

BSPE99602-11854-1 인도양 쌍극진동 변동에 따른 인도양 순환 및 내부 물질순환 변동 이해 한국해양과학기술원

BSPE99602-11854-1

인도양 쌍극진동 변동에 따른
인도양 순환 및 내부 물질순환
변동 이해

Sudies on the Variabilities of
circulation, internal material cycles in
relation to Indian Ocean Dipole
variation

2019. 2

한국해양과학기술원

제 출 문

한국해양과학기술원장 귀하

본 보고서를 "인도양 쌍극진동 변동에 따른 인도양 순환 및 내부 물질 순환 변동 이해"
과제의 최종보고서로 제출합니다.

2019. 2.

총괄연구책임자 : 노태근

참 여 연 구 원 : 김석현, 강동진, 강현우,
장찬주, 최상화, 강정훈,
손영백, 김인태, 서옥희,
이현미, 백 훈, 김예슬,
김찬영, 김민주, 조소설,
구분화, 박소예나

보고서 초록

과제 고유 번호	PE99602	해당단계 연구기간	2017.1.1.~ 2018.12.31	단계 구분	
연구사업명	중사업명				
	세부사업명	인도양 쌍극진동 변동에 따른 인도양 내부 물질순환 변동이해			
연구과제명	대과제명				
	세부과제명				
연구책임자	노태근	해당단계 참여연구원수	총 : 33 명 내부: 16 명 외부: 17 명	해당단계 연구비	정부: 252,000 천원 기업: 천원 계: 천원
		총연구기간 참여연구원수	총 : 33 명 내부: 16 명 외부: 17 명	총 연구비	정부: 532,000 천원 기업: 천원 계: 천원
연구기관명 및 소속부서명	한국해양과학기술원 해양기기개발·운영센터		참여기업명		
국제공동연구					
위탁연구					
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	202
<input type="checkbox"/> 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 상호작용 분석 및 이해 <input type="checkbox"/> 인도양 내부 수층의 물리적 구조특성 관측 <input type="checkbox"/> 인도양에 있는 Argo 부이 자료와 RAMA 부위 자료 분석 <input type="checkbox"/> 위성 관측자료 분석을 통한 표층순환 이해 <input type="checkbox"/> 해양순환 모형 또는 기후모형 결과 자료분석 <input type="checkbox"/> 인도양 쌍극진동 변동에 따른 수층 내 생지화학 인자 분포특성 및 물질순환 변동이해 <input type="checkbox"/> 수층 내 생지화학 인자 (용존 영양염, 용존 유색 유기물 등) 분포특성 <input type="checkbox"/> 수층 내 용존산소 최소층 공간분포와 물질 순환특성이해 <input type="checkbox"/> 이사부호 인도양 운항 기간 표층 해양과 대기의 이산화탄소 분압측정 <input type="checkbox"/> 수층 내 이산화탄소계 인자(용존무기탄소, 알카리니티) 측정을 통한 인류기원 탄소흡수 정량화 <input type="checkbox"/> 수층 내 TEIs 분포특성 및 해양내부 물질순환 상관성 이해 <input type="checkbox"/> 인도양 쌍극진동 변동에 따른 생태계 반응연구 <input type="checkbox"/> 위성자료(SeaWiFS, MODIS 등)를 이용한 일차생산력 변동 이해 <input type="checkbox"/> 동물플랑크톤 생체량 및 군집구조 이해					
색인어 (각 5개 이상)	한 글	기후변화, 인도양 쌍극진동, TEIs, IIOE-2, GEOTRACES			
	영 어	climate change, Indian Ocean Dipole, TEIs, IIOE-2, GEOTRACES			

요약문

I. 제 목

인도양 쌍극진동 변동에 따른 인도양 순환 및 내부 물질 순환 변동 이해

II. 연구개발의 목적 및 필요성

1. 연구개발의 목적

본 연구는 인도양 쌍극진동에 따른 인도양 내부 수층의 물리적 구조특성, 생지화학 특성, 식물플랑크톤 및 동물플랑크톤 등 생태환경의 분포특성을 관측하고 위성자료와 해양순환 모형 또는 기후모형 결과의 자료 분석을 통하여 인도양 쌍극진동에 따른 인도양 내부 물질순환 이해와 전 지구적 기후변화와의 연관성 이해를 목적으로 함

2. 연구개발의 필요성

전 지구적인 온난화로 해양심층수 순환의 속도가 변하고 있고 이에 따라 지구온난화의 주요 요인인 대기 중 이산화탄소가 해양의 내부의 물리·화학적 과정에 따라 어떻게 반응하는지에 대한 전 지구적인 관점에서 이해가 필요함. 인도양은 북대서양에서 기인한 심층수 순환과 남극환류 시스템에서 기인한 중층수 및 심층수 순환이 도달하는 인도양 서측 해역에서 물리적인 순환의 변동에 따른 생지화학적 변동을 관측하기에 적절한 해역임. 특히 인도양 쌍극진동의 장기변동과 표층 물질순환 변동을 이해하는 것은 기후변화에 따라 인도양이 대기 중 이산화탄소의 해양흡수에 미치는 영향을 관측하는 것이 중요함

인도양은 Somali, Monsoon, South equatorial, Antarctic Circumpolar 해류등의 다양한 수괴의 영향을 받고 있으며 동인도양은 서태평양과 인접해 있고 Indonesian Through Flow(ITF)를 통해 서태평양과 밀접한 상관성을 가지고 있어 한반도 기후변화에 밀접한 관계를 맺고 있어 인도양에 대한 이해가 필수적이나 다른 대양에 비교해 상대적으로 이해가 부족한 해역임

III. 연구개발의 내용 및 범위

1. 연구 기간

2017년 1월 1일 ~ 2018년 12월 31일

2. 연구개발의 내용 및 범위

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 상호작용 분석 및 이해
 - 동경 67도 경도를 따라 북위 5도에서 남위 16도까지 1도 간격으로 종단관측 (2017년), 동경 60도 경도를 따라 남위 13도에서 남위 3도와 동경 67도 경도를 따라 남위 3도에서 남위 25도까지 위도를 따라 1도 간격으로 횡단관측 (2018년)에서 인도양 내부 수층의 물리적 구조특성 관측
 - 인도양에 있는 Argo 부이 자료와 RAMA 부위 자료 분석
 - 위성 관측자료 분석을 통한 표층순환 이해
 - 해양순환 모형 또는 기후모형 결과 자료분석
- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 수층 내 생지화학 인자 분포특성 및 물질순환 변동이해
 - 수층 내 생지화학 인자 (용존 영양염, 용존 유색 유기물 등) 분포특성
 - 수층 내 용존산소 최소층 공간분포와 물질 순환특성이해
- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동 이해
 - 이사부호 인도양 운항 기간 표층 해양과 대기의 이산화탄소 분압측정
 - 수층 내 이산화탄소계 인자(용존무기탄소, 알카리니티) 측정을 통한 인류기원 탄소흡수 정량화
- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양내부 물질순환 추적자 연구
 - 수층 내 용존유기탄소 14C 분포특성 이해와 해양내부 순환 연구
 - 수층 내 TEIs 분포특성 및 해양내부 물질순환 상관성 이해

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 생태계 반응연구
 - 위성자료(SeaWiFS, MODIS 등)를 이용한 일차생산력 변동 이해
 - 동물플랑크톤 생체량 및 군집구조 이해

IV. 연구개발결과

□ 해양-대기 상호작용 분석 및 이해

해양-대기 상호분석작용 이해를 위해 2017년 7월과 2018년 4월에 이사부호를 이용하여 동경 67도를 따라서 북위 5도 ~ 남위 16도, 동경 60도를 따라 남위 13도 ~ 3도까지 이동 관측하고 다시 동경 67도를 따라서 3도~25도를 1도 간격으로 관측함. 수온은 깊이에 따라 2~30℃ 정도에 분포하며 염분은 33.8~35.7 사이에 분포하며, 수온이 낮고 용존산소가 높은 남인도양 중층수(SICW)가 남위 25도로 갈수록 더욱 뚜렷하게 나타남. 이사부호에 탑재된 ADCP(38KHz)를 이용하여 관측한 해류의 특성을 관측함. 이사부호에 탑재된 기상 관측 센서를 이용하여 기온, 기압, 풍향/풍속, 상대습도, 단파복사량 그리고 장파복사량 등을 관측함.

RAMA (Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction) buoy 유지보수를 통해서 장기시계열 자료 확보에 이바지했으며, 2015년 11월부터 2018년 10월까지 3년 동안 비교적 관측 자료가 양호한 RAMA Buoy 자료를 남위 4도와 8도 위주로 비교 분석함. 4S, 57E에서는 반년 주기의 변동이 뚜렷하게 나타나는데 이와 같은 변동성은 수온약층의 깊이 변화에서도 매우 뚜렷하게 나타나 단순히 태양복사에너지의 변화뿐만 아니라 바람에 의한 혼합효과도 크게 작용하는 것으로 판단됨. 이와 같은 변화는 67E에서도 유지되며, 동쪽으로 갈수록 점차 사라짐.

인도양에도 많은 Argo 부이가 떠다니고 있으며, 공간적으로 20°E~120°E와 30°S~30°N 범위, 시간상으로는 2001년 1월 이후의 자료를 매월 갱신 수집하고 있다. 특히 열대 인도양에 투하된 Argo 부이 중 최근까지 운영되었던 BGC-Argo 부이는 3개가 있었으며 향후 이사부호 현장관측 및 모형관측자료와의 상호보완자료 활용예정.

위성자료 중 해표면 수온은 열대 인도양은 1월에서 5월로 갈수록 28℃ 이상의 고수온 해역이 점점 북쪽으로 이동하며, 남반구의 저수온 해역도 소말리아 해안을 따라 6월부터 8월까지 확장하다가 11월까지 점차 축소되는 계절 변동성을 보임.

인도양 쌍극 진동 모드 (Indian Ocean Dipole mode) 지수는 1994년과 1997년에 강한 양의 모드가 발생하였으며, 이후에는 그 세기가 다소 약화하여 나타나고 있다. 음의 모드는 1992, 1996, 1998, 2010, 2016년에 비교적 뚜렷하게 나타남.

모형자료는 NRL-HYCOM 재분석 자료를 수집 분석하였으며, 기후모형 (CMIP5) 자료를 분석하여 기후 및 기후변화 과정을 이해하는데 적절한지를 검토한 결과 북인도양 해양상층의 MLD 불확실성이 크게 나타남.

□ 수층내 생지화학 인자 분포특성 및 물질순환 변동 이해

표층 해양에서 식물플랑크톤의 성장을 제한하는 요소로 작용하는 용존 영양염을 현장에서 분석하였으며 2017년 7월의 결과에 따르면 인산염, 질산염 + 아질산염 및 규산염은 표층에서 고갈되고 깊이에 따라 증가하는 전형적인 분포 특성을 보임. 특히 500m보다 깊은 수심에서는 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 농도가 점차 낮아지는 경향이 나타남. 2018년 4월에는 인산염, 질산염+아질산염, 규산염의 연직 분포특성은 2017년 7월과 같은 경향을 보임.

용존 영양염의 N:P비 값은 용존 영양염의 생성과 제거가 생물학적인 과정에 의해서 일어나면 Redfield 비 값인 16:1의 값을 가지는데 측정값이 이러한 경향에 벗어나면 생물학적인 과정 이외의 다른 과정 (탈질과정, 대기를 통한 유입, 질소고정)에 의한 영향이 있음을 알 수 있음. 2017년 7월과 2018년 4월에 관측된 용존 영양염 중 N:P비값은 대부분 16:1의 경향이 나타났으나 표층과 심층에서 이러한 경향에서 벗어남.

유색 용존유기물의 분포특성을 이해하기 위해 시료를 채취하여 현장에서 450 oC에서 4시간 태운 GF/F 여과지로 여과 후 형광분광광도계로 선상에서 분석하여 PARAFAC모델을 적용하여 유색용존 유기물을 분리함. 분석결과 Humic-like의 특성을 가지는 2종(C1,C2)과 Protein-like의 특성을 가지는 1종(C3)으로 분리됨. C1과 C2는 표층에서 낮은 농도를 보이고 수심에 따라 증가하는 경향을 보였으며 겔보기산소소모량(AOU) 및 영양염과 양의 상관관계를 보임.

수층내 용존산소 최소층 공간분포와 물질순환 특성을 이해하기 위해 용존산소 센서에서 측정되는 값을 Winkler 적정법을 이용하여 용존산소를 측정하여 값으로

보정 계수를 구해서 보정함. 2017년 동경 67도 관측선의 용존산소 분포는 수심 약 150m와 약 750m에 두 개의 최소층이 존재하며 그 사이에 용존산소 최대층이 존재한다. 수심 약 150m에 있는 Shallow Oxygen Minimum (SOM)은 남쪽으로 가면서 점차 사라지고 수심 약 750m의 Deep Oxygen Minimum (DOM)은 남쪽으로 가면서 그 농도가 약 30 μM에서 90 μM까지 증가하며 그 깊이도 점차 깊어진다. 반면 북반구의 수심 약 300m에서 발달한 용존산소 최대층은 남반구에서는 다른 양상으로 보이고 남쪽으로 가면서 다시 발달하여 남위 16도인 정점 24에서는 완전히 다른 형태의 용존산소 최대층이 수심 약 1000m에서 나타남. 2018년은 용존산소의 분포는 수심 약 1000m 근방에 최소층이 존재하며 약 500m 근처에 용존산소 최대층이 존재하였음. 용존산소 최소층은 북쪽에서 가장 세력이 크며, 용존산소 최대층은 남쪽으로 가면서 그 세력이 커짐. 수심 약 3000m보다 깊은 수심에서의 용존산소는 모든 위도에서 비슷한 값을 보임.

□ 해양-대기 이산화탄소플럭스 변동 이해

Underway pCO₂ system을 이용하여 항적에 따라 대기와 표층해양의 이산화탄소 분압을 측정하여 플럭스를 구하였음. 2017년 7월 전 관측 기간 대기의 이산화탄소는 약 400 μatm으로 일정한 값을 보였음. 표층 해수는 동경 67도 관측선에서 모리셔스에 이르는 구간은 표층 해수의 이산화탄소가 대기 비해 약 20 μatm 정도 작은 값을 보임. 동경 약 58.5도 부근에 강한 염분 전선이 존재하고 이를 지나면서 표층 해수의 이산화탄소도 약 10 μatm 정도 감소함. 2018년 4월 전 관측 기간 동안 대기의 이산화탄소 분압은 2017년 7월 값과 같았으며, 표층 해수의 이산화탄소는 전반적으로 북쪽으로 가면서 점차 증가하였음. 동경 60도에서는 남위 19~남위 17도, 남위 10도와 남위 8도 근방을 제외하고는 대부분 표층 해수의 이산화탄소가 대기보다 높은 값을 보이지만, 동경 67도에서는 남위 7도 이상의 북쪽에서만 해수의 이산화탄소가 대기보다 높은 값을 보였음.

수층 내 이산화탄소계 인자 연직분포 특성을 이해하기 위해서 시료 채취하여 현장에서 VINDTA 3C를 이용하여 용존 무기탄소와 알카리니티를 동시에 분석하였음. 용존무기탄소는 2017년 표층에서 1947~2020 μmol/kg의 범위를 보였으며, 심층에서 2280~2320 μmol/kg의 범위를 보였다. 전반적인 용존무기탄소 농도는 관측을 시작한 북위 5도부터 남위 3도까지 점차 증가하였으며, 이후 남쪽으로 다

시 농도가 감소하는 형태를 보임. 총 알칼리도는 표층에서 2264~2337 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2391~2414 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보임. 총 알칼리도는 용존무기탄소에 비해 적은 범위의 변화를 나타냄. 2018년에는 용존무기탄소는 표층에서 1909~1997 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2199~2332 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보임. 전반적인 용존무기탄소 농도는 동경 60도와 67도에서 공통적으로 관측선의 북쪽에서 남쪽보다 높은 값을 보였음. 총 알칼리도는 표층에서 2208~2314 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2300~2406 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였음.

Cant는 표층에서 20~100 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며 평균적으로 60 $\mu\text{mol/kg}$ 이었다. 1000 m에서는 0~15 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였는데 동경 60도에서 상대적으로 많은 Cant가 심층에 분포하는 것으로 나타났으며 동경 67도에서는 수심 1000m 이심에서는 Cant가 거의 나타나지 않아 평균 2.4 $\mu\text{mol/kg}$ 이었고 바닥층까지 유사한 범위를 보였음.

□ 해양내부 물질순환 추적자 연구

방사성 용존 유기탄소 중의 14C를 분석하기 위해서 시료를 채취하여 국내(서울대)에서 전처리한 후 해외에서 분석하기 위해 의뢰를 한 상태에서 본 보고서에는 다루지 못함.

미량원소는 생물생산에 꼭 필요한 필수 극미량 영양염으로 작용하며 기후변화, 생태계 변화, 환경오염과 직접 관련됨. 시료 채취를 위해서 청정 해수채취 장비를 이용했으며, 분취는 청정컨테이너 내부에서 이루어졌고 부산 청사 1 연구동 청정 실험실에서 전처리 및 분석을 수행함. 자료검정을 위해서 GEOTRACES 연구진(2009년, 일본)에서 관측을 수행한 정점에서 시료를 채취하여 분석하여 비교한 결과 Fe 농도가 다소 높게 분석된 것을 제외하고 나머지 원소들의 분석값은 서로 잘 일치하였음. 용존 미량원소의 농도는 심층에서 동경 60도에 비해 동경 67도 transect에서 조금 더 높은 농도를 보이며 일부 미량원소의 경우 해저를 통한 유입으로 인해 심층에서 다소 높게 나타났음.

해양표층에서 만들어진 유기물이 심층으로 이동하는 것을 추정하기 위해서 수층에서 ^{234}Th 을 선상에서 직접 시료를 전처리 후 측정함. 2017년 7월 7개 정점에서 ^{234}Th 측정 결과 용존상 ^{234}Th 은 표층 60-70미터 깊이에서 강한 결핍

(deficiency)를 보이고 다시 재결정화(re-mineralization) 때문에 약 100미터 이하 깊이에서는 어미핵종인 U과 거의 평형에 이르는 농도를 보임. 입자상 ^{234}Th 의 경우 용존 상보다 10배 이상 낮은 농도로 나타남. ^{234}Th 의 결핍이 가장 크게 일어나는 깊이는 60~70미터 깊이로 남북을 따라 7개 정점에서 거의 일치하며 이는 subsurface chlorophyll maximum(SCM)의 깊이와 일치하였음.

2018년 4월 8개 정점에서 ^{234}Th 측정결과 용존상 ^{234}Th deficiency가 최대로 나타나는 깊이는 정점에 따라 다르게 나타나며 동경 67도선의 남위 5도에서는 약 40m에서 나타났지만, 위도에 따라 그 깊이 (^{234}Th 최대 결핍)가 점점 깊어지다가 남의 20도에서는 약 100미터 아래에서 나타남. 이것은 동경 67도선을 따라 남쪽으로 가면서 SCM의 깊이가 40미터에서 약 120미터 까지 점점 깊어지는 양상과 일치함. 또한, 한 정점(60°E 5°S)에서는 매우 이례적으로 낮은 용존 ^{234}Th 농도가 관측되었는데 이 정점에서는 입자상 ^{234}Th 역시 가장 낮았음. 이는 Seychelles-Chagos Thermocline Ridge (SCTR) 지역에서부터 기인한 상당한 양의 lithogenic particle의 유입으로 인한 ^{234}Th 제거에 의한 것으로 사료됨.

^{210}Po 은 역시 U계열의 자연 방사성 동위원소로, 약 138일의 반감기를 가지며. 해양에서 대기로부터 방출된 기체상의 어미핵종인 ^{222}Rn 으로부터 생성된 ^{210}Po 과 그 어미핵종인 ^{210}Pb 의 주요 기원은 대기임. Po는 Th과 유사하게 입자와의 흡착성이 매우 강하여 역시 입자상 물질의 침강 추적자로 쓰이기도 함. 3개 정점에서 각각 9-10개의 수층에서 시료를 채취하여 ^{210}Po 측정 중에 있으며 ^{210}Pb 는 6개월 정도 ingrowth 후 측정하며 회수를 보정후 과잉 $^{210}\text{Po}_{\text{ex}}$ 을 계산 함.

□ 생태계 반응연구

19년간 위성자료를 활용한 클로로필의 장기 변화는 중앙 인도양에서 낮아지고 육상 인접 해역에서 증가하는 경향이 나타났으며, 계절적으로는 4월과 5월에 최저값을 보였고, 8월과 9월에 최고값이 나타남. EOF 분석결과 EOF mode 1은 Dipole Mode Index(DMI)와 상관관계보다는 ENSO 변화와 상관관계가 높으며, 공간적으로는 동인도양을 제외하고 ENSO에 의한 영향으로 클로로필 농도는 감소 경향을 보임. EOF mode 2는 ENSO 영향보다는 DMI와 높은 상관관계를 나타내고, 공간적 변화는 인도양 쌍극진동에 의해 동인도양과 서인도양에서 뚜렷한 변화가 나타남. 위성 자료를 활용한 일차생산 변동 이해를 위해서 현장에서 측정한

일차생산 자료와 비교하여 최적의 알고리즘을 찾을 예정이다.

2017년 7월에 출현한 동물플랑크톤 총 개체수는 북위 5도에서 적도까지 890 ~ 2,296 inds./m³ (평균 1,641 inds./m³)였고, 남위 1도에서 남위 16도까지는 북반구보다 1.7배 낮은 487~1,858 inds./m³ (평균 942 inds./m³)였다. 모든 정점에서 최우점한 분류군은 요각류 (성체와 미성숙체)였다. 북위 5도-적도에서는 요각류 (63%), 야광충 (10%), 모약류 (7%) 순으로 우점했으며, 남위 1도-16도 범위에서는 요각류 (45%), 야광충 (25%), 그리고 유공충류 (14%) 순으로 우점하였다. 표층혼합층에서 가장 높은 생체량은 남위 7도(40.3 mg/m³)와 북위 3도(38.8 mg/m³)에서 관찰되었고, 용승지역과 일치하였고, 동물플랑크톤의 탄소:질소(C:N) 비는 1.7~10.6 (평균 3.6)를 나타냈다. 남위 9도에서 탄소:질소 비가 가장 높게 나타났으며, 이는 유형류와 십각류의 출현비율이 다른 정점에 비해 월등히 높았던 (유형류: 전체평균보다 6.5배, 십각류: 2.4배) 것과 관련된 것으로 판단되었다.

2018년 4월에 0~1,000 m에서 출현한 동물플랑크톤 총 개체수는 9~1,318 inds./m³ (평균 297 inds./m³)였고, SCTR 지역 내 위치한 정점 6 (동경 60도, 남위 8도)의 표층 혼합층에서 가장 높았다 (11,318 inds./m³). 모든 정점의 표층 혼합층에서 출현한 개체수가 다른 수층에 비해 평균 7배 높았다. 모든 정점에서 최우점한 분류군은 요각류 (성체와 미성숙체)였다 (평균 77%). 전반적으로 동물플랑크톤의 생체량은 엽록소 농도와 관련 있었고, 개체수와 엽록소와의 관련성은 동경 67도에서 높았다. 정점 23 (동경 67도, 남위 9도)의 40~80m에서 채집된 동물플랑크톤 생물량(건중량과 침전량)이 모든 정점 중 가장 높았고 (건중량: 17.7mg/m³, 침전량: 1.2 mL/m³), 전반적으로 표층 혼합층에서의 건중량이 다른 수층보다 약 3배 높았다. 모든 정점의 수층(0~1,000m)에서의 동물플랑크톤 탄소량은 0.05~11.67 mg/m³ (평균: 1.29 mg/m³)의 범위를 나타냈고, 질소량은 0.02~1.94 mg/m³ (평균: 0.27 mg/m³)의 범위였다. 정점 12(동경 60도, 남위 6도)의 표층혼합층(0~40 m)에서 탄소량 (11.7 mg/m³)과 질소량 (1.9 mg/m³)이 가장 높았음.

S U M M A R Y

I. Title

Studies on the Variabilities of circulation, internal material cycles in relation to Indian Ocean Dipole variation

II. Necessities and objectives of the study

1. Objectives of the Study

In this study, we observe the physical structural characteristics of the Indian Ocean's inner water layer due to the Indian Ocean dipole vibration, biogeochemical properties, the distribution characteristics of ecological environment such as phytoplankton and zooplankton. By analyzing satellite data and ocean circulation model and climate model, we would like to understand the relationship between Indian Ocean Dipole variability and the Indian Ocean Internal Material Cycle and its relation to global climate change.

2. Necessities of the Study

Due to global warming, the speed of ocean deep circulation is changing. Thus, the global understanding of how atmospheric carbon dioxide reacts to the physico-chemical process of the ocean, which is a major factor in global warming, is needed. The Indian Ocean is a region suitable for observing biogeochemical changes due to changes in the physical circulation in the western Indian Ocean where the deep water circulation originates from the North Atlantic Ocean and the intermediate and deep water circulation

originates from the Antarctic Count Current system. Understanding long-term fluctuations of surface material cycles, especially in the Indian Ocean, are important to observe the impact of the Indian Ocean on the oceanic uptake of atmospheric CO₂ in response to climate change.

The Indian Ocean is affected by various water bodies such as Somali, Monsoon, South equatorial, and Antarctic Circumpolar Currents. The Indian Ocean is close to the Western Pacific and has close correlation with the Western Pacific through the Indonesian Through Flow (ITF). It is necessary to understand the Indian Ocean, but it is relatively less studies compared to other oceans.

III. Contents and Scopes of the study

1. Research Period

January 1, 2017 - December 31, 2018

2. Contents and Scopes of the Study

- Analysis and understanding of ocean-atmospheric interaction due to fluctuation of dipole oscillation in the Indian Ocean
- Observation of the physical structure characteristics of the Indian Ocean at meridional section from 5°N to 16°S along 67°E line (2017), and 13°S-3°S section along the 60°E line and 3°S-25°S along the 67°E line(2018)
- Analysis of Argo and RAMA Bouy data in the Indian Ocean
- Understanding the surface layer circulation using satellite observation data
- Analysis of ocean circulation model or climate model data
- Understanding the variation of biogeochemical parameters and fluctuation of material circulation due to the fluctuation of the Indian Ocean Dipole

- The characteristics in the distribution of biogeochemical parameters(dissolved nutrients, colored dissolved organic matter,etc.) within water column
- Understanding the spatial distribution of dissolved oxygen minimum layer and material cycle in water column
- Understanding Ocean-Atmospheric CO₂ Flux Variation due to the Variation of the Indian Ocean Dipole
- Measurement of pCO₂ at the atmosphere and surface ocean along the R/V ISABU Cruise track
- Quantification of the anthropogenic carbon absorption by measuring carbonate system parameter (dissolved inorganic carbon, alkalinity) in the water layer
- Tracer Study of oceanic material cycles due to fluctuation of the Indian Ocean Dipole
- Understanding the characteristics of dissolved inorganic carbon 14C distribution and ocean internal circulation
- Understanding TEIs distribution in the water column and their relation to circulation
- Study of ecosystem response to fluctuation of the Indian Ocean Dipole
- Understanding of primary productivity variation using satellite data (SeaWiFS, MODIS, etc.)
- Community characteristics of mesozooplankton (Distribution and species composition)
 - Sampling of mesozooplankton in the euphotic zone, and identifying the abundance and species composition.

IV. Results

□ Analysis and understanding of ocean-atmosphere interaction

In order to understand the ocean-atmosphere interaction analysis, in July 2017 and April 2018, We made observation from 50°N to 160°S along the 67°E line (July 2017), from 13°S to 3°S along the 60°E line and 3°S-25°S along the 67°E at 1 degree intervals using R/V ISABU. The water temperature in the range of 2~30°C is distributed at depth. The salinity is distributed between 33.8~35.7, and the SICW, which is low in water temperature and high in dissolved oxygen, appears more and more toward the 25°S. The characteristics of the currents were observed using ADCP (38 KHz) installed onboard R/V ISABU. Air temperature, air pressure, wind direction / wind speed, relative humidity, shortwave radiation amount and longwave radiation amount are observed using the weather observation sensor mounted on R/V ISABU.

RAMA (Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction) buoy maintenance contributed to securing long-term time series data. RAMA Buoy data with relatively good observations for three years from November 2015 to October 2018 at 4°S and 8°S were analyzed. RAMA buoy data from located at 4°S of 57°E, showed that the semi annual variability is very apparent, which was observed even in the change of the thermocline depth. Therefore, it is considered that not only the change of the solar radiation but also the mixing effect by the wind is also largely affected. This change is maintained at 67°E, and gradually disappears toward the east.

Many Argo buoys are floating in the Indian Ocean and are updated on a monthly basis, ranging from 20°E to 120°E and 30°S to 30°N in space since January 2001. Among Argo buoys that had been deployed in the tropical Indian Ocean, there were three BGC-Argo buoys. They will be complementary to the field

observations and model observations in the future.

□ Understanding community structure and biomass of mesozooplankton

The total abundance of zooplankton ranged from 890 to 2,296 inds./m³ (average 1,641 inds./m³) from 5 degrees north latitude to equator during 2017. The abundance was 1.7 times lower than the northern hemisphere from 1 degree south latitude to 16 degrees south latitude, which ranged between 487 - 1,858 inds./m³ (average 942 inds. / m³) during July, 2017. The dominant groups were copepods (adult and immature). In northern latitudes, the copepods (63%), *Noctiluca scintillans* (10%), and chaetognaths (7%) were dominant in the respective order. In the southern latitudes, copepods (45%), *N. scintillans* (25%), and foraminiferans (14%) were dominant in respective order. The highest biomass was observed at 7°S (40.3 mg / m³) and 3°N (38.8 mg / m³) in the surface mixed layer and was consistent with the upwelling area. The carbon: nitrogen (C:N) ratio of total zooplankton was 1.7 - 10.6 (average 3.6). The highest C:N ratio was found at 9°S (10.6), which abundances of appendicularians and decapods were relatively higher (appendicularians and decapods were 6.5 and 2.4 times higher than the average total C:N, respectively).

Total zooplankton abundance in 0 to 1,000 m ranged from 9 to 1,318 inds./m³ (mean 297 inds / m³), and especially peaked at station 6 in the SCTR region [60°E, 8°S (11,318 inds./m³)] in the surface mixed layer during April, 2018. At all stations, the zooplankton abundance at the surface mixed layer was about 7 times higher than the other water layers. The most dominant taxa

was copepods (adult and immature) (average 77%). Overall, biomass of zooplankton was related to chlorophyll-*a* concentrations, and the distributional pattern of mesozooplankton abundance was likely related with the chlorophyll-*a* concentration at 67°E-transect. The zooplankton biomass (dry weight and settlement volume) collected at depths of 40-80 m of station 23 (67°E, 9°S) was the highest among all stations (dry weight: 17.7 mg/m³, settlement volume: 1.2 mL/m³). Overall, the dry weight of the surface mixed layer was about three times higher than that of the other water layers. The carbon content zooplankton ranged from 0.05 to 11.67 mg/m³ (average: 1.29 mg/m³) and the nitrogen content was 0.02 - 1.94 mg/m³ (average: 0.27 mg/m³). The amount of carbon (11.7 mg/m³) and nitrogen (1.9 mg/m³) was the highest in the surface mixed layer (0-40 m) of station 12 (60°E, 6°S).

V. Application plans of the results of the study

Distributional pattern of mesozooplankton and the related environmental characteristics can be used as a base data to comprehensively understand the characteristics of marine ecosystem in response to climate change in the Indian Ocean.

Satellite data showed that high temperature region (> 28°C) moved toward the northern region from January to May in the tropical Indian Ocean and low temperature region showed seasonal variation along the Somali coast, showing that it extended from June to August and shrunk toward November. The Indian Ocean Dipole mode index, a strong positive mode occurred in 1994 and 1997, after which the intensity is slightly weakened. The negative mode is relatively clear in 1992, 1996, 1998, 2010 and 2016.

The NRL-HYCOM reanalysis data was analyzed and the climate model (CMIP5) data were analyzed to determine whether it is

appropriate to understand the climate and climate change processes, which showed large uncertainty in MLD of surface layer in the northern Indian Ocean.

□ Understanding the characteristics of distribution of biogeochemical parameters and fluctuation of material cycle within the water column

The dissolved nutrients, which act as a limiting factor for the growth of phytoplankton in the surface ocean, were analyzed onboard. The results of July, 2017 showed that phosphate, nitrate + nitrite and silicate showed a typical distributional characteristic, which depleted in the surface layer and increased at deeper depth. In particular, at depths greater than 500m, the concentrations of phosphate, nitrate+nitrite, and silicate tends to decrease gradually from northern region to south region. In April 2018, the vertical distribution characteristics of phosphate, nitrate + nitrite and silicate showed the same trend as in July 2017.

The N: P ratio of dissolved nutrients has a value of 16: 1, which is the Redfield value when the production and elimination of dissolved nutrients is caused by a biological process. If the measured value deviates from this trend, it mean that there may be other process (such as influx through the atmosphere and nitrogen fixation), which are responsible for the trend. The N: P ratio of the dissolved nutrients observed in July 2017 and April 2018 was mostly 16: 1, but deviated from this tendency in the surface layer and deep layer.

In order to understand the distribution characteristics of colored dissolved organic matter, samples were collected and filtered on a precombusted GF / F filter paper at 450 oC for 4 hours in the field, analyzed by a fluorescence spectrophotometer, and analyzed using a PARAFAC model to isolate colored dissolved organic

matter. As a result, it was separated into two species (C1, C2) with the characteristic of humic-like and one species (C3) with the characteristic of protein-like. C1 and C2 showed a low concentration in the surface layer and showed a tendency to increase with water depth, showing a positive correlation with apparent oxygen consumption (AOU) and nutrients.

In order to understand the spatial distribution of dissolved oxygen and the material cycle characteristics within water column, the value measured by the dissolved oxygen sensor was corrected by measuring the dissolved oxygen using the Winkler titration method and obtaining the correction coefficient by the value. Dissolved oxygen distribution in the 67°E transect in 2017 has two minimum layers at depths of about 150m and about 750m, and there is a maximum dissolved oxygen layer therebetween. The Shallow Oxygen Minimum (SOM), which is about 150m deep, gradually disappears as it goes south and the Deep Oxygen Minimum (DOM), which is about 750m deep, increase its concentration from about 30 μM to 90 μM southward. On the other hand, the maximum dissolved oxygen layer developed in the northern hemisphere at about 300m depth appears to be different in the southern hemisphere and develops again in the southern direction. In 2018, the distribution of dissolved oxygen has a minimum layer near the depth of about 1000m and the maximum layer of dissolved oxygen exists about 500m. The minimum layer of dissolved oxygen is the strongest in the north region, while the maximum layer of dissolved oxygen gets stronger toward southern region. Dissolved oxygen at depths greater than about 3000 meters deep has similar values at all latitudes.

□ Understanding of ocean-atmospheric carbon dioxide flux fluctuations

The flux was calculated by measuring the partial pressure of carbon dioxide in the atmosphere and surface ocean using the underway pCO₂ system. In July, 2017, the atmospheric carbon dioxide in the entire observation period was about 400 μatm . Surface sea water has a value of about 20 μatm less than the atmospheric carbon dioxide in the surface sea water from the 67°E transect to Mauritius. There is strong salinity front around 58.5°E, after that longitude, partial pressure of surface carbon dioxide decreases about 10 μatm . During April 2018, the partial pressure of carbon dioxide in the atmosphere was the same as in 2017, and carbon dioxide in the surface seawater gradually increased to the north. At 60°E, the CO₂ of surface sea water is higher than the atmospheric CO₂ except for the vicinity of south latitude 19 ~ 17°S and 10~8°S. At 67°E line, the partial pressure of surface CO₂ is higher than the atmospheric CO₂ at the northern region of 7°S.

In order to understand the characteristics of vertical distribution of carbon dioxide system in the water layer, we sampled and analyzed dissolved inorganic carbon and alkalinity using VINDTA 3C in the field. Dissolved inorganic carbon was 1947-2020 $\mu\text{mol/kg}$ in the surface layer in 2017 and 2280 ~ 2320 $\mu\text{mol/kg}$ in the deep layer. The overall dissolved inorganic carbon concentration gradually increased from 5 oN to 3 oS, and then decreased again to the south. The total alkalinity was in the range of 2264 ~ 2337 $\mu\text{mol/kg}$ in the surface layer and 2391 ~ 2414 $\mu\text{mol/kg}$ in the deep layer. The total alkalinity shows a smaller change than the dissolved inorganic carbon. In 2018, the amount of dissolved inorganic carbon was 1909 ~ 1997 $\mu\text{mol/kg}$ in the surface layer and 2199 ~ 2332 $\mu\text{mol/kg}$ in the deep layer. Overall dissolved inorganic carbon concentrations were higher in the northern part of the observer than in the south, at 60 and 67°E. The total alkalinity was in the range of 2208 ~ 2314 $\mu\text{mol/kg}$ in the surface layer and 2300 ~ 2406 $\mu\text{mol/kg}$ in the deep layer.

Cant showed the range of 20 ~ 100 μ mol/kg in the surface layer and 60 μ mol/kg on the average. At 1000m, the range of 0 ~ 15 μ mol/kg was observed. At the 60 ° E, a relatively large amount of Cant was found in the deep layer.

□ Oceanic material circulation tracer study

In order to analyze 14C of radioactive Dissolved Organic Carbon (SOD), samples were collected and processed in Korea (Seoul National Univ.) and then submitted for analysis overseas.

Trace elements act as essential trace nutrients essential for biological production and are directly related to climate change, ecosystem changes and environmental pollution. Clean seawater sampling equipment was used to collect the samples, and pre-treatment and analysis were carried out in the clean laboratory of Busan. The data obtained from GEOTRACES research team (2009, Japan) for the data analysis were compared and the results of the analysis were similar to each other, except that the Fe concentration was slightly higher in our data. The concentrations of dissolved trace elements were slightly higher in the depth of 67 °E than in the depth of 60 °E, and some trace elements were somewhat higher in the depth due to the inflow through the seabed.

To estimate the transport of organic matter from the ocean surface to the deep sea, we measured ^{234}Th in the water layer directly after the sample was pretreated. At ^{234}Th at 7 stations in July, 2017, ^{234}Th of dissolved surface showed strong deficiency at depth of 60-70 meters in the surface layer, and due to re-mineralization, at the depth of about 100 meters or less, concentration reaches to equilibrium to U series. In the case of ^{234}Th of particulate matter, the concentration is 10 times lower than that of the dissolved phase. The depth at which ^{234}Th

depletion occurs the largest is approximately 60-70 meters deep, almost coinciding at 7 station along the north-south transect, which is consistent with the depth of subsurface chlorophyll maximum (SCM).

The depth at which the ^{234}Th deficiency appears maximum at the 8 station in April, 2018 and the depth of ^{234}Th deficiency is different among the stations, which occurs at 40m depth at station of 5 °S of 67 °E transect and deepens, and appears at about 100 meters at the station of 20 °S. This is consistent with the increasing depth of the SCM from 40 to 120m toward southern region along the 67 °E transect. In addition, at one station (60°E,5°S), a very unusually low dissolved ^{234}Th concentration was observed, at which ^{234}Th of particulate phase was also low. This is attributed to the ^{234}Th removal may be attributed to the influx of considerable amounts of lithogenic particles from the Seychelles-Chagos Thermocline Ridge (SCTR) region.

^{210}Po is also a natural radioactive isotope of the U series and has a half life of about 138 days. The main origin of the ^{210}Po , which is generated from ^{222}Rn , the mother nuclear species released from the ocean to the atmosphere, and its parent nuclear species, ^{210}Pb , is the atmosphere. Po is strongly adsorbed to particles similar to Th and is also used as sinking tracer of particulate matter. The sample is sampled from 9-10 water layers at each of the three stations, and ^{210}Po is measured. The ^{210}Pb will be measured after ingrowth for 6 months and the excess $^{210}\text{Po}_{\text{ex}}$ is calculated after the recovery.

□ Ecosystem response research

Long-term changes of chlorophyll using satellite data for 19 years showed a tendency to decrease toward the central Indian Ocean from the coastal waters. Seasonally, the lowest values were

observed in April and May, and the highest values appears in August and September. As a result of EOF analysis, EOF mode 1 is highly correlated with ENSO change rather than correlation with Dipole Mode Index (DMI), and except for the eastern Indian Ocean, chlorophyll concentration tends to decrease spatially due to the influence of ENSO. EOF mode 2 shows a high correlation with DMI, rather than ENSO effect, and spatial variation is apparent in the eastern and western Indian Oceans due to the Indian Ocean dipole oscillation. In order to understand the primary production variability using satellite data, we will find the optimal algorithm by comparing with the primary production data measured in the field.

The total number of zooplankton populations that emerged in July 2017 ranged from 890 to 2,296 inds./m³ (average 1,641 inds / m³) from 5 degrees north latitude to 487 ~ 1,858 m from the northern hemisphere inds / m³ (average 942 inds / m³). The highest taxa in all peaks were copepods (adult and immature). In the equator, the copepods (63%), the spider (10%) and the phytoplankton (7%) were dominant in the order. Copepods (45%), (14%). The highest biomass was observed at 7 ° C (40.3 mg / m³) and 3 ° N (38.8 mg / m³) in the surface layer mixed layer and was consistent with the Yong Seung area. The carbon: nitrogen (C: N) ratio of zooplankton was 1.7 To 10.6 (average 3.6). The highest carbon - nitrogen ratio was observed at 9 ° S, and it was concluded that the ratio of the species and the number of the copepods were significantly higher than those of the other peaks (type: 6.5 times than the average and 2.4 times).

The total number of zooplankton appeared at 0 ~ 1,000 m in April 2018 was 9 ~ 1,318 inds./m³ (mean 297 inds / m³) and the surface area of peak 6 (60 ° east longitude and 8 ° south latitude) And the highest in the mixed layer (11,318 inds./m³). The number of populations emerged in the surface layer mixed layers at all

stations was 7 times higher than that in the other water layers. The highest taxa in all peaks were copepods (adult and immature) (average 77%). Overall, biomass of zooplankton was related to chlorophyll concentration, and the relationship between population and chlorophyll was high at 67 ° C. The zooplankton biomass (dry matter weight and sedimentation amount) collected at 40 to 80 m from peak 23 (67 ° east longitude and 9 ° south latitude) was the highest among all peaks (dry weight: 17.7mg / m³, sedimentation amount: 1.2mL / m³) The dry weight of the surface layer mixed layer was about three times higher than that of the other water layer. The amount of zooplankton in the water layer (0 ~ 1,000m) of all stations was ranged from 0.05 to 11.67 mg / m³ (mean: 1.29 mg / m³) and the nitrogen content was 0.02 ~ 1.94 mg / m³ (mean: 0.27 mg / M & lt; 3 & gt;:). The highest amount of carbon (11.7 mg / m³) and nitrogen (1.9 mg / m³) were found in the surface layer (0 ~ 40 m) of peak 12 (60 ° east longitude and 6 ° south latitude).

