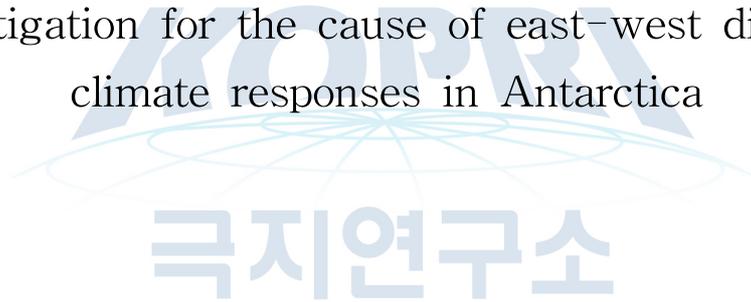


남극 기후변화의 지역적 차이 원인 규명

Investigation for the cause of east-west different
climate responses in Antarctica



2020. 02. 28

한국해양과학기술원
부설 극지연구소



제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “ 남극 기후변화의 지역적 차이 원인 규명”과제의 최종보고서로 제출합니다.

2020. 02. 28

연구책임자 : 김성중

참여연구원 : 윤영준, 최태진, 박상중, 전상윤,
박지연, 이방용, 황희진, 홍상범,
남승일, 강정호, 김정한, 김주홍,
이창섭, 박기태, 김정현, 최용한,
최진희, 김연태, 최혜선, 이솔지,
강효진, 이수봉, 이지연, 이민희,
서원석, 장은호, 안서희, 임창규,
윤주열, 김제원, 박근보, 김정훈,

위탁연구기관명 : 부경사범대학교, 연세대학교

위탁연구책임자 : 루이마오, 구자호



보고서 초록

과제관리번호	BSPE1910-070-12	해당단계 연구기간	2017.01.01. ~ 2019.12.31.	단계 구분	1단계 / 3단계
연구사업명	중 사업명	기관목적사업			
	세부사업명				
연구과제명	중 과제명				
	세부(단위)과제명	남극 기후변화의 지역적 차이 원인 규명			
연구책임자	김성중	해당단계 참여연구원수	총 : 46 명 내부 : 39 명 외부 : 7 명	해당단계 연구비	정부: 2,301,000 천원 기업: 천원 계: 2,301,000 천원
연구기관명 및 소속부서명	극지연구소 / 극지기후과학연구부		참여기업명		
국제공동연구 위탁 연구	상대국명 : 말레이시아, 미국, 이태리		상대국연구기관명 : NARC, Ohio State Univ. ENEA		
	연구기관명 : 북경사범대, 연세대		연구책임자 : 루이마오, 구자호		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)					보고서 면수 406pp
<p>○ 연구목표</p> <p>- 목표 : 동·서남극의 서로 다른 기후변화에 대한 대기의 역할 규명</p> <p>○ 연구내용</p> <p>- 외부강제력* 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 규명</p> <ul style="list-style-type: none"> · 최근 남반구 대기순환장 변화가 남극 해빙 및 기온의 지역차이에 미치는 영향 파악 · 남극 기후변화 이해를 위한 남극 서풍 제트기류의 세기 및 위치 변화 파악 * 외부강제력: 공진케도인자, 대기 이산화탄소 농도, 메탄농도, 해빙, 육빙, 해양 수온 등 기후변화에 영향을 주는 외부 요인 <p>- 관측 및 중규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기과정 특성 파악</p> <ul style="list-style-type: none"> · 수치모델링을 통한 남극 과학기지 주변 중규모 기상장 특성 파악 · 관측소 관측 기반 기후요소 장기 추세 분석 및 큰 규모 대기과정의 역할 이해 · 남극기지 기반 수치 모델 활용을 위한 관측과 DB 구축 <p>- 생물기원냉각물질 (에어로졸 중 복사 냉각에 기여하는 것) 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 파악</p> <ul style="list-style-type: none"> · 현장관측 기반 생물기원냉각물질, 에어로졸 및 구름응결핵 특성 변화 파악 · 서남극의 온난화가 생물기원 냉각물질 및 에어로졸 형성에 미치는 영향 파악 <p>○ 연구개발 결과: 최종성과물</p> <ul style="list-style-type: none"> - 동·서남극의 기후변화 분포도 · 기상 및 대기환경 실측 자료 · 남극 지역 수치모델 모사 자료 - 동·서남극 기후변화 차이를 유발하는 대기 순환 개념 모델 <p>○ 연구개발결과의 활용 계획</p> <ul style="list-style-type: none"> - 남극의 최근 기후변화에 따른 해빙분포 및 기온 변화의 지역적 차이 원인 파악을 통한 미래 남극 육상 빙하 용빙, 해빙변화와 온난화 패턴 예측에 활용 - 남극기지 기반 현장 활동을 위한 상세 기상 정보 제공 - 남극 생물기원냉각물질의 발생 변화가 대기 에어로졸 입자 형성 및 복사강제력에 미치는 영향 이해를 통한 미래 남극 기후변화 예측에 기여 					
색인어 (각 5개 이상)	한글	남극, 기후변화, 대기 순환, 현장 관측, 수치모델링			
	영어	Antarctica, Climate Change, Atmosphere circulation, In-situ Observation, Numerical Modelling			

요 약 문

I. 제 목

- 남극 기후변화의 지역적 차이 원인 규명

II. 연구개발의 목적 및 필요성

○ 목적

- (1) 외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 반응 기작 연구 기반 구축

- 남극 기후변화 이해를 위한 빙하기 남극 서풍 제트기류의 세기 및 위치 변화 파악을 위한 수치적 재현

- (2) 관측자료와 종관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악

- 세종기지, 서남극 연안 및 장보고기지 기상관측 활용을 통한 기후요소 추세의 공간 변동 비교 및 큰 규모 대기 운동의 역할 규명
- 수치 모델 활용을 위한 관측과 DB 구축
- 수치모델링을 통한 남극 과학기지 주변 중규모 기상장 특성 파악

- (3) 남극 세종기지 대기입자 특성 파악

- 대기 에어로졸 입자의 물리 특성 변화 파악
- 생물기원냉각물질(DMS) 분석기기 구축

○ 필요성

- 북극과 달리 남극의 기후변화는 동서부분이 서로 다르게 진행 중인데, 남극반도를 포함한 서남극은 온난화가 빠르게 진행 중 인데 반해 동남극은 뚜렷한 온난화가 나타나지 않고 있음
- 기지기반 30년 이상의 관측 자료를 바탕으로 분석한 계절별 기온변화

경향과 인공위성 관측 자료를 기반으로 재구성한 지난 50여 년간의 연평균 남극 기온 변화 경향을 보면 남극 반도와 서남극 에서는 통계적으로 유의한 수준에서 온난화가 빠르게 일어나는데 반해 동남극은 두 자료 모두 통계적으로 유의한 수준의 변화를 보여주지 못하고 있어 이에 대한 원인 파악 필요

- 남반구의 아열대에서 발달한 고기압대에서 불어 나가는 바람과 남극 주변의 저기압대에서 불어 들어오는 바람장에 의해 서풍이 강하게 발달하며 특히 남위 50도 부근에서 강한 바람이 형성되어 해양에 전달되며, 이는 해양의 에크만 펌핑을 유발하여 표층에서 북서향의 해류를 만들게 되며 남극순환류의 가장 강한 제트류를 형성하는 극전선이 됨.
- 남반구 내륙에는 약한 고기압이 발달하여 대륙에서 불어나가는 바람은 전향력에 의해 남극 주변을 따라 도는 동풍이 약하게 발달하고 남극해의 극전선을 따라 에크만 펌핑(바람방향의 왼쪽으로 해류가 흐르는 현상)에 의해 북쪽으로 수송된 해수는 남극해의 심층에서 표층으로 용승을 유발하며, 이로 인해 남극해 오래된 심층 해수가 표층으로 전달되어 다량의 탄소를 저층에서 표층으로 이동시키는 역할을 함
- 그렇게 때문에 지구온난화 혹은 외부 강제력 변화에 의한 남극 서풍 제트기류의 변화를 이해할 필요성이 있음
- 남극세종과학기지는 1988년 운영을 시작하여 운영 초기부터 기상관측을 지속적으로 수행하여 왔으며 관측자료를 세계기상기구에 매일 전송하여 서남극 기상예보에 기여해 왔음
- 그러나 최근 서남극 온난화 등 기후변화 이슈와 관련한 연구용으로는 활발하게 활용되지 못하였음. 특히 기온변화 경향성 분석을 위해서는 정확하고 정밀한 센서관리와 자료품질관리가 필요하나 최근까지 수행되지 못한 실정이어서 약 30년간 축적된 기상관측자료에 대해 정밀한 품질평가를 수행하고 결측을 최소화한 관측자료를 생산하고 대외에 공개하여 서남극 기후변화 연구에 널리 활용되도록 할 필요가 있음
- 지상기상관측에 머물러 있는 관측시스템을 강화하여 구름과 대류권 연직구조에 대한 관측을 추가함으로써 향후 남극 저기압, 구름, 기후변화 등 다양한 연구의 기반을 구축할 필요가 있음

- 남극은 태평양과 인도양에 의해 중위도 대륙 지역으로부터 ~ 2500-4000km 거리에 위치하고 있고, 표층과 고층의 기상자료가 다른 지역에 비해 부족하기 때문에 역궤적 모델 결과의 정확도가 낮은 실정임
- 남극과학기지에서 관측되는 라돈가스를 대기수송의 시험 추적자로 활용, 대순환모델(General Circulation Model) 재현결과와의 비교 연구를 통해 중, 저위도에서 남극으로의 대기수송과정에 대한 이해를 증진시킬 필요가 있음
- 남극의 물리적인 요소 뿐 아니라 화학적인 요소의 변화에 대한 이해도 절실한데, 이는 지구온난화에 영향을 주는 외부의 복사강제력에서 에어로졸 같은 대기 화학적인 요소가 미치는 영향에 대한 과학적 근거가 매우 제한적이기 때문임. 제5차 IPCC보고서에 의하면 복사강제력의 정확도가 가장 낮은 부분이 에어로졸 관련 연구 분야이며, 특히 에어로졸에 의해 변화하는 구름의 상태에 대한 이해가 매우 초기단계여서 극지역의 에어로졸이 구름의 형성에 미치는 기작에 대한 이해가 필요함
- 해양 표층의 복잡한 생물 반응 과정을 통해 생성된 DMS는 대기로 방출되어 산화 과정을 통해 황 에어로졸의 형성에 기여하며, 이는 구름응결핵 (cloud condensation nuclei)의 주요 성분으로 작용함
- 해양 생물에 의해 발생하는 DMS는 에어로졸 및 구름의 형성에 기여하며 이를 통해 지구에 도달하는 태양 복사 에너지를 줄이는 역할을 할 수 있기 때문에 인위적인 이산화탄소 방출로 인한 지구 온난화와는 반대로 자연적인 지구 냉각화가 가능 할 것으로 예측되지만 기후 변화에 따른 DMS의 발생량 변화 및 기후변화 피드백 기작에 대한 과학적 증거는 부족한 실정임

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

- 외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해
 - 남극지역 대기순환장 변화가 남극 해빙의 지역차이에 미치는 영향 파악
 - 아문젠해 저기압 장기 변화 복원 및 아문젠해 저기압 변화와 연관된 해빙 분포도 작성
 - 남극 전체 해빙 기후변화 분포도 작성
 - 남극 기후변화 이해를 위한 빙하기 남극 서풍 제트기류의 세기 및 위치 변화 파악
 - 고기후모델간 상호 비교 프로젝트의 마지막최대빙하기 순환장 변화 분석
 - 대기모형을 이용한 마지막최대빙하기 시기 남극 서풍 변화 원인 규명
 - 대기-해양 접합모형을 이용한 마지막최대빙하기 시기 남반구 대기 및 해양순환장 변화 모의
 - 마지막최대빙하기의 남극 서풍 제트기류 세기 및 위치변화에 대한 대기대순환 개념도 정립
 - 남극 기후변화의 지역적 차이 메커니즘 규명
 - 남반구 기후요소에 따른 남극 지역 대기 반응 실험 수행
 - 남극지면온도 복원자료를 이용한 주요 변동 모드 파악
 - 다중모델 실험 결과를 이용한 남극 지면온도 변동성 비교 분석
 - 장기 남극 지면온도 변화 자료에서 나타난 남극 지면온도 변동성 분석
 - 남극 지면온도 비대칭적 변동 메커니즘 규명
- 관측자료와 중규모 수치 모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화
 - 남극 태평양 연안 기상 자료 DB 구축
 - 남극세종과학기지 지상 기상요소 연중 정상관측 및 분석
 - 세종기지 30년 (1988-2017) 기상자료 품질검사 수행
 - 남극장보고과학기지 지상 기상요소 연중 정상관측 및 분석
 - 장보고기지 30미터 워크업 타워의 다섯 높이에서 기상 요소 프로파일 연속 관측 및 분석
 - 라디오존데를 이용한 상층 기상 관측 및 분석

- 남극 태평양 섹터 연안 지역별 기후 요소 추세 분석
 - 남극세종과학기지 기온, 기압, 풍속 등 기상요소 장기 추세 분석
 - 남극장보고과학기지 기상 관측 및 재분석 자료 활용 기후 요소 추세 분석
 - 서남극 연안 기상관측 및 재분석자료 활용 기후요소 추세 분석
 - 아문젠해 저기압 변동성이 지상 기상에 미치는 영향 분석
- 성층권 오존 농도에 대한 기상 조건의 역할
 - 장기 오존 전량 변동 분석
 - 오존 전량과 재분석 기상 변수와의 관계 분석
- 남극기지 대기 중 라돈 가스 DB 구축 및 변동 특성 비교
 - 남극기지 대기환경 라돈가스 (해상도: 1시간) 정상관측
 - 남극기지 하계시즌 및 연간 농도 변동성 분석
 - 두 남극기지만 라돈 농도 변동성 비교
 - 세종과학기지 라돈가스 농도의 계절 변동 수치모의 연구
- 중규모 수치모델 활용 남극기지 주변 기상현상 특성 연구
 - 남극기지 주변 3km 고해상도 모델링 시스템 구축
 - 세종기지 강풍 사례 수치모의 통한 강풍 발생 메커니즘 규명
- 생물기원냉각물질 (에어로졸 중 복사 냉각에 기여하는 것) 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 파악
 - 현장관측 기반 생물기원냉각물질, 에어로졸 및 구름응결핵 특성 변화 파악
 - 서남극의 온난화가 생물기원 냉각물질 및 에어로졸 형성에 미치는 영향 파악
 - 남극 하계 세종기지 nano-SMPS 운영으로 나노입자 생성증거 확보
 - 하계 에어로졸 입자의 화학특성 및 황동위원소 비율 변화 분석을 위한 시료 확보
 - 대기 에어로졸 입자의 물리 특성 변화 현장 관측
 - 생물기원 냉각물질 분석기기 신규 설치를 통한 하계 농도 변화 분석 및 황동위원소 비율 변화 분석
 - 주변 환경요인 (해양생물, 빙권 등) 및 대기 입자 특성의 통합적 분석을 통한 기후냉각물질 변화 요인 파악
 - 해양 생물기원 기후냉각물질의 발생이 대기 에어로졸 입자 형성에

IV. 연구개발결과

(1) 외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해

- 남극지역 대기순환장 변화가 남극 해빙의 지역차이에 미치는 영향 파악

- JRA-55, ERA-40, NCEP R1, ERA-20C, NCEP 20th의 총 5종 재분석자료와 CRUTEM4, HadSLP2, HadSST3의 3종 관측자료를 이용하여 통계모델을 구성, 아문젠해 저기압 장기 변화를 복원하였다.
- 복원된 아문젠해 저기압은 과거 100년간 강화되고 있으며 특히 남반구 봄철의 강화경향이 가장 뚜렷하고 강하게 나타난다.
- 1979년 이후 남극 주변 해빙은 계절별로 다른 변화양상을 보이며, 여름과 가을철은 벨링스하우젠해와 아문젠해의 해빙은 감소, 웨델해와 로스해 및 동남극 지역의 해빙은 증가하는 경향을 보인다. 이에 반하여 겨울철과 봄철의 해빙은 남극반도 주변에서 감소하며, 다른 지역의 해빙은 증가하는 경향을 보인다. 이러한 해빙의 변화에는 남극진동, 아문젠해 저기압, 태평양-남아메리카 모드 2가 계절별, 지역적으로 다르게 연관되어 있다.

- 남극 기후변화 이해를 위한 빙하기 남극 서풍 제트기류의 세기 및 위치 변화 파악

- 3차 고기후모델간 상호 비교 프로젝트의 7종의 모델 실험 결과, 마지막최대빙하기 시기 남반구 지역에서는 대류권의 온도 감소, 성층권의 온도의 증가가 관찰된다. 서풍의 경우 성층권에서는 남쪽으로의 이동이 공통적으로 관찰되나 대류권에서는 공통적인 뚜렷한 변화가 관찰되지 않는다.
- 대기모형을 이용한 마지막최대빙하기 시기 민감도 실험 결과, 남극 주변의 해빙의 확장, 남극 빙상고도의 증가, 적도지역 해수면온도 감소가 남반구 대류권 및 성층권 서풍을 강화 및 남하시키는 주된 원인으로 나타났다. 이 중 남극 주변 해빙의 확장은 대류권의 서풍 남하의 주요 원인으로 나타났다.
- 대기-해양 접합모형을 이용한 마지막최대빙하기 시기 모의 결과, 남극 해빙의 확장에 대한 서풍의 강화가 나타나며 이러한 서풍의

확장과 함께 해양의 남극순환류가 강화된다.

- 대기모형을 이용한 민감도 실험 결과, 마지막최대빙하기 남극 주변 해빙의 확장에 따른 중위도-남극의 온도 경도 증가는 해빙확장지역의 증후를 증가시키며, 온도풍 관계에 따라 이 지역의 서풍이 강화되어 남반구의 최대 서풍 구역이 극으로 이동한다.

- 남극 기후변화의 지역적 차이 메커니즘 규명

- 남극지면온도 복원자료의 경험직교함수 분석 결과, 남극대륙 전체가 온난해지는 첫 번째 모드와 서남극-남극반도 지역의 온도가 증가하고 동남극 지역의 온도가 감소하는 두 번째 모드가 추출되며, 이 두 주요 모드는 최근 수십년간 증가하는 경향을 보인다.
- CMIP5에 참여한 다중모델 실험 결과에서도 이러한 두 주요 모드는 관측과 동일하게 추출되나, 두 번째 모드의 경우 증가 경향이 나타나지 않는다.
- 2천년의 아이스코어 기반 지면온도 복원자료, 5천년 이상 홀로세 중기부터 현재까지의 기후 수치재현 자료 분석 결과 첫 번째 남극대륙 전체 온도 변동 모드는 전지구적 기후변화를 반영하며, 두 번째 서남극-동남극 비대칭 모드는 장기적 변화 경향이 나타나지 않는다.
- 남극빙단산맥을 포함하는 남극의 지형조건에 따라 서남극 지역 해수면온도 증가, 서남극지역 고기압성 순환 강화, 서남극 지역 하층 대기 온난이류 강화가 상호 촉진되는 되먹임과정이 구성될 수 있으며, 이에 따라 서남극-동남극간 지면온도가 반대로 변화하는 자연 변동성이 형성된다.

(2) 관측자료와 종과규모 수치 모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화

- 남극 태평양 연안 기상 자료 DB 구축

- 2017년부터 2019년까지 남극세종기지와 남극장보고기지에서 기상 관측이 연속으로 수행되었으며, 이 자료들은 극지데이터센터(KPDC)에 데이터베이스로 구축되었다.
- 남극세종기지의 1988년부터 2017년까지 30년 기간의 기상관측자료에 대해 일관된 기준으로 품질검사를 수행하여 고품질의 연속 기상자료 데이터를 생산하였다.
- 서남극 아문젠해 연안 린지 섬을 포함한 세 관측지에서 측정된 기상 변수들은 모두 큰 경년 변동을 보였으며, 특히 겨울에 변동이

켰다.

- 남극장보고과학기지 30 m 워크업 타워의 다섯 높이에서 측정된 바람은 월평균 합성 풍향에 근거하면 두 부류 즉, 3 과 30 m 바람과 6, 12 그리고 20 m 바람으로 구분될 수 있었다.
 - 2019년 7월 약 3 km 고도 주변으로 뚜렷한 기온 증가가 강한 풍속과 함께 나타났는데 다른 해에서 그런 현상이 없었다. 한편, 2019년 7월은 분석 기간 동안 7월 중 가장 높은 기온을 기록하였다.
 - 서남극 연안 린지 섬과 그 주변 관측지 간의 계절별 상관 계수는 기온의 경우 0.8 이상, 기압의 경우 0.92로 높았다. 반면에 린지 섬과 내륙 관측지 간의 계절별 상관계수는 기온의 경우 0.72 그리고 기압의 경우 0.76으로 낮지 않았다.
- 남극 태평양 섹터 연안 지역별 기후 요소 추세 분석
- 남극세종기지에서는 지난 30년간 전체적으로는 연평균 기온이 매우 약한 하강 추세를 보였으나 통계적 유의성은 없었다. 하지만 기간을 나누어 1988-1999, 2000-2011, 2011년 이후 등 세 기간으로 나누어보면 온난화, 한랭화, 다시 강한 온난화가 뚜렷하게 나타났다.
 - 남극장보고기지에서는 지난 5년 동안 연평균 기온의 증가가 통계적으로 유의하였으며($p < 0.05$), 주로 가을과 겨울 기온 증가가 주원인이었다.
 - 서남극 린지 섬 관측 자료와 ERA-Interim 재분석 자료의 월평균 기온, 기압 그리고 풍속은 잘 일치하였다. 1980년부터 2014년까지 기온의 추세는 유의하지 않았으나 가을철 기압 감소와 풍속 증가는 통계적으로 유의하였다 ($p < 0.05$).
 - 아문젠 해 저기압 중심의 경도에 따른 이동이 린지 섬 기상에 큰 변동을 가져왔으며, 특히 겨울철 남쪽으로부터 찬 공기를 불러와 이 지역 기온을 크게 낮추었다.
- 성층권 오존 농도에 대한 기상 조건의 역할
- 오존 전량의 장기 시계열은 큰 경년 변동을 보였지만 최근 점진적인 증가 추세를 보였다.
 - 오존 전량은 기온과 좋은 상관관계를 보였으나 고도에 따라 차이를 보였다. 즉, 성층권 하부에서는 높은 양의 상관을 보였는데 이는 보다 추운 기온 하에서의 오존 감소를 보여준다. 반면에, 상부에서는 높은 음의 상관을 보였는데 이는 오존 화학이 온도에 의존하는 것과 관련된다.

