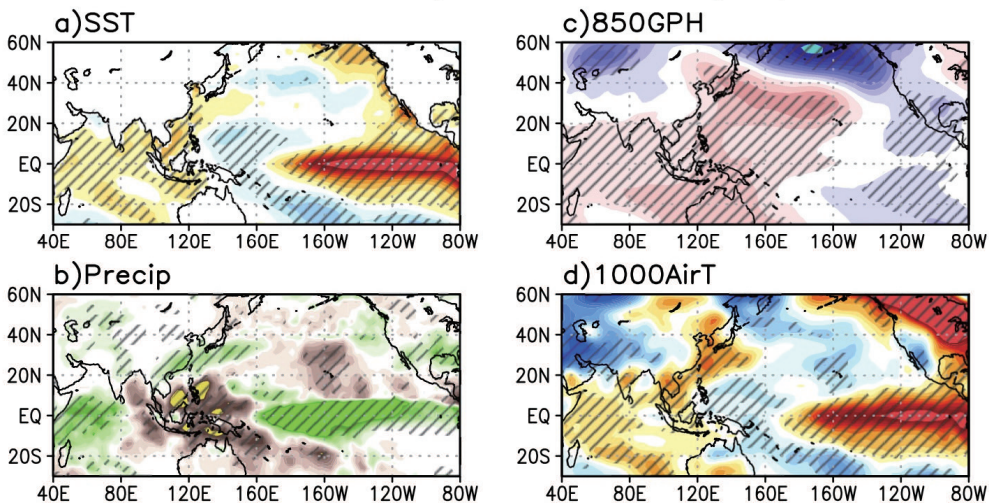


그림 3.1.17. 그림 2와 같은 그림이나, 12월의 합성 분석 결과에 대해 나타냄

다음으로, 가을철 양의 IOD 발생이 엘니뇨와 독립적으로 나타난 사례에 대해 9월부터 다음해 2월까지 월별 우리나라 기온과 강수의 특성을 살펴보았다(표 3.1.13).

우리나라 월별 기온 특징을 살펴보면, 12월 기온이 평년과 비슷하거나 낮은 경향성을 나타내는 것 이외에는 뚜렷한 특징이 나타나지 않는다. 이는 엘니뇨와 동반된 IOD 사례와 반대되는 특성이다. 강수의 경우 10월 강수가 평년과 비슷한 수준을 나타내는 특징이 있으며 1월 강수가 평년보다 적은 특징이 나타난다.

표 3.1.13. 가을철 IOD가 겨울철 엘니뇨와 독립적으로 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%)

기온	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1983/84	1.0	0.0	-0.8	-1.5	-3.0	-3.3
1987/88	-1.3	0.9	0.2	0.2	0.7	-1.6
2006/07	-1.0	2.5	1.3	0.5	2.0	3.1
2011/12	0.6	-0.5	3.4	-0.8	-0.2	-1.9
2012/13	-0.3	0.0	-1.0	-3.2	-1.1	-0.4
종합						
강수	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1983/84	126	113	47	38	28	43
1987/88	24	103	143	17	48	27
2006/07	36	83	109	89	32	119
2011/12	43	110	226	66	58	24
2012/13	156	117	122	261	103	149
종합						

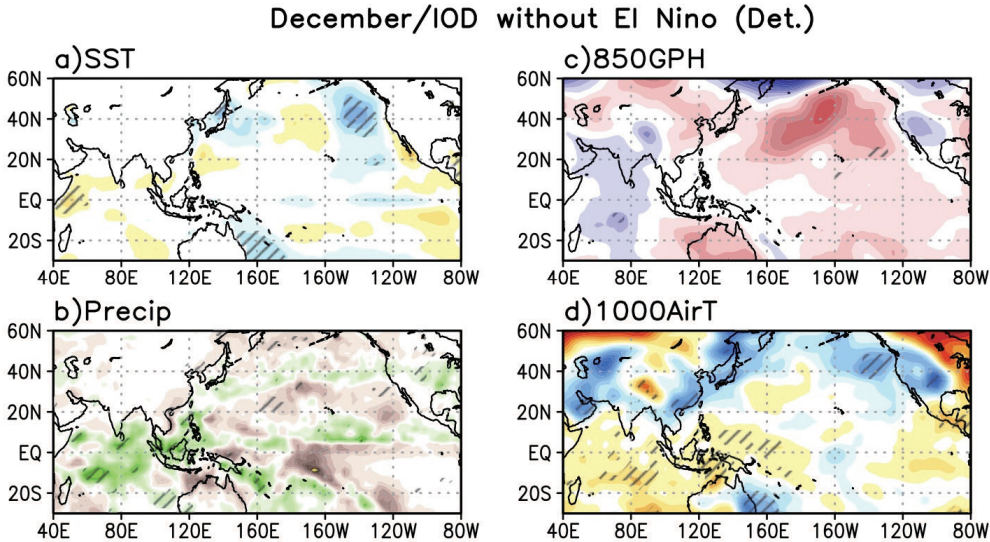


그림 3.1.18. 가을철 IOD 지수가 0.5 표준편차 이상이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 0.7 표준편차 이하인 해의 12월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

가을철 IOD가 엘니뇨와 독립적으로 나타난 경우의 12월 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온 분포의 특징을 살펴보았다. 가을철에 나타난 양의 IOD 신호가 12월까지 지속되지 못하고 인도양의 경우 열대 서인도양에 약한 양의 해수면 온도 편차 이외에는 뚜렷한 특징이 나타나지 않는다. 강수 편차장을 살펴보면 인도양과 maritime continent 지역으로 양의 강수 편차가 뚜렷하게 나타나고 우리나라 지역은 약한 건조 신호가 나타난다. 850hPa 지위고도 편차장의 경우 겨울철 대륙고기압이 발달된 구조로 전체적으로 우리나라 기온이 평년보다 낮게 나타나는 특징을 보인다(그림 3.1.18).

3.1.5.2 가을철 음의 IOD와 겨울철 라니냐의 복합 영향

다음으로 가을철 음의 IOD가 겨울철 라니냐와 동반되어 발생한 사례와 라니냐와 독립적으로 나타난 사례에 대하여 살펴보았다. 비슷한 방식으로 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 사례들을 라니냐와 동반된 음의 IOD 사례로, 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 사례들을 라니냐와 독립적인 음의 IOD 사례로 분류하였고 해당연도를 표 3.1.14에 정리하였다. 이 때 온난화의 영향을 배제하기 위하

여 선형 추세를 제거 한 후의 결과를 살펴보았다.

Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해, 즉 라니냐 해는 총 10개 해인데, 그 중 4개 해에서 가을철 음의 IOD가 동반되어 나타남. 1988/89, 1995/96, 1999/00, 2007/08, 2008/09, 2011/12 의 경우 IOD가 동반되지 않고 라니냐가 나타난 사례이다. 한편, 라니냐와 독립적으로 나타난 가을철 음의 IOD 사례는 총 5개 해에서 나타난다.

표 3.1.14. (좌) 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 연도와 (우) 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 연도

SON IOD < -0.5STD & DJF Nino3.4 < -0.7STD	SON IOD < -0.5STD & DJF Nino3.4 > -0.7STD
1984/85	1989/90
1998/99	1990/91
2005/06	1992/93
2010/11	1993/94
	1996/97

가을철 음의 IOD 발생이 라니냐와 함께 나타난 경우와 독립적으로 나타난 경우의 가을철(9월~11월)과 겨울철(12월~2월) 해수면 온도 편차와 850hPa 지위고도 편차의 합성 분석장을 살펴보았다(그림 3.1.15).

가을철 음의 IOD 발생과 함께 라니냐가 나타나는 경우 가을철부터 뚜렷한 라니냐 신호가 나타나는데 이와 함께 열대 서태평양과 maritime continent 지역으로는 양의 해수면 온도 편차가 나타난다. 서인도양 지역의 음의 해수면 온도 편차와 동인도양 및 maritime continent 지역의 양의 편차가 나타나 음의 IOD 신호를 나타낸다. 이러한 음의 IOD 신호는 라니냐 최성기인 겨울철에는 나타나지 않고 인도양 전체적으로 cooling이 나타난다. 이때의 대기 반응을 살펴보면, 가을철부터 나타난 열대 서태평양의 저기압성 편차가 겨울철에 더욱 강화, 확대 되어 우리나라를 포함하는 동아시아 지역까지 영향을 미치는 구조이며, 겨울철에는 북태평양에 고기압성 순환이 발달하여 알류산 저기압이 약화되는 구조가 나타난다.

가을철 음의 IOD의 발생이 라니냐와 독립적으로 나타나는 경우 가을철 해수면 온도 패턴을 살펴보면 동인도양의 양의 해수면 온도 편차가 maritime continent 지역에 한

정되어 나타난다. 이러한 가을철의 음의 IOD 신호는 겨울철까지 유지되지 못하고 겨울철에는 인도양 지역 해수면 온도 편차가 뚜렷하게 나타나지 않는다. 라니냐와 동반된 IOD 사례와 반대로 우리나라 주변 북태평양 해수면 온도는 음의 값을 나타낸다. 관련된 대기 패턴을 살펴보면, 가을철과 겨울철 모두 북태평양 지역에서 고기압성 편차와 그 남쪽으로 저기압성 편차가 나타난다.

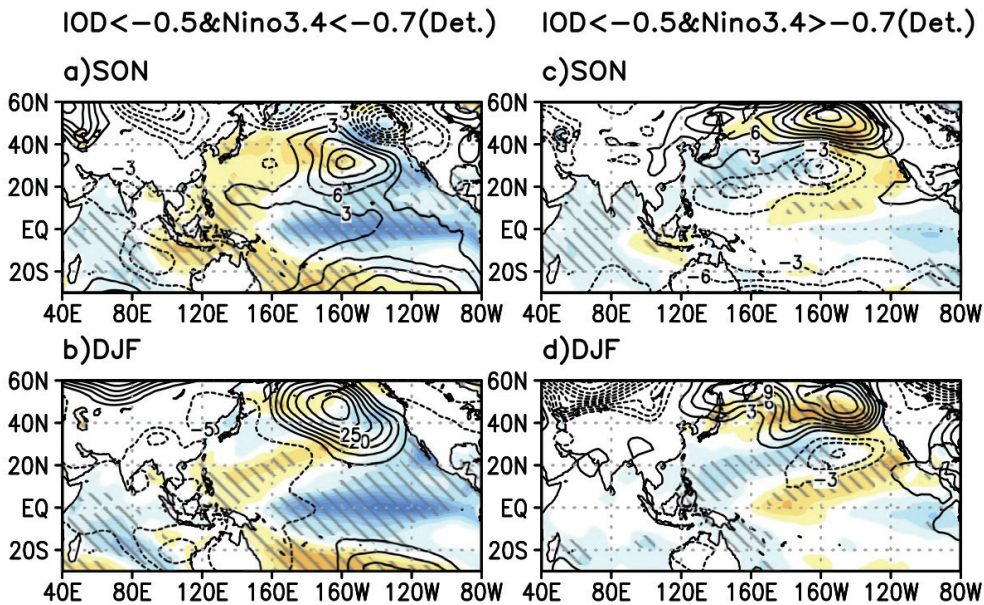


그림 3.1.19. 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 경우 해수면 온도와 850hPa 지위고도장의 가을철(9~11월)과 겨울철(12~2월) 합성장. (우) 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 경우 가을철과 겨울철 합성장, 선형 추세 제거 후의 결과

IOD와 라니냐의 복합 영향이 우리나라 가을철과 겨울철 월별 기온과 강수에 미치는 영향을 조사하기 위하여 가을철 음의 IOD 발생이 라니냐와 함께 나타난 사례에 대해 9월부터 다음해 2월까지 월별 우리나라 기온과 강수의 특성을 표 3.1.15에 나타내었다.

우리나라 월별 기온 특징을 살펴보면, 대체로 9월 기온이 평년보다 높은 경향을, 12월 기온이 평년보다 낮은 경향을 나타내고, 11월과 2월의 경우 평년과 비슷한 경향을 나타냄. 한편, 강수의 경우 9월 강수가 평년보다 많은 경향, 1월 강수가 평년보다 적은 경향성이 뚜렷하다(표 3.1.15).

표 3.1.15. 가을철 음의 IOD가 겨울철 라니냐와 함께 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(°C)와 강수 평년비(%)

기온	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1984/85	-0.7	-0.9	0.6	-0.6	-2.8	0.0
1998/99	1.3	2.1	0.3	1.4	1.3	0.6
2005/06	1.2	0.0	0.7	-3.7	1.6	0.1
2010/11	1.3	0.2	-0.5	-0.6	-3.8	0.8
종합						
강수	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1984/85	169	54	129	84	46	102
1998/99	157	128	63	24	59	45
2005/06	122	63	66	62	106	87
2010/11	158	78	27	124	58	24
종합						

가을철 음의 IOD가 라니냐와 함께 나타난 9월의 해수면온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온 분포의 특징을 살펴보면, 라니냐 신호와 음의 IOD 패턴이 나타나며, 강수 구조의 경우 양의 해수면 온도 지역인 동인도양-maritime continent-지역으로 양의 편차가 매우 뚜렷하게 나타난다. 850hPa 지위고도장의 특징은 인도양-열대 서태평양 지역으로 저기압성 편차가 뚜렷하고, 우리나라 남쪽으로 고기압성 편차가 발달하여 주로 남풍의 영향을 받게 되어 고온 다습한 신호가 나타난다(그림 3.1.20).

가을철 음의 IOD가 라니냐와 함께 나타난 1월의 대기-해양 구조를 살펴보면, 가을철에 뚜렷하게 나타났던 IOD 신호는 1월에는 약화되고 서인도양 지역으로 음의 편차가 뚜렷하게 나타난다. 강수 구조의 경우 남인도양에서 강수 억제, 열대 서태평양에서 강수 증가, 그리고 중태평양 지역에서 강수 감소 신호가 나타난다. 850hPa 지위고도 패턴의 경우 인도양-열대 서태평양 지역으로 광범위하게 저기압성 편차가 나타나고 우리나라 가장자리로 북태평양 저기압이 영향을 미쳐 우리나라는 북풍의 영향으로 저온 건조한 특징을 보인다(그림 3.1.21).

September/IOD with La Nina (Det.)

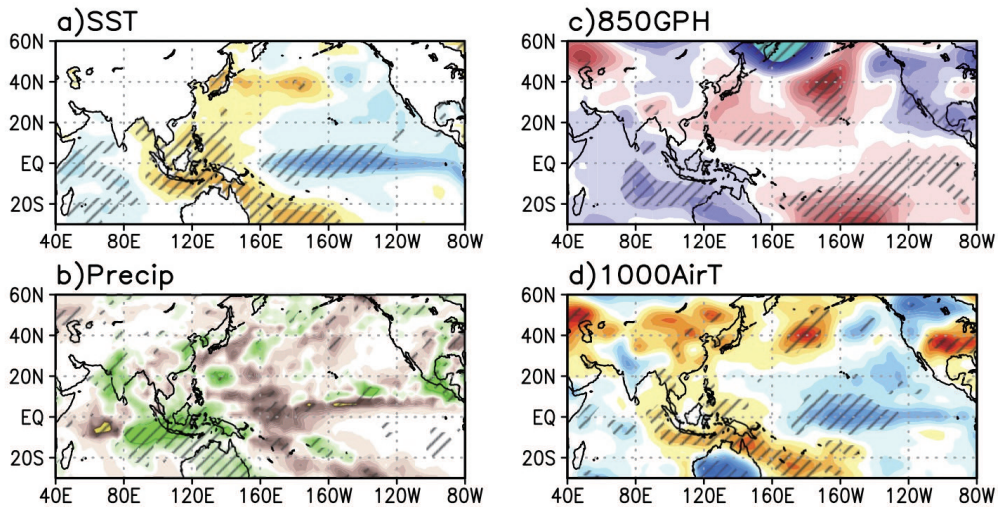


그림 3.1.20. 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이하인 해의 9월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

January/IOD with La Nina (Det.)

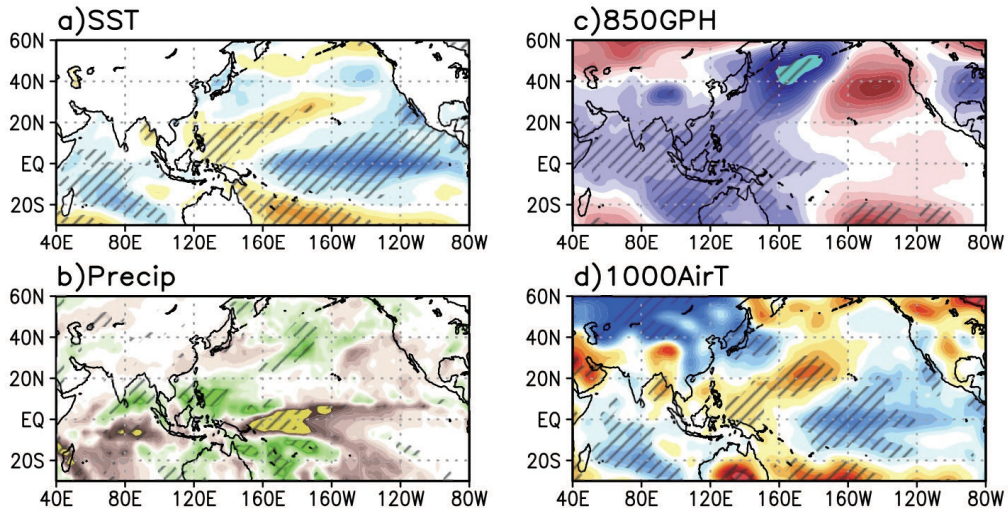


그림 3.1.21. 그림 3.20과 같은 그림이나, 1월의 합성 분석 결과에 대해 나타냄

다음으로, 가을철 음의 IOD 발생이 라니냐와 독립적으로 나타난 사례에 대해 9월부터 다음해 2월까지 월별 우리나라 기온과 강수의 특성을 살펴보았다(표 3.1.16). 우리나라 월별 기온 특징을 살펴보면, 10월 기온이 평년과 비슷하거나 낮은 경향성을 보이며, 1월

기온이 평년과 비슷한 특징을 보인다. 강수의 경우 10월 강수가 평년 보다 적은 경향성을 보이는 반면 11월 강수는 평년보다 많은 특징을 보인다.

표 3.1.16. 가을철 음의 IOD가 겨울철 라니냐와 독립적으로 나타난 사례들의 9월부터 다음해 2월까지 우리나라 월별 기온 편차(℃)와 강수 평년비(%)

기온	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1989/90	-0.2	-1.0	-0.1	1.0	-0.7	2.4
1990/91	0.5	0.1	2.5	0.2	0.0	-1.2
1992/93	-0.2	-0.9	-1.0	1.0	0.0	0.7
1993/94	-0.6	-1.4	1.1	-0.4	0.5	0.0
1996/97	0.1	0.0	-0.2	0.3	-0.5	0.2
종합						
강수	9월	10월	11월	12월	1월	2월
1989/90	128	63	194	95	172	303
1990/91	169	29	126	68	85	123
1992/93	114	65	75	209	84	203
1993/94	43	86	166	85	72	50
1996/97	18	128	143	105	53	89
종합						

가을철 음의 IOD가 라니냐와 독립적으로 나타난 10월의 해수면온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 1000hPa 기온 분포의 특징을 살펴보면, 서인도양의 뚜렷한 음의 해수면 온도 편차로 인해 음의 IOD 신호가 나타나는 경향이 있으며 우리나라 주변 북서태평양 해수면 온도가 음의 편차로 뚜렷하다. 850hPa 지위고도장을 살펴보면, 우리나라 북쪽으로 고기압성 편차, 남쪽으로 저기압성 편차가 나타나는 특징이 있으며, 전체적으로 우리나라 지역은 저온 건조한 특징을 나타낸다(그림 3.1.22).

가을철 음의 IOD가 라니냐와 독립적으로 나타난 11월의 대기-해양 구조를 살펴보면, 음의 IOD 신호는 상당히 약해졌으며, 10월에 북서태평양을 중심으로 나타났던 음의 해수면 온도 편차가 좀 더 남쪽으로 이동한 특징을 보인다. 850hPa 대기 순환장의 경우 10월과 비슷하게 북태평양 지역에서 고기압성 편차와 그 남쪽으로 저기압성 편차가 나타나는 구조인데, 10월에 비해 고기압성 편차가 좀 더 강하게 나타나 우리나라는 고기압성 순환의 가장자리에 들어 대체로 고온 다습한 특징을 나타낸다(그림 3.1.23).

October/IOD without La Nina (Det.)

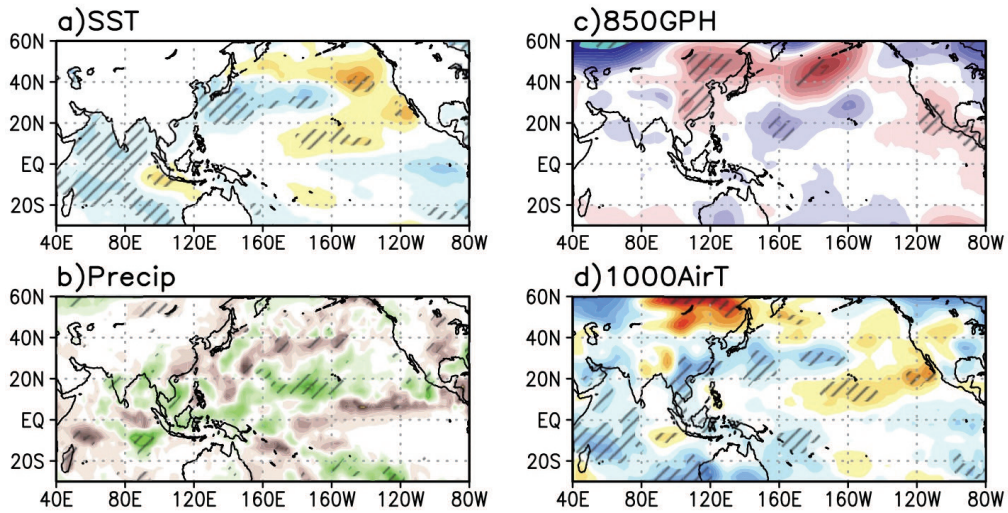


그림 3.1.22. 가을철 IOD 지수가 -0.5 표준편차 이하이면서 겨울철 Nino3.4 지수가 -0.7 표준편차 이상인 해의 10월의 해수면 온도, 850hPa 지위고도장, 강수, 그리고 1000hPa 기온 편차 합성도

November/IOD without La Nina (Det.)

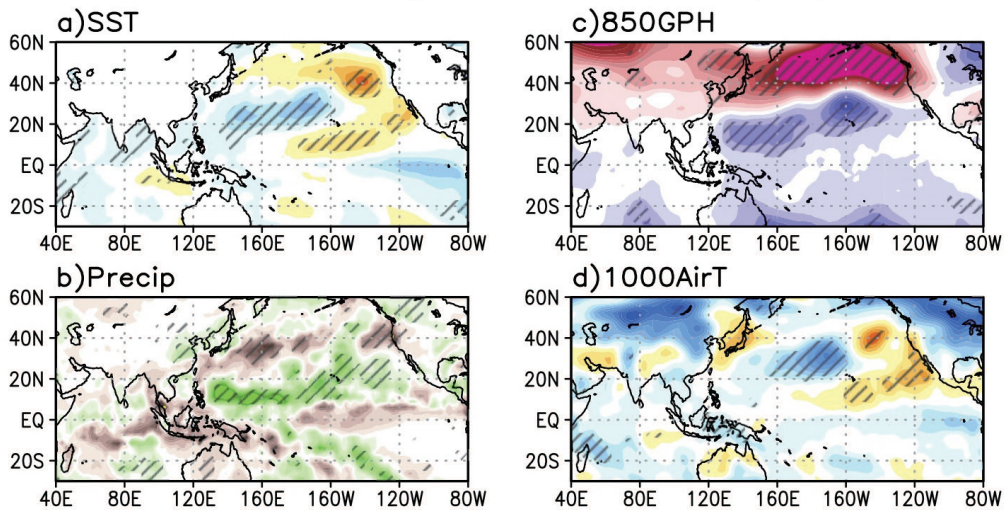


그림 3.1.23. 그림 8과 같은 그림이나, 11월의 합성 분석 결과에 대해 나타냄

3.2 열대 서태평양~동아시아 지역의 여름철 강수 구조 특성

우리나라 여름철 강수의 변동성은 열대 지역부터 아열대 지역, 중위도 지역의 다양한 기후 요소의 영향을 받아 매우 복잡한 변동성을 보인다. 예를 들면, 엘니뇨/라니냐, 북극 진동, 북서태평양 여름 몬순, 인도양 여름 몬순, 봄철 유라시아 대륙의 눈 덮임, 우리나라 주변 해역의 해수면 온도 변동성 등 다양한 기후 요소들이 우리나라 여름철 강수 변동성에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다.

다양한 기후 요소들 중 특히 열대 및 아열대 지역으로부터의 영향을 좀 더 자세히 살펴 보기 위해 열대 서태평양 지역부터 아열대 서태평양 그리고 우리나라를 포함하는 동아시아 지역까지 강수 구조를 분석하였다. 이를 위해 1979년부터 2015년까지 Global Precipitation Climatology Project(GPCP) 여름철 월별 강수 자료를 사용하여 열대 서태평양부터 동아시아 지역에 해당하는 $100^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{S}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 지역에 대해 Empirical orthogonal function(EOF) 분석을 수행하였다.

3.2.1 열대 서태평양~동아시아 지역의 6월 강수 구조 특성

6월 강수 구조의 총 10개 EOF 모드에 대하여 explained variance와 우리나라 6월 강수 시계열과의 상관계수를 표 3.2.1에 나타내었다. 우리나라 6월 강수와 통계적으로 유의한 상관관계를 나타내는 모드는 1번, 2번, 5번 모드로 각각 -0.30, -0.50, -0.41의 상관계수를 나타내었다. 따라서 전체 변동성 중 상당 부분을 설명하는 1번, 2번, 3번 모드와 우리나라 강수와 높은 관련성을 보이는 5번 모드에 대하여 자세히 살펴보았다.

표 3.2.1. 6월 강수 EOF 10개 모드의 Explained Variance와 우리나라 6월 강수 시계열과 EOF 시계열 사이의 상관계수. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 값은 bold체로 나타냄

모드	Explained Variance (%)	상관계수
1	18.1	-0.30
2	11.1	-0.50
3	10.3	0.24
4	7.8	0.20
5	6.6	-0.41
6	4.7	-0.01
7	4.0	-0.14
8	3.7	-0.09
9	3.0	0.11
10	2.7	0.06

그림 3.2.1은 이러한 6월 강수 구조의 공간 패턴과 PC 시계열을 나타낸 것이다. 첫 번째 모드는 전체 변동성의 약 18.1%를 설명하며, 그 공간 구조를 살펴보면 maritime continent에서 양의 강수 편차, 10° - 20° N 지역에서 음의 강수 편차, 20° - 30° N 지역에서 양의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역에서 음의 강수 편차가 나타나는 남-북 방향으로 two-cell 구조를 보인다. 이 모드의 시계열과 우리나라 6월 강수의 상관 계수는 -0.30이다. 두 번째 EOF 모드는 전체 변동성의 약 11.1%를 설명하며, 그 공간 구조의 경우 maritime continent부터 10° N 지역까지 음의 강수 편차, 20° N- 30° N 지역에서 남-서 방향으로 기울어진 양의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역으로 음의 강수 편차가 나타나는 three-cell 구조를 나타낸다. 이 모드의 시계열과 우리나라 6월 강수의 상관 계수는 -0.50으로 EOF 모드들 중 우리나라 강수와 직접적으로 가장 높은 관련성을 보인다. 세 번째 EOF 모드는 전체 변동성의 약 10.3%를 설명하며, 공간 구조의 특징은 maritime continent 지역부터 30° N 지역까지 전체적으로 음의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역으로 양의 강수 편차가 나타나는 two-cell 구조를 나타낸다. 이 모드의 시계열과 우리나라 6월 강수의 상관계수는 0.24이다. 우리나라 6월 강수와 두 번째로 높은 상관관계를 보이는 다섯 번째 EOF 모드의 경우 0° - 15° N 까지 양의 강수 편차, 20° - 30° N 지역으로 음의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역을 중심으로 음의 강수 편차와 일본 남쪽과 중국지역으로 양의 강수 편차가 나타나는 다소 복잡한 구조를 보인다.

각 모드와 관련된 대규모 순환장의 특징을 살펴보기 위하여 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 6월의 해수면 온도 편차, 강수 편차, 850hPa 지위고도 편차장에 대해 살펴보았다. 첫 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 인도양 지역에서의 뚜렷한 warming 신호이다(그림 3.2.2). 이러한 warming 신호와 함께 인도양 지역부터 maritime continent까지 전체적으로 대류 활동이 활발해지고, 그 북쪽 10° - 20° N 지역으로는 고기압성 순환과 함께 대류활동 억제 신호가 나타난다. 이 고기압성 순환의 가장자리를 따라 강수 증가 신호가 20° - 30° N 지역에서 나타나고, 그 북쪽에 위치하는 우리나라에는 약한 저기압성 편차와 함께 강수 억제 신호가 나타난다. 전체적으로 인도양 warming과 관련되어 형성된 강수 구조로 해석되며 실제 최근 2000년대 이후 우리나라 6월 강수와 봄철 indian ocean basin mode(IOBM) 사이에 통계적으로 유의한 -0.54의 관련성이 나타나는 결과와 관련이 있다.

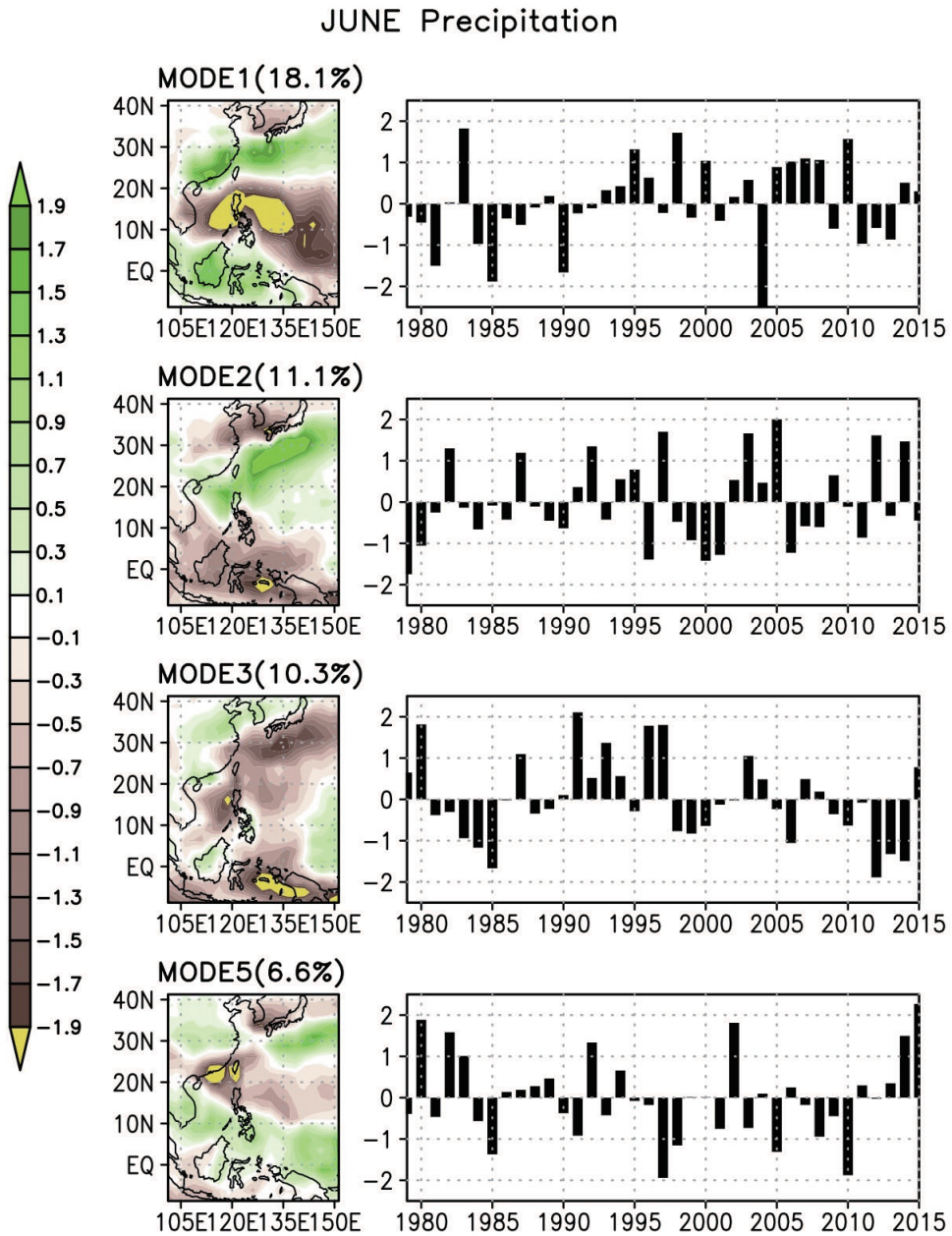


그림 3.2.1. 1979~2015 기간의 6월 강수에 대한 EOF 첫 번째, 두 번째, 세 번째, 다섯 번째 모드의 공간 패턴과 PC 시계열

Regression onto Mode1 (June)

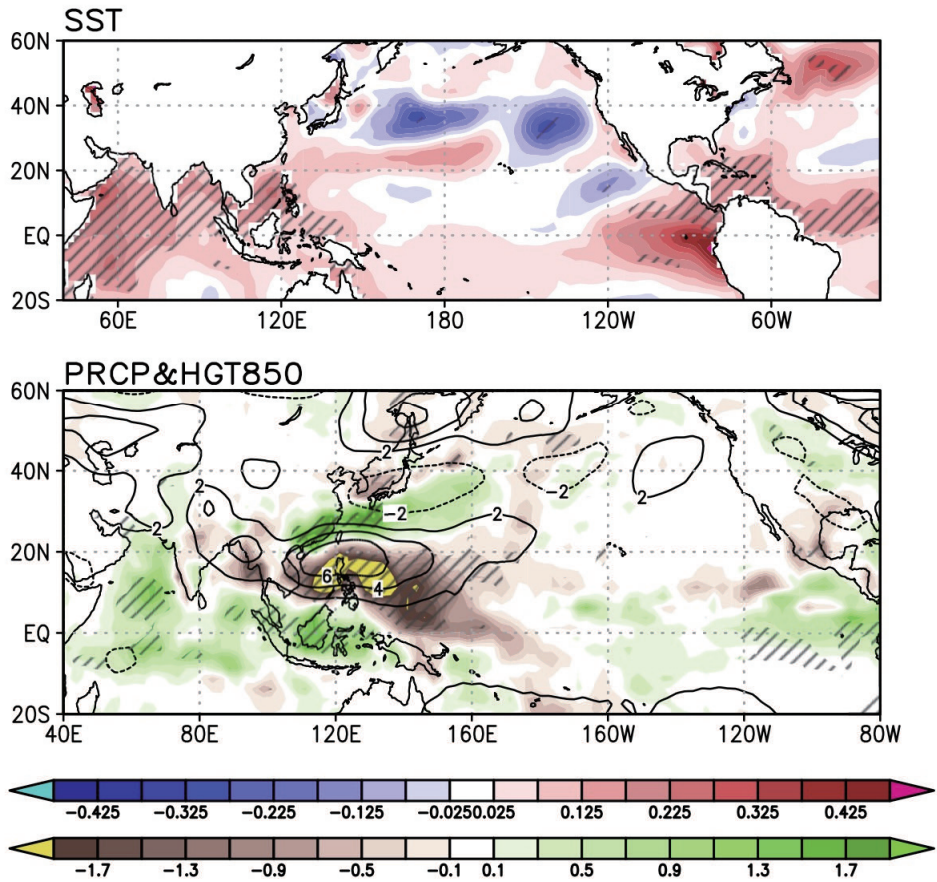


그림 3.2.2. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

첫 번째 모드의 물리적인 특징을 좀 더 자세히 살펴보기 위해 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴 보았다(그림 3.2.3). 그림에서 확인 할 수 있듯이, 6월의 인도양 warming 신호는 이전 겨울철의 뚜렷한 엘니뇨 신호와 관련되어 있다. 즉, 1월과 2월 엘니뇨 최성기 이후 봄철 엘니뇨 소멸 신호와 함께 5월부터 인도양 warming 신호가 나타나 이것이 6월까지 유지되는 구조를 보인다. 특히, 1월과 2월의 해수면 온도 패턴을 살펴보면 엘니뇨 신호와 함께 우리나라 주변 해역인 북서태평양 지역에서도 뚜렷한 warming 신호가 함께 나타난다.

강수 구조의 특징을 살펴보면 1월부터 3월까지는 엘니뇨 신호와 함께 열대 서태평양의 강수 억제, 중·동 태평양의 강수 증가, 그리고 인도양 지역으로 약한 강수 증가 신호가 나타나는 Tripole 구조가 유지된다. 5월에는 열대 서태평양부터 아열대 지역까지 강수 억제 신호가 나타나고 일본 남쪽으로 고기압성 편차의 가장자리를 따라 강수 증가 신호가 나타난다. 이러한 구조가 6월이 되면서 북서태평양 아열대 고기압의 북상과 함께 아열대 지역에서 강수 억제, 그 북쪽으로 강수 증가, 그리고 우리나라 지역에서 약한 강수 억제 신호로 나타난다.

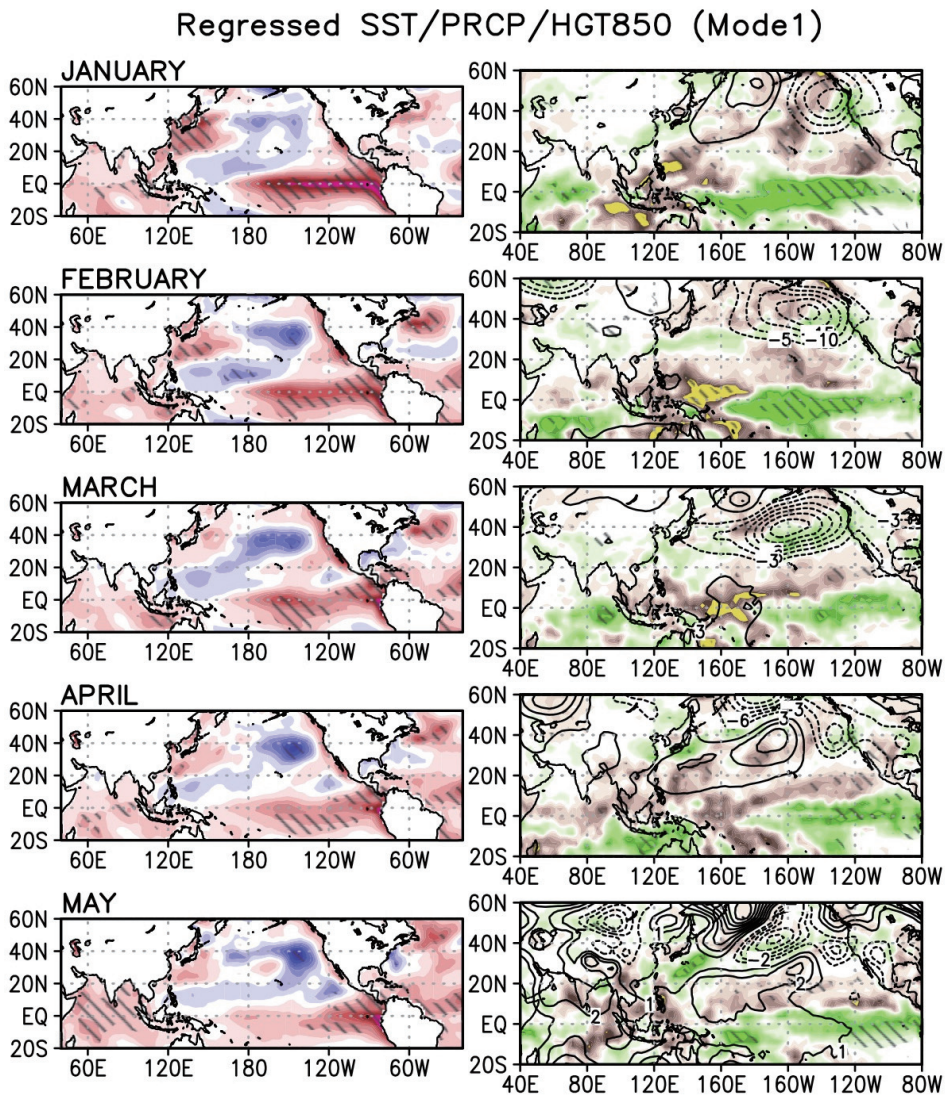


그림 3.2.3. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

첫 번째 모드의 강수 구조와 관련하여 실제 겨울철 엘니뇨 이후 5~6월 인도양 warming이 나타난 사례를 선정하여 합성 분석을 수행하였다. 1~2월 평균 Nino3.4 지수와 5~6월 평균 인도양 해수면 온도 지수(60° - 100° E, 0° - 20° N)가 모두 0.7 표준편차 이상인 사례는 총 다섯 해로 1983, 1987, 1998, 2003, 2010이다. 이 때 6월의 해수면 온도와 강수 편차 합성도를 살펴보면 인도양 warming 신호와 엘니뇨 약화 신호가 함께 나타나고 EOF 구조와는 다르게 북태평양 지역에서의 음의 해수면 온도 편차도 뚜렷하게 나타난다. 강수 구조의 경우 EOF 분석에서 나타난 바와 같이 아열대 서태평양 지역에서 강수 억제 및 그 북쪽으로 강수 증가 신호가 나타나고 우리나라 지역으로는 약하게 강수 억제 신호가 나타난다(그림 3.2.4).

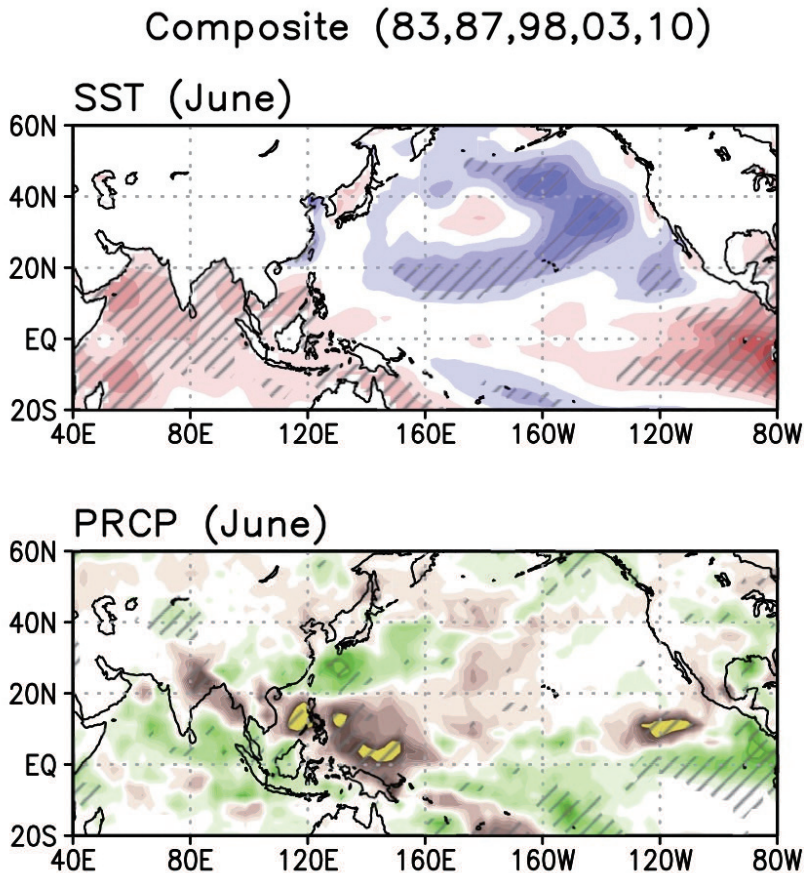


그림 3.2.4. 1~2월 Nino3.4 지수와 5~6월 인도양 해수면 온도 지수가 모두 0.7 표준편차 이상인 사례에 대한 6월 해수면 온도와 강수 편차 합성장

두 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 열대 동태평양을 중심으로 뚜렷한 엘니뇨 신호와 함께 인도양 일부 지역에서 약한 양의 해수면 온도 편차가 나타난다(그림 3.2.5). 엘니뇨 반응으로 인해 동인도양과 maritime continent를 중심으로 대류활동 억제 신호가 나타나고 그 북동쪽으로 저기압성 순환이 형성되어 20° - 30° N 지역으로 강수 증가 신호가 나타난다. 우리나라는 이 저기압성 순환의 가장자리에 들어 북동풍 계열의 바람 영향을 받아 뚜렷한 건조 신호가 나타난다. 이 모드는 실제 우리나라 6월 강수와 -0.50의 가장 높은 관련성을 나타내는 모드이다.

Regression onto Mode2 (June)

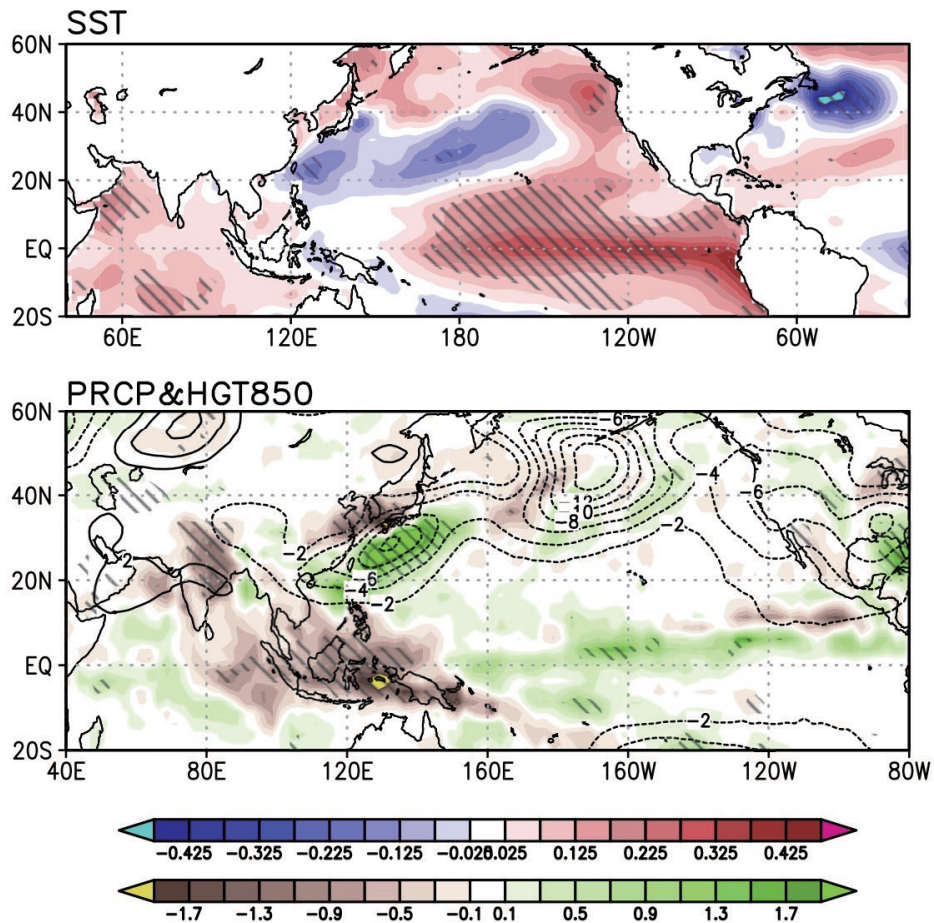


그림 3.2.5. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

두 번째 모드의 물리적인 특징을 좀 더 자세히 살펴보기 위해 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보았다(그림 3.2.6). 그림에서 확인할 수 있듯이 6월의 뚜렷한 엘니뇨 신호는 지난 1월부터 발달하는 신호를 보이고 특히 열대 중태평양을 중심으로 엘니뇨 발달 신호가 뚜렷하게 나타난다. 따라서 전형적인 동태평양 엘니뇨에서 나타나는 열대 서태평양의 음의 해수면 온도 편차는 나타나지 않으며 4월부터는 남인도양을 중심으로 warming 신호가 나타난다. 즉, 첫 번째 모드가 겨울철 동태평양 엘니뇨 최성기 이후 약화되면서 인도양 warming이 나타나는 구조라면, 두 번째 모드는 중태평양을 중심으로 엘니뇨가 여름철까지 발달하는 구조가 나타난다. 강수 구조의 특징을 살펴보면 1월부터 3월까지 엘니뇨 신호와 함께 열대 서태평양의 강수 억제 신호와 중태평양의 강수 강화 신호가 나타난다. 그러나 첫 번째 모드와는 달리 열대 동태평양에는 뚜렷한 강수 편차가 나타나지 않는다.

두 번째 모드의 강수 구조와 관련하여 실제 봄철에 중태평양 엘니뇨가 나타난 경우 해수면 온도와 강수 구조에 대하여 살펴보았다(그림 3.2.7). 봄철(3~5월) Nino4(160° - 210° E, 5° S- 5° N) 지수가 1 표준편차 이상인 사례는 1992, 1995, 1997, 2002, 2010, 2015로 총 여섯 해이다. 이 때 6월의 해수면 온도와 강수 편차장을 살펴보면 열대 중태평양을 중심으로 한 엘니뇨 신호와 함께 동인도양-열대 서태평양에서 warming 신호가 나타난다. 강수 구조 역시 열대 서태평양과 우리나라 지역에서의 강수 억제 신호가 EOF 구조와 유사하게 나타난다.

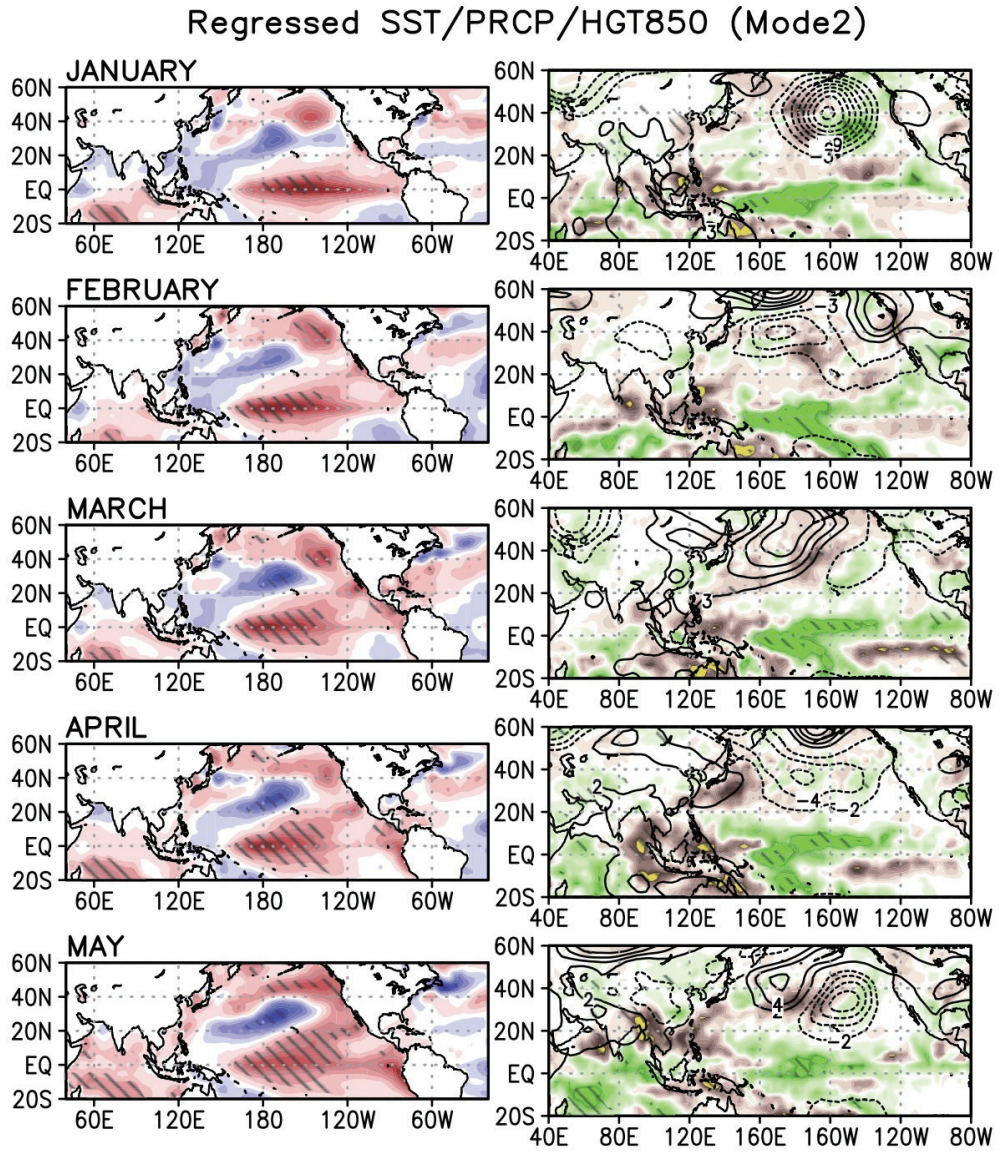


그림 3.2.6. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

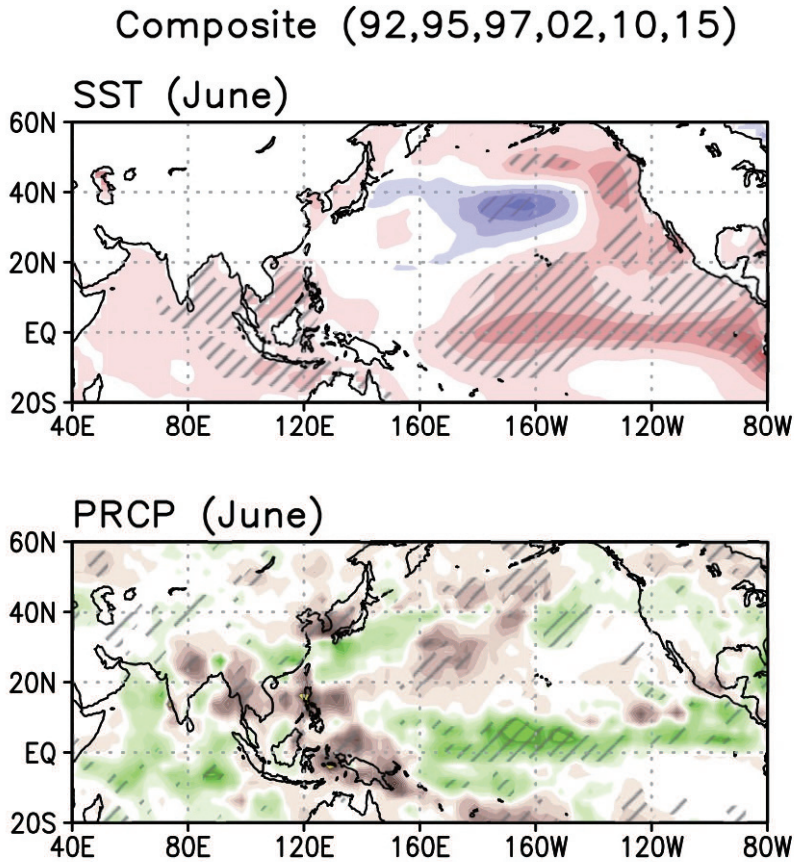


그림 3.2.7. 3~5월 Nino4 지수가 1 표준편차 이상인 사례에 대한 6월 해수면 온도와 강수 편차 합성장

세 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 두 번째 모드와 유사하게 열대 중태평양을 중심으로 엘니뇨 신호가 나타나지만, 큰 차이점은 열대 서태평양 지역에서 뚜렷한 음의 해수면 온도 편차가 나타나는 반면 인도양 해수면 온도에는 특별한 신호가 나타나지 않는 점이 두 번째 모드와 구별되는 특징이다(그림 3.2.8). 열대 서태평양과 중·동 태평양의 해수면 온도 차이로 인해 열대 서태평양의 대류 활동 억제 신호가 두 번째 모드에 비해 더욱 강하게 나타나고 두 번째 모드와 반대로 10° ~ 30° N 지역으로 고기압성 순환이 형성되어 우리나라 남쪽까지 전체적으로 강수가 억제되는 구조가 나타나고 우리나라는 남쪽의 고기압성 순환의 가장자리에 들어 남서풍 계열의 바람 영향을 받아 대체로 강수 증가 신호가 나타난다.

Regression onto Mode3 (June)

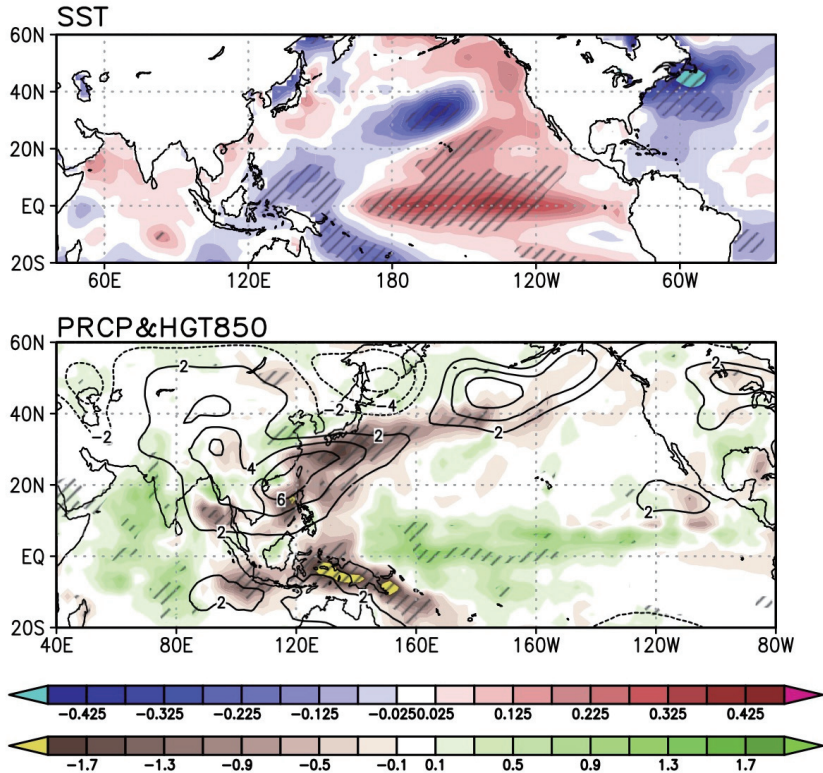


그림 3.2.8. EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

세 번째 모드의 물리적인 특징을 좀 더 자세히 살펴보기 위해 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보았다(그림 3.2.9). 그림에서 확인 할 수 있듯이 세 번째 모드와 관련해서는 특별히 엘니뇨의 발달 또는 소멸 신호가 나타나지는 않고 1월부터 6월까지 비슷한 패턴을 보인다. 아열대 북서태평양 지역부터 북태평양까지 저온 편차와 북동태평양부터 열대 중태평양까지 고온 편차가 특징적으로 나타난다.

두 번째 모드와 세 번째 모드의 경우 공통적으로 엘니뇨와 관련된 모드이지만, 두 번째 모드의 경우 열대 서태평양부터 우리나라지역까지 three-cell 강수구조를 형성하면서 우리나라에 음의 강수 편차를 유도하는 반면, 세 번째 모드의 경우 two-cell 강수구조를 형성하여 우리나라에 양의 강수 편차를 유도한다. 이러한 차이는 엘니뇨 신호가 인도양

warming과 결합되었는지, 또는 엘니뇨 신호가 열대 서태평양 cooling과 결합되었는지에 따라 나타나는 것으로 해석되며 이러한 해수면 온도 구조 진단을 통해 강수 구조 예측이 가능할 것으로 보인다.

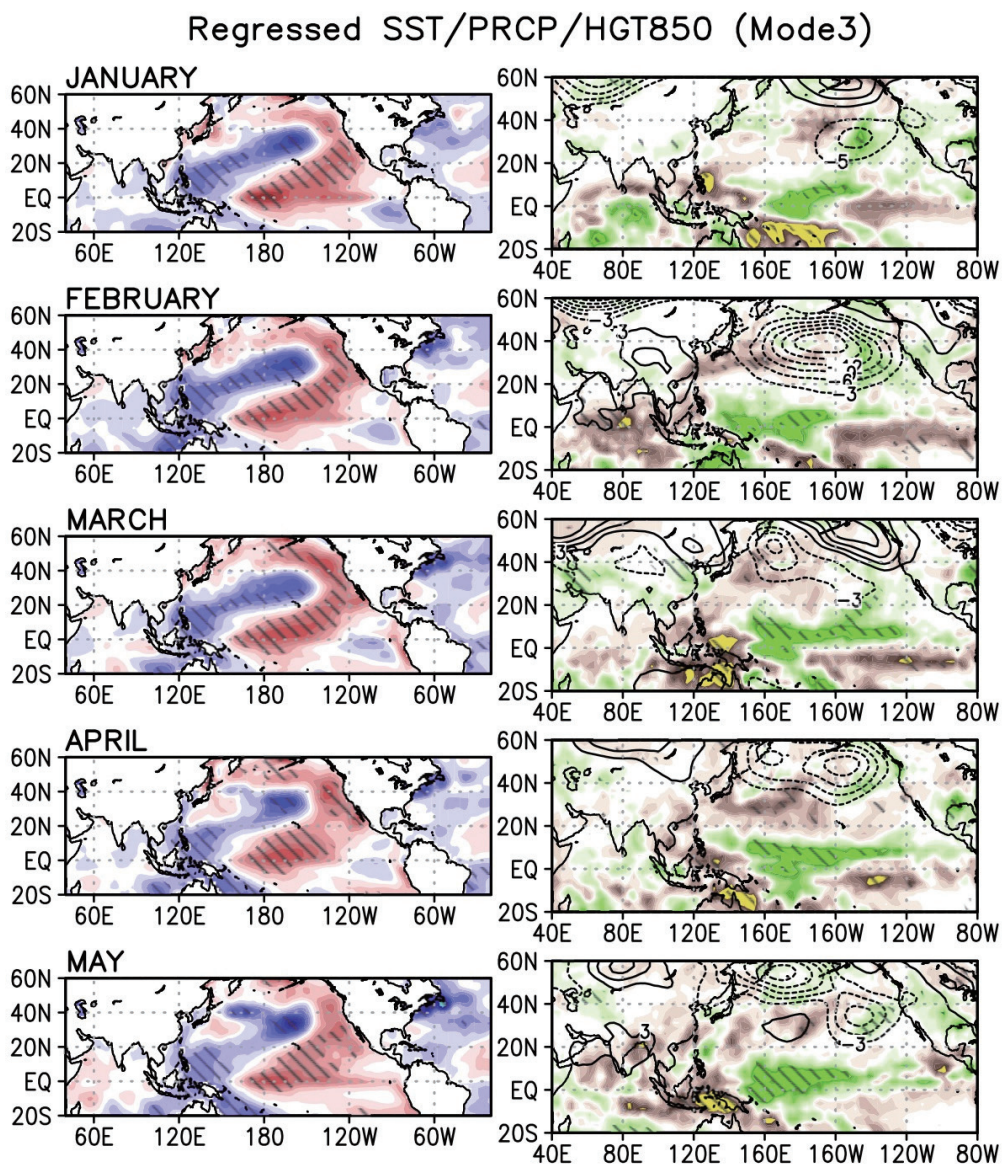


그림 3.2.9. EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

우리나라 6월 강수와 두 번째로 높은 상관 계수를 보이는 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 패턴의 경우 첫 번째~세 번째 모드에서 주로 열대 지역 해수면 온도와 밀접한 관련성을 나타내는 것과 다르게 북태평양과 북대서양 지역에서 유의한 해수면 온도 편차가 나타난다(그림 3.2.10). 북태평양 해수면 온도의 경우 일본 동쪽 해역에서부터 남·동쪽 방향으로 양-음-양의 편차가 나타나는 구조이며, 북대서양의 경우 북쪽에서 음의 편차, 남쪽에서 양의 편차가 나타나는 구조이다. 동아시아 지역 강수 구조는 우리나라 지역을 중심으로 강수 억제 신호와 일본 동쪽으로 강수 증가 신호가 나타나는데, 이는 일본 남동쪽으로 발달한 저기압성 순환과 관련된 구조로 해석된다. 이러한 구조는 장마강수 예측 시스템에서 북대서양 해수면 온도 편차와 관련된 구조와 유사한 구조이다.

Regression onto Mode5 (June)

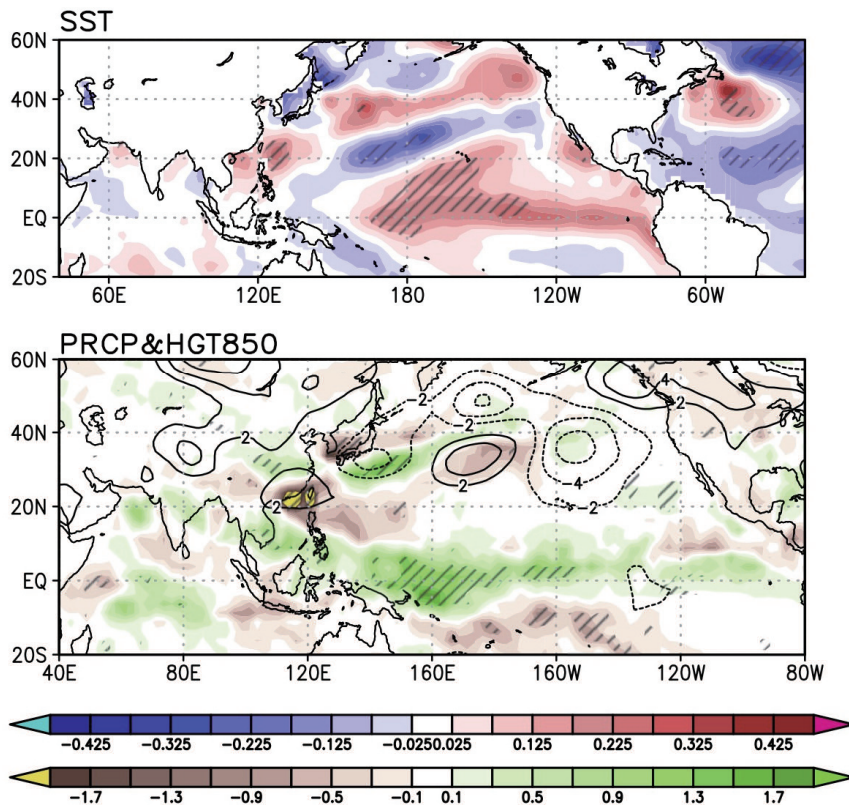


그림 3.2.10. EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 6월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

다섯 번째 모드에 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위 고도장의 변화 패턴을 살펴보면, 첫 번째~세 번째 모드에서 나타나는 엘니뇨의 발달 및 쇠퇴와 같은 신호는 나타나지 않고 봄철에 북동태평양 지역에서 warming 신호와 함께, 북대서양 해수면 온도에서 남·북 방향으로 양의 편차와 음의 편차가 나타난다 (그림 3.2.11). 강수 구조와 대기 구조 역시 열대 지역에서 뚜렷한 신호가 나타나기 보다는 중위도의 대기 파동 형태와 관련하여 강수 편차가 나타나는 특징이 있다.

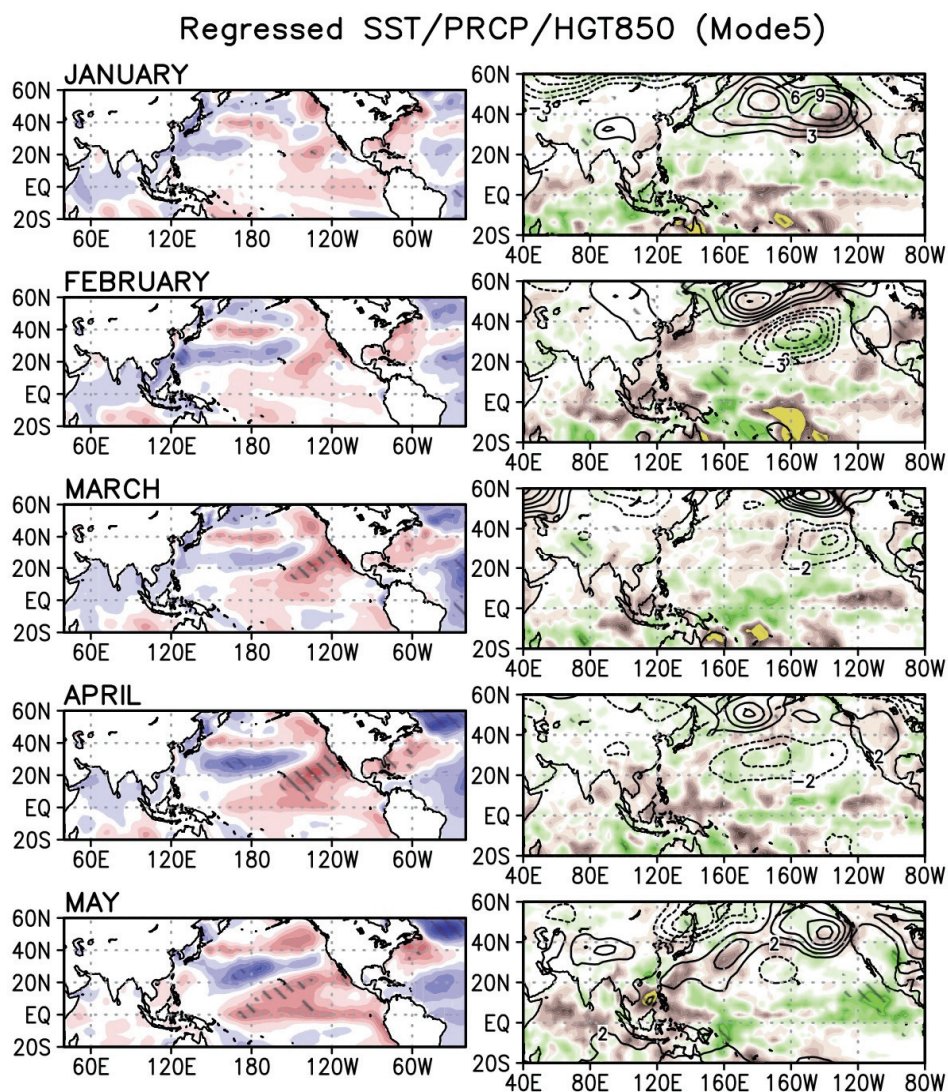


그림 3.2.11. EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 1월부터 5월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

3.2.2 열대 서태평양~동아시아 지역의 7월 강수 구조 특성

6월의 강수 구조 분석과 유사하게 7월에 나타나는 열대 서태평양부터 동아시아 지역까지 강수 구조 분석을 위해 1979년부터 2015년까지 GPCP 7월 강수 자료를 사용하여 100° - 150° E, 10° S- 40° N 지역에 대해 EOF 분석을 수행하였다. 우리나라 6월 강수와 7월 강수의 1979년부터 2015년까지 상관계수는 0.14로 변동성이 서로 다르며 EOF 분석 결과 역시 6월과 7월에 서로 다른 강수 구조 및 변동 메커니즘을 나타낸다.

7월 강수 구조의 총 열 개 EOF 모드에 대하여 explained variance와 우리나라 7월 강수 시계열과의 상관계수를 표 3.2.2에 나타내었다. 우리나라 7월 강수와 통계적으로 유의한 상관관계를 나타내는 모드는 2번, 5번, 6번 모드로 각각 -0.39, -0.54, 0.31의 상관계수를 나타낸다. 이 중 전체 변동성 중 상당 부분을 설명하는 1번, 2번 모드와 우리나라 강수와 높은 관련성을 보이는 5번 모드에 대하여 자세히 살펴보았다.

표 3.2.2. 7월 강수 EOF 10개 모드의 explained variance와 우리나라 7월 강수 시계열과 EOF 시계열 사이의 상관계수. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 값은 bold체로 나타냄

모드	explained variance(%)	상관계수
1	21.0	-0.09
2	15.2	-0.39
3	9.2	-0.08
4	8.1	0.08
5	4.9	-0.54
6	3.8	0.31
7	3.3	-0.23
8	3.2	0.25
9	2.7	-0.12
10	2.6	0.00

7월 강수 구조의 첫 번째 모드는 전체 변동성의 약 21.0%를 설명하며, 그 공간 구조를 살펴보면 maritime continent에서 양의 강수 편차, 10° - 20° N 지역에서 남·동쪽으로 기울어진 구조의 음의 강수 편차, 그리고 우리나라 북쪽으로 약한 양의 강수 편차가 나타나는 구조이다. 전체적으로 maritime continent와 아열대 서태평양 지역에서의 two-cell 구조의 강수로 특징지어 지며, 우리나라 지역에서의 강수 신호는 뚜렷하게 나

타나지 않는다. 이 모드의 시계열과 우리나라 7월 강수의 상관계수는 -0.09 이다(그림 3.2.12). 두 번째 EOF 모드는 전체 변동성의 약 15.2%를 설명하며, 그 공간 구조는 maritime continent 북쪽부터 10°N 지역까지 음의 강수 편차, 15°N - 25°N 지역에서 양의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역으로 음의 강수 편차가 나타나는 three-cell 구조를 나타낸다. 이 모드의 시계열과 우리나라 7월 강수의 상관 계수는 -0.39 로 유의한 관련성을 나타낸다(그림 3.2.12). 다섯 번째 EOF 모드는 전체 변동성의 약 4.9%를 설명하며, 공간 구조의 특징은 열대 지역에서는 뚜렷한 특징이 나타나지 않고 우리나라 지역에서 음의 강수 편차와 그 남쪽으로 양의 강수 편차가 나타나는 구조이다. 이 모드의 시계열과 우리나라 7월 강수의 상관계수는 -0.54 로 EOF 모드들 중 우리나라 강수와 가장 높은 관련성을 보인다(그림 3.2.12).

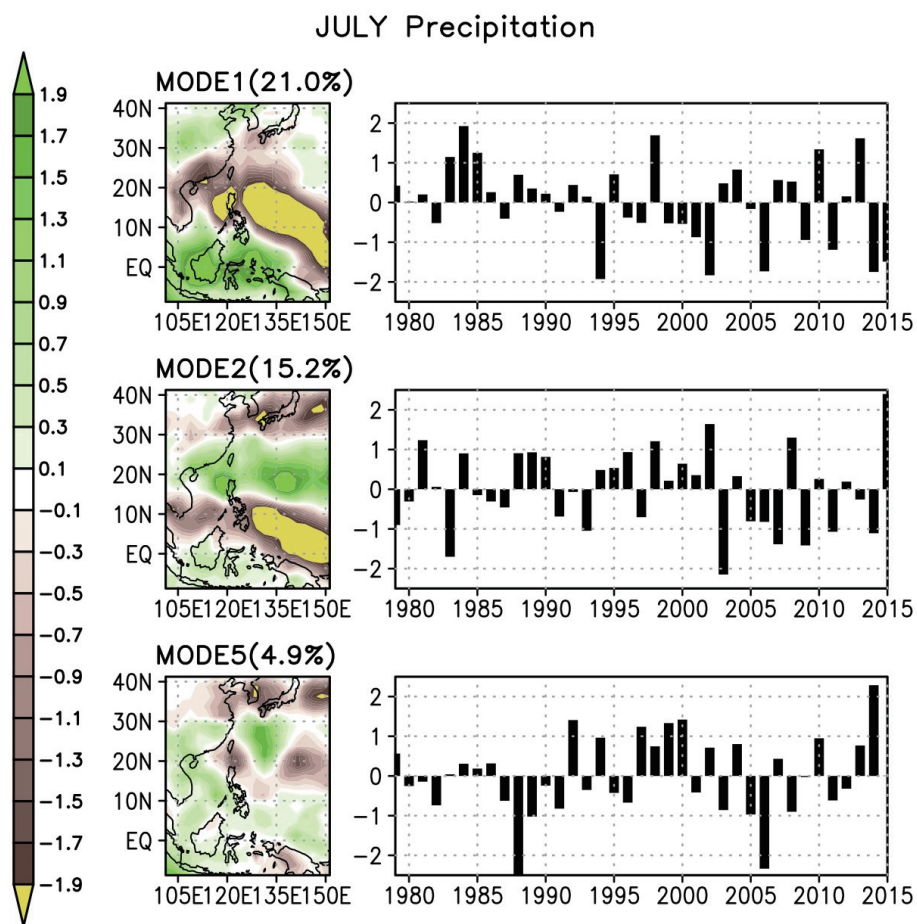


그림 3.2.12. 1979~2015 기간의 7월 강수에 대한 EOF 첫 번째, 두 번째, 다섯 번째 모드의 공간 패턴과 시계열

각 모드와 관련된 대규모 순환장의 특징을 살펴보기 위하여 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 7월의 해수면 온도 편차, 강수 편차, 850hPa 지위고도 편차장에 대해 살펴보았다. 첫 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 열대 중·동 태평양을 중심으로 뚜렷한 라니냐 신호와 maritime continent 지역으로는 양의 해수면 온도 편차, 그리고 인도양 지역에서 음의 해수면 온도 편차가 나타나는 구조이다. 이러한 라니냐 신호와 함께 maritime continent 지역에서 대류활동 강화 신호가 나타나고 그 북쪽 아열대 서태평양 지역에서는 고기압성 순환의 발달과 함께 대류활동 억제 신호가 나타난다. 아열대 서태평양에 발달한 고기압성 순환의 가장 자리를 따라 남서 기류가 유입되는 중국 양쯔강 지역부터 우리나라 북쪽지역으로 약한 강수 증가 신호가 나타난다. 그러나 실제 우리나라 7월 강수와와의 관련성은 뚜렷하게 나타나지 않는다. 이는 우리나라 7월 강수가 열대 지역 엘니뇨/라니냐에 직접적인 영향을 받지 않음을 의미한다(그림 3.2.13).

Regression onto Mode1 (July)

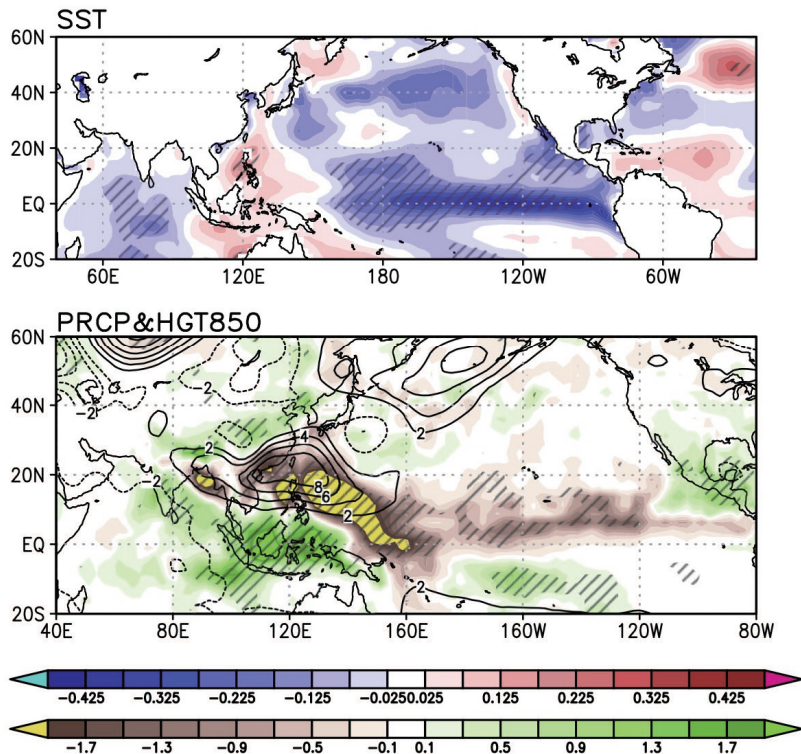


그림 3.2.13. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 7월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

첫 번째 모드의 물리적인 특징을 자세히 살펴보기 위해 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도와 강수 및 850-Pa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보았다(그림 3.2.14). 그림에서 확인 할 수 있듯이 첫 번째 모드와 관련된 해수면 온도의 변화 패턴은 겨울철의 엘니뇨 신호가 봄철 소멸되면서 라니냐로 전이되는 구조이다. 관련된 열대 서태평양의 warming과 인도양의 cooling 신호는 7월부터 뚜렷하게 나타난다. 강수 구조의 특징을 살펴보면 겨울철에는 엘니뇨 신호와 함께 열대 서태평양의 강수 억제 신호와 중·동 태평양의 강수 강화 신호가 나타나지만 봄철 엘니뇨의 약화 신호와 함께 열대 서태평양의 강수 억제 신호는 점차 약화되면서 중태평양으로 이동하는 특징을 보인다. 라니냐 신호가 본격적으로 나타나기 시작하는 5월부터 동인도양-maritime continent 지역으로 강수 강화 신호가 나타나며 이와 함께 7월에 아열대 서태평양 지역으로 강수 억제 신호가 나타난다.

