

TSPE19120-030-12

마이크로파 위성을 이용한 북극 해빙  
거칠기(Roughness) 연구

A Study on Arctic sea-ice surface roughness using  
microwave satellite observations



세종대학교

# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “북극 해빙 위성 관측을 위한 분석 기술 개발(본과제명)” 과제의 위탁연구 “마이크로파 위성을 이용한 북극 해빙 거칠기(Roughness) 연구(위탁과제명)” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



(본과제) 총괄연구책임자: 김 현 철

위탁연구기관명: 세종대학교산학협력단

위탁연구책임자 : 홍 성 욱

위탁참여연구원 : 반 현 주

“ : 류 수 민

“ : 조 선 아

“ : 박 정 은

“ : 유 한 슬

“ : 김 예 린

“ : 최 윤 정

## 보고서 초록

위탁연구과제명	마이크로파 위성을 이용한 북극 해빙 거칠기(Roughness) 연구				
위탁연구책임자	홍성욱	해당단계 참여연구원수	1단계: 7 2단계: 10	해당단계 연구비	1단계: 50,000,000원 2단계: 50,000,000원
연구기관명 및 소속부서명	세종대학교 산학협력단		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자이내)				보고서 면수	70
<p>1. L-band(1.41Ghz) 위성인 SMAP을 사용하여 수동형 센서를 기반 북극 해빙 거칠기 산출 기술 개발</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 편광 반사도 관계식과 Hong approximation을 사용하여 small-scale 해빙 거칠기를 산출 (거칠기 범위: 0~1.81cm)</li> <li>- 기존에 없던 방식의 해빙 거칠기 정보 산출 능력 확보</li> </ul> <p>2. C-SAR(5.4GHz) 위성인 Sentinel-1을 사용하여 능동형 센서 기반 북극 해빙역 탐지 및 해빙 거칠기 산출 기술 개발</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Naive bayesian 분류의 MAP decision rule 을 사용하여 해빙역 탐지 연구 진행</li> <li>- 총 4개의 class로 영상의 표면 타입의 분류 (-1: fill value, 0: ocean, 1~2: ice, 3: land or snow)</li> <li>- SPM(small perturbation method)을 사용하여 small-scale 해빙 거칠기를 산출 (거칠기 범위: 0.0~1.0cm)</li> </ul> <p>3. L-band에서의 해빙 거칠기와 두께의 변환관계식 산출</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 1번의 거칠기 기술 기반으로 L-band(1.41Ghz) SMOS 위성의 수동형 센서 통해 산출된 얇은 해빙 (&lt; 0.5m) 두께와의 상관성 연구 진행</li> <li>- SMAP 위성의 새로운 해빙 두께 식 산출</li> <li>- SMOS 위성의 새로운 해빙 거칠기 식 산출</li> <li>- 기존에 없던 해빙 거칠기와 해빙 두께의 상관성 연구성과 달성</li> </ul>					
색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	해빙, 두께, 거칠기, SMAP, SMOS, Sentinel-1			
	영 어	sea ice; thickness; roughness; SMAP; SMOS, Sentinel-1			

# 요 약 문

## I. 제 목

마이크로파 위성을 이용한 북극 해빙 거칠기(Roughness) 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

최근 북극 해빙의 감소에 따라 지구온난화가 가속되고, 한파, 가뭄, 폭염 등의 이상기후의 발생이 증가하고 있어 북극 해빙의 특성을 파악하는 것이 중요해지고 있다. 해빙 특성 중 하나인 해빙 거칠기는 해빙 두께와 농도를 추정하는 중요한 해빙 변수이나 자료의 부족과 불확실성의 문제가 있다. 해빙 두께 자료 역시, 해빙의 진화 예측이나 북극항로 예측, 천연자원 탐사와 같은 상업적 활동의 측면에서 중요한 요소이다. 이에 본 연구에서는 수동형과 능동형 마이크로파 위성을 사용하여 북극 해빙 거칠기 정보를 산출하고, 산출된 수동형 위성 기반 해빙 거칠기를 바탕으로 얇은 해빙 두께와의 관계식을 구해 해빙 두께와 거칠기 산출식을 구하는 새로운 방법을 제안하였다.

## III. 연구개발의 내용 및 범위

### ○ SMAP 수동형 마이크로파 위성 기반 해빙 거칠기 알고리즘 개발

L-band(1.41GHz,  $\lambda = 21.41\text{cm}$ )의 Daily 9 km Level-3 SMAP 위성 자료가 이용되었다. (Comiso, Cavalieri and Markus, 2003)을 통해 편광 반사도( $R_{R,P}$ )를 계산하고, (Hong, 2014)의 Hong approximation을 적용해 해빙 거칠기 식을 산출하였다.

### ○ Sentinel-1 능동형 마이크로파 위성 기반 해빙 거칠기 알고리즘 개발

C-band(5.4GHz, 5.547cm)의 SAR 위성인 Sentinel-1을 사용하였다. Interferometric Wide swath(IW)모드로 관측한 level-1 Ground Range Detected(GRD) medium resolution 자료의 HH, HV 편파 자료가 사용되었다. Naive Bayesian 분류의 MAP

decision rule을 적용해 영상 표면을 4개의 class로 나눠 해빙 지역을 탐지하였고, small perturbation method (SPM)를 사용해 해빙 거칠기 산출 모델을 개발하였다.

- 북극 해빙의 거칠기와 해빙 두께(<0.5m)의 상관성 연구 및 해빙 두께와 거칠기 식 산출

SMAP 해빙 거칠기 산출물과 L-band 수동형 마이크로파 위성인 SMOS의 L3C 해빙 두께 자료와의 회귀 분석을 통해 변환관계식을 구하였다. 식 산출과 보정에는 2017년 12월 한 달 치의 자료가 사용되었다. 구해진 변환관계식의 변형을 통해 새로운 SMOS의 해빙 거칠기와 SMAP의 해빙 두께 자료를 산출하였다.

#### IV. 연구개발결과

- SMAP 위성의 해빙 거칠기 자료를 산출하였고, 시공간 해상도는 SMAP과 동일하다. 거칠기 범위는 0.~1.81cm로 Manninen. 1997와 Carlstrom. 1991의 이전 연구들의 거칠기 값과 유사한 값이 나오는 것을 확인하였다.
- Sentinel-1 위성의 표면 분류를 통해 해빙역을 탐지하고, 해빙 거칠기 자료를 산출하였다. 시공간 해상도는 Sentinel-1과 동일하며, 표면은 fill value, 바다, 해빙, land or snow 4가지 class로 분류되었다. 산출한 거칠기 자료는 0~1cm의 범위를 가지며, 분류된 표면 영역과 비교 시, 정성적으로 타당하게 산출되는 것을 확인하였다.
- SMOS 위성의 해빙 거칠기와 SMAP의 해빙 두께 자료를 산출하였고, 시공간 해상도는 SMOS와 동일하다. 2015년부터 2018년까지 매년 12월 자료를 사용하여 검증하였고, SMOS 해빙 거칠기 산출물은  $CC= 0.414$ ,  $bias=-2.268cm$ ,  $RMSE= 15.919cm$ , SMAP 해빙 두께 산출물은  $CC= 0.496$ ,  $bias= 0.03cm$ ,  $RMSE=0.228cm$ 의 높은 정확도를 보였다.

#### V. 연구개발결과의 활용계획

- 본 연구결과를 바탕으로 장기간의 SMAP과 SMOS 위성자료를 활용하여, 거칠기 및 해빙 두께의 기후변화적 특성을 이해하기 위한 연구로 확대할 예정이다.

# S U M M A R Y

## I. Title

A Study on Arctic Sea Ice Surface Roughness Using Microwave Satellite Observations

## II. Purpose and Necessity of R&D

Identification of the characteristics of Arctic sea ice has been more important as the Arctic sea ice decreases in recent decades; global warming has been accelerated; abnormal weather events such as occurrence of cold waves, droughts, and heat waves have been increasing. Sea ice roughness (SIR) is one of important sea ice variables for estimating sea ice thickness (SIT) and concentration (SIC). However, SIR information is lack of data and uncertainty. SIT data are also an important variable for commercial activities such as the Northern Sea Route (NSR) shipping, evolution of sea ice, and natural resource exploration. Thus, this study presented the retrievals of the Arctic SIR using passive and active microwave satellite, and a novel method to estimate thin SIT(<0.5m) and SIR using a conversion relationship between them.

## III. Contents and Extent of R&D

### ○ Development of a SIR algorithm based on passive microwave SMAP satellite

The daily Level-3 SMAP satellite data with 9 km spatial resolution from L-band (1.41 GHz,  $\lambda = 21.41$  cm) were used in this study. The polarized reflectivity( $R_{R,P}$ ) was calculated through (Comiso, Cavalieri and Markus. 2003), and the Hong approximation (Hong. 2014) was applied to calculate the SIR.

### ○ Development of a roughness algorithm based on active microwave Sentinel-1 satellite

The Sentinel-1, an SAR satellite of C-band (5.4 GHz, 5.547 cm) was used in this study. In particular, HH and HV intensity data from level-1 Ground Range Detected(GRD) medium resolution data observed in Interferometric Wide swath

(IW) mode were used. A sea ice region was determined by applying the MAP decision rule of the Naive Bayesian classification by dividing the image surface into four classes. A SIR calculation model was developed using a small perfusion method (SPM).

- A Study on the correlation between Arctic SIR and SIT(<0.5m), and development of SIT and SIR algorithm

A conversion relationship was obtained through a regression analysis between SMAP-retrieved SIR data and L3C SIT SMOS satellite data. A month data during December 2017 was used to obtain the conversion relationship. It was applied to other SMOS SIR and SMAP SIT data.

#### IV. R&D Results

- We retrieved the SMAP SIR data, which has the same temporal and spatial resolution as that of SMAP observation. The SIR ranged from 0. to 1.81 cm, which was similar to previous studies presented by Mannien (1997) and Carlstrom (1991).
- The surface classification of Sentinel-1 data for detecting sea ice and retrieving SIR data have the same temporal and spatial resolutions as Sentinel-1. The surface was classified into four classes: fill value, sea, sea ice and land or snow. The retrieved SIR data range from 0 to 1cm. From the comparison with the classified surface area, our results are reasonable.
- We retrieved the SMOS SIR and SMAP SIT data with the same temporal and spatial resolution as SMOS observation. Those results were tested during December from 2015 to 2018. Our results showed CC= 0.414, bias=-2.268cm, RMSE= 15.919cm for SMOS SIR, as well as CC= 0.496, bias= 0.03cm, and RMSE=0.228cm for SMAP SIT.

#### V. Application Plans of R&D Results

In the future, we will try to investigate and understand the characteristics of climate change in view of SIR and SIT using a long-term SMAP and SMOS satellite data and the results of this study.

# 목 차

제 1 장 서론 .....	10
1. 연구개발의 목적 .....	10
2. 연구개발의 필요성 .....	10
3. 연구개발 범위 .....	10
제 2 장 국내외 기술개발 현황 .....	11
1. 해빙 거칠기 산출 기술 .....	11
2. 해빙 두께 산출 기술 .....	12
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 .....	14
제 1절 수동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발 .....	14
1. 이론적, 실험적 접근 방법 .....	14
가. 편광 반사도( $R_{R,P}$ ) 계산 .....	14
나. 거칠기 산출 방법 .....	14
2. 연구자료 .....	15
가. SMAP 위성 자료 .....	15
나. 자료 획득 경로 .....	16
3. 연구내용 .....	16
가. 편광 반사도( $R_{R,P}$ ) 계산 .....	16
나. 해빙 거칠기 산출 .....	16
4. 연구결과 .....	17
제 2절 능동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발 .....	19
1. 이론적, 실험적 접근 방법 .....	19
가. 편광 반사도( $R_{R,P}$ ) 계산 .....	19
나. Bayesian 분류 .....	19



다. The small pertubation method (SPM) .....	20
2. 연구자료 .....	22
가. Sentinel-1 위성 자료 .....	22
나. 자료 획득 경로 .....	24
3. 연구영역 .....	24
4. 연구내용 .....	25
가. 해빙역 탐지 .....	25
나. 해빙 거칠기 산출 .....	27
5. 연구결과 .....	32
가. 해빙역 탐지 .....	32
나. 해빙 거칠기 산출 .....	34
제 3절 북극해빙 거칠기 기반 해빙두께 산출 알고리즘 개발 .....	35
1. 이론적, 실험적 접근 방법 .....	35
가. 해빙 두께 측정에서의 L-band 효과 .....	35
나. SMOS 위성의 해빙 두께 산출 방법 .....	35
2. 연구자료 .....	37
가. SMAP 위성 자료 .....	37
나. SMOS 위성 자료 .....	37
다. Cryosat-2 위성 자료 .....	38
라. 자료 획득 경로 .....	38
3. 연구내용 .....	39
가. 공간 해상도 일치 .....	39
나. 연구 범위 설정 .....	40
다. SMAP 해빙 거칠기와 SMOS 해빙 두께의 변환관계식 .....	41
4. 연구결과 .....	43
가. SMAP 해빙 두께 산출물 .....	43
나. SMOS 해빙 거칠기 산출물 .....	45
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 .....	47

제 1절 연구개발목표 달성도 .....	47
제 2절 연구성과 (정량적 성과) .....	48
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	49
제 1절 활용계획 .....	49
제 2절 기대효과 .....	49
제 6 장 참고문헌 .....	50
부록. 연구논문 .....	56



# 제 1 장 서론

## 1. 연구개발의 목적

수동형과 능동형 마이크로파 위성들을 이용한 북극 해빙 거칠기(Roughness) 정보 산출 알고리즘과 해빙 거칠기를 기반으로 해빙역 탐지 및 해빙 두께 산출 알고리즘을 개발하고자한다.

## 2. 연구개발의 필요성

북극 해빙은 기후 변화의 주요 지표로 지구의 에너지 균형과 해양과 대기 간의 열과 운동량 교환, 지구 온도, 심해 해수 형성 등에 영향을 끼친다. 최근 북극 해빙이 빠르게 감소함에 따라 지구온난화의 가속, 한파와 가뭄, 폭염 등과 같은 이상기후의 발생이 증가하고 있어 북극 해빙의 특성들을 파악하는 것이 중요해지고 있다. 해빙 특성 중 하나인 해빙 거칠기는 해빙 표면의 거친 정도를 나타내는 물성으로, 해빙 표면 반사에 영향을 미치며, 해빙 두께 및 농도 추정을 위한 물리적 매개변수로서의 중요성을 가진다. 그러나 자료의 부족과 불확실성의 문제가 있는 실정이다. 해빙 두께는 열유속과 복사 균형에 대한 민감도가 높아 해빙 농도와 함께 자주 사용되는 해빙 매개변수로, 해빙 두께의 감소는 생태계 및 북극항로 이용 여부와 어업, 관광, 천연자원 탐사와 같은 상업적 활동의 측면에서도 중요하다. 또한, 며칠에서 몇 달 후의 해빙의 진화를 예측하는 데에 결정적인 요소이다. 때문에 해빙 두께의 정확한 측정이 필요하며, 특히나 얇은 해빙은 바람에 의한 분산이나 압축에 취약해 더 빠르게 변화하기 때문에 정확한 정보가 중요하다.

북극은 지리적 특성상 현장 관측 방식의 데이터 수집에는 한계가 있어 위성 원격 탐사의 방법이 많이 사용된다. 그러나 일반적으로 사용되는 위성의 레이더 고도계의 반사 데이터로는 1m이하의 해빙 두께 관측 시 불확실성이 크기 때문에 얇은 해빙 정보를 얻기에 어려움이 있다.

따라서, 본 연구에서는 수동형 마이크로파 위성인 SMAP과 능동형 마이크로파 위성인 Sentinel-1을 사용한 북극해빙 거칠기 산출 기술을 개발하여 새로운 접근 방식으로 해빙 거칠기 정보를 산출해보고자 하였다. 또한 SMAP 위성으로 산출된 해빙 거칠기와 SMOS위성의 0.5m 이하의 얇은 해빙 두께 정보를 사용하여, 수동형 마이크로파 위성의 해빙 거칠기와 두께의 변환관계식을 구해 새로운 해빙 두께와 거칠기 산출 기술을 개발하고자 하였다.

## 3. 연구개발 범위

### 가. 수동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발

- 나. 능동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발
- 다. 북극해빙 거칠기 기반 해빙두께 산출 알고리즘 개발

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 1. 해빙 거칠기 산출 기술

해빙 거칠기는 일반적으로 시공간적으로 해빙 거칠기 상태를 확인하기에 유용한 원격 탐사 방법으로 산출된다. 그러나 해빙 표면의 거칠기는 원격 탐사의 불확실성의 원인으로, 거칠기 정보 자체가 획득하기 힘든 변수이다. Radar와 Laser altimeter, scatterometry와 같은 표면 지형 측정 방법은 시공간적으로 빈공간이 많아 해빙의 변화를 관찰하기 힘들고 Airborne lidar를 통한 해빙 상공에서의 관측은 시공간적으로 해상도는 더 세밀하나 제공되는 범위가 더 드물다는 한계가 있다.

해빙 거칠기 측정에 일반적으로 사용되는 레이저 고도계를 이용한 관측은 70-170m의 상공에서 측정이 이루어지며 이때 관측되는 거칠기는 해빙 고도인 기하학적인 거칠기를 의미한다. Hibler, 1972; Dierking, 1995; von Saldern et al. 2006의 선행 연구들에서 해빙 거칠기 측정이 진행되었으며, Airborne Laser Scanner (ALS)를 이용한 Ice draft와 거칠기의 상관관계를 연구하거나(Doble, M. J et al., 2011), 거칠기가 포함된 밝기온도 변화를 탐지하기 위해 SMOSice2014 Campaign의 70m 저고도 비행 데이터를 사용하여 해빙면의 DEM을 제작해 decimeter-scale의 해빙 거칠기를 계산하는 연구가 이루어졌다. Miernecki, M et al., 2019) 레이저 고도계와 ALS의 차이를 비교한 연구 (Beckers, J. F et al., 2015)가 있으며, 그 외에도 Kurtz et al., 2008; Doble et al., 2011 등의 연구에서 ALS를 이용한 거칠기 연구가 진행된 바 있다.

레이더 고도계를 이용한 거칠기 자료로는 Cryosat-2에서 제공되는 L/B 자료가 있으며, 1650m x 380m의 높은 공간 해상도를 제공되고 있다. 그러나 레이더 파형의 최소제공방법으로 산출되기 때문에 backscatter angle에 영향을 받아 교란될 수 있다는 한계가 존재한다.

수동형 마이크로파 위성을 이용한 해빙 거칠기 연구로는 Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observing System (AMSR-E)의 6.9GHz채널을 사용하여, 남극과 북극 지역의 해빙에 대해 0.25~0.5cm의 small-scale에서의 해빙 거칠기 산출 연구가 진행되었다. (Hong et al., 2010) 동일한 AMSR-E 위성에 대해 3개 채널(6.9, 10.7, and 89 GHz)을 사용하여 6km x 4km의 공간해상도로 small-scale의 해빙 거칠기 연구가 있었으며, 2003-2010년의 6.9, 10.7 GHz에서의 거칠기의 시계열 변화를 확인, 각각 연간  $-2.1 \times 10^{-3}$  and  $-1.9 \times 10^{-3}$  cm 씩 감소하는 추세를 확인한 연구가 진행된 바 있다. (Haibo Bi et al., 2013) 수동형 마이크로파 위성의 사용은 6-25km의 공간해상도를 가져 넓은 공간범위를 수용한다는 장점과 동

시에 정밀한 해빙 거칠기 자료를 얻기 어렵다는 한계가 있다. 국내에서는 국립기상연구소에서 SSMIS 위성자료를 사용하여 해빙 표면의 거칠기를 산출해 제공하고 있다. 그 외에도 scatterometer가 거칠기에 민감하다는 특징을 이용하여, C-band HH-polarization helicopter-borne HUTSCAT scatterometer data를 사용하여 해빙면의 거칠기에 대한 통계적 추론을 실시(Markku Similä et al., 2001)하거나 Radarsat-2와 helicopter-borne laser altimeter의 거칠기 자료를 사용해 늦여름 북극해의 해빙면 거칠기가 C-band SAR에 미치는 영향에 대한 연구 (Fors, A. S et al., 2015)가 진행된 바 있고, upward-looking sonar sensors(ULS)를 통해 해빙 밑면의 거칠기를 측정하거나, Ice Pic과 같은 fix mounted helicopter borne electromagnetic (HEM) 시스템을 통해 해빙 거칠기가 측정되고 있다. (Peterson, I et al., 2008)

## 2. 해빙 두께 산출 기술

해빙 두께 역시 해빙 거칠기와 유사한 센서를 사용하여 산출된다. 수동형 마이크로파 위성을 이용한 해빙 두께 산출은 주로 L-band의 밝기온도의 얇은 해빙에 대한 민감도를 이용해 연구가 이루어지고 있으며, Bremen 대학교와 ICDC에서 생산되는 SMOS의 해빙 두께 산출물이 대표적이다. 그러나 해빙 두께가 두꺼워질수록 불확실성이 증가하는 문제가 있어 Alfred-Wegener-Institute(AWI)에서는 1m이상의 해빙에서 유효한 Cryosat-2와 SMOS의 관측 정보를 결합하여 CS2SMOS라는 해빙 두께 산출물을 제공하고 있다. SMOS의 해빙 두께 자료는 얼음의 온도, 염도, 해빙의 분포 변화를 고려하여 복사 모델과 열역학 모델을 적용한 SMOS-Ice 산출물로도 제공되고 있으며(Tian-Kunze et al., 2014), SMOS-Ice를 해양-해빙 예측 시스템인 TOPAZ시스템에 적용하는 연구가 이루어지기도 하였다. (Jiping Xie et al., 2016)

위성 고도계를 이용한 해빙 두께 자료로는 레이저 고도계를 사용한 ICESat-1,2 (Forsberg and Skourup, 2005; Kurtz et al., 2009; Kwok and Rothrock, 2009)와 레이더 고도계를 사용한 ERS, Envisat, Cryosat-1,2 (Laxon et al., 2003; Giles et al., 2007; Connor et al., 2009) 위성 산출물이 대표적이다. ICESat 위성은 수력 평형 방정식을 통해 freeboard의 측정값을 해빙 두께로 변환하여 산출하며, 2cm의 높은 측정 정밀도로 신뢰도가 높다. 그러나 얇은 얼음에 대해 상대 오차가 크고 산출되는 공간 범위가 작다는 한계가 있다. 그래서 Cryosat-2의 경우, 이를 보완하기 위해 위에서 언급했듯이 SMOS 위성과의 결합하여 제공하기도 한다.

C, X, L-band의 SAR 영상 활용한 모델링을 통해 해빙 두께를 산출하기도 하는데, 이러한 방식은 m 단위 이하의 높은 공간 해상도를 제공하며, 빛과 구름에 독립적으로 활용 가능하다는 장점을 가진다. C-band SAR 영상은 전통적으로 해빙 규모, 농도, 표류 속도, 해빙 종류 모니터링에 사용되고 있고 (Maillard et al., 2005,

Thomas et al., 2011, Walker et al., 2006), 0.12m 이하의 얇은 해빙 두께에 민감하다. L-band SAR는 0.12m에서 0.36m의 해빙 두께에 민감하며, 이를 이용해 용해시기(여름철) 해빙의 유형을 파악하는 연구가 있었고(Casey et al., 2016), X(9.6GHz) 밴드 SAR는 얇은 해빙 범위에 대해 더욱 민감하다고 알려져 있다. 또한 거칠기와 마찬가지로 항공, 헬리콥터, 선박 등에 ALS, ULS 등의 센서를 부착하여 실시하는 NASA의 IceBridge와 같은 해빙 두께 관측이 이루어지고 있다. 그러나 선박 관측과 같은 현장 관측 자료의 경우 습득이 어려우며 지점 관측자료로 공간 해상도가 큰 수동형 마이크로파 관측 자료와의 비교가 어렵다는 한계가 있다. 그 외에도 아래 표??와 같은 방법으로 해빙 두께 관측이 이루어지고 있다.