목 차

요약문 v

목차 xxvi

List of Figures xxviii

List of Tables xxxix

제 1장 서론 1

 제 1절 제 1 절 연구 개발의 목적 3

 제 2절 제 2 절 연구개발의 필요성 3

 제 3절 제 3절 연구개발의 범위 8

제 2장 국내외 기술개발 현황 11

 제 1절 제 1 절 국내 연구 현황 13

 제 2절 제 2 절 국외 연구 현황 13

제 3장 연구개발수행 내용 및 결과 15

 제 1절 해양-대기 상호작용 분석 및 이해 17

 1. 이사부호 활용 정선 관측 17

 2. 장기시계열 관측자료 분석 33

 3. 위성자료 분석 40

 4. 모형자료 분석 43

 제 2절 수층내 생지화학인자 분포특성 및 물질순환 변동 이해 52

 1. 수층내 생지화학 인자 관측 52

 2. 수층내 용존산소 최소층 공간분포와 물질순환 특성이해 63

 제 3절 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동이해 70

 1. 연구선 항적에 따른 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동특성 70

 2. 수층 내 이산화탄소계 인자분포 및 인류기원 이산화탄소 흡수 정량화 84

 제 4절 해양내부 물질순환 추적자 연구 99

 1. 수층 내 용존유기탄소 14C분포특성 이해 99

 2. 미량원소/동위원소 분포특성 및 해양내부 물질순환 상관성 이해 100

제 5절 생태계반응 연구 117

 1. 위성자료를 활용한 클로로필 및 일차생산 변동 이해 117

 2. 동물플랑크톤 생체량 및 군집구조 이해 131

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 153

제 5장 연구개발결과의 활용계획 157

제 6장 참고문헌 160

C O N T E N T S

Summary v

Contents xxvi

List of Figures xxx

List of Tables xxxix

Chapter 1. Introduction 1

 Section 1. Purpose of Research and Development 3

 Section 2. Necessity of Research and Development 3

 Section 3. Research and Development scope 8

Chapter 2. Status of domestic and overseas technology
 development 11

 Section 1. Status of Domestic Research 13

 Section 2. Status of Oversea Research 13

Chapter 3. Research and development contents and results 15

 Section 1. Analysis and understanding of ocean-atmosphere interaction 17

 1. Shipboard observation of water properties and meteorological variables
 using the R/V Isabu 17

 2. Analysis of long-term time series data 33

 3. Analysis of satellite derived sea surface temperature and sea level
 height 40

 4. Analysis of ocean reanalysis and climate model data 43

 Section 2. Understanding the characteristics of distribution of
 biogeochemical parameters and fluctuation of material cycle
 within the water column 52

 1. Observation of biogeochemical parameters in the water layer 52

 2. Understanding of Spatial Distribution of Dissolved Oxygen Minimum

 Layer and Material Circulation in Water Layer 63

Section 3. Understanding of the fluctuation of ocean-atmospheric carbon
 dioxide flux 70

 1. Characteristics of Ocean-Atmospheric Displacement Carbon Flux
 Variation according to Research Wing 70

 2. Distribution of carbon dioxide-based factors in the water layer and
 quantification of carbon dioxide absorption from anthropogenic
 sources 84

Section 4. Oceanic material circulation tracer study 99

 1. Understanding the distribution characteristics of dissolved organic
 carbon 14C in the water layer 99

 2. Understanding trace element / isotope distribution characteristics and
 circulation correlation in the ocean 100

Section 5. Ecosystem response research 117

 1. Understanding chlorophyll and primary production variability using
 satellite data 117

 2. Understanding zooplankton biomass and community structure 131

Chapter 4. Achievement of research and development goal and
 contribution to related area 153

Chapter 5. Application plan of the results of the study 157

Chapter 6. References 160

List of Figures

Fig. 3.1.1.1. Station map of the R/V Isabu cruise in the Indian Ocean (Left:KIOS201707, Right:KIOS201804)	17	Fig. 3.1.1.11. Vertical structure of meridional and zonal currents in each stations along the 60E line in April, 2018. (green: northward plus, red: eastward plus)	29
Fig. 3.1.1.2. Temperature-Salinity-Dissolved Oxygen diagram observed in the Indian Ocean cruises (Left: KIOS2017, Right: KIOS2018) (BBSW: Bay of Bengal Surface Water, ASSW: Arabian Sea Surface Water, RSOW: Red Sea Overflow Water, SICW: South Indisn Central Water, AAIW: AntArctic Intermediate Water, IDW: Indian Ocean Deep Water, LCDW: Lower Circumpolar Deep Water)	18	Fig. 3.1.1.12. Vertical structure of meridional and zonal currents in each stations (16~27) along the 67E line in April, 2018. (green: northward plus, red: eastward plus)	30
Fig. 3.1.1.3. Vertical section of temperature along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)	19	Fig. 3.1.1.13. Vertical structure of meridional and zonal currents in each stations (28~39) along the 67E line in April, 2018. (green: northward plus, red: eastward plus)	31
Fig. 3.1.1.4. Vertical section of salinity along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)	20	Fig. 3.1.1.14. Meridional distributions of Wind speed, relative humidity, precipitation, photo-synthetically available radiation, air temperature, atmospheric pressure, shortwave radiation and net radiation measured at the R/V Isabu along the 60E during KIOS201804 cruise	32
Fig. 3.1.1.5. Vertical section of potential density ($\sigma\theta$) along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)	21	Fig. 3.1.1.15. Meridional distributions of Wind speed, relative humidity, precipitation, photo-synthetically available radiation, air temperature, atmospheric pressure, shortwave radiation and net radiation measured at the R/V Isabu along the 67E during KIOS201804 cruise	32
Fig. 3.1.1.6. Vertical section of dissolved oxygen along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)	22	Fig. 3.1.2.1. RAMA array map(https://www.pmel.noaa.gov/gtmba/rama-array-map) ..	34
Fig. 3.1.1.7. Zonal(left) and meridional(Right) current distributions along 67E (KIOS201707; 3N, 2N, 1N, and Equator from top to bottom; horizontal axis denotes the time in UTC during a day)	23	Fig. 3.1.2.2. RAMA buoy observation data during recent 3 years (2015.11~2018.10) : Monthly averaged atmospheric and sea surface variables in the tropical southern Indian Ocean (short wave radiation, precipitation, zonal wind speed, meridional wind speed, relative humidity, air temperature, sea surface temperature, sea surface salinity from top to bottom: (red) monthly mean of the year (cyan) long-term averaged monthly mean) ·	36
Fig. 3.1.1.8. Zonal(left) and meridional(Right) current distributions along 67E (KIOS201707; 1S, 2S, 3S, and 4S from top to bottom; horizontal axis denotes the time in UTC during a day)	24	Fig. 3.1.2.3. RAMA buoy observation data during recent 3 years (2015.11~2018.10) : Vertical distributions of monthly averaged water temperature in the tropical southern Indian Ocean	37
Fig. 3.1.1.9. Zonal(left) and meridional(Right) current distributions along 67E (KIOS201707; 5S, 6S, 7S, and 8S from top to bottom; horizontal axis denotes the time in UTC during a day)	26	Fig. 3.1.2.4. Trajectories of BGC-Argo floats launched from CSIRO, Australia (The float 5904924(red) was in the some period of KIOS201707 cruise)	38
Fig. 3.1.1.10. Vertical current structure of shipboard ADCP measurements from station 5(9S,60E) to station 39(25S, 67E) through station 15(3S,60E) and 16(3S,67E) along the R/V Isabu cruise on April, 2018. (Top) Zonal current speed (Bottom) Meridional current speed)	28	Fig. 3.1.2.5. Temperature-Salinity diagram of BGC-Argo 5904924 launched from CSIRO, Australi (Color shows the profile number and is adopted from http://www.marine.csiro.au/~gronell/ArgoRT/floats/5904924/floatsummary.h	

tml) 39

Fig. 3.1.2.6. Physical and biogeochemical variables observed from BGC-Argo 5904924 launched from CSIRO, Australia (Temperature, Salinity, Chlorophyll-a, Dissolved Oxygen, Backscattering 700 nm (SPM), Backscattering 532 nm (CDOM), the figures are adopted from <http://www.per.marine.csiro.au/staff/Dirk.Slawinski/bioargo/indexIO.html>) 39

Fig. 3.1.3.1. Monthly climatology of NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) OISST(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) during 1981~2010 40

Fig. 3.1.3.2. 3-1-23 Indian Ocean Dipole mode index (Top: IOD index from 1982 to 2018, red line shows 30 day moving averaged line, Bottom: IOD index from 2016 to 2018: Sea surface temperature data are from OISST) 41

Fig. 3.1.3.3. Satellite derived sea level height and geostrophic current distributions in July 2017 (red line shows 67E) 42

Fig. 3.1.3.4. Satellite derived sea level height and geostrophic current distributions in April 2018 (white line shows 60 and 67E) 43

Fig. 3.1.4.1. The difference of NRL/HYCOM reanalysis sea surface temperature between positive IOD phase in July 2017 and negative IOD phase in July 2016) 44

Fig. 3.1.4.2. Distributions of 20°C isothermal depth derived from NRL/HYCOM reanalysis temperature data with 80m contour (negative IOD phase in July 2016 and positive IOD phase in July) 44

Fig. 3.1.4.3. Distributions of 20°C isothermal depth derived from NRL/HYCOM reanalysis temperature data with 80m contour in April 2018 (positive IOD phase) 45

Fig. 3.1.4.4. 해양혼합층 계절별 (2, 5, 8, 11월) 분포 47

Fig. 3.1.4.5. 북아라비아해 영역(15-25°N, 60-68°E) 에 대해 평균한 MLD (a) 와 오차 (b)의 계절변화. 48

Fig. 3.1.4.6. 북아라비아해 영역 평균한 MLD 및 관련 변수의 계절변화: (a)MLD, (b)해면수온(SST), (c)바람응력, (d)표층기온, (e)증발-강수, (f)순열속 49

Fig. 3.1.4.7. 각 모형별 북아라비아해 해양혼합층 깊이(MLD)오차와 바람응력, 해면수온,

표층기온, 순열속, 해면염분, 증발-강수 오차와의 선형 상관관계. 50

Fig. 3.1.4.8. MLD 오차가 큰 3개 모형에서 나타난 기온 오차 및 바람 오차 51

Fig. 3.2.1.1. 이사부호 화학실험실에 설치된 SEAL사 QuAAtro 영양염 자동분석기 53

Fig. 3.2.1.2. 용존영양염 연직분포 특성 55

Fig. 3.2.1.3. 동경 60도 라인에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염, 아질산염 농도의 수직단면도(전체수심) 56

Fig. 3.2.1.4. 동경 67도 라인에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염, 아질산염 농도의 수직단면도(전체수심) 57

Fig. 3.2.1.5. 동경 67도 라인에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염, 아질산염 농도의 수직단면도(500m) 57

Fig. 3.2.1.6. 2017년 7월 동경 67도 북위 5도에서 남위 16도까지 관측해역에서 관측된 N:P ratio 58

Fig. 3.2.1.7. 동경 60도 라인(A)과 동경 67도 라인(B)에서 N:P ratio 59

Fig. 3.2.1.8. PARAFAC 모델로 결정된 3가지 종류의 유색용존유기물의 3차원 스펙트럼 61

Fig. 3.2.1.9. 3가지 종류의 유색용존유기물의 수직 분포 61

Fig. 3.2.1.10. 유색용존유기물 C1, C2와 AOU, 질산염과의 상관관계 61

Fig. 3.2.1.11. 동경 67도 관측선상의 유색용존유기물의 연직분포 62

Fig. 3.2.1.12. 동경 67도 관측선상의 대표적인 수괴의 구성비율 63

Fig. 3.2.2.1. 용존산소 분석 자료와 CTD 센서 측정값간의 상관관계 65

Fig. 3.2.2.2. 교정이후 시간에 따른 측정값과 용존산소 센서 지시값 간의 기울기 변화 66

Fig. 3.2.2.3. 2017년 각 정점별 용존산소의 수직분포 67

Fig. 3.2.2.4. 2018년 관측된 동경 60도와 동경 67도의 관측선상의 용존산소의 수직분포 68

Fig. 3.2.2.5. 2018년 관측된 각 정점별 용존산소 수직분포 69

Fig. 3.3.1.1. Underway pCO2 system으로 공급되는 flow rate의 변화와 그에 따른 자료 70

Fig. 3.3.1.2. Underway pCO2 system으로 공급되는 해수 공급 라인 도면 71

Fig. 3.3.1.3. 고장 난 peristaltic pump 및 부식 위치 71

Fig. 3.3.1.4. 이사부호 화학실험실에 설치된 표층해수 및 대기 중 pCO2 연속관측시스템 72

Fig. 3.3.1.5. 이산화탄소 표준가스 분석 결과 73

Fig. 3.3.1.6. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포 74

Fig. 3.3.1.7. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 수온 및 염분 분포 75

Fig. 3.3.1.8. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 용존 산소 및 엽록소 분포 75

Fig. 3.3.1.9. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 해수의 pH 및 탁도 분포 76

Fig. 3.3.1.10. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포 76

Fig. 3.3.1.11. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 수온 및 염분 분포 77

Fig. 3.3.1.12. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 용존 산소 및 엽록소 분포 77

Fig. 3.3.1.13. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 해수의 pH 및 탁도 분포 78

Fig. 3.3.1.14. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포 78

Fig. 3.3.1.15. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 수온 및 염분 분포 79

Fig. 3.3.1.16. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 용존산소 및 엽록소 분포 79

Fig. 3.3.1.17. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 해수의 pH 및 탁도 분포 80

Fig. 3.3.1.18. 위도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포 81

Fig. 3.3.1.19. 위도에 따른 표층 수온의 분포 82

Fig. 3.3.1.20. 위도에 따른 표층 염분의 분포 82

Fig. 3.3.1.21. 위도에 따른 표층 용존산소의 분포 83

Fig. 3.3.1.22. 위도에 따른 표층 해수 pH의 분포 83

Fig. 3.3.1.23. 표층해수 및 대기의 이산화탄소 농도, 표층 수온, 염분의 수평분포 84

Fig. 3.3.2.1. 이사부호 화학실험실에 설치된 무기탄소 및 총알칼리도 측정을 위한 VINDTA 3C 및 전기량계 86

Fig. 3.3.2.2. 총알칼리도 분석품질 제고를 위해 추가한 acid trap(상)과 두개의 water jacket(하) 87

Fig. 3.3.2.3. 용존무기탄소 분석품질 제고를 위해 고성능 사양으로 교체한 peltier cooler(좌하)와 추가한 ORBO-53(좌상). 배기가스라인에 추가한 활성탄 trap(우) 88

Fig. 3.3.2.4. 용존무기탄소의 분석재현성 확인을 위한 시간에 따른 UIC count 변화도: (위) 2017년, (아래) 2018년 89

Fig. 3.3.2.5. 총알칼리도의 분석정밀도 확인을 위한 시간에 따른 반복분석시의 차이: (위) 2017년, (아래) 2018년 90

Fig. 3.3.2.6. 수층의 총알칼리도($\mu\text{mol/kg}$) 프로파일: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도 91

Fig. 3.3.2.7. 수층의 용존무기탄소($\mu\text{mol/kg}$) 프로파일: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도 91

Fig. 3.3.2.8. 총알칼리도 수직분포도(상: 2017년 동경 67도, 좌하: 2018년 동경 67도, 좌우: 2018년 동경 60도) 92

Fig. 3.3.2.9. 용존무기탄소 수직분포도(상: 2017년 동경 67도, 좌하: 2018년 동경 67도, 좌우: 2018년 동경 60도) 92

Fig. 3.3.2.10. 총알칼리도와 염분간 상관관계: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도 94

Fig. 3.3.2.11. 용존무기탄소와 질산염(+아질산염)간 상관관계: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도 94

Fig. 3.3.2.12. 총알칼리도와 용존무기탄소간 상관관계: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도 94

Fig. 3.3.2.13. 염분 35로 표준화한 총알칼리도와 용존무기탄소간 상관관계를 보여주는 Deffeyes diagram: (좌) 2017년 동경 67도, (우) 2018년(파랑: 동경 60도, 빨강: 동경 67도) 95

Fig. 3.3.2.14. 2017년과 2018년 관측자료의 TrOCA와 potential temperature의 상관관계 및 TrOCA0 추경선 97

Fig. 3.3.2.15. 인류기원 탄소 흡수량 추정 수직분포도(위: 2017년, 좌: 2018년 동경 67도, 우: 2018년 동경 60도) 98

Fig. 3.4.2.1. UCC deployment작업과 청정 실험실 컨테이너 내부 (왼쪽), UCC를 해수면에 deploy 한 후, 수심 50 m에서 채수기가 자동 개방된 모습 (오른쪽) 101

Fig. 3.4.2.2. UCC를 이용한 용존(물시료) 청정 해수 시료 여과 및 시료 채취 모습(왼쪽) UCC 채수기 이용한 입자태 미량금속 시료 여과 및 시료 채취 모습(오른쪽) 102

Fig. 3.4.2.3. 2017년 7월(왼쪽)과 2018년 4월(오른쪽) 미량원소 시료 채취 정점 102

Fig. 3.4.2.4. 연구청사 1연구동에 구축된 청정 실험 환경과 용존 미량원소 전처리 장비(왼쪽)와 본 청정실험실에 구축된 해수 중 용존 미량원소 전처리-질량분석기(seaFAST)의 운용 사진(오른쪽) 103

Fig. 3.4.2.5. 본 연구 향해 정점에 포함된 GEOTRACES-Crossover 정점에서 일련 연구진과 2009년 발표된 미량원소 농도와 이사부호 장착된 UCC 이용하여 채취한 시료 중 자료 상호 검증 그림 104

Fig. 3.4.2.6. 2018년 4월 동경 60~67도 축선에서 용존 미량원소 분포도 105

Fig. 3.4.2.7. 본 연구진이 개발한 다채널 해수 시료 여과장치 및 여과된 입자상 POC시료

..... 107

Fig. 3.4.2.8. 2017년 7월 (왼쪽)과 2018년 4월 (오른쪽) 234Th 시료 채취 정점 107

Fig. 3.4.2.9. Mn 공침전물을 만들기 위해 전처리 중인 시료를 가열하는 모습(왼쪽)과
침전물 생성 후 여과 직전 침강시키는 모습(오른쪽) 108

Fig. 3.4.2.10. Mn 공침 시료를 여과(왼쪽)하고 이를 계측 전 plating한 모습(오른쪽) ... 109

Fig. 3.4.2.11. 선상에 비치한 방사능 계측기인 베타(β)-카운터와 실제 계측 화면 109

Fig. 3.4.2.12. 2017년 7월 67E에서 입자상과 용존상 234Th의 정점별 수직 분포 110

Fig. 3.4.2.13. 2017년 7월 67E 선을 따라 측정된 입자상과 용존상 234Th의 수직 분포와
CTD로부터 얻어진 엽록소 클로로필a 수직 분포와의 비교 111

Fig. 3.4.2.14. 2018년 4월 60E, 67E에서 입자상/용존상 234Th의 정점별 수직 분포 111

Fig. 3.4.2.15. 2018년 4월 60-67E 선을 따라 측정된 입자/용존상 234Th의 수직 분포 .. 112

Fig. 3.4.2.16. 2017년 7월과 2018년 4월의 위도에 따른 chl a 수직 분포 비교 그림 112

Fig. 3.4.2.17. 2017년과 2018년 234Th과 어미핵종 U과의 비평형 비 113

Fig. 3.4.2.18. 각 시료의 철 침전물(상등액 제거 후) 생성 모습(왼쪽)과 여과 모습(오른쪽)
..... 115

Fig. 3.4.2.19. 용존 Po-210의 인도양 수층 내 분포 예비결과 116

Fig. 3.5.1.1. (a) 연구해역 및 19년 클로로필 전체 평균 영상. (b)-(m) 클로로필 19년
월평균 클로로필 농도 변화 117

Fig. 3.5.1.2. (a)-(b) EOF mode 1의 클로로필 시/공간적 변화. (c)-(d) EOF mode 2의
클로로필 시/공간적 변화 118

Fig. 3.5.1.3. (a) K means 분석으로 인도양을 7개 지역으로 구분하고, (b) 각 해역의
클로로필 변화와 인도양 쌍극진동 변화와 ENSO 간의 상관관계 분석 ... 120

Fig. 3.5.1.4. Dipole Mode Index(DMI)와 NINO3의 climate indices(1998년 1월~2016년
12월) 121

Fig. 3.5.1.5. First와 Second Type IOD 기간 자료를 이용하여 연평균하고 차이를
계산하여 클로로필의 공간적 변화 분석 123

Fig. 3.5.1.6. First와 Second Type IOD 기간 자료를 이용하여 계절평균하고 차이를
계산하여 각 계절에 따른 클로로필의 공간적 변화 분석 126

Fig. 3.5.1.7. Kameda and Ishzaka(2005) 방법 계산값에서 Behrenfeld and
Falkowski(1997) 방법에서 계산된 값을 뺀 값으로 상대적으로 Behrenfeld
and Falkowski(1997)이 상대적으로 높게 추정 128

Fig. 3.5.1.8. 현장관측 자료를 이용한 위성에서 추정되는 Euphotic Depth을 기준에

제시된 방법으로 추정하고 현장 관측값과 비교 129

Fig. 3.5.1.9. OC4V6/OC4V4 방법 비교 결과 130

Fig. 3.5.1.10. MODIS auqa의 2018년 4월 월평균 자료를 이용하여 계산된 값 130

Fig. 3.5.1.11. 기준에 제시된 위성기반 일차생산성 추정방법을 이용하여 계산된 값 131

Fig. 3.5.2.1. Map showing survey stations during 2017 cruise along 67°E transect in
the western Indian Ocean 132

Fig. 3.5.2.2. Map showing survey stations during 2018 cruise along 60°E and 67°E
transect in the western Indian Ocean 132

Fig. 3.5.2.3. Multiple Opening and Closing Net Environmental Sensing System
(MOCNESS) attached to R/V ISABU 133

Fig. 3.5.2.4. Quantitative and qualitative analysis of mesozooplankton using Discovery
V8, SteREO, Zeiss 134

Fig. 3.5.2.5. Analysis of carbon and nitrogen content of total mesozooplankton 134

Fig. 3.5.2.6. Analysis of chlorophyll-a using fluorometer (Turner-Designs 10-AU) .. 135

Fig. 3.5.2.7. Diel vertical difference of Clausocalanus arcuicornis, Pleuromamma piseki
and Lucicutia flavicornis during day time (06:00-18:00 h) and night time
(18:00-06:00 h) 136

Fig. 3.5.2.8. Latitudinal distribution in the total abundance and taxa comprising the
mesozooplankton community along the 67°E transect from 16°S to 5°N
in the western Indian Ocean during 2017 137

Fig. 3.5.2.9. Latitudinal distribution in the total abundance of the mesozooplankton
community along the 60°E and 67°E transect in the western Indian
Ocean during 2018 139

Fig. 3.5.2.10. Latitudinal distribution in the taxa comprising of the mesozooplankton
community along the 60°E and 67°E transect in the western Indian
Ocean during 2018 140

Fig. 3.5.2.11. Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass(dry weight,
and total carbon and nitrogen) during 2017 141

Fig. 3.5.2.11.(Continued) Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass
(dry weight, and total carbon and nitrogen) during 2017 142

Fig. 3.5.2.12. Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass (dry weight,
and total carbon and nitrogen) during 2018 143

Fig. 3.5.2.12.(Continued) Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass (dry weight, and total carbon and nitrogen) during 2018 144

Fig. 3.5.2.13. Settled volume for mesozooplankton biomass during day-time in 2017 145

Fig. 3.5.2.14. Settled volume for mesozooplankton biomass during night-time in 2017 146

Fig. 3.5.2.15. Settled volume for mesozooplankton biomass during day-time in 2018 146

Fig. 3.5.2.16. Settled volume for mesozooplankton biomass during night-time in 2018 147

Fig. 3.5.2.17. Total and size-fractionated biomass of mesozooplankton along the 67°E transect from 16°S to 5°N in the western Indian Ocean during 2017 .. 148

Fig. 3.5.2.18. Carbon, nitrogen contents of mesozooplankton and carbon:nitrogen ratio along the 67°E transect from 16°S to 5°N in the western Indian Ocean during 2017 149

Fig. 3.5.2.19. Size-fractionated biomass of mesozooplankton along the 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean during 2018 150

Fig. 3.5.2.20. Carbon, nitrogen contents of mesozooplankton and carbon:nitrogen ratio along the 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean during 2018 151

List of Tables

Table 3.1.2.1. Data acquisition state of RAMA data (Quality: bad(beige), good(blue), excellent(red)) 35

Table 3.1.4.1. 분석에 사용된 CMIP5 기후 모형 목록 46

Table 3.1.4.2. 모형 결과 분석용 재분석 기후자료 46

Table 3.2.1.1. CDOM 분석 결과에 사용된 파장 60

Table 3.3.1.1. Underway pCO₂ system standard gas 73

Table 3.5.1.1. Euphotic Depth 추정 방법 128

제 1장 서론

제 1장 서론

제 1절 연구개발의 목적

최종 연구 목표: 이사부호를 이용하여 (1) 동경 67도 경도를 따라 북위 5도에서 남위 16도까지 1도 간격으로 종단관측(2017년), (2) 동경 60도 경도를 따라 남위 13도에서 남위 3도와 동경 67도 경도를 따라 남위 3도에서 남위 25도까지 위도를 따라 1도 간격으로 횡단관측(2018년), 인도양 쌍극진동에 따른 인도양 내부 수층의 물리적 구조특성, 생지화학특성, 식물플랑크톤과 동물플랑크톤 등 생태환경의 분포특성을 관측하고 위성자료와 해양순환 모형 또는 기후모형 결과의 자료 분석을 통하여 인도양 쌍극진동에 따른 인도양내부 물질순환 이해와 전 지구적 기후변화와의 연관성 이해를 목적으로 한다.

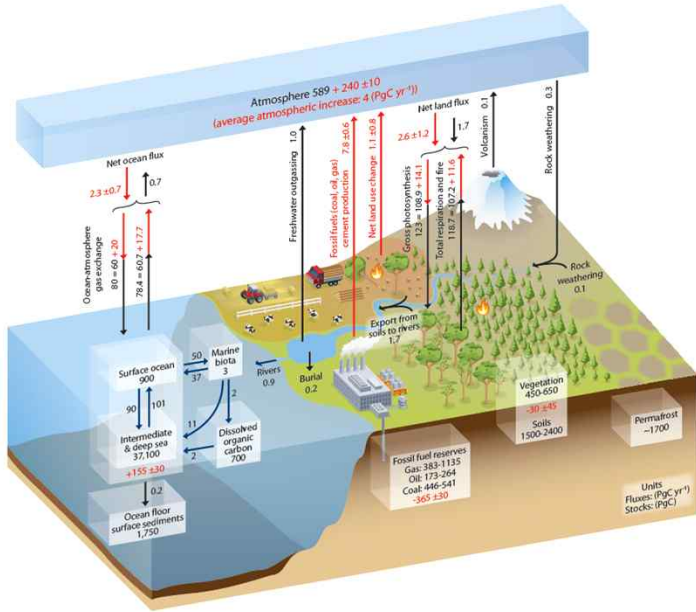
제 2절 연구개발의 필요성

○ 온난화가 전 지구적으로 진행됨에 따라 2015년 12월 기후변화에 대한 파리협정 체결로 각국은 신기후체제 하에서 기후변화에 대응하기 위한 정책 수립이 전 지구적으로 주요 안건으로 떠오르고 있다.

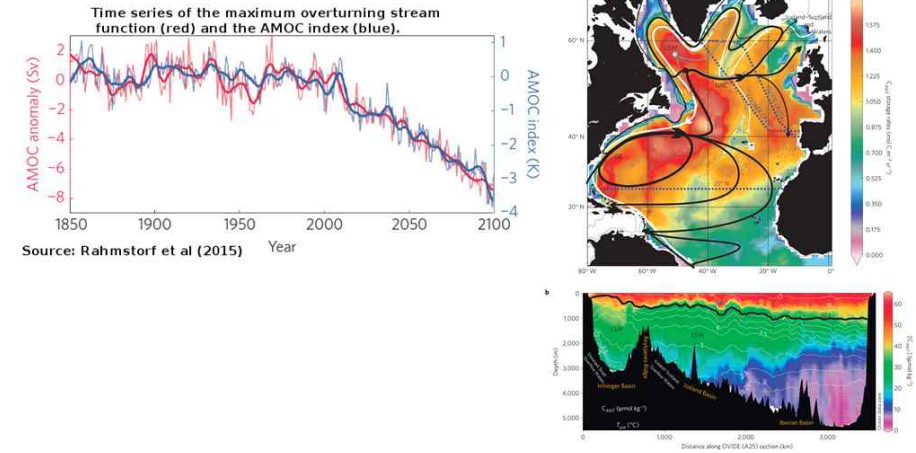
- 해양온난화에 따라 우리나라 주변해역도 아열대화, 해양생태계 변화 및 해양 기인 악기상 (extreme weather event) 발생의 증가가 예상되고 있는바 지구온난화가 한반도 기후·기상 및 생태계에 미치는 영향과 원인 등을 파악하는 것이 이에 대한 적응과 대응을 위한 가장 기초적이고 필수적인 정보이다.

○ IPCC 5차보고서(2014)에서는 전 지구적으로 진행되고 있는 온난화의 주원인으로 산업화 이후 인간 활동으로 대기 중에 배출된 이산화탄소가 주요 요인이며 해양은 대기 중으로 배출된 이산화탄소의 약 28%와 열의 90%를 흡수하여 지구의 급격한 기후변화 조절의 요한 역할을 하고 있다.

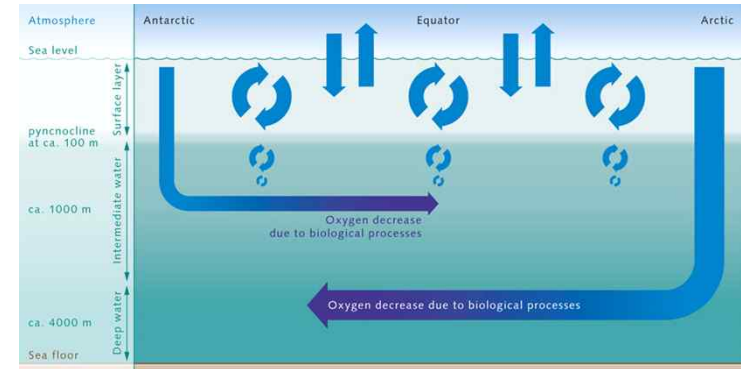
- 해양의 이산화탄소 흡수는 해양내부의 물리화학적인 과정과 표층해양에서 일어나는 생물학적인 과정에 의해서 일어나고 해양내부의 탄소 저장량은 대기의 약 50배 이기 때문에 해양내의 물리화학적인 과정과 생물학적인 과정의 변화는 기후변화의 속도를 조절하는 기후 대물림의 변화를 초래한다.



- 최근의 연구에 의하면 전 지구적인 온난화의 영향으로 대서양 심층수 형성이 줄어들고 있는 경향이 뚜렷해지고 있어 해양내부의 물질순환에 큰 영향을 미친다.
- 열염순환의 변동은 물리화학적 과정에 의한 이산화탄소의 심층수송 변동과 성층의 강화로 인한 심층에서 표층으로 영양염 수송 감소로 인한 생물학적인 과정에 의한 심층으로 탄소수송 변동등 해양의 대기 중 이산화탄소 흡수에 영향을 미치는 해양내부의 탄소순환 변동에 이해가 필요하다.



- 열염순환이 느려지게 되면 해양내부에서의 이동시간이 길어져 해양내부의 유기물 분해로 인한 용존산소 농도가 줄어드는 산소감소(deoxygenation)가 일어나게 되어 해양내부의 산소최소층이 확대되어 해양내부 물질순환에 영향을 미치게 된다.



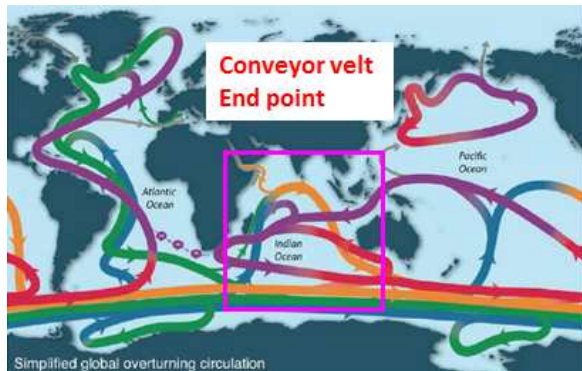
- 우리나라 기후변화의 주요 근원지는 주변대양(쿠로시오, 서태평양 워풀, 인도양등)으로 한반도 주변해역에서 예상되는 기후변화에 따른 변동을 이해하는데 이에 대한 이해가 필수적이다.

- 인도양은 Somali, Monsoon, South equatorial, Antarctic Circumpolar 해류 등의 다양한 수괴의 영향을 받고 있으며 동인도양은 서태평양과 인접해 있고 Indonesian Through Flow(ITF)를 통해 서태평양과 밀접한 상관성을 가지고 있어 인도양에 대한 이해가 필수적이지만 한반도 기후변화에 영향을 미치는 주변 대양중 인도양은 다른 해역에 비해 상대적으로 이해가 부족한 해역으로 이에 관한 연구가 필수적이다.

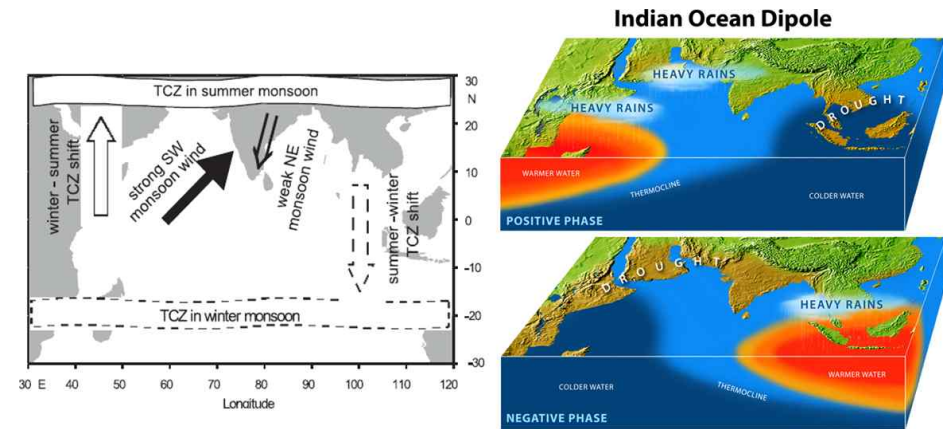
- 국제적으로 전 지구적 기후변화에 대한 인도양의 중요성에 대한 인식이 높아져 1960년대 초반에 1차 국제인도양탐사(the first International Indian Ocean Expedition, IIOE)가 진행되었으며 최근 SCOR, IOC, IOGOOS Panel, CLIVAR 등의 다양한 국제기구를 중심으로 2차 국제인도양탐사(IIOE-2)가 2015-2020 기간 동안 수행되고 있다.

○ 인도양은 전 지구적 온난화에 의한 기후변화가 해양내부의 물질순환에 미치는 영향을 연구하기 위한 최적의 조건을 갖추고 있다.

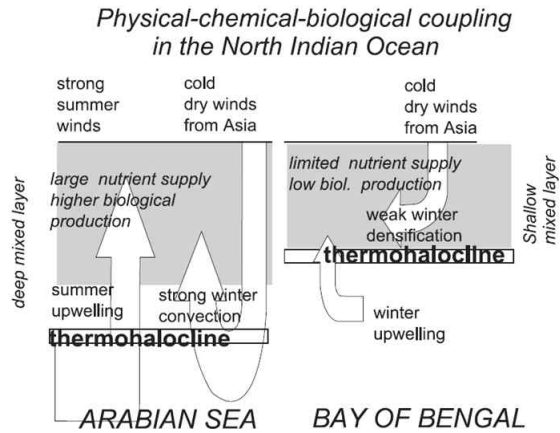
- 인도양 서쪽해역은 북대서양에서 발원한 심층순환과 남극에서 발원한 심층순환이 표층으로 올라오는 대양 용승해역으로 기후변화에 따른 심층수 형성에 따른 해양내부의 인류기원 이산화탄소 흡수 변동과 대양 용승해역에서의 생물화학적 과정에 의한 심층으로의 탄소 수송연구



- 인도양 아시아몬순체계는 열대수렴대(Tropical Convergence Zone, TCZ)의 규칙적인 진동에 의해서 결정이 되고 이러한 변동은 인도양 상층 순환 과 심층순환 변동을 수반하게 되고, 인도양 서쪽과 동쪽에서의 해수면 쌍극변동은 인도양 표층해류 흐름 해양 상층 대기의 흐름에도 영향을 미치고 표층과 심층의 물질 수송 변동에도 중요한 역할을 하게 된다.



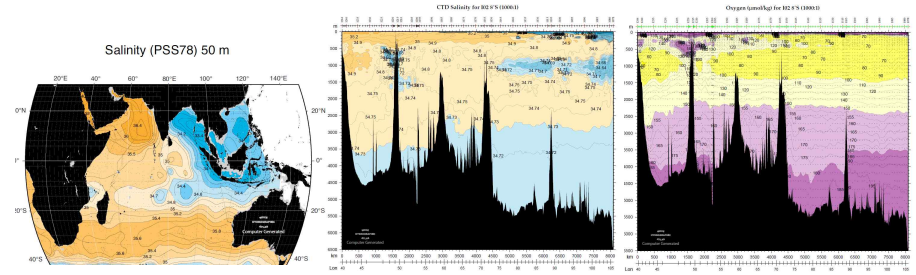
- 인도양 쌍극운동의 변동은 해양표층 혼합층의 두께에 영향을 끼쳐 표층해양에서 심층해양으로의 물질수송과 상위생태계로의 물질 이동에도 영향을 미치게 된다.



제 3절 연구개발의 범위

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 상호작용 분석 및 이해
 - 동경 67도 경도를 따라 북위 5도에서 남위 16도까지 1도 간격으로 종단관측 (2017년), 동경 60도 경도를 따라 남위 13도에서 남위 3도와 동경 67도 경도를 따라 남위 3도에서 남위 25도까지 위도를 따라 1도 간격으로 종단관측 (2018년)에서 인도양 내부 수층의 물리적 구조특성 관측
 - 인도양에 있는 Argo 부이자료와 RAMA 부위 자료 분석
 - 위성관측자료 분석을 통한 표층 순환 이해
 - 해양순환 모형 또는 기후모형 결과 자료 분석

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 수층 내 생지화학인자 분포특성 및 물질순환 변동이해
 - 수층 내 생지화학인자(용존영양염, 유색 용존유기물 등) 분포특성
 - 수층 내 용존산소 최소층 공간분포와 물질 순환특성이해
 - 용존산소 최소층 내 박테리아 군집구조특성 이해



- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동 이해
 - 이사부호 인도양 운항기간 동안 표층해양과 대기의 이산화탄소분압 측정
 - 수층 내 이산화탄소계 인자(용존무기탄소, 알카리니티) 측정을 통한 인류기원 탄소 흡수 정량화

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양내부 물질순환 추적자 연구
 - 수층 내 용존유기탄소 14C 분포특성 이해와 해양내부 순환 연구
 - 수층 내 TEIs 분포특성 및 해양내부 물질순환 상관성 이해

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 생태계 반응연구
 - 위성자료(SeaWiFS, MODIS 등)를 이용한 일차생산력 변동 이해
 - 동물플랑크톤 생체량 및 군집구조 이해
 - 동물플랑크톤 먹이구조이해 (13C, 15N 동위원소분석)

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 2장 국내외 기술개발 현황

제 1절 국내 연구 현황

- 한국해양과학기술원의 기후변화에 따른 해양환경변화와 생태계 반응연구
 - 한국해양과학기술원은 1994년부터 현재까지 지속적으로 쿠로시오의 북상에 따른 한국주변해역의 물리, 생지화학적 특성, 해양생태계 반응에 관한 연구를 지속해서 수행해 오고 있다.
 - 한국해양과학기술원은 2006-2013년 사이에 “북서태평양의 해양환경 변화가 한반도 주변해역에 미치는 영향 연구”를 수행하여 기후변화와 해양환경의 변화가 한반도 주변해역의 생태계 변동에 미치는 영향에 관한 연구를 수행한다.
 - 인도양에서 열수구 생성환경 해석, 열수생명체 진화규명 및 신 생물유전자원 확보를 위한 연구계획이 진행될 예정이다.
- 국내 타 연구기관의 기후변화에 따른 해양환경변화 및 생태계 반응연구
 - 2007-2016년에 ‘동해시계열 관측 및 생태환경진단 (EAST-I)’연구에서 동해의 심층수순환의 변화와 수층내부의 용존산소 변동을 관측하여 전 지구적 기후변화가 한반도 주변해역의 해양환경에 직접적인 영향을 미치고 있음이 보고되었다.
 - 2017부터 쿠로시오의 영향을 받는 동중국해부터 동해까지 연구지역을 확대하여 기후변화에 따른 동해로 유입되는 해수의 변동과 동해 내부의 해양환경변화에 관한 장기적인 연구가 수행될 예정이다.

제 2절 국외 연구 현황

- 대서양 심층수 순환변동이 해양의 이산화탄소 흡수력변동에 미치는 영향 (Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation, RAPID-AMOC; The US Atlantic Meridional Overturning Circulation Program, US-AMOC)
 - 영국에서 기후급변 프로그램을 통하여 미래기후 급변의 가능성과 크기를 정량화하는 능력향상을 위해서 대서양의 열염순환이해에 중심을 둔 Rapid Climate Change (RAPID)프로그램을 수행함(2001-2007), 후속으로 RAPID-WATCH (2008-2014)를 통하여 북대서양 남북방향 역전순환(North Atlantic Meridional

Overtuning Circulation)연구를 수행한다.

- 북위 26도를 따라 대서양을 가로지르는 생지화학 센서와 원격시료 채취를 수행한다.
- 미국도 2014년부터 US AMOC Science Team Meeting을 시작으로 단기/장기 연구 우선순위를 설정하는 계획을 수립하여 연구를 진행하여 Perez et al(2016) "Atlantic Ocean CO₂ uptake reduced by weakening of the meridional overturning circulation"를 발표했다.
- 대서양 의 이해를 향상하여 기후모델 개선에 필수적인 과정을 이해하기 위한 아극순환대에서 순환과 플럭스 연구수행(Overtuning In the Subpolar North Atlantic Programme, UK OSNAP)
- 인도양 해양-대기과정이 지역적, 전지구적 기후 해양생지화학순환, 생태계, 수산에 미치는 연구를 수행하기 위해서 국제공동 인도양 종합탐사(IIOE-2)가 수행된다.
- 해양내 탄소순환, 기후변화, 해양생태계 변화를 이해하는 데 중요한 역할을 하는 미량원소와 그 동위원소(Traces Elementss and Isotopes, TEIs)의 생지화학적 순환을 이해하기 위한 국제적인 프로그램(GEOTRACES) 관측이 인도양에서 수행되고 있다.
- 열대 서인도양 용승해역(Seychelles-Chagos Temperature Rise)
 - 인도네시아 통과류와 지역적인 바람응력결에 의해 SCTR의 수온약층 깊이가 결정되며 서쪽으로 진행되는 로스비파에 의해서 변동.
 - 위성자료와 모형연구 결과 열대 서인도양 해역에서는 철(Fe)의 공급이 중요한 영양염 결핍요인임 (Behrenfeld et al., 2009; Wiggert et al. 2006).
- 인도양 쌍극 변동성(IOD)이 생태계에 미치는 영향
 - 양의 IOD 상태에서는 가을철에 특히 열대 동인도양의 엽록소량이 증가하여 서쪽까지 확장되는 형태를 보이며, 이것은 바람변동과 Wyrтки 제트가 약해지고 동쪽의 수온/영양염 약층이 얕아져서 생기는 결과로 이해된다. 한편 위성자료 분석을 통한 일차생산추정결과에 따르면 탄소흡수율이 두 배에 달한다(Murtugudde et al. 1999; Wiggert et al. 2009).
 - 또한, 기존 열대 서인도양에 형성되던 참치어장이 동인도양쪽으로 이동(Marsac and Le Blanc,1999; Menard et al., 2007).

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 3장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1절 해양-대기 상호작용 분석 및 이해

1. 이사부호 활용 정선 관측

이사부호를 이용한 열대 인도양 관측은 2017년 7월과 2018년 4월에 각각 24일과 26일에 걸쳐 실시되었다(Fig. 3.1.1.1). 2017년 관측(KIOS2017)은 스리랑카의 콜롬보항을 출발하여 동경 67E를 따라서 북위 5N ~ 남위 16S를 1도 간격의 정점으로 7월 2일부터 7월 25일까지 수행하고 모리셔스의 포트루이스에 도착했다. 2018년 관측(KIOS2018)은 4월 4일부터 4월 29일 기간에 모리셔스의 포트루이스에서 출발해서 동경 60E를 따라 남위 13S ~ 3S까지 이동 관측하고 다시 동경 67E를 따라서 3S ~ 25S를 1도 간격의 정점으로 관측한 후 모리셔스로 돌아왔다.



Fig. 3.1.1.1. Station map of the R/V Isabu cruise in the Indian Ocean (Left:KIOS201707, Right:KIOS201804)

가. 이사부호 탐사 항해 중 CTD 활용 물성 관측

(1) 수온-염분 다이어그램

Fig. 3.1.1.2는 2017년 7월과 2018년 4월에 관측한 모든 정점에서의 수온-염분 다이어그램이며 추가로 용존산소를 색으로 표시하였다. 수온은 깊이에 따라 2 ~ 30 °C 정도에 분포하며 염분은 33.8 ~ 35.7 사이에 분포한다. 상대적으로 염분의 변동폭은 2017년 7월보다 2018년 4월에 크게 나타났는데 상대적으로 낮은 표층 염분은 계절적 영향이거나 강우에 의한 일시적 영향일 가능성이 높아 보이며 용존산소가 높고 염분이

높은 수괴는 남위 20도 이남의 증발영향이 큰 수괴에 해당한다. 용존산소는 일반적으로 표층에서 높고 저층에서 낮게 나타나나 남인도양 증층수(SICW)는 수온이 낮고 깊이가 깊음에도 불구하고 용존산소가 높아 남반구 고위도의 물이 침강하여 형성된 물임을 알 수 있다. 이는 2018년 4월과 같이 남위 25도로 갈수록 그 특성이 더욱 뚜렷하게 나타난다. 한편 용존산소가 낮고 밀도가 높은 수괴는 중저층에서 나타나며 상당 부분이 홍해에서 넘쳐나온 수괴의 영향을 받았거나 상대적으로 오래된 수괴임을 유추할 수 있다. 한편 증층에서 용존산소가 낮고 염분도 낮은 수괴가 존재한다.

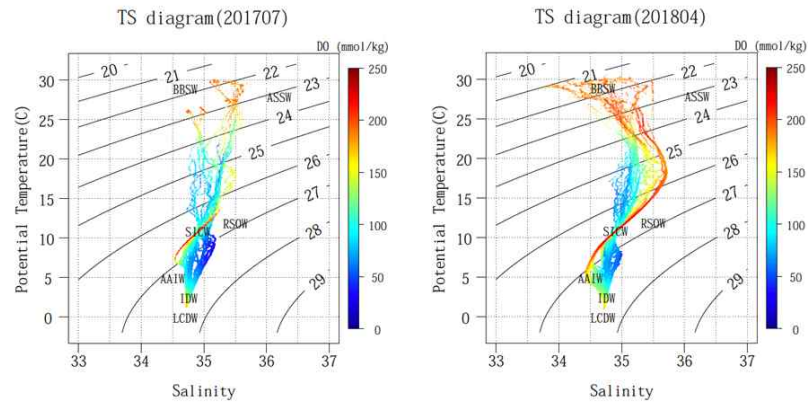


Fig. 3.1.1.2. Temperature-Salinity-Dissolved Oxygen diagram observed in the Indian Ocean cruises (Left: KIOS2017, Right: KIOS2018) (BBSW: Bay of Bengal Surface Water, ASSW: Arabian Sea Surface Water, RSOW: Red Sea Overflow Water, SICW: South Indian Central Water, AAIW: AntArctic Intermediate Water, IDW: Indian Ocean Deep Water, LCDW: Lower Circumpolar Deep Water)

(2) 연직 단면 분포 (67E)

(가) 수온

동경 67도를 따라서 2017년 7월에는 북위 5도에서 남위 16도까지, 2018년 4월에는 남위 3도에서 남위 25도까지 각각 1도 간격으로 CTD를 이용한 관측이 수행되었으며, 수온의 연직분포는 그림 3-1-3과 같다. 2017년 7월 표층수온은 적도부근에서 30℃ 이상으로 가장 높게 나타났으며, 남북위 5도 이내에서는 28℃ 이상을 보였고, 남쪽으로 갈수록 낮아졌다. 수온약층은 남북위 2~3도 부근에서 가장 낮았고 적도에서는 살짝 깊었

으며, 남위 6~7도 사이에서 가장 낮았다가 남쪽으로 갈수록 깊어지는 양상을 보였다.

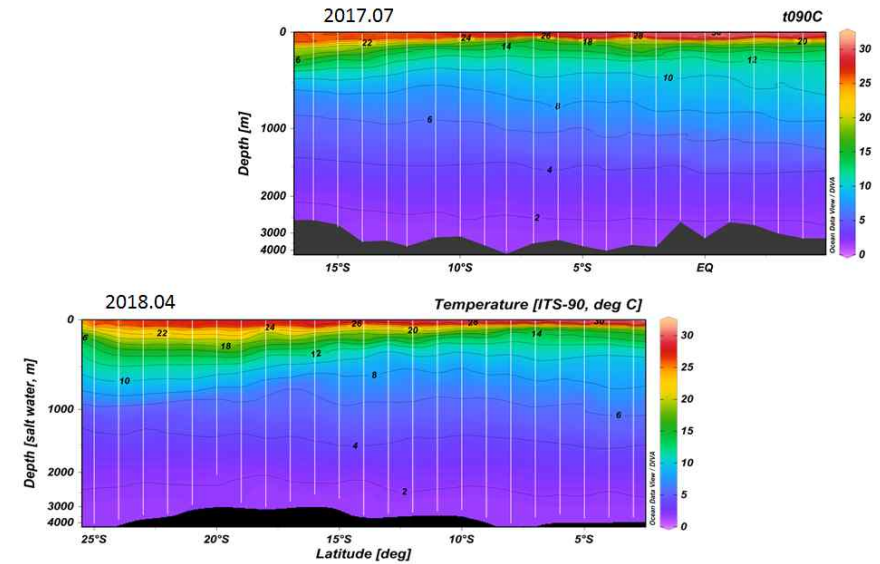


Fig. 3.1.1.3. Vertical section of temperature along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)

수심 2000m보다 깊은 곳에서의 수온은 2℃ 이하로 낮게 나타났다. 2018년 4월의 경우에는 남위 5도까지도 30℃ 이상의 표층수온이 나타났으며, 남위 16도까지도 28도 이상의 높은 수온이 유지되었다. 수온약층의 깊이는 남위 7~8도 부근에서 비교적 낮게 나타났으며 양극 쪽으로 갈수록 깊어지는 양상을 보였지만 남위 24도 이남에서는 다시 얕아졌다.

