

**국가 기후예측모델 개선을 위한
테스트베드 구축 및 활용기술 개발**

**Testbed Construction and Development of its
Utilization Technology for the National Climate
Prediction Model**

**김가영, 김해정, 신선희, 이강진, 양유빈, 함수련, 전종안
기후사업본부 예측기술과**

2023.12.

APEC기후센터

Executive Summary

The essence of reliable climate forecast lies in a perpetual commitment to the improvement of prediction system. This report delves into the 1) strategies for land surface process improvement, 2) suggestions for the practical applicability of specific techniques to the operational forecast (testbed), and 3) comprehensive analysis for a model evaluation aimed at enhancing the value of KMA climate prediction system (GloSea6).

To improve the surface processes in the climate prediction model, the characteristics of the current river routing model were investigated and pointed out the weakness. It was found that GloSea6 uses a relatively simple river routing model, and the simulated river storage is overestimated compared to the observation. To simulate accurate river flow and air-land-sea interaction, it is most desirable to couple a sophisticated and realistic river routing model. As a simple method, it was tried to reduce the amount of freshwater flowing into the ocean by increasing the resolution in same river routing model. The GloSea6-TRIP, which can replace the existing 1-degree resolution with 0.5-degree and 0.125-degree resolution for TRIP, was newly constructed. It is clear that the new system reduces errors in river flow and discharge compared to existing operational system. These results can be useful in improving seasonal prediction due to more accurate air-sea interaction and in applied and policy research on water resources.

APCC has played a role as testbed to apply technologies developed in R&D to the operation. We performed semi-operational experiments under identical environment to operation. In 2023, sensitivity tests are expanded to optimize parameters in parameterization of sea ice. Three sets for single parameter, visible snow albedo and near-IR ice albedo and two sets of multiple parameters are designed to improve predictability. All experiments are performed for winter and summer seasons from 1993 to 2016. The results are compared with observation and operational hindcast. The experiments with adjusted albedo simulate similar pattern to operation in surface temperature bias. It indicates that it can be applied to forecast without reproduction of hindcast because climatological mean is not changed much. There is a little difference in the direct response to the increase or decrease in albedo. However, results showed distinguishable difference in simulating teleconnection between Arctic and midlatitudes. It is known that influences of Arctic warming may lead to cold winters over Eurasia, based on observational analyses and extensive climate model results. To separate the large-scale circulation patterns that are driving interannual variability in sea ice from those that are driven by sea ice variability, we used a simple method based on the sign of the turbulent heat flux anomaly over the Arctic region of interest to classify winters into two regimes of sea ice-driving atmosphere and atmosphere-driving sea ice. It is found that during winters when the atmosphere is driving the sea ice, warm Arctic is associated with strong

cooling over Eurasia in observation. This indicates that the anomalous large-scale circulation simultaneously causes reduced sea ice over Barents-Kara Sea, Arctic warming and cold Eurasia. Operational GloSea6 reproduces warm Arctic-cold Eurasia (WACE) pattern, but it does not follow this causality from observation. The experiment with 10%-increased ice albedo simulates similar pattern to observation and capture the causality.

In addition, coupled initialization is also applied to GloSea6 in the testbed research. The practical applicability of the method in the operational forecast is evaluated by examining the scientific efficacy and technical efficiency of the atmosphere-ocean coupled initialization. Firstly, there is a scientific effect of the method concerning internal and external dynamics affecting the subseasonal forecasts of summer precipitation in East Asia. Forecast skill on factors such as air-sea interaction, strengthened tropical convective activity, extension of the WNPSH and tropical-extratropical teleconnection influencing the East Asian summer monsoon are improved through the implementation of the coupled initialization. Secondly, there exists a scientific effect of the method in the subseasonal prediction of tropical variability during winter. The effects of the coupled initialization in the three-week forecast are clear not only in the mean fields of precipitation and lower-level winds but also in the magnitude and spatial distribution of 30–60 days oscillations, and the MJO's eastward propagation. Thirdly, through estimating the required time for generating coupled initial condition, it is confirmed that the method is technically applicable to operational use when integrated into the operational forecast suite. Considering the operational schedule and the quality of initial conditions, it is recommended to set a data assimilation period within seven days and to allocate high priority in job scheduling. Fourthly, it is confirmed that the coupled initialization can be operated stably in the operational forecast. Absence of model blow-up during the experiments signifies the high operational stability of the method. In conclusion, considering the scientific effectiveness regarding forecasts of atmospheric circulation over the tropics and East Asian and the operational stability in view of technical points, it is recommended to implement the coupled initialization in the operational subseasonal forecast of the National Climate Prediction Model.

There has been a recognized need for a consistent evaluation system to effectively demonstrate the practical effects of development technology of climate forecast system. To address this, APCC is constructing a comprehensive climate forecast model integrated evaluation system called CrEMA (Climate foRcast model Evaluation system by APCC). CrEMA comprises both a performance evaluation and a diagnostic evaluation framework. This year, the CrEMA diagnostic evaluation metrics were developed for the three major climate variability: ENSO (El Nino-Southern Oscillation), MJO (Madden-Julian Oscillation), and EASM (East Asian Summer Monsoon). These metrics are structured to encompass forecast performance, primary mechanisms (processes), and teleconnection of each climate mode. The diagnostic evaluation metrics were categorized into performance, process, teleconnection, aiming to offer comprehensive evaluation insights for each climate mode. The CrEMA diagnostic metric results are presented in a

scorecard format, offering insights into performance improvements compared to the reference model. This allows for an assessment of predictive capacity of the operation model and the effectiveness of the developed technology. By applying the CrEMA diagnosis system to GloSea5 and GloSea6, an analysis of the major climate variabilities (ENSO/MJO/ENSO) within GloSea6 was conducted. This assessment identified the model's deficiencies and provided directions for model's improvement.

GloSea6 has shown an overall improvement in predicting ENSO compared to the reference model (GloSea5), notably addressing the ENSO spring predictability barrier within the climate forecast model. Significant improvements in ENSO biases—previously characterized by intense amplitude, strong seasonality, and rapid phase locked characteristics—have been attributed to advancements in equatorial SST mean, its annual variation, and the Bjerknes feedback. These enhancements have notably refined the overall prediction accuracy of ENSO. However, certain obstacles persist. During the La Nina development phase, the strong coupling between Taux (zonal wind stress) and SSH (sea surface height) diminishes La Nina prediction accuracy. Moreover, a rapid decrease in heat flux during El Nino decline leads to premature termination of El Nino, consequently impacting the simulation performance of ENSO duration. While the fundamental properties of ENSO, except for duration, have seen improvements, these alterations affect the simulation performance of teleconnections. Temperature patterns associated with ENSO fluctuations have shown global and East Asian region improvements. However, the simulation accuracy of precipitation patterns has diminished. This decline is attributed to GloSea6's dry bias in equatorial Pacific and a strong double ITCZ. Rectifying the systematic errors in equatorial precipitation might not only ameliorate these biases but also improve the teleconnection-influenced precipitation field associated with ENSO.

As a result of the MJO diagnosis in GloSea6, the overall MJO prediction performance improved compared to GloSea5. Specifically, the eastward propagation of the MJO in the Maritime continent, known as the MJO prediction barrier, showed improvement. This enhancement is believed to be attributed to the correction of the dry bias in low-level moisture over the Maritime continent, consequently improving the related equivalent potential temperature cold bias and vertical diabatic heating structure. On the other hand, the performance of low-level moisture convergence over the Indian Ocean deteriorated. While this did not directly impact the skill decrease of the eastward-propagating signal over the Indian Ocean, it should be addressed due to its association with the SST warm bias over the Indian Ocean. The MJO-related upper-level prediction performance generally decreased, with notable instances such as the degradation of skill in the horizontal divergence structure at the upper level and the zonal expansion of the Pacific Subtropical Jet. The eastward expanded jet influenced teleconnection and the eastward shifted PNA region. In light of these findings, it is imperative to focus on improving the upper-level structure in the next phase of model enhancement.

For the evaluation of East Asian summer monsoon predictability in climate prediction

models, diagnostic metrics include essential evaluation components suggested in previous studies and additionally developed. In background climate part, the average biases of monsoon-related variables affecting monsoon predictability were diagnosed. In predictability & basic characteristics part, diagnostics involved the predictability of major components of East Asian summer monsoon system. Regarding teleconnections, the diagnostic evaluated whether delayed and simultaneous teleconnections induced by the tropical/subtropical ocean were well reproduced in the western North Pacific and East Asia. In the process part, we diagnosed the simulated performance of local air-sea interactions in subtropics that bridges tropics and mid-latitudes. The results analyzed through diagnostic metrics were quantified into standardized numerical values and visualized in the form of a scorecard. This will serve as objective results to determine the applicability in operational decision-making.

국문 요약

본 과제는 APCC에서 수행하고 있는 국가 기후예측모델 개선과 관련된 연구 내용을 포함하고 있으며, 국가 기후예측모델의 예측력 강화를 목적으로 한다. 크게 세가지 과업, 1.지면모델 개선기술 개발, 2. 현업화 테스트베드 역할 이행, 3. 기후예측모델 평가·관리 시스템 구축으로 구성되어 있으며 올해 수행된 연구결과를 소개하고자 한다.

국가 기후예측모델(GloSea6) 내 지면과정 중 하천 유출 모델의 특성을 파악하고 개선점을 제시하고자 하였다. GloSea6는 상대적으로 간단한 하천 유출 모델을 사용하고 있으며, 모델 내에서 모의되는 하천 유출량은 관측과 비교하였을 때 과대 모의하고 있음을 알 수 있다. 하나의 이유로 지역별 주요 하천을 표현하기에 너무 큰 현재 하천 유출 모델의 해상도를 들 수 있다. 정확한 하천 흐름을 모의하고 대기-지면-해양 상호작용의 개선을 가져오기 위해서는 정교하고 현실적인 하천 유출 모델을 접합하는 것이 가장 바람직하겠으나, 현재 현업에서 사용중인 GloSea6에 개선을 위해서 간단하고 직접적인 효과를 줄 수 있는 하천 유출 모델의 해상도를 높이는 방법을 통해 오차를 줄여보고자 하였다. 따라서, 본 연구에서는 하천 유출 모델의 해상도를 1도에서 2배, 8배 높은 하천 보조자료가 사용되는 GloSea6를 새롭게 구축하였고, 이를 통해 모델의 오차에 어떠한 영향을 줄 수 있는지 살펴보았다. 실험의 결과는 기존 현업의 결과에 비해 유량 및 방출량의 오차를 줄이며, 특히 유역 및 하구를 중심으로 많은 개선을 가져올 수 있다. 이러한 결과는 대기-해양 상호작용의 변화를 가져와 계절 예측 성능 향상을 가져올 수 있으며, 나아가 지역적 규모에서 수자원에 대한 응용 및 정책 연구에도 유용하게 사용될 수 있을 것이다.

테스트베드에서는 2020년부터 3년간 수행된 「해빙 물리 과정에 의한 계절내 규모 기후 예측 기술 개발」의 결과를 바탕으로 해빙 물리 과정 내 파라미터들의 효과를 분석하여 최적화 방안을 제시하고자 하였다. 2022년 수행된 visible snow albedo 민감도 실험을 확장하여 near-IR ice albedo의 증감 실험을 추가하였으며, 단일 파라미터의 민감도 분석뿐 아니라 다중 파라미터 조합의 예측성도 분석하였다. 단일 파라미터 실험 3세트와 다중 파라미터 2세트의 총 5세트 실험을 현업 hindcast와 동일한 기간인 1993년부터 2016년까지 24년 간의 여름과 겨울에 대해 이루어졌다. 민감도 실험 결과들은 현업과 유사한 오차장을 보여 기후값 자체에 큰 영향을 주지 않는 것을 확인하였다. 이는 추후 해당 기술이 현업에 적용될 때 중요한 요소로 기후값 자체가 크게 변하면 과거의 현업과 불연속성이 커지므로 기후장 자체의 변화는 크지 않아야 한다. 알베도의 영향을 직접적으로 받는 극 지역에서의 겨울철 해빙 면적 및 지표기온의 변화는 크지 않았는데, 일사량이 많지 않아 알베도 변화에 의한 직접적인 효과가 크지 않기 때문이라 생각된다. 극 지역의 해빙에 미치는 효과는 뚜렷하지 않았으나, 겨울철 중위도 기온에 영향을 주는 것으로 알려져 있는 극과 중위도의 원격상관의 모의 성능에는 개선이 나타났다. 현업 모델은 바렌츠-카라해의 기온과 유라시아 기온의 상관성을 전반적으로 잘 나타내고 있으나, 극 기온이 중위도 기온에 미치는 메커니즘을 재현하지는 못하는 것으로 나타났다. 북극과 중위도 기온의 인과성 분석을 위해 해빙이 대기순환을 유발하는 해와 대기가 유발하는 해로 분류하여 분석하였을 때 관측에서는 대기순환이 해빙 변화를 유발하는 해에서만 바렌츠-카라해와

유라시아 기온의 인과성이 나타나는 반면 현업 모델은 두 분류에서의 인과성 차이가 없었다. GloSea6가 전반적으로 대기순환이 해빙 변화를 유발하는 해를 과소모의하는 특징을 보이는데 얼음 알베도 증가를 통해 발생 빈도 뿐 아니라 북극-유라시아 원격상관의 인과성 또한 개선되는 것을 확인하였다.

또한 결합초기화 기법을 적용한 테스트베드 연구에서는 GloSea6에 기반한 대기-해양 결합 초기화 기술의 과학적 효과와 기술적 능력을 살펴봄으로써 해당 기술의 현업 적용성을 평가하였다 첫째, 동아시아 여름철 강수의 계절내 예측에 영향을 미치는 내외부 역학에 있어서 해당 기술의 과학적 효과가 존재하였다. 대기-해양 상호작용, 열대 대류 활동 강화, 북서태평양 고기압 확장 및 열대-중위도 원격 상관 기작 등 동아시아 여름철 몬순 영향 인자에 관한 예측이 대기-해양 결합초기화 기법으로 개선이 되었다. 둘째, 겨울철 열대 변동성의 계절내 예측에 있어서 해당 기술의 과학적 효과가 존재하였다. 강수 및 하층 바람의 평균장 뿐만 아니라 30-60 일 주기 변동성의 크기, 공간적인 분포, MJO 동진 모의에 있어 결합초기화 기술의 효과를 확인할 수 있었다. 셋째, 현업 예보 스윛에 결합초기장을 생산하는 스윛이 더해졌을 경우에 대한 소요시간 추정을 통해 해당 기법이 기술적으로 현업에 적용 가능한 기술임을 확인하였다. 현업 스케줄과 초기장 품질을 고려하여 7일 이내의 자료동화 기간을 셋팅할 것과 작업 제출 및 실행에서 높은 우선권을 할당받는 것을 권장하였다. 넷째, 대기-해양 결합초기화 기술이 안정적으로 현업에 운영될 수 있음을 확인하였다. model blow-up 미발생은 해당 기술의 높은 현업 안정성을 의미한다. job priority가 낮아서 발생하는 에러들은 현업 express queue 활용으로 해결할 수 있다. 결론적으로, 열대 및 동아시아 대기 순환 예측에 대한 과학적인 측면에서의 효과와 기술적인 측면에서의 현업 안정성을 검토한 바 국가기후예측모델의 계절내 예측 현업 운영에 있어 대기-해양 결합초기화 기술의 적용을 권장하는 바이다.

연구개발 성과의 실질적 효과를 제시하기 위한 일관된 평가체계의 필요성이 제안되었고, APCC는 기후예측모델 통합평가 시스템(Climat foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하고 있다. CrEMA는 성능평가체계와 진단평가체제로 구성되어 있으며, 주요 기후 모드인 엘니뇨-남방진동(ENSO, El Nino-Southern Oscillation), 매든-줄리안 진동(MJO, Madden-Jullian Oscillation), 동아시아 여름몬순(EASM, East Asia Summer Monsoon)의 진단평가 매트릭이 개발되었다. CrEMA 진단평가 매트릭은 각 기후모드의 예측성능(performance), 주요 메커니즘(process), 원격상관(teleconnection)으로 세분화하여 구성하였으며, 이를 통해 각 기후모드의 다각적 평가정보를 제공하고자 하였다. CrEMA 진단메트릭 결과는 기준모델 대비 성능 개선정보인 스코어카드 형식으로 표출되며, 이를 통해 현업 기후예측모델의 예측 수준과 개발 기술의 실효성을 제시할 수 있다. 개발된 CrEMA 진단체계를 GloSea5와 GloSea6에 적용하여 GloSea6의 주요 기후변동성(ENSO/ MJO/EASM)을 진단하였으며, 모델의 취약점과 개선방향을 제시하였다.

ENSO 진단 결과, GloSea6는 기준모델(GloSea5)에 비해 ENSO의 예측성능 및 기본속성이 전반적으로 개선되었고, 특히 기후예측모델에서의 ENSO 봄철 예측 장벽이 개선되었다. 적도 SST 평균 및 연변화 개선 및 Bjerknes 피드백의 개선으로 ENSO 편향 (강한 강도, 강한 계절성, 위상잠김 특성의 빠른 해제)이 개선되었으며, 이로 인해 ENSO 평균 예측성능이 개선된 것으로 판단된다. 반면, 라니냐 발달기간 동안 강한 Taux-SSH 결합 강도는 La Nina 예측성능을 감소

시키고, 엘니뇨 쇠퇴기간 급감하는 열유속은 El Nino의 빠른 종료를 모의하게 되며, 결국 ENSO duration의 모의성능 감소에 영향을 미친다. ENSO duration을 제외한 ENSO 기본 속성은 전반적으로 향상되며, 이는 원격상관 모의성능에 영향을 주게 된다. ENSO 변동과 관련된 기온 패턴은 전구나 동아시아 지역적으로도 개선된 결과를 보이나, 강수 패턴의 모의성능은 더욱 감소한 결과를 나타낸다. 이는 GloSea6가 적도 dry bias 와 강한 Double ITCZ를 모의하기 때문이며, 적도 강수의 구조적 오차가 개선된다면 ENSO 원격 상관에 따른 강수 영향장 개선 또한 기대할 수 있을 것이다. MJO 진단 결과, GloSea5 대비 전반적인 예측 성능이 개선되었다. 특히 MJO 예측장벽으로 알려진 해양성 대륙에서 동진 성능 개선되었다. 이는 해양성 대륙 하층 수분 dry bias가 개선되어 관련 상당온위의 cold bias와 연직 diabatic heating 개선이 이루어졌기 때문으로 판단된다. 반면 인도양의 하층 수분 수렴 성능은 저하되었다. 이는 직접적으로 MJO 동진 성능에 영향을 미치지 않는 것으로 보아 추후 개선이 필요할 것으로 생각된다. MJO 관련 상층 모의 성능은 전반적으로 감소하였으며, MJO의 상층 발산구조 모의 성능 저하와 태평양 아열대 제트의 동쪽 확장이 대표적이다. 통쪽으로 다소 확장된 제트는 원격상관에 영향을 미쳐 결과적으로 PNA 지역 또한 동쪽으로 이동시켰다. 이와 관련하여 추후 모델 개선 시 상층 모의 성능 개선을 위한 노력이 필요할 것으로 생각된다. EASM 진단 결과, 북서태평양 해역의 수온/기온 온난 편향과 고기압/남풍의 과소모의가 나타나는 것으로 진단된다. 이와 함께 중층 기압골의 과소모의와 제트의 북편향 등이 일부 개선되었다. 기본특성 요소 중 동아시아로 북상하는 여름철 강수밴드의 과소모의가 일부 개선되었으며, 북서태평양 고기압의 확장과 동아시아 제트는 여전히 과소모의되고 있다. EASM 과 열대/아열대 기후모드 간 원격상관 중 엘니뇨 원격상관 예측성은 개선된 반면, 라니냐 원격상관과 인도양 원격상관 등은 추가적인 개선이 필요한 것으로 분석된다. 열대-중위도 원격상관에서 중요한 연결고리 역할을 하는 북서태평양 아열대 해역에서의 국지적 해양-대기 피드백은 관측에 비해 과대모의되는 것으로 분석된다. 진단 메트릭은 향후 기후예측모델 개선 또는 개발에 따라 평가 모델과 기준 모델을 유연하게 변경하여 적용할 수 있으며, 추가적인 연구개발을 통해 개발된 진단 메트릭과 스코어카드의 고도화가 요구된다.

목차

Executive Summary	i
국문 요약	v
목차	viii
표 차례	x
그림 차례	xi
1. 서론	1
2. 과제 구성 및 방법	5
2.1. 지면모델 개선 기술 개발	5
2.2. 약결합 초기화	7
2.3. 해빙물리 최적화	9
2.4. 기후예측모델 평가·관리 시스템 (CrEMA)	10
3. 지면모델 개선 기술 개발 결과	12
3.1. 지하수 모듈 개선 환경구축	12
3.2. 고해상도 하천 유출 모델 구축	20
4. 현업화 테스트베드	42
4.1. GloSea6 기반 약결합초기화 계절내 예측	42
4.2. 해빙물리과정 최적화	56
5. CrEMA 진단평가체계 구축	79
5.1. ENSO 진단체계	79
5.2. MJO 진단체계	108
5.3. EASM 진단체계	137
6. 요약 및 결론	160
6.1. 지면모델 개선 기술 개발	160
6.2. 테스트베드	161
6.3. CrEMA 진단평가 체계 구축	162

사사	164
References	165
부록 A. JULES	176
부록 B. GloSea6 기반 약결합초기화	177
부록 C. 해빙물리과정 최적화	185
부록 D. CrEMA ENSO 진단체계	192
부록 E. CrEMA MJO 진단체계	199
부록 F. CrEMA EASM 진단체계	204

표 차례

Table 2.1. Experimental design for coupled initialization forecast.	7
Table 2.2. Research focus for discovering the effect of coupled initialization.	8
Table 2.3. Experimental design to examine the effect of parameters in sea ice parameterization.	9
Table 3.1. Categorizing Land Surface Model according to Lower boundary conditions.	13
Table 3.2. Categorizing Land Surface Model according to groundwater dynamics.	14
Table 3.3. Definitions of Symbols.	17
Table 4.1. IAU flow-chart and run-time for IAU period	55
Table 5.1. Ocean variable name in GloSea6 suite.	79
Table 5.2. GloSea6 ENSO evaluation results using the CrEMA ENSO metrics.	107
Table 5.3. Summary and suggestions using the MJO diagnostics metrics of CrEMA.	136
Table 5.4. Description of the East Asian summer monsoon circulation indices.	144
Table 5.5. Definition of ENSO events and defined El Nino/La Nina years based on Nino3.4 index for 1996~2016.	149
Table 5.6. GloSea6 diagnostic results using the CrEMA EASM metrics.	158

그림 차례

Figure 1.1. Schematic diagram on the function of APCC's Testbed for the jointly development national global prediction system.	2
Figure 1.2. Process by which the coupled initialization technique is applied to the national global prediction system.	3
Figure 2.1. Model configuration of KMA-GloSea6.	5
Figure 2.2. Experimental design for investigation of high resolution river routing effects.	6
Figure 2.3. Experiment process for the coupled initialization forecast and relevant activities.	8
Figure 2.4. Schematic of Research to Operation (R2O) structure.	10
Figure 2.5. CrEMA structure including two categories and their components.	11
Figure 2.6. Schematic diagram exploring the structure of CrEMA diagnostics system.	11
Figure 3.1. Proposed groundwater module.	15
Figure 3.2. Structure of JULES source codes.	19
Figure 3.3. Concept of TRIP for calculating of river storage from river sequence and direction.	20
Figure 3.4. Schematic diagram of GloSea6 model component.	22
Figure 3.5. Distribution of difference in the surface precipitation (left) and 850hPa specific humidity (right) between the GloSea6 and observation.	23
Figure 3.6. Distribution of the surface runoff from GRDC observation (top), GloSea6 (bottom-left) and its biases (bottom-right).	24
Figure 3.7. Distribution of the surface river storage and outflow from GloSea6.	25
Figure 3.8. Region-averaged discharge over Han River in Korean peninsula from GloSea6 and observation.	25
Figure 3.9. Distribution of the depth of the 20C isotherm (left) and sea surface temperature (right) from GloSea6.	26
Figure 3.10. Header information for GloSea6-TRIP ancillary data setting.	27
Figure 3.11. Header information for GloSea6-TRIP pp data setting.	28
Figure 3.12. Example of Integer header information for GloSea6 in UM documentation (From UMDP_F03: Input and Output file formats).	29
Figure 3.13. River direction and sequence data from various resolution for ancillary in GloSea6.	30
Figure 3.14. River direction and sequence data from half resolution for ancillary in GloSea6.	31

Figure 3.15. Code tree for TRIP modules in GloSea6.	31
Figure 3.16. The code changes for latitude and longitude calculation in GloSea6-TRIP.	32
Figure 3.17. The code changes for area calculation in GloSea6-TRIP.	33
Figure 3.18. The code changes for regrid processes between river and model grids in GloSea6-TRIP.	34
Figure 3.19. The code changes for grid processes for final output in GloSea6-TRIP.	35
Figure 3.20. The code changes for post processes for final output in GloSea6-TRIP.	35
Figure 3.21. Mean daily river discharge from 1979 to 2018 for reanalysis data.	36
Figure 3.22. River outflow (kg/s) from atmosphere model with various resolution for river model in GloSea6.	37
Figure 3.23. River storage (log10 kg/s) with various resolution for river model in GloSea6. ...	38
Figure 3.24. Region-averaged discharge over Han River in Korean peninsula from each experiments and observation.	39
Figure 3.25. Horizontal distribution of the surface runoff (mm/mon) for GRDC climatology and ERA5 reanalysis averaged from 1995 to 1998.	40
Figure 3.26. Surface runoff (mm/mon) with various resolution for river model in GloSea6. ...	41
Figure 4.1. Precipitation (shading) and low-level wind anomalies (vector) in summer 2022. Red and black contour denote the mean 5880-gpm geopotential height in 2022 and climatology, respectively.	42
Figure 4.2. Observed (gray bar) and predicted (operational forecast with blue bar and coupled data assimilation applied forecast with red bar) rainfall amount in South Korea for summer 2022.	43
Figure 4.3. Climate systems interacting with East Asia Summer Monsoon at subseasonal time scale.	44
Figure 4.4. Forecast bias of for 2m temperature, zonal wind at 850hPa, precipitation and latent heat flux at 3 week lead time for summer 2022.	44
Figure 4.5. Phase diagram of Boreal Summer Intraseasonal Oscillation(BSISO) during summer 2022.	45
Figure 4.6. BSISO impact anomalies of outgoing longwave radiation for observation, operational forecast and CDA-applied forecast at 3 week lead time.	46
Figure 4.7. East Asia-Pacific (EAP) teleconnection pattern for observation, operational forecast and CDA-applied forecast at 3 week lead time in summer 2022.	47

Figure 4.8. Phase diagram of BSISO for the observation (black), operational forecast (blue) and CDA-applied forecast (red) at 3 week lead time during 2022 Chang-ma onset period.48

Figure 4.9. Multi-variate correlation between observed and predicted BSISO indices. Blue and red dots indicate operational and CDA-applied 3 week forecast during Chang-ma onset period, respectively.48

Figure 4.10. Observed and predicted BSISO impact anomalies for OLR, low-level wind, 5820 and 5880 gpm geopotential height (red contour) and precipitation at 3 week lead time during Chang-ma onset period.49

Figure 4.11. Observed and predicted atmospheric river at 13~15 and 20~21 day lead time for heavy rainfall event (8~11 Aug, 2022).50

Figure 4.12. Mean state of observed and predicted precipitation (shaded) and zonal wind at 850 hPa (contour) for winter 2022/23 (NDJFM).51

Figure 4.13. Ratio of the bandpass filtered variance with 30~60 day and unfiltered variance for zonal wind at 850 hPa.52

Figure 4.14. Eastward propagation of 30~60 day filtered zonal wind anomalies at 850 hPa during winter 2022/23.53

Figure 4.15. Observed and predicted MJO teleconnection related to cold surge event in Dec., 2022.54

Figure 4.16. Ice extent bias of OPER (bar) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.56

Figure 4.17. Surface air temperature bias of OPER (bar) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.57

Figure 4.18. Daily ice extent bias of OPER (blue) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.58

Figure 4.19. Daily surface air temperature bias of OPER (blue) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.59

Figure 4.20. EOF and PC timeseries of observed surface air temperature. Red line in PC1 is observed AO index. Blue line in PC2 is averaged surface air temperature over Barents-Kara Sea.59

Figure 4.21. 1st and 2nd EOF, and PC2 timeseries of surface air temperature for OPER, SNOW_p10d, ICE_p10d, and ICE_p10u.61

Figure 4.22. Trend and timeseries of observed surface air temperature over Barents-Kara Sea and Eurasia.62

Figure 4.23. Trend and timeseries of surface air temperature for OPER over Barents-Kara Sea and Eurasia.63

Figure 4.24. Trend and timeseries of surface air temperature for OPER and experiments over Barents-Kara Sea and Eurasia.64

Figure 4.25. Surface air temperature regressed on the ART index for observation and OPER regarding to period. Statistically significant values at 90% confidence level is shaded by slash.65

Figure 4.26. Surface air temperature regressed on the ART index for SNOW_p10d, ICE_p10d, and ICE_p10u regarding to period. Statistically significant values at 90% confidence level is shaded by slash.66

Figure 4.27. An illustration of sea ice and THF during winters when the sea ice is driving the atmosphere (a, c), and when the atmosphere is driving the sea ice (b, d). White rectangles represent sea ice, with the dotted outline indicating the anomalous high or low ice cover. Curved arrows represent the surface THF anomaly, and horizontal arrows represent warm (red) and cold (blue) air advection. (source: Blackport et al. 2019)67

Figure 4.28. Winter sea level pressure and surface air temperature regressed on the ARTI for February.69

Figure 4.29. Winter sea level pressure and surface air temperature regressed on the ARTI for February. OBS uses two sets of observation of ERA5 and NCEP2. Results from GloSea6 use 96 ensemble members. Color shading is shown only where the surface air temperature regression is statistically significant at 90% confidence level.70

Figure 4.30. Monthly difference between climatologies from OPER and observation over globe and East Asia.71

Figure 4.31. Monthly anomaly correlation coefficient over globe (top) and East Asia (bottom). Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.72

Figure 4.32. Monthly root mean square difference (RMSD) between each experiment and OPER.72

Figure 4.33. Skill scatter of predictability. X axis indicates anomaly correlation coefficient. Y

axis indicates temporal correlation coefficient. Sizes of figures vary according to the relative magnitude of the root mean square error.	73
Figure 4.34. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over globe for winter season. Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.	74
Figure 4.35. Monthly root mean square difference (RMSD) between each experiment and OPER.	75
Figure 4.36. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over East Asia for winter season. Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.	75
Figure 4.37. Skill scatter of predictability. X axis indicates anomaly correlation coefficient. Y axis indicates temporal correlation coefficient. Sizes of figures vary according to the relative magnitude of the root mean square error.	76
Figure 4.38. Monthly correlation between ARTI and surface air temperature. Statistically significant values at 95% confidence level is shaded by dots.	77
Figure 4.39. Sea level pressure (top) and geopotential height at 300 hPa regressed on ARTI for February.	78
Figure 5.1. CrEMA ENSO diagnostics metrics including 5 categories and their components. ..	80
Figure 5.2. Climatological mean pattern and bias of sea surface temperature (SST) in the equatorial Pacific, showing mainly the cold tongue bias. The upper left map shows the spatial mean pattern of reference. And the right maps show the model bias from GloSea5 and GloSea6, and the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.	81
Figure 5.3. Spatial pattern of the amplitude of the mean seasonal cycle of sea surface temperature (SST) in the equatorial Pacific. The upper left map shows the spatial mean pattern of reference. And the right maps show the model bias from GloSea5 and GloSea6, and the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.	82
Figure 5.4. Zonal structure of SST bias in the equatorial Pacific (5S-5N averaged). The upper and lower maps show respectively the GloSea5 and GloSea6.	82
Figure 5.5. Climatological mean pattern and bias of U-wind stress (Taux) in the equatorial Pacific, showing mainly the strong trade wind bias. The upper left map shows the spatial mean pattern of reference. And the right maps show the model bias from	

	GloSea5 and GloSea6, and the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.	83
Figure 5.6.	Zonal structure of U-wind stress (Taux) in the equatorial Pacific (5S-5N averaged). The upper and lower maps show respectively the GloSea5 and GloSea6.	84
Figure 5.7.	Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index during 1997-2016 with respect to lead time after removing the mean bias. The mean skill for 12 months is shown.	85
Figure 5.8.	Normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index by GloSea5 as a function of target month and lead time up to 7 month.	85
Figure 5.9.	Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index with respect to SST intensity. Three cases are classified following to intensity of the SST anomalies of target month. ENSO intensity is categorized by strong, weak and normal cases.	86
Figure 5.10.	Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index with respect to ENSO type, El Nino (warm) and La Nina (cold) cases. El Nino (La Nina) denotes the case having observed SST anomalies with more than half standard deviation of warm (cold) SST anomalies.	86
Figure 5.11.	Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index distinguished by ENSO phase of target month. ENSO phase is categorized by growth and decay for El Nino and La Nina events.	87
Figure 5.12.	Sea surface temperature anomalies associated with ENSO in the equatorial Pacific at 3 month lead. The upper left and right maps show the spatial mean pattern of reference, GloSea5 and GloSea6. And the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.	88
Figure 5.13.	Composite maps of sea surface temperature anomalies during La Nina and El Nina in the equatorial Pacific at 3 month lead.	89
Figure 5.14.	Zonal structure of sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific(5S-5N) at 3 month lead, showing the zonal location of SSTA associated with ENSO. The black, blue and red line denote the reference and model from GloSea5 and GloSea6, respectively.	89
Figure 5.15.	Spatial pattern of the standard deviation of sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific, showing a too strong maximum variability in the central	

equatorial Pacific.90

Figure 5.16. (Left) Zonal structure of the standard deviation of the sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific (5S-5N averaged), showing too strong maximum variability in the central equatorial Pacific. The black, blue and red lines denote the reference and models from GloSea5 and GloSea6. (Right) The metric value of ENSO amplitude. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.90

Figure 5.17. Spatial structure of the standard deviation of sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific, showing usually a too strong(weak) variability in the central equatorial Pacific during winter(spring).91

Figure 5.18. (Left) Zonal structure of the standard deviation of the sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific(5S-5N) during winter and spring. (Right) Ratio of winter over spring' s standard deviation of sea surface temperature anomalies in the central equatorial Pacific (Nino3.4 averaged), showing the seasonal timing of SSTA. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.92

Figure 5.19. Zonal mean annual structure of the standard deviation of the sea surface temperature anomalies in the central equatorial Pacific (Nino3.4 averaged). The black, blue and red line denote the reference and model from GloSea5 and GloSea6, respectively.92

Figure 5.20. Evolution of the 3-month running averaged Nino3.4 index (colored thin lines) and their composites (black thick line) for historical El Nino (left panels) and La Nina (right panels) events. Evolution starts from April of the event-developing year to April of next year (marked with +).93

Figure 5.21. Histogram of ENSO peaking month of the Nino3.4 index evolution for historical ENSO events, based on data from January 1996 to December 2016. The phase-locking sharpness is defined as a distance variance, i.e., mean square of the relative distance between each ENSO event' s peak time to the histogram locking month. The smaller the distance variance, the stronger the phase-locking behavior.94

Figure 5.22. Distribution of zonal location of the maximum (minimum) SSTA during El Nino (La Nina). The black boxes show respectively the reference and the model.94

Figure 5.23. Spatial pattern and maximum zonal location of sea surface temperature anomalies for El Nino events.95

Figure 5.24. Spatial pattern and minimum zonal location of sea surface temperature anomalies for La Nina events.95

Figure 5.25. Distribution of 1-yr and 2-yr El Nino and La Nina duration. The black boxes show respectively the reference and the model.97

Figure 5.26. The metric value of ENSO duration. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.97

Figure 5.27. Schematic diagram exploring the key ENSO feedbacks; SST-Taux feedback, Taux-SSH feedback, SSH-SST feedback, and SST-NHF feedback (Planton et al., 2021).98

Figure 5.28. Scatterplot of (left) SSTA in the eastern equatorial Pacific(Nino3 averaged) and zonal wind stress anomalies (TauxA) in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged), (middle) zonal wind stress (TauxA) in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged) and sea surface height anomalies (SSHA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), and (left) sea surface height anomalies (SSHA) and sea surface temperature anomalies (SSTA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged). The black and blue (red) makers show respectively the reference and the model. The metric is based on the slope of the regression and is the absolute value of the relative difference : $\text{abs}((\text{model}-\text{ref})/\text{ref})*100$99

Figure 5.29. The metric values showing the strength of (left) the SST-Taux coupling, (middle) the Taux-SSH coupling, and (right) the SSH-SST coupling. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.99

Figure 5.30. Hovmoller diagrams of zonal wind stress anomalies (TauxA) in the equatorial Pacific regressed onto sea surface temperature anomalies (SSTA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), showing the strength of the SST-to-Taux coupling. The coupling shows too weak, particularly during boreal autumn and winter and a stops in boreal spring.100

Figure 5.31. Scatterplot of zonal wind stress anomalies (TauxA) in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged) and sea surface height anomalies (SSHA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), showing the possible nonlinearity in the strength of the Taux-to-SSH coupling. The balck, red and blue lines and numbers

show respectively linear regression computed for all $TauxA$, $TauxA>0$, and $TauxA<0$, the left and right scatterplots show respectively the reference and the model.101

Figure 5.32. Hovmoller diagrams of sea surface height anomalies (SSHA) in the equatorial Pacific regressed onto zonal wind stress anomalies in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged) when $TauxA<0$ from GloSea5 and GloSea6.101

Figure 5.33. Hovmoller diagrams of sea surface temperature anomalies (SSTA) regressed onto sea surface height anomalies (SSHA) both in the equatorial Pacific, showing the seasonality of the SSH-SST coupling strength.102

Figure 5.34. (left) Scatterplot of sea surface temperature anomalies (SSTA) and net surface heat flux anomalies (NHFA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged) and (right) the metric value of the strength SST-THF coupling.102

Figure 5.35. Scatterplot of sea surface temperature anomalies (SSTA) and net surface heat flux anomalies (NHFA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), showing the possible nonlinearity in the strength of the SST-to-THF coupling.103

Figure 5.36. Hovmoller diagrams of total surface heat flux anomalies (THFA) regressed onto sea surface height anomalies (SSHA) both in the equatorial Pacific, showing the possible nonlinearity in the strength of the SST-to-THF coupling.103

Figure 5.37. Spatial pattern of surface temperature anomalies associated with ENSO over northern Hemisphere during boreal winter (DJF). The main metric derived is the spatial RMSE between the model and the observation maps.104

Figure 5.38. Same as Figure 5.37, except for precipitation.104

Figure 5.39. Hovmoller diagrams of simultaneous correlation between the Nino3.4 index and 2m temperature anomalies over East Asia of 20N to 50N.105

Figure 5.40. Hovmoller diagrams of simultaneous correlation between the Nino3.4 index and precipitation anomalies over East Asia of 20N to 50N.105

Figure 5.41. ENSO Metrics scorecard which shows relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for 1-6 month leads. The green (red) colors indicate better (worse) model performance.106

Figure 5.42. MJO diagnostics metrics of CrEMA consisting of four categories and their components.109

Figure 5.43. Eastward propagation of MJO in observation and Models (GloSea5 and GloSea6)

for 3-week lead (W3) as shown by the lead-lag regression of 20-70-day bandpass-filtered OLR anomalies averaged over Indian Ocean (IO), Maritime continent (MC), and Western Pacific (WP) during boreal winter (November-April) 1997-2016.110

Figure 5.44. Same as Figure 5.43 but for low-level moisture convergence (LLMC, shading) and OLR (contour) anomalies.111

Figure 5.45. MJO propagation skill for W3 by (a) OLR and (b) LLMC over west of Indian Ocean (W.IO), IO, MC, WP, east of Western Pacific (E.WP).111

Figure 5.46. Composite map of OLR and 850hPa wind to MJO phase 2-3 and 6-7 in the observation and models for W1.112

Figure 5.47. Box plot of (a) PCC and (b) RMSE between observation and models for W3 for OLR over tropics to MJO phase 2-3 and 6-7.112

Figure 5.48. Time series of the number of MJO occurrence (line) and occurrence frequency (bar) to MJO phase 3 and 7 in the observation and models for W1 and W3.113

Figure 5.49. Occurrence frequency for each MJO case in GS5 and GS6 for W2 and W3.114

Figure 5.50. Wavenumber-frequency power spectra of OLR over tropics in the observation and models for W1-4. Dashed line indicates the frequencies corresponding to 30 and 80 days.115

Figure 5.51. The MJO period in the observation and models for W1-4 calculated from MJO band which is wavenumbers 1-3 and frequencies corresponding to 30-80 days.115

Figure 5.52. The lead-lag correlation between RMM1 and RMM2 in the observation and models for W1-4.116

Figure 5.53. The MJO coherency in the observation and models for W1-4.117

Figure 5.54. Composite map of OLR for the MJO phase 8-1, 2-3, 4-5, and 6-7 in the observation. The red box indicates the active MJO region.118

Figure 5.55. The intraphase pattern consistency of OLR for the MJO phase 8-1, 2-3, 4-5, and 6-7 in the observation and models for W1-4.118

Figure 5.56. The regressed 20-70 day filtered low-level (850hPa) moisture convergence (LLMC) onto the 20-70 day filtered OLR at the IO and MC in the observation and models for W3.119

Figure 5.57. (a) PCC and (b) RMSE between observation and models for W1-4 for LLMC at the IO, MC, and WP.120

Figure 5.58. Same as Figure 5.56, but for upper-level (200hPa) divergence (shading) and wind (vector).121

Figure 5.59. Same as Figure 5.57, but for upper-level divergence.121

Figure 5.60. (a) Synthetic composited variable after many stripe occurrences of an active periodic weather event. (b) The resultant vector for the synthetic data, with the average stripe amplitude (σ) shown in the top right (Jenney et al., 2019).122

Figure 5.61. STRIPES index at each point has been multiplied by its local standard deviation for 500 hPa geopotential height after winter (NDJFMA) MJO events for the years 1997–2016.123

Figure 5.62. The fraction of modeled to the observed STRIPES index for 500hPa geopotential height over North Pacific (NP), North Atlantic (NA), Europe (EU) and East Asia (EA) for winter.123

Figure 5.63. (Left) STRIPES index at each point has been multiplied by its local standard deviation for 2m temperature over East Asia after winter (NDJFMA) MJO events for the years 1997–2016. (Right) The fraction of modeled to the observed STRIPES index for 2m temperature over East Asia (EA) for winter.124

Figure 5.64. Same as Figure 5.63, but for precipitation.124

Figure 5.65. Climatology (contour) of U200 in the observation and models for W1-4. Shading denotes the model biases, defined as the difference between the modeled and observed U200.126

Figure 5.66. RMSE between observation and models for W1-4.126

Figure 5.67. Jet amplitude in the observation and models for W1-4.127

Figure 5.68. Same as Fig 5.67, but for zonal extension of the jet.127

Figure 5.69. Same as Fig 5.67, but for meridional shift of the jet.127

Figure 5.70. 5–9–day averaged lagged response of 500hPa geopotential height to MJO phase 2–3 represents in the observation and models. The hatched areas represent significant 500hPa geopotential height exceeding the 95% confidence level. The values in the top-right corner represent metrics PCC (left value) and relative amplitude (right value) for each model. Black box denotes the PNA region.129

Figure 5.71. Taylor diagram of 500hPa geopotential height over the PNA region for MJO phase 2–3. PCC (T1) and relative amplitude (T2) for each model are shown at the curve axis and at the x and y axes, respectively. The distance between each

model and the reference point “REF” indicates the root-mean-square error (RMSE).	129
Figure 5.72. RMSE between observation and models of 500hPa geopotential height over the PNA region for MJO phase 2-3 for W1-4.	130
Figure 5.73. East-west position of 500hPa geopotential height over PNA region in observation and models for W1-4.	130
Figure 5.74. The observed and modeled vertical structures of equivalent potential temperature (EPT, shading) and specific humidity (contour) averaged over tropics, which are the regressed 20-70-day filtered fields on the 20-70-day filtered OLR in the MC. The black line indicates the tilted axis of the maximum equivalent potential temperature for each level. The PCC between observation and models for the purple box in the observation.	131
Figure 5.75. (a) PCC and (b) RMSE between observation and models for W1-4 for equivalent potential temperature at the IO, MC, and WP.	132
Figure 5.76. Same as Figure 5.74, but for diabatic heating (shading) and walker cell (vector).	133
Figure 5.77. Same as Figure 5.75, but for diabatic heating.	133
Figure 5.78. Same as Figure 5.74, but for eddy available potential energy (shading) and temperature (contour).	134
Figure 5.79. Same as Figure 5.75, but for eddy available potential energy.	135
Figure 5.80. MJO scorecard which represents relative skill difference between GS6 and GS5 for W1-4 consisted of 4 metrics corresponding prediction skill, basic characteristics, teleconnection, and processes. The green (red) colors show the improved (worse) model skill.	136
Figure 5.81. Asian summer monsoon sub-regions and countries with the highest populations.	137
Figure 5.82. Seasonal wind direction of Korean peninsula for summer and winter season (Baek et al., 2015).	137
Figure 5.83. Anomaly correlation coefficients between seasonal (JJA) mean precipitation from GloSea5/6 and GPCP.	138
Figure 5.84. Summary of available hindcasts data from ECMWF Copernicus Climate Change Service (C3S).	139
Figure 5.85. Diagnostic metric for evaluating climate forecast model performance of East Asian summer monsoon.	140

Figure 5.86. Three-dimensional schematic of East Asian summer monsoon and surrounding climate factors (Wu and Chou, 2013).	141
Figure 5.87. Climatological summer (JJA) mean of monsoon-related variables.	142
Figure 5.88. Climatological summer (JJA) mean biases of monsoon-related variables.	142
Figure 5.89. Climatological summer (JJA) mean bias of vertical equivalent potential temperature (EPT) over East Asia.	143
Figure 5.90. Normalized summer (JJA) mean biases of monsoon-related biases averaged over East Asia.	143
Figure 5.91. Spatial distribution of East Asian summer monsoon circulation indices.	145
Figure 5.92. Diagram of major components of East Asian summer monsoon system.	145
Figure 5.93. Seasonal variation in climatology (shading) and biases (contour) of precipitation averaged between 110~140°E from (a) observation, (c) GloSea5, and (d) GloSea6. (b) Difference of absolute biases of GloSea5 and GloSea6.	146
Figure 5.94. Interannual variability of the East Asian summer monsoon rainfall anomalies and intensity from GloSea5 (blue), GloSea6 (pink), and observation (black).	146
Figure 5.95. Climatological summer (JJA) mean westernmost boundaries of western North Pacific subtropical high from GloSea5/6 and reanalysis.	147
Figure 5.96. Interannual variability of the western North Pacific subtropical high strength and westernmost location from GloSea5 (blue), GloSea6 (pink), and observation (black).	147
Figure 5.97. Seasonal variation in climatology (shading) of 200hPa zonal wind (averaged between 120~150°E) and jet axis (line) from GloSea5/6 and reanalysis.	148
Figure 5.98. Interannual variability of the East Asian westerly jet strength and meridional position from GloSea5 (blue), GloSea6 (pink), and observation (black).	148
Figure 5.99. Schematic of lagged and simultaneous teleconnections interacting with East Asian summer monsoon. Reprinted from Beck et al. (2018).	149
Figure 5.100. Composite map of 850hPa geopotential height and precipitation anomalies during summer (JJA) following El Nino.	150
Figure 5.101. Composite map of 850hPa geopotential height and precipitation anomalies during summer (JJA) following La Nina.	150
Figure 5.102. Regressed sea surface temperature and 850hPa geopotential height anomalies in July onto the Indian Ocean (45~100°E, 0°~25°N) warming in June.	151
Figure 5.103. Regressed 850hPa zonal wind and precipitation anomalies onto western North	

Pacific monsoon.	152
Figure 5.104. Diagram for positive feedback between ocean and atmosphere over western North Pacific.	153
Figure 5.105. Regressed 850hPa geopotential height (contours) and sea surface temperature (shading) anomalies (top) and precipitation (shading) and 850hPa wind (vectors) anomalies (bottom) onto western North Pacific subtropical high.	154
Figure 5.106. Scatter plots and regression coefficients between sea surface temperature, precipitation, 850hPa geopotential height, and 850hPa zonal wind during summer (JJA) over western North Pacific subtropical region.	155
Figure 5.107. Synthesis results from climate forecast model diagnostic metrics evaluating improvement in prediction skill of East Asian summer monsoon.	156
Figure 5.108. Annual cycle of mean bias of 200hPa temperature averaged between 20~50°N.	158
Figure 5.109. Climatological summer (JJA) mean bias of sea surface temperature over tropical Indian Ocean and maritime continent.	159
Figure A1. Snapshot of baseflow calculation codes and namelist in JULES 5.6.	176
Figure B1. Initial bias according to IAU period.	177
Figure B2. Schematic showing the eastward shift in the Rossby wave phase due to increased zonal wind forcing (Son et al., 2022).	178
Figure B3. Mean state of precipitation, zonal wind at 200hPa and wind at 850hPa for 2022 summer.	179
Figure B4. Geopotential height at 500hPa averaged over 25°-35°N (upper left), zonal wind at 200hPa averaged over 60°E-80°E (upper right), meridional wind at 850hPa averaged over 25°-35°N (below left) and meridional-averaged precipitation over 30°-40°N (below right) for GC3.2 and the observation.	180
Figure B5. Same as Figure B4, but for the operational forecast and the forecast with coupled initialization in GloSea6.	181
Figure B6. Trouble shooting 1: Example of experimental error for the forecast with coupled initialization.	182
Figure B7. Trouble shooting 2: Example of coupled data assimilation process for 1 step.	184
Figure B8. Trouble shooting 3: Example of restart dump process for ensemble forecast.	184
Figure C1. Difference of ice extent between OPER and observation, and each experiment and OPER over Antarctic for DJF and JJA.	185

Figure C2. Difference of surface air temperature between OPER and observation, and each experiment and OPER over Antarctic for DJF and JJA.185

Figure C3. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over globe for winter season. Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.186

Figure C4. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over East Asia for winter season.187

Figure C5. Monthly root mean square difference (RMSD) between each experiment and OPER. 188

Figure C6. Monthly ice extent over Arctic (top) and Barents-Kara Sea (bottom).188

Figure C7. Monthly surface air temperature over Arctic (top) and Barents-Kara Sea (bottom). 189

Figure C8. Correlation between surface air temperature over Chukchi-Bering Sea (55-70°N, 165°E-155°W) and surface air temperature. Statistically significant values at 95% confidence level is shaded by dots.189

Figure C9. Monthly sea level pressure regressed on the surface air temperature over Chukchi-Bering Sea.190

Figure C10. Monthly geopotential height at 300 hPa regressed on the surface air temperature over Chukchi-Bering Sea.190

Figure C11. Monthly anomaly correlation coefficient over globe (top) and East Asia (bottom). Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.191

Figure C12. Skill scatter of predictability. X axis indicates anomaly correlation coefficient. Y axis indicates temporal correlation coefficient. Sizes of figures vary according to the relative magnitude of the root mean square error.191

1. 서론

기상청은 기후예측정보를 생산하기 위해 영국으로부터 기술 이전된 GloSea6 시스템의 예측 정보를 토대로 우리나라 장기 예보를 제공하고 있다. 장기 예측정보의 향상을 위한 기후예측모델 개발은 주로 학계를 중심으로 진행되고 있으며, 특히 계절내 예측성 향상을 위한 기술개발과 성분 모델간 결합초기화 기술개발 연구들이 R&D를 통해 수행되고 있다. APCC는 성분 모델 중에서도 지면모델의 개선기술 개발을 위한 연구를 수행함에 따라 기후예측모델개발에 기여하고 있으며, 공동개발 협력 체계에서의 기관간 역할을 정립하고 테스트베드 역할을 본격적으로 수행하고 있다. 테스트베드에서는 개선기술의 과학적 성과 및 기술적 효능을 진단할 뿐만 아니라 현업 이식 이후 새로운 기후예측모델 전반의 품위를 검증할 일관되고 체계적인 기후예측모델 평가체계를 구축하고 있다. 기후예측모델 개발과 관련한 세가지 과업, 1. 지면모델 개선기술 개발 2. 현업화 테스트베드 역할 이행 3. 기후예측모델 평가·관리 시스템 구축은 궁극적으로 국가 기후예측모델의 예측력 강화를 목적으로 하며, 지면모델 개발 기술력 확보 및 R2O 효율성 강화를 기대할 수 있을 것이다.

전지구 기후 모형(Global Climate Models; GCMs)은 계절내 예측에서 계절 예측에 이르기까지 기본적으로 사용되고 있는 필수적인 존재이다. 이에 전세계 현업 기관들내에서 기후예측모형은 중장기 예측 성능 향상을 목표로 끊임없이 발전해 오고 있다. 한국 기상청에서도 1999년부터 대기대순환 모형에 근거한 장기예보 생산 체계를 구축하고 역학적 방법에 의한 장기 예측자료를 생산하였다. 국립기상과학원에서도 2000년대에 들어서 기후예측모형을 구축, 역학적 방법에 의한 장기예측자료를 생산하였다. 최근에는 한국 기상청과 국립기상과학원은 계절규모에서 한영 공동 기후예측시스템을 정착하고 현업으로 이용하기 위해 영국 기상청과 협력해왔고, 그 결과 2010년부터 영국 기상청의 전지구 대기-해양-해빙 결합모형 (HadGEM3)을 기반으로 한 계절예측 시스템 Global Seasonal Forecasting System version 4 (GloSea4)를 도입하고 구축하였다. 또한, 기상청은 향상된 계절 예보를 위해 2014년부터 GloSea4에서 모델 물리 과정과 수평 분해능을 개선한 고해상도 기후모형인 GloSea5 (GloSea version 5)를 현업에 도입하였다. 또한 2022년부터 물리과정 일부가 개선된 GloSea6가 현업으로 사용되고 있다.

지면에서 물의 이동은 증발산, 토양, 격자 유출 및 하천 유출 등의 과정으로 이루어지며, 이러한 물 순환 과정을 표현하기 위해 다양한 연구가 수행되어 왔다 (Dirmeyer and Shukla 1993; Van den Hoof et al. 2003; Harding et al. 2014). 태양복사에 의해 해양과 육지로부터 증발된 물과 수증기는 바람에 의해 전방향으로 수송되며, 구름 형태로 응결되어 강수로 다시 육지와 해양으로 순환된다. 육지에서의 강수는 일시적으로 눈이나 토양수분 형태로 저장되는 반면, 과도한 강수는 강, 호수, 하천 등으로 유출된 후 해양내 담수로 전달되게 된다. 이것이 전지구 물순환을 표현되는 제일 큰 흐름이라 할 수 있다 (Trenberth et al. 2007).

육지에서 해양으로 흐르는 물의 유출량은 대기 및 해양 순환을 변화시키는데 있어서 중요한 요소 중 하나이다. 특히, 하천 유출에 의한 담수는 해양의 염도를 직접적으로 변화시키며, 이는 물의 밀도, 혼합층을 바꾸어 해수면 온도를 변화시키는 것으로 잘 알려져 있다 (Zhang et al. 2011, Ham et al. 2012). 또한 해수면 온도 변화는 대기-해양 상호작용을 통해 대기 연직 구조 역시 영향을 주게 된다. 따라서 기후 예측 모델에서 하천 유출에 의한 담수의 흐름의 효과는 무시할 수 없을 만큼 중

요하다고 할 수 있다. 현재 기상청에서 현업으로 사용되고 있는 기후 예측 모델인 GloSea6내에서 하천의 흐름은 Total Runoff Integrating Pathways (TRIP; Oki and Sud 1998)에 의해 계산된다. GloSea6 내에서 TRIP은 지면 모델로부터 계산된 runoff를 입력자료로 가져오며, 각 격자에서의 하천 유출량을 계산하여 최종적으로 해양 모델로 방출량을 전달하고 있다. 최근에는 고해상도의 수문정보를 포함하는 다양한 하천 유출 모델이 개발되었지만, GloSea6에 포함된 TRIP은 다소 간단한 저류방정식으로 구성되어 고해상도의 자연 하천을 정확하게 묘사하기에는 한계가 있다. 좀 더 복잡하고 정교한 하천 유출 모델이 결합되는 것이 좋겠지만, 그 전에 TRIP으로 모의되는 GloSea6의 하천유출의 특성을 파악하고 그 해상도를 높여 지면 과정의 개선을 꾀하고자 한다.

국가 장기예보 지원을 위해 현업 운영 중인 국가기후예측시스템(GloSea6)은 다기관 공동개발 협력 체계 하에서 지속적인 개선이 이루어지고 있다. 특히, 기후예측모델을 운영하고 있는 기상청에서는 기후예측모델을 개선시키기 위한 기술 개발 로드맵을 수립하고 R&D를 통해 지속적인 발전을 도모하고 있다. 학계 및 산업계에서 개발된 기술들은 다양한 환경에서 개발 및 평가되어 현업 기관에 전달되는데, 개발된 기술들이 현업에 적용되기 위해서는 현업과 동일한 환경에서 평가하는 과정을 거쳐야 한다. 그러므로, 개발된 기술들이 실질적인 예측력 개선으로 이어지기 위해서는 현업과 동일한 환경에서의 평가를 통해 실질적인 기술의 효과율 평가하고, 본격적인 시행에 앞서 기술의 효능을 시험하기 위한 환경이 필요하다. 이를 위해 APCC는 공동개발 협력 체계 내에서 개발된 기술이 현업으로 전환될 수 있는지 여부를 평가하는 테스트베드 역할을 수행해 왔다. 테스트베드의 준현업실험은 현업 환경과 동일한 조건에서 수행되는 만큼 과학적 효과와 더불어 현업에서 안정적으로 운영될 수 있는지에 대한 기술적 능력도 평가한다 (Figure 1.1).

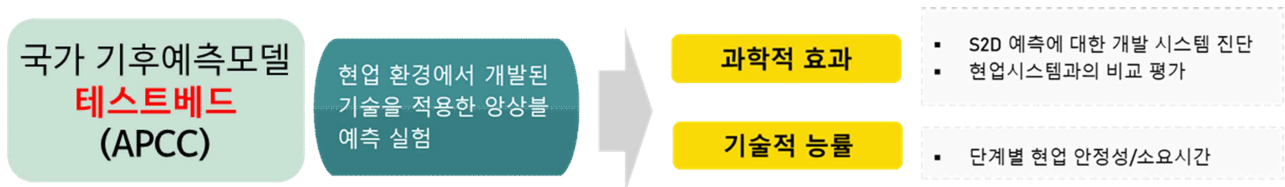


Figure 1.1. Schematic diagram on the function of APCC's Testbed for the jointly development national global prediction system.

최근 지구온난화가 심해지면서 북극 온도가 상승하고 해빙이 빠르게 감소하며 동시에 연변동성이 크게 증가하고 있다 (Stroeve et al., 2007, Comiso, 2012). 이러한 고위도의 지역의 급격한 변화는 극 지역 뿐만 아니라 극 지역과 밀접한 원격상관성을 가진 중위도 기온 및 기압계에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다 (Kug et al., 2015, Mori et al., 2014). 또한 중위도 대륙 지역에서 증가하는 이상 기후 현상이 극 지역의 기후 변동과 밀접한 연관이 있음을 다양한 선행 연구를 통해 밝혀졌다 (Kim et al., 2014, Wang and Overland, 2012).

한반도를 포함한 북반구 중-고위도 지역은 전 세계 인구의 밀접 지역으로 현업 예측성 향상에 있어 최우선적으로 고려되는 지역이다. 그러나 북반구 중-고위도 지역은 다양한 시스템과

의 상호작용과 계절적인 변동성 효과로 인해 중-장기 예측에 많은 어려움이 따르는 지역으로 알려져 있다 (Palmer and Anderson, 1994). 또한, 기후 역학 모델은 북극의 해빙, 눈덮임, 성층권 순환과 기후 시스템 사이의 관계가 정확하게 반영되어 있지 않기 때문에 해빙의 변화를 정확하게 구현하지 못하고 있는 실정이다.

이에 본 연구에서는 2020년부터 2022년까지 3년간 수행된 「해빙 물리 과정에 의한 계절 내 규모 기후 예측 기술 개발」(서경환, 2023)의 결과를 바탕으로 해빙 물리 과정 내 파라미터들의 과학적 효과를 분석하고 기술적 효능을 검증하여 현업에서의 최적화 방안을 제시하고자 하였다. 또한 이 보고서에서는 2023년에 수행된 테스트베드 연구 중 GloSea6 기반 대기-해양 결합초기화 기술의 현업 적용성 평가에 대해 서술한다. 전지구 접합 모델을 구성하는 성분 모델들의 초기장 간 불균형은 초기 오차를 발생시켜 예보 초기에서부터 계절 및 수십년에 이르기까지 다양한 규모로 영향을 미친다. 따라서 개별적으로 이루어지는 각 성분모델들의 초기화로 인해 발생하는 초기 충격을 줄이고자 대기-해양 결합초기화 기법이 GloSea6에 대해서도 개발이 되었다. 기상지진 See-At 사업을 통해 2020년에 개발이 완료된 대기-해양 결합초기화 기술(이명인 등, 2021)은 2022년 GloSea6 현업 시스템에 구축되어 2023년 테스트베드로 기술전수되었다 (Figure 1.2). 전산, 인적 자원과 인프라의 한계로 개발 파트에서 충분히 이루어지지 못하였던 실험과 예측성 검증이 테스트베드에서 수행되었다. 개발 파트에서는 초기장의 품질을 높은 점에 집중하였다면, 테스트베드에서는 개선된 초기장이 가져오는 계절내 예측 향상을 평가하는데 집중하였다.

담당	예산	구분	2019	2020	2021	2022	2023	2024	
과학원	자체	GloSea	GC2(GS5)				GC3.2(GS6)		
		출연	GS6	결합초기화 구축		결합초기화 고도화[4]		결합초기화 현업적용	
APCC	자체	평가					결합 초기화		

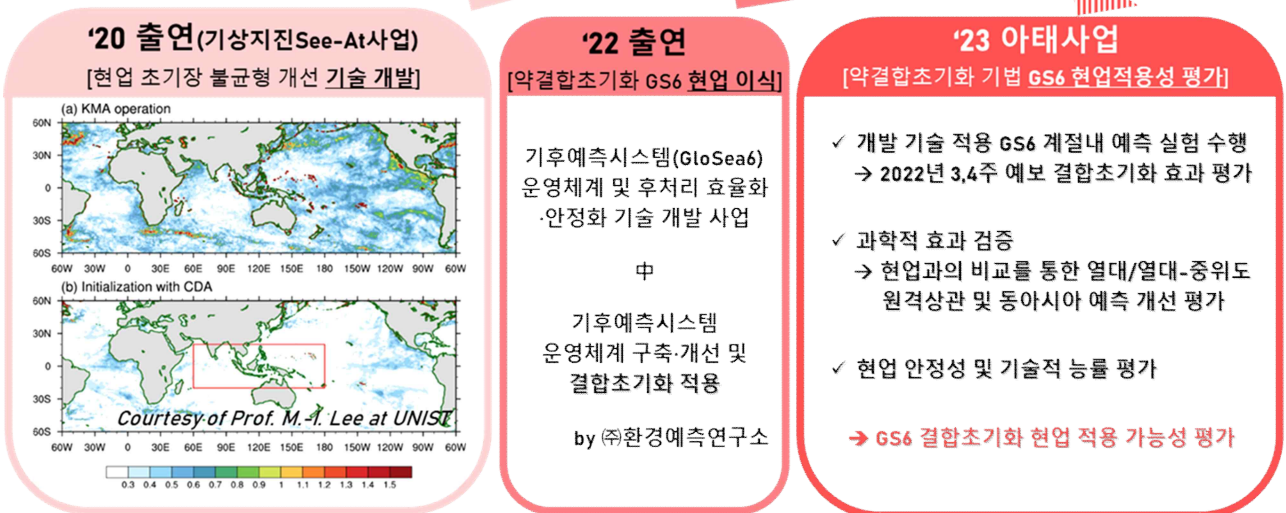


Figure 1.2. Process by which the coupled initialization technique is applied to the national global prediction system.

다기관 공동개발체계에서 개발된 연구개발 성과(신기술)의 평가정보를 안정적으로 제시할 일관되고 체계화된 평가체계가 요구되고 있다. 이에 APCC는 2022년부터 3년 계획으로 기후예측모델 평가·관리 시스템(Climat foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하고 있다. CrEMA는 통계분석 기반의 성능평가와 프로세스 기반의 진단평가 파트로 구성되어 있으며, 이를 통해 주요 변수들의 표준화된 예측검증 결과를 제시하고 모델이 가지는 구조적 오차의 원인분석 및 개선방향을 제시하고자 하였다. 2022년 개발된 성능평가 파트는 단정/확률 예보의 일반적 평가지표들을 이용한 메트릭으로 구성되어 있으며, 다변수 통합평가라는 최신평가 방법론을 적용하여 기후예측모델의 구조적 오차 및 예측품질 개선 정보를 정량적으로 제공하도록 하였다. 기후예측모델의 예측가능성을 평가하기 위한 진단평가 체계 개발이 올해부터 본격적으로 시작되었으며, 앙상블 예측자료 전처리-다양한 시간규모의 변동성 진단-통합 평가정보 표출까지 평가활동 전체를 아우르는 진단평가 시스템을 구축하고자 하였다. 열대 주요 기후모드인 엘니뇨-남방진동(ENSO, El Nino-Southern Oscillation)와 줄리안 진동(MJO, Madden-Jullian Oscillation), 동아시아 기후에 직접적인 영향을 미치는 아시아 여름몬순(EASM, East Asia Summer Monsoon)에 대한 진단평가 메트릭 개발이 선행되었다. 본 연구에서는 올해 개발된 CrEMA 진단체계를 소개하고 현업 기후예측모델에 적용한 진단 평가 결과를 소개하고자 하였다.

2. 과제 구성

2.1. 지면모델 개선 기술 개발

우리나라 기상청은 2010년 영국 기상청(Met Office)과 대기-해양 결합 모델을 이용한 계절 예측시스템의 공동구축 및 운영에 관한 협정을 체결하여 단기간 날씨부터 계절내 및 계절 예측, 기후 예측을 포함하는 포괄적인 계절예측시스템인 Global Seasonal Forecasting System (MacLachlan et al. 2015) 을 도입하였고, 현재 GloSea6를 현업 계절예측에 활용 중이다. 영국 기상청 기후 모델인 HadGEM3 (Hadley Centre Global Environment Model version 3) 에 기초하여 구축된 GloSea6는 Met Office의 Unified Model (UM) 대기 모델 (Global Atmosphere model; Walters et al., 2019) 과 Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO) (Madec, 2008) 해양모델, Los Alamos sea ice model (CICE) (Hunke and Lipscomb, 2010) 해빙 모델, Joint UK Land Environment Simulator (JULES) (Walters et al., 2019) 지면 모델로 구성되며, 지면-대기-해양 플럭스 교환을 위해 OASIS 커플러로 결합되어 있다 (Kim et al., 2018). GloSea5의 대기모델 수평격자 해상도는 N216으로 위도 0.56° 와 경도 0.83° 이며 (약 ~60km), 연직으로 85개의 층을 가지고 있다. 해양모델의 수평 및 수직 해상도는 각각 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 와 75층이며, 대기-해양 플럭스는 3시간 간격으로 교환 된다 (Figure 2.1).

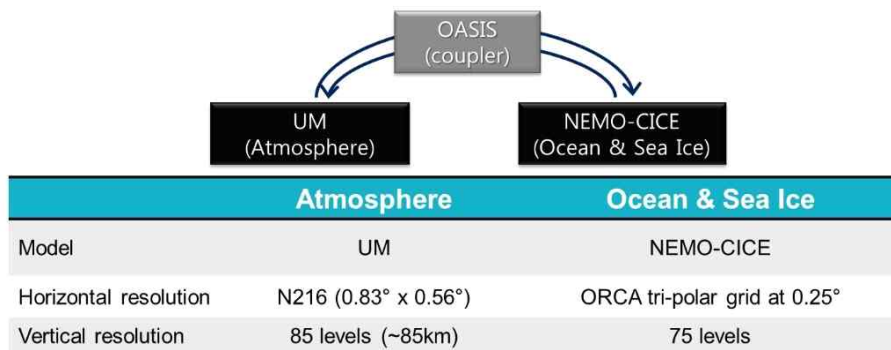


Figure 2.1. Model configuration of KMA-GloSea6.

이 연구는 KMA-GloSea6 현업 구성을 바탕으로 하천유출자료를 출력변수로 추가한 자료를 재생산하여 분석하였다. 현업에서 생산하는 과거재현자료는 한 달에 4회 고정된 날짜(1일, 9일, 17일, 25일)이므로, 이 연구에서는 5월에 해당하는 4개의 초기장으로 1995-1998 (4년)의 여름 예측장을 생산하였다 (Fig. 2.2).

EXP	Ens. Size	River Resolution	Initial date	HCST Period	Total member
OPER	3	1°x 1°	(1, 9, 27, 25) May	1995-1998(4yr)	36 cases
HALF	3	0.5°x 0.5°	(1, 9, 27, 25) May	1995-1998(4yr)	36 cases
EIGHTH	3	0.125°x 0.125°	(1, 9, 27, 25) May	1995-1998(4yr)	36 cases

Figure 2.2. Experimental design for investigation of high resolution river routing effects.

이 연구에서 모형의 예측을 평가하기 위한 비교 대상으로 Global Runoff Data Center (GRDC)의 runoff 및 하천 유출값을 사용하였다. GRDC는 약 200년의 전구 데이터를 가지고 있으며, 159개국의 10,000 stations를 포함, 전구 runoff 자료뿐만 아니라 유역별 하천유출값을 ascii 데이터로 제공하고 있다. 또한, 해양 혼합층 깊이 분석을 위해 GODAS 해양 연직 온도 자료를 사용하였다.

2.2. 약결합 초기화

2.1.1. 계절내 예측 실험 설계

GloSea6가 현업 운영되기 시작한 2022년에 대한 예측 실험을 통해 결합초기화 기술의 현업 적용성을 평가하였다. 결합초기화 예측에서는 초기장 생산 시 결합 여부만을 현업 예측과 다르게 설정하고 앙상블 수나 생산 방법, 적분 기간 등 나머지 조건은 동일하다(Table 2.1). 여름철과 겨울철에 대한 계절내 예측 실험을 설계하였고 여름철 실험의 경우 현업 예보와 동일한 검증용을 위해 추계적 운동에너지 후방 산란 기법과 시간지연방법을 결합하여 총 56개 앙상블을 구성하였다. 반면 겨울철 실험의 경우 안정적인 아노말리 산출을 위해 과거재현실험(hindcast)과 동일한 초기 날짜(1, 9, 17, 25일)의 초기장만을 생산하여 각각 8개의 앙상블을 평균한 예측장을 만들었다. 결국 여름철 초기장은 56개, 겨울철 초기장은 16개 생산하였고 초기장의 안정성을 위해 각각의 초기장은 7일간의 Incremental Analysis Update (IAU, Bloom et al., 1996) 기법이 적용되었다.

Table 2.1. Experimental design for coupled initialization forecast.

구분	현업	결합초기화
초기화 날짜		2022.05.30.~2022.07.24. (매일, 56일) 2022.11.~2023.02.(월 4회, 16일)
앙상블 수	8	8
기간	적분 기간(63일)	초기화 기간(7일) / 적분 기간(72일)
대기/해양 자료동화	GDAPS(KMA) / NEMOVAR(KMA)	
결합 여부	No	Yes(ReplayCDA)
비고	기상청 현업	약결합초기화(대기-해양 결합 자료동화)

2.1.2. 실험 과정

실험과 기본 후처리를 위해 기상청 슈퍼컴퓨터 5호기를 사용하였고 실험은 크게 자료동화, 결합초기화 예측, 후처리, 자료 전송의 4단계로 진행되었다 (Figure 2.3). 1단계에서는 7일간의 자료동화(IAU) 기간을 거친 72개의 결합초기장을 생산하였다. 이후 2단계에서는 72개의 초기장을 가지고 576 cases의 예측 실험이 수행되었으며 각 case는 72일간 적분되었다. 생산된 예측 산출물은 ff(field file) 형식의 고압축 파일로 분석에 용이한 nc 형태로 후처리하였고(3단계) 빅데이터 분석을 위해 최종적으로 APCC의 로컬 서버로 전송하였다(4단계). 이 과정에서 60TB 이상의 자료가 생산이 되고 슈퍼컴퓨터 자원 사용에 약 8개월의 시간이 소요되었다.

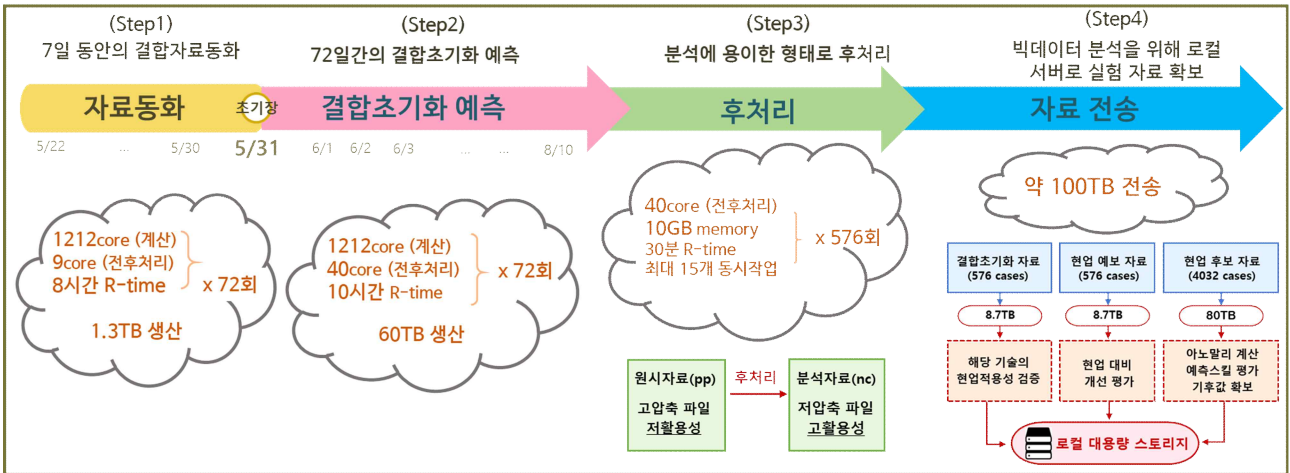


Figure 2.3. Experiment process for the coupled initialization forecast and relevant activities.

2.1.3. 검증 방법

결합초기화의 효과를 살펴보기 위해 이 연구에서 집중한 시간 규모는 3, 4주에 해당하는 계절내 예측이다. 앞선 GloSea 기반 결합초기화 연구들이 전지구 혹은 동아시아 지역에 대한 단일물리량의 단순한 통계적 정확도 개선에 집중했다면 본 연구에서는 열대 및 동아시아 지역에 대한 계절내 현상들과 대기의 역학 구조 개선에 집중하고자 한다.

Table 2.2. Research focus for discovering the effect of coupled initialization.

구분	출연	결합초기화
검증기간	9주	3주, 4주
검증변수	U850, T850, Tsfc, H500	Tsfc, T15m, PREC, U, V, T, Q, HGT, OLR, SH, LH, SW, LW, IVT
검증영역	전지구/동아시아	열대/동아시아
검증지수	단일물리량, Bias, RMSE 등 통계적 정확도 중심	현상 중심, 대기 역학 구조 개선 중심

2.3. 해빙물리 최적화

2.1.1. 적용기술

2020년부터 3년간 수행된 「해빙 물리 과정에 의한 계절내 규모 기후 예측 기술 개발」 과제(서경환 2023) 결과를 바탕으로 해빙물리 과정 중 적용 파라미터를 선택하고 준현업 실험에 적용하여 평가하였다. 2022년에는 민감도가 상대적으로 큰 파라미터 중 하나인 visible snow albedo를 선택하여 과학적 효과와 기술적 효능을 살펴보았으며, 올해는 파라미터를 확장하여 ice albedo의 준현업 실험을 추가하였다. 이를 통해 각 파라미터의 효과를 비교하고 다중 파라미터 조합의 최적화 방안을 강구하고자 하였다.

2.1.2. 실험 구성

22년 수행된 snow albedo에 대한 실험은 학계에서 수행된 forecast 실험과의 일관성을 위해 1월 출발 144일 적분이 수행되었으나, 올해에는 boreal winter에 미치는 영향을 살펴보기 위해 11월 출발 실험을 설계하였다. 또한 타 계절에 대한 현업 안정성을 평가하기 위해 5월 출발 여름 실험이 추가로 수행되었으며, 모든 실험은 현업 hindcast 기간과 동일하게 1993년부터 2016년에 대해 이루어졌다. 현업과 민감도 실험들의 예측력 비교를 위해 ERA5 재분석 자료(Hersbach et al., 2020)와 NSIDC 해빙 자료(Cavalieri et al., 1996)를 사용하였다.

민감도 실험들의 대조군이 되어줄 현업 실험(OPER)에서는 snow albedo와 ice albedo가 각각 0.98, 0.36으로 설정되어 있고, 단일 파라미터를 적용한 민감도 실험들에서는 snow albedo 10% 감소(SNOW_p10d), ice albedo 10% 증가(ICE_p10u)/감소(ICE_p10d)시켜 계절별로 3세트의 실험들이 수행되었다(Table 2.2). 또한, 다중 파라미터의 효과를 분석하기 위해 snow albedo와 ice albedo의 증감을 조합한 2세트의 실험(COMB_p10dd, COMB_p10ud)들이 추가로 이루어졌다.

Table 2.3. Experimental design to examine the effect of parameters in sea ice parameterization.

적용 파라미터 및 설정값		Near-IR ice albedo		
		Default (0.36)	10% 감소 (0.324)	10% 증가 (0.396)
Visible snow albedo	Default (0.98)	OPER	ICE_p10d	ICE_p10u
	10% 감소 (0.88)	SNOW_p10d	COMB_p10dd	COMB_p10ud

2.4. 기후예측모델 평가·관리 시스템 (CrEMA)

기상청은 영국 기상청과의 협력을 통해 2014년 기후예측시스템인 GloSea5 (Global Seasonal Forecasting System)를 도입하였으며, 지속적인 기술지원을 받아 2021년부터 GloSea6-GC3.2를 현업 운영하고 있다. 영국의 기술지원 뿐만 아니라 기후예측모델 개발을 위해 자체적으로도 연구개발을 진행하고 있는데, 공동개발 체계속에서 연구개발허브(기상청, 국립기상과학원, APCC, 학계 및 산업계)에 의해 이루어지고 있다. R&D를 통해 학계에서 개발된 연구개발 성과들은 APCC 테스트베드의 실무 활용성 검증 및 현업 기후예측모델로의 적용성 평가를 거치게 되며, 국립 기상과학원은 과학적/기술적 측면의 객관적 근거자료를 기반으로 현업화를 결정하고 현업 시스템에 개발 기술을 이행하게 된다 (Figure. 2.4).

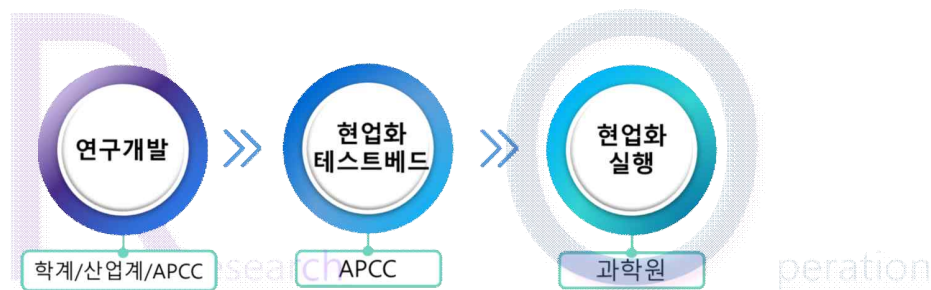


Figure 2.4. Schematic of Research to Operation (R2O) structure.

현업 기후예측모델의 현재 수준을 객관적으로 제시하고, 다양한 연구자에 의해 개발된 연구개발 성과(신기술)의 실효성을 진단하는 일관되고 체계화된 평가체계가 요구됨에 따라 APCC는 2022년부터 기후예측모델 평가·관리 시스템(Climate foRecast model Evaluation & Management system by APCC; CrEMA)을 구축하고 있다. Figure 2.5는 CrEMA의 구조를 나타낸 것으로, 통계분석 기반의 성능평가를 통해 주요 변수들의 표준화된 예측검증 결과를 제시하며, 프로세스 기반의 기후변동성 진단평가를 통해 구조적 오차의 원인분석 및 개선방향을 제시하고자 하였다. 2022년 개발된 성능평가 파트는 단정/확률 예보의 일반적 평가지표들을 이용한 메트릭으로 구성되어 있으며, 다변수 통합평가라는 최신평가 방법론을 적용하여 기후예측모델의 구조적 오차 및 예측품질 개선 정보를 정량적으로 제공하도록 하였다.

CrEMA 진단평가시스템은 앙상블 예측자료를 시간규모에 맞게 처리하는 기후예측 전문 평가 시스템으로 앙상블 예측자료 전처리-다양한 시간규모의 변동성 진단-통합 평가정보 표출까지 평가활동 전체를 포함하며 (Figure 2.6), 과거 재현자료를 이용하여 초기장 및 예측 선행시간에 따른 평가 정보를 제공하도록 하였다. 다양한 시간 규모의 기후 인자들의 다각적 평가정보를 제공하기 위한 CrEMA 진단 메트릭은 CMIP과 같은 기후모델들의 특정 기후변동성을 평가하는 평가체계 (CLIVAR ENSO metrics, CLIVAR MJOWG diagnostics)를 참고하여 구성하였으며, 기후예측정보 진단에 적합한 평가 인자들로 재구성하였다. 진단 메트릭은 기후인자의 배경 기후와 지수 기반의 예측성능, 기후모드의 기본 속성에 대한 모의 성능 (performance), 기후모드의 생성

및 진화와 관련된 내부 프로세스 (process), 주요 지수의 변동에 따른 원격상관 모의 성능 (teleconnection)으로 세분화하였다. 이렇게 구성된 진단메트릭 결과는 각 평가요소를 정량화하여 객관화된 평가정보(스코어테이블)와 모델 개발에 따른 성능 개선정보(스코어카드)로 제공되며, 이를 통해 우리는 현업 기후예측모델의 예측 수준과 연구개발 성과의 실효성을 제시할 수 있게 된다. 스코어카드를 통해 모델 성능의 개선점 및 취약점을 한눈에 파악하고, 프로세스 기반의 원인 분석을 통해 모델 개선방향을 제시하고자 하였다.

CrEMA 진단 체계 구축을 위해 기후예측모델의 예측가능성 평가에 주요 영향을 미치는 열대 기후변동성인 ENSO와 MJO, 그리고 동아시아 기후에 주요한 동아시아 여름몬순(EASM)의 진단메트릭 개발이 선행되었다. 각 기후변동성에 대한 진단 메트릭 구성 및 세부 평가항목들의 의미를 5장에서 순차적으로 소개하고자 하였다.

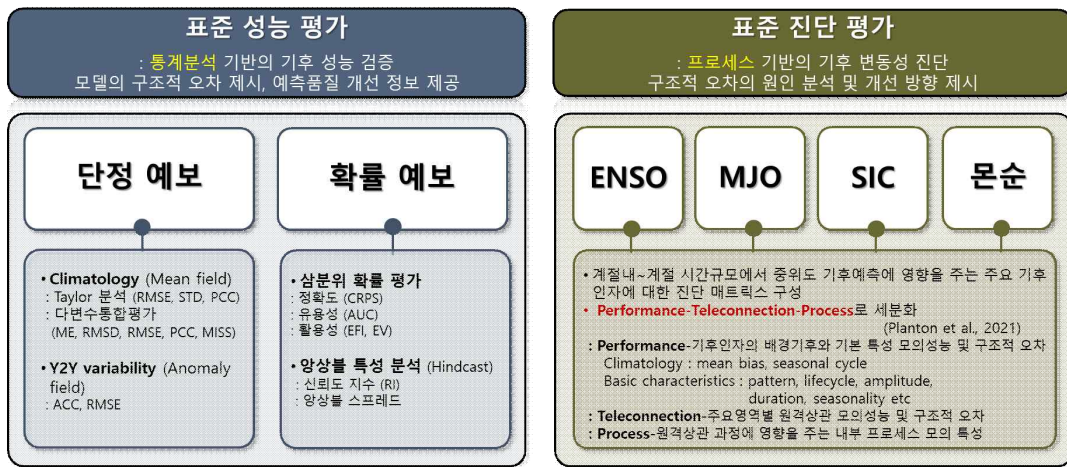


Figure 2.5. CrEMA structure including two categories and their components.

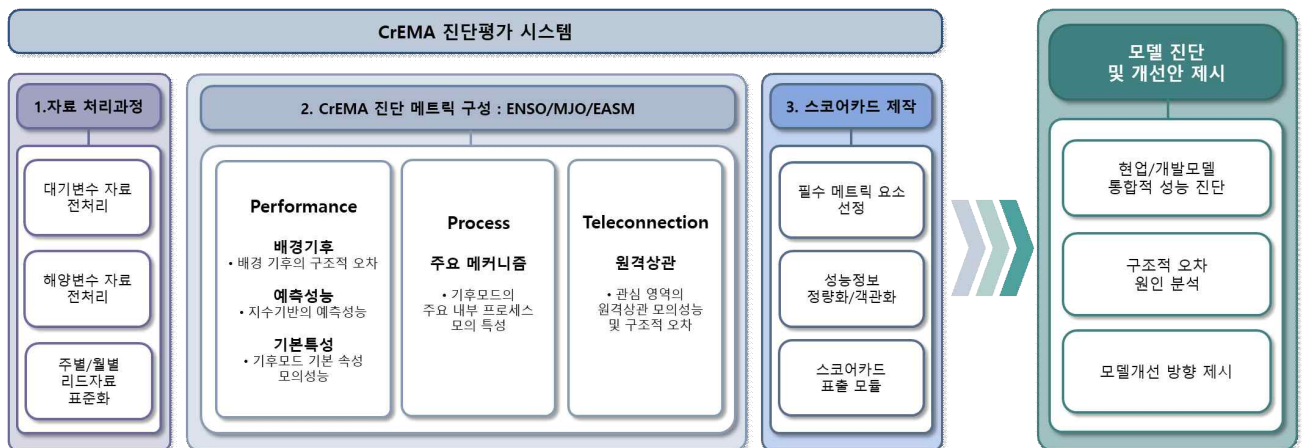


Figure 2.6. Schematic diagram exploring the structure of CrEMA diagnostics system.

3. 지면모델 개선 기술 개발 결과

3.1. 지하수 모듈 개선 환경구축

3.1.1. JULES 개선안 도출

JULES의 지하수모듈 개선안 도출을 위해 주요 지면모델의 Lower boundary condition과 지하수 역학 알고리즘을 비교하여 각각 Table 3.1과 Table 3.2에 요약하여 제시하였다. Lower boundary condition (Table 3.1)의 경우는 restricted drainage를 포함하여 free drainage가 가장 많이 사용하고 있었으며, 이 경계조건은 토양수분이 과소모의하는 경향이 나타나는 단점이 있다고 알려져 있다. JULES 지면모델의 경우는 free drainage와 zero-flux boundary condition 2가지를 선택할 수 있는데, 현재 기상청 기후예측모델 현업환경(GloSea6)에서는 zero-flux boundary condition을 채택하고 있다. 지하수 역학(Table 3.2)의 경우에는 free drainage나 restricted drainage를 채택하고 있는 CABLE, NOAH, ORCHIDEE의 경우에는 지하수 역학 모듈이 아예 없었다. 대부분의 지면모델이 TOPMODEL 간소화 버전을 채택하는 경우가 많았는데, JULES, CATCHMENT LSM, CLM 등이 여기에 해당한다.

JULES 수문성분 개선을 위한 지하수 알고리즘을 선정하기 위해서는 다음 과 같은 조건이 만족되어야 한다.

- 1) 현업운영을 위한 전구규모 지면모델 구동은 미계측지역에서도 매개변수 추정이 용이하고, 계산시간이 길지 않은 알고리즘 선정이 중요하다.
- 2) JULES 지하수모듈 개선에는 현업화의 목적에 맞게 VIC의 개념적인 Bucket model을 차용하여, 모의속도를 높이거나, 최근에 개발하고 있는 지하수모듈을 탑재하는 것이 적합할 수 있다.
- 3) 현업화를 위한 지하수 알고리즘은 계산속도를 높이고 미계측지역에 매개변수 추정이 용이한 모형을 선정하는 방안이 고려되어야 한다.

대부분 지면모델과 같이 GloSea6 현업환경에서는 TOPMODEL 간소화버전의 지하수 알고리즘을 사용하고 있다. 하지만, Figure 3.1에서 보여주는 것과 같이, TOPMODEL 기반의 지하수 알고리즘은 topographic index와 관련한 T (침투)와 D (storage deficit) 소수의 매개변수에 의존하는 단점이 있다. JULES 지면모델은 T (침투)와 D (storage deficit)rk 깊이와 상관성이 크고, 기저유출량 계산에 의존성이 커서, 보정이 없이 이러한 의존성이 높은 매개변수를 사용할 경우, 예측성이 현저히 떨어질 위험이 매우 커지게 된다. 또한, GloSea6의 현업환경에서는 전구모의가 필요하여, 미계측 유역이 다수 발생할 수 있는 실정이며, 이러한 위험이 더욱 커질 수 있다는 것을 의미한다. 따라서, 보정이 필요하지 않아 미계측 유역 적용이 용이하고, 계산비용 또한 작은 장점이 있는 GrUB (Tashie et al., 2022)을 선정하였다.

Table 3.1. Categorizing Land Surface Model according to Lower boundary conditions.

Lower Boundary Condition	Model (Name)	References
Free drainage	TESSEL (The Tiled ECMWF Scheme for Surface)	Balsamo et al. 2009, Balsamo et al. 2011, Pappenberger et al. 2012, ECMWF 2014
	ORCHIDEE (The Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems model)	de Rosnay et al. 2002, Verant et al. 2004, Ngo-Duc et al. 2007, d' Orgeval et al. 2008, Campoy et al. 2013
	VIC (The Variable Infiltration Capacity model)	Liang et al. 1994, Liang et al. 1996, Lohmann et al. 1998, Nijssen et al. 2001
Restricted drainage	CABLE (The Community Atmosphere Biosphere Land Exchange model)	Kowalczyk et al. 2006, Wang et al. 2011
	Noah (The Noah land surface model)	Chen et al. 1996, Schaake et al. 1996, Koren et al. 1999, Chen and Dudhia 2001, Ek et al. 2003
Zero-flux boundary condition	CLM (The Community Land Model)	Niu et al. 2007, Zeng and Decker 2009, Oleson et al. 2010, Lawrence et al. 2011
	LM3 (Land Model 3)	Milly et al. 2014, Subin et al. 2014
Water table represented as a moving lower boundary	LEAF (The Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model)	Walko et al. 2000, Fan et al. 2007, Miguez-Macho et al. 2007, Miguez-Macho and Fan 2012
	MATSIRO (The Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff)	Takata et al. 2003, Yeh and Eltahir 2005, Koirala et al. 2014
	Noah-MP (The community Noah land surface model with multiparameterization options)	Niu et al. 2007, Niu et al. 2011
Two-way flux between the root zone and water table	Catchmet (The Catchment model)	Ducharne et al. 2000, Koster et al. 2000
Options for free drainage and zero-flux boundary conditions	JULES (The Joint UK Land Environment Simulator)	Cox et al. 1999, Gedney and Cox 2003, Clark and Gedney 2008, Best et al. 2011

Table 3.2. Categorizing Land Surface Model according to groundwater dynamics.

Groundwater Dynamics	Model (Name)	References
TOPMODEL-based baseflow computation	Catchment (The Catchment model)	Ducharne et al. 2000, Koster et al. 2000
	CLM (The Community Land Model)	Niu et al. 2007, Zeng and Decker 2009, Oleson et al. 2010, Lawrence et al. 2011
	JULES (The Joint UK Land Environment Simulator)	Cox et al. 1999, Gedney and Cox 2003, Clark and Gedney 2008, Best et al. 2011
	MATSIRO (The Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and Runoff)	Takata et al. 2003, Yeh and Eltahir 2005, Koirala et al. 2014
Darcy's Law	LEAF (The Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model)	Walko et al. 2000, Fan et al. 2007, Miguez-Macho et al. 2007, Miguez-Macho and Fan 2012
	LM3 (Land Model 3)	Milly et al. 2014, Subin et al. 2014
	Noah-MP (The community Noah land surface model with multiparameterization options)	Niu et al. 2007, Niu et al. 2011
Bucket model	VIC (The Variable Infiltration Capacity model)	Liang et al. 1994, Liang et al. 1996, Lohmann et al. 1998, Nijssen et al. 2001
	CABLE (The Community Atmosphere Biosphere Land Exchange model)	Kowalczyk et al. 2006, Wang et al. 2011
None	TESSEL (The Tiled ECMWF Scheme for Surface)	Balsamo et al. 2009, Balsamo et al. 2011, Pappenberger et al. 2012, ECMWF 2014
	Noah (The Noah land surface model)	Chen et al. 1996, Schaake et al. 1996, Koren et al. 1999, Chen and Dudhia 2001, Ek et al. 2003
	ORCHIDEE (The Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems model)	de Rosnay et al. 2002, Verant et al. 2004, Ngo-Duc et al. 2007, d' Orgeval et al. 2008, Campoy et al. 2013

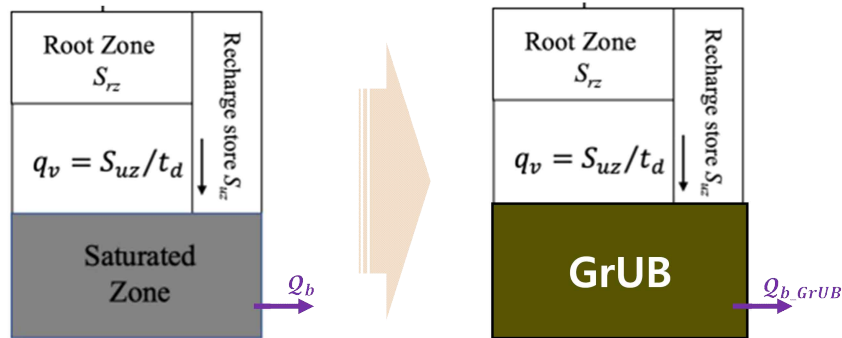
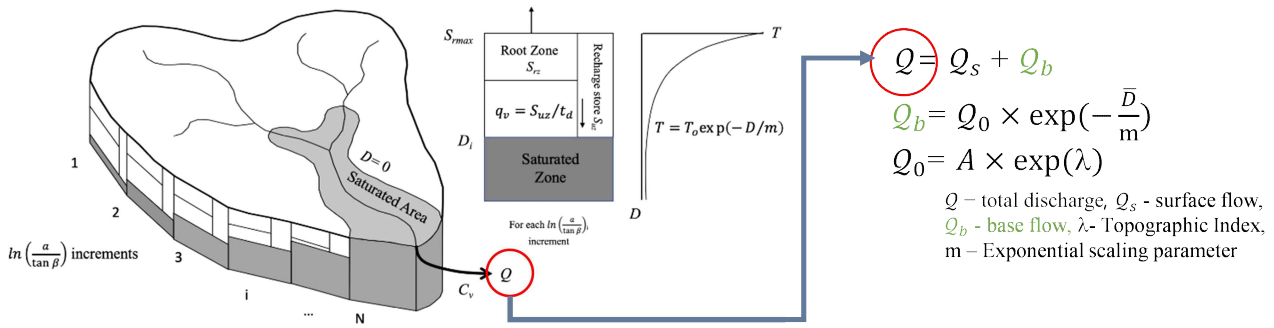


Figure 3.1. Proposed groundwater module.

3.1.2. 지하수 모듈 개선 환경 구축

지하수 모듈 개선 환경 구축을 위해 우선 Rose/Cylc 환경에서 JULES 지면모델 수문성분의 입·출력을 분석하였다. 먼저, 지하수 모듈 namelist 중 JULES_HYDRLOGY:: L_top이 있는데, L_top은 논리변수(Logical type)로서 GloSea6 현업환경에서 True로 설정되어 있으며, 이는 TOPMODEL-type 지하수 스킴(Gendney and Cox, 2003; Clark and Gedney, 2008)을 사용한다는 것을 의미한다. 또한, TOPMODEL 매개변수 중 fexp, ti_mean, ti-sig은 GloSea6 현업환경에서 각각 다음 과 같이 설정되어 사용한다.

- 1) fexp: 포화투수계수(saturated hydraulic conductivity)가 줄어드는 비율을 정하는 decay factor (m^{-1})를 의미한다. Gedney and Cox (2003)는 fexp를 $0.5m^{-1}$ 의 값을 제안하였고, Niu and Yang (2003)는 $2.0m^{-1}$ 값을 사용할 것을 제안하였다. 한편, GloSea6 현업설정은 fexp값을 $1.0m^{-1}$ 로 설정하여 사용한다.
- 2) ti_mean: 공간변수이며, 모든 격자 topographic index의 평균 값을 의미한다. Marthews et al. (2015)은 ti_mean의 값으로 5.99 제시하였으나, GloSea6 현업설정은 0.0을 사용하고 있다.
- 3) ti_sig: 공간변수이며, 모든 격자 topographic index의 표준편차 값을 의미한다. 값이 0.5 보다 작으면, 변동성을 위해 0.5로 내부적으로 설정하도록 되어있다. GloSea6 현업설정

은 0.0을 사용한다.

이와 같이, GloSea6 현업환경에서 사용하는 각 매개변수 값 또한 문헌에서 제시한 값과 다르게 사용하고 있다는 것을 알 수 있다. 따라서 JULES 수문성분 개선을 위해 지하수모듈을 업데이트하는 방안과 별도로, TOPMODEL 매개변수를 정확하게 추정하여 GloSea6 현업설정에 사용하는 방안도 필요해 보인다.

JULES 지면모델 수문성분 알고리즘분석을 위해 각 수문성분별 수식을 다음 과 같이 Eq. [3.1]에서 Eq. [3.26]까지 정리하여 제시하였으며, Table 3.3으로 수식에 사용 된 심볼의 정의를 제시하였다. 제시한 수문성분은 지표수문(Surface hydrology), 토양수분추출(Soil moisture extraction), 토양열역학 및 물흐름(Soil thermodynamics and water fluxes), 수리특성(Hydraulic characteristics), TOPMODEL 환경 수식, Probability Distribution Model (PDM)환경 수식 등이다.

· 지표수문(Surface hydrology)

$$T_F = R\left(1 - \frac{C}{C_m}\right)\exp\left(-\frac{\epsilon_r C_m}{R \Delta t}\right) + R \frac{C}{C_m} \quad [3.1]$$

$$C^{(n+1)} = C^{(n)} + (R - T_F)\Delta t \quad [3.2]$$

$$Y = \begin{cases} R \frac{C}{C_m} \exp\left(-\frac{\epsilon_r K C_m}{R C}\right) + R\left(1 - \frac{C}{C_m}\right)\exp\left(-\frac{\epsilon_r C_m}{R \Delta t}\right) & K \Delta t \leq C \\ R \exp\left[-\frac{\epsilon_r (K \Delta t + C_m - C)}{R \Delta t}\right] & K \Delta t > C \end{cases} \quad [3.3]$$

$$W_0 = \sum_j \nu_j (T_{Fj} + S_{mj} - Y_j) \quad [3.4]$$

· 토양수분추출(Soil moisture extraction)

$$r_k = \frac{e^{-2z_{k-1}/d_r} - e^{-2z_k/d_r}}{1 - e^{-2z_i/d_r}} \quad [3.5]$$

$$e_k^0 = \frac{r_k \beta_k}{\sum_k r_k \beta_k} \quad [3.6]$$

$$\beta_k = \begin{cases} 1 & \theta_k \geq \theta \\ (\theta_k - \theta_w)/(\theta_c - \theta_w) & \theta_w < \theta_k < \theta_c \\ 0 & \theta_k \leq \theta_w \end{cases} \quad [3.7]$$

· 토양열역학 및 물흐름(Soil thermodynamics and water fluxes)

$$C_a \Delta_{zk} \frac{dT_{sk}}{dt} = G_{k-1} - G_k - J_k \Delta_{zk} \quad [3.8]$$

$$G = \lambda_{soil} \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad [3.9]$$

$$J = C_{water} W' \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad [3.10]$$

$$\frac{d\theta_k}{dt} = W'_{k-1} - W'_k - E'_k - R_{bk} \quad [3.11]$$

$$W' = K_h \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right) \quad [3.12]$$

· 수리특성(Hydraulic characteristics)

$$\theta/\theta_s = (\Psi/\Psi_s)^{-1/b} \quad [3.13]$$

$$K_h = K_{hs}(\theta/\theta_s)^{2b+3} \quad [3.14]$$

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha_v \Psi)^n]^m} \quad [3.15]$$

$$K_h = K_{hs} S^\xi [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 \quad [3.16]$$

· 열특성(Thermal characteristics)

$$\lambda = (\lambda_s - \lambda_{dry})\theta/\theta_s + \lambda_{dry} \quad [3.17]$$

$$\lambda_s = \lambda_{water}^{\theta_s^*} \lambda_{ice}^{\theta_s^*} \lambda_{dry}' / \lambda_{air}^{\theta_s} \quad [3.18]$$

$$\lambda = (\lambda_s - \lambda_{dry})K_e + \lambda_{dry} \quad [3.19]$$

$$K_e = \begin{cases} \log(\theta/\theta_s) + 1.0 & (\theta/\theta_s) \geq 0.1 \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad [3.20]$$

$$\lambda_s = \frac{\lambda_{water}^{\theta_s^*} \lambda_{ice}^{\theta_s^*}}{\lambda_{water}^{\theta_s}} \lambda_s^u \quad [3.21]$$

$$\lambda_s^u = 1.58 + 12.4(\lambda_{dry} - 0.25) \quad [3.22]$$

· TOPMODEL

$$R_b = \bar{T}(z_w) \exp(-\bar{\lambda}_i) \quad [3.23]$$

$$f_{sat} = a_s \exp(c_s f \lambda_{ic}) \quad [3.24]$$

$$R_{se} = f_{sat} W_0 \quad [3.25]$$

· Probability Distribution Model (PDM)

$$f_{sat} = 1 - [1 - \theta/\theta_s]^{B/(B+1)} \quad [3.26]$$

Table 3.3. Definitions of Symbols.