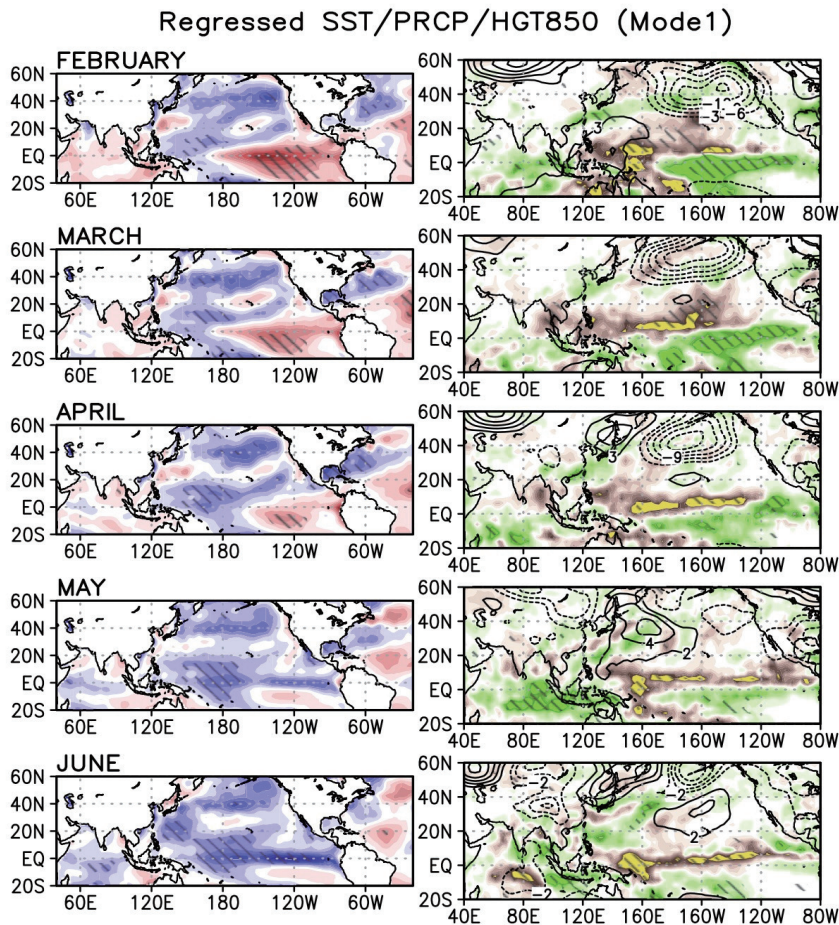


그림 3.2.14. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

두 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 엘니뇨/라니냐와 관련된 열대지역 해수면 온도 변동성은 뚜렷하게 나타나지 않는 반면 우리나라 주변 해역인 북서태평양 지역(120°E - 180° , 30°N - 40°N) 해수면 온도와 뚜렷한 양의 관련성을 나타낸다(그림 3.2.15). 강수 구조와 대기 순환장의 특징은 maritime continent 지역에서 강수 억제 신호, 그 북쪽으로 저기압성 순환과 함께 강수 강화 신호, 그리고 동아시아 지역을 중심으로 고기압성 순환과 함께 강수 억제 신호가 나타나는 three-cell 구조이다. 이러한 구조는 Pacific-Japan(PJ) 패턴과 유사하다. 이 모드와 우리나라 7월 강수와의 상관계수는 -0.39로 유의한 관련성을 나타낸다.

Regression onto Mode2 (July)

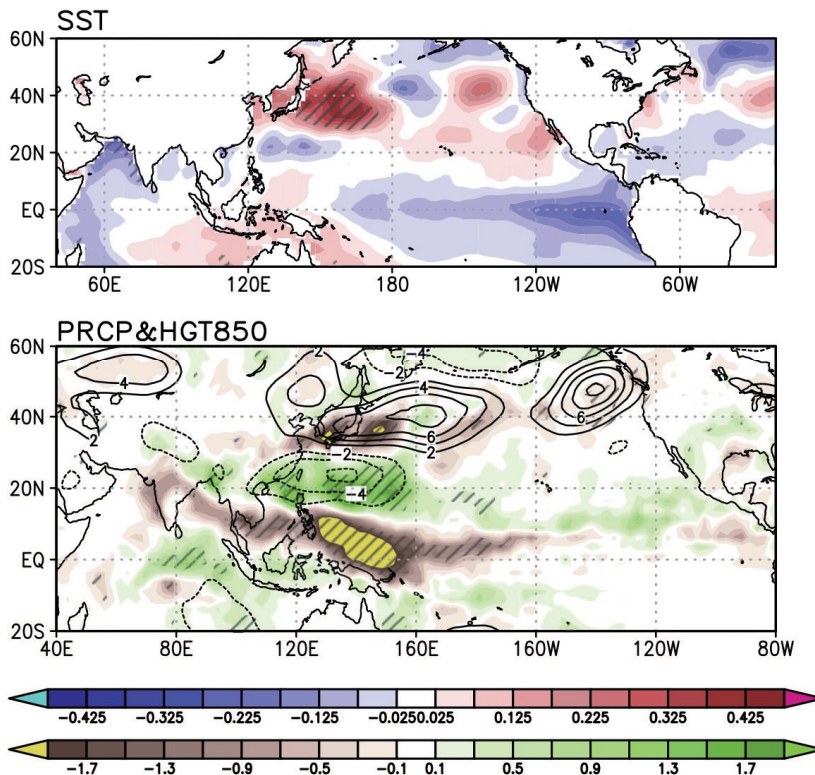


그림 3.2.15. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 7월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

두 번째 모드에 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보면, 첫 번째 모드와는 달리 4월까지의 엘니뇨의 발달 및 쇠퇴와 같은 뚜렷한 특징이나 변화 패턴이 나타나지 않는다(그림 3.2.16). 5월과 6월에 서인도양 지역에서 음의 해수면 온도 편차와 6월에 북서태평양 지역에서 양의 해수면 온도 편차가 특징적으로 나타난다. 그러나 강수 구조 및 대기 순환장 변화에는 뚜렷한 특징이 나타나지 않는다.

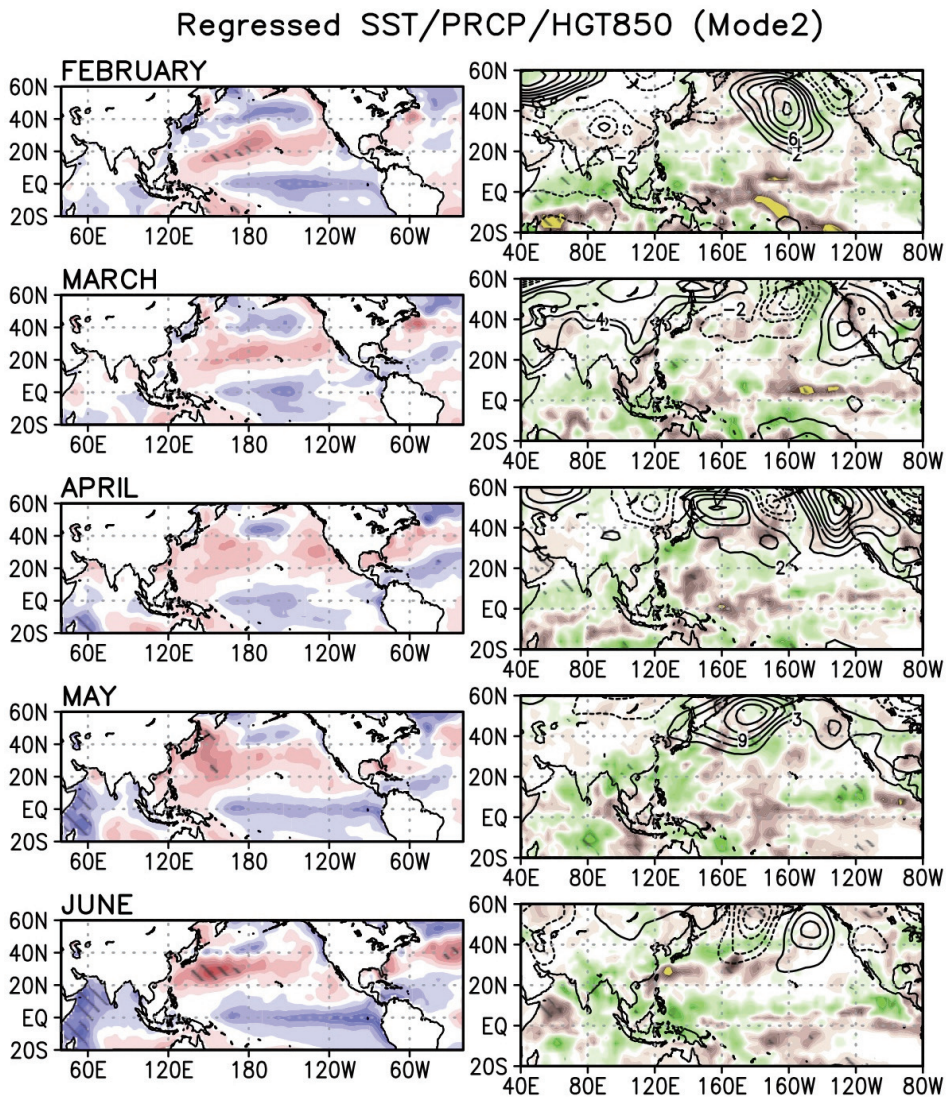


그림 3.2.16. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

우리나라 7월 강수와 가장 높은 상관 계수를 보이는 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 해수면 온도 패턴의 경우 북서태평양(130°E-160°E, 35°N-45°N) 및 북동태평양(200°E-240°E, 40°N-60°N) 지역의 해수면 온도와 뚜렷한 양의 관련성을 나타낸다(그림 3.2.17). 강수 구조 역시 열대 지역에서는 뚜렷한 특징이 나타나지 않는 반면 우리나라 지역부터 오호츠크해 지역까지 주로 중위도와 고위도 지역에서 뚜렷한 편차가 나타난다. 대기 순환장의 특징은 중위도 지역에서 파동 형태를 나타내는데, 오호츠크해 지역에서 저기압성 편차와 강수 강화 신호, 그리고 그 남쪽인 우리나라 지역에서 강수 억제 신호가 나타나는 구조이다. 실제 7월 오호츠크해 지역(140°E-160°E, 45°N-60°N)의 강수 편차 시계열과 우리나라 7월 강수 사이에는 -0.40의 유의한 관련성이 나타난다. 반면, 우리나라 7월 강수와 아열대 서태평양 지역(120°E-150°E, 15°N-30°N) 강수 편차 시계열과의 상관계수는 -0.17로, 이는 7월 강수의 경우 열대 지역의 영향보다는 중위도 지역의 대기 파동과 관련된 영향을 더 크게 받는다는 것을 제시한다.

Regression onto Mode5 (July)

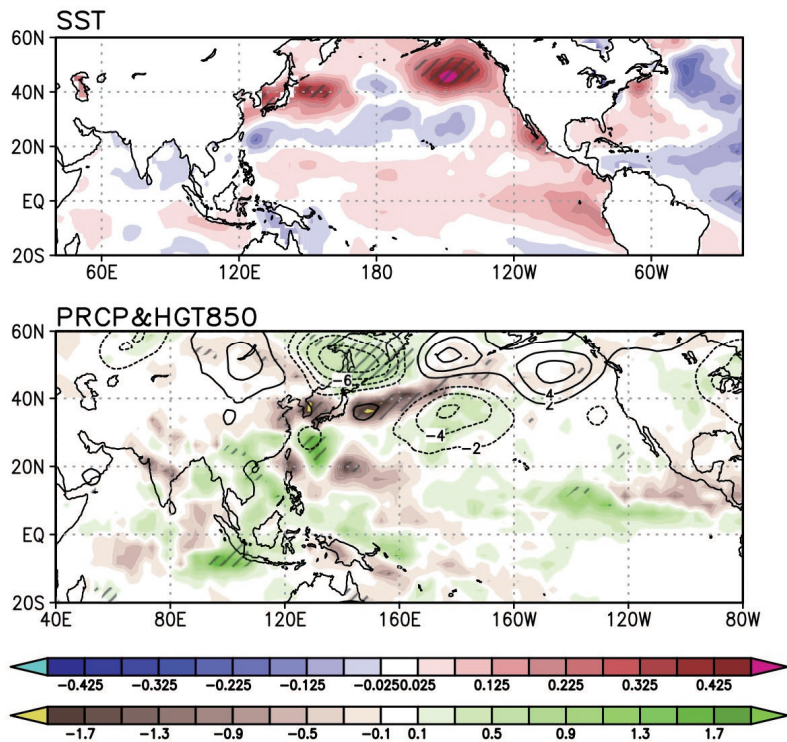


그림 3.2.17. EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 7월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

다섯 번째 모드에 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위 고도장의 변화 패턴을 살펴보면, 4월부터 북동태평양 지역에서 warming 신호가 나타나며 이에 따라 5월과 6월에 북동태평양 지역을 중심으로 고기압성 편차가 형성되어 중위도 대기 파동에 영향을 주는 구조이다(그림 3.2.18).

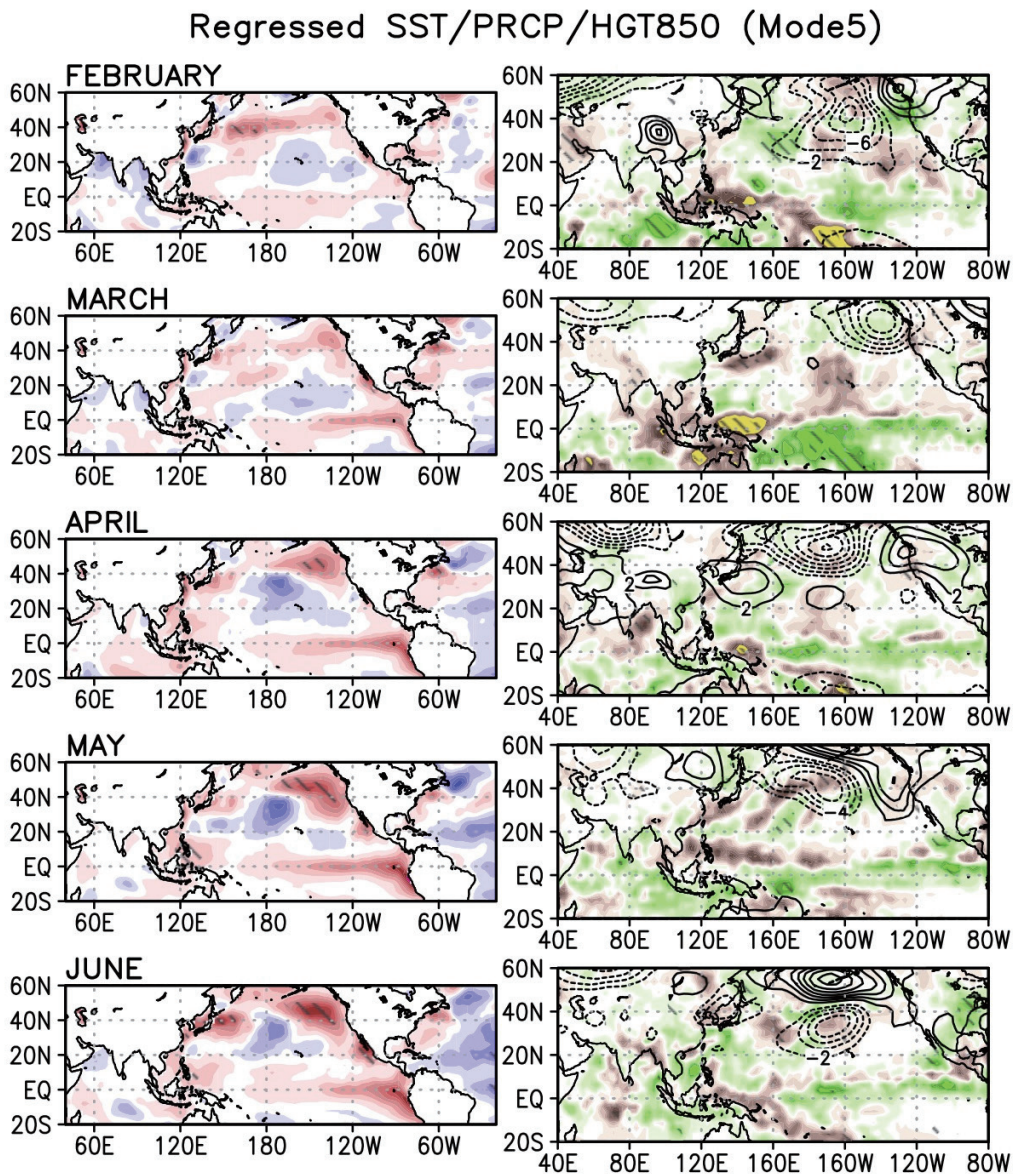


그림 3.2.18. EOF 다섯 번째 모드에 대해 회귀 분석한 2월부터 6월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

3.2.3 열대 서태평양~동아시아 지역의 8월 강수 구조 특성

8월의 열대 서태평양부터 동아시아 지역의 강수 구조 분석을 위해 1979년부터 2015년까지 GPCP 8월 강수 자료를 사용하여 100° - 150° E, 10° S- 40° N 지역에 대해 EOF 분석을 수행하였다. 우리나라 8월 강수 변동성은 6월 강수 변동성과 -0.20의 상관 계수를, 7월 강수 변동성과 -0.10의 상관계수를 나타내어 우리나라 6월, 7월, 8월 강수의 경우 서로 독립적인 변동성을 나타낸다.

8월 강수 구조의 총 열 개 EOF 모드에 대하여 explained variance와 우리나라 8월 강수 시계열과의 상관계수를 표 3.2.3에 나타내었다. 우리나라 8월 강수와 통계적으로 유의한 상관관계를 나타내는 모드는 3번, 8번, 9번 모드로 각각 -0.46, -0.32, -0.37의 상관계수를 나타낸다. 그러나 8번과 9번 모드는 explained variance가 매우 작으므로 전체 변동성 중 상당 부분을 설명하는 1번, 2번 모드와 우리나라 강수와 높은 관련성을 보이는 3번 모드에 대하여 자세히 살펴보았다.

표 3.2.3. 8월 강수 EOF 10개 모드의 explained variance와 우리나라 8월 강수 시계열과 EOF 시계열 사이의 상관계수. 통계적으로 95% 수준에서 유의한 값은 bold체로 나타냄

모드	explained variance(%)	상관계수
1	20.8	-0.09
2	12.3	0.05
3	8.1	-0.46
4	7.8	0.08
5	5.3	-0.03
6	4.8	-0.23
7	4.3	0.20
8	3.1	-0.32
9	2.9	-0.37
10	2.8	-0.20

8월 강수 구조의 첫 번째 모드는 전체 변동성의 약 20.8%를 설명하며, 그 공간 구조를 살펴보면 maritime continent에서 음의 강수 편차, 10° - 20° N 지역에서 양의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역으로 약하게 음의 강수 편차가 나타나는 구조이다. 전체적으로는 maritime continent와 아열대 지역에서 two-cell 강수 구조이다. 우리나라 지역으로의 강수 신호는 뚜렷하지 않으며 실제 이 모드의 시계열과 우리나라 월 강수의 상관계수는 -0.09로 유의한 관련성을 나타내지 않는다(그림 3.2.19).

두 번째 EOF 모드는 전체 변동성의 약 12.3%를 설명하며, 그 공간 구조는 maritime continent 지역과 아열대 서태평양인 15°N - 25°N 지역에서 음의 강수 편차와 일본과 우리나라 남쪽으로 약한 양의 강수 편차가 나타나는 구조이다. 아열대 서태평양에서의 강수 변동성이 주요하게 나타나는 모드로 해석된다. 이 모드의 시계열과 우리나라 8월 강수의 상관계수는 0.05로 유의한 관련성을 나타내지 않는다(그림 3.2.19).

세 번째 EOF 모드는 전체 변동성의 약 8.1%를 설명하며, 공간 구조의 특징은 아열대 서태평양 10°N - 20°N 지역에서 음의 강수 편차, 20°N - 30°N 지역에서 양의 강수 편차, 그리고 우리나라 지역으로 음의 강수 편차가 나타나는 three-cell 구조를 나타낸다. 이 모드의 시계열과 우리나라 8월 강수의 상관계수는 -0.46으로 EOF 모드들 중 우리나라 강수와 가장 높은 관련성을 보인다(그림 3.2.19).

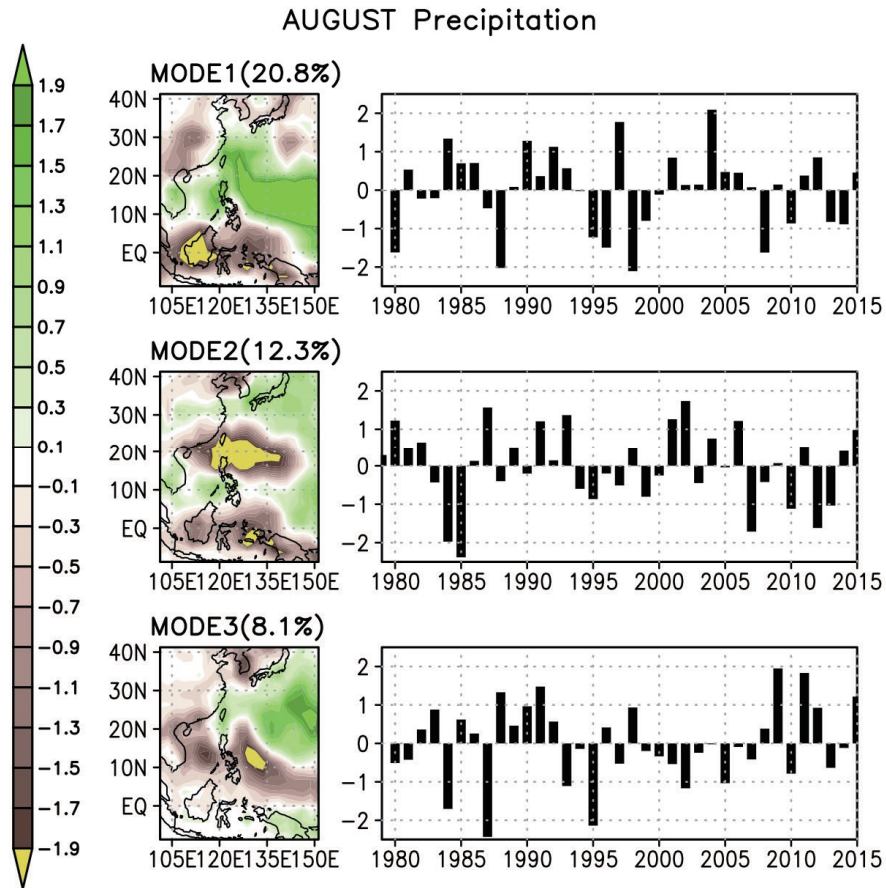


그림 3.2.19. 1979~2015 기간의 8월 강수에 대한 EOF 첫 번째, 두 번째, 세 번째 모드의 공간 패턴과 시계열

각 모드와 관련된 대규모 순환장의 특징을 살펴보기 위하여 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 8월의 해수면 온도 편차, 강수 편차, 850hPa 지위고도 편차장에 대해 살펴보았다.

첫 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 열대 중·동 태평양을 중심으로 뚜렷한 엘니뇨 신호와 함께 maritime continent와 열대 서태평양 및 북서태평양 지역으로 뚜렷한 음의 해수면 온도 편차가 나타나는 구조이다. 이에 따라 maritime continent 지역으로는 대류활동 억제 신호가 나타나고 그 북쪽 아열대 서태평양 지역에서는 저기압성 순환의 발달과 함께 대류활동 강화 신호가 나타난다. 아열대 서태평양에 발달한 저기압성 순환의 가장 자리를 따라 북동풍 계열의 바람이 유입되는 중국 남부 지역으로 강수 억제 신호가 뚜렷하게 나타나지만 우리나라 지역으로는 뚜렷한 강수 편차가 나타나지 않는다. 이는 7월의 첫 번째 모드 강수 구조와 유사한데 7월과 마찬가지로 우리나라 8월 강수 역시 열대 지역의 엘니뇨/라니냐에 직접적인 영향을 받지 않음을 의미한다(그림 3.2.20).

Regression onto Mode1 (August)

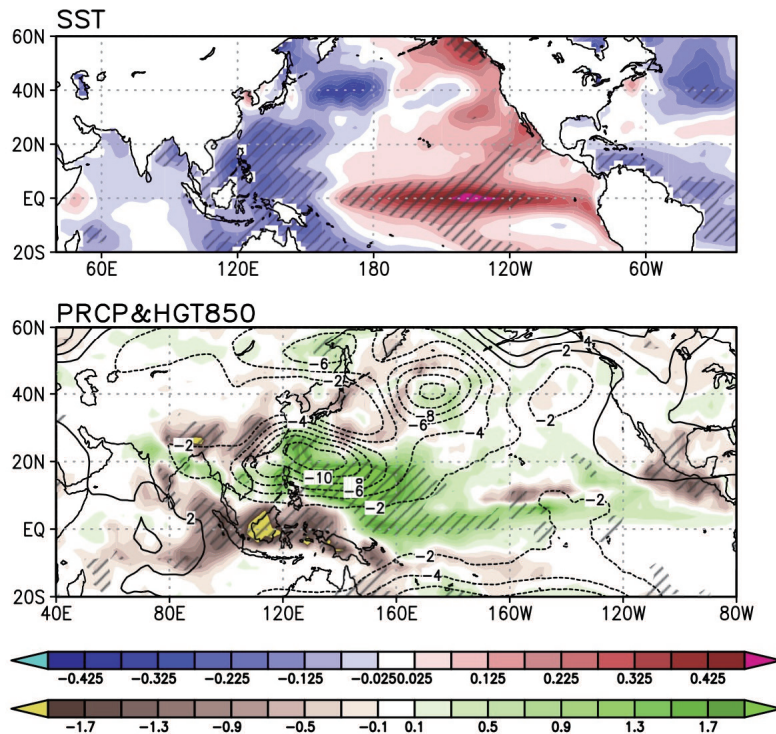


그림 3.2.20. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 8월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

첫 번째 모드의 물리적인 특징을 자세히 살펴보기 위해 EOF 시계열에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보았다(그림 3.2.21). 그림에서 확인 할 수 있듯이 첫 번째 모드와 관련된 해수면 온도의 변화 패턴은 이전 겨울~봄철 중립상태에서 5월부터 엘니뇨가 발달하기 시작하는 구조이다. 열대 서태평양 및 북서태평양의 cooling 신호는 6월부터 나타난다. 강수 구조의 특징을 살펴보면 maritime continent의 강수 억제 신호는 엘니뇨가 발달하기 시작하는 5월부터 나타나기 시작하며, 7월 강수 구조의 경우 8월과 매우 유사하게 maritime continent의 강수 억제 신호와 아열대 지역에서의 저기압성 순환 및 강수 증가신호가 나타난다.

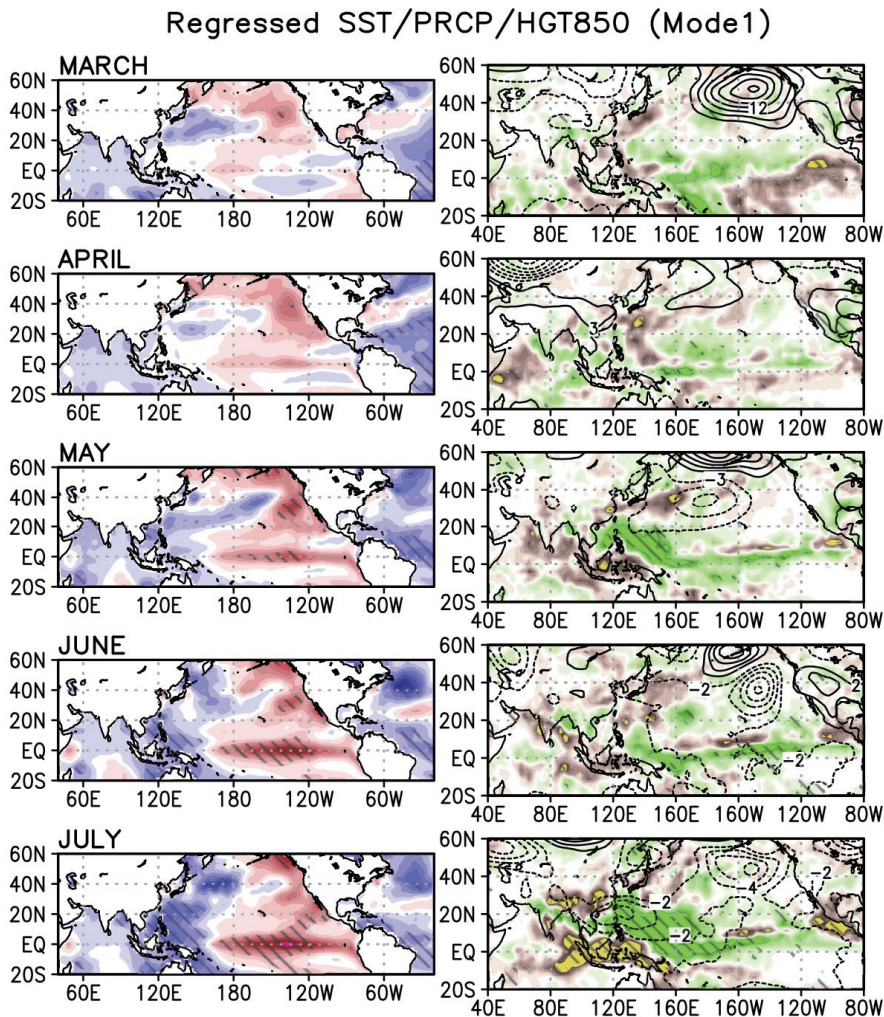


그림 3.2.21. EOF 첫 번째 모드에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

두 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 첫 번째 모드와 유사하게 열대 중·동 태평양을 중심으로 엘니뇨 신호가 나타난다. 첫 번째 모드와의 차이점은 열대 서태평양 지역 해수면 온도 편차가 maritime continent 지역 동쪽으로 음의 편차, 서쪽으로 양의 편차가 나타나는 점이며, 우리나라 주변 해역에서 뚜렷한 음의 편차가 나타나는 특징이 있다(그림 3.2.22). 이와 함께 나타나는 강수 구조의 특징은 maritime continent 지역으로 강수 억제 신호가 나타나지만 음의 해수면 온도 편차가 약하므로 첫 번째 모드와 같이 강하게 나타나지는 못한다. 아열대 서태평양 지역에서는 첫 번째 모드와는 반대로 강수 억제 신호가 나타나고 강수 증가 신호는 억제 신호의 동쪽인 열대 중태평양 지역과 일본지역으로 나타나는 구조이다. 일본 지역을 중심으로 저기압성 편차가 형성되어 가장 자리를 따르는 북동풍 계열 바람을 따라 북한 지역에서 음의 강수 편차가 나타난다.

Regression onto Mode2 (August)

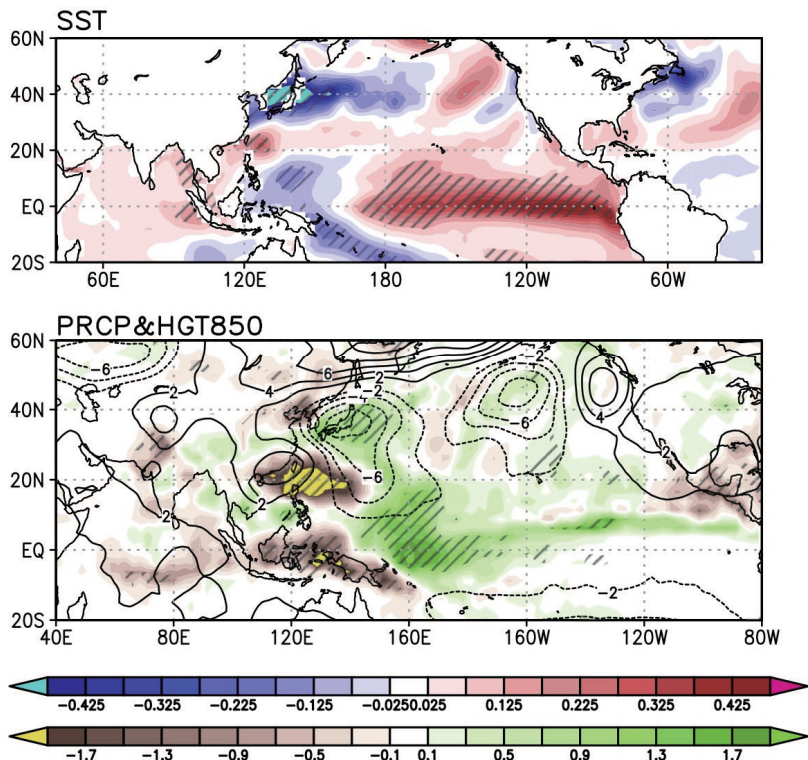


그림 3.2.22. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 8월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

두 번째 모드에 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보면, 봄철부터 여름철까지 지속적으로 엘니뇨 신호가 나타나는데, 이는 첫 번째 모드에서 나타나는 중립 상태에서 엘니뇨가 발달하는 신호와 구별되는 특징이다(그림 3.2.23). 또한 첫 번째 모드에서는 열대 서태평양부터 동인도양 및 북서태평양 지역까지 음의 해수면 온도 편차가 뚜렷하게 나타난 반면 두 번째 모드에서는 maritime continent 동쪽으로 매우 약한 음의 해수면 온도 편차가 나타나는 특징이 있다. 강수 구조의 특징을 살펴보면 엘니뇨 신호가 지속적으로 나타나기 때문에 봄철부터 여름철까지 maritime continent에서 강수 억제 신호가 지속적으로 나타난다. 5월부터 우리나라 남쪽으로 고기압성 순환이 발달하기 시작하면서 아열대 지역으로도 강수 억제 신호가 나타난다.

세 번째 모드에 회귀 분석한 해수면 온도 편차장의 특징은 첫 번째, 두 번째 모드와 달리 엘니뇨/라니냐와 관련된 열대 지역의 해수면 온도 변동성은 나타나지 않는 반면, 북태평양과 북대서양에서 뚜렷한 해수면 온도 편차가 나타난다(그림 3.2.24). 북동태평양(180° - 200° E, 40° N- 60° N)의 음의 해수면 온도 편차와 중태평양(150° E- 180° , 30° N- 40° N)의 양의 해수면 온도 편차가 특징적으로 나타나며 이와 함께 북대서양(0° - 30° W, 40° N- 60° N)의 음의 해수면 온도 편차와 그 남쪽으로(30° W- 60° W, 30° N- 40° N) 양의 해수면 온도 편차가 나타나는 구조이다.

대기 순환장의 특징을 살펴보면 북태평양 해수면 온도 편차에 상응하게 우리나라 남쪽으로 저기압성 편차, 그 북동 방향으로 고기압성 편차와 저기압성 편차가 나타나는 파동 형태의 구조를 나타낸다. 이에 따라 저기압성 순환의 남동쪽(130° E- 160° E, 20° N- 30° N)에서는 남서 기류의 유입에 따라 강수 증가 신호가 나타나며, 그 북서쪽에 위치한 우리나라의 경우 북동 기류의 유입에 따라 강수 억제 신호가 나타난다. 이 모드는 우리나라 8월 강수와 가장 관련성이 높은 모드로 우리나라 8월 강수의 경우 열대 지역의 영향을 직접적으로 받기 보다는 중위도 지역의 대기 파동과 관련된 변동성이 더욱 주요하게 나타나는 것으로 해석된다.

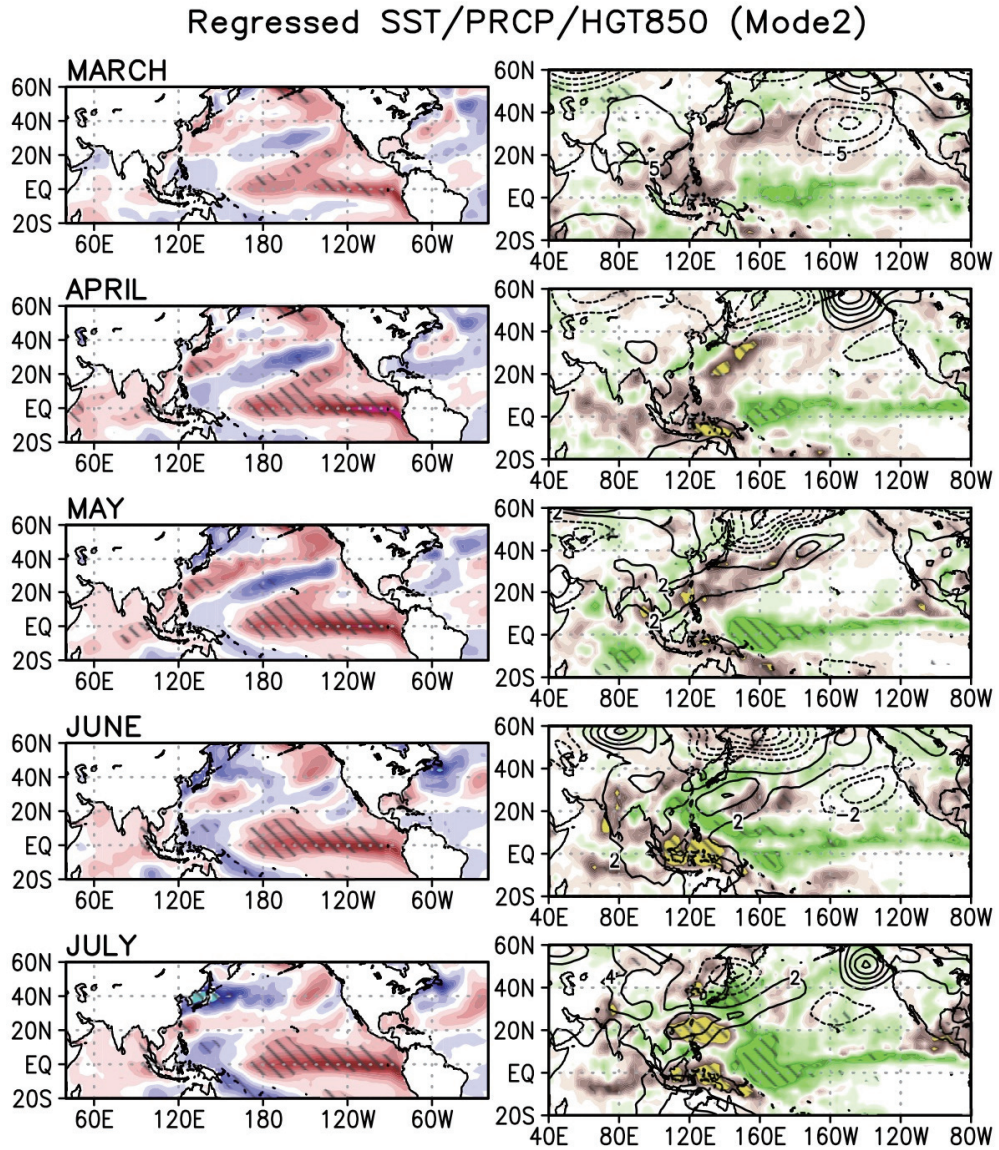


그림 3.2.23. EOF 두 번째 모드에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

Regression onto Mode3 (August)

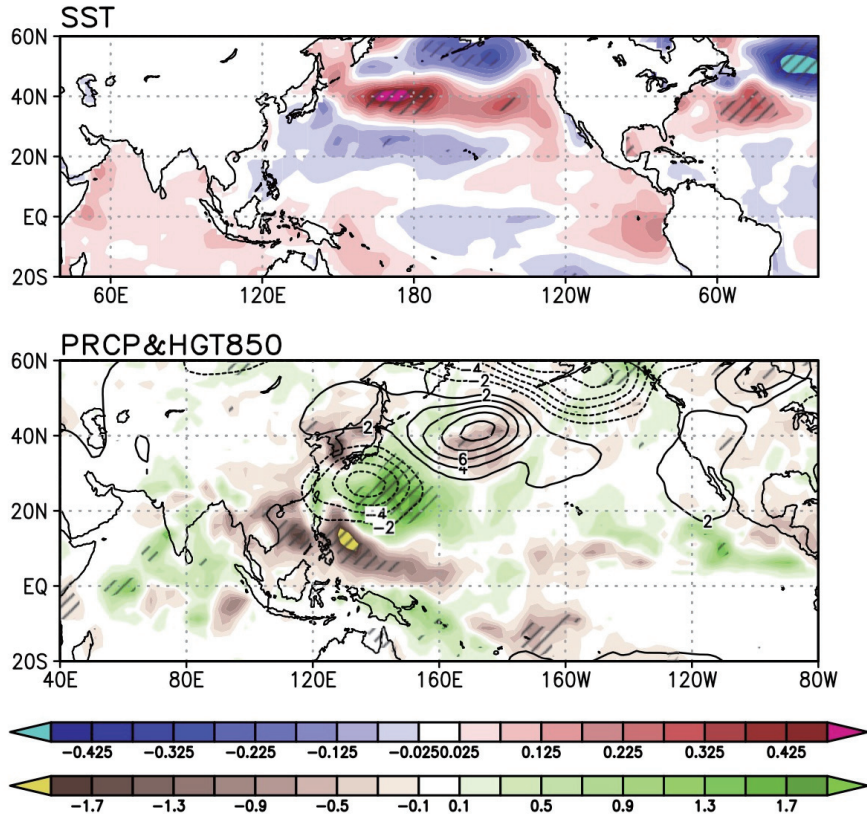


그림 3.2.24. EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 8월 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

세 번째 모드에 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도와 강수 및 850hPa 지위고도장의 변화 패턴을 살펴보면, 봄철부터 지속적으로 북태평양(150°E-180°E, 30°N-40°N)과 북대서양(30°W-60°W, 30°N-40°N) 지역에서 양의 해수면 온도 편차가 나타난다. 이와 함께 봄철 북태평양 지역에서는 고기압성 편차가 지속적으로 나타나며 6월부터 북태평양에 파동형태의 대기 구조가 나타나기 시작한다(그림 3.2.25).

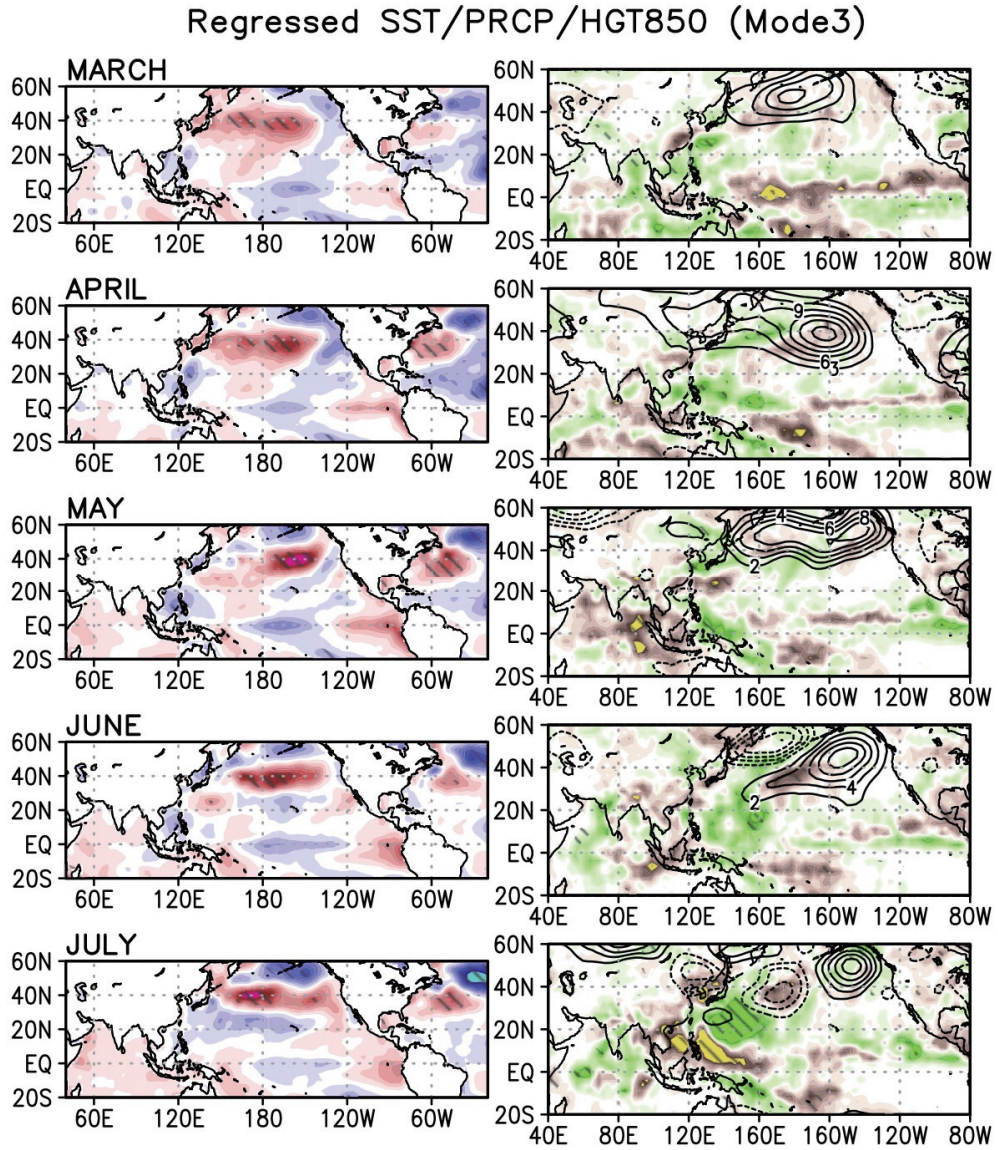


그림 3.2.25. EOF 세 번째 모드에 대해 회귀 분석한 3월부터 7월까지 해수면 온도, 강수, 850hPa 지위고도 편차

3.3 장마기간 강수량 장기 변화 특성 및 원인 분석

3.3.1 연구배경

장마는 여름철 동아시아 몬순 시스템의 발달과 함께 열적 성질이 다른 기단들 사이에서 형성되는 정체 전선에 의해 비가 빈번하게 내리는 기간을 일컫는다(기상청, 2011a). 지역적으로 차이가 있지만, 평균적으로 장마는 6월말에서 7월말까지 약 30일정도 지속되고 전국 평균으로 약 350mm 전후의 강수가 내려 우리나라 연강수량의 약 20~30%가 이 기간에 집중된다. 이러한 장마의 기후학적 특성은 재해 및 수자원 관리 등의 측면에서 중요하므로 지속적으로 모니터링하고 그 변동 특성에 대해 파악할 필요가 있다.

동아시아 여름 몬순을 구성하는 기단들은 그 세력과 위치 등에서 큰 경년변동을 하기 때문에 그와 연관된 우리나라 장마의 시종, 강수량 및 그 특성도 큰 경년변동을 겪는다(Ha et al., 2003; 2005b; Seo et al., 2011; Son et al., 2012). 실제 특정해 장마에 대해 분석한 선행연구들을 보면(Chun and Park, 1990; Lim and Park, 1991; Won et al., 2006; Seo et al., 2012) 매년 장마와 연관된 순환장 및 장마의 특성이 서로 다를 수 있다. 따라서 이러한 큰 경년변동이 어떤 기후학적 요인에서 비롯되었는지를 아는 것은 매우 중요하다. 선행 연구들은 장마를 포함하는 동아시아 여름철 강수에 영향을 미칠 수 있는 다양한 기후요인들을 제시한 바 있다. 북태평양 고기압과 보닌 고기압의 강도와 위치(Ha et al., 2003; Ha and Lee, 2007), 유라시아 지역 적설량과 온도 변화(Liu and Yanai, 2002; Lu, 2002) 및 ENSO와 연관된 열대의 해수면온도 및 대류 활동은 장마의 시종 및 강도의 경년 변동과 연관되어 있음이 선행 연구들로부터 보고되었다(Ahn et al., 1997; Kang, 1998; Cha et al., 1999; Yun et al., 2008; 2009). 또한 최근 Ham et al. (2016)의 연구에 따르면 열대 대서양의 해수면온도와 연관된 열대 워커순환의 변화가 우리나라 여름철 강수에 영향을 미칠 수 있음을 제시하였다.

이러한 장마의 경년변동 특성 및 그와 연관된 여러 기후요인에 대한 많은 연구들에 비해 상대적으로 장마의 장기변동에 대한 연구는 많지 않다. Ho et al. (2003)과 Ha et al. (2012)이 1970년대 중반 이후 우리나라 여름철 강수의 장기 변화가 있고 특히, 8월 강수가 증가하여 우리나라 여름철 강수의 계절 구조에 장기 변화가 있음이 제시된 바 있지만(Ho et al., 2003; Ha and Ha, 2006; Wang et al., 2007; Lee et al.,

2010), 전반적으로 여름철 평균 강수량과 8월의 강수량 수십년 변화 분석에 초점을 맞추었다. 하지만, 우리나라 여름철 강수량의 기후값을 보면 6월말에서 7월 그리고 8월에서 9월 사이 기간에 두 개의 피크를 가지는 특성으로 볼 때(Ha et al., 2012; 기상청, 2011) 계절 내 변동성이 매우 강하므로 장마기간 동안의 강수량은 여름철 전체 또는 8월 강수와는 다른 장기 변화 특성을 가질 가능성이 있다. 또한 장마가 동아시아 여름 몬순 시스템의 영향을 지배적으로 받는다는 측면에서 동아시아 여름 몬순이나 동아시아 여름철 강수량의 장기 변화가 있음을 제시한 연구들이 있고(Kwon et al., 2005; 2007; Liu et al., 2011) 북태평양 아열대 고기압의 위치와 강도의 장기 변화에 대해서도 보고되고 있어(Hu, 1997; Zhou et al., 2009) 우리나라 장마기간 강수량의 장기 변화 특성에 대한 연구가 진행될 필요가 있다.

본 연구에서는 우리나라 기상청에서 제공하는 장마기간 강수량 관측 자료를 활용하여 장마 강수량 장기 변화의 특징과 그 기후학적 원인에 대해 조사하였다.

3.3.2 장마의 평년 특성 및 장마 시기 주변 기압 배치

장마는 장기간 비가 지속되는 우리나라 여름철 주요 강수 현상으로 기상청에서 제공하는 장마의 시종, 강수량 및 강수일수의 평년 특성은 다음과 같다.

(장마시종일) 남부지방 6월 23일경, 중부지방 6월 24일경에 장마가 시작되어 약 32일간 지속되다가 남부지방은 7월 24일경, 중부지방은 7월 25일경에 종료됨(표 3.3.1)

(장마강수량) 평년(1981~2010년)의 평균 장마강수량은 전국 356.1mm, 중부지방 348.6mm, 남부지방 366.4mm임

(장마강수일수) 중부와 남부 각각 17.1일과 17.2일로 평균 장마기간의 절반 이상 비가 내리는 특징을 보임(표 3.3.1)

표 3.3.1. 평년(1981~2010년)의 장마 시작일, 종료일, 기간, 강수일수, 및 평균 강수량(출처 : 기상청, 2011a)

지 역	시작일	종료일	기간(일)	강수일수(일)	평균 강수량(mm)
중부지방	6.24~25	7.24~25	32	17.2	366.4
남부지방	6.23	7.23~24	32	17.1	348.6
제주도	6.19~20	7.20~21	32	18.3	398.6

장마는 동아시아 여름 몬순 시스템의 일부로, 열적 성질이 다른 기단이 만나서 형성되는 정체전선의 영향으로 내리는 비를 말한다. 여름철에 우리나라를 포함하는 동아시아 지역은 남쪽의 열대몬순기단, 북태평양 고기압으로 대표되는 온난습윤한 열대성 기단, 북쪽의 차가운 대륙 기단 그리고 한랭습윤한 오호츠크 해 기단의 영향을 받는다(그림 3.3.1). 이러한 여름철 우리나라를 둘러싸고 기단들의 상대적 강도 및 위치에 따라 해마다 장마전선의 형성 및 위치, 장마의 시종, 기간, 강도가 큰 폭으로 변화하여 장마 강수량의 경년변동이 매우 크다.



그림 3.3.1. 장마 시기 우리나라 주변 기단의 배치(기상청, 2011a; Seo et al., 2011)

장마기간에는 일반적으로 북태평양 고기압이 동아시아로 확장되어 오면서 차가운 오호츠크 해 기단이나 대륙 기단과 맞물리고, 그 사이로 불어오는 고온다습한 남풍 또는 남서풍의 영향을 받아 비가 내리기 좋은 환경을 제트기류가 북태평양 고기압의 확장과 함께 북상하면서, 우리나라 주변에서 경압불안정이 강화되어 상승운동이 일어나기 좋은 조건

을 만들어 이 시기(장마)에 강수가 빈번형성한다. 이 습윤한 공기의 유입과 더불어 겨울철 우리나라 남쪽에서 형성되어 있던하고 많은 특징이 있다(그림 3.3.2; 기상청, 2011a).

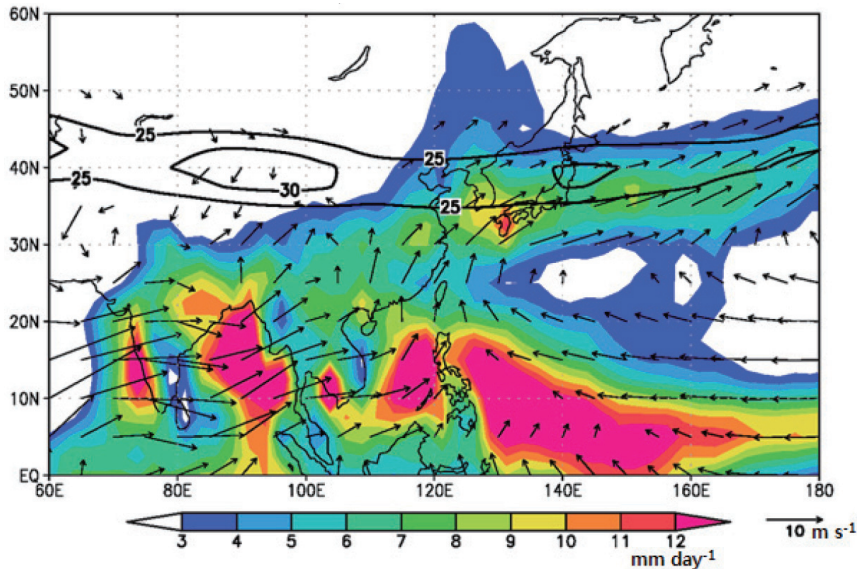


그림 3.3.2. 장마기간 동안의 평균 강수량(채색), 850hPa 바람장(벡터), 상층 제트기류(검정실선)(기상청, 2011a)

3.3.3 자료 및 방법

장마기간 강수량의 변동 특성을 조사하기 위해서는 매년 장마의 시종과 기간에 대해 정의하는 것이 선행되어야 한다. 장마 시종 결정을 위해 고려되는 여러 요소들의 불일치로 매년 장마의 시종을 결정하는 것은 쉽지 않다. 기상청에서는 장마에 영향을 미치는 기단의 특성 및 한반도 주변 대기 순환 및 수분속 등을 분석하고, 우리나라를 지역별로 중부 및 남부로 나누어 장마의 시종을 발표하고 있다(기상청, 2011a). 이 통계자료는 1973년 이후 지속적으로 관측이 수행된 45개 관측소 자료에 기반하여 생산되므로 1973~2016년까지 활용 가능하다. 본 연구에서는 전국 평균 장마 강수량의 장기 변화의 특성을 조사하기 위해, 활용 가능한 최대 기간인 1973~2016년 기간 동안 장마의 기간, 강수량 및 강수일수를 활용하였다.

장마 강수량 십년 변화의 기후학적 원인을 조사하기 위해 NCEP/NCAR Reanalysis의 500hPa 지위고도와 연직속도 그리고 300hPa과 850hPa 바람 자료를 활용하여 대

기 순환장을 분석하였다. 장마는 매년 그 기간이 다르므로, 그와 연관된 기후학적 요인을 조사하기 위해 사용된 전지구 자료에 대해서는 일평균 자료를 활용하여 기후학적 장마기간인 6/25일~7/24의 기간(기상청, 2011a)에서 평균된 자료를 활용하였다. 본 연구에서는 장마의 십년 이상 특정 시기에서 평균된 장마의 특성 변화와 그것과 연관된 평균적인 대기상태를 조사하므로 기후학적 장마기간을 활용하는 것이 무리가 없을 것으로 판단하였고, 실제 기후학적 장마기간을 임의로 5일씩 앞뒤로 이동하며 기후학적 기간에 따른 연구 결과의 민감도를 조사하였지만, 큰 차이는 없었다.

열대 대류활동의 영향을 분석하고자 NOAA에서 제공하는 상향장파복사(Outgoing Longwave Radiation, OLR) 및 CMAP(CPC Merged Analysis of precipitation) 전지구 강수 자료를 활용하였다. 분석 전기간에 대한 일자료 확보가 어려운 상향장파복사는 1979~2013년을 활용하였고, CMAP 전지구 강수의 경우에는 5일 평균 자료(Pentad)를 활용하여 1979~2014년의 Pentad 36~41을 사용하여 기후학적 장마기간의 열대 특성을 분석하였다.

우리나라 장마기간 강수량 장기 변화점을 객관적으로 찾기 위해 두 가지 통계적 기법을 활용하였다. 먼저, 비모수(non-parametric) 통계 기법인 Lepage-Test는 시계열의 분포특성에 상관없이 두 시계열의 사이의 HK 통계값을 비교하여 서로 얼마나 다른 성질을 보이는지에 대해 통계적 유의성을 테스트할 수 있다(Lepage, 1971). HK 통계값은 Wilcoxon와 Ansari-Baradley 값을 조합하여 계산하는데 실제 계산 방법은 Yonetani and McCabe(1994)의 식을 따른다. 이 HK 통계값은 Chi-분포를 따르게 되고, HK 값이 각각 4.21, 5.99, 9.21을 넘어설 경우에 각각 90%, 95%, 99% 신뢰수준에서 통계적으로 유의하다. 본 연구에서는 장마기간 강수량 시계열에서 약 십년 시간규모의 변화점(decadal changing point)을 찾기 위해 총 44년간의 자료에서 1년씩 이동하며 18년(22년)을 추출하여 앞뒤 9년씩(11년) 두 기간의 시계열을 Lepage-Test하였다. 9년과 11년 구간을 테스트 한 것은 변화의 주기에 따른 민감도를 테스트하기 위함이다.

Moving T-Test 기법은 두 시계열 평균의 차이에 대해 통계적 유의성을 검증하는 일반적인 student's T-Test를 활용한다(Ha et al., 2016). Lepage-Test와 같이 44년간의 장마 강수량 전체 시계열에서 18년(22년)을 추출하여 앞뒤 9년씩(11년씩) 두 기간의 시계열의 평균의 차이를 T-Test하고 이러한 과정을 1년씩 이동하며 연속적으로 진행

하여 두 기간의 평균이 통계적으로 유의한 차이를 보이는 시기를 찾았다.

장마 강수량의 십년 변화가 나타나는 기간의 순환장 및 열대 대류활동을 비교하기 위해 두 기간 평균의 차이와 합성분석(composite analysis)을 활용하였다. 또한 십년 변화에 영향을 미쳤을 가능성이 있는 기후인자와 순환장과의 연관성을 조사하기 위해 회귀 분석(regression analysis)을 수행하였다.

3.3.4 장마의 십년 변화(Decadal change) 탐지

3.3.4.1 2000년대 초반 장마 강수량의 십년 변화

우리나라 장마 강수량 및 평년비의 시계열(1973~2016년)을 보면 매년 약 100~700mm 까지 큰 경년변동을 보이고 있으며, 이를 1981~2010년의 평년값에 대한 비로 나타낸 평년비 시계열로 확인하면 더욱 뚜렷하다(그림 3.3.3). 이러한 경년변동과 함께 십년 변화 경향이 약하게 나타나는데, 다양한 기후요소의 영향을 복합적으로 받는 우리나라 장마의 특성으로 인해 경년변동에 비해 상대적으로 십년 변화의 강도가 약하고, 확보된 자료 기간(1973~2016년)의 한계 때문에 특정 주기의 장기변동을 제시하기는 어려워 보이지만, 전반적으로 약 십년 기간을 가지고 강수가 증감하는 경향이 나타난다. 구체적으로 1980년대에 강수가 평년보다 많은 경향을 보이다가 1990년대 초반에서 2000년대 초반에는 강수량이 크게 감소하고 그 이후 십여 년 간은 다시 증가하는 특징을 보을 보이고, 최근 3년간은 장마 강수가 다시 적어지는 특징이 나타난다.

통계적 유의성을 검증하기 위해 Lepage-Test와 Moving T-Test를 활용하여 약 십년 주기의 변화점을 찾은 결과, Moving T-Test에서는 1991~1992년 그리고 2002~2003년 전후에서 모두 95% 신뢰수준에서 유의한 십년 변화가 뚜렷하게 나타났다(그림 3.3.4). Lepage-Test의 경우에도 9년과 11년의 구간에 따라 다소 차이는 있지만 1990년대 초와 2000년대 초에서 90% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 십년 변화가 나타났다(그림 3.3.4) 따라서 본 연구에서는 십년 변화의 특징이 가장 뚜렷했던 2000년대 초반을 기준으로 강수량이 평년보다 뚜렷하게 적은 1992~2002년 기간(이후 P1)과 평년에 비해 많은 특징이 뚜렷한 2003~2013년 기간(이후 P2)의 장마 강수의 특성을 분석하고 이러한 십년 변화의 원인을 조사하였다.

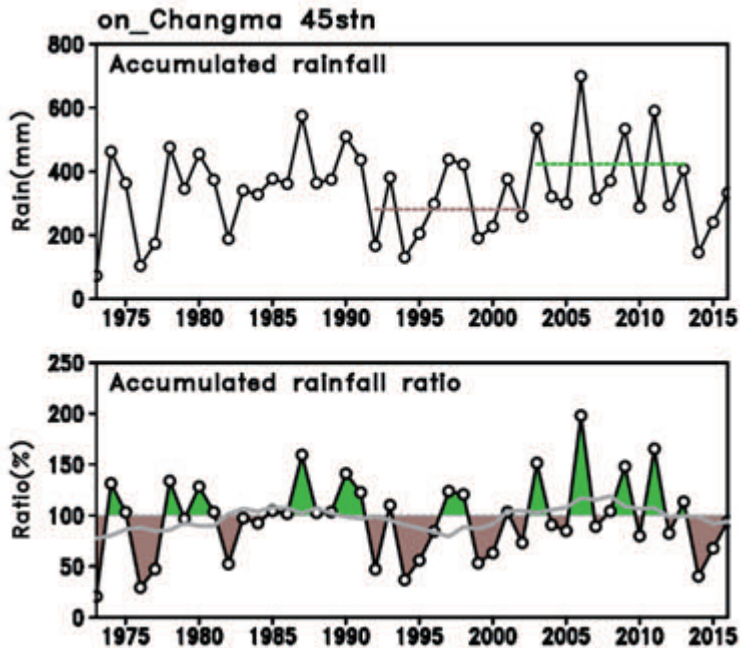


그림 3.3.3. 1973~2016년 (위) 장마 강수량 및 (아래) 평년비의 시계열. 갈색(초록) 점선 : 1992~2002년(2003~2013년) 평균 강수량, 회색 실선 : 평년비의 11년 이동평균 시계열

P1과 P2 기간의 각각 장마강수량은 281.2mm과 422.9mm로 P2 기간의 장마 강수량이 약 141.7mm 더 많았다. 특히 P1 기간에 평년대비 120% 이상 많은 강수량을 기록한 해는 두 해, P2 기간에 평년대비 80% 이하로 적은 강수량을 기록한 해는 한 해에 불과하였으며, 이는 뚜렷한 십년 변화가 이 기간동안 나타났음을 의미한다.

P2 기간과 P1 기간의 장마 강수량 차이의 공간 분포를 보면(그림 3.3.5), P2 기간 동안 P1 기간에 비해 전국적으로 강수량이 증가하였고, 특히 서울 경기를 비롯한 강원도에서 그 차이가 가장 뚜렷하게 나타났다. 반면, 제주도에서는 이러한 경향이 약하고 서귀포에서는 오히려 P2 기간에 비해 P1 기간에 더 많은 강수가 내려 반대의 특징이 나타났다. 이러한 공간분포 특징의 원인에 대해서는 3.3.5절에서 장마 강수량의 십년 변화의 기후학적 원인과 함께 다시 논의할 것이다.

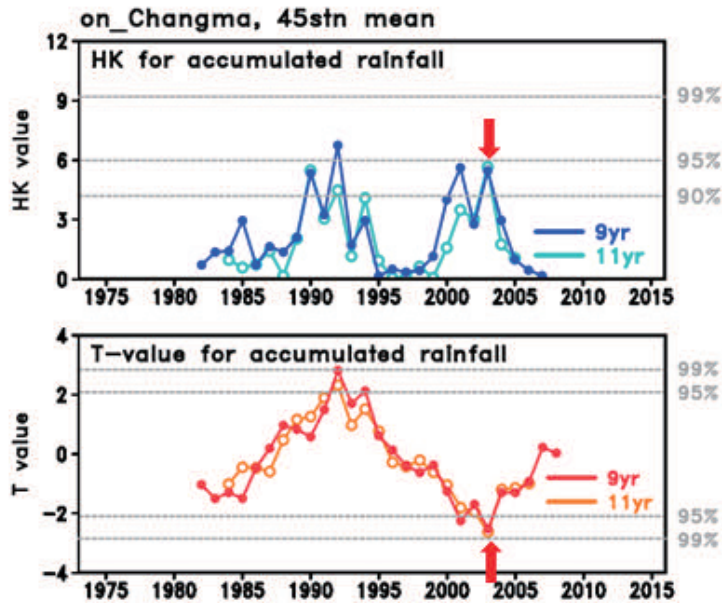


그림 3.3.4. 1973~2016년 장마기간 강수량 장기 변화의 통계적 신뢰도. (위) Lepage-Test 결과(HK value), (아래) Moving T-test 결과(T value). 각 그림의 획식 점선은 90%, 95%와 99% 신뢰수준을 의미함. 빨강 화살표는 장기 변화점을 의미함

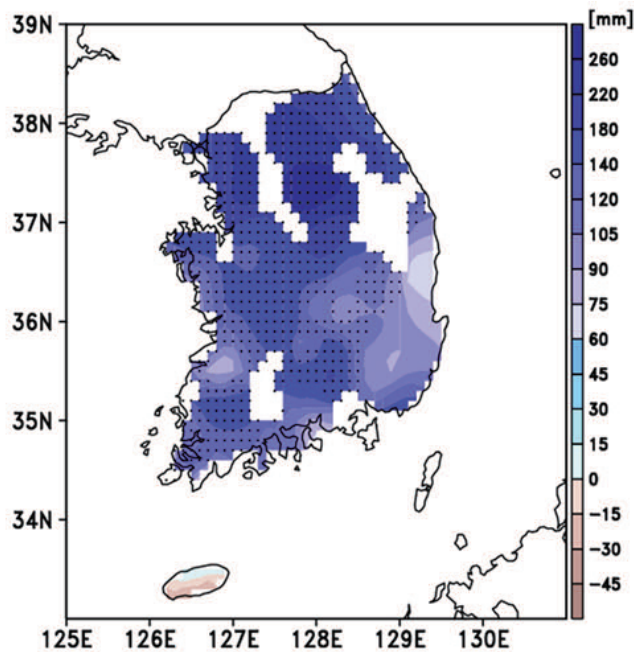


그림 3.3.5. P1 기간과 P2 기간 장마 강수량의 차이. 우리나라 영역의 흰 부분은 값이 없는 부분임. 검정색 점은 95% 신뢰 수준을 만족하는 지점을 의미함

3.3.4.2 장마기간, 장마 강수일수 및 장마강수 강도의 십년 변화

2000년대 초반에 나타난 장마 강수량의 십년 변화가 장마의 어떤 특성에서 비롯되었는지 확인하기 위해, 장마 기간, 강수일수 및 강수강도의 변화를 조사하였다(그림 3.3.6). P1 기간과 P2 기간의 평균 장마기간을 비교하면, P1 기간은 28.9일이었던 반면, P2에는 평균 33.6일을 기록해 4.7일 증가하였지만 통계적으로 유의하지는 않았다(전국평균 장마기간은 중부와 남부지방의 관측 지점 수를 고려하여 가중 평균하였음).

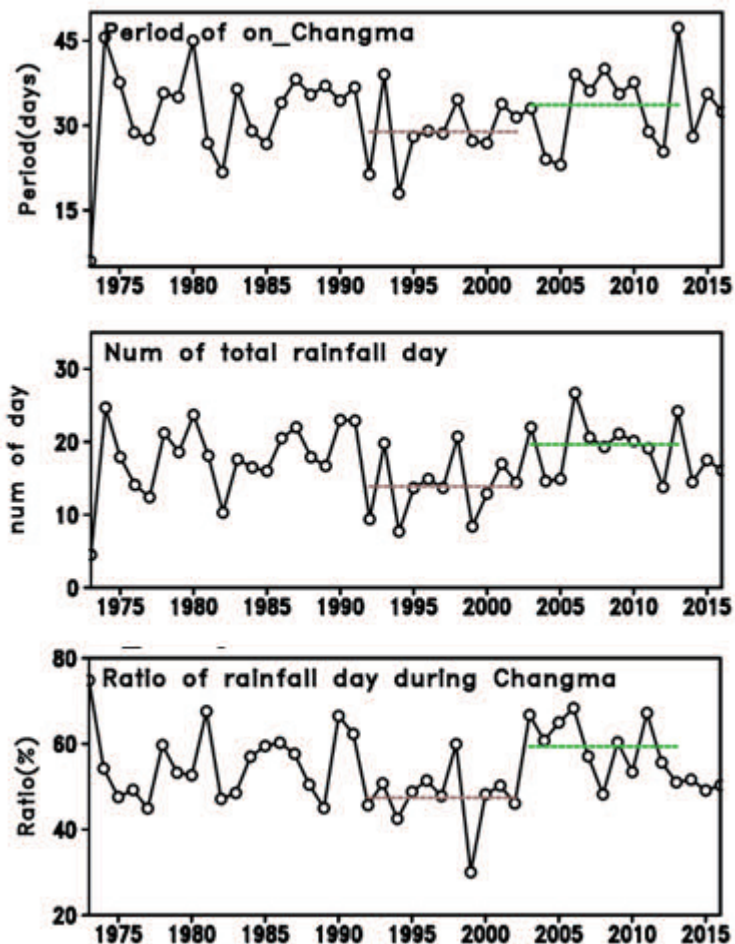


그림 3.3.6. 우리나라 (위) 장마 기간, (가운데) 장마기간 동안의 강수일수, (아래) 장마강수일수비율(강수일수/장마 기간). 갈색(초록) 점선: 1992~2002년(2003~2013년) 평균

장마기간 강수일수의 경우, P1 기간에는 평균 13.9일이었던 강수일수가 P2 기간에는 평균 19.7일을 기록해 P1 기간에 비해 5.8일 증가하였고 이는 통계적으로 유의하였다. 강수일수는 장마기간이 길어지면 증가할 가능성이 높기 때문에 실제 장마기간 동안 얼마나 빈번하게 비가 내렸는지를 두 기간에서 동등하게 비교하기 위해, 매년 장마기간 중에 비가 내린 날이 몇 일 인지의 비율(강수일수비율)을 계산하고 이 강수일수비율의 두 기간 평균을 비교하였다(그림 3.3.6). 그 결과, P1 기간에는 평균적으로 장마기간 중 47.3%에서 비가 내린 반면, P2 기간에 비가 내린 비율은 59.4%로 P2 기간의 장마 때가 P1 기간의 장마에 비해 약 12.1%의 강수일수비율 증가가 나타났다. 강수일수비율 십년 변화의 통계적 신뢰성을 Lepage-Test와 Moving T-Test를 수행한 결과, 2002~03년을 기준으로 그 전후 기간에 대해 99% 신뢰수준에서 통계적으로 유의함을 확인하였다(그림 3.3.7). 이는 P2 기간 동안 P1 기간에 비해 장마기간이 길어졌지만 비가 내린 날이 더 많이 증가하여 강수가 증가하였음을 의미하고, 2000년대 초반 장마 강수량의 십년 변화에 강수일수비율의 변화가 크게 기여하였음을 의미한다.

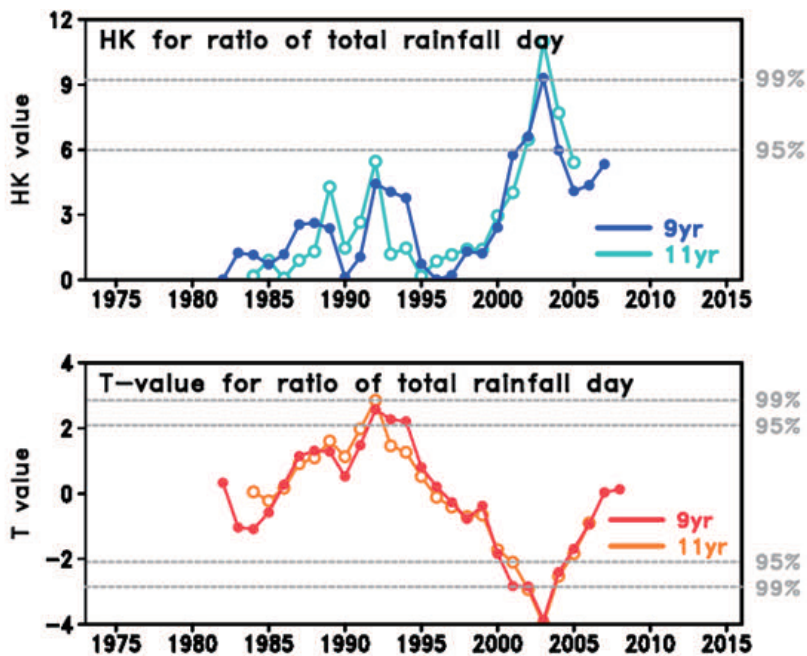


그림 3.3.7. 1973~2016년 동안 장마기간 강수일수비율 장기 변화의 통계적 신뢰도. (위) Lepage-Test 결과, (아래) Moving T-test 결과. 각 그림의 화식 점선은 95%와 99% 신뢰수준을 의미함

장마 강수량 십년 변화와 강수강도 사이의 연관성을 확인하기 위해 두 기간에 대해 30mm/day, 50mm/day, 80mm/day 이상 강수일수비율을 비교하였다(그림 3.3.8). 강수강도 별 강수일수는 매년 장마기간 동안 각 관측지점 마다 30mm/day, 50mm/day, 80mm/day 이상의 강수일수를 기록하여 합하고 관측지점의 총 수로 나누어 생산한다. 따라서 30mm/day 이상의 강수일수는 50mm/day와 80mm/day 이상의 강수일수를 포함하고 있다. 30mm/day 이상과 50mm/day 이상의 경우, 강수일수비율이 P1 기간 각각 10.7%와 5.7%였고, P2 기간에는 14.8%와 8.5%로 모두 95% 신뢰수준에서 통계적으로 유의하게 증가하였다. 이 결과는 P2 기간에 30mm/day 이상의 강도를 가지는 강수일수의 증가가 같은 기간 강수일수의 증가에 기여하였다고 해석할 수 있고 즉, P1 기간에 비해 P2 기간에 상대적으로 강한 강도의 비가 내린 날이 많았음을 의미한다. 하지만, 80mm/day 강도의 경우, 강수일수비율이 P1 기간 2.4%에서 P2 기간 3.4%로 1% 증가하였지만 통계적으로 유의하지는 않았다.

강수일수 및 강수강도의 장기 변화 특성을 종합적으로 판단하였을 때, P2 기간 장마 강수량의 증가는 비가 내린 날의 증가(강수일수)가 기여한 것으로 보이며, 더불어 30mm/day와 50mm/day 이상 강도의 강수일수 증가에도 기여한 것으로 볼 수 있다.

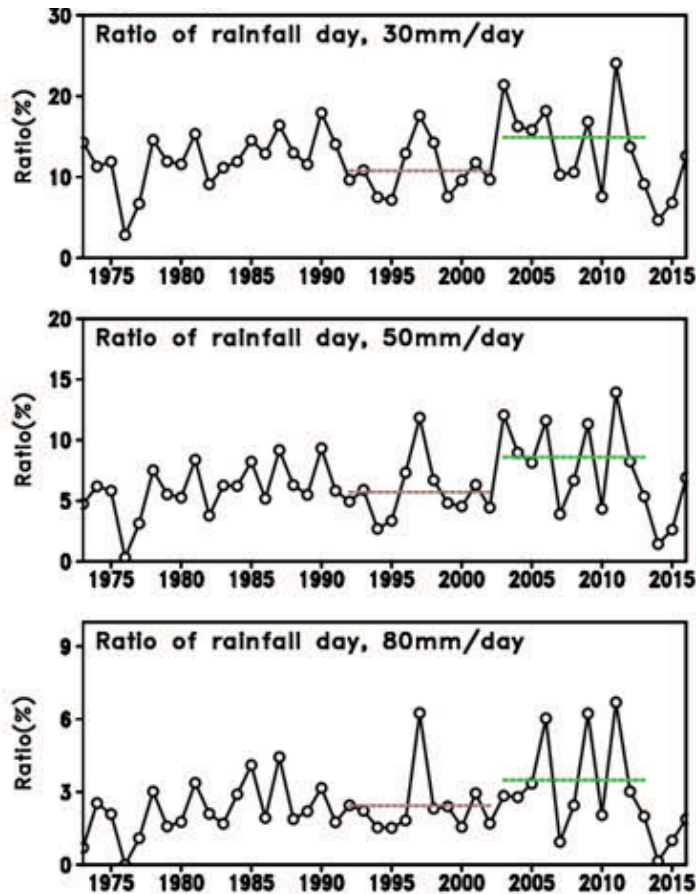


그림 3.3.8. 장마기간 동안 (상) 30mm/day 이상, (중) 50mm/day 이상, (하) 80mm/day 이상의 강수일수비율

3.3.4.3 P1과 P2 기간 장마전선의 시·공간적 특성 비교

장마기간 강수량의 십년 변화에 장마의 발달과 소멸의 특성의 변화를 조사하기 위해 5일 평균자료(Pentad)를 활용해 P1과 P2 기간 동안 장마전선의 발달과 소멸의 시·공간적 특성을 비교하였다.

