

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “ 서남극해 온난화에 따른 탄소 흡수력 변동 및 생태계 반응에 관한 연구 ” 과제의 위탁연구 “ 남극해의 화석연료 기원 이산화탄소 분포 및 변동에 관한 연구 ” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



총괄연구책임자	: 박 지 수
위탁연구기관명	: 고려대학교(산학협력단)
위탁연구책임자	: 김 태 욱
위탁참여연구원	: 고 영 호
“	: 석 민 우
“	: 김 예 원
“	: 신 승 희
“	: 홍 성 진
“	: 배 수 민

요 약 문

I. 제 목

남극해의 화석연료 기원 이산화탄소 분포 및 변동 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

- 남극 해양(로스해 북부) 이산화탄소의 시공간적 변동성을 이해하고, 기후변화영향을 진단한다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

- 남극해 표층 이산화탄소 분압의 공간분포와 시간에 따른 변화양상을 파악하여, 이산화탄소 흡수의 시공간 변화를 이해한다.

- 남극 해양의 기존 관측자료와 신규 관측자료들을 수집/분석하여, 이산화탄소 흡수 변동 및 흡수력 변동 원인을 진단한다.

- 연구 해역의 탄소 수지 이해에 기여한다.

IV. 연구개발결과

- 기존 관측자료와 신규 관측자료를 활용하여 이산화탄소 공간 분포도 작성

- 다중선형회귀분석을 활용한 단기간 인간기원 CO₂ 변화량 산정

- 극지역 물리(해빙), 생지화학적 환경변화가 해수 이산화탄소 시스템에 미친 영향 진단

- 해양-대기 경계면에서 이산화탄소 교환량 산정

V. 연구개발결과의 활용계획

- 기후변화와 극지 환경변화에 의한 남극해양 탄소 흡수량 변동 모형 개발의 기초자료로 활용 및 모형 결과의 신뢰성을 향상하는데 기여 가능

- 국제사회의 공동 목표인 지속가능한 발전 목표(SDGs)의 달성을 위한 기초자료로 활용

S U M M A R Y

I. Title

Understanding of fossil-fuel CO₂ distribution in the Southern Ocean

II. Purpose and Necessity of R&D

- To understanding spatial and temporal variability of CO₂ in the Southern Ocean (Northern Ross Sea) and diagnose the impact of climate change.

III. Contents and Extent of R&D

- To understand spatial and temporal changes in oceanic uptake of CO₂ based on time sea surface variations in $p\text{CO}_2$ in the Southern Ocean.
- To evaluate the factors affecting temporal variations in CO₂ absorption based on comparison between past and new data collected in this study.- To contribute to enhanced understanding of carbon mass balance (fluxes between boundaries) of the study area.

IV. R&D Results

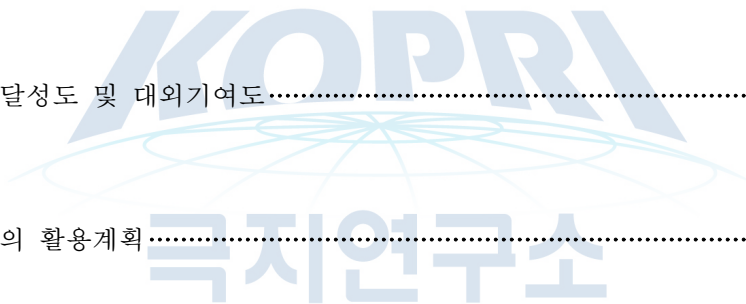
- Understanding of temporal variation in ocean CO₂ using past and new data
- Determination of anthropogenic CO₂ using multiple linear regression Analysis
- Evaluations of the effects of physical (e.g., sea ice) and biogeochemical environmental changes on the seawater CO₂ system
- Estimation of CO₂ exchange across the ocean-atmosphere boundary

V. Application Plans of R&D Results

- Our result can be used as basic data for developing a model for the change in carbon uptake in the Antarctic Ocean, and can contribute to improving predictability of ocean models.

목 차

제 1 장 서론.....	6
제 2 장 국내외 기술개발 현황.....	7
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과.....	8
제 1 절. 남극해 기존 관측자료 분석을 통한 이산화탄소의 분포 및 변화 이해.....	8
제 2 절. 로스해 북부의 이산화탄소 흡수력 진단.....	14
제 3 절. 이산화탄소 흡수력 변동 원인 진단.....	22
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도.....	26
제 5 장 연구개발결과의 활용계획.....	27
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보.....	27
제 7 장 참고문헌.....	28



제 1 장 서론

해양은 산업혁명 이후 인위적인 활동으로 증가한 대기 중의 이산화탄소를 흡수하는 역할을 하고 있다. 선행 연구에 따르면 해양은 산업혁명 이후 대기로 방출된 이산화탄소의 ~30%를 흡수했으며,¹⁾ 극지 해역의 강한 바람과 차가운 해수는 타 대양에 비해 더 많은 대기 중 이산화탄소를 흡수하는 중요 흡수원이다.

남극은 전체 해양 면적의 약 20%를 차지하고 있지만, 전체 해양에서 흡수하는 화석연료 기원 이산화탄소 흡수량의 40%를 담당하고 있다.²⁾ 하지만 최근 남극에서 흡수하고 있는 화석연료 기원 이산화탄소의 양이 감소하는 경향을 보이며, 이러한 경향은 남극해에서 서풍(westerly wind)의 강화로 인한 해수온의 상승에 의한 것으로 추정된다. 상승된 표층 수온은 상대적으로 낮은 이산화탄소 용해도를 가지므로 지구온난화의 가속이 지속될 경우, 해양의 대기 중 이산화탄소 흡수량이 감소할 것을 보고 있다.³⁾

해양으로 흡수된 이산화탄소(CO_2^*)는 중탄산염, 탄산염과 같은 용존 무기탄소 형태로 존재하며, 그 변화는 아래와 같다. 이 과정에서 방출된 수소이온은 해양 산성화를 발생시키는 주요 원인으로 지목된다(식1).



해양산성화는 해양의 pH가 낮아지는 현상으로, 산업혁명 이후 해양의 pH는 약 0.1 감소한 것으로 알려져 있다. 기후변화에 관한 정부 간 패널(IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change)의 IS92a ‘business-as-usual’ 시나리오에 따르면 2100년 해양의 pH는 0.3~0.4 감소할 것으로 예측한다.⁴⁾ 해양산성화 현상은 해양 생물에게 직·간접적인 영향을 주며, 탄산 칼슘(CaCO_3)을 가진 해양생물의 피해와 산호의 백화현상 등이 대표적 사례이다.⁵⁾ 탄산칼슘 골격을 가진 해양생물의 피해는 이를 먹이로 하는 상위단계 포식자에게 영향을 미치며, 나아가 인간에게도 직접적인 영향을 미칠 수 있는 것으로 판단된다.

본 연구를 통해 남극의 이산화탄소의 시공간적 변동성에 대한 이해를 향상하고, 기후변화의 영향을 진단하고자 한다. 이를 확장하여 미래의 남극 해양의 탄소순환 및 기후변화 피드백 작용을 예측하기 위한 기초 자료의 역할 수행을 기대한다.

1) Sabine, Christopher L., et al. "The oceanic sink for anthropogenic CO_2 ." *science* 305.5682 (2004): 367-371.

2) Khatiwala, Samar, F. Primeau, and T. Hall. "Reconstruction of the history of anthropogenic CO_2 concentrations in the ocean." *Nature* 462.7271 (2009): 346-349.

3) Cai, Wei-Jun, et al. "Decrease in the CO_2 uptake capacity in an ice-free Arctic Ocean basin." *Science* 329.5991 (2010): 556-559.

4) Caldeira, K., and M. E. Wickett. "Oceanography: Anthropogenic Carbon and Ocean pH *Nature*. 425." (2003): 365.

5) Orr, James C., et al. "Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms." *Nature* 437.7059 (2005): 681-686.

제 2 장 국내외 기술개발 현황

- 국내에서는 남극해의 탄소저감 능력을 규명하는 연구를 잠시 추진하였으나, 연구가 지속되지 못하였으며, 따라서 남극의 탄소순환에 대한 국내 연구 능력은 극히 제한적인 수준임. 남극 기지를 수십 년간 운영하였지만, 기후변화의 핵심적인 요소인 남극의 무기탄소 순환에 대한 연구가 매우 부족한 실정이었음.
- 현재, 미국 연구재단의 지원으로 Southern Ocean Carbon and Climate Observations and Modeling (SOCCOM) 프로그램이 2014년 시작하였고, 2019년 연장되었음. 생지화학 Argo float 등을 이용한 최첨단 연구장비와 새로운 관측자료를 활용한 향상된 모형 예측 능력을 확보하는데 목표를 두고 11개 기관이 연구에 참여하고 있음.
- SOCCOM 이전에는 남극해(특히, 태평양 섹터)에 대한 체계적인 현장 조사는 1992년, 2011에 진행되었음(SO4P). 1992년의 현장 조사에서는 총용존무기탄소 및 이산화탄소 분압, 2012년에는 총용존무기탄소, 총알칼리도, pH의 해양탄소변수가 측정되었음.
- 남반구 극진동(SAM; Southern Annular Mode)와 탄소 흡수량과의 관계를 파악한 연구에 의하면, 남극 해양 전체에서 SAM에 의한 탄소 흡수량의 변화는 거의 없는 것으로 확인되지만, 태평양 해역에서는 연간 0.5 mol/m^2 의 이산화탄소 방출을 하고 있으며, 대서양 해역에서는 연간 0.4 mol/m^2 의 이산화탄소를 흡수하는 것으로 확인됨.⁶⁾
- 남극 해양에서 탄소의 흡수에 영향을 미치는 요인을 확인한 결과, 남위 40° 를 기준으로, 북쪽해역에서는 수온에 따른 이산화탄소 용해도 변화가 주요요인으로 확인되었으며, 남쪽해역에서는 무기탄소 매개변수(총알칼리도, 총용존무기탄소)의 변화가 주요요인으로 확인됨.⁶⁾
- 서남극 반도 주변 해에서 장기 관측자료를 활용한 탄소 흡수량 변동 연구를 통해 해양의 안정성(stability) 증가에 따른 생물생산력의 증가를 확인하였으며, 이로 인한 해수 이산화탄소의 감소는 대기 이산화탄소의 흡수를 증가시키는 원인으로 확인됨.⁷⁾
- 남극 해양의 탄소흡수는 다양한 요인에 의해 변화함에도 불구하고 이와 관련된 연구가 현저히 적고, 여전히 높은 불확실성을 가지고 있음. 남극 전반을 다룬 기존 연구결과들은 직접 관측자료가 아니라, 관측된 자료를 기반으로 생성된 추정치를 기반으로 하였기에, 지속적인 관측자료를 생산 필요성이 매우 높음.

6) Khatiwala, Samar, F. Primeau, and T. Hall. "Reconstruction of the history of anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean." *Nature* 462.7271 (2009): 346-349.

7) Brown, Michael S., et al. "Enhanced oceanic CO₂ uptake along the rapidly changing West Antarctic Peninsula." *Nature Climate Change* 9.9 (2019): 678-683.

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1절 남극해 기존 관측자료 분석을 통한 이산화탄소의 분포 및 변화 이해

1. 남극해 표층 이산화탄소 농도의 시공간 변화

가. 표층 이산화탄소 분압(pCO_2)농도 분포

남극해 표층 pCO_2 의 분포를 이해하기 위해 2018년 4월 남극 항해(ANA08D)를 통해 획득된 자료를 사용하였다. 측정 자료의 보정을 위해 VINDTA 3C를 활용하여 매일 2병씩 채취한 해수시료의 총알칼리도와 용존무기탄소를 분석하였다.

