

북극해 해빙-해양 접합 수치 모델 구축  
Set up of an ice-ocean coupled modeling  
on the Arctic Ocean



한국해양대학교

# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “양극해 환경변화 이해 및 활용연구 (K-PORT)” 과제의 위탁연구 “북극해 해빙-해양 접합 수치 모델 구축” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



2016. 6.

총괄연구책임자 : 강 성 호  
위탁연구기관명 : 한국해양대학교  
위탁연구책임자 : 이 호 진  
위탁참여연구원 : 권 미 옥  
“ : 김 상 엽

## 보고서 초록

위탁연구과제명	북극해 해빙-해양 접합 수치 모델 구축					
위탁연구책임자	이 호 진	해당단계 참여연구원수	3명	해당단계 연구비	40,000,000원	
연구기관명 및 소속부서명	한국해양대학교 해양환경학과		참여기업명	해당 없음		
국제공동연구	상대국명 : 해당 없음		상대국연구기관명 : 해당 없음			
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	48	
<ul style="list-style-type: none"> <li>• ROMS (Regional Ocean Modeling System, Ver. 3.4) 기반 해빙-해양 접합 모델 구축</li> <li>• 해빙 예측 성능 향상을 위해 Green 함수 기법을 적용해 모델 최적화 수행</li> <li>• 모델 최적화 결과 해빙 농도 및 해빙 면적은 약 10~20%, 해빙 두께는 80% 이상 오차 감소</li> <li>• 해빙 열역학 보다는 해빙 동역학에 의한 최적화 효과가 더 크게 나옴</li> <li>• 해빙 두께 예측 성능이 크게 개선된 이유로 모델 최적화를 통해 해빙 속도가 좀 더 사실적으로 재현되었기 때문으로 보임</li> <li>• 해빙 분포의 오차는 감소했지만 수온이나 염분 등 해수 수괴에 대한 개선 효과는 나타나지 않음</li> </ul>						
색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	북극해	해빙	해빙-해양 접합 모델	모델 최적화	Green 함수 기법
	영 어	Arctic Ocean	Sea ice	ice-coupled ocean model	Model optimization	Green's function approach

# 요 약 문

## I. 제 목

북극해 해빙-해양 접합 수치 모델 구축

## II. 연구개발의 목적

- 북극해 해빙-해양 접합 수치 모델을 이용한 북극해 해양 순환 및 해빙 분포 모사
- 모델 최적화를 통한 해빙 예측 성능 향상

## III. 연구개발의 내용

- Green 함수 기법을 이용한 북극해 해빙 모델 최적화

## IV. 연구개발결과

- Green 함수 기법 적용에 따른 해빙 예측 성능 향상 확인
- 해빙 농도 및 해빙 면적은 약 10~20%, 해빙 두께는 80% 이상 오차 감소

## V. 연구개발결과의 활용계획

- 북극해 해양 순환 및 해빙의 이동/성장 예측
- 북극해 항로 개발 등 다양한 북극 개발 프로그램에 기초 자료로 활용



# S U M M A R Y

## I. Title

Set up of an ice-ocean coupled modeling on the Arctic Ocean

## II. Purpose

- Simulating sea ice distribution and oceanic circulation of the Arctic Ocean using an ice-ocean coupled model
- Improving prediction performance of sea ice by optimizing the model

## III. Contents

- Optimizing the sea ice model with a Green's function approach

## IV. Results

- Improvement of model results by a Green's function approach.
- Reducing the model errors by about 10~20% in sea ice concentration and extent, and by more than 80% in sea ice thickness.

## V. Application

- Predicting sea ice movement/growth and oceanic circulation in the Arctic Ocean
- Providing a basic data for various development programs on the Arctic Ocean including the Arctic sea route

# 목 차

제 1 장 서론 .....	1
제 1 절 연구의 필요성 .....	1
제 2 절 연구개발 목표 .....	2
제 2 장 국내외 기술개발 현황 .....	3
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 .....	5
제 1 절 모델 입력 및 검증 자료 수집 .....	5
제 2 절 북극해 해양-해빙 접합 모델 .....	7
1. 해양 모델 .....	7
2. 해빙 모델 .....	7
3. 모델 영역 및 입력자료 .....	14
제 3 절 모델 최적화 .....	17
1. Green 함수 기법 개요 .....	17
2. 기준 실험(Baseline) 결과 .....	19
3. 해빙 모델 최적화 .....	21
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 .....	37
제 1 절 연구개발 수행 진도율 .....	37
제 2 절 연구개발 목표 달성도 .....	37
1. 정량적 성과목표에 따른 달성도 .....	37
2. 계량형 성과목표에 따른 달성도 .....	37
3. 연구성과 세부내용 .....	38
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	39
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 .....	40
제 7 장 참고문헌 .....	41

# 모델 결과 보고서



북극해 극지연구소 해빙-해양 접합

수치 모델 구축

## 제 1 장 서론

### 제 1 절 연구의 필요성

전 지구 온난화와 더불어 최근 들어 급격히 감소한 북극해 해빙 면적은 세계적으로 많은 이슈가 되고 있다. 지난 2007년 여름, 북극해 해빙은 유례없던 감소를 겪었고, 이후 2000년 이전에 비해 현저하게 적은 양의 여름철 해빙을 기록하고 있다. 또한 2012년 8월 27일, 북극해 해빙 면적이 5년 만에 기존의 역대 기록인 417만 km<sup>2</sup> (2007년 9월 18일)를 깨고 410만 km<sup>2</sup> 라는 새로운 최저치를 기록하였다. 이러한 급격한 해빙 분포 변화에 대응하기 위해 국내·외에서 많은 연구가 진행되고 있다.

국내의 경우 2009년 11월 국적 쇄빙연구선 「아라온」의 건조를 계기로 북극해 해양조사 및 탐사활동이 활발해 졌다. 하지만 관측 기기에 의한 직접적인 해양 관측은 관측 기간과 인력, 경비 등의 제약 조건이 따르며, 특히 북극해는 해빙으로 인해 시·공간적으로 직접 관측에 제약이 존재한다. 따라서 북극해 관측은 여름철에만 해빙이 없는 해역을 중심으로 국지적으로 수행되고 있으며 이러한 관측 결과를 바탕으로 전체 해황(Ocean state)을 해석하는 데는 어려움이 따른다.

이에 반해 해양순환모델(OGCM, Ocean General Circulation Model)을 이용한 해양의 시뮬레이션 연구는 전체적인 해황 특성 및 변동을 이해하기가 상대적으로 용이하며 역학적인 해석을 가능하게 한다. 또한 현재의 해양뿐만 아니라 미래의 해양 환경의 변화를 예측할 수 있다는 점에서 큰 장점을 가진다. 이러한 이유로 북극해 해양 및 해빙의 분포 특성을 규명하기 위해서는 관측을 통한 직접 측정과 더불어 해양모델을 이용한 시뮬레이션 연구가 병행하여 수행되어야만 한다.

국외의 경우 2001년부터 미국, 러시아, 독일, 캐나다, 프랑스, 영국, 스웨덴 등 총 7개국 이 참여하는 북극해 모델 상호비교 연구인 AOMIP(Arctic Ocean Model Intercomparison Project)가 시작되어 북극해 모델의 문제점을 체계적으로 파악하고 개선 방향을 제시하기 위한 연구를 수행해 왔으며 2012년 FAMOS(Forum for Arctic Modeling and Observation Synthesis)로 재편되면서 관측과 연계한 모델 결과 개선 및 해빙 예측 신뢰도 향상 등의 주제에 관한 정보 교환 및 공동 연구를 수행해오고 있다. 또한 최근에는 고성능 슈퍼컴퓨터를 활용한 수 km 이내의 고해상도 북극해 해양모델 개발 등을 통해 모델의 정확도를 높이고 이전에는 재현하지 못했던 조석을 포함한 단주기 운동을 고려하는 북극해 시뮬레

이선 연구가 진행되고 있는 실정이다.

그러나 국내의 해양-해빙 접합 모델을 이용한 북극해 시뮬레이션 연구는 아직 시작 단계라 할 수 있다. 북극해의 해빙 면적의 감소는 대기와의 상호작용을 통해 우리나라 기후에 큰 영향을 미친다는 점에서 연구의 중요성이 작지 않다. 또한 해빙 감소는 북극해를 통한 북미 또는 유럽으로의 항로를 가능하게 한다. 따라서 북극해 모니터링 및 활용의 중요성이 점차 증가하고 있는 현 시점에서 빠른 시간 내에 국외 수준의 북극해 해빙 시뮬레이션 수행 기술에 근접할 수 있도록 하는 지속적인 연구 개발이 시급히 필요하다.

## 제 2 절 연구개발 목표

본 연구의 최종 목표는 북극해 해양 순환과 해빙 분포를 재현할 해빙-해양 접합 모델을 구축하고 현장 관측과의 상호 비교를 통해 북극해 전체 해양 순환 및 해빙 분포 변동 특성을 이해하고 북극해 해빙/해양환경도 구축에 필요한 자료를 제공하는 것이다.

5차 년도의 연구 개발 목표는 4차 년도 구축한 해류-조류 복합 해양-해빙 접합 모델에 대한 정량적인 검증을 통해 모델을 최적화하고 궁극적으로 해빙 예측 성능을 향상시키는 데 있다. 본 연구에서는 해빙 모델 최적화를 위해 Green 함수 기법을 도입하였다. Green 함수 기법을 이용해 모델 오차를 최소화할 수 있는 최적 변수값을 도출하고 이를 통해 모델의 해빙 예측 성능을 향상시키고자 한다.

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

최근 북극해 항로 개발 등과 관련하여 해빙 분포 예측 모델에 관심이 높아지면서 북극해와 인접하고 있는 미국, 캐나다, 러시아, EU 등의 국외에서는 다양한 연구가 수행되고 있다. 그중 특히 주목할 만한 것은 북극해 해빙 예측 모델의 정확도 개선을 위해 2001년 시작된 AOMIP(Arctic Ocean Model Intercomparison Project)이다. AOMIP은 미국, 러시아, 독일, 캐나다, 프랑스, 영국, 스웨덴 등 총 7개국의 유명한 대학과 연구소에서 참여하여 다양한 북극해 모델의 상호 비교를 통해 북극해 모델의 문제점을 체계적으로 파악하고, 모델 결과 개선 및 예측 신뢰도 향상을 목적으로 수립된 하나의 프로젝트로 북극해 모델 연구에 큰 기여를 해왔다. 이들은 참여그룹간의 연구결과를 서로 공유하고 공동의 문제를 설정, 문제 해결을 위해 여러 연구그룹의 협동 연구 프로그램을 수행하는 다양한 연구와 정보교류를 수행해 왔다.

AOMIP는 모델의 격자 구조나 해상도, 모델 계산에 사용된 해빙의 역학/열역학 방정식, 대기강제력 및 개방경계조건 등이 모델 결과에 미치는 영향 등을 중점적으로 연구하고 그 결과를 바탕으로 북극해 모델 발전을 위한 개선점 및 향후 도전 과제 등을 제시한 바 있다(Proshutinsky et al., 2011). 2012년부터 AOMIP은 FAMOS(Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis)로 재편되면서 해양관측과 통합된 북극해 모델링 연구 모임으로 발전하여 북극해 해양 관측과 모델 결과에 대한 정보를 교류, 상호 보완적인 연구 수행에 좋은 토론의 장이 되고 있다. 또한 최근에는 고성능 슈퍼컴퓨터를 활용한 수 km 이내의 고해상도 북극해 해양모델 개발 등을 통해 모델의 정확도를 높이고 이전에는 재현하지 못했던 조석과 단주기 운동 또한 고려하는 시도가 진행되고 있는 실정이다.

또한 국외의 경우 북극해 해빙 예측 모델의 정확도를 개선하기 위해 모델 민감도 실험을 비롯하여 Green 함수 기법을 통한 모델 최적화 연구 등이 지속적으로 수행되고 있다. Nguyen et al. (2011)은 Green 함수 기법을 이용하여 북극해 모델 초기조건, 대기강제력, 해양 및 해빙 알베도, 해빙 강도, 연직 확산 계수 등 총 16개 매개변수에 대해 최적값을 도출하였으며 이러한 모델 최적화를 통해 관측과의 오차가 약 45% 감소하는 것을 확인하였다.

다양한 북극해 모델의 상호 비교를 통해 모델 결과의 오차를 정량화하고 모델 예측 성능을 향상시키는 ORA-IP (The Ocean Reanalysis Intercomparison Project) 연구도 진행

되고 있다(Balmaseda et al., 2014). ORA-IP는 자료동화 기법을 사용하는 모델들의 상호 비교 연구로 북극해 해빙/해빙 예측의 정확도의 개선을 목표로 하고 있다. 특히 모델 재분석(Reanalysis)은 자료동화 기법을 이용하여 모델과 관측의 상호 보완을 가능하게 해주며 나아가 질 높은 해양 자료를 생성하는데 기여하게 된다. ORA-IP는 여러 재분석 모델을 상호 비교하여 모델 재분석 자료의 오차를 줄이고 각 재분석 모델의 앙상블 분석(ensemble-based analysis)을 통해 북극해 모델의 예측 성능을 향상시키는 연구를 수행 중에 있다.

하지만 국내의 경우 북극해 해빙 관련 연구는 거의 전무하며 아직 시작단계에 머물러 있다. 최근 들어 북극해 항로 개발과 관련한 해빙 예측의 연구 등이 일부 시범적으로 수행된 바 있으며 저해상도 해빙-해양 집합 모델을 이용한 북극해 해빙 분포 및 변화 재현은 국외 연구 현황의 약 70% 정도 수준까지 근접하였다고 평가할 수 있으나 여전히 관측과는 큰 차이가 존재하는 등 아직도 해결해야 할 과제들이 산적해 있는 실정이다. 특히 국외 연구 인프라와 비교할 때 상대적으로 열악한 고성능 컴퓨팅 능력은 북극해 고해상도 모델 개발에 있어 큰 장애 요인으로 작용하고 있다. 전 세계가 북극해 해양환경 변화 및 자원 개발에 관심을 가지고 치열하게 경쟁하고 있는 이 시점에 국외 수준의 시뮬레이션 능력을 보유하기 위해서는 장기적이고 지속적인 연구 투자가 필요할 것으로 판단된다.