(나) 염분

염분은 수온분포보다 심층에서 다양한 변화를 보인다. 2017년 7월 관측결과는 적도 북쪽 표층에서 저염수가 나타났으며 수심 100m 정도의 얇은 고염수대를 지나면 다시 염분이 낮아지는 특성을 보였다. 적도 표층역의 저염수대를 지나면 35.6 이상의 고염수가 타나는 데 북쪽으로는 북위 5도에서의 관측값밖에 없어 그 범위를 알 수 없으나 남쪽

으로는 남위 7도 혹은 남위 10도까지도 표층 고염수가 나타나다 이후 저염수가 나타나는 것을 알 수 있다. 남쪽의 특이한 구조로는 수심 200~300m를 중심으로 하는 고염수가 남위 13도까지 북쪽으로 관입된 형태의 모양을 볼 수 있으며, 그 바로 아래층에서는 34.6 이하의 저염수가 관입된 형태로 보인다. 반면 북위 5도 부근에서는 수심 700 m 정도의 깊이에서 35.2 이상의 고염수의 관입이 나타나며 고염수의 관입은 남쪽으로 갈수록 수심이 얕아지는 특징을 보인다. 특히 남위 5도에서 10도 사이에서는 수심 500~1500 m 사이에 강한 염분의 남북구배가 나타난다.

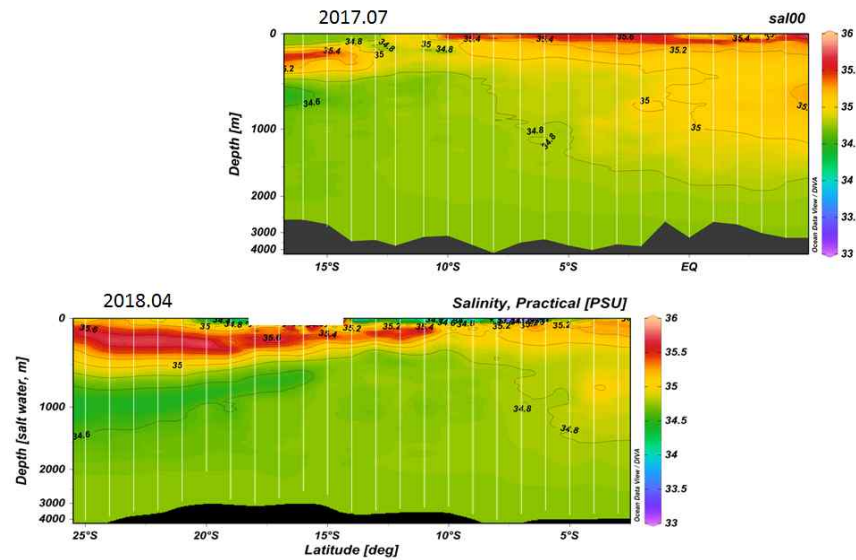


Fig. 3.1.1.4. Vertical section of salinity along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)

2018년 4월의 염분 분포도 2017년 4월 분포와 같은 위도 대에서는 큰 차이가 없어 보이나 2017년 7월에 나타났던 남위10도 부근까지의 표층 고염수는 2018년 4월에는 나타나지 않았고 오히려 저염수가 나타났다. 2017년 7월에 나타났던 수심 200~300m 사이의 고염수의 관입은 2018년 4월에 남쪽으로 확장해서 관측한 바에 따르면 고염수의 기원이 남위 20도 이남의 표층수만을 유추할 수 있으며, 그 아래에서 흐르는 저염수는

이보다 훨씬 더 남쪽에서 기원함을 알 수 있다.

(다) 밀도

표층 밀도는 수온의 영향으로 적도부근에서 가장 낮고 전반적으로 수온분포와 유사하게 나타난다. 남위 5도에서 10도 사이의 전반적인 표층밀도는 2018년 4월이 2017년 7월에 비해서 작게 나타나는데, 이는 염분이 낮고 수온이 높은 까닭으로 해석할 수 있다. 밀도약층의 깊이는 남위 7도에서 가장 얇게 나타나며, 중층과 심층에서의 남북구배는 염분보다는 수온의 분포와 더욱 유사한 것으로 나타났다.

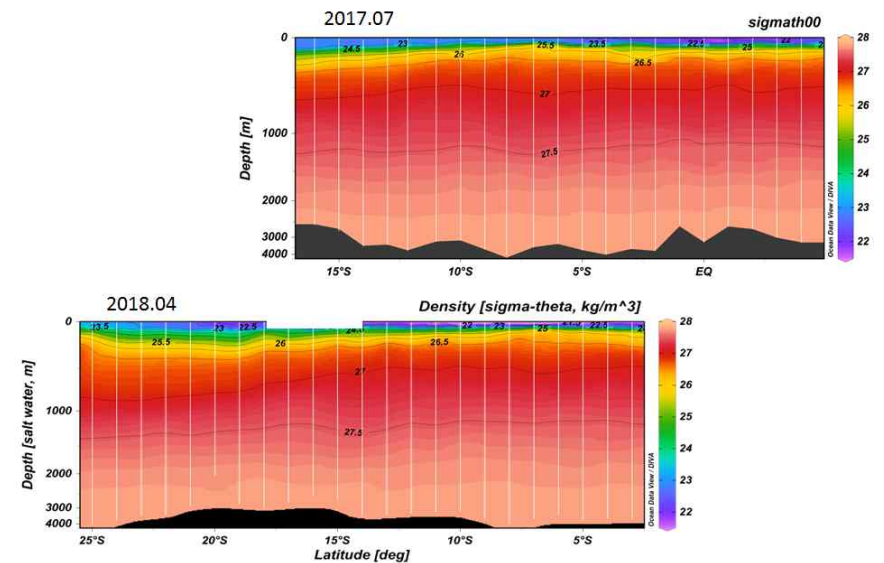


Fig. 3.1.1.5. Vertical section of potential density (σ_0) along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)

(라) 용존산소

용존산소는 일반적으로 표층농도가 높은 데 2017년 7월 관측에서는 북위 5도에서 상대적으로 낮은 표층농도가 관측되었으며, 수심 1000m를 중심으로 두께 약 1000m 정도의 범위에서 용존산소 농도가 50 $\mu\text{M}/\text{Kg}$ 이하고 과도하게 낮은 수위가 적도까지 관

입되는 양상이 두드러지게 나타났으며, 이는 2018년 8월 관측 자료를 통해 남위 18도 부근까지도 100 uM/Kg 이하로 나타난다. 반면 심층부는 대체로 150 uM/Kg 이상으로 비교적 높은 편이며 남위 15도 부근에서 가장 높게 나타난다. 한편 염분분포에 보았던 남쪽으로부터의 고염 및 저염수의 중층 유입은 높은 용존산소분포로 더욱 뚜렷하게 나타나며 수심 500m 부근에서 상층보다도 높은 200 uM/Kg 이상의 농도가 관입하는 것을 알 수 있다. 2017년 7월과 달리 2018년 4월에는 남위 13~12도에서도 200 uM/Kg 이상의 높은 농도가 수심 300~400m에서 나타났다.

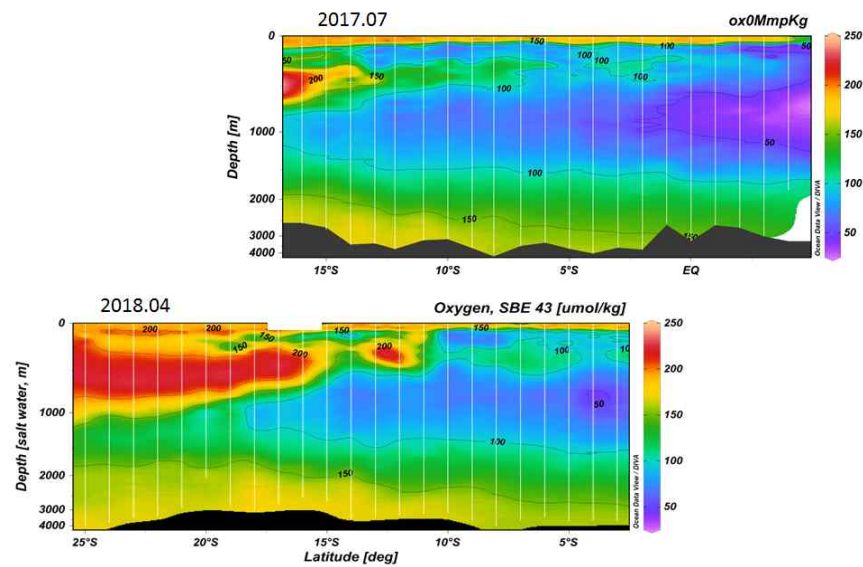


Fig. 3.1.1.6. Vertical section of dissolved oxygen along the 67E (Top: KIOS201707, Bottom: KIOS201804)

나. ADCP를 이용한 해류 관측

이사부호에 탑재된 ADCP(38KHz)를 이용하여 이동 및 정점 관측 시에 해류를 관측하였다. 이동 시보다 정점 관측 시 상대적으로 자료의 질이 양호한 것으로 판단되어 2017년 7월 자료에서는 정점에서의 자료만 활용하였으며 2018년 4월 관측에서는 이동 및 정선을 포함하여 시간에 따른 유속의 단면 분포 변화를 고찰하였다.

(1) 2017년 7월 각 정점에서의 해류 관측결과

북위 3도 정점의 유속분포를 보면 표층(40~100m)에서는 동쪽으로 흐르고 100~300m 사이는 서쪽으로 흐르며 다시 300~500m 사이는 동쪽으로 흐르는 흐름이 강하게 나타났다. 남북방향 유속의 경우 표층(40~200m)에서는 대체로 남향류가 흐르고 중층(200~600m)에서는 북향류가 비교적 강하게 흐르며, 그보다 깊은 수심에서는 비교적 강한 남향류가 흐르는 것으로 나타났다. 북위 2도에서는 수심 200m 이내에서는 대체로 남서방향으로 흐르고 200~800m 사이는 대체로 북동향의 유속이 강하게 나타났다. 그보다 깊은 수심에서는 동남향의 흐름이 상대적으로 약하게 나타났다.

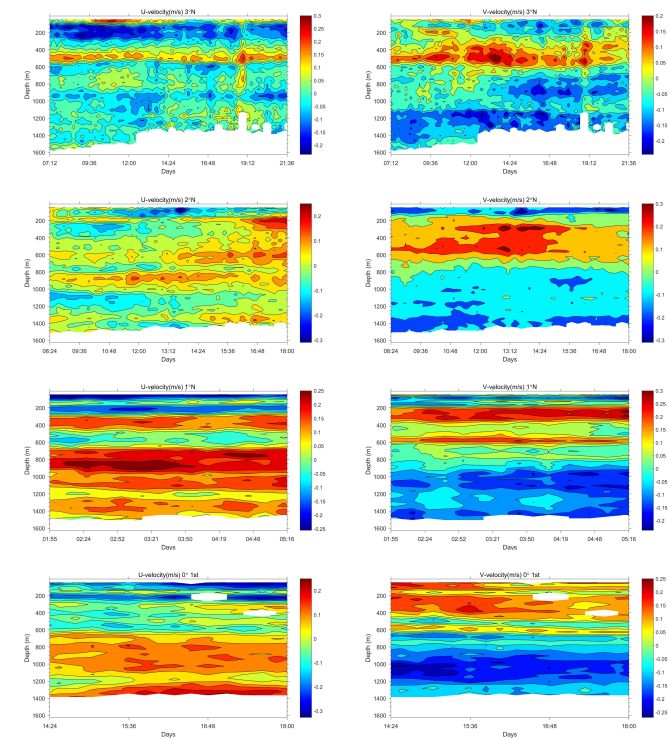


Fig. 3.1.1.7. Zonal(left) and meridional(Right) current distributions along 67E (KIOS201707; 3N, 2N, 1N, and Equator from top to bottom; horizontal axis denotes the time in UTC during a day)

북위 1도 정점에서는 100m 이내에는 남서향류가 강하게 흐르고 100~200m 사이에서는 동북향, 다시 200~300m에서는 서북향류로 이어 300~400m에서는 동북향류로 바뀐 후 400~550m에서는 서북향의 약한 흐름이 존재하다가 550~600m 정도의 얇은 층에서 북향류의 흐름이 강해진다. 한편 수심 700~1100m에서 강한 동향류가 나타나며, 이때 깊어질수록 남향류의 유속이 강해진다. 적도에서도 북위 1도와 비슷하게 수심 별로 크게 나뉘는 유속분포가 나타나며, 전반적으로는 비슷해 보이지만 특징적으로 표층에서 북서향류가 강하게 나타나는 것이 매우 다르다.

남위 1도로 넘어가면, 연직구조가 다소 단순해져서 수심 400m 정도까지는 북서향류가 흐르고 400~700m에서는 동남향류, 700~900m에서는 서남향류, 이후 다시 동남향류가 흐르는 구조로 바뀐다. 남위 2도의 경우는 수심 250m 정도까지 서북향의 흐름이 우세하며, 250~500m에서는 동남향류로 바뀐다. 500~800m에서는 북향류의 흐름이 강하게 나타나며, 그보다 깊은 곳에서는 남향류가 우세하게 나타나고 동서방향의 유속은 1000m를 중심으로 서향류가 나타난다. 남위 3도에서는 수심 100m까지는 대체로 동북향류가 우세하며 수심 200m를 중심으로 하는 서남향류, 400~800m의 서북향류, 그보다 깊은 곳에서는 동남향류의 흐름이 우세하다. 남위 4도의 경우 표층의 동향류가 뚜렷하게 발달하였으며, 수심 300~800m에서 강한 서북향류가 나타나는 것이 특징이다.

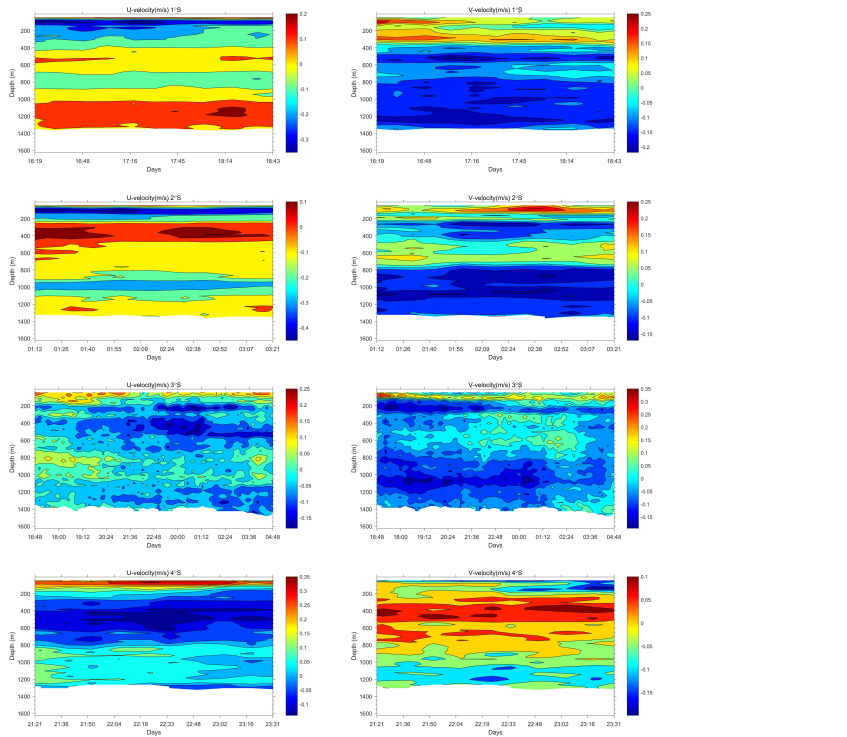


Fig. 3.1.1.8. Zonal(left) and meridional(Right) current distributions along 67E (KIOS201707; 1S, 2S, 3S, and 4S from top to bottom; horizontal axis denotes the time in UTC during a day)

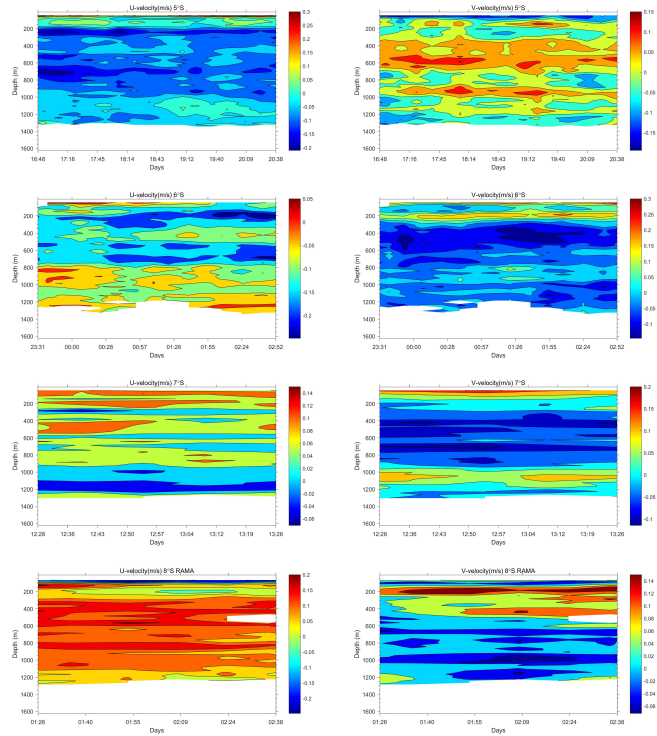


Fig. 3.1.1.9. Zonal(left) and meridional(Right) current distributions along 67E (KIOS201707; 5S, 6S, 7S, and 8S from top to bottom; horizontal axis denotes the time in UTC during a day)

남위 5도에서는 200m보다 낮은 수심에서는 약한 동북향류가 우세하며, 그보다 깊은 곳에서는 대체로 북서향류가 강하게 흐른다. 남위 6도에서는 200m 수심에서 북서향류가 강하게 흐르는 것이 특징이며, 500m 수심을 중심으로 약 300m 정도의 두께로 서남향의 강한 유속이 나타났다. 남위 7도에서는 수심 200m까지는 북동향류, 그보다 깊은 곳에서는 남동향류가 우세하다. 남위 8도에서는 수심 100m 이내에서 남서향류가 흐르고 200m 수심을 중심으로 강한 북향류가 흐르며, 300~500m까지는 북동향류, 500~1200m까지는 남동향류가 흐른다.

(2) 2018년 4월 해류 관측결과

2018년 4월 승선 관측에서는 정점 5부터 설정을 Broadband로 바꾸어 수심 40~1000m까지 층 간격 16m로 조정하여 관측하였다. 남위 3도에서는 동향의 강한 흐름이 표층 200m까지 존재하는 것이 발견되었는데, 이는 북반구의 겨울철에 주로 발달하는 남적도만류 (SECC)가 여전히 4월에도 남아있는 것으로 추정된다. 남위 8도, 경도 60도 부근에서는 강한 시계방향의 소형돌이(규모 약 100km 내외)가 나타났다.

연직 유속의 특징으로는 경도 60도, 남위 7~8 사이에서 수심 400~600m에서 최강 유속을 보이는 흐름이 나타났는데, 이는 해저지형에 의한 효과로 발생한 소용돌이 특성으로 추정된다. 구체적으로 살펴보면 정점 5 (60E,9S)는 수심이 250m 이하로 매우 낮음에도 불구하고 100m 수심을 기준으로 남북방향의 유향이 반대 방향으로 바뀌어 상층에서는 북향류가 하층에서는 남향류가 흐른다. 정점 6 (60E, 8S)의 경우는 유속이 비교적 강하게 나타나는데, 수심 1000m까지 전 층에서 북서향의 흐름이 우세하게 나타난다. 이와는 달리 정점 7 (61E, 8S)에서는 전 층에서의 유속이 비교적 작게 나타났고 정점 8 (61E, 7S)에서는 표층에서는 유속이 작고 수심 500m를 중심으로 하는 중저층에서 남동향류의 흐름이 강하게 나타났다. 동경 60E를 따라 북으로 올라갈수록 표층에서 동향류가 강해지고 중저층에는 유속이 뚜렷하지 않은 경향이 나타났다. 이와 같은 경향은 정점 16 (67E,3S)에서도 같은 경향을 보였으나 남위 3도에서 나타난 표층의 동향류는 남위 4도에서 6도까지는 남향류의 흐름으로 바뀌었다. 정점 22 (67E,8S)에서는 중층에서 남동향류의 흐름이 우세하게 나타나 7S와 9S와는 대조적인 양상을 보였다. 정점 25 (67E,11S)부터는 북향류가 강해지기 시작하여 정점 26 (67E,12S)과 27 (67E,13S)까지도 나타나며, 또한 전 층에서의 서향류도 비교적 강하게 나타났다. 이후 서향류는 다소 약하게 나타났으며, 정점 31 (67E,17S)과 정점 33 (67E,19S)에서 다시 강하게 나타났다. 한편 정점 39 (67E,25S)에서는 표층에서 강한 동향류가 나타났으며 이는 중층까지도 유지되었다.

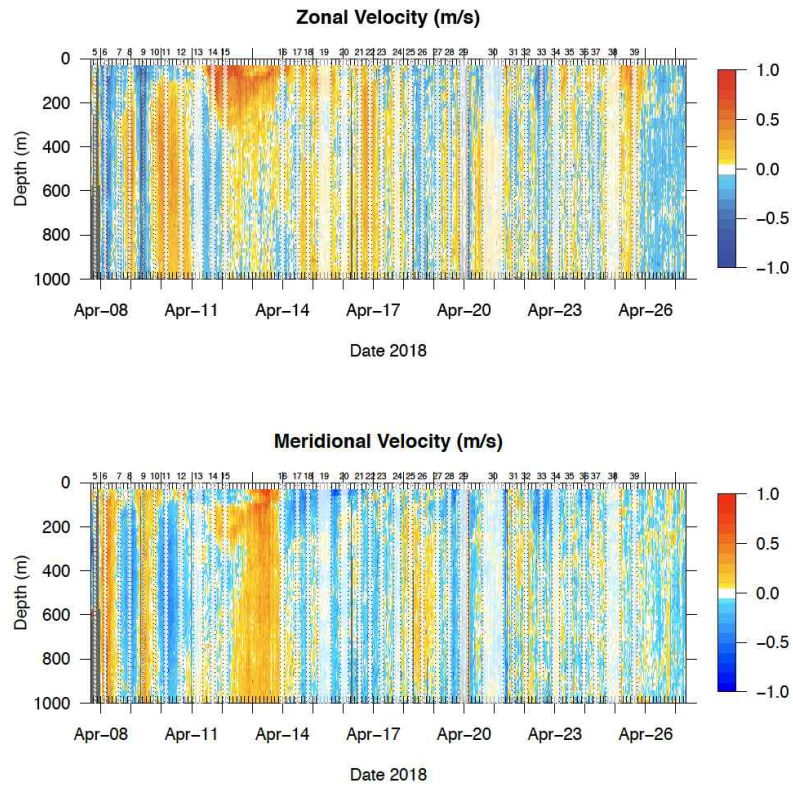


Fig. 3.1.1.10. Vertical current structure of shipboard ADCP measurements from station 5(9S,60E) to station 39(25S, 67E) through station 15(3S,60E) and 16(3S,67E) along the R/V Isabu cruise on April, 2018. (Top) Zonal current speed (Bottom) Meridional current speed)

Fig. 3.1.1.11. Vertical structure of meridional and zonal currents in each stations along the 60E line in April, 2018. (green: northward plus, red: eastward plus)

Fig. 3.1.1.12. Vertical structure of meridional and zonal currents in each stations (16~27) along the 67E line in April, 2018. (green: northward plus, red: eastward plus)

Fig. 3.1.1.13. Vertical structure of meridional and zonal currents in each stations (28~39) along the 67E line in April, 2018. (green: northward plus, red: eastward plus)

다. 기상 관측

2018년 4월 관측에서 이사부호에 탑재된 기상 관측 센서로부터 기온, 기압, 풍향/풍속, 상대습도, 단파복사량 그리고 장파복사량 등을 측정하였다. Fig. 3.1.1.14와 3.1.1.15는 각각 60E와 67E에서 위도에 따른 기상변수들의 분포를 나타낸 것이다.

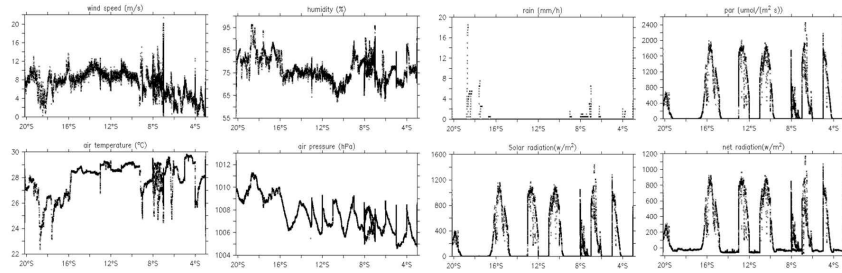


Fig. 3.1.1.14. Meridional distributions of Wind speed, relative humidity, precipitation, photo-synthetically available radiation, air temperature, atmospheric pressure, shortwave radiation and net radiation measured at the R/V Isabu along the 60E during KIOS201804 cruise

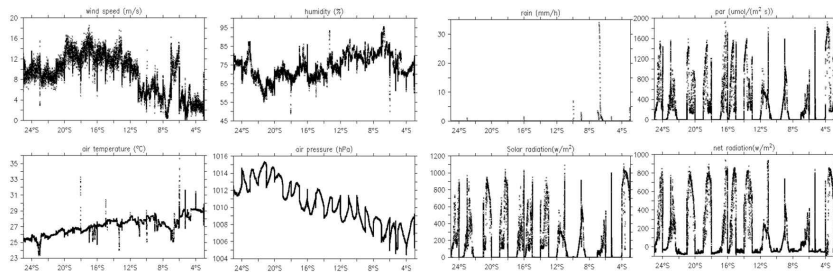


Fig. 3.1.1.15. Meridional distributions of Wind speed, relative humidity, precipitation, photo-synthetically available radiation, air temperature, atmospheric pressure, shortwave radiation and net radiation measured at the R/V Isabu along the 67E during KIOS201804 cruise

기온은 22~36 °C 정도로 적도 쪽에서 높고 남쪽으로 갈수록 낮은 양상을 보여 남반구의 가을 양상을 나타냈으며, 기압은 열대에서 낮고 남쪽으로 갈수록 높아지는 추세를

보이나 기복이 심한 편으로 진동 주기는 반일주기 정도에 해당한다. 풍향/풍속은 남쪽에서는 주로 동풍이 강하게 나타나며, 남위 10도에서 20도 사이에서 풍속 10 m/s 이상의 강한 바람이 나타났다. 상대습도는 대체로 70~90% 사이에서 나타나며, 남쪽으로 갈수록 낮아진다. 단파복사량의 경우 낮에 최대 1000 W/m² 이상 나타나 남위 7도 부근에서는 500~600 W/m² 정도로 낮게 나타난다. 남쪽보다는 북쪽이 높은 편으로 북반구의 여름을 향해 태양고도가 높아지고 있음을 알 수 있다. 한편 장파복사량은 대체로 400 ~ 450 W/m² 정도로 나타나며, 남쪽으로 갈수록 작아지는 양상을 보였다.

2. 장기시계열 관측자료 분석

가. RAMA buoy

RAMA (Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction) 프로그램은 미국이 주도하는 인도양 국제공동관측 프로그램으로서 Fig. 3.1.2.1과 같이 5개 경도선상에서 열대 해역을 조밀하게 8개 정도의 정점에서 지속적으로 모니터링을 하고 있다.

Table 3.1.2.1. Data acquisition state of RAMA data (Quality: bad(beige), good(blue), excellent(red))

경도 위도	55 E	57 E	67 E	80.5 E	90 E	93 E	95 E	100 E
15 N			2018~		2008~			
12 N					2008~			
8 N			2018~		2007~			
4 N			2018~		2007~ 2016			
1.5 N			2016~	2007~	2006~ 2015			
0			2014~	2004~	2005~ 2017			
1.5 S			2013~	2007~	2002~ 2015			
4 S		2016~	2010~	2010~				
5 S							2002~	
8 S	2009~		2007~	2008~			2010~	2010~ 2014
12 S	2009~ 2014		2010~	2010~		2011~ 2012, 2015~ 2016		
16 S	2010~ 2013			2012~ 2015				
25 S								2012~ 2014

Fig. 3.1.2.1. RAMA array map(<https://www.pmel.noaa.gov/gtmba/rama-array-map>)

본 연구에서는 2015년 11월부터 2018년 10월까지 3년 동안 비교적 관측자료가 양호한 RAMA Buoy 자료를 남위 4도와 8도 위주로 비교 분석하였다. 2017년 라마부이 교체 작업(67E, 4,8,12S)을 통해 이 해역에서의 자료 연속성 확보에 성공했으며, 최근 3년(2015. 11 ~ 2018.10) 동안의 인도양 쌍극진동 변화와 함께 시간 변동성을 고찰할 수 있는 좋은 자료를 얻을 수 있었다. 열대 남인도양의 동서분포 변동성을 파악하기 위해서 남위 4도와 남위 8도를 중심으로 한 8개 정점에서의 대기 및 해양 변수들의 관측 값을 수집하였으며, 단주기 변동성을 빼기 위해 월평균 자료를 분석하였다.

(1) 기상자료

Fig. 3.1.2.2는 남위 4도와 8도에서의 RAMA 부이에서 관측한 기상자료를 시계열로 표시한 것이다.



Fig. 3.1.2.2. RAMA buoy observation data during recent 3 years (2015.11~2018.10) : Monthly averaged atmospheric and sea surface variables in the tropical southern Indian Ocean (short wave radiation, precipitation, zonal wind speed, meridional wind speed, relative humidity, air temperature, sea surface temperature, sea surface salinity from top to bottom: (red) monthly mean of the year (cyan) long-term averaged monthly mean)

(2) 해양자료

Fig. 3.1.2.3은 연직 수온의 3년간 시계열 분포를 남위 4도와 8도의 경우에 표시한 것이다. 4S, 57E에서는 반년주기의 변동이 뚜렷하게 나타나는데, 4월과 9월에 수온이 높고 6~7월과 12월에 수온이 낮다. 이와 같은 변동성은 수온약층의 깊이 변화에서도 매우 뚜렷하게 나타나 단순히 태양복사에너지의 변화뿐만 아니라 바람에 의한 혼합효과도 크게 작용하는 것으로 판단된다. 이와 같은 변화는 67E에서도 유지되며, 동쪽으로 갈수록 점차 사라진다. 8S, 55E에서는 4~5월에 수온이 높고 8~9월에 수온이 낮은 계절변화가 비교적 뚜렷하게 나타난다. 8S,67E에서는 단주기의 용승현상이 나타나지만, 8S,80.5E에서는 상대적으로 일 년에 한 번 정도의 장주기 용승현상이 나타난다.

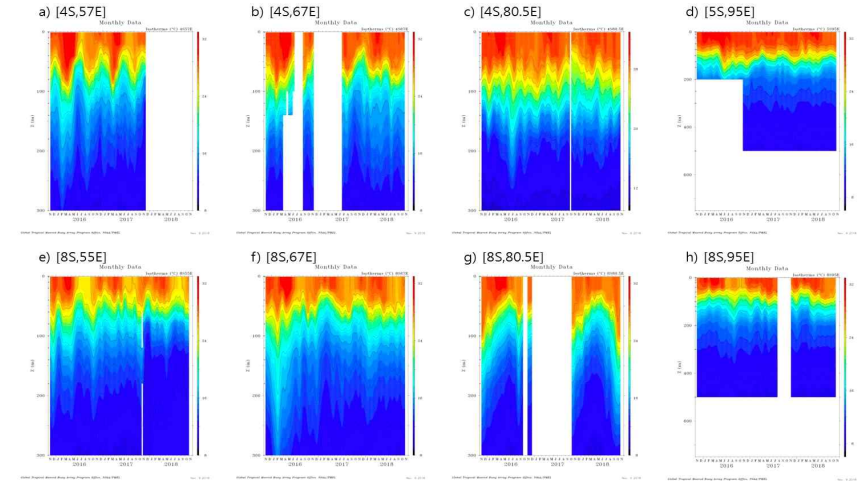


Fig. 3.1.2.3. RAMA buoy observation data during recent 3 years (2015.11~2018.10) : Vertical distributions of monthly averaged water temperature in the tropical southern Indian Ocean

나. Argo 프로파일러 자료 수집 및 분석

인도양에도 많은 Argo 플로우트가 떠다니고 있으며, 공간적으로 20°E ~ 120°E와 30°S ~ 30°N 범위, 시간적으로는 2001년 1월 이후의 자료를 매월 갱신 수집하고 있다. 특히 열대 인도양에 투하된 Argo 플로우트 중 최근까지 운영되었던 BGC-Argo 플로우트는 3개가 있었으며 이는 모두 호주 CSIRO에서 투하한 것들이다(Fig. 3.1.2.4). 이 중에서 플로우트 #5904924는 2017년 이사부호 관측기간과 일부 시기가 겹치며 위치 또한 열대 인도양이기 때문에 현장관측자료와의 비교용으로 적합하다. BGC-Argo 플로우트로 관측된 수온-염분 다이어그램(그림 3.1.2.5)을 보면 2018년 관측결과와도 유사한 양상을 보여 연구해역 물성변화 연구에도 도움이 될 것으로 사료된다. 향후 BGC-Argo 플로우트에서 관측한 수온, 염분, 염류소a, 용존산소, SPM, CDOM 자료(Fig. 3.1.2.6)를 분석하여 이사부호 관측 및 모형 관측 자료와의 상호 보완 자료로 활용할 예정이다.

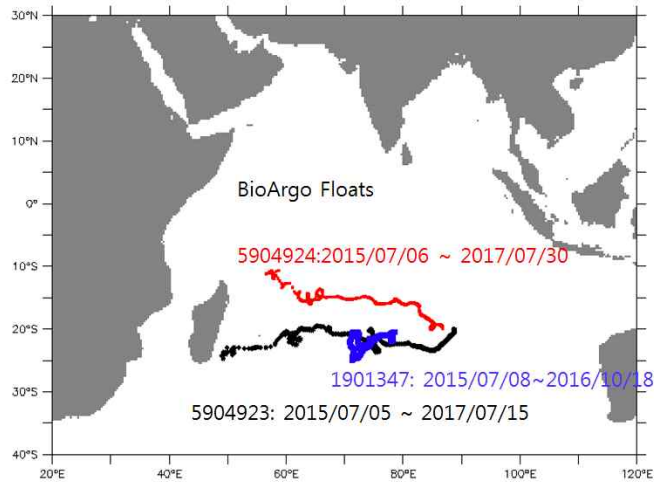


Fig. 3.1.2.4. Trajectories of BGC-Argo floats launched from CSIRO, Australia (The float 5904924(red) was in the some period of KIOS201707 cruise)

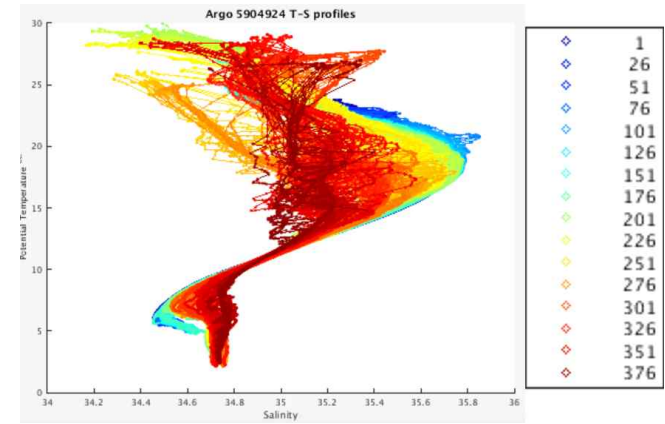


Fig. 3.1.2.5. Temperature-Salinity diagram of BGC-Argo 5904924 launched from CSIRO, Australia (Color shows the profile number and is adopted from <http://www.marine.csiro.au/~gronell/ArgoRT/floats/5904924/floatsummary.html>)

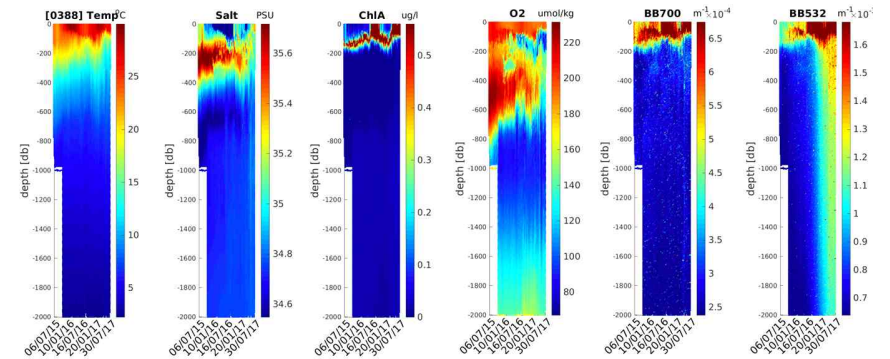


Fig. 3.1.2.6. Physical and biogeochemical variables observed from BGC-Argo 5904924 launched from CSIRO, Australia (Temperature, Salinity, Chlorophyll-a, Dissolved Oxygen, Backscattering 700 nm (SPM), Backscattering 532 nm (CDOM), the figures are adopted from <http://www.per.marine.csiro.au/staff/Dirk.Slawinski/bioargo/indexIO.html>)

3. 위성자료 분석

가. 해표면 수온

NOAA AVHRR 위성 센서로 도출한 OISST 자료로 월평균장을 산출하면 그림 3.1.3.1과 같다. 열대 인도양은 1월에서 5월로 갈수록 28℃ 이상의 고수온 해역이 점점 북쪽으로 이동하며, 남반구의 저수온 해역도 소말리아 해안을 따라 6월부터 8월까지 확장하다가 11월까지 점차 축소되는 계절변동성을 보인다.

그림 3.1.3.2는 인도양 쌍극 진동 모드 (Indian Ocean Dipole mode) 지수를 나타낸 것이다. 1994년과 1997년에 강한 양의 모드가 발생하였으며, 이후에는 그 세기가 다소 약화되어 나타나고 있다. 음의 모드는 1992, 1996, 1998, 2010, 2016년에 비교적 뚜렷하게 나타난다. 두 번의 이사부호 관측이 일어났던 2017년 7월과 2018년 4월은 비슷한 규모의 양의 모드 시기임을 알 수 있다.

Fig. 3.1.3.1. Monthly climatology of NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) OISST(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) during 1981~2010

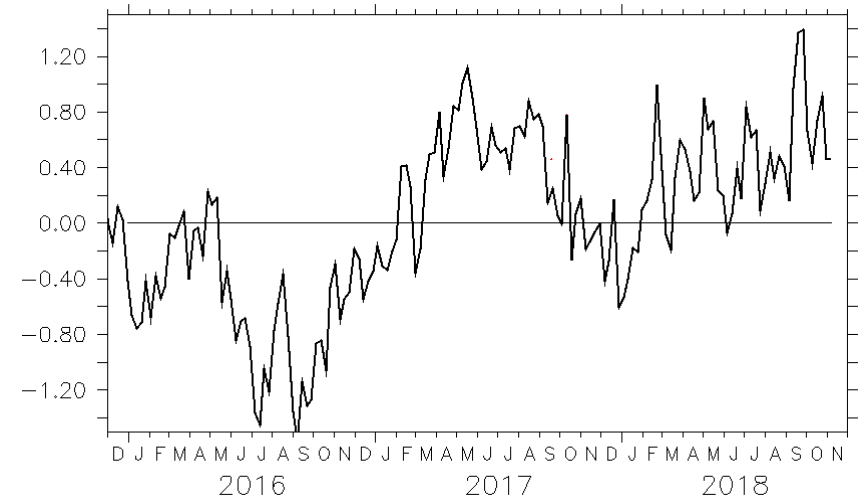
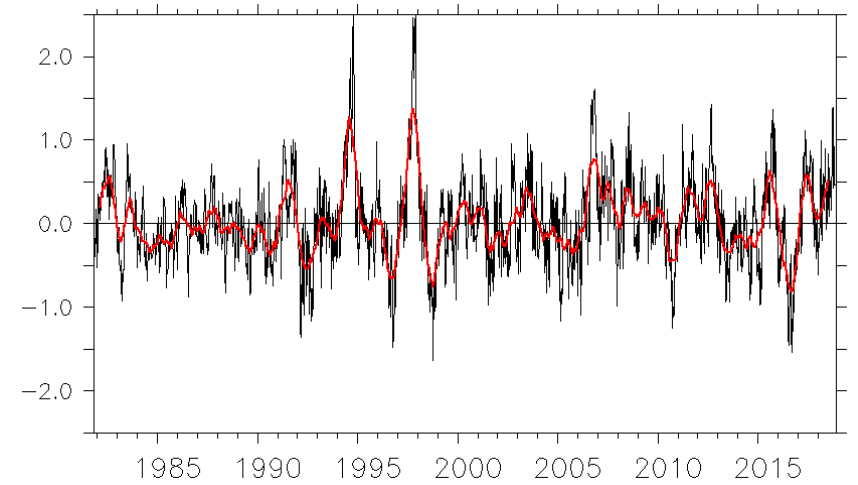


Fig. 3.1.3.2. 3-1-23 Indian Ocean Dipole mode index (Top: IOD index from 1982 to 2018, red line shows 30 day moving averaged line, Bottom: IOD index from 2016 to 2018: Sea surface temperature data are from OISST)

나. 해면고도

해면고도 자료는 유럽 CMEMS SSALTO/DUACS 자료를 수집하여 분석하였다. 2017년 7월과 2018년 4월 관측시기의 평균 해면고도 및 지형류 분포를 각각 Fig. 3.1.3.3과 3.1.3.4에 나타내었다. 두 경우 모두 인도양 서쪽의 남위 5도에서 15도 사이의 해면고도가 다른 곳에 비해서 낮게 나타났으며 이는 세이셸-차고스 수온약층 용기 해역(SCTR: Seychell-Chagos Thermocline Ridge)에 해당한다. 2017년 7월에 비해서 2018년 4월의 경우가 해면 고도가 낮은 해역의 위치가 상대적으로 동쪽으로 치우친 것을 알 수 있다. 또한, 몬순의 영향으로 북반구의 여름에 해당하는 2017년 7월의 경우 북동향의 소말리아 해류가 잘 발달한 모습을 볼 수 있으며 2018년 4월에는 이런 흐름이 약화되어 거의 나타나지 않는다.

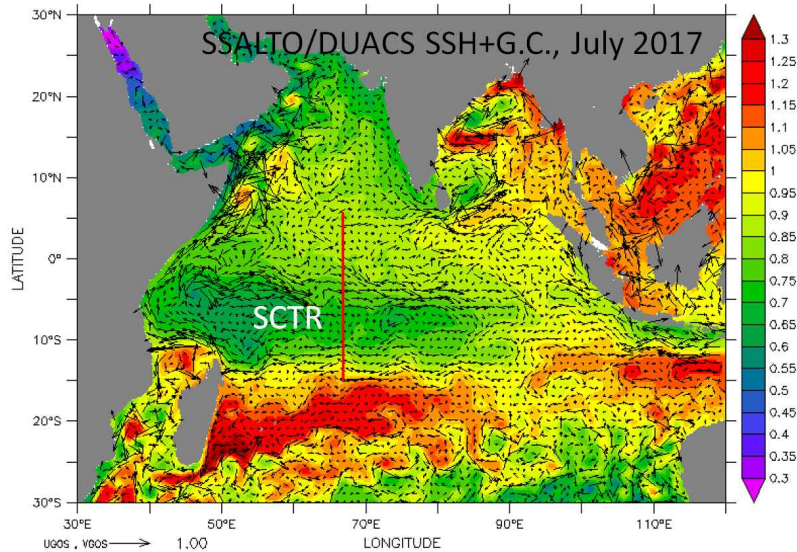


Fig. 3.1.3.3. Satellite derived sea level height and geostrophic current distributions in July 2017 (red line shows 67E)

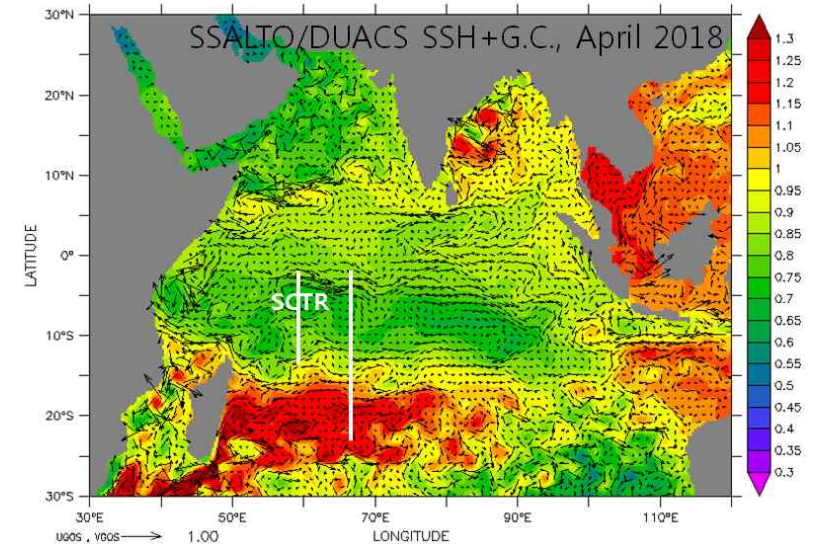


Fig. 3.1.3.4. Satellite derived sea level height and geostrophic current distributions in April 2018 (white line shows 60 and 67E)

4. 모형자료 분석

가. NRL-HYCOM 재분석 자료 수집 및 분석

2017년 7월은 높지 않은 양의 IOD 상태를 보였으며 이를 강한 음의 IOD 상태를 보인 2016년 7월과 비교하면 그림 3.1.4.1과 같다. 2017년 7월 서인도양 해역은 2016년 7월보다 상대적으로 수온이 매우 높아졌으며, 동인도양은 반대로 수온이 더 낮아졌다. 일반적으로 서인도양의 수온이 높아지고 동인도양의 수온이 낮아지면 양의 IOD를 보이는데, 2016년은 서인도양의 수온이 낮았기 때문에 음의 IOD를 보인 것으로 판단된다.

20°C 등온선 깊이로 본 SCTR의 확장범위를 비교한 결과 음의 IOD를 보인 2016년은 80m보다 낮은 깊이가 동인도양까지 확장됐지만 2017년은 80E 부근까지만 확장되었으며, 면적과 정도가 작은 것으로 나타났다. 특징적으로 소말리아 해류 부근에서 2016년 7월에는 강한 용승이 일어났음을 알 수 있다. 2018년 4월의 경우는 동경 80E, 남위 8S에서 20°C 등온선의 깊이가 매우 얇게 나타났으며, 2017년 7월보다는 동

쪽으로 더 확장된 양상을 보였다.

