

기후모델을 이용한 지난 6천년간의 북극 해빙
변화 모의 연구

Study of change in Arctic sea ice during last 6,000
years by using global climate model



2019. 04.

한 국 해 양 과 학 기 술 원
부 설 극 지 연 구 소

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “기후모델을 이용한 지난 6천년간의 북극 해빙 변화 모의 연구”과제의 최종보고서로 제출합니다.



보고서 초록

과제관리번호		해당단계 연구기간	2018.3.1-2018.1 2.31	단계 구분	1 / 1
연구사업명	중 사업 명	기본연구사업(신진연구자)			
	세부사업명	기본연구사업(신진연구자)			
연구과제명	중 과 제 명	신진연구자 지원과제			
	세부(단위)과제명	기후모델을 이용한 지난 6천년간의 북극 해빙 변화 모의 연구			
연구책임자	전상윤	해당단계 참여연구원수	총 : 1 명 내부 : 1 명 외부 : 1 명	해당단계 연구비	정부: 30,000 천원 기업: 0 천원 계: 30,000 천원
연구기관명 및 소속부서명	한국해양과학기술원 부설 극지연구소 북극해빙예측사업단		참여기업명		
국제공동연구	상대국명:	상대국연구기관명:			
위 탁 연 구	연구기관명:	연구책임자:			
요약				보고서 면수	67 pp
<ul style="list-style-type: none"> ◦ 연구목적 및 필요성 <ul style="list-style-type: none"> - 홀로세 증기는 마지막최대빙하기 이후 산업혁명기까지의 과거 2만년 중 최소 해빙면적을 기록했던 시기로 추정되며, 이러한 홀로세 증기부터 현재까지의 점진적 기후실험은 해빙의 변화와 해빙-대기순환장과의 상관관계 변화의 이해 및 예측에 기여할 수 있음. - 점진적 기후실험에 의해 생산되는 최근 6천년간의 북극 해빙의 시공간적인 분포 재현자료는 극지연구소에서 생산되는 해빙 복원자료와의 비교 연구에 활용될 수 있음. ◦ 주요연구내용 및 범위 <ul style="list-style-type: none"> - 중간복잡도 지구시스템모델과 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의 - 북극 해빙의 6천년간 장기변화와 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석 ◦ 연구개발 결과 <ul style="list-style-type: none"> - 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM와 지구시스템모델 CESM가 모의한 과거 6천년간 지구 지면온도의 변화 경향은 CMIP5의 홀로세 증기와 현세 평형기후실험에서 나타나는 지면온도의 차이와 유사한 공간분포를 보임 - 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM과 지구시스템모델 CESM은 과거 6천년간 태양복사의 변화에 따라 연평균 북극 해빙의 농도와 두께 증가를 모의함 - CESM이 모의한 과거 6천년 점진적 기후변화 실험에서 겨울철 카라-바렌츠해 지역의 해빙 변화와 한반도 지역의 지면온도간의 상관 변동성을 나타내는 Warm Arctic Cold Eurasia 패턴은 십년 정도의 주기성을 보이며 카라-바렌츠해 지역의 해빙과의 이 패턴과의 21년간 연변동간의 상관관계는 약 수십년의 주기를 보임 ◦ 연구개발결과의 활용계획 <ul style="list-style-type: none"> - 중간복잡도 지구시스템모델 및 지구시스템모델을 이용한 고기후의 점진적 기후 변화 모의를 위한 모델링 시스템의 토대로 활용 					
색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	기후변화, 북극 해빙, 고기후 모델링, 중간복잡도 지구시스템모델, 지구시스템모델			
	영 어	Climate Change, Arctic sea ice, Paleoclimate modeling, Earth system model of intermediate complexity, Earth system model			

요 약 문

I. 제 목

기후모델을 이용한 지난 6천년간의 북극 해빙 변화 모의 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

- 기후모델은 과거, 현재, 미래의 기후를 연구하는 유용한 도구이며, 과거 기후 연구와 현재 기후의 이해, 미래 기후 변화 예측 등 다양한 연구에 활용되고 있음.
- 최근 북극 해빙의 변화에 따른 북극 기후조건 변화가 중위도 지역에 미치는 영향에 대한 연구는 활발히 진행되고 있으나 이러한 해빙과 대기 상호작용의 과거 장기적 변화 연구는 거의 진행되지 않았음.
- 홀로세 중기는 마지막최대빙하기 이후 산업혁명기까지의 과거 2만년 중 최소 해빙면적을 기록했던 시기로 추정되며, 이러한 홀로세 중기부터 현재까지의 점진적 기후실험은 해빙의 변화와 해빙-대기순환장과의 상관관계 변화의 이해 및 예측에 기여할 수 있음.
- 점진적 기후실험에 의해 생산되는 최근 6천년간의 북극 해빙의 시공간적인 분포 재현자료는 극지연구소에서 생산되는 해빙 복원자료와의 비교 연구에 활용될 수 있음.

III. 연구개발의 내용 및 범위

- 중간복잡도 지구시스템모델과 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙 변화 재현 및 북극 해빙의 장기 변동성 분석
 - 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의
 - 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의

- 북극 해빙의 6천년간 장기변화 비교 분석
- 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석

IV. 연구개발결과

- 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM와 지구시스템모델 CESM가 모의한 과거 6천년간 전구 지면온도의 변화 경향은 CMIP5의 홀로세 중기와 현세 평형기후실험에서 나타나는 지면온도의 차이의 분포를 잘 모사함
- 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM과 지구시스템모델 CESM은 과거 6천년간 태양복사의 변화에 따른 연평균 북극 해빙의 농도와 두께 증가를 모의하며 이러한 해빙의 증가 경향은 여름철과 가을철에 주도적으로 나타남
- 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM은 CMIP5 모델들과 비교하였을 때 지면온도의 모의 정확도는 CMIP5 모델들과 유사하게 나타남. 하지만 현상의 복잡성이 증가하는 상층 바람장, 하층 바람장의 경우 모의 정확도가 상대적으로 매우 낮아짐
- CESM이 모의한 과거 6천년 점진적 기후변화 실험에서 겨울철 카라-바렌츠해 지역의 해빙 변화와 한반도 지역의 지면온도간의 상관 변동성을 나타내는 Warm Arctic Cold Eurasia 패턴은 십년 정도의 주기성을 보이며 WACE 패턴과 카라-바렌츠해 지역의 해빙과의 21년간 연변동간의 상관성은 약 수십년의 주기를 보임

V. 연구개발결과의 활용계획

- 중간복잡도 지구시스템모델 및 지구시스템모델을 이용한 고기후의 점진적 기후 변화 모의를 위한 모델링 시스템의 토대로 활용
- 본 연구를 통해 재현된 과거 6천년간의 북극 해빙 및 전구 기후자료는 연구소에서 생산되는 과거 기후 복원자료의 비교자료로 활용
- 극지연구소에서 생산된 고유의 북극지역 해빙의 과거 수치재현 자료로 외부 연구기관에 제공

S U M M A R Y

I. Title

Study of change in Arctic sea ice during last 6,000 years by using global climate model

II. Purpose and Necessity of R&D

- Climate models are useful tools for studying past climate, understanding of current climate, and forecasting future climate change.
- Recent research on the impact of Arctic sea ice changes on the mid-latitude regions has been actively conducted, but there has been little research on the past long-term changes in sea ice and its linkage with mid-latitude
- Transient climatic change simulation from the middle Holocene to the present can contribute to the understanding and prediction of the changes in sea ice and relationship between Arctic sea ice change and mid-latitude climate
- The spatial and temporal distribution of Arctic sea ice over the last 6,000 years produced by transient climate change experiments can be used for comparative studies with the sea ice reconstruction data produced in the Korea Polar Research Institute.

III. Contents and Extent of R&D

- Simulating Arctic sea ice change over the past 6,000 years using the earth system model of intermediate complexity and the Earth system model and Analyzing the long term variability of Arctic sea ice
- Simulation of Arctic sea ice change over the past 6,000 years using earth system model of intermediate complexity
- Simulation of Arctic sea ice change over the past 6,000 years using Earth system model

- Analysis of long-term change of Arctic sea ice over 6000 years
- Analysis of relationship between Arctic sea ice and atmospheric circulation over the Northern Hemisphere

IV. R&D Results

- The Earth System Model of Intermediate Complexity LOVECLIM and the Earth System Model CESM well simulated the change in global surface temperature over the past 6,000 years, resembling the distribution of multi-model mean surface temperature difference in the mid-Holocene climate and the preindustrial climate performed by the CMIP5 models
- The Earth System Model of Intermediate Complexity LOVECLIM and Earth System Model CESM simulates the increases in concentration and thickness of annual mean Arctic sea ice according to changes in orbital parameters during the past 6,000 years, and this tendency to increase in sea ice mainly occurs in boreal summer and autumn seasons
- The Warm Arctic Cold Eurasia (WACE) pattern, which shows the surface temperature dipole between the Kara-Barents Sea region and the East Asia region, from the past 6,000-year transient climate change experiment simulated by the CESM shows decadal variability consistent with previous study. In addition, the 21-year moving correlation between sea ice in the Kara-Barents Seas and WACE shows multi-decadal variability during past 6,000 years.

V. Application Plans of R&D Results

- Utilizing the earth system model of intermediate complexity and the earth system model as the basis of a modeling system for the long-term climate change simulations such as paleoclimate simulation.
- The Arctic sea ice and global climate data of the past 6,000 years reproduced through this study can be used as comparative data of paleoclimate reconstruction

C O N T E N T S

Chapter 1 Introduction	1
Section 1 Objectives	1
Section 2 Necessity	1
Section 3 Contents and Scope	3
Chapter 2 Current R&D Status in Korea and Other Nations	5
Section 1 Overseas Status	5
Section 2 Domestic Status	10
Chapter 3 R&D Implementation Contents and Results	11
Section 1 Simulation of Arctic sea-ice during past 6,000 years by using EMIC ..	11
Section 2 Simulation of Arctic sea-ice during past 6,000 years by using ESM ..	29
Section 3 Long-term change in Arctic sea-ice during past 6,000 years	38
Section 4 Relationship between Arctic sea-ice and Atmospheric Circulation over Northern Hemisphere during past 6,000 years	48
Chapter 4 Degree of R&D Goal Achievement and Degree of Contribution to Outside Research Institute	59
Section 1 Achievement of Goals	59
Section 2 External Contributions	61
Chapter 5 Application Plans of R&D Results	62
Chapter 6 References	63

목 차

제 1 장 서론	1
제 1 절 연구개발의 목적	1
제 2 절 연구개발의 필요성	1
제 3 절 연구의 내용 및 범위	3
제 2 장 국내외 연구개발 현황	5
제 1 절 국제 수준	5
제 2 절 국내 수준	10
제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과	11
제 1 절 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의	11
제 2 절 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의	29
제 3 절 북극 해빙의 6천년간 장기변화 비교 분석	38
제 4 절 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석	48
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도	59
제 1 절 목표달성도	59
제 2 절 대외기여도	61
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	62
제 6 장 참고문헌	63

제 1 장 서 론

제 1 절 연구개발의 목적

1. 중간복잡도 지구시스템모델과 지구시스템모델을 이용하여 과거 6천년간 북극 해빙 변화를 재현함
2. 재현된 지난 6천년간의 북극 해빙의 변동성과 이와 연관된 북반구 대기순환장간의 변동성을 분석하여 최근 북극-중위도 상관관계에 대한 이해도 제고에 기여함

제 2 절 연구개발의 필요성

1. 기술적 필요성

- 가. 기후모델은 과거, 현재, 미래의 기후를 연구하는 유용한 도구이며, 과거 기후 연구와 현재 기후의 이해, 미래 기후 변화 예측 등 다양한 연구에 활용되고 있음.
- 나. 기후모델은 구성모델, 모의 물리과정, 해상도 등에 따라 에너지균형모델 (Energy Balance Model), 지구시스템모델 (Earth System Model; ESM), 중간복잡도 지구시스템모델 (Earth system Model of Intermediate Complexity; EMIC) 등 다양한 형태의 기후모델로 구분됨.
- 다. 기후모델을 이용, 과거 기후를 재현하는 고기후모델링 연구에는 다양한 종류의 기후모델이 활용되고 있으며, 이중 상대적으로 많은 연산자원을 필요로 하는 지구시스템모델의 경우 대부분 특정 시기의 평형상태의 기후를 연구하는 평형기후실험 (equilibrium climate simulation) 연구에 활용되고 있음.

- 라. 중간복잡도 지구시스템모델의 경우 평형기후실험 외에 외부조건이 시간에 따라 변화하는 점진적 기후 실험 (transient climate simulation)에도 널리 활용되고 있음.
- 마. 북극지역의 과거 해빙 변화와 대기와의 상호작용은 고기후모델간 상호비교 연구 (Paleoclimate modeling Intercomparison Project; PMIP)에서 수행되었던 홀로세 중기 (mid-Holocene)와 마지막최대빙하기 (Last Glacial Maximum)등의 평형기후실험을 통해 주로 연구되었음.
- 바. 수천년 이상 규모의 점진적 기후 실험을 이용한 연구는 장기간 적분에 따른 많은 계산자원과 긴 계산시간의 소요로 인하여 평형기후실험을 이용한 연구에 비하여 많이 수행되지 않았으며, 이런 이유로 인하여 북극 지역 해빙의 장기간의 시공간적 변화 모델링 연구는 주로 중간복잡도 지구시스템 모델을 이용하여 수행되어 왔고 지구시스템모델을 이용한 연구는 상대적으로 부족한 실정임.
- 사. 장기간의 적분을 목적으로 하는 중간복잡도 지구시스템 모델의 구성에서, 짧은 주기성을 갖는 대기과정의 경우 많은 과정이 생략되거나 낮은 공간분해능을 가짐. 이에 따라 대기-해빙의 상호작용 연구의 수행은 불가능하거나 큰 불확실성을 가지며, 중간복잡도 지구시스템 모델에서 모의되는 대기-해빙의 상호작용 현상의 연구에의 활용을 위해서는 관측자료나 상대적으로 정확한 지구시스템모델의 모의 결과와의 비교를 통하여 불확실성이 평가되어야 함.

2. 경제 · 산업적 필요성

- 가. 최근 북극지역의 급격한 해빙감소와 함께 북반구 중위도 지역에서의 강한 한파 발생의 빈도가 높아짐에 따라 두 현상의 물리적인 인과성에 관한 연구가 진행되고 있음.
- 나. 최근 온난화에 따른 북극 해빙의 급격한 감소에 따라 북극항로의 가능성, 경제성에 대한 연구가 진행되고 있음.
- 다. 과거 2만년 중 가장 낮은 해빙면적을 기록한 것으로 알려진 홀로세 중기까지의 지구시스템모델을 이용한 과거 해빙 복원 연구는 경제적, 산업적으로

큰 영향을 미치는 해빙-대기순환장간의 상관관계와 북극항로에 대한 이해의 폭을 넓힐 수 있음

3. 과학적 필요성

- 가. 북극 해빙의 변동성과 이에 대한 대기순환장의 상관관계의 장기 변화에 대한 연구는 최근 급격한 해빙의 감소와 이와 연관된 북반구의 대기순환장의 변동성의 이해에 대한 기초를 제공할 수 있음.
- 나. 중간복잡도 지구시스템모델과 지구시스템모델을 모두 활용한 점진적 기후 실험을 통한 북극 해빙의 장기 변화의 재현은 북극 해빙의 장기적 변동 특성에 대한 이해를 넓힐 수 있음.
- 다. 중간복잡도 지구시스템모델, 지구시스템모델을 이용한 점진적 기후실험 결과는 극지연구소에서 생산되고 있는 관측 기반 과거 복원자료들의 비교 분석을 위한 자료로 활용될 수 있음..

제 3 절 연구의 내용 및 범위

1. 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간의 북극 해빙변화 모의

- 가. 중간복잡도 지구시스템모델 비교 선정
- 나. 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 홀로세 중기 평형 기후 실험과 홀로세 중기 - 현세 점진적 기후 변화 실험 수행

2. 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간의 북극 해빙변화 모의

- 가. 지구시스템모델 CESM을 이용한 홀로세 중기 평형 기후 실험과 홀로세 중기 - 현세 점진적 기후 변화 실험 수행

3. 북극 해빙의 과거 6천년간의 장기 변화 비교 분석

가. 지구시스템모델과 중간복잡도 지구시스템모델에서 재현된 북극 해빙의 과거 6천년간의 장기 변화와 프록시 자료, 타 모델링 자료와의 비교 분석

4. 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석

가. 지구시스템모델과 중간복잡도 지구시스템모델에서 재현된 북극 해빙과 북반구 대기순환장의 상관 메커니즘의 변동성 분석



제 2 장 국내외 연구개발 현황

제 1 절 국제 수준

1. 지구시스템모델의 점진적 기후 실험을 통한 북극 해빙 연구 사례

가. 독일 Max Planck Institute에서는 대기-해양접합모델을 이용하여 홀로세 중기부터의 현재까지의 6천년간의 점진적 기후실험을 수행하고 공전궤도 강제력에 의한 북극 해빙의 계절별 장기변화를 살펴봄 (Fischer and Jungclaus, 2011; 그림 1)

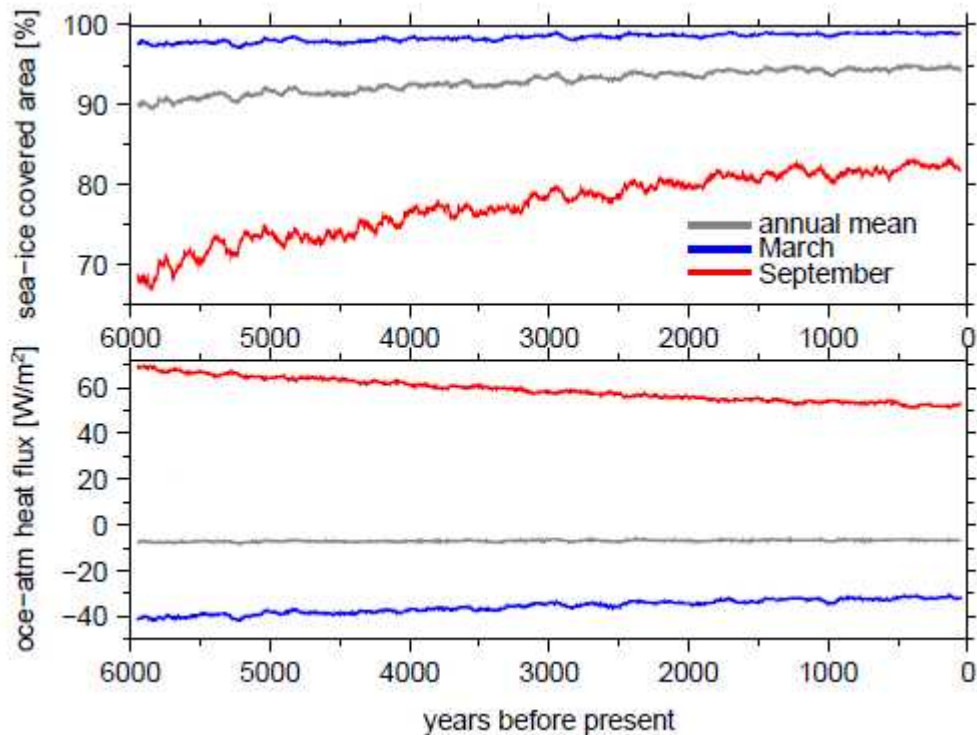


그림 1. ECHAM5/MPI-OM 접합모델로 모의된 과거 6천년간의 북극 해빙 면적의 년평균, 3월, 9월의 변화와 대기-해양 열속량의 변화 (Fischer and Jungclaus, 2011)

나. 미국 National Center for Atmospheric Research (NCAR)에서는 (TraCE-21ka, <http://www.cgd.ucar.edu/ccr/TraCE>) 프로젝트를 통해 마지막 최대빙하기부터 현재까지의 21,000년간의 점진적 기후변화 실험을 수행하

고 육빙, 해빙 등의 빙권 변화에 따른 전구 기후변화를 살펴봄 (그림 2).

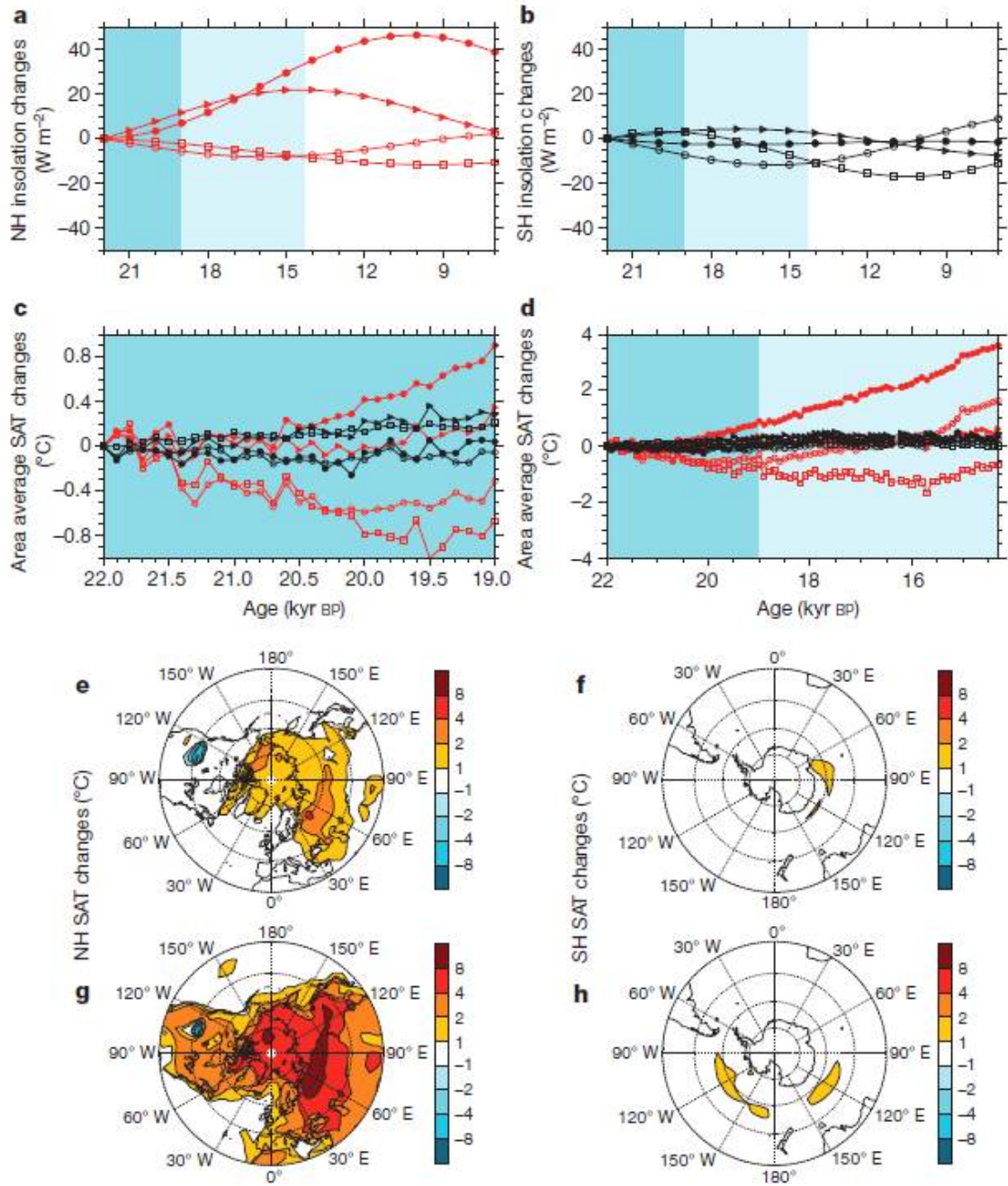


그림 2. TraCE-21K에서 모의된 북반구와 남반구의 퇴빙기 시기의 온도 변화와 변화 경향의 온도 분포 (He et al., 2013)

다. 5차 접합모델간 상호비교연구 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5)와 3차 고기후모델링간 상호비교연구 (PMIP3) 에서는 서기 850년부터 1850년까지 1,000년 적분을 TIER1 실험군으로 선정, 진행하였음. 이

실험군에 참여한 지구시스템모델들의 실험결과 분석을 통하여 고위도 지역의 해빙과 적설량에 의한 양의 되먹임 효과가 소빙하기 (Little Ice Age) 시기의 전지구의 온도 감소에 기여하였음을 밝힘 (Atwood et al. 2016; 그림 3).