Method	Accuracy of observed variable (m)	Spatial resolution (m)	Temporal resolution	Spatial coverage (km)	Real-time capability	Applied by N individuals/institutions
Drilling	0.02	0.5-5	weeks-years	0.1-10	Yes	>100
EM sounding (ground-based)	0.1	5	weeks-years	0.1-10	Yes	20
Laser surveying	0.02	0.5-5	weeks-years	0.1-10	Yes	10
DGPS surveying	0.05	0.5-5	weeks-years	0.1-10	Yes	10
IMBs <sup>a</sup>	0.1	n/a	hours-days	local	Yes	10
ULS <sup>b</sup> submarine	0.1	1-5	years-decades	500-5000	No	2
ULS <sup>b</sup> moored	0.1	5-50	minutes-hours	Local, or depending on ice drift speed (tens to hundreds of kilometers)	Not yet	20
AEM <sup>c</sup>	0.1	3-5	weeks-years	10-100	Yes	6
Airborne laser profiling	0.1	0.2-5	weeks-years	10-1,000	No	10
Satellite laser altimetry	0.07 <sup>d</sup>	170-25,000 <sup>d</sup>	hours-days-half-yearly <sup>d</sup>	1,000-10,000	No	5
Satellite radar altimetry	0.07 <sup>d</sup>	330-100,000 <sup>d</sup>	hours-days-weeks-months <sup>d</sup>	1,000-10,000	No	5

a Ice mass balance buoy (IMB)

b Upward-looking sonar (ULS)

c Airborne electromagnetic sounding (AEM)

d Depending on spatial and temporal averaging

표 1 해빙 두께 및 거칠기 측정 기법의 개요 및 대략적 정량적 추정치 (Eicken, H. and Salganek, M. 2010)

## 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

### 제 1절 수동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발

#### 1. 이론적, 실험적 접근 방법

##### 가. 편광 반사도( $R_{R,P}$ ) 계산

전자기학적 분석을 통한 파장별 편광 반사도와 상호변환 관계식을 적용하였다. 입사되는 전자기파의 파장( $\lambda$ )과 거칠기( $\sigma$ )의 상대적 크기와 비율에 따라 반사각( $-\theta$ )을 중심으로 가우시안 분포를 갖는 높이 확률 밀도 함수로 표현된다.(Choudhury et al., 1979; Wu and Fung, 1972)

$$\chi(h) = \exp(-h \cdot \cos^2\theta) \quad (1)$$

where 
$$h = 4\left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^2 \sigma^2 \quad (2)$$

Incoherent approach를 기반으로 한 semi-empirical model에서 거친 표면의 편광 반사도( $R_{R,P}$ )는 정반사성 표면의 편광 반사도( $R_{S,P}$ )로 표현된다.(Ulaby, Moore, and Fung, 1982)

$$R_{R,P} = R_{S,P} \cdot \exp\left[-\left(\frac{4\pi}{\lambda}\sigma\cos\theta\right)^2\right] \quad (3)$$

##### 나. 거칠기 산출 방법

small-scale에서의 해빙 거칠기는 해빙 표면의 반사도에 영향을 미치므로, 해빙 표면 편광 반사도에서 거칠기를 산출할 수 있다. 식 (3)을 거칠기에 대해 정리하면 다음과 같다.

$$\sigma = \frac{\lambda}{4\pi\cos\theta} \sqrt{\ln\left(\frac{R_{S,P}}{R_{R,P}}\right)} \quad (4)$$

그러나 위성에서 관측되는 표면은 정반사성 표면일 수 없으므로 아래의 과정들을 거쳐 거친 표면에서의 거칠기를 산출하였다. 우선, Brewster angle 근처에서의 거친 표면의 편광 반사도와 정반사성 표면의 편광 반사도는 다음과 같은 관계를 가진다. (Hong, 2009, 2010, 2013)

$$R_{S,V} > R_{R,V} \quad (5)$$

$$R_{S,H} \approx R_{R,H} \quad (6)$$

다음과 같이 식 (4)에 식 (5)를 적용할 수 있다.

$$\sigma = \frac{\lambda}{4\pi \cos\theta} \sqrt{\ln\left(\frac{R_{S,V}}{R_{R,V}}\right)} \quad (7)$$

거친 표면에서의 거칠기를 산출하기 위해 식 (7)에 식 (6)와 Hong approximation (식 (8))을 적용하여, 정반사성 표면의 수직 편광 반사도( $R_{S,V}$ )를 거친 표면의 편광 수직 편광 반사도 ( $R_{R,V}$ )로 바꿔주었다.(식 (9)) (Hong et al., 2014)

$$R_{S,V} = (R_{S,H})^{\sec^2\theta} \quad (8)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{4\pi \cos\theta} \cdot \sqrt{\ln\left(\frac{R_{R,V}^{\cos^2\theta}}{R_{R,H}}\right)} \quad (9)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{4\pi \cos\theta} \cdot \sqrt{\ln\left(\frac{R_{R,H}}{R_{R,V}}\right) + 2\ln\left(\frac{\sqrt{R_{R,H}} + \cos 2\theta}{1 + \sqrt{R_{R,H}} \cos 2\theta}\right)} \quad (10)$$

식 (9)는 녹고 있는 해빙일 때, 식(10)은 얼어있는 해빙일 때의 거칠기 산출에 유용하다는 특징이 있으며, 본 연구에서는 식 (9)를 사용하여 해빙의 거칠기를 산출하였다.

## 2. 연구자료

### 가. SMAP 위성 자료

연구에는 SMAP 위성의 Enhanced L3 Radiometer Global Daily 9 km EASE-Grid Soil Moisture, Version 2(SPL3SMP\_E) 자료가 사용되었다. SMAP은 L-band(1.41GHz,  $\lambda = 21.41\text{cm}$ ) 마이크로파 위성으로 수동 센서와 능동 센서를 모두 탑재하고 있다. 본 연구에는 수동 센서로 관측한 Level-3 자료를 사용하였으며, 해당 자료는 SMAP Level-1C의 밝기 온도를 일일 합성한 Level-2 토양수분 자료이다. 해당 자료는 HDF5형태로 2015년 3월 31일 이후부터 제공되고 있으며,  $9\text{km} \times 9\text{km}$ 의 공간해상도와 1 day 시간해상도를 가진다. 연구에는 2015년부터 2018년까지 대해 12월 동안의 수직, 수평 편광 밝기 온도( $T_{B,V}$ ,  $T_{B,H}$ )와 표면 온도( $T_s$ ) 자료를 사용하였다.



Product	Description	Gridding (Resolution)	Latency	
L1A_TB	Radiometer Data in Time-Order	-	12 hrs	Instrument Data
L1A_S0	Radar Data in Time-Order	-	12 hrs	
L1B_TB	Radiometer $T_B$ in Time-Order	(36x47 km)	12 hrs	
L1B_S0_LoRes	Low Resolution Radar $\sigma_0$ in Time-Order	(5x30 km)	12 hrs	
L1C_S0_HiRes	High Resolution Radar $\sigma_0$ in Half-Orbits	1 km (1-3 km)	12 hrs	
L1C_TB	Radiometer $T_B$ in Half-Orbits	36 km	12 hrs	
L2_SM_A	Soil Moisture (Radar)	3 km	24 hrs	Science Data (Half-Orbit)
L2_SM_P	Soil Moisture (Radiometer)	36 km	24 hrs	
L2_SM_AP	Soil Moisture (Radar + Radiometer)	9 km	24 hrs	
L3_FT_A	Freeze/Thaw State (Radar)	3 km	50 hrs	Science Data (Daily Composite)
L3_SM_A	Soil Moisture (Radar)	3 km	50 hrs	
L3_SM_P	Soil Moisture (Radiometer)	36 km	50 hrs	
L3_SM_AP	Soil Moisture (Radar + Radiometer)	9 km	50 hrs	
L4_SM	Soil Moisture (Surface and Root Zone)	9 km	7 days	Science Value-Added
L4_C	Carbon Net Ecosystem Exchange (NEE)	9 km	14 days	

표 2 SMAP 위성에서 제공하는 산출물

나. 자료 획득 경로

[https://nsidc.org/data/SPL3SMP\\_E/versions/2](https://nsidc.org/data/SPL3SMP_E/versions/2)에서 자료를 다운받아 사용하였다.

3. 연구내용

가. 편광 반사도( $R_{R,P}$ ) 계산

해빙 거칠기 산출 식에는 편광 반사도가 사용되므로 SMAP 위성의 수직, 수평 편광 밝기 온도( $T_{B,V}$ ,  $T_{B,H}$ )와 표면 온도( $T_S$ ) 자료를 사용하여 거친 해빙 표면에서의 편광 반사도( $R_{R,P}$ )를 구하였다. (Comiso, Cavalieri and Markus. 2003)

$$R_{R,P} = 1 - \frac{T_{B,P}}{T_S} \quad (P = V \text{ or } H) \quad (11)$$

나. 해빙 거칠기 산출

$$\sigma = \frac{\lambda}{4\pi \cos \theta} \cdot \sqrt{\ln \left[ \frac{\left(1 - \frac{T_{B,H}}{T_S}\right)^{\sec^2 \theta}}{\left(1 - \frac{T_{B,V}}{T_S}\right)} \right]} \quad (12)$$

식 (9)에 식 (11)를 대입하여 해빙 거칠기 식(식 (12))을 산출했다.  $\lambda, \theta$ 는 각각 SMAP 위성의 고정된 파장(wavelength,  $\lambda$ )인 21.43cm와 입사각(incidence angle,  $\theta$ ) 40°로 설정하였다.

#### 4. 연구결과

산출된 SMAP 위성 해빙 거칠기 자료는 약 0.~1.81cm의 범위를 가지며, SMAP 위성과 동일한 9km×9km의 공간해상도와 1 day 시간해상도를 가진다. 그림 1은 2015년부터 2018년의 12월의 한 달 치 합성 자료로 해빙 영역에서의 거칠기가 바다에서의 거칠기 값보다 높게 나타나는 것을 알 수 있다. Manninen, 1997과 Carlstrom, 1991의 이전 연구들에서 발트 해(Baltic Sea)와 보퍼트 해(Beaufort Sea)의 거칠기 값이 각각 0.2~0.6cm, 0.27cm로 알려져 있어, 본 연구에서 산출된 거칠기 산출물이 유효하다는 것을 알 수 있다. 산출된 자료는 SMAP 자료의 공간 범위가 전구 영역이기 때문에 바다 뿐 아니라 육상의 표면 거칠기까지 산출 가능해 해빙 연구 외에도 이용이 가능하다는 장점이 있으며, 해빙 거칠기의 정보가 부족한 현 상황에 기여하여 북극 연구에 도움이 될 것으로 생각된다.



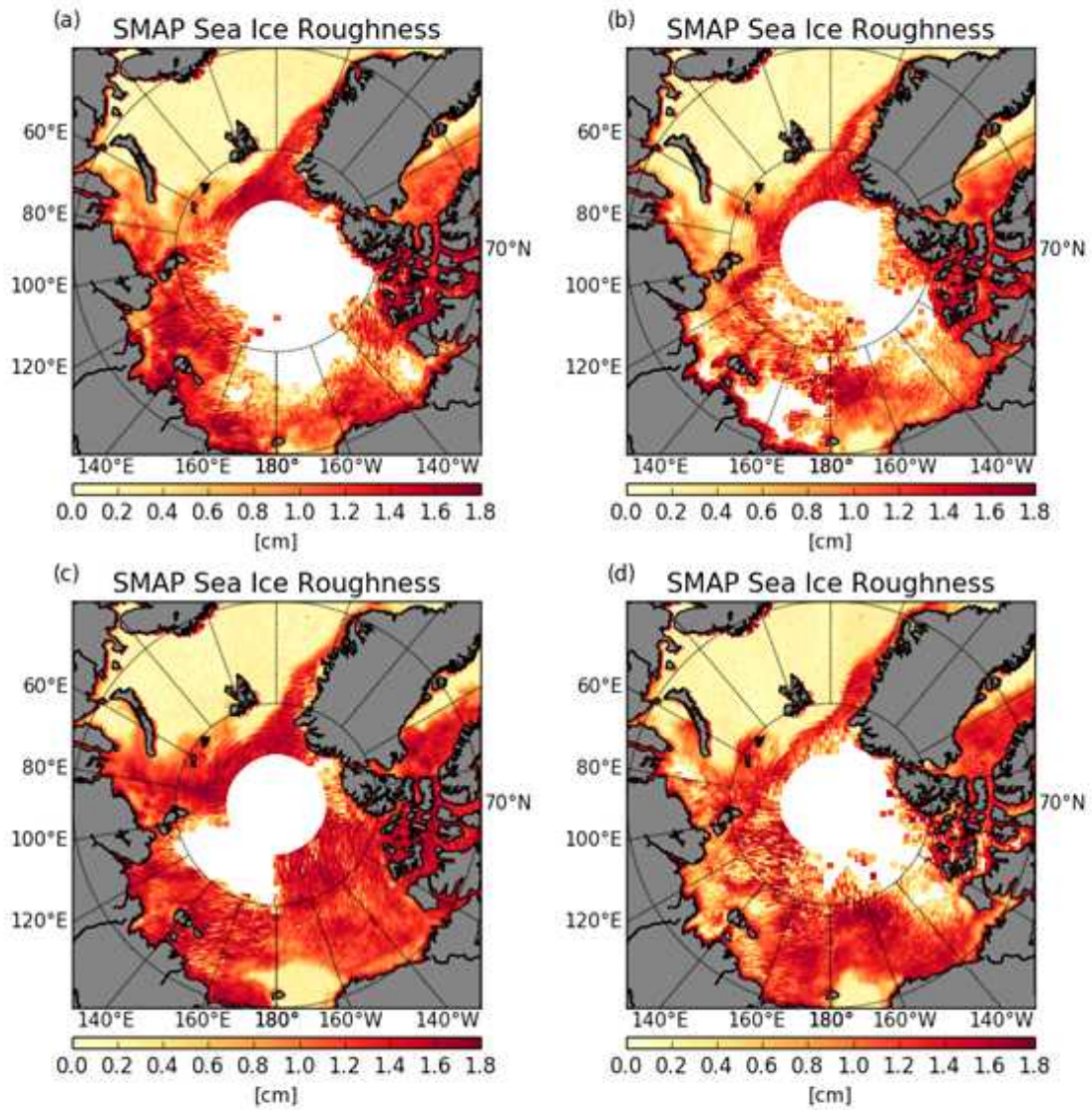


그림 1 (a)2015, (b)2016, (c)2017, (d)2018년 12월 한달 평균 SMAP 해빙 거칠기의 공간분포

## 제 2절 능동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발

### 1. 이론적, 실험적 접근 방법

#### 가. 편광 반사도( $R_{R,P}$ ) 계산

수동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘의 편광 반사도를 계산 방법(제 3장-1절-1-가)이 동일하게 사용되었다.

#### 나. Bayesian 분류

##### (1) Bayes' 정리

Bayes' 정리는 두 확률 변수의 사전 확률과 사후 확률 사이의 관계를 나타내는 정리로 가정한 사전분포로부터 시작하여 자료에 근거해 수정한 후 사후분포를 추정한다. 불확실성 하에서 수학적으로 의사 결정 문제를 다루는 경우에 이용된다.

$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B)} \quad (A = \text{Hypothesis}, B = \text{Observation}) \quad (13)$$

식 13은 Bayes' 정리로,  $P(A)$ 는 A의 사전확률로 B에 대해 어떠한 정보도 알지 못하는 것을 의미하고,  $P(B)$ 는 B의 정규화 분호를,  $P(B|A)$ 는 A가 주어졌을 때 B의 조건부 확률을 뜻한다.

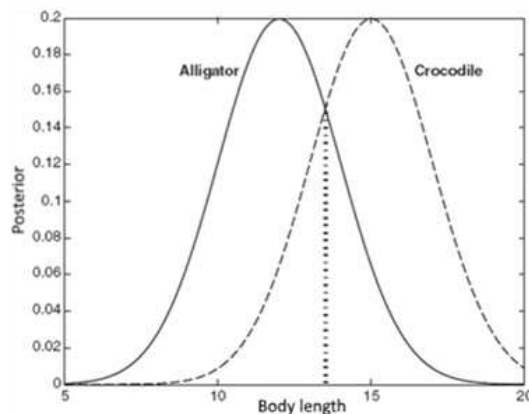


그림 2 Bayesian classification의 예

(2) Naive Bayesian 분류의 MAP decision rule

Naive bayesian classifier은 조건부 독립의 가정을 가져 분류하고자 하는 class들 간의 상관관계를 따지지 않고 모두 독립이라고 가정한다. 우선, 조건부 확률 정의를 반복 적용하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} p(C_k | x_1, \dots, x_n) &= p(x_1, \dots, x_n, C_k) \\ &= p(x_1 | x_2, \dots, x_n, C_k) p(x_2, \dots, x_n, C_k) \\ &= \dots \\ &= p(x_1 | x_2, \dots, x_n, C_k) p(x_2 | x_3, \dots, x_n, C_k) \dots p(x_{n-1} | x_n, C_k) p(x_n | C_k) p(C_k) \end{aligned} \quad (14)$$

식 14를 조건부 독립일 때로 가정하면 식 15와 같이 쓸 수 있다.

$$p(C_k | x_1, \dots, x_n) = p(C_k) \prod_{i=1}^n p(x_i | C_k) \quad (15)$$

Naive bayesian classifier의 MAP decision rule은 귀납적 확률을 가장 최대로 하는 class로 가장 개연성 높은 가설을 선택하는 방법이다. 따라서 Bayes' 정리에 조건부 독립을 가정한 식 (15)를 적용한 후, 귀납적 확률을 최대화하기 위해 식을 최대화 시키면 Naive bayesian classifier의 MAP decision rule이 되고, maximum a posteriori라고도 한다. (식 (16)) Naive Bayesian 분류는 단순한 계산과정에 비해 정확도와 속도가 빠르다는 장점이 있다.

$$\hat{y} = \operatorname{argmax} p(C_k) \prod_{i=1}^n p(x_i | C_k) \quad (16)$$

다. Small pertubation method (SPM)

거친 표면에서의 산란문제에서 표면의 거친 특성은 rms height ( $\sigma$ )와 correlation length ( $L$ )를 파라미터로 묘사된다. 표면의 높이  $x$ 의 분도가 임의의 높이  $x_0$ 를 기준으로 다음과 같은 정규분포한다고 가정하면 표면의 밀도 분포는 다음과 같다.

$$P(x | x_0, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x-x_0)^2}{2\sigma^2}} \quad (17)$$

여기서  $\sigma$ 는 rms height로 표면의 거친 정도를 표현하는 파라미터 중 하나이다.

한편, 거친 표면의 수평방향 유사성은 correlation length 파라미터를 통해 표현한

다. 거친 표면의 거리에 대한 자기상관 함수가 다음과 같이 정의하자.

$$\rho(r) = \text{Corr}(Z_{x,y}, Z_{x+r,y+r}) \quad (18)$$

여기서  $\text{Corr}(Z_{x,y}, Z_{x+r,y+r})$ 는 기준점  $(x,y)$ 의 표면과 지준점에서  $r$ 만큼 이동한 지점의 표면과의 상관계수를 의미한다. 기준점( $r=0$ )에서의  $r$ 이 증가 할수록 상관계수값은 1에서 0으로 감소하게 되는데, 거친 표면의 자기상관(autocorrelation) 분포의 감소패턴은 보통 가우시안 함수,  $\rho_G(r) = \exp(-r^2/L^2)$  혹은 지수함수,  $\rho_E(r) = \exp(-|r|/L)$ 로 가정하여 표현된다. 여기서  $L$ 을 correlation length라고 부르며, 거친 표면을 묘사하는 파라미터로 활용된다.

거친 표면에서의 전자기파 산란 문제는 다양한 가정을 바탕으로 단순화하여 제한된 조건에서 적용되었다. 능동 센서의 경우 관측하는 파장보다 큰 거칠기를 가진 표면에서는 Kirchhoff 근사 (Kirchhoff Approximation, KA)가 일반적으로 사용되지만, rms height와 correlation length가 파장보다 작은 규모의 표면 산란은 Small Perturbation Model (SPM)이 활용된다. Sentinel-1 C-band 파장을 기준으로 해빙 표면의 거친 정도는 SPM을 적용할 수 있다. 편광된 입사광에 대한 이방성 산란계수 (Bistatic scattering coefficient)는 다음과 같이 표현 할 수 있다 (Ulaby et al., 1982).

$$\sigma_{qp}^o = 8|k^2 \sigma \cos \theta_i \cos \theta_s r_{qp}|^2 W(k_x + k \sin \theta_i, k_y) \quad (19)$$

여기서,  $k$ 는 파수이고  $k_x$ 와  $k_y$ 는 각각 파수의 x성분 및 y 성분으로 다음과 같이 정의된다.

$$k_x = -k \sin \theta_s \cos \phi_s \quad (20)$$

$$k_y = -k \sin \theta_s \sin \phi_s \quad (21)$$

또한,  $\theta_i$ 와  $\theta_s$ 는 각각 입사각도와 산란각도이고,  $r_{qp}$ 는 q-편광 입사광에 p-편광 반사광으로 변화된 반사계수(reflection coefficient)이다.  $W(k_x, k_y)$ 는 다음과 같이 정의되는 correlation 분포함수의 푸리에 변환이다.

$$W(k_x, k_y) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \rho(u, v) e^{-jk_x u - jk_y v} du dv \quad (22)$$

여기서, 함수  $W(k_x, k_y)$ 는 correlation 분포함수에 따라 다르게 변환되는데, 표 3에 correlation 분포함수에 따른 푸리에 변환식이 제시되어 있다.

Type	$W^{(n)}(X)$
Gaussian $\rho_G(k \sin\theta)$	$\frac{L^2}{2n} e^{-\left(\frac{XL}{2}\right)^2} = \frac{L^2}{2} e^{-\left(\frac{Lk \sin\theta}{2}\right)^2}$
Exponential $\rho_E(k \sin\theta)$	$\left(\frac{L}{n}\right)^2 \left[1 + \left(\frac{XL}{n}\right)^2\right]^{-3/2} = \frac{L^2}{2} \frac{1}{1 + (2kL \sin\theta)^2}$

표 3 상관분포함수에 따른 푸리에 변환 함수

만약 해빙 표면의 correlation 분포 함수가 가우시안 분포를 따른다고 가정한다면, 거친 표면에서 관측되는 능동센서 후방산란 계수는 다음과 같이 정리된다.

$$\sigma_{qp}^o = 4L^2 k^4 \sigma^2 \cos^4 \theta |r_{qp}|^2 e^{-(kL \sin\theta)^2} \quad (23)$$

여기서, rms height ( $\sigma$ )와 correlation length ( $L$ )을 파수 ( $k$ )로 정규화 변수로 바꿔 표현하면 다음과 같다.

$$\sigma_{qp}^o = 4(kL)^2 (k\sigma)^2 \cos^4 \theta |r_{qp}|^2 e^{-(kL \sin\theta)^2} \quad (24)$$

여기서, 정규화 변수  $\sigma L$ 와  $kL$ 은 각각 rms height와 correlation length에 해당하는 차원이 없는 변수이다.

## 2. 연구자료

### 가. Sentinel-1 위성 자료

Sentinel은 C-band(5.4GHz,  $\lambda = 5.547\text{cm}$ )의 SAR 영상을 제공하는 위성으로 전천후 주야간 영상을 제공한다. SAR는 레이더의 후방산란(backscattering)을 관측하는데, 얼음에서의 후방산란은 얼음 표면의 거칠기와 유전율, 얼음두께 등과 같은 물성에 의해 결정된다. 따라서 본 연구에서는 해빙역 탐지 및 해빙 거칠기를 산출을 위해 sentinel-1의 주작동 모드인 S1B 플랫폼의 Interferometric Wide swath(IW)모드로 관측한 level-1 Ground Range Detected(GRD) medium resolution 자료를 사용하였다. IW모드에서는 이중 편파(VV+VH, HH+HV)와 단일 편파(HH, VV) 자료가 제공되고, 연구에는 HH, HV 편파 자료가 사용되었다. 여름철 자료인 2017년 7월 3일 08:33UTC 자료를 사용했고, 시간해상도와 공간해상도는 표 4, 그림 4와 같다. Sentinel-1의 자료는 sentinel SAFE(Standard Archive Fornat for

Europe)형식으로 제공된다.

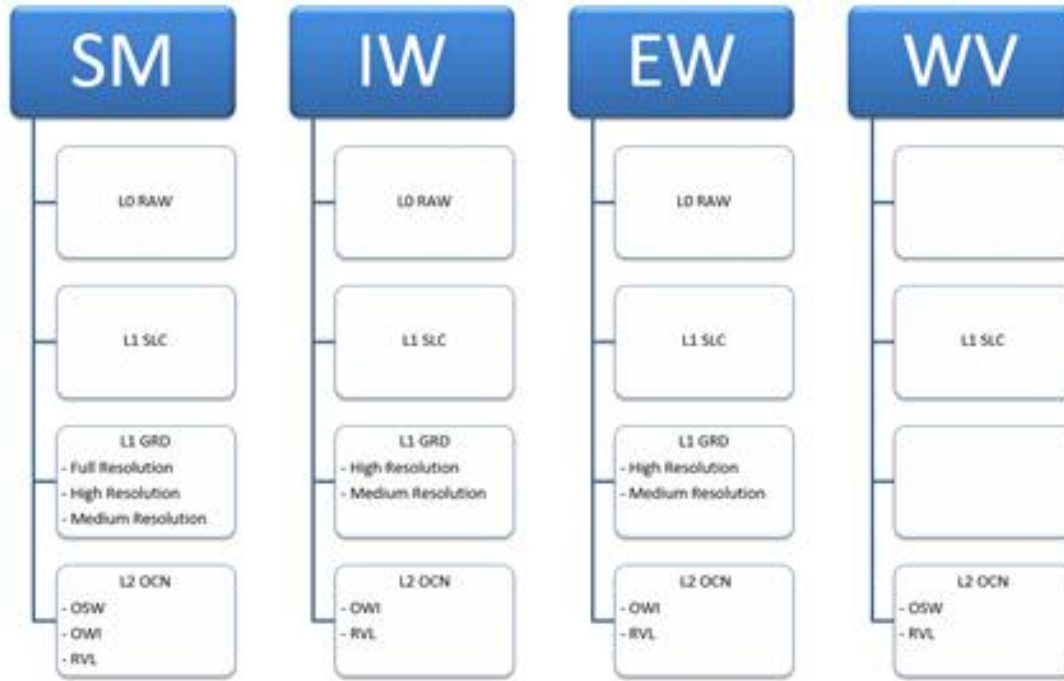


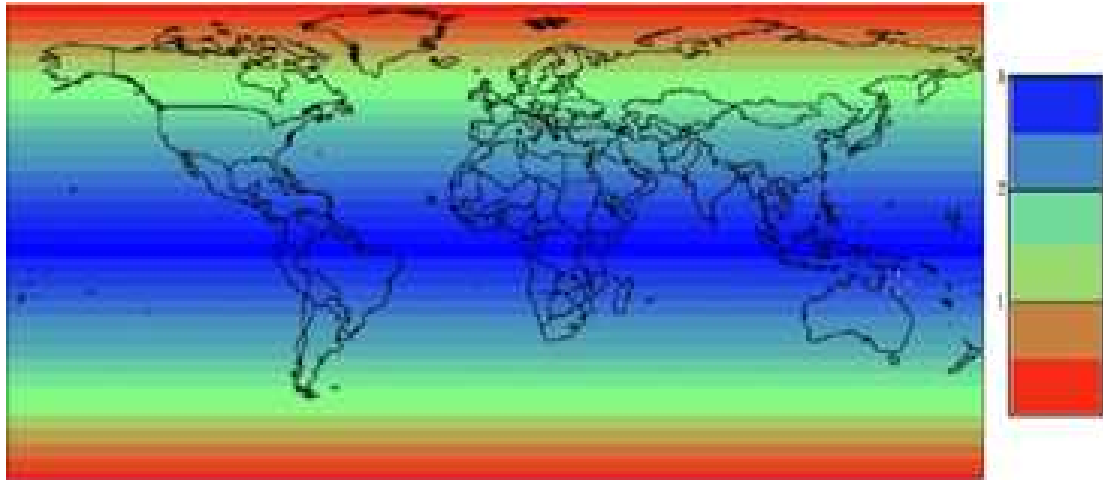
그림 3 각 모드에서 생산 중인 레벨별 자료들

## 극지연구소

Mode	Resolution rg x az	Pixel spacing rg x az	Number of looks	ENL
SM	84x84 m	40x40 m	22x22	398.4
IW	88x87 m	40x40 m	22x5	81.8
EW	93x87 m	40x40 m	6x2	10.7
WV	52x51 m	25x25 m	13x13	123.7

표 4 각 모드별 공간해상도 특징





- ✓ Two satellites in a 12 day orbit
- ✓ Repeat frequency: 6 days (important for coherence)
- ✓ Revisit frequency: (asc/desc & overlap): 3 days at the equator, <1 day at high latitudes (Europe ~ 2 days)

그림 4 Sentinel-1 의 관측 주기 및 관측 범위

나. 자료 획득 경로

<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home> 에서 자료를 다운받아 사용하였다.

