

기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업 지구시스템 모듈별 원천기술 개발

Development of source technology for the Earth System module

2010. 6

연구기관
한국해양연구원

기 상 청

제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 “지구시스템 모듈별 원천기술 개발”과제의 보고서로 제출합니다.

2010. 06.

주관연구기관명: 한국해양연구원

주관연구책임자: 김철호

연 구 원: 국종성 · 김규태
김영호 · 김원모
민홍식 · 배윤희
오유리 · 예상욱
장찬주 · 전우근

보고서 요약서

과제관리번호	C A T E R 2009-1154	해당단계 연구기간	2009.04.22 ~ 2010.04.21	단계 구분	(1단계) / (1단계)	
연구사업명	중 사업명	기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업				
	세부사업명					
연구과제명	대과제명					
	세부과제명	지구시스템 모듈별 원천기술 개발				
연구책임자	김 철 호	해당단계 참여연구원수	총 : 11 명 내부 : 11 명 외부 : 명	해당단계 연구비	정부: 200,000천원 기업: 천원 계: 200,000천원	
		총연구기간 참여연구원수	총 : 11 명 내부 : 11 명 외부 : 명	총 연구비	정부: 200,000천원 기업: 천원 계: 200,000천원	
연구기관명 및 소속부서명	한국해양연구원		참여기업명			
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :			
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :			
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	88	
<p>○ SIS 해빙모형 분석 - 열역학 및 역학 과정 MOM4에 접합된 해빙모형(SIS)을 열역학 구조와 역학 구조로 나누어 분석함. IPCC AR4 기후 모형에서 선택한 해빙모형들의 구조와 모의 결과에 대해 분석함</p> <p>○ MOM4-SIS 해양-해빙접합모델 모의 및 전지구 해양-해빙 모의 특성 분석 MOM4-SIS(전지구 해양-해빙접합모형)의 100년 모의결과를 기반으로, 전구해양과 해빙의 모의 특성을 분석하고 모형 품위를 평가함. 남반구 하계 남위 60도 이남의 표층수온은 관측보다 높게 모의됨에 반해 북반구 하계에는 북위 70도 이북의 표층수온이 관측보다 높게 모의됨. 북태평양 쿠로시오 영역의 표층수온은 계절에 상관없이 높게 모의됨에 비해 북대서양의 걸프스트림 영역에서는 계절에 따라 다르게 모의됨. 북태평양과 북대서양의 고염의 핵이 존재하는 영역에서는 표층 염분이 높게 모의됨</p> <p>열대 해양의 기후 모의 성능을 평가함. 서태평양의 워플과 동태평양의 한랭허, 적도지역과 적도 남북 지역의 적도해류, 북적도해류, 남적도해류 등을 현실적으로 잘 모의함. 모형은 또한 적도 단면상에 나타나는 수온과 해류의 복잡한 연직구조도 관측과 유사하게 모의함</p> <p>접합모형에서 해양혼합층은 대체로 관측값과 50 m 이내의 편차 범위에서 잘 모사됨. 쿠로시오 확장역과 걸프해류역, 남극환류역에서는 비교적 큰 오차가 있음. 모형은 중·저위도에서 관측보다 깊게, 고위도에서는 얇게 모사하며 이러한 오차는 계절에 상관없이 연중 나타났음</p> <p>남·북반구 동계의 모델 해빙 분포는 관측에 비교적 부합하는 해빙 분포를 모의하였으나 하계에는 거의 용해되는 형태를 보임</p>						
색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	지구시스템모델, 해양순환모델, 해빙모델, 기후변화, 해빙 열역학				
	영 어	earth system model, ocean circulation model, sea ice model, climate change, ice thermodynamics				

요 약 문

I. 제 목

지구시스템 모듈별 원천기술 개발

II. 연구개발의 필요성 및 목적

1. 연구개발의 필요성

기후변화의 과학적 예측은 대기와 해양, 지표, 해빙 등과 같이 기후를 구성하는 여러 성분들이 결합된 전지구 기후시스템모형을 필요로 한다. 지구시스템모형의 개발과 운용을 위해서는 다학제적이고 지속적인 연구개발 노력이 요구된다. 세계적으로 기후변화 예측 정확도 향상을 위한 모형 개선 노력과 더불어 단기, 중기, 장기 기후예측, 지역적 상세예측, 극한 기상 예측, 해수면 상승 예측 등의 분야에 대해 기후예측 기술개발 노력을 집중하고 있다. 우리나라도 독자적 지구시스템모형 구축이 요구되며 이를 위하여 기후시스템의 주요 성분인 해양-해빙접합모형 연구가 필요하다.

2. 연구개발의 목적

- 지구시스템모형 구성을 위한 모듈별 원천기술 개발
- 지구시스템모형 구축을 위한 해양-해빙접합모형 개발
- 해양-해빙접합모형의 성능 평가 및 해빙모형 개선

III. 연구개발의 내용 및 범위

1. 연구기간

2009년 4월 10일 - 2010년 4월 21일

2. 연구개발의 내용

가. 해빙 열역학 과정 개선

- GFDL MOM4의 해빙모듈(SIS) 알고리즘 조사 및 코드 매뉴얼 작성
- MOM4에 포함된 해빙모듈과 타 선진기관 해빙모듈과의 기술 비교
- MOM4 해빙모듈의 개선방안 검토

나. MOM4 및 MOM4-SIS 해빙모들의 성능 평가

- MOM4에 포함된 해양물리과정 모의 및 모델결과 분석을 통한 모형 성능 평가
- SIS의 해빙 모의 성능 평가

IV. 연구개발결과

1. SIS 해빙모형 분석 - 열역학 및 역학 과정

MOM4에 접합된 해빙모형(SIS)을 열역학 구조와 역학 구조로 나누어 분석하였다. 열역학 부분은 이론적 배경과 코드의 내용 및 구조를, 그리고 역학 부분은 이론적 배경을 위주로 분석하였다.

2. 타 기관 해빙모형 모수화방안 및 모의결과 비교·분석

IPCC 4차 보고서에 사용된 기후모형 중 4 가지를 선택하여 이들에 접합된 해빙모형의 구조와 모의된 결과를 분석하였다. 해빙 모형에 사용된 열역학적 그리고 역학적 과정들은 유사하나 이들이 접합된 해양 및 대기모형의 해상도 또는 경계층의 모수화 방안에 따라 모의된 결과의 품위가 달라짐을 분석하였다.

3. 기준실험을 통한 해양-해빙 접합모형의 문제점 고찰

독립된 전구해양모형에서 모든 시스템이 결합된 기후모형으로 나아가는 중간 단계에 위치한 해양-해빙 접합모형에 내재되어 있는 근본적인 문제점에 대하여 검토하였다. 제시된 문제점들을 고찰함으로써 본 과제에서 사용된 해양-해빙 접합모형의 정확한 사용과 개선 가능성을 살펴보았다.

4. 전지구 표층수온·염분 모의 분석

MOM4-SIS(전지구 해양-해빙접합모형)의 100년 모의결과(최종 10년 자료)를 기반으로 하여 전구해양의 수온과 염분을 분석하고 모형의 특성을 검토하였다. 남반구의 여름철에 남위 60도 이남의 표층수온은 관측보다 높게 모의됨에 반해 북반구의 여름철에는 북위 70도 이북의 표층수온이 관측보다 높게 모의되었다. 남위 30도 이남의 표층수온은 봄에는 낮게 가을에는 높게 모의되었다. 북태평양의 쿠로시오 영역에서 표층수온이 계절에 상관 없이 높게 모의됨에 비해 북대서양의 걸프스트림 영역에서는 계절에 따라 다르게 모의되었다. 북태평양과 북대서양의 고염의 핵이 존재하는 영역에서는 표층 염분이 높게 모의되었다.

5. 열대 해양 모의 분석

MOM4-SIS의 장기 적분 결과를 이용하여 열대 해양의 기후값 모의 능력을 검증하였다. 모형은 서태평양의 워플과 동태평양의 한랭허를 잘 모의하였다. 적도지역과 적도 북쪽 해역의 EC, 그리고 10°N 근방의 NEC와 적도역의 SEC도 현실적으로 잘 모의되고 있다. 모형은 또한 적도 단면상에 나타나는 수온과 해류의 복잡한 연직구조도 관측과 유사하게 모의하였다. 적도역의 현실적인 모의 능력을 고려할 때 향후 접합모형의 개선에 좋은 결과를 줄 것으로 기대된다.

6. 해양혼합층 모의 분석

MOM4-SIS의 해양혼합층깊이는 대체로 관측값과 50 m 이내의 편차 범위에서 잘 모사되었다. 강한 해류가 존재하는 쿠로시오 확장역과 걸프해류역, 그리고 남극환류역에서는 비교적 큰 오차가 있었다. 중·저위도에서는 모형이 관측보다 깊게, 고위도에서는 얇게 해양혼합층을 모사하며 이러한 오차는 계절에 상관없이 연중 존재하였다.

7. 해빙 및 해양 심층순환 분석

관측된 수온과 염분장을 기반으로 소위 'cold start'의 방식으로 100년 동안 적분된 MOM4-SIS 해양-해빙접합모형의 상태를 관측 및 검증된 다른 기후모형의 결과와 비교하여 품위를 평가하였다. 짧은 적분 시간으로 인해 모의된 해빙이 약간의 문제점을 보이거나, 지속적으로 적분을 할 경우 해빙과 해양 모두 합리적인 상태에 도달할 것으로 예상된다.

V. 연구개발결과의 활용계획

- 국립기상연구소 주요사업 “선진기상기술개발”을 통해 개발하는 통합 지구시스템모델의 구축에 활용
- 해빙모델이 접합된 해양-대기모델 활용을 통하여 한반도 주변해역의 SST 모의 정확도 향상에 기여 및 계절전망 등을 위한 기후 예측 기술개발에 기여
- 극지연구 그룹의 극지방 해빙 관측 및 모델링 연구에 협력하여 연구 결과를 활용하도록 함

SUMMARY

I. Title

Development of source technology for the Earth System module

II. Necessities and Objectives of the Study

1. Necessities of the study

The scientific prediction of climate change necessitates the global-scale climate model that includes various systems constituting the climate, such as the atmosphere, surface, sea ice, and so on. For the development and management of the earth system model, a continuous effort in various viewpoints is requested. Most climate communities in the world have made their effort on developing the model itself for more accurate future climate prediction, as well as on fields of short-, mid-, and long-term climate prediction, locally detailed prediction, extreme meteorological environment prediction, sea level elevation prediction, and so on. Our country also necessitates an independent buildup of the earth system model, and thus for this purpose a study about the sea ice-ocean coupled general circulation model is of importance.

2. Objectives of the study

- Development of the source technology by module for the composition of earth system model
- Development of the sea ice-ocean coupled general circulation model for the establishment of earth system model
- Assessment of the performance of the sea ice-ocean coupled general circulation model and improvement of the coupled sea ice model

III. Contents and scopes of the study

1. Period of the study

April 22, 2009 – April 21, 2010

2. Contents and scopes of the study

- Improvement of the thermodynamic part of the sea ice model
 - Review of algorithm of GFDL MOM4-SIS model and making its code handbook
 - Comparison of the sea ice module coupled to MOM4 with other verified sea ice models
 - Review of way to develop the MOM4-SIS module.

- Assessment of the performance of MOM4 and the sea ice module
 - Simulation of physical process of the ocean included in MOM4 and assessment of the model performance via analysis of its result
 - Assessment of the performance of the sea ice simulated in the MOM4-SIS module

IV. Results

1. Analysis of the thermodynamic and dynamic processes of the SIS model

Structures of the sea-ice model coupled to MOM4, by separating its thermodynamic and dynamic processes were reviewed in this study. Both the theoretical background and model code in terms of thermodynamic part, and the theoretical background in terms of dynamic part were also reviewed.

2. Comparison and analysis of simulated results and parameterization schemes used in the sea ice model coupled to other climate models

Selecting four climate models included in IPCC fourth assessment report, we analyzed the structures of the sea ice model coupled to them, and simulated results. Although the thermodynamic and dynamic processes used in four climate models appeared to be overall similar, their simulated results are very different according to the horizontal resolution and parameterization scheme employed in the atmosphere and ocean models.

3. A consideration of problems via the Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs)

The sea ice-ocean coupled general circulation model is located at the intermediate

step between an ocean-only general circulation model and fully-coupled climate model. We examined the fundamental problems included in the sea ice-ocean coupled general circulation model. We focused not on listing fragments of information about these fundamental problems, but on being aware of those and thus on the accurate use and possible way to develop for the sea ice-ocean coupled general circulation model used in this project.

4. Simulation of global sea surface temperature and salinity

MOM4-SIS(global ocean-sea ice coupled model) simulated results were analysed based on 100 years' model integration. Sea surface temperature (SST) south of 60°S is simulated higher than observation in austral summer, while the simulated SST north of 70°N is higher in boreal summer. SST in the south of 30°S is simulated lower than observation in spring but higher in November. There is a tendency that SST is simulated higher along the path of the Kuroshio including the Kuroshio extension. In contrast, difference between simulated SST and observation along the Gulf stream differs season to season. Sea surface salinity around the high salinity core region in the north Pacific and the north Atlantic is simulated higher.

5. Simulation of tropical ocean climate

We assessed a performance in simulating tropical ocean climatology by the global ocean general circulation model from a long-term integration. We found that the present global ocean general circulation model reasonably simulates vertical structure of equatorial ocean temperature and currents, as well as the horizontal complex system of ocean circulation over the tropical Pacific.

6. Simulation of the mixed layer depth

Simulated mixed layer depths are in reasonable agreement with observational estimate within 50 m range. Significant bias, however, are identified in the regions where strong currents exist, including the Kuroshio region and the Gulf Stream region, as well as at the high latitudes such as the Antarctic Circumpolar Current. Another systematic bias are a deep bias at low to mid-latitudes and a shallow bias at high latitudes. These biases persist all year round.

7. Analysis of the simulated sea ice and global ocean

We estimated the performance of simulated sea ice and global ocean that integrated for 100 years by way of the so-called "cold start" with the 3 dimensional potential temperature and salinity derived from observation, by comparing these with observation and other verified climate model results. Although there is little shortcomings due to the very short integration time, it is expected that the sea ice and global ocean will reach the respective reasonable states if the integration continues.

CONTENTS

Summary	v
Contents	ix
List of Figures	xi
List of Tables	xvii
Chapter I Outline of study	1
Section 1 Necessity and objective of the study	1
Section 2 Contents and scopes of the study	4
Chapter II States of technical development in the home and foreign countries	6
Section 1 Trends of study in Korea	6
Section 2 Trends of study in foreign countries	7
Chapter III Results of the study	11
Section 1 Introduction	11
Section 2 Analysis of the thermodynamic process of the SIS model	20
Section 3 Analysis of the dynamic processes of the SIS model	34
Section 4 Comparison and analysis of simulated results and parameterization scheme used in the sea-ice model coupled to other climate models	40
Section 5 A consideration of problem via the Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs)	52
Section 6 Analysis of MOM4-SIS global ocean-sea ice coupled model simulation	57
Chapter IV Achievements of objectives and contributions to the related area	83
Section 1 Achievements of objectives	83
Section 2 Contributions to the related area	83
Chapter V Application plans of the results of the study	85
Chapter VI References	86

목 차

요약문	i
목 차	x
그림목차	xiv
표목차	viii
제 1 장 연구개발과제의 개요	1
제 1 절 연구의 목적 및 필요성	1
제 2 절 연구의 내용 및 범위	4
제 2 장 국내외 기술개발 현황	6
제 1 절 국내 연구 동향	6
제 2 절 국외 연구 동향	7
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	11
제 1 절 서론	11
제 2 절 SIS 해빙모형 분석-열역학 과정	20
제 3 절 SIS 해빙모형 분석-역학 과정	34
제 4 절 타 기관 해빙모형 모수화 방안 및 모의결과 비교·분석	40
제 5 절 해양-해빙모형 기준실험(Coordinated Ocean-ice Reference Experiments; COREs)을 통한 접합모형의 문제점 고찰	52
제 6 절 MOM4-SIS 해양해빙 접합모형의 모의결과 분석	57
제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도	83
제 1 절 연구목표 달성도	83
제 2 절 관련분야에의 기여도	83
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	85
제 6 장 참고문헌	86

List of Figures

Fig. 1. Bottom topography and ocean for (top) the Arctic Ocean and (bottom) Antarctic Ocean	17
Fig. 2. Monthly distributions of the Arctic sea ice (satellite image, Gloersen et al., (1992))	18
Fig. 3. Monthly distributions of the Antarctic sea ice (satellite image, Gloersen et al., (1992))	19
Fig. 4. Factors operating the thermodynamic process of sea ice	23
Fig. 5. Heat fluxes at surface and bottom	25
Fig. 6. Pictures of real sea ice (Leppäranta(2005))	34
Fig. 7. Drift ice classified according to the ice concentration(Leppäranta(2005))	35
Fig. 8a. Distributions of sea ice of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) January and (right) August (NCAR CCSM3.0)	44
Fig. 8b. Distributions of sea ice of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) January and (right) August (ECHO-G)	44
Fig. 8c. Distributions of sea ice of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) January and (right) August (BCCR BCM2.0)	45
Fig. 8d. Distributions of sea ice of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) January and (right) August (MPI ECHAM5)	45
Fig. 9. Distributions of the austral winter's ice concentration and thickness. The interval of isoline is 2% between 90% and 100%, but is 10% below 90%. The ice extent is defined by the isoline of 20%, and thus the ice concentration smaller than 20% is removed	50
Fig. 10. Zonal mean and annual mean of the convective potential energy(AREF: red line, BREF: green line, CREF: blue line, Cheon and Stössel, 2009)	51
Fig. 11. Distributions of the simulated sea surface temperature: a) February, b) May, c) August, d) November	57
Fig. 12. Distributions of the observed sea surface temperature: a) February, b) May, c) August, d) November	58
Fig. 13. Difference of sea surface temperature between model result and observation: a) February, b) May, c) August, d) November	59
Fig. 14. Sea surface temperature of the North Pacific: a) February, b) May, c) August, d) November	60

Fig. 15. Sea surface temperature of the North Atlantic: a) February, b) May, c) August, d) November	61
Fig. 16. Distributions of the simulated sea surface salinity: a) February, b) May, c) August, d) November	62
Fig. 17. Distributions of the observed sea surface salinity: a) February, b) May, c) August, d) November	63
Fig. 18. Difference of sea surface salinity between model result and observation: a) February, b) May, c) August, d) November	63
Fig. 19. The simulated annual mean sea surface temperature (Average between 91 th and 100 th year): a) February, b) May, c) August, d) November	64
Fig. 20. Seasonal mean of the sea surface temperature: a) February, b) May, c) August, d) November	65
Fig. 21. Sea surface temperature averaged between 5°S and 5°N	66
Fig. 22. Annual mean of the zonal current averaged from the surface to 200 m depth	66
Fig. 23. Annual mean of the zonal current at the equator	68
Fig. 24. Annual mean of the ocean temperature at the equator	68
Fig. 25. Distributions of annually averaged zonal current at 180°E	69
Fig. 26. Distributions of annually averaged ocean temperature at 180°E	69
Fig. 27. Seasonal variation of the model mixed layer depth (MLD): a) February, b) May, c) August, and d) November. The MLD was calculated for 10 years from model year 91 to 100 and 10-year monthly mean MLD was calculated for comparison with the observational estimate (Monteguet et al. (2004)) MLD data. Three boxes marked in a) represent the areas in which averages are taken for Fig. 31	72
Fig. 28. Seasonal variation of the observed mixed layer depth (MLD): a) February, b) May, c) August, and d) November. The observational estimate are from (Monteguet et al. (2004) MLD data. Three boxes marked in a) represent the areas in which averages are taken for Fig. 31	73
Fig. 29. Seasonal variation of the difference (model - observational estimate) of the mixed layer depth (MLD): a) February, b) May, c) August, and d) November	73
Fig. 30. Latitudinal distributions of the mixed layer depths (red: model, black: observation) and their difference (blue, model - observation)	74

Fig. 31. Seasonal variation of area-averaged mixed layer depth: a) area A, b) area B, and c) area C. Each area over which the average is taken is marked as a box in Fig. 27a and Fig. 28a	74
Fig. 32. Monthly mean ice concentration of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) January and (right) August at 100 th year	78
Fig. 33. Monthly mean ice thickness of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) January and (right) August at 100 th year	78
Fig. 34. Satellite-driven ice concentration of (top) the Arctic and (bottom) the Antarctic for (left) March and (right) September	79
Fig. 35. Zonally averaged (left) potential temperature and (right) salinity in the Atlantic Ocean. The upper figure indicates between 1 th and 10 th year, and the lower one average between 91 th and 100 th year	80
Fig. 36. The meridional overturning circulation averaged over the respective period for (left) the Atlantic and (right) global oceans	80
Fig. 37. Horizontal distributions of age of water for 1000, 2000, 3000, 4000 m depths at 100 th year	81
Fig. 38. Vertical distribution of age of water for 30°W and 160°W at 100 th year	81
Fig. 39. Current patterns of the Atlantic Ocean for the surface and 2000, 3000, 4000 m depths at 100 th years	82
Fig. 40. Current patterns of the Pacific Ocean for the surface and 2000, 3000, 4000 m depths at 100 th year	82

그 립 목 차

그림 1. 북극해(위)와 남빙양(아래)의 해저지형과 바다	17
그림 2. 북반구 해빙의 월별 분포(위성영상, Gloersen et al., 1992)	18
그림 3. 남반구 해빙의 월별 분포 (위성영상, Gloersen et al., 1992)	19
그림 4. 해빙의 열역학 과정에 작용하는 열적 요소들	23
그림 5. 눈 층의 윗면과 아랫면을 통해 전달되는 열속	25
그림 6. 실제 해빙의 형상을 보여주는 사진들(Leppäranta (2005))	34
그림 7. 해빙의 밀접도에 따른 drift ice의 분류(Leppäranta (2005))	35
그림 8a. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포 (NCAR CCSM3.0)	44
그림 8b. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포 (ECHO-G)	44
그림 8c. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포 (BCCR BCM2.0)	45
그림 8d. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포 (MPI ECHAM5)	45
그림 9. 겨울의 평균 해빙 밀접도와 두께 분포. 90%와 100% 사이에서의 등치선은 2% 간격으로 90% 이하에서는 10%의 간격으로 표현함. 해빙의 밀접도가 20%인 등치선을 해빙의 가장자리로 설정하여 나머지 부분은 배제함 (Cheon and Stössel (2009))	50
그림 10. 동서로 평균한 연평균 잠재에너지 배출(Convective Potential Energy Release). (AREF; 빨간색(맨 아랫선), BREF; 연두색(가운데 선), CREF; 파란색(맨 윗선), Cheon and Stössel, 2009)	51
그림 11. 모형에서 모의된 표층수온 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	57
그림 12. 관측자료에서 나타나는 표층수온 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	58
그림 13. 모형에서 모의된 표층수온과 관측값과의 차이: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	59
그림 14. 북태평양 표층수온: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	60
그림 15. 북대서양 표층수온: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	61
그림 16. 모형에서 모의된 표층염분 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	62
그림 17. 관측자료에서 나타나는 표층염분 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	63

그림 18. 모형에서 모의된 표층염분과 관측값과의 차이: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	63
그림 19. 모형에서 모의된 해수면 온도 연평균값 (91-100년 평균)	64
그림 20. 해수면 온도의 계절 평균값: a) 북반구 봄철 b) 여름철 c) 가을철 d) 겨울철	65
그림 21. 5°S-5°N 평균한 해수면 온도의 평균값	66
그림 22. 상층 0-200m까지 평균한 연평균 동서방향 해류	66
그림 23. 적도 단면에 대한 동서방향 해류의 연평균값	68
그림 24. 적도 단면에 대한 해수 온도의 연평균값	68
그림 25. 180°E에 대한 동서방향 해류의 연평균 분포	69
그림 26. 180°E에 대한 해수온도의 연평균 분포	69
그림 27. 모형에서 모사된 해양혼합층깊이 수평분포의 계절변화: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월. 모형 적분 91년에서 100년까지 10년 동안의 해양혼합층 깊이를 구한 후 10년 평균 해양혼합층깊이를 구함. a)에 표시한 사각형은 그림 31에 표시한 해양혼합층깊이를 평균한 영역을 나타냄	72
그림 28. 관측자료에서 계산한 해양혼합층깊이 (Montegut et al (2004) 자료) 수평분포의 계절변화: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월. a)에 표시한 사각형은 그림 31에 표시한 해양혼합층깊이를 평균한 영역을 나타냄	73
그림 29. 해양혼합층깊이 차이 (모형 - 관측)의 계절변화: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	73
그림 30. 동서평균한 해양혼합층깊이(빨간색: 모형, 검정색: 관측)와 차이 (파란색: 모형 - 관측)의 위도분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월	74
그림 31. 영역 평균한 해양혼합층깊이의 계절변화: a) 영역 A, b) 영역 B, c) 영역 C. 각 영역은 그림 27a와 그림 28a에 표시되어 있음	74
그림 32. 적분시간 100년에 1월(좌측)과 8월(우측)의 북극(상단)과 남극(하단) 평균 해빙 밀접도	78
그림 33. 적분시간 100년에 1월(좌측)과 8월(우측)의 북극(상단)과 남극(하단) 평균 해빙 두께	78
그림 34. 위성자료로부터 계산된 3월(좌측)과 9월(우측)의 북극(상단)과 남극(하단) 평균 해빙 밀접도	79
그림 35. 동서 방향으로 평균한 대서양(60°W-10°W)의 온도(좌측)와 염분(우측) 분포. 상층은 1 - 10년, 하층은 91 - 100년을 평균한 값	80
그림 36. 각 기간에 대하여 평균한 대서양(좌측)과 전구(우측)의 남북역전순환	80
그림 37. 적분시간 100년에 수심 1000, 2000, 3000, 4000m에서 물의 나이의 전구 분포	81

그림 38. 적분시간 100년에 30°W와 160°W에서의 물의 나이 분포	81
그림 39. 적분시간 100년에 대서양 표층, 2000, 3000, 4000m 수심에서의 해류 패턴	82
그림 40. 적분시간 100년에 태평양 표층, 2000, 3000, 4000m 수심에서의 해류 패턴	82

List of Tables

Table 1. Contents and scopes of the study	4
Table 2. Developments of the climate system model/sea ice model in Korea	6
Table 3. Developments of the ocean general circulation model in Korea	7
Table 4. Developments of the climate system model/sea ice model in the foreign climate research institutes	8
Table 5. Climate system models reported in	9
Table 6. The main basins the world ocean's ice zone. The types, E=enclosed, SE=semi-enclosed and O=open, refer to the ice exchange with neighbouring seas	16
Table 7. Sea ice models and model parameterization schemes of the foreign climate research institutes	41

표 목 차

표 1. 주요 연구개발 내용 및 범위	4
표 2. 기후시스템모델/해빙모델 연구분야	6
표 3. 전지구 해양순환모델 연구분야	7
표 4. 외국 주요기관의 기후시스템모델/해빙모델 연구 분야	8
표 5. IPCC AR4에 제시된 각 연구기관별 기후모델. 대기, 해양, 해빙, 지면모델과 결합 방식을 나타냄	9
표 6. 전 세계 해양의 주요 해빙 지역. E=폐쇄(enclosed), SE=반폐쇄(semi-enclosed), O=개방(open); 인접 해역과의 해빙 교환 정도를 나타냄	16
표 7. 세계 기후연구기관의 해빙 모형 및 모수화 방안 비교/분석	41

제 1 장 연구개발과제의 개요

제 1 절 연구의 목적 및 필요성

1. 기술적 중요성

• 기후모델 개발을 위한 기술분야: IPCC 4차보고서의 공개 이후 전세계적으로 기후변화가 사회, 문화, 경제 전반에 미치는 영향을 평가하고 대비하기 위하여 고해상도의 정보를 더욱 필요로 하게 되었다. 이와 같은 기후변화 예측정보는 대기와 해양, 지표, 해빙 등과 같이 기후를 구성하는 여러 기후 요소들에 대한 정교한 모델들로 결합된 전지구 기후시스템모델을 필요로 한다. 지구시스템모델의 개발과 운용을 위해서는 다학제적이고 지속적인 연구개발 노력이 요구되는데, 지구시스템모델 개발을 위한 기술분야를 열거하면 대체로 다음과 같다.

- 1) 각 기후요소들에 대한 신뢰도 높은 성분모델(모듈)들의 개발,
- 2) 성분모델들간의 결합기술,
- 3) 지구시스템모델의 구동과 원활한 운용,
- 4) 기후변화 시나리오의 생산기술과 기후예측 기술,
- 5) 기후변화 탐지와 다양한 예측결과 분석을 통한 기후모델 개선에의 되먹임,
- 6) 기후변화 영향과 적응정책을 위한 예측결과 분석기술 및 활용기술

• **기후모델 신뢰도 향상을 위한 기술분야:** 기후시스템모델들 간에는 아직도 열대 강우, 엘니뇨-남방진동, 메이든-줄리안 진동 등의 모사에서 상당한 오차를 보이며 해양심층순환에 대해서 여러 모델들 간에 폭넓은 차이가 나타난다. 이러한 오차를 해소하고 모델의 모의 신뢰도를 향상시키기 위해서는

- 1) 중요한 소과정들에 대한 모의 능력의 향상(모수화 과정), 특히 구름 모사 등에 대한 정확도 향상과
- 2) 기후에 영향 미치는 다른 중요한 기후 요소들의 모델화, 즉 성분모델(모듈)의 개발이 필요하다.

지난 수 십 년 동안 발전되어온 기후모델과 향후 진화될 지구시스템모델의 국제적인 개발 동향을 보면 먼저 1980년대에 대기모델에 지면모델이 결합되었으며, 1990년대 들어 그동안 따로 개발되어왔던 해양모델과 해빙 모델이 점진적으로 통합되었다. 최근에는 황순환과정이 결합되었고 육상과 해양의 탄소순환이 결합 중에 있다. 지구시스템모델의 개발을 위해서는 다학제 협력연구가 필요하며 또한 해당 분야에서 진전이 이루어지고 더 나아가 전체모델에 통합될 때 비로소 전체적인 모델 품위향상이 이루어지게 됨을 알 수 있다.

- **기후모델을 통한 기후예측의 국제 동향:** 향후 기후변화 예측부문의 국제적 동향을 보면,
 - 1) 기후변화 예측 정확도 향상을 위한 모델 개선 노력,
 - 2) 단기(수 년~10년) 기후예측자료 생산,
 - 3) 중기(30년~50년) 및 장기(100년~300년) 기후 예측,
 - 4) 지역적 상세 예측,
 - 5) 호우, 가뭄, 태풍, 한파 등 극한기후의 발생 빈도와 강도 예측,
 - 6) 해수면 상승 예측
 등의 분야에 대해 기후예측 기술의 개발이 집중될 것으로 예상된다.

2. 경제 · 산업적 중요성

- **기후모델의 활용범위:** 기후모델을 통한 기후모델링과 미래 기후변화의 예측결과는 기후변화 이슈의 성격상 크게 두 가지 방향으로 활용될 것으로 예상된다. 첫째는 기후변화의 과학적 이해와 그 영향에 대한 예측을 파악하며 과학적인 대응책을 수립하는데 활용되는 것이며, 또 하나는 인류활동 기원의 온실기체가 기후변화에 미치는 영향을 향후 더욱 명확히 함으로써 국제사회에서 기후변화협약을 강화하고 국제적인 대응방안 수립에 기여하는 것이다. 기후변화가 인류사회에 미치는 영향은 방대하여 농업, 수산, 삼림, 수자원, 보건, 에너지, 환경, 문화, 과학 등 인류 생활의 거의 전 영역에 관계된다고 볼 수 있다.

- **기후예측 활용을 통한 적응 비용 경감:** 기후모델을 이용한 기후예측결과는 인문, 사회, 경제, 자연의 거의 모든 분야에서 미래사회에 대한 예측과 적응책 수립에 활용되게 됨으로 스톤보고서에서 보고하고 있듯이 기후변화 적응 비용에 미치는 그 경제적 파급도는 매우 큰 것으로 인식된다. IPCC 보고서는 지구온난화 예측을 통해 악기상 현상이 더욱 빈번해질 것으로 전망하고 있다. 우리나라의 기후관련 연구기관들에서 미래 기후에 대한 장기적인 전망과 신뢰도 높은 예측을 제공할 수 있을 때 기후변화와 그로 인한 악기상 및 자연재해 발생 등에 대해 국민의 재산 보호와 막대한 국가 예산 지출 방지를 꾀할 수 있다.

3. 연구개발의 필요성

- **국내 기후모델 기술력의 확보와 통합 필요성:** 기후예측의 국제동향에서 보았듯이 IPCC AR5 단계에서는 기후연구 선진국들에서 차세대기후모델 개발 노력이 한층 더 가속화될 것이며, 단기와 중기 예측을 위한 실험과 분석이 시도될 것으로 전망된다. 또한 전지구적인 예측뿐만 아니라 자국의 기후변화 예측 정보를 생산하기 위한 지역적 상세 예측 노력이 경주될 것이다. 이러한 국제적 동향에 뒤지지 않기 위해서, 그리고 더 나아가 우리나라의 기후연구의 국제적 경쟁력 향상을 위해서는 국내 자체의 기후모델 개발과 개선을 위한 원천기술의 개발이 요구된다. 이를 위하여 아직까지 국내 기술기반이 취약한

기후 성분 모델(모듈)에 대한 기술력 개발과 국립기상연구소를 중심으로 한 통합 지구시스템모델 구축을 위한 국내 연구역량의 결집이 요구된다.

• **기후시스템 성분모델로서의 MOM4 선정 근거 및 개선 필요성:** MOM4는 세계적인 기후 연구소의 하나인 미국 지구유체역학연구소(GFDL)에서 수 십 년에 걸쳐 개발해온 대표적인 해양대순환모델로서 영국의 Hardley 센타, 캐나다 CCCMA, 호주 CSIRO, 일본 JMA와 CCSR 등의 기후연구기관에서 사용중인 해양순환모델은 모두 이 MOM의 이전 버전들(Bryan-Cox 모델, Semtner 모델, MOM V1과 V2)에 기원을 두고 각각 기관의 특성을 살려 개선시킨 모델들이다. 현재 전세계적으로 다양한 해양순환모델들이 개발되고 해양연구에 활용되고 있으나 아직까지 기후연구를 위하여 수 백 년-수 천 년의 장기적분에 사용된 모델로서는 MOM 계열의 모델이 가장 안정적이다. MOM은 또한 code 및 운용방법이 공개되어 있어 사용자의 접근이 용이하며 또한 GFDL에서 MOM 모델의 개선과 운용에 관한 연구가 지속되고 있다. MOM4 version을 이용한 GFDL 해양-대기접합모델은 현재 IPCC 4차 보고서에 제출되어서 전 세계 기후변화 과학자들이 분석중에 있으며 모형의 우수성이 여러 논문들에 의해 입증되었다. (예: GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part III: Tropical Pacific Climate and ENSO, J. Climate, 19, 698-722)

• **모듈별 원천기술로서의 해빙모델 개발 필요성:** 인류활동 기원의 온실가스 기체의 증가는 짧은 진동주기 안에서는 대기시스템에, 긴 진동주기 안에서는 해양시스템에 역학적 및 열역학적 변화를 일으키며, 이 두 시스템의 변화는 양극지방의 해빙시스템에 의해 연결되는데 여기에 현재 전 세계 기후시스템의 틀을 바꾸는 기작이 존재한다. 아직까지 국내 대부분의 기후연구그룹에서는 대기대순환모델과 해양대순환모델의 독자적인 모델연구가 주를 이루고 있으며 일부 기관에서 이 둘이 결합된 대기해양접합모델이 시도되고 있는 단계이다. 따라서 향후 우리나라의 기후예측 연구수준을 한 단계 더 높이기 위해서는 선진국에서 이미 상당수 보편화된 해빙모델의 기후모델 통합화가 조속히 요청된다. 이를 위하여 기존 해빙모델에 대한 전반적 특성 파악과 이를 기후모델에 결합하기 위한 제반 기술개발 및 향상된 해빙모델 개발연구가 필요하다.

4. 연구개발의 최종목표

이 연구개발의 최종목표는 통합 지구시스템모델을 구성하기 위한 모듈별 원천기술을 개발하는 것이다. 이를 위하여 해빙과정 모듈을 개발하고, 결합자를 사용한 통합 지구시스템모델로의 결합 환경을 구축하며 해양-해빙-생지화학모듈을 단계적으로 결합한다.

제 2 절 연구의 내용 및 범위

1. 연차별 연구개발 목표 및 내용

이 연구는 단년도(2009년 4월 22일-2010년 4월 21일) 연구과제 형태로 수행되었으며 본 연구의 2차년도 연구에 해당하는 후속과제는 2010년 4월부터 다시 신규과제의 형태로 계속되고 있다. 본 연구의 주요 목표는 해빙모델의 역학적 및 열역학적 제반 특성을 검토하고, 미국지구유체역학연구소에서 개발된 해양모형(MOM4; Modular Ocean Model Version 4)과 해빙모듈(SIS; Sea Ice Simulator)의 기준 실험을 통하여 해양-해빙접합모델(MOM4-SIS)의 모의 특성과 모델 성능을 검토하는 것이다. 1차년도 기간 중의 주요 연구개발 내용과 범위는 다음과 같다.

표 1. 주요 연구개발 내용 및 범위

구분	연구개발의 목표	연구개발의 내용	연구범위
2009년도 (1차년도)	MOM4 해빙모듈 의 분석과 개선	<ul style="list-style-type: none"> ○해빙 열역학 과정 개선 -미국 지구유체역학연구소 해양모형(MOM4)에 포함된 해빙모듈의 알고리즘 조사 및 코드 매뉴얼 작성 -MOM4에 포함된 해빙모듈과 타 선진기관 해빙모델과의 기술 비교 -MOM4 해빙모듈의 개선방안 검토 	<ul style="list-style-type: none"> -MOM4 해빙모듈의 코드 분석 매뉴얼과 구동 매뉴얼 작 -MOM4 해빙모듈에 도입된 해빙모수화 방안 특성 분석 -MOM4 해빙모듈과 타기관해빙모델(NCAR CSIM5, 독일 ECHO-G)의 해빙모수화방안 비교 분석 -타기관 해빙모델에서 MOM4에 채용가능한 해빙모수화방안 검토
		<ul style="list-style-type: none"> ○MOM4 및 MOM4 해빙모듈의 성능 평가 -MOM4에 포함된 해양물리과정의 민감도 실험 및 평가 -MOM4 해빙모듈의 해빙 열역학과정 민감도 실험 및 평가 	<ul style="list-style-type: none"> -해빙모듈이 결합된 MOM4의 시험구동 -고위도 해역 SST 모의 및 관측과의 비교 분석 -MOM4에 의한 해양순환 모의결과의 분석과 모델 성능 평가 -모델 실험수행을 위한 입력자료 및 실험설계서 작성

2. 연구사업의 수행 방법

- **국내 해빙모델 전문가 그룹 활용:** 국내에 해빙 관련 전문가들은 매우 희소하다. 본 연구과제에서는 극지연구소, 연세대학교 지구환경연구소 및 한국과학기술정보연구원의 해빙 모델 관련 전문가들을 장기 혹은 단기 자문위원으로 위촉하여 해빙-해양모델의 개발과 모의결과 분석과정에 자문을 받았다.
- **극지방과 고위도 해역의 수온 변동 분석 전략:** 북태평양과 적도태평양의 수온 변동과 심층순환 및 극지방의 해빙 변동 등에 대해 각 해당 분야의 전문가들이 참여하여 모의 결과를 분석하였다.
- **해빙모델 코드 분석:** 현재 MOM4에는 해빙모델의 역학 및 열역학적 구조와 모수화 방안에 대해 매뉴얼 상에 자세한 설명은 없다. 본 연구에서는 MOM4에 내삽된 해빙모델이 채용하고 있는 해빙 모수화 방안과 역학/열역학 관련 수치방안들에 대해 그것이 근거하고 있는 논문들을 파악하고 해당 부분의 코드를 분석하였으며 이를 통해 향후에 MOM4 해빙모델의 개선 방안을 강구하는데 도움이 될 수 있도록 하였다.