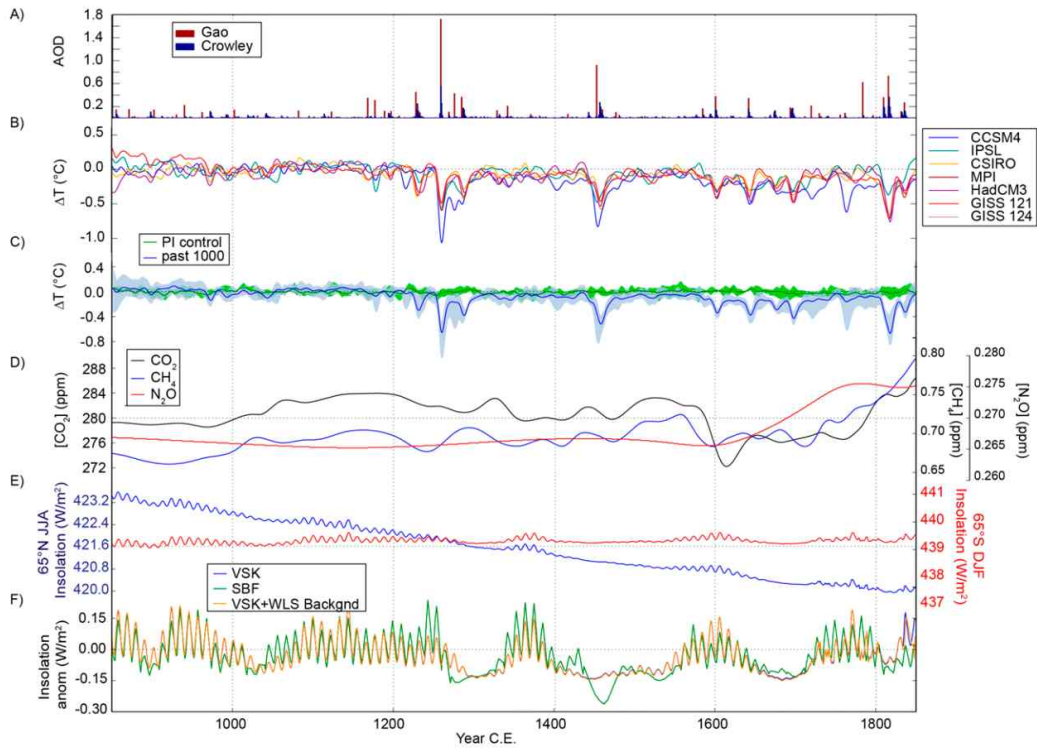


그림 3. CMIP5/PMIP3 최근 천년실험에서 모의된 기후강제력과 지구 지면온도의 변화. (a) CEA에서 평가된 에어로졸 광학 두께의 변화 (b) 950-1200 CE에 대한 지구 평균 온도의 변화. (c) 양상불평균온도의 변화 (d) 온실기체 농도의 변화 (e) 북위 65도에서의 태양복사량의 변화 (f) 지구 평균 태양복사량의 변화 (Atwood et al., 2016)

2. 중간복잡도 지구시스템모델의 점진적 기후실험을 통한 북극 해빙 연구

가. 덴마크, 벨기에, 스웨덴, 노르웨이 등의 유럽공동연구진은 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 10,000년간의 실험과 그린란드 해안에서 복원된 해빙자료의 비교 분석을 통해 북극 해빙이 과거 8500년부터 6000년 사이에 최저 면적에 도달하였음을 추정함 (Funder et al., 2011; 그림 4)

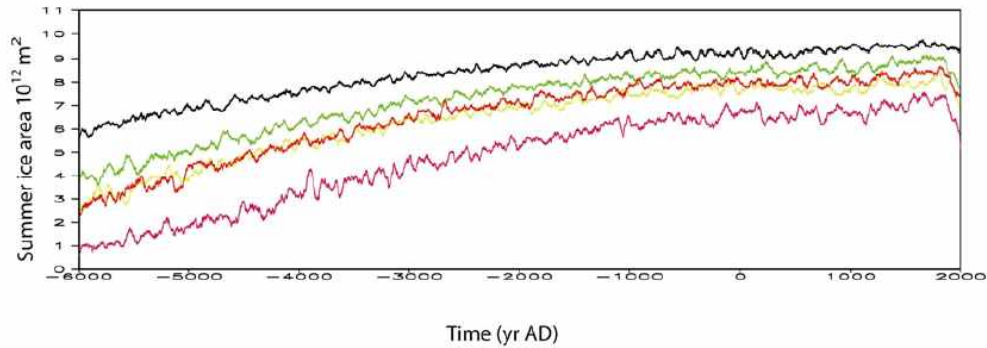


그림 4. LOVECLIM으로 모의된 과거 8,000년간의 5종의 실험 결과에서의 해빙 면적의 변화 (Funder et al., 2011)

나. 벨기에와 캐나다의 공동연구진은 중간복잡도 지구시스템모델과 해빙 복원 자료를 이용한 홀로세 중기 해빙의 고기후 자료동화 연구를 수행하여 CMIP5에서 수행된 홀로세 중기의 해빙 면적 모의 결과와 비교하여 모의 정확도를 개선된 결과를 얻음 (Klein et al., 2014)

3. 수천년 규모의 점진적 기후변화 모델링 연구

가. 중간복잡도 지구시스템 모델은 낮은 공간해상도와 낮은 수준의 물리과정 모사로 적은 계산 자원으로도 장기간 적분이 가능한 특성을 가지지만, 이러한 모델의 모의특성으로 인하여 적분 결과에서 큰 불확실성을 가짐. 그럼에도 불구하고 다양한 중간복잡도 지구시스템모델들은 동일한 외부 경계조건에 대한 실험에서는 일관적인 반응을 모의함 (Eby et al., 2013; 그림 5).

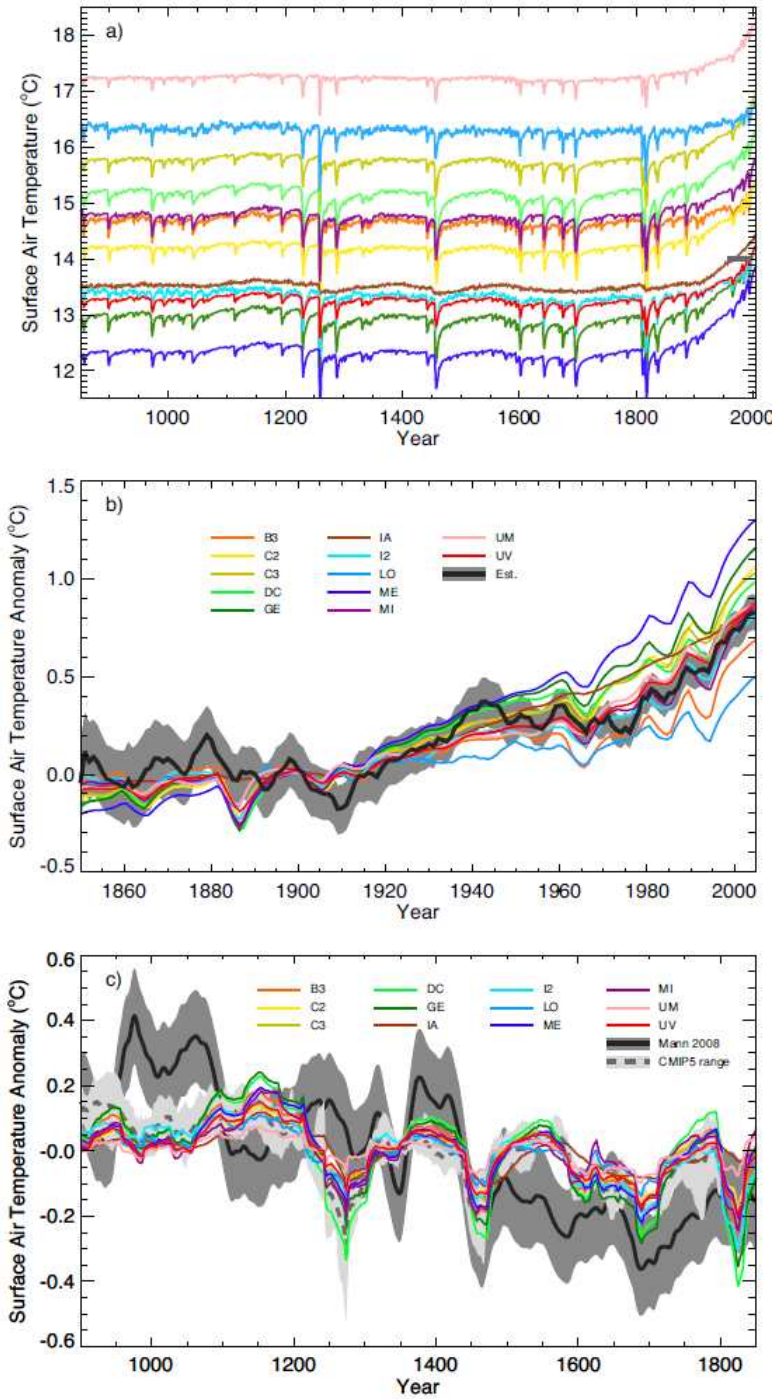


그림 5. 12종의 중간복잡도 지구시스템 모델이 모의한 과거 천년간의 지면온도의 변화 (Eby et al., 2013).

나. 지구시스템 모델은 중간복잡도 지구시스템모델에 비하여 높은 해상도와 다양한 모의과정을 포함하나, 이로 인하여 장기적분에는 대량의 연산자원을 필요로 함. 이로 인하여 실제 수천년간의 장기적분 연구는 거의 수행되지

않음.

- 다. 다양한 시간 규모의 변동성이 외부강제력의 점진적 변화에 따라 어떻게 변화하고 변조되는지를 살펴볼 수 있는 장기간의 점진적기후실험은 지속적으로 시도되어 왔으며, 지속적으로 이루어지고 있는 계산기술의 개선과 계산 자원의 증대는 이러한 점진적 기후실험의 수행을 확대시킬 것임.
- 라. 평형기후실험 위주로 진행되어왔던 고기후모델링연구 역시 점진적 기후 실험의 확장을 시도하고 있으며, 이에 4차 PMIP (PMIP4)에서는 마지막최대빙하기 이후의 퇴빙기 (deglaciation)의 시기의 기후 변화를 살펴보는 점진적 기후 실험을 주요 시나리오로 결정하고 실험을 위한 강제력 조건에 대한 연구를 진행중임.

제 2 절 국내 수준

1. 지구시스템모델의 과거 기후 실험을 통한 북극 해빙 연구 사례

- 가. 지질자원연구원, 극지연구소, 부산대학교, 서울대학교 공동연구진은 미국 National Center for Atmospheric Research (NCAR)의 Community Earth System Model (CESM)을 이용한 6천년전의 홀로세 중기 평형 기후 실험을 통해 태양복사의 변화와 북극 해빙의 변화가 6천년전 북반구 지역 온도 변화의 이해에 중요한 요소임을 제시함 (Park et al., 2018).
- 나. 기초과학연구원은 기후물리연구단을 구성하고 지구시스템모델 CESM 등 다양한 기후모델을 이용하여 과거 기후 재현 연구를 수행중임.

2. 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 연구 사례

- 가. 연세대학교와 극지연구소의 공동연구진은 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM을 이용하여 과거 6천년의 기후 변화 모의하고, 여기서 얻어진 배경장을 이용하여 과거 6천년간의 태평양 지역의 남반지방의 변화에 적도 지역 해수면온도의 변화가 중요함을 밝힘 (An et al., 2018)

제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과

제 1 절 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년 간 북극 해빙변화 모의

1. 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM

긴 시간규모의 변동성을 살펴보는 고기후 연구의 특성상 다른 기후모델링 연구 분야에 비하여 상대적으로 장기간의 적분 수행이 필요하다. 그리고 이러한 적분은 전통적 수치모델들이 갖는 병렬 확장성의 한계로 인하여 장시간의 수치연산을 필요로 한다. 수치연산 기술의 발전과 연산 자원의 증가는 기후모델의 시공간적인 해상도의 향상에 기여하였고, 기후모델의 자연 현상의 모의수준 역시 더욱 정교하고 상세하게 개선되어 왔다. 일반적으로 같은 양의 연산 자원을 사용하였을 때, 수치모델의 해상도, 표현하는 물리과정의 상세 수준, 총 적분시간의 곱은 일정량을 유지하는 것으로 알려져 있다 (Claussen et al., 2002). 이러한 수치모델의 특성은 연산 기술의 증가와 연산 자원의 증대에도 불구하고 긴 시간 규모의 실험의 수행을 어렵게 하였다.

이에 따라 일부 기후모델은 해상도를 낮추고 물리 과정들을 간소화하여 긴 시간 규모의 기후 실험을 수행하여 왔다 (Smith, 2012; Jacob et al., 2001). 특히 중간복잡도 지구시스템모델 (earth system model of intermediate complexity; EMIC)은 이러한 철학으로 개발된 간소화된 물리 과정과 낮은 해상도를 갖는 모델이다. 하지만 중간복잡도 지구시스템모델의 물리과정 및 해상도의 간소화 정도는 정해 있지 않기 때문에, 중간복잡도 지구시스템모델들의 모의 수준은 편차가 크게 나타난다.

Eby et al. (2013)의 중간복잡도 모델간 상호비교 연구에서 정리된 총 15개의 중간복잡도 지구시스템모델을 살펴보면, 대기모델의 경우 2차원 단층 에너지 균형 모델부터 연직 3층 준지균 근사 방정식계 모델, 연직 11층 3차원 정역학 방정식계 모델까지 다양한 종류가 존재한다. 또한 생지화학모델과 육빙모델의

경우 몇몇 모델에서만 활용되고 있는 등 중간복잡도 지구시스템모델을 구성하는 하부 모델의 종류도 다양하다. 그럼에도 불구하고 이 모델들이 모의한 최근 천년 기후 변화 실험 결과에서는 알려진 전지구적인 강제력 변화에 따른 전구 기후의 온도 반응과 경향성이 일관적으로 나타나고 있다 (Eby et al., 2013; IPCC, 2014).

이렇듯 중간복잡도 지구시스템모델은 최신의 기후모델에 비하여 간소화된 과정과 낮은 해상도를 갖지만, 전구 규모의 외부강제력이 고려되는 고기후 연구 등 장기간의 기후 변화 모의가 필요한 연구에서 중간복잡도 지구시스템모델은 유용한 도구로 활용되고 있다. 특히 상대적으로 정교한 중간복잡도 지구시스템 모델들의 경우 자오선 역전순환, 몬순 등 주요 지역적 기후 현상의 장기 변화 연구에도 널리 활용되고 있다 (Sundaram et al., 2012; Caley et al., 2014; Renssen et al., 2006).

LOVECLIM (LOch-Vecode-Ecbilt-CLio-agIsm Model)은 중간복잡도 지구시스템모델의 하나로 Eby et al. (2013)에서 정리된 15종의 중간복잡도 지구시스템모델들 중 구성모델과 모의과정이 상대적으로 정교한 모델의 하나이다 (Goosse et al., 2010). LOVECLIM은 준지구 근사방정식에 근거한 3차원 대기 모델 ECBILT (Opsteegh et al., 1998)와 3차원 정역학계 해양 및 열역학 해빙 모델 CLIO (Goosse and Fichefet, 1999), 지면식생모델 VECODE (Brovkin et al., 1997), 육빙모델 AGSIM (Huybrechts, 2002), 해양 탄소 및 생지화학모델 LOCH를 구성모델로 가지며, 과거 주요 기후 모의 (Goosse et al., 2010; Nikolova et al., 2013), Heinrich 이벤트 (Menviel et al., 2008; Weber et al., 2014; Chikamoto et al., 2012), 제4기 기후 변동 복원 (Funder et al., 2011; Liu et al., 2014; Timmermann et al., 2013) 등의 다양한 고기후 연구에 활용되어 왔다.

LOVECLIM의 1.2 버전의 특징과 구성모델들, 그리고 각 구성모델들이 사용하는 지배 방정식계 등에 대한 상세한 설명은 위에 언급된 각 구성모델들의 논문과 Goosse et al. (2010)에서 찾을 수 있다. 한편 현재 LOVECLIM 웹사이트 (<https://www.elic.ucl.ac.be/modx/index.php?id=81>)를 통해 배포되는 소스 코드는 1.3 버전이다. 이 1.3 버전에서는 해양탄소순환 모델 LOCH과 육빙모델 AGISM 모델의 소스코드는 포함되어 있지 않으며 사용을 위해서는 두 모델의

개발자에게 직접 소스코드를 구해야 한다. 그림 6에서는 현재 배포되고 있는 1.3 버전의 소스 구조에 대하여 간략히 정리하였다. 소스코드는 소스코드를 담는 LOVECLIM 디렉토리, 실행 스크립트 및 실험 수행 디렉토리가 생성되는 RUN 디렉토리, 전처리 및 후처리용 도구가 있는 TOOLS 디렉토리의 3개의 주요 디렉토리로 구성된다.

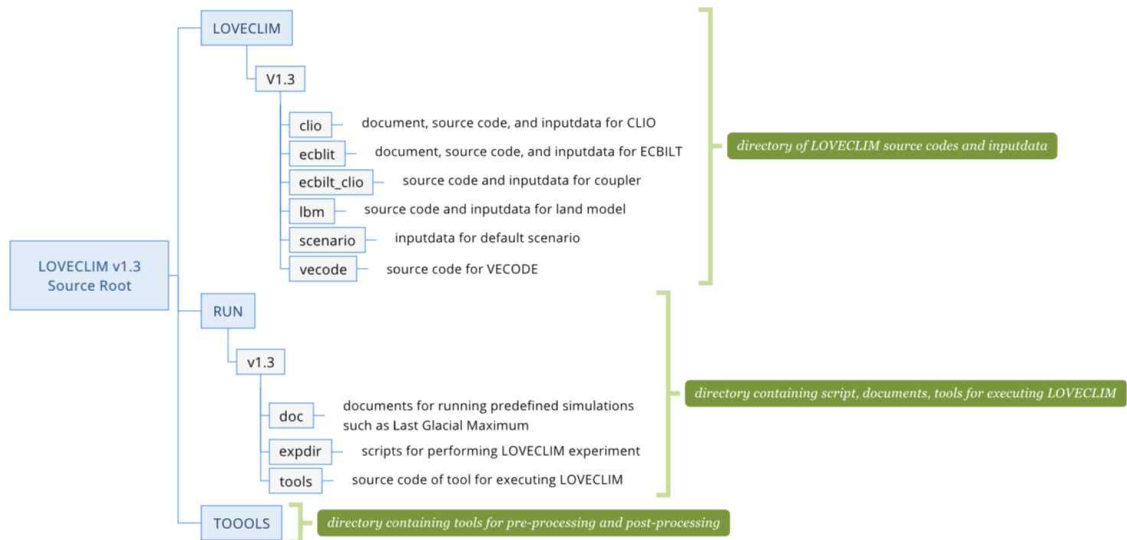


그림 6. LOVECLIM version 1.3의 소스 디렉토리 구조

이러한 1.3 버전 소스코드에서 운영 가능한 대기모델, 해양모델 모델들의 특징을 간략히 기술하면, 대기모델 ECBILT는 준지균 잠재와도 방정식을 수평 T21, 연직 800, 500, 200 hPa 3층 해상도 격자에서 계산하여 대규모 대기흐름을 모의한다. 수증기량은 500 hPa 층에만 정의되어 있으며 강수 과정은 500 hPa이하 고도에서 포화수증기량이 임계치에 도달하는 경우와, 수증기가 건조대기로 가정되는 500 hPa 이상의 고도에 도달하는 경우에 발생한다. 이외의 주요 물리과정으로는 Chou and Neelin (1996) 장파 복사, 선형화된 단파 복사 과정, Held and Suarez (1978) 대류 과정, bulk formula 기반 현열 및 잠열, 단층 토양수분 기반 지면 모델이 있다.

해양 및 해빙 모델 CLIO는 해양의 흐름을 모의하기 위하여 Navier-Stokes 방정식을 Boussinesq 및 정역학 근사를 통해 얻어진 원시방정식 (primitive equation)을 사용한다. 또한 Gent and McWilliams (1990)에서 제안된 아격자 규모 에디에 의한 온위 및 염분 확산 과정이 포함되어 있으며, 아격자 규모의

연직 혼합은 Goosse and Fichefet (1999)에서 제안된 Mellor and Yamada 2.5층 모델 (Mellor and Yamada, 1982) 기반 연직 혼합 모수화과정을 사용한다. 격자 시스템은 수평 전구 3도 기반 Arakawa B-grid, 연직 z-coordinate 기반 20층으로 구성되며, 이중 수평격자 시스템은 북극의 특이점을 피하기 위하여 남극해, 태평양, 인도해, 남대서양 지역을 담당하는 전통적인 위경도 구면 격자 시스템과, 북극해와 북대서양 지역을 담당하는 구면격자 시스템을 대서양 적도 지역에서 연결하는 방식으로 구성된다. 그림 7에서 수심 입력자료를 이용하여 표현된 이러한 CLIO의 수평격자시스템의 구조를 살펴볼 수 있다. 북극해와 북대서양 지역을 담당하는 격자시스템의 수심은 붉은 색, 다른 격자시스템의 수심은 파란 색으로 표현되어 있다. 두 격자시스템은 대서양 지역에서만 인접해 있으며 베링해협에서는 연결되어 있지 않다. 따라서 태평양과 대서양 간의 베링해협을 통한 해수의 흐름은 북극해와 북태평양의 연결 지점의 해수면고도의 차이와 지균 조절 이론을 이용하여 간접적으로 계산된다.

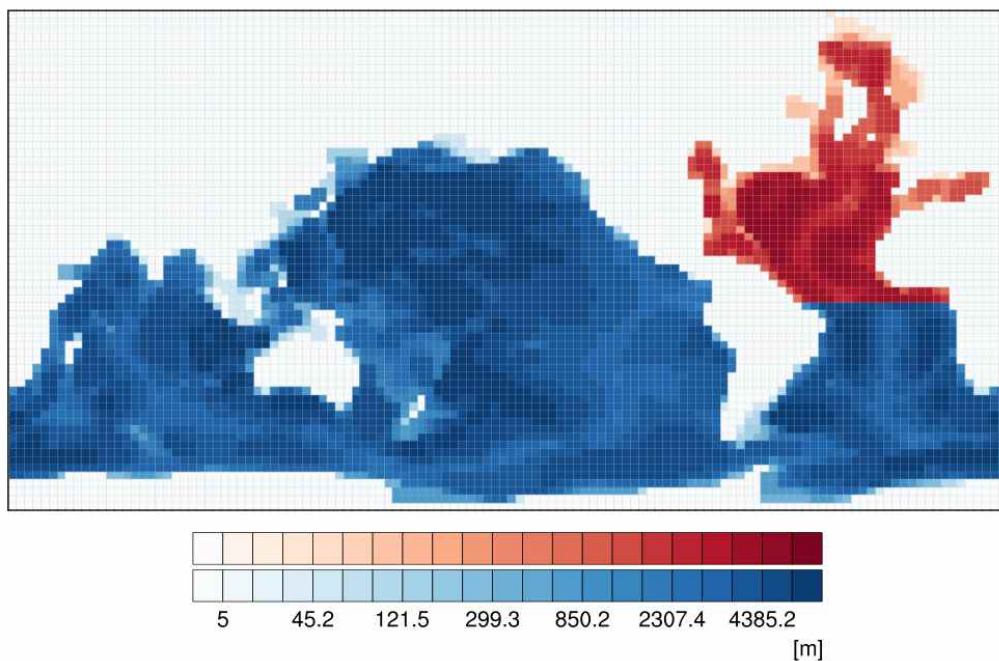


그림 7. 수심 분포 자료로 표현된 LOVECLIM의 해양모델의 격자 구조. 붉은 색 영역은 북극-북태평양 지역을 담당하는 하부 격자 시스템, 파란 색 영역은 이외의 지역을 담당하는 하부 격자 시스템이다.

한편 CLIO의 해빙은 해양과 동일한 수평 격자상에 해빙과 개방구역 (open-water) 비율로 모의되며, 각 격자에서는 해빙지역의 눈과 해빙 사이의

전도에 의한 열 교환과 현열 저장 과정이 눈 1층, 해빙 2층의 총 연직 3층에서 계산된다. 그리고 해빙 두께 및 면적 비율의 변화는 측면과 상하 경계층에서의 에너지 수지 방정식을 통해 계산된다.

식생모델 VECODE은 대기모델과의 접합을 위해 고안된 모델로, 지구 역학식 생모델 (dynamic global vegetation model)의 간소화 형태이다. 식생기능유형 (plant functional type; PFT)을 계산하는 식생구조모델, 순일차생산량 (net primary production; NPP)을 담당하는 생지화학모델, PFT에 근거한 격자의 식생형태를 결정하는 역학식생모델로 구성된다. PFT는 나무 (trees)와 초지 (grasses)의 두 종류가 사용되며, 나무와 초지가 아닌 지역은 사막으로 분류된다. 식생의 탄소량은 잎 (leaves) 등의 녹색 생물체 (green biomass), 줄기 (stems) 및 뿌리 (roots) 등의 구조 생물체 (structural biomass), 나무 잔여물 (woody residues), 부식질 (humus) 4종의 저장소에 의해 축적된다. NPP는 경험식 기반 모수화 방안에 따라 계산되고 식생 면적에 따라 보정된다.

2. LOVECLIM의 점진적 기후실험을 위한 과거 6천년간의 외부강제력 조사

LOVECLIM은 공전궤도 이심율, 지구자전축 기울기, 근일점 위치를 이용하여 지구공전궤도 변화에 따른 태양 복사 강제력의 변화를 적용할 수 있다. 또한 CO₂, CH₄, N₂O, CFC의 주요 온실기체들의 농도의 연변화, total solar irradiance (TSI)의 연변화, 식생 피복 조건의 연변화, 지형조건의 변화를 적용할 수 있다.

가. 태양 복사의 변화

과거 6천년전부터 현재까지의 태양 복사량의 변화는, 북반구 여름철 (JJA)의 경우 큰 감소, 북반구 겨울철 (DJF)의 경우 약한 증가, 남반구 여름철 (DJF)의 경우 2천년 전까지는 4천년간 5 Wm⁻² 정도로 증가하다가 이후 2천년간 급격한 감소, 북반구 겨울철 (JJA)의 약한 증가로 정리할 수 있다. 이에 따른 여름과 겨울철의 태양복사 입사량의 차이로 계산되는 계절성은 지속적으로 감소하고 있다 (Wanner et al., 2008; 그림 8).