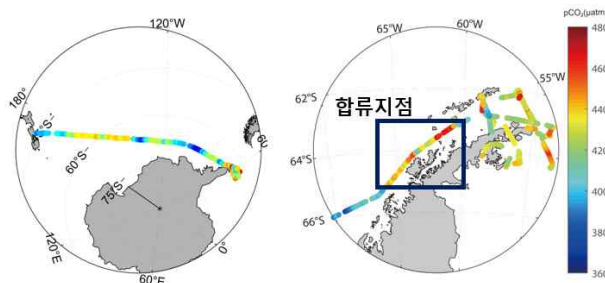


그림 1. 2018년 4월 표층 pCO_2 분포.

좌측: 연구해역 전체

우측: 남극반도 주변 해역

분석 결과, 2018년 4월 연구해역의 pCO_2 는 366~480 μatm 으로, 큰 폭의 변동성을 가진다(그림 1). 해역별 ($>55^\circ S$) pCO_2 는 저위도에서 고위도로 이동할수록 감소하는 양상을 보인다. 이러한 pCO_2 의 분포 원인은 수온에 의한 것으로, 상대적으로 수온이 높은 저위도 해역에서는 높은 표층 pCO_2 를 보이고, 고위도 해역에서는 차가운 수온으로 인해 pCO_2 가 낮은 분포를 보인다. 하지만, 남극반도 주변 해역의 표층 pCO_2 는 높은 농도를 보이며, 변동폭이 큰 것으로 확인되었다. 이러한 변동의 원인으로서는 생물학적인 영향과, 물리화적인 영향에 의한 것으로 추측된다.

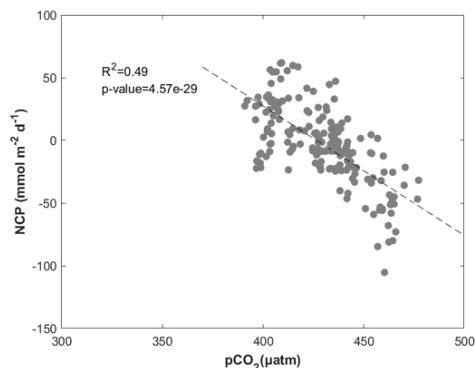


그림 2. 2018년 4월 베링스하우젠 해수와 웨델 해수의 합류지점에서 NCP와 pCO_2 의 상관관계.

63° S~65° S 해역은 베링스하우젠 해수와 웨델 해수가 합류하는 해역으로⁸⁾, pCO_2 의 변동폭은 391~477 μatm 으로 확인된다. 연구 해역에서 측정된 $\Delta O_2/Ar$ 을 사용하여 계산한 NCP와 pCO_2 의 분포 간의 상관분석 결과, 결정계수(R^2)는 0.49, p-value는 0.001보다 작은 값을 가져 높은 상관관계를 가진다(그림 2). 따라서 해당 해역에서 pCO_2 를 조절하는 원인은 생물에 의한 1차 생산력으로 생물학적인 영향을 받는 것을 확인하였다.

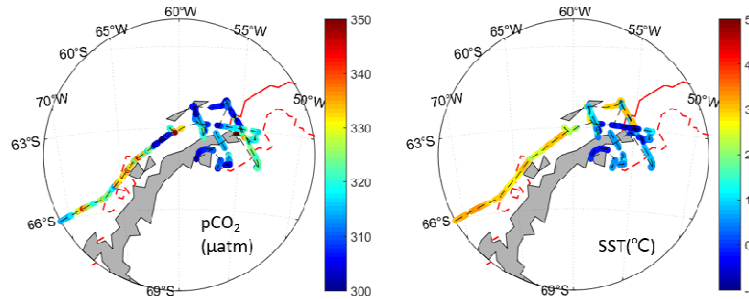


그림 3. 2018년 4월 세종기지 주변해역(Bransfield Strait)의 표층 pCO_2 와 해빙, 표층 수온(SST) 분포.

좌측: 표층 pCO_2 와(color dots) 해빙 분포(적색 점선; 2018년 4월 1일 해빙 경계, 적색 실선; 2018년 4월 30일 해빙 경계)

우측: 표층 수온

반면, 브랜스필드 해협-북부 웨델해의 pCO_2 를 조절하는 원인은 낮은 수온에 의한 것으로, 현장조사가 실시된 4월은 남극의 가을에서 겨울철로 바뀌는 시기와 일치한다(그림 3). 이 시기에 브랜스필드 해협은 웨델해에서 형성된 차갑고 고염도의 해수가 남극반도 연안을 따라 유입된다. 따라서 해당 해역은 물리적인 요인(수온)에 의해 pCO_2 가 조절되는 해역이라고 판단하였다.

나. CO_2 flux의 공간 분포

CO_2 flux의 공간 분포를 확인하기 위해 선상에서 획득된 pCO_2 자료와 풍속자료(U_{10}), 수온자료를 활용하여 대기-해양 CO_2 flux를 계산하였다. 계산을 위한 대기 pCO_2 자료는 남극반도 주변의 Palmer 기지에서 제공하는 2018년 4월 평균값인 405 μatm 을 사용하였다.

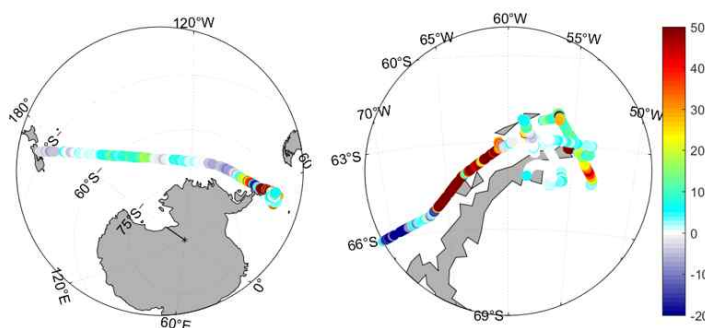


그림 4. 2018년 4월 표층 CO_2 flux 공간 분포도.

좌측: 연구해역 전체

우측: 남극반도 주변 해역

8) Cook, Alison J., et al. "Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula." Science 353.6296 (2016): 283-286.

CO₂ flux의 해역별 분포 특성을 확인하기 위해서, 크게 3가지 해역으로 구분하였으며, 다음과 같다. 첫 번째 해역은 수온이 급격하게 변하는 해역(43.7° S, 173.2° E~63.7° S, 156.6° W), 두 번째 해역은 수온이 비교적 일정한 로스해-아문젠해 해역(63.7° S, 156.6° W~66.0° S, 70.0° W), 마지막으로 표층 pCO₂의 변동성이 큰 남극반도 주변해역이다(그림 4).

먼저, ACC가 포함된 첫 번째 해역과 수온이 비교적 일정한 로스해-아문젠해 해역의 평균 CO₂ flux는 각각 $4.1 \pm 6.0 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $-0.1 \pm 4.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로 해양의 CO₂가 대기로 약하게 방출되거나 거의 일정한 상태인 것으로 확인된다. 반면, 남극반도 주변해역의 평균 CO₂ flux는 $30.7 \pm 35.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로 상당한 양의 CO₂가 대기로 방출되는 해역으로 확인되었다.

현재까지 남극해의 CO₂ flux와 관련된 연구는 주로 봄, 여름철에 집중되어 있다. 로스해-아문젠해 해역의 여름철 CO₂ flux는 $-18 \sim 0.48 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로, 주로 흡수하는 해역으로 알려져 있다. 특히 로스해와 아문젠해의 폴리냐(polynya)에서는 최대 $42 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 CO₂를 흡수하는 것으로 알려졌다. 반면, 본 연구에서 획득된 로스해-아문젠해 해역의 CO₂ flux는 $-10.6 \sim 18.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로, 여름철에 비해 대기로 방출되는 CO₂의 양이 많은 것으로 확인되었다. 마지막으로, 남극반도 주변해역의 경우 여름철 CO₂ flux의 변동 범위는 $-44 \sim 3.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로, 본 연구에서 획득한 가을철 CO₂ flux ($-54.1 \sim 121.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)와 상당한 차이를 보이는 것을 확인했다.

다. 시간에 따른 표층 pCO₂ 변화 양상

(1) 부이자료(SOCCOM) 활용 가능성 진단

부이자료(SOCCOM)의 활용 가능성을 진단하기 위하여, SOCCOM 자료와 아라운 현장조사를 통해 획득한 관측자료(underway pCO₂)의 비교를 진행하였다. 현장조사가 실시된 4월의 SOCCOM 자료는 연구해역에서 총 22개를 획득할 수 있었으며, 그중 현장조사 자료와 근접한 5개의 SOCCOM 자료를 활용 가능성 진단을 위하여 사용했다(그림 5).

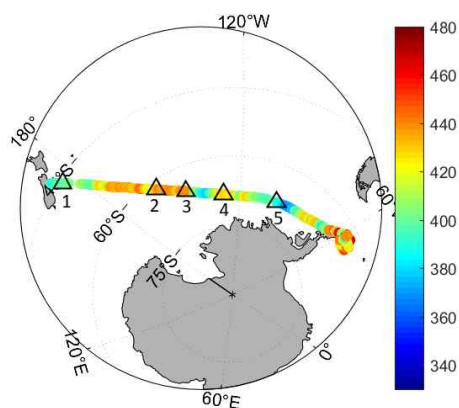


그림 5. 2018년 4월 측정자료와 비교 가능한 SOCCOM 자료 정점도 (1-5번).

SOCCOM 자료와 관측자료의 표층 pCO₂의 차이는 $14 \sim 64 \mu\text{atm}$ 으로 큰 차이를 보이는 것으로 확인된다(표 1). 이러한 차이는 SOCCOM 자료와 관측자료 간 시/공간적인 차이에서 기인한 것으로, 두 자료 간 시간적 차이는 3~18일, 공간으로 9~181km의 차이를 가지고 있다. 이러한 시/공간적인 차이는 수온의 변화와 직접적인 연관이 있으며, 이에 따라 두 자

료 간 $p\text{CO}_2$ 차이의 주요 원인이 표층 수온 변화임을 확인했다. 수온의 영향을 제거하기 위해 연구해역의 평균 수온(2.5°C)을 사용하여 계산된 normalized $p\text{CO}_2$ ($np\text{CO}_2$) 값의 비교를 진행하였다. 그 결과 $np\text{CO}_2$ 의 차이는 $10\sim 28\ \mu\text{atm}$ 으로 감소하였으며, 공간적인 차이가 제일 큰 3번 비교정점에서 제일 큰 $np\text{CO}_2$ 차이를 보이는 것으로 확인되었다. 하지만, $np\text{CO}_2$ 의 차이는 SOCCOM 자료의 불확실도 범위에 포함되는 값임이 확인되어, 향후 연구에 SOCCOM 자료를 활용할 수 있다고 판단했다.

Table 1. 2018년 4월 현장 관측자료와 SOCCOM 자료의 시/공간적 차이 및 $np\text{CO}_2$ 차이

ST	Underway Date	SOCCOM Date	ΔDate	Distance (km)	Underway $np\text{CO}_2$ (μatm)	SOCCOM $np\text{CO}_2$ (μatm)
1	03/27	04/09	+13	8.9	216	201
2	04/01	04/04	+3	145.4	433	415
3	04/02	04/18	+16	181.4	460	488
4	04/04	04/22	+18	122.1	451	433
5	04/06	04/03	-3	60.8	408	418

(2) 시간에 따른 표층 $p\text{CO}_2$ 변화

시간에 따른 표층 $p\text{CO}_2$ 변화를 확인하기 위해, SOCCOM 자료 중 4월 측정값이 2개 이상인 자료를 사용하여 시간에 따른 변화량을 산정하였다. 또한, 2018년 남극해 현장조사시 세종기지 주변해역(Bransfield Strait)에서 4월 11~12일, 4월 25~26일에 동일한 해역 탐사가 실시되었다. 따라서 해당 자료를 사용하여 세종기지 주변해역의 4월의 시간에 따른 해양 무기탄소인자 변동성을 파악하였다.