3. 연구 영역

연구는 북동 그린란드(Crown Prince Christian Land) 영역을 대상으로 진행되었다. 해당 영역은 여름철엔 해빙이 녹아 바다가 보이고, 겨울철에는 해빙이 얼어 바다가 사라지는 특징을 보이는 지역이다.

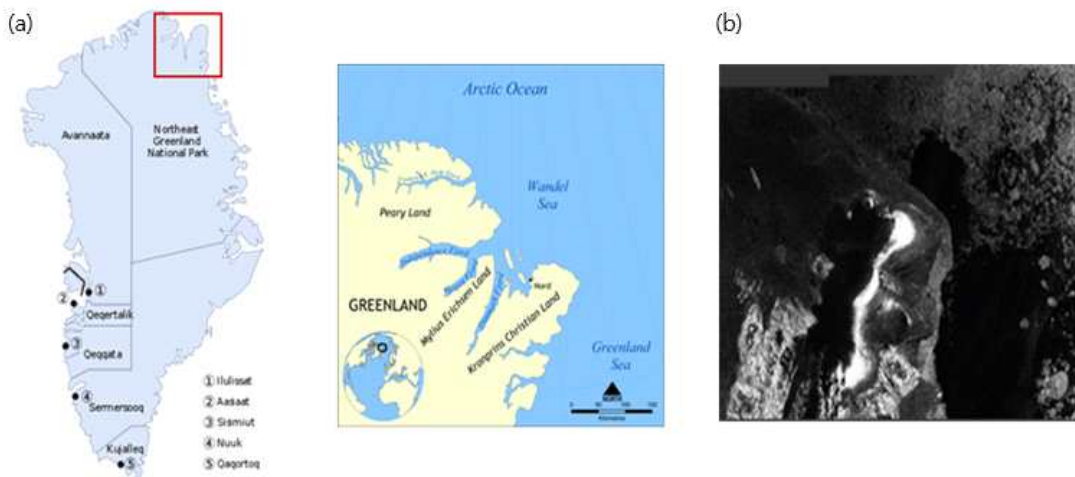


그림 5 선정된 해빙역 탐지 연구 영역(a) 및 지형도(b)

#### 4. 연구내용

Sentinel-1의  $\sigma^0$  관측 자료에 Naive Bayesian 분류의 MAP decision rule 방법을 적용해 해빙 지역을 탐지하였고, small perturbation method(SPM)을 사용해 해빙 거칠기 산출 모델을 개발하였다.

##### 가. 해빙역 탐지

###### (1) Sentinel-1 자료 전처리

SAR 영상의 특성상 speckle 노이즈로 인한 영상 해석에 어려움이 있어 이 노이즈를 제거하는 과정이 필요하다. Sentinel-1 역시 강한 전자기파를 사용하여 높은 해상도를 얻는 대신 노이즈가 많이 발생하는데, 이를 처리하기 위해 SAR 영상에 많이 사용되는 필터 중 하나인 Lee sigma필터를 사용해 보정해주었다. Lee sigma 필터는 가우시안 분포의 시그마, 즉, 표준 편차의 확률에 기초한 방식으로 먼저 전체 씬(scene)의 시그마를 계산한 후, 움직이는 윈도우의 중심 픽셀을 중심으로 시그마 범위 내의 인접 픽셀들의 평균값으로 대체한다. 따라서 본 연구에서는 전처리로서 후방산란 계수(backscatter coefficient) 값인 intensity 자료를 유의한 값인  $\sigma^0$ 값으로 calibraion한 후, Lee sigma 필터를 사용해 speckle 노이즈를 보정해주었다. 모든 자료 전처리 과정은 ESA에서 제공하는 Sentinel Application Platform(SNAP)을 사용하여 진행하였다.

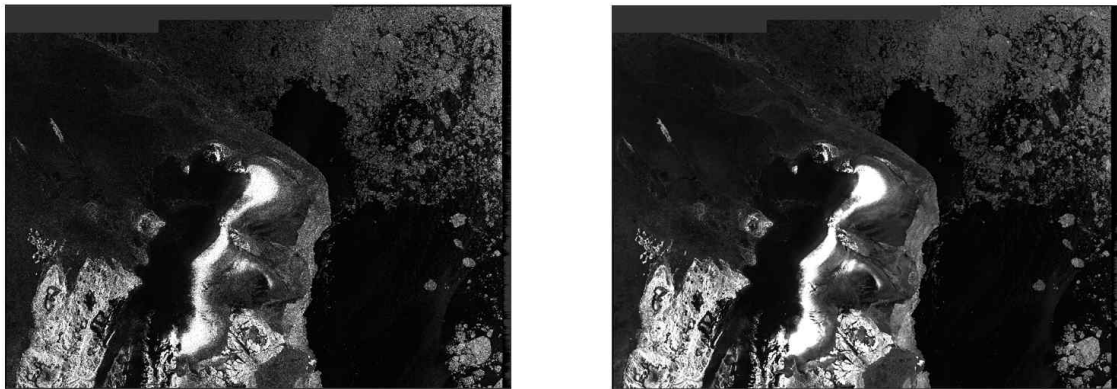


그림 6 Sentinel-1의 intensity\_HH 영상(좌)과 Lee sigma filter 적용 결과(우) 예시 (북동 그린란드, 2017/7/3)

###### (2) Bayesian 분류의 정확도 실험

Bayesian 분류의 정확도를 확인하기 위해 식 (23)을 이용하여 3개의 각기 다른

가우시안 분포를 가지는 실험용 의사 자료(dummy data)를 무작위로 생성하였다.

$$P(x|x_o, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x-x_o)^2}{2\sigma^2}} \quad (25)$$

생성한 자료는 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \text{data} &= P(x|x_o = -25.2, \sigma = 1.5) \quad 12,000\text{개} \\ &+ P(x|x_o = -19.5, \sigma = 1.9) \quad 25,000\text{개} \\ &+ P(x|x_o = -9.8, \sigma = 2.6) \quad 8,000\text{개} \end{aligned}$$

생성된 자료의 히스토그램 분포를 구하였고, 각 가우시안 분포로부터 Naive bayesian classifier의 MAP decision rule을 적용해 분류하였다. 실험결과 분류 정확도는 다음과 같았다.

$$\begin{aligned} \text{POD (G1)} &= 92.6\% \quad (\text{Group-1을 Group-1로 분류한 비율}) \\ \text{POD (G2)} &= 95.8\% \quad (\text{Group-2을 Group-2로 분류한 비율}) \\ \text{POD (G3)} &= 96.9\% \quad (\text{Group-3을 Group-3로 분류한 비율}) \end{aligned}$$

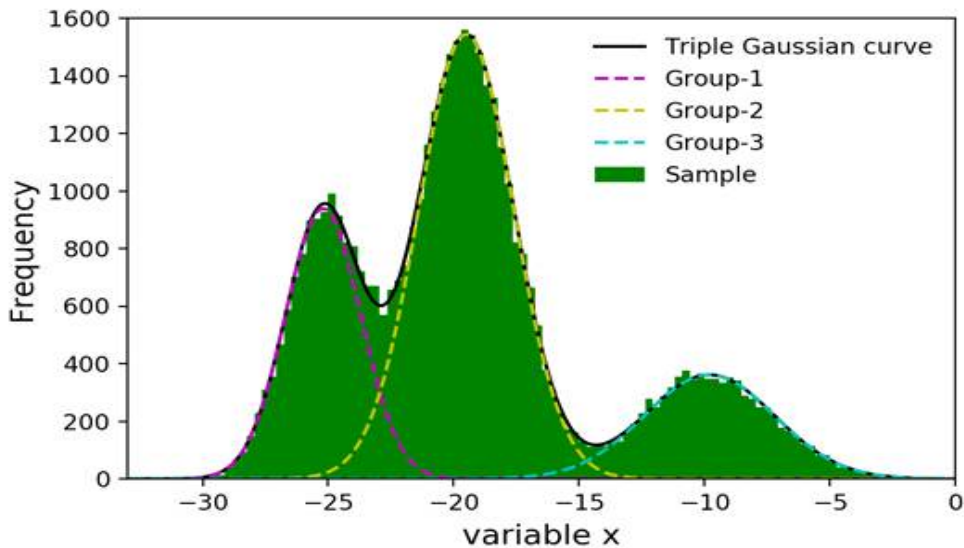


그림 7 Dummy 자료를 이용한 Navie Bayes 실험군 분포와 가우시안 함수들

### (3) 관측 자료의 히스토그램 특성

SAR의 후방산란 계수는 입사각에 의존하는 특징을 가지고 있어, 입사각에 따라 해빙과 개빙 구역(open water)에서의 값이 달라진다.(그림 8) 후방산란 계수는 개빙 구역에서는 입사각과 함께 강하게 감소, 단년생 해빙 영역에서는 선형으로

감소하고 다년생 해빙 영역에서는 낮은 염도로 인해 후방 산란 계수가 크고 입사각의 의존도가 낮다.

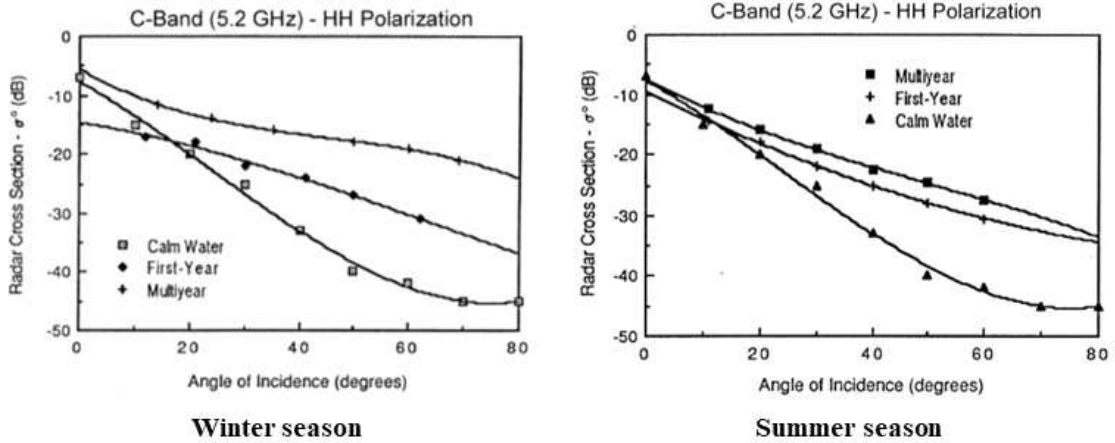


그림 8 입사각에 따른 겨울철(좌)과 여름철(우) C-Band의  $\sigma^0$ (dB) 변화

입사각에 따라 분류해 Sentinel-1  $\sigma^0$ 자료의 히스토그램의 분포를 살펴보면 그림 9와 같이 서로 다른 특성의 가우시안 분포가 섞여 있는 것을 알 수 있다. 그림 9에 해당하는 영상의 경우, 3개의 가우시안 분포의 합으로 구성되어 있음을 알 수 있다.

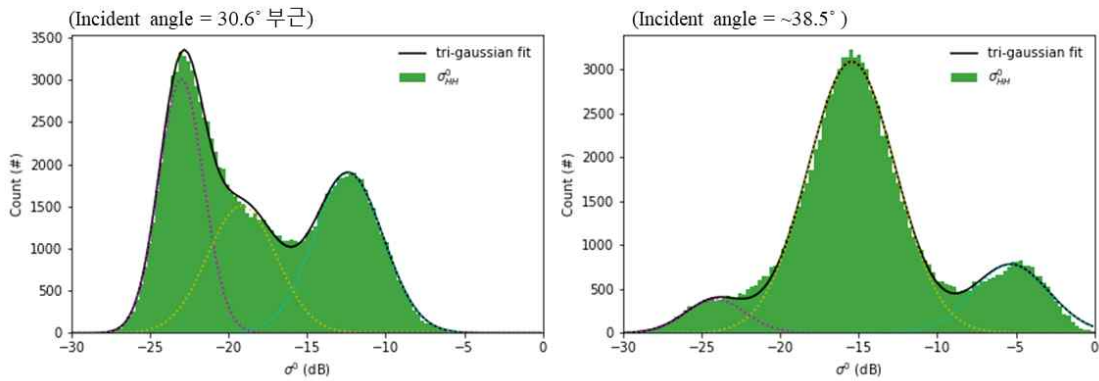


그림 9  $\sigma_{HH}^0$ 의 입사각에 따른 히스토그램 변화

## 나. 해빙 거칠기 산출

### (1) SPM의 거칠기 민감도 실험

식 (24)로 표현되는 SPM 표면 산란의 파라미터 변화에 따른 후방산란 신호 민감도 실험을 위해 복소 유전 상수 (complex dielectric constant)와 산란계수가 필요하다. 산란계수의 경우 수평 및 수직 편광에 대한 Fresnell 방정식을 사용했다. 복소

유전 상수의 경우, 해수의 복소 유전 상사 모델은 Stogryn (1971) 모형과 Lane and Saxton (1952)의 계수를, 불순물이 없는 순수한 얼음의 유전 상수 모델은 Liebe et al. (1989, 1991) 모형을 실험에 사용했다.

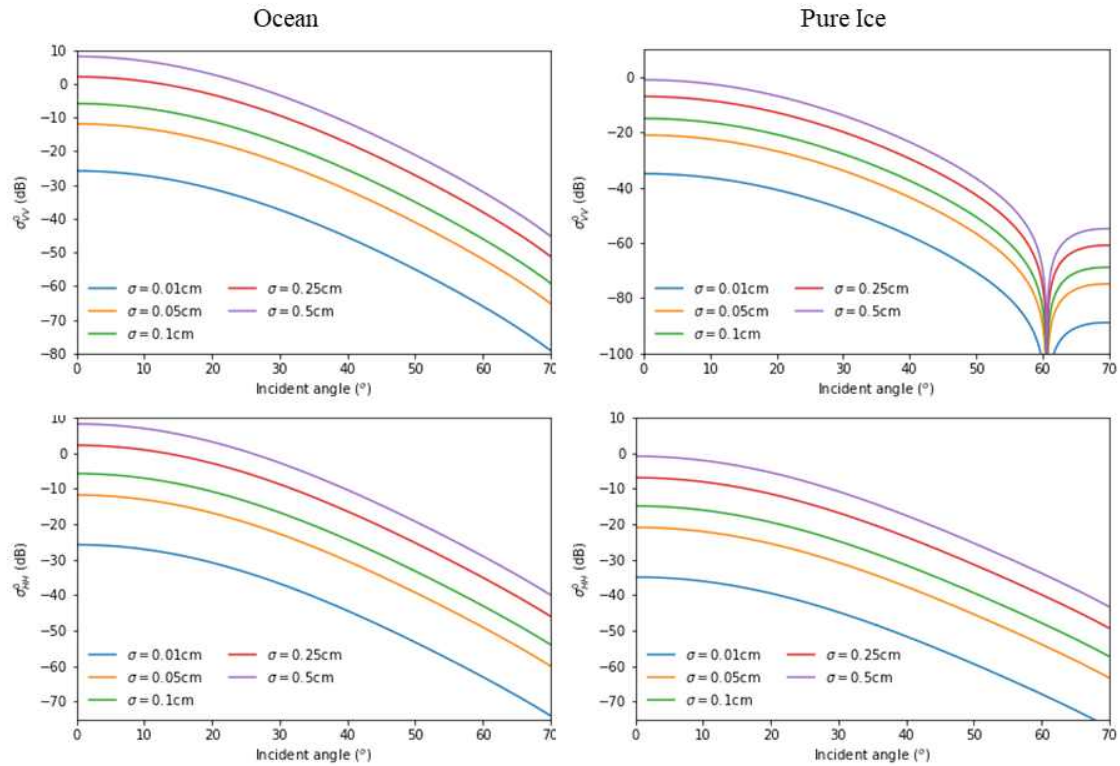


그림 10. rms height( $\sigma$ )의 변화에 따른 후방산란계수 ( $\sigma_{VV}^0$  &  $\sigma_{HH}^0$ ) 민감도 실험

거친 표면의 correlation length를 2.5cm를 고정하고 수행한 해수와 순수한 얼음 표면의 rms height를 변화했을 때 능동센서로 관측된 후방산란계수는 그림 10과 같이 얻을 수 있다. 해수와 얼음의 경우 모두 rms height가 0.01cm에서 0.5cm로 증가하는 동안 후방산란 신호가 증가하는 경향을 보인다. 같은 rms height의 경우, 순수한 얼음보다는 해수에서의 후방산란 신호가 더 강하게 모의되었다. 이러한 특성의 해수와 얼음의 큰 유전 상수값 차이에서 기인하는 것으로 여겨진다.

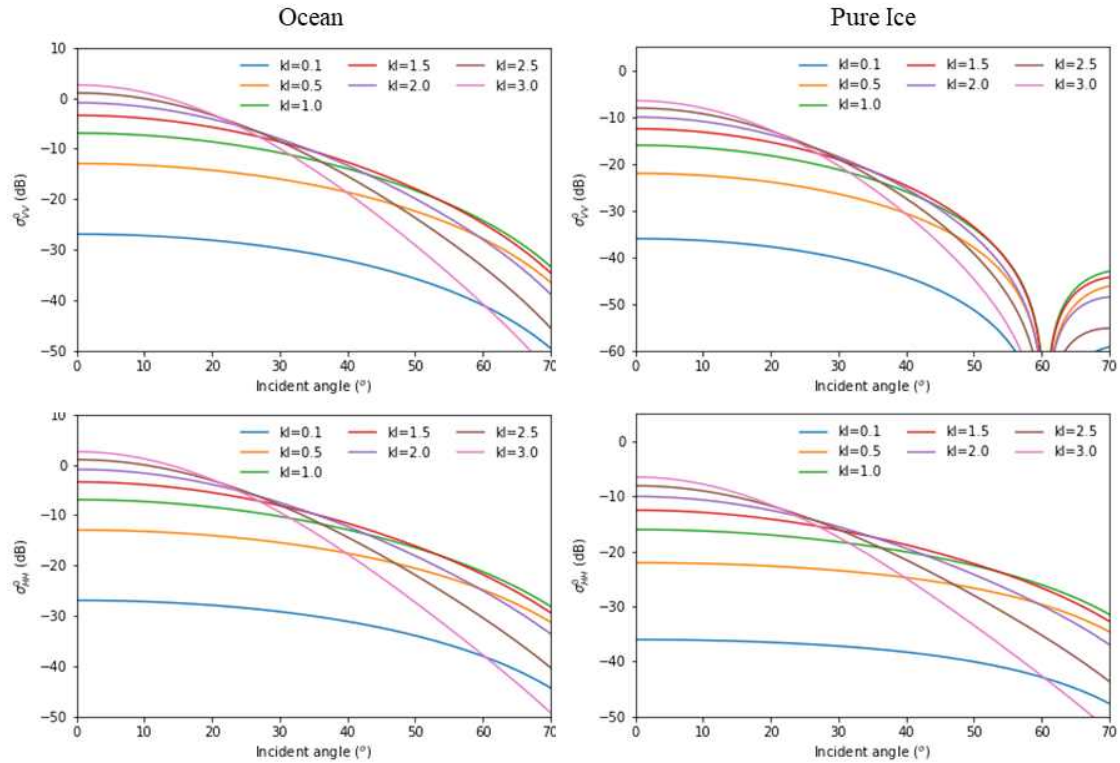


그림 11 correlation length( $L$ )의 변화에 따른 후방산란계수 ( $\sigma_{VV}^0$  &  $\sigma_{HH}^0$ ) 민감도 실험

능동 센서의 후방산란 강도는 rms height 뿐만 아니라, correlation length에 의해 변하기도 한다. SPM에서 상관길이(correlation length)의 민감성은 그림 11에서 확인할 수 있다. 이때 rms height가 2.5cm로 고정된 상태에서 correlation length를 0.0883cm ( $kL = 0.1$ )에서 2.6488cm ( $kL = 3.0$ )까지 변화시켰을 때 후방산란 강도를 계산했다. rms height와 다르게, correlation length의 증가는 할수록 후방산란 강도 변화와 함께 입사각의 따른 신호 강도 감소가 빠르게 일어나는 경향이 있다. 모양 자체가 변하면서 입사각이 큰 영역에서는 correlation length의 증가가 후방산란 강도의 감소로 나타나기도 한다. 마찬가지로, 해수의 후방신호 강도는 얼음 표면보다 강하게 모의되었다.

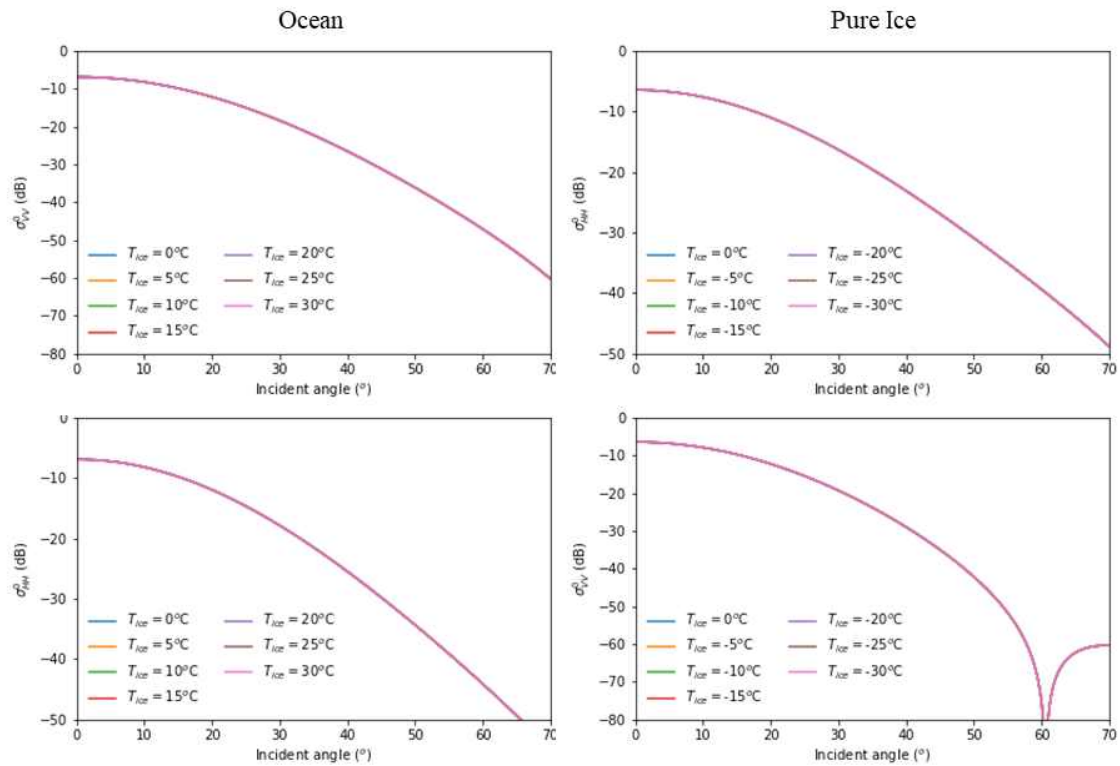


그림 12 온도 변화에 따른 후방산란계수 ( $\sigma_{VV}^0$  &  $\sigma_{HH}^0$ ) 민감도 실험

온도 (°C)	실수부	허수부
0	3.15	6.765E-04
-5	3.15	5.430E-04
-10	3.15	4.541E-04
-15	3.15	3.925E-04
-20	3.15	3.482E-04
-25	3.15	3.153E-04
-30	3.15	2.900E-04

표 5 얼음 (S=0%)의 온도에 따른 유전율 변화

한편, 유전율은 온도의 함수 이므로, 표면의 온도가 변할 때 유전율의 변화에 따른 후방산란 강도가 변할 것을 예상할 수 있다. 그러나, 온도에 따른 민감도 모의에서는 그 변화가 무시할 정도로 작다는 것으로 확인되었다. 온도 민감도 실험은  $\sigma = 0.26488$  ( $k\sigma = 0.3$ ),  $L = 2.4987$  ( $kL = 2.83$ )인 해수와 순수한 얼음으로 수행되었다. 그림 12의 그림에서 알수 있듯, 해수온도가 0°C에서 30°C 까지 변하는 동안 후방산란 신호의 강도는 거의 변화가 없다. 얼음의 경우도 마찬가지로, -30°C에서 0°C까지 얼음의 온도가 변하는 동안 후방산란 신호의 강도 변화는 무시할 정도로 작았다. 이러한 특성은 표 13에서와 같이 유전율의 낮은 온도 의존도의 영향인 것 같다.

