

# 제 출 문

한국해양과학기술원장 귀하

본 보고서를 “북서태평양 탄소플럭스 연구” 과제의 최종보고서로 제출합니다.

2018. 2. 28.

총괄연구책임자: 김동선

참 여 연 구 원:

고아라, 김경홍, 김예원, 조소설,  
주세종, 전다은, 정다혜, 정진현,  
최유정

보고서 초록

과제관리번호	PE99492	해당단계 연구기간	2015 01.01 - 2017 12.31	단계 구분	1단계 / 1단계
연구사업명	기관고유사업				
연구과제명	북서태평양 탄소플럭스 연구				
연구책임자	김동선	해당단계 참여연구원수	총 : 10 명 내부 : 10 명 외부 :     명	해당단계 연구비	정부: 497,000천원 기업:     천원 계:     천원
연구기관명 및 소속부서명	해양과학기술원 환경기반연구센터		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)					보고서 면수
					63
<p>◎ 북서태평양 해양-대기 이산화탄소 교환량 연구</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 북서태평양 KEO정점에서 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량은 5년동안 모두 음의 값을 보여 대기로부터 해양으로 유입되었으며, 2009년에 가장 낮았고 2013년에 가장 높았음</li> <li>- 해양-대기 이산화탄소 교환량이 2008년부터 2013년까지 뚜렷한 연간변화를 나타내지 않았으며, 해양-대기 이산화탄소 교환량이 2008년부터 2013년까지 뚜렷한 연간변화를 보이지 않은 것으로 보아, 북서태평양에서 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화에 미치는 영향은 미미한 것으로 판단됨.</li> </ul> <p>◎ 북서태평양 침강입자 플럭스 연구</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- 북서태평양 정점 F1에서 침강입자 플럭스는 2007년부터 2011년까지 뚜렷한 변화를 보이지 않다가, 2011년부터 2014년까지 급격히 감소하는 연변화를 나타냈으며, 요인분석 (Factor analysis) 결과, 북서태평양에서 2007년부터 2014년까지 침강입자 플럭스 변화는 PDO (Pacific Decadal Oscillation)와 ENSO (El Nino Southern Oscillation)의 영향을 가장 많이 받았음.</li> <li>- 북서태평양 정점 F2에서 침강입자 플럭스는 2009년부터 2014년까지 주로 여름만에 뚜렷한 연간 감소를 보였는데, 이것은 표층 수온이 증가하여 표층혼합층 깊이가 얕아져서 심층에서 표층으로 인산염 공급이 감소해서, 질소고정 박테리아 생산력이 감소한 결과인 것으로 생각되며, 결국 지구온난화에 의한 수온 상승이 유기탄소 플럭스를 감소시켰음</li> </ul>					
색인어 (각 5개 이상)	한글	탄소순환, 침강입자 플럭스, 해양-대기 이산화탄소 교환량, 해양산성화, 북서태평양			
	영어	carbon cycle, particle flux, air-sea CO <sub>2</sub> flux, ocean acidification, northwestern Pacific			

# 요 약 문

## I. 제 목

북서태평양 탄소플럭스 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

### 1. 연구개발의 목적

북서태평양에서 장기간 침강입자 플럭스와 해양-대기 이산화탄소 교환량 관측을 통해 전지구적인 기후변화에 따른 북서태평양 탄소순환 변동을 파악한다.

### 2. 연구개발의 필요성

지구온난화로 인해서 북태평양에서 해양 생물생산력의 변동, 빈산소층의 확대, 온실가스의 발생량의 변화 등이 예상되고 있으며, 인간활동의 증가로 인해 황사 및 대기오염물질의 발생이 점차 증가하기 때문에, 북태평양 지역에서 지속적인 물질순환 변화 모니터링이 필요하다. 동태평양에 비해 서태평양에서의 탄소순환연구가 미흡하여 엘니뇨/라니냐가 서태평양 탄소순환에 미치는 영향에 대해 아직까지 제대로 이해하지 못하고 있다. 전 지구적 기후/환경변화로 인한 해양에서의 생지화학적 물질순환과정을 전 지구적인 스케일에서 감시/진단하고 이에 대한 영향을 최소화할 필요가 있다.

## III. 연구개발의 내용

- 북서태평양에서 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화에 미치는 영향 파악
- 북서태평양에서 기후변화가 침강입자 플럭스에 미치는 영향 파악

## IV. 연구개발결과

### 1. 북서태평양 해양-대기 이산화탄소 교환량 연구

북서태평양 KEO정점에서 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량은 5년동안 모두 음의 값을 보여 대기로부터 해양으로 유입되었으며, 2009년에 가장 낮았고 2013년에 가장 높았다. 해양-대기 이산화탄소 교환량이 2008년부터 2013년까지 뚜렷한 연간변화를 나타내지 않았으며, 해양-대기 이산화탄소 교환량이 2008년부터 2013년까지 뚜렷한 연간변화를 보이지 않은 것으로 보아, 북서태평양에서 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화에 미치는 영향은 미미한 것으로 판단된다.

### 2. 북서태평양 침강입자 플럭스 연구

북서태평양 정점 F1에서 침강입자 플럭스는 2007년부터 2011년까지 뚜렷한 변화를 보이지 않다가, 2011년부터 2014년까지 급격히 감소하는 연변화를 나타냈으며, 요인분석 (Factor analysis) 결과, 북서태평양에서 2007년부터 2014년까지 침강입자 플럭스 변화는 PDO (Pacific Decadal Oscillation) 와 ENSO (El Nino Southern Oscillation)의 영향을 가장 많이 받았다. 북서태평양 정점 F2에서 침강입자 플럭스는 2009년부터 2014년까지 주로 여름만에 뚜렷한 연간 감소를 보였는데, 이것은 표층 수온이 증가하여 표층 혼합층 깊이가 얕아져서 심층에서 표층으로 인산염 공급이 감소해서, 질소 고정 박테리아 생산력이 감소한 결과인 것으로 생각되며, 결국 지구온난화에 의한 수온 상승이 유기탄소 플럭스를 감소시켰다.

## V. 연구개발결과의 활용계획

- 전세계 해양의 CO<sub>2</sub>자료를 수집하는 CO<sub>2</sub> Information Analysis Center에 북서태평양 CO<sub>2</sub> 자료 제공
- 북서태평양에서의 물질순환 장기 관측자료 생산을 해양-대기-해빙- 대기화학- 생태계 결합 지구시스템모델의 결과 검증과 성능향상을 위한 기반자료로 활용
- 적도태평양에서 생물펌프 효율이 어떻게 변화하는 지를 조사하는 해양수산부 R&D 사업 개발에 활용
- 이부사호를 이용한 태평양 탐사계획 수립을 위한 기초자료로 활용

# S U M M A R Y

## I. Title

Carbon cycles in the northwestern Pacific

## II. Objectives and Necessities of the Study

### 1. Objectives of the study

To find out the changes in the carbon cycles in the northwestern Pacific caused by the global climate changes on the basis of the long-term monitoring on sinking particle flux and sea-air CO<sub>2</sub> flux

### 2. Necessities of the study

It is necessary to monitor the changes in the carbon cycles in the northwestern Pacific since the Pacific Ocean has experienced the significant environmental and ecological changes due to the global warming, such as the variation of marine productivity, the expansion of the hypoxia, and the increased input of the green house gases and the polluted materials. It is not well known the impacts of the El Nino/La Nina on the carbon cycles in the western Pacific since the research on the carbon cycles has rarely conducted in the western Pacific compared with the eastern Pacific. It is essentially required to understand the changes of biogeochemical cycles in the northwestern Pacific caused by the global climate changes.

## III. Contents of the Study

- To find out the impacts of the climate changes on the sinking particle flux in the northwestern pacific
- To find out the impacts of the climate changes on the sea-air CO<sub>2</sub> flux in the northwestern pacific

#### IV. Results of the Study

##### 1. Sea-air CO<sub>2</sub> flux changes by the climate change in the northwestern Pacific

Sea-air CO<sub>2</sub> fluxes were the highest in 2013 and the lowest in 2009, with negative values from 2008 to 2013 in the KEO station of the northwestern Pacific, indicating that the northwestern Pacific acted as the sink of the atmospheric CO<sub>2</sub>. It showed little annual variations from 2008 to 2013, implying that the climate changes had not considerably influenced on the sea-air CO<sub>2</sub> flux in the northwestern Pacific.

##### 2. Particle flux changes by the climate change in the northwestern Pacific

Particle flux showed little annual variations in the F1 station of the northwestern Pacific from 2007 to 2011, but it had rapidly decreased from 2011 to 2014. The factor analysis indicated that the annual variation of particle fluxes from 2011 to 2014 was ascribed to the effects of PDO (Pacific Decadal Oscillation) and ENSO (El Niño Southern Oscillation). Particle flux displayed a clear decrease in the F2 station of the northwestern Pacific from 2009 to 2011, specially during summer. The summer decrease in the particle flux resulted from the reduced production of cyanobacteria, which is caused by the decrease of the phosphate supply to the surface waters due to the increase of surface temperature. Consequently, the increase of surface temperature by the global warming has resulted in the annual decrease of the sinking particle flux in the northwestern Pacific.

#### V. Application plans of the results of the study

- To hand over the CO<sub>2</sub> data collected in the northwestern Pacific to the CO<sub>2</sub> Information Analysis Center
- To use the basic data for improving the earth system model, which combines the ocean-atmosphere-sea ice-ecosystem
- To use the development of the new research project, which is related with the efficiency of biological pump in the equatorial Pacific
- To use the basic data to establish the exploration plan of the R/V Isabu

## 목 차

제1장 서론 .....	1
제1절 연구개발의 필요성 .....	1
제2절 연구개발 목표 및 내용 .....	2
제2장 국내외 기술개발 현황 .....	4
제1절 국내 연구동향 .....	4
제2절 국외 연구동향 .....	4
제3장 연구개발 수행내용 및 결과 .....	6
제1절 북서태평양에서 기후변화에 따른 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화 연구 .....	6
제2절 북서태평양에서 기후변화에 따른 침강입자 플럭스 변화 연구 .....	18
제4장 연구개발목표달성도 및 대외기여도 .....	51
제1절 연구개발목표달성도 .....	51
제2절 대외기여도 .....	54
제5장 연구개발결과의 활용계획 .....	55
제6장 참고문헌 .....	56

# C O N T E N T S

Chapter I Outline of the study .....	1
Section 1 Necessity of the study .....	1
Section 2 Objectives and contents of the study .....	2
Chapter II States of technical development in the home and foreign countries .....	4
Section 1 Trends of the study in Korea .....	4
Section 2 Trends of the study in foreign countries .....	4
Chapter III Results of the study .....	6
Section 1 Sea-air CO <sub>2</sub> flux changes by the climate change in the northwestern Pacific .....	6
Section 2 Particle flux changes by the climate change in the northwestern Pacific .....	18
Chapter 4 Achievement of objectives and contributions to the related area .....	51
Section 1 Achievement of objectives .....	51
Section 2 Contributions to the related area.....	54
Chapter 5 Application plans of the results of the study .....	55
Chapter 6 References .....	56



# 제 1 장 서 론

## 제1절 연구개발의 필요성

북서태평양은 전세계 해양에서 가장 높은 수온을 보이는 워밍풀(warm pool) 해역을 포함하고 있으며, 엘리뇨/라니냐, PDO(Pacific Decadal Oscillation), NPGO(North Pacific Gyre Oscillation) 등 다양한 기후변동 현상들이 발생하는 해역으로, 기후변화에 매우 민감하다. 북서태평양은 한국 주변해에 커다란 영향을 미치는 쿠로시오 해류의 발원지로서, 한국 주변해의 해양환경변화를 이해하기 위해서는 북서태평양의 해양 특성을 이해하는 것이 필수적이다.

동태평양은 엘리뇨/라니냐에 매우 민감한 해역이다. 동태평양에서는 엘리뇨가 발생하면 심층으로부터 용승이 감소하여 표층수온이 증가하고 영양염 공급이 감소하여 일차생산력이 감소한다. 하지만 라니냐 시기에는 엘리뇨와 반대로, 심층으로부터 용승이 증가하여 표층수온이 감소하고 영양염 공급이 증가하여 일차생산력이 증가한다. 이처럼, 많은 연구를 통해서 동태평양에서 엘리뇨/라니냐에 따른 해양환경과 생태계 변동이 잘 알려져 있다. 하지만 서태평양은 아직까지 엘리뇨/라니냐에 따라 해양환경과 생태계가 어떻게 변동하는지 잘 알려져 있지 않다.

지구온난화로 인해서 북서태평양에서 해양 생물생산력의 변동, 빈산소층의 확대, 온실가스의 발생량의 변화 등이 예상되고 있으며, 인간활동의 증가로 인해 황사 및 대기오염물질의 발생이 점차 증가하기 때문에, 북서태평양 지역에서 지속적인 물질순환 변화 모니터링이 필요하다. 동태평양에 비해 서태평양에서의 탄소순환연구가 미흡하여 엘리뇨/라니냐가 서태평양 탄소순환에 미치는 영향에 대해 아직까지 제대로 이해하지 못하고 있다. 전 지구적 기후/환경변화로 인한 해양에서의 생지화학적 물질순환과정을 전 지구적인 스케일에서 감시/진단하고 이에 대한 영향을 최소화할 필요가 있다. 한국해양과학기술원은 해양연구 영역을 대양으로 확대하기 위한 인프라(대형 조사선)가 구축되며, 이에 상응하는 지구규모의 연구가 필요하며, 또한, 수행 중인 대양규모의 타 연구 사업과의 연계 및 이동향해 구간에서의 연구선 활용도를 높인 비용효율적인 지구규모의 대양연구 추진이 필요하다.

## 제2절 연구개발 목표 및 내용

### 1. 연구개발의 목표

장기간 해양-대기 이산화탄소 교환량과 해양 유기물 침강플럭스 관측을 통해 전 지구적인 기후변화에 따른 북서태평양 탄소플럭스 변동을 파악한다

### 2. 연차별 연구개발 세부목표 및 내용

구분	년도	세부연구목표	연구내용
1차년도	2015년	○북서태평양에서 해양-대기 이산화탄소 교환량의 위도별 변화 파악	○ 북서태평양 표층해수에서 이산화탄소 분압, 용존무기탄소, 알칼리도, 영양염, 엽록소 농도 분포 파악 ○ 대기와 표층해수에서 이산화탄소 분압, 바람자료를 이용하여 해양-대기 이산화탄소 교환량 계산
		○북서태평양에서 침강입자 플럭스의 계절변화 파악	○ 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 계절변화 파악 ○ 침강입자 플럭스의 계절변화를 야기하는 원인 파악

구분	년도	세부연구목표	연구내용
2차년도	2016년	○ 북서태평양에서 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화가 큰 주요해역 파악	○ 북서태평양에서 여름과 가을동안 대기/해양 이산화탄소 분압 관측 ○ "Subtropical mode water" 형성 해역과 주변해역에서 해양-대기 이산화탄소 교환량 산정
		○ 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 연변화	○ 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 연변화 파악 ○ 침강입자 플럭스의 연변화를 야기하는 환경요인 파악

구분	년도	세부연구목표	연구내용
3차년도	2017년	○ 북서태평양에서 기후변화에 따른 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화 파악	○ 여름과 가을동안 북서태평양에서 대기/해양 이산화탄소 분압 관측 ○ 북서태평양 KEO 정점에서 2007년부터 2014년까지 장기 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화 파악 ○ 북서태평양에서 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화에 미치는 영향 파악
		○ 북서태평양에서 기후변화에 따른 침강입자 플럭스 변화 파악	○ 북서태평양에서 기후변화와 침강입자 플럭스의 연변화와의 상관관계 분석 ○ 북서태평양에서 기후변화가 침강입자 플럭스에 미치는 영향 파악

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 제1절 국내 연구동향

- 국내 물질순환 연구는 대부분 한국해양과학기술원을 중심으로 수행되었으며, 북동·북서 태평양에서 기후변화에 따른 침강입자 플럭스 변동 연구가 주로 진행되었다.
- 한국해양과학기술원은 북동태평양에서 약 10년간(2003년~2014년) 시계열 퇴적물 포집장치를 이용하여 월별 침강입자를 획득하였으며, 이 자료를 분석하여 엘니뇨/라니냐에 따른 해양 생산성 및 침강입자 플럭스 변동 연구를 수행하여 국제학술지에 다수 발표하였다.
- 2007년부터 2014년까지 한국해양과학기술원에서 “북서태평양이 한반도 주변해에 미치는 영향 평가 연구” 사업의 일환으로 북서태평양에서 장기간의 침강입자를 획득하였으며, 이 자료를 이용하여 북서태평양 난수역 변동에 의한 해양 생산성 및 침강입자 플럭스 변동 연구가 수행되었고 국제학술지에 논문이 발표되었다. 또한, 2006년부터 2014년까지 9년동안 북서태평양 해역에서 이산화탄소의 표층분압 측정하여 해양과 대기 사이 이산화탄소 교환량을 산출하였다.

### 제2절 국외 연구동향

- 미국과 일본은 20세기 후반 이후 전지구적 기후 변동 연구를 이해하기 위하여 전 대양의 열대 해역에 모티어링 부이 시스템(TAO/Triton, RIMA)을 설치하여 열대해역의 변동성을 실시간으로 모니터링을 하고 있다.
- 북동적도 태평양에서 엘니뇨와 라니냐에 따른 수온약층 깊이와 표면혼합층의 두께의 변화에 따른 영양염 변화, 식물 및 동물플랑크톤의 위도별 변화에 대한 연구가 JGOFS study (1992-1994), EBENE cruise (1996) 그리고 캘리포니아 연안에서 용승현상과 관련된 연구 (1997 -1999)를 통해 수행되었다.
- 기후변화와 관련한 해양생태계 변동에 대한 국외 연구는 국가별로 장기적인 해

양관측 모니터링을 통하여 얻어진 하위영양준위의 자료를 기초로 하고 있음 특히 일본의 경우 장기 기후변화에 따른 해양환경 및 해양의 생산성 변화에 영향을 미치는 동중국해의 해양환경 특성 규명을 위해 JAMSTEC, 큐슈대, 가고시마대, 나가사키대 등이 모니터링, 수치모델링, 역학규명 연구를 수행하고 있다.

- 현재 열대 태평양과 북태평양의 상호 관련성에 관한 연구는 해양-대기 teleconnection 측면에서 다양한 연구가 관측자료 분석, 모델 실험 등을 통해 이루어지고 있다.
- 미국 스크립스 해양연구소는 1949년부터 지금까지 CalCOFI 프로그램을 수행하여 플랑크톤의 장기 자료를 확보하고 있으며, 기후변화 또는 ENSO와 같은 단기 변동과 관련하여 해양 생태계 변화를 분석하고 예측하는 연구를 지속적으로 수행하고 있다.
- 전지구해양생태계연구(Global Ocean Ecosystem Dynamics Project-GLOBEC) 프로그램은 1998년부터 2009년 까지 세계 주요해역 (Southern Ocean, Bering Sea, Georgia Bank, Barent Sea, Northeast Pacific Ocean 등)에서 기후변화/해양환경 변화에 따른 해양생태계 변화를 이해하고 향후 변화를 예측하기 위한 연구를 활발히 수행하였음. 북태평양해양과학기구(PICES)는 2009년부터 기후변화 관련 국제해양프로그램 FUTURE을 만들어 기후변화에 따른 북태평양 해양생태계 변화를 이해하고 예측하는데 중심을 두고 있다.
- 미국, 일본, 캐나다 등은 자국의 해양생태계 모니터링 프로그램(예, CalCOFI, Line-P, HOT 등)을 통하여 장기적으로 해양생태계를 조사하고 있으며, 이러한 장기 조사를 통한 자료를 바탕으로 기후변화에 의한 해양생태계 변화 및 수산 자원변화를 연구하고 있다.
- 1960년대 후반부터 대양의 이산화탄소 분포에 관한 연구가 시작되었으며, 1980년대 후반이후 JGOFS, WOCE, GLOVEC, GCP 등 다양한 국제공동연구를 통해 전지구 규모의 관측으로 해양-대기 이산화탄소 교환량 산정에 주력하였음. 일본은 북서태평양의 고정관측선에서 십여년 이상 정기적으로 독립적인 해양-대기 이산화탄소 등 온실기체 관측을 수행하였다.

## 제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과

### 제1절 북서태평양에서 기후변화에 따른 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화 연구

#### 1. 서 론

대기중 이산화탄소 농도는 산업혁명 이후 지속적으로 증가하는 것으로 보고되고 있다. 이산화탄소는 지구복사열 흡수하는 성질로 인해 온실기체로 분류된다. 온실기체 중에는 온난화 유발력(radiative forcing)이 이산화탄소의 25배에 이르는 메탄과 같은 기체도 포함되어 있어 이산화탄소의 온난화 유발력 자체는 상대적으로 그리 크지 않다. 하지만, 대기중에 존재하는 이산화탄소의 농도가 다른 온실기체보다 적게는 100배에서 많게는 수십만배 높기 때문에 전체 온실기체중에서 이산화탄소가 유발하는 온난화 효과는 50% 이상이다(Graedel and Crutzen, 1993). IPCC(2007) 보고서는 인류활동에 의해 대기중으로 추가 방출된 이산화탄소 중 약 30% 가량이 해양으로 흡수된다고 보고하였다. 해양의 이산화탄소 흡수량은 표층해양의 이산화탄소 분포에 크게 영향을 받게 되는데, 해양의 이산화탄소 분포는 변동 범위가 매우 넓어(Lee et al, 1998; Gruber and Keeling, 2001; Orr et al., 2001; Thomas et al., 2001; Takahashi et al, 2002; Zhai and Dai, 2009), 시·공간적으로 다양한 관측을 통해 표층 해양의 이산화탄소 예측의 정확도를 높이기 위한 노력은 반드시 필요하며, 또한 매우 중요하다.

표층 이산화탄소 분압은 다양한 요인들에 의해 영향을 받는다; 표층수온, 염분, 수직혼합, 생물활동. 이런 요인들은 지구온난화, 엘니뇨/라니냐, 태평양 십년진동(Pacific Decadal Oscillation) 등과 같은 전지구적 기후변화에 밀접하게 연관되어 있다(Schuster et al. 2009; Park and Wanninkhof 2012). 많은 연구를 통해서 해양-대기 이산화탄소 교환량은 지역적 또는 전지구적 규모의 기후변화와 생지화학 과정과 연관되어 있다는 것이 밝혀졌다(Metzl et al. 2010).

본 연구는 북서태평양에서 지구온난화, 엘니뇨/라니냐, 태평양 십년진동 등과 같은 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량에 어떤 영향을 미치는 지를 파악하고자 수행하였다.