KORRI  
극지연구소

### 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

#### 제 1 절 모델 입력 및 검증 자료 수집

해빙-해양 접합 모델 구축을 위해 필요한 입력 자료(수심, 대기 강제력, 초기장, 개방경계자료 등), 모델 최적화 및 결과 검증을 위한 해빙 농도/두께 자료 등을 수집하였다. 각 자료에 대한 정보는 표 1과 같다.

표 1 모델 입력 및 모델 검증 자료 목록

Type	Description	Period	Spatial resolution	Variable
Bathymetry data	International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO ver 3.0)	-	500 m	depth
Sea surface flux	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)	1980~2015 12-hourly	0.75°	wind speed shortwave radiation cloud cover sea level pressure air temperature air humidity precipitation runoff
Open boundary flux	Simple Ocean Data Assimilation (SODA ver. 2.2.4)	1980~2010	1/2°	temperature salinity sea surface height velocity
	TPXO8-atlas	-	1/30°	tidal amplitude/phase



Climatologic al data	Polar science center Hydrographic Climatology (PHC ver 3.0)	-	1°	temperature salinity
Sea ice (Satellite)	Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST)	1980~2015	1°	concentration extent
	The Ice, Cloud, and land Elevation Satellite (ICESat)	2003~2008	25 km	thickness
Sea ice (Upward Looking Sonar)	US Navy Submarine ULS	1975~2005	Arctic	thickness
	NPEO moored ULS	2001~2010	North Pole	
	BGEF moored ULS	2003~2012	Beaufort Sea	
	IOS-CHK moored ULS	2003~2005	Chukchi Sea	
	BIO-LS moored ULS	2003~2007	Lancaster Sound	
	Polar Science Center moored ULS	2006~2008	Davis Strait	

## 제 2 절 북극해 해양-해빙 접합 모델

### 1. 해양 모델

북극해 해양-해빙 접합 모델 구축을 위해 사용한 해양 모델은 Regional Ocean Modeling System (ROMS, <https://www.myroms.org/>) 3.4 version이다. ROMS는 3차원 정수압 원시방정식을 기본으로 하는 수치모델로 정역학 근사와 부시네스크 근사를 이용한다. 수평 격자는 직교 곡선 좌표계(Orthogonal curvilinear coordinate)를 이용하며, 각 격자의 중심에서 밀도, 수심 등을 정의하고 각 격자의 좌우 방향에서 유속의 U 성분을, 상하 방향에서 유속의 V 성분을 정의하여 계산의 안정성과 경제성을 고려한 Arakawa-C 격자 체계를 이용한다. 수직 격자는 S-좌표계(generalized  $\sigma$ -coordinate)를 이용하며, 따라서 표층과 바닥 경계층에서 향상된 해상도를 사용할 수 있어 지형 조건을 잘 표현할 수 있다.

ROMS는 이류항 계산식이나 수직 및 수평 혼합 기법 등에 대한 선택이 가능하다. 수평 이류항과 수직 이류항은 각각 3차 upstream 기법, 4차 중앙 차분법을 이용하여 계산하였다. 운동량, 수온 및 염분 등의 수직 확산 계수 산정은 LMD 기법(The Large, McWilliams and Doney, 1994)을 이용하였으며, 수평 확산 계수는 모델의 격자 크기와 수평 전단속도에 따라 계수를 산정하는 Smagorinsky (1963)의 수식을 이용하여 계산하였다. LMD 기법은 특히 수심이 깊은 심해역에서 관측과 잘 일치하는 혼합층을 재현해주는 것으로 알려져 있다(Large and Gent, 1999). 대기와 해양간의 열교환은 Fairall et al. (1996)의 Bulk Parameterization 방법으로 계산하였다. 이 방법은 바람에 의한 표층의 난류 운동, 현열, 잠열 등의 요소를 모수화하여 열수지를 계산하는 방법이다.

### 2. 해빙 모델

해빙 모델은 해빙 동역학 및 해빙 열역학 계산식을 이용하여 해빙의 농도 및 두께, 속도 등을 계산한다.

#### 가. 해빙 동역학

해빙 동역학은 Elastic-Viscous-Plastic (EVP) rheology (Hunke and Dukowicz, 1997;

Hunke, 2001)를 이용하여 계산하였다. EVP scheme은 바람 및 관성, 조석 동역학 등에 대한 해빙의 순간적인 반응을 고려할 수 있게 해준다(Hunke, 2001). 모델에서 계산된 해빙 운동 방정식은 식 (1), (2)와 같다.

$$M \frac{du}{dt} = Mfv - Mg \frac{\partial \zeta w}{\partial x} + \tau_a^x + \tau_w^x + F_x \quad (1)$$

$$M \frac{dv}{dt} = -Mfu - Mg \frac{\partial \zeta w}{\partial y} + \tau_a^y + \tau_w^y + F_y \quad (2)$$

식 (1), (2)에서  $u$ ,  $v$ 는 해빙 속도 성분을 의미하며,  $M$ 은 해빙 질량,  $f$ 는 코리올리 변수,  $g$ 는 중력가속도,  $\zeta_w$ 는 해수면 변위를 나타낸다.  $\vec{\tau}_a$ ,  $\vec{\tau}_w$ ,  $\vec{F}$  항은 각각 바람 응력, 해빙과 해수면 사이의 마찰 응력, 해빙의 내부 전단력을 의미한다. 즉 해빙의 운동에 관여하는 힘으로는 전향력, 압력 경도력, 바람 응력, 해류가 해빙에 작용하는 마찰력, 해빙 내부 전단력 등 총 다섯 가지의 힘을 고려하며, 비선형 이류항은 무시한다.

대기와 해빙, 해빙과 해양의 접촉면에서 작용하는 힘  $\vec{\tau}_a$ ,  $\vec{\tau}_w$ 는 각각 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\vec{\tau}_a = \rho_a C_a \left| \vec{V}_{10} \right| \vec{V}_{10} \quad (3)$$

$$C_a = \frac{1}{2} C_d [1 - \cos(2\pi \min(h_i + .1, 5))] \quad (4)$$

$$\vec{\tau}_w = \rho_w C_w \left| \vec{v}_w - \vec{v} \right| (\vec{v}_w - \vec{v}) \quad (5)$$

$C_a$  : nonlinear air drag coefficient

$C_d$  : air drag coefficient,  $2.2 \times 10^{-3}$

$C_w$  : water drag coefficient,  $10 \times 10^{-3}$

식 (3), (4), (5)에서  $\rho_a$ ,  $\rho_w$ 는 대기와 해수의 밀도를 의미하며, 각각  $1.3 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $1025 \text{ kg}$

$m^{-3}$ 의 상수를 사용하였다. 대기에서 해빙에 작용하는 마찰력  $\vec{\tau}_a$ 는 해양에 작용하는 바람 응력과 마찬가지로 바람의 속도 성분의 제곱에 비례하며,  $\vec{\tau}_a$ 를 계산할 때 사용되는 비선형 항력 계수  $C_a$ 는 해양에 작용하는 바람 응력을 계산할 때 사용되는 항력 계수  $C_d$ 에 해빙의 두께를 고려하여 계산된다. 해양에서 해빙에 작용하는 마찰력  $\vec{\tau}_w$ 는 해빙의 속도를 뺀 해양의 상대 속도 성분의 제곱에 비례하며, 항력 계수  $C_w$ 는 상수로 가정하였다.

해빙 내부 전단력  $\vec{F}$ 는 stress tensor  $\sigma_{ij}$ 의 함수로 정의된다.

$$\vec{F} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (6)$$

stress tensor  $\sigma_{ij}$ 는 Hibler (1979)의 viscous-plastic rheology를 이용해 식 (7)과 같이 계산할 수 있다. 우변의 처음 두 항은 해빙의 전단력에 의한 힘을 의미하며, 세 번째 항은 해빙의 압축강도를 의미한다.

$$\sigma_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij} + (\zeta - \eta) \dot{\epsilon}_{kk} \delta_{ij} - \frac{P}{2} \delta_{ij} \quad (7)$$

$$\dot{\epsilon}_{ij} \equiv \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (8)$$

$$P = P^* A h_i e^{-C(1-A)} \quad (9)$$

$\dot{\epsilon}_{ij}$  : strain rate tensor

$\delta_{ij}$  : Kronecker delta function, 1 if  $i = j$  and 0 if  $i \neq j$

$\eta$  : nonlinear shear viscosity

$\zeta$  : nonlinear bulk viscosity

$P$  : ice strength

$P^*$  : ice strength parameters,  $2.75 \times 10^4$

$C$  : ice strength parameters, 20

이 때, nonlinear viscosities  $\eta$ ,  $\zeta$ 는 다음과 같이 정의된다.

$$\zeta = \frac{P}{2[(\epsilon_{11}^2 + \epsilon_{22}^2)(1 + 1/e^2) + 4e^{-2}\epsilon_{12}^2 + 2\epsilon_{11}\epsilon_{22}(1 - 1/e^2)]^{1/2}} \quad (10)$$

$$\eta = \frac{\zeta}{e^2} \quad (11)$$

$e$  : eccentricity of the elliptical yield curve, 2

해빙 내부 마찰력  $\vec{F}$  계산에 EVP rheology를 적용시키기 위해서 stress tensor  $\sigma_{ij}$ 를 구하는 VP rheology 식을 변형하여 elastic 항을 추가하였다. 이는 해빙두께가 1 cm 이상일 경우에만 해당된다.

$$\frac{1}{2\eta}\sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta}\sigma_{kk}\delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta}\delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij} \quad (12)$$

$$\frac{1}{E}\frac{\partial\sigma_{ij}}{\partial t} + \frac{1}{2\eta}\sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta}\sigma_{kk}\delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta}\delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij} \quad (13)$$

위의 과정을 통해 운동방정식을 계산하여 새로운 time step에서의 해빙 속도 성분  $u$ ,  $v$ 를 구한 뒤, MPDATA scheme을 이용해 해빙 농도, 두께, 눈 두께, 해빙 내부온도 등의 이류항을 계산한다. 연속방정식은 식 (14), (15), (16)과 같으며, 해빙 관련 변수들의 이류뿐만 아니라 해빙 열역학 관련항도 포함한다. 이는 해빙 이동에 의한 해빙 mass의 변화 외에 열 교환에 의해 해빙이 열고 녹는 현상을 함께 고려할 수 있게 해준다.

$$\frac{\partial Ah_i}{\partial t} = -\frac{\partial(uAh_i)}{\partial x} - \frac{\partial(vAh_i)}{\partial y} + S_h + D_h \quad (14)$$

$$\frac{\partial Ah_s}{\partial t} = -\frac{\partial(uAh_s)}{\partial x} - \frac{\partial(vAh_s)}{\partial y} + S_s + D_s \quad (15)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial(uA)}{\partial x} - \frac{\partial(vA)}{\partial y} + S_A + D_A \quad (16)$$

$S_h, S_s, S_A$  : 각각 해빙두께, 눈 두께, 해빙농도에 대한 해빙 열역학 관련 항

$D_h, D_s, D_A$  : 각각 해빙두께, 눈 두께, 해빙농도에 대한 확산 항

#### 나. 해빙 열역학

해빙 열역학은 Mellor and kantha (1989), Hakkinen and Mellor (1992)에 기초하였다. 수직으로 두 개의 해빙 층과 하나의 눈 층을 구성하여 열전도 방정식을 계산한다. 또한 해빙과 해양의 표층 사이에 분자 내부층을 구성하여 해빙이 얼고 녹는 현상을 잘 재현할 수 있게 하였다. 사용된 열역학 방정식은 식 (17), (18)과 같다.

$$\frac{DAh_i}{Dt} = \frac{\rho_0}{\rho_i} [A(W_{io} - W_{ai}) + (1-A)W_{ao} + W_{fr}] \quad (17)$$

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\rho_0 A}{\rho_i h_i} [\Phi(1-A)W_{ao} + (1-A)W_{fr}] \quad (18)$$

식 (17), (18)에서  $A$ 는 해빙 농도를 나타내며, 그 범위는  $0 \leq A \leq 1$  이다.  $h_i$ 는 해빙 두께를 의미한다.  $W_{ai}, W_{ao}, W_{io}$ 는 각각 해빙 또는 눈표면, 대기와 해수의 접촉면, 해빙과 해수의 접촉면에서의 열 교환에 의해 일어나는 해빙의 결빙률을 의미하며,  $W_{fr}$ 은 결빙된 해수가 해빙에 부착되어 성장하는 해빙의 성장률을 의미한다. 해빙의 결빙률, 성장률이 각각 정의되는 위치는 그림 1과 같다.  $W_{ai}$ 는 음일 때 해빙의 결빙을 의미하며, 그 외  $W_{ao}, W_{io}, W_{fr}$ 은 모두 양일 때 해빙의 결빙을 의미한다.