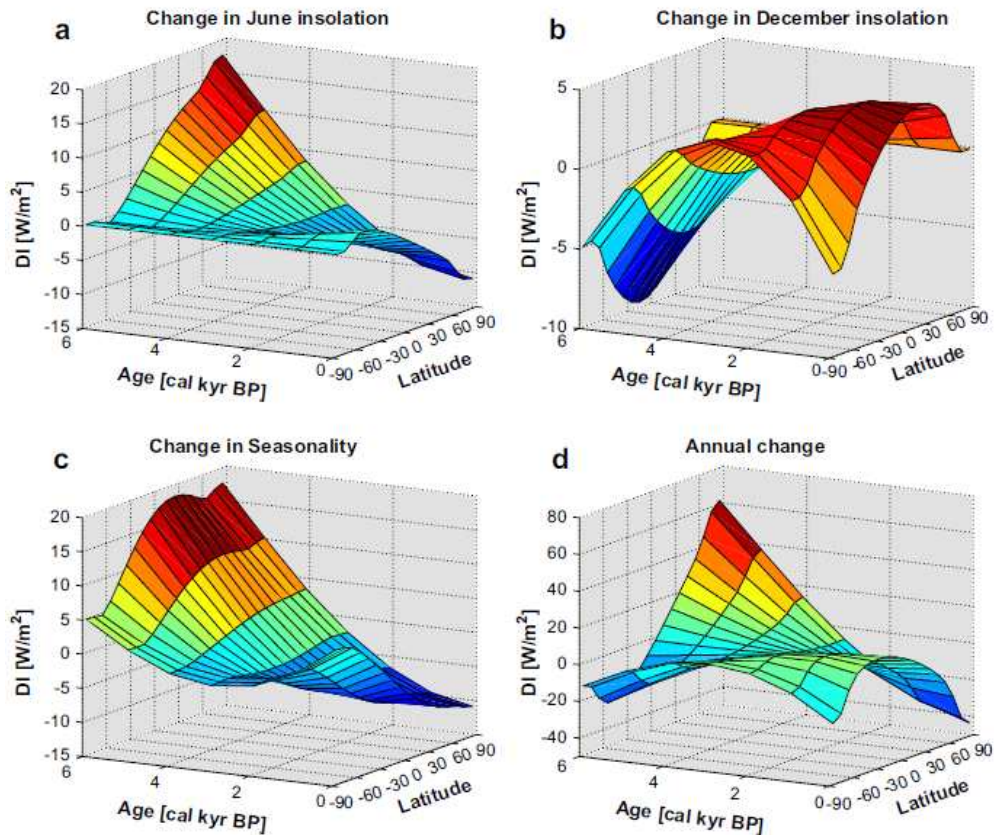


그림 8. 지난 6천년간의 6월, 12월의 태양복사 입사량, 6월과 12월의 태양복사 입사량의 차이, 연평균 입사량의 변화 (Wanner et al., 2008)

나. Total Solar Irradiance의 변화

베릴륨 (Be)를 통해서 태양자기장 기록을 복원할 수 있으며, 이를 통해 TSI의 변화를 추정할 수 있다. Steinhilber et al. (2008)에서는 이 방법을 통하여 지난 9300년간의 TSI의 변화를 복원하였다 (그림 9). 복원 결과에서는 TSI의 과거 변화에서는 특별한 주기성이 나타나지는 않으며, 잘 알려진 주기들인 87년, 104년, 150년, 208년, 350년, 510년, 710년의 주기성이 나타난다.

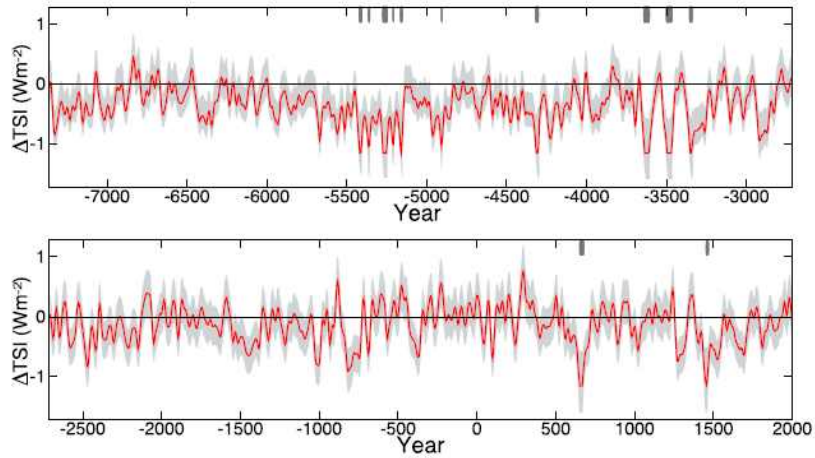


그림 9. 태양자기장 기록에서 복원된 TSI의 과거 9300년의 변화. 40년 평균된 값이며 회색 영역은 1 σ 의 불확실성 영역을 나타냄 (Steinhilber et al., 2008)

다. 온실기체 농도의 변화

CO₂, CH₄의 농도는 과거 6천년간 점진적으로 증가하였고, N₂O의 경우 홀로세 중기부터 1,000년 전까지는 거의 변화가 없었던 것으로 알려져 있다 (그림 10). 이러한 온실기체들은 산업혁명기 이후 급격하게 증가한 것으로 보고되었다 (Wanner et al., 2008).

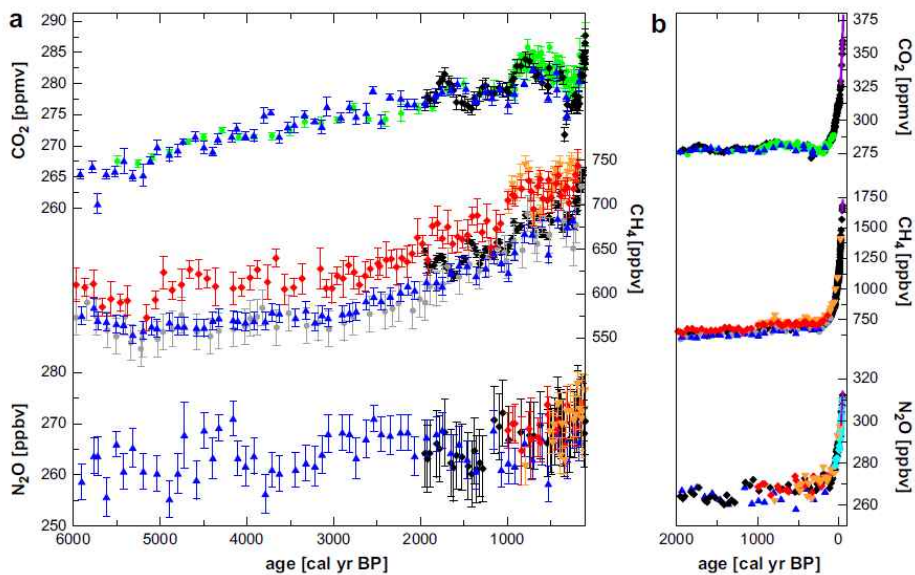


그림 10. 과거 6천년간의 CO₂, CH₄, N₂O 농도의 변화 (Wanner et al., 2008)

3. 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM의 홀로세 중기 기후 평형 실험 및 과거 6천년간의 점진적 기후실험 수행

가. LOVECLIM의 실험 수행 방법 정리

모델의 실행을 위해서는 RUN/V1.3/expdir 경로의 실험 설정 파일의 여러 매개 변수 (parameter)들을 수행하려는 실험에 맞게 수정하여야 한다. 위 경로에 존재하는 기본 실험 설정 파일은 exp.param 이며, 표 1에 이 실험 설정 파일에서 일반적인 기후실험을 위해 사용되는 주요 변수들의 목록을 정리하였다. 이 실험 설정 파일을 생성하여 실험 설정에 맞게 수정한 뒤 동일 경로에 존재하는 newexp 스크립트를 이용하면 지정된 실험이름 (texp 매개 변수에 지정한 값)을 가진 하위 디렉토리가 실험 수행을 위한 스크립트들이 함께 생성된다. 이 실험 스크립트들은 100년 실험당 1개씩 생성되는데, 각 스크립트는 담당하는 100년 실험 수행을 완료하면 다음 100년 실험 수행을 담당하는 다음 스크립트를 자동적으로 실행하도록 되어 있다. 따라서 첫 번째 실험 스크립트인 launch_r1을 실행하는 것으로 설정한 기간의 전체 실험을 수행할 수 있다. 실험결과를 실험 진행 중에는 지정한 임시 디렉토리 (Scratchdir 매개 변수에 지정한 값)에 저장되며 실험이 완료된 뒤 원격지 (SavingHost매개 변수를 지정한 경우)나 동일 서버의 지정된 저장소 경로 (SavingPath 매개변수에 지정한 값)으로 이동된다.

표 1. LOVECLIM v1.3의 주요 실험 설정 매개변수

Parameter name	Description
texp	experiment name
Scratchdir	scratch path
SavingHost	storage host name
SavingPath	storage path
start_y	starting year
start_d	starting day
initdate	parameter for adjusting the starting point of the experiment. The starting day in the experiment is calculated as difference between the starting day composed from values of the parameters of <i>start_y</i> and <i>start_d</i> , and value of this <i>initdate</i> .
scenGHG	directory name for greenhouse gases forcing in the LOVECLIM/V1.3/scenario
ghg	activation flag for greenhouse gases forcing

	1: activated, 0:deactivated, 2: 2 times CO ₂ run
ghg2s	start year for 2 times CO ₂ run(<i>ghg=2</i>)
sul	activation flag for sulfate forcing 1: activated, 0:deactivated
o3	activation flag for O ₃ forcing 1: activated, 0:deactivated
scenTSI	directory name for total solar irradiance forcing in the LOVECLIM/V1.3/scenario
tsi	activation flag for total solar irradiance forcing 1: activated, 0:deactivated
scenVolc	directory name for volcanoes forcing in the LOVECLIM/V1.3/scenario
vol	activation flag for volcano forcing 1: activated, 0:deactivated
scenVeget	directory name for vegetation forcing in the LOVECLIM/V1.3/scenario
veg	activation flag for vegetation forcing 1: activated, 0:deactivated
vegs	start year for vegetation forcing when vegetation forcing activated
scentopo	directory name for topography in the LOVECLIM/V1.3/scenario
scenimsk	directory name for ice-sheet mask in the LOVECLIM/V1.3/scenario
imsk	activation flag for ice-sheet mask forcing 1: activated, 0:deactivated
scenfwf	directory name for fresh water fluxes forcing in the LOVECLIM/V1.3/scenario
fwf	activation flag for fresh water fluxes forcing 1: activated, 0:deactivated
cel	type of orbital forcing 0:deactivated, 1:solar insolation change based on Berger (1978), 2:high frequency solar insolation change based on Bretagnon (1982)
eccf	eccentricity for solar insolation
obl	obliquity for solar insolation
omwebf	angular precession for solar insolation
hyst	activation flag for hysteresis run of CLIO 1: activated, 0:deactivated

각 모델의 실험시 계수 등의 세부 설정을 담은 입력 설정 파일과 출력 변수의 종류를 지정하는 출력 설정 파일들의 원형 파일들은 RUN/V1.3/expdir/ref/repo 디렉토리에 존재한다. 이 파일들 중 대기모델, 해양모델, 식생모델, 해양화학모델, 육빙모델의 설정 파일의 주요 매개 변수의 설명은 앞서 언급한 Goosse et al. (2010)에서 살펴볼 수 있다. 또한 대기모델 경우 매개 변수에 대한 상세한 설명이 소스코드 디렉토리에 TEX 형식의 파일에 작성되어 있다. 새로운 실험 디렉토리가 생성될 때 이 repo 디렉

토리가 이 생성된 실험 디렉토리에 복사되며, 따라서 이 RUN/V1.3/expdir/ref/repo 디렉토리 파일들의 내용을 수정하면 이후 생성되는 모든 실험에 공통적인 설정을 적용할 수 있다. 또한 각 실험 디렉토리에 복사된 설정 파일의 내용을 수정하는 것으로 각 실험에 다른 설정을 적용할 수 있다.

실험을 위한 기본 초기조건은 RUN/V1.3/expdir/ref/ic 경로에 있다. 이 경로에는 1950년을 시작년으로 설정된 실험을 위한 ic001949_360 디렉토리가 기본으로 존재한다. 만약 실험 시작년도를 2000년으로 하는 경우 (실험 설정에서 start_y 매개변수의 값이 2000) ic001999_360 디렉토리가 필요하다. 그리고 이 초기조건 디렉토리의 파일들은 LOVECLIM의 기후 실험에서 생성되는 실험 재시작 파일들과 동일하다. 따라서 다른 기후 실험에서 생성되는 재시작 파일들을 이용하여 초기조건 파일들을 쉽게 생성할 수 있다.

한편 실험을 위한 경계조건은 LOVECLIM/V1.3/scenario 경로에 디렉토리 별로 생성할 수 있다. 이 경로에는 최근 천년 실험을 위한 경계조건들을 담은 Default 디렉토리가 기본적으로 존재한다. 실험 설정파일에서 scen으로 시작하는 매개 변수들 (scenGHG, scenTSI, scenVolc 등)에 지정된 문자열 값들은 위 경로에서 이 문자열의 디렉토리에 존재하는 파일 들을 입력자료로 사용한다. 예를 들어 scenGHG의 값이 Default인 경우, LOVECLIM/V1.3/scenario/Default 경로에 있는 GHG.dat 파일에 있는 온실 기체 값을 입력자료로 사용한다. 기본 디렉토리인 Default 디렉토리의 README 파일에는 이 입력파일들의 종류가 정리되어 있다. 그림 11에서는 이러한 실험 수행 과정의 주요 단계별 흐름을 정리하였다.

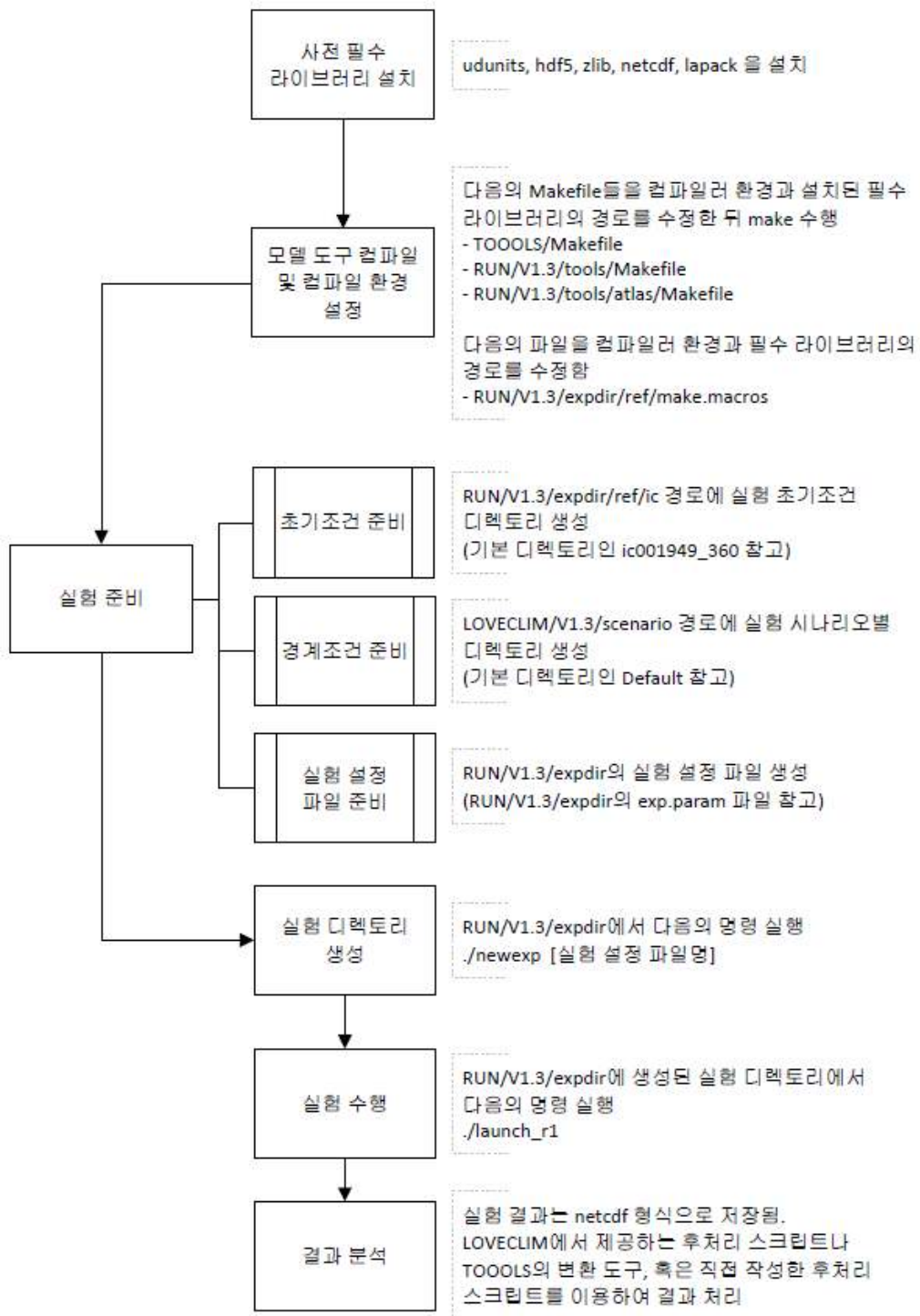


그림 11. LOVECLIM version 1.3의 주요 설치 및 실험 수행 프로세스 정리

나. 홀로세 중기 (mid-Holocene) 평형 기후 실험의 수행

6천년전 홀로세 중기 외부강제력 조건하의 평형기후실험 수행을 통해 홀로세 중기 기후조건에 도달한 상태를 획득하였다. 홀로세 중기 실험

험은 현재 지면 및 해양 지형조건으로 모의될 수 있는 가장 이전 시기의 기후 실험이며 (Hewitt and Mitchell, 1996), PMIP의 1차부터 4차까지의 모든 단계에서 수행되어오고 있는 주요 평형기후실험의 하나이다 (Kageyama et al., 2018). 5차 접합모델간 상호 비교 프로젝트 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5; CMIP5) 및 PMIP3에서 제공되는 홀로세 중기 조건을 사용하여 5,000년간의 평형 기후 실험을 수행하였다. 이 실험에서 사용한 지구공전궤도, 온실기체, 지형 등의 실험 조건들은 표 2에 정리되어 있다.

표 2. 홀로세 중기 실험의 주요 설정

Type	Setting
Orbital parameters	eccentricity = 0.018682 obliquity = 24.105° angular precession = 0.87°
Greenhouse gases	CO ₂ =280ppm CH ₄ =650ppb N ₂ O=270ppb CFC = 0 O ₃ =0
Solar constant	1365 W m ⁻²
vegetation	same as preindustrial
ice-sheet	same as preindustrial
topography and coastlines	same as preindustrial

다. 홀로세 중기 (mid-Holocene) 평형 기후 실험 결과의 비교 분석

그림 12는 LOVECLIM의 홀로세 중기 평형실험 결과의 마지막 100년과 CMIP5/PMIP3의 CCSM4, CNRM-CM5, FGOALS-g2, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MRI-CGCM3 총 6종 모델들의 홀로세 중기 (mid-Holocene) 시나리오 실험의 각 100년 결과를 모델간 평균한 지면온도, 200 hPa 동서 방향 바람, 800 hPa 남북방향 바람의 평균 분포와 경년 변동에서의 표준편차의 분포이다. 앞서 정리한 바와 같이 LOVECLIM의 대기모델의 연직격자는 200, 500, 800 hPa 3층으로 구성되어있기 때문에 800 hPa 바람장을 비교 분석에 사용하였다.

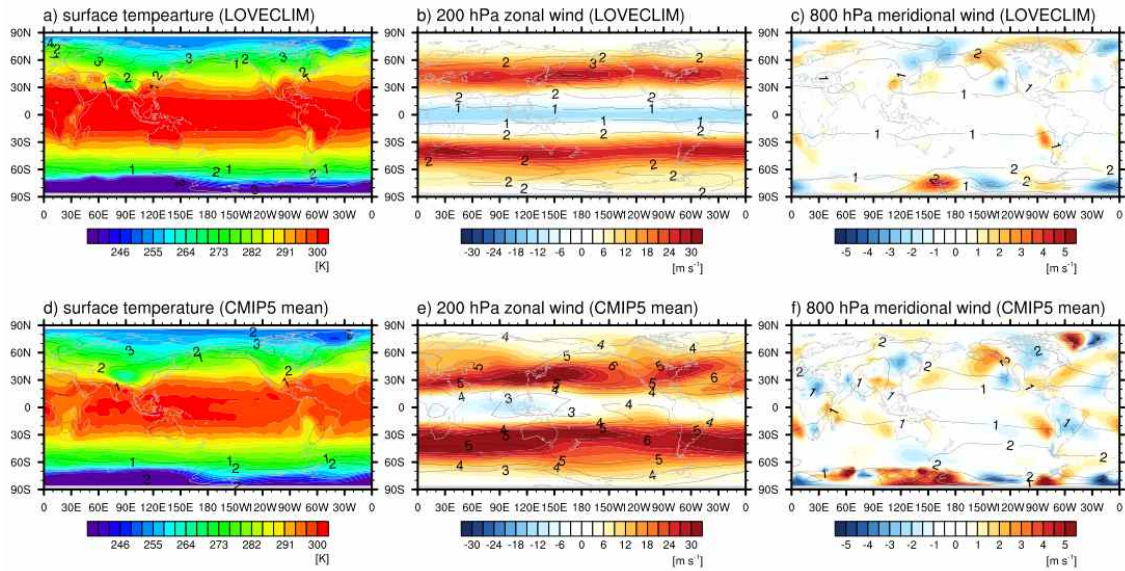


그림 12. LOVECLIM의 홀로세 중기 평형실험에서 모의된 지면대기온도, 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향 바람의 분포와 동일 변수들의 CMIP5 실험 결과의 모델간 앙상블 평균 분포.

LOVECLIM은 연평균 지면 온도의 위도 및 육지 분포에 따른 전구 분포와, 고위도 및 대륙지역에서 높게 나타나는 변동성의 분포 등의 기본적인 특성을 잘 모의하고 있다. CMIP5/PMIP3 모델들의 홀로세 중기 실험 모의 평균과 비교하였을 때 LOVECLIM은 적도 지역을 더 온난하게 모의하고 북극 지역은 상대적으로 한랭하게 모의하고 있다 (Figs. 4a and 4d). 200 hPa 동서방향 바람의 경우 LOVECLIM은 북반구와 남반구 중위도에서 강하게 나타나는 편서풍 지역과 이 북반구의 북태평양과 북대서양에서 편서풍의 변동성이 크게 나타나는 특성을 잘 모의하고 있다. 그러나 CMIP5/PMIP3 모의 결과의 평균에 비하여 풍속과 변동성이 모두 약하게 모의되며, 남반구의 변동성 역시 분포와 강도가 다르게 나타난다. 또한 CMIP5/PMIP3 모의 결과에 비하여 동서방향 바람의 경도 방향의 대칭성이 매우 강하게 나타난다. 또한 800 hPa 남북방향 바람은 CMIP5/PMIP3 모의 결과에 비하여 적도 및 아열대지역에서 풍속이 매우 약하게 나타난다. 이러한 LOVECLIM의 적도지역의 약한 남북방향 바람의 모의 특성은 준지균 근사 방정식계를 사용함에 따른 특성으로 추정된다. 한편 유라시아 및 북미, 남미, 아프리카 등 중위도 대륙 연안의 800 hPa 남북방향 바람의 분포는

CMIP5/PMIP3에서 모의되는 분포가 상대적으로 잘 모의되고 있다. 이러한 LOVECLIM의 대륙 연안에서의 하층 바람장의 상대적으로 높은 모의정확도에 따라 여러 고기후 문헌 연구들이 수행된 바 있다 (Yin et al., 2008; Sundaram et al., 2012; Caley et al., 2014; Nikolova et al., 2013).

이러한 LOVECLIM의 정량적인 모의 특성을 지면온도, 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향 바람의 LOVECLIM 결과와 6종의 CMIP5/PMIP3 모델들의 홀로세 중기 실험들의 6개 모델의 앙상블 평균에 대한 계절별 공간상관도와 표준편차의 비율을 나타낸 테일러 다이어그램 (Taylor diagram; Taylor, 2001)을 통해 살펴보았다 (그림 13).

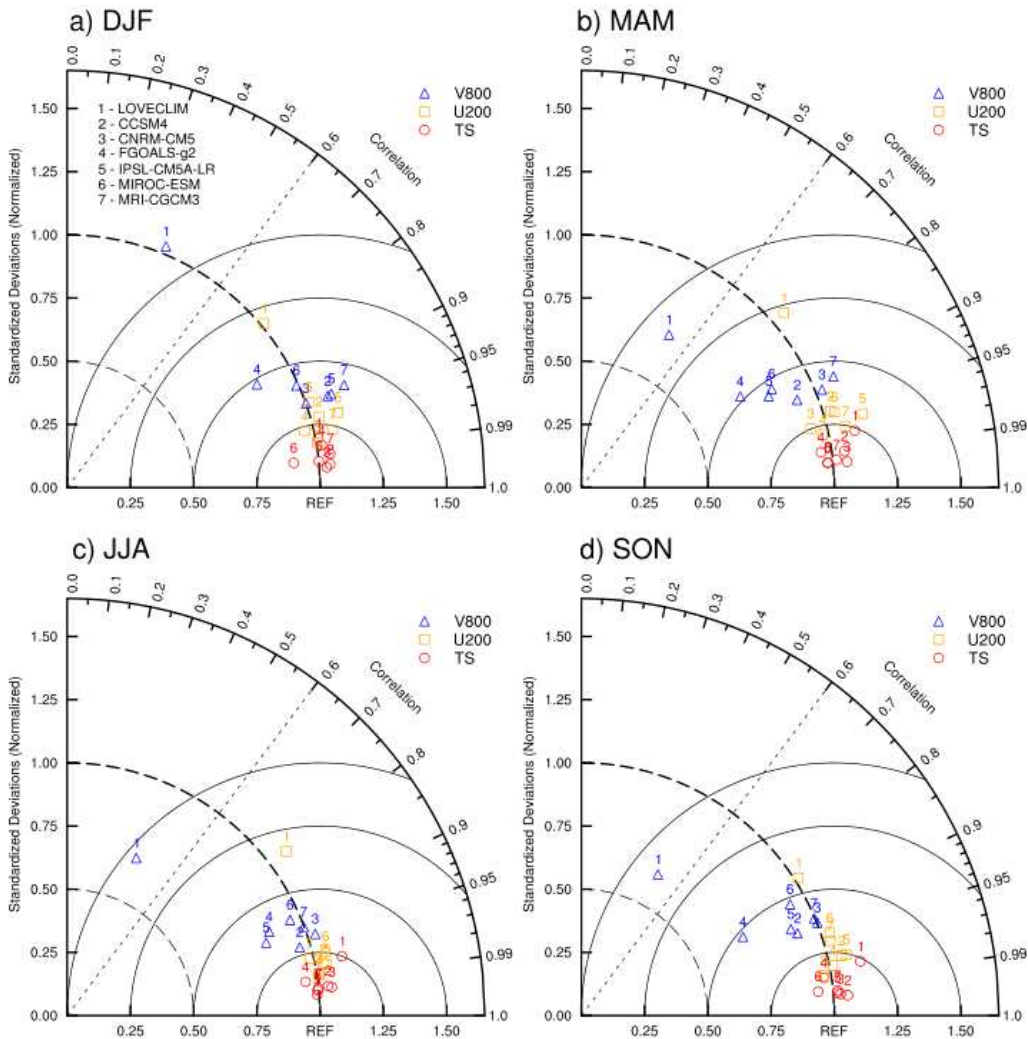


그림 13. LOVECLIM과 CMIP5 모델들이 모의한 지면온도, 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향바람의 CMIP5 평균에 대한 공간상관계수, 표준편차의 비율로 나타낸 테일러다이어그램.