(P1 기간) 초여름에 일본 남쪽에서 형성된 강수밴드가 6월 20일 이후 우리나라에 직접적으로 영향을 미치기 시작하여 7월 중순까지 지속되지만 강수밴드의 형태가 뚜렷하지 않고 약한 강수로 유지되다가 7/15~19일 사이에 거의 소멸하는 것을 볼 수 있다. 우리나라 강수는 7/25일 이후 북태평양 고기압이 다시 우리나라 남쪽까지 확장되면서 우리나라로 수증기를 공급하고 10~15일 정도 강수량이 증가하는 특징이 나타난다(그림 3.3.9).

Prate and Z500 in 1st epoch

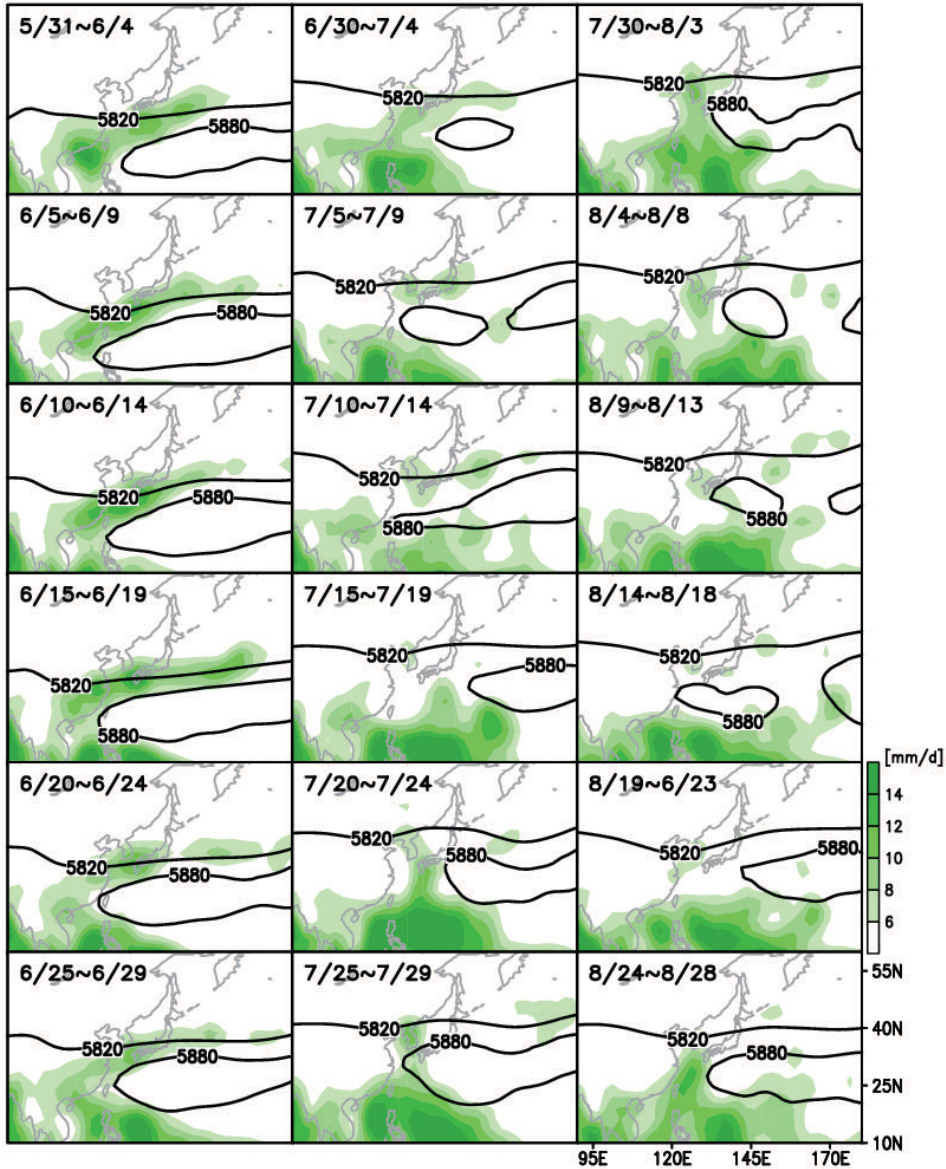


그림 3.3.9. 1992~2002년 여름철 우리나라 주변의 5일 평균 강수(mm/day)와 500hPa 지위고도(5820m 및 5880m)의 변화

(P2 기간) 6월 말 우리나라에 영향을 미치기 시작한 강수밴드가 시간이 지날수록 점차 북상하여 7/5일 이후에는 전국이 장마의 영향권에 들며 7월 말까지 지속적으로 영향을 미치는 것을 볼 수 있다. P1 기간에 비해 밴드의 형태가 뚜렷하고 강수량도 증가하는데,

P1과 P2 기간의 1월에서 12월까지 강수량 시계열을 비교하면(그림 3.3.11; CMAP 강수량자료에서 우리나라 영역 평균), P1 기간에는 장마기간과 장마 후 기간에 강수량 차이가 크지 않은 반면, P2 기간에는 장마 강수량이 장마 후 강수량보다 월등히 많음을 알 수 있다.

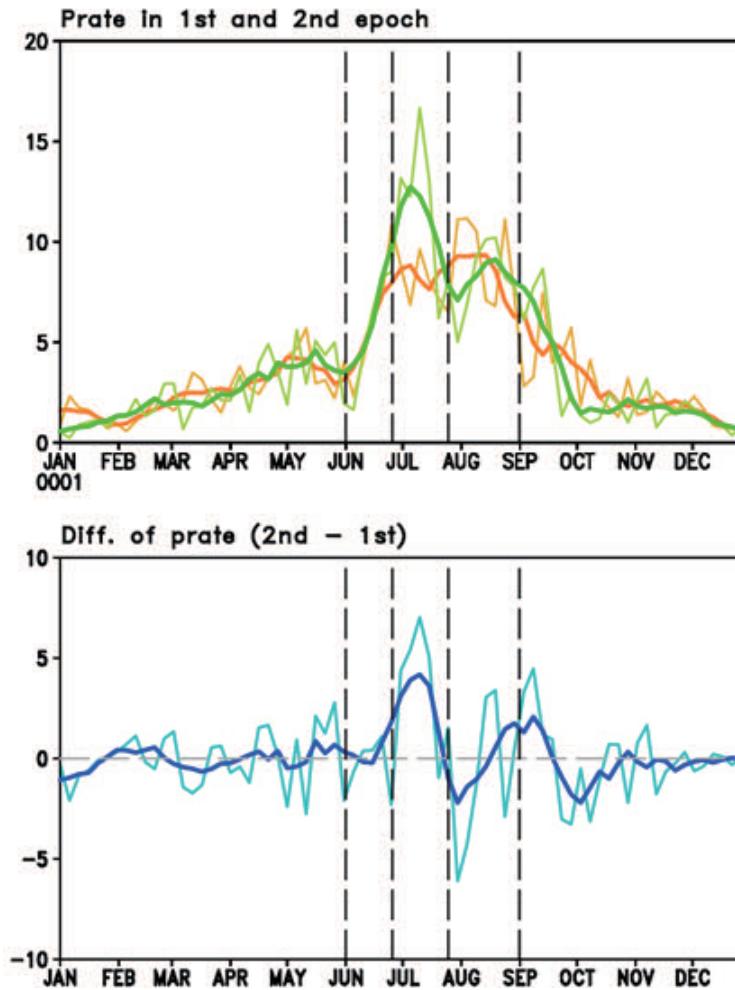


그림 3.3.11. 1992~2002년(P1, 주황)과 2003~2013년(P2, 초록) 5일 평균 강수(mm/day)의 평균값 및 그 차이(파랑)의 시계열. 각 색의 굵은 실선은 25일 이동평균 시계열

3.3.4.4 장마 강수량의 십년 변화에 태풍의 영향

태풍은 주로 늦봄부터 가을철까지 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 함께 그 가장자리를 따라 우리나라를 포함한 동아시아에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 열대에서 많은 수증기를 머금은 태풍은 한 번에 수십에서 수백 mm의 많은 강수를 뿌리므로 여름철 강수량 자료를 분석함에 있어 연구의 목적에 따라 태풍의 영향에 대한 고려가 필요하다. 특히, 열적 성질이 다른 기단에 의해 형성된 정체전선과 연관된 강수를 의미하는 장마를 조사할 경우, 장마기간 중 태풍 영향에 의한 강수의 영향이 있는지 확인할 필요가 있다.

선행연구들에서 직접 영향 태풍의 분류와 그 영향의 산정하는 여러 방법들이 있지만, 본 연구에서는 태풍백서(기상청, 2011b)에서 분류된 한반도 직접 영향태풍의 영향기간이 장마기간에 포함될 경우, 해당 날짜의 전국 평균 강수량과 강수일수를 태풍의 직접 영향에 의한 것으로 가정하는 간단한 방법을 사용하였다. 먼저, 장마기간 동안 우리나라에 직접 영향을 미친 태풍의 통계적 특성을 보면(그림 3.3.12), 매년 0~2개, 태풍의 직접 영향에 의한 전국 평균 강수량의 경우, 적게는 약 20~30mm, 많게는 약 150mm까지 강수를 기록하였다. P1 기간과 P2 기간에 직접 영향을 미친 태풍의 평균 수는 두 기간 모두 6개로 차이가 없었으며, 직접 영향에 따른 강수량은 P2 기간(24.7mm)이 P1 기간(29.7mm)에 비해 다소 많은 경향을 보였다. 반면, 직접 영향태풍에 의한 평균 강수일수는 P2 기간(1.6일)이 P1 기간(1.1일)에 비해 다소 적은 것으로 나타나 강한 강수강도를 가지는 강수일수의 증가에 태풍이 기여했을 가능성이 있다.

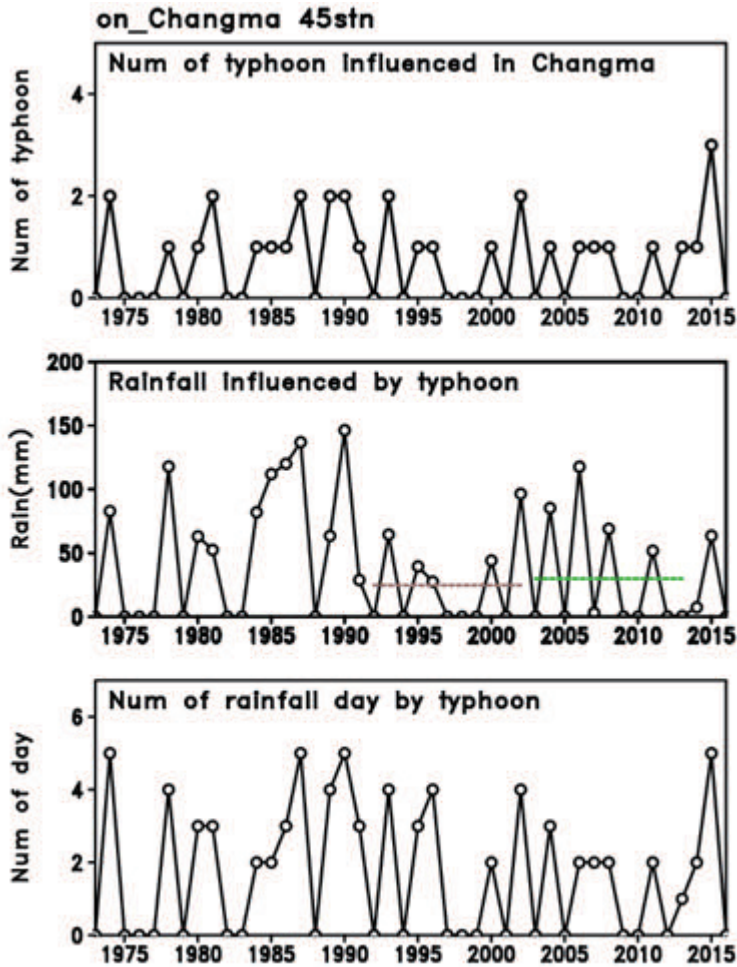


그림 3.3.12. 장마기간 우리나라에 (상) 직접 영향을 미친 태풍의 수, (중) 영향기간동안의 누적강수량, (하) 영향기간동안의 강수일수 시계열

하지만 이러한 태풍에 의한 직접 영향을 장마기간 전체 강수량에서 제거하더라도(그림 3.3.13) P1과 P2 기간에서 나타나는 십년 변화는 95% 신뢰수준에서 통계적으로 유의하였다. 강수일수비율의 경우에도(그림 3.3.13) 태풍의 직접 영향이 제거 후에도 99% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 변화가 P1과 P2 기간 사이에서 나타났다. 이러한 결과는 장마기간 강수량의 십년 변화가 태풍과 같은 이벤트성 현상의 영향 보다 장마 자체 특성의 변화에 의해 나타났을 가능성이 높음을 의미한다.

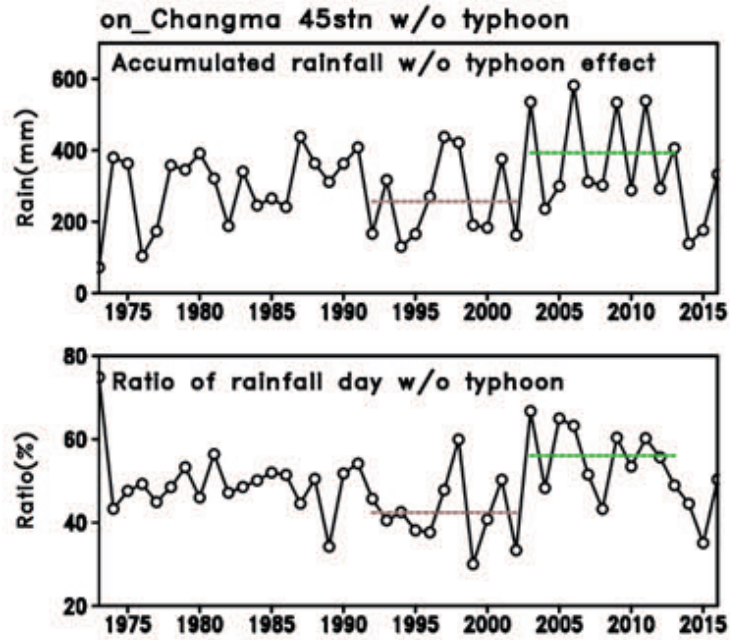


그림 3.3.13. 장마기간 태풍의 직접 영향에 의한 강수와 강수일수를 제거한 (위) 누적강수량 (아래) 강수일수비율의 시계열

3.3.5 장마 강수량 십년 변화의 원인

3.3.5.1 우리나라 주변 순환장(동서 바람 및 연직운동)

P1 기간과 P2 기간 사이의 장마 강수량 십년 변화와 연관된 기후요인을 찾기 위해, 각 시기에서 평균된 장마기간 상·하층 순환장(300hPa 동서바람, 500hPa 연직속도 및 지위고도, 850hPa 유선함수)과 공기의 열적 상태(상당온위) 그리고 열대 대류활동을 비교하였다.

먼저, 두 기간 각각에서 평균된 300hPa 에서의 동서방향 바람장과 비교하면(그림 3.3.14a와 3.3.14b), P1 기간에는 우리나라 상공에서 바람이 강해지기 시작해 일본 동쪽인 북태평양에서 피크가 나타난다. 동서바람이 강해지는 지역 남쪽에서는 이차순환에 의한 상승운동이 유도될 수 있는데(Saphiro, 1981; Holton, 2004) 실제, 500hPa 연직속도를 보면 동서바람이 강해지는 지역의 남쪽인 일본 남부에서 상승운동이 존재한다(그림 3.3.14a). 반면, P2 기간에는 동서바람의 피크를 나타내는 지역이 P1 기간에 비해 우리나라 쪽으로 그리고 다소 북상하여 위치하고 상승운동이 나타나는 지역의 피크도

북상하여 북한과 우리나라 전역에서 뚜렷하게 상승운동이 나타난다(그림 3.3.14b)

P2 기간의 동서바람과 상승운동이 P1 기간에 비해 상대적으로 강해진 지역을 명확히 확인하기 위해 두 기간 차이를 비교한 결과(그림 3.3.14c), 동서바람은 북한지역에서 우리나라 북서쪽까지 가장 강화되고 그 남쪽으로 중국 중동부에서 우리나라까지 상승운동이 강화되는 특징이 나타났다. 이러한 특징으로 볼 때 P2 기간이 P1 기간에 비해 우리나라 주변에서 상승운동이 강해진 것은 동서바람의 변화와 연관된 이차순환의 변화로 해석할 수 있을 것 같다. 또한 P2 기간 장마 강수량의 증가는 이 연직운동의 변화와 직접적으로 연관된 것으로 판단된다.

또한 우리나라 주변 상층 동서바람의 강화는 동아시아 여름 몬순과 연관된 기단의 남북방향 성질의 차이가 P1 기간에 비해 P2 기간에 상대적으로 북쪽에서 강화되었음을 의미할 수 있는데, 실제 두 기간 사이 850hPa에서의 상당온위의 남북방향 경도의 분포를 보면(그림 3.3.14d), 앞서 제시한 동서바람의 차이와 유사한 형태로 우리나라 남쪽으로 경도가 약화되고 북한 지역을 중심으로 우리나라 중부까지 경도가 강해져, P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 북쪽에서 장마전선이 형성되기 좋은 조건이었음을 확인할 수 있다.

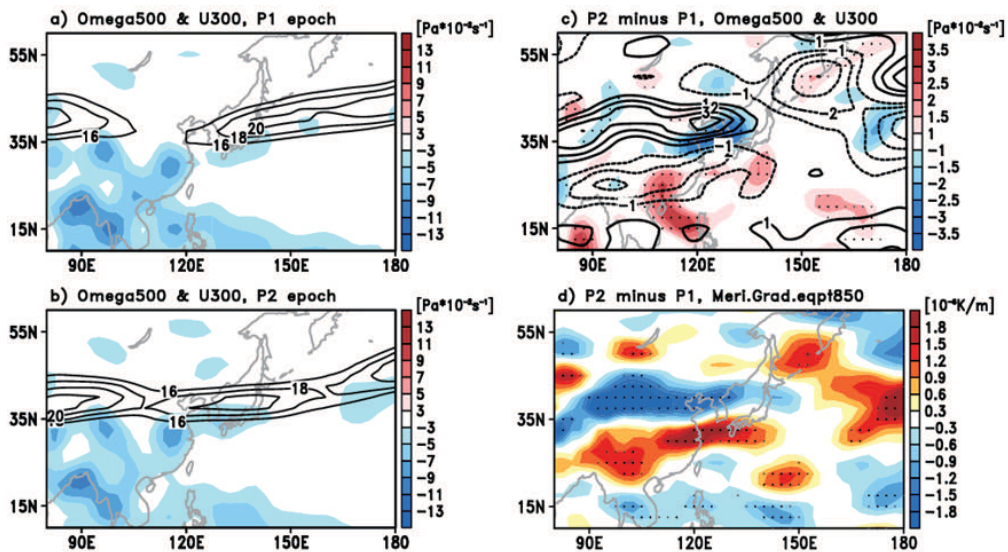


그림 3.3.14. (a) P1과 (b) P2 기간 300hPa 동서바람 및 500hPa 연직속도 및 (c) 두 기간의 차이. (d) 두 기간 850hPa 상당온위의 남북 경도의 차이. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 지점을 의미함

아래 3.3.5.2절과 3.3.5.3절에서 중위도 기압계와 북태평양 고기압의 십년 변화의 조사결과를 통해 우리나라 장마강수의 십년 변화의 기후학적 원인을 분석하였다.

3.3.5.2 유라시아 중위도 기압계의 변화

두 시기에서 평균된 장마기간 상층 순환장(500hPa 지위고도)을 비교하기 위해 P2 기간에서 P1 기간을 뺀 차이를 조사하였다(그림 3.3.15a). 우랄산맥을 중심으로 동유럽에서 러시아 북서부까지 폭넓은 양의 지위고도가 나타나고 오흐츠크 해 지역에서도 양의 지위고도가 강한 특징이 뚜렷하다. 그 사이에 위치한 바이칼 호 부근과 그 남쪽인 만주지역에서는 다소 약하지만 전반적으로 음의 지위고도가 나타난다. 850hPa 상당온위의 두 기간 차이의 분포를 보면(그림 3.3.15b) 고기압성 순환이 강한 우랄산맥 부근과 캄차카 반도 부근에서 양의 값이 강하고 그 사이 지역인 시베리아와 몽골 그리고 만주지역까지 약한 음의 값을 보이거나 두 기간의 차이가 적은 특징이 나타났다.

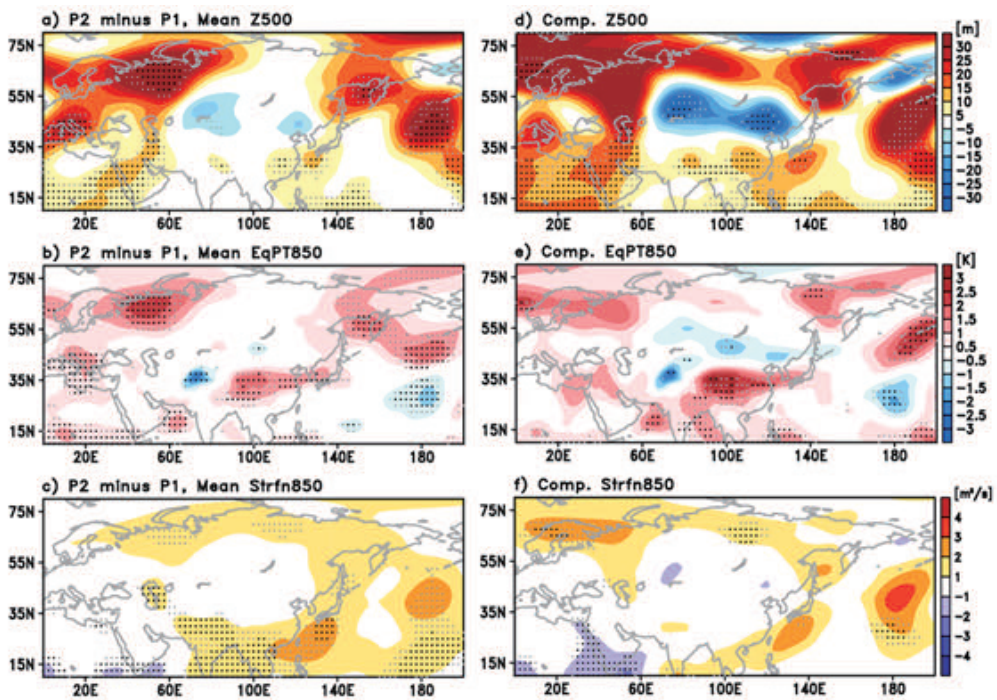


그림 3.3.15. (a) 500hPa 지위고도, (b) 850hPa 상당온위 그리고 (c) 850hPa 유선함수의 P1 기간과 P2 기간 평균 차이. (d) 500hPa 지위고도, (e) 850hPa 상당온위 그리고 (f) 850hPa 유선함수의 P1 기간 장마 강수량 하위 5개 해와 P2 기간 상위 5개 해의 차이

이러한 특징들은 P1 기간에 장마 강수량 하위 5개 해를, P2 기간에 강수량 상위 5개 해를 선정하여 합성하고 그 차이를 분석한 결과(그림 3.3.15d와 15e)에서 더 뚜렷하게 나타났다. 특히 우리나라 북쪽인 만주 지역에서의 음의 지위고도 편차가 강하고 상당온위의 두 기간 차이에서도(그림 3.3.15e) 북한과 만주지역에서 음의 값을 보여, P1 기간 장마강수가 적은 사례들에 비해 P2 기간에 장마강수가 많은 사례들에서 상대적으로 우리나라 북쪽에 차가운 공기가 위치하고 있었음을 알 수 있다. 이러한 증위도 기압계와 연관된 우리나라 북쪽의 순환장 및 공기의 열적 상태(북태평양 고기압 기단에 비해 상대적으로 차가운 성질)가 남쪽의 온난다습한 성질의 북태평양 고기압성 순환과 맞물리는 경우, 우리나라를 중심으로 남쪽과 북쪽 기단 사이의 경도를 크게 하고 일반적으로 두 기단 사이에서 형성되는 장마전선을 발달시킬 수 있는 좋은 조건이 된다.

3.3.5.3 북태평양 고기압의 변화

북태평양 고기압의 변동은 장마 강수량의 변동에 직접적으로 영향을 미치는 매우 중요한 기후인자로, 북태평양 고기압이 발달하여 우리나라가 그 가장자리에 놓이면 북쪽의 찬 대륙 기단과 맞물려 기단 사이의 경도가 커지고 전선이 발달되기에 좋은 조건을 제공할 수 있다.

P1 기간과 P2 기간 평균 500hPa 지위고도 차이(그림 3.3.15a)에서 유라시아 대륙에서의 순환장 패턴과 함께 또 하나 두드러진 특징은 동중국해에서 일본 남쪽까지 양의 지위고도 값이 나타나는 것이고, 상당온위의 차이에서는(그림 3.3.15b) 우리나라 주변에서 양의 값이 뚜렷한 것이다. 이는 P1 기간에 비해 P2 기간 동안 상대적으로 북태평양 고기압의 동아시아로 더 크게 확장하였고 그것과 함께 열대의 따뜻하고 습한 공기가 우리나라로 확장한 것으로 해석될 수 있다. 이는 상대적으로 차가운 우리나라 북쪽의 기단과 맞물려 우리나라 주변 기단 사이의 경도가 커지는데 기여하고 전선이 형성되기 좋은 조건을 제공한다. 실제, 앞서 두 기간 상당온위의 남북경도의 차이에서(그림 3.3.14d) P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 북쪽에서 남북경도가 커졌음을 제시한 바 있다.

북태평양 고기압의 변동은 장마 강수량의 변동에 직접적으로 영향을 미치는 매우 중요한 기후인자인데, 두 기간에서의 평균적인 5820m 지위고도선과 5880m 지위고도선을

비교하면(그림 3.3.16), 일반적으로 북태평양 고기압의 세력을 의미하는 5880m선이 P2 기간 동안 P1 기간에 비해 크게 확장되어 있는 것을 알 수 있다. 특히 동서방향뿐만 아니라 북쪽으로도 확장되어 있어 5880선이 일본 큐슈 지방까지 북상하고 그와 함께 통계적으로 유의한 변화는 아니지만 5820선도 P1 기간에 비해 P2 기간에 다소 북쪽에 위치해 있는 특징이 나타난다. 우리나라 장마기간 동안 5820m선이 전선의 위치와 일치하는 경향과(기상청, 2011a) 함께 P2 기간에 상당온위의 남북경도가 중부와 북한 지역에서 강화된 것을 고려할 때(그림 3.3.14d), 장마전선도 P2 기간에 P1 기간에 비해 상대적으로 북쪽에서 활동하였을 가능성이 있음을 추정해 볼 수 있다. 따라서 3.3.4.1절에서 언급된 장마 강수량 십년 변화의 공간적인 특징—P2 기간 동안 P1 기간에 비해 강수가 많은 특징은 중부지방에서 더욱 뚜렷하고 제주도의 경우 그 경향이 약하고 서귀포의 경우 P1 기간에 비가 더 많이 내려 반대의 변화 경향이 나타남— 또한 북태평양 고기압 확장에 따른 장마전선의 우리나라 중부 지방 활동의 강화와 연관되어 있을 가능성이 있다.

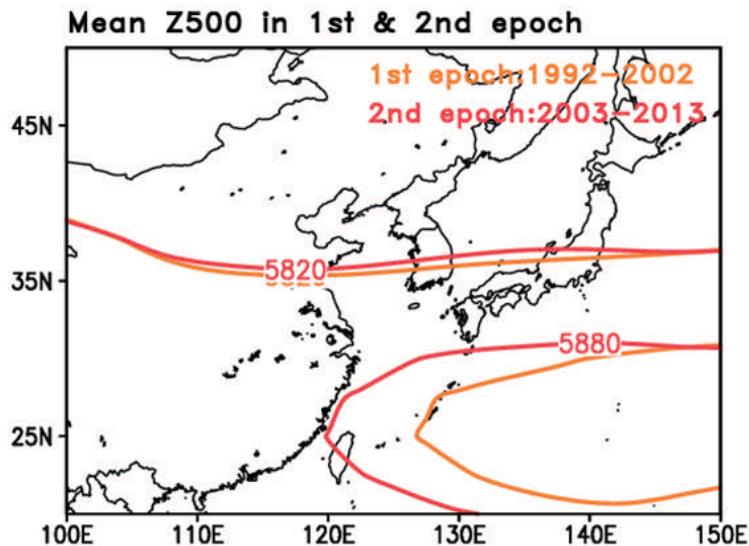


그림 3.3.16. 1992~2002년(P1, 주황)과 2003~2013년(P2, 빨강) 기간의 장마기간 500hPa 지위고도 평균값

또한 P2 기간 북태평양 고기압의 발달과 연관되어서 대기 하층에서는 중국 남부에서 일본 동쪽까지 고기압성 편차가 두드러지고 이를 따라 습윤한 남풍 또는 남서풍이 우리나라로 유입될 수 있는 패턴이 나타난다(그림 3.3.15f). 이는 원활한 수증기 공급을 통해

기단의 열적 성질의 차이와 함께 P2 기간 장마 강수량의 증가에 기여하였을 것으로 판단된다. 이러한 북태평양 고기압의 십년 변화의 특징은 P1 기간 강수가 적었던 사례와 P2 기간 강수가 많았던 사례들의 합성장 차이에서도 유사하게 나타난다(그림 3.3.15d). 이는 P2 기간 장마강수가 많았던 해에 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 있었음을 의미하기 때문에 장마 강수량의 십년 변화가 북태평양 고기압의 십년 변화가 연관되어 있음을 의미한다.

선행연구 결과에 따르면 북태평양 고기압의 동아시아 확장은 서태평양 열대·아열대 지역의 대류활동과 밀접하게 연관되어 있다(Wang et al., 2000; Wang and Chan, 2002; Kwon et al., 2005; Zhou et al., 2009). P2 기간 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 해양과 열대 대류활동과 어떤 연관성이 있는지 조사하기 위해 상향장파복사 및 강수에 대해 두 기간 평균의 차이를 조사하였다(그림 3.3.17a와 3.3.17b). 열대와 아열대 서태평양 지역에서 상향장파복사의 두 기간 차이가 뚜렷한데, P2 기간이 P1 기간에 비해 상대적으로 적도 서태평양에서 대류가 강해 강수가 많고 그 북쪽인 아열대의 중국 남부와 남중국 해 그리고 일본 남쪽은 대류가 억제되어 강수가 적은 특징이 나타난다. 그 북쪽인 우리나라에서는 P2 기간 강수가 많고 대류활동이 강한 특징이 뚜렷하였다. 특히, P2 기간 동안 중국 남부와 남중국 해 지역에서의 대류활동 약화는 앞서 제시한 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 밀접하게 연관되어 있을 것으로 판단된다. 이러한 특징은 두 기간에 강수량이 많았던 해와 적었던 해 각각의 합성장 사이의 차이에서도 뚜렷하게 나타나(그림 3.3.17c와 3.3.17d), 실제 P2 기간의 장마 강수가 많았던 사례에서 중국 남부 및 남중국 해 대류활동 억제와 연관된 북태평양 고기압의 동아시아 확장이 나타났음을 알 수 있다.

서태평양 열대 및 아열대 지역은 지구온난화의 경향이 강하게 나타나는 지역 중 하나로(L'Heureux et al., 2013; Whan et al., 2014) 북태평양 고기압의 동아시아 확장에 증가 경향은 없는지 1973년 이후 자료를 활용하여 북서태평양 아열대 지역의 지위고도의 경향을 확인한 결과, 장기 선형추세에서 약한 증가 경향이 있지만 통계적으로 유의하지 않았고, 우리나라 장마 강수의 십년 변화 유사한 변화가 1980년대부터 2000년대까지 뚜렷하게 나타나는 것으로 보아 자체적인 장기 변화의 성분도 존재하는 것으로 생각된다(그림 생략).

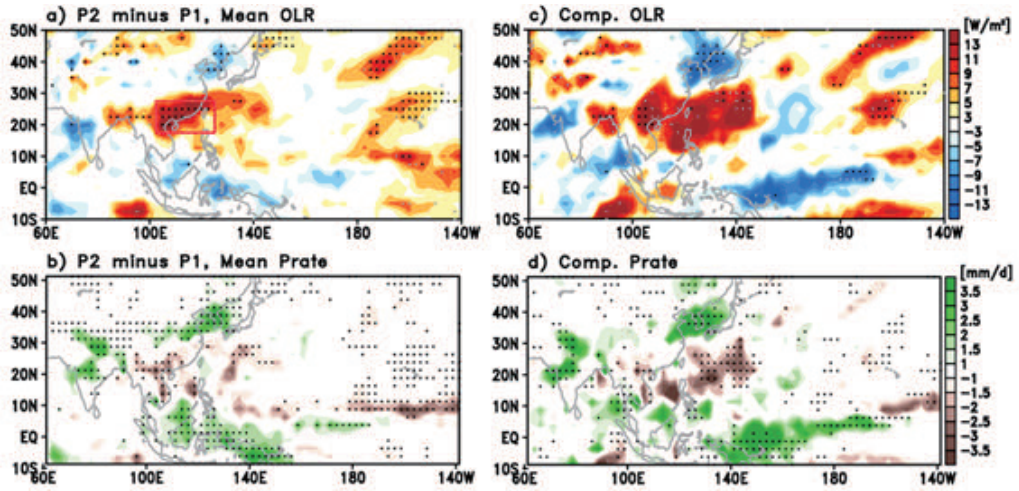


그림 3.3.17. (a) OLR 과 (b) 강수의 P1 기간과 P2 기간 평균 차이. (c) OLR 과, (d) 강수의 P1 기간 장마 강수량 하위 5개 해와 P2 기간 상위 5개 해의 차이

3.3.6 장마 강수량의 십년 변화에 기후인자의 역할

앞서 3.3.5절에서 제시된 것처럼 우리나라 2000년 초반 장마 강수량의 십년 변화 즉, P2 기간 장마 강수량이 증가한 것은 중위도 기압 패턴의 변화와 북태평양 고기압의 동아시아 확장에 따른 우리나라 주변에서 순환장 차이와 기단 성질의 남북경도가 커져 전선의 발달과 수증기 공급이 원활한 환경을 조성한 것이 원인으로 판단된다. 따라서 두 기후인자의 변동이 우리나라 주변 순환장에 영향을 미치는지, 또한 두 기후인자에서도 십년 변화의 특성이 있는지를 조사하였다.

3.3.6.1 우랄산맥 부근 고기압성 편차

우리나라 주변 중위도 기압계의 변화는 풍상측에 위치한 우랄산맥과 동유럽에서의 고기압성 편차의 발달에 따른 풍하측 반응과 연관되어 있을 것으로 생각된다. 선행연구들에서도 여름철 유라시아 대륙을 거쳐오는 파동 패턴을 제시한 바 있다(Branston and Livezey, 1987; Sun and Wang, 2012; Lin, 2014). 실제 이 우리나라의 풍상측 순환장 변화가 경년변동 시간규모에서 우리나라 주변 순환장과 연관되어 있는지 확인하고 최종적으로 이 기후인자의 장기 변화 특성이 우리나라 장마 강수량의 십년 변화를 설명

할 수 있는지 조사하였다.

우랄산맥 부근 순환장이 우리나라 주변 순환장에 영향을 미칠 수 있는지 확인하기 위해, 우랄산맥 지역($60^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$, $57.5^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$)의 지위고도를 지수로 만들어 북반구 지위고도와 회귀분석을 수행하였다. 경년변동 시간규모에서의 상관성을 보기 위해 P1과 P2 기간에 대해 각각의 평균을 제거한 후 P1에서 P2 기간까지 22년간의 상관성을 조사하였는데, P1과 P2 기간 각각에 대해 분석하여도 결과에 큰 차이는 없었다. 회귀분석 결과를 보면(그림 3.3.18), 지수를 만든 우랄산맥 부근에 강한 고기압성 순환, 그 풍하측인 시베리아 지역에서는 약하지만 저기압성 순환이 나타나고 우리나라 북쪽에서 일본까지 저기압성 편차가 뚜렷하다. 또한 오호츠크 해 지역에서도 고기압성 순환이 나타나 파동형태의 기압계를 보여준다. 이 패턴은 Sun and Wang (2012)가 제시한 NAO(North Atlantic Oscillation)와 연관된 원격상관 패턴 그리고 Lin (2014)이 제시한 스칸디나비아 패턴과도 유사한 특징을 보이는데, 이러한 결과는 우리나라 장마기간 풍상측의 기압계에 따라 우리나라 주변 순환장이 영향을 받을 수 있음을 의미한다. 특히 우리나라 북쪽의 저기압성 순환의 발달에 영향을 미쳐 우리나라 남쪽에 위치한 상대적으로 고온 다습한 기단과의 경도를 증가시키는데 기여할 가능성이 있다.

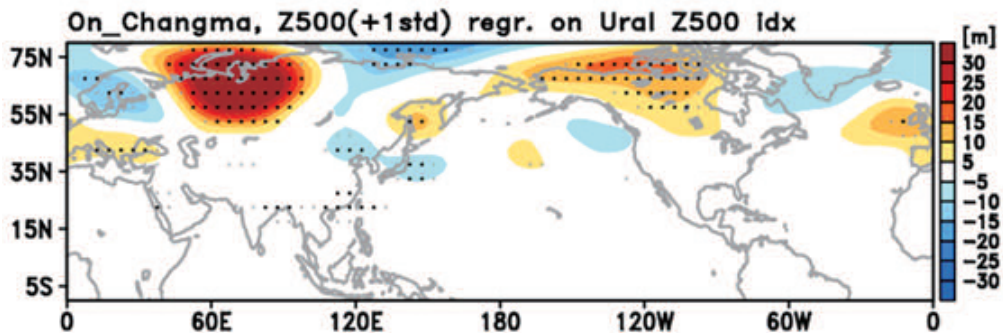


그림 3.3.18. 우랄산맥 부근 500hPa 지위고도 편차 지수에 회귀된 북반구 500hPa 지위고도 편차(지수가 +1 표준편차일 때의 분포). 검정색(화색) 점은 95%(90%) 신뢰수준을 만족하는 지점을 의미함

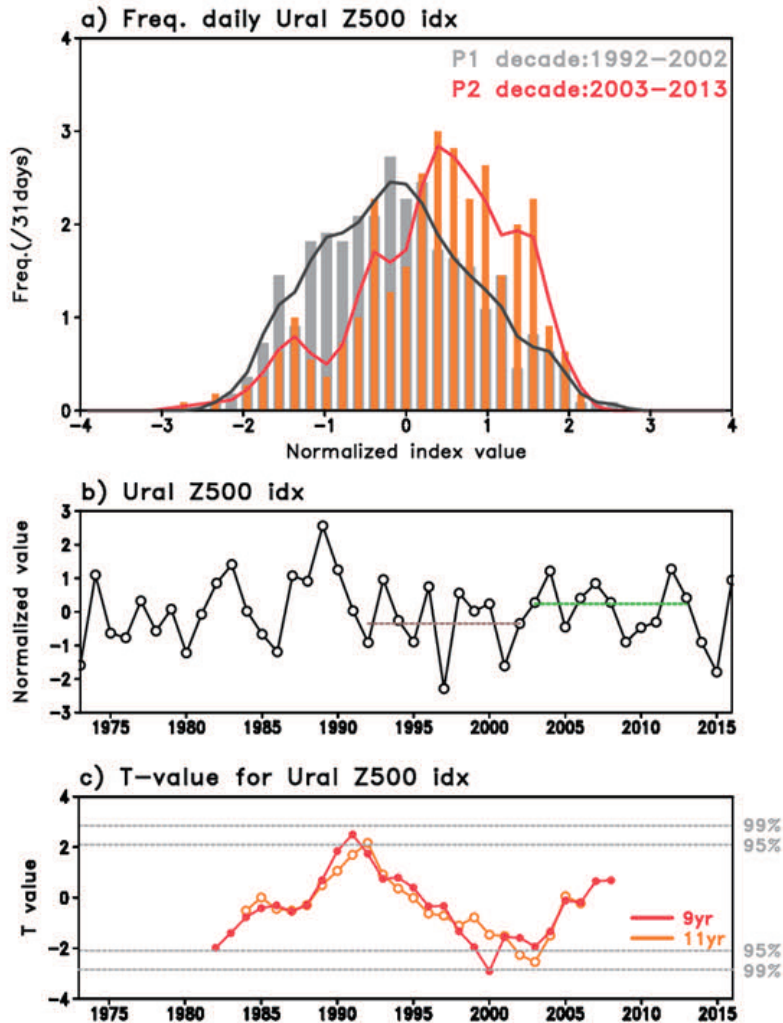


그림 3.3.19. P1과 P2 기간의 우랄산맥 부근 500hPa 지위고도 지수의 (a) 발생빈도 (b) 지수의 시계열 그리고 (c) Moving T-test를 통한 신뢰도 결과

그러면 우랄산맥 부근 고기압성 편차가 실제 2002~03년을 기준으로 변하는 우리나라 장마 강수량의 십년 변화를 설명할 수 있는지를 조사하기 위해 P1 기간과 P2 기간 사이의 일평균 우랄산맥 부근 상층 지위고도 지수의 발생빈도를 비교하였다(그림 3.3.19). P1 기간에 비해 P2 기간에서 양의 빈도가 크게 증가한 특징이 뚜렷하고, 특히 P1 기간에는 음의 값이 지배적이었던 반면, P2 기간에는 양의 값이 지배적이다(그림 3.3.19a). 또한 우랄산맥 부근 지위고도 지수의 장기 변화 경향을 살펴보면(그림 3.3.19b 와 19c), 장마 강수량 변화와 같은 2002~03년을 기준으로 통계적으로 유의한

십년 변화가 나타나는 것을 알 수 있고, 두 기간 평균값이 P1 기간은 음의 값을, P2 기간은 양의 값으로 바뀐 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 2002~03년 전후 우리나라 장마 강수량의 십년 변화가 우리나라 풍상측인 우랄산맥 부근 지위고도의 변화와 밀접하게 연관되어 있음을 의미한다.

3.3.6.2 북태평양 고기압

3.3.5절에서 제시된 바와 같이 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화에 영향을 미친 북태평양 고기압의 강화 및 확장은 중국 남부 및 남중국 해 대류활동의 약화와 연관이 되어있는 것으로 생각된다. 이 절에서는 실제 이 대류활동이 경년변동 시간규모에서 우리나라 주변 순환장과 연관되어 있는지 확인하고 우리나라 장마 강수량의 십년 변화를 설명할 수 있는지 조사하였다.

중국 남부와 남중국 해의 대류활동이 두 기간의 장마 강수량 차이를 만든 패턴과 연관되어 있는지 확인하기 위해 두 기간 차이가 뚜렷하였던 $102.5^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$, $17.5^{\circ}\text{N}\sim 27.5^{\circ}\text{N}$ 영역에서 평균된 상향장파복사를 지수로 하여 대기 순환장에 대해 회귀분석을 수행하였다(그림 3.3.20). 회귀분석 결과를 보면 중국남부와 남중국 해 북부에서는 대류활동과 직접 연관되어 양의 상관성이 나타나고 그 북쪽으로 중국 북동부에서 일본에 이르는 긴 저기압성 편차 그리고 태평양을 거쳐 북미까지 파동 패턴이 나타난다(그림 3.3.20a). 300hPa에서의 동서방향 바람장 및 500hPa에서의 연직속도와의 회귀분석에서도 중국 남부와 남중국 해 북부지역 대류활동이 약할 경우, 중국 북부에서 우리나라를 포함하여 일본 동쪽까지 상층 동서바람이 강해지는 특징이 뚜렷하고 중국 중동부에서 우리나라까지 상승운동이 나타난다(그림 3.3.20b). 이러한 특징들은 앞서 3.3.5절에서 제시한 P1과 P2 기간 평균 차이에 나타난 특징(그림 3.3.14c 와 그림 3.3.15a)과 전반적으로 유사하여 중국 남부 및 남중국 해 대류활동의 변화가 장마와 연관된 우리나라 주변 순환장의 변화에 영향을 미칠 수 있음을 의미한다. 또한 선행연구(Kwon et al., 2007; Zhou et al., 2009)에서도 북서태평양 아열대 지역의 강수 및 대류활동이 우리나라와 일본지역의 순환장에 영향을 미칠 수 있음을 제시하고 있어 본 연구에서의 결과를 뒷받침할 수 있을 것으로 판단된다.

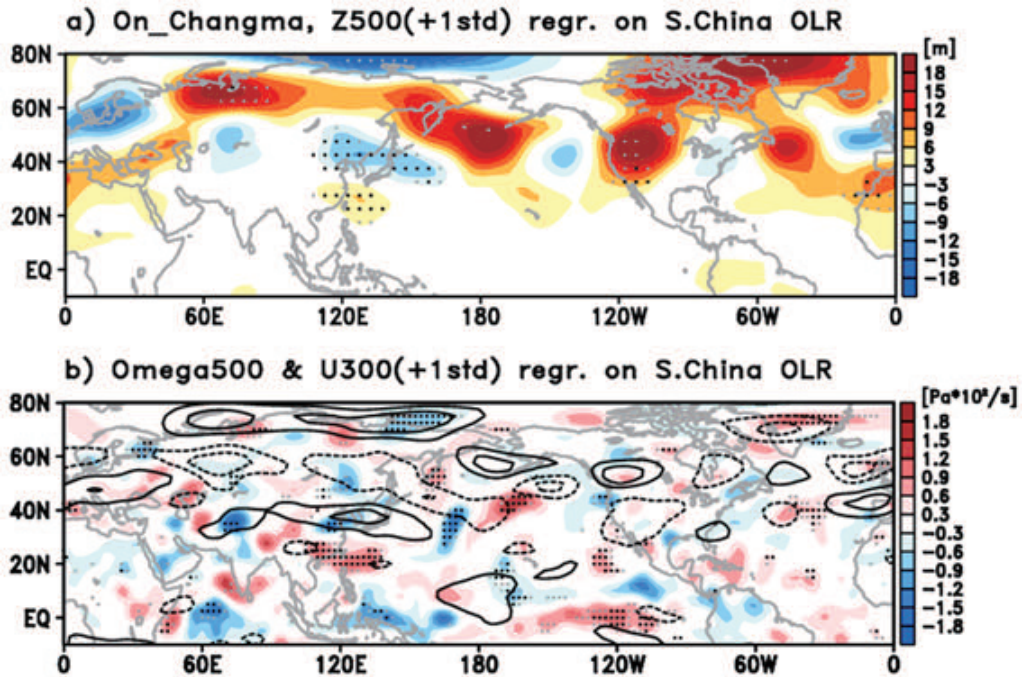


그림 3.3.20. 남중국 해 및 중국 남부 지역 OLR 지수에 회귀된 (a) 500hPa 지위고도 편차, (b) 500hPa 연직속도 (채색) 및 300hPa 동서바람 편차 분포(선)(지수가 +1 표준편차일 때의 분포)

그러면 실제 이 대류활동의 변화가 2002~03년을 기준으로 변하는 우리나라 장마 강수량의 십년 변화를 설명할 수 있는지를 조사하였다. P1 기간과 P2 기간 사이의 일평균 남중국 해 및 중국 남부 지역 상향장파복사 지수의 강도에 따른 발생 빈도를 보면(그림 3.3.21a), P1 기간에는 이 지역에서 대류활동이 강했던 날이 많았던 반면, P2 기간 동안 억제되었던 날이 지배적으로 많았음을 알 수 있다. 특히 P2 기간 빈도함수가 전체적으로 양의 방향으로 이동한 특징이 나타난다. 이러한 특징은 경년변동 시계열에서도 P1 기간 평균값이 음의 값에서 P2 기간은 양의 값으로 바뀐 것을 확인할 수 있다(그림 3.3.21b). 또한 우리나라 장마 강수량의 십년 변화와 같이 2002~03년을 중심으로 십년 변화가 매우 뚜렷하게 나타났고 P1과 P2 기간 평균의 변화는 99% 수준에서 통계적으로 유의하여(그림 3.3.21c), 2002~03년 전후의 우리나라 장마 강수량의 십년 변화가 중국 남부 및 남중국 해 대류활동의 변화와 연관된 북태평양 고기압의 동아시아 확장과 밀접하게 연관되어 있음을 알 수 있다.

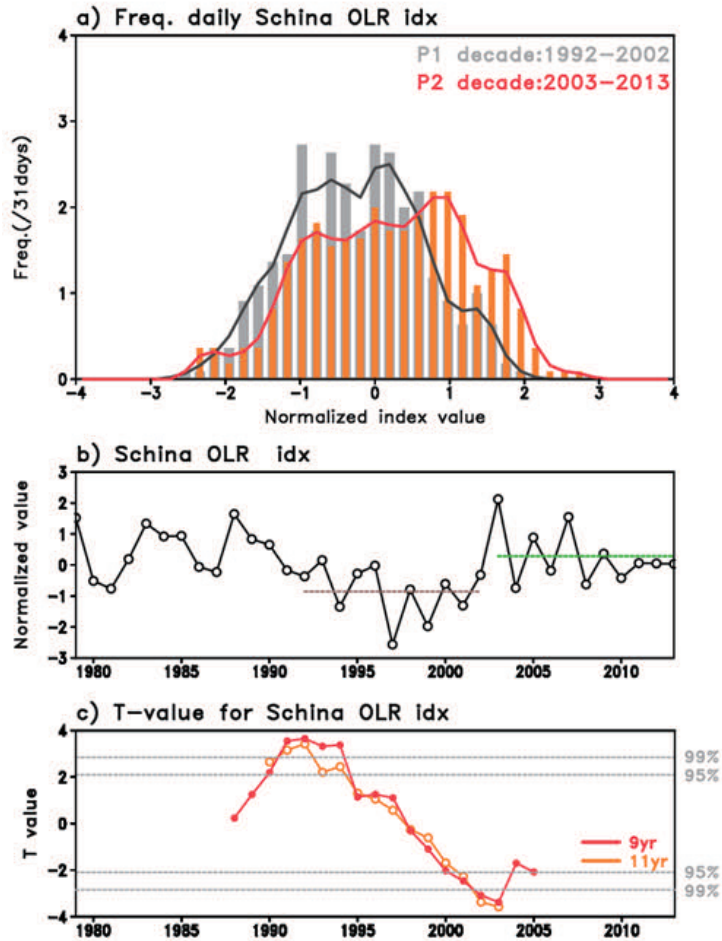


그림 3.3.21. P1과 P2 기간의 남중국 해 및 중국 남부 OLR 지수의 (a) 발생빈도 (b) 지수의 시계열 그리고 (c) Moving T-test를 통한 신뢰도 결과

한 가지 특징적인 것은 북서태평양 아열대 지역인 중국 남부와 남중국 해 지역 상향장파복사 지수와 연관된 패턴을 찾았음에도 불구하고 우랄산맥 부근의 500hPa 순환장과 통계적으로 유의한 양의 상관성이 나타나는 것이다(그림 3.3.20a). 실제 우랄산맥 부근 순환장과 상향장파복사 지수 사이에 상관성은 0.35로 통계적으로 유의한 특성을 보인다. 중국 남부와 남중국 해 북부 지역에서의 대류활동이 원격상관을 통해 태평양과 대서양을 거쳐 유라시아 대륙의 순환장에 영향을 미칠 가능성이 없지는 않지만, 우랄산맥 부근 순환장의 변동의 대부분을 지배한다고 판단하기에는 무리가 있을 것 같다. 또한 두 요소의 상관성은 통계적으로 유의하지만 그 값이 크지 않아 서로의 변동의 일부

만을 설명할 수 있기 때문에 우리나라 풍상측에 위치한 우랄산맥 부근에서의 순환장 자체의 변화가 우리나라 북쪽의 순환장 변화에 영향을 미칠 가능성은 충분하다. 선행연구들에서도 여름철 유라시아 대륙을 거쳐오는 파동 패턴을 제시한 바 있다(Branston and Livezey, 1987; Sun and Wang, 2012; Lin, 2014).

3.3.7 최근 3년간 장마 강수량의 특징

앞서 제시된 것처럼 P1 기간에 비해 P2 기간 동안 장마 강수량이 증가하는 경향이 뚜렷하였는데, 최근 3년간은 다시 강수량이 적은 경향이 나타난다. 뿐만 아니라 장마강수비율과 강수강도 또한 P2 기간에 비해 상대적으로 적은 경향이 있다. 이러한 특징이 앞서 제시된 우리나라 장마강수의 장기 변화에 영향을 미친 우랄산맥 부근 순환장과 중국남부와 남중국 해 대류활동의 영향인지를 확인하기 위해, 2014년부터 2016년까지 매년 장마기간의 상·하층 순환장과 열대 강수량 편차를 조사하였다(그림 3.3.22)

2014년 및 2015년의 경우, P1 기간과 유사하게 우랄산맥 부근에서 저기압성 순환이 발달하고 그 풍하측인 시베리아와 우리나라 북쪽에는 전반적으로 고기압성 순환이 발달하여 한기가 남하하지 못한 특징이 나타났다. 뿐만 아니라 남중국 해와 중국 남부 지역에서의 강수는 전반적으로 많아 대류활동이 강했고 그와 연관되어 북태평양 고기압은 동아시아로 확장하지 못하였다. 이로 인해 대기 하층에서도 동중국해부터 우리나라 남쪽까지 저기압성 순환이 강하게 지배하여 우리나라로 수증기 공급이 적었고 장마 전선이 발달하기 어려운 조건이 조성되었다. 실제 2014년과 2015년 장마 강수량은 P2 기간에 비해 적었고 장마강수비율과 강수강도 또한 P1 기간과 유사한 특징을 보였다.

2016년에는 우랄산맥 부근에 고기압성 순환이 발달하였지만 우리나라 북쪽까지 한기가 확장하지는 못하였다. 중국 남부와 남중국 해에서의 대류활동은 평년보다 뚜렷하게 약했고 북태평양 고기압이 강하게 발달하여 우리나라는 전반적으로 북태평양 고기압의 직접적 영향을 받았다(그림 3.3.23). 장마기간 전선의 위치와 일치하는 경향이 있는 500hPa 지위고도의 5820m선 위치로 볼 때, 전선은 경기북부를 중심으로 활동하였을 것으로 판단되고 실제 우리나라 중부지방에서는 평년보다 많은 강수가 그리고 충남 및 경북 이남지방에서는 평년보다 적은 강수가 기록되었다(그림 생략). 이러한 특징은 최근 3년간의 장마 강수량도 우랄산맥 부근 순환장과 연관된 대륙 한기의 남하와 중국 남부

및 남중국 해 대류활동과 연관된 북태평양 고기압의 동아시아 확장의 영향을 받고 있음을 의미한다.

그러면 최근 3년 간 장마 강수량이 적은 경향이 P1 기간처럼 향후 몇 년간 지속될 것인지, 다시 말해서 최근 3년 간을 우리나라 장마 강수량의 10년 주기의 장기변동의 일부분으로 해석할 수 있는지에 대해서는 본 연구의 결과만으로는 답을 내어놓기는 어려울 것으로 생각된다. 최근 3년 간의 장마 강수량이 평년보다 적은 것이 장기변동의 일부분인지에 대한 보다 정확한 답을 얻기 위해서는 장기간의 자료를 활용하여 우리나라 장마 강수량 장기변동 특성을 분석하고, 그 변동과 기후인자들 사이의 역학적인 관계에 대한 이해, 그리고 그 기후인자들의 장기변동의 근본적인 강제력에 대한 이해가 필요할 것으로 판단된다.

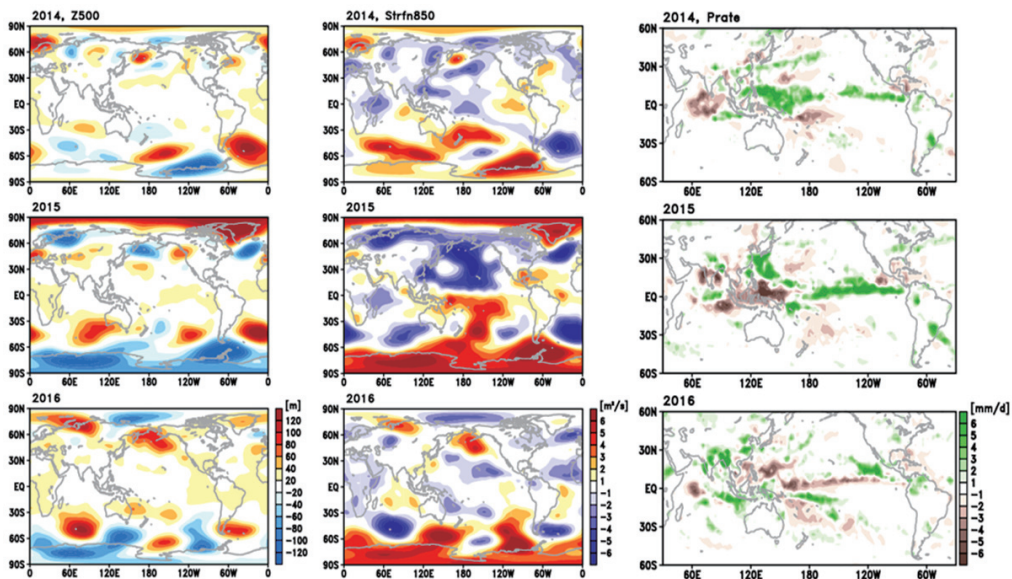


그림 3.3.22. 2014~2016년까지 매년 (좌) 500hPa 지위고도 편차 (중) 850hPa 유선함수 편차 (우) 강수량 편차

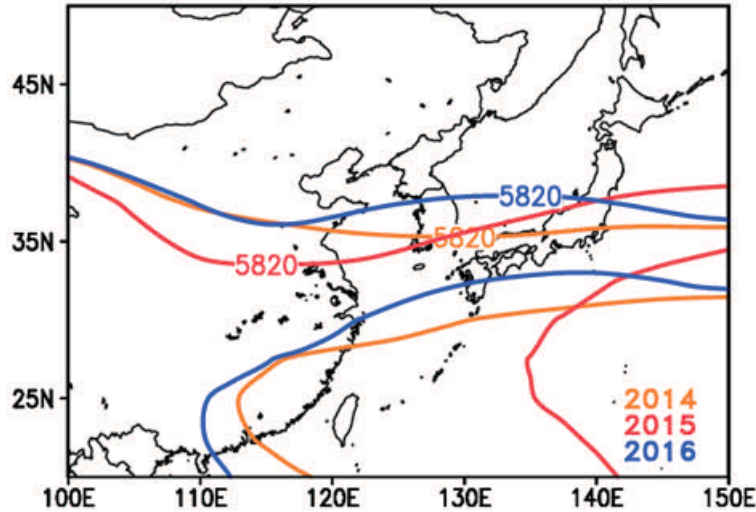


그림 3.3.23. 2014~2016년까지 매년 500hPa 지위고도의 5820m 및 5880m 선

3.3.8 요약 및 결론

본 연구에서는 우리나라 장마기간 강수량의 십년 변화의 특성과 그 기후학적 요인에 대해 조사하였다. 2000년대 초반을 기준으로 1992~2002년에 비해 2003~2013년에 강수량이 뚜렷하게 많은 특징이 나타났으며, 이러한 십년 변화는 장마기간 동안 비가 내린 날의 비율의 증가가 그 원인으로 파악되었고 특히, 30 mm/day와 50 mm/day 이상의 강한 강도를 가지고 비가 내린 날이 증가한 특징도 함께 나타났다. 이 두 기간 장마 강수량의 십년 변화는 P1 기간 대비 P2 기간에 북태평양 고기압이 동아시아 확장함에 따라 우리나라 남북의 순환장과 열적 성질의 남북경도가 강해져 장마전선 발달에 호조건을 제공한 것으로 판단된다. 이러한 P2 기간 동안에 기단 성질의 남북방향 경도의 강화는 중국 남부와 남중국 해 지역 대류활동 억제에 의한 원격상관과 연관되어 있는 것으로 분석되었다.

이러한 결과들은 관측 자료에 기반하여 기상청 현업에서 종관적으로 분석된 장마기간의 강수량 자료에서 장기 변화의 여부를 확인하고 그 특성은 무엇인지 밝힌 것에서 의미가 있다고 판단된다. 특히 선행 연구들에서 일반적으로 월평균 자료를 활용한 여름철 강수의 장기 변화 특성을 조사하거나, 재분석 자료를 활용하여 동아시아 영역에서의 특성 분석을 수행한 것과는 다르게, 본 연구에서는 우리나라 영역에서 관측 자료를 사용하

여 기존의 연구에서 발견되지 않았던 2000년대 초반의 장기 변화 특징과 그와 연관된 우리나라 주변 및 전지구 순환장의 특징을 조사한 것은 의미있다고 판단된다. 또한 본 연구는 우리나라 영역의 장마기간 강수량 관측 자료를 활용하므로 우리나라의 지역적인 특성이 잘 반영되어 있으며, 기상청 자료에 기반하였으므로 현업 장마 예보 및 사후 분석에 직접적으로 활용하기도 용이할 것으로 판단된다. 실제 본 연구의 결과는 요약 정리되어 기상청 장기 예보관들이 현업적으로 활용하기 위해 ‘장마 및 한파 최근형향 및 특성 분석서’로 발간되었다.

3.4 겨울철 한파(한랭일)의 장기 변화 특성 및 원인 분석

3.4.1 우리나라 겨울철 평균 기온 변동 및 순환장 특성

우리나라 겨울철 기온은 동아시아 겨울 몬순의 영향을 지배적으로 받는다. 겨울철 차가운 유라시아 대륙과 이이 비해 상대적으로 따뜻한 북태평양 사이의 온도 차이에 의해 대륙의 동안에서는 기후학적 상층 기압골(동아시아 기압골)이 발달한다. 또한 우리나라 남쪽에서는 기압골이 깊어지면서 기압경도가 증가하고 제트기류가 강해지는 특징이 뚜렷하다. 대기 상층의 순환장과 연관되어 하층에서는 동아시아 기압골 서쪽, 바이칼 호 주변을 중심으로 대륙 고기압이 강하게 발달하고, 북태평양에서는 알류산 저기압이 발달한다. 따라서 유라시아 대륙의 동안에 위치한 우리나라를 포함한 동아시아 지역은 이 두 기압의 사이에서 북풍계열의 바람에 의해 지배를 받는다. 따라서 겨울철 우리나라 기온의 변동은 동아시아 기압골의 변동과 연관되어 대륙고기압과 알류산 저기압의 강약 및 우리나라로의 확장에 따른 북풍계열 바람 강도의 변동과 깊게 연관되어 있다.

기후학적 기온의 분포를 보면 우리나라 남쪽으로 해양의 따뜻하고 습한 공기가 위치하고 있고 북쪽으로는 대륙의 차고 건조한 공기가 위치하고 있다. 특히 시베리아 지역은 같은 위도대의 다른 지역에 비해 상대적으로 더 차가운 것을 알 수 있다. 대륙 고기압의 발달과 우리나라로의 확장에 따른 북풍계열의 바람을 강화는 이 시베리아의 찬 공기를 직접 남하시켜 우리나라 기온을 크게 떨어뜨려 한파를 유발할 수 있다.

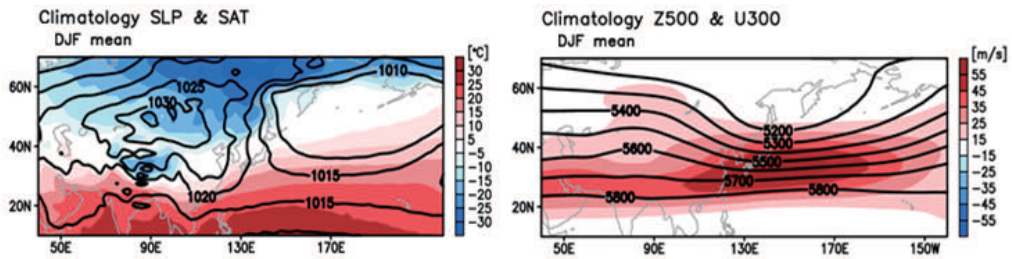


그림 3.4.1. 우리나라 겨울철 평균 해면기압(좌, 선)과 지상기온(좌, 채색) 및 500hPa 지위고도(우, 선), 300hPa 동서 바람(우, 채색)(기상청, 2016)

3.4.2 우리나라 겨울철 한랭일의 특성

3.4.2.1 한파의 다양한 정의

기상청에서는 기온의 급격한 하강 또는 매우 낮은 기온이 예상될 때, 사회, 경제적으로 사전 대비를 위해 한파주의보 및 경보를 발령하고 있다. 기상청에서 활용하고 있는 한파주의보 및 경보의 정의는 표 3.4.1과 같다. 하지만 기상학자들은 기상청과는 다르게 지역에 따라 그리고 연구의 목적에 따라 다양한 한파의 정의를 사용하고 있다(표 3.4.2).

표 3.4.1. 겨울철 한파주의보 및 경보의 기상청 정의

한파주의보	10월~4월에 다음 중 하나에 해당하는 경우, ① 아침 최저기온이 전날보다 10℃ 이상 하강하여 3℃ 이하이고 평년값보다 3℃가 낮을 것으로 예상될 때 ② 아침 최저기온이 -12℃ 이하가 2일 이상 지속될 것이 예상될 때 ③ 급격한 저온현상으로 중대한 피해가 예상될 때
한파경보	10월~4월에 다음 중 하나에 해당하는 경우, ① 아침 최저기온이 전날보다 15℃ 이상 하강하여 3℃ 이하이고 평년값보다 3℃가 낮을 것으로 예상될 때 ② 아침 최저기온이 -15℃ 이하가 2일 이상 지속될 것이 예상될 때 ③ 급격한 저온현상으로 광범위한 지역에서 중대한 피해가 예상될 때

출처 : 기상청 홈페이지, <http://www.kma.go.kr/weather/warning/standard.jsp>

표 3.4.2. 기상학자들이 한파 연구의 목적으로 활용하는 다양한 정의

우리나라를 포함한 동아시아 한파	〈Jeong et al., 2005a ;Park et al., 2011〉 ① 시베리아 남부지역의 1000hPa 지위고도 중 최대값을 가지는 그리드에서의 해면기압 1035hPa 이상 ② 그 그리드에서의 상대와도 $-1.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 보다 음으로 큰 값 ③ 일 평균기온이 하루 또는 이틀 이내에 1.5 표준편차 이상 하강 〈Woo et al., 2012〉 ①, ②, ③의 조건을 만족하고 한파 발생일 평균기온이 일 기후값보다 낮아야함 〈Jeong et al., 2005a - Strong cold surge〉 ①과 ②의 기준을 만족하고 일 평균기온이 하루 또는 이틀 이내에 2.0 표준편차 이상 하강하고 중국 중부에서의 북풍이 1.5 표준편차보다 강해야 함
중국 한파	〈Zhang et al., 1997〉 ① 시베리아 남부지역의 해면기압이 1035hPa 이상 ② 지상기온이 24~48h 이내에 중국 중부의 경우 9°C 그리고 중국 남부는 6°C 보다 더 크게 떨어짐 〈Ding et al., 2009〉 ① 일 최저기온이 하루나 이틀 내에 10°C 이상 떨어짐
대만 한파	〈Chen et al., 2004〉 ① 지상기온이 24~48h 이내에 4°C 이상 하강 ② 해면기압이 24~48h 이내에 4hPa 이상 증가 ③ 6m/s 이상의 북풍 ④ 한파와 연관된 순환장이 파동의 형태(dipole tructure)를 가지고 있어야 함(200hPa 유선함수 정의)

하지만 대중이 체감하는 한파의 경우, 전날에 비해 급격한 기온 하강뿐만 아니라 기온이 크게 낮아 추운 날 자체를 한파로 인식하는 경향이 있다. 한파의 정의가 지역과 방법에 따라 매우 다양한 현실에서 합의된 한파의 정의가 없고 대중의 한파에 대한 개념을 고려하여, 본 연구에서는 겨울철 기온이 매우 낮은 날(한랭일)을 정의하여 분석을 진행하였다. 구체적으로 ‘1973년~2016년 겨울철 우리나라 일 평균기온 편차의 10percentile을 기준으로 그 이하로 떨어진 날’을 한랭일로 정의하고 장기 변화 특성을 분석하였다.

3.4.2.2 한랭일 전후 종관 특성

한랭일의 장기 변화 특성의 이해를 돕기 위해 먼저, 한랭일의 발생과 연관된 평균적인 종관 패턴을 조사하였다. 앞서 제시된 정의에 따라 한랭일을 선정하고 한랭일 발생 전부터 발생일까지의 상·하층 순환장 및 지상기온의 패턴을 조사하였다(그림 3.4.2). 한랭일

발생 전 대기 상층에서는 카스피 해 북서쪽에서 바이칼 호까지 유라시아 대륙을 가로질러 저-고-저기압성 편차의 파동 패턴이 뚜렷하다. 파동 패턴은 시간이 지남에 따라 남동진하면서 우리나라로 접근하는데, 한랭일 발생일(Lag 0)에는 우리나라를 포함한 일본까지 상층의 저기압성 편차가 뚜렷하다. 이는 겨울철 유라시아 대륙 동안에 위치하는 동아시아 기압골이 강화되었고 상층의 한기가 우리나라로 강하게 남하하였음을 의미한다. 이러한 상층 순환장과 함께 대기 하층에서도 한랭일 발생 전부터 상층과 유사한 저-고-저기압의 패턴이 나타나고 남동진한다. 하지만 상층과 비교하였을 때 그 위상이 다소 동쪽으로 치우친 특징이 뚜렷하고, 이러한 대기 상하층의 순환장 구조는 발달하는 경압파의 특징을 잘 보여준다. 또한 한랭일 이틀 전에는 하층의 고기압성 편차가 바이칼호와 그 남쪽으로 강해지고 한랭일에는 중국 동남부지역까지 확장하는 특징을 보이는데, 이는 한랭일 발생 전 대륙 고기압이 발달하고 시간이 지남에 따라 우리나라와 중국으로 확장하는 것을 의미한다. 또한 우리나라 동쪽에서는 하층의 저기압성 순환이 강하게 발달하여 북풍이 우리나라를 향해 강하게 불어 들어오는 특징을 보여준다. 실제, 하층 순환장과 연관된 기온의 분포를 보면, 발생 전 북시베리아 지역에서 강하게 발달한 음의 기온 편차가 순환장의 남동진과 함께 우리나라로 남하하여 한랭일 발생일에 우리나라에 강한 음의 기온 편차가 나타남을 알 수 있다.

한파와 연관된 상·하층 순환장은 전 지구적인 기후인자들에 의한 원격상관에 의해 영향을 받을 수 있다. 선행연구에 따르면 북극진동(Arctic Oscillation)이 음의 위상일 때에 양의 위상일 때에 비해 평균기온이 낮고 한파가 빈번하게 발생하는 경향이 있다(Jeong et al., 2005; Woo et al., 2012). 또한 MJO(Madden and Julian Oscillation)가 2나 3의 위상에 있을 경우, 우리나라로 강한 한파가 빈번하게 발생하는 것으로 보고된 바 있다(Kim et al., 2006; Jeong et al., 2006). 최근에는 북극 해빙이 급격히 줄어들음에 따라 북극지역 기온과 북반구 순환장에 영향을 미치고 있는데, 특히 카라-바렌츠 해 해빙이 녹음에 따라 그 지역 대기 하층의 기온이 크게 상승하고 이는 우랄산맥 부근 고기압성 순환의 발달에 호조조건을 제공한다. 이는 파동전파를 통해 풍하측인 동아시아 지역에서 저기압성 순환을 만들어 한파가 발생할 수 있음이 제시된 바 있다(Honda et al., 2009; Mori et al., 2014; Kug et al., 2015).

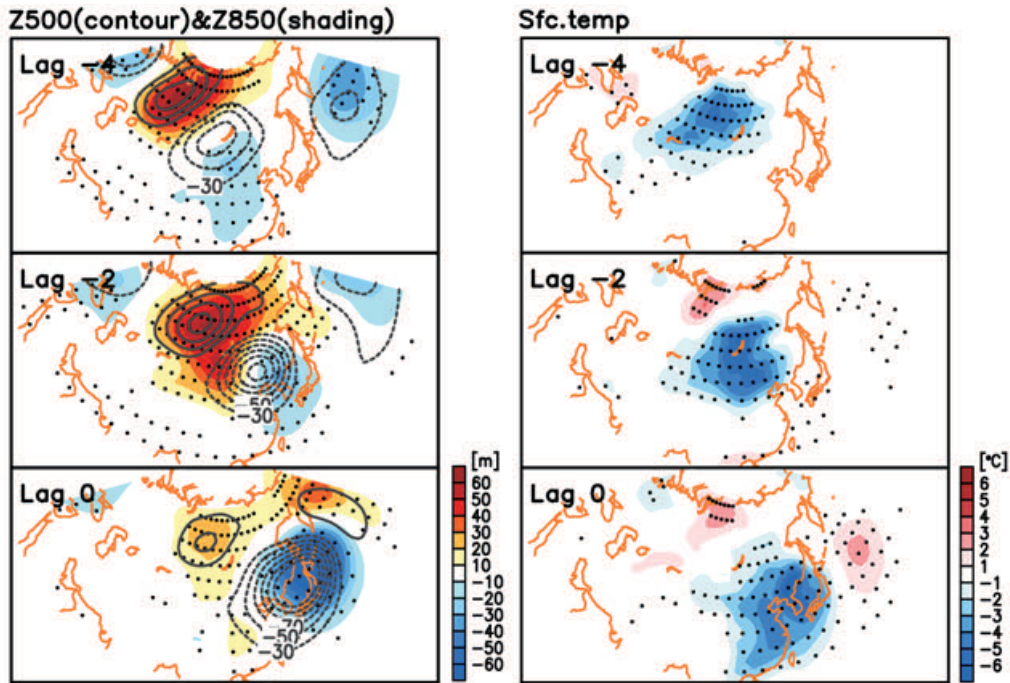


그림 3.4.2. 우리나라 겨울철 한랭일 발생 전(4일 전과 2일 전)과 발생일의 500hPa(좌열, 선) 및 850hPa(좌열, 채색) 지위고도와 지상기온 편차(우열, 채색). 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

3.4.3 한랭일의 장기 변화 특성 탐지

3.4.3.1 동아시아 겨울 몬순의 계절 내 변동

최근 연구결과(정지훈 등, 2017)에 따르면 동아시아 겨울 몬순은 계절 내 변동이 큰 것으로 확인되었다. 12월 기온의 변동과 연관된 순환장 패턴이 1월 및 2월의 기온변동과 상관성이 나타나지 않는 것은(그림 생략) 초겨울과 늦겨울에 기온 변동을 지배하는 메커니즘이 서로 다를 것을 의미하므로, 본 연구에서는 초겨울(11월~12월)과 늦겨울(1월과 2월)로 나누어 각 시기에 매년 한랭일 빈도를 조사하고 그 장기 변화의 특성을 조사하였다.

3.4.3.2 한랭일 빈도의 장기 변화

초겨울과 늦겨울에 대해 한랭일의 정의에 따라 일평균기온 자료에서 각각 10percentile 값보다 작은 날의 수를 매년 카운트하여 시계열을 구성하였다(그림 3.4.3). 초겨울 시계열

에서 가장 뚜렷한 특징은 1980년대 초반까지는 한랭일 빈도가 10일 이상이 되는 해가 빈번한 반면, 그 이후 약 2000년까지는 한 해도 없고, 전반적으로 한랭일의 빈도가 현저하게 적음이 뚜렷하였다. 또한 2000년대에 들어서는 다시 한랭일 빈도가 증가한 경향이 있고, 최근 2~3년 간은 다시 줄어드는 특징을 보였다. 늦겨울의 시계열의 경우에도 1980년대 초반까지는 한랭일이 빈번히 발생한 해가 많고 그 이후의 기간에는 적어지는 특징이 뚜렷하게 나타나지만, 초겨울에서 나타났던 2000년 대에 다시 한랭일이 증가하는 경향은 뚜렷하게 감지되지 않았다.

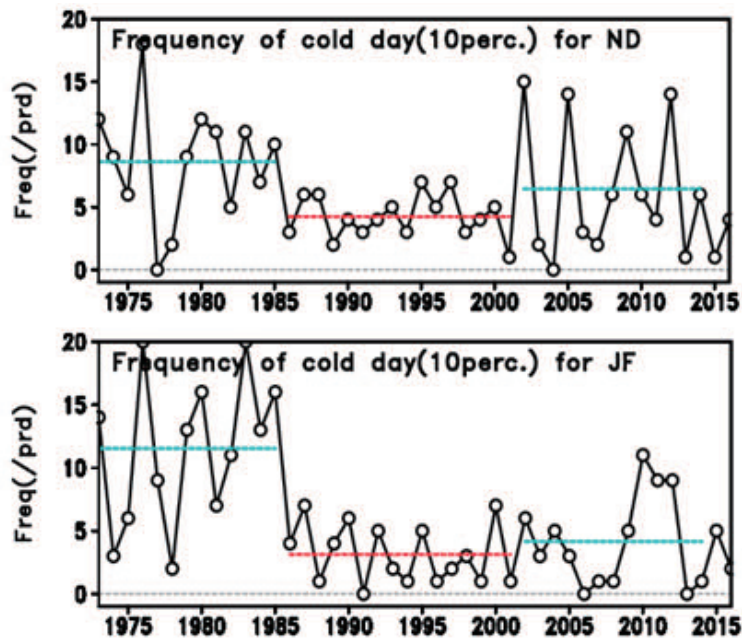


그림 3.4.3. 우리나라 (위) 초겨울 및 (아래) 늦겨울의 한랭일 빈도 시계열

이러한 장기 변화의 특성이 통계적으로 유의한지 여부를 조사하기 위해 Moving T-test와 Lepage Test를 실시하였는데(그림 3.4.4), 장기 변화 기간에 따른 민감도를 보기위해 기간을 11년과 13년을 설정하여 모두 테스트하였다. 초겨울의 경우, 1985~86년을 기준으로 기간의 변화에 무관하게 그리고 두 테스트 방법에서 모두 95% 유의수준에서 변화가 있었다. 반면 2000년대 초반의 변화는 Moving T-test에서는 통계적으로 유의하지 않은 것으로 나타났다. Lepage 테스트에서는 11년으로 테스트 하였

을 경우에는 2001~02년을 중심으로 90% 수준에서, 13년으로 테스트하였을 경우에는 95% 수준에서 통계적으로 유의한 수준의 변화가 있는 것으로 나타났다. 늦겨울의 경우에도 1985~86년을 기준의 장기 변화는 테스트 주기와 방법(11년 및 13년)에 상관없이 통계적으로 모두 유의하였지만, 2000년대 전후에 대해서는 테스트 기간 및 방법에 관계 없이 통계적으로 유의하지 않았다. 따라서 본 연구에서는 2000년대 전후의 장기 변화의 특성이 뚜렷한 초겨울의 변화에 집중하여 한랭일과 연관된 순환장 특성의 장기 변화와 그 원인을 조사하였다.

