

북극해 침강입자 플럭스 및 해수 탄산염 시스템  
연구

Particle flux and carbonate system study in the Arctic Ocean



한국해양과학기술원

# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “북극해 환경변화 통합관측 및 활용연구에 관한 연구” 과제의 위탁연구 “북극해 침강입자 플럭스 및 해수 탄산염 시스템 연구” 에 관한 연구과제의 최종보고서로 제출합니다.



(본과제) 총괄연구책임자 : 강 성 호  
위탁연구기관명 : 한국해양과학기술원  
위탁연구책임자 : 김 동 선  
위탁참여연구원 : 최 유 정  
“ : 조 소 설  
“ : 김 호 정

## 보고서 초록

위탁연구과제명	북극해 침강입자 플럭스 및 해수 탄산염 시스템 연구				
위탁연구책임자	김동선	해당단계 참여연구원수	4명	해당단계 연구비	340,000,000원
연구기관명 및 소속부서명	한국해양과학기술원 해양환경연구센터		참여기업명	없음	
국제공동연구	상대국명 :	없음	상대국연구기관명 :	없음	
요 약				보고서 면수	57
<p>○ 동시베리아해 대륙사면에서 2018년 여름동안 관측한 침강입자 플럭스가 2017년 여름 관측치보다 10배 이상 높은 매우 큰 연간 변화를 보였는데, 이런 연간 변화는 영양분이 풍부한 대륙붕 기원 해수가 2018년에만 유입됨으로써 표층 생물 생산량과 침강입자 플럭스의 증가를 야기시킨 것으로 판단되며, 척치해 대륙사면에서는 2017년과 2018년 여름철 침강입자 플럭스는 큰 차이를 보이지 않았음.</p> <p>○ 척치해와 동시베리아해 모두에서 해빙이 존재하는 동안 유기탄소 플럭스와 유기탄소/질소 비율이 증가하였는데, 이것은 ice algae 와 이에 의해 생성된 transparent exopolymer 때문으로 판단됨.</p> <p>○ 척치해와 동시베리아해 대륙사면에서 침강입자 플럭스가 2018년 이후에 급격히 감소하였는데, 그 이유는 “shelfbreak upwelling” 에 의한 영양염 공급이 2018년 이후에 감소하여 생물생산력이 감소하였기 때문이다. 따라서 척치해와 동시베리아해 대륙사면에서 2018년 이후에 “Biological pump” 효율이 감소한 것으로 판단됨.</p> <p>○ 서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 2017년에 35개 관측정점 가운데 1개 정점에서만 아라고나이트 불포화를 보여, 2.9% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 작게 진행되었으며, 2018년 25개 관측정점 가운데 5개 정점에서 아라고나이트 불포화를 보여, 20.0% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 많이 진행되었음.</p> <p>○ 2016년, 2017년, 2019년은 표층해수에서 아라고나이트 불포화율이 2.9-6.3%의 범위로 해양산성화가 비교적 작게 진행된 해인 반면, 2018년과 2020년은 아라고나이트 불포화율이 18.6-20.0%로, 해양산성화가 심각하게 진행되었기 때문에, 서북극해에서 해양산성화는 점진적으로 진행되기보다는 에피소딕하게 진행되는 것으로 판단됨.</p> <p>○ 서북극해에서 아라고나이트 포화도의 수직분포는 대체로 수심 50-200m 사이에서 1.0 이하로, 아라고나이트 불포화를 보였으며, 2016년부터 2020년까지 관측한 아라고나이트 포화도의 수직분포를 보면, 2016년에 아라고나이트 불포화 비율은 32%, 2017년에 32%, 2018년 34%, 2019년에 38%, 2020년에 33%로, 5년 동안 조금씩 증가하였음.</p> <p>○ 서북극해에서 해양산성화는 표층해수에서는 해빙영향으로 인해 에피소딕하게 진행되는 반면, 심층해수에는 점진적으로 조금씩 진행되는 것으로 판단됨.</p>					
색 인 어	한 글	서북극해, 침강입자 플럭스, 생물펌프, 해양산성화, 탄산염 시스템, 아라고나이트 포화도			
	영 어	western Arctic Ocean, particle flux, biological pump, ocean acidification, carbonate system, aragonite saturation state			

# 요 약 문

## I. 제 목

북극해 침강입자 플럭스 및 해수 탄산염 시스템 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

### 1. 연구개발의 목적

북극해에서 Biological pump의 효율변화 및 수층 아라고나이트 포화도 변화를 파악한다

### 2. 연구개발의 필요성

북극해는 전지구상에서 지구온난화가 가장 취약한 지역으로, 최근 수온증가와 해빙 감소와 같은 급격한 환경변화가 감지되고 있다. 이런 북극해 환경변화는 생지화학적 물질순환에 매우 큰 영향을 미치기 때문에 북극해 물질순환 변화를 이해하기 위해서 척치해와 동시베리아해에서 Biological pump의 효율변화와 수층 아라고나이트 포화도 변화를 파악하는 것이 필요하다.

## III. 연구개발의 내용

- 북극해에서 침강입자 플럭스의 계절 및 연변화 규명
- 지구환경변화가 북극해 Biological pump의 효율에 미치는 영향 파악
- 북극해에서 표층 아라고나이트 포화도와 아라고나이트 포화수심 파악

## IV. 연구개발결과

### 1. 북극해에서 침강입자 플럭스 연구

척치해와 동시베리아해 대륙사면에서 침강입자 플럭스의 계절 및 연간 변화를 파악하고, 그 원인을 밝히기 위해서 2017년 8월부터 2020년 8월까지 3년 동안 시계열 퇴적물트랩을 계류하였다. 침강입자 플럭스는 여름철에 높고 다른 계절에는 낮은 전형적인 북극해 계절 변화를 보였다. 동시베리아해 대륙사면에서 2018년 여름동안 관측한 침강입자 플럭스가 2017년 여름 관측치보다 10배 이상 높은 매우 큰 연간 변화를 보였다. 이런 연간 변화는 영양분이 풍부한 대륙붕 기원 해수가 2018년에만 유입됨으로써 표층 생물 생산량과 침강입자 플럭스의 증가를 야기시킨 것으로 판단된다. 하지만 척치해 대륙사면에서는 2017년과 2018년 여름철 침강입자 플럭스는 큰 차이를 보이지 않았다. 척치해와 동시베리아해 모두에서 해빙이 존재하는 동안 유기탄소 플럭스와 유기탄소/질소 비율이 증가하였다. 이것은 ice algae와 이에 의해 생성된 transparent exopolymer 때문으로 판단된다. 동시베리아해 수심 115-335m 사이에서 침강입자 플럭스가 약 18% 증가하였는데, 이것은 침강입자의 수직 침강 외에 수평 이동이 존재하고 있음을 지시해준다. 척치해와 동시베리아해 대륙사면에서 침강입자 플럭스가 2018년 이후에 급격히 감소하였는데, 그



이유는 “shelfbreak upwelling” 에 의한 영양염 공급이 2018년 이후에 감소하여 생물생산력이 감소하였기 때문이다. 따라서 적치해와 동시베리아해 대륙사면에서 2018년 이후에 “Biological pump” 효율이 감소한 것으로 판단된다.

## 2. 북극해에서 해수 탄산염 시스템 연구

서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 2017년에 35개 관측정점 가운데 1개 정점에서만 아라고나이트 불포화를 보여, 2.9% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 작게 진행되었으며, 2018년 25개 관측정점 가운데 5개 정점에서 아라고나이트 불포화를 보여, 20.0% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 많이 진행되었다. 대체로 2016년, 2017년, 2019년은 표층해수에서 아라고나이트 불포화율이 2.9-6.3%의 범위로 해양산성화가 비교적 작게 진행된 해인 반면, 2018년과 2020년은 아라고나이트 불포화율이 18.6-20.0%로, 해양산성화가 심각하게 진행되었다. 따라서 서북극해에서 해양산성화는 점진적으로 진행되기 보다는 에피소δικ하게 진행되는 것으로 생각된다. 서북극해에서 아라고나이트 포화도의 수직분포는 대체로 수심 50-200m 사이에서 1.0 이하로, 아라고나이트 불포화를 보인다. 2016년부터 2020년까지 관측한 아라고나이트 포화도의 수직분포를 보면, 2016년에 아라고나이트 불포화 비율은 32%, 2017년에 32%, 2018년 34%, 2019년에 38%, 2020년에 33%로, 5년동안 조금씩 증가하였다. 따라서 서북극해에서 해양산성화는 표층해수에서는 해빙영향으로 인해 에피소δικ하게 진행되는 반면, 심층해수에는 점진적으로 조금씩 진행되는 것으로 판단된다.

## V. 연구개발결과의 활용계획

- 해양-대기-해빙-생태계 결합 지구시스템모델의 결과 검증과 성능향상을 위한 기반자료로 활용
- 서북극해 해양산성화 예측결과를 해양생물자원 피해를 최소화하기 위한 정책 결정에 활용
- 서북극해에서의 “biological pump” 효율 변화를 파악하여 미래 기후변화 예측에 활용
- 지구온난화에 따른 북극해 해양생태계변화 예측에 활용

# S U M M A R Y

## I. Title

Particle flux and carbonate system study in the Arctic Ocean

## II. Purpose and Necessity of R&D

Arctic Ocean is the region where global warming has been the most commissioned in the world, and rapid environmental changes such as an increase in water temperature and a decrease in sea ice have been detected recently. Since such changes in the Arctic Ocean have a very large effect on the biogeochemical cycle, it is necessary to understand the changes in the efficiency of the biological pump and the aragonite saturation states in the Chukchi Sea and the East Siberian Sea in order to understand the change in the biogeochemical cycle in the Arctic Ocean.

## III. Contents and Extent of R&D

- Investigating seasonal and annual changes of particle flux in the Arctic Ocean
- Understanding the impact of global environmental changes on the efficiency of Biological pumps in the Arctic Ocean
- Finding out the surface aragonite saturation states and aragonite saturation depth in the Arctic Ocean

## IV. R&D Results

### 1. Particle flux study in the Arctic Ocean

Time-series sediment traps were moored for three years from August 2017 to August 2020 to identify seasonal and annual changes in the particle fluxes on the continental slopes of the Chukchi Sea and the East Siberian Sea. Particle flux was high in summer and low in other seasons with typical arctic seasonal variations. Particle flux observed during the summer of 2018 on the East Siberian Slope showed a very large annual change, more than ten times higher than that observed in the summer of 2017. This large annual change was believed to due to an increase in surface biological production, as the nutrient-rich shelf water was introduced only in 2018. On the Chukchi slope, however, there was little difference in the particle flux in the summer of 2017 and 2018. The organic carbon flux and the carbon/nitrogen ratio had increased during the presence of sea ice on both the Chukchi and East Siberian slopes, which was associated with the ice algae and the transparent exopolymer produced by it. Particle flux increased by about 18%

between 115m to 335 m depth on the East Siberian slope, indicating that there was a horizontal transport in addition to the vertical sedimentation. Particle fluxes on the Chukchi and the East Siberian slopes had rapidly decreased since 2018, as the supply of nutrients through shelfbreak upwelling had decreased after 2018. Therefore, the efficiency of biological pump had decreased since 2018 on the Chukchi Sea and the East Siberian slopes.

## 2. Carbonate system study in the Arctic Ocean

Aragonite undersaturation on the surface water showed only one of the 35 stations in the western Arctic Ocean in 2017, with 2.9% undersaturation rate, showing the smallest ocean acidification, and 5 of the 25 stations in 2018, with 20.0% undersaturation rate, showing the highest ocean acidification. In general, 2016, 2017, and 2019 were the years when the aragonite undersaturation rates on the surface water was in the range of 2.9-6.3%, indicating that ocean acidification was less severe, whereas in 2018 and 2020, the aragonite undersaturation rate was 18.6-20.0%, implying that ocean acidification had progressed seriously. Therefore, it is thought that the ocean acidification on the surface water had episodically proceeded in the western Arctic Ocean from 2016 to 2020. The vertical distribution of aragonite saturation state in the western Arctic Ocean was generally less than 1.0 between 50-200m water depth, indicating aragonite undersaturation at these depths. The percentage of aragonite undersaturation throughout the water column was 32% in 2016, 32% in 2017, 34% in 2018, 38% in 2019, and 33% in 2020. As a result, it had increased little by little over five years. Therefore, it was judged that the ocean acidification in the western Arctic Ocean had gradually proceeded in the deep waters.

## V. Application Plans of R&D Results

- Validate the results of the combined ocean-atmosphere-sea ice-ecosystem model and use it as a basis for performance improvement.
- Utilize the predicted results of ocean acidification in the western Arctic Ocean to make policy decisions to minimize the economic damage to marine biological resources.
- Identify changes in the efficiency of the “biological pump” in the Arctic Ocean and use them to predict the future climate change.
- Use to predict changes in the marine ecosystem of the Arctic Ocean due to the global warming

# 목 차

제1장 서론 .....	1
제1절 연구개발의 필요성 .....	1
제2절 연구개발 목표 및 내용 .....	3
제2장 국내외 기술개발 현황 .....	4
제1절 국내 연구동향 .....	4
제2절 국외 연구동향 .....	5
제3장 연구개발 수행내용 및 결과 .....	6
제1절 북극해에서 침강입자 플럭스 연구 .....	6
1. 서 론 .....	6
2. 연구 방법 .....	8
3. 연구 결과 .....	9
가. 2017-2018년 동안의 침강입자 플럭스의 계절 변동성 .....	9
나. 2017-2020년 동안의 침강입자 플럭스의 연간 변동성 .....	17
제2절 북극해에서 해수 탄산염 시스템 연구 .....	26
1. 서 론 .....	26
2. 연구 방법 .....	27
3. 연구 결과 .....	28
가. 2016년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포 .....	28
나. 2017년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포 .....	31
다. 2018년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포 .....	34
라. 2019년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포 .....	37
마. 2020년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포 .....	39
바. 서북극해 표층해수에서 해양산성화 경향 .....	41
사. 서북극해 수층별 해양산성화 경향 .....	43
제4장 연구개발목표달성도 및 대외기여도 .....	45
제1절 연구개발목표달성도 .....	45
제2절 대외기여도 .....	50
제5장 연구개발결과의 활용계획 .....	51
제6장 참고문헌 .....	52

# C O N T E N T S

Chapter I Outline of the study .....	1
Section 1 Necessity of the study .....	1
Section 2 Objectives and contents of the study .....	3
Chapter II States of technical development in the home and foreign countries .....	4
Section 1 Trends of the study in Korea .....	4
Section 2 Trends of the study in foreign countries .....	5
Chapter III Results of the study .....	6
Section 1 Particle fluxes in the Arctic Ocean .....	6
1. Introduction .....	6
2. Methods .....	8
3. Results .....	9
a. Seasonal variations of particle fluxes .....	9
b. Annual variations of particle fluxes .....	17
Section 2 Carbonate system study in the Arctic Ocean .....	26
1. Introduction .....	26
2. Methods .....	27
3. Results .....	28
a. Surface and vertical distribution in 2016 .....	28
b. Surface and vertical distribution in 2017 .....	31
c. Surface and vertical distribution in 2018 .....	34
d. Surface and vertical distribution in 2019 .....	37
e. Surface and vertical distribution in 2020 .....	39
f. Ocean acidification trends at the surface waters .....	41
g. Ocean acidification trends in the deep waters .....	43
Chapter 4 Achievement of objectives and contributions to the related area .....	45
Section 1 Achievement of objectives .....	45
Section 2 Contributions to the related area.....	50
Chapter 5 Application plans of the results of the study .....	51
Chapter 6 References .....	52

# 제 1 장 서론

## 제1절 연구개발의 필요성

북극해는 대기 이산화탄소 흡수와 해양산성화 문제에 있어서 매우 중요한 해역으로 잘 알려져 있다. 특히, 해양산성화는 북극해 표층해수의 낮은 수온 때문에 전세계 해양에서 가장 빠른 속도로 진행되고 있다(Yamamoto-Kawai et al. 2009; Robbins et al. 2013). 또한, 지난 수십년동안 여름에 해빙이 급격히 감소하여 해양산성화 진행속도가 더욱더 가속화되었다. 여름동안 해빙이 감소하면, 표층해수 면적이 증가하고, 이로 인해 보다 많은 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되어 해양산성화가 가속화되는 것이다. 또한, 해빙이 녹으면서 생긴 담수가 표층해수로 보다 많이 유입되는데, 담수는 pH가 해수에 비해 낮기 때문에, 최근 해빙이 녹으면서 보다 많은 담수유입으로 인하여 표층해수 pH가 낮아져서 해양산성화가 가속화된다고 보고하였다. Yamamoto-Kawai et al. (2009)은 2008년에 북극 캐나다분지(Canada Basin)에서 처음으로 표층해수가 아라고나이트에 대해 불포화 상태라는 것을 발견하였고, Robbins et al. (2013)은 2010년과 2011년에 북극 캐나다분지 표층해수의 20% 가량이 아라고나이트에 대해 불포화상태라고 보고하였다.

이처럼 북극해는 현재 표층해수에서 해양산성화가 심각하게 진행되고 있다. 하지만, 북극해 전체해역에서 해양산성화가 심각하게 진행되고 있는 것은 아니다. 척치해, 캐나다분지, Beaufort Sea가 위치한 서북극해에는 해양산성화가 심각하게 진행되고 있지만, 노르웨이해, 바렌츠해(Barents Sea), 카라해(Kara Sea)가 위치한 동북극해에서는 현재까지 표층해수에서의 아라고나이트 불포화가 발견되지 않아서 상대적으로 해양산성화가 심각하지 않다(Tynan et al. 2014). 이처럼 북극해 표층해수에서 해역에 따라 해양산성화 진행정도가 다른 것은 표층해수의 기원이 해역에 따라 다르기 때문이다. 태평양 기원해수는 연령이 오래되었기 때문에 유기물분해에 의해 생성된 이산화탄소 분압이 높아서 pH가 상대적으로 낮은 반면, 대서양 기원해수는 연령이 짧기 때문에 유기물이 많이 분해되지 않아 이산화탄소 분압이 낮아서 pH가 상대적으로 높다. 따라서 베링해를 통해 북극해로 유입되는 태평양 기원 해수가 많은 서북극해에서는 해양산성화가 심각하게 진행되고 있는 반면, 노르웨이해를 통해 북극해로 유입되는 대서양 기원 해수가 많은 동북극해에서는 해양산성화가 심각하게 진행되고 있지 않다. 따라서, 북극해 산성화 정도를 정확히 파악하기 위해서 북극해 전체해역에 대한 해양산성화 연구가 필요하다. 또한, 표층해수 뿐 만 아니라 수층 전체에 대한 연구가 필요하다.

이런 급격한 북극해 환경변화는 해양생태계에 직접적인 영향을 줄 뿐만 아니라 식물플랑크톤 생산성도 매우 큰 영향을 끼쳐서, 북극해에서의 “Biology pump”가 크게 변화할 가능성이 높다. 북극해에서의 “Biology pump”가 감소하면 대기 이산화탄소 농도가 증가하고, “Biology pump”가 증가하면 대기 이산화탄소 농도가 감소하기 때문에, “Biology pump” 변화를 정확히 측정하는 것을 지구온난화를 예측하는데 있어서 매우 중요하다. “Biology pump” 변화는 퇴적물 트랩을 이용하여 표층에서 저층으로 침강하는 유기탄소 플럭스를 측정함으로써 정확히 파악할 수 있다. 퇴적물트랩을 이용한 침강입자 플럭스 연구는 “Biology pump”를 정량적으로 측정할 뿐만 아니라 생태계 변화를 지시해 주는 식물·동물플랑크톤 종조성 변화까지 파악할 수 있다. 북극해에서의 “Biology pump” 자료는 미래 지구온난화를 예측하는 모델에 있어서 중요한 입력

자료이며, 미래 지구온난화를 정확히 예측하는 것은 지구온난화에 의한 경제·산업적 손실을 최소화 할 수 있는 최선책이다.

본 연구에서는 북극 척치해와 동시베리아해 북부해역에서 2016년부터 2020년까지 5년 동안 표층해수 뿐 만 아니라 수층 전체에서 아라고나이트 포화도를 산출하여 해양산성화가 북극 척치해와 동시베리아해 북부해역에서 어떻게 진행되고 있는지를 파악하려고 한다. 또한 2017년부터 2020년까지 척치해와 동시베리아해에 계류한 퇴적물트랩 자료로부터 침강입자 플럭스의 연변화를 파악하여 척치해와 동시베리아해에서 “Biology pump” 효율변화를 파악하고자 한다.





## 제2절 연구개발 목표 및 내용

### 1. 연구개발 목표

서북극해에서 Biological pump의 효율변화 및 수층 아라고나이트 포화도 변화 파악

### 2. 연차별 연구개발 세부목표 및 내용

	1차 년도	2차 년도	3차 년도	4차 년도	5차 년도
북극해 침강입자 플럭스 및 해수 탄산염 시스템 연구	<b>연구 목표</b> 북극 척치해 침강입자 플럭스 및 해수 탄산염 시스템 파악	<b>연구 목표</b> 북극 척치해에 퇴적물트랩 계류 및 해수 탄산염 시스템 파악	<b>연구 목표</b> 북극해 침강입자 플럭스 계절변화 및 해수 탄산염 시스템 파악	<b>연구 목표</b> 북극해 침강입자 플럭스의 연변화 및 해수 탄산염 시스템 파악	<b>연구 목표</b> 북극해 Biological pump 효율 변화 파악
	<b>연구 내용</b> - 척치해 퇴적물트랩 회수 및 재계류 - 척치해 아라고나이트 포화수심 파악	<b>연구 내용</b> - 척치해 퇴적물트랩 계류 - 척치해 아라고나이트 포화수심 파악	<b>연구 내용</b> - 척치해 퇴적물트랩 회수 및 재계류 - 침강입자 플럭스의 계절변화 파악 - 동시베리아해 아라고나이트 포화수심 파악	<b>연구 내용</b> - 척치해 퇴적물트랩 회수 및 재계류 - 침강입자 플럭스의 연변화 파악 - 동시베리아해 아라고나이트 포화수심 파악	<b>연구 내용</b> - 침강입자 플럭스의 연변화 파악 - Biological pump 효율 변화를 야기시키는 환경요인 파악 - 북포트해 아라고나이트 포화수심 파악



## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 제1절 국내 연구동향

- 한국해양과학기술원은 남극 브란스필드 해협, 두정점에서 2000년부터 2005년까지 6년동안 생기원원소 침강플럭스의 계절 및 연변화를 측정하였는데, 생기원원소 침강플럭스는 주로 여름에 집중되어 일어났으며, 연변화도 크게 관측되어 해빙이 많은 해에는 생기원원소 침강플럭스가 적게 일어났고 해빙이 적은 해에는 많이 일어났다.
- 극지연구소는 2012년부터 2016년까지 남극 아문젠해 3지점에 퇴적물트랩을 계류하여 침강입자 플럭스를 관측하였는데, 침강입자 플럭스는 여름동안에 특히 증가하였고, 다른 계절에는 침강입자 플럭스가 낮게 유지되었다. 아문젠해 폴리냐에서 유기탄소 플럭스의 최고 값은 해빙해역에서 관측한 값보다 두배 높았다. 해빙해역보다 아문젠해 폴리냐에서 현장의 일차생산량이 더 높았음에도 불구하고, 두 해역에서 유기탄소 플럭스는 여름 전체를 통합했을 때는 비슷했다.
- 해양과학기술원에서는 2006년부터 2014년까지 8년 동안 북서태평양 열대해역 두 지점에 퇴적물트랩을 계류하여 침강입자 플럭스를 관측하였었다. 정점 FM1과 정점 FM2에서 총 질량 플럭스는  $0.13 \sim 31.12 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 와  $2.03 \sim 31.46 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 나타냈고, 이 중 유기탄소와 탄산염, 생물기원 규소의 평균 함량은 두 정점 모두에서 각각 8.0%, 68.0%, 4.0%로 탄산염이 가장 많은 비중을 차지하였다. 침강입자 플럭스가 두 정점 모두에서 2006년부터 2014년까지 시간에 따른 뚜렷한 감소를 보였는데, 이는 지구온난화에 따른 일차생산성 감소 때문이라고 추정된다.