- 오존 전량은 또한 잠재와도와도 관련이 컸다. 남반구 봄철 성층권 상부에서는 큰 양의 상관, 여름철 성층권 하부에서는 중간 크기의 음의 상관 나타났다. 이 특이한 패턴은 아마도 성층권에서 극소용돌이의 강화 그리고 대류권계면 근처에서 성층권-대류권 간의 기괴의 교환과 관련된 것으로 보인다.
 - 오존 전량은 바람장과도 일정 상관관계를 보였는데 이는 기괴에 의한 혼합 효과를 나타낸다.
- 남극기지 대기 중 라돈 가스 DB 구축 및 변동 특성 비교
 - 남극세종기지에서 대기 중 라돈가스 농도를 연중 정상관측하였다. 세종기지 관측 결과 남빙양 배경대기의 영향이 지배적이고 짧은 기간 동안 라돈폭풍 현상이 관측되었다. 장보고기지 관측 결과 남극 빅토리아랜드에서 배출된 라돈가스의 영향이 지배적이고 세종기지에서는 나타나는 라돈폭풍 현상은 관측되지 않았다. 장보고기지 대기 라돈가스의 농도는 남극에서 가장 높은 농도 수준으로 나타났다. 장보고기지 라돈가스의 계절 변동 특성은 농도 수준에 따라 다른 특징을 보였는데 고농도 수준에서는 하계 시준에, 저농도 수준에서는 가을철에 농도가 증가하는 것으로 분석되었다.
 - 중규모 수치모델 활용 남극기지 주변 기상현상 특성 연구
 - 남극 대륙을 포함하는 27km 해상도의 영역과 각각 9km, 3km 해상도의 등지격자체계의 고해상도 지역규모 수치모델링 시스템을 극지연구소에 구축하였다.
 - 이 고해상도 모델을 통해 2013년 1월 남극세종기지에서 발생했던 강풍 사례에 대해 3차원적인 기상장 분석을 수행하여 강풍 발생 메커니즘을 규명하였다.

(3) 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석

- 남극대기 에어로졸의 물리화학적 특성의 시계열 변화 자료
 - 세종기지 대기관측동내에 에어로졸 특성 연속관측 장비의 효율적 운영으로 연속자료 확보
 - 나노입자 형성에 관한 계절적 특성 규명
- 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석
 - 남극 세종과학기지 기반 대기 DMS 농도 변화 관측 및 해양생물 상관성 분석

- 대기 DMS 농도 변화와 에어로졸 물리 특성 및 기상 인자와의 상관관계 분석

V. 연구개발결과의 활용계획

- 동서 남극 기후변화 원인 진단 및 영향 파악
 - 남극 및 남반구 고위도 지역 기후 변동성 탐지 및 변화 메커니즘 규명
 - 남극 및 남반구 고위도 지역 기후 변동성의 전지구 기후변화에서의 역할 규명 및 영향 평가
- 지구온난화에 대한 남극 극한기상 특성 파악
 - 남극기지 관측자료 활용 및 수치모델링을 통한 고온, 저온, 폭설 등 극한기상 특성 분석
 - 기지기반 장기 관측자료 활용 장단기 남극 극한 기상/기후변화 추이 및 변동성 분석
 - 수치모델링을 통한 기후변화에 따른 남극 극한기상 변동성 분석
- 성층권 오존농도 회복에 따른 남극 기후변화 파악
 - 남극 기지기반 성층권 오존 농도 변동 및 순환특성 이해 및 기상/기후에 미치는 대기과정 규명
 - 남극 저층 및 성층권 대기 순환과정 이해 제고에 기반한 수치 모형 개선 및 지역/지상 기후에 미치는 영향 평가
- 성층권 오존농도 회복에 따른 남극 기후변화 파악
 - 남극 기지기반 성층권 오존 농도 변동 및 순환특성 이해 및 기상/기후에 미치는 대기과정 규명
- 쇄빙연구선/남극내륙에서의 라돈 농도 측정을 통해 남극 태평양권 대기 순환 특성 이해 제고
- 남극 저층 및 성층권 대기 순환과정 이해 제고에 기반한 수치 모형

개선 및 지역/지상 기후에 미치는 영향 평가

- 현장 관측을 통한 남극 대기 에어로졸의 기후조절 기능 파악
 - 남극반도 에어로졸 물리 특성 연속관측과 병행하여 화학적 특성을 밝히기 위해 에어로졸 샘플러 운영 등으로 연구영역 확대
 - 남극 지역 세계최장기 자료 획득의 연속성을 담보하고 DB 활용으로 남극기후시스템간 피드백 연구 진행
 - 남극 환경 변화가 자연 기원 기후냉각가스 발생에 미치는 영향 파악
 - 남극 지역 1차와 2차 에어로졸의 생성 및 성장 특성 파악을 위한 남극 현장 대기 관측 및 메카니즘 규명을 위한 챔버 실험 동시 진행

- 남극 성층권 오존 농도 회복의 증거로 활용
 - 남극 성층권 오존의 회복은 인간 활동에 의한 전지구적인 오존 파괴 물질 생산 제약에 따른 전지구적인 환경문제임
 - 본 연구에서 발견한 오존전량 최소값의 증가는 최근 오존 회복 연구 결과에 대한 추가 증거로 활용될 수 있음

- 라돈 가스의 기원지 추적에 활용
 - 남극 하계시즌 장보고기지에서 관측된 라돈 농도는 남극 해안 지역 (북빅토리아랜드 지각)에서 직접 배출되는 라돈 가스 배출량이 무시할 수 없는 수준임
 - 본 연구에서 추정되고 있는 남극 하계시즌 TNB 지역 라돈 가스 배출량 (평균: $0.09-0.11 \text{ atoms cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)은 대기화학 수송 모델을 이용한 남극 해안 지역 라돈 가스의 계절 농도 변화 특성 재현의 정확도 향상에 기여할 것임

- 남극 극한기상 예측에 활용
 - 세종기지 강풍사례 원인 정보를 활용하여 보다 더 정확한 기상 예측에 활용 예정

- 남극 성층권 오존 농도 회복의 증거로 활용

- 남극 성층권 오존의 회복은 인간 활동에 의한 전지구적인 오존 파괴 물질 생산 제약에 따른 전지구적인 환경문제임
 - 본 연구에서 발견한 9월 오존전량 최소값의 증가는 최근 오존 회복 연구결과에 대한 추가 증거로 활용될 수 있음
- 라돈 가스의 기원지 추적에 활용
- 남극 하계시즌 장보고기지에서 관측된 라돈 농도는 남극 해안 지역 (북빅토리아랜드 지각)에서 직접 배출되는 라돈 가스 배출량이 무시할 수 없는 수준임
 - 본 연구에서 추정되고 있는 남극 하계시즌 TNB 지역 라돈 가스 배출량 (평균: 0.09-0.11 atoms cm⁻² s⁻¹)은 대기화학 수송 모델을 이용한 남극 해안 지역 라돈 가스의 계절 농도 변화 특성 재현의 정확도 향상에 기여할 것임
- 남극 극한기상 예측에 활용
- 세종기지 강풍사례 원인 정보를 활용하여 보다 더 정확한 기상 예측에 활용 예정
 - 장보고기지 강풍사례 적용 및 원인 분석에 활용
- 남극 자연 기원 에어로졸의 기후 피드백 역할 규명
- 남극반도지역 에어로졸의 기후적 역할 연구를 위한 국제네트워크 구축 및 공동연구 수행으로 독보적인 연구영역 개척
 - 장기간 현장 관측 자료 축적을 통한 DB 구축 및 국제공동 연구 활성화

S U M M A R Y

I. Title

- Investigation for the role of atmosphere in the east-west climate differences in Antarctica

II. Objectives and Necessities of R&D

○ Objectives

(1) Study of Antarctic climate response to external forcing change

- Numerical simulation of the southern hemisphere westerly Jet strength and position during the last glacial period to understand Antarctic climate change

(2) Investigation of atmospheric circulation characteristics for the Pacific sector of Antarctica using observed and synoptic-scale numerical models

- Spatial comparison of climate trend using meteorological observed data in the King Sejong Station, Jangbogo Station, and west Antarctic coastal regions to find out the role of large-scale atmospheric circulation
- Establishment of database for numerical modeling
- Investigation for the meteorological characteristics of synoptic-scale atmosphere through numerical modelling

(3) Examination of aerosol characteristics for the atmosphere sampled in the King Sejong Station

- Investigation of physical characteristics for the aerosol particles
- Setting up for analysing Biology originated DMS analysis system

○ Necessities

- In contrast to the fast Arctic warming, the climate change in Antarctic is different regionally with marked warming over the western part, but little warming in the eastern part. The cause of this west-east climate differences in Antarctica need to be examined.
- Based on station based observed data for 30 years and satellite based observed data for 50 years, a fast warming is observed in west Antarctica in statistically significant level, but there has been little change in eastern part from the two data sources, requiring to find out what causes this contrasting Antarctic climate asymmetry
- Around Antarctica, westerly winds develops strongly by the interaction between the winds out of high pressure over subtropics and into the low pressure, composing a strong westerly Jet around 50°S that causes Ekman pumping pushing the upper ocean to the north.
- The Ekman pumping driven by the westerly jet brings old and carbon-rich deep ocean water to the surface, providing dissolved inorganic carbon to the surface of the Southern Ocean. The increased carbon at the surface could induce emission to atmosphere if the Ekman pumping is enhanced.
- Thus, examining the strength and position of the SH westerly jet is important in predicting future global carbon budget.
- The King Sejong Station opened at 1988 and meteorological observation has been continued and the measured data were sent to the WMO everyday to contribute to the weather prediction.
- However, the meteorological data has not been used for the climate change studies such as to show marked warming over the Antarctic peninsula because to use climate trend research, a quality

control of the data and sensor for measurement must have been done in advance. Therefore, we need to control the data quality and include in the analysis of climate change trends over the Antarctic Peninsula and need to open outside so that other users could utilize the data for climate change study

- In addition to the ground based observation system, we need to enhance observation system to include measurement for clouds and vertical cross section with meteorological profiles to expand our view to Antarctic low pressure, clouds, climate change, etc.
- In Antarctic sits about 2500-4000km away from midlatitudes due to the presence of the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans and surface and upper level data are not sufficient to lead to low accuracy of back-trajectory model
- Thus, we need to enhance our understanding on the atmospheric transport processes of air masses from low to mid-latitudes to Antarctica via comparison of observed Radon gases at Antarctic station with results from General Circulation Model
- Besides the physical characteristics for Antarctica, it is quite urgent to enhance the study of chemical components that substantially influence radiative forcing for global warming, but the understanding for the chemical components are very limited. The 5th IPCC Assessment Report stressed that the chemical components have the biggest uncertainty in radiative forcing, especially cloud radiative forcing due to aerosol part needs remains highly uncertain and incipient stage for understanding and the way how aerosol influences clouds needs to be further investigated.
- By complex biological processes at ocean surface, Dimethyl Sulfide (DMS) releases to atmosphere and becomes sulfur aerosol by oxidization processes that plays a critical component for cloud formation.

- Since clouds formed by DMS could influence the radiative forcing of short wave radiation and may act as cooling agent, but how much of DMS is released by global warming remains highly uncertain.

III. Contents of Research

- **Understanding the mechanism of Antarctic climate change to change in external forcings**

- Understand the effects of changes in atmospheric circulations around Antarctica on regional variations in Antarctic sea ice

- Reconstruct the long-term change of the Amundsen Sea Low and associated sea ice distributions

- Analyze the spatial distribution of Antarctic sea ice change during recent decades

- Understanding the change in strength and position of the Southern hemisphere westerlies during last glacial maximum

- Analyze the changes in the southern hemisphere westerlies during last glacial maximum from Paleoclimate modeling intercomparison project

- Examine the climatic factors for the southern hemisphere westerlies changes by using the atmospheric model

- Simulate the changes in the atmosphere and ocean using the atmosphere-ocean coupled model

- Establish the mechanism for the change in strength and position of southern hemisphere westerlies

- Investigation for the cause of east-west different climate responses in Antarctica

- Perform the numerical experiments for an atmospheric response to change in southern hemisphere climate factors
 - Investigate the climate variability of Antarctic surface temperature by using Antarctic surface temperature reconstruction
 - Analyze the Antarctic surface temperature variability by comparing the multi-model results
 - Analyze the Antarctic surface temperature variability in the datasets longer than a thousand years
 - Find the mechanism for east-west different climate changes in Antarctica
- **Characterization of the atmosphere processes in the Pacific sector of Antarctica through in-situ observation and synoptic scale numerical simulations**
- Establishing a database of meteorological data for the Antarctic Pacific Coast
 - Continuous measurements of ground meteorological variables and their analysis at the King Sejong Station
 - Quality check and gap-filling of the 30-year meteorological data at the King Sejong Station
 - Continuous measurements of ground meteorological variables and their analysis at the Jang Bogo station from 2017 to 2019
 - Continuous measurements of profiles of meteorological variables at five levels and their analysis at the Jang Bogo station from 2017 to 2019
 - Continuous observation and analysis of upper meteorological variables using radio sondes at the Jang Bogo station
 - Trends of meteorological variables in the Pacific sector of Antarctica

- Analysis of the trend of meteorological variables by utilizing observation and reanalysis data on the Amundsen Sea coast.
 - Analysis of the effect of the Amundsen Sea Low on the ground meteorology in the coastal area.
 - Analysis of the trend of meteorological variables by utilizing observation and reanalysis data at the Jang Bogo station
- Relationship between total ozone concentration and ambient meteorological factors
 - Long-term time-series of total ozone
 - Analysis of the relation between total ozone and meteorological variables
- Measurement of atmospheric Radon concentration at the Antarctic stations and analysis of the variability
 - 1-hr interval continuous measurement of atmospheric Radon concentration at the King Sejong Station and the Jangbogo Station
 - Analysis of the summer-season and annual variability of the atmospheric Radon concentration
 - Intercomparison of the Radon concentration between the King Sejong Station and the Jangbogo Station
 - Numerical simulation of the Radon concentration of the King Sejong Station
- Analysis of the weather phenomenon around the Antarctic stations using regional-scale numerical model
 - Setup of high-resolution numerical model around the Antarctic stations
 - Analysis of a strong wind event of the King Sejong Station using the regional scale numerical simulation

IV. Outcome of the study

(1) Understanding the mechanism of Antarctic climate change to change in external forcings

- Understand the effects of changes in atmospheric circulations around Antarctica on regional variations in Antarctic sea ice
 - A statistical model was constructed using 5 reanalysis datasets of JRA-55, ERA-40, NCEP R1, ERA-20C, and NCEP 20th and three observation datasets of CRUTEM4, HadSLP2, and HadSST3 to restore the long-term change in the Amundsen Low.
 - The statistical model shows that the Amundsen Low strengthened during the last hundred years, especially during austral spring.
 - Since 1979, during summer and autumn, the sea ice in the Bellingshausen and Amundsen Seas has decreased, and the sea ice in the Weddell and Ross Seas has increased. In contrast, during winter and spring, sea ice tends to decline around the Antarctic Peninsula, while sea ice in other regions tends to increase. These changes in sea ice are related seasonally and regionally to the Southern Annular Mode, the Amundsen Sea Low, and Pacific-South America Mode 2.
- Understanding the change in strength and position of the Southern hemisphere westerlies during the last glacial maximum
 - The seven climate models in PMIP3 show that tropospheric temperature decreases, and stratospheric temperature increases in the southern hemisphere during the last glacial maximum. In the southern hemisphere westerlies, the movement to southward is commonly observed in the stratosphere, but no consistent changes

appear in the troposphere among the models.

- Sensitivity experiments for the last glacial maximum period using the atmospheric general circulation model show that the expansion of sea ice around Antarctica, an increase in Antarctic ice sheet elevation, and a decrease in equatorial sea surface temperature cause strengthening and poleward movement of the southern hemisphere westerlies. The expansion of sea ice around Antarctica is the major cause of the southern hemisphere westerlies in the troposphere.

- The experiments for the last glacial maximum using the atmosphere-ocean coupled model show that the strengthening of southern hemisphere westerlies and Antarctic circumpolar current might be induced by expansion of the Antarctic sea ice.

- The sensitivity experiments using the atmospheric general circulation model show that the increase in the equator-to-pole surface temperature gradient due to the expansion of sea ice around Antarctica induces an increase in atmospheric thickness over the sea ice increased region. Consequently, the southern hemisphere westerlies strengthen and move to the pole.

- Investigation for the cause of east-west different climate responses in Antarctica

- Empirical orthogonal function analysis of Antarctic surface temperature reconstruction data for the period 1958 - 2012 reveals the first mode in which temperature increases over entire Antarctica, and the second mode in which the temperature varies oppositely between the West Antarctic-Antarctic Peninsula (warming) and East Antarctica (cooling). Besides, the corresponding principal components of both modes have increased during this

period.

- Multi-model results of historical simulation in CMIP5 consistently have these two observed modes. However, there is no tendency to increase in the second mode in contrast to the increase in the first mode for the period 1958 - 2012.

- The EOF analyses of ice core-based surface temperature reconstruction data and climate model simulations longer than 5,000 years since mid-Holocene (6k BP) consistently show these two climatic modes. The first mode representing the entire Antarctica temperature change reflects radiatively-induced global climate change, while the second mode representing west-east asymmetry shows no long-term trend.

- According to the Antarctic topography, an increase in sea surface temperature, strengthening of the barotropic high pressure, and strengthening of warm advection in the lower troposphere over the west Antarctic region can induce the natural variability representing west-east asymmetry by promoting each other process.

(2) Characterization of the atmosphere processes in the Pacific sector of Antarctica through in-situ observation and synoptic scale numerical simulations

- Establishment of the meteorological data database at the pacific sector of Antarctica

- Meteorological variables were continuously measured and built on data-bases at the King Sejong and the Jang Bogo stations from 2017 to 2019.

- Thirty years of meteorological data of the King Sejong Station was gone through consistent quality check procedure and gap-filled

for long-term trend analysis.

- The measured variables showed high inter-annual variability, particularly in winter seasons at the three sites including Lindsey Islands, Amundsen sea.

- The variations in winds at five levels showed that they were separated into two groups based on monthly resultant wind direction, one group for wind at 3 and 30 m and the other from wind at 6, 12, and 20 m.

- Based on the radio sonde measurements, profiles of temperature and wind speed showed the largest interannual variability in spring.

- In July 2019, there was a distinct temperature rise of around 3 kilometers altitude, along with strong winds, which was not seen in other years. Meanwhile, July 2019 marked the highest temperature among July during the analysis period.

- The seasonal correlation coefficients of monthly averaged temperature (T) and pressure (P) between Lindsey Islands and three neighboring automatic weather station sites in the coastal area, Amundsen Sea were >0.8 for T and >0.92 for P and up to 0.76 for P and 0.72 for T at an inland site.

- Trends of meteorological variables in the Pacific sector of Antarctica

- At the Jang Bogo station, the measured data showed significant trends in annual averaged temperature from 2015 to 2019 ($p < 0.05$), which mainly depended on the variations in autumn and winter temperature.

- The ERA Interim reanalysis data showed no significant trends in seasonal averaged temperature from 1980 to 2014, but significant trends were shown in pressure and wind speed in autumn ($p < 0.05$) at the Amundsen Sea coast even though the interpretation of

the trend requires caution

- The longitudinal shift of the center of the Amundsen Sea Low contributed to the large variability and resulted in much lower temperatures at the site, especially in winter seasons, through cold advection from the south.

- Relationship between total ozone concentration and ambient meteorological factors

- Long-term patterns of Total Ozone concentration (TOC) showed the large year-to-year variation (e.g., maximumly ~200 DU at King Sejong) but a steady recovering trend recently.

- The TOC pattern correlated well with air temperature but showed a vertical difference; high positive correlations appeared in the lower stratosphere showing enhanced ozone depletion in colder conditions, but negative correlations appeared in the upper stratosphere associated with the temperature dependence of ozone chemistry.

- The TOC also showed a relationship to the potential vorticity: high positive correlation in the upper stratosphere during the austral spring but a moderately negative correlation in the lower stratosphere during the austral summer. This peculiar pattern probably relates to the polar vortex intensification in the stratosphere and the stratosphere-troposphere airmass exchange near the tropopause.

- There were also some correlations with wind field showing air-mass mixing effects.

- Measurement of atmospheric Radon concentration at the Antarctic stations and analysis of the variability

- Atmospheric Rn gas has been measured properly at Antarctic

stations during observation period except for the construction period of new research building of King Sejong Station and blizzard conditions. The concentrations of Rn at King Sejong Station and Jang Bogo Station were mainly affected by Southern Ocean and ice free area of Victoria Land of Antarctica, respectively. Rn storm cases were just observed sometimes at King Sejong Station. The concentrations of Rn gas at Jang Bogo Station are estimated to be highest level in Antarctica. The concentration variations of Rn gas at Jang Bogo Station varied according to concentrations. The concentrations of Rn gas higher than 90 percentiles were generally higher during summer. but their concentrations lower than 10 percentiles are generally higher during fall.

- Analysis of the weather phenomenon around the Antarctic stations using regional-scale numerical model
 - A high-resolution numerical modeling system was installed with 27-, 9-, and 3-km resolution around the Antarctic stations.
 - Synoptic mechanism was analyzed for a strong wind event of the King Sejong Station on January of 2013 using the regional scale numerical simulation and showed that topographic effect of the Antarctic Peninsula together with synoptic pressure system.

(3) Correlation Analysis of Bio-source Cooling Material and Atmospheric Participants

- Time Series Variation of Physicochemical Properties of Antarctic Atmospheric Aerosols
 - Securing continuous data through efficient operation of aerosol-specific continuous observation equipment in Sejong Station
 - Seasonal Characterization of Nano-particle Formation
- Correlation Analysis of Bio-source Cooling Material and

Atmospheric Participants

- Observation of Changes in Atmospheric DMS Concentration Based on Antarctic King Sejong Science Base and Correlation Analysis of Marine Life
- Correlation Analysis of Changes in Atmospheric DMS Concentration with Aerosol Physical Properties and Meteorological Parameters 대기 DMS

V. Application Plans of R&D Results

- Diagnose and identify the causes of climate differences between east-west Antarctica
 - Climate variability detection and change mechanism of Antarctica and southern high latitudes
 - Identify and assess the role of global climate variability in high latitudes in Antarctica and Southern Hemisphere
- Understanding Antarctic extreme weather characteristics for global warming
 - Analysis of extreme weather characteristics such as heat waves, cold surges, and heavy snow by using observation data and numerical modeling
 - Long-term and short-term Antarctic extreme weather / climate changes and variability analysis
 - Analysis of Antarctic extreme weather variability with climate change through numerical modeling
- Antarctic climate change due to stratospheric ozone recovery
 - Understanding Antarctic in-situ observed stratospheric ozone concentrations and cycling characteristics and identifying atmospheric processes

- Antarctic climate change due to stratospheric ozone recovery
 - Understanding Antarctic stratospheric ozone concentrations and cycling characteristics

- Radon concentration measurement in icebreaking research vessel / Antarctic stations

- Improvement of numerical model based on better understanding of Antarctic low and stratospheric atmospheric circulation process and assessment of impact on local and terrestrial climate

- In-situ observation to determine climate control function of Antarctic aerosols
 - Physical characteristics of Antarctic peninsula expanded the research area by operating an aerosol sampler to reveal chemical characteristics in parallel with continuous observation
 - Feedback research between Antarctic climate systems by ensuring continuity of world longest data acquisition in Antarctica and using database
 - Understand the effects of climate change on natural cold climate
 - Simultaneous chamber experiments for the observation of the Antarctic field atmosphere and the mechanism for the formation and growth of primary and secondary aerosols in Antarctica

- Use as evidence of antarctic stratospheric ozone concentration recovery
 - Antarctic stratospheric ozone recovery is a global environmental problem due to global production of ozone depleting substances caused by human activities.
 - Increasing the minimum ozone value found in this study may serve as additional evidence for recent ozone recovery studies.

- Utilization to trace the origin of radon gas
 - Radon concentrations observed at Jang Bogo Station in the Antarctic Summer season are insignificant in terms of radon gas emissions directly from the Antarctic Coastal Region (North Victoria Land).
 - Radon gas emissions (average: $0.09\text{--}0.11$ atoms $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) in the Antarctic summer season estimated in this study were used to improve the accuracy of the seasonal concentration change characteristics of radon gas in the Antarctic coastal region using atmospheric chemical transport model.