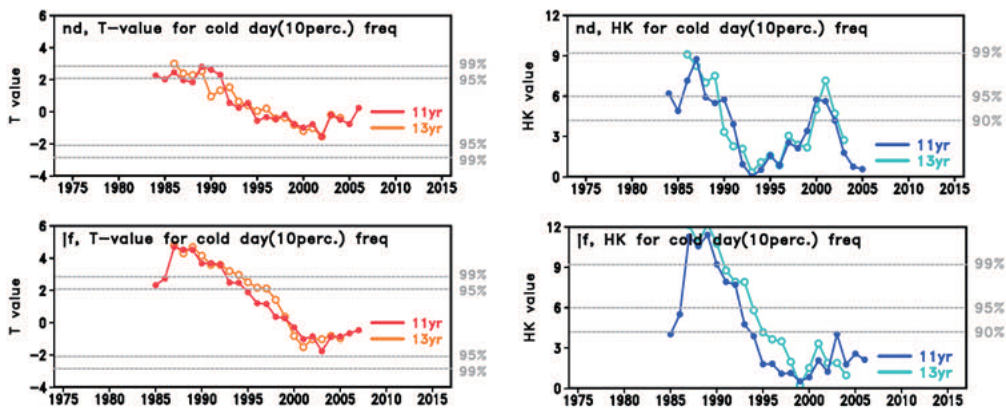


그림 3.4.4. 1973~2016년 (위) 초겨울 및 (아래) 늦겨울 한랭일 장기 변화의 통계적 신뢰도. (좌) Moving T-test 결과(T value) 및 (우) Lepage-Test 결과(HK value). 각 그림의 화식 점선은 90%, 95%와 99% 신뢰수준을 의미함

초겨울 신뢰도 테스트 결과를 바탕으로 본 연구에서는 1973~1985년(이하 P1), 1985~2001년(이하 P2) 그리고 2002~2014년(이하 P3)으로 기간을 나누어 장기 변화 특성을 조사하였다. 실제, 각 시기의 한랭일의 평균 빈도를 계산하면 P1 기간 동안은 평균 8.62일이었던 반면, P2 기간은 4.25일, P3 기간은 다시 6.25일로 증가하는 특징이 뚜렷하게 나타난다. 같은 기간에 대해 늦겨울 한랭일의 평균 빈도를 보면 P1 기간에는 11.54일, P2기간에는 3.13일 P3기간에는 4.15일을 기록하여 초겨울에 비해 2000년대 초반 장기 변화의 특성이 거의 나타나지 않는다. 초겨울과 늦겨울 한랭일 빈도 장기 변화의 특성에서 흥미로운 것(그림 3.4.3)은 과거 P1 기간에는 초겨울에 비해 늦겨울에 한랭일 빈도가 더 많았지만, 최근 P3 기간에서는 늦겨울에 비해 초겨울의 한랭일 빈도가 많아진 것이다. 이는 1970~80년대에는 초겨울보다는 늦겨울에 극한 저온현상이 빈번했었

는데, 2000년대 들어서는 반대로 초겨울동안 늦겨울에 비해 극한 저온현상이 빈번하게 발생하였음을 의미한다.

이러한 초겨울 장기 변화 특성이 한랭일의 기준에 따라 달라지는지 그 민감도를 조사하기 위해 5percentile과 15percentile에 기준으로 정의된 한랭일에 대해서도 그 빈도의 장기 변화 경향을 조사한 결과(그림 3.4.5), 10percentile의 경우와 같은 장기 변화 특성이 나타나 한랭일의 장기 변화가 그 기준에 민감하지 않음을 확인하였다.

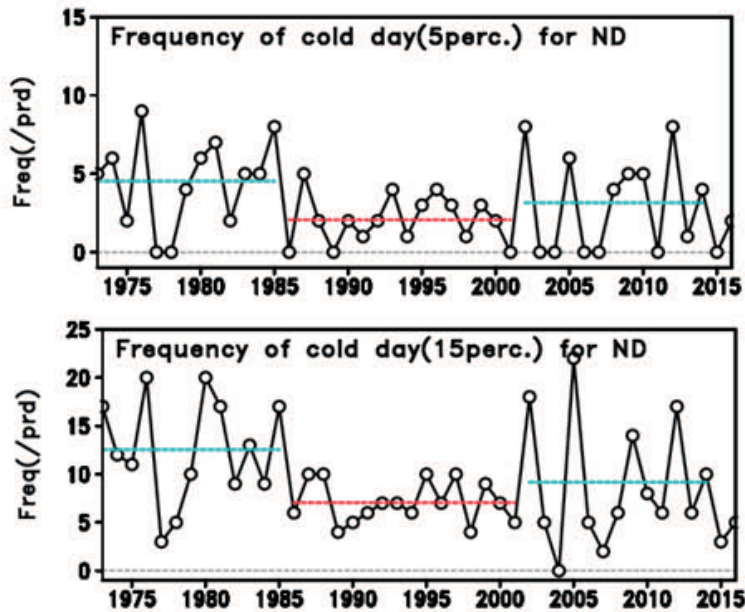


그림 3.4.5. 한랭일 기준에 따른 초겨울 한랭일 빈도의 시계열 (위) 5percentile 및 (아래) 10percentile

3.4.4 초겨울 한랭일 빈도 장기 변화와 연관된 순환장 특성

3.4.4.1 평균 순환장 패턴

한랭일 빈도의 장기 변화의 원인을 찾기 위해, 가장 기본적으로 P1, P2 및 P3 기간의 한랭일이 어떤 배경장(상층 순환장 및 기온)에서 발생하였는지 조사하였다. P1 기간에는 스칸디나비아 반도에서 저기압성 편차가 강하고 그 풍하측으로 우랄산맥 동쪽(바이칼 호 서쪽)에서 고기압성 편차, 우리나라와 동아시아에는 저기압성 편차가 발달하였다(그

림 3.4.6). 따라서 겨울철 동아시아에 위치한 기압골이 강화되어 우리나라를 포함한 동아시아는 평균적으로 평년보다 낮은 기온을 보였다. 이러한 패턴은 앞서 제시한 한랭일 발생과 연관된 순환장 패턴(그림 3.4.2)으로 볼 때, 우리나라는 한파 또는 한랭일이 발생하기 호조건이다. P2 기간의 경우에는 P1 기간과는 달리 동유럽에서 시베리아 북부 지역까지 저기압성 편차가 강하고 동아시아와 우리나라는 고기압성 편차가 발달해 상대적으로 따뜻한 겨울이었다. 이러한 종관장 패턴은 한랭일이 빈번히 발생할 때와 반대되는 패턴이다. 마지막으로 P3 기간에는 동유럽에서 북시베리아를 거쳐 북태평양까지 전반적으로 양의 지위고도 편차가 뚜렷하고 그 남쪽인 우리나라를 포함한 동아시아 지역은 음의 지위고도 편차에 들어 대륙의 한기가 남하하기 호조건이었다. 이러한 각 기간 평균장에서 나타난 특성을 종합적으로 보면, 평균장 자체가 P1과 P3 기간이 P2 기간에 비해 한랭일이 발생하기 좋은 조건이었음을 의미하고, 실제 한랭일 빈도가 앞서 제시한 것처럼 P1과 P3 기간이 P2 기간에 비해 빈번히 발생하였다.

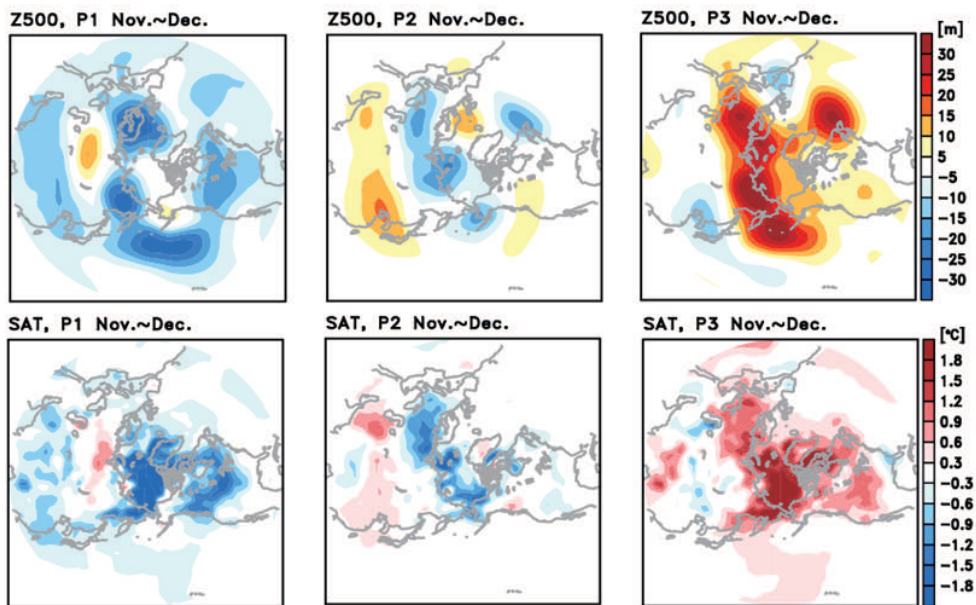


그림 3.4.6. (좌) P1, (중) P2 및 (후) P3 기간 평균 (위) 500hPa 지위고도 및 (아래) 지상기온 편차장

3.4.4.2 한랭일 전후의 순환장 패턴

3.4.4.1절에서 보여준 각 기간 평균장의 특성이 각 기간의 한랭일에서 나타났는지 즉, 실제 한랭일 발생에 영향을 미쳤는지 확인하기 위해 한랭일 발생 4일 전부터 6일 후까지의 순환장(그림 3.4.7)과 지상기온의 합성도(그림 3.4.8) 분석을 수행하였다. P1 기간 합성도를 보면, 한랭일 발생 전 대기 상층에서는 우랄산맥 서쪽에서 바이칼 호까지 저-고-저기압성 편차가 반복되는 파동이 발달하는 특징이 뚜렷하다. 이 파동은 시간이 지남에 따라 남동진하며 발달한다. 우리나라는 한랭일 발생 2일 전부터 한랭일까지 강한 저기압성 편차가 발달(겨울철 기압골 강화)한 지역에 위치하여 상층 한기의 영향을 받는다. 이 기간동안 대기 하층 순환장을 보면 상층과 유사하게 파동형태의 패턴이 발달하고 남동진 하지만, 상층에 비해 그 위상이 다소 동쪽으로 치우친다(발달하는 경압파의 특징). 따라서 우리나라 동쪽에서는 강한 저기압성 편차, 서쪽에서는 고기압성 편차가 위치하여 우리나라로는 강한 북풍계열 바람이 불어들어와 한랭일이 발생한다. 실제 지상 기온의 패턴을 보면, 한랭일 발생 이전에 시베리아 지역에 있던 차가운 공기가 파동형태의 순환장과 함께 남동진하여 한랭일에 우리나라에는 큰 음의 기온 편차가 나타난다. 한랭일 이후에 상층 한기의 중심은 일본 동쪽으로 빠져나가지만, 약하게 시베리아라 지역의 고기압성 편차 및 우리나라 상층에서는 저기압성 편차가 유지되면서 우리나라로 상층 한기를 지속적으로 내려보내는 특징이 나타나 우리나라는 평년보다 다소 추운 날씨가 한랭일 발생 이후에도 지속되는 특징을 보인다.

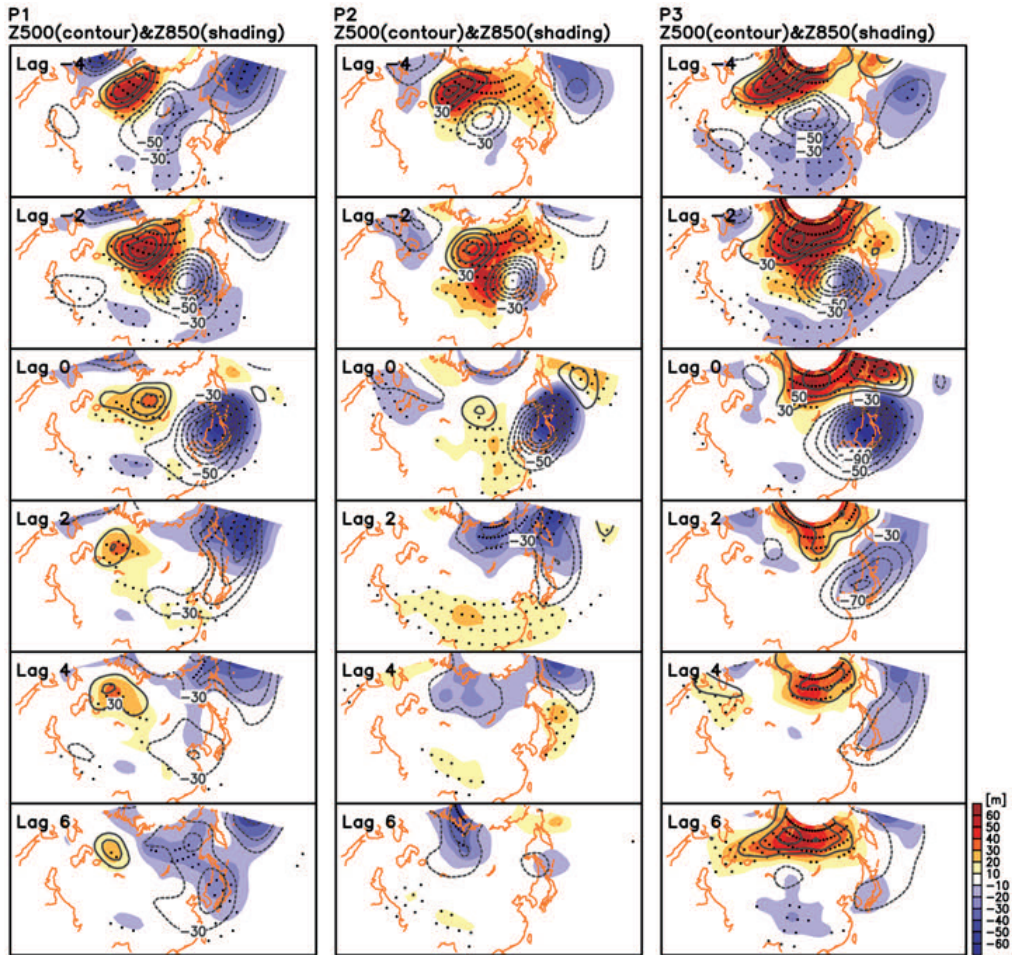


그림 3.4.7. (좌) P1, (중) P2 및 (후) P3 기간에서 발생한 한랭일 4일 전(Lag -4)에서 6일 후(Lag +6)까지의 2일 간격 500hPa(선) 및 850hPa(채색) 지위고도 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

P2 기간에는 한랭일 발생 전 P1 기간과 유사하게 유라시아 대륙에 파동 패턴이 만들어 지고 시간이 지남에 따라 남동진하지만, 그 공간 규모와 강도에서 P1 기간에 비해 다소 약한 특징이 있다. 한랭일 때는 우리나라와 일본 중심으로 상층에 저기압성 편차(기압골 강화)가 지배하여 기온이 떨어지지만, P1에 비해 다소 좁은 지역에서 약한 음의 기온 편차가 나타난다. P1 기간 한랭일과 가장 뚜렷한 차이는 한랭일 발생 후 P1 기간은 우리나라에 상층 저기압성 편차가 지속적으로 위치하지만, P2 기간에는 한랭일 발생 이틀후부터 한기는 동쪽으로 완전히 물러나고, 풍상측인 북시베리아 지역에는 저기압성 편차가 발달하여 더 이상 우리나라로 한기를 내려보내기 어려운 순환장의 특징이 뚜렷하

다. 따라서 우리나라 기온은 평년과 유사한 형태가 되고 4일 이후부터 평년보다 높은 기온으로 전환되는 특징이 있다.

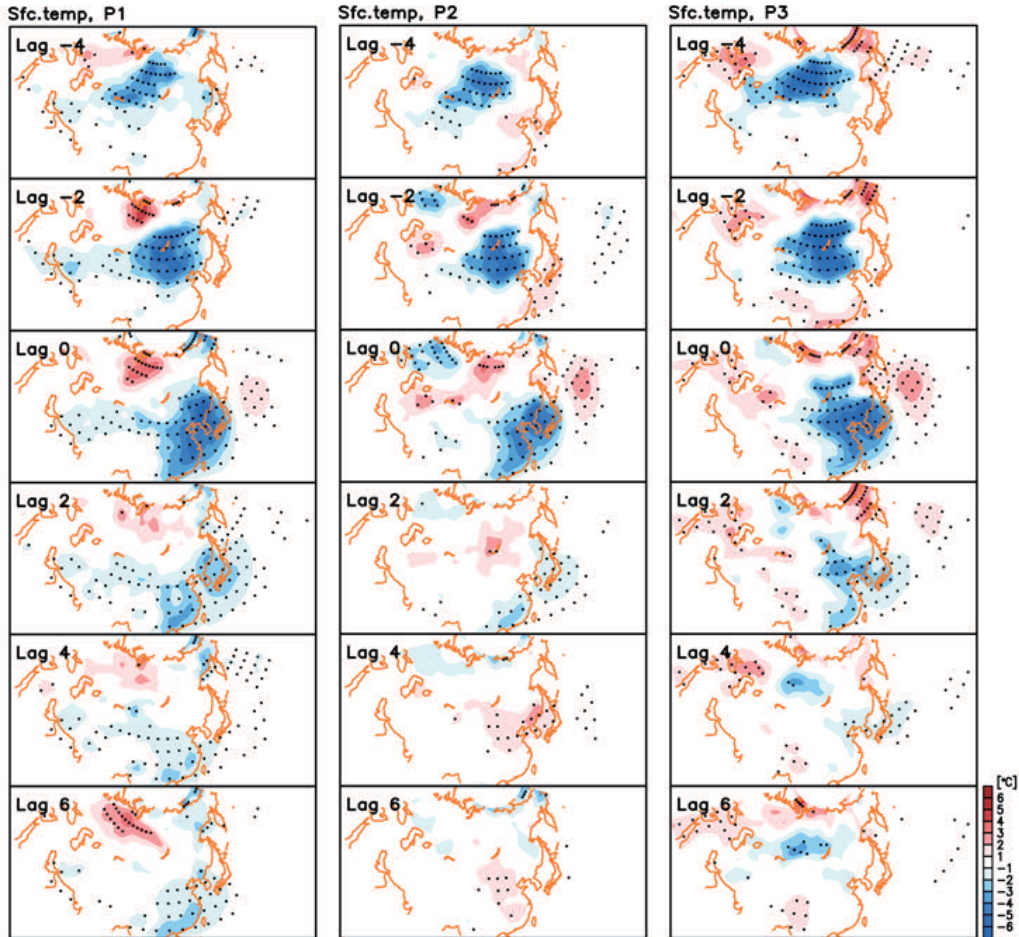


그림 3.4.8. (좌) P1, (중) P2 및 (우) P3 기간에서 발생한 한랭일 4일 전(Lag -4)에서 6일 후(Lag +6)까지의 2일간격 자상기온(채색) 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

P3 기간에 발생한 한랭일의 경우, 한랭일 발생 전에는 상층 P1 및 P2 기간의 패턴처럼 우리나라 풍상측에 파동 파동패턴이 발달한다. 하지만 앞선 두 기간의 경우에는 파동 패턴이 우랄산맥 부근 고기압성 편차를 중심으로 발달하지만 P3 기간에는 고기압성 편차의 규모가 극지역 전반에서 나타난다. 파동 패턴은 남동진하여 한랭일에 우리나라로 강한 한기를 내려보내고 동시에 우리나라 북동쪽 캄차가 반도 부근에서 고기압성 편차가

발달하여 한랭일 이후에도 지속적으로 유지된다. 이와 연관되어 한랭일 이후 쌍극자(dipole) 형태로 북시베리아 지역에는 고기압성 편차가 발달하고 우리나라 및 일본 상공에서 저기압성 편차가 지배하여 우리나라는 평년보다 낮은 기온을 유지한다. 한랭일 4일 이후에도 극지역에서는 여전히 양의 지위고도 편차가 발달해 있고, P1 기간에 비해 동쪽으로 치우치지만 우리나라는 약한 음의 지위고도 편차 영향을 받아 평년보다 낮거나 평년과 유사한 기온 편차를 보인다.

P1, P2 및 P3 기간의 한랭일의 특징을 종합적으로 비교하면, P1 기간과 P3 기간에 발생한 한랭일이 P2 기간 한랭일에 비해 상대적으로 강하고 오래 지속되는 특징이 있다. 또한 한랭일의 빈도가 많았던 P1과 P3 기간을 비교하면, P1 기간은 우리나라 풍상측인 바이칼 호 부근 고기압성 순환이 지속되면서 한기를 오래 지속시키는 반면, P3 기간에는 전반적으로 극지역에 고기압성 편차 특히, 북시베리아지역에서 고기압성 편차가 지속되면서 쌍극자(dipole) 형태로 우리나라에는 저기압성 편차(기압골 강화)가 유지되어 한랭일이 오래 지속되는 경향이 있다.

P1과 P3 기간에서는 평균장과 유사한 상황에서 한랭일이 발생하여 강하고 오래 지속될 수 있는 호조건을 만들었지만, P2 기간에는 한랭일 발생 및 지속에 평균장이 반대의 기여를 하여, 한랭일 발생이 힘들고 발생하여도 오래 지속되지 못하는 특징이 나타났다. 실제 매년 한랭일 평균 지속기간의 시계열을 보면(그림 3.4.9), P1 기간 평균 지속기간은 4.53일, P2 기간은 3.29일 그리고 P3 기간은 3.52일을 기록하였다. 비록 P2와 P3 기간의 지속기간 차이가 통계적으로 유의하지 않지만, 전반적으로 P2 기간에 비해 상대적으로 P1과 P3 기간의 한랭일이 오래 지속된 것을 확인할 수 있다(※ 한랭일 지속기간의 정의 : 초겨울 일평균기온의 10percentile 보다 낮은 기온이 발생한 이후 초겨울 -0.5 표준편차의 값까지 회복하는 날까지의 기간. 단, 이 기간동안 또 다른 한랭일이 있다면 그 사례는 이전 한랭일과 한 사례로 취급함).

각 기간의 매년 최대 지속기간 시계열을 보면(그림 3.4.9) 장기 변화 경향이 더 뚜렷하다. P2 기간에는 평균 지속기간과 최대 지속기간의 차이가 거의 없는 반면, P3 기간의 경우 그 차이가 매우 크다. 이것은 P3 기간 동안은 7~8일 이상 매우 오래 지속되는 한랭일이 P2 기간에 비해 많이 나타났음을 의미한다.

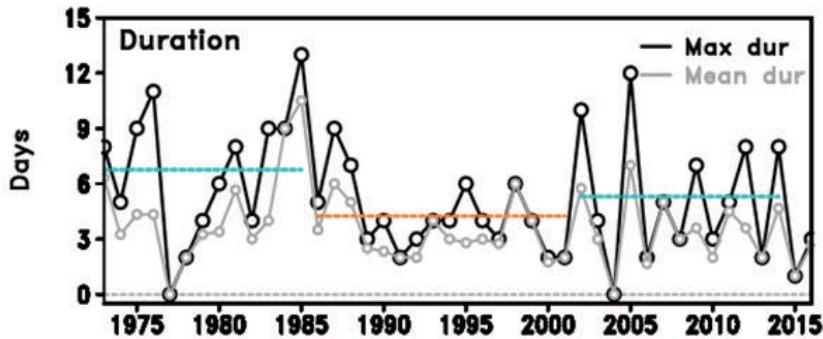


그림 3.4.9. 우리나라 초겨울 한랭일의 매년 평균 지속기간(검정 실선) 및 최대 지속기간(회색 실선)의 시계열

3.4.5 초겨울 한랭일 장기 변화의 원인(Possible reason) - 동아시아 겨울 몬순의 장기 변화 및 지구온난화

먼저 P1에서 P2 기간으로 진행되면서 한랭일이 감소하는 기후학적 원인을 찾고자 노력하였다. 선행연구 결과에 따르면 동아시아 겨울 몬순 및 기온이 장기 변화하는 특징이 나타난다(Lee et al., 2013; Wang and Chen, 2010; Wang et al., 2009; Watanabe and Nitta, 1998). 다양한 동아시아 겨울 몬순 지수들이 존재하고 지수들이 정의되는 지역 및 방법에 따라 그 시기와 강도에서 다소 차이는 있지만, 본 연구의 한랭일과 유사하게 1980년대 중후반을 기준으로 장기 변화의 특징이 나타난다. 특히 겨울철 발달하는 유라시아 대륙 동안의 동아시아 기압골을 지수화하거나 동서방향 기압차를 반영하는 지수들의 경우 1986년을 기준으로 동아시아 겨울 몬순 및 기온의 장기 변화를 잘 보여준다(Wang and Chen, 2010).

앞서 제시한 500hPa 지위고도 편차를 보면(그림 3.4.6), 우리나라를 포함한 동아시아 지역에 P1 기간에는 음의 지위고도 편차(동아시아 기압골 강화)를 보이고 반대로 P2 기간에는 양의 지위고도 편차(동아시아 기압골 약화)가 나타나 동아시아 겨울 몬순이 약화되었음을 알 수 있다. 실제 초겨울 자료를 활용하여 동아시아 몬순 지수를 계산해 보면, 동아시아 기압골(Sun and Li, 1997; Cui and Sun, 1999; 음의 지수값이 강한 몬순)이나 남북방향 동서바람장(Jhun and Lee, 2004; 양의 지수값이 강한 몬순) 차이 그리고 동서방향 기압차(Chan and Li, 2004; 양의 지수값이 강한 몬순)로 정의된 몬순 지수의 경우, 지수값 다소 차이는 있지만 P1 기간에 비해 P2 기간에 몬순이 전반적으로 약화되었음을 알 수 있다(그림 3.4.10).

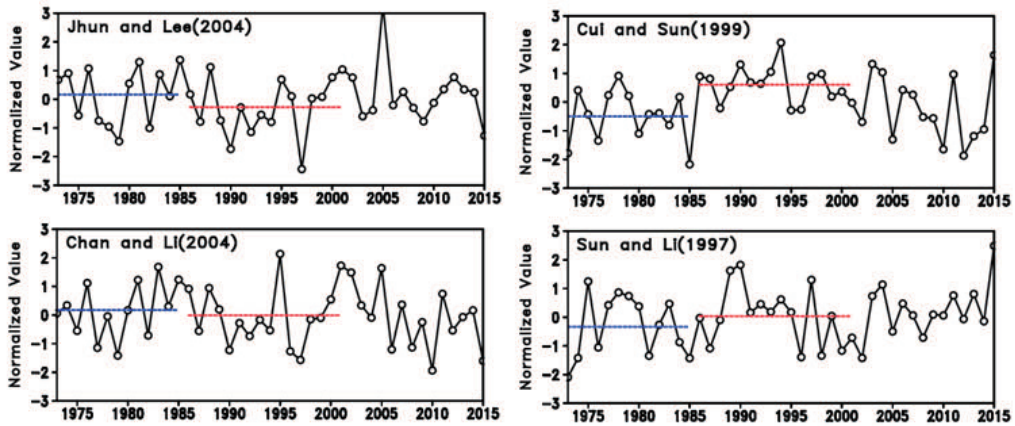


그림 3.4.10. 선행연구에 기반한 초겨울 동아시아 겨울 몬순 지수 시계열 및 P1 기간에서 P2 기간 장기 변화 경향

또 선행연구 결과에 따르면, 동아시아 겨울 몬순의 중요한 요소이고 우리나라 겨울철 기온 변동 및 한랭일 발생이 큰 역할을 하는 시베리아 고기압 또한 80년대 중후반에서 2000년대 초반까지 평년보다 약한 경향이 강했고, 최근 다시 강해지는 경향이 있다 (Jeong et al., 2011)

이러한 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아 고기압의 장기 변화가 일어나는 물리-역학적인 원인에 대해서는 명확하게 밝혀진 바가 없다. 동아시아 몬순은 기본적으로 자연변동성으로, 매우 다양한 기후인자들(대기대순환, 북극진동, 해빙, 유라시아 눈덮임, 엘니뇨/라니냐, PDO 등)의 영향을 받고 각 기후인자와 동아시아 겨울 몬순 사이의 상관관계는 다른 기후인자의 위상에 따라 영향을 받을 수 있어 매우 복잡하다. 실제 엘니뇨/라니냐와 동아시아 겨울 몬순 사이의 상관관계는 과거 기간동안 지속적으로 유지된 것이 아니라 PDO의 위상에 따라 변동한다. 그럼에도 불구하고 동아시아 겨울 몬순 및 시베리아 고기압의 장기 변화 연구에서는 시베리아 고기압 장기 변화와 유라시아 북부 지역의 기온 사이에 강한 음의 상관성이 나타나고 있고, 유라시아 대륙 북부 지역은 온난화가 강하게 일어나고 있는 지역이므로 1980년대의 시베리아 고기압의 약화는 지구온난화의 영향을 직접적으로 받는 것으로 판단하고 있다(D'Arrigo et al., 2005; Gong and Ho, 2002; Panagiotopoulos et al., 2005). 이는 기후모델 실험으로도 뒷받침되는데, 기후모델에 이산화탄소를 증가시킨 실험에서 온난화가 나타나고 그에 따른 유라시아 북부 지역 지상기온이 상승하고 시베리아 고기압이 약화되는 특징이 나타난다(Gillet et al.,

2003; Liu et al., 2009). 이러한 선행 연구결과로 볼 때, P1 기간에서 P2 기간 초겨울 한랭일이 급격하게 감소하는 것은 지구온난화와 연관된 동아시아 겨울 몬순의 약화가 원인일 가능성이 높다.

본 연구에서도 P1과 P2 시기에 한랭일의 빈도의 변화를 만든 순환장(그림 3.4.6)을 유도하는데 지배적인 역할을 한 기후인자를 찾고자 노력하였지만, 동아시아 겨울 몬순에 영향을 미치는 것으로 알려진 기후인자들에서는 두 기간 사이에 온난화와 연관된 선형 경향이 강하여 다른 신호는 발견하기 어려웠고, 온난화의 신호가 적은 기후인자의 경우에는 뚜렷하게 조직화된 차이점을 찾을 수 없었다. 실제, 두 기간 해수면온도 차이에서는 지구온난화의 신호가 매우 강하게 나타남으로 인해 다른 신호를 발견하기 어려웠다(그림 3.4.11). 이렇게 되면 우리나라 기온과 해수면온도가 모두 증가하는 경향을 보이기 때문에, 두 기간에서 열대 태평양의 해수면온도 차이와 연관된 대류활동의 변화가 우리나라 기온 또는 한랭일 빈도의 변화에 영향을 미쳤을 수도 있지만, 단순히 지구온난화로 인해 우리나라 기온과 해수면온도가 동반 상승한 것일 가능성도 있다. 그러면 지구온난화의 경향을 제거하면 된다고 반문할 수 있지만, 지구온난화로 동아시아 겨울 몬순 및 관련된 기후인자들의 특성이 변하고 있고 이들은 서로 되먹임(feedback)을 하면서 얽혀 있는 상황에서, 지구온난화의 신호를 선형적으로 제거하여 분석한 결과가 명확하게 각 기후인자들의 변동성을 뽑아낸 것으로 보기도 어렵다. 또한 단순히 우리나라 기온이 온난화 경향이 있어 한랭일의 빈도가 P1에 비해 P2 기간에 적을 가능성도 배제할 수 없다. 향후 지구온난화 상황에서 동아시아 겨울 몬순이 왜 약화되었는지 그리고 향후 온난화가 지속될 때 겨울 몬순은 어떤 특성을 보일지에 대한 지속적인 연구가 필요할 것으로 판단된다.

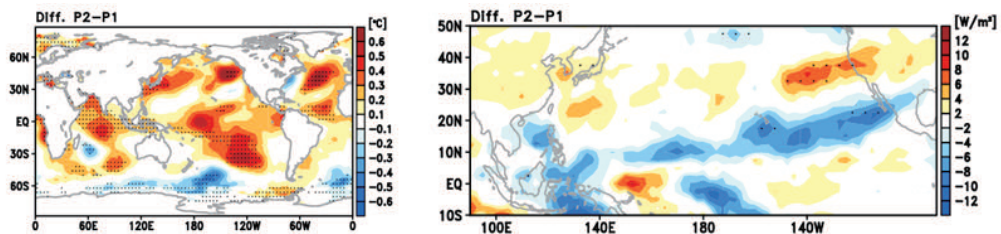


그림 3.4.11. P2 기간에서 P1 기간에서 각각 평균된 해수면 온도 및 OLR의 차이(P2 - P1)

P3 기간에 다시 한랭일이 빈번해 지는 원인은 무엇일까? 앞서 언급하였지만, 동아시아 겨울 몬순이 2000년대 초반 다시 강해지는 경향이 나타나는데(Jeong et al., 2011; Wang and Chen, 2014), 실제 P3 기간 상층 순환장을 보면 우랄산맥에서 북시베리아까지 길게 고기압성 편차가 발달하고 그 남쪽으로 동아시아 지역에서 기압골이 발달하는 특징을 보여 동아시아 겨울 몬순이 P2 기간에 비해 상대적으로 강해진 것을 알 수 있다(그림 3.4.6).

이러한 순환장의 특징은 지구온난화와 더불어 나타난 북극 해빙의 감소와 깊게 연관되어 있다. 겨울철 북극 해빙은 1990년대 후반부터 줄어드는 신호가 감지되었고, 2000년대 들어서는 급격하게 줄어들었다. 이 북극 해빙의 감소는 대륙과 접한 북극해에서 강하게 일어나고 특히, 카라-바렌츠 해를 비롯해 유라시아 대륙과 접해있는 랍테프-북시베리아-척치 해에서 강하게 나타난다(기상청, 2016). 초겨울 평년에 해빙으로 덮여있어야 할 북극해가 얼어붙지 않고 해수면이 드러나 있을 경우, 상대적으로 따뜻한 해수면으로부터 차가운 대기하층으로 열 속이 크게 전달되어 그 주변 지역에 고기압성 순환이 발달할 수 있는 호조건을 제공한다(Honda et al., 2009; Kim et al., 2014; Kug et al., 2015). 최근 연구에 따르면 겨울철 유라시아 및 대서양 섹터의 순환장이 해빙을 얼어붙지 못하게 하고(Park et al., 2015) 이는 다시 고기압성 순환을 강화시키는 되먹임이 나타날 가능성이 있어, 해빙은 북부 유라시아 지역의 순환장과 깊게 연관되어 있음을 알 수 있다. 실제, P3 기간 해빙농도 편차를 보면 평년보다 많이 적고, 또한 P2 기간에 비해 급격하게 줄어들었음을 알 수 있다. 특히 카라-바렌츠 해 지역에서 가장 급격하게 줄어드는 특징이 있다(그림 3.4.12). 카라-바렌츠 해 부근에서 평년보다 해빙이 적으면 우랄 산맥 부근 고기압성 순환이 나타날 가능성이 높고 그에 따라 풍하측인 동아시아 지역에는 저기압성 순환이 발달해 우리나라로 한기를 남하시킬 수 있다(Honda et al., 2009; Mori et al., 2014; Kug et al., 2015). 실제, 두 기간 평균 지위고도 편차의 차이와 카라-바렌츠 해 해빙이 많이 녹았을 때의 패턴은 유라시아 대륙에서 매우 유사하다(그림 3.4.12). 이는 P2에서 P3 기간의 순환장 변화가 해빙의 변화와 연관되어 있음을 말하고 또한 이러한 패턴이 P3 기간 한랭일을 증가에 호조건을 제공하였을 가능성을 의미한다.

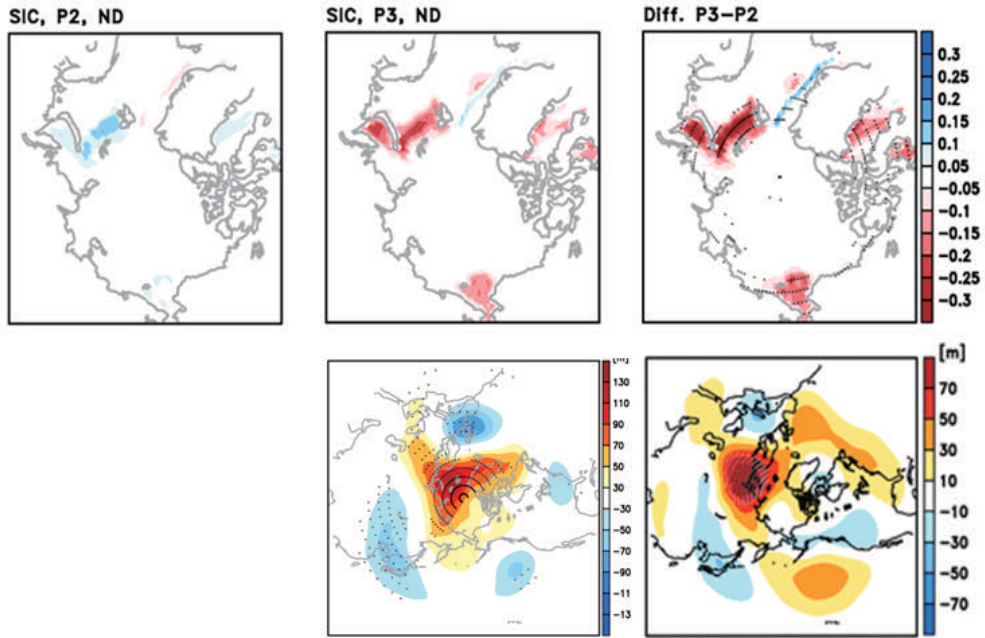


그림 3.4.12. (위) (좌) P2 기간, (중) P3 기간 평균 해빙농도 편차 및 (우) 두 기간 차이(P3 - P2). (아래) (좌) 12월 카라-바렌츠 해빙이 많이 녹았을 경우의 Z500 순환장(기상청, 2016) (우) P3 기간과 P2 기간 Z500 순환장의 차이

P3 기간 동아시아 겨울 몬순이 강해지는 것에 기여하는 또 하나의 원인은 초겨울 유라시아 대륙의 눈덮임과 관련되어 있다. P2 기간에 비해 P3 기간에 초겨울 평균 눈덮임의 차이를 보면(그림 3.4.13) 이 기간 변동성이 나타나는 바이칼 호 주변과 동아시아 영역에서의 초겨울 눈덮임 면적이 P2 기간에 비해 P3 기간에 더 넓었음을 알 수 있다. 시베리아 지역에 눈덮임이 많으면 알베도가 높아져 태양복사를 대기로 더 많이 반사하고, 따라서 대기 하층이 더 차가워져 시베리아 고기압의 발달 및 우리나라로 강하게 확장하는데 호조건을 제공한다. 최근 시베리아 고기압이 회복하는 것도 이와 연관되어 있음이 제시된 바 있다(Jeong et al., 2011).

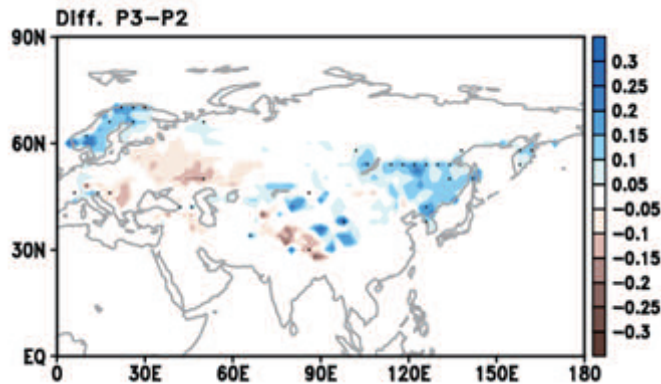


그림 3.4.13. P2와 P3 기간의 평균 눈덮임 차이(P3 - P2)

3.4.6 P3 기간 한랭일 빈도의 경년 변동성 강화의 원인

동아시아 겨울 몬순의 약화와 초겨울 한랭일 빈도의 변화가 지구온난화의 영향을 받는다면 P1 기간에서 P2 기간으로 가면서 한랭일의 빈도가 뚜렷하게 감소하는 경향이 P3 기간에도 지속되어야 하는데, 역설적으로 P3 기간의 한랭일 빈도는 P2 기간에 비해 오히려 빈번하게 발생한다. 한랭일 빈도 시계열(그림 3.4.3)을 자세히 보면 P3 기간 한랭일이 빈번하게 발생한 해의 경우에는 P1 기간에 비해서도 큰 빈도를 보인 반면, 발생 빈도가 적은 해에서는 P2 기간보다 적은 경향이 있다. 이는 한랭일 빈도의 경년 변동이 매우 커졌음을 의미하고 또한 P3 기간에 추운 해에는 추운 날이 매우 많고 따듯한 해에는 한랭일이 거의 발생하지 않을 수 있음을 의미한다.

3.4.6.1 평균 순환장 및 관련 기후인자들의 평균장

P3 기간 한랭일 빈도의 변동성이 커진 원인을 조사하기 위해 먼저, P3 기간에 한랭일이 빈번했던 상위 4개 해(2002, 05, 09, 12, 이하 P3C)와 하위 5개 해(2003, 04, 06, 07, 11, 이하 P3W)의 평균 순환장 및 기후인자들(북극진동, 열대 대류활동, 해빙, 눈덮임)을 조사하여, P3C와 P3W 한랭일이 어떤 전지구적인 배경장에서 발생한 것인지 분석하였다.

(상층 대기순환장 및 지상기온) P3C와 P3W 해의 평균 상층 순환장은 서로 반대의 패턴이 뚜렷하다(그림 3.4.14). P3C 해에 북극 지역은 양의 지위고도 편차, 중위도 지역은 음의 지위고도 편차를 보여 전형적인 음의 북극진동 패턴을 뚜렷한 반면, P3W 해에는 반대로 북극 지역에 음의 지위고도 편차, 중위도에는 양의 지위고도 편차를 보여 양의 북극진동 형태가 나타난다. 특히 P3C 해에는 우랄 산맥 부근과 북시베리아 지역에서 양의 지위고도 편차가 뚜렷하고 그 남쪽인 우리나라와 동아시아 지역에서 음의 지위고도 편차가 보여 우리나라는 전반적으로 춥고 한랭일이 발생하기에 호조건이었다. 반대로 P3W 해에는 시베리아를 중심으로 만주까지 고기압성 편차가 지배하여 겨울철 동아시아 기압골이 약화시켜 전반적으로 따뜻하고 한랭일이 발생하기에는 불리한 조건이었다.

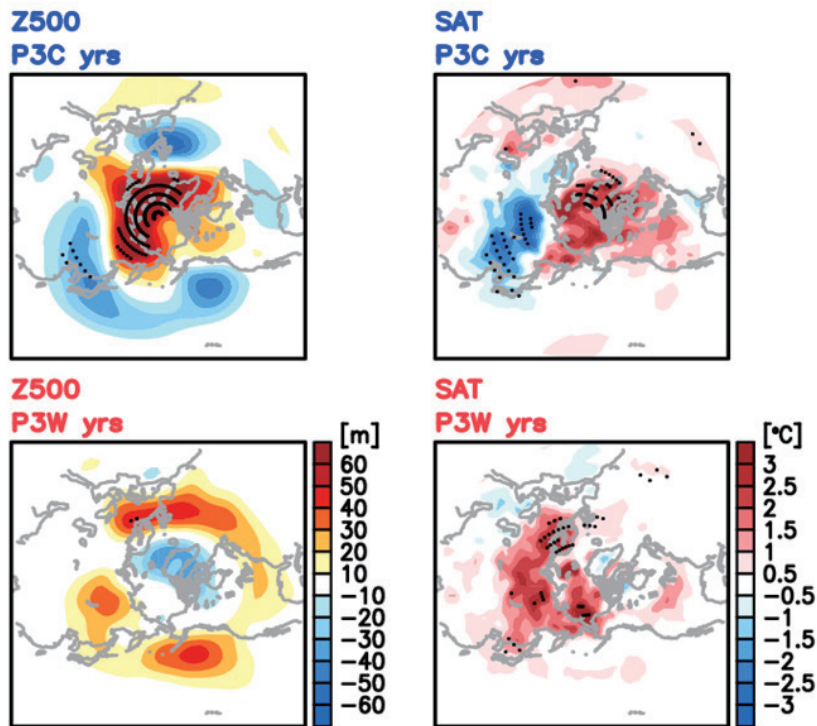


그림 3.4.14. (위) P3C 해와 (아래) P3W 해의 (좌) 500hPa 지위고도 편차 및 (우) 지상기온 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

(북극진동) 앞서 상층 순환장 패턴(그림 3.4.14)에서 P3C(P3W) 해에는 음(양)의 북극진동 패턴이 뚜렷하였는데, 실제 북극진동 지수의 발생빈도를 조사하면(그림 3.4.15),

P3C(P3W) 해에는 음(양)의 북극진동이 매우 빈번하게 발생하였음을 알 수 있다. 이는 P3 기간 한랭일 빈도의 경년 변동이 북극진동의 변동과의 상관성이 매우 높음을 의미한다. 실제 P3 기간 한랭일 빈도의 경년변동은 북극진동과 0.78의 높은 상관관계를 보이는데, P1 기간에도 북극진동과 한랭일 빈도 사이의 양의 상관성이 높게 나타나지만 (0.60) 발생 빈도의 밀도 함수를 보면(그림 생략) P3 기간만큼 뚜렷하게 차이가 나지 않았다.

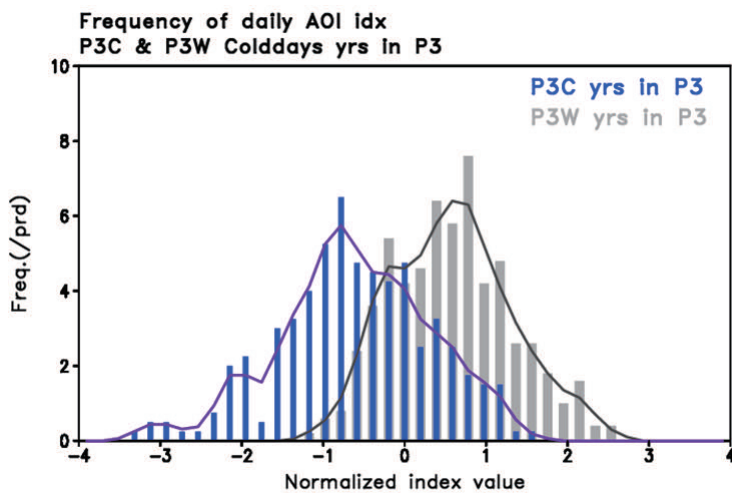


그림 3.4.15. P3C 와 P3W 해의 북극진동 지수의 발생 빈도

(해빙) 그림 3.4.16은 P3C와 P3W 해의 평균 해빙농도와 그 차이를 보여준다. P3 기간 동안에는 급격하게 해빙이 감소하는 시기이므로 두 경우에서 모두 평년보다 적은 해빙을 보여준다. 그럼에도 불구하고 두 경우의 차이를 보면 P3 기간 내에서도 P3C 해가 P3W 해에 비해 카라-바렌츠 해 해빙 더 많이 녹는 경향이 뚜렷하다. 즉, 상대적으로 카라-바렌츠 해 해빙이 적었을 때가 많았을 때에 비해 우리나라에 한랭일이 빈번히 발생하였음을 알 수 있다.

앞서 제시된 것처럼 카라-바렌츠 해빙이 적으면 우랄 산맥 부근 고기압성 순환의 발달하기 좋고 이는 풍하측에 기압골을 강화시켜 한랭일 발생에 호조건을 제공한다(Honda et al., 2009; Kim et al., 2014; Mori et al., 2014). 실제 P3C 해에 극지역의 전반에서 양의 지위고도 편차가 나타나지만, 특히 우랄산맥부근에 고기압성 순환이 발달해 있

고(그림 3.4.14) 반대로 P3W 해에는 아주 약한 음의 지위고도 편차가 나타나 해빙의 변동과 연관된 순환장의 변화가 우리나라의 한랭일 빈도의 경년변동과 연관되어 있는 것으로 판단된다.

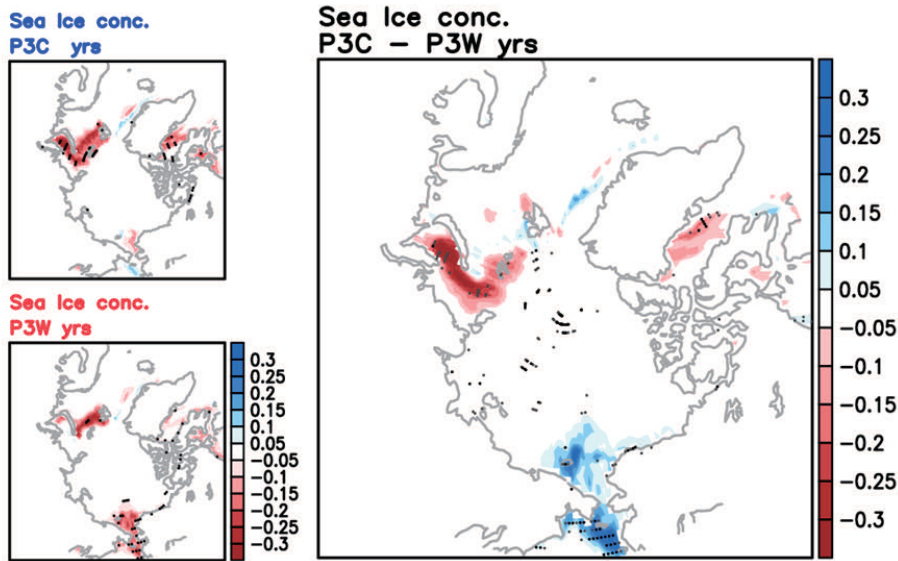


그림 3.4.16. (좌상) P3C와 (좌하) P3W 해의 해빙농도 편차 및 (우) 두 기간 차이(P3C - P3W). 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

(눈덮임 면적) P3 기간 한랭일 빈도의 경년 변동이 큰 것에 시베리아 눈덮임의 영향이 있는지 살펴보기 위해 P3C와 P3W 해 각각에 대해 가을철(10~11월) 평균 그리고 초겨울(11~12월) 평균 눈덮임을 비교하였다(그림 3.4.17). 가을철 시베리아 지역 눈이 빨리 덮이면 초겨울에도 시베리아 지역에 눈이 많이 덮이 덮이는 경향이 있다(기상청, 2016). 시베리아의 평년보다 많은 눈은 평년에 비해 태양 복사를 더 많이 반사시켜 대기하층을 차게 만들고 이는 시베리아 고기압의 발달과 강한 확장에 호조건을 제공한다. P3C 해에는 시베리아 지역의 가을철 눈덮임이 빨리 그리고 많이 덮였으며, 초겨울에도 바이칼호 남쪽으로 평년보다 많은 눈이 덮혀 시베리아 고기압이 발달하기 좋은 조건을 제공하였을 것으로 판단된다. 반면 P3W 해에는 가을철 바이칼호 이남으로 눈이 빨리 많이 덮이지 않았고 초겨울에도 평년과 유사한 수준을 보였다. 이는 한랭일 빈도의 경년 변동이 시베리아 눈과도 일부 연관이 되어 있음을 뒷받침한다.

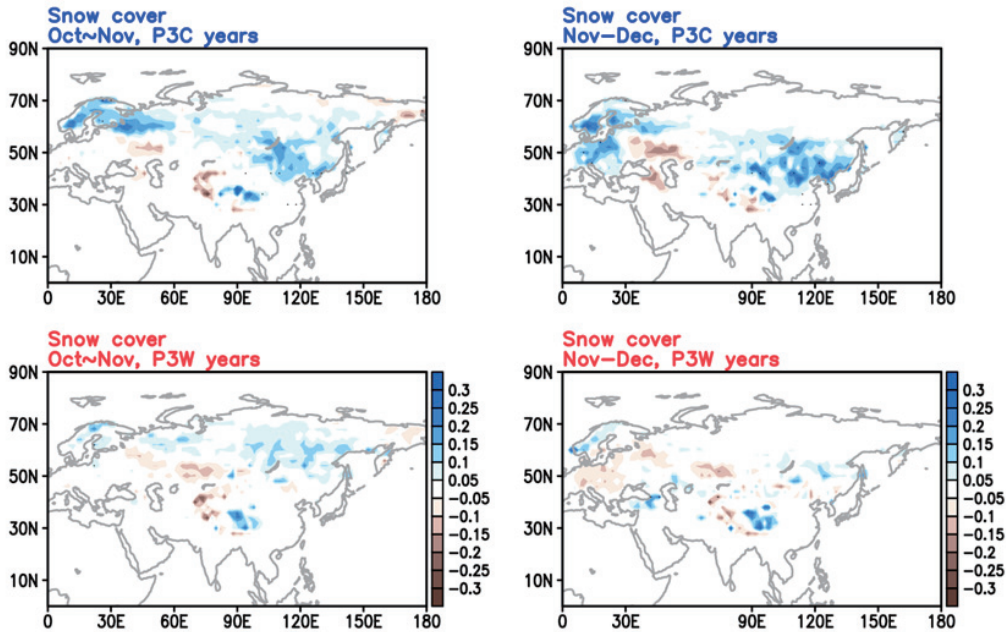


그림 3.4.17. (위) P3C와 (아래) P3W 해의 (좌) 가을철 및 (우) 초겨울 눈덮임 편차

(해수면온도 및 열대 대류활동) P3C 해에서 P3W 해의 평균 해수면온도를 보면(그림 3.4.18), 전반적으로 P3 기간에는 온난화 경향이 나타나 열대와 북반구 중위도 지역은 전반적으로 모두 양의 해수면온도 편차를 보인다. 두 케이스 평균의 차이를 보면 열대 태평양에서는 통계적으로 유의한 차이가 나타나지 않을 뿐만 아니라 뚜렷한 엘니뇨/라니냐의 형태를 보이지도 않는다. 이는 P3 기간에 한랭일 빈도가 엘니뇨/라니냐와는 큰 상관성이 없음을 의미한다. 이와 연관된 열대 대류활동 또한 열대 태평양에서는 역시 통계적으로 유의하지 않았다. 반면, P3C 해에는 동인도양에서 뚜렷하게 대류활동이 강하고, 적었던 해에는 중인도양에서 강한 특징이 나타났다(그림 3.4.18). P3C와 P3W 해의 OLR 합성도의 차이를 보면, 벵골만을 중심으로 동인도양에서는 대류활동이 강한 반면, 서인도양에서는 대류활동이 억제되는 경향이 있었다. 초겨울(11~12월) 평균된 OLR이기 때문에 계절 내 규모의 변동 성분은 상쇄되어 잘 나타나지 않지만, 이러한 동인도양에서의 대류활동 강화는 MJO(Madden-Julian Oscillation)와 연관되어 있는 것으로 판단된다. 이는 3.4.6.2절에서 상세히 다룰 것이다.

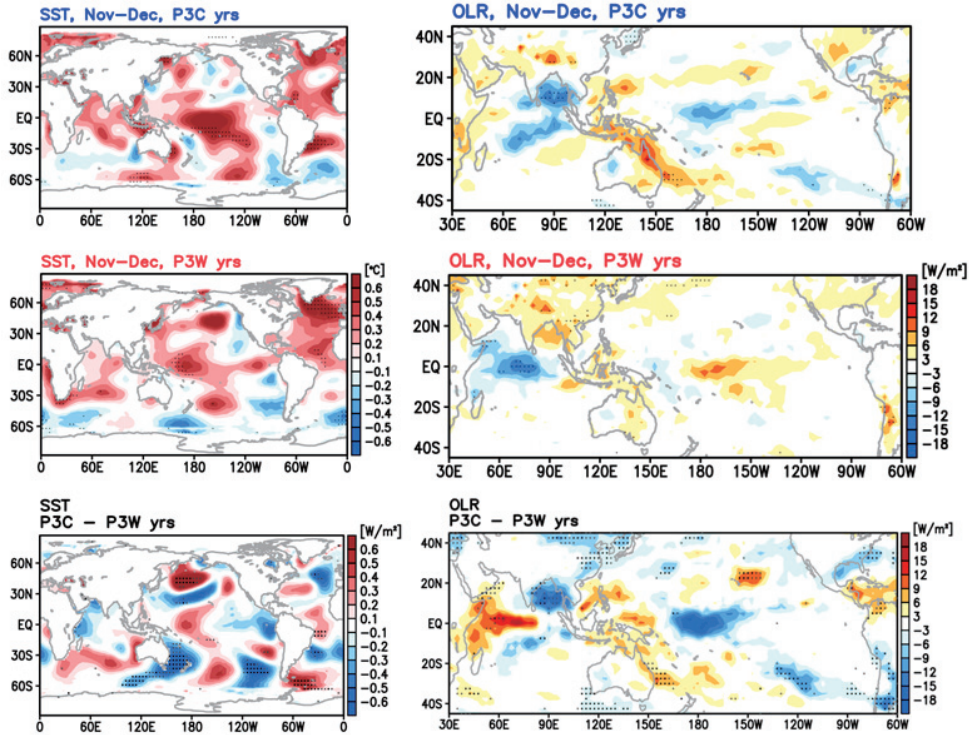


그림 3.4.18. (위) P3C와 (중) P3W 해의 (좌) 해수면온도와 (우) OLR 편차 그리고 (아래) 두 시기의 차이. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

P3C 해와 P3W 해의 기후인자 및 순환장을 종합적으로 보면, P3C 해에는 전반적으로 빙권요소(해빙과 눈덮임) 및 북극지역 변동과 연관된 기후감시인자들은 모두 우리나라가 추울 수 있는 호조건을 보여준다. 즉 겨울철 차가워진 대륙의 공기가 강하게 내려와야 우리나라는 한랭일이 빈번할 가능성이 높다. 또한 지구온난화가 진행되는 상황에서도 빙권 기후인자들이 유라시아 대륙의 순환장을 한랭일이 나타나기 좋은 조건으로 만든 해에는 한랭일이 빈번하게 발생하였다.

한랭일이 적었던 해에는 양의 북극진동이 뚜렷하여 우리나라가 따뜻할 수 있는 호조건을 제공하지만, 다른 기후요소들(눈덮임, 해빙 등)은 우리나라를 따뜻하게 만드는 조건이라기 보다는(P3C와 반대의 패턴) 평년과 비슷하거나 P3C 해에 비해 그 신호가 약한 경향을 보이는 정도였다. 즉, P3 기간 한랭일 빈도의 변동성이 커진 것은 우리나라 기온과 연관된 기후인자들의 변동성이 다소 영향을 미치지만, 한랭일이 적을 때는 기본적으로 지구온난화와 연관된 기온 상승이 영향을 미쳤을 가능성이 있는 것으로 생각된다.

3.4.6.2 한랭일 전후 순환장 및 기후인자 패턴

앞서 제시한 기후인자들이 P3C와 P3W 해의 한랭일 발생 전후에 실제 영향을 미친 것인지 확인하기 위해, 한랭일 4일 전에서 6일 후까지 순환장 및 지상기온과 일자료의 확보가 가능한 북극진동과 OLR에 대한 합성도를 조사하였다(그림 3.4.19).

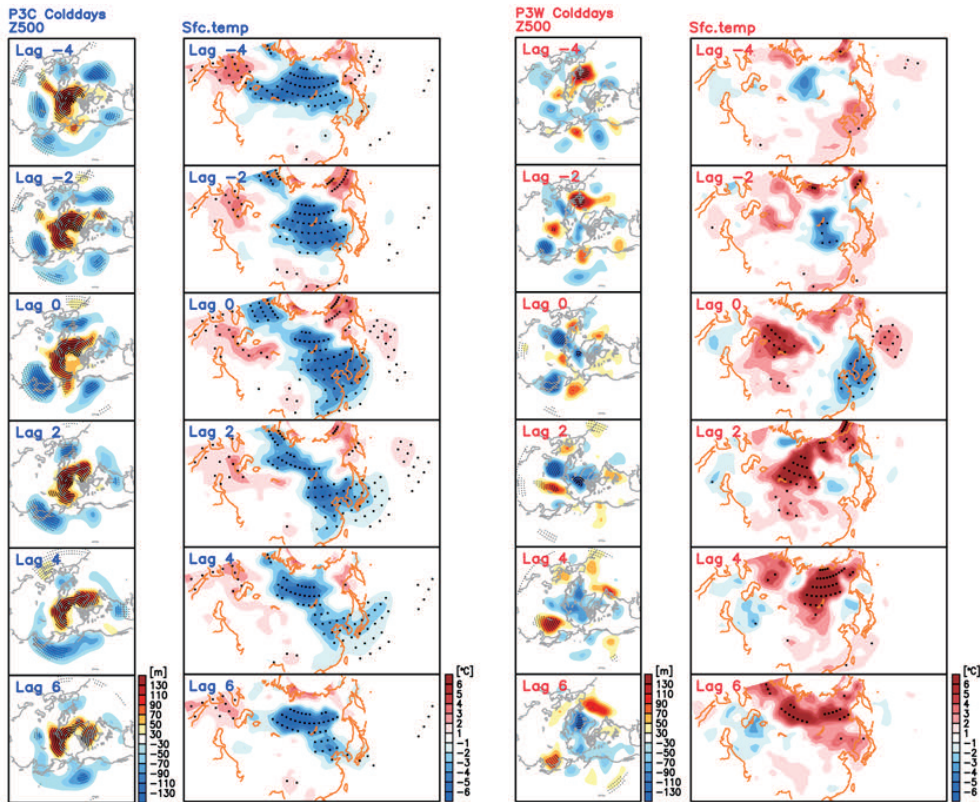


그림 3.4.19. (좌) P3C 해와 (우) P3W 해의 500hPa 지위고도 및 지상기온 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

(상층 대기순환장 및 지상기온) P3C 해에 발생한 한랭일의 경우에는 P3C 해의 평균 지위고도 편차(그림 3.4.14)와 유사하게 한랭일 전후 북극 지역에서 모두 뚜렷한 양의 지위고도 편차 그리고 중위도에서는 음의 지위고도 편차를 보여 전형적인 음의 북극진동 형태를 보인다. 유라시아 대륙을 집중해서 보면, 발생일 전 유럽-우랄산맥 부근-바이칼 호 지역으로 저-고-저기압성 순환의 파동 형태가 뚜렷하고, 그 이후 남동진하여 한랭일

에는 우리나라를 포함한 동아시아 지역에 음의 지위고도 편차(동아시아 기압골 강화, 상층한기 강화)가 나타난다. 한랭일 이후에도 우랄산맥 부근과 북시베리아 부근에서 고기압성 편차가 뚜렷하고 우리나라 상공에 저기압성 편차가 지속되어 평년보다 낮은 기온이 지속되는 특징이 뚜렷하다. 반면, P3W 해에 발생한 한랭일의 경우에는 전반적으로 반대의 특징이 나타난다. 한랭일 발생 이전에는 P3C 해와 유사하게 유라시아 대륙을 거치는 파동 패턴이 나타나고, 한랭일에 우리나라 상공에서 기압골이 강해져 기온이 많이 낮아 지지만, 이후 양의 북극진동 형태의 패턴이 뚜렷해지면서 우리나라는 상층 고기압성 편차의 영향을 받아 기온이 평년상태를 회복하고 4일 이후부터는 평년보다 높은 기온을 보인다.

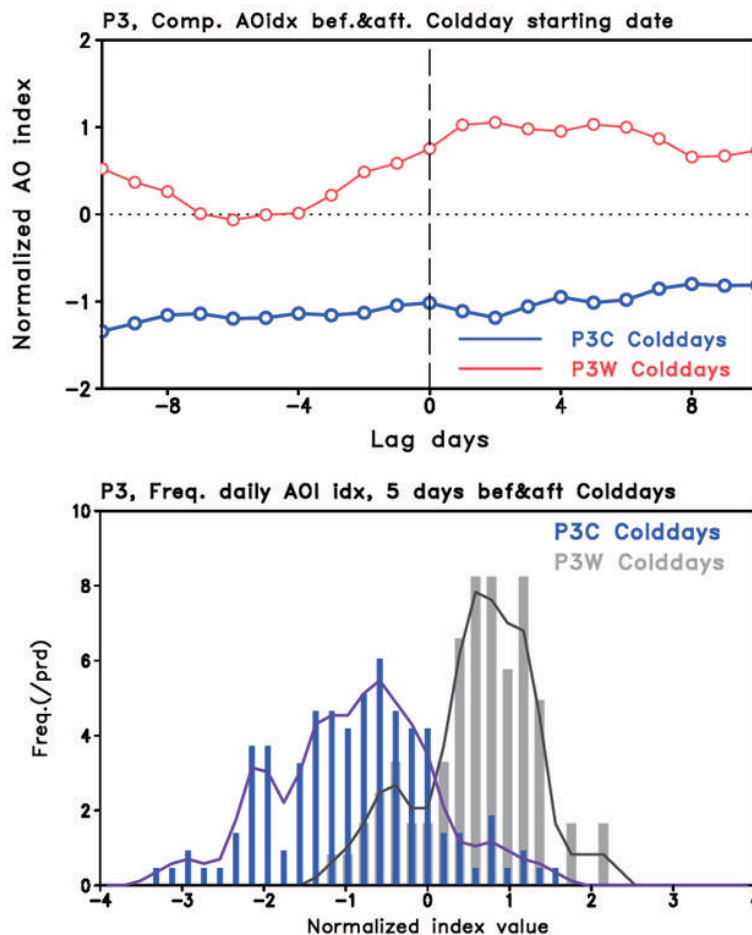


그림 3.4.20. (위) P3C와 P3W 해에 발생한 한랭일 전후 북극진동 지수 합성 시계열 및 (아래) 발생 빈도

(북극진동) 실제 한랭일 전후의 북극진동 지수를 합성한 시계열을 보면(그림 3.4.20), P3C 4개의 해에서 발생했던 한랭일의 전후에 북극진동 지수는 한랭일 발생 전부터 후까지 강하게 음의 북극진동을 보인 반면, P3W 해에는 발생 전부터 양의 북극진동 지수를 보이고 발생 후 더욱 강한 양의 북극진동 지수를 보이는 것을 확인하였다. 또한 한랭일 발생 전후 5일 동안의 북극진동의 빈도를 보아도, P3C 해에 음(양)의 북극진동이 뚜렷하게 많은 것을 알 수 있다(그림 3.4.20). 특히 P3C 해의 경우 -2 표준편차보다 더 강한 음의 북극진동이 한랭일 전후로 많이 발생하여 P3 기간 매우 추운 한랭일이 음의 북극진동과 연관되어 있음을 알 수 있다. P1 기간에도 북극진동과 한랭일 빈도 사이에 상관성이 높지만 북극진동 지수 빈도의 분포를 보면, P3 만큼 극명하게 차이하지 않는다(그림 생략). 이는 한랭일과 같은 극한 현상이 발생할 때 P3 기간이 북극진동과 더 깊게 연관되어 있음을 의미한다.

(열대 대류활동) P3C 해에 발생했던 한랭일 전후 OLR 합성도를 보면(그림 3.4.21) 한랭일 발생 전 뚜렷하게 동인도양에서 대류활동이 강하고 서태평양에서는 약하다. 또한 한랭일 이후에 서태평양에서의 약한 대류활동은 평년과 비슷한 수준이 되지만 동인도양에서는 여전히 강한 대류활동이 나타난다. 이를 과거 MJO 사례들의 합성도 패턴(그림 3.4.22)과 비교하면, MJO가 2~4번 위상에 있을 때와 매우 유사하고 실제, P3C 해에 발생한 한랭일 전후(± 5 일)로 MJO가 어느 위상에 주로 위치하였는지 빈도를 계산하면(그림 3.4.23), 주로 인도양에 대류활동이 위치하는 2번과 3번에서 가장 큰 빈도가 나타난다.

선행연구 결과(Jeong et al., 2005; Park et al., 2010)에 따르면, MJO가 위상 3에 있을 경우, 매우 강한 한파의 가능성이 높다(그림 3.4.22). 이러한 결과들은 우리나라 P3 기간 동안 한랭일이 빈번히 발생하는데 MJO가 역할을 했을 가능성이 높음을 의미한다. 반면, P3W에 발생한 한랭일 전후로 합성된 OLR을 보면, 매우 노이즈하고 P3C 해에서처럼 조직화된 패턴이 나타나지 않는다(그림 3.4.21). 실제 한랭일 전후 MJO 위상의 빈도를 보아도 특정 위상에서 뚜렷하게 큰 값이 나타나지는 않는다(그림 3.4.23).

P1 기간에도 MJO의 역할이 있는지 확인하기 위해 P3 기간처럼 MJO의 위상을 조사한 결과(그림 생략), P3 기간과는 반대로 P1 기간 한랭일이 빈도가 큰 해에 발생했던

한랭일 전후로 MJO가 3번 위상에서 많지 않아, MJO는 P1 기간의 한랭일 빈도 증가에 기여하지 못한 것으로 판단된다. 이는 P1과 P3 기간에 모두 한랭일 빈도가 많았음에도 불구하고, 기후인자들의 역할이 다를 수 있음을 의미한다.

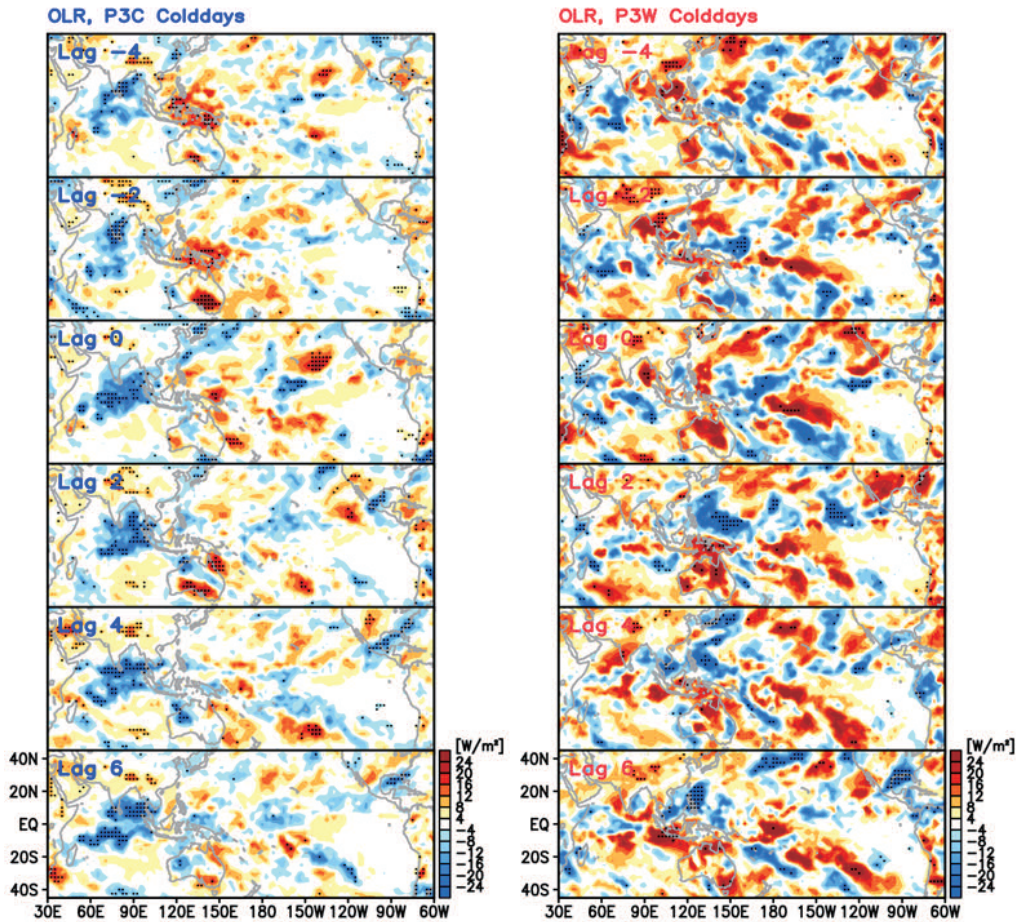


그림 3.4.21. (좌) P3C 해와 (우) P3W 해에 발생한 한랭일 전후 OLR 편차. 검정색 점은 95% 신뢰수준을 만족하는 영역을 의미함

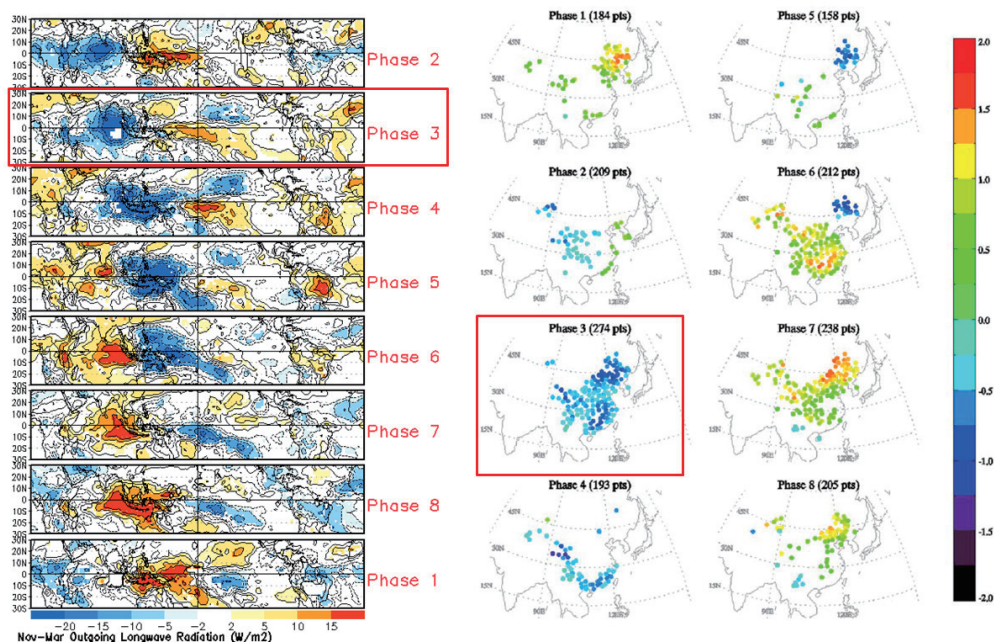


그림 3.4.22. (좌) 과거 MJO 사례들의 각 위상에서의 OLR 합성도(Climat Prediction Center 제공) (우) MJO 위상에 따른 동아시아 지역 기상기온 편차

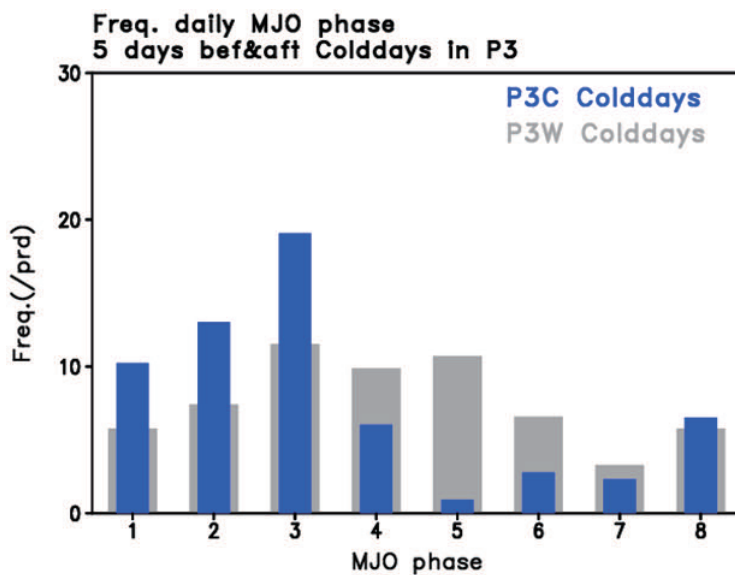


그림 3.4.23. P3C와 P3W 해에 발생한 한랭일 전후 MJO 위상의 빈도

3.4.7 요약 및 결론

본 연구에서는 우리나라 초겨울(11~12월) 한랭일 빈도의 장기 변화 특성 및 그 원인에 대하여 조사하였다. 초겨울 한랭일은 1970년대와 1980년대 중반까지(P1) 빈번히 발생하다가 그 이후 상대적으로 적게 발생하였으며(P2), 2000년대 초 이후(P3) 다시 증가하는 특징을 보였다. 이는 지구온난화와 연관된 동아시아 겨울 몬순의 약화 및 빙권요소들의 변화와 연관되어 있는 것으로 판단된다. 지구온난화 상황에서 동아시아 겨울 몬순은 P1에서 P2 기간으로 갈 때는 온난화와 연관되어 약화되는데 반해, P3 기간에는 온난화의 영향으로 북극 해빙이 급격하게 녹으면서 오히려 겨울 몬순이 강화되는 역설적인 상황이 만들어지고 있다. 이러한 동아시아 겨울 몬순의 장기 변화 특성으로 인해 우리나라 한랭일의 장기 변화도 P2 기간에는 발생빈도가 적고 상대적으로 P1과 P3 기간의 발생 빈도가 많은 특징이 나타난 것으로 판단된다.

P3 기간 한랭일이 다시 빈번해 진 것과 함께 나타난 뚜렷한 특징은 빈도의 경년변동이 매우 커졌다는 것이다. 이러한 한랭일 빈도의 큰 변동의 원인을 조사한 결과, 북극지역(해빙 및 눈덮임)과 열대의 기후인자(대류활동)가 우리나라에 미치는 영향이 모두 기온을 낮추는 방향으로 역할을 한 해의 경우, 한랭일 빈도 크게 증가한 특징을 발견하였다. 이는 지구온난화의 경향이 있기 때문에 P3 기간에도 우리나라는 기본적으로 따뜻할 가능성이 높지만, 지구온난화에 따른 해빙의 감소와 같이 기후인자들의 변동과 연관된 순환장 패턴이 우리나라를 춥게 만들 수 있는 조건이 되면 역설적으로 추워질 수 있으며 따라서, 한랭일 빈도의 경년 변동이 매우 커질 수 있는 것으로 분석되었다. P3 기간 초겨울에 열대와 북극지역 기후인자들이 동시에 우리나라에 기온을 낮추는 방향으로 영향을 미치는 빈도가 많아진 것인지의 여부 및 그 원인에 대해서는 향후 보다 상세히 연구할 필요가 있을 것으로 판단된다.

3장에서 서술한 관측 자료 기반의 우리나라 기상/기후분석은 매월 기상청에서 진행하는 월기상/기후분석회의와 관련이 깊다. 실제로 이 회의의 진행을 위해 여러 가지 원격상관 인자들이나 장주기 변동성을 연구하였고 이를 토대로 본 보고서의 3장이 채워질 수 있었다. 특히 3.3장의 장마 장기 변화 특성 연구의 발단은 현업 사후분석에서 최근 몇 년간 장마 강수량이 적은 특징을 꾸준히 파악하고 있었고 이러한 특징이 과거에도 나타났었는지 확인하기 위한 연구에서 시작되었다. 그리고 이 연구 결과는 장기예보 현

업에 활용되었다. 따라서 매월 진행되는 월기상/기후분석회의는 사후분석을 통해 장기예보 현업에 활용할 수 있는 기후인자 발굴 및 아이디어를 제공할 수 있어 매우 중요하다. 월기상/기후분석회의의 예로 2017년 8, 9월 회의록을 부록 1에 첨부한다.

4. 3개월 전망지원을 위한 역학모델 분석

4.1 APCC MME 계절 예보 분석표 생산

APCC에서는 매월 우리나라 3개월 월별 전망지원을 위해 APCC MME(Multi model ensemble)의 우리나라 예측 정보를 분석, 정리하여 기상청에 제공한다. 매월 계절 예측 자료가 생산되면 이를 정리하고 내부 토의를 거쳐 다중 모델의 결과를 기상청에 제공하는데, 이를 체계적으로 수행하기 위해 본 과제에서는 우리나라 기온/강수에 대한 APCC MME 계절 예보 분석표를 생산하였다. 기상청에서는 자체적으로 장기예보 시스템이 있고 이를 예보에 활용하고 있지만 이는 단일 모델이다. 또한 기상청의 장기예보 시스템에 대한 비교/분석을 다른 기후 모델들과 함께 수행하는 데 이점이 있기 때문에 다중 모델 예보 정보에 대한 요구가 있었다.