## 제2절 국외 연구동향

- 2003년 3월 영국 조사팀은 RRS JAMES Clark Ross 를 이용하여 아문젠해 폴리냐 해역의 해양 조사를 실시하여 Circumpolar Deep Water (CDW)가 대륙붕해역으로 유입되는 양을 산출하였다.
- 최근 4년동안 영국 BAS 에서는 Global Science in the Antarctic Context (GSAC)의 일환으로 Pine Island Glacier 분지 및 주변해에서 다학제적 연구 수행. 특히, GRADES 및 ACES 프로그램 연구 결과는 이 해역에 대한 영국의 장기 연구계획 (The framework of LWEC, NERC Strategy and the Theme Action Plan)의 근간이 되었다.
- 2008/09년 시기에 스웨덴 쇠빙선 Oden 호를 이용하여 아문젠해 대륙붕역에서 해양조사를 실시하였고, 이 자료로부터 해빙에 대한 CDW의 영향을 정량적으로 산출되었다.
- 남극 아문젠해의 크릴 음향조사는 유빙에 의한 영향으로 쇠빙선을 제외한 일반 연구선의 접근이 불가능하여, 국외에서도 많은 연구가 실시되지 못하였다.
- 캐나다의 NSERC(Natural Sciences and Engineering Research Council) 연구팀은 2003-2004년에 아문젠해에서 보퍼트해(Beaufort Sea)까지 저서경계층(Benthic boundary layer)에 서식하는 동물플랑크톤의 C:N:P와 지방 구성비를 최초로 보고하였다.
- 미국에서는 남극반도 대륙붕에서 1992년부터 2007년까지 16년동안 시계열 퇴적물트랩을 이용하여 유기탄소 침강플럭스를 하였는데, 여름에 높은 플럭스를 보였고 겨울에 낮은 플럭스를 나타냈으며, 표층해수에서 생산된 총유기탄소의 4% 가량이 수심 170 m에 침강하였다.
- 미국에서도 2011년에 아문젠해 폴리냐에 시계열 퇴적물트랩을 계류하여 2012년 2월에 회수하였는데, 유기탄소 플럭스는 폴리냐가 형성되는 여름동안에 매우 높은 값을 보인 반면, 폴리냐가 형성되지 않는 나머지 계절에서는 유기탄소 플럭스가 거의 관측되지 않았다

## 제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과

### 제1절 북극해에서 침강입자 플럭스 연구

#### 1. 서론

북극해에서는 지구 온난화로 인해 해빙의 범위가 계속해서 감소하고 있으며 2040년 여름에는 해빙이 완전히 녹을 것으로 예상된다. (Rigor and Wallace, 2004; Müller-Karger et al., 2005; Serreze et al., 2007; Liu et al., 2013). 해빙의 급격한 감소로 인해 북극해의 일사량이 증가해서 일차생산량이 현저하게 증가하였다 (Sakshaug, 2004; Arrigo et al., 2008; Pabi et al., 2008; Brown and Arrigo, 2012). 그러나 해빙이 녹으면서 방출된 meltwater는 여름철 성층을 강화시켰고, 심층수와 수직 혼합을 방해하여 영양염의 공급을 막았다. 결과적으로는 표층의 영양염 고갈로 인해 일차생산량이 감소하였다 (Yamamoto-Kawai et al., 2009; Yun et al., 2014; Yun et al., 2016). 따라서, 북극해에서 일어나는 해빙의 급격한 감소는 경우에 따라 북극해의 일차생산량에 긍정적인 영향과 부정적인 영향을 미친다. 해양 표층 근처에서 생성된 유기물은 다른 생물에 의해 섭식되어 순환하거나 심해로 침강하여 대기 중 이산화탄소를 해양 심층으로 격리시켰다 (Müller-Karger et al., 2005; Forest et al., 2008; Miquel et al., 2015). 북극해의 일차생산량 변화는 궁극적으로 대기 중 이산화탄소에 영향을 미치는 생물학적 펌프의 변화로 이어지며, 기후 변화에 대한 장기적인 규제 메커니즘이기 때문에 북극해의 입자성 유기탄소 플럭스에 대한 장기적인 모니터링은 해빙 감소로 인한 생물학적 펌프의 변화를 이해하는데 있어 필수적 요소이다 (Falkowski et al., 1998).

Laptev Sea, Beaufort Sea, Chukchi Sea 및 Canada Basin과 같은 서북극해 지역의 유기탄소 플럭스를 모니터링하기 위해 퇴적물 트랩을 이용한 장기관 관측이 진행된 바 있다 (O'Brien et al., 2006; Fahl and Nöthing, 2007 ; Forest et al., 2007; Hwang et al., 2008; Lalande et al., 2009a; Lalande et al., 2009b; Honjo et al., 2010; Watanabe et al., 2014; Miquel et al., 2015; Bai et al., 2019; Lalande et al., 2020). 해빙이 20 년 동안 40 % 감소한 Laptev Sea에서 발생한 해빙의 지속적인 감소는 유기탄소 방출을 증가시켜 잠재적으로 해양 생태계의 구조를 변화시켰다 (Lalande et al., 2009b). 대조적으로, 아문센 만(Amundsen Gulf, Beaufort Sea)에서는 해빙 감소로 인해 증가한 재부유가 태양광의 입사를 막아 해당 지역의 일차생산량이 제한되었고, 유기탄소 플럭스는 관측기간 3 년 동안 감소하였다 (Lalande et al., 2009b). 이와 같이 해빙 감소가 유기탄소 플럭스에 미치는 영향은 지역과 환경 조건에 따라 달라질 것으로 예상된다.

최근, 척치해와 동시베리아해에서 상당한 범위의 해빙이 감소한 것이 관측되었다 (Rigor and Wallace, 2004; Rodrigues, 2008; Kwok and Rothrock, 2009). Rodrigues (2008)는 1979 년부터 2006 년까지 여름 동안 해빙이 척치해에서 61%, 동 시베리아 해에서 46% 감소했다고 보고하였다. 척치해와 동시베리아해의 해빙 범위가 크게 감소했음에도 불구하고 유기탄소 플럭스 모니터링을 위한 장기간 퇴적물 트랩은 해당 지역에 거의 배치되지 않았다 (Watanabe et al., 2014; Bai et al., 2019 ; Lalande et al., 2020). 본 연구에서는 척치해와 Chukchi Abyssal Plain(그림 3.3.6.4.1) 사이의 경계 지역인 대륙 사면 (수심 510m) (이후 척치해 대륙사면이라고

명명)에 퇴적물 트랩을 설치하였다. 또한 동 시베리아 해와 마카로프 분지(Makarov Basin) 사이의 중간 지역 (그림 1)에 있는 대륙 사면 (수심 532m) (이후 동시베리아해 대륙사면으로 명명)에 두 개의 퇴적물 트랩을 배치하였다. 본 연구에서 처음으로 척치해와 동시베리아해 대륙사면에서 입자 플럭스의 시·공간적 변화를 밝히고 이러한 변화에 영향을 미치는 주요 과정을 식별하는 것을 목표로 한다. 이처럼 계절에 따라 얼음으로 덮이는 곳에서 측정되는 침강 입자 플럭스는 유기탄소 방출과 그 메커니즘이 서북극해의 기후 변화에 따라 어떤 식으로 변화하는지를 이해하기 위해 필요한 요소이다.

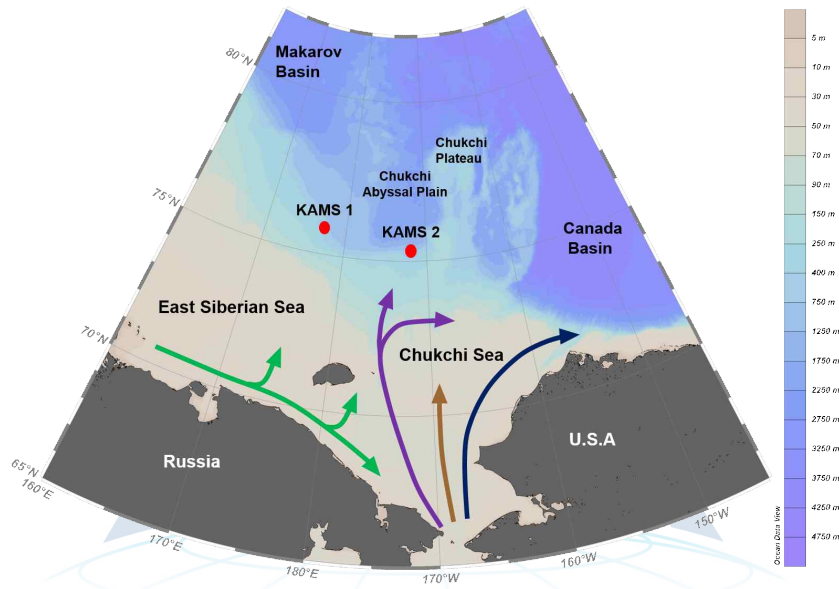


그림 1. 동시베리아해 대륙사면(KAMS1)과 척치해 대륙사면(KAMS2)에 설치된 퇴적물 트랩 위치와 표층 해류 순환을 나타낸 지도 (진청색 선은 Alaska Coastal water, 갈색 선은 Bering Sea Shelf water, 보라색 선은 Anadyr Water, 그리고 초록색 선은 the Siberian Coastal Current을 나타냄)

## 2. 연구 방법

서북극해 침강입자 플럭스의 장기적인 변동을 관측하기 위해서, 2017년 8월 18일부터 2020년 8월 17일까지 연속적인 3년동안 퇴적물 트랩 ( $0.5\text{m}^2$ , 샘플컵 21개; McLane PARFLUX model)을 동시베리아해 대륙사면 (KAMS 1,  $75^\circ 79.9' \text{N}$ ,  $177^\circ 05.6' \text{E}$ )에 설치하였고, 2017년 8월 14일부터 2020년 8월 28일까지 퇴적물 트랩을 척치해 대륙사면(KAMS 2,  $75^\circ 24.0' \text{N}$ ,  $171^\circ 97.2' \text{W}$ )에 설치하였다(그림 1). 동시베리아해 대륙사면의 수심은 532m이었으며, 두개의 퇴적물 트랩은 각각 수심  $100 \pm 15\text{m}$ 와  $320 \pm 15\text{m}$ 에 설치하였다. 또한 수심이 510m인 척치해 대륙사면에서는  $320 \pm 15\text{m}$  수심에 퇴적물 트랩을 한 개 설치하였다. 관측기간동안 침강입자 시료는 4월부터 11월까지는 15일 간격으로, 그 외 기간에는 1개월 간격으로 채집하였다. 각 샘플컵에는 유기물 분해 방지와 시료 보존을 위하여 붕산 나트륨을 첨가한 포르말린 용액(10%)과 현장 여과 해수를 채웠다. 해류 속도와 방향을 측정하기 위해 Acoustic Doppler current profilers (Teledyne Marine, Workhorse 150 kHz ADCP)를 동시베리아해 대륙사면의 수심  $95 \pm 15 \text{m}$ 와  $295 \pm 15\text{m}$ 와 척치해 대륙사면 수심  $280 \pm 15\text{m}$ 에 설치하였다. 3.125km 해상도를 가지는 해빙 농도 데이터는 브레멘 대학교(the University of Bremen)에서 제공한 해빙 데이터 아카이브(<https://seaice.uni-bremen.de/data/amsr2>)를 통하여 얻었다.

매년 회수된 시료들은 밀봉 후 실험실에서 분석하기 전까지 냉장 보관 ( $4^\circ\text{C}$ ) 보관하였다. 각 샘플병의 시료는 인식 가능한 수영생물(swimmer)을 포셉으로 제거 한 후, McLane Wet Sample Divider-10을 사용하여 5개의 동일한 양으로 양으로 나누었다. 이 중 3/5-5/5의 시료(시료 총 양에 따라 결정)는 잔존해 있는 포르말린을 제거하기 위해 증류수로 3번이상 세척하였다. 세척된 시료들은 동결 건조한 후 시료의 무게를 측정해 총 침강입자 플럭스를 구하였다. 전처리가 완료된 시료들을 균질하게 분쇄한 후 화학분석을 진행하였다. 총 탄소와 질소 함량은 Carlo-Erba 1110 CNS elemental analyzer를 이용하여 측정하였으며 분석 오차는 3%이하이다. 무기 탄소 함량은 UIC coulometric carbon analyzer로 분석하였으며 분석 오차는 2% 미만으로 유지하였다. 입자성 유기탄소는 총 탄소 함량과 무기탄소 함량의 차이를 이용하여 계산하였다. 생물기원 규소 함량은 5%의 오차를 갖는 0.5 N NaOH solution method를 이용하여 측정되었다 (DeMaster, 1981). 탄산칼슘과 생물기원 오팔 플럭스는 각각 무기탄소 함량과 생물기원 규소 함량에 변환 상수 8.33과 2.4를 곱하여 환산되었다(Mortlock and Froelich, 1989). 육생기원 퇴적물은 총 침강입자 플럭스에서 생물기원 플럭스 (생물기원 오팔, 탄산칼슘, 유기물질; 입자성 유기탄소 $\times 2.5$ ) 뺀 잔량 값으로 결정하였다.

수온과 염분은 SeaBird conductivity-temperature-depth sensor (CTD; SBE 9/11 plus, SeaBird Inc., Bellevue, WA, USA)를 이용하여 측정하였다. 엽록소a와 질산염 분석을 위한 해수 시료는 퇴적물 트랩이 설치된 직 후에 CTD에 결합된 로젯 샘플러의 니스킨 바틀을 통하여 채집하였다. 질산염 분석을 위한 해수 시료는 10L의 니스킨 바틀에서 50ml의 코니칼 튜브로 옮겨 담긴 후 화학 분석 전까지 냉장 보관( $4^\circ\text{C}$ )되었다. 질산염 함량은 four-channel continuous auto-analyzer (QuAatro, Seal Analytical, Germany)를 이용하여 선상에서 분석되었다. 이 때, KANSO Technos' (Lot. No. 'BV')에서 제공하는 해수 내 영양염에 대한 표준 물질을 이용하여 측정해 질산염 함량의 분석 오류는  $\pm 0.14 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이다. 엽록소a 함량은 해수를 GF/F 필터(47 mm, Whatman)를 통해 여과한 후 Parsons et al. (1984) 방법을 따라 측정하였다.



### 3. 연구 결과

#### 가. 2017-2018년 동안의 침강입자 플럭스의 계절 변동성

##### (1) 침강입자플럭스의 시간적 변동

동시베리아해 대륙사면의 침강 입자 플럭스는 독특한 시간적 변화를 보였다. 2018년 8월 초 수심 100m에서 관측된 총 침강입자 플럭스는 2017년 8월 말보다 8배 이상 높았다(그림 2). 다른 입자 요소들도 큰 차이를 보여 2017년 8월 말보다 2018년 8월 초에 유기탄소 플럭스는 6 배, 생물기원 오팔 플럭스는 2 배 더 높았다. 그러나  $\text{CaCO}_3$  플럭스는 동일 기간 동안 큰 차이를 보이지 않았다(그림 2). 동시베리아해 대륙사면 수심 320m에서도 2017년 8-9월의 총 침강입자 플럭스는 겨울 (12-2월) 관측 값과 큰 차이를 보이지 않아서, 2018년 6-8월에 총 침강입자 플럭스가 약 10배로 급증하기 전까지 낮은 값이 유지되었다. 우리는 2017년 8월과 2018년 8월 사이에 침강 입자 플럭스의 큰 차이의 원인을 조사하였다. 퇴적물 트랩이 위치한 KAMS1 정점에서 관측된 수심 적분된 엽록소a 농도는 2018년 8월  $140 \text{ mg m}^{-2}$ 로, 2017년 8월( $11.4 \text{ mg m}^{-2}$ )보다 훨씬 더 높았다(그림 3). 이와 같이 큰 차이의 엽록소a 농도는 표층 생물 활동이 반영된 결과이고, 2018년 8월 수심 25m 내에서 관측된 풍부한 질산염( $7.3 \mu\text{mol L}^{-1}$ )이 활발한 표층 생물 생산이 일어날 수 있었던 근거이다(그림 3). 이처럼 높은 질산염은 동시베리아해에서 유입되는 영양염이 풍부한 대륙붕 기원 해수와 관련있다(Nishino et al., 2013; Anderson et al., 2017). Nishino et al.(2013)은 동시베리아 해에서 겨울철 냉각(cooling)과 이류(advection)를 통해 형성된 대륙붕 기원 수괴가 마카로프 분지(Makarov Basin)로 흘러 들어오면서 수온이 낮고, 영양염이 풍부한 구역을 생성해 영양염약층(nutricline)을 야기한다고 언급하였고, Anderson et al. (2017)은 염분 33을 갖는 영양염이 풍부한 해수가 동시베리아해에서 마카로프 분지로 흘러들어간다고 보고한 바 있다. 따라서, 2018년 8월에 표층에서 관측된 고농도의 질산염은 차갑고 영양염이 풍부한 대륙붕 기원해수가 유입된 결과이다. 또한 Nishino et al. (2013)은 동시베리아 해에서 고영양염의 대륙붕기원해수가 다른 곳으로 흘러가는 현상을 2008년에는 관측하였으나 2002년에는 관측되지 않아 해당 현상이 간헐적으로 발생했음을 발견하였다. 동시베리아해에서 영양염이 풍부한 대륙붕기원 해수가 일시적으로 유입되는 현상은 생물학적 생산 및 관련 침강입자 분포에 있어서 연간 큰 변화를 일으키는 주요 메커니즘이다.

척치해 대륙사면에서 침강입자 플럭스의 시간적 변화는 동시베리아 해 대륙사면의 변화 양상과 현저하게 다르게 2017년 8월과 2018년 8월에 유사한 총 침강입자 플럭스를 보인다(그림 4). 총 침강입자 플럭스 뿐만 아니라 다른 입자 요소들 또한 2017년과 2018년 여름에도 유사한 플럭스가 나타났다(그림 4). 척치해 대륙사면의 총 침강입자 플럭스는 여름에 높았고, 다른 계절에는 낮은 북극해의 전형적인 계절적 양상을 보였다(Fahl and Nöthig, 2007; Lalande et al, 2009b; Forest et al., 2010). 동시베리아해와 달리 척치해 대륙사면은 2017년 8월과 2018년 8월에 유사한 총 침강입자 플럭스를 기반으로 연간 침강입자 플럭스 변동이 거의 없었다(그림 4). 2017년 8월 퇴적물 트랩 설치 정점인 KAMS2에서 관측된 질산염 수직 분포는 전반적으로 2018년 8월과 유사하였고, 2017년 8월의 엽록소a 수직 분포 또한 2018년 8월과 크게 다르지 않았다(그림 5). 높은 염분과 풍부한 영양염이 특징인 아나디르 해류(Anadyr Water)는 베링해협을 통해 척치해로 유

입되고, 그 일부가 대륙붕단에서 보퍼트해(Beaufort Sea)를 향해 동쪽으로 흘러가는 반면 (Weingartner et al., 2005), 다른 일부는 대륙붕단을 지나 극 방향으로 흐르기 때문에 퇴적물 트랩이 설치된 척치해 대륙사면에 영향을 미쳤을 것이다(Nishino et al., 2016; Bai et al., 2019). 2017년과 2018년 8월에 연구지역에서 측정된 질산염 수직 분포는 큰 차이를 보이지 않고 비슷하게 유지되었기 때문에 이는 아나디르 해류가 척치해 대륙사면을 지나 극방향으로 꾸준히 흘러갔음을 지시한다(그림 5). 척치해 대륙사면에서 시간에 흐름에 따른 유기탄소 플럭스의 변화는 표층의 계절적인 생물 생산의 변동을 반영한다. 7월에 해빙이 녹기 시작하면서 유기탄소 플럭스가 증가하였고, 8월에 최대값에 도달하였다. 여름철 생물생산으로 고갈된 표층 질산염과 급속하게 감소하는 태양광의 상호작용으로 여전히 해빙이 없는 9월에는 유기탄소 플럭스가 빠르게 감소하여 최소값에 도달하는 양상을 보였다. 여름철 유기탄소 플럭스는 연간 유기탄소 플럭스의 약 75%를 차지하였는데, 이는 북극해 유기탄소 플럭스의 전형적인 모습이다(Fahl and Nöthing, 2007; Lalande et al., 2009b; Forest et al., 2010).



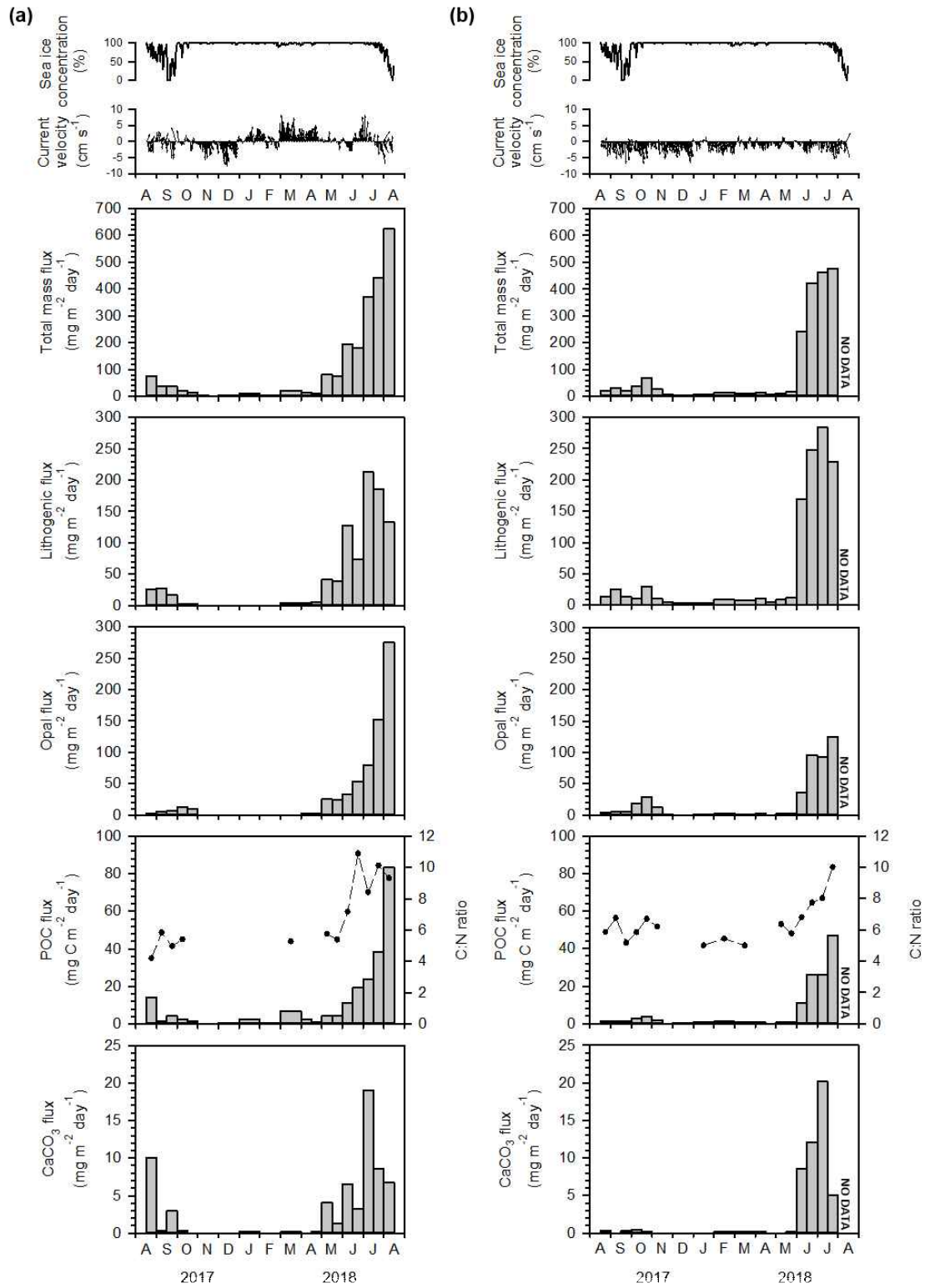


그림 2. 2017-2018년동안 동시베리아해 대륙사면(KAMS1), 수심 100m (a)와 320m (b)에서의 해빙 농도, 유속, 침강입자 플럭스 분포.