각 변수들의 공간상관도와 표준편차의 비율의 분포는 전 계절에서 공통적인 특성이 나타나는데, 모든 모델들에서 지면온도 (붉은색 원), 200 hPa 동서방향 바람 (노란색 네모), 800 hPa 남북방향 바람 (파란색 세모) 순으로 낮아진다. 특히 LOVECLIM의 경우 모든 계절에서 다른 모델들에 비하여 모의정확도가 낮게 나타나며, 지면온도의 경우 다른 CMIP5/PMIP3 모델들과 비교하였을 때 유사한 모의정확도를 보이지만 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향 바람의 경우 낮은 정확도를 보인다. 200 hPa 동서방향 바람의 경우 분포의 편차는 CMIP5/PMIP3의 평균과 유사하나, 0.95 이상의 공간상관도를 갖는 CMIP5/PMIP3 모델들에 비하여 북반구 가을 ($p_{corr} = 0.84$), 북반구 여름 ($p_{corr} = 0.80$), 북반구 겨울 ($p_{corr} = 0.77$), 북반구 봄 ($p_{corr} = 0.76$) 순으로 공간상관도가 낮게 나타난다. 800 hPa 남북방향 바람의 경우 다른 CMIP5/PMIP3 모델들은 약 0.9 정도의 공간상관도를 보이며 모의정확도가 다른 변수에 비하여 더 낮지만, LOVECLIM의 경우 특히 0.4 - 0.5 정도로 상관관계가 특히 낮고, 표준편차의 비율 역시 북반구 겨울철을 제외하고 크게 낮아지는 특성을 보인다.

라. 홀로세 중기 (mid-Holocene) - 현세 점진적 기후변화 실험의 수행

LOVECLIM을 이용하여 홀로세 중기부터 현재까지의 점진적 기후변화 실험을 수행하였다. 앞서 언급한 바와 같이 홀로세 중기와 현세는 지형조건의 변화가 거의 없으며, 지구공전궤도에 의한 태양복사량은 홀로세 중기부터 산업혁명기 이전까지는 북반구 여름철의 경우 북극지역을 중심으로 지속적으로 감소하고 남반구 여름철의 경우 남반구 고위도 지역에서 약 2,000 BP까지는 증가하다가 이후 감소하는 것으로 알려져 있다 (Wanner et al., 2008; Lorenz and Lohmann, 2004). 이에 따라 산업혁명기 이전 지형 조건을 전 기간에 사용하고, 홀로세 중기 (6,000 BP)부터 서기 1950년 (0 BP)까지 지구공전궤도 변화에 따른 태양복사량의 변화를 Berger (1978)에 따라 계산하였다. 지구공전궤도 변수의 초기값은 표 2에 정의된 홀로세 중기 평형실험과 같다. 한편 온실기체와 태양상수는 Fischer and Jungclaus (2011)의 홀로세 중기-현세 점진적 기후변화 실험과 마찬가지로 홀로세 중기의 값을 전 실험기간에서 사용하였으며 이 값들은 표 2에 정리되어 있다

마. 홀로세 중기 (mid-Holocene) - 현세 점진적 기후변화 실험 결과

점진적 실험 결과에서 나타난 홀로세 중기부터 현재까지의 지면온도의 전구, 북반구 및 남반구의 평균 변화를 육지와 해양 지역을 나누어 살펴보았다 (그림 14). 먼저 전구 평균 온도의 경우 6천년간 -0.41 K의 감소 경향을 보이며 이러한 감소에는 북반구 여름철 (June-July-August; JJA), 특히 육지 지역의 변화가 크게 기여한다 (6천년간 -1.34 K). 북반구 겨울철 (December-January-February; DJF)은 이러한 감소 경향이 매우 약하게 나타나며 (6천년간 -0.05 K), 육지 지역의 경우 오히려 증가하는 경향을 보인다 (6천년간 0.17 K). 전구 해양 지역의 6천년간의 평균 변화 경향성은 6천년간 -0.35 K으로 전구 평균 변화 경향성과 유사하며, 특히 육지 지역과는 다르게 여름 -0.47 K, 겨울 -0.19 K로 두 계절 모두 감소하는 경향을 보인다.

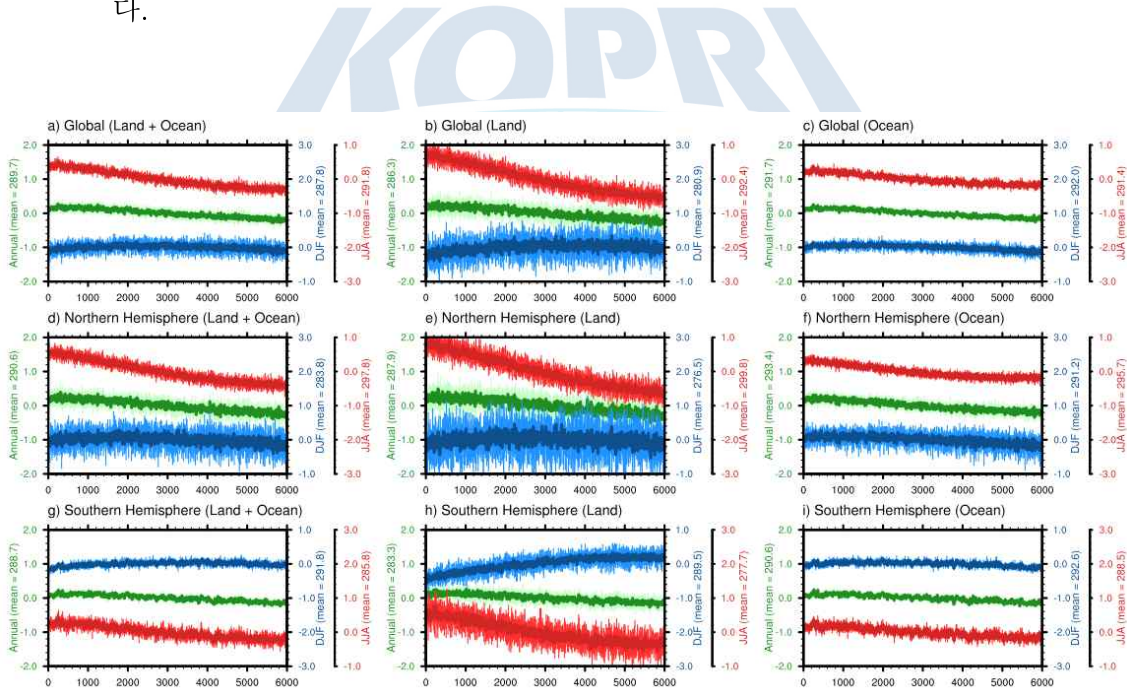


그림 14. LOVECLIM의 과거 6천년간의 점진적 기후변화 실험에서 모의된 해양과 육지 지역으로 구분하여 살펴본 계절별 전구, 북반구, 남반구 지역 평균 지면대기온도의 과거 6천년간 변화. 0는 6000 BP를 나타냄.

북반구 지역을 살펴보면 앞서 언급한 바와 같이 이 시기 크게 감소하는 JJA의 태양복사량에 따라 JJA 북반구 평균 온도의 6천년간의 감소 경향은 북반구 전체 -1.04 K, 북반구 육지 -1.52 K, 북반구 해양 -0.56 K로 나타난

다. DJF 역시 육지와 해양 모두 온도가 감소하며, 해양 지역의 경우 상대적으로 큰 경년 변동성과 함께 감소한다. 이에 따라 북반구 연평균 지면온도는 6천년간 -0.52 K로 지구 평균 지면온도의 감소 경향을 상회한다.

남반구의 경우 북반구 지역에 비하여 감소 경향성은 상대적으로 약하게 나타나며 (6천년간 -0.29 K) 이러한 감소 경향은 JJA의 변화가 주도하는 것으로 나타난다 (6천년간 -0.56 K). 이에 반해 DJF의 경우 6천년간 0.07 K로 오히려 증가하는 경향성을 보인다. 남반구 육지 지역의 경우, DJF는 태양복사의 증가에 따라 온도가 증가하는 경향을 보이지만 (6천년간 0.63 K), JJA의 강한 감소 경향 (6천년간 -1.00 K)으로 인하여 연평균은 감소하는 특성 (6천년간 -0.32 K)을 보인다.

이러한 LOVECLIM의 6천년간의 지면온도 변화의 분포 특성을 CMIP5/PMIP3에 참여한 6종의 모델들이 모의한 홀로세 중기 기후와 산업혁명기 이전 기후의 차이와 비교하여 살펴보았다 (그림 15). 먼저 LOVECLIM의 경우 DJF의 강한 감소 경향은 북극지역에서 기인하는 것으로 나타나는데, 이러한 북극지역 DJF의 한랭화 경향은 CMIP5/PMIP3 모델들이 모의하는 두 시기의 차이에서도 나타난다. 특히 LOVECLIM의 경우 모든 계절에 북극지역은 온도가 감소하는 경향성을 보이며, 특히 북반구 가을철 (September-October-November; SON)에도 매우 강한 한랭화 경향성이 나타난다. 한편 이러한 LOVECLIM의 북극지역 모의 경향성은 북반구 봄철 (March-April-May; MAM)에 CMIP5/PMIP3 모의 결과와 다소 다르게 나타나는데 (그림 15b와 15f), CMIP5/PMIP3 모델들의 경우 MAM의 북극 모의에서 모델간 모의 편차가 존재하며 CNRM-CM, MRI-CGCM3는 한랭화, FGOALS-g2, MIROC-ESM의 경우 온난화를 모의한다.

앞서 육지와 해양별 평균 지면온도 변화 경향성에서 살펴본 바와 같이 북극해를 제외한 지역에서는 육지 지역에서 해양 지역에 비하여 큰 경향성이 나타난다. DJF 육지 지역의 경우 LOVECLIM과 CMIP5/PMIP3 평균에서 모두 대부분 지역에서 온난화 경향이 나타난다 (그림 15a 와 15e). 해양의 경우 LOVECLIM은 적도 동태평양 지역과 쿠로시오 지역에서 온난화 경향과 남극해 지역에서 한랭화 경향을 모의하는데, 이러한 분포 특성은 CMIP5/PMIP3 평균에서도 동일하게 나타난다. MAM의 경우 LOVECLIM

은 북아프리카 일부와 중동 지역, 알래스카를 제외한 대부분 지역에서 지면 온도의 증가를 모의하는데, CMIP5/PMIP3의 평균에서는 육지 전 지역에서 증가가 나타나고 있다. 해양 지역의 경우 LOVECLIM의 변화 경향은 CMIP5/PMIP3 평균에 비하여 약하게 나타나지만, 적도 서태평양 지역과 쿠로시오 남쪽의 강한 해수면온도 증가지역은 잘 모의되고 있다. JJA의 경우 북반구 전 대륙지역에서의 한랭화 경향성이 LOVECLIM과 CMIP5/PMIP3에서 공통적으로 나타나고 있으며, 중아프리카와 중동 지역의 온난화도 공통적으로 나타나고 있다. 한편 해양지역의 경우 북태평양과 남극해 지역의 한랭화는 동일하게 나타나나, 적도 지역의 경향성은 약간 다르게 나타난다. SON의 경우 북극과 남극지역의 강한 한랭화 경향성이 LOVECLIM과 CMIP5/PMIP3에서 동일하게 나타나고 있으며, 남반구 전지역의 변화 경향성 역시 매우 유사하게 모의되고 있다. 북반구 육지의 경우 LOVECLIM에서는 유라시아 동안과 북아프리카 지역에서 온난화 경향성을 모의하지만 CMIP5/PMIP3 평균에서는 이러한 특성이 나타나지 않는다. 한편 LOVECLIM이 온난한 모의 특성을 보이는 이 육지 지역은 CMIP5/PMIP3에서도 모델마다 다양한 모의 특성을 보이는 지역이다 (그림 15d와 15h).

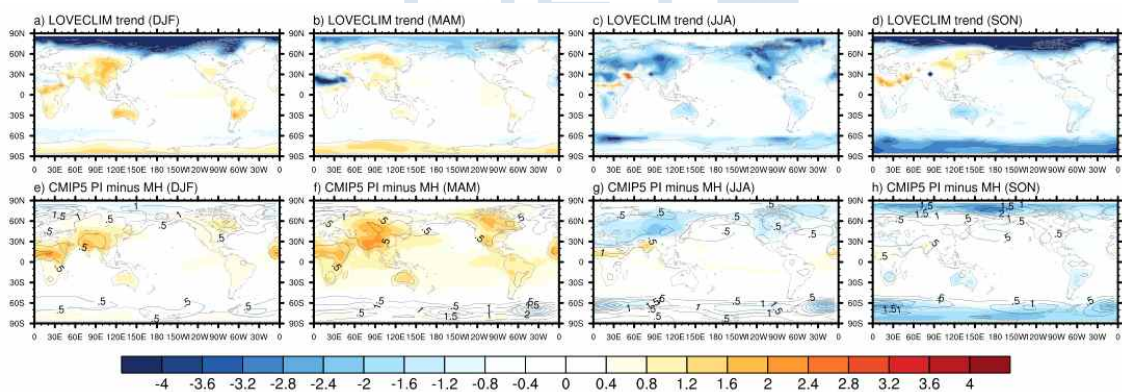


그림 15. (위) LOVECLIM에서 모의된 지면대기온도의 계절별 변화 경향. (아래) CMIP5에서 모의된 계절별 지면온도의 모델간 앙상블 평균 변화

제 2 절 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의

1. 지구시스템모델 Community Earth System Model

CESM은 미국 NCAR에서 개발, 배포하는 지구시스템모델로 독립적으로 수행이 가능한 대기모델, 해양모델, 해빙모델, 지면모델, 역학식생모델 (dynamic vegetation model), 육빙모델 (land ice model), 하천유수모델 (river transport model)을 포함한다. 전세계 여러 연구그룹에서 과거 기후의 재현, 현재 기후 모의, 미래 기후 변화 연구에 활용되고 있으며, 이 모델을 이용한 수천편의 논문이 출판되었다. 극지연구소에서도 이 모델을 이용하여 다양한 연구를 수행하고 있으며, 이 연구에서도 CESM 버전 1.2를 과거 기후 재현에 활용하였다.

가. 실험 해상도의 선정

CESM은 각 구성 모델이 지원하는 여러 해상도를 조합하여, 다양한 해상도의 실험이 가능하다. 현재 CESM v1.2.1에서 사전 정의되어 지원되는 모델의 해상도는 표 3과 같다.

표 3. CESM v1.2.1의 사전 정의된 지원 해상도 목록

Model Grids: name (alias)
model grid: a%CLM_USRDAT_l%CLM_USRDAT_o%CLM_USRDAT_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_numaIA_l%1x1_numaIA_o%1x1_numaIA_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_brazil_l%1x1_brazil_o%1x1_brazil_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_smallvilleIA_l%1x1_smallvilleIA_o%1x1_smallvilleIA_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_camdenNJ_l%1x1_camdenNJ_o%1x1_camdenNJ_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_vancouverCAN_l%1x1_vancouverCAN_o%1x1_vancouverCAN_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_tropicAtl_l%1x1_tropicAtl_o%1x1_tropicAtl_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%1x1_urbanc_alpha_l%1x1_urbanc_alpha_o%1x1_urbanc_alpha_r%null_m%reg_g%null_w%null
model grid: a%5x5_amazon_l%5x5_amazon_o%5x5_amazon_r%null_m%reg_g%null_w%null (alias 5amazon)
model grid: a%360x720cru_l%360x720cru_o%360x720cru_r%r05_m%360x720cru_g%null_w%null
model grid: a%T31_l%T31_o%gx3v7_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias T31_g37)
model grid: a%T85_l%T85_o%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias T85_g16)
model grid: a%T85_l%0.9x1.25_o%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias T85_f09_g16)
model grid: a%T85_l%0.9x1.25_o%tx0.1v2_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias T85_f09_t12)
model grid: a%T85_l%0.23x0.31_o%tx0.1v2_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias T341_f02_t12)
model grid: a%T05_l%T05_o%T05_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias T05_T05)

model grid: a%T21_l%T21_oi%T21_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias T21_T21)

model grid: a%T31_l%T31_oi%T31_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias T31_T31)

model grid: a%T42_l%T42_oi%T42_r%r05_m%usgs_g%null_w%null (alias T42_T42)

model grid: a%T62_l%T62_oi%gx3v7_r%rx1_m%gx3v7_g%null_w%null (alias T62_g37)

model grid: a%T62_l%T62_oi%tx1v1_r%rx1_m%tx1v1_g%null_w%null (alias T62_s11)

model grid: a%T62_l%T62_oi%tx0.1v2_r%rx1_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias T62_t12)

model grid: a%T62_l%T62_oi%gx1v6_r%rx1_m%gx1v6_g%null_w%null (alias T62_g16)

model grid: a%0.23x0.31_l%0.23x0.31_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f02_g16)

model grid: a%0.23x0.31_l%0.23x0.31_oi%tx0.1v2_r%r05_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias f02_t12)

model grid: a%0.47x0.63_l%0.47x0.63_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f05_g16)

model grid: a%0.47x0.63_l%0.47x0.63_oi%tx0.1v2_r%r05_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias f05_t12)

model grid: a%0.9x1.25_l%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f09_g16)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f19_g16)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%tx1v1_r%r05_m%tx1v1_g%null_w%null (alias f19_s11)

model grid: a%4x5_l%4x5_oi%gx3v7_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias f45_g37)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%gx1v6_r%r01_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f19_g16_r01)

model grid: a%0.23x0.31_l%0.23x0.31_oi%0.23x0.31_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f02_f02)

model grid: a%0.47x0.63_l%0.47x0.63_oi%0.47x0.63_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f05_f05)

model grid: a%0.9x1.25_l%0.9x1.25_oi%0.9x1.25_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f09_f09)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%1.9x2.5_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f19_f19)

model grid: a%2.5x3.33_l%2.5x3.33_oi%2.5x3.33_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f25_f25)

model grid: a%4x5_l%4x5_oi%4x5_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias f45_f45)

model grid: a%10x15_l%10x15_oi%10x15_r%r05_m%usgs_g%null_w%null (alias f10_f10)

model grid: a%ne16np4_l%ne16np4_oi%gx3v7_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias ne16_g37)

model grid: a%ne30np4_l%ne30np4_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_g16)

model grid: a%ne30np4_l%1.9x2.5_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_f19_g16)

model grid: a%ne30np4_l%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_f09_g16)

model grid: a%ne60np4_l%ne60np4_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne60_g16)

model grid: a%ne120np4_l%ne120np4_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne120_g16)

model grid: a%ne120np4_l%ne120np4_oi%tx0.1v2_r%r05_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias ne120_t12)

model grid: a%ne120np4_l%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne120_f09_g16)

model grid: a%ne120np4_l%0.23x0.31_oi%tx0.1v2_r%r05_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias ne120_f02_t12)

model grid: a%ne240np4_l%ne240np4_oi%gx1v6_r%r01_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne240_g16)

model grid: a%ne240np4_l%0.23x0.31_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne240_f02_g16)

model grid: a%ne240np4_l%0.23x0.31_oi%tx0.1v2_r%r05_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias ne240_f02_t12)

model grid: a%ne240np4_l%ne240np4_oi%tx0.1v2_r%r05_m%tx0.1v2_g%null_w%null (alias ne240_t12)

model grid: a%ne16np4_l%ne16np4_oi%ne16np4_r%r05_m%gx3v7_g%null_w%null (alias ne16_ne16)

model grid: a%ne30np4_l%ne30np4_oi%ne30np4_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_ne30)

model grid: a%ne60np4_l%ne60np4_oi%ne60np4_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne60_ne60)

model grid: a%ne120np4_l%ne120np4_oi%ne120np4_r%r05_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne120_ne120)

model grid: a%ne240np4_l%ne240np4_oi%ne240np4_r%r01_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne240_ne240)

model grid: a%T31_l%T31_oi%T31_r%r05_m%gx3v7_g%gland10_w%null (alias T31_T31_g110)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%1.9x2.5_r%r05_m%gx1v6_g%gland10_w%null (alias f19_f19_g110)

model grid: a%0.9x1.25_l%0.9x1.25_oi%0.9x1.25_r%r05_m%gx1v6_g%gland10_w%null (alias f09_f09_g110)

model grid: a%T31_l%T31_oi%gx3v7_r%r05_m%gx3v7_g%gland10_w%null (alias T31_g37_g110)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%hc2b7_r%r05_m%gx1v6_g%gland10_w%null (alias f19_g16_g110)

model grid: a%0.9x1.25_l%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%gland10_w%null (alias f09_g16_g110)

model grid: a%T31_l%T31_oi%T31_r%r05_m%gx3v7_g%gland5UM_w%null (alias T31_T31)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%1.9x2.5_r%r05_m%gx1v6_g%gland5UM_w%null (alias f19_f19)

model grid: a%0.9x1.25_l%0.9x1.25_oi%0.9x1.25_r%r05_m%gx1v6_g%gland5UM_w%null (alias f09_f09)

model grid: a%T31_l%T31_oi%gx3v7_r%r05_m%gx3v7_g%gland5UM_w%null (alias T31_g37)

model grid: a%1.9x2.5_l%1.9x2.5_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%gland5UM_w%null (alias f19_g16)

model grid: a%0.9x1.25_l%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%r05_m%gx1v6_g%gland5UM_w%null (alias f09_g16)

model grid: a%T31_l%T31_oi%gx3v7_r%rx1_m%gx3v7_g%null_w%null (alias T31_g37_rx1)

```

model grid: a%4x5_1%4x5_oi%gx3v7_r%rx1_m%gx3v7_g%null_w%null (alias f45_g37_rx1)
model grid: a%1.9x2.5_1%1.9x2.5_oi%gx1v6_r%rx1_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f19_g16_rx1)
model grid: a%0.9x1.25_1%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%rx1_m%gx1v6_g%null_w%null (alias f09_g16_rx1)
model grid: a%ne30np4_1%ne30np4_oi%gx1v6_r%rx1_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_g16_rx1)
model grid: a%ne30np4_1%0.9x1.25_oi%gx1v6_r%rx1_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_f09_g16_rx1)
model grid: a%ne30np4_1%1.9x2.5_oi%gx1v6_r%rx1_m%gx1v6_g%null_w%null (alias ne30_f19_g16_rx1)

```

Claussen et al. (2002) 등의 여러 연구를 통해 알려진 것처럼, 동일 계산자원을 이용하는 경우 해상도 및 모의과정의 정도와 적분시간은 반비례한다. 이 연구에서는 제한된 계산자원을 활용하여 상세한 모의과정을 갖는 CESM을 이용하여 수천년의 장기적분을 수행하여야 하므로 고해상도의 설정은 거의 불가능하다. 해양/해빙모델의 경우 전구기반 약 1도와 3도로 선택 가능한 해상도의 조합이 적으나, 대기/지면모델의 경우 상대적으로 다양한 역학코어와 해상도의 조합이 가능하다. 따라서 대기/지면모델의 경우 분광요소법 기반 T31 해상도와 유한체적법 기반 약 4도×5도 해상도 (f45)와, 해양/해빙 모델은 3도의 해상도의 조합으로 수백년간의 사전 기후실험을 통해 계산 성능을 조사하였다. 128개의 CPU를 사용하였을 때 T31 분광요소 기반 세팅 (T31_g37)은 하루 약 100년, 유한체적법 코어 기반 세팅 (f45_g37)은 하루 약 110년 모의하는 것으로 나타났다. 유한체적법 코어 기반 해상도가 조금 더 나은 계산 효율을 보인다. 이는 기존에 알려진 분광요소법 기반 대기모델들이 많은 연산자원 사용시에 모의성능이 저하된다는 병렬확장성 관련 연구와 일관적인 결과로 보인다 (Dennis et al., 2012).

2. 지구시스템모델의 점진적 기후 변화 실험을 위한 과거 6천년간의 외부강제력 선정

대기-해양-지면-해빙을 구성요소로 갖는 지구시스템모델을 이용한 과거 기후 재현을 위한 실험 프로토콜은 PMIP에서 제공되어 왔다. 이중 외부강제력 조건이 시간에 따라 변화하는 점진적 기후 변화 실험의 경우 3차 PMIP (PMIP3)에서부터 제안되기 시작하였다. PMIP3에서 제시된 실험군에서는 지난 6천년 기간에 대한 점진적 기후변화 시나리오는 없으며 최근 천년의 기후 변화에 대한 실험 시나리오 (Last Millennium; LM)가 있다. 가장 최근의 PMIP4에서는 점진적 기후 변화 실험의 수행을 주요 목표의 하나로 설정하고 PMIP3에

서 수행되었던 LM 실험 이외에 21,000 년전부터 9,000년 전까지의 마지막 퇴빙기 (Last Deglaciation) 실험을 제안하고 관련실험을 설계하고 있다 (Ivanovic et al., 2016). 이 실험 프로토콜에서는 태양복사, 온실기체, 육빙 변화를 고려한 지형 조건의 변화 등에 대한 정보들을 실험 경계조건 형태로 제공하고 있다 (그림 16).