2017년 1월 예보토의부터 매월 분석표를 생산하여 왔는데 매번 분석을 추가하고 수정하여서 이 보고서에는 최종 수정본 기준으로 서술한다. 1년 동안의 분석내용을 포함하기 위해 1개월 선행예보 기준으로 2016년 10월부터 2017년 9월까지 기간을 포함한다.

변수			기온			강수		
월			10	11	12	10	11	12
MME 예측			+	+	+	EC	EC	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.4	0.73	0.87	-2.4	0.63	6.87
	확률(B/N/A)	PMME 예측	18/33/49	14/29/58	20/29/51	39/33/28	33/35/32	31/28/40
	평년비속	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.39	0.56	0.59	18.49	14.25	7.12
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.16	0.14	0.14	2.45	2.65	2.86
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.39*	0.10	0.06	0.06	0.40*	0.60*
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.68/0.62/0.53	0.52/0.55/0.65	0.49/0.55/0.68	0.40/0.45/0.56	0.57/0.44/0.50	0.70/0.58/0.84
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	1.43*	1.22	-0.04			
		SCM T850	1.12*	0.96*	0.85*			
	기온 vs. 강수	관측				0.22	0.57*	0.22
	상관관계 (1983-2016)	SCM T850				-0.17	0.25	0.38*
	NINO3.4 vs. 11, 12월 T, P 동시상관 (1983-2005) ¹⁾	R Obs./R MME/R MME vs Obs. [MME. NINO3.4]			0.40*/0.32/0.95* [-0.50]		0.47*/0.48*/0.98* [-0.49]	0.59*/0.63*/0.95* [-0.50]
	7월 [동인도양-서태평양] 강 수 vs. 11월 기온 ²⁾	R Obs. [P. SST anom]		-0.43* [2.44]				
4) 모델 순환장 특징	7월 적도 동태평양 SST vs. 11월 강수 ³⁾	R Obs. [P. SST anom]					0.48* [0.46]	
						아열대 서태평양 저기압 우리나라 동풍	아열대 서태평양 저기압 우리나라 동풍	아열대 서태평양 저기압 악한 시베리아 고기압 우리나라 동풍
종합 예측			+	+	+	0/-	0	0

[P.] : Predictor ; * : significant at 90% level positive weak positive, not significant normal weak negative, not significant negative

그림 4.1.1. APCC MME 예보 분석표(10, 11, 12월 대상)

APCC MME 계절 예보 분석표는 우리나라 다음 3개월 기온/강수에 대한 1) 다중 모델의 예측 정보, 2) 예측성과, 3) 우리나라 기후에 영향을 미치는 기후영향인자, 4) 모델 순환장 특징에 대한 내용으로 구성된다(그림 4.1.1). 그림 4.1.1은 예보 분석표 중 하나의 샘플로, 2017년 9월 계절 예보토의(10, 11, 12월 대상)에 사용된 것이다. 이를 기준으로 예보 분석표의 공통 부분을 자세히 서술한다.

4.1.1 우리나라 기온/강수에 대한 APCC MME의 예측 정보

APCC MME에서 우리나라를 포함하는 격자는 (127.5°E, 35°N)와 (127.5°E, 37.5°N) 2개이다. 이 두 격자의 값을 평균하여 우리나라 기후값으로 정의한다.

SCM(Simple Composite Mean)은 결정론적 예보로 다중 모델 예측값의 단순 평균을 의미한다. 분석표에는 SCM 예측에서의 편차값을 기술한다. 삼분위 범주로 나누어 평년보다 낮으면 파란색, 평년 수준이면 초록색, 평년보다 높으면 빨간색으로 채색한다. 결정예보에서 평년 비슷 범위는 확률 예보의 삼분위와 다르게 정의한다. 이에 대해서는 뒤에 서술한다. 모델에서 기온은 2-m 온도(T2m)를 사용하고 강수는 매월 편차에 30을 곱하여 누적 강수량을 사용한다(관측값과의 일관성 유지).

PMME는 확률 예보로 삼분위 범주별로 우리나라 두 격자 값을 평균하여 기술한다. Below normal(BN), Near normal(NN), Above normal(AN)의 순서이다. SCM과 마찬가지로 삼분위 별로 채색한다.

결정론적 예보에서의 평년 비슷 범위는 SCM hindcast 23년 기간(1983-2005년) 표준편차(σ)의 0.43을 곱한 값이다(그림 4.1.2, 4.1.3). SCM 예측 편차의 경우 표준 편차에 -0.43을 곱한 것보다 낮은 구간은 BN, 0.43을 곱한 것보다 높은 구간은 AN로 정의한다. hindcast는 매달 예측에 사용되는 모델 세트의 구성에 따라 새로 업데이트 되는 것을 사용한다. 따라서 hindcast는 매월 값이 다르다. 같은 월이라도 세달 선행 예측값이 한달 선행 예측값보다 표준 편차 값이 작아지는 경향이 있다. 이는 예측 선행 시간이 길어질수록 모델의 예측 범위가, 혹은 모델간의 차이가 작아지기 때문이다. 강수의 평년 비슷 범위는 월별로 상이한데, 이는 계절별로 우리나라 강수의 변동성이 다르기 때문이다(겨울철은 강수량 변동성이 작고, 여름철은 크다).

APCC MME 예보 분석표에는 포함하지 않지만 850hPa 기온(T850)과 지상기온을 비교하기 위해 그림 4.1.4을 추가한다. 모델의 T850과 T2m은 변동성에 큰 차이가 없다.

우리나라 기온/강수의 평년 비슷 범위를 모델과 비교하기 위해 분석표에 기술한다. 일 년 동안의 평년 비슷 범위를 그림 4.1.5, 4.1.6에 기술한다. 모델의 평년 비슷 범위는 관측의 그것에 비해 작은 것을 기온/강수 모두 확인할 수 있다. 특히 모델 강수 자료의 평년 비슷 범위가 관측에 비해 작다. 실제 강수의 월별 평년 비슷 범위는 5배까지 차이가 난다(1월 최소, 8월 최대).

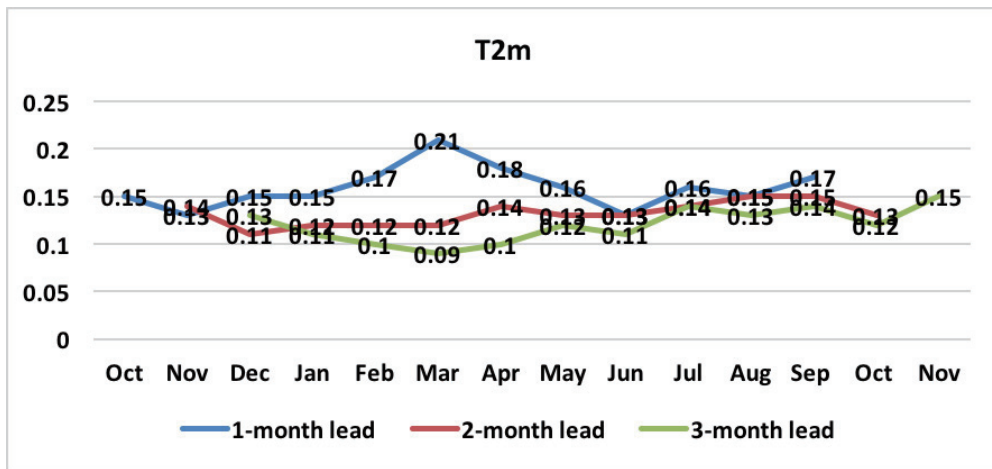


그림 4.1.2. APCC MME hindcast 2-m 온도 (1983-2005) 월별 (2016년 10월 - 2017년 9월) SCM 예측 편차의 0.43σ. 월별로 선행 한 달에서 세 달까지의 평년 비슷 범위

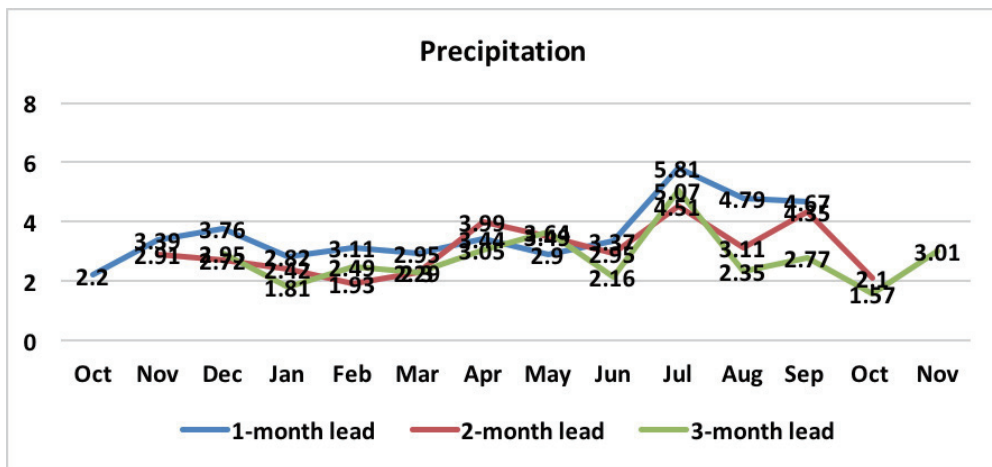


그림 4.1.3. 그림 4.1.2와 같지만 강수에 대한 내용

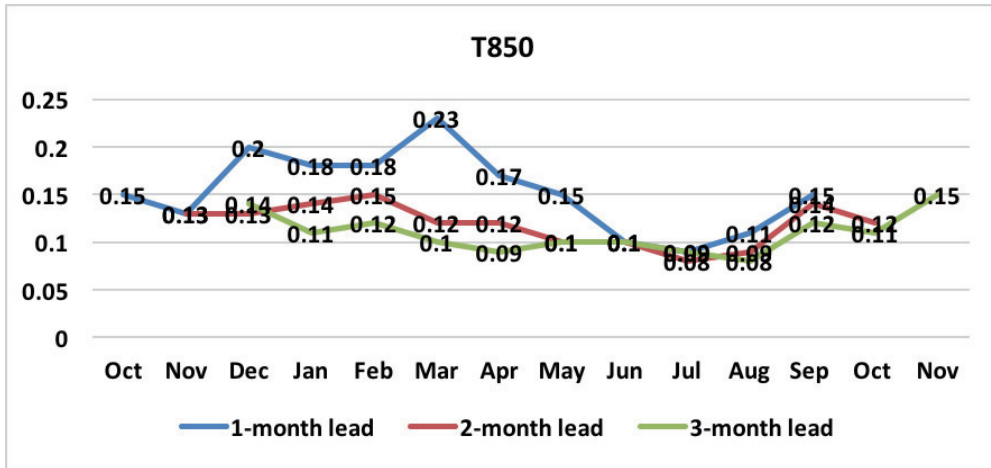


그림 4.1.4. 그림 4.1.2와 같지만 850hPa 온도에 대한 내용

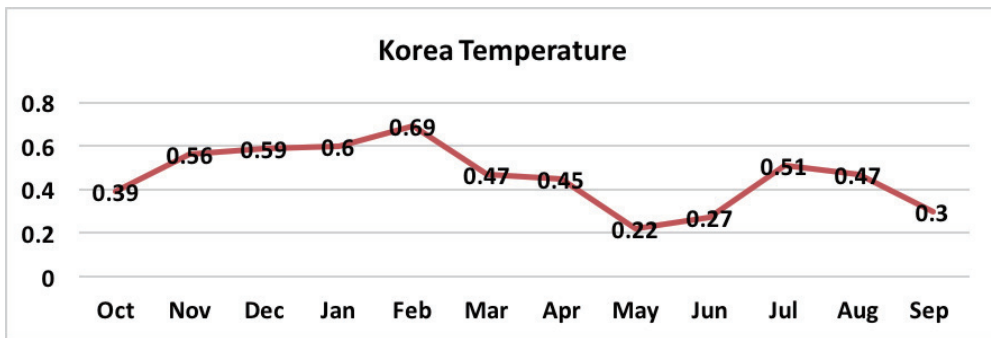


그림 4.1.5. 우리나라 기온 관측값 (1983-2005) 월별 (10월-이듬해 9월) 0.43σ . 평년 비슷 범위

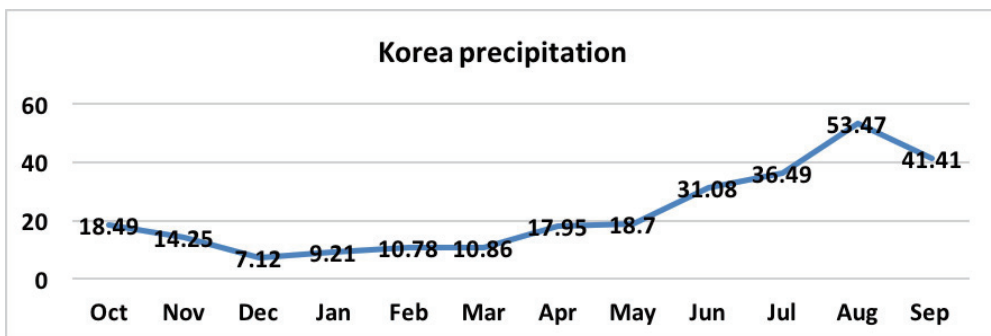


그림 4.1.6. 그림 4.1.5와 같지만 한국 강수에 대한 내용

4.1.2 예측성(1983-2005)

예측성을 판단하는 기준은 APCC MME 공통 hindcast 기간인 1983-2005년이다.

4.1.2.1 SCM 편차 예측성(TCC)

SCM 예측성은 우리나라 관측값과 SCM hindcast의 시간상관계수(Temporal Correlation Coefficient, TCC)로 판단한다. 상관계수는 두 시계열 사이의 변동성 일치 여부를 평가하는 지표로 -1에서 1사이의 값으로 표현된다. 1이면 두 자료의 시간 변동이 일치함을 의미하고 -1이면 반대이다. 90% 수준에서 유의미한 값은 *로 표시한다. 유의미한 경우 예측된 SCM 편차에 의미가 있다고 판단하여 이의 범주로 채색한다. 상관계수는 다음 식 4.1.1과 같이 계산한다.

$$TCC = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{(x_i - \bar{x})}{s_x} \frac{(y_i - \bar{y})}{s_y} \right\}, \quad s_x = \left[\frac{\sum x_i^2 - \frac{1}{n} (\sum x_i)^2}{n-1} \right]^{1/2} \quad (\text{식 4.1.1})$$

여기서 n은 샘플 수, s는 표준 편차, x, y는 표본 집단으로, 여기서는 각각 관측과 모델에서의 변수를 의미한다.

MME 한국 격자의 월별 TCC 예측성능을 각 변수별로 표 4.1.1, 4.1.2, 4.1.3에 정리하였다. 온도 예측성은 대체로 가을인 9, 10월과 겨울인 1, 2월, 이른 봄인 3월에 유의미하다. 여름철에는 대체적으로 유의미한 예측성이 나타나지 않는다. 다만 본 보고서에서 계산한 온도의 예측성은 단 두 개의 격자에 대해서 계산하였기 때문에 유의미한 지역에서의 예측성을 대표하는 것인지에 대해서는 고찰이 필요하다.

표 4.1.1. APCC MME hindcast 우리나라 T2m (1983-2005) 월별 (2016년 10월-2017년 9월) SCM 예측 편차의 TCC 예측성. 월별로 선행 한 달-세 달까지의 TCC. 90% 수준에서 유의미한 경우

*별표 표시

월		10	11	12	1	2	3	4
선행	1개월	0.43*	0.15	0.29	0.60*	0.47*	0.70*	0.35
	2개월		0.15	0.24	0.21	0.31	0.28	0.20
	3개월			-0.03	0.18	0.41*	0.39*	0.18
월		5	6	7	8	9	10	11
선행	1개월	0.05	0.16	0.08	0.29	0.51*		
	2개월	0.02	0.12	0.15	0.04	0.50*	0.36*	
	3개월	0.06	0.14	0.23	-0.02	0.58*	0.32	0.13

표 4.1.2. 표 4.1.1과 같지만 APCC MME 우리나라 강수에 대한 내용

월		10	11	12	1	2	3	4
선행	1개월	-0.18	0.54*	0.33	0.12	0.13	-0.18	0.29
	2개월		0.38*	0.67*	0.05	-0.11	0.22	0.60*
	3개월			0.58*	-0.07	0.27	0	0.09
월		5	6	7	8	9	10	11
선행	1개월	0.08	0.15	0.01	-0.03	0.34		
	2개월	0.06	0.02	-0.07	-0.06	0.44*	-0.03	
	3개월	0.20	0.10	-0.04	0.03	0.47*	-0.16	0.45*

표 4.1.3. 표 4.1.1과 같지만 APCC MME 우리나라 T850에 대한 내용

월		10	11	12	1	2	3	4
선행	1개월	0.39*	0.22	0.31	0.51*	0.51*	0.60*	0.35*
	2개월		0.24	0.29	0.01	0.31	0.30	0.30
	3개월			-0.17	0.08	0.30	0.37*	0.20
월		5	6	7	8	9	10	11
선행	1개월	0.16	0.25	0.07	0.13	0.59*		
	2개월	0.04	0.33	0.18	0.03	0.47*	0.35*	
	3개월	0.14	0.32	0.27	-0.12	0.51*	0.40*	0.15

강수의 예측성은 대체로 가을인 9, 11월, 겨울철인 12월, 봄철인 4월에 유의미하게 나타난다. 온도와 마찬가지로 여름철에는 대체적으로 유의미한 예측성이 나타나지 않는다

다. 강수 예측성의 경우 엘니뇨의 한반도 영향이 큰 변수로 작용하는데, 엘니뇨에 의해 열대 서태평양 순환장이 유도되고, 한반도 남쪽의 서태평양 순환장의 큰 변동성은 한국에 다습한 남풍 유입을 유도하여 한국 강수에 영향을 끼칠 수 있다. 이 메커니즘에 대한 예측성이 한국 강수 예측성과 깊은 연관이 있는 것으로 판단되는데 이에 대해서는 고찰이 더 필요하다.

T850 온도의 TCC 예측성은 T2m의 예측성과 대체적으로 비슷하다.

4.1.2.2 확률 예보 예측성(ROC)

확률 예보의 예측성은 우리나라 관측값과 확률 예측값의 각 범주별 ROC(Relative Operating Characteristics)로 판단한다. ROC는 범주별 예측의 예보 능력을 시험하기 위해 제시된 방법으로 기상학계에서는 처음에 Mason (1982)에 의해 소개되었고 (Wilks, 1992) WMO에서 표준검증시스템의 삼분위 확률예보검증 방법으로 제시되었다. ROC는 범주별로 예보의 옳고 그름을 판별하여 적중률(Hit Rate, HR)과 비적중률(False Alarm Rate, FAR)을 비교하는 방법이다(Wilks, 1992).

먼저 한 사건에 대해 2×2 분할표 4.1.4을 바탕으로 판별하여 적중률과 비적중률을 식 4.1.2와 같이 계산한다.

$$HR = a / (a + c) \quad (\text{식 4.1.2})$$

$$FAR = b / (b + d)$$

표 4.1.4. 적중률, 비적중률을 계산하기 위한 각 범주별 분할표

		관측	
		yes	no
예측	yes	a	b
	no	c	d

여기서 적중률과 비적중률의 비를 이용하여 ROC를 계산한다. 표 4.1.5은 2017년 1월 계절 예측값을 예로 하여 온도와 강수의 적중률과 비적중률을 계산한 것이다. 확률 예측이 AN인 경우 확률값 [0-1]을 0.1 간격으로 나누어 관측값과 비교하여 적중률과 비적중

률을 계산하였다. 이의 분포도를 그리면 그림 4.1.7과 같은 ROC 곡선이 되는데, 곡선 아래의 면적으로 ROC 값을 정의한다. 따라서 ROC 값은 [0-1] 범위에 있다. 비적중률에 비해 적중률이 높을수록 예측성이 좋기 때문에 곡선이 위로 볼록할수록 예측성은 좋다. 즉, ROC 값이 1에 가까울수록 예측성이 좋다. 이 예제에서는 온도가 강수보다 예측성이 좋은데, 일반적으로도 한반도에서는 온도가 강수보다는 확률 예측의 성능이 좋다.

표 4.1.5. 2017년 1월의 온도, 강수 관측값과 이에 대한 선행 한달 확률 예측값의 비교. above normal인 경우에 대한 적중률(HR)과 비적중률(FAR). 확률 0-1 사이를 0.1 간격으로 계산함

확률	0.	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.
온도											
FAR	0.	0.	0.	0.	0.06	0.06	0.25	0.44	0.88	1.	1.
HR	0.	0.	0.	0.	0.14	0.14	0.43	0.86	1.	1.	1.
강수											
FAR	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.24	0.41	0.88	1.	1.
HR	0.	0.	0.	0.	0.	0.17	0.17	0.5	1.	1.	1.

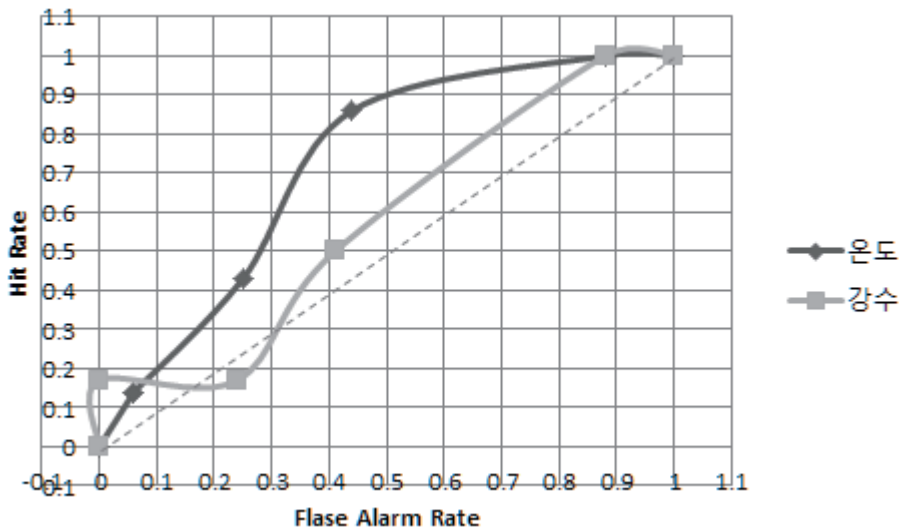


그림 4.1.7. 표 7의 예제를 이용한 ROC 곡선. 곡선 아래의 면적으로 면적을 ROC 값으로 정의함

표 4.1.6. APCC MME hindcast 우리나라 T2m (1983-2005) 월별 (2016년 10월-2017년 9월) PMME의 범주별 (BN/NN/AN 순) 예측 편차의 ROC 예측성. 월별로 선행 한달-세달까지의 ROC. 임의로 0.6 이상의 값은 예측성이 유의미하다고 판단하여 빨간색 표시

월		10	11	12	1
선행	1개월	0.75/0.54/0.58	0.61/0.47/0.64	0.55/0.61/0.62	0.79/0.49/0.73
	2개월		0.60/0.46/0.59	0.47/0.60/0.59	0.65/0.46/0.54
	3개월			0.33/0.49/0.59	0.54/0.52/0.53
월		2	3	4	5
선행	1개월	0.53/0.40/0.72	0.96/0.64/0.85	0.66/0.50/0.66	0.54/0.40/0.57
	2개월	0.51/0.33/0.70	0.73/0.49/0.64	0.59/0.47/0.59	0.48/0.43/0.52
	3개월	0.66/0.51/0.51	0.66/0.52/0.73	0.54/0.48/0.69	0.57/0.38/0.46
월		6	7	8	9
선행	1개월	0.57/0.39/0.70	0.65/0.59/0.53	0.60/0.32/0.36	0.67/0.50/0.66
	2개월	0.45/0.35/0.68	0.60/0.41/0.62	0.49/0.52/0.25	0.67/0.58/0.67
	3개월	0.47/0.48/0.71	0.68/0.60/0.57	0.52/0.52/0.33	0.70/0.59/0.70
월		10	11		
선행	1개월				
	2개월	0.64/0.61/0.58			
	3개월	0.61/0.61/0.54	0.49/0.55/0.64		

공통 hindcast 기간 우리나라 온도(T2m)에 대한 범주별 ROC를 월별로 표 4.1.6에 정리하였다. 임의로 0.6 이상의 ROC값은 유의미한 예측성을 가진다고 판단하여 빨간색으로 표시하였는데 threshold 값에 대해서는 고찰이 더 필요할 것으로 보인다. 일반적으로 NN 보다는 BN, AN 쪽이 예측성이 좋은데 이는 범주별 확률예보에서 일반적으로 나타나는 특성이다. 1개월 선행 예보 기준으로 3월에는 전 범주에 대해서 예측성이 좋고, AN에 대해서는 11, 12, 1, 2, 4, 6, 9월에, BN에 대해서는 10, 11, 1, 4, 7, 8, 9월에 예측성이 좋다. 5월에는 전 범주에 대해 예측성이 좋지 않다. 월마다 특성이 다르므로 주의해서 판단하여야 한다.

표 4.1.7은 우리나라 강수에 대한 ROC를 정리한 것이다. 1개월 선행 예보 기준으로 전 월에 예측성이 좋은 기간은 없고 AN에 대해서는 11, 12, 4, 6, 8월에, BN에 대해서는 11, 12, 1, 2, 3, 5, 9월에 예측성이 좋다. 전반적으로 온도에 비해서 확률 예보의 예측성이 떨어진다.

표 4.1.7. 표 4.1.6과 같지만 강수에 대한 ROC

월		10	11	12	1
선행	1개월	0.45/0.45/0.47	0.70/0.50/0.66	0.64/0.59/0.73	0.68/0.52/0.56
	2개월		0.59/0.44/0.52	0.71/0.58/0.84	0.57/0.45/0.56
	3개월			0.66/0.56/0.82	0.50/0.53/0.53
월		2	3	4	5
선행	1개월	0.65/0.55/0.56	0.75/0.47/0.44	0.52/0.52/0.62	0.63/0.50/0.39
	2개월	0.51/0.50/0.45	0.69/0.46/0.47	0.76/0.48/0.70	0.63/0.56/0.46
	3개월	0.68/0.48/0.58	0.50/0.50/0.47	0.50/0.52/0.58	0.56/0.46/0.56
월		6	7	8	9
선행	1개월	0.50/0.47/0.66	0.42/0.40/0.49	0.49/0.50/0.48	0.64/0.45/0.65
	2개월	0.68/0.51/0.51	0.53/0.44/0.47	0.55/0.49/0.42	0.59/0.46/0.78
	3개월	0.52/0.49/0.37	0.48/0.46/0.40	0.53/0.53/0.56	0.59/0.50/0.62
월		10	11		
선행	1개월				
	2개월	0.46/0.63/0.49			
	3개월	0.50/0.50/0.35	0.67/0.62/0.58		

4.1.3 영향기후모드

4.1.3.1 선형 추세

온난화 효과는 1983-2016년을 기준으로 선형 추세를 의미한다. 관측 온난화 효과는 1983-2016년 전체를 사용한다(표 4.1.8). 모델의 경우는 hindcast인 1983-2005년, real-time forecast인 2008-2016년까지 두 기간을 이어서 사용한다(표 4.1.9, 4.1.10). 따라서 2006, 2007년 자료는 공백이다. 온난화 효과는 긴 시간 동안의 연속되어 있는 자료로 계산하는 것이 더 중요하다고 판단하여 2013년부터 있는 T2m 대신 2008년부터 있는 T850으로 전체 기간을 대체한다. 선형 추세가 90% 수준에서 유의미한 경우 *로 표시한다(t-student test 사용). 선형 추세는 기간에 민감하게 반응할 수 있기 때문에 이에 유의하여야 한다.

표 4.1.8. 한반도 온도/강수 관측자료 선형 추세. 기간은 [1983-2016]이다. 90% 수준에서 유의미한 경우

*별표 표시

월	10	11	12	1	2	3
온도	1.43*	1.22	-0.04	0.83	1.95*	1.67*
강수	14.59	2.85	13.15	-10.22	1.19	-1.05
월	4	5	6	7	8	9
온도	0.38	1.29*	1.23*	0.99	0.57	1.09*
강수	30.26	3.81	-65.21	41.77	-8.18	-22.36

표 4.1.9. APCC MME의 한반도 온도(T850) 선형 추세. 기간은 [1983-2016]이다(2006, 2007년은 공백). 90% 수준에서 유의미한 경우

*별표 표시

월	10	11	12	1	2	3	4
선형	1개월	1.12*	0.95*	0.99*	0.62*	0.70*	0.69*
	2개월		0.94*	0.82*	0.93*	0.89*	0.44*
	3개월			0.91*	0.80*	0.77*	0.86*
월	5	6	7	8	9	10	11
선형	1개월	0.92*	0.75*	0.41*	0.50*	0.79*	
	2개월	0.70*	0.69*	0.49*	0.42*	0.83*	0.88*
	3개월	0.74*	0.72*	0.51*	0.49*	0.76*	0.88*

표 4.1.10. 표 4.1.9와 같지만 APCC MME 한반도 강수의 선형 추세

월	10	11	12	1	2	3	4
선형	1개월	-5.36	-5.7	4.80	-1.45	-2.31	-1.55
	2개월		-3.02	-0.68	-0.58	-0.89	-1.02
	3개월			-2.05	6.01*	1.90	5.03*
월	5	6	7	8	9	10	11
선형	1개월	5.99	-6.85	-9.4	-11.56*	-2.27	
	2개월	8.77*	-1.22	-8.31	-8.99*	-1.99	-0.54
	3개월	6.76	0.62	3.59	-0.39	1.63	-0.58

우리나라 온도 관측 자료에서 해당 기간에 온난화가 유의미한 것은 2, 3, 5, 6, 9, 10월이다. 반면에 강수는 선형 추세가 유의미한 기간이 나타나지 않는다. 모델의 우리나라 온도 자료에서 1년 동안 선형 추세가 유의미하게 증가한 것으로 나타난다. 강수의

선형 추세는 1개월 선형 예보 기준으로 8월만 유의미하게 감소하였다. 실제로 관측에서는 온난화가 매월 강하지 않기 때문에 많은 경우 모델에서 우리나라의 온난화를 과하게 모의하고 있음을 의미한다. 따라서 실제 예보를 낼 때 예보관은 이에 유의해야 한다. 강수 관측 자료에서 선형 추세가 유의미한 기간은 없기 때문에 매월 예보 분석표에는 강수의 선형 추세에 대한 분석은 제공하지 않는다.

4.1.3.2 온도와 강수의 상관관계

온도와 강수의 상관관계는 관측/모델 변수들 간의 물리적 관계를 유추하여 모델의 예측 메커니즘을 이해하고 예측성이 좀 더 좋은 변수에 기대어 모델의 오차 특성을 추정하여 예보를 수정할 수 있도록 도움을 준다. 관측 자료의 온도/강수의 상관관계는 표 4.1.11에 기술한다. 11, 1, 2, 9월에는 유의미한 양의 상관관계가, 7, 8월에는 유의미한 음의 상관관계가 있다. 양의 상관관계가 높은 것은 남풍의 유입과 관계가 있다. 기압계의 패턴이 한반도에 남풍 유입을 유도할 때, 남풍을 따라 많은 수증기와 따뜻한 기류가 유입되기 때문에 온도가 오르고 강수가 증가하는 경향이 있다. 음의 상관관계는 여름철에 한정되어 나타난다. 여름철은 이미 한반도가 온난다습한 상태이기 때문에 기류의 흐름보다는 장기간 일사의 유무에 강수와 온도가 더욱 민감하다. 다시 말해 구름이 적어 일사가 많으면 온도가 오르고, 반대로 구름이 많다면 일사가 적어 온도는 내려간다. 이에 강수와 온도는 음의 상관관계가 나타난다.

표 4.1.11. 한반도 관측 온도와 강수의 상관관계. 기간은 [1983-2016]이다. 90% 수준에서 유의미한 경우

*별표 표시

월	10	11	12	1	2	3
상관계수	0.22	0.57*	0.22	0.41*	0.54*	0.14
월	4	5	6	7	8	9
상관계수	0.26	-0.17	-0.20	-0.47*	-0.31*	0.44*

모델에서 한반도 온도/강수의 상관관계는 표 4.1.12에 기술한다. 선형 추세와 마찬가지로 1983-2005년, 2008-2016년 기간을 이어 상관관계를 계산한다. 관측 자료에서 상관관계가 높았던 1, 2, 9월에 선형 1개월 예보에서도 유의미한 온도/강수의 상관관계

가 나타난다. 이는 남풍의 유입으로 인한 온도 상승/강수 증가를 모델에서도 모의하기 때문이다. 반면 11월에는 유의미한 상관관계가 나타나지 않는다. 온도/강수의 음의 상관관계가 나타났던 여름철 7, 8월에는 모델에서는 이런 관계를 모의하지 못하는데, 이것은 모델에서 여름철 한반도 강수의 메커니즘을 예측하는 능력이 낮기 때문인 것으로 판단된다. 이 외에 관측 자료에서는 온도/강수 상관관계가 무의미하나 모델에서는 유의미한 것으로 판단하는 시기가 있는데 12, 3, 4, 5월이다. 실제로는 한반도 온도와 강수의 많고 적음을 유발하는 메커니즘이 다른데 역학 모델에서는 복잡한 메커니즘을 모의하지 못하고 다만 온난 다습한 남풍 유입에 의한 강수 증가/온도 상승의 기작만을 모의하여 나타나는 결과인 것으로 판단된다.

표 4.1.12. APCC MME의 한반도 온도(T850)와 강수(prec)의 상관관계. 기간은 [1983-2016]이다(2006, 2007년은 공백). 90% 수준에서 유의미한 경우

*별표 표시

월		10	11	12	1	2	3	4
선행	1개월	-0.10	0.16	0.55*	0.51*	0.44*	0.47*	0.36*
	2개월		0.29	0.34*	0.26	0.43*	0.24	0.38*
	3개월			0.31*	0.51*	0.47*	0.59*	0.25
월		5	6	7	8	9	10	11
선행	1개월	0.36*	0.08	-0.11	0.06	0.50*		
	2개월	0.50*	0.14	0.01	-0.40*	0.49*	0.38*	
	3개월	0.25	0.26	0.11	-0.13	0.54*	0.18	0.17

4.1.3.3 월별 영향기후지수

월별로 한반도 온도/강수에 영향을 주는 기후 요소가 다르기에 이를 매월 예보 분석표에 추가한다. 우리나라에 영향을 주는 기후모드를 발굴한 기후감시 및 분석 기반의 장기 예보 가이드스 II(기상청, 2016)에서 모델을 이용해 계산할 수 있는 지수와 잘 알려진 엘니뇨 지수 중 하나인 Nino3.4을 월별 예보에 적용한다. 지수들의 개괄적 내용을 설명한 후, 다음 절에서 월별로 서술하도록 한다.

장기예보 가이드스에서 발굴한 기후모드를 예를 들자면, 3월 우리나라 기온과 2월 북서태평양지역(120°E~150°E, 20°N~40°N) 해수면온도는 양의 상관관계가 있다는 것이

장기예보 가이드스에서 발굴한 인자이다(그림 4.1.8). 장기예보 가이드스는 관측 자료를 기반으로 하나 실제로 3월 예보에 이 지수는 부분적으로 활용되는데, 3월 예보를 하는 시점인 2월에는 영향기후모드인 북서태평양 해수면온도 지수의 정확한 관측값이 산출되지 않기 때문이다. 반면, 역학모델로부터는 1월에 예보하였던 2월 해수면온도 예측값을 이용해 해당 지수를 산출할 수 있다. 다만, 역학모델로부터 산출한 영향기후모드와 한반도 기후값의 상관관계는 관측으로부터 산출한 것과 다르므로 이에 유의하여야 한다. 영향기후모드가 2개월 선행하는 경우는 모델의 예측값이 필요치 않으므로 본 보고서에서는 정리하지 않는다. 또한 모델이 제공하지 않은 변수(눈덮임, 해빙, 등)도 정리하지 않는다. 많은 한반도 영향기후모드는 서태평양, 동태평양 해수면 온도에서 기인하여 엘니뇨 지수와 중복되는 부분이 있다.

APCC-MME 예보 분석표 [FMA]

변수			기온			강수		
월			2	3	4	2	3	4
MME 예측			+	+	+	-	EC	EC
1) 예측	편차		0.59	0.89	0.75	-9.6	9.11	-3.27
	확률(B/N/A)		14/36/50	11/30/59	11/26/63	45/34/21	30/32/38	36/34/30
	평년비율	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.69	0.47	0.45	10.78	10.86	17.95
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.17	0.12	0.10	3.11	2.29	3.05
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.47*	0.28	0.18	0.13	0.22	0.09
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.53/0.40/0.72	0.73/0.49/0.64	0.54/0.48/0.69	0.65/0.55/0.56	0.69/0.46/0.47	0.50/0.52/0.58
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	1.95*	1.67*	0.38			
		SCM T850	0.70*	0.44*	0.72*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				0.54*	0.14	0.26
		SCM T850				0.44*	0.24	0.25
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ¹⁾						0.50*/0.42*/0.93*/-0.07/
	Feb WNP SST vs. Mar T (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/		0.36*/0.35/0.97*/0.45**/				
	Feb NINO3 vs. Apr P (1983-2005) ⁴⁾	관측/모델/예측성/예보/						0.51*/0.55*/0.99*/-0.12/
종합 예측			+(0)	+	+	-	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) 2월 북서태평양 [120E-160E, 20N-40N] SST vs. 3월 한국 기온 (기상청 기후예측과, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스 II 2016)

4) 2월 NINO3 지수 vs. 4월 한국 강수 (기상청 기후예측과, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스 II 2016)

그림 4.1.8. 2017년 1월 [FMA] 예보도의 분석표

모델 분석표에서 제공하는 영향기후모드의 정보는 4가지 계산값이다. 1) 관측자료로부터 산출한 predictor인 영향기후모드와 우리나라 기후와의 상관관계, 2) 역학모델로

부터 산출한 predictor인 영향기후모드와 우리나라 기후와의 상관관계, 3) 관측자료와 역학모델자료에서 산출한 해당 기후모드의 상관관계, 즉 역학모델의 기후모드 예측성, 그리고 4) 역학모델자료에서 산출한 해당 기후모드 예보값이다. 앞서 서술한 2월 북서태평양 SST 지수를 예로 들자면 $0.36^*/0.35/0.97^*/0.45^{**}/$ 이다(그림 4.1.8). 상관관계를 계산하는 시계열은 1983-2005년 hindcast 기간을 이용하고 90% 수준에서 유의미한 경우 *표시를 한다. 예보값은 해당 월의 역학모델 예측장을 이용하며, 1983-2005년 기간의 0.43 표준 편차 이상의 값이면 유의미하다고 판단하여 **표시를 한다.

분석표에서는 AN로 유의미하여 우리나라 기후에 양의 영향을 주는 경우 빨간색, BN로 유의미하여 우리나라 기후에 음의 영향을 주는 경우 파란색, 무의미하여 우리나라 기후에 영향을 주지 않는 경우, 즉 NN을 나타낼 때는 초록색으로 채색한다. 월별 영향기후모드를 좀 더 자세히 파악하고자, 음의 영향을 주지만 유의미하진 않을 경우 보라색을, 양의 영향을 주지만 유의미하진 않을 경우 주황색으로 채색한다. 보라색과 주황색은 크게 NN의 범주에 들어간다. 1월 예보토의 분석표에서 북서태평양 SST 지수는 주황색으로, NN의 범주에 들어간다.

이에 더해, 엘니뇨 지수인 Nino3.4 지수와 우리나라 기온/강수의 상관관계를 매월 계산하여 상관관계가 유의미한 경우 모델 분석표에 제공한다. 제공하는 정보는 앞서 서술한 장기예보 가이드선의 영향기후모드와 마찬가지로 4가지 계산값이다.

4.1.4 예보토의 분석표의 사용 실례

예보토의 분석표는 실제로 2017년 1월부터 매월 APCC 내부 예보토의, 기상청 예보토의에서 APCC MME 예측 정보를 효율적으로 전달하기 위해 생산하고 있다. 그림 4.1.8-4.1.17는 1개월 선행 예보 기준으로 1월부터 10월까지, APCC MME 예보토의를 정리한 분석표이다. 이들은 실제 예보토의에서 사용한 분석표와 일치하지는 않는데, 예보토의(매월 중순) 이후 예보 참여 모델이 업데이트 된 경우도 있고, 실제 예보토의에서는 관측 기반의 영향 기후모드까지 모두 고려하여 분석하는데 본 보고서에서는 모델 기반에서 계산 가능한 경우만 서술하도록 한다.

APCC에서는 매월 예보토의 내용의 축적을 위해 보고서를 작성하는데, 이 중 2017년

8, 9월의 예보도의 보고서를 부록 2에 정리하였다.

먼저 그림 4.1.8은 1월 생산된 [FMA] 기간 예보도의 분석표이다. APCC MME는 우리나라 온도를 [FMA]에 대해 AN, AN, AN을 예측하였다. 강수는 BN, EC, EC로 예측하였는데, 예측성이나 영향기후모드, 모델의 기압패턴을 고려하여 결과적으로 온도는 AN, AN, AN, 강수는 BN, NN, NN로 합의하였다.

적용된 영향기후모드는 장기예보 가이드스에서 발굴한 3월 기온을 예측하는 2월 북서 태평양 해수면온도 지수, 4월 강수를 예측하는 2월 Nino3 지수이다. 2월 Nino3 지수는 한국 4월 강수와 0.51의 유의미한 상관관계가 있다고 알려져 있는데, 모델의 Nino3 지수와는 0.55의 유의미한 상관관계가 있어 계절예보에 활용할 수 있다.

2월 생산된 [MAM] 기간 예보도의 분석표(그림 4.1.9), 3월 생산된 [AMJ] 기간 예보도의 분석표(그림 4.1.10), 4월 생산된 [MJJ] 기간 분석표(그림 4.1.11), 5월 생산된 [JJA] 기간 분석표(그림 4.1.12) 등에서는 MME의 예측결과가 예보도의를 통해 크게 바뀌지 않는 방향으로 합의가 이루어졌다.

APCC-MME 예보 분석표 [MAM]

변수			기온			강수		
월			3	4	5	3	4	5
MME 예측			+	+	+	EC	EC	EC
1) 예측	편차		0.83	0.60	0.66	2.73	5.27	-5.00
	확률(B/N/A)		11/27/62	13/28/59	11/25/64	32/35/33	31/34/35	38/35/27
	평년비율	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.47	0.45	0.22	10.86	17.95	18.70
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.21	0.14	0.12	2.95	3.99	3.64
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.70*	0.20	0.06	-0.18	0.60*	0.20
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.96/0.64/0.85	0.59/0.47/0.59	0.57/0.38/0.46	0.75/0.47/0.44	0.76/0.48/0.70	0.56/0.46/0.56
3) 영향 기후모드	온난화 효과/(34yrs) (1983-2016)	관측	1.67*	0.38	1.29*			
		SCM T850	0.69*	0.67*	0.74*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				0.14	0.26	-0.17
		SCM T850				0.47*	0.38*	0.25
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ¹⁾					0.50*/0.42*/0.94*/0.41**/	
	Feb WNP SST vs. Mar T (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/	0.36*/0.35/0.97*/0.45**/					
4) 2월 NINO3 지수 vs. 4월 한국 강수 (기상청 기후예측과, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스 II 2016)	Feb NINO3 vs. Apr P (1983-2005) ⁴⁾	관측/모델/예측성/예보/					0.51*/0.55*/0.99*/-0.12/	
종합 예측			+	+	+	0	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) 2월 북서태평양 [120E-160E, 20N-40N] SST vs. 3월 한국 기온 (기상청 기후예측과, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스 II 2016)

4) 2월 NINO3 지수 vs. 4월 한국 강수 (기상청 기후예측과, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스 II 2016)

그림 4.1.9. 2017년 2월 [MAM] 예보도의 분석표

APCC-MME 예보 분석표 [AMJ]

변수			기온			강수		
월			4	5	6	4	5	6
MME 예측			+	+	+	EC	EC	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.92	0.58	0.55	0.43	3.93	3.79
	확률(B/N/A)	PMME 예측	10/25/65	12/26/61	14/25/62	34/35/31	31/33/36	30/35/35
	평년비속	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.45	0.22	0.27	17.95	18.7	31.08
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.18	0.13	0.11	3.44	3.49	2.16
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.35	0.02	0.14	0.29	0.06	0.10
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.66/0.50/0.66	0.48/0.43/0.52	0.47/0.48/0.71	0.52/0.52/0.62	0.63/0.56/0.46	0.52/0.49/0.37
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	0.38	1.29*	1.23*			
		SCM T850	0.84*	0.70*	0.72*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				0.26	-0.17	-0.2
		SCM T850				0.36*	0.50*	0.26
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보 ¹⁾				0.50*/0.42*/0.93*/0.64**/		
종합 예측			+	+	+	0(-)	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

그림 4.1.10. 2017년 3월 [AMJ] 예보토의 분석표

APCC-MME 예보 분석표 [MJJ]

변수			기온			강수			
월			5	6	7	5	6	7	
MME 예측			+	+	+	-	EC	EC	
1) 예측	편차		SCM 예측	0.75	0.62	0.51	-9.43	7.26	8.24
	확률(B/N/A)		PMME 예측	10/22/68	11/23/66	14/25/61	44/32/23	30/35/35	31/31/38
	평년비속	관측	(1983-2005), 0.43σ	0.22	0.27	0.51	18.7	31.08	36.49
		모델	(1983-2005), 0.43σ	0.16	0.13	0.14	2.90	2.95	5.07
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수		관측 vs. SCM	0.05	0.12	0.23	0.08	0.02	-0.04
	ROC (B/N/A)		관측 vs. PMME	0.54/0.40/0.57	0.45/0.35/0.68	0.68/0.60/0.57	0.63/0.50/0.39	0.68/0.51/0.51	0.48/0.46/0.40
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)		관측	1.29*	1.23*	0.99			
			SCM T850	0.92*	0.69*	0.51*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)		관측				-0.17	-0.20	-0.47*
			SCM T850				0.36*	0.14	0.11
종합 예측			+	+	+	0/-	0/+	0(-)	

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

positive

weak positive, not significant

normal

weak negative, not significant

negative

그림 4.1.11. 2017년 4월 [MJJ] 예보토의 분석표

APCC-MME 예보 분석표 [JJA]

변수			기온			강수		
월			6	7	8	6	7	8
MME 예측			+	+	+	EC	EC	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.74	0.69	0.64	0.54	8.36	12.00
	확률(B/N/A)	PMME 예측	08/22/71	08/21/71	11/24/65	34/36/31	31/35/34	27/34/39
	평년비율	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.27	0.51	0.47	31.08	36.49	53.47
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.13	0.14	0.13	3.37	4.51	2.35
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.16	0.15	-0.02	0.15	-0.07	0.03
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.57/0.39/0.70	0.60/0.41/0.62	0.52/0.52/0.33	0.50/0.47/0.66	0.53/0.44/0.47	0.53/0.53/0.56
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	1.23*	0.99	0.57			
		SCM T850	0.75*	0.49*	0.49*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				-0.2	-0.47*	-0.31*
		SCM T850				0.08	0.01	-0.13
	NEASM 3rd mode vs. Aug P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보 ¹⁾						0.41*/0.37*/0.72*/0.21/
종합 예측			+	+	+	0(-)	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) 북동아시아 여름몬순 3rd 모드 지수와 8월 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2016)

그림 4.1.12. 2017년 5월 [JJA] 예보도의 분석표

[JJA] 기간에는 동북아시아 여름몬순이 영향기후모드로 활용되었는데 이는 동북아시아 여름몬순 세 번째 모드가 우리나라 8월 강수와 양의 유의미한 상관관계가 있다는 기존 연구(김유진, 2016)를 활용한 것이다. 김유진 (2016)에서 동북아시아 여름몬순 첫 번째 모드는 우리나라 강수와 유의미한 상관관계가 없고, 두 번째 모드는 기간에 따라 basis function의 변화가 심하여 우리나라 강수 예측에 크게 도움이 되지 않다고 판단하여 제외하였다. 세 번째 모드는 1983-2005년 기간에 한국 강수에 유의미한 상관관계가 있는데 이 기간 모델에서 예보한 지수는 0.21로 유의미한 강도는 아니라서 주황색으로 채색하였다.

6월 예보한 [JAS] 기간에 MME 온도는 AN, AN, AN로, 강수는 AN, AN, EC로 예측하였는데 예보도의를 통해 강수는 NN, NN, NN로 합의가 이루어졌다(그림 4.1.13). 7, 8월 같은 경우는 우리나라 강수에 대한 예측성이 유의미하지 않고, 대신 예측성이 그나마 우수한 서태평양을 중심으로 하는 기압계 패턴이 우리나라 강수가 양이 되도록 강제력을 행사하지 않아서 MME의 강수 예측을 한 단계 낮추었다. 또한, 관측과 모델기반의 Nino3.4 지수와 9월 한국 강수는 -0.44/-0.40의 유의미한 상관관계가 있어 이를 예보에 활용하였다.

APCC-MME 예보 분석표 [JAS]

변수			기온			강수		
월			7	8	9	7	8	9
MME 예측			+	+	+	+	+	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.68	0.68	0.58	20.91	20.14	6.59
	확률(B/N/A)	PMME 예측	11/27/62	12/27/60	15/21/64	23/34/43	26/31/43	30/35/35
	평년비속	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.51	0.47	0.37	36.49	53.47	41.41
	모델	(1983-2005), 0.43σ	0.16	0.15	0.14	5.81	3.11	2.77
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.08	0.04	0.58*	0.01	-0.06	0.47*
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.65/0.59/0.53	0.49/0.52/0.25	0.70/0.59/0.70	0.42/0.40/0.49	0.55/0.49/0.42	0.59/0.50/0.62
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	0.99	0.57	1.09*			
		SCM T850	0.41*	0.42*	0.76*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				-0.47*	-0.31*	0.44*
		SCM T850				-0.11	-0.40*	0.54*
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ¹⁾			-0.43*/-0.33/0.90*/0.32/			-0.44*/-0.40*/0.90*/0.32/
	NEASM 3rd mode vs. Aug P (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/					0.41*/0.37*/0.72*/0.21/	
4) 모델 순환장 특징	Jul Pac SST vs. Sep T (1983-2005) ⁴⁾	관측/모델/예측성/예보/			0.29/0.24/0.94*/0.15/			
						북서태평양 아열대 저기압(-), 동아시아 warming (-) 남풍 유입 (+)	북서태평양 아열대 저기압(-), 동아시아 warming (-) 동풍 유입	ENSO (0) 동풍 유입
종합 예측			+	+	+	0	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 observation vs. MME / predicted index from MME

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

3) 북동아시아 여름온순 3rd 모드 지수 vs. 8월 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2016)

4) 7월 중태평양 (180E-220E, 0-10N) SST와 호주동편 (155E-170E, 12S-27S) SST 차이 vs. 9월 한국 기온 (기상청 기후예측과, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이던스 II 2016)

그림 4.1.13. 2017년 6월 [JAS] 예보도의 분석표

7월 생산된 [ASO] 기간 예보도의 분석표(그림 4.1.14), 8월 생산된 [SON] 기간 예보도의 분석표(그림 4.1.15)에서 MME 예측이 크게 바뀌진 않았지만 의사결정을 하는데 분석표가 활용되었다. 11월부터는 서태평양(70E-150°E, 20°S-30°N) 순환장(강수) 지수가 활용되었는데 이에 대해서는 뒷 절에서 자세히 서술하도록 하겠다. 간략히 서술하자면, 11월 서태평양 순환장과 한국 강수와는 관측/모델 기반에서 -0.72/-0.42의 상관관계가 있고, 모델에서 11월 이 지수를 0.09로 예측하여 이를 한국 강수 예측에 활용하였다. 다만 예측한 지수의 세기가 유의미하게 강하지 않아 MME가 예측한 NN을 결정하는데 도움을 주었다.

APCC-MME 예보 분석표 [ASO]

변수			기온			강수		
월			8	9	10	8	9	10
MME 예측			+	+	+	EC	EC	0
1) 예측	편차	SCM 예측	0.69	0.76	0.76	-9.53	9.79	0.91
	확률(B/N/A)	PMME 예측	09/26/65	10/23/67	10/24/67	37/37/26	32/30/38	31/41/28
	평년비속	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.47	0.37	0.39	53.47	41.41	18.49
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.15	0.15	0.12	4.79	4.35	1.57
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.29	0.50*	0.32	-0.03	0.44*	-0.16
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.60/0.32/0.36	0.67/0.58/0.67	0.61/0.61/0.54	0.49/0.50/0.48	0.59/0.46/0.78	0.50/0.50/0.35
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	0.57	1.09*	1.43*			
		SCM T850	0.50*	0.83*	0.88*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				-0.31*	0.44*	0.22
		SCM T850				0.06	0.49*	0.18
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ³⁾		-0.43*/-0.38*/0.93*/0.31/			-0.44*/-0.37*/0.93*/0.31/	
4) 모델 순환장 특징	NEASM 3 rd mode vs. Aug P (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/				0.41*/0.37*/0.72*/0.21/		
						북서태평양 아열대 저기압 (-)	동풍유입	동풍유입
종합 예측			+	+	+	0-	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) 북동아시아 여름몬순 3rd 모드 지수 vs. 8월 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2016)

그림 4.1.14. 2017년 7월 [ASO] 예보도의 분석표

9월 생산된 [OND] 기간의 예보도의에서 MME의 10월 강수 예측을 바꾸었다(그림 4.1.16). MME는 10월 강수를 EC를 예측하였는데 우리나라의 강수 예측 성능이 좋지 않고, 아열대 서태평양 저기압을 예측하는 패턴이라, MME의 예측을 약간 낮추어서 BN에 가까운 NN로 합의를 이루었다.

10월 생산된 [NDJ] 기간의 예보도의 분석표는 MME의 11월 온도 예측을 합의를 통해 낮추었다(그림 4.1.17). 이전까지 역학모델은 약한 음의 ENSO를 예측하였는데, 이때부터는 라니냐로 예측을 하였고 이의 영향으로 MME는 우리나라 11월 온도를 EC로 예측하였다. 거기에 역학모델이 우리나라 온도의 온난화를 과하게 모의하는 경향이 있어 종합적으로 BN에 가까운 NN로 합의를 이루었다.

APCC-MME 예보 분석표 [SON]

변수			기온			강수		
월			9	10	11	9	10	11
MME 예측			+	+	+	EC	EC	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.90	0.72	0.84	5.29	-1.28	-0.97
	확률(B/N/A)	PMME 예측	05/17/78	11/24/65	17/26/57	31/33/36	35/35/30	35/34/31
	평년비슷	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.37	0.39	0.56	41.41	18.49	14.25
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.17	0.13	0.15	4.67	2.10	3.01
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.51*	0.36*	0.13	0.34	-0.03	0.45*
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.67/0.50/0.66	0.64/0.61/0.58	0.49/0.55/0.64	0.64/0.45/0.65	0.46/0.63/0.49	0.67/0.62/0.58
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	1.09*	1.43*	1.22			
		SCM T850	0.79*	0.88*	0.84*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				0.44*	0.22	0.57*
		SCM T850				0.50*	0.38*	0.17
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ¹⁾	-0.43*/-0.41*/0.97*/0.03/			-0.44*/-0.34/0.97*/0.03/		0.47*/0.47*/0.95*/0.08/
4) 모델 순환장 특징	WP 순환장 vs. P (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/						-0.72*/-0.42*/0.78*/0.09/
종합 예측			+	+	+	0	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 지수 (11월 70E-150E, 20S-30N) vs. 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2017)

그림 4.1.15. 2017년 8월 [SON] 예보토의 분석표

APCC-MME 예보 분석표 [OND]

변수			기온			강수		
월			10	11	12	10	11	12
MME 예측			+	+	+	EC	EC	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.40	0.73	0.87	-2.40	0.63	6.87
	확률(B/N/A)	PMME 예측	18/33/49	14/29/58	20/29/51	39/33/28	33/35/32	31/28/40
	평년비슷	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.39	0.56	0.59	18.49	14.25	7.12
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.16	0.14	0.14	2.45	2.65	2.86
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.39*	0.10	0.06	0.06	0.40*	0.60*
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.68/0.62/0.53	0.52/0.55/0.65	0.49/0.55/0.68	0.40/0.45/0.56	0.57/0.44/0.50	0.70/0.58/0.84
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	1.43*	1.22	-0.04			
		SCM T850	1.12*	0.96*	0.85*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				0.22	0.57*	0.22
		SCM T850				-0.17	0.25	0.38*
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ¹⁾			0.40*/0.33/0.96*/-0.40/		0.47*/0.48*/0.98*/-0.39/	0.59*/0.63*/0.95*/-0.40/
4) 모델 순환장 특징	WP 순환장 vs. P (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/					-0.72*/-0.37*/0.74*/0.11/	-0.68*/-0.67*/0.73*/0.0/
종합 예측			+	+	+	0-	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 지수 (11월 70E-150E, 20S-30N, 12월 70E-160E, 20S-25N) vs. 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2017)

그림 4.1.16. 2017년 9월 [OND] 예보토의 분석표

APCC-MME 예보 분석표 [NDJ]

변수			기온			강수		
월			11	12	1	11	12	1
MME 예측			EC	+	+	-	-	EC
1) 예측	편차	SCM 예측	0.15	0.86	0.88	-9.14	-3.31	1.47
	확률(B/N/A)	PMME 예측	28/37/35	15/33/52	17/29/54	48/32/21	40/35/25	35/32/32
	평년비율	관측 (1983-2005), 0.43σ	0.56	0.59	0.60	14.25	7.12	9.21
		모델 (1983-2005), 0.43σ	0.15	0.14	0.14	3.20	2.58	1.84
2) 예측성 (1983-2005)	상관계수	관측 vs. SCM	0.16	0.26	0.08	0.43*	0.67*	-0.01
	ROC (B/N/A)	관측 vs. PMME	0.61/0.54/0.66	0.62/0.49/0.59	0.40/0.50/0.46	0.65/0.49/0.54	0.73/0.56/0.85	0.55/0.58/0.51
3) 영향 기후모드	온난화 효과(/34yrs) (1983-2016)	관측	1.22	-0.04	0.83			
		SCM T850	0.98*	0.77*	0.79*			
	T vs. P 상관관계 (1983-2016)	관측				0.57*	0.22	0.41*
		SCM T850				0.17	0.31*	0.52*
	NINO3.4 vs. T/P (1983-2005) ²⁾	관측/모델/예측성/예보/ ¹⁾		0.40*/0.38*/0.96*/-0.84**		0.47*/0.50*/0.98*/-0.67**	0.59*/0.64*/0.96*/-0.84**	
	WP 순환장 vs. P (1983-2005) ³⁾	관측/모델/예측성/예보/				-0.72*/-0.39*/0.79*/0.31**	-0.68*/-0.72*/0.74*/0.22**	
4) 모델 순환장 특징						한반도 동쪽 저기 압성 순환 한반도 동쪽 계절 우세	한반도 동쪽 저기 압성 순환 한반도 동쪽 계절 우세	한반도 동쪽 저기 압성 순환 한반도 동쪽 계절 우세
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 지수 (11월 70E-150E, 20S-30N, 12월 70E-160E, 20S-25N) vs. 한국 강수 (김유진, APCC 연구보고서 2017)

그림 4.1.17. 2017년 10월 [NDJ] 예보토의 분석표

4.2 역학모델 기반 우리나라 기후(강수)에 영향 미치는 서태평양 순환장 월별 분석

4.2.1 서태평양 순환장 개요

열대/아열대 서태평양 순환장은 우리나라 남쪽에 위치해 있으면서 우리나라에 많은 열적 에너지를 공급할 수 있는 공급원이다. 열대 서태평양은 Indo-Pacific Warm Pool(IPWP)이 위치해 있는 곳이다. 이 warm pool은 해수면온도가 연중 28C 이상으로 유지되는 지역을 일컫는 말인데 전지구에서 연중 온도가 높고 해수/대기 순환에 의해 전지구로 열에너지를 공급하고 있어 ‘열적 엔진(heat engine)’ 역할을 하고 있다(Yan et al., 1992). 이 지역에서는 연중 활발한 대류 현상이 나타나면서 구름이 존재하는데 이로 인해 강수가 활발하고 강수량으로 수직적 공기 순환인 대류 활동의 정도를 가늠할 수 있다. 이 대류 활동은 저기압의 중심으로 3차원적 공기 순환을 일으켜 Intertropical Convergence Zone(ITCZ)을 형성하고 Hadley Cell의 한 부분으로써 지구 대기대순환의 중요한 축을 담당한다(De Deckker, 2016).

IPWP는 몬순 활동이 활발한 곳에 위치해 있다. 서태평양은 IPWP인 동시에 일 년 내 Asian-Australia Monsoon의 활동이 활발한 곳이다. 여름철 동아시아 몬순은 남쪽에 위치한 Western Pacific Subtropical High(WPSH)의 지대한 영향을 받고 WPSH의 변동성에는 IPWP의 해수면온도와 대기 순환의 양의 되먹임 역할이 중요한 역할을 한다(Wang et al., 2013). Hunag et al. (2017)에서는 늦은 1990년대 이전과 이후 WPSH의 변동성을 유도하는 기작이 IPWP나 ENSO와의 관계와의 변화로 인해 장주기 변동성을 겪고 있다는 연구 결과를 제시하기도 하였다. 따라서 우리나라 여름철 강수의 변동성의 기작을 서태평양 지역 해수면온도나 대기 순환장과 연결하여 설명할 수 있다.

겨울철 ENSO의 동아시아 기후 변동성으로의 영향에 대해서는 많은 연구가 있었다(Hunag and Wu, 1989; Huang et al., 2004; Wu et al., 2010). 겨울철 한국 강수에 대해서도 ENSO가 영향을 끼치는 기작을 연구한 바 있는데(Son et al., 2014) 엘니뇨가 발생할 때 나타나는 적도 서태평양과 중앙태평양의 동풍은 Western North Pacific(WNP)과 Maritime Continent에서 나타나는 고기압성 흐름을 유도하고 해당 지역 대기-해양 상호관계에 관여한다(Wang et al., 2000). 특히 엘니뇨가 가장 활발한 12-2월 시기에 동아시아 몬순에 영향을 미칠 수 있고, 실제로 Nino3지수와 한반도 강수는 11-12월에 유의미한 양의 상관관계가 있다(Son et al., 2014).

이 뿐만 아니라 가을인 9월에도 Nino3 지수와 한반도 강수는 유의미한 음의 상관관계가 나타난다(Son et al., 2016). 이는 엘니뇨가 발생할 때 나타나는 대기대순환이 적도 서태평양의 서풍을, WNP에서 저기압성 순환을 유도하여 중위도인 한반도에는 북풍이 주풍이 되는 기작이 나타나기 때문이다. 따라서 열대/아열대 서태평양 지역은 한반도 강수와 밀접한 연관이 있고 이는 원격상관을 이용한 계절예측에 활용할 수 있다.

한편, 열대/아열대 서태평양은 중위도 지역에 비해 역학 모델의 예측성이 좋다. 이것은 역학 모델의 특성에서 기인하는데 대부분의 역학 모델은 대륙보다는 해양에서, 중위도/고위도 보다는 저위도에서 계절 예측의 예측성능이 뛰어나다. 이 지역은 해양-대기 상호작용이 활발히 나타나는 지역인데, 해양은 열을 오랫동안 품는 성질이 있어 짧은 시간 변동성이 작고 장기간 예측력이 뛰어나기 때문이다.

한반도 기후에 영향을 미치는 요소는 여러 가지가 있겠지만 그 중 서태평양 순환

장은 특히 예측 가능하다. 따라서 이러한 특성을 이용하여 서태평양 순환장과 한국 강수의 월별 상관관계를 분석하고 이를 계절 예측에 활용할 수 있다. 많은 통계 모델이 target과 높은 상관관계를 가지는 predictor를 찾아 이들의 관계를 이용해 target을 예측해내는 과정을 거친다. 보통 predictor는 관측 자료에서 찾는데, 본 연구에서는 APCC MME 예측 자료에서 predictor를 추출하고자 한다. 다시 말해, APCC MME 예측장에서의 서태평양 순환장과 한국 강수의 월별 동시 상관관계를 규명하고 이를 계절 예측에 활용하고자 한다. 이 때 예측장에서의 서태평양 순환장은 지수화하여 predictor로 활용하는데, 관측자료에서 추출한 predictor가 아니기에 동시 상관관계를 활용할 수 있다는 장점이 있다. 다만 역학 모델의 예측장에는 모델 나름의 오차가 있고 실제 상관관계와는 일치하지 않기 때문에 이를 고려하여 보정된 지수를 생산하였다.

대기대순환의 대류의 세기를 측정할 수 있도록 사용한 변수는 월별 강수이고 APCC MME를 사용하였다. 먼저 관측장에서 저위도 서태평양 강수 편차에서 한반도 월별 강수와 유의미한 상관관계를 가지는 지역을 선별하고, 이 중 모델에서도 이 상관관계를 유사하게 모의하는 지역에서 절대값 0.1 이상의 상관관계를 보이는 격자의 강수 변동성만을 지역 평균하여 지수화하였다. 여기서 개발한 지수는 추후 4.1장에서 기술한 예보토의 분석표에서 영향기후모드로 활용하고자 한다.

4.2.2 서태평양 순환장과 한국 강수

그림 4.2.1-4.2.7는 관측 자료와 모델 예측장의 순환장(강수)과 한국 강수의 상관관계를 월별로 표현한 것이다. 모델기반 분석에서 상관관계가 높아 지수로 선정된 지역은 표 4.2.1에 정리하였다. hindcast 기간인 23년에 대한 90% significance level은 0.368로 유의미한 경우 *별표 표시를 하였다. 이 중 상관관계가 높은 달에 대해 그림과 함께 서술하였다.

표 4.1.13. 서태평양 순환장(강수) 지수에 쓰인 지역과 한국 강수와의 상관관계. 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, 150, 20	-1	-0.36
9	100, -10, 150, 10	1	0.46*
10	70, 0, 120, 25	-1	-0.35
11	70, -20, 150, 30	-1	-0.43*
12	70, -20, 160, 25	-1	-0.65*

1월 관측장에서 서태평양 열대/아열대 지역 순환장과 한국 강수의 상관관계는 크게 나타나진 않지만 열대지역 동풍의 수렴과 필리핀해 강수 신호가 나타난다(그림 4.2.1). 오히려 모델에서 열대지역 동풍의 수렴과 건조 신호/필리핀해 강수가 유의미하게 나타나는데 이것은 모델에서 서태평양 지역 특성과 우리나라 강수의 상관관계를 과하게 모의하는 경향이 있다는 것을 의미한다. 그래서 이러한 모델의 특성을 이용하여 지수화 하였다. 열대 서태평양 건조신호와 우리나라의 강수 상관관계는 -0.51로 유의미하다. 참고로, 이 달에는 한국 강수의 예측성이 낮은 달이라 관측 기반의 통계예측이나 앞 절에서 살펴보았던 영향기후인자의 활용성이 크다. 그림 4.2.1에서도 모델기반의 회귀분석장에서 우리나라 근처에서 강수신호가 나타나지 않아 이 지역 예측성능이 매우 낮다는 것을 알 수 있다. 다만, 1월에는 관측장에서 나타나는 상관관계가 크게 유의미하지 않기 때문에 영향기후인자로 활용할 때 이에 주의해야 할 것으로 보인다.

3월 관측장에서 벵갈만 동쪽부터 Maritime Continent, 서태평양까지 강한 건조신호가 나타나는데 모델에서도 유사한 지역 건조신호를 모의한다(그림 4.2.2). 따라서 이 건조신호를 지수화하여 영향기후인자로 활용할 수 있다. 이 때 상관관계는 -0.40으로 유의

미하다. 열대 서태평양에서 건조신호가 나타날 때, 즉 ITCZ가 약해지면 Hadley Cell의 순환이 약해지고, 이의 북쪽인 동아시아에서는 이에 대한 보상운동으로 하강기류가 약해져서 습윤한 신호가 나타나는 것으로 해석할 수 있다. 다만, 모델에서는 이러한 역학관계는 모의하지 못하고 열대지역 건조신호에 대한 예측신호만 유의미하기 때문에 이를 활용한다.

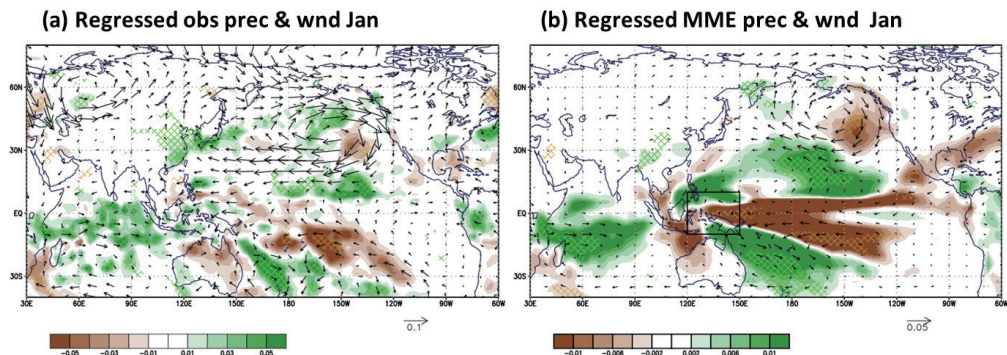


그림 4.2.1. 1월 한국 강수량에 회귀 분석한 (a) 전지구 GPCP 강수량과(shading) 850hPa 바람장(vector), (b) APCC MME 1-month lead 강수량과 바람장. 빗금친 지역은 90% 수준에서 유의미

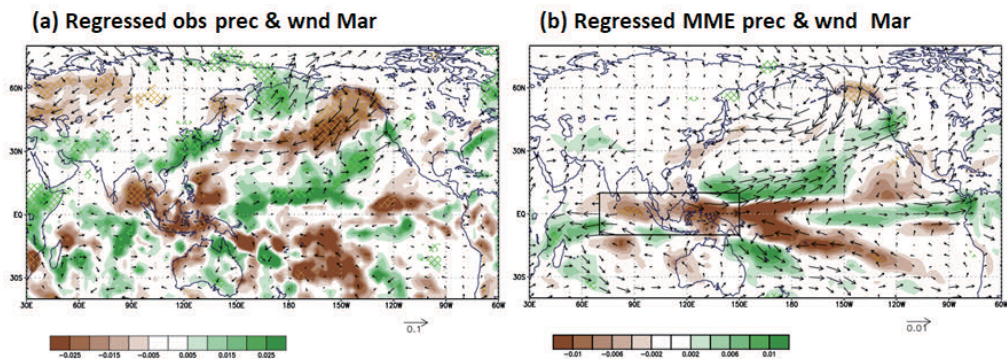


그림 4.2.2. 그림 4.2.1과 같지만 3월에 대한 내용

4월은 엘니뇨와 한국 강수가 유의미한 양의 상관관계가 있는 시기이다. 따라서 이때의 회귀분석장을 살펴보면, 한국 강수가 많은 시기에 열대 동태평양에서는 습윤신호가, 서태평양에서는 건조신호가 뚜렷하게 나타나고, 이는 모델에서도 유사하게 모의하고 있다(그림 4.2.3). 4월의 순환장 패턴은 3월과 비교해서 좀 더 복잡한 양상을 보이는데, 서태

평양 열대에서는 건조신호가 뚜렷하지만 아열대에서는 Rossby wave의 전파로 인해 약한 습윤 신호가, 그리고 동아시아와 북서태평양에는 고기압성 흐름이 나타나면서 한국에는 남풍이 유입되어 습윤신호가 나타난다. 이 고기압의 남쪽사면에는 건조신호가 나타난다. 모델은 중위도에서의 이처럼 복잡한 양상에 대해서는 모의하지 못하여 열대 서태평양의 건조신호를 과하게 모의하고, Hadley Cell의 약화로 이의 북쪽에서 습윤신호를 과하게 모의한다. 따라서 실제보다는 강수 밴드가 남쪽으로 위치해있는 경향이 있으므로, 4월 모델 예측장에서 한국 남쪽으로 강수 밴드가 나타난다면 한국 강수는 많은 경향이 있다는 것을 유의해야한다.

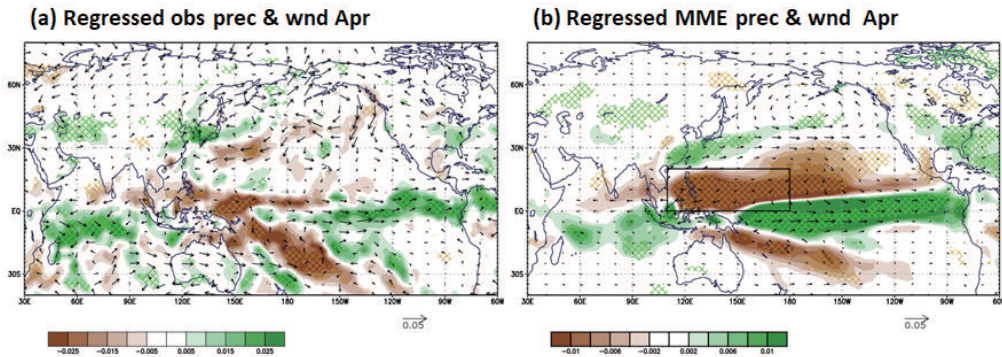


그림 4.2.3. 그림 4.2.1과 같지만 4월에 대한 내용

5월 또한 4월과 마찬가지로 열대 서태평양에서 나타나는 건조신호가 한국 강수와 상관관계가 있다(그림 4.2.4. 계절의 이동과 함께 열대지역의 강한 신호는 4월에 비해 북쪽으로 이동하여 열대지역의 신호는 약해지는 경향이다. 그리고 4월과 마찬가지로 중위도 지역의 복잡한 역학관계는 모델에서 예측하지 못한다. 따라서 열대지역의 건조신호를 지수화하였다.

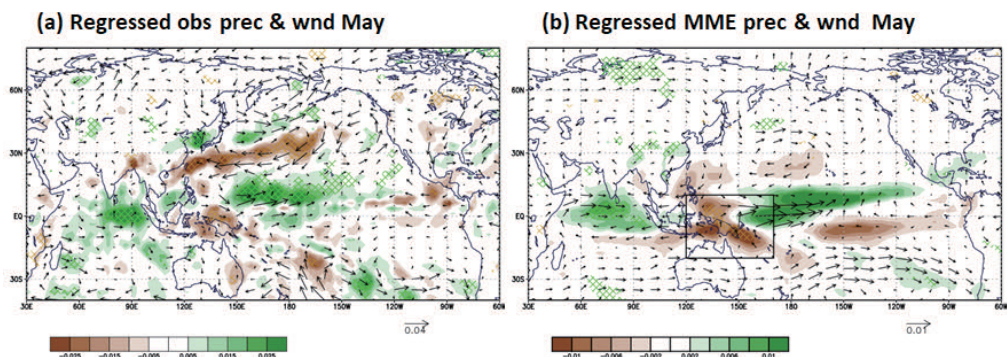


그림 4.2.4. 그림 4.2.1과 같지만 5월에 대한 내용

9월은 열대 서태평양, Maritime Continent의 습윤 신호와 한국 강수가 상관관계가 크다(그림 4.2.5). 앞서 기술한 바와 같이, 9월 Nino3 지수와 한반도 강수는 유의미한 음의 상관관계가 나타난다(Son et al., 2016). 라니냐가 발생할 때, 북서태평양 아열대에는 고기압성 순환을, 한국에는 습윤한 남풍을 유도하여 많은 강수가 발생한다. 이러한 관계가 모델에서는 특히 저위도에서 강하게 나타나는 경향이 있고, 남중국해에서의 남풍은 유사하게 모의하지만 북서태평양 아열대 고기압은 거의 모의하지 못하므로 열대의 습윤신호를 지수화하였다.

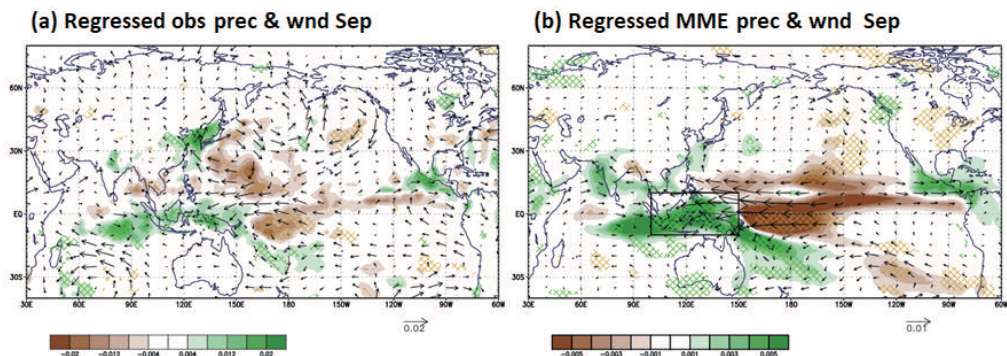


그림 4.2.5. 그림 4.2.1과 같지만 9월에 대한 내용

11월과 12월은 한국 강수와 ENSO의 양의 상관관계가 깊은 시기로, 회귀분석장에서 열대의 신호가 두드러지는데 관측과 모델에서 모두 확인할 수 있다(그림 4.2.6-7). 즉, 열대 동태평양에서 강수신호가, 서태평양에서는 건조신호가 강하게 나타난다. 이 시기는 ENSO가 강하게 발달하는 것과 맞물려서 엘니뇨가 강할 때 서태평양 열대/아열대 넓은 지역에서 발산/건조신호가 나타난다. 대기순환의 발산은 ITCZ의 약화, Hadley Cell의 약화를 유도하고 따라서 이에 대한 보상으로 중위도 동아시아에서는 상대적으로 하강운동이 약해져서 강수가 발달하기 좋은 구조가 된다. 또한 북서태평양 아열대 고기압의 강화로 한국 남쪽으로 남풍이 유도되고 온난 습윤한 공기를 유입되어 강수의 발달에 일조한다. 봄철에 나타나는 구조와 일맥상통하는 부분이 있는데, 특히 11월과 12월에 이러한 구조가 더욱 구조화되어 강도가 강하게 나타나는 것은 ENSO의 mature의 시기이기 때문인 것으로 파악된다.

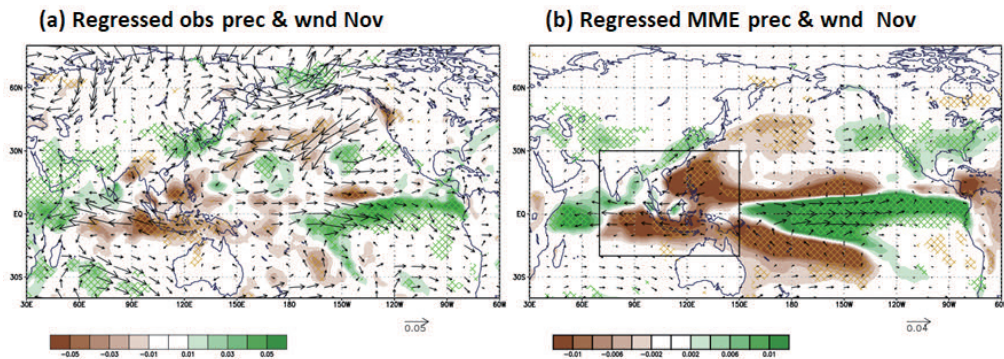


그림 4.2.6. 그림 4.2.1과 같지만 11월에 대한 내용

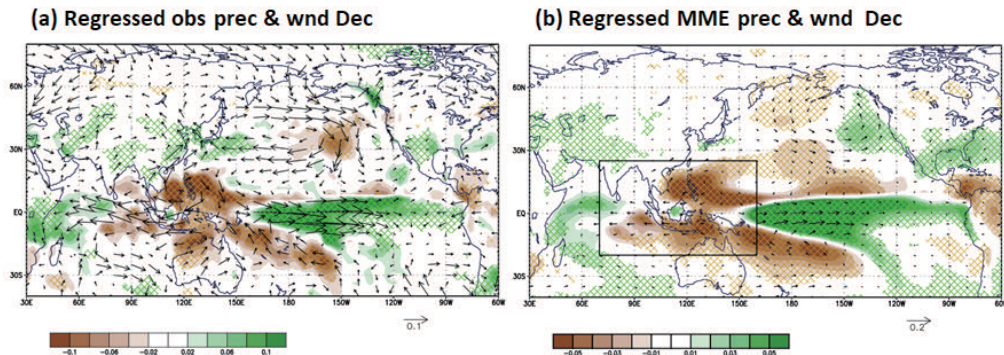


그림 4.2.7. 그림 4.2.1과 같지만 12월에 대한 내용

4.2.3 서태평양 순환장과 한국 강수 요약

월별 한국 강수와 연관이 있는 서태평양과 인근 지역 순환장과 모델의 예측 성능을 분석하였다. 대체적으로 여름철에는 서태평양 순환장과 한국 강수와의 상관관계를 예측하는 모델의 성능이 현저히 떨어진다. 모델의 예측 능력은 특히 늦가을, 이른 겨울철에 높는데 이는 ENSO, 즉 열대 태평양 해수면온도의 변동성이 전지구에 원격적으로 미치는 힘이 강할 때 모델의 예측 능력도 좋아지고, ENSO가 기후 변동성에 미치는 힘도 커지기 때문이다. 특히 늦가을인 11월부터 겨울 중반인 1월에 -0.43, -0.65, -0.51로 상관관계가 탁월하다.