## 2. 연구 방법

연구선을 이용해 항적을 따라 대기 및 표층해수 이산화탄소 분압과 수온, 염분을 연속 관측하였다. 2015년에는 R/V 온누리호를 이용하여 7월 18일부터 8월 4일까지, 2016년에는 R/V 온누리호를 이용하여 10월 14일부터 31일까지, 2017년에는 R/V 이사부호를 이용하여 11월 17일부터 12월 10일까지 관측하였다. 모든 항차에서 수심 약 3m 부근의 표층해수를 연구선의 펌프를 이용해 실험실로 공급해 분석을 수행했다. 표층해수의 수온과 염분은 CO<sub>2</sub> 연속 분석장치에 장착된 인라인 열염분측정기(Sea-Bird Electronics, Inc., SBE-45)를 이용해 측정하였다. 표층해수의 이산화탄소 농도는 해수가 나선형으로 분사되는 형태의 평형기(spiral spray-type equilibrator)를 이용해 측정하였는데, 해수의 이산화탄소 농도가 반영된 평형기 내 상층공기(headspace)의 이산화탄소 농도를 매 1분 간격으로 기록하였다. 해양-대기 이산화탄소 교환량 산정을 위해 해양대기 중 이산화탄소 농도도 측정하였는데, 선수에서 실험실까지 연결된 1/2" 관에 연결된 diaphragm 펌프를 통해 실험실로 끌어들이는 해양대기는 솔레노이드 밸브 조작을 통해 약 한시간 간격으로 동일한 분석기를 이용해 해수시료와 교대로 분석하였다. 측정된 관측값은 약 250 ppm과 380 ppm, 470 ppm 가량의 농도로 매년 새로 제작한 2차 표준가스를 6-12시간 간격으로 분석하여 보정했으며, 2차 표준가스는 항해 전/후 NOAA CO<sub>2</sub> 일차 표준기체를 이용해 보정했다.

해양-대기 경계면에서는 두 탄소 저장고의 이산화탄소 농도가 다른 경우, 그 차이로 인해 이산화탄소 기체교환이 일어난다. 경계면을 통한 기체교환은 두 저장고의 이산화탄소 농도가 평형을 이루는 방향으로 진행되며, 교환량의 크기는 두 저장고간의 이산화탄소 농도 차와 경계면에서의 기체교환 속도에 비례한다;

$$F = ks (\mathcal{C}_{\text{CO}_2 \text{ surface seawater}} - \mathcal{C}_{\text{CO}_2 \text{ air}})$$

$k$ 는 기체교환속도( $\text{cm hr}^{-1}$ ),  $s$ 는 해수에 대한 이산화탄소 기체의 용해도( $\text{mol kg}^{-1} \text{atm}^{-1}$ ; Weiss, 1974),  $(\mathcal{C}_{\text{CO}_2 \text{ surface seawater}} - \mathcal{C}_{\text{CO}_2 \text{ air}})$ 는 대기와 해양간의 이산화탄소 농도 차이이다. 기체교환속도  $k$ 는 Wanninkhof (1992)에 따라 다음과 같이 계산하였다;  $k = 0.31u^2(Sc/660)^{-1/2}$

$u$ 는 해수면 10m 높이에서 풍속( $\text{m sec}^{-1}$ )이며,  $Sc$ 는 이산화탄소의 해수에 대한 Schmidt 수로 수온과 염분에 의해 결정된다. 해양-대기 이산화탄소 교환량의 크기는 풍속과 농도차의 크기에 따라 결정되며, 해양이 대기로부터 이산화탄소를 방출하느냐 흡수하느냐 하는 경계면에서의 이산화탄소 이동 방향은 해양과 대기간 이산화탄소 농도차의 음/양에 따라 결정된다. 즉, 해양의 이산화탄소 농도가 대기의 이산화탄소

화탄소 농도보다 높으면, 해양이 대기로부터 이산화탄소를 방출하고 반대로 해양의 이산화탄소 농도가 대기에 비해 낮으면 해양이 대기의 이산화탄소를 흡수하게 된다.

### 3. 연구결과 및 토의

#### 가. 2015년 북서태평양 탐사

##### (1) 표층 이산화탄소 분압 분포

Fig. 1은 2015년 여름동안(7월 18일-8월 4일) 북서태평양에서 관측한 표층 이산화탄소 분압 변화를 보여준다. 상대적으로 높은 이산화탄소 분압(431-473  $\mu\text{atm}$ )이 중위도 해역(27.5-34°N)에서 관측되었는데, 이 값들은 적도해역에서 관측된 값들(372-412  $\mu\text{atm}$ )보다 훨씬 높았다. 표층 이산화탄소 분압은 북위 27.5도 남쪽 해역에서 372-435  $\mu\text{atm}$ 의 범위를 보였고 북위 27.5도에서 갑자기 460  $\mu\text{atm}$ 으로 증가하였으며, 북위 27.5-34도 사이 해역에서 상대적으로 높은 값들을 유지했다. 표층 이산화탄소 분압은 북위 34-35도 해역에서 415  $\mu\text{atm}$ 으로 급격히 감소하였고 북쪽으로 갈수록 점차 감소하여 북위 41.5도에서 340  $\mu\text{atm}$ 을 나타냈다.

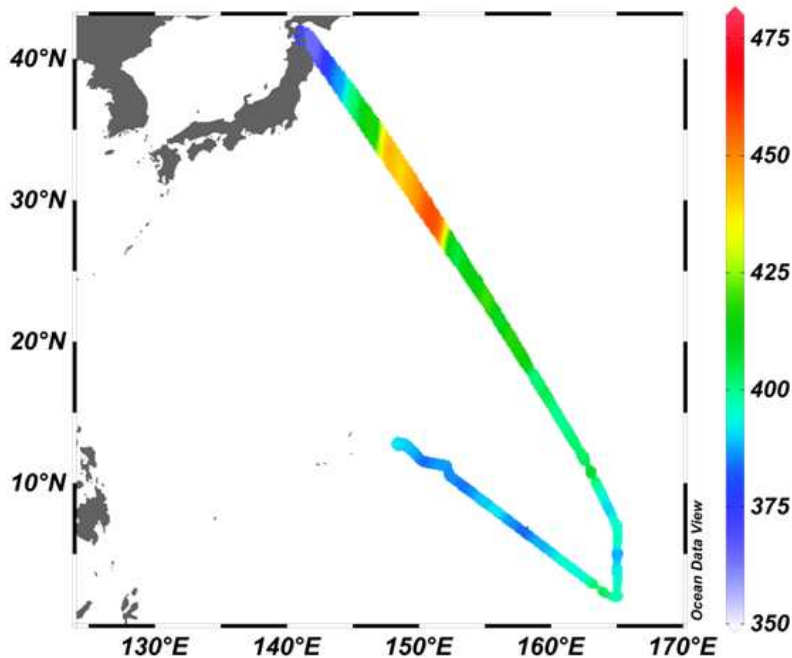


Fig. 1. Surface  $p\text{CO}_2$  distribution in the northwestern Pacific during 2015 summer



(2) 해양-대기 이산화탄소 교환량

Fig. 2는 2015년 여름동안 관측한 위도별 해양-대기 이산화탄소 분압차이( $\Delta fCO_2$ ), 해양-대기 이산화탄소 교환량, 풍속을 보여준다. 해양-대기 이산화탄소 분압차이는 위도 38도 이상의 해역을 제외한 모든 연구해역에서 양(+)의 값을 보이기 때문에 해양-대기 이산화탄소 교환량도 양의 값을 보였으며, 위도 38도 이상의 해역을 제외한 모든 연구해역에서 해양에서 대기로 이산화탄소가 방출된다. 풍속과 해양-대기 이산화탄소 분압차이의 변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량에 매우 큰 영향을 끼쳤다. 관측기간 동안에 풍속은  $0.1-11.5 \text{ m sec}^{-1}$ 의 범위로, 매우 큰 변화를 나타냈다(Fig. 2). 연구해역에서 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $-1.2 - 10.3 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 의 범위를 보였으며, 높은 해양-대기 이산화탄소 분압차이를 보이는 중위도 해역(북위 27.5-34)에서만 해양에서 대기로 다량의 이산화탄소가 방출되었다. 평균 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $3.0 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 이었고 저위도 해역(북위 2-27.5도)에 비해 3배 가량 높았다. 적도해역(북위 5도 이하)에서 낮은 해양-대기 이산화탄소 분압차이에도 불구하고 강한 바람 때문에 높은 해양-대기 이산화탄소 교환량을 나타냈다.

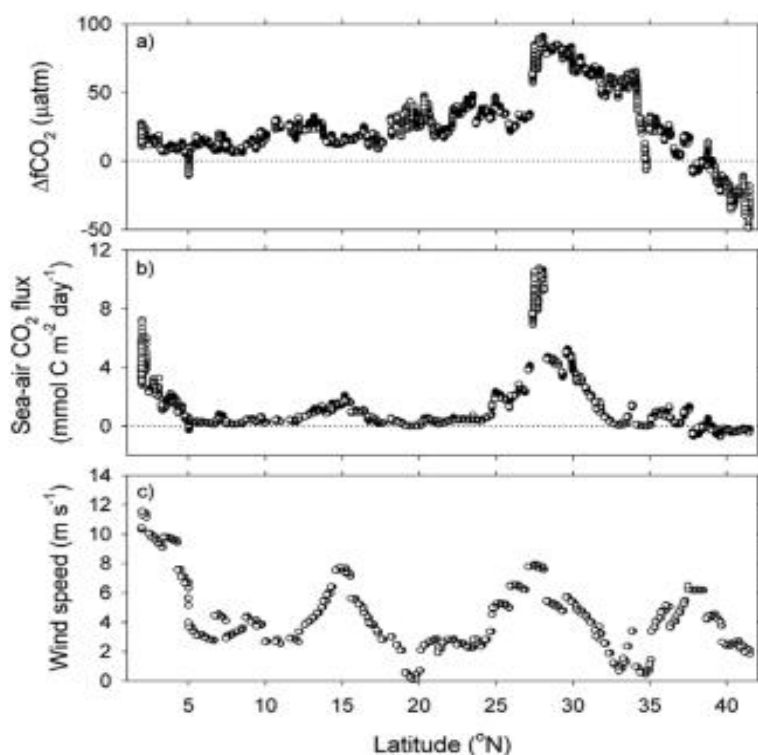


Fig. 2. Sea-air  $CO_2$  difference ( $\Delta fCO_2$ ), sea-air  $CO_2$  flux, and wind speed in the northwestern Pacific during 2015 summer

## 나. 2016년 북서태평양 탐사

### (1) 표층 이산화탄소 분압 분포

Fig. 3은 2016년 가을동안(10월 14일-31일) 북서태평양에서 관측한 표층 이산화탄소 분압 변화를 보여준다. 표층 이산화탄소 분압은 대부분 해역에서 390  $\mu\text{atm}$  가량을 나타냈고 경도 142-145도 사이 해역과 위도 10도 주변 해역에서 400  $\mu\text{atm}$  이상으로 대기 이산화탄소 분압보다 높아 해양에서 대기로 이산화탄소가 방출되었고 그 외 해역에서는 대기에서 해양으로 유입되었다. 특히, 위도 30도 이상의 해역에서는 표층 이산화탄소 분압이 370  $\mu\text{atm}$  가량으로 전체 해역에서 가장 낮은 분압을 보였다. 전체 관측해역 평균 표층 이산화탄소 분압은 393.3  $\mu\text{atm}$ 이었고 대기 평균 이산화분압은 397.8  $\mu\text{atm}$ 이었다.

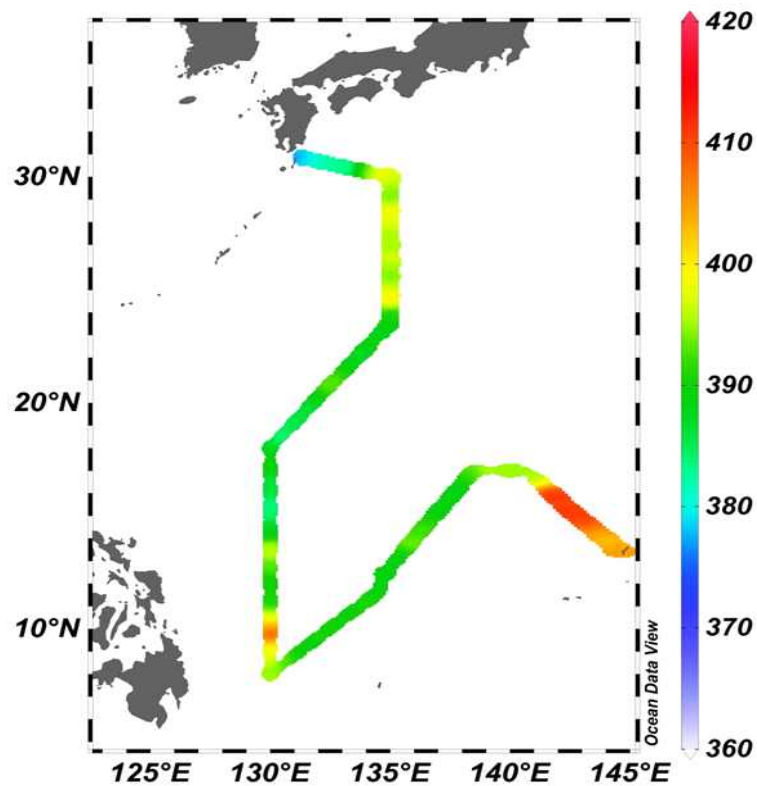


Fig. 3. Surface  $p\text{CO}_2$  distribution in the northwestern Pacific during 2016 autumn

(2) 해양-대기 이산화탄소 교환량

Fig. 4는 2016년 가을동안 관측한 위도별 해양-대기 이산화탄소 분압차이( $\Delta fCO_2$ ), 해양-대기 이산화탄소 교환량, 풍속을 보여준다. 해양-대기 이산화탄소 분압차이는  $-28.2 - 19.3 \mu atm$ 의 범위를 보였으며, 위도 9-11도, 13-17도 해역에서 양(+)의 값을 보여 해양에서 대기로 이산화탄소가 방출되었고 그 외 해역에서는 음(-)의 값을 보여 대기에서 해양으로 유입되었다. 관측기간 동안에 풍속은  $2.3-11.3 m sec^{-1}$ 의 범위로, 매우 큰 변화를 나타냈다(Fig. 4). 연구해역에서 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $-2.3 - 3.2 mmol m^{-2} day^{-1}$ 의 범위를 보였으며, 높은 해양-대기 이산화탄소 분압차이와 빠른 풍속을 보인 위도 13-16도 해역에서 해양에서 대기로 다량의 이산화탄소가 방출되었고 그 외의 해역에서는 대기에서 해양으로 이산화탄소가 유입되었다. 평균 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $-0.17 mmol m^{-2} day^{-1}$ 로, 가을동안에는 여름과 달리, 이산화탄소가 대기에서 해양으로 유입되었다.

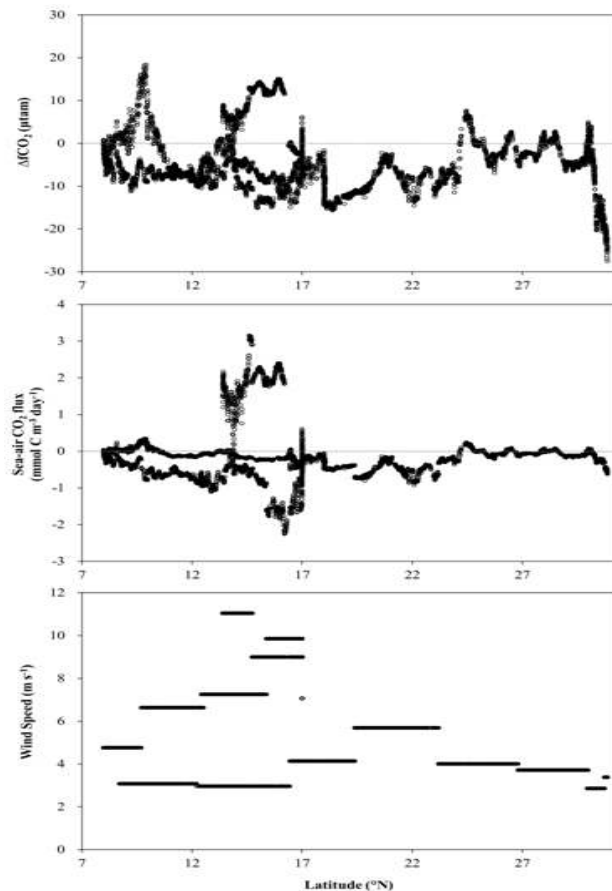


Fig. 4. Sea-air CO<sub>2</sub> difference ( $\Delta fCO_2$ ), sea-air CO<sub>2</sub> flux, and wind speed in the northwestern Pacific during 2016 autumn

다. 2017년 북서태평양 탐사

(1) 표층 이산화탄소 분압 분포

Fig. 5는 2017년 가을/겨울동안(11월 17일-12월 10일) 북서태평양에서 관측한 표층 이산화탄소 분압 변화를 보여준다. 표층 이산화탄소 분압은 341.7-378.0  $\mu\text{atm}$ 의 범위를 보였고 평균 분압은 364.2  $\mu\text{atm}$ 이었다. 대기 이산화탄소 분압은 399.3-406.7  $\mu\text{atm}$ 의 범위를 보였고 평균 값은 401.2  $\mu\text{atm}$ 이었다. 모든 해역에서 대기 이산화탄소 분압(399-407  $\mu\text{atm}$ )보다 낮아서, 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되었다. 위도 12도 이상의 해역에서는 표층 이산화탄소 분압이 360  $\mu\text{atm}$  이하의 낮은 값들을 나타냈고 위도 12도 이하의 열대해역에서는 360  $\mu\text{atm}$  이상의 비교적 높은 값들을 나타냈다.

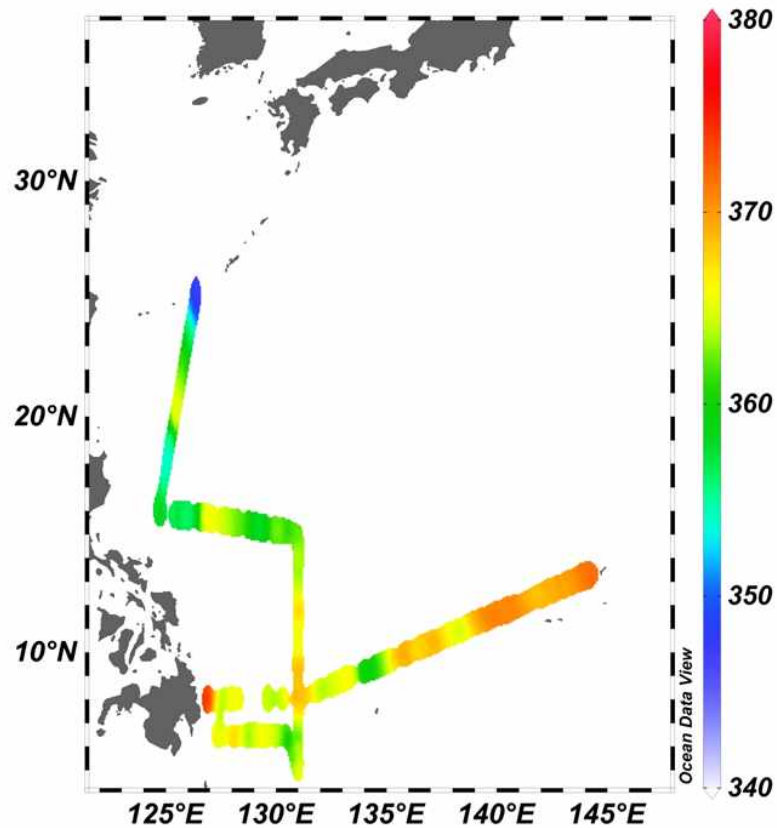


Fig. 5. Surface  $p\text{CO}_2$  distribution in the northwestern Pacific during 2017 autumn/winter

(2) 해양-대기 이산화탄소 교환량

Fig. 6은 2017년 가을/겨울동안 관측한 위도별 해양-대기 이산화탄소 분압차이( $\Delta fCO_2$ ), 해양-대기 이산화탄소 교환량, 풍속을 보여준다. 해양-대기 이산화탄소 분압차이는  $-62.3 - -21.2 \mu atm$ 의 범위를 보여, 모든 관측해역에서 음(-)의 값을 보였고 특히, 위도 16-19도 사이 해역과 23-25도 사이 해역에서  $-50 \mu atm$  이하의 매우 낮은 값들을 나타냈다. 관측기간 동안에 풍속은  $5.9-15.2 m sec^{-1}$ 의 범위로, 매우 큰 변화를 나타냈다(Fig. 6). 연구해역에서 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $-24.8 - -1.82 mmol m^{-2} day^{-1}$ 의 범위를 보였으며, 평균 교환량은  $-5.79 mmol m^{-2} day^{-1}$ 이었다. 높은 해양-대기 이산화탄소 분압차이와 빠른 풍속을 보인 위도 16-19도 해역에서 가장 많은 이산화탄소가 대기에서 해양으로 유입되었으며, 열대해역에 비해 10배 이상 높은 해양-대기 이산화탄소 교환량을 보였다.

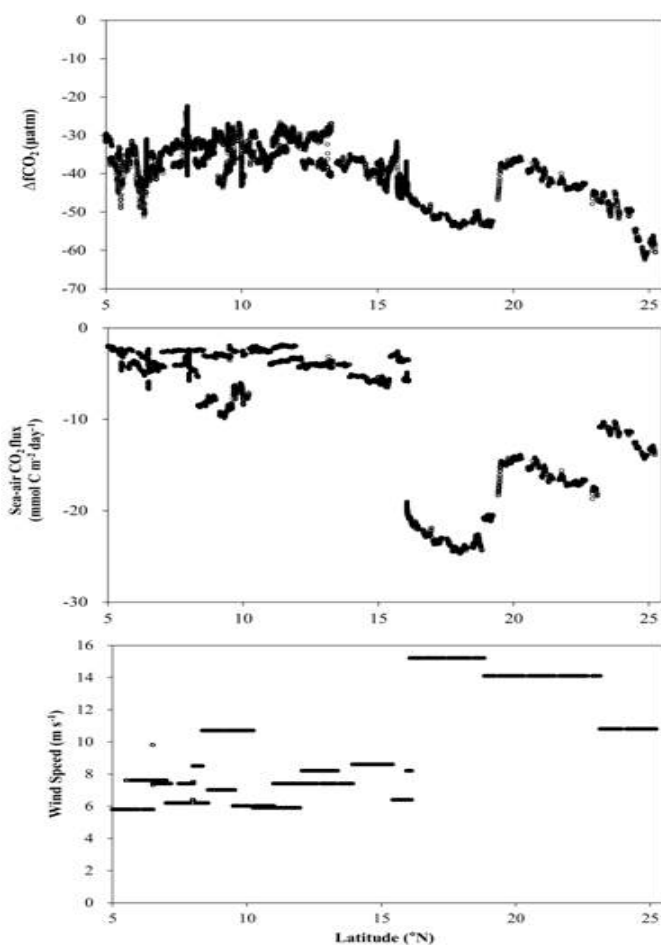


Fig. 6. Sea-air CO<sub>2</sub> difference ( $\Delta fCO_2$ ), sea-air CO<sub>2</sub> flux, and wind speed in the northwestern Pacific during 2017 autumn/winter

## 라. KEO 정점에서 표층 이산화탄소 분압 연속관측

### (1) 표층 이산화탄소 분압의 연변화

북서태평양 큐로시오 해류 확장해역(32.3°N, 144.5°E)에 위치한 KEO 정점에서 2007년 9월부터 2014년 6월까지 관측한 표층 이산화탄소 분압 변화가 Fig. 7에 보여진다. 이 자료들은 미국 NOAA로부터 획득하였다. 표층 이산화탄소 분압은 295-538  $\mu\text{atm}$ 의 범위를 나타냈고 2008년 2월에 최소 값을 보였고 2010년 8월에 최고 값을 나타냈다. 표층 이산화탄소 분압은 일반적으로 여름철에는 대기 이산화탄소 분압보다 높아 해양에서 대기로 방출되었고 그 외 계절에는 대기 이산화탄소 분압보다 낮아서, 대기에서 해양으로 유입됐다. 표층 이산화탄소 분압은 겨울철인 2월에 최소 값을 보였고 여름철인 8월에 최고 값을 보이는 뚜렷한 계절변화를 나타냈다. 이런 계절변화를 보인 것은 표층 이산화탄소 분압의 계절변화가 표층 수온의 계절변화와 매우 유사하여, 표층 수온에 의한 것으로 판단된다(Fig. 7). 표층 수온과 달리, 표층 염분의 계절변화는 표층 이산화탄소 분압의 계절변화와 정반대 양상을 보여, 염분은 표층 이산화탄소 분압의 계절변화에 큰 영향을 미치지 않는 것으로 판단된다. 표층 이산화탄소 분압은 관측기간 동안 매년 1.52  $\mu\text{atm}$  씩 증가하였고 겨울철보다 여름철에 보다 빠른 증가를 보였다.