Symbol	Units	Definition
b		Clapp and Hornberger (1978) soil exponent
C	$kg m^{-2}$	canopy water
C_a	$J m^{-3} K^{-1}$	volumetric heat capacity of the soil
C_m	$kg m^{-2}$	vegetation canopy water holding capacity
C_{water}	$J kg^{-1} K^{-1}$	specific heat capacity of water
d_r	m	root depth
E'	$kg m^{-2} s^{-1}$	evapotranspiration
f_{sat}		fraction of gridbox with saturated soil
G	$W m^{-2}$	soil heat flux
J	$W m^{-3}$	vertical advective flux for soil moisture
K	$kg m^{-2} s^{-1}$	surface infiltration rate
K_e		Kersten number
K_h	$m s^{-1}$	hydraulic conductivity

Symbol	Units	Definition
K_{hs}	$m s^{-1}$	hydraulic conductivity for saturated soil
R	$kg m^{-2} s^{-1}$	Precipitation rate
R_b	$kg m^{-2} s^{-1}$	lateral runoff
R_{es}	$kg m^{-2} s^{-1}$	saturation excess surface runoff
r_k		fraction of roots in the k-th soil layer
S_m	$kg m^{-2} s^{-2}$	snowmelt
t	s	time
\bar{T}	$m^2 s^{-1}$	vertical transmissivity
T_F	$kg m^{-2} s^{-1}$	throughfall
T_s	K	soil temperature
T_{sk}	K	temperature of the k-th soil level
W_0	$kg m^{-2} s^{-1}$	infiltration rate into the soil
W'	$kg m^{-2} s^{-1}$	vertical flux of soil water
Y	$kg m^{-2} s^{-1}$	surface runoff
z	m	soil depth
z_k	m	depth of the k-th soil layer
z_t	m	total depth of soil column
z_w	m	mean water table depth
a_v	m^{-1}	van Genuchten (1980) soil parameter
β		soil moisture factor
ϵ_r		fraction of gridcell occupied by convective precipitation
v		fraction of vegetation
θ	$m^3 m^{-3}$	soil moisture concentration
θ_r	$m^3 m^{-3}$	residual soil moisture concentration
θ_s	$m^3 m^{-3}$	soil moisture concentration at saturation
λ	$W m^{-1} K^{-1}$	thermal conductivity
λ_{air}	$W m^{-1} K^{-1}$	thermal conductivity of air
λ_{dry}	$W m^{-1} K^{-1}$	thermal conductivity of dry soil
λ_i	$\ln(m)$	topographic index
λ_{ic}	$\ln(m)$	“critical” value of topographic index
λ_{ice}	$W m^{-1} K^{-1}$	thermal conductivity of ice
λ_s	$W m^{-1} K^{-1}$	thermal conductivity for saturated soil
λ_{water}	$W m^{-1} K^{-1}$	thermal conductivity of water
v_j		fraction of gridbox covered by surface type j
Ψ	m	soil water suction
Ψ_s	m	saturated soil water suction

위에서 정리한 수식을 기반으로 Rose/Cyclc 환경 JULES 지면모델 수문성분 입·출력 분석

을 위해 JULES 지면모델 소스코드 분석을 실시하였다. GloSea6 현업환경에서 JULES는 5.6버전을 사용하고 있으며, JULES vn5.6의 소스코드 구조는 Figure 3.2와 같다. JULES vn5.6은 총 55개 디렉토리에 571개 파일로 구성되어 있다. JULES vn5.6에서 지하수 모듈과 관계가 깊은 TOPMODEL 유출 옵션을 사용할 경우(말하자면, GloSea6 현업환경), 지하수유출과 관련이 깊은 기저유출(baseflow)은 Figure 3.2의 tree구조에서 ./science/soil/calc_baseflow_jls_mod.F90에서 계산한다. 기저유출 계산 소스코드는 캡처하여 Figure A1에 제시하였다. 한편, namelist의 경우 ./control/shared/jules_hydrology_mod.F90에서 관리하게 되며, 이 역시 소스코드를 캡처하여 Figure A1에 제시하였다.

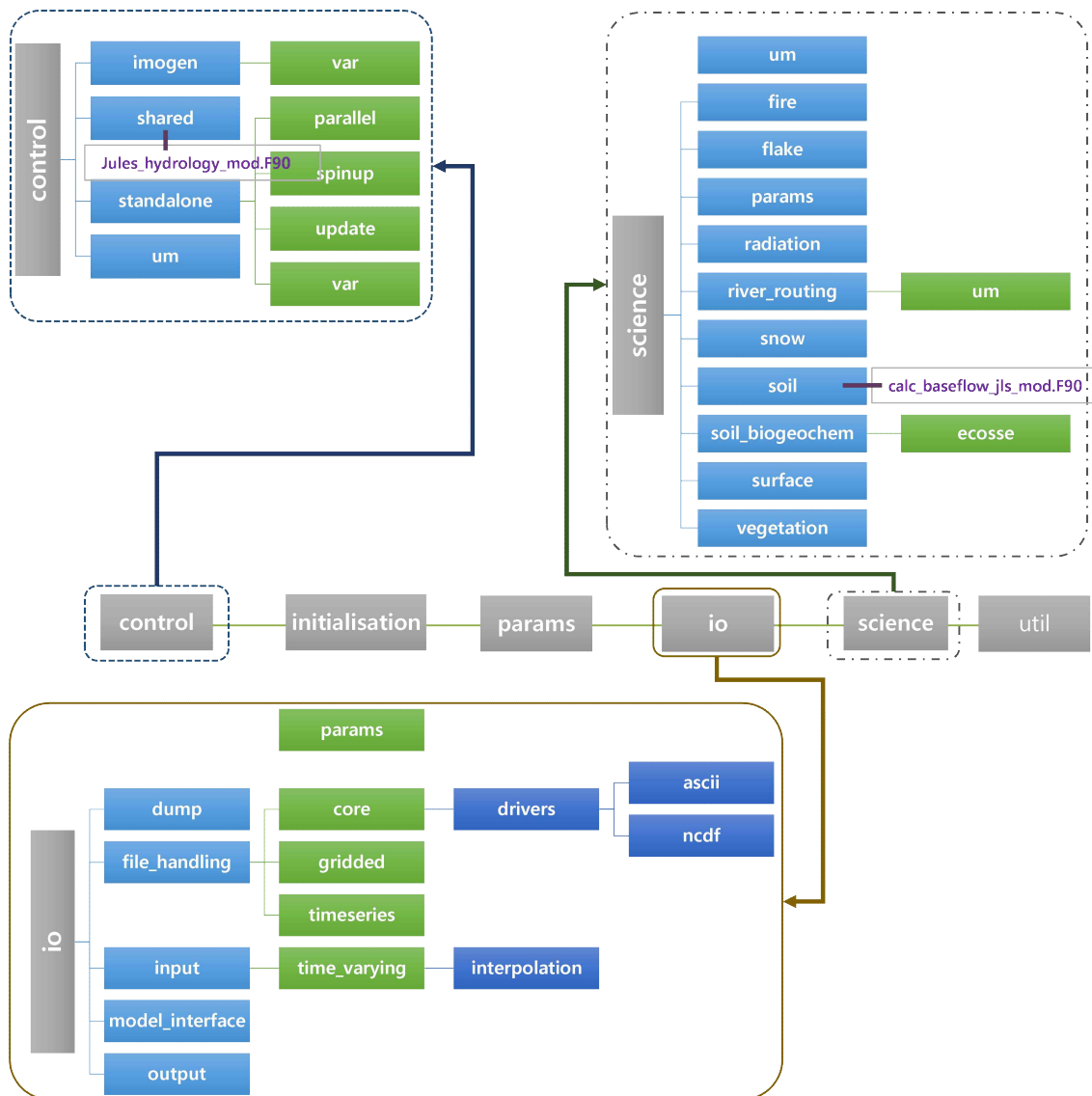


Figure 3.2. Structure of JULES source codes.

3.2. 고해상도 하천 유출 모델 구축

3.2.1. GloSea6의 하천 유출 모델 구조

과거에 사용된 전지구 하천유출모델은 강유역내의 모든 격자에 대한 유출량을 계산하거나 강의 입구를 포함하는 격자에서부터 해양으로 유출시키는 단순한 방법을 사용했다. 이 방법은 강의 유출 지점에서 해양으로서의 연평균 담수 유입량을 효과적으로 모의할 수 있으나 해당 유역내 각 지점에서의 흐름은 모의하지 못한다. 즉, 연안에 있는 유출 지점 이외의 구역에서 하천의 흐름을 검증하기에 적합하지 않으므로 하천 지점 자료를 활용할 수 없다. 모델은 강수에 의해 생성된 물의 양과 하천의 경로 및 해양으로의 유입 사이의 시간을 계산하지 못한다. 아마존과 같은 주요 강에서는 약 1달의 시간 지연 현상이 일어난다. 하천 흐름에서의 주요한 계절 변동, 예를 들어 계절내 강한 강수 또는 눈이 녹는 지연 시간을 무시할 경우 모델과 관측 결과는 큰 차이를 나타낼 수 있다.

GloSea6내에서 사용되는 하천유출모델인 TRIP은 하천자료의 정보교환과 제한된 유입, 유출량을 바탕으로 이러한 문제점을 해결하고자 개발되었다. TRIP은 Oki et al. (1998)에 의해 개발되었으며, 1°의 해상도로 구성되어 있다. 전지구 규모의 모형에서 하천의 흐름을 표현하는 것이 어떤 영향을 주는지 알아보기 위하여 제안되었다. TRIP 모델은 전구 영역에 걸쳐 각 격자와 주변 격자의 지형 정보를 활용하여 해당 격자에서 지표수의 방향을 설정하고 해당하는 유역을 계산하게 된다. 특히 각 격자에서 토양으로 유입되지 못하는 지표수가 하천을 통해 흐르게되며 최종적으로 해양과 만나는 하구까지 흘러가는 경로를 구현한다. 수평해상도의 하천의 흐름 정보를 고려하여 각 격자점에서의 유출량을 간단한 이류식으로 계산한다. 하천 채널은 물 흐름의 방향과 연속성의 데이터로 구성되며, 주요 강의 하류에 위치하는 하구에서 해양으로의 방출량을 계산한다 (Fig. 3.3).

Concept of TRIP

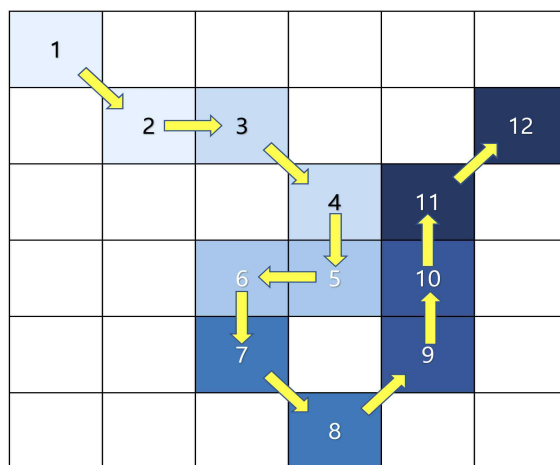


Figure 3.3. Concept of TRIP for calculating of river storage from river sequence and direction.

강이 존재하는 지역에서 물흐름은 다음과 같은 방정식으로 계산이 된다.

$$S^{n+1} = S^n e^{-dcdt} + (1 - e^{-dcdt}) \frac{I}{dc} \quad [3.27]$$

여기서, S 는 강흐름에 위치하는 격자내의 물용량을 말하며, 인접한 격자들로부터 흘러오는 유출량의 합으로 표현된다.

$$O = \frac{S^{n+1} - S^n}{dt} + I \quad [3.28]$$

격자내에서의 runoff를 발생시키는 항인 O 는 강에 의해 흘러가는 방출량을 선형식으로 모수화하여 계산한다. 여기서, $dc = \frac{V}{L}$ 로 효율속도 V 와 각격자 사이의 거리 L 에 의해 결정되며, 이 값에 실제 강 길이를 반영하기 위한 굽이침 정도 (사행률, meandering ratio)가 반영된다.

TRIP은 Oki and Sud (1998)의 연구 결과를 바탕으로 Digital Elevation Map ETOPO5에서 1도 수평 해상도로 설정되었다. 하천의 경로를 따라 각 격자에 해당하는 구역은 1부터 차례로 숫자가 매겨지며, 모든 격자에 대해 1부터 순차적으로 계산된다. 대부분의 작은 지류는 주요 하천 영역 또는 바다에 도달하기 전까지 1의 값을 가지게 된다. 모델의 적분 시간 간격에 따라 강의 흐르는 속도를 결정하는데 적분간격이 24시간일 경우 0.4m/s로 설정된다. 사행률의 경우 Oki and Sud (1998)에서 보편적 사행계수를 1.4로 제안하고 있다.

GloSea6내 하천유출과정은 지면과정에서 계산되는 지표 격자유량을 입력변수로 사용하여 하천 채널 자료를 ancillary로 제공 받아 하천 흐름을 계산하는 방식으로 구성되어 있다 (Fig. 3.4). 대기 및 지면 모델의 수평해상도는 약 0.8도인 반면 하천유출모델은 1도로 구성되어 있다. 또한 하천 방출값을 전달받는 해양모델의 해상도는 약 0.25도 정도이다. 전구적으로 주요 하천의 정보를 커버하기에는 부족하지 않지만, 지역적으로 세부적인 하천의 흐름을 모두 표현하기에는 한계가 있다. 특히 우리나라처럼 작은 지역에서는 이 해상도로 모의되는 수문정보로는 수자원 분야 및 재난·재해 등의 연구에 직접적으로 활용되기에는 어려운 측면이 있다. 따라서 여러 기관에서는 지면모델과 고해상도 하천유출모델의 결합으로 매우 고해상도의 수문정보를 산출하여 활용하고 있다. 하지만, 이러한 지역적 정보의 제공이외에도 하천유출은 해양모델로의 직접적인 영향으로 인해 대기-해양 상호작용에도 큰 영향을 미치는 것으로 알려져왔다.

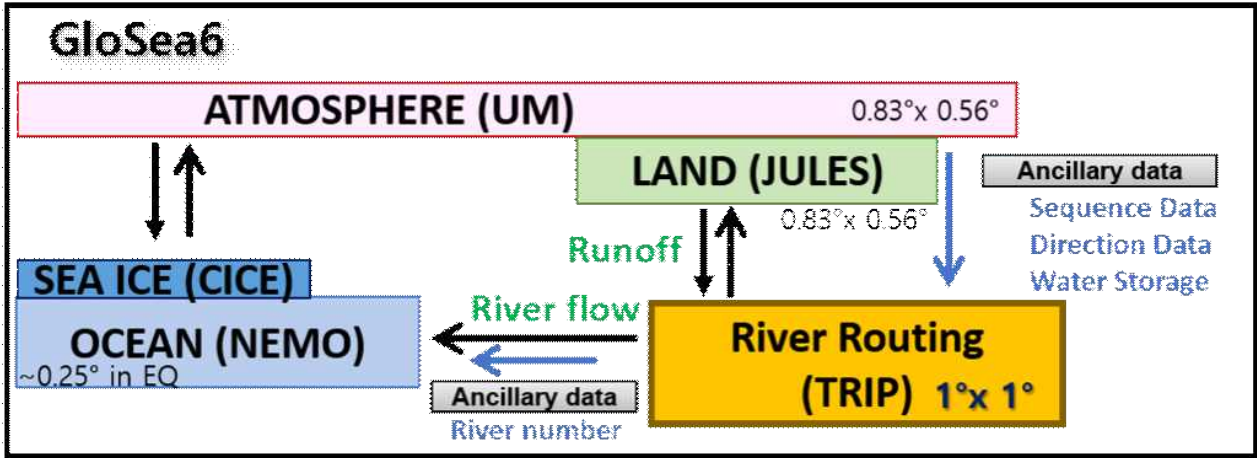


Figure 3.4. Schematic diagram of GloSea6 model component.

공주대학교에서는 2018년 연구과제를 통해 TRIP 모델의 해상도를 향상시키기 위한 연구를 진행한 바 있다 (장은철 등, 2018). 이를 통해 강의 흐름을 표현할 수 있는 각 격자의 river direction 및 river sequence 정보를 구축하였다. River direction의 경우 각 격자에서 발생하는 유출량을 전달할 하위 격자의 방향을 정해주는 부분으로 해당 격자를 중심으로 주위의 8개 방향에 대한 정보를 가지고 있다. River sequence 정보는 특정 격자에 도달하는 상위 영역의 격자 개수를 의미하며, 해당 값이 주위 격자들보다 크게 나타나는 격자가 연결된 형태가 강을 의미한다. TRIP 모델을 최초 제안하고 개발한 동경대학교의 IIS(Institution of Industrial Sciences)에서 1도와 0.5도에 대하여 river direction과 sequence에 해당하는 정보를 제공하고 있다. 공주대학교에서는 0.125도 정보를 산출하기 위하여 NTSG(Numerical Terradynamic Simulation Group)에서 제공하는 1도, 0.5도, 0.125도의 수평해상도에 해당하는 river sequence 자료를 계산하였다. 이 연구에서는 공주대에서 기개발한 river direction과 river sequence 자료를 확보하여 고해상도 하천유출 모델의 입력자료로 사용하였다. 또한, TRIP의 입력자료로 필요한 river number 및 월별 river storage는 기존의 1도의 자료를 변환하여 고해상도 자료로 사용하였다. river number는 하구의 위치를 결정하며 하천 방출량을 해양으로 전달하기 위한 격자 정보를 나타낸다. 월별 river storage는 기후 값으로 초기 하천 유량을 나타낸다.

3.2.2. GloSea6의 하천유출모델 특성

GloSea6의 기본적인 성능을 살펴보기 위해 북반구 여름철 (JJA) 3개월 평균 강수 및 비습의 오차를 나타내었다 (Fig. 3.5). GloSea6는 북서태평양에서 강수의 양의 오차가 두드러지게 나타나며 한반도 지역에서는 강수의 음의 오차가 나타나고 있다. 이는 GloSea5에서도 동일하게 나타난 계통적 오차이며, 적운모수화 및 미세물리 과정의 특징으로 설명될 수 있다. 또한 GloSea6는 하층 대기에서 전반적으로 매우 습윤한 대기를 가지고 있는 것을 알 수 있다. 이러한 결과의 이유를 살펴보기 위해 지표의 수문량이 어떻게 모의되는지 분석하였다.

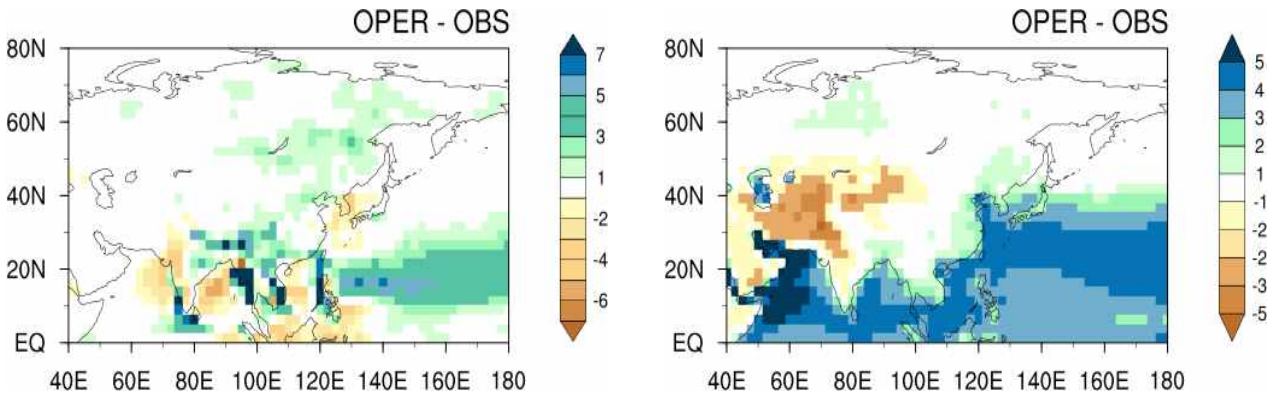


Figure 3.5. Distribution of difference in the surface precipitation (left) and 850hPa specific humidity (right) between the GloSea6 and observation.

Figure 3.6은 GloSea6로 모의된 지표 수문량의 분포와 관측과 비교한 오차의 분포를 나타내는 그림이다. 북반구 여름철 수문량은 몬순 기간임을 비추어 볼 때 강수가 많아지는 지역에서 수문양도 많이 분포하고 있음을 볼 수 있다. 관측과 비교하여 볼 때 GloSea6는 관측에서 나타내는 수문량의 패턴을 잘 모의하고 있지만, 전반적으로 건조한 오차를 나타내고 있음을 알 수 있다. 다만 화남지역 일부 및 시베리아 일부 지역에서 습윤한 오차를 보이고 있다.

이러한 강수 및 수증기의 오차와 함께 지면에서의 수분 오차의 특징을 살펴보기 위해 GloSea6로부터 계산된 지표 수문량의 분포를 분석하였다. GloSea6에서 모의한 지표 수문량은 관측과 비교하였을 때, 관측이 나타내고 있는 기후값의 패턴을 잘 모의하고 있다. 다만, 관측은 100년 이상동안의 기후값을 나타내고 GloSea6의 기후값은 30년 남짓의 평균값이므로 절대적인 값의 비교는 어렵다고 할 수 있다. 지표 수문량의 기후값이 거의 동일하다고 가정하고 비교하였을 때, GloSea6의 결과는 비교적 건조하게 나타내고 있는 것을 알 수 있다. 하지만 북반구 여름철 강수의 오차의 패턴과 연관하여 강수의 양의 오차를 가지고 있는 지역에서 유출량이 과대모의되는 것을 확인할 수 있다. 강수의 음의 오차가 나타나는 한반도 지역을 비롯하여 유라시아 대륙 전반 및 화남지역 일부에서의 과소 모의가 뚜렷함을 알 수 있다.

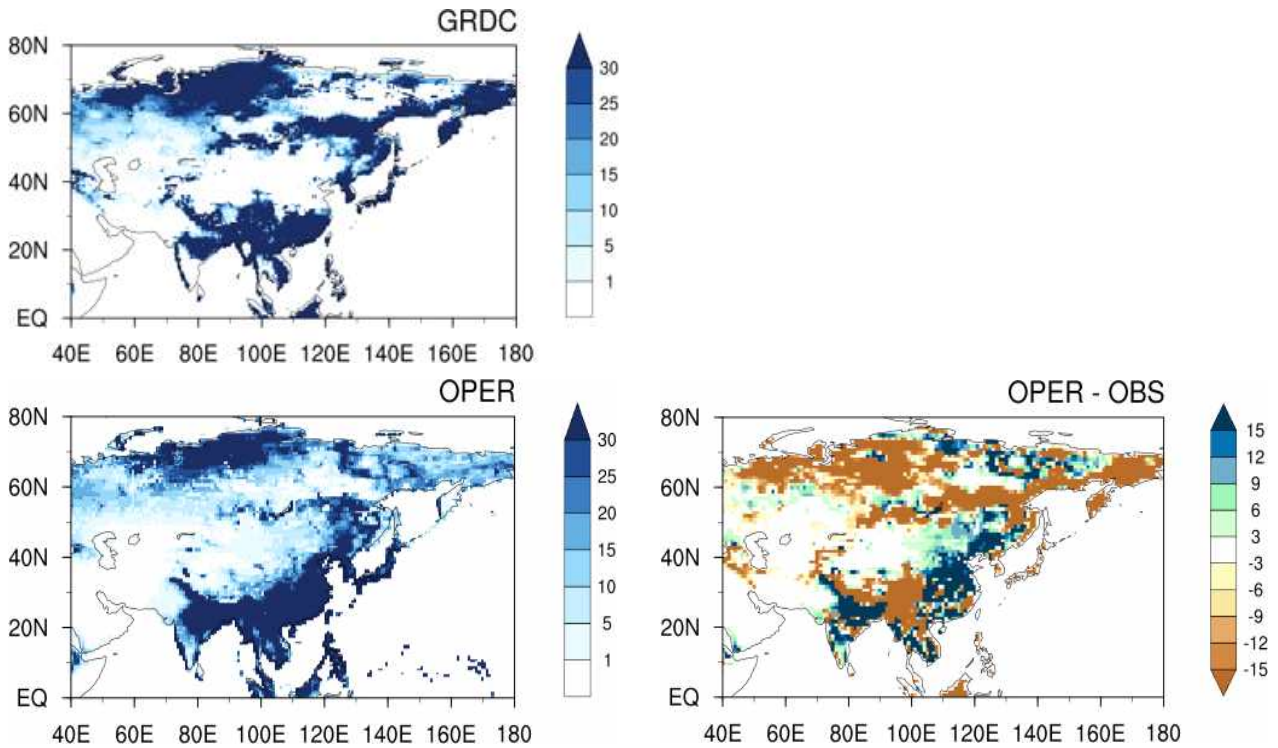


Figure 3.6. Distribution of the surface runoff from GRDC observation (top), GloSea6 (bottom-left) and its biases (bottom-right).

대기 모델의 격자 수문량과 더불어 강수의 오차를 살펴본 결과 한반도 지역은 건조하게 모의되고 있다. 이러한 기본적인 계통적 오차가 입력 변수로 고려되는 하천유출모델에서 모의하는 하천 유출량은 어떻게 표현되는지 살펴보고자 GloSea6내에서 모의되는 하천유출모델의 결과를 분석하였다. GloSea6에서 모의되는 하천유출량 및 해양으로 전달되는 방출량의 결과를 Figure 3.7에 나타내었다. 하천에 의한 수평적 흐름을 표현하는 모듈로 포함됨에 따라 주요 강의 흐름에 따라 하천 유출량이 크게 모의되며 내륙에서의 하천 유출량은 작게 모의되고 있다. 또한 주요 강에서의 흐름은 해상도에도 불구하고 전반적으로 잘 나타내고 있음을 알 수 있다. 해양으로 방출되는 하천방출량의 모의 결과를 살펴보면 해양과 인접한 부분에서 그 값을 잘 표현하고 있음을 알 수 있다. 하지만, 하천유출모델의 해상도로 인해 해양과 맞닿은 거의 모든 지점에서 그 값을 가지고 있다. 특히 한반도 지역에서는 한강, 낙동강 두 지역에서 큰 값을 가지고 있음이 예상되지만, 실제 모의된 결과를 살펴보면 거의 모든 지역에서 담수가 해양으로 유입되고 있음을 알 수 있다. 특히 한반도에서 가장 큰 유출값을 가지고 있는 곳은 한강 유역으로 3개의 격자로 그 유출이 모의되고 있다.

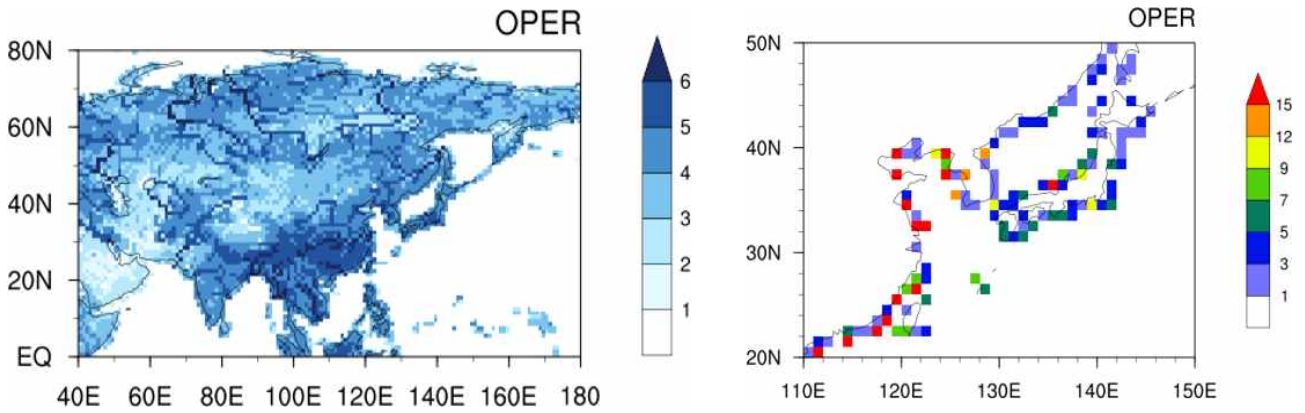


Figure 3.7. Distribution of the surface river storage and outflow from GloSea6.

한강 유역에서 방출되는 담수의 양이 실제로 관측과 어느정도 차이가 나는지 살펴보기 위해 유역별 관측값을 제공하는 GRDC의 하천 방출량과 GloSea6에서 모의되는 하천 방출 값을 지역 평균하여 연도별로 비교하여 제시하였다 (Fig. 3.8). 실제 한강이 포함되는 유역의 면적 및 모델내 한강이 포함되는 격자를 산정하여 면적에 대한 효과를 평균하여 두 값을 비교해 본 결과, GloSea6는 대부분의 연도에서 방출되는 값을 과대 모의하고 있다. 이러한 결과의 원인 중 하나로 예상할 수 있는 것은 하천유출모델의 해상도라고 할 수 있다. 실제 GloSea6에서 포함되어 있는 하천 유출 모델인 TRIP은 매우 간단한 하천의 흐름만을 계산하고 있어 세세한 지역에서의 하천 흐름을 모의하기에는 한계가 있다. 여기에 낮은 해상도는 실제 한반도의 대부분의 지역에서 한강의 흐름을 포함하게 되며, 그 격자내에 해당하는 하천의 유량을 해양까지 전달하게 된다. 따라서 격자내 하천이 흐르지 않는 곳이 존재하여도 모델내에서는 격자 전체에 하천이 흐르는 것으로 계산되어 실제 하천유역의 유역평균 유량을 계산할 경우 과도하게 모의될 수 밖에 없는 현실이다.

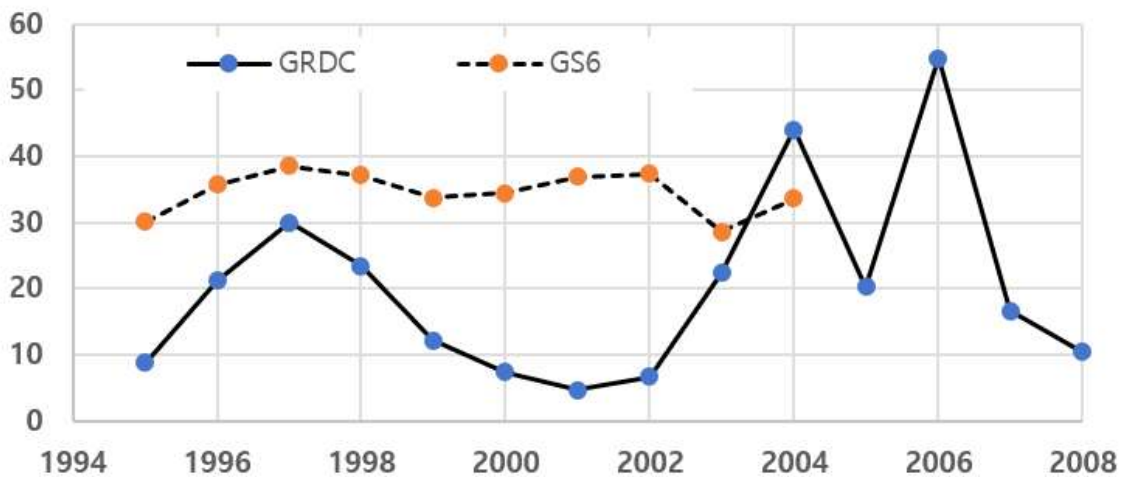


Figure 3.8. Region-averaged discharge over Han River in Korean peninsula from GloSea6 and observation.

담수는 염분의 함량이 낮은 물의 의미하며, 해수와 담수의 밀도 차이로 인하여 혼합비, 염분의 변화 등에 영향을 주게 된다. 또한 해수로 유입되는 담수는 해양의 연직 흐름을 직접적으로 변화시킬수 있고, 이는 결국 대기-해양 상호작용을 변화 시킬수 있기 때문에 대기-해양 모델이 포함된 기후예측모델에서는 매우 중요한 변수로 작용할 수 있다. 하천유출모델에서 방출되는 하천용량은 결국 해양모델내 담수로 직접적으로 전달되게 된다. GloSea6에서 과대모의되는 하천 방출량은 해양모델내에 과도하게 담수를 전달하고 이는 해수 표면에서 염분의 함량을 감소시킨다. 해양 염도의 연직 구조의 변화는 결국 해양 혼합층을 얇게 만들어 실제적으로 심층해수를 해양 표면으로 적게 가져와 결국 높은 해수면온도 오차에 기여하게 된다 (Fig. 3.9).

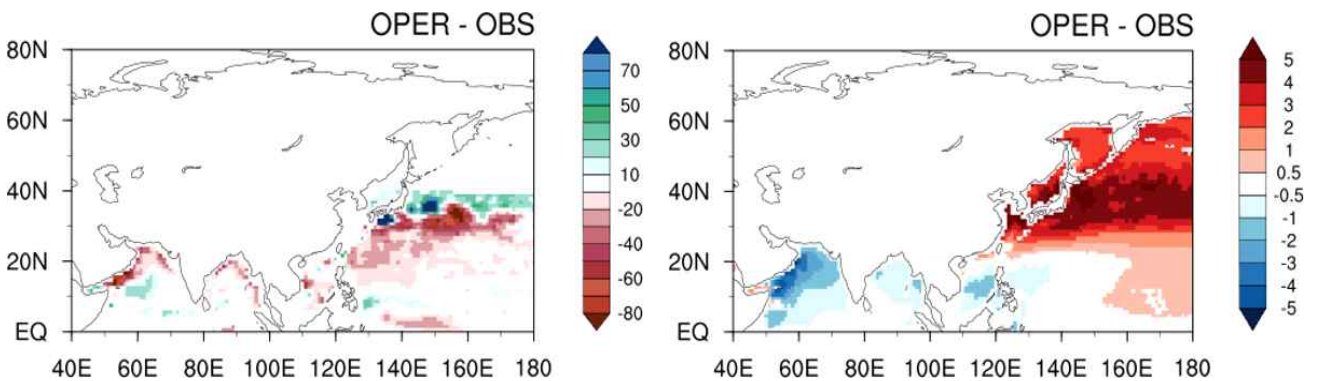


Figure 3.9 Distribution of the depth of the 20C isotherm (left) and sea surface temperature (right) from GloSea6.

앞서 살펴본 결과에 따르면 GloSea6는 상대적으로 간단한 하천유출모델을 사용하고 있으며, 모델내에서 모의되는 하천유출량은 과대모의하고 있음을 알 수 있다. 다양한 이유가 있을 수 있지만, 하나의 이유로 다소 성긴 해상도를 들 수 있다. 특히 한반도 지역의 주요 하천을 표현하기에 현재 하천유출모델의 해상도는 너무 크다고 할 수 있다. 간단한 하천의 흐름만을 모의하고 있기 때문에 성긴 해상도는 실제에 비해 과도하게 담수의 유출을 가져오게 되고, 이는 해양 혼합층에 영향을 주어 결국 한반도 주변 지역에서 양의 해수면 온도 오차에 기여하게 된다. 보다 정확한 하천 흐름을 모의하고 대기-지면-해양 상호작용의 개선을 가져오기 위해서는 정교하고 현실적인 하천유출모델을 접합하는 것이 가장 바람직하겠으나, 현재 현업에서 사용중인 GloSea6에 간단하고 직접적인 개선을 위해서 우선적으로 하천유출모델의 해상도를 높여 해양으로 유출되는 담수의 양을 줄여줄 수 있을 것이다. 따라서, 다음 장에서 고해상도 하천 유출 모델의 접합과 그 결과에 대해 살펴본다.

3.2.3. GloSea6내 하천유출모델 접합

GloSea6의 고해상도 하천유출 입력자료는 river direction, sequence, number, storage의 네

가지의 자료이다. 고해상도 하천유출 모델을 위해 우선 네 가지의 초기 보조자료가 GloSea6의 입력자료 포맷인 ancillary 형태로 변환되어야 한다. 기존의 netcdf 포맷을 GloSea6의 output 포맷인 pp파일로 변환하고, 최종적으로 pptoanc를 이용하여 ancillary 데이터로 변환하였다. 각각의 포맷에는 header가 포함되어 데이터의 정보를 포함하게 된다 (Fig. 3.10, 3.11). Integer, Real, Fixed header 등의 관련된 포맷 형식을 관련 문서를 참조하여 지정해 주어야 하며 (Fig. 3.12), 또한 fixed real number나 integer number 등의 일부 header는 GloSea의 namelist에 지정되어 있는 경우도 있어 모델을 수행하면서 맞춰주는 작업이 필요하다. 또한, 각 데이터를 의미하는 stash number나 pp variable number 등을 각각 맞게 설정해야 한다. 예를 들어 river storage의 경우 stash number는 153이며, pp number는 1902이다. river direction의 경우 stash number는 151번이며 pp number는 1905이다. stash number의 경우 integer header의 42번에 들어가며, pp number는 23번에 포함된다. 또한 각 격자의 시작점, 개수 및 메모리 사이즈 등 격자를 구성하는 정보들을 포함한다.

```

# See documentation for namelist details
#
cat > namelists << EOC
&SIZES
field_types=${FIELDS:-4}
n_times=${TIMES}
nlevels=${NLEVELS:-50}
n_pp_files=1
n_freq_waves=1
n_dir_waves=1
stash_code=${STASH_CODES}
field_code=${PP_CODES}
nlevs_code=${NLEVS}
!unit_no=${FIELDS}*30
!suryun
len_intc=15
len_realc=6
!len1_levdepc=${NLEVELS:-50}
!len2_levdepc=1
!len1_rowdepc=${ROWS}
!len2_rowdepc=1
!len1_coldepc=${COLS}
!len2_coldepc=1
len1_fldepc=0
len2_fldepc=0
len_extcnst=0
rmdi_input=-1.0e30
/
&LOGICALS
add_wrap_pts=${WRAP:-f},
! periodic=f,
periodic=t,
! single_time=t,
single_time=f,
ibm_to_cray=f,
compress=f,
wave=f,
levdepc=f,
rowdepc=f,
coldepc=f,
flddepc=f,
extcnst=f,
pack32=f,
pphead=t,
!grid_of_tracer=${FIELDS:-4}*t
field_order=f,
/
&FIRST_VT
fvhh=0,fvdd=${DY},fvmm=${MN},fvyy=${YR}
/
&INTERVAL
!suryun
! year360=f,ivhh=0,ivdd=0,ivmm=0,ivyy=0
year360=f,ivhh=0,ivdd=0,ivmm=1,ivyy=0
/
&LAST_VT
!suryun
! lvhh=0,lvdd=${DY},lvmm=${MN},lvyy=${YR}
lvhh=0,lvdd=${DY},lvmm=${MN2},lvyy=${YR}
/
&HEADER_DATA
fixhd(1)=20
fixhd(2)=1
fixhd(3)=5
!fixhd(4)=${LBHEM:-4}
fixhd(5)=4
fixhd(8)=1
!fixhd(8)=2
fixhd(9)=6
!suryun clim.
fixhd(10)=2
!
fixhd(11)=1
fixhd(12)=1
fixhd(21)=${YR}
fixhd(22)=${MN}
fixhd(23)=${DY}
fixhd(28)=${YR}
!suryun
! fixhd(29)=${MN}
! fixhd(29)=${MN2}
! fixhd(30)=${DY}
! fixhd(36)=1
!suryun
! fixhd(101)=15
! fixhd(106)=6

real_const(5)= ${PLAT:-"90."}
real_const(6)= ${PLON:-"0."}
real_const(7)= ${ROW0}
real_const(8)= ${COL0}
!row_dep_consts=${ROWC}
!col_dep_consts=${COLC}
!suryun
! integer_const(3)= 12
/
&INTERVAL
EOC

```

Figure 3.10. Header information for GloSea6-TRIP ancillary data setting.

```

call err_handler(nf90_open(
"/dss2/data/yubnormal/LSM/JULES/KNU/SEQ_DIR/4.bin2nc/output/riv_dir_seq_0.125x0.125.nc",
nf90_nowrite, ncid), 'nf90_open')
ix = ret_dim(ncid, 'lon')
jx = ret_dim(ncid, 'lat')

allocate (d2(ix,jx), d28(ix,jx))

call err_handler(nf90_inq_varid(ncid, 'sequence', vid), 'nf90_inq_varid')
call err_handler(nf90_get_var(ncid, vid, d2), 'nf90_get_var')

open (unit=21, file = 'test.pp', form="unformatted", convert="little_endian")
! open (unit=21, form="unformatted")
! read (11, rec=1) d2
print *, minval (d2), maxval (d2)
d28 = d2
! d28(1:ix/2,:) = d2(ix/2+1:,:)
! d28(ix/2+1:,:) = d2(1:ix/2,:)
print *, minval (d28), maxval (d28)
ihead = 0
ihead( 1) = 1970
ihead( 2) = 1
ihead( 3) = 1
ihead(13) = 2
ihead(15) = ix * jx
ihead(16) = 1
ihead(18) = jx
ihead(19) = ix
ihead(22) = 3
ihead(23) = 1905
ihead(26) = 129
ihead(29) = 0
ihead(30) = ix * jx
ihead(38) = 1111
ihead(39) = 1
ihead(40) = 1
ihead(42) = 151
ihead(45) = 1
rhead(11) = 90.0
rhead(14) = -90. - 180./jx * 0.5
rhead(15) = 180./jx
rhead(16) = 0. - 0.5 * 360./ix
rhead(17) = 360./ix
rhead(18) = -1024.*1024.*1024.
rhead(19) = 1.00
write (21) ihead, rhead
! call conv_int_to_real8(d2,d28,ix,jx)
write (21) d28 (:,:)
call err_handler(nf90_inq_varid(ncid, 'direction', vid), 'nf90_inq_varid')
call err_handler(nf90_get_var(ncid, vid, d2), 'nf90_get_var')
d28 = d2
! d28(ix/2+1:,:) = d2(1:ix/2,:)
! d28(1:ix/2,:) = d2(ix/2+1:,:)
! d28(ix/2+1:,:) = d2(1:ix/2,:)
ihead(23) = 1906
ihead(42) = 152
write (21) ihead, rhead
! call conv_int_to_real8(d2,d28,1440,720)
write (21) d28 (:,:)
! close (unit=11)
close (unit=21)
call err_handler(nf90_close(ncid), 'nf90_close')
deallocate(d2, d28)

stop

```

Figure 3.11. Header information for GloSea6-TRIP pp data setting.

```

1. Data Set Format Version Number.
-32768 Lateral boundary conditions (vn10.1+).
  15 Data set format : pre-vn3.1.
      • Since vn3.1, the use of Word 1 in the fixed header has been discontinued and is set to -32768 (IMDI). Any format change is now connected with a new version of the UM.
  20 Data set format for MASS storage purposes : vn5.2 onwards.
      • The use of Word 1 has been re-instated. It will cater for dataset changes required for MASS storage purposes. When used, the initial value will be 20 which will be incremented by one for each dataset change. Any dataset changes connected with new UM releases should continue to be done through the use of Word 12 of the fixed header.

2. Indicator for Sub-Model :
  1 Atmosphere
  2 Ocean Removed at vn7.0
  4 Wave vn4.1 onwards / Removed at vn7.0

3. Indicator for vertical coordinate type :
  1 hybrid
  2 sigma
  3 pressure
  4 depth
  5 Charney-Phillips on radius levels needed for dynamics grid, used by variational assimilation tangent linear dumps. vn3.4 onwards

4. Indicator for horizontal grid type :
  0 Global
  1 Northern Hemisphere
  2 Southern Hemisphere
  3 LAM(No Wrap)
  4 LAM(Wrap)
      • For rotated grids : Add 100 to grid type.

...(생략)

131 length of this array
135 start of TEMP_HISTORYFILE
136 length of this array
140 start of COMPRESSED_FIELD_INDEX1
141 length of this array
142 start of COMPRESSED_FIELD_INDEX2
143 length of this array
144 start of COMPRESSED_FIELD_INDEX3
145 length of this array
150 start of LOOKUP table

```

Figure 3.12. Example of Integer header information for GloSea6 in UM documentation (From UMDP_F03: Input and Output file formats).

GloSea6의 고해상도 하천유출 입력자료 중 direction과 sequence 데이터는 용역과제를 통해 DEM기반으로 개발이 되어 있어 포맷 변환이 주로 이루어졌다. 다만, 개발 당시 처리되지 않고 0으로 주어졌던 missing 데이터는 GloSea6에 그대로 적용될 경우 해양 경계 지역에서 0값이 포

함되어 에러를 생산하기 때문에 GloSea6에서 사용되는 missing data로 재처리 되었다. storage와 number의 경우 고해상도의 자료가 현재 없기 때문에 기존에 존재하는 1도 해상도의 값을 interpolation하여 새롭게 구축하였다. storage는 그 값이 보존 되어야 하기 때문에 conserve interpolation 기법을 사용하여 월 기후 값을 생산하였고, river number의 경우 해양 격자와 동일하게 구성되어야 하기 때문에 기존의 있는 값을 그대로 사용하여 격자만 증가하는 방식으로 구성되었다. river number의 경우 하구의 위치 및 실제 하천 정보를 고려하여 추후 재생산될 예정이다. 또한, GloSea6내에서 보조자료를 읽는 namelist내에서 integer header의 length를 15로 real header의 length를 6으로 설정하고 있기 때문에 보조자료의 header내에도 length를 동일하게 설정하여야 한다.

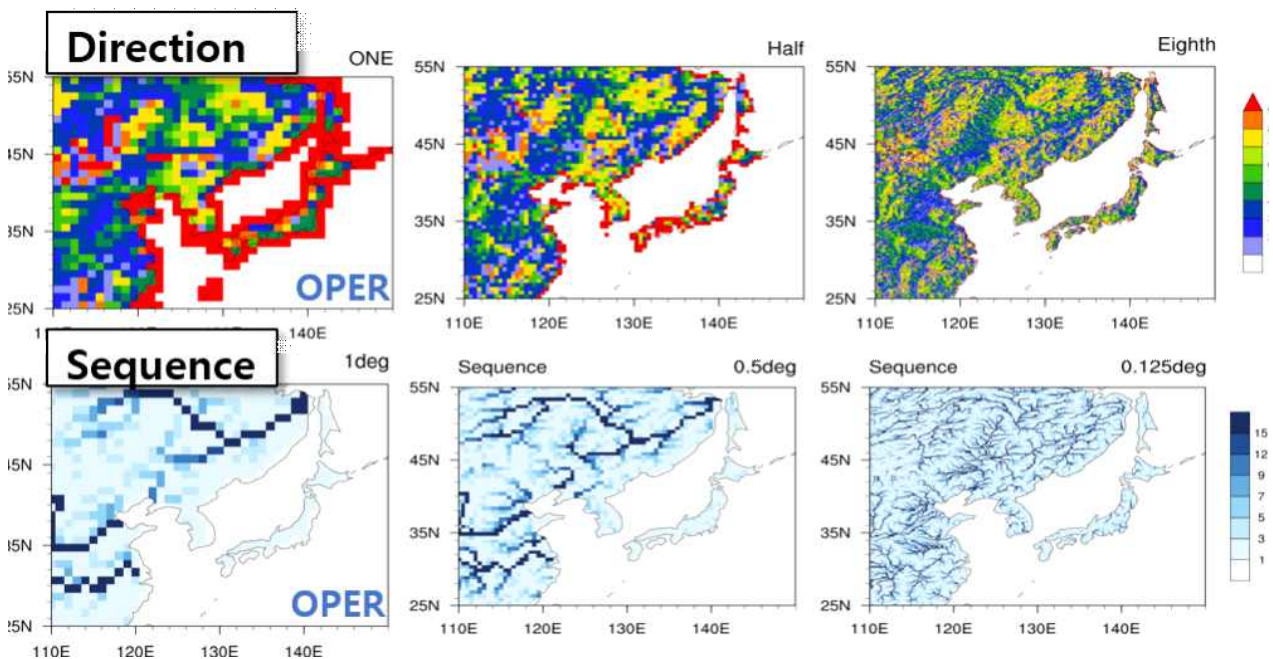


Figure 3.13. River direction and sequence data from various resolution for ancillary in GloSea6.

이러한 방식으로 구축된 보조자료는 해상도가 높아짐에 따라 더 현실적인 하천의 흐름을 나타내고 있다 (Fig. 3.13, 3.14). 하천의 방향과 흐름을 나타내는 direction 및 sequence를 살펴보면 강의 흐름이 조금더 정교해 진 것을 확인할 수 있으며, 0.125도의 경우 한반도의 작은 강의 흐름까지도 표현하고 있는 것을 알 수 있다. 또한, 해양으로 전달되는 강의 정보를 나타내는 River number의 경우에는 기존의 정보와 동일하게 잘 변환된 것을 확인할 수 있다. 앞에서 언급하였듯이 river number의 경우 하구 정보 및 해양의 수심 정보를 고려한 지형 자료 등을 고려하여 육상의 하천 흐름이 해양까지 연결될 수 있도록 개선될 예정이다.

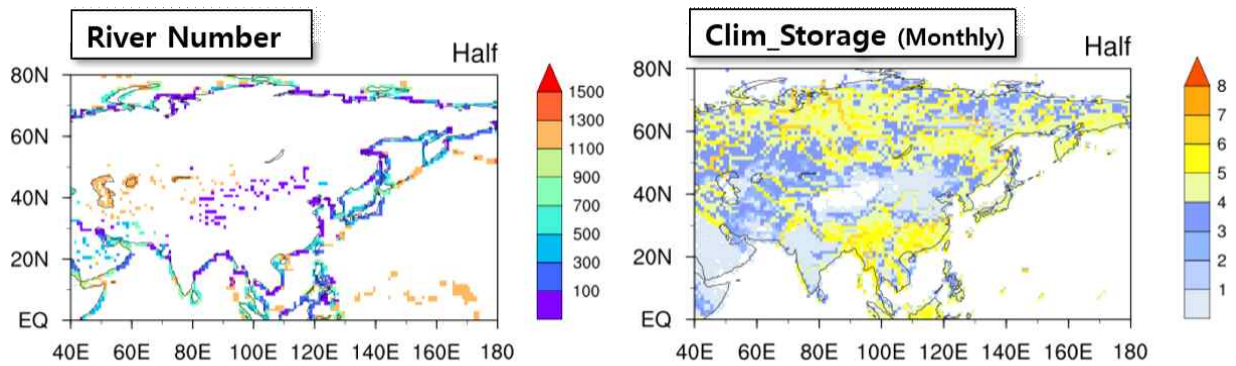


Figure 3.14. River direction and sequence data from half resolution for ancillary in GloSea6.

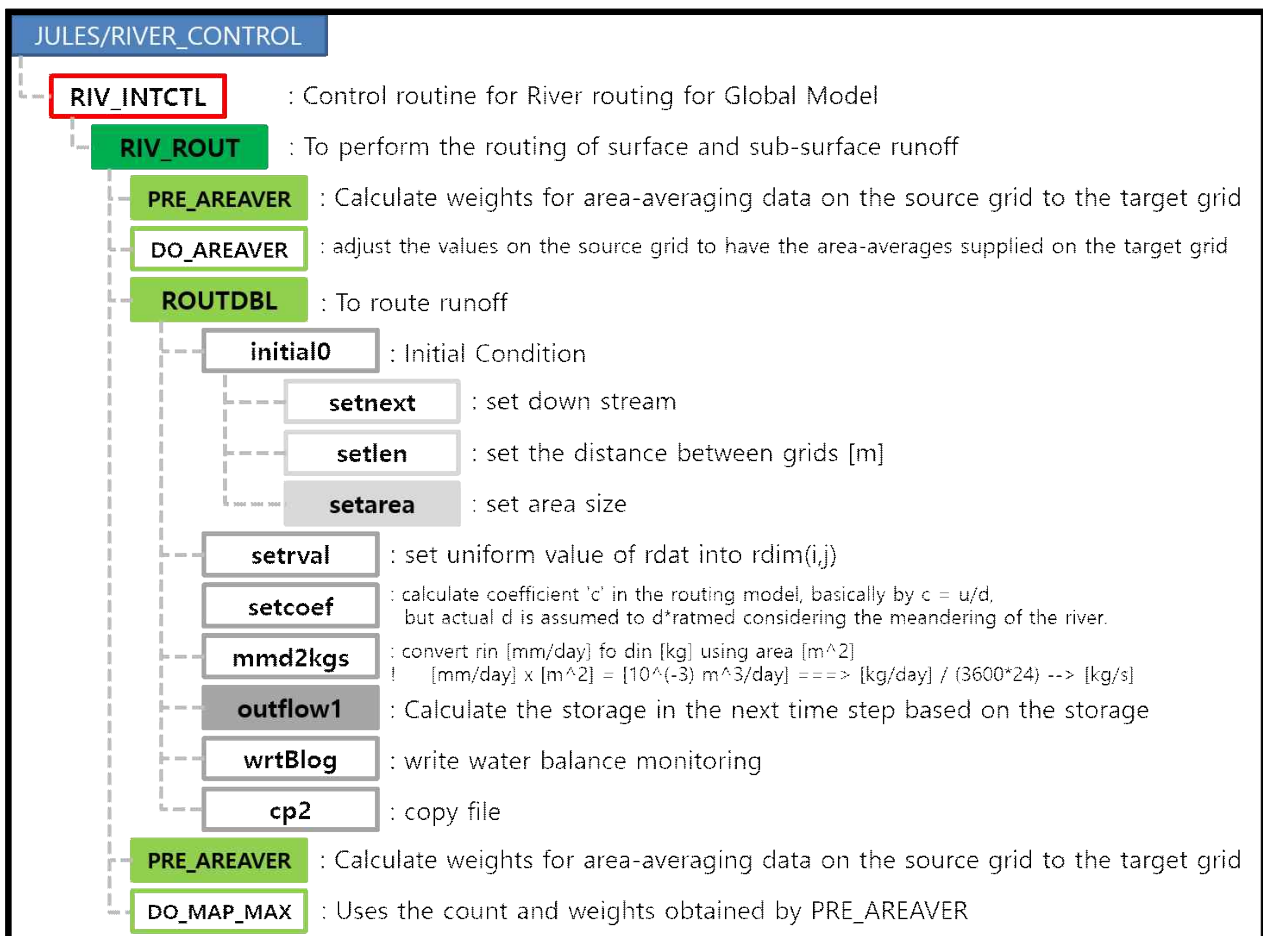


Figure 3.15. Code tree for TRIP modules in GloSea6.

고해상도의 보조자료를 적용하기 위해서는 GloSea6-TRIP내에 고정적으로 포함되어 있는 해상도 관련 부분들을 수정해야 한다. 이를 위해 TRIP을 구성하고 있는 모듈들의 구성도를 조사하였다 (Fig. 3.15). GloSea6 내에서 TRIP 모델은 육상으로부터 발생하는 담수를 해양으로 전달하는 과정이다. 대기 모델에서 계산된 강수량으로부터 계산된 각 격자의 유출량은 강의 흐름

을 따라 하구로 모이게 되고, 이 담수는 해양으로 전달되어 염분을 변경하게 된다. 이러한 해양의 변화는 대기-해양 상호 작용에 의해 다시 대기, 해빙 모델로 전달되게 된다. 실질적인 하천유출과 연관된 과정은 'ROUTDBL' 에서 계산되며, 여기에는 하천유량의 초기화 및 변수/계수 설정, 단위변환, 유출량의 이류 등과 같은 과정이 포함된다. 또한 'PRE_AREAVR' 를 통해 대기모델과 하천모델간 격자 변환 및 면적 가중치 등이 계산된다.

하천모델의 해상도에 따라 변경되는 사항은 주로 하천 격자와 관련된 모듈이나 대기/해양 모델과 주고받는 모듈들이다. 그중에서 대표적으로 교체 혹은 수정된 모듈 몇 가지만 아래에 나타내었다. 하천 격자의 실제 위경도 정보는 모듈 'getlat0' 및 'getlon0' 에서 계산된다 (Fig. 3.16). 실제 위도 정보를 나타내는 'ry' 변수를 계산하는 수식 내에서 병렬화 과정을 위한 변수 'j_offset' 을 포함하는 'j_j_offset' 은 몇 번째의 위도인지를 뜻하며 전체 격자수 '180' 의 정보로부터 위도 정보를 계산하고 있다. 따라서, 하천 격자의 해상도에 따른 전체 격자수를 namelist로부터 가져와서 'getlat0' 및 'getlon0' 로 전달해 줄 필요가 있다. 이를 위해 모델내 namelist 정보를 가지고 있는 모듈 'riv_rout-riverla-mod' 에서부터 call되는 모든 모듈들의 I/O 과정 모두가 수정되었다.

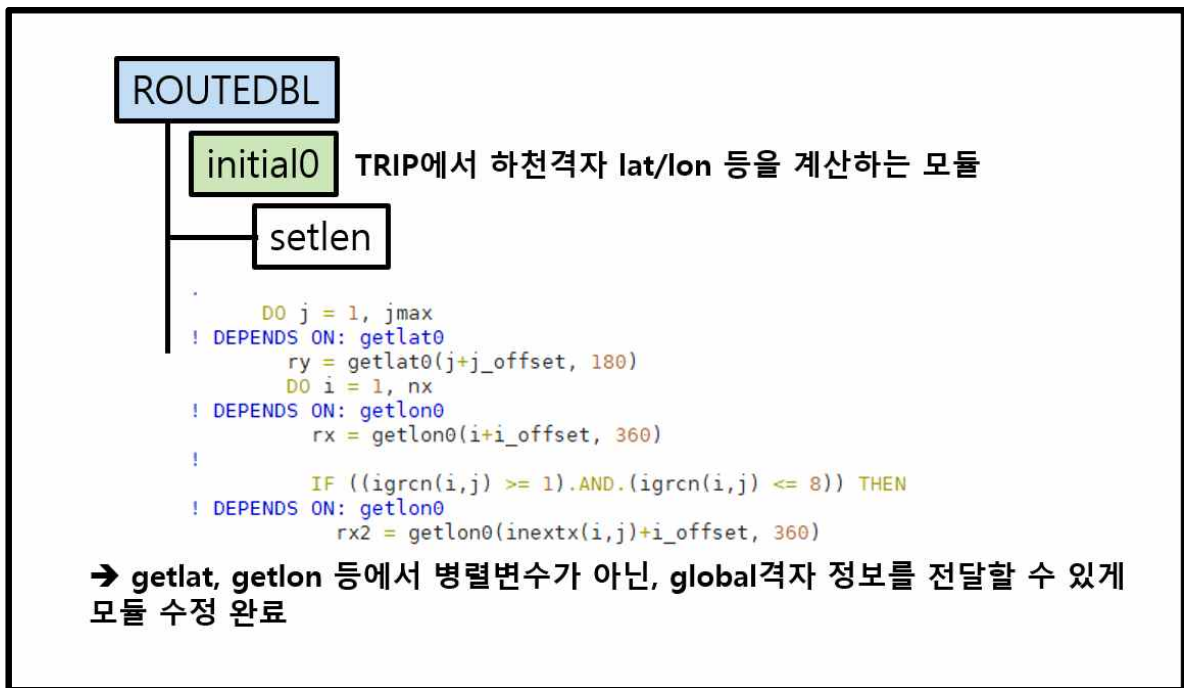


Figure 3.16. The code changes for latitude and longitude calculation in GloSea6-TRIP.

하천 모델 격자의 면적은 유량 계산에 중요하게 작용한다. 기존의 코드는 각 격자마다 데이터 값을 읽어서 사용하는 방법이기 때문에 해상도가 변하면 사용할 수 없게 된다. 따라서 지구의 거리 및 위/경도 정보를 사용하여 면적 계산을 하는 방식의 새로운 코드를 개발하여 추가하였다 (Fig. 3.17). 이러한 코드를 'setarea' 모듈내에 추가하였고 기존의 방식에서 주어지던 데이터의 값과 거의 유사하게 계산됨을 확인하였다. 이로써 데이터에 의존하던 고정 해상도 모

둘에서 해상도와 관계없이 위/경도 정보로 계산되는 격자 면적 계산 모듈이 새롭게 추가되어 어떤 해상도를 선택해도 동일한 모듈을 사용할 수 있게 되었다.

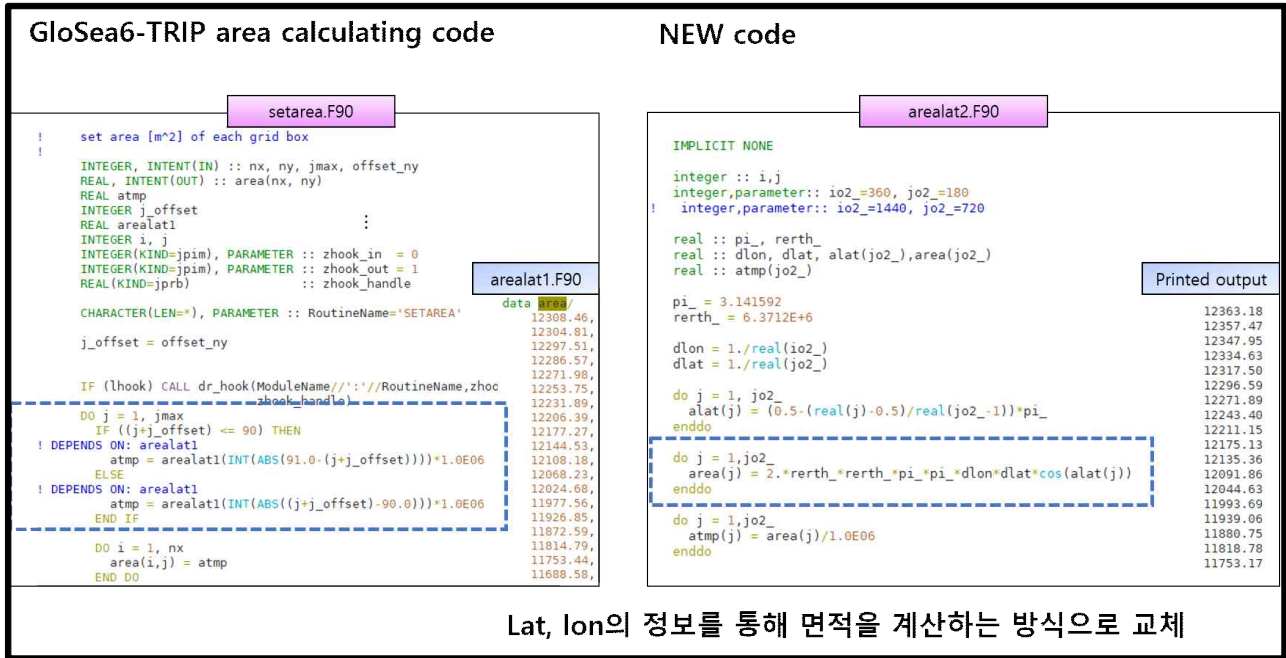


Figure 3.17. The code changes for area calculation in GloSea6-TRIP.

하천 모델내 실제 하천 격자를 계산하기 위한 재격자 과정이 존재한다 (Fig. 3.18). 병렬 과정이 포함되어있으며 위도가 북위 90도에서 남위 90도의 순서로 계산된다. Local 배열이 -90:90, 0:360이고, 1도 간격이라 local 배열과 실제 위/경도와 동일하게 사용할 수 있다. 기존의 하천 모델이 1도 해상도이기 때문에 산술적으로 -91을 해주어 1번째 배열의 위도를 -90으로 설정하는 방식을 사용하고 있다. 또한 하천이 포함되는 격자를 나타내는 변수 'yut' 역시 배열의 값을 위도 값으로 동일하게 사용하고 있다. 따라서 해상도의 변경을 적용할 수 있도록 위도 정보인 'yut' 와 배열의 값을 분리하고, 정수 선언을 실수 선언으로 변경하여 새롭게 계산되게 수정하였다. 또한, 계산되는 위도 값 역시 namelist의 값을 가져오는 상위 모듈들로부터 전달받아 사용할 수 있게 구성하였다. 이를 위해 namelist를 포함하는 상위 모듈들로부터 재격자 모듈까지 입출력 부분이 수정되었다. 이를 통해 하천이 유출, 유입되는 격자점 값은 kg/s 단위에서 kg/m2/s의 단위로 변환되어 저장된다. 하천의 유출되는 값과 격자점 정보는 결합 과정을 통해 해양으로 최종 전달 된다. 이때 해양으로 전달되는 격자들은 하구 정보 및 river number 보조자료의 값을 이용하게 된다.

```

IF (regrid) THEN
! calculate subdomain TRIP ranges with 1 degree res (lat and long)
! TODO: make generic to resolution
! latitude is north to south (90 -> -90)
! and longitude is west to east (0 -> 360)

local_rstart_rl = g_datastart_f(1, fld_type_r, mype)
local_rstop_rl = local_rstart_rl + river_row_length - 1

local_rstart_rows = g_datastart_f(2, fld_type_r, mype)
local_rstop_rows = local_rstart_rows + river_rows - 1

! add offset to stop and start point so lat coords reads 90 to -90
local_rstart_rows = local_rstart_rows - 90
local_rstop_rows = local_rstop_rows - 90

! south to north(1 degree resolution)
! account for top of row
local_rstart_rows = local_rstart_rows - 1

j = 1
DO i = local_rstart_rows, local_rstop_rows
  yut(j)= i
  j = j + 1
END DO

```

-90 → g_river_rows*0.5
(g_river_rows: riv_intctl 모듈부터 전달)

Lat/lon 정보값
yut(j) → yut(j) * 해상도 정보
(1도격자에선 lon값이 1-360의 integer이므로 배열과 값
이 동일 → 고해상도에서는 real값

→ 배열과 위경도 변수 분리!

Figure 3.18. The code changes for regrid processes between river and model grids in GloSea6-TRIP.

GloSea6의 최종 출력변수를 저장하기 위해 사용되는 격자 정보 모듈에서도 1도 해상도의 격자 수인 180, 360의 값을 고정 값으로 계산하고 있는 과정이 존재한다 (Fig. 3.19). 이를 해상도 정보를 포함하기 위해 namelist의 정보를 불러들이는 방식으로 모듈을 수정하였으며, 이를 위해 격자계산 모듈 및 상위 모듈들의 입출력 부분 역시 수정되었다. ‘control/grids/nlsizes_namelist’로부터 namelist내의 하천 격자 정보인 ‘river_rows’, ‘river_row_length’를 ‘stwork’, ‘multi_spatial’, ‘stash_comp_grid’로 전달되게 구성되었다.

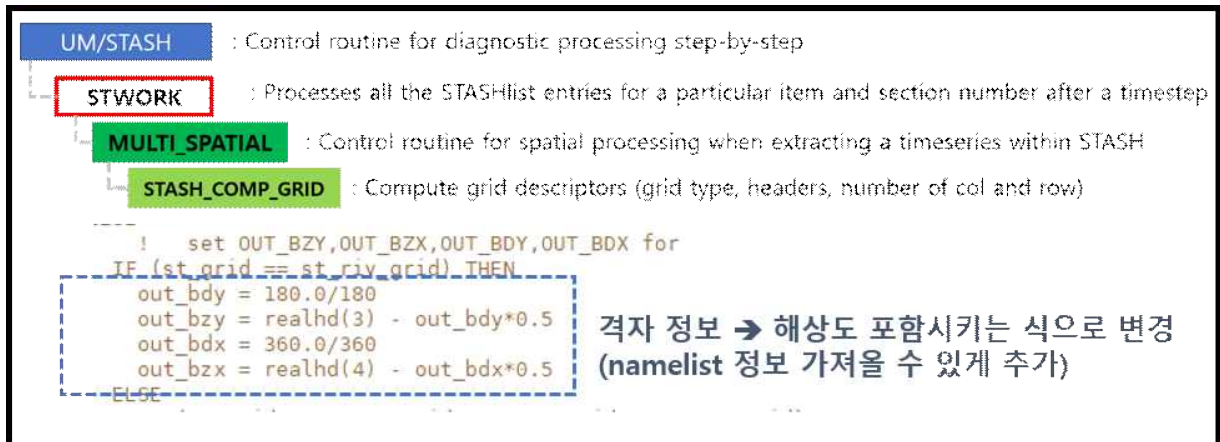


Figure 3.19. The code changes for grid processes for final output in GloSea6-TRIP.

```

# River routing grid
if umf.fixed_length_header.horiz_grid_type != 0:
  return ["Field is river routing diag, which is invalid "
         "for non-Global domains"]
else:
  # Note the river routing diagnostics are restricted to a very
  # specific fixed grid; any deviation from this is incorrect
  lon_start_exp = 0.5
  lat_start_exp = -89.5
  n_row_exp = 180
  n_col_exp = 360
  lon_spacing_exp = 1.0
  lat_spacing_exp = 1.0

```

Figure 3.20. The code changes for post processes for final output in GloSea6-TRIP.

또한 최종 출력변수를 writing하는 과정에도 하천 격자의 정보가 고정으로 저장되어 있다 (Fig. 3.20). 이를 위해 하천 격자의 정보를 해상도에 따라 변화할 수 있게 수정될 필요가 있다. 현재 이 과정은 현업 디렉토리에 저장되어 있는 파일을 불러들여 사용하고 있기 때문에, 추후 옵션에 따라 변할 수 있게 추가 수정 작업이 필요하다. 지금까지 언급한 모듈과 파일들 이외에도 산재되어 있는 해상도 고정 값 및 변수들을 모두 해상도에 의존하는 값으로 변경하였으며, 이를 위해 현업과 동일한 버전의 모듈의 branch를 생성하여 수정 및 업로드 되었다. 추후 최적화 과정이 완료되면 이러한 branch 버전을 과학원으로 전달할 예정이다.

3.2.4. GloSea6내 하천유출모델 접합 결과

본 연구에서는 새롭게 구축된 0.5도, 0.125도 해상도의 river direction, sequence, storage 자료를 생산하고, 이를 이용하여 GloSea6-TRIP 모델을 구축하였다. 새롭게 구축된 고해상도 하천유출모델을 포함하는 GloSea6 모델을 1995-1998년 여름철 예측장에 대해 비교해보고자 한다. 초기장으로는 5월 1일, 9일, 17일, 25일의 값을 사용하였으며 앙상블은 각각 3개로 구성하였다.

즉, 해상도당 48case(4yr*4initial*3ens)로 각 1도(OPER), 0.5도(Half), 0.125도(Eighth)에 대해 수행되었다.

하천 유출 모델 해상도에 따른 결과를 비교하기 위해 먼저 전 지구 하천의 유출량을 살펴 보았다 (Fig. 3.21). 전 지구의 대표적인 강의 흐름을 잘 나타내고 있으며, 가장 많은 방출량을 가지고 있는 지역은 아마존 유역이다. 또한 동아시아에서는 황하강 유역이 큰 값을 가지고 있으며, 전 지구적으로 우리나라 지역의 유역은 매우 낮은 값을 보인다. 또한 아마존 지역의 하천은 주로 대서양으로 흘러 가지만 태평양 지역에도 영향을 주며 이는 특히 태평양 지역의 염분과 수온에 크게 영향을 주어 전 지구 순환을 변화 시킬 수 있음이 잘 알려져 있다. 따라서, 본 연구에서는 가장 크고 중요한 유역인 아마존 지역과 황하강 및 우리나라 지역을 포함하는 동아시아 지역에 대해 하천 모델 해상도에 따른 영향을 간단하게 살펴보고자 한다.

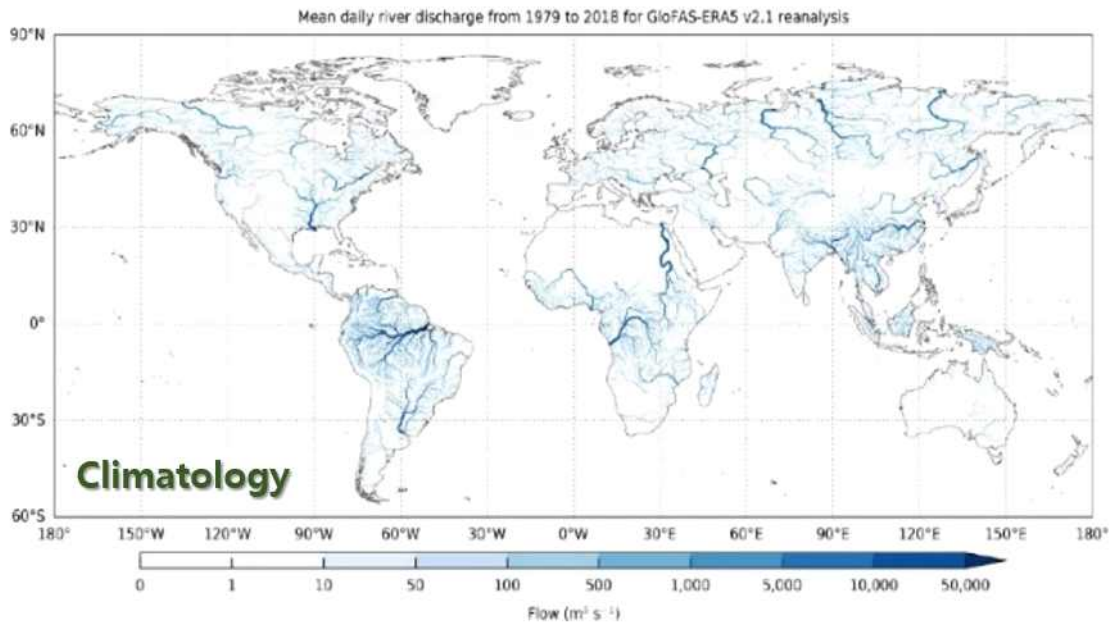


Figure 3.21. Mean daily river discharge from 1979 to 2018 for reanalysis data.

대기 모델로 전달되어 출력 변수로 저장된 하천 방출량을 나타내었다 (Fig. 3.22). 하천 모델에서 계산된 방출량이 대기 모델로 전달된 후 이 값이 최종적으로 해양 모델로 전달되기 때문에 값은 해양과 인접한 하구 지역에서 나타난다. 또한 그 값 역시 대부분 지역에서 줄어들었다. 하지만 황하강 유역처럼 큰 강의 유출이 일어나는 지역에서는 오히려 유출량이 증가하는 것을 확인할 수 있다. 즉, 모델의 해상도가 높아질수록 하천 흐름 지역에서 더 큰 값이 나타나며, 이는 기존의 저해상도에서 하나의 격자로 나타나던 영역 내에 존재하던 흐름이 고해상도에서는 서로 다른 격자로 분리되어 격자간의 흐름이 표현되었기 때문으로 분석된다. 해상도에 따라 표현되는 하천 흐름 양의 상대적인 크기 차이를 제외하면 공간적인 분포는 비교적 잘 일치한다. 다만, 하천 모델의 해상도가 증가할수록 하천이 존재하지 않는 지역에서 유출 값이 사라지는 것을 확인할 수 있다.

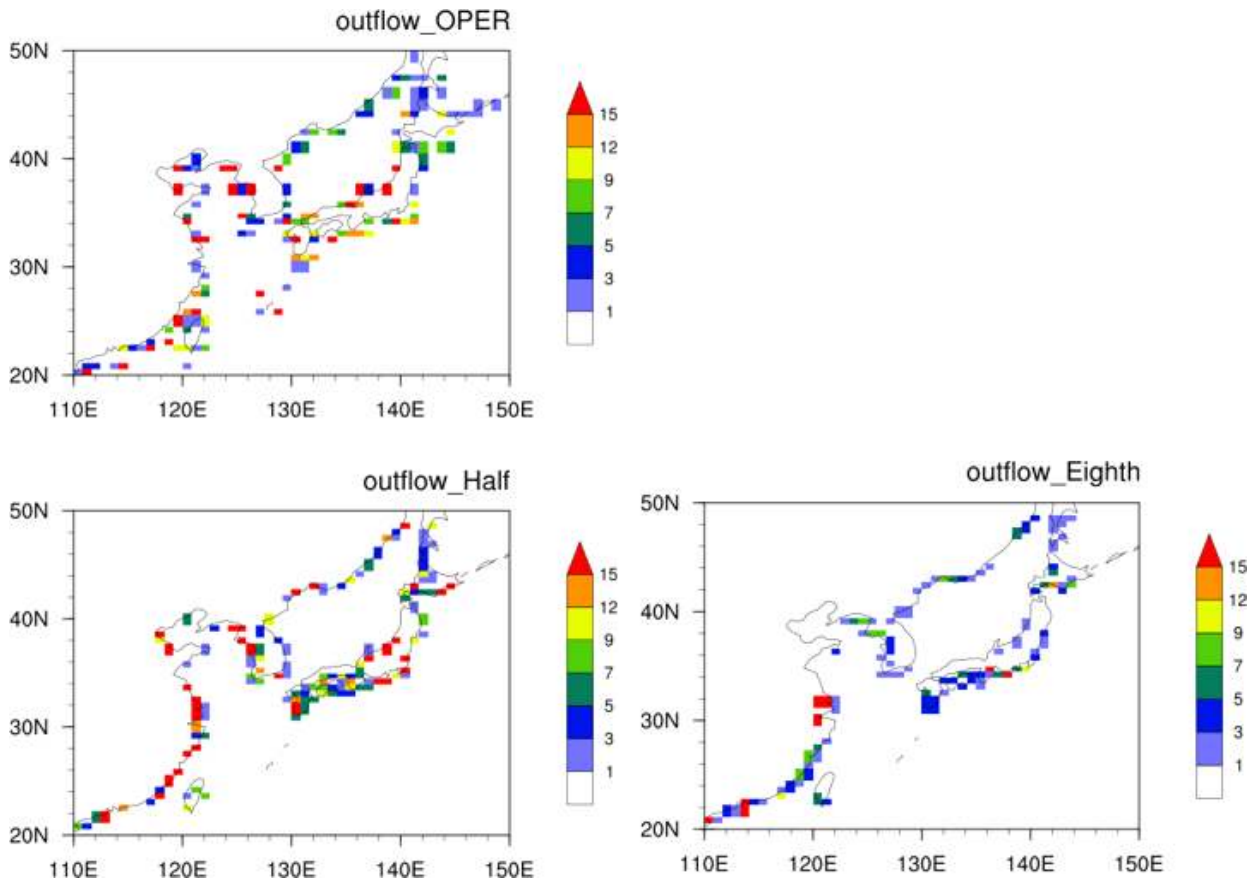


Figure 3.22. River outflow (kg/s) from atmosphere model with various resolution for river model in GloSea6.

하천 유출 모델 해상도에 따른 결과를 비교하기 위해 동아시아 영역 및 아마존 영역에 대한 하천 저류량을 비교하였다 (Fig. 3.23). 단위 시간당 보유한 물을 의미하는 저류량은 하천의 흐름을 중심으로 높은 값을 보이고 있다. 현업과 동일한 설정인 OPER 실험의 결과를 보면 동아시아 지역에서는 황하강을 중심으로 높은 값을 나타내고 있으며, 아마존 지역은 산맥 오른쪽 지역으로 높은 값을 보이고 있음을 확인할 수 있다. 하지만 우리나라 및 일본지역에서는 국토의 반 정도에 해당하는 대부분 지역에서 저류량을 높게 표현하고 있음을 알 수 있다. 하천 유출 모델의 해상도가 0.5도인 Half 실험의 결과에서는 저류량이 조금 더 하천 유역을 따라 집중되는 결과를 보이고 있다. 특히 황하강 및 아마존 유역에서 광범위하게 퍼져 있던 저류량이 강의 모양에 따라 더 집중되고 주변의 값은 줄어드는 결과를 볼 수 있다. 하천 유출 모델의 해상도가 0.125도인 Eighth 실험의 결과에서는 전반적으로 저류량이 매우 줄어든 것을 확인할 수 있다. 남미 남쪽 지역이나 동아시아 북쪽 지역 등 하천 흐름이 매우 약한 지역에서의 저류량은 이렇게 작은 값을 가지고 있는 것이 더 현실적으로 보이지만, 유역이 존재하는 지역에서도 과도하게 저류량이 감소한 것으로 보인다.

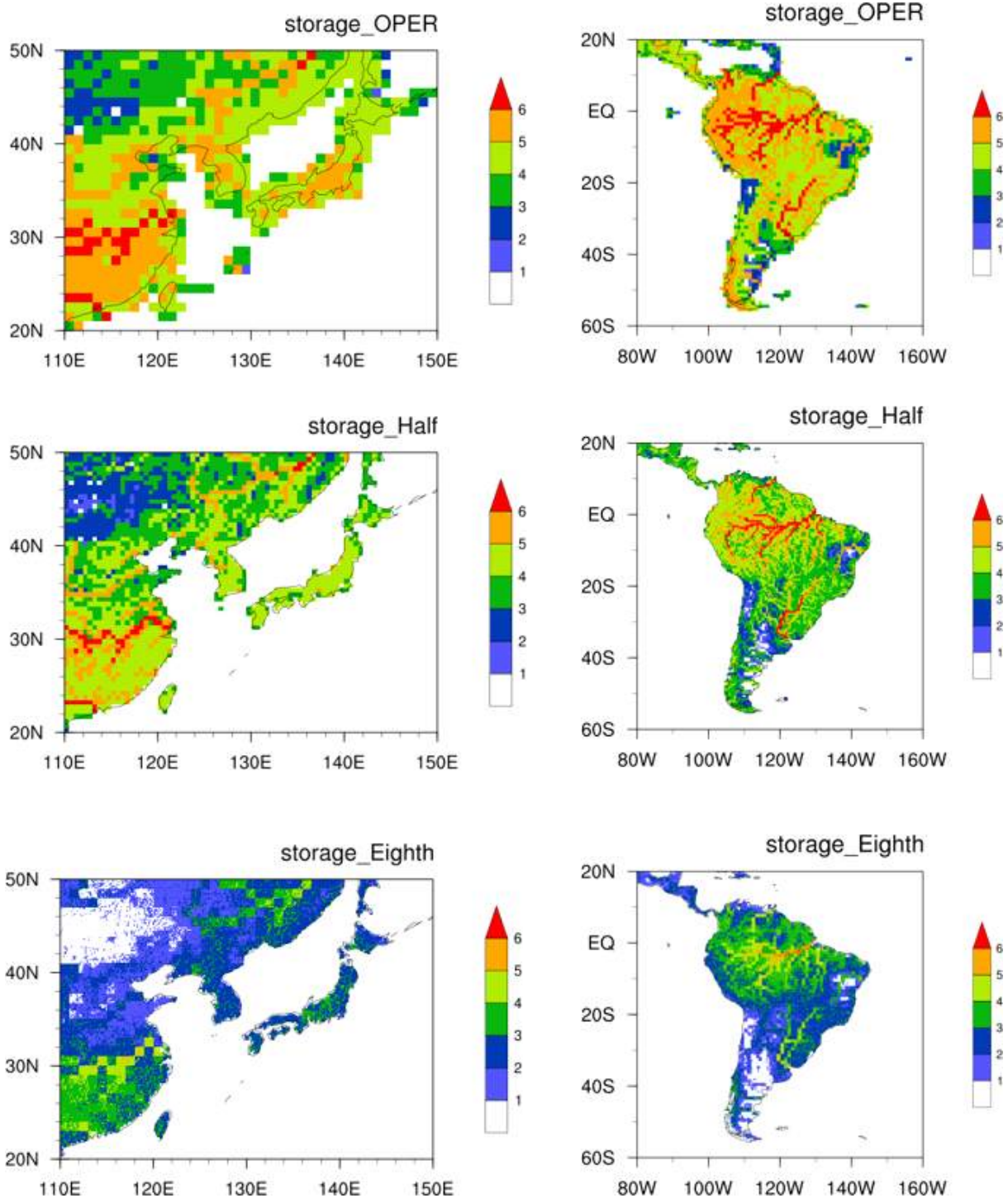


Figure 3.23. River storage (\log_{10} kg/s) with various resolution for river model in GloSea6.

TRIP 하천 유출 모델의 경우, 서로 다른 유역에 동일한 모수를 처방하게 되며 이로 인해 각각 유역의 특성을 반영하기 힘든 특징이 있다. 또한 해상도가 높아짐에 따라 기존에 하나의 격자로 표현되던 강의 격자가 여러 개의 세부 격자로 쪼개져 표현되며 이로 인해 상대적으로 강의 길이가 길어지게 된다. 이 경우 실제 강의 길이가 모델 내에서 표현되지 못하기에 고려해

주었던 사행률은 점점 낮아지게 되며, 이러한 특성으로 오히려 강의 흐름이 달라질 수 있다. 기존의 모델에서 유속은 0.4m/s, 사행율은 0.4가 기본으로 설정되며, 이 값이 전구 영역에 동일하게 처방된다. 해상도에 맞게 유속 및 사행율이 조정될 필요가 있다. 이를 통해 고해상도 하천 유출 모델의 결과는 조금 더 현실적으로 개선될 여지가 있다. 과학원에서 2018년도에 진행되었던 연구 과제에서도 유속 및 사행율의 조정을 통해 JULES-TRIP의 하천 흐름이 개선됨을 확인한 적이 있다.

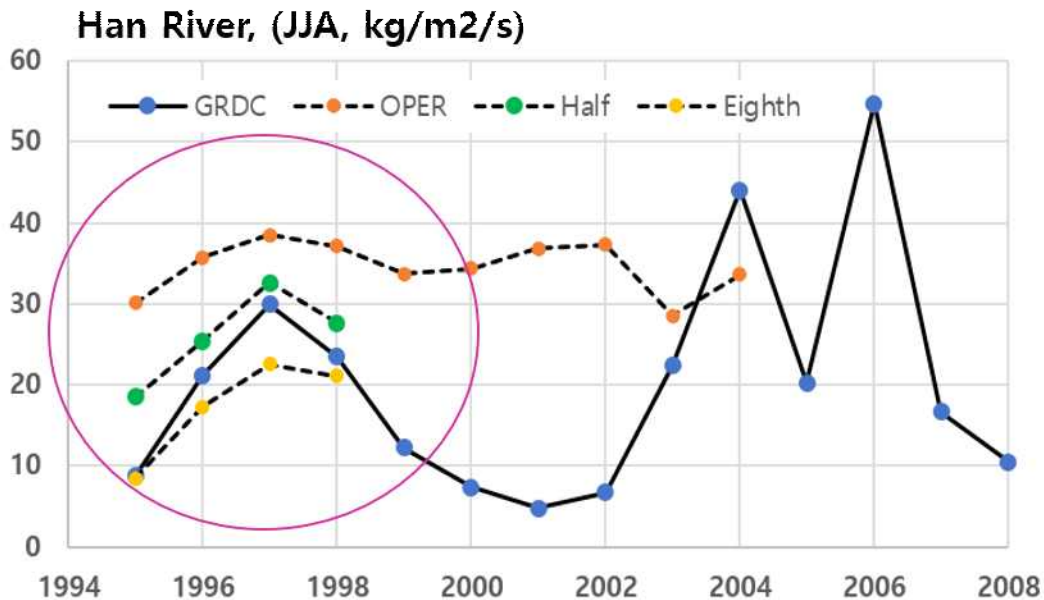


Figure 3.24. Region-averaged discharge over Han River in Korean peninsula from each experiments and observation.

한강 유역에서 방출되는 담수의 양이 실제로 관측과 어느정도 차이가 나는지 살펴보기 위해 유역별 관측값을 제공하는 GRDC의 하천 방출량과 하천 유출 모델의 해상도에 따라 모의되는 하천 방출 값을 지역 평균하여 연도별로 비교하여 제시하였다 (Fig. 3.24). 실제 한강이 포함되는 유역의 면적 및 모델 내 한강이 포함되는 격자를 산정하여 면적에 대한 효과를 평균하여 두 값을 비교해 본 결과, GloSea6의 OPER는 대부분의 연도에서 방출되는 값을 과대 모의하고 있다. 실제 GloSea6에 포함되어 있는 하천 유출 모델 TRIP은 매우 간단한 하천의 흐름만을 계산하고 있어 세세한 지역에서 하천 흐름을 모의하기에는 한계가 있다. 여기에 낮은 해상도는 실제 한반도의 대부분 지역에서 한강의 흐름을 포함하게 되며, 그 격자 내에 해당하는 하천의 유량을 해양까지 전달하게 된다. 따라서 격자 내 하천이 흐르지 않는 곳이 존재하여도 모델 내에서는 격자 전체에 하천이 흐르는 것으로 계산되어 실제 하천 유역의 유역 평균 유량을 계산할 경우 과도하게 모의될 수 밖에 없다. 이에 비해 하천 유출 모델의 해상도를 높인 Half 및 Eighth 실험의 결과는 OPER의 실험에 비해 관측과 유사한 값을 보이고 있다. 95년에서 98년, 총 4년의 짧은 결과이긴 하지만 두 실험은 기존 현업의 결과에 비해 줄어든 유량을 보이고 있

음이 확실하다. 다만, 위에서도 확인할 수 있듯이 Eighth 실험의 경우 관측보다도 작은 값의 유량을 보이고 있어 추후 최적화의 단계가 필요한 것을 알 수 있다.

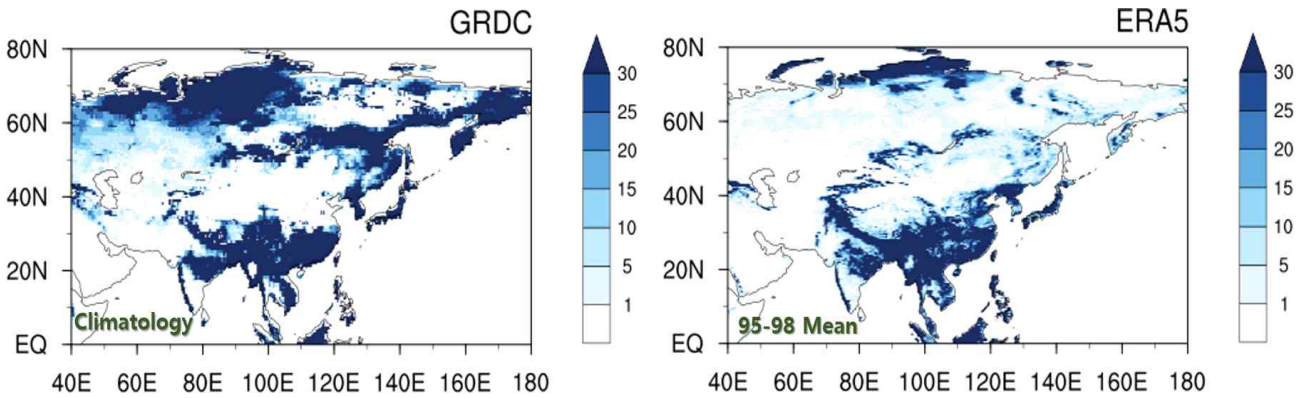


Figure 3.25. Horizontal distribution of the surface runoff (mm/month) for GRDC climatology and ERA5 reanalysis averaged from 1995 to 1998.

하천 유출 모델은 해양으로 전달되는 담수를 직접적으로 변화시키는 것이 가장 큰 역할이지만, 지면 모델과 직접적으로 연결되어 있기 때문에 지표 유출량 (runoff)를 변화시키게 된다. 동아시아 지역의 지표 유출의 기후값 및 실험이 수행된 1995-1998년의 유출량을 GRDC 관측값 및 ERA5 재분석자료로 나타내었다 (Fig. 3.25). 유출량의 기후값 분포도를 살펴보면, 동남아시아 지역 및 시베리아 북부 지역을 중심으로 높은 유출량을 가지고 있으며, 우리나라 및 일본 지역에서도 높은 양을 가지고 있다. 모델을 수행한 1995-1998년의 전구 유출량의 관측값의 부재로 ERA 재분석 자료를 사용하여 하천 유출 모델 해상도의 효과를 살펴보았다 (Fig. 3.26). 현업과 동일한 설정인 OPER 실험의 경우 황화강을 비롯해서 우리나라, 일본, 대다수의 지역에서 습윤한 오차를 나타내고 있다. 아마존 유역에서도 마찬가지로 유역을 중심으로 넓은 지역에 걸쳐 습윤한 오차를 보이고 있다. 이는 유역을 나타내는 격자가 실제 유역보다 크게 설정되어 있어 실제보다 더 넓은 지역이 하천 흐름에 영향을 받기 때문이라고 판단할 수 있다. 하천 모델의 해상도를 2배를 늘린 Half 실험의 결과를 살펴보면 OPER 실험에서 나타나는 오차가 유역을 중심으로 확연하게 줄어드는 것을 알 수 있다. 특히 한반도에서 전반적으로 과도하게 나타났던 습윤 오차가 한강, 낙동강 하구를 중심으로 개선되고 있음이 뚜렷하게 보인다. 하천 모델이 0.125도 해상도로 수행된 Eighth 실험을 살펴보면, 아마존 유역 및 동아시아 유역의 하구 지역에서의 오차 감소가 뚜렷하게 보이지만, 지역적으로는 일부 오차가 증가하고 있다.

고해상도 하천 유출 모델의 결과는 특히 유역 및 하구를 중심으로 많은 개선을 가져올 수 있음을 확인했다. 또한 유역별 유출량의 개선은 나아가 지역적 규모에서 수자원에 대한 응용 및 정책 연구에도 유용하게 사용될 수 있을 것이다. 다만, 실험 결과에서도 확인했듯이 고해상도 하천 유출 모델의 결과는 유역에서의 방출량이 과도하게 줄어 하천 모델의 고해상도가 더 좋은 결과를 가져오기 위해서는 일부 최적화가 필요함을 알 수 있다.

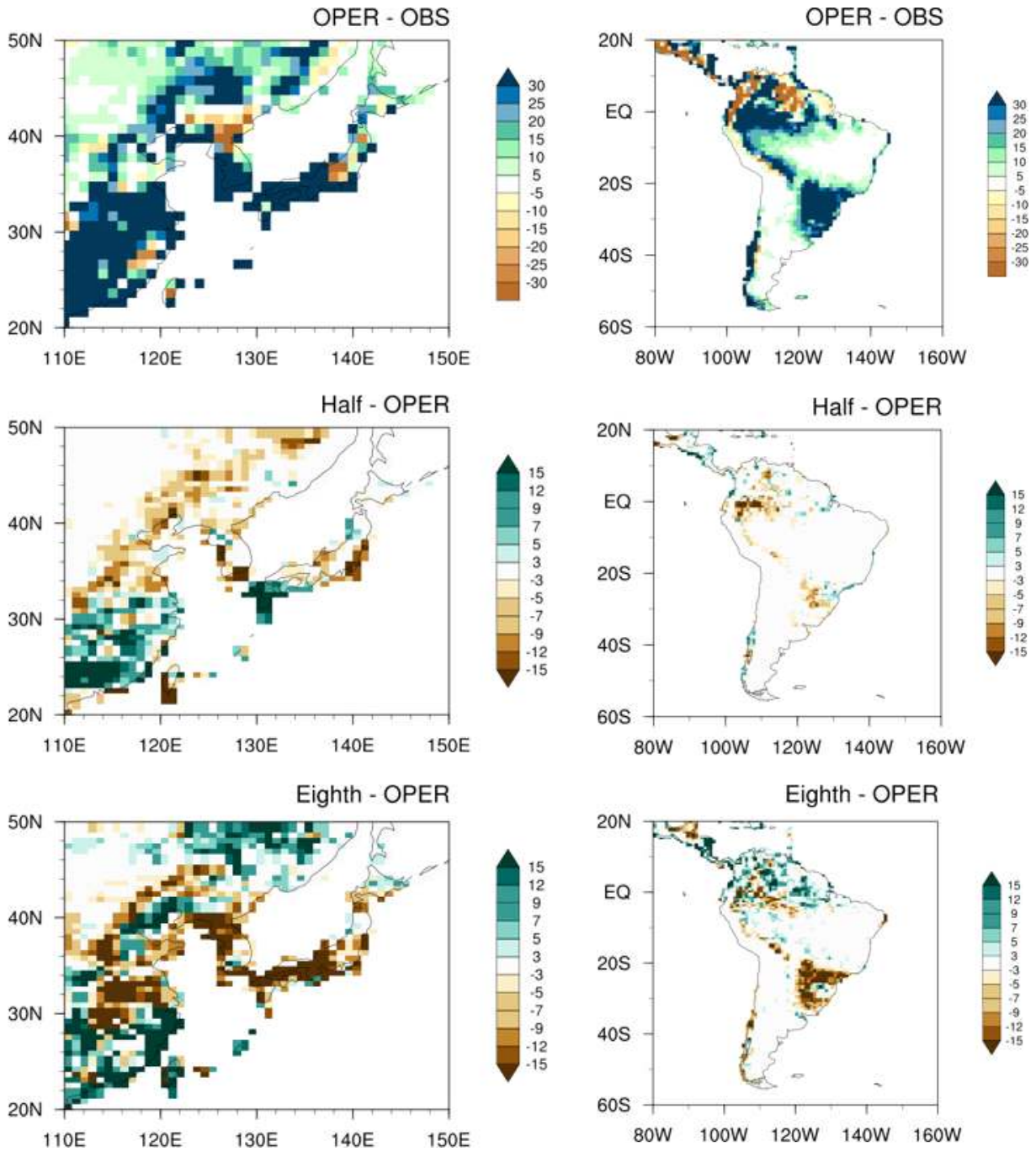


Figure 3.26. Surface runoff (mm/month) with various resolution for river model in GloSea6.

4. 현업화 테스트베드

4.1. GloSea6 기반 약결합초기화 계절내 예측

4.1.1. 2022년 여름철 계절내 예측에 대한 과학적 효과

4.1.1.1. 2022년 동아시아 여름철 특성

2022년 동아시아 여름철은 북태평양 고기압이 평년보다 서쪽으로 확장하여 그 가장자리를 따라 고온다습한 바람이 우리나라로 유입되고 열대 서태평양-동인도양에서의 대류 활동 강화로 확장한 북태평양 고기압이 지속될 수 있었다 (Figure 4.1).

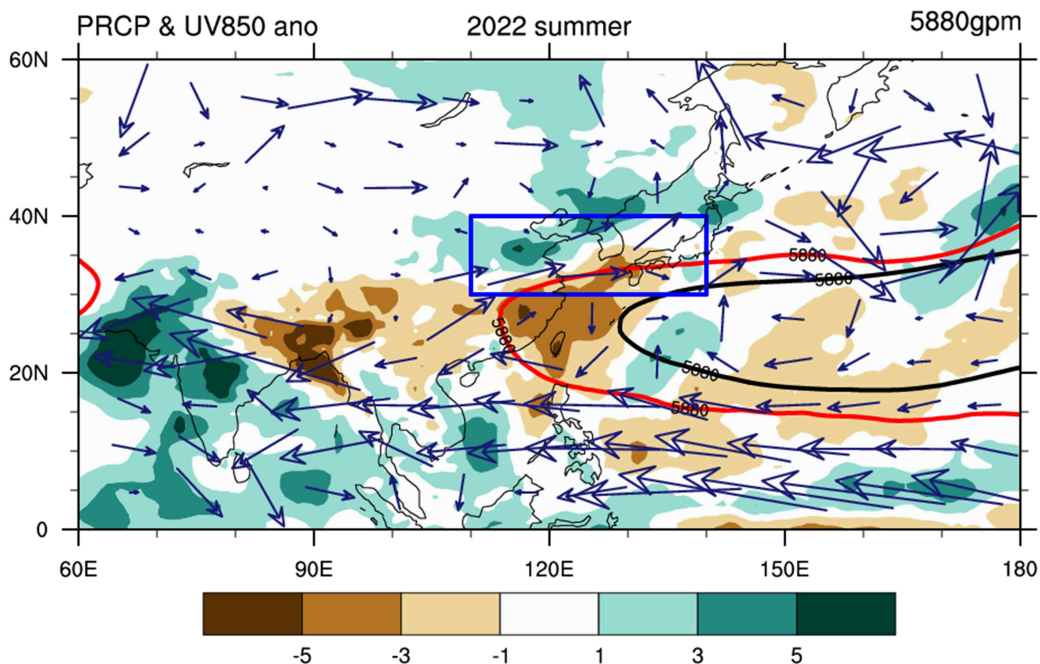


Figure 4.1. Precipitation (shading) and low-level wind anomalies (vector) in summer 2022. Red and black contour denote the mean 5880-gpm geopotential height in 2022 and climatology, respectively.