## (2) SPM 기반 거칠기 산출

Sentinel-1 위성 관측 자료의 SPM 기반 HH-편광 거칠기는 식(24)로부터 거친 정도를 나타내는 변수( $\sigma$  혹은  $k\sigma$ )로 정리하면 다음과 같은 식을 얻을 수 있다.

$$k\sigma = \frac{\sqrt{\sigma_{HH}^0}}{2kL\cos^2\theta|r_{HH}|} e^{\frac{(kL\sin\theta)^2}{2}} \quad (26)$$

여기서, 상관 길이와 관련한 변수  $kL$ 를 1.5로 가정한다면 거칠기 변수 ( $k\sigma$ )는 관측값으로부터 결정할 수 있다.  $kL$ 은 1.5 근처에서 가장 높은 후방산란 계수를 산출하며,  $kL$ 의 변화에 따른 영향이 적은 영역이기 때문에 이 값으로 가정했다.





## 5. 연구결과

### 가. 해빙역 탐지

관측 자료( $\sigma_{HH}^0$ )의 히스토그램 분포를 통해 4개의 피크가 있음을 확인할 수 있다. 따라서 4개의 가우시안 피팅으로 가정하여 식 (16)을 적용해 4개 class로 분류하였다.

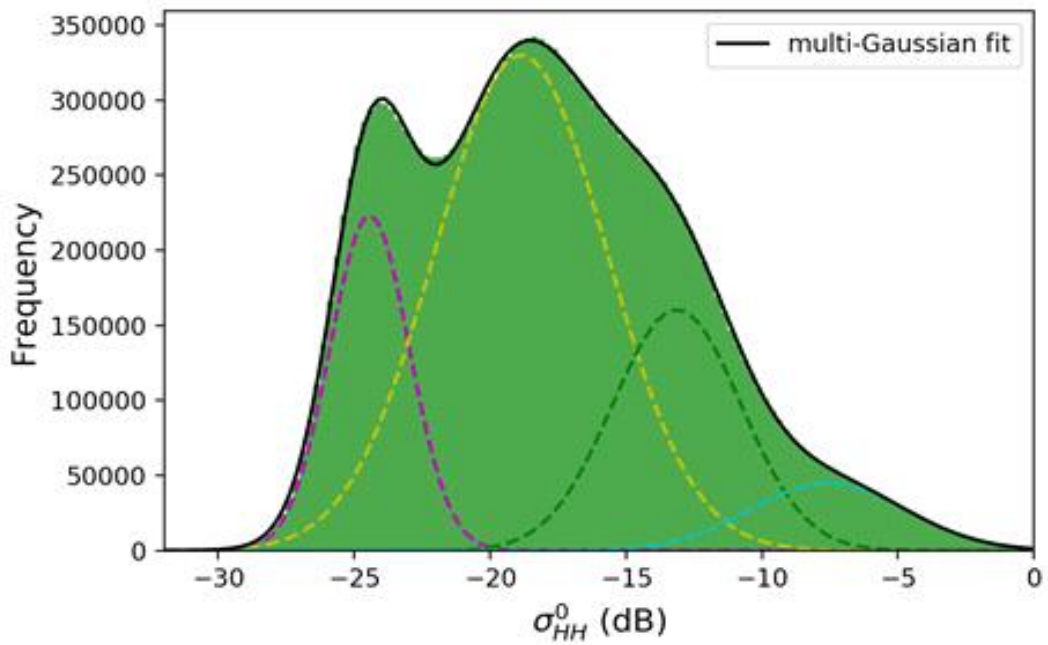


그림 13 연구영역에서 Sentinel-1 자료의 히스토그램 분포

Gaussian Group	$x_0$	$\sigma$	추정 속성
1 (magenta)	-24.43	1.46	바다
2 (yellow)	-18.87	3.15	해빙 -1
3 (green)	-13.13	2.37	해빙 -2
4 (cyan)	-7.58	2.85	육지

표 6 그림 13의 가우시안 분포 특징 및 추정 속성

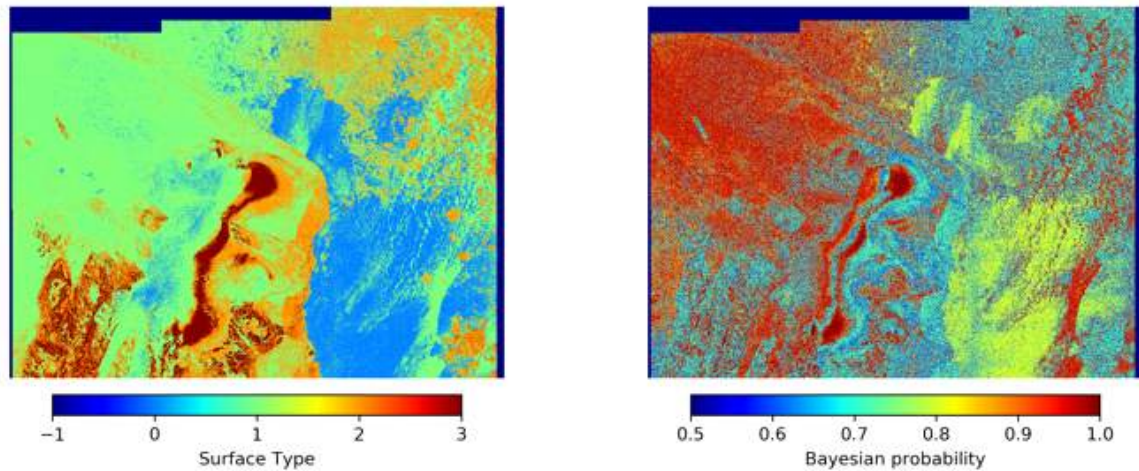


그림 14 4개 class로 분류된 Sentinel-1 영상의 표면 타입(좌)과 분류된 class의 Bayesian 확률(우)

그 결과 그림 13과 같은 표면 분류 결과를 얻을 수 있었고, -1은 fill value, 0은 ocean, 1~2는 ice, 3은 land나 snow같은 volume scattering이 일어나는 영역으로 추정하였다.(그림 14) 그림 14의 우측 그림을 보면 영상의 전반적인 class분류가 약 0.75이상의 높은 확률로서 분류되었음을 알 수 있고, 그림 14의 좌측 그림 통해 1~2 범위의 표면 타입이 해빙 영역으로 판단되어진다. 후방산란 계수는 입사각에 의존하므로 입사각도에 따른 추가 실험을 통해 탐지의 정확도를 향상할 수 있을 것으로 기대된다.

극지연구소

#### 나. 해빙 거칠기 산출

2017년 7월 3일 여름철 자료와 2018년 3월 24일 겨울철 자료를 이용하여 능동 센서를 이용한 해빙 거칠기 산출을 실시한 결과, 그림 17, 18의 결과를 얻었고, 산출된 거칠기 자료는 0~1cm의 범위를 갖는다. 가의 해빙역 탐지 연구에서 분류된 표면 타입과 그림 17의 우측 결과를 비교하면, 바다로 추정되는 영역에서는 0cm에 가까운 값을, 해빙으로 판단되는 영역에서는 0.2~0.6cm의 거칠기를 보이는 것을 확인할 수 있다. 또한 7월과 3월의 계절적 특성을 고려했을 때, 7월의 바다로 추정된 영역이 3월엔 얼어붙어 해빙 영역의 거칠기 값을 갖게 되었음을 알 수 있다.

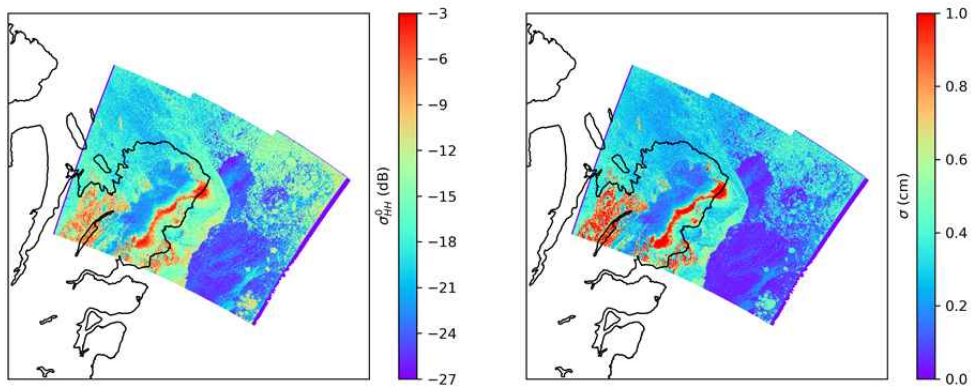


그림 15 Sentinel-1  $\sigma_{HH}^0$ (dB) 자료(좌)와 SPM 기반 표면 거칠기(우) (2017.07.03. 자료)

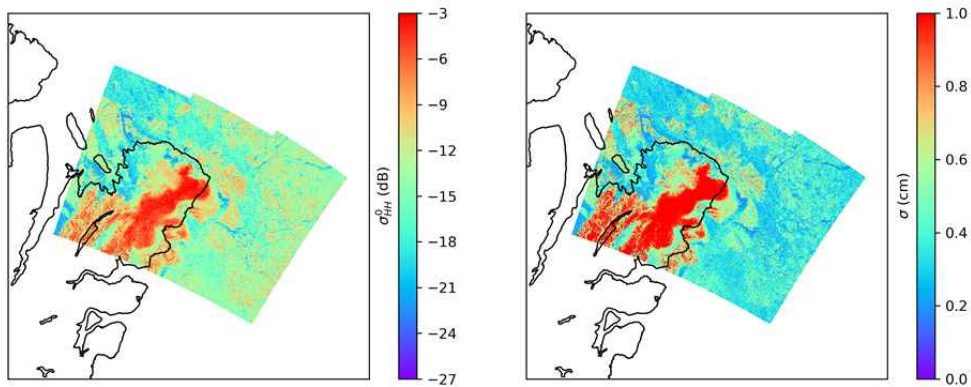


그림 16 Sentinel-1  $\sigma_{HH}^0$ (dB) 자료(좌)와 SPM 기반 표면 거칠기(우) (2018.03.24. 자료)

사후연구로 SPM 방법 뿐 아니라 IEM 방법과 같은 다양한 거칠기 산출 식의 적용을 시도해 볼 수 있고, 눈이나 volume scattering 효과, 앞서 살펴보았던 입사각에 따른  $\sigma^0$  변화 등을 함께 고려하여 거칠기 산출식의 개선이 필요해 보인다.

## 제 3절 북극해빙 거칠기 기반 해빙두께 산출 알고리즘 개발

### 1. 이론적, 실험적 접근 방법

#### 가. 해빙 두께 측정에서의 L-band 효과

해빙 두께의 주파수의 투과 깊이(penetration depth)에 의존하기 때문에 해빙 관측에 사용되는 주파수는 영향을 미친다. L-band는 1-2GHz의 주파수와 30-15cm의 파장대를 가지는 밴드로 수십 센티미터의 해빙 깊이를 투과할 수 있어 X-(주파수 8-12GHz, 파장대 3.75-2.5cm), C-band(주파수 4-8GHz, 파장대 7.5-3.75cm) 보다 해빙의 더 깊은 곳에서 복사가 이루어지기 때문에 두꺼운 해빙에 민감하다. L-band는 0.12-0.36m, C-band는 0.12m이하, X-band는 그보다 더 낮은 해빙 두께에 민감한 것으로 알려져 있다.(Brekke et al. (2014))

#### 나. SMOS 위성의 해빙 두께 산출 방법

L-band 파장대의 SMOS 위성은 밝기 온도( $T_b$ )를 사용하여 1m이하의 얇은 해빙을 산출하였다.

##### (1) 해빙 두께와 L-band의 밝기 온도( $T_b$ )의 상관성

그림 17은 SMOS 위성의 해빙 두께 자료와 밝기 온도의 상관성을 보여주는 그래프로, L-band의 밝기 온도와 1m이하의 얇은 해빙 두께가 강한 관계가 있음을 알 수 있다. (Steffen Tietsche et al.) 0~0.5m의 해빙 두께까지가 L-band의 밝기 온도에 민감하며, 0.5m 이상에서는 두 관계의 기울기( $T_b/SIT$ )가 작아지므로 0.5m 이상의 해빙 두께는 밝기 온도에 영향을 거의 받지 않는다는 것을 알 수 있다.

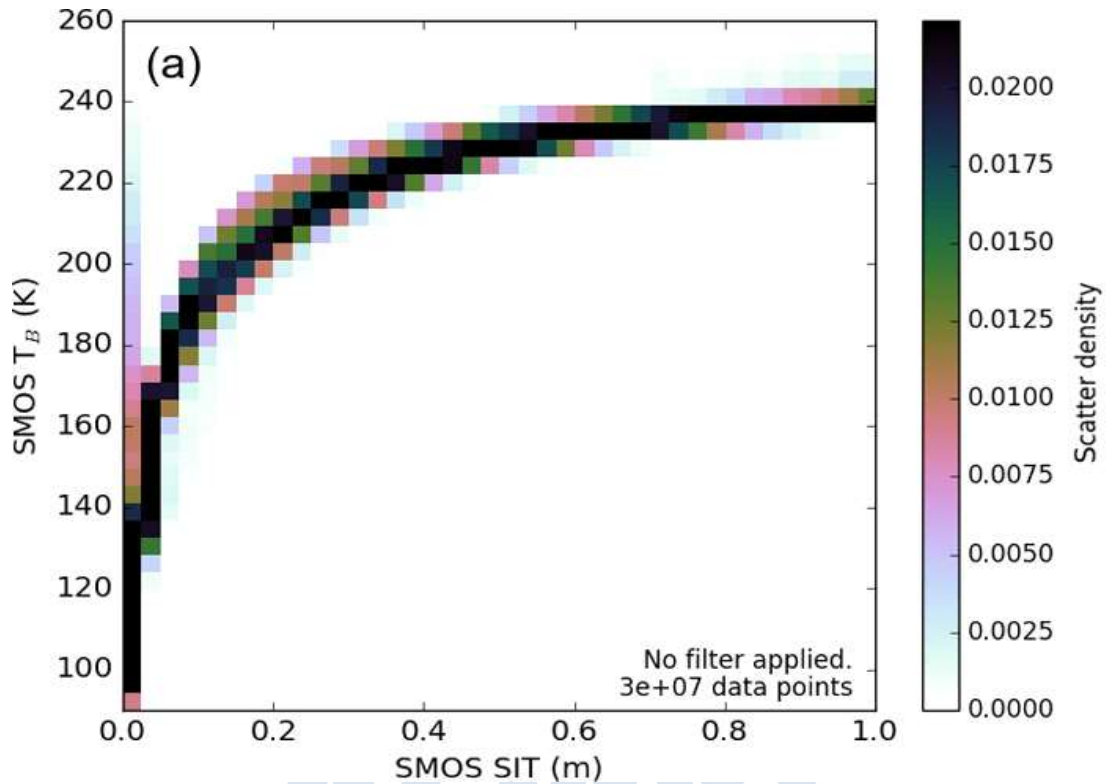


그림 17 SMOS 밝기 온도(Tb)와 SMOS 해빙 두께의 산포 밀도

## (2) SMOS 위성의 해빙 두께 산출

SMOS의 해빙 두께는 해빙 두께의 균일한 유전체 판(homogeneous dielectric-slab)을 가정하여 산출된다. single-ice-layer radiative transfer model(식 (27))과 zero-dimensional thermodynamic sea-ice model (Kaleschke et al., 2012; Tian-Kunze et al., 2014) 차이에 대한 반복(iteration) 모델로 계산되며, 밝기 온도 차이가 0.1K 또는 해빙 두께의 차이가 1cm 이하일 때까지 반복한다.

$$D_{ice,SMOS} = -\frac{1}{\gamma} \cdot \ln\left(\frac{T_B - T_1}{T_1 - T_0}\right) \quad (27)$$

식 (27)의 밝기 온도( $T_B$ )값은 수직 편광과 수평 편광의 일일 평균 강도 값으로,  $T_B$ 는 SMOS의 밝기 온도,  $\gamma$ 는 감쇠 계수(attenuation factor),  $T_0$ 와  $T_1$ 는 각각 개방 구역(open water)과 무한히(infinitely) 두꺼운 해빙에서의 밝기 온도를 의미한다.

관측 오차는  $T_B - T_1$ 의 불확실성으로 결정되기 때문에 표면 반사도(surface reflectivity)의 변동성(variability)에 의한 지구 물리적 불확실성을 포함하게 된다. 따라서 SMOS의 해빙 두께 알고리즘은  $T_B$ 의 불확실성과 해빙 온도 및 염도, 얼음 두께의 분포에 대한 불확실성을 포함하며, 해빙 두께가 증가함에 따라 불확실성은

증가한다. 얇은 해빙의 경우, 해빙 두께와 불확실성 사이의 관계가 거의 선형을 보이며, SMOS 해빙 두께 자료의 불확실성은 0.4m의 해빙두께에서  $\pm 0.02/K$ 이다. 눈 층의 직접 복사에 대한 효과는 포함되지 않았고, 얼음 농도에 대한 보정이 적용되지 않아 개빙 구역에서 해빙 두께가 과소평가되는 특징이 있다.

## 2. 연구자료

### 가. SMAP 위성 자료

3장-1절-2-가 에서의 SMAP 위성 자료와 동일한 자료가 사용되었다.

### 나. SMOS 위성 자료

해빙 두께 자료로 Hamburg 대학에서 산출한 얇은 해빙 두께 자료인 SMOS L3C Sea Ice Thickness(SIT)가 사용되었다. SMOS는 SMAP과 동일한 L-band(1.413GHz,  $\lambda = 21\text{cm}$ ) 파장대의 위성으로, 연구에 사용된 SMOS L3C SIT자료는 MIRAS 센서로 자료로 관측된 L3B 밝기 온도 자료로부터 산출되었다. 해당 자료는 12.5km $\times$ 12.5km의 공간해상도와 1day 시간해상도를 가지며, 10~4월의 북극 지역(50~90° N)의 자료를 netCDF 형태로 제공한다. 본 연구에는 불확실성과 보간 문제가 개선된 가장 최신 버전의 3.2자료가 사용되었고, SMAP 위성 자료와 동일한 시기인 2015년부터 2018년까지 매해 12월의 자료를 사용하였다.

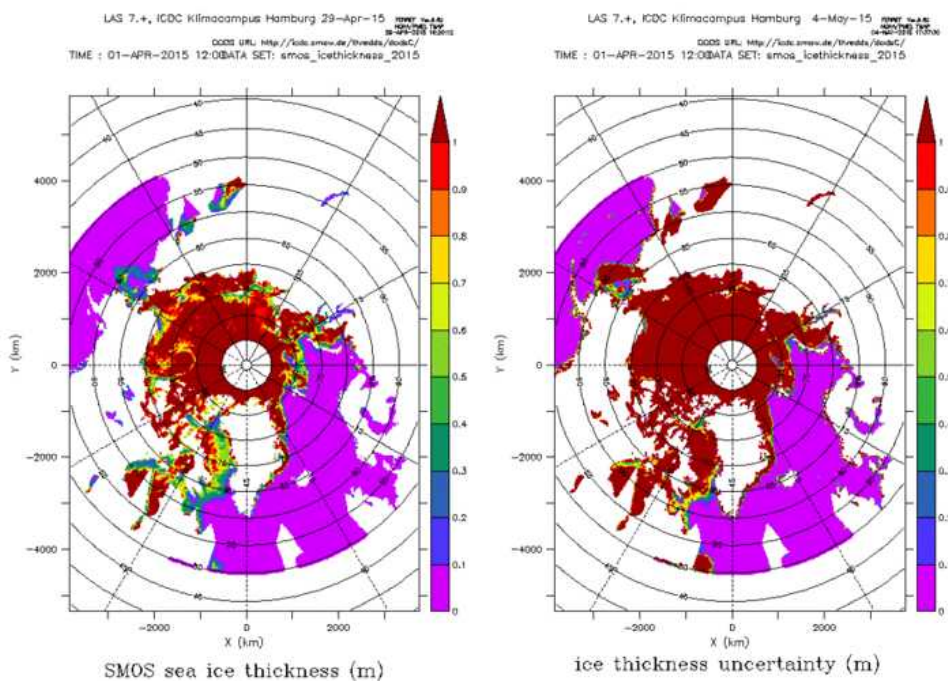


그림 18 SMOS L3C SIT(좌), SMOS L3C SIT의 uncertainty(우) (2015/4/1)

다. Cryosat-2 위성 자료

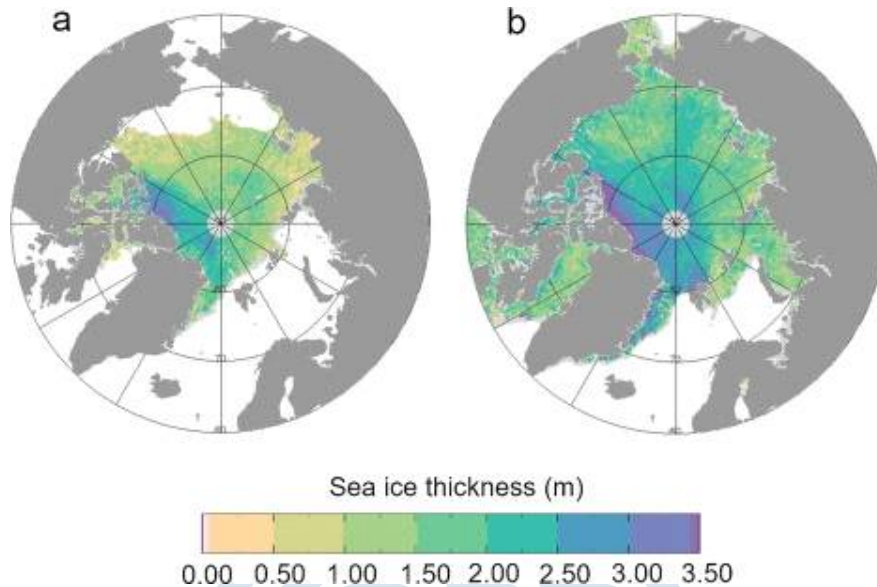


그림 19 Cryosat-2 위성의 (a)2016년 겨울철(10, 11월), (b)2017년 봄철(3, 4월) 60° N 이상의 북반구 해빙 두께 자료 예시

연구 영역 설정을 위해 Cryosat-2의 해빙 두께 자료를 사용하였다. Cryosat-2는 Ku-band(13.6GHz,  $\lambda = 17\text{mm}$ ) 위성으로 Synthetic Aperture Interferometric Radar Altimeter(SIRAL)시스템을 탑재해 low resolution mode (LRM), synthetic aperture radar (SAR) mode, and SAR interferometric (SARIn) mode로 운영되고 있다. 본 연구에는 SAR와 SARIn mode로 획득한 자료를 이용하여 Centre for Polar Observation and Modelling(CPOM)에서 산출해 제공되는 5km 그리드 공간해상도와 28일 시간해상도를 가지는 해빙 두께 자료를 사용하였다. 해당 자료는 10~4월동안 60° N 이상의 북반구 영역 해빙 두께 정보만을 netCDF 형태로 제공하고 있고, 연구에는 2015~2018년 12월 자료가 사용되었다.

라. 자료 획득 경로

각각의 위성 자료는 아래의 경로들을 통해 다운받았다.

- SMAP: [https://nsidc.org/data/SPL3SMP\\_E/versions/2](https://nsidc.org/data/SPL3SMP_E/versions/2)
- SMOS: <http://icdc.cen.uni-hamburg.de/1/daten/cryosphere/l3c-smos-sit.html>
- Cryosat-2:  
[http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/seaice.html?show\\_thk\\_map\\_download\\_pane=1&show\\_basin\\_thickness=0&basin\\_selected=0&big\\_thickness\\_image=0&thk\\_period=1&year](http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/seaice.html?show_thk_map_download_pane=1&show_basin_thickness=0&basin_selected=0&big_thickness_image=0&thk_period=1&year)

### 3. 연구내용

제 1장의 해빙 거칠기 알고리즘으로 산출한 SMAP 위성의 해빙 거칠기 산출물과 SMOS 위성에서 제공하는 얇은 해빙 두께 자료와의 상관성을 확인, 거칠기 기반의 새로운 해빙 두께 자료를 산출하고자 하였다. SMAP 해빙 거칠기와 SMOS 해빙 두께의 회귀분석을 통해 변환관계식을 구하여 SMAP 해빙 두께식과 SMOS해빙 거칠기 식을 산출하였고, SMOS의 해빙 두께 자료가 겨울철(10-4월)로 한정되어있어 2015년부터 2018년까지 4년간의 12월의 자료로 연구를 진행하였다.