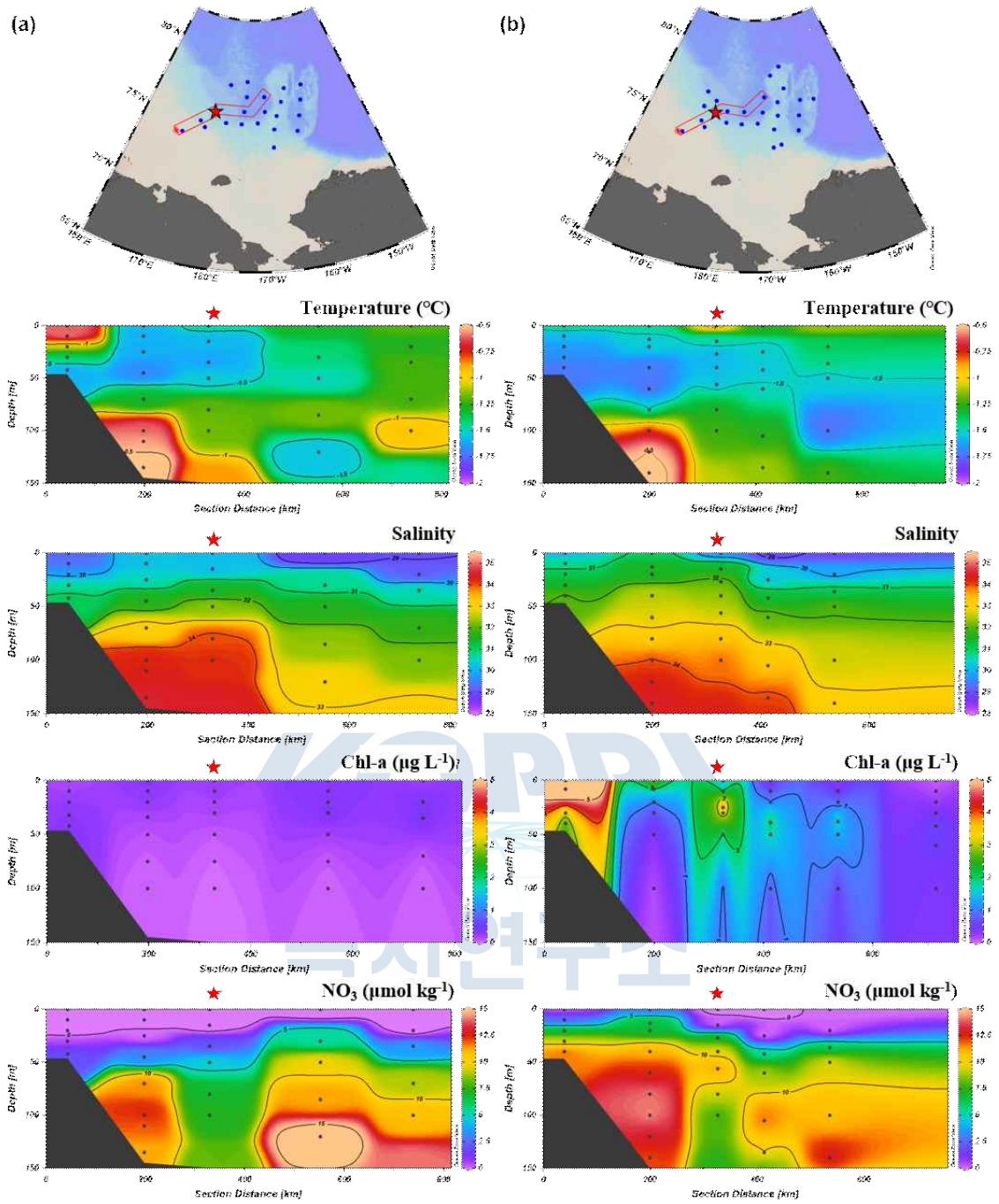


그림 3. 동시베리아해 횡단면에서 2017년(수온, 염분, 엽록소a, 질산염의 수직분포(a: 2017, b:2018) 빨간색 별은 퇴적물 트랩 정점을 가르침.

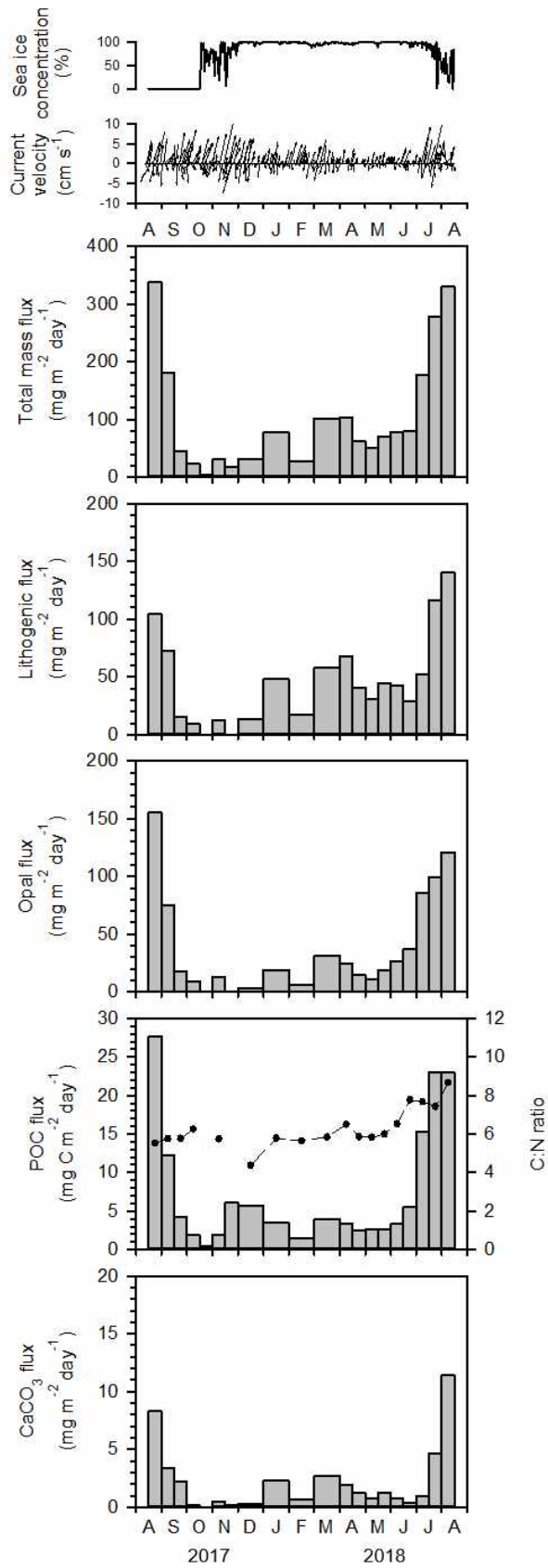


그림 4. 척치해 대륙사면(KAMS1)에서 2017-2018년 동안 해빙 농도, 유속, 침강입자 플럭스

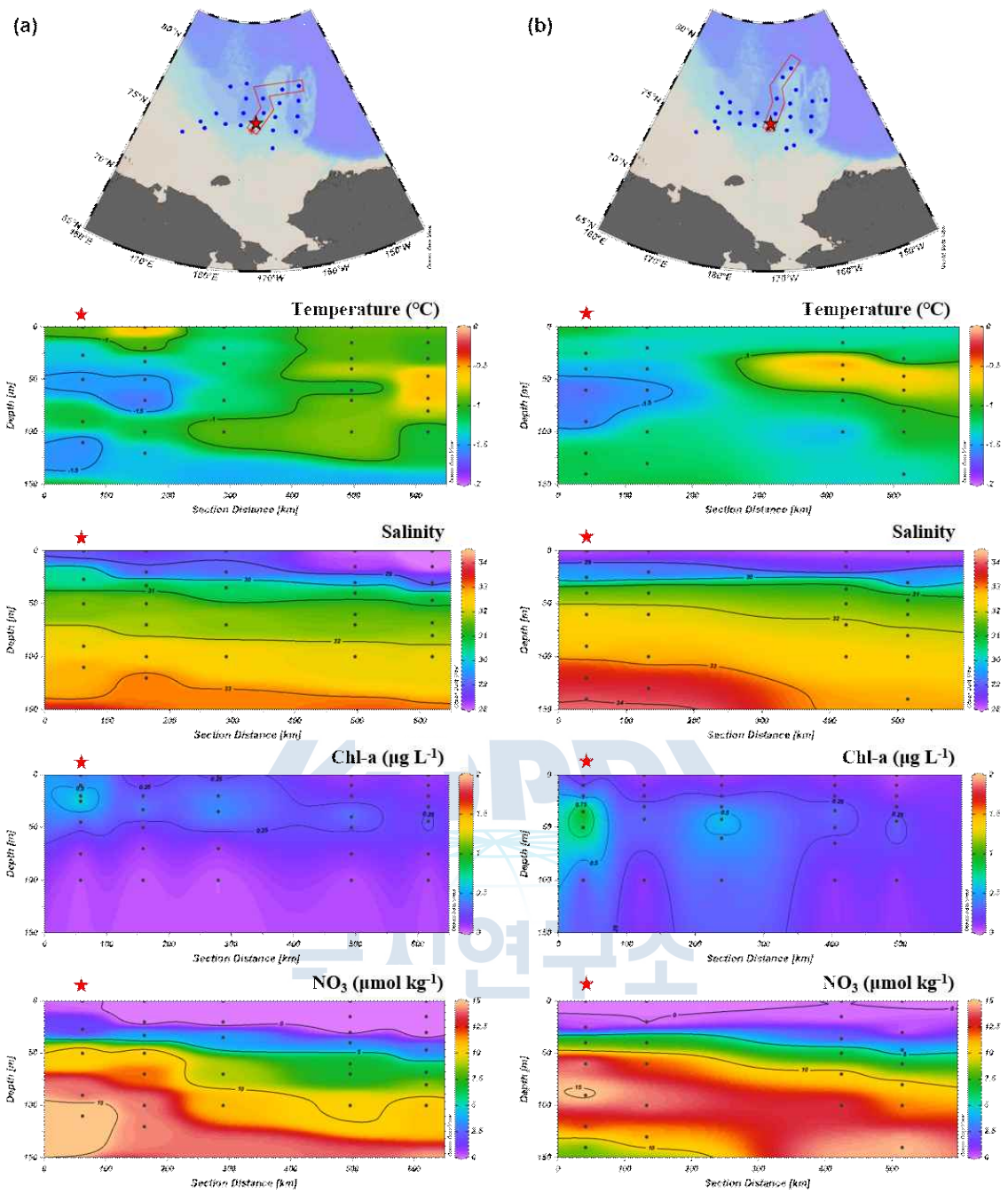


그림 5. 척치해 종단면에서 수온, 염분, 엽록소a, 질산염의 수직분포(a: 2017, b:2018) 빨간색 별은 퇴적물 트랩 정점을 의미

## (2) 해빙 아래에서 발생한 식물플랑크톤 대번성

동시베리아해 대륙사면에서 유기탄소 플럭스는 2018년 6월부터 8월까지 수심 100m와 320m에서 빠르게 증가하였다(그림 2). 특히, 해양 표면이 해빙으로 완전히 덮여있던 2018년 6-7월에 유기탄소 플럭스는 겨울과 봄에 비해 눈에 띄게 증가하였다. 또한 생물기원 플럭스도 2018년 6월과 7월에 크게 증가하여 유기탄소 플럭스와 비슷한 시간적 변화를 보여주었는데, 이는 규조류 식물플랑크톤이 유기탄소 플럭스 증가의 주요 원인을 지시한다. 해빙이 녹기 이전의 유기탄소 플럭스 증가는 해빙 아래에서의 플랑크톤 대증식(under-ice phytoplankton bloom)과 긴밀한 관련이 있을 것으로 보인다. 이러한 해빙 아래에서의 플랑크톤 대증식은 북극해에서 자주 관찰된 바 있다 (Fortier et al., 2002; Sakshaug, 2004; Lalande et al., 2007, 2009b; Arrigo et al., 2012). 2018년 6-7월의 유기탄소 플럭스 증가는 동시베리아해 대륙사면 수심 100m와 320m에서 동시에 발생했기 때문에 연구지역의 얼음 아래 식물플랑크톤 대증식과 직접 관련이 있음을 나타낸다.

해빙 아래 식물 플랑크톤 대증식은 해빙 위에 쌓인 눈이 녹으면서 태양광 입사량을 증가시켜 해빙 하부의 식물플랑크톤 생산을 촉진시키며 발생하였을 것이다(Dezutter et al., 2019; Lalande et al., 2019, 2020). 2018년 여름동안 수심 100m에서 유기물질의 C:N 비율은 빠르게 증가하여 5.8에서 10.9의 범위를 갖는다(그림 2). Ice algae에 의해 생성되는 transparent exopolymer (TEP)는 20이상의 높은 C:N 비율(Engel and Passow, 2001; Forest et al., 2007)을 가지기 때문에 표층에 해빙이 덮인 환경 조건 하에서 유기탄소 플럭스가 증가하는 것이 TEP의 영향을 받은 것으로 보인다. Lalande et al. (2009b)는 C:N 비율이 보퍼트해와 랍테프해에서 유기탄소 플럭스와 동시에 증가하는 것을 관측하였으며, 이러한 유기탄소 플럭스의 증가는 ice algae에 의한 것이라고 주장하였다. 해빙 아래에서 유기탄소 플럭스와 C:N 비율의 증가하는 비슷한 현상은 아문젠 만(Amundsen Gulf)에서도 관측된 바 있다(Forest et al., 2010). 그러나 C:N 비율은 식물플랑크톤 군집의 변화와 섭식 환경에 따라서 바뀔 수 있으므로 연구지역에서 C:N 비율이 증가하는 것이 직접적으로 TEP과 관련 있음을 확인하기 위해서 식물플랑크톤과 동물플랑크톤의 종 조성 데이터가 필요하다.

척치해 대륙사면에서는 해빙이 감소하기 시작한 2018년 7월부터 유기탄소 플럭스가 증가하였다(그림 4). 해빙 감소와 동시에 발생한 유기탄소 플럭스의 증가는 해빙 아래 식물 플랑크톤 대증식으로 풍부한 ice algae가 해양 중층으로 침강되면서 일어난 현상이라는 것을 알 수 있게 한다(Lalande et al., 2009b). 유기물질의 C:N 비율은 2018년 여름철에 유기탄소 플럭스와 동시에 증가했으며(그림 3.3.6.4.4), 이는 아마도 ice algae에 의해 생성된 TEP으로부터 기인 한 것이다. 유기탄소 플럭스 또한 겨울과 봄에 비해 2017년과 2018년 여름에 현저하게 증가하였다(그림 3.3.6.4.4). 그러나 유기물질의 C:N 비율은 2018년 여름에만 명백하게 증가하였다. 따라서, 2017년 여름철에 증가한 유기탄소 플럭스는 ice algae에 의해 생산된 TEP과 관련이 없다. 2017년 여름철의 TEP 생산은 아마 퇴적물 트랩을 설치한 2017년 8월 말 이전에 진행되었을 것으로 예상된다.



(3) 동시베리아해 대륙사면에서 수평이동

동 시베리아 해 경사면에서 연간 질량 플럭스는 100m와 320m의 수심에서 각각 25.2 및 29.6  $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$  이었으며 수심이 증가함에 따라 입자 플럭스가 약간 증가하였다. 대륙 쇄설물(lithogenic) 및 생물기원 오팔 플럭스는 100m에서 320m로 각각 43% 및 4.0% 증가 하였으나 유기탄소와 탄산칼슘 플럭스는 동일한 깊이 차이에서 각각 12% 및 16% 감소하였다(표 1). 연간 유기탄소 플럭스는 320m에서 2.03  $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$  이었지만 Martin 's Curve(Martin et al., 1987)에 기반하여 추정된 320m의 연간 유기탄소 플럭스는 관측 값의 약 절반정도 밖에 되지않아 100m에서 320m까지 수직 침강 외에 수평이동(lateral transport)과 같은 추가적인 유기탄소 공급원이 있는 것을 지시한다. 따라서 유기탄소는 영양염이 풍부한 대륙붕 기원 해수가 동 시베리아 해에서 마카로프 분지로 흘러 갈 때 대륙사면으로 수평적으로 운반 될 수 있을 것으로 보인다.

대륙쇄설물 플럭스는 100m에서 320m까지 43% 증가하였다. 이는 유기탄소 플럭스와 마찬가지로 대륙붕 기원 해수가 수심이 얕은 대륙붕에서 심해인 마카로프 분지로 흘러 갈 때 작은 대륙쇄설물 입자들이 수평적으로 이동된 결과이다. Bauerfeind et al. (2005)는 입자 사이즈가 작은 점토 광물(<4  $\mu\text{m}$ )이 그린랜드 대륙붕의 대륙쇄설물 입자 중 가장 다수를 차지하였다고 보고하였다. 생물기원 오팔 플럭스는 대륙쇄설물 입자들에 비하여 입자 크기가 상대적으로 크기 때문에 (2-500 $\mu\text{m}$ ) 대륙쇄설물 플럭스처럼 많은 양이 대륙붕으로부터 이동되지 못해 100m와 320m사이에서 4.0% 증가하였다. 수심이 깊어질수록 플럭스가 증가한 대륙쇄설물과 생물기원 오팔과 달리 탄산칼슘 플럭스는 100m에서 320m까지 16% 감소하였다. 동시베리아해 대륙사면 50-250m 수심에 존재하는 탄산칼슘 불포화 해수는 탄산칼슘 입자의 용해를 야기하여 수평이동과 같은 추가적인 탄산칼슘 공급에도 불구하고 수심이 깊어질수록 탄산칼슘 플럭스가 감소하였다.

표 1. 2017-2018년 동안의 침강입자 및 연간 플럭스

Trap depth	Mass flux ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )	Lithogenic flux ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )	Opal flux ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )	POC flux ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )	CaCO <sub>3</sub> flux ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )
<b>East Siberian Sea slope</b>					
100 m	25.2	12.0	6.51	2.30	0.87
320 m	29.6	17.1	6.77	2.03	0.73
<b>Chukchi Sea slope</b>					
320 m	30.5	13.8	10.7	2.14	0.58

## 나. 2017-2020년 동안의 침강입자 플럭스의 연간 변동성

### (1) 동시베리아해 대륙사면

2017년 8월부터 2020년 8월까지 관측된 동시베리아해의 침강입자 플럭스는 독특한 시간변화를 보여준다. 연속적인 3년 동안 관측된 수심 100m에서의 총 침강입자 플럭스는  $0.005\text{--}624\text{ mg m}^{-2}\text{ day}^{-1}$  범위를 보였고 총 침강입자 플럭스의 약 82%가 여름철에 집중되어 있어 전반적으로 여름철에 높고 그 외 계절에 낮은 분포를 보였다(그림 6). 이처럼 총 침강입자 플럭스의 대부분이 여름철에 분포해 있어 본 연구에서는 여름철의 침강입자 플럭스를 집중적으로 논의하였다. 해빙이 감소하고 생물 생산량이 증가하면서 총 침강입자 플럭스가 다른 시기에 비해 높게 관측되는 북극해 여름철을 7월, 8월, 9월로 정의하였다. 6월은 7-9월에 비해 총 입자 플럭스가 낮고 항상 해빙으로 덮여 있어 제외하였다. 퇴적물 트랩 설치 및 회수 시기와 2018년 9월부터 2019년 8월 중순까지 발생한 기기의 결함으로 데이터가 일부 누락되어 여름철로 정의된 7월-9월 가운데 2017년은 8월 중순부터 9월까지, 2018년은 7월-8월, 2019년은 8월 말-9월, 2020년은 7월-8월 중순 동안에만 총 침강입자 플럭스 데이터가 존재한다. 동시베리아해 대륙사면 수심 100m에서 2017년과 2018년, 2019년, 2020년의 여름철 평균 침강입자 플럭스는 각각 48.8, 512, 213 그리고  $33.7\text{ mg m}^{-2}\text{ day}^{-1}$  으로 2018년에 급격히 증가하였다가 감소하는 경향을 보인다. 앞장에서 기술한 바와 같이 2017년 여름보다 2018년 여름철 총 침강입자 플럭스가 약 10배 높은 것은 동시베리아해 대륙붕에서 겨울철 냉각(cooling)과 이류(advection)를 통해 형성된 대륙붕 기원 해수가 마카로프 분지(Makarov Basin)로 흘러 들어와 생물 생산에 영향을 주었기 때문이다. 이와 같이 영양염이 풍부한 대륙붕 기원 해수는 Nishino et al. (2013)에 의해 비정기적으로 관측되었다.

2017-2020년 8월 승선 조사에서 관측된 영양염 데이터를 바탕으로 2017년과 2020년은 영양염이 풍부한 대륙붕 기원 해수가 연구 지역 표층으로 유입되지 않았지만, 2018년과 2019년에는 유입된 것을 확인할 수 있다(그림 7). 영양염과 같이 관측된 연구지역의 엽록소 a는 2018년 8월에 수심 25m에서  $8.72\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$ 의 최대값을 가졌고, 2019년 8월은 더 깊은 수심에서 더 작은 피크를 보였다(그림 7). 수심 적분한 2019년의 엽록소a 농도 또한 2018년보다 약 1/3배 낮아 해당 정점에서 식물플랑크톤 생물량에 큰 차이를 보였다(2018:  $140\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$ , 2019:  $49.0\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$ ). 일반적으로, 북극해 여름철에 총 침강입자 플럭스가 크게 증가하는 것은 해빙이 녹으면서 늘어난 생물 활동의 영향 때문인 경우가 많다. 실제로, 해빙이 녹는 여름철에 영양염이 풍부한 대륙붕 기원 해수가 유입되어 식물 플랑크톤 대증식이 발생하기 좋은 조건이었던 2018년과 2019년 여름철은 그렇지 않았던 2017년과 2020년 여름철보다 총 침강입자 플럭스가 높았다. 그러나 대륙붕기원해수가 2018년뿐 만 아니라 2019년에도 유입되었음에도 불구하고 2019년 여름철의 총 침강입자 플럭스는 2018년 여름철보다 58% 가량 낮다. 이는 2018년과 2019년 여름철에 발생한 절대적인 생물량 차이에서 기인한 현상으로 판단된다. 수심 50m 이상의 깊이에서 2018년보다 2019년에 영양염 농도가 더 높게 관측되었으나(그림 7), 식물 플랑크톤은 빛이 도달하는 유평층 내에 존재하는 영양염을 주로 소모하기 때문에 깊은 수심에서의 영양염 농도를 비교하는 것은 무의미하다. 총 침강입자 플럭스는 영양염보다 침강입자와 직접적인 연관이 있는 엽록소a 농도의 영향을 많이 받는다. 8월 말-10월 초까지 해빙이 녹은 2017, 2018, 2020년도에 비하여 2019년도는 해빙이 이른시기(7월 중순)부터 녹기 시작해 8월 초에 완전히 녹았다(그림 6). 다른 연도보다 조기에 발생한

2019년 용빙으로 인하여 식물플랑크톤 광합성에 있어서 중요한 제한 요소 중 하나인 태양광이 이른 시기부터 해양 내부로 유입되었고, 동시베리아해 대륙붕에서 생성된 해수의 유입으로 충분한 영양염을 표층으로 공급받아 데이터가 누락된 2018년 7-8월 초에 식물플랑크톤 대증식에 유리한 환경이 이른 시기에 조성되어 데이터가 존재하는 8월 중순에 생물량이 적었을 가능성도 배제할 수 없다.

총 침강입자 플럭스가 가장 높았던 2018년 여름철 유기물의 평균 C:N 비율은 9.20이고, 2019년 여름철 값은 평균 6.30으로 2018년보다 낮았다(그림 6). 유기물의 C:N 비율이 20이상인 ice algae와 TEP은 해빙이 녹으면서 해양 내부로 침강되어 북극해 여름철에 C:N 비율이 높게 관측되는 주요 원인이다. 해빙이 감소하는 2019년 7-8월초에는 데이터가 누락되었고 데이터가 존재하는 8월말-9월에는 해빙이 완전히 후퇴하였기 때문에 비교적 낮은 C:N 비율을 보인다. 따라서, 2019년 8월 말-9월의 총 침강입자 플럭스는 ice algae와 TEP과 연관성이 적은 것으로 판단된다. 2020년 여름철에는 2017년 여름철처럼 동시베리아해 대륙붕에서 생성되어 연구지역의 생물 생산에 큰 영향을 미치는 고영양염의 해수가 표층으로 유입되지 않아 총 침강입자 플럭스 또한 2017년과 같이 낮은 플럭스가 관측되었다(그림 6). Nishino et al. (2013)에 의해 관측된 영양염이 풍부한 대륙붕 기원 해수는 비정기적으로 동시베리아해로 유입된다. 2017년과 2020년처럼 특정 해류가 유입되지 않는 시기는 영양염이 부족해 식물 플랑크톤 대증식이 발생하기 어려운 환경이 조성된다. 매년 8월 승선조사에서 관측된 엽록소a 수직 분포도 2017년과 2020년 모두  $1.0 \mu\text{g L}^{-1}$ 이하의 작은 값을 보였다(그림 7). 2020년 여름철 총 침강입자 플럭스는 7월-8월 중순까지  $0.03\text{--}0.64 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 의 범위를 갖다가 8월 말에 갑자기 급등하여  $167 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 의 피크를 보였다. 북극해 여름철의 총 침강입자 플럭스는 보통 해빙이 감소하면서 활발해지는 생물 활동의 영향을 받아 점진적으로 증가하는 양상이지만 2020년 여름철 총 침강입자 플럭스는 8월 말에 급증하였다. 이러한 현상은 깊은 수심까지 입사하지 못한 태양광과 부족한 영양염으로 해빙아래에서 식물플랑크톤이 번성하지 못한 결과로 보인다.

동시베리아해 대륙사면 수심 320m의 총 침강입자 플럭스 분포는 수심 100m의 총 침강입자 플럭스 분포와 유사한 경향을 보여준다(그림 8). 관측기간동안 총 침강입자 플럭스 분포는  $0.09\text{--}475 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 범위를 가졌으며 총 입자 플럭스의 66%가 여름에 집중되어있다. 관측기간동안 여름철 총 침강입자 플럭스 평균은 수심 100m와 유사하게 2018년에 급등하여 가장 높았으며 점차 감소하였다 (2017:  $25.1 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , 2018:  $376 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , 2019:  $134 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , 2020:  $2.77 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ). 수심 320m에서도 퇴적물 트랩 설치 및 회수 시기와 2018년 8월초와 2018년 11월부터 2019년 8월 중순까지 발생한 기기의 결함으로 데이터가 일부 누락되었다. 여름철 총 침강입자 플럭스의 평균값은 전반적으로 수심 100m의 관측값 보다 낮은데 이는 수심이 깊어짐에 따라 유기물 분해와 탄산칼슘 용해에 의한 것으로 판단된다. 그럼에도 불구하고 총 침강입자 플럭스의 분포 성향은 수심 100m와 매우 유사하기 때문에 수심 100m와 같이 대륙붕 기원해수와 해빙의 영향을 많이 받은 것으로 판단된다. 유기물의 C:N 비율은 2018년 여름철에 8.69로 다른 연도에 비하여 높았지만 수심 100m 보다는 낮았다. 이는 입자가 침강 하면서 다른 생물들에 의해 소비되고 새로 생성되는 과정을 겪어 일어난 결과로 보인다. 수심 320m의 총 침강입자 플럭스 분포에서 특이한 점은 8월 말에 총 침강입자 플럭스가 증가하였던 수심 100m와 다르게 2020년 8월 말 관측 값이  $10.3 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 으로 7월-8월초 플럭스와 크게 다르지 않았다는 것이다. 이것은 입자가 침강 하면서 100m와 320m 사이에 존재하는 빠른 해류의 영향을 받아 다른 지역으로 이동되었을

가능성이 높다.