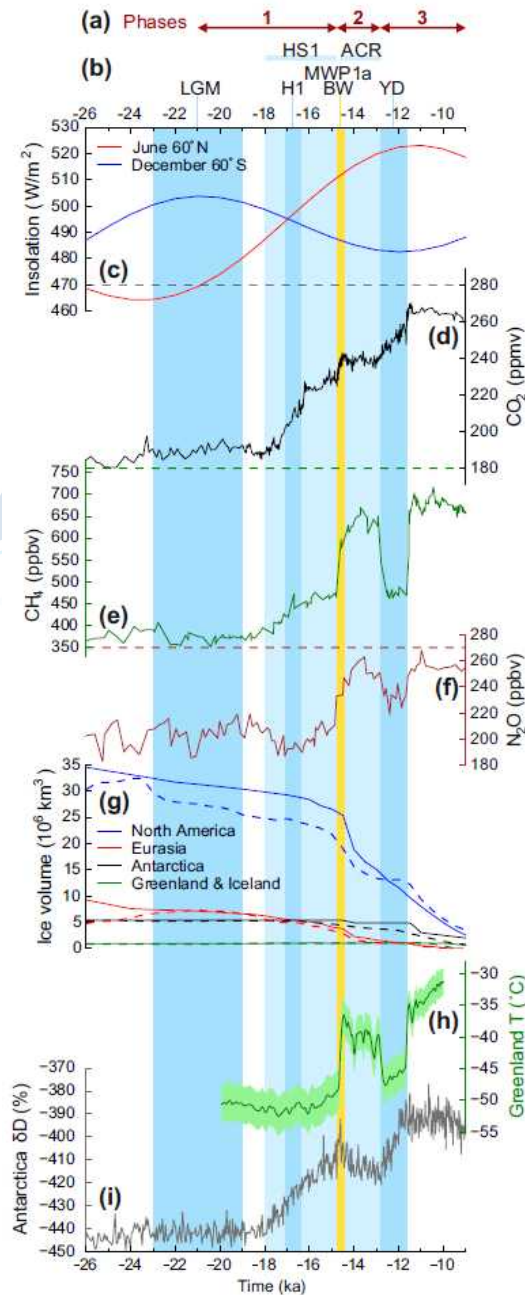


그림 16. 마지막 퇴빙기 (LM) 시기의 주요 경계조건과 그에 따른 실험 구성 (Ivanovic et al., 2016)

과거 6천년간의 지구시스템모델을 위한 강제력 조건은 이 마지막 퇴빙기 점진적 기후변화 실험의 초기 설계 과정에서 함께 제시된 바 있으며, 이러한 지구공전궤도, 온실기체, 태양상수, 육빙 정보, 지형 및 대륙 분포 등을 포함하는 경계조건은 현재 PMIP4 홈페이지에서 획득이 가능하다.

(https://pmip4.lsce.ipsl.fr/doku.php/exp_design:degla)

지구의 기후시스템에 영향을 미치는 가장 큰 에너지원은 태양복사량의 변화이며 다른 강제력 중에서는 온실기체의 변화가 가장 크게 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 한편 온실기체, 태양상수 등은 이 기간동안 큰 변화 경향성이 없는 것으로 나타나며, 지난 6천년간의 해빙의 변화를 살펴보기 위하여 점진적 기후변화 실험을 수행한 기존 연구인 Fischer and Jungclaus (2011)에서도 온실기체와 태양상수의 변화는 고려하지 않고 6천년간의 지구공전궤도의 변화만을 고려하였다. 따라서 이 연구에서도 Fischer and Jungclaus (2011)의 연구와 마찬가지로 지구공전궤도의 변화만을 고려한 지구시스템모델을 이용한 점진적 기후 변화 실험을 설계하였다. 이에 따른 CESM의 메인 프로그램의 네임리스트의 설정은 표 4와 같다.

표 4 과거 6천년간의 지구공전궤도 변화를 위한 CESM의 cpl 매개변수 설정

parameter name	value
orb_mode	'variable_year'
orb_ityear	-4050
orb_ityear_align	0

3. 지구시스템모델의 홀로세 중기 기후 평형 실험 및 과거 6천년간의 점진적 기후실험 수행

가. 6천년전 홀로세 중기 조건을 이용한 홀로세 중기 평형기후실험

LOVECLIM을 이용한 실험과 마찬가지로 CMIP5/PMIP3에서 제공하는 홀로세 중기 기후실험 조건을 이용하여 CESM의 홀로세 중기 평형기후실험을 수행

하였다. 이 실험은 중간복잡도 지구시스템모델의 홀로세 중기 평형기후실험과 마찬가지로 모델의 기본적인 모의 성능의 확인과 점진적 기후변화 실험의 초기 조건의 획득을 목적으로 하며 이에 따라 표 2에 제시된 지구공전궤도의 값만을 적용하였고 온실기체, 태양상수들은 Pre-industrial의 값을 사용하였다. 실험은 1,000년간의 적분이 수행되었고 이 중 마지막 100년의 기후값을 이용하여 CMIP5/PMIP3의 모의결과와 비교하였다 (그림 17).

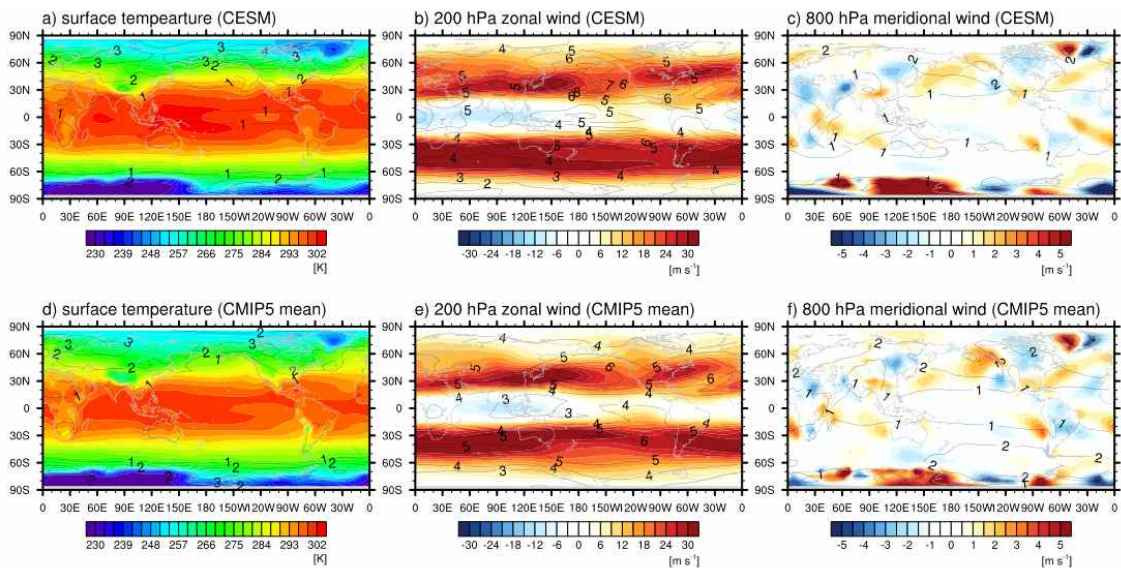


그림 17. CESM의 홀로세 중기 평형실험에서 모의된 지면대기온도, 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향 바람의 분포와 동일 변수들의 CMIP5 실험 결과의 모델간 앙상블 평균 분포.

CESM 저해상도 버전은 CMIP5 모델들이 평균적으로 모의하는 홀로세 중기의 지면온도의 전구 분포 경향을 잘 모의하고 있다 (그림 21a와 21d). 또한 200 hPa 바람장의 경우 LOVECLIM과는 달리, 유라시아 동안과 북미 동안에서 나타나는 강한 제트기류 지역을 잘 모의하는 등 제트기류의 특징을 잘 모의하고 있다. 이에 반해 LOVECLIM은 이러한 북반구의 동서방향의 분포의 차이를 잘 모의하지 못하는 것으로 나타났다 (그림 12). 한편 800 hPa 남북방향 바람의 경우, CMIP5에서 평균적으로 모의하는 전구 분포 특성을 LOVECLIM에 비하여 잘 나타내고 있으나, 캄차카 지역 등의 일부 지역에서는 CMIP5와 다른 모의 특성이 나타나고 있다 (그림 17c와 17f).

이러한 CESM의 모의 특성은 전구분포의 공간상관도와 표준편차의 비율을 살펴보는 테일러 다이어그램에서 명확하게 나타난다 (그림 18). 앞서 LOVECLIM의 테일러 다이어그램에서 지면온도, 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향 바람 순으로 공간상관도와 표준편차의 비율로 평가한 모의 정확도가 떨어지는 특성이 나타났었는데, CESM의 역시 이러한 변수별 정확도 특성이 동일하게 나타난다.

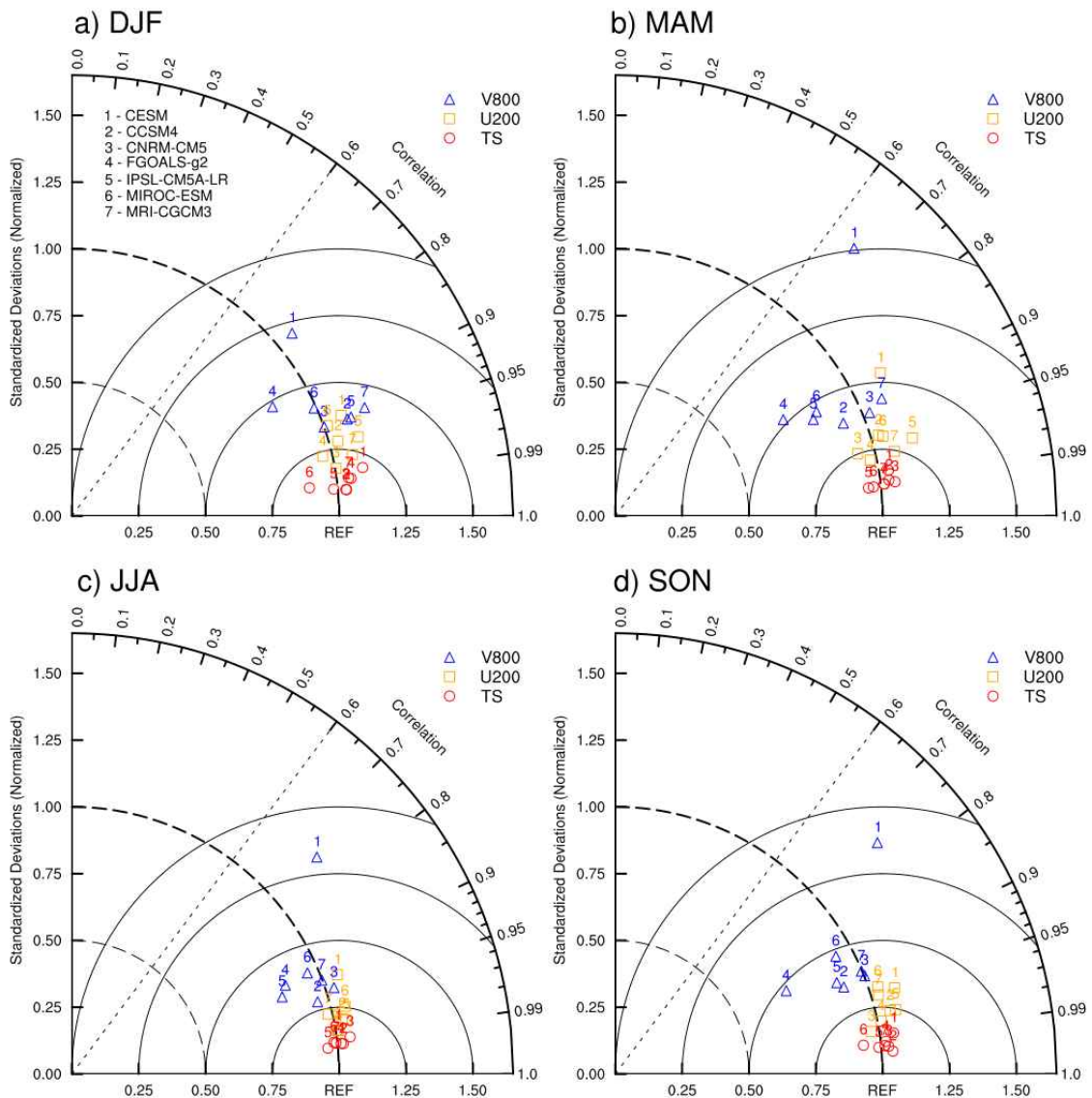


그림 18. CESM과 CMIP5 모델들이 모의한 지면온도, 200 hPa 동서방향 바람, 800 hPa 남북방향바람의 CMIP5 평균에 대한 공간상관계수, 표준편차의 비율로 나타낸 테일러 다이어그램.

CESM이 모의한 지면온도는 CMIP5 모델들이 모의한 평균 지면온도와 비교하였을 때 전계절에서 약 0.98 이상의 공간상관도를 보이며 지면온도의 공간분포의 표준편차의 비율 역시 1.0 근처로 다른 모델들과 거의 같은 분포를 보이고 있다 (그림 18, 붉은 원). 200 hPa 동서방향 바람의 경우 전 계절에서 0.9 이상의 공간상관도를 보이며 북반구 봄철 (MAM)의 모의정확도가 낮은 것을 제외하고는 (상관도가 0.9와 표준편차의 비가 1.5 이상) CMIP5 모델들과 유사한 분포 특성을 보인다 (그림 18, 노란 네모). 그에 반해 800 hPa hPa 남북방향 바람의 경우, 다른 모델들과 마찬가지로 상관도가 낮아지지만, 봄철의 약 0.7 정도의 낮은 상관도를 포함하여 다른 계절에서 모두 0.8 정도로 상대적으로 낮은 정확도를 보인다. 또한 표준편차의 비율 역시 매우 낮게 나타난다 (그림 18, 파란 세모). 이렇듯 LOVECLIM과 CESM 모델 모두 남북방향의 바람 분포가 다른 변수에 비하여 상대적으로 낮은 정확도를 보이는 것은 하층의 남북방향의 바람 모의가 다른 변수들에 비하여 모의해상도의 기여도가 매우 크기 때문으로 추정된다. LOVECLIM과 CESM 모두 대기모델의 해상도는 4도 이상으로, 약 1도부터 약 3도 정도의 해상도를 갖는 CMIP5 모델들에 비하여 해상도가 상대적으로 낮다.

나. 홀로세 중기 - 현세 점진적 기후변화실험

홀로세 중기의 평형 기후 실험에서 모의된 홀로세 중기의 대기, 해양, 지면, 해빙의 상태에서부터 현세까지의 점진적 기후변화 실험을 수행하였다. 이 실험에서는 지구공전궤도의 변화에 따른 태양복사의 변화만이 고려되었다. 이러한 태양 복사의 장기 변화에 대하여 CESM이 모의하는 지난 6천년간의 계절별 지면대기온도의 변화 경향의 전구 분포를 살펴보았다 (그림 19). DJF의 경우 북극지역 지면온도는 전체적으로 감소하며, 사하라 지역과 티벳지역, 알래스카 지역을 중심으로 대부분 대륙지역의 지면온도는 증가한다. 적도 대서양과 태평양 지역의 온도는 증가하는 경향을 보이며, 그에 반하여 남반구와 북반구 고위도 해양지역의 온도는 감소하는 경향을 보인다. 북반구 봄철 (MAM) 시기의 경우, 벨링스하우젠해와 북동태평양 지역을 제외한 모든 해양, 대륙 지역에서 온도가 증가하는 경향성을 보인다. 여름철의 경우 북반구 지역에서는 해양, 대륙 전지

역에서 온도가 감소하는데 반하여, 적도와 남반구 해양지역에서는 온도가 약하게 증가하는 경향을 보인다. 가을철의 경우, 북극과 남극 지역의 강한 경향성을 중심으로 모든 지역에서 온도가 감소하는 경향을 보인다 (그림 19). 이러한 각 계절별 경향성은 앞서 LOVECLIM의 모의결과에서 살펴보았던 CMIP5 모델들이 모의하는 홀로세 중기와 현세 기후 평형실험의 차이에서 나타난 두시기의 지면대기온도의 차이와 일관적인 결과이다 (그림 15e - 15h).

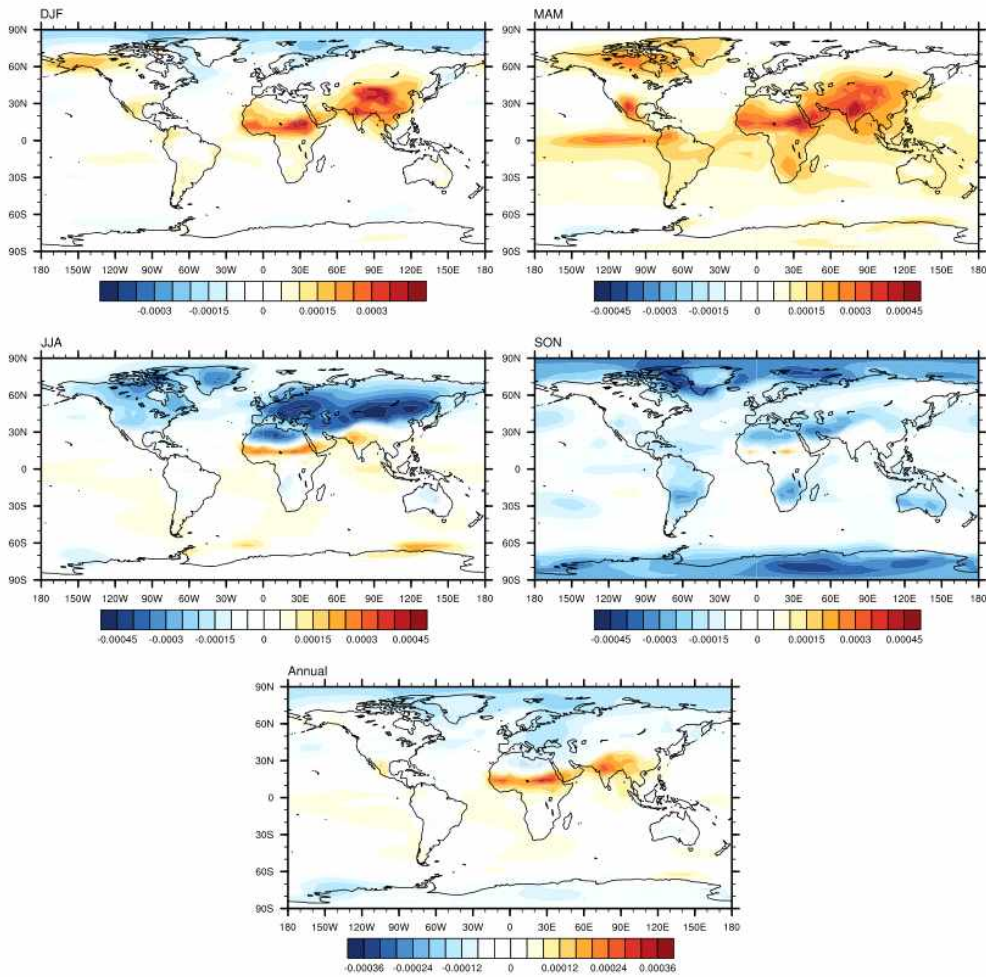


그림 19 최근 6천년간의 CESM 점진적 기후변화 실험에서 나타난 계절별 지면 대기온도의 변화 경향성

제 3 절 북극 해빙의 6천년간 장기변화 비교 분석

1. 기존 북극 해빙의 장기변화 연구 결과

Fischer and Jungclaus (2011)에서는 ECHAM과 MPI-OM 모델을 이용하여 지구공전궤도의 변화에 대한 과거 6천년간의 북극지역 해빙과 지면온도의 계절성 변화를 살펴보았다. 이 재현 결과에서는 북반구 여름철 태양 복사의 감소에 따라 여름철 해빙 면적은 증가하며, 겨울철 해빙은 태양 복사 증가에 따른 해빙의 감소 효과보다는 여름철 증가된 해빙의 지속 효과가 더 크게 나타나기 때문에 겨울철 해빙도 약하게 증가하는 것으로 나타난다. 이에 따라, 북극해 지역의 지면온도의 여름철과 겨울철의 온도 차이는 더욱 증가하는 것으로 나타난다 (그림 1). 유럽지역의 꽃가루에서 추출된 장기 온도 변화와 모델 결과를 비교해보면 겨울철의 남부 유럽 지역의 변화 경향을 모델이 잘 모의하고 있는 것으로 나타났다 (그림 20).

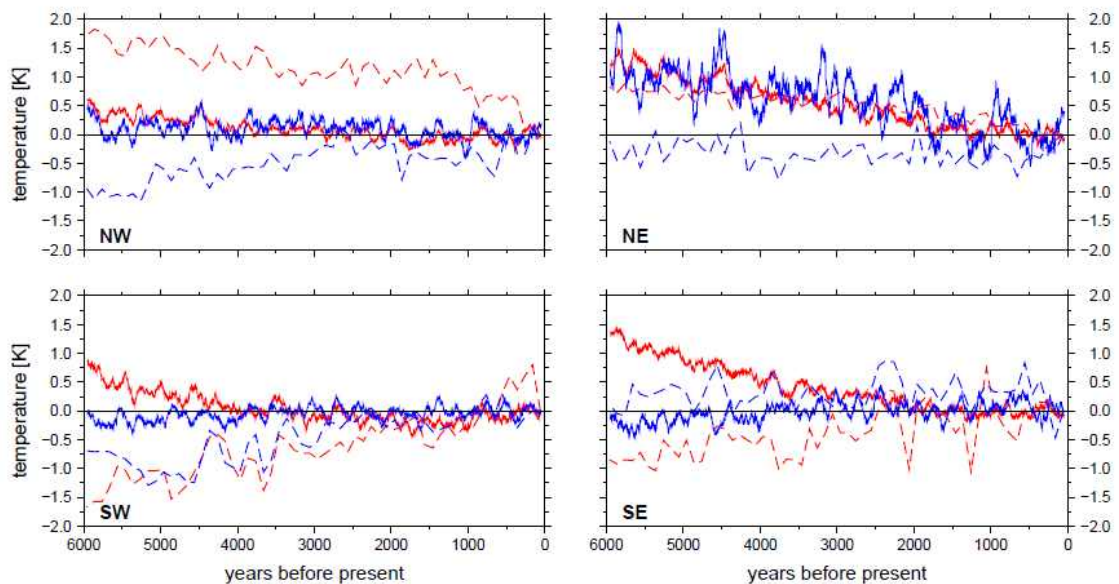


그림 20. 모델에서 모의된 지면온도 (실선)와 꽃가루 (pollen)에서 복원된 지면온도 (점선)의 과거 6천년간 유럽지역에서의 변화. 각 패널은 유럽 북서부 (NW), 유럽 북동부 (NE), 유럽 남서부 (SW), 유럽 남동부 (SE) 지역 평균이며 붉은 색은 여름철 평균, 파란색은 겨울철 평균을 나타냄.

북반구 고위도 지역 해빙 면적 변화의 퇴적물에서의 복원은 규조류 (diatom),

IP25 등의 유기물 생물표지자, (organic biomarker) 장기벽 와편모조류 화석 (organic-walled dinoflagellate cysts; dinocysts) 등의 직접프록시나, 유공충 (foraminifer) 등의 간접 프록시를 이용하여 복원되어 왔다. de Vernal et al. (2013)에서는, 이중 홀로세 기간의 북극지역의 1492개 사이트의 35개 코어의 와편모조류 화석 퇴적물 정보를 이용하여, 홀로세 북극지역의 해빙 면적의 변화를 분석하였다. 캐나다 연안지역의 북극 지역의 경우 높은 해빙 면적 (7/10)이 홀로세 기간동안 거의 유지되었고, 척치해와 바렌츠해의 경우 해빙이 큰 진폭 변화를 보여주며 천년 주기의 변동성의 존재를 시사한다. 약 6천년전의 홀로세 중기의 경우, 프람 해협, 버핀 베이, 래브라도 해 지역에서는 해빙이 홀로세 기간중 가장 적었던 것으로 나타났다 (그림 21).

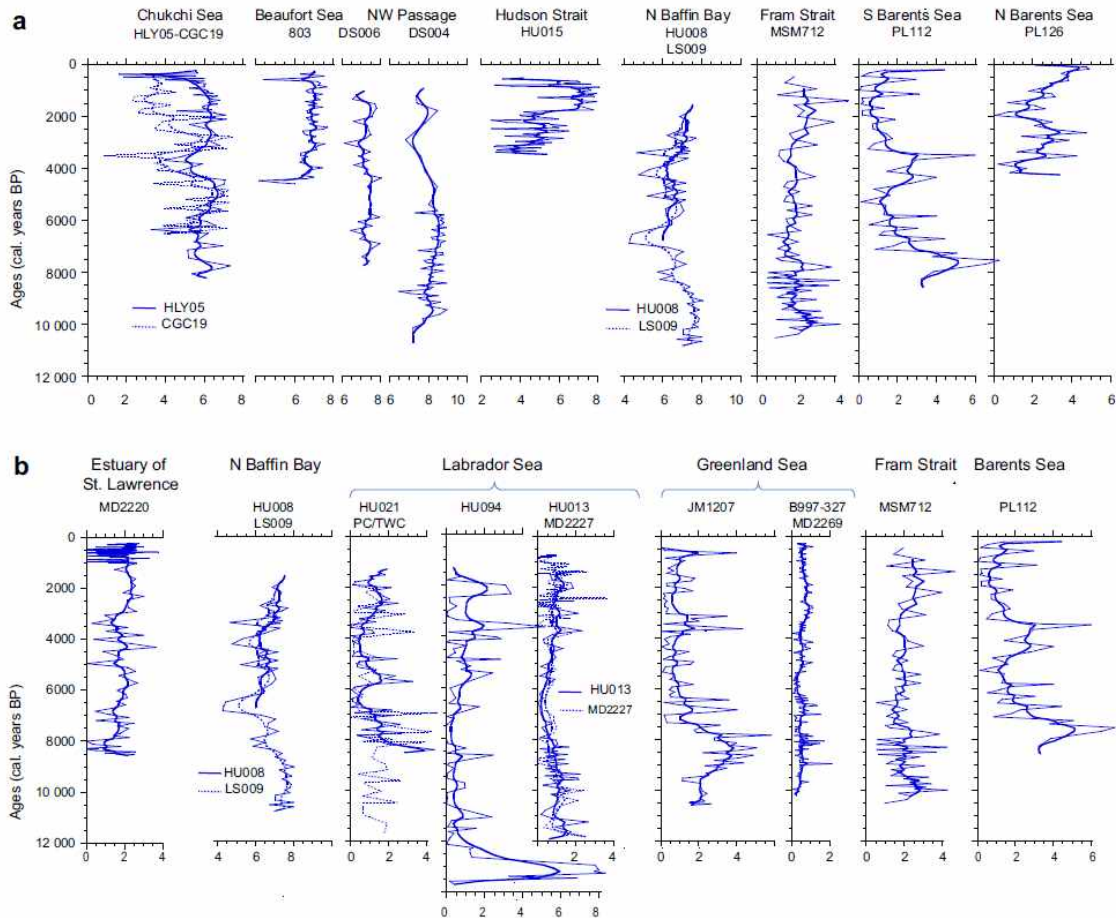


그림 21 와편모조류 화석 (dinocysts)에서 복원된 북극지역 해빙 면적 변화. de Vernal et al. (2013)에서 가져옴.