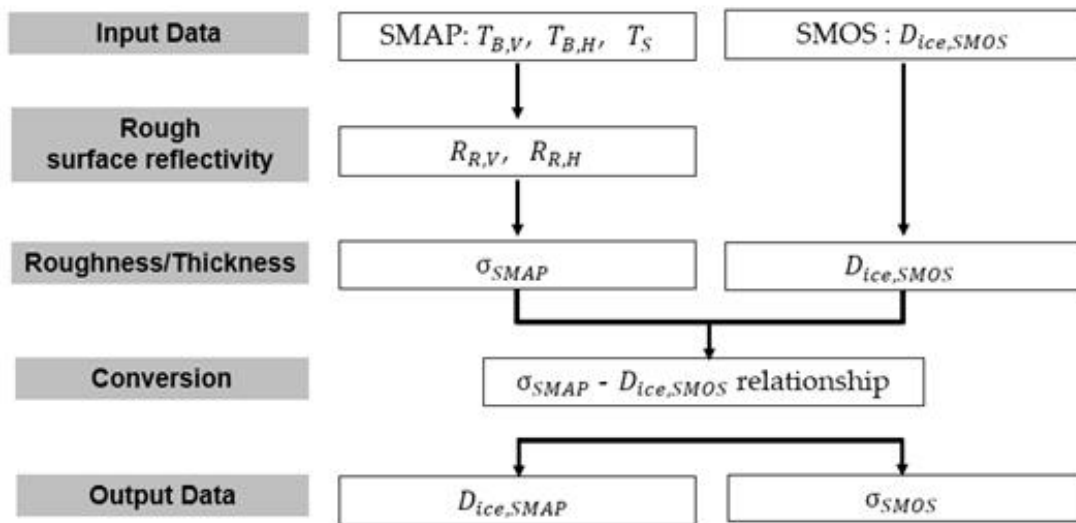


그림 20 연구 흐름도

#### 가. 공간 해상도 일치

연구에 사용된 SMAP, SMOS, Cryosat-2 위성들의 공간해상도가 각각 9km×9km, 12.5km×12.5km, 5km 그리드로 모두 다르다. 따라서 연구 자료들의 상관성 분석을 위해 자료를 모두 SMOS의 공간해상도인 12.5km×12.5km에 맞추어 보간하였다. SMAP 자료 보간 시, 픽셀 당 SMAP 데이터의 위경도와 SMOS 데이터의 위경도 사이의 거리를 구하여 최단거리의 SMAP 데이터를 채우는 방식으로 진행하였다고, Cryosat-2 자료도 동일한 방법으로 보간을 진행하였다.



나. 연구 범위 설정

SMOS의 해빙 두께 자료는 해빙 영역 뿐 아니라 일부 개방 구역(open water)과 해안 근처 영역이 포함되어있어, SMAP 해빙 거칠기 산출물과의 산포도에서 노이즈로 간주되는 값들이 나타났다. 이러한 노이즈 값을 제거하기 위해 연구 범위를 해빙 지역으로 한정시켜주었다. 먼저 SMAP의 surface\_flag 자료의 9 km model frozen ground flag(그림 23)를 사용하여 해빙인 영역을 걸러낸 후, 비교적 해빙의 영역을 정확히 산출하는 Cryosat-2의 thickness 자료를 사용하여 다시 해빙 영역만을 추출하도록 하였다. 마지막으로, L-band의 밝기 온도에서 산출되는 SMOS 해빙 두께 자료는 50cm이하의 해빙에서 유의하므로 0~0.5m의 해빙 영역만 연구 범위로 설정하였다. (제 3절-1-나-(1))

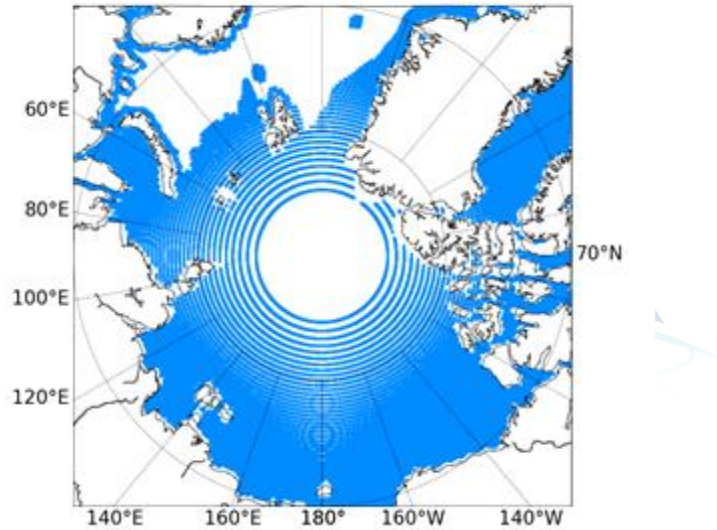


그림 21 SMAP SPL3SMP\_E 자료의 9km model frozen ground flag 예시

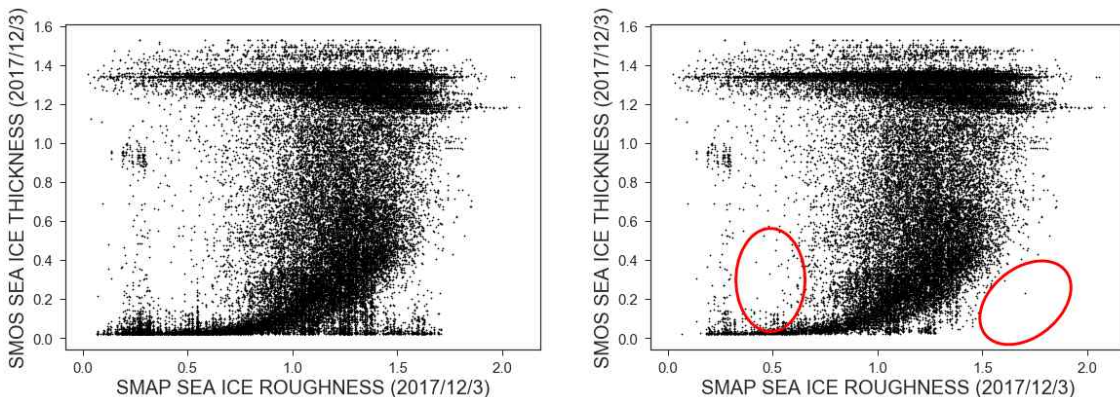


그림 22 노이즈 제거 전(좌)과 후(우)의 SMAP 해빙 거칠기와 SMOS 해빙 두께의 산포도

다. SMAP 해빙 거칠기와 SMOS 해빙 두께의 변환관계식

적절한 변환관계식을 얻기 위해 SMAP 해빙 거칠기 산출물과 50cm 이하의 SMOS 해빙 두께 자료 사이의 회귀분석을 실시하였다. 2015년부터 2018년까지 4년간의 12월 자료로 연도별 회귀분석을 실시하였고 (그림 23), 평균적으로 correlation coefficients 값이 0.462로 나오는 것을 확인하였다. 변환관계식은 bias가 -8.034cm, root-mean-square-error가 17.604cm로 가장 낮은 값을 보였던 2017년 12월의 회귀식으로 설정하였다. 산출된 변환관계식은 다음과 같다.

$$D_{ice,SMOS} = a \cdot \sigma_{SMAP}^b \quad (a = 13.27, b = 4) \quad (28)$$

다음과 같이 식 (28)를 거칠기에 대한 식으로 변환할 수 있다.

$$\sigma_{SMOS} = \left( \frac{D_{ice,SMOS}}{a} \right)^{\frac{1}{b}} \quad (29)$$



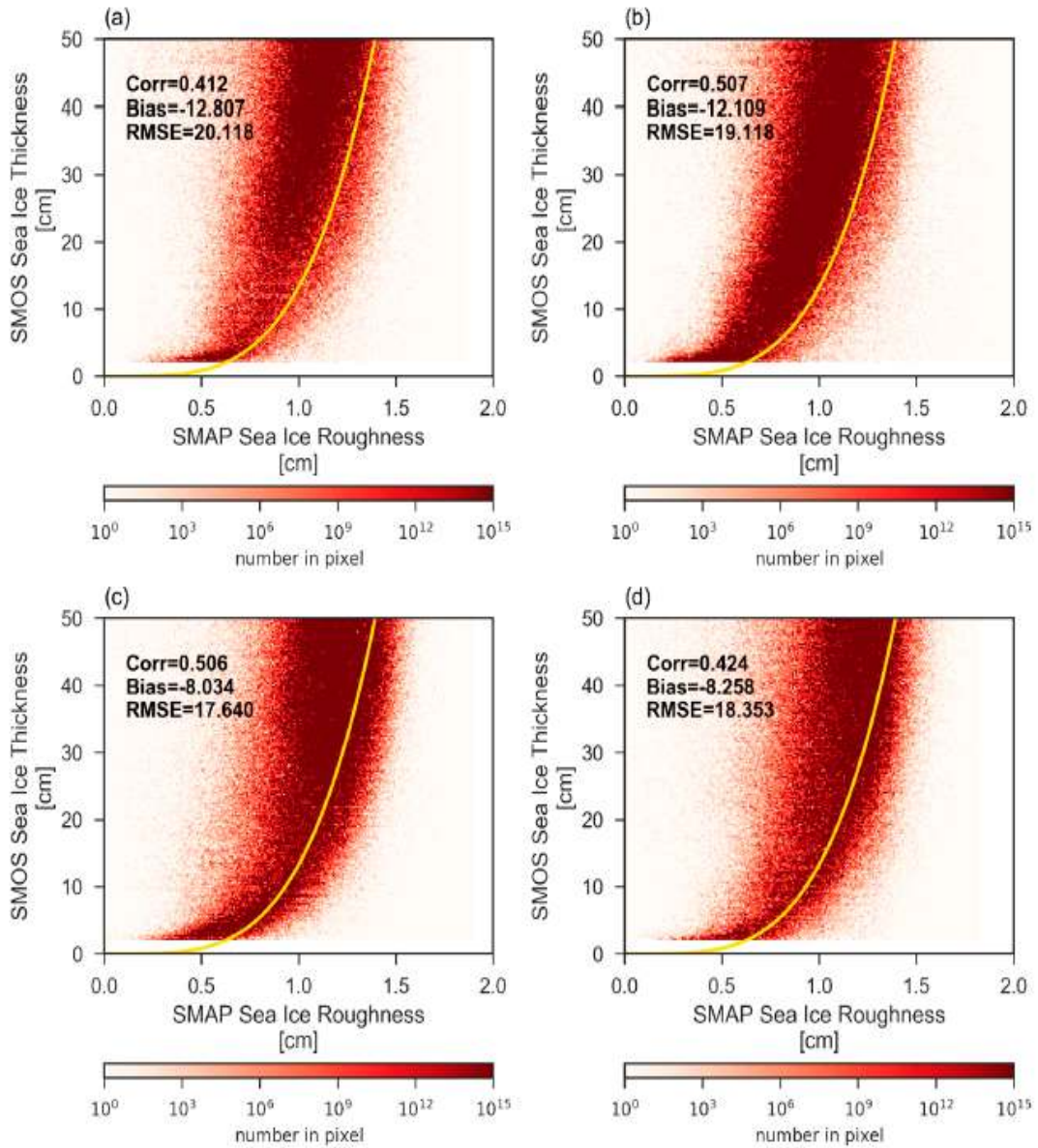


그림 23 (a)2015, (b)2016, (c)2017, (d)2018년 12월의 SMAP 해빙 거칠기와 0.5m이하의 SMOS 해빙 두께의 사이의 산포도 및 회귀선

산출된 해빙 두께와 거칠기 식의 오차를 최소화하기 위해 식 (28)과 (29)에 각각 8.034,  $-0.139\text{cm}$ 만큼 오차 보정을 해주었으며, 보정 값은 2017년 12월 회귀식의 bias(그림 23c)를 사용하였다.

#### 4. 연구결과

##### 가. SMAP 해빙 두께 산출물

새롭게 산출된 SMAP의 해빙 두께 자료의 검증을 위해 2015년부터 2018년까지 4년간의 12월 한 달 치 SMOS 해빙 두께 자료와 SMAP 해빙 두께 산출물의 회귀 분석을 실시하였다. 평균적으로 correlation coefficients(CC)는 0.414, bias는 -2.268cm, root-mean-square-error(RMSE)는 15.919cm가 나오는 것을 확인하였다. 그림 24c에서의 통계 값(CC=0.461, bias=0.000cm, RMSE=15.705cm)이 가장 좋으며, 이는 산출한 SMAP 해빙 두께 식이 2017년 12월 자료를 사용하여 생성 및 보정되었기 때문이다.

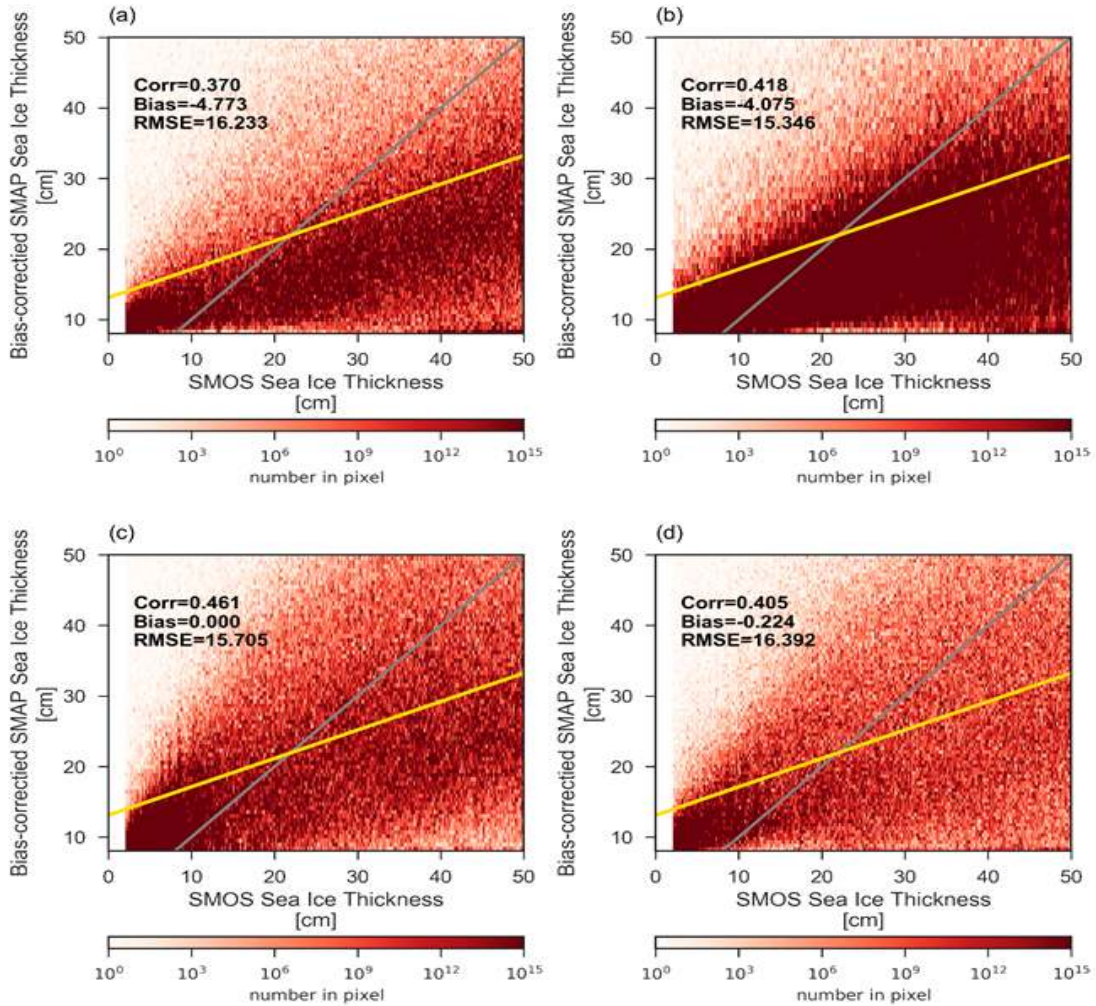


그림 24 (a)2015, (b)2016, (c)2017, (d)2018년 12월의 SMOS 해빙 두께와 새롭게 산출된 SMAP 해빙 두께 사이의 산포도 및 회귀선(노란 실선)

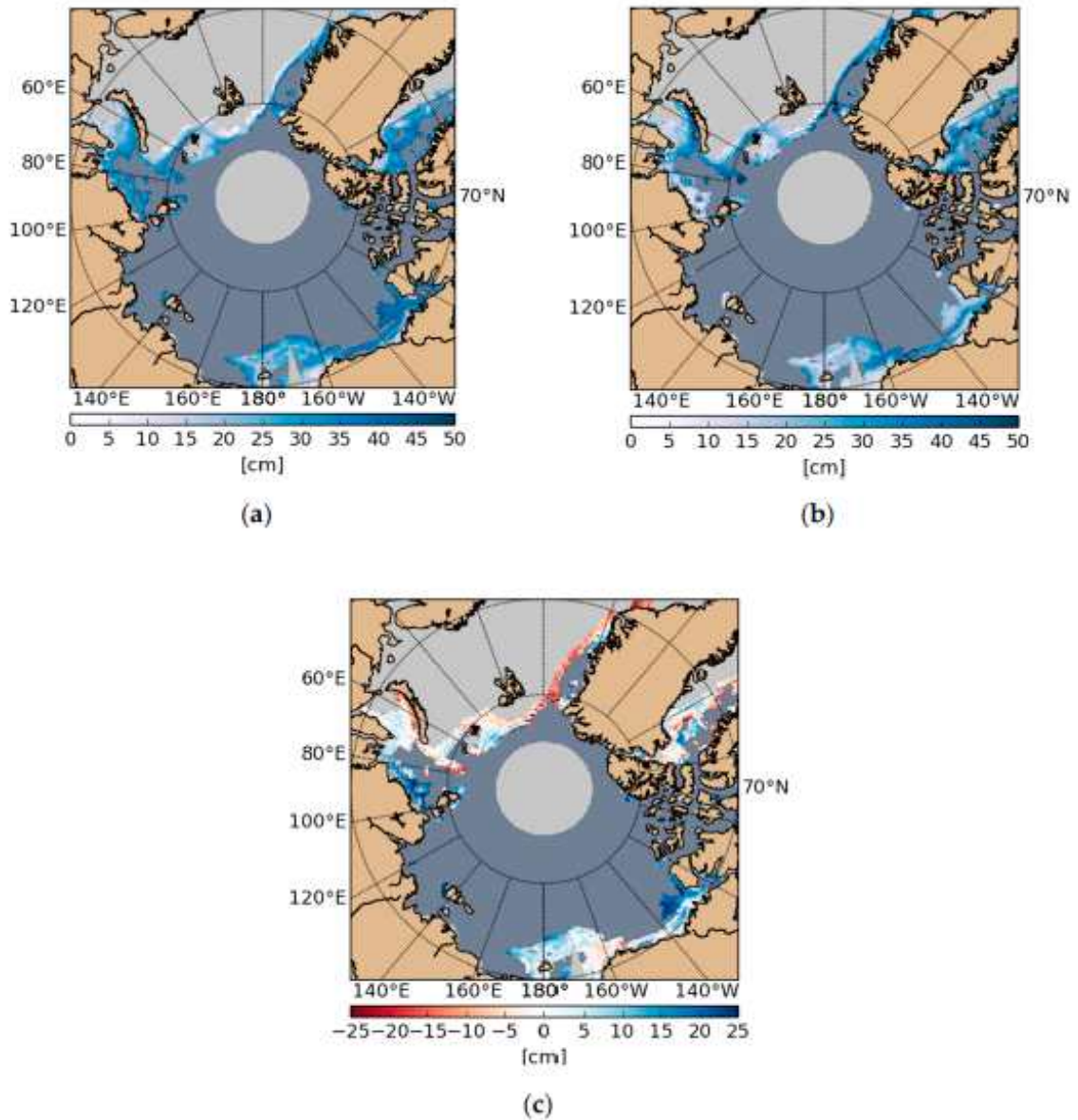


그림 25 2017년 12월 평균 (a)SMOS 해빙 두께, (b)새로 산출한 SMAP 해빙 두께 공간 분포와 (c)(a)와 (b)의 차이 결과

산출된 SMAP 해빙 두께 자료는 0~0.5m의 해빙 두께만을 나타내며, SMOS위성과 동일한 12.5km×12.5km의 공간해상도와 1 day 시간해상도를 가진다. 그림 25b는 2017년 12월의 한 달 평균 해빙 두께 자료 예시로, 연한 회색은 개빙 구역을 나타내고, 해빙 두께가 두꺼울수록 더 푸른색을 띤다. SMOS의 해빙 두께 자료는 10월부터 4월까지 겨울철에만 제공되는 한계가 있는 반면, 본 연구에서 사용한 SMAP의 해빙 두께자료는 시기와 상관없이 산출 가능하다는 장점이 있다.

나. SMOS 해빙 거칠기 산출물

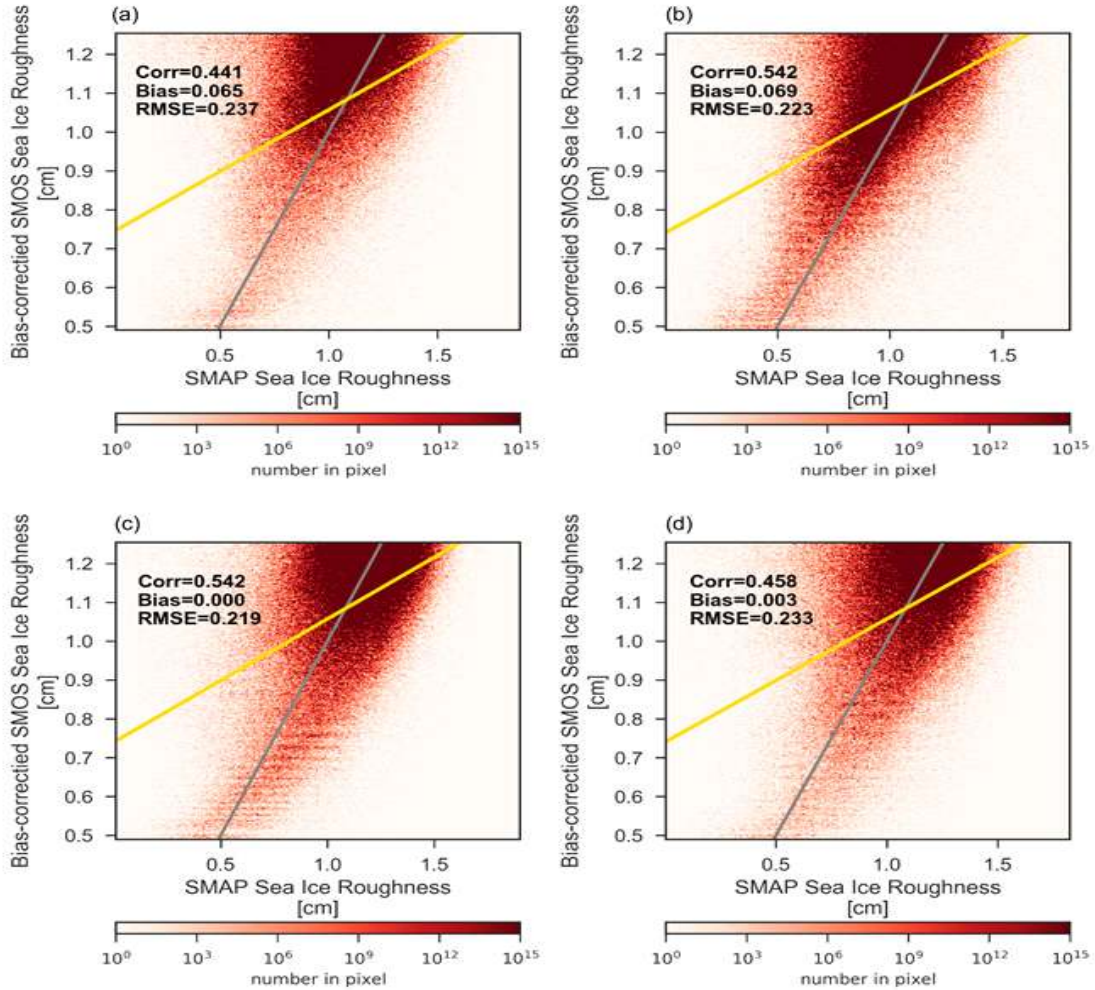


그림 26 (a)2015, (b)2016, (c)2017, (d)2018년 12월의 SMAP 해빙 거칠기와 새롭게 산출된 SMOS 해빙 거칠기 사이의 산포도 및 회귀선(노란 실선)

새롭게 산출된 SMOS 해빙 거칠기 자료의 검증을 위해 제 1절에서 산출한 2015년부터 2018년까지 4년간의 12월 한 달 치 SMAP 해빙 거칠기 자료와 SMOS 해빙 거칠기 산출물의 회귀 분석을 실시하였다. 평균적으로 correlation coefficients(CC)는 0.496, bias는 0.03cm, root-mean-square-error(RMSE)는 0.228cm가 나오는 것을 확인하였다. 2017년 회귀 분석 결과인 그림 28c에서의 통계 값 (CC=0.542, bias=0.000cm, RMSE=0.219cm)이 가장 좋으며, 이는 산출한 SMOS 해빙 거칠기 식이 2017년 12월 자료를 사용하여 생성 및 보정되었기 때문이다.