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 1 절 국내 연구 동향

1. 기후시스템/해빙모델 연구개발 현황

국내의 기후시스템모델 연구개발 현황은 표 2와 같다. 점차 대기모델과 해양모델의 결합모델이 국내 여러 대학/기관에서 활용되고 있으며 해빙모델이 기후실험 연구에 도입되었다. 한국해양연구원에서는 MOM3 해양모형과 일방향으로 접합된 NCAR CSIM5 해빙모델을 이용하여 초기 단계의 해빙모의 실험을 수행한 바 있다.

표 2. 기후시스템모델/해빙모델 연구분야

연구수행 기관	연구개발 내용	연구개발성과의 활용현황
• 국립기상연구소	독일 MPI ECHO-G 이용, 기후변화 시나리오 실험 수행	고해상도 지역기후 시나리오 생산, 한반도/동아시아 기후변화 예측결과 제공
• 서울대학교 지구환경과학부/ CCSR, 수치예보 실험실	SNU GCM과 MOM2를 결합하여 SNU CGCM 개발, MOM4와 SNU 대기모델 결합 연구	SNURCM 개발, 고해상도 지역 기후변화 시나리오 생산, 엘니뇨 연구 등에 활용
• 연세대 지구환경연구소	YONU CGCM과 CGCMTr7W6 해양-대기결합모델개발. MOM4-SIS-EBM 결합모델을 활용한 실험 수행	MLD 모수화방안, 대양순환, 엘니뇨, 기후변화 예측실험 연구 등 수행
• 부산대학교 대기과학과	CME/PNU CGCM 개발, 대기-해양- NCAR 해빙모델 활용, 자료동화 연구	기상청 계절예보, 엘니뇨 연구 등에 활용
• 한국해양연구원	NCAR CSIM5 해빙모델 이용 극지방 해빙 계절변동 모의. MOM3와의 일방향 접합모델 실험	해빙모델 실험을 통해 중-고위도 SST 계절변동 분석. 해양모델과의 접합을 통해 한반도 주변해의 해양순환 연구에 활용

2. 전지구 해양순환모델 연구개발 현황

표 3에 국내의 전지구 해양순환모델 개발과 활용 현황을 보였다. 주로 MOM 계열의 순환모델이 활용되고 있으며, 기후연구에서는 수평 격자간격이 1도~3도 정도 규모로 크며 그중 한국해양연구원의 전구모형은 비교적 중해상도의 격자간격을 가지고 있다. 그밖에 지역해와 연안역을 대상으로 하는 연구에서는 MOM 이외에 ROMS, HYCOM, POM, FVCOM 등이 활용되고 있다.

표 3. 전지구 해양순환모델 연구분야

연구수행 기관	연구개발 내용	연구개발성과의 활용현황
• 서울대학교 지구환경과학부	MOM2와 MOM4를 기반으로 적도역 중심의 해양순환모델 연구 수행	주로 엘니뇨 예측, 기후변동 기구 규명 등의 연구에 활용
• 부산대학교 대기과학과	MOM3를 기반으로 하여 자료동화 등을 이용한 전구해양순환모델 수립	대기-해양-해빙모델의 접합과 지구 온난화 실험연구에 응용
• 국립기상연구소	MOM3 기반 수평격자 1°×1°의 전구 해양순환모델 연구 수행	Argo 자료동화 등에 활용
• 한국해양연구원	MOM3 기반 수평격자 1°×1°와 0.5°×0.5° 격자 전구해양순환모델 수립. 북태평양 1°~1/6° 모델 수립	한반도 주변해역과 북태평양 순환, 중층순환, 생태계 변동 연구 등에 활용

제 2 절 국외 연구 동향

1. 기후시스템/해빙모델 연구개발 현황

표 4는 외국 주요 기후연구기관들의 연구개발 현황을 간략히 보여준다. 아직까지 기후시스템모델에서 어느 한 기관의 모델이 모든 면에서 다른 기관의 모델들보다 성능이 더 우수하다고 평가되는 모델은 없다. 그러나 기후모델을 구성하는 세부 모듈들에 있어서는 다소 우열이 있다. 즉, 아직까지 구 버전의 모수화 과정을 그대로 사용하고 있는 모델들, 공간 해상도가 상대적으로 낮은 모델들, 해양의 자유수면 계산을 도입하고 있지 못한 모델들, 해빙의 역학과정이 포함되어 있지 못한 모델들 등이 그 예다. 표 5는 IPCC AR4에 제시된 각 기후연구기관들의 기후모델 특성을 나타낸 것으로 전체적인 특징은 표 4에서 언급한 바와 대체로 같다.

표 4. 외국 주요기관의 기후시스템모델/해빙모델 연구 분야

연구수행 기관	연구개발 내용	연구개발성과의 활용현황
• 미국 NCAR	NCAR CSM, NCAR-PCM 기후계 모델 개발, 기후변화 시나리오 실험 연구를 수행	기후변화 시나리오 실험을 수행하며 IPCC 연구보고서에 반영하고 있음
• 미국 Los Alamos 연구소	POP 해양모델과 CICE 해빙모델 개발. 해양-해빙 접합모델 연구 수행	지구 온난화 실험연구에 활용하고 있음. NCAR의 해빙 모델 본체로서 기술제공을 하고 있음
• 미국 GFDL	CM 기후계모델을 개발하여 온난화 실험 수행. 근래에 SIS 해빙모델이 결합되었음	기후변화 시나리오 실험을 수행하며 IPCC 연구보고서에 반영하고 있음
• 영국 Hardley 기후센터	UM 기후계모델 수립. 기후변화 실험 연구 수행	기후변화 시나리오 실험결과를 IPCC보고서에 반영하고 있음
• 캐나다 CCCMA	자체 개발한 기후계모델을 이용하여 기후변화 실험 수행. 빅토리아대학에서 EBM모델과 해양모델 접합. 고기후, 미래기후변화 실험 수행	기후변화 시나리오 실험결과를 IPCC보고서에 반영하고 있음
• 독일 막스플랑크 연구소(MPI)	ECHAMP4/OPYC3 기후계모델 개발. 온난화 예측 연구 수행.	기후변화 시나리오 실험결과를 IPCC보고서에 반영하고 있음
• 일본 동경대 CCSR, NIES, 전력중앙연구소	각각 기후계모델을 수립하여 기후변화 연구에 응용. earth simulator 초고속 슈퍼컴 및 차세대 초고속 슈퍼컴을 연구에 활용	지구온난화에 의한 일본 열도 주변의 해수면 상승 등을 예측하여 언론에 공개하였음
• 호주 CSIRO	CSIRO-MK2를 이용한 온난화예측 연구 수행	기후변화 시나리오 실험결과를 IPCC보고서에 반영하고 있음

표 5. IPCC AR4에 제시된 각 연구기관별 기후모델. 대기, 해양, 해빙, 지면모델과 결합 방식을 나타냄

Model ID, Vintage	Sponsor(s), Country	Atmosphere Top Resolution References	Ocean Resolution Z Coord., Top BC References	Sea Ice Dynamics, Leads References	Coupling Flux Adjustments References	Land Soil, Plants, Routing References
1: BCC-CM1, 2005	Beijing Climate Center, China	top = 25 hPa T63 (1.9°×1.9°)L16 Dong et al., 2000 CSMD, 2005 Xu et al., 2005	1.9° × 1.9° L30 depth, free surface Jin et al., 1999	no rheology or leads Xu et al., 2005	heat, momentum Yu & Zhang, 2000 CSMD, 2005	layers, canopy, routing CSMD, 2005
2: BCCR-BCM2.0, 2005	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	top = 10 hPa T63(1.9° × 1.9°)L31 Déqué et al., 1994	0.5–1.5° × 1.5° L35 density, free surface Bleck et al., 1992	rheology, leads Hibler, 1979, Harder, 1996	no adjustments Furevik et al., 2003	layers, canopy, routing Mahfouf et al., 1995 Douvillé et al., 1995 Oki & Sud, 1998
3: CCSM3, 2005	National Center for Atmospheric Research, USA	top = 2.2 hPa T85(1.4° × 1.4°)L26 Collins et al., 2004	0.3–1° × 1° L40 depth, free surface Smith & Gent, 2002	rheology, leads Briegleb et al., 2004	no adjustments Collins et al., 2006	layers, canopy, routing Oleson et al., 2004 Branstetter, 2001
4: CGCM3.1(T47), 2005		top = 1 hPa T47(–2.8° × 2.8°)L31 McFarlane et al., 1992; Flato, 2005	1.9° × 1.9° L29 depth, rigid lid Pacanowski et al., 1993	rheology, leads Hibler, 1979 Flato & Hibler, 1992	heat, fresh water Flato, 2005	layers, canopy, routing Verseghy et al., 1993
5: CGCM3.1(T63), 2005	Canadian Centre for Climate Modeling & Analysis, Canada	top = 1 hPa T63(–1.9° × 1.9°)L31 McFarlane et al., 1992; Flato 2005	0.9° × 1.4° L29 depth, rigid lid Flato & Boer, 2001 Kim et al., 2002	rheology, leads Hibler, 1979 Flato & Hibler, 1992	heat, fresh water Flato, 2005	layers, canopy, routing Verseghy et al., 1993
6: CNRM-CM3, 2004	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France	top = 0.05 hPa T63(–1.9° × 1.9°)L45 Déqué et al., 1994	0.5–2° × 2° L31 depth, rigid lid Madec et al., 1998	rheology, leads Hunke-Dukowicz, 1997; Salas-Méla, 2002	no adjustments Terray et al., 1998	layers, canopy, routing Mahfouf et al., 1995 Douvillé et al., 1995; Oki & Sud, 1998
7: CSIRO-MK3.0, 2001	CSIRO Atmospheric Research, Australia	top = 4.5 hPa T63(–1.9° × 1.9°)L18 Gordon et al., 2002	0.8° × 1.9° L31 depth, rigid lid Gordon et al., 2002	rheology, leads O'Farrell, 1998	no adjustments Gordon et al., 2002	layers, canopy Gordon et al., 2002
8: ECHAM5/MPI-OM, 2005	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	top = 10 hPa T63(–1.9° × 1.9°)L31 Roeckner et al., 2003	1.5° × 1.5° L40 depth, free surface Marsland et al., 2003	rheology, leads Hibler, 1979, Semtner, 1976	no adjustments Jungclaus et al., 2005	bucket, canopy, routing Hagemann, 2002 Hagemann & Dümenil-Gates, 2001
9: ECHO-G, 1999	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model & Data Group, Germany/Korea	top = 10 hPa T30 (–3.9° × 3.9°)L19 Roeckner et al., 1996	0.5–2.8° × 2.8° L20 depth, free surface Wolff et al., 1997	rheology, leads Wolff et al., 1997	heat, freshwater Min et al., 2005	bucket, canopy, routing Roeckner et al., 1996 Dümenil & Todini, 1992
10: FGOALS-g1.0, 2004	LASG/Institute of Atmospheric Physics, China	top = 2.2 hPa T42(–2.8° × 2.8°)L26 Wang et al., 2004	1.0° × 1.0° L16 eta, free surface Jin et al., 1999; Liu et al., 2004	rheology, leads Briegleb et al., 2004	no adjustments Yu et al. 2002, 2004	layers, canopy, routing Bonan et al., 2002
11: GFDL-CM2.0, 2005	U.S. Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	top = 3 hPa 2.0° × 2.5° L24 GFDL GAMDT, 2004	0.3–1.0° × 1.0° depth, free surface Gnanadesikan et al., 2004	rheology, leads Winton, 2000; Delworth et al., 2006	no adjustments Delworth et al., 2006	bucket, canopy, routing Milly & Shmakin, 2002; GFDL GAMDT, 2004
12: GFDL-CM2.1, 2005		top = 3 hPa 2.0° × 2.5° L24 GFDL GAMDT, 2004 with semi-Lagrangian transports	0.3–1.0° × 1.0° depth, free surface Gnanadesikan et al., 2004	rheology, leads Winton, 2000; Delworth et al., 2006	no adjustments Delworth et al., 2006	bucket, canopy, routing Milly & Shmakin, 2002; GFDL GAMDT, 2004
13: GISS-AOM, 2004		top = 10 hPa 3° × 4° L12 Russell et al., 1995; Russell, 2005	3 × 4° L16 mass/area, free sfc. Russell et al., 1995; Russell, 2005	rheology, leads Flato & Hibler, 1992 Russell, 2005	no adjustments Russell, 2005	layers, canopy, routing Abramopoulos et al., 1988; Miller et al., 1994
14: GISS-EH, 2004	NASA/Goddard Institute for Space Studies, USA	top = 0.1 hPa 4° × 5° L20 Schmidt et al., 2006	2° × 2° L16 density, free surface Bleck, 2002	rheology, leads Liu et al., 2003; Schmidt et al., 2004	no adjustments Schmidt et al., 2006	layers, canopy, routing Friend & Kiang, 2005

표 5(계속). IPCC AR4에 제시된 각 연구기관별 기후모델. 대기, 해양, 해빙, 지면모델과 결합 방식을 나타냄

15: GISS-ER, 2004	NASA/Goddard Institute for Space Studies, USA	top = 0.1 hPa 4° x 5° L20 Schmidt et al., 2006	4° x 5° L13 mass/area, free sfc. Russell et al., 1995	rheology, leads Liu et al., 2003; Schmidt et al., 2004	no adjustments Schmidt et al., 2006	layers, canopy, routing Friend & Kiang, 2005
16: INM-CM3.0, 2004	Institute for Numerical Mathematics, Russia	top = 10 hPa 4° x 5° L21 Alekseev et al., 1998; Galim et al., 2003	2° x 2.5° L33 sigma, rigid lid Diansky et al., 2002	no rheology or leads Diansky et al., 2002	regional freshwater Diansky & Volodin, 2002; Volodin & Diansky, 2004	layers, canopy, no routing Alekseev et al., 1998; Volodin & Lykosoff, 1998
17: IPSL-CM4, 2005	Institut Pierre Simon Laplace, France	top = 4 hPa 2.5° x 3.75° L19 Hourdin et al., 2006	2° x 2° L31 depth, free surface Madec et al., 1998	rheology, leads Fichefet & Morales Maqueda, 1997 Goosse & Fichefet, 1999	no adjustments Marti et al., 2005	layers, canopy, routing Krinner et al., 2005
18: MIROC3.2(hires), 2004	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and K-1 Developers, 2004	top = 40 km T106(-1.1° x 1.1°)L56 K-1 Developers, 2004	0.2° x 0.3° L47 sigma/depth, free surface K-1 Developers, 2004	rheology, leads K-1 Developers, 2004	no adjustments K-1 Developers, 2004	layers, canopy, routing K-1 Developers, 2004 Oki & Sud, 1998
19: MIROC3.2(medres), 2004	Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan	top = 30 km T42(-2.8° x 2.8°)L20 K-1 Developers, 2004	0.5-1.4° x 1.4° L43 sigma/depth, free surface K-1 Developers, 2004	rheology, leads K-1 Developers, 2004	no adjustments K-1 Developers, 2004	layers, canopy, routing K-1 Developers, 2004 Oki & Sud, 1998
20: MRI-CGCM2.3.2, 2003	Meteorological Research Institute, Japan	top = 0.4 hPa T42(-2.8° x 2.8°)L30 Shibata et al., 1999	0.5-2.0° x 2.5° L23 depth, rigid lid Yukimoto et al. 2001	free drift, leads Mellor & Kantha, 1989	heat, freshwater, momentum (12S-12N) Yukimoto et al., 2001; Sellers et al., 1986, Yukimoto & Noda, 2003	layers, canopy, routing Sato et al., 1989
21: PCM, 1998	National Center for Atmospheric Research, USA	top = 2.2 hPa T42(-2.8° x 2.8°)L26 Kiehl et al., 1998	0.5-0.7° x 1.1° L40 depth, free surface Maltrud et al., 1998	rheology, leads Hunke & Dukowicz 1997, 2003 Zhang et al., 1999	no adjustments Washington et al., 2000	layers, canopy, no routing Bonan, 1998
22: UKMO-HadCM3, 1997	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	top = 5 hPa 2.5° x 3.8° L19 Pope et al., 2000	1.5° x 1.5° L20 depth, rigid lid Gordon et al., 2000	free drift, leads Cattle & Crossley, 1995	no adjustments Gordon et al., 2000	layers, canopy, routing Cox et al., 1999
23: UKMO-HadGEM, 2004	Prediction and Research/Met Office, UK	top = 39.2 km ~1.3° x 1.9° L38 Martin et al., 2004	0.3-1.0° x 1.0° L40 depth, free surface Roberts, 2004	rheology, leads Hunke & Dukowicz, 1997; Semtner, 1976; Lipscomb, 2001	no adjustments Johns et al., 2006	layers, canopy, routing Essery et al., 2001; Oki & Sud, 1998

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 서론

1. 해빙의 분포

전 지구 해양에서 얼음이 덮고 있는 지역 가운데 북극해 중앙부와 남극대륙의 일부해역(서웨델해 등)은 얼음이 연중 존재하는 영구 해빙역(perennial sea ice zone)인 반면, 그 밖의 해역에서는 동계에만 형성되는 계절적 해빙역(seasonal sea ice zone)을 이룬다. 해빙이 형성되는 주요 해분들의 크기는 표 6에서 보는 바와 같이 200 km에서 3000 km까지 다양하다(Leppäranta, 2005). 남빙양 해빙 분포의 경우 20,000 km에 이르는 가장 긴 규모의 길이를 가지며 위도 방향의 변동폭은 여름에 거의 제로에서 겨울에는 1000 km 정도에까지 이른다(60-70°S 사이). 가장 저위도에서 해빙이 형성되는 지역은 황해 북부의 발해만으로서 위도는 37-41°N에 있다. 북극해와 그린란드해에서 해빙의 두께는 2-5 m에 달하나 계절적 해빙역에서는 그보다 1/10 정도로 더 작다.

그림 2는 Nimbus 7 위성 관측자료를 바탕으로 하여 북극지방에서 1979년-1987년 기간 동안의 월평균 해빙 분포 범위와 밀접도를 보여준다(Wadhams, 2000). 해빙이 최대로 확장되는 2월과 3월에 해빙은 북극해 전체를 덮는다. 이 기간에 바렌트해 서부는 대서양에서 노르웨이 북안을 따라 유입되는 난류로 인해 해빙이 형성되지 못하지만 시베리아 대륙붕 해역은 연안까지 얼음으로 덮인다(그림 1 참조). 그린란드 동안은 전체 해안이 해빙으로 덮이는데 이는 북극중단해류(Trans Polar Drift Stream)에 의해 프람해협(Fram Strait)을 통과한 후 동그린란드해류에 의해 남쪽으로 수송된 해빙에 의한 것이다. 캐나다 극지방 제도과 허드슨만 및 허드슨해협의 전 해역에서 해빙이 형성되며 데이비스해협의 해빙 선단부가 라브라도해류에 의한 해빙 흐름과 이어져서 뉴펀드랜드 북안까지 도달한다. 캐나다 북서부 연안과 알래스카 북부 연안 전체가 해빙으로 점유되며 베링해도 좀 낮은 빙량기는 하나 대륙붕단까지 분포한다. 오호츠크해의 상당한 부분도 해빙이 확장되며 동해 북단까지 이어진다. 해빙은 4월에 저위도의 선단부로부터 퇴각하기 시작한다. 5월에는 로렌스만에서 완전히 없어지고 오호츠크해 대부분 해역과 베링해 일부 해역에서 사라진다. 6월에는 베링해의 태평양측 해역이 무빙해역이 되고 허드슨만과 몇몇 극지방 연안역은 해빙 빙량이 감소한다. 8월과 9월은 해빙이 최대로 축소된다. 이 두 달 동안 바렌트해와 카라해는 대륙붕단까지 무빙 해역이 된다. 그린란드 동부 연안에서는 대략 72-73°N 정도까지 퇴각하고 베핀만과 허드슨만 및 라브라도해는 얼음이 사라진다. 10월에 여름 동안 개방 수면이었던 여러 지역들과 특히 북극해 연안에서 새로운 얼음이 형성되기 시작한다. 11월-1월에는 동계의 최극성기를 향하여 모든 곳에서 지속적으로 해빙이 확장된다.

지난 십 수 년간 위성 관측 등을 통하여 지속적인 해빙 면적의 감소가 보고되어져 왔다. 그러므로 최근의 해빙 변동 특성은 이상에서 고찰한 1980년대의 평균적 해빙 변동 특

성과 다를 수 있음을 유의해야 한다. 위 기간 동안 해빙 밀접도 15%의 등치선에 포함되는 해빙 면적을 통해 해빙 분포의 평균적인 계절변화를 살펴보았을 때 최대는 3월말로서 $15.7 \times 10^6 \text{ km}^2$, 그리고 최소는 9월초로서 $9.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ 로 나타났다. 해빙의 밀접도를 곱한 해빙 분포 면적은 겨울에 $13.9 \times 10^6 \text{ km}^2$, 여름에 $6.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ 이었다.

남극해의 해빙 형성은 남반구에서 기후적으로 가장 중요한 특징 중 하나이다. 남극 해빙 영역의 계절적 변동 폭은 북극해 해빙보다 더 크다. 그림 3은 그림 2와 마찬가지로 같은 위성자료에 기반하여 같은 기간 동안(1979년-1987년)의 월평균 해빙 분포와 밀접도를 나타낸 것이다. 해빙의 최대 확장 시기는 8월과 9월에 나타나며 남극 대륙 주위를 원형으로 둘러싸며 분포한다. 해빙의 분포 범위는 시계방향으로 가면서 보면 인도양 섹터의 15°E 에서 최대 55°S 까지 진출하며 그 외의 동남극대륙 주변해역 대부분에서는 약 60°S 에 놓이고 로스해에서는 더 남쪽으로 65°S 까지 내려간다. 150°W 에서 해빙 선단부는 다시 62°S 까지 약간 좀 더 북으로 확장하며 아문센해에서 66°S 까지 남으로 줄어든 후 남극반도 외측 해역까지 북으로 진출함으로써 대륙 주위 일주를 완성한다. 따라서 겨울철 해빙 최대 분포 범위의 위도 변화는 대륙 주위를 따라가며 약 11° 에 이른다. 동계의 해빙 선단부의 확장은 표면 기온 271.2°C 등온선(해수의 결빙 온도)의 진출입을 밀접히 따라가며 최대 확장 시기에는 이 등온선과 거의 일치하는 것으로 알려졌다. 그러므로 해빙의 한계는 주로 열역학적으로 결정되며 동계에 그 경도 방향의 총체적인 변화는 결빙 등온선의 경도 방향 변화와 일치한다. 해빙 분포 한계에서 좀 더 작은 규모의 변화는 지형에 따른 남극대륙순환류의 굴절과 관계된다. 중앙 웨델해와 로스해와 같이 해빙 밀접도가 가장 높은 지역에서도 해빙 밀접도는 92-96% 정도에 놓이며 서서히 그 값이 감소하여 남빙양 무빙해역과 접하게 되는 폭 200-300km의 해빙 연변역(Marginal ice zone)이 폭 넓게 존재한다. 이 영역에서 동계 해빙 선단부가 팬케이크 아이스로 이루어지게 된다.

해빙의 퇴각은 10월에 시작되어 11월과 12월에 급속히 진행된다. 퇴각도 대륙을 둘러싸고 일어나나 지역적으로 서로 다른 양상을 보인다. 12월에 $0-20^\circ\text{E}$ 에서 큰 만입(gulf)이 열리며 11월에 형성된 연안 저농도 지역과 합쳐진다. 이 지역은 웨델해 폴리냐로 알려져 있는데 남극대륙 발산역의 일부로서 더 따뜻한 해수가 용승하고 해저지형 위로 등밀도면이 돔 구조를 이룸으로써 표층에 열을 더 잘 공급해주어 동계에도 무빙 해역을 이루기 좋게 만든다. 12월 분포에서는 로스해 폴리냐도 나타나며 11월과 12월에 동남극대륙 해안을 따라 작은 규모의 연안 폴리냐도 나타난다. 1월에는 퇴각이 더욱 진행되어 로스해에서 해빙은 모두 사라지고 동남극대륙에는 가장자리에 좁은 띠 정도로만 해빙이 존재한다. 이 시기에 해빙이 분포하는 곳은 로스해 동부와 아문젠-벨링스하우젠해 섹터($60^\circ-140^\circ\text{W}$)와 웨델해 서반부이다. 2월에 이 세 곳의 해빙이 더욱 축소되며 동 남극대륙 해안선 대부분이 무빙해역이 된다. 대부분의 해양 관측과 보급이 이때에 이루어진다. 이 시기에 서 웨델해 중앙부의 해빙 밀접도는 여전히 92-96%에 달하며 북극해 중앙부와도 유사하게 상당한 양의 다년빙이 존재하여 남극대륙 해빙 분포에서 유일한 지역적 특성을 나타낸다. 3월에 매우 짧은 남극 여름이 지나고 해빙의 성장이 다시 시작된다. 로스해와 웨델해에서 제일 먼저 시작되고 4월에 대륙 주위를 따라 성장한다. 5월과 6월 동안에 웨델해 해빙이 북동쪽으로 확장하고 남극대륙 주위 전체를 따라 8월 최성기까지 해빙이 계속 확장된다.

위 관측기간 동안 남극의 해빙 분포는 북극보다 계절변동 폭이 더 크며 연변동도 더 크게 나타나는데, 해빙 분포 범위의 최소는 평균적으로 2월말에 $3.6 \times 10^6 \text{ km}^2$, 최대 분포는 평균적으로 9월 중반에 $18.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ 를 보였다. 유빙 영역 내에서 평균적인 해빙 밀집도가 낮기 때문에 이를 고려한 해빙 면적의 최소와 최대는 각각 $2.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ 와 $15.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ 로 나타났다.

2. 해빙 용어

자연에서 해빙의 형상은 매우 다양한 형태와 외모를 보이며 이를 기술하는 용어도 국가나 지역에 따라 다른데, 세계기상기구(WMO: World Meteorological Organization)에서는 관측자들에게 실용적인 표준 지침을 제공하기 위해서 해빙 형태(Ice Type)를 분류·정의하였다(WMO, 1970). 우리나라에서는 아직까지 학계의 공인된 해빙 용어집이 없는데 이 연구에서는 Leppäranta(2005)와 일본선박해양재단(북극해 항로, 2000, 한국해양연구원)의 해빙용어 해설을 참조하여 해빙모델연구에 필요한 해빙 용어 부분을 우리말로 바꾸어 간략히 기술하였다.

가. 일반적 분류

- 해빙(Sea ice); 해수가 동결되어 형성되는 모든 형태의 얼음
- 유빙(Drift ice) ; 해빙역에 나타나는 모든 얼음의 총칭으로서 정착빙 이외의 해빙. Pack ice(총빙)라고도 한다. 해빙의 형태나 배치와는 관계없다.
- 정착빙(Fast ice) ; 해안을 따라 육지에 접하여 고착된 해빙. 정착빙은 연안의 해수가 얼어붙거나, 어떤 연령의 유빙이 해안에서 얼어 정착함으로 형성된다. 폭은 해안으로부터 수 cm에서 수백 km에 이른다.

나. 발달 과정

- 신성빙 (New ice) ; 새롭게 생긴 얼음의 총칭
- 정빙(Frazil ice); 바늘모양 또는 원판상의 미세한 얼음 결정으로 수중에 떠있다.
- 그리스 아이스(Grease ice) ; 정빙이 수면에 모여 있는 얇은 층
- 니라스(Nilas) ; 해면이 비교적 평온할 때에 바다 표면을 덮어 얇게 형성되는 얼음. 표면에 광택이 없고 두께는 10cm 이하로 탄력이 있으며, 파도나 너울에 의해 쉽게 굽어진다.
- 판상연빙(Young ice) ; 니라스가 두껍게 되어 10~30cm의 두께로 된 해빙으로서 신성빙에서 일년빙으로 경과하는 단계에 놓인 것. 얇은 판상연빙(10~15cm)은 니라스보다 탄력이 없고 파도에 의해 파괴되며 압력에 의해 겹쳐져 쌓이지만, 두터운 판상연빙(15~30cm)은 압박을 받으면 겹쳐져 쌓이기보다 융기된다.
- 일년빙(First-year ice) ; 판상연빙이 성장해서 두께가 30cm~2m 정도가 되고 1년 이상 경과하지 않은 해빙. 변형이 일어나지 않았을 때는 평탄하나 빙맥화가 일어났을 때에는 거칠고 날카롭게 각이 져 있다.

- 다년빙(Multi-year ice) ; 일년 이상 경과한 해빙(두께 2m 이상). 한 여름동안만 녹지 않고 남아있는 2년빙(Second-year ice)과 두 해 여름동안 녹지 않고 남아있는 다년빙(Multi-year ice)으로 나뉜다. 2년빙은 1년빙보다 밀도가 적어 수면 상으로 높게 나오게 되고 형태도 매끈매끈하게 되어있는 것이 특징이며, 여름 용해기에 작은 퍼들을 규칙적으로 많이 만든다. 다년빙은 2년빙보다 더욱 매끄럽고 염(salt)은 거의 없다.

다. 규모

- 빙원(Ice field) ; 직경이 최소 10km 이상인 유빙의 영역
- 팬케이크 아이스(Pancake ice) ; 신성빙의 조각으로 직경 30cm~3m 정도의 해빙. 서로 부딪쳐서 가장자리가 벗겨져 거의 원형을 이룬다.
- 빙반(Ice floe) ; 직경이 20m 이상인 비교적 판판한 해빙

라. 얼음 표면 특징

- 평탄빙(Level ice) ; 변형되지 않은 해빙
- 변형빙(Deformed ice) ; 서로 압박받고, 장소에 따라서는 밀어 올려지거나 밑으로 내리 눌러진 얼음의 총칭. 압박빙(Pressure ice)이라고도 한다.
- 뗏목빙(Rafted ice) ; 빙괴가 서로 쌓여있는 변형빙. 뗏목빙의 일종으로 손가락을 상하로 교차시켜 짜맞춘 것 같은 빙을 Finger rafted ice(손가락 모양의 뗏목빙)이라고 한다.
- 빙구빙(Hummocked ice) ; 빙편이 서로 불규칙하게 쌓여 표면에 기복이 있는 해빙. 풍화되면 완만한 구름모양이 된다.
- 빙맥(Ridge) ; 압력을 받아 부서진 얼음이 산맥 또는 벽 모양으로 솟아 올라 이어진 부분. 릿지 아래로 눌러 내려간 수중의 부분을 해빙의 용골(Ice keel), 수면 위로 솟은 부분을 돛(sail)이라고 한다.
- 빙맥빙(Ridged ice) ; 보통 일년빙의 빙편이 불규칙하게 서로 쌓여 산맥 모양이나 벽 모양으로 된 얼음

마. 변형작용

- 파쇄(Fracturing) ; 압박에 의한 해빙의 파괴와 쪼개짐
- 빙구화(Hummocking) ; 빙구가 생기도록 하는 압박작용
- 빙맥화(Ridging) ; 빙맥을 만들게 하는 압박작용
- 엽힘(Rafting) ; 압력을 받아 신성빙이나 판상연빙이 서로 겹치는 것.
- 손가락 모양의 엽힘(Finger rafting) ; 손가락을 교대로 오르내리게 해 짜 맞춘 것 같은 상태의 엽힘
- 풍화(Weathering) ; 얼음 표면의 기복을 점차 줄여가는 삭박과 같은 작용

바. 해빙 영역내에서의 해수면 노출 특징

- 빙량(ice concentration) ; 해면에서 해빙이 점유하는 면적의 비로서 보통 A로 표기하며 퍼센트나 십분율로 나타낸다. 밀접도(ice compactness)라고도 한다. WMO(1970)에서는 얼음의 농도에 따라 Ice-free ($A=0\%$), Very open drift ice ($0\% < A < 30\%$), Open drift ice ($30\% \leq A < 50\%$), Close drift ice ($50\% \leq A < 70\%$), Very close drift ice ($70\% \leq A < 90\%$), Compact drift ice ($90\% \leq A \leq 100\%$)와 같이 6개의 계급으로 구분한다. 항해가 가능한 넓은 해역으로서, 해빙의 밀접도가 1/10 이하인 해역을 개방해면(Open water), 얼음이 완전히 없는 해역을 무빙해면(Ice-free)이라고 한다.
- 균열(Fracture) ; 변형작용의 결과, 밀유빙역이나 정착빙, 또는 단독의 빙반이 깨져 생긴 틈. 균열에는 깨진 얼음이나, 니라스 또는 판상연빙이 얼어붙은 것도 있다. 길이는 수m부터 수km에 달하는 것도 있다.
- 크랙(Crack) ; 얼음을 서로 분리시키지 못하는 정도 규모(수cm에서 1m)의 균열
- 수로(Lead) ; 해빙 가운데 생긴 항해가 가능한 균열이나 좁은 통로
- 폴리냐(Polynya) ; 얼음에 둘러싸인, 직선적이지 않은 다양한 형태의 개방된 해수면. 빙호라고도 한다. 빙호는 부서진 얼음이 있거나 신성빙, 니라스, 판상연빙으로 덮혀 있어도 상관없다.

사. 용해과정

- 퍼들(Puddle) ; 얼음 위에 녹은 물이 꺾인 부분. 주로 쌓인 눈이 녹은 물이지만, 좀 더 진행된 단계에서는 얼음 자체가 녹은 물이 첨가된다.

아. 육빙

- 빙하(Glacier) ; 육지의 높은 곳에서 낮은 방향으로 항상 움직이는 눈과 얼음 덩어리. 빙하의 주된 형태는 빙상(Ice sheet), 빙붕(Ice shelf), 빙모(Ice cap), 산악빙하(Mountain glacier)등으로 나뉘어 진다.
- 빙붕(Ice shelf) ; 해면상의 높이가 2~50m 또는 그 이상으로 해안에 고정되어 떠 있는 빙상. 보통 수평방향으로 크게 퍼지거나, 표면은 평평하고 완만한 기복으로 되어 있다.
- 빙산(Iceberg) ; 빙하에서 분리된 것으로 해면 위 5m 이상의 빙괴. 떠있는 것과 좌초된 것이 있다.