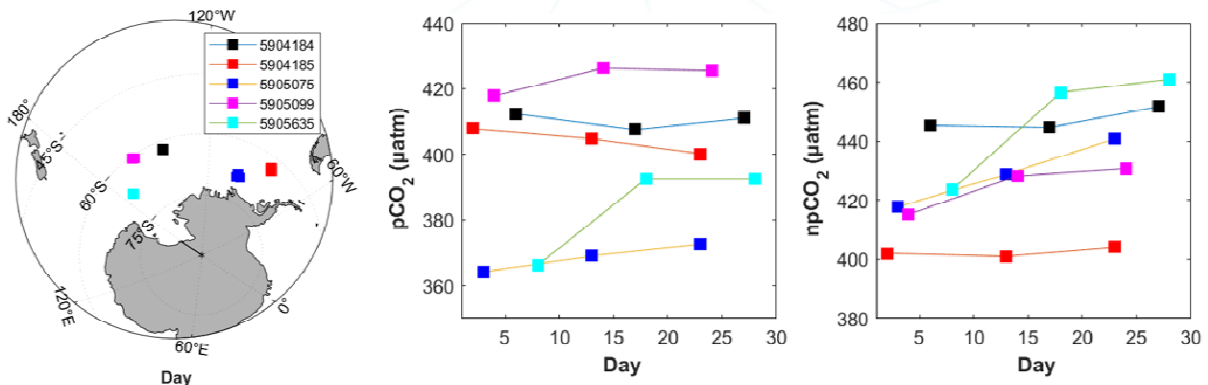


그림 6. 2018년 4월 SOCCOM float 위치 및 시간에 따른 $p\text{CO}_2$ 변화양상.

우측: SOCCOM float 위치

좌측: 시간에 따른 $p\text{CO}_2$ 변화양상

4월 측정 기간 동안 SOCCOM float의 이동 거리는 크지 않은 것으로 확인되었다. $p\text{CO}_2$ 의 경우, 2 정점(float number: 5904184, 5904185)을 제외한 나머지 정점에서 시간이 지남에 따라 $p\text{CO}_2$ 가 증가하는 양상을 보였지만, 수온의 영향을 제거한 $np\text{CO}_2$ 의 경우 모든 정점에서 시간이 지남에 따라 값이 증가하는 것을 확인했다(그림 6). 총변화량과 기간을 고려하여 $p\text{CO}_2$ 와 $np\text{CO}_2$ 의 변동량을 산정한 결과, 각각 $-0.4\sim 1.3\ \mu\text{atm d}^{-1}$, $0.1\sim 1.8\ \mu\text{atm d}^{-1}$ 로 확인되었으며, $np\text{CO}_2$ 를 증가시키는 요인으로는 수온과 DIC 증가가 있다.

브랜스필드 해협에서 2018년 4월 11~12일의 CO₂ flux는 1.7~52.1 mmol m⁻² d⁻¹로, 풍속(U₁₀)에 비례하여 증가하는 경향을 보인다(그림 7). 하지만, 2018년 4월 25~26일의 CO₂ flux는 -5.9~3.4 mmol m⁻² d⁻¹로 풍속과 큰 상관관계를 보이지 않는다. 또한, 4월 11~12일의 표층 pCO₂는 408~465 μatm으로 높았던 반면 시간이 지남에 따라 pCO₂가 감소하는 경향을 보인다(4월 25~26일; 391~424 μatm). 이러한 경향은 수온과 관련된 것으로, 시간이 지남에 따라 염분이 높고 차가운 해수가 남극반도 연안을 따라 브랜스필드 해협에 유입됨으로써, 낮은 pCO₂를 보이는 것으로 추정된다.

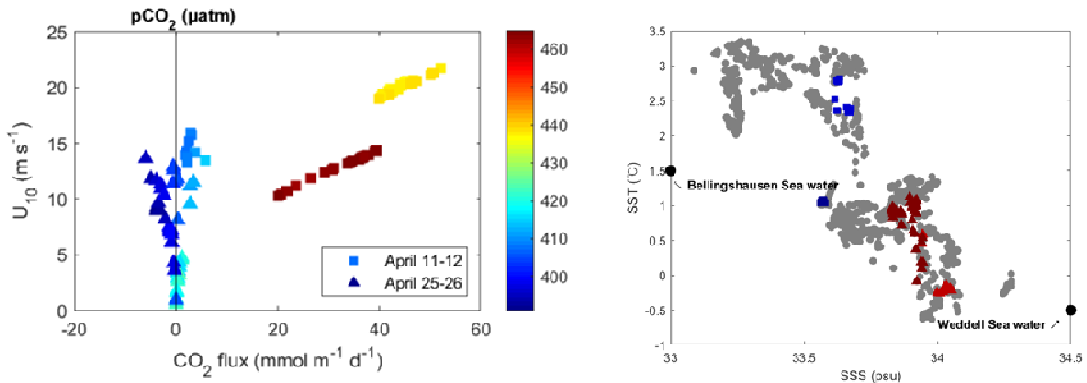


그림 7. 2018년 4월 세종기지 주변해역(Bransfield Strait)의 CO₂ flux 변화 및 T-S diagram.

좌측: 시간에 따른 pCO₂ 및 CO₂ flux 변화

우측: T-S diagram (blue dots; 4월 11~12일, red dots; 4월 25~26일)

2. 기존관측자료를 활용한 수층 이산화탄소 분포상태 이해

가. 로스해-아문젠해 수층 DIC 분포 양상 비교

The Clivar & Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO)에서 제공되는 자료를 활용하여, 1992년 2월과 2018년 3월 로스해 북부해역과 아문젠 해역 사이의 수층 용존 무기탄소(DIC) 분포를 확인하였다.

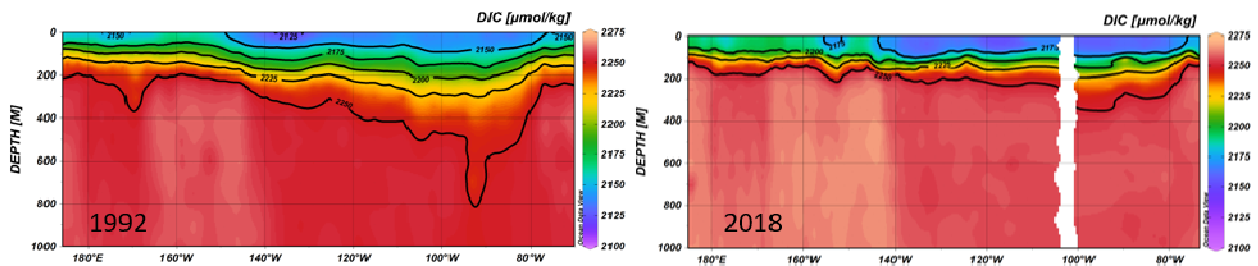


그림 8. 로스해 북부 해역부터 아문젠 해역의 수층 DIC 분포 양상.

좌측: 1992년 2월

우측: 2018년 3월

1992년과 2018년 67° S 부근의 해역의 DIC의 수직 분포 양상을 그림 8에 도식하였다. 표층의 DIC는 로스해 북부 해역에 비해 아문젠 해역에서 낮은 것으로 확인되었지만, 수심이 깊어질수록 아문젠 해역의 DIC가 로스해 북부 해역에 비해 높은 것으로 확인된다. 이러한 해역 간 DIC의 수직 분포의 차이는 염분에 의한 것으로, 표층 해수의 염분은 아문젠 해역에서 더 낮은 것으로 확인되었다(그림 9).

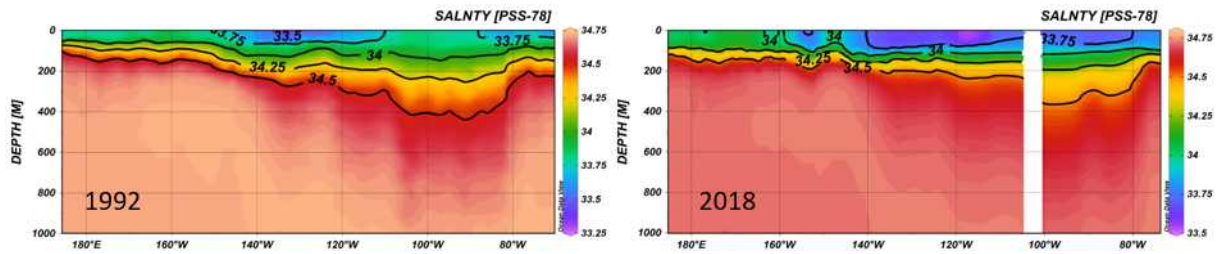


그림 9. 로스해 북부 해역부터 아문젠 해역의 수층 염분 분포 양상.

좌측: 1992년 2월

우측: 2018년 3월

지난 30년간(1992년~2018년) 연구해역의 DIC 등치선 비교 결과(그림 10), 1992년의 수층 DIC 값이 2018년에 비해 더 높은 것으로 확인된다.

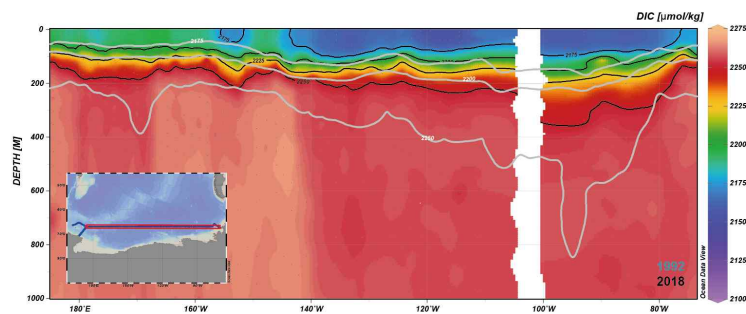


그림 10. 로스해 북부 해역부터 아문젠 해역의 수층 DIC 등치선 비교 1992년 2월(gray), 2018년 3월(black).

나. CFC-12를 활용한 로스해-아문젠 해수 침강 확인

The Clivar & Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO)에서 제공되는 자료를 활용하여, 1992년 2월과 2018년 3월 로스해 북부 해역과 아문젠 해역 사이의 수층 CFC-12 분포를 확인하였다. 이에 인간 활동 기원 CO₂의 침강 양상을 간접적으로 확인하였으며, 이를 바탕으로 인간 기원 이산화탄소 변화량을 정량화하였다.

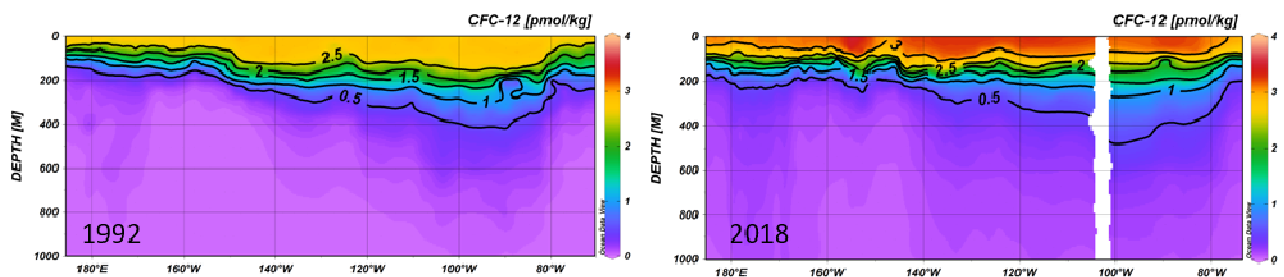


그림 11. 로스해 북부 해역부터 아문젠 해역의 수층 CFC-12 분포 양상.

좌측: 1992년 2월

우측: 2018년 3월

CFC-12는 대표적인 인간기원 발생 물질로, 해당 물질을 통해 인간기원 CO₂를 역 추 정할 수 있다. 본 연구에서는 CFC-12를 활용하여, 연구해역의 인간활동 기원 CO₂의 영향을 받은 해수의 침강을 확인하였다(그림 11). DIC의 분포 양상과 동일하게 로스해 북부 해역보

다 아문젠 해역에서 더 깊은 수심까지 인간활동 기원 CO_2 가 포함된 해수가 침강된 것을 확인하였다. 시간에 따른 분포 양상의 경우, 표층에서는 뚜렷한 증가가 보였지만 아문젠 해역의 200 m 이하의 수층에서는 농도가 크게 증가하지 않은 것으로 확인되었다.