산출된 SMOS 해빙 거칠기 자료는 0.5m이하의 해빙에서의 small-scale 거칠기 값으로 0~1.8cm의 범위를 가지며, 12.5km×12.5km의 공간해상도와 1 day 시간해상도를 가진다. 그림 27b는 2017년 12월의 한 달 평균 해빙 거칠기 자료

예시이다. 연한 회색은 개방 구역을 나타내고, 해빙 거칠기가 더 거칠수록 붉은 색을 띤다.

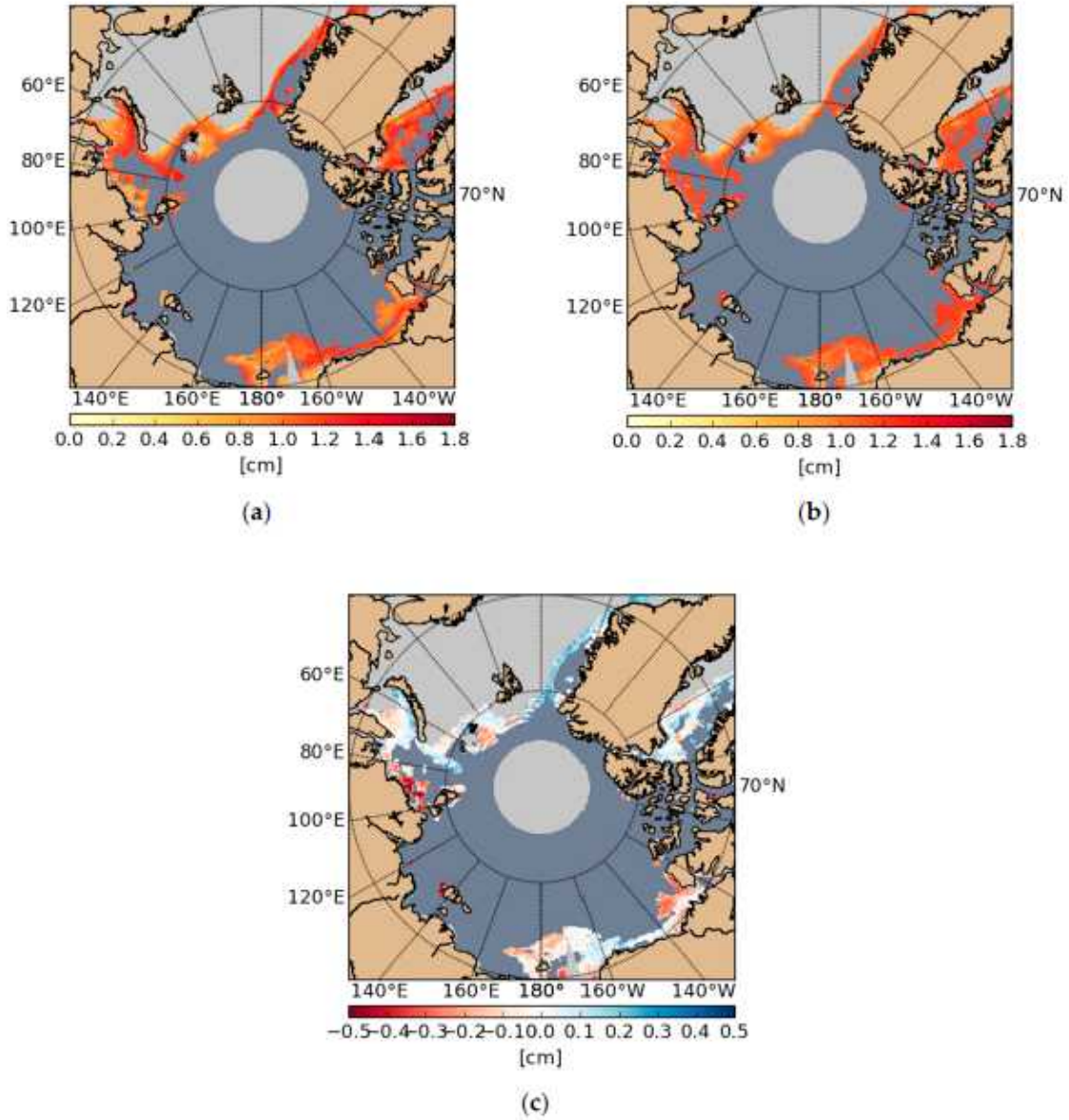


그림 27 2017년 12월 평균 (a)SMAP 해빙 거칠기, (b)새로 산출한 SMOS 해빙 거칠기 공간 분포와 (c)(a)와 (b)의 차이 결과

## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

### 제 1절 연구개발목표 달성도

성과목표	세부목표		달성 주요내용	달성도(%)
마이크로파 위성활용 북극 해빙 거칠기 정보 산출 알고리즘 개발연구	1-1	수동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발	- SMOS 위성 기반 북극해빙 거칠기 산출 기술 개발	- 100% - 분석결과 제시 - 학술회의 발표 - 논문준비
	1-2	능동형 마이크로파 위성 거칠기 알고리즘 개발	- Sentinel 위성기반 북극해빙 거칠기 산출 기술 개발 - SMOS 위성 기반 거칠기를 이용한 북극 해빙두께 산출 기술 개발	- 100% - 분석결과 제시 - 논문준비 - 학술회의 발표
	1-3	(추가연구) 북극해빙 거칠기 기반 해빙두께 산출 알고리즘 개발	- 거칠기 기반 해빙두께 산출 기술 개발	- 100% - 분석결과 제시 - 논문게재

극지연구소



## 제 2절 연구성과

### 1. 연구성과 (정량적 성과)

(계획(건수)/대비(건수))

구분		계획					
		국외			국내		
논문		SCI	기타	소계	SCI	기타	소계
		1/1	/	/	/	/	/
Proceeding		국외			국내		
		/			/		
단행본(저서)		/					
특허		국외			국내		
	출원	/			/		
	등록	/			/		
기술실시계약		/					
세미나개최		/					
인터넷사이트 개설		/					
기타사항		/					

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

### 제 1절 활용계획

#### 1. 개선연구

##### 가. 해빙 거칠기 기후변화 연구

장기간의 자료에 본 연구에서 개발된 거칠기 산출식을 적용하여, 월별 계절별, 연차별 해빙거칠기의 변화를 기후변화 관점에서 분석하여 극지 해빙의 거칠기 변화를 연구하려 함

##### 나. 해빙두께 기후변화 연구

장기간의 SMAP, SMOS 자료에 본 연구에서 개발된 해빙 두께 산출식을 적용하여, 월별 계절별, 연차별 해빙 두께의 변화를 기후변화 관점에서 분석하려함. 그와 동시에 다른 선행 연구기법들에 의해 개발되거나 활용중인 해빙두께 자료와 비교하여, 기후변화 관점에서 해빙두께의 변화를 연구하려 함

### 제 2절 기대효과

#### 1. 학술적 파급효과

##### 가. 장기적인 극지해빙 기후변화 특성 이해

##### 나. 독창적 마이크로파 위성기반 해빙 거칠기 산출 연구 성과 창출

#### 2. 경제적 파급효과

##### 가. 극지해빙 표면 거칠기 상태에 대한 준 실시간 모니터링

##### 나. 극지해빙 거칠기 정보를 활용한 쇄빙선 운영 및 북극항로 지원

## 제 6 장 참고문헌

1. <Sentinel-2\_User\_Handbook.pdf>
2. Eicken, H.; Salganek, M., Field techniques for Sea-ice Research. University of Alaska Press: 2010.
3. Beckers, J. F.; Renner, A. H.; Spreen, G.; Gerland, S.; Haas, C., Sea-ice surface roughness estimates from airborne laser scanner and laser altimeter observations in Fram Strait and north of Svalbard. *Annals of Glaciology* 2015, 56 (69), 235-244.
4. Bernardo, J. M.; Smith, A. F., *Bayesian theory*. John Wiley & Sons: 2009; Vol. 405.
5. Bi, H.; Yang, X.; Li, Z.; Zhou, X., Sea ice small-scale surface roughness estimation based on AMSR-E observations. *International journal of remote sensing* 2013, 34 (12), 4425-4448.
6. Choudhury, B.; Schmutge, T. J.; Chang, A.; Newton, R., Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *Journal of Geophysical Research: Oceans* **1979**, 84 (C9), 5699-5706.
7. Doble, M. J.; Skourup, H.; Wadhams, P.; Geiger, C. A., The relation between Arctic sea ice surface elevation and draft: A case study using coincident AUV sonar and airborne scanning laser. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 2011, 116 (C8).
8. Fors, A. S.; Brekke, C.; Gerland, S.; Doulgeris, A. P.; Beckers, J. F., Late summer Arctic sea ice surface roughness signatures in C-band SAR data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 2015, 9 (3), 1199-1215.
9. Go, G.-Y.; Park, C.-W., 웨이브렛 기반 시그마 필터와 에지맵을 이용한 SAR 영상처리.
10. Johansson, A. M.; Brekke, C.; Spreen, G.; King, J. A., X-, C-, and L-band SAR signatures of newly formed sea ice in Arctic leads during winter and spring. *Remote Sensing of Environment* **2018**, 204, 162-180.
11. Kaleschke, L.; Tian Kunze, X.; Maaß, N.; Mäkynen, M.; Drusch, M., Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze up period. *Geophysical Research Letters* **2012**, 39 (5).
12. Metsis, V.; Androutopoulos, I.; Paliouras, G. In *Spam filtering with naive bayes-which naive bayes?*, CEAS, Mountain View, CA: 2006; pp 28-69.
13. Pilz, J., Justice, JH (ed.), Maximum Entropy and Bayesian Methods in Applied Statistics. Proceedings, University of Calgary, 1984. Cambridge etc., Cambridge University Press 1986. 319 S.,£ 25.-B/CH/c. ISBN 0 521 32380 0. *Zeitschrift Angewandte Mathematik und Mechanik* **1987**, 67, 598-598.

14. Qiu, F.; Berglund, J.; Jensen, J. R.; Thakkar, P.; Ren, D., Speckle noise reduction in SAR imagery using a local adaptive median filter. *GIScience & Remote Sensing* **2004**, *41* (3), 244–266.
15. Tian-Kunze, X.; Kaleschke, L.; Maaß, N.; Mäkynen, M.; Serra, N.; Drusch, M.; Krumpen, T., SMOS-derived thin sea ice thickness: algorithm baseline, product specifications and initial verification. *The Cryosphere* **2014**, *8*, 997–1018.
16. Tietsche, S.; Alonso-Balmaseda, M.; Rosnay, P.; Zuo, H.; Tian-Kunze, X.; Kaleschke, L., Thin Arctic sea ice in L-band observations and an ocean reanalysis. *Cryosphere* **2018**, *12*, 2051–2072.
17. Tilling, R. L.; Ridout, A.; Shepherd, A., Estimating Arctic sea ice thickness and volume using CryoSat-2 radar altimeter data. *Advances in Space Research* **2018**, *62* (6), 1203–1225.
18. Wu, S.-T.; Fung, A. K., A noncoherent model for microwave emissions and backscattering from the sea surface. *Journal of Geophysical Research* **1972**, *77* (30), 5917–5929.
19. Centre for Polar Observation and Modelling Data Portal. <http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/science.html> (accessed on 19 Jan 2020)
20. Abbot, D. S. and Tziperman, E., 2009, Controls on the activation and strength of a high-latitude convective cloud feedback, *J. Atmos. Sci.*, 66, 519 - 529.
21. Belchansky, G. I. and Douglas, D. C., 2002, Seasonal comparisons of sea ice concentration estimates derived from SSM/I, OKEAN, and RADARSAT data, *Rem. Sens. Environ.* 81, 67 - 81.
22. Carlstrom, A., 1991, Laser profiler for verification of surface scattering models, In proceeding of 11th IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, 3–6 June 1991, Espoo, Finland, 1371 - 1374.
23. Cavalieri, D. J., Gloersen, P., and W. J. Campbell, 1984, Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. *J. Geophys. Res.*, 89, 5355 - 5369.
24. Comiso, J. C., 1986, Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *J. Geophys. Res.*, 91, 975 - 994.
25. Comiso, J. C., Cavalieri, D. J., and Markus, T., 2003, Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 41, 243 - 252.
26. Emery, W. J., Fowler, C., and Maslanik, J. 1994, Arctic sea ice concentration from special sensor microwave imager and advanced very high resolution radiometer satellite data, *J. Geophys. Res.*, 99, 18329 - 18342.
27. Forsberg, R., and Skourup, H., 2005, Arctic Ocean gravity, geoid and sea ice freeboard heights from ICESat and GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21502, doi:10.1029/2005GL023711.

28. Giles, K. A., Laxon, S. W., and Ridout, A. L., 2008, Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22502, doi:10.1029/2008GL035710.
29. Gorodetskaya, I. V., Tremblay, L. B., Liepert, B., Cane, M., and Cullather, R. J., 2008, The influence of cloud and surface properties on the Arctic Ocean shortwave radiation budget in coupled models. *Journal of Climate*, 21, 866 - 882.
30. Gutowski Jr., W. J., 2007, Influence of Arctic wetlands on Arctic atmospheric circulation, *J. Climate*, 20, 4243 - 4254.
31. Hechts, E., 1998, *Optics*, Chapter 4. New York: Addison Wesley Longman.
32. Heygster, G., Hendricks, S., Kaleschke, L., Maaß, N., Mills, P., Stammer, D., Tonboe, R. T., and Haas, C. 2009, L-Band radiometry for sea-ice applications, Final Report for ESA ESTEC Contract 21130/08/NL/EL, Institute of Environmental Physics, University of Bremen.
33. Hong, S., 2009a, Retrieval of refractive index over specular surfaces for remote sensing applications. *J. Appl. Rem. Sens.*, 3, 033560.
34. Hong, S., 2009b, Detection of Asian dust (Hwangsa) over the Yellow Sea by decomposition of unpolarized infrared reflectivity. *Atmos. Environ.*, 43, 5887 - 5893.
35. Hong, S., 2010a, Decomposition of unpolarized emissivity. *Int. J. Rem. Sens.*, 31, 2109 - 2114.
36. Hong, S., 2010b, Detection of small-scale roughness and refractive index of sea ice in passive satellite microwave remote sensing. *Rem. Sens. Environ.*, 114, 1136 - 1140.
37. Hong, S., 2010c, Surface roughness and polarization ratio in microwave remote sensing. *Int. J. Rem. Sens.*, 31, 2709 - 2716.
38. Hong, S. and Shin, I., 2010, Global trends of sea ice: small-scale roughness and refractive index. *J. Climate*, 23, 4669 - 4676.
39. Hong, S., Shin, I., and Ou, M., 2010, Comparison of the ISEM infrared sea-surface emissivity model with a physical emissivity model. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 27, 345 - 352.
40. Hong, S. and Shin, I., 2011, A physically-based inversion algorithm for retrieving soil moisture in passive microwave remote sensing. *J. Hydrol.*, 405, 24 - 30.
41. Hong, S., 2013, Polarization conversion for specular components of surface reflection. *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.*, 10, 1469 - 1472.
42. Hong, S. and Shin, I., 2013, Wind speed retrieval based on sea surface roughness measurements from spaceborne microwave radiometers.

- Journal of Applied Meteorology and Climatology, 52, 507 - 516.
43. Hong, S., Shin, I., Byun, Y., Seo, H.-J., and Kim, Y., 2014, Analysis of sea ice surface properties using ASH and Hong approximations in satellite remote sensing, *rem. Sens. Lett.*, 5, 139–147.
  44. Hong, S., Seo, H.-J., Kim, N., and Shin, I., 2015, Physical retrieval of tropical ocean surface wind speed under rain-free conditions using spaceborne microwave radiometers, *Rem. Sens. Lett.*, 380–389.
  45. Hong, S., Seo, H.-J., and Kwon, Y.-J., 2016, A unique satellite-based sea surface wind speed algorithm and its application into tropical cyclones intensity analysis, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 33, 1363–1375.
  46. Isakov, N. A., et al, 1999, The NSR simulation study package 3: potential cargo flow analysis and economic evaluation for the simulation study (russian part), INSRP Working Paper No. 139.
  47. Johannessen, O. M., 2008. Decreasing arctic sea ice mirrors increasing CO2 on decadal time scale. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 1, 51–56.
  48. Johannessen, O. M, Alexandrov, V., Sandven, S., Pettersson, L. H., Bobylev, L., and Kloster, L., 2007. Remote sensing of sea ice in the Northern Sea Route - studies and applications. Springer Praxis Books. Nansen Centers Polar Series no. 4.
  49. Kaleschke, L., Tian-Kunze, X., Maaß, N., Mäkynen, M., and Drusch, M., 2012. Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L05501, doi:10.1029/2012GL050916.
  50. Kaleschke, L., Maaß, N., Haas, C., Hendricks, S., Heygster, G., and Tonboe, R. T., 2010, A sea-ice thickness retrieval model for 1.4 GHz radiometry and application to airborne measurements over low salinity sea-ice, *Cryosphere*, 4, 583 - 592.
  51. Kaleschke, L., Maaß, N., Haas, C., Hendricks, S., Heygster, G., and Tonboe, R. T., 2009, A sea ice thickness retrieval model for 1.4 GHz radiometry and application to airborne measurements over low salinity sea ice, *Cryosphere Discussion*, 3, 995 - 1022.
  52. Kwok, R., Cunningham, G. F., Wensnahan, M., Rigor, I., Zwally, H. J., and Yi, D., 2009. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008, *J. Geophys. Res.*, 114, C07005, doi:10.1029/2009JC005312.
  53. Kwok, R, and Rothrock, D. A., 2009. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958 - 2008. *Geophys. Res. Lett.* 36:L15501.
  54. Laxon, S. W., Giles, K. A., Ridout, A. L., Wingham, D. J., Willatt, R., Cullen, R., Kwok, R., Schweiger, A., Zhang, J., Haas, C., Hendricks, S.,




- Krishfield, R., Kurtz, N., Farrell, S., and Davidson, M., 2013. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. GRL published online: 28 FEB 2013 DOI: 10.1002/grl.50193.
55. Laxon, S., Peacock, N., and Smith, D., 2003. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, *Nature*, 425, 947 - 950.
  56. Manabe, S and Stouffer, R. J., 1993, Century-scale effects of increased atmospheric CO<sub>2</sub> on the ocean-atmosphere system, *Nature*, 362, 215-217.
  57. Manninen, A. T., 1997, Surface roughness of Baltic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 102, 1119 - 1139.
  58. Markus, T. and Cavalieri, D. J., 2000, An enhanced NASA team sea ice algorithm, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 38, 1387 - 1398.
  59. Maykut, G. A., 1978, Energy exchange over young sea-ice in the central Arctic, *J. Geophys. Res.*, 83, 3646 - 3658.
  60. Mätzler, C., 2001, Applications of SMOS over terrestrial ice and snow, 3rd SMOS Workshop, DLR, Oberpfaffenhofen, Germany, 10 - 12 December, 2001. 998.
  61. Meier, W. N., Hovelsrud, G. K., van Oort, B. E. H., Key, J. R., Kovacs, K. M., Michel, C., Haas, C., Granskog, M.A., Gerland, S., Perovich, D. K., Makshtas, A., and Reist, J. D., 2014. Arctic sea ice in transformation: a review of recent observed changes and impacts on biology and human activity, *Rev. Geophys.*, 51, 185 - 217, doi:10.1002/2013RG000431.
  62. Miernecki, M.; Kaleschke, L.; Maaß, N.; Hendricks, S.; Søbjaerg, S. S., Effects of decimetre-scale surface roughness on L-band Brightness Temperature of Sea Ice.
  63. Nolin, A. W.; Mar, E., Arctic sea ice surface roughness estimated from multi-angular reflectance satellite imagery. *Remote Sensing* 2019, 11 (1), 50.
  64. Pațilea, C., Georg Heygster, G., Huntemann, M., and Spreen, G., 2019. Combined SMAP - SMOS thin sea ice thickness retrieval, *Cryosphere*, 13, 675 - 691.
  65. Peterson, I.; Prinsenberg, S.; Holladay, J., Observations of sea ice thickness, surface roughness and ice motion in Amundsen Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 2008, 113 (C6).
  66. Petty, G. W., 1994, Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteo. Atmos. Phys.*, 54, 79 - 99.
  67. Qu, X. and Hall, A., 2005, Surface contribution to planetary albedo variability in cryosphere regions. *J. Climate*, 18, 5239 - 5252.

68. Salminen, M., Pulliainen, J., Metsämäki, S., Kontu, A., and Suokanerva, H., 2009, The behavior of snow and snow-free surface reflectance in boreal forests: implications to the performance of snow covered area monitoring. *Rem. Sens. Environ.*, 113, 907 - 918.
69. Shepherd, A., Wingham, D., Wallis, D., Giles, K., Laxon, S. W., and Sundal, A. V., 2010. Recent loss of floating ice and the consequent sea level contribution. *Geophys. Res. Lett.* 37, L13503, doi:10.1029/2010GL042496.
70. Simila, M.; Arjas, E.; Makynen, M.; Hallikainen, M. T., A Bayesian classification model for sea ice roughness from scatterometer data. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 2001, 39 (7), 1586-1595.
71. Steffen, K. and Schweiger, A., 1991, NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: comparison with Landsat satellite imagery, *J. Geophys. Res.*, 96, 21971 - 21987.
72. Stroeve, J. C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M., and Meier, W. N., 2012. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.
73. Stroeve, J. C., Markus, T., Maslanik, J. A., Cavalieri, D. J., Gasiowski, A. J., Heinrichs, J. F., Holmgren, J., Perovich, D. K., and Sturm, M., 2006, Impact of surface roughness on AMSR-E sea ice products. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 44, 3103 - 3117.
74. Tjernström, M. and Mauritsen, T., 2009, Mesoscale variability in the summer Arctic boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 130, 383 - 406.
75. Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. E. (Ed.), 1982, *Microwave remote sensing: active and passive Vol. II*, Chapter 12. Reading: Addison-Wesley.
76. Wegmüller, U. and Mätzler, C., 1999, Rough bare soil reflectivity model. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 37, 1391 - 1395.
77. Williams, T., Korosov, A., Rampal, P., Ólason, E. 2019, Presentation and evaluation of the Arctic sea ice forecasting system neXtSIM-F, *Cryosphere Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/tc-2019-154>, in review, 2019.



Article

# Circumpolar Thin Arctic Sea Ice Thickness and Small-Scale Roughness Retrieval Using Soil Moisture and Ocean Salinity and Soil Moisture Active Passive Observations

Suna Jo <sup>1</sup>, Hyun-Cheol Kim <sup>2</sup> , Young-Joo Kwon <sup>2</sup>  and Sungwook Hong <sup>1,\*</sup> 

<sup>1</sup> Department of Environment, Energy and Geoinformatics, Sejong University, Seoul 05006, Korea; sunjo@sju.ac.kr

<sup>2</sup> Korea Polar Research Institute, Incheon 21990, Korea; kimhc@kopri.re.kr (H.-C.K.); kwonyj@kopri.re.kr (Y.-J.K.)

\* Correspondence: sesttija@sejong.ac.kr; Tel: +82-2-6935-2430

Received: 28 October 2019; Accepted: 27 November 2019; Published: 29 November 2019



**Abstract:** The variations in the Arctic sea ice thickness (SIT) due to climate change have both positive and negative effects on commercial human activities, the ecosystem, and the Earth's environment. Satellite microwave remote sensing based on microwave reflection signals reflected by the sea ice surface has been playing an essential role in monitoring and analyzing the Arctic SIT and sea ice concentration (SIC) during the past decades. Recently, passive microwave satellites incorporating an L-band radiometer, such as soil moisture and ocean salinity (SMOS) and soil moisture active passive (SMAP), have been used for analyzing sea ice characteristics, in addition to land and ocean research. In this study, we present a novel method to estimate thin SIT and sea ice roughness (SIR) using a conversion relationship between them, from the SMAP and SMOS data. Methodologically, the SMAP SIR is retrieved. The SMAP thin SIT and SMOS SIR are estimated using a conversion relationship between thin SIT data from SMOS data and SMAP-derived SIR, which is obtained from the spatial and temporal collocation of the SMOS thin SIT and the SIR retrieved from SMAP. Our results for the Arctic sea ice during December for four consecutive years from 2015 to 2018, show high accuracy (bias = -2.268 cm, root mean square error (RMSE) = 15.919 cm, and correlation coefficient (CC) = 0.414) between the SMOS-provided thin SIT and SMAP-derived SIT, and good agreement (bias = 0.03 cm, RMSE = 0.228 cm, and CC = 0.496) between the SMOS-estimated SIR and SMAP-retrieved SIR. Consequently, our study could be effectively used for monitoring and analyzing the variation in the Arctic sea ice.

**Keywords:** sea ice; thickness; roughness; SMAP; SMOS; satellite remote sensing

## 1. Introduction

Sea ice is an essential climate variable that is very sensitive to climate change. Sea ice thickness (SIT) ( $D_{ice}$ ) and sea ice concentration (SIC) are important sea ice parameters because of their high sensitivity to heat flux and radiative balance. Recently, in the Arctic region, sea ice extent has been decreasing and SIT has reduced in the past few decades [1–6], affecting climate [7,8], Earth's surface energy budget [9], atmospheric CO<sub>2</sub> [10], atmospheric circulation [11], water budget [12], clouds [13], fresh-water [14], and global temperature [15]. Recently, the interannual changes of Arctic sea ice were found to be closely linked to the Arctic cyclone numbers [16], abnormal summer storm activity [17], atmospheric internal variability (AIV) [18], and changes in polar tropospheric and stratospheric circulation [19]. Notably, sea ice coverage has been increasing in the Antarctic in contrast to the decreasing trend in the Arctic [20].