Figure 4.2는 2022년 여름 우리나라 강수량에 대한 3주 예측을 나타낸다. Figure 4.1에 표시된 파란색 상자 영역에 대한 면적 평균된 강수량을 나타내었다. 2022년 여름철 우리나라 강수의 특징은 6월 하순과 8월 초순에는 정체전선의 영향으로 중부지방을 중심으로 많은 비가 내렸고, 7월 상순에는 장마가 소강상태를 보이며 강수량이 적었다. 따라서 여름철 전반뿐만 아니라 장마 소강 기간(건기), 비가 왔던 기간(우기), 집중 호우 기간으로 나누어서 분석하였다. 대체로 현업 예보는 관측에 비해 다소 많은 강수량을 모의하나 호우는 과소모의하였다. 결합초기화 예측은 여름철 전반의 강수량 뿐만 아니라, 우기, 건기, 집중호우 기간 등 특징적인 상황에서의 강수량도 현업보다 현실적으로 모의하는 것을 확인하였다. 주요 개선율을 수치화하자면

결합초기화 예측은 2022년 여름철 우리나라 강수 3주 예측 오차(평균 제공근 오차 기준)를 현업 대비 18.2% 개선할 수 있었다. 집중 호우 기간의 강수량에 대해서도 11.4%의 개선이 있었으나 실제 내린 양에는 크게 못 미치고 있어 여전히 한계는 존재한다. 이는 관측보다 북서쪽에 비를 만드는 GloSea6의 특징 때문이라 보이고 추후 그 이유에 대한 분석이 이루어지길 기대한다.

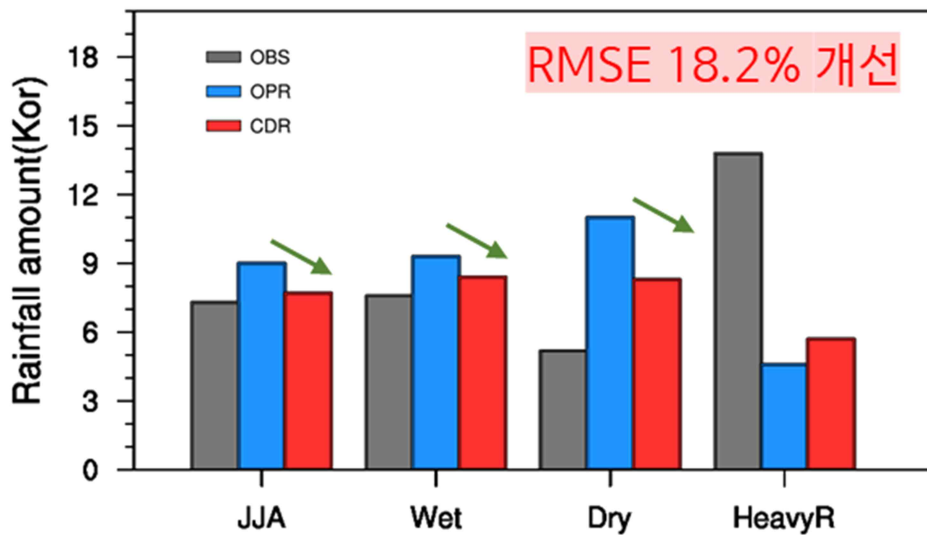


Figure 4.2. Observed (gray bar) and predicted (operational forecast with blue bar and coupled data assimilation applied forecast with red bar) rainfall amount in South Korea for summer 2022.

동아시아 여름 몬순은 다양한 다른 기후 시스템과 다양한 시간 규모에서 상호작용 한다 (기상청, 2022). 그 중 동아시아 여름 몬순의 계절내 변동에 영향을 미치는 내부 역학인 대기-해양 상호작용과 열대 대류 및 계절내 진동, 북태평양 고기압, 티베트 고원의 역학적 영향(부록 C)과 같은 외부 역학에 있어서의 결합초기화 효과를 2022년 동아시아 여름철 기후 특성에 대해 살펴보고자 하였다.

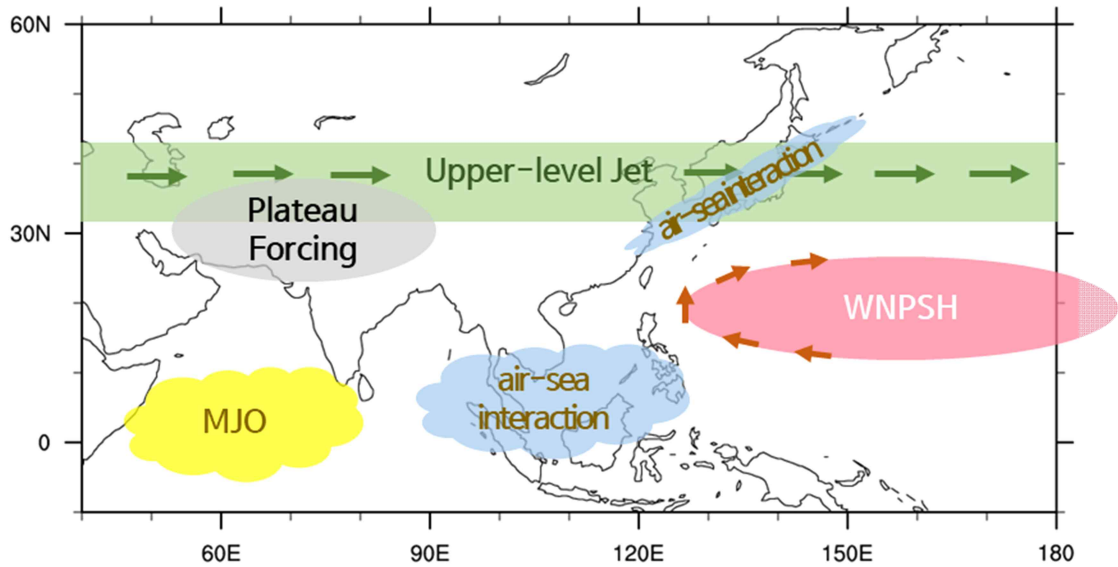


Figure 4.3. Climate systems interacting with East Asia Summer Monsoon at subseasonal time scale.

4.1.1.2. 대기-해양 상호작용

2022년 여름철 열대 지역 3주 예측 오차를 Figure 4.4에서 살펴보았다. 현업에서 모의된 3주 예측은 관측 대비 높은 기온과 강한 서풍이 과도한 잠열속과 수증기를 대기로 공급함으로써 강수를 과다모의하는 경향이 있었다. 반면 결합초기장 적용으로 이러한 현업 예보에서의 바이어스를 완화시켜 열대 대기-해양 상호작용을 개선시킬 수 있었다. 열대 지역에서의 대기-해양 상호작용에 대한 현업 예보 바이어스는 우리나라 인근 해양에서도 유사하게 나타났다(그림 미제시). 결국 4.1.1.1에서 제시한 결합초기화로 인한 강수 현실화는 대기-해양 상호작용에서의 개선으로 일부 설명될 수 있겠다.

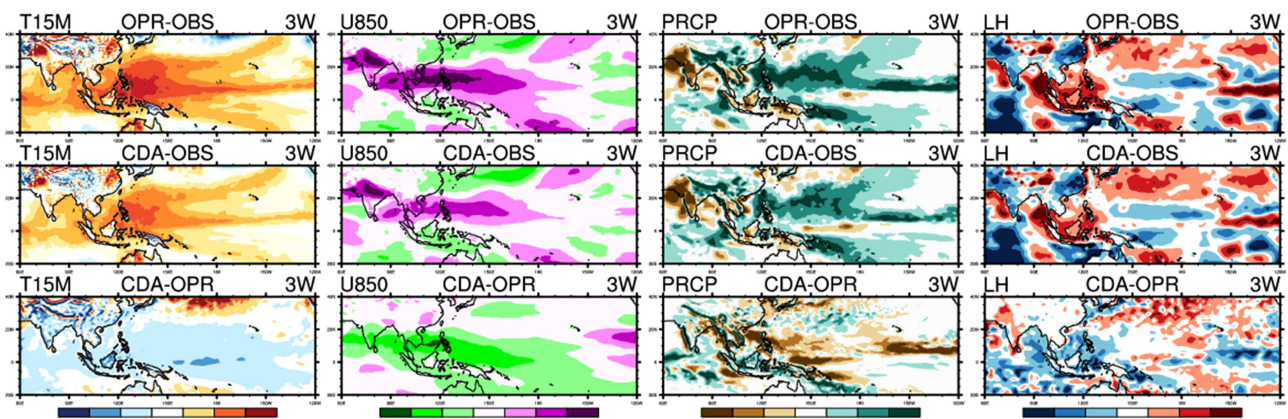


Figure 4.4. Forecast bias of for 2m temperature, zonal wind at 850hPa, precipitation and latent heat flux at 3 week lead time for summer 2022.

4.1.1.3. 열대 대류 및 계절내 진동

Figure 4.5는 2022년 여름철 동안의 여름철 계절내 진동(BSISO, Boreal Summer Intraseasonal Oscillation)의 위상을 나타낸 그림이다. BSISO1 모드가 강했던 시기는 위상1,2,3에 해당하는 인도양에서 대류가 자리잡고 있었고 BSISO2 모드는 위상 1에서 8까지 다양했다.

Figure 4.6에서는 관측과 예측된 BSISO 지수를 상향장파복사장에 투영시킨 BSISO 영향장 아노말리 3주 예측장을 보여준다. BSISO 영향장 아노말리는 쉽게 말해 BSISO로 설명 가능한 아노말리라 이해할 수 있다. 관측에 있어서는 BSISO 위상도에서 뿐만 아니라 영향장 아노말리에서도 2022년 여름철의 특징 중 하나인 인도양-서태평양에서의 강한 열대 대류 활동인 잘 나타나고 이 지역에서의 강한 대류 활동은 BSISO1의 기여가 크다고 보여 진다. BSISO 영향장에 대한 현업 3주 예보는 관측에서 나타나는 인도양-서태평양에서의 강한 대류를 다소 약하게 모의하고 있지만 결합초기화 과정을 통해 BSISO 관련 열대 대류 강도를 개선할 수 있었다.

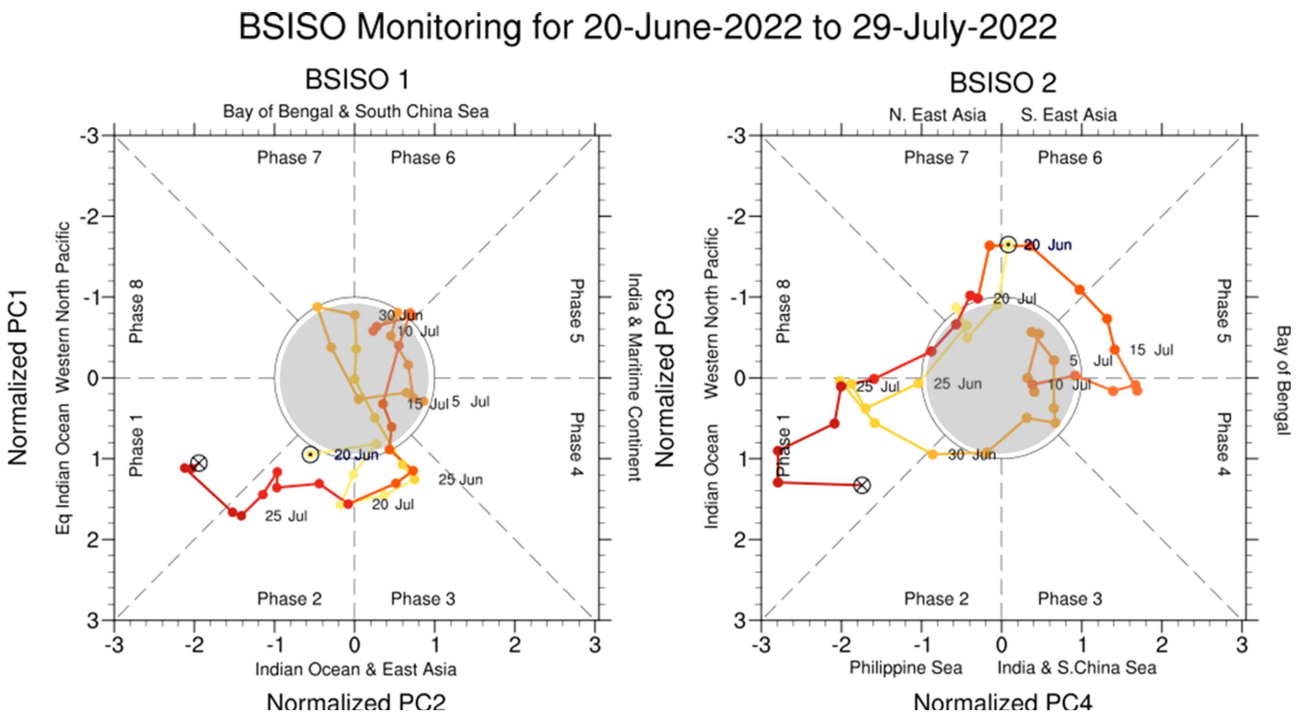


Figure 4.5. Phase diagram of Boreal Summer Intraseasonal Oscillation(BSISO) during summer 2022.

BSISO impact anomaly on 2022 summer

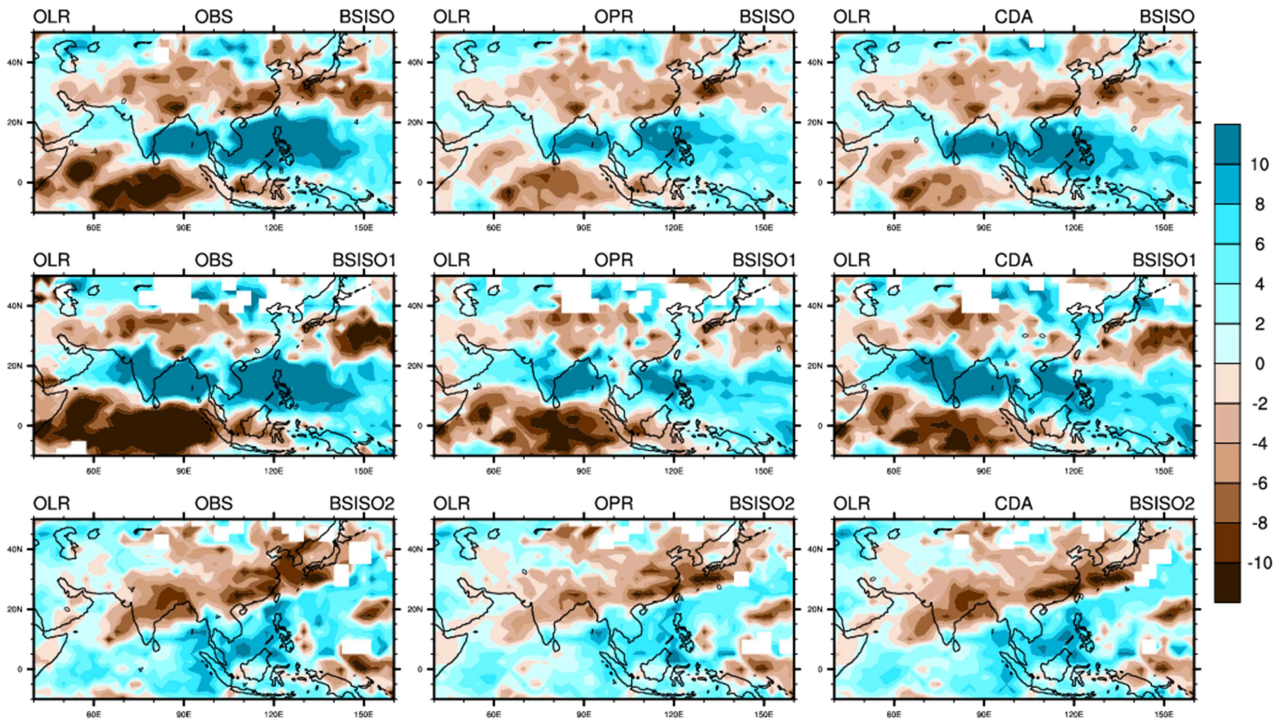


Figure 4.6. BSISO impact anomalies of outgoing longwave radiation for observation, operational forecast and CDA-applied forecast at 3 week lead time.

4.1.1.4. 북태평양 고기압

동아시아 여름철 몬순에 영향을 주는 외부 인자인 북태평양 고기압에 대한 결합초기화 효과를 살펴보기 위해 2022년 여름철 동안의 북태평양 고기압 지수와 대기 순환장과의 상관관계를 분석하였다(Figure 4.7). 관측에서는 북태평양 지역 고기압성 상관관계의 서쪽 확장이 뚜렷하게 나타나고 있고 북태평양 고기압 발달로 인한 남북 순환으로 동아시아 지역에 저기압성 상관관계가 나타나고 있다. 이러한 북태평양 고기압 발달은 4.1.1.3에서 언급한 열대 지역 대류 활동 강화와 관련이 있다고 보여진다.

동아시아 여름철 몬순은 상층 제트 기류의 북상으로 인한 강한 경합불안정과 북태평양 고기압의 발달과 함께 하층 남서풍에 의해 유입되는 습윤한 공기의 만남으로 발달한다 (기상청, 2022). Figure 4.7에서 보듯이 북태평양 고기압과 관련된 상층 제트 기류의 중심 한반도 인근에 위치하고 양의 기압 상관관계 북쪽 언저리를 따라 동서로 놓인 양의 연직 수증기 수송 (IVT, integrated vapor transport), 강수 상관관계가 나타난다. 이러한 관측에서 나타나는 열대-중위도 원격 상관 기작은 현업 3주 예측보다 결합초기화 예측에서 더 잘 나타나고 있다. 특히 상층 제트 기류와 동아시아 강수대의 위치와 강도, IVT의 뚜렷한 남북 대비를 잘 모의한다. 결과적으로 결합초기화 예측으로 북서태평양 고기압 활동으로 인한 동아시아 강수 반응을 현업 대비 38% 개선할 수 있었다.

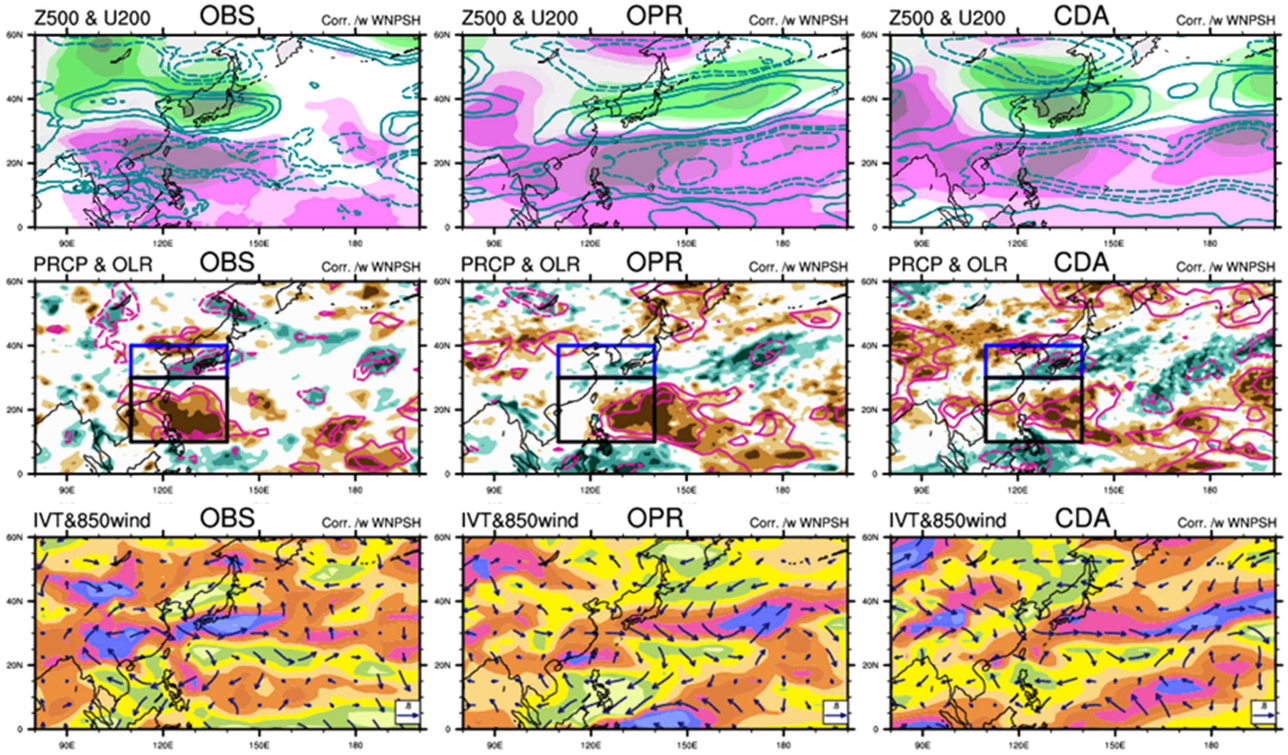


Figure 4.7. East Asia-Pacific (EAP) teleconnection pattern for observation, operational forecast and CDA-applied forecast at 3 week lead time in summer 2022.

4.1.1.5. 사례 분석

결합초기화의 효과는 여름철 전반에 대해서 뿐만 아니라 장마 시작일 또는 호우와 같은 특정 시기에도 나타났다.

장마 시작은 BSISO의 활동과 밀접한 관련이 있다. 2022년 장마는 제주도는 6월 21일, 중부·남부는 6월 23일 시작하였다. 이 때 관측의 BSISO1은 위상 2,3, BSISO2는 위상 7,8이었다 (Figure 4.8). 모델은 BSISO2 보다는 BSISO1 모드를 더 잘 예측하고 있다(Figure 4.9). BSISO1에 대한 현업 및 결합초기화 3주 예측은 관측의 위상을 유사하게 모의하지만 대류의 강도 측면에서 현업은 관측에 비해 약하게 예측하였고 결합초기화 예측으로 이를 좀 더 개선시킬 수 있었다(Figure 4.8, 4.9). 장마 시작은 BSISO 영향장 아노말리에서 더 명확히 확인 할 수 있다 (Figure 4.10). 우리나라 인근에서의 남서풍 아노말리 강화 및 5820 gpm과 강수 밴드의 위치가 장마 시작을 잘 나타내고 있으며 결합초기화 예측은 이러한 관측의 모습을 잘 모의한다.

2022년 8월 8일부터 11일까지 4일간 정체전선이 중부지방에 지속적으로 머물면서 매우 많은 비가 내렸고 이 집중호우는 대기의 강(AR, atmospheric river)과 연관이 있었다. 관측에 비해 강도는 약하게 모의하지만 모델은 집중호우 시기의 AR을 2주 조금 넘는 리드타임까지 모의할 수 있었다 (Figure 4.11). 리드 3주를 타겟으로 본다면 현업 예보는 14일까지 결합초기화 예측은 15일 리드타임까지도 AR을 나타내지만 리드 4주를 타겟으로 본다면 결합초기화보다는 현업 예보에서 20~21일 리드타임까지 집중호우의 가능성을 예측할 수 있다.

20June2022-26June2022

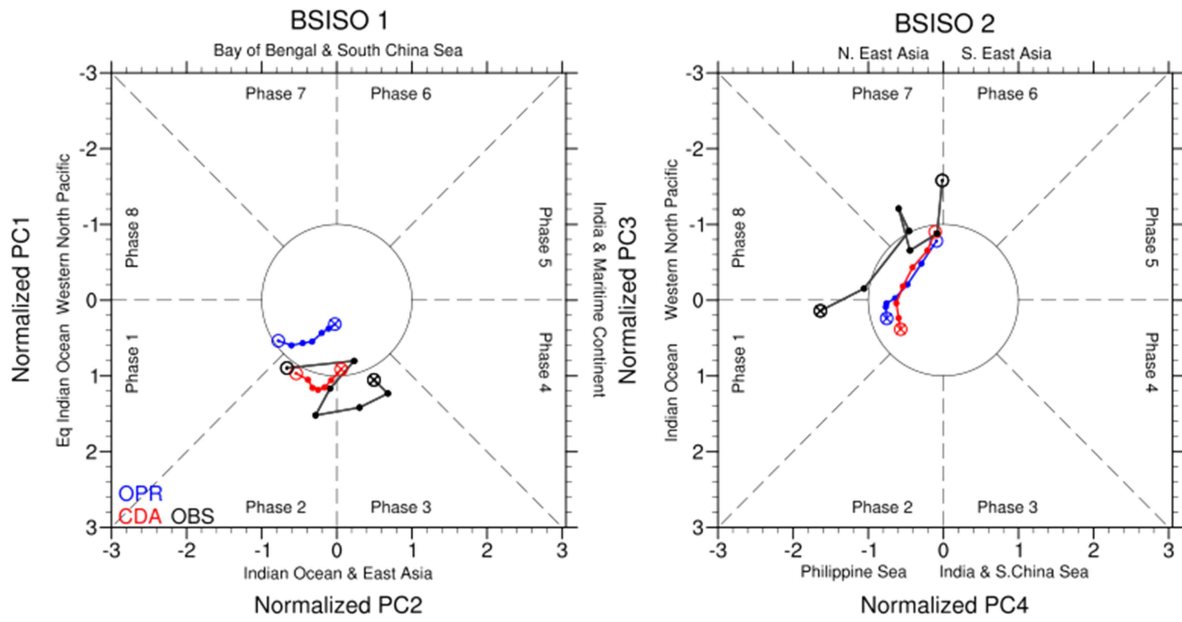


Figure 4.8. Phase diagram of BSISO for the observation (black), operational forecast (blue) and CDA-applied forecast (red) at 3 week lead time during 2022 Chang-ma onset period.

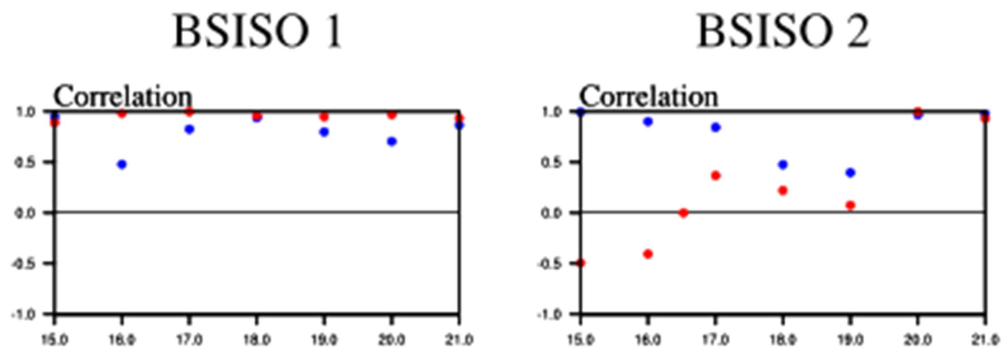


Figure 4.9. Multi-variate correlation between observed and predicted BSISO indices. Blue and red dots indicate operational and CDA-applied 3 week forecast during Chang-ma onset period, respectively.

Week 3 forecast of BSISO impact anomaly issued on 20220606

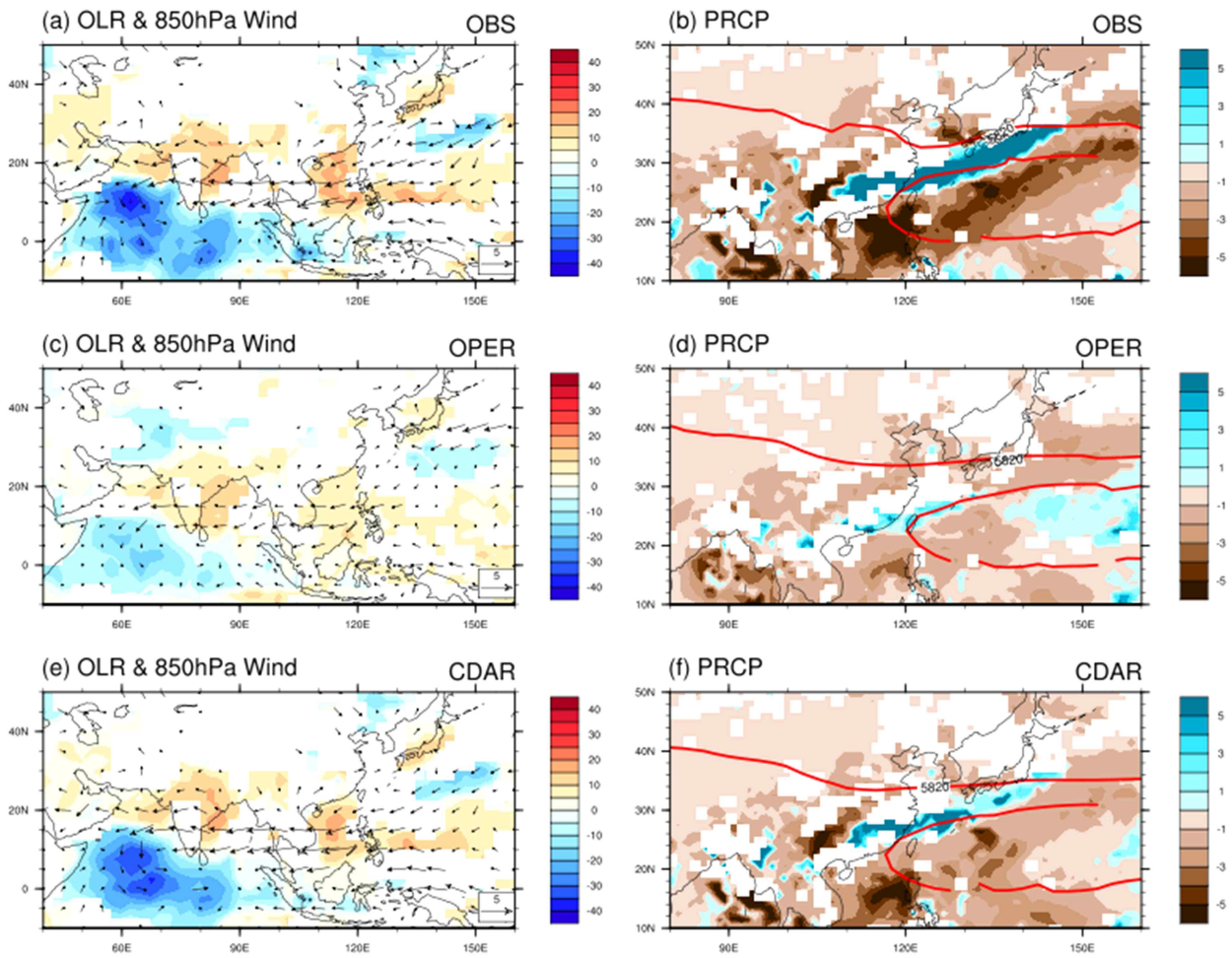


Figure 4.10. Observed and predicted BSISO impact anomalies for OLR, low-level wind, 5820 and 5880 gpm geopotential height (red contour) and precipitation at 3 week lead time during Chang-ma onset period.

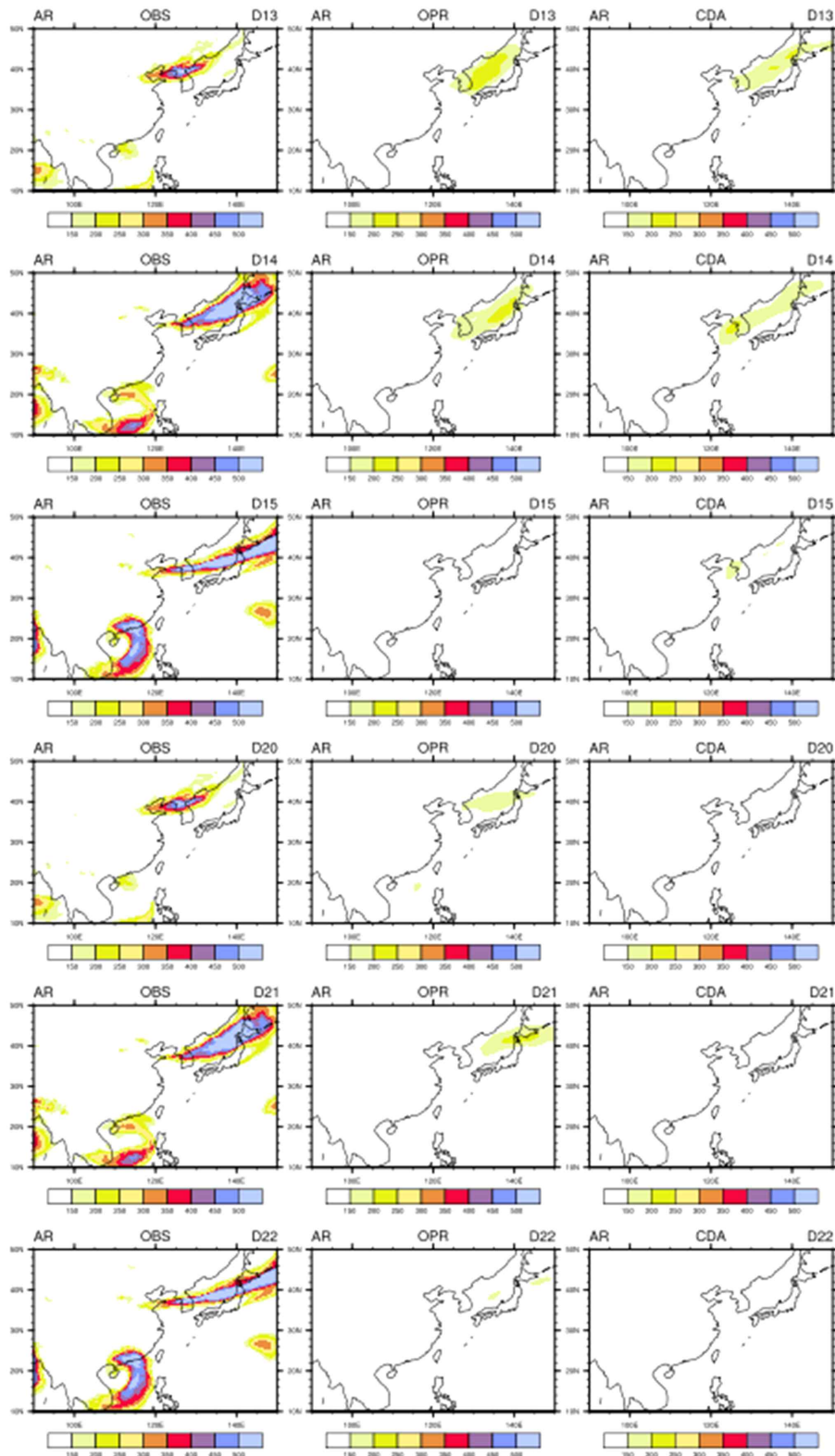


Figure 4.11. Observed and predicted atmospheric river at 13-15 and 20-21 day lead time for heavy rainfall event (8~11 Aug, 2022).

4.1.2. 2022/23년 겨울철 계절내 예측에 대한 과학적 효과

4.1.2.1. 2022/23년 겨울철 열대 평균장 예측

Figure 4.12는 2022/23년 겨울철 열대 지역에서의 강수와 하층 동서 바람 평균장을 나타낸다. 서태평양에서의 많은 강수는 서풍의 동쪽(서태평양 지역)으로의 확장과 관련되어 있기에 열대 서태평양 하층 동서류의 평균장은 모델에서의 MJO 대류 모의 성능을 판단하는 주요 지표로 종종 활용된다. 결합초기화 기술을 통해 적도 동인도양과 Maritime Continent 에서의 서풍 크기와 강수 패턴을 개선시킬 수 있었다고 판단된다.

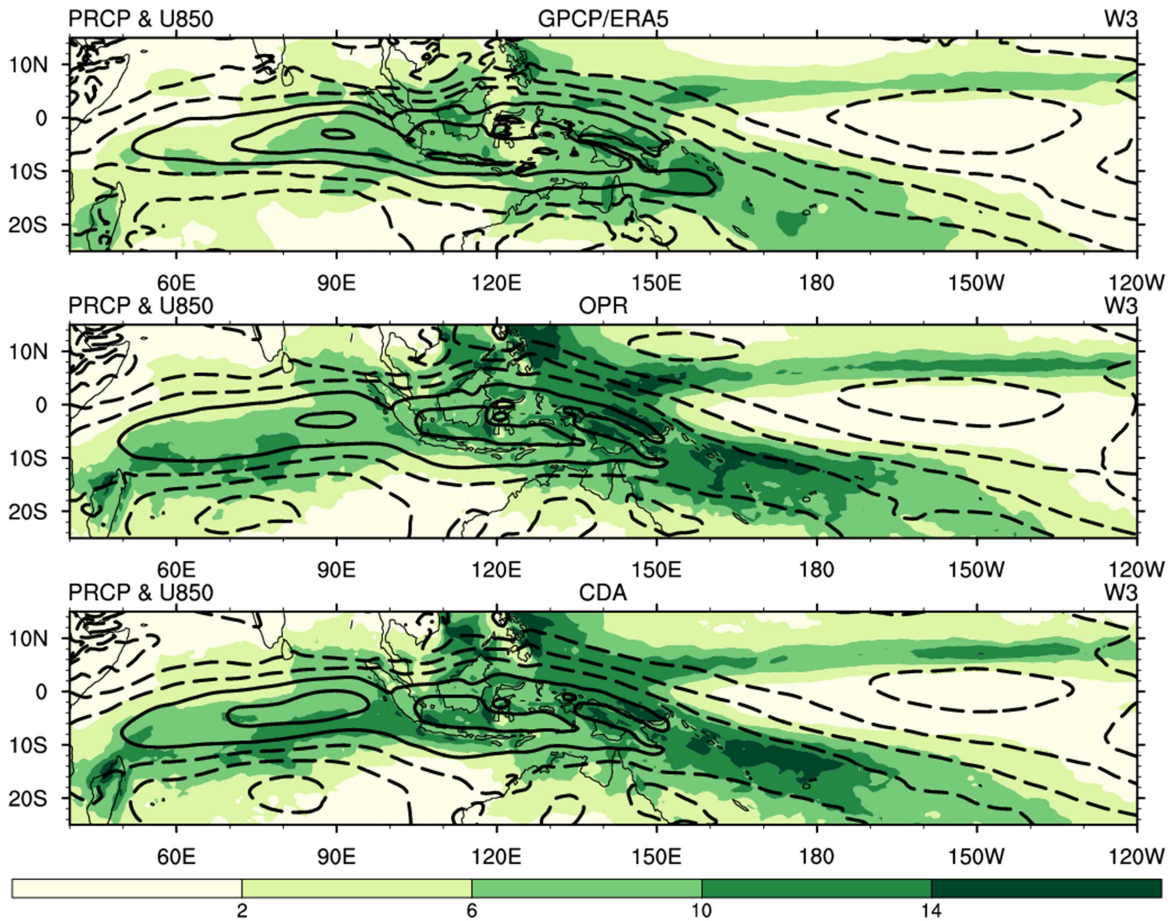


Figure 4.12. Mean state of observed and predicted precipitation (shaded) and zonal wind at 850 hPa (contour) for winter 2022/23 (NDJFM).

4.1.2.2. 계절내 변동성 예측

Figure 4.13에서는 하층 동서류에 대해 전체 변동성 대비 MJO 변동성이 설명하는 크기를 나타내었다. 관측에서는 동인도양과 Maritime Continent 남쪽 지역에서 하층 동서류의 계절내 변동성이 최고로 나타난다. 모델이 예측하는 MJO 변동성의 크기와 위치가 관측과 다소 차이가 있지만 설명할 수 있는 영역의 범주는 결합초기화 예측이 관측에 더 가깝다고 볼 수 있다.

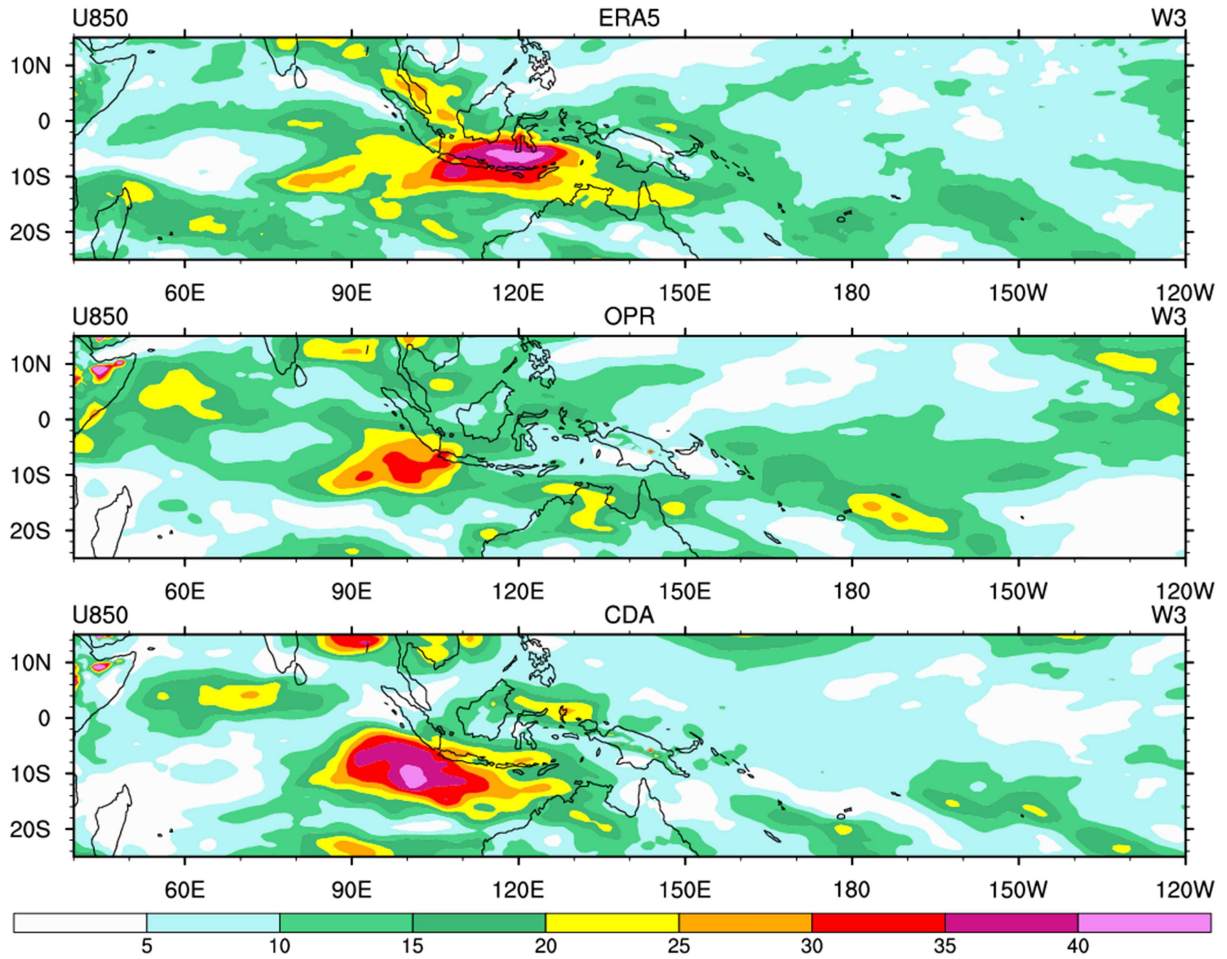


Figure 4.13. Ratio of the bandpass filtered variance with 30-60 day and unfiltered variance for zonal wind at 850 hPa.

4.1.2.3. MJO 예측

Figure 4.14에서는 MJO 동진 전파 모의 성능을 살펴보았다. 2022년 12월 하순부터 2023년 3월 말까지 관측에서는 두 번의 MJO 발달이 있었고 시간의 흐름에 따라 동쪽으로 이동하는 모습이 뚜렷하게 나타났다. 결합초기화 3주 예측에서는 MJO 강도에 대한 과소 모의 경향이 있으나 현업에서 나타난 Maritime continent에서 전파의 소강상태가 개선되었다.

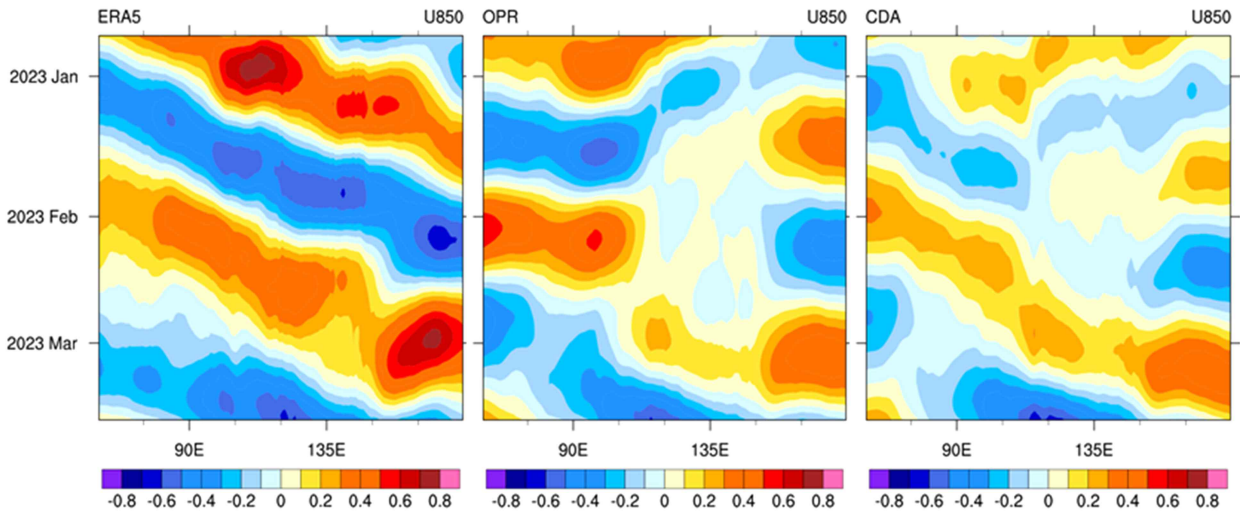


Figure 4.14. Eastward propagation of 30-60 day filtered zonal wind anomalies at 850 hPa during winter 2022/23.

4.1.2.4. 사례 분석

결합초기화의 효과는 겨울철 전반에 대해서 뿐만 아니라 한파와 같은 특정 사례에 대해서도 확인이 되었다.

2022년 겨울은 계절내 기온 변동이 매우 큰 시기였고 찬 대륙고기압의 영향으로 12월 중순부터 추운 날씨가 2주 이상 지속되었다. MJO 위상3 발생 후 11-15일이 지나면 로스비파 전파에 따라 동아시아 저온 현상이 발생할 수 있는 호조건이 형성된다(e.g. Kim et al., 2020). 2022년 12월 상순의 MJO 위상3 이후 11-15일 뒤 형성되는 인도양-북서태평양 대류 쌍극자 구조와 이에 따른 로스피 파동 패턴이 12월 하순의 한파에 기여했고 이러한 패턴을 결합초기화 실험을 통해 개선할 수 있었다(Figure 4.15).

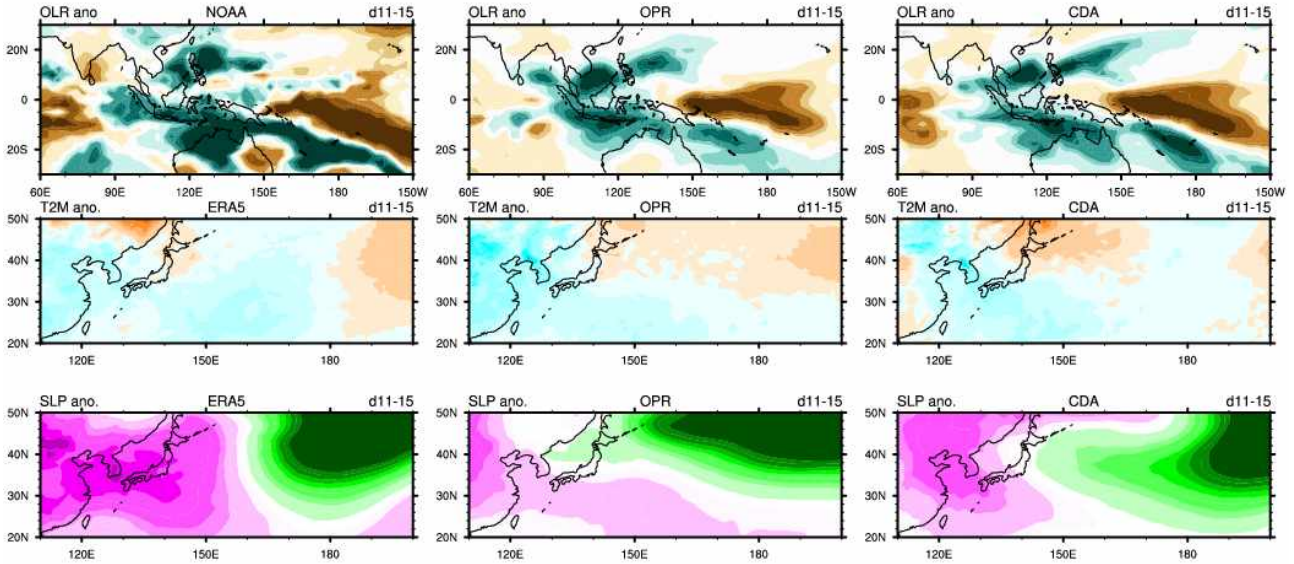


Figure 4.15. Observed and predicted MJO teleconnection related to cold surge event in Dec., 2022.

4.1.3. 2022년 계절내 예측에 대한 기술적 능력

결합초기장 생산체계는 GloSea6의 운영체계에 맞추어 작업 수행을 구상하는 관리 구동 프레임워크 Rose와 스케줄링 및 모니터링 등 작업 제어를 위한 Cylc에 맞추어 구축되었다. 결합초기화 시스템 구동에 관한 자세한 내용은 (주)미래기후에서 작성한 매뉴얼에 잘 기술되어 있으며 본 연구에서는 구동 소요시간과 현업안정성에 대해서만 다루고자 한다.

4.1.3.1. 소요 시간

하루의 결합초기화 과정은 8개의 step을 거친다. 국가 기상 슈퍼컴퓨터를 활용하여 1212개의 계산 노드와 8개의 전후처리 노드를 사용할 시 하나의 step에 약 10분의 시간이 소요된다. 따라서 1일의 IAU 수행에는 80분, 2일 2시간 40분, 3일 4시간, 10일은 약 14시간이 소요된다. 현재 현업 예보는 약 6시간이 소요되므로 본 연구에서 정한 7일의 IAU 과정을 추가하게 되면 약 9시간이 추가되어 총 15시간이 소요된다. 본 연구에서는 연구용 normal q를 사용하였고 현업의 express q 활용 시 이 시간을 좀 더 단축할 수 있으리라 기대한다. 또한 IAU 기간에 대한 민감도 실험의 결과(부록 C)에 비추어 보았을 때 IAU 기간에 따른 초기장 오차의 큰 차이가 없는 바 현업 스케줄과 초기장 품질 안정성을 고려하여 7일 이내의 IAU 기간을 선택할 수도 있겠다.

4.1.3.2. 현업안정성

총 72개의 초기장 생산과 576개 케이스의 72일 적분을 수행하는 동안 모델이 blow-up 한 경우가 없으므로 GloSea6의 계절내 예측에 있어서 본 결합초기화 시스템은 현업 운영에 안정성을 가지고 있다고 판단된다.

다량의 적분을 수행하는 동안 다양한 실험 오류가 발생하였다(부록 C). 그러나 대다수의 오

류들은 슈퍼컴퓨터 활용 시 작업 우선권이 낮아 발생하는 것으로 판단되므로 높은 우선권을 가진 현업 예측 시스템에서 구동이 된다면 문제되지 않으리라 생각된다.

Table 4.1. IAU flow-chart and run-time for IAU period

IAU 실험 flow-chart	소요 시간	
	IAU 기간	소요시간
<pre> graph TD A[INSTALL COLD] --> B(gs_start) B --> C(gsfc_get_analysis_iau) C --> D{IAU_ANAL_D?} D --> E(OS_START) E --> F(UM_MODEL) F <--> G(KMA_HPC) </pre> <p>~ 30 min</p> <p>10 min for 1 step ※ serial job</p> <p>56 steps (8steps(24/3hr) x 7days)</p> <p>~ 10hr</p>	1일	80분
	2일	2시간40분
	3일	4시간
	4일	5시간20분
	...	
	7일	9시간20분
	8일	10시간40분
	...	
	10일	약 14시간
	...	
	15일	약 20시간

4.2. 해빙물리과정 최적화

4.2.1. 겨울철 단일 파라미터 효과

알베도 조정의 직접적인 영향을 살펴보기 위해 해빙 및 눈이 위치하는 북극 지역에서의 지표 온도와 해빙의 변화를 분석하였다. Figure 4.16과 Figure 4.17는 북극 및 중위도 기온과 상관성이 높은 것으로 알려져 있는 바렌츠-카라해(30E-70E, 78N-80N)에서의 해빙 및 지표 기온 오차와 현업과 민감도 실험들의 차이를 나타낸 것이다. 관측과 현업모델의 오차는 막대 그래프로 나타내었고, 각 실험들과 현업모델의 차이는 각기 다른 컬러의 실선으로 표시하였다. 민감도 실험들과 현업의 차이는 역의 값으로 나타내어 막대 그래프와 동일한 방향을 가리킬 때 오차가 완화되는 것을 의미한다. 현업 모델의 오차는 2004년을 기점으로 전기와 후기에 다른 양상을 보이는 것을 알 수 있는데, 1993년~2003년에는 온난 오차를 보이며 해빙 면적을 과소모의하는 반면, 2004년~2016년에는 한랭 오차와 해빙 면적 과대 모의 양상을 보인다. 파라미터들을 조정한 실험들에서는 증감에 따른 반대 효과가 뚜렷하게 나타나지는 않으나 현업 모델이 보이는 오차를 다소 보정해주는 효과를 보였다. 이는 경년변동성의 시간상관계수에서 나타나고 있으며, OPER에 비해 세 민감도 실험들이 높은 값을 보이는 것을 확인하였다.

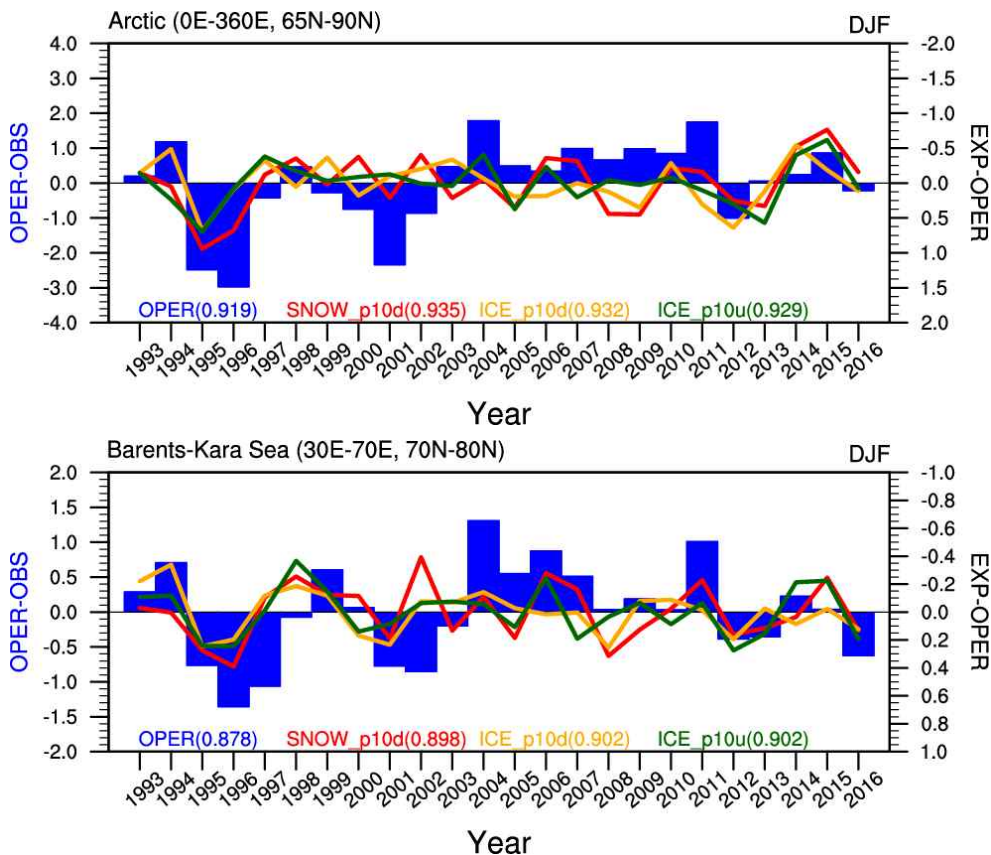


Figure 4.16. Ice extent bias of OPER (bar) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.

일 단위에서의 해빙 면적과 지표 기온의 변화도 살펴보았다. 선행 시간이 길어질수록 해빙

면적은 과소모의되는 특징을 보이는데 북극 전체에서는 12월 하순부터 과소모의되었으나, 바렌츠-카라해에서는 겨울 내내 음의 오차를 보이는 것으로 나타났다(Figure 4.18). 세 민감도 실험 들은 북극 전체에서는 OPER에 비해 다소 높은 해빙 면적을 모의하였고, 바렌츠-카라해에서는 1월 중순부터 다소 낮은 해빙 면적을 나타냈다.

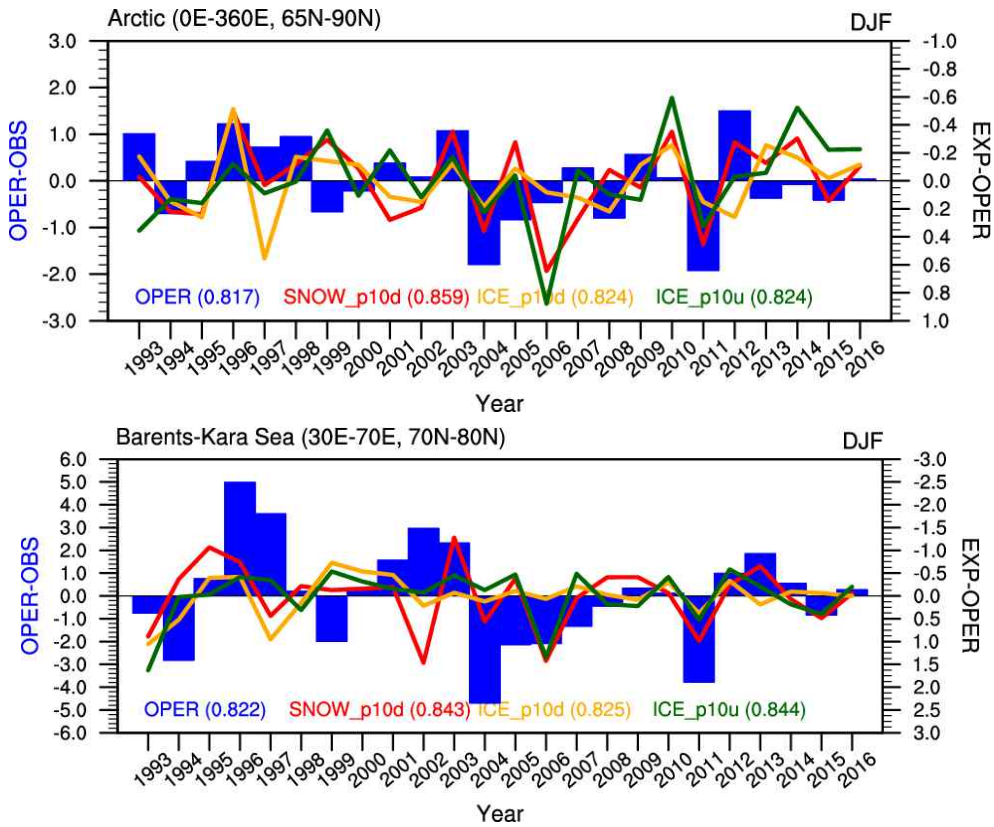
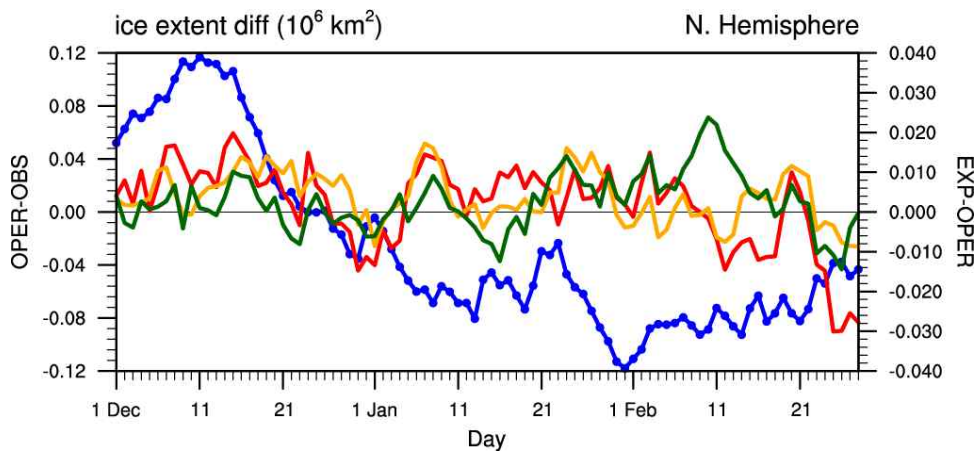


Figure 4.17. Surface air temperature bias of OPER (bar) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.



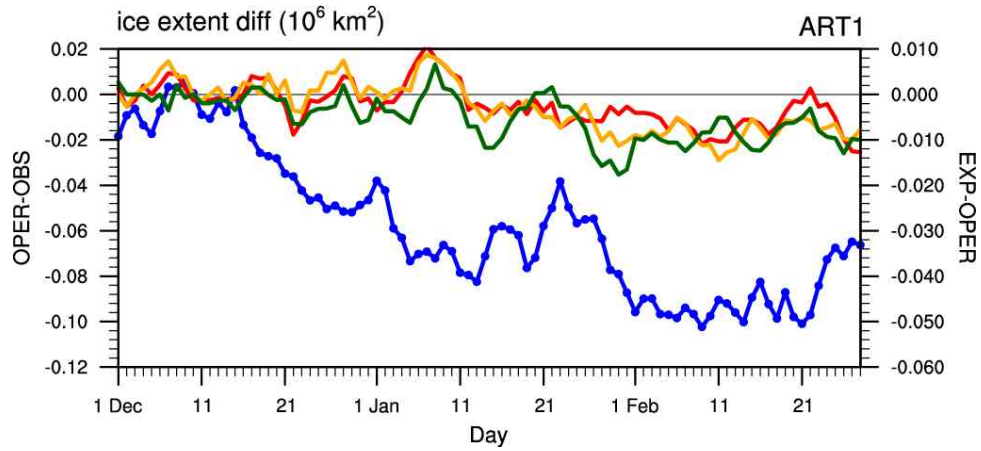
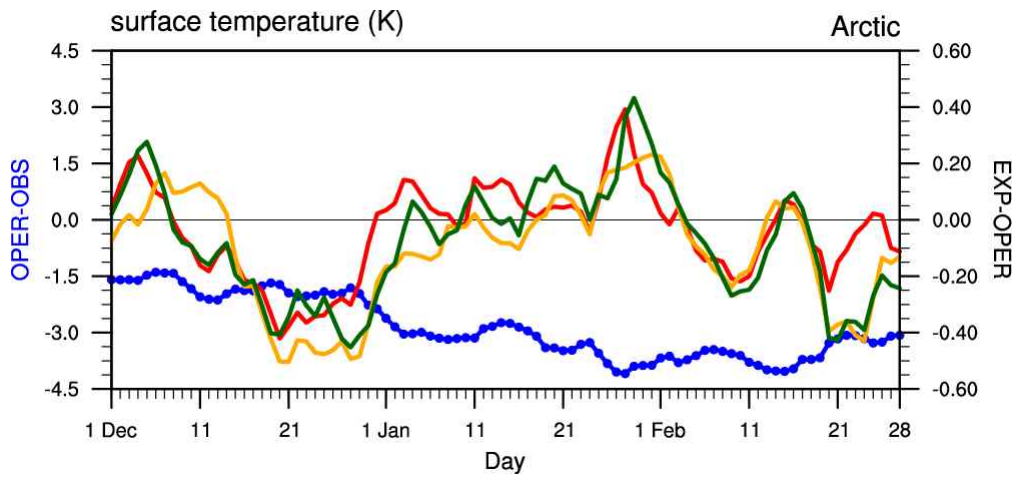


Figure 4.18. Daily ice extent bias of OPER (blue) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.

현업 모델은 겨울 동안 북극의 지표 기온을 낮게 모의하는 경향을 보였고, 바렌츠-카라해에서는 12월 하순부터 1월 중순을 제외한 나머지 기간에서 음의 오차를 보였다(Figure 4.19). 민감도 실험들은 파라미터 조정에 따라 해빙 면적이거나 지표 기온을 다르게 모의하지는 않았다.



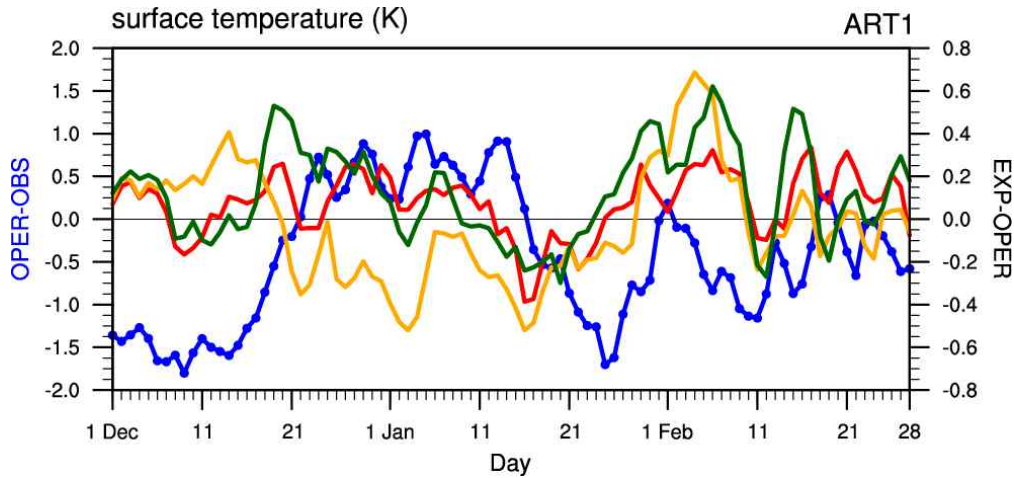


Figure 4.19. Daily surface air temperature bias of OPER (blue) and difference between SNOW_p10d (red), ICE_p10d (orange), ICE_p10u (green) and OPER.

지표기온의 주요 변동 모드를 살펴보기 위해 관측과 현업, 민감도 실험의 지표기온 EOF를 분석하였다. 바렌츠-카라해 지표기온과 중위도 기온의 상관성은 2월에 가장 강하게 나타나므로 앞으로의 결과는 2월에 대해서만 제시하였다. 관측의 EOF PC 첫번째 모드와 AO (Arctic Oscillation) index의 상관계수는 0.55, 두번째 모드와 바렌츠-카라해 평균 온도의 상관계수는 0.85로 첫번째 모드는 유라시아 온난화 패턴을 설명하고, 두번째 모드는 북극-유라시아 상관관계인 WACE (Warm Arctic Cold Eurasia) 패턴을 나타낸다(Figure 4.20).

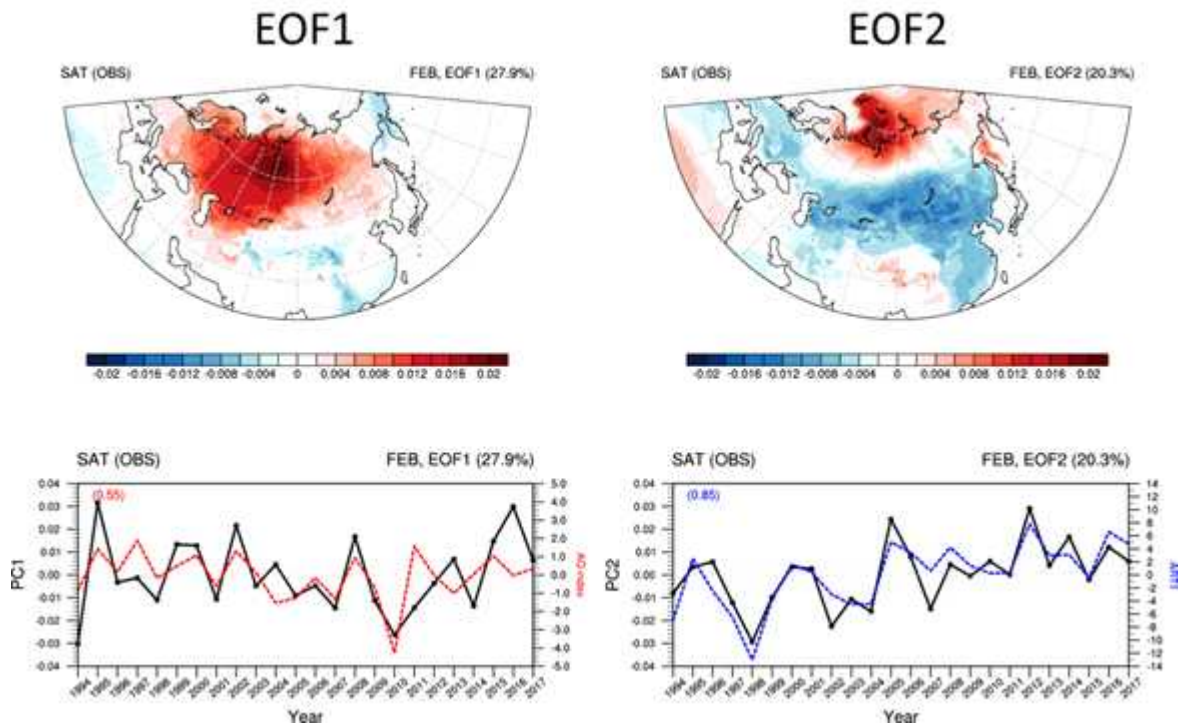


Figure 4.20. EOF and PC timeseries of observed surface air temperature. Red line in PC1 is observed AO index. Blue line in PC2 is averaged surface air temperature over Barents-Kara Sea.

현업과 민감도 실험들은 첫번째 모드의 중심을 관측에 비해 북쪽으로 나타내고 있고, 관측보다 높은 비율로 나타낸다(Figure 4.21). 관측에서는 온난화 패턴이 북위 60도 근처를 중심으로 넓게 퍼져 있는 반면 OPER를 포함한 모델 결과들은 바렌츠-카라해 부근에서 코어가 나타나고 이를 중심으로 극쪽에 치우친 온난화 패턴을 보이고 있다. 그로 인해 관측과 달리 첫번째 모드와 바렌츠-카라해의 온도의 상관성을 매우 높게 모의하였으며, 이는 GloSea6가AO를 과하게 모의하는 계통적 오차를 가지고 있는 것과 연관성이 있는 것으로 생각된다. 민감도 실험들 중에서는 ICE_p10d와 ICE_p10u가 좀 더 남쪽까지 온난화 패턴을 나타내고 있다. 두 번째 모드로 나타난 WACE 패턴은 모델이 비교적 잘 모의하는 것으로 보인다. 그러나, OPER와 SNOW_p10d, ICE_p10d는 첫 번째 모드를 관측에 비해 과하게 모의하고 두 번째 모드를 약하게 모의하였고, 바렌츠-카라해와 PC2의 상관성 또한 약하게 나타났다. ICE_p10u는 관측과 가장 유사한 패턴과 발생 빈도를 보이고 있다. 첫번째 모드에서 북극에 가장 강한 코어를 나타내기는 하지만 온난화 패턴의 코어 또한 나타내고 있고, 두번째 모드에서도 양의 값과 음의 값의 대비되는 코어 위치를 가장 현실적으로 모의하였다. 또한, 바렌츠-카라해와의 상관계수도 0.55로 나타나 지표기온의 주요 변동의 개선을 명확하게 보여주었다.

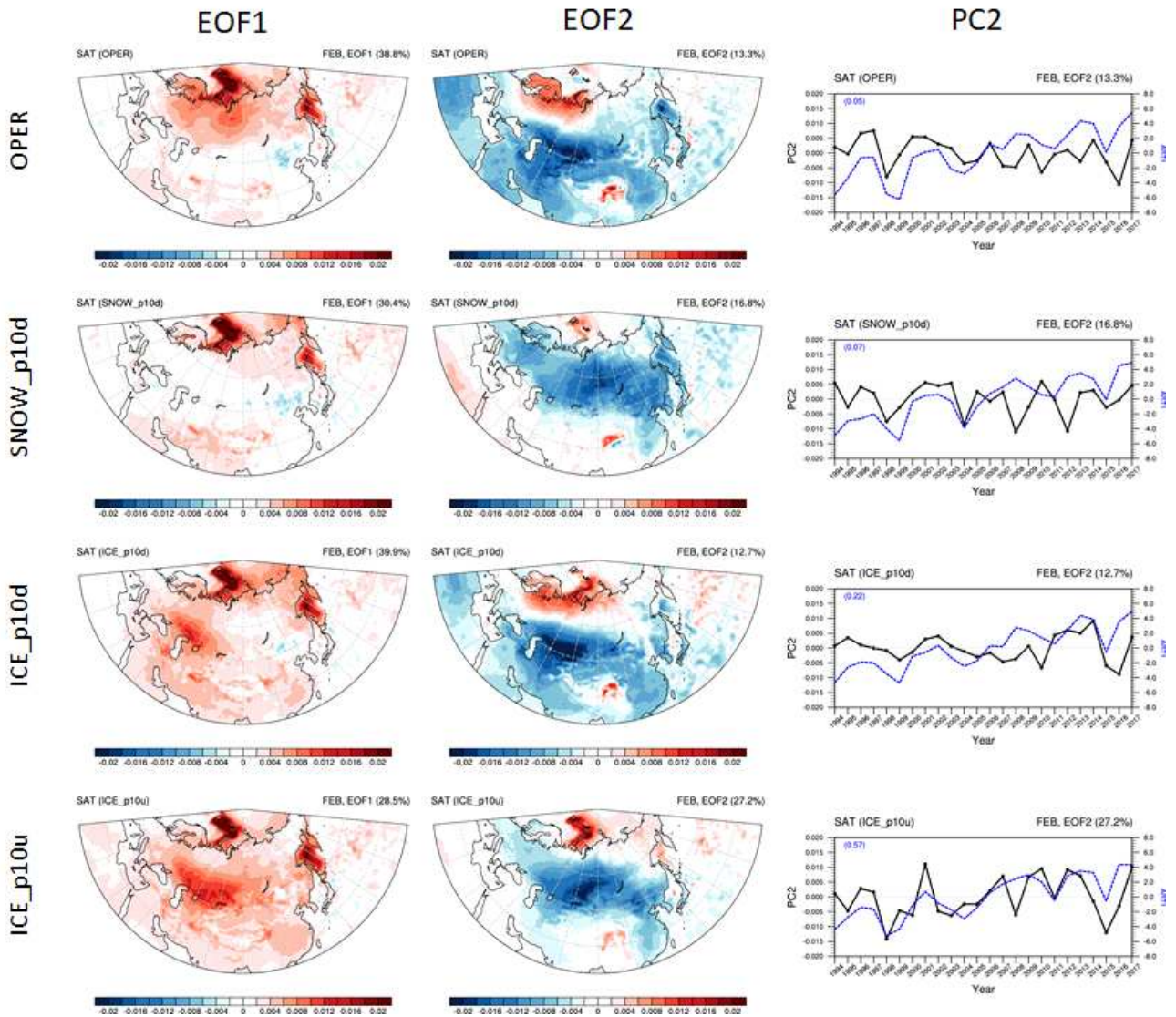


Figure 4.21. 1st and 2nd EOF, and PC2 timeseries of surface air temperature for OPER, SNOW_p10d, ICE_p10d, and ICE_p10u.

Hindcast 기간 동안 지표 기온의 경향성을 살펴보았다(Figure 4.22). 1993년부터 2016년까지 24년간 북극 지역의 지표 기온은 지속적으로 상승하는 경향을 보이는 반면, 유라시아 지역의 기온은 떨어지는 양상을 보였다. 아래 시계열에서 바렌츠-카라해 지역(30-70E, 78-80N)의 아노말리를 살펴보면 2004년 이후 지속적으로 양의 편차를 보이는 것을 확인할 수 있고, 이 기간 동안의 유라시아 기온은 양의 편차와 음의 편차가 번갈아가며 나타나고 있다. 바렌츠-카라해에서 양의 편차가 지속적으로 나타나는 기간인 2004년 이후 온도 경향성을 살펴보면, 북극 지역에서는 상승 트렌드가 나타나지만, 유라시아 지역에서는 하강 트렌드가 아닌 온도 상승 경향이 나타났다. 이는 2004년 유라시아에서 강한 음의 편차가 나타나기 때문인 것으로 보인다.

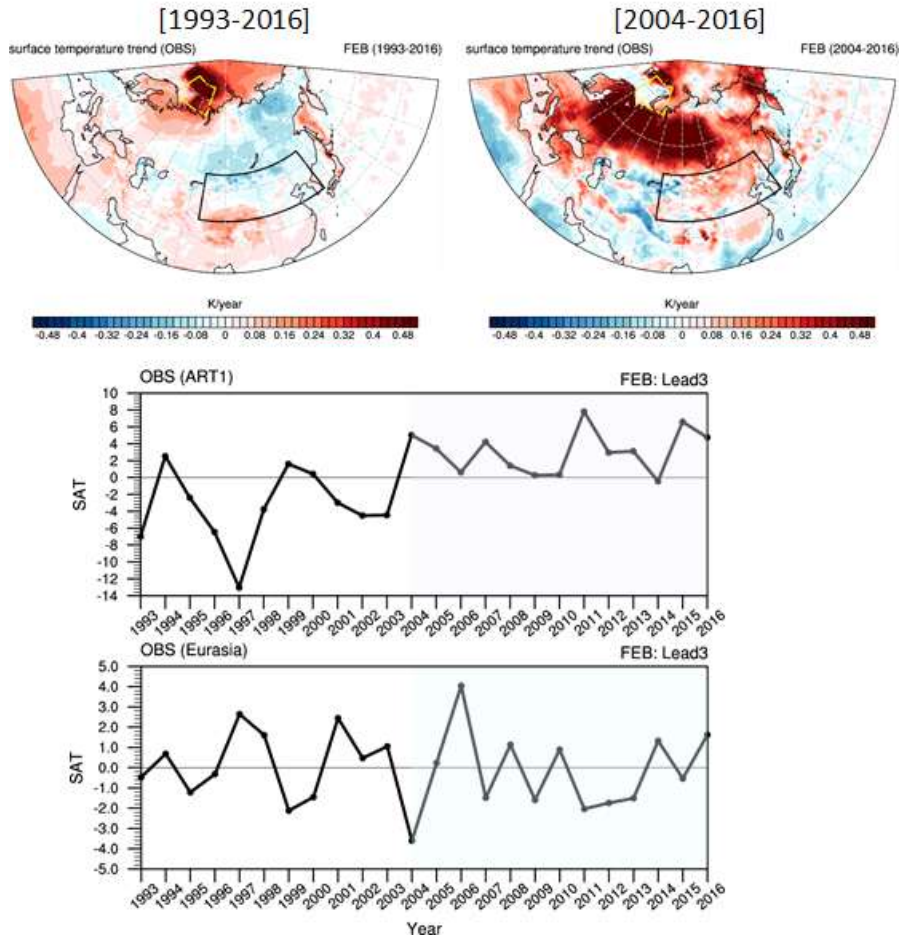


Figure 4.22. Trend and timeseries of observed surface air temperature over Barents-Kara Sea and Eurasia.

같은 분석을 현업 모델에도 적용해 보면, 1993년부터 2016년까지 북극의 온난화 경향은 나타나지만, 유라시아의 cooling trend는 뚜렷하지 않은 것으로 보인다(Figure 4.23). 현업 모델에서도 2005년 이후 바렌츠-카라해에서의 지속적인 양의 편차는 나타났으며, 이 기간 동안 유라시아 기온은 양의 편차와 음의 편차가 번갈아가며 나타났다. 2004년 이후 온도 트렌드를 살펴보면 전체 기간 동안 나타나지 않았던 유라시아 cooling trend가 뚜렷하게 나타나는 것을 알 수 있는데, 이는 전체 hindcast 기간 중 후반기의 지표 온도를 더욱 낮게 모의하여 현재 GloSea6가 가지고 있는 겨울철 동아시아 음의 바이어스를 더욱 심화시키는 것으로 추정된다.

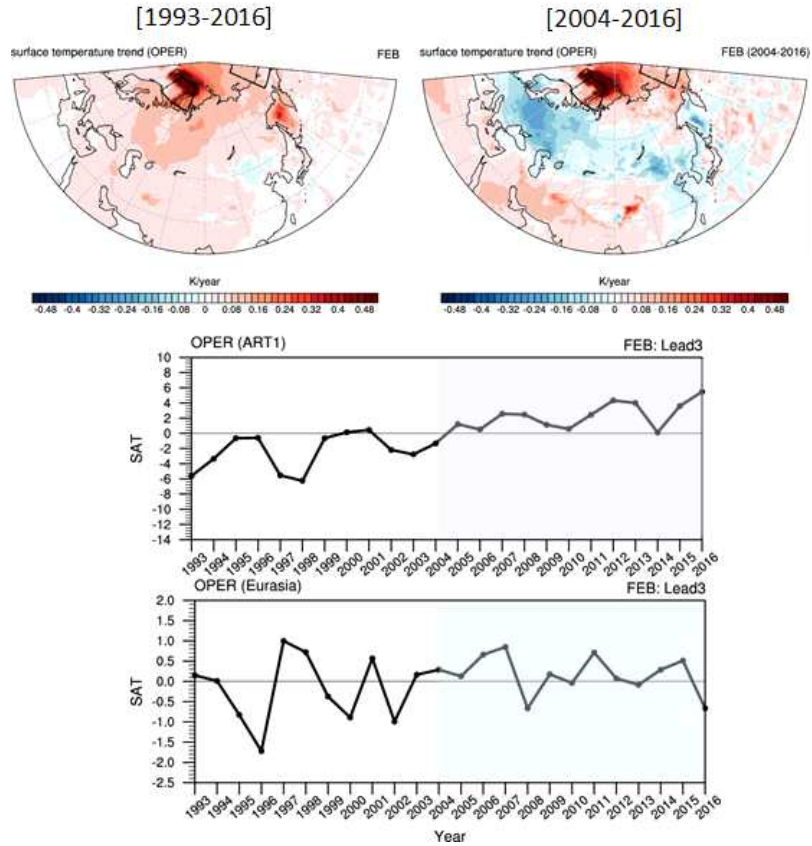


Figure 4.23. Trend and timeseries of surface air temperature for OPER over Barents-Kara Sea and Eurasia.

해빙물리 단일 파라미터 적용 실험들의 결과를 현업과 비교해 보면 현업과 마찬가지로 전체 hindcast 기간에 대해서는 유라시아 cooling trend가 나타나지 않았다(Figure 4.24). 2004년 이후에는 약한 경향성이 보이기는 하지만 현업에 비해 명확한 트렌드는 보이지 않는다. 아래 시계열은 바렌츠-카라해의 평균 기온(검정 실선)과 유라시아 지역의 평균 기온(파란 실선)을 나타낸 것으로 바렌츠-카라해의 기온과 유라시아 기온이 음의 상관성을 보이는지를 살펴본 것이다. 유라시아 기온은 역으로 표시하였으므로 두 실선이 같은 추이를 보이면 반대 경향을 보이는 것이며, 관측에서 두 지역의 기온 추이는 -0.446의 상관성을 나타냈다. 그러나, 현업을 포함한 모델 결과들은 이러한 반대 추이를 모의하지 못했으며, 상관계수 또한 -0.15를 넘지 못했다.

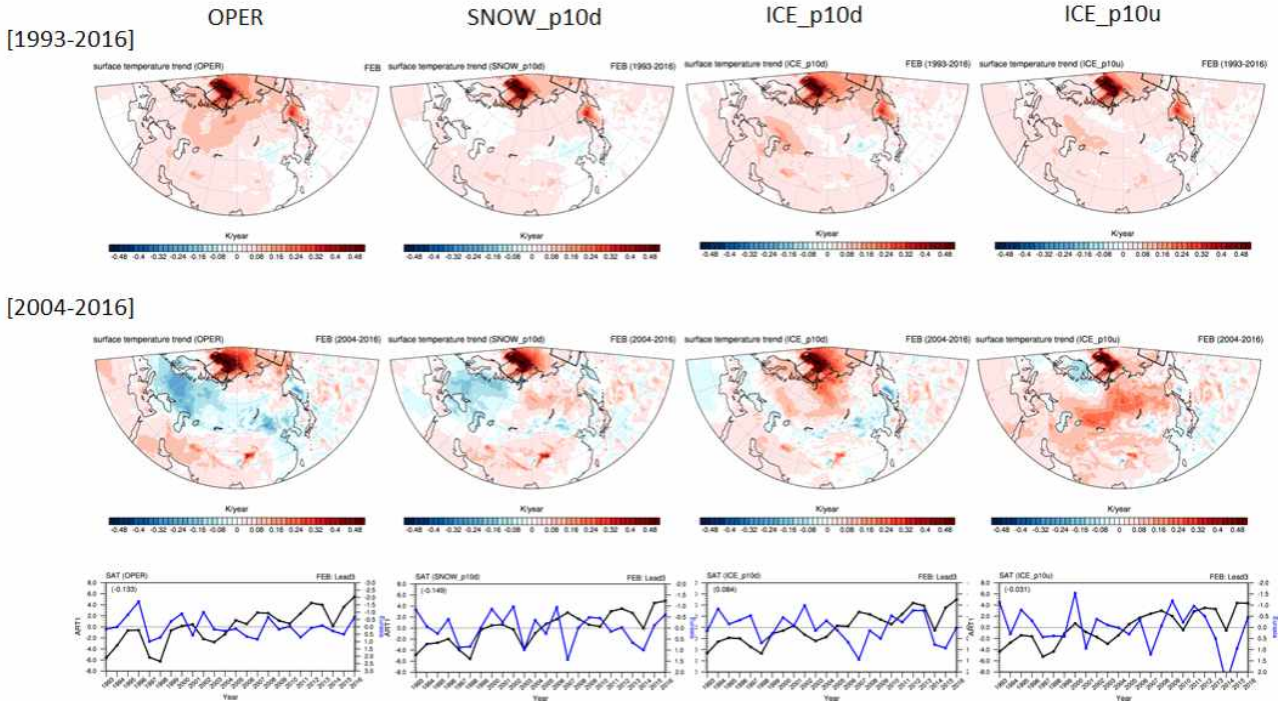


Figure 4.24. Trend and timeseries of surface air temperature for OPER and experiments over Barents-Kara Sea and Eurasia.

겨울철 북극지역 해빙면적은 북극의 지역적 고온 현상을 나타내는 인자인 동시에 면적이 평년에 비해 매우 적을 경우 해양에서 대기로 열을 공급하는 강력한 열원 역할을 하여 주변 뿐 아니라 다른 지역에도 영향을 미치게 된다. 북극지역 해빙면적이 특정 지역에서 크게 줄어든 해의 경우 그 지역은 고온 현상이 나타나게 되고, 대기 정체를 유발하여 제트기류의 흐름을 방해하게 된다. 이로 인해 북반구 지역에서 블로킹 현상이 발생할 수 있다. 특히, 바렌츠-카라해의 해빙 면적이 적은 해 겨울철의 경우 한반도를 포함한 유라시아 지역에서는 통계적으로 낮은 기온을 보이는 것으로 알려져 있다. 그러나, 해빙 면적과 중위도 기온의 인과 관계에 대해서는 논란이 있어 왔으며, 해빙 면적 감소가 중위도 기온 하락을 유발하는 것은 아니라는 연구들이 있어왔다 (McCusker et al. 2016, Sun et al. 2016, Collow et al. 2018, Koenig et al. 2019)

북극 기온이 중위도에 미치는 영향을 살펴보기 위해 바렌츠-카라해 평균 지표기온(ARTI: Arctic Temperature Index)과 지표기온의 회귀상관계수를 분석하였다(Figure 4.25). 관측에서는 Hindcast 전체 기간에서 바렌츠-카라해 기온과 유라시아 기온이 음의 인과성을 가지는 것으로 나타났으나, 현업은 약한 상관성을 보인다. 앞서 1993년부터 2003년 동안과 2004년부터 2016년 동안의 현업 모델이 가지는 오차 특성이 다르게 나타난 것을 감안하여 두 기간으로 나누어 회귀분석을 실시하였을 때 관측에서는 2004년부터 2016년에 상관성이 더 강해지는 것으로 나타난 반면, 현업에서는 2004년~2016년의 상관성을 거의 모의하지 못하였다.

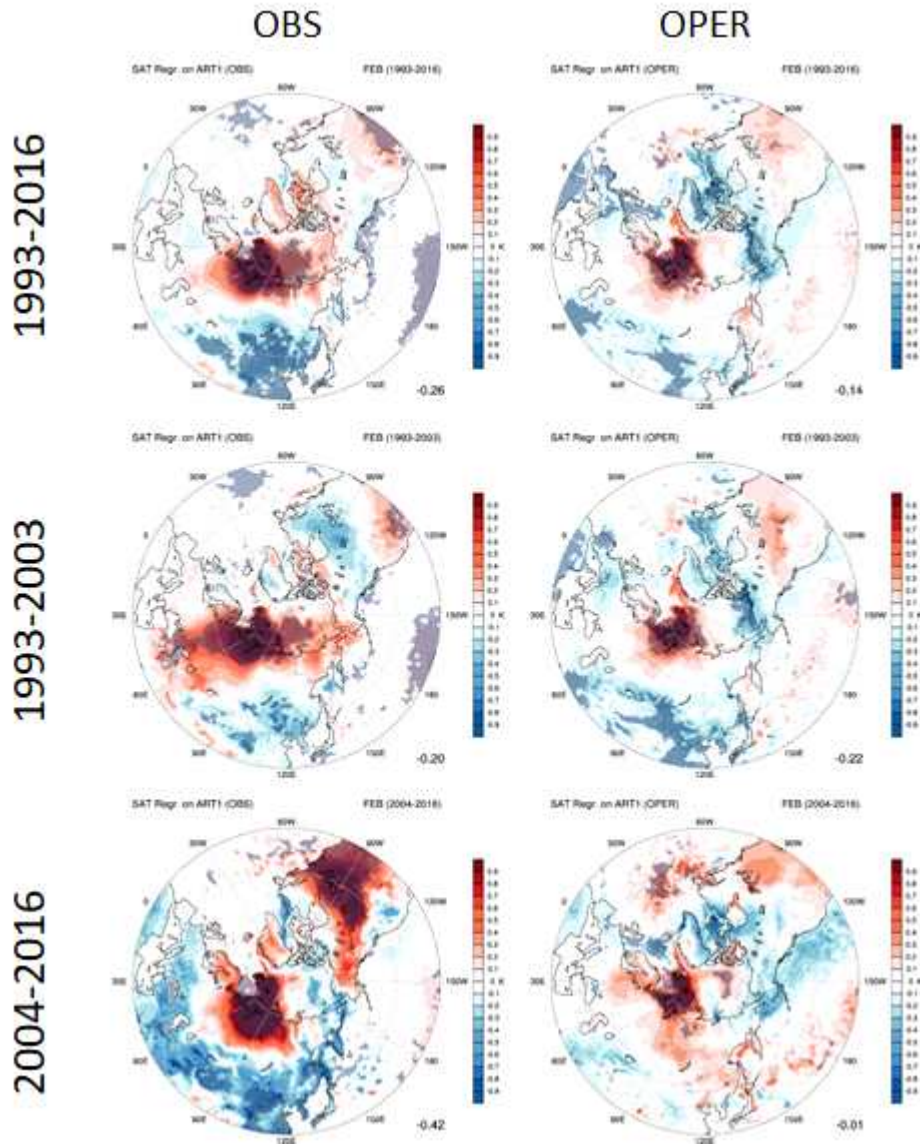


Figure 4.25. Surface air temperature regressed on the ART index for observation and OPER regarding to period. Statistically significant values at 90% confidence level is shaded by slash.

민감도 실험들의 결과를 살펴보면 SNOW_p10d는 OPER와 유사하게 1993~2003의 회귀상관 계수를 강하게 모의하고 2004~2016의 인과성은 거의 모의하지 못하였다(Figure 4.26). ICE_p10d의 경우 전체적으로 바렌츠-카라해와 유라시아 기온의 인과성이 나타나지 않았다. 반면, ICE_p10u 실험에서는 다른 실험에서 모의하지 못했던 2004~2016의 상관성을 모의하여 관측과 가장 유사한 결과를 보인다.

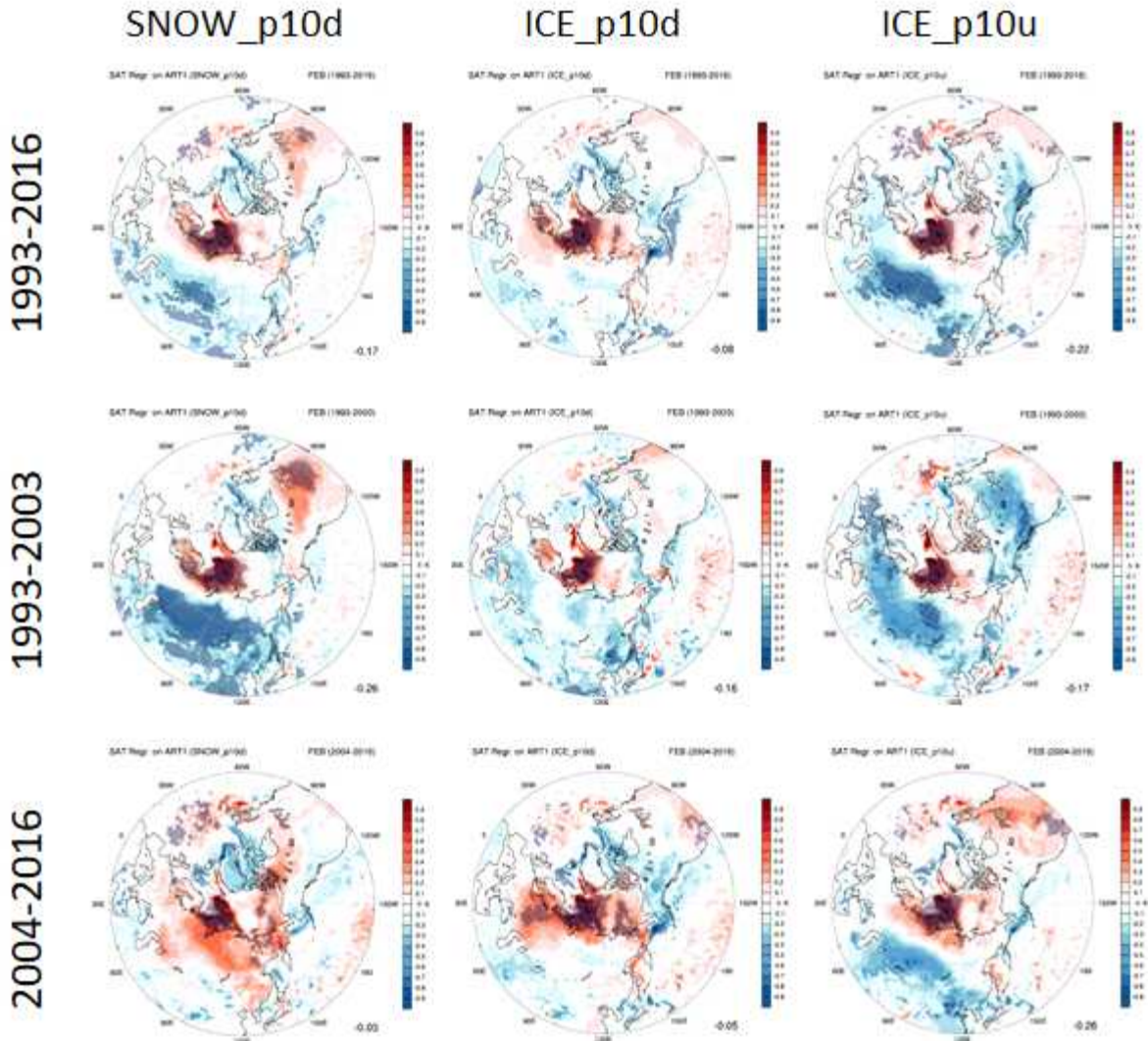


Figure 4.26. Surface air temperature regressed on the ART index for SNOW_p10d, ICE_p10d, and ICE_p10u regarding to period. Statistically significant values at 90% confidence level is shaded by slash.

현업 모델이 북-중위도 원격상관을 모의하지 못하는 원인을 찾기 위해 Blackport et al. (2019)의 분류법을 적용하여 1993년부터 2016년 겨울을 해빙이 대기순환을 유발하는 해(sea ice is driving atmosphere)와 대기가 해빙 변화를 유발하는 해(atmosphere is driving seaice)로 나누어 바렌츠-카라해 지표기온과 유라시아 기온의 상관성을 살펴보았다. Blackport et al. (2019)에서는 해빙이 대기순환을 유발하는 경우와 그 반대의 경우를 구별하기 위해 소용돌이 열 유속(Turbulent Heat Flux: THF)과 해빙 면적을 계산하여 분류하였다(Figure 4.27). THF는 잠열(latent heat flux)과 현열(sensible heat flux)의 합으로 계산되고, 해빙면적과 THF가 평균보다 낮을 때와 높을 때의 4가지 조합으로 해빙이 대기순환을 만들 때와 그 반대의 경우를 구별한다. 대기에서 순환을 유발하는 요인이 없다고 가정하면 해빙이 해양 위로 넓게 분포되어 있는 경우 해양보다 온도가 낮은 해빙 쪽으로 열속이 발생하게 되고, 반대의 경우 온도가 높은 해양이 드러나게 되면 해양에서 대기로 열속이 발생하게 된다(Figures 4.27a, c). 반면 b와 d는 대기

순환이 해빙 변동을 유발하는 경우로 해빙 면적이 평균보다 넓으면서 열속이 위로 나타나는 경우와 해빙은 평균보다 적고 열속이 아래 방향으로 발생할 때이다. 이러한 경우에는 바람과 같이 대기순환이 있어 해빙이 대기순환을 유발하는 것과 반대 현상이 발생하게 된다고 간주하게 된다.

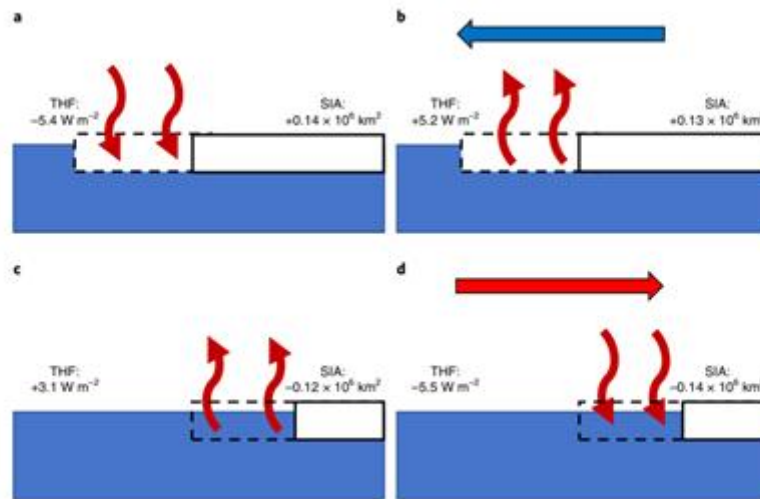


Figure 4.27. An illustration of sea ice and THF during winters when the sea ice is driving the atmosphere (a, c), and d when the atmosphere is driving the sea ice (b, d). White rectangles represent sea ice, with the dotted outline indicating the anomalous high or low ice cover. Curved arrows represent the surface THF anomaly, and horizontal arrows represent warm (red) and cold (blue) air advection. (source: Blackport et al. 2019)

위의 분류법을 적용하여 살펴보았을 때 관측에서는 해빙이 대기순환을 유발하는 경우와 그 반대의 경우는 각각 75%와 25%로 나타났다. 그러나, 현업과 민감도 실험들에서는 해빙이 대기순환을 유발하는 경우가 현저히 더 높은 비율로 나타났다(Figure 4.28). 특히 현업에는 24 개의 케이스 중 대기순환으로 인해 해빙변화가 유발되는 경우가 1케이스로 나타나 상관성을 살펴볼 수가 없었으며, 이로 인해 관측에 비해 상대적으로 낮은 원격상관을 보이는 것으로 추측할 수 있었다.