수층에서의 DIC 농도가 예상과 달리 1992년에 비해 2018년도에 감소하는 경향을 보였으며, 시간에 따른 DIC 변화와 CFC-12 농도 변화 비교 연구가 필요해 보인다. 제 2 절에서의 인간기원 CO_2 정량화 연구에서는 2000년대 이후에 대기 농도가 감소하고 있는 CFC-12 대신 SF_6 를 활용하였다.

제 2 절 로스해 북부의 이산화탄소 흡수력 진단

1. 아라운 현장관측조사를 통한 해양 이산화탄소 관측자료 분석

현장관측조사를 통해 총 464개의 해수 시료가 획득되었으며, 획득된 해수 시료는 항해 종료 후 분석을 위해 실험실로 운반되었다. 운반된 시료는 VINDTA 3C를 활용하여 총알칼리도(Total alkalinity; TA) 및 용존 무기탄소(Dissolved inorganic carbon; DIC)를 분석하였다. 해수 시료의 pH 측정은 분광광도법을 활용하여 진행하였다.

현장관측조사를 통해 로스해에서 198개, 세종기지 주변 해에서 146개, Underway 표층 해수 120개, 총 464개의 시료를 획득하였다. 분석 장비의 상태확인 및 분석결과의 정도 관리(Quality control)를 위해 스크립스 연구소에서 제작/판매 중인 해수 중 이산화탄소 표준물질(CO_2 Certificated Reference Seawater)을 이용하였다. 또한, 측정된 해수 시료의 무기탄소 인자들간의 일관성을 검증을 위하여, TA와 DIC 결과를 활용하여 계산된 pH와 분광광도법으로 측정된 pH의 비교를 진행하였다(그림 12).

비교 결과, 이들의 차이는 표층에서 상대적으로 크게 확인되었으며, 그 정도는 로스해에서 0.006 ± 0.028 , 세종기지 주변 해에서 -0.013 ± 0.012 , Underway 표층 해수 시료는 0.007 ± 0.009 의 차이를 보였다.

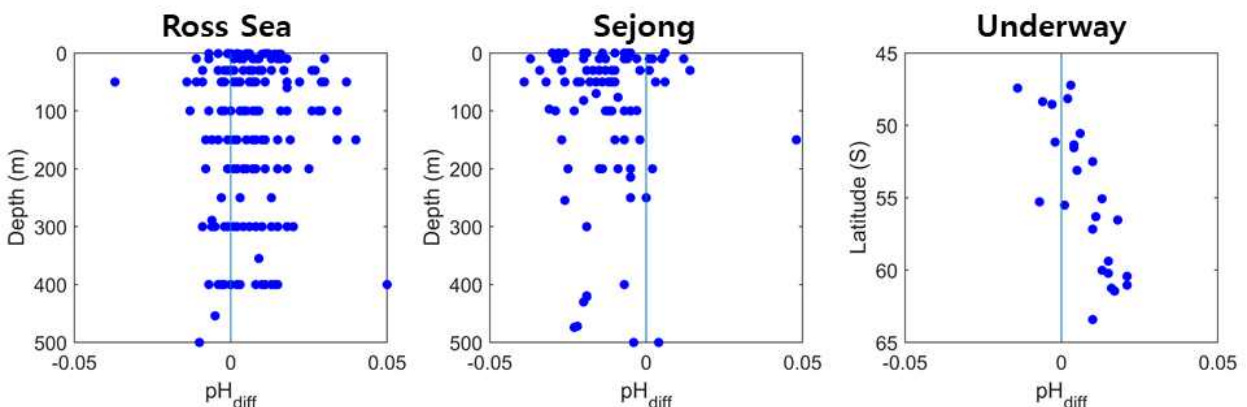


그림 12. 총알칼리도와 용존 무기탄소 결과를 활용하여 계산된 pH(calculated-pH)와 분광광도법으로 측정된 pH(measured-pH) 비교 결과 (pH_{diff}).

가. 로스해 현장관측 결과

로스해 현장관측은 2020년 12월 11일부터 20일까지 진행되었다. 분석결과는 조사 정점에 따라 4개의 섹션으로 구분하였다(그림 13).

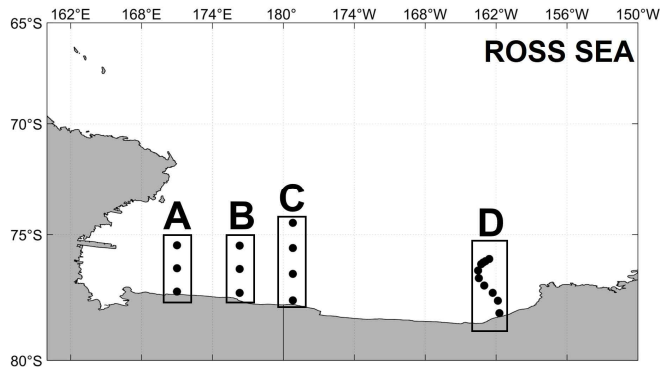


그림 13. 로스해 현장조사 정점도.

(1) 로스해 무기탄소 인자들의 분포 현황

로스해에서 분석된 해수 시료의 TA, DIC, $pH_{in situ}$ 의 전체 평균은 각각 $2332 \pm 15 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, $2219 \pm 39 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 8.043 ± 0.092 로 확인되었다. 상대적으로 해양-대기 CO_2 교환, 생물의 영향, 해빙의 영향을 많이 받는 200m 이내에서의 이들의 공간분포는 구역별로 차이가 큰 것으로 보인다. Section A와 C에서는 Section B에 비하여 상대적으로 낮은 TA와 높은 DIC를 보이는 것으로 확인되었으며, Section B의 표층에서는 높은 TA와 낮은 DIC를 보였다. 또한, 이들의 분포는 연안에서 상대적으로 높고 연안에서 멀어질수록 낮은 값을 보였다(그림 14).

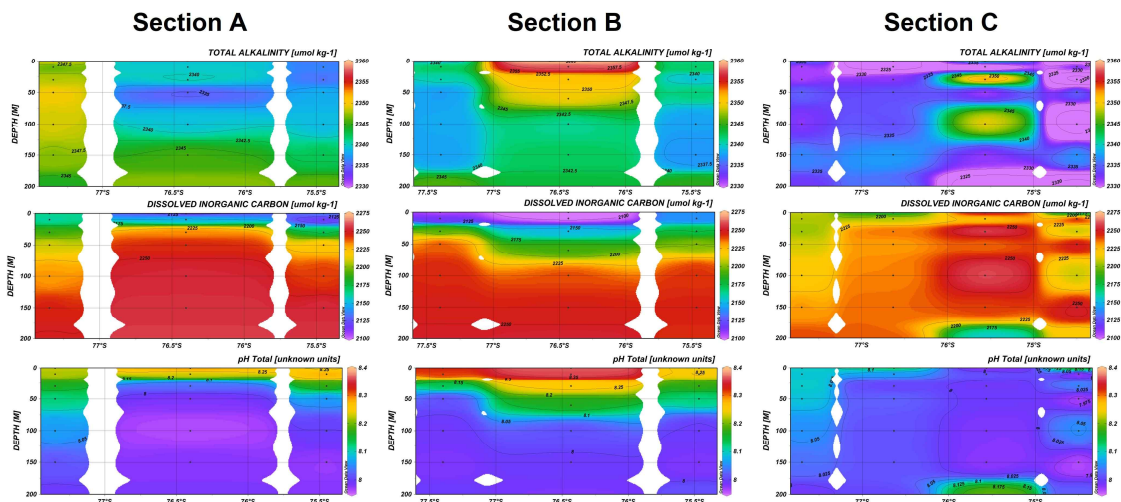


그림 14. 구역별 상부 수심(<200m)에서의 총알칼리도(상), 용존 무기탄소(중), $pH_{in situ}$ 분포(하). Colorbar의 범위는 TA의 경우 2330~2360 $\mu\text{mol}/\text{kg}$, DIC의 경우 2100~2275 $\mu\text{mol}/\text{kg}$, pH의 경우 7.9~8.4로 나타냄.

Section D에서도 표층 TA와 DIC는 연안에서 멀어질수록 감소하는 경향을 보였다(그림 15). 또한, Section A~C에 비해 상대적으로 낮은 TA, DIC를 갖는 것으로 확인되었다.

로스해 현장조사가 실시된 12월은 해빙이 녹기 시작하는 시기로, 이 시기에는 식물플랑크톤이 광합성을 위해 사용할 수 있는 광량이 증가한다. 이와 더불어, 영양염이 풍부한 해수(Cold deep water)의 영향으로 로스해는 여름철 높은 1차 생산을 보이는 해역으로 알려져 있다. 연구해역의 해빙은 11월 19일부터 서서히 열리기 시작하여, 현장조사가 실시된 12월 11일부터 20일 동안 완전히 대기에 노출된 상태로 유지되었다(그림 16). 이 기간에 표층 해수는 용빙의 영향으로 인해 낮은 표층 TA와 DIC가 연안에서 높고, 연안에서 멀어질

수층 낮아진 것으로 예상된다. 또한, 표층에서 증가한 생물 활동으로 인해 낮은 DIC를 보였을 것으로 판단된다.

Section D

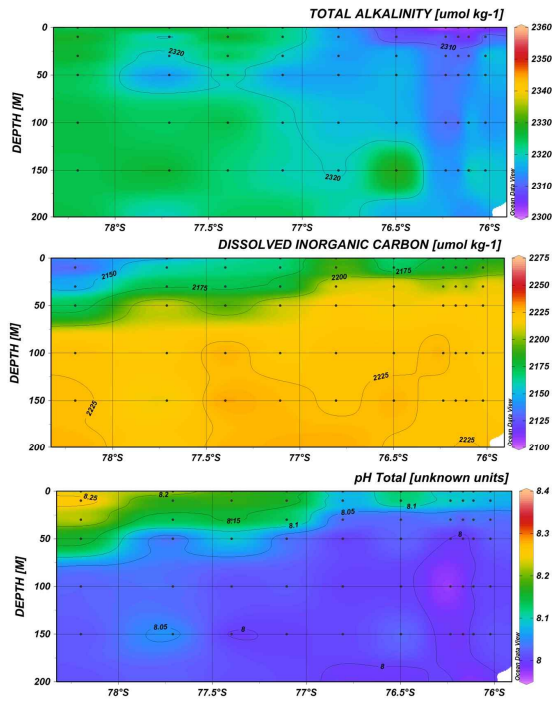


그림 15. Section D에서의 총알칼리도, 용존 무기탄소, $pH_{in\ situ}$ 분포 (<200m 이내).

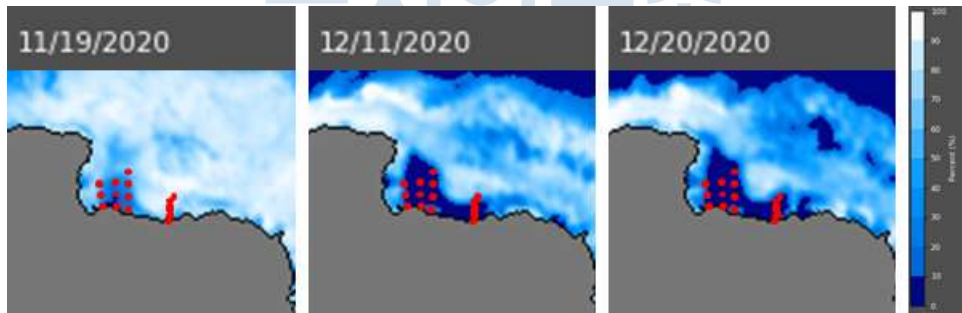


그림 16. 연구해역의 해빙 분포 변화 및 조사 정점도. Near-Real-Time DMSR SSMIS Daily Polar Gridded Sea Ice Concentrations 자료를 활용함.