In particular, the reduction of SIT and decrease in the sea ice extent are providing opportunities for commercial human activities such as Northern Sea Route (NSR) [21] shipping, fishing, tourism, and natural resource explorations [22], which have negative impacts on the ecosystem and Arctic environment [23].

Satellite remote sensing using multi-polarization synthetic aperture radar (SAR), radar altimeters [24,25], laser altimeters [26,27], passive microwave radiometers, and optical and infrared sensors, plays a crucial role in monitoring and analyzing the Arctic sea ice properties, because it is difficult to obtain enough in situ measurements and the sensors are capable of global observation, providing plenty of long-term observation data of sea ice with sufficient spectral, spatial, and temporal coverage.

Sea ice surface information, such as SIC and sea ice extent (SIE), has been successfully monitored for more than three decades by the passive microwave sensors such as electrically scanning microwave radiometer (ESMR), scanning multichannel microwave radiometer (SMMR), special sensor microwave imager (SSM/I), advanced microwave scanning radiometer (AMSR), special sensor microwave imager sounder (SSMIS), soil moisture and ocean salinity (SMOS), and soil moisture active passive (SMAP), using a number of algorithms such as the National Aeronautics and Space Administration (NASA) team [28,29], the Bootstrap [30], and many others. The accuracy of the retrieved SIC was reported to be in the range of 5–10% in winter [31–33].

However, SIT is known to be more difficult to retrieve from spaceborne sensors than SIC and SIE. In particular, thin SIT (0 to 0.5 m) information is more important for understanding sea ice-atmosphere-ocean interaction through heat flux [34], and for operational and commercial purposes such as weather prediction, ship routing, fishery, and natural resource explorations. However, various in situ methods have limitations in collecting sufficient SIT data. The SIT estimation using a freeboard method, based on the assumption of isostatic equilibrium [24,27], with reflection data from satellite radar altimeters [25], is disadvantageous owing to the validation issue and large uncertainty for SIT < 1.0 m.

In addition, data from satellites with radar altimeters (ICESat and CryoSat-2) or microwave radiometer (SMOS) have been used for SIT estimation. In particular, the SMOS SIT was retrieved using the brightness temperature intensity [35] and the intensity and polarization difference [36]. The SMOS with its microwave imaging radiometer using aperture synthesis (MIRAS) sensor (L-band (frequency = 1.4 GHz, wavelength = 21 cm) radiometer) has a lower uncertainty in estimating thin SIT about 0.5 m under ideal cold conditions [37–39], compared with ICESat and CryoSat-2 observations, due to the L-band's sensitivity to thin SIT variations and the large penetration depth [40].

Surface reflection information is used as an approach for estimating SIC and SIT in passive and active satellite remote sensing. Sea ice reflection is influenced by many geophysical factors, such as wind-roughened sea [28]. In particular, the surface roughness affects the surface reflection by SIC [41–43] and has been a difficult parameter to be estimated by satellite remote sensing. Large-scale roughness has been previously modeled using geometric optics [44]. A small-scale sea ice roughness (SIR) ( $\sigma$ ) retrieval and its time-series using a satellite-based passive microwave radiometer were presented [1,45]. Previous studies have shown that the small-scale SIR ranged roughly between 0.2 and 0.6 cm in the Baltic Sea [46] and 0.27 cm in the Beaufort Sea [47]. In SMOS SIT retrieval, the SIR was parameterized as  $\sigma = 0.1 \cdot D_{ice}$  using the incoherent model instead of the fixed value of SIR using the coherent model [48].

Thus, this study presents a novel method to retrieve SIR and thin SIT (<0.5 m) using a conversion relationship between two variables. We focus on the marginal regions of Arctic sea ice as a study area because of the existence of thin SIT and abrupt changes in SIR. We used the data from the SMAP and SMOS satellites, which incorporate the L-band radiometers. We retrieved SMAP SIR, identified a conversion relationship between SMAP SIR and SMOS thin SIT, and estimated SMAP thin SIT and SMOS SIR in turn.

## 2. Data

In this study, we used the polarized brightness temperatures ( $T_{B,V}$  and  $T_{B,H}$ ) and sea ice surface temperatures ( $T_S$ ) of SMAP Level-3 (L3) data, which have  $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$  spatial resolution and one-day temporal resolution, for estimating the SMAP SIR. In addition, we used the daily SMOS L3C SIT data, with  $12.5 \text{ km} \times 12.5 \text{ km}$  spatial resolution. The SMOS SIT data are available for winter, from October to April, in the Arctic region. Thus, we consider the SIR and SIT only for the winter season. The study area covers the Arctic sea ice within a circle of latitude from  $70^\circ\text{N}$  to  $90^\circ\text{N}$ . The study area of the Arctic sea ice was determined using SMAP surface flag information with  $9 \text{ km}$  spatial resolution, CryoSat-2 L2 data with  $5 \text{ km}$  spatial resolution from SAR, and interferometric radar altimeter from the European Space Agency (ESA).

## 3. Method

### 3.1. Retrieval of Soil Moisture Active Passive Sea Ice Roughness (SMAP SIR)

The small-scale SIR affects the surface reflectivity of sea ice. In a semi-empirical model based on the incoherent approach [44], the rough surface reflectivities ( $R_{R,P}$ ) could be expressed as a function of the specular surface reflectivity ( $R_{S,P}$ ) and the SIR ( $\sigma$ ), which is a height probability density function with a Gaussian distribution [49,50]. A small-scale SIR retrieval method was developed [8,51] and applied to surface roughness studies on sea ice [1,45].

According to the previous studies, the SIR could be approximately estimated using the following Equations (1) and (2) [8]:

$$\sigma \approx \frac{\lambda}{4\pi \cos \theta} \sqrt{\ln\left(\frac{(R_{R,H})^{\sec^2 \theta}}{R_{R,V}}\right)} \quad (1)$$

$$\sigma \approx \frac{\lambda}{4\pi \cos \theta} \sqrt{\ln\left(\frac{R_{R,H}}{R_{R,V}}\right) + 2 \ln\left(\frac{\sqrt{R_{R,H}} + \cos 2\theta}{1 + \sqrt{R_{R,H}} \cos 2\theta}\right)} \quad (2)$$

where  $\lambda$  is the wavelength (cm),  $\theta$  is the viewing angle,  $R_{R,V}$  and  $R_{R,H}$  are the vertically(V)- and horizontally(H)-polarized rough surface reflectivities.

The above two equations were derived by combining the Hong approximation (Equation (3)) [52] and the direct solution (Equation (4)) [53] with the Gaussian distribution (Equation (5)) [49,50] in a semi-empirical model based on the incoherent approach [44] as follows:

$$R_{S,V} = (R_{S,H})^{\sec^2 \theta} \quad (3)$$

$$R_{S,H} = R_{S,V} \frac{(\sqrt{R_{S,V}} - \cos 2\theta)^2 + 2(\sqrt{R_{S,V}} - \text{Re}(f_V) \cos 2\theta)}{(1 - \sqrt{R_{S,V}} \cos 2\theta)^2 + 2(\sqrt{R_{S,V}} - \text{Re}(f_V) \cos 2\theta)} \quad (4)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{4\pi \cos \theta} \sqrt{\ln\left(\frac{R_{S,P}}{R_{R,P}}\right)} \quad (5)$$

where  $R_{S,V}$  and  $R_{S,H}$  are the V- and H-polarized specular surface reflectivities. The subscript P is the V- or H-polarization.  $\text{Re}(f_V)$  is the real part of the complex Fresnel reflection coefficient  $f_V$ .

The complex Fresnel reflection coefficient  $f_V$  is expressed as follows [54]:

$$f_V = \frac{\cos \theta - \sqrt{\hat{n}^2 - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\hat{n}^2 - \sin^2 \theta}} \quad (6)$$

where  $\hat{n}$  is the complex refractive index.

Equation (5) contains the specular surface reflectivity, which cannot be obtained from satellite observation. Thus, the relationship near the Brewster angle between polarized rough surface reflectivities and specular surface reflectivities was presented as follows [51]:

$$R_{S,V} > R_{R,V} \quad (7)$$

$$R_{S,H} \approx R_{R,H} \quad (8)$$

Therefore, we can obtain Equation (1) after inserting Equation (8) into Equation (5) and replacing  $R_{R,V}$  by the Hong approximation (Equation (3)). Equations (1) and (2) were shown to be effective for melting sea ice and frozen sea ice, respectively [8]. In particular, the surface roughness retrieval method using Equation (1) is useful in microwave satellite remote sensing.

In this study, we focus on thin SIT and SIR. Thus, we used Equation (1) to estimate the SMAP SIR around the edge of the Arctic sea ice. In addition, in this study, sea ice rough surface reflectivity ( $R_{R,P}$ ) is determined from SMAP satellite data with polarization  $P = V$  or  $H$  as follows [7]:

$$R_{R,P} = 1 - \frac{T_{B,P}}{T_S} \quad (9)$$

Finally, we use the following equation to retrieve the small-scale SIR from the SMAP observation data:

$$\sigma \approx \frac{\lambda}{4\pi \cos \theta} \cdot \sqrt{\ln \left[ \frac{\left(1 - \frac{T_{B,H}}{T_S}\right)^{\sec^2 \theta}}{\left(1 - \frac{T_{B,V}}{T_S}\right)} \right]} \quad (10)$$

where  $T_{B,V}$  and  $T_{B,H}$  are the V- and H-polarized brightness temperatures observed by the SMAP satellite.  $T_S$  is the sea ice surface temperature provided by the SMAP satellite at a fixed wavelength  $\lambda = 21.43$  cm at an incidence angle  $\theta = 40^\circ$ .

### 3.2. Conversion Relationship between SIR and SIT

The SMOS satellite provides the SIT ( $D_{ice}$ ) by assuming a homogeneous dielectric-slab of ice thickness [39]. To obtain the conversion relationship between SIT and small-scale SIR, we used the SMOS SIT data and retrieved the SIR using Equation (10) with the data of V- and H-polarized brightness temperatures and sea ice surface temperatures from SMAP. In this study, we used four months of SMOS L3 and SMAP L3 data during Decembers from 2016 to 2018. The conversion relationship between SIT and small-scale SIR is obtained using a regression method as follows:

$$D_{ice, SMOS} = a \cdot \sigma_{SMAP}^b \quad (11)$$

where  $D_{ice}$  is the SIT provided by the SMOS data.  $\sigma$  is the small-scale SIR estimated using Equation (10) with SMAP-provided brightness temperatures and surface temperature data.  $a$  and  $b$  are the coefficients to be determined using the collocations of SMAP and SMOS data.

### 3.3. Retrievals of SMAP SIT and SMOS SIR

In this study, we estimate the SMAP SIT ( $D_{ice, SMAP}$ ) using Equation (11) and SMOS SIR ( $\sigma_{SMOS}$ ) using the inverse relationship of Equation (11) as follows:

$$\sigma_{SMOS} = \left( \frac{D_{ice, SMOS}}{a} \right)^{\frac{1}{b}} \quad (12)$$

The SIT from SMOS L3 product is obtained using the iteration method when the difference between the sea ice radiation model (Equation (13)) and thermodynamic models under the condition

of a brightness temperature difference of less than 0.1 K, or a SIT difference of less than 1 cm between the two models, as follows [38,39]:

$$D_{ice,SMOS} = -\frac{1}{\gamma} \cdot \ln\left(\frac{T_B - T_1}{T_1 - T_0}\right) \quad (13)$$

where  $T_B$  is the brightness temperature from SMOS,  $T_0$  is the brightness temperature of open water,  $T_1$  is the brightness temperature of infinitely thick sea ice, and  $\gamma$  is the attenuation factor.  $T_B - T_1$  includes the measurement uncertainty as well as the geophysical uncertainty due to the variability of surface reflectivity. The uncertainty of SMOS L3 SIT was estimated as  $\pm 0.02$  m/K for  $D_{ice,SMOS} = 0.4$  m [38].

We could obtain another form of SIT as a function of the SMAP or SMOS observations by inserting Equation (10) into Equation (11) as follows:

$$D_{ice} = a \left[ \frac{\lambda}{4\pi \cos \theta} \sqrt{\ln \left[ \frac{\left(1 - \frac{T_{RH}}{T_S}\right)^{\sec^2 \theta}}{\left(1 - \frac{T_{RV}}{T_S}\right)} \right]} \right]^b \quad (14)$$

In Equation (14),  $T_{B,V}$ ,  $T_{B,H}$ , and  $T_S$  are from the SMAP and SMOS observations.  $\lambda$  and  $\theta$  are given from the SMAP and SMOS satellites. The unknown variables are  $T_1$  and  $\gamma$  in the SMOS SIT algorithm (Equation (13)), while they are  $a$  and  $b$  in our SIT algorithm (Equation (14)). Equation (14) is bias-corrected using the result from December 2017 in this study.

### 3.4. Validation of SMAP SIT and SMOS SIR

For validation, the pairs of SIRs ( $\sigma_{SMAP}$  and  $\sigma_{SMOS}$ ) and SITs ( $D_{ice,SMAP}$  and  $D_{ice,SMOS}$ ) are compared for different periods of observation: for December 2015, 2016, and 2018. Figure 1 shows the procedure of this study. As a preprocess, SMAP and SMOS data are collocated temporally and spatially. First, we use V- and H-polarized brightness temperatures and ice surface temperatures from SMAP and SMOS SIT as inputs. We then estimate the V- and H-polarized rough surface reflectivities. The surface roughness retrieval equation is then applied to calculate the V- and H-polarized rough surface reflectivities for computing SIR. Later, we obtain a conversion relationship between SMAP SIR and SMOS SIT, and estimate SMAP SIT and SMOS SIR. Finally, the comparisons between SIRs and SITs from SMAP and SMOS are performed.

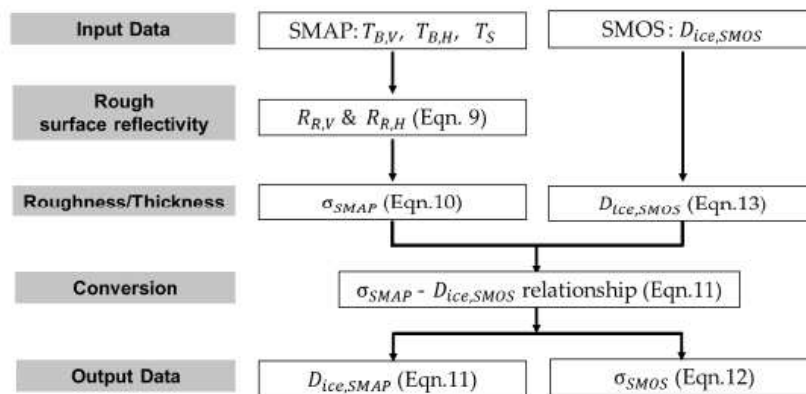
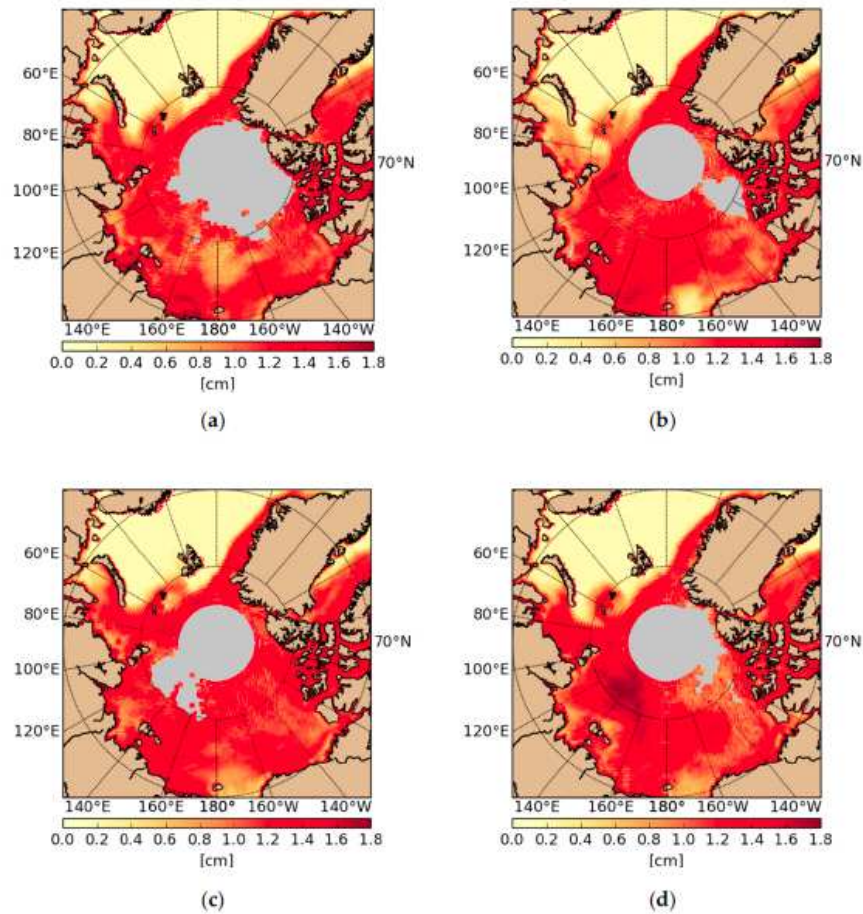


Figure 1. A flowchart of the proposed research.

#### 4. Results

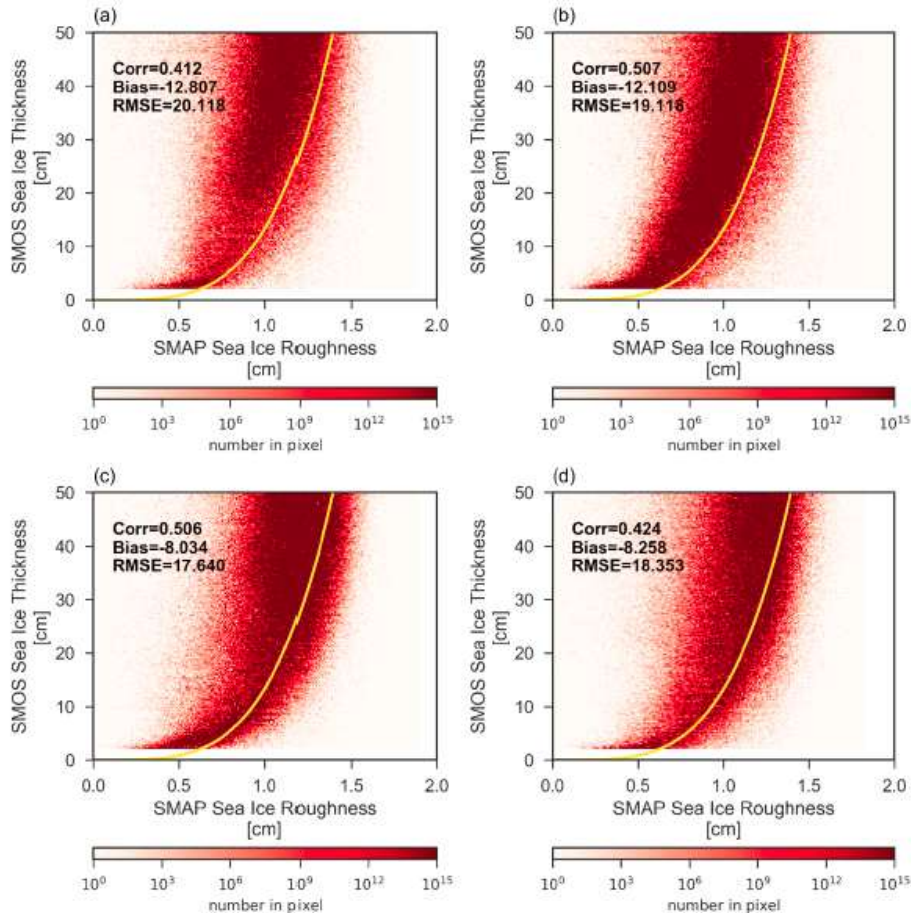
Figure 2 shows the examples of the SMAP SIR from December of 2015 to 2018 estimated using the proposed method. The retrieved SMAP SIR ranges from approximately 0.01 to 1.81 cm within the thin SMOS SIT. These SIR values include values reported in the previous studies, between 0.2 and 0.6 cm in the Baltic Sea [46], and 0.27 cm in the Beaufort Sea [47]. We can identify that the SIR exhibits a kind of oscillation pattern with positive and negative fluctuations (the SIR shows significant changes). In addition, the average value of SIR tends to decrease as time passes. In this study, we did not investigate the effect of climate change on our SIR because we only have data for four years, which are not sufficient for climate change studies.



**Figure 2.** Spatial distributions of soil moisture active passive sea ice roughness (SMAP SIR) during December of (a) 2015, (b) 2016, (c) 2017, and (d) 2018.

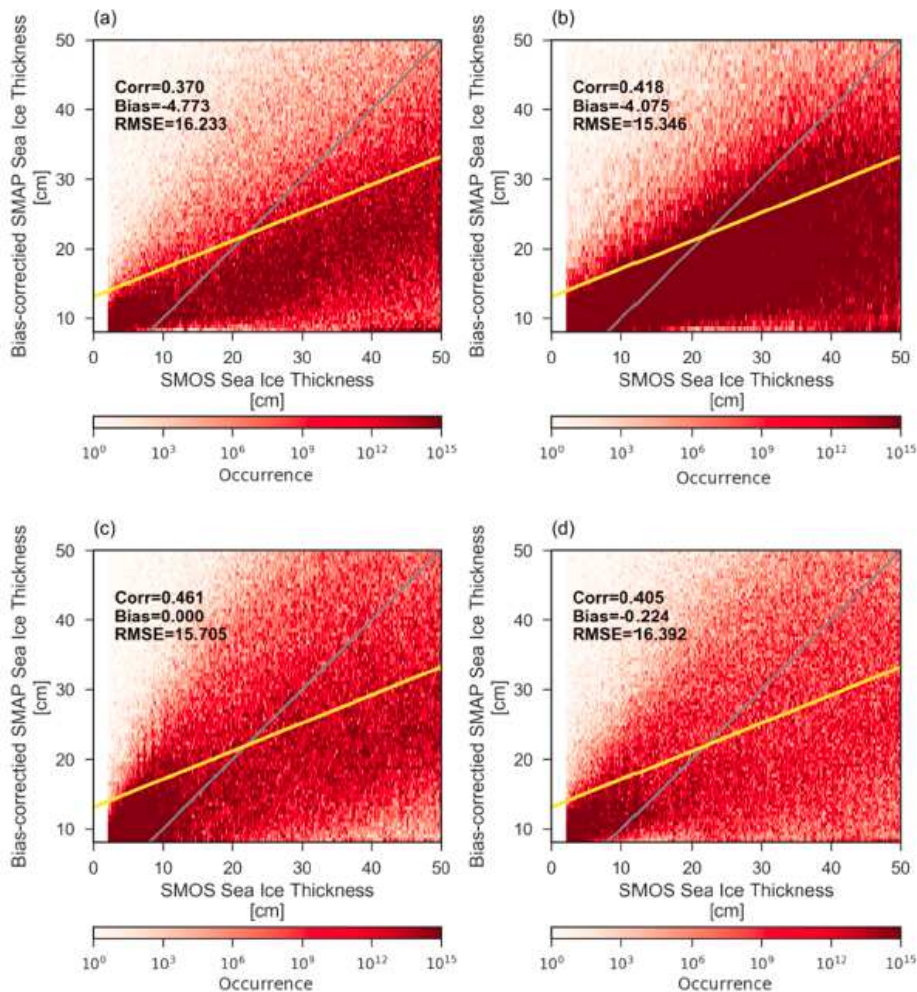
Figure 3 shows the scatterplots between the SMAP SIR and SMOS SIT during December of the four consecutive years from 2015 to 2018. The SMAP SIR and SMOS SIT are highly correlated with averaged correlation coefficients (CC) = 0.462 during December for 2015 to 2018. To obtain the best conversion relationship between SMAP SIR and SMOS SIT, we applied a regression method (Equation (14)) to the data for December 2017. Accordingly, we obtained the conversion relationship between SMOS SIT and

SMAP SIR with  $a = 13.27$  and  $b = 4$ . Figure 3c shows the conversion relationship with the statistical results of  $CC = 0.506$  and root-mean-square-error (RMSE) = 17.640 cm for all the collocated data pixels between SMAP SIR and SMOS SIT during December 2017.



**Figure 3.** Scatter plots between the SMAP SIR and soil moisture and ocean salinity sea ice thickness (SMOS SIT) during the month of December of years: (a) 2015, (b) 2016, (c) 2017, and (d) 2018. In this case,  $a = 13.27$  and  $b = 4$  in Equation (14) were applied.