- Used to predict Antarctic extreme weather
 - The cause of strong wind event in the King Sejong Station will be used for more accurate weather forecasting

- Use as evidence of Antarctic stratospheric ozone concentration recovery
 - Antarctic stratospheric ozone recovery is a global environmental problem due to global production of ozone depleting substances caused by human activities.
 - The increase in the September minimum ozone reading found in this study could serve as additional evidence for recent ozone recovery studies.

- Utilization to trace the origin of radon gas
 - Radon concentrations observed at the Jang Bogo Station in the Antarctic Summer season are not negligible in terms of radon gas emissions directly from the Antarctic coastal regions (Northern Victoria Land).
 - Contribute to the reconstruction and simulation of Radon gas

emissions measured at Terra Nova Bay estimated in Antarctica for summer season estimated (average: 0.09-0.11 atoms cm⁻² s⁻¹) to improve the accuracy of the seasonal concentration characteristics of radon gas in the coastal region using atmospheric chemical transport model. Will contribute.

- Usage to predict Antarctic extreme weather
 - Usage in predicting weather more accurately in the King Sejong Station using the cause information of strong wind case
 - Application in the analysis of the cause of strong wind in Jang Bogo Base station as an example of gusty winds

- Identifying the role of climate feedbacks in aerosols originated from Antarctica
 - Pioneering unique research areas by establishing international networks and conducting joint research for studying the climate role of aerosols in the Antarctic Peninsula
 - Construction of database and activation of international research collaboration through long-term field observation data accumulation

C O N T E N T S

Chapter 1 Introduction	3
Chapter 2 Current R&D Status in Korea and Other Nations	23
Chapter 3 R&D Implementation Contents and Results	35
Section 1. Understanding the mechanism of Antarctic climate change to change in external forcings	35
Section 2. Characterization of the atmosphere processes in the Pacific sector of Antarctica through in-situ observation and synoptic scale numerical simulations	136
Section 3. Correlation Analysis of Bio-source Cooling Material and Atmospheric Participants	261
Chapter 4 Degree of R&D Goal Achievement and Degree of Contribution to Outside Research Institute	345
Chapter 5 Application Plans of R&D Results	355
Chapter 6 References	361

목 차

제 1 장 서론	3
1.1 배경 및 필요성	3
1.2 목적 및 연구 범위	16
제 2 장 국내외 기술개발 현황	23
2.1 국내 기술개발 현황	23
2.2 국외 기술개발 현황	26
제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과	35
3.1 외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해	35
3.2 관측자료와 중규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화	136
3.3 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석	261
제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도	345
4.1 총괄 목표 달성 내용	345
4.2 연차별 연구개발 목표 및 달성도	346
4.3 대외 기여도	350
제 5 장 기술개발 결과 활용계획	355
5.1 향후 연구 방향	355
5.2 성과 활용 계획	356
제 6 장 참고문헌	361

The image features a large, light blue watermark logo for KOPRI (Korea Ocean Policy Research Institute). The logo consists of the acronym 'KOPRI' in a bold, sans-serif font, with a stylized globe or wave pattern behind it. Below the acronym, the Korean text '극지연구소' (Korea Polar Research Institute) is written in a smaller, similar font. The watermark is centered on the page and serves as a background for the main title.

제 1 장 서론

극지연구소



제 1 장 서론

1.1 배경 및 필요성

- 약 3천 4백만 년 전 남미와 남극 대륙이 분리되면서 그리고 대기 중 이산화탄소 농도가 감소하면서 생성된 남극의 빙하는 2160미터의 두께로 남극 대륙을 덮고 있고, 남극 빙하의 면적은 $12.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ 이며, 부피로는 약 $24.7 \times 10^{18} \text{ kg}$ 이며 이것을 해수면으로 전환할 경우 약 58.3미터임. 하지만 육상 빙하의 기저에는 대부분 지역이 현재의 해수면 보다 더 낮기 때문에 (그림 1.1), 지구온난화에 따른 대기 및 해양의 온난화에 매우 취약하며 남극의 빙하 소멸은 전지구 해수면 상승에 기여할 수 있어 남극의 온난화는 비단 남극만의 기후변화 현상이 아니고 전지구의 경제 및 생활에 밀접히 연관되어 있음.

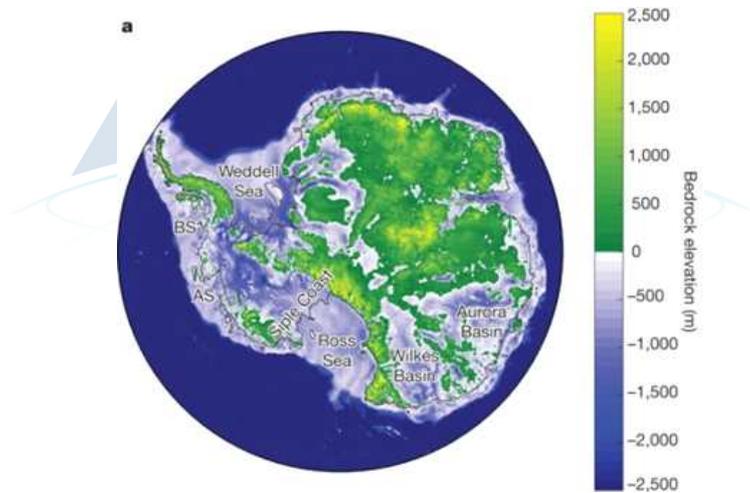


Fig. 1.1. 남극의 기반암과 고도 분포 (DeConto and Pollard, 2016)

- 남극해는 겨울에 대기의 복사냉각에 의해 해수의 온도가 어는점 (약 -1.9°C)아래로 내려가면 해수의 결빙이 이루어지고 반대로 여름에는 복사열의 증가로 인해 해빙이 녹게 되는 해빙의 계절 변화가 뚜렷하게 나타남. 해빙의 면적은 여름에는 약 $5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 로 수축하며, 겨울에는 약 $16 \times 10^6 \text{ km}^2$ 로 확장함. 이와 같은 해빙 면적의 계절적 변화는 태양 복사에너지의 변화, 장파 및 난류 열수지의 변화 그리고 열의 대류 및 확산에 의한 열역학적인 요인 뿐 아니라 바람과 해류의 유동에 의한 역학적인 요인에 의해 결정됨. 남극 해빙의

두께는 북극과 달리 남극해는 외해로 열려있기 때문에 통상 2.5미터 이하임.

- 남극의 바람장은 겨울과 여름에 중위도 대류권 상층에 발달하는 아열대 제트류와 겨울에 성층권 상부에 강하게 발달하는 극제트로 이루어지는데 극제트의 강한 서풍은 표층까지 연결되어 있고 표층에서 서풍의 강한 축은 약 50° S에 위치해 있음 (그림 1.2). 통상 겨울철 성층권에 발달하는 극제트를 폴라보텍스라 통칭하며, 남반구 폴라보텍스의 세기에 의해 표층의 기온 뿐 아니라 해양 순환의 세기도 결정됨.
- 저층에서 남극의 바람장 분포는 중위도 고기압과 남극주변의 저기압, 그리고 남극 내륙의 약한 고기압에 의해 남극주변에서 시계방향의 순환이 발달함. 특히 아문젠해에서 두드러지게 나타나는 저기압이 아문젠해 저기압의 세기에 따라 서남극의 기후변화가 변동하는 경향이 있음. 대기의 순환에 의해 해양의 순환이 결정되는데, 남극해 순환의 특징은 남극대륙을 시계방향으로 순환하는 제트류와 웨델해와 로스해에 발달하는 자이어 순환임.

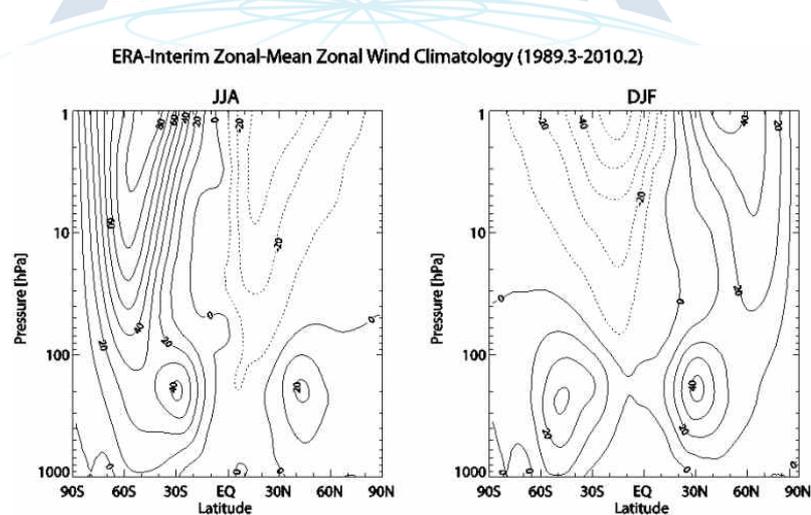


Fig. 1.2. 겨울과 여름철 경도 평균 바람장 분포

- 그림 1.3은 남극의 대기순환과 해양 순환을 동시에 보여주는데 (Thompson et al., 2011), 남반구의 아열대에서 발달한 고기압대에서 불어 나가는 바람과 남극 주변의 저기압대에서 불어 들어오는 바람장에 의해 서풍이 강하게 발달하며 특히 남위 50도 부근에서 강한 바람이 형성되어 해양에 전달되며, 이는 해양의 에크만 펌핑을 유발하여 표층에서 북서향의 해류를 만들게 되며

남극순환류의 가장 강한 제트류를 형성하는 극전선이 됨. 한편 남반구 내륙에는 약한 고기압이 발달하여 대륙에서 불어나가는 바람은 전향력에 의해 남극 주변을 따라 도는 동풍이 약하게 발달하게 됨. 남극해의 극전선을 따라 강하게 발달한 에크만 펌핑에 의해 북쪽으로 수송된 해수는 남극해의 심층에서 표층으로 용승하며, 이로 인해 남극해 심층의 오래된 해수가 표층으로 전달되어 환기되는 역할을 함. 한편 아열대에서는 해양의 아열대에서 고위도로 향하는 해수와 북향하는 해수가 만나 하강하는 구조를 보임.

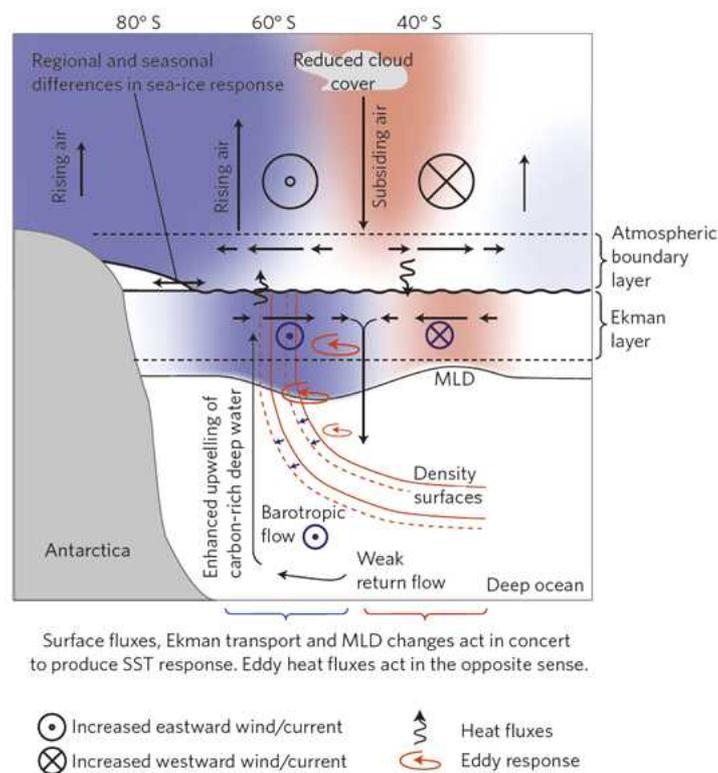


Fig. 1.3. 남극의 대기 및 해양 순환 연직 분포 (Thompson et al., 2011)

- 북극과 달리 남극의 기후변화는 동서부분이 서로 다르게 진행 중인데, 남극반도를 포함한 서남극은 온난화가 빠르게 진행 중 인데 반해 동남극은 뚜렷한 온난화가 나타나지 않고 있음. 그림 1.4는 기지기반 30년 이상의 관측 자료를 바탕으로 분석한 계절별 기온변화 경향과 인공위성 관측 자료를 기반으로 재구성한 지난 50여 년간의 연평균 남극 기온 변화 경향을

보여주는데, 두 자료 모두 남극 반도에서는 통계적으로 유의한 수준에서 온난화가 빠르게 일어나고 있음을 알 수 있음. 아문젠해역을 포함한 서남극 전체가 온난화 경향을 보이는데 반해 동남극은 두 자료 모두 통계적으로 유의한 수준의 변화를 보여주지 못하고 있음. 심지어 로스해 인근 육지와 웨델해 인근 육지에서는 냉각화 경향이 나타나고 있어 동서 남극의 기온 변화 경향의 편차가 두드러짐을 알 수 있음.

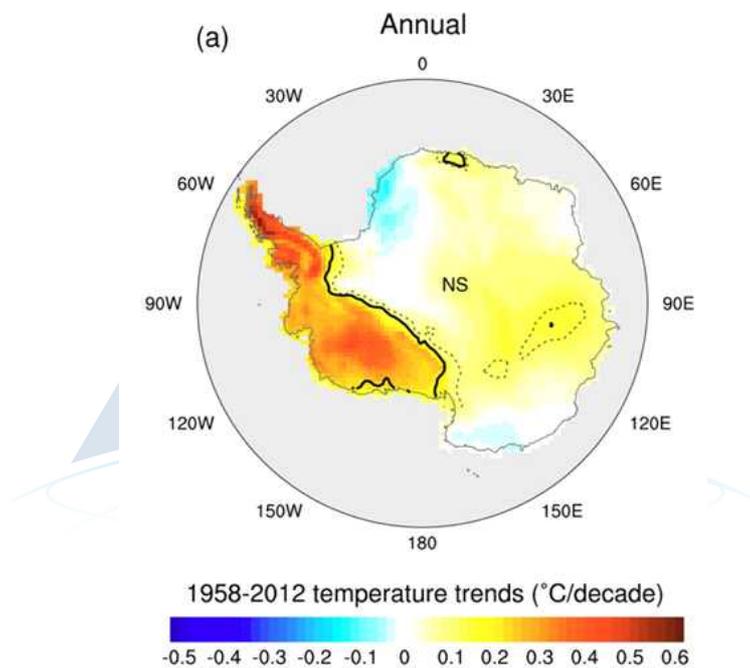


Fig. 1.4. 지난 50여년 간 남극의 기온변화 경향 (Nicolas and Bromwich, 2014)

- 이와 같은 남극의 기온변화 경향은 남극 내륙의 빙하 변화 경향과도 잘 일치하는데, 서남극의 빙하는 급속도로 감소하는데 반해 동남극의 빙하는 증가 경향을 보이며, 특히 웨델해 인근의 경우 증가경향이 뚜렷함 (그림 1.5).
- 이와 같이 동서의 극명한 온도, 빙하, 해빙의 변화 경향은 남위 45도와 65도 사이의 해면기압의 변동성으로 정의되는 “남극진동”의 위상 변화와 연관된 대기의 순환장 변화에 기인하는 것으로 보고되고 있어 (Kwok and Comiso, 2002), 남극 기후변화의 원인을 이해하고 예측하기 위해서는 SAM에 영향을 미치는 구성 요소들의 변동 원인을 밝힐 필요가 있음.

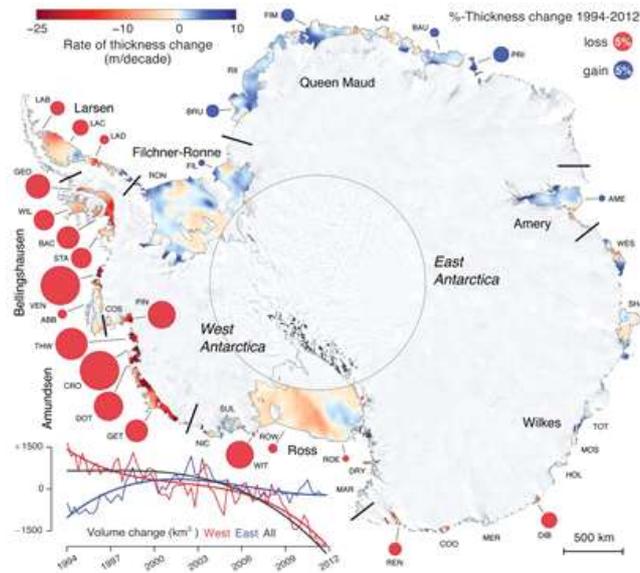


Fig. 1.5. 남극의 최근 빙하변화 경향 (Paolo et al., 2015)

- 현재의 남극의 서풍의 세기는 해양의 에크만 펌핑에 중요한 역할을 하고 이는 해양의 탄소가 풍부한 심층의 해수를 표층으로 용승시키고 나아가 대기의 이산화탄소 농도 변화에도 영향을 주기 때문에 서풍의 세기 변화를 조절하는 인자를 파악할 필요가 있음.
- 빙하기의 남극해 서풍의 위치와 세기의 변화는 지금보다 농도가 낮았던 빙하기 대기 이산화탄소의 농도 변화를 이해하는데 중요한 단서로 작용할 수 있기 때문에 기후변화 하에서 남극해 서풍 세트의 세기 변화에 영향을 주는 요소들을 파악 할 필요가 있음 (그림 1.6).

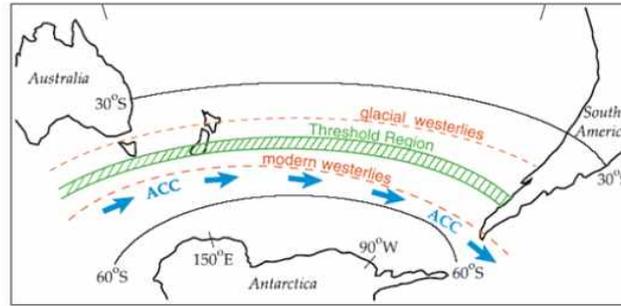


Fig. 1.6. 현재와 빙하기의 서풍의 중심 위치. 빙하기의 남극서풍이 적도로 치우쳐있음을 알 수 있다 (Toggweiler et al., 2006).

- 남극세종과학기지는 1988년 운영을 시작하여 2018년이면 30주년을 맞이하게 됨. 세종기지에서는 운영 초기부터 기상관측을 지속적으로 수행하여 왔으며 관측자료를 세계기상기구에 매일 전송하여 서남극 기상예보에 기여해 왔음 (그림 1.7). 그러나 최근 서남극 온난화 등 기후변화 이슈와 관련한 연구용으로는 활발하게 활용되지 못하였음. 특히 기온변화 경향성 분석을 위해서는 정확하고 정밀한 센서관리와 자료품질관리가 필요하나 최근까지 수행되지 못한 실정임. 따라서 약 30년간 축적된 기상관측자료에 대해 정밀한 품질평가를 수행하고 결측을 최소화한 관측자료를 생산하고 대외에 공개하여 서남극 기후변화 연구에 널리 활용되도록 할 필요가 있음. 또한 지상기상관측에 머물러 있는 관측시스템을 강화하여 구름과 대류권 연직구조에 대한 관측을 추가함으로써 향후 남극 저기압, 구름, 기후변화 등 다양한 연구의 기반을 구축할 필요가 있음.
- 최근 세계기상기구는 2013년부터 2022년까지 10년에 걸친 “극지역측의 해(YOPP)” 프로그램을 확정하였고 특히 2017년부터 2019년까지 3년간을 극지역에서의 집중관측이 이루어지는 핵심시기로 설정하였음. 극지역에서 활발하게 활동하는 각국 기상 및 과학기관들은 자발적으로 역할 분담을 논의하여 2015년 YOPP Summit 회의에서는 주요 참여기관과 활동계획이 명시되는 단계에 이르렀음.

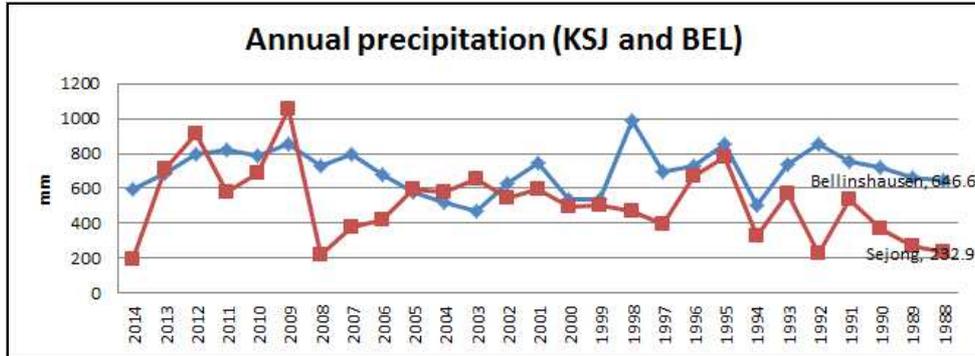


Fig. 1.7. 남극 세종과학기지와 벨링스하우젠기지 연강수량 관측자료 비교 (1988-2014년)

- 남극의 경우 YOPP-SH (Year Of Polar Prediction-Southern Hemisphere) 그룹 형태로 남극지역에서 YOPP 활동계획을 구체화하고 있음. 우리나라 극지연구소는 2015년 YOPP Summit 참여를 시작으로 논의에 본격적으로 참여하였으며 남극의 경우 남극세종과학기지와 남극장보고과학기지를 기반으로 한 2018-2019년 남극지역 집중관측 활동에 기여할 수 있음. 세계 기상학회와 극지역 연구기관의 국제적 대형 프로젝트에 적극 참여함으로써 극지과학강국으로서의 입지를 강화하고 극지 기상기후예측 능력 향상을 통해 우리나라 기상재난 예방에도 기여할 필요가 있음.
- 남극은 태평양과 인도양에 의해 중위도 대륙 지역으로부터 ~2500-4000km 거리에 위치하고 있고, 표층과 고층의 기상자료가 다른 지역에 비해 부족하기 때문에 역궤적 모델 결과의 정확도가 낮은 실정임. 관측지점으로부터 5일 동안 역궤적 모델을 수행할 경우 기원지의 위치에 대해 15-30% 공간적인 오차가 발생한다고 보고되고 있음 (Scarchilli et al., 2011). 따라서 남극과학기지에서 관측되는 라돈가스를 대기수송의 시험 추적자로 활용, 대순환모델(General Circulation Model) 재현결과와의 비교 연구를 통해 중, 저위도에서 남극으로의 대기수송과정에 대한 이해를 증진시킬 필요가 있음.
- 남극의 물리적인 요소 뿐 아니라 화학적인 요소의 변화에 대한 이해도 절실한데, 이는 지구온난화에 영향을 주는 외부의 복사강제력에서 에어로졸 같은 대기 화학적인 요소가 미치는 영향에 대한 과학적 근거가 매우 제한적이기

때문임. 제5차 IPCC보고서에 의하면 복사강제력의 정확도가 가장 낮은 부분이 에어로졸 관련 연구 분야이며, 특히 에어로졸에 의해 변화하는 구름의 상태에 대한 이해가 매우 초기단계여서 극지역의 에어로졸이 구름의 형성에 미치는 기작에 대한 이해가 필요함.