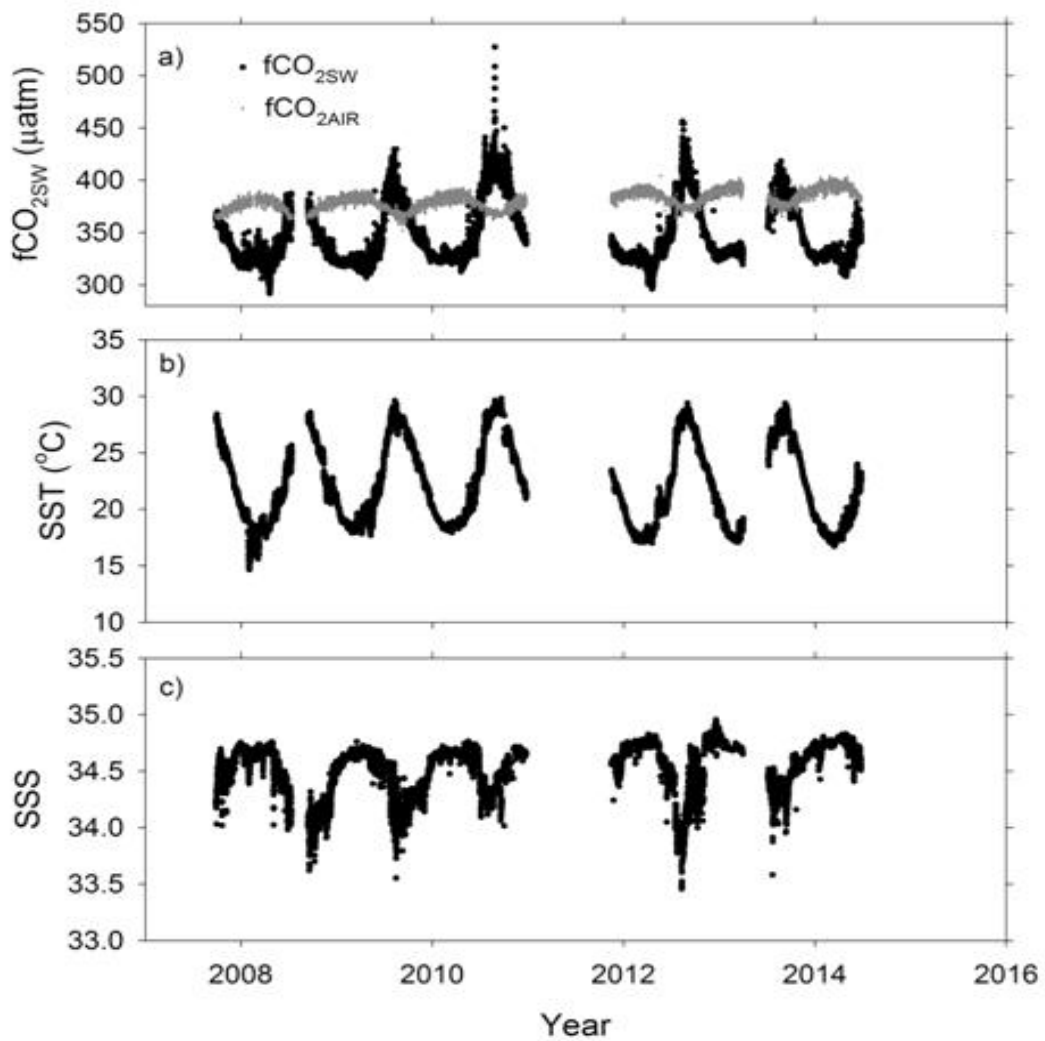


Fig. 7. Temporal evolution of surface fCO<sub>2</sub>, temperature, and salinity in the KEO station of the northwestern Pacific from August 2007 to June 2014

(2) 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화

Fig. 8은 북서태평양 KEO 정점에서 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화를 보여준다. 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량은 모두 음(-)의 값을 보여, 관측기간 동안 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되었다. 2013년에 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $0.73 \text{ molC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 최고 값을 보였고 2009년에  $0.19 \text{ molC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 최소 값을 나타냈다. 해양-대기 이산화탄소 교환량은 2009년부터 2013년까지 평균적으로 매년  $0.05 \text{ molC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 씩 증가하였다. 지구온난화의 영향으로 표층수온이 증가하여 해양-대기 이산화탄소 교환량이 감소할 것으로 예상하였는데, 북서태평양 KEO 정점에서는 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량이 오히려 증가하였다.

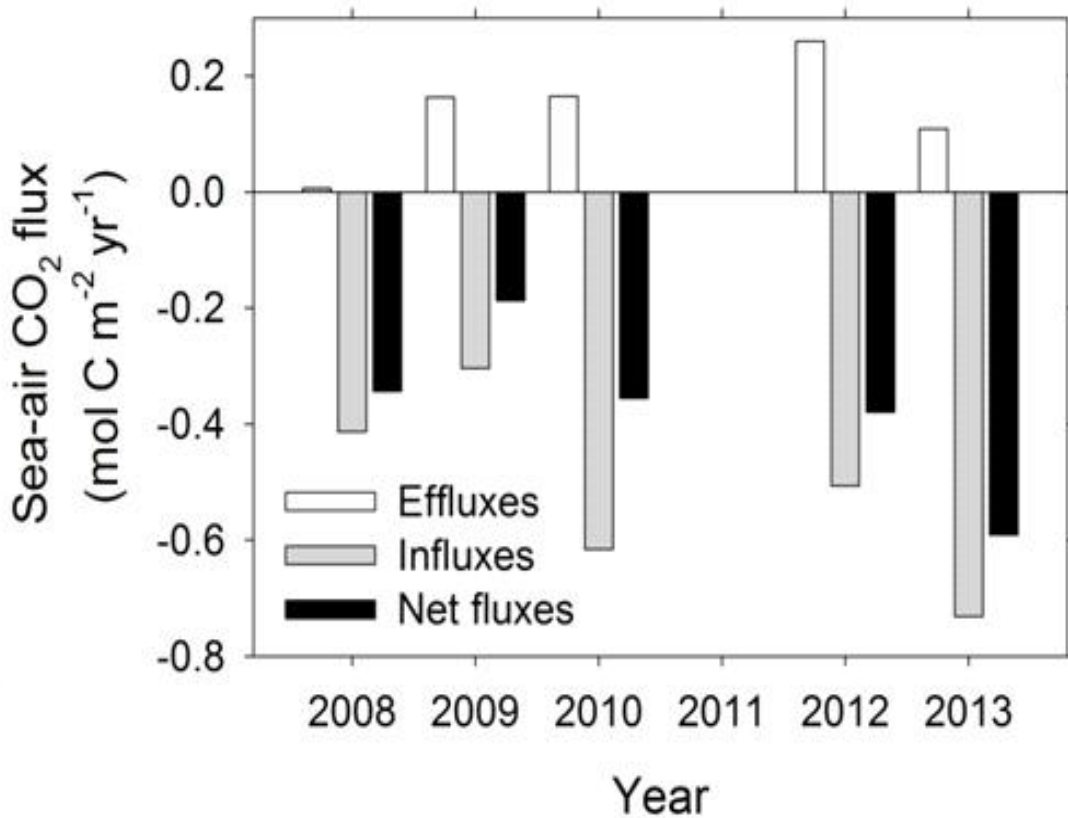


Fig. 8. Annual variation of the sea-air CO<sub>2</sub> flux in the KEO station of the northwestern Pacific from 2008 to 2013



#### 4. 결론

2015년 여름, 2016년 가을, 2017년 가을/겨울 등 세 차례 북서태평양 해양/대기 이산화탄소 탐사를 통해 해양-대기 이산화탄소 교환량을 산출하였다. 2015년 여름동안 관측해역 평균 해양-대기 이산화탄소 교환량은  $3.0 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 로, 상당한 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로 방출되었다. 2016년 가을동안 평균 교환량은  $-0.17 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 로, 2015년 여름과 달리 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되었다. 2017년 가을/겨울동안 평균 교환량은  $-5.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 로, 2016년 가을에 비해 30배 이상 많은 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되었다. 2017년 가을/겨울에 특이하게 상당히 많은 대기 이산화탄소가 해양으로 유입되었는데, 이런 이유는 아직 분명하지 않다.

기후변화에 따른 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화를 파악하기 위해 북서태평양 KEO 정점에서 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화를 분석하였다. 해양-대기 이산화탄소 교환량은 2009년부터 2013년까지 평균적으로 매년  $0.05 \text{ molC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 씩 증가하였다. 지구온난화의 영향으로 표층수온이 증가하여 해양-대기 이산화탄소 교환량이 감소할 것으로 예상하였는데, 북서태평양 KEO 정점에서는 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량이 오히려 증가하였다. 이런 현상이 일시적인 것인지 아닌지를 파악하기 위해서 2014년 이후 현재까지 자료를 분석할 필요가 있다. 미국 NOAA에서 2014년 이후 자료는 공개하고 있지 않지만 2018년 이후에 공개할 예정이니 차후 이 자료를 입수하여 북서태평양에서 해양-대기 이산화탄소 교환량이 지속적으로 증가하고 있는지를 조사할 필요가 있다.

## 제2절 북서태평양에서 기후변화에 따른 침강입자 플럭스 변화 연구

### 1. 서론

서안경계류 해역은 대기 이산화탄소와 대기-해양 사이에서 CO<sub>2</sub> 교환에 의한 기후 변화를 조절하는데 중요한 역할을 한다 (Takahashi *et al.*, 2002). 그러나, CO<sub>2</sub> 플럭스의 규모와 방향은 생물·물리적 상호작용에 따라 지역적으로 크게 다르다. 예를 들면, 아열대 수괴는 일반적으로 겨울철 열손실로 인해 형성되고, 중위도 지역에서 물리적으로 CO<sub>2</sub>를 격리시킨다 (Kim *et al.*, 2017; Oka and Qiu, 2012). CO<sub>2</sub>의 생물학적 감소를 촉진하는 중요한 영양염 기원으로써 활발한 eddy 활동 역시 존재한다 (Benitez-Nelson *et al.*, 2007; McGillicuddy *et al.*, 1998). 또한, 수직혼합이 약한 빈영양 지역에서 식물플랑크톤에 의한 탄소제거는 질소고정에 의해 크게 조절된다(Karl *et al.*, 1997; Singh *et al.*, 2013). 5개의 서안경계류 해역들 사이에서, 북서태평양 (western North Pacific Ocean, WNPO)은 El Niño-Southern Oscillation (ENSO) 그리고 Pacific Decadal Oscillation (PDO)와 관련된 연간 그리고 10년 규모의 변동뿐만 아니라 온실가스로 인한 해양 표층에서의 온난화 경향에 의해 상당한 변화를 갖는다 (Hou *et al.*, 2014; Wu, 2013). 해양 물리적 환경과 생물물리적 상호작용들로 인한 변화들은 자연적으로 영양염 이용도를 포함하는 해양 생지화학과 생물학적 펌프 (biological pump)를 조절하는 식물플랑크톤 생산성의 변화를 초래하고, 이는 장기적인 시계열 자료를 이용한 연구들로부터 입증되어 왔다 (Karl *et al.*, 1997; Watanabe *et al.*, 2014). 북서태평양은 다른 시간 규모에서 발생하는 해양의 물리적인 환경 변화에 따른 해양 생물과 이와 연관된 탄소순환의 반응에 대한 연구를 수행하기에 적합한 해역이다.

생물학적 펌프는 해수 중 용존 탄소에서 심해로 침강 가능한 고체 입자로서의 생물학적 전환 과정을 통해 대기 CO<sub>2</sub>를 해양내부로 격리시키는 메커니즘으로, 생물학적 펌프의 강도는 해양 표층에서의 CO<sub>2</sub> 분압 (partial pressure of CO<sub>2</sub>,  $p\text{CO}_2$ )과 침강입자 플럭스 (sinking particle flux, SPF)를 측정함으로써 평가할 수 있다.  $p\text{CO}_2$ 의 연속 관측은 선박과 부표 같은 해양 플랫폼을 이용하여 기술적으로 가능하고 (Kim *et al.*, 2017; Pierrot *et al.*, 2009), 결과적으로 지난 수십 년 동안 14,000,000개 이상의 자료가 축적되어 왔다 (Bakker *et al.*, 2016; Takahashi *et al.*, 2009). 그러나,  $p\text{CO}_2$ 는 물리적인 환경 조건들 (염분과 수온 등)에 매우 민감하고,

비-생물학적 과정들에 반응하여 변할 수 있다 (Feely *et al.*, 2008; Sabine *et al.*, 2004). 이러한 점에서, 침강입자 플럭스는 대부분 생물기원 성분들로 구성되어 있고 침강하는 동안 다른 영향요인이 없기 때문에, 침강입자 플럭스 관측은 생물학적 펌프의 강도를 평가하기 위한 보완적인 도구가 될 수 있다.  $p\text{CO}_2$ 와 다르게, 물리적인 환경 조건들은 생물학적 활동과 과정들의 변화에 관여함으로써 침강입자 플럭스에 간접적으로만 영향을 미칠 수 있으므로 관측 결과를 보다 쉽게 해석할 수 있다. 또한, 침강입자 물질에 대한 화학 분석 결과들은 생물학적 분해가 가능한 성분들과 분해가 어려운 외각 물질의 비와 calcifier와 diatom의 상대적인 풍부도를 포함하여 생태학적 그리고 기후학적 측면에서 중요한 세부 정보를 제공할 수 있다. 마찬가지로, 유기탄소의 보충자료 없이  $p\text{CO}_2$  관측만으로는 특히, 용존 유기탄소 (dissolved organic carbon, DOC)와 생물학적 활동으로 생성된 입자성 유기탄소 (particulate organic carbon, POC)의 상대적인 비가 시간에 따라 변하는 경우에 무기탄소 저장고의 생물학적 흡수에 대한 해석에 오류가 포함될 가능성이 있다 (Kim *et al.*, 2011; Lee *et al.*, 2016; Riebesell *et al.*, 2007). 비록 용존 유기물질은 표층  $p\text{CO}_2$ 를 단기적으로 감소시킬 수 있지만, 상당한 부분이 궁극적으로 무기탄소로 재분해될 것이고, 따라서 DOC/POC 비의 증가는 생물학적 펌프의 강도를 감소시킨다. 이러한 경우에서, 침강입자 플럭스는 표층 해양에서  $p\text{CO}_2$ 보다 생물학적 펌프를 잘 반영할 것이다.

생물학적 펌프를 평가함에 있어 침강입자 플럭스 자료의 이러한 이점을 토대로, 우리는 북서태평양에서 침강입자들을 채집하기 위해 퇴적물 트랩을 설치하였다. 이 연구에서 침강입자 플럭스 시계열 자료는 해양환경 변화에 대한 생물학적 펌프의 반응에 대한 보다 나은 이해와 미래 해양환경에 대한 예측 가능성을 높이기 위해 사용되었다. 우리는 침강입자 플럭스의 장기적인 변화를 관측하고, 이에 대한 가능한 원인을 파악하기 위해 노력하였다.

## 2. 재료 및 방법

### 가. 퇴적물 트랩 실험

퇴적물 트랩 실험은 북서태평양의 남서쪽 경계부 근처의 정점 FM1 (134.5°E, 17.0°N)과 FM2 (136.0°E, 13.5°N)에서 각각 2007년 10월부터 2014년 5월까지 그리고 2009년 7월부터 2014년 5월까지 수행되었다 (Fig. 9). 정점 FM1과 FM2에서 수

심은 각각 5323m와 5095m이었으며, 퇴적물 트랩 (McLane PARFLUX Mark 7G)들은 두 정점 모두에서 약 1000m 수심에 설치되었다. 연구기간동안 침강입자 시료는 총 21개의 채집병을 이용하여 17-18일 간격으로 채집되었으며, 각 채집병은 매년 회수까지 침강입자 시료들의 보존을 위해 10% 포르말린 용액이 첨가된 현장 여과 해수로 채웠다. 회수된 시료들은 밀봉 후 즉시 냉장보관 (4℃) 하였다.

각 입자 시료는 대형저서동물물을 제거한 후, McLane wet sampler divider-10을 이용하여 5개의 동일한 양으로 나누었다. 그 중 4/5의 시료는 잔존해 있는 포르말린과 염분을 제거하기 위해 증류수 (*Milli-Q* water)로 3번 세척하였다. 세척된 시료들은 동결건조 후 무게를 측정함으로써 총질량 플럭스 (Total mass flux,  $SPF_{TM}$ )를 구하였다. 동결건조된 시료들은 유기탄소 플럭스 (POC flux,  $SPF_{POC}$ ), 탄산칼슘 플럭스 ( $CaCO_3$  flux,  $SPF_{PIC}$ ) 그리고 생물기원 오팔 플럭스 (biogenic opal flux,  $SPF_{OPA}$ )를 측정하기 위해 막자사발을 이용하여 균질하게 한 후, 총 탄소 (Total carbon, TC), 무기탄소 (Total inorganic carbon, TIC), 그리고 생물기원 오팔 (biogenic opal, Opal) 함량을 측정하였다. TC 함량은 *Carlo-Erba* 1110 CNS elemental analyzer를 사용하여 측정하였으며, 분석 오차는 표준물질 (Sulfanilamide, *CE Instruments*)을 이용하여 3% 이하로 유지하였다. TIC 함량은 98% 이상의 정확도를 갖는 UIC coulometrics carbon analyzer를 사용하여 분석하였으며, 분석 결과는 변환상수 8.33을 이용하여  $CaCO_3$  함량으로 환산하였다 (Miquel *et al.*, 1994; Kim *et al.*, 2005). 입자성 유기탄소 (Particulate organic carbon, POC) 함량은 TC 함량과  $CaCO_3$  함량의 차이를 이용하여 구하였다. Opal 함량은 5%의 정밀도를 갖는 Wet alkaline extraction method를 이용하여 분석하였다 (DeMaster, 1981). 상기 항목들을 분석한 후, 안정성 질소 동위원소의 비 ( $\delta^{15}N$  (‰) =  $[^{15}N/^{14}N]_{sample}/[^{15}N/^{14}N]_{atmospheric\ nitrogen\ (gas)} - 1$ )는 최적의 분석 조건을 위하여 충분한 양의 시료 (>20  $\mu g$  N)에 한해서만 University of California Davis Stable Isotope Facility (UC Davis, CA, USA)에서 분석하였다.

#### 나. 대기 및 해양학적 변수들

본 연구에서 관측된 수심 1000m에서 침강입자 플럭스와 해양 표층에서 생지화학적 과정들과의 연관성을 이해하고 이러한 연관성을 조절하는 주요 요인들을 알아보기 위해, 다양한 물리적 그리고 생지화학적 변수들을 사용하였다. 2009년부터 2014년까지 연 1회 (5월 또는 6월)의 현장조사동안 퇴적물 트랩이 설치된 정점에서 유광층 (200m) 내 해수를 채수하였다. 엽록소 (chlorophyll-*a*, Chl-*a*) 농도는

Turner fluorometer (10 AU, Turner Design)를 이용하여 측정하였다. *Prochlorococcus*와 pico-eukaryotes, *Crocospaera*의 현존량은 Beckman-Coulter Altra Flow Cytometer를 이용하여 계수하였다 (Campbell and Vaultot, 1993). 각 종의 현존량은 *Prochlorococcus*에 대해 59 fg C cell<sup>-1</sup> (Li and Harrison, 2001), pico-eukaryotes에 대해 433(세포 용적)<sup>0.863</sup> fg C cell<sup>-1</sup> (Blanchot *et al.*, 2001), 그리고 *Crocospaera*에 대해 20 pg C cell<sup>-1</sup> (Luo *et al.*, 2012)의 변환계수를 사용하여 탄소 생체량으로 환산하였다. 유광층 내 질산염과 인산염 농도는 Flow injection autoanalyzer (model QuikChem AE, Lachat, Loveland, CO, USA)를 이용하여 분석하였으며, CSK 표준용액 (Wako Pure Chemical Industries, Osaka, Japan)을 이용하여 검정하였다.

추가적으로, 연구지역에서 우점하는 질소고정박테리아를 알아보기 위해, 북태평양에서 주요 질소고정박테리아인 *Trichodesmium*과 *Crocospaera*의 생체량에 대한 조사를 2008년에 수행하였다. 연구지역에서 유광층 내 *Trichodesmium* spp.와 *Crocospaera* spp.의 현존량은 각각  $1.7 \times 10^7$  trichomes m<sup>-2</sup>과  $68.7 \times 10^{10}$  cells m<sup>-2</sup>이었다. 각 종에 대해 각 30000 pg C trichome<sup>-1</sup>과 20 pg C cell<sup>-1</sup>의 변환계수를 사용하여 생체량으로 환산한 결과 (Luo *et al.*, 2012), *Trichodesmium*의 생체량은 *Crocospaera* 생체량의 약 4%로, *Crocospaera*가 연구지역에서 우점하는 질소고정박테리아인 것으로 나타났다.

해양학적 변수들에 대한 우리의 현장관측은 한 계절에 국한되기 때문에, 연구지역에서 관측된 침강입자 플럭스의 시간적 변화와 이에 대한 원인의 보다 나은 이해를 위하여 해양재분석 자료를 함께 사용하였다. 표층수온 (Sea surface temperature, SST)과 표층 엽록소, 그리고 대기 에어로졸 (Atmospheric optical thickness, AOT) 자료들은 Aqua Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS)로부터 얻었다. 혼합층 수심 (Mixed layer depth, MLD)과 표층 해류의 자료는 각각 Global Ocean Data Assimilation System (GODAS)과 Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data (AVISO)로부터 제공받았다. 또한, 연구지역을 포함하는 북태평양의 대기 및 해양 조건들에 영향을 주는 것으로 알려져 있는 주요 3가지 기후모드, 즉, ENSO, PDO, 그리고 North Pacific Gyre Oscillation (NPGO)의 변동을 추적하기 위해서, Oceanic Niño Index (ONI)는 Climate Prediction Center of the National Weather Service, 그리고 PDO Index와 NPGO Index는 각각 [research.jisao.washington.edu/pdo](http://research.jisao.washington.edu/pdo)와 [www.o3d.org/npgo](http://www.o3d.org/npgo)에서 제공되는 자료를 사용하였다.