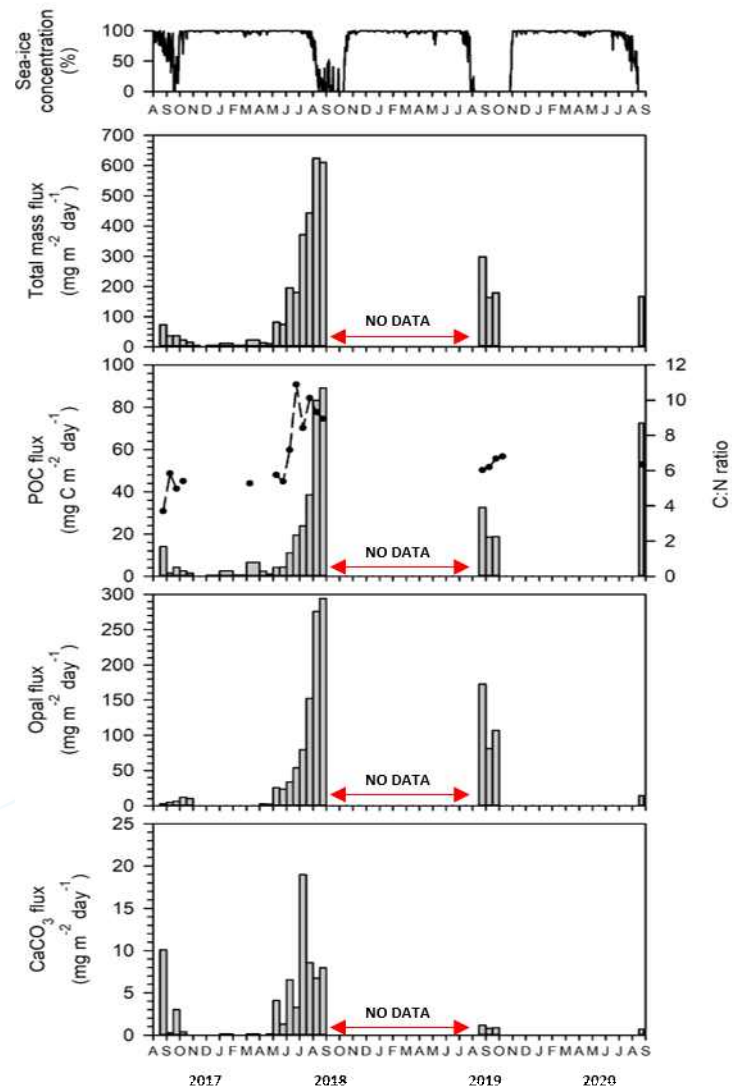


그림 6. 동시베리아해 대륙사면 수심 100m에서 2017년부터 2020년까지 동안 해빙 농도와 침강입자 플럭스의 연간변화



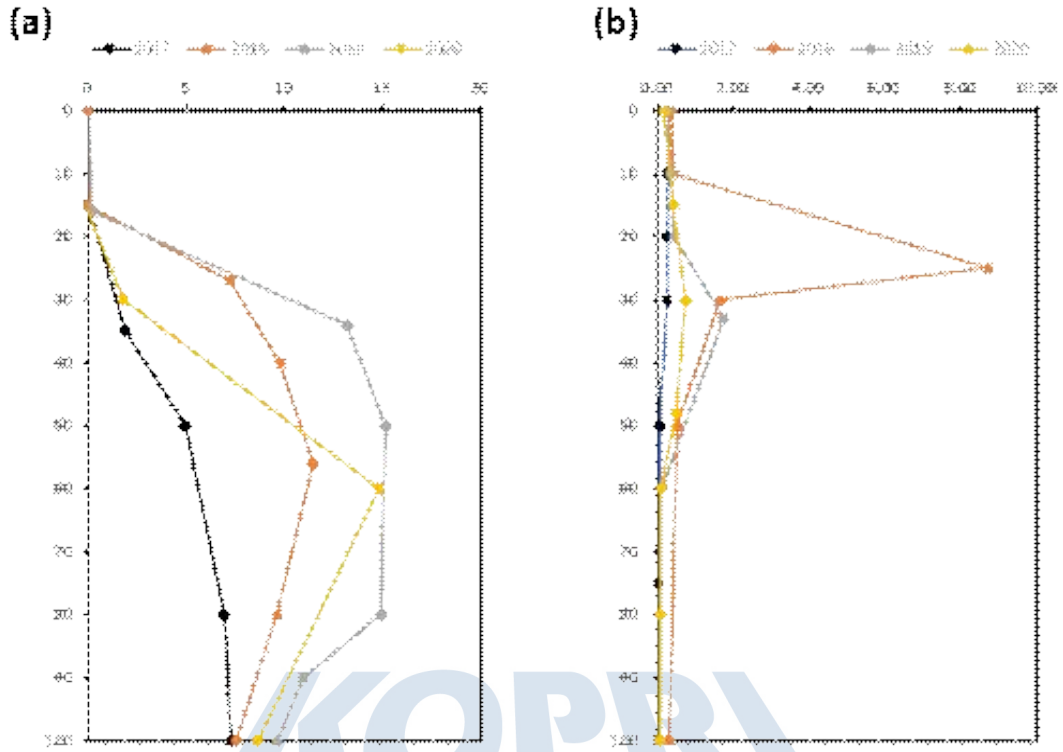


그림 7. 동시베리아해 대륙사면에서 2017년부터 2020년까지 질산염(a)과 염록소 (b) 수직분포

극지연구소

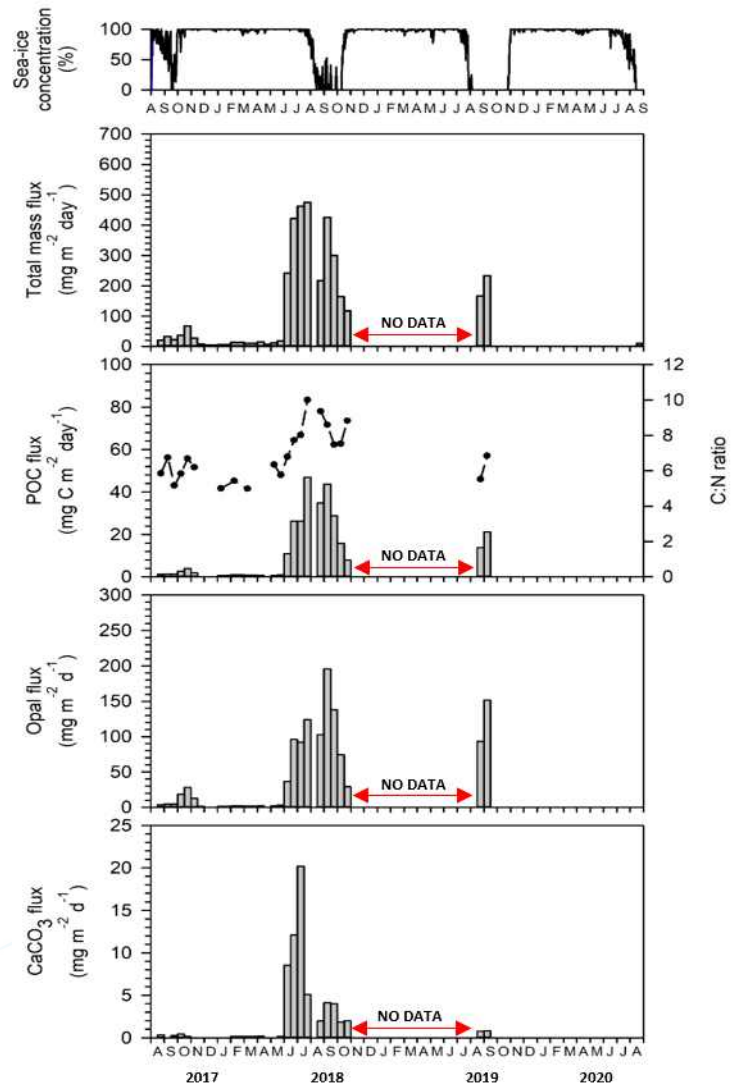


그림 8. 동시베리아해 대륙사면 수심 320m에서 2017년부터 2020년까지 해빙 농도와 침강입자 플럭스의 연간변화

## (2) 척치해 대륙사면

2017년 8월부터 2020년 8월까지 척치해 대륙사면 수심 320m에서 관측된 침강입자 플럭스는 대체적으로 여름에 높고 겨울에 낮은 전형적인 북극해 침강입자 분포를 갖는다(그림 9). 관측기간동안 총 침강입자 플럭스는  $0.0009\text{--}347\text{ mg m}^{-2}\text{ day}^{-1}$ 의 범위를 보였으며 총 침강입자 플럭스의 68%가 여름철(7-9월)에 집중 되어있다. 퇴적물 트랩 설치와 제거로 인하여 2017년 7월-8월 초와 2020년 9월 데이터는 존재하지 않는다. 척치해 대륙사면에서 2017년과 2018년, 2019년, 2020년의 여름철 평균 총 침강입자 플럭스는 각각 188, 267, 26.8과  $22.6\text{ mg m}^{-2}\text{ day}^{-1}$ 으로, 동시베리아해 대륙사면과 마찬가지로 2018년에 최대값에 도달한 후 급격히 감소하는 경향을 보였다. 그러나 2017년과 2018년 여름철 최대값은  $337\text{ mg m}^{-2}\text{ day}^{-1}$ 과  $348\text{ mg m}^{-2}\text{ day}^{-1}$ 으로 비슷한 수준이며, 2017년 7-8월 초 데이터가 존재하지 않음을 감안한다면 2017년과 2018년의 여름철 평균 총 침강입자 플럭스는 큰 차이를 보이지 않았을 것으로 추정된다. 앞 장에서 기술한 바와 같이 척치해 대륙사면은 태평양에서 지속적 흘러 들어오는 영양염이 풍부한 아나디르 해류(Anadyr Water)의 영향을 받아 해빙이 감소하는 여름철에 총 침강입자 플럭스가 증가하는 경향을 보이지만 2017-2018년과 2019-2020년 여름철 플럭스는 전혀 다른 양상을 보였다(그림 9). 매년 8월 승선 조사로 관측한 수심 적분된 엽록소a 농도와 여름철 총 침강입자 플럭스와 유기탄소 플럭스의 상관관계는 각각  $r^2=0.59$ 와  $r^2=0.77$ 로 상당히 좋은 편이다. 그러므로 척치해 대륙사면에서 관측된 여름철 침강입자의 연변화는 표층에서 일어나는 생물활동과 밀접한 관계가 있는 것으로 판단된다.

2019년 여름철의 총 침강입자 플럭스는 전년도인 2018년 여름철보다 90% 감소하였고, 8월의 수심적분한 엽록소a 농도 또한  $6.79\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$ 으로  $25\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$  이상의 값을 갖는 2017, 2018, 2020년도에 비하여 최소 1/4배 낮게 관측되었다(그림 10). 다른 연도보다 적은 식물플랑크톤 생물량은 총 침강입자 플럭스에도 영향을 미쳤을 것이다. 퇴적물 트랩이 설치된 서북극해 대륙붕단은 동풍이 불 때 심층수가 용승되는 지역으로 식물플랑크톤 대증식이 일어나기 위한 영양염이 표층으로 충분히 공급된다(Spall et al., 2014). 2017-2019년 8월 승선 조사 기간 동안에 척치해 대륙사면 인근 해역에서도 고농도( $\geq 5\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$ )의 영양염이 수심 20m까지 용승된 것을 관측하였다(그림 10). 2017년과 2018년의 높은 여름철 총 침강입자 플럭스는 용승 때문에 증가한 생물 활동의 영향을 받은 것으로 추측된다. 그러나 용승과 아나디르 해류 중 어느 작용이 여름철 식물 플랑크톤 대증식에 더 큰 영향을 미쳤는지에 대해서는 차후에 논의가 더 필요하다. 특이한 것은 용승이 발생한 2017-2019년 중 2019년 여름철에만 낮은 총 침강입자 플럭스가 관측되었다(그림 9). 2017년부터 3년 동안 발생한 용승은 서북극해 동경 180도 부근에서 가장 강하였다. 퇴적물 트랩이 설치된 척치해 대륙사면(서경 171도)은 용승 중심부에서 약간 벗어나 있어 간접적인 영향을 받았을 것으로 추측된다. 2019년 8월에 서북극해 대륙사면 동경 180도 부근에서 용승이 발생해 표층 20m에서 고농도의 영양염이 관측되었다. 이와 동시에 서경 171-161도에는 수심 15-25m까지  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  이상의 따뜻한 해수가 존재하였다(그림 10). 2019년 8월에 용승된 영양염은 외부에서 유입된 따뜻하고 영양염이 고갈된 표층 해류 때문에 퇴적물 트랩이 계류된 정점에는 영향을 미치지 않은 것으로 보인다. 실제로, 척치해 대륙사면의 2019년 영양염약층(nitricline)은 용승 지역 주변으로 완만한 경사를 이루는 다른 연도와 다르게 표층의 따뜻한 해수를 경계로 갑자기 깊어지는 특이한 분포를 보였다(그림 10). 이러한 2019년 여름철 환경 조건이 감소

한 침강입자 플럭스와 연관 있어 보이지만 수괴의 영향이나 기타 요건에 대해서는 명확히 밝혀진 바가 없어 추가적인 논의가 필요하다.

2019년 여름철은 8월 말에 해빙이 모두 녹은 2018년, 2020년과 달리 7월 말에 해빙이 완전히 녹아, 다른 연도보다 한달 가량 빠른 시기에 해빙이 존재하지 않았다(그림 9). 다른 연도보다 이른 해빙 감소는 총 침강입자 플럭스의 빠른 증가를 야기하여 6월 말-7월초에 피크에 도달하였다. 유기물의 여름철 C:N 비율 또한 다른 연도보다 높았고, 총 침강입자 플럭스 피크가 발생한 2019년 6월 말-7월 초의 평균 C:N 비율은 10.5로 최대값이 관측되었다(그림 9). 2019년 6월 말-7월 초에 해양 표면이 해빙으로 60%이상 덮여있는 상태에서 증가한 총 침강입자 플럭스와 C:N 비율은 해빙 아래에서 ice algae이 증식했음을 나타낸다. 해빙아래에서 발생한 식물플랑크톤 번성은 기존에 표층에 존재하던 영양염을 모두 고갈시켰을 가능성이 높다. 2017년과 2018년 같이 2019년 여름철에도 용승의 영향을 강하게 받아 영양염이 생물 활동에 의해 소모된 것과 동시에 추가적으로 공급되었다면 해빙이 없는 상태에서도 지속적으로 식물플랑크톤 대증식이 발생하였을 가능성이 높다. 그러나 2019년 여름철은 따뜻하고 영양염이 고갈된 표층 해류로 인하여 용승이 표층까지 일어나지 못해 추가적인 영양염 공급이 일어나지 않은 것으로 판단된다. 이로 인해 2019년 총 침강입자 플럭스는 최대값을 보인 7월 이후에 급격히 감소하였다.

총 침강입자 플럭스가 6월과 7월에 급증한 2018-2019년도와 다르게 2020년 여름철의 총 침강입자 플럭스는 7월-8월 초까지  $0.17-0.41 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 의 범위를 갖다가 8월 말 해빙이 모두 다 녹은 직후에  $89.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 로 200배 이상 증가하였다. 2020년 해빙은 6월 중순부터 서서히 감소하였지만 전년도들과 다르게 해빙이 감소하는 기간 동안 총 침강입자 플럭스가 매우 적게 관측되었고, 2020년 8월의 C:N 비율도 6.92로 Redfield ratio(6.63)와 크게 차이가 나지 않았다. 이는 해빙아래에서 식물플랑크톤 대증식이 발생한 다른 연도들과 달리 2020년에는 발생하지 않았음을 의미한다. 해빙아래에서 식물플랑크톤이 증식하기 위해서는 생물이 광합성하기에 충분한 광량과 영양염이 필요하다. 태양광은 해빙 두께 1m 이내일때 효과적으로 투과해 해양 표층으로 입사하여 식물플랑크톤을 증식시킨다(Arrigo et al., 2014). 두께가 얇은 초년생 해빙이 많은 척치해 대륙사면에서는 해빙이 녹는 기간에 생물생산에 필요한 일사량이 충분히 공급된다(Arrigo et al., 2012, 2014). 그러나 2020년 여름철은 용승이 일어나지 않아 충분한 영양염이 표층으로 공급되지 않았기 때문에 해빙아래에서 식물플랑크톤 증식이 발생되지 않아 2017년, 2018년보다 여름철 침강입자 플럭스가 감소한 것으로 보인다. 해빙이 완전히 녹은 후에는 보다 깊은 수심까지 도달한 일사량에 의해 식물플랑크톤 광합성이 활발히 발생하였고 그 결과로 총 침강 입자 플럭스가 8월 말에 급증한 것으로 보인다.

결론적으로 2017-2020년 동안 척치해 대륙사면 여름철의 총 침강입자 플럭스의 연변화는 표층에서 생물활동에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 총 침강입자 플럭스가 높은 2017-2018년은 용승이 발생하여 영양염이 표층까지 공급되어 식물플랑크톤 생산량이 증가한 결과이고, 총 침강 입자 플럭스가 낮은 2019-2020년은 용승이 발생했어도 표층까지 영양염이 공급되지 않았거나 아예 용승이 발생하지 않아서 식물플랑크톤 생산량이 증가하지 않은 결과이다.

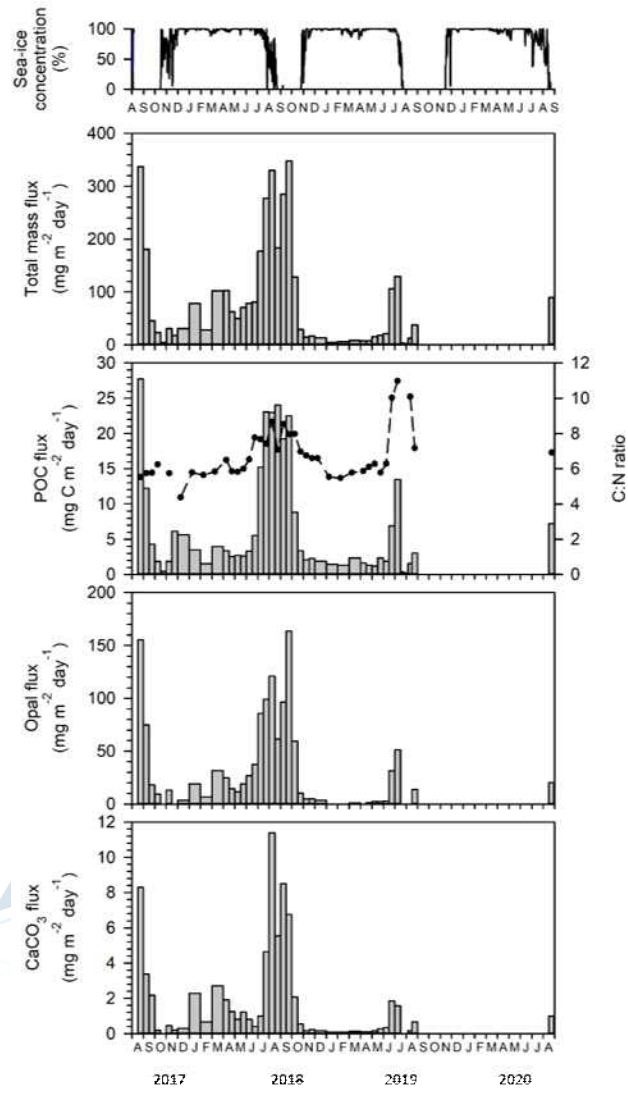


그림 9. 척치해 대륙사면 수심 320m에서 2017년부터 2020년까지 해빙 농도와 침강입자 플럭스의 연간변화

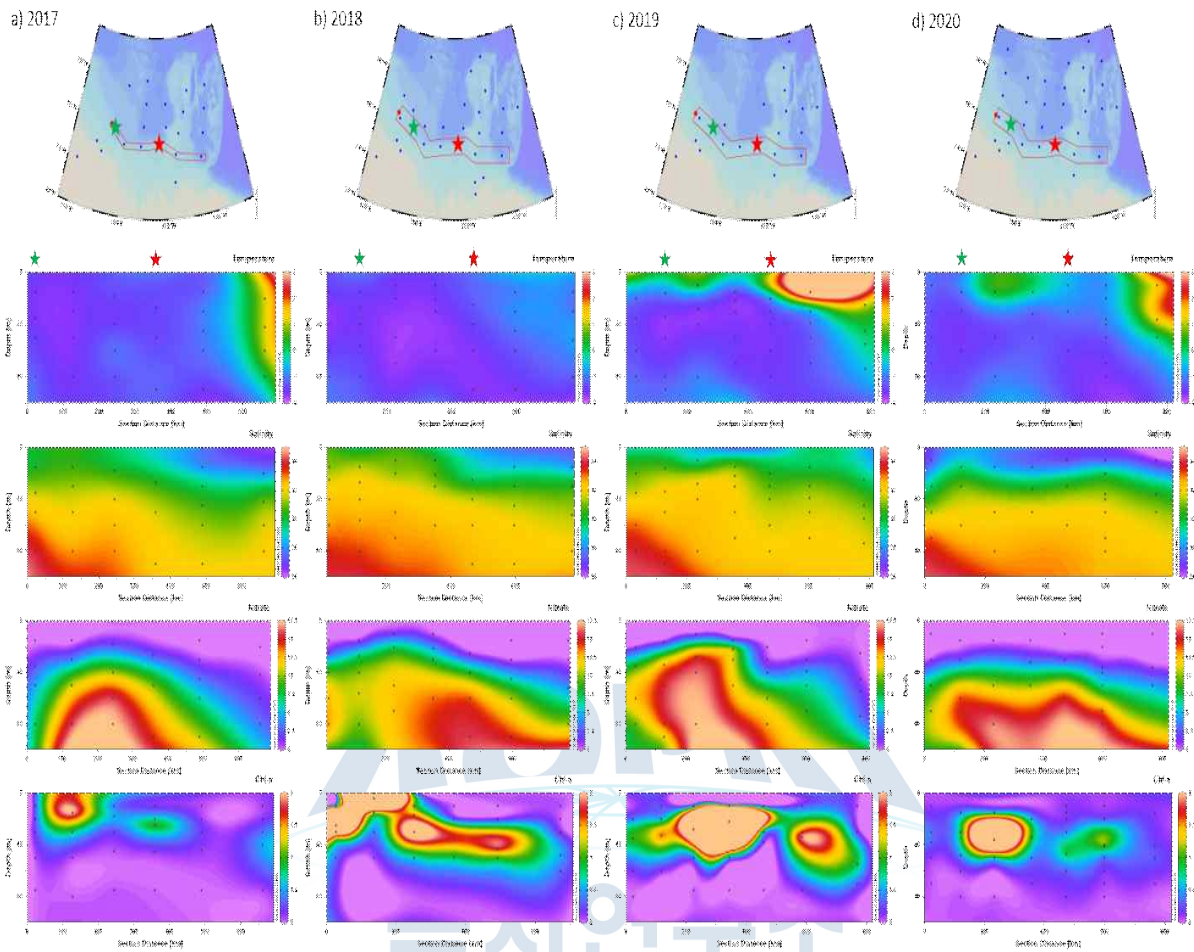


그림 10. 서북극해에서 2017년부터 2020년까지 연도별 수온, 염분, 질산염, 엽록소a의 수직분포. 초록색 별은 동시베리아해 대륙사면(KAMS1), 빨간색 별은 척치해 대륙사면(KAMS2)에 위치한 퇴적물 트랩 정점을 의미.