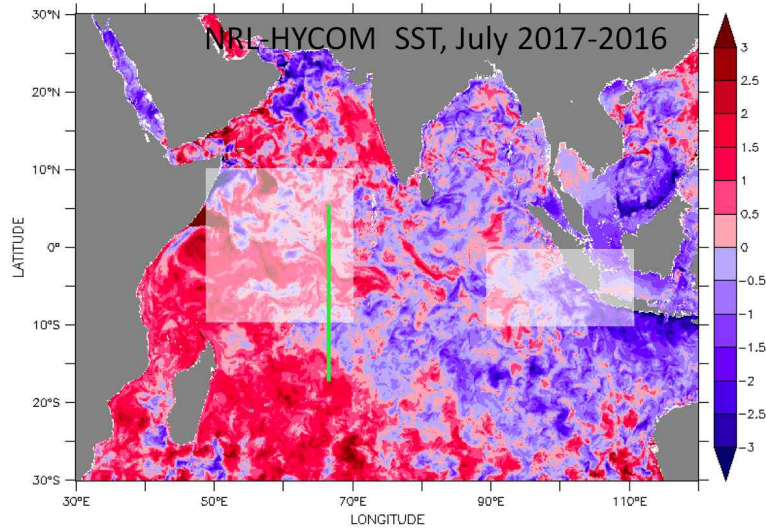


Fig. 3.1.4.1. The difference of NRL/HYCOM reanalysis sea surface temperature between positive IOD phase in July 2017 and negative IOD phase in July 2016)

Fig. 3.1.4.3. Distributions of 20°C isothermal depth derived from NRL/HYCOM reanalysis temperature data with 80m contour in April 2018 (positive IOD phase)

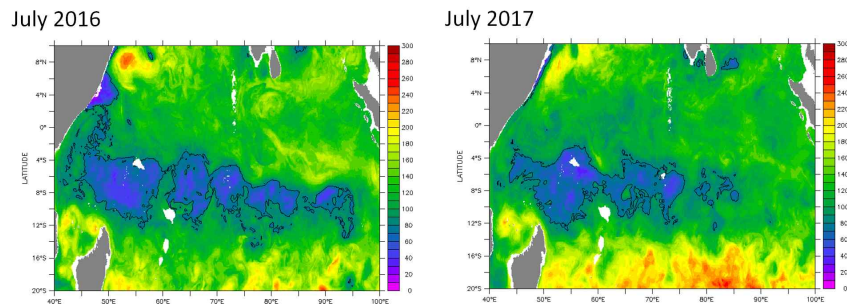


Fig. 3.1.4.2. Distributions of 20°C isothermal depth derived from NRL/HYCOM reanalysis temperature data with 80m contour (negative IOD phase in July 2016 and positive IOD phase in July)

나. 기후모형(CMIP5) 자료 분석

- 기후모형 자료를 이용한 기후 및 기후변화 과정을 연구하기 이전에 기후모형이 관측 기후를 얼마나 잘 모사하는지를 먼저 살펴볼 필요가 있다. 이는 기후모형에서 기후 및 기후변화 과정을 분석할 경우 그 한계를 알아야 잘못된 분석과 해석을 줄일 수 있기 때문이다. 이 연구에서는 북반구 인도양의 상층 과정에 초점을 두어 정부 간 기후변화협의체 (IPCC) 5차 기후평가보고서에 사용된 최신 기후모형인 CMIP5(Coupled Model Intercomparison Model Phase 5) 모형의 품위 또는 오차를 분석하였다.

- CMIP5(Coupled Model Intercomparison Model Phase 5) 모형자료를 수집하고 북반구 인도양 상층, 특히 해양혼합층 깊이(MLD)의 모의 능력을 관측자료와 비교하여 파악하였다. 또한, 모형 오차의 원인을 파악하기 위하여 바람, 열속, 기온 등과의 관련성을 살펴보았다.

(1) 사용한 기후모형 및 재분석 자료

- 분석에 사용한 CMIP5 모형자료는 13개 기관에서 제공하는 총 19개로 MLD 계산에 필요한 수온과 염분을 제공하고, MLD에 영향을 주는 바람응력, 열속 등의 자료를

모두 제공하는 모형만을 선택하였다.

- 기후 평균은 1981~2000년 동안의 20년 기후 월평균 값을 이용하여 분석 편의를 위해 자료는 동서 및 남북방향 모두 2.5도로 재격자화 하였다.

Table 3.1.4.1. 분석에 사용된 CMIP5 기후 모형 목록

No	Model Name	Country	Resolution	Vertical Levels	grid (lonXlat)
1	bcc-rcsm1-1	China	1°, 1/3°@equator Tripolar	40	360 X 232
2	CanESM2	Canada	256 X 192	40	256 X 192
3	CCSM4	USA	Nominal 1° (1.125° in longitude, 0.27-0.64° variable in latitude)	60	320 X 384
4	CESM1-CAM5	USA	Nominal 1° (1.125° in longitude, 0.27-0.64° variable in latitude)	60	320 X 384
5	CMCC-CM	Italy	2 average, 0.5° at the equator (ORCA2)	31	182 X 149
6	CMCC-CMS	Italy	2 average, 0.5° at the equator (ORCA2)	31	182 X 149
7	CNRM-CM5	Italy	0.7° on average ORCA1	42	362 X 282
8	CSIRO-Mk3-6-0	Australia	The grid is a tripolar curvilinear grid with a 1° resolution	31	192 X 199
9	GFDL-ESM2G	USA	1° tripolar 360 X 210L63	63	360 X 210
10	GFDL-ESM2M	USA	1° tripolar 360 X 200L50	50	360 X 200
11	GISS-E2-R	USA	1° latitude X 1.25° longitude Russell 1 x 1 Q	32	288 X 180
12	HadGEM2-CC	UK	1.875° in longitude by 1.25° in latitude N96	360 X 216	360 X 216
13	HadGEM2-ES	UK	1° by 1° between 30N/S and the poles; meridional resolution in creases to 1/3° at the equator	40	360 X 216
14	IPSL-CM5A-LR	France	2 X 2-0.5° ORCA2	31	182 X 149
15	IPSL-CM5A-MR	France	2 X 2-0.5° ORCA3	31	182 X 149
16	IPSL-CM5B-LR	France	2 X 2-0.5° ORCA4	31	182 X 149
17	MIROC-ESM	Japan	1.4°(zonally) X 0.5-1.4° (meridionally)	44	256 X 192
18	MIROC-ESM-CHEM	Japan	1.4°(zonally) X 0.5-1.5° (meridionally)	44	256 X 192
19	MPI-ESM-LR	Germany	average 1.5° GR15	40	256 X 220

CONFIGURATIONS

19 Models
13 Institutions

Time Period :
20 years (1980 - 2000)

Climatological Monthly Mean

CMIP5 Historical R11P1 Ensemble

Global Grid :
144 x 73 (2.5 degree)

- 모형 성능 비교용 재분석 자료 수집. 아래 표와 같은 MLD, 수온, 염분, 바람, 강수, 증발 등의 자료를 수집하여 CMIP5 모형 결과의 비교·분석에 활용하였다.

Table 3.1.4.2. 모형 결과 분석용 재분석 기후자료

No	Data Name	Variable	ResolutionGrid (lon X lat)	Time Period	Reference
1	Dasilva SMD94 Climatology	Wind stress	1° x 1° 360 X 180	1945 - 1989	da Silva et al. 1994
2	Dasilva SMD94 Climatology	Evaporation	1° x 1° 360 X 180	1945 - 1989	da Silva et al. 1994
3	Dasilva SMD94 Climatology	Precipitation	1° x 1° 360 X 180	1945 - 1989	da Silva et al. 1994
4	IFREMER MLD	MLD	2° x 2° 180 X 90	1961 - 2008	de Boyer et al., 2004
5	Levitus94	Temperature	1° x 1° 360 X 180	1935 - 1978	Levitus, 1982
6	Levitus94	Salinity	1° x 1° 360 X 180	1935 - 1978	Levitus, 1982

(2) CMIP5 모형에서 모사한 북인도양 해양상층의 MLD 오차

- 인도양은 계절 변화가 뚜렷하므로 2, 5, 8, 11월을 겨울, 봄, 여름, 가을을 대표하는 시기로 선택하여 계절별 오차를 분석하였다.

- 재분석 MLD 자료(de Boyer et al., 2004)를 살펴보면 2월과 8월에는 상대적으로 깊고, 5월과 11월에는 상대적으로 얇다. 특히 8월에는 Findlater jet가 영향을 주는 해역에서 80m 이상 깊어진다.

- CMIP5 기후모형에서 모사한 혼합층 깊이는 재분석 자료와 같이 계절변화가 뚜렷하게 나타난다. 그러나 아라비아해와 벵갈만에서 겨울에 관측에 비해 최대 50 m 정도 깊게 나타난다. 특히 북아라비아해에서 오차가 크게 나타나며 모형 MLD 사이의 차이도 커서 모형 불확실성이 큼을 나타낸다.

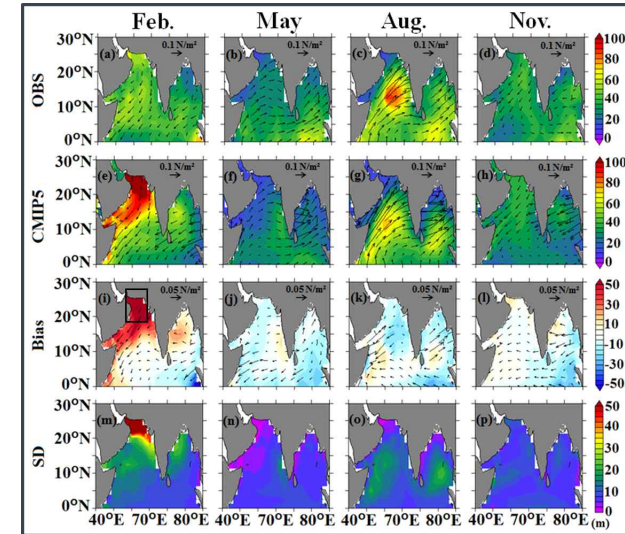


Fig. 3.1.4.4. 해양혼합층 계절별 (2, 5, 8, 11월) 분포: 1열은 재분석 자료를, 2열은 기후모형(CMIP5) 다모형 평균, 3열은 모형 오차 (CMIP5 다모형 평균 - 관측), 그리고 마지막 4열은 모형 사이의 차이 (표준편차)를 나타낸다

- 겨울 MLD 오차가 가장 큰 북아라비아해의 영역(15-25°N, 60-68°E)에 대해 평균한 MLD 계절변화를 살펴보면 겨울에 70m 이상 깊어졌다가 봄에 얕아지고 여름에 다시 깊어진 후 가을에 얕아진다. 이러한 일년에 2번의 깊어짐은 아라비아해에서 나타나는 공통적인 특징이다. CMIP5 기후모형에서도 이러한 변화를 대부분 모형이 잘 모사한다. 그러나 여름에는 재분석 자료에 비해 다소 얇게 묘사하며 겨울에는 대부분 모형이 깊게 묘사하는 계통 오차가 나타난다.

- MLD 오차가 관련된 변수를 살펴보기 위하여 북아라비아해역(15-25°N, 60-68°E)에 대해 평균한 MLD, 해면수온(SST), 바람응력, 표층기온, 증발-강수, 순열속의 계절 변화에 대해 살펴보았다. 모형 MLD는 여름에는 재분석자료에 비해 얇고 겨울에는 깊은

오차를 보인다. 모형 바람응력은 겨울에 강하고 여름에 약해서 MLD 오차와 일관된 관련성이 있음을 알 수 있다. 해면수온의 경우는 표층기온과 비슷하게 모형이 겨울에서 여름까지 양의 음의 오차를 보인다. 증발-강수는 겨울에 모형이 관측에 비해 커서 낮은 해면수온과 깊은 MLD 오차와 어느 정도 관련성이 있는 것으로 파악된다. 한편, 순열속의 경우는 겨울에 모형이 재분석자료에 비해 낮게 나타나, 즉 냉각이 커서 겨울의 깊은 MLD 오차에 기여하는 것으로 판단된다.

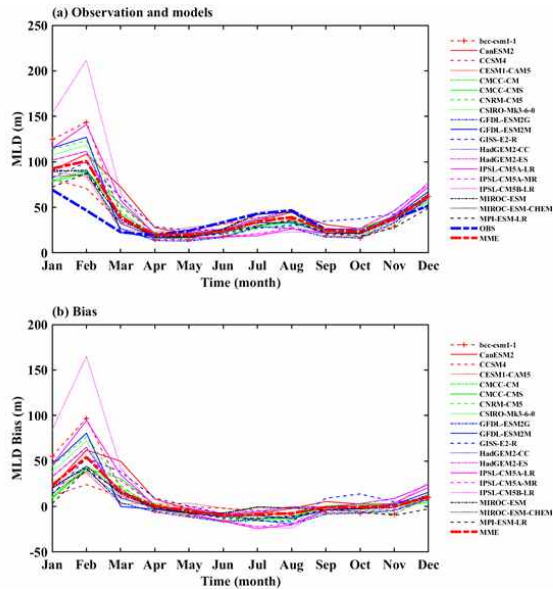


Fig. 3.1.4.5. 북아라비아해 영역(15-25°N, 60-68°E) 에 대해 평균한 MLD (a) 와 오차 (b)의 계절변화. 굵은 파선은 재분석 자료를 나타내며 다른 선은 CMIP5 모형을 나타낸다

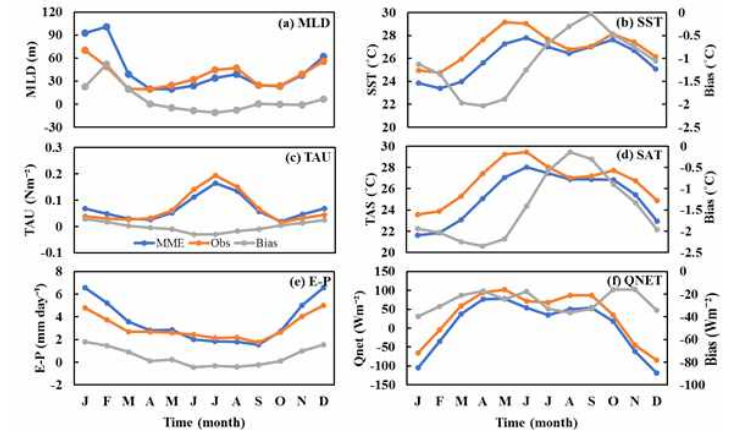


Fig. 3.1.4.6. 북아라비아해 영역 평균한 MLD 및 관련 변수의 계절변화: (a)MLD, (b)해면수온(SST), (c)바람응력, (d)표층기온, (e)증발-강수, (f)순열속

- 겨울의 깊은 MLD 오차와 관련된 변수를 좀 더 자세히 살펴보기 위하여 모형별로 겨울 (2월) MLD 오차와 바람응력, 해면수온, 기온 오차 사이의 선형 상관관계를 살펴 보았다. 그 결과 2월 MLD의 깊은 오차는 바람응력과 더불어 표층기온 그리고 해면염분과 밀접하게 연관된 것으로 나타났다. 표층염분과의 상관성은 북아라비아에서 겨울에 형성되는 북아라비아 고염수 형성 및 이동이 아라비아해의 상층 성층 구조에 영향을 주어 나타나는 것으로 추정되며 이에 대해서는 추후 추가 연구가 더 필요하다.

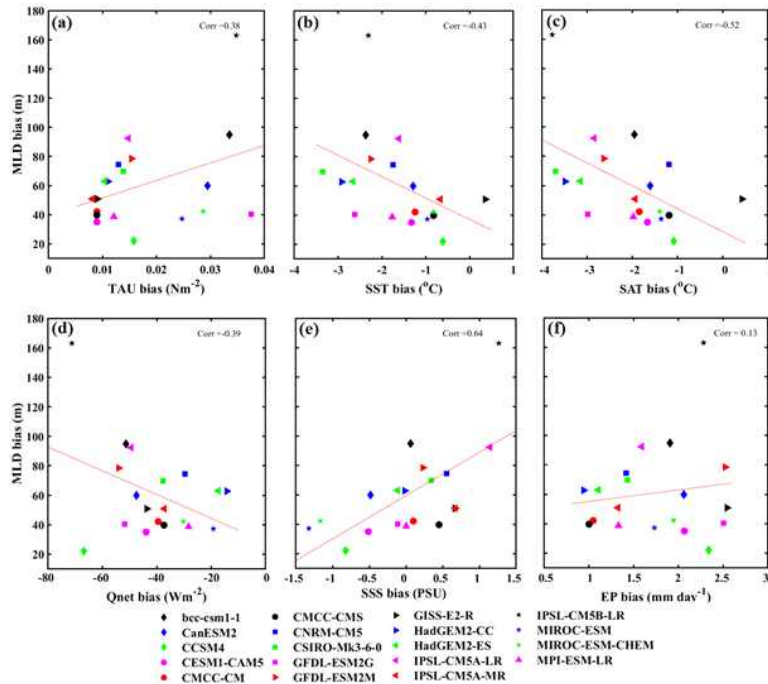


Fig. 3.1.4.7. 각 모형별 북아라비아해 해양혼합층 깊이(MLD)오차와 바람응력, 해면수온, 표층기온, 순열속, 해면염분, 증발-강수 오차와의 선형 상관관계. 모든 변수는 북아라비아해 해역에 평균한 2월 값이며 각 도형은 서로 다른 모형을 나타내고 실선은 선형 회귀선을 나타낸다

- 한편 대부분 모형에서는 겨울철 표층기온이 육지에서 지나치게 낮게 묘사되었으며 이러한 표층기온이 아라비아해로 이류 되어 냉각을 크게 하고 따라서 MLD가 비현실적으로 깊게 묘사되는 것에 기여하는 것으로 판단된다.

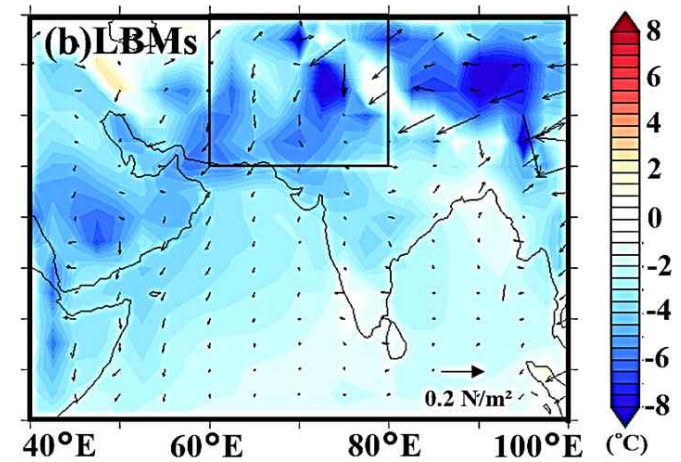


Fig. 3.1.4.8. MLD 오차가 큰 3개 모형에서 나타난 기온 오차 및 바람 오차

제 2절 수층내 생지화학인자 분포특성 및 물질순환 변동 이해

1. 수층내 생지화학 인자 관측

가. 용존 영양염 분포특성

해수 중 용존 영양염은 표층해양에서 식물플랑크톤 광합성에 의해 유기물로 전환되어 상위 영양단계로 전달되거나 미생물의 유기물 분해로 해수 중의 용존상태로 되돌아오는 과정에 참여하여 해수 내에서 용존상태와 유기물 입자 상태로 순환하는 해양내부의 탄소 순환과 밀접한 관련이 있다. 표층해양에서 식물플랑크톤의 성장을 제한하는 요소로 작용하여 해양생태계 변동을 이해하는데 중요한 요소로 국제적으로 전 지구적인 지구온난화에 의한 해양환경변화 및 생태계 변동을 감시하는 핵심변수로 인식되고 있다.

(1) 시료채취 방법

용존영양염 분석을 위한 시료는 Niskin 채수병에서 실험실에서 10% 염산으로 세척하고 증류수로 3번 행군 HDPE 재질의 500 ml Nalgene 병에 해수 시료로 세 번 행군 다음 채수한다. 채수한 시료를 즉시 실험실로 운반하여 멸균된 일회용 30mm PES (polyethersulfone, 0.22 μ m)를 20 ml 주사기에 끼워 약 50 ml 해수 시료로 세 번 정도 여과지를 행군 후 polypropylene (PP) 재질의 15 ml screwcap tube (Kartell) 두 개에 약 12ml 씩 담은 후 하나는 바로 선상 분석을 위해 냉장 보관하거나 즉시 분석을 하였고, 나머지 하나는 -90°C deep freezer에 냉동 보관하여 추후에 분석하였다. 추후 각 정점에서 시료의 개수가 24개 이상으로 시료여과에 걸리는 시간이 길어져 분석값에 영향을 미치는 것으로 판단되어 시료를 여과 없이 Niskin 채수병에서 두 개의 15 ml screwcap tube로 바로 채수하여 한 개는 냉장 보관한 후 수 시간 내에 바로 분석을 하였고 나머지 하나는 -90°C deep freezer에 보관 후 바로 분석하였다. 인도양의 경우 여과 여부에 따라 시료 분석 값의 차이가 거의 나지 않아 여과 없이 바로 채수하였다.

(2) 시료채취 정점 및 개수

(가) 2017년 7월

해수 중 용존영양염 분석을 위한 시료는 총 23개 정점에서 599개의 층에서 채수하였으며, 시료는 각 층에서 2개를 채수하여 하나는 선상에서 바로 분석하였으며 냉동 후 분석하여 자료를 점검하였다.

(나) 2018년 8월

(3) 분석방법

해수 중 용존영양염은 이사부호에 기체분질 영양염 자동분석기로 분석하였다(Aminot et al., 2009, Hydes et al., 2010). 분석에 사용된 기기는 SEAL사의 QuAAtro 시스템이고 한번에 5개의 용존영양염류(아질산염, 아질산염+질산염, 암모늄, 인산염, 규산염)을 한 번에 분석할 수 있도록 설정되어 있다. 분석에 사용된 기기는 선박의 진동이 램프에 미치는 영향을 최소화하기 위해서 LED램프를 광원으로 사용하고 있으며, 기체가 검출기 셀을 통과하기 때문에 인접 시료와의 확산이 적어 분석 해상도가 높다. 해수 중 용존영양염 분석에 사용된 시약은 analytical reagent grade or equivalent(ACS grade, Analar, Pro Analysis)이 사용되었으며, 시료와 시료 사이의 세척액은 인공해수로 만들어 사용하였다. 그리고 Ultra pure water(UPW)를 기준으로 피크의 높이를 계산하였다. 각 성분의 검량선 식은 기율기만 사용하여 계산하였다. 매 분석 시 시료와 함께 한국해양과학기술원 영양염 표준물질(KRMS) NAQ, NAW, NAY, NAZ, NBA, NBB batch와 일본 KANSO사의 영양염 표준물질 BZ, CB, CD batch를 분석하였다. 본 보고서에 보고된 영양염 농도는 μ mol/L (μ M)단위이다.



Fig. 3.2.1.1. 이사부호 화학실험실에 설치된 SEAL사 QuAAtro 영양염 자동분석기

(가) 아질산염

아질산염 분석은 Griess반응에 기초를 하고 있는데 Bendschneider and Robinson(1952)이 해수분석을 위해 변형된 방법으로 아질산이온이 sulfanilamide와

반응하여 diazo화합물을 형성하여 산성조건에서 N-naphthyl-ethylenediamine (NED)와 결합하여 분홍색 착화합물을 형성하고 분광광도계로 흡광도를 측정하여 농도를 알고 있는 표준용액열로 구한 관계식으로 시료의 농도를 계산한다. 자동분석기의 시약농도는 분석관의 흐름을 일정하게 유지할 수 있도록 희석하여 사용하고 있으며 15℃ 이하에서는 반응이 불완전할 수 있어서 반응 코일의 수를 늘려거나 반응을 37도 정도에서 일어나게 온도를 높여 감도를 높인다. 545 nm에서 흡광도를 측정하였다.

(나) 질산염 분석

해수 중 용존 질산염은 구리를 입힌 카드뮴관에 시료를 통과시켜서 질산염을 아질산염으로 환원하여 앞서 설명한 아질산염 분석방법으로 분석한다. 질산염을 아질산염으로 환원시킬 때 pH 8조건의 유지가 중요하며 Imidazole buffer로 pH를 유지하였다. 분석에 사용된 카드뮴관은 매일 재생시켜 Imidazole buffer를 카드뮴 환원관에 채워 12시간 이상 보관한 후 사용하였다(Rho et al, 2015). 매일매일 같은 농도의 질산염과 아질산염을 분석하여 환원효율을 매일 확인하였다. 환원관을 통과하는 기체의 산소가 환원관에 미치는 영향을 최소화하기 위해서 기체질소를 통과시켰다. 545 nm에서 흡광도를 측정하였다.

(다) 암모늄 분석

암모늄은 암모늄이온이 salicylate와 free chlorine과 결합하여 청록착화합물을 형성하는 Berthelot반응으로 분석하였다. 분석 감도를 올리기 위해서 sodium nitroprusside를 사용하였다. free chlorine의 시약은 dichlorosiocyanurate (DIC)를 사용하였다. 시료 분석 중 공기로부터 유입되는 오염원을 차단하기 위해서 시료튜브에 플라스틱 랩을 덮었고, 분석관에 들어가는 공기는 10% 염산액을 통과시켜 공기 중의 암모니아를 제거하였다. 660 nm에서 흡광도를 측정하였다.

(라) 인산염 분석

인산염은 산성조건(pH=0.8)에서 인산염이 antimony와 molybdate와 반응하여 phosphomolybdic complex를 형성하고 후에 ascorbic acid에 의해서 molybdenum blue로 환원되어 phosphomolybdenum complex의 흡광도를 측정하는 Murphy and Riley (1962) 방법으로 측정하였다. 880 nm에서 흡광도를 측정하였다.

(마) 규산염 분석

규산염은 산성조건(pH~1.5)에서 규산염이 molybdate와 반응하여 형성된 베타 siliconmolybdic 착화합물이 ascorbic산에 의해서 molybdenum blue의 흡광도를 측정하여 분석하였다. 인산염의 간섭을 최소화하기 위해서 oxalic acid를 사용하였다. 820 nm에서 흡광도를 측정하였다.

(4) 결과 및 토의

(가) 연직분포 특성

3.2.1.1.4.1.1. 2017년 7월

용존영양염 중 인산염, 질산염+아질산염, 규산염의 연직분포특성은 표층에서 영양염이 고갈되어 있고 깊이에 따라 증가하는 전형적인 분포형태를 보였다. 인산염과 질산염+아질산염은 수심 약 1000~1500m 사이에서 최댓값을 보였으며 이후 수심에서는 깊이에 따라 약간 감소하여 수심 약 3000m에서 최솟값을 보이다가 약간 증가하는 형태를 보였다. 규산염은 인산염과 질산염+아질산염과 달리 표층에서 수심 약 2000m까지 지속적으로 증가하다 이후부터 일정해지는 경향이 나타났다. 암모늄은 전 수심에서 농도가 0.3~0.5μM로 나타났으며, 아질산염은 표층에서 농도가 낮고 아표층에서 최댓값을 가진 후 급격히 감소하여 수심 500m 이후부터는 거의 존재하지 않는다.

연직분포특성에서 500m 보다 깊은 수심에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염 등은 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 농도가 점차 낮아지는 경향이 보였다.

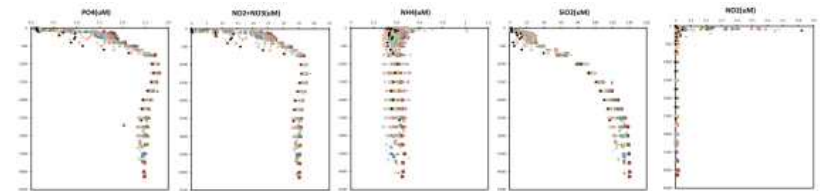


Fig. 3.2.1.2. 용존영양염 연직분포 특성

3.2.1.1.4.1.2. 2018년 4월

동경 60도 라인에서 용존영양염 중 인산염, 질산염+아질산염, 규산염의 연직분포특성은 표층에서 영양염이 고갈되어 있고 깊이에 따라 증가하는 전형적인 분포형태를 보임. 인산염과 질산염+아질산염은 수심 약 1000~3000m 사이에서 최댓값을 보였으며 이후 수심에서는 깊이에 따라 약간 감소하는 분포특성을 보였다. 규산염은 인산염과 질산염+아질산염과 달리 표층에서 바닥까지 지속적으로 증가하였다. 아질산염은 표층에서 농도가 낮고 아표층에서 최댓값을 가진 후 급격히 감소하여 수심 500m 이후부터는 거의 존재하지 않았다. 연직분포특성에서 500m보다 깊은 수심에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염 등은 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 농도가 점차 낮아지는 경향이 보였다.

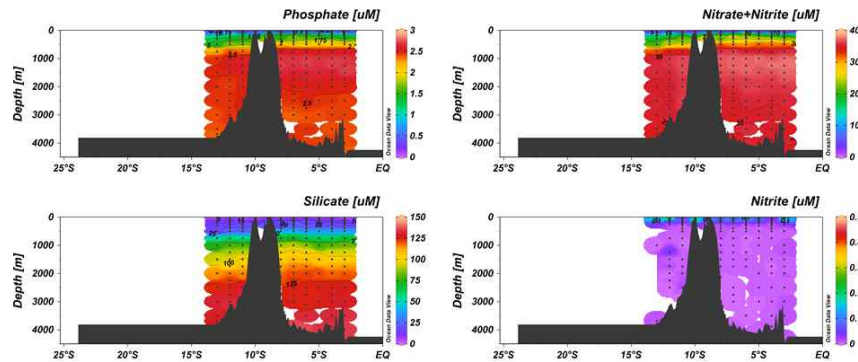


Fig. 3.2.1.3. 동경 60도 라인에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염, 아질산염 농도의 수직단면도 (전체수심)

동경 67도 라인에서 용존영양염 중 인산염, 질산염+아질산염, 규산염의 연직분포 특성은 표층에서 영양염이 고갈되어 있고 따라 증가하는 전형적인 분포형태를 보임. 영양염이 고갈된 수심이 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 깊어진다. 인산염과 질산염+아질산염은 수심 약 1000~3000m 사이에서 최댓값을 보였으며 중층의 영양염 최대값이 나타나는 수심이 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 얕아지고 인산염과 질산염+아질산염의 농도가 낮은 물이 남쪽에서 북쪽으로 확장하고 있다. 규산염은 인산염과 질산염+아질산염과 달리 표층에서 바닥까지 지속해서 증가하고 있으나 중앙해령 바닥 근처에서 농도가 다른 해역보다 약간 낮게 나타났다.

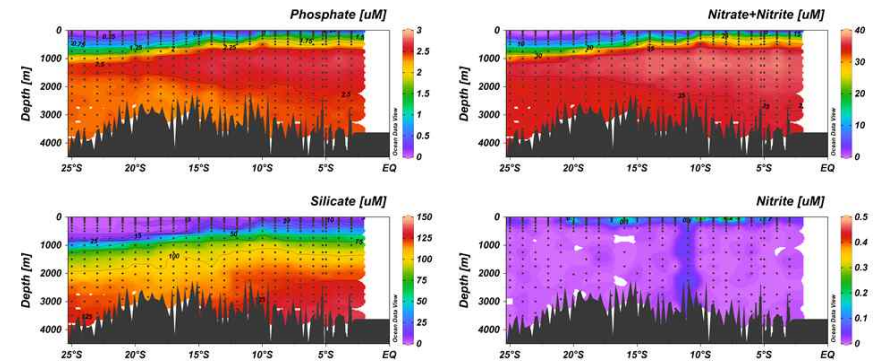


Fig. 3.2.1.4. 동경 67도 라인에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염, 아질산염 농도의 수직단면도 (전체수심)

동경 67도 라인 표층 500m의 영양염 분포특성은 남위 10도 이북에서 영양염 고갈 수심이 약 100m 정도였으나 남위 10도 이남에서 영양염 고갈 층의 수심이 점점 깊어져 약 250m까지 확장, 남위 10-8도 사이에 영양염 농도가 높은 해수가 수심 약 100m까지 상승하고 있는 것으로 관측되었다.

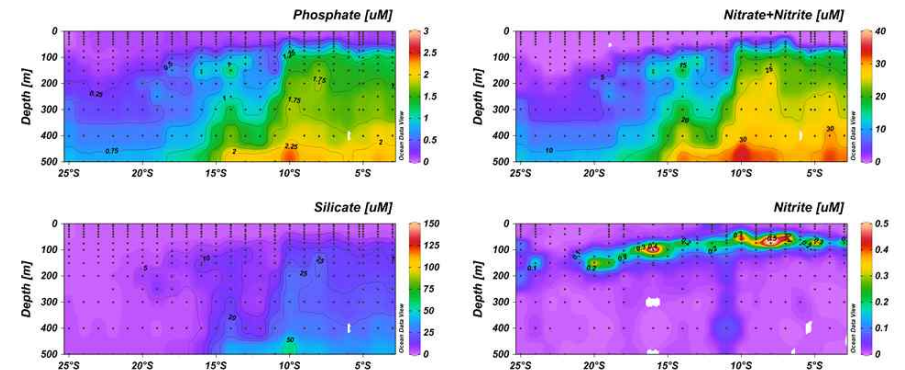


Fig. 3.2.1.5. 동경 67도 라인에서 인산염, 질산염+아질산염, 규산염, 아질산염 농도의 수직단면도 (500m)

(나) N:P 비

3.2.1.1.4.2.1. 2017년 7월

용존영양염 중 질산염+아질산염과 인산염의 비는 대양에서 일반적으로 Redfield 비 값인 16:1의 값을 가지며 탈질과정이 일어나는 곳에서는 낮은 값을 가진다. 연구해역의 모든 자료에서는 질산염+아질산염 대 인산염의 비 값은 표층과 심층에서 Redfield 비 값보다 약간 낮은 값을 보였으며, 인산염의 농도가 약 0.5~2.0 μM인 구간에서는 Redfield 비 값인 16:1 정도로 나타났다. 이는 표층에는 질산염이 제한요인으로 작용하고 있고, 심층에서는 탈질과정에 의해서 유기물분해로 생성된 질산염이 일부 제거되는 것으로 판단된다.

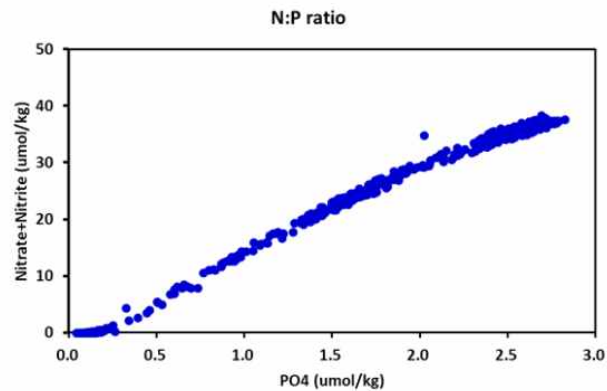


Fig. 3.2.1.6. 2017년 7월 동경 67도 북위 5도에서 남위 16도까지 관측해역에서 관측된 N:P ratio

3.2.1.1.4.2.2. 2018년 4월

용존영양염 중 질산염+아질산염과 인산염의 비는 대양에서 일반적으로 Redfield 비 값인 16:1의 값을 가지며 탈질과정이 일어나는 곳에서는 낮은 값을 가진다. 연구해역의 모든 자료에서는 질산염+아질산염 대 인산염의 비 값은 표층과 심층에서 Redfield 비 값보다 약간 낮은 값이 나타났으며 중간 부분에서는 N:P값이 약 16 정도의 값을 보였다.

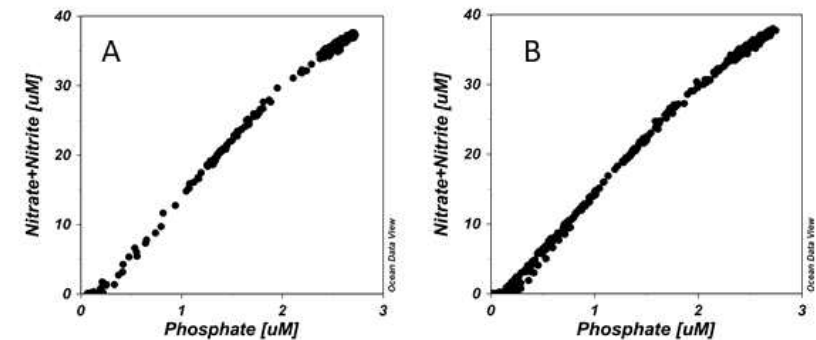


Fig. 3.2.1.7. 동경 60도 라인(A)과 동경 67도 라인(B)에서 N:P ratio

나. 나. 유색 용존유기물

(1) 시료채취 방법

Niskin 채수병에서 50 ml 유리 주사기에 시료를 채취하여 450℃에서 4시간 동안 태운 25mm GF/F 여과지로 여과한 후 450℃에서 4시간 동안 태운 갈색 유리병에 담아 분석 시까지 실온에서 보관하였다.

(2) 시료채취 정점 및 개수

(가) 2017년

24개 모든 정점에서 표층부터 저층에 이르는 23~24개 수심에서 총 557개의 시료를 채취하였다.

(나) 2018년

해수 중 유색 용존유기물 분석을 위한 시료는 20개의 정점에서 표층부터 저층에 이르는 18~21개 수층에서 총 379개의 시료를 채취하였다.

(3) 분석방법

여과된 시료를 10mm quartz cell에 담아 spectrofluorometer (HORIBA Aqualog)를 이용하여 excitation wave length는 250 nm에서 500 nm까지 3 nm 간격, emission wave length는 247.43 nm에서 829.50 nm까지 4.66 nm 간격으로 3차원 스캔한다. 스캔한 spectrum은 우선 Inner filter effect과정을 거쳐 excitation

wave length와 동일한 파장의 noise를 제거하고, Rayleigh Masking을 통해 1, 2차 Rayleigh scattering 효과를 없애준 다음, standard water의 흡광 spectrum을 이용하여 normalize한다.

CDOM은 3차원 spectrum에서 범위에 따라 B, T, A, M, C 5가지로 분류되는데, 본 관측에서는 표 3.2.1.1에 표시된 바와 같은 파장에서 선택하였다. A, M, C 세 가지의 경우는 emission wave length 범위 내의 peak intensity를 평균하여 결과로 표시하였다.

Table 3.2.1.1. CDOM 분석 결과에 사용된 파장

Peak	General		This Cruise		
	Ex[nm]	Em [nm]	Ex [nm]	Em [nm]	
B	275	310	275/276	312.206	Tyrosine-like, Protein-like
T	275	340	275/276	339.464	Tryptophan-like, Protein-like
A	260	380-460	260/261	380.58-458.95	Humic-like
M	312	380-420	311/312	380.58-421.96	Marine Humic-like
C	350	420-480	350/351	421.96-477.86	Humic-like

분석에 의해 얻어진 spectrum은 Parallel Factor Analysis (PARAFAC) 모델을 적용하여 각각의 유색용존유기물을 분리하였다.

(4) 결과 및 토의

분석결과 3종의 유색 용존 유기물이 분리되었고(그림 3.2.1.8), 이들 중 C1과 C2는 Humic-like한 특성을 갖는 유기물로, C3는 protein-like한 특성을 갖는 유기물로 분류되었다. 이들의 수직 분포를 살펴보면, C1과 C2는 표층에서 낮은 농도를 보이며 수심이 증가함에 따라 농도가 증가하는 영양염과 같은 형태의 분포를 보이며, C3는 특별한 수직 분포의 경향을 찾아보기 어렵다(Fig. 3.2.1.9). Humic-like한 특성을 갖는 C1과 C2는 AOU 또는 영양염 등 해양 내에서 재분해과정을 나타내는 성분들과 양의 상관관계를 보인다(Fig. 3.2.1.10).

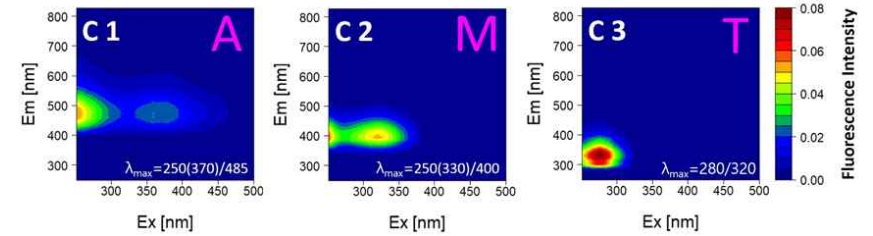


Fig. 3.2.1.8. PARAFAC 모델로 결정된 3가지 종류의 유색용존유기물의 3차원 스펙트럼

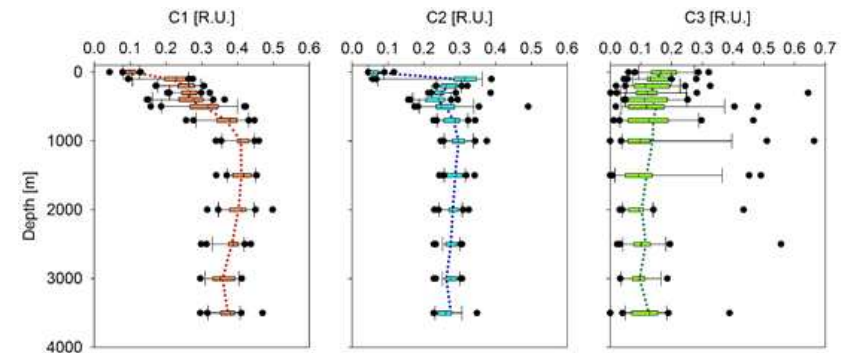


Fig. 3.2.1.9. 3가지 종류의 유색용존유기물의 수직 분포

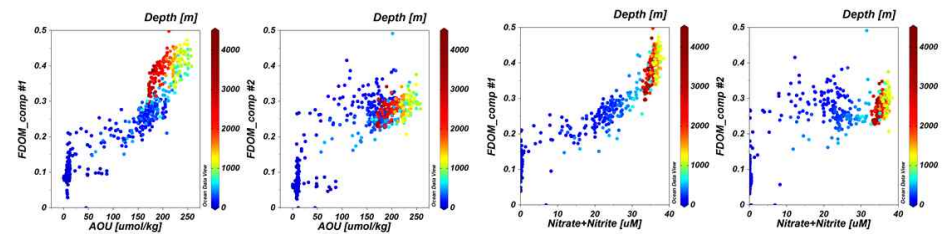


Fig. 3.2.1.10. 유색용존유기물 C1, C2와 AOU, 질산염과의 상관관계

동경 67도 관측선을 따라 연직 분포를 수은, 염분, Fig. 3.2.1.11에 나타내었다. 특이한 분포는 남위 14도를 중심으로 Humic-like한 성분들의 농도가 주변에 비해 높게

나타났다. 이는 인도양에 분포하는 서로 다른 수괴들에 의한 것으로 판단되며, 인도양에 분포하는 수괴의 특성을 이용하여 관측 해역 심층에 분포하는 수괴별 CDOM의 특성을 찾아내어 각 수괴가 어느 정도 분포하고 있는지를 추정하였다(Fig. 3.2.1.12). 남쪽해역은 대부분 Circum-polar Deep Water (CDW)가 차지하고 있으며 북쪽에는 Indian Ocean Deep Water (IODW)가 주요 수괴이다. 관측 해역의 북쪽과 남쪽 끝 중층에는 각각 Red Sea Overflow Water (RSOW)와 Ant-Arctic Intermediate Water(AAIW)가 주로 분포한다.

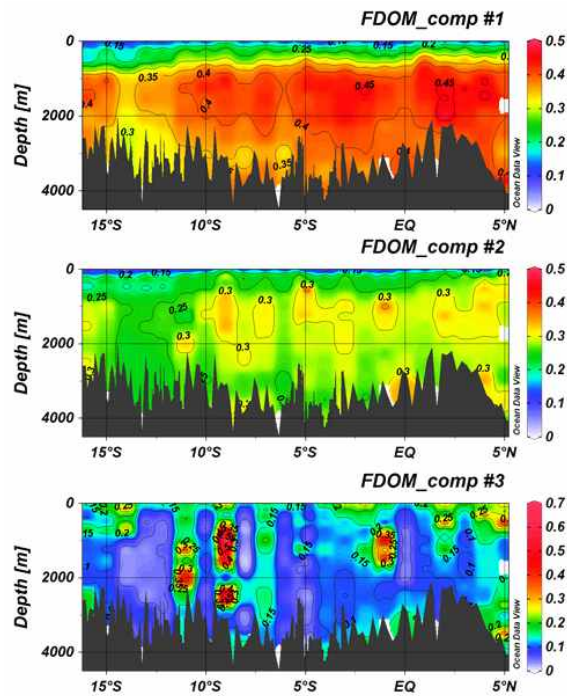


Fig. 3.2.1.11. 동경 67도 관측선상의 유색용존유기물의 연직분포

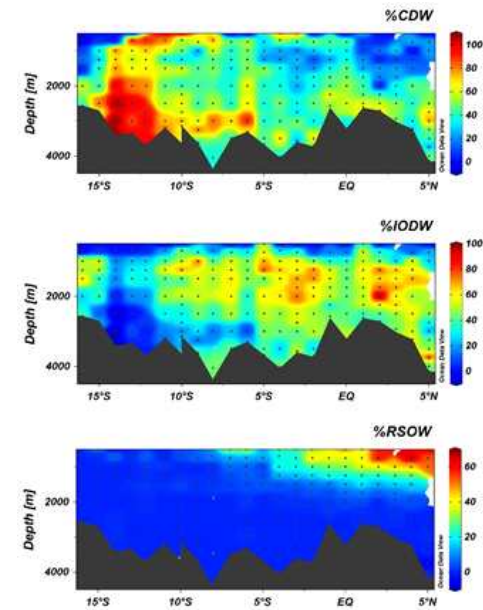


Fig. 3.2.1.12. 동경 67도 관측선상의 대표적인 수괴의 구성비율

2. 수층내 용존산소 최소층 공간분포와 물질순환 특성이해
가. 용존산소 연직분포

(1) 시료채취 방법

Niskin 채수병에서 약 100 ml의 DO bottle에 기포가 들어가지 않도록 바닥부터 조심스럽게 채수하고 최소한 100 ml 이상이 넘치게 하여 대기와 접촉한 해수가 채수되지 않도록한다. 시료를 받는 동안 수온을 측정하여 기록한다. 채수가 완료되면 MnCl2 시약과 Alkaline Iodide 시약 각 0.5 ml를 순서대로 기포가 들어가지 않도록 주의하면서 가하고 뚜껑을 닫은 다음 잘 흔들어 준다.

(2) 시료채취 정점 및 개수

(가) 2017년

CTD 용존산소 센서 자료를 참조하여 9개 정점에서 총 91개를 채취하였다.