(2) 로스해 해역에서의 pCO_2 와 아라고나이트 포화도

연구해역의 TA와 DIC를 활용하여 추정된 pCO_2 와 아라고나이트 포화도(Ω)는 각각 166~546 μatm , 1.1~2.7의 범위를 보인다(그림 17). 생물 활동의 영향이 큰 표층에서 낮은 pCO_2 와 높은 Ω 를 보이며, 이러한 pCO_2 분포 특성은 연구해역이 여름철 강한 대기 CO_2 흡수원으로 작용할 수 있다는 것을 시사한다. 현재 분석결과로는 아라고나이트의 불포화가 나타난 수층이 없는 것으로 확인되나, 수심 200m 이상의 깊이에서는 대부분 Ω 가 1.3 이하로 나타났다. 이는 향후 지속적인 인간기원 CO_2 의 유입이 로스해 해역의 아라고나이트 불포화를 야기할 수 있음을 시사한다.

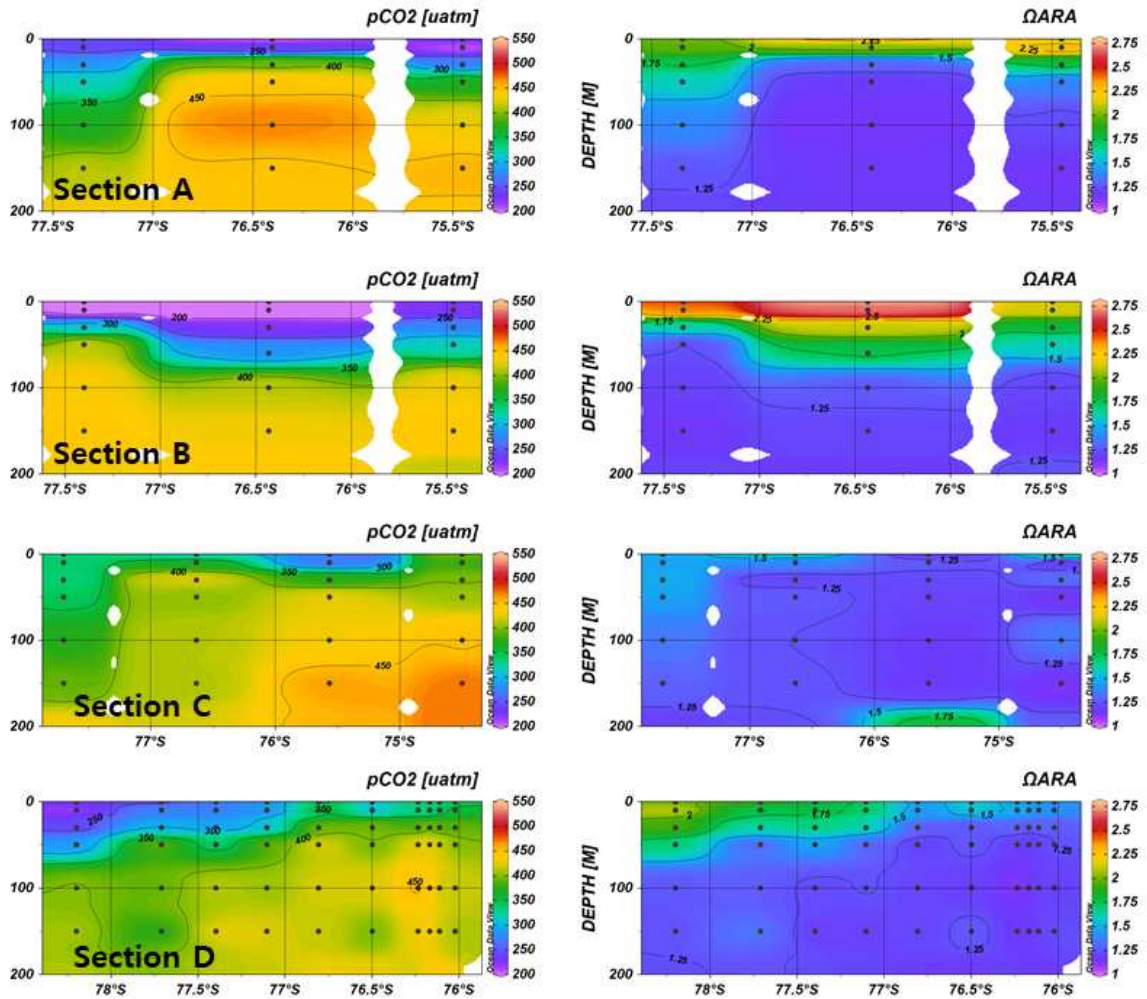


그림 17. 연구해역 상부 수층(<200m)의 $p\text{CO}_2$ 와 아라고나이트 포화도 분포양상.

나. 세종기지 주변 현장관측 결과

세종기지 주변 현장관측은 2021년 1월 20일부터 29일까지 진행되었다. 현재까지 분석된 정점은 검은색으로 표시하였다. 분석결과는 Maxwell Bay 내에서 동-서(Section A), 남-북 (Section B) 방향으로 나누어 기술하였다(그림 18).

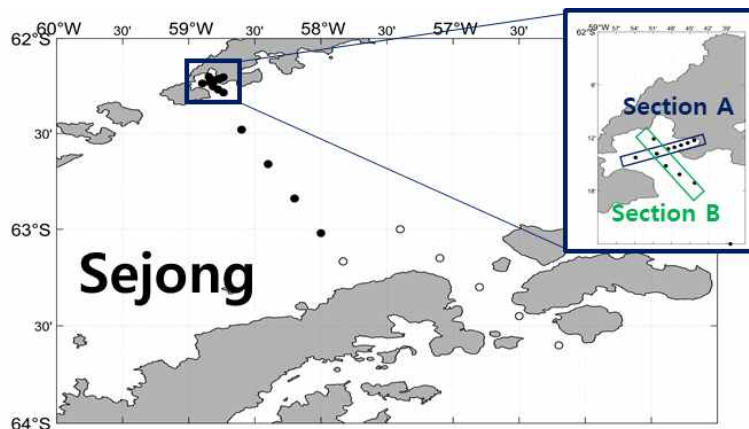


그림 18. 세종기지 주변 현장조사 정점도.

(1) 세종기지 주변 해역 무기탄소 인자들의 분포 현황

세종기지 주변 해역에서 분석된 해수 시료의 TA, DIC, $pH_{in situ}$ 의 전체 평균은 각각 $2322 \pm 15 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, $2212 \pm 29 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 7.998 ± 0.043 으로 확인되었다(그림 19). 이들의 공간적인 분포는 Section A가 Section B보다 큰 변동성을 보인다. Section A에서는 세종기지가 위치한 마리안 소만 내부로 갈수록 저층의 DIC의 값이 큰 것으로 확인되며, 이러한 결과로 낮은 $pH_{in situ}$ 값을 보이는 것으로 나타났다. 반면 Section B에서는 큰 공간성은 보이지 않으나, Maxwell Bay 북쪽해역의 중층의 TA와 DIC가 Bransfield Strait 근처의 남쪽 해역보다 높은 것으로 확인되었다.

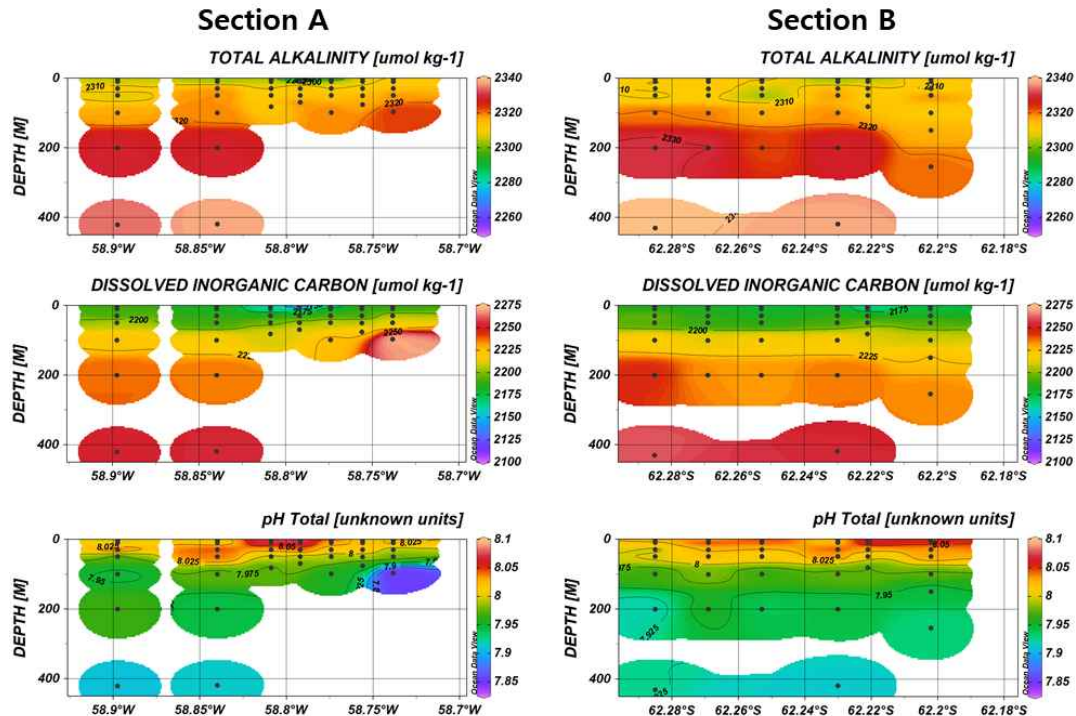


그림 19. 구역별 총알칼리도(상), 용존 무기탄소(중), $pH_{in situ}$ 분포(하).

(2) 세종기지 주변 해역에서의 pCO_2 와 아라고나이트 포화도

세종기지 주변 해역의 TA와 DIC을 활용하여 추정된 pCO_2 와 아라고나이트 포화도 (Ω)는 각각 $344 \sim 620 \mu\text{atm}$, $0.9 \sim 1.6$ 의 범위를 보였다(그림 20). Section A의 경우, 마리안 소만 입구에서 낮은 pCO_2 와 높은 Ω 가 확인되었다. 해당 정점은 낮은 염분과 TA, DIC를 보이는 곳이기 때문에, 희석효과에 의하여 낮은 pCO_2 를 보이는 것으로 추정된다. 또한, 마리안 소만 내부 저층에서 발견된 높은 pCO_2 와 아라고나이트 불포화 수층은 유기물의 분해에 의한 것으로 판단된다. 반면, Section B에서는 Bransfield Strait와 근접한 Maxwell Bay의 남쪽 해역의 표층에서 낮은 pCO_2 와 높은 Ω 가 확인되었다.

분석 결과, 마리안 소만 내부를 제외한 나머지 해역에서 과포화 상태의 Ω 가 확인되었지만, 200m 이상의 수심에서는 Ω 가 1.2 이하의 낮은 값을 보이는 것으로 확인되었다. 또한, 해당 해역의 30m 이내의 수심에서 평균 pCO_2 는 $392 \pm 21 \mu\text{atm}$ 으로 확인되어, 대기의 CO_2 흡수원으로 작용하는 것으로 판단된다. 하지만 마리안 소만 내부의 pCO_2 는 대기의 pCO_2 와 큰 차이를 보이지 않아, 대기-해양 간 CO_2 교환에서 마리안 소만의 역할을 판단하기 위해서는 추후 풍속자료를 획득하여 정확한 교환량을 추정해야 한다.