- 대기 중 에어로졸 입자들은 다양한 배출원으로 부터 (바다, 화산, 산림, 자동차, 공장 등) 직접대기 중으로 배출 (primary aerosol; 1차 생성)되거나 대기 중에 존재하는 다양한 기상물질의 대기변환과정 (gas-to-particle conversion)을 통해서 생성 됨 (secondary aerosol; 2차 생성). 에어로졸 입자들은 지구로 들어오는 태양 빛을 산란/흡수 시키거나 구름을 생성하는데 응결핵으로 중요한 역할을 하여 기후변화에 영향을 미치는 중요한 인자 중 하나임.
- 남극의 물리적인 요소 뿐 아니라 화학적인 요소의 변화에 대한 이해도 절실한데, 이는 지구온난화에 영향을 주는 외부의 복사강제력에서 에어로졸 같은 대기 화학적인 요소가 미치는 영향에 대한 과학적 근거가 매우 제한적이기 때문임. 제5차 IPCC보고서에 의하면 복사강제력의 정확도가 가장 낮은 부분이 에어로졸 관련 연구 분야이며, 특히 에어로졸에 의해 변화하는 구름의 상태에 대한 이해가 매우 초기단계여서 극지역의 에어로졸이 구름의 형성에 미치는 기작에 대한 이해가 필요함.
- 남극해는 영양염 농도가 높은 해양 저층수의 용승으로 인해 높은 일차생산량을 보일뿐만 아니라 양극해는 생물기원 기후냉각물질(DMS)의 발생량이 월등히 높은 식물플랑크톤(Prymnesiophytes)의 우점도가 높은 지역이기 때문에, 해양 일차생산자의 성장이 활발히 일어나는 봄, 여름철 표층해수의 DMS 농도가 세계적으로 가장 높게 나타남 (그림 1.9).

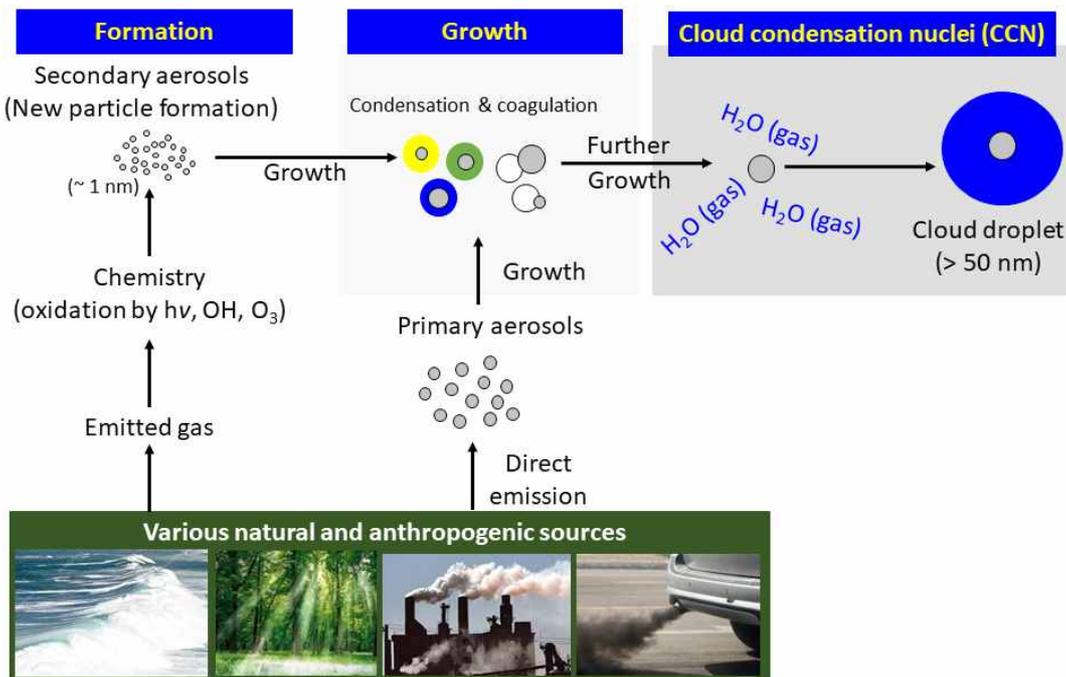


Fig. 1.8. 대기 중 1차와 2차 에어로졸 생성-성장-구름 형성 과정 모식도

- 해양 표층의 복잡한 생물 반응 과정을 통해 생성된 DMS는 대기로 방출되어 산화 과정을 통해 황 에어로졸의 형성에 기여하며, 이는 구름응결핵 (cloud condensation nuclei)의 주요 성분으로 작용함 (그림 1.10). 해양 생물에 의해 발생하는 DMS는 에어로졸 및 구름의 형성에 기여하며 이를 통해 지구에 도달하는 태양 복사 에너지를 줄이는 역할을 할 수 있기 때문에 인위적인 이산화탄소 방출로 인한 지구 온난화와는 반대로 자연적인 지구 냉각화가 가능할 것으로 예측됨 (Charlson et al., 1987). 하지만 기후 변화에 따른 DMS의 발생량 변화 및 기후변화 피드백 기작에 대한 과학적 증거는 부족한 실정임 (Quinn and Bates, 2011). 또한, 해양생물에 기원한 DMS 방출이 어떠한 물리·화학적 반응 과정을 거쳐 에어로졸로 성장하고, 이 후 구름응결핵으로 작용하는지에 대한 구체적인 증거는 제시 되지 않았음.

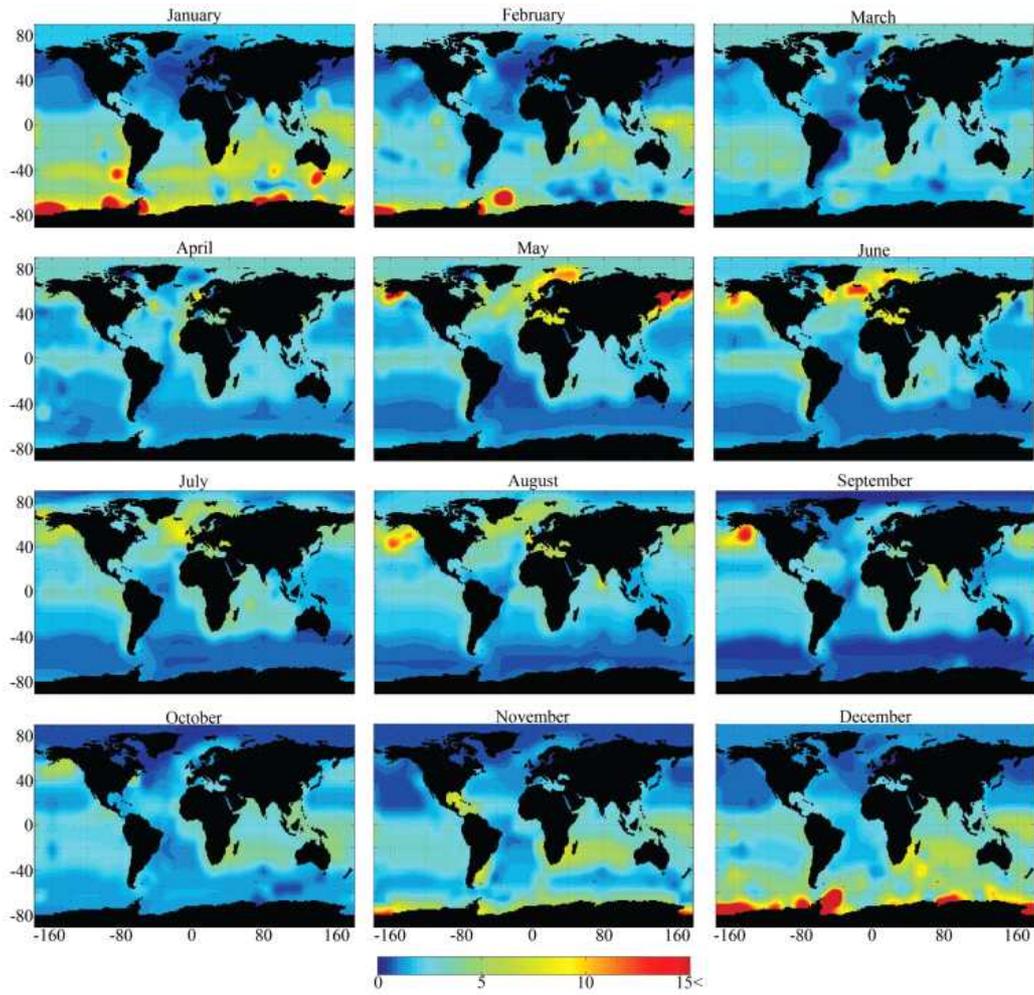


Fig. 1.9. 모델연구를 기반으로 한 월평균 해양 표층 DMS 농도 분포 (Lana et al., 2011). 봄 여름철 양극지방에서 표층 해수의 DMS 농도가 높게 나타남을 확인 할 수 있음.

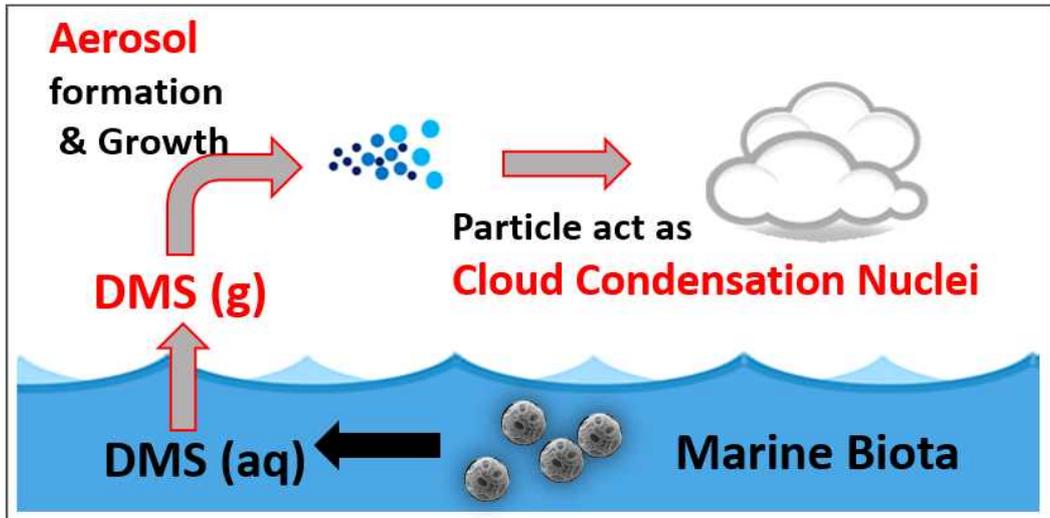


Fig. 1.10. 해양생물 기원 DMS 발생과 그에 따른 대기 에어로졸 입자 형성 및 구름응결핵 성장 과정 모식도

- 기후변화에 따른 남극 해양 환경 변화 (지역별 수온 상승, 해양 산성화, 빙하 면적 변화 등)는 인근 해양 일차생산자의 종조성 및 생산량 변화를 유발 할 수 있으며, 이는 기후냉각물질로 작용하는 DMS 발생량 변화에 직접적인 영향을 미치게 됨. 기후 변화에 의한 극지방의 환경 변화가 급격하게 일어나는 가운데, DMS 발생량이 가장 높은 남극해는 해양 생물이 발생하는 DMS 변화를 통한 전지구적 피드백 연구에 최적의 장소임.
- 서남극에 위치한 Halley station(75.4oS, 26.2oW)에서 대기 중 DMS 및 MSA (DMS의 주요 산화물질)의 농도를 1년간 관측한 결과, 해양 생물의 활성도가 가장 높고 해빙의 후퇴가 가장 강한 여름철(2월)에 가장 높은 농도를 보임 (Read et al., 2008). 이외에 일부 선행연구들을 통해 대기 입자 형성과정에 해양 생물 활동이 중요한 영향을 미친다는 정황적인 증거들이 보고되었지만, 상호관계에 대한 구체적인 기작 (예: 대기 입자의 화학 조성 변화에 따른 입자 분포 변화 등)에 대한 과학적 근거는 부족함. 특히 극지방은 생물 기원 입자 형성이 가장 강하게 일어나는 지역으로써, 본 연구과제에서는 대기 입자의 다양한 특성 변화(생물기원가스 농도, 황동위원소, 주요 이온 성분, 입자 수농도, 수분포, 구름응결핵 개수, 기후요소 변화)을 통합적으로 관측하여, 대기

입자 특성과 환경요인 변화의 상관성을 분석하고자 함. 특히 서남극은 온난화가 급격히 진행되는 지역으로, 이 지역의 환경요인 변화는 생물기원냉각물질인 DMS 뿐 아니라, DMS 기원 에어로졸 입자 특성의 변화에도 큰 영향을 미칠 것으로 예상됨. 생물기원냉각물질 및 에어로졸 입자 특성의 현장 분석과 공기계 역계적 분석 및 인공위성 자료(해양 생물량 및 해빙 변화) 분석을 통해 생물기원 냉각물질의 입자 형성 기여도 및 주변 환경 요인과의 상관성에 대한 분석이 필요함.

- 남극은 자연발생적 요인에 의한 에어로졸 형성이 높은 지역으로써 에어로졸의 형성 및 소멸은 아주 복잡한 물리·화학적 요인에 의해 결정되기 때문에, 에어로졸의 변화 요인을 파악하기 위해서는 다양한 대기 입자 특성 및 기후요인의 통합적 관측이 필수적임. 장기적 에어로졸 관측 연구를 통해 남극지역의 환경 변화가 에어로졸 변화 및 구름형성에 미치는 영향을 파악함으로써, 극지역의 환경변화가 외부 복사강제력에 미치는 영향에 대한 과학적 근거를 제시 할 수 있을 것으로 판단됨.
- 남극 1차 해양 에어로졸은 바다 표면과 바람의 상호작용에 의하여 초래되는 물방울의 파괴 메커니즘에 의하여 발생하며 Jet drop과 Film drop을 생성함. Film drop의 경우 물방울과 경계면 사이의 필름이 터지면서 발생하는 작은 물방울을 나타내며 대부분 서브마이크론 크기의 입자가 생성되는 반면, Jet drop의 경우 물방울이 터지면서 물방울 안에서 워터젯트가 수직으로 상승하면서 생성되는 물방울을 나타내며 주로 마이크론 크기의 입자가 생성됨. 극지 바닷물은 용해성 물질 (해양 염과 용해성 유기물질)과 불용성 물질 (박테리아, 바이러스, 조류 및 이들의 사체, 점토광물 등)을 포함하고, 이들은 물방울 파괴 메커니즘에 의하여 물속에서 대기 중으로 직접적으로 배출됨. 이렇게 생성된 해양 에어로졸은 해양 염이 주요 구성성분 이지만, 특히 서브마이크론 크기 범위에서는 유기물질 또한 중요한 성분으로 고려됨. 하지만 해양 염과 불용성 물질들의 복잡한 혼합상태 때문에 서브마이크론 크기 범위에서 1차 해양 유기에어로졸의 비율 및 바닷물 속 생물학적 물질과의 상관관계에 대한 연구는 아직 미비함. 따라서 극지 바닷물 속 다양한 생물학적

물질과 극지 대기 중 유기에어로졸을 동시에 측정하여 이들의 상관관계를 규명함으로써, 극지 해양 속 다양한 종류의 생물학적 물질이 1차 해양 유기에어로졸에 미치는 영향을 파악하는 것은 매우 중요함.

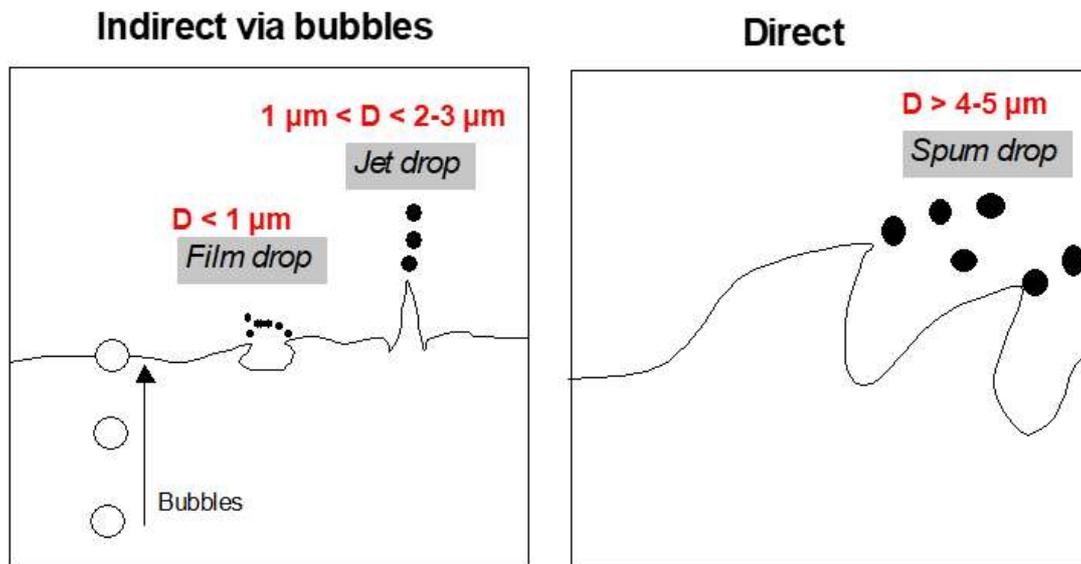


Fig. 1.11. 1차 해양 에어로졸 생성 과정 (Blanchard and Woodcock, 1957)



1.2 목적 및 연구 범위

1.2.1 연구 개발 목표

- 최종목표 : 동·서남극의 서로 다른 기후변화에 대한 대기의 역할 규명
- 최종성과물
 - 동·서남극의 기후변화 (기온 및 바람장 변화) 분포도
 - 기상 및 대기 환경 실측 자료
 - 남극 지역 수치모델 모사 자료
 - 동·서남극 기후변화 차이를 유발하는 대기 순환 개념 모델

1.2.2 연구 개발 내용 및 범위

- 성과목표1. 외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해도 심화
- 연구내용 1-1. 남반구 대기 순환장 변화가 남극 해빙 및 기온의 지역차이에 미치는 영향 파악
 - 남극 전체 해빙 기후변화 분포도 작성
 - 계획한 수행 방법에 따라 계절별 아문젠해 저기압(ASL) 지수와 남극진동(SAM) 지수와 연관된 해면기압, 지상기온, 해빙농도 변동의 변화 경향 분포도 생성
 - 계획한 수행 방법에 따라 남극 지상기온 변동의 두 EOF 모드와 연동된 계절별 해면기압, 지상기온, 해빙농도 변동의 분포도 생성
 - 계절별, 지역별 남극 해빙농도 경향 패턴을 지배적으로 형성하는 대기순환 개념도 작성
 - 앙상블 회귀통계모형을 통한 20세기 ASL 장기경향 재구성 및 20세기 재분석 자료와 비교
 - 계획에 따라 HadSLP, HadSST3, CRUTEM4 등 사용한 관측 자료의 불확실성 범위를 고려한 임의 추출 기법을 통해 예측 변수 시계열에 섭동을 주면서 ASL 활동과의 회귀통계모형을 반복적으로 생산하여 앙상블 회귀통계모형을 구성함.

- 계획에 따라 앙상블 회귀통계모델로 재구성된 ASL 장기경향과 20세기 재분석의 장기경향을 비교 평가하였음.
- ASL과 해빙농도 간의 회귀도에 20세기 ASL 장기경향을 곱하여 ASL 장기경향과 합동인 20세기 해빙농도의 장기경향 분포도를 재구성함. 그리고 20세기 ASL 장기경향의 불확실성 범위를 고려한 20세기 해빙농도의 장기경향 분포도 불확실성 범위를 표출함.

○ 연구내용 1-2. 남극 기후변화의 지역적 차이 메커니즘 제시

- 동·서남극 간 기후변화의 지역적 차이를 유발하는 자연 변동(natural variability) 형성 기작 제시
 - 관측자료 (지상관측소 자료 및 지면온도 재구성자료)에서 나타나는 동·서남극간 지면온도의 비대칭적 온도변동의 지수 작성
 - 경험적직교함수를 이용한 비대칭적 온도변동 지수의 관측 및 수치재현 결과에서의 검증
 - 재분석자료 및 수치재현 실험 결과를 이용한 동·서남극 비대칭적 온도변동 지수의 회귀분석을 통한 연동된 남극 지역 대기 및 해양 변수의 분포도 작성
- 동·서남극 비대칭적 온도변동의 대기 순환 개념도 정립

○ 연구내용 1-3. 빙하기 남극 서풍 제트기류와 대기중 이산화탄소 농도 상관성 분석

- 마지막최대빙하기의 남극 서풍 제트기류 수치재현 실험에서의 대기 중 이산화탄소농도와 해양순환, 남극 서풍 제트기류의 관계 분석
 - 대기-해양 접합모델로 수행한 마지막최대빙하기 시기 온실기체 농도 변화 민감도 실험에서의 온실기체 농도 변화에 대한 해양순환 반응 분석
 - 대기-해양 접합모델에서 나타나는 해양순환 변화에 따른 해수면온도, 해빙 분포 특성 확인 및 회귀분석을 통한 그에 따른 남극 서풍 제트기류의 변화 분석
 - 남극 서풍 제트기류 변화에 대한 하층 바람강제력 변화 및 그에 대한 해양 순환 변화 반응 분석

- 연구내용 1-4. 빙하기와 현재 남극 서풍 제트기류의 세기 및 위치 차이에 대한 메커니즘 제시
 - 마지막최대빙하기의 남극 서풍 제트기류 세기 및 위치 변화에 대한 대기대순환 변화 개념도 정립
 - 선행연구에서 정리된 마지막최대빙하기 시기 남반구 서풍 제트기류에 영향을 미치는 남극지역 해빙분포, 적도 및 남반구 해수면온도 분포, 남극대륙 빙상고도 등에 대한 대류세포 및 에디 수송량 변화 메커니즘 분석
 - 마지막최대빙하기 시기 남반구 서풍 제트기류에 영향을 미치는 남극지역 해빙분포, 적도 및 남반구 해수면온도 분포, 남극대륙 빙상고도 등의 요인별 대기대순환 개념도 정립

□ 성과목표2. 관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화

- 연구내용 2-1. 남극기지 주변 극한 기상 특성 및 발생 메커니즘 분석
 - 3 km 해상도 수치모델링을 통한 남극 과학기지 주변 극한 기상 사례 모의 및 특성 분석
- 연구내용 2-2. 남극 태평양 연안 기상 관측 지속 및 DB 구축
 - 남극세종과학기지 및 남극장보고과학기지 기상 관측 유지 및 DB 구축
 - 세종기지 30년 (1988-2017년) 기압 자료 품질관리 및 자료 보완
 - YOPP-SH 참가(2018.11 - 2019.02)를 통한 고층 기상 관측 수행 및 DB 구축
- 연구내용 2-3. 남극 태평양권 대기 특성 분석
 - 태평양 연안 지역별 기후 요소 추세에 대한 큰 규모 대기 운동의 역할 규명
 - 세종기지 30년 기압자료 분석
 - 아문젠 해 저기압이 기후 요소의 시공간 변동에 미치는 영향 평가
 - 남극장보고과학기지 상공 성층권 대기 특성 분석
 - 라디오존데/재분석 자료를 이용한 성층권 풍속 및 기온의 경년 및 계절 변동 평가
 - 성층권 기상이 오존전량에 미치는 영향 평가