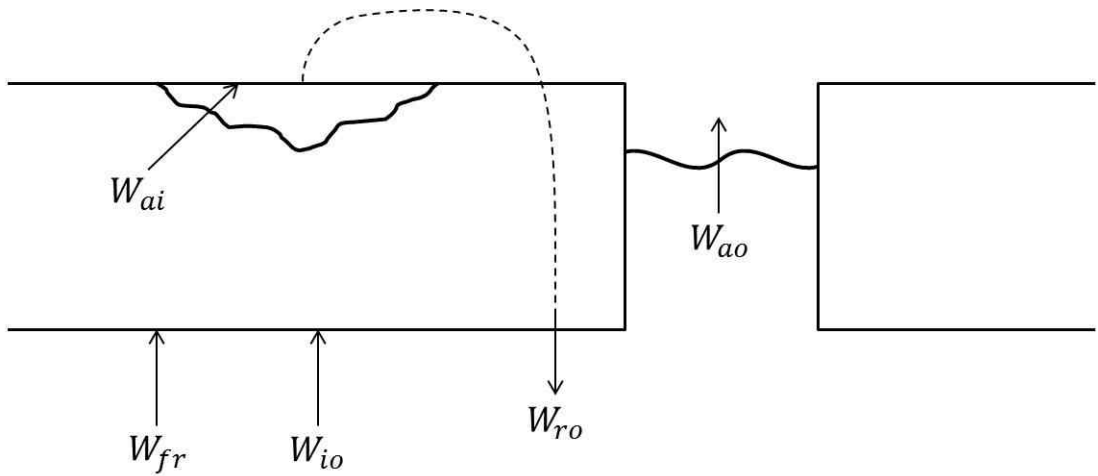


그림 1 해빙의 결빙 및 용융에 의한 성장, 소멸 모식도

두 개의 해빙 층과 하나의 눈 층, 그리고 해양 사이에서 교환되는 열 수지 및 온도는 그림 2와 같이 정의된다. 모든 변수는 양일 때 해양에서 대기로, 음일 때 대기에서 해양으로 열이 전달되는 것을 의미한다.

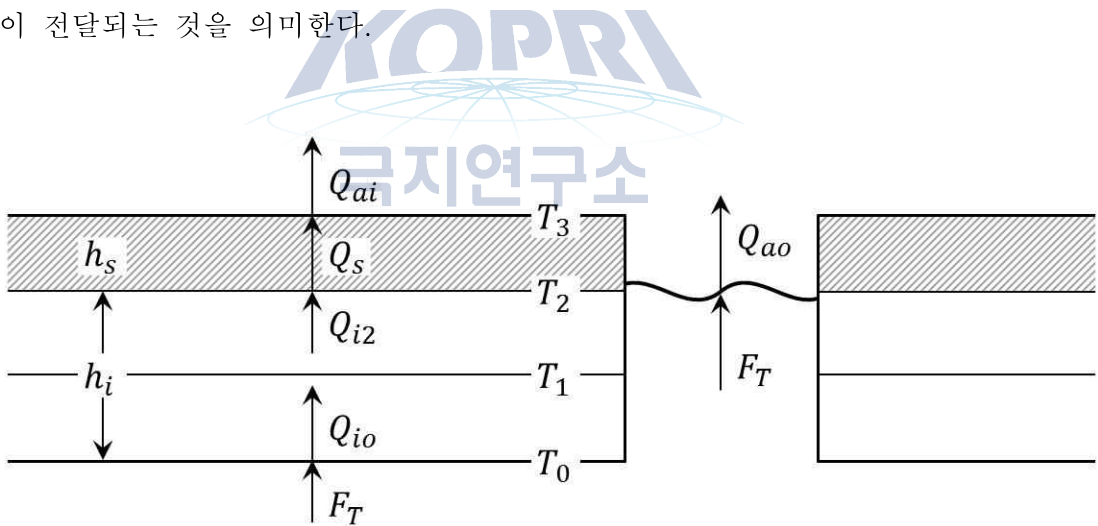


그림 2 해양, 해빙(2층) 및 눈 층간 열교환 모식도

여기서, 해빙 또는 눈 표면에서의 열수지  $Q_{ai}$ 는 현열, 잠열, 장파복사 및 단파복사를 이용해 계산할 수 있다.

$$Q_{ai} = -H\downarrow - LE\downarrow - \epsilon_s LW\downarrow - (1 - \alpha_s)SW\downarrow + \epsilon_s \sigma (T_3 + 273)^4 \quad (19)$$

$Q_{ai}$  : 해빙 또는 눈 표면에서의 열수지

$H\downarrow$  : 현열

$LE\downarrow$  : 잠열

$LW\downarrow$  : 해양으로 들어오는 장파복사

$SW\downarrow$  : 해양으로 들어오는 단파복사

식 (19)로 계산된  $Q_{ai}$ 를 이용해 해빙 또는 눈 표면에서의 결빙률  $W_{ai}$ 를 계산한다.

$$W_{ai} = - \frac{Q_{ai} - Q_{i2}}{\rho_0 L_3} \quad (20)$$

식 (20)에서  $L_3$ 는 brine effect (브라인 효과 : 해빙 내에 포함되어 있는 염분이 해빙의 용해에 미치는 효과)를 고려한 해빙의 용해열의 의미하며, 식 (21)과 같이 계산된다.

$$L_3 = (1 - r)L_i \quad (21)$$

$L_i$  : 해빙의 용해열, 302 MJ m<sup>-3</sup>

$r$  : 해빙 내의 염분 성분 (brine)

해빙과 눈의 접촉면에서의 열수지  $Q_{i2}$ 는 해빙 내부층의 온도  $T_1$ 과 해빙 표층의 온도  $T_2$ 의 차이, 그리고 해빙의 전도율  $k_i$ 를 이용해 계산하였으며, 해빙 바닥에서의 열수지  $Q_{io}$  또한 동일한 방식으로 계산된다.



$$Q_{i2} = \frac{2k_i}{h_i}(T_1 - T_2) \quad (22)$$

$$Q_{io} = \frac{2k_i}{h_i}(T_0 - T_1) \quad (23)$$

대기와 해수의 접촉면, 해빙과 해수의 접촉면에서의 결빙률  $W_{ao}$ ,  $W_{io}$ 는 각각 식 (24), (25)에 의해 계산된다.

$$W_{ao} = \frac{1}{\rho_0 L_o}(Q_{ao} - F_T) \quad (24)$$

$$W_{io} = \frac{1}{\rho_0 L_o}(Q_{io} - F_T) \quad (25)$$

여기서  $F_T$ 는 해빙과 해수의 접촉면에서 난류에 의해 전달되는 열수지를 의미하며, 난류에 의한 열 전달계수  $C_{Tz}$ 를 이용해서 식 (26)과 같이 계산할 수 있다.

$$\frac{F_T}{\rho_0 C_{po}} = -C_{Tz}(T_0 - T) \quad (26)$$

$$C_{Tz} = \frac{u_\tau}{P_{rt} k^{-1} \ln(-z/z_0) + B_T} \quad (27)$$

$$B_T = b \left( \frac{z_0 u_\tau}{\nu} \right)^{\frac{1}{2}} \text{Pr}^{\frac{2}{3}} \quad (28)$$

식 (26)에서  $T_0$ 는 표층 염분에서의 어는점으로 가정하며,  $T$ 는 해표면 수온을 의미한다.

### 3. 모델 영역 및 입력자료

모델 영역은 북극해 및 베링해협, 노르웨이해 주변해역 등을 포함한다(그림 3). 수평 해상도는 23~30 km 이며 연직으로는 50개의 층으로 구성하였다. 수심 자료는 International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO version 3.0, Jakobsson et al., 2012) 자료를 이용하였으며 최소 수심은 30 m로 설정하였다. 초기 수온 및 염분은 Polar Science

Center에서 제공하는 PHC (Polar science center Hydrographic Climatology) 자료 중 1월 자료를 이용하였으며, 초기 운동량은 전 영역에서 0으로 설정하였다. 초기 해빙 농도는 Hadley Center에서 제공하는 HadISST (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature) 1월 자료를 이용하였다. 초기 해빙 두께는 해빙 농도가 0.15 이상인 격자점에서는 1 m, 그 이하에서는 0 m로 설정하였다.

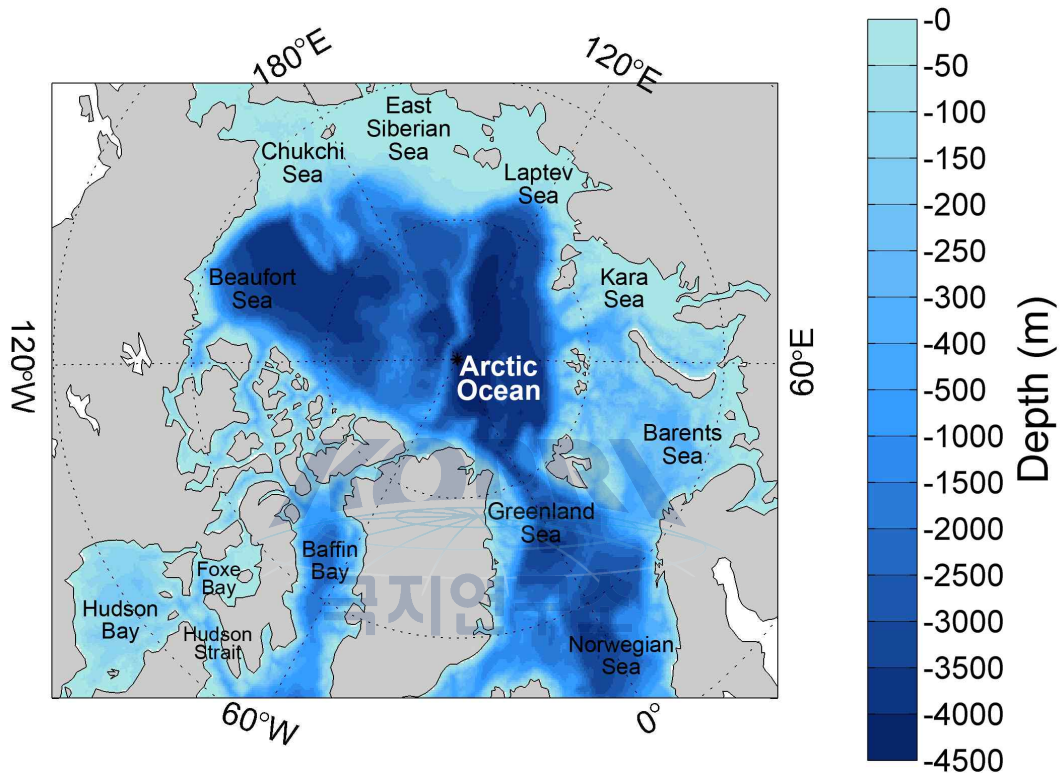


그림 3 해빙-해양 접합 모델 영역 및 수심도

대기강제력은 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)에서 제공하는 0.75°간격의 ERA interim 자료를 이용하였으며, 1980년부터 2015년까지 12시간 간격으로 자료를 내삽하여 사용하였다. 여기서 고려된 대기강제력은 바람, 단파복사, 구름, 강우, 강설, 기온, 습도, 해면기압 및 유거수(runoff)이다. 해표면에서의 열/염 교환은 bulk 식을 이용하여 계산하였으며, PHC 염분 자료를 이용해 90일 간격으로 표층 염분을 복원하였다.

개방경계에서 입력되는 수온, 염분, 유속 및 해수면 변위 자료는 Simple Ocean Data

Assimilation (SODA, version 2.2.4) 자료를 사용하였으며, 1980년부터 2010년까지 31년간 월 평균된 값을 입력하였다. 조석 진폭 및 위상 값은 TPXO8-atlas 자료 ([http://volkov.oce.orst.edu/tides/tpxo8\\_atlas.html](http://volkov.oce.orst.edu/tides/tpxo8_atlas.html))를 이용하였으며 총 4개 분조( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ )를 고려하였다. 3차원 수온, 염분은 Radiation 조건을 이용해 계산하였으며 각각 10일, 1일 간격으로 nudging 시켜 주었다. 2차원 유속, 해수면 변위는 각각 Flather (1976), Chapman (1985) 조건을 사용하여 계산하였다.



### 제 3 절 모델 최적화

모델 계산식에서 사용되는 대부분의 매개변수는 모델 결과를 좌우하는 중요한 요소로 모델마다 각각 다른 추정 값을 사용하고 있다. 이들 매개변수 값이 달라지면 모델 결과도 크게 달라지기 때문에 모델 구축을 위해서는 다양한 모델 매개 변수에 대한 민감도 분석 실험 및 결과 검증을 통한 모델 튜닝 과정이 필요하다.

각 변수에 대해 민감도 분석을 수행하기 위해서는 최소 수십에서 최대 수백 번의 모델 계산이 반복 수행되어야 한다. 하지만 컴퓨팅 자원의 한정으로 무한정 모델 튜닝을 수행할 수는 없다. 일례로 본 연구에서 구축한 복합 해양순환 모델(해상도 23~30 km 수준)의 경우 한 번의 모델 실험을 수행할 때 소요되는 계산 시간은 대기 시간을 포함하여 약 7~9일이다. 모델 해상도를 향상시키게 되면 필요한 계산 시간은 제곱으로 늘어나게 된다.

따라서 본 연구에서는 반복 계산 횟수를 최대한 줄일 수 있는 효율적인 모델 최적화 기법을 활용하여 모델 입력자료 및 매개변수 등에 대한 정량적인 검증을 수행하고 이를 통해 최적 모델 매개변수 값을 도출하였다. 모델 계산시 필요한 다양한 매개변수들의 최적 값을 찾기 위해 최소자승법 개념에 기반하는 Green 함수 기법을 이용하여 복극해 모델 최적화를 수행하였다.

#### 1. Green 함수 기법 개요

Green 함수 기법은 모델 계산 결과와 다양한 관측 간의 비교를 통해 모델 오차를 최소화할 수 있는 최적 변수값을 도출해 준다. Green 함수 기법을 이용하면 단순한 도식적인 관측 자료와의 비교에서 벗어나 정량적인 모델 검증 및 효율적인 모델 계산 성능 향상을 도모할 수 있다. 특히 각 매개변수들의 최적값을 독립적으로 구하는 것이 아니라 모든 매개변수들을 동시에 고려하여 최적값을 산출하는 방법으로 변수간의 상호작용 효과를 포함할 수 있다는 점에서 다른 변수 최적화 기법과 차별성을 가진다.