미국 NCAR에서는 TraCE-21ka 프로젝트를 통해 마지막최대빙하기부터 현재

까지의 과거 21,000년간의 기후 변화를 Community Climate System Model version 3 (CCSM3)를 통해 모의하고, 21,000년전부터 10,000년까지의 퇴빙기의 변화를 주로 살펴보았다. 이 실험 자료는 NCAR의 기후모델 및 실험 결과 배포 사이트인 Earth System Grid (<https://www.earthsystemgrid.org/>) 에서 배포되고 있다. 이 연구에서는 이 TraCE-21ka 실험 결과 중 홀로세 중기부터 현재까지의 해빙 농도의 북극지역의 장기 변화를 살펴보았다. 북위 60도 이상에서 평균된 해빙 면적의 계절별 장기변화를 살펴보면, 북반구 여름철과 북반구 가을철에 해빙 농도가 점진적으로 증가하는 것으로 나타나며 겨울철과 봄철 역시, 약한 증가 경향이 나타난다 (그림 22). 이러한 각 계절별 장기변화 경향에 따라 북극 지역의 연평균 해빙 농도는 과거 6천년 동안 점진적으로 증가하는 것으로 나타난다. 한편 연평균 및 각 계절별 해빙의 변화에서, 약 천년 정도의 규모의 변동성이 나타난다. TraCE 실험의 경우 구간별로 분리되어 적분되는 슬라이스 방식으로 수행되었기 때문에, 이러한 변동성은 자연적이 아닌 초기조건들의 불연속성에 따른 인공적인 변동성일 수 있다.

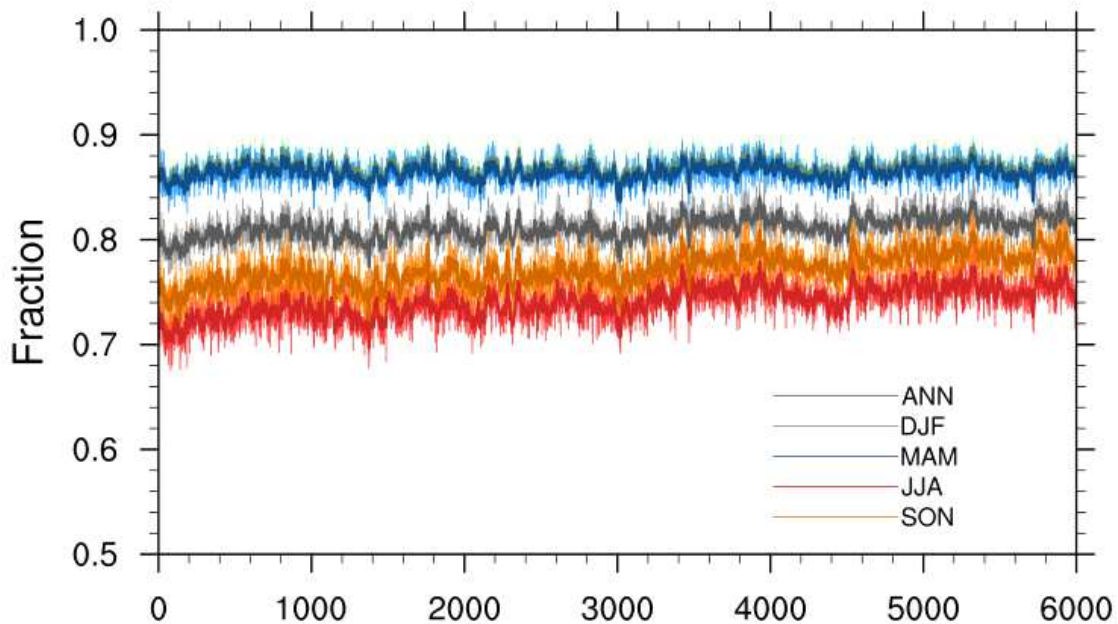


그림 22 TraCE-21ka 프로젝트에서 CCSM3으로 모의된 6천년전부터 현재까지의 북위 60도 이상 지역의 해빙 농도의 변화. 0은 6,000 BP를 나타냄.

한편 이러한 해빙의 계절별 변화의 경향성의 분포를 살펴보면, 먼저 연평균 해빙은 카라해, 바렌츠해, 베링해 등의 주변지역에서 강한 증가 경향을 보이며 북극해 지역에서도 약한 증가 경향이 나타난다. 이에 반해 그린란드 남쪽의 대서양 지역에서는 감소 경향을 보인다. 이러한 북극해 지역의 증가 경향은 여름철과 겨울철의 강한 증가경향이 기여하고 있다. 한편 대서양 지역의 강한 감소 경향은, 겨울철과 봄철의 변화가 크게 기여하고 있는 것으로 나타난다 (그림 23).

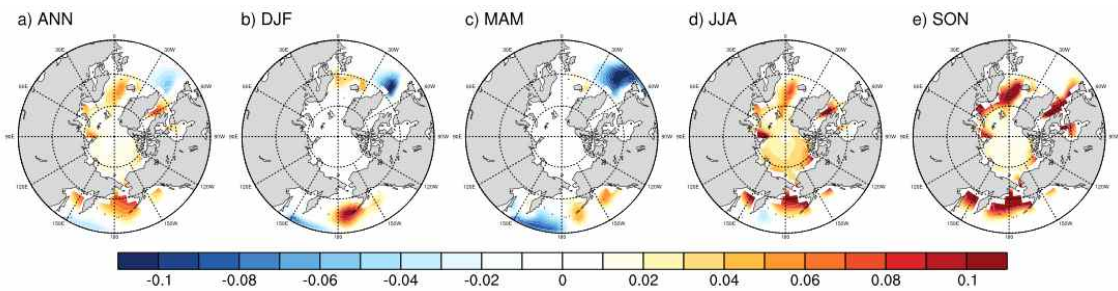


그림 23 TraCE-21ka 프로젝트에서 CCSM3에서 모의된 계절별 격자내 해빙 비율 (sea ice fraction)의 과거 6천년간의 변화율 [$6,000 \times \text{fraction year}^{-1}$]

2. 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM에서 모의된 북극 해빙 변화

LOVECLIM의 과거 6천년간 점진적 기후변화 실험에서 모의된 북극 지역 온도 변화는 북반구 여름철 태양복사량의 감소에 따라 전계절에 한랭 경향이 나타나고 있다 (그림 15). 한편 온도의 감소 경향은 일사량이 가장 크게 감소하는 여름철이 아닌, 가을철에 가장 크게 나타나는데 이는 반사율이 높은 북극 해빙의 영향으로 추정된다.

LOVECLIM에서 모의하는 해빙 변화를 살펴보면 북반구 지역에서 평균된 해빙과 개빙구역의 비율 (lead)은 홀로세 중기부터 6천년간 지속적으로 증가하고 있다 (그림 24). 이러한 증가 경향은 해빙 면적이 낮은 북반구 여름철에 가장 크게 나타나며, 북반구 가을철 역시 이러한 증가경향이 크게 나타난다. 겨울철의 경우 북반구 일사량의 증가에 따라 해빙구역의 비율은 감소하는 것으로 나타난다.

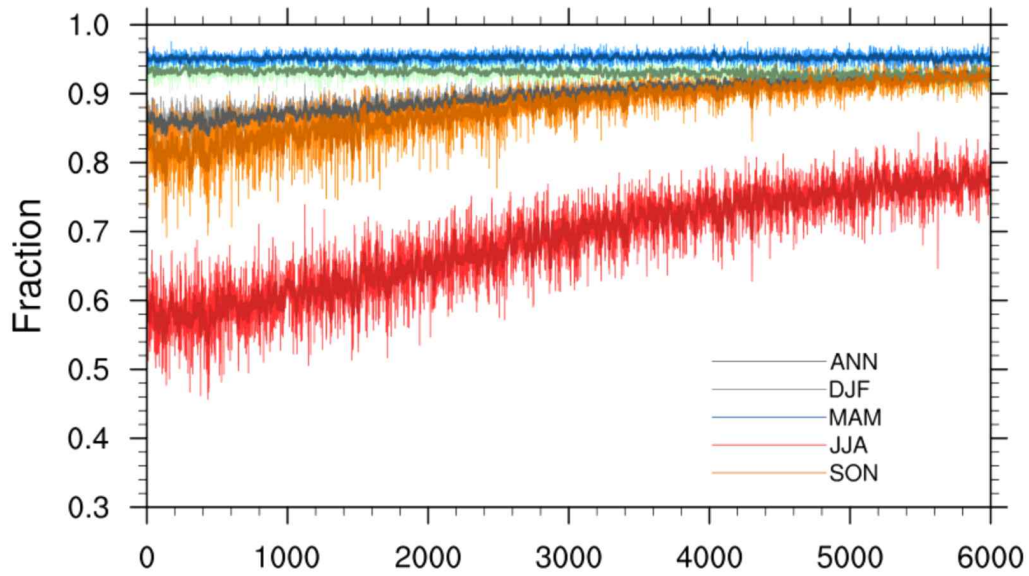


그림 24. LOVECLIM에서 모의된 계절별 북위 60도 이상 지역 평균 격자내 해빙구역과 개빙구역의 비율 (lead)의 과거 6천년간의 변화. 0는 6000 BP를 나타냄.

LOVECLIM에서 모의하는 해빙 두께 역시 해빙/개빙구역의 비율과 마찬가지로 홀로세 중기부터 6천년간 지속적으로 증가하고 있다 (그림 25). 이러한 해빙 두께의 증가 경향 역시 북반구 여름철과 가을철에 가장 크게 나타나며, 북반구 겨울철 역시 해빙 두께는 증가하는 경향을 보인다.

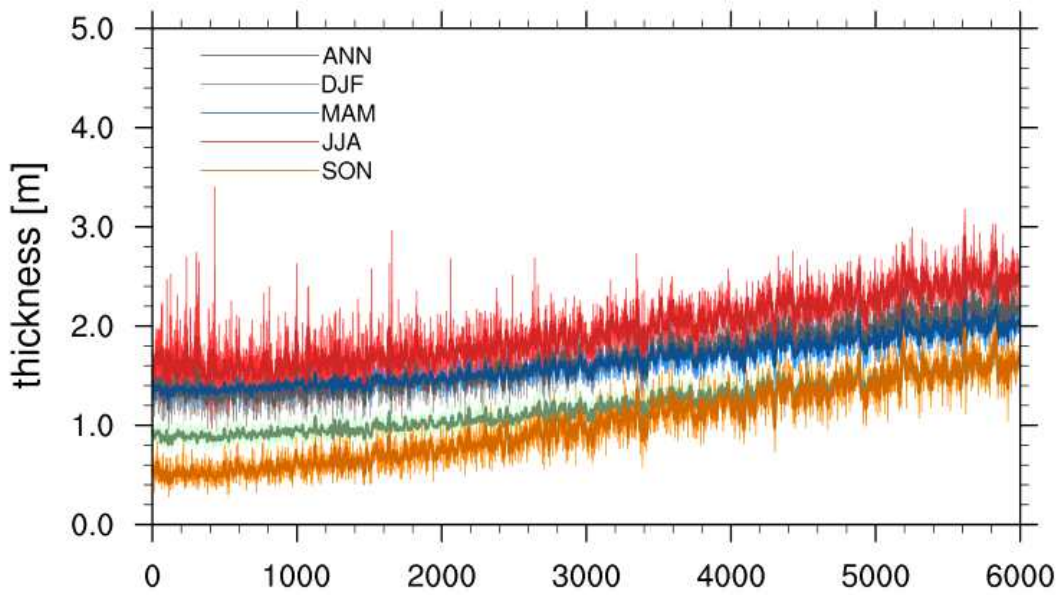


그림 25. LOVECLIM에서 모의된 계절별 북위 60도 이상 지역 평균 해빙두께의 과거 6천년간의 변화. 0는 6000 BP를 나타냄.

LOVECLIM에서 모의하는 해빙 면적과 두께의 6천년간 변화 경향성의 공간 분포를 살펴보면, 해빙 면적의 비율은 북극의 전체 지역에서 증가하는 것으로 나타난다 (그림 26). 특히 해빙이 가장 적은 여름철의 경우 북극점 주변의 북극해 중앙 지역을 포함하는 전지역에서 해빙면적 비율이 증가하며, 해빙이 형성되기 시작하는 가을철의 경우 베링해, 카라해, 버포트해 등 북극해 주변 지역에서 해빙면적의 비율이 증가하기 시작한다. 북극해 전지역에 해빙이 확장되는 겨울과 봄철의 경우 이러한 해빙 면적 비율의 증가경향은 약하게 나타난다.

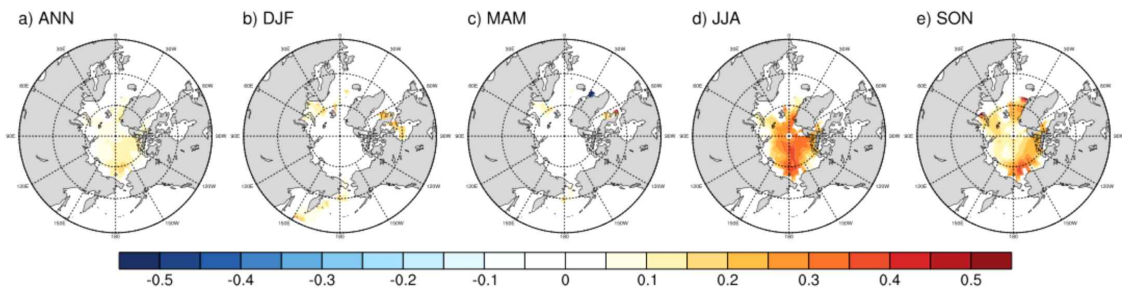


그림 26. LOVECLIM에서 모의된 계절별 격자내 해빙구역과 개빙구역의 비율 (lead)의 과거 6천년간의 변화율 [$6,000 \times \text{fraction year}^{-1}$]

해빙 두께 변화의 공간분포의 경우, 해빙 면적과 다르게 전 계절에 걸쳐 증

가 경향이 나타나며 특히 척치해와 동시베리아해 지역의 해빙두께의 증가경향이 뚜렷하게 나타난다. 이러한 두께의 증가 경향은 특히 가을철에 더 뚜렷하게 나타나고 있다 (그림 27). 이러한 해빙두께의 변화경향성의 공간분포의 특성은 해빙면적에 비하여 지역적인 특성을 보이는데, 이는 LOVECLIM의 해양모델이 베링해협을 흐르는 흐름을 직접적으로 계산하지 않는 특성이 영향을 주었을 가능성이 있다.

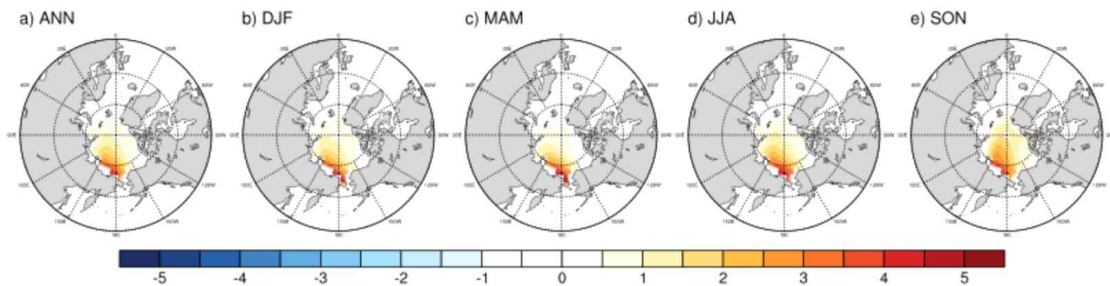


그림 27. LOVECLIM에서 모의된 계절별 해빙두께의 과거 6천년간의 변화율 [$6,000 \times \text{m year}^{-1}$]

3. 지구시스템모델 CESM에서 모의된 북극 해빙 변화

CESM의 과거 6천년간 점진적 기후변화 실험에서 모의된 연평균 북극 지역 온도 변화는 북반구 여름철 태양복사량의 감소에 따라 한랭 경향이 나타나고 있다 (그림 19). 한편 온도의 감소 경향은 일사량이 가장 크게 감소하는 여름철이 아닌, 가을철에 가장 크게 나타나는데 이는 반사율이 높은 북극 해빙의 영향으로 추정된다.

CESM에서 모의하는 해빙 변화를 살펴보면 북위 60도 이상지역 지역에서 평균된 해빙 농도는 홀로세 중기부터 6천년간 지속적으로 증가하고 있다 (그림 28). 이러한 증가 경향은 북반구 가을철에 가장 크게 나타나며, 북반구 여름철 역시 이러한 증가경향이 크게 나타난다. 이에 반해 겨울철과 봄철의 경우 큰 변화를 보이지 않는다.

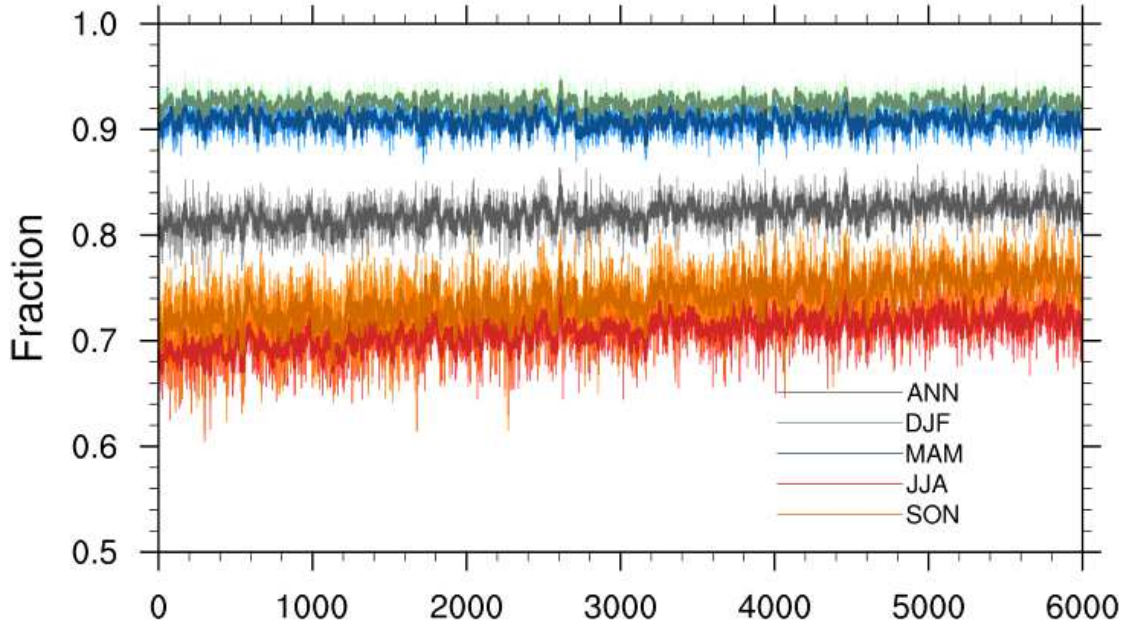


그림 28. CESM에서 모의된 계절별 북위 60도 이상 지역 평균 격자내 해빙구역과 개빙구역의 비율 (lead)의 과거 6천년간의 변화. 0는 6000 BP를 나타냄.

CESM에서 모의하는 해빙 두께는 전계절에 걸쳐 홀로세 중기부터 6천년간 지속적으로 증가하고 있다 (그림 29). 이러한 해빙 두께의 증가 경향 역시 북반구 여름철과 가을철에 가장 크게 나타나며, 북반구 겨울철 역시 해빙 두께는 증가하는 경향을 보인다.

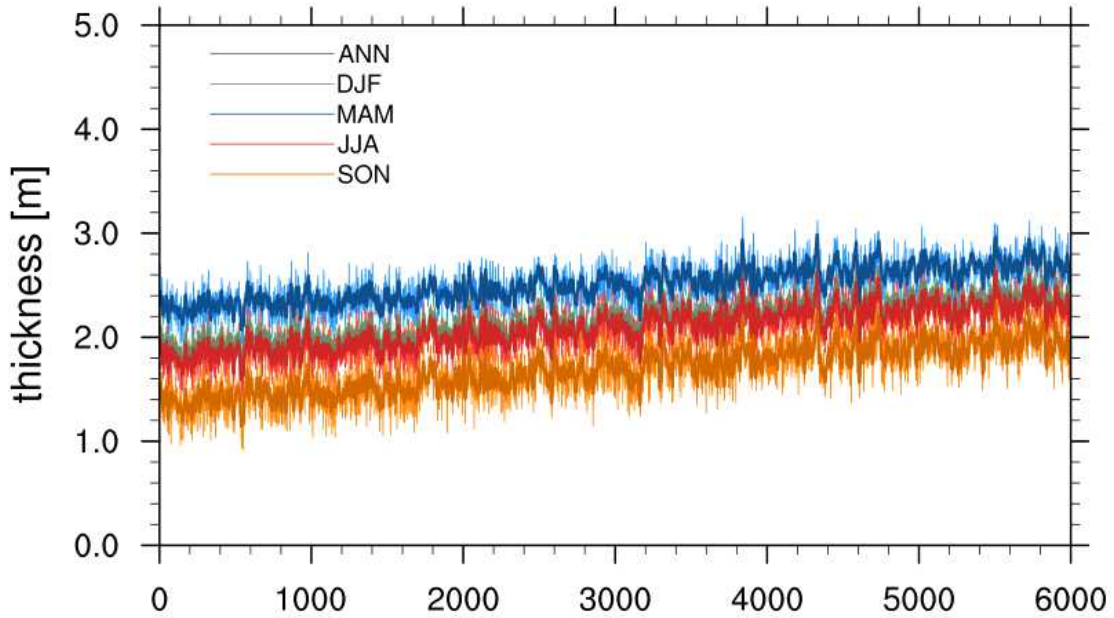


그림 29. CESM에서 모의된 계절별 북위 60도 이상 지역 평균 해빙두께의 과거 6천년간의 변화. 0는 6000 BP를 나타냄.

CESM에서 모의하는 연평균 해빙 면적과 두께의 6천년간 변화 경향성의 공간분포를 살펴보면, 해빙 면적의 비율은 북극해의 연안 지역에서 증가하며 베링해 지역의 경우 감소하는 것으로 나타난다 (그림 30). 한편 북극해 지역의 해빙의 증가 경향은 여름과 가을철이 주로 기여하며, 베링해 지역의 감소 경향은 겨울과 봄철이 주도하는 것으로 나타난다.

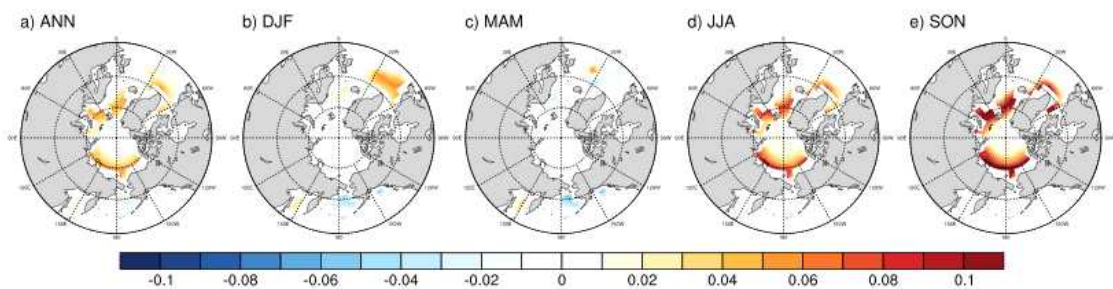


그림 30. CESM에서 모의된 계절별 격자내 해빙 비율 (sea ice fraction)의 과거 6천년간의 변화율 [$6,000 \times \text{fraction year}^{-1}$]

연평균 해빙 두께 변화의 공간분포의 경우 북극해 전 지역에서 전 계절에 걸쳐 증가 경향이 나타나며 특히 척치해와 동시베리아해, 버포트해 지역의 해빙 두께의 증가경향이 뚜렷하게 나타난다. 이러한 두께의 증가 경향은 전계절에서

공통적으로 나타나며, 가을철에 가장 강하게 나타나고 있다 (그림 31).