## 제2절 북극해에서 해수 탄산염 시스템 연구

### 1. 서론

북극해는 대기 이산화탄소 흡수와 해양산성화 문제에 있어서 매우 중요한 해역으로 잘 알려져 있다. 특히, 해양산성화는 북극해 표층해수의 낮은 수온 때문에 전세계 해양에서 가장 빠른 속도로 진행되고 있다(Yamamoto-Kawai et al. 2009; Robbins et al. 2013). 또한, 지난 수 십년도안 여름에 해빙이 급격히 감소하여 해양산성화 진행속도가 더욱더 가속화되었다. 여름동안 해빙이 감소하면, 표층해수 면적이 증가하고, 이로 인해 보다 많은 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되어 해양산성화가 가속화되는 것이다. 또한, 해빙이 녹으면서 생긴 담수가 표층해수로 보다 많이 유입되는데, 담수는 pH가 해수에 비해 낮기 때문에, 최근 해빙이 녹으면서 보다 많은 담수유입으로 인하여 표층해수 pH가 낮아져서 해양산성화가 가속화된다고 보고하였다. Yamamoto-Kawai et al. (2009)은 2008년에 북극 캐나다분지(Canada Basin)에서 처음으로 표층해수가 아라고나이트에 대해 불포화 상태라는 것을 발견하였고, Robbins et al. (2013)은 2010년과 2011년에 북극 캐나다분지 표층해수의 20% 가량이 아라고나이트에 대해 불포화상태라고 보고하였다.

이처럼 북극해는 현재 표층해수에서 해양산성화가 심각하게 진행되고 있다. 하지만, 북극해 전체해역에서 해양산성화가 심각하게 진행되고 있는 것은 아니다. 척치해, 캐나다분지, Beaufort Sea가 위치한 서북극해에는 해양산성화가 심각하게 진행되고 있지만, 노르웨이해, 바렌츠해(Barents Sea), 카라해(Kara Sea)가 위치한 동북극해에서는 현재까지 표층해수에서의 아라고나이트 불포화가 발견되지 않아서 상대적으로 해양산성화가 심각하지 않다(Tynan et al. 2014). 이처럼 북극해 표층해수에서 해역에 따라 해양산성화 진행정도가 다른 것은 표층해수의 기원이 해역에 따라 다르기 때문이다. 태평양 기원해수는 연령이 오래되었기 때문에 유기물분해에 의해 생성된 이산화탄소 분압이 높아서 pH가 상대적으로 낮은 반면, 대서양 기원해수는 연령이 짧기 때문에 유기물이 많이 분해되지 않아 이산화탄소 분압이 낮아서 pH가 상대적으로 높다. 따라서 베링해를 통해 북극해로 유입되는 태평양 기원 해수가 많은 서북극해에서는 해양산성화가 심각하게 진행되고 있는 반면, 노르웨이해를 통해 북극해로 유입되는 대서양 기원 해수가 많은 동북극해에서는 해양산성화가 심각하게 진행되고 있지 않다. 따라서, 북극해 산성화 정도를 정확히 파악하기 위해서 북극해 전체해역에 대한 해양산성화 연구가 필요하다. 또한, 표층해수 뿐 만 아니라 수층 전체에 대한 연구가 필요하다.

본 연구에서는 북극 척치해와 동시베리아해 북부해역에서 2016년부터 2020년까지 5년 동안 표층해수 뿐 만 아니라 수층 전체에서 아라고나이트 포화도를 산출하여 해양산성화가 북극 척치해와 동시베리아해 북부해역에서 어떻게 진행되고 있는지를 파악하려고 한다.

## 2. 연구 방법

2016년부터 2020년까지 5년 동안 북극 척치해와 동시베리아해 북부해역에서 용존무기탄소와 총알칼리도 분석을 하기 위해 수층별로 채수했다(그림 11). 채수 수심은 1, 15, 30, 75, 100, 200, 500, 750, 1000, 1500, 2000m였다. 용존 무기 탄소와 총 알칼리도를 분석하기 위한 해수는 CTD에 부착된 니스킨 채수기에서 500 ml 보로실리케이트 채수병(borosilicate bottles; Coring<sup>®</sup>)에 담았다. 이 해수 시료에 염화 수은을 넣고, 병 마개에 진공 그리즈를 바른 뒤 밴드와 클램프로 닫았다.

실험실로 옮겨온 해수는 VINDTA 3D(Marianda) 전처리 장비와 Coulometer(model 5011 emulation; UIC) 검출기로 용존 무기 탄소를 측정했고, 총 알칼리도 분석은 gran titration 을(model AS-ALK2; Apollo SciTech, Inc) 이용했다. 정확도(accuracy)를 보정하고 정밀도(precision)를 알아보기 위해 레퍼런스 해수(CRMs, provided by Dickson, Scripps Institution of Oceanography)를 매일 측정했고, 정밀도는 각각 용존 무기 탄소는  $\pm 2.0 \mu \text{mole kg}^{-1}$ , 총 알칼리도는  $\pm 3.0 \mu \text{mole kg}^{-1}$ 였다. 아라고나이트 포화도는 용존 무기 탄소, 총 알칼리도, 수온, 염분, 인산염과 규산염 농도를 이용해 계산했다(CO2sys\_v2.1.xls).

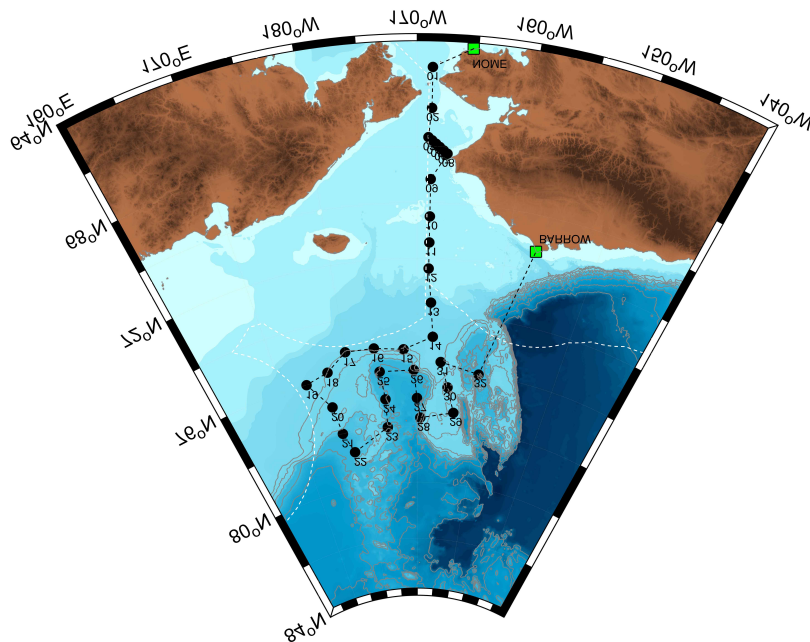


그림 11. 서북극해 연구해역에서 2016년에 관측한 정점 위치도



### 3. 연구결과

#### 가. 2016년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포

##### (1) 척치해 대륙붕 분포

대륙붕(수심 0-100m)에서 관측한 수온은 표층에서 8.14~-1.01°C의 범위를 보였고 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 점차 감소하였으며, 수심에 따라서도 감소하는 양상을 보였다(그림 12). 염분은 표층에서 28.61~31.54의 범위를 보였고 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 점차 감소하였으며, 수심에 따라서는 증가하는 양상을 보였다(그림 12). 용존무기탄소 농도는 표층에서 2000  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 점차 증가하여 수심 100m에서 2250  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 을 나타냈다(그림 12). 알칼리도는 표층에서 2200  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 증가하여 점차 증가하여 수심 100m에서 2250  $\mu\text{eq kg}^{-1}$ 을 나타냈다(그림 12). 아라고나이트 포화도는 표층에서 1.60-2.20의 범위를 보였고 수심이 깊어짐에 따라 점차 감소하여 수심 50m에서 1.0 이하의 값을 나타냈고 수심 100m에서 0.75을 보였다(그림 12).

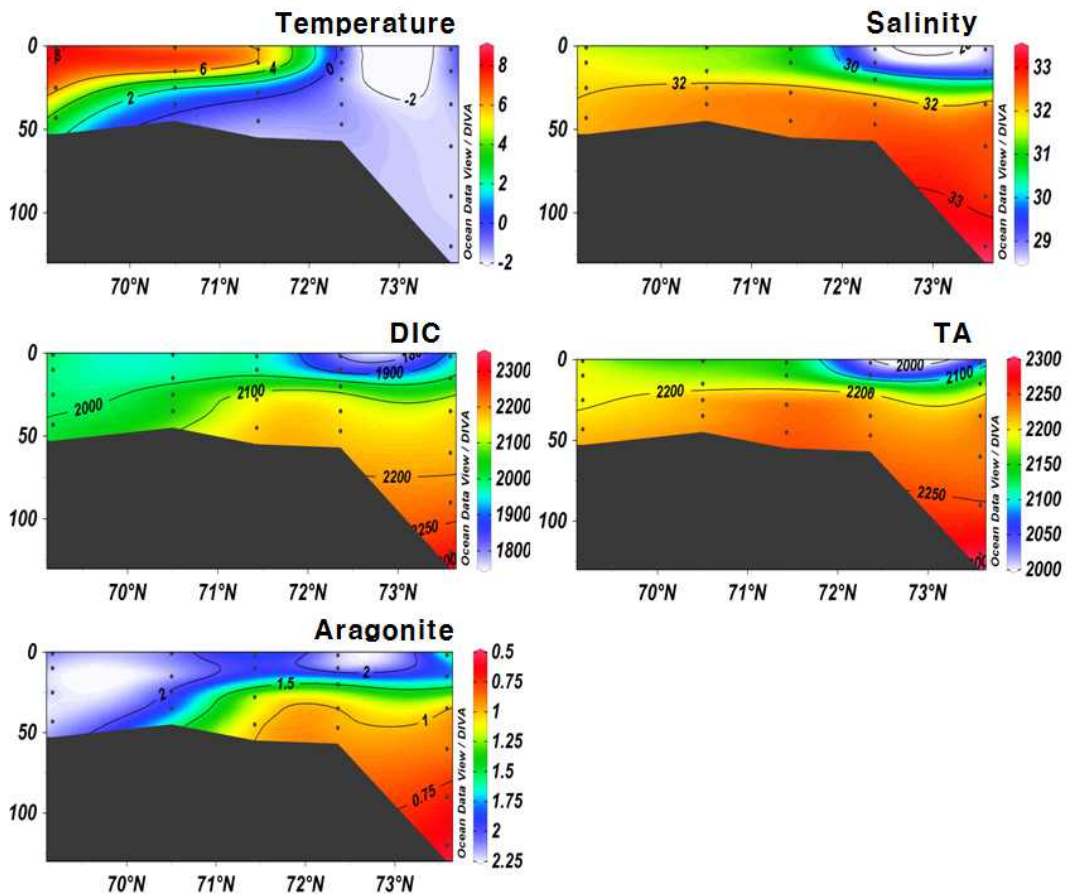


그림 12. 2016년 대륙붕 해역에서 수온, 염분, 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도의 수직분포

(2) 척치해 대륙사면 분포

대륙사면(수심 0-400m)에서 관측한 수온은 표층에서  $-1.0^{\circ}\text{C}$  이하로 매우 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 점차 증가하여 수심 400m에서  $1.0^{\circ}\text{C}$  내외의 값들을 나타냈다(그림 13). 염분은 표층에서 30 이하로 매우 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 점차 증가하여 수심 400m에서 34 이상의 높은 값들을 나타냈다(그림 13). 용존무기탄소 농도는 표층에서  $2000\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 증가하여 수심 100-300m에서  $2200\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로, 최고 값을 보인 후에, 그 이하 수심에서 점차 감소하여 수심 400m에서  $2100\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  내외의 값들을 나타냈다(그림 13). 알칼리도는 표층에서  $2100\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 증가하여 점차 증가하여 수심 400m에서  $2300\ \mu\text{eq kg}^{-1}$  내외의 높은 값들을 나타냈다(그림 13). 아라고나이트 포화도는 표층에서 1.08-1.78의 범위를 보였고 수심이 깊어짐에 따라 감소하여 수심 100m에서 0.8 이하의 최소 값을 보인 이후에 그 이하 수심에서 점차 증가하여 수심 400m에서 1.4 이상의 높은 값들을 나타냈다(그림 13).

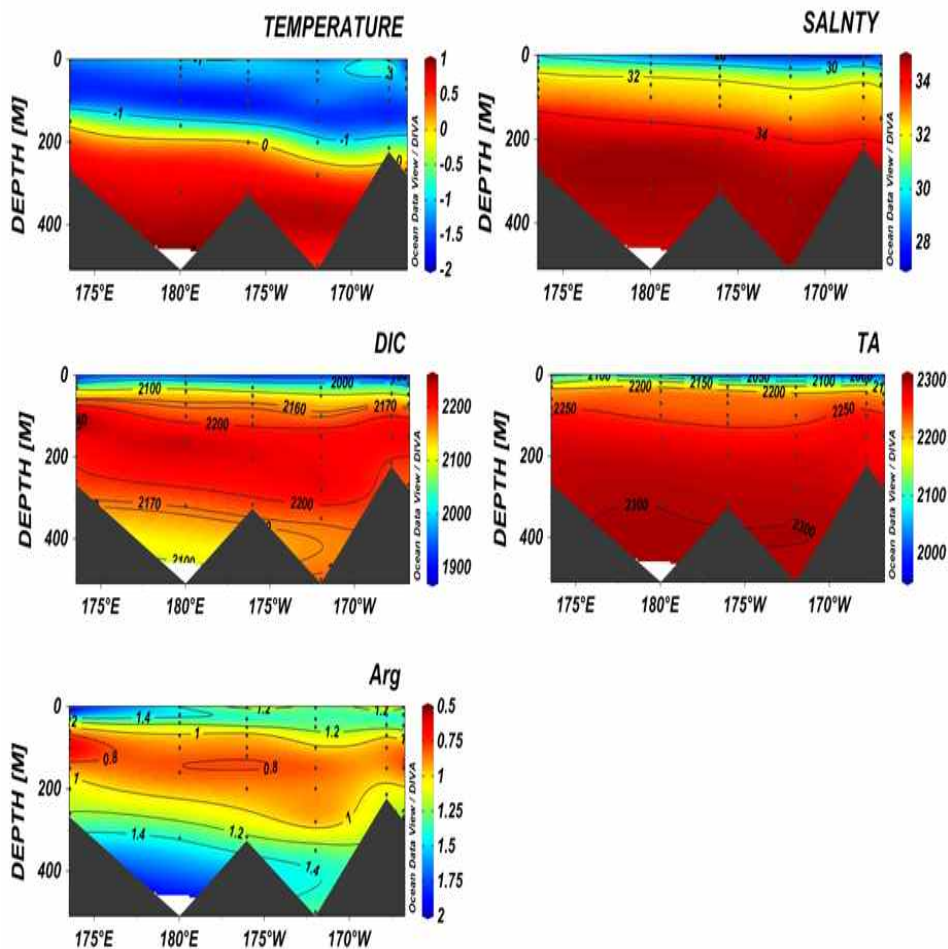


그림 13. 2016년 대륙사면 해역에서 수온, 염분, 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도의 수직분포

### (3) 심해 분포

심해(수심 0-2000m)에서 관측한 수온은 표층에서  $-1.0^{\circ}\text{C}$  이하로 매우 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 점차 증가하여 수심 500-1000m에서  $1.0^{\circ}\text{C}$ 로 최고 값을 보였고 그 이하 수심에서 점차 감소하여 수심 2000m에서  $-0.5^{\circ}\text{C}$  내외를 나타냈다(그림 14). 염분은 표층에서 30 이하로 매우 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 점차 증가하여 수심 500m에서 34.8을 보였고 그 이하 수심에서 2000m까지 큰 변화없이 일정하였다(그림 14). 용존무기탄소 농도는 표층에서  $2000\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 증가하여 수심 100-300m에서  $2200\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로, 최고 값을 보인 후에, 그 이하 수심에서 점차 감소하여 수심 400m에서  $2100\ \mu\text{mol kg}^{-1}$  내외의 값들을 나타냈으며, 그 이하 수심에서 2000m까지 큰 변화없이 일정하였다(그림 14). 알칼리도는 표층에서  $2100\ \mu\text{eq kg}^{-1}$  이하로 낮았고 수심이 깊어짐에 따라 증가하여 점차 증가하여 수심 1000m에서  $2300\ \mu\text{eq kg}^{-1}$  이상의 높은 값들을 나타냈다(그림 14). 아라고나이트 포화도는 표층에서 0.97-1.23의 범위를 보였고 수심이 깊어짐에 따라 감소하여 수심 100-200m에서 0.8 이하의 최소 값을 보인 이후에 그 이하 수심에서 점차 증가하여 수심 400m에서 1.2 이상의 높은 값들을 나타냈고 400-1000m 사이에서 1.2 내외로 일정하다가 그 이하 수심에서 2000m까지 점차 감소하였다(그림 14).

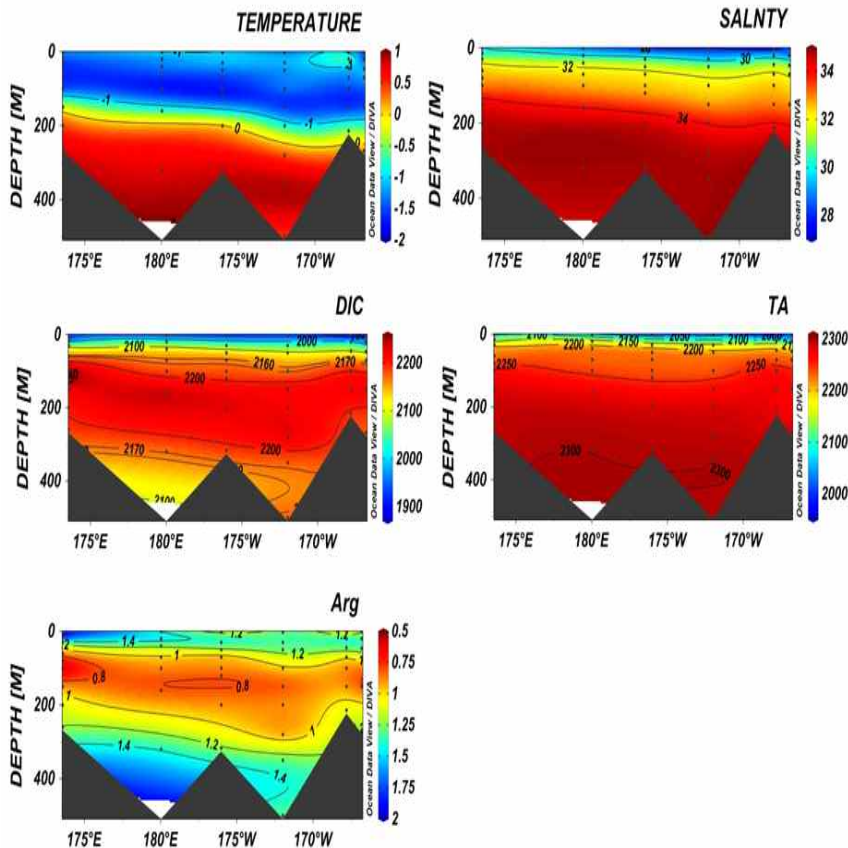


그림 14. 2016년 심해 해역에서 수온, 염분, 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도의 수직분포

나. 2017년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포

(1) 표층 분포

2017년 8월에 서북극해에서 표층해수에서 관측한 용존무기탄소 농도는  $19871\text{--}2022\ \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위로, 연구해역 북서쪽에 위치한 동시베리아해에서 대체로 높은 값을 보인 반면, 북동쪽에 위치한 캐나다 분지(Basin) 해역에서는 낮은 값을 보였으며, 척치해 대륙붕 해역에서는 중간 값을 나타냈다(그림 15). 표층해수 알칼리도 농도는  $1937\text{--}2242\ \mu\text{eq kg}^{-1}$ 의 범위로, DIC 분포와 전혀 다른 양상을 보여, 척치해 대륙붕 해역에서 높은 값을 보였고 캐나다 분지(Basin) 해역에서는 낮은 값을 보였으며, 동시베리아해에서는 중간 값을 나타냈다(그림 15). 알칼리도의 표층 수평분포는 염분 분포와 매우 유사하여, 알칼리도 농도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도(aragonite saturation state)는  $0.88\text{--}3.51$ 의 범위로 베링 해협에서 북쪽으로 갈수록 점진적으로 감소하는 양상을 보인다(그림 15). 아라고나이트 포화도의 표층분포는 수온의 표층 분포와 매우 유사하여, 아라고나이트 포화도는 주로 수온에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 표층 아라고나이트 포화도는 동시베리아해와 캐나다 분지에서 큰 차이를 보이지 않았다. 2017년 서북극해 탐사동안 표층해수에서 아라고나이트 불포화(1미만)는 캐나다 분지에 위치한 정점 33, 한 곳에서만 관측되었다.

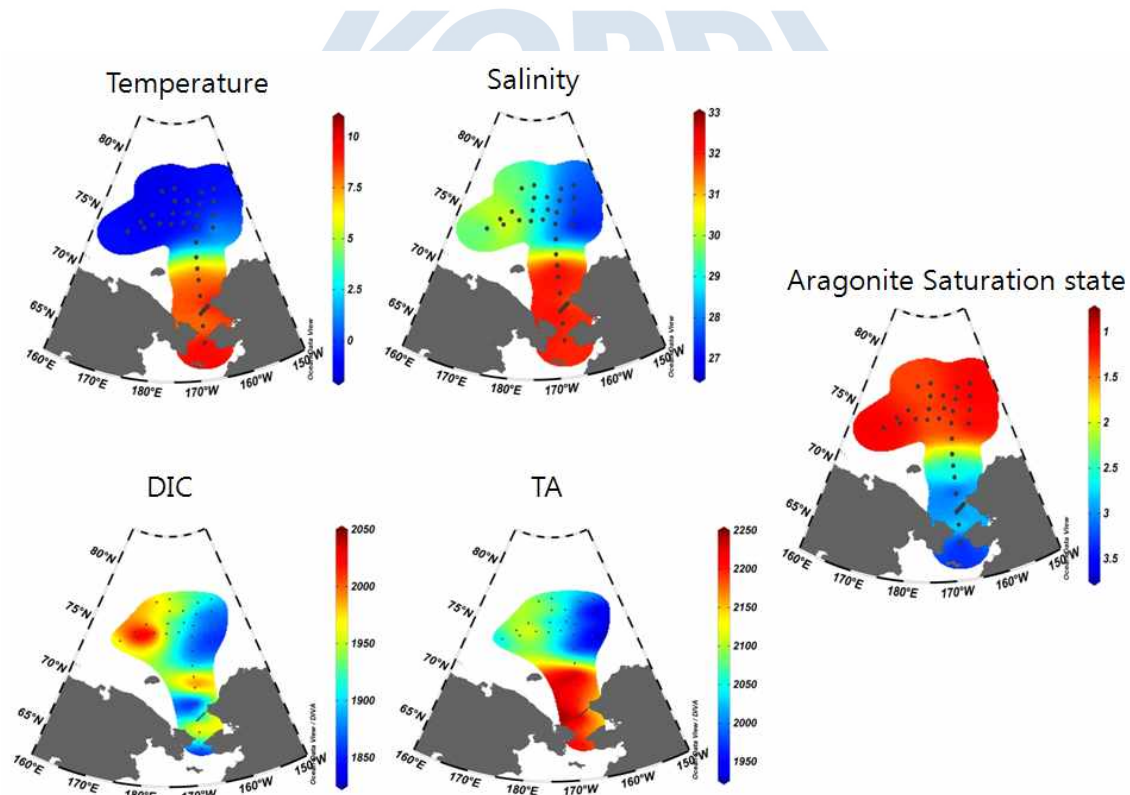


그림 15. 2017년 8월에 서북극해에서 관측한 수온, 염분, 용존무기탄소(DIC), 알칼리도 (TA), 아라고나이트 포화도의 표층분포



(2) 수직 분포

(가) 남북 방향의 수직분포

척치해 대륙붕에서 대륙사면까지 남북 방향으로 관측한 DIC 수직분포는 표층에서 1900  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  내외로 농도가 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 100-200m 사이에서 2200  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로 가장 높았다(그림 16). DIC 수직분포는 척치해 대륙붕과 대륙사면에서 뚜렷한 차이를 보이지 않았다. TA 농도는 척치해 대륙붕에서는 2200  $\mu\text{eq kg}^{-1}$  이상으로 표층에서 저층까지 큰 차이가 없지만 대륙사면에서는 표층에서 2000  $\mu\text{eq kg}^{-1}$  이하의 낮은 값을 보였고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 100m 이하 수심에서 2250  $\mu\text{eq kg}^{-1}$  이상의 높은 값들을 나타냈다(그림 16). TA 수직분포는 염분의 수직분포와 매우 유사하여, TA 수직분포도 염분에 의해 주로 영향받는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도는 척치해 대륙붕 표층에서 3.0 내외로 가장 높았고 깊이에 따라 점차 감소하여 대륙붕 저층에서는 1.5 가량을 나타낸 반면, 대륙사면에서는 수심 100-200m 사이에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화를 보였다(그림 16). Anderson et al. (2010)도 척치해 대륙사면 중층해수가 아라고나이트에 대해 불포화되었다고 보고하였다. 이들은 척치해 중층에서 아라고나이트 불포화의 이유로 “Continental shelf pump”를 제시하였다.