Green 함수 기법에 의한 모델 매개변수 최적화 과정은 다음과 같다. 먼저 기준이 되는 실험(Baseline)과 최적화 하고자 하는 여러 매개변수들에 대한 민감도 실험 세트(Perturbation)를 각각 적분한다. 이후 Baseline 실험 결과와 관측간의 차이를 이용해  $y^d$  벡터를, Baseline 실험과 민감도 실험 결과와의 차이를 이용해 Green 함수 행렬  $G$ 를 생성

하고 식 (29), (30)에 대입하여 모델에 최적화된 매개변수  $\eta^a$ 를 추정하게 된다.

$$\eta^a = PG^TR^{-1}y^d \quad (29)$$

$$P = (Q^{-1} + G^TR^{-1}G)^{-1} \quad (30)$$

식 (29), (30)에서  $P$  행렬은 매개변수의 공분산을 의미하며,  $Q$ 는 매개변수 초기 값의 불확실성,  $G$ 는 Green 함수 행렬,  $R$ 은 관측 자료의 분산( $r_i$ )으로 이루어진 행렬을 의미한다. 위의 과정을 통해 계산된 최적화된 매개변수  $\eta^a$  를 이용해 새로운 최적화 모델을 계산하면 효과적으로 모델 성능을 향상시킬 수 있다.

본 연구에서는 모델의 해빙 농도 및 두께 모의 성능을 향상시키기 위하여 해빙 계산식에서 사용되는 다양한 매개변수에 대해 Green 함수 기법을 적용하였다. 본 연구에서 검증한 매개 변수는 총 9개로 drag coefficient, ice strength parameter, background vertical diffusivity, albedo로 구성된다. 모델 실험 세트 조건은 표 2와 같다. 기준 실험(Baseline)의 경우 ROMS 해빙 모델에서 일반적으로 사용하고 있는 값을 사용했으며 민감도 실험 세트의 경우 국외의 여러 북극해 모델에서 사용하고 있는 변수 값을 참고하였다.

1980년 자료를 이용하여 10년간 모델 spin-up을 한 이후 1980년부터 2002년까지 23년간 12시간 간격의 대기강제력 자료를 이용하여 모델 적분을 수행하였다. 이후 2003년부터 2015년까지 13년간 총 10개 실험(Baseline 및 9개 민감도 실험)을 적분하였다. 계산 결과 중 해빙 두께 관측 자료(ICESat) 자료가 존재하는 2003년부터 2008년까지의 여름철 결과를 이용하여 Green 함수 기법을 적용하였다.

표 2 민감도 실험 조건

Experiment	Parameter	Baseline	Perturbation
1	Air-ice drag coefficient	$3.0 \times 10^{-3}$	$2.1 \times 10^{-3}$
2	Ice-water drag coefficient	$7.5 \times 10^{-3}$	$5.25 \times 10^{-3}$
3	Ice strength parameter	$5.0 \times 10^3$	$2.75 \times 10^4$
4	Background vertical diffusivity	$1.0 \times 10^{-6}$	$1.0 \times 10^{-8}$
5	Ice dry albedo	0.65	0.7475
6	Ice wet albedo	0.6	0.69
7	Snow dry albedo	0.85	0.9775
8	Snow wet albedo	0.72	0.828
9	Water albedo	0.1	0.15

## 2. 기준 실험(Baseline) 결과

기준 실험 결과를 검증하기 위하여 모델이 재현한 해빙 농도 및 해빙 두께를 각각 위성 관측과 비교하였다. 그림 4는 HadISST 위성 관측 및 기준 실험(Baseline)에서 재현된 해빙 농도 공간분포를 보여준다. 겨울철의 경우 알래스카 및 러시아 연안의 해빙 농도가 관측보다 약 0.1 작게 재현되었다. 반면 여름철의 경우 랍테프 해의 해빙 농도는 관측보다 0.2 작게, 척치 해 북부에서는 관측보다 0.1 크게 계산되었다. 하지만 두 계절 모두 해빙 면적은 관측과 잘 일치한다. 관측-모델 간 RMS (Root Mean Square) 오차는 겨울철, 여름철 모두 0.09로 나타났다.

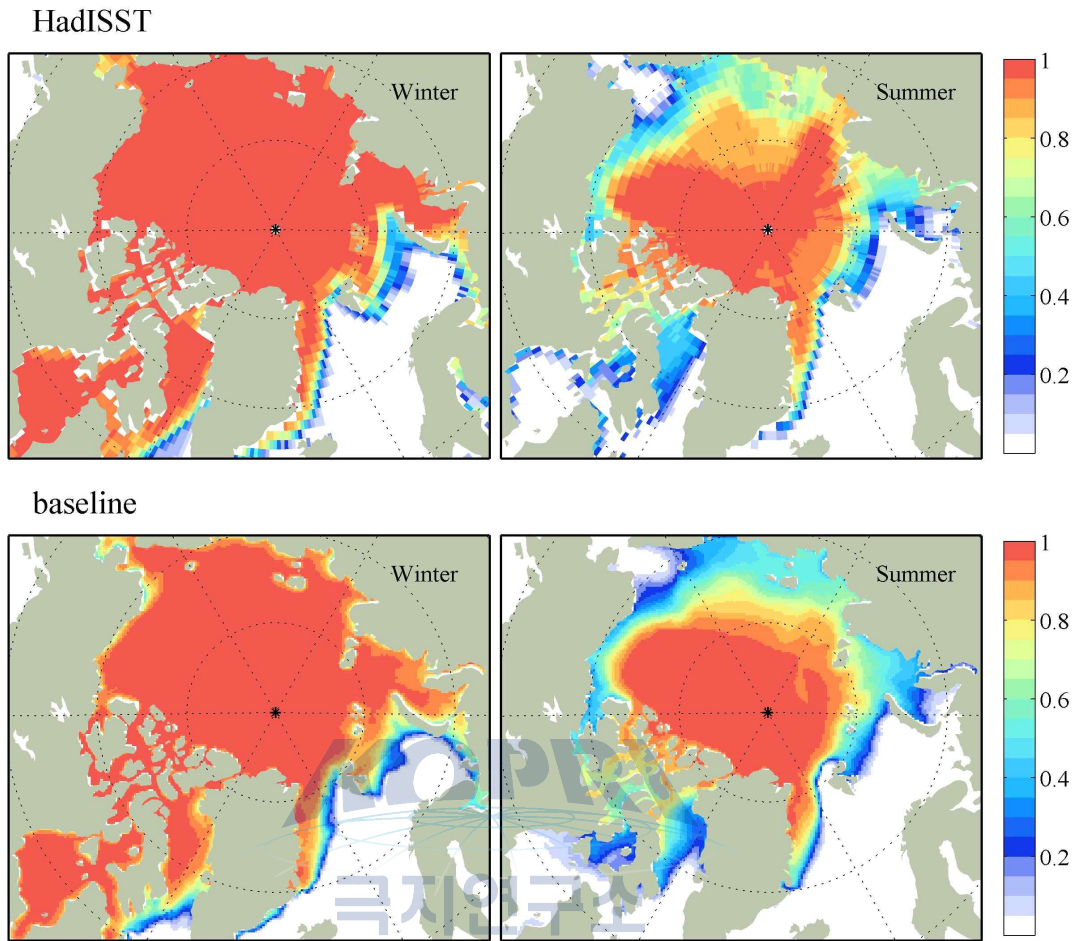


그림 4 위성 관측(HadISST, 위) 및 기준 실험(Baseline, 아래)에서 재현된 겨울철(2~3월), 여름철(10~11월) 평균 해빙 농도 공간 분포

그림 5는 ICESat 위성 관측 및 기준 실험(Baseline)에서 재현된 해빙 두께 공간분포를 보여준다. 해빙 농도와는 달리 해빙 두께는 겨울철, 여름철 모두 관측과 큰 차이를 보여준다. 특히 보퍼트 해의 해빙을 과도하게 두껍게 재현하였으며 ICESat 관측 결과에서 확인할 수 있는 캐나다 군도 및 그린란드 북부 해역을 따라 존재하는 두꺼운 해빙은 재현하지 못하고 있다. 또한 겨울철 시베리아 대륙붕역의 해빙 두께도 관측에 비해 약 1 m 두껍게 계산되었다. 관측-모델 간 RMS (Root Mean Square) 오차는 겨울철, 여름철 각각 1.85 m, 2.10 m로 나타났다.



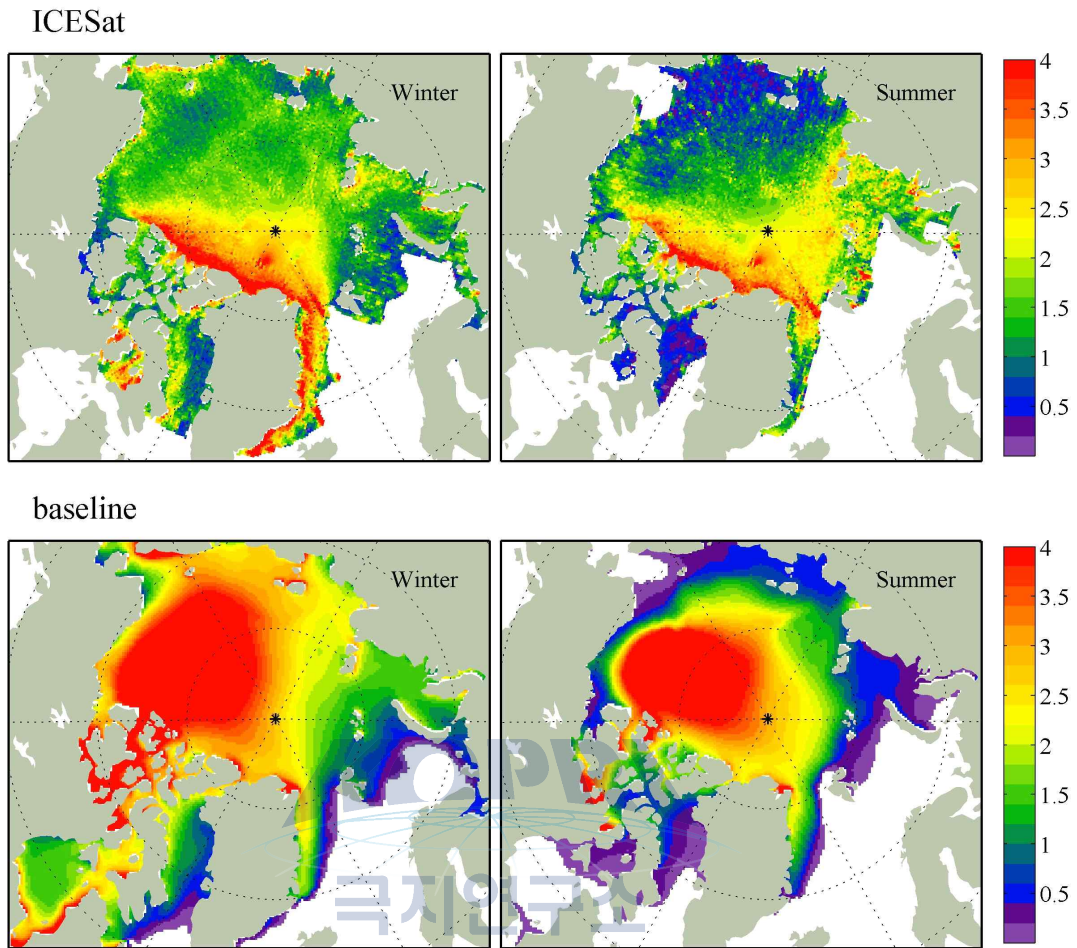


그림 5 위성 관측(ICESat, 위) 및 기준 실험(Baseline, 아래)에서 재현된 겨울철(2~3월), 여름철(10~11월) 평균 해빙 두께 공간 분포

### 3. 해빙 모델 최적화

표 3은 Green 함수 기법을 이용해 계산된 각 입력변수의 최적값을 보여준다. 해빙 모델 최적화에 Green 함수 기법 적용시 사용된 관측 자료는 HadISST 해빙 농도 및 ICESat 해빙 두께 자료이다. 해빙 두께와 관련 있는 실험 1부터 실험 4까지의 매개변수(drag coefficient, ice strength parameter, background vertical diffusivity)는 ICESat 해빙 두께 자료를 이용하여 최적값을 도출했으며 해빙 농도와 관련 있는 실험 5부터 실험 9까지의 매개변수(albedo)는 HadISST 해빙 농도 자료를 이용하여 최적값을 도출하였다. 기준 실험(Baseline)에서 사용한 값과 최적값의 차이가 가장 크게 나타난 변수는 Ice strength



parameter로 관측-모델 간의 오차를 감소시키기 위해서는 원래 사용하던 값에 비해 676% 증가시킨 값을 사용해야 하는 것으로 나타났다. 최적값이 원래 값에 비해 크게 차이나는 이유는 ROMS에서 원래 사용하던 값이 국외 다른 북극해 모델에서 사용하는 값에 비해 크게 작았기 때문인 것으로 생각된다.