표 6. 전 세계 해양의 주요 해빙 지역. E=폐쇄(enclosed), SE=반폐쇄(semi-enclosed), O=개방(open); 인접 해역과의 해빙 교환 정도를 나타냄

Basin	Size, L (km)	Type	Ice thickness, h (m)	Stability, h/L ($\times 10^{-6}$)
Central Arctic	3,000	SE	2-5	0.7-2
Greenland Sea	1,000	O	2-5	2-5
Barents Sea	1,000	O	1-2	1-2
Kara Sea	1,000	SE	1-2	1-2
White Sea	200	SE	0.1-1	0.5-5
Baltic Sea	500	E	0.1-1	0.2-2
Sea of Azov	200	E	0.1-0.2	0.5-1
Sea of Okhotsk	1,000	SE	0.1-2	0.1-2
Bohai Sea	300	E	0.1-0.3	0.3-1.0
Bering Sea	1,000	SE	0.1-1	0.1-1
Hudson Bay	500	E	0.5-1	1-2
Gulf of St Lawrence	300	E	0.1-1	0.3-3
Labrador Sea	500	O	0.5-1	1-2
Baffin Bay	500	SE	1-2	2-4
Southern Ocean	1,000	O	0.5-2	0.5-2
Weddell Sea	1,500	O	0.5-3	0.3-2
Ross Sea	500	O	0.5-1	1-2

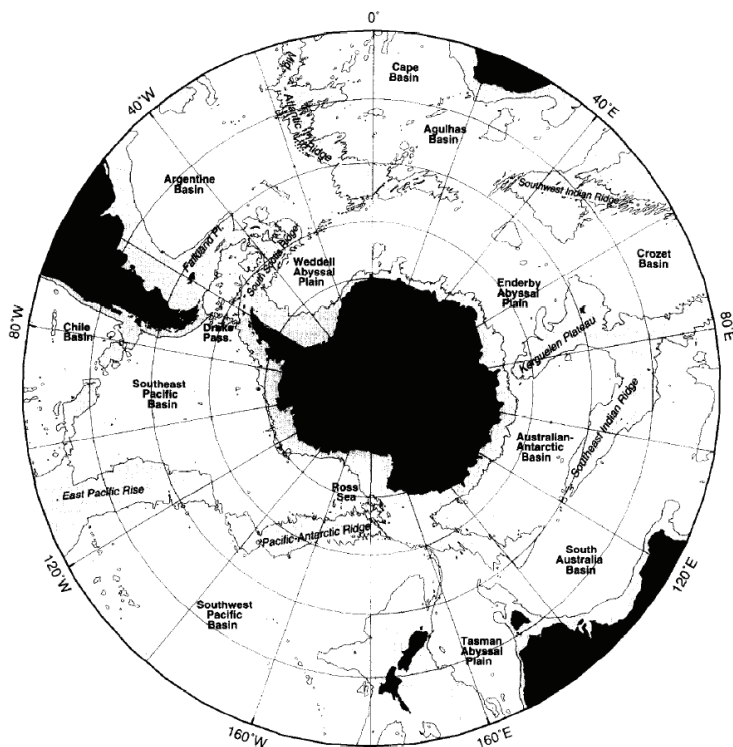


그림 1. 북극해(위)와 남빙양(아래)의 해저지형과 바다

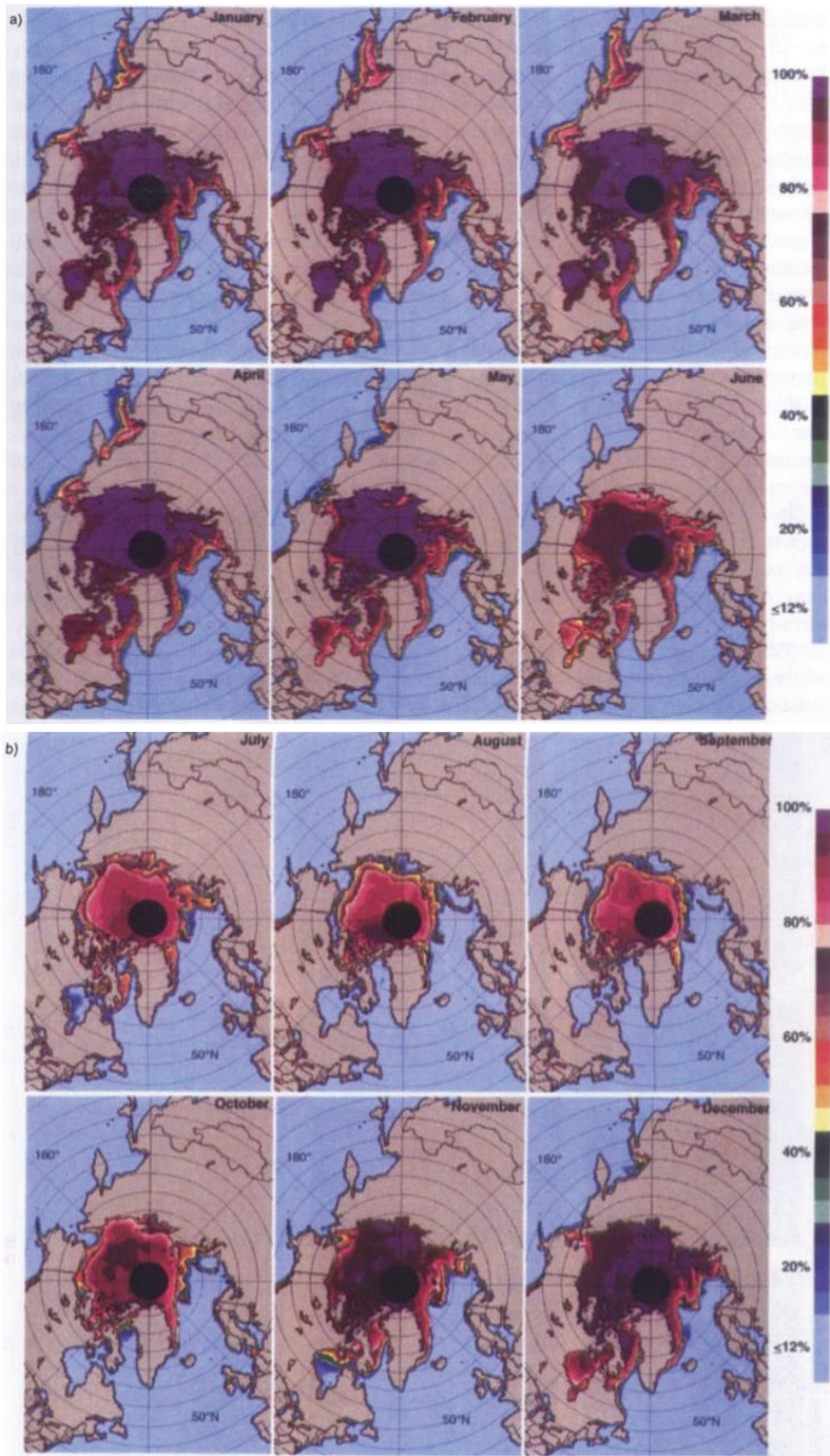


그림 2. 북반구 해빙의 월별 분포(위성영상, Gloersen et al.,1992)

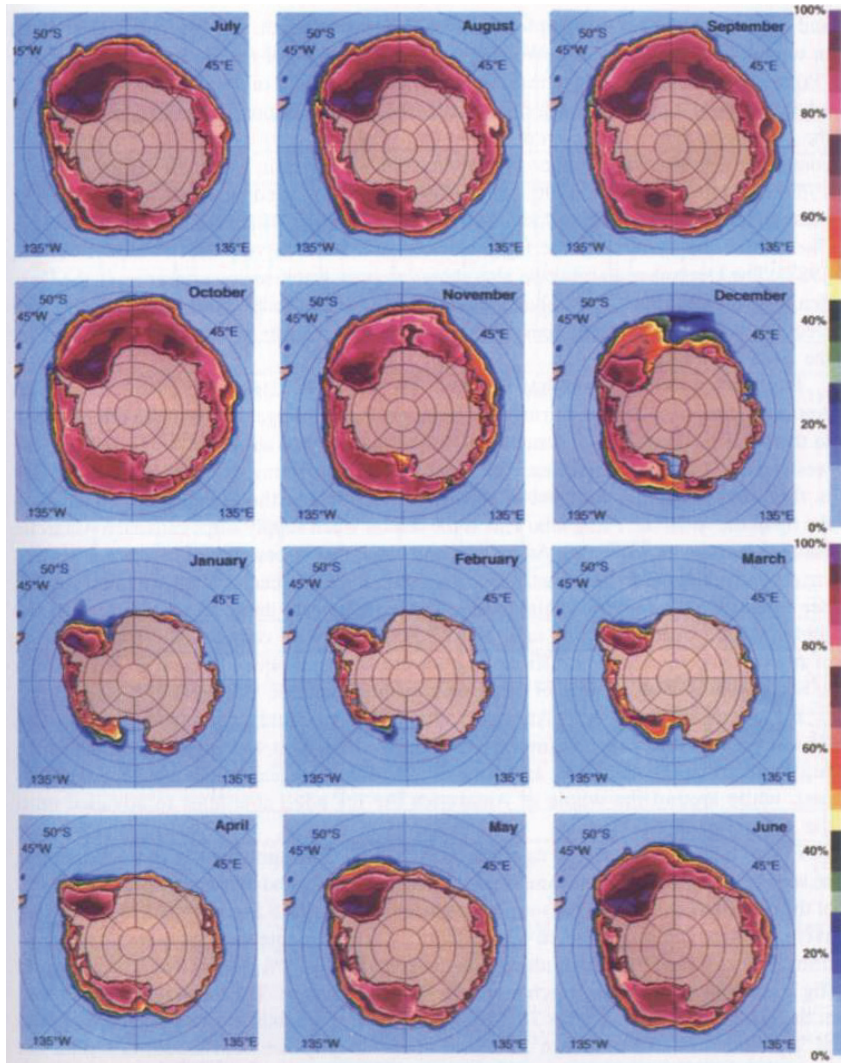


그림 3. 남반구 해빙의 월별 분포 (위성영상, Gloersen et al., 1992)

제 2 절 SIS 해빙모형 분석-열역학 과정

1. 이론적 배경

해빙의 열역학 과정을 살펴보기에 앞서 성장과 소멸, 그리고 특히 용해와 응결 중에 일어나는 상변화를 결정하는 해빙의 열성과 해빙 열역학 모형의 기본이 되는 Maykut-Untersteiner 모형에 대해 알아보고 난 후, 코드를 살펴보도록 하겠다. 고려할 특성은 해빙과 눈 모두에 대한 열전도율(thermal conductivity)과 비열(specific heat), 용해 잠열(latent heat of fusion), 복사소멸계수(extinction coefficient for radiation)가 있다. 해빙은 순수한 얼음, 염수, 공기 방울, 그리고 소금 결정 네 가지의 혼합체이다. 그러므로 해빙의 열전도율은 얼음의 공극과 소금 결정에 의해서도 영향을 받지만, 가장 복잡한 효과는 해빙 내부에 존재하는 염수에 의해 일어난다. 이를 염수주머니(brine pocket 또는 brine cell)이라고 하는데, 고밀도의 염수가 작은 공간에 있는 상태로 어는점 또는 주위의 얼음과 평형을 이룬 상태로 존재한다. 얼음 내부의 온도가 상승할 경우, 염수 주머니 주위의 얼음이 녹으면서 잠열을 흡수하고, 녹은 물이 염수의 농도를 낮추어 어는점을 상승시키게 된다. 반대로, 얼음의 온도가 내려가면, 염수 주머니 안에 있는 염수의 일부는 얼면서 잠열을 방출하여 더 높은 농도와 낮은 어는점을 갖는 작아진 염수 주머니가 된다. 이러한 염수 주머니는 해빙에서 일종의 열저장소의 역할을 하여 해빙의 가열 및 냉각효과를 지연시킨다. 이러한 염수주머니의 지연효과는 해빙의 비열이 온도와 염분 모두에 대한 함수라는 것을 의미한다.

가. 해빙의 열적 특성

(1) 열전도율(Thermal Conductivity)

Untersteiner(1961)가 이전의 관측 연구 결과를 토대로 하여 처음 소개한 해빙의 열전도율 근사식은 아래와 같으며 이는 나중에 소개될 Maykut-Untersteiner(1971) 모형에서도 사용된다.

$$k_i = k_0 + \beta S_i / T_i$$

k_i 는 해빙의 열전도율이고, k_0 는 순수한 얼음의 열전도율, S_i 와 T_i 는 해빙의 염분과 온도를 나타낸다. β 는 0.13 Wm^{-1} 이며, 순수한 얼음의 열전도율은 Yen(1981)에 따르면 $k_0 = 9.828 \exp(-0.0057T)$ 이다. 위의 식에 따르면 해빙의 열전도율은 포함된 염분에는 비례하고, 해빙 전체의 온도에는 반비례한다. 조금 더 자세히 살펴보면, 해빙의 염수주머니 안에 존재하는 공기방울(air bubble)도 고려해야 할 대상이다. 일반적으로 염수주머니에 담겨있는 염수의 열전도율은 순수한 얼음의 25% 정도이고, 공기의 열전도율은 1%가 채 되지 않는다. 따라서 녹는점 근처에서 해빙의 열전도율은 순수한 얼음의 열전도율에 비해 아주 크게 감소한다. 왜냐하면, 동일한 양의 해빙을 고려할 때, 해빙의 온도가 낮아지면

염수주머니 안에 염수의 일부가 얼면서 염수의 농도는 높아지고 열전도율이 높은 순수한 얼음의 양이 증가하고, 동시에 열전도율이 극히 작은 공기방울이 차지하는 공간은 작아지게 된다. 해빙의 온도가 높아지는 경우, 즉 녹는점 근처에서는 염수주머니 벽의 얼음이 녹기 시작하면서 열전도율이 높은 순수한 얼음의 양이 감소하고 열전도율이 상대적으로 낮은 염수가 증가하며, 마찬가지로 열전도율이 아주 작은 공기방울이 차지하는 공간, 즉 염수주머니의 공간이 넓어진다. 얼음의 부피는 동일한 양이 녹았을 경우 물의 부피보다 크다. 하지만 이러한 공기방울의 효과가 기후모형에서 얼마나 큰 효과를 보일지는 미지수이며, 현재 이러한 효과가 고려되어 전구모형에 결합된 해빙모형은 없다.

(2) 비열(Specific Heat)

해빙의 비열은 Ono(1967)에 의해 아래의 경험식으로 소개되었다.

$$c_i = c_0 + aT_i + b\frac{S_i}{T_i^2}$$

여기에서 순수한 얼음의 비열은 $c_0 = 2113 \text{ Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 이고, 상수 a 와 b 는 각각 $7.53 \text{ Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-2}$ 와 $0.018 \text{ MJ } ^\circ\text{Ckg}^{-1}$ 이다. 오른쪽 세 번째 항은 해빙의 온도와 염분의 비열에 대한 효과로서 녹는점 근처에서 중요하며, 영하 8°C 이하에서는 중요하지 않다.

(3) 용해 잠열(Latent Heat of Fusion)

해빙을 다루면서 항상 주의해야 할 점은 해빙은 순수한 물로 구성되어 있지 않다는 점이다. 이는 우리가 이해해야 할 과정을 훨씬 더 복잡한 상태로 이끄는 원인이 된다. 해빙의 경우에 용해 잠열은 다루기 가장 어려운 요소들 중의 하나이다. 열역학적으로 해빙과 염수는 동시에 존재하는 것이 가능하며, 염수주머니의 벽과 같이 고농도의 염수에 해빙이 접촉해 있는 경우에 해빙은 0°C 가 아니어도 녹을 수 있다. 따라서 해빙의 잠열 역시 온도와 해당 염분 모두를 고려해야 물리적으로 적합한 해빙의 용해잠열을 구할 수 있다.

(4) 복사소멸계수 (Radiation Extinction Coefficient)

태양복사에너지는 해빙 또는 눈 위에 입사되고 일정량은 매질에 따라 반사된다. 이러한 반사율을 알베도(albedo)라 부르며, 이렇게 반사되고 남은 에너지는 눈 또는 해빙의 내부로 침투되어 흡수되거나 산란된다. 해빙의 온도에 영향을 주는 태양복사에너지의 흡수량은 입사각 그리고 태양복사광의 파장은 물론 해빙이나 눈의 특성에 의해서도 결정된다. 따라서 흡수율은 비어의 법칙에 따라 파장에 관계없이 침투하는 매질의 두께, 즉 광학적 두께에 대해 지수함수적으로 감소하게 되어 매질의 두께와 파장의 함수인 spectral extinction coefficient $\kappa(z, \lambda)$ 를 이용하여 아래와 같이 표현한다.

$$I(z, \lambda) = I_0(\lambda) \exp\left(-\int_0^z \kappa dz\right)$$

여기에서 $I_0(\lambda)$ 는 매질의 표면을 침투하는 총복사량을 나타내며, 역시 아래와 같이 나타낸다.

$$I_0(\lambda) = \int_0^{\infty} (1 - \alpha) F_0(0, \lambda) d\lambda$$

이제 위의 식을 해빙 및 눈에 적용하여 생각해 보면, 일단 태양복사에너지는 매질의 특성에 의해 얼음보다는 눈에서 훨씬 빠른 속도로 소멸된다. 물론 눈의 높은 알베도를 포함하여 이것이 겨울 한낮에 눈이 덮여 있는 얼음보다 태양광에 그대로 노출된 얼음이 잘 녹는 이유이다. 또한 장파보다는 단파의 태양복사가 얼음에 더 깊이 침투된다. 말하자면 단파복사의 소멸계수 $\kappa(z, \lambda)$ 가 작고, 따라서 이것이 태양광에 노출된 얼음을 바라보았을 때 파란색으로 보이는 이유이다.

나. The Maykut-Untersteiner model

1971년에 Maykut와 Untersteiner는 북극에서 관측된 자료를 바탕으로 해빙의 열역학적 성장과 소멸을 계산하는 모형을 만들어 소개하였다. 이는 여전히 해빙의 열역학과정을 이해하는데 기반이 되고 있으며, 특히 중요한 사실은 현재 사용되는 모든 기후모형에 결합된 해빙모형은 이것의 간단한 형태인 Semtner(1976) 모형을 사용하고 있다는 점이다.

(1) 방정식

모형의 전체적인 구조를 먼저 간단히 소개한 후, 눈의 상부표층, 눈 층의 내부, 눈과 얼음의 경계, 해빙 층의 내부, 그리고 얼음과 물의 경계로 나누어 설명하겠다. 우선 모형은 성장하고 소멸하는 얼음 위에 계절별 주기를 갖는 단파 및 장파복사, 계절별 강설량, 그리고 주어진 해양 열속을 고려한다. 해빙 판은 무한히 넓고, 수평적으로 균일한 판으로 가정한다. 이 판은 해빙의 변형에 의해 두께의 변화가 없으며, 판 아래의 해양은 고요하여 물과 얼음의 마찰력에 의한 열전달은 없다는 가정을 함께 한다. 기본적으로 열은 대기 와 해양으로부터 전도에 의해 전달된다. 이러한 열전달은 앞에서 살펴본 바와 같이 염수 주머니와 태양복사에너지의 투과율에 의해 영향을 받는다. 눈 역시 강도는 다르지만 비슷한 열전달의 과정을 거치기에 모형의 두 번째 층으로서 표현한다.

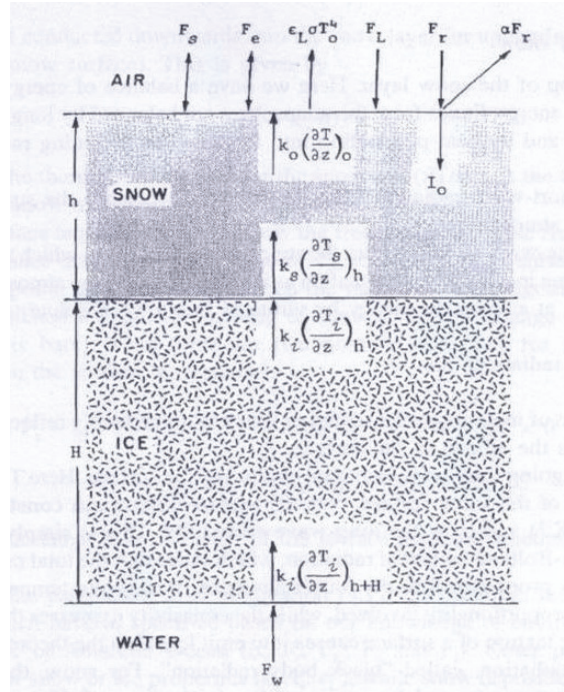


그림 4. 해빙의 열역학 과정에 작용하는 열적 요소들

앞으로 기술될 해빙의 열역학 과정에 있어서 적용될 중요한 가정들을 미리 살펴보도록 하겠다. 1) 질량교환과 에너지의 흡수는 눈과 얼음의 경계층들을 통해서만이 가능하다. 2) 꼭대기 경계층에서는 눈과 얼음이 녹고, 질량은 오직 강설을 통해서만 증가한다. 3) 얼음과 물의 경계에서는 해빙의 침식이나 부착, 또는 용해나 결빙을 통해서 질량의 변화가 이루어진다. 4) 열 균형, 즉 동일한 양의 열량 교환이 각 경계면에서 이루어지고, 열의 전달은 각 매질의 내부에서 이루어진다고 가정한다. 5) 부호는 표층을 향하는 것을 “양”으로, 바닥을 향하는 것을 “음”으로 설정한다.

(2) 눈의 상부표층

그림 4에 나타난 열속 요소들을 하나씩 살펴보자. 우선 눈의 상부표층으로 들어오는 1) 대기를 투과한 후에 입사되는 태양복사, 즉 단파복사 F_r 과 2) 대기와 구름으로부터 나오는 장파복사 F_L 을 생각할 수 있다. 그리고 상부표층으로부터 나가는 열속으로서 3) 눈에 의해 바로 반사되는 단파복사 αF_r 과 4) 장파복사 $\epsilon_L \sigma T_0^4$, 그리고 5) 현열속(sensible heat flux) F_s 와 6) 잠열속(latent heat flux) F_l 이 있다. 추가적으로 눈의 표층에서 내부로 들어가는 에너지를 고려한다면, 7) 태양복사에너지의 투과 I_0 와 8) 전도에 의해 전달되는 에너지 $F_c = k_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_0$ 를 생각할 수 있다. k_s 는 눈의 열전도율을 의미한다. 장파복사에서 ϵ_L 는 방출계수(long-wave emissivity)이고 σ 는 슈테판 볼츠만 상수이다.

이제 두 가지 경우로 나누어 생각해 보자. 우선 눈의 상부표층의 온도 T_0 가 어는점보

다 낮다면, 위에서 열거한 열속 요소들은 균형을 이룬다. 말하자면, 표층으로 들어온 열량 만큼 빠져나간다는 의미이고 아래의 식을 만족한다.

$$(1-\alpha)F_r - I_0 + F_L - \epsilon_L \sigma T_0^4 + F_s + F_1 + k_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 = 0, \quad \text{if } T_0 < 273.16$$

반대로 T_0 가 녹는점에 위치해 있다면 표층으로 들어오고 나가는 에너지에 불균형이 생겨 눈이 녹게 되어 아래와 같이 눈이나 얼음의 두께를 변화시킨다.

$$(1-\alpha)F_r - I_0 + F_L - \epsilon_L \sigma T_0^4 + F_s + F_1 + k_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 = - \left[q \frac{d(h+H)}{dt} \right]_0, \quad \text{if } T_0 = 273.16$$

(3) 눈 층의 내부

눈 층의 내부에서 열은 온도경도를 따라 높은 곳에서 낮은 곳으로 전달되며, 이와 동시에 투과되는 태양복사도 점증적으로 흡수된다. 앞에서 살펴본 바와 같이 태양복사에너지의 흡수는 $I(z) = I_0 \exp\left(-\int_0^z \kappa_s dz\right)$ 로 표현된다. 이제 눈 내부에서 그림 5와 같이 작은 육면체를 가정하여 열의 전달을 계산해 보자. 눈의 열전도율 k_s 를 상수로 하면, δx , δy , δz 삼면인 육면체의 상부로 전달되는 열속을 $F_1 = -k_s (\partial T / \partial z)_z + I_0 \exp[-\kappa_s z]$ 로, 그리고 육면체의 하부로 빠져나가는 열속을 $F_2 = -k_s (\partial T / \partial z)_{z+\delta z} + I_0 \exp[-\kappa_s(z+\delta z)]$ 로 표현할 수 있다. 이제 이와는 별도의 시간에서 다시 한 번 육면체의 에너지를 생각해 보자. 육면체가 얻은 전체 에너지를 열속과 그 열속이 통과하는 영역의 면적으로 표현하면 $(F_1 - F_2)\delta x \delta y$ 가 된다. 이는 육면체의 시간에 따른 온도 상승률에 비례하므로 아래의 식으로 표현된다.

$$(F_1 - F_2)\delta x \delta y = \rho_s c_s \delta x \delta y \delta z (\partial T / \partial t)_z$$

여기서 ρ_s 와 c_s 는 각각 눈의 밀도와 비열을 나타낸다. 따라서 앞에서 살펴본 F_1 과 F_2 를 위의 식에 대입하면 아래와 같다.

$$\rho_s c_s (\partial T / \partial t)_z = \kappa_s I_0 \exp[-\kappa_s z] + k_s (\partial^2 T / \partial z^2)_z$$

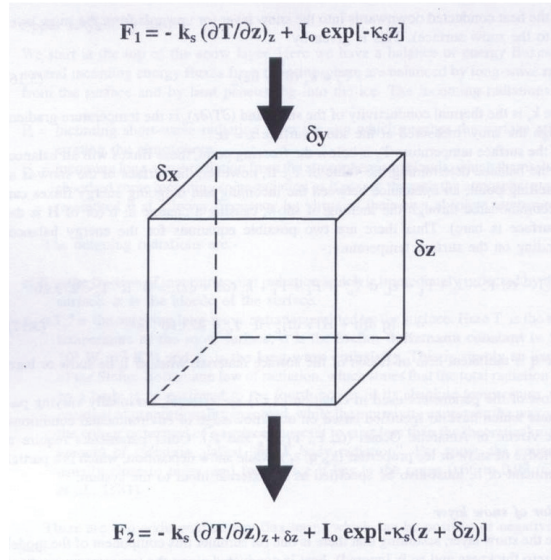


그림 5. 눈 층의 윗면과 아랫면을 통해 전달되는 열속

(4) 눈과 얼음의 경계

눈 층이 존재하는 경우에 열은 전도를 통해 눈과 얼음의 경계에서도 전달되며 두 층간에 연속적이 된다. 따라서 눈의 바닥과 꼭대기 부분의 열전도는 같다.

$$k_s (\partial T_s / \partial z)_h = k_i (\partial T_i / \partial z)_h$$

k_i 는 얼음 층 꼭대기 부분의 열전도율이다.

(5) 해빙 층의 내부

해빙 내부에서 열전달은 앞에서 살펴본 눈 내부에서의 열전달 과정과 흡사하여 각 계수에 붙은 아래첨자를 'i'로 바꾸어 표현하면 된다.

$$\rho_i c_i (\partial T / \partial t)_z = \kappa_i I_0 \exp[-\kappa_i z] + k_i (\partial^2 T / \partial z^2)_z$$

다만, 눈에서의 과정과 다른 점은 아래와 같이 해빙에 대해서 열전도율과 비열을 결정할 때에 온도와 염분 모두를 고려해야 한다는 점이다.

$$k_i = k_0 + \beta S_i / T_i$$

$$\rho_i c_i = (\rho c)_p + \gamma S_i / T_i^2$$

여기서 $(\rho c)_p$ 는 순수한 물에 대한 값으로 1.944 MJm⁻³/°K이다.

(6) 얼음과 물의 경계

얼음과 물 사이에는 두 가지 열속, 즉 1) 해양에서 얼음으로 향하는 해양 난류에 의한

열속 F_w 와 2) 얼음의 내부에서 바닥경계면 근처의 전도에 의한 열속이 존재한다. 경계면에서 두 가지 현상이 존재하는데, 해양 열속이 지배할 때는 얼음이 녹고, 얼음 내부의 전도 열속이 지배할 때는 얼음이 언다. 다시 말해, 전도 열속이 지배하는 경우란 겨울 동안에 대기와 해양 사이의 얼음 내부의 온도 차이가 아주 커서 얼음이 생성되는 것을 의미한다. 그러나 얼음이 너무 두꺼워서 이러한 온도경도가 아주 작아지면 얼음이 녹는 현상이 일어난다. 예를 들어, 역학적인 과정인 ridging 현상이 일어나 얼음의 두께가 두꺼워진 경우에, 주변에 훨씬 얇은 얼음이 생성되고 있더라도, 이 두꺼워진 얼음의 바닥은 녹을 수 있다. 위의 두 열속의 차이에 의해 얼음은 생성과 소멸하게 되며, 아래와 같은 식으로 표현된다.

$$k_i(\partial T_i/\partial z)_{h+H} - F_w = [qd(h+H/dt)]_{h+H}$$

해양 열속 $F_w = \rho_w c_w [K_w(\partial T_w/\partial z)]_{h+H}$ 이다. 여기서 ρ_w 와 c_w , T_w 는 각각 물의 밀도와 비열, 온도를 나타낸다.

2. ice_thm.F90 분석

이 모듈은 연직으로 3개의 층(눈; 1층, 해빙; 2층)으로 구성되어 해빙의 성장과 감소를 결정하는 열역학 과정을 담당하는 부분이다. Winton(2000)은 Semtner(1976)의 1차원 해빙모형을 기반으로 하고, Bitz and Lipscomb(1999)에서 제기된 해빙속의 염수주머니가 고려된 열용량을 포함한다. ice_thm.F90에서 표현된 대부분의 수식은 Winton(2000)을 따른다. 따라서 특별히 문헌을 언급하지 않는다면 아래에서 표기된 수식은 Winton(2000)을 따른다.

가. ice_thm.f90의 서브루틴

(1) 염수주머니(Brine pocket)의 효과

해빙모형의 열역학 과정을 현실적으로 묘사하기 위해서는 해빙의 1) 열용량, 즉 단위 질량의 해빙을 1°C 올리는데 필요한 열량과 2) 잠열, 즉 해빙 온도의 변화 없이 얼거나 녹을 때 방출되거나 흡수되는 열량이 정확히 표현되어야 한다. 물론 이들은 순수한 얼음에 대한 값들과는 다르다. 염수주머니는 염분이 포함된 해수가 얼면서 얼음의 밖으로 밀려난 고농도의 염수가 해빙의 성장과 함께 융기모양으로 생긴 얼음 하층부의 융기 사이에 고립된 상태를 말한다 (Wadhams, 2000). 염수주머니를 포함한 얼음에 작용하는 냉각은 얼음의 온도를 떨어뜨리는 것 외에도, 염수주머니에 있는 염수가 얼게 하는데 사용된다. 반대로, 얼음의 온도가 올라갈 때에도 염수주머니 안에 있는 염수는 얼음과 닿아있는 벽면부터 녹이기 시작한다. 따라서 해빙의 열용량은 순수한 얼음의 온도를 높이는데 필요한 에너지뿐만 아니라 염수주머니 안의 염수의 온도를 올리고 벽면의 얼음을 녹이는데 요구되는 에너지까지도 포함한다. 이러한 염수주머니는 해빙의 온도가 0°C 부근에 존재할 때 전체 해빙의 부피에서 상당한 비율을 차지한다. 북극의 경우, 상층부 30cm에서 염

수주머니와 기포가 차지하는 비율이 20-30%에 이르고 (Eicken et al. 1995), 녹고 있는 해빙 아래에서는 40-50%에 이른다고 알려져 있다 (Maykut et al., 1992).

Bitz and Lipscomb(1999)의 Eq.(3)에 따르면 해빙에 포함된 염분과 해빙의 녹는점의 관계는 $T_m = -\mu S$ ($\mu = 0.054$)이고 모형에서는 TFI로 표기되어 있다. 온도 T 에서 S 의 염분을 포함한 단위부피의 해빙을 녹이는데 필요한 에너지는 아래와 같다.

$$q(S, T) = \rho c_0(T_m - T) + \rho L_0 \left(1 + \frac{\mu S}{T}\right) \Rightarrow \text{Eq.(5) (Bitz and Lipscomb, 1999)}$$

$$E(T, S) \equiv C(T + \mu S) - L_0 \left(1 + \frac{\mu S}{T}\right) \Rightarrow \text{Eq.(1) } L_0 \text{는 fresh ice의 latent heat of fusion (334 KJ/kg), } C \text{는 fresh ice의 heat capacity (2110 J/kg-deg)}$$

Winton(2000)에서는 상층부 얼음에 대해서만 위에서 설명한 염수주머니의 효과를 적용하였고, 나머지 하층부 얼음에 대해서는 고정된 열용량을 사용하였다. 자세한 내용은 아래에서 코드와 함께 다루도록 한다.

(2) Subroutine 'ice_thm_param'

- ALB_SNO = 0.85 : 눈의 알베도
- ALB_ICE = 0.5826 : 얼음의 알베도
- ※ 'subroutine ice_optics'에서 온도에 따른 눈과 얼음의 알베도 값을 다시 계산하게 된다.
- PEN_ICE = 0.3 : 얼음의 표층을 통과하는 태양복사의 비율
- OPT_DEP_ICE = 0.67 : 얼음의 광학두께 (얼음을 투과하는 태양복사 에너지를 계산할 때 사용된다.)
- T_RANGE_MELT = 1.0 : 'subroutine ice_optics'에서 표층온도가 해빙의 어는점(TFI)보다 1도 낮을 때 각각의 경우에 대한 계산을 결정하는 상수

(3) Subroutine 'ice_optics'

'SLAB_ICE'와 'CM2_BUGS' 모두 false로 설정되었기에 이에 대한 눈과 얼음의 알베도 계산과정은 고려하지 않는다. [if (ts+T_RANGE_MELT > TFI) then] (2)에서 설정된 T_RANGE_MELT를 고려하여 표층의 온도(ts)가 염분이 포함된 얼음의 녹는점(TFI)에 접근할 때, 이 경우에 TFI-1.0보다 커지면, 눈과 얼음의 알베도는 새로 계산된다. 다시 말하면, 얼음이나 눈이 녹기 시작하면 이들의 알베도는 작아지기 때문에 새로 계산한다. 표층의 온도가 아주 낮을 경우에는 초기에 설정한 상수(ALB_SNO, ALB_ICE) 그대로 적용된다. [alb = cs*as+(1-cs)*ai] 눈이 부분적으로 얼음을 덮은 상황을 고려하여 알베도를 계산한다 (as: 눈에 대한 알베도, ai: 얼음에 대한 알베도).

눈이 덮여 있지 않은 경우에만 태양복사 에너지의 투과를 고려한다. 일반적으로 얼음에 흡수된 모든 태양복사 에너지는 얼음의 상층부에 흡수된다. 하지만, 통과하는 태양복사에

너지의 일부는 얼음을 통과하여 해양에 다다른다. $[trn = \exp(-hi/OPT_DEP_ICE)]$ 얼음의 두께(hi)가 OPT_DEP_ICE보다 크고 이보다 증가하기 시작하면 태양복사에너지의 투과율(trn)은 작아진다. 말하자면, 얼음의 두께가 두꺼울수록 얼음의 바닥에 도달하는 에너지는 작아지는 것이다.

(4) Subroutine 'ice3lay_temp'

hs, hi, A, B, I, tfw, fb, dt는 외부에서 설정되거나 계산된 변수이고, 반면에 ts, t1, t2의 온도와 tmelt, bmelt의 잠열은 이 서브루틴에서 계산되어 외부로 나간다. 이중 A와 B는 아래와 같다.

$$A \equiv F_s(\hat{T}_s) - \hat{T}_s \frac{\partial F_s(\hat{T}_s)}{\partial T_s} \Rightarrow \text{Eq.(7)}$$

$$B \equiv \frac{\partial F_s(\hat{T}_s)}{\partial T_s} \Rightarrow \text{Eq.(8)}$$

F_s 는 표층에서 위쪽으로 향한 열속을, 그리고 T_s 는 표층온도를 의미한다. \hat{T}_s 는 이전 타임스텝에서의 표층온도를 나타낸다. Winton(2000)에서 Eq.(3)과 Eq.(4)를 같다고 놓고 풀면 현재시간의 표층온도 T_s 는 Eq.(6)로 정리되고 위의 A와 B가 포함된다.

역시 SLAB_ICE = .false. 이므로 첫 번째 if 선언문은 건너뛴다. 표층의 녹는점(또는 어는점) TSF는 해빙위에 눈이 덮여있다면 0°C로 설정하고, 눈이 존재하지 않는다면 앞에서 정의한 해빙의 녹는점 TFI로 설정한다.

코드에서 명시된 것처럼 얇은 얼음의 정확도를 높이기 위해서 얼음의 두께 hi를 식들에 곱해준다. 코드에서 표현된 각 변수의 계산은 Winton(2000)에 설명된 수식과 연동하여 아래에 설명하였다.

$$K12 \Rightarrow hi \times \text{Eq.(5)}$$

$$A1 \Rightarrow hi \times \text{Eq.(16)} \quad (\because K_{3/2} \equiv \frac{2K_i}{h_i}; \text{Eq.(10)})$$

$$B1 \Rightarrow hi \times \text{Eq.(17)}$$

$$C1 \Rightarrow hi \times \text{Eq.(18)}$$

A10와 B10은 위의 A1과 B1의 계산의 일부이다. 첫 번째 얼음층의 온도 t1은 위에서 구한 A1, B1, C1을 계수로 갖는 2차방정식 $A_1 T_1^2 + B_1 T_1 + C_1 = 0$ (Winton(2000)의 527페이지 참조)을 풀어서 구한다. 근의 공식을 이용하여 새로운 상층부 얼음의 온도 t1을 구한다.

$$t1 \Rightarrow \text{Eq.(21)} \quad (\because A1, B1, C1에 이미 hi를 곱했으므로 여기서 따로 hi를 곱할 필요는 없다.)$$

$$ts \Rightarrow hi \times \text{Eq.(6)} \quad (\because K12에만 hi가 곱해져 있으므로 분자와 분모에 있는 A와 B에 각각 hi를 곱해준다.)$$

[if (ts > tsf) then] 그런데 만약 위에서 새로 구한 표층온도 ts가 해빙이나 눈의 녹는점 tsf보다 높다면, 표층온도를 어는점(말하자면 눈이 덮여 있는 경우에는 ts = 0℃, 눈이 없는 경우에는 ts = TFI(= -μS))에 고정시킨 상태에서 새로운 A1과 B1을 구하고,

$$A1 \Rightarrow h_i \times \text{Eq.}(19)$$

$$B1 \Rightarrow h_i \times \text{Eq.}(20)$$

이를 이용해 위의 2차방정식을 다시 계산하여 t1을 구한다. C1은 위와 동일하다.

$$t1 \Rightarrow \text{Eq.}(21)$$

$$ts = tsf \Rightarrow \text{표층온도를 눈이나 해빙의 어는점에 고정시킨다.}$$

위에서 구한 t1과 ts를 이용하여 표층에서의 열속 M_s (Eq.(22) 참조)을 구하고, 이를 이용하여 표층에서 해빙의 잠열 tmelt를 구한다. 여기에서 M_s 는 표층에서 대기로 빠져나가는 열속 F_s 와 눈이나 얼음을 통하여 표층으로 전도되는 열속 $K_{1/2}(T_1 - T_s)$ 의 차이로 결정된다. tmelt는 표층에 누적된 단위면적당 에너지 $tmelt = tmelt + M_s \times dt$ 로 계산된다.

표층온도와 상층부 해빙의 온도를 구했으므로 이제 하층부 해빙의 온도 t2를 구한다.

$$t2 \Rightarrow h_i \times \text{Eq.}(15)$$

Eq.(23)을 참조하여 해빙 바닥에서의 열속 M_b 는 해양으로부터 해빙 바닥으로 유입되는 열속 F_b 와 해빙 바닥으로부터 하층부 해빙으로 전도되는 열속 $4K_i(T_f - T_2)/h_i$ 의 차이로 결정된다. bmelt는 해빙의 바닥에 누적된 단위면적당 에너지 $bmelt = bmelt + M_b \times dt$ 로 계산된다. 여기까지 새로운 시간에서 ts, t1, t2의 온도와 tmelt, bmelt의 잠열을 구하였다.

(5) Subroutine 'thm_checkout'

ts, hs, hi, t1, t2, bmelt, tmelt의 계산값들이 정상적인 범위 안에 있는지를 점검하는 서브루틴.

(6) Function 'e_to_melt'

각 층에 대하여 눈이나 해빙을 녹이는데 필요한 에너지 e_to_melt를 계산하는 함수이다. e_to_melt[J/m2]는 나중에 서브루틴 'ice3lay_resize'에서 새로운 눈과 해빙의 두께를 결정하는 곳에 사용된다. 일단 e_to_melt=0으로 설정하고, 눈과 해빙 각층의 존재여부에 의해 e_to_melt를 결정해 나아간다. 1) [if (present(hs))] 눈이 존재한다면, 눈을 녹이는데 필요한 에너지 $\left(\rho_s \left[\frac{kg}{m^3} \right] \times L_i \left[\frac{J}{kg} \right] \times h_s [m] \right)$ 를 계산한다. 2) 눈층 아래에도 상층부 얼음층이 존재한다면, 1)에서 계산된 에너지에 이 얼음층을 녹이는데 필요한 에너지를 더

해서 계산한다. 여기서 DI는 얼음의 밀도, h1은 상층부 얼음층의 두께, 그리고 $(CI-LI/t1)*(TFI-t1)$ 은 해빙의 용해열을 의미한다. 마지막 항을 식으로 확인해 보면 아래와 같다.

$$\begin{aligned} \left(C - \frac{L}{T}\right)(T_m - T) &= C(-\mu S - T) + L\left(1 + \frac{\mu S}{T}\right) \quad (\because T_m = -\mu S) \\ &= -C(T + \mu S) + L\left(1 + \frac{\mu S}{T}\right) \\ &= -E(T, S) \quad \Rightarrow \text{Eq.(1): 단위 질량당 해빙이 보존하는} \\ &\quad \text{열량. 즉, 해빙의 용해열을 의미한다.} \end{aligned}$$

3) 하층부 얼음층도 존재한다면 지금까지 누적된 에너지에 마지막 하층부 얼음층을 녹이는데 필요한 에너지를 더하여 전체 해빙에 대한 용해열을 계산한다. 하층부 얼음층에는 염수주머니의 비율이 아주 작다고 가정하여 용해열 계산에 대하여 Eq.(1) 대신에 Eq.(25)를 사용한다. Eq.(25)는 하층부의 해빙에 염수주머니가 존재하지는 않기에 순수한 얼음에 대한 용해열을 사용하지만, 온도계수에 대해서는 염분이 포함된 얼음을 고려한다는 것을 의미한다.

(7) Subroutine 'add_to_top'

해빙은 두 층으로 이루어져 있고 매 시간의 열역학 과정의 계산이 마무리될 때에는 두 층의 두께가 같도록 설정한다. 따라서 해빙이 성장할 때는 두 가지 경우로 나누어 계산한다. 첫 번째는 상층부의 해빙이 성장하여 아래층에 질량을 줄 경우와 하층부의 해빙이 성장하여 위층에 질량을 줄 경우이다. 이번 서브루틴은 후자의 경우에 해당한다. 여기서 중요한 가정은 질량을 주는 층의 온도는 변하지 않고 받는 층의 온도만이 각각의 계산방법에 따라 새로이 결정된다는 것이다. 후자를 예로 들면, 질량을 주는 하층부 해빙의 온도는 변하지 않으나, 질량을 받는 상층부 해빙의 온도는 아래의 방법에 의해 새롭게 결정된다. 여기서 Eq.(37)~Eq.(39)들이 유도되는 과정을 먼저 살펴보면,

$$E(T_1) \equiv C(T_1 + \mu S) - L\left(1 + \frac{\mu S}{T_1}\right) ; \quad E(T_2) \equiv C(T_2 + \mu S) - L$$

Eq.(37)로부터

$$\begin{aligned} &C(T_{1N} + \mu S) - L\left(1 + \frac{\mu S}{T_{1N}}\right) \\ &= f_1 \left\{ C(T_1 + \mu S) - L\left(1 + \frac{\mu S}{T_1}\right) \right\} + (1 - f_1) \{ C(T_2 + \mu S) - L \} \\ &= f_1 C T_1 - f_1 L \frac{\mu S}{T_1} + C T_2 + C \mu S - L - f_1 C T_2 \end{aligned}$$

양변에 $\frac{T_{1N}}{C}$ 을 곱하면,

$$CT_{1N}^2 - \left(f_1 T_1 - f_1 \frac{L}{C} \frac{\mu S}{T_1} + T_2 - f_1 T_2 \right) T_{1N} - \frac{L}{C} \mu S = 0$$

이고, 1차항의 계수는

$$\bar{T} \equiv f_1 T_1 - f_1 \frac{L}{C} \frac{\mu S}{T_1} + T_2 - f_1 T_2 = f_1 \left(CT_1 - L \frac{\mu S}{T_1} \right) + (1 - f_1) T_2 \Rightarrow \text{Eq.(39)}$$

이다. 따라서, 새로운 상층부 해빙의 온도는 아래의 2차식으로 표현되고,

$$CT_{1N}^2 - \bar{T} T_{1N} + \frac{L}{C} \mu S = 0$$

근의 공식을 이용하면 해는 아래와 같다.

$$T_{1N} = \frac{\bar{T} - \sqrt{\bar{T}^2 + 4\mu SL/C}}{2} \Rightarrow \text{Eq.(38)}$$

Eq.(38)과 Eq.(39)를 이용하여 상층부 해빙의 온도를 결정한다. 여기에 사용되는 변수

- h : 하층부로부터 새롭게 추가된 상층부 해빙의 두께,
- t : 하층부 해빙의 온도,
- h1 : 상층부 해빙의 두께,
- t1 : 상층부 해빙의 온도이다.