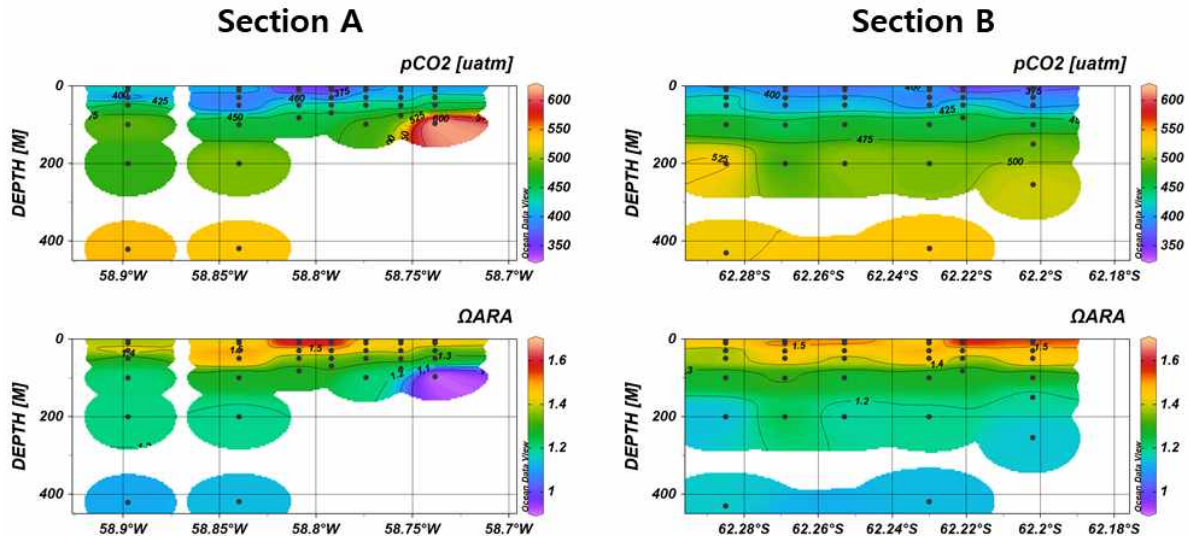


그림 20. 연구해역의 pCO_2 와 아라고나이트 포화도 분포양상.

다. Underway 현장관측 결과

Underway 해수 시료는 2020년 11월 25일부터 2021년 2월 3일까지 진행되었다. 현재까지 분석된 정점은 검은색으로 표시하였다(그림 21).

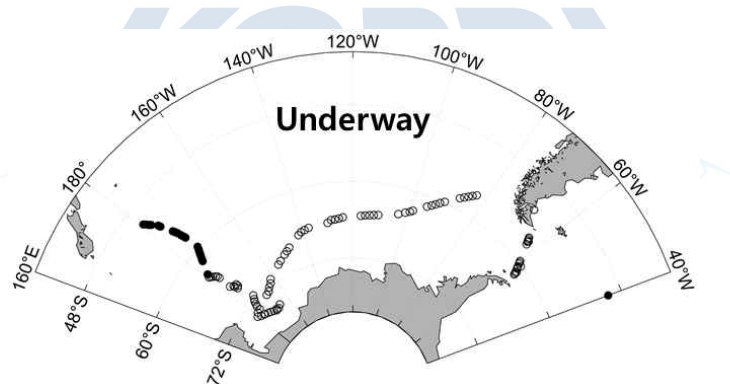


그림 21. Underway 현장조사 정점도.

(1) 위도에 따른 표층 무기탄소 인자들의 분포 현황

남빙양에서 획득된 Underway 표층 해수 시료의 TA, DIC, $pH_{in situ}$ 의 평균은 각각 $2282 \pm 8 \mu mol \cdot kg^{-1}$, $2122 \pm 16 \mu mol \cdot kg^{-1}$, 8.076 ± 0.057 로 확인되었다(그림 22). TA의 경우 저위도 해역에서 가장 큰 값을 보였으며, 고위도로 이동할수록 점점 낮아졌다. 이러한 분포는 염분의 분포와 동일하게 나타난 것으로 확인되었다. 반면, DIC의 저위도에서 고위도로 이동할수록 점차 증가하는 경향을 보이며, 남위 60°를 기준으로 다시 감소하는 경향을 보였다. 남빙양은 남극 순환류(ACC)의 영향을 받는 해역으로, 분석된 시료가 위치한 경도 180° E 부근에서는 약 남위 55° ~ 65° 사이에 ACC가 존재하는 것으로 알려져 있다. ACC의 남쪽 경계에서 발생한 용승으로 DIC가 높은 해수가 표층을 따라 북쪽으로 이동하면서 polar front에서 침강하는 특성을 보인다. 이때, 용승된 물은 높은 DIC를 함유하고 있기 때문에, 약 남위 60°에서 높은 DIC를 보였을 것으로 추정한다. 하지만 더 정확한 판단을 위해서는 모든 시료가 분석된 이후, 다른 물리 화학적인 인자들을 활용하여 분포 특성을 결정짓는 요인을 판단하고자 한다.

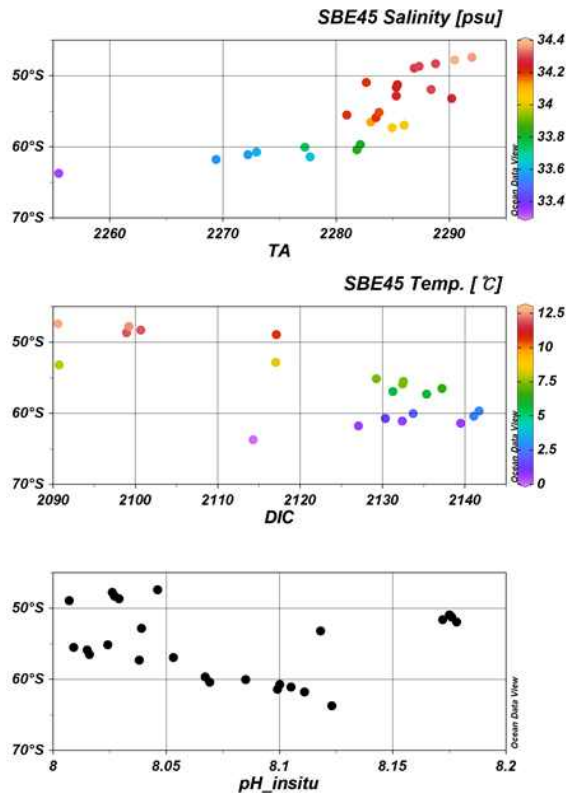


그림 22. 위도별 총알칼리도(상), 용존 무기탄소(중), $pH_{in situ}$ 분포(하). Color bar는 염분(상)과 수온(중)을 나타냄.

(2) 위도에 따른 표층 pCO_2 와 아라고나이트 포화도

세종기지 주변 해역의 TA와 DIC를 활용하여 추정된 pCO_2 와 아라고나이트 포화도 (Ω)는 각각 268~429 μatm , 1.6~2.2의 범위를 보였다(그림 23). pCO_2 와 Ω 는 모두 고위도에서 저위도로 갈수록 감소하는 경향이 나타난다. 고위도에서 낮은 DIC를 보임에도 불구하고 높은 pCO_2 를 보이는 것은 수온에 의한 영향 CO_2 의 용해도 감소 때문으로 판단된다. 또한, 저위도에서 낮은 Ω 는 앞서 추정된 바와 같이 ACC의 남쪽 경계에서 용승한 높은 DIC 특성을 갖는 해수로 인해 Ω 가 낮은 값을 보이는 것으로 추정된다.

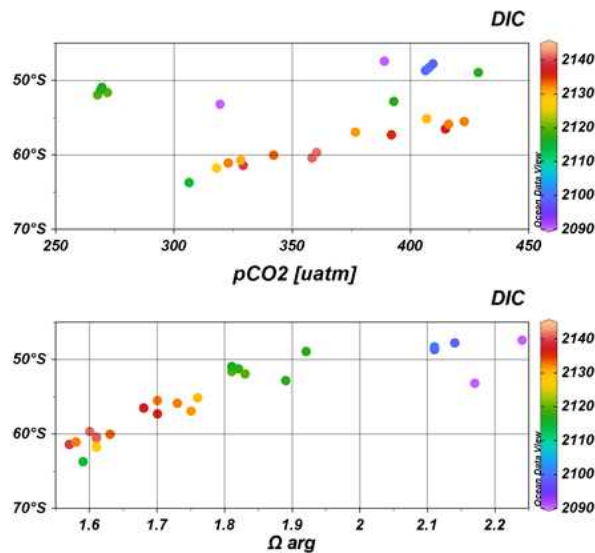


그림 23. 연구해역의 pCO_2 와 아라고나이트 포화도 분포양상. Color bar는 DIC를 나타냄.

2. 다중 선형 회귀분석(Multiple Linear Regression)을 활용한 단기간 인간기원 CO₂ 변동량 산정

최근 10년간의 인간기원 CO₂의 흡수량을 추정하기 위하여, 시료 분석이 완료된 로스해 자료를 활용하였다. 다중선형회귀분석(Multiple Linear Regression; MLR)을 수행하기 위해 DIC를 독립변수로 설정하고, 수온(T), 염분(S), 걸보기 산소소비량(AOU), Silicate(Si), Phosphate(P)를 종속변수로 설정하였다. 분석결과는 모든 자료가 확보된 3개의 섹션(A~C)에서 진행되었다(그림 13).

가. MRL을 활용한 2011년 로스해 DIC 예측식 도출

2011년 로스해 관측자료를 활용하여, DIC 예측식을 도출하기 위해 R/V Nathaniel B. Palmer를 활용한 현장조사 자료를 사용하였다(Expocode: 320620110219). 표층부터 수심 200m까지는 생물, 해빙 등의 외부적인 요인에 의한 변동이 크기 때문에, MLR 분석은 200m를 초과하는 수심의 자료만 활용하였다. MLR 분석을 통해 획득된 DIC 예측식(DIC_{Predicted})은 다음과 같으며, 상관계수(R)는 0.995, 표준오차는 $\pm 1.36 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 확인되었다(식 1 & 그림 24).

$$\text{DIC}_{\text{Predicted}} = 0.014 \times \text{AOU} - 3.42 \times \text{T} + 67.82 \times \text{S} + 0.08 \times \text{Si} + 39.60 \times \text{P} - 205.334 \quad (\text{식 1})$$

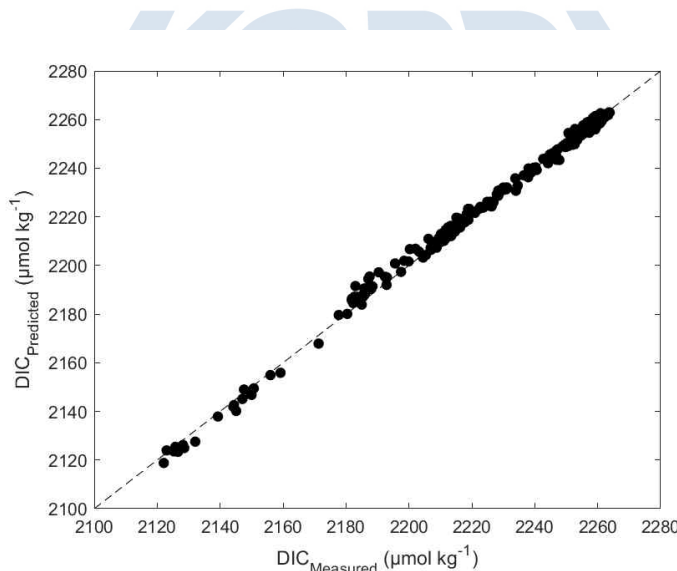


그림 24. 다중선형회귀분석을 통해 획득된 DIC(DIC_{Predicted})와 측정된 DIC(DIC_{Measured}) 비교.