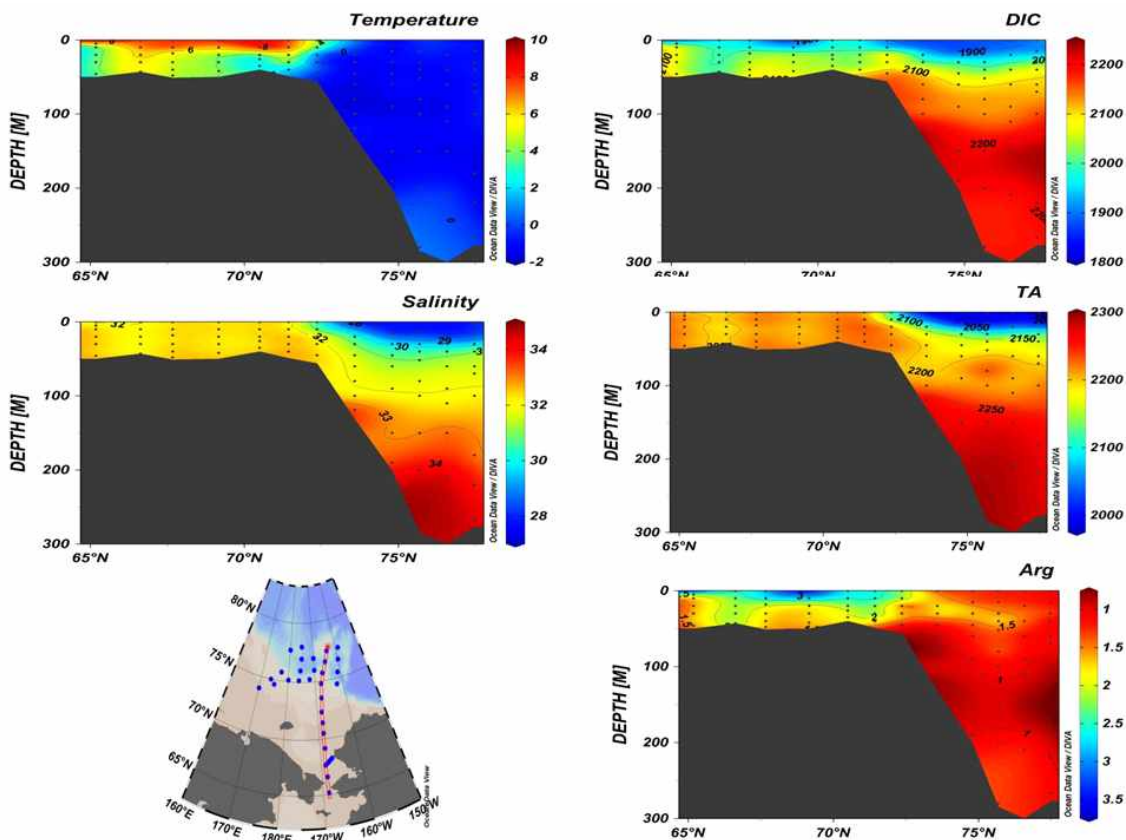


그림 16. 2017년 8월동안 척치해 대륙붕에서 대륙사면까지 남북 방향으로 관측한 수온, 염분, DIC, TA, 아라고나이트 포화도의 수직분포

(나) 동서 방향의 수직분포(대륙사면)

서북극해 대륙사면(수심 500m)에서 동서 방향으로 관측한 DIC 수직분포는 표층에서 2000  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 농도가 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 50-250m 사이에서 2200  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로 가장 높았으며, 그 이하 수심에서는 2000  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 감소하였다(그림 17). DIC 농도는 동시베리아해가 위치한 서쪽해역, 수심 80m에서 2299  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 가장 높았으며, 서쪽해역은 수심 100m 내외에서 최고 값을 보이는 반면, 동쪽해역에서는 수심 200m 내외에서 최고 값을 보였다. TA 농도는 표층에서 2100  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  내외로 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 400m에서 2300  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  이상의 높은 값을 나타냈다(그림 17). TA 수직분포는 DIC 수직분포와 달리, 표층에서부터 저층까지 농도가 지속적으로 증가하였으며, 동쪽해역과 서쪽해역에서 큰 차이를 보이지 않았다. 아라고나이트 포화도는 수심 50-200m에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화상태를 보였으며, 200m 이하 수심에서는 1.0 이상으로 아라고나이트 과포화상태를 보였다(그림 17). 아라고나이트 포화도는 동쪽해역에 비해 서쪽해역에서 더 낮게 관측되었으며, 아라고나이트 불포화 수심은 서쪽해역은 50-150m인 반면, 동쪽해역은 좀 더 깊은 100-200m에서 관측되었다. 이처럼 아라고나이트 포화도가 동쪽해역에 비해 서쪽해역에서 더 낮게 관측된 것은 DIC 농도가 서쪽해역에서 때문이다. 서쪽해역에서 DIC 농도가 높은 것은 동시베리아해 대륙붕에서 더 많은 유기물이 분해되어 DIC 농도가 높은 저층수가 대륙사면으로 유입되었기 때문인 것으로 판단된다.

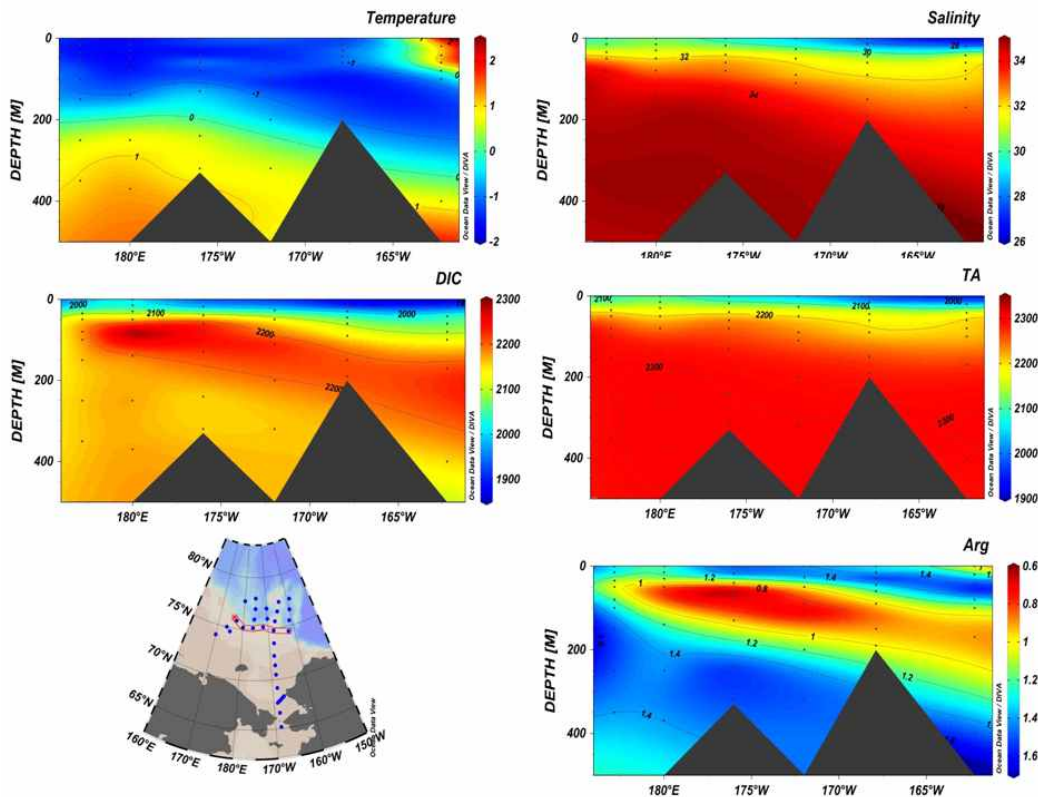


그림 17. 2017년 8월동안 척치해 대륙사면에서 동서 방향으로 관측한 수온, 염분, DIC, TA, 아라고나이트 포화도의 수직분포



다. 2018년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포

(1) 표층 분포

2018년 8월에 서북극해 표층해수에서 관측한 DIC(dissolved inorganic carbon, 용존무기탄소) 농도는  $1982.6 \sim 2000.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위로, 연구해역 서쪽에 위치한 동시베리아해에서 대체로 높은 값들을 보인 반면, 동쪽에 위치한 척치해에서는  $1900 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이하의 낮은 값들을 나타냈다(그림 18). 표층해수 TA(total alkalinity, 총알칼리도) 농도는  $1921.7 \sim 2311.9 \mu\text{eq kg}^{-1}$ 의 범위로, DIC 표층분포와 유사하여, 동시베리아해에서 높았고 척치해에서 낮았다(그림 18). TA의 표층 수평분포는 염분 분포와 매우 유사하여, TA 농도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도(aragonite saturation state)는  $0.92 \sim 3.91$ 의 범위로, TA의 표층분포와 매우 유사하여, 동시베리아해에서 높았고 척치해에서 낮았다(그림 18). 아라고나이트 포화도의 표층분포는 염분의 표층분포와 매우 유사하여, 아라고나이트 포화도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도가 1이하인 아라고나이트 불포화는 척치해 표층 5개 정점에서 관측되었으며, 동시베리아해 표층해수에서는 아라고나이트 불포화가 관측되지 않았다. 따라서 해양산성화는 동시베리아해에 비해 척치해에서 현재 심각하게 진행되고 있다.

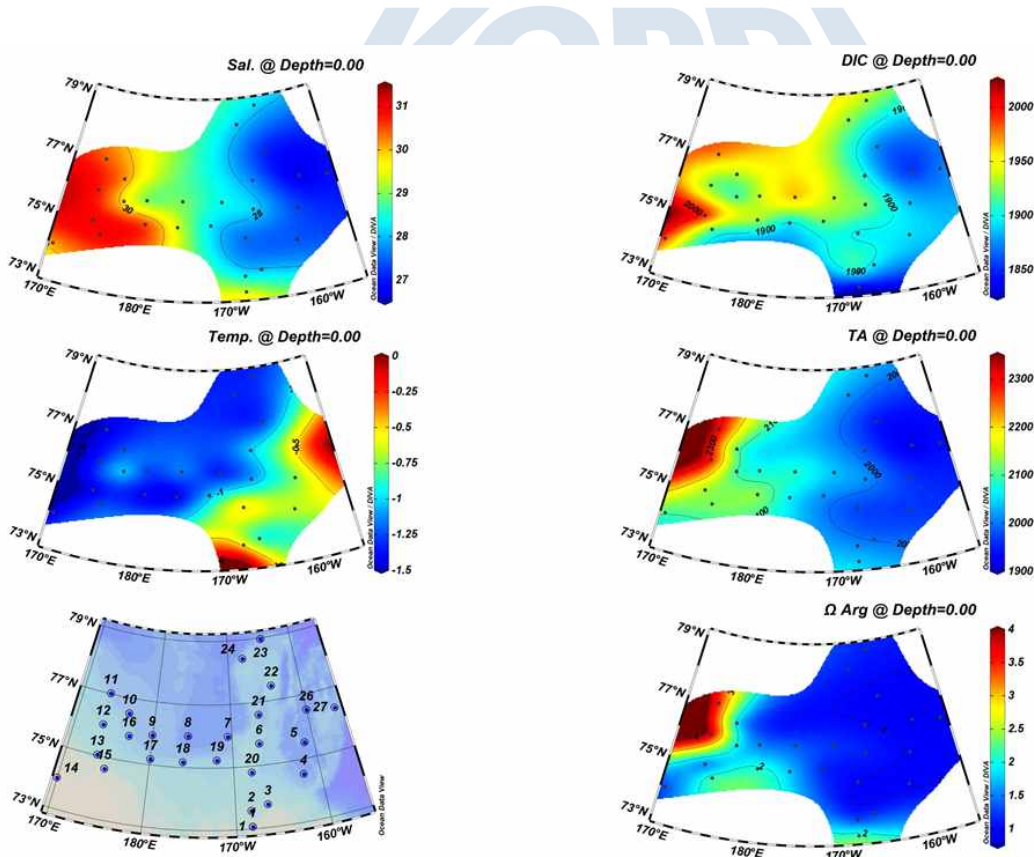


그림 18. 2018년 8월에 서북극해에서 관측한 염분, 용존무기탄소(DIC), 수온, 알칼리도 (TA), 아라고나이트 포화도의 표층분포

(2) 수직 분포

(가) 남북 방향의 수직분포

서북극해에서 남북 방향으로 관측한 DIC 수직분포는 표층에서  $1900 \mu\text{mol kg}^{-1}$  내외로 농도가 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 100-200m 사이에서  $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로 가장 높았으며, 그 이하 수심에서는 감소하였다(그림 19). TA 수직분포는 표층에서 가장 낮았고 수심에 따라 점차 증가하였으며, 염분의 수직분포와 매우 유사하여, TA 수직분포는 주로 염분에 의해 영향받는 것으로 판단된다(그림 19). 아라고나이트 포화도는 표층에서 1 이상으로 아라고나이트 과포화를 보였지만 수심에 따라 점차 감소하여, 수심 100-200m 사이에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화를 보였다(그림 19). 아라고나이트 포화도가 수심 200m 이하에서는 다시 증가하여 1 이상을 보여, 200m 이하 수심에서는 아라고나이트 과포화를 보였다. Anderson et al. (2010)도 척치해 대륙사면 중층해수가 아라고나이트에 대해 불포화되었다고 보고하였다. 이들은 척치해 중층에서 아라고나이트 불포화의 이유로 “Continental shelf pump”를 제시하였다.

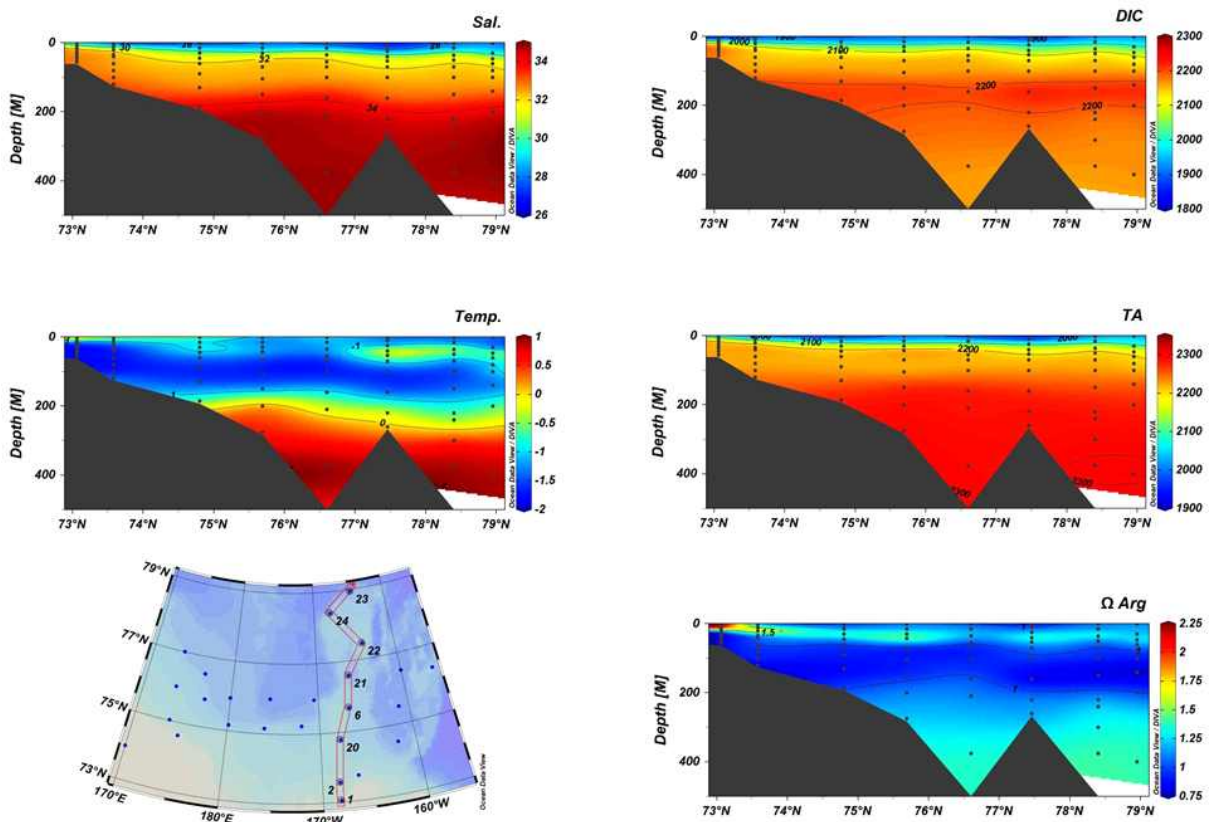


그림 19. 2018년 8월동안 서북극해에서 남북 방향으로 관측한 수온, 염분, DIC, TA, 아라고나이트 포화도의 수직분포

(나) 동서 방향의 수직분포

서북극해에서 동서 방향으로 관측한 DIC 수직분포는 표층에서  $1900 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 농도가 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 80~250m 사이에서  $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로 가장 높았으며, 그 이하 수심에서는  $2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 감소하였다(그림 20). DIC 농도는 동시베리아해가 위치한 서쪽해역에서는 수심 100m에서 가장 높은 반면, 척치해가 위치한 동쪽해역에서는 수심 200m에서 가장 높았다. TA 농도는 표층에서  $2000 \sim 2100 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위로 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 400m에서  $2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상의 높은 값들을 나타냈다(그림 20). TA 수직분포는 DIC 수직분포와 달리, TA 농도가 표층에서부터 저층까지 지속적으로 증가하였다. 아라고나이트 포화도는 수심 50~250m에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화상태를 보였으며, 250m 이하 수심에서는 1.0 이상으로 아라고나이트 과포화상태를 보였다(그림 20). 아라고나이트 불포화 수심은 서쪽해역은 50~150m인 반면, 동쪽해역은 좀 더 깊은 100~250m에서 관측되었다. 아라고나이트 포화도의 수직분포는 TA 수직분포보다는 DIC 수직분포와 유사하게 관측되는 것으로 보아, 아라고나이트 포화도의 수직분포는 주로 DIC에 의해 결정되는 것으로 판단된다.

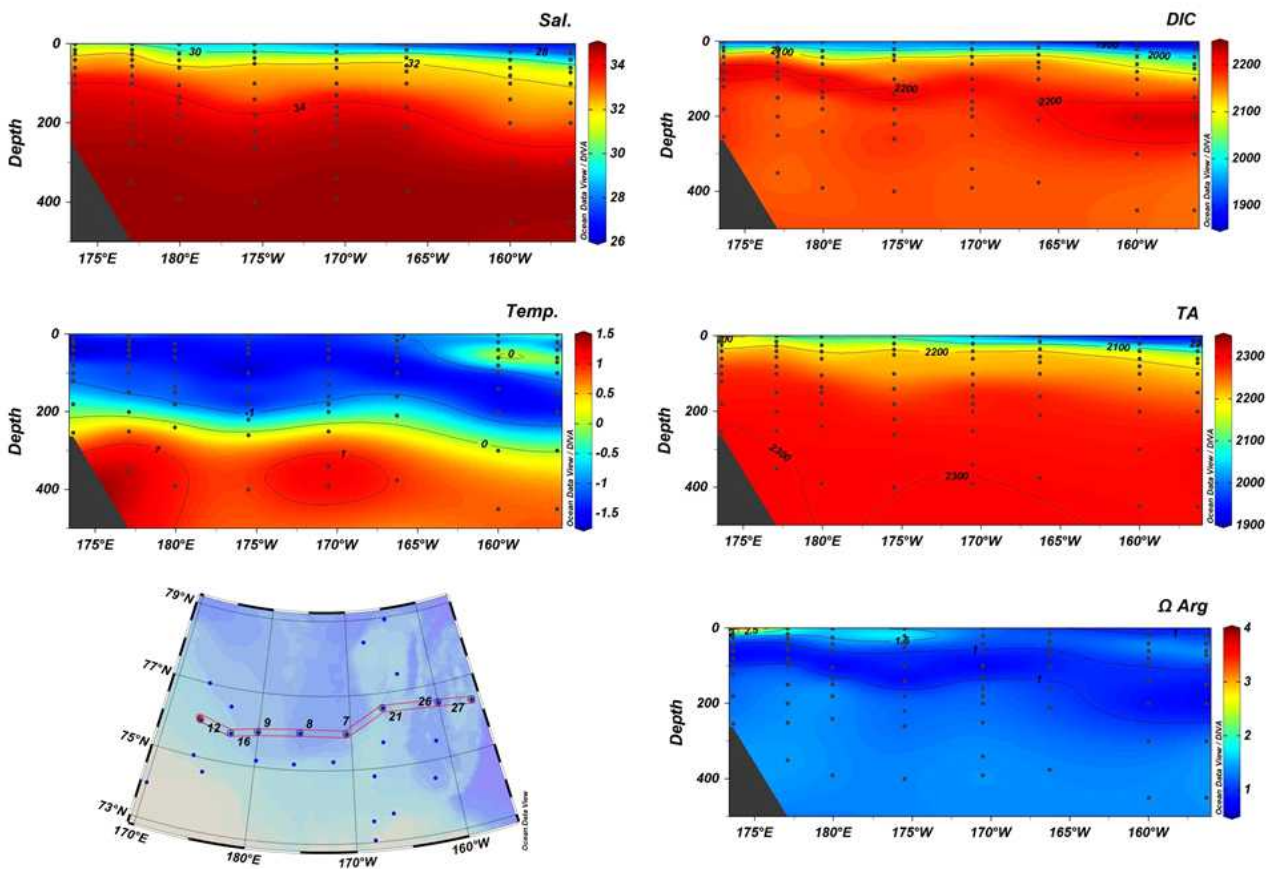


그림 20. 2018년 8월동안 서북극해에서 동서 방향으로 관측한 염분, DIC, 수온, TA, 아라고나이트 포화도의 수직분포

라. 2019년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포

(1) 표층 분포

2019년 8월에 서북극해 표층해수에서 관측한 DIC (dissolved inorganic carbon, 용존무기탄소) 농도는  $1749.3 \sim 2087.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위로, 연구해역 서쪽에 위치한 동시베리아해에서 대체로 낮은 값을 보인 반면, 척치해 대륙붕에서는  $2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상의 높은 값을 나타냈다(그림 21). 표층해수 TA (total alkalinity, 총알칼리도) 농도는  $1919.1 \sim 2237.9 \mu\text{eq kg}^{-1}$ 의 범위로, DIC 표층분포와 유사하여, 동시베리아해에서 낮았고 척치해 대륙붕에서 높았다(그림 21). TA의 표층 수평분포는 염분 분포와 매우 유사하여, TA 농도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도 (aragonite saturation state)는  $0.97 \sim 2.78$ 의 범위로, TA의 표층분포와 매우 유사하여, 아라고나이트 포화도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단된다 (그림 21). 아라고나이트 포화도가 1이하인 아라고나이트 불포화는 척치해 표층 1개 정점에서 관측되었으며, 동시베리아해 표층해수에서는 아라고나이트 불포화가 관측되지 않았다. 아라고나이트 포화도는 척치해 대륙붕 해역에서 가장 높게 관측되었고 그다음으로 동시베리아해에서 높았고 척치해 대륙사면 해역에서 가장 낮게 관측되어서, 척치해 대륙사면 해역에서 해양산성화가 가장 심한 것으로 판단된다.