코드를 살펴보면,

- f1 \Rightarrow 새로운 상층부 해빙(h1+h)과 추가되기 전 상층부 해빙(h1)의 비율
- t1 \Rightarrow Eq.(39) : \bar{T} 결정 (상층부 해빙의 온도는 f1의 비율로 하층부로부터 추가되는 해빙의 온도는 (1-f1)의 비율로 \bar{T} 결정에 기여한다.)
- t1 \Rightarrow Eq.(38): T_{1N} 결정
- h1 \Rightarrow 새롭게 결정된 상층부 해빙의 두께

(8) Subroutine 'add_to_bot'

이번에는 상층부의 해빙이 성장하여 아래층에 질량을 줄 경우, 하층부 해빙의 온도와 두께를 결정하는 서브루틴이다. 사용되는 변수

- h : 상층부로부터 새롭게 추가된 하층부 해빙의 두께,
- t : 해빙의 어는점 TFI,
- h1 : 하층부 해빙의 두께,
- t1 : 하층부 해빙의 온도이다.

코드는 전반적으로 서브루틴 'add_to_top'과 비슷하다.

t2 ⇒ Eq.(26)

h2 ⇒ 새롭게 결정된 하층부 해빙의 두께

(9) Subroutine 'even_up'

이번 서브루틴에서는 상층부와 하층부 얼음층이 똑같은 두께를 유지하게 하기 위해서 질량 곧 얼음층의 두께를 조정한다. 그리고 여기서 위에서 다룬 'add_to_top'와 'add_to_bot'를 CALL 한다. [if (h1 > (h1+h2)/2) then] 상층부 해빙이 성장한 경우, 하층부 해빙에 질량이 더해지므로 'add_to_bot'를 CALL 하고, [if (h2 > (h1+h2)/2) then] 하층부 해빙이 성장한 경우 상층부 해빙에 질량이 더해지므로 'add_to_top'을 CALL 한다.

(10) Subroutine 'ice3lay_resize'

이번 서브루틴에서는 앞에서 결정되거나 (tmelt, bmelt, e_to_melt) 설정된 (evap)값들을 이용해서 눈과 상층부 및 하층부 해빙의 변화량을 결정한다. 1) 눈 및 해빙의 증발, 2) 해빙 바닥에서 냉각이 이루어질 경우와 3) 아닐 경우로 나누어 진행한다.

1) [if (evap <= hs*DS) then]

증발량이 존재하는 눈의 양보다 작다면, 기존의 눈의 양 hs에서 증발된 눈의 양 evap/DS를 뺀다. [else if (evap-hs*DS<=h1*DI) then] 증발량이 눈을 모두 증발시키고 상층부 해빙의 일부만을 증발시킬 수 있다면, 눈 hs는 사라지고 상층부 해빙 h1의 일부만 증발로 감소된다. [else if (evap-hs*DS-h1*DI<=h2*DI) then] 증발량이 눈과 상층부 해빙을 모두 증발시키고 하층부 해빙의 일부만을 증발시킬 수 있다면, 눈 hs와 상층부 해빙 h1은 모두 사라지고 하층부 해빙 h2의 일부만이 증발에 의해 감소된다. 증발량이 눈과 두 층의 해빙을 모두 증발시키고도 남는다면, 그 나머지는 해수를 증발시키는데 사용된다(h2o_from_ocn).

2) [if (bmelt < 0.0)]

해빙의 바닥에서 냉각이 이루어진다면, 다시 말해 Eq.(23)을 참조하면 $M_b < 0$, 즉 $F_b < 4K_i(T_f - T_2)/h_i$ 이고 이는 바다에서 하층부 해빙의 바닥으로 공급되는 열보다 바다에서 상층부로 빼앗기는 열이 더 많은 상황을 의미한다. 일단 바닥에서 냉각이 이루어지므로 하층부 해빙의 성장이 이루어지게 되며, 'add_to_bot'를 CALL 한다. [if (h1 == 0.0) t1 = twf] 상층부 해빙이 존재하지 않는다면, 상층부 해빙의 온도는 해빙의 어는점 twf로 설정한다. 이제 하층부 해빙의 바닥에서는 냉각이 이루어지는 동시에, 해빙의 위로부터 에너지가 공급되어 녹기 시작하는 삼단계의 과정을 살펴보자. [(tmelt <= e_to_melt(hs)) then] tmelt가 눈을 모두 녹이는데 필요한 에너지(e_to_melt(hs))보다 작다면, 즉 tmelt가 눈의 일부만을 녹일 수 있는 경우를 의미한다.

tmelt/e_to_melt(hs=1.0) ⇒ tmelt에 의해 녹는 눈층의 두께: [m]

[else if (tmelt <= e_to_melt(hs,h1,t1)) then] tmelt의 에너지가 눈층을 완전히 녹이고 상층부 해빙의 일부를 녹일 수 있는 경우를 의미한다.

$tmelt - e_to_melt(hs) \Rightarrow$ 눈층을 모두 녹이고 남은 에너지

$(tmelt - e_to_melt(hs)) / e_to_melt(h1=1.0, t1=t1)$

\Rightarrow 그 남은 에너지에 녹는 상층부 해빙층의 두께

[else if (tmelt <= e_to_melt(hs,h1,t1,h2,t2)) then] tmelt의 에너지가 눈층과 상층부 해빙을 모두 녹이고, 하층부 해빙의 일부를 녹일 수 있는 경우를 의미한다.

$tmelt - e_to_melt(hs, h1, t1) \Rightarrow$ 눈과 상층부 해빙을 모두 녹이고 남은 에너지

$(tmelt - e_to_melt(hs, h1, t1)) / e_to_melt(h2=1.0, t2=t2)$

\Rightarrow 그 남은 에너지에 녹는 하층부 해빙층의 두께

[else] heat_to_ocn = heat_to_ocn + tmelt - e_to_melt(hs,h1,t1,h2,t2) 눈과 해빙을 모두 녹이고 남은 에너지 tmelt는 해양이 흡수한다.

3) 이제는 해양에서 해빙으로 열속이 존재해 해빙을 하층부의 바닥부터 녹이는 경우를 생각한다. bablt[kg/m²]는 바닥에서 녹아내린 눈이나 해빙의 양을 의미한다. [if (present(bablt)) bablt = DS*hs+DI*(h1+h2)] 일단 초기에는 bablt를 전체 눈과 해빙의 층의 합으로 설정한다. 말하자면, 모든 층이 녹아 없어지는 것으로 가정하고 시작한다.

[if (bmelt > 0.0) then] 바닥에서 해빙을 녹일 수 있는 에너지가 존재하는 경우를 의미한다. [if (bmelt < e_to_melt(h2=h2,t2=t2)) then] bmelt가 하층부 해빙의 일부분을 녹일 수 있는 경우를 의미한다.

$bmelt / e_to_melt(h2=1.0, t2=t2) \Rightarrow$ bmelt에 녹는 하층부 해빙의 두께 [m]

[else if (bmelt < e_to_melt(h1=h1,t1=t1,h2=h2,t2=t2)) then] bmelt가 하층부 해빙을 모두 녹이고 상층부 해빙의 일부분을 녹일 수 있는 경우를 의미한다.

$bmelt - e_to_melt(h2=h2, t2=t2) \Rightarrow$ 하층부 해빙을 모두 녹이고 남은 에너지

$(bmelt - e_to_melt(h2=h2, t2=t2)) / e_to_melt(h1=1.0, t1=t1)$

\Rightarrow 그 남은 에너지에 녹는 상층부 해빙의 두께

[else if (bmelt < e_to_melt(hs,h1,t1,h2,t2)) then] bmelt가 상/하층부 해빙 모두를 녹이고 눈의 일부를 녹일 수 있는 경우를 의미한다.

$bmelt - e_to_melt(h1=h1, t1=t1, h2=h2, t2=t2)$

\Rightarrow 상/하층부 해빙을 모두 녹이고 남은 에너지

$(bmelt - e_to_melt(h1=h1, t1=t1, h2=h2, t2=t2)) / e_to_melt(hs=1.0)$

\Rightarrow 그 남은 에너지에 녹는 눈층의 두께

[if (present(bablt)) bablt = bablt - DS*hs + DI*(h1+h2)] 위의 과정에 의해 결정된 녹아내린 눈이나 해빙의 양, 곧 fresh water flux를 의미한다.

제 3 절 SIS 해빙모형 분석-역학 과정

1. 이론적 배경

앞에서 살펴본 바와 같이 해빙의 성장과 소멸은 열역학 과정에 의해 결정된다. 하지만, 이러한 해빙의 형태는 부분적으로 바람과 해류에 의해서도 변형 과정을 통해 영향을 받는다. 물론 해빙의 움직임은 기본적으로 이들 바람과 해류에 의해 결정된다. 소위 leads, pressure ridge, 그리고 polynyas (coastal polynyas와 open-ocean polynyas)는 대기/해양 응력에 대한 해빙의 반응으로 나타나는 대표적인 현상이다 (각 현상들에 대한 자세한 설명은 생략하도록 한다). 이 절에서는 해빙의 역학 과정을 수학적 이론을 기반으로 하여 살펴보도록 한다. 앞에서 살펴 본 열역학 과정과 더불어 이번 절에서 살펴볼 역학 과정은 해빙 모형의 기저가 되며, 해빙의 속도 그리고 해빙의 두께 변화를 결정한다. 이들 역학 과정은 전구 해양모형의 심층수 형성에 상당한 영향을 미치는 것으로 알려져 있다.

가. 역학 과정에서 고려할 해빙의 특성

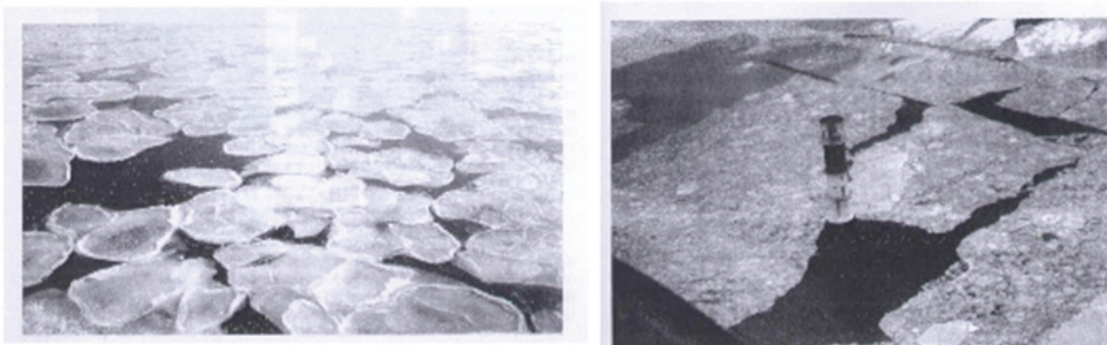


그림 6. 실제 해빙의 형상을 보여주는 사진들(Leppäranta (2005))

해빙의 운동방정식을 소개하기에 앞서 염두에 두어야 할 가장 중요한 점은 우리가 표현하고자 하는 수치모형, 좀 더 정확히 표현하자면 전구해양모형에 접합된 해빙모형의 세계에서 운동방정식이 적용될 해빙의 특성이다. 최근 사용되는 일반적인 전구 기후모형 또는 해양모형의 수평격자크기는 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 즉 약 60km의 가로세로 길이를 갖는 면적이다. 그리고 해빙모형은 해양모형의 수평격자와 동일한 2차원 구조를 갖는다. 말하자면 우리는 가로세로 60km 면적의 해빙 덩어리의 움직임과 이의 변형을 아래의 운동방정식을 통해서 계산해야 하는 것이다. 여기에서 대기/해양과는 근본적으로 다른 해빙의 특성이 고려된다. 대기나 해양의 운동방정식에서 우리는 점성을 가지는 유체 입자(여기서는 일반적으로 고려되는 무한히 작은 입방체의 의미는 아니다)의 운동을 주어진 격자를 크기를 기초로 하여 결정한다. 격자의 크기보다 작은 규모의 현상은 아격자 모수화 과정을 통해 표현하는 시도를 한다. 하지만 해빙은 근본적으로 이들 대기와 해양의 입자와는 다른 특성을 갖는다. 바로 해빙의 유동학적(Ice rheology) 측면이다. 새로 만들어진 해빙은 보통 팬케

이크의 형태를 가지며 약 30cm~3m 사이의 크기를 갖는데, 보통 pancake ice라고 불린다. 위의 좌측의 사진이 실제 이들의 모양을 보여주고 있다. 또, ice floe는 20m 이상의 크기를 갖는 상대적으로 평평한 조각의 해빙을 의미한다. 이러한 상대적으로 작은 크기의 해빙들이 모여 위의 우측 사진에서 보이는 drift ice 또는 pack ice를 형성한다. 여기서 가장 중요한 고려사항은 해빙의 밀집도(ice concentration 또는 ice compactness)이다. 예를 들면, 수치모형의 한 격자 면적과 동일한 drift ice를 가정하고, 이것이 고려된 전체 면적에 대하여 해빙으로 덮여있는 부분의 비율이 얼마이며, 또한 이를 연속체로 취급할 때 작용하는 다양한 응력에 대해 어떻게 반응할 것인가라는 문제이다. 그림 7은 해빙의 밀집도에 따라 drift ice를 구분해 놓은 것이다.

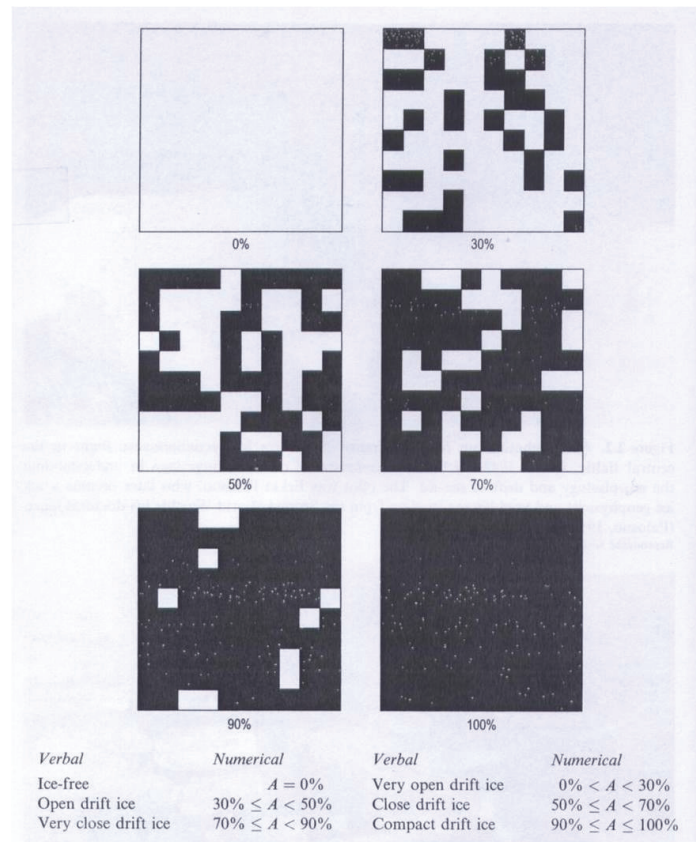


그림 7. 해빙의 밀집도에 따른 drift ice의 분류 (Leppäranta(2005))

그러면, 해빙의 운동 및 변형을 결정하는 역학과정에서 왜 해빙의 밀집도가 중요한지 살펴본다. 유동학의 측면에서 해빙은 수많은 granule들로 구성된 granular substance이다. 우선 밀집도가 낮은 해빙끼리 충돌한 상황을 예로 들어 생각해 보자. 해빙의 충돌은 해빙의 변형에 있어서 중요한 역할을 하며, 남은 응력은 운동에도 영향을 준다. 밀집도가 낮은 해빙에 작용한 충격은 주로 해빙의 밀도를 높이는 데에 사용될 것이다. 밀도가 너무 낮거나 충격이 작아서 작용한 모든 응력이 해당 해빙의 밀도를 높이는 데에만 사용되었다면, 일단 이 충격으로 해빙에 작용된 응력으로부터는 운동에 작용할 힘은 더 이상 없을

것이다. 고밀도의 compact drift ice인 경우에는 해빙의 변형(즉 수치모형의 관점에서는 해빙의 두께를 증가시키는 과정)에 작용하고 남은 응력은 해빙의 운동에 사용될 것이다. 따라서 해빙의 밀접도는 아래에서 살펴볼 내부 얼음 응력(internal ice stress)을 계산할 때 고려되어야 할 가장 중요한 요소이다. 이에 대한 자세한 설명은 아래에서 다루도록 하겠다.

나. 해빙의 운동방정식

역학과정은 대기-해빙-해양 상호작용에 있어서 다음의 4가지 요소, 1) 대기-해빙-해양 간의 운동량의 균형, 2) 해빙의 유동학적 측면 (말하자면 해빙의 상태에 따라 주어지는 응력에 다르게 반응하는 특성을 의미하며 해빙모형에서 가장 표현하기 어려운 부분), 3) 해빙의 강도(즉 어느 정도의 응력이 주어져야 해빙의 갈라지고 부서지거나, 또는 연속체로서의 특성을 잃게 되는지를 의미한다)에 대해, 마지막으로 4) 해빙의 질량균형(열역학 과정의 성장과 소멸에 의해 결정된 해빙의 질량 즉 해빙의 두께가 운동과 변형을 결정하는 해빙의 역학과정에 어떻게 적용될 것인지 결정하는 것을 의미한다) 등을 고려함으로 구성된다. 위의 네 가지 요소가 고려된 운동방정식에 있어서 해빙의 단위 면적에 작용하는 힘들은 크게 바람응력, 해류응력, 전향력, 해빙의 내부응력, 해수면 기울기에 의한 힘으로 나눌 수 있다. 이들에 대해 좀 더 자세히 살펴보도록 한다.

(1) 공기응력 (Air stress)

고전적인 대기경계층 이론에 따라 해빙의 상층부 표면에 작용하는 응력은 그 위에서 부는 바람의 제곱에 비례하고, 이에 대한 비례상수를 항력계수(drag coefficient)라고 하여 경험적으로 구한 계수를 사용한다. 물론 적용되는 바람은 일정한 고도, 즉 해빙 모형이나 해빙-해양 접합모형을 고려한다면 경계조건으로 사용되는 자료동화 자료나 관측 자료가 측정된 고도를 의미한다. 물론 대기-해빙-해양 접합모형이나 대기-해빙 접합모형의 경우에는 계산되는 대기층 중 가장 낮은 고도를 의미한다. 응력의 계산에는 바람이 작용하는 공간의 기본매질인 공기의 밀도도 포함된다. 기술된 해빙에 대한 공기응력의 계산은 아래와 같이 기술된다.

$$\tau_a = \rho_a C_a |\overline{U}_a - \overline{U}_i| (\overline{U}_a - \overline{U}_i)$$

여기에서 τ_a 는 해빙에 작용하는 바람에 의해 발생하는 단위면적당 공기응력을, ρ_a 는 공기의 밀도, C_a 는 항력계수, \overline{U}_a 는 바람의 속도, 그리고 \overline{U}_i 는 해빙의 속도를 의미한다. 해빙의 속도가 바람의 속도에 비해 무시할 만큼 작은 경우 (일반적으로 그렇다), 위의 식은 $\tau_a = \rho_a C_a |\overline{U}_a| \overline{U}_a$ 으로 표현되기도 한다. 실제 해빙모형에서 항력계수를 제외한 나머지 변수들과 상수는 계산되거나 주어진 값을 그대로 쓰면 된다. 하지만 항력계수는 실제현상을 모형 내부에서 합리적으로 결정하기가 어렵다. 왜냐하면 바람응력은 대기에서 주어진 바람장과 해빙의 표면조건 모두를 고려하여야 비교적 정확히 계산할 수 있기 때문이다. 해빙의 표면에 따라 역학적으로 또는 열역학적으로 여러 가지 종류의 난류(turbulence)가

형성될 수 있고, 이들이 실질적으로 주어진 고도의 바람으로부터 해빙에 전달되는 운동량을 결정한다. 이러한 항력계수는 대체로 $1.4 - 2.1 \times 10^{-3}$ 범위에 존재한다. 크게 두 가지로 나누어 작은 규모의 거칠기와 큰 규모의 거칠기를 들 수 있는데, 전자는 변형되지 않은 ice floe의 표면을 의미하며, 후자는 pressure ridge, rafted ice, 그리고 vertical floe edge들과 같이 공기가 흐르는 위쪽으로 해빙의 일부가 솟아올라 돛과 같은 역할을 하게 되는 거친 표면을 의미한다. 난류현상으로 표현하자면, 공기의 흐름이 이러한 거친 표면에 의해 큰 마찰력을 갖게 되고 이는 연직방향의 시어를 발생시키게 된다. 이러한 난류를 shear-driven turbulence라고 부르며, 보통 부력에 의해 발생하는 난류에 비해 규모는 훨씬 작다. 이러한 난류가 대기의 운동량을 해빙에 전달하게 된다. 말하자면 대기와 해빙이 역학적으로 접합되어 있는 상태로 볼 수 있다. 기상학에서는 전자를 skin friction drag로 후자를 form drag로 표현한다. 열역학적으로 살펴보면, 겨울에 대기의 온도는 영하 30-40도 정도인데 반하여 바닷물의 온도는 영하 1.98도 정도에 불과하다. 따라서 95% 이상의 고밀접도 해빙에서 lead나 polynya와 같이 상대적으로 따뜻한 바닷물이 극도로 차가운 대기와 접해 있는 경우 열역학적으로 불안정한 표층이 형성되어 부력에 의해 유도된 난류, 소위 buoyancy-driven turbulence가 생성되어 대기의 운동량을 해빙에 전달하게 된다. 이러한 열역학적인 과정을 통해 전달되는 운동량은 위에서 설명한 역학적인 과정을 통해 설명되는 운동량보다 크다.

(2) 물응력 (Water stress)

해류와 해빙의 하층부 표면의 상대적인 속도 차에 의해 발생하는 힘을 의미하며, 수식적 표현은 앞에서 살펴본 공기응력의 식과 유사하다.

$$\tau_w = \rho_w C_w |\overline{U_w} - \overline{U_i}| (\overline{U_w} - \overline{U_i})$$

여기에서 τ_w 는 해빙에 작용하는 해류에 의해 발생하는 단위면적당 물응력을, ρ_w 는 바닷물의 밀도, C_w 는 해빙과 해양간의 항력계수, 그리고 $\overline{U_w}$ 는 해류의 속도를 의미한다. 해빙의 속도와 해류의 속도는 비슷하기 때문에 공기응력처럼 해빙의 속도를 무시할 수 있는 경우와는 다르게 복잡한 벡터식의 형태를 띤다. 바람에 의해 가속되려는 해빙을 감속시키는 경우와 반대로 해류에 의해 가속되려는 해빙을 바람이 감속시키는 경우 모두 자주 발생한다. 해빙-해양 항력계수 C_w 는 일반적으로 4×10^{-3} 정도이지만, 공기 항력상수와 마찬가지로 해빙 하층부 표면의 상태에 따라 변한다. 중요한 사실은 거친 표면을 갖는 해빙-해양 항력이 대기-해빙 항력보다 훨씬 크다는 점이다. 말하자면, 해빙-해양 항력계수 C_w 가 대기-해빙 항력계수 C_a 보다 해빙을 이동시키는데 훨씬 더 큰 비중을 차지하는 것이다. 그 이유는 다음과 같다. 해양경계층(Oceanic Boundary Layer)의 깊이는 약 30m이고, 대기경계층(Atmospheric Boundary Layer)의 높이는 약 1000m이다. 따라서 해수면 아래로 5m 깊이의 keel과 해수면 위로 1m 높이의 sail을 갖는 ridge의 경우를 생각하면 왜 해빙-해양의 항력계수가 해빙의 이동에 대기-해빙 항력계수보다 훨씬 더 큰 역할을 하는지 쉽게 알 수 있다. 5m 깊이의 keel은 대기를 가정하면 약 150m 높이의 작은 산이 발생시키는 효과를 낼 수 있다. 해빙-해양 항력계수 C_w 는 해빙의 응결과 용해에도 영향

을 받는다. 해빙이 녹는 경우에는 가벼운 담수가 해양의 상층부로 유출되면서 해양의 성층을 강화시켜 연직방향으로의 운동량 전달을 막아 항력계수를 감소시킨다. 이를 slippery ice라고 부른다. 반대로 해빙이 생성되는 경우에는 무거운 염수가 해양의 상층부로 유출되어 해양의 성층을 약화시켜 연직방향으로의 운동량 전달을 강화하여 항력계수를 증가시킨다.

(3) 전향력 (Coriolis Force)

지구의 자전효과에 의한 힘으로서 해빙의 에크만 수송을 결정한다. 해빙에 작용하는 전향력은 아래와 같이 표현된다.

$$F_c = 2m\omega U_i \sin\phi$$

위에서 나타난 대로 해빙의 전향력은 해빙의 질량, 즉 해빙의 두께와 전향력 상수, $2\omega \sin\phi$ 에 비례한다. 전향력 상수에 나타난 것처럼 전향력은 극지방에 접근할수록 커지며, 이는 극지방에 존재하는 해빙의 운동에 큰 영향을 준다.

(4) 해수면 경사 (Sea Surface Tilt)

이는 해수면이 지오이드(geoid: 중력이 동일한 깊이)와 정확히 일치하지 않기에 나타나는 힘이다. 지오이드는 기본적으로 중력에 의해 결정되지만, 바다의 지형 및 암석의 밀도에 의해 큰 영향을 받기에 일반적으로 매끄러운 면이 아니다. 이에 비해 해양은 바람 이외에도 지구의 자전과 열염순환의 영향 등에 의해 어떠한 지역에서는 물이 쌓이고, 어떠한 지역에서는 해수면의 골이 생기는 현상이 발생한다. 이러한 해수면과 지오이드의 차이가 수평방향의 압력경도력을 발생시키며, 이는 해수뿐만 아니라 해수 위에 떠 있는 해빙까지 이동시키는 힘을 발생한다. 수치모형 및 부이관측으로부터 나온 자료들의 분석을 통해 수일 정도의 짧은 시간규모에서는 이 힘이 해빙의 움직임에 대해 미치는 영향력이 중요하지 않지만, 몇 개월 이상의 장기간 동안에는 그 영향력이 중요하게 작용함을 볼 수 있다. 따라서 보통 수백 년 이상의 수치적분이 요구되는 기후연구에서 해수면 경사에 의한 해빙의 움직임은 중요하게 작용할 것으로 예상된다.

$$\tau_t = -mg\nabla_h H = -\rho_i hg\nabla_h H$$

(5) 내부 응력 (Internal Ice Stress)

앞에서도 잠깐 언급했었지만, 내부 응력은 외부의 힘, 예를 들면, 바람이나 해류, 또는 해빙간의 충돌에 의해 얼음의 표면으로부터 내부를 통과하면서 생기는 응력을 일컫는다. 문제는 해빙이 강체(rigid body)가 아니라는 점이다. 강체에 작용하는 응력은 탄성계수에 따라 그대로 해빙의 가속도로 전환되기에 우리에게 익숙한 상황이다. 하지만, 해빙의 상

태에 따라 점성체에서 유동체, 그리고 강체로 분류가 되고 이들이 주어진 응력에 의해 상태가 변화되는 동시에 해빙의 두께와 속력에도 변화가 생기기 때문에 측정하기도, 그리고 모형에서 모수화하기도 어렵다. 하지만, 우리가 다루고자 하는 역학모형에서 반드시 고려해야 하는 요소임에는 틀림이 없다. 현재 기후모형에 접합되어 있는 해빙모형들의 전체적인 틀은 거의 비슷하다. 다만, 내부 응력을 어떻게 모수화하였고, 어디까지 고려가 된 모수화 기법을 사용하느냐 정도가 다르다. 이러한 모수화 기법이 적용된 해빙의 역학모형을 유동학 모형 (rheological model)이라고 하며, 해빙의 조건 및 외부에서 받는 응력에 따라 해빙을 크게 elastic, viscous, 그리고 plastic 매개체로 나누어 고려한다. MOM4에 접합된 해빙 모형에서는 위에서 열거된 모든 성질이 고려된 해빙을 가정하여 내부 응력을 계산한다.

제 4 절 타 기관 해빙모형 모수화 방안 및 모의결과 비교·분석

1. AR4에 제시된 기후모형의 해빙모형 비교·분석

IPCC 4차 보고서에 사용된 기후 모형 중 5가지를 골라 이들에 사용된 해빙 모형의 전반적인 구조 및 모수화 방안을 현 보고서에 사용된 MOM4와 비교하였다. 그림 8에 사용된 월평균 전구해빙밀도 자료는 IPCC 4차보고서에 사용된 자료들이 저장되어 있는 <http://www-pcmdi.llnl.gov>로부터 획득하였다. 중국 기후모형인 BCC-CM1은 해빙모형에 대한 어떠한 자료도 제공하지 않았기에 추정된 간단한 모형구조 분석만을 표 2에 설명하였으며 모의결과에 대한 품위 평가는 본 보고서에서 제외하였다. 이들에 대한 비교 설명은 표 1에 자세히 나타나 있다. 표 2에서 알 수 있는 것처럼 이들 모형에 사용된 해빙 모형의 전반적인 구조는 같고, 다만 세부적인 모수화 방안이 다를 뿐이다. 하지만 그림 8에서 보이듯이, 북극 겨울의 해빙은 ECHO-G를 제외하고 전반적으로 비슷하지만, 남극 겨울의 해빙은 각각 완전히 다른 형태를 보이고 있다. 이는 남극의 해빙이 훨씬 더 넓은 바다 위에 떠 있어서 해양 모형의 모의 품위에 절대적으로 큰 영향을 받기 때문이다. 아래의 4가지 모형 중 NCAR_CCSM3.0이 가장 현실적으로 모의된 해빙을 보여주고 있으며, 반면에 ECHO-G가 가장 비현실적으로 모의된 해빙을 보여주고 있다. NCAR_CCSM3.0은 해빙의 성장 영역을 비교적 현실적으로 모의하였지만, 남극의 경우 인도양과 서부태평양 해역에서 현실보다 해빙이 더 북쪽으로 많이 성장하였고, 웨델해와 로스해 중심부의 밀도가 상대적으로 낮으며, 가장 큰 문제점은 해안선 근처에서 보여야 할 coastal polynya가 전혀 보이지 않는다는 것이다. 이러한 문제점은 남극저층수의 형성을 저하시켜 북대서양 심층수의 영향을 간접적으로 증가시키는 결과를 초래한다. ECHO-G는 남극대륙 근처에서 해빙의 밀도가 아주 낮은 큰 규모의 지역이 보이는데 이들은 해양열속에 의해 형성된 비현실적인 coastal polynya이다. 이것 외에도 인도양과 서부태평양 지역의 남극에는 해빙이 전혀 생성되지 않았다. BCCR BCN2.0과 MPI ECHAM5는 전반적으로 해빙이 북쪽으로 성장하지 못한 점을 보여주고 있다. 앞의 ECHO-G와 함께 이들의 문제점은 모두 해양 모형 자체가 적절한 남극순환류와 남극대륙 주위의 자이어들, 그리고 해양심층대류 현상을 올바르게 모의하지 못했기 때문이다.

모의된 해빙결과들이 우리에게 시사해 주는 점은 기후모형에 사용될 해빙 모형에서는 해빙 모형 자체의 구조나 자세한 모수화 방안을 개선하여 효과를 보기는 쉽지 않다는 것이다. 오히려 개선된 해양 모형을 접합하거나, 해빙모형에 해양이나 대기로부터 직접적으로 열속이나 운동량속이 들어가지 않고 이들이 대기경계층이나 대기표층, 그리고 해양혼합층 이론을 바탕으로 계산되어 들어가는 것이 훨씬 효과적인 방법이라 할 수 있다. 또는 ECHO-G에서 보인 과도한 해양열속을 감소시키기 위해 비현실적으로 모의되는 해양심층대류 현상을 제어하는 인위적인 방안들도 효과적이다. 해빙모형 자체에 대한 효과적인 개선 방안으로는 ice-shelf 모수화 방안의 도입이 있다. 현재 ice-shelf는 그 어느 모형도 자연적으로 모의하지 못하고 있다. 따라서 모수화 방안이 유일한 대안인데, 지금까지 몇 가지 모수화 방안들이 제안되었고, 이들을 해빙모형에 적용하는 것도 효율적인 방법이다.

마지막으로 네 가지 모형들 중 가장 현실적으로 해빙을 모의했다는 NCAR CCSM3.0를 제외하고 나머지 기후모형들은 해양심층순환을 전혀 현실적으로 모의하지 못하고 있다. 특히 이들에 의해 모의된 북대서양 역전순환은 나타나는 지역과 그 강도면에서 완전히 비현실적으로 재현되었다. 말하자면 극지방에서의 경계조건이 비현실적이기 때문에 그에 따른 전구 열염순환도 비현실적인 것이다. 이 경우에 표층대기의 열속, 담수속, 그리고 운동량속에 의해 제어되는 표층 적도태평양 이외의 지역과 수심에서 모의된 해양의 결과는 신뢰도가 없다고 하는 것이 옳다. 이러한 결과들은 해빙-해양 상호작용의 중요성을 보여 줌과 동시에 전지구 모형을 개발하는 작업에 있어서 어떠한 조심스러운 자세로 접근해야 하는지를 시사하고 있다.