나. DIC_{Predicted}를 활용한 10년간 인간기원 CO₂ 변동량 산정

본 연구에서 획득된 종속변수들을 식 1에 대입하여 2020년 DIC_{Predicted}를 계산하였다. 또한, 2011년과 2020년 사이의 인간기원 CO₂의 유입량(Residual)을 추정하기 위하여 측정된 DIC(DIC_{Measured})에서 DIC_{Predicted}의 차이를 계산하였다(식 2).

$$\text{Residual} = \text{DIC}_{\text{Measured}} - \text{DIC}_{\text{Predicted}} \quad (\text{식 2})$$

그 결과, 표층부터 수심 100m 이내에서는 오히려 인간기원 CO₂의 유입이 감소한 것으로 확인되었으며, 이러한 분포양상은 상부 수층에서 앞서 언급한 바와 같이 생물 영향, 해빙, 바람과 같은 영향으로 변동이 크기 때문으로 추정된다.

Section 별 인간기원 CO₂ 변동량을 살펴보면, Section A에서 증가한 인간기원 CO₂는 평균 $5 \pm 5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 추정되었다. 또한, 해당 정점에는 연안에서 멀어질수록 수층 인간기원 CO₂의 증가량이 큰 것으로 확인되었다. Section B의 경우, 인간기원 CO₂의 증가량은 평균 $8 \pm 4 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 추정되었으며, A와 같이 위치에 따른 분포의 차이를 보이지 않았다. Section C에서는 앞선 두 구역과 반대로, 모든 수심에서 음의 값을 보였다(그림 25). 이러한 분포 특성이 나타난 원인에 대해서는 추가적인 연구가 필요할 것으로 판단된다.

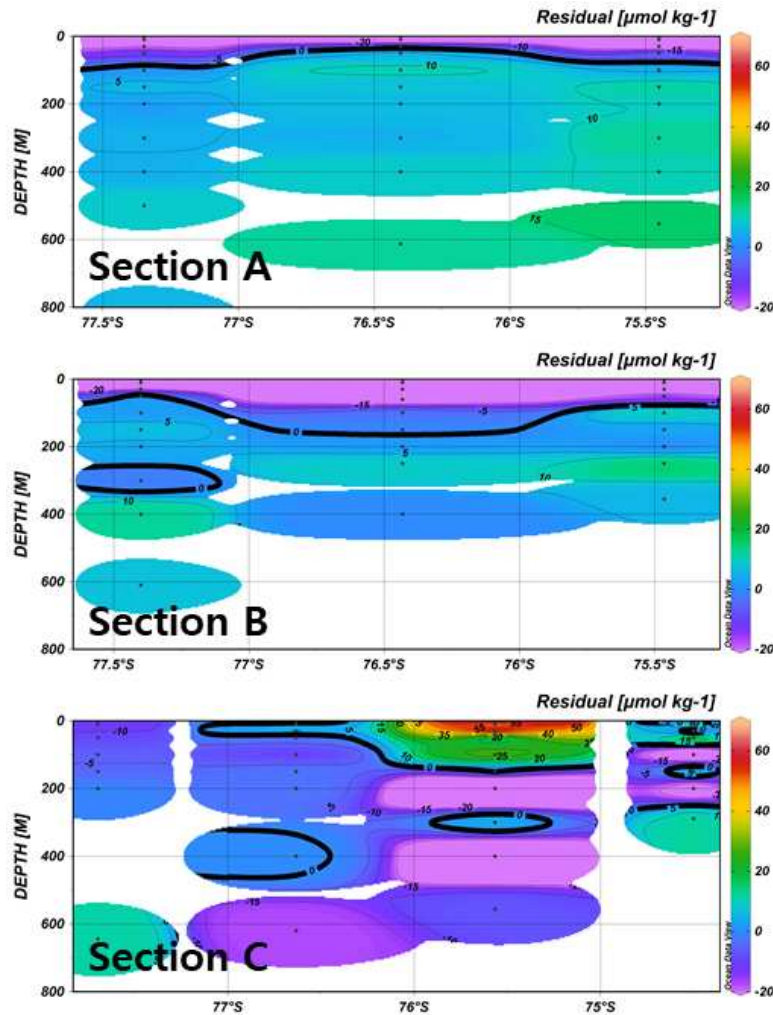


그림 25. 2011년부터 2020년까지 로스해 연구해역에서 증가한 인간기원 CO₂ 변동량 공간분포.

제 3절 이산화탄소 흡수력 변동 원인 진단

1. 기존 연구자료 및 참여 연구진의 관측자료와 비교 분석을 통한 이산화탄소 흡수력 변동 원인 진단

가. SOCCOM 자료를 활용한 로스해 단기 탄소 흡수력 변동원인 진단

제 1절의 연구 결과를 토대로 로스해의 단기 탄소 흡수력 변동원인을 진단하기 위해 SOCCOM 자료를 활용하였다(제 1절 중 ‘부이자료 활용가능성 진단 ‘ 참고). 로스해의 탄소 흡수력 변동원인 진단을 위해 최근까지 활동 중인 부이 중 가장 장기간 로스해에 있는 부이 1개를 선정하여, 연구를 수행하였다(SOCCOM float No. 5904858).

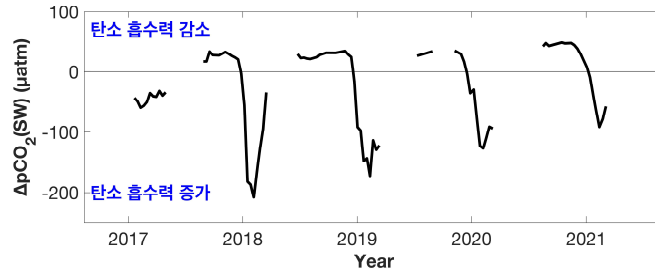


그림 26. 연구 기간의 표층 해양 $p\text{CO}_2$ 변동양상($\Delta p\text{CO}_2$). 2017년 1월을 기준값으로 하여, 상대적인 $p\text{CO}_2$ 의 변동을 추정함.

해양의 탄소 흡수력은 해양과 대기의 이산화탄소의 분압 차($\Delta p\text{CO}_2$)에 의해 결정된다. 현재 대기의 $p\text{CO}_2$ 는 인간활동 기원 CO_2 의 방출로 인해 지속적으로 증가하는 추세를 보인다. 대기의 $p\text{CO}_2$ 는 계절에 따라 변동되는 반면, 해양 $p\text{CO}_2$ 변동 범위와 비교하여 무시할 만한 수준이다. 따라서, 본 연구에서는 2017년 1월부터 2021년 3월의 표층 해양 $p\text{CO}_2$ 의 변동양상을 확인하였다(그림 26). 그 결과 해빙(海水)시기 해양의 $p\text{CO}_2$ 가 감소하는 경향을 보였으며, 결빙(結氷)시기 동안은 해양의 $p\text{CO}_2$ 가 증가하는 경향을 보였다(표 2). 특히, 2018년에 비해 2021년 $p\text{CO}_2$ 의 감소폭이 줄어들고 동시에 $p\text{CO}_2$ 증가폭이 커지는 경향은 로스해의 탄소 흡수력을 감소시키는 요인으로 작용하였을 것으로 예상된다.

표 2. 연구 기간의 표층해양 $p\text{CO}_2$ 의 평균 변동량(평균±표준편차)

(단위: μatm)

	12월-2월	6월-8월
2018	-98 ± 95	24 ± 3
2019	-81 ± 76	30 ± 5
2020	-64 ± 53	45 ± 4
2021	-24 ± 54	

나. 로스해 $p\text{CO}_2$ 변동원인 진단

표층해양의 $p\text{CO}_2$ 는 주로 총 알칼리도(TA)와 용존무기탄소(DIC)의 변동에 의해 결정된다. 본 연구에서는 2017년부터 2021년 동안 로스해 표층 $p\text{CO}_2$ 변동의 주요 요인인 TA와 DIC에 영향을 미치는 주요 환경요인을 규명하고자 하였다. 본 연구를 위해서 Williams et al. (2017) 에서 제시된 계산식을 적용하였으며⁹⁾, 모든 계산은 2017년 1월 관측값을 기준으로 상대적인 변화량이 계산되었다.

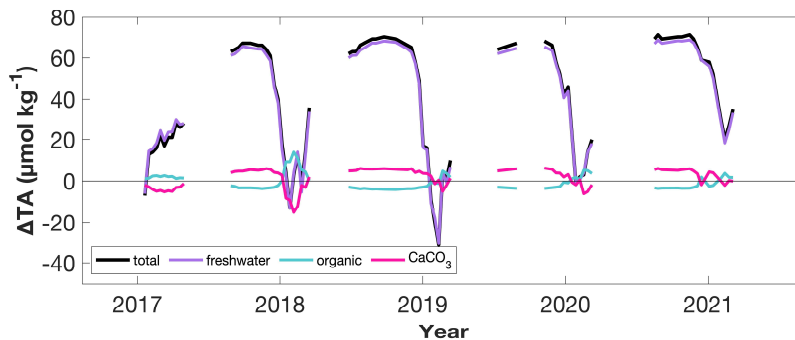


그림 27. 연구기간동안의 총알칼리도(TA) 변동양상(ΔTA). 2017년 1월을 기준값으로 하여, 상대적인 TA의 변동을 추정함.

9) Williams, N. L., et al. "Calculating surface ocean $p\text{CO}_2$ from biogeochemical Argo floats equipped with pH: An uncertainty analysis." *Global Biogeochemical Cycles* 31.3 (2017): 591-604.

연구해역의 표층 $p\text{CO}_2$ 의 변동요인(탄소 흡수력 감소)을 추정하기 위해 여러 환경 인자(담수, 광합성/호흡, 탄산칼슘, 대기-해양 CO_2 교환)가 TA와 DIC에 미치는 영향에 대해 추정하였다(그림 27 & 28). 그 결과, 총 TA의 변화양상이 담수에 의한 TA의 변화양상과 매우 유사한 것으로 확인되었다. 이러한 경향을 통해 해빙의 결빙과 해빙(海水)에 의해 로스해 TAC가 결정되는 것으로 판단하였다.

반면, DIC의 경우 해빙시기에는 담수에 의한 DIC의 변화가 총 DIC의 변화량과 상당히 일치하였지만, 해빙시기에는 다른 환경요인과 유사한 것으로 확인되었다. 특히 2018년 해빙시기에는 광합성/호흡에 의한 DIC 변화량과 총 DIC 변화량이 상당히 일치하는 것으로 보인다. 이러한 경향은 광합성량의 증가에 의한 것으로, 2018년 엽록소의 양이 다른 시기에 비해 상당히 높은 것을 확인하였다(그림 28).

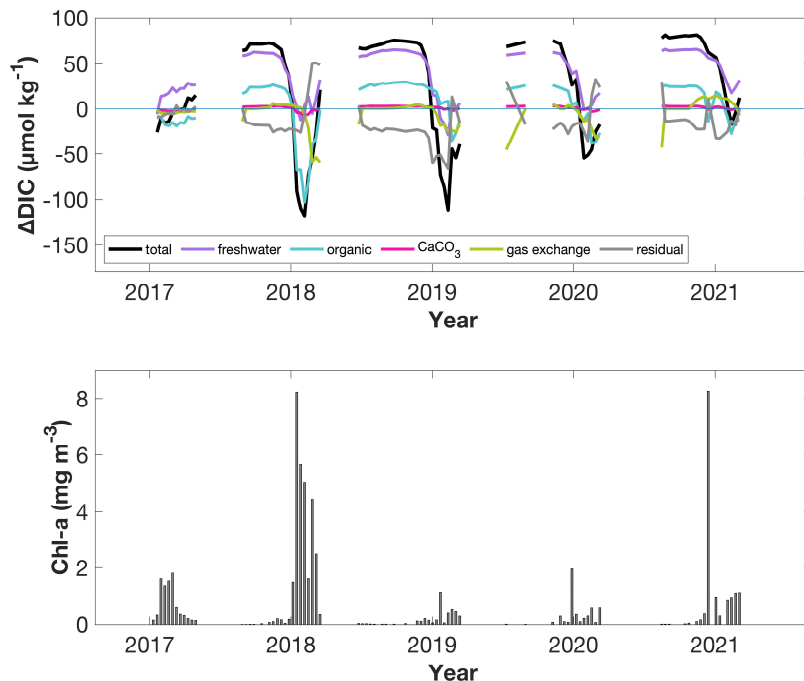


그림 28. (상) 연구기간의 용존무기탄소(DIC) 변동양상(ΔDIC). 2017년 1월을 기준 값으로 하여, 상대적인 DIC의 변동을 추정함. (하) 연구기간의 엽록소 농도.