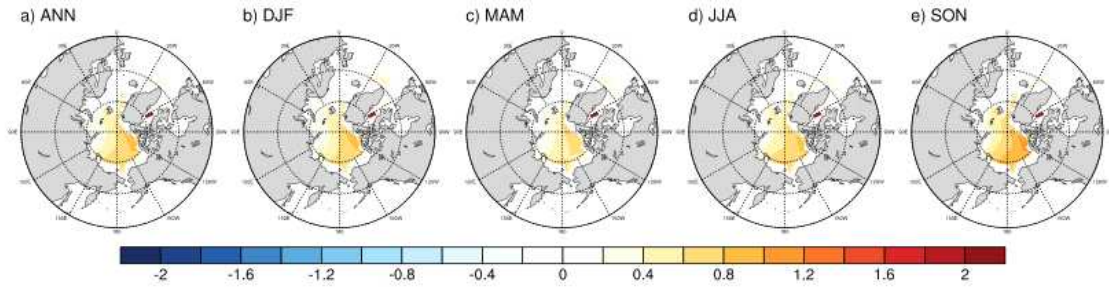


그림 31. CESM에서 모의된 계절별 해빙두께의 과거 6천년간의 변화율 [$6,000 \times \text{m year}^{-1}$]



제 4 절 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석

1. 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 장기변화에 대한 기존 연구 조사

북극 지역과 연관된 북반구 지역의 주요한 대기 변동모드는 북극진동 (Arctic Oscillation; AO), 북대서양 진동 (North Atlantic Oscillation; NAO), 북극-유라시아간 지면온도 변동 (Warm Arctic Cold Eurasia; WACE) 등이 알려져 있다. 먼저 북극진동은 해면기압이 북극과 중위도 지역에서 반대로 진동하는 형태로 나타나는 모드로 북위 20도 이상의 북반구 지역의 해면기압의 첫 번째 경험직교함수 (Empirical Orthogonal Function; EOF) 모드로 정의되며, 북극 지역의 해빙, 해수면 온도 등과 연관되어 있고 북반구 중위도 지역의 지면온도, 이동성 저기압, 황사 등 다양한 현상에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 이러한 북극진동의 과거 장기 변화 연구는 PMIP 등에서 수행된 홀로세 중기와 마지막 최대 빙하기의 재현자료를 분석하거나 (Lu et al., 2012), 해수면온도 등과의 상관관계에 근거하여 해양퇴적물에서 복원된 자료 등을 통해 북극진동의 변화 경향을 복원하려는 시도가 있어왔다 (Rimbu et al., 2002; Lohmann et al. 2005; Darby et al., 2012).

북대서양 진동은 북대서양 지역의 아이슬란드 저기압과 아조레스 (Azores) 고기압 간의 진동으로, 여러 연구에서 해양퇴적물 시추를 통해 해수면온도 복원이 진행된 북대서양 지역의 해수면 온도와 밀접한 연관성에 따라 장기적 변화의 복원이 여러 연구에서 시도되었고 (Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012; Wassenburg et al., 2016), 진동의 형태가 북극진동과 유사한 형태를 보임에 따라 고기후 프록시 자료를 이용한 복원 연구에서 북극 진동과 함께 복원이 시도되기도 하였다 (Rimbu et al., 2002). 고기후 재현 결과에서도 여러 연구들이 NAO를 살펴보았으며 앞서 언급한 Fischer and Jungclaus (2011)에서도 재현결과와 유럽쪽의 지면온도 복원자료와의 장기변화 비교의 이해를 위하여, 재현결과에서의 NAO의 장기변동을 살펴보았다 (그림 32). 이 결과에서는 NAO가 홀로세 중기부터 감소하고 있는 것으로 나타나는데 이는 Olsen et al.

(2012)에서 복원된 NAO의 장기변화와는 다른 양상이다.

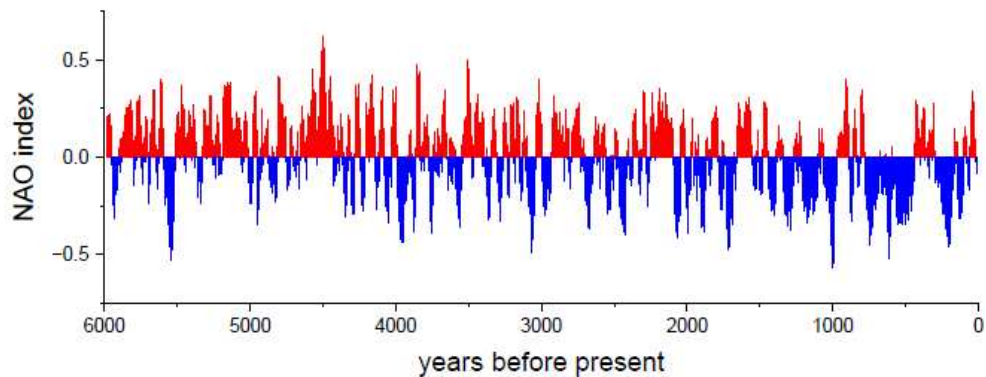


그림 32 과거 6천년 실험에서의 NAO의 변화. Fischer and Jungclaus (2011)에서 가져옴

WACE는 최근 북반구 겨울철 동아시아 지역의 한랭화 경향에 따라 널리 알려지기 시작한 변동모드로, 겨울철 유라시아 동안 지역의 지면온도의 연변동의 주요 모드이다. Mori et al. (2014)의 연구에서는 북위 20도부터 북위 90도, 경도 0도에서 180도 사이의 유라시아 지역의 겨울철 평균 지면온도의 두 번째 EOF 모드로 정의하였다. 이 유라시아 지역의 첫 번째 EOF 모드는 북극진동과 높은 상관성을 보이며, 두 번째 모드는 카라-바렌츠해의 해빙 면적의 변화와 음의 상관관계를 보이고 있다 (그림 33). 최근 약 30년간의 자료에서는 이러한 WACE의 연변동이 북극의 카라-바렌츠해 지역의 해빙면적의 변화와 밀접하게 연관되어 있음이 알려져 있다. WACE는 비교적 최근에 연구되기 시작한 만큼 장기 변동성에 대한 연구는 거의 진행되지 않았는데, 최근 Sung et al. (2018)의 연구에서 20세기 재분석자료의 분석을 통해 WACE가 약 십년주기의 변동성을 보이고 이러한 변동성은 북대서양 지역의 해수면온도와 시베리아 고기압의 변동성과 연관되어 있음을 밝혔다.

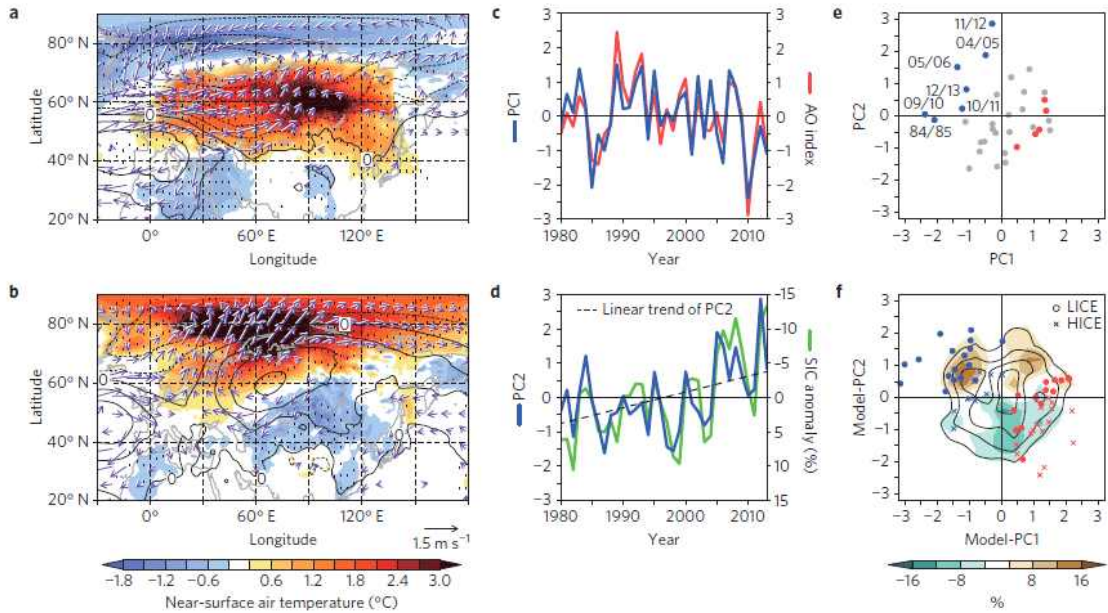


그림 33 유라시아 겨울철 지면온도의 첫 번째, 두 번째 EOF 모드와 특성. 첫 번째 모드는 AO index의 변화와 밀접하게 연관되어 있으며, 두 번째 모드는 카라해와 바렌츠해 지역의 해빙 변화와 밀접하게 연관되어 있는 것으로 나타남. Mori et al. (2014)에서 가져옴.

2. 지구시스템모델의 과거 6천년 재현결과에서의 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석

가. AO의 장기 변화

널리 사용되는 북극진동의 정의에 따라, 과거 CESM의 6천년간의 북위 20도 이상 월평균 변화에 대한 첫번째 경험적직교함수 분석을 수행하였다. 그림 34는 CESM의 6천년간의 첫 번째 경험적직교함수 모드와, ERA-Interim 재분석자료에서 제공하는 1979년부터 2000년까지의 22년간의 북위 20도 이상의 해면기압의 첫 번째 경험적직교함수 모드이다. ERA-Interim 재분석자료에서 나타나는 북극 지역에 저기압 중심, 북태평양과 북대서양에 고기압 중심이 나타나는 북극진동의 일반적인 형태가 CESM의 6천년 결과에서도 잘 나타나고 있다. 한편 CESM에서 나타나는 변동모드의 경우, ERA-Interim에 비하여 상대적으로 북태평양의 변동성이 더 크게 나타나며, 북대서양 지역의 유럽 연안에서 나타나는 고기압 중심은 잘 나타나지 않는다.

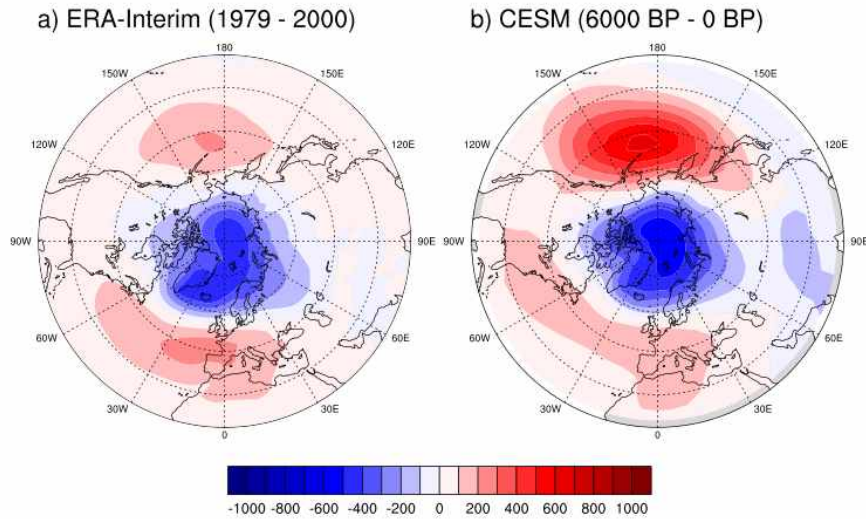


그림 34 ERA-Interim 자료의 1979-2000년의 해면기압, CESM의 과거 6천년 실험결과의 월평균 해면기압자료의 북위 20도 이상 북반구 지역의 첫 번째 EOF 모드

경험적직교함수는 분석 대상인 시공간적인 변화를 나타낸 공분산 행렬에서 고유값과 고유벡터를 수학적으로 추출하는 방법이기 때문에 공분산 행렬의 고유벡터인 공간 변동모드는 어떠한 물리적인 원리를 가지고 있지 않다. 이는 Zhang et al. (2008)에서는 재분석자료를 여러 기간별로 나누어서 북위 20도 이상지역의 해면기압에 대하여 경험적직교함수 분석을 수행한 결과 각 시기별로 각각 저기압과 고기압의 중심과 세기가 다른 형태의 북극진동이 나타나는 특성에서도 확인할 수 있다. CESM에서 경험적직교함수를 통해 추출된 북극진동 모드가 재분석자료의 북극진동 모드와 공간적인 형태가 약간 다르게 나타나는 것은 두 자료의 기간의 차이와 모델이 북반구 해면기압의 변동성을 관측과 다르게 모의하기 때문이다. 즉 CESM이 모의하는 6천년간의 북반구 해면기압의 변화에서 북태평양과 북극지역의 질량 교환이 가장 크게 나타났기 때문에 이러한 형태의 북극진동이 나타난 것으로 추정할 수 있다. 이러한 북태평양과 북극간의 질량교환이 강하게 나타나는 형태의 북극진동 패턴은, 여러 기후모델들에서도 모의한 20세기 실험에서도 나타나는 것이 보고된 바 있다 (Miller et al., 2006; Kim and Kim, 2014).

이러한 경험적직교함수 기반 변동성 분석의 한계에 따라 다양한 방법으로 모델이 모의하는 변동성을 살펴보려는 시도가 있어왔다. 최근 다중모델 분석에서

는 공통기저함수 (Common Basis Function; CBF)를 이용한 방법이 유용하게 사용되고 있다. CBF 분석 방법은 관측된 변동모드를 모델이 얼마나 잘 모의하는지를 평가하는 방법의 하나인데, 모델의 고유벡터가 아닌 관측자료에서 얻어진 주요 변동모드를 모델이 모의한 결과에 투영하여 인덱스를 계산하여 각 모델이 관측된 물리적 변동성의 모의정도를 정량적으로 평가할 수 있다. 이 CBF 방법은 CMIP5나 CMIP6 등의 다중모델 결과에서의 각 모델의 변동모드를 평가하는데 매우 유용함이 알려져 있다 (Lee et al., 2018).

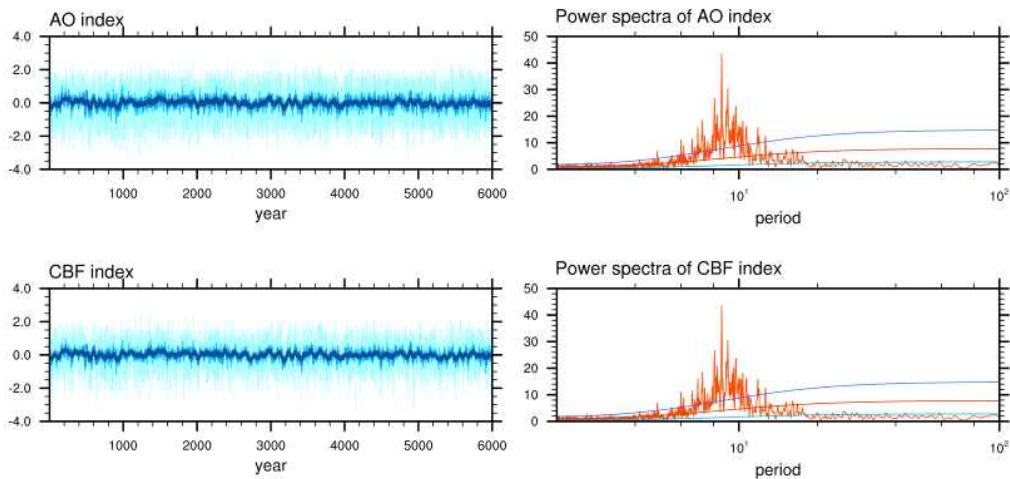


그림 35 CESM 6천년 실험 결과에서 경험적직교함수를 통해 얻어진 북극진동 인덱스와 ERA-Interim의 변동모드를 공통기저함수를 이용하여 얻어진 북극진동의 인덱스와 각각의 파워 스펙트럼.

그림 35는 경험적직교함수 기반 북극진동 지수와 ERA-Interim의 북극진동 모드를 공통기저함수를 통해 얻어진 북극진동 지수의 겨울철 평균의 6천년간의 변화와, 해당 변화의 주기분석 결과이다. 두 지수의 6천년간의 변화는 0.93의 상관계수를 보이고, 주기 분석 결과도 거의 동일한 주기성을 지니며 특히 약 8-9년 정도에서 공통적인 강한 주기성을 가지는 것으로 나타난다. 즉 형태의 차이는 있지만 모델이 모의한 북극진동은 관측에서 나타난 북극진동과 기본적으로 동일한 변동현상임을 확인할 수 있다. 두 EOF와 CBF 기반 표준화된 북극진동 지수에 대한 선형회귀분석 결과 6천년간 약 -0.07, -0.08 정도로 감소하며, 이중 CBF로 계산한 북극진동 지수만이 95% 수준에서 유의하게 감소한 것으로 나타난다. 이러한 결과는 북극진동이 과거 6천년간 북극지역의 한랭화

와 함께 음의 위상으로 진행되는 것을 의미하며, 기존 연구결과에서 제시된 바 있었던 여러 기후 모델들이 미래기후의 온난화에 따라 북극진동이 양의 위상으로 변화하는 모의 결과를 보인 것과 일관된 결과로 보인다.

나. WACE의 장기 변화

CESM 6천년 실험 결과에서 북위 20도 - 90도, 경도 0도 - 180도 사이의 겨울철 평균 지면온도의 어노말리의 연변화의 첫 번째, 두 번째 EOF를 살펴보았다. Mori et al. (2014)에 따르면 최근 30년간의 이 지역의 겨울철 지면대기온도의 첫 번째 EOF 모드는 북극진동과, WACE로 정의되는 두 번째 EOF 모드는 카라-바렌츠 해 지역의 온도와 밀접한 상관성을 가진다. 모델에서 나타나는 겨울철 유라시아 지면온도의 첫 번째 EOF 모드는 유라시아 서안 지역과 유라시아 동안 지역이 반대로 진동하는 경도 방향의 진동 모드로 나타난다 (그림 36a). 두 번째 모드는 바렌츠해와 캄차카반도 두 지역과 유라시아 중위도 지역이 반대로 진동하는 위도 방향의 진동모드가 나타난다 (그림 36b). 두 번째 EOF 모드의 경우, 북극-유라시아 고위도 지역과, 유라시아 중위도 지역이 반대로 진동하는 WACE의 모드와 유사한 형태이다.

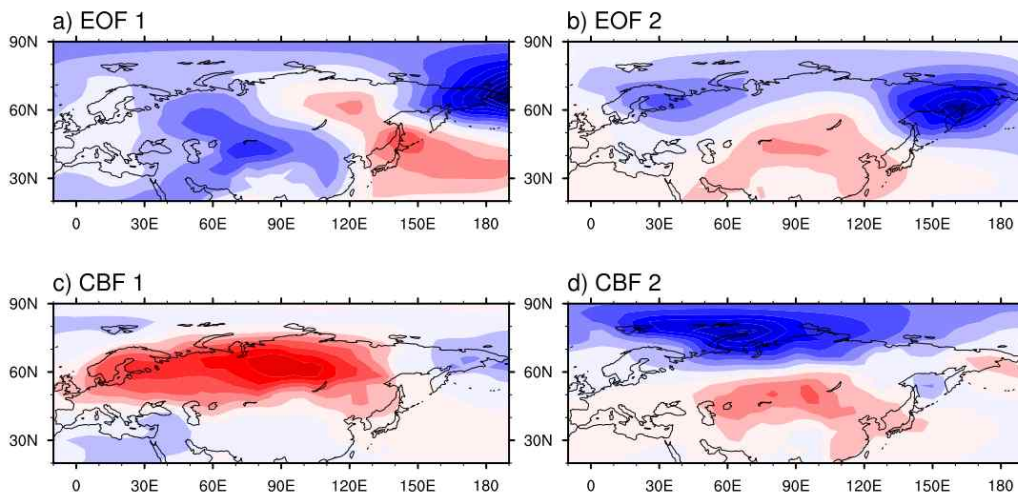


그림 36 (위) CESM으로 모의한 과거 6천년 모의 결과와 (아래) ERA-Interim의 1979-2012년간 자료의 유라시아 지역의 겨울철 지면대기온도의 첫 번째, 두 번째 EOF 모드.

북극진동과 마찬가지로 WACE 역시 CBF 분석을 수행하였고, 이 CBF에 활

용된 ERA-Interim의 모드들은 그림 36c와 그림 36d에 정리되어 있다. CESM의 첫 번째 EOF 모드와 CBF 첫 번째 모드는 공간적으로 매우 다른 형태이지만, 두 번째 EOF와 CBF모드의 경우 북극 지역과 중위도 지역이 반대로 진동하는 공통적인 특성을 보인다. 첫 번째 EOF 모드의 경우, Mori et al. (2014)의 연구와 마찬가지로 모델이 모의하는 북극진동 지수와 6천년 기간 동안 높은 상관성을 보인다 ($r=0.70$). 이에 반해 첫 번째 CBF 지수의 경우 북극진동과의 상관성이 상대적으로 낮게 나타난다 ($r=0.40$). 이러한 특성을 살펴보면 모델에서도 겨울철 유라시아 지역의 지면온도의 첫 번째 변동성은 북극진동의 영향을 받고, 공간적 특성이 다르게 나타나는 것은 모델이 모의하는 북반구 지역의 대기순환장의 형태와 변동성이 다르기 때문으로 추정된다.

두 번째 EOF 모드의 경우 카라-바렌츠해 지역의 해빙 변화와의 상관성이 0.17으로 높은 상관관계를 보이지는 않는다. 또한 두 번째 CBF 지수의 경우, 카라-바렌츠해 지역의 해빙 변화와의 상관성이 0.26으로 상대적으로 높지만 마찬가지로 WACE의 연 변화와 카라-바렌츠해의 해빙변화가 밀접하게 관련되어 있지 않다. CESM의 EOF 모드의 경우 북극지역의 온도변동성의 중심지역이 관측과 달리 카라해가 아닌 바렌츠해 지역에 형성되어있기 때문에 카라-바렌츠 지역의 해빙변화와의 상관성이 작게 나타나며, CBF 모드의 경우 변동성의 중심이 카라-바렌츠해 지역에 형성되어 있기 때문에 상대적으로 이 지역의 해빙과 높은 상관성을 보이는 것으로 판단된다. 한편 Sung et al. (2018)의 연구에서는 WACE의 십년주기의 변동성을 살펴보면서 WACE 지수의 과거 100년간의 변동에서 나타나는 상태에 따라 기간을 나누어 기간별 변동성을 추출하였다 (그림 37). 이 결과에서 살펴볼 수 있듯이 북극과 유라시아 중위도 지역의 온도의 진동 형태는 시기별로 다르게 나타나는데, 1901년부터 1929년 (P0), 1955년부터 1979년까지의 시기 (P2)의 변동모드의 형태는 모델이 모의한 형태와 WACE의 형태와 유사한 특성을 보인다. 이렇듯 북극지역과 유라시아 중위도 지역의 상관 메커니즘은 시기별로 다른 특성을 가지며, 이러한 상관성은 북대서양 지역의 해수면온도 등 다른 요인에 의해 영향을 받을 수 있다.

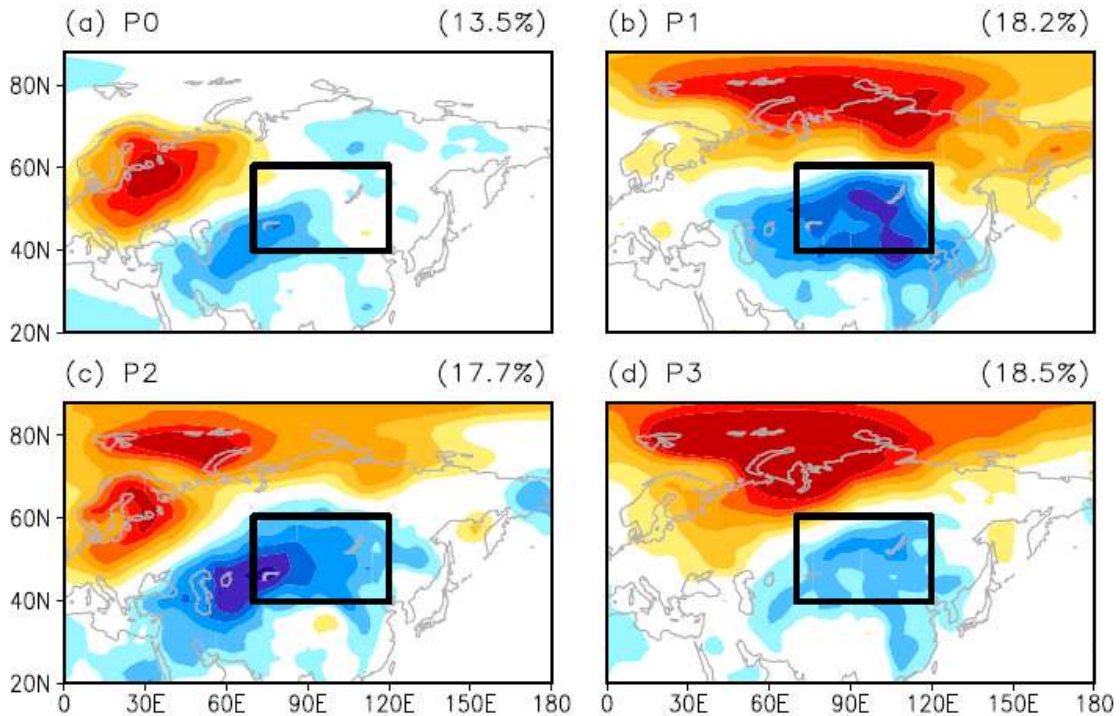


그림 37 시기 별 유라시아 지역 겨울철 지면온도의 두 번째 EOF 모드. (a) 1901-1929 (P0), (b) 1930-1954 (P1), (c) 1955-1979 (P2), (d) 1980-2013 (P3). Sung et al. (2018)에서 가져옴.

다음으로 과거 6천년간 유라시아 지역의 지면온도 변동모드의 장기 변화 경향을 살펴보았다. 먼저 첫 번째 EOF와 CBF 모드는 앞서 살펴본 것처럼 모두 모델이 모의하는 AO와 관측의 AO와 연관된 모드로 나타나는데, 북극진동이 과거 6천년간 음의 위상으로 변화하는 경향성을 보인 것과 일관적으로, 두 모드 모두 6천년간 음의 위상으로 변화하는 경향을 보인다 (그림 38a와 38c). 특히 첫 번째 EOF의 변화 경향은 99% 이상의 신뢰도에서 유의하다. 두 번째 EOF와 CBF 모드의 장기 변화경향은 두 모드 모두 99% 이상의 신뢰도에서 유의하게 증가하는 경향을 보인다 (그림 38b와 38d). 이러한 경향성은 과거 6천년간 북반구 겨울철 유라시아 지역이 북극과 고위도 지역은 한랭한 경향을 보이고 중위도 유라시아 지역은 온난한 경향을 보이는 것과 일관적인 결과이다. 즉 이러한 유라시아 지역의 지면대기온도의 위도별 비대칭적 장기변화 경향에 따라 북극-유라시아 고위도 지역과 유라시아 중위도 지역이 위도 방향의 비대칭적 진동인 WACE의 특정 위상으로서의 변화 경향을 보인다.