이러한 한계를 극복하기 위해 현업과 민감도 실험에서는 1, 9, 17, 25일에 시작되는 초기장들을 각각 하나의 케이스들로 간주하여 케이스 수를 확장하여 동일한 기준을 적용하였다(Figure 4.29). 관측 자료에서의 샘플 수 확보를 위해서 ERA5와 함께 NCEP2 재분석 자료(Kanamitsu et al. 2002)를 사용하여 48 케이스에 대해 회귀분석을 적용하였다. 앙상블 멤버들을 사용하여 분류한 경우 해빙이 대기순환을 유발하는 해와 반대의 해가 나타나는 비율이 관측과 유사하게 나타났다. 관측을 살펴보면 대기순환에 의해 변화가 발생하는 케이스(Atmosphere-driving years)의 경우 바렌츠-카라해와 유라시아 기온의 강한 인과성을 보이며, 러시아에 위치한 고기압성 순환이 강해지는 양상을 보이는 반면, 해빙이 대기순환을 유발하는 경우 90% 신뢰구간에서는 WACE 패턴이 나타나지 않았으며, 북태평양에 고기압성 순환이 나

타나 대륙에서의 고기압성 순환이 서쪽으로 강화되는 것을 막고 있는 형태를 보인다(그림 8). 현업에서도 대기가 해빙 변화를 유발하는 해의 경우 WACE 패턴이 비교적 잘 모의되었으나, 이 상관성이 해빙이 대기순환을 유발하는 해에도 유사하게 나타나 관측에서 나타나는 매커니즘을 재현하지 못하였다. SNOW_p10d와 ICE_p10d 실험에서는 두 케이스에서 모두 뚜렷한 상관성이 나타나지 않은 반면 ICE_p10u 실험은 대기가 해빙 변화를 유발하는 경우와 해빙이 대기순환을 유발하는 경우의 상반된 특성을 비교적 잘 재현하여 현업에 비해 북-중위도 원격상관 모의 성능이 개선될 수 있음을 보이고 있다.

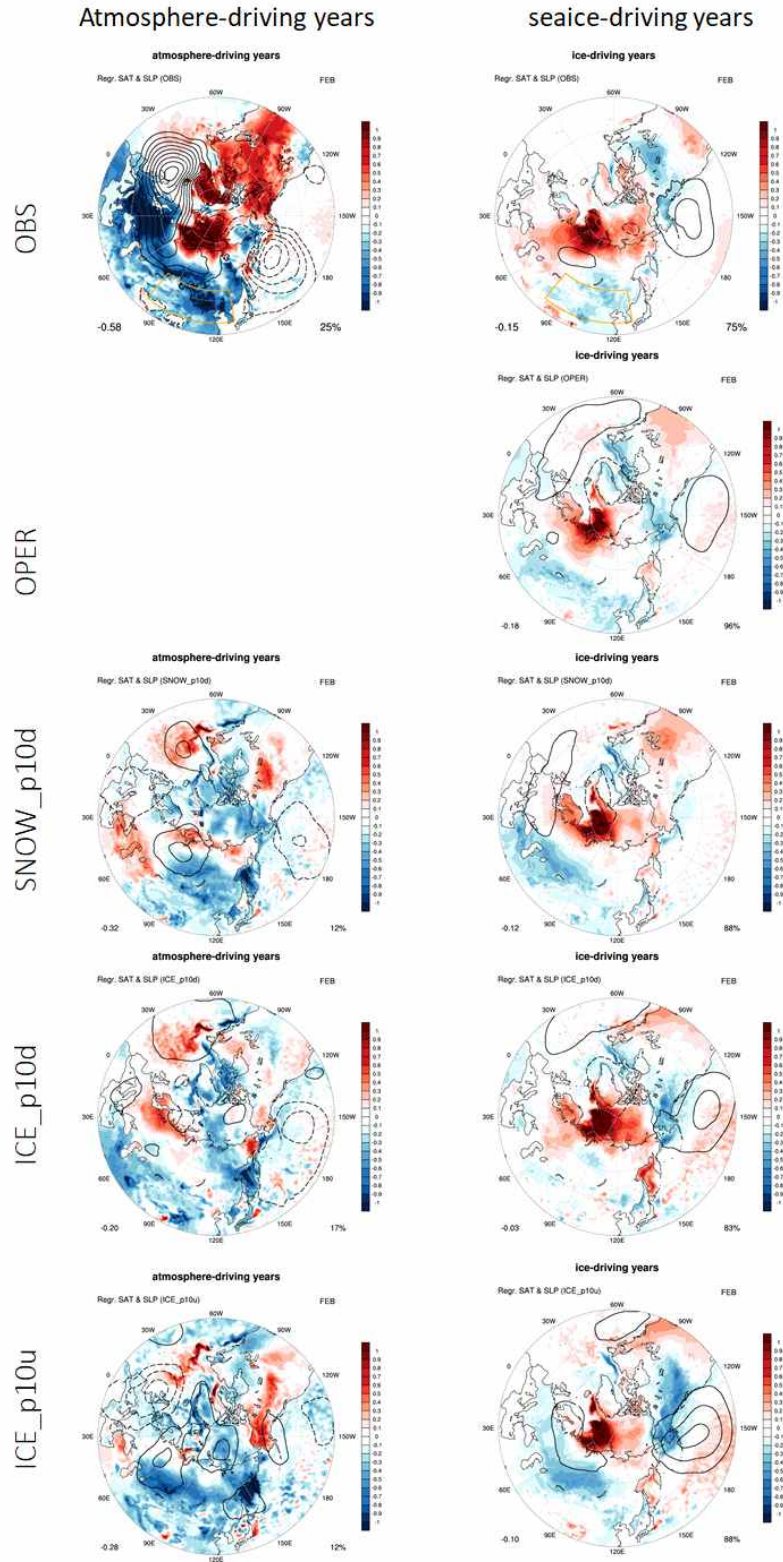


Figure 4.28. Winter sea level pressure and surface air temperature regressed on the ARTI for February.

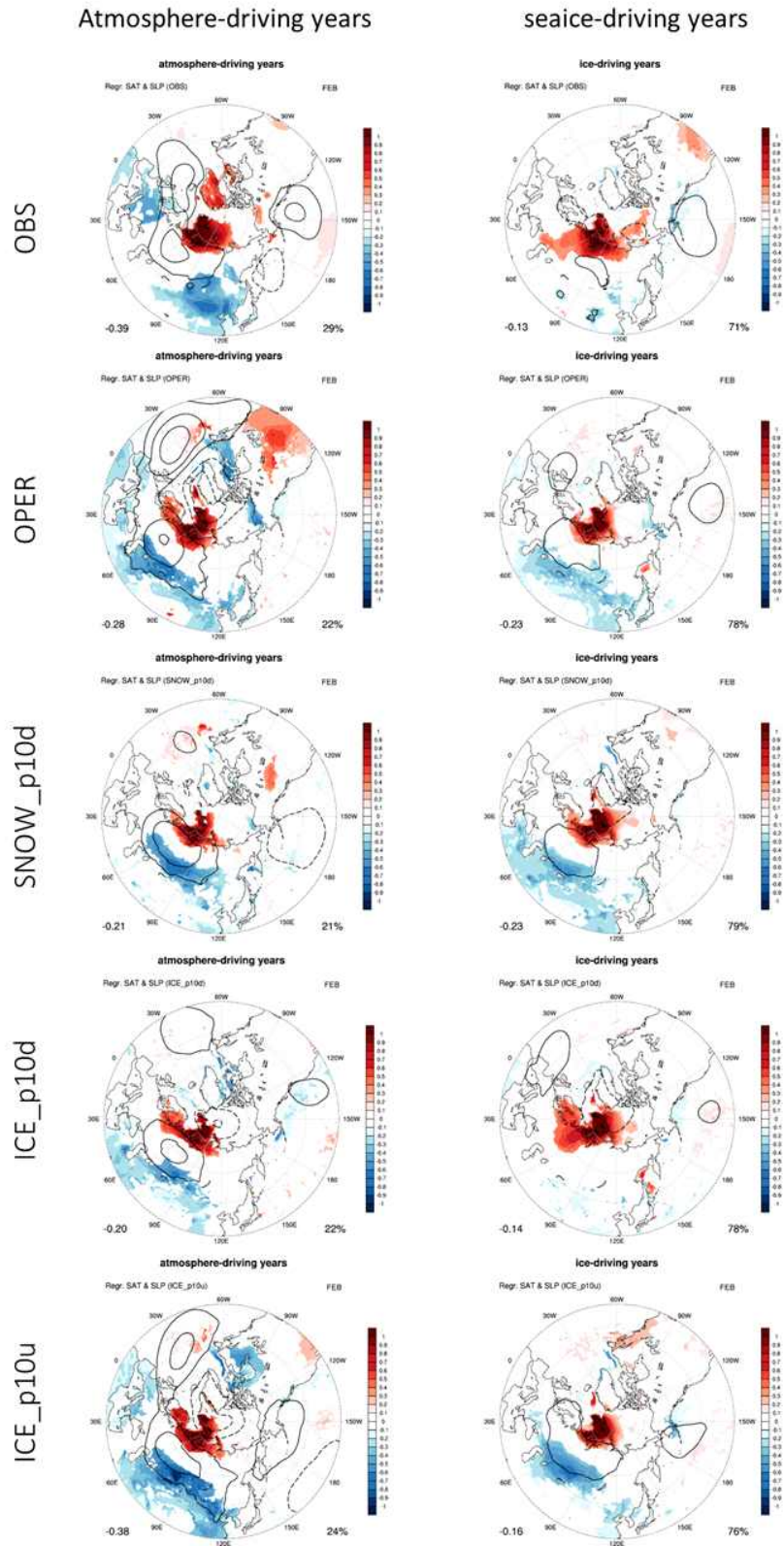


Figure 4.29. Winter sea level pressure and surface air temperature regressed on the ARTI for February. OBS uses two sets of observation of ERA5 and NCEP2. Results from GloSea6 use 96 ensemble members. Color shading is shown only where the surface air temperature regression is statistically significant at 90% confidence level.

4.2.2. 여름철 단일 파라미터 효과

겨울의 제외한 다른 계절에서의 현업 안정성을 평가하기 위해 11월 출발 실험과 동일한 실험 디자인으로 5월 출발 실험을 수행하였다. 세 민감도 실험 모두 24년간의 여름철 적분이 성공적으로 수행되어 현업 안정성을 확인하였다.

Figure 4.30는 현업 모델의 여름철 지표기온 오차를 나타낸 것으로 겨울철과는 다르게 월별로 다른 특징을 보인다. 6월에는 유라시아 대부분의 지역에서 음의 오차를 보이지만, 7월과 8월에는 양의 오차가 나타나고 있으며, 이러한 특징은 동아시아 영역을 확대해서 살펴보았을 때도 동일하게 나타난다.

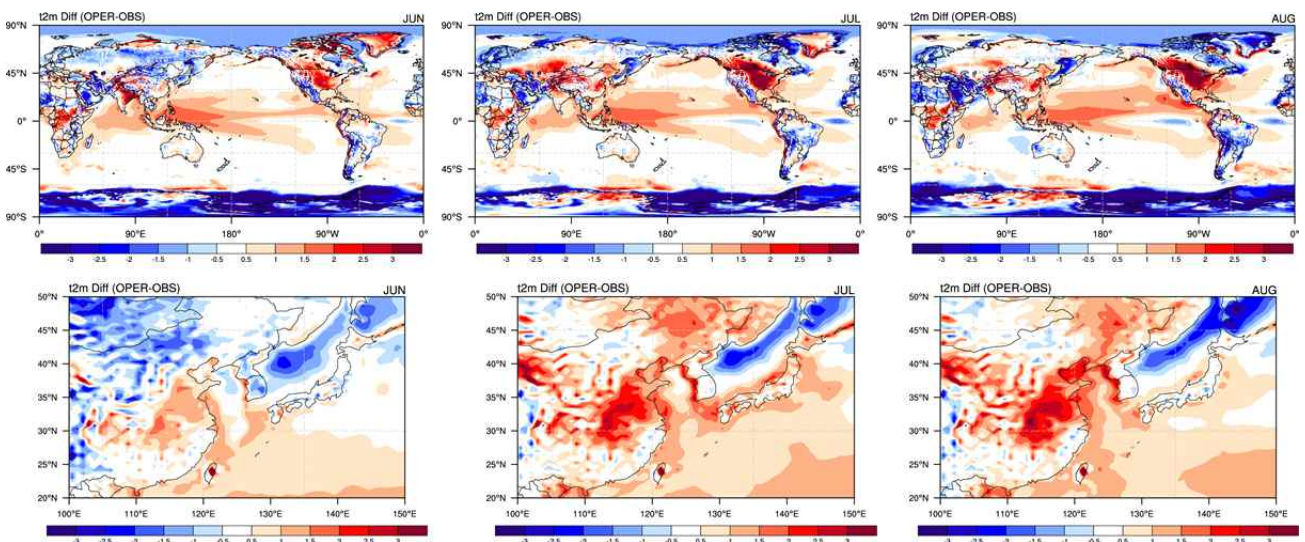


Figure 4.30. Monthly difference between climatologies from OPER and observation over globe and East Asia.

현업과 민감도 실험들의 ACC를 월별로 비교했을 때, 리드타임에 따라 다른 결과를 보였다(Figure 4.31). 전구에 대해서는 리드타임이 짧은 6월에는 두 민감도 실험의 예측력 개선 효과가 뚜렷하게 나타나지 않았지만, 7월과 8월에는 개선점이 있었으며, 특히 8월에는 예측안정도가 증가하였다. 동아시아에서도 6월보다는 7월과 8월에 평균 예측력이 상승하였다.

지역별 지표온도 오차 변화를 살펴보기 위해 RMSE의 차이를 비교하였다(Figure 4.32). 6월에는 파라미터 별로 다른 양상이 나타나는데, 북극에서의 SNOW_p10d 개선 효과가 뚜렷하게 나타난다. 반면 7월과 8월에는 파라미터에 관계없이 월별 RMSE 변화 양상을 유사하게 나타나고 있으며, 겨울철에 비해 해빙물리 파라미터의 효과가 크지 않은 것을 알 수 있다. 동아시아에서도 월별 오차 변화 양상은 전구에서 나타난 것과 유사하게 6월에는 눈 알베도의 개선 효과가 뚜렷하게 나타나 지표기온의 오차가 전반적으로 감소되는 것을 알 수 있고, 7월과 8월에는 두 실험이 비슷한 특징을 보였다. 7월에는 중국 동쪽과 우리나라에서의 오차는 커지고, 러시아 남서쪽 지역에서는 오차가 개선되었으며, 8월에는 북위 40도 이상의 지역에서 오차가 줄어들었다.

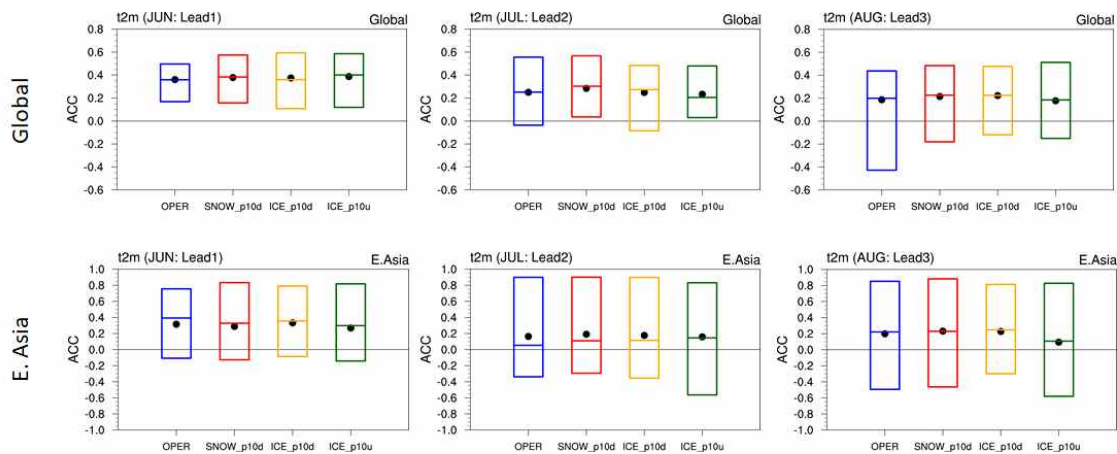


Figure 4.31. Monthly anomaly correlation coefficient over globe (top) and East Asia (bottom). Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.

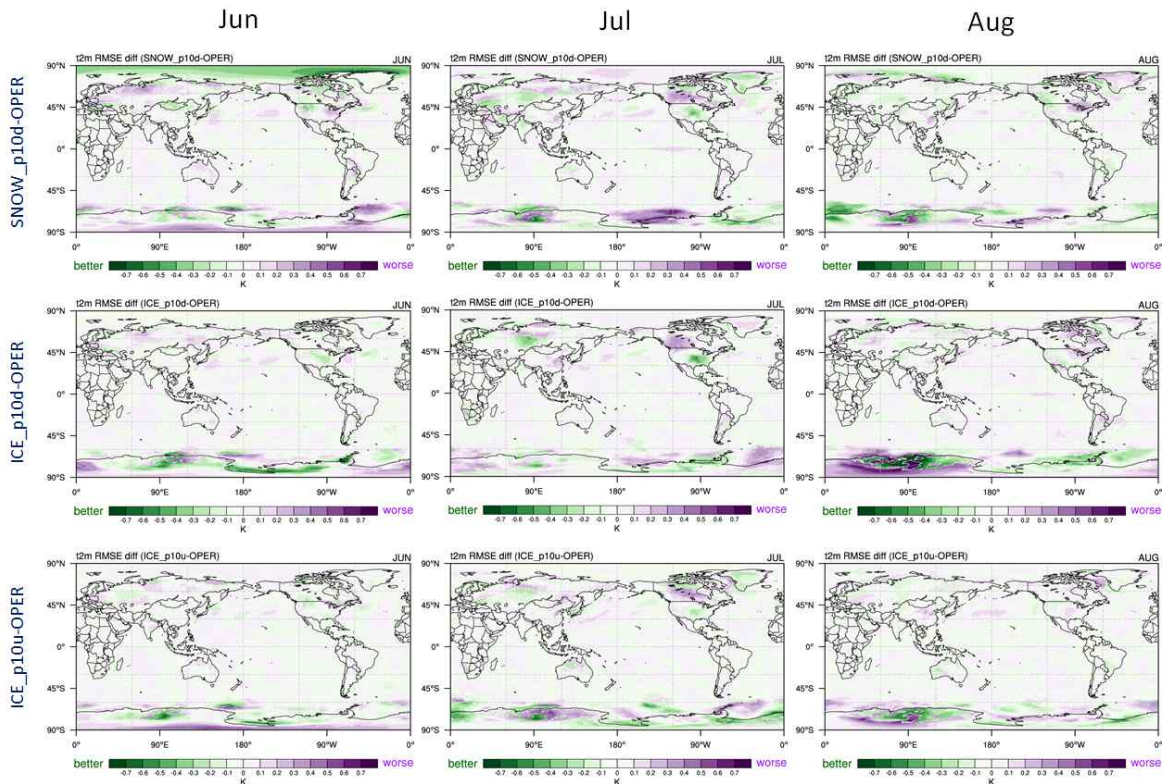


Figure 4.32. Monthly root mean square difference (RMSD) between each experiment and OPER.

전구와 북반구, 동아시아에서 월별 TCC와 ACC, RMSE를 요약해서 살펴보았다(Figure 4.33). 전구와 북반구에서는 1-month lead에 비해 2-month, 3-month lead 일 때의 예측력이

확연하게 감소하는 특징이 있고, RMSE 또한 크게 증가했다. 동아시아에서는 2-month lead인 7월에 ACC와 TCC가 낮고, RMSE 또한 가장 크게 나타나 예측성이 가장 떨어지는 것으로 나타났고, 현업에 비해서는 두 민감도 실험의 예측력이 다소 개선되는 효과를 보였다.

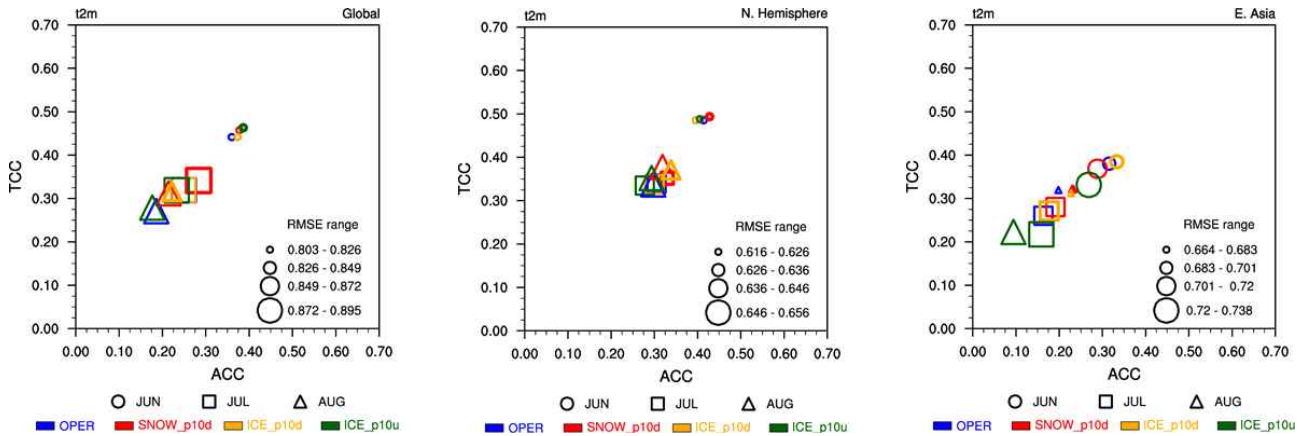


Figure 4.33. Skill scatter of predictability. X axis indicates anomaly correlation coefficient. Y axis indicates temporal correlation coefficient. Sizes of figures vary according to the relative magnitude of the root mean square error.

4.2.3. 다중 파라미터 효과

눈 알베도와 얼음 알베도의 증감을 복합적으로 적용한 다중 파라미터 적용 실험 (COMB_p10dd, COMB_p10ud)의 결과를 단일 파라미터 적용 실험들과 비교하였다. 리드타임이 짧은 12월에는 두 실험의 ACC가 현업과 유사하게 변화하고 있으나, 리드타임이 길어질수록 실험들의 차이가 커지는 것을 알 수 있다. 전반적으로 두 민감도 실험의 예측력 평균은 현업보다 높았으나, 예측 안정성 측면에서는 현업에 비해 오히려 낮아지는 결과를 보였다(Figure 4.34).

지역별 지표온도 오차 변화를 살펴보기 위해 RMSE의 차이를 비교하였다(Figure 4.35). 파라미터에 관계없이 월별 RMSE 변화 양상을 유사하게 나타나는데, 12월에는 북유럽에서 한랭 오차가 줄어드는 반면 북아메리카에서는 오차가 커졌으며, 1월에는 개선 효과가 유럽 전역과 러시아까지 확장되어 나타나고, COMB_p10dd에서는 북극지역의 오차가 뚜렷하게 감소되는 모습을 보였다. 2월에는 두 실험에서 모두 캐나다에서 오차가 개선되었으나, 북극에서의 오차가 오히려 커지는 경향을 보였다.

전지구에서는 OPER에 비해 아노말리 상관계수가 좋아지는 결과를 보였으나 단일 파라미터 실험에 비해 낮았으며, 24년 평균 예측력에서는 현업보다 높은 값을 보였으나 해마다의 예측력 상승/하락폭이 커 예측 안정성 측면에서 좋지 않은 결과를 보였다. 동아시아에서는 전반적으로 OPER보다 낮은 예측력을 보인다. 북극-중위도 원격 상관의 재현성 측면에서도 단일 파라미터 적용 실험에 비해 더 개선된 효과를 찾아보기는 힘들었다.

동아시아 영역에 대해 다중 파라미터를 적용했을 때 예측력 변화를 살펴보면 12월과 1월에는 예측력이 낮아졌으나 현업의 예측력이 가장 낮은 2월에는 평균 예측력도 높아지고 예측안정도 또한 좋아지는 것을 확인하였다(Figure 4.36). 특히 얼음 알베도를 10% 높이고 눈 알베도를 낮춘 실험(COMB_p10ud)에서 개선 효과가 뚜렷하게 나타났다.

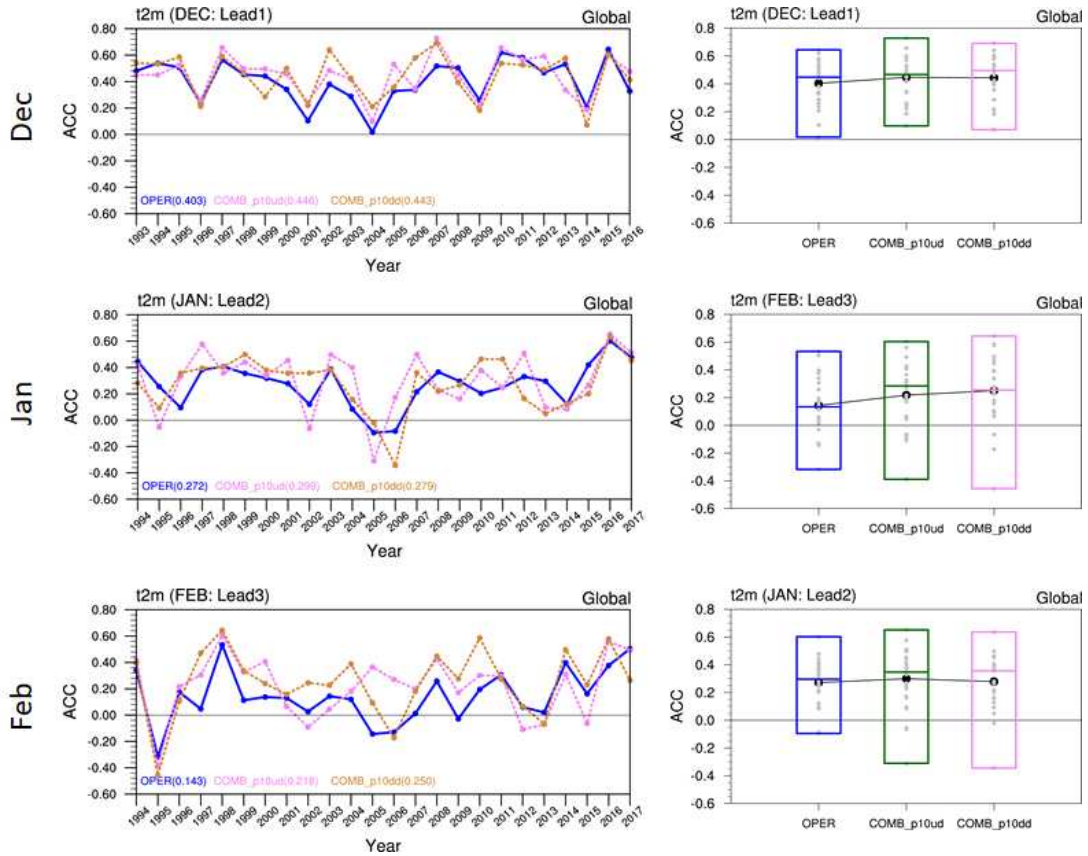


Figure 4.34. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over globe for winter season. Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.

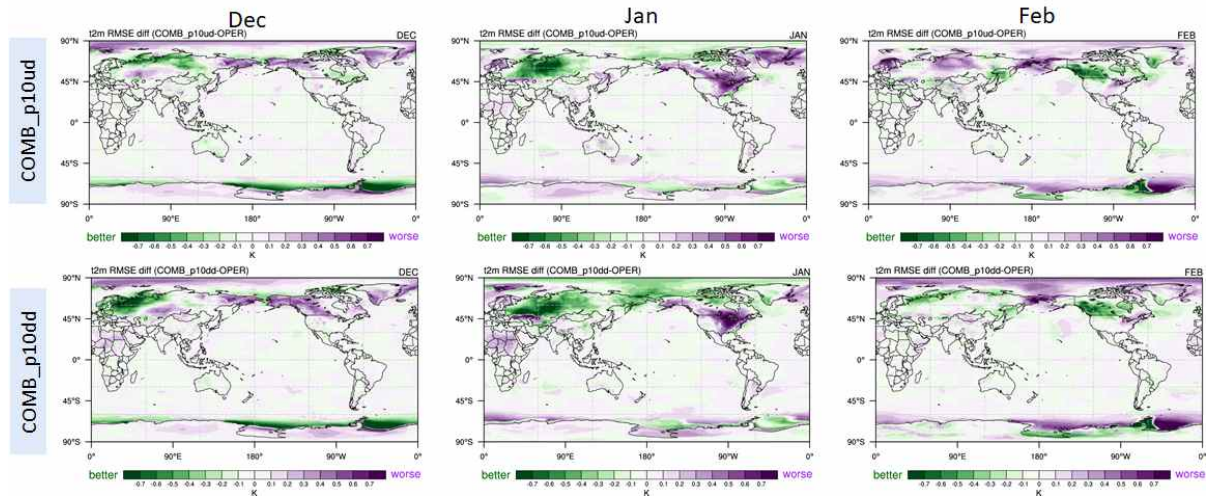


Figure 4.35. Monthly root mean square difference (RMSD) between each experiment and OPER.

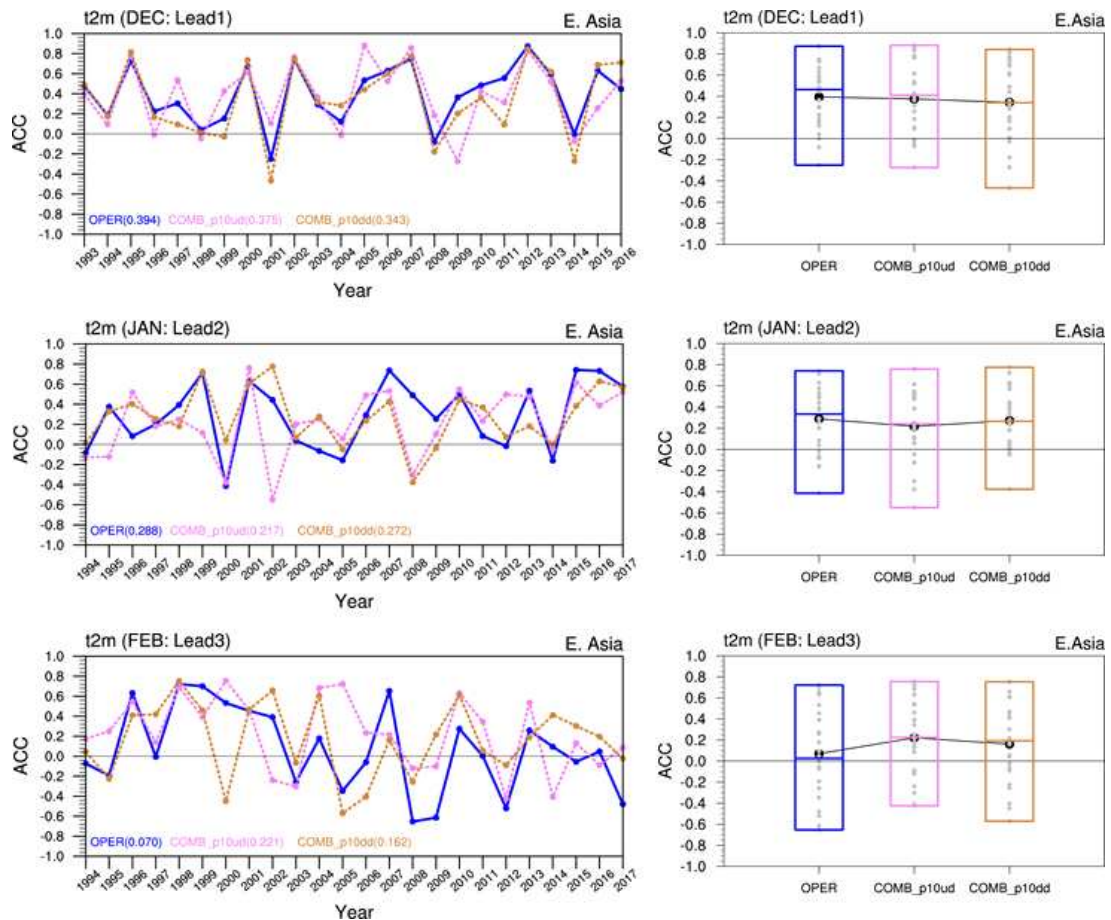


Figure 4.36. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over East Asia for winter season. Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.

전구와 동아시아에서 월별 TCC (Temporal Correlation Coefficient)와 ACC, RMSE를 요약해서 살펴보았다(Figure 4.37). 전구에서는 1-month lead에 비해 2-month, 3-month lead 일 때의 예측력이 확연하게 감소하는 특징이 있고, RMSE 또한 크게 증가했다. 이러한 양상은 모든 실험에서 동일하게 나타났으며, 실험들간의 차이는 뚜렷하게 나타나지 않았다. 전구에서 2-month와 3-month의 예측력 차이가 크지 않은 반면, 동아시아에서는 선행시간이 길어질수록 상관계수가 감소하고 RMSE 또한 커지는 특징이 나타난다. 선행시간이 길어질수록 실험별 예측력 차이가 나타나는데, 1월까지의 현업의 예측력이 가장 높게 나타났으나 2월에는 COMB_p10ud (violet)가 가장 높은 상관계수와 낮은 RMSE를 보였다.

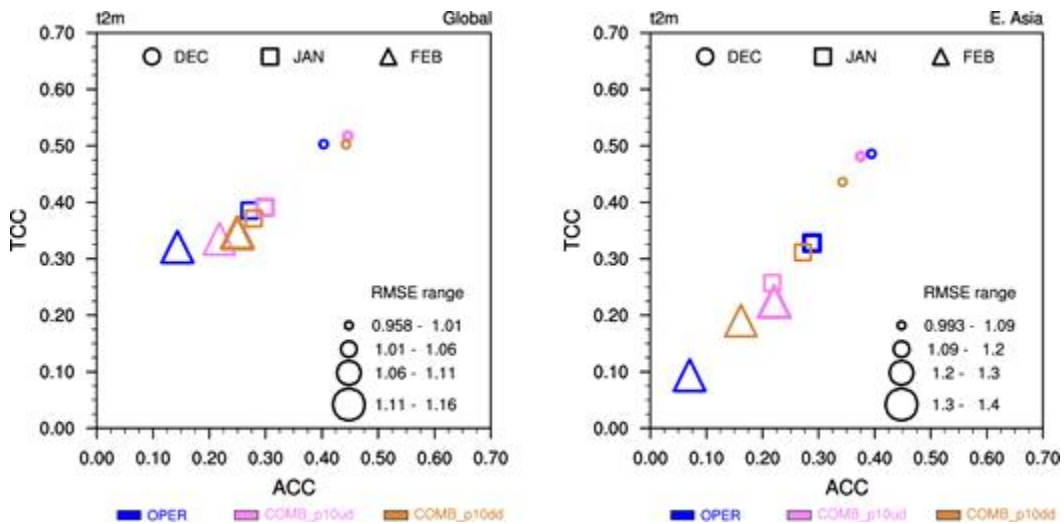


Figure 4.37. Skill scatter of predictability. X axis indicates anomaly correlation coefficient. Y axis indicates temporal correlation coefficient. Sizes of figures vary according to the relative magnitude of the root mean square error.

Figure 4.38은 1993년부터 2016년까지 트렌드가 제거된 ART1과 지표기온의 상관성을 나타낸 것으로 ART1으로 정의된 지역(30E-70E, 70N-80N)에서의 강한 양의 상관성이 나타나는 것을 볼 수 있다. 이러한 상관성은 2월에 가장 강하게 나타나는데 현업 모형에서도 2월의 상관성을 잘 모의하고 있다. COMB_p10ud는 2월 상관성을 어느 정도 나타내는 반면, COMB_p10dd는 북극 기온과 중위도 기온의 상관성을 거의 모의하지 못하였다. 2월의 북극-중위도 상관 재현성만을 고려하였을 때 COMB_p10ud에서 나타나는 상관성은 단일 파라미터 적용 실험 중 ICE_p10u와 유사한 수준으로 보인다.

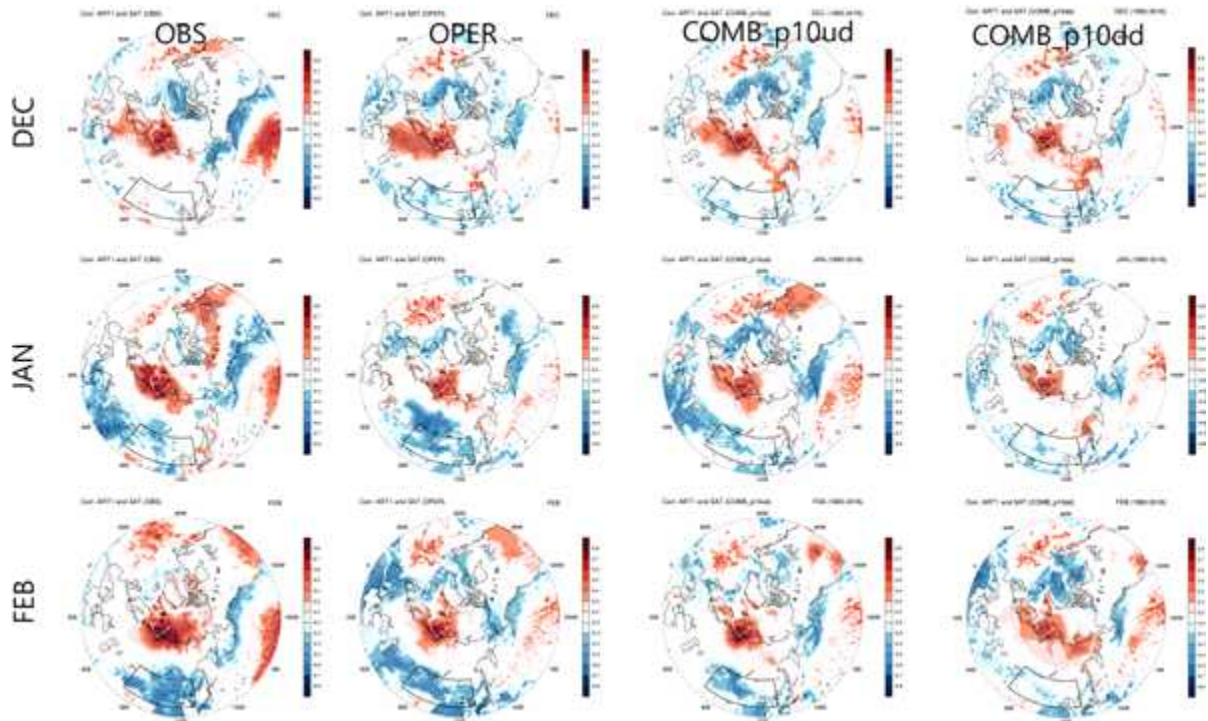


Figure 4.38. Monthly correlation between ARTI and surface air temperature. Statistically significant values at 95% confidence level is shaded by dots.

바렌츠-카라해의 기온과 유라시아 온도는 겨울 동안 뚜렷한 음의 상관성을 나타내는 2월에 ARTI와 대기 순환장과의 linear regression을 분석해보았다(Figure 4.39). 관측에서는 바렌츠-카라해의 기온이 높아질 때 시베리아 고기압과의 강한 상관성을 보인다. OPER에서는 관측만큼 강하지 않지만 시베리아 고기압이 강해지는 모습 보이며, 상관성이 한반도까지 미치고 있다. 하지만, 영국과 북대서양 지역에 강한 코어가 나타나고, 북극 진동(Arctic Oscillation; AO)과 유사한 순환장이 나타나 GloSea6의 계통적 오차로 알려져 있는 겨울철 AO-like 패턴이 여전히 나타나는 것을 알 수 있다. 동아시아 기온과의 상관성이 나타나지 않았던 COMB_p10dd에서는 시베리아 고기압이 강화되는 패턴을 모의하지 못했으며, 상층 순환장에서도 관측과의 다른 패턴을 보였다. COMB_p10ud는 현업과 유사한 순환장 패턴을 보여 AO-like 패턴이 유지되는 모습을 보였으나, 상층에서는 바렌츠-카라해 주변에 기압골이 강화되어 OPER에 비해 관측에 좀 더 유사한 패턴을 모의하였다. 그러나, 단일 파라미터 적용 실험들과 비교하였을 때 더 개선된 결과를 보이지는 못하였다.

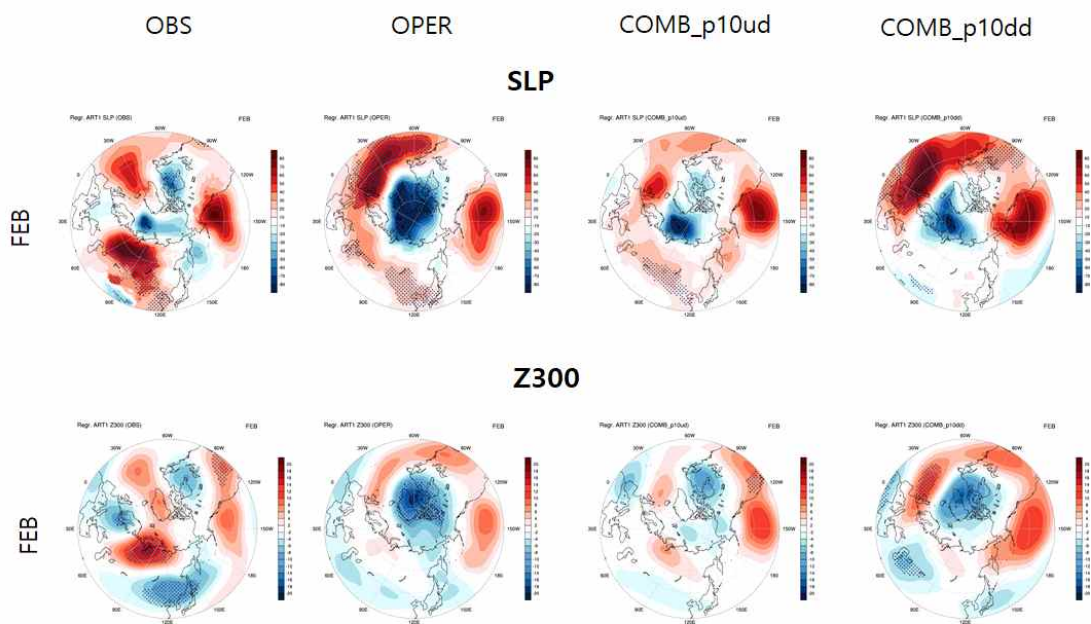


Figure 4.39. Sea level pressure (top) and geopotential height at 300 hPa regressed on ARTI for February.

5. CrEMA 진단평가체계 구축

5.1. ENSO 진단체계

5.1.1. ENSO 진단 메트릭 자료

5.1.1.1. 기후예측자료

CrEMA ENSO 진단 메트릭을 구성하기 위해 국립기상과학원에서 생산한 GloSea5와 GloSea6 기후장의 월평균 자료를 사용하였다. KMA GloSea6(5) 기후장 (Hindcast) 자료는 매달 4회 고정된 날짜 (1일, 9일, 17일, 25일)에 7(4)개 앙상블 멤버의 7개월 적분 자료로 제공하고 있다. 기후예측모델 ENSO 진단평가를 위해 1997년부터 2016년까지 총 20년간의 자료가 사용되었으며, 선행시간 7달까지의 예측자료를 사용하였다. 수평 해상도는 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 로 내삽하였고 분석된 모든 자료는 detrend 하여 사용하였다. 사용된 변수는 6개의 대기 변수 자료 (기온 (T2M), 강수 (PREC), 850hPa 바람 (U850, V850), 200hPa 바람 (U200, V200)) 와 4개의 해양 변수 자료 (해수면 온도 (SST), 해수면 고도 (SSH), 동서 바람 응력 (Taux), 총 열 플럭스 (THF)) 가 사용되었다 (Table 5.1).

Table 5.1. Ocean variable name in GloSea6 suite.

	variable name	variable name in GloSea6 suite
Ocean	Sea Surface temperature (SST)	sstemper
	U-wind stress (Taux)	somewind
	Sea Surface Height (SSH)	sossheig
	Total Heat Flux (THF)	so_tflx

5.1.1.2. 관측자료

본 연구에서는 모형의 예측성능 검증을 위해 reference 자료로 ECMWF의 재분석 자료인 ERA5와 Global Precipitation Climatology Project(GPCP) v1.3(Huffman et al. 2001)를 사용하였다. 그 외 해수면 온도(SST)는 Optimum Interpolation Sea Surface Temperature(OISST; Reynolds et al. 2007)를 사용하였고, 해수면 고도와 총 열플럭스는 NCEP Global Ocean Data Assimilation System (GODAS)를 사용하여 검증하였다. ERA5의 공간해상도는 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 로 중위도 기준 약 30km 격자 간격을 가지고 있고 다른 자료들 역시 제각각의 해상도를 가지고 있으나, 모델과의 비교를 위하여 모델과 동일한 격자인 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 로 내삽한 후 타겟 월에 대한 7개월 리드 자료를 만들어 사용하였다.

5.1.2. ENSO 진단 메트릭 구성

ENSO(El Nino- Southern Oscillation)는 열대 태평양에서 발생하는 경년변동성의 가장 두드러진 기후모드이며, 대기 원격상관을 통해 전세계적으로 영향을 미친다. 기상 및 기후 극한 현상은 ENSO에 의해 강력하게 조절되기 때문에 기후예측모델에서 ENSO 예측가능성은 매우 중요한 요소라 할 수 있다. 따라서 ENSO 진단 메트릭은 기후예측모델에서 ENSO 편향을 인지하고 이를 감소시키는 노력을 촉진하기 위해 개발되었다. CrEMA ENSO 진단 메트릭은 Figure 5.1와 같이 ENSO 발생 지역에서의 배경 기후 오차, Nino3.4 지수 기반의 예측성능, ENSO의 기본적인 속성, ENSO 발달 및 진화 과정과 관련된 주요 프로세스, 그리고 원격상관 성능으로 구성하였다. 최종적으로 CrEMA 메트릭을 통해 총 5개의 카테고리에서 18개의 진단평가 정보가 제공되며, 정량화된 진단평가 결과의 시·공간적 정보를 제공해줄 약 총 67개의 다양한 보조 콘텐츠가 개발되었다 (부록 C). 분석된 모든 자료는 detrend 하여 사용하였고, 평균 제공근 오차(Root Mean Squared Error; RMSE)를 활용하여 메트릭을 정의하였다.

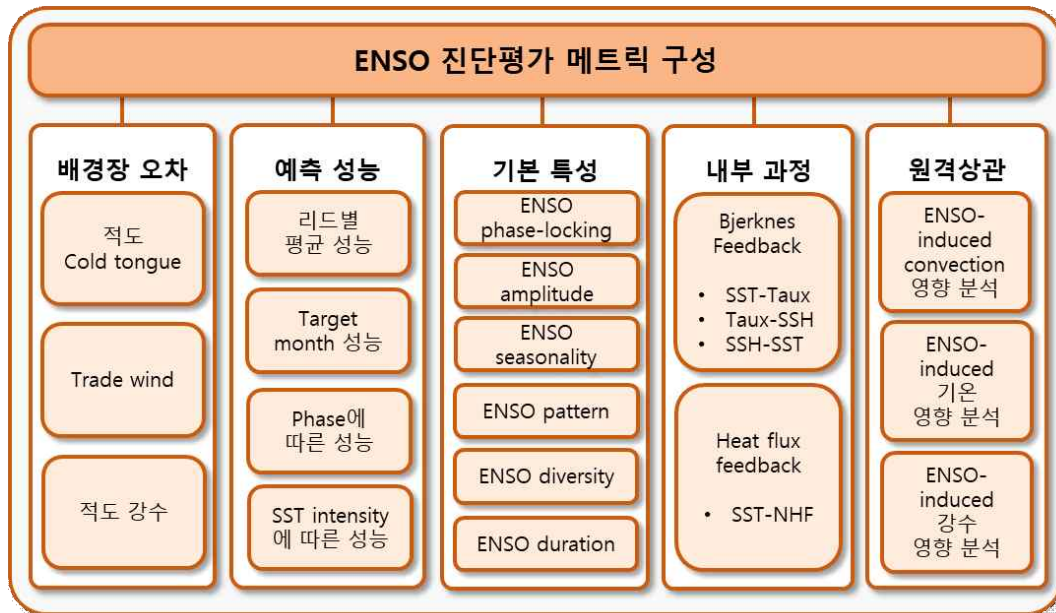


Figure 5.1. CrEMA ENSO diagnostics metrics including 5 categories and their components.

5.1.3. ENSO 배경장 오차

일반적으로 기후모델은 태평양 위커순환의 상승 기류를 서쪽으로 편향 모의하는 특징이 있으며, 이는 ENSO 피드백 강도에 큰 영향을 미친다. 이와 관련된 ENSO 배경장의 구조적인 오차로 cold tongue bias와 Trade wind bias의 개선 정보를 매트릭 구성 요소로 제시하였다. Figure 5.2와 Figure 5.3은 적도 태평양 해수면온도의 연평균 및 연변동성의 공간 분포를 나타낸 것으로, 적도 해수면온도의 동서구조를 제시한다. GloSea5는 적도 태평양에서 두드러진 cold bias를 나타내며, GloSea6는 이러한 cold bias를 상당히 완화시키지만 콜롬비아 앞바다에서 오히려 강한 warm bias를 모의한다. 또한 Nino 3 영역에서 강한 연변동성을 나타내는 특징을 보이며, Nino3 지역에서 뚜렷한 개선점은 보이지 않지만 Nino 4 지역에서 다소 개선됨을 확인할 수 있다.

적도 서태평양은 연중 따뜻한 반면 동태평양은 상반기에 따뜻하고(warm phase) 하반기에 차가운 (cold phase) 뚜렷한 계절 변화를 나타낸다. Figure 5.4은 적도 태평양 해수면 온도 bias의 연변화를 나타낸 것으로, GloSea5는 적도 동태평양에서 뚜렷한 한냉 편차를 모의하며 이러한 한냉편차는 하반기에 더 두드러지는 특징을 보인다. 리드가 증가할수록 편차의 강도는 더 강해지며, 5month 이후 한랭편차의 최고지점이 5월에 나타나는데 이는 해수면온도의 연변화 구조 즉 cold phase로의 변환 시기가 달라짐을 의미한다. GloSea6에서 이러한 cold bias가 상당히 개선되며 이러한 SST의 평균 및 연변화 개선은 ENSO 속성 편향 개선에 직접적인 영향을 미치게 된다.

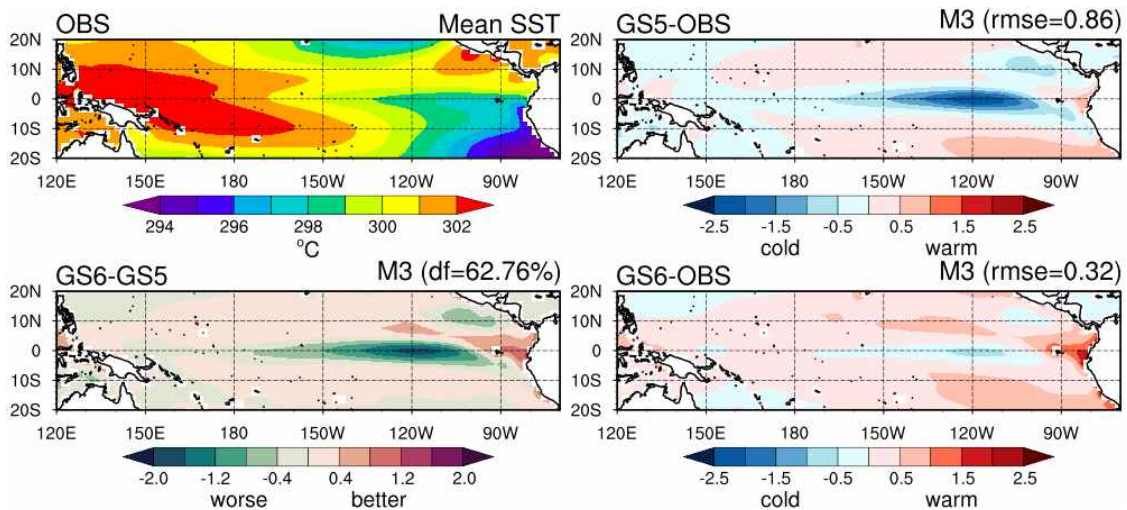


Figure 5.2. Climatological mean pattern and bias of sea surface temperature (SST) in the equatorial Pacific, showing mainly the cold tongue bias. The upper left map shows the spatial mean pattern of reference. And the right maps show the model bias from GloSea5 and GloSea6, and the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.

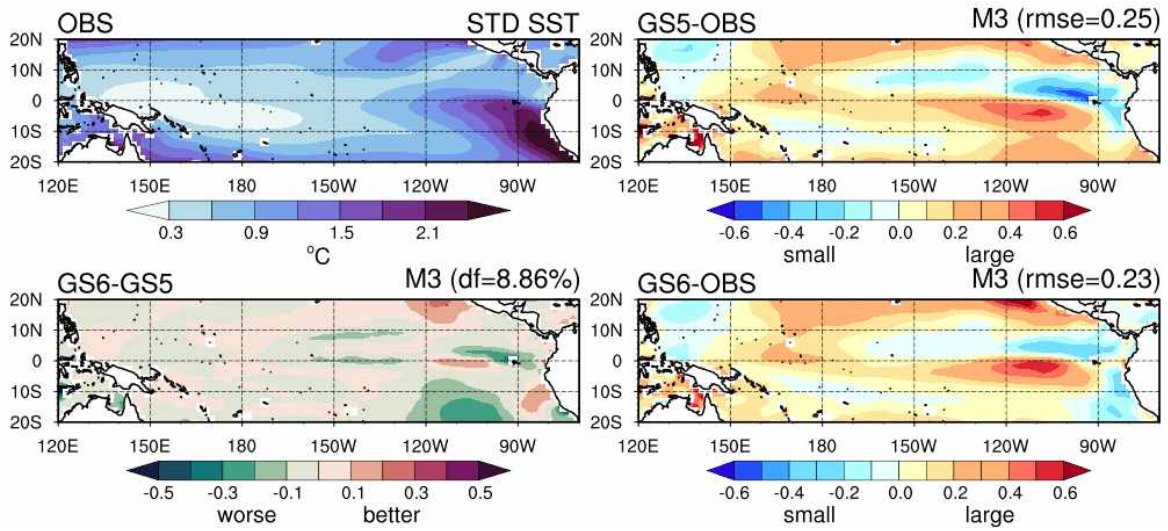


Figure 5.3. Spatial pattern of the amplitude of the mean seasonal cycle of sea surface temperature (SST) in the equatorial Pacific. The upper left map shows the spatial mean pattern of reference. And the right maps show the model bias from GloSea5 and GloSea6, and the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.

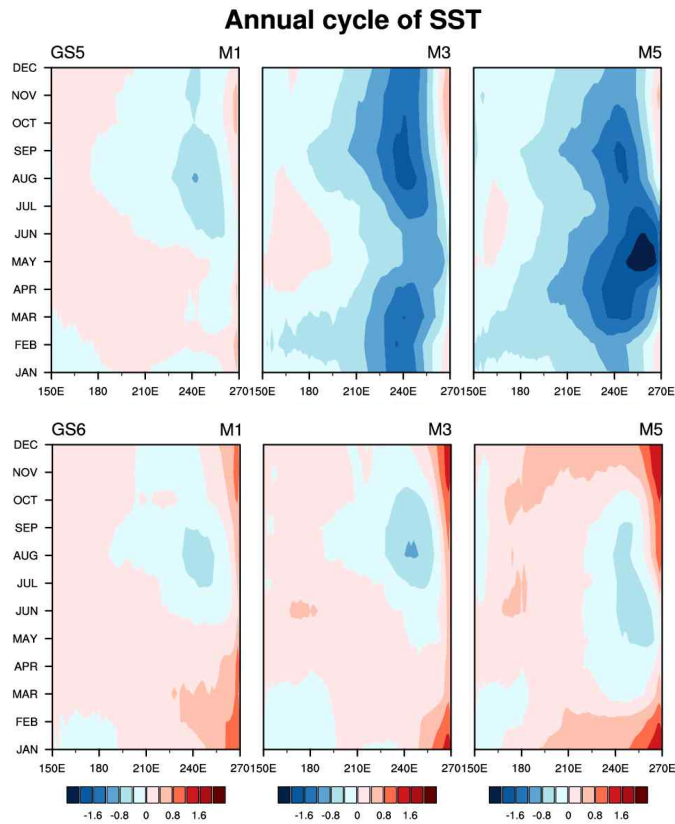


Figure 5.4. Zonal structure of SST bias in the equatorial Pacific (5S-5N averaged). The upper and lower maps show respectively the GloSea5 and GloSea6.

기후모델에서의 적도태평양 한냉편차(cold tongue bias)는 적도 무역풍 편차와 직접적으로 관련이 있다. Figure 5.5은 동서 바람장 응력의 연평균 공간 분포와 모델의 편차를 나타낸 것으로, Gloea5는 중앙태평양 적도 무역풍의 강도를 강하게 모의하는 것을 볼 수 있다. 적도 태평양에서의 강한 무역풍은 동태평양에서의 차가운 해수 용승을 유도하며, 적도태평양 해수면 온도의 동서 구조를 변화시켜 해수면 온도의 한냉 편차가 발생하게 된다. GloSea6에서 cold tongue bias의 개선은 과도한 적도 무역풍의 개선과 일치하는 결과라 할 수 있다. Figure 5.6는 적도 동서바람장 응력의 동서 구조를 연변화로 나타낸 것이다. 무역풍의 연변화 강도를 살펴보면 SST 연변동성이 가장 약한 봄철에 약하게 나타나며 SST cold phase가 나타나는 시기의 1-2개월 앞서 무역풍의 강도가 강해지는 특징을 보인다. 과도한 무역풍 편차가 특히 중앙태평양에서 여름철에 두드러지게 나타남을 확인할 수 있으며, GloSea6에서 이러한 편차가 상당히 개선됨을 확인할 수 있다.

적도 강수의 연평균 공간 분포와 연변동을 살펴본 결과, GloSea5는 적도 강수를 과대모의하다가 리드가 증가함에 따라 건조하게 모의하는 특징을 보이는 반면, GloSea6는 지속적으로 과대모의하는 특징을 보인다. GloSea6에서 과도한 강수 편차는 특히 SST phase가 변하는 여름철에 강하게 나타나며, 서태평양에서 1~2월에 뚜렷하게 나타나는 건조 편차가 개선되는 반면 그 외 계절에 지속적으로 강수가 과다하게 모의됨을 확인하였다. 특히 GloSea6는 서태평양에서의 강수를 과도 모의하며 많은 모델들에서 나타나는 고질적인 double ITCZ 오차가 더욱 두드러지게 나타난다. 적도 강수의 계통 오차는 태평양 워커순환의 대류구조에 영향을 미치며, ENSO에 의한 전지구 강수 영향에 모의에 직접적인 영향을 미치므로 이에 대한 개선이 필요한 것으로 생각된다.

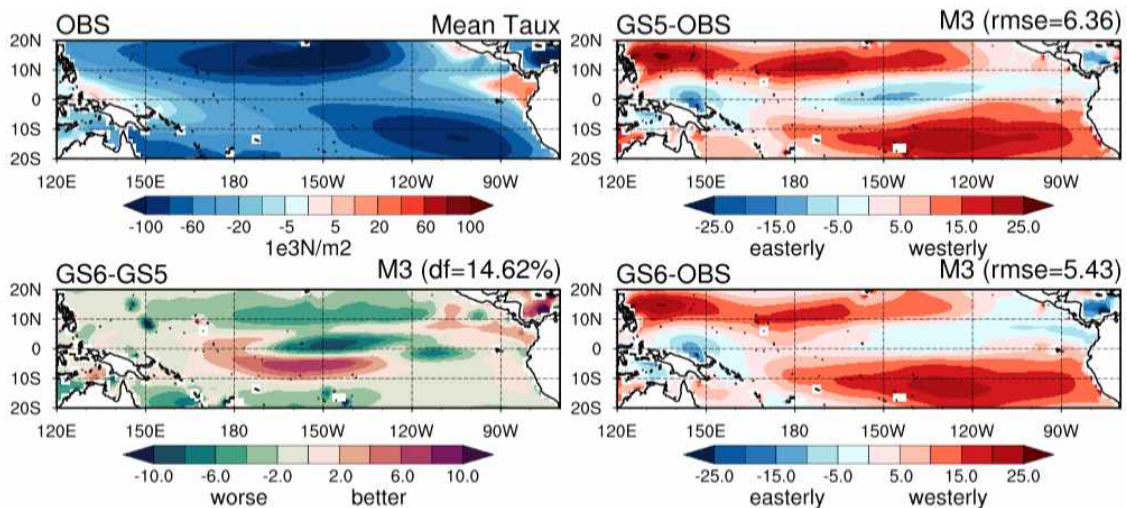


Figure 5.5. Climatological mean pattern and bias of U-wind stress (Taux) in the equatorial Pacific, showing mainly the strong trade wind bias. The upper left map shows the spatial mean pattern of reference. And the right maps show the model bias from GloSea5 and GloSea6, and the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.

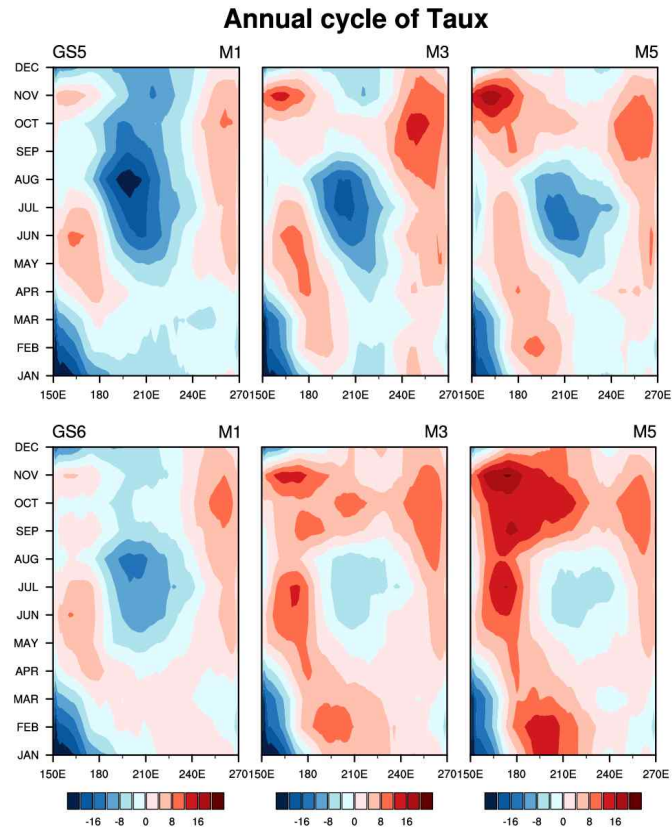


Figure 5.6. Zonal structure of U-wind stress (Taux) in the equatorial Pacific (5S-5N averaged). The upper and lower maps show respectively the GloSea5 and GloSea6.

5.1.4. ENSO 예측성능

기후예측모델에서의 ENSO의 예측성능을 평가하기 위해 Nino3.4 지수의 성능을 다각적으로 분석하였다. Figure 5.7은 Nino3.4 지수의 평균 예측성능을 리드타임에 따라 나타낸 것으로, GloSea6에서 ENSO 예측성능이 TCC (RMSE) 기준으로 약 1.0% (2.3%) 개선되는 것을 확인할 수 있다. Target month에 대한 Nino3.4 지수의 예측성능을 살펴본 결과 (Figure 5.8), 늦봄에서 여름철 초기장을 사용한 예측장에서 Nino3.4지수의 성능이 두드러지게 향상되는 것을 확인할 수 있으며 이는 예측모델이 ENSO를 예측함에 있어 나타내는 봄철 예측장벽 (spring predictability barrier)의 개선을 의미한다. 7개월 평균 예측성능 개선의 월 변화율을 살펴보면 ENSO peak를 지난 소멸시기에 개선율이 높음을 확인할 수 있다. 이는 적도 SST의 계통오차 및 연주기 개선이 ENSO 위상 잠김 특성을 개선시키며, ENSO 진화에 따른 성능 개선에 영향을 주기 때문인 것으로 판단된다.

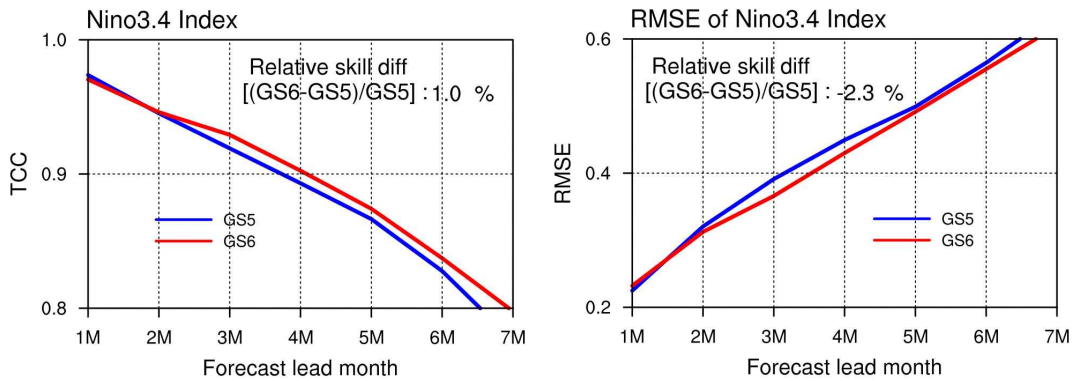


Figure 5.7. Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index during 1997-2016 with respect to lead time after removing the mean bias. The mean skill for 12 months is shown.

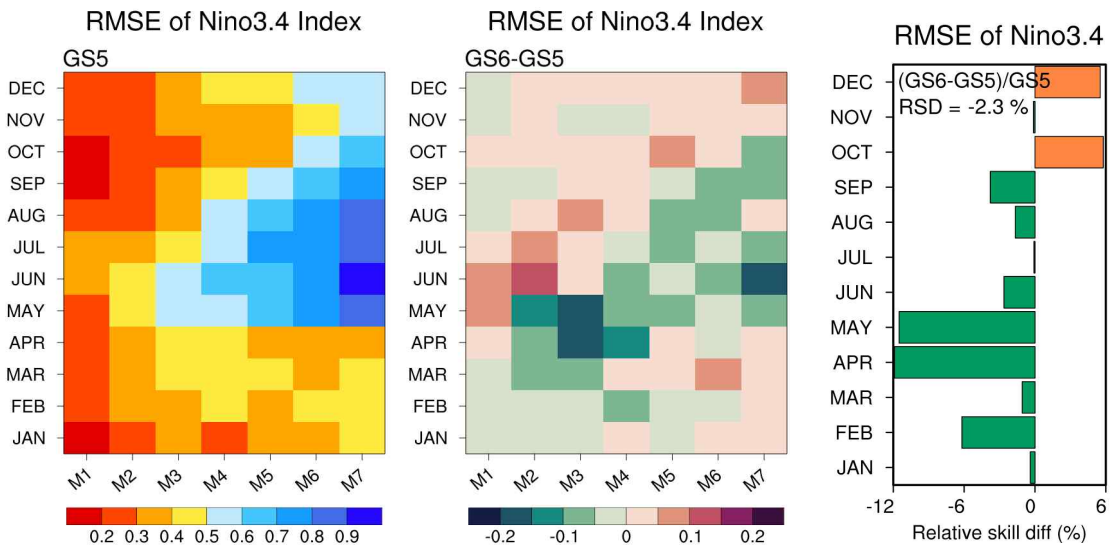


Figure 5.8. Normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index by GloSea5 as a function of target month and lead time up to 7 month.

ENSO 생성 및 진화과정에 따른 Nino3.4 지수의 예측성능을 살펴보기 위해 SST 강도 및 타입, 발달 단계로 분류하여 분석하였다. Figure 5.9는 Nino3.4 지수의 강도를 SST 편차의 $\pm 1\sigma$ 이상을 강한 ENSO (Strong), $\pm 1\sigma$ 와 $\pm 0.5\sigma$ 사이의 경우를 약한 ENSO (Weak), $\pm 0.5\sigma$ 이하의 경우를 평년 (Normal)으로 분류하여 리드타임에 따른 예측성능을 나타낸 것이다. GloSea6는 Normal 일 경우 예측성능이 3개월 이상에서 감소하는 반면, Strong 과 Weak ENSO 의 경우 예측성능이 증가하는 것을 확인할 수 있다. 특히 SST 강도에 따른 Nino3.4 지수의 개선정도는 RMSE에서 더 뚜렷하게 나타난다. Normal 의 예측성능이 GloSea5에 비해 낮게 나타나는 이유는 관측에서 Normal 이었던 특정해 2012년의 경우 강한 El Nino로 모의하기 때문인 것으로 분석되었다.

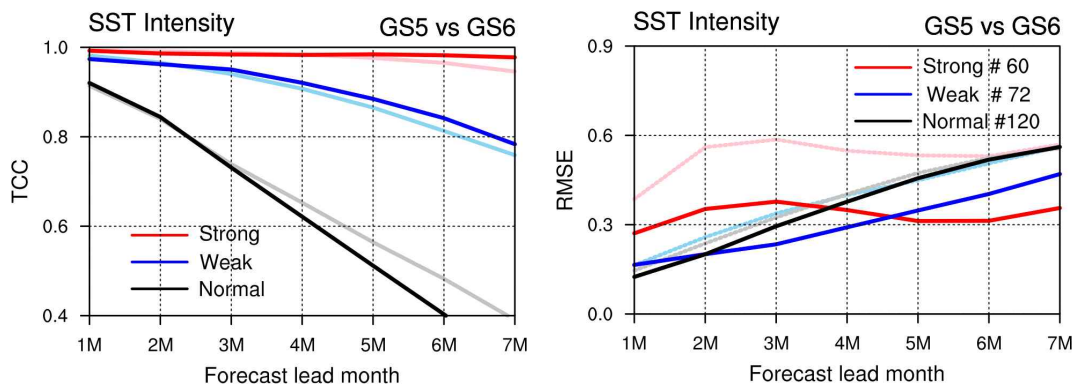


Figure 5.9. Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index with respect to SST intensity. Three cases are classified following to intensity of the SST anomalies of target month. ENSO intensity is categorized by strong, weak and normal cases.

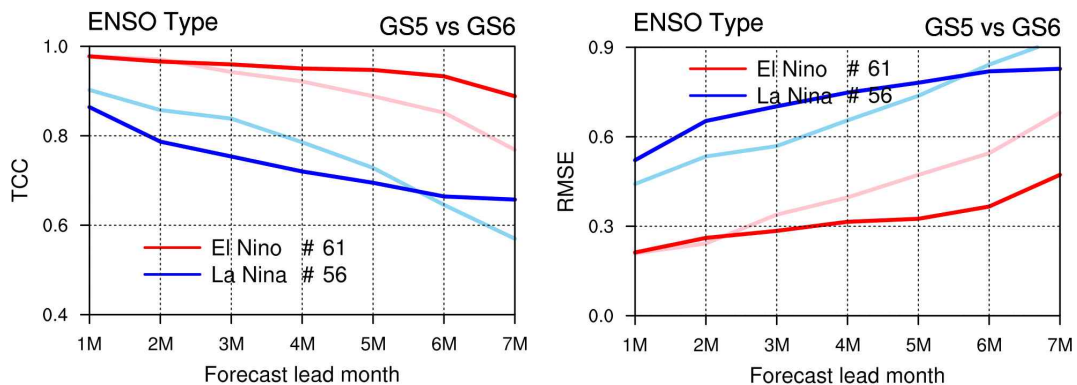


Figure 5.10. Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index with respect to ENSO type, El Nino (warm) and La Nina (cold) cases. El Nino (La Nina) denotes the case having observed SST anomalies with more than half standard deviation of warm (cold) SST anomalies.

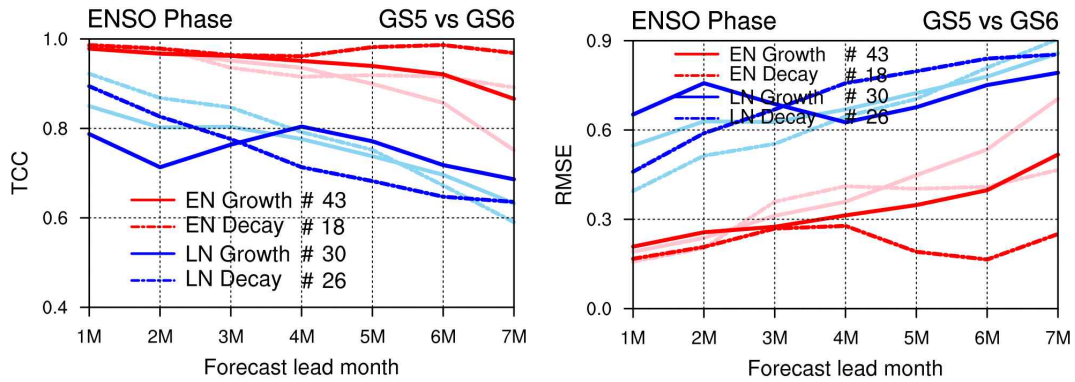


Figure 5.11. Temporal anomaly correlation coefficient (TCC) and normalized root mean square error (RMSE) of Nino3.4 index distinguished by ENSO phase of target month. ENSO phase is categorized by growth and decay for El Nino and La Nina events.

ENSO 타입 및 발달 단계에 따른 Nino3.4 지수의 예측성능을 Figure 5.10과 Figure 5.11에 나타내었다. ENSO의 타입은 SST 편차가 0.5σ 보다 큰 경우를 El Nino, -0.5σ 보다 작은 경우를 La Nina로 정의하였으며, ENSO phase는 SST 편차 강도의 최대값을 기준으로 growth와 decay로 나누어 Nino growth, El Nino decay, La Nina growth, La Nina decay 4가지로 분류하였다. GloSea6는 El Nino 예측성능은 개선되지만, La Nina의 예측성능은 감소하는 결과를 나타낸다. 특히 La Nina 발달 시기에 예측성능이 감소하는데, ENSO 발달과 관련된 Bjerknes feedback 과정에서 Taux와 SSH와의 결합 강도가 매우 강하게 나타나며 이것이 라니냐의 발달을 관측 및 GloSea5에 비해 빨리 모의하기 때문인 것으로 분석되었다. 이는 추후 5.2.6장에서 더 구체적으로 명시하였다.

5.1.5. ENSO 기본속성

ENSO performance에서는 ENSO 발생 지역에서의 배경 기후의 구조적 오차 및 지수기반의 예측성능 외에도 ENSO의 기본 속성에 대한 모의 성능을 제시하고자 하였다. ENSO 기본 속성 매트릭 구성 요소로 6가지 ① ENSO pattern, ② ENSO amplitude, ③ ENSO seasonality, ④ ENSO phase-locking, ⑤ ENSO diversity, ⑥ ENSO duration 에 대한 모의 성능을 제공하고자 하였다. ENSO 속성을 분석하기 위해 모든 변수의 seasonal cycle과 trend는 제거하여 사용하였다.

Figure 5.12는 ENSO 변동에 따른 북반구 겨울철 해수면온도 변동의 공간 패턴을 나타낸 것으로, 12월 Nino3.4 지수로 회귀된 12월 SSTA의 [150E-90W, 5S-5N] 영역 평균값을 RMSE로 나타내었다. GloSea는 ENSO 변동에 따른 SSTA의 공간 분포를 매우 잘 모의하며 GloSea6에서 Nino3.4 영역에서 강한 온도 변동이 개선된다. Figure 5.13의 El Nino와 La Nina 합성장에서도 적도 중앙태평양에서의 과도한 해수면 온도 편차가 GloSea6에서 완화되는 것을 확인할 수 있다. Figure 5.14은 적도 태평양에서의 SSTA의 동서 구조를 나타낸 것으로, ENSO와 관련된 해수면온도 편차의 동서위치를 보여준다. GloSea5는 날짜변경선을 기준으로 서쪽에서 관측에 비해 약한 SSTA 변동을 나타내며 maximum SSTA를 관측에 비해 서쪽에 나타나지만 GloSea6는 전반적인 SSTA 동서구조를 관측과 유사하게 나타내며 maximum 위치 또한 관측과 유사하게 모의한다. 이러한 적도 태평양 SSTA의 동서 구조는 합성장에서도 뚜렷한 개선 효과를 확인할 수 있다. 개선율은 GloSea5 대비 GloSea6의 성능 개선 비율로 나타내었으며, ENSO pattern은 GloSea6에서 약 26.4%, El Nino 51.6%, La Nina 33.6% 향상됨을 확인하였으며, 이는 스코어카드의 ENSO pattern 성능지수로 사용된다.

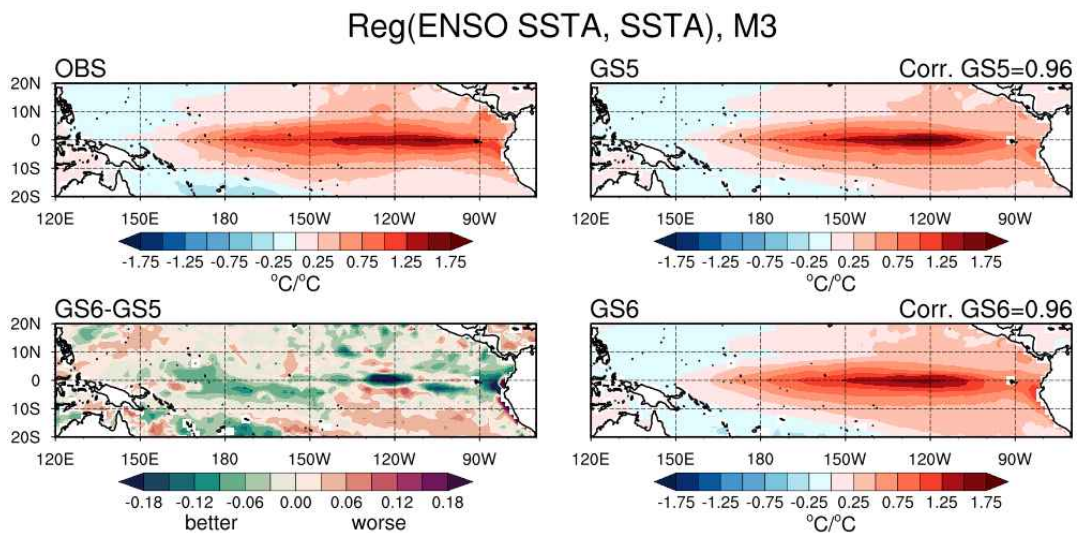


Figure 5.12. Sea surface temperature anomalies associated with ENSO in the equatorial Pacific at 3 month lead. The upper left and right maps show the spatial mean pattern of reference, GloSea5 and GloSea6. And the lower left map shows the difference between GloSea5 and GloSea6.

Composite (El Nino/La Nina, SSTA), M3

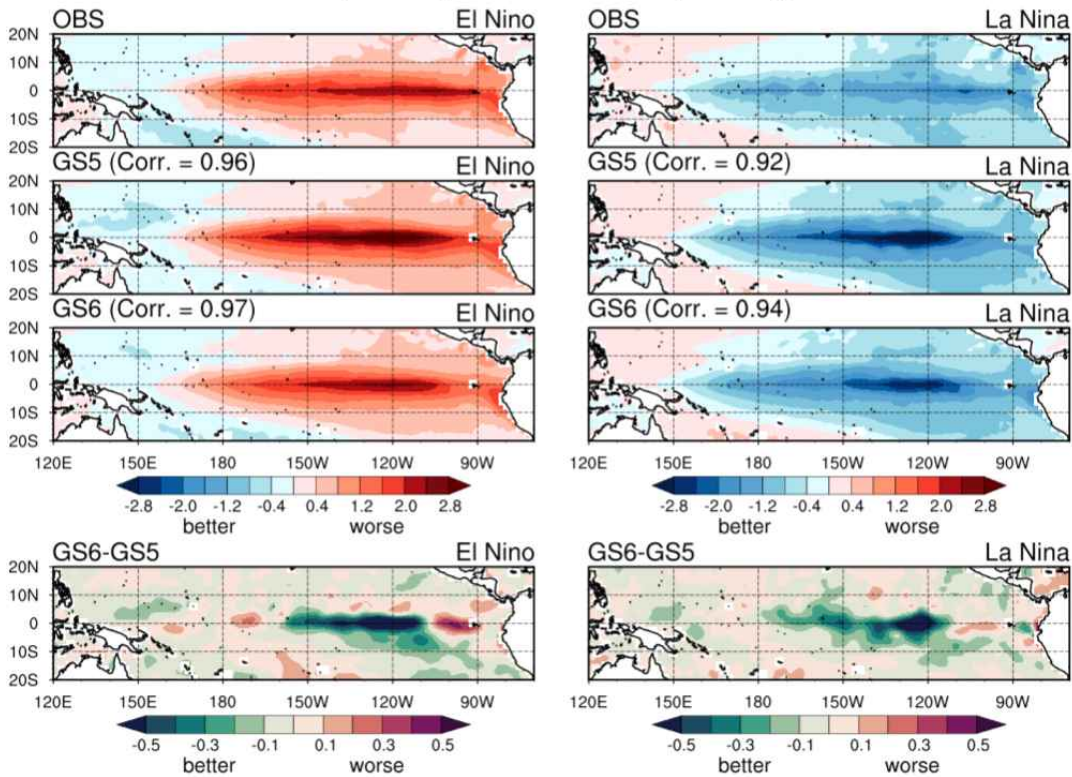


Figure 5.13. Composite maps of sea surface temperature anomalies during La Nina and El Nina in the equatorial Pacific at 3 month lead.

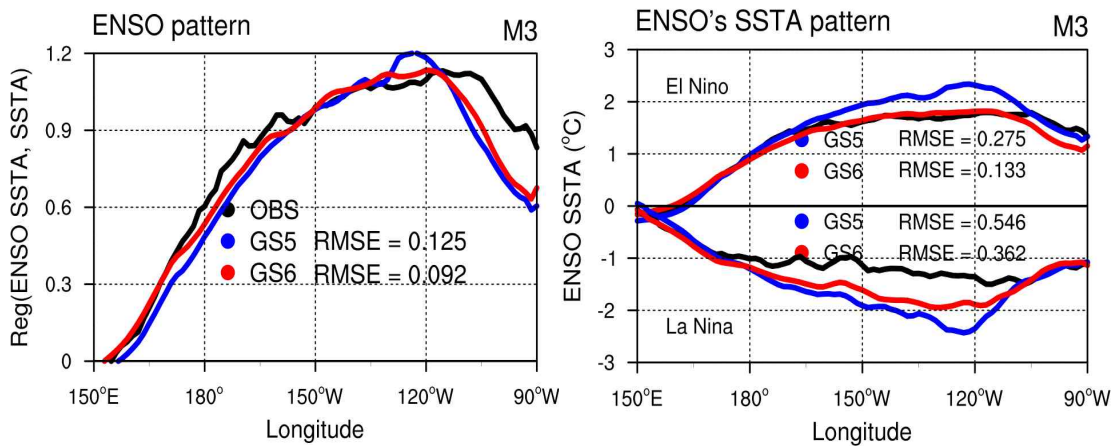


Figure 5.14. Zonal structure of sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific(5S-5N) at 3 month lead, showing the zonal location of SSTA associated with ENSO. The black, blue and red line denote the reference and model from GloSea5 and GloSea6, respectively.

ENSO 기본 속성 중 두 번째 진단 요소인 ENSO amplitude는 적도 중앙 태평양 (Nino3.4 영역) SSTA 연변동의 크기로 정의하였다. Figure 5.15은 적도 태평양 SSTA의 표준편차를 나타낸 것으로 ENSO amplitude의 공간 분포를 설명한다. GloSea6는 ENSO amplitude의 공간 패턴을 잘 모의하며, 적도 중앙 태평양에서 매우 강하게 모의되었던 maximum 변동을 상당히 완화시

키는 결과를 보인다. 이러한 ENSO amplitude 개선 결과는 적도 태평양 SSTA 연변동성의 동서 구조에서도 명확히 확인할 수 있는데 (Figure 5.16), 관측의 ENSO amplitude가 0.96인 것에 비해 GloSea5와 GloSea6는 1(3) month lead에서 각각 1.171(1.240)과 1.051(1.066)로 과하게 모의한다. GloSea6 에서 ENSO amplitude 가 상당히 완화되며, 리드가 증가함에 따라 개선율은 증가하는 것을 확인할 수 있다. Figure 5.16 우측 그림은 ENSO amplitude의 관측 대비 오차 비율을 나타낸 것으로, GloSea5는 ENSO amplitude를 관측 대비 약 15% 강하게 모의하는 반면, GloSea6는 7.4% 강하게 모의함으로써 적도 태평양에서 과도하게 모의하였던 ENSO amplitude를 완화 시켜 관측과 유사하게 모의함을 확인하였다.

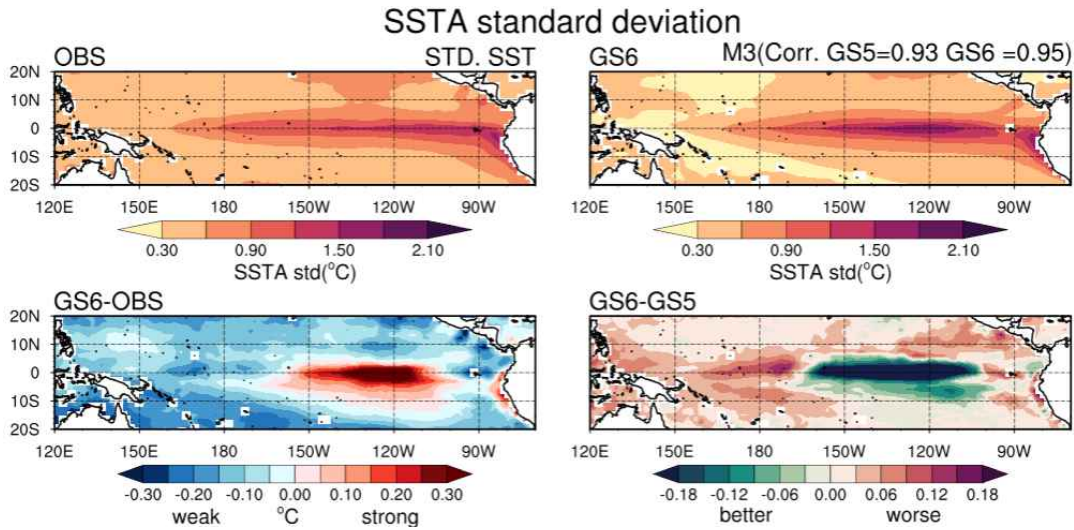


Figure 5.15. Spatial pattern of the standard deviation of sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific, showing a too strong maximum variability in the central equatorial Pacific.

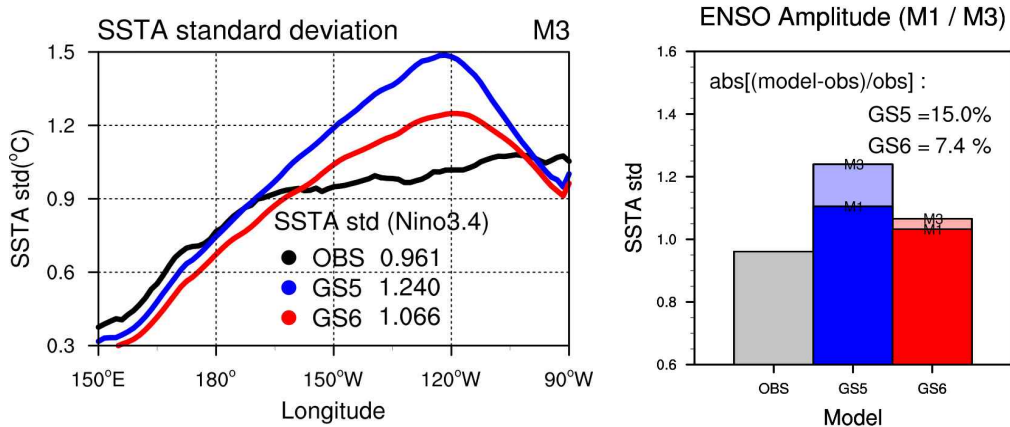


Figure 5.16. (Left) Zonal structure of the standard deviation of the sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific (5S-5N averaged), showing too strong maximum variability in the central equatorial Pacific. The black, blue and red lines denote the reference and models from GloSea5 and GloSea6. (Right) The metric value of ENSO amplitude. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.

ENSO 기본 속성 중 세번째 진단 요소인 ENSO seasonality는 적도 중앙 태평양 (Nino3.4 영역) SSTA 연변동성의 계절 비율을 나타낸다. ENSO seasonality는 적도 중앙 태평양 (Nino3.4 영역) SSTA 연변동성이 가장 작게 나타나는 봄철(MAM) 표준편차 대비 가장 크게 나타나는 계절인 겨울철(NDJ) 비율로 정의하였다. Figure 5.17은 겨울철과 봄철 ENSO amplitude의 공간 패턴을 나타낸 것으로, GloSea6는 계절에 따른 ENSO amplitude의 전반적인 패턴을 잘 모의하며, 겨울철과 봄철 두 계절 모두에서 중앙 태평양에서의 Maximum amplitude의 강도를 완화시켜 개선된 결과를 보여준다. 이러한 개선 결과를 더 정량화하기 위해 ENSO amplitude의 동서 구조를 살펴보았다. GloSea6는 겨울철 ENSO amplitude의 강도를 상당히 개선하지만, 남아메리카 앞바다에서의 변동성을 과소 모의하는 특징을 나타내며, 봄철 ENSO amplitude의 수평구조를 GloSea5 대비 완만하게 모의하는 특징을 나타낸다. Figure 5.18의 우측 막대그래프는 ENSO seasonality의 관측 대비 오차 비율을 나타낸 것으로, 매트릭의 정량적 지수로 사용하였다. GloSea5는 ENSO seasonality를 관측 대비 13.8% 강하게 모의하는 반면 GloSea6는 7.1%로 강하게 모의함으로써 ENSO seasonality 또한 개선된 결과를 보여준다. Figure 5.19는 ENSO amplitude의 연변동성을 나타낸 것으로, GloSea5는 관측 대비 전 계절에서 강한 변동성을 나타내는데 반해 GloSea6는 이러한 강도를 상당히 개선됨을 확인할 수 있다.

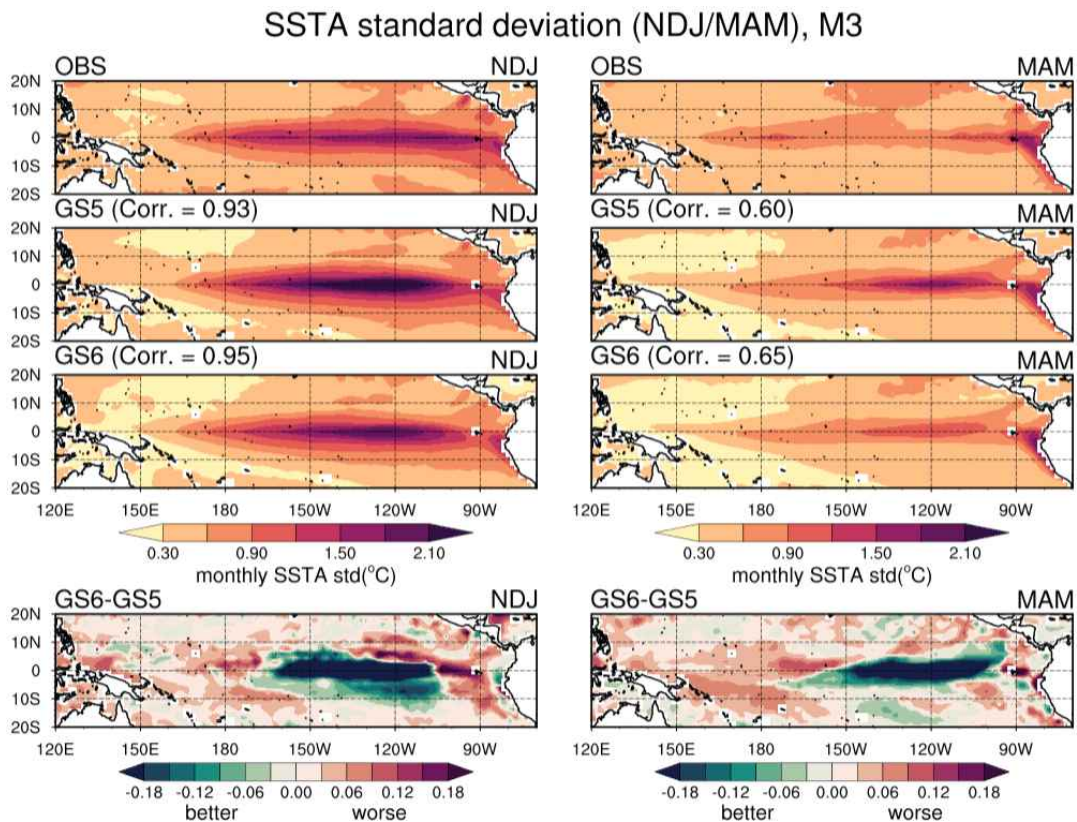


Figure 5.17. Spatial structure of the standard deviation of sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific, showing usually a too strong(weak) variability in the central equatorial Pacific during winter(spring).

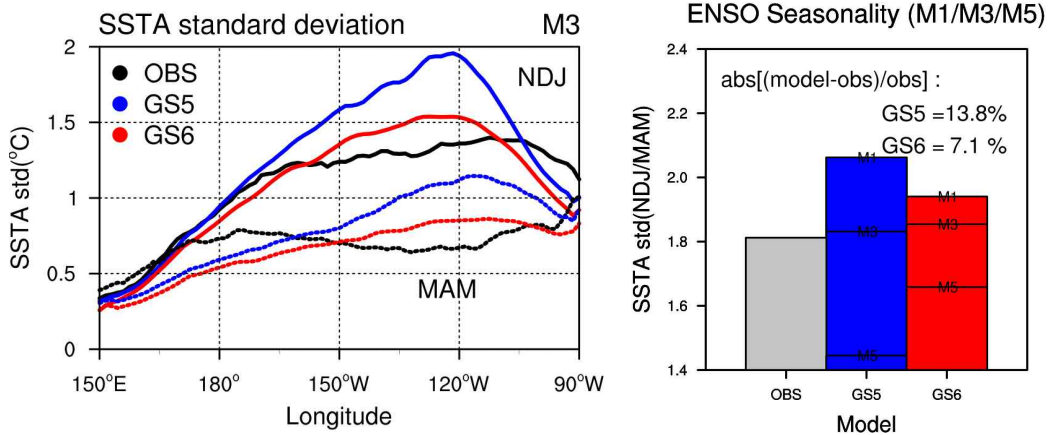


Figure 5.18. (Left) Zonal structure of the standard deviation of the sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific(5S-5N) during winter and spring. (Right) Ratio of winter over spring's standard deviation of sea surface temperature anomalies in the central equatorial Pacific (Nino3.4 averaged), showing the seasonal timing of SSTA. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.

Figure 5.19는 ENSO amplitude의 뚜렷한 연변화 구조를 리드타임별로 나타낸 것이다. ENSO amplitude는 북반구 겨울철과 봄철에 각각 최고값과 최저값이 나타나며 뚜렷한 연변화 구조를 보인다. GloSea5는 연중 지속적으로 높은 강도를 보이는 반면, GloSeas6는 특히 상반기 강한 강도를 개선 시킨다. ENSO amplitude는 리드타임이 증가할수록 연변화 구조가 1-3달 지연되는 특징을 보이는데, 이러한 연변화 구조 또한 GloSea6에서 개선됨을 확인할 수 있다.

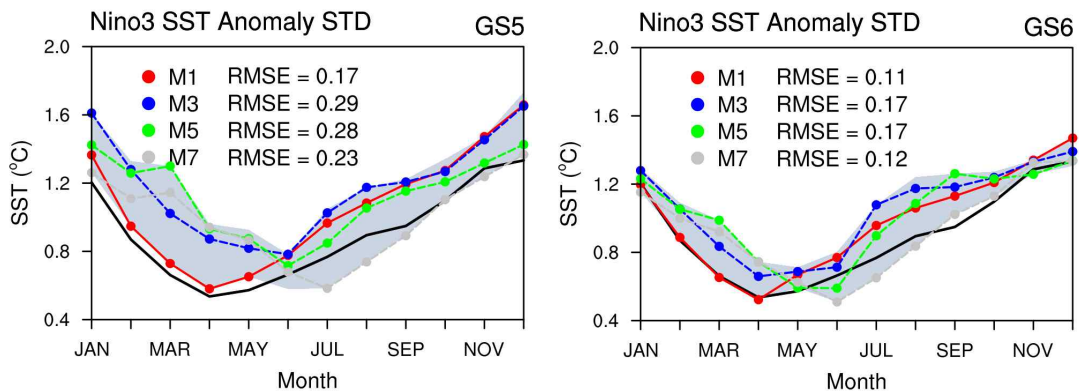


Figure 5.19. Zonal mean annual structure of the standard deviation of the sea surface temperature anomalies in the central equatorial Pacific (Nino3.4 averaged). The black, blue and red line denote the reference and model from GloSea5 and GloSea6, respectively.

ENSO amplitude의 연변화 구조와 관련하여 최대 강도가 북반구 겨울철에 나타나는 특징을 ENSO 위상 잠금 (phase locking)이라고 하며, 이를 ENSO 기본 속성 중 네번째 진단 요소로 선

택하였다. Figure 5.20은 Nino3.4 지수의 시간 변화를 나타낸 것으로, 본 연구에서의 분석 기간 (1996~1016) 동안 발생한 El Nino 와 La Nina 이벤트의 SSTA 진화 과정에 대한 모의 특성을 제시한다. 분석 기간 동안 총 10개의 ENSO 이벤트가 발생하였으며, 6개의 El Nino와 2개의 La Nina에서 12월에 peak 나타났다. 일반적으로 12월을 ENSO 위상 잠김의 선호 달로 인식된다. Figure 5.21는 ENSO 위상 잠김 월을 histogram으로 나타낸 것으로, GloSea5와 GloSea6의 경우 ENSO 위상 잠김 현상이 1 month lead에서는 관측보다 더 강하게 나타나며 리드가 증가할수록 급속도로 약해지는 특징을 보인다. ENSO 위상 잠김 특성을 정량적 지수로 나타내기 위해 sharpness를 사용하였으며 이는 위상 잠김 선호 달로부터 거리를 나타낸 것으로, 값이 작을수록 강한 위상 잠김 특성을 나타낸다. 이를 통해 우리는 정량화된 지수로 GloSea6에서 위상 잠김 특성이 개선됨을 확인할 수 있다.