- 연구내용 2-4. 남극반도 및 남극대륙 연안 도달 라돈가스의 기원 분석
 - 대기추적자 (atmospheric tracer) 라돈가스를 활용한 남극반도로의 대기수송 기작 파악

□ 성과목표3. 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석

- 연구내용 3-1. 남극대기 에어로졸의 물리화학적 특성의 시계열 변화 자료
 - 세종기지 대기관측동내에 에어로졸 특성 연속관측 장비의 효율적 운영으로 연속자료 확보
 - 나노입자 형성에 관한 계절적 특성 규명
- 연구내용 3-2. 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석
 - 남극 세종과학기지 기반 대기 DMS 농도 변화 관측 및 해양생물 상관성 분석
 - 대기 DMS 농도 변화와 에어로졸 물리 특성 및 기상 인자와의 상관관계 분석





제 2 장 국내외 기술개발 현황



제 2 장 국내외 기술개발 현황

2.1 국내 기술개발 현황

- 남극진동이 북서태평양의 태풍 활동에 미치는 영향을 서울대학교에서 연구한 바 있는데, 여름철 태풍의 발생 및 진로가 남반구 극진동의 변동에 따라 적도 대류 현상의 변동, 북태평양 고압대의 변동을 매개로 조절되고 있음을 제시한 바 있지만 (Ho et al., 2005), 남극진동의 상을 조절하는 인자에 대한 연구는 이루어지지 않았고 남극진동에 대한 과거의 재현 연구도 시도되지 않았고 아직 시작단계에 불과하여, 영국의 BAS에서 진행 중인 남극진동과 남극의 기후변화 연구수준에 비하면 약 20%수준임.
- 극지연구소에서는 마지막최대빙하기동안 해빙의 확장에 따라 남극해 해면기압이 증가하고 따라서 남극해의 서풍이 현재보다 약화 되었다는 연구결과를 미국 해양대기청 (NCAR)에서 개발한 수치모형을 이용하여 얻었고 (Kim and Lee, 2009), 제2차 고기후모형 비교연구 프로그램의 자료를 분석하여 마지막최대빙하기 남극해 서풍의 강도와 위치변화를 파악해 보았지만 기존의 프록시 연구 결과에서 제시하는 서풍의 축이 적도로 치우침이 나타나지 않아서 고기후모형들이 빙하기 남극해 서풍을 제대로 재현하지 못함을 밝혔음 (Kim et al., 2014).
- 남극 세종기지에서 지속적인 미기상 플럭스 특성을 연구하기 위해 2002년 12월 (남극 세종기지)에서 측정을 통해 극지 생태계를 포함한 지표면과 대기 간 교환되는 이산화탄소, 수분, 에너지 및 운동량 플럭스를 정량화하고, 그 기작을 이해하기 위해 에디 공분산 시스템을 가동하여 자료수집과 특성 파악(지면 거칠기, 토양특성, 플럭스 발자취 기후도 등) 수행하여 연구결과를 보고한 바 있지만 (Choi et al., 2008), 서남극의 기후변화의 원인 규명을 위한 연구는 본격적으로 이루어지지 않아서, 미국, 영국, 독일, 일본 등 선진국의 남극 대기 정상관측 수준에 비해 약 30% 수준임.
- 극지연구소에서는 선진국에서 채집한 빙하코어를 분석하여 주로 과거의 중금속

농도변화를 포함한 고환경 복원에 관한 연구는 활발히 진행 중에 있지만, 빙하 자료로 부터 기후 변화 프록시(온도, 수분, 바람장)를 생산해서 선진국과 같이 남극 기후변화 연구에 적용한 적은 없는 상태여서, 빙하를 직접 채집해서 과거의 기후를 복원하는 연구는 선진국에 비해 약 10%정도 수준임.

- 서울대학교에서 남극진동의 상변화에 따라서 북서 태평양의 태풍 발생 빈도와 경로가 다르게 나타남을 밝힌바 있는데, 남극진동이 양의 상태일 때 음의 상태일 때 에 비해 저위도에서 태풍의 발생 빈도가 높고 또한 태풍의 경로도 남극진동이 양의 상태일 때 동중국해를 거쳐 한반도로 접근할 확률이 높다는 연구결과가 있지만 정확한 메커니즘은 아직 잘 이해되지 않고 있음.
- 남극 기후변화 연구는 극지연구소 주요사업을 통해서 남극진동 변화와 연관된 기후변화의 메커니즘을 수치모델을 통해 재현하고 세종기지와 장보고기지의 지상 및 상층 관측을 통해 남극진동 구성 요소를 관측하는 연구가 수행된 바 있음.
- 남극장보고과학기지에서는 2014년부터 기상 및 대기물리 분야 관측 기반 연구가 진행되고 있음. 특히 2015년부터 본격적으로 상층기상 및 성층권 기상 그리고 성층권 오존 농도 감시를 위한 관측이 수행되고 있음. 또한, 장보고기지에서는 10 m 타워를 이용한 안전 경계층 연구의 일부가 시작되고 있음.
- 서남극 아문젠 해 연안 지역은 남극에서 빙하의 유실이 가장 많은 곳으로 이에 대한 원인 파악을 위해 국제적으로 많은 연구가 수행되고 있음. 극지연구소에서는 서남극 연안 기상 관측을 지속하기 위해 2016년 1월에 11 m 기상타워를 설치하여 관측을 수행해 오고 있음.
- 남극세종과학기지에서 2013년 2월부터 남아메리카로부터 킹조지섬 지역으로 유입되는 대기수송 특성을 조사하기 위해 호주 핵과학기술기구 (Dr. Scott Chambers)와 공동으로 대기환경 라돈 가스관측을 시작하였음. 남극장보고과학기지에서는 2015년 12월부터 주로 호주대륙으로부터 남극

북빅토리아랜드 테라노바만 지역으로 유입되는 대기수송 특성을 조사하기 위해 라돈가스를 관측하기 시작하였음. 2013년 2월부터 2014년 1월까지 남극세종과학기지에서 관측된 라돈가스 자료를 해석하여 늦여름 시기에 겨울철 시기보다 높은 계절별 농도분포 특성을 규명하였고 남아메리카로부터 킹조지섬으로 유입되는 대기수송 특성에 대한 사례연구를 수행하였음 (Chambers et al., 2014). 장보고과학기지에서 관측중인 라돈가스 자료에 대해 2015-16년 남반구 하계시즌에 대한 예비분석을 수행함.

- 극지연구소-포항공과대학교-광주과학기술원의 공동 연구를 통해 북극 다산과학기지를 기반으로 에어로졸 입자 특성 및 기후냉각물질(DMS) 발생 변화에 대한 연구를 지속적으로 수행하고 있으며(미래부 과제), 본 연구 과제를 통해 남극에서의 기후냉각물질 (DMS 포함)-에어로졸-구름 형성간의 상호작용을 연구함으로써 연구 효율성 및 우수성을 제고하고자 함.
- 세종과학기지 대기빙하관측동내에 Aethalometer, CPC (Condensation Particle Counter), CCNC (Cloud Condensation Nuclei Counter) 등의 장비를 이용하여 대기 중 오염물질 농도 변화 및 에어로졸의 물리특성을 지속적으로 관측하고 있음.
- 세종과학기지 대기빙하관측동내에 2018년 나노입자의 수농도 분포 곡선을 실시간으로 측정할 수 있는 nano-SMPS (nano-differential mobility analyzer)와 UCPC UCPC (ultrafine condensation particle counter)로 구성)를 신규 설치하여 지속적인 관측을 수행하고 있음.
- 아라온 북극/남극 이동 항해 중 Aethalometer, CPC (Condensation Particle Counter), OPC (Optical Particle Counter)를 설치하여 에어로졸의 물리특성을 지속적으로 관측하고 있음.
- 2017년 아라온 북극 항해 중 1차 에어로졸 생성 챔버 실험을 수행함으로써 북극의 경우 강물기원 유기물이 대기 중 1차 에어로졸의 생성 (특히, 수농도 분포 곡선) 및 구름형성에 영향을 미친다는 규명하였고, 본 과제를 통해

남극에서 빙하 및 펭귄기원 유기물이 대기 중 1차 에어로졸 생성에 미치는 영향을 파악하고자 함.

2.2 국외 기술개발 현황

- 남극과학위원회 (SCAR) 호라이즌 스캔을 통해 발굴 된 향후 남극 기후변화 연구 주제들 (Kennicutt et al., 2014)
 - 빙하기이후 남극 빙붕의 중장기 변동에 영향을 주는 원격상관원인 및 피드백이 미래기후예측에 주는 정보는?
 - 남극의 서풍 제트의 강도 및 위치 변화가 전지구 기후에 미치는 영향은?
 - 남극 대기와 표면 사이의 커플링 및 피드백 작용이 기상과 기후모델에 잘 나타나고 있는가?

- 남극 해빙과 기온 변화에 대한 외국의 연구 사례
 - 남극 성층권 오존의 감소가 성층권 냉각과 서풍 강화 경향을 유발하는 것을 입증하는 모델 실험을 통한 다양한 연구가 진행되었으나 서풍 강화 경향과 SAM의 양의 경향성에 대한 본질적 메커니즘은 아직 불확실함.
 - 서남극의 급속 온난화에 열대-아열대 기원 원격상관 패턴에 의한 아문젠-벨링스하우젠 해역 저기압의 강화 패턴에 대한 연구가 최근 활발히 연구되고 있음.
 - 남극 해빙면적의 약한 증가 경향이 알려진 후, 남극 빙상으로부터의 담수 유입, 바람 패턴의 변화, SAM의 계절내 변동, 오존홀, 해양의 온난화 등 다양한 메커니즘이 제시되고 있으나 지역적 패턴의 차이를 유발하는 메커니즘에 대해서는 상대적으로 연구가 부족한 실정임.

- CMIP5-PMIP3의 과거, 현재, 미래 기후의 수치적 재현 결과를 이용한 남극 기후 연구 경향
 - CMIP5-PMIP3에서는 과거 last glacial maximum, mid-holocene 시기 기후의 수치적 재현이 장기적분 (long-term) 실험의 TIER 1 군으로 설계되어 있음 (Taylor et al., 2009).

- CMIP5에 참여한 60개의 모델중 7개 (CNRM-CM5, GISS-E2-R, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P, MRI-CGCM3, NCAR-CCSM4)의 모델이 CMIP5-PMIP3의 last glacial maximum 실험에 참여함.
- CMIP5-PMIP3의 과거 (last glacial maximum), 현재 (pre-industrial), 미래 (rcp4.5) 기후 실험 결과에 기반하여 남반구 제트기류의 위치가 남극 빙상고도와 해빙 면적 변화와 밀접한 연관이 있음이 제시됨 (Chavaillaz et al., 2013).
- CMIP5-PMIP3의 과거 (last glacial maximum, mid-holocene), 현재, 미래 기후의 수치모의 결과들의 비교를 통해 미래 기후 예측 결과를 검증하려는 연구가 진행되고 있음 (Schmidt et al., 2014).

○ 남극에서의 중규모 모델링 연구활동 사례

- 남극 중심의 중규모 모델링은 이전까지 전구모델예보 결과에 의존해 오던 남극기상예보의 단점을 보완하여 USAP(U.S. Antarctic Program)을 지원하기 위해 2000년 초반 미국(NCAR, Ohio State University)을 중심으로 본격적으로 시작 됨. 기존 전구모델을 활용한 남극 예보의 경우 남극의 지형 및 지면상태, 극지역의 특이한 물리적 특성이 반영되지 않아 남극항공 운항 및 단기예보(6-24시간)에 영향을 미치는 중규모 현상 예보 정확도가 매우 미흡하였음.
- 이를 위해 미국 맥머도 기지주변 실시간 기상예보장 생산 및 남극 모의에 적합한 물리모수화 기법 장착을 목적으로 AMPS(Antarctic Mesoscale Prediction System)를 개발하고, 이를 중심으로 현재까지 독보적인 남극 중규모 모델링 연구를 선도해 오고 있음.
- AMPS를 활용하여 미국 베이스 및 현장 캠프 주변의 연구 및 다양한 목적을 위한 인간활동 지원을 위해 실시간 기상예보시스템을 운영하고 있으며, 남극 내 긴급 상황의 구조 및 항공, 항해 운항을 위한 실시간 기상정보 지원해 오고 있으며, 현재는 미국 기지뿐만이 아닌 이태리, 호주, 영국, 독일 남아프리카, 중국, 칠레, 노르웨이, 러시아, 일본도 AMPS를 이용한 기지 주변 기상정보를 활용하고 있음.

- 장기간 축적된 AMPS 중규모 기상모델 자료를 이용하여 여러 국가의 연구기관에서 남극 대륙 주변의 다양한 기상, 기후 관련 연구가 활발하게 진행되어 오고 있음.
- 극지 에어로졸-구름-기후간 상관관계 연구 프로그램 (영국)
 - 영국의 Arctic Research Programme (<http://arp.arctic.ac.uk/>)의 일환으로 ACCACIA (Aerosol Cloud Coupling and Climate Interactions in the Arctic) 프로젝트를 수행 중 (참여 연구 기관: British Antarctic Survey, University of East Anglia, University of Leeds, University of Manchester, University of York, 연구 책임자: Dr. Ian Brooks)
 - ACCACIA 프로젝트는 북극 지방의 에어로졸-구름 형성 과정 연구를 통해 보다 현실적인 미래 기후 변화 예측 모델 개발을 목표로 하여, 항공기 및 연구선을 활용한 북극 대기 에어로졸 및 기상 인자 현장 관측 연구를 수행함.
 - 특히, 북극지역에서 항공기를 활용한 다양한 에어로졸 및 기상 인자 분석을 활발히 수행함으로써, 다양한 북극환경에서 계절별 극지 대기의 수직적 관측 자료를 획득함.
- 국제적인 연구기관들의 Year of Polar Prediction 참여
 - 미국, 독일, 영국 등의 우수 연구기관들은 YOPP 참여를 목적으로 특별 프로젝트를 계획하고, 참여 의사를 밝히는 제안서를 제출함. 2016년 5월 현재 참여 예정인 프로젝트는 아래와 같이 요약됨.

프로젝트명 (국가)	기관	주요연구자	지역
Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis (FAMOS) Phase 1 and 2 (미국)	WHOI	Andrey Proshutinsky	북극
The Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate (MOSAiC) (미국)	University of Colorado	Matthew Shupe	북극
Additional upper air soundings from Neumayer and RV Polarstern (독일)	AWI	Gert König-Langlo	남극
Arctic Earth Observation Impact Assessment (A+5) (독일)	The Inversion Lab	Thomas Kaminski	북극
Centre for high-latitude air-sea-ice exchanges (CHASE) (노르웨이)	University of Bergen	Ilker Fer	북극
IAMCO ("Italian Antarctic Meteorological Observatories") (이탈리아)	ENEA	Paolo Grigioni	남극
Southern Ocean Aerosol Clouds And ice Processes Experiment (SEASCAPE) (영국)	University of Leeds	Ian Brooks	남극
EXPLORING THE ROLE OF SEA ICE PHYSICS IN ARCTIC CLIMATE VARIABILITY AND PREDICTABILITY (영국)	University of Reading	Daniel Feltham,	북극
GEO Cold Regions Initiative (GEO CRI): Information Services for Cold Regions (중국)	Institute of Remote Sensing and Digital Earth	Yubao Qiu,	남북극
Arctic Climate Across Scales (스웨덴)	The Bolin Centre for Climate Research	Michael Tjernström	북극
AWARE- ARM West Antarctic Radiation Experiment (미국)	Scripps Institution of Oceanography /Byrd Polar & Climate Research Center	Dan Lubin Co-PI: David Bromwich,	남극
Southern Ocean Clouds Radiation Aerosol Transport Experimental Study (미국)	University of Illinois	Greg McFarquhar	남극
Northern Hemisphere weather and climate influenced by the changing Arctic (핀란드)	Finnish Meteorological Institute	Timo Vihma	북극
Influence of small-scale processes on the dynamics of the coupled atmosphere-cryosphere ocean system on daily to seasonal timescales in the region of Adélie Land, Antarctica (프랑스)	Université Catholique de Louvain/ Université de Liège (ULg)	Thierry Fichefet/ Xavier Fettweis	남극
Arctic-UNified Integrated Observing Network (영국)	British Antarctic Survey	Jeremy Wilkinson	북극

○ 미국의 서남극 아문젠해 저층 대기과정 연구 강화

- 미국 뉴욕 대학은 Pine Island Glacier에서의 얼음의 질량 균형 이해를 위해 이 지역 대기과정에 대한 집중 연구를 2008년부터 지속적으로 수행 중이며, 이 지역이 적도 태평양과의 원격상관의 영향이 뚜렷함을 보였음(Djouman and Holland, Modelling and Forecasting Workshop, 2015).
- 미국 위스콘신 대학은 2011년부터 서남극 아문젠해 연안에서의 저층 대기과정 이해 향상을 위해 복수의 자동기상관측시스템(AWS)을 설치하여 운영중임 (<http://amrc.ssec.wisc.edu/>).

○ 대기 추적자 라돈가스를 활용한 남극으로의 대기수송과정 규명 연구

- 남극 해안지역에서 관측된 라돈가스는 남반구 하계시즌에 동계시즌에 비해 농도가 높게 나타나지만 남위 50도 부근에서 관측된 라돈가스의 계절분포 특성은 동계시즌에 하계시즌보다 높게 나타나고 있음. 현재까지 GCM 모델 재현 결과는 남위 50도 부근에서 관측되는 라돈가스의 농도에 대해 과대평가하고 있지만 계절별 농도 분포 특성은 비교적 잘 재현하고 있음. 그렇지만 GCM에 의한 남극해안과 내륙의 라돈가스의 재현 결과는 하계시즌에 비해 동계시즌에 농도가 높게 나타나 측정결과가 계절분포 특성을 수치적으로 재현하지 못하고 있음 (Zhang et al., 2008). 라돈 가스외에도 남극에서 관측되는 미세입자의 BC (black carbon)농도 분포 역시 하계시즌에 동계시즌보다 농도가 높게 나타나고 있으나 GCM 모델은 동계시즌의 농도가 하계시즌에 비해 높게 재현되고 있음 (Wolff and Cachier, 1998). 따라서 현재 남극의 대기구성 성분들의 계절별 농도 분포 특성을 수치적으로 재현함으로써 남극으로의 대기 수송과정을 이해하고 이에 미치는 대기 순환의 정확한 역할을 규명하는 것은 모델링 분야의 중요한 과제로 부각되고 있음.

○ 영국 남극조사소 (British Antarctic Survey) 남극 연구 현황

- 영국 BAS에서는 기후 및 기후변화 프로그램 아래에서 “Meteorology and Ozone Monitoring”, 등 16개 프로젝트를 진행하고 있음.
- 프로젝트 중 “Meteorology and Ozone Monitoring”는 Halley 기지 및 Rothera 기지에서 지상기상, 상층대기 및 오존농도에 대한 장기간 모니터링

수행을 주내용으로 하고 있으며 ” The role of Antarctic sea-ice in global climate “ 프로젝트를 통해 남극에서 해빙과 기후의 상호작용 규명을 목표로 하고 있음. 그 외에 ” Weddell Sea ice sheet and climate “ 프로젝트와 ” Climate and Ice during the Last Interglacial “ 등을 통해 최근 간빙기 이후 기후 변동성 연구를 진행하고 있음.

○ 미국 AWARE 프로젝트

- 미국의 ARM (Atmospheric Radiation Measurement) 프로그램에서는 남극 기후 시스템에서 구름 관련 효과를 집중 연구하기 위해 AWARE (ARM West Antarctic Radiation Experiment) 프로젝트를 수행하고 있음.
- 이 프로젝트는 온난화가 가장 급격하게 발생하고 있고 전지구 해수면 상승에도 큰 영향을 준다고 알려진 서남극지역의 빙상 및 기후변화에 대한 종합적인 관측연구가 1957년 IGY 이후 부족했다는 문제의식에서 시작되었음.
- 이 프로젝트는 2015년 11월부터 2016년 1월까지 서남극빙상(WAIS, West Antarctic Ice Sheet)에서, 2016년 1월부터 2017년 1월까지 맥머도기지에서 최첨단 관측유닛을 이용해 지상 기상, 에어로졸, 구름, 복사, 열속, 강수 등에 대한 집약적인 관측 수행 예정임.



The image features a large, light blue watermark of the KOPRI logo in the background. The logo consists of the letters 'KOPRI' in a bold, sans-serif font, with a stylized globe or network diagram below it. The text '제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과' is centered over this watermark.

제 3 장 연구개발 수행
내용 및 결과



제 3 장 연구개발 수행 내용 및 결과

3.1 외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해

3.1.1 남극지역 대기 순환장 변화가 남극 해빙의 지역차이에 미치는 영향 파악

가. 아문젠해 저기압의 변화 복원

아문젠해 저기압(Amundsen Sea Low, ASL)은 남극의 기후변화를 지배하는 기후 인자로 많은 연구들이 진행되어 왔다. 최근 남극 기후변화로 관심이 더욱 깊어진 가운데 특히 남극반도를 포함한 서남극 온난화와 아문젠-벨링스하우젠 해의 해빙감소, 로스 해 지역의 해빙증가는 ASL이 남북방향 바람성분을 조절함으로써 영향을 준다고 선행연구들에 의해 알려져 있다(Turner et al., 2012; 2016). 뿐만 아니라 최근 연구 결과들에서는 남극 오존의 감소와 인위적인 온실가스농도 증가로 인하여 ASL이 강화되고 있다 (Turner et al., 2012; Raphael et al., 2016). 그러나 ASL의 최근 경향에 대해서는 활발히 연구되고 있는 반면 과거 경향에 대해서는 알려진 바가 없어 ASL에 대한 이해는 아직 부족한 현실이다. 관측은 International Geophysical Year (IGY) 이후에 많이 증가되었고 인공위성 또한 1978년에 도입이 되었기 때문에 1950년대 이전 재분석자료들은 실제 관측자료가 잘 동화되지 않은 순수 모델 자료이다. 따라서 과거로 갈수록 신뢰성이 다소 떨어지고 특히 관측이 거의 없는 남극해 주변 자료들은 상대적으로 높은 불확실성을 가지게 된다. 이러한 문제점들을 극복하려는 노력으로 통계적인 접근법을 이용해 과거 ASL의 중심기압을 통계적으로 복원하여 과거 경향을 재현하려는 시도를 하였다.

ASL 복원을 위한 통계모델의 훈련에는 ASL의 중심기압을 종속변수를 하고 기본 기상변수인 지면대기온도 (surface air temperature; SAT), 해면기압 (sea level pressure; SLP), 해수면온도 (sea surface temperature; SST)를 독립변수로 하는 회귀분석법을 사용하였다. ASL 중심기압 계산에는 5개의 재분석 자료에서 월평균 해면기압 자료가 사용되었다. 일본 기상청 (Japan Meteorological

Agency, JMA)의 JRA55 (Kobayashi et al., 2015), 유럽중기예보센터 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)의 ERA-40 (Uppala et al., 2005), 그리고 미국 국립환경예측센터 (National Centers Environmental Prediction, NCEP)의 NCEP reanalysis 1 (Kalnay et al., 1996) 모델 훈련에 사용되었으며, ECMWF의 ERA-20C (Poli et al., 2013), NCEP의 NCEP 20th (Compo et al., 2011) 자료는 20세기 재분석자료로 1900년부터 이용 가능하여 통계모델에 의해 최종 복원된 ASL의 중심기압과 장기경향 비교에 사용하였다. 회귀분석의 독립변수에는 3개의 기상변수를 선택하였다. 통계모델의 독립변수로 사용되기 위해서는 1900년부터 2000년까지 100년의 관측자료가 필요하지만 실제로는 관측 자료의 비균질성으로 인하여 독립변수로 활용하기가 어렵기 때문에 관측 기반의 격자자료를 대신 사용하였다. Met Office의 CRUTEM4 (Jones et al., 2012), HadSLP2 (Allan and Ansell, 2006), HadSST3 (Kennedy et al., 2011a; 2011b)는 관측기반 자료를 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 의 균질한 격자 형태로 재생성된 자료로써 1850년부터 제공되고 있다.