이외에 3, 4, 5월 봄철에도 -0.40, -0.50, 0.41의 유의미한 상관관계가 있고, 한국 강수와 ENSO가 유의미한 관계가 있다고 알려진(Son et al. 2013) 9월에도 0.46의 유의미한 상관관계가 있다. 다만 9월에는 Maritime Continent의 습윤신호와 양의 상관관계가 있다.

4.2장에서의 분석은 한국 강수-서태평양 순환장에서의 관계를 관측 자료에서 찾고, 이를 유사하게 모의하는 모델 예측장이 있다면 이를 활용해 predictor를 찾고, 예측에 활용하고자 하는 의도에서 시작하였다. 많은 통계 모델이 관측 자료에서 predictor를 찾는데 여기서는 역학 모델의 예측장을 사용하는 독창성이 있고, 이를 통해 예보의 선행 시간을 줄일 수 있는 장점이 있다. 비록 predictor와 target의 관계는 선형적이지만, 비선형적 역학 관계를 포함하는 모델의 예측장을 predictor로 쓰기에 선형/비선형 관계가 혼재하고 있다는 이점도 있다. 참고로, APCC에서는 이와 유사한 방법론을 이용해 관측지점으로 downscaling을 하는 도구인 CLIK 시스템을 보유하고 있다(klik.apcc21.org).

서태평양 순환장과 한국 강수의 상관관계는 4.1장에서 서술한 한국 기후 영향 기후 모드로 제시할 수 있다. 지금까지 많은 기후 인자가 제시되었지만 한국 강수에 유용하게 쓰일 수 있는 모드는 제한적이었는데 이 연구가 지역 맞춤형 정보를 생산하는데 유용하게 쓰일 수 있을 것이라 사료된다. 특히 한국 강수에 대해 여름에는 많은 통계모델이 있지만 통계 모델이 개발되지 않은 계절(봄, 가을, 겨울)에 사용할 보조적 예측기술로서 유용할 것이다.

5. 1개월 전망 지원을 위한 기압계 특이패턴 예측기술 개발

5.1 북극 온난화에 따른 주별 기압계 변화

5.1.1 개요

최근 기후변화에 따라 가장 두드러진 현상은 북극 기온의 상승이다. 북극의 지표 온난화 속도는 다른 위도 대에 비해 매우 빠른 경향을 보인다. 이러한 온난화 경향은 최근 10년 동안 더욱 가속화 되었고, 북극은 북반구 전체의 약 2배 빠르게 지표 기온이 증가하였다. 이것은 분명히 북극이 기후변화에 매우 민감하다는 것을 보여주며, 이는 관측과 기후전망에서 뚜렷하게 나타나는 현상이다(Hartmann et al., 2013). 그리고 Comiso et al. (2008)에 따르면 1979~1996년 사이 해빙 면적의 감소 추세는 10년당 2.2% 감소하였으나, 최근 10년 동안은 10년당 10% 이상의 감소 경향을 보이고 있다. 북극의 온난화에 따른 생물활동 증가와 이에 따른 태양빛 흡수로 인한 온도 상승, 영구동토층 해빙에 따른 메탄과 같은 강력한 온실기체 방출 등 과거에 유례를 찾아보기 힘들 정도로 다양한 온난화 증폭 메커니즘이 동작하고 있거나, 막 시작되고 있다. 이로 인해 북극의 온난화는 금세기 들어 지구온난화 경향에 비해 2~3배 빠른 속도로 가속화되고 있으며(Serreze et al., 2006; Screen and Simmonds, 2010), 앞으로도 계속 다른 지역과 비교하여 급격한 온도 상승을 보일 것이다.

이러한 급격한 북극의 온난화는 북극에 국한된 현상이 아니다. 지표 온도 상승에 따른 북극해 해빙감소와 더불어 북극해상의 수증기 증가와 극 제트류 순환을 따라 이루어진 수증기가 인근지역 및 시베리아 지역에 강설을 증가시키고(Ghatak et al., 2010) 북극상공의 제트기류가 북극 온난화에 따라 교란되어 사행함에 따라 중위도 지역의 대기패턴에 영향을 미쳐, 급격한 기온의 하락을 유발할 수 있다는 모형 실험들이 있다(Honda et al., 2009; Jaiser et al., 2012; Liu et al., 2012).

북극 온난화는 중위도 기후에 미칠 수 있는 영향 때문에 점점 더 많은 관심을 받고 있다. 지난 몇 년 동안 동아시아와 북아메리카의 많은 지역에서 비정상적으로 추운 겨울이 여러 번 발생하였다. 관측 및 모델링 연구에 따르면, 최근 발생한 극한 기온은 북극의 온난화와 관련된 대기의 변동성이 핵심적인 역할을 했을 것이라고 밝혔다(Francis and Vavrus, 2015). 또한 Kug et al. (2015)은 관측과 기후모델 분석을 통해 동아시아와

북아메리카에 추운 겨울을 발생 시킬 수 있는 독립적인 북극 온난화의 2가지 원인을 발견하였다. 바렌츠-카라(ART1)해 지역의 비정상적인 온난화는 동아시아 전역의 극심한 겨울날씨와 관련이 있다는 것을 발견하였고, 북아메리카의 극심한 겨울은 동시베리아-척치해 지역(ART2)의 온난화와 연관된 것을 발견하였다. 또한 북극 블로킹은 종관규모의 시스템으로써 제트기류를 정체시키고, 수일에서 수주까지 지속된다.

기후예측성을 개선하기 위해 ART지수와 중위도 기후현상 사이의 높은 연관성에 대한 자세한 분석이 필요하다. 따라서, 본 연구에서는 Kug et al. (2015)에서 제안된 ART1 지역과 ART2지역의 겨울철 온난화 경향성을 분석하였다. 이를 통해, 겨울철 ART1과 ART2의 온난화 신호에 따른 중위도 기압계 패턴을 분석하고, 동아시아 겨울철 기온에 미치는 영향을 분석하였다. 또한 ENSO의 형태에 따라 해양이 블로킹에 영향을 줄 가능성을 살펴보았다.

5.1.2 자료 및 분석방법

본 연구에서는 European Centre for Medium-Range Weather Forecast(ECMWF)의 ERA-Interim 재분석 자료를 사용하였으며, 겨울철의 전반적인 기압계 패턴 및 기온 분석을 위해 겨울철(DJF) 일자료를 사용하였다. Kug et al. (2015)에서와 동일하게 해빙 면적과 관련한 변수로 지표 기온(Surface Air Temperature, SAT)을 선정하였으며, 극기온(Artic temperature, ART)지수는 아래와 같이 정의하였다.

ART1 : 바렌츠-카라해(Barents-Kara Sea, 30° - 70° E, 70° - 80° N)의 평균 지표기온

ART2 : 동시베리아-척치해(East Siberian-Chukchi Sea, 160° E- 160° W, 65° - 80° N)의 평균 지표 기온

Kug et al. (2015)에서는 월별 자료를 사용하여, ART1과 ART2의 상호연관성이 없이 독립적으로 중위도 지역 겨울철 기온에 영향을 미친다고 제안하였다. 따라서 본 연구에서는 ART1과 ART2의 아노말리 패턴에 따라서 4가지 경우로 구분하여 중위도 겨울철 기온에 미치는 영향을 조사하였다(표 5.1.1). 또한 극지역 온난화와 겨울철 대기패턴을 분석하기 위해 Z500, MSLP, UV850, SST 자료를 사용하였다. 그리고 해양이 블로킹에 미치는 영향을 조사하기 위해 기상청의 엘니뇨 발생연도자료를 이용하여 과거 엘니뇨와 라니냐를 구분하였다(www.kma.go.kr).

5.1.2.1 블로킹 지수

중위도 지역에서의 기압 패턴은 일반적으로 편서풍을 따라 서쪽에서 동쪽으로 이동하는데, 블로킹은 고위도지역에서 고기압 또는 기압능이 거의 이동하지 않고 지속적으로 머물러 있는 현상을 의미한다. 따라서 블로킹은 500hPa 지위고도 분포에서 고위도의 고기압 또는 기압능으로 나타나고, 그 남쪽에 저기압이 나타나서 기압 분포가 쌍극자(dipole) 형태로 나타나는 경우가 많다.

본 연구에서는 ART1과 ART2의 편차에 따른 4가지 Case에 대해서 블로킹 위치를 파악하고, 블로킹으로 인한 동아시아 중위도 겨울철 기온과의 연관성을 파악할 것이다. 본 연구에서는 가장 일반적으로 사용되는 500hPa 지위고도의 남북 방향 기울기를 이용하여 정의되는 Tibaldi and Molteni(1990) 방법(TM 방법)과 잠재와도 2 PVU 면에서 온위의 남북 방향 기울기 특성을 이용하는 Pelly and Hoskins (2003) 방법(PH 방법)을 이용하여 분석하였다.

5.1.2.2 TM 방법

Tibaldi and Molteni (1990)(이하 TM) 블로킹 지수는 가장 보편적으로 사용되는 지수로서, 중위도에서 500 hPa 지위고도의 남북 방향 기울기를 이용하는 Lejanäs and Økland (1983)의 연구를 기반으로 하였다. TM지수는 제트기류가 블로킹 주변에서 실제로 분열되고 있는 것을 확인하기 위해서 블로킹의 북쪽에서 최소의 서쪽흐름만을 확인하도록 수정하였다. 또한 TM은 일정한 위도의 북쪽과 남쪽 5°를 추가로 검색하여 남북 방향으로 이동된 블로킹도 찾을 수 있게 하였다(식 5.1.1).

$$GHGS = \frac{Z(\phi_o) - Z(\phi_s)}{(\phi_o - \phi_s)}, \quad (\text{식 5.1.1})$$

$$GHGN = \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_o)}{(\phi_n - \phi_o)}$$

여기서, $\phi_n = 75^\circ N + \Delta$, $\phi_o = 55^\circ N + \Delta$, $\phi_s = 35^\circ N + \Delta$, $\Delta = -5^\circ, 0, +5^\circ$

5.1.2.3 PH방법

블로킹이 발생하였을 때, 등온위면 바람장을 이용하여 잠재와도(potential vorticity) 분석을 하면 대류권계면 부근에서 등잠재와도면 상의 온위가 고위도에서 높고 저위도에 서 낮기 때문에 일반적인 동서흐름의 남북기울기와 반대가 된다는 것은 잘 알려져 있다 (Pelly and Hoskins, 2003). Pelly and Hoskins (2003)는 역학적 대류권계면으로 정의되어 있는 2 PVU(potential vorticity unit) 면 상에서 온위의 남북 기울기를 이용하여 블로킹을 정의하였다. 이 연구에서도 블로킹의 공간분포를 분석하기 위해서 2 PVU 면에서 온위의 남북방향 기울기 특성을 이용하는 Pelly and Hoskins (2003) 방법(PH방법)을 사용하였다(그림 5.1.1, 식 5.1.2).

$$B = \frac{2}{\Delta\phi} \int_{\phi_0}^{\phi_0 + \Delta\phi/2} \theta d\phi - \frac{2}{\Delta\phi} \int_{\phi_0 - \Delta\phi/2}^{\phi_0} \theta d\phi \quad (\text{식 5.1.2})$$

여기서 θ 는 온위를 나타내고, $\Delta\phi$ 는 선행연구와 동일하게 30° 로 설정하였다. 이 지수로 위도 40° - 70°N 범위 내에서 경도에 대하여 매 격자마다 반복 계산하여 블로킹을 탐지한다. 저위도 보다 고위도에서 상대적으로 높은 온위 값이 나타나면 $B > 0$ 값을 갖게 되고, 이 때 블로킹이 발생했다고 정의한다. 본 실험에서는 B가 양의 값을 갖는 경우를 Case 별로 수를 세어 블로킹 발생 위치에 대한 빈도를 분석하였다.

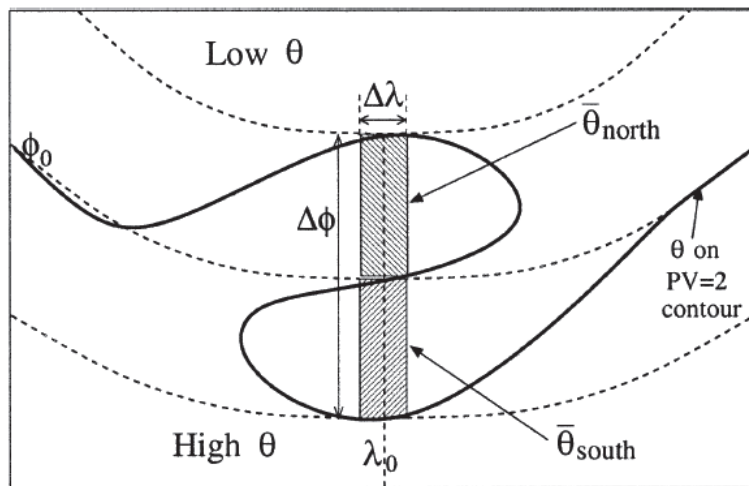


그림 5.1.1. PV=2 면에서의 잠재 온도를 이용한 Blocking Index 계산 방법 모식도(Pelly and Hoskins, 2003)

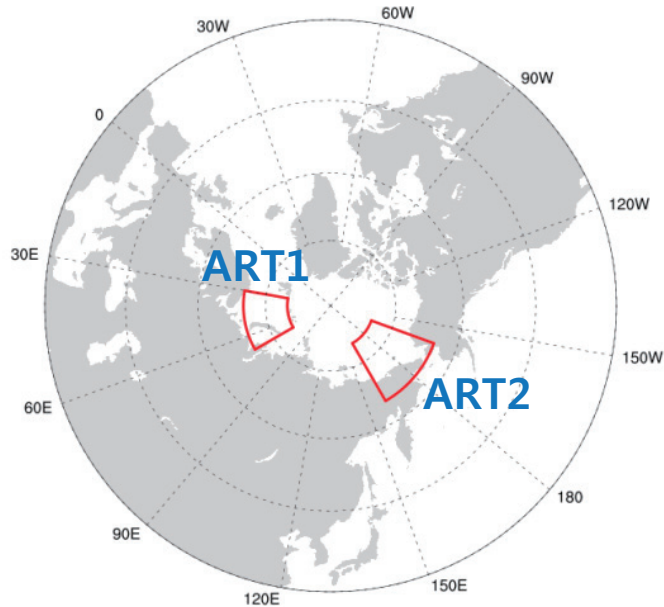


그림 5.1.2. ART1, ART2 계산 영역(Kug et al., 2015)

5.1.3 사례구분

가을철 해빙(sea ice)의 감소는 일반적으로 겨울철 극 온난화를 가져온다. 극 지역 온난화 현상은 로스비 파동에 의해 ‘Warm Arctic-Cold Continent(WACC)’ 패턴을 유도한다(Honda et al., 2009). 이 WACC 패턴은 대기의 블로킹 발생빈도와 지속기간을 증가시킨다(Screen and Simmonds, 2013; Francis and Vavrus, 2012). 본 연구에서는 극 온난화와 중위도 지역의 겨울철 기온과의 연관성을 분석하기 위해서 ART1과 ART2의 아노말리 값을 이용하여(그림 5.1.2) 4개의 Case로 구분을 하였다(표 5.1.1). 여기서 ART 지수에 대한 양과 음의 값은 일평균 편차가 0 보다 크거나 작은 값으로 구분하였으며, 0과 같은 경우는 제외하였다.

1979년부터 2016년 까지 ART1과 ART2가 모두 양의 편차를 보이는 경우는 880일이며, Case2의 경우는 955일로 많은 빈도수를 보였지만 2005년 이후 빈도수가 감소하는 경향을 보인다. 동아시아 겨울철 지표 기온과 연관이 크다고 밝혀진 Case3의 경우는 약 874일이 발생했으며, 북미의 지표기온과 연관성이 큰 Case4는 711일이 나타났다. Case 3의 경우는 1998년 이전(432)과 이후(442)의 빈도수가 거의 비

숫하지만 Case 4의 경우는 전반기에 비해 빈도수가 약 30% 감소하였다. 이러한 이유는 최근 들어 Case 1의 빈도수 증가에 따른 것으로 보인다. 다시 말해, ART2 지역에서만 독립적으로 기온이 증가하지 않고, ART1과 ART2 두 지역이 동시에 기온이 증가하기 때문이다.

표 5.1.1. ART1과 ART2의 아노말리에 따른 사례 구분

Case	Case1	Case2	Case3	Case4
ART1	+	-	+	-
ART2	+	-	-	+
Frequency of Days (1979-2016)	880	955	874	711
Frequency of Days (1998-2016)	487	474	442	307

그림 5.1.3은 Case별 전체 사례에 대한 지표기온의 합성장을 나타낸 것이다. 바렌츠-카라해(ART1)와 동시베리아-척치해(ART2) 지역에 온난화가 발생하였을 경우, 북극의 모든 지역이 전반적으로 양의 편차를 보이고 있지만 유라시아와 북미의 지표기온은 음의 편차를 보이고 있다. 하지만 Case 2의 경우는 Case 1과 반대로 유라시아와 북미는 기온이 증가하는 반면 나머지 지역의 지표기온은 감소한다. ART1이 양의 값을 갖고, ART2가 음인 경우(Case 3)에는 동아시아 지역은 음의 지표기온을 보이지만, 북미지역에서는 양의 기온 편차를 보인다. Case 4는 Case 3과 반대로 유라시아 전역에 양의 기온편차를 보이지만, 북미지역에는 음의 기온편차를 나타내고 있다.

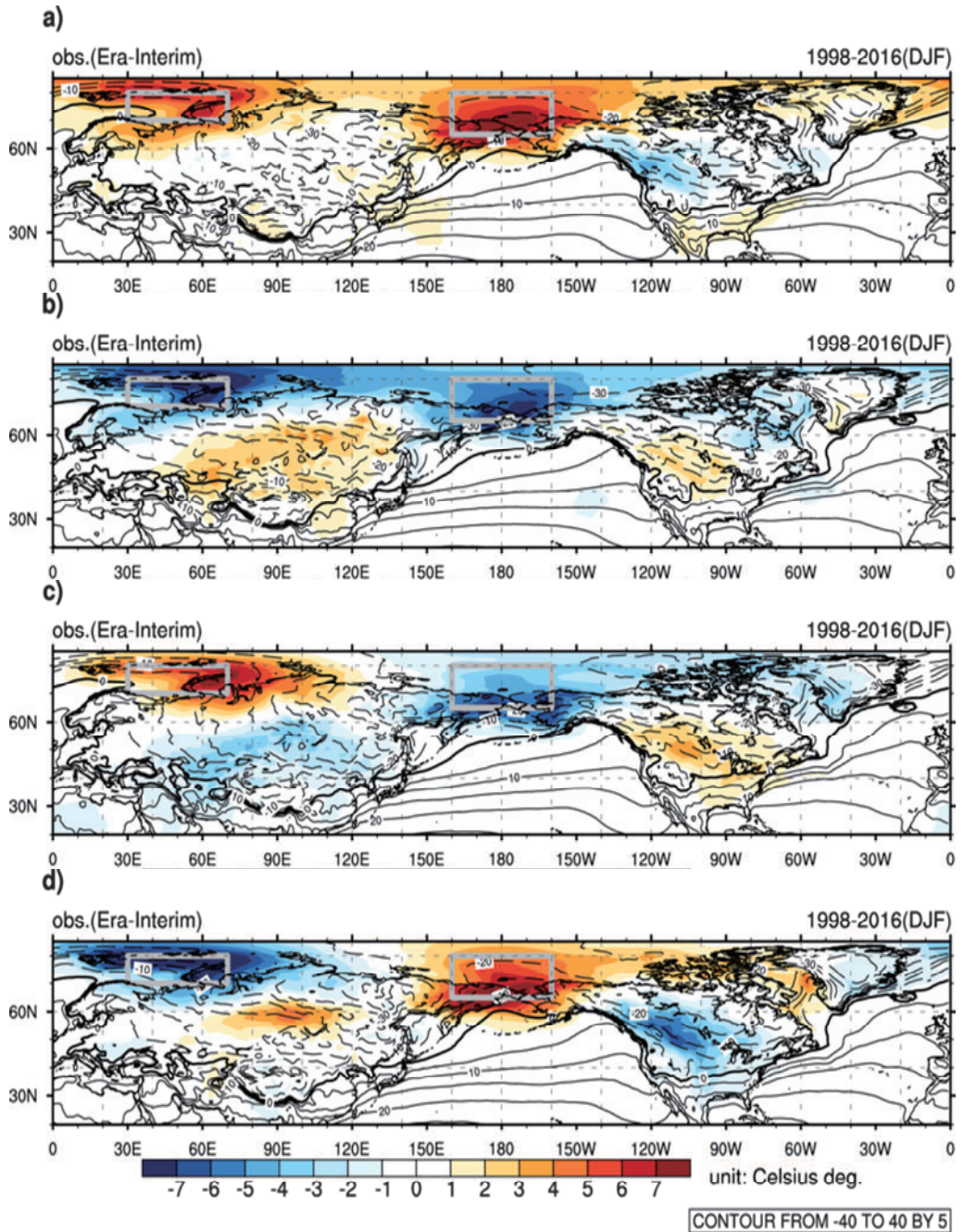


그림 5.1.3. 각 Case에 대한 2m 기온 아노말리 합성장

Interannual variability of frequency each case (DJF)

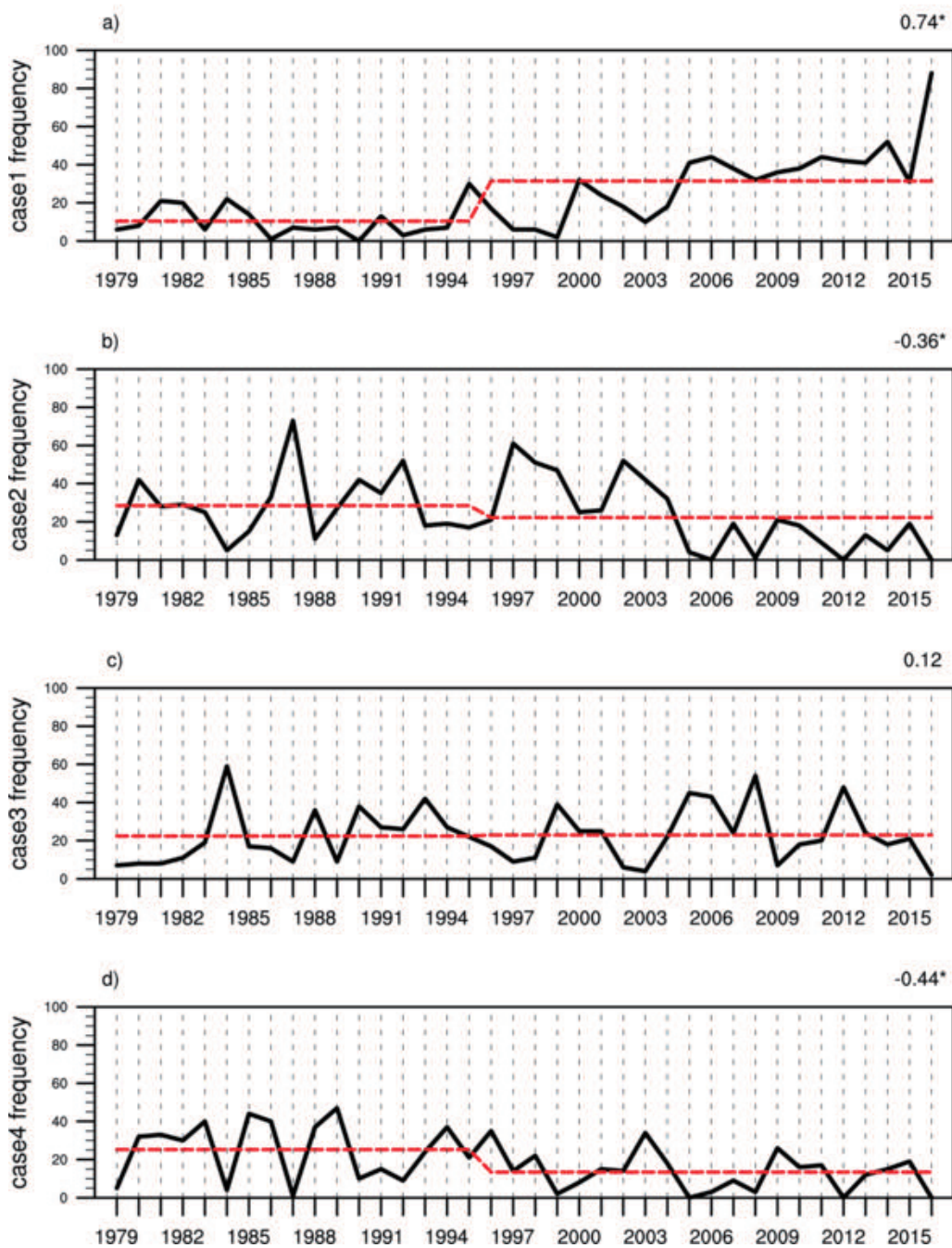


그림 5.1.4. 1979/1980~2015/2016년 겨울철 기간 동안 각 Case에 대한 발생빈도수

그림 5.1.4는 연별 극 온난화 사례별 발생 횟수를 나타낸 것이다. 그림 5.1.4의 주요 특징은 지구온난화와 연관되어 시간에 따라 Case1의 빈도수는 증가하는 반면에 Case 2의 발생빈도수는 감소하는 것이다. 지난 반세기 동안 온실가스 농도는 지속적으로 증가했지만 Case1의 경우 수십주년 변동을 보이는데, 이는 자연변동 때문이다(Kug et al., 2015). 예를 들어 1979년부터 1997년까지 전지구 지표기온이 급격하게 증가하였을 때, 겨울철 기온은 유럽, 동아시아, 북미에서 증가하였지만 극 지역에서는 거의 증가 하지 않았다(그림 5.1.4a). 그러나 1998년부터 2016년 사이에는 전반기의 기온증가 추세와 반대로 북극 지역, 특히 바렌츠-카라해와 동시베리아-척치 해안지역에서 급격한 기온증가를 보인다(그림 5.1.3a). 김백민 등 (2014)은 최근 10년 동안 극 기온의 증가 경향이 북극 해빙면적 감소와 동시 상관이 있는 것은 아니라고 제안하였다. 그러나 바렌츠-카라해와 척치해 지역은 최근 10년 동안 겨울철 해빙 면적이 급격히 감소한 지역으로 지표기온이 급격히 상승하는 지역과 정확히 일치하는 것을 알 수 있다. 겨울철 북극의 급격한 지표기온의 증가는 해빙면적의 감소에 따른 북극해상 열속/수증기속의 증가와 관련이 있다(Screen and Simmonds, 2010). 북극해 열속의 경우, 해양과 대기의 기온 차 (air-sea temperature difference)와 지표면 풍속에 비례한다. 북극지역에서는 11월부터 2월까지 태양복사가 거의 도달하지 않기 때문에 대기가 매우 차가운 시기이다. 따라서 해빙이 감소한 지역을 중심으로 강한 해양과 대기의 기온 차에 따라 열속이 급격히 증가하게 된다. 이로 인해 하층대기 가열이 존재하여 북극 온난화의 원인이 되는 것이다 (김백민 등, 2014). 반대로 급격한 기온감소를 보이는 Case 2의 경우는 온난화 추세와 반대로 1997년 이후로 빈도수가 급격히 감소하는 모습을 보이고 있다. 따라서 본 연구에서는 극 온난화가 급격히 증가한 1998년부터 2016년 자료를 이용하여 4개의 Case에 대해서 분석하였다.

5.1.4 극 온난화와 연관된 대기패턴

그림 5.1.5는 1998년부터 2016년까지 Case1부터 Case4까지 ART1과 ART2지역의 온난화와 연관된 해면기압(Sea Level Pressure, SLP) 패턴의 합성장을 보여준다. 바렌츠-카라해의 지표기온 온난화는 북극 중심의 음의 편차와 서부 러시아에 강한 양의 편차와 관련이 있는 4개의 Case의 상층대기 패턴과 매우 다르게 나타나고 있다. 러시아 서부

지역에서 양의 SLP 편차는 ART1지역의 남쪽지역인 바렌츠-카라 해안부터 유라시아 대륙까지 발달하였다. 고기압성 편차는 기후학적으로 차가운 지표에서 한랭이류로 인해 동쪽으로 계속 확장된다. 따라서 서-러시아의 양의 SLP가 동쪽으로 확장되면 시베리아 고기압이 강화되고 따라서 동아시아 지역에 한랭이류가 발생 되어 결과적으로 동아시아에 이상저온 현상이 빈번히 발생하게 된다(Takaya and Nakamura, 2005; Zhang et al., 1997).

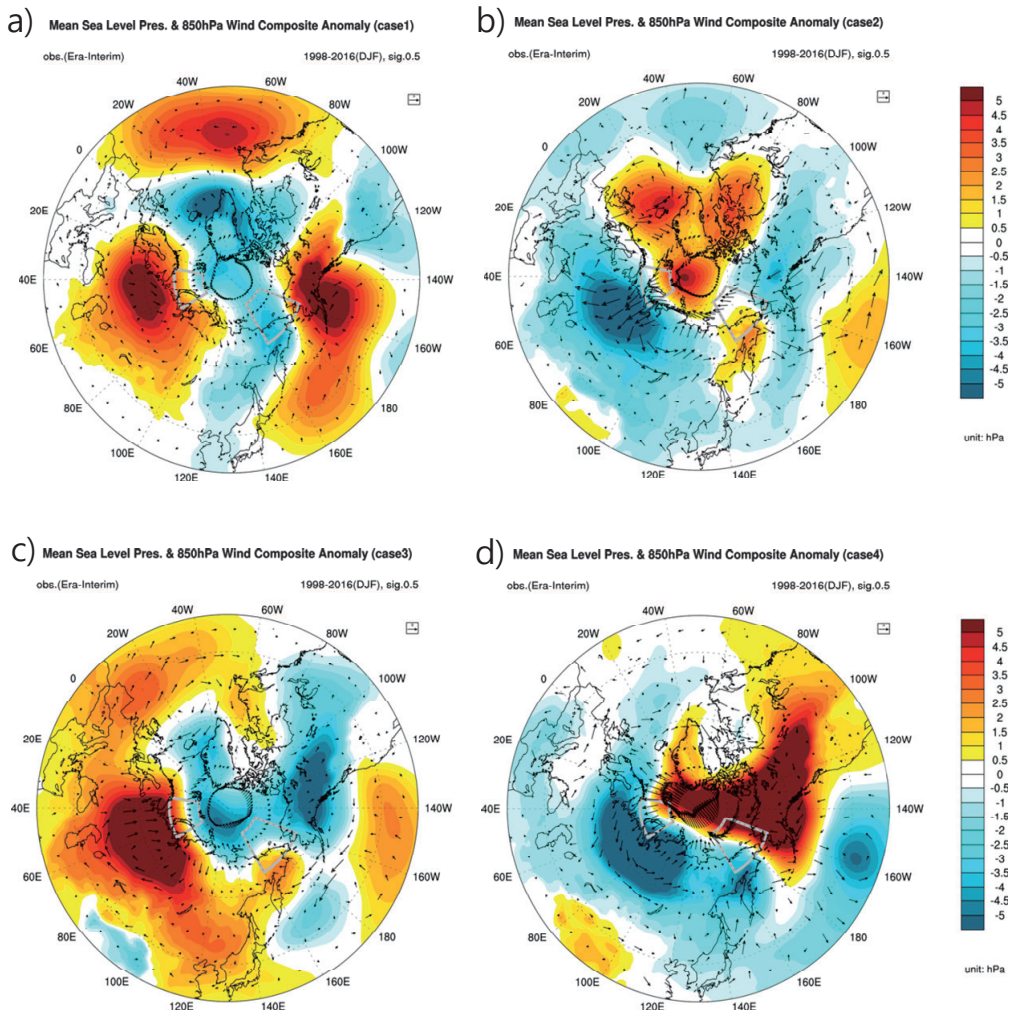


그림 5.1.5. 각 Case에 대한 평균 해수면 기압 아노말리(hPa)와 850hPa 바람 아노말리(m/s) 합성장

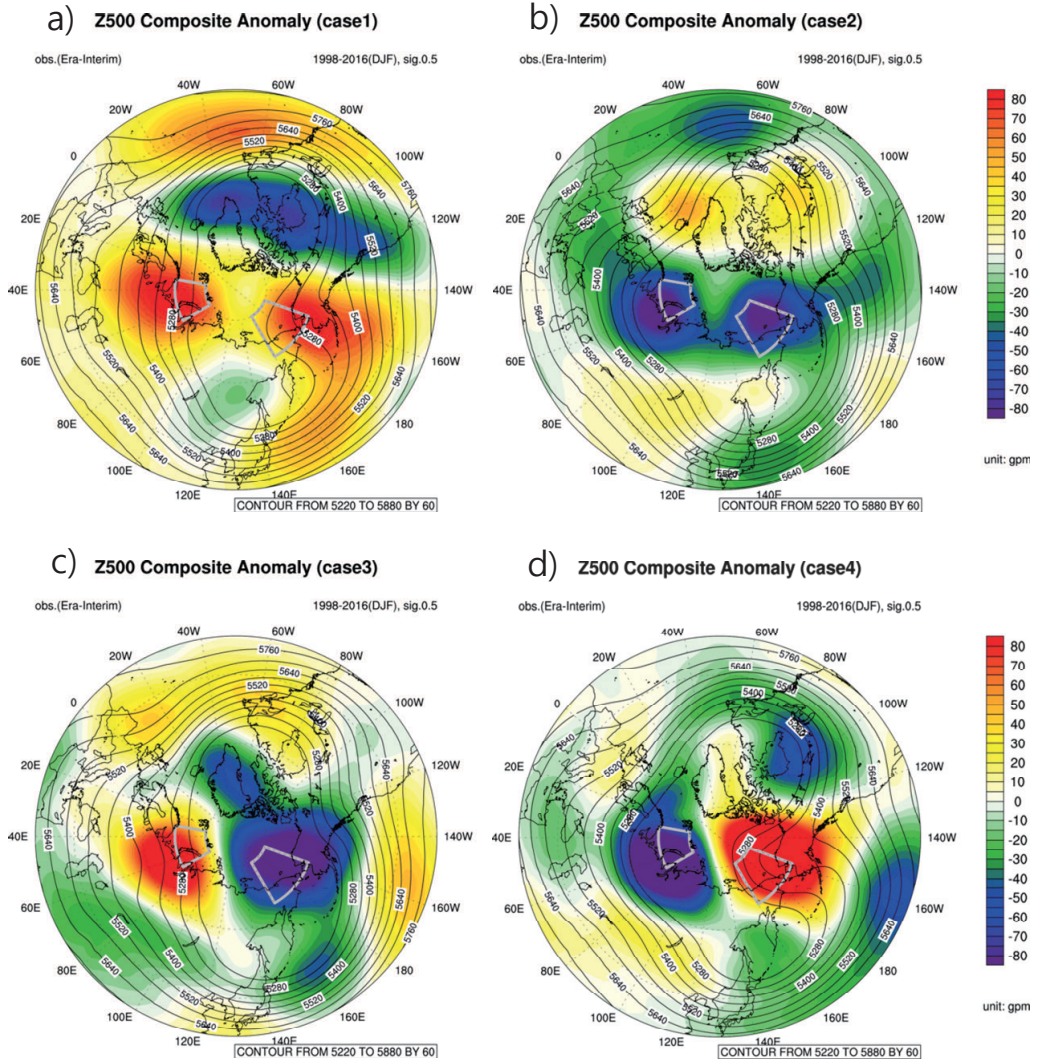


그림 5.1.6. 각 Case에 대한 500hPa 지위고도(m) 아노말리 합성장

이러한 패턴은 Case 3의 SLP 합성장에서 잘 나타나고 있다(그림 5.1.5c). 또한 동아시아 지역에서 한기가 빈번히 발생할 때(Case 3), 북대서양의 40°N 부근을 중심으로 유의미한 양의 편차가 나타나는 것을 알 수 있다. 그림 5.1.5d는 ART2 지역의 온난화와 연관된 SLP 패턴의 합성장을 나타낸 것이다. 알래스카와 캐나다 서편에서 양의 고기압성 흐름이 발달된다. 이로 인해 북아메리카 전역에서 SLP의 양의 편차를 보이고 있으며, 양의 편차는 대부분의 캐나다 지역과 미국의 중앙 및 동부 지역에서 강하게 나타난다.

500hPa 지위고도 패턴에서도 상층고기압의 흐름은 매우 강하게 나타나며 하층의 고기압성 아노말리와 위치가 일치한다. 그리고 풍하측에는 강한 저기압성 흐름이 자리 잡고 있다(그림 5.1.6d). 그림 5.1.5a는 ART1과 ART2의 온난화에 의한 영향을 나타낸 것으로, 동아시아 지역은 그림 5.1.5c와 유사하고 북미 지역은 그림 5.1.5d와 유사한 모습을 나타낸다. 그러나 두 지역의 SLP 중심은 매우 유사하지만, 고기압성 아노말리는 크게 확장하지 못하고 있는 모습을 보이고 있다. 즉 한반도 북쪽에 음의 SLP가 자리 잡고 있으며 북서태평양 전체 지역에 양의 SLP 아노말리가 자리 잡고 있는 모습을 볼 수 있다. 여기서 주목할 만한 패턴은 겨울철 시베리아 고기압이 한반도까지 확장하지 못하고 있으며, 북서태평양 해양지역에 고기압성 아노말리가 위치해 있는 것이다(그림 5.1.5a). 또한 북대서양에 고기압성 아노말리가 위치하고 북극을 중심으로 그린란드까지 저기압성 순환이 위치하는 것을 알 수 있다.

그림 5.1.6은 500hPa 지위고도의 합성장을 나타낸 것이다. 상층대기 패턴은 SLP 패턴과 매우 유사한 대기순환 구조를 보인다. 그러나 고기압의 중심은 ART1과 ART2의 중심과 모든 Case에서 더욱더 인접해 있다. Case1과 Case2는 서로 반대의 패턴을 보이고 있으며, 지표기온은 “Warm Artic Cold Continent”의 구조를 보이고 있다. 그러나 유라시아 대륙의 차가운 기온은 Case 3에 비해 좁은 지역에 분포하고 있는 것을 알 수 있다. 가장 주목할 만한 패턴은 북서태평양에 고기압성 아노말리와 한반도 북쪽에 상층 저기압성 아노말리가 위치하고 있다. 따라서 ART1지역에서 형성된 고기압성 아노말리가 동아시아까지 넓게 확장하지 못하는 모습을 보인다. Case 2의 경우는 저기압성 회전이 극 중심에 위치하며 대륙에 고기압성 아노말리가 나타나고 있지만, Case 1의 경우는 극 온난화에 의해 극지역에 고기압성 아노말리가 위치해 있다. 따라서 Case 2의 경우, 북미와 유라시아 대륙은 양의 기온 편차를 나타내며 Case 1과 상반된 패턴을 보인다.

그림 5.1.8c는 바렌츠-카라해의 지표기온이 양이고, 동시베리아-척치 해안지역의 지표기온이 음일 경우로, ART1 상공에서 시베리아지역까지 고기압성 아노말리가 위치해 있고, 동아시아를 포함한 유라시아 대부분 지역에 저기압성 편차가 위치하고 있다. 이 패턴은 한반도 및 동아시아에 한기를 자주 발생시키는 경우이다. 상층 대기순환 패턴은 SLP와 유사하게 러시아 서부에 고기압이 위치하는 상당 순압대기(equivalent barotropic atmosphere)를 보인다. 이러한 구조는 동 시베리아의 풍하측에 저기압성 순환을 동반한

다. 이 저기압성 아노말리는 풍상측의 고기압성 아노말리로부터 로스비 파동 전파에 의해 설명될 수 있다. 이러한 상층 저기압성 순환은 아시아 지역의 상층골을 서쪽으로 이동시켜 한반도를 포함한 동아시아에 극한 기온의 빈도수를 증가시키고, 동아시아 겨울몬순의 강도를 강화시킬 수 있다(그림 5.1.8c).

그림 5.1.6d는 ART2와 연관된 상층순환 패턴으로, ART1과 연관된 패턴과 매우 다르다. ART1의 경우 북극 중심 지역의 상층패턴은 하층대기 패턴과 반대의 부호를 보이지만, ART2는 북극 중심에서 상하층이 모두 양의 부호를 나타낸다. 그러나 풍하층에서는 역학적으로 매우 유사한다. 극 온난화 지역에는 상당순압구조를 보이며, 풍하층에서는 저기압성 아노말리가 위치하고 있다. 고기압성 아노말리는 알류산 저기압이 약화된 것을 의미하며, 북태평양 블로킹 빈도수를 더욱 증가시키게 된다(그림 5.1.7d). 또한 북극의 차가운 공기는 북풍을 따라 북미대륙으로 이동하게 되고 한파가 빈번히 발생하게 된다(그림 5.1.8d).

5.1.5 블로킹 위치 및 동아시아 기온

ART1과 ART2의 온난화와 연관된 블로킹의 위치를 파악하기 위해서 우리는 PH방법을 이용하여 블로킹 빈도의 공간분포를 계산하였다(그림 5.1.7). 대기블로킹은 준-정체 패턴으로 며칠 동안 지속될 수 있다. 어떤 경우에는 몇 주 동안 정체될 수도 있다. 따라서 대규모 블로킹의 개념은 일시적으로 지속되는 블로킹을 고려해서 정의되어야만 한다. 그래서 본 연구에서는 Pelly and Hoskins (2003)의 방법을 따라 블로킹을 계산하였다.

그림 5.1.7은 1998년부터 2016년 겨울철 발생한 블로킹 빈도수 대비 Case별 발생한 블로킹 빈도수의 비율(%)을 나타낸 것이다. 블로킹 빈도수는 모든 Case에 대해서 앞서 보여준 500hPa 지위 고도의 분포와 매우 유사한 것을 알 수 있다. Case 1의 경우, 바렌츠-카라해의 남쪽지역과 유라시아지역에 겨울철 평균 블로킹 수의 약 20% 이상이 발생하며, 미국의 북서부 지역과 북서태평양 지역에서 30%이상의 블로킹이 발생한다. Case 2의 경우에는 대부분의 블로킹이 극지역이 아닌 중위도 지역에서 발생하였으며, 특히 한반도 북쪽과 아일랜드 부근이 다른 지역에 비해 블로킹이 많이 발생하였다. 이러한 블로킹 패턴은 극의 찬 공기가 남하하는 것을 차단하기 때문에 극 지역을 제외한 대부분의 대륙지역에서 양의 기온편차를 보인다(그림 5.1.7b, 그림 5.1.8b). Case 3은 대부분

의 블로킹이 ART1지역 남쪽에 위치해 있으며, 이러한 패턴은 500hPa 지위고도의 고기압성 아노말리와 매우 유사하다. 기온의 공간분포는 블로킹이 많이 발생하는 ART1과 북미대륙지역에서 양의 기온편차를 보이지만, 상대적으로 빈도수가 적은 ART2지역에서는 강한 음의 편차가 나타난다. Case 4는 Case 3과 정반대의 패턴을 보이고 있다. 알래스카 주변과 북동태평양에서 블로킹이 주로 발생을 하며, 이로 인해 풍하측지역인 북미대륙 전역에 강한 음의 기온편차를 보인다.

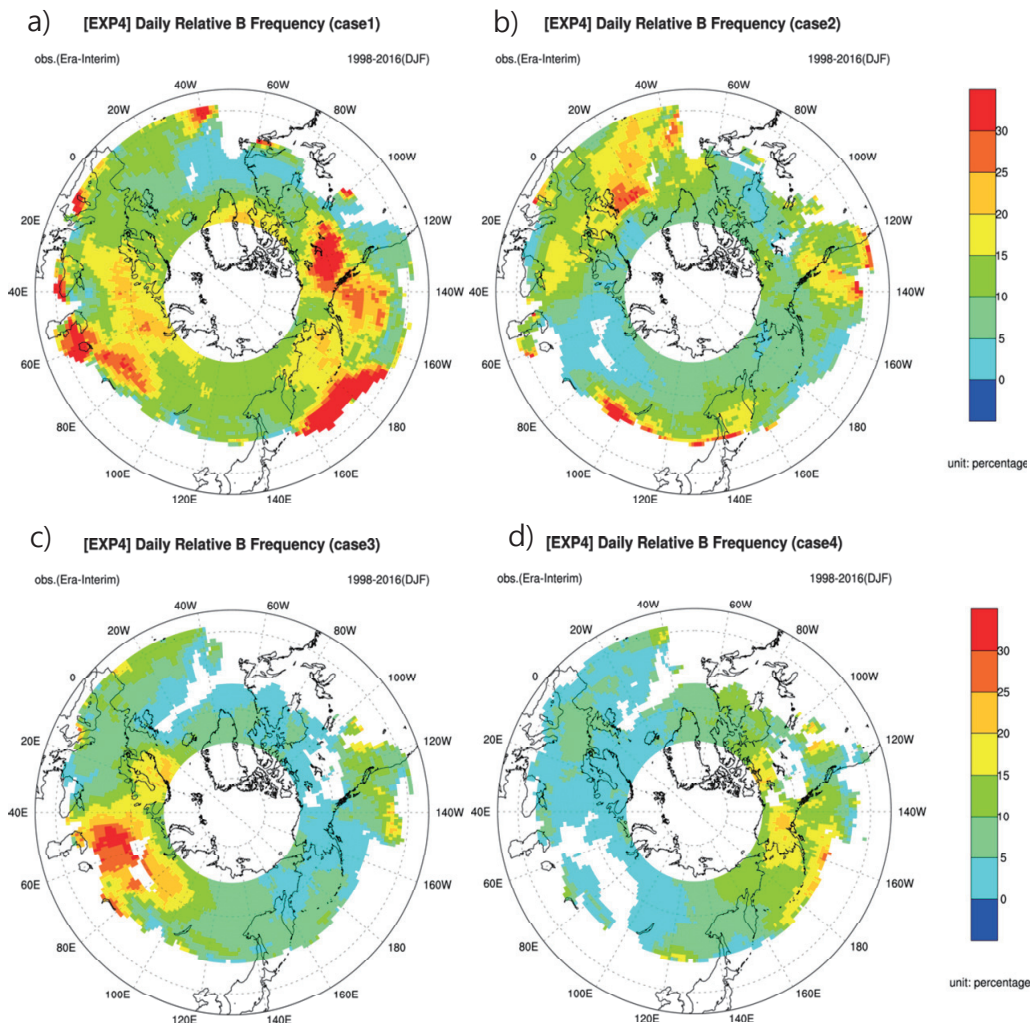


그림 5.1.7. 각 Case에 대한 블로킹 상대적 발생빈도(%) a) Case 1, b) Case 2, c) Case 3, d) Case 4

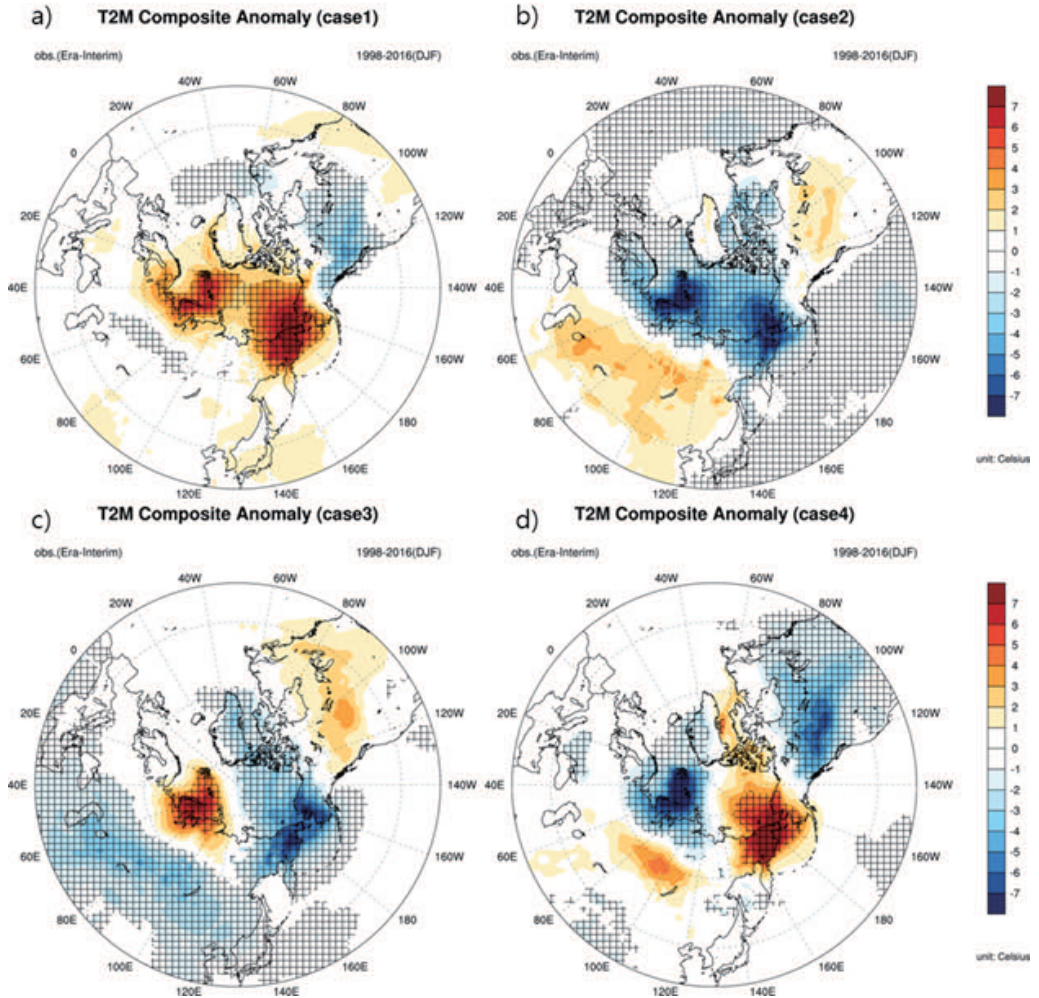


그림 5.1.8. 각 Case에 대한 기온 아노말리(°C) 합성장. a) Case 1, b) Case 2, c) Case 3, Case 4(95% 신뢰 구간)

5.1.6 ENSO의 영향

Case 1의 경우 북서태평양 지역의 고기압성 아노말리와 관련하여 동아시아 및 한반도 지역에 양의 기온편차를 보이고 있다. 본 연구에서는 북서태평양 고기압성 아노말리 생성과 관련하여, 극의 영향과 더불어 ENSO의 영향을 분석하였다.

많은 연구자들은 ENSO가 어떻게 동아시아 기후에 영향을 주는지 분석하기 위해 노력했으며, 서태평양 주변에서 ENSO와 관련된 지역 대기-해양 상호 작용과 대규모 대류 시스템의 역할을 강조했다(Harrison and Larkin, 1996; Weisberg and Wang, 1997; Wang et al., 1999, 2000, 2003; Wang and Zhang, 2002; Li and Wang, 2005; Lau and Nath, 2006). 엘니뇨가 발달하면, 열대의 해양 및 대기시스템에 많은 변화가 나타난다. 따뜻한 해수면 온도의 영향으로 적도 중태평양의 대류활동은 매우 활발해지지만 북서태평양에서는 중태평양의 대류활동 강화에 의한 저기압성 로스비파 반응이 나타나고, 이로 인해 북풍의 영향으로 한랭 건조한 바람이 불어오면서 북서태평양의 대류활동은 억제된다(Ham et al., 2007). 따라서, 북서태평양에서는 양의 상향장과 복사(Outgoing Longwave Radiation, OLR)가 유도된다. 북서태평양의 대류활동의 약화는 동아시아 지역에 원격상관으로 매우 큰 영향을 미친다. 북서태평양의 대류활동의 약화로 인해 대기하층에 고기압성 흐름이 유도된다(Wang et al., 2010). 이 북서태평양의 고기압성 순환은 북태평양 서쪽으로 고기압성 흐름을 유도시키는데, 이를 쿠로시오(Kuroshio) 고기압이라고 한다. 쿠로시오 고기압성 흐름은 대기 하층에서 상층까지 순압 구조로 발달하게 된다. 이 고기압은 엘니뇨 시기 서태평양의 대류활동 감소로 인한 반응에 의한 것이다(정지훈 등, 2016). 한반도 동쪽에 위치한 쿠로시오 고기압은 한반도에 남풍 아노말리를 유도하여 따뜻하고 습윤한 공기를 공급한다. 따라서 엘니뇨가 발생할 때 한반도의 기온은 증가하는 경향을 가지게 된다(그림 5.1.9).

표 5.1.2. Case1, Case3에서의 ENSO 발생 횟수 구분

	El Nino	Neutral	La Nina
Case 1	129	262	96
Case 3	115	215	112

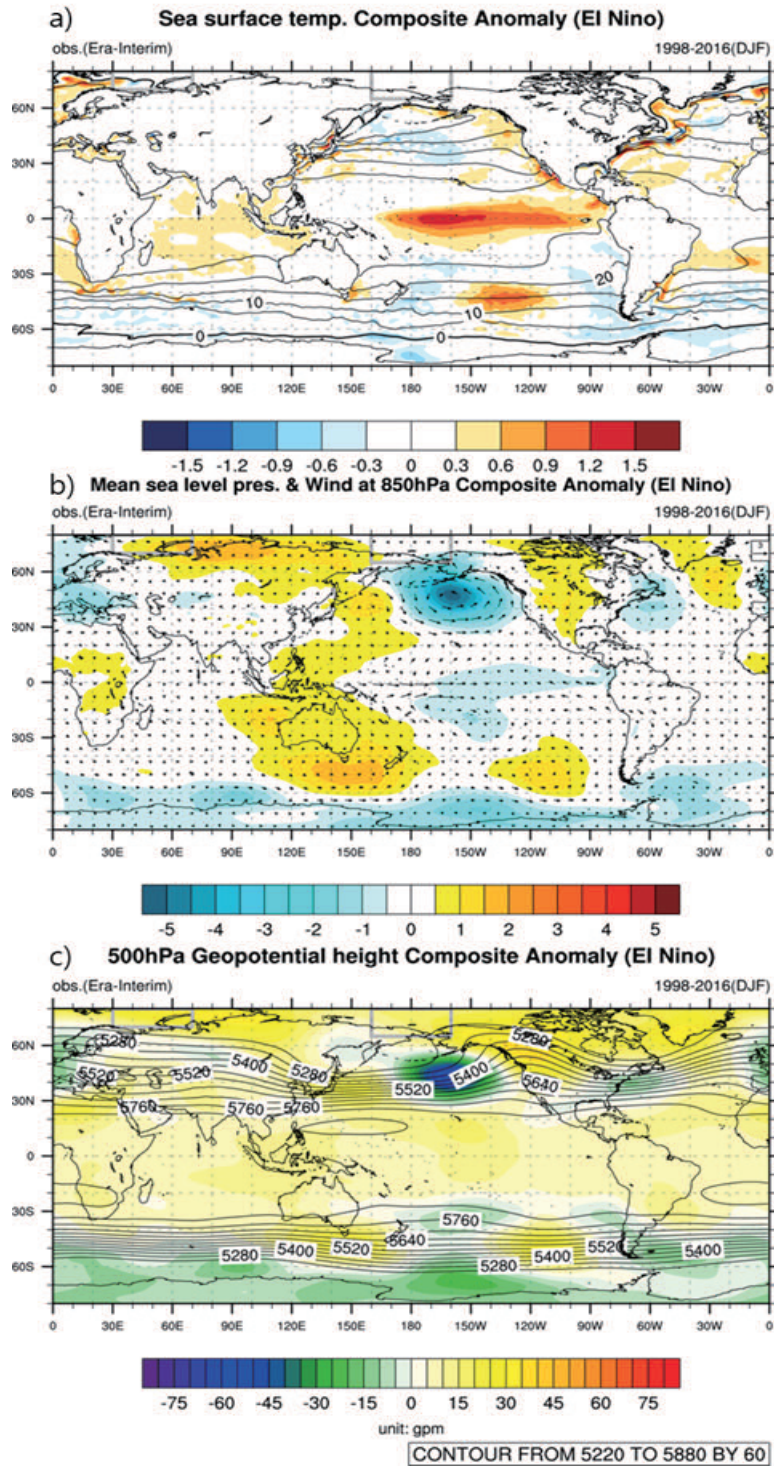


그림 5.1.9. El Nino 해의 a) 해수면 온도, 2) 평균 해수면 기압, 3) 500hPa 지위고도에 대한 합성장

극 온난화와 엘니뇨의 영향을 알아보기 위해 1998년부터 2016년 겨울철에 대해 엘니뇨, 라니냐, 중립시기를 구분하였으며, 동아시아 겨울철 기온에 주로 영향을 미치는 Case 1과 Case 3을 중심으로 분석하였다. Case 1의 조건을 만족하면서 엘니뇨가 발생했던 날씨는 129일로 전체 487일 중 약 26%를 차지하고 중립일 경우는 262일로 약 54%로 가장 많은 비중을 차지하며, 라니냐의 경우는 96일로 가장 적은 수를 나타낸다. 이러한 경향은 Case 3에서도 유사하게 나타나지만, 엘니뇨와 라니냐의 발생일은 비슷하다(표 5.1.2).

그림 5.1.10은 ART1과 ART2가 양의 기온 편차를 보일 때, ENSO의 종류(엘니뇨, 중립, 라니냐)를 구분하여 합성장을 구한 것이다. ENSO의 영향이 없는 Case 1의 경우, 유라시아의 기온분포는 ART1과 ART2 지역 주변으로 양의 기온 편차가 넓게 분포하고 있고 두 지역 사이에 위치한 시베리아와 몽골지역에서 음의 기온편차를 나타낸다(그림 5.1.10b). 이러한 특징은 엘니뇨가 발생하였을 때, 노르웨이 지역과 한반도를 포함한 동아시아 지역에 강한 양의 기온 아노말리를 보이고 있다(그림 5.1.10a). 또한 시베리아를 중심으로 강한 음의 기온 편차를 보이고 있는데, 이러한 기온편차는 SLP 패턴과 일치한다. 즉 바렌츠-카라 남쪽 지역을 중심으로 고기압성 아노말리가 넓게 위치하고 있으며, 한반도 동쪽에도 고기압성 아노말리가 위치하고 있다. 이 고기압성 아노말리는 엘니뇨 시기에 서태평양의 대류활동 감소와 ART1과 ART2지역의 온난화에 의한 것이다. 한반도 동쪽의 고기압성 아노말리는 상층 기압계에서도 확인된다(그림 5.1.12a). 즉 순압대기 구조이다. 북서태평양 고기압의 강화로 인해 ART1의 상층 기압능은 정체되고, 또한 풍하층의 저기압성 아노말리도 한반도까지 확장을 하지 못하게 된다. 따라서 북서태평양 고기압의 강화는 겨울철 동아시아 기온에 큰 영향을 끼친다. 한반도 동쪽의 고기압성 순환은 한반도를 포함한 동아시아 지역에 남풍 아노말리를 유도하여(그림 5.1.11c) 따뜻하고 습윤한 공기를 공급한다. 또한 ART1주변의 상층 고기압성 아노말리의 확장을 방해하여, 찬공기의 남하를 저지한다. 따라서 ART1과 ART2가 온난화되고 엘니뇨가 발생할 때 동아시아의 기온은 증가하는 경향을 가지게 된다.

중립의 경우에는 모든 사례를 평균한 사례와 비슷한 패턴을 보이지만, 북서태평양 고기압의 축소로 인한 시베리아 고기압의 확장으로 한반도까지 한기가 내려와 한반도를 포함한 동아시아 전 지역에서 기온이 음의 아노말리가 나타난다.

라니냐 시기에는 북동태평양 고기압성 아노말리가 엘니뇨 시기에 비해 축소되면서 고기압의 중심이 동쪽으로 이동한 것을 알 수 있다(그림 5.1.11c, 12c). 북서태평양 고기

압의 이동에 따라 ART1 남쪽의 상층고기압도 동쪽으로 이동하고, 한반도 북쪽과 티벳고원으로 상층 저기압성 아노말리가 위치하게 된다.

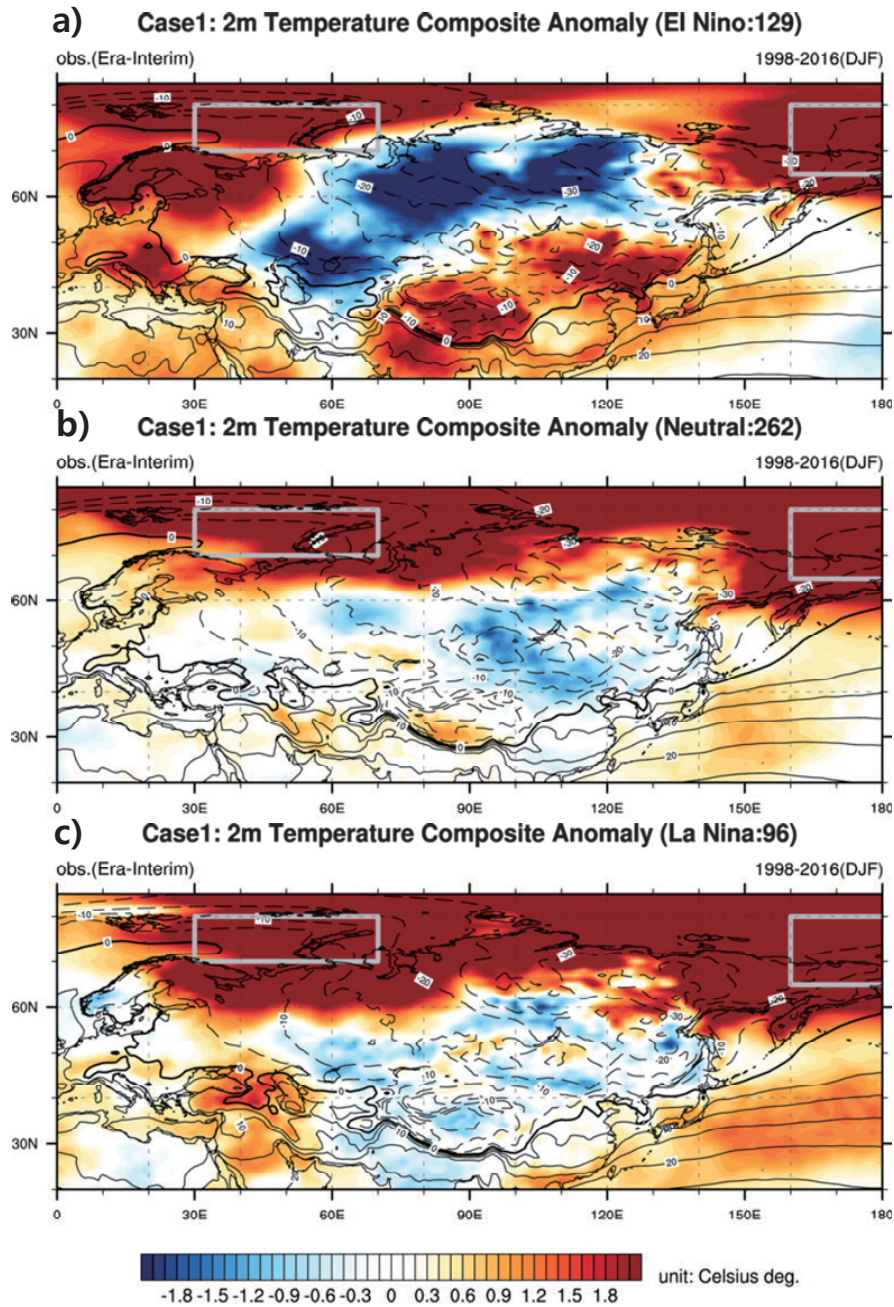


그림 5.1.10. Case 1에서의 ENSO type에 따른 2m 기온 아노말리(°C) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

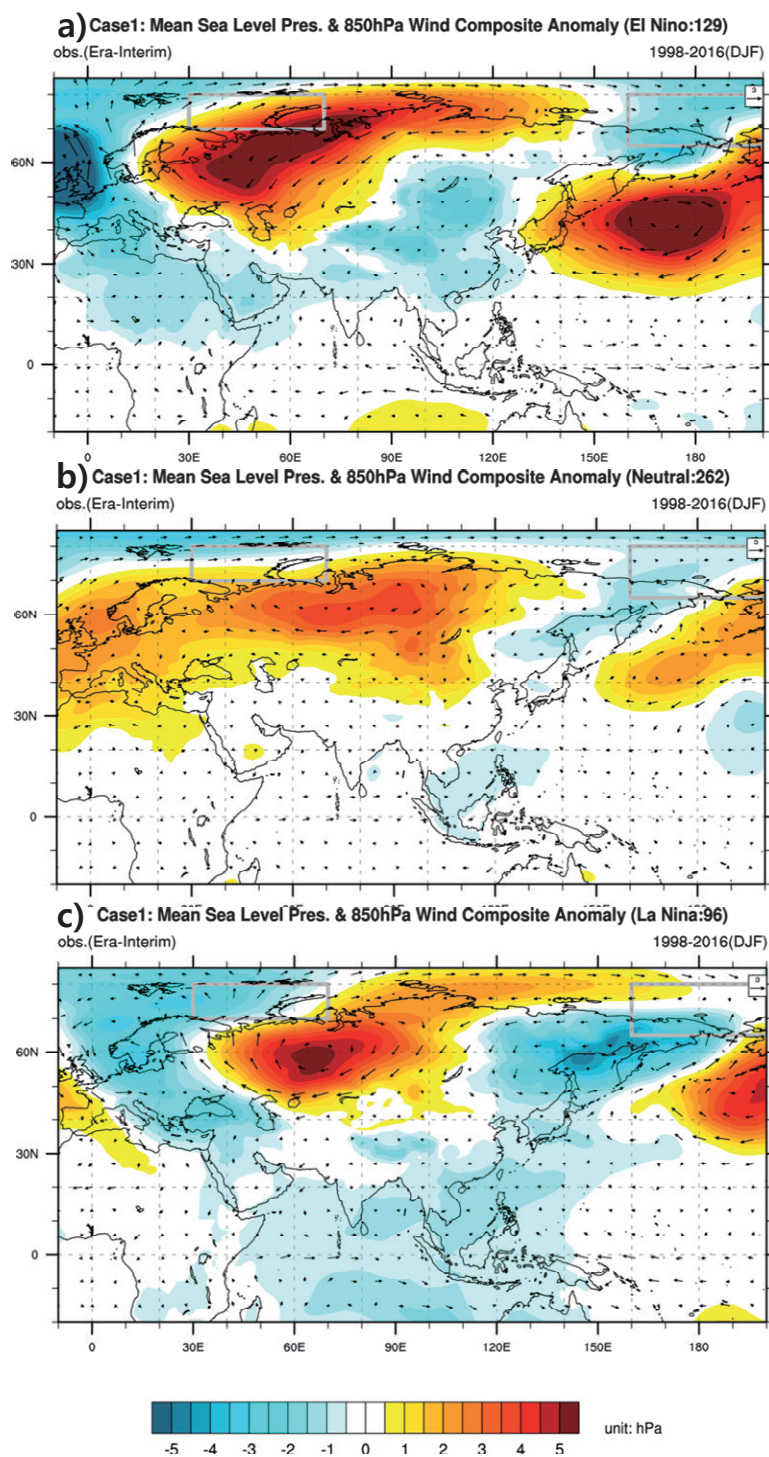


그림 5.1.11. Case 1에서의 ENSO type에 따른 평균 해수면 기압 아노말리(hPa) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

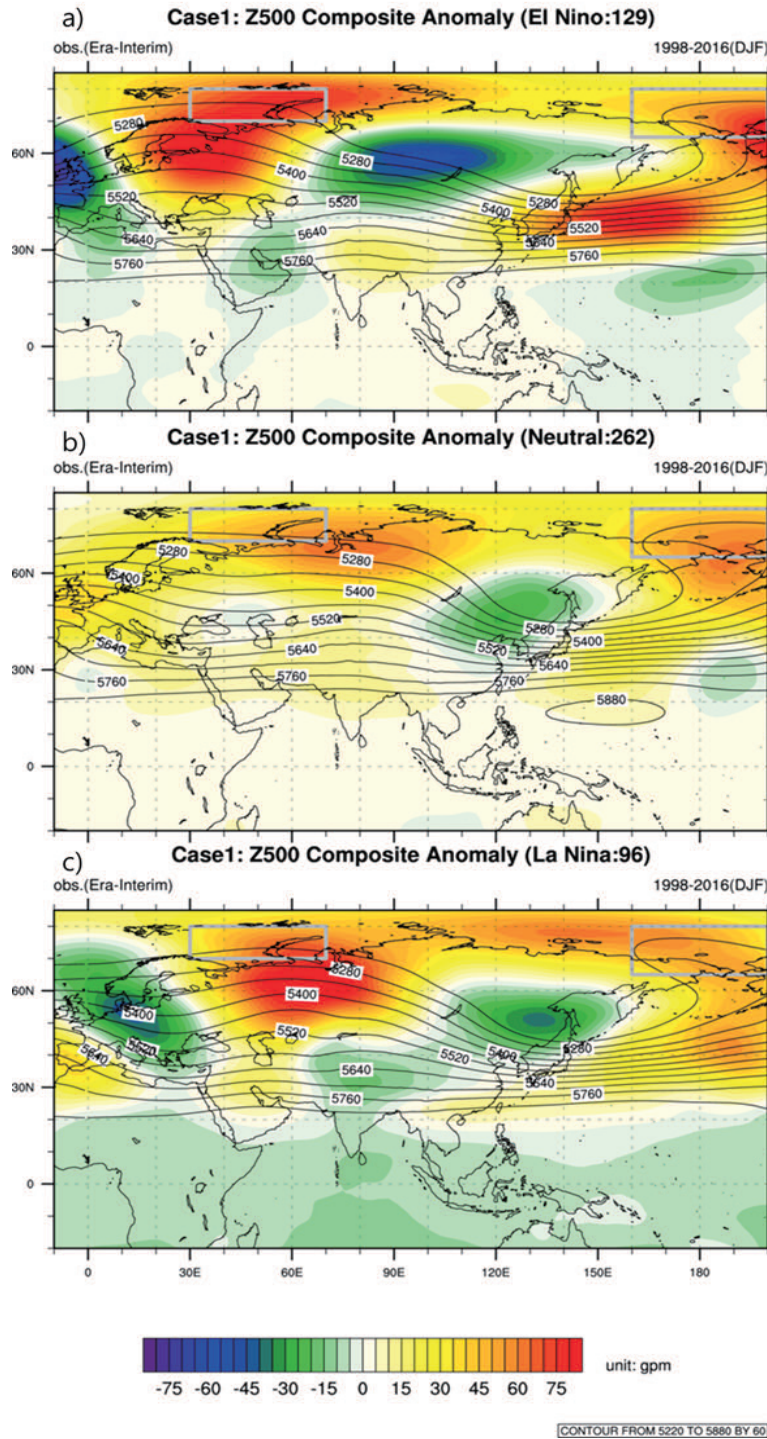


그림 5.1.12. Case 1에서의 ENSO type에 따른 500hPa 지위고도 아노말리(m) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

이러한 패턴은 하층 순환장에서도 나타나고 있으며 저기압성 회전은 동아시아에서 서태평양 확장된 모습을 보인다. 이로 인해 동아시아 전체에 극의 차가운 공기가 유입되고 있다. 또한 북서태평양 고기압에 의한 남풍으로 인해 대륙으로 파듯한 공기가 이송되고 있으며 한반도는 두 세력의 중심에 위치하여(그림 5.1.12c) 기온은 약간 낮은 경향을 보이고 있다(그림 5.1.10c).

그림 5.1.13은 바렌츠-카라해의 지표기온이 양이고 동시베리아-척치 해안지역의 지표기온이 음일 경우 ENSO의 종류(엘니뇨, 중립, 라니냐)별로 합성장을 나타낸 것이다. 그림 5.1.13b는 Case 3의 조건을 모두 만족하는 경우로써, ART1 주변에 양의 기온 편차가 넓게 분포하고 유라시아와 한반도를 포함한 대부분의 지역에 음의 기온 편차를 보이고 있다. 대기순환 패턴은 ART1 상공에서 시베리아지역까지 고기압성 아노말리가 위치해 있고, 동아시아를 포함한 유라시아 대부분 지역에 저기압성 편차가 위치하고 있다. 이러한 저기압성 편차는 풍상측의 고기압성에 의해 유도된 것이다. 다시 말해, 상층 저기압성 순환은 아시아 지역의 상층골을 서쪽으로 이동시켜 한반도를 포함한 동아시아에 극한 기온의 빈도수를 증가시키고, 동아시아 겨울몬순의 강도를 강화시킬 수 있다.

그러나 엘니뇨가 발생하게 되면 이러한 패턴은 앞서 언급했듯이 쿠로시오 고기압의 강화되고 시베리아 고기압이 약화된다(그림 5.1.14a). 상층 지위고도 또한 시베리아 지역에서 저기압성 순환이 나타나고, 쿠로시오 고기압이 강화되는 모습을 보인다. 따라서 시베리아지역과 한반도 지역은 양의 기온 편차를 보인다.