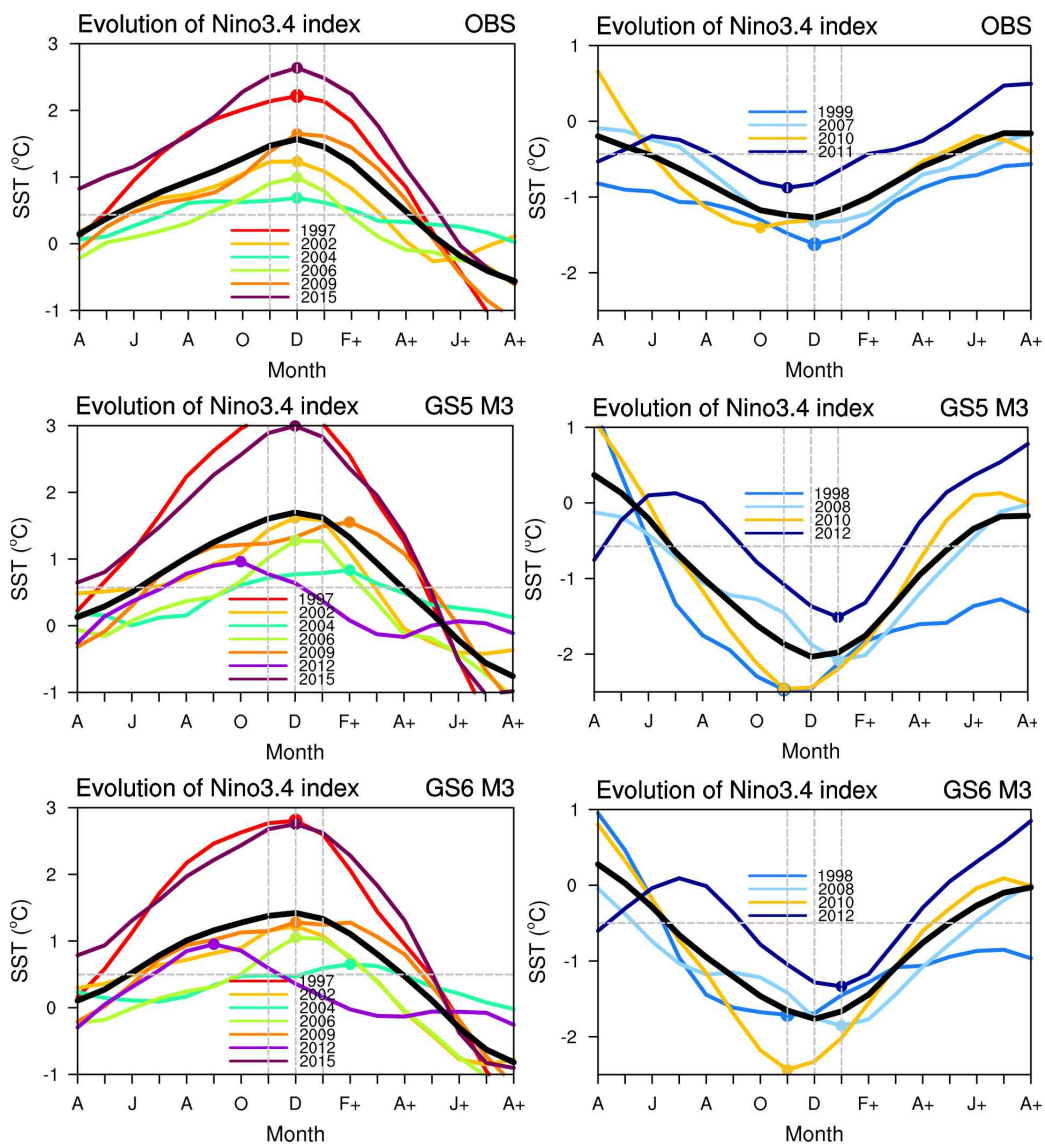


Figure 5.20. Evolution of the 3-month running averaged Nino3.4 index (colored thin lines) and their composites (black thick line) for historical El Nino (left panels) and La Nina (right panels) events. Evolution starts from April of the event-developing year to April of next year (marked with +).

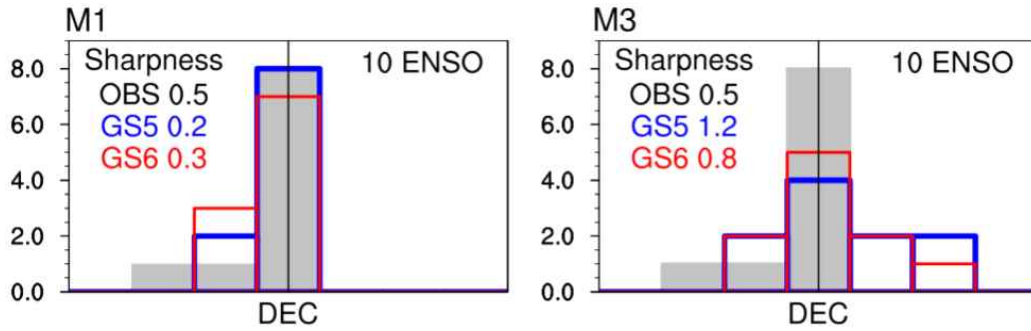


Figure 5.21. Histogram of ENSO peaking month of the Nino3.4 index evolution for historical ENSO events, based on data from January 1996 to December 2016. The phase-locking sharpness is defined as a distance variance, i.e., mean square of the relative distance between each ENSO event's peak time to the histogram locking month. The smaller the distance variance, the stronger the phase-locking behavior.

기본 속성 중 다섯번째 진단 요소인 ENSO 다양성 (diversity)은 ENSO 이벤트의 최대 변동 범위를 나타낸다. Figure 5.23 와 Figure 5.24은 El Nino 와 La Nina 발생 시 해수면온도 편차 패턴과 최대 변동 지점을 나타낸 것으로, El Nino의 경우 La Nina보다 최대 변동 범위가 더 다양하게 나타난다. 약한 El Nina와 비교하여 강한 El Nino의 경우 태평양 동쪽에서 가장 따뜻한 해수면 온도 편차를 나타내는 경향이 있으며, 해양 동서 이류 및 대기-해양 열플럭스와 달리 수온약층 운동에 대한 해양 혼합층 열 수지에서 상대적으로 더 큰 역할을 하게 된다 (Capotondi et al., 2015). GloSea5는 ENSO의 이벤트 동안 최대 변동 지점을 동태평양에 집중적으로 모의하는 경향이 있지만 GloSea6에서 ENSO 다양성이 상당히 개선된다. 이는 특히 El Nino의 다양성이 개선되기 때문이다.

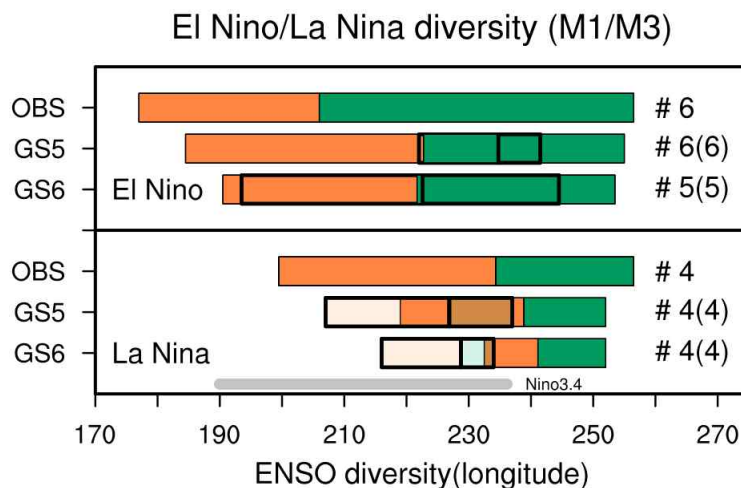


Figure 5.22. Distribution of zonal location of the maximum (minimum) SSTA during El Nino (La Nina). The black boxes show respectively the reference and the model.

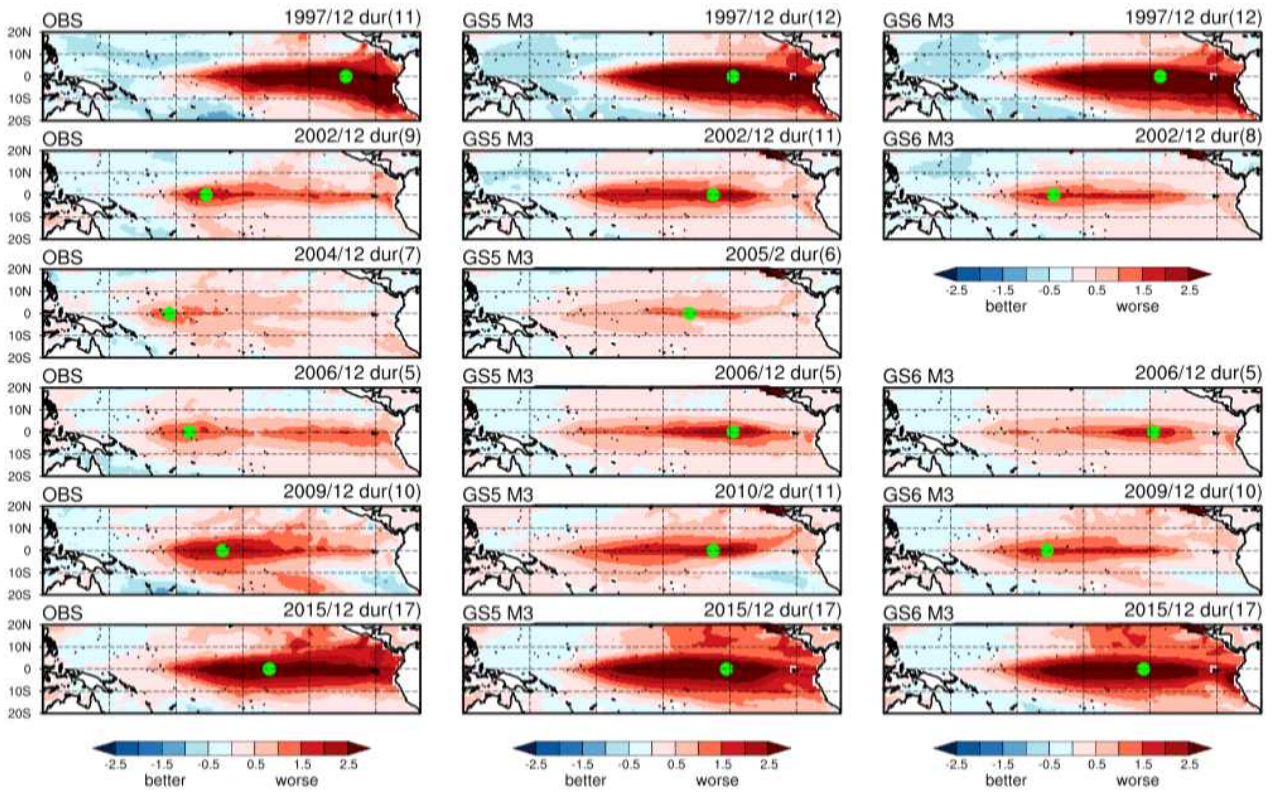


Figure 5.23. Spatial pattern and maximum zonal location of sea surface temperature anomalies for El Niño events.

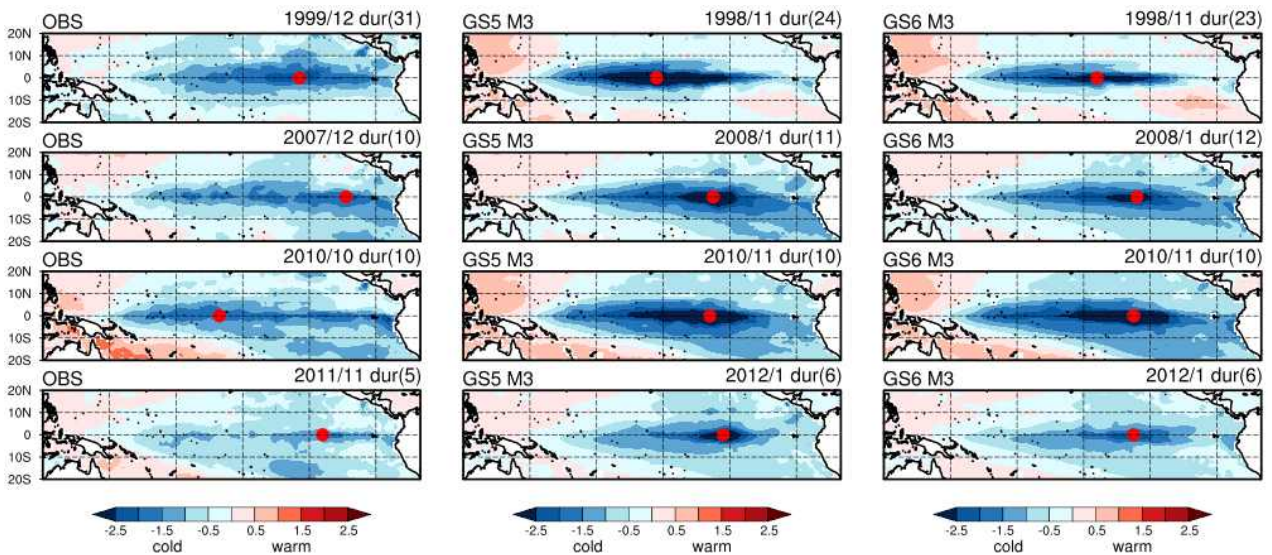


Figure 5.24. Spatial pattern and minimum zonal location of sea surface temperature anomalies for La Niña events.

Figure 5.22는 ENSO 다양성을 정량적으로 제시한 그림으로, ENSO 이벤트 동안 SSTA의 최대 변동 지점의 범위를 관측과 모델에 대해 나타낸 것이다. 기본적으로 모델은 ENSO의 다양성을 좁게 나타내며, 3개월 리드타임 (검은색 실선)에서 확연히 감소하는 것을 볼 수 있다. GloSea5

는 특히 El Nino의 경우 최대 변동 지점이 동태평양에 집중되어 일관적인 패턴을 모의하는 반면, GloSea6에서 El Nino 다양성이 상당히 개선된다. 이는 약한 El Nino 발생시 서태평양에서 나타나는 최대 변동 지점이 어느 정도 모의되기 때문인것으로 판단된다. GloSea6에서 ENSO 발달과 관련된 Bjerknes 양의 피드백이 상당히 개선되는데, 해양 동서 이류 및 수온약층 결합 강도의 개선으로 인해 ENSO 다양성 개선됨을 다음 장(5.2.5)에서 확인할 수 있다. La Nina 이벤트의 경우 SSTA 최대 변동 구역의 분포가 관측에 비해 더 좁게 나타내며, 중앙 태평양에 집중되어 있음을 확인할 수 있는데, La Nina의 경우 ENSO 다양성은 크게 개선되지 않는다.

ENSO 이벤트는 일반적으로 북반구 봄부터 여름까지 발생하기 시작하고 겨울에 최고조에 달하는 phase locking 특성이 있다. 정점 이후 개별 ENSO 현상은 다음 해에 광범위한 시간적 진화를 나타내는데, El Nino 발생 3개 중 1개, 라니냐 발생 2개 중 1개가 2년 동안 지속된다 (Wu et al., 2019). 이전 연구에 따르면 개별 El Nino의 지속 기간을 제어하는 주요 요인은 시작 시기이며 (Lee et al., 2014; Wu et al., 2019), 개별 La Nina의 지속 기간은 이전 따뜻한 현상의 진폭에 크게 영향을 받는다. 이러한 요인들은 열대 태평양뿐만 아니라 다른 열대 해양 내음의 피드백의 시기와 크기를 조절함으로써 개별 ENSO 현상의 지속 기간에 영향을 미치게 된다. 북반구 여름 초에 발생하는 El Nino는 북반구 겨울에 최고조에 달한 직후에 종료되는 경향이 있는 반면, 여름철 후반부터 가을에 발생하는 El Nino는 대개 2년 동안 지속되는 특징이 있다 (Wu et al., 2021). 엘니뇨의 조기 발병 시기는 로스비 파동 반사의 조기 발생과 성숙 단계에 의한 열대 대서양 및 인도양의 조기 조정으로 이어지며, 두 가지 모두 다음 여름까지 사건을 효과적으로 종료시킨다(Wu et al. 2019). 한편, 라니냐가 강한 엘니뇨에 이어 발생하면 적도 태평양을 가로지르는 최초의 대규모 수온약층과 대서양과 인도양의 강한 온난화가 함께 작용하여 라니냐 지속 기간을 연장시키고, 후자는 서태평양에서 동풍 이상 현상을 강화시킨다 (DiNezio 및 Deser 2014; Wu 외 2019).

ENSO 기본 속성 중 마지막 진단 요소로 ENSO 지속기간 (duration)을 진단하였으며, 적도 중앙 태평양 (Nino3.4 영역) SSTA가 0.5σ 이상인 개월 수로 정의하였다. Figure 5.25 와 Figure 5.26는 El Nino와 La Nina의 지속기간을 나타낸 것으로 단년 발생 (1-yr) ENSO와 다년 발생 (2-yr) ENSO로 나누어 지속기간을 제시하였다. GloSea5와 GloSea6는 단년간의 ENSO 지속기간은 상당히 잘 모의하는 반면, 다년간의 La Nina의 지속기간은 6개월 이상 짧게 모의하는 특징이 있다. GloSea6는 El Nino 종료기간을 다소 길게 모의하는 특징이 있지만, El Nino 발생-정점-쇠퇴의 진화 과정을 상당히 잘 모의한다. 반면, La Nina의 경우 발달 기간을 다소 길게 모의하며, 쇠퇴 기간을 짧게 모의한다. 특히 다년간 La Nina의 지속 기간은 여전히 개선의 여지가 많은 것으로 판단된다. 라니냐가 강한 엘니뇨에 이어 발생하면 적도 태평양을 가로지르는 최초의 대규모 수온약층과 대서양과 인도양의 강한 온난화가 함께 작용하여 라니냐 지속 기간을 연장시키고, 후자는 서태평양에서 동풍 이상 현상을 강화시킨다 (DiNezio 및 Deser 2014; Wu 외 2019). 다년간 지속하는 라니냐의 개선을 위해서는 ENSO 주요 피드백 외에 대서양 및 인도양과의 상호작용에 대한 모의 특성 또한 분석되어야 할 것으로 판단된다.

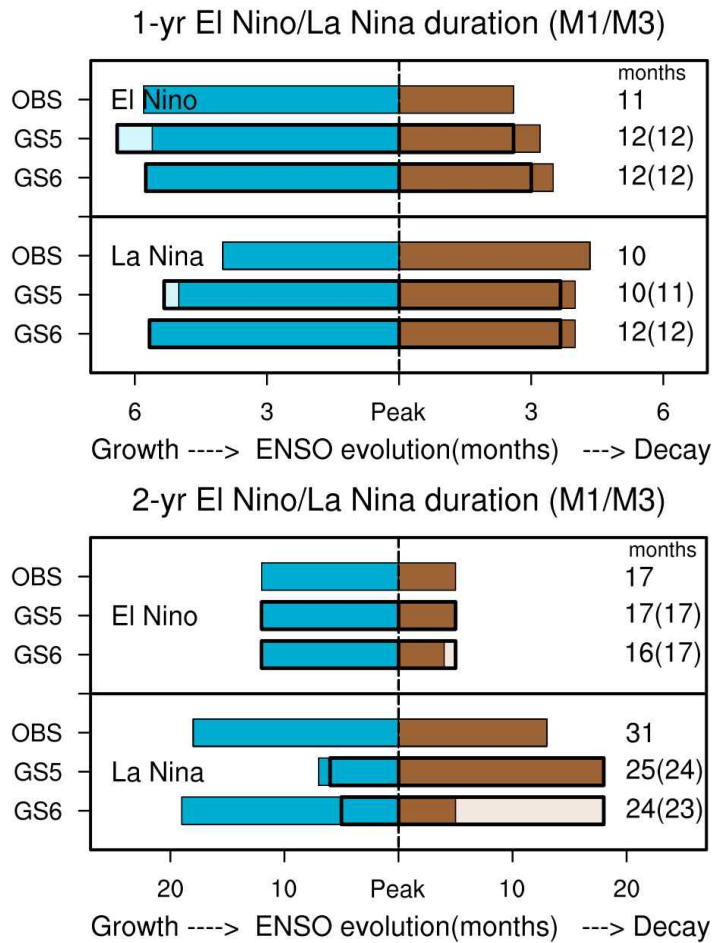


Figure 5.25. Distribution of 1-yr and 2-yr El Nino and La Nina duration. The black boxes show respectively the reference and the model.

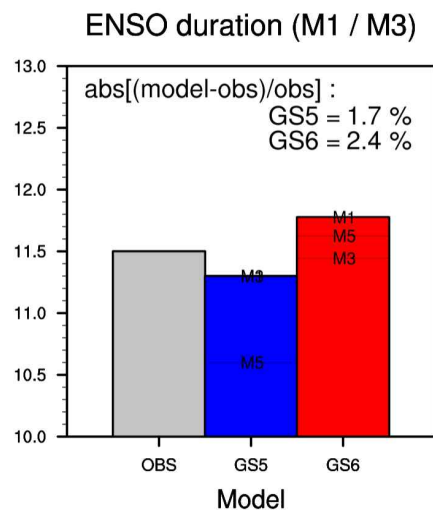


Figure 5.26. The metric value of ENSO duration. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.

5.1.6. ENSO 내부과정

ENSO 발생 및 진화와 관련된 내부 역학의 모의 성능을 제공하기 위한 ENSO 프로세스 진단 메트릭 요소는 Planton et al. (2021)의 방법론에 따라 구성하였다. ENSO는 해양과 대기사이의 양의 Bjerknes 피드백 (Bjerknes 1969)을 통한 적도 태평양 SSTA 증폭의 결과로 발생하며, 해양과 대기 사이의 음의 열유속 피드백에 의해 감소한다. 따라서 ENSO process 메트릭은 Bjerknes 피드백과 ENSO SSTA 발달에 대한 열유속 효과간 균형을 평가하는 과정으로 구성하였다 (Planton et al., 2021). Figure 5.27은 주요 ENSO 피드백의 모식도를 나타낸 것으로 4개의 메트릭 요소 ① SST-Taux 피드백, ② Taux-SSH 피드백, ③ SSH-SST 피드백, ④ SST-NHF 피드백을 설명한다. ENSO 내부 프로세스 평가는 먼저 ENSO의 발달 과정인 Bjerknes 피드백 평가로 구성하였다. ENSO 발달은 적도 동태평양에서의 따뜻한 SSTA가 무역풍을 약화시켜 수온약층이 심화되고 물의 용승이 촉진됨에 따라 SSTA가 더욱 증가하는 양의 피드백으로 설명된다. SST-Taux 피드백은 적도 동부 SSTA와 적도 중/서부 태평양 무역풍 편차의 관계가 잘 모의되는지를 평가하며, Taux-SSH 피드백은 원경 무역풍 편차에 따라 적도 동부 태평양의 sub-surface 온도 편차가 잘 나타나는지 해양-대기의 반응 성능을 제시한다. 그리고 SSH-SST 피드백은 sub-surface 온도 편차와 적도 동태평양 SSTA의 관계를 평가하는 해양의 반응을 제시한다. 이러한 Bjerknes 피드백은 음의 열유속 피드백 (Bayr et al., 2019)과 균형을 이루게 되는데, 적도 동태평양에서의 발달된 양의 SSTA는 운량을 증가시키고 이는 단파복사를 감소시켜 SSTA가 감소하는 음의 피드백으로 설명된다. ENSO를 제어하는 해양의 프로세스으로써 음의 열유속 피드백 또한 Bjerknes 피드백과 함께 평가되었다.

Schematic of the key ENSO feedbacks

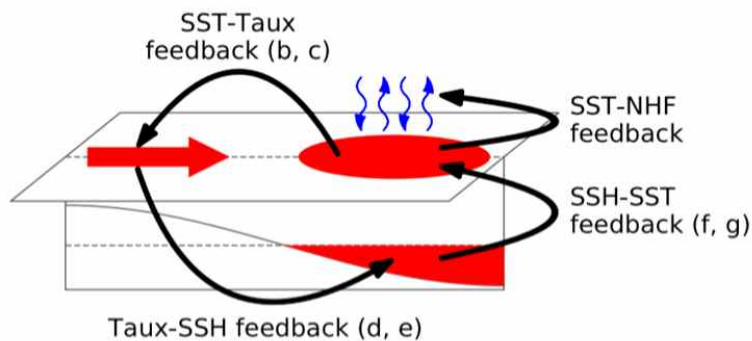


Figure 5.27. Schematic diagram exploring the key ENSO feedbacks; SST-Taux feedback, Taux-SSH feedback, SSH-SST feedback, and SST-NHF feedback (Planton et al., 2021).

Figure 5.28과 Figure 5.29는 Bjerknes 피드백을 설명하는 해양-대기 변수들 간 결합강도의 모의성능을 나타낸 것이다. GloSea6 는 관측에 비해 동태평양 해수면온도 변동에 따른 무역풍

의 약화 반응 (SST-Taux)은 약하게 모의하는 반면, 원격 무역풍 변동에 따른 동부 해수면고도의 변동 (Taux-SSH)과 수온약층 변동에 따른 해수면온도 변동 (SSH-SST)의 결합강도는 강하게 모의하는 경향을 나타낸다. 이러한 특성은 리드가 증가할수록 뚜렷하게 나타나며, Taux-SSH를 제외한 두 피드백, SST-Taux와 SSH-SST의 결합강도는 GloSea6에서 개선된 결과를 보인다 (Figure 5.29). 또한 리드가 증가할수록 변수간 결합강도가 급격히 약해지거나 강해지는 특징이 GloSea6에서 개선되는 것을 확인할 수 있다.

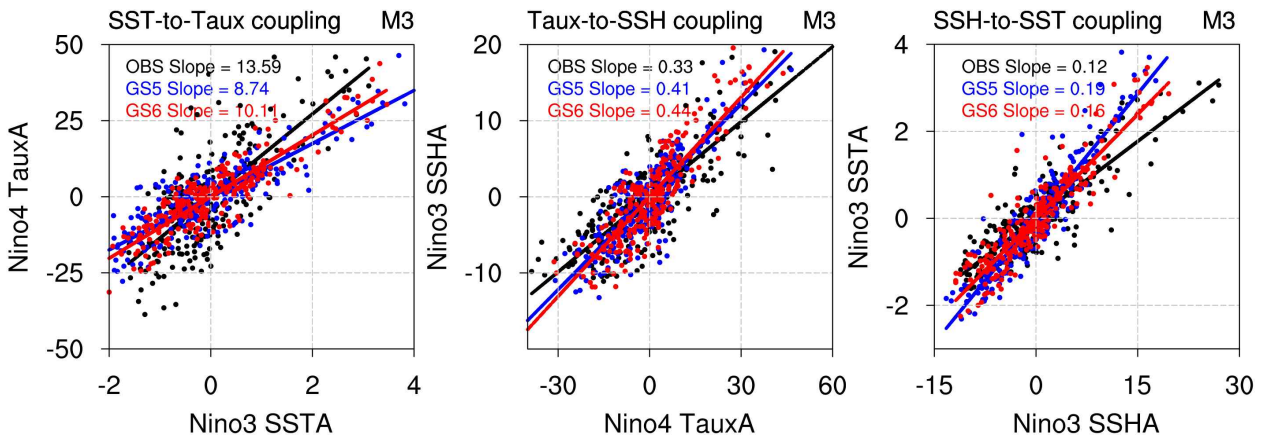


Figure 5.28. Scatterplot of (left) SSTA in the eastern equatorial Pacific(Nino3 averaged) and zonal wind stress anomalies (TauxA) in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged), (middle) zonal wind stress (TauxA) in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged) and sea surface height anomalies (SSHA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), and (left) sea surface height anomalies (SSHA) and sea surface temperature anomalies (SSTA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged). The black and blue (red) makers show respectively the reference and the model. The metric is based on the slope of the regression and is the absolute value of the relative difference : $abs((model-ref)/ref)*100$.

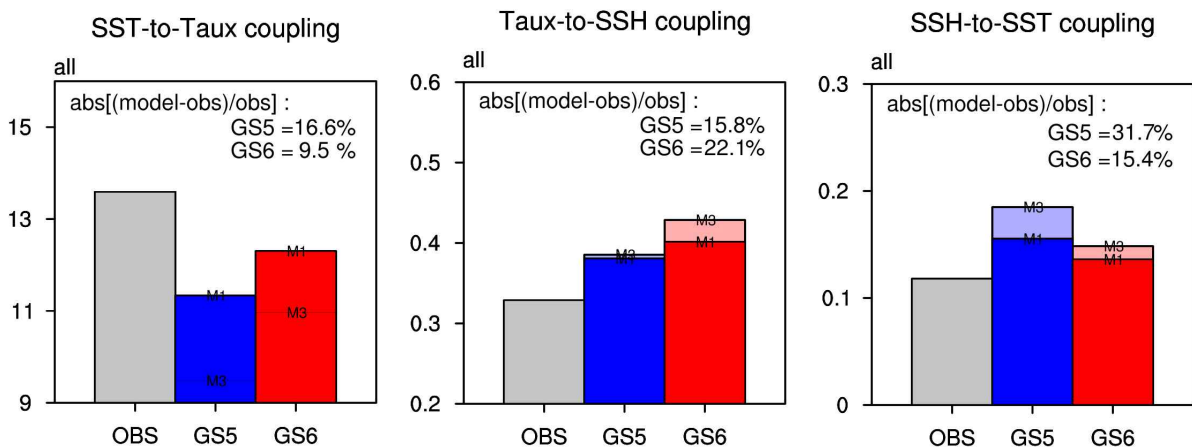


Figure 5.29. The metric values showing the strength of (left) the SST-Taux coupling, (middle) the Taux-SSH coupling, and (right) the SSH-SST coupling. The gray, blue and red bars denote the reference and the models from GloSea5 and GloSea6.

Figure 5.30은 적도 태평양에서 SST-Taux 결합강도의 연변화 구조를 나타낸 것으로, 관측에 비해 전반적으로 약한 강도를 나타낸다. 관측에서 SST-Taux 결합강도는 북반구 가을과 겨울에 뚜렷하게 강해지며 봄철에 급격히 약해지는 계절성을 나타낸다. GloSea6는 SST-Taux 결합강도의 계절성은 대체적으로 잘 모의하며, GloSea5에 비해 ENSO 생성 및 발달 시기인 여름철 SST-Taux 결합강도를 개선시키지만 여전히 강도를 약하게 모의하는 경향이 있다.

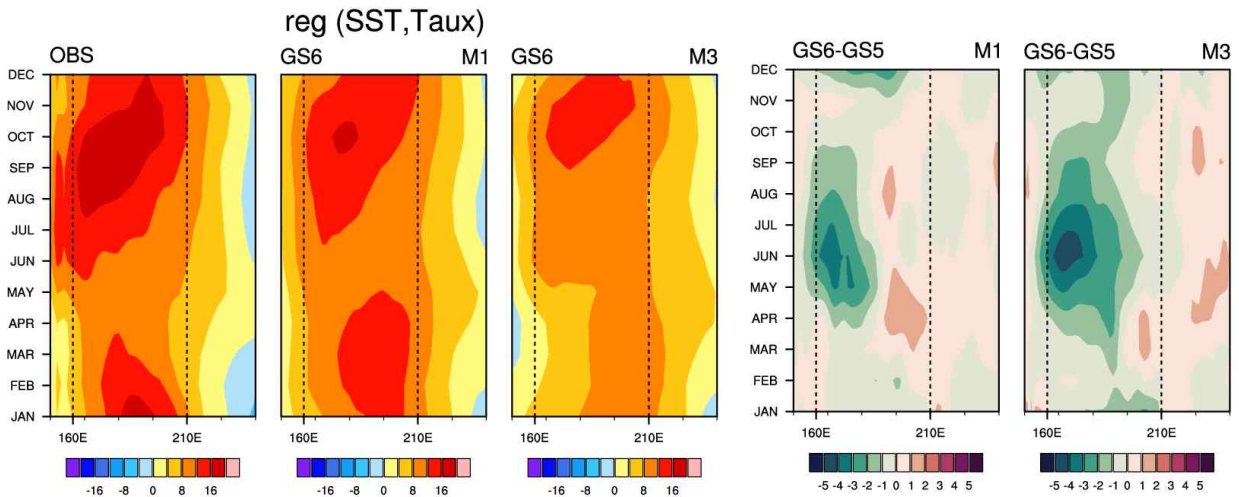


Figure 5.30. Hovmöller diagrams of zonal wind stress anomalies (TauxA) in the equatorial Pacific regressed onto sea surface temperature anomalies (SSTA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), showing the strength of the SST-to-Taux coupling. The coupling shows too weak, particularly during boreal autumn and winter and a stops in boreal spring.

Figure 5.31와 Figure 5.32는 Taux-SSH의 결합강도 특성에 대해 제시하였다. 다른 변수간 결합강도와는 달리 Taux-SSH의 연변화 구조는 뚜렷한 비선형성, 즉 엘리노 ($TauxA > 0$) 경우 결합 강도가 더 커지며 라니냐 ($TauxA < 0$)인 경우 더 완만한 강도를 나타낸다. GloSea6는 이러한 ENSO 이벤트에 따른 비선형성은 어느정도 모의하지만 결합강도를 대체적으로 강하게 모의하며, 적도 동태평양 겨울철에 강한 강도가 나타나는 계절성은 잘 모의하지 못한다. 특히 라니냐 ($TauxA < 0$)의 경우 GloSea6는 관측과 달리 봄부터 강한 Taux-SSH 결합 강도를 모의하는데 이는 La Nina 발달을 관측보다 더 빨리 발달시키며 지속시간 또한 길어지는 결과를 야기시킨다.

Figure 5.33은 SSH-SST 결합강도의 연변화 구조를 나타낸 것이다. 동태평양 해수면 고도의 변동과 관련된 적도 태평양 해수면 온도 변동과의 관계는 겨울철 중앙·동태평양에서 매우 강하게 나타나는 뚜렷한 계절성을 나타낸다. GloSea6는 전반적인 연변화 구조를 잘 모의하며 GloSea5의 강한 결합 강도를 대체적으로 개선시키며 특히 봄철 중앙·동태평양에서 과도하게 모의하는 강도를 개선시킴을 확인하였다.

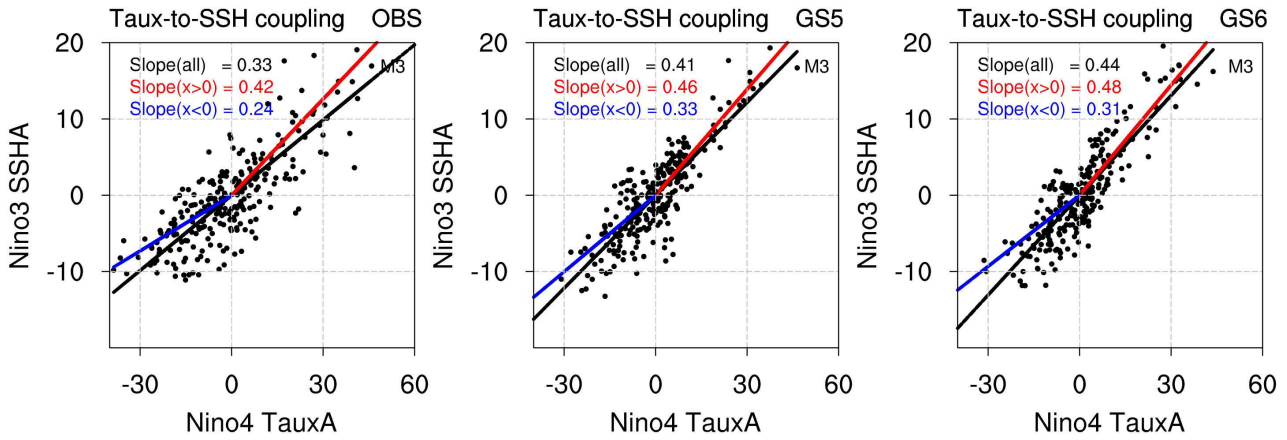


Figure 5.31. Scatterplot of zonal wind stress anomalies (TauxA) in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged) and sea surface height anomalies (SSHA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), showing the possible nonlinearity in the strength of the Taux-to-SSH coupling. The black, red and blue lines and numbers show respectively linear regression computed for all TauxA, TauxA>0, and TauxA<0, the left and right scatterplots show respectively the reference and the model.

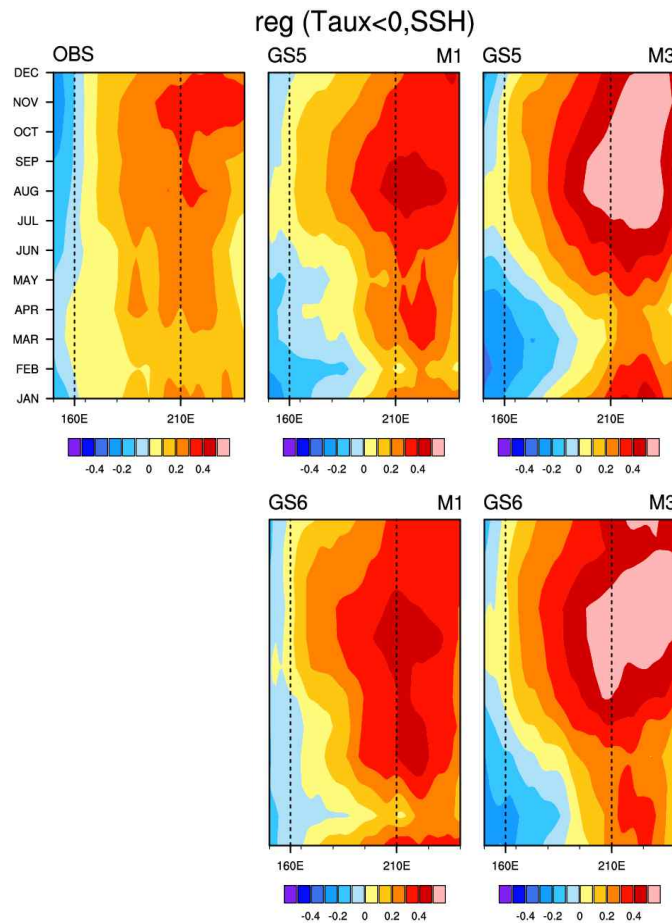


Figure 5.32. Hovmoller diagrams of sea surface height anomalies (SSHA) in the equatorial Pacific regressed onto zonal wind stress anomalies in the western equatorial Pacific (Nino4 averaged) when TauxA<0 from GloSea5 and GloSea6.

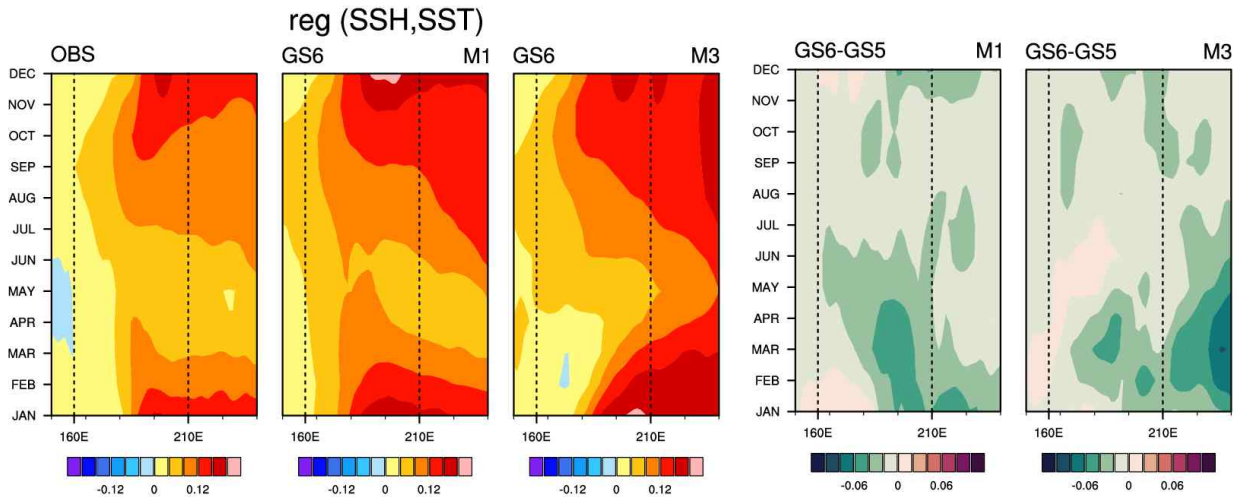


Figure 5.33. Hovmoller diagrams of sea surface temperature anomalies (SSTA) regressed onto sea surface height anomalies (SSHA) both in the equatorial Pacific, showing the seasonality of the SSH-SST coupling strength.

해양과 대기 사이의 양의 Bjerknes 피드백 과정을 통해 ENSO 발달 과정에서의 내부 프로세스를 평가하였으며, Bjerknes 피드백과 균형을 이루는 음의 열유속 피드백 (Bayr et al., 2019) 결과를 제시하였다. Figure 5.34와 Figure 5.35은 SST-SSH 결합강도를 나타낸 것으로, GloSea6는 관측에 비해 동태평양 해수면온도 변동에 따른 음의 열유속 관계를 매우 약하게 모의하며, 두변수간 비선형성을 과도하게 모의하는 특징이 있다. SST-SSH 결합강도는 상반기에 강하며 하반기에 약한 뚜렷한 계절성을 나타내는데 (Figure 5.36), 특히 엘리뇨의 경우 (SSTA>0) 상반기 결합강도가 두드러지게 나타난다. 이는 음의 열유속 피드백이 특히 엘리뇨 쇠퇴기간 동안 주요 damping 항으로 작용함을 의미한다. GloSea6는 엘리뇨 쇠퇴시기인 초봄에는 음의 열유속을 관측과 유사하게 모의하지만 봄~여름철에 급격히 약해지는 특징을 나타내는데, 이로써 더 긴 El Nino를 모의하게 되며 ENSO duration 성능 감소에 영향을 미친다.

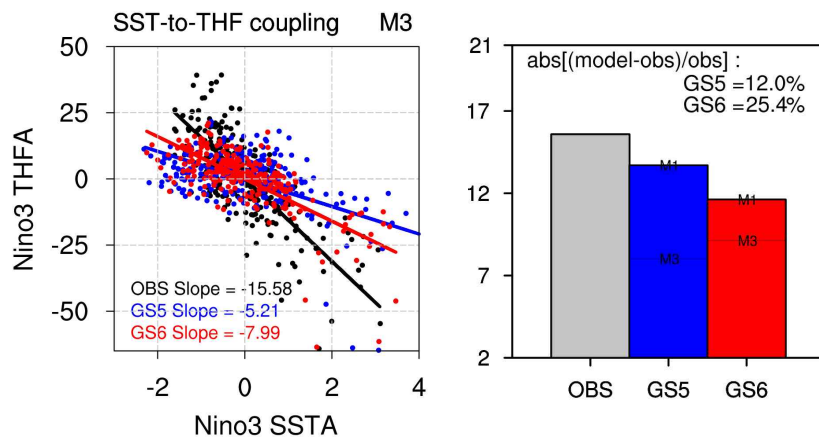


Figure 5.34. (left) Scatterplot of sea surface temperature anomalies (SSTA) and net surface heat flux anomalies (NHFA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged) and (right) the metric value of the strength SST-THF coupling.

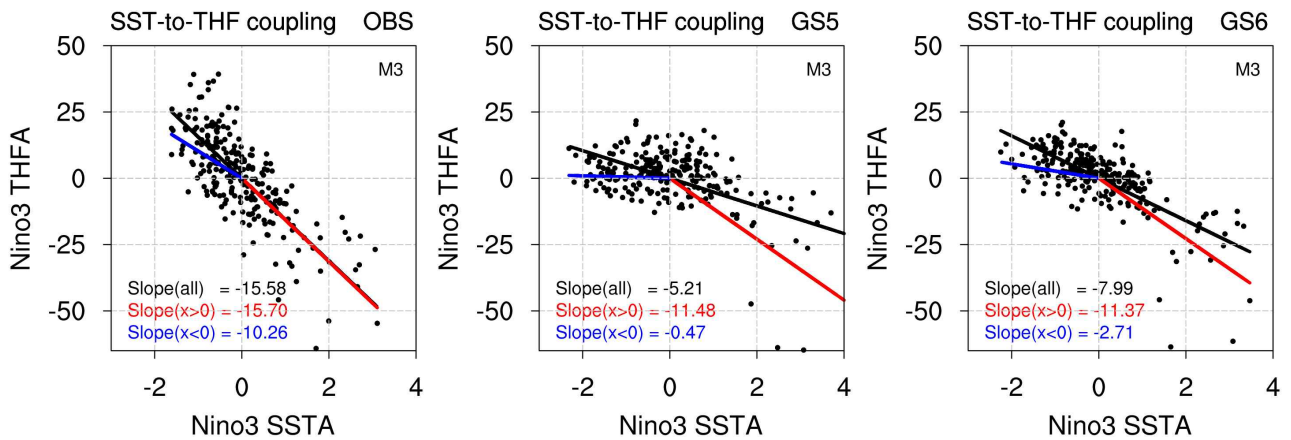


Figure 5.35. Scatterplot of sea surface temperature anomalies (SSTA) and net surface heat flux anomalies (NHFA) in the eastern equatorial Pacific (Nino3 averaged), showing the possible nonlinearity in the strength of the SST-to-THF coupling.

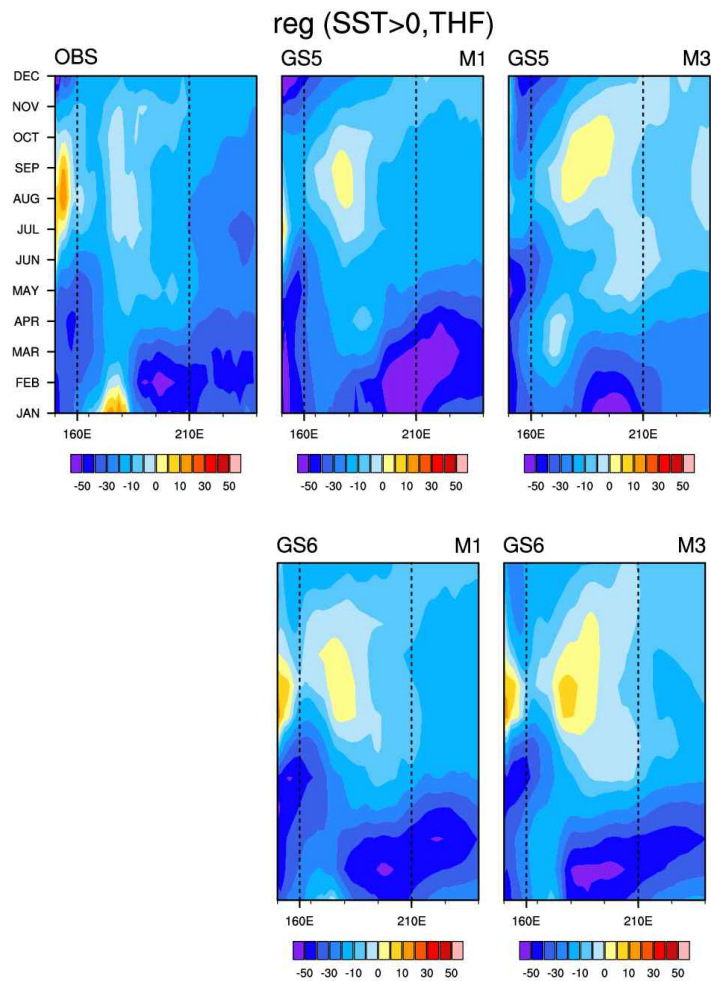


Figure 5.36. Hovmoller diagrams of total surface heat flux anomalies (THFA) regressed onto sea surface height anomalies (SSHA) both in the equatorial Pacific, showing the possible nonlinearity in the strength of the SST-to-THF coupling.

5.1.7. ENSO 원격상관

ENSO 변동에 따른 원격상관 모의 성능을 평가하기 위해 북반구 및 동아시아 기온/강수에 대한 원격상관 재현성을 제시하였다. Figure 5.37과 Figure 5.38은 ENSO 변동과 관련된 북반구 겨울철 (DJF) 기온 및 강수 편차의 공간 패턴을 나타낸 것이다. 동아시아에서는 ENSO 변동에 따라 겨울철에는 평년 대비 고온 다습한 경향이 있으며 여름철에는 저온 건조한 특징을 보인다. GloSea5와 GloSea6는 이러한 ENSO 변동에 따른 북반구 기온/강수의 원격상관 패턴을 전반적으로 잘 모의한다. 하지만 동아시아 북부 내륙에서의 겨울철 양의 온도 편차를 잘 모의하지 못하며 동아시아 강수 밴드와 관련된 강수 편차의 디테일을 잘 모의하지 못한다. GloSea5와 GloSea6는 동북아시아 대륙에서 ENSO 변동과 관련된 온도 편차를 관측과 반대 방향으로 모의하며 GloSea6에서 이러한 음의 온도 편차는 더욱 강해지는 특징을 나타낸다. 강수의 경우 아시아 대륙 전체에 ENSO 변동에 따른 다습한 강수 편차가 강하게 나타나며 GloSea6에서 동아시아 강수 밴드의 패턴과 강도가 다소 개선됨을 확인할 수 있다.

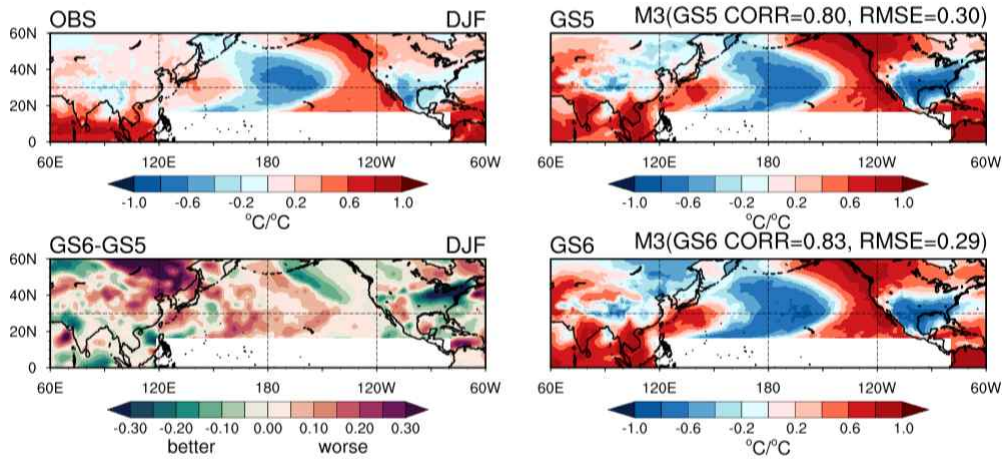


Figure 5.37. Spatial pattern of surface temperature anomalies associated with ENSO over northern Hemisphere during boreal winter (DJF). The main metric derived is the spatial RMSE between the model and the observation maps.

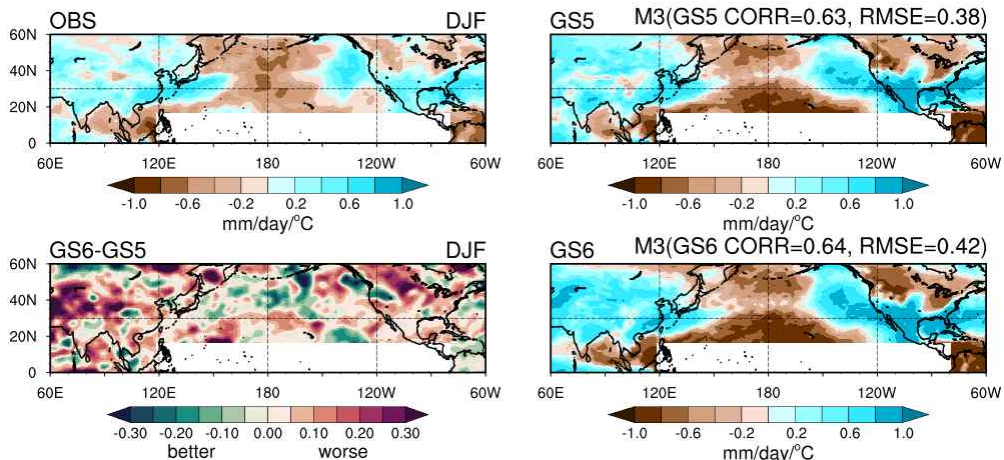


Figure 5.38. Same as Figure 5.37, except for precipitation.

Figure 5.39와 Figure 5.40은 ENSO 변동과 관련된 북반구 및 동아시아 기온 및 강수 반응의 연변화 구조를 나타낸 것이다. 동아시아 기온은 ENSO 변동에 대해 뚜렷한 계절성을 나타내는데, 상반기(하반기)에 양(음)의 기온 상관관계를 나타낸다. 양의 기온 상관관계는 봄(3~4월)에, 음의 기온 상관관계는 가을(9월)에 두드러지게 나타난다. GloSea6는 이러한 계절성을 일반적으로 잘 모의하지만 다소 강하게 모의하며, 특히 가을철 음의 기온 상관의 강도를 관측보다 강하게 나타내는 특징이 있다. 동아시아 강수는 가을철에 양의 강수 상관을 나타내는 반면 겨울과 봄철에 양의 강수 상관을 나타낸다. GloSea6는 관측에서의 상관보다 전반적으로 과도한 관계를 모의하며, 특히 겨울철~초봄에 그 강도가 과도하게 나타난다. 따라서 ENSO 변동에 따른 원격 상관 모의 성능의 동아시아 기온의 경우 다소 개선되지만 강수의 경우 1 month lead 이후부터 더 나빠지는 결과를 보인다.

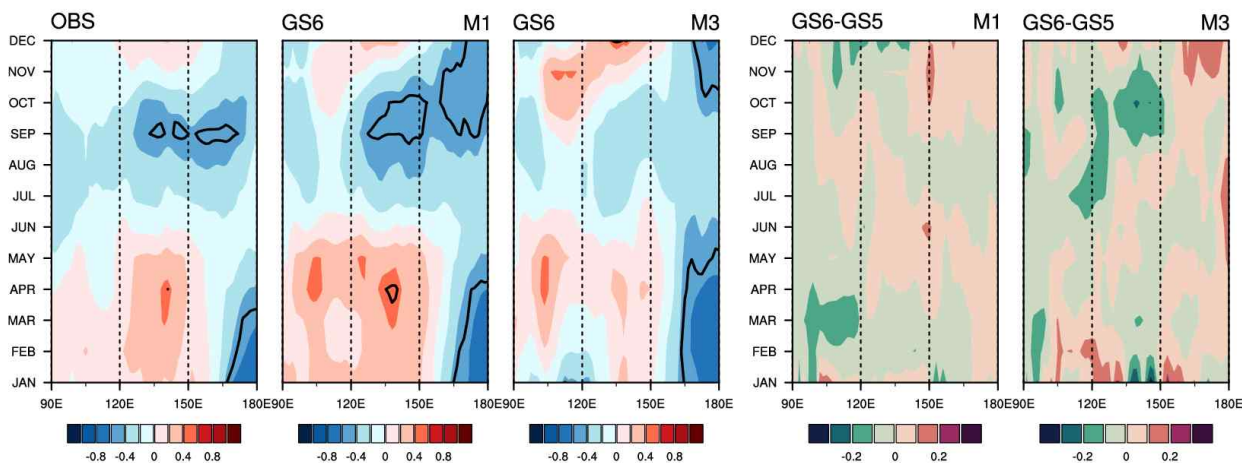


Figure 5.39. Hovmöller diagrams of simultaneous correlation between the Niño3.4 index and 2m temperature anomalies over East Asia of 20N to 50N.

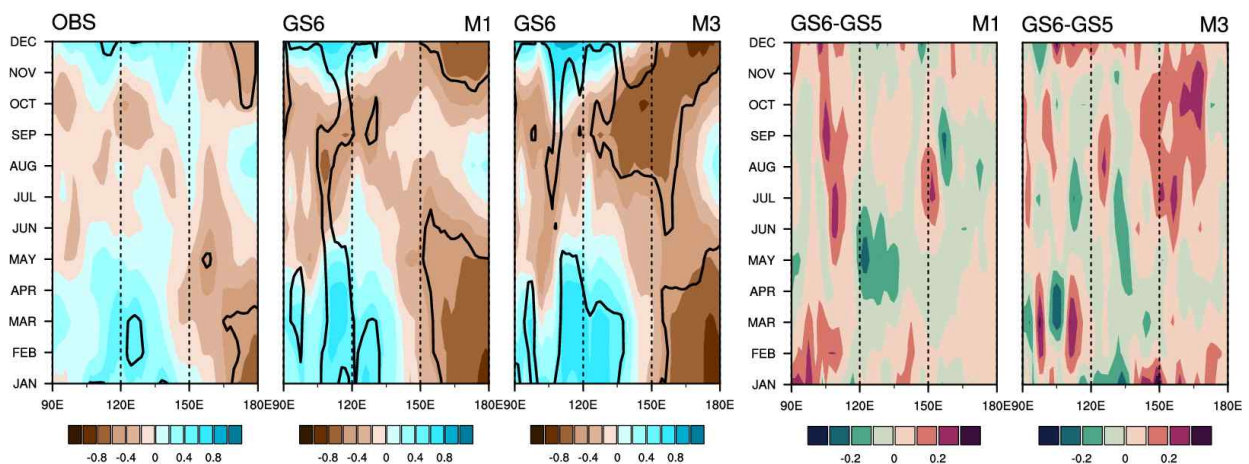


Figure 5.40. Hovmöller diagrams of simultaneous correlation between the Niño3.4 index and precipitation anomalies over East Asia of 20N to 50N.

5.1.8. ENSO 성능진단

Figure 5.41와 Table 5.2는 CrEMA ENSO 진단 체계를 적용한 국가 기후예측모델 (GloSea6)의 ENSO 진단 결과를 나타낸 것이다. 앞서 제시한 ENSO 진단평가 항목들 중 필수 요소들을 선정하여 정량화/객관화된 매트릭 값으로 정의하고 이를 스코어카드의 값으로 구성하였다. 스코어카드는 기준모델 (GloSea5) 대비 성능 향상 여부를 제시하며, 초록색(붉은색) 계열은 성능 개선(감소)을 의미하고 색이 진할수록 절대적인 양이 커짐을 나타낸다. ENSO의 예측성능 및 기본속성이 전반적으로 개선되었고, 특히 기후예측모델에서의 ENSO 봄철 예측 장벽이 개선됨을 확인하였다. 적도 SST 평균 및 연변화 개선 및 Bjerknes 피드백의 개선으로 ENSO 편향 (강한 강도, 강한 계절성, 위상잠김 특성의 빠른 해제)이 개선되었으며, 이로 인해 ENSO 평균 예측성능이 개선된 것으로 판단된다. 반면, 라니냐 발달기간 동안 강한 Taux-SSH 결합 강도는 La Nina 예측성능을 감소시키고, 엘리뇨 쇠퇴기간 급감하는 열유속은 El Nino의 빠른 종료를 모의하게 되며, 결국 ENSO duration의 모의성능 감소에 영향을 미친다. ENSO duration을 제외한 ENSO 기본 속성은 전반적으로 향상됨을 확인할 수 있으며, 이는 원격상관 모의성능에 영향을 주게 된다. ENSO 변동과 관련된 기온 패턴은 전구나 동아시아 지역적으로도 개선된 결과를 보이나, 강수 패턴의 모의성능은 더욱 감소한 결과를 나타낸다. 이는 GloSea6가 적도 dry bias와 강한 Double ITCZ를 모의하기 때문이며 적도 강수의 구조적 오차가 개선된다면 ENSO 원격상관에 따른 강수 영향장 또한 개선될 것으로 기대할 수 있다.

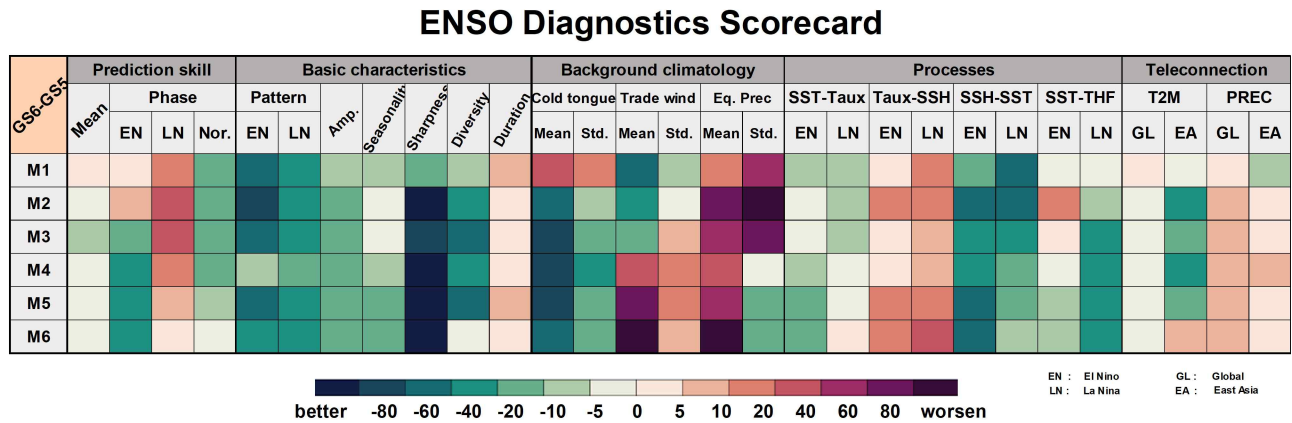


Figure 5.41. ENSO Metrics scorecard which shows relative skill difference between GloSea6 and GloSea5 for 1-6 month leads. The green (red) colors indicate better (worse) model performance.

Table 5.2. GloSea6 ENSO evaluation results using the CrEMA ENSO metrics.

국가 기후예측모델 ENSO 진단 평가	
총평	ENSO의 전반적인 예측성능 및 기본속성 개선 지수 기반의 평균 예측성능 개선, 그러나 La Nina 예측성능 감소
원인 분석	개선 적도 SST 평균 및 연변화 개선, Bjerknes 양의 피드백 개선 → ENSO 편향 개선 (강한 강도, 강한 계절성, 위상잠김 특성의 빠른 해제) → ENSO 평균 예측성능 개선
	감소 라니냐 발달기간 강한 Taux-SSH 결합 강도 → La Nina 예측성능 감소 → Duration 성능 감소 엘리뇨 쇠퇴기간 급감하는 열유속 → 긴 엘리뇨 쇠퇴기간 → Duration 성능 감소
개선방향	적도 dry bias와 강한 Double ITCZ 개선 필요 → ENSO 원격 상관에 따른 강수 영향 개선 기대

5.2. MJO

5.2.1. MJO 진단 매트릭스 자료

5.2.1.1. 기후예측자료

MJO (Madden-Julian Oscillation) 진단을 위해 사용된 기후예측자료는 국립기상과학원에서 생산한 GloSea5 (GS5)와 GloSea6 (GS6)로, S2S prediction project database (Vitart et al., 2017)에 제공하기 위해 표준화된 hindcast 자료이다. GS5와 GS6의 hindcast 자료는 한 달에 4회 고정된 날짜 (1일, 9일, 17일, 25일)에 4개의 앙상블 멤버를 이용하여 60일간 제공되고 있다. 본 연구에서는 모델 자료의 수평 해상도를 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 로 내삽하였고 선행시간 1주부터 4주까지의 예측자료를 사용하여 MJO를 진단하였다. 연직 방향으로는 7개 고도 (200/300/500/700/850/925/1000hPa)가 사용되었다. MJO의 계절적 의존도로 인해 열대지역 동서 구조가 가장 활발한 1997-2016년 겨울철 (11월-4월, NDJFMA) 기간에 대해 진단하였다. 모든 분석에는 20-70일 bandpass filter를 적용한 아노말리가 사용되었다.

5.2.1.2. 관측자료

이 연구에서 모형의 예측성을 평가하기 위한 비교 대상으로 ECMWF에서 제공하는 재분석 자료인 일별 Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalysis (ERA5; Hersbach et al. 2020)를 사용하였다. 사용된 변수는 500hPa 지위고도 (Z500), 200hPa 바람 (U200, V200), 850hPa 바람 (U850, V850), 850hPa 비습 (q850)과 연직 동서바람 (U), 남북바람 (V), 연직바람 (W), 온도 (T), 비습 (q)이다. 또한 열대지역의 대류 활동 분석을 위해 NOAA interpolated 상향 장파 복사 (outgoing longwave radiation, OLR)의 일 평균 자료를 사용하였다 (Liebmann and Smith, 1996). 모든 관측자료는 모형과 동일한 격자인 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 로 내삽한 후 주별 평균하여 사용하였다. 예측자료와 동일하게 20-70일 bandpass filter를 적용한 아노말리를 사용하여 분석하였다.

5.2.2. MJO 진단 매트릭스 구성

MJO는 열대지역에서 대규모 대류구름과 함께 관련 대기순환이 인도양에서부터 중앙 태평양까지 동진하는 현상이다 (Madden and Julian, 1971, 1972). MJO는 약 30-70일 주기로 발생하므로 기상과 기후 사이의 예측 성능이 낮은 계절내-계절 (Subseasonal-to-seasonal, S2S) 시간규모에서 가장 중요한 예측인자로 알려져 있다 (Waliser et al., 2003).

MJO의 모의 성능을 객관적으로 진단하기 위해 US-CLIVAR (Climate and Ocean: Variability, Predictability, and Change) MJO Working Group에서는 MJO simulation diagnostics (Waliser et al., 2009)를 개발하였다. 이후에 MJO와 관련된 프로세스 중심의 진단법이 개발되었다 (Jiang et al., 2015; Ahn et al., 2017; Wang et al., 2018 등). 그러나 기후모델에서 모의한 MJO에 대한 진단은 주로 Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) 등의 장기적분실험을 사용하였기 때문에 현업 기후예측모델 맞는 MJO 진단 매트릭스가 필요하다.

ENSO의 경우, 최근 CLIVAR ENSO Metrics Package (Planton et al., 2021)를 통해 Performance-Teleconnections-Processes로 구성된 진단 체계를 제안하였고 각 메트릭스를 정량화, 표준화하여 한눈에 모델의 개선점을 진단할 수 있도록 하였다. 본 연구에서는 ENSO Metrics Package를 벤치마크 하여 현업 기후예측모델에 적용할 수 있도록 구성된 예측성능-기본특성-원격상관-프로세스의 MJO 진단평가 메트릭스를 제안하였다 (Figure 5.42.).

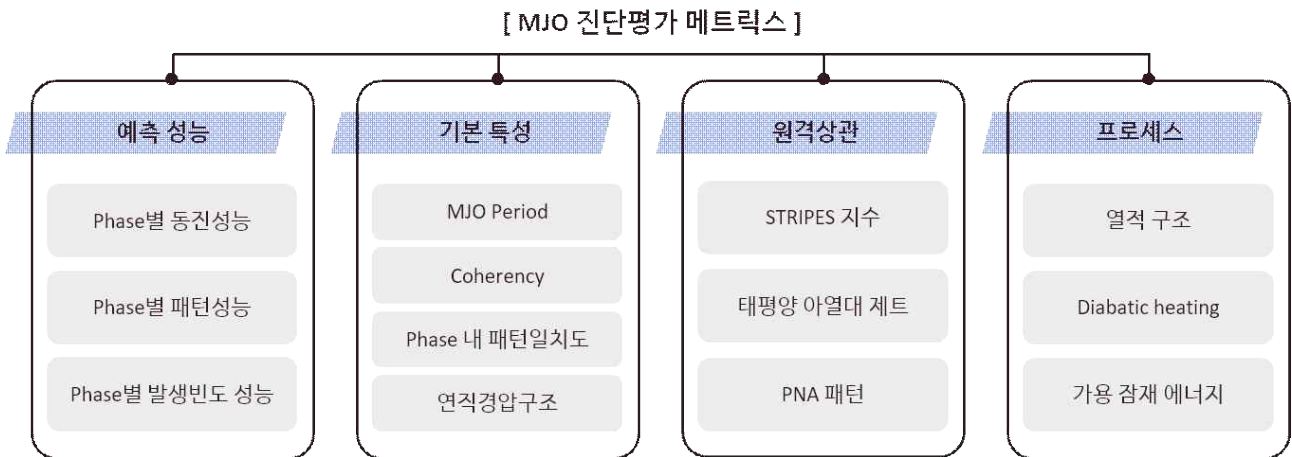


Figure 5.42. MJO diagnostics metrics of CrEMA consisting of four categories and their components.

5.2.3. MJO 예측 성능

5.2.3.1. Phase 별 동진 성능

MJO의 대류 분포를 나타내는 OLR은 인도양에서부터 서태평양까지 동진한다. Figure 5.43에는 인도양 (Indian Ocean, IO), 해양성 대륙 (Maritime continent, MC), 서태평양 (Western Pacific, WP)에서 OLR이 동진하는 모습을 시간-지연 회귀계수를 통해 나타냈다. 관측에서 보면 인도양에서 동진하는 OLR은 해양성 대륙에서 약한 강도를 보이고 이후 서태평양에서 다시 강해지는 패턴이 나타난다. 대부분의 기후모델이 모의하는 MJO는 해양성 대륙을 통과하지 못함에 따라 예측 성능이 떨어지는 소위 “해양성 대륙 예측 장벽”이 나타나고, 이는 해양성 대륙에서 나타나는 동진 패턴의 불연속점 (약 120° E)으로 판단할 수 있다. 관측에 비해 해양성 대륙에서 OLR이 약해지는 패턴은 GS5와 GS6에서 모두 나타나지만, GS6에서는 GS5에 비해 동진 패턴의 강도가 관측과 유사함을 볼 수 있다.

MJO가 동진하기 위해서는 그 이전에 하층에서 수증기가 충분히 유입되어야 한다. 따라서 OLR의 동진에 선행하여 하층 수분 수렴이 나타나는지 확인하기 위해 Figure 5.44에서 하층 수분 수렴 (음영)과 OLR (실선)으로 함께 나타내었다. OLR이 동진하기 5일 정도 앞서서 하층 수분 수렴이 나타나고 동진하며 해양성 대륙에서 잠시 수증기 유입이 줄어들었다가 서태평양에서 다시 강화되는 패턴이 보인다.

GS5와 GS6가 모의하는 OLR과 하층 수분 수렴 동진 패턴의 성능을 정량적으로 판단하기 위해 MJO 대류가 주로 나타나는 5개 지역 (인도양 서부 (West of Indian Ocean, W.IO), 인도양 (IO), 해양성 대륙 (MC), 서태평양 (WP), 서태평양 동부 (East of Western Pacific, E.WP))에서의 시간-지연 회귀계수에 대한 패턴 상관계수를 구하여 선행 3주에 대한 예시를 Figure 5.45에 나타내었다. OLR의 예측 성능은 5개 지역에서 전부 개선되었고, 특히 MJO 예측 장벽으로 알려진 해양성 대륙에서 가장 큰 성능 개선이 이루어졌다. 이는 해양성 대륙에서 하층 수분 수렴이 가장 크게 개선되었기 때문으로 판단된다.

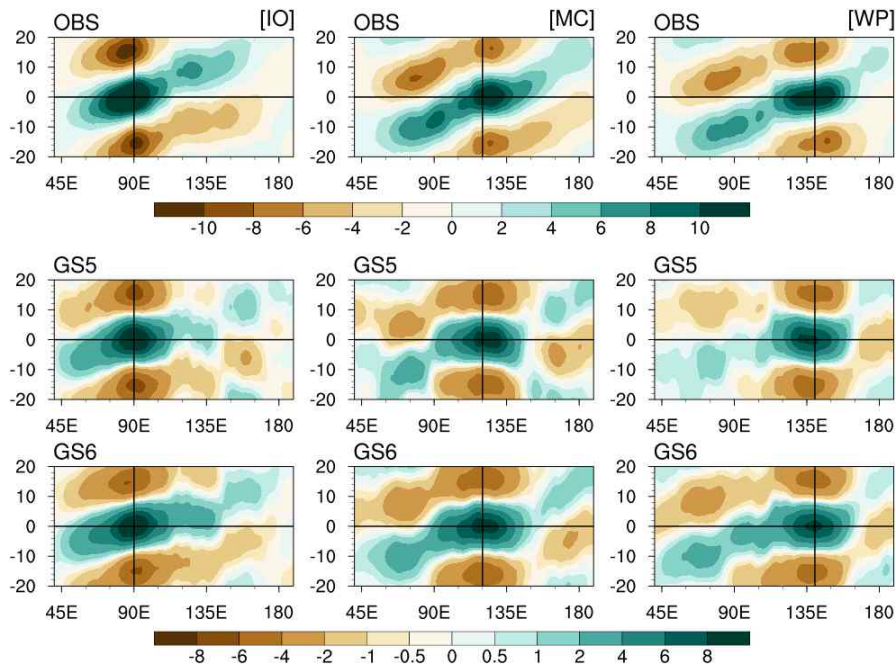


Figure 5.43. Eastward propagation of MJO in observation and Models (GloSea5 and GloSea6) for 3-week lead (W3) as shown by the lead-lag regression of 20-70-day bandpass-filtered OLR anomalies averaged over Indian Ocean (IO), Maritime continent (MC), and Western Pacific (WP) during boreal winter (November-April) 1997-2016.

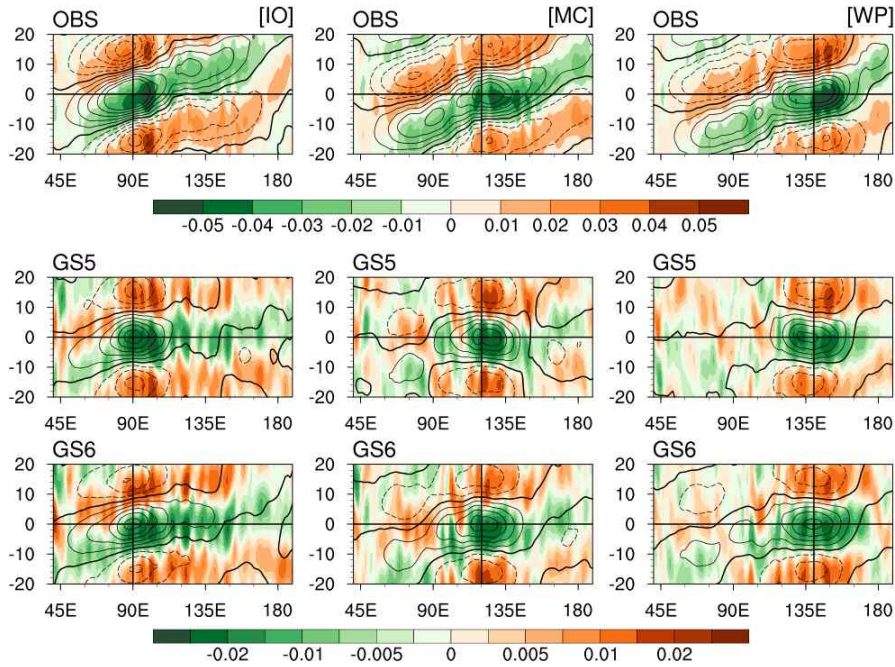


Figure 5.44. Same as Figure 5.43 but for low-level moisture convergence (LLMC, shading) and OLR (contour) anomalies.

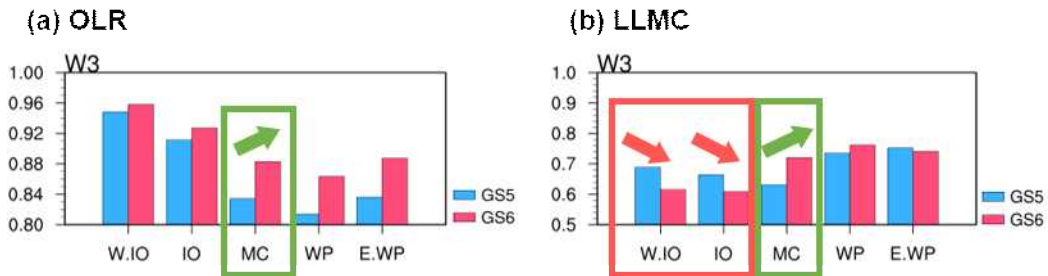


Figure 5.45. MJO propagation skill for W3 by (a) OLR and (b) LLMC over west of Indian Ocean (W.IO), IO, MC, WP, east of Western Pacific (E.WP).

5.2.3.2. Phase 별 패턴 성능

MJO의 대류 위치를 파악하기 위해 Wheeler and Hendon (2004)이 제안한 실시간 다변량 MJO (real-time multivariate MJO, RMM) 지수를 사용하였다. 모델의 RMM 지수를 구하기 위해 관측 OLR과 200hPa 동서 바람, 850hPa 동서 바람을 적도 (15° S-15° N) 영역에 대해 평균하여 다변량 (multivariate) EOF 분석을 통해 계산된 EOF1과 EOF2 패턴을 모델에 투영한 후 RMM1과 RMM2 지수를 산출하여 MJO 대류 위치와 강도를 파악하였다.

Figure 5.46는 관측과 모델의 선행 1주에서 나타나는 MJO 위상 2-3과 6-7에 대해 MJO가 발생했을 때에 대한 OLR과 850hPa 바람의 합성장이다. 여기서 MJO는 RMM이 1보다 클 때 발생한 것이라고 정의하였다. 두 모델 모두 관측에서 나타나는 대류 위치와 바람의 패턴을 잘 모의하나, 그 크기에 있어 관측에 비해 다소 약하게 모의하는 특징이 있다. 모델이 각 MJO 이벤

트의 패턴을 잘 모의하는지 판단하기 위해 이벤트별 PCC와 RMSE를 구하여 Figure 5.47에 box plot으로 각각 나타내었다. 선행 1주와 3주에서 모두 GS6의 평균 예측 성능이 좋아진다. 특히 선행시간에 따른 GS6의 성능 감소율과 오차 증가율이 GS5 대비 적다. 이를 통해 대류 패턴 자체에 대한 GS6의 예측 성능과 오차가 전반적으로 개선됨을 알 수 있다.

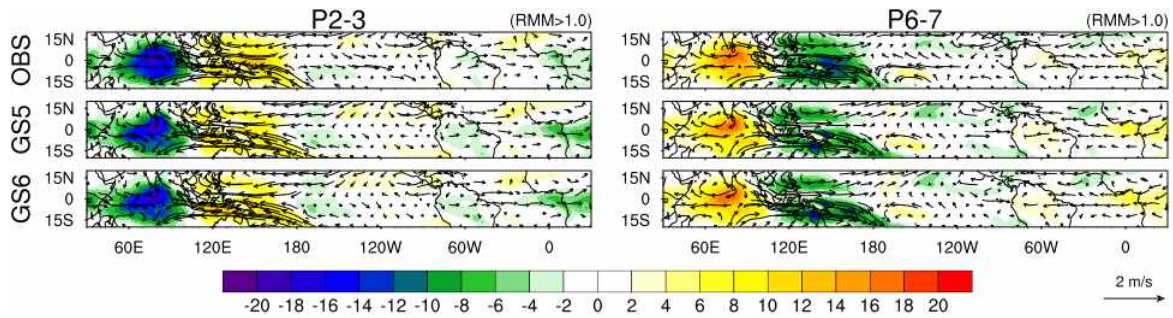


Figure 5.46. Composite map of OLR and 850hPa wind to MJO phase 2-3 and 6-7 in the observation and models for W1.

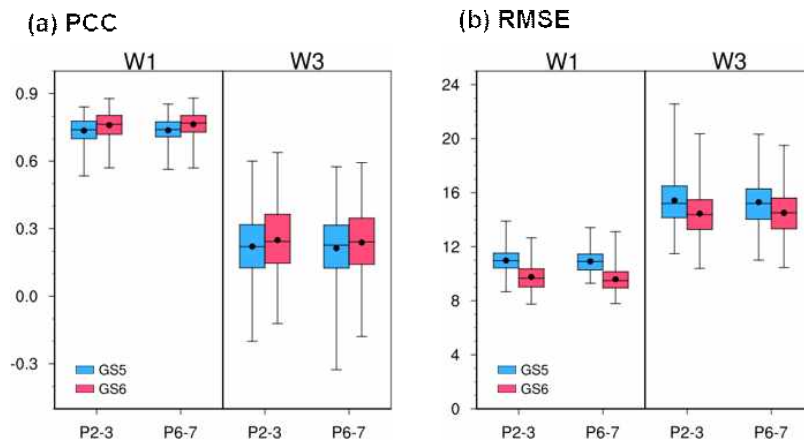


Figure 5.47. Box plot of (a) PCC and (b) RMSE between observation and models for W3 for OLR over tropics to MJO phase 2-3 and 6-7.

5.2.3.3. Phase 별 발생빈도 성능

Phase 별 발생빈도 성능은 관측에서 MJO가 발생하였을 때 모델에서도 MJO가 발생하였는지를 판단하는 요소로서 관측에서 발생한 MJO 수 대비 모델에서 발생한 MJO 수의 비율로 정의하였다. 만약 발생빈도 성능이 100%라면 관측의 모든 MJO를 모델이 모의한 것으로 생각할 수 있다. Figure 5.48에 위상 3과 7일 때 관측과 모델 선행 1, 3주에서 나타나는 MJO 발생 수와 발생빈도를 나타내었다. 관측에서 MJO 발생 수는 경년 변동성을 보이고 모델에서도 역시 발생 수의 경년변동이 나타난다. 선행 1주 예측에서 위상 3일 때 70% 이상의 MJO 발생빈도

성능을 나타내고 특정해 예측에 있어서 GS6가 GS5에 비해 우수한 성능을 보인다. 선행 1주 위상 7의 예측에 있어서는 위상 3 예측에 비해 발생빈도 성능이 다소 낮으나, 전반적으로 GS6는 GS5에 비해 개선된 성능을 보여준다. 선행 3주 예측에서는 위상과 상관없이 GS5의 예측 성능은 1주에 비해 확연히 떨어지나, GS6의 발생빈도 성능 감소율은 GS5에 비해 적다.

Figure 5.49은 MJO 위상별 모델 선행 2주와 3주의 발생빈도 예측 성능을 나타낸다. 선행 주수와 MJO 위상에 상관없이 GS6의 발생빈도 성능은 GS5에 비해 향상되었음을 확인할 수 있다. 선행 2주에서 위상 2-3과 6-7의 발생빈도 성능은 두 모델 모두 80%에 가까워 크게 차이를 보이지 않았다. MJO 예측 장벽으로 알려진 위상 4-5에서 GS5는 약 68.0%의 성능을 보이며 다른 위상에 비해 낮은 성능을 보이며 해양성 대륙에서의 MJO를 잘 모의하지 못하였으나 GS6는 78.3%의 성능을 보이며 약 15.2%의 성능 개선율을 보였다. GS5의 선행 3주에서는 위상 4-5 뿐만 아니라 모든 위상에서 2주에 비해 발생빈도 성능이 감소하였다. 그러나 GS6의 선행 3주에서는 전 위상에서 최대 16.1%로 발생빈도 성능이 향상되었다.

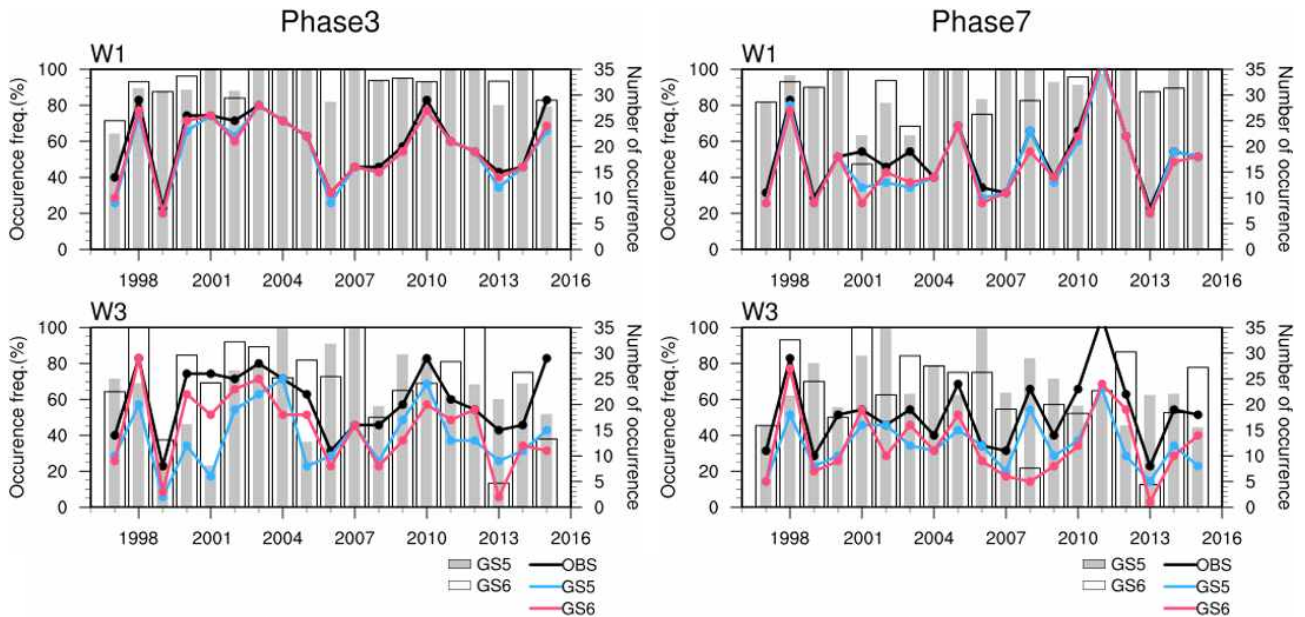


Figure 5.48. Time series of the number of MJO occurrence (line) and occurrence frequency (bar) to MJO phase 3 and 7 in the observation and models for W1 and W3.

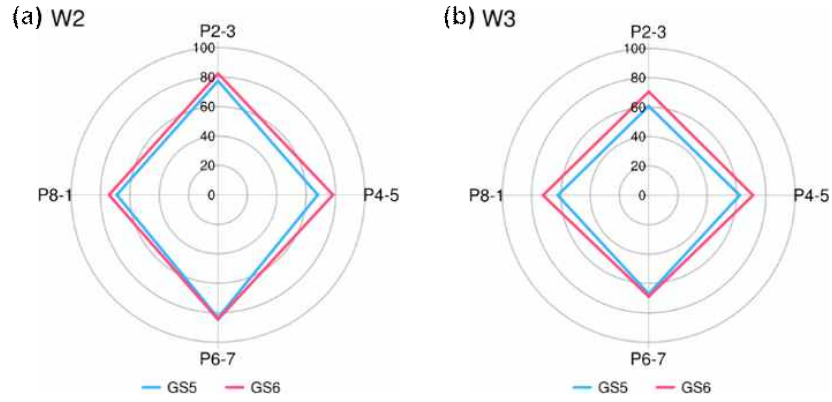


Figure 5.49. Occurrence frequency for each MJO case in GS5 and GS6 for W2 and W3.

5.2.4. MJO 기본특성

5.2.4.1. MJO 주기

Figure 5.50는 관측과 선행 1-4주 모델 OLR의 wavenumber-frequency power spectrum 구조를 나타내고 이를 통해 MJO 시공간 규모에서의 특징을 살펴볼 수 있다. MJO의 OLR 동진 최대값은 30-80일, 동서 파수 1-3의 영역에서 나타나고 이를 MJO 영역으로 정의하였다. GS5와 GS6 모두 MJO 영역에서 최대값이 나타나기는 하나, 선행시간에 따라 그 크기가 매우 약해짐을 볼 수 있다. 특히 모델 선행 3주 이후로는 동서 파수 1-2에서 최대값이 나타난다. MJO 영역에서 power에 대해 가중평균 된 주기(1/frequency)의 합을 30-80일 주기 power에 대한 합으로 나누면 MJO의 동진 주기를 계산할 수 있고 이를 Figure 5.51에 제시하였다. 관측은 42.8일의 주기를 보이고, 예측자료는 41~43일의 주기를 보인다. GS5의 경우, W1에서는 관측과 유사한 주기를 보였으나, 선행시간에 따라 주기가 점차 짧아져서 W4의 주기는 41.1일이다. GS6도 W3까지는 주기가 점차 짧아지나, GS5에 비해서 관측과 유사한 주기를 보이고 오히려 W4에서는 관측과 가장 유사한 43일의 주기를 보인다. 전반적으로 모델은 관측에 비해 MJO 주기를 짧게 모의하는 경향이 있으나, GS6는 GS5에 비해 개선된 MJO 주기를 모의하고 있다.

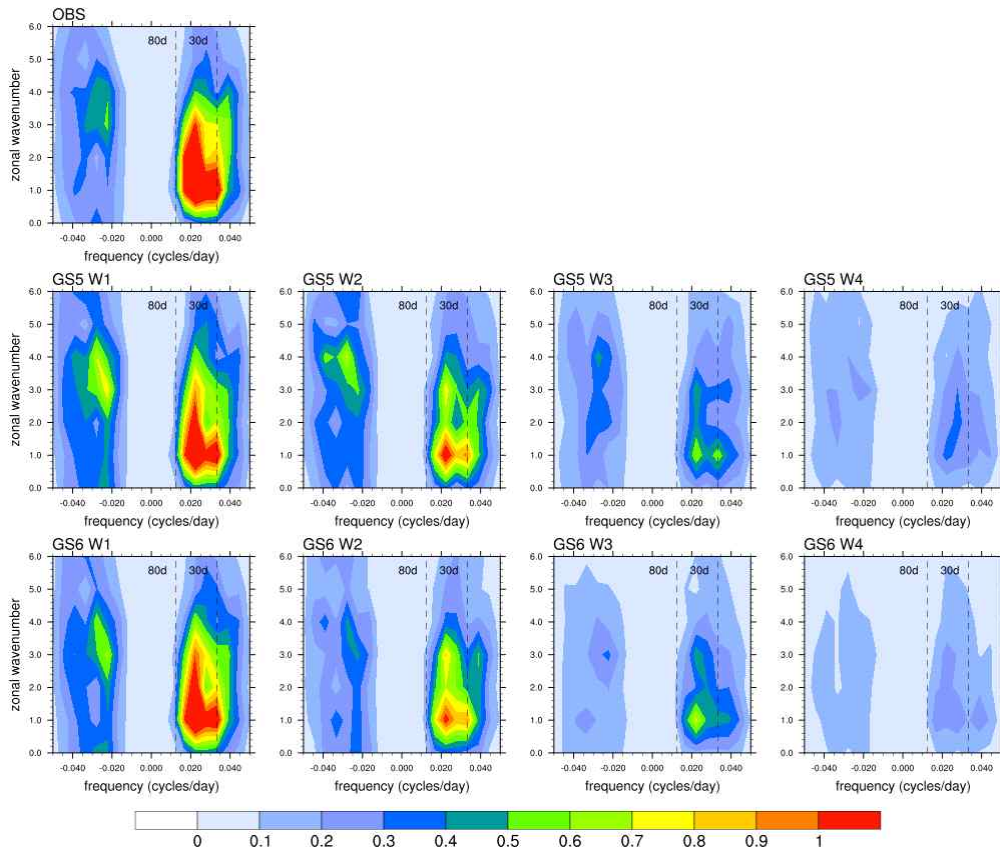


Figure 5.50. Wavenumber–frequency power spectra of OLR over tropics in the observation and models for W1–4. Dashed line indicates the frequencies corresponding to 30 and 80 days.

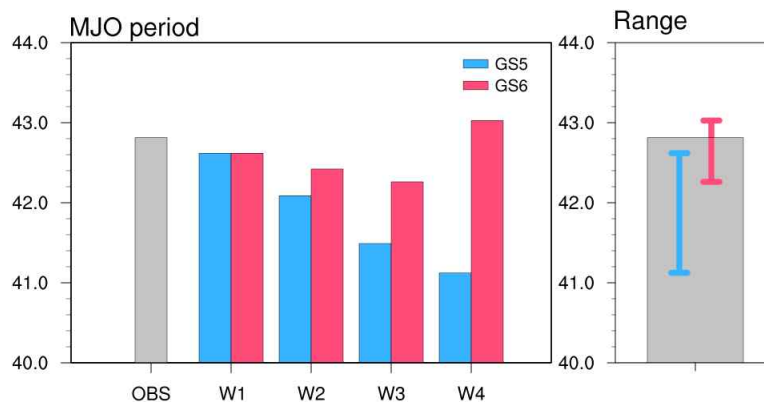


Figure 5.51. The MJO period in the observation and models for W1–4 calculated from MJO band which is wavenumbers 1–3 and frequencies corresponding to 30–80 days.

5.2.4.2. Coherency

Figure 5.52은 RMM1과 RMM2 지수의 시간-지연 상관계수로, MJO의 동진이 얼마나 일관적

인지를 나타낸다. 관측에서는 약 9일 전에 가장 높은 값이 나타나고 이로부터 약 18일 이후에 최소값이 나타난다. 모델에서는 선행시간 증가에 따라 8일 전에 최대값이 나타나고 약 16-17일 이후에 최소값을 보인다. Coherency는 RMM1과 RMM2 지수 간의 시간-지연 상관계수의 최대값과 최저값에 대한 절대값의 평균으로 정의된다. Coherency 값이 낮을수록 RMM 지수 간 관련성이 낮아 MJO가 일정한 속도로 동진하지 못함을 의미한다. Figure 5.53는 관측과 모델의 coherency를 나타낸다. 관측에서는 약 0.79의 높은 값을 보이며 MJO 전파가 일관되게 나타나고 있다. 모델은 전반적으로 관측에 비해 낮은 coherency를 보인다. GS5는 선행 1주에서 관측보다 약간 낮은 0.75의 coherency를 가지나, 시간이 지남에 따라 점차 낮아져 선행 4주에서는 0.44의 값을 갖는다. GS6에서는 GS5에 비해 coherency가 향상되어 선행 2주와 3주에서 각각 9.93%, 6.69% 값을 보인다. 이를 통해 GS6가 GS5에 비해 일관된 진동을 가지며 전파하는 특성이 있음을 알 수 있다.

Cross-correlation btw. RMM1 and RMM2 (NDJFMA)

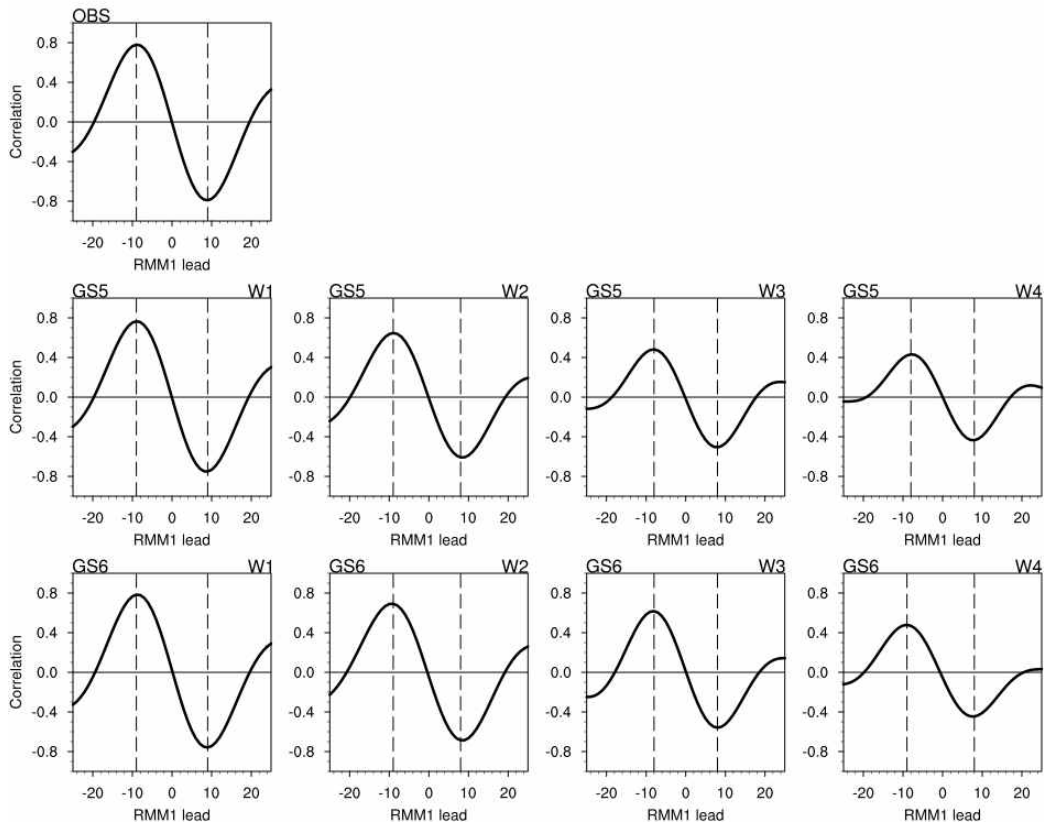


Figure 5.52. The lead-lag correlation between RMM1 and RMM2 in the observation and models for W1-4.

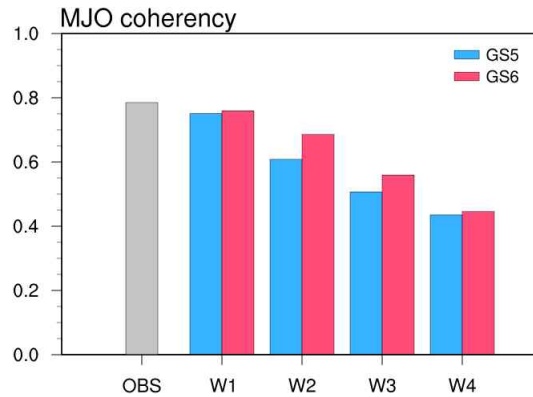


Figure 5.53. The MJO coherency in the observation and models for W1-4.

5.2.4.3. 패턴 일치도

MJO는 중위도 기후에 영향을 미치는 주요 인자 중 하나로, 중위도 원격상관 패턴을 일관적으로 모의하기 위해서는 같은 위상 내에서 일관적인 대류 활동이 나타나야 한다. Figure 5.54에서 보이는 MJO 위상별 OLR 합성장을 대표 패턴으로 간주하여, 주요 대류 활동 영역 내에서 합성장 패턴과 유사한($PCC > 0.5$) MJO 이벤트가 발생하는 빈도를 패턴 일치도 (intrapphase pattern consistency)로 정의하였다 (Figure 5.54). 이를 통해 위상 내 일치도 또는 다양성을 판단할 수 있고, MJO가 일관된 강제력을 줄 수 있는지 관측과 모델에서 확인할 수 있다. Figure 5.55는 MJO 위상별 관측과 모델의 OLR 패턴 일치도를 나타낸다. 관측에서는 대류가 뚜렷한 쌍극자 형태를 보이는 위상 2-3과 6-7에서 각 63.44%, 60.50%로 다소 높은 패턴 일치도를 나타내고, 이 위상에서 뚜렷한 원격상관 패턴이 나타날 것으로 예상할 수 있다. 모델에서는 관측만큼 일관된 패턴이 나타나지는 않으나, 관측과 동일한 위상 2-3과 6-7에서 타 위상 대비 높은 패턴 일치도를 보인다. 특히 GS6에서는 모든 선행시간에 걸쳐 모든 위상에 대해 GS5에 비해 개선된 패턴 일치도를 나타낸다.

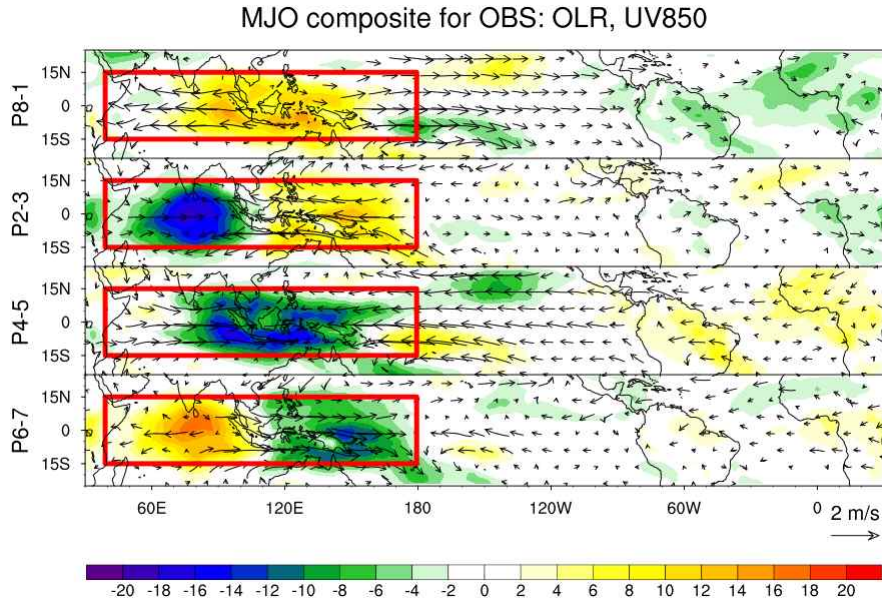


Figure 5.54. Composite map of OLR for the MJO phase 8-1, 2-3, 4-5, and 6-7 in the observation. The red box indicates the active MJO region.

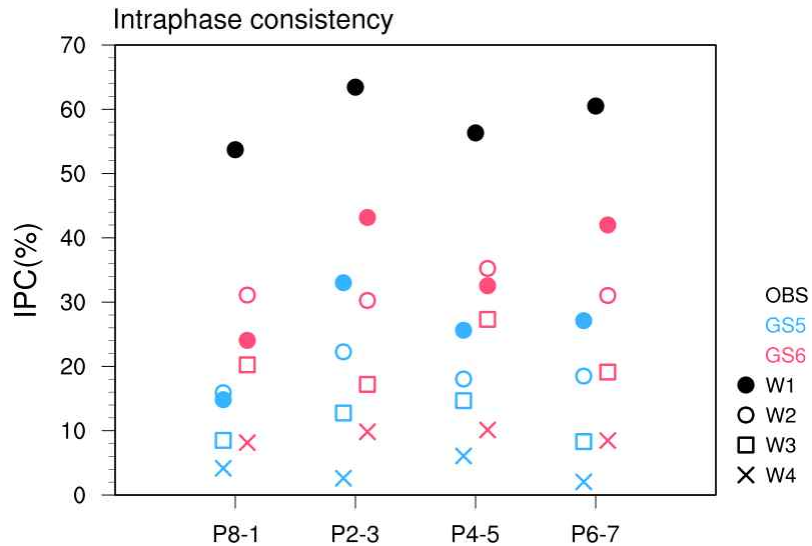


Figure 5.55. The intraphase pattern consistency of OLR for the MJO phase 8-1, 2-3, 4-5, and 6-7 in the observation and models for W1-4.

5.2.4.4. 연직 경압 구조

MJO 대류 동쪽에는 하층 동풍과 상층 서풍이 존재하여 경압성 연직 구조를 보인다. 즉, 하층 바람은 대류를 중심으로 수렴되고 상층 바람은 대류를 중심으로 발산된다. MJO 동쪽으로부터 하층 수증기 유입에 따른 불안정도의 증가로 인해 깊은 적란운이 발달하고 상층에는 층

운형 구름이 형성된다.