(나) 2018년

해수 중 용존산소 분석을 위한 시료는 CTD 용존산소 센서 자료를 참조하여 8개 정점에서 총 64개의 시료를 채취하였다.

(3) 분석방법

시료 내의 침전이 충분히 가라앉으면 뚜껑을 열고 황산 0.75ml를 가한 뒤 용존산소 적정기 (KIMOTO DOT-05)를 이용하여 Sodium Thiosulfate 용액으로 작정한다. Sodium Thiosulfate 용액은 표준 KIO3 용액을 이용하여 표준화하여 사용하였다.

(4) 결과 및 토의

(가) CTD 장착 용존산소 센서 보정

CTD에 부착된 용존산소 센서의 보정을 위해 2017년에는 7개 정점에서 61개의 시료를 채취하여 분석하고 이를 CTD의 자료와 비교하였다. 비교 결과 분석 자료와 CTD자료 사이에는 매우 좋은 상관관계를 보이며 기울기 0.95, 절편 1.45 μM로 분석의 거의 한계치에 이르는 값으로 두 자료사이에 차이가 없다고 볼 수 있다.

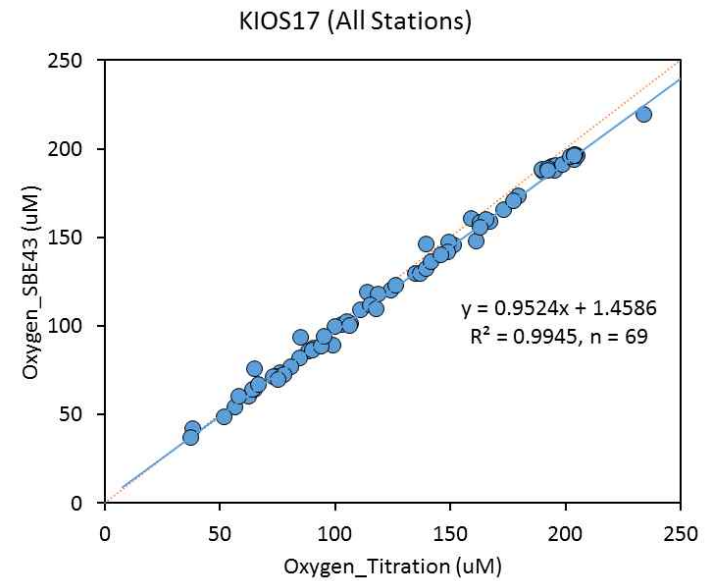


Fig. 3.2.2.1. 용존산소 분석 자료와 CTD 센서 측정값간의 상관관계

CTD에 장착된 용존산소 센서는 사용 시간에 따라 실제 측정값과의 차이가 점점 벌어져 측정값과 센서의 지시값 사이의 기울기가 점점 감소한다(Fig. 3.2.2.2). 따라서 센서의 교정이후 200일 이내에서는 0.8 이상의 기울기를 보이지만 300일이 지나면 0.7 정도의 기울기를 보여 용존산소 센서는 최소한 1년 주기로 교정이 필요하다.

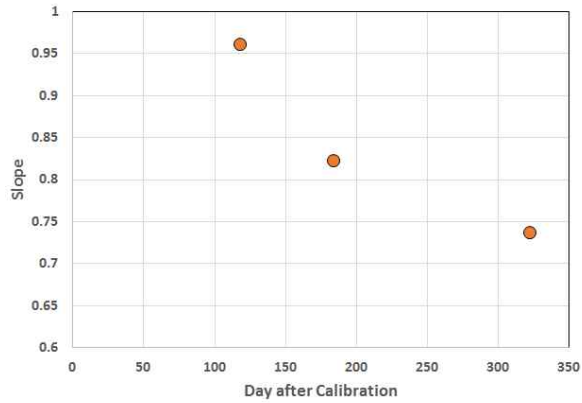


Fig. 3.2.2.2. 교정이후 시간에 따른 측정값과 용존산소 센서 지시값 간의 기울기 변화

(나) 용존산소의 분포

2017년 동경 67도 관측선상의 용존산소의 분포는 수심 약 150m와 약 750m에 두개의 최소층이 존재하며 그 사이에 용존산소 최대층이 존재한다. 수심 약 150m에 위치한 Shallow Oxygen Minimum (SOM)은 남쪽으로 가면서 점차 사라지고 수심 약 750m의 Deep Oxygen Minimum (DOM)은 남쪽으로 가면서 그 농도가 약 30 μM 에서 90 μM 까지 증가하며 그 깊이도 점차 깊어진다. 반면 북반구의 수심 약 300m에서 발달한 용존산소 최대층은 남반구에서는 다른 양상으로 보이고 남쪽으로 가면서 다시 발달하여 남위 16도인 정점 24에서는 완전히 다른 형태의 용존산소 최대층이 수심 약 1000m에서 나타났다.

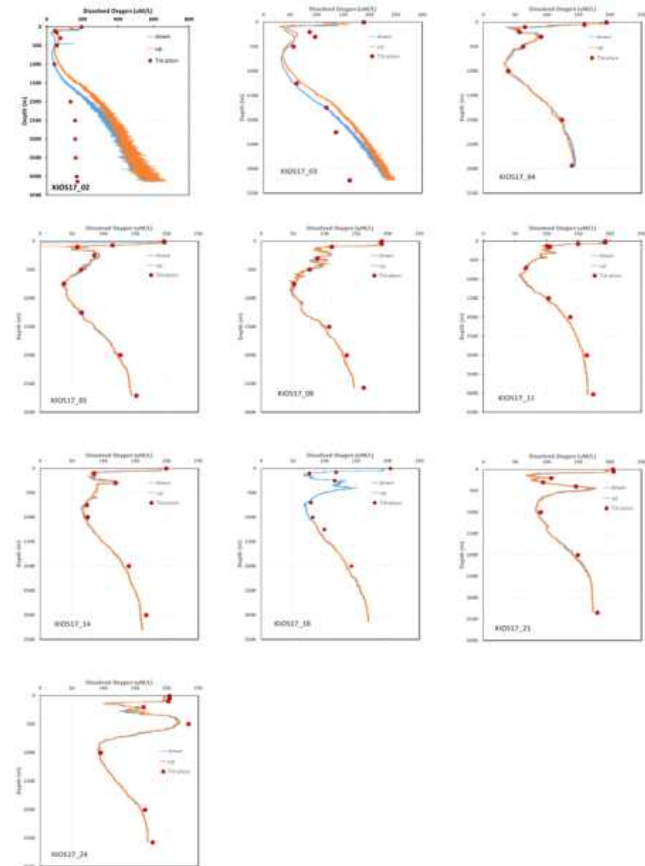


Fig. 3.2.2.3. 2017년 각 정점별 용존산소의 수직분포

2018년의 경우 용존산소의 분포는 수심 약 1000 m 근방에 최소층이 존재하며 약 500m 근처에 용존산소 최대층이 존재한다. 용존산소 최소층은 북쪽에서 가장 세력이 크며, 용존산소 최대층은 남쪽으로 가면서 그 세력이 커진다. 수심 약 3000m보다 깊은 수심에서의 용존산소는 모든 위도에서 비슷한 값을 보였다.

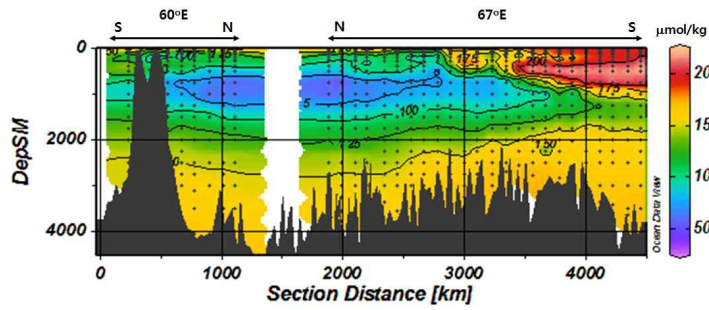


Fig. 3.2.2.4. 2018년 관측된 동경 60도와 동경 67도의 관측선상의 용존산소의 수직분포

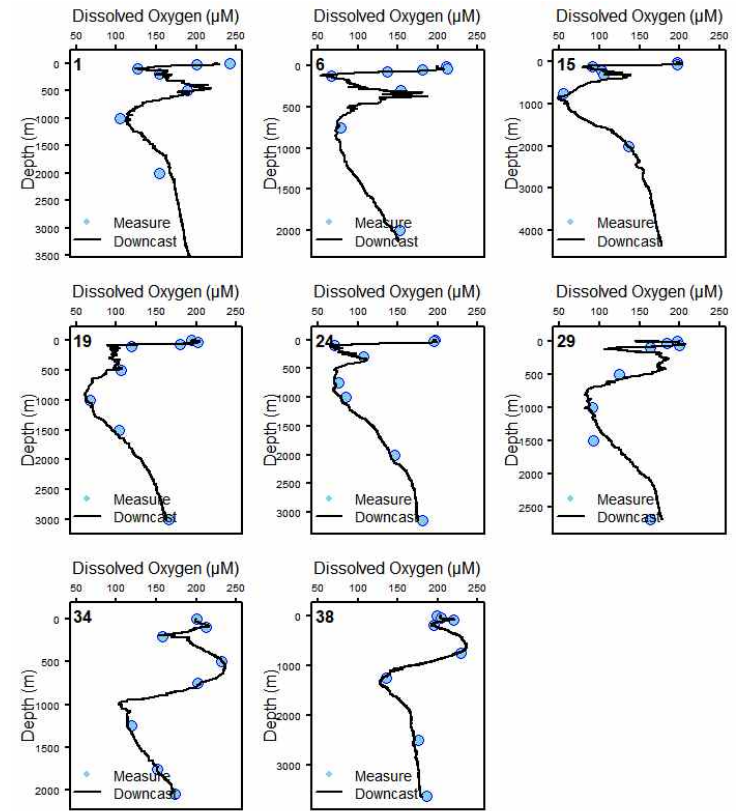


Fig. 3.2.2.5. 2018년 관측된 각 정점별 용존산소 수직분포

제 3절 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동이해

1. 연구선 항적에 따른 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동특성
가. 연구선 장착 이산화탄소 측정 시스템 최적화

Underway pCO₂ system의 경우 선박의 속도가 14 knot 이상으로 달리거나 높은 파도가 이는 경우 장비로 공급되는 대기 이산화탄소와 수온 이외의 모든 자료의 질이 매우 좋지 않았다(Fig. 3.3.1.1). 이는 선박에서 공급되는 해수에 상당량의 기포가 섞여 있기 때문에 시스템으로 공급되는 해수의 flow rate에 영향을 주어 발생한 현상이다. 이에 따라 2017년 7월 18일 02:00경(UTC) pCO₂ 공급 해수의 인입구를 당초 우현 수심 2 m에 있는 인입구(Fig. 3.3.1.2의 파란색 선)에서 우현 선저에 위치한(수심 약 6 m) 인입구(Fig. 3.3.1.2의 빨간색 선)로 교체하였다. 그 이후 해수의 flow rate와 다른 자료들이 모두 안정적으로 관측되었다.

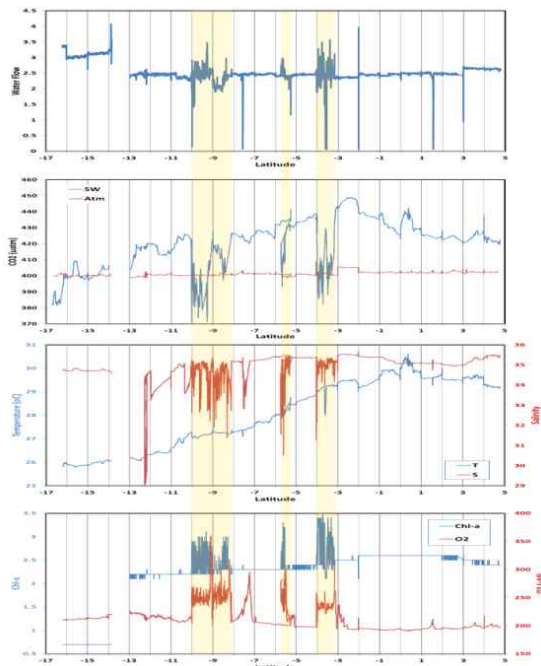


Fig. 3.3.1.1. Underway pCO₂ system으로 공급되는 flow rate의 변화와 그에 따른 자료

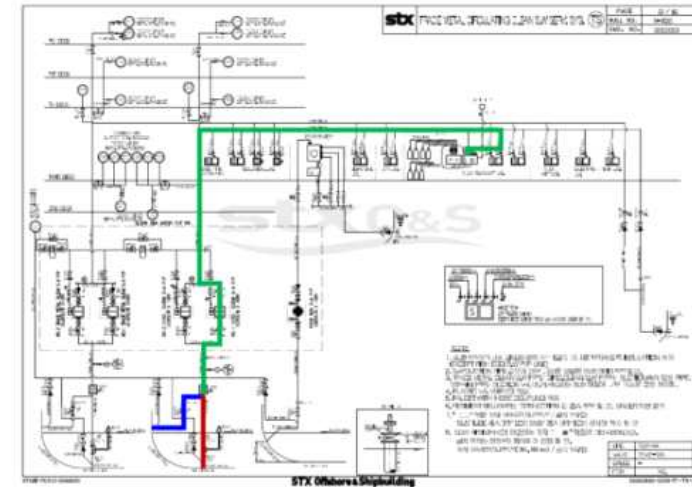


Fig. 3.3.1.2. Underway pCO₂ system으로 공급되는 해수 공급 라인 도면

시스템 내부에 설치된 대기 쪽 peristaltic pump 고장으로 장비가 shut down되는 현상이 발생하였다. 점검 결과 peristaltic pump 구동 모터 전원 연결부 부식 및 기어박스 이상 발견으로 전원 연결부 부식을 제거하고 기어박스 윤활 작업을 진행하여 수리를 완료하였다. 고장의 원인은 과거 시험 항해 시 시스템 내의 누수로 인해 모터 내에 해수가 침투하여 발생한 것으로 판단된다.

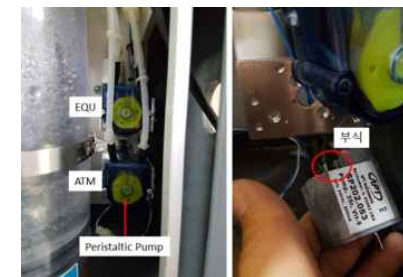


Fig. 3.3.1.3. 고장 난 peristaltic pump 및 부식 위치

나. 표층해수 및 대기의 이산화탄소 분압 관측

(1) 분석 방법

이사부호에 장착된 underway pCO₂ system (General Oceanics Model 8050 Fig. 3.3.1.4)을 이용하여 관측하였으며, 동시에 함께 부착된 Idronaut Ocean Seven 315 OnLine Module로 수온, 염분, 용존산소, 엽록소 형광, pH, 탁도를 측정하였다. 스리랑카 콜롬보 출항 시부터 모리셔스 포트루이스 입항 시까지 장비의 문제가 없는 한 계속 관측되었다. CO₂의 측정은 Li-7000 NDIR로 이루어졌으며, 분석 순서는 표준가스열 4종 각 3회 분석 후, 대기 시료 10회 (약 13분), 해수 평형대기 시료 40회 (약 83분) 세트를 4회 반복한 후 다시 표준가스열 분석으로 이루어졌다. 표준가스는 4가지 종류로(표 3.1.1.1) 8시간마다 측정되었다. 각 표준가스의 분석결과를 그림 3.3.1.5에 도시하였다.



Fig. 3.3.1.4. 이사부호 화학실험실에 설치된 표층해수 및 대기 중 pCO₂ 연속관측시스템

Table 3.3.1.1. Underway pCO₂ system standard gas

Standard No.	Conc. [μ atm]	Remark
1	0	Nitrogen
2	202	Balanced with Air
3	350	Balanced with Air
4	447	Balanced with Air

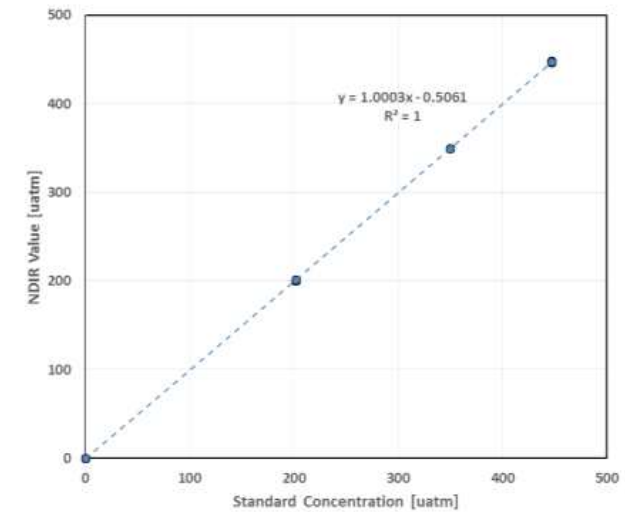


Fig. 3.3.1.5. 이산화탄소 표준가스 분석 결과

(2) 관측 결과

(가) 2017년

전 관측기간 동안 관측된 자료를 스리랑카 콜롬보에서 동경 67도 관측선까지, 동경 67도 관측선, 관측선에서 모리셔스 포트루이스까지 세 개의 구간으로 나누어 표시하였다. 스리랑카 콜롬보에서 동경 67도 관측선까지는 경도에 따라, 동경 67도 관측선을 따라서는 위도에 따라 다시 동경 67도 관측선부터 모리셔스 포트루이스까지는 경도에 따

라 관측된 표층 해수와 대기의 pCO₂, 표층 수온 및 염분, 용존산소와 엽록소-a, 탁도와 pH를 그림 3.3.1.6에서 그림 3.3.1.17에 도시하였다. 전 관측 기간 대기의 이산화탄소는 약 400 μatm으로 일정한 값을 보였으며, 콜롬보에서 관측선까지 동쪽으로 오면서 해수의 이산화탄소는 지속해서 감소하고 수온은 증가한다.

관측선 동경 67도를 따라서는 표층 해수의 이산화탄소와 수온이 적도를 중심으로 멀어지면서 점점 감소하여 남위 약 15도부터는 대기 이산화탄소보다 작은 값을 가진다. 동경 67도 관측선에서 모리셔스에 이르는 구간은 표층 해수의 이산화탄소가 대기보다 약 20 μatm 정도 작은 값을 보인다. 동경 약 58.5도 부근에 강한 염분 전선이 존재하고 이를 지나면서 표층 해수의 이산화탄소도 약 10 μatm 정도 감소한다.

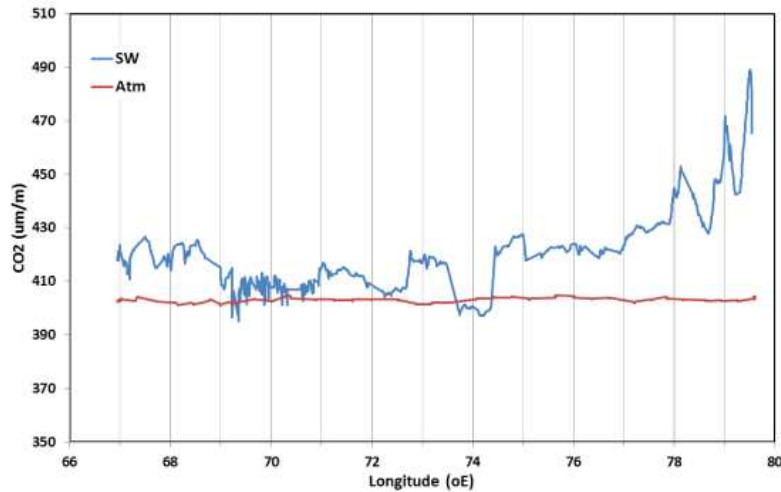


Fig. 3.3.1.6. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포

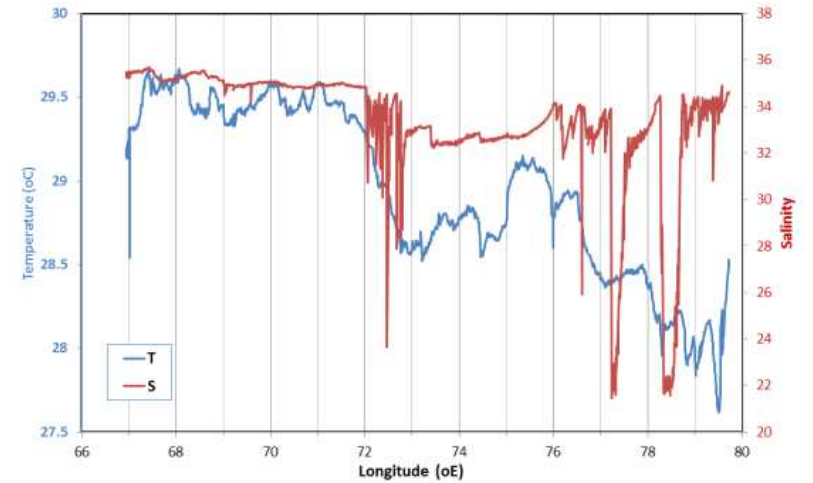


Fig. 3.3.1.7. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 수온 및 염분 분포

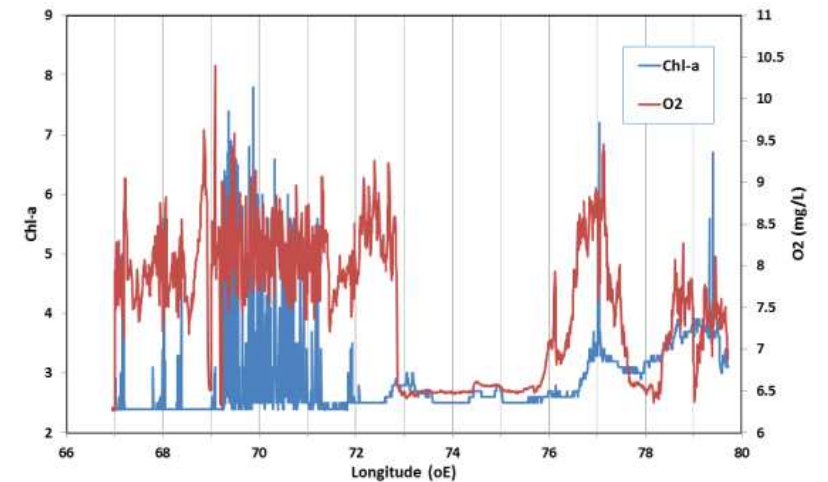


Fig. 3.3.1.8. 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 용존 산소 및 엽록소 분포

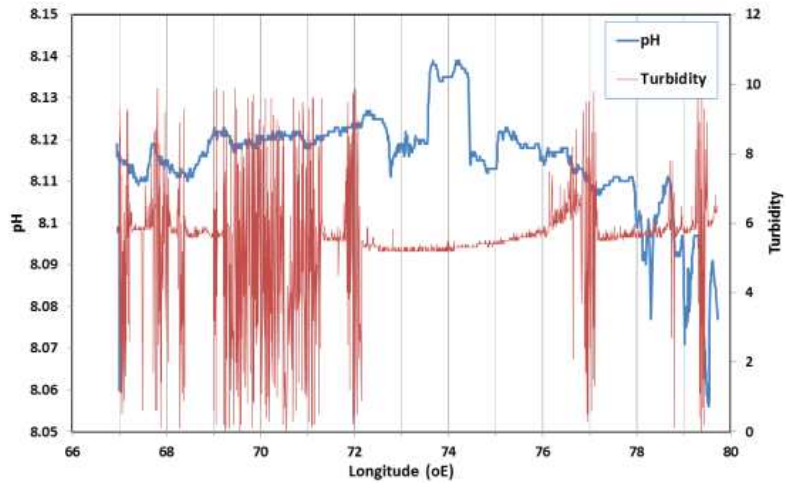


Fig. 3.3.1.9 콜롬보-동경 67도 사이의 경도에 따른 표층 해수의 pH 및 탁도 분포

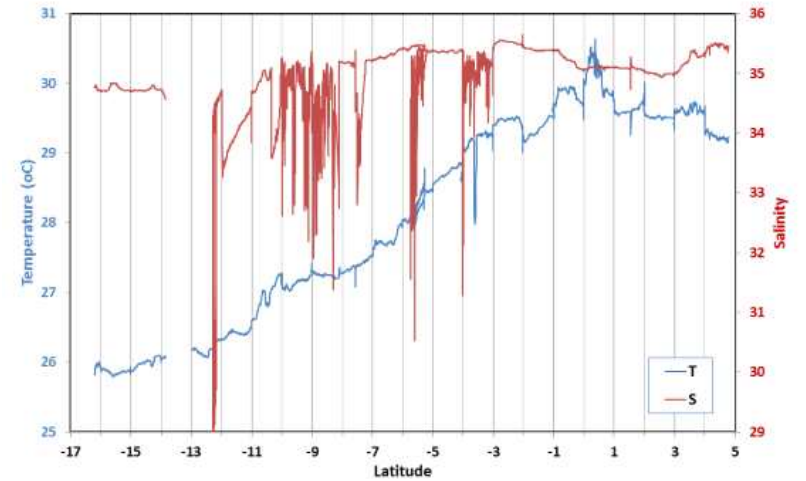


Fig. 3.3.1.11. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 수온 및 염분 분포

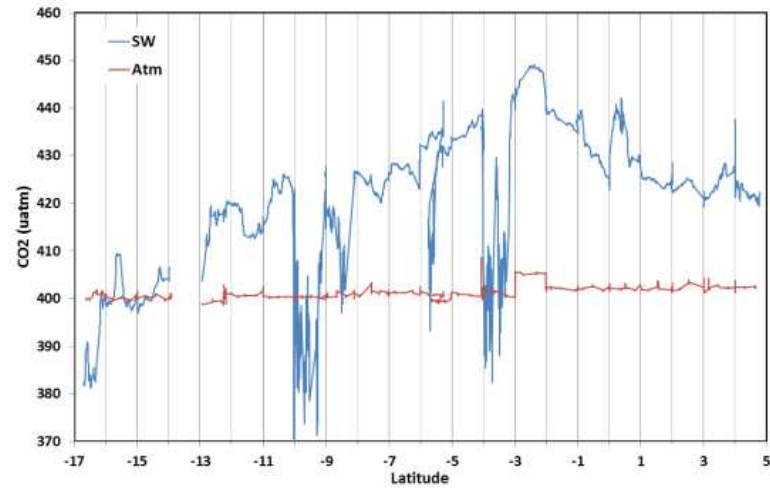


Fig. 3.3.1.10. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 해수 및 대기 CO2 분포

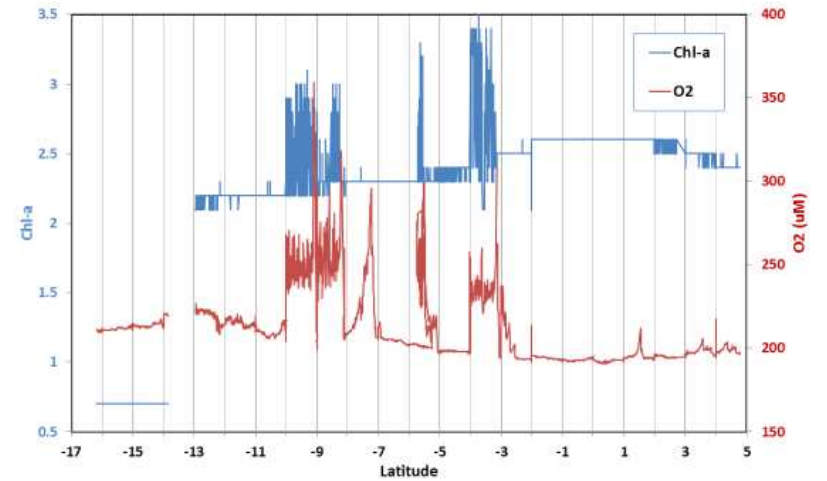


Fig. 3.3.1.12. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 용존 산소 및 엽록소 분포

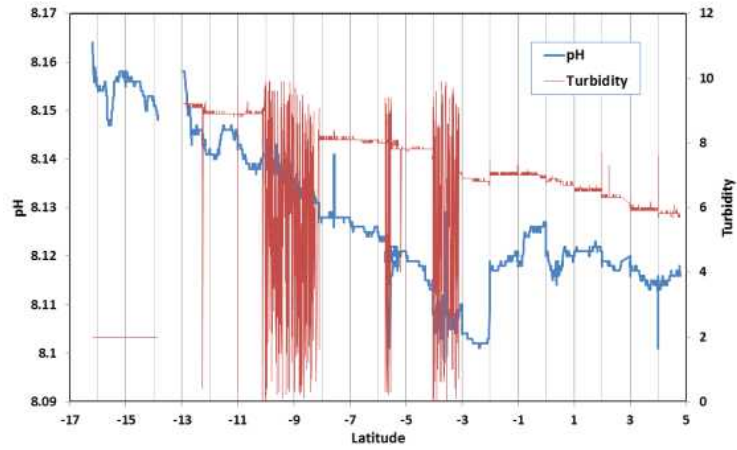


Fig. 3.3.1.13. 동경 67도 관측선에서 위도에 따른 표층 해수의 pH 및 탁도 분포

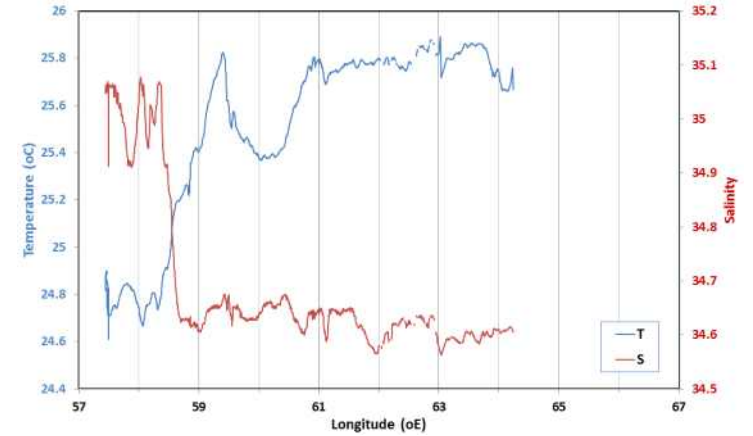


Fig. 3.3.1.15. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 수온 및 염분 분포

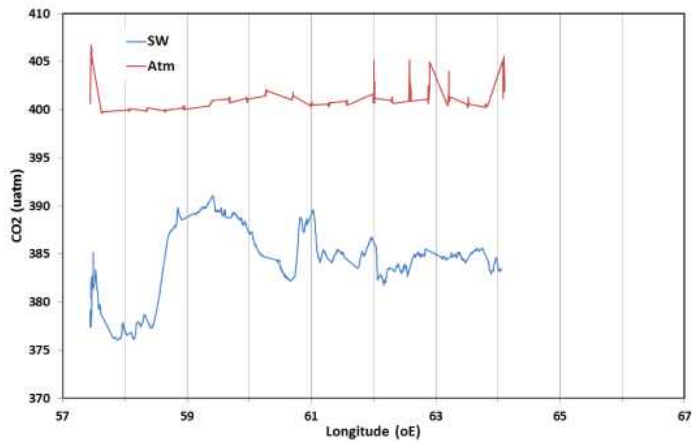


Fig. 3.3.1.14. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포

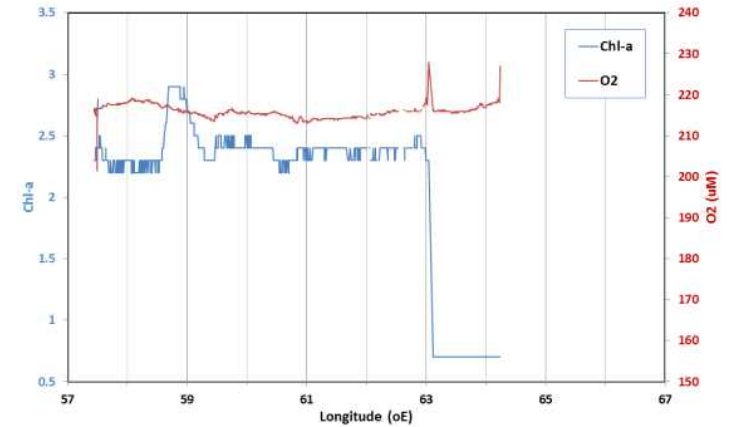


Fig. 3.3.1.16. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 용존산소 및 엽록소 분포

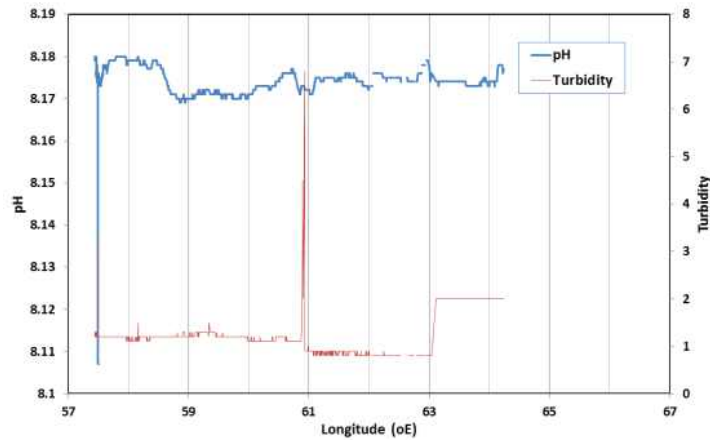


Fig. 3.3.1.17. 동경 67도-모리셔스 사이의 경도에 따른 표층 해수의 pH 및 탁도 분포

(나) 2018년

전 관측기간 동안 관측된 자료를 2017년도 관측 자료 (동경67도) 와 함께 도시하였다. 전 관측기간 동안 대기의 이산화탄소 농도 (xCO_2)는 $400 \pm 1.3 \mu atm$ 으로 일정한 값을 보였고, 표층 해수의 이산화탄소는 전반적으로 북쪽으로 가면서 점차 증가하였다 (Fig. 3.3.1.18). 동경 60도에서는 남위 19 ~ 남위 17도, 남위 10도와 남위 8도 근방을 제외하고는 대부분 표층 해수의 이산화탄소가 대기보다 높은 값을 보이는 반면, 동경 67도에서는 남위 7도 이상의 북쪽에서만 해수의 이산화탄소가 대기보다 높은 값을 보였다(Fig. 3.3.1.18).

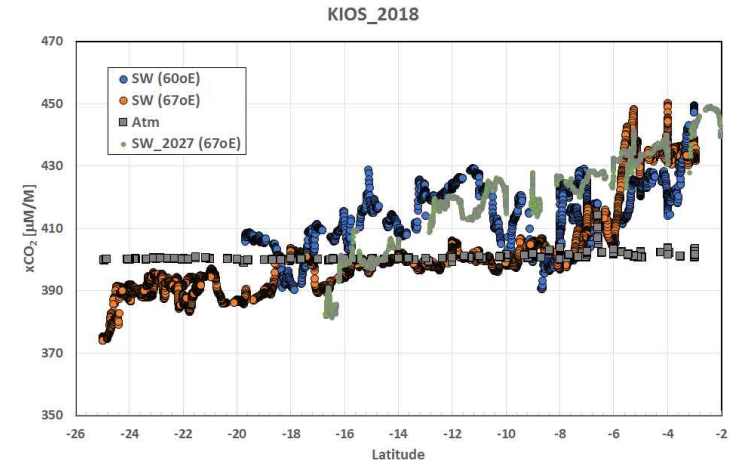


Fig. 3.3.1.18. 위도에 따른 표층 해수 및 대기 CO₂ 분포

아울러 관측 지역의 표층 수온, 염분, 용존산소 및 pH의 위도에 따른 분포를 그림 3.3.1.19에서 그림 3.3.1.22에 도시하였다. 표층 수온은 남쪽으로 가면서 지속적으로 감소하고, 염분은 남위 8도를 기준으로 남, 북으로 가면서 점차 증가하는 분포를 보인다. 용존산소는 자료의 질이 좋지 않지만, 전반적으로 남쪽으로 가면서 증가하는 분포를 보이며, 표층 해수의 pH는 동경 60도와 동경 67이 서로 반대되는 분포 양상을 보인다. 그러나 용존산소와 pH 자료의 질이 좋지 않아 이를 그대로 받아들여기는 어렵다. 표층 해수와 대기의 이산화탄소 농도 및 표층 수온, 염분의 수평분포를 그림 3.3.1.23에 도시하였다.

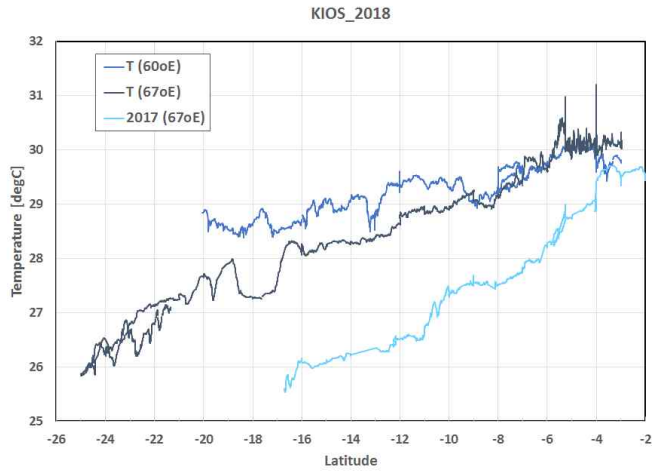


Fig. 3.3.1.19. 위도에 따른 표층 수온의 분포

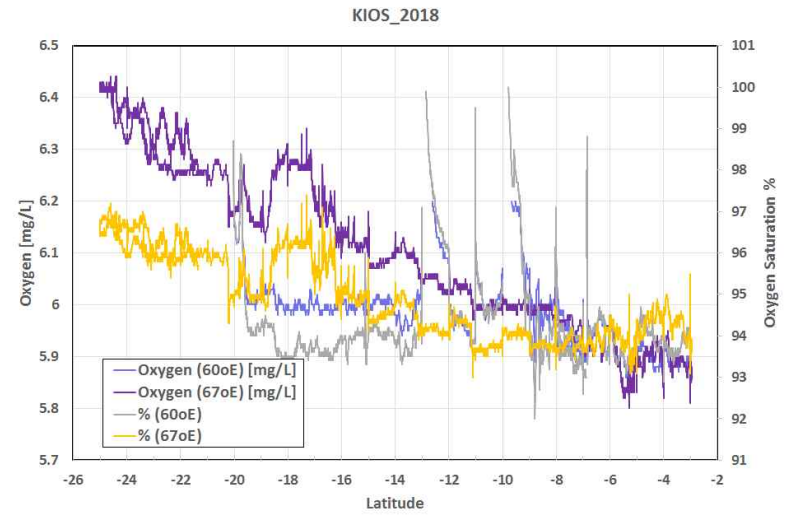


Fig. 3.3.1.21. 위도에 따른 표층 용존산소의 분포

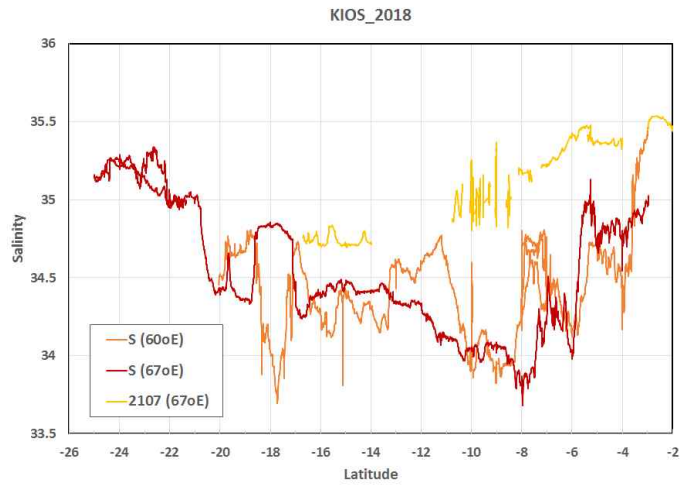


Fig. 3.3.1.20. 위도에 따른 표층 염분의 분포

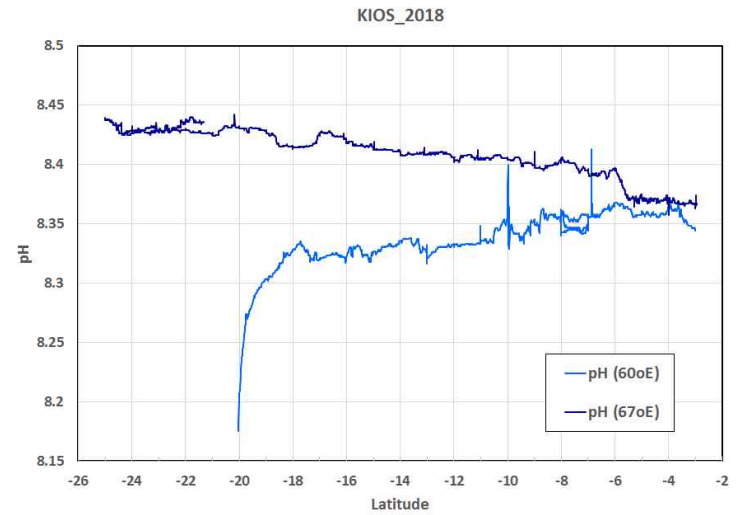


Fig. 3.3.1.22. 위도에 따른 표층 해수 pH의 분포

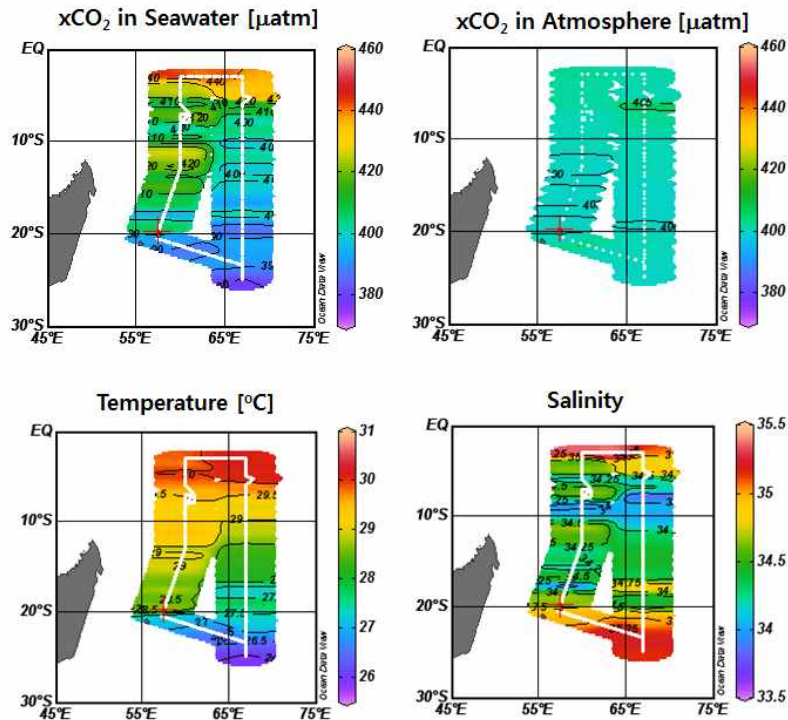


Fig. 3.3.1.23. 표층해수 및 대기의 이산화탄소 농도, 표층 수온, 염분의 수평분포

2. 수층 내 이산화탄소계 인자분포 및 인류기원 이산화탄소 흡수 정량화

가. 수층 내 이산화탄소계 인자 연직분포 특성

(1) 분석 방법

(가) 시료채취 방법

용존무기탄소는 대기와 접촉해 이산화탄소 기체교환이 일어나는 경우 농도가 변화하게 되므로, 채수기를 개봉한 뒤 가급적 빠른 시간 안에 채수하였다. 용존산소 시료 채수가 있는 경우에는 용존산소 시료 채수 이후, 그 외에는 가장 먼저 채수기를 개봉하며 채수하였다. 500 mL glass-joint 유리병에 tygon 튜브를 이용해 기포가 생기지 않도록 시료를 바닥부터 천천히 채워 시료병 부피만큼의 시료를 흘려보낸 뒤 tygon 튜브를 빼내

약 5 mL 가량의 headspace를 만들었다. HgCl2 포화용액 0.2 mL를 넣고 그리스를 발라 뚜껑을 닫은 뒤 잘 흔들어주고 고무줄과 플라스틱링을 이용해 뚜껑이 열리지 않도록 고정하여 분석시까지 실온 보관하였다.

(나) 시료채취 정점 및 개수

2017년에는 북위 5도부터 남위 16도까지 동경 67도 관측선을 따라 1도 간격으로 채수하였다. 모든 정점에서 표층부터 바닥까지 채수하였으며, 북위 3도와 적도, 남위 3, 6, 9, 12, 15도 정점에서는 약 26~28개, 그 외 정점에서는 약 10~11개 수심에서 채수하였다. underway pCO2 자료해석을 위해 출항지부터 북위 5도 관측 시작점까지, 남위 16도 관측 종료 이후 입항지까지 0.5도 간격으로 약 38개의 표층시료를 추가 채수하였다.

2018년에는 동경 60도 관측선을 따라 남위 13도부터 남위 3도까지, 동경 67도 관측선을 따라 남위 3도부터 남위 25도까지 1도 간격으로 채수하였다. 모든 정점에서 표층부터 바닥까지 채수하였으며, 남위 5, 10, 15, 20, 25도 정점에서는 약 26~28개, 그 외 정점에서는 약 8~10개 수심에서 채수하였다. 2017년과 마찬가지로 underway pCO2 자료해석을 위해 출항지부터 동경 60도, 남위 13도 관측 시작점까지, 그리고 동경 67도 남위 25도 관측 종료 이후 입항지까지 0.5도 간격으로 표층시료를 추가 채수하였다.

(다) 분석방법

VINDTA 3C를 이용해 총알칼리도는 전위차법으로, 용존무기탄소는 전류량법으로 선상에서 분석을 수행하였다. 25°C 시료 약 100mL를 항온 적정용기에 옮긴 후 0.1N HCl을 0.15 mL씩 첨가하며 탄산염과 중탄산염의 두 종말점이 모두 지날 때까지 적정하며 emf를 측정 한 뒤 gran plot을 이용해 총알칼리도를 정량하였다. 용존무기탄소는 약 20mL의 시료를 10% 인산염이 들어있는 유리용기에 옮겨 담고 질소 포기를 통해 시료에서 생성된 CO2를 UIC 전기량계 CM50170을 이용해 정량하였다. 총알칼리도와 용존무기탄소 농도는 스크립스 해양연구소 Andrew Dickson의 CO2 CRM (Batch #150, 161)을 분석 세트마다 함께 분석해 기준으로 삼았으며, 각 시료 분석 값은 CRM을 기준으로 최종 보정하였다.