Table. 3.1.1. ASL 중심기압 계산에 사용된 5개의 재분석자료 정보

	사용기간	시간해상도	공간해상도
JRA-55	1958 - 2000	Monthly	$1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$
ERA-40	1958 - 2000	Monthly	$2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
NCEP reanalysis 1	1958 - 2000	Monthly	$2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
ERA-20C	1900 - 2000	Monthly	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$
NCEP 20th	1900 - 2000	Monthly	$2^{\circ} \times 2^{\circ}$

Table. 3.1.2 통계모델 훈련에 사용된 관측자료 정보

	사용기간	시간해상도	공간해상도	변수명
CRUTEM4	1900 - 2000	Monthly	$5^{\circ} \times 5^{\circ}$	지표온도
HadSLP2	1900 - 2000	Monthly	$5^{\circ} \times 5^{\circ}$	해면기압
HadSST3	1900 - 2000	Monthly	$5^{\circ} \times 5^{\circ}$	해수면온도

통계모델 구성은 크게 3가지 과정으로 분류된다. (1) 재분석 자료로부터 ASL 중심기압을 계산하고, (2) 계산된 중심기압과 예측변수로 사용 될 기상자료(SAT, SLP, SST)와 상관분석을 통해 예측변수 후보를 만들고 (3) 모델 훈련을 통해 최종적으로 통계모델이 구성된다. 각 재분석 자료를 계절별로 구분해서 앙상블 통계 모델을 구성하는 것이 최종 목표이다. 구체적인 방법론은 뒤에 설명되며 전체 흐름도는 그림 3.1.1에서 보여준다.

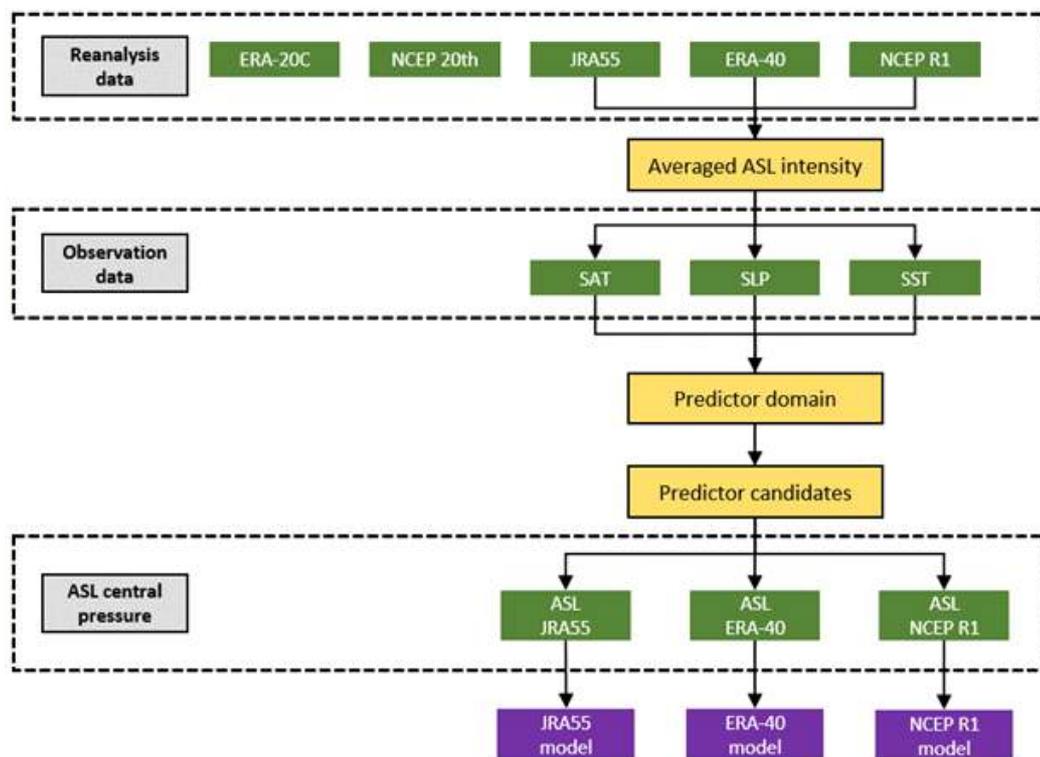


Fig. 3.1.1. ASL 강도의 다중 선형 회귀통계모형 구성의 흐름도

모델 훈련과 통계모델의 검증에 사용될 ASL 중심기압을 각 재분석 자료로부터 사계절(Dec-Feb, Mar-May, Jun-Aug, Sep-Nov)로 분류하여 계산하였다. 선행 연구의 방법을 참고하여 60° S ~ 80° S, 180° E ~ 298° E ASL 영역을 정의하고 그 영역에서 가장 낮은 중심기압을 ASL의 중심기압으로 결정하였다 (Hosking et al., 2016). 영역에서 중심기압을 찾는 방법은 지역 최소값 알고리즘(Local Minima Algorithm)을 이용하였다. 지역 최소값 알고리즘은 주변의 값들과 비교하여 가장 낮은 중심값을 찾아주는 방법으로 아문젠해 영역의 경계에서 중심값이 선택되는 것을 방지해 준다. 그림 3.1.2는 각 재분석 자료로부터 계산된 ASL의 중심

기압의 시계열을 보여주고 있다. 전반적으로 모든 자료 모든 계절에서 ASL의 강화 경향을 확인할 수 있었다. 전 세계 관측은 1958년 IGY 이후부터 급격히 증가했기 때문에 관측자료를 동화(Assimilation)하는 재분석자료 또한 이 이후 기간이 상대적으로 정확하다고 보고 있다. 따라서 모델 훈련기간은 1958년부터 2000년 기간으로 제한했고 모델 훈련에 사용될 3개의 재분석자료(JRA55, ERA40, NCEP reanalysis 1)의 ASL 중심기압도 이 기간으로 한정하였다.

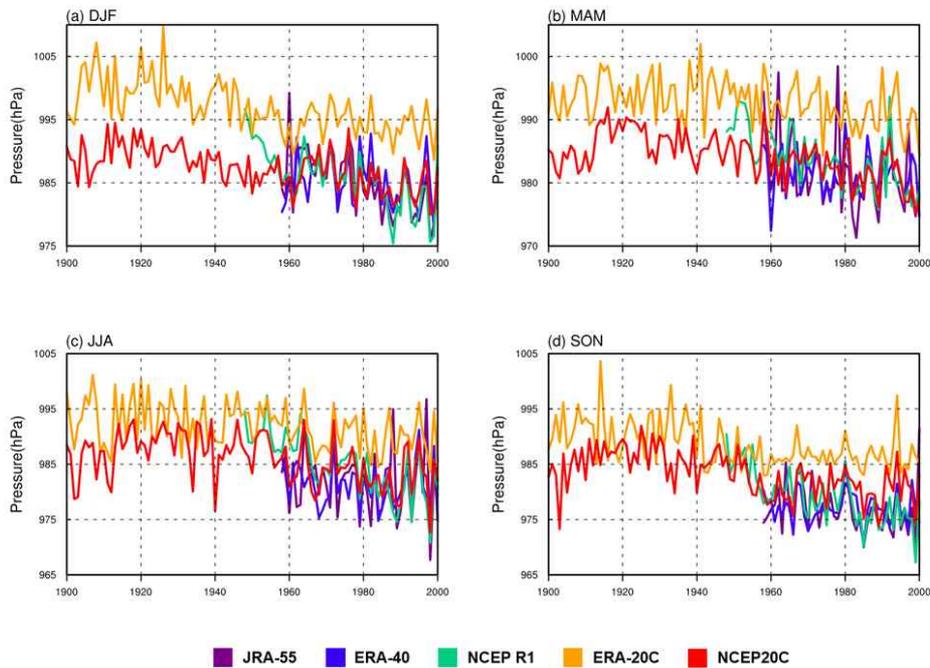


Fig. 3.1.2. 각 재분석 자료로 계산된 ASL 중심기압의 시계열

다음으로 예측변수 후보를 만들기 위해서 모델 훈련에 사용될 ASL 중심기압 (JRA55, ERA40, NCEP R1)들을 평균하여 기상변수들(SAT, SLP, SST)과 ASL 중심기압이 어느 지역에서 가장 높은 상관도를 보이는지 1958년 ~ 2000년 기간에 대해서 상관분석을 통해 확인하였다. 기상변수들은 수학적 계산을 통해 균질한 격자로 재생성 되었지만 관측기반 자료이기 때문에 각 격자마다 시간해상도가 일정하지가 않아 관측자료가 충분히 있는 격자만 선택하여 상관분석을 수행하였다. 구체적인 계산과정은 표 3.1.3과 같다.

Table 3.1.3 통계모델을 위한 중심기압 계산과정

- 3개의 재분석 자료에서 계산된 ASL 중심기압을 평균하여 평균 ASL중심기압으로(이하 MASL) 생성
- 1000에서 중심기압을 빼서 중심기압을 중심강도(intensity)로 변환. 즉, positive가 강화
- 1958년 ~ 2000년 기간 중 38년 이상 자료가 존재하는 격자만 상관분석수행
- 95% 신뢰수준에서 유의한 격자를 노란색 점으로 표시

그림 3.1.3부터 그림 3.1.5는 평균 ASL 강도와 각 기상변수의 상관분석을 통해 계산된 상관성의 공간분포이다. 과거에는 60° 이상 고위도 관측빈도가 거의 없었으므로 저위도 ~ 중위도 지역에서 주로 상관분석이 수행되었다. 계절마다 차이는 있지만 대체적으로 유의한 상관도는 비슷한 지역에서 발견되었다. 또한 이전에 많이 연구되었고 우리가 흔히 알고 있는 기후패턴도 볼 수 있다. 엘니노 남방진동 (El-Nino Southern Oscillation; ENSO)의 패턴은 SST의 중앙 태평양 지역에서 DJF, MAM 시기에 뚜렷하게 보인다. SAT나 SLP의 다른 변수들에서도 흔적을 찾아 볼 수 있다. 주로 60° 이상 고위도 지역에서는 SAM의 흔적들이 발견된다. 이들은 과거 ENSO와 남극의 원격상관 연구 (Fogt and Wovrosh, 2015; Purich et al., 2016; Clem et al., 2016)와 SAM과 ASL의 관계 연구들 (Kwok and Comiso, 2002; Lefebvre and Goosse, 2004; Ding et al., 2012; Bracegirdle, 2012)에서 분명하게 찾아 볼 수 있다.

높은 상관성을 보이는 지역을 선택 후 그 지역을 공간평균을 하여 지역의 대표 시계열을 만들었다. 또한 동일한 기후패턴을 가지는 두 개 이상의 지역들은 평균하거나 차이를 추가로 계산하였다. 표 3.1.4는 계절별로 계산된 예측변수 후보들을 보여준다. 최종적으로 모델 훈련을 위한 예측변수 후보 셋트가 DJF 14개, MAM 15개, JJA 14개, SON 11개 준비되었다.

corr(SAT,ASL) 1958-2000

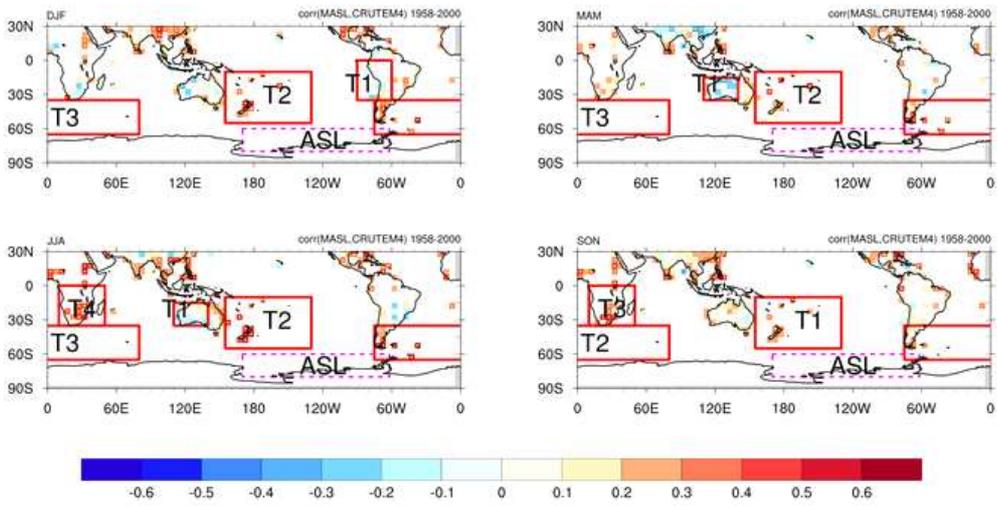


Fig. 3.1.3. 평균 ASL 중심기압과 SAT의 계절별 상관계수의 공간분포

corr(SLP,ASL) 1958-2000

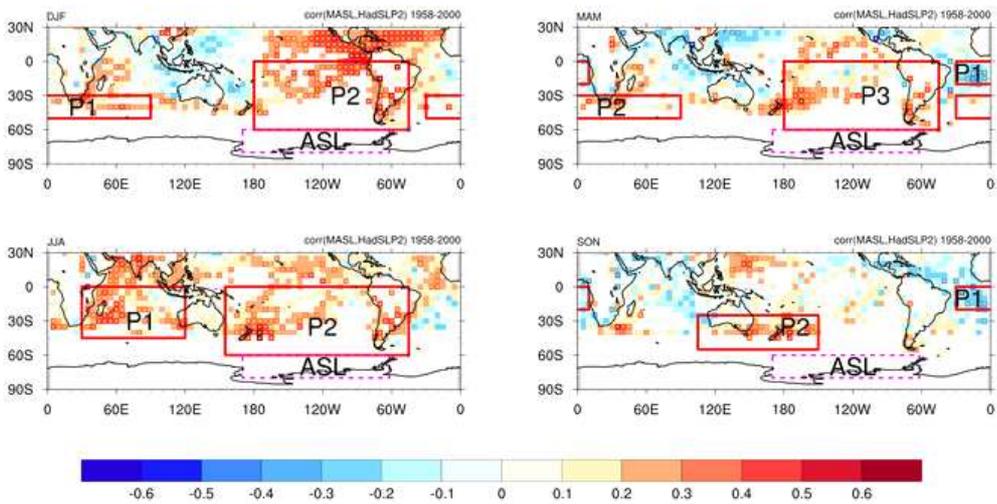


Fig. 3.1.4. 평균 ASL 중심기압과 SLP의 계절별 상관계수의 공간분포

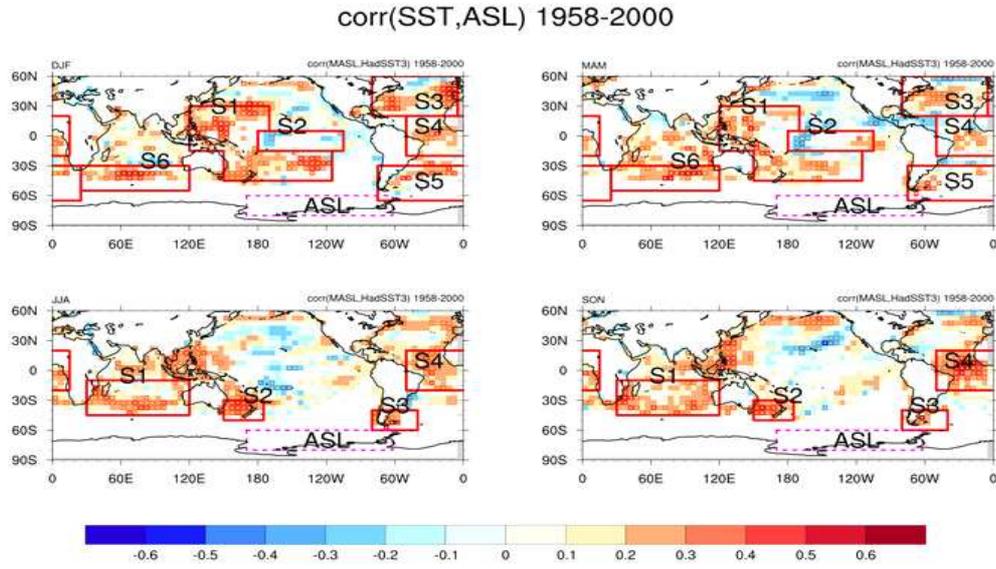


Fig. 3.1.5. 평균 ASL 중심기압과 SST의 계절별 상관계수의 공간분포

Table 3.1.4. ASL과 관측자료의 상관분석을 통해 계산된 계절별 예측변수 후보

Season Variables	DJF	MAM	JJA	SON
x1	T1	T1	T1	T1
x2	T2	T2	T2	T2
x3	T3	T3	T3	T3
x4	x2-x1	x3-x1	T4	avg(T2,T3)
x5	P1	P1	avg(T3,T4)	P1
x6	P2	P2	x5-x1	P2
x7	avg(P1,P2)	P3	P1	S1
x8	S1	avg(P2,P3)	P2	S2
x9	S2	S1	avg(P1,P2)	S3
x10	S3	S2	S1	S4
x11	S4	S3	S2	avg(S1,S2,S3)
x12	S5	S4	S3	
x13	avg(S4,S5)	S5	S4	
x14	S1-S2	avg(S4,S5)	avg(S1,S2,S3)	
x15		S1-S2		

중속변수와 예측변수의 상관성이 심한 변동을 보인다면 과거를 복원하기 위한 통계모형의 변수로서 부적절하다. 그렇기 때문에 이동상관분석(running correlation analysis)을 통해서 두 변수들간에 안정된 관계를 가지는지 확인이 필요하다. 본 연구에서는 최근 43년(1958년 ~ 2000년)의 기간에서 안정된 상관성을 보였다면 과거 50년 기간에서도 안정된 관계를 가질 것 이라는 가정을 하였다. 그림 5~8은 21년 이동상관분석 결과를 보여준다. 파란색 선은 전체기간(43년)상관계수이고 빨간색 선이 ASL과 각 예측변수 후보들의 상관계수이다. 빨간색 선이 변동성이 적을수록 장기간 안정된 관계를 가진다고 판단 할 수 있다. 이 분석을 통해 변동성이 심한 예측변수는 후보에서 탈락 시켰다. 예측변수의 후보에서 탈락되는 기준은 전체 상관도가 95% 신뢰수준에서 유의하지 않거나, 이동상관계수의 시계열에서 부호가 바뀌는 경우이다. 이에 따라 DJF 시즌에서는 9, 10, 13번, MAM 시즌에서는 1, 2, 5, 9, 10, 11, 12, 13, 16번, JJA 시즌에서는 1번, SON 시즌에서는 5번 변수가 기준에서 탈락되었다.