Figure 5.56에 인도양과 해양성 대륙에 위치하는 대류의 하층에서 수증기가 수송되는 수평 구조를 나타냈다. 인도양과 해양성 대륙 하층 수증기 수렴구조 모두 동서 방향으로 비대칭 형태를 보인다. MJO 대류가 진행하는 동쪽에서 수증기 수렴이 발달하게 된다. 모델의 하층 수증기 수렴구조는 관측과 비슷한 형태를 보이나, 특히 인도양의 동쪽에서 수증기 수렴이 관측에 비해 약하게 모의한다. 또한 모델에서 관측보다 더 동쪽에서부터 (150° E) 수증기가 유입된다. 모델은 해양성 대륙의 하층 수증기 수렴은 관측에 비해 약하게 모의하고 특히 북반구에서는 거의 모의하지 않는다. 그럼에도 GS6가 해양성 대륙 동쪽 북반구에서의 수증기 수렴을 GS5에 비해 조금 더 모의하는 것은 고무적이다.

Figure 5.57에 지역별로 선행시간에 따른 하층 수증기 수렴 패턴의 PCC와 RMSE를 제시하였다. 여기서 bar는 GS5 대비 GS6의 성능으로 아래 수식을 통해 계산하여 성능 감소는 초록색, 성능 감소는 빨간색으로 표출하였다. 해양성 대륙에서 선행시간에 따른 성능 감소율과 오차 증가율이 가장 크게 나타남에도 불구하고 GS6를 통해 성능과 오차가 개선된 것은 눈에 띄는 특징이다. 반면 인도양에서는 하층 수증기 수렴의 성능이 감소하였다.

$$Improvement (\%) = \frac{Score_{GS6} - Score_{GS5}}{Score_{GS5}} \times 100$$

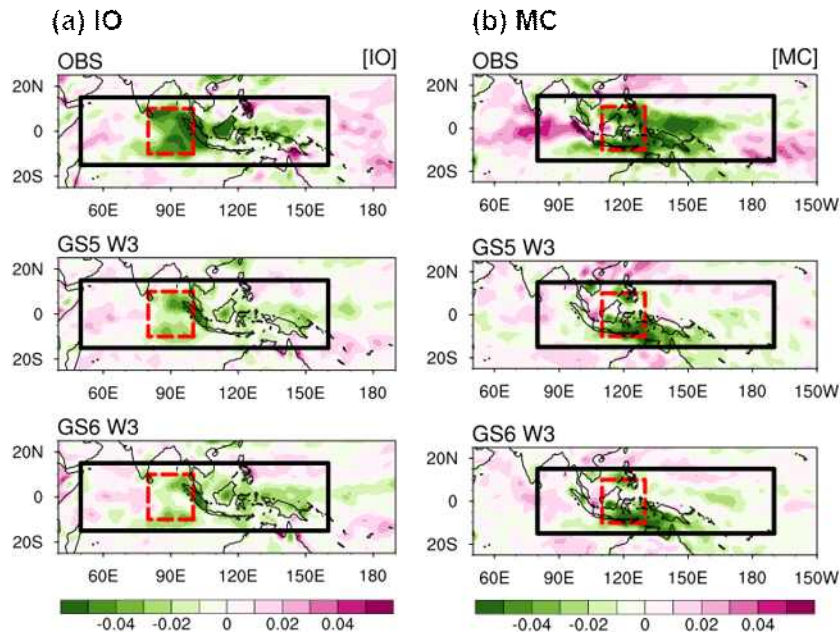


Figure 5.56. The regressed 20-70 day filtered low-level (850hPa) moisture convergence (LLMC) onto the 20-70 day filtered OLR at the IO and MC in the observation and models for W3.

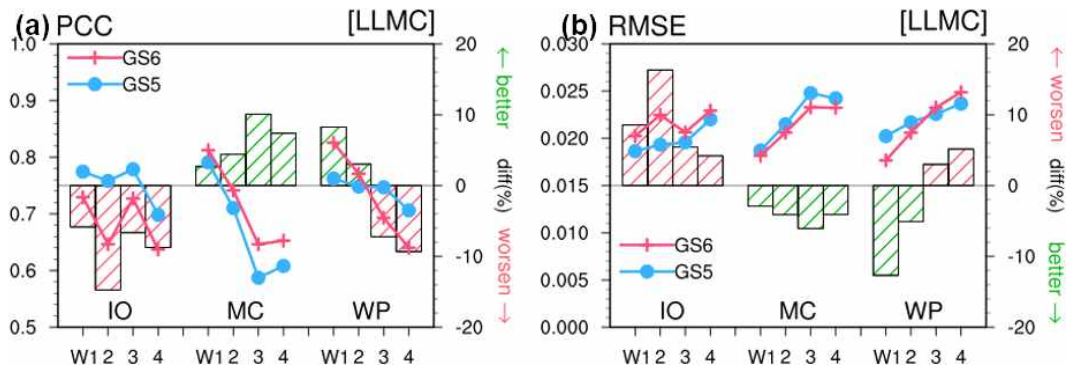


Figure 5.57. (a) PCC and (b) RMSE between observation and models for W1-4 for LLMC at the IO, MC, and WP.

Figure 5.58에는 인도양과 해양성 대륙에서의 상층 발산과 바람의 수평구조를 나타냈다. 하층에 수증기가 수렴함에 따라 대류권 하층에서 비단열 가열에 의한 연직 운동이 발생하고 상층에서는 발산구조가 만들어지게 된다. 인도양과 해양성 대륙을 중심으로 MJO 대류 상층에 양의 값으로 발산 구역이 위치하며 발산 중심의 서쪽에 동풍, 동쪽에 상대적으로 강한 서풍이 나타나는 비대칭 구조를 보인다. 두 모델에서 이러한 특징이 잘 모의되며 하층에서의 약한 수렴으로 인해 상층에서도 발산의 크기는 관측에 비해 다소 작다. 하층에서 남북 대칭 구조가 더 잘 이루어진 GC3.1 모델은 상층 발산 바람도 GC2 모델에 비해 남쪽과 북쪽의 대칭적인 바람의 세기를 잘 모의하고 있다. 해양성 대륙으로 이동한 MJO의 경우 발산 구역의 서쪽에서 강한 동풍이 위치하고 동쪽에서 남동풍이 우세하다. 이러한 구조는 특히 GS6 모델에서 특히 대류 동쪽의 남동풍이 잘 모의되고 있다.

Figure 5.59에 Figure 5.57과 동일한 형태로 상층 발산 패턴에 대한 PCC와 RMSE를 나타내었다. 해양성 대륙에서 하층 수증기 수렴 패턴이 모든 선행시간에 대해 개선된 성능을 보인 것과는 다르게 상층 발산 패턴은 선행 2-3주에서만 성능 개선이 이루어졌다. 인도양에서도 역시 하층 수증기 수렴 패턴의 성능 저하와는 상관없이 선행 3-4주에서 상층 발산 패턴 성능이 개선되었다. 이를 통해 연직 경압 구조가 일괄 개선 또는 저하되지 않고, 상층 모의 성능에 대한 추가적인 개선이 필요하다는 것을 알 수 있다.

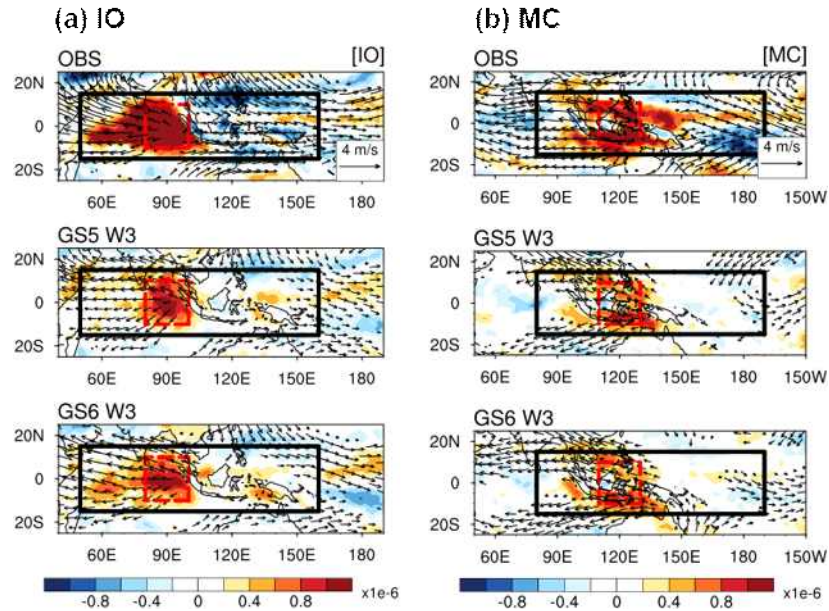


Figure 5.58. Same as Figure 5.56, but for upper-level (200hPa) divergence (shading) and wind (vector).

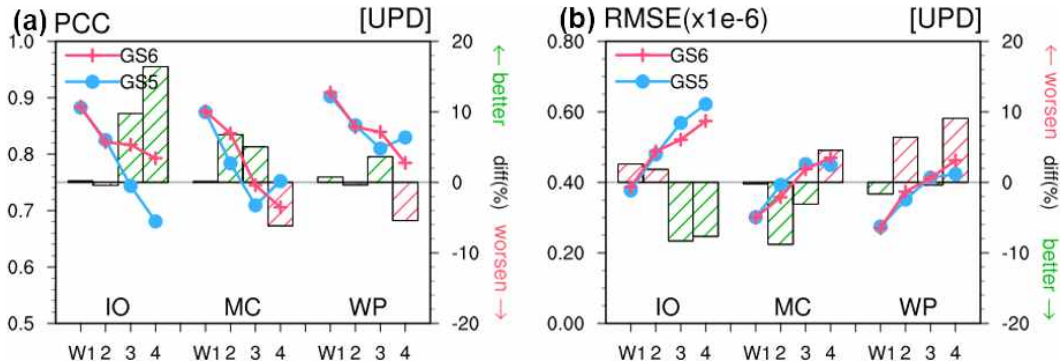


Figure 5.59. Same as Figure 5.57, but for upper-level divergence.

5.2.5. MJO 원격상관

5.2.5.1. STRIPES 지수

Jenney et al. (2019)이 제안한 Remote Influence of Periodic EventS (STRIPES)는 주기성을 갖는 원격 영향(주로 MJO)에 대한 지역적 반응의 크기와 일관성을 정량화한 지수이다. STRIPES 지수는 아래와 같은 순서로 계산된다.

- ① 표준화된 아노말리의 MJO 위상별 시간지연 이차원 합성장 산출 (Figure 5.60(a))
- ② 이차원 합성장에서 대각선을 따라 평균하여 variance 산출
- ③ $STRIPES = \sqrt{2 * variance} * \sigma$

Figure 5.61에는 1997-2016년 겨울(NDJFMA)에 대한 500hPa 지위 고도의 STRIPES 지수를 나타내었다. 북반구에서 주로 북태평양을 비롯하여 북대서양, 유럽 등에서 STRIPES 지수가 크게 나타나는데, 이들은 MJO 영향이 크게 미치는 것으로 잘 알려진 지역들이다. 이 세 지역을 비롯하여 우리나라를 포함한 동아시아 영역의 STRIPES 지수에 대한 모델의 예측 성능을 살펴 보기 위해 관측 STRIPES 대비 모델 STRIPES 지수의 비율을 Figure 5.62에 제시하였다. 전반적으로 모델은 관심 지역의 STRIPES 지수를 과소 모의한다. 계절내-계절 규모인 4주차에 북태평양과 유럽지역에서 GS5에 비해 GS6의 개선이 두드러지게 나타나나, 동아시아에서는 GS6와 GS5의 성능이 비슷하고 북대서양에서는 GS6의 성능이 감소한다.

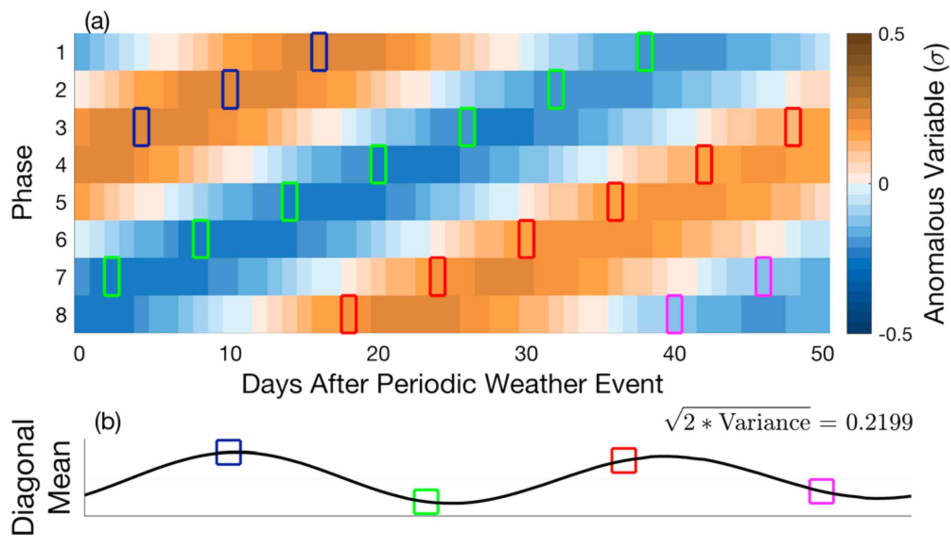


Figure 5.60. (a) Synthetic composited variable after many stripe occurrences of an active periodic weather event. (b) The resultant vector for the synthetic data, with the average stripe amplitude ($\sqrt{2 * variance}$) shown in the top right (Jenney et al., 2019).

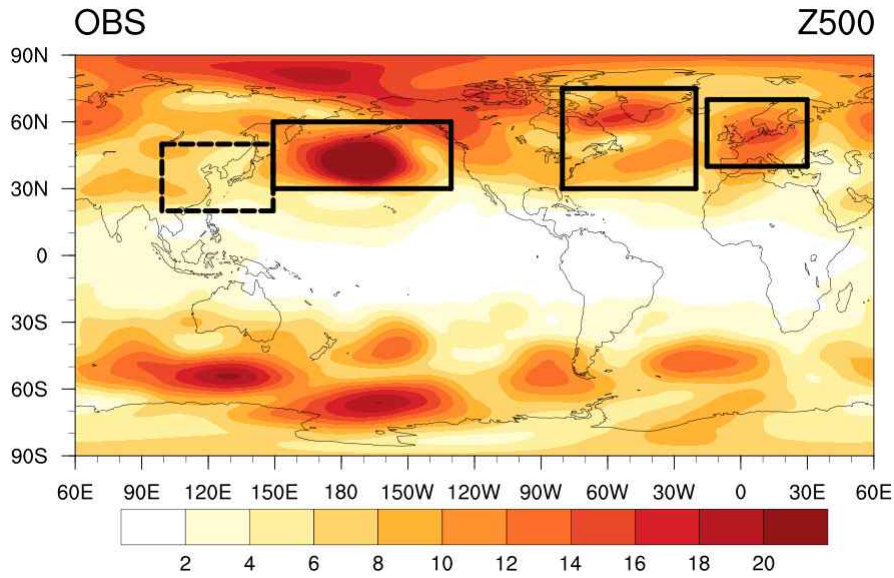


Figure 5.61. STRIPES index at each point has been multiplied by its local standard deviation for 500 hPa geopotential height after winter (NDJFMA) MJO events for the years 1997-2016.

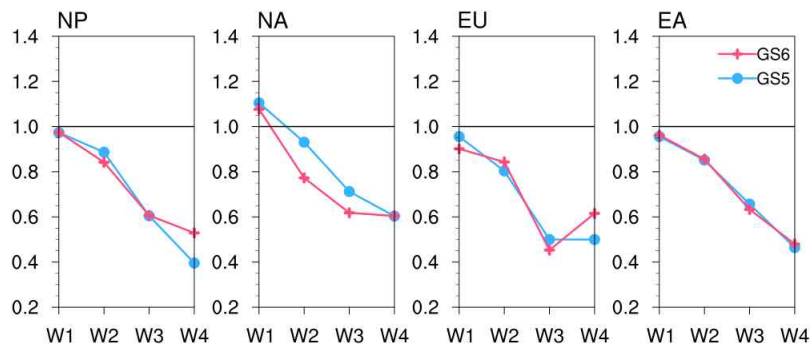


Figure 5.62. The fraction of modeled to the observed STRIPES index for 500hPa geopotential height over North Pacific (NP), North Atlantic (NA), Europe (EU) and East Asia (EA) for winter.

동아시아 기온에 대한 STRIPES 지수를 Figure 5.63에 제시하였고, 주로 중국에서 강한 영향이 나타나고 한반도에서는 약 0.2°C 미만으로 나타남을 보였다. 기온의 관측 대비 GloSea6 성능은 3주까지 다소 개선되어 3주에서 최대 3.34% 개선되었다. Figure 5.64에 제시한 동아시아 강수에 대한 STRIPES 지수는 주로 중국 화남지방부터 일본 남부까지 강한 띠 형태로 분포하고 한반도에서는 약 0.3mm/day 미만이다. 강수 STRIPES의 GloSea6 성능은 GloSea5와 거의 비슷하게 나타났다.

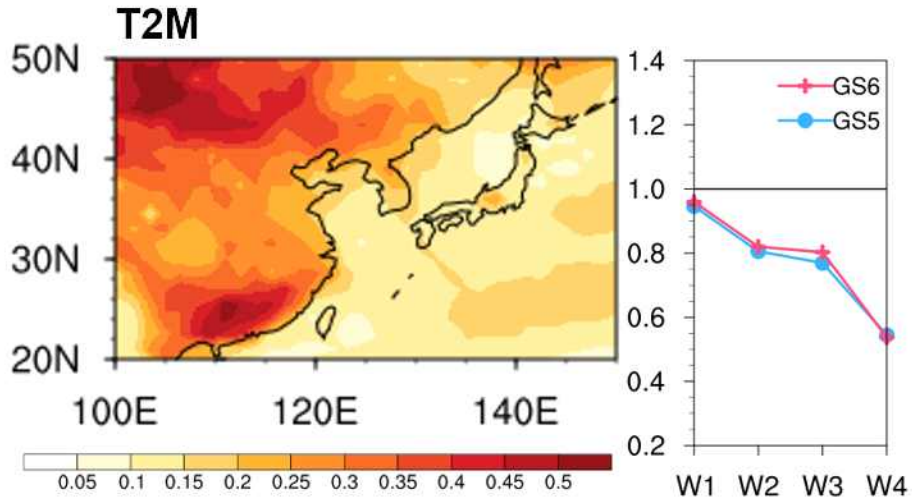


Figure 5.63. (Left) STRIPES index at each point has been multiplied by its local standard deviation for 2m temperature over East Asia after winter (NDJFMA) MJO events for the years 1997-2016. (Right) The fraction of modeled to the observed STRIPES index for 2m temperature over East Asia (EA) for winter.

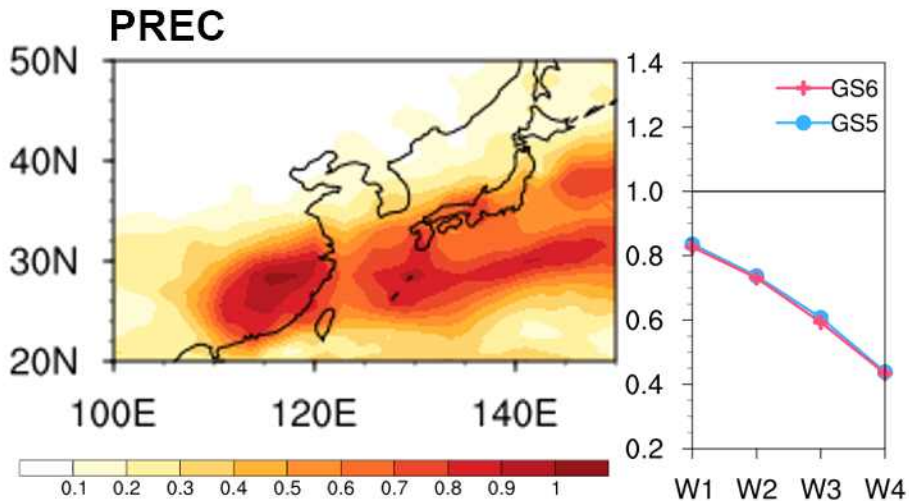


Figure 5.64. Same as Figure 5.63, but for precipitation.

5.2.5.2. 태평양 아열대 제트

MJO의 원격상관 과정에서 중요한 로스비파의 발생 및 전파는 태평양 아열대 제트가 얼마나 강한지 그리고 어떤 위치에 있는지와 크게 관련되어 있다. 만약 태평양 아열대 제트가 동쪽으로 확장된다면 태평양-아메리카 (Pacific-North America) 패턴 역시 동쪽으로 치우칠 수 있다. 또한 제트가 남쪽으로 이동하게 된다면 대류와 가까워지기 때문에 원격상관 패턴이 강해질 수 있고 원격상관의 경로가 변화할 수 있다. Figure 5.65에 북태평양 지역 200hPa의 동서 바람

의 기후장과 모델 편차를 나타내었다. 모델은 강도와 위치에 있어서 오차를 보인다.

제트에 대한 예측 성능을 판단하기 위한 첫 번째 요소로 관측 제트 영역과 모델 제트 영역 사이의 RMSE를 Figure 5.66에 제시하였다. 관측과 모델 각각에서 100° E-120° W 200hPa 동서 바람 기후장의 최대값이 나타나는 위도에서 남북 방향으로 10° 확장하여 제트 영역으로 정의하였다 (Figure 5.65 검은 사각형). 모델에서 선행시간에 따라 RMSE가 증가하는 경향이 있으나, GS6에서는 RMSE가 모든 선행시간에 대해 GS5에 비해 감소하는 특징을 보인다.

제트의 강도는 Figure 5.66에서 정의한 제트 영역에 대해 평균한 값으로 Figure 5.67에 제시하였다. 관측의 39.6m/s에 비해 GS5에서는 제트의 강도를 약하게 모의한다. GS6에서는 제트 강도가 GS5에 비해 개선되어 관측과 유사한 강도를 보여준다.

Figure 5.68에는 제트의 동서 확장을 나타내었다. 동서 확장은 Figure 5.65에서 정의한 제트 영역에서 U200 기후값에 대해 가중평균 된 경도이고 아래와 같은 수식을 이용하여 계산한다.

$$\frac{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} \theta \cdot U(\varphi, \theta) \cdot \cos(\varphi)}{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} U(\varphi, \theta) \cdot \cos(\varphi)}$$

여기서 θ 는 경도, φ 는 위도, U 는 U200의 기후값을 의미한다. GS5는 선행 1주를 제외하고 거의 비슷한 관측 (161.0° E)과 거의 유사한 제트 동서 위치를 나타낸다. 그러나 GS6가 모의한 제트는 관측과 GS5에 비해 다소 동쪽으로 확장되어있다.

제트의 남북 위치는 동서 확장과 비슷하게 아래 수식을 통해 10° -60° N, 100° E-120° W 영역의 U200 기후값에 가중평균 된 위도로 계산하였고, Figure 5.69에 나타내었다.

$$\frac{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} \varphi \times U(\varphi, \theta) \times \cos(\varphi)}{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} U(\varphi, \theta) \times \cos(\varphi)}$$

GS5에서 모의한 제트는 관측 (33.3° N)에 비해 다소 남쪽으로 치우쳐 있으나, GS6에서는 많이 개선되어 관측과 거의 유사한 위도에 제트가 위치한다.

Climatology: U200, NDJFMA

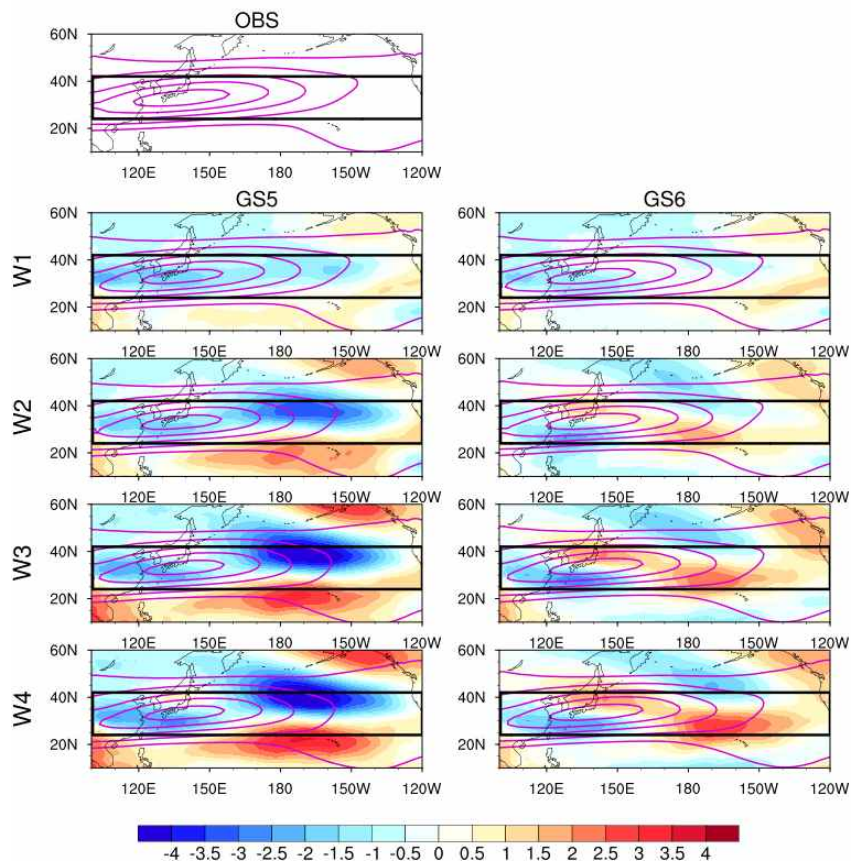


Figure 5.65. Climatology (contour) of U200 in the observation and models for W1-4. Shading denotes the model biases, defined as the difference between the modeled and observed U200.

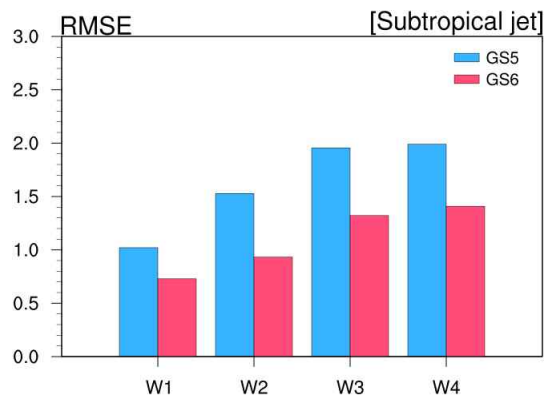


Figure 5.66. RMSE between observation and models for W1-4.

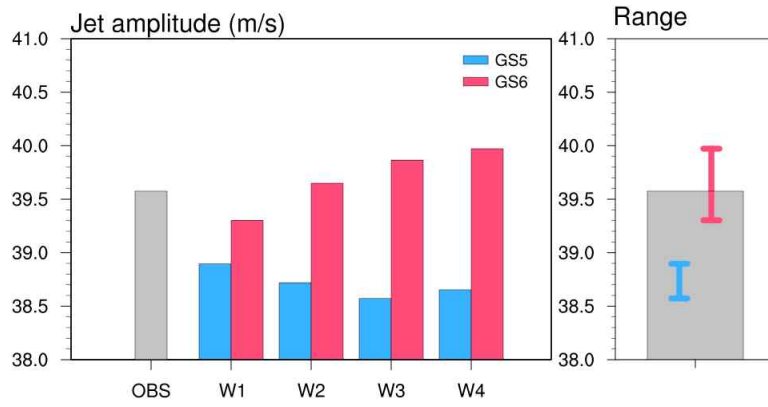


Figure 5.67. Jet amplitude in the observation and models for W1-4.

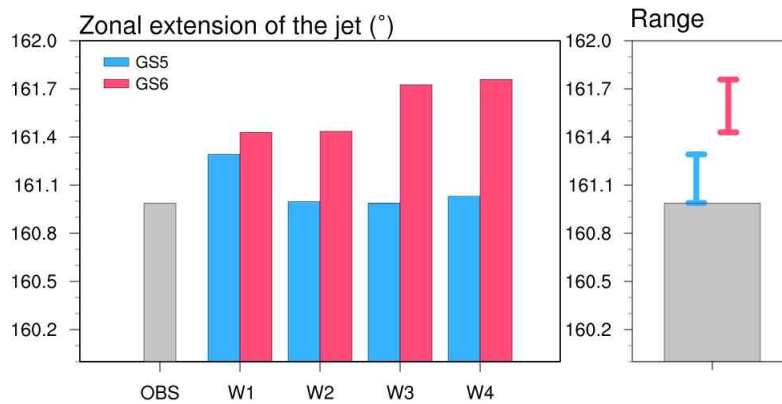


Figure 5.68. Same as Fig 5.67, but for zonal extension of the jet.

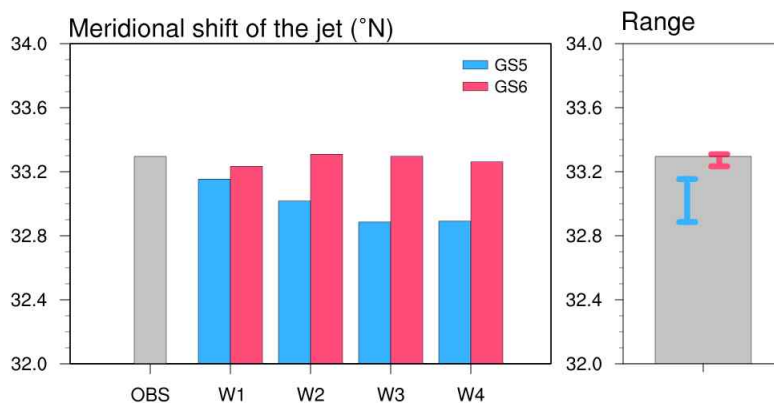


Figure 5.69. Same as Fig 5.67, but for meridional shift of the jet.

5.2.5.3. PNA 패턴

열대 강제력 변동에 의한 중위도 반응은 주로 원격상관 패턴 변화를 통해 나타난다. MJO 위상 2-3은 5-10일 이후 북태평양에서 음의 PNA와 유사한 패턴 발생을 유발할 수 있다. 반대로 양의 PNA와 유사한 패턴은 MJO 위상 6-7 발생 5-10일 이후에 유발될 수 있다. 또한 양(음)의 북대서양 진동 (North Atlantic Oscillation, NAO)는 MJO 위상 2-3(6-7) 발생 10-15일 이후에 나타날 수 있다. 이처럼 MJO는 원격상관 패턴 변화를 조절하여 중위도 기후에 영향을 미칠 수 있다. 본 연구에서는 MJO가 가장 큰 영향을 미치는 PNA 지역에 대한 진단을 수행하였다.

Figure 5.70에 MJO 위상 2-3 발생 5-9일 이후의 500hPa 지위 고도를 제시하였다. PNA 지역 (검은 네모)에 대한 위상 2-3의 반응은 일반적으로 음의 PNA 패턴과 유사하고, 모델은 이 패턴을 모의할 수 있다. 음의 PNA 패턴 모의에 대한 정량적 평가를 위해 PNA 지역에 대한 PCC (T1)와 관측 대비 모델의 표준편차로 정의된 상대적 강도 (T2)를 Taylor diagram에 나타내었다 (Figure 5.71). 모델은 모두 음의 PNA 패턴을 약하게 모의하는 특징이 있다. 계절내-계절 시간규모인 선행 3-4주에서는 GS6가 GS5에 비해 높은 PCC를 보이며 관측과 더 유사한 패턴을 모의하고 있다. PCC와 상대적 강도를 종합적으로 판단하기 위해 reference로부터 모델 위치까지의 거리인 RMSE를 아래 수식을 통해 구하여 Figure 5.72에 나타낸 결과, 선행 2주를 제외하고 GS6가 개선된 PNA 영역 모의 성능을 보여준다.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2}$$

Figure 5.73는 MJO 원격상관의 east-west position을 나타내고, 이는 모델의 편향된 태평양 아열대 제트가 초래하는 MJO 원격상관의 동서 이동을 판단할 수 있다. MJO 원격상관의 동서 위치는 위상별로 PNA 영역 내 최대값 위치에서 동서 방향으로 각 50°, 남북 방향으로 약 10° 확장된 영역으로 확장하여 500hPa 지위 고도에 가중평균 된 경도를 계산한다. 위상 2-3일 때 모델은 다소 동쪽으로 이동한 PNA 지역을 모의하는데, GS6는 GS5에 비해서 더 동쪽으로 치우친 PNA 지역을 보인다.

Composite for Z500(Lag 5-9day): Phase2-3

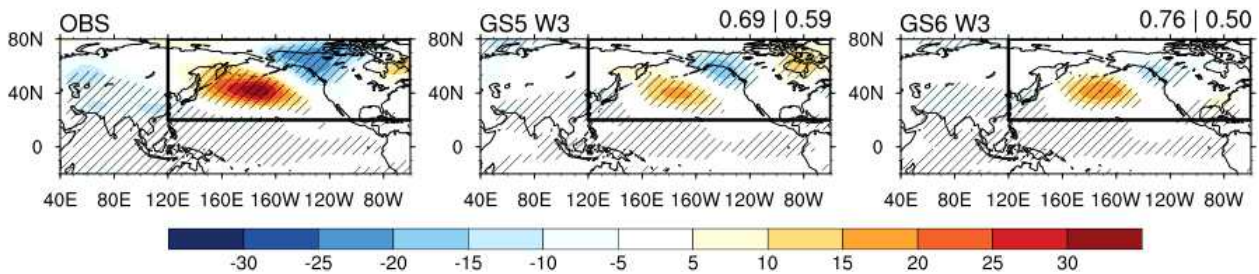


Figure 5.70. 5–9–day averaged lagged response of 500hPa geopotential height to MJO phase 2–3 represents in the observation and models. The hatched areas represent significant 500hPa geopotential height exceeding the 95% confidence level. The values in the top–right corner represent metrics PCC (left value) and relative amplitude (right value) for each model. Black box denotes the PNA region.

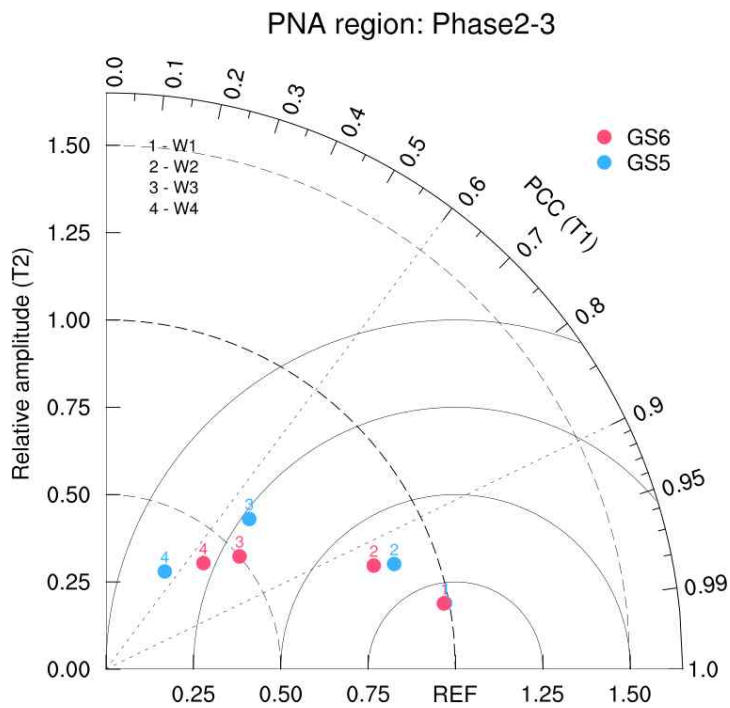


Figure 5.71. Taylor diagram of 500hPa geopotential height over the PNA region for MJO phase 2–3. PCC (T1) and relative amplitude (T2) for each model are shown at the curve axis and at the x and y axes, respectively. The distance between each model and the reference point “REF” indicates the root-mean-square error (RMSE).

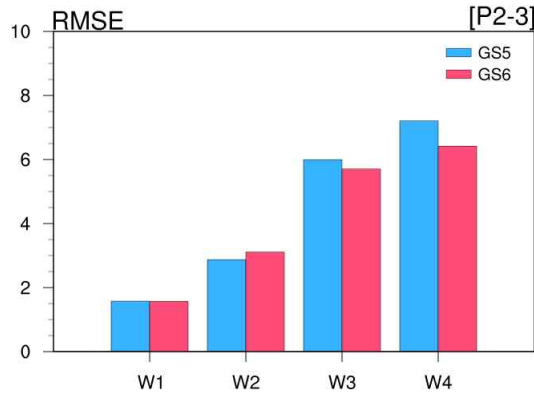


Figure 5.72. RMSE between observation and models of 500hPa geopotential height over the PNA region for MJO phase 2-3 for W1-4.

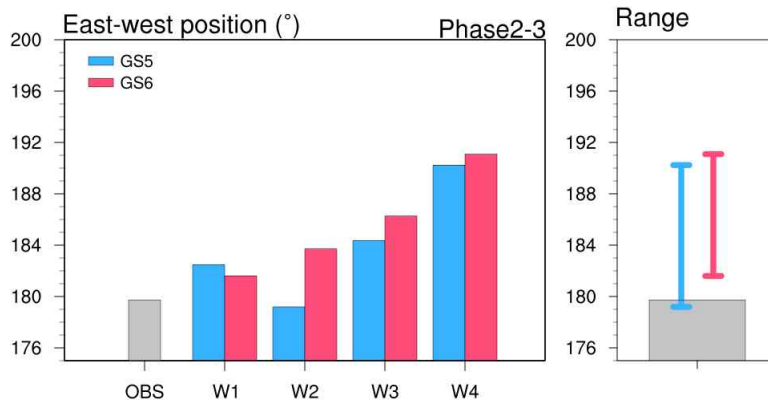


Figure 5.73. East-west position of 500hPa geopotential height over PNA region in observation and models for W1-4.

5.2.6. MJO 프로세스

5.2.6.1. 열적 구조

MJO의 대류가 발달하기 이전에 대류권 하층에서 수분층이 깊어진다. 습윤 정적 에너지를 판단하기 위한 도구로 상당온위가 사용되었고, 상당온위의 연직 구조로 대류불안정을 판단할 수 있다. 상당온위는 온도나 습도가 증가하면 높아질 수 있는데, 열대지역에서는 연직 온도 변화가 적기 때문에 대류권 하층의 상당온위는 주로 수분에 영향을 받을 수 있다. Figure 5.74에서 나타나듯이 관측 MJO 대류의 동쪽에는 하층 수분 수렴과 관련되어 높은 상당온위가 나타나고, 서쪽에는 상대적으로 낮은 상당온위가 나타난다. 모델에서는 상대적으로 약한 상당온위가 나타나고 특히 동쪽 하층에서 관측에 비해 낮은 상당온위가 나타난다. 그럼에도 GS6에서는 GS5보다 개선된 하층 상당온위를 보인다. Figure 5.75에는 상당온위의 동서-연직 구조에 대한 PCC와 RMSE를 지역별로 나타내었다. 계절내-계절 시간규모인 선행 3-4주에서 해양성 대류의

상당온위 연직 구조 개선이 두드러진다. 상대적으로 인도양에서는 성능이 저하되었다.

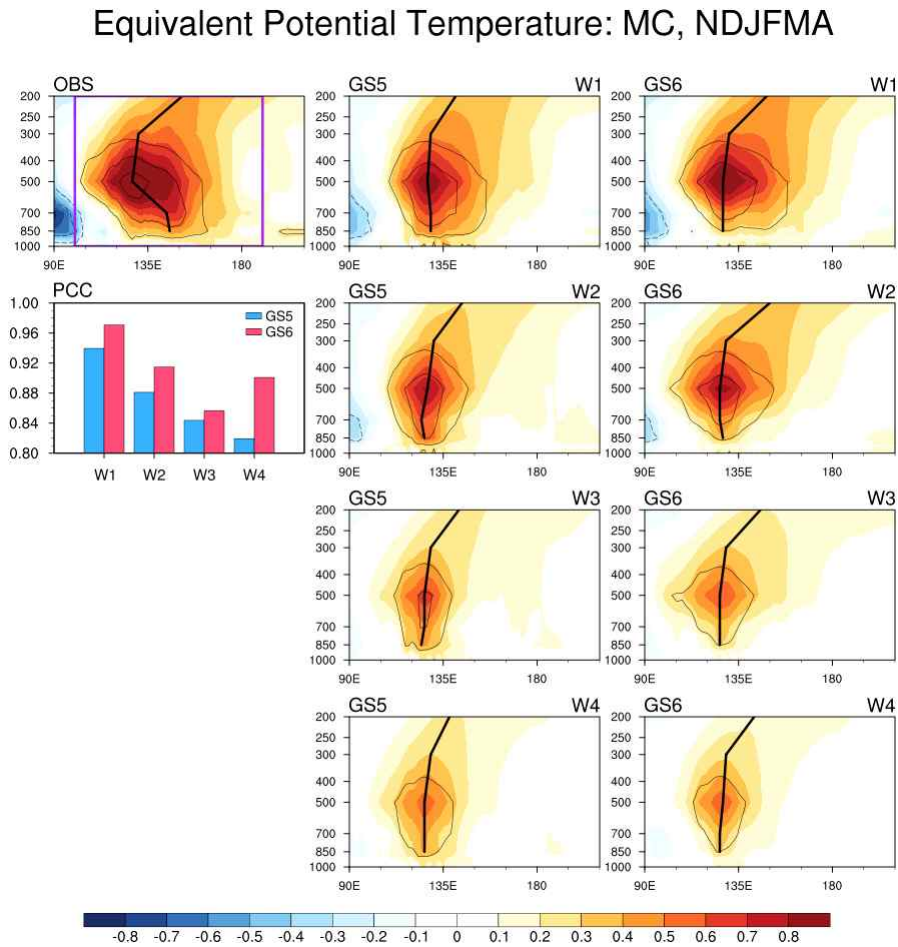


Figure 5.74. The observed and modeled vertical structures of equivalent potential temperature (EPT, shading) and specific humidity (contour) averaged over tropics, which are the regressed 20-70-day filtered fields on the 20-70-day filtered OLR in the MC. The black line indicates the tilted axis of the maximum equivalent potential temperature for each level. The PCC between observation and models for the purple box in the observation.

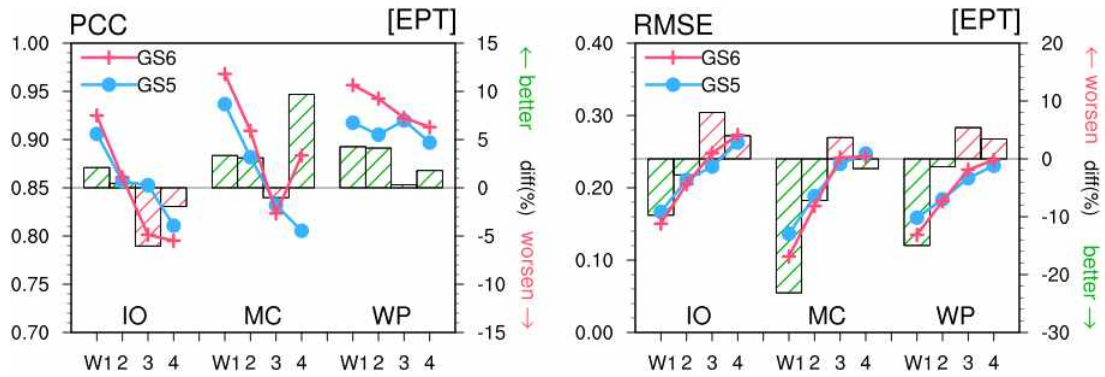


Figure 5.75. (a) PCC and (b) RMSE between observation and models for W1-4 for equivalent potential temperature at the IO, MC, and WP.

5.2.6.2. Diabatic heating

MJO가 발달하면서 얇은 적란운에서부터 깊은 적운과 성층형 구름으로의 지속적인 전환이 나타난다. Diabatic heating은 구름의 전환 과정에서 응결에 의해 방출되는 잠열을 판단하기 위한 지표로 사용될 수 있다. Figure 5.76에 관측과 모델에서 나타나는 diabatic heating 연직 구조와 walker 셀을 제시하였다. 서쪽으로 기울어진 diabatic heating의 연직 구조는 MJO 동진에 대한 증거이다. 모델에서도 이러한 모습이 잘 나타나는데, 특히 GS6에서 관측과 더욱 유사한 패턴이 모의 된다. Diabatic heating을 중심으로 동쪽과 서쪽에 두 개의 walker 셀이 존재한다. 동쪽 walker 셀은 MJO 동진을 유도하기 때문에 front walker cell (FWC)이라고 부른다. FWC의 상승기류는 MJO 대류와 결합 되어 있다. GS6는 상대적으로 현실적인 diabatic heating 구조를 보인다. Figure 5.77에 diabatic heating 연직 구조의 PCC와 RMSE를 제시하였다. GS6에서 인도양과 해양성 대륙에서 diabatic heating 구조가 개선된 반면, 서태평양에서는 상대적으로 성능 저하가 나타난다.

Diabatic Heating: MC, NDJFMA

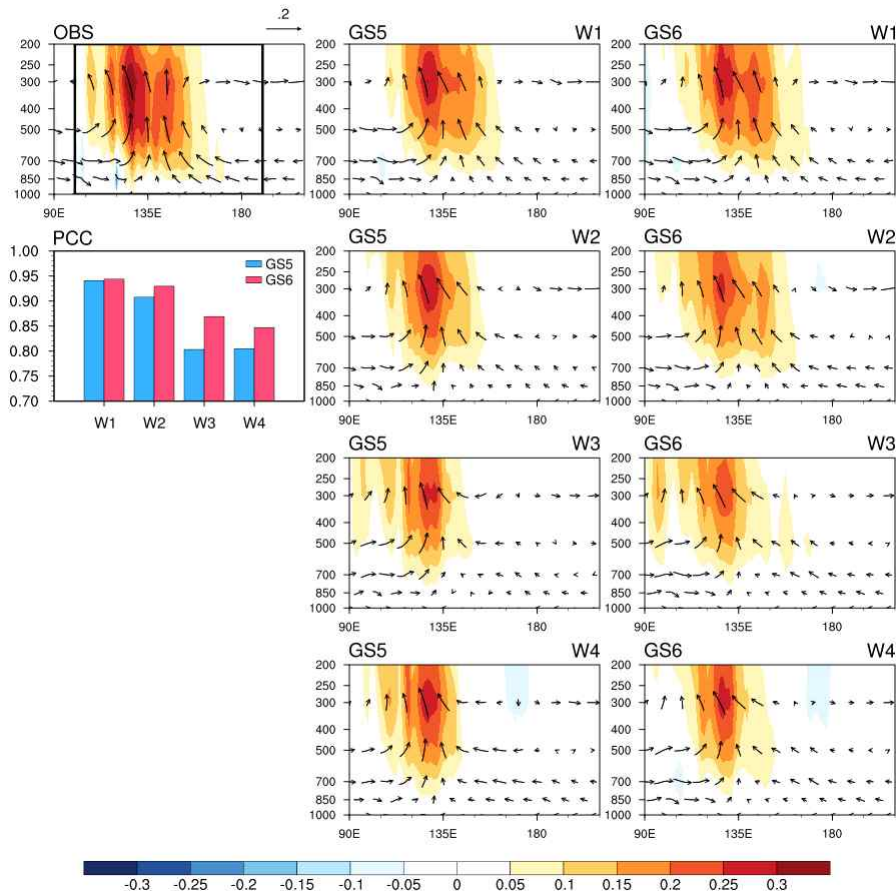


Figure 5.76. Same as Figure 5.74, but for diabatic heating (shading) and walker cell (vector).

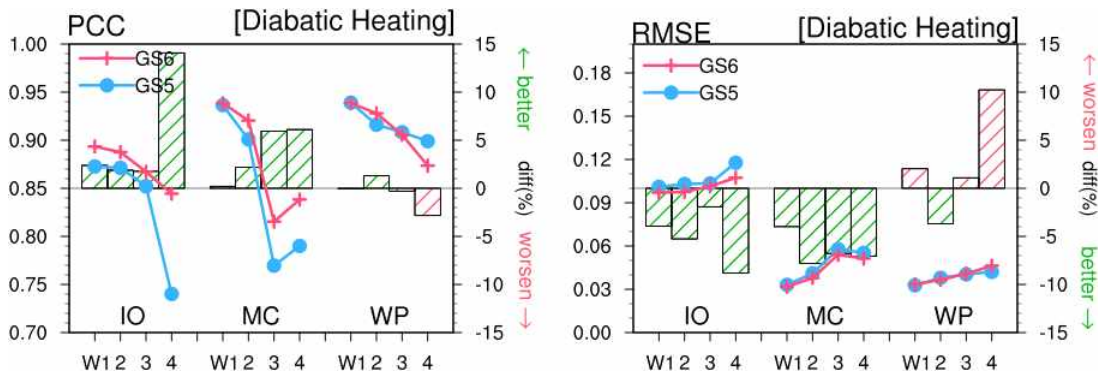


Figure 5.77. Same as Figure 5.75, but for diabatic heating.

5.2.6.3. 가용 잠재 에너지

에너지 관점에서 대류권 하층 가열은 MJO 동진을 유도하는데 매우 중요하다. MJO 가용 잠재 에너지는 diabatic heating (Q')과 온도 (T') 사이의 공분산으로 계산된다. Figure 5.78에

제시된 가용 잠재 에너지를 살펴보면 양의 온도 아노말리가 동쪽으로 치우쳐 있어 대류 영역의 동쪽으로 확장된 경향이 있다. 따라서 대류권 하층 가열은 MJO 대류 중심의 동쪽으로 MJO 에너지를 생성하여 MJO가 동쪽으로 이동할 수 있도록 한다. Figure 5.79을 통해 가열 잠재 에너지의 성능을 살펴보면 인도양과 해양성 대륙에서 GS6의 개선을 확인할 수 있고, 상대적으로 서태평양에서 GS6의 성능 저하가 보였다.

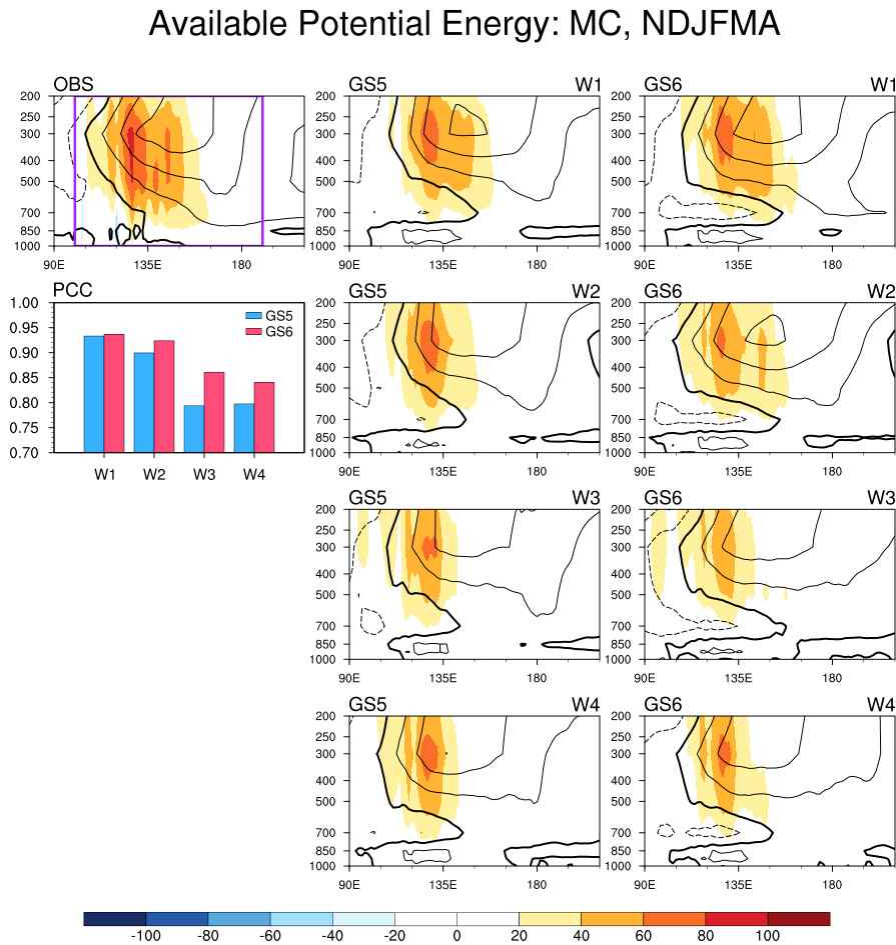


Figure 5.78. Same as Figure 5.74, but for eddy available potential energy (shading) and temperature (contour).

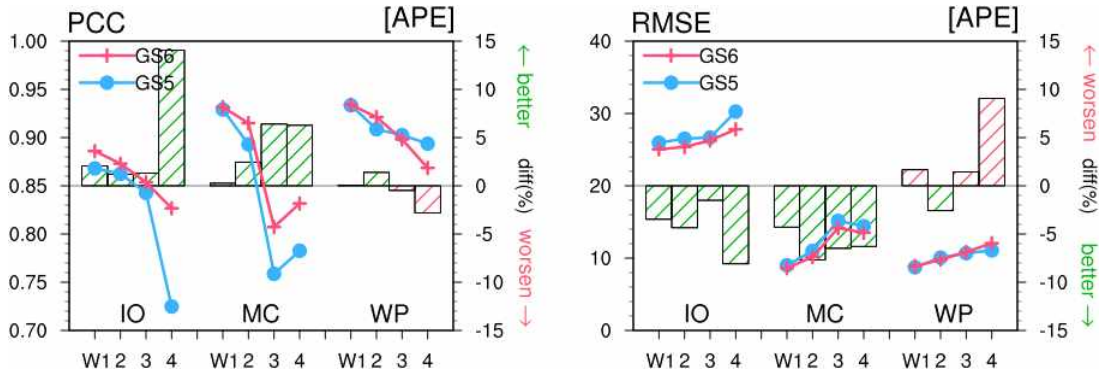


Figure 5.79. Same as Figure 5.75, but for eddy available potential energy.

5.2.7. GloSea6 MJO 성능 진단

앞서 제시한 매트릭스 요소들 중 MJO 진단에 필수적인 요소들을 선정하여 개선된 모델에서 MJO 성능이 향상되었는지를 나타내기 위한 스코어카드를 구성하여 Figure 5.80에 나타내었다. 모든 매트릭스 요소들은 아래와 같은 수식을 이용하여 정량화되었고, 기준모델 (또는 관측) 대비 오차 개선율로 표출하였다.

$$\frac{RMSE_{GS6} - RMSE_{GS5}}{RMSE_{GS5}} \times 100$$

$$Ratio = \frac{|Model - OBS|}{OBS} \times 100 \text{ 계산 후,}$$

$$Ratio_{GS6} - Ratio_{GS5}$$

스코어카드에서 초록색 계열은 성능 개선, 붉은색 계열은 성능 감소를 의미하고 색이 진할수록 절대적인 양이 커짐을 나타낸다. Table 5.3에 MJO 진단 체계 적용을 통한 국가 기후예측모델의 MJO 진단 결과를 제시하였다. MJO의 성능은 전반적으로 개선되었고 특히 해양성 대륙에서의 동진 성능이 개선되어 MJO 예측 장벽 또한 개선됨을 볼 수 있다. 이는 해양성 대륙 동쪽 하층의 비습의 dry bias와 상당온위의 cold bias가 개선되어 diabatic heating 구조가 개선되어 나타나는 중·하층 구조 모의 성능이 향상되어 동진 성능이 개선된 것으로 판단된다. 반면 인도양에서는 하층 수분 수렴의 성능이 다소 감소한 것으로 보인다. 원격상관 관점에서는 태평양 아열대 제트가 동쪽으로 확장됨에 따라 원격상관 패턴 역시 다소 동쪽으로 이동하였다. 그림에 나타내지는 않았지만, 인도양의 해수면 온도는 warm bias를 보이는데, 인도양의 warm bias가 개선된다면 하층 수분 수렴 성능이 향상될 것으로 기대된다. 또한 상층 발산구조와 태

5.3. 동아시아 여름 몬순(EASM) 진단체계

아시아 몬순 지역은 동아시아 몬순, 인도 몬순, 북서태평양 몬순으로 구성되며, 연강수량이 여름철에 집중되는 기후적 특성은 인류의 역사 중 고대사회 농경과 정착생활의 시작, 도시의 발달과도 밀접하게 연관되어 있다. Figure 5.81는 여름철과 겨울철 평균 강수량 차로 정의된 아시아 몬순 지역 분포를 나타내며, 파란색 원은 인구 5백만 이상, 보라색 원은 인구 1천만 이상의 대도시를 의미한다. 몬순 지역에는 인구가 밀집된 거대도시들이 많이 위치하고 있으며, 몬순과 몬순 강수에 대한 이해와 예측은 수자원 관리, 자연재해 경감, 지속 가능한 경제 개발 등 다양한 측면에서 중요한 의미를 가진다.

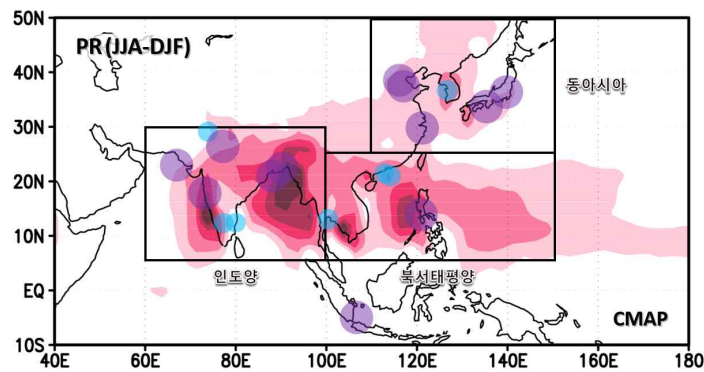


Figure 5.81. Asian summer monsoon sub-regions and countries with the highest populations.

아시아 몬순 지역 중 동아시아 몬순 지역은 가장 넓은 대륙(유라시아)과 해양(태평양)의 경계에 위치하며, 열대 지역과 고위도·극 지역의 원격상관 영향을 모두 받는 복잡한 지역이다. 여름철에는 해양(북서태평양)에 고기압, 대륙에 저기압이 위치하며, 겨울철에는 대륙(시베리아)에 고기압, 해양에 저기압이 위치한다 (Figure 5.82). 동아시아 계절 기후의 특징으로는 여름철에 북서태평양 고기압의 남서쪽으로부터 남풍 계열 바람과 열대 지역의 수분과 강수가 유입되며, 겨울철에는 시베리아 고기압의 남동쪽을 중심으로 북풍 계열의 바람과 함께 고위도 지역의 한랭한 공기가 유입된다.

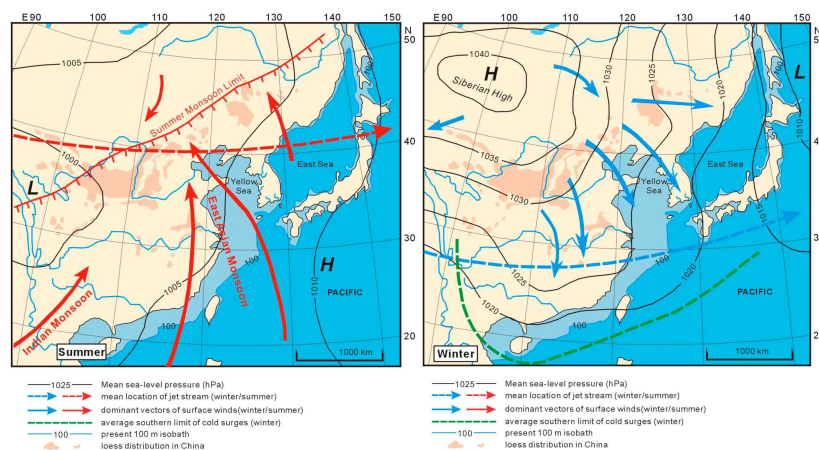


Figure 5.82. Seasonal wind direction of Korean peninsula for summer and winter season (Baek et al., 2015).

동아시아 몬순의 고유한 특성과 중요성에도 불구하고 최신 기후예측모델들은 여전히 동아시아 몬순을 적절히 모의하지 못하고 있으며 (Figure 5.83), 동아시아 몬순 예측성을 다각적으로 진단하는 연구나 메트릭 또한 부족한 실정이다. 선행 연구에서 보고된 동아시아 몬순 예측성의 주요 한계로는 아열대 전선 강수의 과소모의, 여름 몬순의 이른 시작, 겨울철 강수 과대모의, 기압골 편향, 해면기압 동서 경도 편향 등이 있다 (Li et al., 2020).

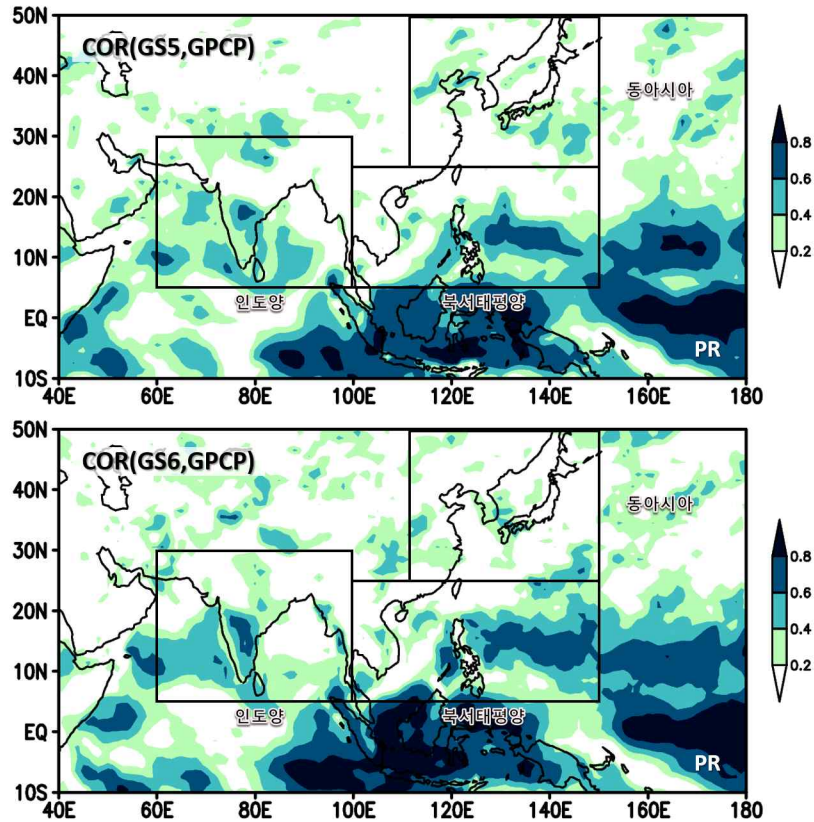


Figure 5.83. Anomaly correlation coefficients between seasonal (JJA) mean precipitation from GloSea5/6 and GPCP.

이 연구에서는 동아시아 여름 몬순에 관한 선행 연구와 기술 보고서들을 바탕으로 평균 기후와 변동성, 중요한 물리적 프로세스, 원격상관 모의 성능을 종합적으로 진단하는 메트릭을 개발하고, 기상청 현업 기후예측모델의 동아시아 여름 몬순 예측성을 진단하였다. 예측성 개선 정도를 분석하기 위해 상위 버전인 GloSea6(GS6)의 예측성 진단 결과를 하위 버전인 GloSea5(GS5)의 결과와 비교하고, 이를 정량화하여 스코어카드 형태로 가시화하였다. 이를 통해 기후예측모델의 문제점을 도출하고 개선 방향을 제시함으로써 궁극적으로 현업 의사결정을 지원하고자 한다.

5.3.1. EASM 진단 메트릭

동아시아 여름 몬순 진단에 관한 이전의 연구들은 주로 몬순 지수 예측성, 몬순 변수의 평균 편향, 몬순의 시작-종료 등에 초점을 맞추어 기후모델의 동아시아 여름 몬순 재현성을 이해하고자 하였다. 또한 세계기후연구프로그램(World Climate Research Program; WCRP) 결합모형 상호 비교 프로젝트(Coupled Model Intercomparison Project; CMIP)에 참여하는 단일 또는 다중 기후모델을 대상으로 분석한 연구가 대부분이며, 현업 기후예측모형의 진단 결과는 국립기상과학원의 최근 연구 일부를 제외하고는 전무하다. 세계기후연구프로그램의 클라이바(Climatic and Ocean: Variability, Predictability and Change; CLIVAR)에서도 과거에 몬순 메트릭을 개발하려는 노력은 있었으나 아직까지 개발이 완료되지 않은 것으로 보인다.

이 연구에서는 동아시아 여름 몬순 진단 메트릭 구성에 앞서 선행 연구를 바탕으로 몬순 연구와 기후모델 평가에서 중요한 부분을 분석하고, 기후모델의 공통적 특성을 파악하기 위해 유럽중기예보센터(European Center for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) 기후변화 서비스(Copernicus Climate Change Service; C3S)에서 제공하는 현업 기후예측모델의 과거재현(1993~2016년) 자료를 수집하여 분석하였다.

ECMWF		Météo-France				Met Office ^(a)		DWD		CMCC		NCEP	JMA		ECCC	
SEAS5 (system=5)	SEAS5 (system=51) ^(b)	System 5	System 6	System 7	System 8	GloSea6 (system=600)	GloSea6 (system=601)	GCF52.0	GCF52.1	SPSv3	SPSv3.5	CFSv2	CPS2	CPS3	CanCM4i	GEM5- NEMO

Figure 5.84. Summary of available hindcasts data from ECMWF Copernicus Climate Change Service (C3S).

현재 C3S에 자료를 제공하고 있는 기관은 유럽중기예보센터(ECMWF), 영국 기상청(Met Office), 프랑스 기상청(Météo-France), 독일 기상청(German Weather Service; DWD), 이탈리아 유럽-지중해 기후변화센터(Euro-Mediterranean Center on Climate Change; CMCC), 미국 환경예측센터(National Centers for Environmental Prediction; NCEP), 일본 기상청(Japan Meteorological Agency; JMA), 캐나다 기상청(Environment and Climate Change Canada; ECCC) 이상 8개 기관이다(Figure 5.84). C3S에서는 과거재현 자료와 실시간 예측 자료를 경위도 1° 간격의 수평 해상도로 제공하며, 각 자료 기간은 예측 시스템과 버전에 따라 다르다. 다중 기후예측모델의 동아시아 여름 몬순 재현성을 분석을 통해 공통적인 오차 특성을 도출하고, 이를 바탕으로 진단 메트릭 요소를 구성하였다.

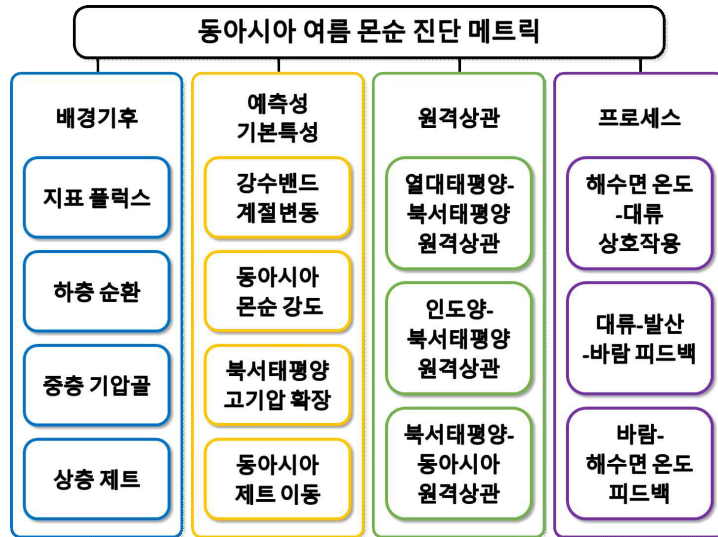


Figure 5.85. Diagnostic metric for evaluating climate forecast model performance of East Asian summer monsoon.

기후예측모델 진단에는 재분석 자료가 사용되었다. 대기 변수는 GPCP(Global Precipitation Climatology Project v2.3)와 ERA5(ECMWF Reanalysis v5)가 사용되었으며, 해양 변수는 ERSST (Extended Reconstructed SST v5)와 OISST(Optimum Interpolation SST v2.1) 월평균 자료가 사용되었다. 분석기간은 1996~2016년이며, 모든 자료는 1.5° 간격의 정규 격자계로 재격자하였다.

5.3.2. EASM 배경기후

기후모델의 예측성 평가는 다양한 시간 규모를 포함하는 변수들을 필요로 한다. 메트릭에 사용되는 기후변수를 찾기 위해 동아시아 여름 몬순 순환의 특성을 살펴보면, 연주기에서 남북 방향 바람의 반전 우기로의 빠른 전환이 뚜렷하게 나타난다. 동아시아 여름 몬순 시스템은 전형적으로 북서태평양 아열대 고기압과 남중국해의 남서풍으로 대표되며, 북서태평양 아열대 고기압의 서쪽 확장은 동아시아 전선 시스템과 관련되어 있으며, 동반되는 하층 바람은 수분 수렴을 지속시켜 전선 시스템을 강화시킨다. 전선 시스템은 계절 변화에 따라 북쪽으로 이동하며, 이 과정에서 동아시아 제트, 바람 시어, 중층 기압골이 강수밴드 발달에 중요한 역할을 한다 (Hong, 2004).

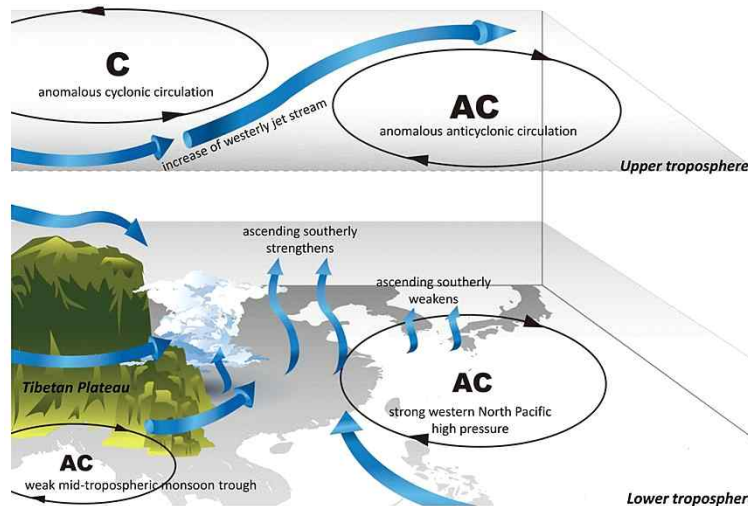


Figure 5.86. Three-dimensional schematic of East Asian summer monsoon and surrounding climate factors (Wu and Chou, 2013).

배경기후 파트에서는 기후예측모델 과거재현 자료를 바탕으로 여름 몬순 관련 변수의 시간 평균된 기후 상태를 검증하였다. 진단을 위해 여름철(6~8월) 계절 및 계절내 시간규모에 대한 21년(1996~2016년) 평균이 계산되었으며, 메트릭 구성은 동아시아 여름 몬순의 계절적 특성을 반영하고 있다. 북서태평양 아열대 고기압의 서쪽 경계를 따라 강한 기압 정도에 의해 동아시아 여름 몬순 계절풍이 발달하며, 바람 흐름은 좁은 경로를 통해 습윤한 공기를 한반도로 수송한다. 이는 북서태평양 아열대 고기압의 북서쪽에 형성되는 아열대 전선 시스템에서 강한 하층 수분 수렴을 유도하며, 중층 기압골은 전선의 북쪽에 위치하게 된다. 하층의 온난 습윤 이류는 아시아 전선 지역의 많은 강수를 지속시킨다.

이 연구에서는 동아시아 지역을 100~150°E, 20~50°N로 정의하고, 모든 변수에 대하여 동일한 영역의 통계값을 산출하였다. 먼저 재분석 자료에서 동아시아 여름철 평균 기후 상태를 살펴보면, 28°C 이상의 고수온역이 북서태평양 아열대 해역까지 북쪽으로 확장되어 있으며, 지상 2m 기온도 수온과 유사한 분포를 보인다. 북서태평양 해역에 위치한 고기압이 일본 남부까지 서쪽으로 확장하며, 고기압의 서쪽 가장자리에서는 남북방향 바람(남풍)의 최대가 나타나고 북서쪽에서는 강수의 최대가 나타난다. 또한 대기 중층에는 기압골이 위치하고, 상층에는 제트가 한반도를 통과한다.

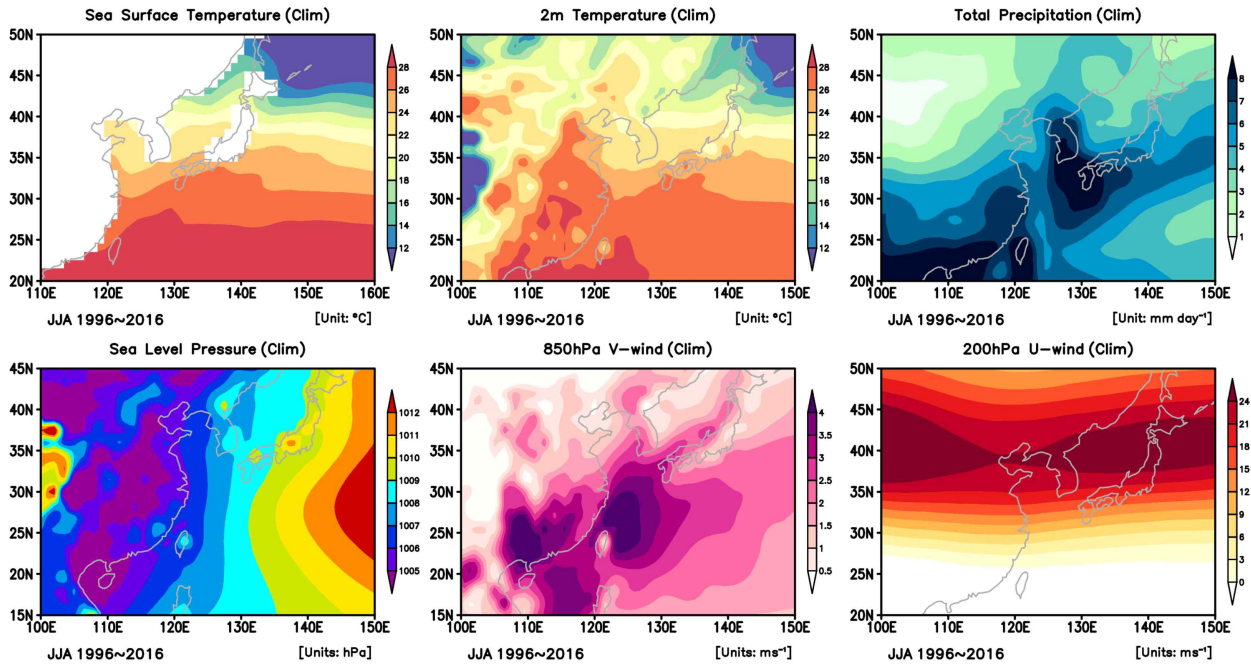


Figure 5.87. Climatological summer (JJA) mean of monsoon-related variables.

기후예측모델과 재분석 자료의 차를 통해 평균 편향을 살펴보면 (Figure 5.88), GS6에서는 한반도 주변의 한랭 편향이 감소하였으나, 북서태평양의 온난 편향은 GS5에 비해 증가하였다. 북서태평양 고기압의 과소모의와 고기압 서쪽 가장자리 남풍의 과소모의는 여전히 개선되지 않았으며, 한반도 주변의 강수도 과소모의도 한반도 남부에서 부분적으로 개선되었으나 영역 평균 통계값의 변화는 유의미하지 않다. 상층 제트의 북편향도 GS5에 비해 GS6에서 관측에 가깝게 다소 개선되었으나 여전히 추가적인 개선이 필요하다.

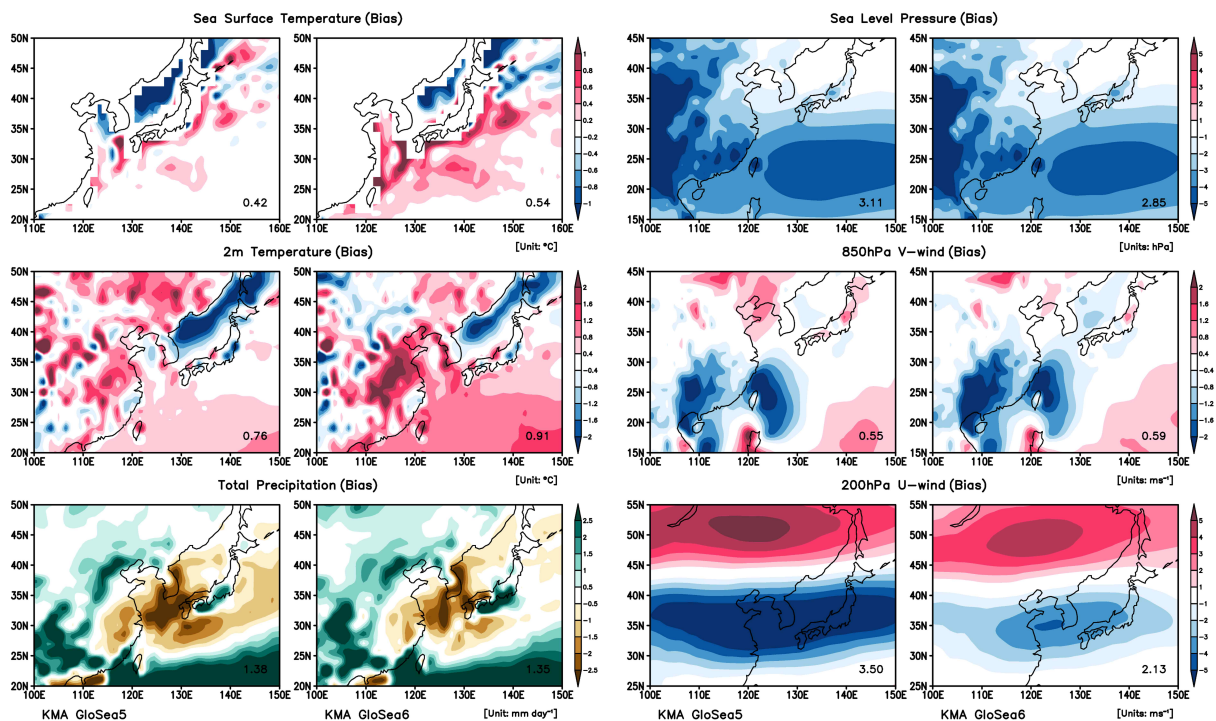


Figure 5.88. Climatological summer (JJA) mean biases of monsoon-related variables.

특히, GS6에서는 상층 기온의 평균 편향이 GS5에 비해 크게 증가한 것으로 분석되며 (Figure 5.89), 이는 제트축 평균 위치와 변동성 모의 성능에 영향을 미쳤을 것으로 생각된다. 기온과 수분이 함께 고려된 온위의 연직 평균 편향에서도 GS6에서 대기 중·하층에서 다소 개선된 것과 달리, 상층에서 평균 편향이 크게 증가한 것을 볼 수 있다. 관측의 변동성으로 정규화된 영역 평균된 모델 편향을 통해 각 변수별 편향을 정량적으로 비교할 수 있다 (Figure 5.90).

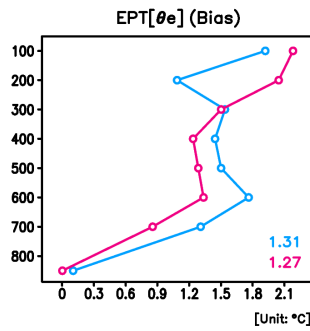


Figure 5.89. Climatological summer (JJA) mean bias of vertical equivalent potential temperature (EPT) over East Asia.

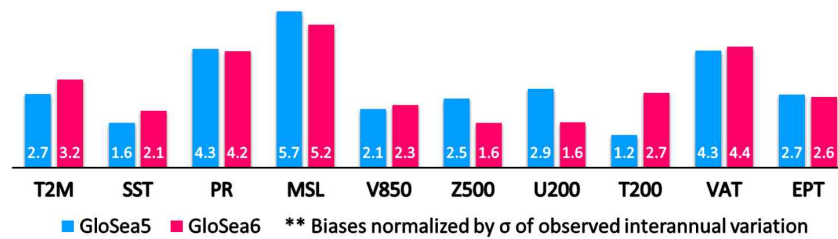


Figure 5.90. Normalized summer (JJA) mean biases of monsoon-related biases averaged over East Asia.

5.3.3. EASM 예측성/기본특성

Wang et al. (2008)은 선행 연구에서 제안된 25개의 몬순 순환 지수를 5개의 카테고리로 분류하였으며 (Table 5.4), 지수들은 유형별 특성에 따라 공간적으로 다양하게 분포한다 (Figure 5.91).

참고문헌	변수, 고도	카테고리	비고
Guo (1983) ¹	SLP gradient	East-west thermal contrast - land(EA)-ocean(WNP) thermal contrast	Boo et al. (2011), Lee et al. (2020), Kim et al. (2021)
Shi and Zhu (1996) ²	SLP gradient		-
Peng et al. (2000) ³	potential height gradient, 500hPa		-
Zhao and Zhou (2005) ⁴	SLP gradient		-
Webster and Yang (1992) ⁵	u, 200hPa-850hPa	North-south thermal contrast - land(EA)-ocean(SCS) thermal contrast	Lee et al. (2020)
Wang et al. (1998) ⁶	u, 850hPa-200hPa		-
Zhu et al. (2000) ⁷	u, 850hPa-200hPa, SLP		-
He et al. (2001) ⁷	u, 850hPa-200hPa		-
Wang and Fan (1999) ⁸	vorticity, 850hPa	Shear vorticity - north-south gradient of zonal winds	Lee et al. (2020), Kim et al. (2021)
Zhang et al. (2003) ⁹	vorticity, 850hPa		-
Lau and Yang (2000) ¹⁰	vorticity, 200hPa		-
Huang and Yan (1999) ⁷	vorticity, 500hPa		-
Li and Zeng (2002) ¹¹	u, v, 850hPa	Southwest monsoon - strength of low-level EA monsoon winds	-
Wang (2002) ¹²	u, v, 850hPa		-
Qiao et al. (2002) ¹³	u, v, 850hPa		-
Ju et al. (2005) ¹⁴	u, v, 850hPa, OLR		-
Wu and Ni (1997) ¹⁵	v, 850hPa		-
Y.F. Wang et al. (2001) ¹⁶	v, 850hPa		Boo et al. (2011)
Li and Zhang (1999) ¹⁷	divergence, 200hPa-850hPa	South China Sea Monsoon - critical tropical portion of EASM	-
Liang et al. (1999) ¹⁸	u, v, 850hPa, OLR		-
Wu and Liang (2001) ¹⁸	u, v, 850hPa, OLR		-
Zhang et al. (2002) ¹⁸	u, v, 850hPa, OLR		-
Dai et al. (2000) ¹⁸	u, v, 850hPa		-
Lu and Chan (1999) ¹⁹	v, 1000hPa		-
Yao and Qian (2001) ²⁰	potential vorticity, 850hPa		-

Table 5.4. Description of the East Asian summer monsoon circulation indices.

첫 번째 카테고리는 동서 열적 차 유형으로 동아시아 내륙과 북서태평양 해양 간 해면기압 차로 계산된다. Guo (1983)에 의해 처음 제안되었으며, 동서 육지-해양 열적 차는 동아시아 몬순 강도를 결정할 수 있다. 두 번째 카테고리는 남북 열적 차 유형으로 수평 바람의 연직 시어를 사용하여 계산된다. 남북 열적 차 유형의 지수 대부분은 동아시아 내륙과 남중국해 간 남북 열적 차로부터 발생하는 대기 하층과 상층 간 수평 온도풍을 나타낸다. 세 번째 카테고리는 시어 와도 유형으로 수평 바람의 남북 경도로 표현된다. Wang and Fan (1999)이 처음 제안한 시어 와도 지수로 북서태평양 여름 몬순의 변동성을 정량화한다. 네 번째 카테고리는 남서 몬순 지수로 하층 남서풍을 이용하여 하층 동아시아 몬순 강도를 측정한다. 계산되는 영역은 주로 동아시아 여름 몬순 지역 중 아열대 지역을 포함한다. 다섯 번째 카테고리는 남중국해 몬순 유형으로 동아시아 여름 몬순의 중요한 열대 부분이며, 남중국해 몬순의 변화는 동아시아 여름 몬순 변화의 지표가 된다. 이 연구에서는 국립기상과학원에서 기후예측모델의 동아시아 여름 몬순 예측성 진단 시 활용하는 동서 열적 차 유형의 Guo (1983) 지수와 몬순 강수량으로 계산되는 Lee et al. (2005) 지수를 선정하여 지수 예측성을 진단하였다.

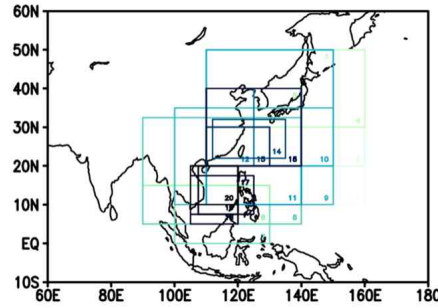


Figure 5.91. Spatial distribution of East Asian summer monsoon circulation indices.

기본특성 파트에서는 동아시아 여름 몬순 시스템을 동아시아 여름철 강수, 북서태평양 아열대 고기압, 동아시아 제트 등 3개 요소의 입체적 구조로 이해하고 (Figure 5.92), 각 구성요소의 평균과 변동성에서 나타나는 오차를 진단하였다.



Figure 5.92. Diagram of major components of East Asian summer monsoon system.

동아시아 여름철 강수의 경년 변동성은 북서태평양 아열대 고기압과 동아시아 제트와 밀접하게 관련되어 있으며, 이들은 동아시아 여름 몬순 시스템의 중요 요소이다. 남쪽으로부터는 대류권 하층의 북서태평양 아열대 고기압이, 북쪽으로부터는 대류권 상층의 동아시아 제트가 각각 동아시아 여름철 강수에 영향을 미친다. 북서태평양 아열대 고기압이 서쪽으로 확장하면 동아시아 강수는 증가하며, 동쪽으로 후퇴하면 강수가 감소한다 (Lu, 2001). 여름철 동아시아 제트의 위치는 강수 변동에 역학적으로 중대한 영향을 미치며, 동아시아 제트가 평균 위치보다 남쪽에 위치하면 동아시아 강수가 증가하고, 북쪽에 위치하면 강수가 감소한다 (Lu, 2004).

연주기(annual cycle)는 많은 복사, 역학, 열적 프로세스를 포함하고 있으므로 기본적인 연주기 특성 재현성은 기후예측모델 예측성 평가에 중요한 지표를 제공한다. 동아시아 여름 몬순 측면에서는 기후예측모델이 열대-아열대 강수 밴드의 북상과 관련된 건기에서 우기로의 전환을 정확하게 모의하는 것이 중요하다. 남중국해 여름 몬순(South China Sea summer monsoon; SCSSM)의 시작은 동아시아 여름 몬순의 시작으로 간주되기 때문에 남중국해의 건기에서 우기로의 전환이 중요한 지표가 된다 (Li et al., 2020). 따라서 남중국해 여름 몬순의 시작과 계절에 따른 동아시아 강수의 이동은 중요한 진단 요소이다. 경도(110~140°E) 평균된 시간-위도별 강수는 동아시아 여름철 강수의 계절 이동을 보여준다. 중국 남부의 강수 밴드는 6월부터 북쪽으로 이동하며 7월 한반도에 이른다.

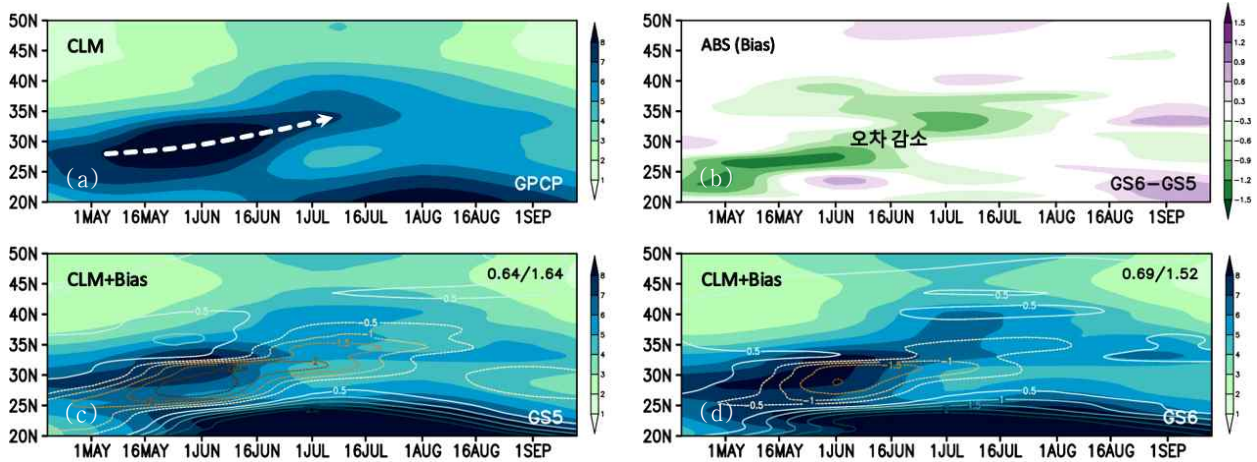


Figure 5.93. Seasonal variation in climatology (shading) and biases (contour) of precipitation averaged between 110~140°E from (a) observation, (c) GloSea5, and (d) GloSea6. (b) Difference of absolute biases of GloSea5 and GloSea6.

Figure 5.93에서 살펴보면 기상청 기후예측모델은 남중국해에서 동아시아로 강수 밴드가 북상하는 특성은 대체로 잘 모의하고 있으나, 강수는 관측에 비해 과소모의하고 있다. 절대오차의 차를 살펴보면 GS6는 GS5에 비해 동아시아 강수의 과소모의가 개선되었으나 여전히 관측에 비해 과소모의하고 있으며, 아열대 강수의 과대모의 또한 개선되지 않았다.

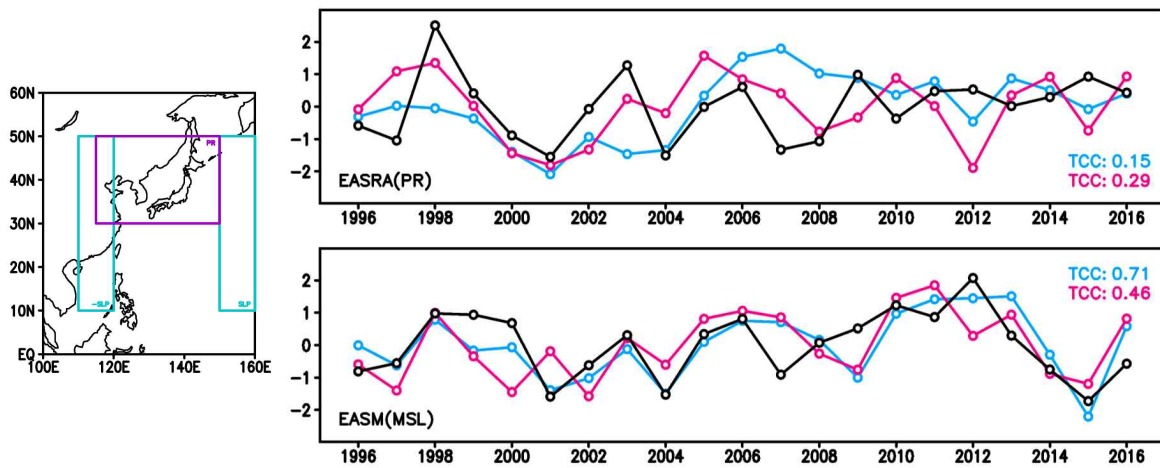


Figure 5.94. Interannual variability of the East Asian summer monsoon rainfall anomalies and intensity from GloSea5 (blue), GloSea6 (pink), and observation (black).

Lee et al. (2005)이 제안한 동아시아 몬순 강수 지수(PR [115~150°E, 30~50°N]) 예측성은 GS5(TCC: 0.15)에 비해 GS6(TCC: 0.29)에서 다소 개선되었으며, Guo (1983)가 제안한 동아시아 몬순 강도 지수(SLP [150~160°E, 10~50°N] - SLP [110~120°E, 10~50°N]) 예측성은 GS5(TCC: 0.71)에 비해 GS6(TCC: 0.46)에서 감소하였다. 동아시아 몬순 지수의 예측성은 변수와 영역에 따라 예측성이 다르게 나타난다.

북서태평양 아열대 고기압의 강도는 북서태평양 지역의 지위고도로 측정되며, 높은 지위고도는 강한 북서태평양 아열대 고기압을 의미한다. 동아시아 지역의 현업 기관 기상예보관들은 집중호우 지역을 결정하기 위해 500hPa에서의 5,880m 등치선을 북서태평양 아열대 고기압 기준선으로 사용하는데, 이는 동아시아 강수대가 주로 이 등치선의 북서쪽에 위치하기 때문이다. 북서태평양 아열대 고기압은 로스비파 특성을 가지기 때문에 주변 지역에 비해 지위고도가 높다. 기후모델에서 지위고도 값은 계통적으로 과소모의되며, 5,880m 등치선이 잘 나타나지 않는 것으로 알려져 있다. 대기 운동 방정식에 따르면 지위고도의 절대값보다는 지위고도 경도에 의해 대기 순환이 결정되기 때문에, 지위고도의 계통적 과소모의는 북서태평양 아열대 고기압 모의에 영향을 미치지 않는다(He et al., 2015).

이 연구에서는 선행 연구의 정의를 바탕으로 경도 평균(180°W~180°E, 0°~40°N)으로부터의 지위고도 편차로 정의되는 에디 지위고도(eddy geopotential height, He)를 북서태평양 아열대 고기압 기준으로 사용하였으며, 북서태평양의 아열대 고기압의 가장자리는 5,880m(지위고도) 등치선 대신 0m(에디 지위고도) 등치선으로 추정하였다.

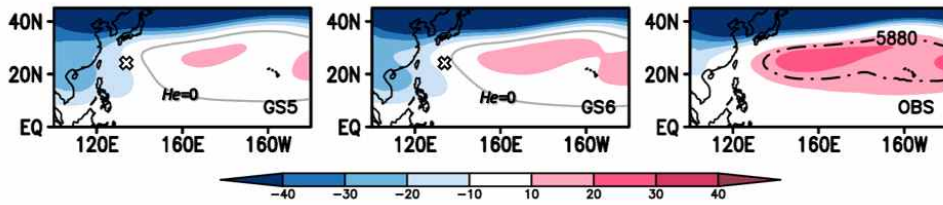


Figure 5.95. Climatological summer (JJA) mean westernmost boundaries of western North Pacific subtropical high from GloSea5/6 and reanalysis.

Figure 5.95에서 살펴보면 에디 지위고도로 정의된 북서태평양 아열대 고기압의 평균 가장자리는 GS5에 비해 GS6에서 관측에 가까운 위치를 모의하고 있다. 또한 북서태평양 아열대 고기압의 변동성 또한 GS5(TCC: 0.73)에 비해 GS6(TCC: 0.83)에서 이전보다 개선된 예측성을 보여준다.

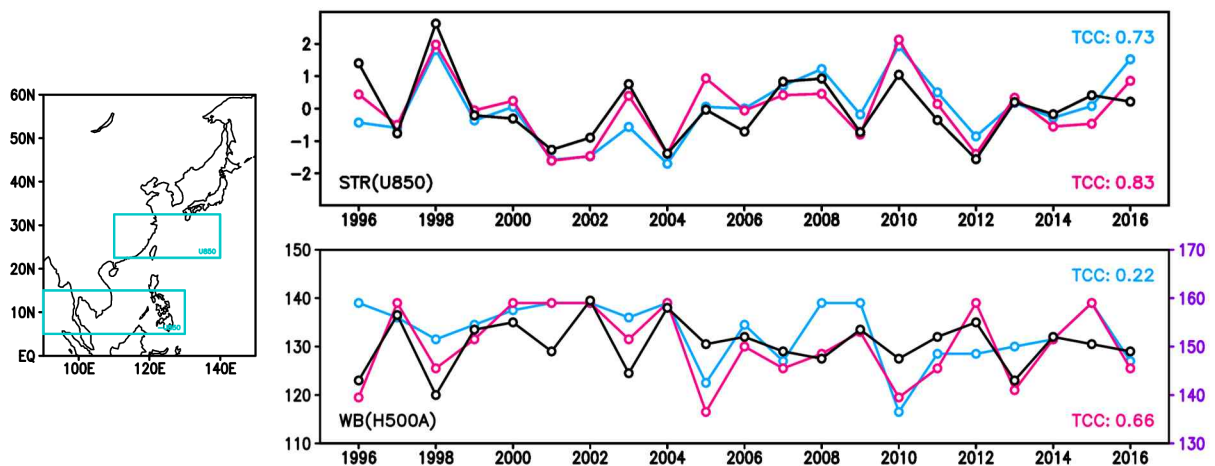


Figure 5.96. Interannual variability of the western North Pacific subtropical high strength and westernmost location from GloSea5 (blue), GloSea6 (pink), and observation (black).

동아시아 제트는 아시아 몬순 시스템의 중요한 요소이다. 동아시아 제트는 북서태평양 아열대 고기압, 남아시아 고기압 등 주변 순환 시스템과 복잡하게 상호작용하며, 동아시아 기후에도 중요한 영향을 미친다. 동아시아 제트의 위치와 강도는 동아시아 강수에 영향을 미친다. 기후모델에서 모의되는 동아시아 제트를 종합적으로 평가하기 위해 선행 연구에서 논의된 제트 특성을 나타내는 지수들을 수집하였으며, 제트축 지수는 동아시아 지역 대류권 상층에서 서풍 최대가 나타나는 평균 위도로 정의하였다. 대부분의 선행 연구들은 고정된 지역의 평균 풍속으로 제트 강도를 정의하였으나, 동아시아 제트의 위치와 범위는 계속 변화하고 있으며, 고정된 범위의 동아시아 제트 위치와 강도를 계산하는 것은 정확하지 않을 수 있다.

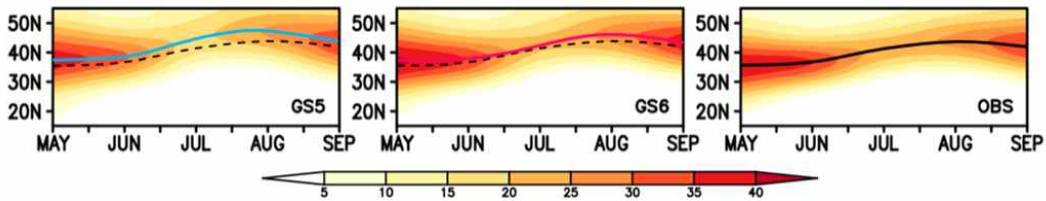


Figure 5.97. Seasonal variation in climatology (shading) of 200hPa zonal wind (averaged between 120~150°E) and jet axis (line) from GloSea5/6 and reanalysis.

Figure 5.97에서 경도(120~150°E) 평균된 200hPa 동서방향 바람(채색)과 제트축(선)을 살펴 보면 관측에 비해 GS5/GS6가 모의하는 평균 제트축 위치는 북쪽으로 편향되어 있는데, GS5에 비해 GS6에서는 북편향 정도가 7,8월을 중심으로 개선되었으나 여전히 개선이 필요한 것으로 분석된다. 이와 달리 동아시아 제트 강도 변동성의 예측성은 GS5(TCC: 0.53)에 비해 GS6(TCC: 0.13)에서 상당히 감소하였다. 선행 연구에 따르면 대류권 상부와 성층권 하부의 기온이 동아시아 제트 위치에 영향을 미치는 인자 중 하나로 알려져 있는데 (Yu and Zhou, 2007), 배경기후 파트에서 진단된 상층 기온 편향 증가 부분과 관련이 있을 것으로 추정된다.