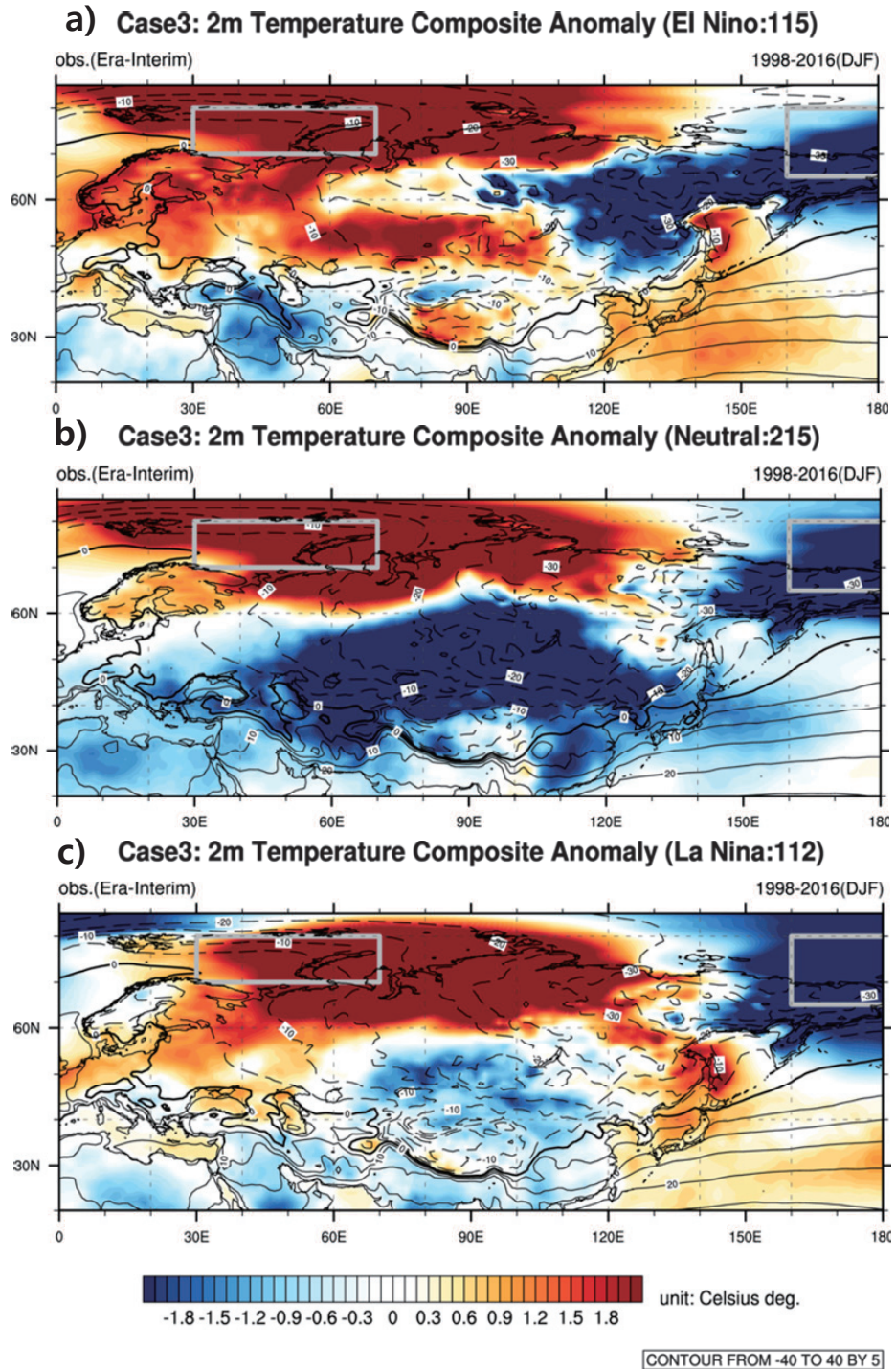


그림 5.1.13. Case 3에서의 ENSO type 에 따른 2m 기온 아노말리(°C) 합성상. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

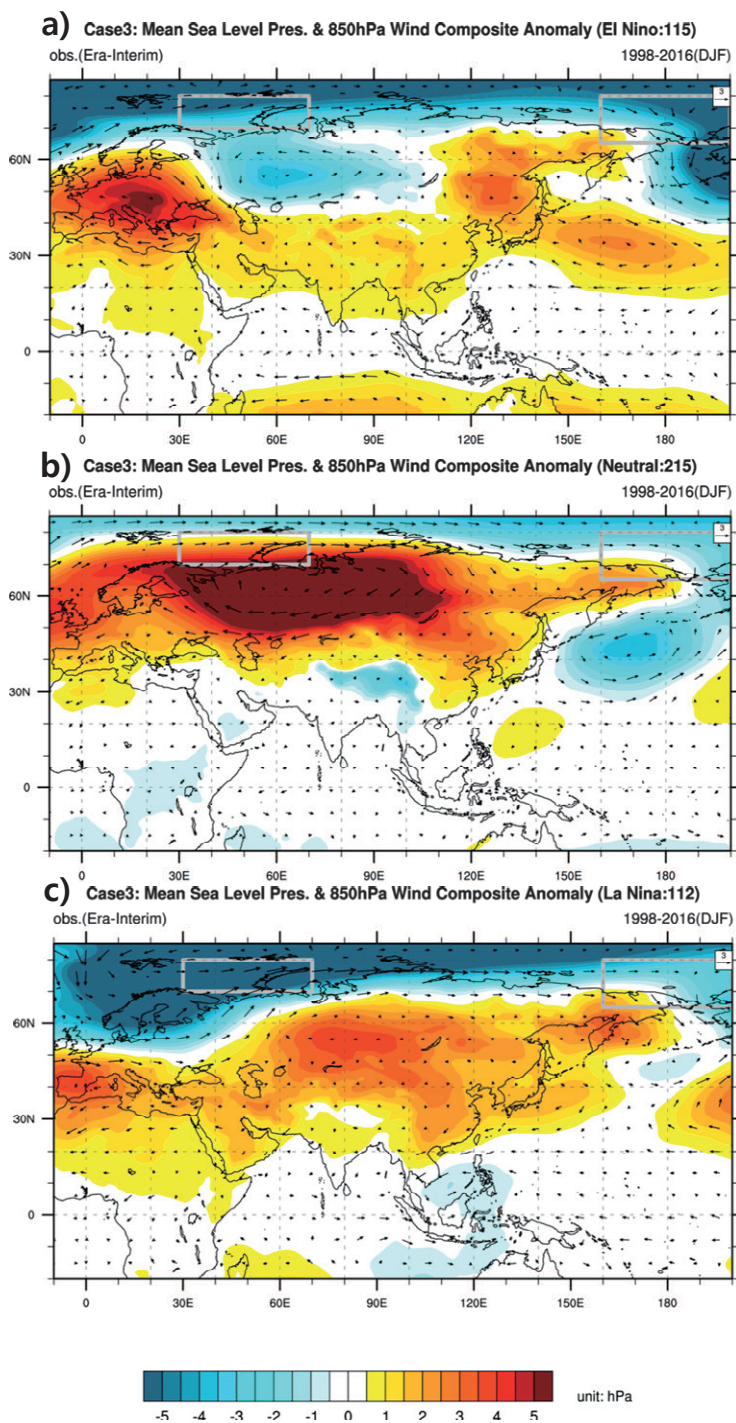


그림 5.1.14. Case 3에서의 ENSO type에 따른 평균 해수면 기압 아노말리(hPa) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

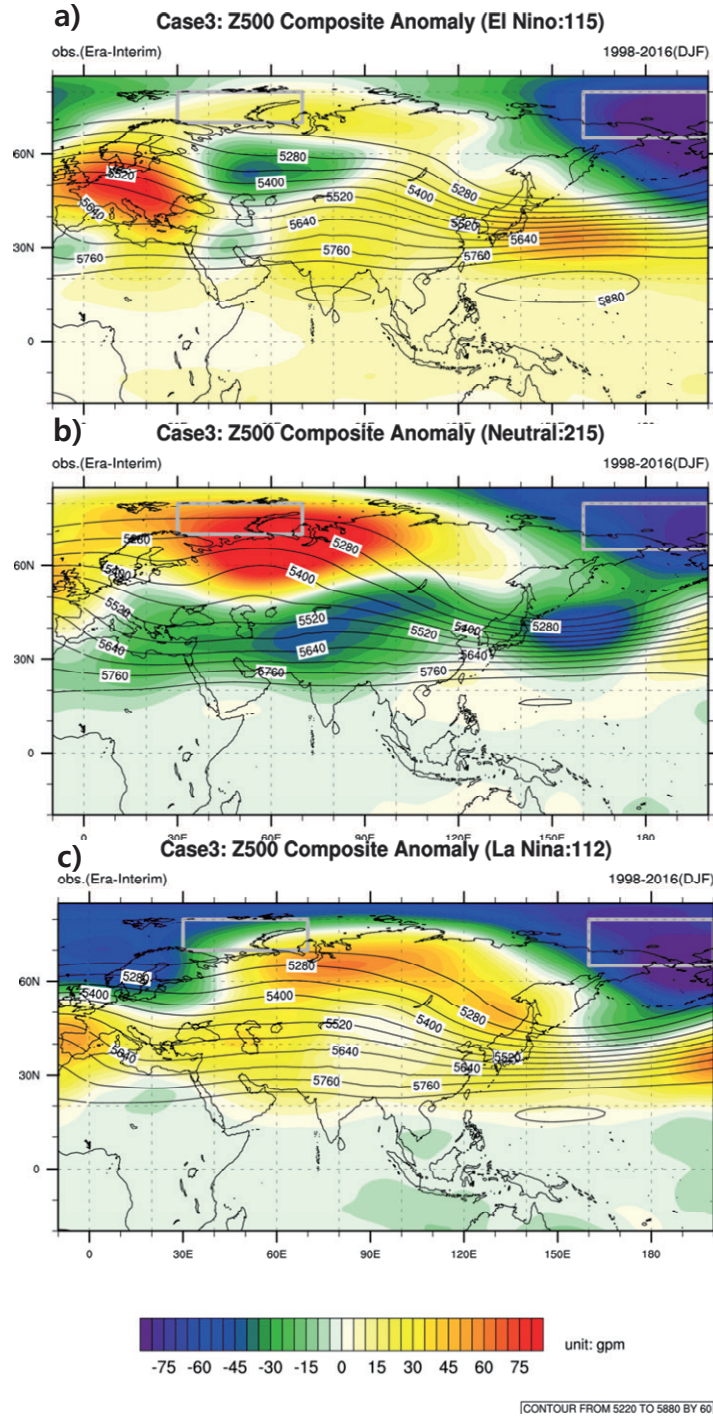


그림 5.1.15. Case 3에서의 ENSO type에 따른 500hPa 지위고도 아노말리(m) 합성장. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

5.1.7 북극 온난화에 따른 주변 기압계 변화 요약

본 연구는 동아시아 겨울철 기온 예측성을 향상시키기 위해 극 온난화와 겨울철 동아시아 기온의 연관성을 분석하였다. 극 온난화의 영향을 분석하기 위해, Kug et al. (2015)에서 제안된 바렌츠-카라해 평균 기온(ART1) 과 동시베리아-척치해 평균 기온(ART2)을 이용하였다. 먼저 겨울철 ART1과 ART2의 온난화 신호를 이용하여 4가지 Case로 분류하여 Case 별 증위도 기압계 패턴을 분석하고, 동아시아 겨울철 기온에 미치는 영향을 분석하였다. 분석기간은 1998년부터 2016년까지 총 19년이다.

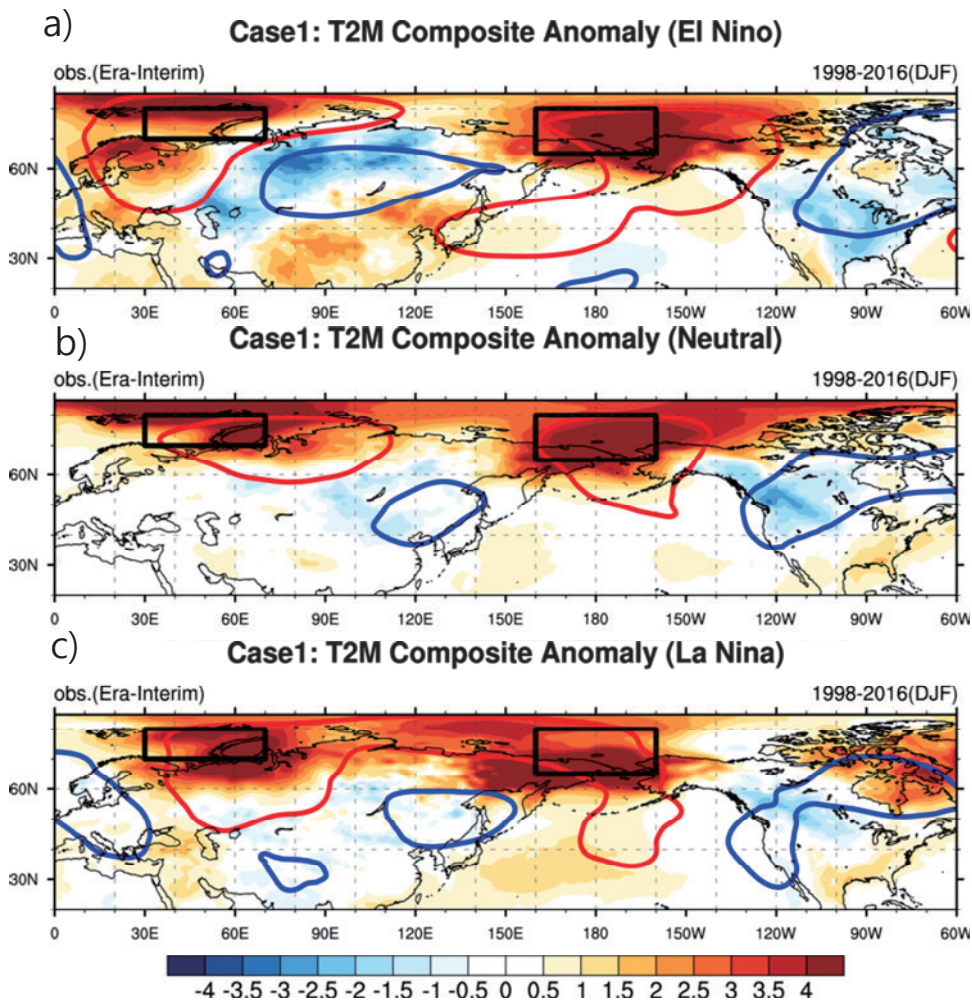


그림 5.1.16. Case 1에서의 ENSO type 에 따른 대기 순환 모식도. a) El Niño, b) Neutral, and c) La Niña

Case 1은 지구온난화와 연관되어 시간에 따라 빈도수는 증가하는 경향을 보인다. 반대로 Case 2의 경우 감소하는 추세를 보인다. Case 3과 Case 4는 뚜렷한 경향성을 보이지 않았다.

ART1의 지표기온이 양의 편차를 보이고 ART2의 지표기온이 음의 편차를 보이는 경우(Case 3)은 북극의 중심의 음의 편차와 서부 러시아에 강한 양의 편차와 관련이 있다. 러시아 서부지역에서 양의 SLP 편차는 ART1지역의 남쪽지역인 바렌츠-카라 해안부터 유라시아 대륙까지 발달하였다. 양의 고기압성 편차는 한랭이류를 통해 동쪽으로 계속 확장된다. 따라서 서-러시아의 양의 SLP가 동쪽으로 확장되면 시베리아 고기압이 강화되고 동아시아 지역에 한랭이류가 발생되어 결과적으로 동아시아에 이상저온 현상이 빈번히 발생하게 된다. 반대로 ART2가 양의 편차, ART1이 음의 편차를 보이는 경우에는 동시베리아-척치해의 지표기온의 증가로 인해 알래스카와 캐나다 서편에서 고기압성 흐름이 발달된다. 이로 인해 대부분의 캐나다지역과 미국의 중앙 및 동부지역에서 하층 고기압이 강하게 나타난다. SLP 편차는 상층의 고기압성 아노말리와 위치와 일치한다. 따라서 풍하층에는 강한 저기압성 흐름이 자리잡게 되고 북미전역에 음의 기온 아노말리가 나타난다.

ART1과 ART2 지역이 동시에 온난화가 되는 경우 상하층 고기압성 아노말리의 위치는 매우 유사하지만, 한반도 동쪽에 위치한 쿠로시오 고기압의 영향으로 인해 시베리아 고기압은 크게 확장하지 못하였다. 쿠로시오 고기압의 생성과 연관되어 한반도에 영향을 미치는 Case 1과 Case 3에 대하여 ENSO의 영향을 분석하였다. Case 1을 만족하는 엘니뇨 시기에는 북서태평양의 대류활동은 약화되고, 이로 인해 동아시아 지역에 원격상관으로 매우 큰 영향을 미친다. 북서태평양의 대류활동의 약화는 대기하층에 고기압성 흐름을 유도한다. 북서태평양 고기압의 강화로 인해 시베리아 고기압의 확장이 저지된다. 따라서 한반도 동쪽에 쿠로시오 고기압을 강화시키게 된다. 따라서 남풍의 영향으로 인해 대륙으로 따뜻한 공기가 수송되어 한반도와 동아시아 지역은 따뜻한 겨울이 나타난다(그림 5.1.16a). 그러나 중립의 경우 쿠로시오 고기압의 위치가 동쪽으로 이동하면서 한반도 상공에 상층 저기압이 위치하게 되어 한기가 유입되게 된다(그림 5.1.16b). 라니냐 시기에는 한반도 북쪽상공에 저기압이 위치하여 해양의 고기압과 상층의 저기압 사이에 위치한 한반도는 평년의 기온을 유지하게 된다. 따라서 북극 온난화, 엘니뇨에 의한

쿠로시오 고기압의 강화현상은 완전히 독립적인 현상이 아니라 서로 상호작용할 수 있다. 쿠로시오 고기압의 확장 및 이동에 의해 시베리아 고기압이 축소 또는 확장되어 한반도의 기온에 큰 영향을 미치게 된다.

그림 5.1.17은 한반도 기온에 영향을 미치는 Case1과 Case3, 그리고 ENSO의 종류를 고려하여 1개월 한반도 기온전망을 예측하는 모식도를 나타낸 것이다. 최신 모델의 경우 대부분의 모델은 ENSO를 6~9개월 이상 예측할 수 있는 것으로 보고되었다(Jin et al., 2008; Wang et al., 2009). 따라서 한반도 겨울철 기온전망은 역학모형의 ENSO 예측정보와 관측의 극지역 온난화 정보를 이용하여 예측할 수 있다. 먼저 ENSO 예측 정보를 이용하여 ENSO 형태를 구분하고, 매 주 극 온난화 정보를 이용하여 Case 1과 Case 3을 구분하면 한반도 기온을 예측한다. 예를 들어 엘니뇨 해에 Case 1의 경우 한반도는 평년보다 높은 기온이 예측되며, 라니냐 해에 Case 1의 경우에는 평년과 비슷할 것으로 예측된다. 또한 ENSO가 중립이면서 Case 3일 경우에는 한반도 기온은 평년보다 낮을 것으로 예측된다. 겨울철 1개월 전망 예측 시스템은 해양과 극의 영향을 기반으로 개발 되었으며, 아직 예측성 검증은 시행 되지 않았지만, 예측의 보조자료로 충분할 것으로 보인다.

많은 전문가들이 2017년 겨울을 역대 최고의 추운겨울로 예측했지만 2017년은 온난한 겨울이 관측되었다. 동아시아 및 한반도 겨울철 기후변동성의 정확한 예측을 위해서는 이에 영향을 미치는 다양한 요소들, 열대해양과 북극지역의 온난화와 그들 간의 상호작용에 대한 종합적인 이해가 수반되어야 한다. 2017년 겨울에 관측된 온난한 기온은 열대-중위도-고위도의 상호작용의 결과일 수 있다. 따라서 한반도 및 동아시아 겨울철 기후변동성의 예측성 향상을 위해서는 극지역의 온난화와 더불어 해양의 영향에 대한 종합적인 이해가 수반되어야만 한다.

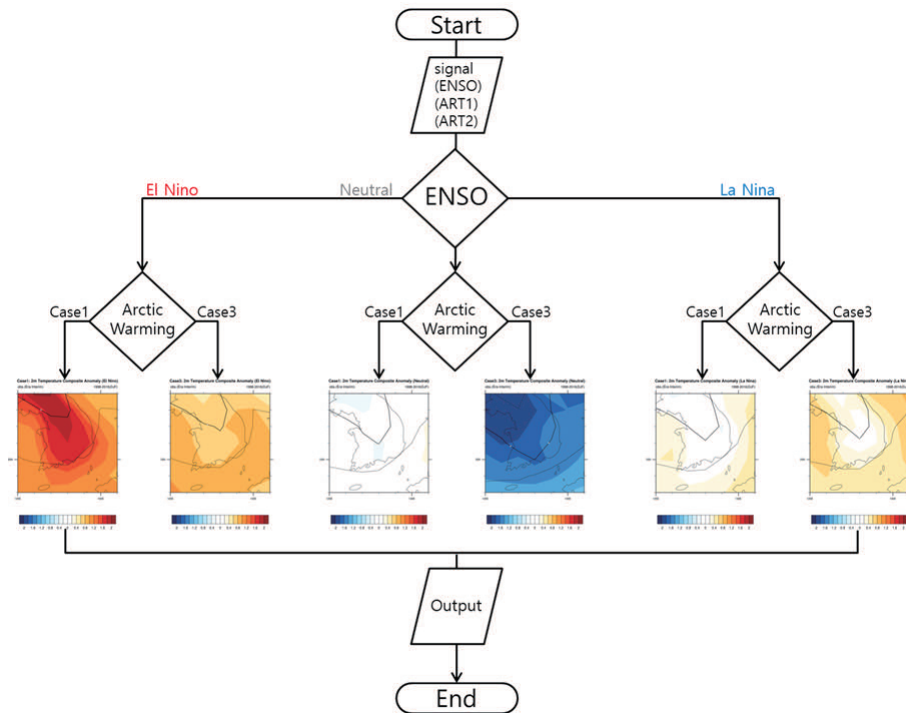


그림 5.1.17. 한반도 1개월 전망을 위한 모식도

5.2 1개월 전망 지원을 위한 WMO 계절내 예측결과 지원

5.2.1 계절내 MME 예측자료 생산 및 브리핑

WMO 장기예보 선도센터는 WMO 회원국들의 기후예측을 지원하기 위해서 운영하고 있다. 따라서 기본적으로 전지구 영역에서 고른 예측성 향상을 위해 노력하며, 예측 결과의 표출 또한 전지구 영역을 기준으로 운영하고 있다. 이러한 가운데 기상청의 1개월 전망 예보 지원을 위해 WMO 장기예보 선도센터의 계절내 예측결과를 매주 제공하게 되었다. 기존에 기상청에서 발표하고 있는 영역과 형식에 맞추어 계절내 예측결과를 새로운 방식으로 표출하고 여기에 더해 한반도 영역에 대한 예측자료의 평균값을 계산하여 표출하도록 새로운 시스템을 구축하였다.

이렇게 생산된 자료는 파워포인트 파일로 정리하여 매주 화요일에 기상청으로 전송한다. 다만 이렇게 매주 발표 자료를 만들기 위해서는 많은 시간이 소모되고, 실수가 발생할 가능성이 항상 존재한다. 이를 방지하기 위해 자동으로 파워포인트 파일을 생성하는

프로그램을 추가적으로 개발하였다. 그림 5.2.1은 이렇게 생성되는 파워포인트 파일의 예시이다. 발표 파일에는 지난주 예측결과에 대해서 사후분석을 하고 향후 6주간의 예측 결과를 보여준다. 사후분석과 예측에 사용되는 변수는 500hPa 지위고도와 850hPa 바람장, 해면기압, 기온과 강수량의 anomaly 값이다. 예측에 사용하는 모델은 SCM과 PMME 예측결과이며 추가적으로 개별모델 중 예측성이 가장 좋은 ECMWF 모델의 결과도 같이 제시하여 예보판단에 도움이 되도록 하였다. 또한 이렇게 생산하는 발표 자료를 바탕으로 기상청과 1개월 전망 회의 시 예측결과를 브리핑하고 있으며, 1개월 전망 자료 생산에 기여하고 있다.

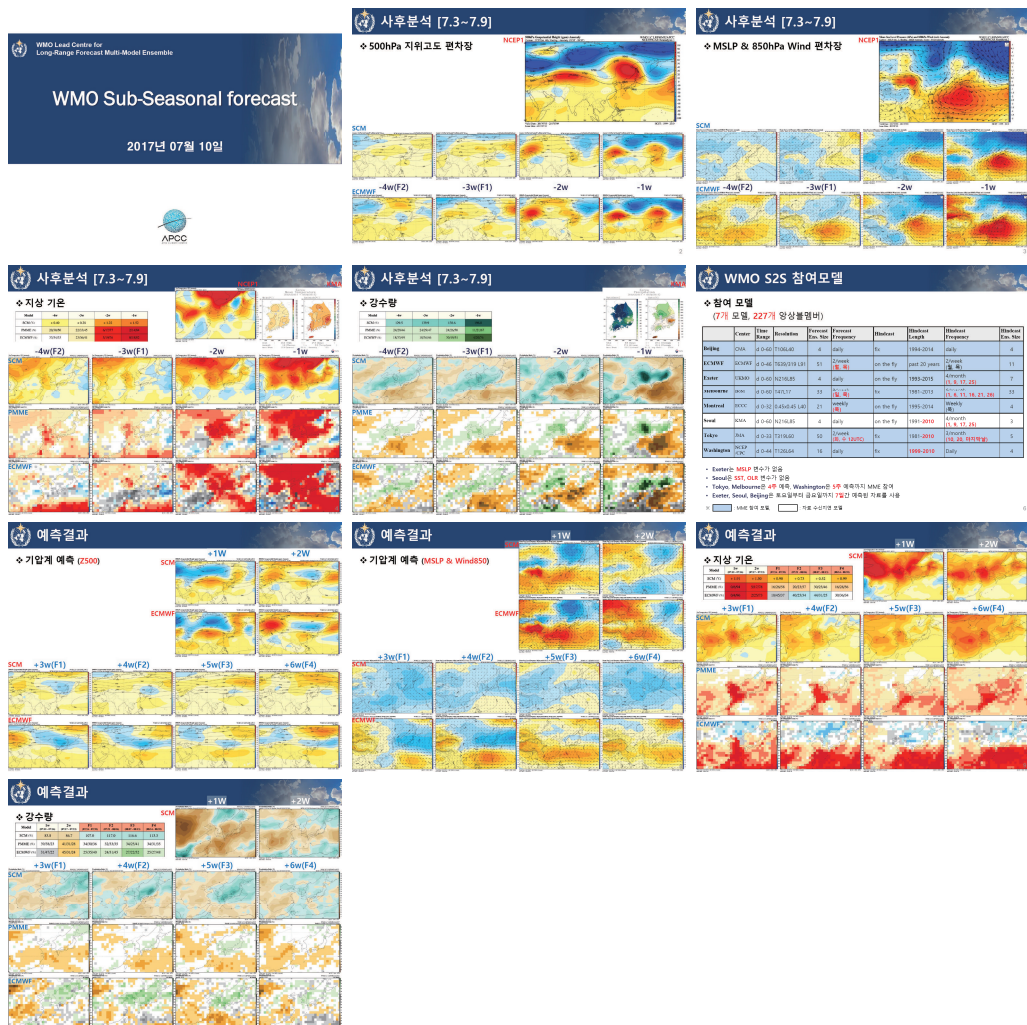


그림 5.1.18. 기상청 1개월 전망 지원을 위한 계절내 MME 예측결과 발표자료 예시

6. 요약 및 결론

APCC는 지난 2017년 본 과제를 통해 기상청의 장기예보 현업 서비스를 향상시키기 위해 기상청과의 협력 시스템을 구축하였다. 2017년은 협력 시스템 구축의 첫 해로서, 관측자료 및 모델자료 기반으로 여러 성과물이 생산되었다.

2장은 WMO 장기예보 선도센터 운영에 대한 내용을 기술하였다. APCC는 2011년부터 2016년까지 WMO 장기예보 선도센터를 수탁 운영해왔으며, 2017년부터 아태사업의 일환으로 WMO 선도센터 MME 계절예측(월별 3개월 예측) 자료를 생산하고 홈페이지를 통해 표출하고 있다. 이 자료는 우리나라 기상청뿐만 아니라 계절예측시스템이 갖추어지지 않은 저개발국가의 기상청에서 요긴하게 사용되고 있다. 이 뿐만 아니라 현재 계절내 MME 예측 자료를 생산하는 시스템을 시범운영하고 있다. 2017년에는 이 시스템을 개선하고 예측결과에 대한 검증을 실시하였다. 계절내 MME 예측 분야는 세계적 수준에서 선행 연구가 부족한 실정이며 WMO 장기예보 선도센터는 이 분야에서 선도적인 역할을 수행하고 있다. 현재 시범운영 중인 계절내 MME 예측 시스템은 2018년 공개를 목표로 한다.

3장은 우리나라 기후 3개월 전망 지원을 위한 관측 자료의 심층 분석이다. 총 4절로 이루어졌는데, 1절에서는 우리나라에 원격상관 영향을 끼친다고 알려져 있는 인도양 해수면 온도가 우리나라 기온/강수에 미치는 영향을 여러 방면에서 살펴보았다. 우선, 인도양 해수면온도의 변동성이 우리나라 기온/강수에 미치는 영향을 월별로 살펴보고, 인도양 해수면 온도 변동성 중 하나인 IOBM과 우리나라 6월 강수사이의 관련성의 장기적 변화를 연구하였다. 그리고 IOBM과 ENSO의 복합 영향, IOD와 ENSO의 복합 영향이 우리나라 기후에 미치는 영향을 연구하여 이를 실제 현업에서 관측 자료 기반의 기후 모니터링에 의한 계절 예보에 활용할 수 있는 방안을 마련하였다.

3장 2절에서는 서태평양~동아시아의 강수 구조를 EOF 분석하여 이들의 주요 모드 중 우리나라 강수와 높은 관련성을 보이는 모드들에 대해 분석하였다. 3절은 우리나라 장마의 장기 변화를 연구하였는데, 2000년대 장마 기간 강수량이 그 이전 기간에 비해 유의하게 증가하였다는 것을 밝혔다. 4절에서는 겨울철 한랭일의 장기 변화를 연구하여

한랭일 빈도가 2000년대 들어 증가한 것을 밝히고 이의 원인을 다각적인 방면에서 살펴 보았다.

4장은 우리나라 기후 3개월 전망 지원을 위한 역학모델의 분석이다. APCC MME에서 우리나라 기후 예측을 토대로 예측성, 온난화 효과, 원격으로 영향을 미치는 영향 기후 모드들에 대해 연구하였으며 이를 매월 분석표를 생산하여 현업 예보를 지원한다. 이에 더해 역학 모델을 기반으로 새로운 영향 기후 모드(서태평양 순환장 vs. 한국 강수)를 개발하였다.

5장에서는 1개월 전망 지원을 위한 연구와 현업 지원이다. 북극 지역 온난화가 발생할 때 온난화 패턴에 변화에 따른 중위도 기압계 패턴을 분석하고 이를 적용하여 동아시아 겨울철 기온에 미치는 영향을 연구하였다. 그리고 ENSO의 형태에 따라 중위도 블로킹에 영향을 줄 가능성을 살펴보았다. 이러한 기반 연구는 주별 계절예보에 활용할 수 있다. 또한 WMO 장기예보 선도센터에서 생산되는 계절내 MME 예측자료는 우리나라 1개월 전망 예측을 위해 매주 기상청 예보토의에 발표·논의되었다. .

기상청과 협력사업의 일환으로 APCC는 2017년부터 우리나라 계절 예측에 도움이 되는 연구 보고서와 현업 지원 연구자료를 제공하기 시작하였다. APCC에서는 이를 바탕으로 2018년 기상청 현업에 실질적으로 활용되고 이를 위한 기반 연구를 통해 우리나라 현업 발전에 기여할 계획이다.

REFERENCES

- 기상청 기후예측과, 2016: *기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드선스 (II)*. 기상청, 183pp.
- 기상청, 2011a: *장마백서*. 기상청, 266 pp.
- 기상청, 2011b: *태풍백서*. 기상청, 342pp.
- 김백민, 정의현, 임규호, 김현경, 2014: 극 온난화에 따른 겨울철 대기 변동성 분석 연구, *대기*, **24**, 2, 131-140.
- 김유진, 2016: APCC MME를 이용한 동북아시아 여름몬순 물리-경험 계절 예측 모형 개발. APEC Climate Center, 39pp.
- 정지훈, and Coauthors, 2016: 2015/2016 겨울 동아시아-한반도 기후 특성 분석, *대기*, **26**, 2, 337-345.
- 정지훈, and Coauthors, 2017: 겨울철 기후예측 정확도 향상을 위한 중위도-열대 영향인자 기반 예측기술 개발, *기상청* (KMIPA 2015-2090)
- 진강규, 2000: *유전 알고리즘과 그 응용*. 교우사, 222 pp.
- Ahn, J.-B., and J. Lee, 2016: A new multimodel ensemble method using nonlinear genetic algorithm: An application to boreal winter surface air temperature and precipitation prediction. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 9263-9277, doi:10.1002/2016JD025151.
- Ahn, J-B, J-H. Rye, E-H. Cho, J-Y. Park, and S-B. Ryoo, 1997: A study of correlations between air-temperature and precipitation in Korea and SST over the tropical pacific(in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **33**, 487-495.
- Barnes, E. A., J. Slingo, and T. Woollings, 2012: A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios. *Climate Dyn.*, **38**, 2467-2481, doi:https://doi.org/10.1007/s00382-011-1243-6.
- Barnston, A., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality, and persistence of low-frequency circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Chan, J., and C. Li, 2004: *The East Asia winter monsoon*. *East Asian Monsoon*, C.-P. Chang, Ed., World Scientific, 54-106.
- Chen, T-C., W-R. Huang, and J-H. Yoon, 2004: Interannual variation of the east Asian cold surge activity. *J. Climate*, **17**, 401-413.
- Chun, Y-S, and S-U. Park, 1990: Characteristics of the regional circulation over Asia during the dry Changma period in 1982 (in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **26**, 12-24.
- Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock, 2008: Accelerated decline in the

- Arctic sea ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L01703. doi:10.1029/2007GL031972.
- Cui, X., and Z. Sun, 1999: East Asian winter monsoon index and its variation analysis. *J. Nanjing Inst. Meteor.*, **22**, 321-325.
- D'Arrigo, R., G. Jacoby, R. Wilson, and F. Panagiotopoulos, 2005: A reconstructed Siberian high index since A.D. 1599 from Eurasian and North American tree rings. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05705, doi:10.1029/2004GL022271.
- De Deckker, P., 2016: The Indo-Pacific Warm Pool: critical to world oceanography and world climate. *Geosci. Lett.*, **3**, 20, doi:10.1186/s40562-016-0054-3.
- Ding, Q. H., and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483-3505
- Francis, J. A., and S. J. Vavrus, 2015: Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 014005, doi:https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/1/014005.
- Francis, J., and S. Vavrus, 2012: Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L06801, doi:10.1029/2012GL051000.
- Ghatak, D., A. Frei, G. Gong, J. Stroeve, and D. Robinson, 2010: On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent. *J. Geophys. Res.*, **115**, D24105, doi:10.1029/2010JD014007.
- Gillett, N. P., F. W. Zwiers, A. J. Weaver, and P. A. Stott, 2003: Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422**, 292-294.
- Gong, D-Y., and C-H. Ho, 2002: The Siberian high and climate change over middle to high latitude Asia. *Theor. Appl. Climatol.*, **72**, 1-9.
- Graham, R. J., and Coauthors, 2011: Long-range forecasting and the Global Framework for Climate Services. *Climate Res.*, **47**, 47-55, doi:https://doi.org/10.3354/cr00963.
- Ha, K-J, S-K. Park, and K-Y. Kim, 2003: Interannual variability in summer precipitation around the Korean Peninsula and its associated East Asian summer circulation (in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 575-586.
- Ha, K.-J., S.-K. Park, and K.-Y. Kim, 2005: On interannual characteristics of Climate Prediction Center Merged Analysis Precipitation over the Korean Peninsula during the summer monsoon season. *Int. J. Climatol.*, **25**, 99-116.
- Ha, K-J, K-S. Yun, J-G. Jhun, and C-K. Park, 2005a: Definition of onset/retreat and intensity of Changma during the boreal summer monsoon season (in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **41**, 927-942.
- Ha, K.-J., and E. Ha, 2006: Climatic change and interannual fluctuation in the long-term

- record of monthly precipitation for Seoul. *Int. J. Climatol.*, **26**, 607–618.
- Ha, K.-J., and S.-S. Lee, 2007: On the interannual variability of the Bonin high associated with the East Asian summer monsoon rain. *Climate Dyn.*, **28**, 67–83.
- Ha, K.-J., K.-Y. Heo, S.-S. Lee, K.-S. Yun, and J.-G. Jhun, 2012: Variability in the East Asian Monsoon: A review. *Meteor. Appl.*, **19**, 200–215, doi:<https://doi.org/10.1002/met.1320>.
- Ha, K.-J., J.-E. Chu, J.-Y. Lee, and K.-S. Yun, 2017: Interbasin coupling between the tropical Indian and Pacific Ocean on interannual timescale: observation and CMIP5 reproduction. *Climate Dynamics*, **48**, 459–475.
- Ha, Y., Z. Zhong, H. Chen, and Y. Hu, 2016: Out-of-phase decadal changes in boreal summer rainfall between Yellow-Huaihe River Valley and southern China around 2002/2003. *Climate Dyn.*, **47**, 137–158, doi:10.1007/s00382-015-2828-2.
- Ham, Y.-G., J.-S. Kug, and I.-S. Kang, 2007: Role of moist energy advection in formulating anomalous Walker circulation associated with El Niño. *J. Geophys. Res.*, **112**, D24105, doi:10.1029/2007JD008744.
- Harrison, D., and N. K. Larkin, 1996: The COADS sea level pressure signal: A near-global El Niño composite and time series view, 1946–93. *J. Climate*, **9**, 3025–3055.
- Hartmann, D. L., and Coauthors, 2014: Observations: Atmosphere and surface. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 159–254.
- He, S. P., and H. J. Wang, 2013: Oscillating relationship between the East Asian winter monsoon and ENSO. *J. Climate*, **26**, 9819–9837, doi:<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00174.1>.
- Ho, C.-H., J.-Y. Lee, M.-H. Ahn, and H.-S. Lee, 2003: A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s. *Int. J. Climatol.*, **23**, 117–128.
- Holland, J. H., 1992: *Adaptation in natural and artificial systems: an introductory analysis with applications to biology, control, and artificial intelligence*. MIT press.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier., 171–172pp.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- Hu, Z.-Z., 1997: Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19403–19412.

- Huang, Y., B. Wang, X. Li, and H. Wang, 2017: Changes in the influence of the western Pacific subtropical high on Asian summer monsoon rainfall in the late 1990s. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-017-3933-1.
- Jaiser, R., K. Dethloff, D. Handorf, A. Rinke, and J. Cohen, 2012: Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus*, **64**, 11595, doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595.
- Jeong, J.-H., and C.-H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges 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.*, **110**, D11104. doi:10.1029/2004JD005408.
- Jeong, J.-H., T. Ou, H. W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent recovery of the Siberian high intensity. *J. Geophys. Res.*, **116**, D23102, doi:https://doi.org/10.1029/2011JD015904.
- Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Jin, E. K., and Coauthors, 2008: Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Clim. Dynam.*, **31**, 647-664.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kim, B.-M., G.-H. Lim, and K.-Y. Kim, 2006: A new look at the midlatitude-MJO teleconnection in the northern hemisphere winter. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 485-503.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, and J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Commun.*, **5**, 4646, doi:https://doi.org/10.1038/ncomms5646.
- 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.
- Kirtman, B. P., and Coauthors, 2014: The North American Multi-Model Ensemble (NMME): Phase-1, seasonal-to-interannual prediction; phase-2, toward developing intraseasonal prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press.
- Krishnamurti, T. N., C. M. Kishtawal, Z. Zhang, T. LaRow, D. Bachiochi, C. E. Williford, S. Gadgil, and S. Surendran, 2000: Multimodel ensemble forecasts for weather and seasonal climate. *J. Climate*, **13**, 4196-4216.

- Kug, J.-S., J.-H. Jeong, Y.-S. Jang, B.-M. King, 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**, 759–752, doi:<https://doi.org/10.1038/ngeo2517>.
- 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**, L21706. doi:10.1029/2007GL031977.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in the relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16709. doi:10.1029/2005GL023026.
- L'Heureux, M. L., D. C. Collins, and Z.-Z. Hu, 2013: Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño–Southern Oscillation. *Climate Dyn.*, **40**, 1223–1236, doi:10.1007/s00382-012-1331-2.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 2006: ENSO modulation of the interannual and intraseasonal variability of the East Asian monsoon— A model study. *J. Climate*, **19**, 4508–4530.
- Lee, S.-S., P. N. Vinayachandran, K.-J. Ha, and J.-G. Jhun, 2010: Shift of peak in summer monsoon rainfall over Korea and its association with El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **115**, D02111. doi:10.1029/2009JD011717.
- Lee, S.-S., S.-H. Kim, J.-G. Jhun, K.-J. Ha, and Y.-W. Seo, 2013: Robust warming over East Asia during the boreal winter monsoon and its possible causes. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 034001, doi:<https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034001>.
- Lejenas, H., and H. Okland, 1983: Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus*, **35**, 350–362.
- Lepage, Y., 1971: A combination of Wilcoxon's and Ansari-Bradley's statistics. *Biometrika*, **58**, 213–217.
- Li, T., and B. Wang, 2005: A review on the western North Pacific monsoon: Synoptic-to-interannual variabilities. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **16**, 285–314.
- Lim, J.-S. and S.-U. Park, 1991: The moisture transport and budget over Korea during the 1988 Changma period (in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **27**, 221–240.
- Lin, Z., 2014: Intercomparison of the impacts of four summer teleconnections over Eurasia on East Asian rainfall. *Adv. Atmos. Sci.*, **31**, 1366–1376, doi:<https://doi.org/10.1007/s00376-014-3171-y>.
- Liu, J., J. Curry, H. Wang, M. Song, and R. Horton, 2012: Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **109**, 4074–4079; Corrigendum, 109, 6781–6783.

- Liu, Y., J. Key, and X. Wang, 2009: Influence of changes in sea ice concentration and cloud cover on recent Arctic surface temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L20710, doi:10.1029/2009GL040708.
- Liu, X. D., and M. Yanai, 2002: Influence of Eurasian spring snow cover on Asian summer rainfall. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1075–1089.
- Liu, Y., G. Huang, and R. Huang, 2011: Inter-decadal variability of summer rainfall in eastern China detected by the Lepage test. *Theor. Appl. Climatol.*, **106**, 481–488, doi:https://doi.org/10.1007/s00704-011-0442-8.
- Lu, R. 2002: Association between the surface temperature in Eurasia and the Changma withdrawals. *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **5**, 63–70.
- Mason, I., 1982: A model for assessment of weather forecasts. *Austr. Meteor. Mag.*, **30**, 291–303.
- Min, Y.-M., V. N. Kryjov, and S. M. Oh, 2014: Assessment of APCC multimodel ensemble prediction in seasonal climate forecasting: Retrospective (1983–2003) and real-time forecasts (2008–2013). *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 12 132–12 150, doi:https://doi.org/10.1002/2014JD022230.
- Min, Y.-M., V. N. Kryjov, and C.-K. Park, 2009: A probabilistic multimodel ensemble approach to seasonal prediction. *Wea. Forecasting*, **24**, 812–828, doi:10.1175/2008WAF2222140.1.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nat. Geosci.*, **7**, 869–873, doi:https://doi.org/10.1038/ngeo2277.
- Palmer, T. N., and Coauthors, 2004: Development of a European Multimodel Ensemble System for Seasonal-to-Interannual Prediction (DEMETER). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 853–872.
- Panagiotopoulos, F., M. Shahgedanova, A. Hannachi, and D. B. Stephenson, 2005: Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action. *J. Climate*, **18**, 1411–1422.
- Park, D. S., S. Lee, and S. Feldstein, 2015: Attribution of the recent winter sea ice decline over the Atlantic sector of the Arctic Ocean. *J. Climate*, **28**, 4027–4033, doi:https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0042.1.
- Park, T.-W., C.-H. Ho, and S. Yang, 2011: Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia. *J. Climate*, **24**, 68–83.
- Park, T. W., C. H. Ho, S. Yang, and J. H. Jeong, 2010: Influences of Arctic Oscillation and Madden-Julian Oscillation on cold surges and heavy snowfalls over Korea: A case study for the winter of 2009–2010. *J. Geophys. Res.*, **115**, D23122, doi:https://doi.org/10.1

029/2010JD014794.

- Pelly, J., and B. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743–755.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360–363.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334–1337.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2013: Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 959–964, doi:10.1002/grl.50174.
- Seo, K.-H., J.-H. Son, and J.-Y. Lee, 2011: A New Look at Changma (in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **21**, 109–121.
- Serreze, M. C., and J. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Climatic Change*, **76**, 241–264.
- Shapiro, M. A., 1981: Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 954–973.
- Son, H. Y., Park, J. Y., and Kug, J. S., 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 Dyn.*, **42**, 3171–3186, doi:https://doi.org/10.1007/s00382-013-2008-1.
- Sun, B. M., and C. Y. Li, 1997: Relationship between the disturbances of East Asian trough and tropical convective activities in boreal winter (in Chinese). *Chin. Sci. Bull.*, **42**, 500–504.
- Sun, J. Q., and H. J. 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.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441–4449.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423–4440.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Tibaldi, S., and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42**,

343-365.

- Ting, D. I. N. G., Wei-Hong, Q., and Zhong-Wei, Y, 2009: Characteristics and changes of cold surge events over China during 1960-2007. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 339-344.
- Van den Dool, H. M., and Z. Toth, 1991: Why do forecasts for “near normal” often fail? *Wea. Forecasting*, **6**, 76-85.
- Vitart, F., and Coauthors, 2016: The Subseasonal to Seasonal Prediction (S2S) project database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi:<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0017.1>, in press.
- Vitart F., G. Balsamo, R. Buizza, L. Ferranti, S. Keeley, L. Magnusson, F. Molteni, and A. Weisheimer, 2014: Sub-seasonal predictions, ECMWF Res. Dep. Tech. Memo. No. 738, 47pp, <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2014/12943-sub-seasonal-predictions.pdf>.
- Wang, B., B. Xiang, and J.-Y. Lee, 2013: Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 2718-2722, doi:<https://doi.org/10.1073/pnas.1214626110>.
- Wang, B. and Coauthors, 2009: Advanced and prospectus of seasonal prediction: assessment of APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980-2004). *Clim. Dynam.*, **33**, 93-117.
- Wang, B., R. Wu, and T. Li, 2003: Atmosphere-warm ocean interaction and its impact on Asian-Australian monsoon variability. *J. Climate*, **16**, 1195-1211.
- Wang, B., and Q. Zhang, 2002: Pacific-east Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *J. Climate*, **15**, 3252-3265.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.
- Wang, B., J-G. Jhun, and B-K. Moon, 2007: Variability and singularity of Seoul, South Korea, rainy season (1778-2004). *J. Climate*, **20**, 2572-2580.
- Wang, B., and Coauthors, 2008: Advance and prospectus of seasonal prediction: assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980-2004). *Climate Dyn.*, **33**, 93-117. doi:10.1007/s00382-008-0460-0.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate. *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Wang, B., R. Wu, and R. Lukas, 1999: Roles of the western North Pacific wind variation in thermocline adjustment and ENSO phase transition. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1-16.

- Wang, B., Z. Wu, J. Liu, C-P. Chang, J. 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, L., and W. Chen, 2010: How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? *Adv. Atmos. Sci.*, **27**, 855–870, doi:10.1007/s00376-009-9094-3.
- Wang, L., and W. Chen, 2014: The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s. *Chin. Sci. Bull.*, **59**, 430–436, doi:10.1007/s11434-013-0029-0.
- Wang, L., W. Chen, and R. Huang, 2008: Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the east Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20702. doi:10.1029/2008GL035287.
- Wang, L., R. Huang, L. Gu, W. Chen, and L. Kang, 2009: Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity. *J. Climate*, **22**, 4860–4872.
- Watanabe, M., and T. Nitta, 1999: Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, **12**, 494–510.
- Weisberg, R. H., and C. Wang, 1997* A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño–Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 779–782.
- Whan, K., and Coauthors, 2014: Trends and variability of temperature extremes in the tropical Western Pacific. *Int. J. Climatol.*, **34**, 2585–2603.
- Wilks, D. S., 1995: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction. *Academic Press*, 467 pp.
- Woo, S.-H., B.-M. Kim, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, and G.-H. Lim, 2012: Decadal changes in surface air temperature variability and cold surge characteristics over northeast Asia and their relation with the Arctic Oscillation for the past three decades (1979–2011) (in Korean with English abstract). *J. Geophys. Res.*, **117**, D18117, doi:https://doi.org/10.1029/2011JD016929.
- Woo, S.-H., S.-Y. Yim, M.-H. Kwon, and D.-J. Kim, 2017: Decadal change in rainfall during the Changma period in early-2000s (in Korean with English abstract). *Atmos. Korean Meteor. Soc.*, **27**, 345–358.
- Wu, B., T. Li, and T. Zhou, 2010: Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño decaying summer. *J. Climate*, **23**, 2974–2986.
- Wu, B. Y., K. Yang, and R. Zhang, 2009: Eurasian snow cover variability and its association

- p>with summer rainfall in China.
- Adv. Atmos. Sci.*
- ,
- 26**
- , 31–44.
- Yan, X. H., C.-R. Ho, Q. Zheng, and V. Klemas, 1992: Temperature and size variabilities of the western Pacific warm pool. *Science*, **258**, 1643–1645.
- Yang, J., Q. Liu, and Z. Liu, 2010: Linking observations of the Asian monsoon to the Indian Ocean SST: Possible roles of Indian Ocean basin mode and dipole mode. *J. Climate*, **23**, 5889–5902, doi:<https://doi.org/10.1175/2010JCLI2962.1>.
- Yonetani, T., and G. S. McCabe, 1994: Abrupt changes in regional temperature in the conterminous United States. *Climate Res.*, **4**, 12–23.
- Yoo, C., S. Feldstein, and S. Lee, 2011: The impact of the Madden–Julian oscillation trend on the Arctic amplification of surface air temperature during the 1979–2008 boreal winter. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L24804, doi:10.1029/2011gl049881.
- Yun, K-S., B. Ren, K-J. Ha, J. C. L. Chan, and J-G. Jhun, 2009: The 30–60-day oscillation in the East Asian summer monsoon and its time-dependent association with the ENSO. *Tellus*, **61A**, 565–578.
- Yun, K-S., K-H. Seo, and K-J. Ha, 2008: Relationship between ENSO and northward propagating intraseasonal oscillation in the East Asian summer monsoon system. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14120. doi:10.1029/2008JD009901.
- Yun, W. T., L. Stefanova, and T. N. Krishnamurti, 2003: Improvement of the multimodel superensemble technique for seasonal forecasts. *J. Climate*, **16**, 3834–3840.
- Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979–95 NCEP–NCAR Reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605–2619.
- Zhou, T. J., and Coauthors, 2009: Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J. Climate*, **22**, 2199–2215.

부록 1 기후 분석토의 참석 보고서

2017년 8월 기후 분석토의 APCC 참석 보고서

【 2017. 8. 31. / 기후예측본부 】

□ 회의 참석 개요

- 회의 참석
- 2017년도 8월 우리나라 기상 특성 및 전 지구 기후시스템과 관련한 감시 요소 현황 분석에 대한 토의 및 발표
- 회의 일시 : 2017년 8월 31일(목)
- 회의 장소 : 서울 기상청 기후예측과 회의실(발표자 : 김유진)
- 회의 참석자 : 김유진(보고서 작성), 이우섭

□ 2017년 8월 우리나라 기온과 강수량 현황과 특징

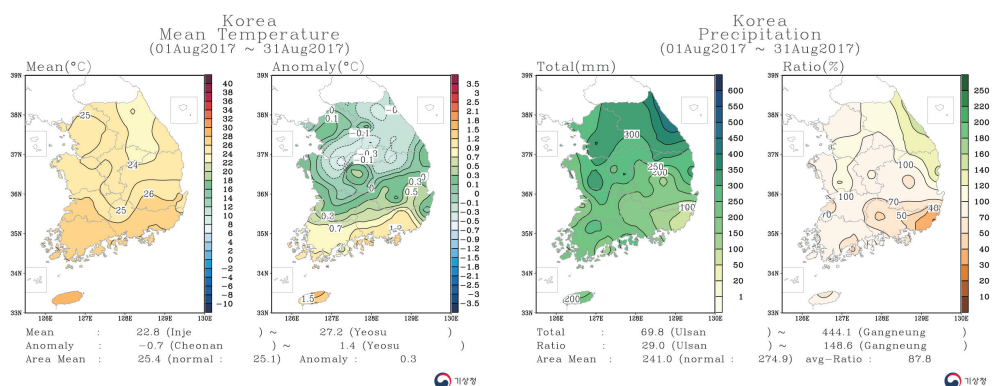


Fig. 1. 2017년 8월 우리나라 기온과 강수량 현황

- 8월 기온은 평년보다 0.3℃ 높아 평년과 비슷한 온도를 기록하였으며 강수는 평년 대비 87.8%로 평년보다 적은 양을 기록하였음(※ 기온의 평년 비슷 범위는 0.5℃, 강수의 평년 비슷 범위는 10%)
- 8월 중부 보다 남부 지방에서 상대적으로 온도 높고 동쪽보다 서쪽이 온도 높음
- 온도가 낮은 영동 지역, 상대적으로 강수 많고 영남 지역 강수 적음
- 온도의 등락 있었지만 평균적으로 평년 수준

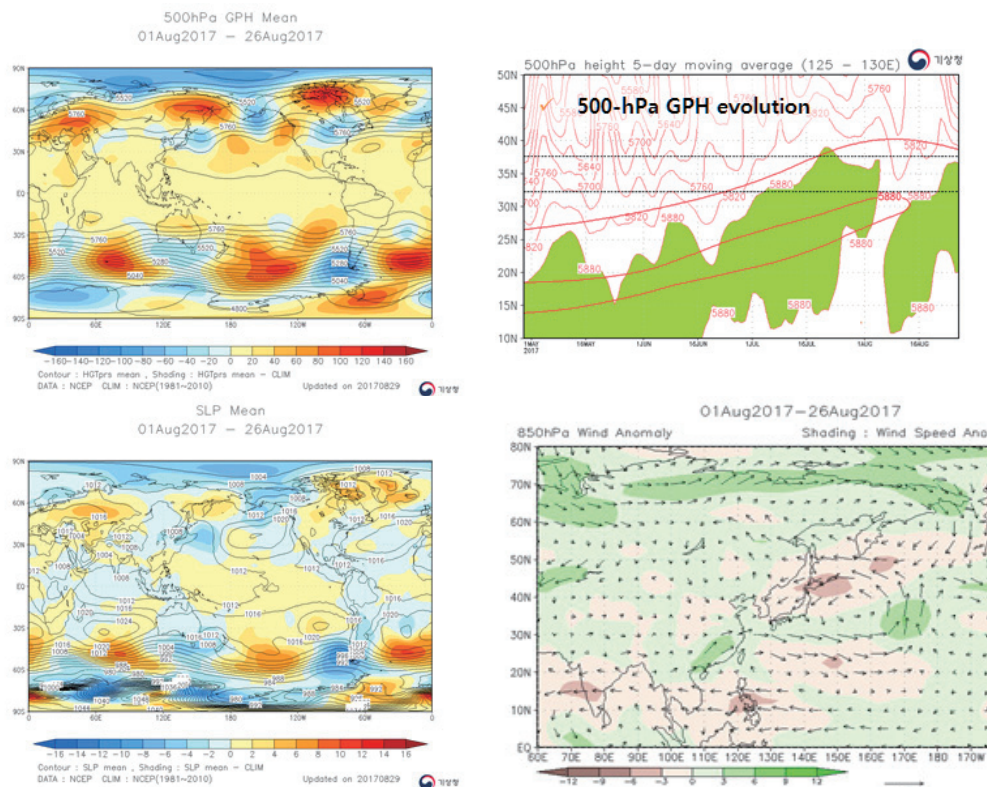


Fig. 2. 2017년 8월 우리나라 주변 순환장 현황(500hPa 지위고도, 우리나라 근처 500hPa 지위고도 시공간 분포, 해면기압장, 850hPa 비람)

- 8월 평균적으로 우리나라는 남쪽 고기압(북태평양 고기압) 발달하였으나 큰 영향 주지 못함. 우리나라 상층에서는 기압골 형성. 8월 후반 북태평양 고기압 영향 받은 하였으나 대체적으로 우리나라 남쪽에 머물렀음

- 하층에서는 우리나라 동쪽과 서쪽의 저기압 영향을 받고, 우리나라 남쪽 동중국해에서는 기압능이 형성
- 우리나라 남쪽에서는 동중국해 하층 기압능의 영향으로 남서풍이 불고 때때로 영향 주었으나 주로 한반도 남쪽에 머물렀음. 우리나라 동쪽에 있는 저기압의 영향으로 때때로 동풍이 영향 주었음. 성질이 다른 기단이 만나면서 8월 평균적으로 한반도에는 주풍이 아주 약하였음
- 성질 다른 두 기단 만나면서 대기 불안정하고 강수 발생
- 한반도에 큰 영향 주는 원격상관 기후인자 부재

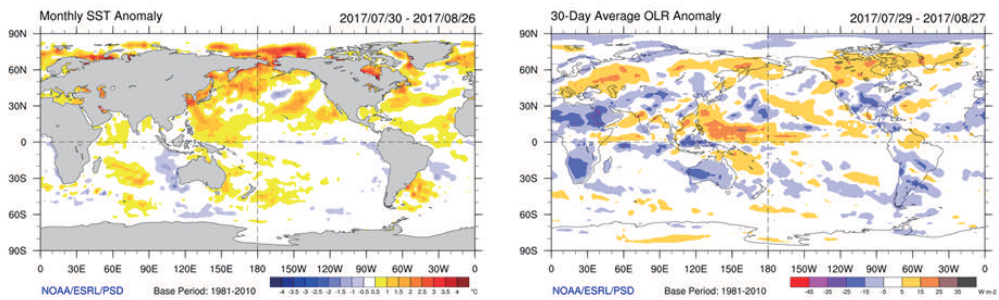


Fig. 3. 8월 전지구 해수면 온도, 상향장파복사장

- 열대 태평양 엘니뇨 중립. 서태평양 해수면 온도는 약한 양의 편차였으나 상향장파복사장 편차에서 알 수 있는 저위도 서태평양 대류활동은 약하였음(건조). 우리나라 근처 해수면 온도 강한 양의 편차

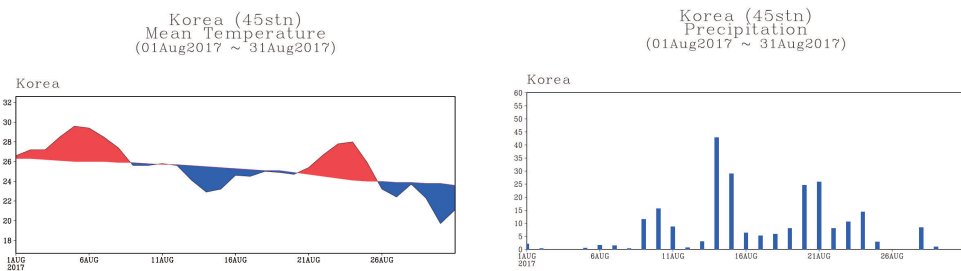


Fig. 4. 우리나라 온도/강수의 시계열

- 온도의 등락에 따른 기간별 대기 순환장 특징
- 1기(1 - 8일): 초반 높은 온도, 건조. 동풍 유입. 일본 동쪽 태풍의 영향, 중위도 북서태평양에 전반적으로 많은 열기 유입, 동풍 편현상으로 영동 지역은 선선하고 서쪽은 고온 건조
- 2기(9 - 19일): 중반 상하층에 기압골이 발생, 서쪽과 동쪽의 성질 다른 기단 만나면서 대기 불안정, 강수 발생, 구름대 형성으로 최고기온의 하강(일사 적음)
- 3기(20 - 24일): 중후반 폭염, 강수 발생. 우리나라 남쪽 북태평양 고기압 발달, 저위도 서태평양 고기압 가장자리로 남서풍 유입되어 우리나라 온난하고 강수 발생
- 4기(25 - 31일): 후반 선선, 건조. 우리나라 북쪽에는 저기압, 남쪽에는 북태평양 고기압 발달. 북쪽 기압골 발달하여 북서풍 유입으로 한랭 건조. 3기와 마찬가지로 저위도 서태평양 대류활동 억제 되었으나 우리나라 북쪽 기압골의 영향 받음

2017년 9월 기후 분석토의 APCC 참석 보고서

【 2017. 9. 28. / 기후예측본부 】

□ 회의 참석 개요

- 회의 참석
- 2017년도 9월 우리나라 기상 특성 및 전 지구 기후시스템과 관련한 감시 요소 현황 분석에 대한 토의 원격으로 참석(APCC)
- 회의 일시 : 2017년 9월 28일(목)
- 회의장소 : 서울 기상청 기후예측과 회의실(발표자: 우성호)
- 회의 참석자 : 김유진(보고서 작성), 이우섭, 윤순조, 김미아

□ 2017년 9월 우리나라 기온과 강수량 현황과 특징

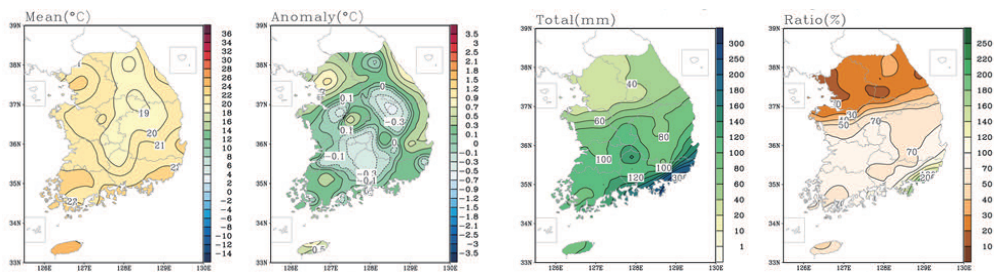


Fig. 1. 2017년 9월 우리나라 기온과 강수량 현황

- 9월 기온은 평년보다 0.1℃ 높아 평년과 비슷한 온도를 기록하였으며 강수는 평년 대비 56.5%로 평년보다 적은 양을 기록하였음(※ 기온의 평년 비슷 범위는 0.4℃, 강수의 평년 비슷 범위는 25%)
- 지역적으로 복잡한 기온 편차를 보여줌. 전반적으로 내륙 지방에서 평년보다 낮은 기온
- 9월 초 저온 현상, 9월 말 고온 현상
- 강수 일수 4.5일로 역대 최저 3위

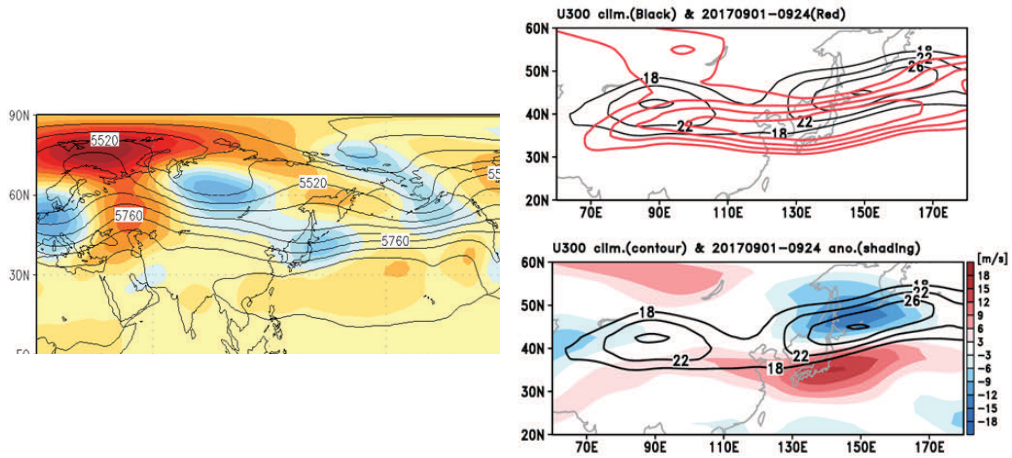


Fig. 2. 2017년 9월 우리나라 주변 순환장 현황(500hPa 지위고도, 우리나라 근처 상층 제트(300hPa uwind), 해면기압장, 850hPa 바람)

- 9월 평균적으로 우리나라는 남쪽 고기압(북태평양 고기압) 발달하였으나 큰 영향 주지 못함.
- 우랄 산맥 서편 강한 기압능 발달, 캄차카 반도 기압능 발달하고 시베리아에서 일본까지 기압골 배치. 기압골은 우리나라 동쪽에 위치하여 우리나라에 큰 영향을 주지는 못함
- 중위도 기압계와 우리나라 남쪽의 북태평양 고기압 주도적으로 우리나라에 영향 끼치지 못해 우리나라는 평년 수준의 기온
- 전반적으로 제트가 9월 기후값에 비해 남하하여 우리나라~일본으로 기압골이 자주 통과함. 저기압성 편차가 우리나라 북편하여 통과하여 강수가 적음
- 태풍은 동남아시아나 일본으로 빠지면서 우리나라 영향 미치지 못함

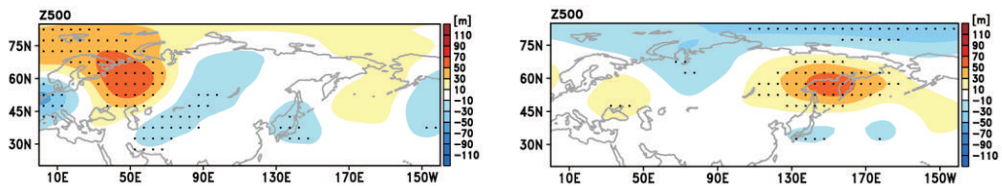


Fig. 3. (왼쪽) 우랄 산맥 서편에 고기압성 편차가 강할 때, (오른쪽) 캄차카 반도 고기압성 편차가 강할 때 500hPa 지위고도

- 우랄 산맥 서편/캅차가 반도 고기압성 편차 강할 때 우리나라 동쪽 저기압성 편차를 만드는 경향이 있음. 이번 9월 실황과 비슷한

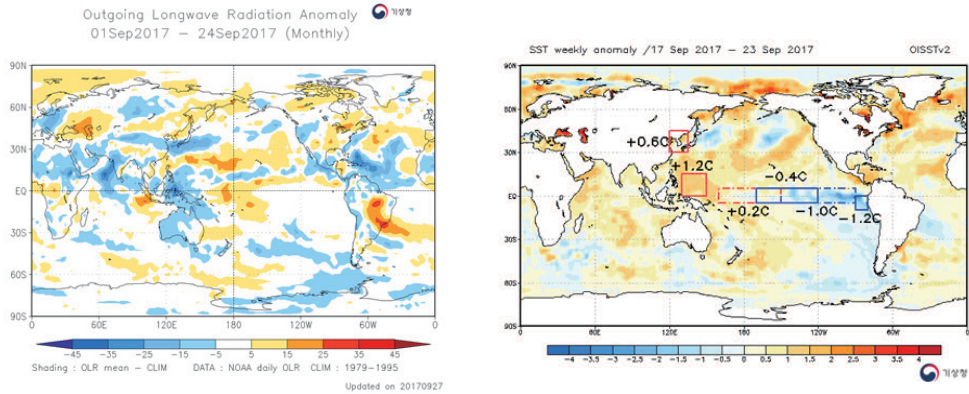


Fig. 4. 9월 전지구 해수면 상향장파복사장, 마지막 주 해수면 온도

- 열대 태평양 엘니뇨 중립이지만 약한 음의 신호. 서태평양에서는 라니냐-like 해수면 온도와 해수면 온도 패턴. 서태평양 대류활동은 강화

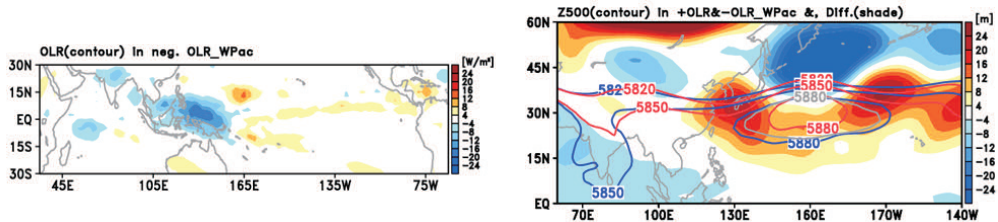


Fig. 5. 서태평양 대류활동 강할 때 (왼쪽) 상향장파 복사장, (오른쪽) 500hPa 지위고도

- 서태평양 대류활동 강할 때 북태평양 고기압이 강하고 동아시아 쪽으로 확장된 상태

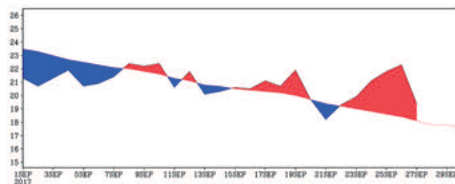


Fig. 6. 우리나라 온도 시계열

○ 9월 초반 평년보다 낮은 기온, 후반 평년보다 높은 기온

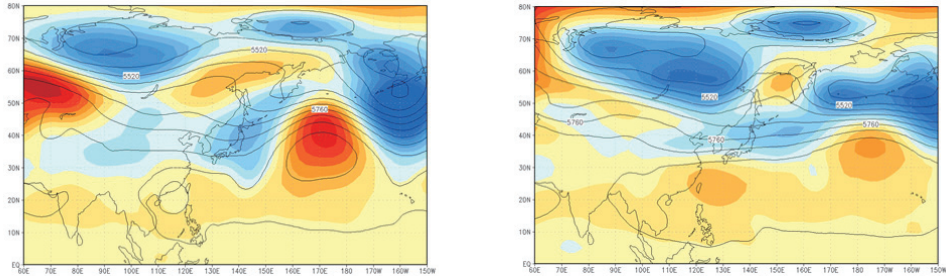


Fig. 7. 9월초 500hPa 지위고도. (왼쪽) 09.01~04, (오른쪽) 09.05~07

○ 8월 말 태풍 ‘상우’ 발생하여 북태평양 고기압의 동아시아로의 확장이 무너짐

○ 상층 기압골의 영향으로 평년보다 낮은 기온

○ 5일 이후 중위도 북시베리아 기압골에서 분리된 저기압의 영향으로 강수, 기온 하강

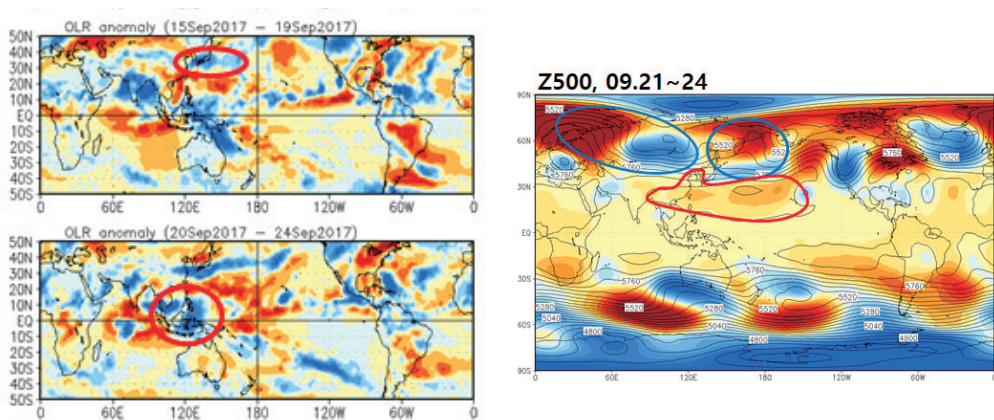


Fig. 8. 9월 말 고온현상의 원인. (왼쪽) 9월 말 OLR, (오른쪽) 9월 말(21~24일) 500hPa 지위고도

○ 9월 말 서태평양 대류활동 조직적 강화

○ 우리나라 남쪽으로 북태평양 고기압이 발달

부록 2 3개월 전망 회의 참석 보고서

2017 8월 3개월 전망 회의 APCC 참석 보고서

【 2017. 8. 17. / 기후예측본부 】

□ 방문 개요

○ 방문목적

- 2017년도 9월~11월까지 3개월 기후전망에 대한 전무가토의 참석을 위해 기상청 기후예측과를 방문하여 내부 토의를 진행하였음

○ 방문일 : 2017년 8월 17일(목)

○ 회의장소 : 서울 기상청 다울관 회의실

○ 회의 참석자 : 기후예측팀 이우섭

□ 2017년 9월~11월 장기에보 결과(APCC)

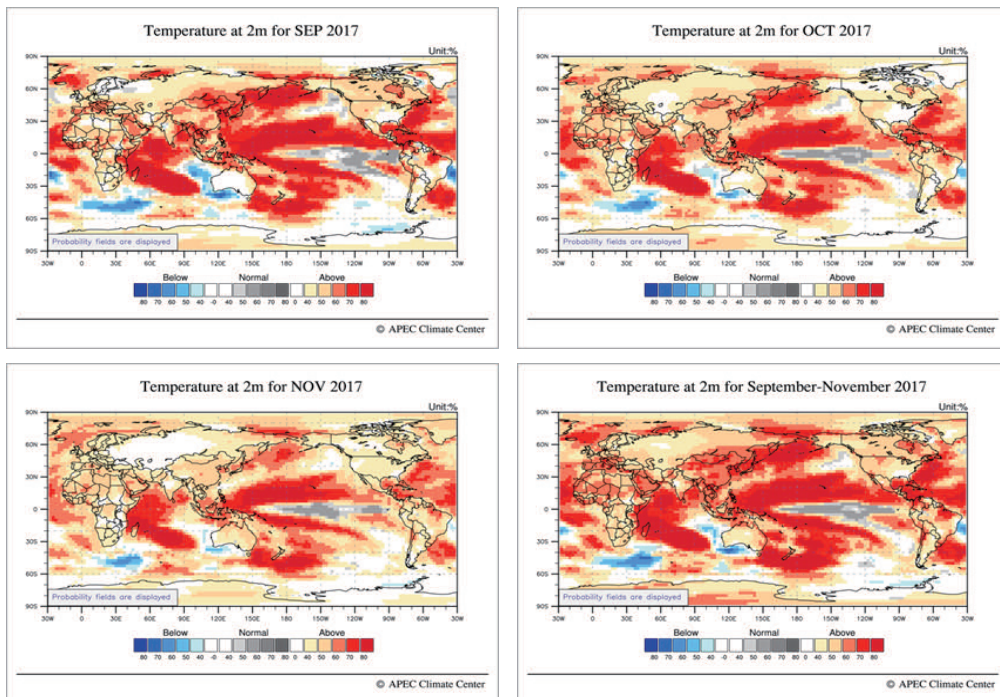


Fig. 1. 2-m temperature anomaly [GAUS]

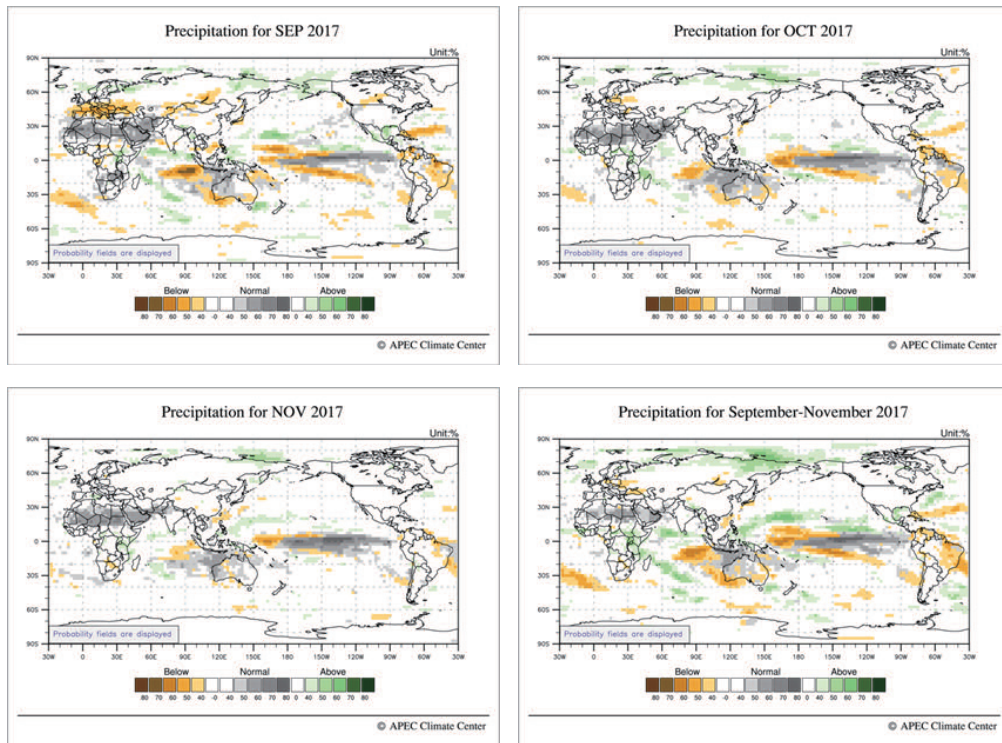


Fig. 2. Precipitation anomaly [GAUS]

- 8개 기후모델(CGCM: 7, AGCM: 1), 160 앙상블을 사용하여 2017년 9~11월 기간에 대한 MME를 수행하였음. MME 예측결과는 다음과 같음

	Sep	Oct	Nov
Temperature	+ (PMME: 70)	+ (PMME: 60)	+ (PMME: 55)
Precipitation	0 (PMME: EQ)	0 (PMME: EQ)	0 (PMME: EQ)

- 향후 3개월(2017년 9-11월)동안 APCC MME ENSO는 NINO3.4 지수가 0.3℃ 정도의 중립에 가까운 엘니뇨가 예측되며, 그 후 3개월 동안(2017년 11-2018년 1월)에는 0℃로 중립이 예측됨(엘니뇨 0.5℃ 기준), IOD는 향후 3개월 동안은 약한 양의 편차를 보이지만 시간이 지날수록 0에 가깝게 예측됨

- 지난달에 비해 역학모델들이 공통적으로 엘니뇨를 예측하는 데 있어 엘니뇨의 강도가 상당히 약해졌음
- 현재(2017년 8월 6일 ~ 2017년 8월 12일) Nino 3.4지역의 SST는 약 -0.2°C 로 중립 상태임
- 9월 우리나라는 고기압성 순환이 지배적이고 그 남동쪽으로 하층 저기압성 순환이 발달하여 기온이 높고, 강수는 평년수준으로 예측함. 기온 예측은 70%의 확률로 평년보다 높은 값을 예측하였으며, 강수는 EQ로 예측함
- 10월의 경우 우리나라를 중심으로 뚜렷한 기압계 특징이 나타나지 않으나 강한 온난화 추세를 고려하여 평년 보다 높은 기온을 예측함. 열대해양의 SST가 평년과 비슷할것으로 예측됨에 따라 한반도 강수도 평년과 같을 것으로 예측함
- 11월의 경우, 9월과 비슷하게 우리나라는 상층 고기압성 순환이 강하게 나타나고 있어, 기온은 55%의 확률고 평년보다 높은 값을 예측하였다. 강수는 서태평양의 순환장이 평년으로 예측되고 다른 인자에 의한 영향이 거의 없는 것을 고려하여 평년과 비슷할 것으로 예측함

□ 토론 내용 및 논의/협조 사항

1. 2017년 여름철 기상 특성 - 기후예측과 임소영

- 2017년 7월에는 평년보다 북서쪽으로 크게 확장한 북태평양 고기압의 영향을 받았으며, 그 가장자리를 따라 고온 다습한 남서류가 지속적으로 유입되면서 기온이 크게 상승하여 1973년 이후 네 번째로 평균기온이 높았음
- 중부지방의 강수량이 평년보다 많았고, 남부지방은 적어 강수량의 남북편차가 크게 나타났으나, 7월의 평균강수량은 308.0mm로 평년 비슷 범위임
- 7월에 8개의 태풍이 발생하였으며, 우리나라에 영향을 준 태풍은 1개임

2. 2017년 가을철 태풍 전망- 국가태풍센터 강남영

- 최근 국가태풍센터에 개발된 태풍된 역학-통계 예측 전망과 통계 예측 결과를 요약하면, 북서태평양에서의 태풍발생수는 약 8~12개로 평년보다 다소 적거나 비슷한 수준으로 예측하고 있다.