위 내용을 종합하여볼 때, 연구해역의 TA는 주로 담수에 의해 조절되며, DIC의 경우 담수와 생물활동에 의해 조절된다고 판단하였다. 이러한 환경요인들은 기후변화에 의한 해빙의 변화, 해양환경의 변화와 밀접한 관련이 있다. 따라서, 로스해 해빙의 변화와 해양환경 변화에 대해 지속적인 모니터링이 필요한 것으로 보인다.

2. 관측자료를 활용한 연구지역의 탄소수지(경계면 간 교환량) 산정

2020년 수행된 TA, DIC 현장관측 자료를 활용하여, CO2SYS 프로그램을 사용해 연구해역의 $p\text{CO}_2$ 를 추정하였다. 추정된 $p\text{CO}_2$ 는 연구해역의 대기-해양 탄소교환량 추정에 활용되었으며, 추가로 아라온 DADIS 자료 중 수온, 염분, 풍속자료가 활용되었다. 또한 NOAA에서 제공되는 Global CO_2 data를 활용하여, 연구 기간의 대기 CO_2 농도를 사용하였다.

가. TA와 DIC 현장관측자료를 활용한 표층 $p\text{CO}_2$ 분포 확인

남극해의 태평양 섹터에서의 표층 $p\text{CO}_2$ 의 분포를 추정하였다(그림 29). 연구해역에서 표층 $p\text{CO}_2$ 의 범위는 151~469 μatm 으로 확인되었으며, 가장 낮은 값은 로스해에서 확인되었다. 로스해에서 낮은 표층 $p\text{CO}_2$ 를 보이는 이유는 관측 정점들이 폴리아에 있기 때문으로 판단된다(제 2절 참고). 추가로, 뉴질랜드 남부에서 로스해 북부까지 이동 경로를 따라 $p\text{CO}_2$ 의 증감이 뚜렷하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 이러한 경향은 남극 순환류에 의한 것으로, 각 전선에 따라 해수의 용승, 침강에 의한 것으로 추정된다.

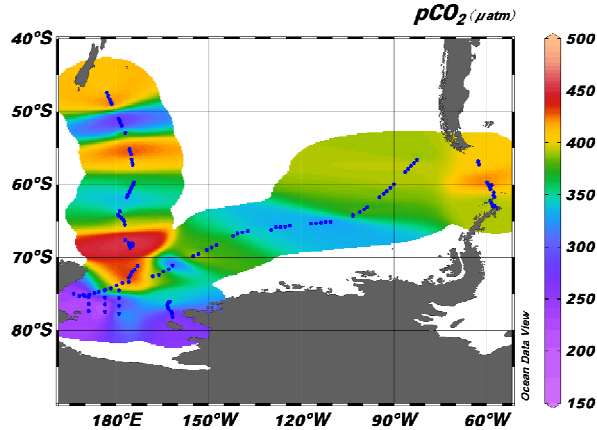


그림 29. 연구해역의 표층 $p\text{CO}_2$ 분포.

나. 표층 $p\text{CO}_2$ 자료를 활용한 대기-해양 탄소 교환량 추정

앞서 추정된 표층 $p\text{CO}_2$ 자료를 활용하여 연구해역의 대기-해양 CO_2 교환량을 추정하였다(그림 30). 그 결과, 연구해역의 12월 대기-해양 $p\text{CO}_2$ 교환량은 $-177\sim 33 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 가지며, 평균 $-11\pm 25 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로, 대기의 CO_2 를 흡수하는 해역으로 확인되었다. 특히 강한 대기-해양 CO_2 흡수를 보인 로스해에서는 평균 $-30\pm 35 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 흡수율을 보였다¹⁰⁾. 이러한 흡수율은 선행연구에서 제시된 1월~3월 대기-해양 평균 CO_2 흡수율인 $-4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 에 비해 최대 7배 높은 값이다. 하지만, 동일한 연구에서 제시된 최댓값($-132 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)에 비해서는 낮은 값을 보였다. 로스해에서 낮은 $p\text{CO}_2$ 의 원인은 주로 담수에 의한 희석과 생물 활동에 의한 것으로, 향후 기후변화에 의한 이들의 변화양상을 예측하기 위해서는 지속적인 현장 모니터링이 요구된다.

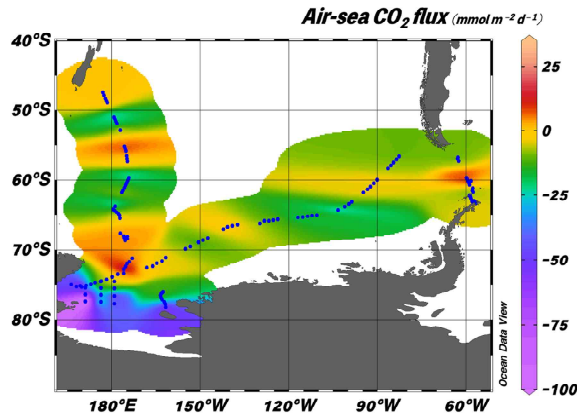


그림 30. 연구해역의 해양-대기 CO_2 플럭스 분포.

10) DeJong, Hans B., and Robert B. Dunbar. "Air-sea CO_2 exchange in the Ross Sea, Antarctica." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122.10 (2017): 8167-8181.

제 4장 연구개발목표 달성도

구분	연구개발 목표	달성도 (%)	연구수행방법 (이론적·실험적 접근방법)	구체적인 내용
2020년	남극해 표층 이산화탄소 농도 시공간 변화 이해	100	표층 $p\text{CO}_2$ 농도 분포 및 시공간분포와 변화량 파악	<ul style="list-style-type: none"> - 표층 $p\text{CO}_2$ 농도 분포 및 시간에 따른 변화량 파악 - 부이자료(SOCCOM) 활용가능성 진단
	기존 관측자료를 활용한 수층 이산화탄소 분포 상태 이해		수층 DIC 분포 양상 비교 및 해수 침강 파악	<ul style="list-style-type: none"> - 로스해-아문젠 해 수층 DIC 분포 양상 비교 - CFC-12를 활용한 로스해-아문젠 해 해수 침강 확인
2021년	아래온 현장관측조사를 통해 로스해 북부의 해양 이산화탄소 관측자료 획득	90	해양 무기탄소 인자 측정 (로스해: 100%, 남극반도: 70%, Underway: 20%) 및 공간분포도 작성	<ul style="list-style-type: none"> - VINDTA 3C를 사용한 해수 총알칼리도, 총용존무기탄소 측정 - m-cresol purple 지시약을 사용한 분광학적 해수 pH 측정 - 해수 표준물질을 사용한 분석결과와의 정도관리 - 표층 $p\text{CO}_2$와 아라고나이트 포화도 산출
	로스해 북부의 기존 관측자료와 신규 관측자료 비교를 통해 이산화탄소 흡수 변동 진단		다중선형회귀분석 (Multiple Linear Regression)을 활용한 단기간 인간기원 CO_2 변동량 산정	<ul style="list-style-type: none"> - 다중선형회귀분석을 활용한 2011년 로스해 DIC 예측식 도출 - 예측된 DIC를 활용한 10년간 인간기원 CO_2 변동량 산정
2022년	기존 연구자료 및 참여 연구진의 관측자료와 비교 분석을 통한 이산화탄소 흡수력 변동 원인 진단	100	SOCCOM 자료를 활용한 CO_2 변동원인 진단	<ul style="list-style-type: none"> - 남극 내해 연안, 남극 외해, SOCCOM 등의 기존 내/외부 자료와 본 과제에서 확보한 자료 비교/분석 - 극지역 물리(해빙), 생지화학적 환경변화가 해수 이산화탄소 시스템에 미친 영향 진단
	연구지역의 탄소수지(경계면 간 교환량) 산정에 기여		현장 관측자료를 활용한 표층 $p\text{CO}_2$ 분포 및 해양-대기 탄소 교환량 산정	<ul style="list-style-type: none"> - TA와 DIC 현장관측자료를 활용한 표층 $p\text{CO}_2$ 분포 확인 - 표층 $p\text{CO}_2$ 자료를 활용한 대기-해양 탄소 교환량 추정

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

본 과제의 연구결과는 기후변화와 극지 환경변화에 의한 남극 해양 탄소 흡수량 변동 모형 개발의 기초자료로 활용 가능하며, 연구 결과를 바탕으로 모형 결과의 신뢰성을 향상하는 데 기여할 수 있다. 또한 타 연구팀의 연구 결과(생물학적 탄소 흡수량, 용해도 펌프 등) 도출을 위한 유기적인 관계 형성에 기여할 것으로 예상되며, 국제사회의 공동 목표인 지속가능한 발전 목표(SDGs)의 달성을 위한 기초자료로 활용이 가능하다.

본 연구결과를 활용한 학술적 활동을 통해, 극지 연구의 중요성을 알리고, 기후변화의 심각성을 환기할 수 있는 계기 제공이 가능하며, 선제적인 기후/환경변화의 대응전략 확보는 관련 비용의 감소 효과를 가져올 것으로 판단된다.

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

공개된 논문을 제외한 비공개 수집자료는 없음.



제 7 장 참고문헌

Brown, M. S., Munro, D. R., Feehan, C. J., Sweeney, C., Ducklow, H. W., & Schofield, O. M. (2019). Enhanced oceanic CO₂ uptake along the rapidly changing West Antarctic Peninsula. *Nature Climate Change*, 9(9), 678–683.

Cai, W. J., Chen, L., Chen, B., Gao, Z., Lee, S. H., Chen, J., ... & Zhang, H. (2010). Decrease in the CO₂ uptake capacity in an ice-free Arctic Ocean basin. *Science*, 329(5991), 556–559.

Caldeira, K., & Wickett, M. E. (2003). Oceanography: Anthropogenic Carbon and Ocean pH *Nature*. 425.

Cook, A. J., Holland, P. R., Meredith, M. P., Murray, T., Luckman, A., & Vaughan, D. G. (2016). Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. *Science*, 353(6296), 283–286.

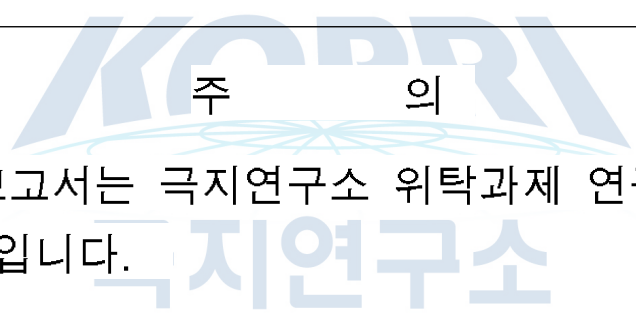
DeJong, H. B., & Dunbar, R. B. (2017). Air-sea CO₂ exchange in the Ross Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(10), 8167–8181.

Khatiwala, S., Primeau, F., & Hall, T. (2009). Reconstruction of the history of anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. *Nature*, 462(7271), 346–349.

Orr, J. C., Fabry, V. J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S. C., Feely, R. A., ... & Yool, A. (2005). Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437(7059), 681–686.

Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., ... & Rios, A. F. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *science*, 305(5682), 367–371.

Williams, N. L., Juranek, L. W., Feely, R. A., Johnson, K. S., Sarmiento, J. L., Talley, L. D., ... & Takeshita, Y. (2017). Calculating surface ocean pCO₂ from biogeochemical Argo floats equipped with pH: An uncertainty analysis. *Global Biogeochemical Cycles*, 31(3), 591–604.



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.