표 7. 세계 기후연구기관의 해빙 모형 및 모수화 방안 비교/분석

모형/기관	세부 구조	비교
<ul style="list-style-type: none"> • MOM4 / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA 	<ul style="list-style-type: none"> - 열역학 부분 1. Semtner(1976)와 Bitz & Lipscomb(1999)을 기반으로 재구성함. Winton(2000)에 의해 코드화 2. 염수주머니 과정은 Bitz & Lipscomb(1999)의 모수화를 따름 3. 눈이 덮이지 않은 해빙지역에서 태양 복사 에너지의 투과 효과 고려 - 역학 부분 1. 해빙에 대한 운동방정식 중 내부응력항은 전통적 모수화방식인 Hibler (1979)의 Viscous-Plastic model을 기반으로 개선한 Elastic-Viscous-Plastic model이 사용되고 있음 - 전체적인 구조 1. 한 층의 눈과 두 층의 해빙으로 구성 2. 해빙의 두께에 따라 5가지 종류로 분류 3. 해양모형에 맞추어 B-grid가 사용 	<ul style="list-style-type: none"> - CCSM3에 접합된 해빙모형과 동일한 역학 및 열역학 구조를 가지고 있음
<ul style="list-style-type: none"> • CCSM3 / National Center for Atmospheric Research, USA 	<ul style="list-style-type: none"> - 열역학 부분 1. Semtner(1976)와 Bitz & Lipscomb(1999)을 기반으로 코드화 2. 염수주머니 과정은 Bitz & Lipscomb(1999)의 모수화를 따름 - 역학 부분 1. 해빙에 대한 운동방정식 중 내부응력항은 전통적 모수화방식인 Hibler(1979)의 Viscous-Plastic model을 기반으로 개선한 Elastic-Viscous-Plastic model이 사용되고 있음 - 전체적인 구조 1. 한 층의 눈과 4 층의 해빙으로 구성 2. 해빙의 두께에 따라 5가지 종류로 분류 3. 해양모형에 맞추어 B-grid가 사용 	<ul style="list-style-type: none"> - IPCC 4차 보고서에 등재된 기후모형에 접합된 해빙모형 중 가장 복잡하고 정교함. 따라서 해빙모형 자체의 계산량도 아주 많음 - 상대적으로 단순한 구조의 해빙모형이 접합된 기후모형 결과와 비교하여 얼마나 개선될 수 있는지 비교/확인이 필요

모형/기관	세부 구조	비교
<ul style="list-style-type: none"> • ECHO-G / Meteorological Institute of the University of Bonn, KMA, Germany/Korea 	<ul style="list-style-type: none"> - 열역학 부분 1. Semtner(1976)와 Parkinson & Washington (1979)을 기반으로 코드화. 2. 염수주머니 효과는 Semtner(1976)의 단순한 모수화를 사용 3. 태양복사 에너지의 투과효과는 고려되지 않음 - 역학 부분 1. 내부응력항은 Hibler(1979)의 Viscous-Plastic model이 기반 - 전체적인 구조 1. 한 층의 눈과 해빙으로 구성 2. 해빙의 두께에 따라 2가지 종류로 분류 3. 해양모형에 맞추어 E-grid가 사용 	<ul style="list-style-type: none"> - MOM4에 결합된 해빙모형과 비교하여 염수주머니 효과의 모수화가 단순함 - 태양복사에너지의 투과효과도 고려되지 않음 - 역학방정식의 내부응력항 계산에 탄성적인 해빙의 성질이 고려되지 않음
<ul style="list-style-type: none"> • BCCR-BCN2.0 / Bjerknes Centre for Climate Research (BCCR), University of Bergen, Norway 	<ul style="list-style-type: none"> - 열역학 부분 1. Semtner(1976)와 Parkinson & Washington (1979)을 기반으로 코드화 2. 해양열속은 Maykut and McPhee(1995)에 따라 모수화 3. 염수는 혼합층에 흡수 - 역학 부분 1. Harder(1996)는 Hibler(1979)의 Viscous-Plastic model을 그대로 적용해 해빙의 내부응력을 구함 - 전체적인 구조 1. 한 층의 눈과 해빙으로 구성 2. 한 가지 타입만의 해빙 3. 해양모형에 맞추어 B-grid가 사용 	<ul style="list-style-type: none"> - 염수주머니 효과가 포함되지 않았기에 해빙이 열역학적인 경계 조건에 현실보다 빠르게 반응할 것 - 아주 작은 충격에 대한 해빙의 탄성적 반응은 고려되지 않음
<ul style="list-style-type: none"> • ECHAM5_MPI-OM / Max PlanckInstitute for Meteorology, Germany 	<ul style="list-style-type: none"> - 열역학 부분 1. Semtner(1976)와 Parkinson & Washington (1979)을 기반으로 코드화 2. 염수주머니 효과는 Semtner(1976)의 단순한 모수화를 사용 3. 태양복사 에너지의 투과효과는 고려되지 않음 - 역학 부분 1. 내부응력항은 전통적 모수화방식인 Hibler(1979)의 Viscous-Plastic model이 기반 - 전체적인 구조 1. 한 층의 눈과 해빙으로 구성 2. 한 가지 타입만의 해빙 3. 해양모형에 맞추어 C-grid가 사용 	<ul style="list-style-type: none"> - 염수주머니 효과가 포함되지 않았기에 해빙이 열역학적인 경계 조건에 현실보다 빠르게 반응할 것 - 아주 작은 충격에 대한 해빙의 탄성적 반응은 고려되지 않음

모형/기관	세부 구조	비교
<ul style="list-style-type: none"> • BCC-CM1 / Beijing Climate Center, China 	<ul style="list-style-type: none"> - 간단한 열역학 해빙모형만이 접합되었음 - 해빙의 역학과정 없음 	<ul style="list-style-type: none"> - 열역학 모형에 의한 아주 기본적인 해빙의 성장과 소멸은 재현되겠지만 역학모형이 없는 관계로 해빙의 에크만 수송이나 변형이 무시되어 있기에 심층해양순환을 위한 현실적인 경계조건을 제공하지 못함

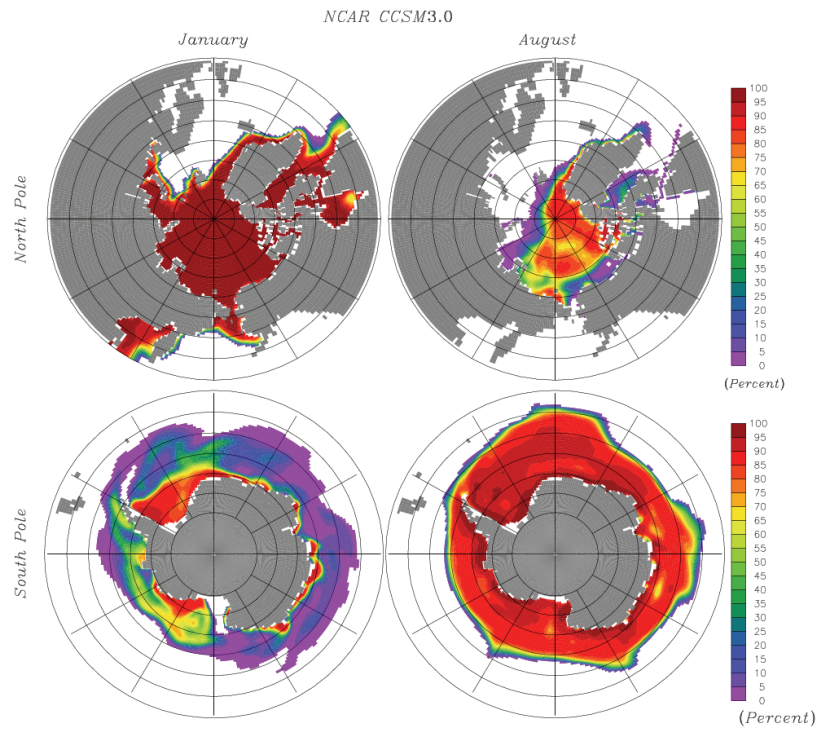


그림 8a. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포 (NCAR CCSM3.0)

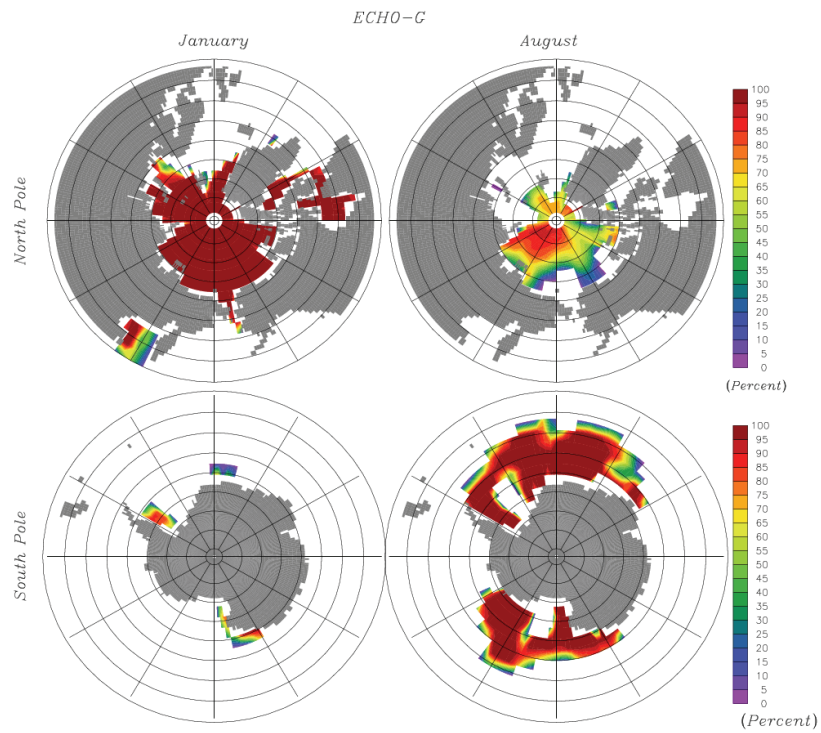


그림 8b. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포(ECHO-G)

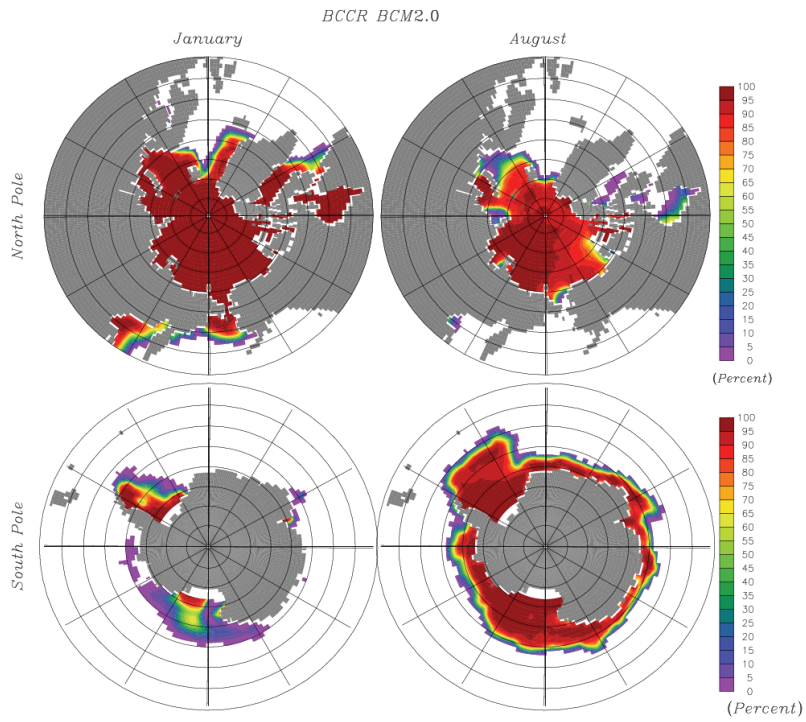


그림 8c. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포(BCCR BCM2.0)

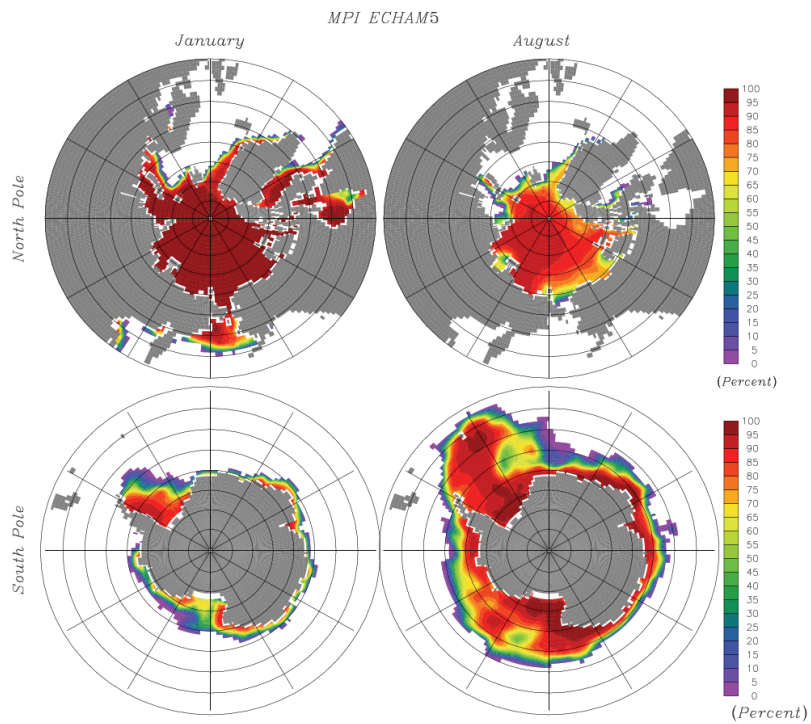


그림 8d. 1월(좌측)과 8월(우측)에 나타난 북극(상단)과 남극의 해빙 밀접도의 분포(MPI ECHAM5)

2. Hamburg Sea-Ice Model (HSIM) 분석

HSIM은 전구해양모형인 Hamburg Ocean Primitive Equation (HOPE) 모형과 기후모형인 ECHO-G에 접합되어 있고, 역학적/열역학적 과정을 통해 해빙의 성장과 소멸, 그리고 이동을 모의하는 해빙모형이다. 일반적으로 순수한 해빙모형은 대기와 해양의 경계조건, 말하자면 바람과 해수면 온도에 지나치게 의존하게 된다. 따라서 HSIM은 해양 혼합층의 예단 모형과 대기 표층 또는 경계층의 진단 모형을 결합하여 확장된 형태를 취함으로써 실제 대기와 해양의 힘이 전달되는 고도와 깊이를 2차원 모형인 해빙의 표층에서 조금 더 멀리 떨어지게 하며, 동시에 실제로 해빙에 전달되는 운동량속과 열속을 부여할 수 있도록 해빙과 대기/해양의 상호작용을 고려하여 계산되게 설정되어 있다. 또한 눈 층을 고려하였다.

가. 해빙모형의 구조

이번 장에서는 HSIM에 사용된 역학 및 물리과정을 살펴보겠다. 자세한 수식은 해빙의 역학 및 열역학에서 공부하였기에 여기에서 반복하지 않는다.

(1) 역학 부분

모형의 역학부분은 Hibler(1979)를 기반으로 한다. 해빙은 2차원의 수평적인 움직임만을 가지며, 이는 전향력과 바람응력, 물응력, 해수면의 기울어짐에 의한 움직임, 그리고 내부 응력에 의해 결정된다. 물응력의 계산에 있어서는 얼음의 움직임과 해류간의 상대속도를 고려하지만, 바람응력을 계산할 때는 풍속이 해빙의 이동속도보다 훨씬 빠르기에 풍속만을 고려한다. 일반적으로 물응력은 해빙의 속도를 느리게 하는 것으로 알려져 있다. 해빙의 내부응력은 단위격자 크기 안의 해빙을 비선형 점성 압축성 유체로 생각하고 이러한 2차원 스트레스 텐서가 각 방향에 대해 받는 힘을 해빙의 변형으로 어떻게 전환되는지를 Hibler(1979)에 따라 계산한다. 해빙에 적용된 viscous-plastic rheology는 해빙에 작용한 쉬어의 힘에 대한 해빙의 압축 비율을 결정한다.

(2) 연속 방정식

모형의 역학과정과 열역학과정은 얼음의 두께, 밀집도, 그리고 눈의 두께에 대한 연속 방정식을 통해 연결된다. 말하자면, 열역학과정을 통해 성장하거나 소멸된 얼음과 눈의 두께와 역학과정에서 계산된 해빙의 속도를 기반으로 한 이류를 연속방정식을 계산하여 이들의 시간에 따른 변화를 계산한다. 또한 Hibler(1984)를 따라 해빙 밀집도에 대한 연속 방정식에 진단 변형에 의해 추가적으로 해빙의 밀집도가 감소하는 곳, 말하자면 높은 밀집도의 해빙에 대해서도 뒤틀림에 의해 lead와 같이 해빙이 벌어지는 현상을 모사하는 항을 추가하였다. 이들 연속방정식에 있는 확산 항은 수치적분의 안정을 목적으로 추가되었다.

(3) 열역학 부분

열역학과정은 Semtner(1976)와 Parkinson and Washington(1979)을 기반으로 하며, 한 격자를 해빙으로 덮여있는 경우와 그렇지 않은 경우로 나누어 따로 계산한 후 해빙의 밀접도를 고려하여 평균한다. 여기에서 중요한 점은 온도의 경우 각각 따로 계산한 온도를 해빙의 밀접도에 의한 선형적인 함수로 단순히 결정하지 않는다는 것이다. 예를 들어 한 겨울에 98%인 고밀접도 해빙을 생각하였을 때, 단순히 해빙으로 덮여있는 경우로 계산된 표층대기의 온도를 98%의 비율로, 그리고 해빙이 없는 경우로 계산된 온도를 2%의 비율로 평균하여 계산된 온도는 실제의 상황과 많이 다를 수 있다. 왜냐하면 고밀접도의 해빙에서 작은 비율로 벌어진 부분이 있을 때, 이 부분으로 노출된 상대적으로 아주 따뜻한 바닷물은 아주 강한 열속으로 표층의 난류를 발생시켜 열속 및 운동량속을 모두 크게 변화시키고, 표층대기의 온도도 역시 변화시킨다. 이러한 현상은 해빙이 고밀접도가 아닐 경우(< 90%)에는 일어나지 않지만, 고밀접도인 경우에는 두드러진다. 다시 말해, 한 격자의 표층대기의 온도는 해빙의 밀접도에 대하여 비선형적인 관계를 갖고 있다. 이러한 문제점을 해결하기 위하여 온도가 아닌 열속을 밀접도에 대한 함수로 표현하는 방법을 사용하고 있다. 이렇게 평균된 열속을 이용하여 표층의 온도를 다시 계산하는 것이다. 이를 flux-average method라 한다.

해빙의 열역학 방정식에는 알베도가 고려된 태양(단파)복사에너지, 구름이나 대기로부터 나온 장파복사에너지, 해빙으로부터 대기로 방출되는 지구복사에너지, 현열속과 잠열속의 대기 열속과 해빙을 통과하는 전도 열속이 균형을 이룬다. 이러한 대기 열속과 해빙의 전도 열속이 불균형을 이룰 때, 해빙은 추가로 얼음이 얼거나 녹는다. Stössel and Claussen(1992)은 다년생 얼음 위에 눈이 지나치게 많이 쌓이게 되는 현상을 방지하고자 눈의 무게가 눈과 얼음 전체에 대한 부력을 능가하여 눈이 수면 아래로 잠길 경우, 눈은 얼음으로 전환되게 설정하였다. 또한 Hibler(1984)는 얼음의 두께와 성장률에 대한 높은 비선형 관계를 고려하여 해빙을 두께에 따라 일곱 가지로 구분하여 각각에 대해 열역학 방정식을 계산하였다.

나. 모의된 해빙 분석

서로 완전히 다른 해양과 해빙의 평형상태를 갖는 세 가지 모형의 결과를 분석에 사용하였다. 세 가지 실험결과를 사용하는 이유로서 해빙모형을 현실적으로 모의하기 위한 여러 가지 방법론을 들 수 있다. 전구해양모형에 결합된 해빙모형의 모의에 있어서 가장 다루기 어려운 문제는 심층대류에 의한 과도한 표층해양열속이다. 이는 해빙모형 자체의 문제는 아니지만 해수면온도에 큰 영향을 주어 해빙의 생성과 소멸에 절대적인 영향을 미친다. 일반적으로 전구해양순환모형에서 가장 모의하기 어려운 부분들 중의 하나는 남반구의 심층수 형성과 이에 의한 심층 순환이다. 이들의 합리적인 모의를 위해서는 올바른 대기 자료와 현실적인 해빙, 남극 주위 자이어, 그리고 남극 순환류 등의 재현이 요구된다. 아무리 현실에 가까운 고도로 복잡한 해빙 모형을 해양 모형에 결합한다고 해도 바람, 대기의 온도, 그리고 자이어나 남극순환류에 크게 영향 받는 해수면온도가 정확하지

않다면 현실적인 해빙의 모사는 불가능하다. 다시 말해, 완벽한 해빙모의 프로그램을 사용할지라도 자연현상에 부합하지 않는 값을 입력하여 합리적인 결과값을 기대할 수는 없다는 것이다. 해빙모형이 접합되어 있지 않은 전구해양모형의 경우 합리적인 심층수 형성을 위해서 극지방에서 인위적인 경계조건을 사용해왔다. 하지만 해빙모형이 접합되어 담수속(fresh water flux)으로서 해빙모형의 계산을 통해 나온 값들이 사용되면서부터 남극해가 지나치게 성층화 되어 심층대류가 전혀 생기지 않는다면, 또는 성층이 지나치게 약화되어 심층대류가 지나치게 강해서 비교적 따뜻한 심층순환수의 용승이 과도하게 모의되어 해수면 온도를 상승시키고 이것이 해빙을 녹이게 되는 비합리적인 현상들이 나타나기 시작했다. 과도한 심층대류는 과도한 담수를 유발시켜 결국은 심층대류가 전혀 생기지 않는 상태로 이어지기도 한다. 이것이 전구열염순환은 물론 해빙의 모의 자체에도 악영향을 미치고 있다. 이렇게 과도한 해양심층대류 현상을 막기 위해 여러 가지 임시방편들이 해양 또는 해빙모형에 도입되고 있다. 여기서는 이러한 임시방편이 사용된 모형 두가지와 사용되지 않은 모형 한 가지를 대상으로 HSIM의 모의결과를 분석해 보고 이들이 남극해에 미치는 영향도 살펴보고자 하겠다.

첫 번째 기본모형 AREF는 과도한 해양대류 현상을 막기 위해 남위50도 남쪽에서 연직난류확산계수를 임의로 10배 증가시켰다. 따라서 해양 상층부에 무거운 물이 형성될 경우에 이것이 바로 해양대류로 이어지기 전에 모사된 연직에디 과정에 의해 해양 하층부로 전달되어 성층의 약화를 막는 방법이다. 임의적이지만 모의된 해빙의 품위를 높이는 데에 상당한 효과를 보인다. CREF는 위성자료로부터 얻은 해빙 밀접도 자료를 바탕으로 계산된 해수면 온도를 해빙모형에 적용하였다. 아래에서 살펴볼겠지만, 가장 현실에 가까운 결과를 보인다. 마지막으로 BREF에서는 위에서 사용된 임시방편들이 사용되지 않았다. 그림 9는 남극의 겨울인 7월부터 9월까지 세 달을 평균한 해빙의 밀접도와 두께분포를 나타낸다. 해빙 밀접도의 경우 90%에서 100% 사이는 조밀하게 2%의 간격을, 그리고 90% 이하에서는 10%의 간격을 사용하여 해빙-해양 상호작용에 가장 결정적으로 작용하는 lead나 coastal polynya, open-ocean polynya를 자세히 표현하였다. 그림 9a와 9b에서 보이는 해안선 근처에서 나타나는 큰 규모의 90% 이하의 해빙 밀접도는 해양열속에 의해 생성된 coastal polynya를 나타낸다. 앞에서 언급한 것처럼 BREF에서는 과도한 해양대류에 제한을 주지 않았기에 해양대류에 의해 표층으로 유입된 상대적으로 따뜻한 심층수가 해빙을 녹여서 이처럼 큰 규모의 coastal polynya를 생성시켰다. AREF에서도 10배 강화시킨 연직난류확산 작용을 통해 과도한 해양열속이 상당히 줄어 증가된 고밀도 해빙 영역이 증가된 것을 보이지만, 여전히 약간의 영향이 남아 있는 모습을 볼 수 있다. CREF에서는 모형에서 일어나는 해양대류 현상에 관계없이 가장 현실에 가까운 해수면온도가 사용되기에 역시 가장 밀도가 높고 현실에 가까운 해빙을 재현하고 있다. Coastal polynya도 CREF에서 가장 현실적으로 모의되었다. 해빙의 두께 분포 역시 전반적으로 해빙의 밀도 분포와 유사하게 CREF가 가장 두꺼운 해빙을 재현하였다. 또 한 가지 주의 깊게 살펴보아야 할 것은 20%의 밀도로 잘라낸 해빙의 가장자리이다. CREF에서는 웨델해와 로스해 지역에서는 넓은 해빙의 영역을, 나머지 지역에서는 상대적으로 좁은 해빙의 영역을 나타내고 있고, 이것이 현실에 가장 가까운 재현이다. 나머지 실험 AREF와 BREF에서는 전체적으로 넓은 영역을 나타내고 있다. 원인은 해빙모형이 아닌 해양모형

에 있다. 앞에서 언급한 것처럼 해빙의 생성과 소멸에 결정적인 역할을 하는 해수면 온도는 남극순환류와 남극주변의 자이어에 큰 영향을 받는다. 이 보고서에 사용된 HSIIM이 결합된 HOPE 모형은 극지방에서 수평으로 약 200km의 격자 크기를 갖는 저해상도 전구해양모형이다. 1000년 이상의 장기적분이 가능한 대부분의 전구해양모형은 이러한 낮은 해상도를 크게 벗어나지 못한다. 또한 해상도가 낮기에 해류에 큰 영향을 미치는 모형의 지형도 현실과는 엄연한 차이가 존재한다. 따라서 해양모형에서 모의된 남극순환류와 자이어의 영향을 그대로 받은 해수면 온도가 사용된 AREF와 BREF는 해빙의 가장자리 재현의 품위가 다른 대부분의 기후모형들과 마찬가지로 높지 않다. 하지만 모형에서 부정확하게 재현된 남극순환류와 자이어에 관계없이 현실적인 해수면 온도가 사용되는 CREF는 높은 품위의 해빙의 가장자리를 재현할 수 있는 것이다.

그림 10은 남위 50도 남쪽에서 동서방향으로 평균한 해양대류에 의한 잠재에너지 방출을 나타낸다. 실험 설정과 동일하게 AREF에서 해양대류는 가장 약하고 CREF에서 해양대류는 가장 강하다. CREF에서 가장 강한 해양대류가 나타나는 이유는 표층에서는 해빙 형성에 따른 밀도가 높은 물이 배출되고 이는 남극해의 성층을 약화시켜 해양대류를 강화시키는데 이에 의해 상승하는 상대적으로 따뜻한 심층수의 영향은 해빙에 영향을 줄 수가 없도록 설정되어 있기 때문이다. 말하자면, 위성자료에 의해 유도된 해수면 온도는 해양대류에 의해 상승한 따뜻한 심층수가 해빙을 녹이지 못하도록 막아주는 역할을 하는 것이다.

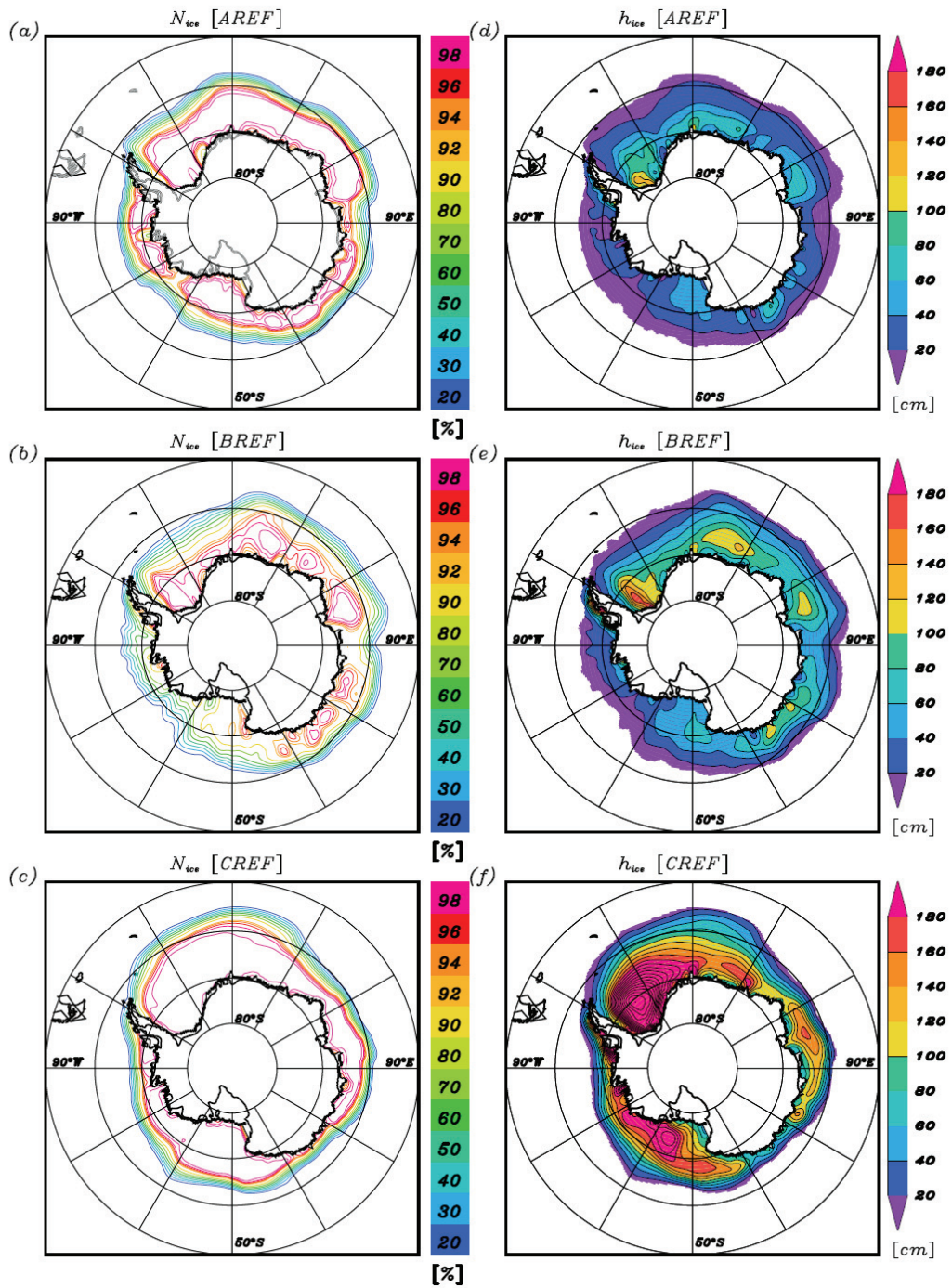


그림 9. 겨울의 평균 해빙 밀집도와 두께 분포. 90%와 100% 사이에서의 등치선은 2% 간격으로 90% 이하에서는 10%의 간격으로 표현함. 해빙의 밀집도가 20%인 등치선을 해빙의 가장자리로 설정하여 나머지 부분은 배제함(Cheon and Stössel (2009)).

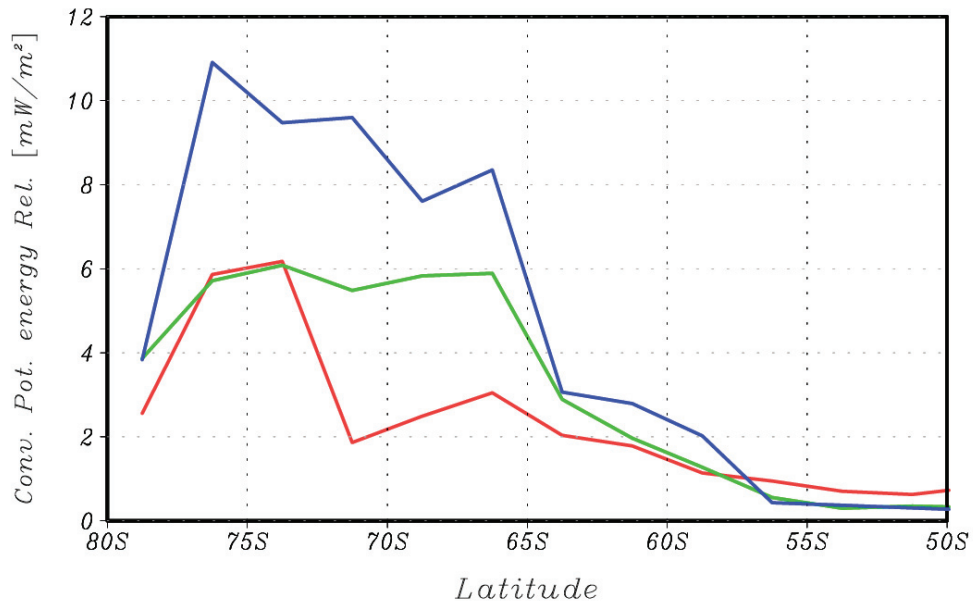


그림 10. 동서로 평균한 연평균 잠재에너지 배출(Convective Potential Energy Release). (AREF; 빨간색(맨 아랫선), BREF; 연두색(가운데 선), CREF; 파란색(맨 윗선), Cheon and Stössel, 2009)

제 5 절 해양-해빙모형 기준실험(Coordinated Ocean-ice Reference Experiments; COREs)을 통한 접합모형의 문제점 고찰

이번 절에서는 현 과제에서 사용 중인 해양-해빙 접합모형의 개념과 목적, 그리고 가장 중요한 한계점들을 짚어보기로 하겠다. 대부분은 Griffies et al.(2009)의 2장과 3장에서 기술된 내용이다. 여기에 우리의 경험과 의견을 추가하였고, 이들을 특별히 Griffies et al.(2009)의 내용과 구분하여 기술하지는 않았다.

1. 해양-해빙모형의 개념 및 목적

지구의 기후, 그리고 인간 활동에 따른 가능한 기후변화를 연구하기 위해서 해양과 해빙, 지면, 대기, 생지화학, 그리고 생태시스템이 상호작용하는 전 지구 기후모형이 개발되어 사용되고 있다. 이들 기후 모형은 각각의 시스템들이 따로 개발되어 발전하다가 부분적으로 접합되었고, 근래에는 모든 시스템들이 접합되어 전 지구 기후모형의 형태에 이르게 되었다.

극지방에서 해빙에 덮인 해양은 전구해양순환에 있어서 매우 중요한 의미를 가진다. 우선 극지방 겨울에 대기표층의 온도는 영하 30-40도를 밑돈다. 이에 비해 해수면 온도는 염분을 고려하더라도 영하 2도 이하로 내려가지 않는다. 따라서 겨울에 대기에 노출된 극지방의 해양은 엄청난 양의 열을 대기로 빼앗기게 되고, 반면에 해빙에 덮인 해양은 상대적으로 따뜻한 해수면 온도를 유지하게 된다. 또한 기본적으로 염분을 포함한 해수가 열 때에는 막대한 양의 염분을 해양으로 내보내게 된다. 이렇게 극지방의 겨울에는 심층수 형성의 기반이 되는 무거운 물이 표층냉각과 염분배출에 의해 형성되게 된다. 이런 극지방의 해빙-해양의 상호작용이 소위 해양 컨베이어 벨트의 상층부와 하층부를 연결하는 가장 중요한 과정이다. 따라서 전구해양기후의 현실적 모의를 위해서는 해양에 접합되어 현실적으로 상호작용하는 해빙모형이 반드시 필요하다.

해양-해빙 접합모형은 전 지구 기후모형에서 중요한 하위시스템이고, 대기나 지면과정이 없기에 해양-해빙 시스템 자체의 과정에만 집중하여 연구할 수 있는 장점을 가진다. 모형을 사용하는 입장에서 해빙모형이 접합되어 있다는 점은 앞에서 언급한 바와 같이 해양만의 모형에 사용되는 비현실적인 경계조건 대신에, 물리적으로 상호작용하는 극지방의 해양-해빙 속, 말하자면 모의된 해빙을 바탕으로 계산된 열속과 담수속이 해양모형의 표층에 경계조건으로 사용된다는 것을 의미한다. 따라서 해양-해빙 접합모형은 해양만의 모형보다 역학적으로 더 많은 자유도를 가진다.

이제 다음 장에서 본격적으로 자세히 다루겠지만, 하나의 시스템과 다른 시스템의 접합은 물리적으로 조금 더 현실적이라는 매력을 가지지만, 동시에 더 큰 불확실성의 세계로 들어가는 치명적인 단점을 갖는다. 기후모형은 여러 시스템들이 모두 접합되어 있고 이들

은 모두 경험적인 방법, 소위 ad hoc 또는 pragmatic method를 사용할 수밖에 없다. 초기에 하나의 시스템이 개발될 때에는 해당 시스템이 관측으로 확인된 일부 현상들을 현실적으로 모의하기 위하여 경계조건에 비현실적인 많은 경험적인 수정을 가한다. 이렇게 맞추어 놓은, 소위 tuning 된 하나의 시스템이 다른 시스템과 접합되어 상호작용을 포함하게 되면 앞에서 맞추어 놓은 경계조건은 사라지고 계산된 경계조건이 각각의 시스템에 입력되어 계산되는데, 만약 특별한 tuning을 하지 않을 경우, 대부분은 완전히 비현실적인 기후를 모의하게 된다. 또한 적합하지 않게 모의된 한 시스템은 설사 접합된 다른 시스템이 완벽하다고 할지라도, 그 다른 시스템마저도 문제를 일으키게 한다. 극단적으로 표현하면, 더 많은 시스템들을 접합 할수록 예러가 생길 가능성은 증가한다고 할 수 있다. 물론 전 지구 기후모형이 현재로서는 미래기후를 연구할 수 있는 유일한 도구이고, 제한된 테두리 안에서는 유용한 정보를 제공할 수도 있다. 하지만, 연구자로서 실험도구의 한계점을 정확히 숙지하고 있는 것 이상으로 중요한 점은 없다. 한계점을 모르는 가운데 기후모형의 결과를 분석할 경우에는 전혀 엉뚱한, 과장된 결론을 내릴 가능성이 크다.

기후모형보다는 불확실성이 작은 해양-해빙 접합모형의 경우에 아래에서 언급할 여러 가지 한계점들을 잘 알고 사용할 경우에는 과학적인 연구와 기후모형의 발전을 위한 훌륭한 도구가 될 수 있다. 이렇게 효율적으로 사용할 수 있는 경우 몇 가지를 아래와 같이 요약할 수 있다.

- 전 지구 기후모형보다 적분비용이 싸기에 더욱 조밀한 격자를 사용할 수 있고, 이에 따른 지형조건은 물론 물리, 화학, 생물 과정들을 자세히 연구할 수 있다. 또한, 여러 가지 다양한 알고리즘과 모수화 방법들을 적용하여 모형의 구조에 따른 모의결과 민감도의 이해를 발전시킬 수 있다.
- 잠재적으로 올바르게 모의되었을 가능성을 가진 대기모형과의 접합으로 야기 되는 문제를 피할 수 있고, 아울러 복잡한 대기 되먹임 과정이 빠진 해빙과 해양 시스템만의 상호작용을 연구할 수 있다.
- 서로 다른 대기 자료를 사용하여 각각에 대한 해양과 해빙의 반응을 살펴볼 수 있다. 예를 들면, 같은 대기 자료를 사용하는 다수의 모형들에서 보통 비슷한 문제가 나타나는 것을 볼 수 있는데, 이는 대기 자료 자체에 문제가 있을 가능성을 나타낸다. 이러한 방법으로 역으로 대기 자료를 발전시킬 수도 있다.
- 위와는 반대로, 같은 대기 자료를 여러 가지 다른 해양-해빙 접합모형에 사용하여 결과를 비교할 경우, 이들 모형의 문제점을 진단할 수도 있다.
- 주어진 대기와 해빙-해양의 상태를 기반으로 해양-해빙시스템으로 들어가는 열속이나 담수속, 운동량속을 계산하기 위해 여러 가지 형태의 간단한 공식들이 활용된다. 해양-해빙 접합모형을 같은 대기 자료를 사용하되, 다른 공식들을 사용한다면 이들 공식에 대한 민감도를 검증할 수 있다.
- 현실적인 대기 자료를 입력하여 모형을 적분하면 해양과 해빙의 역사를 재현할 수 있고, 이는 공간적으로 시간적으로 조밀하지 못한 관측결과를 해석하는데 유용하게 사용될 수 있다. 비현실적인 대기 자료가 해빙-해양 시스템에 불완전한 공식을 통하여 입력될 가능성이 큰 전 지구 기후모형에서는 이와 같은 연구는 불가능하다. 물론 중요한 조건은 대기 자료의 품위가 높아야 한다는 점이다.

- 특별한 시간과 공간의 대기 자료를 이용하여 해빙-해양 시스템의 반응 메커니즘을 연구할 수 있다.

2. 해양-해빙모형의 한계점

접합된 해양-해빙모형은 대기와 운동량, 열 및 물 교환을 통하여 해양과 해빙을 계산한다. 이들 교환은 바람응력과 복사 및 난류열속 그리고 강수, 증발, 강물의 유입 등과 같은 형태를 취한다. 해양-해빙 접합모형을 대기모형과 분리시킬 경우에 우리는 위의 과정들을 반드시 표현해야 한다. 아래에 이들 과정과 이들이 야기할 수 있는 문제점을 소개한다.

가. 해수면 온도와 염분 복원방식에 의한 열과 염속 (thermohaline fluxes from restoring SST and SSS)

해양 모형의 속(flux)을 계산하는 가장 단순하고 오래된 방법은 바람응력에 대하여는 고정된 값을 적용하고, 모형에서 계산되는 해수면 온도와 염분에 대해서는 관측에서 얻은 기후값(climatology)에 서서히 접근하도록 완화(damping)시키는 ‘복원(restoring)’ 방식을 사용하는 것이다. 이 경우 열염속(thermohaline flux)은 대기에 대한 정보가 없는 상태에서 생성되며 이들 열염속은 계산된 해수면 온도와 염분이 관측과 어느 정도 이상 차이가 날 때 ‘non-zero’값이 되어 표층에 작용한다. 이러한 접근 방식에는 잠열과 증발을 동반하는 열과 물의 강제(thermal and hydrological forcing) 사이에 직접적인 관계가 존재하지 않는다. 그렇다 할지라도 이러한 복원방식(restoring)으로부터 얻어지는 flux는 계산된 해양모형의 표층 값들의 에러를 최대한 막아주는 역할을 하기 때문에 수십 년 동안 많은 해양 모형에서 보편적으로 사용되고 있다.

그러나 이러한 해수면 온도와 염분에 대한 restoring flux 방법은 그다지 현실적이지 못한 방법이다. 또한 모의된 연중 순환에서는 오차가 발생한다. 특히 담수속(freshwater flux)은 오차가 더 크다. 열과 염분에 대한 관측값과의 편차의 완화(damping)는 주로 짧은 시간 규모에서 작용시키는데 이것은 중규모 에디와 같은 내부모드의 변동 효과를 감소시키는 역할을 하게 된다. 완화 방식의 문제점은 해양-해빙 접합모형에서 더욱 커진다. 왜냐하면 해양-해빙의 자세한 상호작용에 대해 어떠한 메커니즘의 입증이나 관측도 존재하지 않으며, 따라서 해빙이 존재하는 지역에서 어떻게 해수면 온도와 염분을 복원시켜야 하는지도 불분명하기 때문이다. 따라서 해양-해빙 접합모형에서 강한 세기의 열염 복원 방식을 적용하는 것은 그다지 좋은 방법이 못된다.

나. 복원방식을 취하지 않는 열염속 (Undamped thermohaline fluxes)

복원방식을 사용할 때에는 관측이나 자료동화로부터 얻은 해수면 온도와 염분을 사용한다. 이에 대한 상호보완적인 방법으로 역시 관측이나 자료동화로부터 얻은 flux를 사용할 수 있다. 이 방법의 장점은 해양-해빙 접합 시스템에 대한 열과 물의 총 증감이 없도록 조절된다는 점, 그리고 열과 담수의 수송이 바람직한 평형상태로 유지될 수 있도록 할

수 있다는 점이다. 열염속에 대한 세 가지 유형은 다음과 같다. 1) 열과 물, 운동량에 대한 난류속과 2) 복사열속, 3) 강수, 강물유입, 그리고 해빙의 형성과 녹음에 따른 물속이 있다. 불행히도 관측과 자료동화로부터 얻은 flux는 정확하지 않고, 이들을 이용하여 해빙-해양모형을 10년 이상의 장기간동안 적분하게 되면 해수면 온도와 염분에 있어서 허용할 수 없는 오차를 생성하게 된다. 또한 해수면 온도의 변화는 기후 시스템 하에서 음의 되먹임(negative feedback)을 통해 조절되게 된다. 다시 말하자면, 해수면 온도의 변화는 대기와 해양의 물리적 상호작용을 통해서 감소한다는 의미이다. 해수면 온도의 restoring은 일종의 물리적 상호작용을 기반으로 하며, 이러한 상호작용이 없는 경우에는 강제되지 않는 열염속과 함께 큰 문제를 나타내게 된다. 정리하면, 강제되지 않는 열염속은 그 자체의 오차와 모형의 오차로 인한 모형의 drift 현상(모의된 해양의 상태가 현실적인 범위에서 멀어지는 현상을 의미)을 발생시키며, 이를 억제시킬 수 있는 음의 되먹임 과정이 없으므로 문제는 더욱 커지게 된다. 따라서 강제가 없는 열염속을 기반으로 해양-해빙 접합모형을 수년 이상 적분하는 것은 적합하지 않다.