3. 2017년 가을철 해수면 기온 전망-포항공대 국종성

- 현재의 엔소상태는 -0.2°C 로 올해는 중립을 유지할 것으로 예측함. 최근 연구결과를 바탕으로, 현재의 전구 SST의 패턴은 17개월 후에 라니냐가 나타날 가능성이 높을 것으로 예상함

4. 2017년 가을철 계절 전망- 기후예측과 이현수

- GloSea5 예측 전망과 통계 예측 결과 등을 종합한 기상청 기후 예측과의 가을철 전망 초안은 9월 기온의 경우 평년과 비슷한 것으로, 10월 기온은 평년보다 높을 것으로, 11월 기온의 평년과 비슷하거나 높을 것으로 전망함. 또한 9월과 10월 강수는 평년과 비슷할 것으로, 11월 강수는 평년보다 적을 것으로 전망됨

5. PNU 계절예측시스템 소개

- 부산대학교에서 40개의 앙상블 예보를 시작하면서, 확률예보를 시작하였다. 몽골 기상청과 공동으로 모형을 운영하고 있으며, 겨울철 AO 예측성능이 매우 뛰어남

6. 종합토론

- 2017년 9월 기온에 대한 논의가 있었음. 대부분의 모형은 평년보다 높을 것으로 예측을 하고 있으며, APCC MME 또한 70%이상 기온을 높게 예측하고 있으며, 대기 패턴을 보았을 때도 기온이 높을 가능성이 높음
그러나 계절내 예측자료에서는 3주~4주의 기온이 낮을 것으로 예측함에 따라 한반도 9월 기온을 0/+로 예측하는 것이 바람직하다고 논의됨
- 엘니뇨의 약한 발달로 인해 통계적인 특성이 나타나지 않는 현상에 대하여 중위도 해수면 온도, 지구 온난화와의 관련성, 십년 주기 변화 등을 고려하여야 함
- 가을철 한반도에 태풍의 영향은 거의 없을 것으로 논의됨

2017 9월 3개월 전망 회의 APCC 참석 보고서

【 2017. 9. 19. / 기후예측본부 】

□ 방문 개요

○ 방문목적

- 2017년도 10월~12월까지 3개월 기후전망에 대한 토의 참석을 위해 기상청 기후예측과를 방문하여 내부 토의를 진행하였음

○ 방문일 : 2017년 9월 19일(화)

○ 회의장소 : 서울 기상청 기후예측과 회의실

○ 회의 참석자 : 기후예측팀 김유진

□ 2017년 10월~12월 장기예보 결과(APCC)

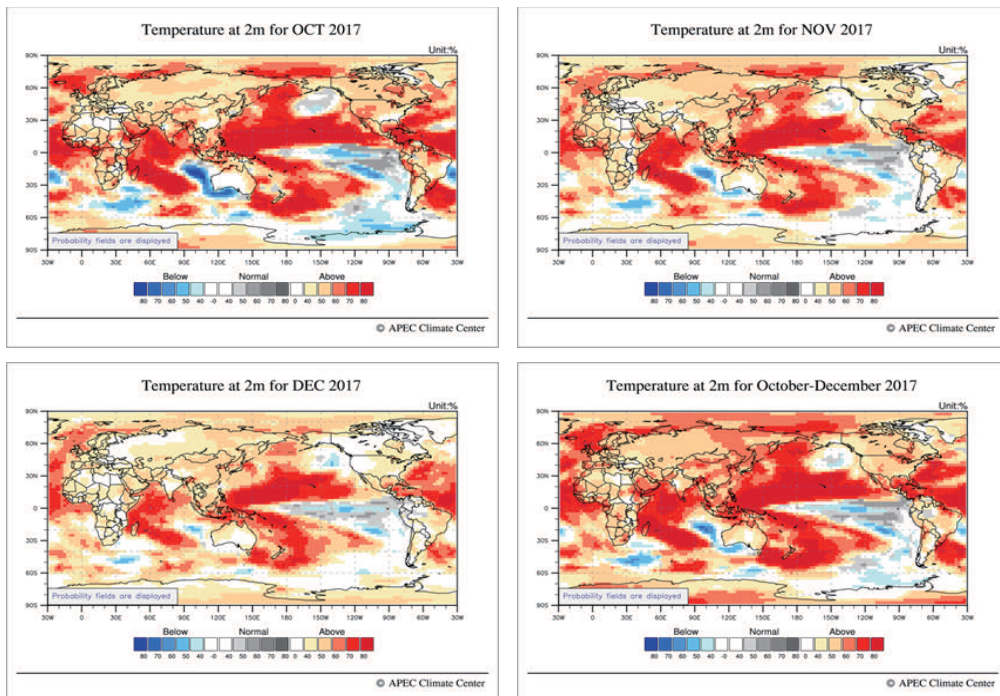


Fig. 1. 2-m temperature anomaly [GAUS]

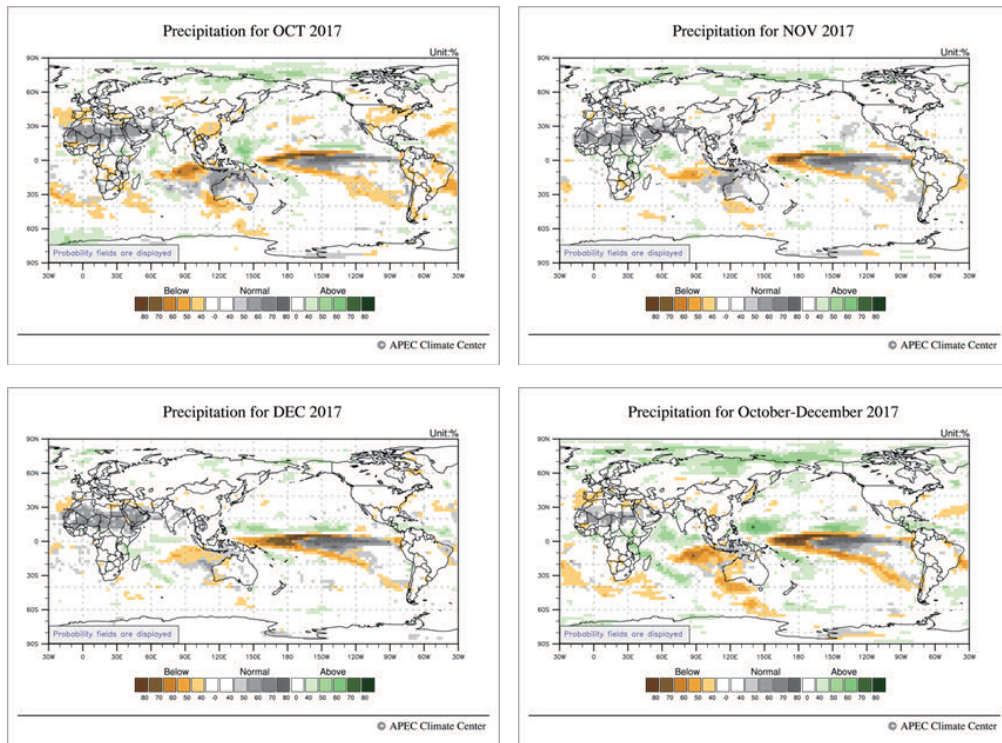


Fig. 2. Precipitation anomaly [GAUS]

- 7개 기후모델(CGCM: 6, AGCM: 1), 155 앙상블을 사용하여 2017년 10~12월 기간에 대한 MME를 수행하였음. MME 예측결과는 다음과 같음

	Oct	Nov	Dec
Temperature	+ (PMME: 45)	+ (PMME: 50)	+ (PMME: 50)
Precipitation	0 (PMME: EQ)	0 (PMME: EQ)	0 (PMME: EQ)

- 향후 3개월(2017년 10-12월)동안 APCC MME ENSO는 NINO3.4 지수가 $-0.31 \sim -0.4^{\circ}\text{C}$ 정도의 음의 값을 가지는 중립으로 예측되며, 그 후 3개월 동안(2018년 1-3월)에도 $-0.36 \sim -0.21^{\circ}\text{C}$ 로 음의 값을 가지는 중립으로 예측됨(엘니뇨 0.5°C 기준)
- 지난달에는 양의 값을 가지는 중립으로 예측하였는데 이번 달에는 공통적으로 음의 값을 가지는 중립으로 바뀌었음. 일부 모델은 라니냐를 예측함

- 500hPa 지위고도 예측장 : 서태평양에서는 10-12월 모두 약한 저기압성 편차가 나타남(섭동장 기준). 따라서 역학 모델에서는 북서태평양 아열대 지역 상층골이 예측됨. 우리나라 북서쪽 고위도에서는 기압능이 예측됨
- SLP 예측장 : 북서태평양 아열대에서는 10-12월 모두 약한 저기압성 편차가 나타남. 라니냐-like 순환장이 나타남. 11월 북서태평양 아열대 저기압은 우리나라 북쪽 기압 능에 밀려 남쪽으로 이동하고 12월까지 유지됨. 12월 발달하는 대륙성 고기압은 약함
- 850hPa 바람장 예측장 : 주로 북서태평양 아열대 지역 저기압을 따라 바람장 형성. 우리나라는 이 저기압 순환의 북쪽 사면에서 동풍의 영향을 받음. 우리나라 남쪽의 저기압 순환장이 시간이 지날수록 더 남쪽으로 이동하면서 우리나라에 영향을 끼치는 동풍의 세기는 약해짐
- 2-m 온도 예측장 : 우리나라는 10-12월 40-50% 이상의 모델들이 above normal 을 예측함
- 강수 예측장 : 10월에는 우리나라와 중국 남쪽으로 동풍, 북동풍 영향으로 건조 신호를 예측하지만 우리나라 내륙에서는 신호가 없음. 11, 12월에는 우리나라 근처 강수는 신호가 없음
- 10월 우리나라 온도는 온난화 신호가 있고 모델에서도 이를 잘 예측함. 11, 12월에는 우리나라 온도는 실제로 유의미하지 않지만 모델에서는 이를 과대 모의하는 경향이 있음
- NINO3.4 지수와 우리나라 12월 온도가 유의미한 관계가 있지만 모델에서는 이 관계를 유의미하게 모의하지 못함
- 11, 12월 우리나라 강수와 NINO3.4 지수가 유의미한 관계있고 모델에서도 이 관계를 유의미하게 모의함
- 기상청 역학 모델에서 10-12월 기온은 (+), (+), (+), 강수는 (-), (-), (-)를 예측하였음. 하지만 11월 기온과 10월 강수의 예측성은 떨어지는 편이라 주의 요망
- 기후분석을 이용한 통계 모델은 10-12월 기온은 (EQ), (0-), (0), 강수는 (EQ), (0-), (0) 예측함. 올해 하반기 중립~라니냐 like pattern이 나타날 가능성에 기대어 전망
- 계절 예보는 최종적으로 여러 모델과 통계 분석을 토대로 10-12월 기온은 (0-), (0), (0+)로, 강수는 (-), (-), (0+)로 정리하였음. 12월 기온 예보는 추후 변경하여 내릴 계획임

부록 3 WMO 장기예보 선도센터 계절예측에 사용된 검증 기법

부록 3.1 결정론적 예측의 검증

부록 3.1.1 Anomaly Correlation Coefficient(ACC)

아노말리 상관계수 분석은 예측 변수별 3개월 예측을 월별 및 3개월 평균에 대해 각각 계산하여 표출된다. ACC 분석은 예측과 관측의 패턴 상관분석으로서 계산방법은 아래 식 1과 같다.

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

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

부록 3.1.2 Root Mean Square Error(RMSE)

평균제곱근오차(RMSE)는 예측장과 관측장 사이의 오차를 나타내는 척도로, 아래 식 2와 같이 예측값이 관측 값으로부터 갖는 오차를 곱하여 평균한 평균제곱오차를 제곱근으로 표현하며 예보의 정확성을 살펴보는 척도로 사용된다.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{W} \sum_{i=1}^N w_i (F_i - O_i)^2} \quad (2)$$

이 식에서 F는 예측값, O는 관측 값, w_i 는 위도별 가중치, W는 w 의 합을 나타내며 i 는 각 격자점을 의미한다. 만약 예측 결과가 정확할 경우 RMSE는 0이다.

부록 3.1.3 Mean Square Skill Score(MSSS)

Mean Square Skill Score는 예측장과 관측장 사이의 변동성 오차, 예측장 자체의 오차, 예측장과 관측장 사이의 계통적 오차를 나타내는 척도이다. 예측값이 실제 관측값으로부터 갖는 오차 특성을 종합적으로 파악할 수 있는 지표로 MSSS의 각 격자 값으로 정확도의 분포를 파악하거나 영역 평균의 시계열을 통해 정확도의 추이를 이해할 수 있고 $-\infty$ 부터 $+1$ 까지의 값을 가질 수 있다. MSSS의 값이 1에 가까울수록 예측성이 뛰어나함을 의미한다.

MSSS_j의 계산은 다음과 같은 절차를 통해 구해진다. x_{ij} 와 f_{ij} 는 격자 j의 관측 값과 결정론적 예측값에 대한 i번째의 시계열을 뜻한다. 격자점 j에 대한 over bar는 각 격자점에 대해서 총 예보기간(n개의 시계열)에 대한 시간평균을 의미한다. x_{ij} 와 f_{ij} 의 분산은 각각 아래 식 3, 4와 같이 계산되고

$$S_{xj}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \overline{x_i})^2 \quad (3)$$

$$S_{fj}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_{ij} - \overline{f_i})^2 \quad (4)$$

격자점 j에 대한 MSE_j와 MSE_{cj}는 각각 아래와 같이 계산된다.

$$MSE_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_{ij} - x_{ij})^2, \quad MSE_{cj} = \left(\frac{n}{n-1} \right)^2 S_{xj}^2 \quad (5)$$

MSE_j는 각 격자에 대한 시계열 예보 자료와 관측 값의 차이를 제공하여 평균한 것이며 MSE_{cj}는 기후값을 예측값으로 사용할 경우 기후값 예측에 대한 mean square error를 의미한다. MSSS_j는 MSE_j와 MSE_{cj}를 이용하여 아래와 같은 식으로 계산된다.

$$MSSS_j = 1 - \frac{MSE_j}{MSE_{cj}} \quad (6)$$

MSSS_j는 각 격자에 대한 검증 값을 의미하므로 그 분포를 통해 모형의 지역별 예측 정확도 특성을 파악 할 수 있다.

또한 MSSS는 위상오차(Anomaly Correlation), 진폭 오차(Amplitude Error) 및 바이어스 오차(Bias Error)를 포함하는 개념이며 이는 각 각 아래의 식의 첫 3개항에 해당된다.

$$MSSS = \frac{\left\{ 2 \frac{S_{fj}}{S_{xj}} r_{fxj} - \left(\frac{S_{fj}}{S_{xj}} \right)^2 - \left(\frac{[\bar{f}_j - \bar{x}_j]}{S_{xj}} \right)^2 + \frac{2n-1}{(n-1)^2} \right\}}{\left\{ 1 + \frac{2n-1}{(n-1)^2} \right\}} \quad (7)$$

$$r_{fxj} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_{ij} - \bar{f}_i)(x_{ij} - \bar{x}_i)}{S_{fj} S_{xj}} \quad (8)$$

위상오차는 분포 패턴의 상관도를 나타내며 진폭오차는 관측분산에 대한 예측분산의 비율로 표시하며 바이어스 오차는 예측값과 관측 값의 시간 평균의 차이를 나타낸다.

부록 3.1.4 Gerrity Skill Score(GSS)

Gerrity Skill Score는 3분위 예보와 같은 카테고리 예보에서의 예측성 정도를 나타낸다. 3분위 예보의 판정분할표(contingency table)는 표 1과 같고 여기에 나타난 각 분위별 예보와 관측의 일치 사례수를 고려하여 GSS를 계산한다.

표 A3.1. 3분위 예보의 판정 분할표

		Forecast			
		Below	Near	Above	Total
Observation	Below	n11	n21	n31	n·1
	Near	n12	n22	n31	n·2
	Above	n13	n23	n33	n·3
	Total	n1·	n2·	n3·	N

우선 각 카테고리에 대한 예보와 관측을 f_i 와 x_i 라 두고 n_{ij} 는 예보 I와 관측 j 카테고리에 해당되는 수를 의미한다. 각 카테고리별 빈도수의 확률을

$$P_{ij} = \frac{n_{ij}}{N} \quad (9)$$

로 나타낼 수 있으며 예보와 관측의 각 카테고리에 대한 확률 분포는 각각

$$p(f_i) = \sum_{j=1}^3 p_{ij} = \hat{p}_i ; i = 1, \dots, 3 \quad (10)$$

$$p(x_i) = \sum_{j=1}^3 p_{ji} = \hat{p}_i ; i = 1, \dots, 3 \quad (11)$$

이다. 여기서 GSS의 계산은 다음과 같다.

$$GSS = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 P_{ij} S_{ij} \quad (12)$$

$$S_{ii} = \frac{1}{2} \left(\sum_{r=1}^{i-1} a_r^{-1} + \sum_{r=1}^2 a_r \right)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{2} \left[\sum_{r=1}^{i-1} a_r^{-1} - (j-1) + \sum_{r=j}^2 a_r \right] (1 \leq i < 3, i < j \leq 3)$$

$$a_i = \left(1 - \sum_{r=1}^i p_r \right) / \left(\sum_{r=1}^i p_r \right)$$

부록 3.2 확률론적 예측의 검증

부록 3.2.1 ROC Curve 및 Score

ROC는 Hit Rate(HR)와 False Alarm Rate(FAR) 사이의 분포를 각 확률구간별로 계산하여 한 그래프에 곡선으로 나타낸 것으로 예보 오차에 민감하지 않기 때문에 신뢰도와는 무관하다.

표 A3.2. Hit Rate와 False Alarm Rate를 계산하기 위한 판정분할표

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

표 2는 적중률(Hit Rate)과 비적중률(False Alarm Rate)에 대한 분할 표(Contingency Table)이다. ROC는 0~1의 값을 가지고, 완벽한 예보 일 때 $HR=1$, $FAR=0$, $M(missing)=0$, $F(false)=0$ 값을 가진다. ROC 곡선은 HR과 FAR 사이의 분포도로 각 확률 구간별로 두 값을 계산하여 한 그래프에 곡선으로 나타낸다. $HR=1$ 이고 $FAR=0$ 일 때가 완벽한 예보이므로 ROC 곡선이 좌측 상단으로 가까이 위치할수록 예보의 수행 능력이 좋다고 할 수 있다. 대각선은 skill 유무의 경계선으로 대각선 아래쪽으로 ROC 곡선이 위치하면 FAR가 HR보다 커지므로 예보 수행 능력이 떨어짐을 의미하고 곡선이 대각선상에 위치하면 각 예보 확률별로 HR와 FAR가 동일하므로 예보 능력이 없다고 판단한다. ROC는 곡선 아래의 면적을 구하여 예측성의 정도로 사용하며 이를 ROC score라고 하고, 완벽한 예보일 경우 ROC score는 1이고, 예보의 기술이 없을 경우의 ROC score는 0.5이다.

부록 3.2.2 Reliability Diagram

Reliability Diagram은 예보의 신뢰도를 측정하는 척도로 각각의 카테고리 분류된 예보확률과 실제로 이벤트가 발생한 빈도를 측정하여 신뢰성을 측정한다. 다시 말해 주어진 예보 확률이 실제로 얼마나 자주 일어나는 가를 알아보는 것이다. 확률 예보를 하기 위해서는 예보 시스템의 신뢰도가 보장되어야 한다. 하지만 신뢰도가 좋다고 해서 반드시 예보의 정확도가 좋아지는 것은 아니다. 완벽한 예보일 때 신뢰도는 0의 값을 갖는다. 신뢰도 그림(Reliability Diagram)의 가로축은 예보 확률 카테고리(0.0~1.0)이며, 세로축은 각 카테고리별 실제 관측된 이벤트의 확률이다. 막대그래프는 예보 확률 카테고리 내에서 집계된 전체 예보 확률 수에 대한 각각의 예보 확률 카테고리에서 집계된 확률 수의 비이다. 대각선에 가까울수록 완벽한 예측성에 가깝고, 대각선보다 위쪽에 나타나는 경우에는 과대예측 한 것이고 대각선보다 아래쪽에 나타나는 경우에는 과소예측 한 것이다.

부록 3.2.3 Brier Score(BS)와 Brier Skill Score(BSS)

Brier score는 확률 예보의 정확도의 척도로 가장 널리 사용되는 지수이다. BS는 아래의 식과 같이 확률 오차를 제공하여 평균한 수치로 1) 신뢰도(Reliability), 2) 판별력(Resolution), 3) 불확실성(Uncertainty)의 3가지 항목으로 이루어진다. BS의 범위는 0

에서 1이다. 만약 예보가 완벽하다면 0의 값을 가지며, 예보의 정확성이 낮을수록 큰 값을 갖는다. 신뢰도는 값이 작을수록 좋고 판별력은 값이 클수록 좋다. 불확실성은 항상 양의 값을 가지며 이 항의 영향을 완전히 제거한다는 것은 거의 불가능하다.

$$Brier\ Score\ (BS) = \frac{1}{n} \sum_{k=i}^I N_i (y_i - \bar{o}_i)^2 - \frac{1}{n} \sum_{k=i}^I N_i (\bar{o}_i - \bar{o})^2 + \bar{o}(1 - \bar{o}) \quad (13)$$

위 식에서 i 는 확률예측카테고리(0.0~1.0=0~100%), n 은 전체 이벤트 수, N_i 는 각 예측 확률 카테고리별 예보 수, y_i 는 각 예측 확률 카테고리, $\bar{o}_i$ 는 각 예측 확률 카테고리별 실제 관측된 이벤트의 빈도, $\bar{o}$ 는 전체 확률 카테고리에서 관측된 이벤트의 빈도를 나타낸다.

Brier Skill Score는 아래와 같이 구할 수 있으며

$$Brier\ Skill\ Score\ (BSS) = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}} \quad (14)$$

여기서 BS_{ref} 는 예측변수의 기후학적 확률을 의미하고 이는 Resolution과 Reliability의 차이에 대한 Uncertainty의 비로 다시 나타낼 수 있다. 예보한 이벤트가 실제로 일어날 것인가에 대해서 예측의 기후학적 확률의 상대적인 능력을 알 수 있다. BSS 값은 $-\infty$ 에서 1까지의 범위를 가질 수 있으며 0이면 예보 능력이 없음을 의미한다.

부록 4 WMO 장기예보 선도센터 자료 요구사항

Data Requirement for Seasonal Prediction of LC-LRFMME

1. Forecast Data

- (1) Period : more than 3 months for each month
- (2) Variables (*If possible, other available variables are welcome*)
 - Surface (2m) air temperature [K]
 - Sea surface temperature [K]
 - Total precipitation [kg/m2/s]
 - Mean sea level pressure [Pa]
 - 850hPa Temperature [K]
 - 500hPa geopotential height [m]
- (3) Data type
 - Monthly mean **(total)** data for individual ensemble members
 - Monthly mean **(total)** data for ensemble mean
- (4) Data format
 - Resolution : 2.5°x2.5° degree interval over global domain (144x73grids)
 - GRIB (including data control file; e.g., ctl) is encouraged. Other formats are also acceptable.

2. Hindcast Data

- (1) Period : 1979-present is recommended.
 - Currently, common reference hindcast period is 1993-2009.
 - If this is not available, the fewer simulations are also welcome.
- (2) Experimental design
 - SMIP-2/HFP type simulation or 1-tier simulation
- (3) Data type
 - Hindcast monthly mean **(total)** data for individual ensemble members
 - Hindcast monthly mean **(total)** data for ensemble mean
- (4) Variables and data format should be consistent with forecasts.

3. Requested Information

- (1) System configuration (Appendix I)
- (2) Data readme file

4. WMO LC-LRFMME ftp server

- (1) IP address of ftp site : **210.107.***. ****
- (2) Login ID : *** / Password : *****
- (3) Directory : /data/DATA/lrf/gpc_GPCNAME/forecast (or hindcast)
 - * GPCNAME : each GPC name (e.g., beijing, cptec)
 - * Data submission hopefully not later than the 15th of the month would be greatly appreciated.

5. WMO LC-LRFMME website

- (1) Homepage : <http://www.wmolc.org>
- (2) WMO LC-LRFMME website is only opened to registered member

[Appendix I]

System Configuration

Is it a coupled forecast system?	
Is it a Tier-2 forecast system?	
Atmospheric model resolution	
Ocean model (if applicable)	
Source of atmospheric initial conditions	
Source of ocean initial conditions	
If Tier-2, what is the source of SST predictions?	
Hindcast period	
Ensemble size for the hindcasts	
How is the hindcast ensemble configured?	
Ensemble size for the forecast	
How is the forecast ensemble configured?	
Length of forecasts	
Data format	
What is the latest date predicted anomalies for the next month/season become available?	
How are the forecast anomalies constructed?	
URL where forecast are displayed	
Point of Contact	

부록 5 GPC Offenbach 예측자료 검증

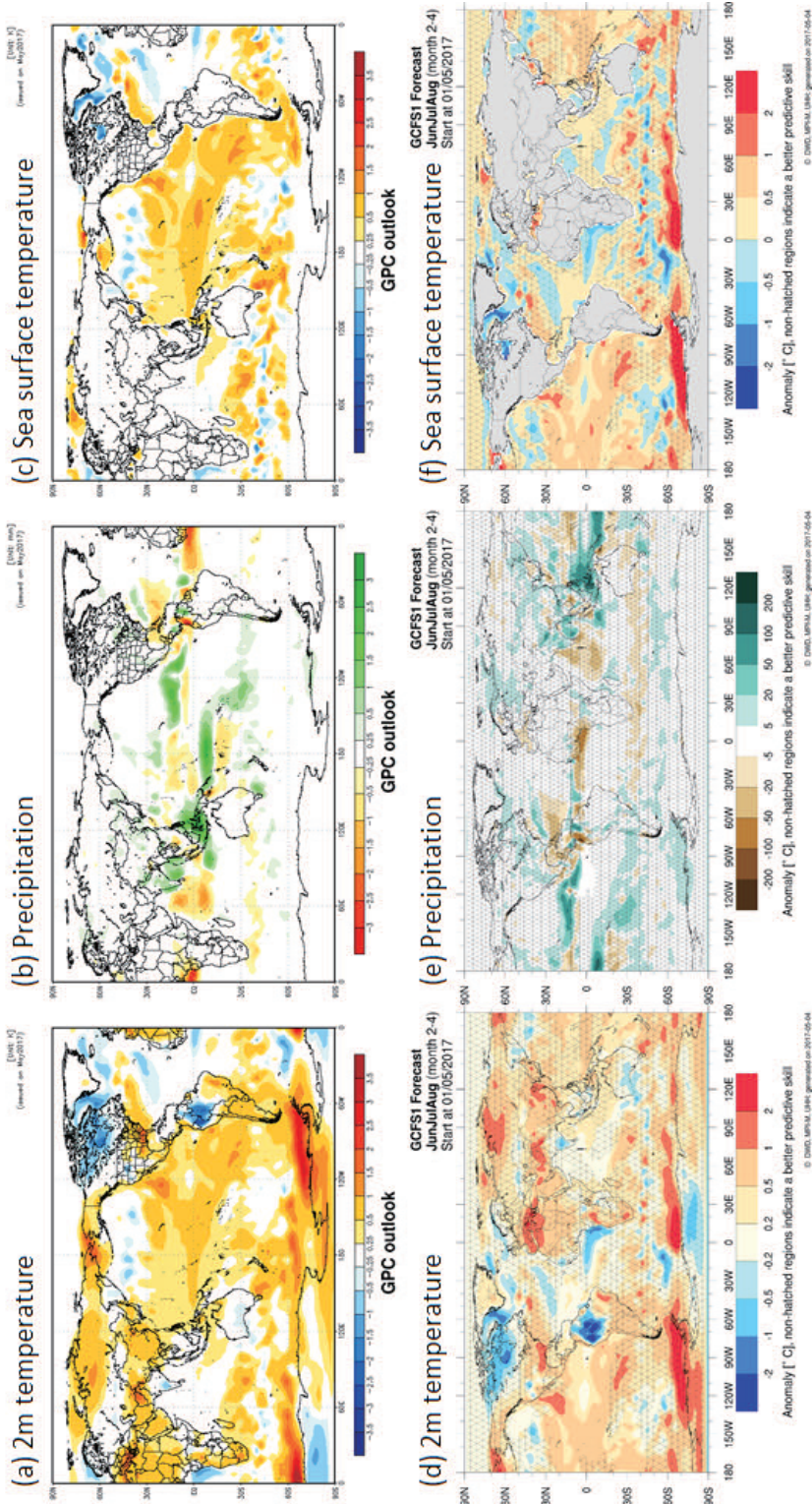


그림 A5.1. WMO 장기예보 선도센터에서 계산된 2017년 5월에 생산된 2017년 JJA의 (a) 2m 기온, (b) 강수, (c) 해수면온도의 예측 아노말리와 DWD 홈페이지를 통해 제공되는 같은 기간의 (d) 2m 기온, (e) 강수, (f) 해수면온도 예측 아노말리(http://www.dwd.de/EN/our-services/seasonals_forecasts/charts.html?n=495490).

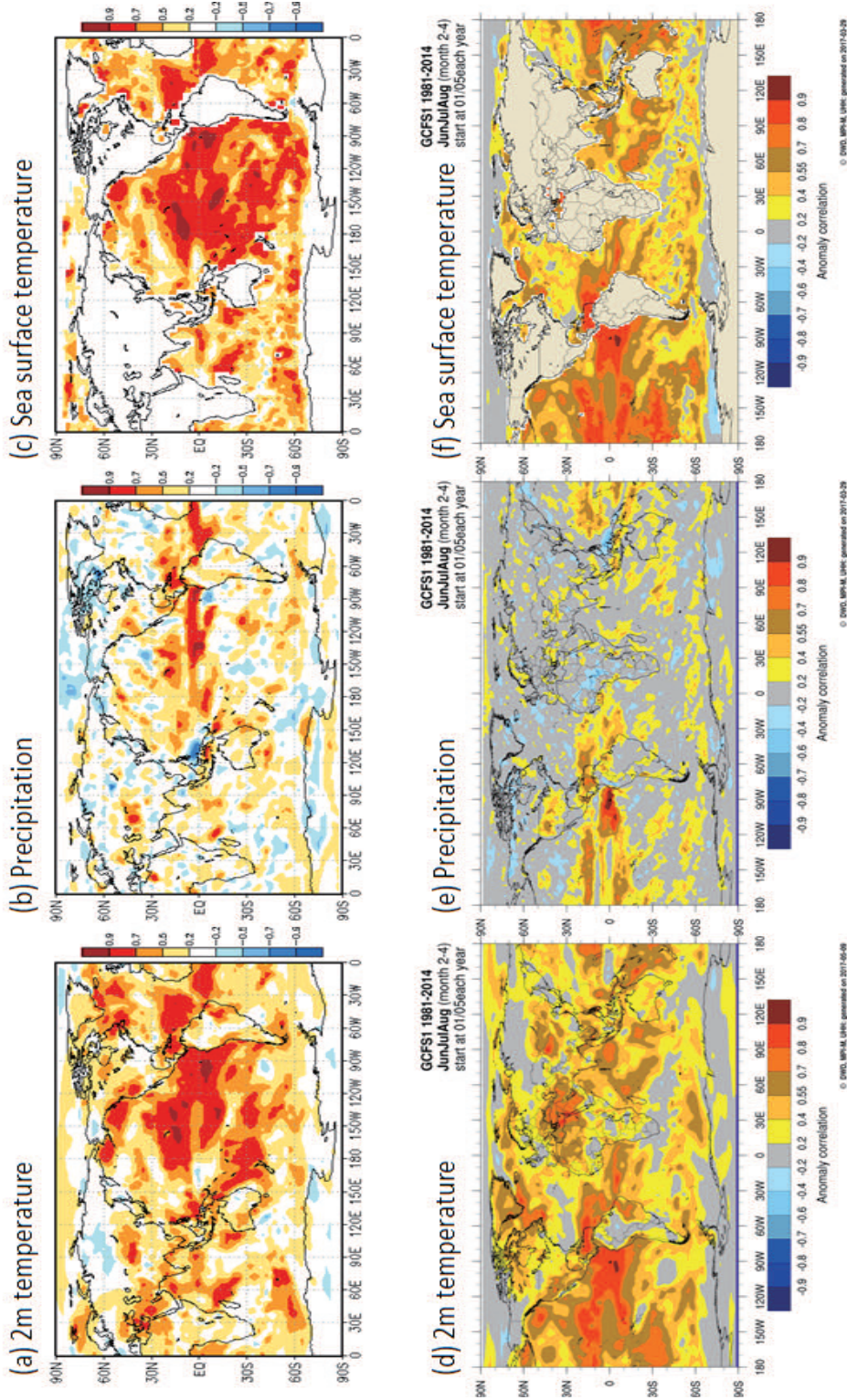


그림 A5.2. WMO 장기예보 선도센터에서 계산된 JJA의 (a) 2m 기온, (b) 강수, (c) 해수면온도의 아노말리 상관계수와 DWD 홈페이지를 통해 제공되는 같은 기간의 (d) 2m 기온, (e) 강수, (f) 해수면온도 아노말리 상관계수(http://www.dwd.de/EN/our-services/seasonals_forecasts/charts.html?nn=495490).

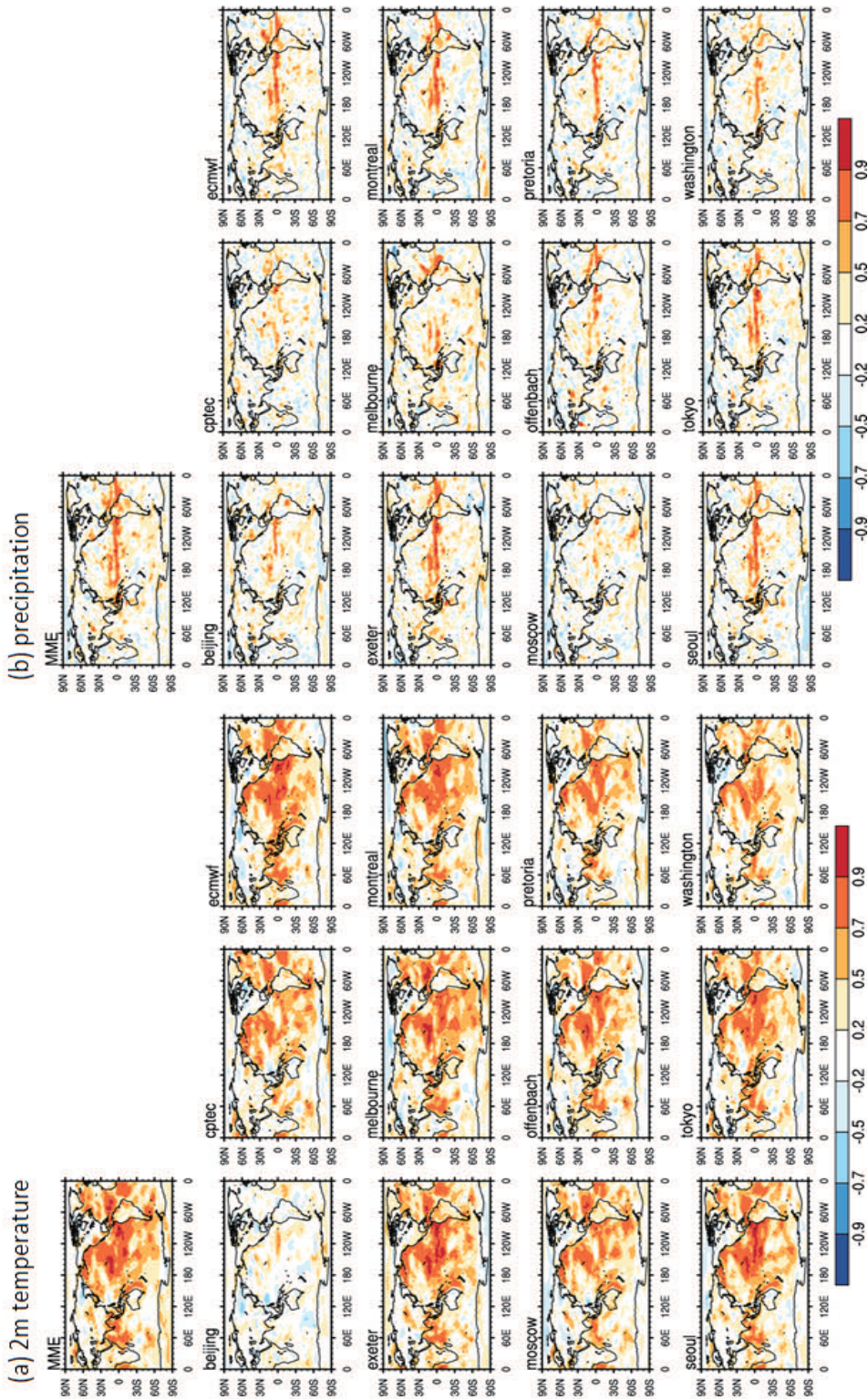


그림 A5.3. 13개 GPC와 MME의 (a) 2m 기온과 (b) 강수에 대한 1993-2009년 JJA의 아노말리 상관계수

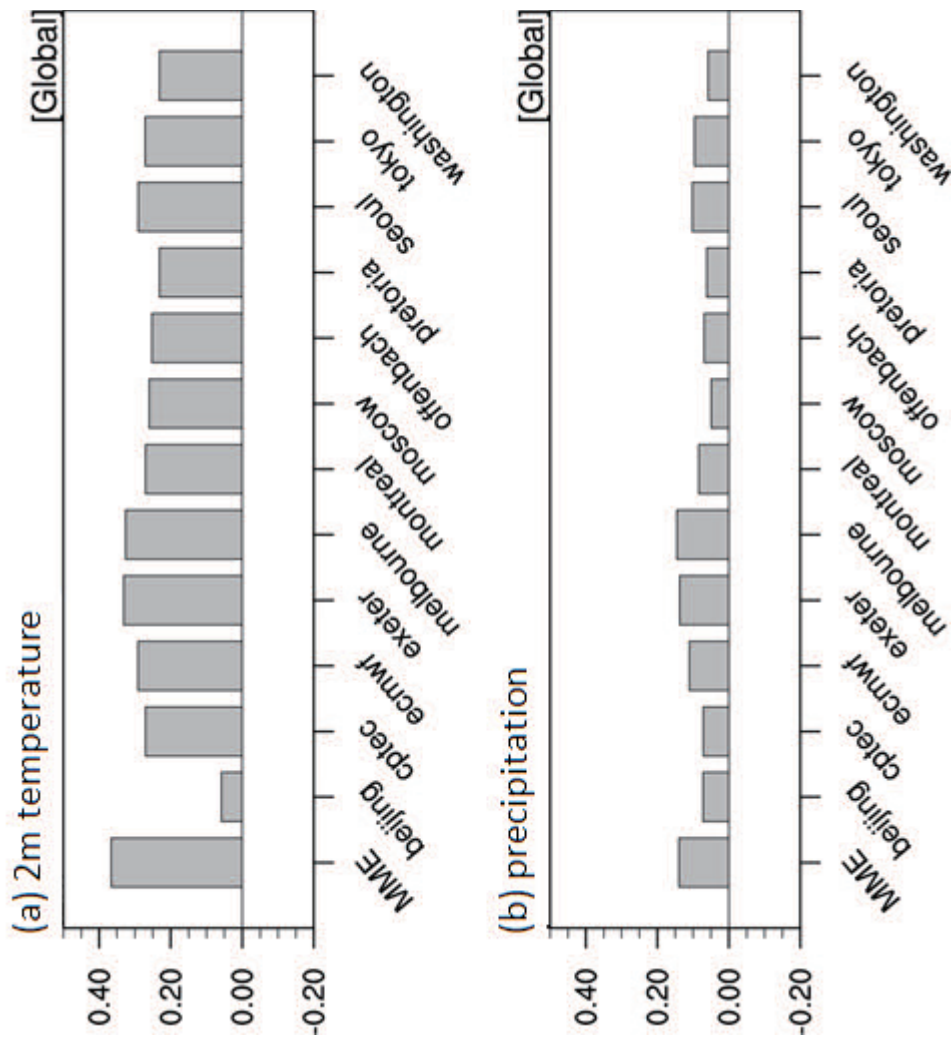


그림 A5.4. 13개 GPCP와 NME의 (a) 2m 기온과 (b) 강수에 대한 1993-2009년 JJA의 이노멀리 상관계수의 전구 평균값

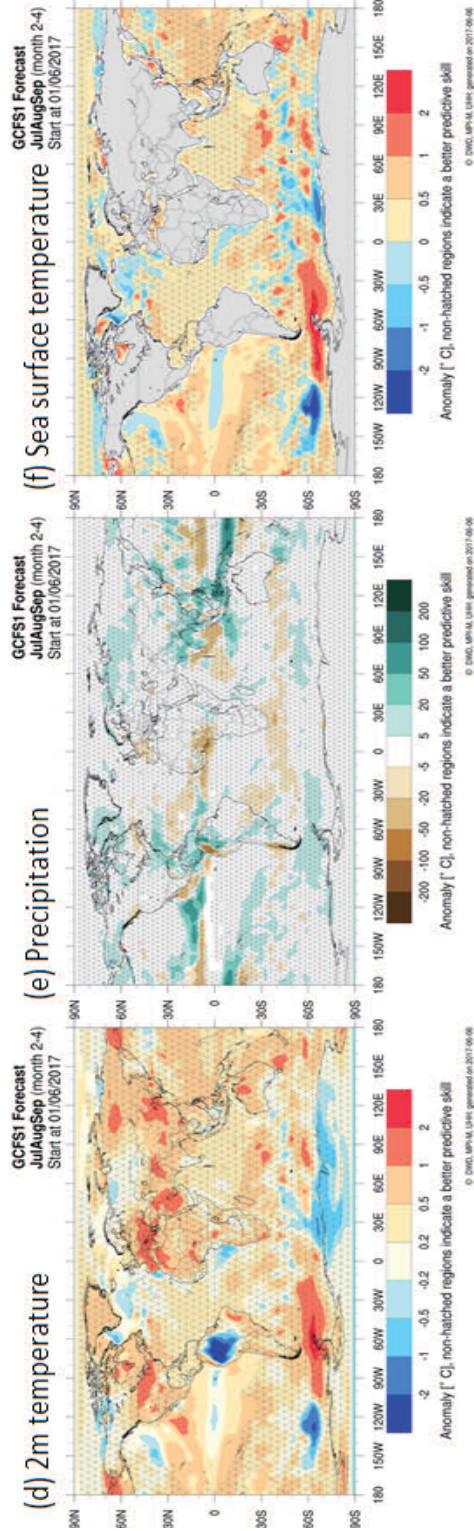
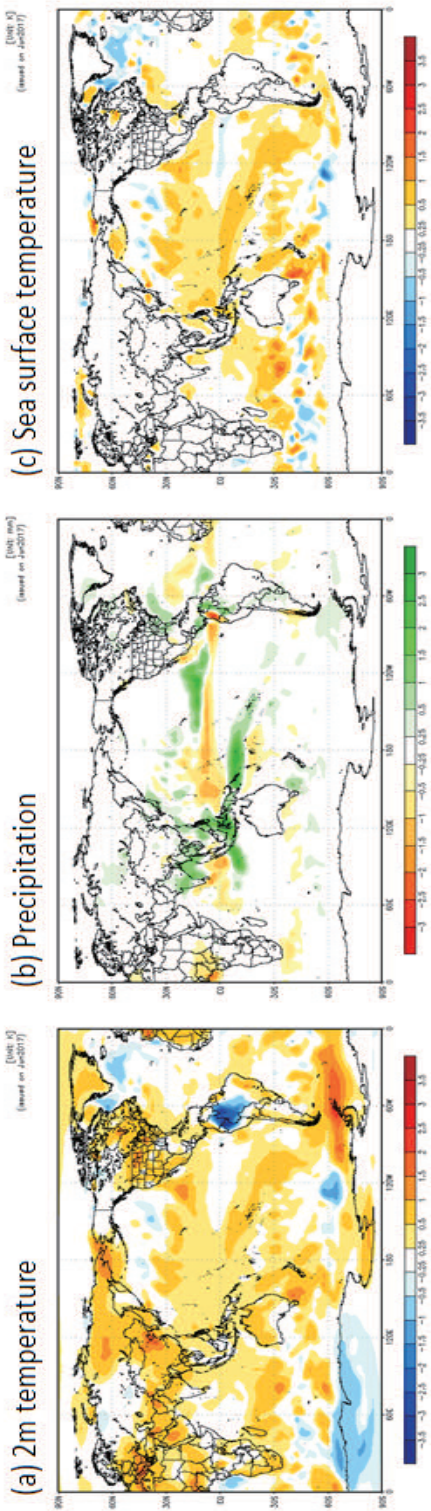


그림 A5.5. WMO 장기예보 센터에서 생산된 2017년 5월에 생산된 2017년 JAS의 (a) 2m 기온, (b) 강수, (c) 해수면온도의 예측 아노말리를 통해 제공되는 같은 기간의 (d) 2m 기온, (e) 강수, (f) 해수면온도 예측 아노말리(http://www.dwd.de/EN/our-services/seasonals_forecasts/charts.html?nn=495490).

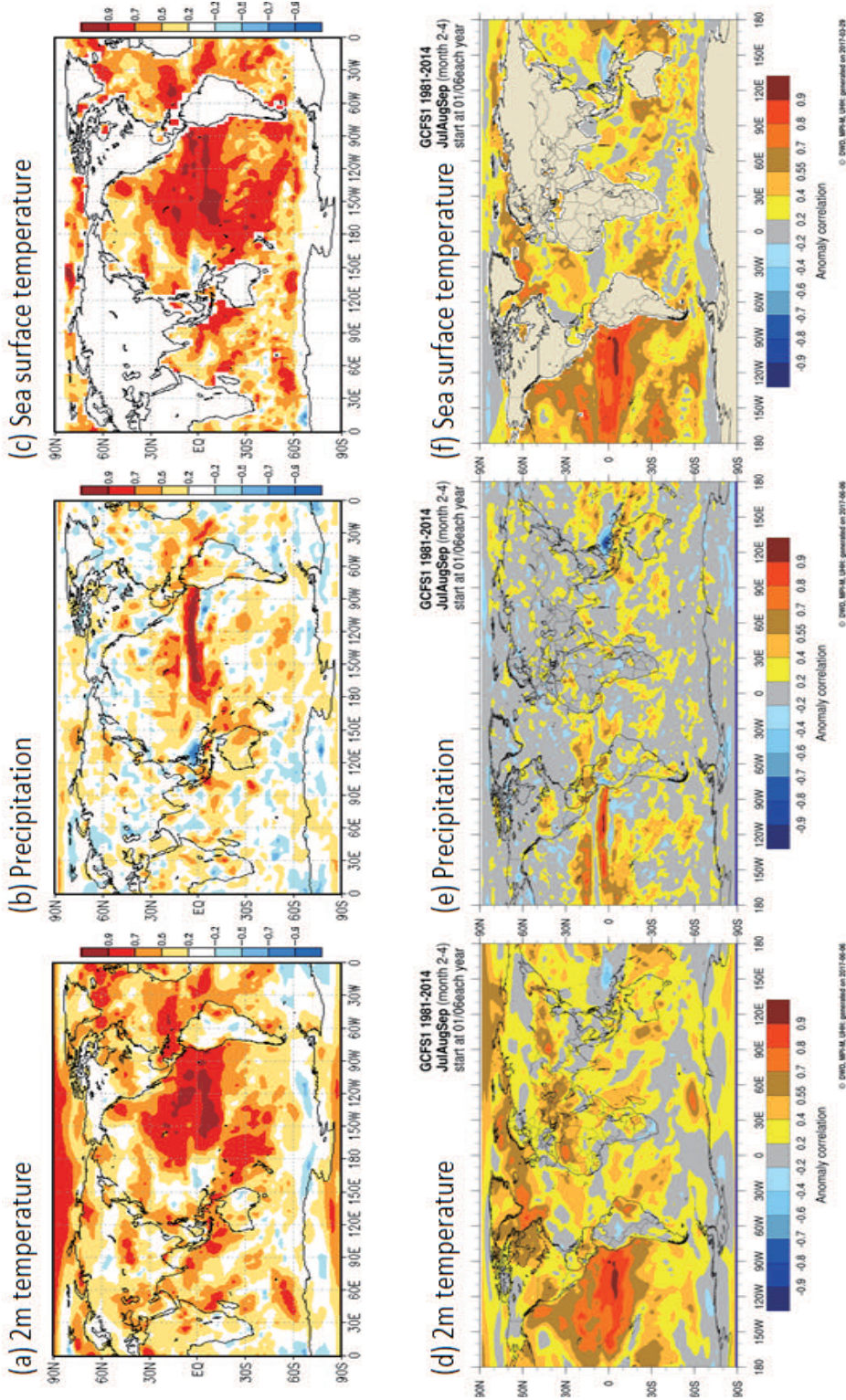


그림 A5.6. WMO 장기예보 선도센터에서 계산된 JAS의 (a) 2m 기온, (b) 강수, (c) 해수면온도의 아노말리 상관계수와 DWD 홈페이지를 통해 제공되는 같은 기간의 (d) 2m 기온, (e) 강수, (f) 해수면온도 아노말리 상관계수(http://www.dwd.de/EN/our-services/seasonals_forecasts/charts.html?nn=495490).

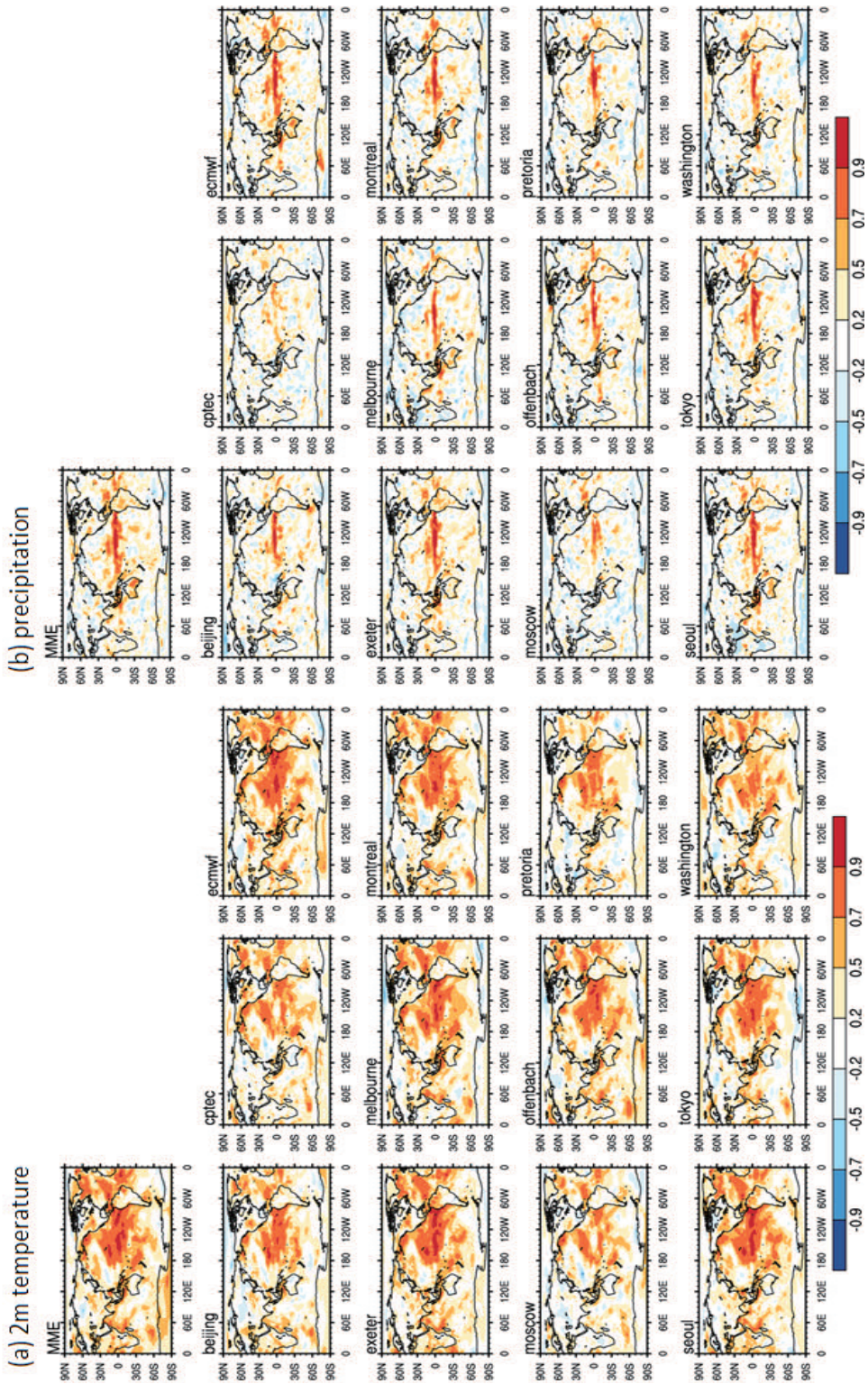


그림 A5.7. 13개 GPC와 MME의 (a) 2m 기온과 (b) 강수에 대한 1993-2009년 JAS의 아노말리 상관계수

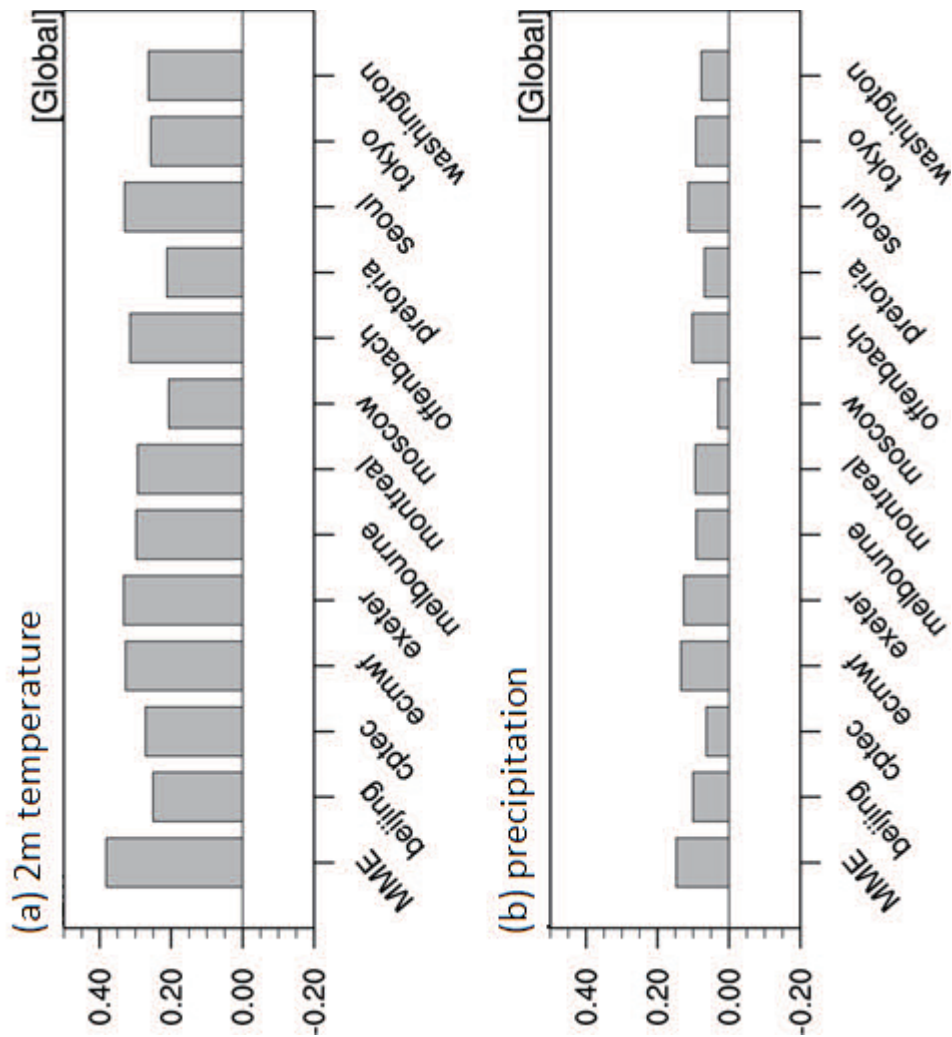


그림 A5.8. 13개 GPC와 NME의 (a) 2m 기온과 (b) 강수에 대한 1993-2009년 JAS의 아노말리 상관계수의 전구 평균값

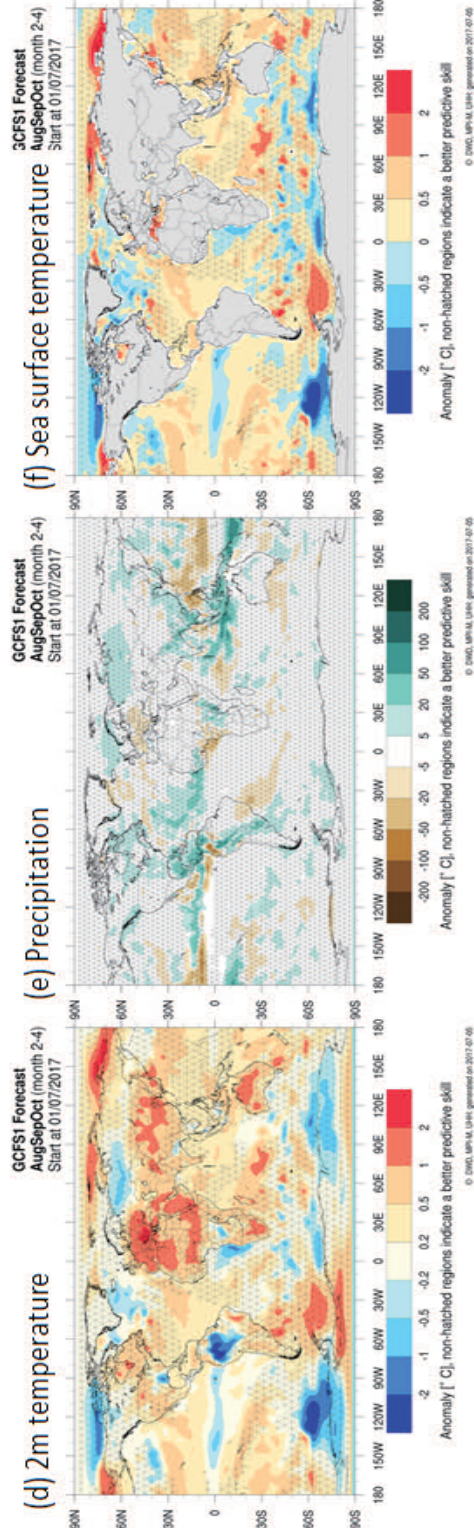
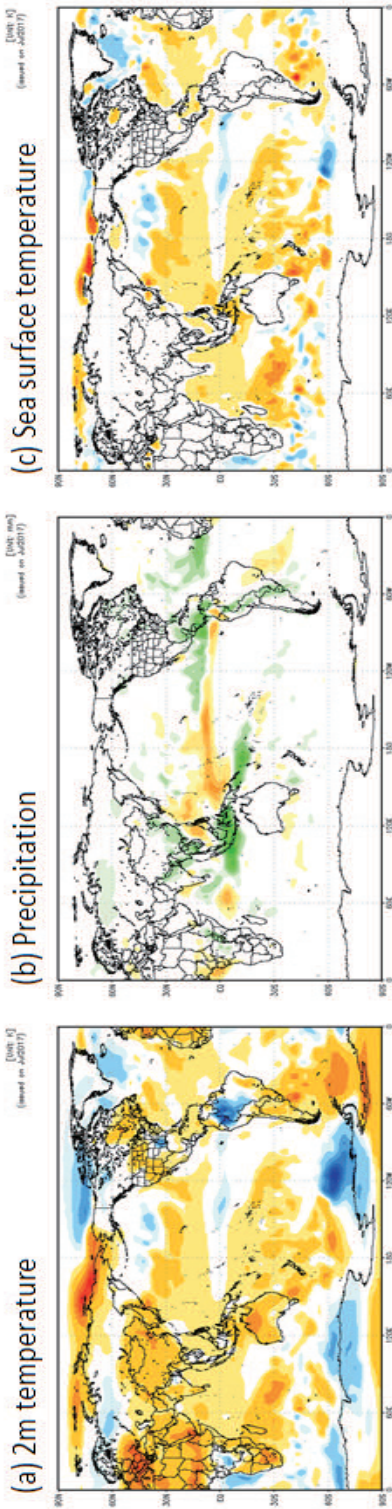


그림 A5.9. WMO 장기예보 선도센터에서 계산된 2017년 5월에 생산된 2017년 ASO의 (a) 2m 기온, (b) 강수, (c) 해수면온도의 예측 아노말리와 DWD 홈페이지를 통해 제공되는 같은 기간의 (d) 2m 기온, (e) 강수, (f) 해수면온도 예측 아노말리(http://www.dwd.de/EN/our-services/seasonals_forecasts/charts.html?nn=495490).

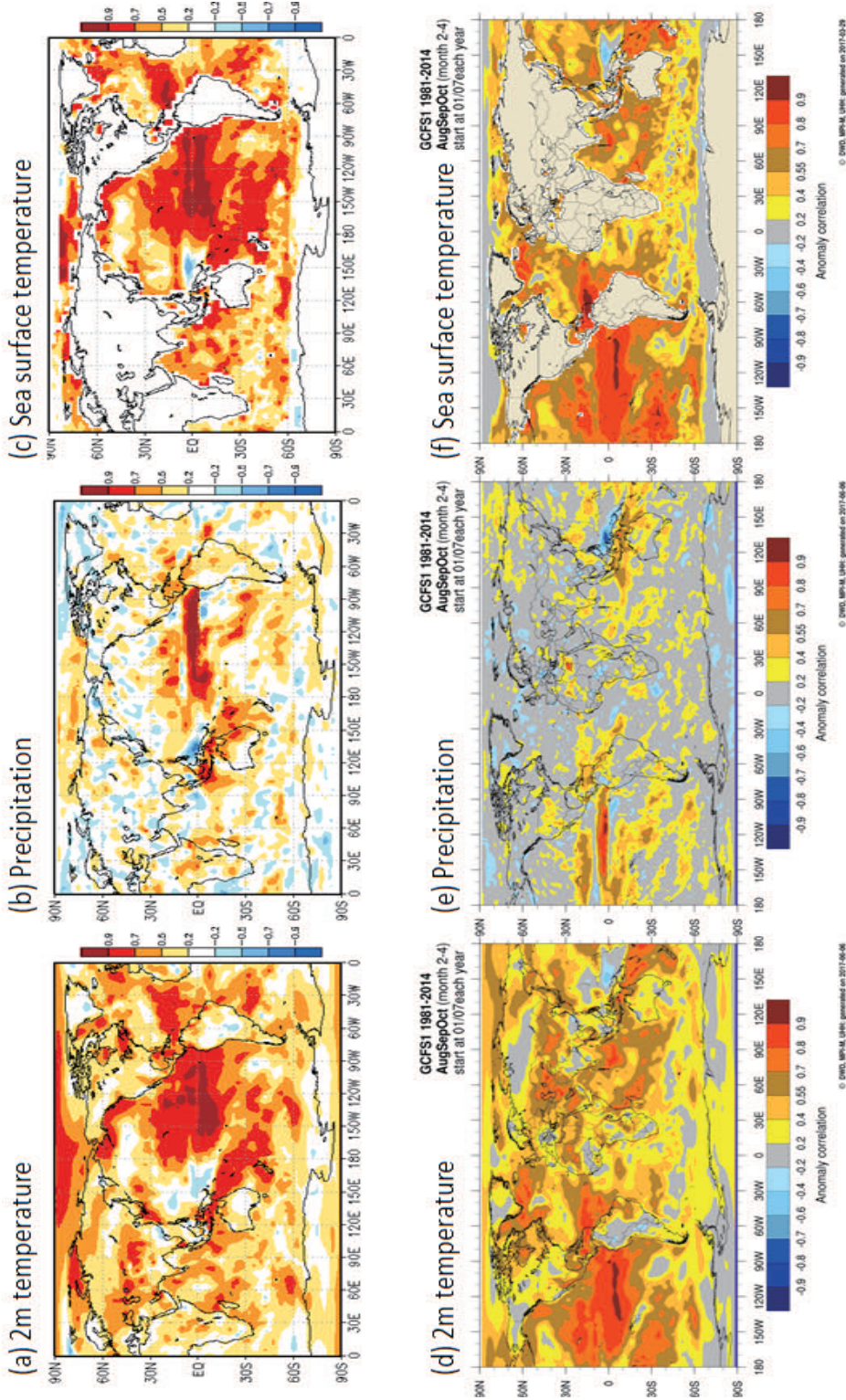


그림 A5.10. WMO 장기예보 선도센터에서 계산된 ASO의 (a) 2m 기온, (b) 강수, (c) 해수면온도의 아노말리 상관계수와 DWD 홈페이지를 통해 제공되는 같은 기간의 (d) 2m 기온, (e) 강수, (f) 해수면온도 아노말리 상관계수(http://www.dwd.de/EN/our-services/seasonals_charts.html?nn=495490).

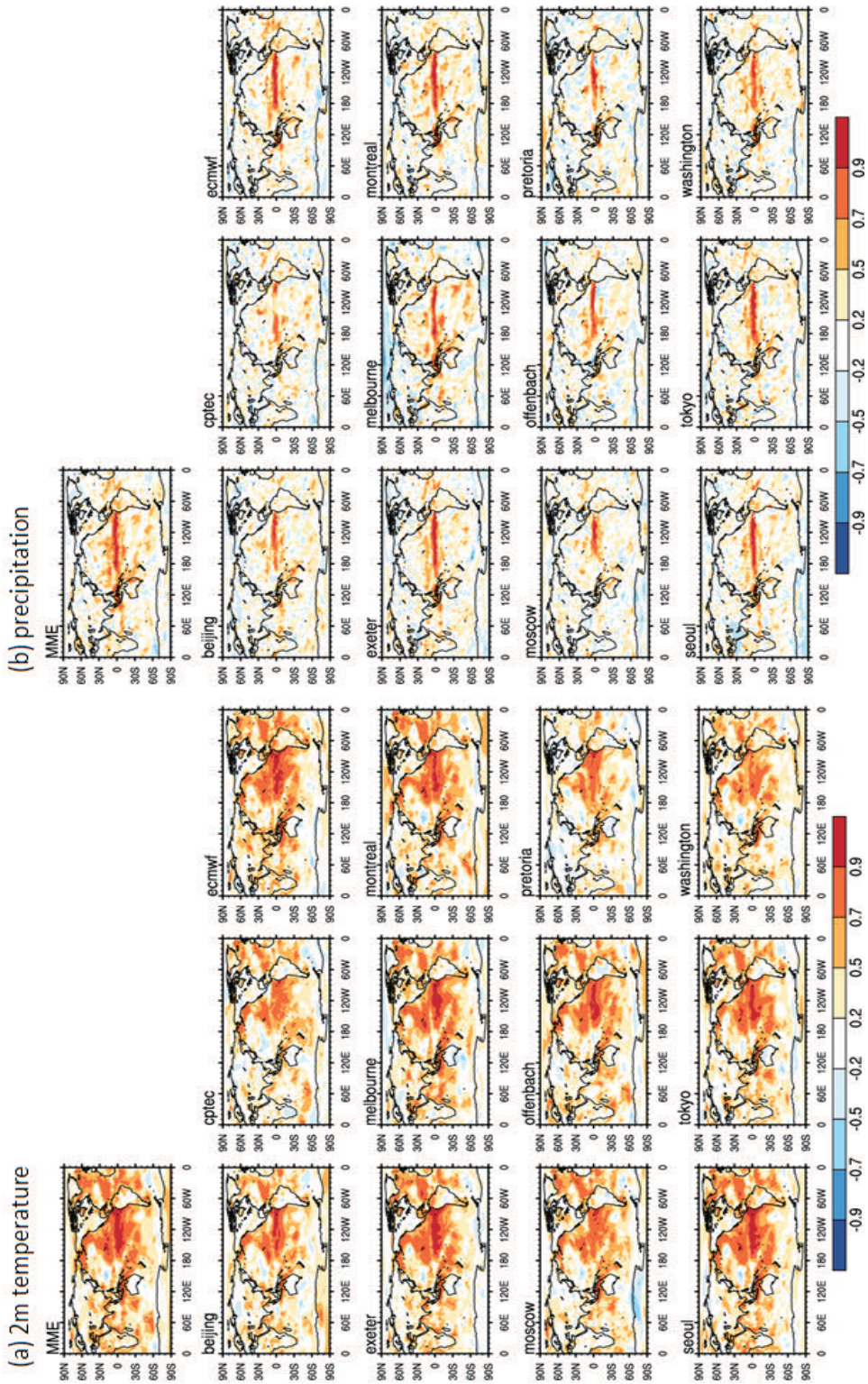


그림 A5.11. 13개 GPC와 MME의 (a) 2m 기온과 (b) 강수에 대한 1993-2009년 ASO의 아노말리 상관계수

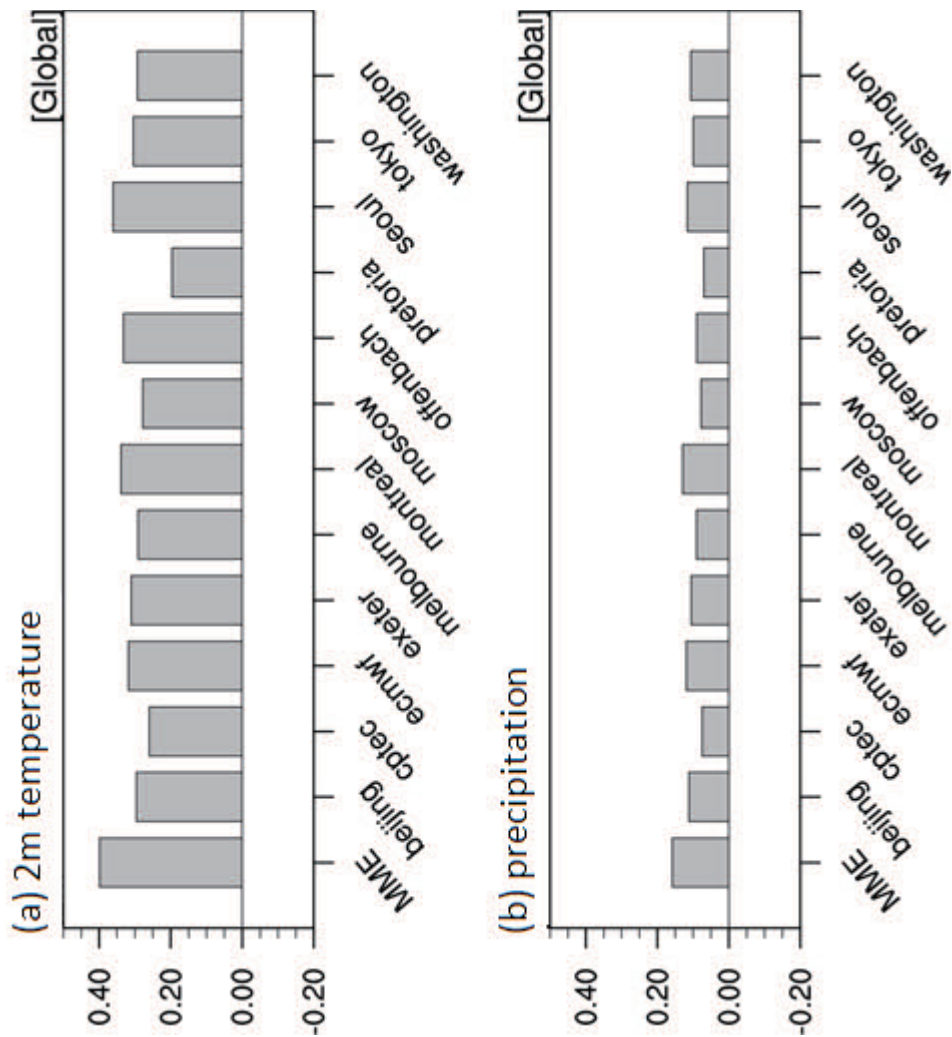


그림 A5.12. 13개 GPC와 MME의 (a) 2m 기온과 (b) 강수에 대한 1993-2009년 ASO의 이노발리 상관계수의 전구 평균값

부록 6 WMO 장기예보 선도센터와 관련된 시스템의 안정적인 유지 및 관리

부록 6.1 WMO 장기예보 선도센터 및 GPC Seoul 홈페이지 관리

WMO 장기예보 선도센터 및 DCPC 서버의 안정적인 운영을 위해 월 1회 홈페이지 소스프로그램을 별도의 디스크에 백업한다. 개인정보처리 시스템 접속 로그 및 데이터베이스는 매일 자동으로 백업한다. 서버 관리자는 주 1회 이상 디스크 상태를 점검하여 이상 여부를 확인하고 있다. 또한 기상청 사이버안전센터의 권고에 따라 서버의 침해 시도에 대응하고 서버와 홈페이지의 취약점을 보완하였다.

부록 6.1.1 WMO 장기예보 선도센터 홈페이지 기능 개선 요청사항 반영

신규 GPC인 Offenbach를 홈페이지에 추가하기 위해 예측자료를 업로드, 다운로드 할 후 있도록 개선하였다. 또한 Offenbach의 MME를 표출할 수 있도록 Plot 기능을 개선하였다. 그리고 DMME 자료에 변수의 단위를 기록하는 등의 요청사항을 반영하였다.

부록 6.1.2 관리자 메뉴 개선

WMOLC 홈페이지에서 가입신청을 했지만 이메일을 통한 확인 절차를 거치지 않는 사용자가 매월 발생하고 있다. 관리자가 사용자 가입 신청을 승인하거나 일정기간이 지난 신청자의 경우 사용자 계정을 삭제하는 기능을 추가하여 사용자 관리 기능을 보완하였다. 관리자가 사용자 계정을 삭제하면 로그에 남기고 삭제 로그를 조회할 수 있는 페이지를 추가하였다. 또한 관리자 메뉴의 보안 강화를 위해 일정 시간이 지난 후 관리자 계정이 자동으로 로그아웃 되도록 조치하였다.

Unconfirmed Member Control

Word(id, name, email) Period ~

	Num	ID	Name / Email	Reg date
☐	1	v		2017-10-25
☐	2			2017-10-23
☐	3			2017-10-23
☐	4	rel	12 exj	v.br 2017-10-10
☐	5	re	1 exj	v.br 2017-10-10
...				
☐	38			2016-11-17
☐	39	ha	alih	2016-11-16
☐	40		n b	o.id 2016-11-10

[1] [2] Confirm Delete

그림 A6.1. 선도센터 홈페이지의 미승인 사용자의 가입 신청 관리 페이지의 예시

Deleted Member

Period ~

num	ID	Created Date	Deleted Date	Log
1	t	2017-09-26 11:05:51	2017-10-11 15:10:58	Deleted account
2	t	2017-09-26 11:05:51	2017-10-11 15:10:53	Deleted account
...				
37	s	2015-03-19 02:39:49	2017-01-04 11:18:39	Deleted account(un-confirmed)
38	h	2015-04-22 16:13:10	2017-01-04 11:18:39	Deleted account(un-confirmed)
39	s	2015-04-18 04:00:36	2017-01-04 11:18:39	Deleted account(un-confirmed)
40	jv	2015-04-08 14:50:34	2017-01-04 11:18:39	Deleted account(un-confirmed)

[1] [2] [3] [4] [5] [6] [7] [8] [9] [10] ▶▶

그림 A6.2. 선도센터 홈페이지의 개인정보 파기 로그 조회의 예시

부록 6.1.3 만족도 조사 시스템 개선

만족도 조사 기간에만 홈페이지에 조사 내용을 출력하기 위해 관리자 메뉴의 만족도 조사 입력/수정 기능을 조사기간을 지정할 수 있도록 개선하였다. 또한 모든 사용자가 조사에 참여할 수 있도록 로그인 직후 만족도 조사 페이지를 출력하도록 개선하였다.

Survey Management

If you want to make a new survey, [New Survey](#)

Buttons: Preview, Modify, Copy&New, Result

Select	#	Modified Date	Title	Start	End	Public
☒	1	2017-09-25 03:04:43	2017 Survey for satisfaction measurement (during 01 Sept.-30 Nov. 2017)	2017-09-01	2017-11-30	☒
☐	2	2017-04-17 11:10:12	2016 Survey for satisfaction measurement (during Sept.-Nov. 2016)	2016-09-01	2016-12-01	☐

2017 Survey for satisfaction measurement (during 01 Sept.-30 Nov. 2017)

Thank you for using our WMO LC-LRFMME website.
The LC-LRFMME is jointly organized and operated by the Korea Meteorological Administration (KMA) and NOAA/NCEP. It provides high-quality climate prediction products and develops advanced climate prediction technology, which is contributing to the reduction of the adverse impacts of abnormal climate.

1. Which organisation do you belong to/which organisation are you involved in? (select all that match) *
The maximum number of choices is 4.
☐ WMO Global Producing Centres (GPCs) for Long Range Forecasts (LRF)
☐ National Hydrological and Meteorological Services (NHMS)
☐ WMO Regional Climate Centre (RCC)
☐ Regional Climate Outlook Forum (RCOF)
☐ Other: _____

2. How often do you visit the WMO LC-LRFMME homepage? *
☐ more than 12 times a year (at least once a month)
☐ 4-12 times (at least once a season)
☐ 1-3 times (at least once a year)
☐ once in a while

3. What is your major purpose of using the forecast information from WMO LC-LRFMME? *
☐ Use as essential information of operational long range forecast

그림 A6.3. WMO 장기예보 선도센터 홈페이지를 통한 만족도 조사 페이지

부록 6.1.4 개인정보처리방침 개정 내용 점검 및 적용

개정된 개인정보처리방침을 적용하기 위해서 다음과 같이 수행하였다.

- 비밀번호 5회 이상 오류 발생 시 사용자 계정 잠금

사용자가 로그인 할 때 비밀번호를 잘못 입력하여 5회 이상 로그인을 실패할 경우 사용자의 계정을 잠금 상태로 변경한다. 사용자가 다시 로그인을 시도하면 계정 잠금을 알리고 이메일 인증을 할 수 있는 페이지를 출력한다. 사용자가 가입할 때 사용한 이메일 주소를 입력하면 비밀번호를 변경할 수 있는 링크를 포함한 인증 메일을 전송한다. 사용자가 링크를 선택하면 홈페이지에서 비밀번호를 변경할 수 있다.

Figure A6.4 displays the user account recovery process. The top window shows a lockout message from wmolc.apcc21.org. Below are two panels: 'Email Confirm' with an email input field and 'Change Password' with new and check password fields.

그림 A6.4. 홈페이지 사용자 계정의 잠금과 해제에 대한 예시

○ 1년 이상 홈페이지에 접속하지 않은 사용자 처리

1년 이상 홈페이지에 접속하지 않은 사용자에게 안내 메일을 보내어 1개월 이내 접속하지 않으면 계정이 휴면상태로 변경됨을 알리고, 1개월 후에도 접속하지 않으면 사용자 계정을 삭제하거나 계정의 상태를 휴면상태로 변경해야 한다. 따라서 1년이상 미접속 사용자 목록을 조회하여 접속요청 이메일을 보내거나 사용자를 휴면상태로 변경하는 등의 조치를 할 수 있는 메뉴를 추가하였다.

Sleeping Member Control

Period ~ ☐ Sent e-mail ☐ Sleeping

Total : [211] Search : [211]

☐	num	id - level - country	name - email	issued date - status
☐	161	Vi B n	dan .int	2017-05-15 16:42:18 Sleeping
☐	162	E B a	j	2017-05-15 16:42:23 Sleeping
☐	...	kc B f	l	2017-05-15 16:42:51
☐	198	re B ZHI	sg	2016-09-25 19:34:01
☐	199	ma B n	a	2016-10-03 17:26:59
☐	200	Ba B b	a	

[1] [2] [3] [4] [5] [6]

그림 A6.5. 선도센터 홈페이지 사용자 계정 휴면 처리에 대한 예시

○ 개인정보 파기 로그 기록

관리자가 사용자 계정을 삭제할 경우 개인정보 파기 내용을 로그에 기록하고, 관리자는 개인정보 파기 대장에 수기로 기록한다.

부록 6.2 DCPC LC/LRFMME 홈페이지 관리

DCPC(Data Collection or Production Centre) 홈페이지는 GISC 서울에 MME 메타데이터를 제공하고 있다. DCPC 홈페이지와 GISC 서울간의 데이터 교환은 OpenWIS 시스템을 통해 데이터를 교환하고 있다. 하지만, 이러한 원격으로 분리되어 있는 시스템 간의 데이터 교환에는 통신환경에 따라 문제가 발생할 수 있다. 이를 방지하기 위해 DCPC 홈페이지의 서버 운영 상황을 정기적으로 감시, 로그 분석 및 백업을 진행하여 DCPC 홈페이지의 최상의 시스템 상태로 관리한다.

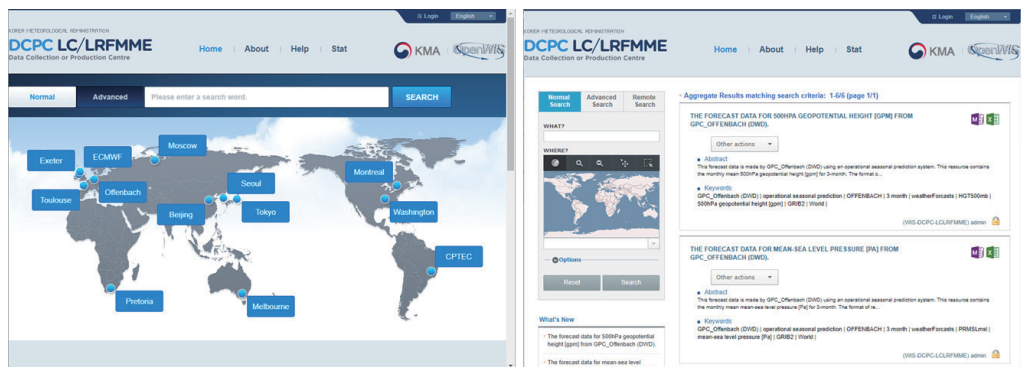


그림 A6.6. DCPC LC/LRFMME 홈페이지

DCPC 홈페이지는 SO 19115 형식의 WMO Core Profile 표준 메타데이터 형식으로 제공한다. 메타데이터는 기후자료(grib, nc파일등)의 나라, GPC, 예측날짜 등의 column을 가지고 있다. 메타데이터는 WMO 장기예보 선도센터에 기후자료 업로드 시 추가되며 통합 DB를 구축하여 자료에 대한 입력, 수정, 삭제에 대해 관리한다. 2017년도에는 GISC 서울의 요청으로 모든 메타데이터를 수정, 보완하였으며 신규 GPC(Offenbach)의 예측자료에 대한 메타데이터도 신규 생산하고 있다.

【연구자】

김유진 선임연구원

이우섭 선임연구원

우성호 선임연구원

여새림 선임연구원

이현록 선임연구원

윤순조 연구원

김가영 연구원

김미아 연구원

신지현 연구원

연구보고서 2017-09

현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축

I S B N 979-11-5698-199-2

발 행 2018년 3월

발 행 인 정 흥 상

발 행 처 APEC기후센터
부산시 해운대구 센텀7로 12

제작·인쇄 경성문화사

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