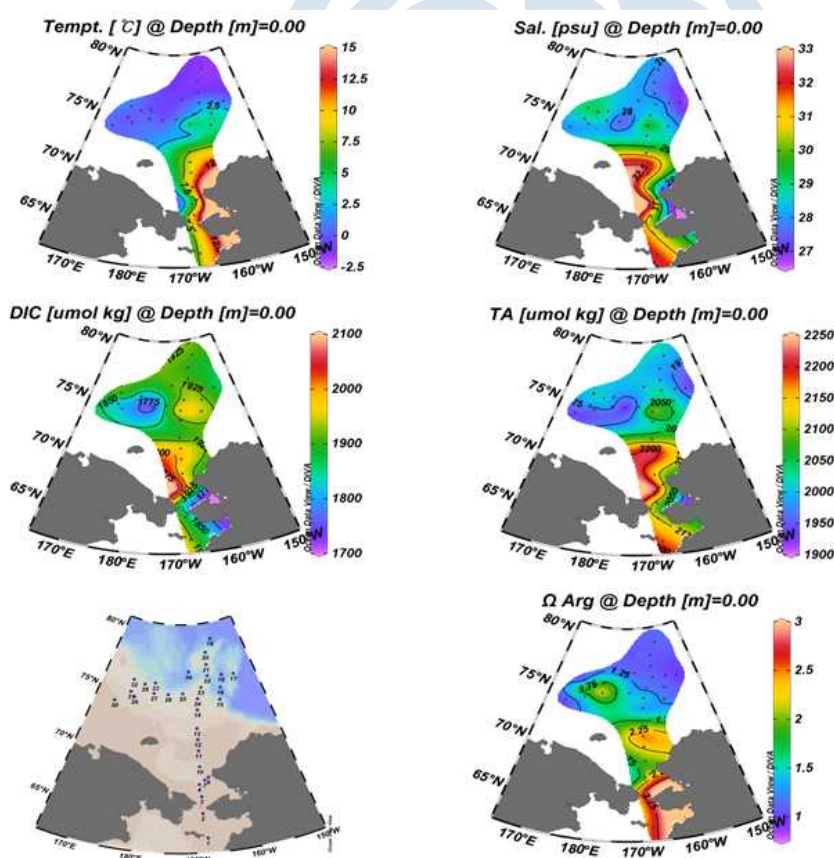


그림 21. 2019년 8월에 서북극해에서 관측한 수온, 염분, 용존무기탄소(DIC), 알칼리도(TA), 아라고나이트 포화도의 표층분포



(2) 수직 분포

서북극해에서 남북 방향으로 관측한 DIC 수직분포는 표층에서  $1900 \mu\text{mol kg}^{-1}$  내외로 농도가 가장 낮았고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 100-200m 사이에서  $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로 가장 높았으며, 그 이하 수심에서는 감소하였다(그림 22). DIC 농도는 대체로 대륙붕에서 낮았고 대륙사면으로 갈수록 점차 증가하였다. TA 수직분포는 표층에서 가장 낮았고 수심에 따라 점차 증가하였으며, 염분의 수직분포와 매우 유사하여, TA 수직분포는 주로 염분에 의해 영향받는 것으로 판단된다(그림 22). 아라고나이트 포화도는 표층에서 1 이상으로 아라고나이트 과포화를 보였지만 수심에 따라 점차 감소하여, 수심 100-200m 사이에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화를 보였다(그림 22). 아라고나이트 포화도가 수심 200m 이하에서는 다시 증가하여 1 이상을 보여, 200m 이하 수심에서는 아라고나이트 과포화를 보였다. 아라고나이트 포화도가 대륙붕에서는 1 이상으로 아라고나이트 과포화를 보였는데, 이것은 대륙붕에서는 영양염 공급이 충분하여 식물플랑크톤 일차생산성이 높았기 때문이다. 일차생산성이 증가하면 DIC 농도가 감소하여서 아라고나이트 포화도가 증가한다. 대륙사면에서 수심 100-200m 사이에서 아라고나이트 불포화를 보인 것은 대륙붕에서 일차생산성 증가로 인해 생성된 많은 유기물이 대륙사면으로 유입되어 수심 100-200m 사이에서 박테리아에 의해 분해되면서  $\text{CO}_2$ 가 발생하여 DIC 농도가 증가하였기 때문이다. 수심 200m 이하에서 아라고나이트 과포화를 보인 것은 이 수심에는 pH가 비교적 높은 대서양 유입수가 많이 존재하기 때문이다.

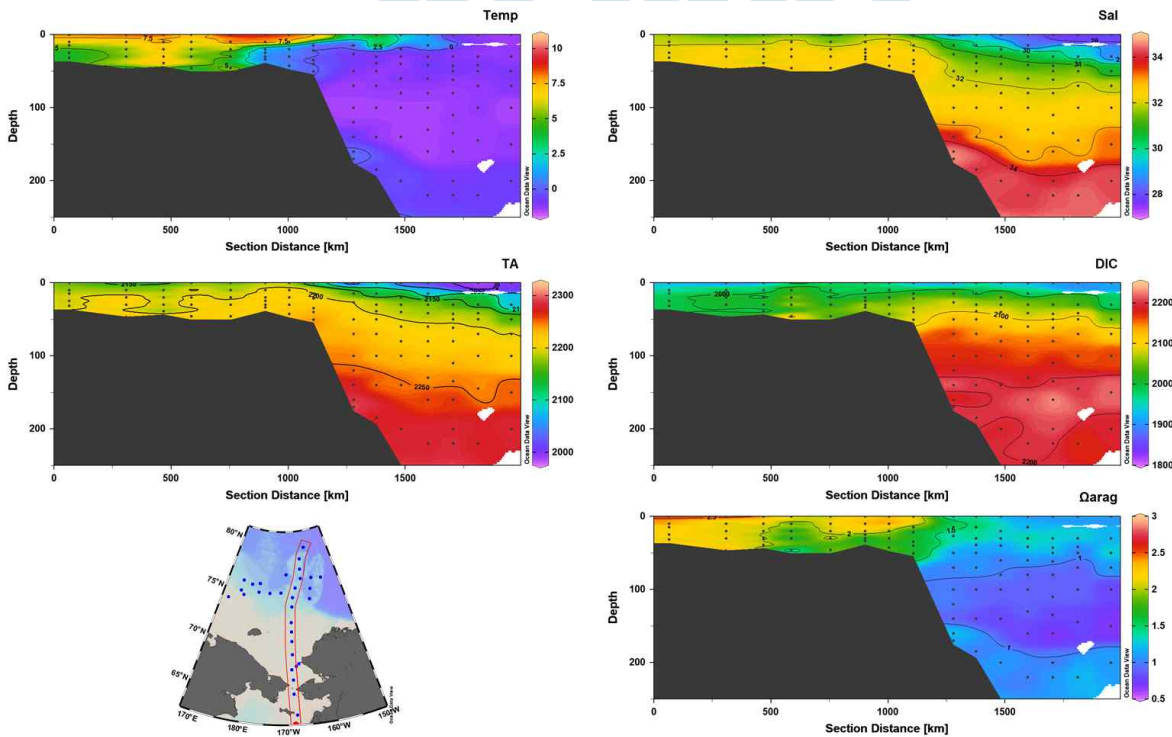


그림 22. 2019년 8월동안 서북극해에서 남북 방향으로 관측한 수온, 염분, DIC, TA, 아라고나이트 포화도의 수직분포

마. 2020년 용존무기탄소, 알칼리도, 아라고나이트 포화도 분포

(1) 표층 분포

2020년 8월에 서북극해 표층해수에서 관측한 DIC (dissolved inorganic carbon, 용존무기탄소) 농도는 가운데 해역에서  $1880 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로, 비교적 높은 값을 보였고 양 옆으로 갈수록 감소하여 동시베리아 해역에서 최소 값인  $1800 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 을 나타냈다(그림 23). 표층해수 TA (total alkalinity, 총알칼리도) 농도는 DIC 표층분포와 매우 유사하여, 가운데 해역에서 높았고 양 옆으로 갈수록 감소하였다(그림 23). TA의 표층 수평분포는 염분 분포와 매우 유사하여, TA 농도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도 (aragonite saturation state)도 DIC와 TA의 표층분포와 유사하여, 가운데 해역에서 높았고 양 옆으로 갈수록 감소하였다(그림 23). 아라고나이트 포화도가 1 이하인 아라고나이트 불포화를 보인 정점은 모두 8개로, 동시베리아해에서 7개 정점이었고 척치해에서 1개 정점이었다. 따라서 2020년에는 척치해에 비해 동시베리아해에서 해양산성화가 더 심각하게 진행되었다.

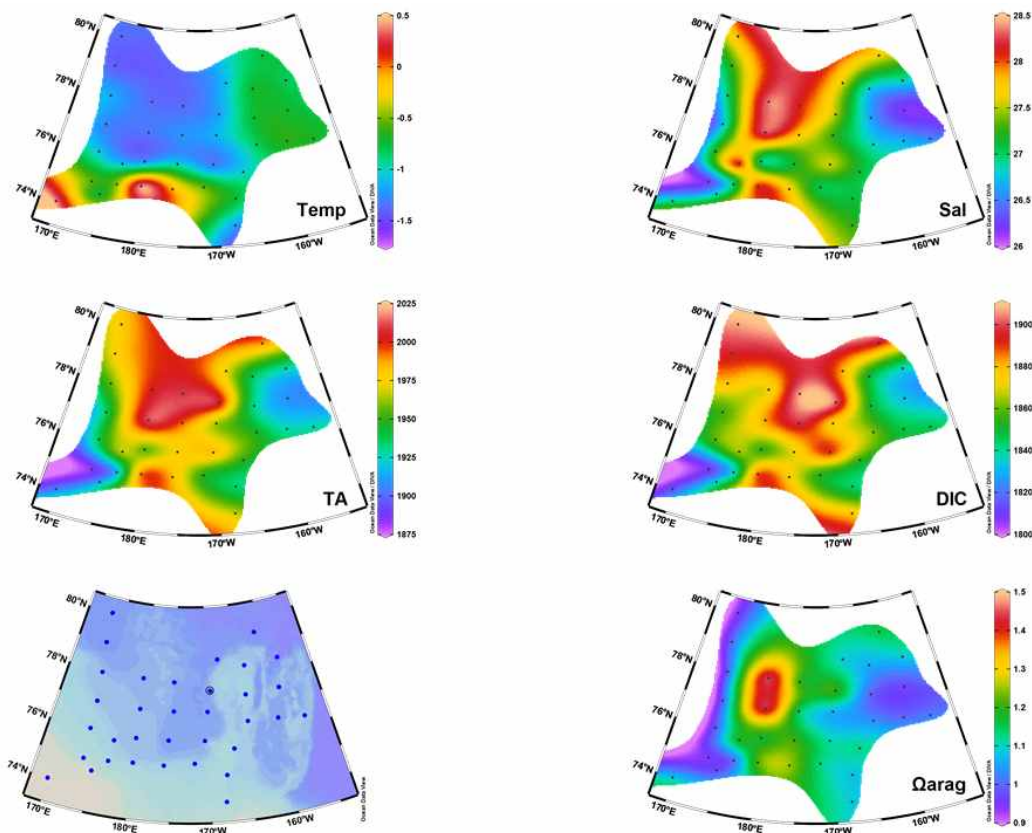


그림 23. 2020년 8월에 서북극해에서 관측한 수온, 염분, 용존무기탄소(DIC), 알칼리도(TA), 아라고나이트 포화도의 표층분포



## (2) 수직 분포

서북극해에서 남북 방향으로 관측한 DIC 수직분포는 표층에서 가장 낮은 농도를 보였고 깊이가 증가함에 따라 점차 증가하여 수심 100-200m 사이에서  $2200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상으로 가장 높았다(그림 24). DIC 수직분포는 염분 수직분포와 매우 유사하여, DIC 수직분포는 주로 염분에 의해 영향받는 것으로 판단된다. TA 수직분포는 DIC 수직분포와 유사하여, 표층에서 가장 낮았고 수심에 따라 점차 증가하였다(그림 24). TA 수직분포도 염분 수직분포와 유사하여, 염분에 의해 크게 영향을 받는 것으로 판단된다. 아라고나이트 포화도는 수심 10-30m에서 가장 높은 값을 보였고 수심 50-200m에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화를 보였다(그림 24). 대륙붕 수심 100m 이하에서 아라고나이트 포화도가 0.6 이하로 매우 낮은 값을 보였다. 수심 50-200m 사이에서 아라고나이트 불포화를 보인 것은 대륙붕에서 생성된 많은 유기물이 대륙사면으로 유입되어 수심 50-200m 사이에서 박테리아에 의해 분해되면서  $\text{CO}_2$ 가 발생하여 pH가 감소하였기 때문이다.

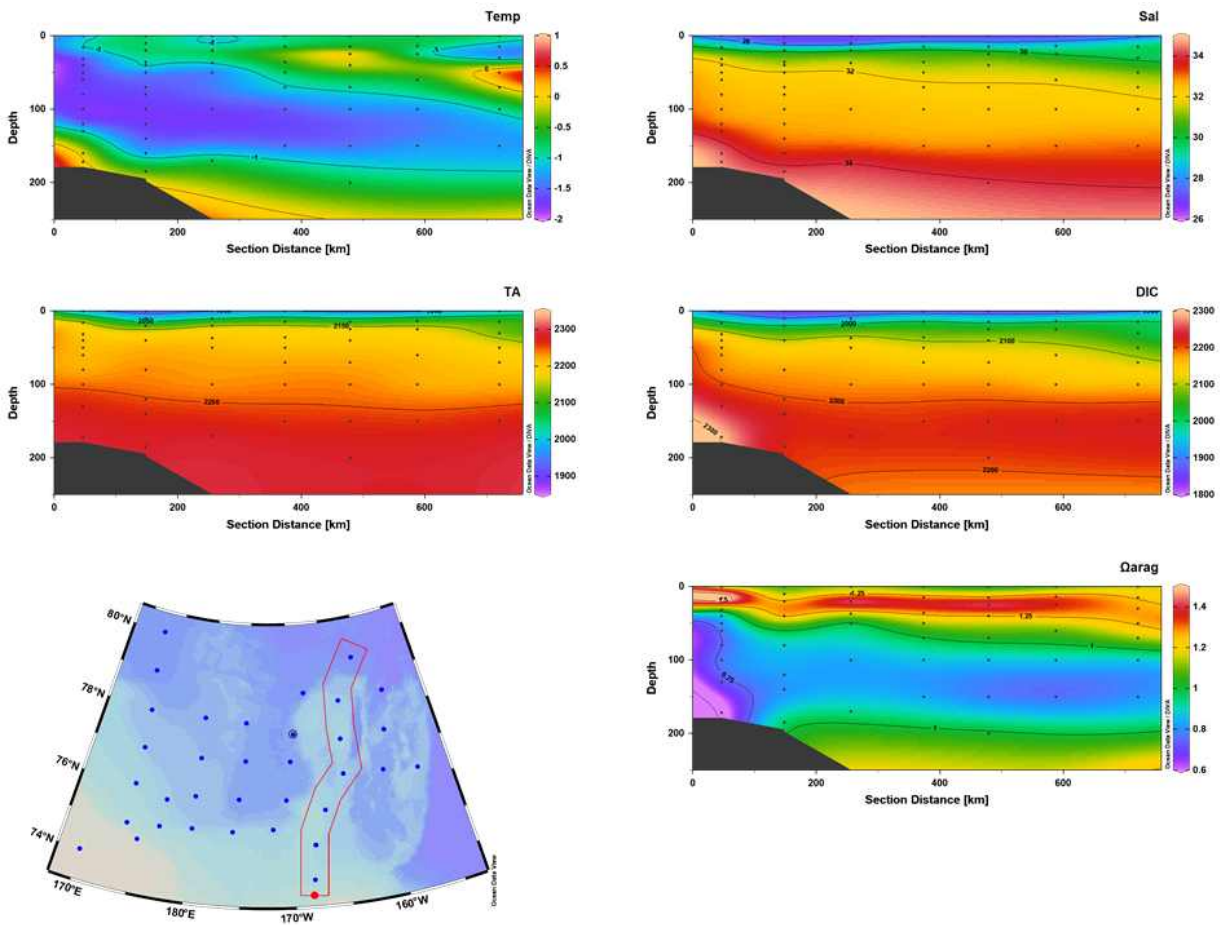


그림 24. 2020년 8월동안 서북극해에서 남북 방향으로 관측한 수온, 염분, DIC, TA, 아라고나이트 포화도의 수직분포

바. 서북극해 표층해수에서 해양산성화 경향

서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 2017년에 35개 관측정점 가운데 1개 정점에서만 아라고나이트 불포화를 보여 2.9% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 작게 진행되었으며, 2018년 25개 관측정점 가운데 5개 정점에서 아라고나이트 불포화를 보여 20.0% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 많이 진행되었다(표 2). 대체로 2016년, 2017년, 2019년은 표층해수에서 아라고나이트 불포화율이 2.9-6.3%의 범위로 해양산성화가 비교적 작게 진행된 해인 반면, 2018년과 2020년은 아라고나이트 불포화율이 18.6-20.0%로, 해양산성화가 심각하게 진행되었다. 따라서 서북극해에서 해양산성화는 점진적으로 진행되기 보다는 에피소δικ하게 진행되는 것으로 생각된다. 그림 25는 서북극해 표층해수에서 연도별로 아라고나이트 포화도와 염분, 알칼리도, 용존무기탄소, 엽록소와 상관관계를 나타낸 것인데, 5년동안 아라고나이트 포화도와 염분, 알칼리도와는 좋은 양의 상관관계를 보이는 반면, 용존무기탄소, 엽록소와는 아무런 상관관계를 보이지 않았다. 이것은 서북극해 표층해수에서 2016년부터 2020년까지 5년 동안 아라고나이트 포화도에 가장 큰 영향을 미친 것은 염분으로, 해빙이 녹으면서 생성된 담수가 아라고나이트 포화도를 크게 감소시킨 것으로 판단된다. 또한, 아라고나이트 포화도가 용존무기탄소, 엽록소와는 아무런 상관관계를 보이지 않은 것은 표층해수에서 일차생산성이 매우 낮아서 생물활동이 아라고나이트 포화도에 거의 영향을 미치지 않았기 때문이다.

표 2. 서북극해 표층해수에서 2016년부터 2020년까지 5년 동안 아라고나이트 불포화 비율과 아라고나이트 포화도 평균 값

	2016	2017	2018	2019	2020
총정점 수	32	35	25	31	43
아라고나이트 불포화 정점수	2	1	5	1	8
아라고나이트 불포화 비율(%)	6.3	2.9	20.0	3.2	18.6
평균 아라고나이트 포화도	1.66	1.78	1.39	1.65	1.31

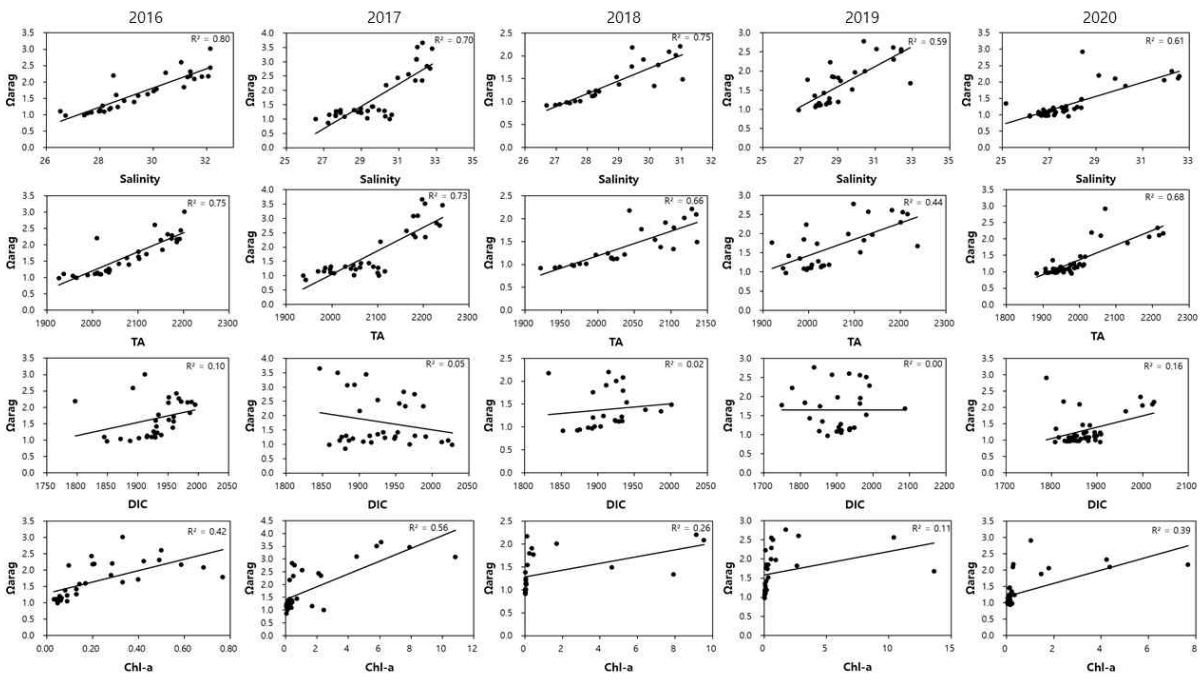


그림 25. 서북극해 표층해수에서 2016년부터 2020년까지 연도별 아라고나이트 포화도와 염분, 알칼리도, 용존무기탄소, 엽록소와의 상관관계



사. 서북극해 수층별 해양산성화 경향

서북극해에서 아라고나이트 포화도의 수직분포는 대체로 수심 50-200m 사이에서 1.0 이하로, 아라고나이트 불포화를 보인다(그림 26). 2016년부터 2020년까지 관측한 아라고나이트 포화도의 수직분포를 보면, 2016년에 아라고나이트 불포화 비율은 32%, 2017년에 32%, 2018년 34%, 2019년에 38%, 2020년에 33%로, 5년동안 조금씩 증가하였다. 따라서 서북극해에서 수층별 해양산성화 경향은 시간에 따라 점차적으로 증가하는 것으로 판단된다. Anderson et al. (2010)도 척치해 중층해수가 아라고나이트에 대해 불포화되었다고 보고하였다. 이들은 척치해 중층에서 아라고나이트 불포화의 이유로 “Continental shelf pump”를 제시하였다. 대륙붕에서 해빙이 형성되면서 생긴 소금물(brine)이 무게 때문에 바닥으로 가라앉아, 표층과 저층사이에 밀도차이가 크게 생겨서, 강한 성층(stratification)이 형성된다. 또한, 표층에서 생성된 유기물이 바닥으로 침강하여 분해되면 이산화탄소가 방출되어 pH가 감소하여 저층수에서 아라고나이트 불포화가 일어난다. 대륙붕 저층에 존재하는 밀도가 크고 아라고나이트에 대해 불포화된 저층수가 채널(channel)을 통해 심해로 흘러들어 가면서 척치해 전체해역 중층에서 아라고나이트 불포화가 발생하는 것이다. 이런 현상을 “Continental shelf pump”라고 한다(그림 27).

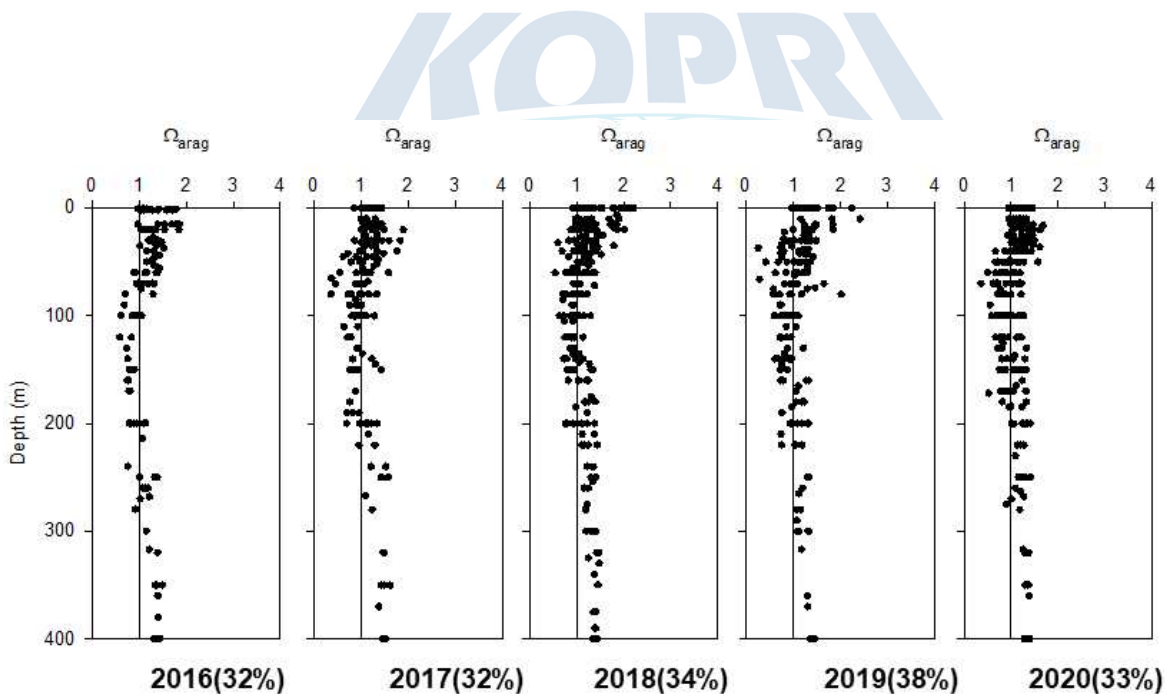


그림 26. 서북극해에서 2016년부터 2020년까지 아라고나이트 포화도 수직분포 변화

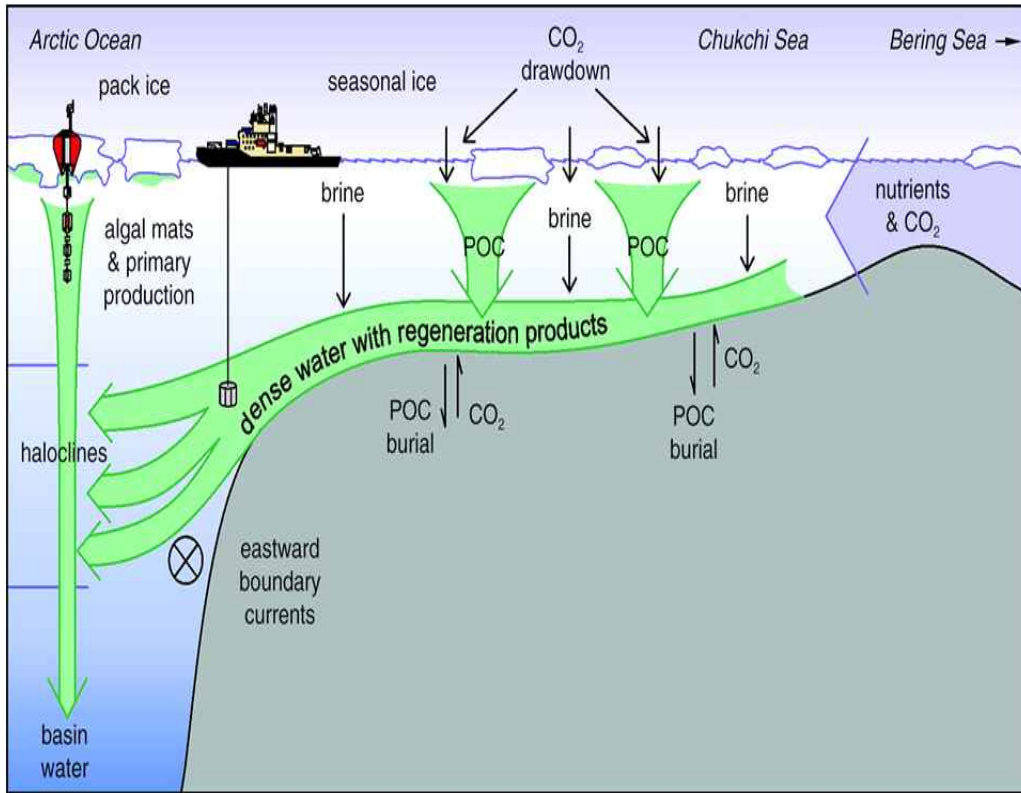


그림 27. Continental shelf pump 모식도 (Anderson et al., 2010)



## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

### 제1절 연구개발목표 달성도

총연구기간내 연차별 목표 대비 달성율(%)					
구분	연차별 달성내용				연차별 계획대비 연구실적 달성율 (B) (%)
	성과목표	연구내용	가중치 (A)	달성실적	
1년차 (2016)	1. 서북극해 해양산성화 경향 파악	1-1. 서북극해 해양산성화 경향 파악	1.0	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 대륙붕해역에서 가장 높았고 심해해역에서 가장 낮았으며, 심해해역 두개의 정점에서 1.0보다 낮아, 표층해수에서 아라고나이트 불포화상태를 보임.</li> <li>- 중층해역(100-200m)에서는 거의 대부분의 해역에서 아라고나이트 포화도가 1.0 이하로, 아라고나이트에 대해 불포화상태를 보임</li> <li>- 심층(1000-2000m)에서는 아라고나이트 포화도가 1.0 이상으로, 심해해수는 아라고나이트에 대해 과포화되어 있음</li> </ul>	100
	계		1.0		100



총연구기간내 연차별 목표 대비 달성율(%)					
구분	연차별 달성내용				연차별 계획대비 연구실적 달성율 (B) (%)
	성과목표	연구내용	가중치 (A)	달성실적	
2년차 (2017)	1. 서북극해 해양산성화 경향 파악	1-1. 북극 척치해와 동시베리아해에 서 퇴적물트랩 계류	0.2	- 2017년 8월에 척치해와 동시베리아해에서 1년동안 퇴적물트랩 계류 수행	100
		1-2. 서북극해 해양산성화 경향 파악	0.8	- 서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 0.88-3.51의 범위로 베링 해협에서 북쪽으로 갈수록 점진적으로 감소하는 양상을 보이며, 아라고나이트 포화도의 표층분포는 수온의 표층분포와 매우 유사하여, 아라고나이트 포화도는 주로 수온에 의해 결정되는 것으로 판단됨. - 서북극해 아라고나이트 포화도의 수직분포는 척치해 대륙붕 표층에서 3.0 내외로 가장 높았고 깊이에 따라 점차 감소하여 대륙붕 저층에서는 1.5 가량을 나타낸 반면, 대륙사면에서는 수심 100-200m 사이에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화를 보임. - 서북극해에서 2017년에 관측한 아라고나이트 포화도는 최소값이 0.38로, 2016년 관측한 최소값(0.58)에 비해 훨씬 낮아 해양산성화가 2017년에 보다 심하게 일어난 것으로 보임	100
	계	1.0		100	

총연구기간내 연차별 목표 대비 달성율(%)

구분	연차별 달성내용				연차별 계획대 비 연구실 적 달성율 (B) (%)
	성과목표	연구내용	가중치 (A)	달성실적	
3년차 (2018)	1. 서북극해 침강입자 플럭스의 계절 변화 및 해양산성 화 경향 파악	1-1. 서북극해 침강입자 플럭스의 계절 변화	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 척치해에서 침강입자 플럭스는 여름에는 높고 그 외 계절에는 낮은 뚜렷한 계절변화를 보임. 총질량 플럭스는 4.7~337 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-2</sup>의 범위를 보였고 최고값은 2017년 8월에, 최저값은 2017년 10월에 관측되었음. 일년동안 관측된 총질량 플럭스는 36.2 g m<sup>-2</sup>이었으며, 여름동안(7월-9월) 관측한 총질량 플럭스는 일년동안 관측한 총질량 플럭스의 58%를 차지하였음.</li> <li>- 동시베리아해에서도 침강입자 플럭스는 여름에는 높고 그 외 계절에는 낮은 뚜렷한 계절변화를 보였지만, 2017년 8월과 9월에는 낮았음. 총질량 플럭스는 5.0~475 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-2</sup>의 범위를 보였고 최고값은 2018년 7월에, 최저값은 2017년 11월에 관측되었음. 일년동안 관측된 총질량 플럭스는 30.0 g m<sup>-2</sup>이었으며, 2018년 6월과 7월동안 관측한 총질량 플럭스는 일년동안 관측한 총질량 플럭스의 82%를 차지하였음.</li> </ul>	100
		1-2. 서북극해 해양 산성화 경향 파 악	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 0.92~3.91의 범위로, 동시베리아해에서 높았고 척치해에서 낮았음. 아라고나이트 포화도의 표층분포는 염분의 표층분포와 매우 유사하여, 아라고나이트 포화도는 주로 염분에 의해 결정되는 것으로 판단됨.</li> <li>- 아라고나이트 포화도의 수직분포는 표층에서 1 이상으로 아라고나이트 과포화를 보였지만 수심에 따라 점차 감소하여, 수심 100-200m 사이에서 1.0 이하로 아라고나이트 불포화를 보였음. 아라고나이트 포화도가 수심 200m 이하에서는 다시 증가하여 1 이상을 보여, 200m 이하 수심에서는 아라고나이트 과포화를 보였음.</li> </ul>	100
	계		1.0		100

총연구기간내 연차별 목표 대비 달성율(%)

구분	연차별 달성내용				연차별 계획대 비 연구실 적 달성율 (B) (%)
	성과목표	연구내용	가중치 (A)	달성실적	
1. 4년차 (2019)	서북극해 침강입자 플럭스의 연 변화 및 해양산성 화 경향 파악	1-1. 서북극해 침강입자 플럭스의 연변화 파악	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 척치해에서 침강입자 플럭스는 2.2~348 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>의 범위를 보였고 평균 값은 64.9 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>이었으며, 최고 값은 2018년 9월에, 최소 값은 2019년 8월에 관측되었으며, 특이한 사항은 여름철인 2019년 8월에 최저 플럭스를 보임. 일년동안 관측된 총질량 플럭스는 20.9 g m<sup>-2</sup>으로, 북극해에서 비교적 높은 총질량 플럭스를 보임.</li> <li>- 동시베리아해에서도 침강입자 플럭스는 0.86~12.5 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>의 범위를 보였고 평균 값은 4.36 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>이었으며, 척치해에서 관측한 값에 비해 1/10도 되지 않았음. 이처럼 동시베리아해에서 총질량 플럭스가 매우 낮은 것은 이 해역에서 영양염 고갈로 인해 일차생산력이 매우 낮았기 때문임. 일년동안 관측된 총질량 플럭스는 수심 100미터에서 1.35 g m<sup>-2</sup>으로, 북극해에서도 비교적 낮은 총질량 플럭스를 보였음.</li> </ul>	100
		1-2. 서북극해 해양 산성화 경향 파 악	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 0.97~2.78의 범위이며 아라고나이트 포화도가 1이하인 아라고나이트 불포화는 척치해 표층 1개 정점에서 관측되었으며, 동시베리아해 표층해수에서는 아라고나이트 불포화가 관측되지 않았음</li> <li>- 아라고나이트 포화도는 척치해 대륙붕 해역에서 가장 높게 관측되었고 그다음으로 동시베리아해에서 높았고 척치해 대륙사면 해역에서 가장 낮게 관측되어서, 척치해 대륙사면 해역에서 해양산성화가 가장 심한 것으로 판단됨</li> <li>- 아라고나이트 포화도는 2019년에는 DIC 농도가 낮은 서쪽해역에서 상대적으로 높은 포화도 값을 보였고, 2018년에는 TA가 높은 농도를 보인 서쪽해역에서 3 이상의 매우 높은 포화도 값을 보였다. 2018년에는 아라고나이트 불포화를 보인 정점이 4개인 것이 비해, 2019년에 1개로 2018년에 비해 상당히 감소하였음</li> </ul>	100
	계		1.0		100

총연구기간내 연차별 목표 대비 달성율(%)

구분	연차별 달성내용				연차별 계획대 비 연구실 적 달성율 (B) (%)
	성과목표	연구내용	가중치 (A)	달성실적	
5년차 (2020)	1. 서북극해 Biological pump 효율 변화 및 해양산성 화 경향 파악	1-1. 서북극해 Biological pump 효율 변화 파악	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 동시베리아해 대륙사면 수심 100m에서 2017년, 2018년, 2019년, 2020년의 여름철 평균 침강입자 플럭스는 각각 48.8, 512, 213 그리고 33.7 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup> 으로 2018년에 급격히 증가하였다가 그 후로 감소하는 경향을 보임</li> <li>- 척치해 대륙사면에서 2017년과 2018년, 2019년, 2020년의 여름철 평균 총 침강입자 플럭스는 각각 188, 267, 26.8과 22.6 mg m<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>으로, 동시베리아해 대륙사면과 마찬가지로 2018년에 최대값에 도달한 후 급격히 감소하는 경향을 보임</li> <li>- 2017-2020년 동안 동시베리아해와 척치해 대륙사면 여름철의 총 침강입자 플럭스의 연변화는 표층에서 생물활동에 의해 결정되는 것으로 보이며, 2018년 이후에 유기탄소 플럭스가 급격히 감소하였는데, 이것은 Biological pump 효율이 2018년 이후에 감소한 것을 시사해줌</li> </ul>	100
		1-2. 서북극해 해양산성화 경향 파악	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 서북극해 표층해수에서 아라고나이트 포화도는 2017년에 35개 관측정점 가운데 1개 정점에서만 아라고나이트 불포화를 보여 2.9% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 작게 진행되었으며, 2018년 25개 관측정점 가운데 5개 정점에서 아라고나이트 불포화를 보여 22% 불포화율을 나타내 해양산성화가 가장 많이 진행되었음</li> <li>- 2016년, 2017년, 2019년은 표층해수에서 아라고나이트 불포화율이 2.9-6.3%의 범위로 해양산성화가 비교적 작게 진행된 해인 반면, 2018년과 2020년은 아라고나이트 불포화율이 18.6-20.0%로, 해양산성화가 심각하게 진행되었는데, 이처럼 서북극해에서 해양산성화는 점진적으로 진행되기 보다는 에피소δικ하게 진행되고 있음</li> <li>- 서북극해에서 아라고나이트 포화도의 수직분포는 대체로 수심 50-200m 사이에서 1.0 이하로, 아라고나이트 불포화를 보임 2016년부터 2020년까지 관측한 아라고나이트 포화도의 수직분포를 보면, 2016년에</li> </ul>	100

				아라고나이트 불포화 비율은 32%, 2017년에 32%, 2018년 34%, 2019년에 38%, 2020년에 33%로, 5년동안 조금씩 증가하였음. 따라서 서북극해에서 수층별 해양산성화 경향은 시간에 따라 점차적으로 증가하는 것으로 판단됨	
		계	1.0		100

## 제2절 대외기여도

- 서남극해에서 “Biological pump” 효율 변화 파악
- 서남극해 탄소순화 변화가 기후변화에 미치는 영향 평가
- 서남극해 해양산성화 상태 파악 및 미래변화 예측
- 지구온난화가 북극 해양환경변화에 미치는 영향 평가
- 극한해양 관측기술 발전으로 국가위상 제고
- 해양관측기술 미보유국에 대한 교육 및 기술제공
- 기후변화 연구 활용으로 장기적인 경제적 이익 발생

극지연구소

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

- 해양-대기-해빙-생태계 결합 지구시스템모델의 결과 검증과 성능향상을 위한 기반자료로 활용
- 서북극해 해양산성화 예측결과를 해양생물자원 피해를 최소화하기 위한 정책 결정에 활용
- 서북극해에서의 “biological pump” 효율 변화를 파악하여 미래 기후변화 예측에 활용
- 지구온난화에 따른 북극해 해양생태계변화 예측에 활용





## 제 6 장 참고문헌

- Anderson, L.G., Tanhus, T., Jones, E.P., Rudels, B., Swift, J.H., and Wahlstrom, I. (2010) Arctic ocean shelf-basin interaction: an active continental shelf CO<sub>2</sub> pump and its impact on the degree of calcium carbonate solubility. *Deep-Sea Research I*, 57, 869-879.
- Anderson L.G., Bjork G., Holby O., Jutterstrom S., Morth C.M., O'regan M., Pearce C., Semiletov I., Stranne C., Stoven T., Tanhua T., Ulfsbo A., and Jakobsson M. (2017). Shelf-Basin interaction along the East Siberian Sea. *Ocean Science*, 13:349-363
- Arrigo K.R., Van Dijken G., and Pabi S. (2008). Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production. *Geophysical Research Letters*, 35
- Arrigo K.R., Perovich D.K., Pickart R.S., Brown Z.W., Van Dijken G.L., Lowry K.E., Mills M.M., Palmer M.A., Balch W.M., Bahr F., Bates N.R., Benitez-Nelson C., Bowler B., Brownlee E., Ehn J.K., Frey K.E., Garley R., Laney S.R., Lubelczyk L., Mathis J., Matsuoka A., Mitchell B.G., Moore G.W.K., Ortega-Retuerta E., Pal S., Polashenski C.M., Reynolds R.A., Schieber B., Sosik H.M., Stephens M., and Swift J.H. (2012). Massive Phytoplankton Blooms Under Arctic Sea Ice. *Science*, 336:1408-1408
- Bai Y., Sicre M.-A., Chen J., Klein V., Jin H., Ren J., Li H., Xue B., Ji Z., Zhuang Y., and Zhao M. (2019). Seasonal and spatial variability of sea ice and phytoplankton biomarker flux in the Chukchi sea (western Arctic Ocean). *Progress in Oceanography*, 171:22-37
- Bates, N.R., Mathis, J.T., and Cooper, L.W. (2009) Ocean acidification and biologically induced seasonality of carbonate mineral saturation states in the western Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 114, C11007.
- Bates, N.R., Orchowska, M.I., Garley, R., and Mathis, J.T. (2013) Summertime calcium carbonate undersaturation in shelf waters of the western Arctic Ocean - how biological processes exacerbate the impact of ocean acidification. *Biogeosciences*, 10, 5281-5309.
- Bauerfeind E., Leipe T., and Ramseier R.O. (2005). Sedimentation at the permanently ice-covered Greenland continental shelf (74 degrees 57.7 ' N/12 degrees 58.7 ' W): significance of biogenic and lithogenic particles in particulate matter flux. *Journal of Marine Systems*, 56:151-166
- Brown Z.W., and Arrigo K.R. (2012). Contrasting trends in sea ice and primary production in the Bering Sea and Arctic Ocean. *Ices Journal of Marine Science*, 69:1180-1193
- Demaster D.J. (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 45:1715-1732
- Dezutter T., Lalande C., Dufresne C., Darnis G., and Fortier L. (2019). Mismatch between microalgae and herbivorous copepods due to the record sea ice minimum extent of 2012 and the late sea ice break-up of 2013 in the Beaufort Sea. *Progress in*

- Engel A., and Passow U. (2001). Carbon and nitrogen content of transparent exopolymer particles (TEP) in relation to their Alcian Blue adsorption. *Marine Ecology Progress Series.*, 219:1-10
- Fahl K., and Noethig E.-M. (2007). Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation: Vertical vs. lateral transport. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers.*, 54:1256-1272
- Falkowski P.G., Barber R.T., and Smetacek V. (1998). Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science.*, 281:200-206
- Feely, R.A., Sabine C.L., Lee, K., Fabry, V.J., and Millero F.J. (2004) Impact of anthropogenic CO<sub>2</sub> on the CaCO<sub>3</sub> system in the oceans. *Science*, 305, 362-366.
- Fischer G., and Wefer G. (1996). "Long-term observation of particle fluxes in the eastern Atlantic: seasonality, changes of flux with depth and comparison with the sediment record," in *The South Atlantic*. (Springer), 325-344.
- Forest A., Sampei M., Hattori H., Makabe R., Sasaki H., Fukuchi M., Wassmann P., and Fortier L. (2007). Particulate organic carbon fluxes on the slope of the Mackenzie Shelf (Beaufort Sea): Physical and biological forcing of shelf-basin exchanges. *Journal of Marine Systems.*, 68:39-54
- Forest A., Sampei M., Makabe R., Sasaki H., Barber D.G., Gratton Y., Wassmann P., and Fortier L. (2008). The annual cycle of particulate organic carbon export in Franklin Bay (Canadian Arctic): Environmental control and food web implications. *Journal of Geophysical Research-Oceans.*, 113:
- Forest A., Belanger S., Sampei M., Sasaki H., Lalonde C., and Fortier L. (2010). Three-year assessment of particulate organic carbon fluxes in Amundsen Gulf (Beaufort Sea): Satellite observations and sediment trap measurements. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers.*, 57:125-142
- Fortier M., Fortier L., Michel C., and Legendre L. (2002). Climatic and biological forcing of the vertical flux of biogenic particles under seasonal Arctic sea ice. *Marine Ecology Progress Series.*, 225:1-16
- Honjo S., Krishfield R.A., Eglinton T.I., Manganini S.J., Kemp J.N., Doherty K., Hwang J., Mckee T.K., and Takizawa T. (2010). Biological pump processes in the cryopelagic and hemipelagic Arctic Ocean: Canada Basin and Chukchi Rise. *Progress in Oceanography.*, 85:137-170
- Hwang J., Eglinton T.I., Krishfield R.A., Manganini S.J., and Honjo S. (2008). Lateral organic carbon supply to the deep Canada Basin. *Geophysical Research Letters.*, 35
- Jutterstrom S. and Anderson L.G. (2005) The saturation of calcite and aragonite in the Arctic Ocean. *Marine Chemistry*, 94, 101-110.
- Kwok R., and Rothrock D.A. (2009). Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958-2008. *Geophysical Research Letters.*, 36

- Lalande C., Grebmeier J.M., Wassmann P., Cooper L.W., Flint M.V., and Sergeeva V.M. (2007). Export fluxes of biogenic matter in the presence and absence of seasonal sea ice cover in the Chukchi Sea. *Continental Shelf Research.*, 27:2051–2065
- Lalande C., Belanger S., and Fortier L. (2009). Impact of a decreasing sea ice cover on the vertical export of particulate organic carbon in the northern Laptev Sea, Siberian Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters.*, 36
- Lalande C., Forest A., Barber D.G., Gratton Y., and Fortier L. (2009). Variability in the annual cycle of vertical particulate organic carbon export on Arctic shelves: Contrasting the Laptev Sea, Northern Baffin Bay and the Beaufort Sea. *Continental Shelf Research.*, 29:2157–2165
- Lalande C., Nothig E.M., and Fortier L. (2019). Algal Export in the Arctic Ocean in Times of Global Warming. *Geophysical Research Letters.*, 46:5959–5967
- Lalande C., Grebmeier J.M., Hopcroft R.R., and Danielson S.L. (2020). Annual cycle of export fluxes of biogenic matter near Hanna Shoal in the northeast Chukchi Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.*, 104730
- Liu J., Song M., Horton R.M., and Hu Y. (2013). Reducing spread in climate model projections of a September ice-free Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America.*, 110:12571–12576
- Martin J.H., Knauer G.A., Karl D.M., and Broenkow W.W. (1987). VERTEX - CARBON CYCLING IN THE NORTHEAST PACIFIC. *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers.*, 34:267–285
- Miquel J.C., Gasser B., Martin J., Marec C., Babin M., Fortier L., and Forest A. (2015). Downward particle flux and carbon export in the Beaufort Sea, Arctic Ocean; the role of zooplankton. *Biogeosciences.*, 12:5103–5117
- Mortlock R.A., and Froelich P.N. (1989). A SIMPLE METHOD FOR THE RAPID-DETERMINATION OF BIOGENIC OPAL IN PELAGIC MARINE-SEDIMENTS. *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers.*, 36:1415–1426
- Muller-Karger F.E., Varela R., Thunell R., Luerssen R., Hu C.M., and Walsh J.J. (2005). The importance of continental margins in the global carbon cycle. *Geophysical Research Letters.*, 32:
- Nishino S., Itoh M., Williams W.J., and Semiletov I. (2013). Shoaling of the nutricline with an increase in near-freezing temperature water in the Makarov Basin. *Journal of Geophysical Research-Oceans.*, 118:635–649
- Nishino S., Kikuchi T., Fujiwara A., Hirawake T., and Aoyama M. (2016). Water mass characteristics and their temporal changes in a biological hotspot in the southern Chukchi Sea. *Biogeosciences.*, 13:2563–2578
- O'brien M.C., Macdonald R.W., Melling H., and Iseki K. (2006). Particle fluxes and geochemistry on the Canadian Beaufort Shelf: Implications for sediment transport and deposition. *Continental Shelf Research.*, 26:41–81
- Pabi S., Van Dijken G.L., and Arrigo K.R. (2008). Primary production in the Arctic Ocean,

- 1998–2006. *Journal of Geophysical Research–Oceans.*, 113:
- Palanques A., Garcia-Ladona E., Gomis D., Martin J., Marcos M., Pascual A., Puig P., Gili J.M., Emelianov M., Monserrat S., Guillen J., Tintore J., Segura M., Jordi A., Ruiz S., Basterretxea G., Font J., Blasco D., and Pages F. (2005). General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamo's (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean. *Progress in Oceanography.*, 66:89–119
- Parsons T., Maita Y., and Lalli C.M. (1984). "A manual of chemical and biological methods for seawater analysis".
- Rigor I.G., and Wallace J.M. (2004). Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters.*, 31
- Robbins, E., Wynn, J.G., Lisle, J.T., Yates, K.K., Knorr, P.P., and Takahashi, T. (2013) Baseline monitoring of the western Arctic Ocean estimates 20% of Canada Basin surface waters are undersaturated with respect to aragonite. *PLOS one*, 8, 1–15.
- Rodrigues J. (2008). The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic. *Cold Regions Science and Technology.*, 54:124–142
- Sakshaug E. (2004). "Primary and secondary production in the Arctic Seas," in *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. (Springer), 57–81.
- Serreze M.C., Holland M.M., and Stroeve J. (2007). Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science.*, 315:1533–1536
- Spall M.A., Pickart R.S., Brugler E.T., Moore G.W.K., Thomas L., and Arrigo K.R. (2014). Role of shelfbreak upwelling in the formation of a massive under-ice bloom in the Chukchi Sea. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography.*, 105:17–29
- Tynan, E., Tyrrell, T., and Acherberg, E.P. (2014) Controls on the seasonal variability of calcium carbonate saturation states in the Atlantic gateway to the Arctic Ocean. *Marine Chemistry*, 158, 1–9.
- Tynan, E., Clarke, J.S., Humphreys, M.P., Esposito, M., Schlosser, C., and Acherberg, E.P. (2016) Physical and biochemical controls on the variability in surface pH and calcium carbonate saturation states in the Atlantic sectors of the Arctic and Southern Oceans. *Deep-Sea Research II*, 127, 7–27.
- Watanabe E., Onodera J., Harada N., Honda M.C., Kimoto K., Kikuchi T., Nishino S., Matsuno K., Yamaguchi A., Ishida A., and Kishi M.J. (2014). Enhanced role of eddies in the Arctic marine biological pump. *Nature Communications.*, 5
- Weingartner T., Aagaard K., Woodgate R., Danielson S., Sasaki Y., and Cavalieri D. (2005). Circulation on the north central Chukchi Sea shelf. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography.*, 52:3150–3174
- Yamamoto-Kawai M., Mclaughlin F.A., Carmack E.C., Nishino S., and Shimada K. (2009). Aragonite Undersaturation in the Arctic Ocean: Effects of Ocean Acidification and Sea Ice Melt. *Science.*, 326:1098–1100
- Yun M.S., Whitlege T.E., Kong M., and Lee S.H. (2014). Low primary production in the Chukchi Sea shelf, 2009. *Continental Shelf Research.*, 76:1–11

Yun M.S., Whitledge T.E., Stockwell D., Son S.H., Lee J.H., Park J.W., Lee D.B., Park J., and Lee S.H. (2016). Primary production in the Chukchi Sea with potential effects of freshwater content. *Biogeosciences.*, 13:737-749





위탁과제 국·영문 사사(acknowledgment)

---

국문 표기

- 이 연구는 극지연구소의 지원을 받아 수행되었습니다(PM20040)

영문 표기

- This work was supported by the Korea Polar Research Institute (KOPRI, PM20040)

극지연구소

## 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.