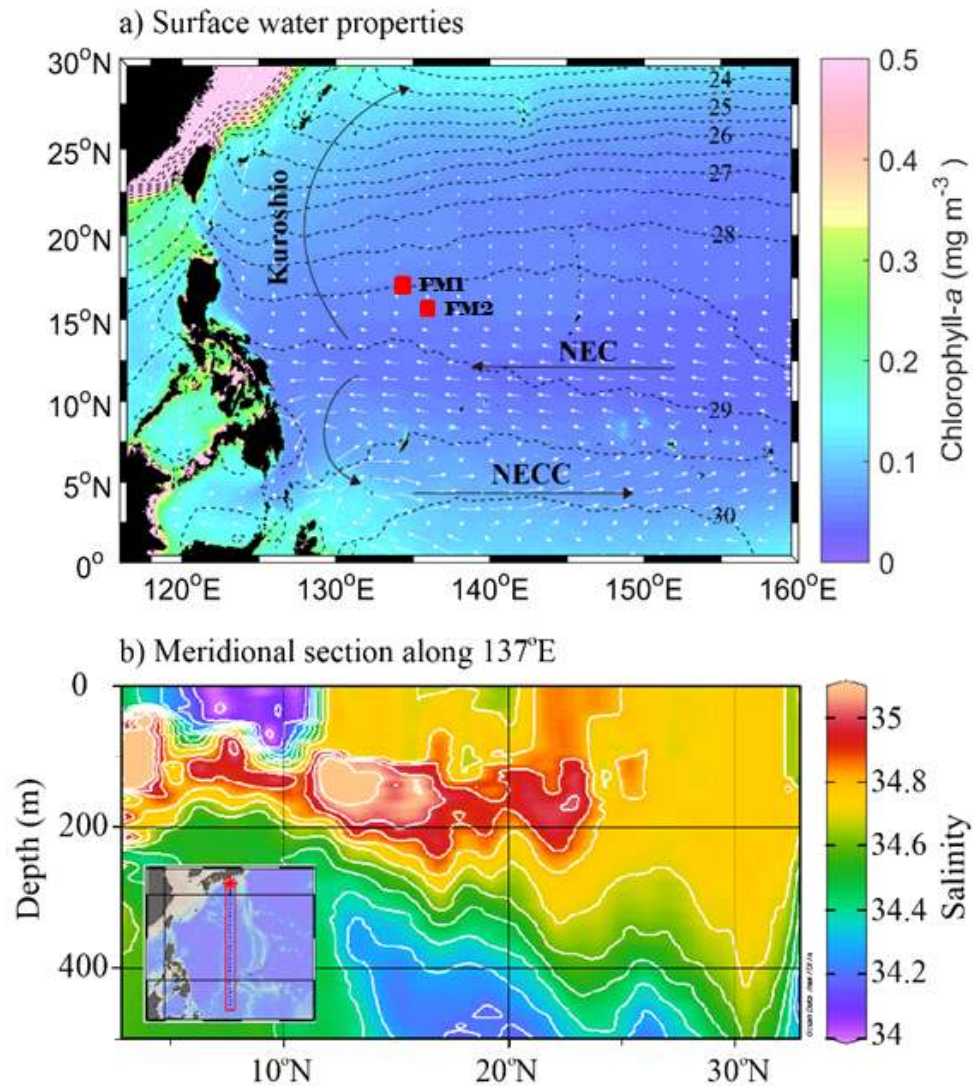


Fig. 9. (a) Mean surface water properties for the 2007-2014 and (b) meridional section of salinity along 137°E. Color shading and contour lines in a) indicate chlorophyll-*a* concentration ( $\text{mg m}^{-3}$ ) and sea surface temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , with an interval of  $0.5^{\circ}\text{C}$ ) acquired from Aqua MODIS. The red symbols in a) are the locations where sediment traps were installed at FM1 ( $134.5^{\circ}\text{E}$  and  $17^{\circ}\text{N}$ ) and FM2 ( $136.0^{\circ}\text{E}$  and  $13.5^{\circ}\text{N}$ ) stations. The NEC and NECC represent the North Equatorial Current and North Equatorial Countercurrent, respectively. Both the color shading and contour lines in b) represent the salinity distribution in January 2014. The salinity data were provided by the Japan Meteorological Agency and an inset figure shows the stations covered along  $137^{\circ}\text{E}$ .

### 3. 결과

각 시료에서 측정된  $SPF_{TM}$ ,  $SPF_{POC}$ ,  $SPF_{PIC}$ , 그리고  $SPF_{OPA}$ 는 채집 기간으로 나눔으로써 일별 플럭스를 구하였고, 연구기간 동안 모든 달들에 대해 일별 플럭스의 월별 평균값을 산출하였다. 10일 이상 성공적으로 시료 채집이 이루어진 달에서 산출된 평균값은 해당 달의 대푯값으로 사용되었다. 이 과정은 침강입자 플럭스와 월별 규모의 대기 및 해양학적 변수들과의 직접적인 비교를 위해 수행되었다.

#### 가. 정점 FM1에서 침강입자 플럭스

2007년 10월부터 2014년 5월까지 평균  $SPF_{TM}$ ,  $SPF_{POC}$ ,  $SPF_{PIC}$ , 그리고  $SPF_{OPA}$ 는 각각  $10.32 \pm 6.18$ ,  $0.89 \pm 0.67$ ,  $7.16 \pm 4.00$ , 그리고  $0.84 \pm 0.69 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  이었다 (Fig. 10 and Table 1). 침강입자 내 생물기원 성분들 중,  $\text{CaCO}_3$ 는 70% 이상을 차지하며 가장 큰 비중을 차지하였고, POC와 Opal은 각각 8%와 6% 이었다. 본 연구에서 관측된 수심 1000m에서의 침강입자 플럭스는 열대와 아열대 북태평양의 유사한 수심에서 수행된 이전 퇴적물 트랩 실험 결과와 유사하였다 (Kawahata *et al.*, 2000; Kempe and Knaack, 1996; Mohiuddin *et al.*, 2002).

정점 FM1에서 침강입자 플럭스는 큰 계절적 그리고 월별 변화를 보였으나, 그 패턴은 매년 다르게 나타났다(Fig. 10). 연구기간 초기 (2007-2011) 동안 침강입자 플럭스는 2-4월에 전반적으로 높은 값을 보였다. 그럼에도 불구하고, 2010년과 2013년과 같이 낮은 침강입자 플럭스를 갖는 해에서는 뚜렷한 여름 피크가 나타났다. 추가적으로, 최근 겨울철 침강입자 플럭스의 상당한 감소로 인해 최대 침강입자 플럭스를 갖는 계절은 겨울에서 여름으로 바뀌었다. 이러한 계절적 패턴을 고려하면, 정점 FM1에서 식물플랑크톤 대번성과 이에 따른 침강입자 플럭스의 증가는 여름과 겨울 동안 발생할 가능성이 높지만, 환경 조건들에 상당히 의존되는 것으로 추정된다. 침강입자 플럭스에서 계절적 변화와 일치하여, 7년 평균 엽록소 농도는 1월과 8월에 뚜렷한 두개의 피크를 보였다. 엽록소 농도와 침강입자 플럭스의 두개의 피크 사이에서 약 한 달의 시차가 관측되었고, 이러한 시차는 다양한 대양에서 수행된 이전 퇴적물 트랩 실험에서 보고되어 왔다 (Boyd *et al.*, 1998; Deuser *et al.*, 1990; Neuer *et al.*, 1997). 전체 관측기간 동안, 연간  $SPF_{TM}$ 은 2008년 최대  $5.25 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 부터 2012년 최소  $1.98 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 까지 약 2.6배의 규모를 갖는 큰 연간 변화를 보였다. 또한, 정점 FM1에서  $SPF_{TM}$ 의 감소를 야기하는 엘리뇨 기간 (2009. 07. - 2010. 05.)을 제외하면 (Kim *et al.*, 2014), 최근 해들에서 평균  $SPF_{TM}$

(2012-2014,  $5.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ )은 연구기간 초기 해들의 값 (2007-2011,  $14.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ )에 비해 명백히 낮았다. 결론적으로, 7년의 전체 관측기간 동안  $\text{SPF}_{\text{TM}}$ ,  $\text{SPF}_{\text{POC}}$ ,  $\text{SPF}_{\text{PIC}}$ ,  $\text{SPF}_{\text{OPA}}$ 는 통계적으로 유의한 감소 경향을 보였다 ( $p < 0.05$ , Fig. 2a-d). 침강 입자들에서 Opal과  $\text{CaCO}_3$  그리고 POC와  $\text{CaCO}_3$ 의 상대적인 몰 (mole) 비 (각각  $\text{SPF}_{\text{OPA}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$ 와  $\text{SPF}_{\text{POC}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$ )는 각각  $>0.01$ -0.34 그리고 0.17-3.44의 범위를 보였으며, 이러한 비들 역시 침강입자 플럭스의 감소 경향과 함께 시간에 따른 감소 경향을 보였다 ( $p < 0.05$ , Fig. 10e).



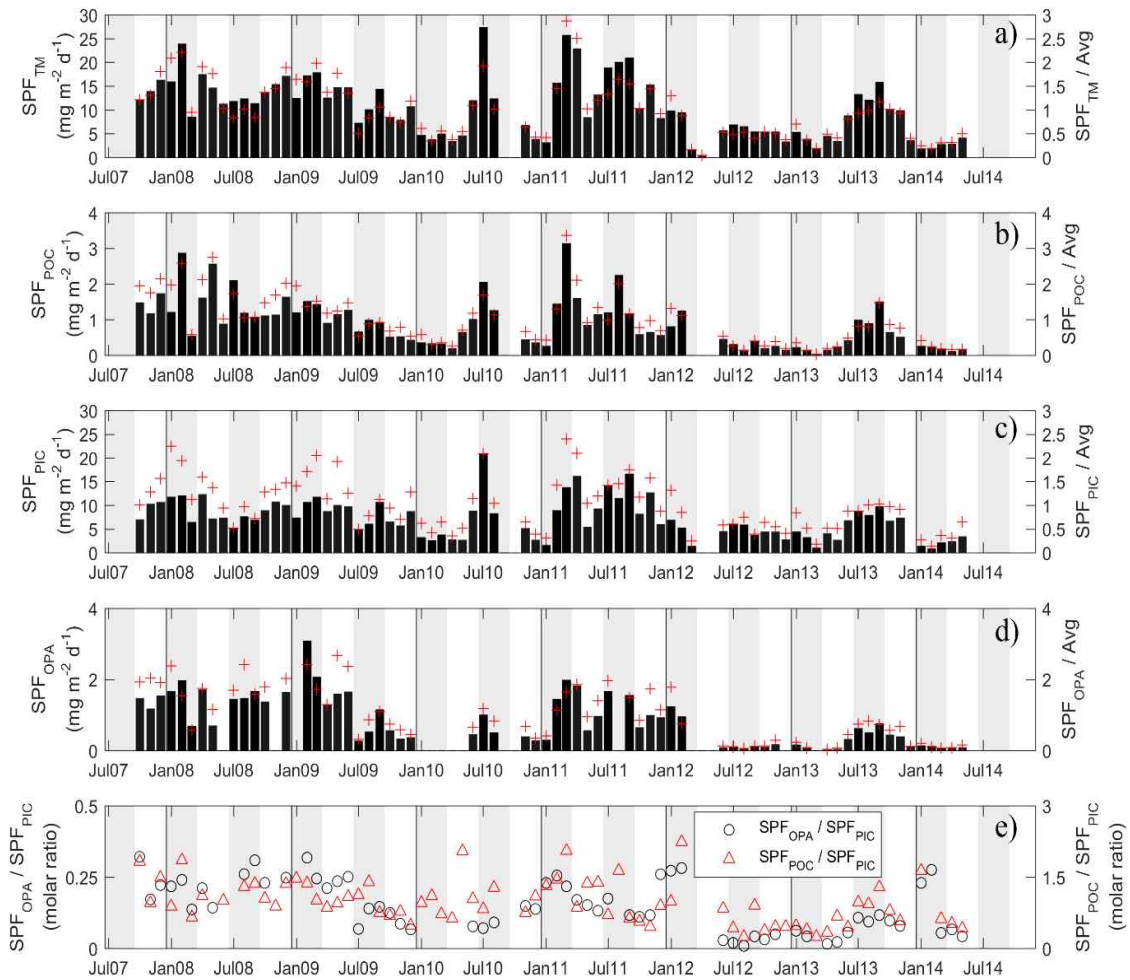


Fig. 10. Chemical analysis results of sediment trap samples collected at FM1 station (a: total mass flux,  $SPF_{TM}$ ; b: particulate organic carbon flux,  $SPF_{POC}$ ; c:  $CaCO_3$  flux,  $SPF_{PIC}$ ; d: biogenic opal flux,  $SPF_{OPA}$ ). Bars (right y-axis,  $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) in a-d indicate observed monthly mean values. Red crosses ( $SPF/Avg$ , left y-axis) represent the ratios of these observed monthly values (SPFs) to the averages (Avg) of the entire monthly value collected in the corresponding calendar months, which can minimize the seasonal fluctuations and better show interannual variability. Note that the values in e) are in molar ratios. Background gray shading was inserted for the winter and summer months to separate the four seasons.

Table 1. Particle flux data recorded at the FM1 station from October 2007 to May 2014.

Cruise	open day	Duration (days)	Flux ( $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )			
			Total mass	POC	$\text{CaCO}_3$	Opal
I	2007-10-11	17	11.55	1.53	6.33	3.10
	2007-10-28	17	14.36	1.21	9.77	3.35
	2007-11-14	17	13.50	1.15	10.67	1.86
	2007-12-01	17	16.14	2.40	9.07	3.37
	2007-12-18	17	16.49	0.93	12.61	3.23
	2008-01-04	17	16.67	1.18	12.83	3.30
	2008-01-21	17	14.53	1.32	9.75	4.03
	2008-02-07	17	31.12	4.16	13.75	4.97
	2008-02-24	18	12.73	0.77	9.60	2.25
	2008-03-13	17	4.50	0.25	3.60	0.53
	2008-03-30	17	17.15	1.64	11.37	4.53
	2008-04-16	17	17.71	1.58	13.15	2.78
	2008-05-03	17	15.43	2.67	6.47	1.33
	2008-05-20	17	12.93	4.61	3.80	0.41
	2008-06-06	10	11.13	3.66	7.18	2.25
II	2008-06-19	17	10.73	0.88	7.30	
	2008-07-06	17	9.54	2.52	2.30	1.19
	2008-07-23	17	16.61	1.97	9.50	1.92
	2008-08-09	17	11.69	0.91	7.73	1.25
	2008-08-26	17	8.30	0.90	4.72	
	2008-09-12	17	12.86	1.18	7.89	1.69
	2008-09-29	17	14.68	1.12	9.60	1.42
	2008-10-16	17	12.64	1.10	8.19	1.32
	2008-11-02	17				
	2008-11-19	17	15.63	1.13	10.94	-
	2008-12-06	17	18.45	1.98	10.16	1.73
	2008-12-23	17	15.22	1.25	9.20	1.47
	2009-01-09	17				
	2009-01-26	17	8.83	1.11	4.86	-
	2009-02-12	17	22.58	1.77	14.40	3.09
	2009-03-01	17	25.23	2.01	16.65	3.11
	2009-03-18	17	8.79	0.71	5.86	0.81
	2009-04-04	17	11.41	0.74	8.29	1.00
	2009-04-21	17	15.55	1.21	10.31	1.86
	2009-05-08	17	14.32	1.07	10.05	1.46
2009-05-25	17	14.75	1.26	9.74	1.65	
III	2009-07-03	17	6.15	0.55	4.45	0.17
	2009-07-20	17	7.53	0.72	4.79	0.17
	2009-08-06	17	10.34	1.14	5.66	0.63
	2009-08-23	17	10.93	0.86	7.61	-
	2009-09-09	17	16.46	1.00	12.24	1.23
	2009-09-26	17	12.97	0.74	9.94	0.91
	2009-10-13	17	5.29	0.36	4.09	0.32
	2009-10-30	17				

	2009-11-16	17	7.86	0.53	5.65	0.33
	2009-12-03	17	14.03	0.45	11.90	0.44
	2009-12-20	17	6.45	0.38	4.76	0.25
	2010-01-06	17	4.20	0.37	2.74	-
	2010-01-23	17	4.48	0.32	3.34	-
	2010-02-09	17	3.04	0.30	2.04	-
	2010-02-26	17	5.68	0.55	3.70	-
	2010-03-15	17	4.33	0.13	3.75	-
	2010-04-01	17	3.30	0.13	2.83	-
	2010-04-18	17	3.51	0.29	2.58	-
	2010-05-05	17	4.92	0.69	3.03	-
	2010-05-22	12	4.30	0.73	2.20	-
IV	2010-06-03	18	8.34	0.67	6.19	0.35
	2010-06-21	18	20.09	1.68	14.91	0.65
	2010-07-09	18	30.58	2.21	23.44	1.17
	2010-07-27	18				
	2010-08-14	18	12.32	1.26	8.21	0.50
	2010-09-01	18				
	2010-09-19	18				
	2010-10-07	18				
	2010-10-25	18	12.33	0.76	9.46	0.45
	2010-11-12	18	3.43	0.24	2.66	0.35
	2010-11-30	18	5.08	0.47	3.62	0.43
	2010-12-18	18	2.35	0.20	1.51	0.09
	2011-01-05	18	2.72	0.20	1.47	-
	2011-01-23	18	4.30	0.39	1.91	0.38
	2011-02-10	18	20.71	1.82	12.21	1.96
	2011-02-28	18	26.04	3.86	11.50	1.82
	2011-03-18	18	25.32	2.27	16.47	2.18
	2011-04-05	18	27.31	1.75	19.65	2.12
	2011-04-23	18	11.68	0.93	7.97	0.95
	2011-05-11	9	6.03	0.40	3.87	0.54
V	2011-05-20	18	7.50	1.11	4.46	0.27
	2011-06-07	18				
	2011-06-25	18	18.88	1.19	14.16	1.67
	2011-07-13	18				
	2011-07-31	18				
	2011-08-18	18	20.02	2.24	11.44	3.90
	2011-09-05	18	28.13	1.35	23.12	2.16
	2011-09-23	18	5.31	0.23	4.43	0.20
	2011-10-11	18	12.79	0.78	10.04	0.89
	2011-10-29	18	11.24	0.56	8.98	0.71
	2011-11-16	18	19.39	0.74	16.34	1.28
	2011-12-04	18	7.88	0.57	5.56	0.95
	2011-12-22	18	5.62	0.49	3.67	0.77
	2012-01-09	18	11.93	1.00	8.41	1.51
	2012-01-27	18	8.81	0.60	6.47	0.99
	2012-02-14	19	9.96	1.76	4.29	0.93
	2012-03-04	18	0.38	-	-	-

	2012-03-22	18	0.91	-	-	-
	2012-04-09	18	0.13	-	-	-
	2012-04-27	18				
	2012-05-15	18				
VI	2012-06-18	18	5.71	0.45	4.52	-
	2012-07-06	18	8.01	0.36	7.10	-
	2012-07-24	18	5.01	0.10	4.49	-
	2012-08-11	18	7.81	0.15	7.26	-
	2012-08-29	18	3.17	0.25	2.47	-
	2012-09-16	18	7.66	0.56	4.86	-
	2012-10-04	18	5.91	0.19	4.99	-
	2012-10-22	18	3.57	0.11	3.15	-
	2012-11-09	18	6.76	0.36	5.31	-
	2012-11-27	18	3.14	0.10	2.76	-
	2012-12-15	18	3.50	0.20	2.81	-
	2013-01-02	18	6.90	0.24	5.80	-
	2013-01-20	18	3.10	0.18	2.35	-
	2013-02-07	18	4.74	0.16	3.99	-
	2013-02-25	18	1.10	0.03	1.00	-
	2013-03-15	18	2.19	0.80	0.55	-
	2013-04-02	18	5.52	0.16	4.94	-
	2013-04-20	18	2.99	0.13	2.46	-
	2013-05-08	18	3.48	0.24	2.71	-
VII	2013-06-01	18	4.64	0.16	3.81	0.09
	2013-06-19	18	15.00	0.78	11.32	0.65
	2013-07-07	18	13.31	1.11	8.25	0.67
	2013-07-25	18	11.52	0.84	7.71	0.49
	2013-08-12	18	11.99	0.85	7.85	0.48
	2013-08-30	18	15.25	1.52	9.44	0.69
	2013-09-17	18	16.45	1.46	10.07	0.84
	2013-10-05	18	9.32	0.60	5.84	0.43
	2013-10-23	18	8.78	0.40	6.86	0.28
	2013-11-10	18	10.44	0.57	7.59	0.45
	2013-11-28	18				
	2013-12-16	18	3.61	-	-	0.10
	2014-01-03	18	1.09	0.24	-	0.10
	2014-01-21	18	2.80	0.28	1.40	0.22
	2014-02-08	18	1.48	0.26	0.46	0.10
	2014-02-26	18	2.18	0.07	1.76	0.07
	2014-03-16	18	3.24	0.24	2.36	0.08
	2014-04-03	18	1.95	0.12	1.44	0.09
	2014-04-21	18	4.37	0.08	4.00	0.05
	2014-05-09	18	4.01	0.19	3.07	0.11

#### 나. 정점 FM2에서 침강입자 플럭스

2009년 7월부터 2014년 5월까지 평균  $SPF_{TM}$ ,  $SPF_{POC}$ ,  $SPF_{PIC}$ , 그리고  $SPF_{OPA}$ 는 각각  $9.88 \pm 5.10$ ,  $0.78 \pm 0.48$ ,  $6.74 \pm 3.51$ , 그리고  $0.28 \pm 0.27 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 이었다 (Fig. 11 and Table 2). 북태평양의 아열대 지역에서 수행된 이전 퇴적물 트랩 실험 결과들과 일치하여,  $\text{CaCO}_3$  (68%)는 POC (8%)와 Opal (7%) 보다 높은 비중을 차지하였다. 정점 FM2에서 침강입자 플럭스 역시 뚜렷한 계절적 그리고 연간 변화를 보였다 (Fig.11).  $SPF_{TM}$ ,  $SPF_{POC}$ ,  $SPF_{PIC}$ , 그리고  $SPF_{OPA}$ 는 2009년과 2010년에 뚜렷한 여름철 단일 피크를 보였지만, 이 피크는 2011년에 거의 사라졌고 이후 뚜렷하지 않았다. 5년 평균  $SPF_{TM}$ 과 엽록소 농도 사이에서 약 한 달의 시차를 갖는 유사한 계절성이 나타났다. 추가적으로, 연간  $SPF_{TM}$ 은 2010년 최대  $4.72 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 부터 2014년 최소  $1.76 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 까지 유의한 감소 경향을 보였다 ( $p < 0.05$ , Fig. 11a). 침강입자들의  $SPF_{OPA}/SPF_{PIC}$ 와  $SPF_{POC}/SPF_{PIC}$  비는 각각 0.04-3.84 그리고 0.45-3.87의 범위를 보였고, 시간에 따른 뚜렷한 변화 경향은 나타나지 않았다 (Fig. 11e).