다. 벌크 공식으로부터 계산된 난류속 (Turbulent fluxes from bulk formulae)

해양으로부터의 난류 현열속은 표층 대기와 바다 사이의 온도차에 비례한다. 이 차이가 커질수록 해양은 더 많은 열을 잠열속을 통하여 대기에 빼앗기게 된다. 따라서 난류열속으로 표현되는 대기-해양 상호작용은 모의된 해수면 온도와 표층대기와의 차이를 감소시킨다. 이러한 해수면 온도와 대기의 되먹임 과정은 시공간에 대해 합리적으로 감소된 해수면 온도를 계산하고 이는 모형의 drift를 감소시키는 역할을 한다. 실제로 접합된 대기모형이 없는 상황에서, 말하자면 해양-해빙 접합모형의 경우, 이러한 대기-해양 상호작용을 표현하기 위해서 일종의 절충안을 사용한다. 대기 온도나, 습도, 해수면 압력, 바람 등의 대기 자료는 주어진 값을, 그리고 해수면 온도와 표층 해류는 모의된 값을 사용하여 벌크 공식을 이용하여 열과 운동량, 습도에 대한 난류속을 계산한다. 벌크 공식은 주로 모닌-오브코프 근사를 기반으로 한 경계층 이론과 규모와 안정도에 따른 경험상수를 바탕으로 주어진다. 이러한 접근은 대기모형이 실제로 접합되어 위의 대기 자료들을 공급할 때와 같은 방식이다. 따라서 벌크공식이 사용된 해양-해빙 접합모형은 위에서 소개된 것들에 비해 좀 더 합리적인 형태이다.

라. 주어진 대기 자료에 의해 강제되는 해양-해빙 접합모형의 문제점 (Problems with ocean-ice models forced by a prescribed atmosphere)

(3)에서 소개한 벌크 공식을 이용한 해양-해빙 접합모형에도 여러 가지 문제점이 있다. 주어진 대기 자료를 사용하는 이 방식에는 주어진 표층 대기상태의 변화는 해양-해빙의 표층을 통과하는 열과 습기의 난류속과 아울러 표층 내부의 대기수송에 의한 발산과정도 표현한다는 근본적인 가정이 있다. 따라서 이 방식의 가장 근본적인 문제는 이 가정이 타당하지 않다는 것이다. 왜냐하면, 해양-해빙 모형 자체에 벌크 공식과 주어진 대기 자료 자체에도 각각 에러가 존재하기 때문이다. 주어진 대기 자료는 자연에 근접하게 조절되어

있을 뿐이지 자료 자체의 불확실성은 아주 크다. 또한 대기 자료로부터 발생한 에러를 모형 자체에서 발생한 에러로부터 분리할 수 있는 방법은 없다. 각각의 시스템으로부터 발생한 에러는 상쇄될 수도, 또는 증폭될 수도 있다.

요점은 해양-해빙 접합모형이 설사 완벽한 모형이라고 할지라도 대기 자료 자체의 에러는 물론이고, 상호작용하는 대기모형을 떼어냄으로써 생기는 문제점으로부터도 자유롭지 않다. 예를 들면, 주어진 바람장은 ENSO를 생성시키는 대기 되먹임 작용을 막게된다. 또한, 실제로는 해양이 거대한 열용량을 가지고 천천히 작용하는 기후요소이며 대기는 상대적으로 작은 열용량을 가지고 빠르게 작용하는 시스템인데도 주어진 대기의 온도를 사용함으로써 대기가 마치 무한대의 열용량을 가진 유체와 같이 적용되는 오류가 존재하는 것이다.

제 6 절 MOM4-SIS 해양해빙 접합모형의 모의결과 분석

해양대순환모형은 기후 재현 또는 기후변화 전망에 가장 널리 사용되는 기후 모형의 매우 중요한 성분모형이다. 그러나 재현 또는 전망의 신뢰성을 확보하기 위해서는 다양한 검증이 필요하다. 검증에 널리 이용되는 방법의 하나는 관측자료와 비교하는 것이다. 다른 방법들로는 모형내에 다양한 계산 방안을 적용하여 모사 결과의 일관성을 점검하는 것과 다양한 모형 결과를 앙상블 평균하여 제시하는 방법이 있을 수 있다. 다모형 앙상블 평균과 다양한 계산방안을 이용하는 경우는 시간과 비용이 매우 많이 든다. 관측자료와 비교하는 방법은 관측자료가 포함하는 시공간 불균일성으로 인한 기본적인 문제점에도 불구하고 모형 개발 초기단계에서는 가장 널리 사용되는 방법이다. 여기서는 모형 품위 초기 검증의 한 방법으로 기후 재현 및 기후변화 전망에 매우 중요한 해양 특성과 변동 요소들에 대해 모형에서 계산하고 이를 관측자료와 비교·검증하는 방법을 택하였다.

1. 전지구 표층수온·염분 모의 분석

가. 표층수온

기후값으로 처방된 대기 강제력 하에서 MOM4-SIS 접합모형이 모의한 표층수온과 표층염분의 특성을 100년 적분 중 마지막 10년(91-100년)의 월평균값에 대하여 분석하였다. 각 계절을 대표하는 달로 2월, 5월, 8월, 11월을 선택하여 모의된 표층수온 분포와 관측된 표층수온 분포, 그리고 모의된 표층수온과 관측값의 차이를 각각 그림 11, 그림 12, 그림 13에 나타내었다.

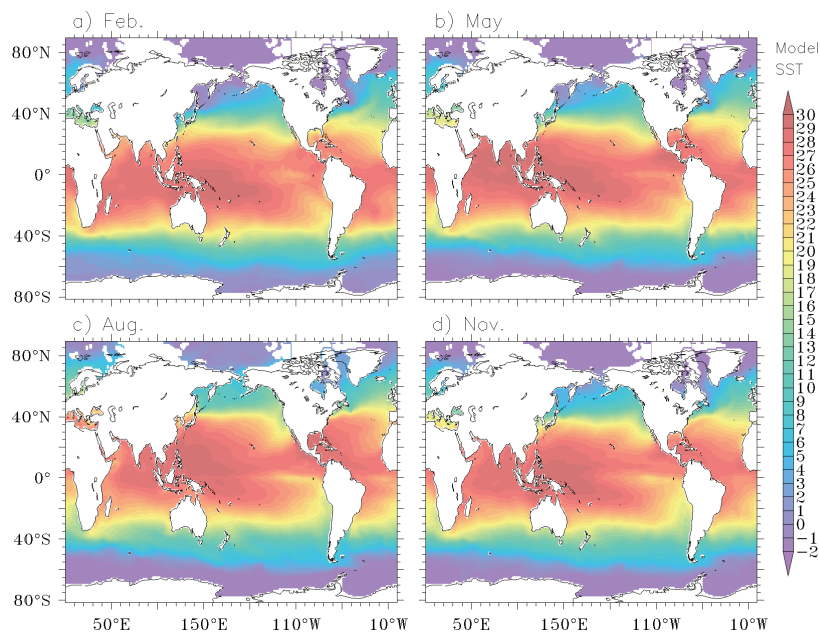


그림 11. 모형에서 모의된 표층수온 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

남반구의 여름에 해당하는 2월에는 남극대륙 주변의 표층수온이 높게 모의되었다. 관측에서는 0°C 등온선이 남위 65~70도 부근에 위치하는 것에 비해 모형이 모의한 분포에서는 그 위치에 1°C 등온선이 위치하며 0° 등온선은 관측보다 위도 4도 정도 남극 쪽에 위치한다. 대부분의 남극대륙 주변부에서 1°C 이상 높게 모의되는 등 남위 60도 이남에서 관측값보다 표층수온이 높게 모의된 반면, 남위 40도 부근에서는 오히려 표층수온이 낮게 모의되었다. 약 북위 80도 이북에서는 모형이 모의한 표층수온이 관측값보다 낮지만 북위 70~80도 부근에서는 베링해협 북쪽의 축치해(Chukchi Sea)와 바렌트해(Barent Sea)의 북부해역 등에서 관측값보다 높다.

반면, 북반구의 여름에 해당하는 8월에는 북위 75~80도 부근에 위치하는 0°C 등온선이 더 북극 쪽으로 치우쳐 나타나는 등 북위 70도 이북의 표층수온이 관측값보다 높게 모의되었다. 특히 동경 50도 부근의 바렌트해 서부해역과 캐나다 북쪽 서경 130도 부근의 보퍼트해(Beaufort Sea)에서 매우 높게 모의되었다. 남반구의 0°C 등온선은 남위 55~60도에 위치하는 것으로 모사되어 관측 위도와 크게 차이나지는 않지만 관측보다는 조금 더 북쪽에 위치함으로 0°C 등온선이 위치하는 위도에서 관측값보다 표층수온이 낮게 모의되었다. 드레이크해협에서 관측에서는 8월에 등온선의 위도가 남극순환류의 상류에서 하류쪽으로 갈수록 위도가 낮아지는데, 즉 드레이크해협 서쪽이 동쪽보다 등온선의 위도가 높은데, 모형은 등온선을 위도와 평행하게 모의하여 드레이크 서쪽은 관측값보다 낮게, 동쪽은 관측값보다 높게 모의하였다.

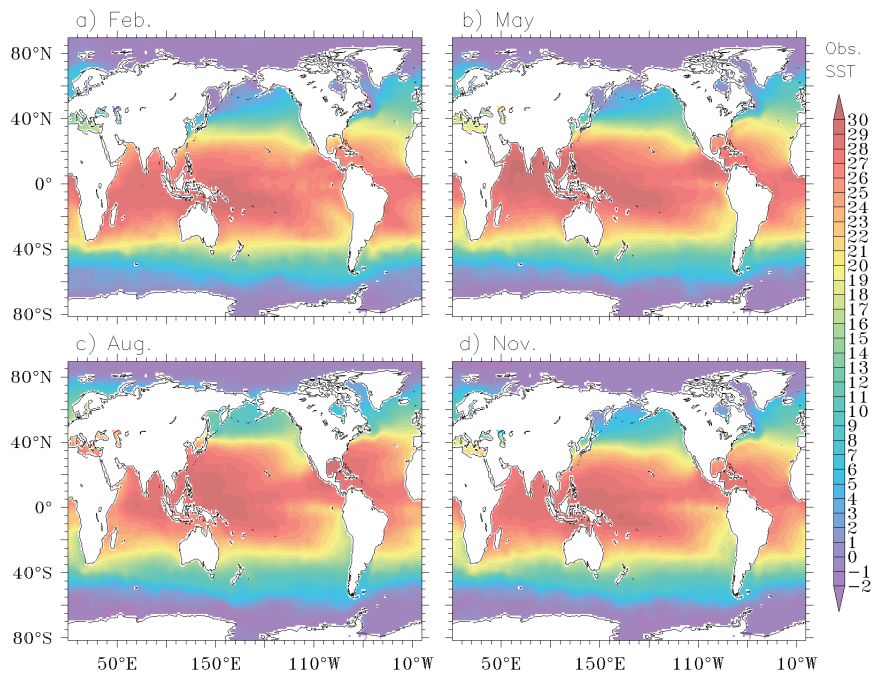


그림 12. 관측자료에서 나타나는 표층수온 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

5월의 표층수는 분포에서는 2월에 관측값보다 낮게 모의된 남위 40도 부근이 여전히 낮게 모의된 것이 보이며 높게 모의되었던 남위 60도 이남에서도 낮게 모의된 부분이 많다. 즉, 남반구에서는 남위 30도 이남에서 전반적으로 관측값보다 낮게 모의된 경향이 있다. 반면에 11월에는 2월에 관측값보다 낮게 모의된 남위 40도 부근이 오히려 높게 모의되어 5월의 표층수 분포에서 보이는 차이와 대조적으로 남위 30도 이남에서 전반적으로 관측값보다 높게 모의된 경향이 있다.

인도양의 경우, 남부역은 계절에 따라 높게 모의되기도 하고 낮게 모의되기도 하지만 인도양 북부역은 8월에 아라비아반도 부근이 높게 모의된 것을 제외하면 전반적으로 계절에 관계없이 표층수온이 낮게 모의된 경향이 보인다.

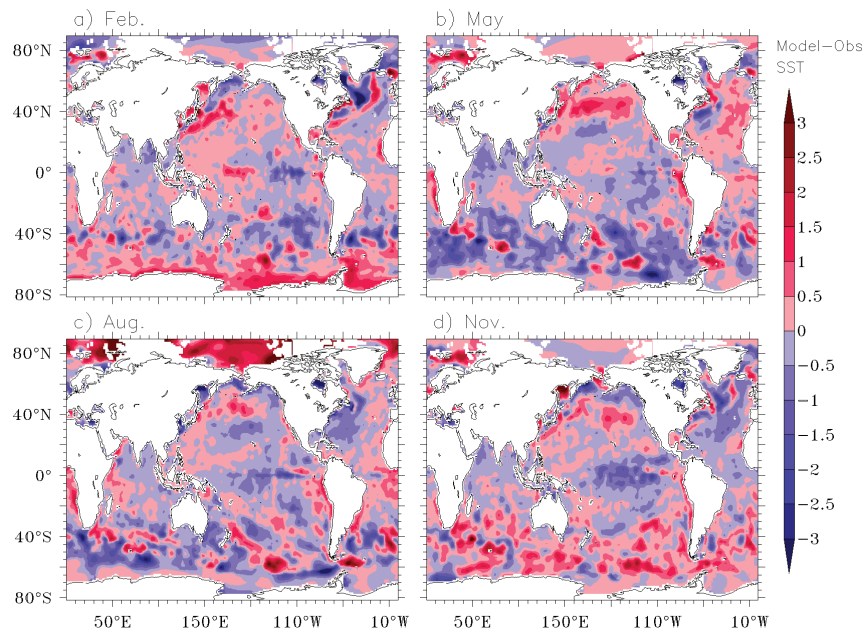


그림 13. 모형에서 모의된 표층수온과 관측값과의 차이: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

북태평양의 표층수온 분포에서 모형은 쿠로시오 경로의 수온을 관측값보다 높게 모의하는 경향이 있다(그림 14). 즉, 동중국해 대륙붕의 동쪽 해역과 일본 동쪽 해역, 쿠로시오 확장역의 수온을 높게 모의하는 경향이 있다. 5월과 8월에는 아열대순환의 중앙부는 낮게 모의된 반면 아한대순환의 중앙부는 높게 모의되었다. 11월과 2월에는 두 순환의 경계 부근의 수온이 높게 모사된 경향은 5월이나 8월과 유사하지만 아열대순환의 중앙부가 낮게 모의되지 않았다. 한편, 동중국해 대륙붕에서는 모형이 모의한 표층수온이 계절에 관계없이 관측값보다 낮으며, 오호츠크해에서는 8월에는 표층수온이 낮게 모의된 반면 다른 계절에는 높게 모의되었다.

북태평양에서 쿠로시오 경로의 표층수온이 계절에 관계없이 높게 모의된 반면, 북대서양에서 걸프스트림 경로의 표층수온은 모형이 모의한 값과 관측값과의 차이가 계절에 따라 다르게 나타난다(그림 15). 2월에는 걸프스트림이 북아메리카에서 멀리 떨어져 북상하는 것으로 모의되었으며 북향류가 서경 20-30도 영역에서 그린란드 부근까지 연결되는

형태가 나타난다. 따라서 북항류가 나타나는 영역에서 관측값보다 높게 표층수온이 모의되었으며 북항류의 서쪽과 동쪽은 오히려 낮게 모의되었다. 8월에는 거의 모든 걸프스트림 영역에서 관측값보다 낮게 모의되었으며 11월에도 이러한 경향은 유사하게 나타났다.

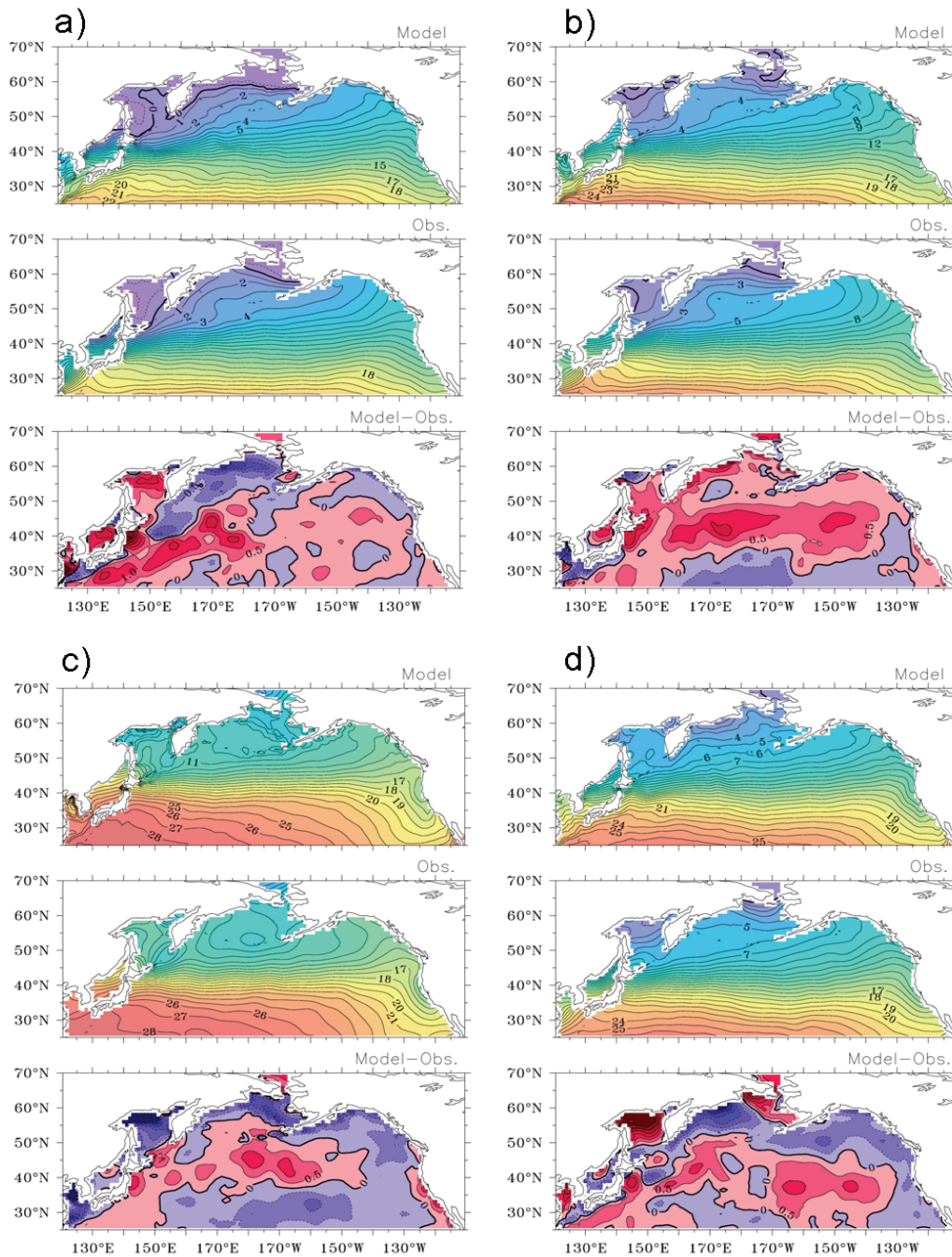


그림 14. 북태평양 표층수온: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

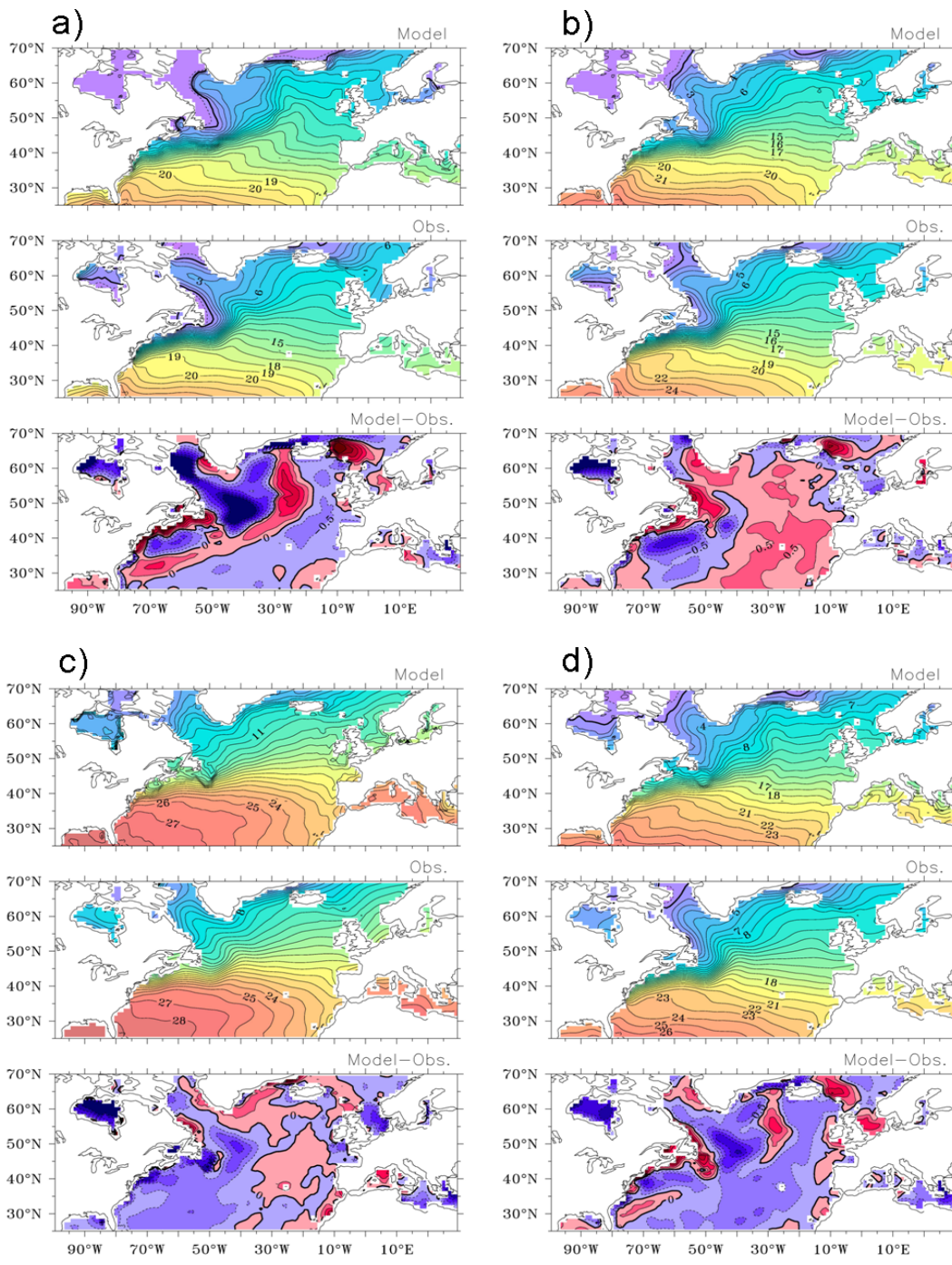


그림 15. 북대서양 표층수온: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

나. 표층염분

모형의 모의한 표층염분과 관측자료에서 나타나는 표층염분을 그림 16, 그림 17, 그림 18에 비교하였다. 관측자료에서는 염분의 남북방향 구배가 완만함에 비해 모형에서 모의한 염분은 남북방향 구배가 더 크다. 북태평양의 북위 20-30도에 나타나는 고염이나 남태평양 남위 20도 부근에 나타나는 고염이 관측자료에서는 남북방향으로 퍼져있는 형태를 취함에 비해 모형에서 모의한 염분은 남북방향으로는 퍼지지 않고 국한되어 나타나며 대신 동서방향으로 더 확장된 형태를 띤다. 다른 해역에서 보이는 표층염분 분포도 이러한 경향이 공통적으로 나타나 모형이 표층염분을 동서방향으로 길게 분포하는 동서방향 띠로 모의하는 경향이 크다.

모형이 모의한 표층염분은 고염의 핵 부근에서 관측자료보다 높다. 즉, 북태평양의 고염 영역, 북대서양의 고염 영역, 남아메리카 동쪽의 고염 영역에서 모형이 모의한 표층염분이 관측보다 높다. 그러나 이와 달리 남태평양의 고염 영역에서는 모형이 관측자료보다 염분을 낮게 모의하는 경향이 약하다. 한편 계절에 관계없이 뉴질랜드에서 드레이크해협 북쪽을 연결하는 영역에서는 염분이 높게 모의되었으며 호주 서쪽의 인도양도 염분이 높게 모의되었다.

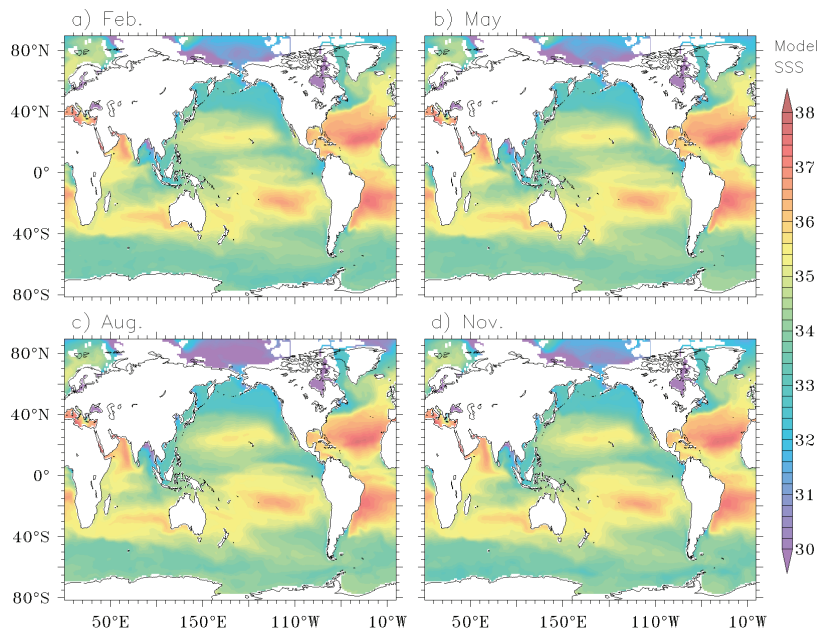


그림 16. 모형에서 모의된 표층염분 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

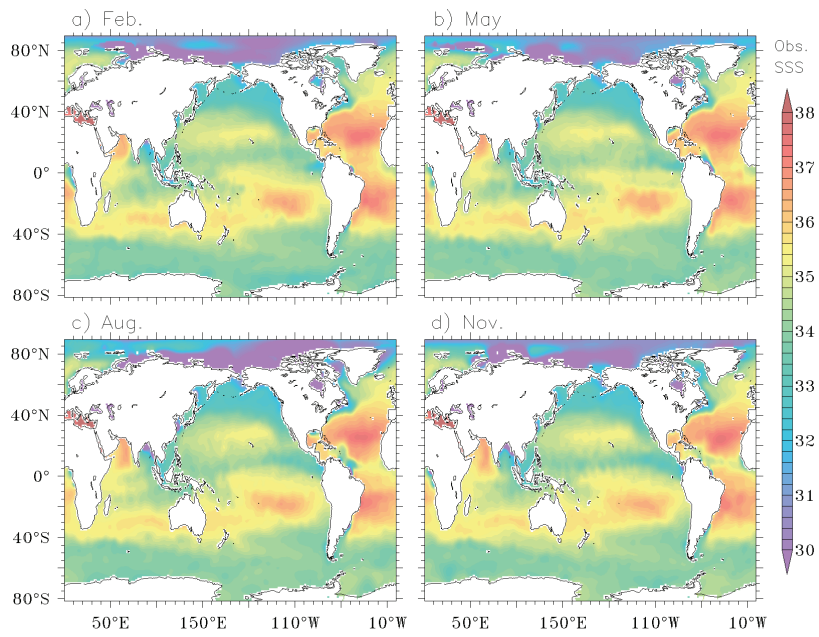


그림 17. 관측자료에서 나타나는 표층염분 분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

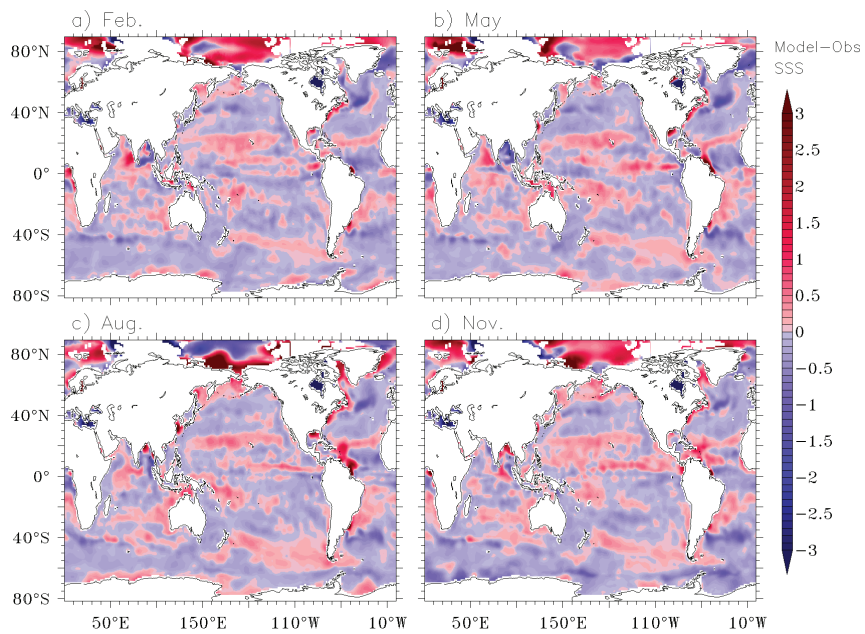


그림 18. 모형에서 모의된 표층염분과 관측값과의 차이: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

2. 열대 해양 모의 분석

MOM4-SIS 집합모형이 계절 변동을 가지는 대기 기후값을 처방하여 장기 적분(100년)이 시도되었다. 총 100년 적분중 초기 조건의 영향을 받지 않고, 대기 기후값 강제력에 적응된 기간을 분석하기 위하여 마지막 10년(91-100년) 결과를 분석하였다. 대기 강제력이 기후값으로 처방되었기 때문에, 해양의 경년 변동은 매우 약하게 나타났다. 이 결과는 10년 평균값이 모형의 기후값을 대표하는데 충분함을 의미한다.

가. 열대 태평양 해수면 온도

그림 19는 열대 태평양의 해수면 온도의 연평균 값을 나타낸 것이다. 모형은 서태평양의 워밍풀(warm pool)과 동태평양의 한랭혀(cold tongue)를 잘 모의하고 있다. 워밍풀의 강도도 29°C 정도로 관측과 매우 유사한 값을 가지며, 한랭혀의 값도 24°C 정도로 관측과 유사한 값을 가진다. 북반구 아적도(off-equator) 지역의 온난 해수면 지역이 동태평양까지 확장되는 패턴과 관측과 매우 유사하게 모의하고 있다. 이는 이 해수면 온도 패턴에 밀접한 영향을 미치는 표층 해류 시스템을 잘 모의하고 있는 것을 의미한다. 표층 해류에 대한 모의 결과는 추후 추가 설명할 것이다.

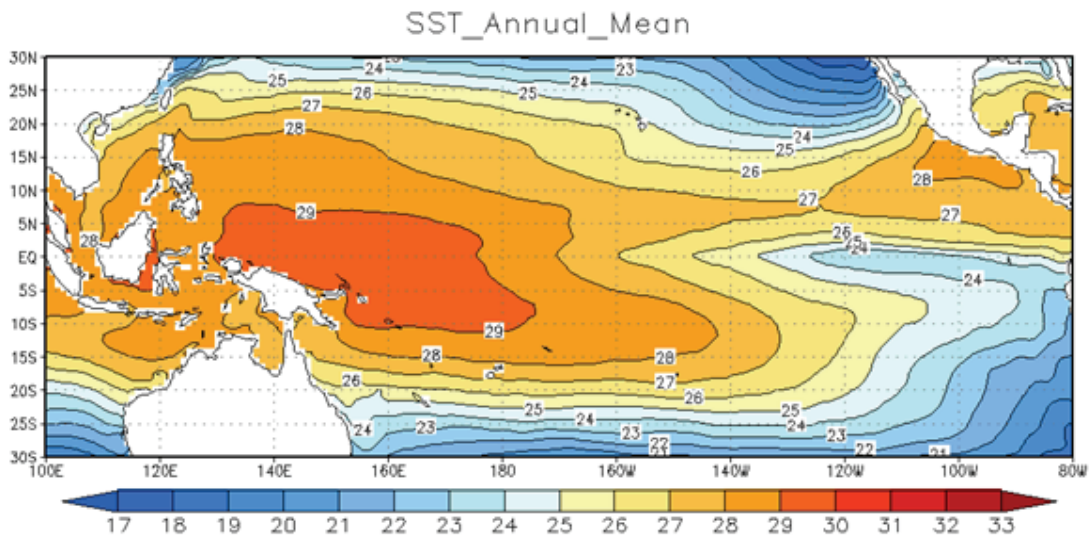


그림 19. 모형에서 모의된 해수면 온도 연평균값 (91-100년 평균)

그림 20은 열대 태평양의 해수면 온도 평균값을 각 계절별로 나타낸 것이다. 봄철에는 워밍풀지역이 동태평양 지역으로 확장된다. 따라서 동태평양의 해수면 온도는 26도까지 상승하면서 한랭혀가 사라지게 된다. 여름철이 되면서 동태평양의 한랭혀가 점차 발달하기 시작한다. 또한 강한 태양 복사 강제력에 의하여 워밍풀지역이 북반구 지역으로 크게 확장되고, 남반구는 다소 약화되는 경향을 보인다. 가을철은 한랭혀가 최대값으로 발달한다.

그 지역의 해수면 온도는 가을철에 20℃ 이하까지 하강한다. 겨울철이 되면 한랭혀의 강도는 다소 약화된다. 또한 태양의 위치와 연관되어 남반구 지역의 워플 지역이 크게 확장된다. 반면에 북반구의 워플지역은 수축된다. 이는 겨울철의 ITCZ의 남화와 큰 관련성을 가진다. 이와 같은 특징은 관측과 매우 유사하게 나타난다.

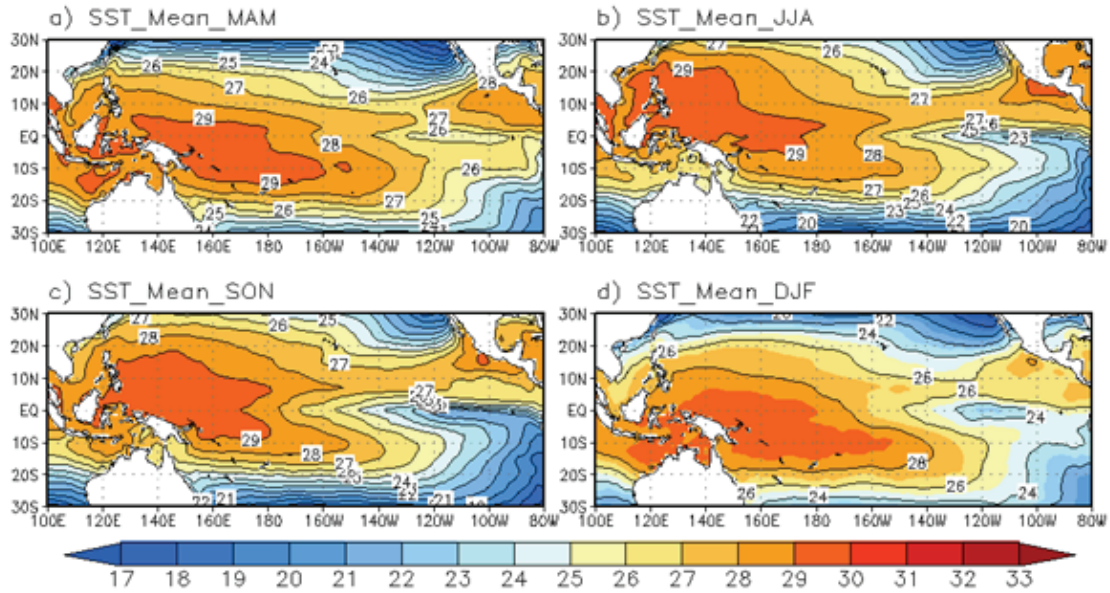


그림 20. 해수면 온도의 계절 평균값: a) 북반구 봄철 b) 여름철 c) 가을철 d) 겨울철

위에 설명된 해수면 온도의 계절 변동을 명확히 보기 위하여, 적도 지역의 해수면 온도의 계절 변동을 그림 21에 나타내었다. 적도지역의 계절 변동은 서태평양과 동태평양에서 각각 다른 양상을 보인다. 서태평양에서는 반년주기가 가장 두드러지게 나타난다. 이는 태양이 적도를 1년에 두 번 지나기 때문이다. 2월과 8월에 해수면 온도의 최소값이 나타난다. 하지만 동태평양에서는 강한 연변동이 나타난다. 동태평양의 해수면온도는 3월에 최대값을 가지고 9월에 최소값을 가진다. 최대값과 최소값은 27℃와 23℃로 약 4℃ 차이를 가진다. 이는 가장 강한 엘니뇨의 경우보다 큰 값으로, 동태평양의 연변동이 큼을 알 수 있다. 동태평양이 서태평양과 달리 태양이 일년에 두 번 지나감에도 불구하고, 연변동이 큰 이유는 북반구의 ITCZ의 연변동과 밀접한 관련성을 갖고 있다고 알려져 있다. 동태평양의 연변동의 또 다른 특징은 동태평양에서 시작된 해수면 온도의 시그널이 서쪽으로 전파해간다는 것이다. 모형 모의에서 이와 같은 서쪽 전파현상은 매우 잘 모의되고 있다. 3월에 시작된 양의 해수면 온도 시그널은 점차 서쪽으로 이동하고 있다. 이는 해수면 온도, 바람장, 잠열 속의 커플링이 이와 같은 서쪽 전파를 유도하는 것으로 알려져 있다.