Fig. 3.3.2.1. 이사부호 화학실험실에 설치된 무기탄소 및 총알칼리도 측정을 위한 VINDTA 3C 및 전기량계

분석결과 향상을 위해 VINDTA의 몇 부분을 수정·개선하였다. 총알칼리도의 분석품질 제고를 위해서는 적정에 사용된 0.1N 염산의 양을 정확히 통제해야 한다. 적정용액의 온도변화로 인한 밀도변화로 적정용액의 주입량이 변동하지 않도록 총알칼리도 분석 중 적정용액의 온도를 일정하게 유지할 수 있도록 0.1N 염산병과 TITRINO 자동뷰렛의 실린더에 온도유지를 위한 water jacket을 추가하였다. 자동뷰렛 실린더 water jacket은 Metrohm에서 판매하는 제품을 구매해 사용하였으며, 염산병은 유리가공으로 이중병을 제작해 활용하였다. 또한 염산병 내 0.1N 염산의 산증발을 최소화하기 위해 염산병으로 유입되는 공기가 0.1N 염산이 담긴 trap을 통과해 들어가도록 acid trap을 공기 유입구에 설치하였다. 2017년에는 선상에서 진한 염산용액을 사용해 약 0.1N 염산을 제조하여 사용하였으나, 2018년에는 Merck에서 판매하는 10 L용량의 0.1N 묽은 염산용액을 구매하여 적정용액으로 사용하였다.

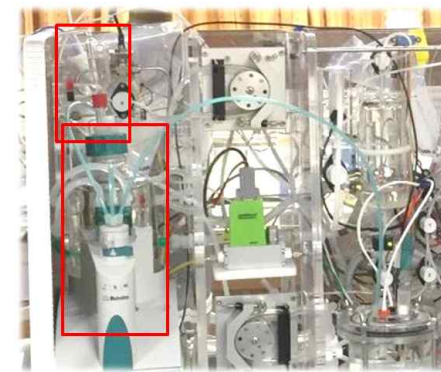


Fig. 3.3.2.2. 총알칼리도 분석품질 제고를 위해 추가한 acid trap(상)과 두개의 water jacket(하)

용존무기탄소 분석 성능 개선을 위해서는 전기량계로 들어가는 수분을 제거하기 위한 condenser에 사용되는 peltier cooler를 고성능 제품으로 교체하였으며, 전기량계로 연결되기 직전에 condenser를 거친 이후에 시료흐름에 잔류한 수분과 유기산 등을 제거할 수 있도록 Sigma-Aldrich사의 활성 실리카겔 제품인 ORBO-53을 추가하였다. 분석품질과는 직접 관계가 없지만 분석자의 건강을 위해 전기량계에서 나오는 배출기체는 활성탄을 통과하도록 개선을 수행하였다.

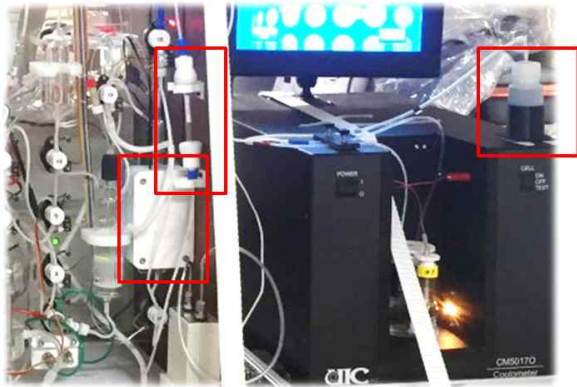


Fig. 3.3.2.3. 용존무기탄소 분석품질 제고를 위해 고성능 사양으로 교체한 peltier cooler(좌하)와 추가한 ORBO-53(좌상). 배기가 스라인에 추가한 활성탄 trap(우)

용존무기탄소 분석재현성 확인을 위해 농도를 알고 있는 CRM의 용존무기탄소 1 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ 에 해당하는 UIC 카운트 수의 변동을 확인하였다. 2017년 33개의 CRM #150을 분석한 단위 UIC 카운트 수는 용존무기탄소 1 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ 당 85.2458 ± 0.1226 였으며, 2018년에는 CRM #150을 20개, #161을 20개 분석하였으며 40개의 분석결과는 85.2539 ± 0.1743 로 2017년과 유사한 값을 보여 시간에 따른 분석 감도의 변화는 없는 것으로 나타났다.

총 알칼리도는 CRM 분석결과를 이용해 적정산의 농도를 결정하게 되므로 CRM 분석결과를 활용해서는 분석정밀도는 평가할 수 있지만 정확도를 평가할 수는 없다. 따라서 총 알칼리도 분석결과에서는 CRM 2회 분석 시 분석결과 간의 차이를 이용해 분석정밀도를 산정하였다. 2017년에는 29개 CRM 분석결과 반복분석 시 총 알칼리도 차이는 $2.12 \pm 1.29 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 이었으며, 2018년에는 전 기간 $1.10 \pm 0.74 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 로 2017년과 비교해 월등히 향상되었다.

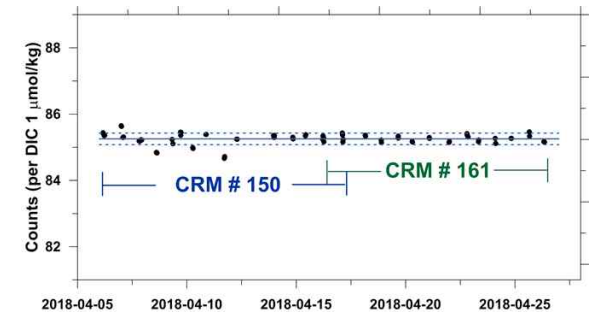
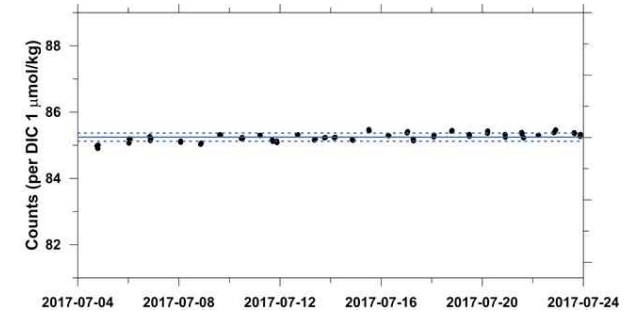


Fig. 3.3.2.4. 용존무기탄소의 분석재현성 확인을 위한 시간에 따른 UIC count 변화도: (위) 2017년, (아래) 2018년

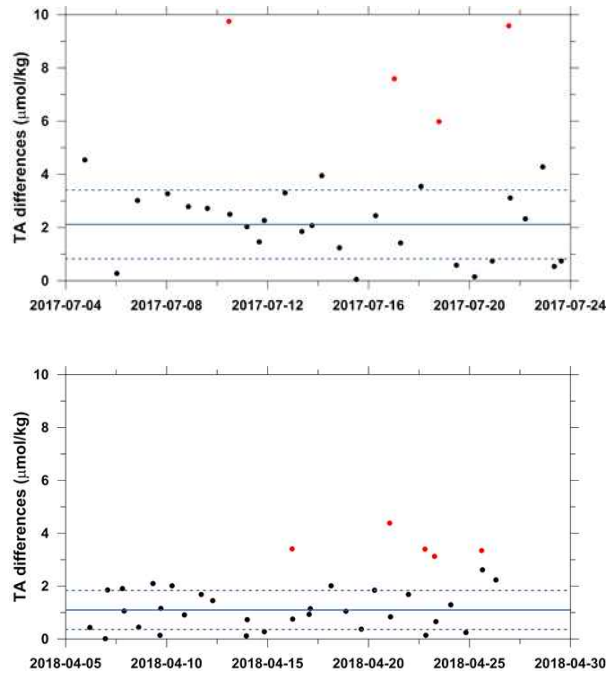


Fig. 3.3.2.5. 총알칼리도의 분석정밀도 확인을 위한 시간에 따른 반복분석시의 차이: (위) 2017년, (아래) 2018년

(2) 수층 내 이산화탄소계 인자 연직분포특성

용존무기탄소는 2017년 표층에서 1947 ~ 2020 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2280 ~ 2320 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였다. 전반적인 용존무기탄소 농도는 관측을 시작한 북위 5도부터 남위 3도까지 점차 증가하였으며, 이후 남쪽으로 다시 농도가 감소하는 형태를 보였다. 총 알칼리도는 표층에서 2264 ~ 2337 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2391 ~ 2414 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였다. 총 알칼리도는 용존무기탄소에 비해 적은 범위의 변화를 나타냈다. 2018년에는 용존무기탄소는 표층에서 1909 ~ 1997 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2199 ~ 2332 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였다. 전반적인 용존무기탄소 농도는 동경 60도와 67도에서 공통적으로 관측선의 북쪽에서 남쪽보다 높은 값을 보였다. 총 알칼리도는 표층에서 2208 ~ 2314 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였으며, 심층에서 2300 ~ 2406 $\mu\text{mol/kg}$ 의 범위를 보였다. 2017년과 마찬가지로

지로 총 알칼리도는 용존무기탄소에 비해 적은 범위의 변화를 나타냈다.

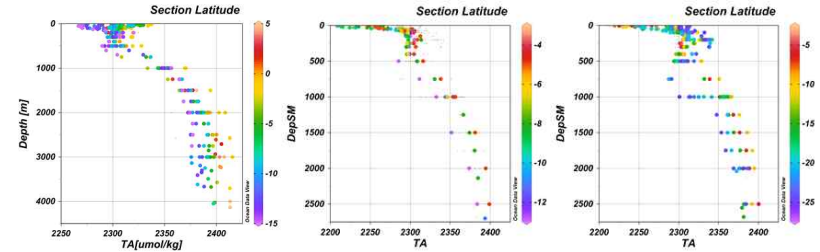


Fig. 3.3.2.6. 수층의 총알칼리도($\mu\text{mol/kg}$) 프로파일: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도

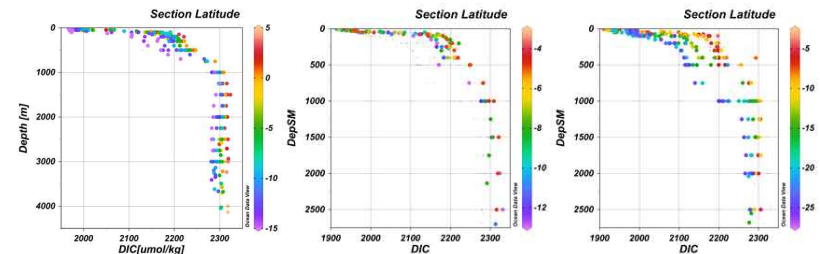


Fig. 3.3.2.7. 수층의 용존무기탄소($\mu\text{mol/kg}$) 프로파일: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도

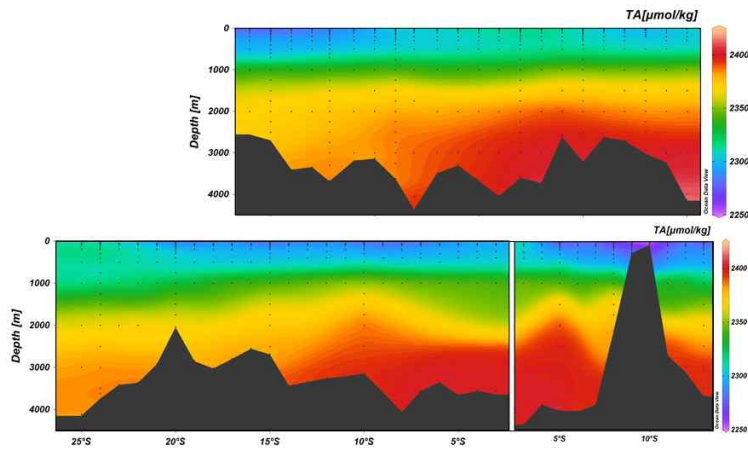


Fig. 3.3.2.8. 총알칼리도 수직분포도(상: 2017년 동경 67도, 좌하: 2018년 동경 67도, 좌우: 2018년 동경 60도)

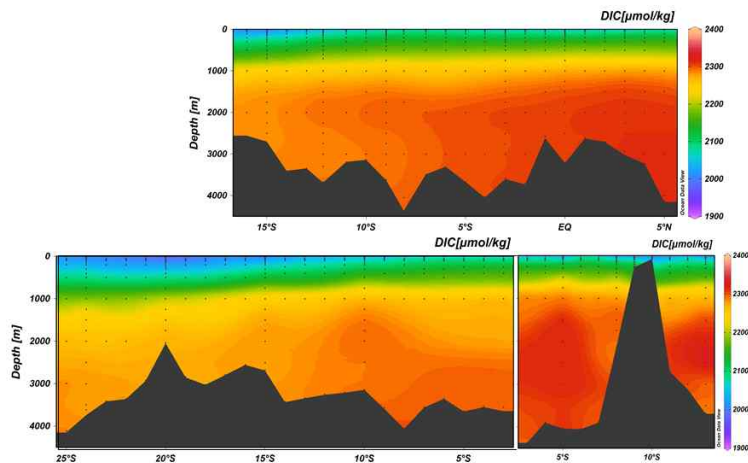


Fig. 3.3.2.9. 용존무기탄소 수직분포도(상: 2017년 동경 67도, 좌하: 2018년 동경 67도, 좌우: 2018년 동경 60도)

흡에 의한 유기물 분해, 수층 하부에서의 탄산칼슘 생성과 용해 때문에 농도의 변화가 나타나게 되며, 총알칼리도는 용존무기탄소와 유사하게 유기물의 생산/분해, 탄산칼슘 생성/용해에 의해 변화가 나타나는 반면 대기와의 기체교환으로는 총알칼리도의 변화가 생기지 않는다. 인도양 내부의 용존무기탄소와 총알칼리도 분포를 결정하는 주요 과정을 분석하기 위해 각 해수특성 항목 간 상관관계를 살펴보았다. 총알칼리도와 염분의 상관관계에서는 표층수에 영향을 주는 증발이나 강우에 의한 희석효과로 인해 총알칼리도와 염분은 상관계수(r^2) 0.9 이상의 좋은 상관관계가 나타나는 것을 확인할 수 있다. 수층 내의 용존무기탄소는 유기물 생산과 분해 등에 의해 영향을 받으므로 용존무기탄소와 영양염 중 아질산염을 포함한 질산염 간의 상관관계를 살펴보았다. 아질산염을 포함한 질산염이 고갈된 표층에서는 대기와의 기체교환으로 용존무기탄소 농도가 약 $100 \mu\text{mol/kg}$ 가량 변동을 나타내었다. 이후 수층 내에서 아질산염을 포함한 질산염의 농도가 증가하는 구간에서는 Redfield 비와 유사한 약 7의 비율을 보이며 용존무기탄소가 증가하였다. 아질산염을 포함한 질산염의 농도가 32 이상인 심층에서는 탄산칼슘의 용해 등의 과정이 추가됨으로 인해 아질산염을 포함한 질산염의 증가와 무관한 용존무기탄소의 농도증가가 나타났다. 해양 내 탄소인자인 총알칼리도와 용존무기탄소 간의 상관관계를 보면 약 500m까지의 상층에서는 총알칼리도의 증가보다 큰 용존무기탄소의 증가가 관찰되며, 이심에서는 용존무기탄소보다 총알칼리도의 증가가 큰 것으로 나타나, 표층의 증발/강우에 의한 희석효과와 대기와의 이산화탄소 교환, 상층에서의 유기물 생성/분해, 심층에서의 탄산칼슘 용해 등의 과정이 반영된 상관관계를 보여준다. 총알칼리도와 용존무기탄소의 상관관계에서 증발/강우의 희석효과를 제거하기 위해 두 항목 모두 염분 35로 표준화하여 Deffeyes diagram을 작성하였다. 표준화한 용존무기탄소 $2100 \mu\text{mol/kg}$ 까지는 표준화한 총알칼리도의 변화 없이 표준화한 용존무기탄소만 증가하는 구간으로 표층의 기체교환에 의한 것으로 설명할 수 있으며, 표준화한 용존무기탄소 $2100 \sim 2300 \mu\text{mol/kg}$ 구간에서는 표준화한 총알칼리도와 용존무기탄소의 변화비율이 0.23으로 이는 탄산칼슘의 용해와 유기물의 분해가 약 1: 4.75의 비율로 이루어진 경우 나타날 수 있는 변화율이다. 표준화한 용존무기탄소가 $2300 \mu\text{mol/kg}$ 보다 큰 구간에서는 표준화한 총알칼리도와 용존무기탄소의 변화비율이 1.77로 탄산칼슘의 용해와 유기물의 분해가 약 8.35:1로 나타났다.

해양 내 용존무기탄소는 표층에서 대기와의 기체교환, 수층 상부에서의 일차생산과 호

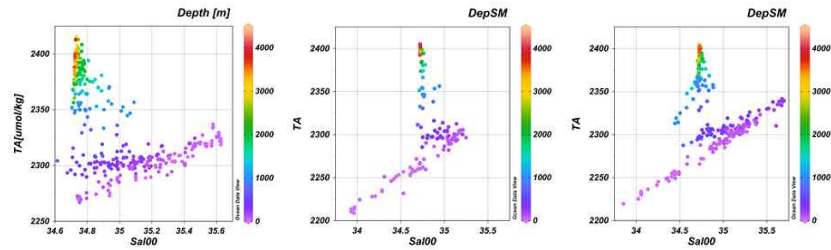


Fig. 3.3.2.10. 총알칼리도와 염분간 상관관계: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도

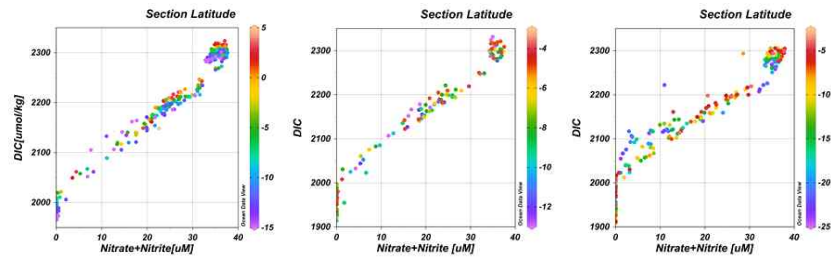


Fig. 3.3.2.11. 용존무기탄소와 질산염(+아질산염)간 상관관계: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도

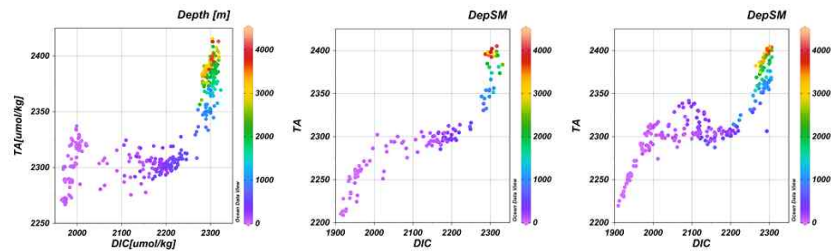


Fig. 3.3.2.12. 총알칼리도와 용존무기탄소간 상관관계: (좌) 2017년 동경 67도, (중) 2018년 동경 60도, (우) 2018년 동경 67도

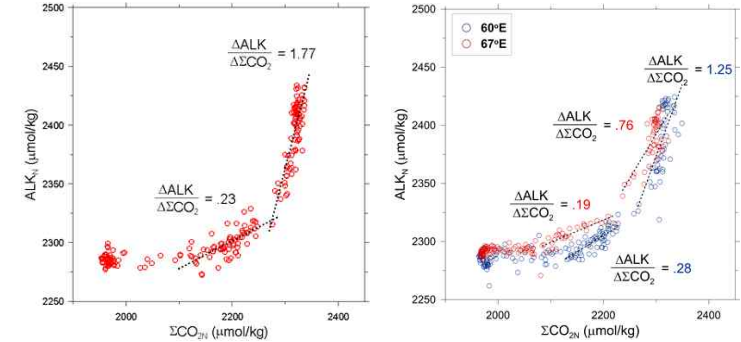


Fig. 3.3.2.13. 염분 35로 표준화한 총알칼리도와 용존무기탄소간 상관관계를 보여주는 Deffeyes diagram: (좌) 2017년 동경 67도, (우) 2018년(파랑: 동경 60도, 빨강: 동경 67도)

나. 수층 내 인류기원 탄소 흡수량 산정

(1) C_{ant} 의 계산

석탄연료의 사용으로 대기 중으로 방출되어 증가한 이산화탄소의 해양 내 흡수량을 산정하는 방법은 C^* , TrOCA, TTD 등 몇 가지가 있으나 해수가 표층을 떠난 시간(해수의 연령)에 대한 정보가 없을 때 활용할 수 있는 방법은 TrOCA 이다. TrOCA는 Touratier and Goyet (2004)에 의해 제안된 추적자로 Tracer combining Oxygen, inorganic Carbon, and total Alkalinity로 이름 지어졌으며, 다음과 같이 정의된다.

$$TrOCA = O_2 + 1.2 TCO_2 - 0.6 TA$$

여기서 O_2 는 해수의 용존산소, 그리고 TCO_2 는 용존무기탄소, TA는 총 알칼리도를 의미한다. 동일한 개념으로 산업혁명 이전 석탄연료의 사용이 없을 때의 TrOCA 값을 다음과 같이 $TrOCA^0$ 으로 정의한다.

$$TrOCA^0 = O_2^0 + 1.2 TCO_2^0 - 0.6 TA^0$$

여기서 O_2^0 , TCO_2^0 , TA^0 는 각각 산업혁명 이전의 해수 중 용존산소, 용존무기탄소, 총 알칼리도를 의미한다. 해수의 총 알칼리도는 대기중 이산화탄소 농도 증가에 영향을 받지 않으므로 $TA^0 = TA$ 로 생각할 수 있다. 석탄연료 사용에 의한 O_2/CO_2 교환비는

약 -1.4로 알려져 있는데, 대기 조성비가 O₂는 약 21%, CO₂는 약 0.04%이므로 석탄연료 사용으로 인한 인류기원 변화압력에 CO₂가 O₂에 비해 500배 가량 더 크게 영향을 받게 된다. 그리고, 해양 순환과 같은 큰 규모에서 생각할 때 해양 내부의 용존산소 분포가 인간의 활동에 의해 유의미하게 변화하지 않을 것으로 예상되므로 O₂⁰ = O₂로 간주할 수 있다. 따라서 석탄연료의 사용으로 인해 방출된 인류기원 탄소의 해양내 농도 C_{ant}는 다음식을 이용해 구할 수 있다.

$$C_{ant} = TCO_2 - TCO_2^0 = \frac{TrOCA - TrOCA^0}{1.2}$$

해양에서 수심이 증가하며(수온이 감소하며) 용존무기탄소가 증가하는 분포로 인해 해양에서 온위(θ, potential temperature)가 증가할 때 TrOCA는 감소하게 되므로 이러한 상관관계를 이용해 TrOCA⁰를 온위의 함수로 표현할 수 있다. 해양내 탄소인자의 수온에 따른 열역학적 변화 경향을 고려하여 TrOCA⁰는 다음과 같은 온위의 지수함수 형태로 표현할 수 있다.

$$TrOCA^0 = a \cdot e^{\left(\frac{-\theta}{b}\right)}$$

아직까지 석탄연료 사용으로 인한 인류기원 탄소가 유입되지 않았다고 생각되는 수심 1200 m 이상의 심층자료를 이용해 TrOCA⁰ 추정식을 구하였다. 그러나 인류기원 탄소 흡수량 산정 결과, 동경 60도 관측선에서는 깊은 수심까지 탄소흡수가 이루어진 것으로 나타나 동경 60도 관측값을 제외한 2017년과 2018년 동경 67도 관측값만을 이용해 TrOCA⁰ 추정식을 다시 구한 뒤 인류기원 탄소 흡수량을 재산정하였다.

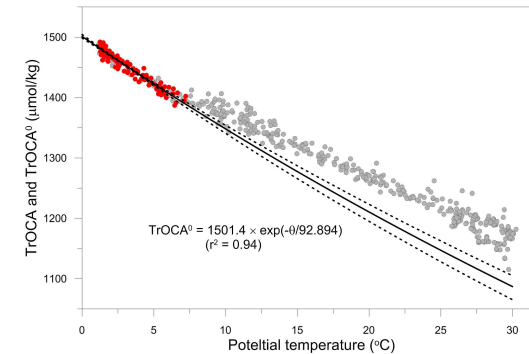


Fig. 3.3.2.14. 2017년과 2018년 관측자료의 TrOCA와 potential temperature의 상관관계 및 TrOCA⁰ 추정선

(2) C_{ant}의 분포

C_{ant}는 표층에서 20 ~ 100 μmol/kg의 범위를 보였으며 평균적으로 60 μmol/kg이었다. 1000 m에서는 0 ~ 15 μmol/kg의 범위를 보였는데 동경 60도에서 상대적으로 많은 C_{ant}가 심층에 분포하는 것으로 나타났으며 동경 67도에서는 수심 1000m 이심에서는 C_{ant}가 거의 나타나지 않아 평균 2.4 μmol/kg이었고 바닥층까지 유사한 범위를 보였다.

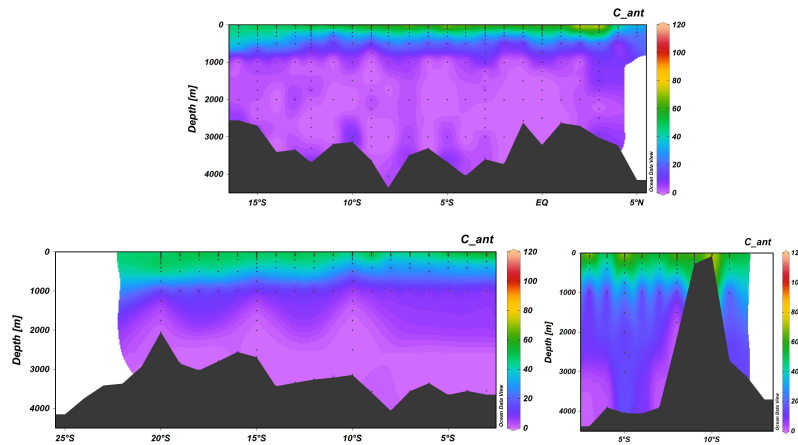


Fig. 3.3.2.15. 인류기원 탄소 흡수량 추정 수직분포도(위: 2017년, 좌: 2018년 동경 67도, 우: 2018년 동경 60도)

제 4절 해양내부 물질순환 추적자 연구

1. 수층 내 용존유기탄소 14C분포특성 이해

가. 인도양 수층 내 용존유기탄소 14C 분포특성 이해

(1) 연구배경

(2) 시료채취 방법

방사성 용존 유기탄소 중의 14C를 분석하기 위한 시료는 Niskin 채수병에서 약 1 L의 해수를 450°C에서 4시간 동안 태운 142 mm GF/F 여과지(Whatman, 0.7μm pore size)로 여과하면서 갈색 유리병에 채수한다. DOC농도를 측정하기 위한 시료도 450°C에서 4시간 동안 태운 앰플에 약 20 ml 받아 6M 염산 20 ul를 첨가하여 pH 2 이하로 낮추고, 토치로 밀봉한 다음 실온에 보관한 후 실험실로 운반하여 분석한다.

(3) 시료채취 정점 및 개수

시료는 3개 정점에서 총 70개를 채취하였다.

(4) 시료분석

채수한 시료를 광분해 반응용기에 넣고 85%인산 1ml를 첨가한다. 수냉식 냉각수 순환기, 헬륨가스통 및 진공 라인과 연결되는 뚜껑의 접합부에 85% 인산을 발라 반응용기를 밀봉한다. 헬륨가스를 시료에 2회 포기시킨 후 추출된 CO2의 농도를 측정하여 CO2가 검출되지 않으면 포기를 멈춘다. 진공 라인에 드라이아이스와 아이소프로판올 혼합 용액을 이용하여 추출되는 기체 중의 수증기를 포획하고 이용하여 용존 유기탄소로부터 산화되어 나온 CO2를 포획한다. 물 트랩의 앞쪽에는 염소기체를 잡기 위해 아이오딘 칼륨(KI) 트랩을 설치한다. 수은 램프를 거쳐 시료에 자외선을 약 4시간 조사 후 램프를 끄고 트랩에 모인 CO2를 진공시스템과 액체질소를 이용해 부피 측정용 U자관에 넣는다. 용존 무기탄소의 양을 구하기 위해 관안의 압력을 측정한 후 CO2를 U자 관에서 파이렉스 관으로 이동시킨다. 파이렉스관을 가열하여 CO2 시료를 밀봉한 후 최종적으로 AMS측정기관에 보내서 Δ14C 값을 측정한다.

2. 미량원소/동위원소 분포특성 및 해양내부 물질순환 상관성 이해

가. 인도양 수층 내 미량원소(Trace Elements) 분포 연구

(1) 연구배경

미량원소(Fe, Mn, Cu, Zn, Cd 등)는 육상에서는 오염물질로 인식되어 있으나 대양에서는 생물생산에 꼭 필요한 필수 미세영양염으로 작동하며 기후변화, 생태계 변화, 환경오염에 직접 연관되어 있다. 이미 선진국 등을 중심으로 지난 30여 년 이상 국제적으로 전 대양에서 해양 미량금속 및 동위원소를 함께 종합 연구하려는 국제공동 프로그램이 진행되어왔음에도 불구하고, 국내에서는 선상 청정 해수 채취 기술 및 분석기술 부재, 대형 종합 연구선과 대양 연구 능력 부재 등을 이유로 이 분야에서의 연구가 없었다. 특히, 인도양은 지난 십여 년간 수행된 100여회 이상의 국제 미량원소 공동 연구 프로그램인 GEOTRACES의 공식 연구 항해 중에서 불과 5차례 미만만 연구가 수행된 지역이며, 이마저도 대부분 아라비아 해 및 Bay of Bengal 등을 포함한 연안 대륙붕 근처에서의 연구 결과만 발표되어 대양에서의 미량원소 및 동위원소 연구가 거의 수행되지 않은 지역이다.

(2) 시료채취 방법

국내에서는 처음으로 미량원소 청정 해수채취장비(Clean water sampler)인 Ultra Clean CTD(UCC, NIOZ)를 도입하여 연구선 상에서 직접 운용하였다. 본 UCC 장비는 선상에서 운용 가능한 컨테이너가 개조되어 제작된 클린룸에서 Subsampling 및 CTD 유지 보관이 가능하게 설계, 선상에서 외부 노출 없이 곧바로 샘플링 및 시료 여과 등 전처리를 수행할 수 있게 제작되었다. 관측에 앞서, 채수기에 강제로 물을 주입해 채수기의 개폐 작동 여부를 확인하고, 이 과정을 3번 반복하여 미사용 기간에 멀티밸브와 accumulator에 축적된 잔류공기를 제거하는 작업을 수행하였다.

UCC는 처음 수면에 deploy 시킨 후에 분당 15m의 속도로 채수기가 충분히 열릴 수 있는 수압만큼인 50m까지 천천히 하강시킨 후, 약 2분간 대기하였다. 이후 UCC를 표층까지 끌어올려 채수기가 제대로 뚜껑이 닫혀있는지 확인 후에 해지면 수심까지 하강시킨 후, 다시 올라오는 과정에서 필요 수심에서 채수하였다. 총 24개의 채수기 중, 표준 깊이라고 알려진 16개 깊이에서 시료를 채취하였으며, 500m 상부 8개의 수심에서는 입자태의 미량금속 시료를 얻기 위하여 같은 깊이에서 별도로 채수를 하였다. UCC가 deck에 오른 후, 청정실험실 컨테이너에 넣은 후, clean-air 환경이 충분히 준비되었다고 판단된 20분 후에 청정실험실 내에서 subsampling을 수행하였다.



Fig. 3.4.2.1. UCC deployment작업과 청정 실험실 컨테이너 내부 (왼쪽), UCC를 해수면에 deploy 한 후, 수심 50 m에서 채수기가 자동 개방된 모습 (오른쪽)

미리 산세척 된 플라스틱(HDPE재질) 용기에 해수시료를 채수기 번호 순서대로 Subsampling 하였으며, 각 정점 당 500 ml 2개, 그리고 50 ml bottle에 1개씩 청정 해수 시료를 채수하였다. 본 연구에 사용된 HDPE bottle은 앞서 본 연구원의 청정실험실에서 산세척 하였으며, Alkali detergent에 1주일 내외로 soaking 시킨 후 깨끗한 Mili-Q water로 세 번 헹군 후에 65~70°C의 hot bath에 약 5% Supra-pure grade의 염산을 채워 반나절 이상 heating 시켜 산세척 한 이후, 이중 지퍼백에 보관하여 클린룸에서 시료채취 직전에 개봉하였다. 먼저 클린룸 이중 입구 앞에서 신체 및 외부 물질로부터의 오염방지를 위하여 클린룸 내에서 밀봉 보관 중인 클린가드와 부츠커버를 착용하고 모든 시료 채취 및 전처리를 수행하였다.

용존태의 미량금속 분석을 위한 물 시료의 경우, subsampling 동안에 채수기 상부에 테프론 튜빙 라인으로 N₂ gas를 연결하여, N₂ purging방식을 이용하여 곧바로 여과를 진행하였다. 필터는 GEOTRACES에서 검증된 방법인 역시 미리 산세척된 inline capsule filter (Supor Acropak 200, 0.2 μm, Pall)를, 테프론과 PVC튜빙에 연결하여 사용하였으며, 한 정점에서 2개씩 사용하였다. 이 시료들은 Ultra-Pure grade 염산을 0.024 M 농도가 되게 가하여 산 처리 후(13M Conc. HCl을 500 ml 시료에 1 ml 주입), 역시 이중지퍼백에 봉하여 보관하여 실험실로 이동할 예정이다. 또한, 입자태의 미량원소 측정을 위해 500미터 깊이 이하의 상층부에서는 각 정점당 8개의 (10, 20, 50, 100, 150, 200, 300, 500 미터 깊이) 채수기에서 12L의 물을 한꺼번에 여과하였으며, 미리 산세척된 filter-holder (PE, Nuclepore)에 47mm pall-supor, 0.2 μm 여과자를 장착하여 테프론과 PVC튜빙에 연결하여 같은 방법으로 여과하였다. 이시료는 미리 산세척 된 petri dish에 담아, 역시 이중 지퍼백에 냉동 보관하였다.



Fig. 3.4.2.2. UCC를 이용한 용존(물시료) 청정 해수 시료 여과 및 시료 채취 모습(왼쪽) UCC 채취기 이용한 입자태 미량금속 시료 여과 및 시료 채취 모습(오른쪽)

(3) 시료 채취 정점 및 개수

미량원소 시료는 2017년 7월에는 위도 3도 간격으로 67E선을 따라 7개 정점, 2018년 4월에는 위도 4~5도 간격으로 총 8개의 정점(60E 3 정점, 67E 5 정점)에서 UCC를 운용하여 시료채취를 하였다. 두 해 모두 GEOTRACES 상호 검증을 위하여, 2009-2010년 일본 연구진이 다녀간 Crossover정점 (5°16'S, KIOS17_13=KIOS18_19번)을 포함하였으며, 이 정점에서는 타 기관과의 상호 검증 실험을 위한 추가적인 시료채취도 이루어졌다. 이어지는 자연방사능(²³⁴Th, ²¹⁰Po), POC/PON 및 인공 방사능 시료 역시 이 정점에서 시료채취를 수행하였다.

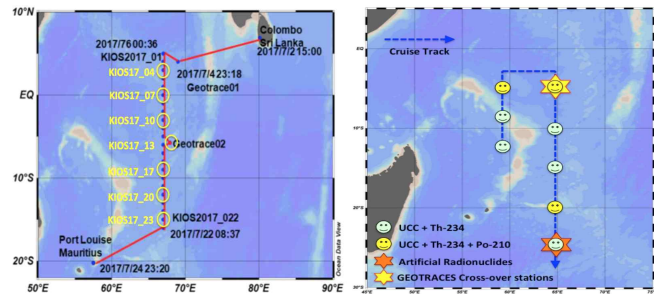


Fig. 3.4.2.3. 2017년 7월(왼쪽)과 2018년 4월(오른쪽) 미량원소 시료 채취 정점

(4) 시료 분석

이렇게 얻어진 미량원소 용존 시료는 본 연구원 1연구동 1층에 설치된 청정실험실로 옮겨 전처리 및 측정을 수행하였다. 시료 측정에는 최근(2018년 7월) 본 연구원에 도입

된 자동 전처리 질량분석기(seaFAST ICP-MS)로 시료를 측정하였다. 이 장비를 이용하여 Nobias계열의 Resin을 이용하여 해수를 전처리 extraction을 수행하였으며, 이어 online으로 직접 질량분석기에 연결하여 농도 측정을 하였다. 시료 측정 전에 In115를 내부 표준물질로 가하여 기기상의 drift로 인한 오차를 보정하였으며, 매 정점 NASS-5와 CASS-6 표준물질을 함께 측정하여 회수율 및 측정 오차를 관찰하였다. CASS-6과 NASS-6 표준물질 측정결과 본 실험방법의 회수율은 약 94-120%로 매우 신뢰도 있는 것으로 판단된다 (V-102%, Cr-120%, Mn-114%, Fe-111%, Co-109%, Ni-87%, Cu-104%, Zn-95%, Cd-100%, Pb-99%). 도입된 seaFAST ICP-MS를 이용하여 현재 2018년 시료는 모두 측정 완료하였으며, 2017년 7월 시료는 현재 측정하고 있다.



Fig. 3.4.2.4. 연구청사 1연구동에 구축된 청정 실험 환경과 용존 미량원소 전처리 장비(왼쪽)와 본 청정실험실에 구축된 해수 중 용존 미량원소 전처리-질량분석기(seaFAST)의 운용 사진(오른쪽)

(5) 결과 및 토의

본 연구에서 수행한 미량원소 시료 채취 장비의 청정도 성능 및 본 연구진의 미량원소 측정 기술 검증은 기존의 GEOTRACES 연구진(2009년, 일본)에서 같은 정점에서 지난 2010년 발표한 농도 자료와의 비교 상호 검정을 통하여 수행하였으며, Fe을 제외한 다른 원소들의 경우 2017년과 2018년 두 해 모두 발표된 일본 연구진의 값과 매우 잘 일치하는 것으로 나타났다. Fe 농도가 다소 높게 나타나는 것은 시료 채취 및 측정상의 오류에 의한 것으로 생각되며 현재 이 부분을 개선하기 위해 추가 실험하고 있다.

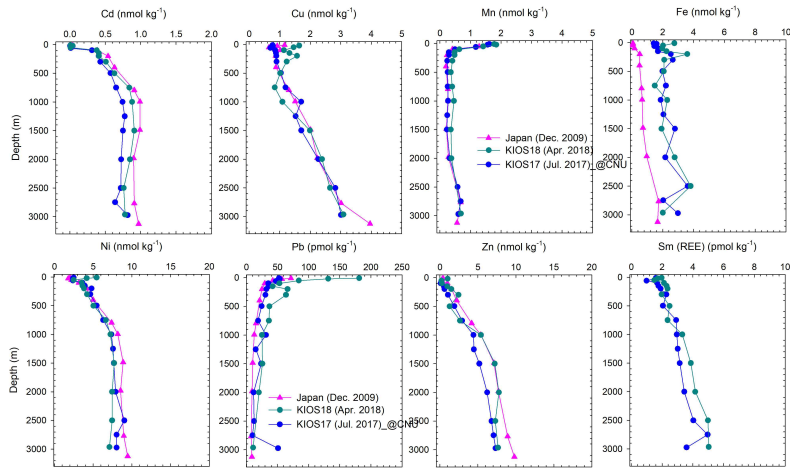


Fig. 3.4.2.5. 본 연구 항해 정점에 포함된 GEOTRACES-Crossover 정점에서 일본 연구진과 2009년 발표된 미량원소 농도와 이사부호 장착된 UCC 이용하여 채취한 시료 중 자료 상호 검정 그림

2018년 4월 8개 정점에서 측정된 용존 미량원소의 농도는 아래 그림과 같다. 용존 미량원소의 농도는 심층에서 동경 60도에 비해 동경 67도 transect에서 조금 더 높은 농도를 보이며 일부 미량원소의 경우 해저를 통한 유입으로 인해 심층에서 다소 높게 나타났다. Cd의 수평-수직 분포의 경우 용존 영양염인 인산염과 질산염의 분포와 매우 잘 일치하는 것으로 나타났다. Mn, Cu, Zn, Ni, Cr 등 일부 미량원소는 20S 남쪽 지역의 심층에서 다소 높은 농도를 보이며 이러한 양상이 수괴의 차이 때문인지 아니면 단순한 심층에서의 퇴적물 확산에 의한 작용인지 추가 자료 해석 및 연구하고 있다.

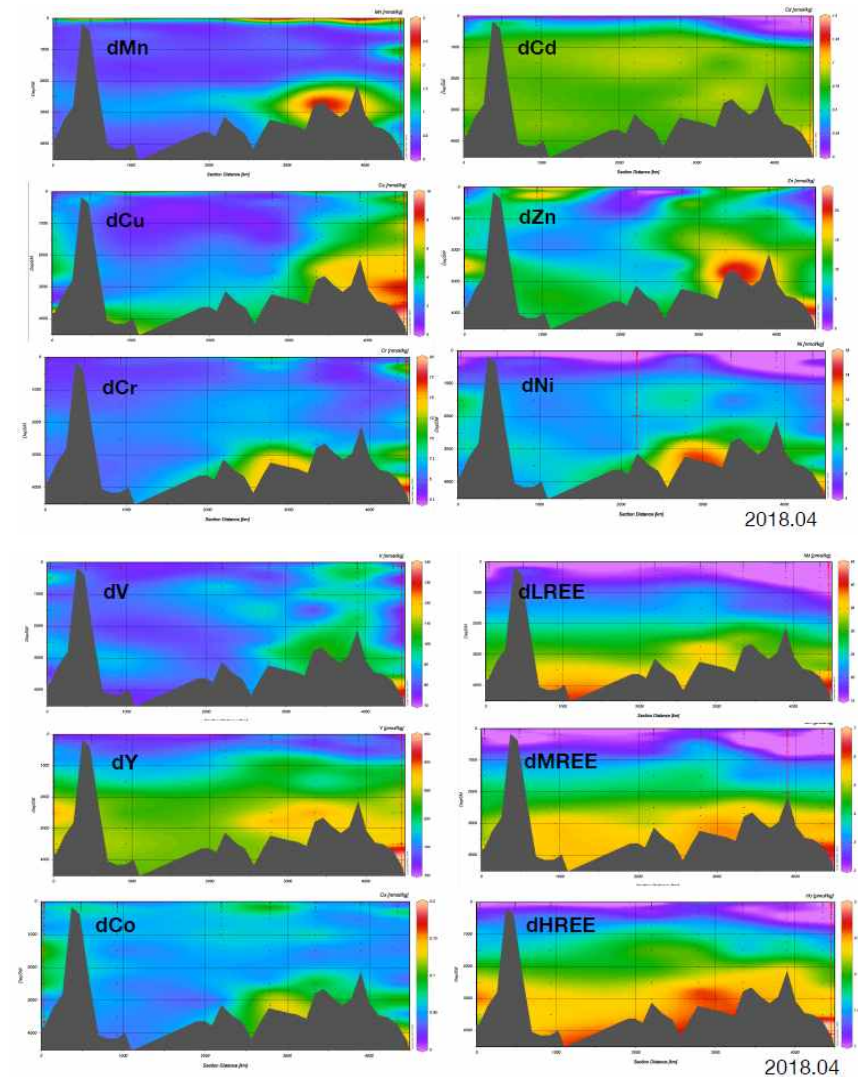


Fig. 3.4.2.6. 2018년 4월 동경 60~67도 측선에서 용존 미량원소 분포도

나. Th-234 추적자를 이용한 입자성 유기탄소(POC) 침강량 추적연구

(1) 연구 배경

²³⁴Th은 U계열의 자연방사성 동위원소로, 약 24.1일의 반감기를 가진다. Th은 특히, 입자와의 흡착성이 매우 강해, 상부 수층에서 입자의 침강속도(scavenging rate)를 추정하는 추적자로 널리 쓰여 왔으며, 이는 또한 해양의 탄소순환에서 가장 많은 부분을 차지하는 입자성 유기 탄소의 심해로의 수송(POC export)을 밝혀내는 가장 적합한 추적자로 알려져 있다. 그러나 그 반감기가 매우 짧아 대양에서의 자료를 얻기가 쉽지 않기 때문에, 본 연구에서는 대양 수층에서 ²³⁴Th을 국내 최초로 선상에서 직접 시료를 전처리 후 역시 선상에서 측정하고자 하였다.

(2) 시료 채취 방법

(가) ²³⁴Th

용존태의 ²³⁴Th의 경우, 앞서 미량금속 시료를 얻은 정점의 8개 깊이에서 (500, 300, 200, 150, 100, 50, 20, 0 m) 일반 CTD의 Niskin bottle로부터 PE bottle에 4L의 해수를 채수한 후, blank가 가장 낮은 것으로 알려진 25mm silver membrane filter (1.2 μm)에 본 연구팀이 직접 제작한 여과 장치에서 8개의 시료를 4L의 PC bottle에 동시 여과하였다 (아래 그림). 이렇게 여과된 시료는 Conc. HNO₃을 6 ml 가해 pH를 ~2로 맞춘 후 전처리 회수율의 추적자인 ²³⁴Th을 약 10 dpm 가한 후 6시간 이상을 대기하였다. 입자태의 ²³⁴Th은 추가적으로 2L의 해수를 더 여과한 후(총 6L) 여과된 silver 여과지를 측정할 때까지 청정 후드에서 측정 전까지 건조했다.

(나) 입자성 유기탄소/용존 유기질소 (POC/PON)

²³⁴Th 분석 시료를 얻은 동일한 정점과 깊이에서 4 L 물을 PE bottle에 채수한 후, 본 연구팀이 직접 제작한 여과 장치에 8개 시료를 25 mm silver membrane filter (1.2 μm)에 동시 여과하였다. 여과지는 사용 전에 불순 유기물질 세척을 위해 아세톤과 에탄올 용액에 번갈아 세척했다. 여과된 여과지는 클린후드에서 건조한 후 petri dish에 담아 와서 -20℃ 냉동실에 보관하였다. 이 시료는 차후 본 연구원에 도입된 IR-MS 질량분석기의 Elemental Analyzer를 이용하여 POC/PON 농도를

측정할 예정으로 측정 대기 중에 있다.



Fig. 3.4.2.7. 본 연구진이 개발한 다채널 해수 시료 여과장치 및 여과된 입자상 POC시료

(3) 시료채취 정점 및 개수

2017년 7월에는 7개 정점, 2018년 4월에는 총 8개의 정점에서 수층 상부 500m에서부터 표층까지 8개 깊이에서 해수시료(12L를 채취하였다).