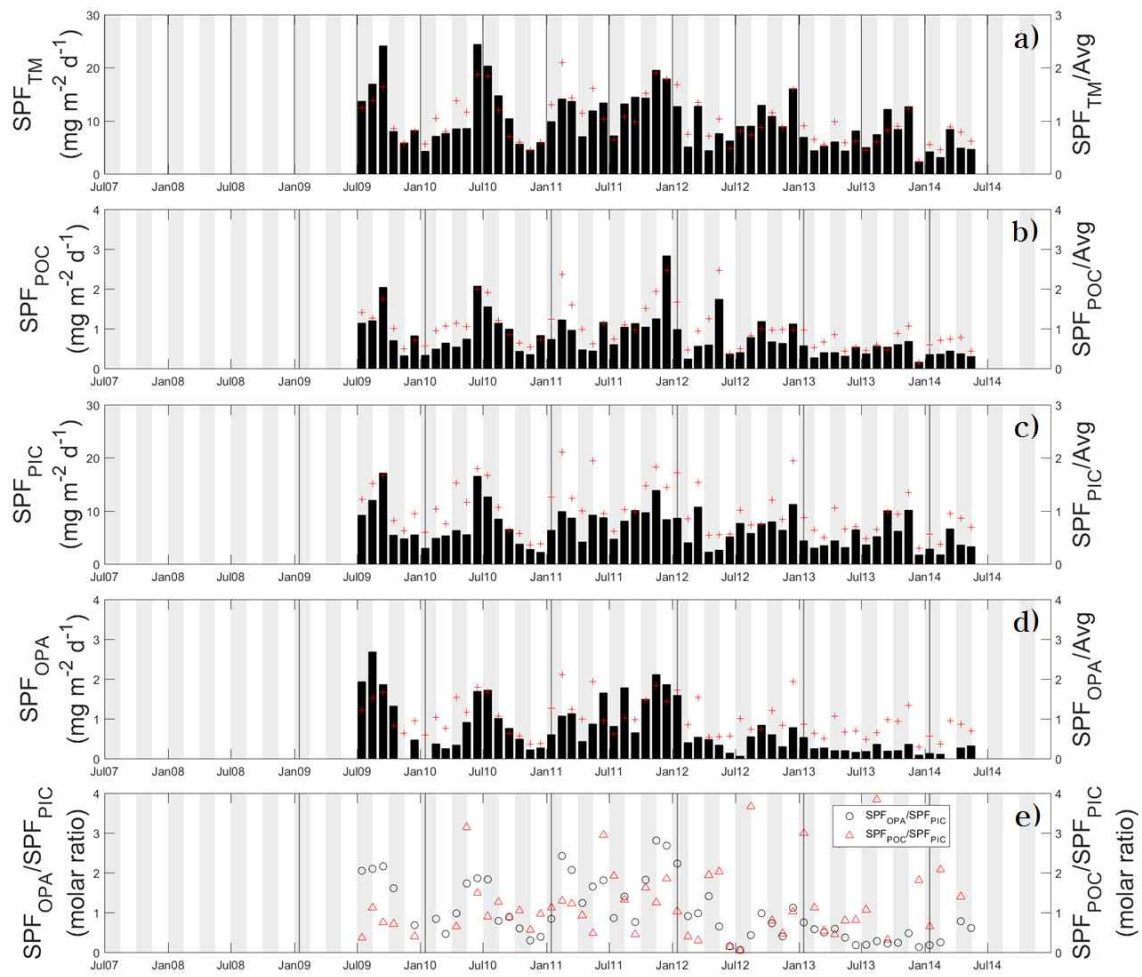


Fig. 11. Chemical analysis results of sediment trap samples collected at FM2 station. a) total mass flux ( $SPF_{TM}$ ), b) particulate organic carbon flux ( $SPF_{POC}$ ), c)  $CaCO_3$  flux ( $SPF_{PIC}$ ), d) bioogenic opal flux ( $SPF_{OPA}$ ), and e) molar ratios.

Table 2. Particle flux data recorded at the FM2 station from July 2009 to May 2014.

Cruise	open day	Duration (days)	Flux ( $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )			
			Total mass	POC	CaCO <sub>3</sub>	Opal
III	2009-07-03	17	10.31	1.05	6.63	1.61
	2009-07-20	17	17.03	1.23	11.75	2.26
	2009-08-06	17	17.74	1.28	12.47	2.20
	2009-08-23	17	16.07	1.11	11.54	3.15
	2009-09-09	17	31.46	1.89	24.44	1.78
	2009-09-26	17	16.77	2.19	9.81	1.94
	2009-10-13	17	10.85	1.05	6.85	1.32
	2009-10-30	17	5.13	0.34	4.00	-
	2009-11-16	17	5.84	0.32	4.75	-
	2009-12-03	17	8.30	0.63	6.07	0.47
	2009-12-20	17	8.10	1.00	4.89	-
	2010-01-06	17	4.24	0.33	2.96	-
	2010-01-23	17				
	2010-02-09	17				
	2010-02-26	17	7.09	0.49	4.85	0.37
	2010-03-15	17	7.64	0.64	5.32	0.25
	2010-04-01	17	7.83	0.45	5.86	0.33
	2010-04-18	17	9.13	0.64	6.75	0.34
	2010-05-05	17	7.26	0.49	5.21	0.72
	2010-05-22	12	9.85	0.99	5.83	1.10
IV	2010-06-03	18	19.17	1.95	11.76	1.36
	2010-06-21	18	29.62	2.20	21.33	2.03
	2010-07-09	18	21.57	1.82	12.82	2.14
	2010-07-27	18	19.06	1.28	12.45	1.30
	2010-08-14	18	14.73	1.14	8.47	1.01
	2010-09-01	18	10.58	1.00	6.72	0.88
	2010-09-19	18	10.23	0.99	6.32	0.65
	2010-10-07	18	4.40	0.33	3.10	0.42
	2010-10-25	18	6.80	0.53	4.38	0.57
	2010-11-12	18	6.06	0.48	3.91	0.22
	2010-11-30	18	2.96	0.21	1.60	-
	2010-12-18	18	5.92	0.83	2.21	0.27
	2011-01-05	18	5.39	0.34	3.77	0.24
	2011-01-23	18	14.30	1.11	8.94	0.96
	2011-02-10	18	7.71	0.62	5.10	0.60
	2011-02-28	18	20.53	1.82	14.67	1.54
	2011-03-18	18	13.67	0.96	8.66	1.13
	2011-04-05	18	8.41	0.61	5.31	0.55
	2011-04-23	18	5.63	0.33	2.96	0.30
	2011-05-11	9	2.03	0.09	1.06	-
V	2011-05-20	18	21.72	0.78	17.38	0.87
	2011-06-07	18	5.19	0.45	2.96	0.88
	2011-06-25	18	21.56	1.87	14.50	2.42
	2011-07-13	18	7.57	0.59	5.02	0.81

	2011-07-31	18	6.77	0.60	4.35	0.82
	2011-08-18	18	13.18	1.04	8.08	1.78
	2011-09-05	18	20.04	1.61	14.10	0.56
	2011-09-23	18	8.89	0.64	6.11	0.74
	2011-10-11	18	14.73	1.23	9.41	2.09
	2011-10-29	18	13.86	0.85	9.95	0.89
	2011-11-16	18	19.53	1.25	13.86	2.11
	2011-12-04	18	18.29	1.41	11.45	2.42
	2011-12-22	18	17.55	4.26	5.29	1.31
	2012-01-09	18	18.44	1.57	12.11	2.26
	2012-01-27	18	6.96	0.39	5.13	0.91
	2012-02-14	19	5.08	0.24	4.01	0.40
	2012-03-04	18	17.45	0.68	14.96	0.65
	2012-03-22	18	8.05	0.45	6.51	0.42
	2012-04-09	18	4.61	0.59	2.49	0.48
	2012-04-27	18	4.14	0.59	1.98	-
	2012-05-15	18	7.60	1.74	2.60	0.34
VI	2012-06-18	18	6.21	0.37	5.13	-
	2012-07-06	18	4.86	0.26	4.00	-
	2012-07-24	18	13.03	0.54	11.32	-
	2012-08-11	18	12.12	1.06	7.85	-
	2012-08-29	18	5.87	0.50	3.69	-
	2012-09-16	18	12.94	1.18	7.58	-
	2012-10-04	18	11.53	0.68	8.43	-
	2012-10-22	18	10.14	0.65	7.46	-
	2012-11-09	18	3.91	0.28	2.96	-
	2012-11-27	18	13.88	0.98	9.75	-
	2012-12-15	18	16.06	1.12	11.23	-
	2013-01-02	18	7.98	0.66	5.28	-
	2013-01-20	18	5.83	0.48	3.46	-
	2013-02-07	18	4.02	0.29	2.57	-
	2013-02-25	18	4.71	0.25	3.44	-
	2013-03-15	18	5.23	0.40	3.45	-
	2013-04-02	18	6.42	0.38	4.74	-
	2013-04-20	18	5.62	0.43	3.98	-
	2013-05-08	18	4.31	0.31	3.11	-
VII	2013-06-01	18	4.74	0.51	3.10	0.18
	2013-06-19	18	11.47	0.58	9.81	0.15
	2013-07-07	18	5.53	0.34	4.29	-
	2013-07-25	18	4.39	0.40	2.91	0.18
	2013-08-12	18	9.07	0.75	6.18	0.36
	2013-08-30	18	5.75	0.38	4.13	-
	2013-09-17	18	12.16	0.54	10.04	0.19
	2013-10-05	18	8.21	0.69	5.56	-
	2013-10-23	18	8.55	0.52	6.79	0.20
	2013-11-10	18	17.33	0.87	14.30	-
	2013-11-28	18	7.96	0.50	5.97	0.36
	2013-12-16	18	2.32	0.16	1.70	0.09
	2014-01-03	18	4.22	0.32	2.88	0.15



2014-01-21	18	4.08	0.37	2.73	0.11
2014-02-08	18	3.65	0.36	2.44	-
2014-02-26	18	2.56	0.37	1.02	0.11
2014-03-16	18	8.38	0.44	6.62	-
2014-04-03	18	6.54	0.42	4.95	0.20
2014-04-21	18	3.18	0.32	2.17	0.33
2014-05-09	18	4.62	0.30	3.25	0.32

#### 4. 토의

두 정점 모두에서  $SPF_{TM}$ 에 대한 생물기원 성분들 (POC,  $CaCO_3$  and Opal)의 상당한 기여 (>80%)와  $SPF_{TM}$ 와 표층 엽록소 농도 사이에서 유사한 계절성을 고려하면, 수심 1000m에서 침강입자 플럭스는 표층 해양의 생물과 밀접한 연관성을 가지는 것으로 예상된다. 이러한 점에서, 연구지역에서 해양 생산성을 조절하는 요인을 파악함으로써 본 연구에서 관측된  $SPF_{TM}$ 의 큰 연간 변화에 대한 원인을 추적할 수 있을 것이다. 대부분의 열대와 아열대 해양에서 식물플랑크톤의 생산성을 조절하는 기본 요인은 영양염 이용도이고 (Karl *et al.*, 1997; Limsakul *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2010), 이는 보다 높은 영양염이 공급되는 계절에서 엽록소와  $SPF_{TM}$ 의 피크에 의해 입증되었다. 따라서, 우리는 관측된 침강입자 플럭스의 변화는 영양염 이용도의 변화에 의해 주로 야기되었다고 가정하였다.

그러나, 정점 간 지리학적 유사성 (>3°N)에도 불구하고, 정점 FM1과 FM2 사이에서 침강입자 플럭스의 계절적 그리고 월별 변화는 차이를 보였다 (Figs. 10 and 11). 이 차이는 열대와 아열대 환류의 경계면 근처에 위치한 연구지역의 역동적인 해양 조건에 의해 초래되었을 것이며, 이는 영양염 이용도를 결정하는 주요 요인들이 국지적으로 다양하다는 것을 의미한다. 따라서, 우리는 각 정점에서 영양염 이용도의 변화를 조절하는 주요 요인을 찾기 위해 노력하였다.

#### 가. 정점 FM1에서 침강입자 플럭스의 시간적 변화에 대한 가능한 원인들

##### (1) 침강입자 플럭스의 시간적 변화에 대한 주 요인인 영양염 이용도의 변화

영양염 이용도와 연관된 주요 물리적 특성들에는 바람과 표층수온이 포함된다. 바람은 영양염의 표층 해류와 환류 순환을 통한 수평적 이동과 혼합층 깊이의 증가와 용승을 통한 수직적 유입에 대한 주요 기여자이다. 표층수온은 수직적인 밀

도 변화와 혼합층 깊이를 조절함으로써 영양염 이용도와 연관된 주요 수리학적 특성이기 때문이다. 일반적으로, 북태평양의 빈영양 수괴에서 겨울 냉각, 강한 바람 그리고 이에 따른 혼합층 깊이의 깊어짐은 영양염 이용도와 식물플랑크톤 생산성을 증가시킨다. 또한, 질소고정에 의한 여름 식물플랑크톤 번성 역시 관측되어 왔다 (Karl *et al.*, 1997; Karl *et al.*, 2012; Karl and Letelier, 2008; Wilson, 2003; Wilson *et al.*, 2008). 이러한 특징들은 우리의 침강입자 플럭스에서 관측된 여름과 겨울 피크들을 설명할 수 있다.  $\delta^{15}\text{N}$  값들은 침강입자 플럭스의 계절적 증가가 겨울과 여름에서 각각 혼합층 깊이의 깊어짐과 질소고정에 의한 것임을 지시하였다 (Fig. 12c).  $\delta^{15}\text{N}$  값은 수직 혼합이 발생하는 2월, 3월, 12월에 심층수의 질산염의 값 (5-6‰)과 유사한 반면, 다른 계절에서는 5-6‰보다 전반적으로 낮았고, 이는 대기 중 질소의 보다 가벼운  $\delta^{15}\text{N}$  값이 기여하였음을 지시한다 (Sigman *et al.*, 2009). 그러므로, 침강입자 플럭스의 계절성은 영양염 이용도에 의해 명백히 조절되고, 따라서 영양염 공급에서 계절적 변화가 침강입자 플럭스 피크의 계절적 발생에 대한 변화를 초래하는 것으로 예상된다.

동일한 맥락에서, 침강입자 플럭스의 시간에 따른 감소 경향은 영양염 이용도의 감소에 의해 기인되었을 것이고, 이는 시간에 따른  $\text{SPF}_{\text{OPA}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$  비의 감소에 의해 지지되었다 (Fig. 10e). 모든 생물기원 성분들이 시간에 따라 감소하였기 때문에,  $\text{SPF}_{\text{OPA}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$  비의 감소는 diatom (즉, Opal)의 상대적인 풍부도가 coccolithophore (즉,  $\text{CaCO}_3$ )를 포함하는 다른 작은 플랑크톤에 비해 더 큰 규모로 감소하였음을 지시한다. diatom은 영양염에 대한 큰 수요량에 의해 이용 가능한 영양염을 효율적으로 이용하고, 영양염을 고갈시킨 후 사라진다 (Arrigo, 2005; Cermeño *et al.*, 2008). 대조적으로, coccolithophore를 포함하는 보다 작은 플랑크톤 종들은 영양염에 대한 높은 친화력을 가지며, 낮은 영양염 조건에서도 성장을 유지한다 (Arrigo, 2005; Cermeño *et al.*, 2008). 이러한 대조적인 두 플랑크톤 그룹의 물리적 그리고 생태학적 특성들을 토대로, diatom의 상대적인 풍부도의 감소는 해수 중 영양염 농도의 감소로써 설명할 수 있다. Ishida *et al.* (2009)는 북태평양의 아열대 두 지역 (22.5°N과 25°N)에서의 퇴적물 트랩 실험으로부터 유사한 결과를 보고하였고, 1997-2005년 동안  $\text{SPF}_{\text{OPA}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$  비가 감소하여 왔음을 보여주었다. 이와 우리 결과를 함께 고려한다면, 열대와 아열대 북태평양에서  $\text{SPF}_{\text{OPA}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$  비는 지난 18년 동안 감소하여 왔으며, 이는 이 해역에서 보고된 영양염 이용도의 장기적인 감소와 일치하였다 (Kwon *et al.*, 2016; Watanabe *et al.*, 2005). Deuser *et al.* (1995) 역시 1978-1991년 동안 북대서양에서  $\text{SPF}_{\text{OPA}}/\text{SPF}_{\text{PIC}}$  비의 유사한 감소를 보고하였다.

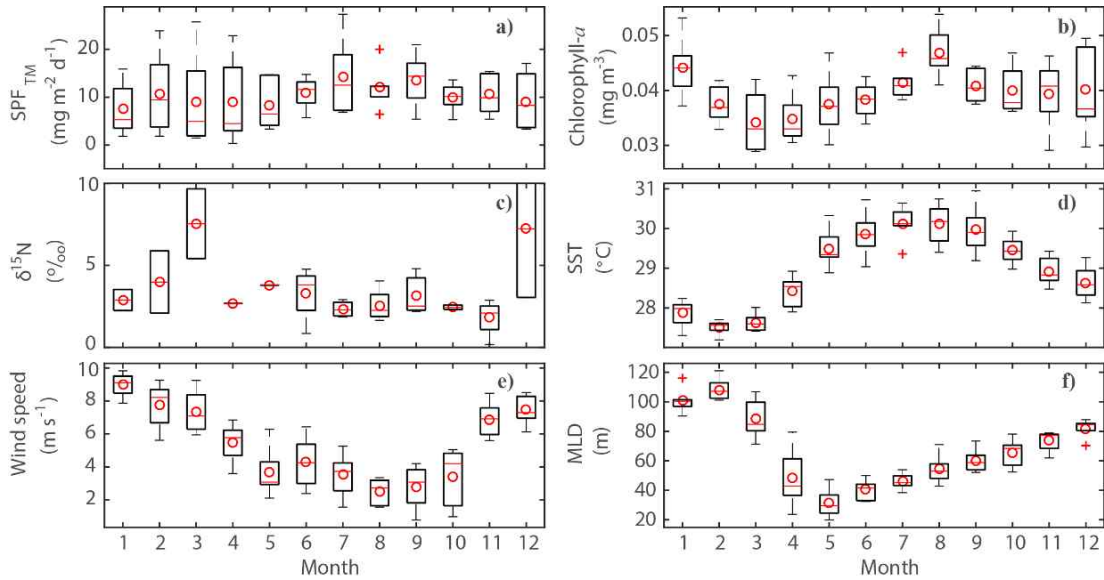


Fig. 12. Monthly variations in a) total mass flux (SPFTM,  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ), b) chlorophyll-*a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ), c)  $\delta^{15}\text{N}$  (‰), d) sea surface temperature (SST,  $^{\circ}\text{C}$ ), e) wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ), and f) mixed layer depth (MLD, m) at FM1 station. Red circles and horizontal bars indicate the mean and median values for the study period, respectively. The edges of the boxes are the 25th and 75th percentiles. Red crosses are outliers. Some of outliers are not even included in the y-axis range.

## (2) 영양염 이용도와 침강입자 플럭스를 조절하는 요인

표층 해양에서 생지화학적 과정들과 해양 생산성에 중요한 역할을 하는 다양한 요인들은 관측된 침강입자 플럭스의 계절적 그리고 연간 변화를 조절하는 주요 요인을 알아보기 위해 사용되었다. 그러나, 이러한 요인들에 대한 7년간의 장기 기록과 침강입자 플럭스 자료와의 직접적인 비교는 영양염 이용도와 관련된 어떠한 대기 및 해양학적 요인들도 단일로는 관측된 침강입자 플럭스의 시간적 변화를 설명하지 못하였다. 그러므로, 다양한 요인들이 영양염 이용도, 해양 생산성 그리고 침강입자 형성의 시간적 변화에 관여되었을 것이다. 이러한 경우에서 단순한 상관 분석만으로는 주요 조절 요인을 찾기 어렵고, 요인분석 (Factor analysis)은 자료의 차원을 줄임으로써 다양한 기원과 과정들에 의한 복잡한 시스템을 단순화시키기 때문에 유용하다. 따라서, 침강입자 플럭스의 시간적 변화에 대한 주요 원인을 찾기 위해 요인분석을 수행하였다.

요인분석에 포함된 변수들은  $\text{SPFTM}$ , 혼합층 깊이, 표층수온, vertical Ekman velocity ( $W_{\text{EK}}$ ), eddy kinetic energy (EKE), 그리고 current-U이었다.  $W_{\text{EK}}$ 는 다음

의 식을 사용하여 계산하였다 (Marshall and Plumb, 2007; Tomczak and Godfrey, 1994) :

$$W_{EK} = [\partial(\tau_y/f)/\partial x - \partial(\tau_x/f)/\partial y]/\rho_{sw} \quad (1)$$

$$\tau_x = \rho_{air} \times C_D \times W_{10} \times u_w \quad (2)$$

$$\tau_y = \rho_{air} \times C_D \times W_{10} \times v_w \quad (3)$$

여기서,  $f$ 는 Coriolis parameter이고,  $\tau_x$ 와  $\tau_y$ 는 각각 zonal과 meridional wind stress이다.  $\rho_{air}$ ,  $\rho_{sw}$ ,  $C_D$ ,  $W_{10}$ ,  $u_w$  그리고  $v_w$ 는 각각 대기 ( $1.2 \text{ kg m}^{-3}$ )와 해수 ( $1027 \text{ kg m}^{-3}$ )의 밀도, 항력 계수 (drag coefficients, Large and Pond, 1981), 10m 높이에서의 wind speed, 그리고 zonal과 meridional wind vector이다. 양의  $W_{EK}$  값은 에크만 용승을 의미한다. EKE는 다음의 식을 이용하여 계산하였다 (Cheng and Qi, 2010; Trusenkova, 2014) :

$$EKE = (u'^2 + v'^2) \quad (4)$$

여기서,  $u'^2$ 와  $v'^2$ 는 각각 zonal과 meridional geostrophic velocity anomaly이다. 추가적으로, 이러한 대기 및 해양학적 요인들은 기후 변동에 의해 변화할 수 있다. 특히, 3가지 기후모드, ENSO, PDO 그리고 NPGO는 북태평양의 생지화학에 명백하게 영향을 미치는 것으로 알려져 왔고 (Behrenfeld *et al.*, 2006; Di Lorenzo *et al.*, 2013; Di Lorenzo *et al.*, 2008; Hou *et al.*, 2014; Mantua *et al.*, 1997; Thomas *et al.*, 2012 ). 따라서 이들의 변동을 추적하기 위한 ONI, PDO 그리고 NPGO Index도 함께 고려하였다. 요인분석에서  $SPF_{POC}$ ,  $SPF_{PIC}$ , 그리고  $SPF_{OPA}$ 는 포함되지 않았고, 이들이  $SPF_{TM}$ 과 높은 상관성을 가지므로  $SPF_{TM}$ 이 대표할 수 있기 때문이다 ( $r>0.8$ ,  $p<0.01$ ).

Table 3. Correlation table among variables used for factor analysis at FM1 station.  $SPF_{TM}$ , ONI, PDO, NPGO, EKE,  $W_{EK}$ , MLD, SST, and Current-U represent total mass flux, Oceanic Niño Index, Pacific Decadal Oscillation, North Pacific Gyre Oscillation, eddy kinetic energy, vertical Ekman velocity, mixed layer depth, sea surface temperature, and zonal component of current, respectively.