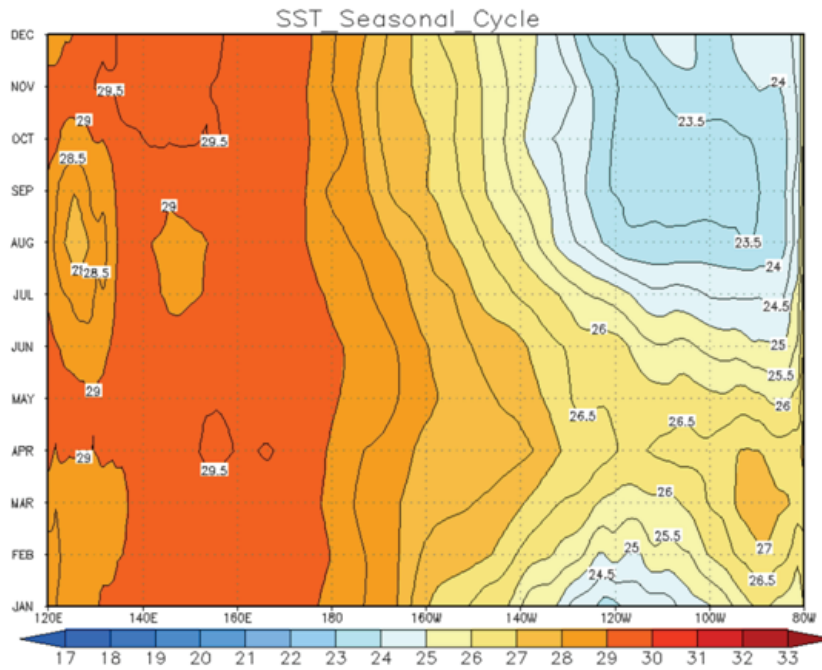


그림 21. 5°S-5°N 평균한 해수면 온도의 평균값

나. 열대 태평양 해류

지금까지 해수면 온도의 모의 능력이 평가되었다. 해수면 온도의 변동 모의는 해류 모의와 매우 밀접한 연관성을 가진다. 그림 22는 열대 태평양의 상층 해양(0-200m 평균)의 해류를 나타낸 것이다. 적도지역과 적도 북쪽 지역에서는 동쪽 방향의 해류가 모의 되고 있다. 반대로 적도의 남쪽지역에서는 서쪽방향의 해류가 모의되고 있다. 10°N 지역에서도 서쪽방향의 해류가 나타나고 있다.

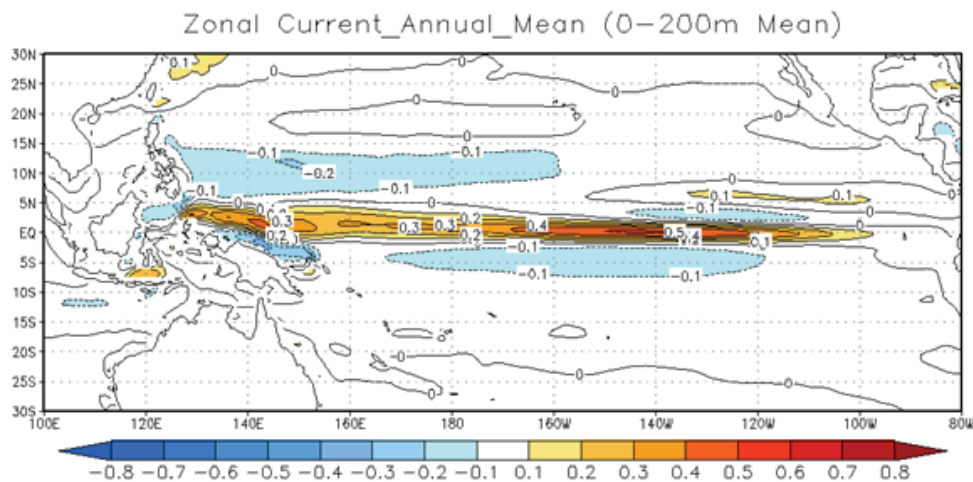


그림 22. 상층 0-200m까지 평균한 연평균 동서방향 해류

그림 23은 적도 단면을 따라 동서방향 해류를 나타낸 것이다. 표층에서는 무역풍의 영향으로 서쪽 방향의 해류가 모의 되고 있다. 대부분의 해양모형에서 이 표층 해류가 과도하게 모의되는 경향이 나타난다. 이는 대부분의 접합모형에서 나타나는 한랭오차와 연관된다. 하지만 현재 모형에서는 표층해류가 관측과 매우 유사하게 나타났다. 이는 현재의 해양모형이 대기 모형과 접합했을 경우, 상대적으로 정확한 기후값 모의를 예상할 수 있다. 표층을 제외한 상층에서는 매우 강한 적도 잠류가 나타난다. 적도 잠류는 연직 온도 경도가 강한 수온약층에서 가장 크게 나타난다. 적도 잠류의 최대값은 1m/s로 관측치와 매우 유사하게 나타난다.

그림 24는 적도 단면에 따라 해수 온도의 분포를 나타낸 것이다. 이는 적도 태평양의 수온 약층의 구조를 잘 나타내고 있다. 연직 온도 경도가 가장 강하게 잘 나타나는 수온 약층은 상대적으로 서태평양에서 깊고 동태평양에서 얇게 나타나고 있다. 서태평양에서 수온 약층의 깊이는 180m, 동태평양에서는 60m 정도로 관측과 매우 유사하게 나타났다. 관측과 비교하여 모형의 해수 온도 연직 분포는 연직 경도가 조금 약하게 모의되고 있다. 이는 연직 혼합이 과도하게 모의되고 있기 때문으로 판단된다. 이와 같은 문제는 대부분의 z -좌표계를 쓰는 해양 모형에서 공통적으로 나타나는 문제이다. 하지만, 본 해양 모형은 기존의 해양 모형에 나타나는 문제점들에 비해 크게 심각하지 않게 나타나고 있다. 이런 문제가 심각한 모형의 경우 적도 잠류가 제대로 모의되지 못하는 문제점을 가지고 있었다. 하지만, 본 해양모형은 그림 23에 나타난 바와 같이 적도 잠류를 현실적으로 모의하고 있다.

그림 25와 그림 26은 180°E 면을 따라 동서방향 해류와 해수 온도의 연직 구조를 나타낸 것이다. 그림 23에서 나타나듯이 적도 단면에 적도 잠류가 매우 잘 나타난다. 적도 잠류의 크기는 50cm/s 정도의 크기를 갖는다. 표층에서는 적도에서 서쪽 방향의 해류가 나타나는데 반하여, 북반구 아적도 지역에서는 동쪽 방향의 해류가 나타난다. 남반구에 아적도 지역에서는 표층에서 상층 300m까지 서쪽방향의 해류가 나타난다. 북반구 아열대 지역에서도 표층에서 상층까지 10cm/s 정도의 서쪽 방향의 해류를 모의하고 있다.

본 모형은 180°E 면에 따른 수온 분포도 현실적으로 모의하고 있다. 표층의 해수면 온도는 적도를 기준으로 남반구에서 더 온난하게 모의하고 있다. 표층 해수면 온도는 남반구에서 29°C 이상을 나타내고 있다. 수온약층의 구조는 적도 근처에서는 적도면에서 가장 깊고, 아적도 지역에서 상대적으로 얇게 모의 되고 있다. 이는 대기의 무역풍의 수평 방향 구조와 연관이 있다. 하지만 고위도로 갈수록, 수온약층의 깊이는 점점 더 깊어지는 경향을 보인다. 이러한 구조는 관측에서 나타나는 연직구조와 매우 일치하는 것이다.

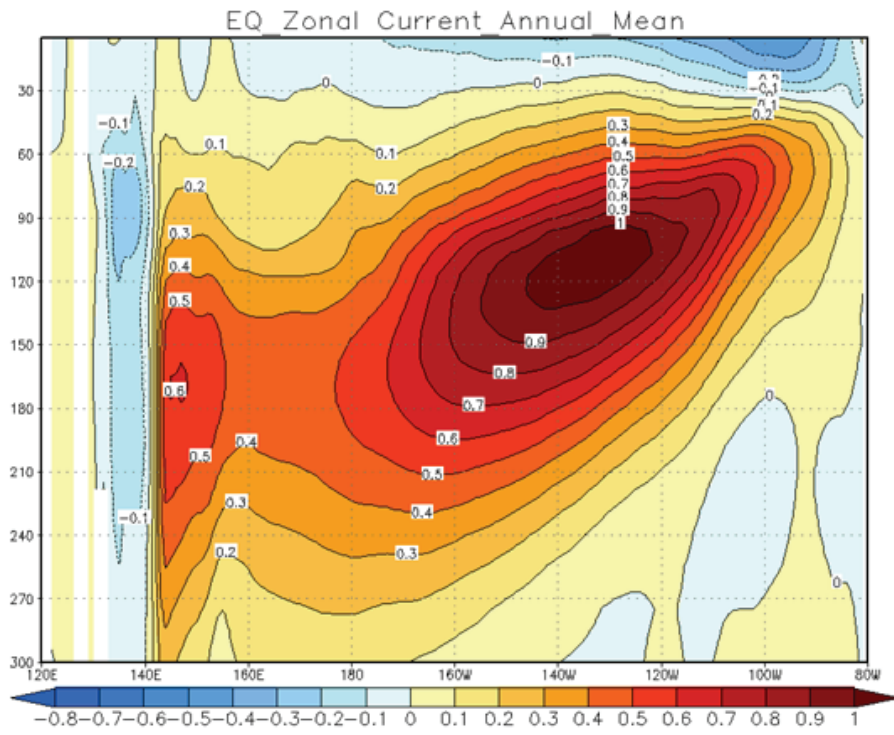


그림 23. 적도 단면에 대한 동서방향 해류의 연평균값

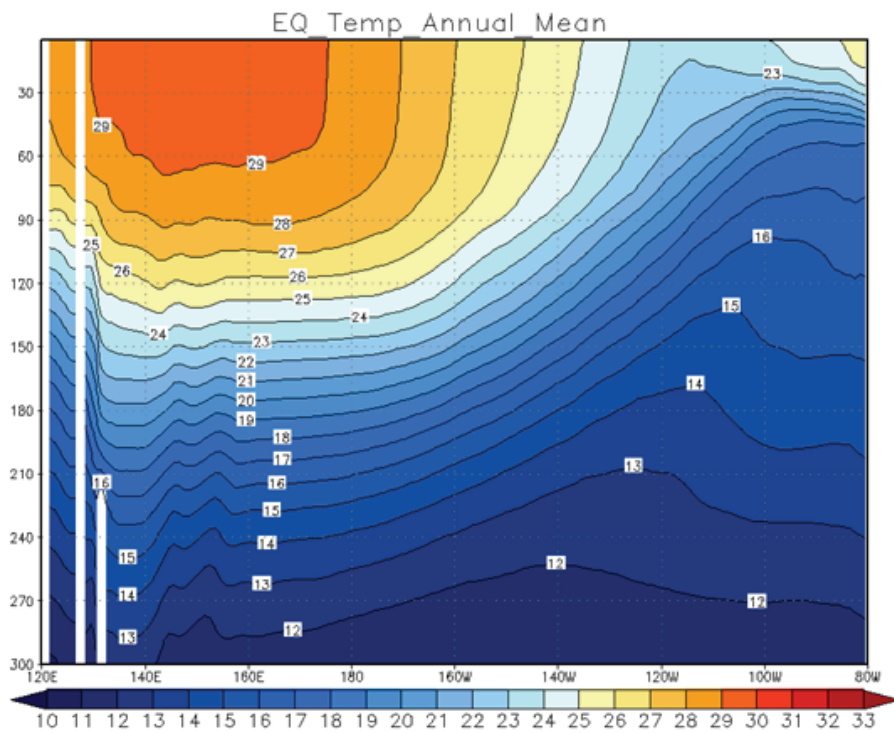


그림 24. 적도 단면에 대한 해수 온도의 연평균값

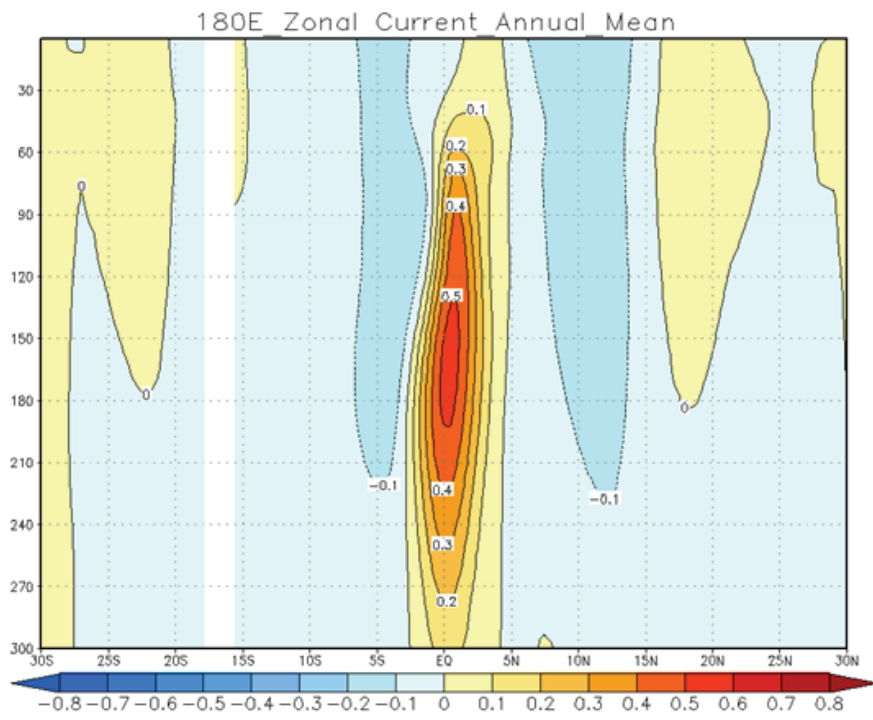


그림 25. 180°E에 대한 동서방향 해류의 연평균 분포

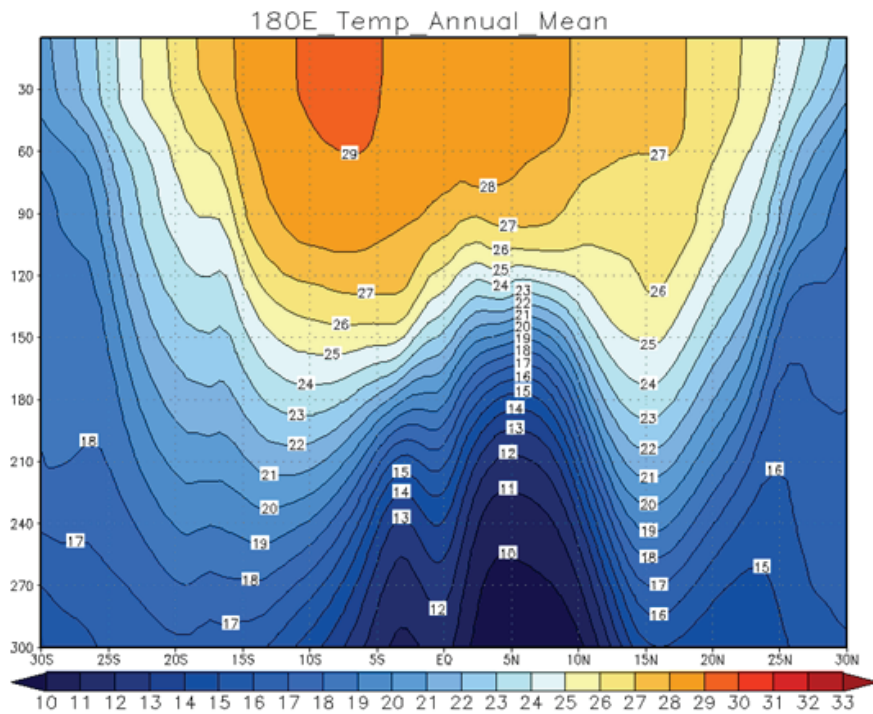


그림 26. 180°E에 대한 해수온도의 연평균 분포

3. 해양혼합층 모의 분석

가. 해양혼합층과 해양혼합층 깊이

해양혼합층은 수온, 염분 등의 물리량이 연직으로 거의 균일한 해양 상층이다. 이러한 해양혼합층은 대기와 직접 상호작용하면서 열, 담수, 산소와 이산화탄소 등의 기체를 대기와 서로 교환한다. 따라서 해양혼합층은 해면수온과 더불어 대기와의 상호작용 및 기후변화에 가장 중요한 해양요소이다.

물리량이 연직으로 거의 균일한 혼합층의 두께를 해양혼합층깊이라고 한다. 해면수온은 직접적인 관측이 가능한 해양요소이지만 해양혼합층깊이는 간접적으로 추정해야한다. 난류 관측자료를 이용하여 해양혼합층깊이를 계산하는 방법이 가장 적합하다. 그러나 난류는 해양에서 관측하기가 어렵고 비용이 많이 들므로 이러한 관측자료는 매우 드물다. 따라서 일반적으로 수온, 염분 관측자료에서 연직으로 균일한 층을 구하여 이를 해양혼합층깊이로 사용한다. 이 깊이를 구하는 방법은 크게 차이방법과 구배방법으로 나뉜다. 차이방법에서는 기준수심 (보통 10 m)의 수온, 밀도 등의 물리량이 일정기준 이내의 차이를 보이는 층을 혼합층깊이로 정의한다. 반면 구배방법은 혼합층깊이 아래에 존재하는 수온 또는 염분 약층이 보통 연직구배가 매우 크다는 특징을 이용하여 연직구배가 최대인 깊이까지를 혼합층깊이로 정의한다. 이 외에도 2차 연직 구배를 이용하는 방법, 통계적인 방법 등 다양한 방법이 연구 목적에 따라 사용된다. 차이방법은 구배방법에 비해 비교적 안정적이라고 알려져 있고 적용이 간단하여 널리 사용된다.

나. 분석결과

본 연구에서는 해양혼합층깊이를 구하는데 널리 이용되고 안정적인 차이방법을 이용하였다. 즉 수심 10 m 수온과 0.2도 낮은 수온에 해당하는 밀도와 수심 10m 밀도와의 차이에 해당하는 깊이를 해양혼합층깊이로 정의하였다. 이 방법의 장점은 해양혼합층에 미치는 수온의 영향뿐만 아니라 염분의 효과도 고려한다는 점이다. 모형 적분 91년부터 100년까지 10년 동안의 매월 해양혼합층깊이를 계산한 후 10년 월평균 해양혼합층깊이를 구하였다. 이 10년 월평균 해양혼합층깊이를 관측자료에 근거해서 계산한 값 (Montegut et al., 2004)과 비교하였다. 2월, 5월, 8월, 11월을 각각 겨울, 봄, 여름, 가을로 대표하는 달로 선택하였다. 그림 27과 그림 28은 각각 모형에서 계산한 값과 관측에 계산한 해양혼합층깊이 전구분포의 계절 변화를 나타낸다. 모사 결과는 전반적으로 관측 특징을 잘 반영하고 있다. 즉, 북대서양의 심층대류와 관련된 깊은 혼합층, 쿠로시오 및 걸프스트림 부근의 큰 혼합층깊이, 남극순환류 지역의 극으로 약간 기울어진 깊은 혼합층깊이의 동서방향의 띠 등이 모형에서 잘 모사되었다. 또한 모드수(mode water)가 형성되는 해역(그림 27a와 그림 28a에서 사각형으로 표시)에서 100 m 이상의 깊은 혼합층이 모형 해상도의 제약 안에서 잘 모사되어 있다. 이러한 모사 능력은 향후 대기모형과 접합되었을 경우 장기 기후변동과 밀접한 관련이 있는 심층해류 및 심층해수 특성 결정에 매우 중요하다. 특이한 점은 5월과 11월 남극순환류 지역에서 작은 규모의 에디 형태의 패치가 약간의 위

치 차이는 있지만 모사결과에서 관측과 매우 잘 일치한다는 것이다. 이러한 패치형태의 깊은 혼합층이 에디와 관련이 있는지 또는 국지적인 바람 혹은 냉각과 관련이 있는지는 향후 면밀히 검토해볼 필요가 있다. 모형이 관측값과 어디에서 얼마나 다른지를 좀 더 명확히 파악하기 위하여 그림 29에 차이(모형 - 관측)를 각 계절에 대해 나타내었다. 대체로 50 m 이내의 차이를 보이지만 극 지역과 쿠로시오 확장역과 걸프스트림 지역 등에서는 70 m 이상의 상당히 큰 차이를 보인다. 2월에는 쿠로시오 확장역에서 모형이 지나치게 깊은 혼합층이 발달한다. 이는 모형 해상도가 충분하지 않아 쿠로시오 해류가 관측에 비해 약하게 모사되기 때문으로 추정된다. 즉, 약하게 모사된 쿠로시오 해류가 쿠로시오 확장역으로 관측에 비해 열을 덜 수송하게 되고, 그에 따라 성층이 상대적으로 약하게 모사된다. 따라서 깊은 혼합층이 더 쉽게 발달할 가능성이 있다. 그러나 쿠로시오 확장역에서는 전선역에서 에디들이 활발히 유입되며 또한 확장역으로 유입되는 열이 줄어들면 기온과 해면수온이 줄어들게 되어 난류 열속도 줄어들 가능성이 있으므로 위 추정에 대해서는 향후 좀 더 자세히 검토할 필요가 있다.

모형과 관측 차이의 또 다른 주요한 특징은 중·저위도에서는 양의 편차(모형 혼합층깊이가 관측보다 큼을 의미함)가, 고위도에서의 음의 편차가 나타나고 이러한 편차 특성이 계절에 상관없이 연중 존재한다는 점이다. 이를 좀 더 명확히 확인하기 위하여 모형, 관측, 모형-차이 값을 동서 평균을 취하여 그림 30에 나타내었다. 구체적인 분포와 값은 계절마다 약간 차이가 있으나 대체로 위의 특징을 잘 나타내고 있다. 쿠로시오 확장역과 걸프스트림에 해당하는 북위 20도 - 40도에서는 겨울에 가장 큰 차이를 보여 200 m 에 이른다. 그 이북에서는 반대로 음의 차이를 보이다가 양의 차이로 바뀐 후 그 이북에서는 다시 음의 차이를 보인다. 5월에는 남극부근에서 200 m 이상의 큰 양의 차이를 보이는데 이는 이 해역에서 일어나는 해빙형성, 대류 등의 다양한 현상이 잘 모사되지 않아 특히 염분 분포가 제대로 재현되지 않아 발생한 편차로 추측된다.

한편 수온약층 깊이에서 해수의 특성은 모드수의 형성과 매우 밀접한 연관이 있다. 그림 31은 북태평양 모드수 형성해역에서 평균한 혼합층깊이의 계절변화를 나타낸다. B 해역은 중앙모드수(Central mode water, CMW) 또는 아열대모드수(Subtropical mode water, STMW) 형성 해역을, C 해역은 동 아열대모드수(eastern Subtropical mode water, ESTMW) 형성 해역을 나타낸다. 겨울에 모형 혼합층깊이가 A 해역에서는 30 ~ 40 m 정도 관측에 비해 작고 B, C 해역에서는 겨울에 최대 100 m 이상 깊다. 이는 A 해역에서는 모드수가 관측에 비해 과소하게 형성되고 B, C해역에서는 과대하게 형성될 가능성을 제시한다. 모드수는 수온약층 깊이의 해수 특성(수온, 염분, 용존산소 등)에 많은 영향을 준다고 알려져 있으므로 위에서 제시한 모형 오차가 모사된 해수의 특성에 어떤 영향을 주는 지 향후 파악할 필요가 있다. 한편 A 해역에서는 모형이 관측에 비해 연중 작게 혼합층깊이를 모사하는 반면 B와 C 해역에서는 겨울 또는 초봄에는 깊게, 그 이외 계절에서는 비슷하거나 오히려 작게 모사하는 특징이 있다.

다. 결론

모형 품위를 평가하기 위하여 대기와의 상호작용을 통해 기후 및 기후변동에 큰 영향을 주는 해양혼합층깊이의 공간변화 및 계절변화를 관측값과 비교하였다. 비교 결과 대체로 50 m 이내의 차이에서 혼합층깊이를 잘 모사하는 것으로 나타났다. 그러나 쿠로시오 확장역, 걸프스트림 지역, 남극순환류 지역을 포함한 고위도 해역에서 상당히 큰 오차가 있음을 발견하였다. 또한 중·저위도에서는 모형이 관측보다 깊게, 고위도에서는 얇게 해양혼합층을 모사하며 이러한 오차는 계절에 상관없이 연중 존재함을 발견하였다. 향후 이러한 오차가 모사에 사용한 대기강제력 자료의 문제인지 아니면 연직혼합방안 등 모형에 사용된 수치방안의 문제인지 살펴볼 필요가 있다.

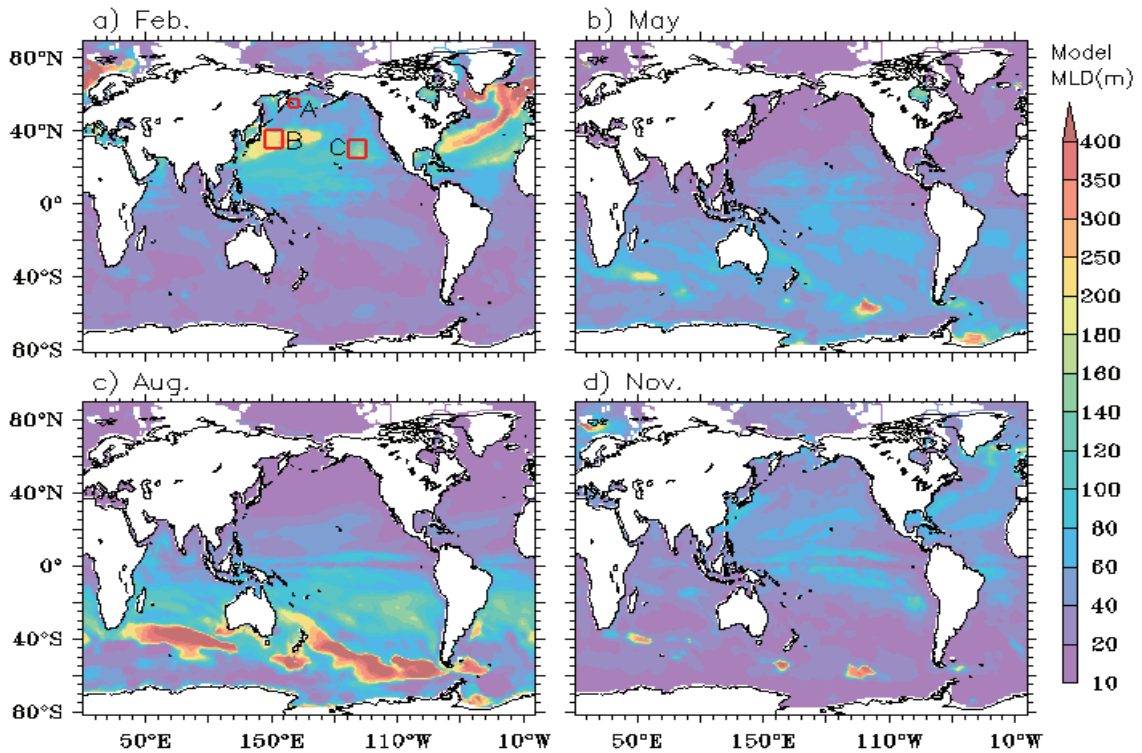


그림 27. 모형에서 모사된 해양혼합층깊이 수평분포의 계절변화: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월. 모형 적분 91년에서 100년까지 10년 동안의 해양혼합층 깊이를 구한 후 10년 평균 해양혼합층깊이를 구함. a)에 표시한 사각형은 그림 31에 표시한 해양혼합층깊이를 평균한 영역을 나타냄

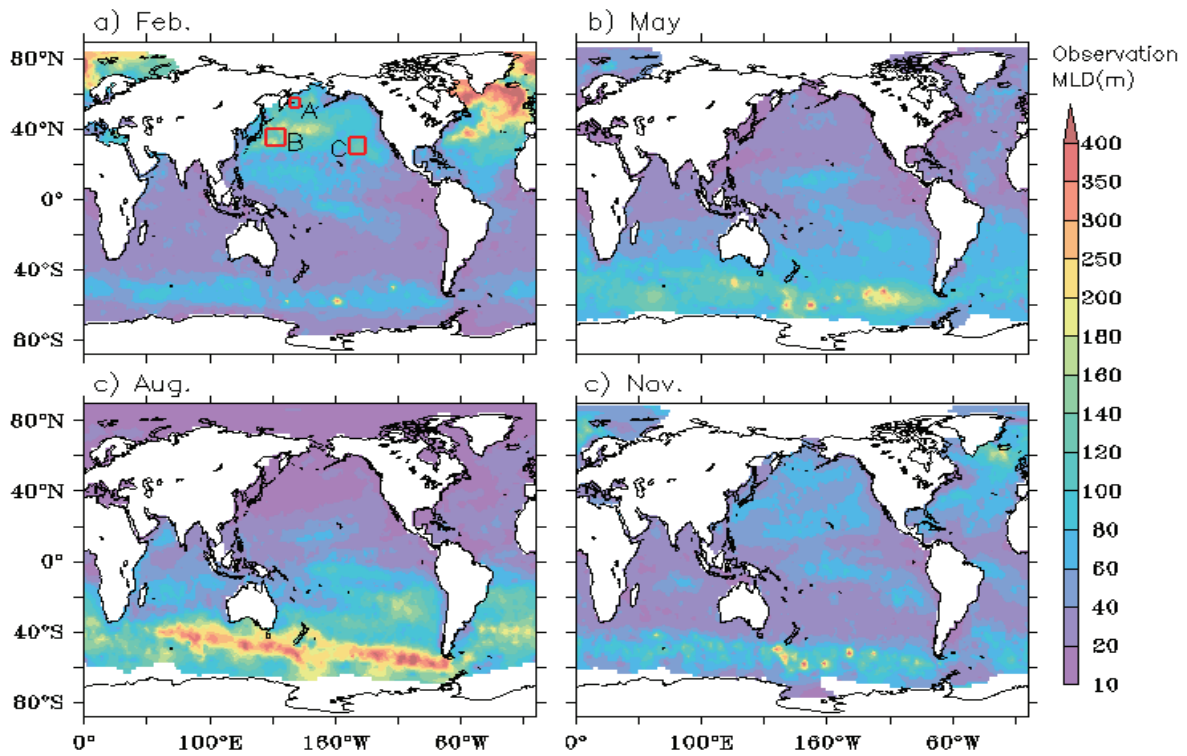


그림 28. 관측자료에서 계산한 해양혼합층깊이 (Montegut et al (2004) 자료) 수평분포의 계절변화: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월. a)에 표시한 사각형은 그림 31에 표시한 해양혼합층깊이를 평균한 영역을 나타냄

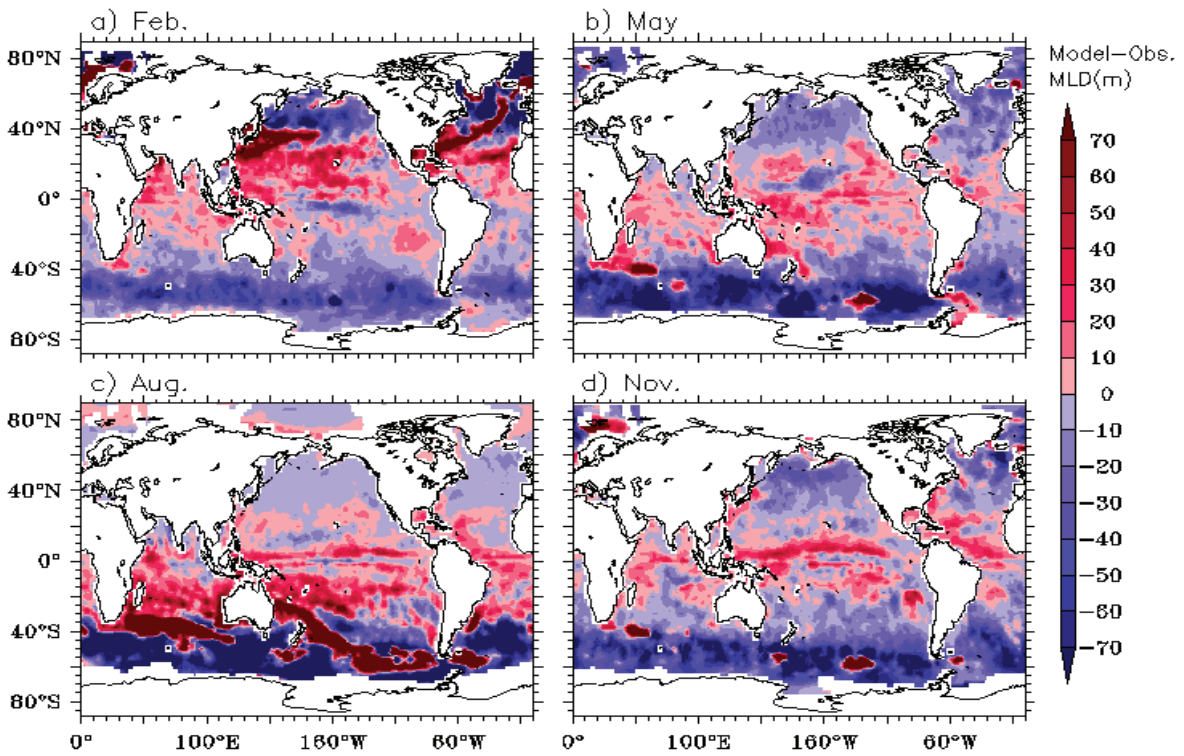


그림 29. 해양혼합층깊이 차이 (모형 - 관측)의 계절변화: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

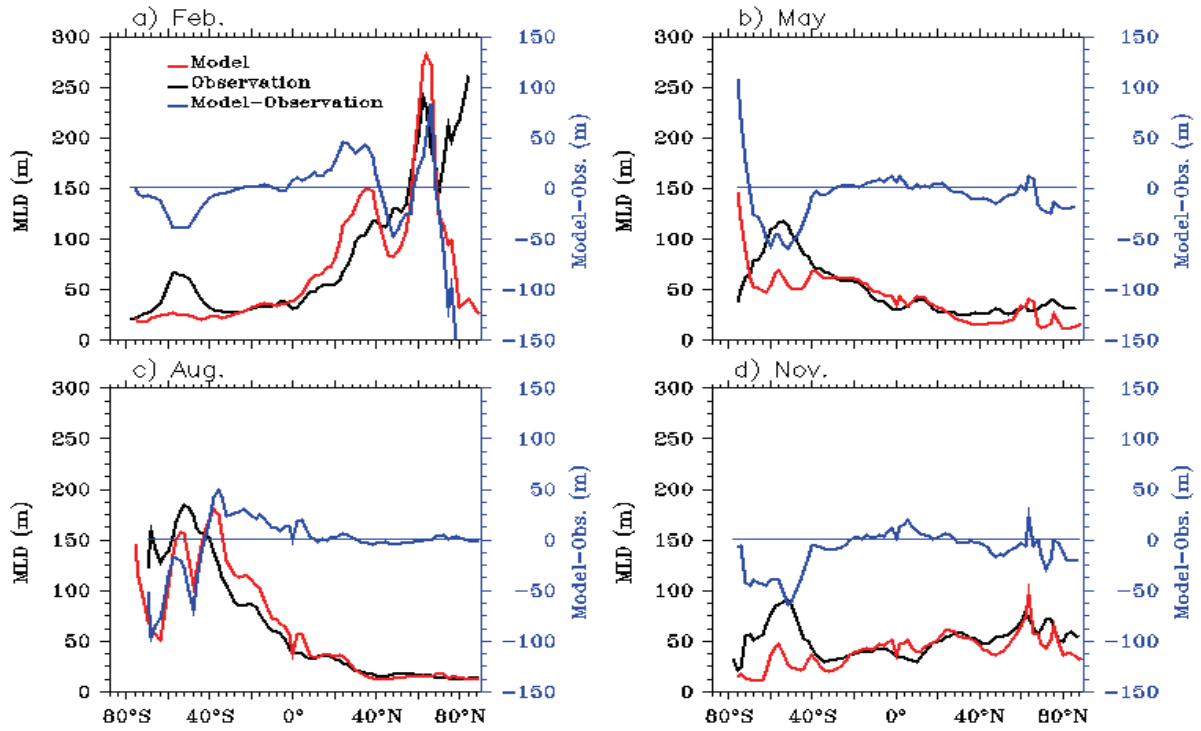


그림 30. 동서평균한 해양혼합층깊이(빨간색: 모형, 검정색: 관측)와 차이(파란색: 모형 - 관측)의 위도분포: a) 2월, b) 5월, c) 8월, d) 11월

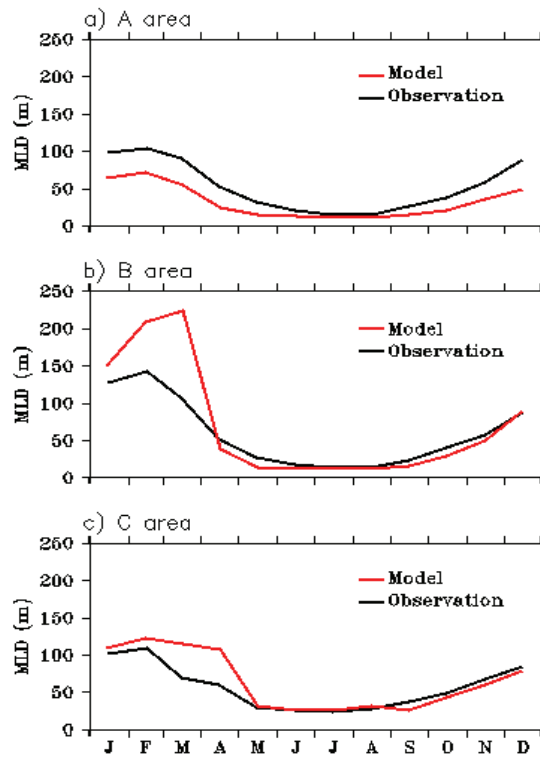


그림 31. 영역 평균한 해양혼합층깊이의 계절변화: a) 영역 A, b) 영역 B, c) 영역 C. 각 영역은 그림 27a와 그림 28a에 표시되어 있음

4. 해빙 및 해양 심층순환 분석

해양모형의 초기장으로 관측으로부터 얻은 수온과 염분의 3차원 자료를 입력하였고, 반면에 해양의 속도는 '0'인 상태에서 출발하였다. 따라서 표층의 열속과 담수속, 운동량속에 의해 절대적으로 결정되는 저위도 상층부 해양, 그 중에서도 특히 해양심층대류의 영향을 거의 받지 않는 북태평양의 상층부 해양은 본 연구의 실험에서와 같이 100년간의 모의로도 적합한 결과를 생성할 수 있다. 하지만, 이들을 제외한 많은 지역에서는 모형에 주어진 초기조건과 경계조건에 적합한 새로운 평형상태에 도달하는 데에 최소 수백 년에서 수천 년에 이르는 긴 적분시간을 필요로 한다. 해빙 역시 생성/녹음, 그리고 이류의 기본적인 과정은 모형에 의해 모의가 될 것이지만, 극지방의 표층/심층 순환과 해양심층대류 등과 같은 해양현상들이 적합한 평형 상태에 이르지 못했기 때문에 이들에 의한 치우친 해양상태가 해빙에 영향을 줄 수 있다. 이번 절에서 100년이라는 적분시간 내에서 해빙모형이 도달할 수 있는 초기단계의 상태를 살펴보고 이러한 변화들이 적합한 지역에서 일어나고 있는지에 대해서 알아보려고 한다.

가. 해빙 분석

그림 32는 북반구와 남반구에서 생성된 1월과 8월의 평균 해빙 밀접도를, 그림 33은 해빙의 두께 분포를 각각 보여준다. 두드러진 특징은 여름에 남아있는 해빙이 거의 없다는 점이다. 1979년부터 2000년까지의 장기간에 대하여 위성자료로부터 얻은 해빙의 평균 밀접도 분포를 나타낸 그림 3을 살펴보면 여름에도 일정량 이상의 해빙이 존재함을 알 수 있다. 하지만, 겨울에 모의된 해빙은 여름의 경우보다 훨씬 나은 결과를 보이고 있다. 북반구의 라브라도해와 그린란드해, 그리고 아이슬란드해까지 형성된 해빙은 관측과 상당부분 일치한다. 남극에서도 대서양과 태평양 해역에서는 해빙의 가장자리의 확장이 관측과 거의 일치함을 보인다. 다만, 호주 남쪽과 인도양 해역에서는 모형에서 재현된 해빙의 가장자리가 훨씬 더 북쪽으로 확장되었음을 알 수 있다. 이는 해빙 모형 자체의 문제라기 보다는 남극 주위의 해양 순환이 여러 가지 원인에 의해 현실적으로 모의되고 있지 않기에 나타나는 현상이다. 해빙의 두께도 전반적으로 얇다. 일반적으로 남극 웨델해나 로스해 내부의 넓은 해역에서는 2m 이상의 해빙이 형성되는 것이 정상인데, 현재 모형에서는 아주 좁은 해역에서 최고 1.4m에 불과한 해빙만이 나타날 뿐이다. 요약하면, 사용되는 모형에서는 겨울동안 생성된 양극지방의 해빙의 가장자리는 비교적 정확하게 모의되고 있지만 해빙의 두께는 관측에 비해서 전반적으로 얇고, 또한 여름에 대부분의 해빙이 소멸되는 약점을 보이고 있다. 이는 1절에서 살펴본 바와 같이 북반구 하계와 남반구 동계에 북극해와 남극대륙 주위 인접해역에서 표층수온이 관측보다 1~2°C 더 높게 모의된 것과 관계가 깊은 듯하다.