표 3 Green 함수 기법을 통해 계산된 각 입력변수 최적값

Experiment	Parameter	Baseline	Optimized value
1	Air-ice drag coefficient	$3.0 \times 10^{-3}$	$3.55 \times 10^{-3}$
2	Ice-water drag coefficient	$7.5 \times 10^{-3}$	$5.76 \times 10^{-3}$
3	Ice strength parameter	$5.0 \times 10^3$	$3.38 \times 10^4$
4	Background vertical diffusivity	$1.0 \times 10^{-6}$	$6.38 \times 10^{-7}$
5	Ice dry albedo	0.65	0.631
6	Ice wet albedo	0.6	0.49
7	Snow dry albedo	0.85	0.907
8	Snow wet albedo	0.72	0.531
9	Water albedo	0.1	0.176

#### 가. 해빙 농도 및 면적

표 3에 제시된 각 입력변수의 최적값을 이용하여 새로운 북극해 최적화 모델 계산을 수행하였다. 그림 6은 HadISST 위성 관측 및 최적화 모델에서 재현된 해빙 농도 공간분포를 보여준다. 기준 실험(Baseline) 결과(그림 4)와 비교했을 때, 모델 최적화를 수행하였음에도 불구하고 모델이 재현한 겨울철, 여름철 모두 해빙 농도가 기준 실험(Baseline) 결과와 차이가 거의 없는 것으로 나타났다. 여름철 RMS 오차가 0.08로 기준 실험(Baseline)에 비해 10% 감소했지만 오차 감소폭이 0.01로 크지 않다. 해빙 농도의 경우 기준 실험(Baseline) 결과가 관측과 큰 차이를 보이지 않았기 때문에 모델 최적화를 통한 해빙 농도 오차 감소 효과 또한 미미하게 나타난 것으로 판단된다.

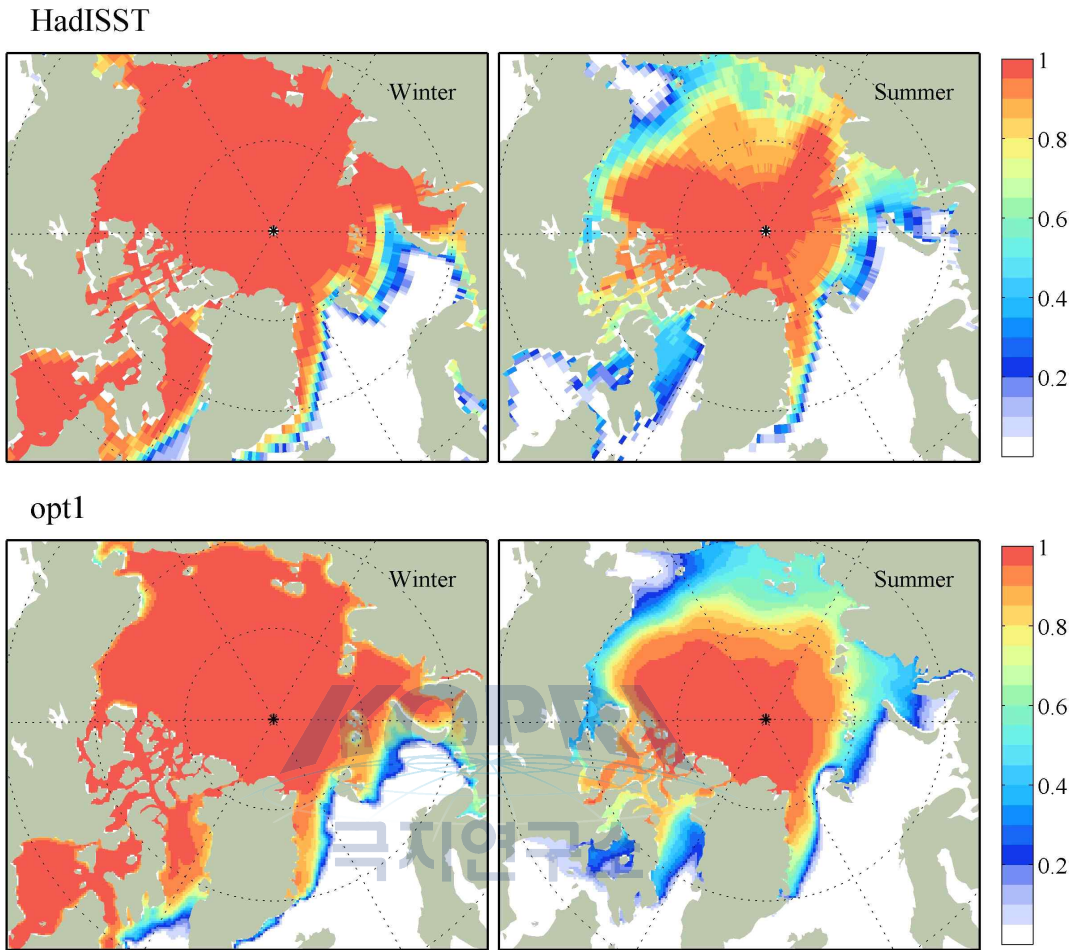


그림 6 위성 관측(HadISST, 위) 및 최적화 모델(아래)에서 재현된 겨울철(2~3월), 여름철(10~11월) 평균 해빙 농도 공간 분포

다음으로 기준 실험(Baseline)과 최적화 모델에 의해 재현된 월평균 해빙 면적을 관측과 비교하였다(그림 7). 해빙 농도 분포에서 확인한 바와 같이 기준 실험(Baseline)과 최적화 모델 모두 겨울철 해빙 면적은 관측과 일치하게 재현하였다. 반면 여름철의 경우 관측에 비해 기준 실험(Baseline)은 약 19%, 최적화 모델은 약 16% 해빙 면적을 크게 계산하였다. 즉 여름철 해빙 면적을 관측보다 크게 재현하는 문제점이 여전히 남아있지만 모델 최적화를 통해 해빙 면적 오차가 약 15% 감소하는 것을 확인하였다. 해빙 면적의 경년 변동은 기준 실험(Baseline) 결과와 최적화 모델의 결과가 유사하게 나타났다(그림 8).

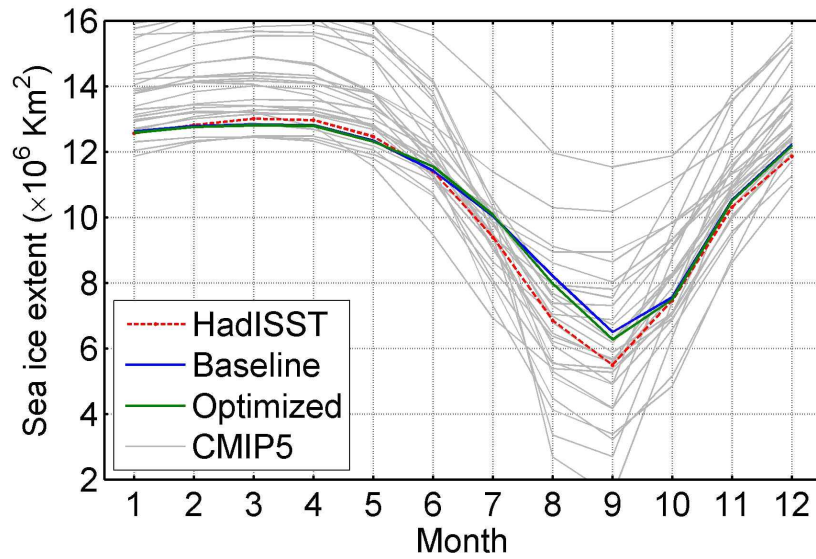


그림 7 13년(2003-2015) 평균 해빙 면적 월별 변동

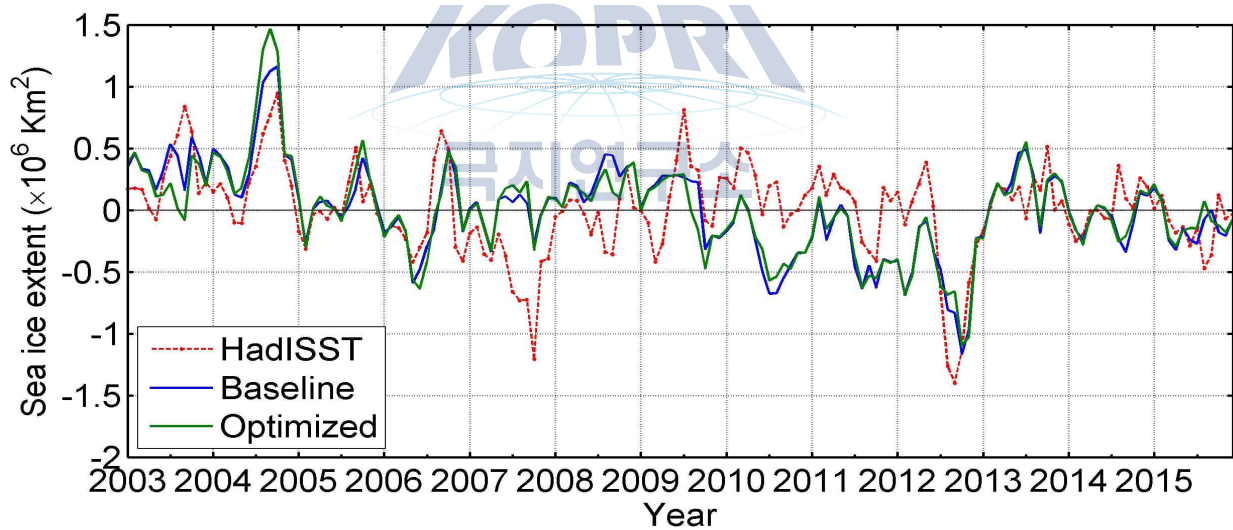


그림 8 13년(2003-2015) 평균된 월별 해빙 면적을 뺀 해빙 면적 anomaly 변동

#### 나. 해빙 두께 및 부피

최적화 모델에서 재현된 해빙 두께 공간분포를 관측과 비교하였다(그림 9). 해빙 농도와는 달리 해빙 두께의 경우 모델 최적화에 따라 모델 결과가 크게 개선되는 것을 확인할

수 있다. 특히 보퍼트 해에 해빙이 과도하게 두껍게 재현되는 것이 많이 개선되었으며 그에 따라 캐나다 군도 및 그린란드 북부 해역을 따라 두꺼운 해빙이 존재하는 패턴도 어느 정도 재현된 것을 알 수 있다. RMS 오차는 겨울철, 여름철 각각 0.99 m, 0.84 m로 기준 실험(Baseline, 각각 1.85 m, 2.10 m)에 비해 오차 폭이 50% 이상 감소하였다. 하지만 여전히 겨울철 시베리아 대륙북부의 해빙 두께가 관측보다 두껍게 재현되는 문제는 개선되지 않은 것으로 보인다.

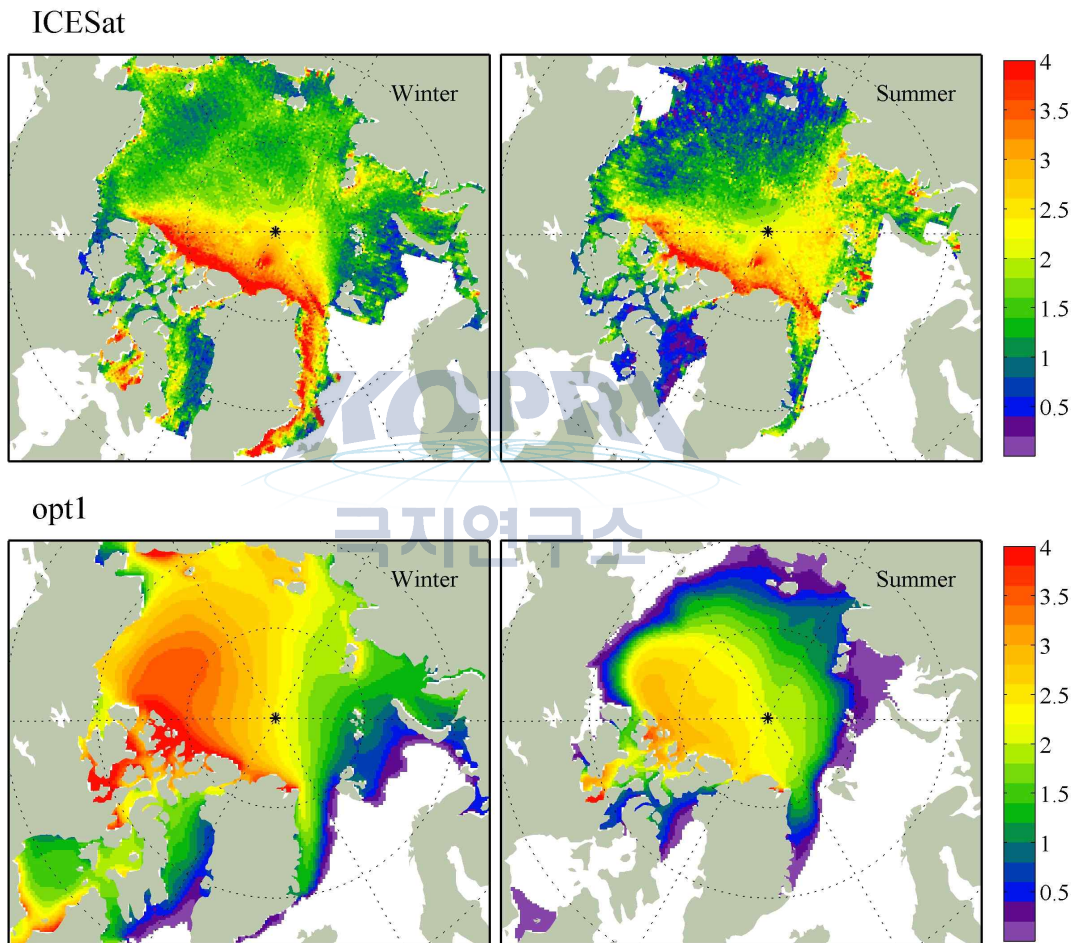


그림 9 위성 관측(ICESat, 위) 및 최적화 모델(아래)에서 재현된 겨울철(2~3월), 여름철(10~11월) 평균 해빙 농도 공간 분포

그림 10은 기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델에서 재현된 여름철 해빙 두께의 histogram을 보여준다. 그림에서 x축은 1 m 간격으로 8 m 까지 해빙 두께를 나타내며, y축은 각 해빙 두께별 격자 개수를 나타낸다. 기준 실험(Baseline)의 경우, 선행 연구

(Proshutinsky et al., 2011)에서 보고된 바 있는 얇은 해빙의 양은 관측보다 작게, 두꺼운 해빙의 양은 관측보다 많이 모의하는 문제점을 가지고 있으며, 특히 4 m 이상의 두꺼운 해빙의 양을 과도하게 많이 재현하였다. 최적화 모델의 경우 2 m 이하의 얇은 해빙의 양이 관측과 근접하게 많아졌으며 4 m 이상의 두꺼운 해빙 또한 관측과 근접하게 감소하였다. 즉 모델 최적화를 수행함에 따라 앞서 언급한 해빙 두께 오차가 상당부분 개선된 것을 확인할 수 있다.