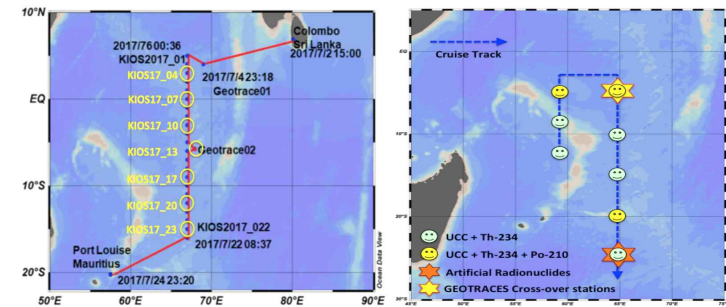


Fig. 3.4.2.8. 2017년 7월 (왼쪽)과 2018년 4월 (오른쪽) ²³⁴Th 시료 채취 정점

(4) 시료 분석 방법

용존태의 ²³⁴Th은 전처리 과정의 회수율 추적자인 ²³⁰Th을 spike 가하고 최소 6시간 후, Mn 공침전 (Mn co-precipitation)을 만들어 농축하였다. 먼저 1/2로 희석된 NH₄OH 용액을 약 12ml 정도 가하여 pH를 8.0±0.1로 맞춘 후, 실험실에서 미리 만들어진 KMnO₄ 와 MnCl₂ 시약을 차례로 0.5ml씩 가하여 침전 반응을 일으켰다. 침전

반응이 빠르게 일어나게 하도록 immersion circulator를 이용해 Heating 온도를 약 85°C로 일정하게 맞추어 12시간 이상 가열하였다. 이후 침전물이 충분히 가라앉았다고 판단되면 역시 1.2 μm, 25mm silver membrane filter에 각 8개의 시료를 여과한 후, 여과지를 클린 후드 내에서 측정 전까지 건조했다. 여과지는 사용 전에 계측 background를 낮추기 위하여 불순물 제거 겸 세척을 위해 아세톤과 에탄올 용액에 번갈아 세척하였다. 건조가 다 된 여과지는 입자태를 여과한 여과지와 함께, Milar 랩으로 1회, 그리고 Al foil (16 μm)로 2회 싸서 β-counter(RISO: Low background multi beta counter)를 이용하여 5개씩 측정하였다. 측정시간은 총 count 수의 측정 표준편차가 용존태와 입자태에 대하여 각각 3과 5% 이내를 유지할 수 있도록 시료 당 최소 4 cycles(cycle/4시간) 이상 측정하여 분당 측정수를 (cpm)을 측정한 후, 결과 데이터를 저장 및 백업하였다. 방사 붕괴에 따른 계산을 위하여 모든 단계의 시간을 기록하였다.



Fig. 3.4.2.9. Mn 공침전물을 만들기 위해 전처리 중인 시료를 가열하는 모습(왼쪽)과 침전물 생성 후 여과 직전 침강시키는 모습(오른쪽)



Fig. 3.4.2.10. Mn 공침 시료를 여과(왼쪽)하고 이를 계측 전 plating한 모습(오른쪽)



Fig. 3.4.2.11. 선상에 비치한 방사능 계측기인 베타(β)-카운터와 실제 계측 화면

- (5) 결과 및 토의
- (가) 2017년 7월

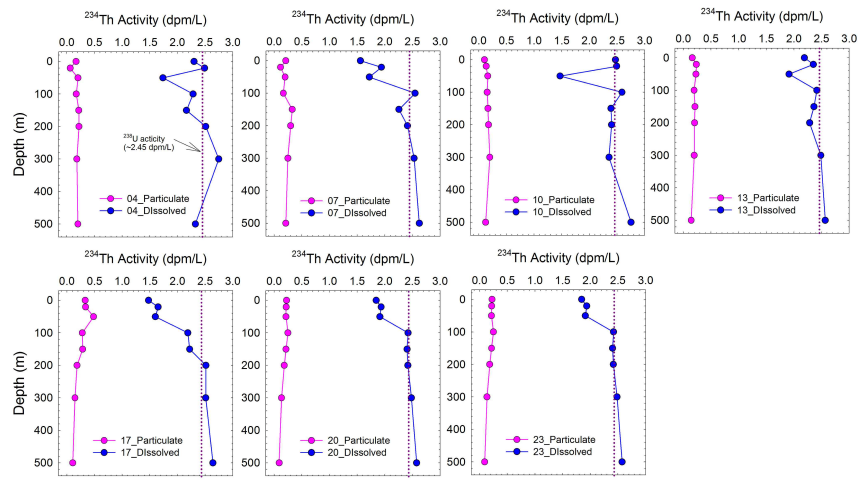


Fig. 3.4.2.12. 2017년 7월 67E에서 입자상과 용존상 ^{234}Th 의 정점별 수직 분포

2017년 7월 7개 정점에서 ^{234}Th 측정 결과 용존상 ^{234}Th 은 표층 60-70미터 깊이에서 강한 결핍(deficiency)을 보이고 다시 재결정화(re-mineralization)에 의해 약 100미터 이하 깊이에서는 어미핵종인 U과 거의 평형에 이르는 농도를 보인다. 입자상 ^{234}Th 의 경우 용존 상보다 10배 이상 낮은 농도로 나타나며 깊이에 따라 특별한 분포 특성이 나타나지 않았다. ^{234}Th 의 결핍이 가장 크게 일어나는 깊이는 60~70m 깊이로 남북을 따라 7개 정점에서 거의 일치하며 이는 subsurface chlorophyll maximum(SCM)의 깊이와 일치하는 것으로 나타났다(아래 그림).

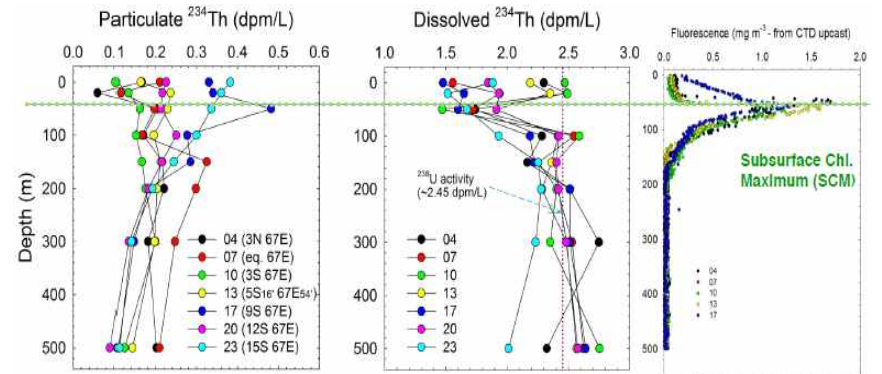


Fig. 3.4.2.13. 2017년 7월 67E 선을 따라 측정된 입자상과 용존상 ^{234}Th 의 수직 분포와 CTD로부터 얻어진 엽록소 클로로필a 수직 분포와의 비교

(나) 2018년 4월

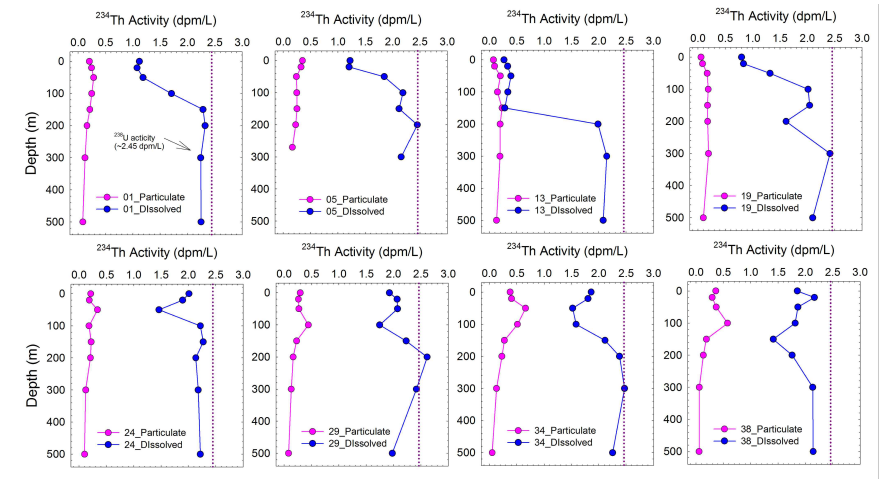


Fig. 3.4.2.14. 2018년 4월 60E, 67E에서 입자상/용존상 ^{234}Th 의 정점별 수직 분포

2018년 4월 8개 정점에서 ^{234}Th 측정결과 용존상 ^{234}Th deficiency가 최대로 나타나는 깊이는 정점에 따라 다르게 나타나며 68E 선의 남위 5도에서는 약 40m에서 나타

났지만, 위도에 따라 그 깊이 (^{234}Th 최대 결핍)가 점점 깊어지다가 남의 20도에서는 약 100m 아래에서 나타나는 것으로 나타났다. 이는 남쪽으로 갈수록 SCMR의 깊이가 67E 선을 따라 남쪽으로 갈수록 40미터에서 약 120미터 까지 점점 깊어지는 양상과 일치하였다. 또한, 60°E 5°S에서는 매우 이례적으로 낮은 용존 ^{234}Th 농도가 관측되었으며 이 정점에서는 입자상 ^{234}Th 역시 가장 낮은 분포를 보였다. 이는 Seychelles-Chagos Thermocline Ridge (SCTR) 지역에서부터 기인한 상당한 양의 lithogenic particle의 유입으로 인한 ^{234}Th 제거에 의한 것으로 생각된다.

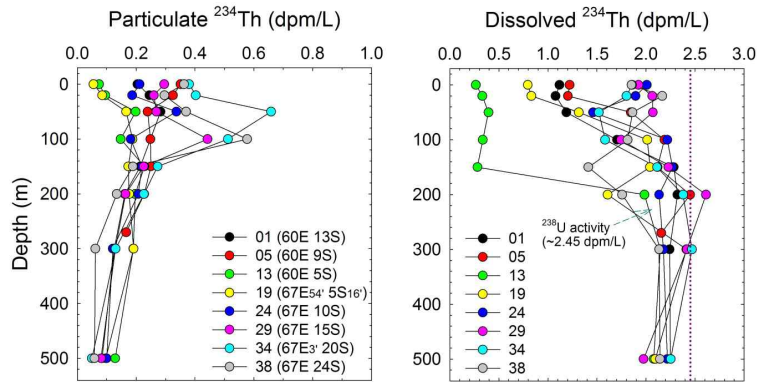


Fig. 3.4.2.15. 2018년 4월 60-67E 선을 따라 측정된 입자/용존상 ^{234}Th 의 수직 분포

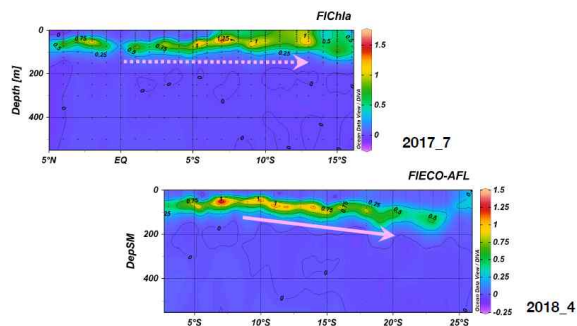


Fig. 3.4.2.16. 2017년 7월과 2018년 4월의 위도에 따른 chl a 수직 분포 비교 그림

(6) 토의

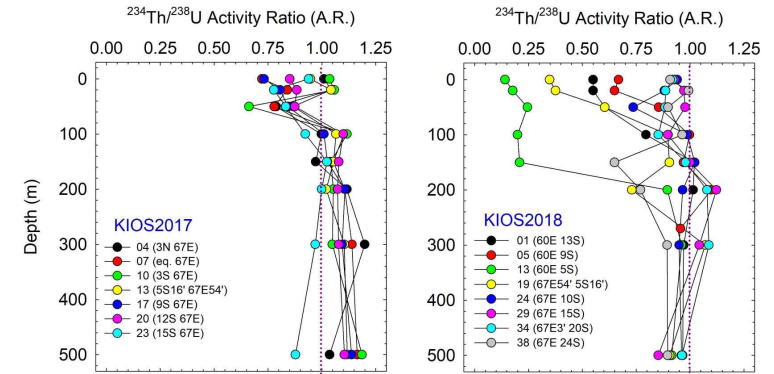


Fig. 3.4.2.17. 2017년과 2018년 ^{234}Th 과 어미핵종 U과의 비평형 비

어미핵종인 ^{238}U 과 ^{234}Th 의 비평형을 이용한 ^{234}Th 의 입자상 침강 flux를 산정하기 위하여, 아래 물질수지 계산식을 적용, (^{238}U 과 ^{234}Th 는 total ^{238}U 과 ^{234}Th activity, λ 는 ^{234}Th 의 붕괴상수 (0.0288 day^{-1}), P는 ^{234}Th 의 침강 입자에 의한 export flux, V는 수평 이류에 의한 ^{234}Th 의 수평 공급), ^{234}Th 의 침강 플럭스를 계산해 보았다.

$$\partial \text{}^{234}\text{Th} / \partial t = (\text{}^{238}\text{U} - \text{}^{234}\text{Th})\lambda - P + V$$

그 결과 정상상태 (steady state)를 가정하고 계산된 ^{234}Th 의 침강 플럭스는 60E SCTR 지역 section에서 약 $4170 \pm 3010 \text{ dpm m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 68E section에서는 평균 $1350 \pm 947 \text{ dpm m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 으로 나타났으며, 특히 SCTR 지역에서 육상기원 물질의 공급으로 인하여 매우 높은 것으로 나타났다.

또한, 2017년 67E section과 비교하면 ($538 \pm 365 \text{ dpm m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 올해 2배 이상 침강 플럭스가 높게 나타났으며 이는 작년 관측이 겨울에 이루어진 점을 감안하면 계절적인 차이에서 기인한 것으로 생각된다.

아직 본 시료 중 POC 농도 결과가 나오지는 않았지만, 기존에 인도양에서 얻어진 $\text{C}_{\text{ppz}} / \text{}^{234}\text{Th}$ 의 비 값이 $0.9 \sim 3.8 \mu\text{mol dpm}^{-1}$ (평균 $2.0 \pm 0.46 \mu\text{mol dpm}^{-1}$) (Subha Anand 등, 2018)의 범위였다는 점을 적용하면, 본 연구에서 얻어진 입자상 유기탄소의 침강량은 약 67°E 단면에서 평균 $1.1 \pm 0.9 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 으로 나타났으며, 이는 최

근 발표된 대서양에서의 결과와 (1.0 - 7.8 mmol C m⁻² d⁻¹) 유사하거나 혹은 상대적으로 더 낮은 것으로 나타났다(Owens 등 2015).

반면에, SCTR 지역 60E section에서 입자성 유기탄소의 침강 flux는 약 8.2±1.0 mmol C m⁻² d⁻¹로, 대양보다 2~3배 이상 높으며 동해 등 생산력이 높은 marginal sea와 유사한 수치로 나타났다.

현재, POC 시료는 금년도 본 연구원에 도입된 Elemental analyzer 장비로 측정 대기 중에 있으며 향후 본 연구에서 얻어진 시료의 POC 분석을 통해 더욱 정확한 입자성 유기탄소 침강량을 산정할 예정이다.

다. 방사성 동위원소 ²¹⁰Po/²¹⁰Pb 추적자를 이용한 해양 물질순환 추적 연구

(1) 연구 배경

²¹⁰Po은 역시 U계열의 자연방사성 동위원소로, 약 138일의 반감기를 가진다. 그러나 수층에서 안정적으로 녹아있는 U에서 생성된 Th과는 달리, 기체상의 어미핵종인 ²²²Rn의 해양에서 대기로의 방출로 인하여 ²¹⁰Po과 그 어미핵종인 ²¹⁰Pb의 주 기원은 대기를 통한 해양 유입이다. 그러나 Po은 Th과 비슷한 화학적 성질을 가지고 있으며, 특히 입자와의 흡착성이 매우 강하여 역시 입자상 물질의 침강 추적자로 쓰이기도 하지만 종종 박테리아 등 생물 활동에 의한 영향을 받아 환경에 따라 Th과는 다른 생지화학적 거동을 보이기도 한다. 본 연구에서는 다른 대양에 비해 용존 산소가 매우 낮은 환경을 보이는 인도양에서 ²¹⁰Po 역시 다른 대양과는 특별한 거동을 보일 것으로 예상하여 일부 정점에서 시료를 채취하여 실험실에서 측정을 위한 사전 전처리를 수행하였다.

(2) 시료 채취 방법

용존태의 ²¹⁰Po의 경우, 일반 CTD의 Niskin bottle로부터 10L의 해수를 채수한 후, blank가 가장 낮은 것으로 알려진 25 mm silver membrane filter (1.2 μm)에 본 연구팀이 직접 제작한 여과 장치에서 총 8-10L를 플라스틱 용기에 동시 여과하였다. 이렇게 여과된 시료는 Conc. HNO₃을 6 ml 가해 pH를 ~2로 맞춘 후 전처리 회수율의 추적자인 ²⁰⁹Po을 약 10 dpm 가한 후 6시간 이상을 대기하였다. 입자태의 ²¹⁰Po은 이렇게 여과된 silver 여과지를 측정할 때까지 클린후드에서 건조한 후 냉동 보관하였다.

(3) 시료 채취 정점 및 개수

²¹⁰Po 측정을 위한 해수 시료는 총 3개 정점에서(13, 19, 34번 정점) 총 9-10개 깊이에서 전 수층에서 채수하였다(0, 50, 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000,

2500, 3000m 등).

(4) 시료 분석 방법

용존태의 ²¹⁰Po은 회수율 추적자인 ²⁰⁹Po을 10 dpm spike 가하고, 역시 어미핵종인 ²¹⁰Pb 농도의 최종 보정을 위한 회수율 추적자인 안정 납(Pb, Stable Lead)를 60 ppm 농도가 되게 가한 후 대기하였다. 이로부터 최소 6시간 후, 철 공침전(Fe co-precipitation)을 만들어 농축하였다. 먼저 NH₄OH 용액을 가하여 pH를 ~9.0로 맞춘 후, 자주 저어주면서 침전물이 충분히 생길 때까지 상온에서 보관하였다. 이후 철 침전물이 충분히 가라앉았다고 판단되면 Siphon-off 방법으로 상등액을 따라내 버린 후, 약 ~500 ml의 시료만 남겨 유리 비커에서 다시 충분히 가라앉힌 후 여과하였다. 침전물의 여과 방법은, 142mm filter paper(Whatman 42, 2.5 μm)에 각 시료를 중력 방식으로 여과한 후, 여과지를 접어 petri dish에 담아 영하 20도 냉동고에 냉동 보관하였다. 방사 붕괴에 따른 계산을 위하여 모든 단계의 시간을 기록하였다.



Fig. 3.4.2.18. 각 시료의 철 침전물(상등액 제거 후) 생성 모습(왼쪽)과 여과 모습(오른쪽)

(5) 예비 결과 및 토의

현재까지 counting 측정된 ²¹⁰Po의 수층 내 분포는 아래 그림과 같으며, 일반적으로 대양에서 나타나는 profile과 크게 다르지 않은 양상이 나타났다. ²¹⁰Pb의 농도는 약 6 개월 이후의 충분한 ingrowth 이후에 측정할 수 있으며, 회수율(recovery)보정 후에, 향후 ²¹⁰Pb counting 후에 ²¹⁰Pb로부터 기인하지 않은, 과잉(Excess)의 ²¹⁰Po_{xs}의 결과 값을 얻어 낼 예정이다.

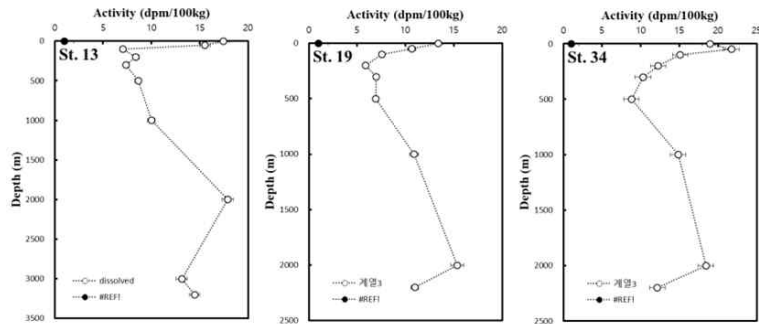


Fig. 3.4.2.19. 용존 Po-210의 인도양 수층 내 분포 예비결과

제 5절 생태계반응 연구

1. 위성자료를 활용한 클로로필 및 일차생산 변동 이해

가. 위성자료를 활용한 클로로필 변동이해

(1) 인도양 클로로필의 계절 변화

- 위성에서 추정된 19년 장기 클로로필의 공간적 변화는 중앙 인도양에서 낮아지고 육상 인접 해역에서 증가(Fig. 3.5.1.1 a)

- 클로로필 농도는 4월과 5월에 최저 보이고, 8월과 9월에 최고 농도를 나타내고, 11월과 12월 감소하지만 봄보다는 상대적으로 높은 농도 유지(Fig. 3.5.1.1 b-3.5.1.1 m)

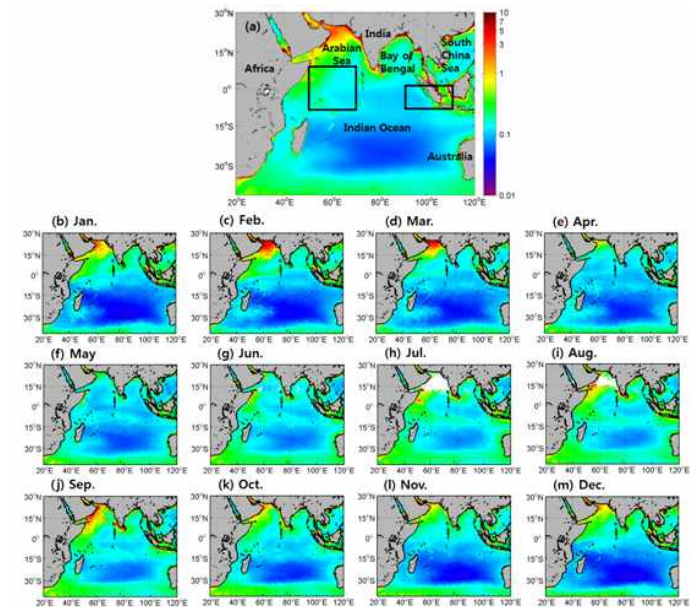


Fig. 3.5.1.1. (a) 연구해역 및 19년 클로로필 전체 평균 영상. (b)-(m) 클로로필 19년 월평균 클로로로필 농도 변화

(2) 클로로필 EOF(Empirical Orthogonal Function) 분석 결과

- EOF mode 1은 Dipole Mode Index(DMI)와 상관관계(R value : 0.28, P value : <0.01) 보다는 ENSO 변화(R value : 0.44, P value : <0.01)와 상관관계가 높고, 공간적으로 ENSO에 의한 영향으로 클로로필은 동인도양을 제외하고 감소 경향(그림 3.5.1.2 a-3.5.1.2 b)

- EOF mode 2는 ENSO(R value : 0.19, P value : <0.01)에 의한 영향보다는 DMI(R value : 0.54, P value : <0.01)와 높은 상관관계를 나타내고, 공간적 변화는 인도양 쌍극진동에 의해 동 인도양과 서 인도양에서 뚜렷한 변화 발생(그림 3.5.1.2 c-3.5.1.2 d)

- 1번 해석은 인도양 쌍극진동 변화와 ENSO의 역의 상관관계를 나타내고, 3번 해석은 인도양 쌍극진동 변화와 ENSO에 역의 상관관계를 보이지만 ENSO와 상대적으로 높은 상관관계가 나타난다(Fig. 3.5.1.3 b).

- 2번과 4번 해석은 ENSO에 의한 영향보다 상대적으로 인도양 쌍극진동 변화와 높은 상관관계가 나타난다(그림 3.5.1.3 b).

- 인도양 전 해역에서 클로로필 변화는 ENSO에 의한 영향이 나타나고 있지만, 상대적으로 인도양 쌍극진동 변동에 의한 변화가 높게 나타난다.

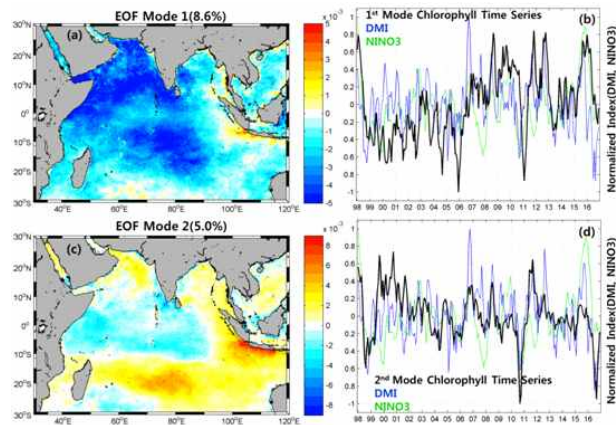
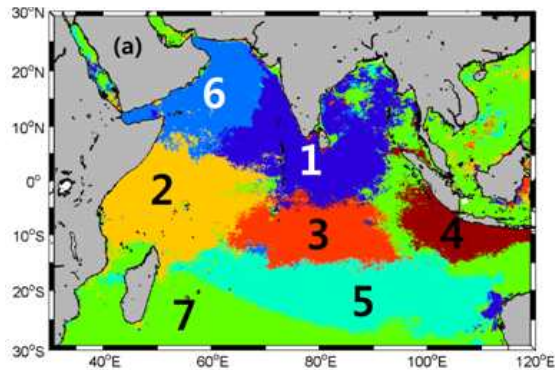


Fig. 3.5.1.2. (a)-(b) EOF mode 1의 클로로필 시/공간적 변화. (c)-(d) EOF mode 2의 클로로필 시/공간적 변화

(3) 클로로필 K means 분석 결과

- 인도양 전 해역에서 클로로필은 인도양 쌍극진동과 ENSO에 의한 변화가 뚜렷하게 나타나고 있고, 특히 서인도양과 동인도양에서 상반된 클로로필 변화 발생.

- 자세한 지역해의 클로로필 변화를 이해하기 위해 EOF 주성분 자료 중에서 총 9개의 주성분을 이용한 K means 분석으로 7개 해역으로 구분하고 인도양 쌍극진동 변화와 ENSO와의 상관관계 분석(Fig. 3.5.1.3 a).



(b)	Chlor-a vs. DMI		Chlor-a vs. NINO3	
	R	P Value	R	P Value
1	-0.40	<0.01	-0.25	<0.01
2	-0.30	<0.01	-0.16	0.01
3	-0.21	<0.01	-0.30	<0.01
4	0.52	<0.01	0.20	<0.01
5	0.02	0.73	-0.12	0.06
6	-0.08	0.23	-0.12	0.06
7	-0.11	0.11	0.04	0.60

Fig. 3.5.1.3. (a) K means 분석으로 인도양을 7개 지역으로 구분하고, (b) 각 해역의 클로로필 변화와 인도양 쌍극진동 변화와 ENSO 간의 상관관계 분석

(4) 인도양 쌍극진동 변동과 클로로필 변화 분석 결과

- Guo et al. (2015) 연구에서는 63년 동안 인도양 표층수온 자료를 이용하여 인도양 쌍극진동을 세 가지 타입으로 구분하고 발생 기작과 원인에 대해 설명하고 있고, 본 연구에서는 19년(1998년~2016년) 동안 클로로필 자료를 이용 분석해서 First와 Second Type IOD (Indian Ocean Dipole)을 구분하고 분석 수행(Fig. 3.5.1.4)

- Dipole Mode Index (DMI)는 서인도양과 동인도양의 해수면 온도차를 이용하여

계산된 값으로 Saji et al. (1999) 연구에서 엘니뇨에 의한 영향과 별도의 해양-대기 상호작용 때문에 인도양 쌍극진동이 발생하는 것으로 보고

- 최근 19년(1998년~2016)간의 인도양 쌍극진동 변화는 크게 2개의 타입으로 구분되고, First Type IOD는 El Niño (La Niña)가 발생 시기와 동일하게 발생하는 것으로 positive IOD (negative IOD)는 2006과 2015(1998, 2005, 2010, 2016) (그림 3.5.1.4)

- Second Type IODs는 ENSO 발생 이후나 소멸되고 그 다음해의 경우로 positive IOD (negative IOD)는 2003과 2007 (2001)(Fig. 3.5.1.4)

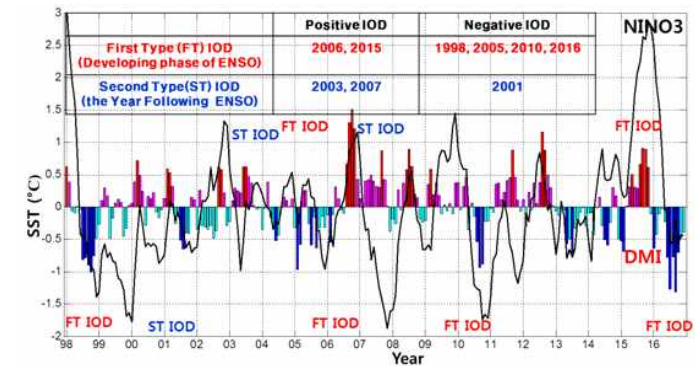


Fig. 3.5.1.4. Dipole Mode Index(DMI)와 NINO3의 climate indices(1998년 1월~2016년 12월)

- Fig. 3.5.1.5와 3.5.1.6은 19년 동안의 클로로필 자료에서 First와 Second Type IOD의 positive와 negative 기간, 그리고 평년 기간(IOD가 일어나지 않은 연도: 99', 00', 02', 04', 08', 09', 11', 12', 13', 14')으로 구분하고 연평균과 계절평균을 계산하고 차이를 이용하여 클로로필의 공간적 변화분석

- 양의 First Type IOD는 평년과 비교하여(FT pIOD - 평년) 클로로필은 동인도양과 서인도양의 아라비아해에서 증가했고(Fig. 3.5.1.5 a), 음의 경우 클로로필의 차

이(FT pIOD - 평년)는 일부 육지 부근 해역을 제외하고 전 해역에서 평년보다 감소했고, 특히 아라비아해에서 평년보다 많이 감소했고(Fig. 3.5.1.5 b), 양의 First Type IOD는 음의 경우와 비교하여(pIOD - nIOD) 인도 주변 일부 해역을 제외하고 전 해역에서 증가(Fig. 3.5.1.5 c)

- 양의 Second Type IOD는 평년과 비교하여(ST pIOD - 평년) 클로로필은 동인도양과 서인도양(소말리아 분지)에서 증가했고, FT pIOD에서 보였던 아라비아해의 클로로필 증가는 나타나지 않았고(Fig. 3.5.1.5 d), 음의 경우 클로로필의 차이(ST nIOD - 평년)는 동인도양과 아라비안 해 일부 해역을 제외하고 나머지 해역에서는 양의 경우(Fig. 3.5.1.5 d)와 비교하여 증가했고(Fig. 3.5.1.5 e), 이는 FT nIOD가 평년 대비 전 해역에서 감소한 경향과 비교하여 반대의 경향으로 양의 ST IOD는 음의 경우와 비교하여(pIOD - nIOD) 동인도양에서 증가했고(Fig. 3.5.1.6 f), FT IOD간의 차이와(Fig. 3.5.1.7 c)와 비교하여 아라비아해에서 ST IOD의 경우에는 감소

- pIOD간의 클로로필 농도 차이(FT pIOD - ST pIOD)에서 First Type인 경우에 클로로필 농도가 동인도양과 아라비아해에서 높았고(Fig. 3.5.1.5 g), nIOD간의 클로로필 농도 차이(First Type nIOD - Second Type nIOD)에서 First Type인 경우에 클로로필 농도가 전 해역에서 감소(Fig. 3.5.1.5 h)

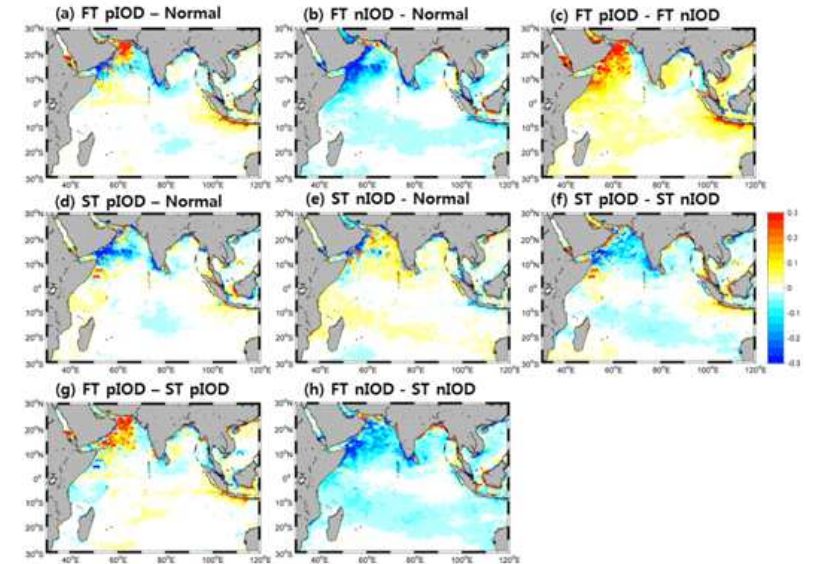


Fig. 3.5.1.5. First와 Second Type IOD 기간 자료를 이용하여 연평균하고 차이를 계산하여 클로로필의 공간적 변화 분석

- Fig. 3.5.1.6은 인도양 쌍극진동 변동과 클로로필의 계절 변화와의 상관성을 나타낸 것으로, 양과 음의 차이(pIOD - nIOD)만을 계산

- FT IOD에서 클로로필 농도의 차이(pIOD - nIOD)는 계절에 따라 동인도양과 서인도양에서 크게 나타남(Fig. 3.5.1.6 a-3.5.1.6 d)

- pIOD의 기간에 클로로필은 여름에 동인도양의 자카르타 부근 해역에서 증가되어, 가을에 동인도양 전역에서 최대를 보이고 겨울에 감소됨

- 서인도양에서는 아라비아해와 소말리아 분지에서 전 계절에 걸쳐 높았지만, 겨울에 높은 변화를 나타내고, 특히 인도를 포함하는 벵갈만에서도 겨울에 클로로필의 변화가 크게 나타남

- ST IOD의 클로로필 변화(pIOD - nIOD)는 FT IOD와는 달리(Fig. 3.5.1.6 e-3.5.1.6 h), pIOD의 기간에 클로로필은 동인도양의 자카르타와 슈마트라 부근 해역에서 여름과 가을에 증가되고 겨울과 봄에 감소된다.
- 서인도양에서 클로로필의 변화는 FT IOD의 경우와는 달리 여름에 감소하고 가을과 겨울에 소말리아 분지와 아라비아해에서 증가한다.
- ST IOD는 FT IOD와는 달리 전 계절에 pIOD인 경우보다 nIOD인 경우에 클로로필 농도 증가.
- FT pIOD는 엘니뇨가 발달한 시기로 태평양과 인도양 Walker Circulation이 동쪽으로 이동하면서 인도양에 동풍 또는 남동풍 계열의 바람이 상대적으로 강해지게 되고, 이것은 동 도양에서 바람-수온약층-표층수온 그리고 바람-증발-표층수온의 상호관계 때문에 수온약층의 변화가 생기고 상대적으로 증발 냉각이 강화된다.
- 반대로 동풍의 바람이 전파되면서 서인도양에서는 상대적으로 얇은 수온약층 형성과 고온의 수괴가 형성되면서 인도양에서는 동-서 쌍극 현상이 여름에서 가을로 가면서 최대 차이를 나타내고, FT nIOD는 이와 반대의 현상이 열대 인도양에서 발생.
- 클로로필 변화도 해양-대기 상호작용 때문에 동-서 쌍극 현상으로 강해지는 여름과 가을에 차이가 크게 나타난다(Fig. 3.5.1.6).
- ST pIOD는 엘니뇨가 소멸되어 그다음에 발생하는 유형으로 상대적으로 표층수온의 차이가 나는 계절은 봄철이다.
- 봄에 상대적으로 증가된 동풍으로 인하여 서인도양 부근 해역에서는 수온이 증가되고, 8월과 9월에 열대 인도양에서 동풍이 우세해지면서 FT pIOD의 발생 기작과 유사하게 동-서 인도양에서 쌍극 현상이 나타나고, 10월과 11월에 소멸.
- 특히 ST IOD는 FT IOD과 달리 열대 태평양 안에서 해양-대기 상호작용에 더 많은 영향을 받는 것으로 보고되었고, 클로로필 변화는 FT IOD와는 달리 해양-대기 상호

작용 때문에 동-서 쌍극 현상으로 강해지는 여름에 차이가 커지고, 가을과 겨울에는 소말리아 분지와 아라비아해에서 차이가 나타난다(Fig. 3.5.1.6).

- 결론적으로 인도양 쌍극진동의 변동에 따른 클로로필 변화는 인도양 전체에서 나타났고, 열대 인도양을 따라 동과 서인도양에서 차이가 발생하고, 아라비아해와 뱅갈만을 포함하는 인도양 북부에서도 차이가 발생.
- 엘니뇨가 발달된 시기에 발생한 FT pIOD의 경우에 쌍극 현상이 최대가 되는 가을의 클로로필은 동인도양, 아라비아해 및 뱅갈만에서 증가했고, 인도 남부에서는 감소하고, 반면에 엘니뇨가 발생한 후 생긴 ST pIOD의 경우에는 쌍극 현상이 최대가 되는 여름과 가을의 클로로필 변화는 동인도양과 외해 용승해역에서 증가되었고, 아라비아해는 감소되었다.
- 두 타입에 따른 클로로필의 차이는 동인도양보다는 서인도양 해역에서 상반된 변화가 크게 나타나고, 동인도양에서는 발생 기작은 차이가 나지만 발달 과정은 유사했고, 서인도양의 경우에는 발달 과정도 차이가 나는 것으로 판단된다.

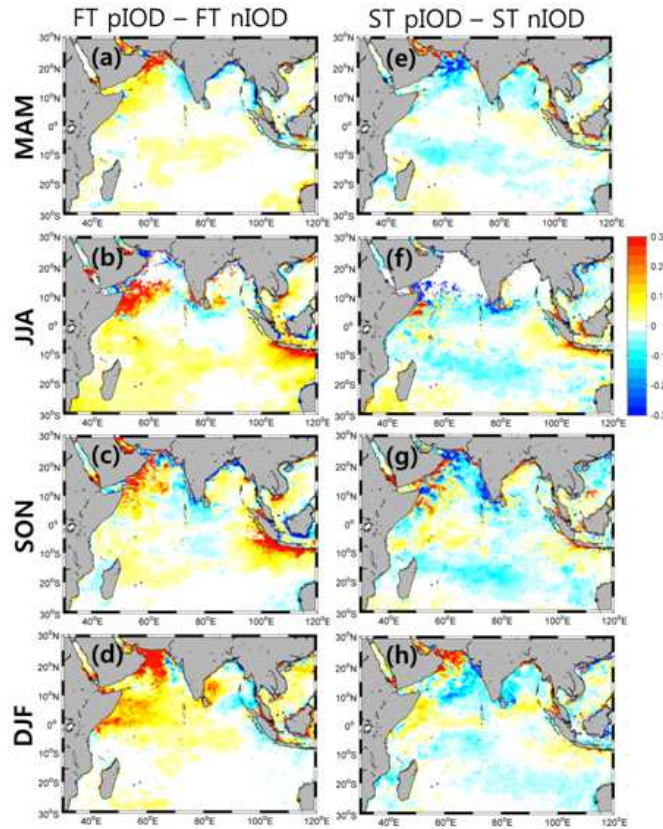


Fig. 3.5.1.6. First와 Second Type IOD 기간 자료를 이용하여 계절평균하고 차이를 계산하여 각 계절에 따른 클로로필의 공간적 변화 분석

나. 위성자료를 활용한 일차생산 변동이해

(1) 인도양 일차생산성 변화를 위한 자료 수집

인도양에 관련된 일차생산성 자료 수집 및 위성을 활용 일차생산성 분석방법 문헌 정보 수집

(2) 인도양 일차생산성 변화 요인별 분석

○ 위성기반 일차생산성 추정 방법 분석

- VGPM(Vertically Generalized Production Model, Behrenfeld and Falkowski, 1997)

$$PP_{eu} = 0.66125 \times P_{opt}^B \times \left[\frac{E_0}{(E_0 + 4.1)} \right] \times Z_{eu} \times Chl_{-a} \times DL$$

P_{opt}^B : Photosynthetic rate, E_0 : daily average PAR at the surface,

Z_{eu} : euphotic depth, chl_{-a} : chlorophyll-a concentration, DL : day length

- 위에서 위성기반 일차생산성 추정 방법 중에서 기본적으로 PAR와 day length는 동일한 값을 사용하기 때문에 상수로 규정하고, 그 이외에 값에 대한 변화로 인하여 위성에서 추정되는 일차생산성 값이 변화.

- Photosynthetic rate는 두 개의 방법이 제시되어 있다.

$$P_{opt}^B = -3.27 \times 10^{-8} \times SST^7 + 3.4132 \times 10^{-6} \times SST^6 - 1.348 \times 10^{-4} \times SST^5 + 2.462 \times 10^{-3} \times SST^4 - 0.0205 \times SST^3 + 0.0617 \times SST^2 + 0.2749 \times SST + 1.2956, \quad \text{Behrenfeld and Falkowski(1997)}$$

$$P_{opt}^B = \frac{0.071 \times SST - 3.2 \times 10^{-3} \times SST^2 + 3.0 \times 10^{-5} \times SST^3}{Chl_{-a}} + \left(1.0 + 0.17 \times SST - 2.5 \times 10^{-3} \times SST^2 - 8.0 \times 10^{-5} \times SST^3 \right), \quad \text{Kameda and Ishizake(2005)}$$

SST : Sea Surface Temperature

- 두 개의 방법 중에서 현재 한반도 주변해역에 가장 적합한 방법은 Kameda and Ishizake(2005) 방법을 사용하고 있고, Behrenfeld and Falkowski(1997) 방법이 상대적으로 높게 추정되고 있다.

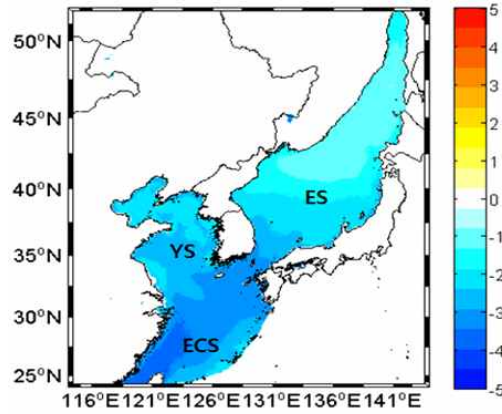


Fig. 3.5.1.7. Kameda and Ishzaka(2005) 방법 계산 값에서 Behrenfeld and Falkowski(1997) 방법에서 계산된 값을 뺀 값으로 상대적으로 Behrenfeld and Falkowski(1997)이 상대적으로 높게 추정

Table 3.5.1.1. Euphotic Depth 추정 방법

The four major approaches to derive the Z_{eu} from satellite observation.		
Approach	Algorithm	Reference
(a) $Chl-a$ based empirical model	$Z_{eu,cs} = 34.0(C_{chl})^{0.739}$ Calculation of Z_{eu} from $K_d(PAR)$: $Z_{eu,cs} = \frac{4.905}{K_d(PAR)}$	(Morel and Berthon, 1989)
(a) Single empirical model	$K_d(PAR) = 0.6677 \times K_d(490)^{0.0763}$ $K_d(PAR) = 0.0864 + 0.084 \times K_d(490) - 0.00137 \times K_d(490)^2$	(Pierson et al., 2008) (Morel et al., 2007)
(a) Switching empirical model	$K_d(PAR) = (1 - W) \times K_d^{500r}(PAR) + W \times K_d^{2000r}(PAR)$ Where, $K_d^{500r}(PAR) = K_d(PAR)$ algorithm by Morel et al. (2007) $K_d^{2000r}(PAR) = 0.8045 \times K_d^{2000}(490)^{0.917}$ by Wang et al. (2009) $K_d^{2000}(490) = -0.05256 + 1.3537 \left(\frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(490)} \right)$ $W = -1.175 + 4.512 \left(\frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(490)} \right)$ for $0.2604 \leq \frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(490)} \leq 0.4821$ $W = 0$ for $\left[\frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(490)} \right] < 0.2604$ $W = 1$ for $\left[\frac{R_{rs}(670)}{R_{rs}(490)} \right] > 0.4821$	(Son and Wang, 2015; Wang et al., 2009)
(a) IOP-centered semi-analytical model	1. $a(490)$ and $b_1(490)$ are derived from R_{rs} using Quasi-Analytical algorithm version 5 2. $K_d(PAR(KZ))$ is calculated using $a(490)$, $b_1(490)$, and sun angle (θ_s) 3. Finally, $Z_{eu,cs}$ is calculated	(Lee et al., 2002, 2005, 2007)

- Euphotic depth 추정 방법은 크게 4가지 방법에 대해서 시도를 해 보았는데, 첫 번째는 클로로필 농도를 이용한 방법, 두 번째 $K_d(490)$ 을 이용한 방법, 세 번째 $K_d(PAR)$ 을 이용한 방법, 스위칭 방법과 마지막으로 IOP 기반으로 추정하는 방법이 있다.

- Yoo et al.(2018 accepted) 논문 결과에서는 한반도 주변해역에서 현장관측 자료를 이용하여 계산된 결과에서는 IOP 기반으로 추정된 방법이 다양한 해역에서 Euphotic depth를 잘 추정하는 것으로 보고.

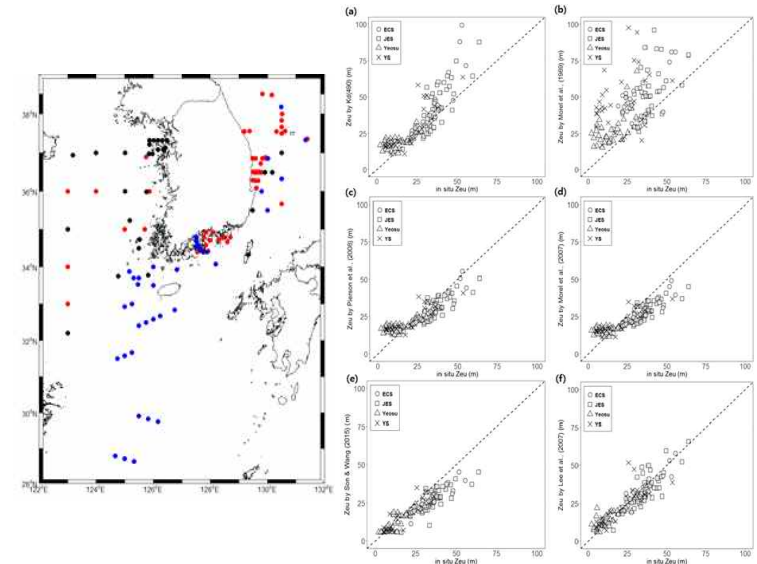


Fig. 3.5.1.8. 현장관측 자료를 이용한 위성에서 추정되는 Euphotic Depth을 기존에 제시된 방법으로 추정하고 현장 관측값과 비교

- 위성에서 추정된 클로로필 농도는 NASA 표준 알고리즘으로 제시된 방법 중에서 OC4V4과 OC4V6 방법을 이용 계산.