	$SPF_{TM}$	SST	MLD	Current -U	ONI	PDO	$W_{EK}$	EKE	NPGO
$SPF_{TM}$		0.178	-0.132	-0.052	<b>-0.329</b>	<b>-0.452</b>	0.213	0.078	0.060
SST	0.178		<b>-0.720</b>	<b>0.291</b>	-0.022	<b>-0.312</b>	<b>0.557</b>	<b>0.217</b>	<b>0.204</b>
MLD	-0.132	<b>-0.720</b>		<b>-0.546</b>	-0.135	0.023	<b>-0.302</b>	<b>-0.350</b>	-0.144
Current -U	-0.052	<b>0.291</b>	<b>-0.546</b>		0.062	0.046	0.108	<b>0.319</b>	0.124
ONI	<b>-0.329</b>	-0.022	-0.135	0.062		<b>0.462</b>	0.028	0.059	0.165
PDO	<b>-0.452</b>	<b>-0.312</b>	0.023	0.046	<b>0.462</b>		<b>-0.202</b>	-0.120	<b>-0.237</b>
$W_{EK}$	0.213	<b>0.557</b>	<b>-0.302</b>	0.108	0.028	<b>-0.202</b>		<b>0.188</b>	0.033
EKE	0.078	<b>0.217</b>	<b>-0.350</b>	<b>0.319</b>	0.059	-0.120	<b>0.188</b>		0.178
NPGO	0.060	<b>0.204</b>	-0.144	0.124	0.165	<b>-0.237</b>	0.033	0.178	

전체 월별 자료 ( $n=80$ )는 전체 변화의 가장 큰 부분을 설명하는 첫 번째 요인 ( $F1_{ANN}$ , ~30%)이 뚜렷한 계절성을 갖는 혼합층 깊이, 표층수온,  $W_{EK}$ , 그리고 current-U와 높은 상관관계가 있음을 보여주었다 (Table 4). 대조적으로, PDO index와 ONI는  $SPF_{TM}$ 과 함께 전체 변화의 ~20%를 설명하는 두 번째 요인 ( $F2_{ANN}$ )에 대해 높은 가중 (>0.7)을 보였다. 이 결과는 동일한 지역에서 침강입자 플럭스에 대한 ENSO의 역할을 강조한 Kim *et al.* (2014)의 결과와 일치하였다. NPGO index는  $SPF_{TM}$ 과 연관성을 보이지 않았다.  $SPF_{TM}$ 과 3가지 기후 index 사이에서 이러한 연관성은 장기적인 위성 열복소 자료를 사용하여 발견된 관계와 일치하였다 (Hou *et al.*, 2014). 이 일치성은 침강입자 플럭스의 변화 원인과 표층에서 식물플랑크톤 생산성과 심층에서 침강입자 플럭스 사이에서 밀접한 연관성을 결정하기 위해 요인 분석을 사용한 우리의 선택을 지지한다.

각 계절에서  $SPF_{TM}$ 과 연관된 요인들을 구분하기 위해서, 우리는 관측 자료를 4계절 (겨울 1-3월, 봄 4-6월, 여름 7-9월 그리고 가을 10-12월)로 구분하였고 각 계절별로 요인분석을 수행하였다 (Fig. 13 and Table 4).  $SPF_{TM}$ 의 연간 감소를 갖는 겨울과 봄동안 첫 번째 요인들 (각각  $F1_{WIN}$ 과  $F1_{SPR}$ )은 PDO index,  $SPF_{TM}$ , 그리고 EKE와 높은 연관성을 가졌고, 이는 PDO와 EKE가  $SPF_{TM}$ 에서 관측된 연간 감소와 연관되었을 가능성을 지시한다. 여름동안 전체 변화의 31%를 설명하는 첫

번째 요인 ( $F1_{SUM}$ )은  $SPF_{TM}$ , ONI, 그리고 current-U와 높은 상관성을 보였다. 마지막으로, 가을동안  $SPF_{TM}$ 과 PDO index는 4번째 요인 ( $F4_{AUT}$ )과 반대의 부호를 갖는 높은 가중을 보였다. 전반적으로, PDO 변동과 상관성을 갖는 요인들은 겨울, 봄, 그리고 가을에서  $SPF_{TM}$ 와 밀접한 연관성을 가지는 반면, 여름철  $SPF_{TM}$ 은 ENSO, 혼합층 깊이, 그리고 current-U와 연관을 갖는 요인들에 의해 주로 조절되었다. 추가적으로,  $SPF_{TM}$ 과 높은 상관성을 보이는 요인들은 가을을 제외한 모든 계절 동안 전체 변화의 가장 큰 부분을 차지하였다. 이후부터 우리는 침강입자 플럭스의 연간 감소를 보이는 겨울과 봄철의 결과에 대해 주로 초점을 두었다.

$F1_{WIN}$ 과  $F1_{SPR}$ 은  $SPF_{TM}$ 과 다른 부호의 상관성을 보였고, 이는 두 계절에서  $SPF_{TM}$ 의 감소는 다른 과정들에 의한 것임을 지시한다.  $SPF_{TM}$ 의 감소가 영양염 이용도의 감소에 의한 것임을 고려하면,  $F1_{WIN}$ 은 수층의 영양염 결핍을 강화시키는 과정인 반면,  $F1_{SPR}$ 과  $SPF_{TM}$  사이에서 양의 상관성은 영양염 공급이나 영양염 제거를 제한하는 과정이 봄동안 억제되었음을 지시한다. 반대로, EKE만이  $F1_{WIN}$ 과  $F1_{SPR}$  모두에서 양의 상관성을 보였다. 낮은 영양염 농도를 갖는 환경에서 eddy가 생물학적 생산을 증가시킨다는 일반적인 관점에 따라, 높은 EKE는 가장 얇은 혼합층 깊이를 갖는 봄동안 보다 많은 영양염을 유입하였을 것이다 (Fig. 12f).  $W_{EK}$ 와  $F1_{SPR}$  사이에서 양의 연관성 역시 동일한 방법으로 해석할 수 있다. 추가적으로, 봄철  $SPF_{TM}$ 의 감소는 같은 기간 동안 혼합층 깊이의 얕아짐으로 설명할 수 있다 (Fig. 13e). 그러나, 영양염 결핍이 확대되었을 것으로 예상되는 겨울에서 EKE가  $F1_{WIN}$ 과 양의 연관성을 갖는 것은 반직관적이다. 만약 영양염 농도의 시간에 따른 감소가 겨울철 혼합층 깊이 아래의 심층에서 일어난다면, 이 불일치는 수용될 수 있다. 즉, eddy 활동으로 인한 더 깊은 혼합은 심층 영양염의 최근 감소로 인해 과거보다 상대적으로 낮은 영양염을 공급할 수 있다. 실제로, Ishida *et al.* (2009)는 북서태평양에서 엽록소 최대 수심이 깊어졌음을 보고하였고, 이는 심층에서 영양염 결핍의 확대를 지시하고 eddy 강도와 영양염 유입의 불일치에 대한 가능성을 제시한다. 또한, Kwon *et al.* (2016)은 20°N 남쪽의 심층에서 영양염 감소가 아열대 환류의 남쪽으로 이동에 기인되었음을 보고하였다. 이 경우, 낮은 영양염 농도를 갖는 고온, 고염의 아열대 수괴는 열대 수괴를 대체한다. 이와 유사하게, Chen and Wu (2012)와 Hu *et al.* (2015)는 해양 재분석 자료를 이용하여 아열대 환류의 남쪽 경계로 간주되는 NEC의 분기 위도가 1950년대 이후 남쪽으로 이동하여 왔고, 이러한 변화가 PDO와 ENSO와 연관이 있음을 보고하였다. 이 장기적인 경향은 2013년까지 지속되었고 최근에 역전되었다 (Qiu *et al.*, 2015). 그러나, 아열대 환류의 남쪽으로 이동은 일반적으로 음의 PDO 상태와 연관을 갖기 때문에,  $F1_{WIN}$ 은 아열대 환류

에 의한 영향과 관련이 없을 것이다.

중양북태평양 (central North Pacific Ocean)에서 PDO에 의해 야기된 변화들과 Kuroshio Extension (KE, 30–35°N)에서 물리적인 상태의 원격상관 (teleconnection)도 고려하였다. 양의 PDO 상태 동안 야기된 환경 변화들 (즉, negative sea surface height anomaly)은 로스비파를 통해 3년의 시차를 가지며 중양북태평양으로부터 서쪽으로 점진적으로 이동한다. 북서태평양에 도달하자마자, 이러한 변화들은 KE의 안정도를 감소시키고, 남쪽으로 이동을 수반한다. 이는 North Pacific Subtropical Mode Water (STMW)가 겨울 냉각기간 동안 깊은 혼합에 의해 형성되고 표층 따뜻한 수괴 아래로 침강되는 남쪽에서의 재순환 환류를 약화시킨다. Oka *et al.* (2015)에 따르면, KE는 PDO가 음의 상태로 전환된 후 2010년에 ‘안정’ 조건으로 변화였고, 이는 STMW를 강화시켰다. STMW의 낮은 영양염 농도에 의해, 강화된 STMW의 침강은 남쪽의 하류 지역에서 심층의 영양염 이용도를 감소시킬 수 있고, 이는 25°N에서 수행된 관측으로부터 확인되었다 (Oka *et al.*, 2015). 그러나, 다음의 이유로 원격상관에 의한 영양염 감소는  $F1_{WIN}$ 과 연관되지 않을 것이다. 첫 번째, 우리의 연구지역에서 STMW의 영향은 긴 이송거리 (28–30°N부터 17°N까지)로 인해 미비할 것이다. 추가적으로, North Pacific Tropical Water (NPTW)는 연구지역의 겨울철 혼합층 깊이 아래에 위치하고, 이는 혼합층 깊이 수괴와 STMW 수괴 사이에서 상호작용을 방해할 것이다. 두 번째, 원격상관 메커니즘에 따라, 양과 음의 PDO 모드들은 각각 상대적으로 높고 낮은 영양염 조건을 초래하고, 이는 요인분석의 결과와 일치하지 않는다. 마지막으로, PDO로 야기된 환경 변화가 발생한 후 북서태평양에서의 원격상관 메커니즘에는 약 5년의 시차가 필요하지만, 우리의 관측 기간은 이 시차를 고려하기 충분하지 않다. 결과적으로, 우리는 요인분석으로부터 추론된 PDO index와 심층 영양염 이용도 사이에서 음의 연관성을 설명하기 위한 메커니즘을 제시하지 못한다. 그럼에도 불구하고, 영양염 이용도가 PDO와 밀접하게 연관되어 감소하여 왔음은 장기 관측을 통해 명백하다. 우리의 결과는 아마도 이러한 장기적인 변동의 한 부분일 수 있으며, 아직 발견되지 않은 직접적인 상호작용의 가능성도 있다.

SPF<sub>TM</sub>에 대한 ‘community’는 연간, 겨울, 봄, 여름, 그리고 가을에 대해 각각 0.55, 0.55, 0.71, 0.88 그리고 0.81이었고 (Table 4), 이는 SPF<sub>TM</sub>에서 변화의 큰 부분이 요인분석에 포함된 요인과 변수들에 의해 설명되지 않음을 지시한다. 이 연구에서 수행된 분석들의 대부분에서 월별 평균값들을 사용하였기 때문에, 한 달보다 짧은 시간규모에서 발생하는 과정들은 탐지할 수 없을 것이다. Karl *et al.* (2012)은 북태평양의 빈영양 수괴에서 간헐적인 이벤트들이 식물플랑크톤의 생산성에 중요한

역할을 한다고 보고하였다. 이 연구에서 역시 한 달 동안 지속적이지 않지만 영양염 공급을 상당히 감소시킬 수 있는 한 가지 경우를 발견하였다. 우리의 관측기간 동안 매년 1월에 대한 자료가 이용 가능한 Japan Meteorological Agency (JMA) 관측 자료로부터 얻은 137°E와 17°N에서의 염분과 수온 프로파일은 2013년에 저염수의 침강과 이로 인해 50m 수심 아래에서 강한 염분약층의 형성을 보여주었다 (Fig. 14). 포텐셜 밀도 이상은 수심 15m ( $22.415 \text{ kg m}^{-3}$ )부터 70m ( $22.612 \text{ kg m}^{-3}$ )까지 지속적으로 증가하였고, 이는 2008-2012년에 발견된 일반적인 밀도 경사 ( $0.001-0.047 \text{ kg m}^{-3}$ )보다 매우 컸다. 결과적으로, 겨울철 깊은 혼합이 가장 중요한 영양염 기원이기 때문에, 영양염 플럭스는 상당히 감소하였을 것이다. 그러나, 이러한 이례적인 성층은 강한 바람에 의해 지속될 수 없고, 따라서 월 평균 혼합층 깊이가 자료에서는 구분되지 않을 것이다.



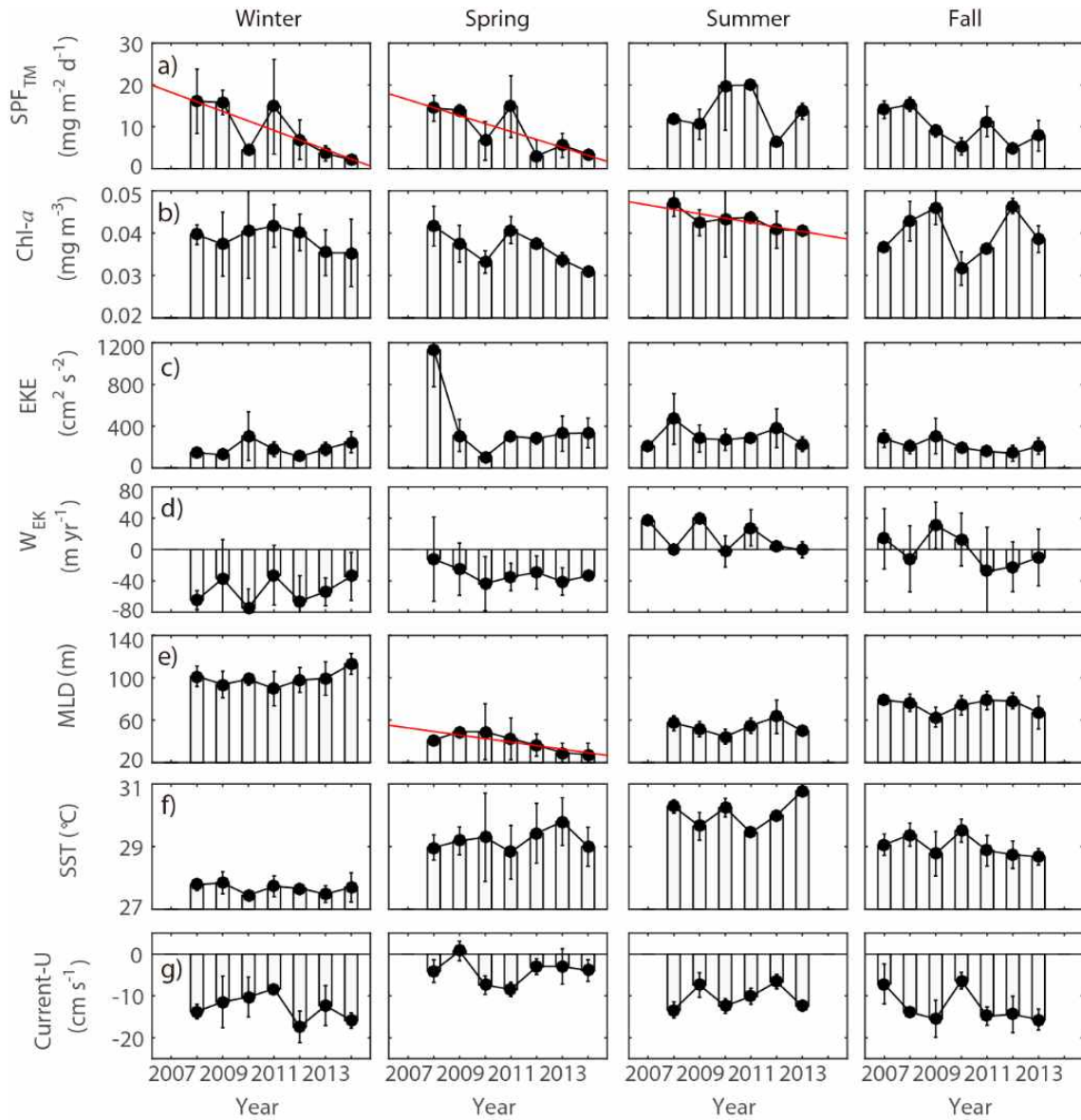


Fig. 13. Interannual variations in a) total mass flux (SPF<sub>TM</sub>, mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), b) chlorophyll-*a* (Chl-*a*, mg m<sup>-3</sup>), c) eddy kinetic energy (EKE, cm<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>), d) vertical Ekman velocity (W<sub>EK</sub>, m yr<sup>-1</sup>), e) mixed layer depth (MLD, m), f) sea surface temperature (SST, °C), and g) the zonal component of current (current-U, cm s<sup>-1</sup>) for each season at FM1 station. First to fourth columns represent winter, spring, summer, and fall, respectively. Error bars indicate one standard deviation of monthly data for each season of the year. Linear regression lines are only shown for those with significant changes ( $\rho < 0.05$ ).

Table 4. Results of factor analysis for annual, winter, spring, summer and fall season data at FM1 station.  $SPF_{TM}$ , ONI, PDO, NPGO, EKE,  $W_{EK}$ , MLD, SST, Current-U represent total mass flux, Oceanic Niño Index, Pacific Decadal Oscillation, North Pacific Gyre Oscillation, eddy kinetic energy, vertical Ekman velocity, mixed layer depth, sea surface temperature, and zonal component of current, respectively.

Season	Factor ID	$SPF_{TM}$	ONI	PDO	NPGO	EKE	$W_{EK}$	MLD	SST	Current -U	% of variance
All Seasons	F1 <sub>ANN</sub>	0.149	0.109	-0.077	0.014	<b>0.408</b>	<b>0.658</b>	<b>-0.864</b>	<b>0.835</b>	0.586	30.1
	F2 <sub>ANN</sub>	<b>-0.726</b>	<b>0.726</b>	<b>0.830</b>	-0.071	0.012	-0.253	-0.085	-0.236	0.240	20.6
	F3 <sub>ANN</sub>	0.037	0.215	-0.282	<b>0.895</b>	<b>0.466</b>	-0.158	-0.169	0.096	0.256	11.9
	communality	0.550	0.584	0.775	0.807	0.384	0.522	0.782	0.763	0.467	
Winter	F1 <sub>WIN</sub>	<b>-0.669</b>	<b>0.738</b>	<b>0.889</b>	0.056	<b>0.752</b>	-0.006	0.322	-0.219	0.132	33.4
	F2 <sub>WIN</sub>	-0.078	<b>-0.469</b>	-0.137	<b>-0.793</b>	-0.076	<b>0.783</b>	0.131	<b>0.781</b>	0.024	22.9
	F3 <sub>WIN</sub>	0.304	0.184	-0.159	0.234	0.095	-0.015	<b>-0.817</b>	0.134	<b>0.883</b>	14.0
	communality	0.547	0.799	0.835	0.687	0.581	0.613	0.788	0.676	0.797	
Spring	F1 <sub>SPR</sub>	<b>0.772</b>	<b>-0.468</b>	<b>-0.772</b>	0.182	<b>0.736</b>	<b>0.649</b>	0.146	0.066	0.266	30.0
	F2 <sub>SPR</sub>	-0.331	-0.170	0.049	0.154	0.125	<b>0.493</b>	<b>-0.874</b>	<b>0.818</b>	0.321	21.3
	F3 <sub>SPR</sub>	0.015	<b>0.708</b>	0.261	<b>-0.639</b>	-0.134	0.222	0.153	0.032	<b>0.737</b>	16.2
	communality	0.707	0.749	0.667	0.465	0.575	0.714	0.808	0.675	0.717	
Summer	F1 <sub>SUM</sub>	<b>-0.885</b>	<b>0.841</b>	0.207	0.059	0.12	0.276	<b>0.456</b>	-0.012	<b>0.694</b>	31.0
	F2 <sub>SUM</sub>	-0.159	-0.175	<b>-0.830</b>	<b>0.816</b>	0.241	-0.327	<b>0.677</b>	-0.153	-0.022	24.8
	F3 <sub>SUM</sub>	0.188	0.23	0.143	-0.005	0.033	<b>0.784</b>	0.202	<b>-0.947</b>	<b>0.409</b>	14.7
	F4 <sub>SUM</sub>	-0.201	-0.103	-0.130	0.253	<b>0.927</b>	-0.104	-0.449	-0.062	0.084	12.1
	communality	0.884	0.801	0.769	0.734	0.939	0.809	0.907	0.924	0.658	
Fall	F1 <sub>FAL</sub>	0.040	<b>-0.856</b>	<b>-0.523</b>	0.005	-0.021	0.182	0.379	<b>0.516</b>	<b>0.859</b>	29.8
	F2 <sub>FAL</sub>	0.099	0.255	0.405	-0.022	0.730	<b>0.735</b>	<b>-0.646</b>	0.264	0.267	24.2
	F3 <sub>FAL</sub>	0.093	0.088	-0.141	<b>0.875</b>	-0.309	0.246	-0.371	<b>0.709</b>	0.287	13.0
	F4 <sub>FAL</sub>	<b>0.891</b>	-0.283	<b>-0.556</b>	0.066	0.279	-0.225	-0.027	0.159	-0.157	12.0
	communality	0.814	0.886	0.767	0.77	0.707	0.684	0.699	0.864	0.916	

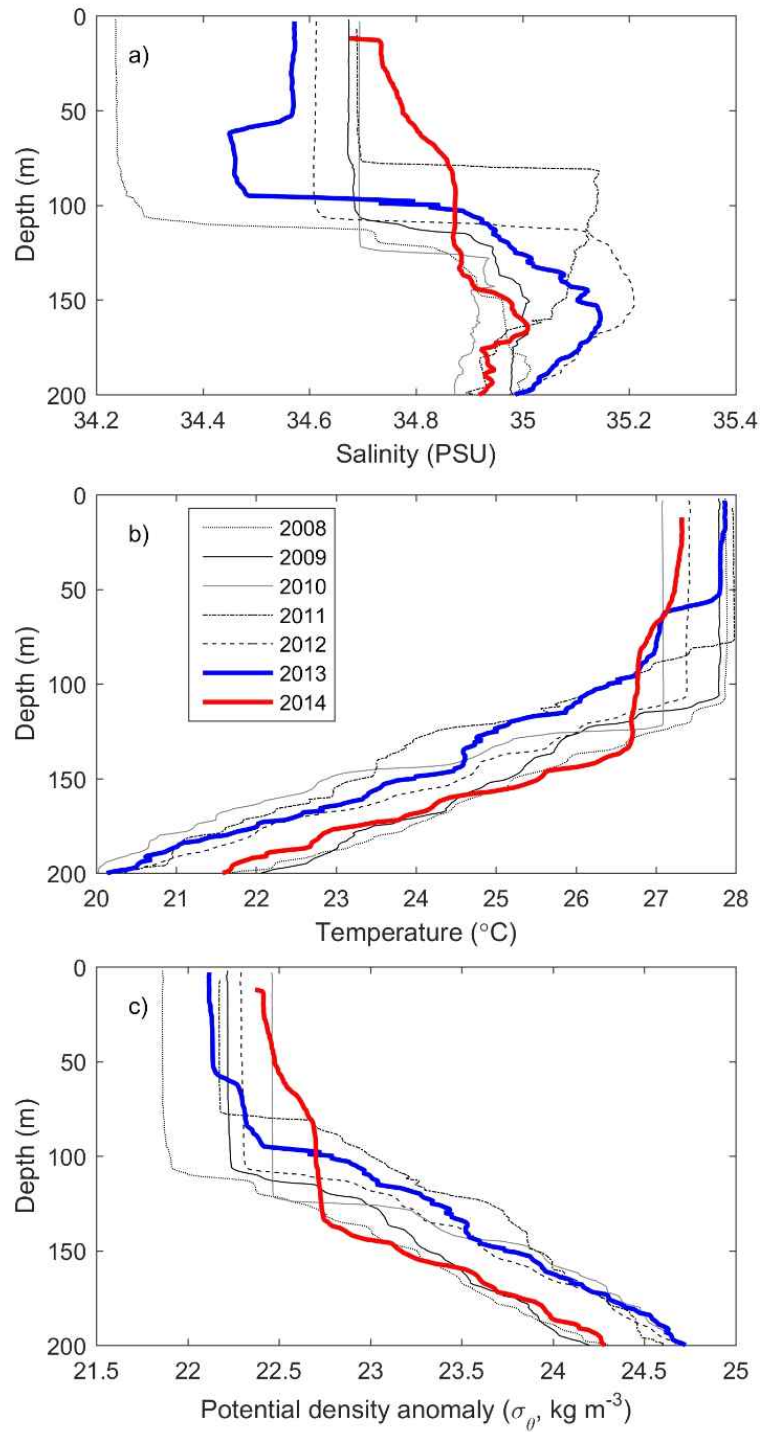


Fig. 14. Vertical profiles of a) salinity (psu), b) sea surface temperature (SST, °C), and c) potential density anomaly ( $\sigma_\theta$ ,  $\text{kg m}^{-3}$ ) for every January from 2008 to 2014. The data were collected at 137°E and 17°N by the Japan Meteorological Agency.