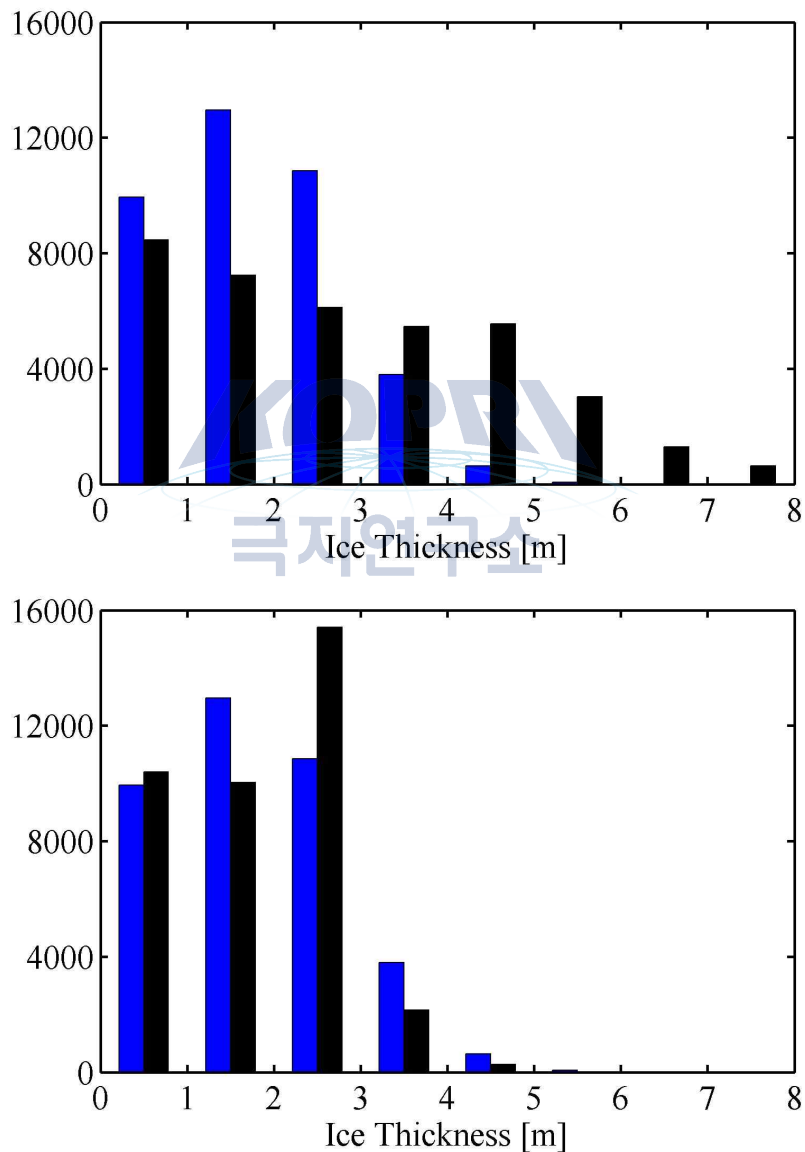
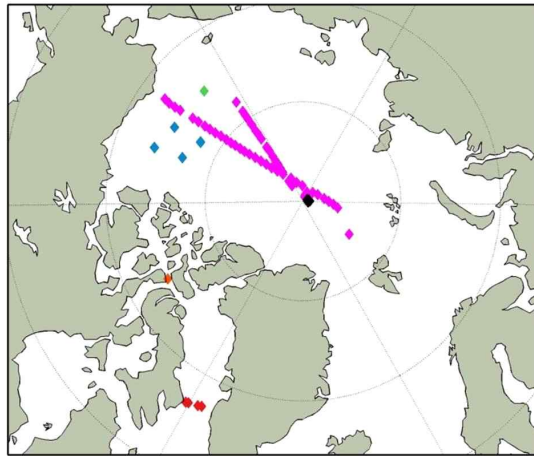


그림 10 모델에서 재현된 여름철 해빙 두께 histogram  
(위: 기준 실험(Baseline), 아래: 최적화 모델)

다음으로 Green 함수 기법을 적용하여 모델 최적화를 수행할 때 사용했던 ICESat 위성 관측 자료가 아닌 Upward Looking Sonar (ULS)로 관측된 해빙 두께 자료와의 비교를 통해 최적화 모델 결과를 검증하였다(그림 11). 그림에서 x축은 관측 해빙 두께를, y축은 모델에서 재현된 해빙 두께를 나타낸다. 관측은 총 6개의 자료를 이용하였으며 각 자료에 대한 정보는 표 1에 요약하였다. 기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델 적분을 2003년부터 수행하였기 때문에 ULS 관측 자료 중 2003년 이후 자료만을 비교에 이용하였으며 2003년 이후 관측된 정점만을 지도 위에 표시하였다. 또한 모델 최적화를 수행했던 기간인 2003년부터 2008년까지의 결과는 파란색으로, 2009년 이후의 결과는 빨간색으로 각각 표시하였다. 기준 실험(Baseline) 결과의 경우 앞서 해빙 두께 공간 분포(그림 5)에서 확인한 것처럼 관측과의 오차가 매우 크게 나타나며 그에 따라 점의 위치가 넓은 범위에 분포하고 있다. 반면 최적화 모델 결과의 경우 모델 최적화를 통해 해빙 두께 오차가 다소 개선되면서 점의 위치가 상대적으로 좁은 범위에 분포하고 있다. 또한 최적화 기간이었던 2003년부터 2008년까지의 결과뿐만 아니라 2009년 이후의 결과에서도 해빙 두께 오차 감소 효과를 확인할 수 있다. 최적화 모델 결과와 ULS 관측 간의 RMS 오차는 기간에 상관없이 약 1 m 로 나타났다.







- ◆ : USSUB\_AN (1975-2005)
- ◆ : BGEP (2003-2012)
- ◆ : IOS\_CHK (2003-2005)
- ◆ : NPEO (2001-2010)
- ◆ : BIO\_LS (2003-2007)
- ◆ : Davis\_St (2006-2008)

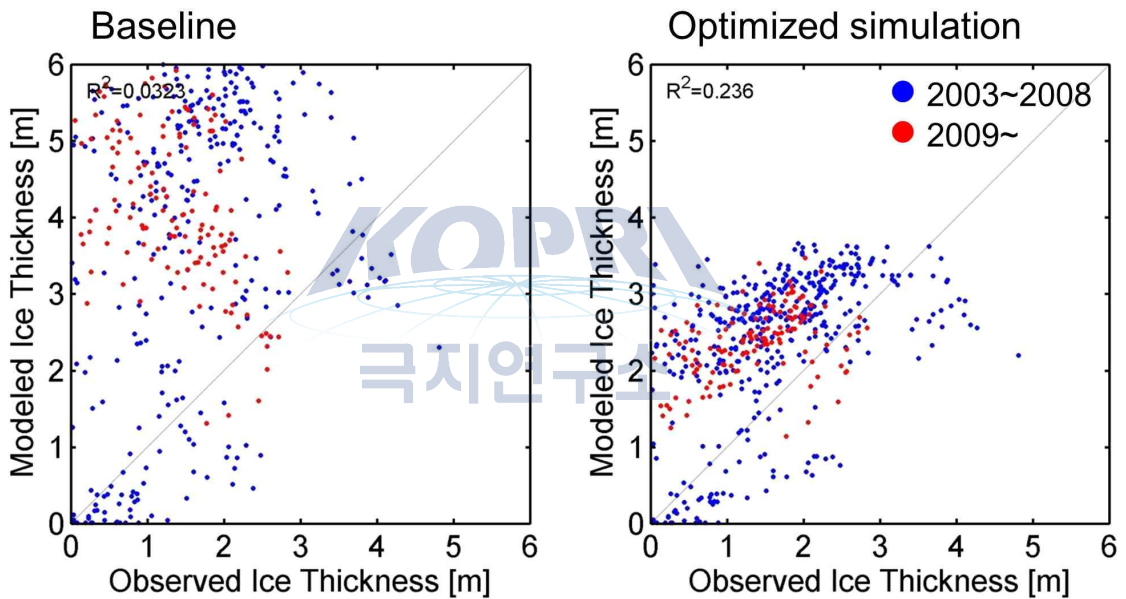


그림 11 기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델에서 재현된 해빙 두께  
-ULS 관측 해빙 두께 비교

최적화된 모델 결과를 기존 국외 북극해 모델 중 상대적으로 해빙 두께 재현에 있어 양호한 결과를 제시하는 것으로 알려진 PIOMAS 모델 결과(Schweiger et al., 2011)와 비교하였다(그림 12). 해빙 부피는 각 모델 격자의 면적에 해빙 두께를 곱한 뒤 더해졌으며 해빙 농도가 0.15 이하인 격자에서는 해빙 두께를 0으로 설정하였다. PIOMAS 모델 결과와 비교했을 때 기준 실험(Baseline)의 경우 겨울철 (3~4월), 여름철 (9~10월) 평균 차이가 각각 10.5 km<sup>3</sup>, 8.9 km<sup>3</sup>인 반면 최적화 모델 결과는 각 계절별 차이가 5.5 km<sup>3</sup>, 3.4 km<sup>3</sup>로 오차가 최대 61% 감소하였다. 즉 모델 최적화에 따라 해빙 두께 계산 결과가 개선되면서

해빙 부피 또한 오차가 크게 감소하였다.

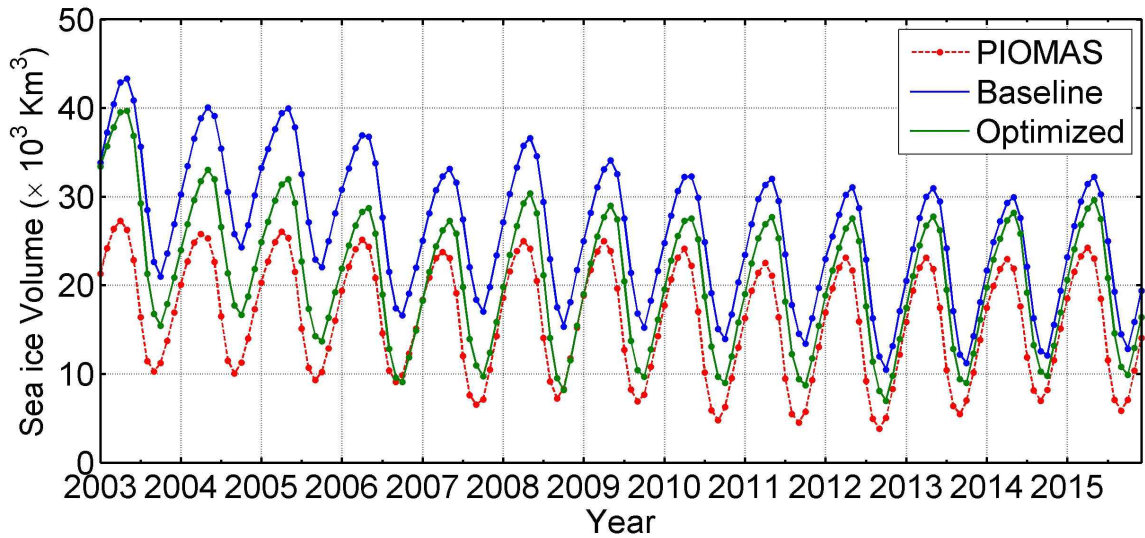


그림 12 2003년부터 2015년까지의 월별 해빙 부피 시계열

마지막으로 모델 최적화에 따른 해빙 두께 분포의 변화 원인을 이해하기 위해 기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델에서 재현된 3월 평균 해빙 속도를 비교하였다(그림 13). 각 실험에서 재현된 해빙 유속 분포(그림 13a, 13b)를 위성 관측(그림 13d)과 비교해 보면 모델은 캐나다 분지에 존재하는 강한 시계방향의 순환 (Beaufort Gyre)과 북극해를 관통해 프람 해협을 통해 해빙이 북극해 외부로 유출되는 Transpolar Drift Stream (TDS)을 잘 재현하고 있다. Beaufort Gyre를 따라 시계방향으로 순환하는 해빙 중 일부가 알래스카 연안을 따라 베링 해협을 통해 북극해 외부로 유출되고 또 다른 일부가 캐나다 군도-배핀 만을 통해 북극해 외부로 유출되는 패턴 또한 사실적으로 재현되었다. 하지만 그린란드 북부 해역에서부터 연안을 따라 보퍼트 해까지 이동하는 해빙 유속이 위성 관측에 비해 매우 크게 계산되었다. 이러한 이유로 해빙이 그린란드 및 캐나다 군도 북부 해역에 쌓이지 않고 보퍼트 해에 수렴되면서 보퍼트 해의 해빙 두께가 과도하게 두껍게 계산되는 것으로 생각된다.