Running correlation 1958-2000 DJF

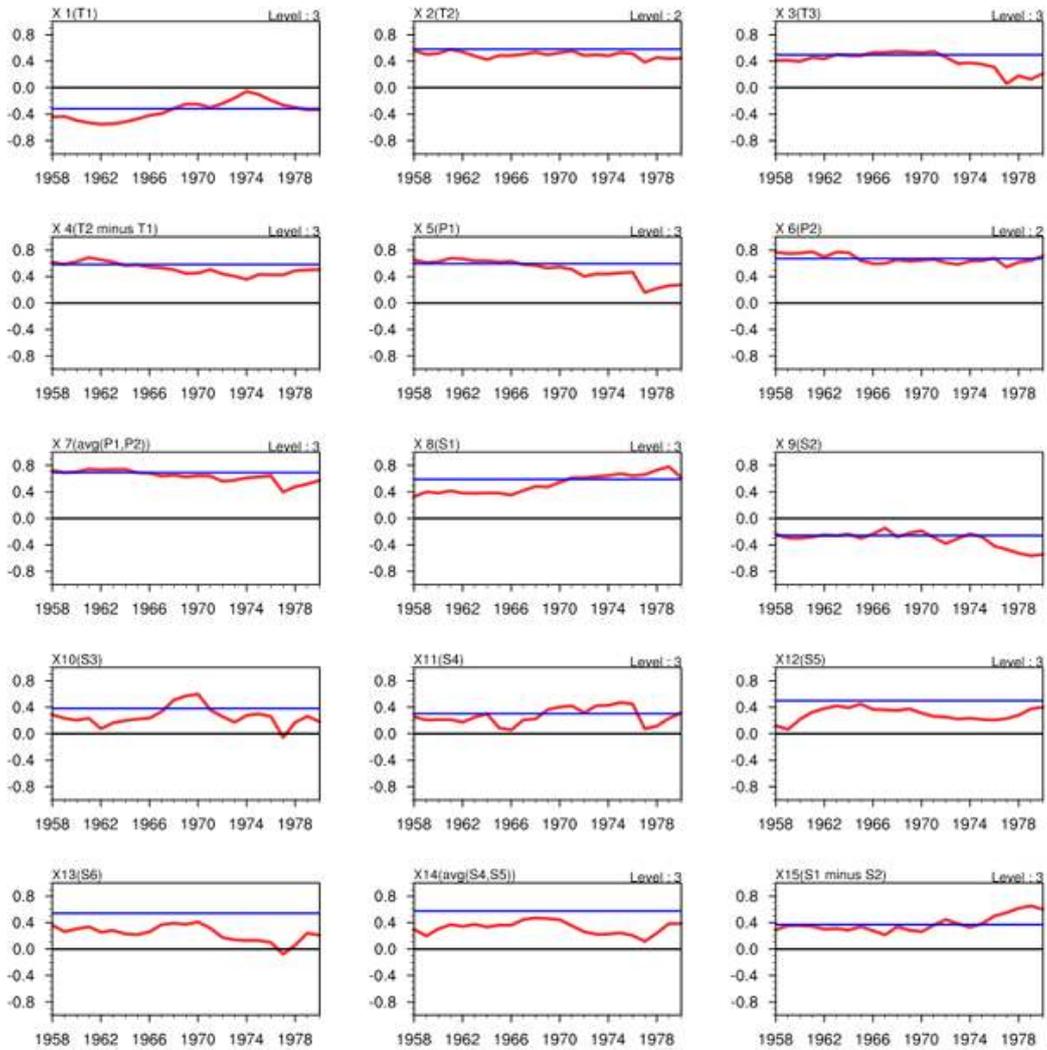


Fig. 3.1.6. 평균 ASL 강도와 DJF 예측변수 후보들의 이동상관 분석

Running correlation 1958-2000 MAM

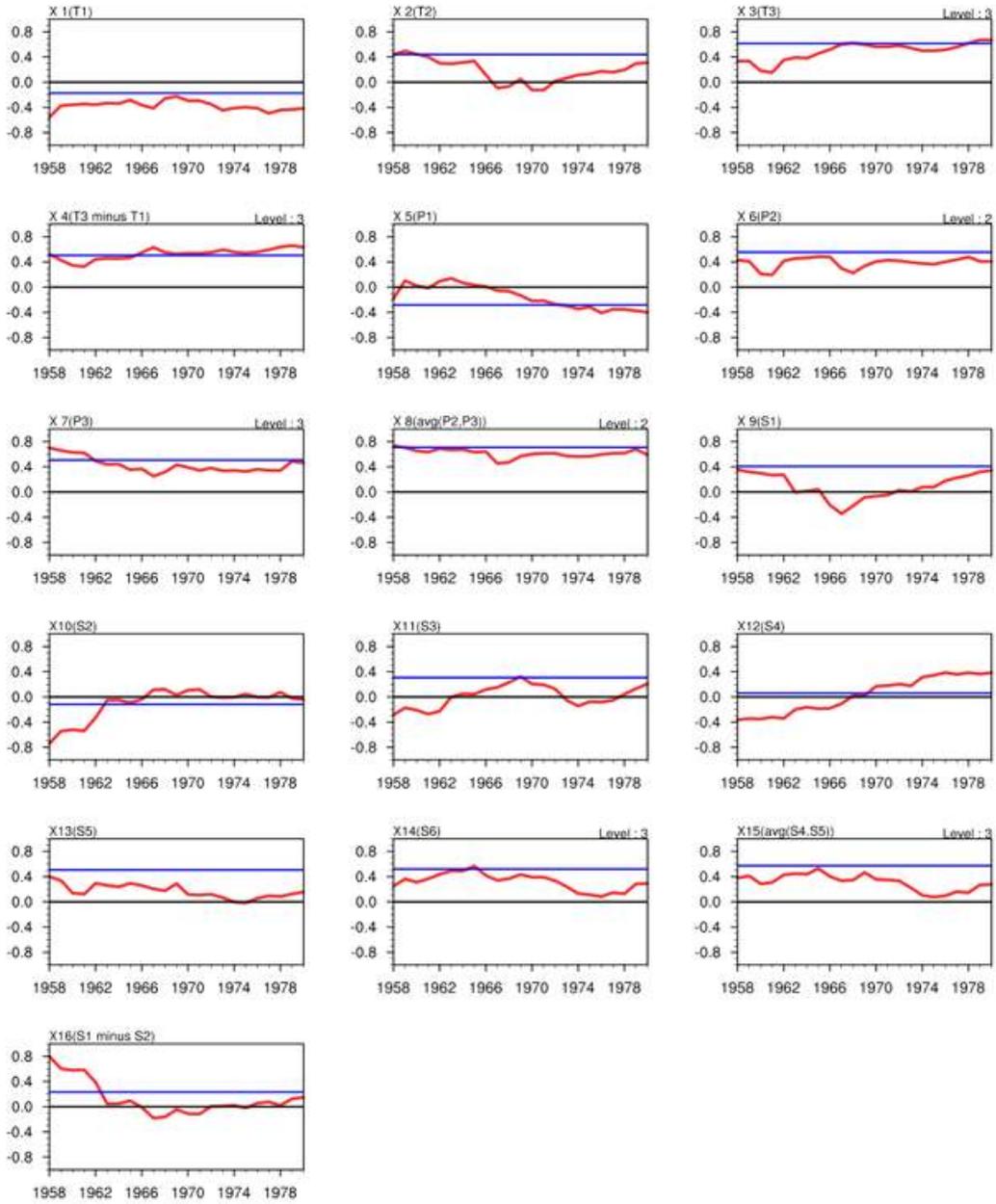


Fig. 3.1.7. 평균 ASL 강도와 MAM 예측변수 후보들의 이동상관 분석

Running correlation 1958-2000 JJA

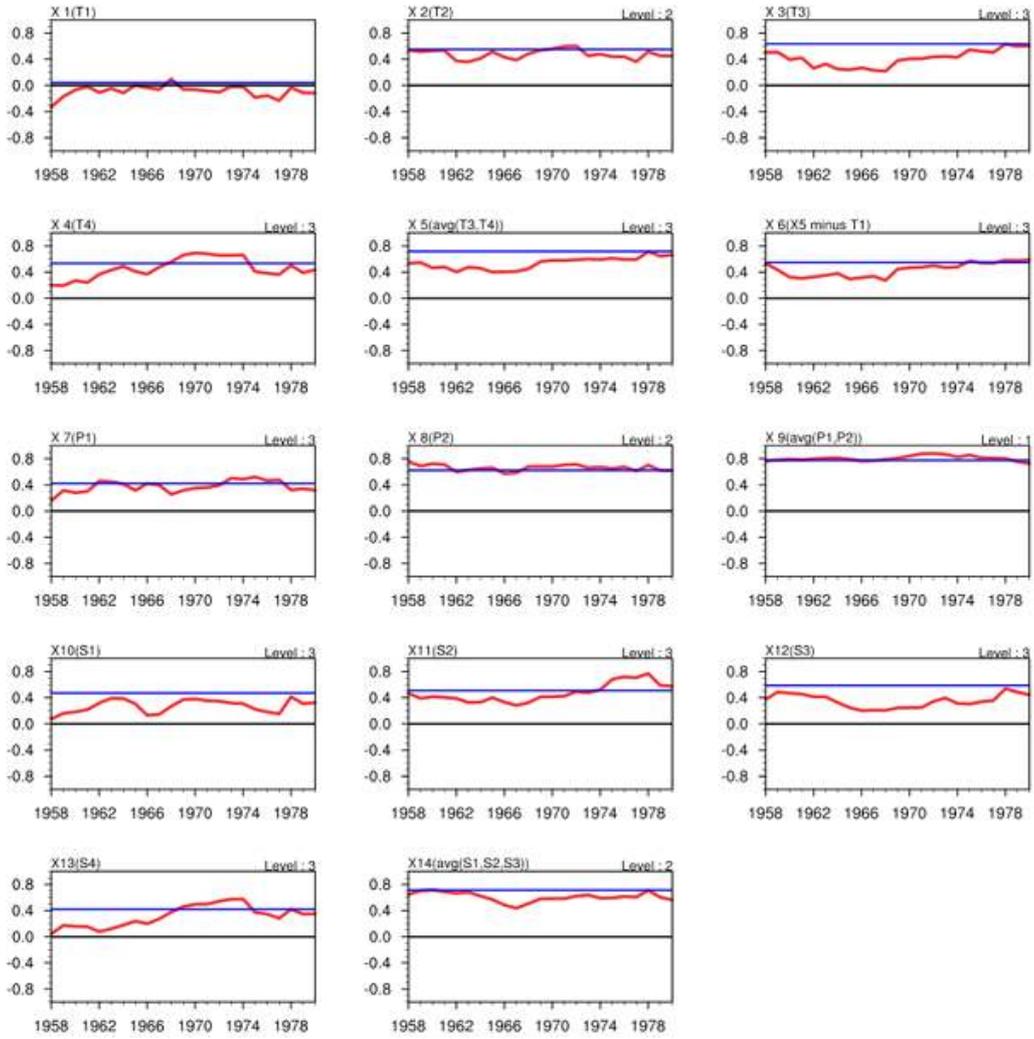


Fig. 3.1.8. 평균 ASL 강도와 JJA 예측변수 후보들의 이동상관 분석

Running correlation 1958-2000 SON

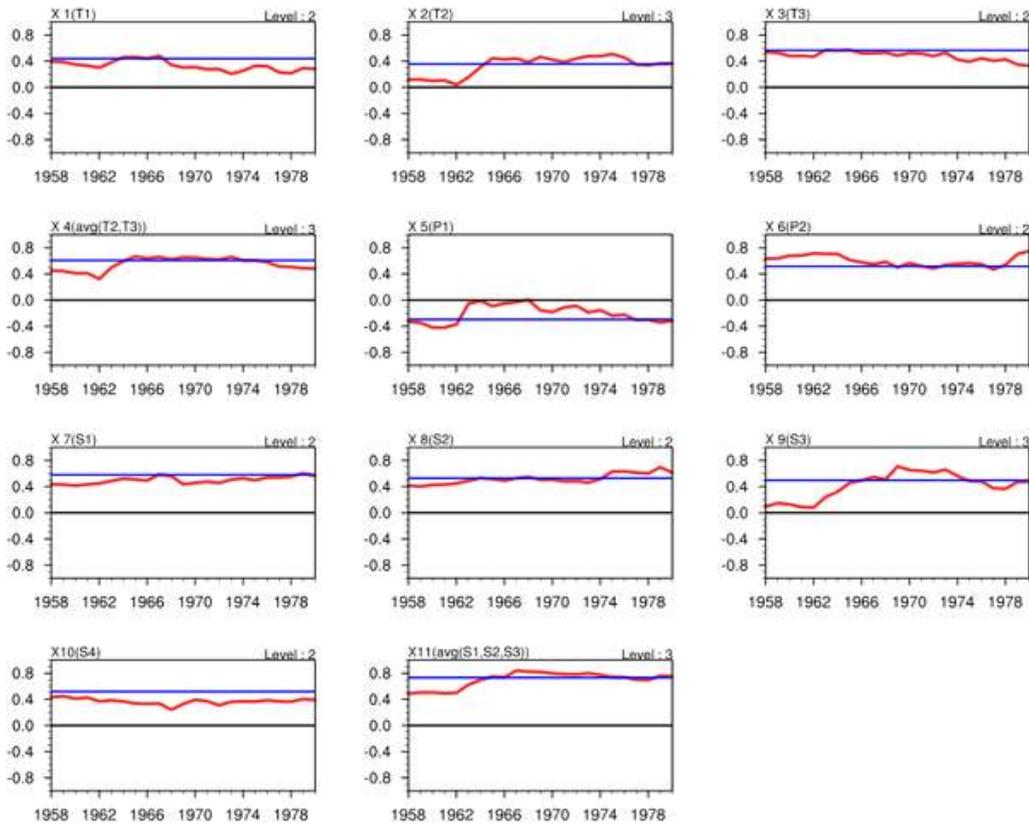


Fig. 3.1.9. 평균 ASL 강도와 SON 예측변수 후보들의 이동상관 분석

모델 훈련에는 다중선형회귀분석(multiple linear regression analysis)을 활용하였다. 다중선형회귀모형은 종속변수(ASL intensity)와 예측변수(SAT, SLP, SST)들 사이의 관계성을 나타내며 다음과 같이 수학적으로 표현된다.

$$\hat{y} = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n$$

여기서, \hat{y} 은 종속변수, a 와 b 는 회귀계수, x 는 독립변수를 의미한다. 각 계절별로 준비된 예측변수 후보들과 3개의 재분석 자료를 1958년 ~ 2000년 기간에 대해서 단계적 회귀분석법(stepwise regression method)의 전진선택(forward selection)을 이용하여 각 계절별 재분석 자료마다 통계모델을 구성하였다. 단계적 회귀분석법은 종속변수를 잘 설명하는 최적의 예측변수 셋트를 찾게 해준다. 이중

에서 전진선택은 아무것도 없는 상태에서 예측변수 후보들을 종속변수에 하나씩 넣으면서 회귀모형을 만들어 가장 높은 결정계수(R²)가 나올 때까지 반복 수행하는 방법이다. 여기서 각 관측자료들은 실제 값을 수학적 기법을 통해 격자화 시켰기 때문에 오차범위가 존재한다. 이 불확실성 범위에서 n번 임의 추출(random sampling)을 한다면 n개의 예측변수 후보 셋트를 가지고 n개의 통계모형을 만들 수 있다. 이번 연구에서는 1000번 임의 추출을 하여 각 재분석자료마다 1000개의 통계모형을 구성하였다. 그림 3.1.10 은 앙상블로 훈련된 통계모형에서 선택된 예측변수들의 빈도수를 보여준다. DJF 시즌에는 다양한 변수들이 선택이 되었으며 MAM의 경우 JRA55 통계모형에서는 오직 8번 예측변수만 선택이 되었다. 각 1000개의 앙상블 모형에서 모두 선택된 예측변수는 대체적으로 ASL과 이동상관분석에서 안정된 관계를 가지는 변수들이다 (그림 3.1.6부터 그림 3.1.9).

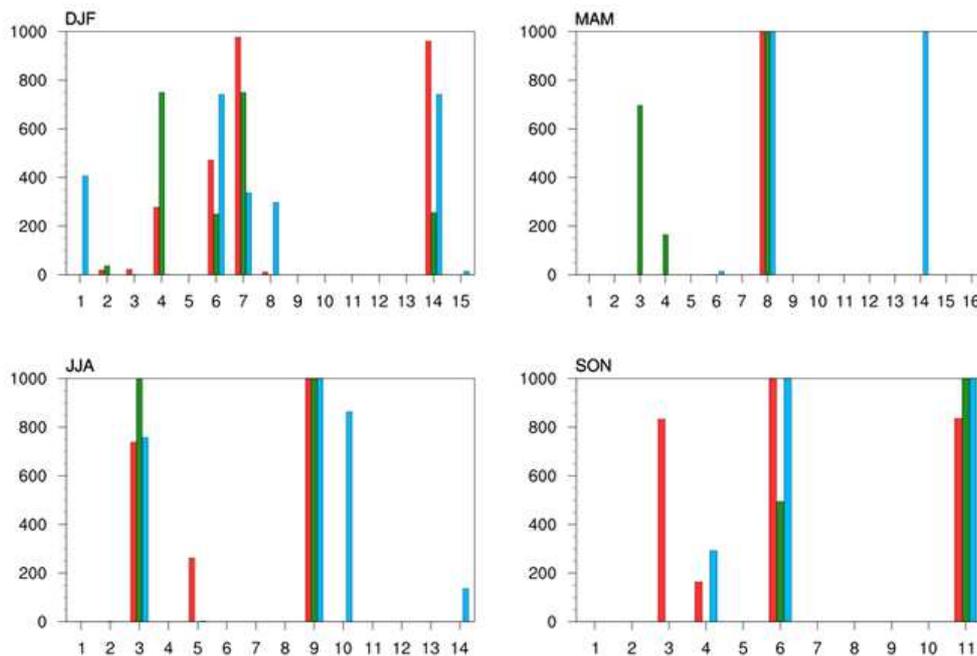


Fig. 3.1.10. 단계적 회귀분석으로 선택된 예측변수의 분포도

모델 훈련을 통해 구성된 3000개의 앙상블 통계모형으로 과거 20세기 ASL 중심기압을 복원해 보았다. 그림 3.1.11은 각 재분석자료의 앙상블 통계모형으로 복원된 ASL 중심기압의 시계열이다. 각 통계모형을 동일 레벨에서 비교하기 위해서 정규화(Normalization)를 하였다. 회색선은 전체 3000개 앙상블 범위를 나타내며 컬러는 각 재분석 자료를 의미한다. 빨간색은 JRA-55 자료에서 구성된 통계모형,

녹색은 ERA-40, 하늘색은 NCEP reanalysis 1이다. 파란색 곡선은 ASL 경향의 95% 신뢰구간을 의미한다. 전반적으로 모든 계절에서 ASL 중심 기압은 100년간 강화되고 있는 것을 확인 할 수 있다. 강화 경향성은 모든 계절에서 신뢰구간 내에 존재 했고 특히 SON시절이 가장 뚜렷하고 강한 경향성을 보였다. 통계 모형으로 복원된 결과로 추정을 한다면 남반구 봄철(SON)에 ASL의 장기적 강화경향이 가장 확실한 시그널이 있다고 볼 수 있다.

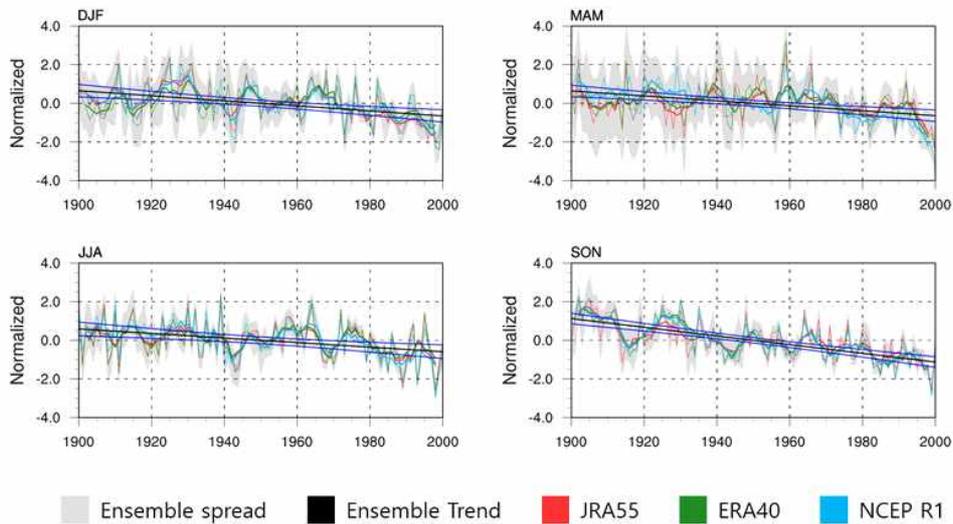


Fig. 3.1.11. 각 재분석자료의 통계모형으로 복원된 결과. 직선은 ASL 강도의 20세기 경향(JRA-55 빨간색, ERA-40 녹색, NCEP reanalysis 하늘색)과 전체 앙상블의 경향(검은색). 파란색 곡선은 ASL 경향의 95% 신뢰구간

추가적으로 구성된 통계모형을 20세기 재분석 자료(ERA-20C, NCEP 20th)와 비교하여 모델 결과의 신뢰성을 검증 하였다. 20세기 재분석 자료에서 계산된 ASL 중심기압 역시 모든 계절에서 장기적 강화경향이 보였다. 통계모델과 비교해 봤을 때, DJF 시즌과 MAM 시즌은 통계모델이 다소 과소 추정된 결과를 보였지만 JJA 시즌은 두 결과가 거의 일치했다. 반면 SON 시즌은 통계모델이 재분석자료보다 더 강화된 경향이 나타났다. 20세기 재분석 자료와 비교를 통해 통계모델 결과가 거의 비슷한 경향을 보였기 때문에 ASL의 장기적 강화경향은 좀 더 신뢰성을 가지게 되었다.

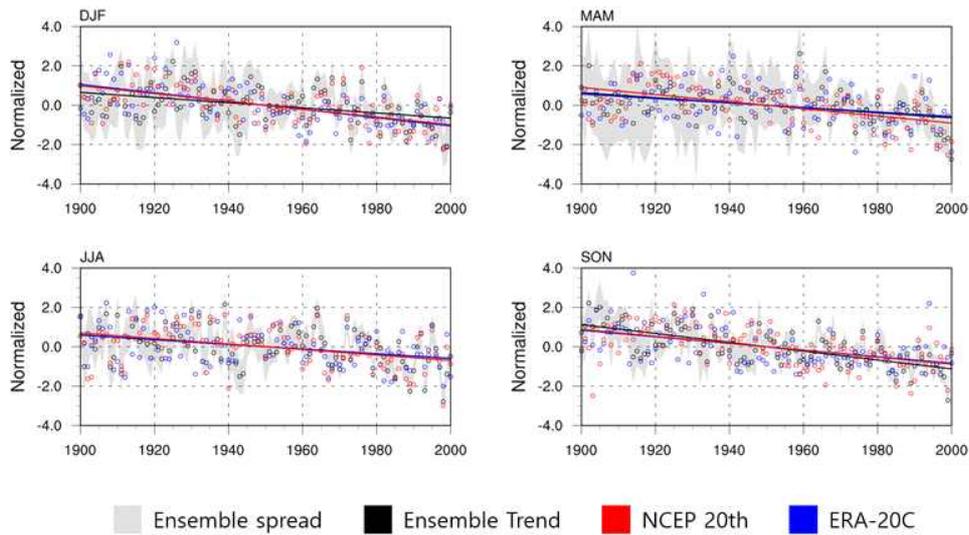


Fig. 3.1.12. 20세기 ASL 경향 비교. 각 컬러는 20세기 재분석 자료(ERA-20C, NCEP 20th)에서 계산된 ASL 경향(파란색, 빨간색)과 전체 통계모형의 경향(검은색)을 의미함.

통계모형을 구성 후에는 모델의 예측성을 검증하는 과정이 필요하다. 하지만 예측이나 복원은 실제 값을 알 수 없기 때문에 통계모델의 성능을 추정하기는 쉽지 않다. 모델 훈련기간에 대해서는 훈련에 사용된 실제 값이 존재하기 때문에 이를 이용한 교차검증(cross-validation)을 통해서 통계모델로 예측 혹은 복원 하였을 때 발생하는 에러를 추정하여 모델의 성능을 간접적으로 알아 볼 수 있다. 교차검증의 개념은 간단히 말해 모델 훈련기간의 일부분을 쪼개서 모델 검증에 사용하는 것이다. 가장 심플한 방법을 예로, 훈련기간이 1900년 ~ 2000년 이라 한다면 1900년 ~ 1950년, 기간은 모델 훈련에 사용하고 1951년 ~ 2000년은 훈련된 회귀모형으로 예측(복원)을 한다. 다시 바꿔서 1951년 ~ 2000년 기간에 모델 훈련을 하고 1900년 ~ 1950년은 예측(복원)을 한다. 이렇게 하면 1900년 ~ 2000년 기간에 대해 통계모형으로 예측된 자료를 얻을 수 있다. 이 기간은 실제 값이 있으므로 통계모델과의 평균제곱근편차(RMSE)와 상관계수를 계산 할 수 있다. 하지만 본 연구에서는 모델 훈련기간이 충분히 길지 않기 때문에 좀 더 세분화 된 방법을 사용하였다.

LOOCV(Leave one-out cross validation)는 한 포인트만 제외시킨 후 통계모형을 구성 하여 제외시킨 포인트를 예측하는 방법이다. 훈련기간 길이만큼 반복을 해야 완전히 복원된 시계열을 얻을 수 있다. 그림 그림 3.1.13은 각 앙상블 통계모

델의 LOOCV 결과이다. 컬러는 재분석자료를 의미하고 두꺼운 선은 각 1000개 앙상블의 LOOCV 결과 범위, 실선은 실제 값을 말한다. 전반적으로 실제값과 교차검증된 값의 변동성이 잘 따라가는 것으로 보인다. 좀 더 수치적으로 보기위해 RMSE와 상관분석을 수행하였다. 그림 3.1.14는 상관분석과 RMSE의 boxplot과 histogram이다. 계절별로 전체 3000개 앙상블에 대해서 분석하였으며 상관계수는 DJF 시즌에 약 3000개의 앙상블이 0.4~0.85의 값을 가지며 중앙값은 약 0.6에 가깝다. 나머지 계절도 MAM 시즌은 0.47~0.75, JJA 시즌은 0.52~0.83, SON 시즌은 0.5~0.78의 범위를 가진다. 전반적으로 상관도는 꽤 유의한 수치가 나왔다. RMSE 또한 모든 계절이 2~4 hPa 내에 들어왔고 특히 SON 시즌은 2.5~3hPa 사이에 모든 3000개의 앙상블이 분포되어 있다. 이를 보았을 때 SON 시즌이 교차검증에서도 가장 두드러지는 성능을 보였다.