나. 심층 순환

그림 35는 동서방향으로 평균한 대서양(60°W-10°W)의 온도와 염분 분포이다. 앞에서 언급한 것처럼 온도와 염분은 관측값을 초기값으로 사용하기에 초기 1-10년에서의 분포가 가장 이상적인 형태를 보인다. 초기에 속도장을 '0'으로 놓고 시작하였고, 모형 자체가 현실을 완벽하게 표현하지는 못하기에 시간이 지날수록 관측값에서 멀어지는 형태를 보인다. 하지만, 온도장에서 보여지는 순환심층수(Circumpolar Deep Water)의 남극대륙으로의 침투와 (남반구 고위도에서 0°C 등온선을 참고) 염분장에서 보여지는 남극중층수의 침투가 (남반구 중위도에서 34.4 등염선을 참고) 91-100년에서도 아직은 현실적인 형태를 취하고 있다. 그림 36은 각 기간에 대하여 평균한 대서양과 전구에 대한 남북방향의 streamfunction을 보이고 있다. 이들은 동서방향과 남북방향으로 적분하여 계산되었고, 양의 값은 시계방향, 음의 값은 반시계 방향의 순환을 나타낸다. 초기에 온도와 염분을 관측값으로 준 덕분에 현실적인 심층순환을 보이지만, 시간이 지날 수록 현실에서 아주 멀어지는 아주 약한 순환을 나타낸다. 이는 초기의 현실적인 밀도장에 의해 해양순환이 형성되었지만 속도성분에 의한 운동에너지가 없었던 관계로 나타나는 현상이다. 표층에서 바람 응력에 의해 시간이 지날수록 운동에너지는 공급될 것이며, 극지방에서의 해빙의 성장과 소멸에 의해 부력 에너지도 공급될 것이다. 따라서 현 연구에 사용되는 모형의 평형 상태에 이르기 위해서는 100년보다는 훨씬 더 긴 시간의 적분이 필요하며, 어느 시점 이후에는 심층순환이 다시 강화될 것으로 예상된다.

그림 37은 1000, 2000, 3000, 4000m 깊이에서 나타난 물의 나이(Age of Water)의 전구 분포이다. 소위 ventilation을 나타내는 변수로 볼 수 있다. 여기서 물의 나이는 대기와 접한 시기를 '0'살이라 하고, 거기에서부터 적분 시간에 따라 물의 나이는 증가하게 된다. 따라서 어느 수심에서 세 살의 물이 나타난다면 그 물은 3년 전에 표층에 있었다는 의미이고, 이는 해양심층대류 현상을 가장 정확히 나타낼 수 있는 변수이다. 심층대류는 북극, 북대서양, 남반구 중위도, 그리고 웨델해와 아텔리해에서 나타나고 있다. 1000m 수심에서 관측된 어린 물은 Antarctic Intermediate Water(AAIW)을 나타낸다. 이는 남반구 서풍대의 아래에 존재해 에크만 수송에 의해 북쪽으로 이동하고 등압선을 따라 해양의 중간 깊이로 침투하게 된다. 따라서 그 아래 수심에서는 이러한 어린 물이 보이지 않는다. 북대서양에서의 해양심층대류 현상도 기존의 모형결과나 관측결과와 유사하게 모의되고 있다. 특히 대서양의 서쪽 경계면, 즉 북/남아메리카 대륙의 동쪽을 따라 남반구로 내려오는 북대서양 심층수도 잘 모의되었다. 북대서양 심층수는 1000m에서 3000m 사이의 수심에 존재하기 때문에 4000m 수심에서는 나타나지 않는다. 웨델해와 아텔리해의 해안선을 따라 심층수가 침강하는 것을 전 층에서 볼 수 있다. 이는 남극저층수(Antarctic Bottom Water)의 형성을 보여주는 것으로 이렇게 해안선을 따라 형성되어 침강하는 남극저층수를 경계면근접 대류(near-boundary convection)라고 한다. 현 기후상태에서 경계면근접 대류는 남극저층수를 형성시키는 근간이 되는 과정으로 알려져 있다. 아텔리해에서 형성된 남극저층수는 4000m 수심까지 도달하고 있다. 그림 38은 서경 30도와 160도, 즉 대서양과 태평양에서 구한 물의 나이 분포이다. 기존의 이론과 마찬가지로 심층대류는 태평양에서는 거의 일어나지 않고, 대서양에서 가장 활발하게 일어난다. 그리고 남극해역에서는

대서양보다는 태평양에서 훨씬 더 강한 심층대류 현상이 일어난다.

그림 39와 그림 40은 1000, 2000, 3000, 4000m 수심에서 대서양과 태평양에서 나타난 해류를 보여주고 있다. 대서양 표층에서는 대서양 컨베이어 벨트의 상층부를 대표하는 북쪽으로 올라가는 서안경계류가 나타나고, 1000m와 3000m 사이에서는 남쪽으로 내려오는 북대서양심층수가 역시 서쪽경계에 몰려있는 것을 볼 수 있다. 하지만 아직 남극저층수의 영향이 4000m 수심에까지 내려오지 않았기 때문에 서쪽에 치우쳐 북쪽으로 흐르는 남극저층수가 뚜렷하게 나타나지 않았다. 그러나 앞에서 논의한 것처럼 남극경계면근접 대류 현상의 결과로 형성된 남극저층수가 시간이 좀 더 지나 4000m에까지 내려오게 되면, 주로 밀도에 의해 유도되는 심층대류의 메커니즘에 의해 이 수심에서도 북쪽으로 흐르는 서안경계류가 나타날 것으로 예상된다. 태평양에서는 대서양과 달리 심층수가 형성되지 않기 때문에 표층해류와 크기는 다르지만 방향은 같은 북향 서안경계류를 모든 층에서 발견할 수 있다.

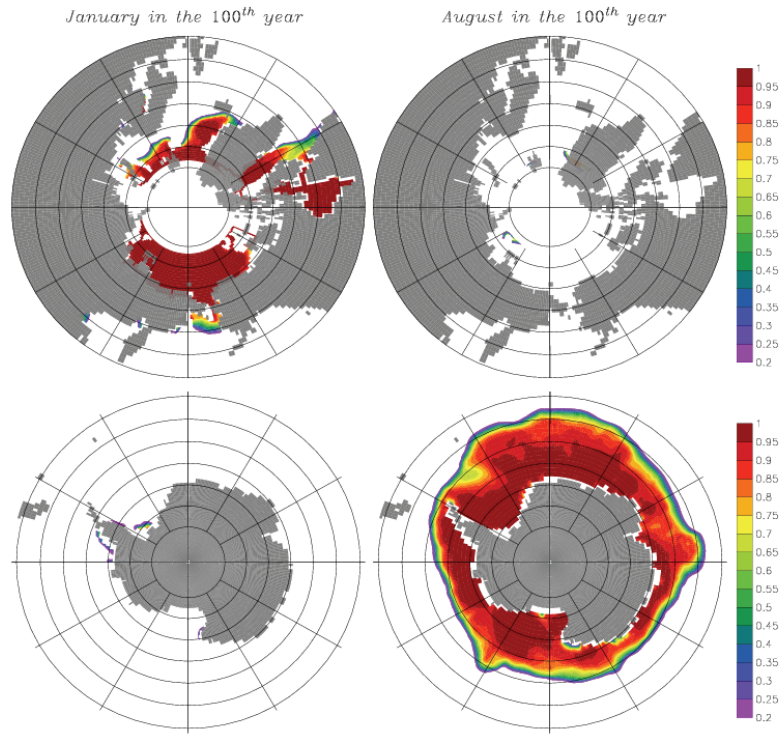


그림 32. 적분시간 100년에 1월(좌측)과 8월(우측)의 북극(상단)과 남극(하단) 평균 해빙 밀접도

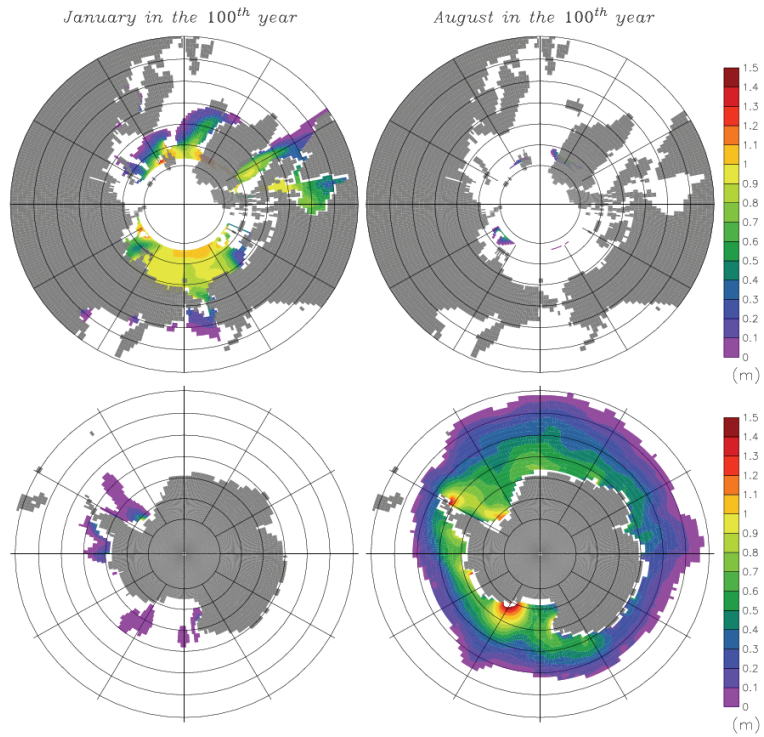


그림 33. 적분시간 100년에 1월(좌측)과 8월(우측)의 북극(상단)과 남극(하단) 평균 해빙 두께

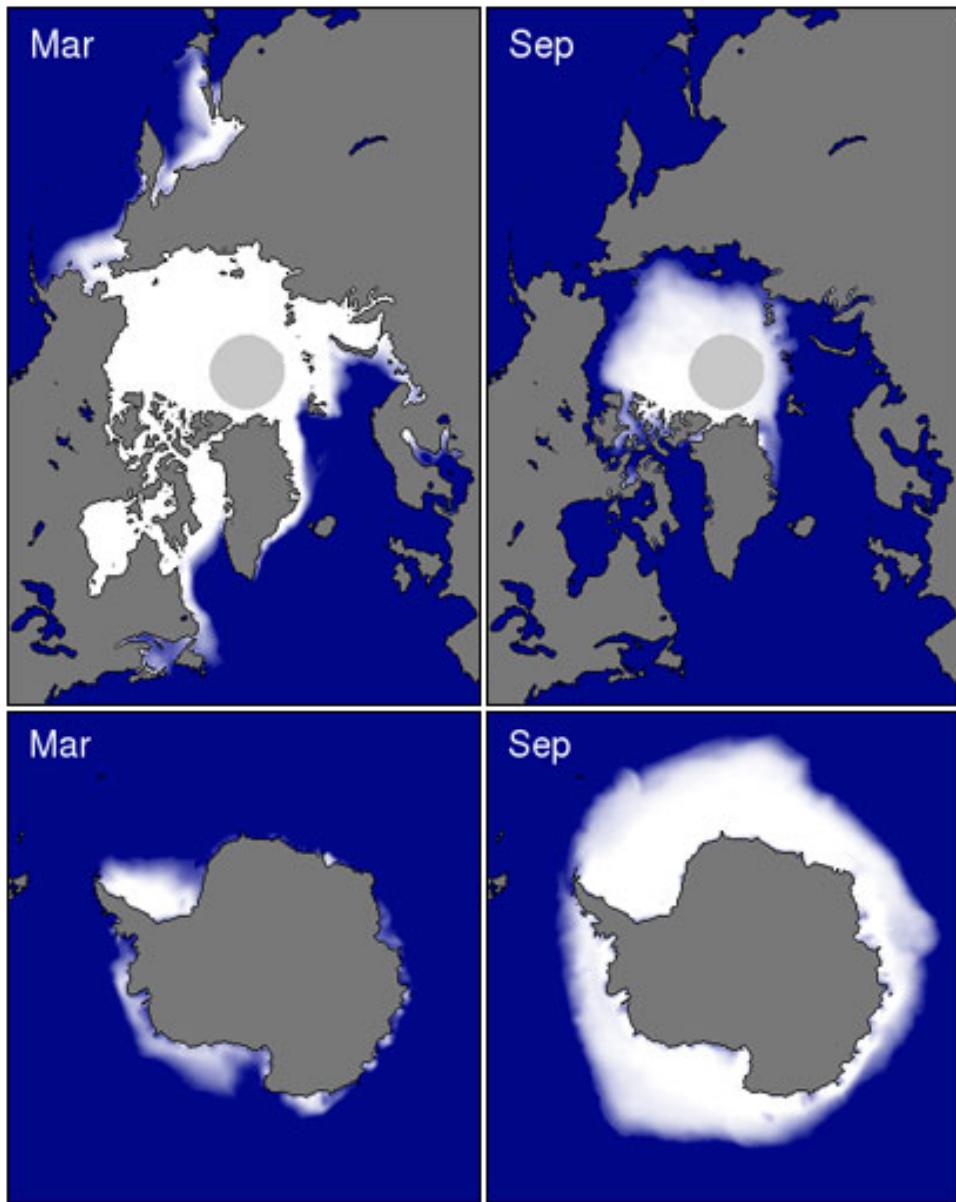


그림 34. 위성자료로부터 계산된 3월(좌측)과 9월(우측)의 북극(상단)과 남극(하단) 평균 해빙 밀접도

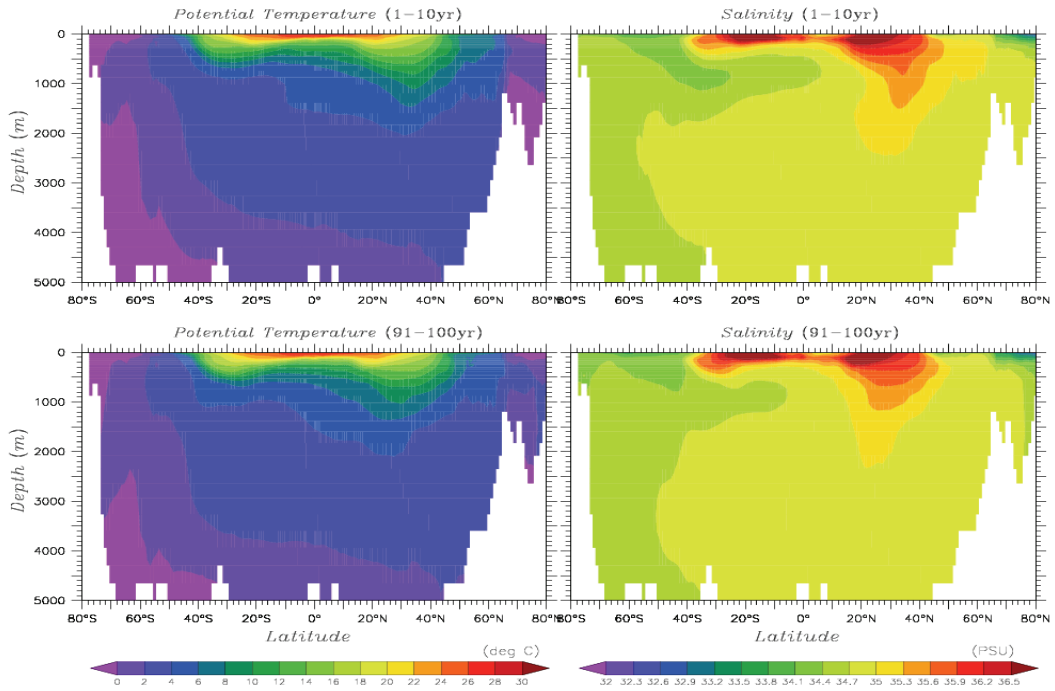


그림 35. 동서 방향으로 평균한 대서양(60°W-10°W)의 온도(좌측)와 염분(우측) 분포. 상층은 1 - 10년, 하층은 91 - 100년을 평균한 값

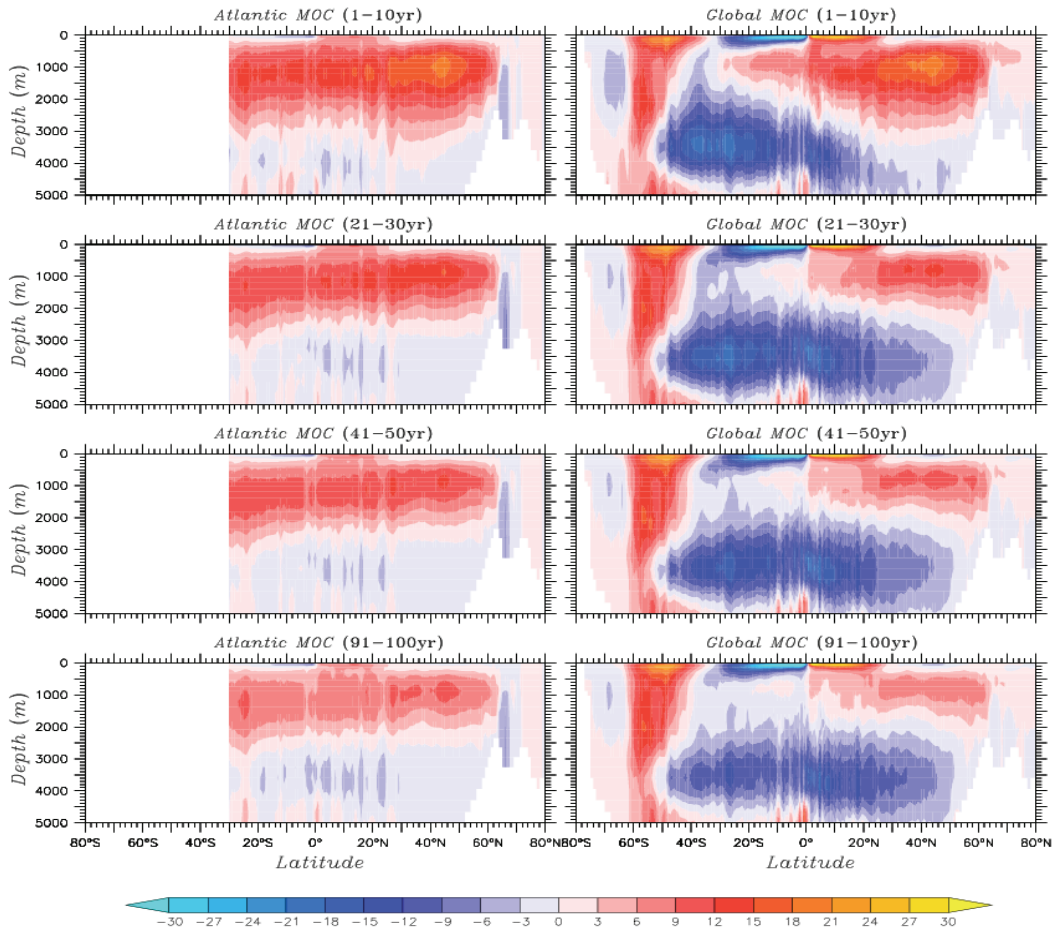


그림 36. 각 기간에 대하여 평균한 대서양(좌측)과 전구(우측)의 남북역전순환

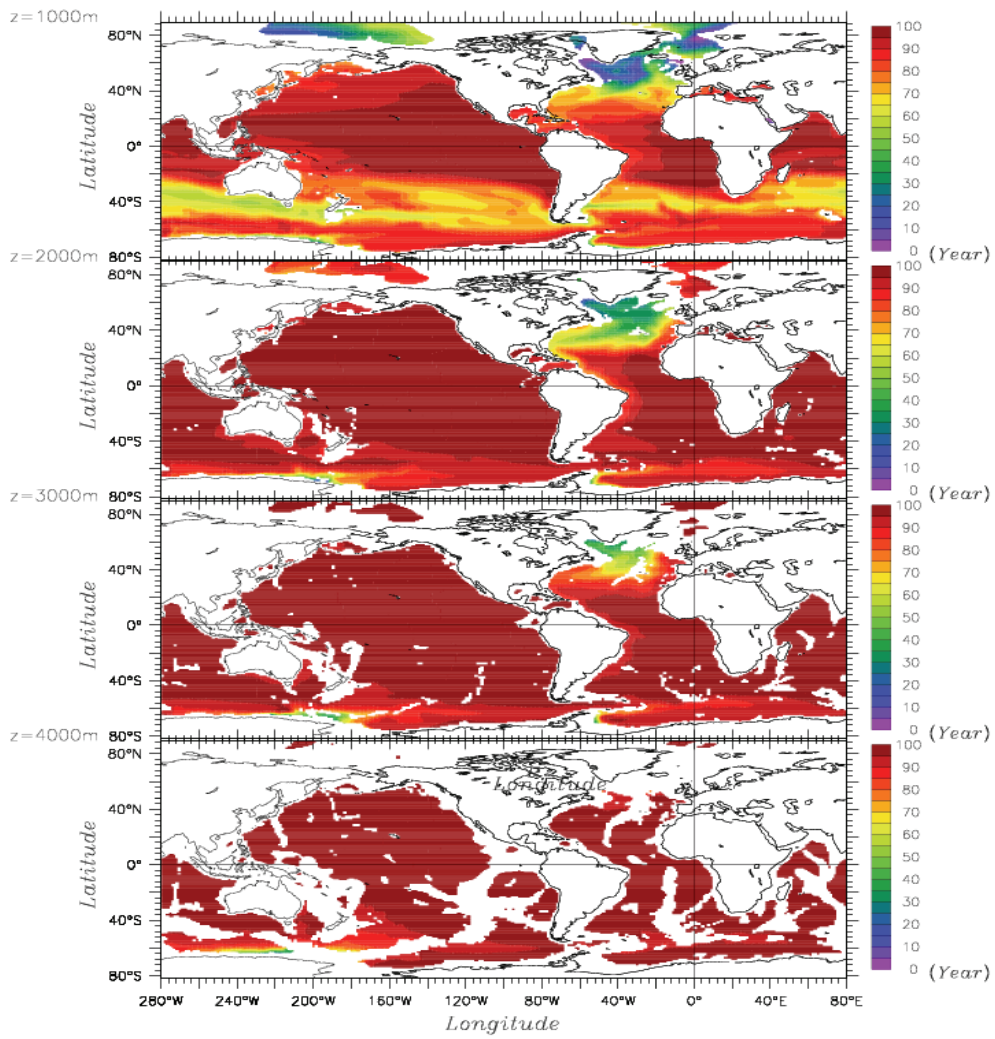


그림 37. 적분시간 100년에 수심 1000, 2000, 3000, 4000m에서 물의 나이의 전구 분포

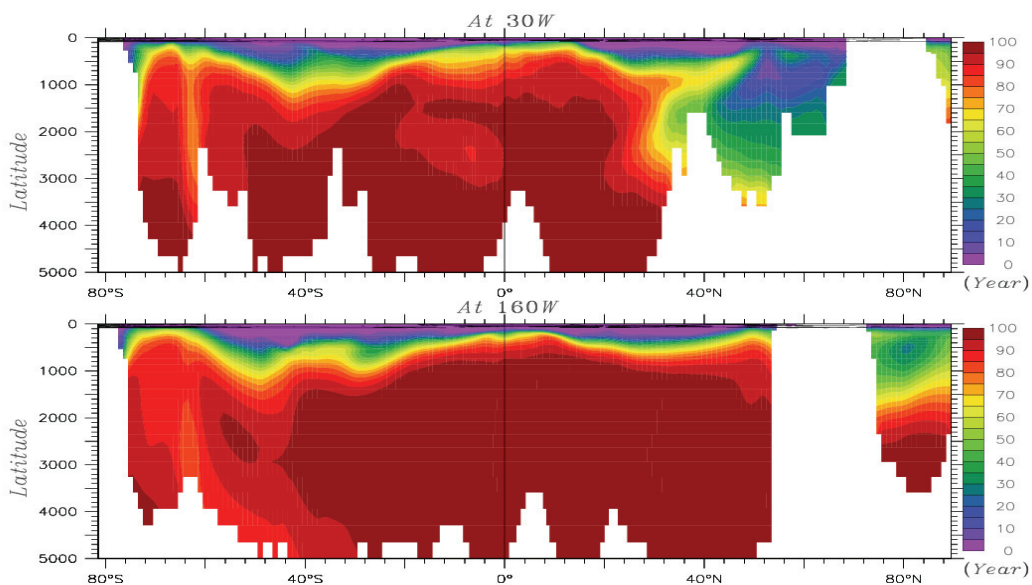


그림 38. 적분시간 100년에 30°W와 160°W에서의 물의 나이 분포

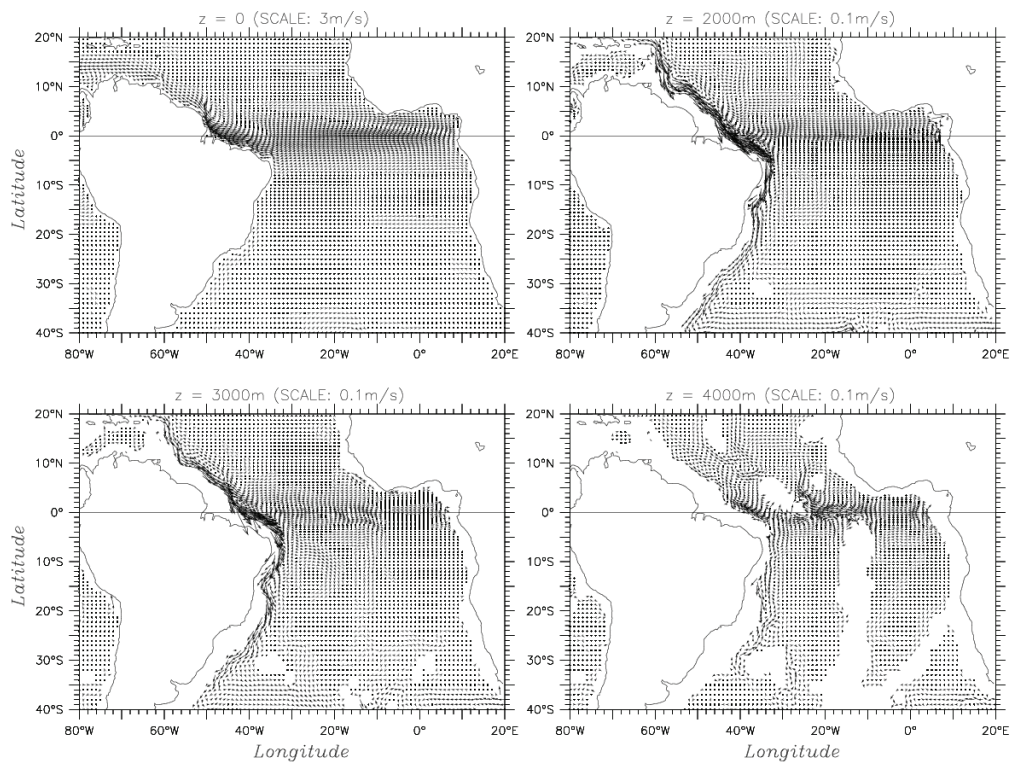


그림 39. 적분시간 100년에 대서양 표층, 2000, 3000, 4000m 수심에서의 해류 패턴

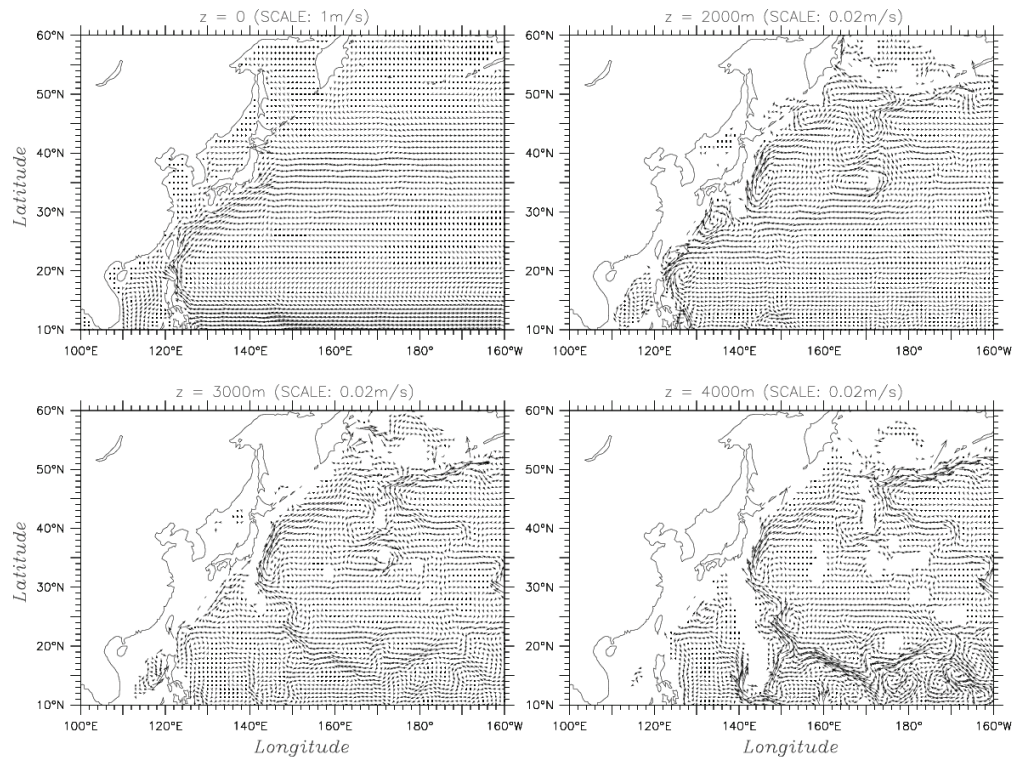


그림 40. 적분시간 100년에 태평양 표층, 2000, 3000, 4000m 수심에서의 해류 패턴

제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도

제 1 절 연구목표 달성도

목 표	연차별 달성 내용	연차별 달성도 (%)
○ MOM4 해빙모듈의 분석과 개선	<ul style="list-style-type: none"> • 해빙 열역학 과정 개선 <ul style="list-style-type: none"> -GFDL MOM4에 포함된 SIS 해빙모듈의 알고리즘 조사 및 코드 매뉴얼 작성 -MOM4에 포함된 SIS 해빙모듈과 타 선진기관 해빙 모델과의 기술 비교 -MOM4 해빙모듈의 개선방안 검토 	100
		100
		100
	<ul style="list-style-type: none"> • MOM4-SIS 접합모델의 성능 평가 <ul style="list-style-type: none"> -MOM4에 포함된 해양물리과정 모의 및 결과 분석을 통한 모델 성능 평가 -MOM4-SIS 접합모델의 해빙 열역학과정 모의 결과 분석 및 해빙 모의수준 평가 	100
		100

제 2 절 관련분야에의 기여도

1. 기술적 측면

- 국내 해빙모델링 기술의 진전을 가져옴. SIS 해빙모형은 MOM4의 해빙 성분모형으로서 뿐만 아니라 GFDL CM 기후시스템모델의 한 성분모듈로서 AR4의 기후변화시나리오 실험에 활용된 모형임. 따라서 본 연구를 통하여 CM 기후시스템모델의 주요 성분 모델인 MOM4-SIS의 코드 구조와 역학을 상세히 파악한 것은 향후 국내 관련 기술의 국제적 수준으로의 도약을 위해 필요한 기반을 마련했다는 점에서 큰 의의를 가짐.
- 국내 독자의 기후계모델 수립시 해빙모듈의 개선에 필요한 주요 기술 분야를 파악할 수 있게 되었음. 또한 해빙모델과 대기-해양모델 등과의 접합모델 구축시에도 필요한 기술적 문제들에 대한 개발·개선 능력이 향상되었음.

2. 경제 · 산업적 측면

- 기후변화 관련 연구 능력과 인프라 구축으로 향후 국내 연구진간의 효율적인 연구 협력이 가능하게 됨.
- 향후 기후계모델의 구축과 이를 이용한 한반도 기후변화 예측 연구 등을 통해서 기후변화의 과학적 근거자료와 기후변화대응 국가중장기 정책수립, 한반도 해양 대기 변화에 따른 육상 · 해양 생태계 변화, 한반도 중장기 기후전망에 따른 경제산업분야 대응 근거자료 생산 등에 기여할 수 있음.

3. 산 · 학 · 연 협동연구

- 해양모델과 해빙모델의 개발 과정에서 국내 기후연구기관인 기상연구소, 극지연구소, 연세대 등과 자문 및 연구협력 등을 통하여 관련 분야 연구자들과 연구 교류를 하게 됨.

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

제 1 절 연구개발결과의 활용계획

- 국립기상연구소 주요사업 “선진기상기술개발”을 통해 개발하는 통합 지구시스템모델의 구축에 활용
- 해빙모델이 접합된 해양-대기모델 활용을 통하여 한반도 주변해역의 SST 모의 정확도 향상에 기여 및 계절전망 등을 위한 기후 예측 기술개발에 기여

제 2 절 활용에 따른 기대성과

- 기술적 측면
 - 최신 해빙모형들의 모수화 및 수치방안의 평가를 통하여 향후 통합지구시스템모델의 개선에 기여
 - 모듈 알고리즘과 구성체계 등에 대한 분석을 통해 추후 지속적인 모델 개선과 유지관리에 효율적으로 사용할 수 있음
 - 모델구동매뉴얼을 통해 지구시스템모델의 운용시 해양과 해빙 성분모델의 이해와 구동을 위한 교재로 활용할 수 있음
- 경제적·산업적 측면
 - 범정부적인 기후변화 적응책 개발을 위하여 정부는 앞으로도 계속하여 한반도 기후변화 시나리오를 생산하고 활용하여야 함. 본 연구를 통해 기후성분모델에 대한 원천기술을 개발함으로써 통합 지구시스템모델의 수립과 활용에 기여하고, 궁극적으로 신뢰도 높은 한반도 기후변화 시나리오 작성기술 지원을 통해 국가 적응책 개발을 위한 과학정보생산에 기여할 수 있음

제 6 장 참고문헌

- 한국해양연구원, 2003. 북극해 항로. 일본선박해양재단, 권문상 외 3인 역, pp 264.
- 장찬주, 민홍식, 김철호, 강석구, 이홍재, 2006. 중해상도 전지구 해양대순환 모형의 상층 수온과 혼합층 깊이 모사 성능 평가. *Ocean & Polar Res.*, 28, 245-258.
- Bitz, C.M. and W.H. Lipscomb, 1999. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, 104, 15,669-15,677.
- Bitz, C.M., M. Holland, M. Eby and A.J. Weaver, 2001. Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, 106, 2441- 2464.
- Briegleb, B.P., C.M. Bitz, E.C. Hunke, W.H. Lipscomb, M.M. Holland, J.L. Schramm and R.E. Moritz, 2004. Scientific description of the sea ice component in the community climate system model, Ver. 3. NCAR/TN-463 + STR, pp 70.
- Cheon, W. G., and A. Stössel, 2009: Oceanic response to interactive momentum flux over Southern Hemisphere sea ice. *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JC005068.
- Church, J.A. et al., 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of working group 1 to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change, J.T. Houghton et al., Eds (Cambridge Univ. press, Cambridge, 2001), 639-694.
- Flato, G.M. and W.D. Hibler, III, 1995. Ridging and strength in modelling the thickness distribution of Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, C9, 18611-18626.
- Funke, E. C. and W. H. Lipscomb, 2004. CICE: the Los Alamos sea ice Model, documentation and software user's manual. LANL, pp 56.
- Griffies, S. M., 2007. Elements of mom4p1. GFDL Ocean Group Technical Report No. 6. NOAA/GFDL.
- Harder, M. and P. Lemke, 1994. Modelling the Extent of Sea Ice Ridging in the Weddell Sea. in: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*. Geophys. Monograph 85, 187-197.
- Harder, M. and H. Fischer, 1999. Sea ice dynamics in the Weddell Sea simulated with an optimized model. *J. Geophys. Res.*, 104, 11,151-11,162.
- Hibler, W.D. III, 1979. A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 815-846.
- Hibler, W.D. III, 1980. Modeling a variable thickness ice cover. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1943-1973.
- Hibler, W. D. III, 1984: The role of sea ice dynamics in modeling CO₂ increases. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, eds.: J. Hansen and T. Takahashi, Geophys. Monogr., 29, 238-253.

- Hibler, W.D. III and S.F. Ackley, 1983. Numerical simulation of the Weddell sea pack ice, *J. Geophys. Res.*, 88, 2873–2887.
- Hunke, E. C. and J. K. Dukowicz, 1997. An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1849–1867.
- Hunke, E.C. and J.K. Dukowicz, 2002. The elastic–viscous–plastic sea ice dynamics model in general orthogonal curvilinear coordinates on a sphere–incorporation of metric terms. *Mon. Weather Rev.*, 130, 1848–1865.
- IPCC, 1995. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- IPCC, 2001. The Scientific basis. In: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson (Eds), *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K. New York, NY, USA, p. 39.
- Lepparanta, M., 2005. *The drift of sea ice*. Springer–Praxis Pub., UK. pp 266.
- Levitus, S., 1982. *Climatological atlas of the World Ocean*, NOAA Prof. Pap. 13, U.S. GPO., Washington, D.C., 173pp.
- Levitus, S., R. Burgett and T. Boyer, 1994. *World Ocean Atlas, Vol 3: Salinity*, NOAA Atlas NESDIS, U.S.Gov, 3, 99p.
- Lipscomb, W.H, 2001. Remapping the thickness distribution in sea ice models. *J. Geophys. Res.*, 106, 13,989–14,000.
- Lipscomb, W.H and E.C. Hunke, 2004. Modeling sea ice transport using incremental remapping. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1341–1354.
- Maykut, G. A., and N. Untersteiner, 1971. Some results from a time–dependent thermodynamic model of Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, 76(6), 1550–1575.
- Ono, N., 1967. Specific heat and heat of fusion of sea ice. In *Physics of Snow and Ice* (H. Oura, ed.), *Inst. Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., Sapporo*, 1, 599–610.
- Pacanowski, R.C.P., 1995. *MOM3 documentation. User's guide and reference manual*. 2001, NOAA/GFDL.
- Parkinson, C. L. and W. M. Washington, 1979. A large–scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, 84, 311–337.
- Semtner, A. J., 1976. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigation of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 27–37.
- Stössel, A., and M. Claussen, 1992. *A new atmospheric surface–layer scheme for a large–scale sea–ice model*. Max–Planck–Institute für Meteorologie, Hamburg, Report No.95.
- Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut and R. Colony, 1975. The thickness distribution of sea ice. *J. Geophys. Res.*, 80, 4501–4513.

- Untersteiner, N., 1961. On the mass and heat budget of arctic sea ice. *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, A(12), 151-182.
- Wadhams, P., 2000. *Ice in the ocean*. Gordon & Breach Science, Amsterdam.
- Winton, M., 2000. A reformulated three-layer sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 525-531.