하지만 두 실험이 재현한 해빙 유속의 차이 (최적화 모델 - 기준 실험, 그림 13c)를 보면 최적화 모델에서 그린란드 북부 해역에서부터 연안을 따라 보퍼트 해까지 이동하는 해빙 유속이 감소하고 TDS를 따라 프람 해협을 통해 북극해 외부로 유출되는 해빙 유속이 증가한다. 이에 따라 해빙이 보퍼트 해에 덜 수렴되고 그린란드 및 캐나다 군도 북부 해



역에 쌓이면서 최적화 모델에서 해빙 두께 분포가 관측에 더 가까워진 것으로 볼 수 있다. 즉 최적화 모델에서 해빙 두께 오차가 개선된 가장 큰 이유는 해빙 속도가 좀 더 사실적으로 재현되었기 때문으로 판단된다.

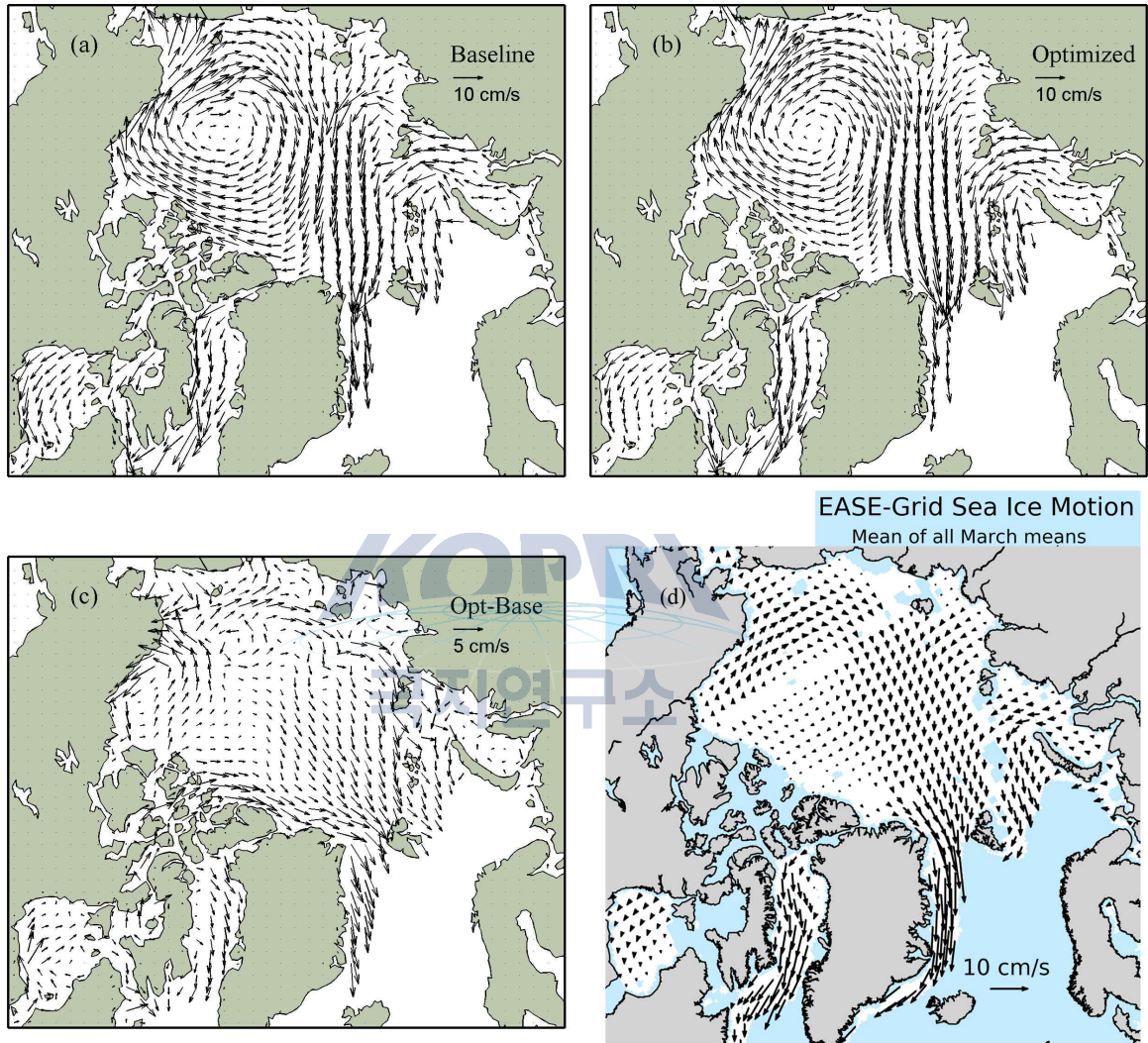


그림 13 기준 실험(a) 및 최적화 모델(b)에서 재현된 13년(2003-2015) 평균 해빙 속도 분포 및 차이(c, 최적화 모델-기준 실험), 위성 관측 해빙 속도 분포(d)

그림 14는 최적화 모델에서 재현된 해빙 농도 및 면적, 두께의 비용 함수(Cost function) 값을 기준 실험(Baseline) 결과의 비용 함수 값으로 나눈 뒤 백분율로 나타낸 그림으로 기준 실험(Baseline) 대비 최적화 모델 결과의 오차가 얼마나 감소했는지를 의미한다. 비용 함수(Cost function)를 구하는 식은 식 (31)과 같다. 식 (31)에서  $y_i^o$ 는 관측 값을,

$x_i$ 는 모델 결과를 의미하며  $\sigma_i$ 는 자료가 가지는 분산을 의미한다.

$$J = \sum_i \left( \frac{y_i^o - x_i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (31)$$

모델 최적화를 수행함에 따라 해빙 농도, 면적 및 두께 모두 오차가 상당 부분 감소하는 것을 알 수 있다. 기준 실험(Baseline) 결과에서 오차가 상대적으로 작게 나타났던 해빙 농도 및 해빙 면적은 약 10~20%의 오차 감소폭을 보여주는 반면 오차가 크게 나타났던 해빙 두께의 경우 모델 계산식에 사용되는 여러 매개변수에 대해 최적값을 찾는 것만으로도 80% 이상 오차가 감소하였다. 모델 최적화를 수행할 때 사용했던 ICESat 위성 관측 자료가 아닌 ULS 관측 해빙 두께 자료와 비교했을 때도 약 90%의 오차 감소를 확인할 수 있다. 따라서 본 연구에서 모델 최적화에 적용한 Green 함수 기법이 모델의 해빙 모의 성능 향상에 효과가 있는 것으로 판단된다.



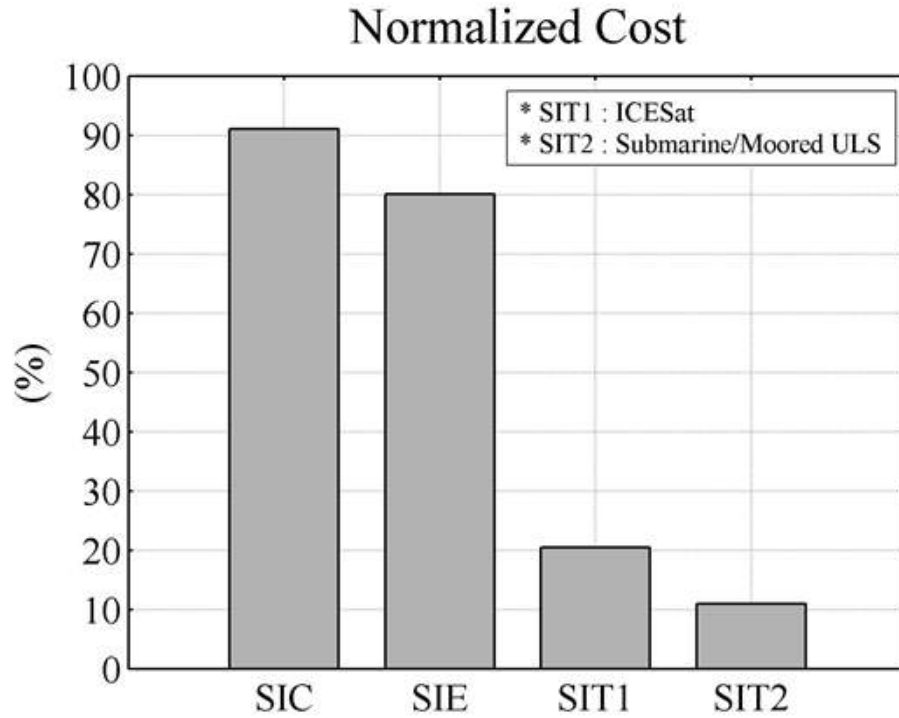


그림 14 최적화 모델에서 재현된 해빙 농도(SIC), 면적(SIE) 및 두께(SIT)에 대한 비용 함수(cost function). SIT1은 위성 관측(ICESat) 해빙 두께와 비교한 결과를, SIT2는 ULS 관측 해빙 두께와 비교한 결과를 의미하며 모든 값은 기준 실험(baseline) 결과 값으로 나누어 정규화 하였다.

#### 다. 저염수 분포 특성

모델 최적화를 통해 해양-해빙 접합 모델에서 재현된 해빙 분포의 오차가 감소했을 때 해양의 수괴 특성에도 영향을 미치는지를 파악하기 위하여 각 실험에서 재현된 해수 분포 특성을 비교하였다.

먼저 모델 전 영역에서 해표면부터 수심 1000 m까지의 담수 용량(Freshwater Content)을 계산하였다(그림 15). 담수 용량은 식 (32)를 이용해 계산하였다.

$$FWC = \int_0^{1000m} \frac{S_r - S}{S_r} dz, \quad S_r = 34.8psu \quad (32)$$

기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델에서 재현된 담수 용량은 유사한 패턴을 보여준다. 두 실험 모두 전반적으로 시계방향의 Beaufort Gyre에 의해 캐나다 분지에 담수가 20 m 이상 두껍게 수렴되어 있는 패턴을 잘 재현하고 있다. 두 실험 결과의 차이(최적화 모델 - 기준 실험)를 보면 최적화 모델 결과가 기준 실험(Baseline)에 비해 캐나다 분지 담수 용량은 0.5~1 m 작게, 그린란드 북부 해역의 담수 용량은 0.5~1 m 크게 재현하였다. 즉 모델 최적화를 수행하면서 해빙 두께가 감소한 해역에서는 담수 용량 또한 감소하고 해빙 두께가 증가한 해역에서는 담수 용량이 증가한 것을 알 수 있다. 하지만 모델 전 영역에서 적분한 총 담수 용량은 두 실험에서 연평균  $1.25 \times 10^5 \text{ km}^3$ 으로 동일하게 나타났다. 즉 담수의 절대량의 변화는 발생하지 않지만 담수가 재 분포 되면서 담수 용량 공간 패턴이 달라진다.

담수의 재 분포 원인으로는 해빙 유속을 생각해 볼 수 있다. 해빙 유속이 달라지면 해빙 아래 해양의 표층 순환도 영향을 받게 되고 결국 담수 용량 분포도 달라질 수 있다. 즉 그린란드 북부 해역을 따라 보퍼트 해로 이동하는 해빙 유속이 감소하면서 해빙과 더불어 담수 또한 그린란드 북부 해역에 수렴되어 담수 용량이 0.5~1 m 증가한 것으로 보인다. 또한 두 실험이 재현한 담수 용량의 차이(그림 15,아래)와 해빙 유속의 차이(그림 13c)를 비교해 보면 해빙 유속 차이에서 보퍼트 해에 반시계방향의 소용돌이가 존재하며 같은 위치에서 담수 용량이 최대 1 m 감소한 것을 알 수 있다. 즉 최적화 모델에서 해빙 속도 분포 패턴이 달라지면서 담수가 재 분포된 것으로 판단된다.