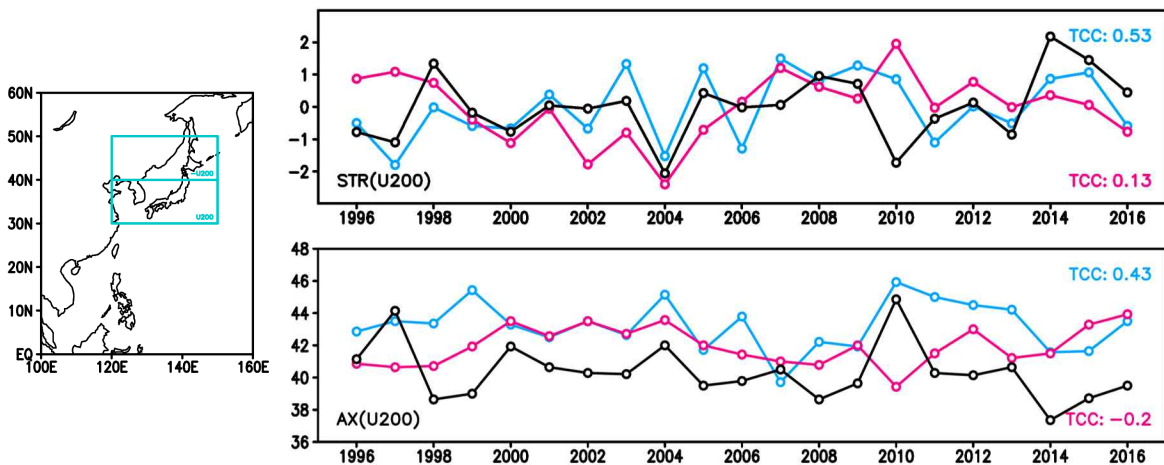


Figure 5.98. Interannual variability of the East Asian westerly jet strength and meridional position from GloSea5 (blue), GloSea6 (pink), and observation (black).

5.3.4. EASM 원격상관

동아시아 여름 몬순은 열대 대양(태평양·인도양)으로부터 지연된 원격상관과 아열대(북서태평양)와의 동시 상호작용 영향을 모두 받는 복잡한 지역이다. 선행 연구들을 바탕으로 동아시아 여름 몬순에 영향을 미치는 주요 지연·동시 원격상관을 두 계절 지연된 엘니뇨/남방진동의 영향, 1개월 지연된 인도양의 영향, 북서태평양 아열대 해역의 동시적 영향 등 3가지로 정리하였다. 이 연구에서는 각 원격상관 인자에 대한 대기·해양 반응의 모의 성능을 진단하였다.

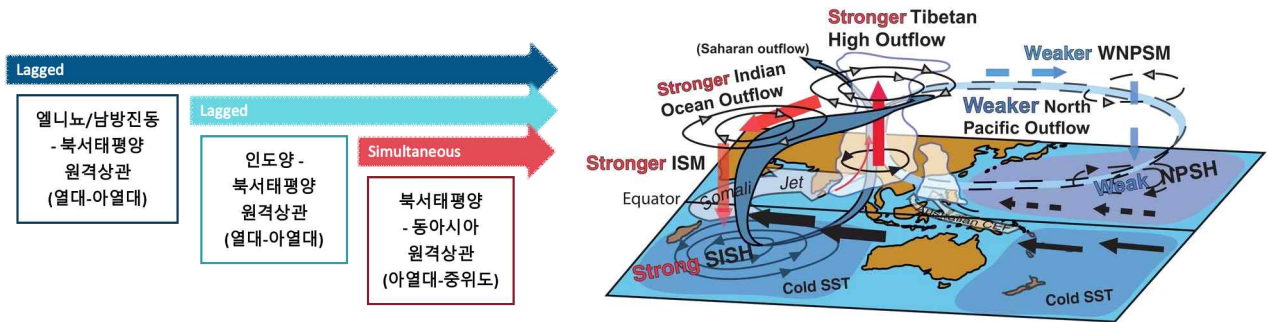


Figure 5.99. Schematic of lagged and simultaneous teleconnections interacting with East Asian summer monsoon. Reprinted from Beck et al. (2018).

열대 태평양 감시에 사용되는 지표들은 영역 평균된 해수면 온도 편차를 바탕으로 계산된다. 편차는 30년 평균 기간에 대한 상대적인 값으로 계산되며, Nino3.4 지수는 ONI(Ocean Nino index)와 함께 엘니뇨와 라니냐를 정의하는 가장 일반적인 지표로 사용된다. Nino3.4(SST [170°W~120°W, 5°S~5°N]) 편차는 날짜 변경선으로부터 남미 해안에 이르는 적도 태평양 해수면 온도의 평균에 해당한다. 이 연구에서는 겨울철(12~2월) 평균된 Nino3.4 해수면 온도 편차가 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 를 초과할 때 엘니뇨와 라니냐로 정의하였으며(Table 5.5), 정의된 선행 엘니뇨/남방진동 위상에 따른 여름철 북서태평양 대기 반응의 모의 성능을 진단하였다.

기간	엘니뇨해(7)	라니냐해(9)
1996 ~2016	1997, 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015	1996, 1998, 1999, 2000, 2005, 2007, 2008, 2010, 2011

** 엘니뇨/라니냐감시구역(NINO3.4: 170°W~120°W, 5°S~5°N)의 3개월(DJF) 평균 해수면 온도 편차가 0.5°C 이상(0.5°C 이하)일 때 엘니뇨(라니냐) 해로 정의

Table 5.5. Definition of ENSO events and defined El Niño / La Niña years based on Nino3.4 index for 1996~2016.

겨울철 엘니뇨 발생 이후 여름철에는 북서태평양 아열대 지역 하층에 고기압성 편차가, 라니냐 발생 이후 여름철에는 저기압성 편차가 나타나는 것으로 알려져 있다. 기후예측모델에서도 이러한 일반적인 특성을 잘 모의하고 있으나, 위상에 따라 그 예측성이 다르게 나타난다.

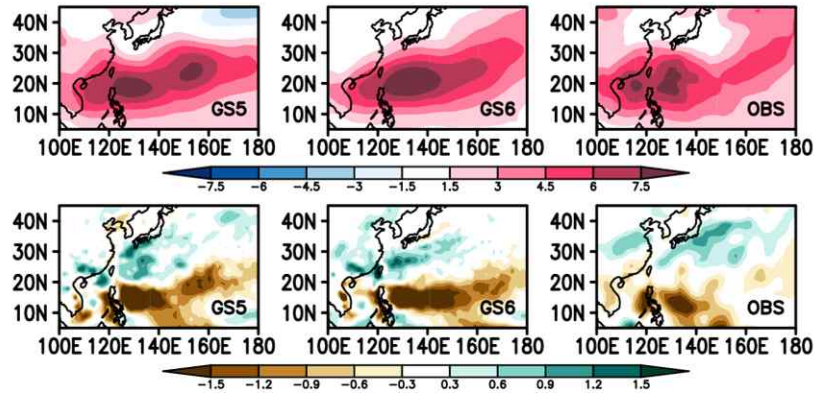


Figure 5.100. Composite map of 850hPa geopotential height and precipitation anomalies during summer (JJA) following El Niño.

엘니뇨 발생 이후 여름철 북서태평양 하층 대기 반응은 GS6에서 GS5에 비해 중심위치와 강도가 개선된 것으로 나타난다. 이에 따라 한반도 주변에서 나타나던 엘니뇨 발생 이후 여름철 강수의 과소모의가 일부 개선되었다. 라니냐 발생 이후 여름철 북서태평양 하층 대기 반응은 강도 측면에서 상당히 개선되었으나 중심위치 예측성은 감소한 것으로 나타난다. 이와 함께 한반도 주변에서 라니냐 발생 이후 여름철 강수의 과소모의가 강하게 나타난다. 라니냐에 의한 지연된 원격상관 예측성은 추가적인 개선이 필요하다.

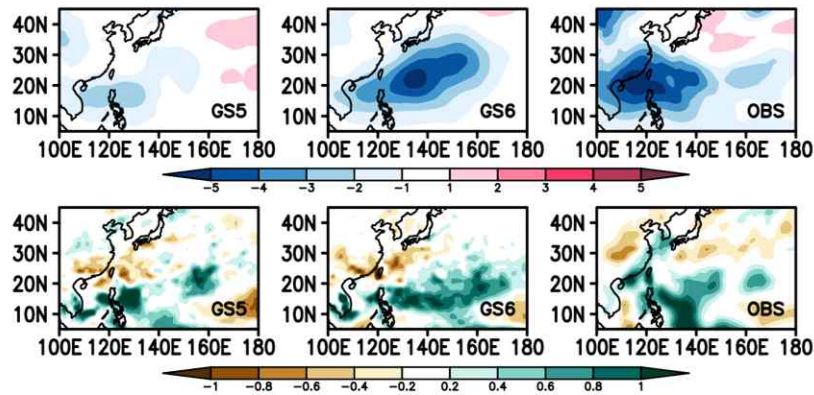


Figure 5.101. Composite map of 850hPa geopotential height and precipitation anomalies during summer (JJA) following La Niña.

인도양-서태평양 대양 간 상호작용은 엘니뇨/남방진동 강제력을 필요로 하지 않으나, 엘니뇨가 인도양 가열과 북서태평양 냉각을 유도하여 이 모드를 활성화시킨다. 이 결합 모드는 인도양-서태평양 커패시터(Indo-western Pacific ocean capacitor, IPOC)로 일반화되었다. 엘니뇨/남방진동 절정기에 열대 태평양을 중심으로 해수면 온도, 강수, 바람 편차가 뚜렷하게 나타난다. 이와 달리 여름철 방출하는 IPOC는 엘니뇨 남방진동 중심을 인도양-북서태평양으로 이동시키고, 인도양-북서태평양에서 편차가 강하게 나타난다. 북서태평양 냉각, 북인도양 가열, 고기압 간양의 피드백은 엘니뇨/남방진동 편차를 지속시키고, 엘니뇨 소멸이 IPOC의 시공간적 패턴을 뒤따르는 지를 설명한다. 관측자료는 대양 간 해양-대기 상호작용을 보여주지만, 선행 연구에서 엘니뇨/남방진동이 제외된 부분 결합 실험은 IPOC가 몬순에 의한 독특한 계절 변화를 가지는 이 지역 고유 모드임을 보여준다(Xie et al., 2016).

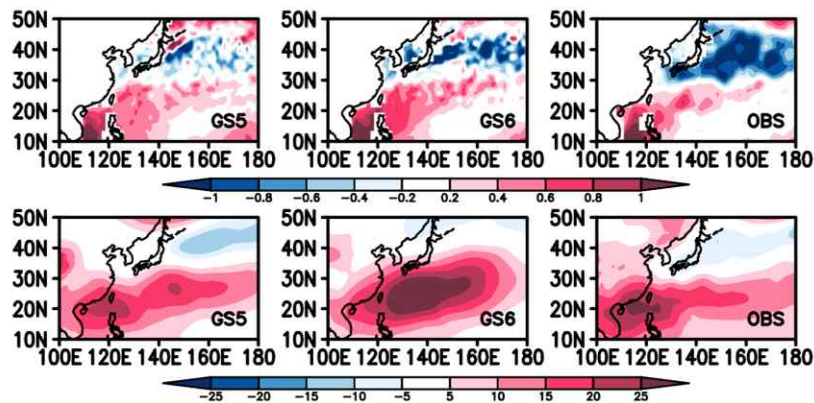


Figure 5.102. Regressed sea surface temperature and 850hPa geopotential height anomalies in July onto the Indian Ocean (45~100°E, 0°~25°N) warming in June.

6월 열대 북인도양 가열에 대한 7월 북서태평양-동아시아 해양-대기 반응을 살펴보면, 예측성 변화는 대기와 해양에서 각각 다르게 나타난다. 북서태평양 수온 반응 예측성은 GS5에 비해 GS6에서 개선되었다. 재분석 자료에서 열대 북인도양 가열에 따라 북서태평양 아열대 해역에서는 가열, 동북아시아 해역에서는 냉각이 나타나는데, GS5에 비해 GS6에서 수온 반응 강도가 개선되었다. 반면 하층 대기 반응은 북서태평양 아열대 해역 하층 대기 반응이 강화되었으나, 중심위치가 북동쪽으로 편향되었다. 북인도양 원격상관에 대한 북서태평양 하층 대기 반응 모의 성능은 추가적인 개선이 필요하다.

태평양-일본 패턴은 필리핀해 부근 하층에서 저기압(고기압)성 순환, 북동아시아 하층에서 고기압(저기압)성 순환이 파동 패턴으로 나타나는 재분석 자료의 결과와 달리, 기후예측모델에서는 북동아시아 하층에서 나타나는 순환을 적절하게 모의하지 못하고 있다. GS6에서 GS5에 비해 하층 동서방향 바람 패턴이 다소 개선되었으나 뚜렷한 파동 패턴을 모의하지 못하고 있다. 태평양-일본 패턴은 대기의 고유 모드이나 해양과의 상호작용과 엘니뇨/남방진동 강제력에 의해 동력을 공급받는다. 태평양-일본 패턴은 동아시아 여름철 평균 기후뿐만 아니라 극한 사상을 제어할 수 있는 중요한 원격상관이므로 이를 적절히 모의하는 것은 매우 중요하다.

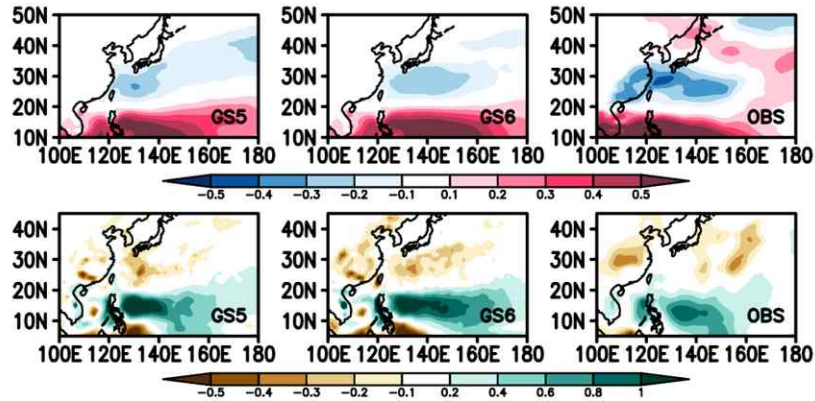


Figure 5.103. Regressed 850hPa zonal wind and precipitation anomalies onto western North Pacific monsoon.

5.3.5. EASM 프로세스

Wang et al. (2000)은 엘니뇨의 영향을 동아시아로 전달하는 순환 시스템으로 필리핀해에 위치한 고기압을 지목했다. 필리핀해 고기압은 엘니뇨 성숙기부터 뒤따르는 여름철까지 지속되며 이른 여름철 서태평양 아열대 고기압을 강화시킨다. 대기 운동의 카오스적 특성과 소멸하는 엘니뇨 원격 강제력에도 불구하고 필리핀해 고기압을 3계절 동안 유지시키는 메커니즘은 필리핀해 고기압 동쪽에서 대기의 하강하는 로스비파와 한랭한 수온 편차 간 양의 열역학 피드백이다. 이 양의 피드백은 북동 계절풍이나 무역풍이 존재할 때 작동하게 된다. 필리핀해 고기압의 동쪽에서 증가된 풍속이 해양 표면을 냉각시키고, 이는 과도한 증발과 유입을 유도한다. 냉각은 대류를 억제하고 대기 중 잠열을 감소시키며, 이는 하강하는 로스비파를 활성화시켜 소멸하는 고기압을 다시 강화시킨다.

서태평양에서는 수온약층이 깊고 용승이 일어나지 않는다. 원격으로 강제된 해양 파동이 서태평양으로 전파되어 연직 전이를 유도하더라도 용승의 부재와 깊은 수온약층으로 연직 이류가 약하기 때문에 해수면 온도는 크게 반응하지 않을 것이다. 이러한 이유로 서태평양의 해수면 온도 변동성은 주로 혼합층 열역학과 대기와의 표면 열속 교환과 관련되어 있다. 관측자료에 의하면, 서태평양 해수면 온도 변화의 주요 원인은 잠열, 단파복사속과 관련된 표면 풍속과 운량의 변화이다. 해양학적 관점에서 북서태평양의 냉각은 주로 대기 조건에 의해 결정된다. 그러나 대기 관점에서는 태평양-동아시아 원격상관의 중요 시스템인 필리핀해 고기압은 해양 표층 냉각에 대한 로스비파 반응이다. 급격한 발달 이후 북서태평양 고기압 편차와 관련된 적도 동풍 편차는 2~3개월 동안 지속되며, 때로는 중태평양 가열에 의한 원격 대기 강제력이 약해진 이후에도 편차가 나타난다. 이는 북서태평양 바람 편차가 적도 중태평양 가열에 의해 지배적으로 유지되지 않는다는 것을 의미한다 (Wang et al., 2000).

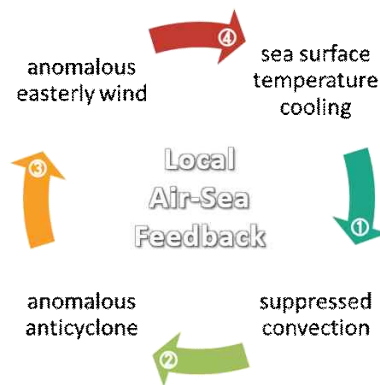


Figure 5.104. Diagram for positive feedback between ocean and atmosphere over western North Pacific.

대기-해양 상호작용이 대기 편차를 유지/강화시키는 과정에서 고기압과 해수면 온도 냉각 간 양의 피드백이 중요한 역할을 한다. 필리핀해에서 평균 바람은 북동 무역풍이 우세하며, 고기압의 동쪽에서 풍속, 증발, 냉각이 강화된다. 바람에 의해 유도된 해수면 온도 변화는 고기압 전면의 혼합층 냉각을 촉진시킨다. 고기압 동쪽의 음의 해수면 온도 편차는 로스비파를 활성화시켜 고기압을 강화시킨다. 따라서 서태평양에서의 고기압성 바람과 해수면 온도 간 양의 피드백은 서태평양 바람과 해수면 온도 편차를 발달 유지시키는데 중요한 역할을 한다.

이 연구에서는 열대-중위도 원격상관에서 중요한 북서태평양 아열대 해역의 대기-해양 상호작용이 기후예측모델에서 잘 모의되는지를 분석하였다. Wang et al.(2000)에서 설명된 북서태평양 아열대 고기압 동쪽에서의 양의 피드백(풍속 증가 - 증발 냉각 증가 - 해수면 온도 냉각 - 대류 약화 - 고기압 강화) 세부 과정을 해양-대기 또는 대기-대기 변수 간 결합강도로 진단하고 재분석 결과와 비교하여 과대·과소모의되는 부분이 있는지 진단하였다.

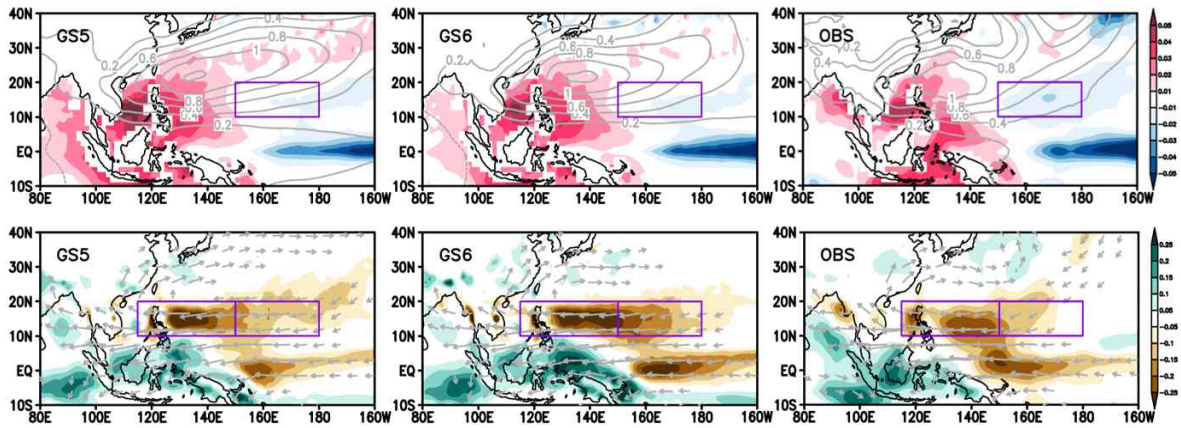


Figure 5.105. Regressed 850hPa geopotential height (contours) and sea surface temperature (shading) anomalies (top) and precipitation (shading) and 850hPa wind (vectors) anomalies (bottom) onto western North Pacific subtropical high.

Figure 5.105 상단은 북서태평양 아열대 고기압 지수에 회귀된 지위고도(등치선)와 수온(채색) 편차를, Figure 5.105 하단은 회귀된 강수(채색)와 바람(벡터) 편차를 나타낸다. 기후예측모델에서는 고기압 동쪽에서 증가하는 풍속을 비교적 적절하게 모의하고 있으나, 이에 따른 수온 냉각 반응을 재분석 결과에 비해 약하게 모의하고 있다. 이와 달리 수온 냉각에 따른 대류와 강수의 감소는 재분석 결과에 비해 강하게 모의하고 있다. 이러한 결과는 산포도에서도 동일하게 나타난다. 양의 피드백 세부과정을 살펴보면, 앞서 언급한 약한 수온 반응과 마찬가지로 해수면 온도-대류 과정이 관측에 비해 적절하게 모의되지 못하고 있다.

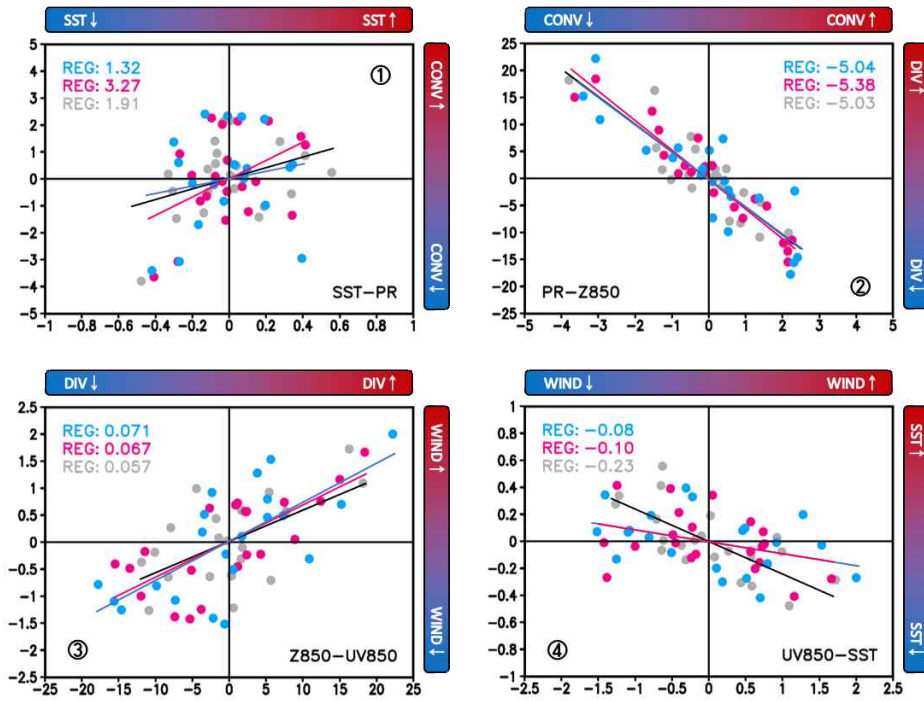


Figure 5.106. Scatter plots and regression coefficients between sea surface temperature, precipitation, 850hPa geopotential height, and 850hPa zonal wind during summer (JJA) over western North Pacific subtropical region.

동아시아 여름 몬순 원격상관을 종합적으로 살펴보면 열대 해양의 지연된 원격상관 신호들은 모두 북서태평양 아열대 해역에 도착하며, 이는 다시 북서태평양-동아시아 동시 원격상관에 의해 중위도로 전파된다. 북서태평양 아열대 해역의 프로세스 모의 성능은 열대-중위도 원격상관의 교량 역할을 위해서 매우 중요하며, 이 지역의 대기-해양 상호작용의 모의 성능 개선으로부터 열대-중위도 원격상관 예측성 개선을 기대할 수 있다.

구성된 진단 메트릭과 계산된 메트릭 값을 바탕으로 Figure 5.107과 같이 스코어카드를 설계하고 작성하였다. 초록색 계열 채색은 예측성 증가, 황색 계열 채색은 예측성 감소를 의미한다. 진단 결과가 유형별로 다양한 값의 부호, 크기, 비율을 가지는 것과 달리, 개선을 관점에서 계산된 메트릭 값과 채색된 스코어카드를 통해 하위 버전(GS5) 대비 상위 버전(GS6) 기후예측모델의 예측성 변화율을 한눈에 볼 수 있다.

5.3.7. 요약 및 토의

		국가 기후예측모델 EASM 진단 평가
총평		동아시아 몬순 강수의 계절/경년 변동 예측성 부분 개선, 북서태평양 아열대 고기압 변동 예측성 개선, 동아시아 제트 변동 예측성 개선 필요
원인 분석	개선	동아시아 몬순 강수 과소모의 부분 개선, 대기 중·하층 순환 변수 평균편향 감소, 엘니뇨 지연 원격상관 예측성 개선, 인도양 지연 원격상관 예측성 부분(수온 반응) 개선
	감소	동아시아 상층 기온 평균편향 증가 → 동아시아 상층 제트 예측성 감소, 북서태평양 아열대 해양-대기 상호작용 과대 모의 → 아열대-중위도 원격상관 미개선
개선방향		동아시아 상층 대기 온난 편향 및 제트 예측성 개선 필요, 라니냐 예측성 개선 필요 → 라니냐 지연 원격상관 예측성(중심위치) 개선 기대

Table 5.6. GloSea6 diagnostic results using the CrEMA EASM metrics.

동아시아 여름 몬순과 관련된 해양 표층과 대기 층별 변수들의 배경기후 오차를 살펴보면, 북서태평양 해역을 중심으로 수온과 기온의 온난 편향이, 고기압과 가장자리 남풍의 과소모의가 나타나는 것으로 진단된다. 이와 함께 중층 기압골의 과소모의와 상층 제트의 북쪽 편향 등이 일부 개선되었으나 여전히 남아 한반도 주변 강수의 과소모의를 야기하는 것으로 분석된다. GS5의 봄철 동아시아 대기 상층 한랭 편향이 GS6에서 상당히 개선되었으나, GS6에서 여름철 대기 상층 온난 편향이 크게 증가하였다. 여름철 온난 편향의 개선을 통해 상층 제트 변동성 모의 성능이 개선될 수 있을 것으로 기대된다.

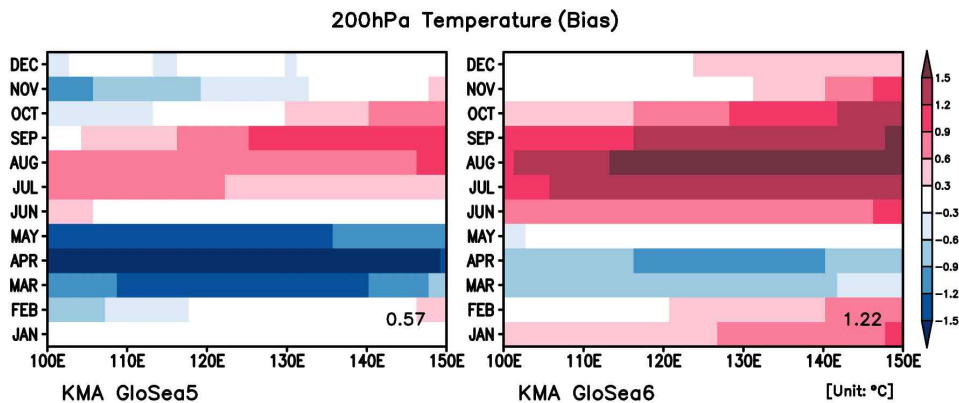


Figure 5.108. Annual cycle of mean bias of 200hPa temperature averaged between 20~50°N.

동아시아 여름 몬순 시스템의 중요한 기본특성 요소들을 살펴보면, 5-6월부터 남중국해 부근에서 활성화되어 동아시아로 북상하는 여름철 강수밴드의 과소모의가 일부 개선되었으나 여전히 약하게 모의하고 있으며, 북서태평양 고기압의 확장과 동아시아 제트 또한 약하게 모의하고 있다. 기본특성 요소의 경년 변동 예측성은 대기 층별로 개선 효과가 상이하게 나타난다.

동아시아 여름 몬순과 열대/아열대 기후모드 간 잘 알려진 지연/동시 원격상관 관계를 바탕으로 열대 태평양과 북서태평양(열대-아열대), 열대 인도양과 북서태평양(열대-아열대), 북서태평양과 동아시아(아열대-중위도) 간 원격상관 모의 성능을 진단하였으며, 엘니뇨 원격상관 예

측성은 개선된 반면, 라니아 원격상관과 인도양 원격상관 등은 추가적인 개선(중심위치)이 필요한 것으로 분석된다. 북서태평양-동아시아 원격상관 예측성 부분은 많은 개선이 요구된다. 인도양 원격상관의 부분적 개선은 인도양에서의 편향 개선에서 기인한 것으로 추정된다. GS5에서는 여름철 열대 인도양에서 Maritime Continent와 남중국해에 이르는 넓은 영역에 걸쳐 한랭 수온 편향이 강하게 나타났으나 GS6에서 상당 부분 개선되었다. 반면, 서태평양에서 온난 수온 편향이 증가하였다. 북서태평양 수온 편향의 개선을 통해 아열대 고기압을 비롯한 주요 변수들의 편향 개선을 기대할 수 있을 것으로 생각된다.

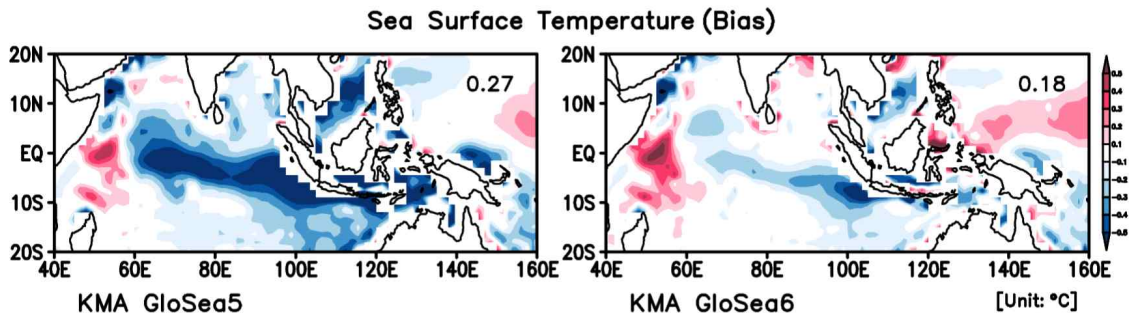


Figure 5.109. Climatological summer (JJA) mean bias of sea surface temperature over tropical Indian Ocean and maritime continent.

위도 간(열대-중위도) 원격상관에서 중요한 연결고리 역할을 하는 북서태평양 아열대 해역에서의 국지적 대기-해양 상호작용을 변수 간 결합강도를 통해 진단한 결과, 특히 해양-대기 피드백을 관측에 비해 과대모의하는 것으로 분석된다. 아열대 해역의 프로세스 모의 성능 개선은 위도 간 원격상관 예측성 개선을 위해 필수적인 부분이라고 생각된다.

현재의 진단 평가 메트릭은 상위 버전을 GS6, 하위 버전을 GS5로 설정하고 개발하였으나, 향후 기후예측모델 개선 또는 개발에 따라 평가 모델과 기준 모델을 유연하게 변경하여 적용할 수 있다. 또한 현업화 의사결정 도구에의 적용 및 활용을 위해 추가적인 연구개발을 통해 개발된 진단 메트릭과 스코어카드의 고도화가 요구된다.

6. 요약 및 결론

6.1. 지면모델 개선 기술 개발

GloSea6내에서 TRIP은 지면모델로부터 계산된 격자유량을 입력자료로 가져오며, 각 격자에서의 하천 유출량을 계산하여 최종적으로 해양모델로 방출량을 전달하고 있다. 최근에는 고해상도의 수문정보를 포함하는 다양한 하천유출모델이 개발되었지만, GloSea6에 포함된 TRIP은 다소 간단한 저류방정식으로 구성되어 고해상도의 자연하천을 정확하게 묘사하기에는 한계가 있다. 좀 더 복잡하고 정교한 하천유출모델이 결합되는 것이 좋겠지만, 그 전에 TRIP으로 모의되는 GloSea6의 하천유출의 특성을 파악하고 현실적인 개선 방안에 대해 논의해보고자 하였다. 결과를 살펴보면, GloSea6는 상대적으로 간단한 하천유출모델을 사용하고 있으며, 모델내에서 모의되는 하천유출량은 과대모의하고 있음을 알 수 있다. 다양한 이유가 있을 수 있지만, 하나의 이유로 다소 성긴 해상도를 들 수 있다. 특히 한반도 지역의 주요 하천을 표현하기에 현재 하천유출모델의 해상도는 너무 크다고 할 수 있다. 간단한 하천의 흐름만을 모의하고 있기 때문에 성긴 해상도는 실제에 비해 과도하게 담수의 유출을 가져오게 되고, 이는 해양 혼합층에 영향을 주어 결국 한반도 주변 지역에서 양의 해수면 온도 오차에 기여하게 된다. 보다 정확한 하천 흐름을 모의하고 대기-지면-해양 상호작용의 개선을 가져오기 위해서는 정교하고 현실적인 하천유출모델을 접합하는 것이 가장 바람직하겠으나, 현재 현업에서 사용중인 GloSea6에 개선을 위해서 간단하고 직접적인 효과를 줄 수 있는 방법으로 하천유출모델의 해상도를 높여 해양으로 유출되는 담수의 양을 줄이는 것을 제안할 수 있다. 따라서 본 연구에서는 TRIP의 해상도를 기존의 1도에서 0.5도, 0.125도로 높여 하천의 흐름을 보다 현실적으로 모의해 보고자 한다.

한강 유역에서 방출되는 담수의 양이 실제로 관측과 어느정도 차이가 나는지 살펴보기 위해 유역별 관측값을 제공하는 GRDC의 하천 방출량과 하천 유출 모델의 해상도에 따라 모의되는 하천 방출 값을 지역 평균하여 연도별로 비교하여 제시하였다. 실제 한강이 포함되는 유역의 면적 및 모델 내 한강이 포함되는 격자를 산정하여 면적에 대한 효과를 평균하여 두 값을 비교해 본 결과, GloSea6의 OPER는 대부분의 연도에서 방출되는 값을 과대 모의하고 있다. 실제 GloSea6에 포함되어 있는 하천 유출 모델 TRIP은 매우 간단한 하천의 흐름만을 계산하고 있어 세세한 지역에서 하천 흐름을 모의하기에는 한계가 있다. 여기에 낮은 해상도는 실제 한반도의 대부분 지역에서 한강의 흐름을 포함하게 되며, 그 격자 내에 해당하는 하천의 유량을 해양까지 전달하게 된다. 따라서 격자 내 하천이 흐르지 않는 곳이 존재하여도 모델 내에서는 격자 전체에 하천이 흐르는 것으로 계산되어 실제 하천 유역의 유역 평균 유량을 계산할 경우 과도하게 모의될 수 밖에 없다. 이에 비해 하천 유출 모델의 해상도를 높인 Half 및 Eighth 실험의 결과는 OPER의 실험에 비해 관측과 유사한 값을 보이고 있다. 95년에서 98년, 총 4년의 짧은 결과이긴 하지만 두 실험은 기존 현업의 결과에 비해 줄어든 유량을 보이고 있음이 확실하다. 이를 통해 고해상도 하천 유출 모델이 특히 유역 및 하구를 중심으로 많은 개선을 가져올 수 있음을 확인했다. 또한 유역별 유출량의 개선은 나아가 지역적 규모에서 수자원에 대한 응용 및 정책 연구에도 유용하게 사용될 수 있을 것이다. 다만, 실험 결과에서도 확인했듯이 고해상도 하천 유출 모델의 결과는 유역에서의 방출량이 과도하게 줄어 하천 모델의 고해상도가 더 좋은 결과를 가져오기 위해서는 일부 최적화가 필요함을 알 수 있다.

6.2. 테스트베드

결합초기화 기법을 적용한 테스트베드 연구에서는 GloSea6에 기반한 대기-해양 결합초기화 기술의 과학적 효과와 기술적 능력을 살펴봄으로써 해당 기술의 현업 적용성을 평가하였다. 첫째, 동아시아 여름철 강수의 계절내 예측에 영향을 미치는 내외부 역학에 있어서 해당 기술의 과학적 효과가 존재하였다. 대기-해양 상호작용, 열대 대류 활동 강화, 북서태평양 고기압 확장 및 열대-중위도 원격 상관 기작 등 동아시아 여름철 몬순 영향 인자들에 대한 예측이 대기-해양 결합초기화 기법으로 개선이 되었다. 둘째, 겨울철 열대 변동성의 계절내 예측에 있어서 해당 기술의 과학적 효과가 존재하였다. 강수 및 하층 바람의 평균장 뿐만 아니라 30-60일 주기 변동성의 크기, 공간적인 분포, MJO 동진 모의에 있어 결합초기화 기술의 효과를 확인할 수 있었다. 셋째, 현업 예보 스위트에 결합초기장을 생산하는 스위트 더해졌을 경우에 대한 소요 시간 추정을 통해 해당 기법이 기술적으로 현업에 적용 가능한 기술임을 확인하였다. 국가기상 슈퍼컴퓨터의 normal queue를 활용할 시 1일의 결합 자료동화에 소요되는 시간은 약 80분이다. 이 연구에서는 현업 스케줄과 초기장 품질을 고려하여 7일 이내의 자료동화 기간을 권장하였다. 그 경우 약 6시간이 소요되는 기존 현업 예보는 최대 약 15시간으로 늘어날 수 있으나 우선권이 높은 현업의 express queue를 활용할 시 해당 기술은 현업 활용에 문제가 없으리라 예상된다. 넷째, 대기-해양 결합초기화 기술이 안정적으로 현업에 운영될 수 있음을 확인하였다. 실험에 투자된 8개월 동안 72개 초기장과 576개의 앙상블 예측을 생산하는 과정에서 단 한번의 model blow-up도 발생하지 않아 해당 기술은 현업 안정성이 높다고 볼 수 있다. 실험 시 다양한 에러는 존재하였으나 대부분 job priority가 낮아서 생기는 문제들로 판단되어 이 또한 현업 express queue 활용 시 문제가 되지 않으리라 예상된다. 결론적으로, 열대 및 동아시아 대기 순환 예측에 대한 과학적인 측면에서의 효과와 기술적인 측면에서의 현업 안정성을 검토한 바 국가기후예측모델의 계절내 예측 현업 운영에 있어 대기-해양 결합초기화 기술의 적용을 권장하는 바이다.

해빙물리과정의 최적화 평가를 통해 과학적 효과와 기술적 능력을 분석하고 현업화를 위한 제안을 하고자 했다. 요약하면 다음과 같다.

단일 파라미터 및 다중 파라미터를 적용했을 때 GloSea6의 전반적인 기후 모의 특성은 변하지 않는 것으로 나타났다. 이는 Hindcast의 재생산 없이 Forecast에 적용하였을 때도 불연속성이 발생할 가능성이 낮다는 것을 의미한다. 같은 파라미터의 증감을 적용했을 때 극에서의 증감에 따른 반대 반응이 뚜렷하지는 않으나 극 기후가 중위도에 미치는 영향은 상이하게 나타났다. 특히 눈 알베도를 10% 증가시킨 ICE_p10u 실험에서 극-중위도 원격 상관 개선 효과가 가장 뚜렷하게 확인되었다.

기술적 능력 측면에서는 현재 현업 시간과 동일할 것으로 예상된다. 겨울 뿐 아니라 여름에 대해서도 겨울과 동일하게 단일 파라미터와 다중 파라미터 조정 실험을 수행하여 현업 안정성을 평가하였다. 대부분의 실험들은 안정적으로 수행되었으나, 눈 알베도를 10% 감소시킨 SNOW_p10d의 경우 특정 해에서 멈춤 현상이 발생되어 원인 분석이 필요해 보인다.

과학적 효과와 기술적 능력 면에서 종합적인 평가를 한 결과 해빙물리 파라미터 최적화

방안은 두 가지로 제안할 수 있다.

1) 현재 비현실적으로 높게 처방되어 있는 눈 알베도를 10% 감소하여 적용한다. 다른 실험들에 비해 예측력 개선 측면에서 최선의 결과를 보이지는 않았지만 좀 더 현실적인 파라미터를 처방함으로써 과학적 근거를 높이는 방안이 될 수 있을 것이다.

2) 북극과 중위도 상관성 개선 측면에서 가장 좋은 결과를 보였던 눈 알베도 10% 증가를 제안한다. 눈 알베도를 증가시킴으로써 관측에서 나타난 극-중위도 인과성이 개선되었으며 GloSea6에서 나타나지 않던 극의 깊은 온난화 구조가 개선되는 효과가 있었다.

6.3. CrEMA 진단평가 체계 구축

국가 기후예측모델 (GloSea6)의 예측가능성을 평가하기 위해, 올해 개발된 CrEMA 진단평가 체계를 적용하였으며, 먼저 열대 주요 경년변동 모드인 ENSO의 진단 평가가 수행되었다. CrEMA ENSO 진단 메트릭은 ENSO 발생 지역에서의 배경 기후 오차, Nino3.4 지수 기반의 예측성능, ENSO의 기본적인 속성, ENSO 발달 및 진화 과정과 관련된 주요 프로세스, 그리고 원격상관 성능으로 구성하였다. 최종적으로 CrEMA 메트릭을 통해 총 5개의 카테고리에서 18개의 진단평가 정보가 제공되며, 정량화된 진단평가 결과의 시-공간적 정보를 제공해줄 약 총 67개의 다양한 보조 콘텐츠가 개발되었다. GloSea6는 기준모델(GloSea5)에 비해 ENSO의 예측성능 및 기본속성이 전반적으로 개선되었고, 특히 기후예측모델에서의 ENSO 봄철 예측 장벽이 개선됨을 확인하였다. 적도 SST 평균 및 연변화 개선 및 Bjerknes 피드백의 개선으로 ENSO 편향 (강한 강도, 강한 계절성, 위상잠김 특성의 빠른 해제)이 개선되었으며, 이로 인해 ENSO 평균 예측성능이 개선된 것으로 판단된다. 반면, 라니냐 발달기간 동안 강한 Taux-SSH 결합 강도는 La Nina 예측성능을 감소시키고, 엘리뇨 쇠퇴기간 급감하는 열유속은 El Nino의 빠른 종료를 모의하게 되며, 결국 ENSO duration의 모의성능 감소에 영향을 미친다. ENSO duration을 제외한 ENSO 기본 속성은 전반적으로 향상됨을 확인할 수 있으며, 이는 원격상관 모의성능에 영향을 주게 된다. ENSO 변동과 관련된 기온 패턴은 전구나 동아시아 지역적으로도 개선된 결과를 보이나, 강수 패턴의 모의성능은 더욱 감소한 결과를 나타낸다. 이는 GloSea6가 적도 dry bias 와 강한 Double ITCZ를 모의하기 때문이며, 적도 강수의 구조적 오차가 개선된다면 ENSO 원격 상관에 따른 강수 영향장 개선 또한 기대할 수 있을 것이다.

열대지역에서 대규모 대류가 동진하는 현상인 MJO는 계절내-계절 시간규모에서 가장 중요한 예측인자이므로 모델의 MJO 성능을 판단하는 것은 매우 중요하다. 모델의 객관적 MJO 모의 성능 진단을 위해 개발된 다양한 방법들을 차용하여 국가 기후예측모델에 맞게 수정·적용하였다. 본 진단 체계는 예측성능-기본특성-원격상관-프로세스로 이루어진 4개의 매트릭스로 구성되었고, 각 매트릭스 별 필수 매트릭스 요소들을 도출하였다. 또한 진단 결과를 한눈에 볼 수 있도록 정량화된 객관적 스코어카드를 개발하여 표출하였다. 스코어카드를 통해 현재 국가 기후예측모델의 MJO 성능은 이전 버전에 비해 전반적으로 개선되었음을 알 수 있었다. 특히 MJO의 예측 장벽으로 알려진 해양성 대륙에서 동진 성능이 크게 향상되었고, 이는 해양성 대륙 동쪽 하층에서 수분 수렴이 개선되었기 때문으로 판단된다. 그러나 상층 모의 성능은 크게 두 가지 관점에서 감소하였다. 첫째로 MJO의 상층 발산구조 모의 성능 감소이고, 둘째로 태평

양 아열대 제트가 다소 동쪽으로 확장된 점이다. 태평양 아열대 제트의 동쪽 확장은 원격상관에 영향을 미치고 결과적으로 PNA 지역 또한 동쪽으로 이동하였다. 향후 상층 성능이 개선될 필요가 있다.

한반도 여름철 기후에 중요한 영향을 미치는 동아시아 여름 몬순에 대한 이해와 예측은 사회경제적으로 매우 중요하다. 해양 표층과 대기 층별 배경기후에서 북서태평양 해역을 중심으로 수온과 기온의 온난 편향이, 고기압과 가장자리 남풍의 과소모의가 나타나는 것으로 진단된다. 중층 기압골의 과소모의와 상층 제트의 북쪽 편향은 일부 개선되었으나 여전히 남아있으며, 여름철 대기 상층 온난 편향의 개선을 통해 제트 변동성 모의 성능이 개선될 수 있을 것으로 기대된다. 동아시아 여름 몬순 시스템의 중요한 기본특성 요소 중 여름철 강수밴드의 과소모의가 일부 개선되었으나 여전히 과소모의되고 있으며, 북서태평양 고기압의 확장과 동아시아 제트 또한 약하게 모의하고 있다. 동아시아 여름 몬순과 열대/아열대 기후모드 간 지연/동시 원격상관에서는 엘니뇨 원격상관 예측성은 개선된 반면, 라니냐 원격상관과 인도양 원격상관 등은 추가적인 개선이 필요한 것으로 분석된다. 북서태평양-동아시아 원격상관 예측성 부분 또한 개선이 요구된다. 열대-중위도 원격상관에서 중요한 북서태평양 아열대 해역에서의 국지적 대기-해양 상호작용 진단 결과에서는 특히 해양-대기 피드백을 관측에 비해 과대모의하는 것으로 분석된다. 아열대 해역의 프로세스 모의 성능 개선은 위도 간 원격상관 예측성 개선을 위해 필수적인 부분이라고 생각된다.

사사

이 연구는 APEC기후센터의 지원을 통해 수행되었으며, 기상청 슈퍼컴퓨터를 사용하여 얻은 결과입니다. 국립기상과학원 및 국가기상슈퍼컴퓨터센터, 부산대학교 서경환 교수님 연구진, UNIST 이명인 교수님 연구진, (주)미래기후의 협조에 감사드립니다.

References

- 기상청, 2022: 장마백서 2022, 서경환 책임 집필, 394 pp.
- 김혜리, 이조한, 현유경, 황승언, 2021: 기상청 기후예측시스템(GloSea6) - Part 1: 운영 체계 및 개선 사항. *한국기상학회 대기*, **31(3)**, 341-359.
- 서경환, 2023: 해빙 물리 과정에 의한 계절내 규모 기후 예측 기술 개발, TRKO202300003691, 기상청.
- 이명인, 2021: 장기예보 지원을 위한 기후예측시스템의 결합 초기화 기술 개발. TRKO2022 00010057, 기상청.
- 장은철, 등, 2018: 장기예측시스템 기반 물순환 과정 진단과 개선 1. 기상청 국립기상과학원 연구용역과제 ‘수문기상정보 산출 및 활용기술 개발’ 연구보고서.
- Ahn, M. S. D., and Coauthors, 2017: MJO simulation in CMIP5 climate models: MJO skill metrics and process-oriented diagnosis. *Climate Dynamics*, **49**, 4023-4045, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3558-4>.
- Back, S., H. Kim, and H. J. Chang, 2015: Optimal Hybrid Renewable Power System for Emerging Island of South Korea: The Case of Yeongjong Island. *Sustainability*, **2015(7)**, 13985-14001, doi:10.3390/su71013985.
- Balsamo, G., F. Pappenberger, E. Dutra, P. Viterbo, and B. van den Hurk, 2011: A revised land hydrology in the ECMWF model: A step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle. *Hydrological Processes*, **25**, 1046-1054, doi:10.1002/hyp.7808.
- Balsamo, G., P. Viterbo, A. Beljaars, B. van den Hurk, M. Hirschi, A. K. Betts, and K. Scipal, 2009: A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *Journal of Hydrometeorology*, **10**, 623-643, doi:10.1175/2008JHM1068.1.
- Bayr, T., and Coauthors, 2019: Error compensation of ENSO atmospheric feedbacks in climate models and its influence on simulated ENSO dynamics. *Climate Dynamics*, **53**, 155-172, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4575-7>.
- Beck, J. W., W. Zhou, C. Li, Z. Wu, L. White, F. Xian, X. Kong, and Z. An, 2018: A 550,000-year record of East Asian monsoon rainfall from ¹⁰Be in loess. *Science*, **360**, 877-881.
- Best, M. J., et al., 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description —Part 1: Energy and water fluxes. *Geoscientific Model Development*, **4**, 677-699,

doi:10.5194/gmd-4-677-2011.

- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163–172, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2).
- Blackport, R., J. A. Screen, K. van der W., and R. Bintanja, 2019: Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nature Climate Change*, **9**, 697–704. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0551-4>.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. Da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Monthly Weather Review*, **124**(6), 1256–1271.
- Campoy, A., A. Ducharne, F. Cheruy, F. Hourdin, J. Polcher, and J. Dupont, 2013: Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 10,725–10,739, doi:10.1002/jgrd.50627.
- Capotondi, A., and Coauthors, 2015: Understanding ENSO diversity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96**, 921–938.
- Cavalieri, D. J., C. L. Parkinson, P. Gloersen, and H. J. Zwally, 1996: Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I passive microwave data, version 1. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, digital media. [Available online at <http://nsidc.org/data/nsidc-0051>].
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, **129**, 569–585, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<0569: CAALSH>2.0.CO;2.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H. L. Pan, V. Koren, Q. Y. Duan, M. Ek, and A. Betts, 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 7251–7268.
- Clark, D. B. and N. Gedney, 2008: Representing the effects of subgrid variability of soil moisture on runoff generation in a land surface model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, D10111, doi:10.1029/2007JD008940.
- Clark, D. B., and N. Gedney, 2008: Representing the effects of subgrid variability of soil moisture on runoff generation in a land surface model. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D10111, doi:10.1029/2007JD008940.
- Collow, T. W., W. Wang, A. Kumar, 2018: Simulations of Eurasian winter temperature trends in coupled and uncoupled CFSv2. *Advances in Atmospheric Sciences*, **35**, 14–26, <https://doi.org/>

10.1007/s00376-017-6294-0.

- Comiso, J. C., 2012: Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover. *Journal of Climate*, **25**(4), 1176–1193. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00113.1>.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith, 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics*, **15**, 183–203, doi:10.1007/s003820050276.
- d'Orgeval, T., J. Polcher, and P. de Rosnay, 2008: Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *Hydrology and earth System Sciences*, **12**, 1387–1401.
- de Rosnay, P., J. Polcher, M. Bruen, and K. Laval, 2002: Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, **107**(D11), doi:10.1029/2001JD000634.
- DiNezio, P. N., and C. Deser, 2014: Nonlinear controls on the persistence of La Nina. *Journal of Climate*, **27**, 7335–7355.
- Dirmeyer P. A., and J. Shukla, 1993: Observational and modeling studies of the influence of soil moisture anomalies on atmospheric circulation (Review). In J. Shukla, Ed., *Prediction of interannual climate variations, NATO ASI Series, vol 6, Springer*, 1–23, doi:10.1007/978-3-642-76960-3_1.
- Ducharne, A., R. D. Koster, M. J. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000: A catchment -based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 2. Parameter estimation and model demonstration, *Journal of Geophysical Research*, **105**, 24,823–24,838, doi:10.1029/2000JD900328.
- ECMWF, 2014: IFS Documentation—Cy40r1 Operational Implementation, 22 November 2013. Part IV: Physical Processes, 190 pp., *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, Reading, U. K.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research*, **108**(D22), 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fan, Y., G. Miguez-Macho, C. P. Weaver, R. Walko, and A. Robock, 2007: Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D10125, doi:10.1029/2006JD008111.
- Gedney, N. and P. M. Cox, 2003: The sensitivity of global climate model simulations to the

- representations of soil moisture heterogeneity. *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 1265–1275.
- Guo, Q. Y., 1983: The summer monsoon index in East Asia and its variation. *Acta Geographica Sinica*, **38**, 208–217.
- Ham, S., S.-Y. Hong, Y. Noh, S.-I. An, Y.-H. Byun, H.-S. Kang, J. Lee, and W.-T. Kwon, 2012: Effects of freshwater runoff on a tropical pacific climate in the HadGEM2. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **48**, 457–463, doi:10.1007/s13143-012-0041-3.
- Harding, R. J., G. P. Weedon, H. A. J. van Lanen, and D. B. Clark, 2014: The future for global water assessment. *Journal of Hydrology*, **518**, 186–193, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.014.
- He, C., T. Zhou, A. Lin, B. Wu, D. Gu, C. Li, and B. Zheng, 2015: Enhanced or weakened western North Pacific subtropical high under global warming? *Scientific Reports*, **5**, 16771(2015), <https://doi.org/10.1038/srep16771>.
- Hersbach, H., and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hong, S. Y., 2004: Comparison of heavy rainfall mechanisms in Korea and the central US. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**, 1469–1479, doi:10.2151/jmsj.2004.1469.
- Huffman, G. J., and Coauthors, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, **2**, 36–50.
- Hunke, E. C., and W. H. Lipscomb, 2010: CICE: The Los Alamos sea ice model documentation and software user's manual, version 4.1. Los Alamos National Laboratory, LA-CC-06-012, 76pp.
- Jenney, A. M., Randall, D. A., and Barnes, E. A., 2019: Quantifying regional sensitivities to periodic events: Application to the MJO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124**, 3671–3683. <https://doi.org/10.1029/2018JD029457>.
- Jiang, X., and Coauthors, 2015: Vertical structure and physical processes of the Madden-Julian oscillation: Exploring key model physics in climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 4718–4748, doi:10.1002/2014JD022375.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631–1643, <https://doi.org/10.1175/BAMS-83-11-1631>.
- Kim, B. M., S. W. Son, S. K. Min, J. H. Jeong, S. J. Kim, X. Zhang, T. Shim, J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature communications*, **5**(1), 4646. <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>.

- Kim, O. Y., and C.-M. Lim, 2023: Predictability of the western North Pacific subtropical high and associated East Asian monsoon rainfall in APCC multi-models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **128**, e2023JD038476, <https://doi.org/10.1029/2023JD038476>.
- Kim S., J.-S. Kug, and K.-H. Seo, 2020: Impacts of MJO on the intraseasonal temperature variation in East Asian winter. *Journal of Climate*, **33**, 8903–8916. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0302.1>.
- Kim, S. Y., J.-H. Park, and J.-S. Kug, 2022: Tropical origins of the record-breaking 2020 summer rainfall extremes in East Asia. *Scientific Reports*, **12**, 5366(2022), <https://doi.org/10.1038/s41598-022-09297-4>.
- Kim, S-W., H. Kim, K. Song, S.-W. Son, Y. Lim, H.-S. Kang, and Y.-K. Hyun, 2018: Subseasonal-to-Seasonal (S2S) Prediction Skills of GloSea5 Model: Part 1. Geopotential Height in the Northern Hemisphere Extratropics Atmosphere. *Korean Meteorological Society*, **28(3)**, 233–245, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2018.28.3.233>.
- Koenigk, T. et al., 2019: Impact of Arctic sea ice variations on winter temperature anomalies in northern hemispheric land areas. *Climate Dynamics*, **52**, 3111–3137, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4395-1>.
- Koirala, S., P. J. F. Yeh, Y. Hirabayashi, S. Kanae, and T. Oki, 2014: Global-scale land surface hydrologic modeling with the representation of water table dynamics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119**, 75–89, doi:10.1002/2013JD020398.
- Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q. Y. Duan, F. Chen, and J. Baker, 1999: A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 19,569–19,585, doi:10.1029/1999JD900232.
- Koster, R. D., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000: A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 24809–24822, doi:10.1029/2000JD900327.
- Kowalczyk, E., Y. Wang, R. Law, H. Davies, J. McGregor, and G. Abramowitz, 2006: The CSIRO Atmosphere Biosphere Land Exchange (CABLE) Model for Use in Climate Models and as an Offline Model, 37 pp., *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization*, Aspendale, Victoria, Australia.
- Kug, J. S., J. H. Jeong, Y. S. Jang, B. M. Kim, C. K. Folland, S. K. Min, S. W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geoscience*, **8(10)**, 759–762. <https://doi.org/10.1038/NGEO2517>.
- Lau, K. M., K.-M. Kim, J.-D. Chern, W. K. Tao and L. R. Leung, 2020: Structural changes

- and variability of the ITCZ induced by radiation–cloud–convection–circulation interactions: inferences from the Goddard Multi-scale Modeling Framework (GMMF) experiments. *Climate Dynamics*, **54**, 211–229, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05000-y>.
- Lawrence, D. M., et al., 2011: Parameterization improvements and functional and structural advances in Version 4 of the Community Land Model. *Journal of Advances in Modeling Earth systems*, **3**, M03001, doi:10.1029/2011MS000045.
- Lee, E.-J., J.-G. Jhun, and C.-K. Park, 2005: Remote connection of the northeast Asian summer rainfall revealed by a newly defined monsoon index. *Journal of Climate*, **18**, 4381–4393.
- Lee, S. K., and Coauthors, 2014: Spring persistence, transition, and resurgence of El Niño. *Geophysical Research Letters*, **41**, 8578–8585.
- Li, J., B. Wang, and Y.-M. Yang, 2020: Diagnostic Metrics for Evaluating Model Simulations of the East Asian Monsoon. *Journal of Climate*, **19**, 1777–1801.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, and S. J. Burges, 1994: A simple hydrologically based model of land-surface water and energy fluxes for General Circulation Models. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 14,415–14,428, doi:10.1029/94JD00483.
- Liang, X., E. F. Wood, and D. P. Lettenmaier, 1996: Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Global and Planetary Change*, **13**, 195–206, doi:10.1016/0921-8181(95)00046-1.
- Liebmann, B., and C.A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275–1277.
- Lohmann, D., E. Raschke, B. Nijssen, and D. P. Lettenmaier, 1998b: Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrology and earth System Sciences*, **43**, 131–141, doi:10.1080/02626669809492107.
- Lohmann, D., et al. 1998a: The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global and Planetary Change*, **19**, 161–179, doi:10.1016/s09218181(98)00046-0
- Lu, R.Y., 2001: Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **79**, 771–783.
- Lu, R.Y., 2004: Associations among the components of East Asian summer monsoon system in the meridional direction. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**, 155–165.
- MacLachlan, C., A. Arribas, K. A. Peterson, A. Maidens, D. Fereday, A. A. Scaife, M. Gordon,

- M. Vellinga, A. Williams, R. E. Comer, J. Camp, P. Xavier, and G. Madec, 2015: Global seasonal forecast system version 5 (GloSea5): a high-resolution seasonal forecast system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141(689)**, 1072–1084, <https://doi.org/10.1002/qj.2396>.
- McCusker, K. E., J. C. Fyfe, M. Sigmond, 2016: Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nature Geoscience*, **9**, 838–842, <https://doi.org/10.1038/ngeo2820>.
- Madden, R. A., and P. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A., and P. Julian, 1972: Description of a global-scale circulation cell in the tropics with a 40–50 day period. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29**, 1109–1123.
- Madec, G., 2008: NEMO ocean engine. Note du Pole de modelisation de l’ Institut Pierre-Simon Laplace 27, 300pp.
- Marthews, T. R., S. J. Dadson, B. Lehner, S. Abele, and N. Gedney, 2015: High-resolution global topographic index values for use in large-scale hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, **19**, 91–104.
- Miguez-Macho, G., and Y. Fan, 2012a: The role of groundwater in the Amazon water cycle: 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. *Journal of Geophysical Research*, **117**, D15113, doi:10.1029/2012JD017539.
- Miguez-Macho, G., Y. Fan, C. P. Weaver, R. Walko, and A. Robock, 2007: Incorporating water table dynamics in climate modeling: 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D13108, doi:10.1029/2006JD008112
- Milly, P. C. D., S. L. Malyshev, E. Shevliakova, K. A. Dunne, K. L. Findell, T. Gleeson, Z. Liang, P. Phillipps, R. J. Stouffer, and S. Swenson, 2014: An enhanced model of land water and energy for global hydrologic and earth-system studies. *Journal of Hydrometeorology*, **15**, 1739–1761, doi: 10.1175/JHM-D-13-0162.1.
- Ngo-Duc, T., K. Laval, G. Ramillien, J. Polcher, and A. Cazenave, 2007: Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Water Resources Research*, **43**, W04427, doi:10.1029/2006WR004941.
- Nijssen, B., G. M. O’ Donnell, D. P. Lettenmaier, D. Lohmann, and E. F. Wood, 2001: Predicting the discharge of global rivers. *Journal of Climate*, **14**, 3307–3323, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3307:PTDOGR>2.0.CO;2.

- Niu, G.-Y., et al., 2011: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research*, **116**, D12109, doi:10.1029/2010JD015139.
- Niu, G.-Y., Z. L. Yang, R. E. Dickinson, L. E. Gulden, and H. Su, 2007: Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D07103, doi:10.1029/2006JD007522.
- Niu, G.-Y., Z.-L. Yang, R. E. Dickinson, and L. E. Gulden, 2005: A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **110**, D21106, doi:10.1029/2005JD006111.
- Oleson, K. W., et al., 2010: Technical description of version 4.0 of the Community Land Model, NCAR Tech. Note **NCAR/TN-4781STR**, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colo.
- Palmer, T. N., D. L. T. Anderson, 1994: The prospects for seasonal forecasting—A review paper. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120(518)**, 755–793. <https://doi.org/10.1002/qj.49712051802>.
- Pappenberger, F., E. Dutra, F. Wetterhall, and H. Cloke, 2012: Deriving global flood hazard maps of fluvial floods through a physical model cascade. *Hydrology and earth System Sciences*, **16**, 4143–4156.
- Planton, Y. Y., and Coauthors, 2021: Evaluating El Nino in climate models with the CLIVAR 2020 ENSO metrics package. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **102**, E193–E217. doi: 10.1175/BAMS-D-19-00337.1.
- Reynolds, R. W., and Coauthors, 2007: Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **15**, 5473–5496.
- Schaake, J. C., V. I. Koren, Q. Y. Duan, K. Mitchell, and F. Chen, 1996: Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 7461–7475, doi:10.1029/95JD02892.
- Son, J.-H., K.-H. Seo, B. Wang, 2019: Dynamical control of the Tibetan Plateau on the East Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, **46**, 7672–7679. <https://doi.org/10.1029/2019GL083104>.
- Son, J.-H., K.-H. Seo, B. Wang, 2020: How does the Tibetan Plateau dynamically affect downstream monsoon precipitation? *Geophysical Research Letters*, **47**, e2020GL090543. <https://doi.org/10.1029/2020GL090543>

- Son, J.-H., J.-I. Kwon, K.-Y. Heo, 2022 : East Asian summer monsoon precipitation response to variations in upstream westerly wind. *Climate Dynamics*, **59**, 77–84. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06117-9>
- Stroeve, J. and D. Notz, 2018: Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*, **13**, 103001, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>.
- Subin, Z., P. Milly, B. Sulman, S. Malyshev, and E. Shevliakova, 2014: Resolving terrestrial ecosystem processes along a subgrid topographic gradient for an earth-system model. *Hydrology and earth System Sciences- Discuss*, **11**, 8443–8492.
- Sun, L., J. Perlwitz, M. Hoerling, 2016: What caused the recent “Warm Arctic, Cold Continents” trend pattern in winter temperatures? *Geophysical Research Letters*, **43**, 5345–5352, <https://doi.org/10.1002/2016GL069024>.
- Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe, 2003: Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, **38**, 209–222, doi:10.1016/s0921-8181(03)00030-4.
- Tashie, A. T. Pavelsky, and M. Kumar, 2021: A calibration-free groundwater module for improving predictions of low flows. *Water Resources Research*, **58**, e2021WR030800.
- Van den Hoof, C., P. L. Vidale, A. Verhoef, and C. Vincke, 2013: Improved evaporative flux partitioning and carbon flux in the land surface model JULES: Impact on the simulation of land surface processes in temperature Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, **181**, 108–124. doi:10.1016/j.agrformet.2013.07.011.
- Verant, S., K. Laval, J. Polcher, and M. De Castro, 2004: Sensitivity of the continental hydrological cycle to the spatial resolution over the Iberian Peninsula. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 267–285.
- Vitart, F., and Coauthors, 2017: The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98**, 163–173, <https://doi.org/10.1175/bams-d-16-0017.1>.
- Waliser, D., and Coauthors, 2009: MJO Simulation Diagnostics. *Journal of Climate*, **22**, 3006–3030.
- Walko, R. L., et al., 2000: Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 931–944, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<0931:CABHMF>2.0.CO;2.
- Walters, D. N., and Coauthors, 2019: The Met Office Unified Model Global Atmosphere 7.0/7.1 and JULES Global Land 7.0 configurations. *Geoscientific Model Development*, **12**, 1909–1963.
- Wang, B., and Coauthors, 2018: Dynamics–Oriented Diagnostics for the Madden–Julian Oscillation.

Journal of Climate, **31**, 3117–3135, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0332.1>.

- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 629–638.
- Wang, B., and Q. Zhang, 2002: Pacific–East Asian Teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño Development. *Journal of Climate*, **15**, 3252–3265.
- Wang, B., B. Xiang, and J.-Y. Lee, 2013: Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *PNAS*, **110(8)**, 2718–2722, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1214626110.
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons. *Journal of Climate*, **14**, 4073–4090.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asian Climate? *Journal of Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C.-P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the East Asian Summer Monsoon. *Journal of Climate*, **21**, 4449–4463.
- Wang, M., and J. E. Overland, 2012: A sea ice free summer Arctic within 30 years: An update from CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, **39(18)**. <https://doi.org/10.1029/2012GL052868>.
- Wang, Y.-P., E. Kowalczyk, R. Leuning, G. Abramowitz, M. R. Raupach, B. Pak, E. van Gorsel, and A. Luhar, 2011: Diagnosing errors in a land surface model (CABLE) in the time and frequency domains. *Journal of Geophysical Research*, **116**, G01034, [doi:10.1029/2010JG001385](https://doi.org/10.1029/2010JG001385).
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, **132**, 1917–1932.
- Wu, X., Y. M. Okumura, and P. N. DiNezio, 2019: What controls the duration of El Niño and La Niña events? *Journal of Climate*, **32**, 5941–5965.
- Xie, S.-P., Y. Kosaka, Y. Du, K. M. Hu, J. S. Chowdary, and G. Huang, 2016: Indo–western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post–ENSO summer: A review. *Advance in Atmospheric Sciences*, **33(4)**, 411–432, [doi:10.1017/s00376-015-5192-6](https://doi.org/10.1017/s00376-015-5192-6).
- Xiang, B., B. Wang, W. Yu, and S. Xu, 2013: How can anomalous western North Pacific subtropical high intensify in late summer? *Geophysical Research Letters*, **40**, 2349–2354,

doi:10.1002/grl.50431.

- Yeh, P. J., and E. A. Eltahir, 2005a: Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part I: Model development. *Journal of Climate*, **18**, 1861–1880.
- Yeh, P. J., and E. A. Eltahir, 2005b: Representation of water table dynamics in a land surface scheme. Part II: Subgrid variability. *Journal of Climate*, **18**, 1881–1901.
- Yu, R., and T. Zhou, 2007: Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon. *Journal of Climate*, **20**, 5344–5355, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1559.1>.
- Zeng, X. B., and M. Decker, 2009: Improving the numerical solution of soil moisture-based Richards equation for Land Models with a deep or shallow water table. *Journal of Hydrometeorology*, **10**, 308–319, doi:10.1175/2008JHM1011.1.
- Zhang, L., L. Wu, and J. Zhang, 2011: Coupled ocean-atmosphere responses to recent freshwater flux changes over the Kuroshio-Oyashio extension region. *Journal of Climate*, **24**, 1507–1524.
- Zhou, B., S. Hu, Y. He, S. Wang, D. Li, and G. Feng, 2022: Quantitative evaluations of subtropical westerly jet simulations over East Asia based on multiple CMIP5 and CMIP6 GCMs. *Atmospheric Research*, **276**, 106257, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106257>.

부록 A. JULES

```

!-----
! Calculate base flow between maximum allowed water table depth and
! "infinity":
!-----
qbase_min(i) = ksfc(i,nshyd+1) * EXP(-fexp(i) * (zw_max - zdepth(nshyd)))

!-----
! Calculate maximum possible and actual base flow for each layer:
!-----

DO n = 1,nshyd
  |
  | qbase_max_l(i,n) = ksfc(i,n) * (zdepth(n) - zdepth(n-1))
  |
  | IF (zw(i) <= zdepth(n-1)) THEN
  |   | qbase_l(i,n) = qbase_max_l(i,n)
  |   | END IF
  |
  | IF (zw(i) < zdepth(n) .AND. zw(i) > zdepth(n-1)) THEN
  |   | qbase_l(i,n) = ksfc(i,n) * (zdepth(n) - zw(i))
  |   | END IF
  |
  | IF (n == 1 .AND. zw(i) < zdepth(n)) THEN
  |   | qbase_l(i,n) = ksfc(i,n) * (zdepth(n) - zw(i))
  |   | END IF
  |
  | END DO

qbase_max_l(i,nshyd+1) = ksfc(i,nshyd+1) - qbase_min(i)

IF (zw(i) <= zdepth(nshyd)) THEN
  qbase_l(i,nshyd+1) = qbase_max_l(i,nshyd+1)
ELSE
  qbase_l(i,nshyd+1) = ksfc(i,nshyd+1) * EXP(-fexp(i) * (zw(i) - zdepth(nshyd))) - qbase_min(i)
END IF

!-----
! Calculate total possible and actual base flow:
!-----

DO n = 1,nshyd+1
  qbase_l(i,n) = MAX(0.0,qbase_l(i,n))
  qbase(i) = qbase(i) + qbase_l(i,n)
  qbase_max(i) = qbase_max(i) + qbase_max_l(i,n)
END DO

!-----
! Calculate critical topographic index.
!-----

IF (qbase(i) > qbase_max(i)) THEN
  qbase(i) = qbase_max(i)
END IF

!Check that QBASE_MAX(I)/QBASE(I) will not underflow.
IF (qbase_max(i) > EPSILON(qbase_max(i)) .AND.
  | qbase(i) > qbase_max(i) * (EPSILON(qbase(i)))) THEN
  | top_crit(i) = LOG(qbase_max(i) / qbase(i))
  | END IF

```

```

IMPLICIT NONE
!-----
! Switches
!-----
LOGICAL ::
  | l_hydrology = .TRUE.,
  |   ! Turns off hydrology code for UM_JULES
  | l_top = .FALSE.,
  |   ! Switch for TOPMODEL-based hydrology
  | l_pdm = .FALSE.,
  |   ! Switch for PDM hydrology
  | l_spdmvar = .FALSE.,
  |   ! Switch for slope dependent s_pdm in PDM hydrology
  | l_baseflow_corr = .TRUE.,
  |   ! Switch for using a correction to the calculation of baseflow
  |   ! Only used if l_top = T
  | l_var_rainfrac = .FALSE.,
  |   ! Switch for using convective and large scale rain fractions
  |   ! as calculated in the UM atmosphere
  |   ! Has no effect in standalone JULES
  | l_wetland_unfrozen = .FALSE.,
  |   ! Switch for TOPMODEL-based hydrology with unfrozen wetland inundation
  |   ! Only used if l_top=T.
!-----
! PDM parameters
!-----
REAL ::
  | dz_pdm = 1.0,
  |   ! Soil layer thickness for PDM (m)
  | b_pdm = 1.0,
  |   ! Shape factor for PDM
  | s_pdm = 0.0,
  |   ! So/Smx factor for PDM
  | slope_pdm_max = 6.0
  |   ! Maximum topographic slope (deg) in the slope dependent s_pdm
  |   ! linear function
!-----
! TOPMODEL parameters
!-----
INTEGER ::
  | nfita = 20
  |   ! Number of loops for fitting.
REAL ::
  | ti_max = 10.0,
  |   ! Maximum topographic index considered
  | ti_wetl = 1.5,
  |   ! Parameter to remove very high water tables from the calculated
  |   ! wetland fraction
  | zw_max = 6.0
  |   ! Maximum allowed water table depth (m)
!-----
! Single namelist definition for UM and standalone
!-----
NAMELIST / jules_hydrology/
  | l_hydrology, l_top, l_pdm, l_spdmvar, l_baseflow_corr, l_var_rainfrac,
  | l_wetland_unfrozen,
  | dz_pdm, b_pdm, s_pdm, slope_pdm_max, ti_max, ti_wetl, zw_max, nfita

```

Figure A1. Snapshot of baseflow calculation codes and namelist in JULES 5.6.

부록 B. GloSea6 기반 약결합초기화

1. IAU 기간 민감도

- o 자료동화 기간별 초기장의 예단변수 오차 분석
- o 관측 : Merra2의 5월 31일 00시 자료 사용
- o 11개 변수를 사용한 변수간 RMSE 계산
: T1.5, tsfc, SLP, T850, T500, U850, U500, V850, V500, Q850, Q500
- o 자료동화 기간에 따른 초기장의 평균 제곱근 오차 비교
- o 7일 동화가 가장 작은 오차를 가지고 7일을 기준으로 오차가 점차 줄어들었다가 다시 커지는 양상
- o 그러나 IAU 기간 간 오차의 절대적인 값의 차이가 크지 않으므로 현업 런타임을 고려하여 7일 이하의 기간 선택도 가능

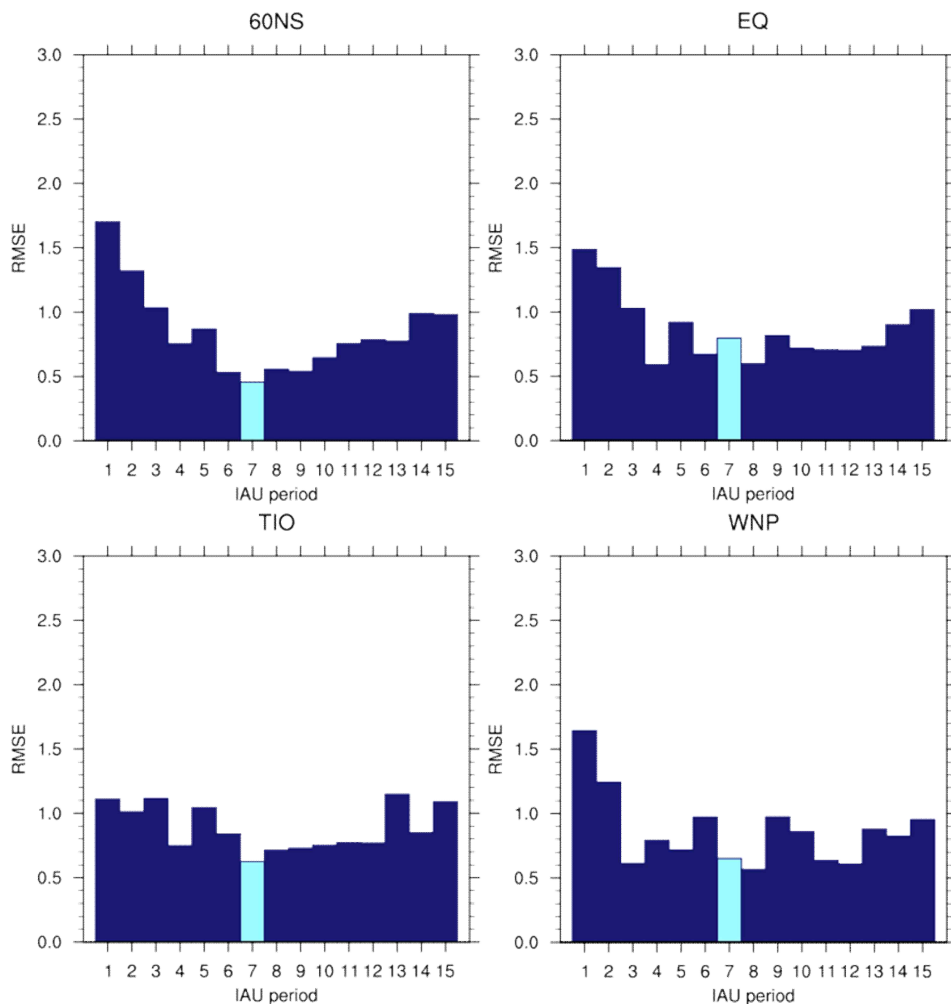


Figure B1. Initial bias according to IAU period.

2. 동아시아 여름 몬순에 대한 티베트 고원의 역학적 영향에 있어서의 결합초기화 효과

2.1. 동아시아 여름 몬순에 대한 티베트 고원의 영향

- 한반도 상공의 서쪽에서 동쪽으로 부는 제트기류는 아시아 여름 몬순이 활발할수록 더 강해지는 경향이 있으며, 이는 제트기류의 강도가 티베트 고원지대의 열역학적인 과정 및 역학적 과정과 깊은 관련성이 있기 때문 (기상청, 2022)
- 지형의 경사에 막혀 대기의 흐름이 상승하는 효과인 티베트 고원의 기계학적 요인은 최근 열역학적 요인과 더불어 동아시아 몬순의 중요한 요인으로 인식됨 (Son et al. 2019).
- 티베트 고원으로 입사되는 풍상측의 상층 바람장이 포텐셜 와도 보존법칙을 통해 풍하측에 로스비 파동을 생성, 풍하의 저기압과 그 오른쪽에 형성되는 북태평양고기압 사이의 기압 경도가 지균폭에 의한 남풍을 야기하여 동아시아 배경 몬순 생산, 따라서 매해 티베트 고원의 풍상측의 서풍 세기에 의해 동아시아 여름 몬순 강수의 경년 변동이 이루어지기도 함 (Figure B2., Son and Seo, 2022).
- 풍상측의 서풍이 강해지면서 이 동서 방향의 양의 기압 경도 위치가 동쪽으로 이동, 동아시아 몬순 강수대의 계절적 위치 변동은 이 경도 위치에 의해 결정됨 (Son et al., 2020). 그러므로 양의 동서 기압 경도가 지정학적으로 남풍과 균형을 이루고 이것은 동아시아에 수분 수송에 매우 중요함 (Son and Seo, 2022)
- 티베트 풍상 바람의 강제에 의한 유체 역학적 요소에 의해 유도되는 풍하측의 배경 몬순 순환에 의해 동아시아 여름 몬순 강수의 20%를 형성

Flow uplift effect of the westerly wind forcing and downstream Rossby wave response

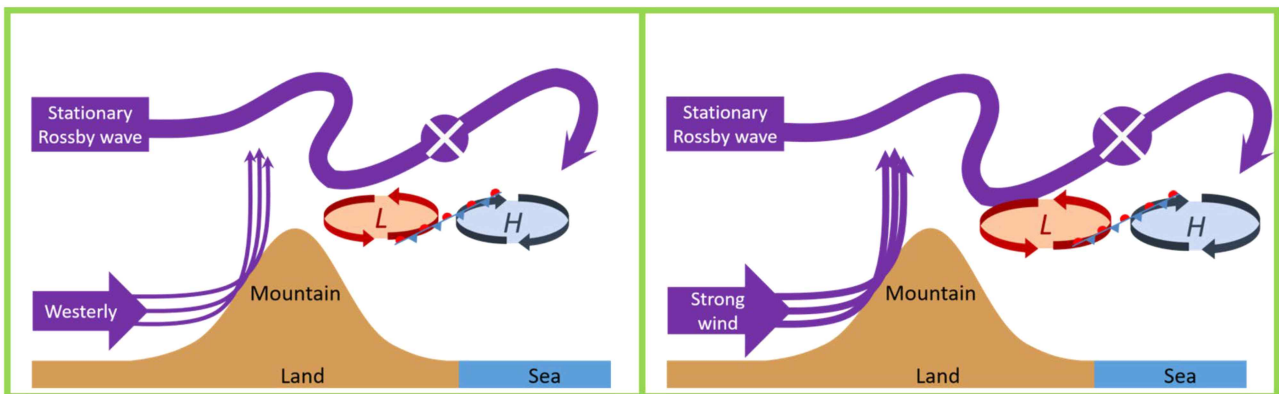


Figure B2. Schematic showing the eastward shift in the Rossby wave phase due to increased zonal wind forcing (Son et al., 2022).

2.2. 2022년 동아시아 여름 몬순 특징과 티베트 고원의 관련성

- 기상청 보도자료에 따르면 2022년 우리나라 여름철 전국 강수량은 672.8 mm로 평년(평년 비슷 범위 622.7~790.5 mm)과 비슷. 그러나 중부지방과 남부지방의 강수량 차이(458.0 mm)가 1995년 (536.4 mm) 다음으로 두 번째로 커 지역 간 큰 편차를 보였음. 저기압과 정체 전선이 주로 중부지방에 위치하여 중부지방은 941.3 mm로 평년(759.6 mm)보다 강수량이 많았으며, 남부지방은 483.3 mm로 평년(704.0 mm)보다 적었음.
- Figure B3에서 보듯이 2022년 우리나라 여름철 강수는 평년(분홍색 점선 상자)에 비해 북서쪽(분홍색 실선 상자)으로 치우친 경향이 있고 이는 2.1절에 의해 티베트 고원의 서편인 풍상측 (보라색 실선 상자)에서의 상층 제트가 평년(보라색 점선 상자)보다 약화된 것과 관련이 있다고 보여 짐.

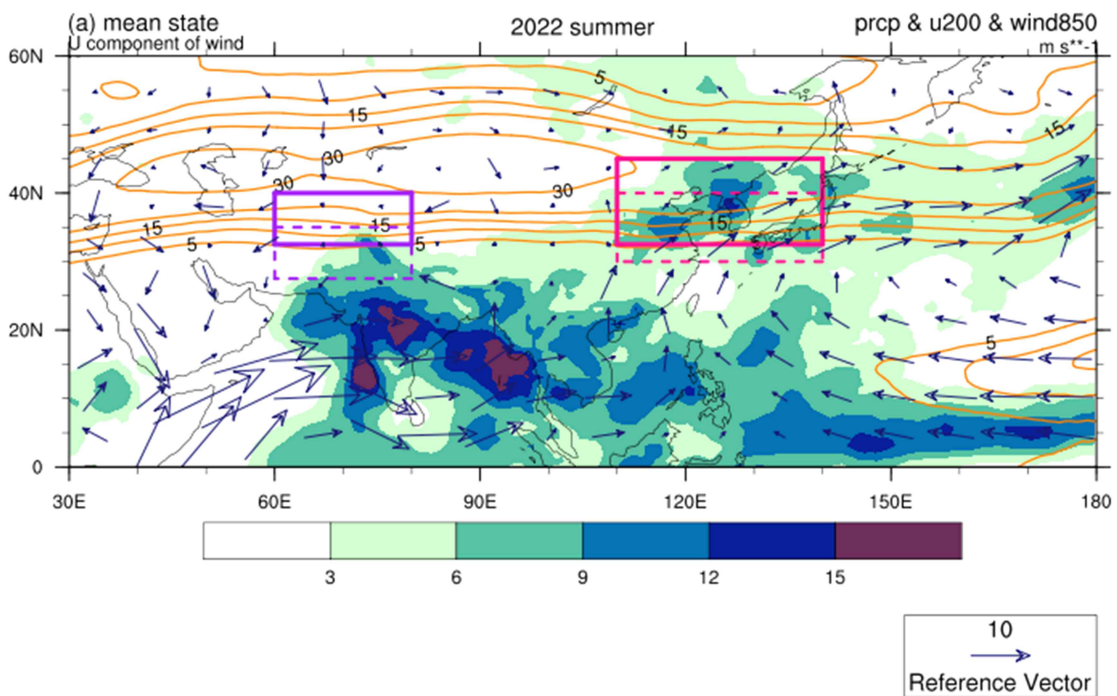


Figure B3. Mean state of precipitation, zonal wind at 200hPa and wind at 850hPa for 2022 summer.

2.3. GC3.2에서 모의되는 동아시아 여름 몬순에 대한 티베트 고원의 기계적 효과

- o Son and Seo (2022)에서 확인한 동아시아 여름 몬순에 대한 티베트 고원의 기계적 효과가 모델에서도 모의되는지를 보기 위해 GC3.2 장기 적분 자료를 사용함.
- o 기후학적으로 모델(파란색 선)은 풍상측에서의 상층 서풍을 관측(검정색 선)보다 조금 더 강하게 모의함. 이는 티베트 고원 동쪽에서의 고-저 동서 기압 경도를 모델이 관측보다 좀 더 동쪽에 모의할 수 있음을 의미하고 실제 결과(Figure B4의 우측 상단 그림)에서도 나타남. 이러한 모델에서의 동서 기압 경도의 동쪽으로 이동은 (관측 대비) 동아시아로 유입되는 남풍의 동쪽으로의 이동을 가져왔고 결국 우리나라 인근 강수대 위치를 관측보다 좀 더 동쪽으로 치우쳐 모의하는 특징이 있음.
- o 결국 Son and Seo (2022)에서 설명한 티베트 고원의 기계적 메커니즘이 GC3.2에서도 재현되고 있음.

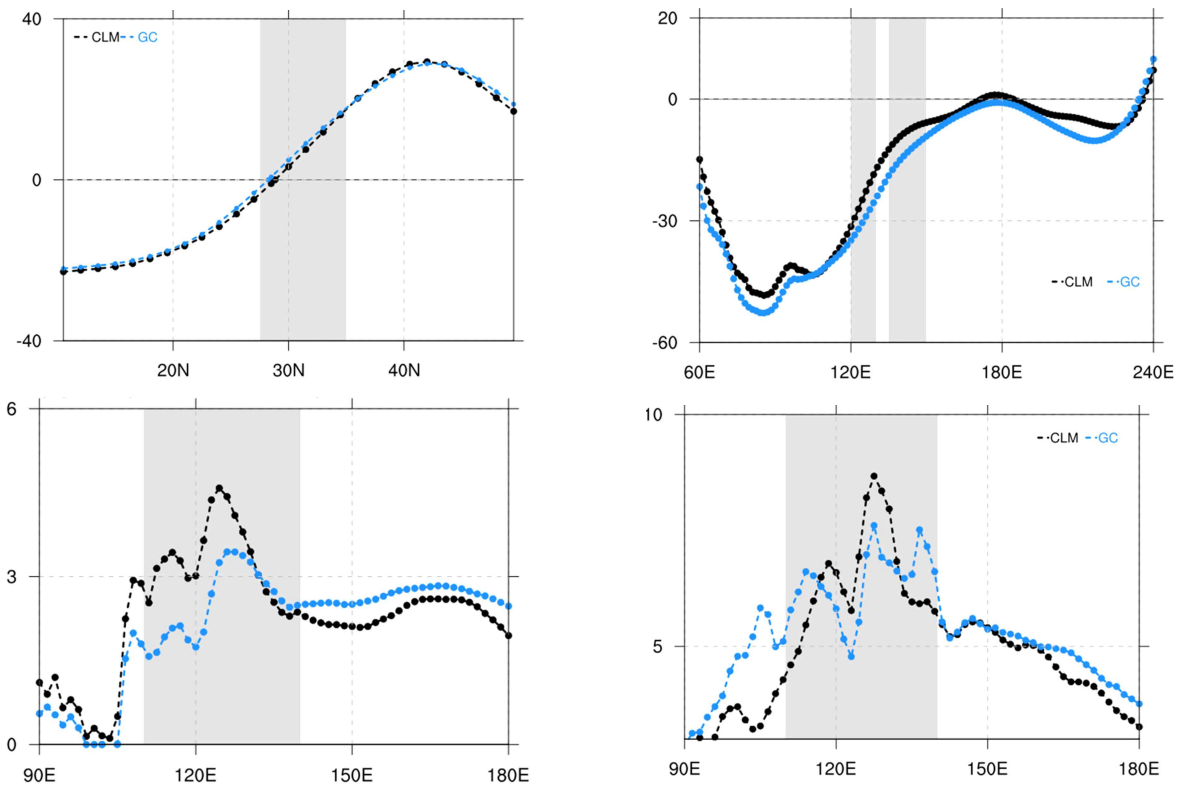


Figure B4. Geopotential height at 500hPa averaged over 25° -35° N (upper left), zonal wind at 200hPa averaged over 60° E-80° E (upper right), meridional wind at 850hPa averaged over 25° -35° N (below left) and meridional-averaged precipitation over 30° -40° N (below right) for GC3.2 and the observation.

2.4. 결합초기화에서 모의되는 동아시아 여름 몬순에 대한 티베트 고원의 기계적 효과

- o 2022년 여름철을 타겟으로 한 GloSea6 기반 현업 예보와 결합초기화 예측에서는 티베트 고원의 기계적 메커니즘이 일관되게 나타나지는 않았음.
- o 2022년의 관측은 uplift westerly가 평년보다 약하여 풍하측의 동서 고저 패턴, 남중국 인근의 남풍과 강수가 평년보다 서쪽으로 이동하였음. 현업 예보는 풍상측 서풍을 관측 대비 다소 강하게 모의하여 관측보다 동쪽에 풍하측 동서 고저 패턴이 형성되는 메커니즘은 잘 모의함. 그러나 풍하측에서의 남풍의 위치가 관측에 비해 동쪽에 위치할 것이라는 기대와 달리 현업 예보의 남풍은 관측과 비슷한 위치에 모의되고 강수대 위치도 관측과 비슷하거나 관측보다 살짝 서쪽에 위치함.
- o 모델의 기후와 비교하자면 2022년 현업 예보의 약한 uplift westerly는 풍하측에서 동서 기압 경도와 남풍, 강수대의 위치를 서쪽으로 이동시켜 모델 내에서의 uplift effect는 잘 모의되고 있음을 확인.
- o 따라서 일반적인 티베트 고원의 uplift effect 역학은 모델이 만족하고 있으나 특정 해, 특정 사례에 있어서는 강수대의 위치를 움직이는 요인이 이것만으로 설명될수는 없음.
- o 동아시아 여름 몬순에 대한 티베트 고원의 기계적 효과에 있어서 결합초기화로 인한 개선은 없음.
- o 2022년 여름의 경우 동아시아 몬순의 원천의 35%를 설명하는 티베트 고원의 열역학적 효과 및 40%를 설명하는 잠열-대기 순환 피드백 효과 등 다른 과정에 의한 동아시아 여름 몬순 강수 형성에 결합초기화로 인한 개선 여부를 확인할 필요가 있음.

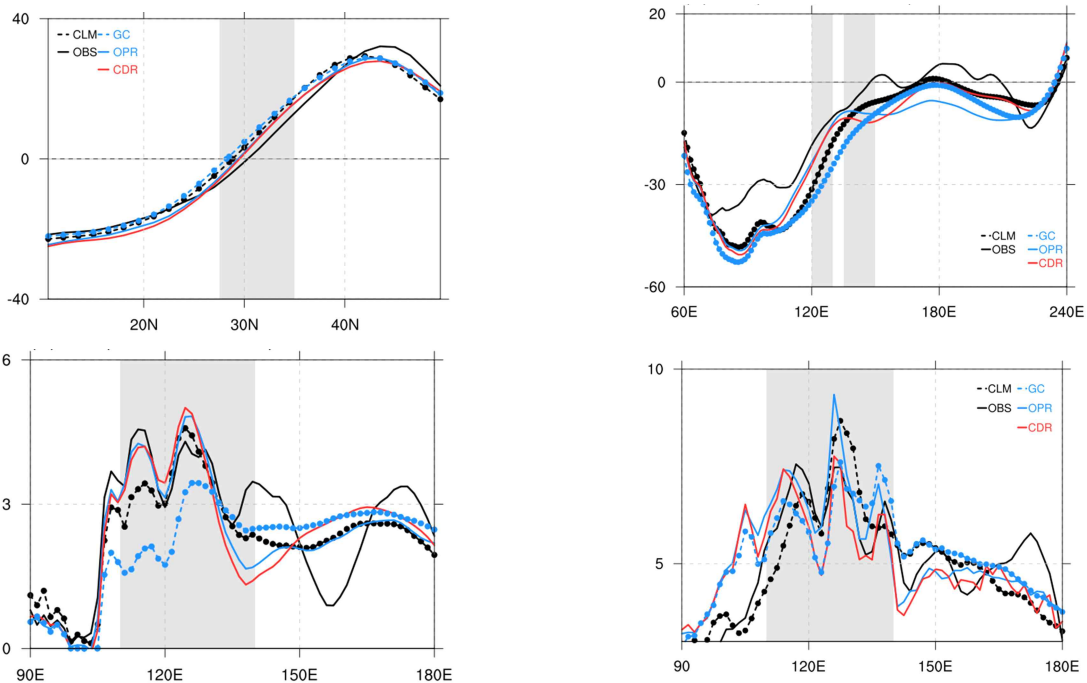


Figure B5. Same as Figure B4, but for the operational forecast and the forecast with coupled initialization in GloSea6.

3. Trouble shooting

구분	내용
Case 1	<p>[FCST : COUPLED]</p> <p>Pattern CHECKPOINT_DUMP_IMWs*=Ws*WS*da(Wd{8}) not found in file /h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP2022060102_7IAU_replay/work/20220601T0000Z/gsf_model_m1_s01/history_archive/temp_hist.0001</p>
Case 2	<p>[CDA : COUPLED]</p> <p>forrtl: error (78): process killed (SIGTERM)</p> <p>mpixec has exited due to process rank 748 with PID 54689 on node maru1774 exiting improperly. There are three reasons this could occur:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. this process did not call "init" before exiting, but others in the job did. This can cause a job to hang indefinitely while it waits for all processes to call "init". By rule, if one process calls "init", then ALL processes must call "init" prior to termination. 2. this process called "init", but exited without calling "finalize". By rule, all processes that call "init" MUST call "finalize" prior to exiting or it will be considered an "abnormal termination" 3. this process called "MPI.Abort" or "orte_abort" and the mca parameter orte_create_session_dirs is set to false. In this case, the run-time cannot detect that the abort call was an abnormal termination. Hence, the only error message you will receive is this one. <p>This may have caused other processes in the application to be terminated by signals sent by mpixec (as reported here).</p> <p>You can avoid this message by specifying -quiet on the mpixec command line.</p>
구분	내용
Case 3	<p>[CDA : COUPLED]</p> <p>*** An error occurred in MPI_Init *** on a NULL communicator *** MPI_ERRORS_ARE_FATAL (processes in this communicator will now abort, *** and potentially your MPI job)</p> <p>[maru0851.maru:3966928] Local abort before MPI_INIT completed successfully, but am not able to aggregate error messages, and not able to guarantee that all other processes were killed!</p> <p>----- Primary job terminated normally, but 1 process returned a non-zero exit code. Per user-direction, the job has been aborted. -----</p> <p>forrtl: error (78): process killed (SIGTERM)</p>
Case 4	<p>[FCST : COUPLED]</p> <p>----- Primary job terminated normally, but 1 process returned a non-zero exit code. Per user-direction, the job has been aborted. -----</p> <p>mpixec noticed that process rank 278 with PID 1396230 on node maru3676 exited on signal 11 (Segmentation fault).</p>
Case 5	<p>[FCST : NCDF_PROC]</p> <p>2023-03-02 08:21:35 proc_nemo_cice_output - ERROR - NEMO/CICE processing exceeded timeout of 60 2023-03-02 08:21:45 proc_nemo_cice_output - ERROR - Error processing file /h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP20220530_6IAU_replay/work/20220530T0000Z/gsmn_model_m4_s01/cplmno.1d.mersea.grid_T.nc Unable to process NEMO/CICE output.</p>

구분	내용
Case 6	<p>[CDA : COUPLED submit-failed]</p> <pre>/h3/home/apcc/shout/.lsbatch/h2comp/1678453364.751718: line 8: /h3/home/apcc/shout/cylc-run/ EXP20220626_7IAU_cda/log/job/20220627T0000Z/gsfcr_model_m1_s0019/01/job: cannot execute binary file: Exec format error</pre>
Case 7	<p>[CDA : COUPLED]</p> <pre>/h3/home/apcc/shout/.lsbatch/h1comp/1678681131.75175: line 8: /h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP20220701_7IAU_cda/log/job/20220701T0000Z/gsfcr_model_m1_s0003/01/job: Permission denied</pre>
Case 8	<p>[FCST : POST]</p> <pre>TIMER-- Moving latest restart files to archive directory mv: missing destination file operand after '/h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP20220630_7IAU_replay/share/cycle/20220630T0000Z/gsmn_model_m2_restart/backup.20220910/'</pre>
Case 9	<p>[FCST : NCDF_PROC]</p> <pre>ERROR! : number of files to rebuild in file does not agree with namelist Attribute DOMAIN_number_total is : 540 Number of files specified in namelist is: 538 2023-03-27 02:18:27 (module) - ERROR - Unable to rebuild Ocean/Ice output. [FAIL] (scitool-run GsScr_ProcessNetCDFWrapper.sh) (<'_STDIN_')</pre>
Case 10	<p>[FCST : POST]</p> <pre>KeyboardInterrupt except (EOFError, IOError): KeyboardInterrupt File "/usr/lib64/python2.7/multiprocessing/queues.py", line 374, in get</pre>
구분	내용
Case 11	<p>[CDA : COUPLED]</p> <pre>fortrl: error (78): process killed (SIGTERM) ----- mpirun detected that one or more processes exited with non-zero status, thus causing the job to be terminated. The first process to do so was: Process name: [[7043,1],0] Exit code: 38</pre>
Case 12	<p>[FCST : NCDF_PROC]</p> <pre>During handling of the above exception, another exception occurred: Traceback (most recent call last): File "/h3/home/nimr/lrfmdl/T1/common/anaconda3/2021.05/envs/prod-os1-3/lib/python3.6/multiprocessing/process.py", line 258, in _bootstrap self.run() File "/h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP20220703_7IAU_replay/share/fcm_make_glosea/build/bin/glosea/processing/ netcdf.py", line 285, in run self.timefilter() File "/h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP20220703_7IAU_replay/share/fcm_make_glosea/build/bin/glosea/processing/ netcdf.py", line 334, in timefilter start=1, end=num_extract_fields) File "/h3/home/apcc/shout/cylc-run/EXP20220703_7IAU_replay/share/fcm_make_glosea/build/bin/glosea/processing/ netcdf.py", line 540, in ncks_extract_data "Unable to extract NetCDF data.") glosea.exception.ProcessingError: Unable to extract NetCDF data. 2023-03-17 02:51:36 proc_nemo_cice_output - ERROR - Error processing file /h3/home/apcc/shout/cylc- run/EXP20220703_7IAU_replay/work/20220703T0000Z/gsfcr_model_m1_s02/cplfco.1d.mersea.grid_V.nc 2023-03-17 02:51:36 proc_nemo_cice_output - ERROR - Error processing file /h3/home/apcc/shout/cylc- run/EXP20220703_7IAU_replay/work/20220703T0000Z/gsfcr_model_m1_s02/cplfci.1d.20220808_20220912.nc Unable to process NEMO/CICE output. [FAIL] (scitool-run GsScr_ProcessNetCDFWrapper.sh) (<'_STDIN_')</pre>

Figure B6. Trouble shooting 1: Example of experimental error for the forecast with coupled initialization.

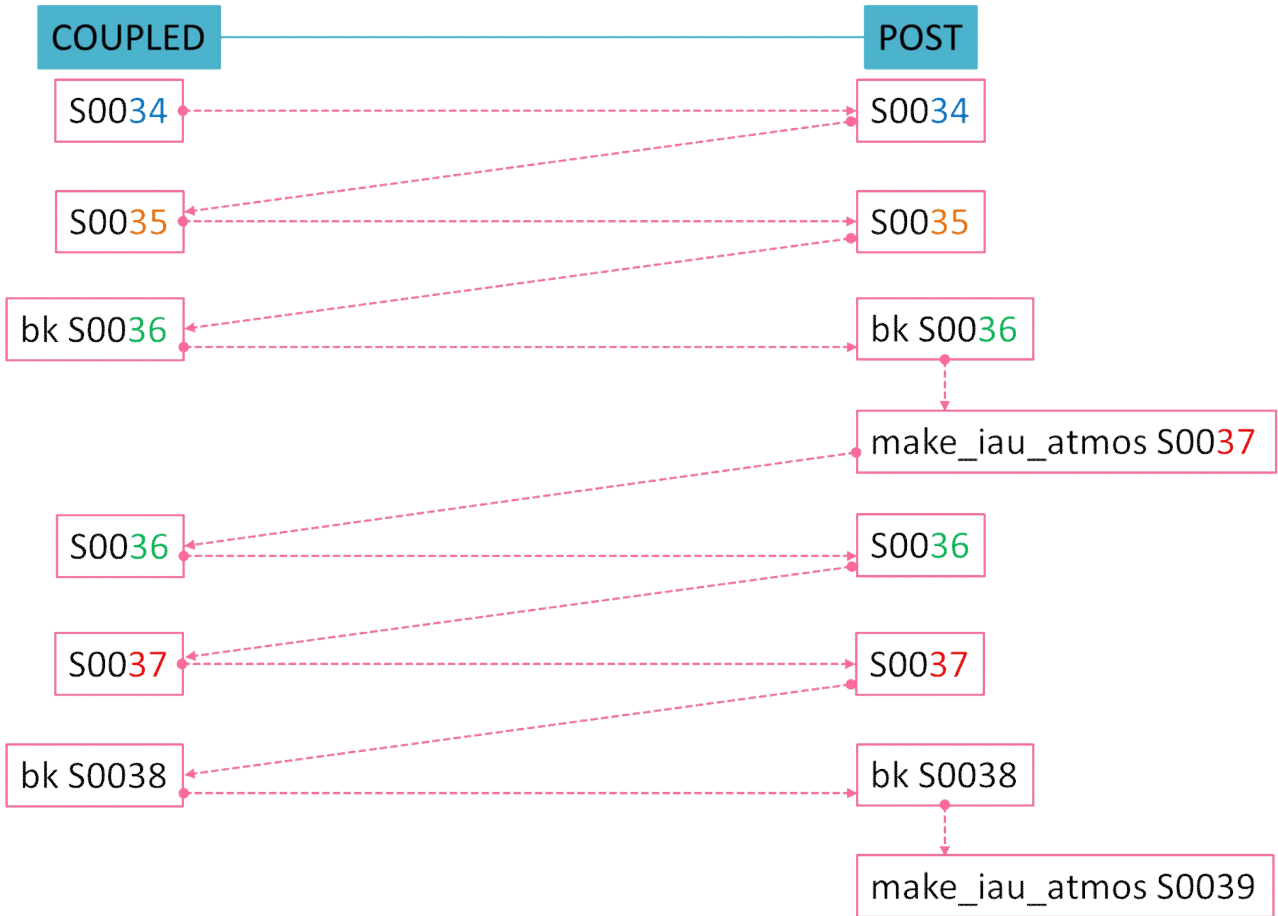


Figure B7. Trouble shooting 2: Example of coupled data assimilation process for 1 step.