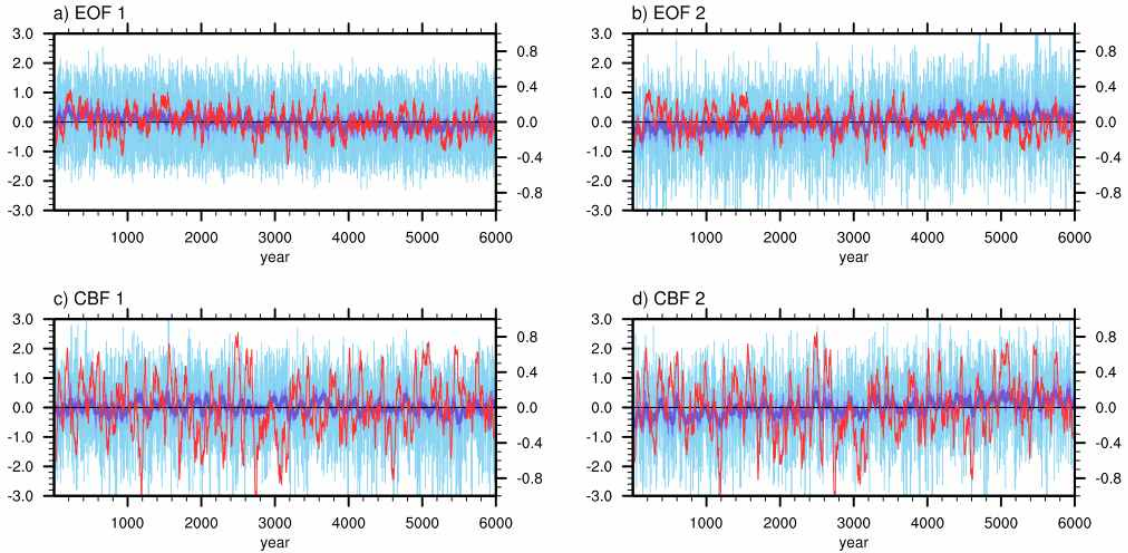


그림 38 유라시아 지역의 처음 두 EOF 모드들 (위)과 CBF 모드들 (아래)의 6천년간 변화. 위 패널의 붉은 선은 북극진동의 지수를 나타내며, 아래 패널의 붉은선은 카라-바렌츠 해의 해빙 변화를 나타냄.

이러한 주요한 북반구 지역 기후 요소 및 변동성들의 주기성을 살펴보았다 (그림 39). 스펙트럼 분석 결과, 북극진동의 경우 약 10년 정도에서 강한 주기성이 나타나며, 카라-바렌츠해 지역의 해빙의 경우도 10년부터 40년 사이에 수십년 주기의 변동성이 존재하는 것으로 나타난다. 북극진동과 연관되어 있는 것으로 분석된 EOF의 첫 번째 모드는 북극진동과 마찬가지로 10년 정도의 주기성을 지니는 것으로 나타나며, 모델이 모의하는 WACE로 판단되는 EOF의 두 번째 모드도 약 10년 정도의 주기성이 있는 것으로 나타난다. 첫 번째 CBF 모드는 약 4년 정도와 30년 정도에 강한 주기성이 나타나며, 두 번째 CBF 모드의 경우 10년과 30년 정도에 강한 주기성이 나타난다. 마지막으로 주요 모드들의 연변화들의 21년간 상관관계를 6천년 기간동안 이동하면서 살펴보면, 카라-바렌츠 지역의 해빙과 CBF 두 번째 모드의 상관관계의 경우 약 40년에서 100년 사이의 주기성이 나타나며, CBF 두 번째 모드의 경우 북극진동과의 상관관계 역시 약 40년에서 60년 정도의 주기성이 나타난다. 마지막으로, EOF 두 번째 모드와 카라-바렌츠해 지역의 해빙변화와의 상관성 역시 과거 6천년간 40년 정도와 60-80년 정도의 주기성, 즉 수십년 정도의 주기성을 갖는 것으로 나타난다.

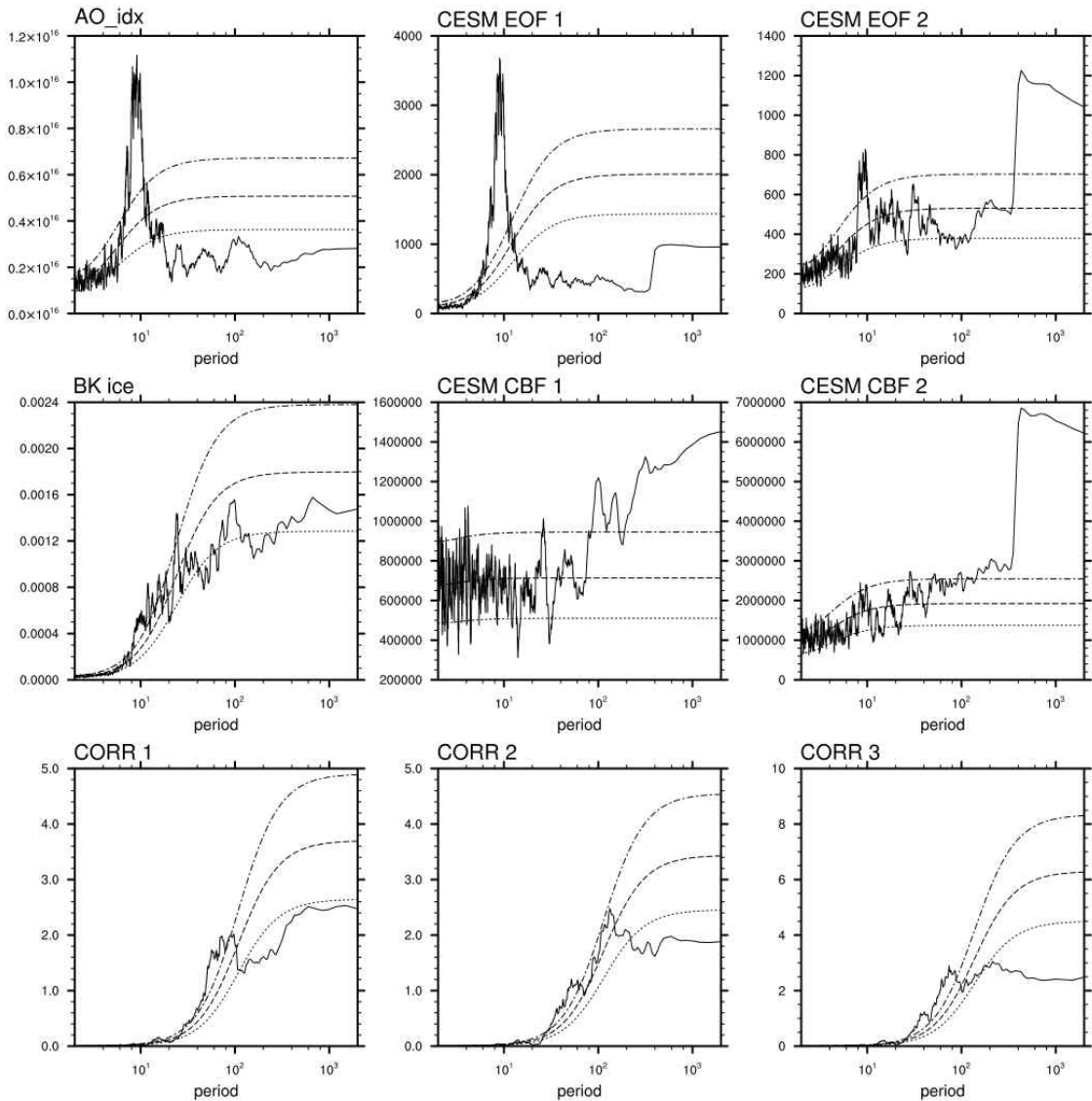


그림 39 북극진동, 유라시아 지면대기온도의 EOF 1, EOF 2, CBF 1, CBF 2, 카라-바렌츠해 해빙, 이 요소들의 21년간 이동상관계수의 스펙트럼 분석 결과

카라-바렌츠해의 해빙 면적의 변화와 WACE 간의 21년간의 이동 상관 관계가 높게 나타나는 시기와 낮게 나타나는 시기의 기압장의 분포 차이를 살펴보면 상관성이 높게 나타나는 시기의 경우 평균에 비하여 우랄 산맥 지역의 평균 해면 기압이 낮으며, 북태평양 지역에 강한 고기압이 형성되어 있다 (그림 40). 한편 상관성이 낮은 시기는 반대로 평균에 비하여 우랄 산맥 지역에 고기압이 형성되어 있으며, 캄차카 지역에 저기압이 나타난다. 이러한 특성은 상관성이

높은 시기와 낮은 시기의 차이에서 분명하게 나타나는데, 두 시기의 차이를 보면 우랄 지역에는 강한 저기압이 나타나며 캄차카 반도 주변 북서태평양 지역에서는 강한 고기압이 형성되어 있는 것을 확인할 수 있다. 카라-바렌츠해 지역의 해빙 변화와 WACE의 상관관계에는 우랄지역에 발달하는 고기압이 크게 기여하는데 (Sung et al., 2018), 따라서 우랄지역의 평균적인 낮은 기압조건은 이러한 고기압 발달의 호조건으로 작용할 수 있을 것으로 판단된다. 또한 북서태평양 지역의 고기압은 한반도 및 한반도 동쪽 지역에 저기압 발생에 기여할 수 있으며 이러한 한반도 동쪽 지역의 저기압은 한반도 지역 북쪽의 한랭 이류를 강화시켜 한반도 지역의 한랭화에 기여할 수 있다 (Lee et al., 2018).

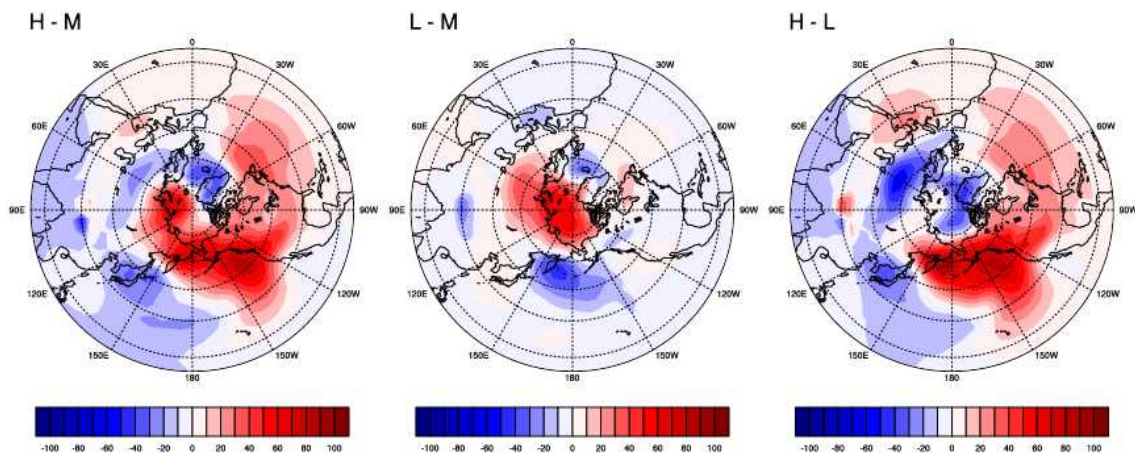


그림 40 겨울철 카라-바렌츠 해빙 면적 연변화와 WACE 패턴의 21년 이동 상관성이 높은 시기 (왼쪽), 낮은 시기 (가운데)의 평균에 대한 해면기압의 차이, 높은 시기와 낮은 시기의 해면기압의 차이 (오른쪽)

제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 1 절 목표달성도

1. 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의

- 가. 다양한 중간복잡도 지구시스템 모델을 조사하고 LOVECLIM을 선정하였음.
- 나. LOVECLIM의 점진적 기후변화 실험을 위한 과거 6천년간의 외부강제력을 조사하였음.
- 다. LOVECLIM을 이용한 홀로세 중기 평형 기후실험을 수행하고, CMIP5/PMIP3의 홀로세중기 평형기후 실험 다중모델 평균과 비교 분석을 수행함. 비교 분석 결과 LOVECLIM의 지면대기온도의 모의 결과는 지구시스템모델 모의 결과와 유사한 특성을 보이거나, 상층 동서바람 방향, 하층 남북방향 바람 순으로 모의정확도가 낮아지는 특성을 보임.
- 라. 홀로세 중기 - 현세간의 6천년간의 점진적 기후 실험을 수행하고 CMIP5/PMIP3의 홀로세 중기 평형 기후실험과 산업혁명기이전시기 실험결과와의 차이와 비교 분석을 수행함. 홀로세 중기부터 현세까지의 지면온도 변화 경향은 CMIP5/PMIP3의 홀로세 중기 기후와 산업혁명기 이전 기후의 차이와 유사한 공간분포 특성을 보임.

2. 지구시스템모델을 이용한 과거 6천년간 북극 해빙변화 모의

- 가. 장기적분을 위한 CESM의 최적 설정을 조사하고, 대기 4도, 해양 3도의 공간해상도를 선정함.
- 나. CESM을 이용한 홀로세 중기 평형 기후실험을 수행하고 CMIP5/PMIP3의 홀로세중기 평형기후 실험 다중모델 평균과 비교 분석을 수행함. 수행 결과 CMIP5/PMIP3의 모의 결과와 지면대기온도, 상층 동서방향바람은 유사한 공간분포를 보이거나 하층 남북방향은 상대적으로 낮은 정확도를 보임.
- 다. CESM을 이용한 홀로세 중기 - 현세간의 6천년간의 점진적 기후 실험을

수행하고 CMIP5/PMIP3의 홀로세 중기 평형 기후실험과 산업혁명기이전시기 실험결과의 차이와 비교 분석을 수행함. 홀로세 중기부터 현재까지의 지면온도변화 경향은 CMIP5/PMIP3에서 모의한 홀로세 중기 기후와 산업혁명기 이전 시기의 기후 평균의 차이의 분포를 잘 모사함.

3. 북극 해빙의 6천년간 장기변화 비교 분석

- 가. 기존 북극 해빙의 장기변화 연구를 조사하고 외편모조류 기반 해빙면적 복원 자료와 CCSM3를 이용한 과거 6천년 해빙 모의 결과를 획득함
- 나. LOVECLIM과 CESM에서 모의된 북극 해빙의 계절별 장기변화의 특성을 분석함. 두 모델 모두 연평균 해빙 농도와 두께의 과거 6천년간 지속적인 증가를 모의하였고 이 결과는 TraCE-21K와 기존 모의 결과와 일관적인 결과임.

4. 북극 해빙-북반구 대기순환장 상관 메커니즘의 변동성 분석

- 가. 지구시스템모델 모의 결과의 북극진동과 WACE의 장기 변화를 분석하여 북극진동의 경우 과거 6천년간 음의 위상으로 변화하는 경향을 발견하였으며 WACE의 경우 북극의 한랭화와 동아시아의 온난화에 따라 마찬가지로 장기적으로 음의 위상으로 변화하는 경향을 발견함
- 나. 카라-바렌츠해의 해빙면적과 WACE간의 연변동의 21년간의 상관관계의 장기변동성을 분석하여, 이러한 상관관계가 수십년 주기의 장기변동성을 가짐을 확인함.

제 2 절 대외기여도

1. 중간복잡도 지구시스템모델을 이용한 과거 기후 재현 방안 및 재현 결과의 국내 논문 게재

가. 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM을 이용한 과거 기후 재현 방법과 결과를 정리하여 국내 학진등재지인 대기지에 게재하여 부족한 중간복잡도 지구시스템모델의 국내 활용도와 고기후 모델링 연구의 증진에 기여함.

(Jun, S.-Y., 2019: Simulation of Past 6000-Year Climate by Using the Earth System Model of Intermediate Complexity LOVECLIM, *Atmosphere*, **29**(1), 87-103)



제 5 장 연구개발결과의 활용계획

- 확보된 지구시스템모델 및 중간복잡도 지구시스템모델을 활용한 점진적 기후 변화 실험 기술은 다양한 과거 기후 장기 변화 수치 재현실험에 활용할 계획임
- 본 연구를 통해 재현된 과거 6천년간의 전구 기후 자료는 연구소에서 생산되고 있는 기후 복원 자료들의 비교 자료로 활용이 가능함.
- 과거 6천년간의 시공간적인 해빙 변동의 복원자료는 현재 진행되고 있는 해빙의 시공간적인 변화 예측의 참고자료로 활용이 가능함
- 과거 10,000년간 해빙면적이 최소였던 홀로세 중기까지의 해빙 및 북반구 순환장의 변동 분석은 최근 발생하고 있는 해빙 감소와 북반구 극한 기상현상의 이해를 위한 기초자료로 활용할 수 있음
- 본 연구개발 결과로 구축된 중간복잡도 지구시스템 모델과 지구시스템 모델의 과거 수치 재현 실험 환경은 향후 극지연구소에서 생산되는 북극 지역 프록시 자료를 이용한 과거 재현 모의 정확도 향상 연구와 고기후 자료동화 기술 연구에 활용될 수 있음

제 6 장 참고문헌

- Berger, A., 1978: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2362–2367
- Braconnot, P., and Coauthors, 2007: Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. *Clim. Past*, **3**, 261–277
- , S. P. Harrison, M. Kageyama, P. J. Bartlein, V. Masson-Delmotte, A. Abe-Ouchi, B. Otto-Bliesner, and Y. Zhao, 2012: Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nat. Clim. Chang.*, **2**, 417.
- Bretagnon, P., 1982: Theory for the motion of all the planets - The VSOP82 solution. *Astron. Astrophys.*, **114**, 278–288.
- Brovkin, V., A. Ganopolski, and Y. Svirezhev, 1997: A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. *Ecol. Modell.*, **101**, 251–261
- Caley, T., D. M. Roche, and H. Renssen, 2014: Orbital Asian summer monsoon dynamics revealed using an isotope-enabled global climate model. *Nat. Commun.*, **5**, 5371.
- Chikamoto, M. O., L. Menviel, A. Abe-Ouchi, R. Ohgaito, A. Timmermann, Y. Okazaki, A. Oka, and A. Mouchet, 2012: Variability in North Pacific intermediate and deep water ventilation during Heinrich events in two coupled climate models. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, **61**, 114–126
- Chou, C., and J. D. Neelin, 1996: Linearization of a longwave radiation scheme for intermediate tropical atmospheric models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **101**, 15129–15145
- Claussen, M., and Coauthors, 2002: Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*, **18**, 579–586
- Dennis, J. M., J. Edwards, K. J. Evans, O. Guba, P. H. Lauritzen, A. A. Mirin, A. St-Cyr, M. A. Taylor, P. H. Worley, 2012: CAM-SE: A scalable spectral element

- dynamical core for the Community Atmosphere Model. *International Journal of High Performance Computing Applications*, 26(1), 74–89
- Eby, M., and Coauthors, 2013: Historical and idealized climate model experiments: an intercomparison of Earth system models of intermediate complexity. *Clim. Past*, **9**, 1111–1140
- Fisher, N., and J. H. Jungclauss, 2011: Evolution of the seasonal temperature cycle in a transient Holocene simulation: orbital forcing and sea-ice. *Clim. Past.*, **7**, 1139–1148
- Funder, S., and Coauthors, 2011: A 10,000-Year Record of Arctic Ocean Sea-Ice Variability—View from the Beach. *Science*, **333**, 747–750
- Gent, P. R., and J. C. McWilliams, 1990: Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150–155
- Goosse, H., and T. Fichefet, 1999: Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: A model study. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **104**, 23337–23355
- , and Coauthors, 2010: Description of the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM version 1.2. *Geosci. Model Dev.*, **3**, 603–633
- He, F., J. D. Shakun, P. U. Clark, A. E. Carlson, Z. Liu, B. L. Otto-Bliesner, and J. E. Kutzbach, 2013: Northern Hemisphere forcing of Southern Hemisphere climate during the last deglaciation. *Nature*, 494, 81
- Held, I. M., and M. J. Suarez, 1978: A Two-Level Primitive Equation Atmospheric Model Designed for Climatic Sensitivity Experiments. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 206–229
- Hewitt, C. D., and J. F. B. Mitchell, 1996: GCM Simulations of the Climate of 6 kyr BP: Mean Changes and Interdecadal Variability. *J. Clim.*, **9**, 3505–3529
- Huybrechts, P., 2002: Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 203–231
- IPCC, 2014: *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.
- Ivanovic, R. F., L. J. Gregoire, M. Kageyama, D. M. Roche, P. J. Valdes, A. Burke, R. Drummond, W. R. Peltier, and L. Tarasov, 2016: Transient climate simulations of the deglaciation 21–9 thousand years before present (version 1) – PMIP4 Core

- experiment design and boundary conditions, *Geosci. Model Dev.*, **9**, 2563-2587
- Jacob, R., C. Schafer, I. Foster, M. Tobis, and J. Anderson, 2001: Computational Design and Performance of the Fast Ocean Atmosphere Model, Version One BT - Computational Science — ICCS 2001. V.N. Alexandrov, J.J. Dongarra, B.A. Juliano, R.S. Renner, and C.J.K. Tan, Eds., Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, 175–184.
- Kageyama, M., and Coauthors, 2018: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 1: Overview and over-arching analysis plan. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 1033–1057
- Kohfeld, K. E., and S. P. Harrison, 2000: How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 321–346
- Lee, H.-Y. J. Kim, I.-G. Park, H. Kang, and H. Ryu, 2018: Local Enhancement Mechanism of Cold Surges over the Korean Peninsula, *Atmosphere*, **28**, 383-392
- Liu, Z., and Coauthors, 2014: The Holocene temperature conundrum. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **111**, E3501–E3505
- Lorenz, S. J., and G. Lohmann, 2004: Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: method and application for the Holocene. *Clim. Dyn.*, **23**, 727–743
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851–875
- Menziel, L., A. Timmermann, A. Mouchet, and O. Timm, 2008: Meridional reorganizations of marine and terrestrial productivity during Heinrich events. *Paleoceanography*, **23**, PA1203
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades, *Nature Geoscience*, **7**, 869-873
- Nikolova, I., Q. Yin, A. Berger, U. K. Singh, and M. P. Karami, 2013: The last interglacial (Eemian) climate simulated by LOVECLIM and CCSM3. *Clim. Past*, **9**, 1789–1806
- Opsteegh, J., R. Haarsma, F. Selten, and A. Kattenberg, 1998: ECBILT: a dynamic

- alternative to mixed boundary conditions in ocean models. *Tellus A*, **50**.
- Park, H.-S., S.-J. Kim, K.-H. Seo, A. L. Stewart, S.-Y. Kim, and S.-W. Son, 2018: The impact of Arctic sea ice loss on mid-Holocene climate. *Nat. Commu.*, 9(1), 4571
- Renssen, H., H. Goosse, and R. Muscheler, 2006: Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Clim. Past*, **2**, 79–90
- Smith, R. S., 2012: The FAMOUS climate model (versions XFXWB and XFHCC): description update to version XDBUA. *Geosci. Model Dev.*, **5**, 269–276
- Steinhilber, F., J. Beer, and C. Fröhlich, 2009: Total solar irradiance during the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L19704
- Sundaram, S., Q. Z. Yin, A. Berger, and H. Muri, 2012: Impact of ice sheet induced North Atlantic oscillation on East Asian summer monsoon during an interglacial 500,000 years ago. *Clim. Dyn.*, **39**, 1093–1105
- Sung, M.-K., S.-H. Kim, B.-M. Kim, and Y.-S. Choi, 2018: Interdecadal Variability of the Warm Arctic and Cold Eurasia Pattern and Its North Atlantic Origin. *J. Clim.*, 31(15), 5793–5810
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **106**, 7183–7192
- Timmermann, A., T. Friedrich, O. E. Timm, M. O. Chikamoto, A. Abe-Ouchi, and A. Ganopolski, 2013: Modeling Obliquity and CO₂ Effects on Southern Hemisphere Climate during the Past 408 ka. *J. Clim.*, **27**, 1863–1875
- de Vernal, A., C. Hillaire-Marcel, A. Rochon, B. Fréchette, M. Henry, S. Solignac, and S. Bonnet, 2013: Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas. *Quat. Sci. Rev.*, 79, 111–121
- Wanner, H., and Coauthors, 2008: Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.*, **27**, 1791–1828
- Weber, M. E., and Coauthors, 2014: Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation. *Nature*, **510**, 134–138
- Yin, Q., A. Berger, E. Driesschaert, H. Goosse, M. F. Loutre, and M. Crucifix, 2008:

The Eurasian ice sheet reinforces the East Asian summer monsoon during the interglacial 500 000 years ago. *Clim. Past*, 4, 79–90



*** 평가의견 최종보고서 반영 사항**

평가의견	반영사항	비고
<ul style="list-style-type: none"> ◦ 지난 6천년 해빙 변화중 현재 변화와 유사한 기간이 있다면 그 결과가 현재 나타난 영향(한반도에 미치는 영향)과 유사 여부에 대한 분석 필요 	<ul style="list-style-type: none"> ◦ 카라-바렌츠해 해빙 변화와 WACE의 상관성이 높아지는 시기의 대기순환장 조건 분석 추가 	<p>연구보고서 p.57 참조</p>
<ul style="list-style-type: none"> ◦ 소내 자료 활용을 통해 모델 개선 방향에 대한 계획 수립 필요 	<ul style="list-style-type: none"> ◦ 활용계획에 소내 고기후 복원자료를 활용한 모델 개선과 고기후 자료동화 기술 연구 내용을 추가함 	<p>연구보고서 p.62 참조</p>
<ul style="list-style-type: none"> ◦ 본 연구에서 수행된 연구결과 우수성을 객관적으로 입증 가능한 내용의 최종 보고서 반영 필요 	<ul style="list-style-type: none"> ◦ 본 연구 결과를 정리하여 출판된 학진등재지 논문의 정보를 대외기여도 절에 수록함 	<p>연구보고서 p.61 참조</p>



주 의

1. 이 보고서는 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안 됩니다.