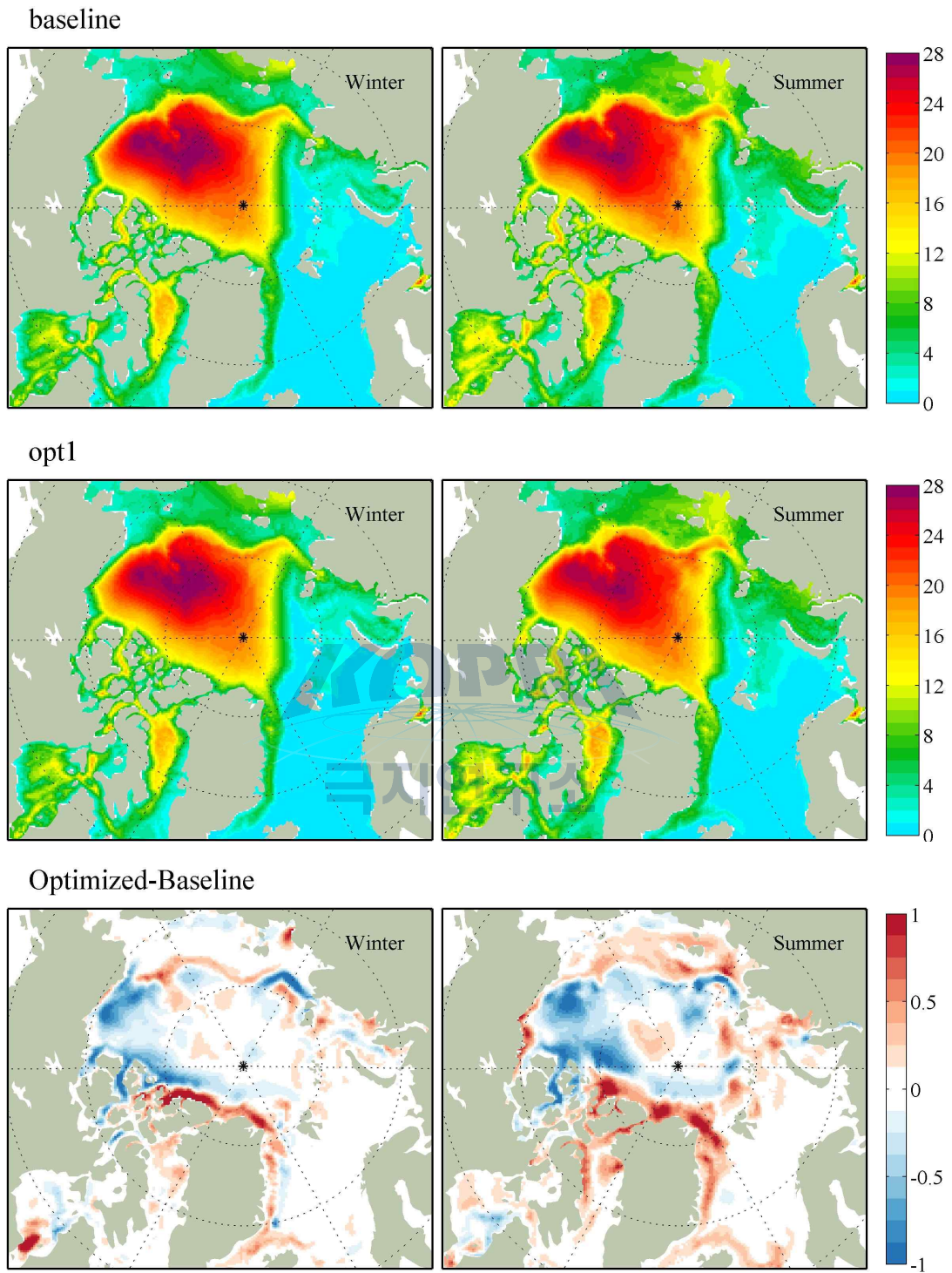


그림 15 기준 실험(위) 및 최적화 모델(중간)에서 재현된 13년(2003-2015) 평균  
1000 m 담수 용량 및 차이(아래)



마지막으로 각 실험에서 재현된 척치해 부근 해역의 수괴 분포를 2012년 ARAON 관측 자료와 비교하였다. 그림 16은 ARAON 관측 정점에서의 T-S diagram을 보여준다. 기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델의 T-S diagram은 매우 유사하게 나타났다. 즉 해빙 모델 최적화를 통해 해빙 분포의 오차가 감소했다 하더라도 해양의 수온이나 염분 등에 대한 개선 효과는 없었다. 기준 실험(Baseline) 및 최적화 모델은 전반적으로 관측 해역에 존재하는 특징적인 수괴(AW, SMLW, PSW, PWW)를 사실적으로 재현하지 못하고 있다. 특히 AW의 수온이 관측에 비해  $0.5^{\circ}\text{C}$  이상 낮으며 SMLW의 경우 전혀 재현되지 않았다. 관측과 비교했을 때 가장 큰 문제는 모델에서 염분이 29보다 낮은 저염수가 전혀 나타나지 않는다는 점이다. 그러므로 표층 저염수의 재현을 위해서는 정확한 해빙분포의 재현이 외의 담수 유입 효과를 검토해야 할 것으로 판단된다. 즉, 해빙 모델 최적화와는 별개로 개방경계조건 및 입력자료, 북극해 강 유량 자료, 해빙의 melting water 계산식 등을 모두 포함하는 해양 모델 최적화가 필요하다. 또한 관측해역의 수괴 형성에 큰 영향을 미치는 베링해협 해수 특성과 유동 변화에 관한 장기간 관측 자료 확보가 반드시 필요할 것으로 사료된다.



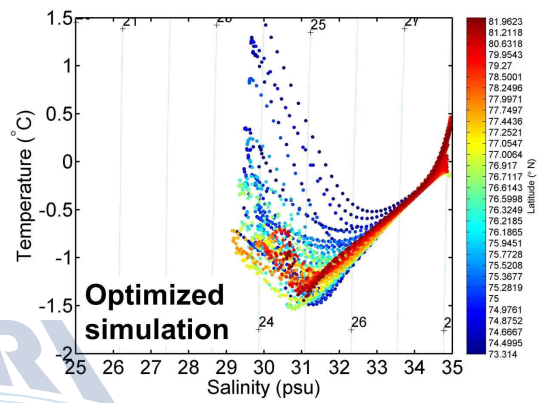
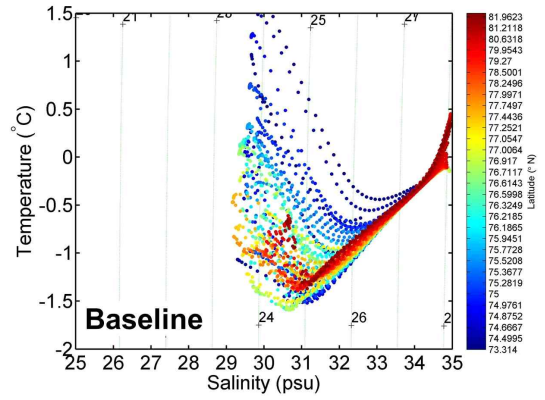
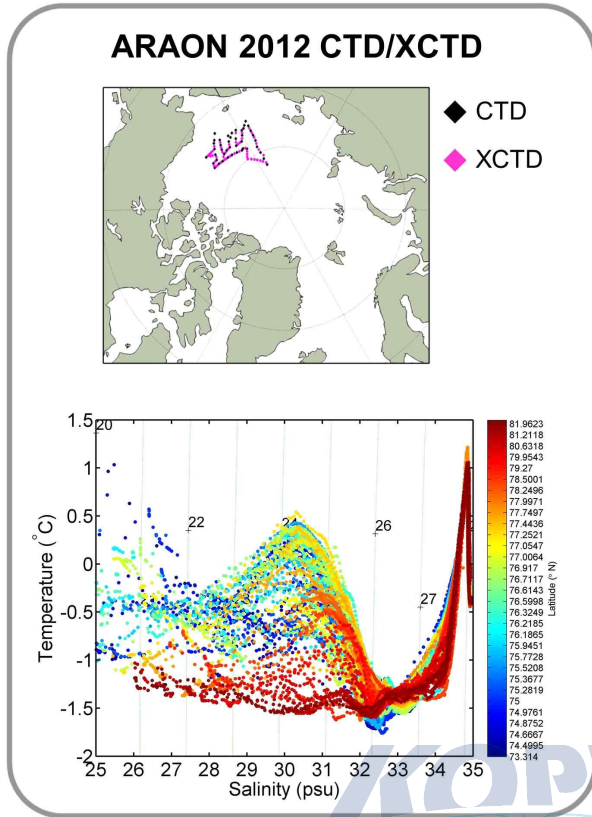


그림 16 2012년 여름 ARAON 관측 T-S diagram(좌) 및 기준 실험(Baseline), 최적화 모델에서 계산된 T-S diagram(우)

## 제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도

### 제 1 절 연구개발 수행 진도율

구분	세부 연구개발목표	추진 실적 및 계획											연구비 (천원)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
5차년도 (2015-2016)	Green 함수 기법을 이용한 모델 최적화											30,000	
	보고서/논문 작성											10,000	

 당초계획

 실적

### 제 2 절 연구개발 목표 달성도

#### 1. 정량적 성과목표에 따른 달성도

구분	성과목표	평가기준	목표치	달성치	가중치
5차년도	Green 함수 기법을 이용한 모델 최적화	모델 결과 보고서 제시	1건	1건	100%

#### 2. 계량형 성과목표에 따른 달성도

구분	년도	성과목표	목표치 (건)	달성치 (건)	비고
5차년도	2015-2016	국내특허(출원/등록)			
		국제특허(출원/등록)			
		논문(SCI/비SCI)	1/0	1/0	
		학회발표(국외/국내)	1/1	1/1	
		기술료(기술실시계약)			(기술실시기관)
		인력양성(학사/석사/박사)	0/1/0	0/1/0	



### 3. 연구성과 세부내용

#### 가. 논문게재 성과

게재일	논문명	저자			학술지명	Vol.(No.)	국내외 구분	SCI구분
		주저자	교신저자	공동저자				
2016.06	The Effect of Tides on the Volume of Sea Ice in the Arctic Ocean	Mi Ok Kwon	Ho Jin Lee		Ocean Science Journal	51(2)	국외	SCIE

#### 나. 학술대회 발표 성과

발표일	발표명	저자	학술대회명	국내외 구분
2015.11.4	Tidal effect on the sea-ice volume in the Arctic Ocean	Mi Ok Kwon, Ho Jin Lee	4th FAMOS Meeting (Forum for Arctic Modelng and Observational Synthesis)	국외
2016.5.20	Green 함수 기법을 이용한 북극해 모델 최적화	권미옥, 이호진	2016 춘계 한국해양학회	국내

#### 다. 인력활용/양성 성과

지원 총인원	지원 대상 (학위별, 취득자)				성별		지역별		
	박사	석사	학사	기타	남	여	수도권	대전	기타지역
1		1				1			1

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

- 본 연구에서 개발된 북극해 해양-해빙 접합 모델 결과를 활용하여 향후 북극해 해빙 감소로 더욱 활발해질 북극해 항로 및 자원 개발에 필요한 해빙 분포 및 이동 예측 정보 제공
- 북극해 해양환경도 작성을 위한 관측 정보 보완 및 관측 결과의 역학적 해석에 활용
- 북극해 해빙 변동은 한반도 기후에 작지 않은 영향을 미치며, 따라서 6개월 장기 예보를 포함한 우리나라 기후 전망에 있어 고려하여야 할 중요한 요소임. 그러므로 북극해 해빙 면적 감소가 한반도 기후 변화에 미치는 영향 연구에 활용 가능



## 제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

- 2001년 미국, 러시아, 독일, 캐나다, 프랑스, 영국, 스웨덴 등 수개국의 유명한 대학 및 연구소에서 참여하여 다양한 북극해 모델 상호 비교 연구 그룹인 AOMIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project) 창설
- 2012년부터 FAMOS (Forum for Arctic Modeling and Observation Synthesis)로 명칭을 바꾸고 년 1회 정기회의 개최. 학술 발표와 대학원생을 위한 특강 (북극해 school) 운영
- 2013년부터 2015년 까지 매년 참석하여 연구 결과 발표 및 최근 연구 동향 파악
- 2013년 FAMOS 회의에서 Heat/Freshwater Fluxes, mixing, 해수 순환 실험 등을 포함한 “FAMOS Coordinated Experiments” 계획 발표
- 그 이후 매년 다른 주제로 “FAMOS Coordinated Experiments”을 수행하며 실험에 참여한 모델간 상호 비교 연구 진행 중
- 2015년에는 고성능 슈퍼컴퓨터를 활용한 수 km 이내의 고해상도 북극해 해양모델 개발, submesoscale eddy 모수화 등 미세 규모 운동에 의한 북극해 혼합 현상에 대한 연구 계획

## 제 7 장 참고문헌

- Balmaseda MA, Hernandez F, Storto A, Palmer MD, Alves O, Shi L, Smith GC, Toyoda T, Valdivieso M, Barnier B, Behringer D, Boyer T, et al. (2014) The Ocean Reanalyses Intercomparison Project (ORA-IP). *Journal of Operational Oceanography*, 8(sup1), s80-s97
- Chapman DC (1985) Numerical treatment of cross-shelf boundaries in a barotropic coastal ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, 15(8):1060-1075
- Fairall CW, Bradley EF, Rogers DP, Edson JB, Young GS (1996) Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response. *Journal of Geophysical Research*, 101:3747-3767
- Flather RA (1976) A tidal model of the northwest European continental shelf. *Memories de la Society Royal des Sciences de Liege*, 10(6):141-164
- Hakkinen S, Mellor GL (1992) Modeling the seasonal variability of the coupled Arctic ice-ocean system. *Journal of Geophysical Research*, 97:20285-20304
- Hibler-III WD (1979) A Dynamic-Thermodynamic Sea Ice Model. *Journal of Physical Oceanography*, 9:815-846
- Hunke EC (2001) Viscous-plastic sea ice dynamics with the evp model: linearization issues. *Journal of Computational Physics*, 170(1):18-38
- Hunke EC, Dukowicz JK (1997) An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 27(9):1849-1867
- Jakobsson M, Mayer L, Coakley B, Dowdeswell JA, Forbes S, Fridman B, Hodnesdal H, Noormets R, Pedersen R, Rebesco M, Schenke HW, Zarayskaya Y, et al. (2012) The International bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0. *Geophysical Research Letters*, 39:L12609, doi:10.1029/2012GL052219
- Large WG, Gent PR (1999) Validation of vertical mixing in an equatorial ocean model using large eddy simulations and observations. *Journal of Physical Oceanography*, 29(3):449-464
- Large WG, McWilliams JC, Doney SC (1994) Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4):363-403
- Mellor GL, Kantha L (1989) An ice-ocean coupled model. *Journal of Geophysical*

- Research, 94(10):937-10
- Nguyen AT, Menemenlis D, Kwok R (2011) Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment. *Journal of Geophysical Research*. 116, C04025, doi:10.1029/2010JC006573.
- Proshutinsky A, Aksenov Y, Clement Kinney J, Gerdes R, Golubeva E, Holland M, Holloway G, Jahn A, Johnson M, Popova E, Steele M, Watanabe E (2011) Recent advances in Arctic ocean studies employing models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project. *Oceanography*, 24(3):102-113
- Smagorinsky J (1963) General circulation experiments with the primitive equations, I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 91(3):99-164





1. 이 보고서는 극지연구소 위탁과제 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 위탁연구과제로 수행한 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.