- 일반적으로 OC4V4 추정 방법은 OC4V6 추정 방법보다 상대적으로 높게 추정된다.

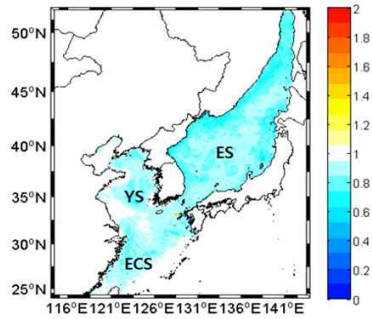


Fig. 3.5.1.9. OC4V6/OC4V4 방법 비교 결과

- 위성기반 일차생산성 추정을 위해 크게 3가지 방법에 대해서 위성자료를 이용하여 연구해역이 인도양 해역에서 2018년 4월 월평균 자료를 이용하여 추정.
- 모든 위성자료를 해석위성인 MODIS aqua의 산출물 자료를 이용하여 계산.
- 클로로필은 OC4V4자료와 OC4V6 이용하여 계산했고, euphotic depth는 Kd(490), Kd(PAR), IOP 방법을 이용하여 계산 수행.

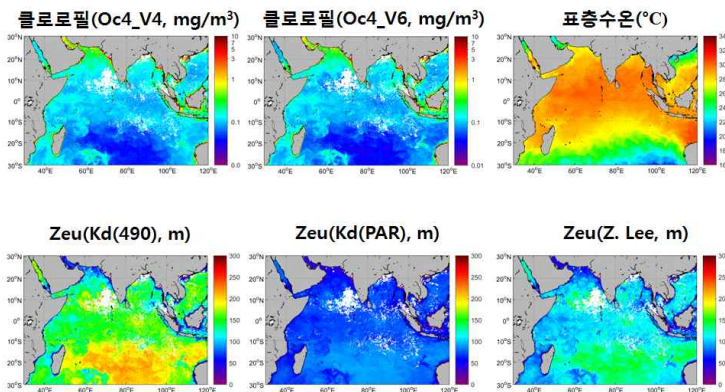


Fig. 3.5.1.10. MODIS aqua의 2018년 4월 월평균 자료를 이용하여 계산된 값

- 연구해역인 인도양 해역에서 위성에서 추정된 일차생산성 2018년 4월 월평균 값을

비교에서 첫 번째 방법은 Behrenfeld and Falkowski(1997) 연구에서 제시된 방법을 사용하였고, 두 번째 방법은 P_{bopt}는 Kameda and Ishizake(2005) 방법이고 클로로필은 OC4V6 방법을 사용하였고, euphotic depth는 Kd(PAR)을 이용한 것이고, 세 번째는 P_{bopt}는 Kameda and Ishizake(2005) 방법이고 클로로필은 OC4V6 방법을 사용하였고, euphotic depth는 IOP 기반 방법을 이용하여 추정된다.

- 첫 번째 방법은 나머지 두 방법보다 상대적으로 진 해역에 걸쳐 높게 추정되고, 두 번째 방법은 세 번째 방법과 비교하여 상대적으로 낮게 추정.

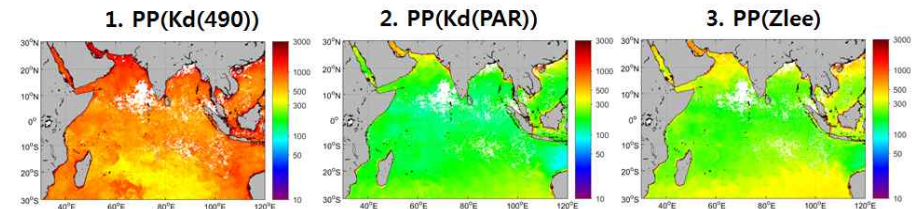


Fig. 3.5.1.11. 기존에 제시된 위성기반 일차생산성 추정방법을 이용하여 계산된 값

2. 동물플랑크톤 생체량 및 군집구조 이해

가. 연구방법

(1) 조사지역

2017년 7월에 동경 67도 상의 북위 5도에서 남위 16도까지 범위의 표영대 (0~200m)에서, 위도 1도 간격으로 동물플랑크톤 군집의 위도별 분포특성을 이해하고, 위도별 해류특성과 기후변동 특성(인도양 쌍극진동)과의 연결성을 확인하고자 하였다 (Fig. 3.5.2.1). 2018년 4월에는 동경 60도 상의 남위 3도에서 남위 12도까지 그리고 동경 67도 상의 남위 3도에서 남위 24도까지 범위에서, 위도 3도 간격(예외적 4도 간격: 동경 60도 상의 12도 - 8도) 범위의 총 12개 정점에서 밤과 낮의 구분 없이 채집 수행하였다(Fig. 3.5.2.2).

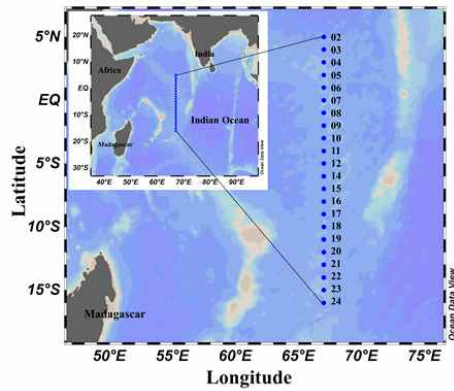


Fig. 3.5.2.1. Map showing survey stations during 2017 cruise along 67°E transect in the western Indian Ocean

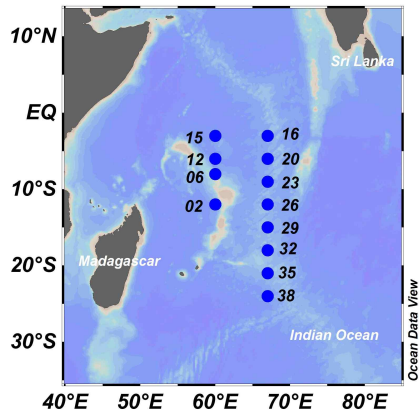


Fig. 3.5.2.2. Map showing survey stations during 2018 cruise along 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean

R/V 이사부호에 설치된 다층 플랑크톤 채집기(MOCNESS; 입구크기 1 m², 망목크기 200 μ m)를 사용하였다(Fig. 3.5.2.3). 2017년에는 표영대(0 - 200 m) 내에서 수온수직분포를 토대로 3-4개의 수층으로 구분하였다. 2018년에는 표층에서 1,000 m 내에서 총 7개 수층으로 구분하여 층별 채집하였다. 채집수층은 유광대(0-200 m) 내에서 수온수직분포를 토대로 최소 3개의 수층(표층 혼합층, 엽록소 최대층을 포함한 수온약층대, 저층)으로 구분하였고, 4개의 고정 수층(200-400m, 400-600m, 600-800m, 800-1,000m)으로 구분했다. 채집은 낮과 밤의 구별 없이 수행하였다. 채집된 시료는 중성 포르말린으로 최종 농도 5%가 되도록 고정 후 실험실에서 해부현미경(Discovery V8, SteREO, Zeiss)하에서 정성 및 정량 분석하였다(Fig. 3.5.2.4). 동물플랑크톤 중 동정은 David et al. (2003) 그리고 Chihara and Murano (1997)를 참고하여 분석하였다.



Fig. 3.5.2.3. Multiple Opening and Closing Net Environmental Sensing System (MOCNESS) attached to R/V ISABU

(2) 중형동물플랑크톤 채집 및 분석

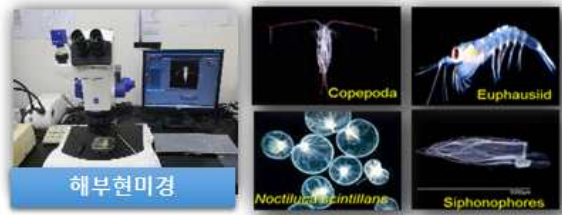


Fig. 3.5.2.4. Quantitative and qualitative analysis of mesozooplankton using Discovery V8, SteREO, Zeiss

동물플랑크톤 생체량 분석은 표준망체 (5 mm, 2 mm, 1 mm, 0.5 mm, 0.2 mm)를 이용하여 5개의 크기그룹 (0.2-0.5 mm, 0.5-1 mm, 1-2 mm, 2-5 mm >5 mm)로 구분한 뒤, 유리섬유여과지 (GF/F 47mm)에 여과 후 초저온 (-70℃)하에서 보관하였다. 그 후 실험실로 옮겨 24시간 60℃에서 건조한 뒤 초정밀저울(Sartorius Cubis MSE)로 분석하였다. 동물플랑크톤 탄소량과 질소량 분석을 위해 일정시료를 반복 분취하여 유리섬유 여과지 (GF/F 25mm)에 여과하여 급속냉동 후 24시간 동안 60℃에 건조 후 CHN analyzer (Thermo flash EA1112)로 분석하였다 (Fig. 3.5.2.5). 실험실에서 실제 현미경 하에서 종조성과 개체 수 분석수행 전 양적 차이를 파악하기 위해, 각 정점 별 7개의 수층 내 동물플랑크톤 침전량을 파악하였다. 메스실린더(1,000mL)에 각 수층 시료를 24시간 동안 침전시킨 후 침전량을 체적으로 환산하였다.



Fig. 3.5.2.5. Analysis of carbon and nitrogen content of total mesozooplankton

(3) 동물플랑크톤 먹이생물 (엽록소-a)

2017년에는 총 6개 수심 (유광층을 대표하는 수심 6개) 그리고 2018년에는 총 10개 수심[유광층 (0 - 200m)내 대표수심(표층, SCM, 저층)을 나타내는 7개 수심과 3개 고정 대표수심 [200-1,000m 수심(예: 400m, 500m, 1,000m)]에서 Niskin 채수기로 해수를 채수(각 2L 씩)하였다. 일정량의 해수를 유리섬유 여과지(GF/F 47 mm)에 진공 펌프로 200 mmHg 이하의 압력에서 여과 후 15mL conical tube에 담아 초저온 냉동고에 급속 냉동하였고 이후 실험실로 옮겨 90% 아세톤 10mL에 넣어 24시간 암 조건에서 냉장 보관하여 엽록소-a를 추출한 뒤, 형광 측정기 (Turner-Designs 10-AU)로 측정하였다.



Fig. 3.5.2.6. Analysis of chlorophyll-a using fluorometer (Turner-Designs 10-AU)

나. 결과 및 토의

(1) 중형동물플랑크톤 개체수와 분류군별 상대적 수도

(가) 2017년 결과

연구 기간인 2017년 7월에 동경 67도 상에서 북위 5도에서 남위 16도까지 범위의 표영대(0 - 200m)에서 획득한 동물플랑크톤 시료의 채집시간이 주간과 야간으로 혼재되어 있어 주야수직이 동하는 중에 의한 차이를 보정하기 위해, 북위 3도와 남위 9도의 정점의 유광대(0 - 200m) 내에서 동물플랑크톤을 주, 야간에 층별 채집하였다.

주야수직이동 (diel vertical migration: DVM)을 하는 동물플랑크톤을 선별하여 전체 총 출현 종 목록과 개체 수에서 제외하여 채집 자료의 일관성을 확보하였다. 북위 3도에서 주야간 개체 수 차이를 나타낸 동물플랑크톤은 요각류인 Clausocalanus arcuicornis과 Pleuromamma piseki였고, 남위 9도에서는 Lucicutia flavicornis로 확인하였다(Fig. 3.5.2.7).

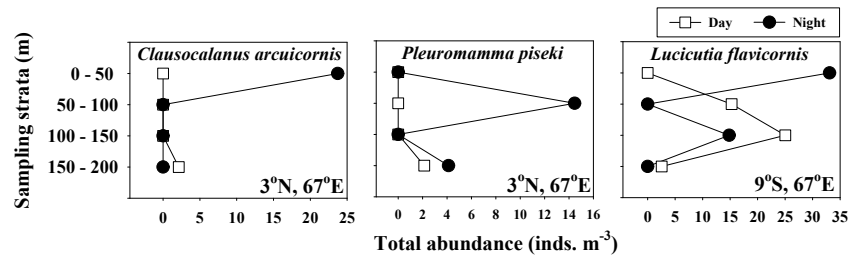


Fig. 3.5.2.7. Diel vertical difference of *Clausocalanus arcuicornis*, *Pleuromamma piseki* and *Lucicutia flavicornis* during day time (06:00-18:00 h) and night time (18:00-06:00 h)

출현한 동물플랑크톤 중 및 분류군은 유공충류(foraminiferans), 관해파리류(siphonophores), 히드로충류(hydroids), 패충류(ostracods), 요각류(copepods), 모악류(chaetognaths), 유형류(appendicularians), 탈리아류(thaliaceans), 십각류 유생(decapod larvae), 야광충(*Noctiluca scintillans*), 그리고 기타 유생류(other larvae)로 분류되었다. 출현한 동물플랑크톤 총 개체 수는 북위 5도에서 적도까지 890 - 2,296 inds./m³ (평균 1,641 inds./m³) 범위였고, 남위 1도에서 남위 16도까지는 북반구보다 1.7배 낮은 487 - 1,858 inds./m³ (평균 942 inds./m³)의 범위였다. 모든 정점에서 최우점한 분류군은 요각류 (성체와 미성숙체)였다. 북위 5도-적도에서는 요각류 (63%), 야광충 (10%), 모악류 (7%) 순으로 우점했으며, 남위 1도-16도 범위에서는 요각류 (45%), 야광충 (25%), 그리고 유공충류 (14%) 순으로 우점하였다(Fig. 3.5.2.8).

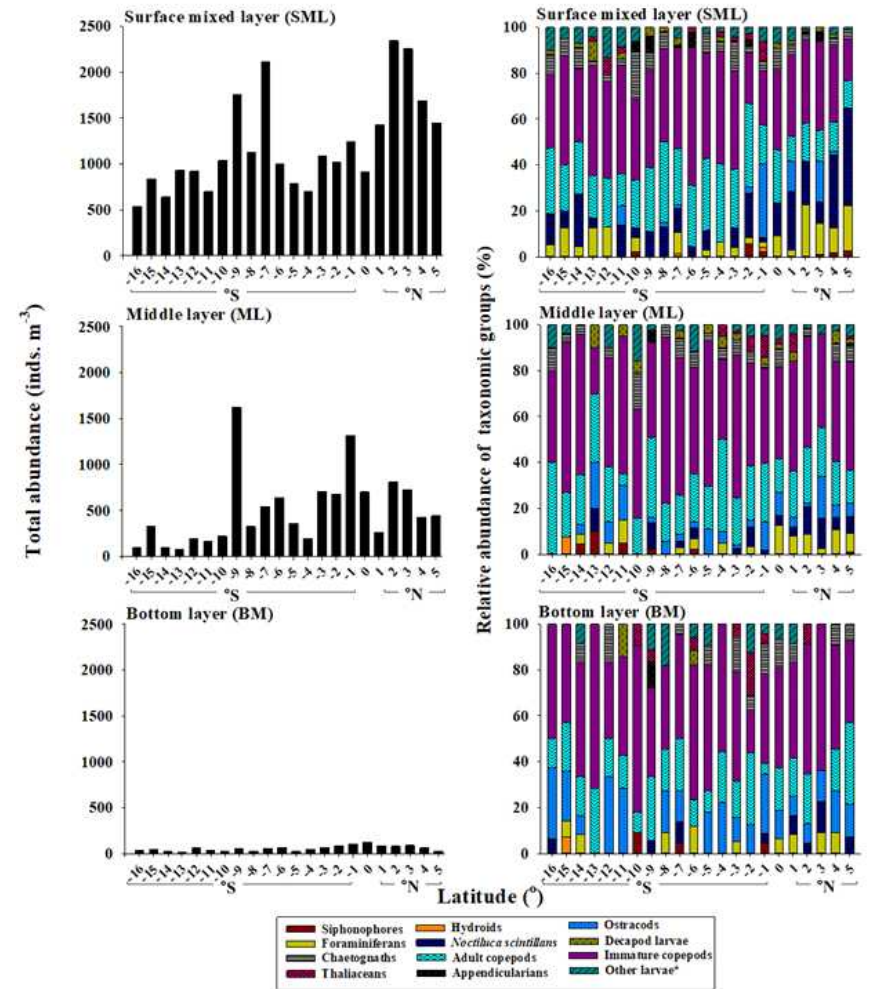


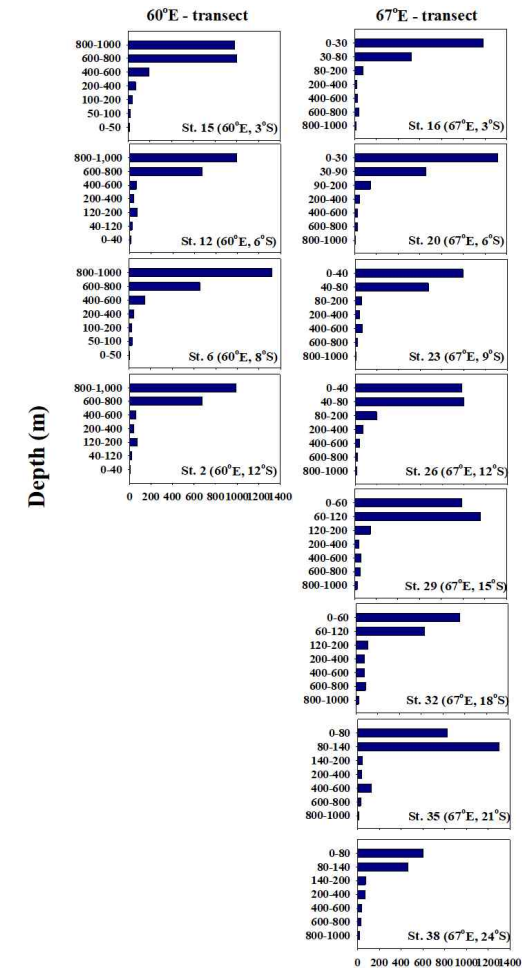
Fig. 3.5.2.8. Latitudinal distribution in the total abundance and taxa comprising the mesozooplankton community along the 67°E transect from 16°S to 5°N in the western Indian Ocean during 2017

(나) 2018년 결과

연구 기간인 2018년 4월에 동경 60도 상에서 남위 3도에서 남위 12도까지 범위와 동경 67도 상에서 남위 3도에서 남위 24도까지 범위의 0 - 1,000m에서 출현한 동물플랑크톤 중 및 분류군은 유공충류(foraminiferans), 관해파리류(siphonophores), 히드로충류(hydroids), 패충류(ostracods), 요각류(copepods), 모악류(chaetognaths), 유형류(appendicularians), 탈리아류(thaliaceans), 십각류 유생(decapod larvae), 야광충(Noctiluca scintillans), 그리고 기타 유생류(other larvae)였다.

획득한 동물플랑크톤 시료의 채집시간이 혼재(주간과 야간)되어있어, 주야수직 이동하는 종에 의한 개체 수 차이를 보정하기 위해, 참고 문헌 자료와 2017년 7월에 북위 3도와 남위 9도의 정점의 유광대 (0-200 m)내에서 주, 야간에 층별 채집한 결과를 활용하였다. 주야수직 이동(diel vertical migration: DVM)을 하는 동물플랑크톤(요각류 Pleuromamma piseki)을 총 출현 종 목록과 개체 수에서 제외하여 채집 자료에서 주, 야간 개체 수 차이를 보정하였다.

0 - 1,000m에서 출현한 동물플랑크톤 총 개체 수는 9 - 1,318 inds./m³ (평균 297 inds./m³)의 범위를 나타냈고, SCTR 지역 내 위치한 정점6 (동경 60도, 남위 8도)의 표층혼합층에서 가장 높았다 (11,318 inds./m³) (그림 3.5.2.9). 모든 정점에서 표층 혼합층에서 출현한 개체수가 다른 수층보다 평균 약 7배 높았다. 모든 정점에서 최우점한 분류군은 요각류 (성체와 미성숙체) (평균 77%)로 나타났다. 전반적으로 동물플랑크톤의 생체량은 엽록소 농도와 관련 있었고, 개체수와 엽록소와의 관련성은 동경 67도에서 높았다(Fig. 3.5.2.10).



Total mesozooplankton abundance (inds. m⁻³)

Fig. 3.5.2.9. Latitudinal distribution in the total abundance of the mesozooplankton community along the 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean during 2018

(2) 중형동물플랑크톤 생물량 (건중량, 탄소량, 그리고 침전량)

(가) 건중량과 탄소량 전처리

동물플랑크톤 생체량은 실험실 내 건조기에서 60℃에서 24시간 건조 후 미세저울을 통해 최종 분석 및 환산(mg/m³)하였다. 탄소량은 CHN 분석기를 이용하여 동물플랑크톤 군집의 총 탄소량을 단위체적당 mgC으로 환산하였음. 2017년과 2018년에 생체량과 탄소량 분석을 위해 전처리를 이사부호 내 실험실에서 진행하였다(Fig. 3.5.2.11, 3.5.2.12).

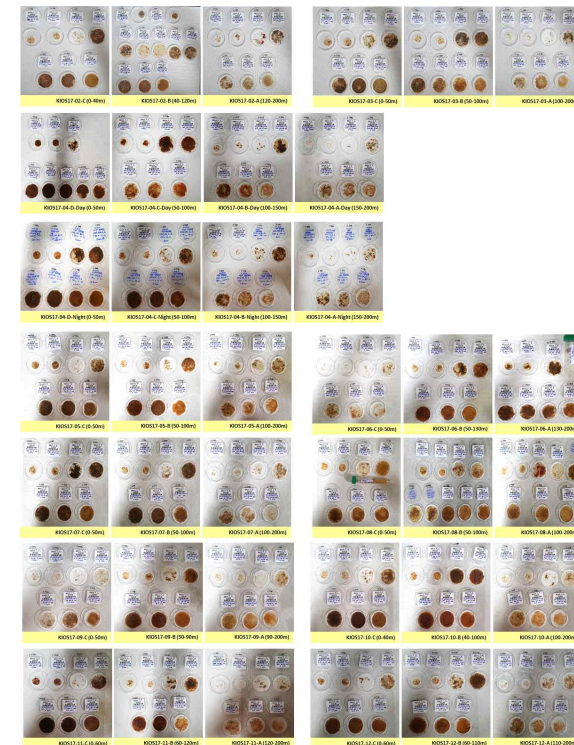


Fig. 3.5.2.11. Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass(dry weight, and total carbon and nitrogen) during 2017

Fig. 3.5.2.10. Latitudinal distribution in the taxa comprising of the mesozooplankton community along the 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean during 2018

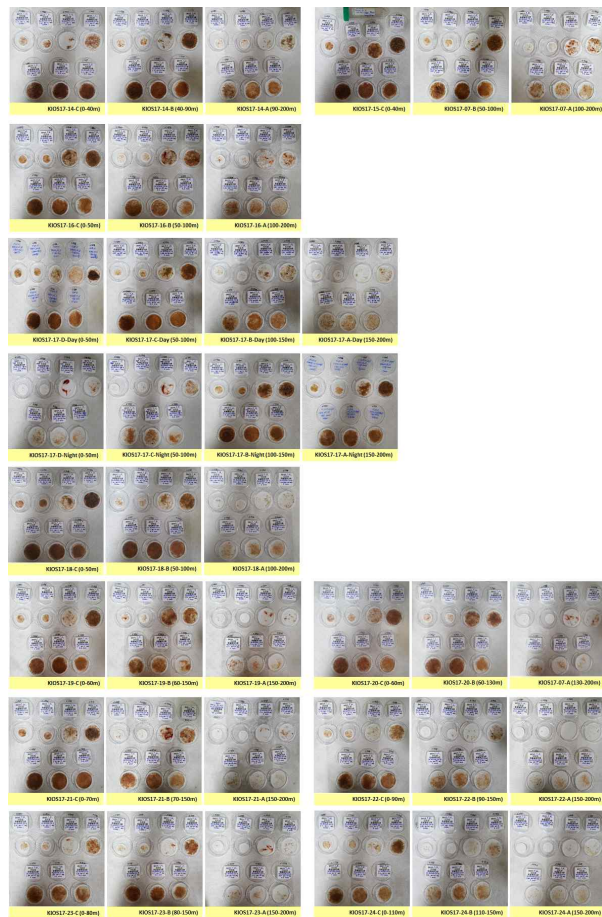


Fig. 3.5.2.11.(Continued) Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass (dry weight, and total carbon and nitrogen) during 2017

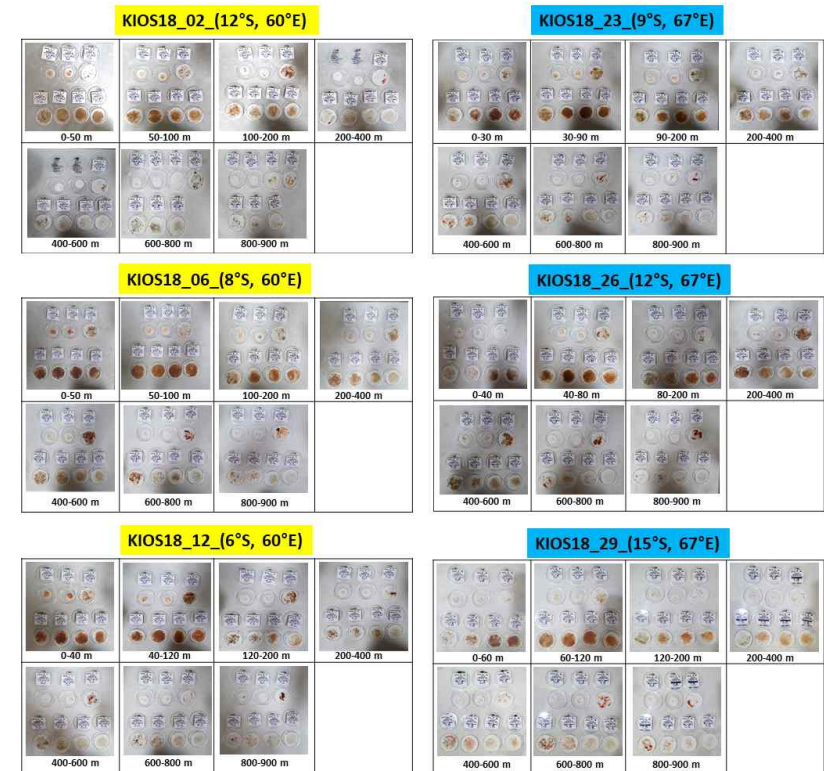


Fig. 3.5.2.12. Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass (dry weight, and total carbon and nitrogen) during 2018



Fig. 3.5.2.12.(Continued) Glass fiber filters for analysis of mesozooplankton biomass (dry weight, and total carbon and nitrogen) during 2018

(나) 2017년과 2018년 중형동물플랑크톤 생물량 (건중량, 탄소량, 그리고 침전량) 실험실에서 실제현미경 하에서 종조성과 개체수 분석수행 전 대략적인 양적 차이를 파악하기 위해, 채집병 내 침전된 생물량을 체적으로 환산하여 지수화하였다. 종합조사의 특성상 채집시간을 일정하게 유지할 수 없어, 채집시간을 기준으로 밤과 낮으로 구분하였다. 밤은 저녁 6시-아침 6시, 낮은 아침 6시-새벽 6시까지로 구분하여 표시하였다. 표영대(0-200m)에서는 생물량을 기준으로 주야수직 이동의 양상이 뚜렷하지 않았고, 정점간의 차이가 존재하였다. 낮과 밤 구분 없이 표층 혼합층에서 항상 높은 생물량을 나타낸 것에 대하여, 종 조성과 개체 수 분석을 통해 어떤 크기의 어떤 종이 표층에 항상 우점하여 존재하는지, 그리고 낮과 밤의 차이를 나타내는 종의 존재유무를 확인할 예정이다. 또한, 조사해역의 표층환경을 지배하는 해류 중 유일한 남적도 해류가 대략 남위 12도~14도에 존재하는데, 염분의 분포특성을 근거로, 적도 위의 북위 1도-4도, 적도를 포함한 남위 11도까지, 그리고 남위 11도에서 16도 범위에서 세 개의 다른 특성을 가진 수괴가 존재하였다. 또한, 상이한 SCM 수심이 동물플랑크톤 군집의 위도별 분포 특성을 특징지어 줄 것으로 여겨진다. 현미경 분석이 완료된 후 군집 분포특성을 확인분석할 수 있을 것으로 판단된다. (Fig. 3.5.2.13~3.5.2.16).

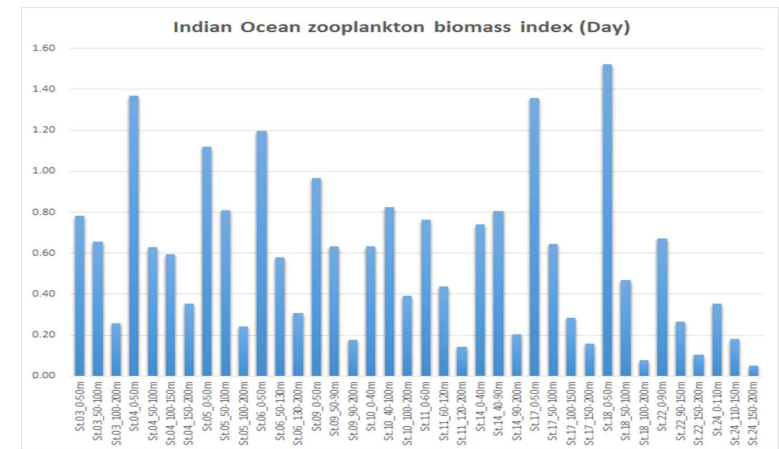


Fig. 3.5.2.13. Settled volume for mesozooplankton biomass during day-time in 2017

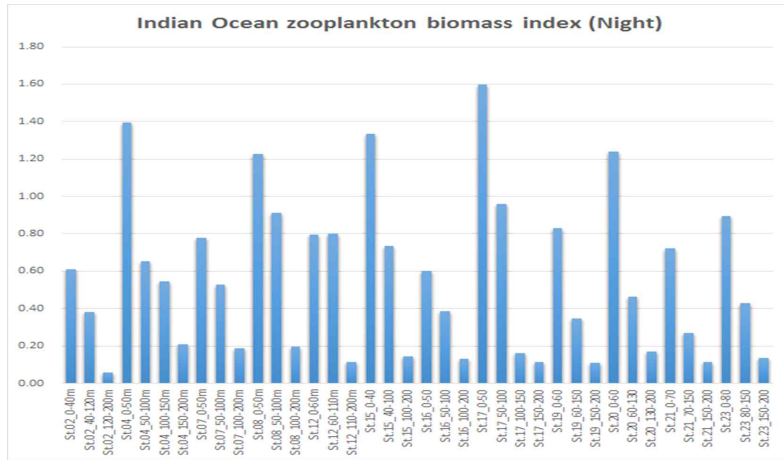


Fig. 3.5.2.14. Settled volume for mesozooplankton biomass during night-time in 2017

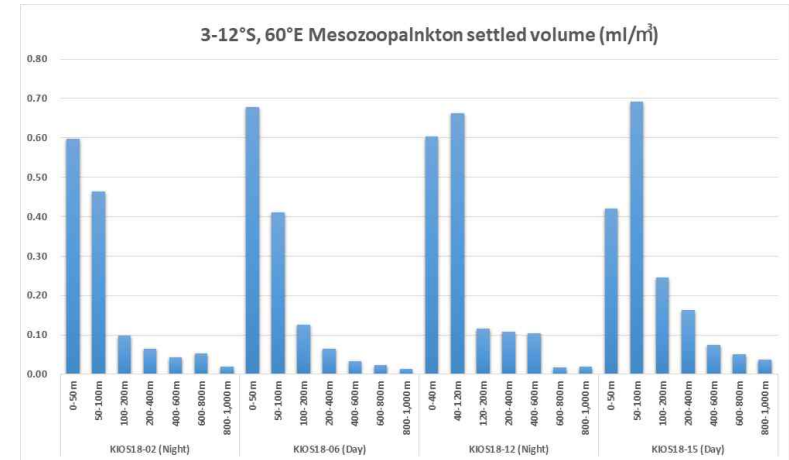


Fig. 3.5.2.16. Settled volume for mesozooplankton biomass during night-time in 2018

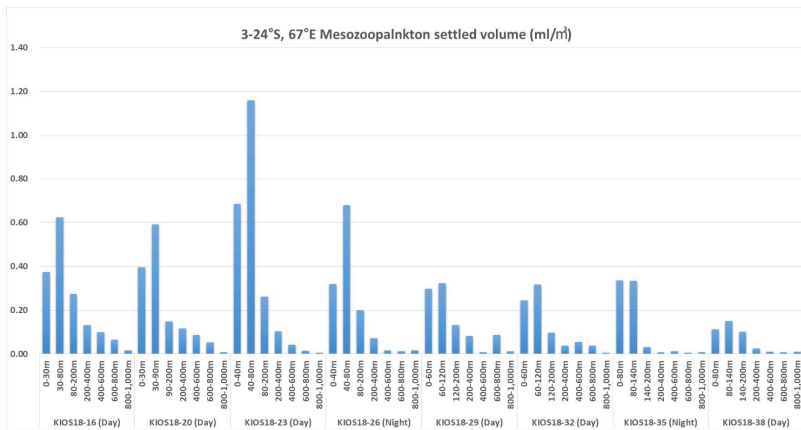


Fig. 3.5.2.15. Settled volume for mesozooplankton biomass during day-time in 2018

2017년 주야분포특성을 조사한 북위 3도와 남위 9도에서 주야간 개체 수 차이를 나타낸 동물플랑크톤들의 길이(체장) 범위는, 0.73 - 2.0 mm(북위 3도)과 0.48 - 2.0 mm(남위 9도)였고, 각 정점에서 전체 동물플랑크톤 군집의 5% 미만을 차지하였다. 또한, 생물량의 주야간 차이도 미미하여 그대로 두어 분석하였다. 표층 혼합층에서 가장 높은 생체량은 남위 7도(40.3 mg/m³)와 북위 3도(38.8 mg/m³)에서 관찰되었고, 용승지역과 일치하였다(Fig. 3.5.2.17).

표층혼합층 동물플랑크톤의 탄소:질소 (C:N) 비는 1.7 - 10.6 (평균 3.6)의 범위를 나타냈다. C:N 비가 가장 높았던 남위 9도에서 출현한 유형류와 십각류의 출현비율이 전체출현비율보다 월등히 높은 (유형류: 전체평균보다 6.5배, 십각류: 2.4배) 것에 기인한 것으로 판단된다(Fig. 3.5.2.18).

2017년 주야분포특성을 조사한 동경 67도 상의 북위 3도(정점 4)와 남위 9도(정점 17)에서 주야간 개체수 차이를 나타낸 동물플랑크톤들의 길이(체장)범위는, 0.73 - 2.0 mm(정점 4)와 0.48 - 2.0 mm(정점 17)였다. 그리고 2018년 각 정점에서 전체 동물플랑크톤 군집의 5% 미만을 차지하였다. 또한, 생물량의 주야간 차이도 미미하여 그

대로 두어 분석하였다.

2018년 조사기간 중, 정점 23 (동경 67도, 남위 9도)의 40 - 80 m에서 채집된 동물플랑크톤 생물량(건중량과 침전량)이 모든 정점 중 가장 높았고 (건중량: 17.7mg/m³, 침전량: 1.2 mL/m³), 전반적으로 표층 혼합층에서의 건중량이 다른 수층보다 약 3배 높았다(Fig. 3.5.2.19). 모든 정점의 수층(0 - 1,000 m)에서의 동물플랑크톤 탄소량은 0.05 - 11.67 mg/m³ 범위를 나타냈고(평균: 1.29 mg/m³), 질소량은 0.02 - 1.94 mg/m³(평균: 0.27 mg/m³)의 범위였다. 정점 12(동경 60도, 남위 6도)의 표층혼합층(0-40 m)에서 탄소량(11.7 mg/m³과 질소량(1.9 mg/m³)이 가장 높았다(Fig. 3.5.2.20).

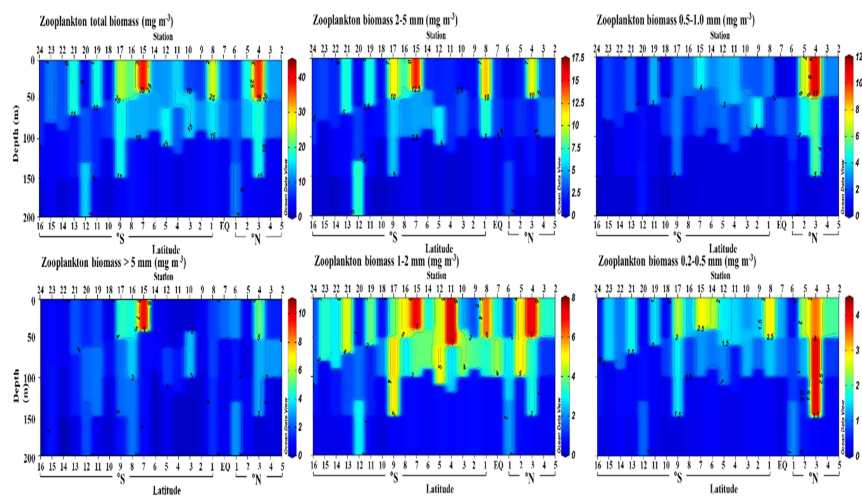


Fig. 3.5.2.17. Total and size-fractionated biomass of mesozooplankton along the 67°E transect from 16°S to 5°N in the western Indian Ocean during 2017

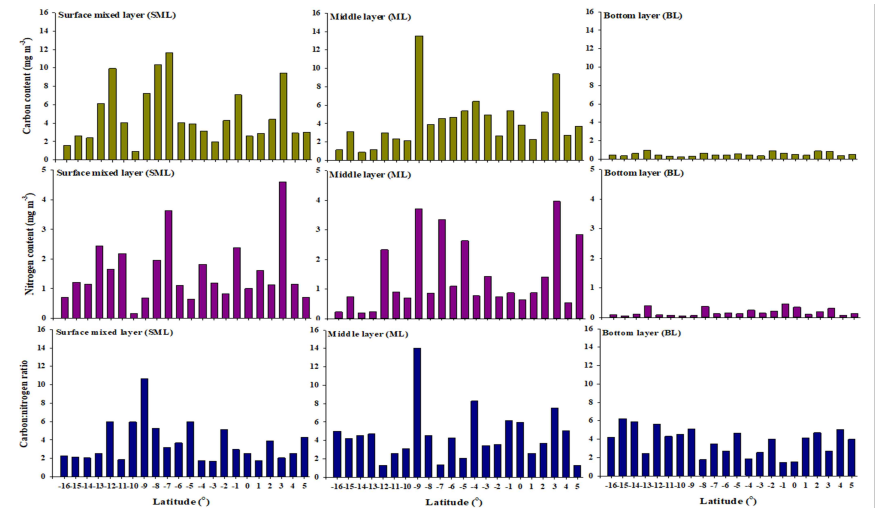


Fig. 3.5.2.18. Carbon, nitrogen contents of mesozooplankton and carbon:nitrogen ratio along the 67°E transect from 16°S to 5°N in the western Indian Ocean during 2017

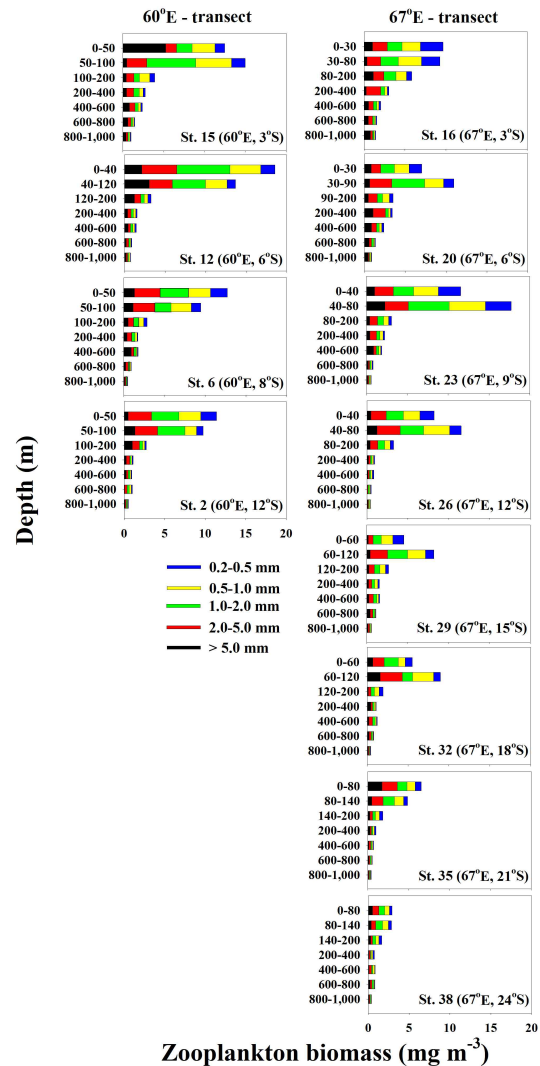


Fig. 3.5.2.19. Size-fractionated biomass of mesozooplankton along the 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean during 2018

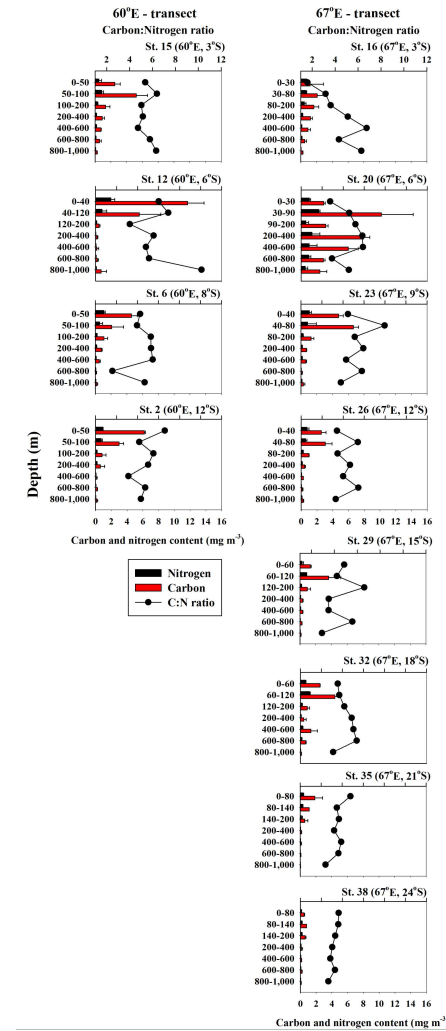


Fig. 3.5.2.20. Carbon, nitrogen contents of mesozooplankton and carbon:nitrogen ratio along the 60°E and 67°E transect in the western Indian Ocean during 2018

제 4 장 연구개발목표
달성도 및 대외기여도

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 상호작용 분석 및 이해
 - 동경 67도 경도를 따라 북위 5도에서 남위 16도까지 1도 간격으로 종단관측 (2017년)
 - 동경 60도 경도를 따라 남위 13도에서 남위 3도와 동경 67도 경도를 따라 남위 3도에서 남위 25도까지 위도를 따라 1도 간격으로 횡단관측 (2018년)에서 인도양 내부 수층의 물리적 구조특성 관측
 - 인도양에 있는 Argo 부위자료와 RAMA 부위 자료 분석
 - 위성관측자료 분석을 통한 표층 순환 이해
 - 해양순환 모형 또는 기후모형 결과 자료 분석

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 수층 내 생지화학인자 분포특성 및 물질순환 변동이해
 - 수층 내 생지화학인자(용존영양염, 유색용존 유기물 등) 분포특성 이해
 - 수층 내 용존산소 최소층 공간분포와 물질 순환특성이해

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양-대기 이산화탄소 플럭스 변동 이해
 - 이사부호 인도양 운항 기간 표층해양과 대기의 이산화탄소분압 측정
 - 수층 내 이산화탄소계 인자(용존무기탄소, 알카리니티) 측정을 통한 인류기원 탄소 흡수 정량화

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양내부 물질순환 추적자 연구
 - 수층 내 용존유기탄소 14C 분포특성 이해를 위한 시료채취
 - 수층 내 TEIs 분포특성 및 해양내부 물질순환 상관성 이해
 - ^{234}Th 시료를 채취하여 현장에서 전처리 후 분석하여 침강입자 정량화함
 - ^{210}Po 시료를 채취하여 침강입자 정량화 할 예정임

- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 생태계 반응연구
 - 위성자료(SeaWiFS, MODIS 등)를 이용하여 인도양에서 쌍극진동과 엘니뇨 등의 변동에 따른 클로로필 변동 특성이해
 - 위성 자료를 이용한 일차생산력 변동 이해
 - 동물플랑크톤 생체량 및 군집구조 이해

- 동물플랑크톤 먹이구조이해 (13C, 15N 동위원소분석)시료 확보

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

제 5장 연구개발결과의 활용계획

- 전 지구적 기후변화 및 인간 활동에 의한 해양-대기 상호작용 이해에 기여하며, 향후 전 지구적 기후변화가 한반도 주변 해역에 미치는 영향 이해의 기초자료로 활용
- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 수층 내 생지화학인자 분포특성 및 물질순환 변동 이해를 통한 해양의 기후변화에 미치는 영향을 평가하는 자료로 활용
- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 해양내부 물질순환 추적자 연구를 통하여 물질순환에 영향을 미치는 요소 이해의 기초자료로 활용
- 인도양 쌍극진동 변동에 따른 생태계 반응연구를 통하여 기후변화가 일차생산 및 상위영양 단계에 미치는 영향 이해를 통한 미래 식량자원 변동에 선제 대응 전략 수립에 기여
- 제2차 국제 인도양 탐사프로그램에 참여하여 인도양 변동특성 이해 증진에 기여하고 TEIs분석을 위한 시료채취 및 분석자료를 공유함으로써 국제적 GEOTRACES 프로그램에 인도양 자료를 제공하여 대양연구선도 기관으로 국제적 인식 개선

제 6 장 참고문헌

제 6장 참고문헌

- Chihara M, Murano M (1997). An illustrated guide to marine plankton in Japan. Tokai University Press.
- Conway, D. V., White, R. G., Hugues-Dit-Ciles, J., Gallienne, C. P., Robins, D. B. (2003). Guide to the coastal and surface zooplankton of the south-western Indian Ocean. Occasional Publication of the Marine Biological Association 15.
- Fragopoulou, N. and J. J. M. b. Lykakis (1990). Vertical distribution and nocturnal migration of zooplankton in relation to the development of the seasonal thermocline in Patraikos Gulf. 104(3): 381-387.
- Lo, W.-T., et al. (2004). Diel vertical migration of the planktonic copepods at an upwelling station north of Taiwan, western North Pacific. 26(1): 89-97.
- Parsons, T.R., Maita, Y., Lalli, C.M., 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, Newyork, pp. 101 - 112.

뒷 면

주 의

1. 이 보고서는 한국해양과학기술원에서 수행한 주요사업의 연구결과 보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 한국해양과학기술원에서 수행한 주요사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.