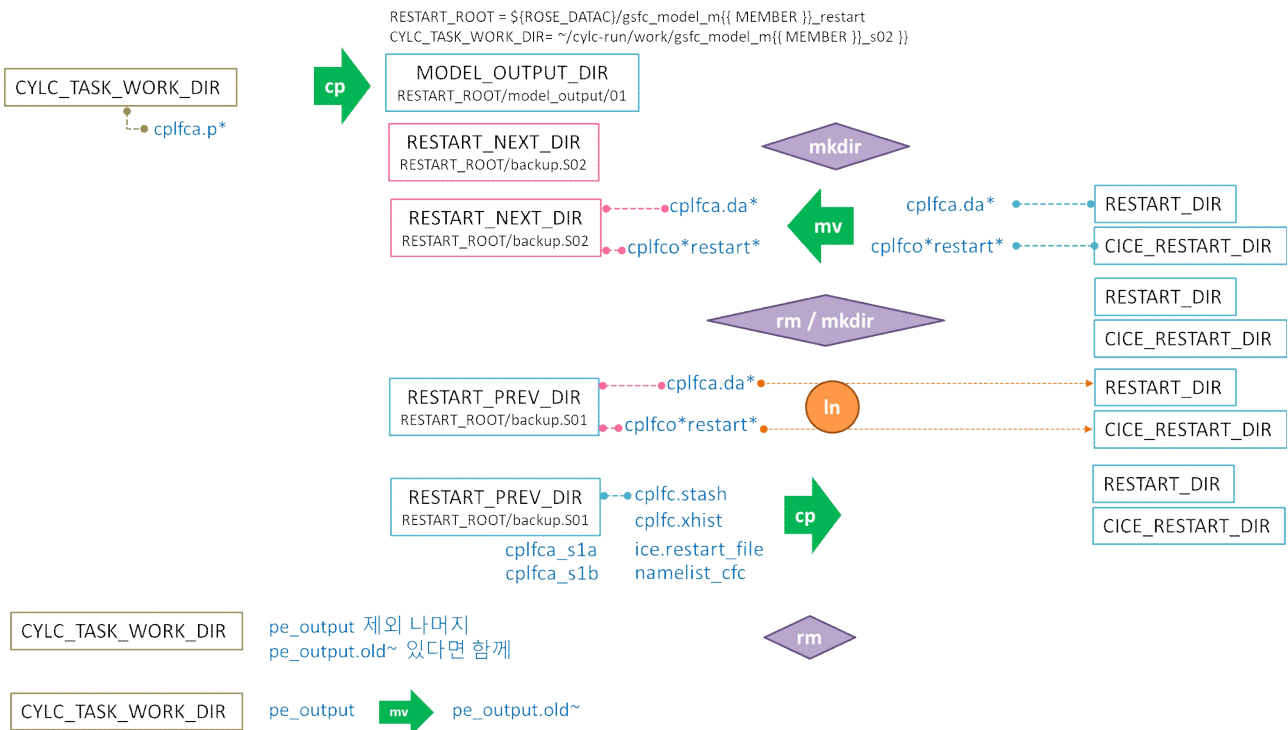


Figure B8. Trouble shooting 3: Example of restart dump process for ensemble forecast.

부록 C. 해빙물리과정 최적화

1. 여름 및 겨울 남극 기온과 해빙면적의 일변화

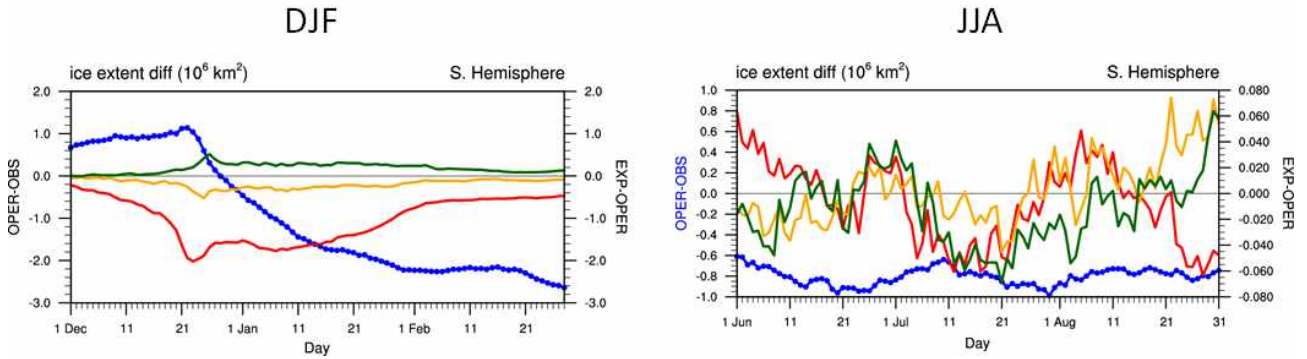


Figure C1. Difference of ice extent between OPER and observation, and each experiment and OPER over Antarctic for DJF and JJA.

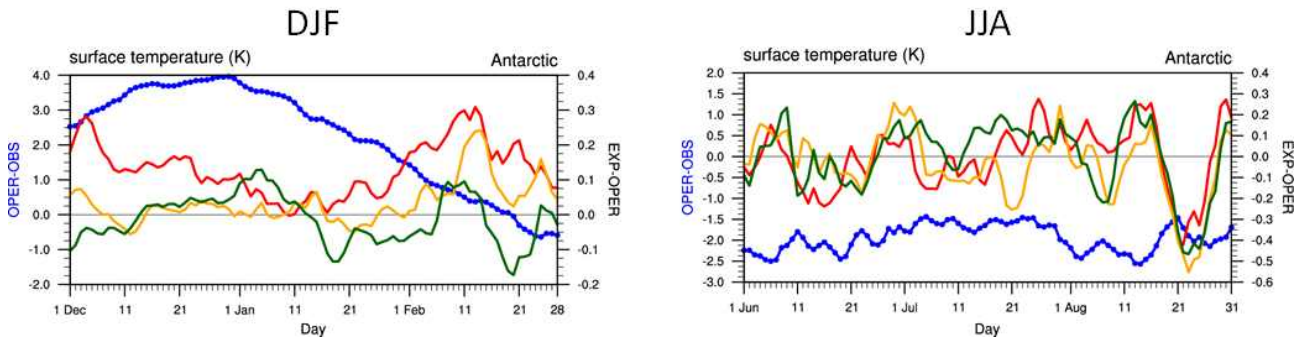


Figure C2. Difference of surface air temperature between OPER and observation, and each experiment and OPER over Antarctic for DJF and JJA.

2. 겨울철 단일 파라미터 적용시 예측력

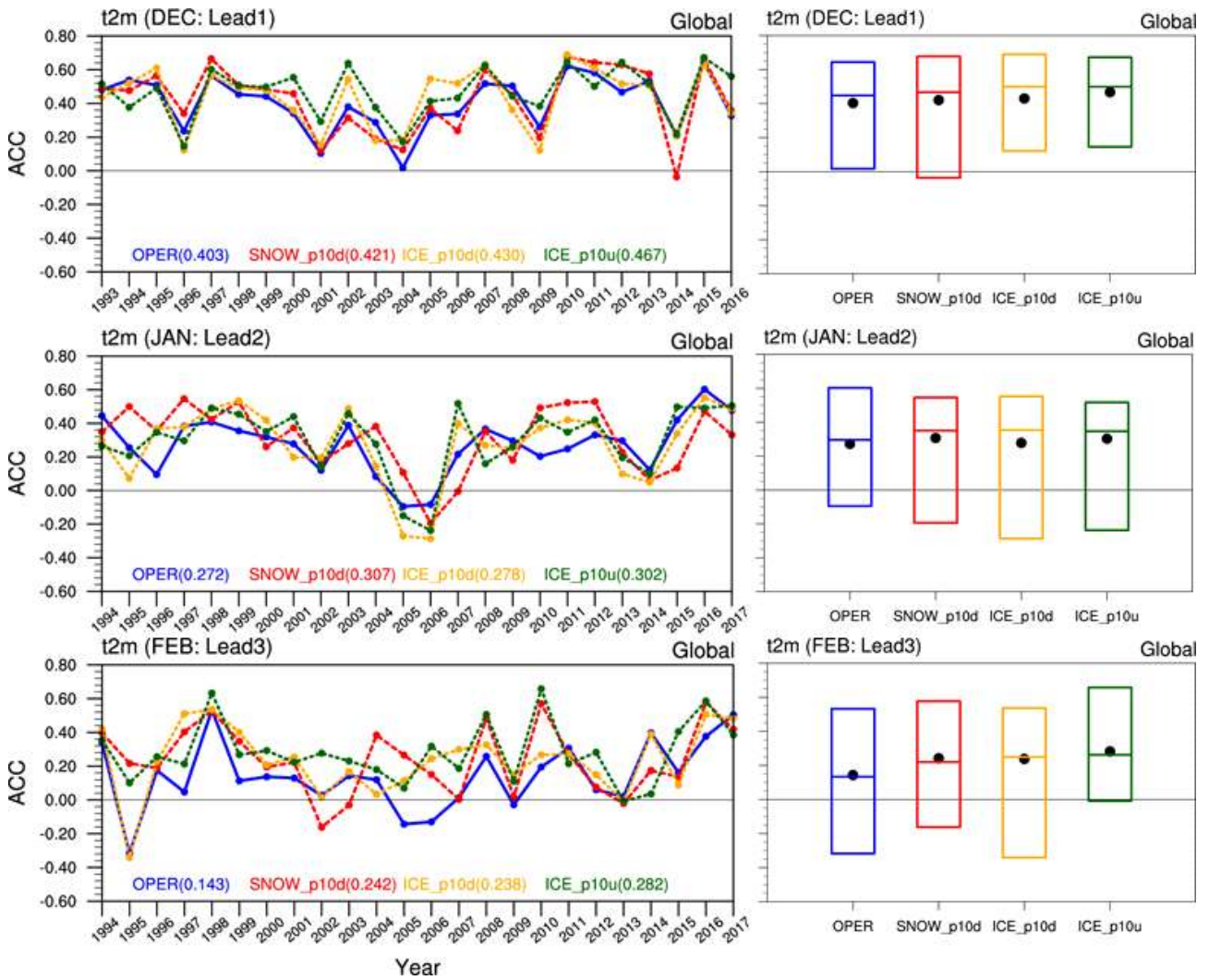


Figure C3. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over globe for winter season. Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.

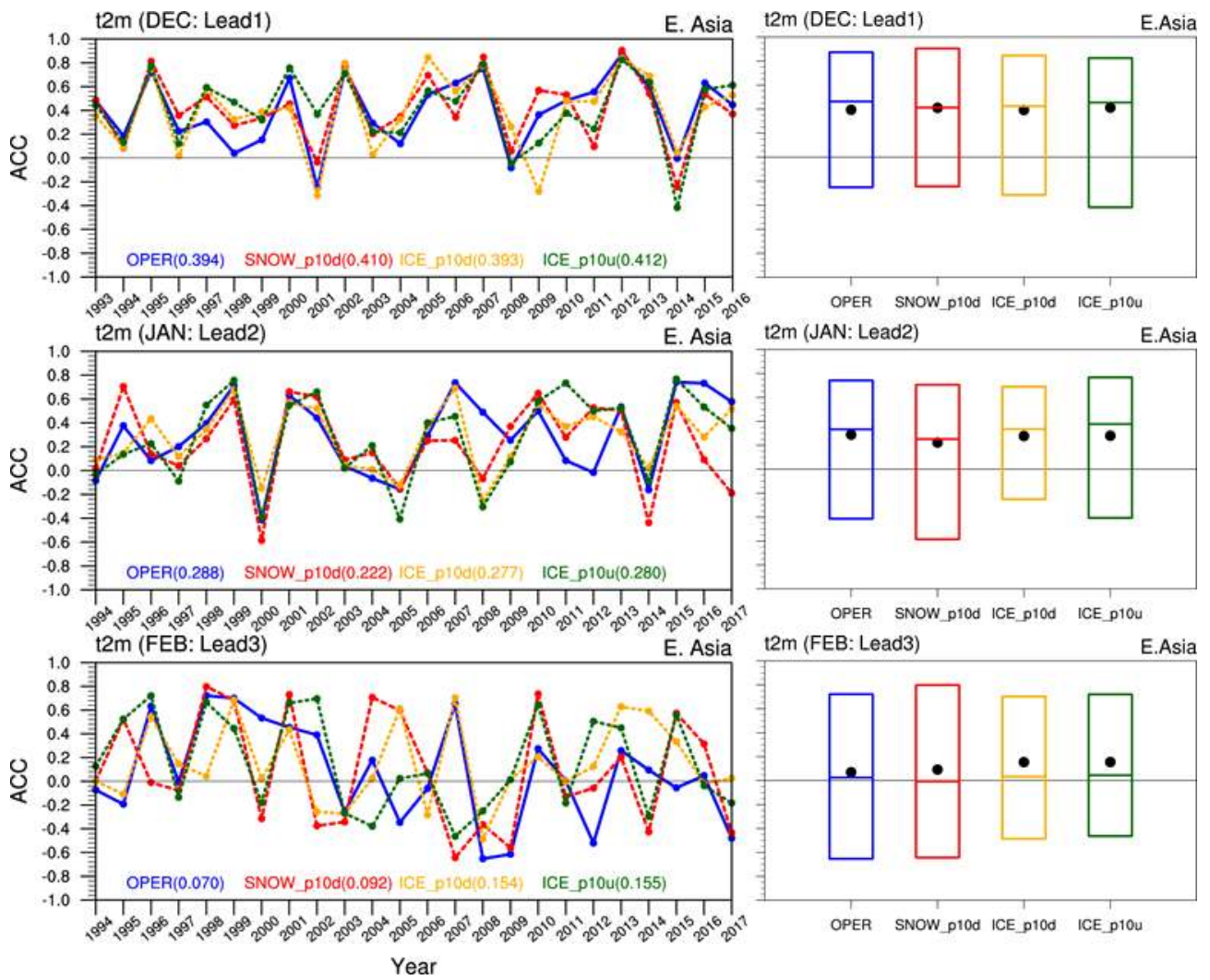


Figure C4. Monthly anomaly correlation coefficient (ACC) of 2m temperature over East Asia for winter season.

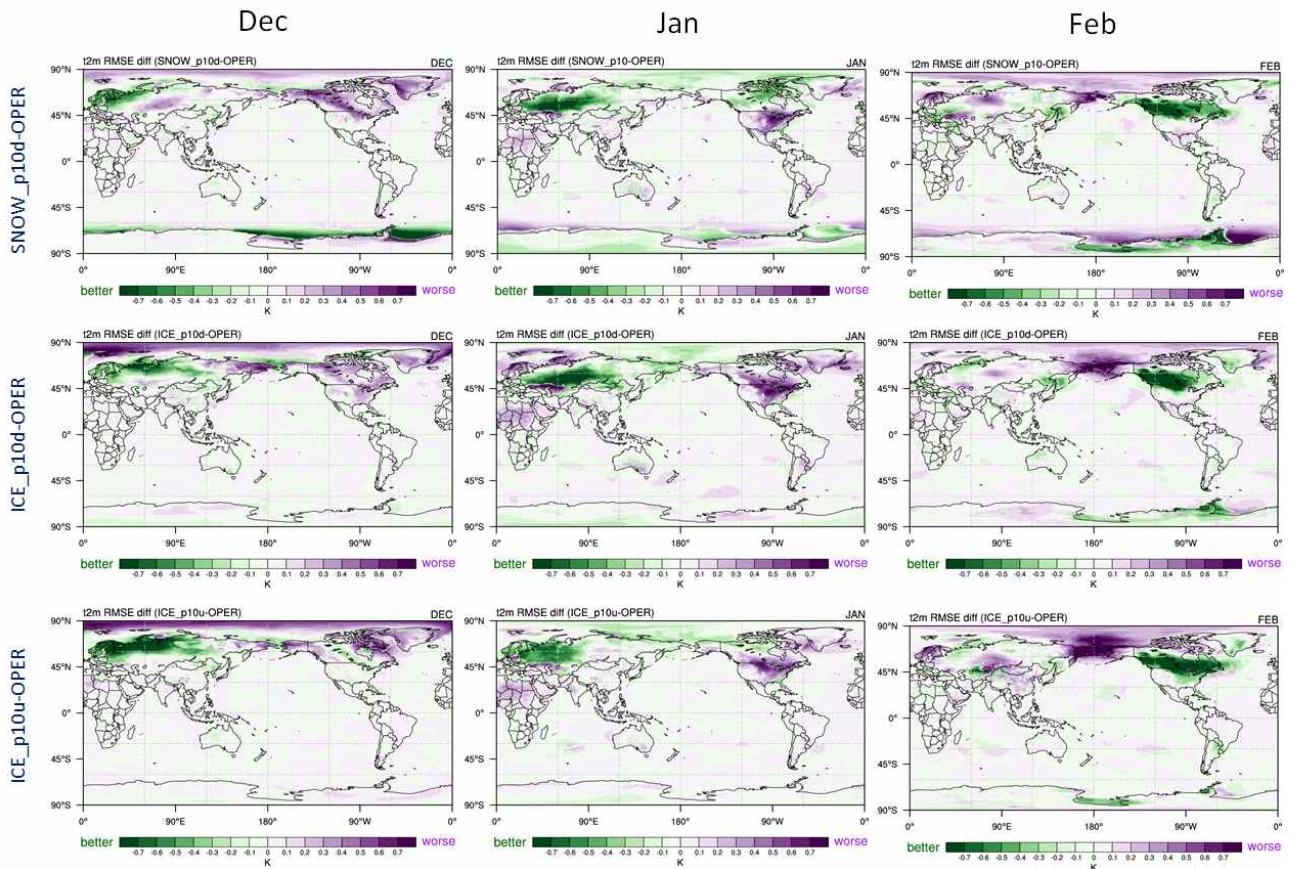


Figure C5. Monthly root mean square difference (RMSD) between each experiment and OPER.

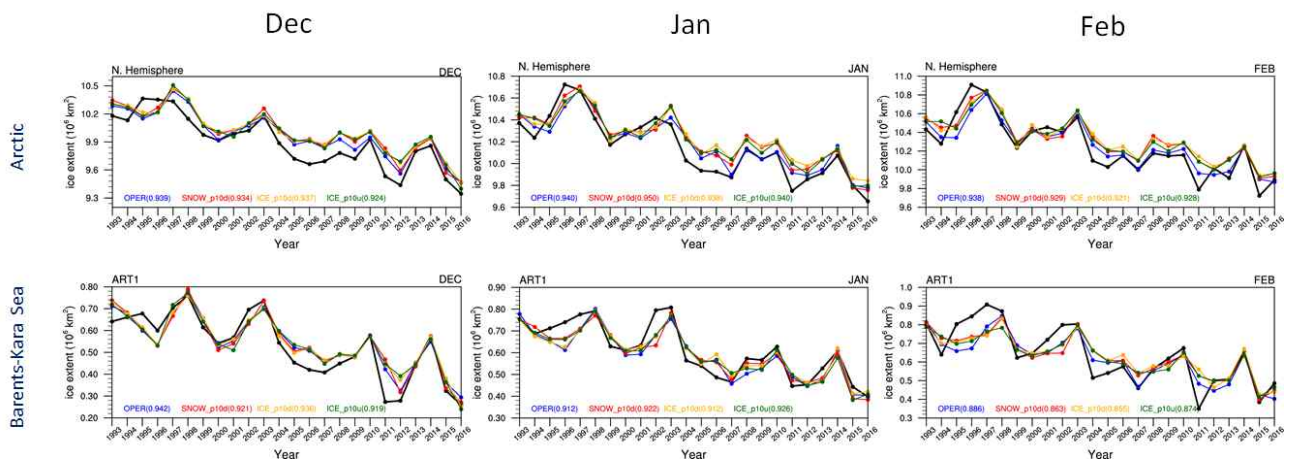


Figure C6. Monthly ice extent over Arctic (top) and Barents-Kara Sea (bottom).

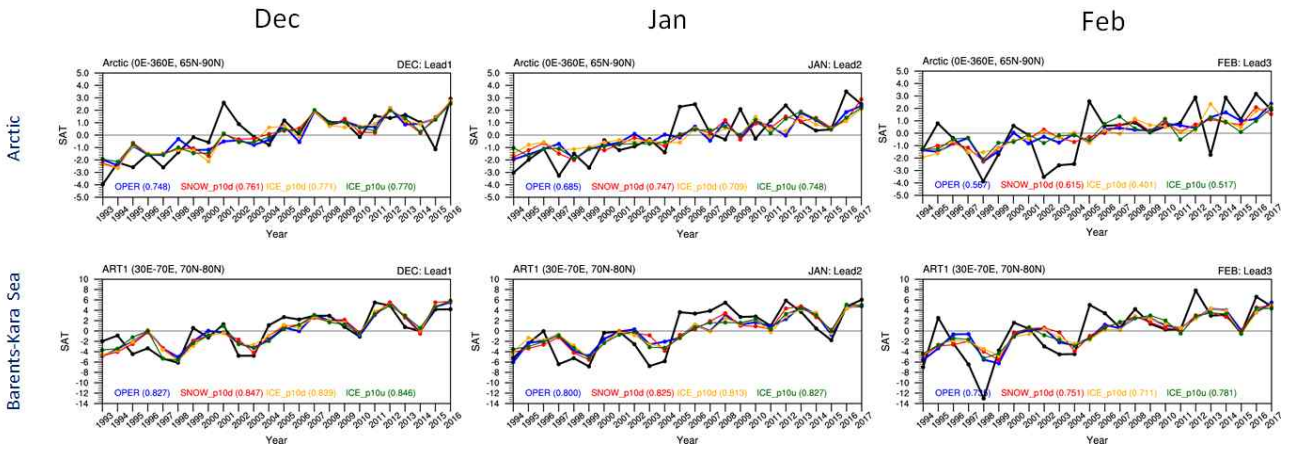


Figure C7. Monthly surface air temperature over Arctic (top) and Barents-Kara Sea (bottom).

3. 척치-베링해와 북아메리카 기온의 원격상관

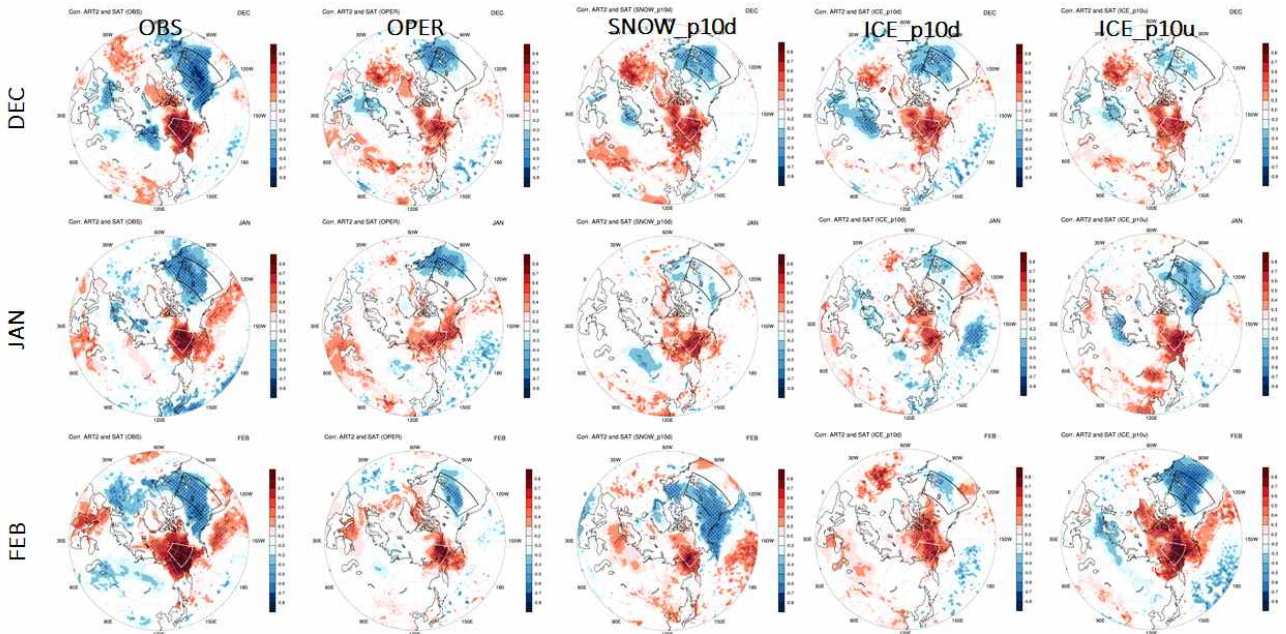


Figure C8. Correlation between surface air temperature over Chukchi-Bering Sea (55°N , 165°E - 155°W) and surface air temperature. Statistically significant values at 95% confidence level is shaded by dots.

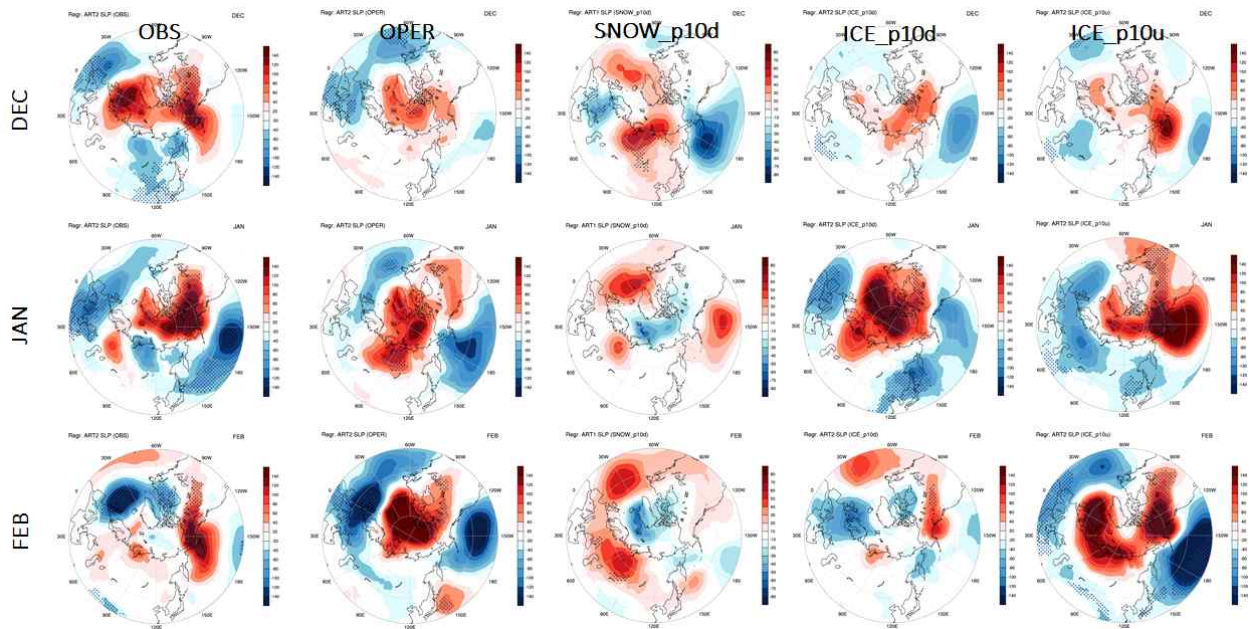


Figure C9. Monthly sea level pressure regressed on the surface air temperature over Chukchi-Bering Sea.

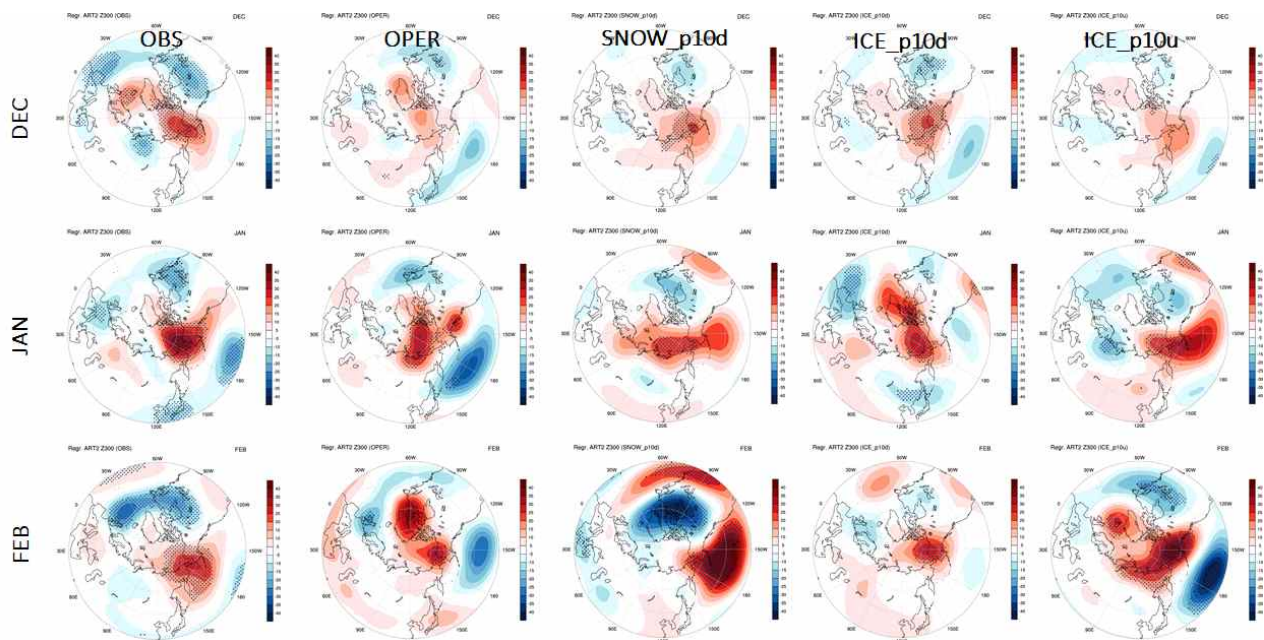


Figure C10. Monthly geopotential height at 300 hPa regressed on the surface air temperature over Chukchi-Bering Sea.

4. 다중 파라미터와 단일 파라미터 적용시 예측력 비교

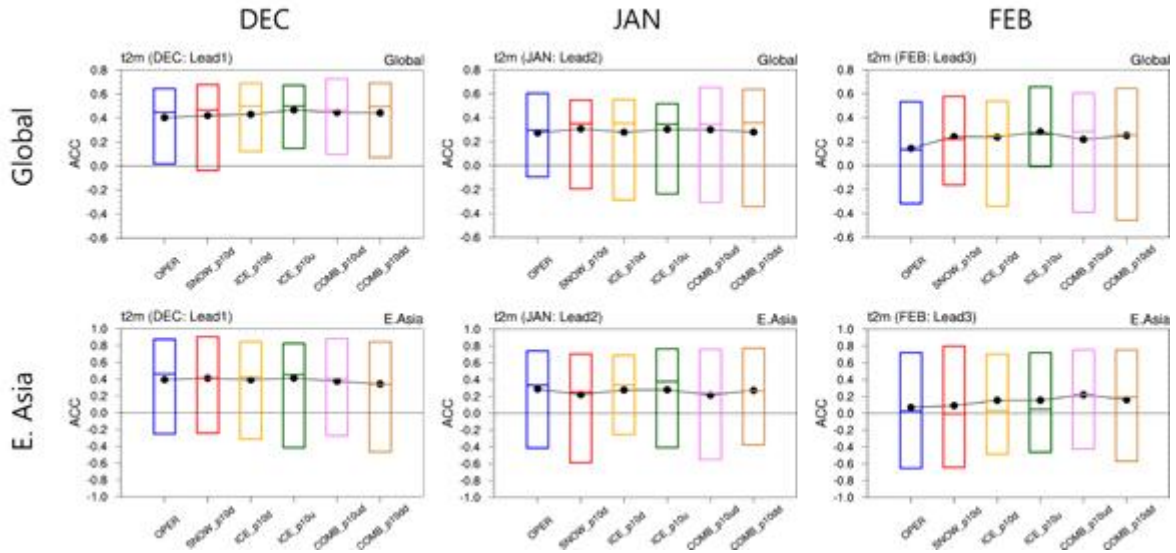


Figure C11. Monthly anomaly correlation coefficient over globe (top) and East Asia (bottom). Black dot indicates mean of ACC during 24 years. Horizontal line in each bar indicates median of ACC during 24 years.

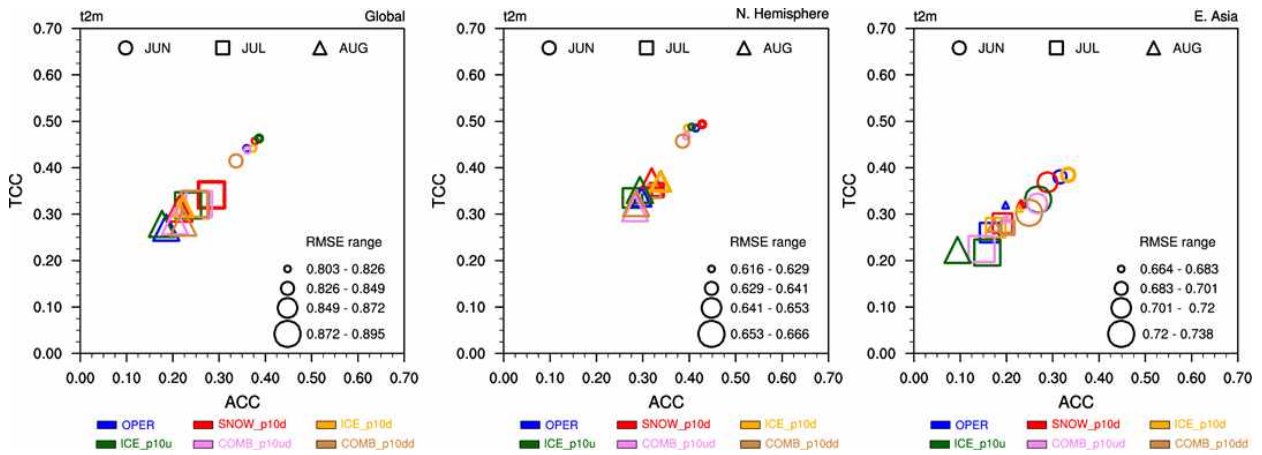
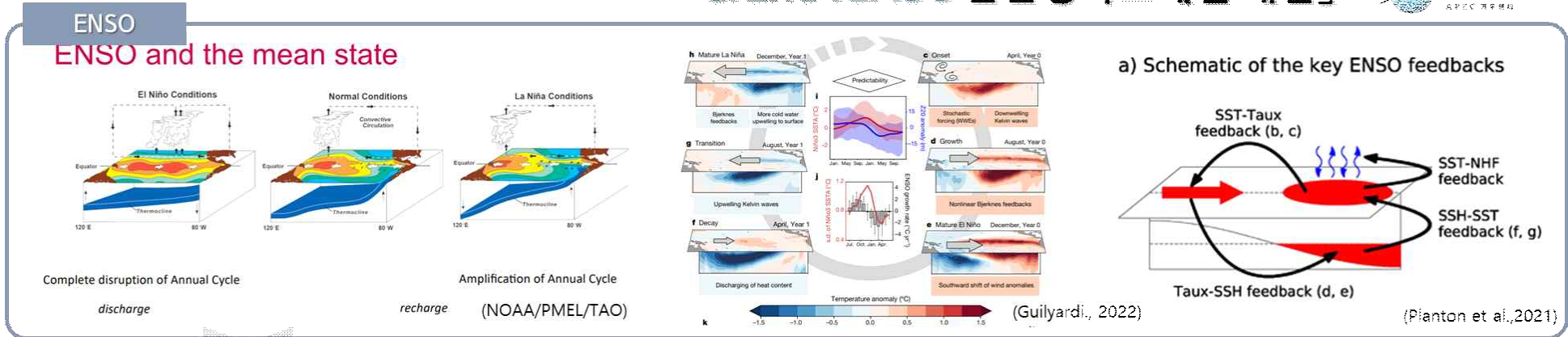


Figure C12. Skill scatter of predictability. X axis indicates anomaly correlation coefficient. Y axis indicates temporal correlation coefficient. Sizes of figures vary according to the relative magnitude of the root mean square error.

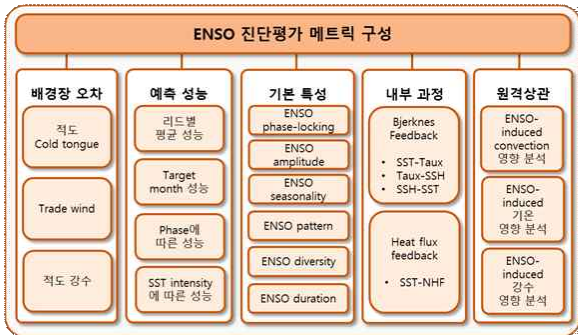
부록 D. CrEMA ENSO 진단체계

「CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발」



[기후모델에서 ENSO를 어떻게 평가할 것인가?]

- 적도 태평양의 평균 상태와 연변화를 잘 모의하는가?
- 기후모델들이 가지는 ENSO 편향을 개선하는가?
- ENSO event의 생성과 진화에 대한 주요 메커니즘을 잘 모의하는가?
- ENSO 원격상관을 잘 모의하는가?



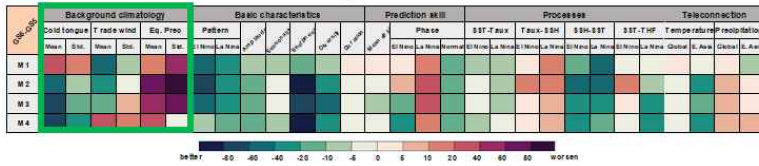
ENSO Diagnostics Scorecard

GSI-GS5	Background climatology					Prediction skill			Basic characteristics					Processes				Teleconnection									
	Cold tongue		Trade wind		Eq. Prec.	Mean skill	Phase		Pattern		Asymmetry	Seasonality	Sharpness	Diversity	Duration	SST-Taux		Taux-SSH		SSH-SST		SST-THF		Temperature	Precipitation		
	Mean	Std.	Mean	Std.	Mean		Std.	Mean	Std.	Mean						Std.	El Niño	La Niña	El Niño	La Niña	El Niño	La Niña	El Niño	La Niña	El Niño	La Niña	Global
M1																											
M2																											
M3																											
M4																											
M5																											
M6																											

better -80 -60 -40 -20 -10 -5 0 5 10 20 40 60 80 worsen

- 각 매트릭 요소는 정량화/표준화하여 「스코어카드」로 표출
- 기준모델(or 관측) 대비 개선된 모델의 오차 감소률로 표시
- 초록색은 「개선」, 다홍색은 「악화」를 의미

ENSO Diagnostics Scorecard



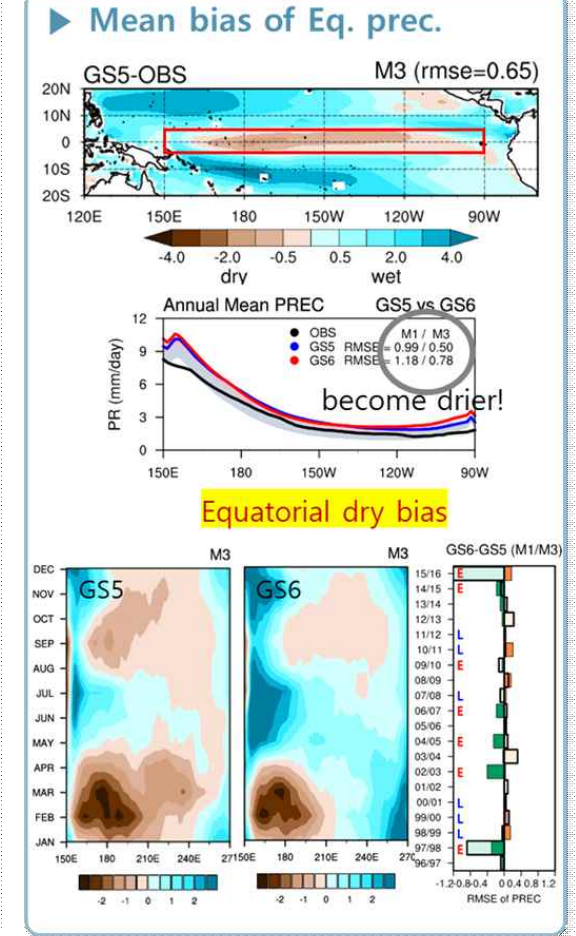
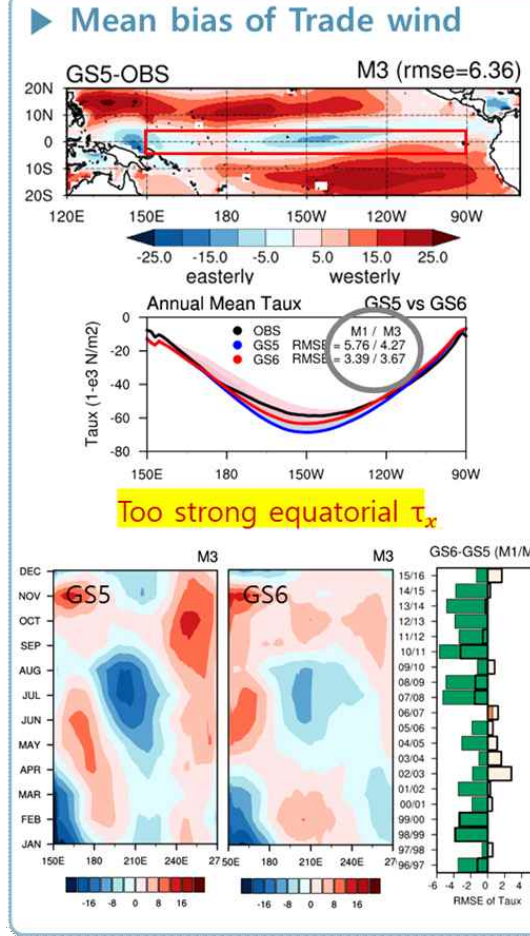
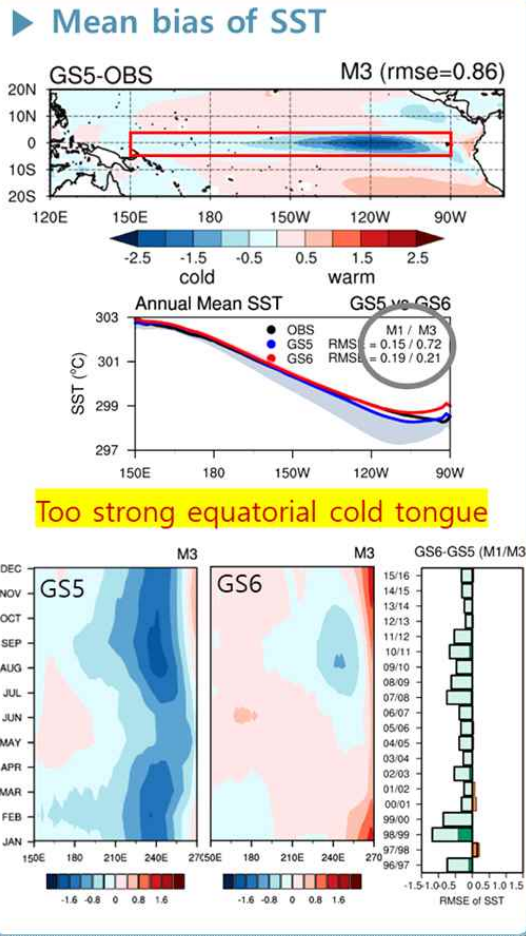
「CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발」 APCC

배경장 오차

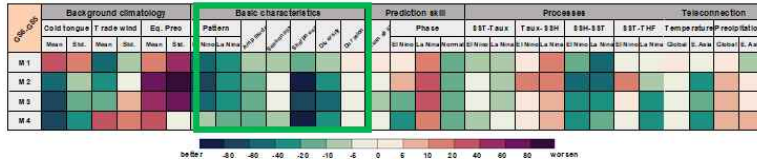
적도
Cold tongue

Trade wind

적도 강수



ENSO Diagnostics Scorecard



「CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발」 APCC

기본 특성

ENSO pattern

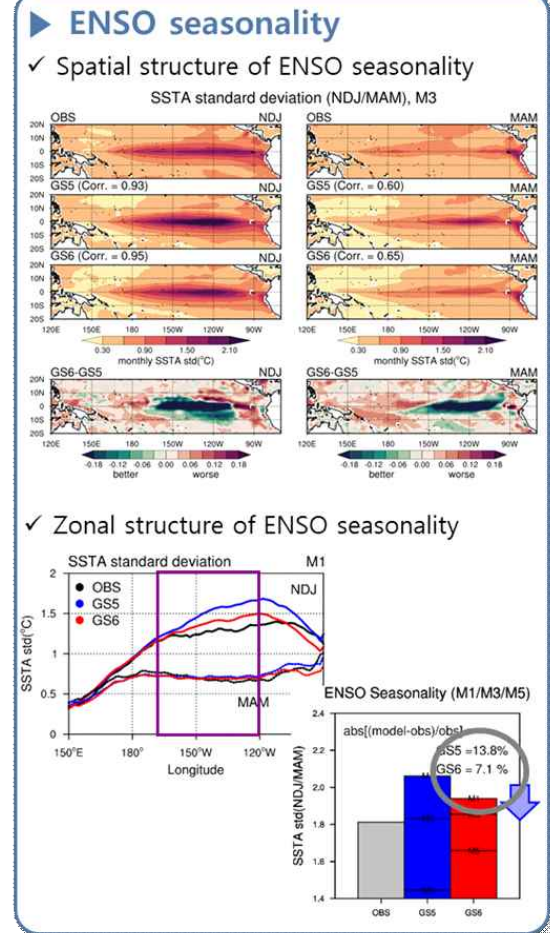
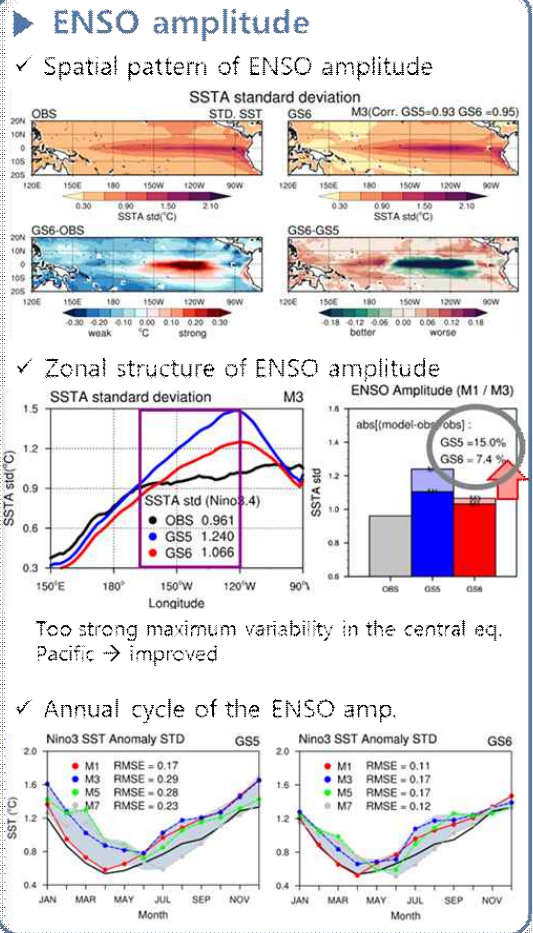
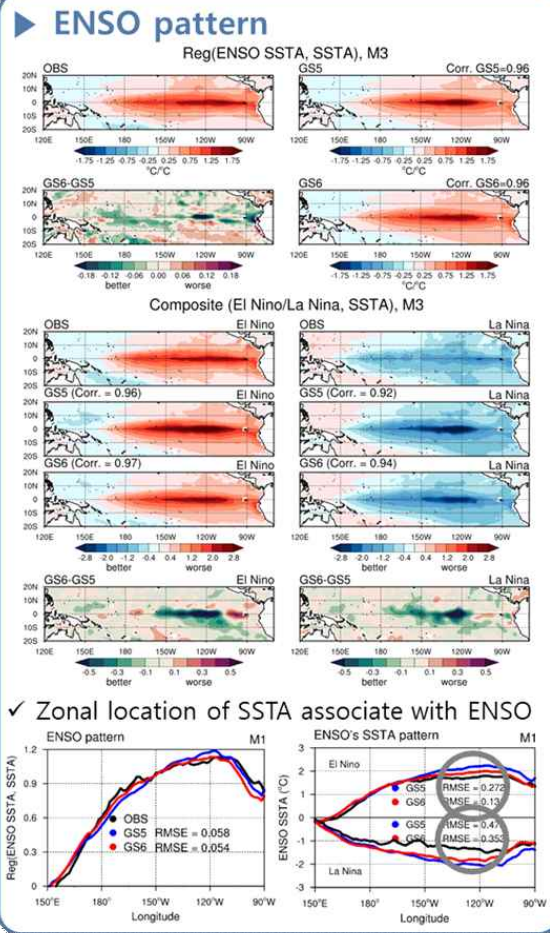
ENSO amplitude

ENSO seasonality

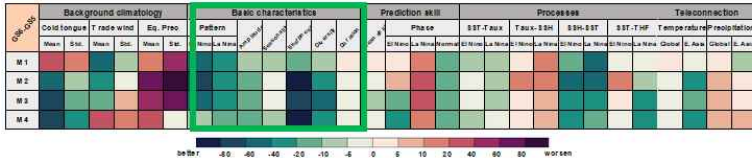
ENSO phase-locking

ENSO diversity

ENSO duration



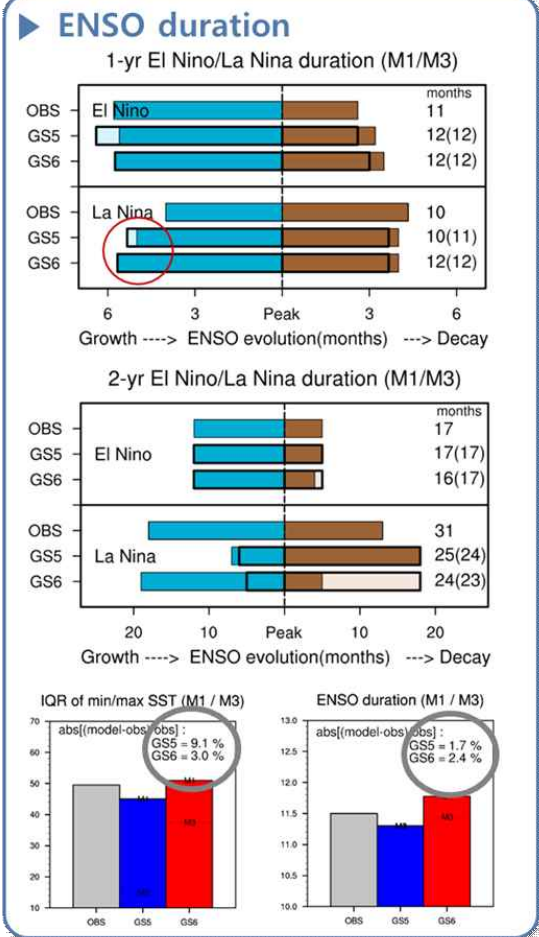
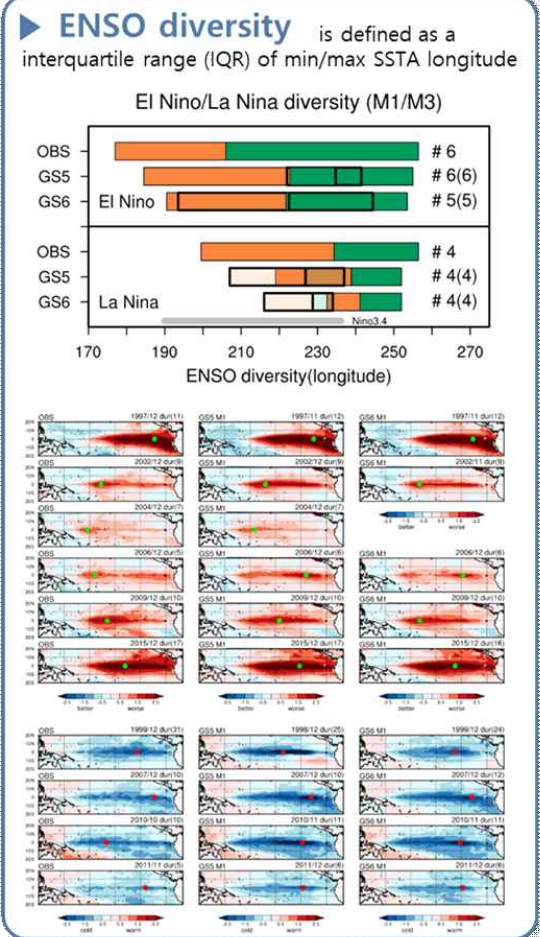
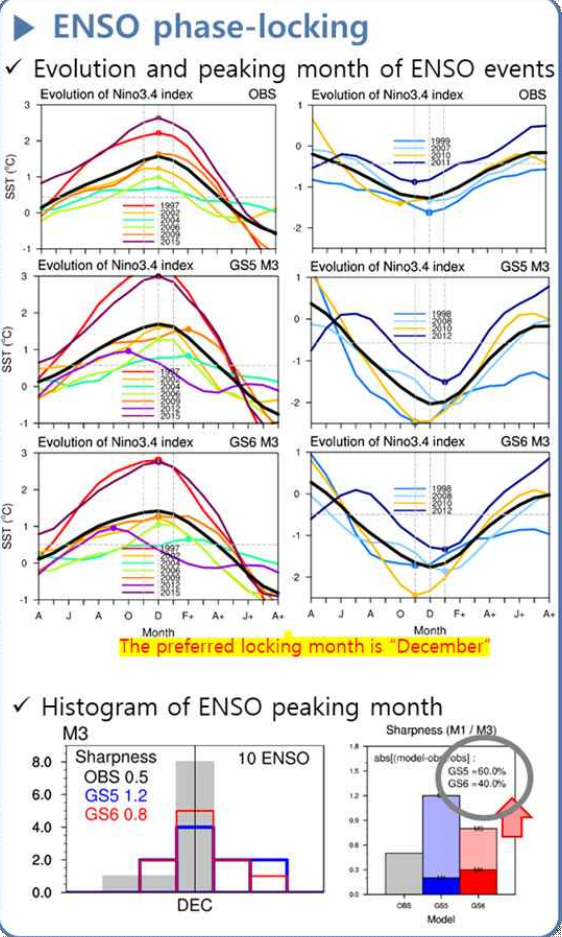
ENSO Diagnostics Scorecard



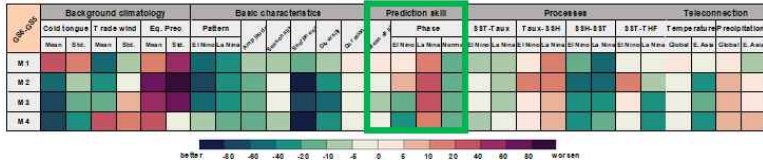
CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발



- 기본 특성
- ENSO pattern
- ENSO amplitude
- ENSO seasonality
- ENSO phase-locking
- ENSO diversity
- ENSO duration



ENSO Diagnostics Scorecard



「CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발」 APCC

예측 성능

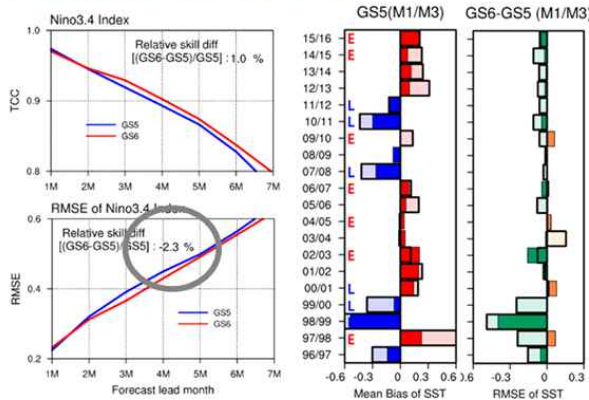
리드별
평균 성능

Target
month 성능

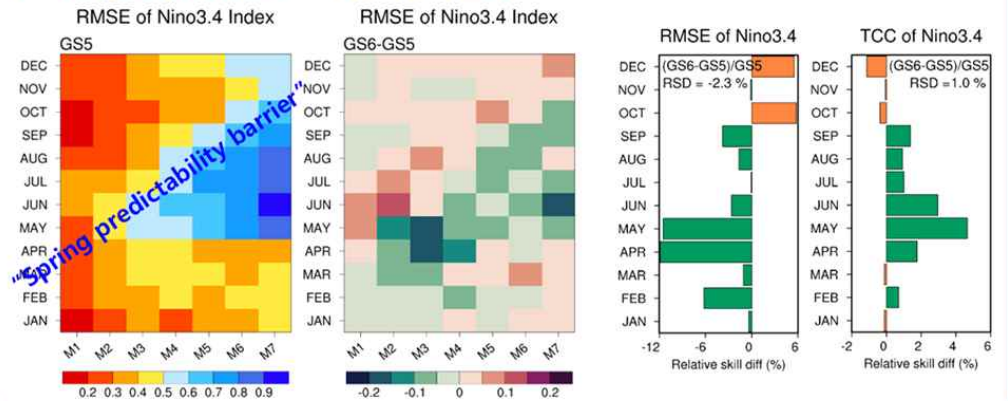
SST 강도에
따른 성능

Phase에
따른 성능

Lead에 따른 평균 예측성능



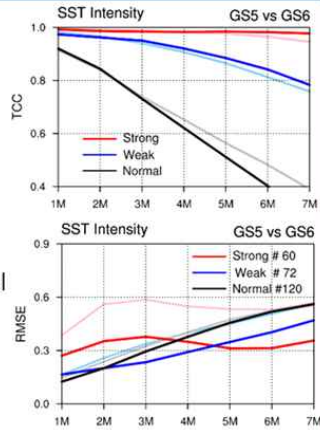
Target month에 따른 예측성능



SST Intensity

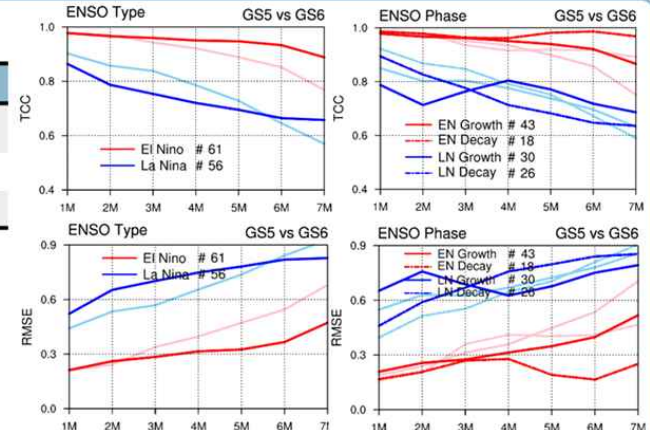
SST Intensity	
Strong	$ SSTA \geq 1$
Weak	$0.5 \leq SSTA < 1$
Normal	$ SSTA < 0.5$

Strong > Weak > Normal

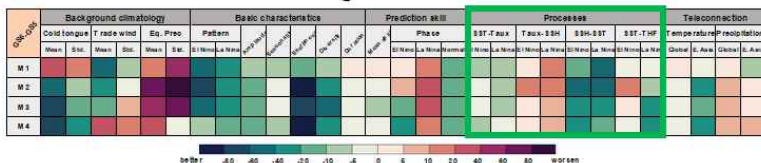


ENSO Phase

Type	ENSO phase	
	Growth	Decay
El Nino	43	18
La Nina	30	26



ENSO Diagnostics Scorecard



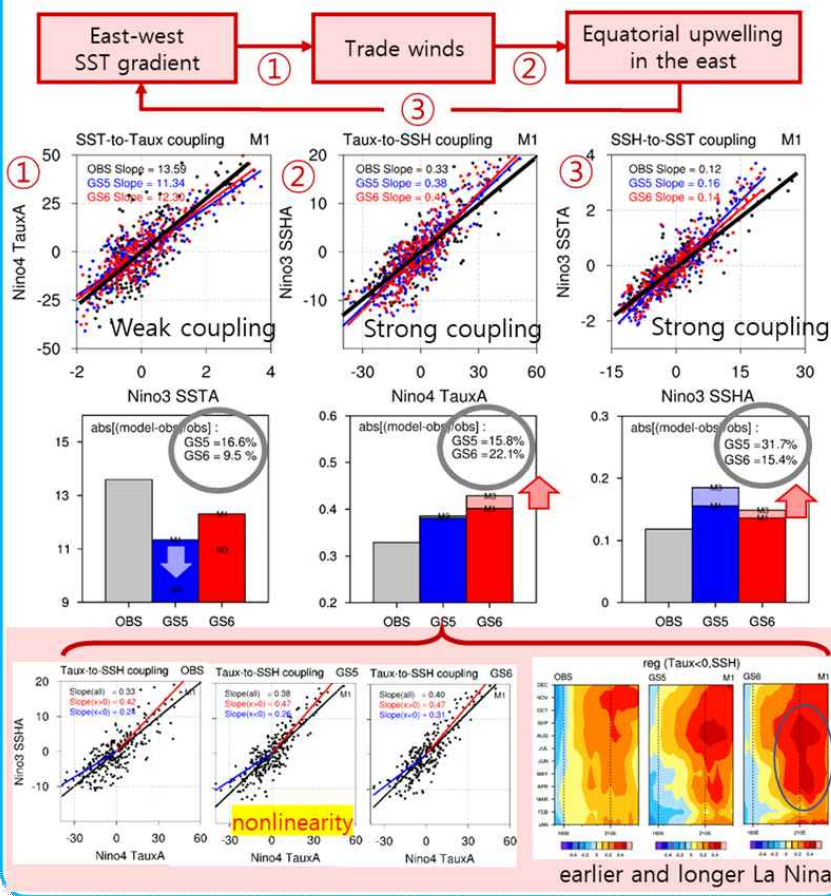
「CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발」 APCC APEC 4+2

내부 과정

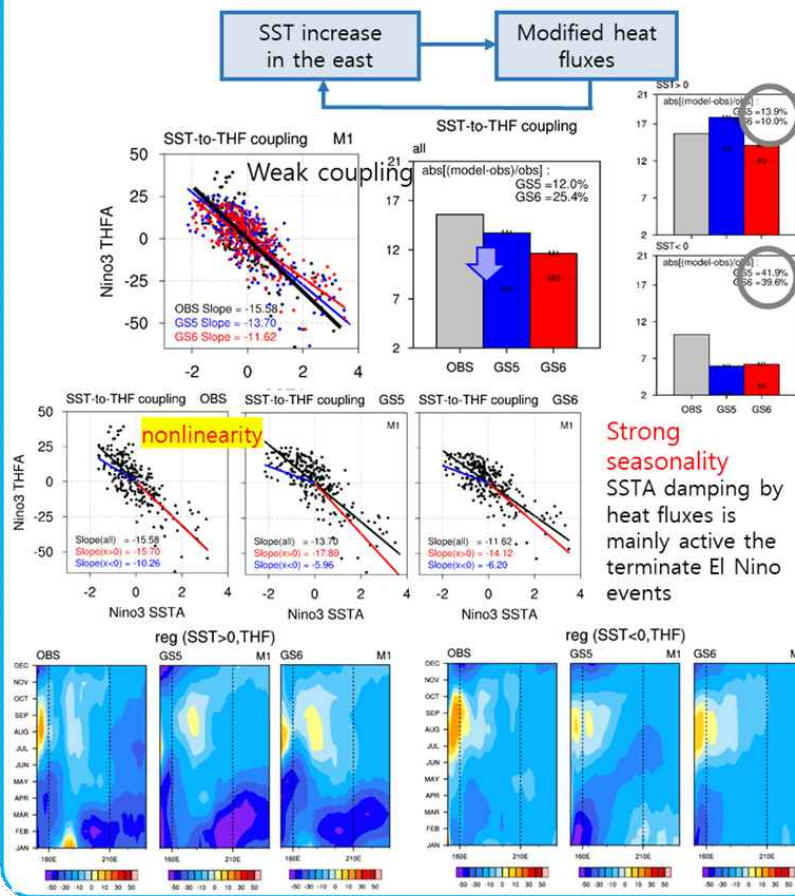
Bjerknes feedback

Heat flux feedback

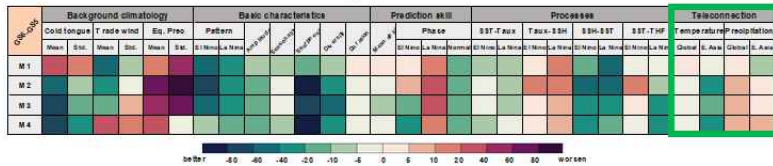
▶ Positive Bjerknes feedback



▶ Negative heat flux feedback

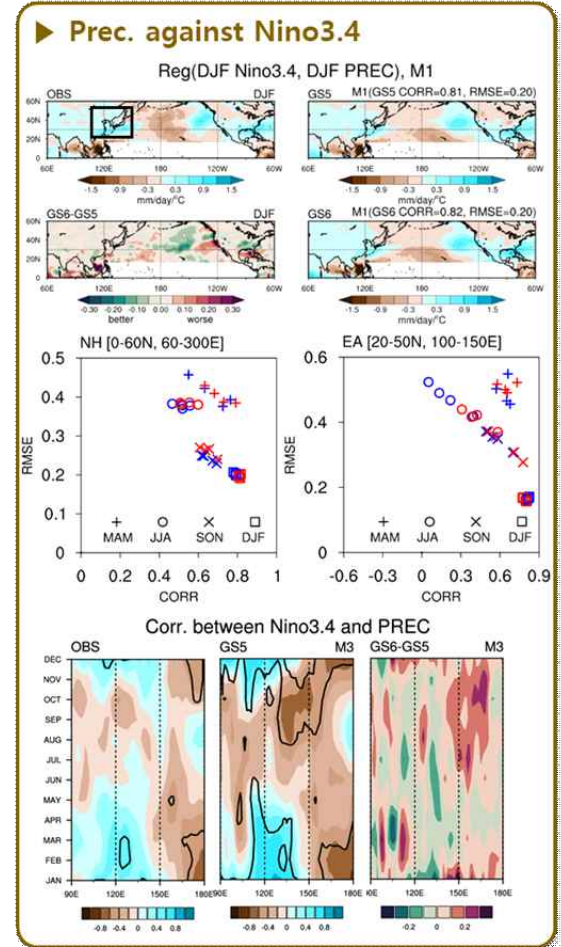
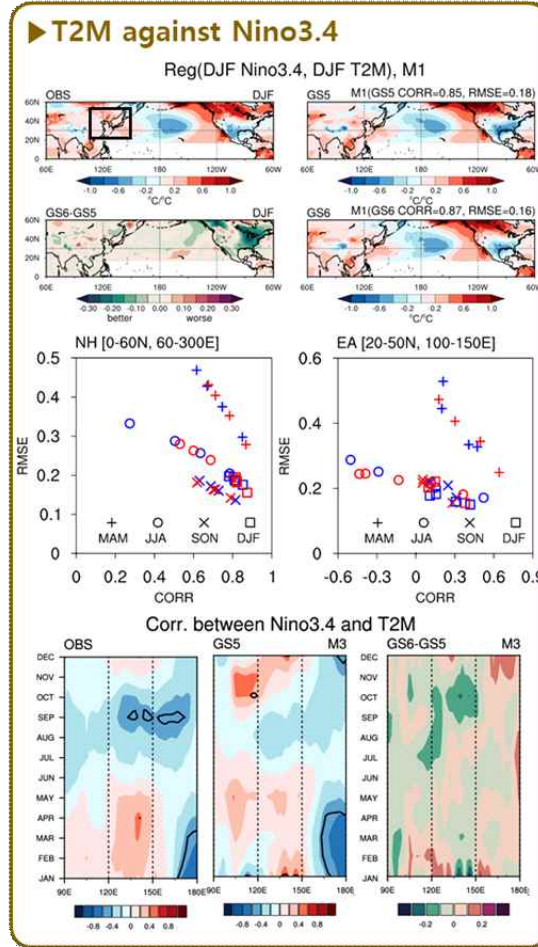
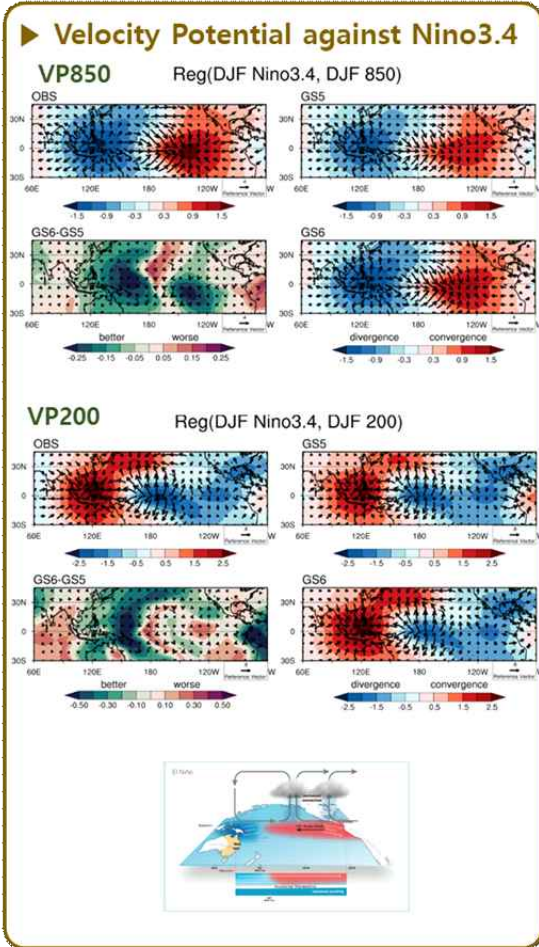


ENSO Diagnostics Scorecard



「CrEMA ENSO 진단평가프레임 개발」 APCC

- 원격상관
- ENSO-induced convection
- 기온 영향 분석
- 강수 영향 분석

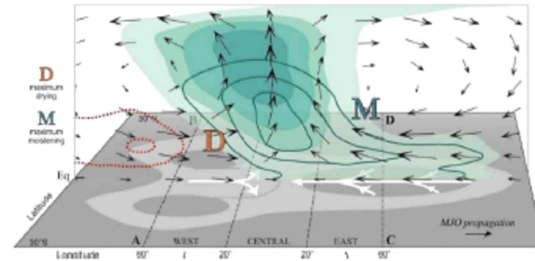
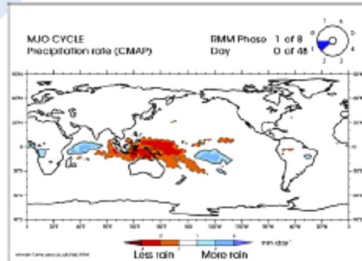


부록 E. CrEMA MJO 진단체계

「CrEMA MJO 진단평가프레임 개발」

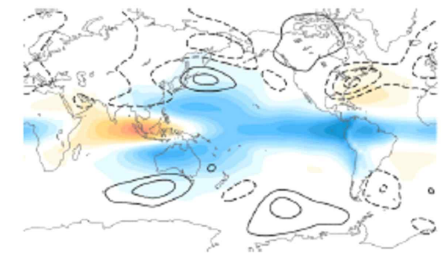


MJO



Rossby wave response (Teleconnection)

MJO baroclinic signature & barotropic wave response



[MJO 예측과 관련된 질문들]

- MJO 동진을 잘 모의하는가? (MC 예측장벽과 관련)
- 위상별 대류패턴, 발생빈도를 잘 모의하는가?
- MJO 연직 경압구조를 잘 모의하는가?
- MJO 원격상관을 잘 모의하는가?
- MJO 동진을 유도하는 물리과정을 잘 모의하는가? 등등...



FIG. 9. Percentage of MJO events that are located in phases 2 or 3 (active phase over the Indian Ocean) in the initial condition with an amplitude larger than 1, which never propagate into the western Pacific (phases 6 or 7), even as a weak MJO during the following 30 days [modified from Table 1 of Yuan (2017)].

인도양에서 발생한 MJO가 MC를 통과하지 못하는 event (%)
→ MC prediction barrier

[MJO 진단평가 매트릭스]

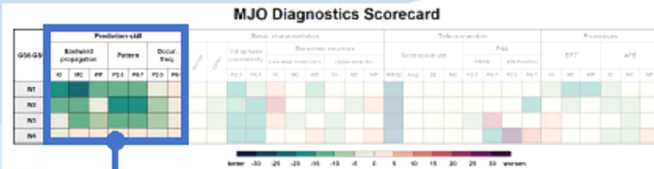


- Performance-Teleconnection-Process로 이루어진 MJO 진단평가 매트릭스 구성
- 평가정보를 스코어카드로 표출

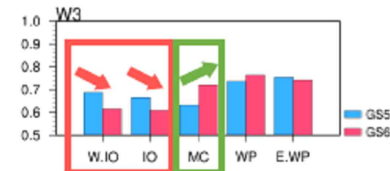
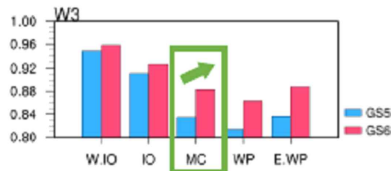
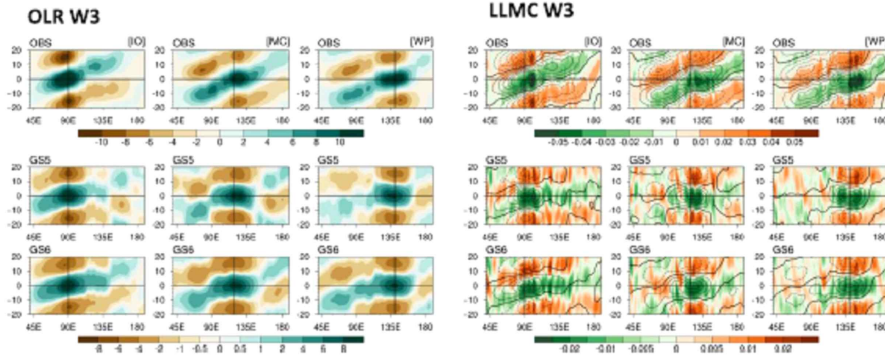
MJO Diagnostics Scorecard

Q86-Q85	Prediction skill							Basic characteristics										Teleconnection								Processes					
	Eastward propagation			Pattern		Occur. freq.	Amplitude	Coherency	Intraphase consistency		Baroclinic structure				Subtropical Jet				PNA				EPT			APE					
	IO	MC	WP	P2-3	P6-7	P2-3			P6-7	P2-3	P6-7	IO	MC	WP	IO	MC	WP	RMSE	Amplitude	ZE	NS	P2-3	P6-7	P2-3	P6-7	IO	MC	WP	IO	MC	WP
	W1	W2	W3	W4																											

better -30 -25 -20 -15 -10 -5 0 5 10 15 20 25 30 worsen



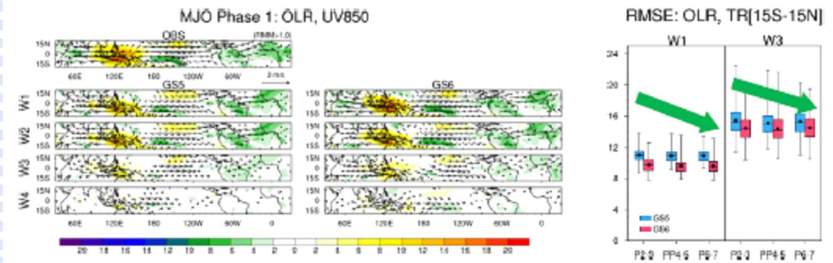
❖ 동진 성능



- GS6의 OLR 동진성능은 5개 지역에서 모두 개선
- 특히 MJO의 predictable barrier인 MC에서 성능이 가장 향상됨. 이는 MJO 발달에 선행하는 LLMC 동진에 대한 성능이 향상되기 때문으로 판단됨
- W.IO, IO에서 LLMC 동진성능이 타 지역에 비해 덜 개선된 이유...?

예측 성능

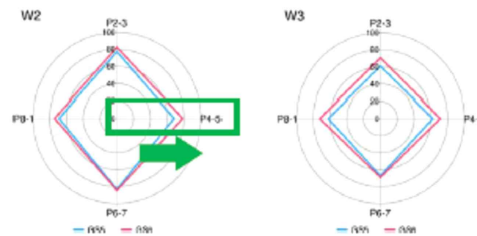
❖ 패턴 성능



- GS6의 OLR 예측오차는 리드 증가에 따른 성능 감소율이 GS5 대비 적음
→ 대류패턴에 대한 GS6의 예측오차 개선

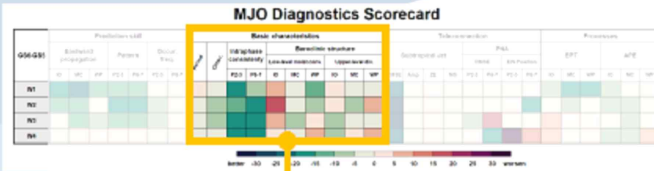
❖ 발생빈도 성능

$$\frac{\# \text{ of RMM} > 1 \text{ in model}}{\# \text{ of RMM} > 1 \text{ in obs}} \times 100 (\%)$$



- MC(P4-5)에서의 MJO 발생 빈도 개선
- P6-7의 발생빈도는 GS5와 GS6가 거의 비슷한 수준

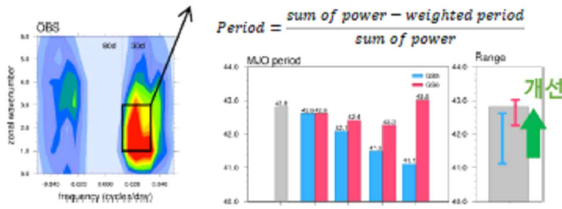
「CrEMA MJO 진단평가프레임 개발」



기본 특성

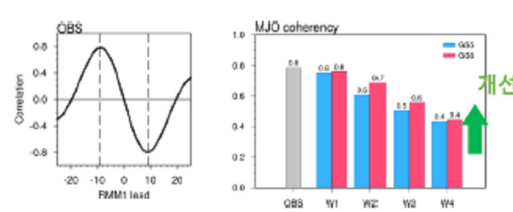
❖ **MJO period** ; MJO 동진 주기

wavenumber 1-3, 30-80days → **MJO band**



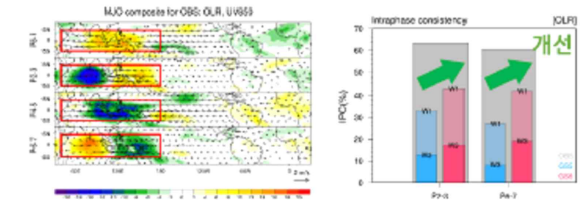
❖ **Coherency** ; RMM1&RMM2 전파의 일관성

→ lead-lag corr of (|min| + |max|)/2



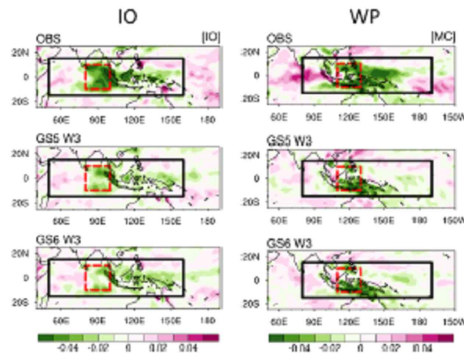
❖ **패턴일치도** ; 대류패턴이 일관적인가?

→ PCC>0.5인 이벤트 수의 비율, %

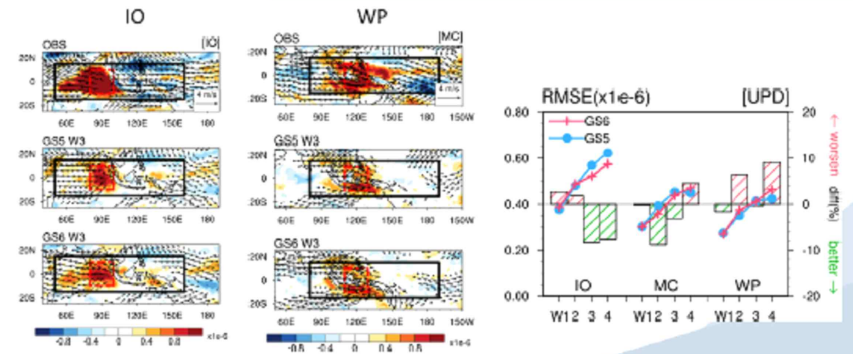


❖ **연직경압구조**

Low-level moisture convergence



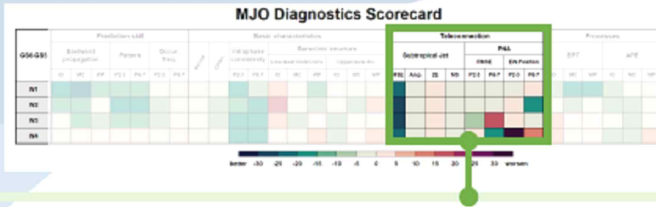
Upper-level divergence



(예측성능 개선과 관련하여)

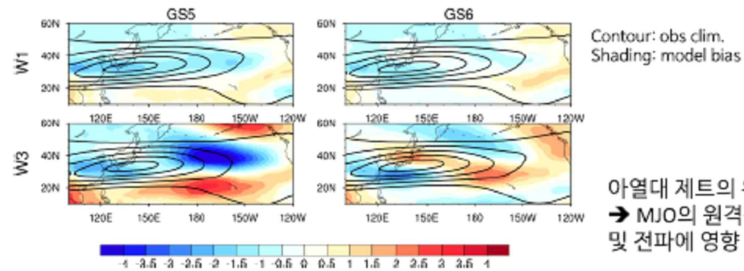
- 짧은 주기/낮은 coherency 개선, 일관된 대류패턴 모의
- MC에서 연직 경압구조 개선

「CrEMA MJO 진단평가프레임 개발」

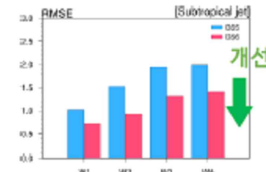


원격상관

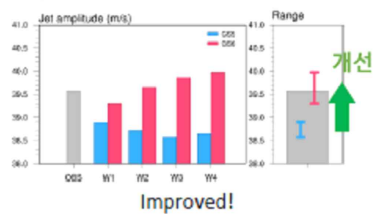
❖ Subtropical Jet



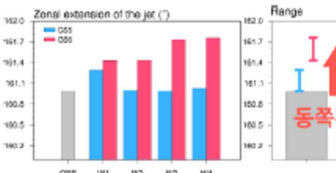
오차



강도



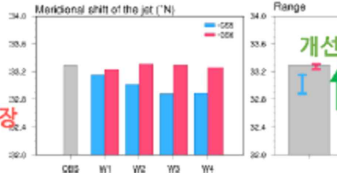
Zonal extension ; eastward shifted PNA



$$\frac{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} \theta \cdot U(\theta, \varphi) \cdot \cos(\varphi)}{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} U(\theta, \varphi) \cdot \cos(\varphi)}$$

(θ: longitude, φ: latitude)

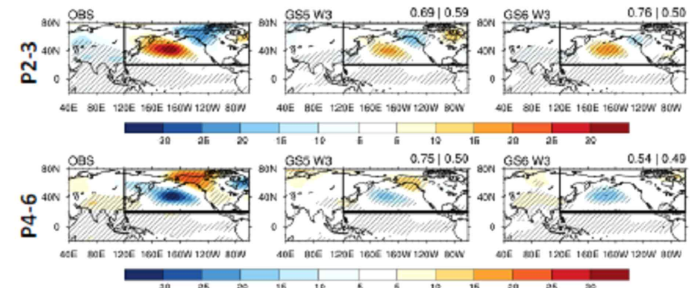
Meridional shift ; 원격상관 강화/pathway 변화



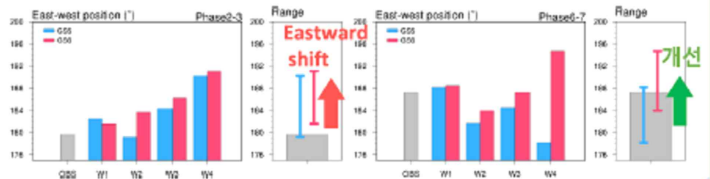
$$\frac{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} \varphi \cdot U(\theta, \varphi) \cdot \cos(\varphi)}{\sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sum_{\theta_1}^{\theta_2} U(\theta, \varphi) \cdot \cos(\varphi)}$$

- GS6의 오차/강도/남북위치는 개선, 제트가 동쪽으로 확장됨

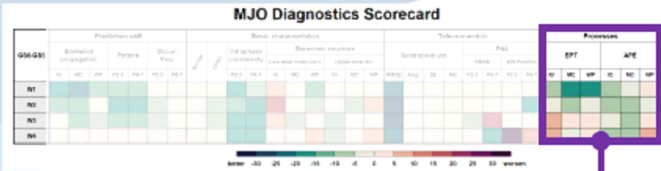
❖ PNA 패턴



East-west shift



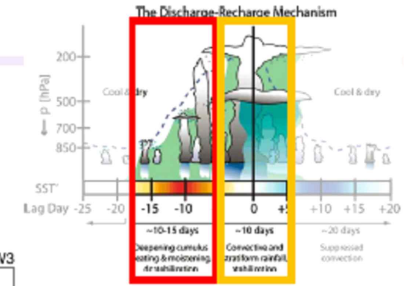
- P2-3: PNA 패턴의 eastward shift
→ Subtropical jet의 확장과 관련되어 있을 것으로 추측
- P6-7: PNA 위치가 관측과 유사



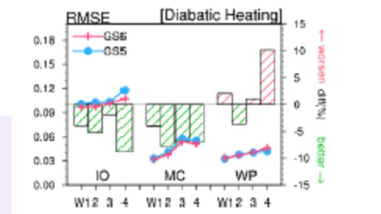
「CrEMA MJO 진단평가프레임 개발」



Benedict and Randall(2007)



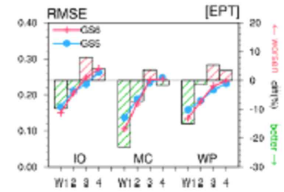
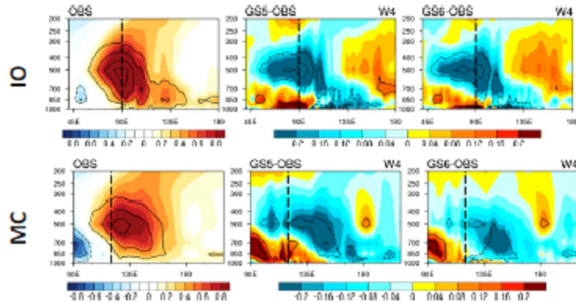
Diabatic heating 가용 잠재 에너지



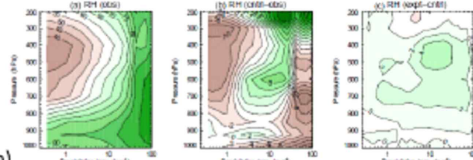
프로세스

❖ 열적구조 (상당온위)

; MJO 동쪽 하층수분 축적에 의해 생기는 대류불안정



● GS6에서 MC 동쪽, 특히 하층의 dry bias 및 EPT cold bias 개선



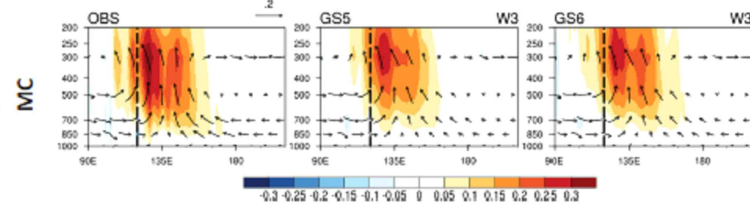
(Possible reason) GS6의 인도양-서태평양의 convection 개선(Walters et al., 2017)

❖ Diabatic heating

; MJO 동진에 선행하여 대류운이 만들어짐
→ 응결에 의해 방출되는 잠열을 판단

$$\frac{1}{c_p} \frac{dh}{dt} = \frac{dT}{\partial t} + V \cdot \nabla T + \omega \left(\frac{dT}{\partial p} - \frac{\alpha}{c_p} \right)$$

Shading: diabatic heating
Vector: walker circ.

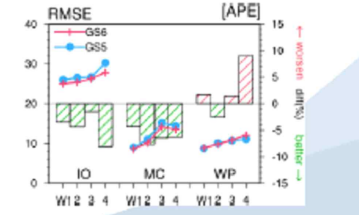
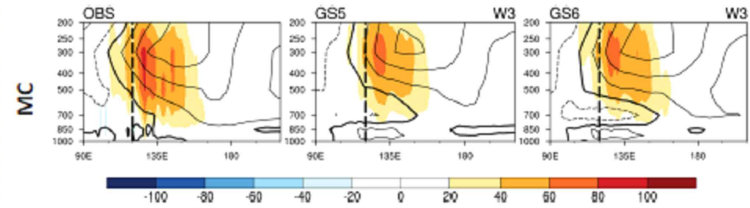


(MC 동쪽 EPT cold bias 개선 관련)
● MC에서 MJO 동진 및 대류강화 프로세스 개선

❖ 가용 잠재 에너지

; Amplification and propagation of MJO

Shading: eddy APE generation
Contour: temperature



부록 F. CrEMA EASM 진단체계

「CrEMA EASM 진단평가프레임 개발」



EASM Diagnostic Score

G56 -G55	Background						Prediction Skill	Basic Characteristics					Teleconnections				Processes				
	Mean Bias						EASM Intensity	Seasonal Rainband	WNPSH Extension	WNPSH Intensity	EAWJ Displacement	EAWJ Strength	Vertical EPT	ENSO-WNP		IO-WNP	WNP-EA	SST-CNIV	CNV-DIV	DIV-WS	WS-SST
	T2M	PR	MSL	V850	Z500	U200							El Nino	La Nina							
M1																					
M2																					
M3																					

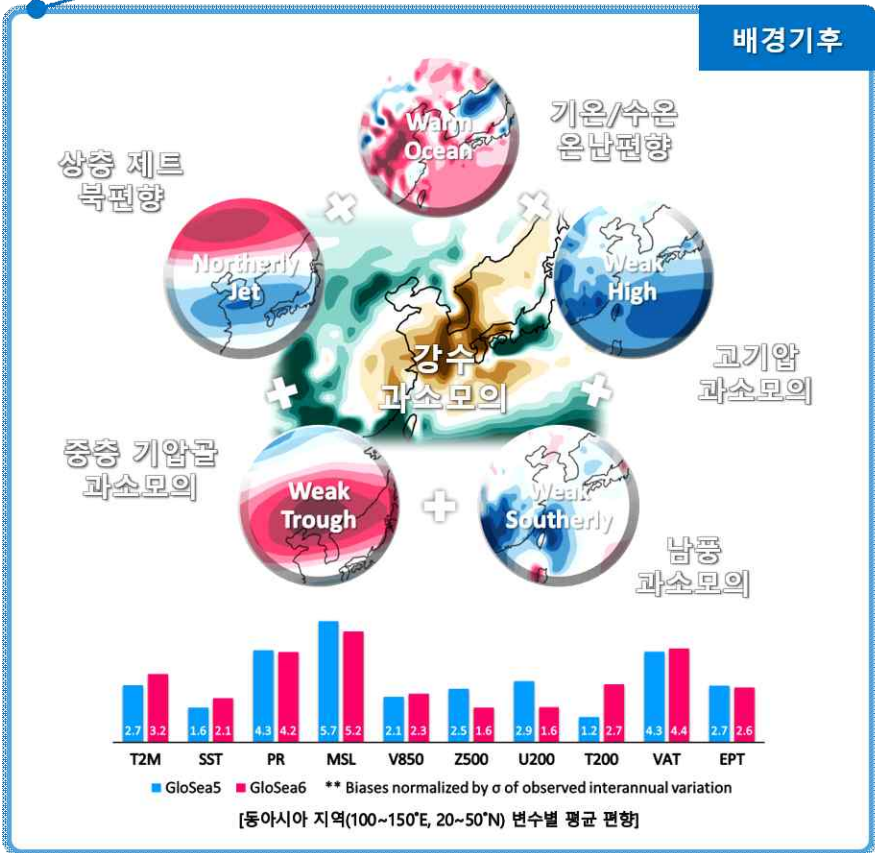
Legend: better -90, -75, -60, -45, -30, -15, 0, 15, 30, 45, 60, 75, 90 worse

기후예측모델의 동아시아 여름철 기후 예측성을 평가하고 개선 방향을 제시하기 위해 평균 편향, 변동성, 내부 역학과정, 위도간 지연/동시 원격상관 예측성을 종합적으로 진단

EASM Diagnostic Score

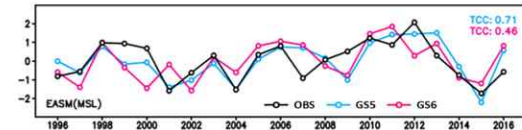
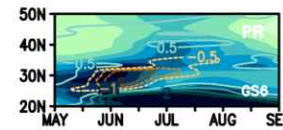
GSS GS5	Background					Prediction Skill	Basic Characteristics					Teleconnections					Processes				
	T2M	PR	MSL	V850	Z500	EASM Intensity	Seasonal Rainband Extension	WWSM Intensity	EAWJ Displace- ment	EAWJ Strength	Vertical EPT	U200 La Niña	U200 El Niño	EA	GS5 -GS6	GS5 -OBS	GS6 -OBS	GS5 -GS6	GS5 -OBS	GS6 -OBS	
M1																					
M2																					
M3																					

「CrEMA EASM 진단평가프레임 개발」



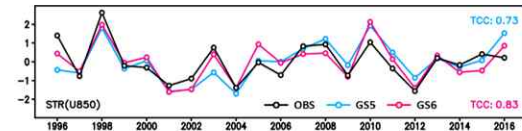
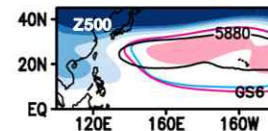
예측성/기본특성

동아시아 몬순



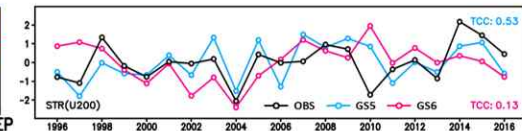
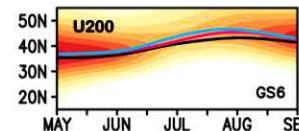
→ 강수밴드 예측성 \uparrow , 동아시아 몬순 강도 예측성 \downarrow

북서태평양 고기압



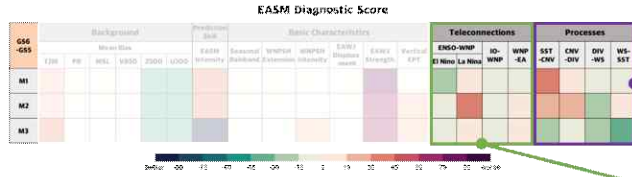
→ 북서태평양 고기압 가장자리와 강도 예측성 \uparrow

동아시아 제트



→ 동아시아 상층 제트축 평균 편향 부분 개선

동아시아 몬순 시스템의 대기 상·하층 중요 요소 예측성 진단

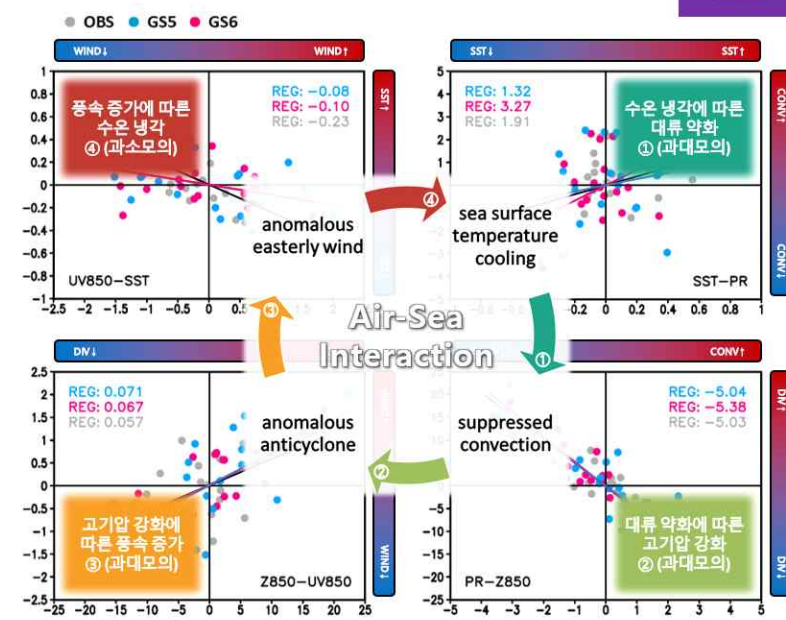
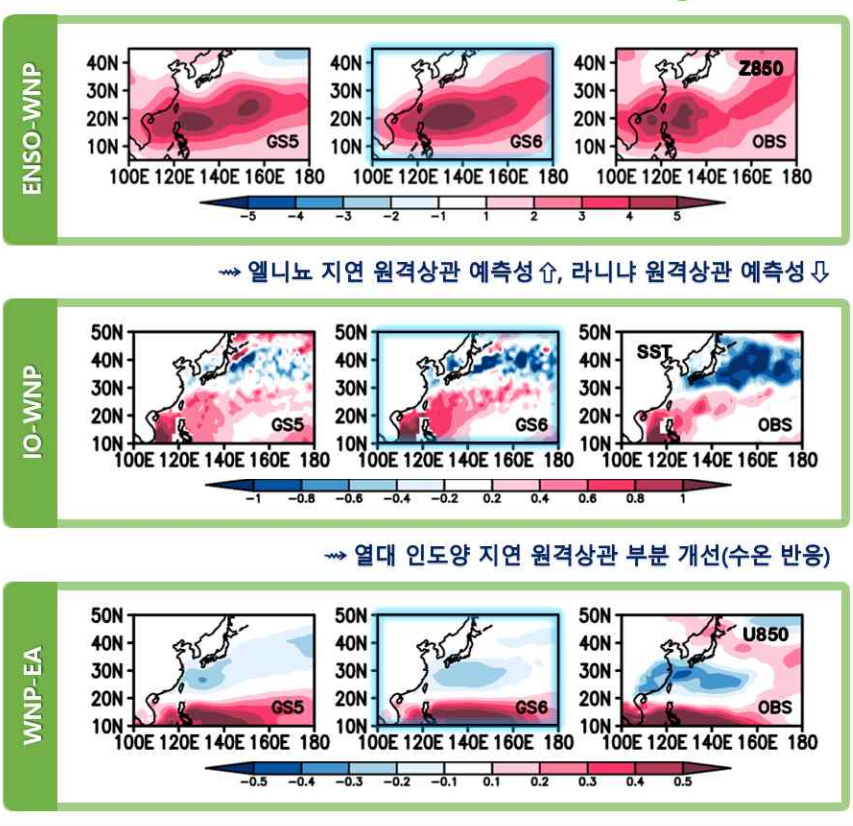


「CrEMA EASM 진단평가프레임 개발」



원격상관

프로세스



→ 아열대 고기압의 유지/강화와 관련된 국지적 대기-해양 피드백 과소/과대 모의 위도(열대-중위도) 간 원격상관에서의 중요한 아열대 지역의 국지적 대기-해양 상호작용 모의 성능 분석