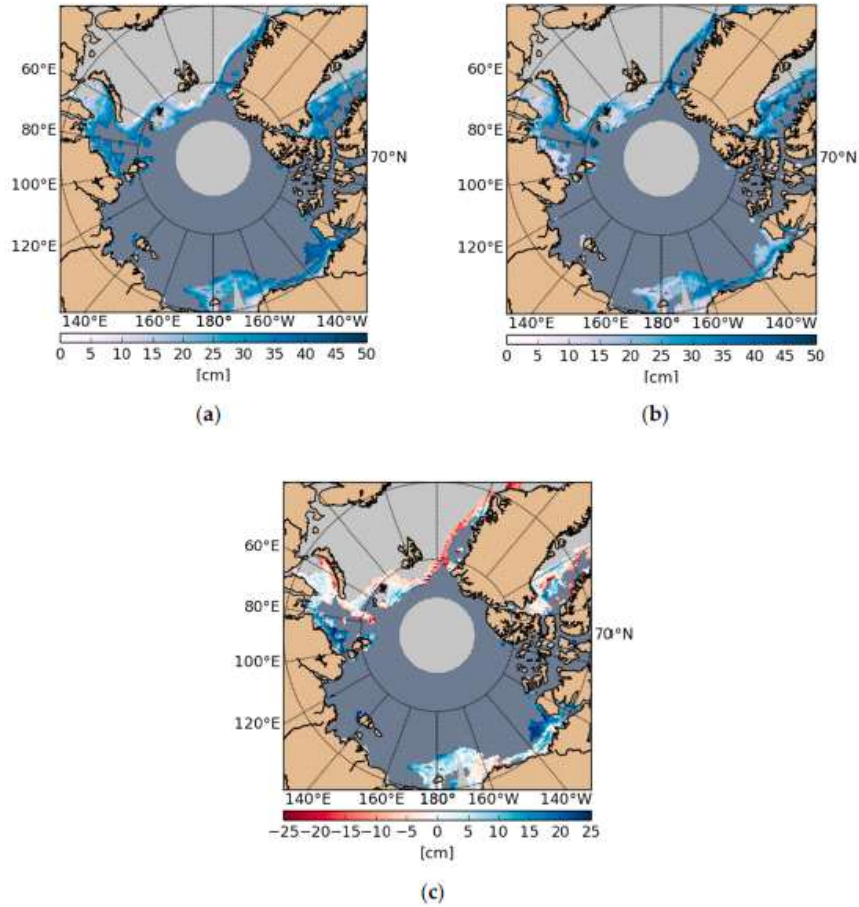
Figure 4 shows the scatterplots between the SMAP-derived SIT and SMOS SIT during December of 2015 to 2018. This result shows the  $CC = 0.414$ , bias =  $-2.268$  cm and  $RMSE = 15.919$  cm for all the data pixels between two SITs during December of the years 2015 to 2018. The  $CC$  ranges from 0.370 to 0.461. The  $RMSE$ , ranging from 15.705 to 16.392, is stable. Figure 4c shows the best statistical results ( $CC = 0.461$ , bias = 0.000 cm and  $RMSE = 15.705$  cm) because the conversion relationship between SMOS SIT and SMAP SIR was obtained using the data from December 2017 and was applied to December of 2015, 2016, and 2018.



**Figure 4.** Scatterplots between the SMOS SIT and SMAP-derived SIT during the month of December of years: (a) 2015, (b) 2016, (c) 2017, and (d) 2018.

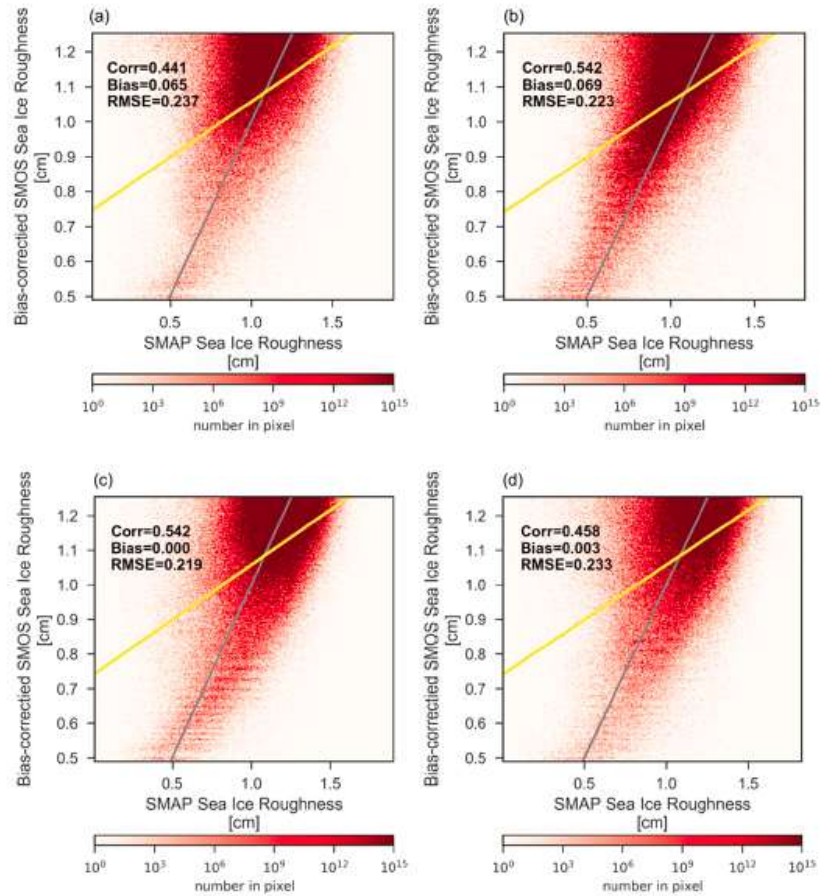
Figure 5 shows the spatial distributions of the SMOS SIT and SMAP-derived SIT on December 2017. The CC of  $D_{ice}$ , standard deviation (STD) of the ice thickness  $D_{ice}$  from aircraft measurement and of  $D_{ice}$  estimated using Equation (13) were 0.5,  $0.82 \pm 0.4$  m, and  $0.65 \pm 0.3$  m for SMOS SIT respectively [38], and 0.88,  $0.79 \pm 0.5$  m, and  $0.55 \pm 0.4$  m for SMOS SIT, respectively [48]. A CC of 0.58 between SMOS–SMAP-derived ice thickness and the ship observations was estimated during the period of October 5 to November 4, 2015, in the Beaufort and Chukchi seas [55]. The values of bias ( $-0.12$  m) and RMSE (0.26 m) from November to December 2018 from the comparison between the Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSISAF) and SMOS ice thickness was reported [56]. Therefore, our results show excellent agreement with those estimated by the previous studies.





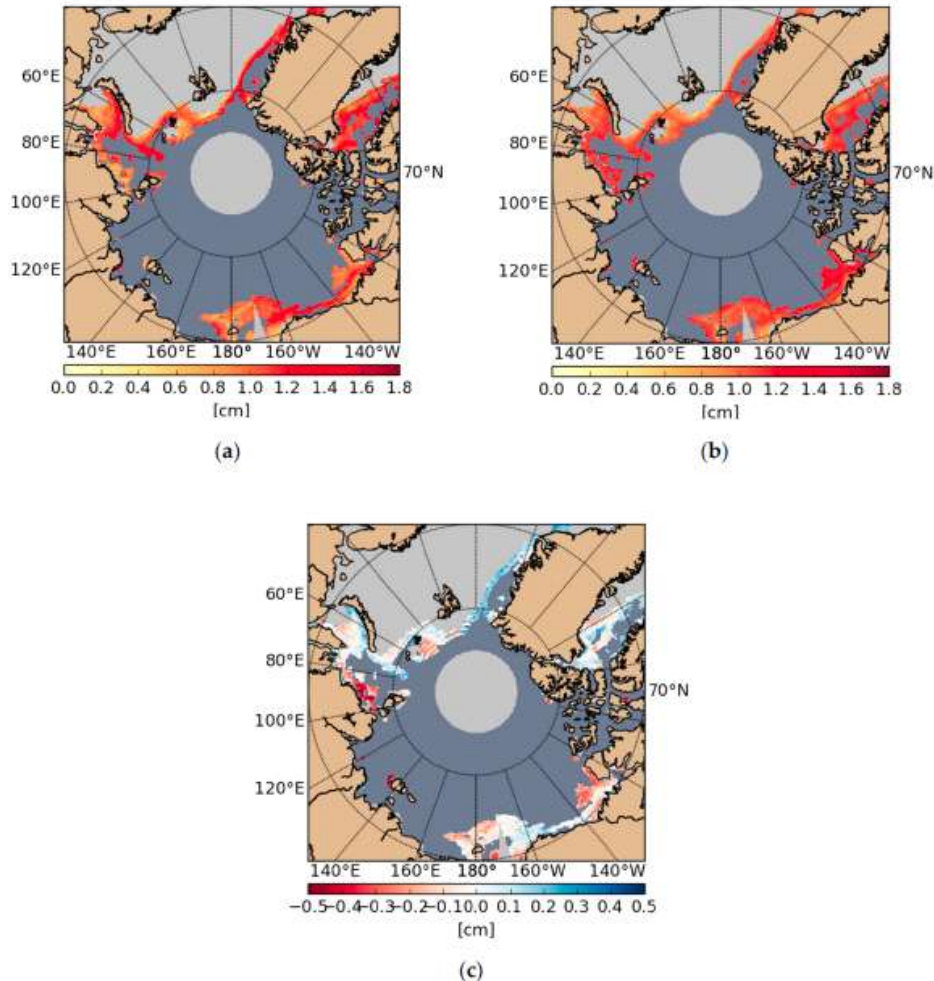
**Figure 5.** Spatial distributions of (a) SMOS SIT, (b) SMAP-derived SIT, and (c) SMOS SIT–SMAP-derived SIT during December 2017.

Figure 6 shows the scatterplots between the SMAP-derived SIR and SMOS-derived SIR during December 2017. This result shows the  $CC = 0.496$ ,  $bias = 0.03$  cm, and  $RMSE = 0.228$  cm for all the data pixels between two SIRs during the month of December of years 2015 to 2018. Notably, the  $CC$  of SIRs is higher than those of SITs between SMAP and SMOS. The  $CC$  ranges from 0.441 to 0.542, and the  $RMSE$  varies from 0.219 to 0.237 cm. The SIR during December 2017 also shows the best statistical results ( $CC = 0.542$ ,  $bias = 0.000$  cm and  $RMSE = 0.219$  cm) because of the same conversion relationship between SMAP SIR and SMOS SIT obtained from the data retrieved during December 2017.



**Figure 6.** Scatter plots between the SMAP SIR and SMOS-derived SIR during the month of December of years: (a) 2015, (b) 2016, (c) 2017, and (d) 2018.

Figure 7 shows the spatial distributions of the SMAP SIR (Figure 7a), SMOS-derived SIR (Figure 7b), and the difference map between SMAP SIR and SMOS-derived SIR during December 2017. This result could not be validated because of lack of in situ measurements. The derived SMOS SIR is estimated to be between 0.49 and 1.25 cm, which is lower than the SMAP SIR values from 0.01 to 1.81 cm. The SMOS SIR is higher than SMAP SIR in the Beaufort and Kara Seas, while it is lower than SMAP SIR in the inner part of the circumpolar region. Thus, our SMOS-derived SIR tends to be relatively lower than SMAP SIR as the SIT increases in the circumpolar regions.



**Figure 7.** Spatial distributions of (a) SMAP SIR, (b) SMOS-derived SIR, and (c) SMAP SIR–SMOS-derived SIR during December 2017.

## 5. Summary and Concluding Remarks

The Arctic sea ice is sensitive to climate change and affects Earth's environment and ecosystems. Nevertheless, the sea ice melting provides an opportunity for commercial human activities. During the past decades, satellite microwave remote sensing has been used for monitoring and analyzing the Arctic SIT and SIC. Physically, the sea ice parameters, such as SIC, SIT, and SIR are estimated from the variation of sea ice surface reflection signals for the different types of sea ice, such as new, young, and multiyear ices. Thus, we assumed the correlation between SIT and SIR derived from L-band radiometer, due to its high sensitivity to SIT variations and large penetration depth.

We retrieved the SIR and presented a novel method to estimate thin SIT and SIR using a conversion relationship between them, using the data of SMAP-retrieved SIR and SMOS-provided thin SIT. Furthermore, this study provided the SMAP thin SIT and SMOS SIR, non-existent data, using the conversion relationship between SMOS thin SIT data and SMAP-derived SIR.

The validation of our results in the Arctic sea ice during winter showed high accuracy (bias =  $-2.268$  cm, RMSE =  $15.919$  cm, and CC =  $0.414$ ) between the SMOS-provided thin SIT and the

SMAP-derived SIT, and good agreement (bias = 0.03 cm, RMSE = 0.228 cm, and CC = 0.496) between the SMOS-estimated SIR and the SMAP-retrieved SIR. Consequently, our study contributes with a novel insight into the SIR and SIT retrievals in the Arctic marginal seas during winter, and the Arctic climate change from sea ice variations that are highly correlated with abnormal summer storm activity [17] and cyclone behavior [16,57]. This correlation can be attributed to sea ice variations, especially in their marginal zones, having a high impact on the heat fluxes, atmospheric circulation, and cyclones through strong interaction between the ice-ocean surfaces and atmosphere.

**Author Contributions:** Conceptualization, S.H.; methodology, S.J. and S.H.; software, S.J.; validation, S.J. and S.H.; formal analysis S.J., H.-C.K., Y.-J.K., and S.H.; investigation, S.J., H.-C.K., Y.-J.K., and S.H.; resources, S.H.; data curation, S.J. and S.H.; Writing—original draft preparation, S.H. and S.J.; Writing—review and editing, S.H.; visualization, S.J.; supervision, S.H.; project administration, H.-C.K.; funding acquisition, S.H.

**Funding:** This research was supported by the Korea Polar Research Institute (KOPRI) grant PE19120 (Research on analytical technique for satellite observation of Arctic sea ice).

**Acknowledgments:** The authors thank anonymous reviewers for constructive and helpful comments on the manuscript.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

## References

- Hong, S.; Shin, I. Global trends of sea ice: Small-scale roughness and refractive index. *J. Clim.* **2010**, *23*, 4669–4676. [\[CrossRef\]](#)
- Johannessen, O.M. Decreasing arctic sea ice mirrors increasing CO<sub>2</sub> on decadal time scale. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.* **2008**, *1*, 51–56. [\[CrossRef\]](#)
- Kwok, R.; Rothrock, D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, L15501. [\[CrossRef\]](#)
- Laxon, S.W.; Giles, K.A.; Ridout, A.L.; Wingham, D.J.; Willatt, R.; Cullen, R.; Kwok, R.; Schweiger, A.; Zhang, J.; Haas, C.; et al. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophys. Res. Lett.* **2013**, *40*, 732–737. [\[CrossRef\]](#)
- Shepherd, A.; Wingham, D.; Wallis, D.; Giles, K.; Laxon, S.W.; Sundal, A.V. Recent loss of floating ice and the consequent sea level contribution. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*, L13503. [\[CrossRef\]](#)
- Stroeve, J.C.; Kattsov, V.; Barrett, A.; Serreze, M.; Pavlova, T.; Holland, M.; Meier, W.N. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*, L16502. [\[CrossRef\]](#)
- Comiso, J.C.; Cavalieri, D.J.; Markus, T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2003**, *41*, 243–252. [\[CrossRef\]](#)
- Hong, S.; Shin, I.; Byun, Y.; Seo, H.-J.; Kim, Y. Analysis of sea ice surface properties using ASH and Hong approximations in satellite remote sensing. *Remote Sens. Lett.* **2014**, *5*, 139–147. [\[CrossRef\]](#)
- Gorodetskaya, I.V.; Tremblay, L.B.; Liepert, B.; Cane, M.; Cullather, R.J. The influence of cloud and surface properties on the Arctic Ocean shortwave radiation budget in coupled models. *J. Clim.* **2008**, *21*, 866–882. [\[CrossRef\]](#)
- Manabe, S.; Stouffer, R.J. Century-scale effects of increased atmospheric CO<sub>2</sub> on the ocean-atmosphere system. *Nature* **1993**, *364*, 215–218. [\[CrossRef\]](#)
- Tjernström, M.; Mauritsen, T. Mesoscale variability in the summer Arctic boundary layer. *Bound. Layer Meteorol.* **2009**, *130*, 383–406. [\[CrossRef\]](#)
- Gutowski, W.J., Jr. Influence of Arctic wetlands on Arctic atmospheric circulation. *J. Clim.* **2007**, *20*, 4243–4254. [\[CrossRef\]](#)
- Abbot, D.S.; Tziperman, E. Controls on the activation and strength of a high-latitude convective cloud feedback. *J. Atmos. Sci.* **2009**, *66*, 519–529. [\[CrossRef\]](#)
- Salminen, M.; Pulliainen, J.; Metsämäki, S.; Kontu, A.; Suokanerva, H. The behavior of snow and snow-free surface reflectance in boreal forests: Implications to the performance of snow covered area monitoring. *Remote Sens. Environ.* **2009**, *113*, 907–918. [\[CrossRef\]](#)
- Qu, X.; Hall, A. Surface contribution to planetary albedo variability in cryosphere regions. *J. Clim.* **2005**, *18*, 5239–5252. [\[CrossRef\]](#)

16. Simmonds, I.; Burke, C.; Keay, K. Arctic climate change as manifest in cyclone behavior. *J. Clim.* **2008**, *21*, 5777–5796. [[CrossRef](#)]
17. Screen, J.A.; Simmonds, I.; Keay, K. Dramatic interannual changes of perennial Arctic sea ice linked to abnormal summer storm activity. *J. Geophys. Res.* **2011**, *116*, D15105. [[CrossRef](#)]
18. Screen, J.A.; Deser, C.; Simmonds, I.; Tomas, R. Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009: Separating forced change from atmospheric internal variability. *Clim. Dyn.* **2014**, *43*, 333–344. [[CrossRef](#)]
19. Screen, J.A.; Bracegirdle, T.J.; Simmonds, I. Polar climate change as manifest in atmospheric circulation. *Curr. Clim. Chang. Rep.* **2018**, *4*, 383–395. [[CrossRef](#)]
20. Parkinson, C.L.; DiGirolamo, N.E. 2016: New visualizations highlight new information on the contrasting Arctic and Antarctic sea-ice trends since the late 1970s. *Remote Sens. Environ.* **2016**, *183*, 198–204. [[CrossRef](#)]
21. Isakov, N.A.; Yakovlev, A.N.; Nikulin, A.E.; Serebryansky, G.Y.; Patrakova, T.A. *The NSR Simulation Study Package 3: Potential Cargo Flow Analysis and Economic Evaluation for the Simulation Study (Russian Part)*; International Northern Sea Route Programme (INSROP Working Paper 139): Lysaker, Norway, 1999; p. 54.
22. Meier, W.N.; Hovelsrud, G.K.; van Oort, B.E.H.; Key, J.R.; Kovacs, K.M.; Michel, C.; Haas, C.; Granskog, M.A.; Gerland, S.; Perovich, D.K.; et al. Arctic sea ice in transformation: A review of recent observed changes and impacts on biology and human activity. *Rev. Geophys.* **2014**, *51*, 185–217. [[CrossRef](#)]
23. Johannessen, O.M.; Alexandrov, V.; Sandven, S.; Pettersson, L.H.; Bobylev, L.; Kloster, L. *Remote sensing of sea ice in the Northern Sea Route—Studies and applications*; Springer Praxis Books: New York, NY, USA, 2007.
24. Giles, K.A.; Laxon, S.W.; Ridout, A.L. Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum. *Geophys. Res. Lett.* **2008**, *35*, L22502. [[CrossRef](#)]
25. Laxon, S.; Peacock, N.; Smith, D. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. *Nature* **2003**, *425*, 947–950. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
26. Forsberg, R.; Skourup, H. Arctic Ocean gravity, geoid and sea ice freeboard heights from ICESat and GRACE. *Geophys. Res. Lett.* **2005**, *32*, L21502. [[CrossRef](#)]
27. Kwok, R.; Cunningham, G.F.; Wensnahan, M.; Rigor, I.; Zwally, H.J.; Yi, D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. *J. Geophys. Res.* **2009**, *114*, C07005. [[CrossRef](#)]
28. Cavalieri, D.J.; Gloersen, P.; Campbell, W.J. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. *J. Geophys. Res.* **1984**, *89*, 5355–5369. [[CrossRef](#)]
29. Markus, T.; Cavalieri, D.J. An enhanced NASA team sea ice algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2000**, *38*, 1387–1398. [[CrossRef](#)]
30. Comiso, J.C. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *J. Geophys. Res.* **1986**, *91*, 975–994. [[CrossRef](#)]
31. Belchansky, G.I.; Douglas, D.C. Seasonal comparisons of sea ice concentration estimates derived from SSM/I, OKEAN, and RADARSAT data. *Remote Sens. Environ.* **2002**, *81*, 67–81. [[CrossRef](#)]
32. Emery, W.J.; Fowler, C.; Maslanik, J. Arctic sea ice concentration from special sensor microwave imager and advanced very high resolution radiometer satellite data. *J. Geophys. Res.* **1994**, *99*, 18329–18342. [[CrossRef](#)]
33. Steffen, K.; Schweiger, A. NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Comparison with Landsat satellite imagery. *J. Geophys. Res.* **1991**, *96*, 21971–21987. [[CrossRef](#)]
34. Maykut, G.A. Energy exchange over young sea-ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.* **1978**, *83*, 3646–3658. [[CrossRef](#)]
35. Tian-Kunze, X.; Kaleschke, L.; Maaß, N.; Mäkynen, M.; Serra, N.; Drusch, M.; Krumpfen, T. SMOS-derived thin sea ice thickness: Algorithm baseline, product specifications and initial verification. *Cryosphere* **2014**, *8*, 997–1018. [[CrossRef](#)]
36. Huntemann, M.; Heygster, G.; Kaleschke, L.; Krumpfen, T.; Mäkynen, M.; Drusch, M. Empirical sea ice thickness retrieval during the freeze-up period from SMOS high incident angle observations. *Cryosphere* **2014**, *8*, 439–451. [[CrossRef](#)]
37. Heygster, G.; Hendricks, S.; Kaleschke, L.; Maaß, N.; Mills, P.; Stammer, D.; Tonboe, R.T.; Haas, C. *L-Band Radiometry for Sea-Ice Applications*; Final Report for ESA ESTEC Contract 21130/08/NL/EL; Institute of Environmental Physics, University of Bremen: Bremen, Germany, 2009.
38. Kaleschke, L.; Maaß, N.; Haas, C.; Hendricks, S.; Heygster, G.; Tonboe, R.T. A sea-ice thickness retrieval model for 1.4 GHz radiometry and application to airborne measurements over low salinity sea-ice. *Cryosphere* **2010**, *4*, 583–592. [[CrossRef](#)]

39. Kaleschke, L.; Tian-Kunze, X.; Maaß, N.; Mäkynen, M.; Drusch, M. Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*, L05501. [[CrossRef](#)]
40. Mätzler, C. Applications of SMOS over terrestrial ice and snow. In Proceedings of the 3rd SMOS Workshop, DLR, Oberpfaffenhofen, Germany, 10–12 December 2001.
41. Petty, G.W. Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteorol. Atmos. Phys.* **1994**, *54*, 79–99. [[CrossRef](#)]
42. Stroeve, J.C.; Markus, T.; Maslanik, J.A.; Cavalieri, D.J.; Gasiewski, A.J.; Heinrichs, J.F.; Holmgren, J.; Perovich, D.K.; Sturm, M. Impact of surface roughness on AMSR-E sea ice products. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2006**, *44*, 3103–3117. [[CrossRef](#)]
43. Wegmüller, U.; Mätzler, C. Rough bare soil reflectivity model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1999**, *37*, 1391–1395. [[CrossRef](#)]
44. Ulaby, F.T.; Moore, R.K.; Fung, A.E. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive Vol. II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*; Addison-Wesley: Reading, MA, USA, 1982.
45. Hong, S. Detection of small-scale roughness and refractive index of sea ice in passive satellite microwave remote sensing. *Remote Sens. Environ.* **2010**, *114*, 1136–1140. [[CrossRef](#)]
46. Manninen, A.T. Surface roughness of Baltic sea ice. *J. Geophys. Res.* **1997**, *102*, 1119–1139. [[CrossRef](#)]
47. Carlstrom, A. Laser profiler for verification of surface scattering models. In Proceedings of the 11th IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, Espoo, Finland, 3–6 June 1991.
48. Kaleschke, L.; Tian-Kunze, X.; Maaß, N.; Beitsch, A.; Wernecke, A.; Miernecki, M.; Müller, G.; Fock, B.H.; Gierisch, A.M.; Schlünzen, K.H.; et al. SMOS sea ice product: Operational application and validation in the Barents Sea marginal ice zone. *Remote Sens. Environ.* **2016**, *180*, 264–273. [[CrossRef](#)]
49. Choudhury, B.; Schumugge, J.; Chang, A.; Newton, R. Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.* **1979**, *84*, 5699–5706. [[CrossRef](#)]
50. Wu, S.T.; Fung, A.E. A non coherent model for microwave emissions and backscattering from sea surface. *J. Geophys. Res.* **1972**, *77*, 5917–5929. [[CrossRef](#)]
51. Hong, S. Surface roughness and polarization ratio in microwave remote sensing. *Int. J. Remote Sens.* **2010**, *31*, 2709–2716. [[CrossRef](#)]
52. Hong, S. Retrieval of refractive index over specular surfaces for remote sensing applications. *J. Appl. Remote Sens.* **2009**, *3*, 033560. [[CrossRef](#)]
53. Hong, S. Polarization conversion for specular components of surface reflection. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* **2013**, *10*, 1469–1472. [[CrossRef](#)]
54. Hechts, E. *Optics*, 3rd ed.; Addison Wesley Longman: New York, NY, USA, 1998.
55. Pañile, C.; Heygster, G.; Huntemann, M.; Spreen, G. Combined SMAP–SMOS thin sea ice thickness retrieval. *Cryosphere* **2019**, *13*, 675–691. [[CrossRef](#)]
56. Williams, T.; Korosov, A.; Rampal, P.; Ölason, E. Presentation and evaluation of the Arctic sea ice forecasting system neXtSIM-F. *Cryosphere* **2019**. [[CrossRef](#)]
57. Simmonds, I. Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over the 35-year period 1979–2013. *Ann. Glaciol.* **2015**, *56*, 18–28. [[CrossRef](#)]



© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

## 주 의

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.