#### 나. 정점 FM2에서 침강입자 플럭스의 시간적 변화에 대한 가능한 원인들

정점 FM2에서 침강입자 플럭스의 여름철 단일 피크를 갖는 계절적 패턴은 표층 해양에서 엽록소와 인산염 농도의 계절성과 전반적으로 유사하였고 (Fig. 15a, b, and e), 이는 표층 해양에서 생지화학적 과정들과 심층에서 침강입자 플럭스의 연관성을 지시한다. 그러므로,  $SPF_{TM}$ ,  $SPF_{POC}$ ,  $SPF_{PIC}$ , 그리고  $SPF_{OPA}$  모두에서 연간 감소는 질소고정을 통한 새로운 질산염 공급에 의해 생물학적 생산성이 크게 조절되는 표층 해양에서 식물플랑크톤 생산성에 상당한 변화들이 있었음을 지시한다. FM2 정점의 퇴적물트랩 시료에서  $\delta^{15}N$  값 역시 겨울을 제외한 모든 계절에서 5-6‰보다 낮았고, 질소고정이 연구지역의 해양 생산성에 상당히 기여함을 보여주었다 (Fig. 15c). 침강입자 플럭스의 연간 감소 경향이 주로 봄과 여름동안의 감소에 의해 초래되었음을 고려하면 (Fig. 16), 침강입자 플럭스의 연간 감소는 질소고정과 명백한 연관성을 가지고, 이는 2009년부터 2014년까지 *Crocospaera*의 봄철 풍부도 감소에 의해 입증된다 (Fig. 17a).

질소고정 박테리아의 성장은 일부 요인들에 의존하고, 그 중 수온과 영양염 이용도 (철, 질산염 그리고 인산염)는 가장 중요한 것으로 알려져 있다 (Karl *et al.*, 2002). 연구지역에서, 표층수온은 관측 기간동안 질소고정에 유리하였고 (27-31°C, Fig. 16d), 따라서 수온 자체는 질소고정 박테리아의 성장을 제한할 수 없다. 비록 대기와 수층에서 철 농도를 직접 측정하지 않았지만, AOT로 추정된 대기로부터의 철 유입에 대한 시간적 변화는 연구기간동안 뚜렷한 경향을 보이지 않았다 (Fig. 8b). 추가적으로, AOT의 월 변화는  $SPF_{TM}$ 이나 엽록소, 인산염의 변화와 일치하지 않았다 (Fig. 15). 또한, 연구지역에서 우세한 바람은 중앙북태평양으로부터 불어온다. 그러므로, 철의 대기 침전은 질소고정 박테리아의 생물량을 변화시키는 주요 기여자는 아니고, 질산염과 인산염 같은 영양염이 질소고정 박테리아의 생물량을 감소시키는 주요 기여자일 가능성이 높다.

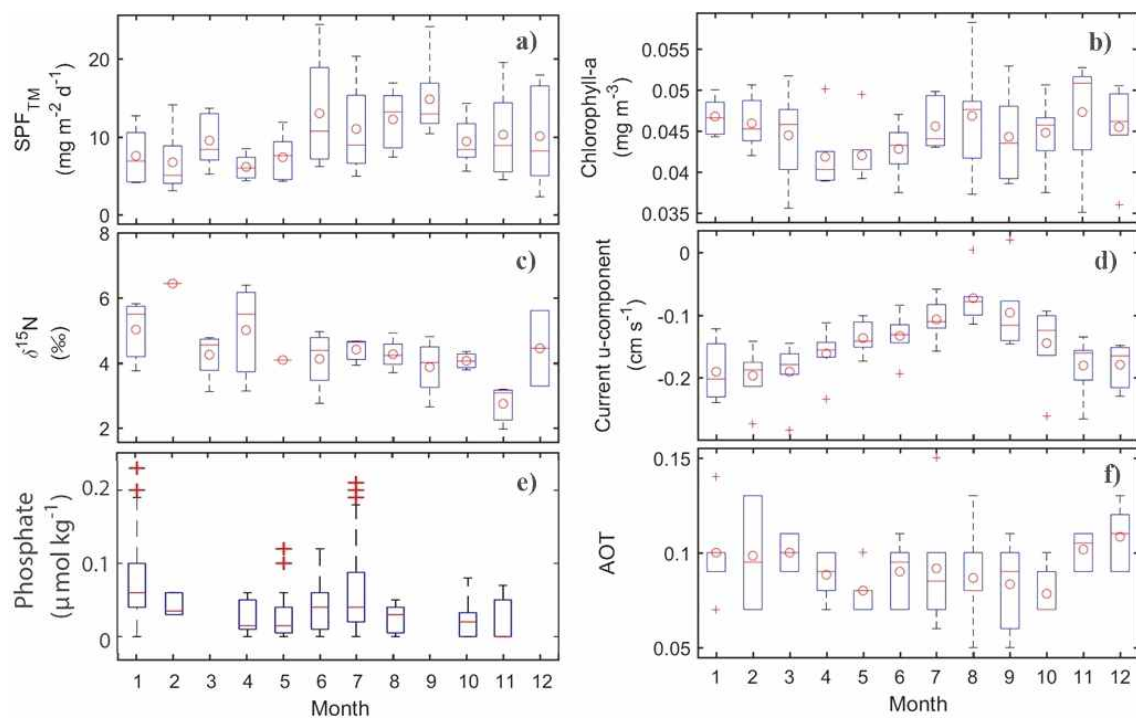


Fig. 15. Monthly variations in a) total mass flux ( $\text{SPF}_{\text{TM}}$ ,  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ), b) chlorophyll-*a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ), c)  $\delta^{15}\text{N}$  (‰), d) U-component of surface current ( $\text{m s}^{-1}$ ), e) phosphate concentration ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ), and f) aerosol optical thickness (AOT) at FM2 station. Red circles and horizontal bars indicate the mean and median values for the study period, respectively. The edges of the boxes are the 25th and 75th percentiles. Red crosses are outliers. All available data during the given period from Japan Meteorological Agency were used to better construct the seasonal variations in phosphate. Nonetheless, there were still no data for March, September, and December.

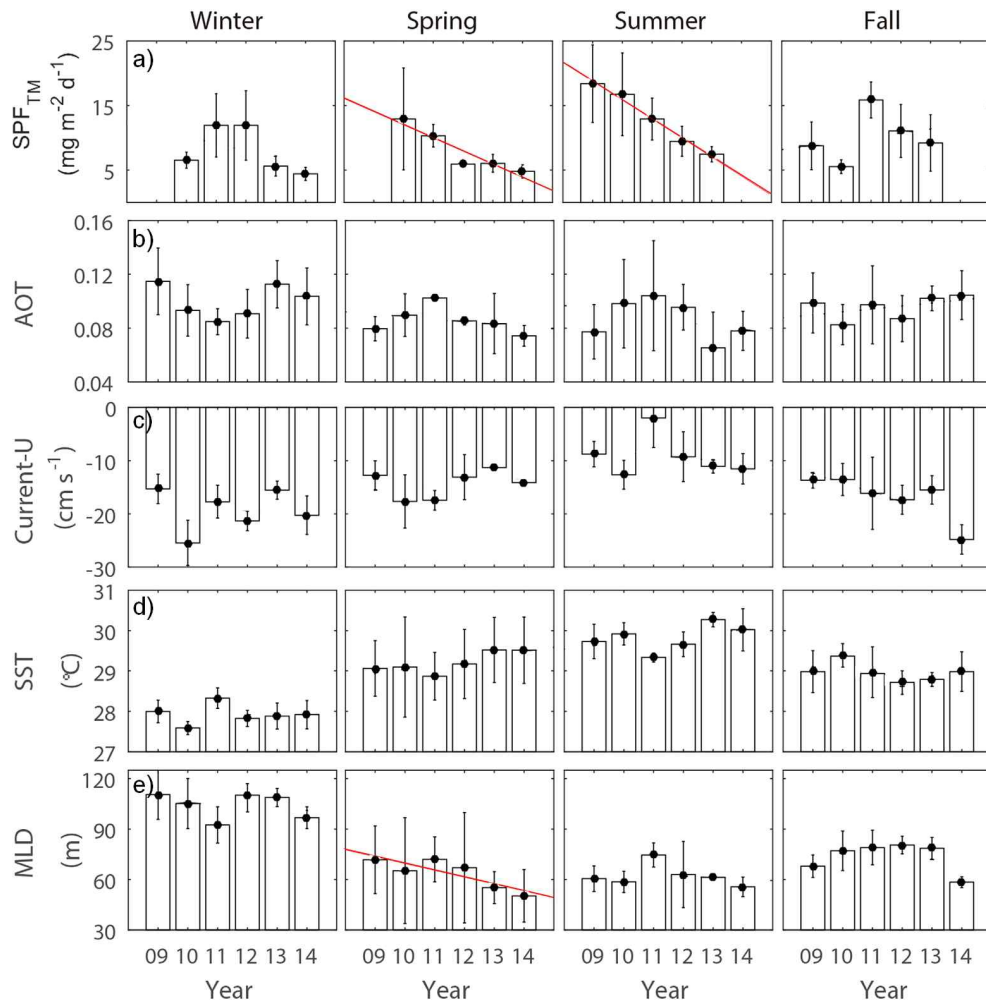


Fig. 16. Interannual variations in a) total mass flux ( $SPF_{TM}$ ,  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ), b) aerosol optical thickness (AOT), c) zonal component of current (current-U,  $\text{cm s}^{-1}$ ), d) sea surface temperature (SST,  $^{\circ}\text{C}$ ), and e) mixed layer depth (MLD, m) for each season at FM2 station. First to fourth columns represent winter, spring, summer, and fall, respectively. Error bars indicate one standard deviation of monthly data for each season of the year. Linear regression lines are only shown for those with significant changes ( $p < 0.05$ ).

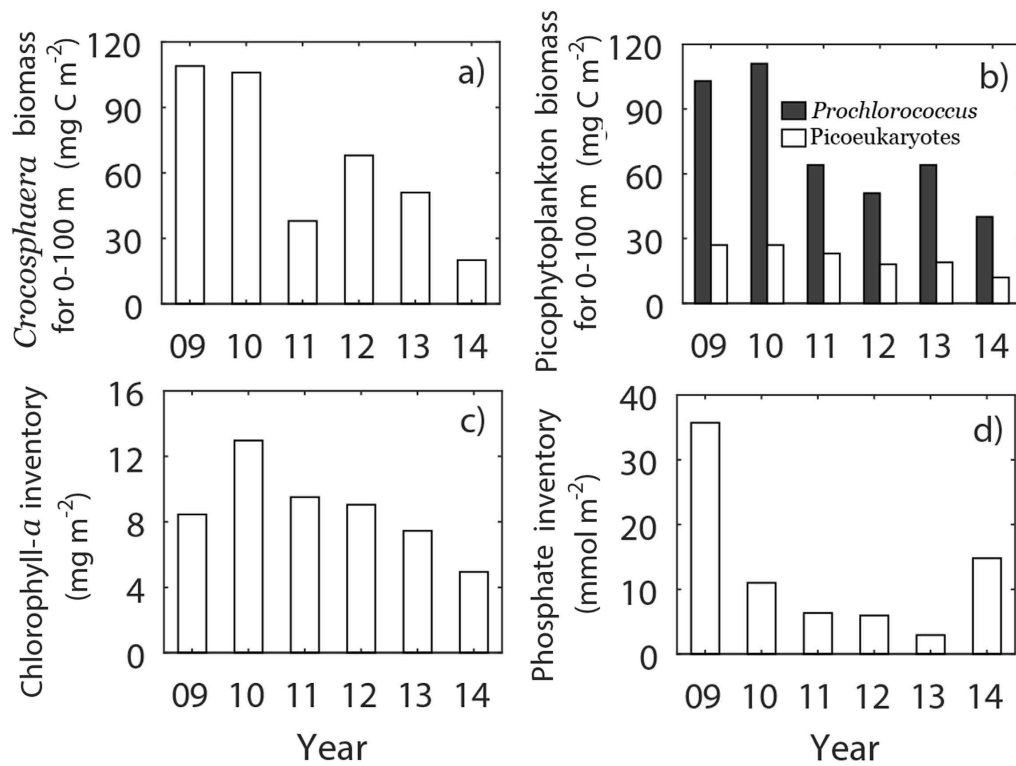


Fig. 17. Interannual variations in the depth-integrated biomass ( $\text{mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) of (a) *Crocosphaera* and picophytoplankton (*Prochlorococcus* and *Picoeukaryote*), and the depth-integrated inventory of (c) chlorophyll-*a* ( $\text{mg m}^{-2}$ ) and phosphate ( $\text{mmol m}^{-2}$ ). The depth-integration was done for the upper 100m. All data were collected during spring.

봄동안 관측된 생물학적 자료는 질소영양염의 증가가 SPF<sub>TM</sub>과 엽록소의 변화에 대한 주요 기여자가 아님을 지시하였다. 질소고정 박테리아의 풍부도가 감소하는 해 동안 엽록소 농도와 *Prochlorococcus*와 picoeukaryotes의 풍부도 역시 감소하였다 (Fig. 9). 질소고정 박테리아는 N<sub>2</sub> (gas)를 생물이 이용 가능한 형태로 전환시키기 위해 에너지를 필요로 하기 때문에 (Karl *et al.*, 2002), 질산염 농도가 낮지 않다면 질소고정을 하지 않는 다른 식물플랑크톤과 경쟁할 수 없다 (Shiozaki *et al.*, 2010). 만약 연구지역에서 질산염 농도가 증가했다면, *Prochlorococcus*와 picoeukaryotes는 질소고정 박테리아와의 경쟁에서 우세하였을 것이다. 그러므로, 연구기간동안 질산염은 증가하지 않았을 것이다. 최근 연구들은 질산염이 결핍된 환경에서 질소고정을 보고하였다 (Blais *et al.*, 2012; Park *et al.*, 2008). 그러나, 북서태평양에서 수행된 연구들은 질산염이 결핍된 수괴에서 질소고정이 탐지되지 않았음을 보고하였다 (Shiozaki *et al.*, 2010; Shiozaki *et al.*, 2013). 질산염과 반대로, 인산염은 해수 중 질소고정을 촉진시킨다. 따라서, 인산염 농도의 증가도 없었을 것이다.

질산염의 결핍은 질소고정 박테리아의 성장에 유리하기 때문에, 질산염의 감소로는 본 연구에서 관측된 질소고정의 감소를 설명할 수 없다. 따라서, 인산염 농도의 감소가 연구지역에서 침강입자 플럭스와 질소고정의 감소에 대한 가장 가능한 원인으로 보인다. 이 가정은 열대와 아열대 북태평양에서 인산염의 상대적인 농도가 질소고정에 대한 주요 제한요인임을 보여준 이전 연구들에 의해 지지된다 (Deutsch *et al.*, 2007; Moutin *et al.*, 2008). 실제로, 2009-2013년 봄철 현장조사에서 인산염 농도의 감소가 관측되었다 (Fig. 17d). 연구지역이 육지로부터 멀리 떨어져있음 (>1200km)을 고려하면, 인산염에 대한 강에 의한 영향은 미비할 것이고, 대기로부터의 침전을 역시 낮을 것이다 (Kim *et al.*, 2011; Jung *et al.*, 2013; Martino *et al.*, 2014). 연구지역에서 이러한 외부로부터의 인산염 유입은 미비하고, 따라서 인산염 농도의 감소에 대한 원인을 알아보기 위해 해양 내부 기원으로써 해류에 의한 수평적 이동과 수직 혼합을 고려하였다.

북태평양에서 우세한 서향류인 NEC는 북서태평양의 빈영양 수괴를 연구지역으로 이동시키기 때문에, NEC의 강도는 연구지역에서 영양염 이용도에 영향을 미칠 것이다. 실제로, 이 연관성은 계절적 변화에서 명백하였다. 연구지역에서 인산염 농도는 NEC가 가장 약한 여름동안 최대로 나타났다 (Fig. 15d and e). 그러나, 영양염의 시공간적 패턴에서 NEC의 중요성에도 불구하고 NEC와 침강입자 플럭스 사이의 연간 변화 경향은 일치하지 않았다 (Fig. 16). 따라서 NEC는 연구기간 동안 침강입자 플럭스의 감소에 대한 중요한 역할을 하지 않았을 것이다. 예를 들면, 봄



철 NEC 속도는 연구기간동안 전반적으로 감소하는 경향을 보였고, 이는 인산염 농도의 감소를 약화시켜 질소고정에 유리한 조건을 만들었을 것이다. 2009년부터 2014년까지 봄철 혼합층 깊이는 70m에서 50m로 감소하였다 ( $p < 0.05$ , Fig. 8e). 이 감소는 심층으로부터 인산염 공급을 완화시켰고, 봄철 질소고정 박테리아와 침강입자 플럭스 모두에서 감소의 원인이 되었을 것이다. 그러나, 여름동안 혼합층 깊이와 침강입자 플럭스 사이에서 일치하는 시간적 경향은 관측되지 않았다. 표층수온은 수층 안정도 (따라서, 영양염 용승)를 조절함으로써 표층 해양에서 영양염 이용도에 영향을 준다. Watanabe *et al.* (2005)은 열대 북서태평양에서 1971-2000년 동안 표층수온의 증가에 반응하여 표층 영양염과 엽록소 농도가 감소하였다고 보고하였다. 우리의 연구지역에서, 봄과 여름동안 평균 표층수온은 통계적으로 유의하지는 않았지만 2009년부터 2014년까지 증가하는 경향을 보였다 (각각  $p=0.065$ 와  $0.35$ , Fig. 16d).

#### 4. 결론

북서태평양에 위치한 정점 FM1과 FM2에서 침강입자 플럭스는 큰 계절적 그리고 연간 변화를 보였다. 두 정점 모두에서  $SPF_{TM}$ 에 대한 생물기원 성분들 (POC,  $CaCO_3$  and Opal)의 상당한 기여 (>80%)와  $SPF_{TM}$ 와 표층 엽록소 농도 사이에서 유사한 계절적 패턴은 영양염 이용도가 침강입자 플럭스의 변화에 대한 주요 요인임을 지지하였다. 그러나, 정점 간 지리학적 유사성에도 불구하고, 두 정점 사이에서 침강입자 플럭스의 주요 변화들은 다른 계절에 발생하였다. 겨울과 여름에 두개의 피크를 갖는 FM1에서 침강입자 플럭스는 겨울과 봄동안 시간에 따라 감소하는 경향을 보이는 반면, 여름철 단일 피크를 갖는 정점 FM2에서 침강입자 플럭스의 연간 감소는 주로 봄과 여름에 발생하였다. 이러한 계절 불일치는 영양염 이용도를 결정하는 주요 요인들이 지역적으로 다양함을 지지하고, 따라서, 우리는 각 정점에서 영양염 이용도의 변화를 조절하는 주요 요인들 찾기 위해 노력하였다.

정점 FM1에서 관측된 침강입자 플럭스의 연간 변화는 영양염 이용도와 관련된 대기 및 해양학적 요인들과의 직접적인 비교로 설명할 수 없었고, 이에 대한 주요 원인을 찾기 위해 요인분석을 수행하였다.  $SPF_{TM}$  (즉, 영양염 이용도)과 연관된 요인들은 PDO index 그리고 EKE와 상관성을 가졌다. 겨울동안 이러한 요인들과 EKE 사이에서 양의 상관성은 심층수에서 영양염 감소의 가능성을 지지하였고, 이는 북서태평양에서 엽록소 최대 수심이 깊어짐을 보여준 이전 자료에 의해 입증되었다. PDO, KE, 그리고 STMW 사이에서 원격상관과 아열대 환류 경계의 남쪽으

로 이동에 대한 이전 연구들은 심층에서 영양염 이용도와 PDO 사이에서 나타난 연관성을 설명하기 위해 검토되었다. 그러나, 우리는 이러한 요인들 사이에서 뚜렷한 연관 메커니즘을 발견하지 못하였다. 2013년과 2014년에 연구지역 인근에서 겨울철 혼합층 깊이의 간헐적인 얕아짐이 관측되었고, 이러한 짧은 시간규모에서 변화들이 침강입자 플럭스의 감소에 상당히 기여하였을 것이다.

정점 FM2에서 침강입자 플럭스의 연간 감소는 봄과 여름동안 뚜렷하였다. 우리의 봄철 현장조사 결과는 우점하는 질소고정 박테리아의 감소와 이에 따른 새로운 질산염의 감소가 침강입자 플럭스의 감소에 대한 주요 원인을 보여주었다. 표층수온과 혼합층 깊이의 변화는 봄과 여름동안 표층 해양에서 인산염 감소를 초래하였을 것이다. 그러나, 봄철 혼합층 깊이를 제외하면 이러한 변화들은 뚜렷하지 않았으며, 여름철 침강입자 플럭스의 감소에 대한 원인은 여전히 불확실하다.

우리의 장기적인 침강입자 플럭스 관측은 북서태평양에서 생물학적 펌프의 명백한 연간 감소를 보였다. 그러나, 장기적인 관측에도 불구하고, 우리의 자료는 침강입자 플럭스의 변화에 대한 메커니즘을 충분히 설명하지 못하고, 이는 아마도 해양 생산성에 영향을 주는 대기 및 해양학적 요인들과 기후 변동의 복잡한 상호작용에 의한 결과일 것이다. 만약 침강입자 플럭스의 감소 경향이 지속된다면, 해양 (최소 우리의 연구지역에서)은 생물학적 펌프의 상당한 부분을 소실할 것이다. 그러므로, 미래 연구는 침강입자 플럭스 감소와 관련된 과정들의 전지구적인 기후변화에 대한 반응과 이러한 변화가 나타나는 면적 범위를 보다 더 이해하는데 초점을 두어야 한다.

## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

### 제1절 연구개발목표 달성도

총연구기간내 연차별 목표 대비 달성율(%)					
구분	연차별 달성내용				연차별 계획대 비 연구실 적 달성율( B) (%)
	성과목표	연구내용	가중치 (A)	달성실적	
1년차 (2015)	1. 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 계절변화 파악	1-1. 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 계절변화 파악	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 정점 F1에서 침강입자 플럭스는 겨울과 여름에 두 번의 최고 값을 보임</li> <li>- 정점 F2에서 침강입자 플럭스는 여름에만 한번의 최고 값을 보임</li> </ul>	100
		1-2. 침강입자 플럭스의 계절변화를 야기하는 원인 파악		<ul style="list-style-type: none"> <li>- 정점 F1에서 침강입자 플럭스가 겨울에 높은 것은 표층 혼합층 깊이가 깊어져 영양염 공급이 증가하였기 때문이고 여름에 높은 것은 질소 고정 박테리아 생산성이 여름에 증가하였기 때문임</li> <li>- 정점 F2에서 침강입자 플럭스가 여름에 높은 것은 질소 고정 박테리아 생산성이 수온이 높은 여름에 증가하였기 때문임</li> </ul>	
	2. 북서태평양에서 해양-대기 이산화탄소 교환량의 위도별 변화 파악	2-1. 북서태평양에서 여름동안 대기/해양 이산화탄소 분압 관측	0.5	<ul style="list-style-type: none"> <li>- 7월 18일부터 8월 5일까지 북서태평양에서 대기/해양 이산화탄소 분압 관측</li> </ul>	100
		2-2. 북서태평양에서 위도에 따른 표층해수 이산화탄소 분압 변화 파악		<ul style="list-style-type: none"> <li>- 북서 태평양에서 여름동안 표층해수 이산화탄소 분압은 340~472 <math>\mu\text{atm}</math> 범위를 보였으며, 북위 27~41.5도에서 450 <math>\mu\text{atm}</math> 이상의 높은 분압을 보임</li> </ul>	
계			1.0		100

2년차 (2016)	1. 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 연변화	1-1. 북서태평양 정점 F2에서 침강입자 플럭스의 연변화 파악	0.5	- 정점 F2에서 총질량 플럭스, 유기탄소, 탄산칼슘, 생기원 규소 플럭스가 여름에 뚜렷한 연간감소를 보였음	100
		1-2. 침강입자 플럭스의 연변화를 야기하는 환경요인 파악		- 정점 F2에서 여름에만 연간감소를 보인 것은 인산염 부족으로 인해 질소고정 박테리아 생산력이 감소하였기 때문임	
	2. 북서태평양에서 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화가 큰 주요해역 파악	2-1. 북서태평양에서 가을동안 대기/해양 이산화탄소 분압 관측	0.5	- 10월 14일부터 11월 2일까지 북서태평양에서 대기/해양 이산화탄소 분압 관측 - 대기 이산화탄소 농도는 398-408 uatm의 범위를 보였고 표층해수 이산화탄소 농도는 327-473 uatm의 범위를 나타냈음	100
		2-2. 북서태평양 "Subtropical mode water" 형성 해역과 주변해역에서 여름동안 해양-대기 이산화탄소 교환량 산정		- "Subtropical mode water" 형성 해역에서 여름동안 해양-대기 이산화탄소 교환량은 $15.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 으로 주변해역( $0.59 \text{ mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ )에 비해 26배 가량 높음	
계		1.0		100	

3년차 (2017)	1. 북서태평양에서 기후변화에 따른 침강입자 플럭스 변화 파악	1-1. 북서태평양에서 침강입자 플럭스의 연변화 파악 및 연변화를 야기하는 환경요인 파악	0.5	- 정점 F1에서 2007년부터 2014년까지 총질량 플럭스는 겨울과 봄 동안에 뚜렷한 감소를 보였음	100
		1-2. 북서태평양에서 기후변화가 침강입자 플럭스에 미치는 영향 파악		- 겨울과 봄 동안 침강입자 플럭스 감소는 PDO와 ENSO의 영향 때문임 - 북서태평양 정점 F2에서 침강입자 플럭스가 여름동안에 뚜렷한 연간 감소를 보였음 - 정점 F1에서 침강입자 플럭스가 겨울과 봄 동안에 뚜렷한 연간 감소를 보였음 - 북서태평양 정점 F1과 F2에서 2007년부터 2014년까지 관측한 침강입자 플럭스의 변화는 지구온난화, PDO, ENSO 등 기후변화에 의한 것으로 판단됨	
	2. 북서태평양에서 기후변화에 따른 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화 파악	2-1. 북서태평양에서 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화 파악 및 연변화를 야기하는 환경요인 파악	0.5	- 북서태평양 KEO정점에서 2008년부터 2013년까지 해양-대기 이산화탄소 교환량은 5년동안 모두 음의 값을 보여 대기로부터 해양으로 유입되었으며, 2009년에 가장 낮았고 2013년에 가장 높았으며, 2008년부터 2013년까지 뚜렷한 연간변화를 나타내지 않았음	100
		2-2. 북서태평양에서 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량 변화에 미치는 영향 파악		- 해양-대기 이산화탄소 교환량이 2008년부터 2013년까지 뚜렷한 연간변화를 보이지 않은 것으로 보아, 북서태평양에서 기후변화가 해양-대기 이산화탄소 교환량의 연변화에 미치는 영향은 미미한 것으로 판단됨.	
계		1.0		100	

## 제2절 대외기여도

- 세계 최초로 북서태평양에서 생물펌프 효율 감소 발견
- 생물펌프 효율 감소로 인해 앞으로 지구온난화가 가속화할 가능성이 높아짐에 따라 화석연료 사용을 획기적으로 감축할 필요가 있음
- 생물펌프 효율 감소가 태평양 전체 해역에서 일어나는 보편적인 현상인지를 확인할 필요가 있음
- 대양 관측기술 발전으로 국가위상 제고 및 관련기술 미보유국에 대한 교육 및 기술제공

## 제 5 장 연구개발결과의 활용계획

- 전세계 해양의 CO<sub>2</sub>자료를 수집하는 CO<sub>2</sub> Information Analysis Center에 북서태평양 CO<sub>2</sub> 자료 제공
- 북서태평양에서의 물질순환 장기 관측자료 생산을 해양-대기-해빙-대기화학-생태계 결합 지구시스템모델의 결과 검증과 성능향상을 위한 기반자료로 활용
- 적도태평양에서 생물펌프 효율이 어떻게 변화하는 지를 조사하는 해양수산부 R&D 사업 개발에 활용
- 이부사호를 이용한 태평양 탐사계획 수립을 위한 기초자료로 활용
- 북서태평양의 “biological pump” 효율을 평가하여 미래 기후변화 예측에 활용
- 지구온난화에 따른 북서태평양 생태계변화 예측에 활용

## 제 6 장 참고문헌

- Arrigo, K. R., 2005. Marine microorganisms and global nutrient cycles, *Nature* 437, p. 349-355.
- Bakker, D. C. E., *et al.*, 2016. A multi-decade record of high-quality  $\text{CO}_2$  data in version 3 of the Surface Ocean  $\text{CO}_2$  Atlas (SOCAT). *Earth Syst. Sci. Data* 8, p. 383-413.
- Benitez-Nelson, C. R., *et al.*, 2007. Mesoscale eddies drive increased silica export in the subtropical Pacific Ocean, *Science* 316, p. 1017-1021.
- Blanchot, J., Andre, J. M., Navarette, C., Neveux, J. and Radenac, M. H., 2001. Picophytoplankton in the equatorial Pacific : vertical distributions in the warm pool and in the high nutrient low chlorophyll conditions. *Deep Sea Res. Part I* 48, p. 297 - 314.
- Blais, M., Tremblay, J. E., Jungblut, A. D., Gagnon, J., Martin, J., Thaler, M. and Lovejoy, C., 2012. Nitrogen fixation and identification of potential diazotrophs in the Canadian Arctic. *Global Biogeochem. Cycles* 26, GB3022, doi: 10.1029/2011GB004096.
- Boyd, P. W., Wong, C. S., Merrill, J., Whitney, F., Snow, J., Harrison, P. J. and Gower J., 1998. Atmospheric iron supply and enhanced vertical carbon flux in the NE subarctic Pacific: Is there a connection?. *Global Biogeochem. Cycles* 12, p. 429-441.
- Behrenfeld, M. J., O'Malley, R. T., Siegel, D. A., McClain, C. R., Sarmiento, J. L., Feldman, G. C., Milligan, A. J., Falkowski, P. G., Letelier, R. M. and Boss, E. S., 2006. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature* 444, p. 752-755.
- Campbell, L. and Vault, D., 1993. Photosynthetic picoplankton community structure in the subtropical North Pacific Ocean near Hawaii (station ALOHA). *Deep Sea Res. Part I* 40, p. 2043 - 2060.
- Cermeño, P., Dutkiewicz, S., Harris, R. P., Follows, M., Schofield, O. and Falkowski, P. G., 2008. The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 105, p. 20344-20349.
- Chen, Z., and Wu, L., 2012. Long-term change of the Pacific North Equatorial



- Current bifurcation in SODA. *J. Geophys. Res.* 117, C06016, doi:10.1029/2011JC007814.
- Cheng, X., and Qi, Y., 2010. Variations of eddy kinetic energy in the South China Sea. *J. Oceanogr.* 66, p. 85–94.
- DeMaster, D. J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, p. 1715 - 1732.
- Deuser, W. G., Muller-Karger, F. E., Evans, R. H., Brown, O. B., Esaias, W. E. and Feldman, G. C., 1990. Surface-ocean color and deep-ocean carbon flux: how close a connection?. *Deep Sea Res. Part I* 37, p. 1331–1343.
- Deutsch, C., Sarmiento, J. L., Sigman, D. M., Gruber, N. and Dunne, J. P., 2007. Spatial coupling of nitrogen inputs and losses in the ocean. *Nature* 445, p. 163 - 167.
- Di Lorenzo, E., *et al.*, 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.* 35, L08607, doi:10.1029/2007GL032838.
- Di Lorenzo, E., *et al.*, 2013. Synthesis of pacific ocean climate and ecosystem dynamics. *Oceanogr.* 26, p. 68–81.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Hernandez-Ayon, J. M., Ianson, D. and Hales, B., 2008. Evidence for upwelling of corrosive "acidified" water onto the continental shelf. *Science* 320, p. 1490–1492.
- Gruber, N. and C.D. Keeling. 2001. An improved estimate of the isotopic air-sea disequilibrium of CO<sub>2</sub>: Implications for the oceanic uptake of anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Geophys. Res. Lett.*, 28(3), 555–558.
- Hou, X., Dong, Q., Xue, C., Song, W., Qin, L. and Fan, X., 2014. Seasonal evolution of the interannual variability of chlorophyll-a concentration and its forcing factors in the northwestern Pacific from 1998 to 2010. *Int. J. Remote Sens.* 35, p. 4138–4155.
- Hu, D., *et al.*, 2015. Pacific western boundary currents and their roles in climate. *Nature* 702, p. 299–308.
- Ishida, H., Watanabe, Y. W., Ishizaka, J., Nakano, T., Nagai, N., Watanabe, Y., Shimamoto, A., Maeda, N. and Magi, M., 2009. Possibility of recent changes in vertical distribution and size composition of chlorophyll-a in

- the western North Pacific region, *J. Oceanogr.* 65, p. 179–186.
- Jung, J., Furutani, H., Uematsu, M., Kim, S. and Yoon, S., 2013. Atmospheric inorganic nitrogen input via dry, wet, and sea fog deposition to the subarctic western North Pacific Ocean. *Atmos. Chem. Phys.* 13, p. 411 - 428.
- Karl, D., Letelier, R., Tupas, L., Dore, J., Christian, J. and Hebel, D., 1997. The role of nitrogen fixation in biogeochemical cycling in the subtropical North Pacific Ocean. *Nature* 388, p. 533–538.
- Karl, D. M., and Letelier, R. M., 2008. Nitrogen fixation-enhanced carbon sequestration in low nitrate, low chlorophyll seascapes. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 364, p. 257–268.
- Karl, D. M., Church, M. J., Dore, J. E., Letelier, R. M. and Mahaffey, C., 2012. Predictable and efficient carbon sequestration in the North Pacific Ocean supported by symbiotic nitrogen fixation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 109, p. 1842–1849.
- Karl, D., Michaels, A., Bergman, B., Capone, D., Carpenter, E., Letelier, R., Lipschultz, F., Paerl, H., Sigman, D. and Stal, L., 2002. Dinitrogen fixation in the world's oceans. *Biogeochemistry* 57/58, p. 47 - 98.
- Kawahata, H., Suzuki A., and Ohta, H., 2000. Export fluxes in the Western Pacific Warm Pool, *Deep Sea Res. Part I* 47, p. 2061–2091,
- Kemp, S. and Knaack, H., 1996. Vertical Particle Flux in the Western Pacific Below the North Equatorial Current and the Equatorial Counter Current. In: Ittekkot, V., Schafer, P., Honjo, S., Depetris, P. J. (Eds.), *Particle Flux in the Ocean*. John Wiley & Sons, New York, p. 313–323.
- Kim, D., Kim, D. Y., Park, J. S., Kim, Y. J., 2005. Interannual variation of particle fluxes in the eastern Bransfield Strait, Antarctica: a response to the sea ice distribution. *Deep Sea Res. Part I*, 52, p. 2140 - 2155.
- Kim, T.-W., Lee, K., Najjar, R. G., Jeong, H.-D. and Jeong, H. J., 2011. Increasing N abundance in the northwestern Pacific Ocean due to atmospheric nitrogen deposition. *Science* 334, p. 505 - 509.
- Kim, D., Choi, Y., Kim, T.-W. and Park, G.-H., 2017. Recent increase in surface  $\text{CO}_2$  in the western subtropical North Pacific, *Ocean Sci. J.*, doi: 10.1007/s12601-017-0030-7.

- Kwon, E. Y., Kim, Y. H., Park, Y.-G., Park, Y.-H., Dunne, J. and Chang, K.-I., 2016. Multidecadal wind-driven shifts in northwest Pacific temperature, salinity, O<sub>2</sub>, and PO<sub>4</sub>. *Global Biogeochem. Cycles* 30, p. 1599–1619.
- Large, W. G., and Pond, S., 1981. Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds. *J. Phys. Oceanogr.* 11, p. 324–336.
- Lee, K., R.H. Wanninkhof, T. Takahashi, S. Doney, and R. A. Feely. 1998. Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 396, 155–159.
- Lee, Y., Kumar, K. S., Lee, K., Shin, K., Park, K.-T., Yang, E. J. and Shin, K.-H., 2016. Effects of elevated CO<sub>2</sub> concentrations on the production and biodegradability of organic matter: An in-situ mesocosm experiment. *Mar. Chem.* 183, p. 33–40.
- Li, W. K. W. and Harrison, W. G., 2001. Chlorophyll, bacteria and picophytoplankton in ecological provinces of the North Atlantic. *Deep Sea Res. Part II* 48, p. 2271 - 2293.
- Limsakul, A., Saino, T., Midorikawa, T. and Goes, J. I., 2001. Temporal variations in lower trophic level biological environments in the northwestern North Pacific Subtropical Gyre from 1950 to 1997. *Prog. Oceanogr.* 49, p. 129–149.
- Luo, Y. W. et al., 2012. Database of diazotrophs in global ocean: abundance, biomass and nitrogen fixation rates. *Earth Syst. Sci. Data* 4, p. 47 - 73.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M. and Francis, R. C., 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 78, p. 1069–1079.
- Marshall, J., and Plumb, A., 2007. The wind-driven circulation, in *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics: An Introductory Text*. p. 197–222, Elsevier Academic Press.
- Martino, M., Hamilton, D., Baker, A. R., Jickells, T. D., Bromley, T., Nojiri, Y., Quack, B. and Boyd, P. W., 2014. Western Pacific atmospheric nutrient deposition fluxes, their impact on surface ocean productivity. *Global Biogeochem. Cycles* 28, 2013GB004794, doi: 10.1002/2013GB004794.
- McGillicuddy, D. J., Robinson, A. R., Siegel, D. A., Jannasch, H. W., Johnson, R.,

- Dickey, T. D., McNeil, J., Michaels, A. F. and Knap, A. H., 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature* 394, p. 263-266.
- Metzl, N., A. Corbiere, G. Rever, T. Takahashi, and M. Ramonet. 2010. Recent acceleration of the sea surface fCO<sub>2</sub> growth rate in the North Atlantic subpolar gyre (1993-2008) revealed by winter observations. *Global Biogeochem. Cycles* 24:GB4004.
- Miquel, J. C., Fowler, S. W., La Rosa, J., Buat-Menard, P., 1994. Dynamics of the downward flux of particles and carbon in the open northwestern Mediterranean Sea. *Deep Sea Res. Part I* 41, p. 243-261.
- Mohiuddin, M. M. ,Nishimura, A., Tanaka, Y., and Shimamoto, A. 2002. Regional and interannual productivity of biogenic components and planktonic foraminiferal fluxes in the northwestern Pacific Basin. *Mar. Micropaleontol.* 45, p. 57-82.
- Moutin, T., Karl, D. M., Duhamel, S., Rimmelin, P., Raimbault, P., Van Mooy, B. A. S. and Claustre, H., 2008 Phosphate availability and the ultimate control of new nitrogen input by nitrogen fixation in the tropical Pacific Ocean. *Biogeosciences* 5, p. 95 - 109.
- Neuer, S., Ratmeyer, V., Davenport, R., Fischer, G. and Wefer G., 1997. Deep water particle flux in the Canary Island region: seasonal trends in relation to long-term satellite derived pigment data and lateral sources. *Deep Sea Res. Part I* 44, p. 1451-1466.
- Oka, E., and Qiu, B., 2012. Progress of North Pacific mode water research in the past decade, *J. Oceanogr.* 68, p. 5-20.
- Oka, E., Qiu, B., Takatani, Y., Enyo, K., Sasano, D., Kosugi, N., Ishii, M., Nakano, T. and Suga, T., 2015. Decadal variability of Subtropical Mode Water subduction and its impact on biogeochemistry. *J. Oceanogr.* 71, p. 389-400.
- Orr, J.C., E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, P. Monfray, J.L. Sarmiento, J.R. Toggweiler, N.K. Taylor, J. Palmer, N. Gruber, C.L. Sabine, C. Le Quere, R.M. Key, and J. Boutin. 2001. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Glob. Biogeochem.*

Cycles, 15(1), 43–60.

- Park, G. H., Lee, K., Wanninkhof, R., Jhang, J. Z., Hansell, D. A. and Feely, R. A., 2008. Large, non-Redfieldian drawdown of nutrients and carbon in the extratropical North Atlantic Ocean (46°N): Evidence for dinitrogen fixation? *Limnol. Oceanogr.* 53, p. 1697 - 1704.
- Park, G.H. and R. Wanninkhof. 2012. A large increase of the CO<sub>2</sub> sink in the western tropical North Atlantic from 2002 to 2009. *J. Geophys. Res.* 117:CO8029.
- Pierrot, D., Neill, C., Sullivan, K., Castle, R., Wanninkhof, R., Lüger, H., Johannessen, T., Olsen, A., Feely, R. A. and Cosca, C. E., 2009. Recommendations for autonomous underway *p*CO<sub>2</sub> measuring systems and data-reduction routines. *Deep Sea Res. Part II* 56, p. 512–522.
- Qiu, B., Rudnick, D. L., Cerovecki, I., Cornuelle, B. D., Chen, S., Schonau, M. C., McClean, J. L. and Gopalakrishnan, G., 2015. The pacific north equatorial current: New insights from the origins of the Kuroshio and Mindanao Currents (OKMC) project. *Oceanogr.* 28, p. 24–33.
- Riebesell, U., *et al.*, 2007. Enhanced biological carbon consumption in a high CO<sub>2</sub> ocean. *Nature* 450, p. 545–548.
- Sabine, C. L., *et al.*, 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science* 305, p. 367–371.
- Schuster, U., A.J. Watson, N.R. Bates, D. Pierrot, and M. Santana-Casiano. 2009. Trends in North Atlantic sea-surface fCO<sub>2</sub> from 1990 to 2006. *Deep-Sea Res. II* 56, 620–629.
- Sigman, D. M., DiFiore, P. J., Hain, M. P., Deutsch, C., Wang, Y., Karl, D. M., Knapp, A. N., Lehmann, M. F. and Pantoja, S., 2009. The dual isotopes of deep nitrate as a constraint on the cycle and budget of oceanic fixed nitrogen. *Deep Sea Res. Part I* 56, p. 1419–1439.
- Singh, A., Lomas, M. W. and Bates, N. R., 2013. Revisiting N<sub>2</sub> fixation in the North Atlantic Ocean: Significance of deviations from the Redfield Ratio, atmospheric deposition and climate variability. *Deep Sea Res. Part II* 93,

p. 148–158.

- Shiozaki, T., Furuya, K., Kodama, T., Kitajima, S., Takeda, S., Takemura, T. and Kanda, J., 2010. New estimation of N<sub>2</sub> fixation in the western and central Pacific Ocean and its marginal seas. *Global Biogeochem. Cycles* 24, GB1015, doi: 10.1029/2009GB003620.
- Shiozaki, T., Nagata, T., Ijichi, M. and Furuya, K., 2015. Nitrogen fixation and the diazotroph community in the temperate coastal region of the northwestern North Pacific. *Biogeosciences* 12, p. 4751 - 4764.
- Takahashi, T., *et al.*, 2002. Global sea–air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Res. Part II* 49, p. 1601–1622.
- Takahashi, T., *et al.*, 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea–air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Res. Part II* 56, p. 554–826.
- Thomas, H., England, M.H., and V. Ittekkot. 2001. An offline 3D model of anthropogenic CO<sub>2</sub> uptake by the oceans. *Geophys. Res. Lett.*, 28(3), 547–550.
- Thomas, A. C., Ted Strub, P., Weatherbee, R. A. and James, C., 2012. Satellite views of Pacific chlorophyll variability: Comparisons to physical variability, local versus nonlocal influences and links to climate indices. *Deep Sea Res. Part II* 77, p. 99–116.
- Tomczak, M., and Godfrey, J. S., 1994. Ekman layer transports, Ekman pumping and the Sverdrup balance. in *Regional Oceanography*, p. 39–51, Pergamon.
- Trusenkova, O. O., 2014. Variability of eddy kinetic energy in the Sea of Japan from satellite altimetry data. *Oceanology* 54, p. 8–16.
- Wang, W., Zhou, C., Shao, Q., and Mulla, D. J., 2010. Remote sensing of sea surface temperature and chlorophyll–a: implications for squid fisheries in the north–west Pacific Ocean. *J. Remote Sens.* 31, p. 4515–4530.
- Wanninkhof, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 97, 7373–7382.
- Watanabe, Y. W., Ishida, H., Nakano, T. and Nagai, N., 2005. Spatiotemporal

- decreases of nutrients and chlorophyll-a in the surface mixed layer of the Western North Pacific from 1971 to 2000. *J. Oceanogr.* 61, p. 1011-1016.
- Wilson, C., 2003. Late Summer chlorophyll blooms in the oligotrophic North Pacific 850 Subtropical Gyre. *Geophys. Res. Lett.* 30, doi: 10.1029/2003GL017770.
- Wilson, C., Villareal, T. A., Maximenko, N., Bograd, S. J., Montoya, J. P. and Schoenbaechler, C. A., 2008. Biological and physical forcings of late summer chlorophyll blooms at 30°N in the oligotrophic Pacific. *J. Mar. Syst.* 69, p. 164-176.
- Zhai, W. and M. Dai 2009. On the seasonal variation of air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea. *Marine Chemistry*, 117, 2-10.