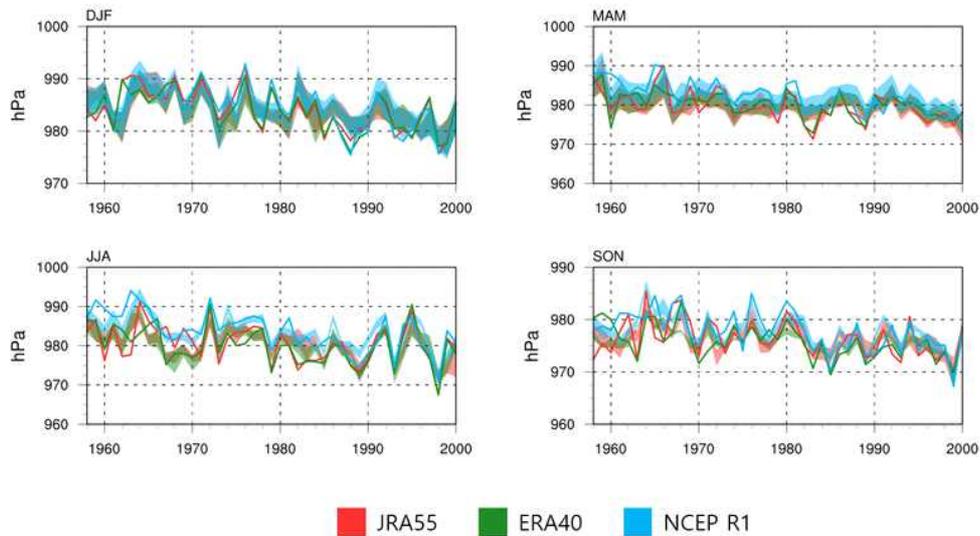


Fig. 3.1.13. 통계모델의 교차검증 결과. 굵은 선은 앙상블, 실선은 각 재분석 자료에서 계산된 ASL 중심기압

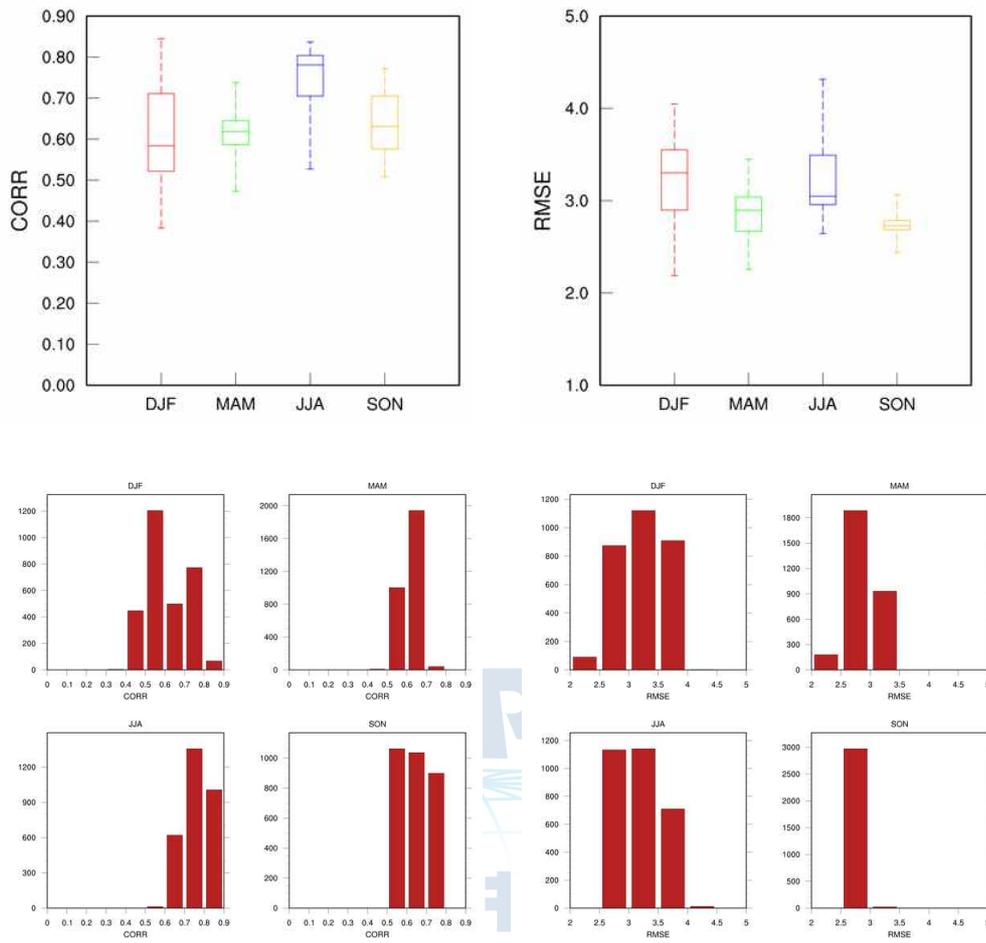


Fig. 3.1.14. 교차검증의 RMSE와 상관도 분석결과. 좌측 상단부터 시계방향으로 상관 계수 boxplot, RMSE boxplot, RMSE histogram, 상관계수 histogram

나. 아문젠해 저기압 변화와 연관된 해빙 분포도 작성

ERA-Interim 재분석 자료를 이용하여 개발된 아문젠해 저기압의 강도, 위도, 경도 지수에 따른 1979년부터의 SSMI/SSMIS 기반 NASA Bootstrap 해빙농도자료의 서남극 해빙 분포도를 작성하였다. 아문젠해 저기압 강도가 약할 때 여름(DJF), 겨울(JJA), 봄(SON)에는 남극반도 주변, 벨링스하우젠해와 아문젠해 해안에 가까운 해역을 따라 해빙농도가 증가하고 아문젠해와 로스해의 먼 바다에 해빙농도가 감소함. 가을(MAM)에는 동쪽 남극반도와 벨링스하우젠해에서 증가하고 서쪽의 로스해와 서아문젠해는 감소한다 (그림 3.1.15).

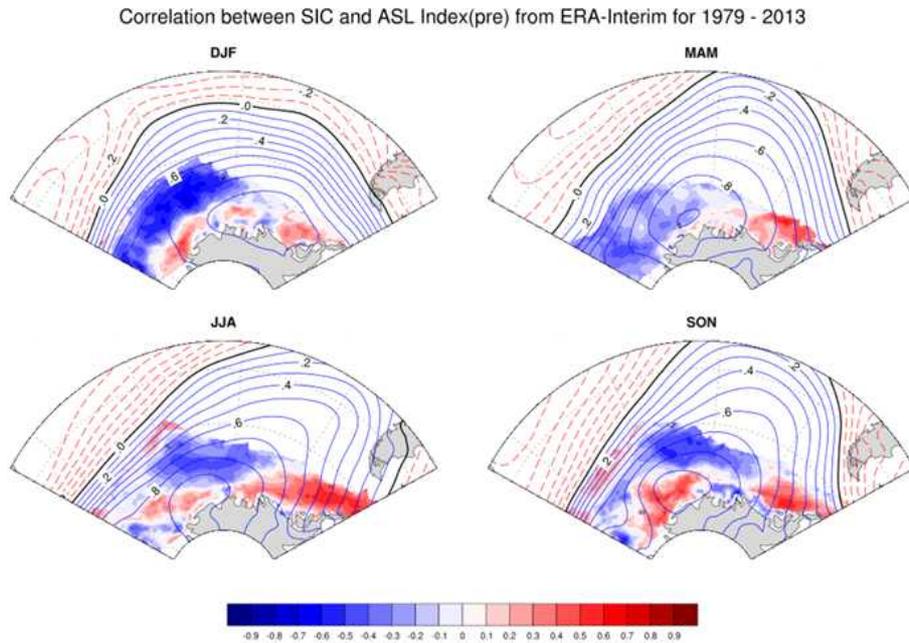


Fig. 3.1.15. 계절별 아문젠해 저기압 강도 지수와 해빙농도(색), 해면기압(선)과의 상관맵

계절에 따라 아문젠해 저기압은 최대강도 지점이 이동하는데, 여름(DJF)에는 동쪽으로 이동하여 아문젠-벨링스하우젠해에 위치하고, 겨울(JJA)에 접어들며 서쪽으로 이동하여 로스해-아문젠해 경계에 위치한다. 봄(SON)을 제외하고 아문젠해 저기압 중심이 동쪽에 위치할수록 아문젠해의 해빙농도가 높아진다. 여름(DJF)과 겨울(JJA)에는 해안가 해빙농도 감소 라인이 좁게 형성되지만 가을(MAM)에는 이러한 감소 라인이 존재하지 않는다. 봄(SON)에는 서아문젠해에 강한 남풍 기류로 인해 해안가에 넓은 해빙농도 감소 영역이 형성되며, 같은 이유로 겨울(JJA)에 로

스해 먼 바다부터 서아문젠해 해안 근처에 해빙농도가 감소한다 (그림 3.1.16).

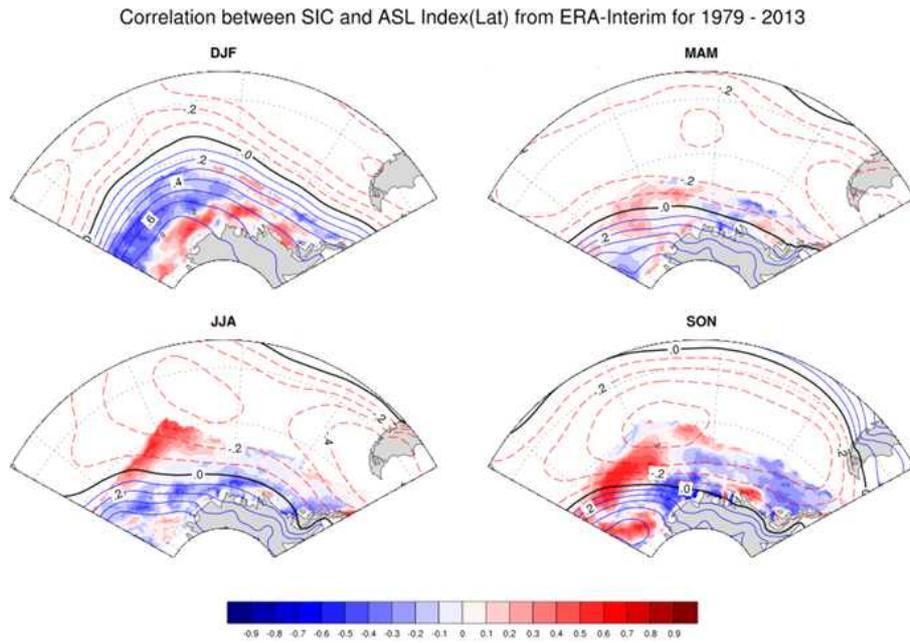


Fig. 3.1.16. 계절별 아문젠해 저기압 위도 지수와 해빙농도(색), 해면기압(선)과의 상관맵

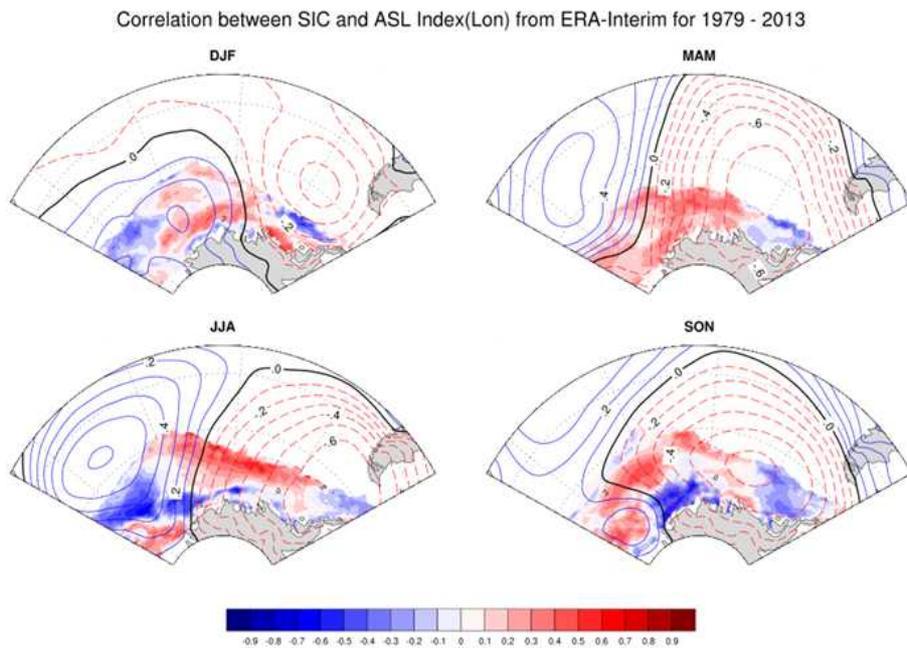


그림 3.1.17. 계절별 아문젠해 저기압 경도 지수와 해빙농도(색), 해면기압(선)과의 상관맵

아문젠해 저기압 중심이 남극에서 멀어지면 가을부터 봄까지 (MAM, JJA, SON) 로스해와 서아문젠해 먼 바다 지역의 해빙농도가 증가하며, 여름(DJF)에는 남극 해안가 해빙농도가 증가하고 먼바다 지역의 해빙 농도가 감소한다. 봄(SON)의 아문젠해 저기압의 위도 방향 변화로 인한 해빙농도 변화 패턴은 경도 방향 변화로 인한 패턴과 유사하고, 여름에는 강도 변화 패턴과 유사하다. 즉, 봄에는 북쪽과 동쪽 이동이 같이 일어나는 경향 (북동-서남 패턴)이 있고, 여름에는 북쪽 이동과 약화(남쪽 이동과 강화)가 동시에 일어나는 경향이 있다 (그림 3.1.17).

다음으로 동남극을 3개의 지역(태평양(170W-100E), 인도양(100E-40E), 대서양(40E-60W))으로 분류하여 각 지역 해빙분포도를 1979년 이후 자료가 있는 SSMI/SSMIS 기반 NASA Bootstrap 해빙농도자료와 CRUTEM4 자료의 지상기온을 연관하여 작성하였다. 그 결과 태평양 지역의 지상기온이 증가하면 여름(DJF), 가을(MAM)은 로스해 지역에 해빙농도의 감소가 존재한다. 반면 겨울(JJA), 봄(SON)은 로스해에서 먼 바다 지역에 해빙농도가 증가하고 로스해 서쪽 해안을 따라 해빙농도가 감소한다. 인도양과 대서양 해역의 경우 가을(MAM)에 지상기온과 해빙농도가 역상관 관계가 있어 지상기온이 상승하면 해안가를 따라 해빙농도 감소가 존재한다. 계절별로 해빙이 성장하는 가을(MAM)에 지상기온이 상승함에 따라 해안가 근처에서 해빙농도 감소가 크게 나타난다. 세 지역 모두 해빙 성장기간인 가을(MAM)에 해안가 근처에서 지상기온이 증가함에 따라 강한 해빙농도 감소를 보였으며 겨울(JJA), 봄(SON)은 해안가에서 먼 지역에서 해빙농도 감소가 있다 (그림 3.1.18).

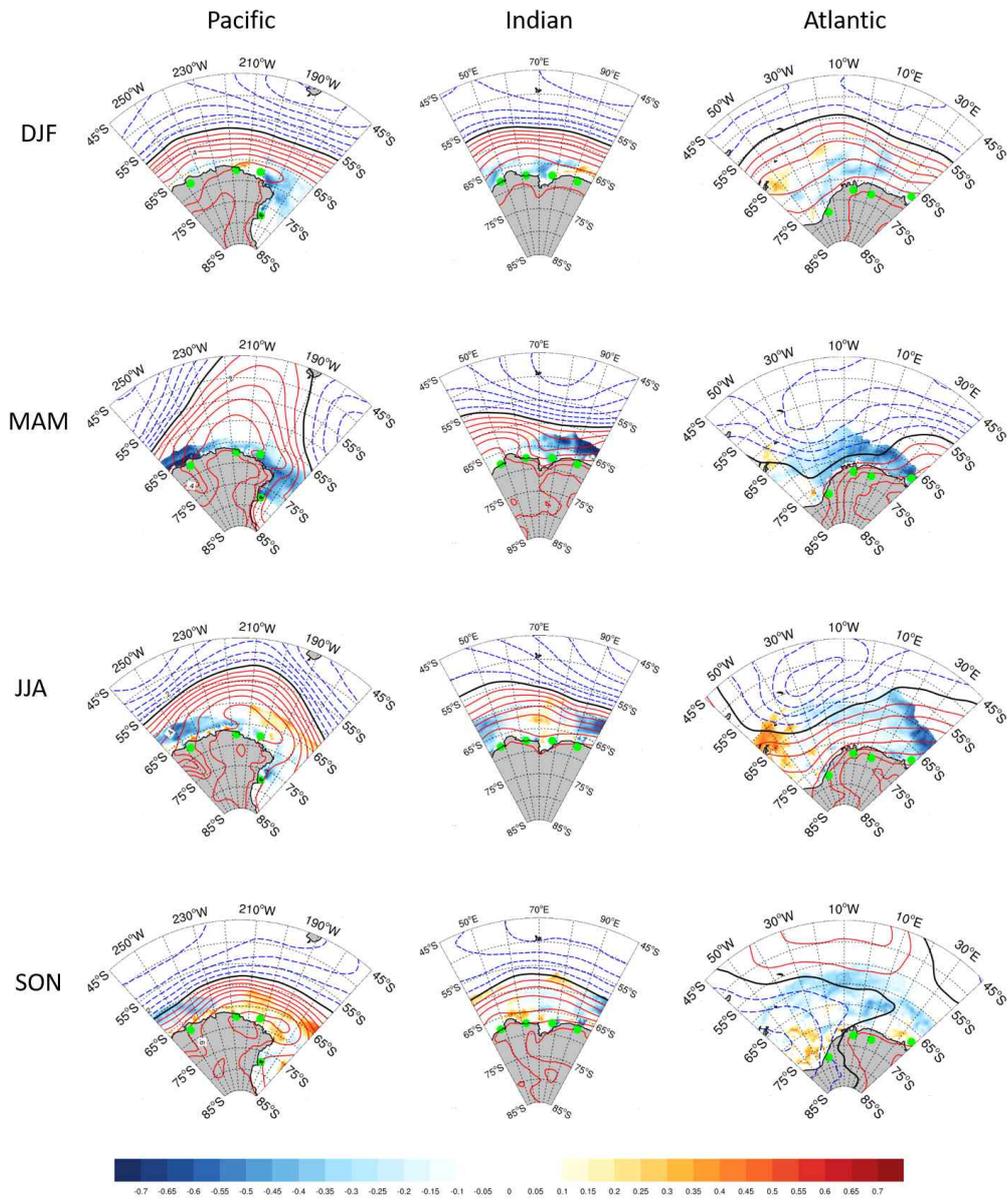


Fig. 3.1.18. 동남극 태평양(170W-100E), 인도양(100E-40E), 대서양(40E-60W) 섹터의 해안 근처 CRUTEM4 지상기온과 연관된 해빙농도(색) 및 해면기압(선)의 계절별 상관도

다. 남극 전체 해빙 기후변화 분포도 작성

1979년부터 2017년까지의 해빙의 기후변화 경향을 살펴보면 여름(DJF)과 가을(MAM)에 서남극 벨링스하우젠해와 아문젠해에서 해빙감소 경향이 있고, 겨울(JJA)과 봄(SON)에는 남극반도 주변에만 약한 감소 경향이 남아 있다. 반면, 해빙의 증가 경향은 더 넓게 퍼져있는데, 여름과 가을에는 웨델해, 동남극 해역, 로스해에 겨울과 봄에는 아문젠해와 로스해 외해 지역과 중인도양 섹터(90° E 주변)를 제외한 동남극 해역에 증가 경향이 나타난다 (그림 3.1.19).

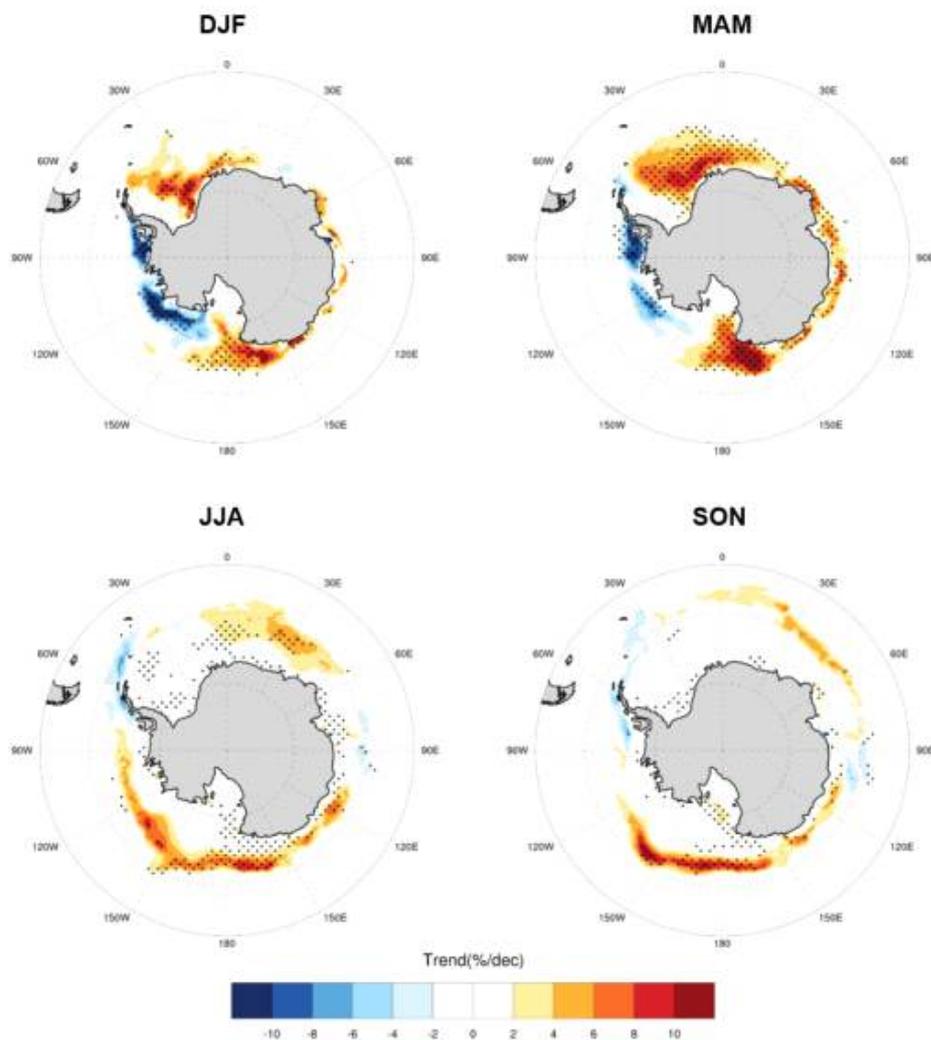


Fig. 3.1.19. 1979년 이후의 계절별 남극 해빙농도 경향

이러한 남극 주변 해빙의 장기 변화 경향에서 아문젠해 저기압은 중요한 역할을 수행한다. 아문젠해 저기압과 연관된 해빙 변동을 살펴보면 ASL이 약할 때 남극반

도 주변은 겨울(JJA)과 봄(SON)에 뚜렷한 해빙농도 증가가 나타나고, 아문젠해 외해에서는 여름-봄-겨울(DJF-SON-JJA) 순의 강도로 해빙농도 감소가 나타나며, 로스해 외해에서는 여름에 뚜렷한 해빙농도 감소가 나타난다. 동남극 연안 지역은 대체로 해빙농도 감소가 보이거나 겨울철 외에는 뚜렷하진 않은 것으로 나타난다 (그림 3.1.20).

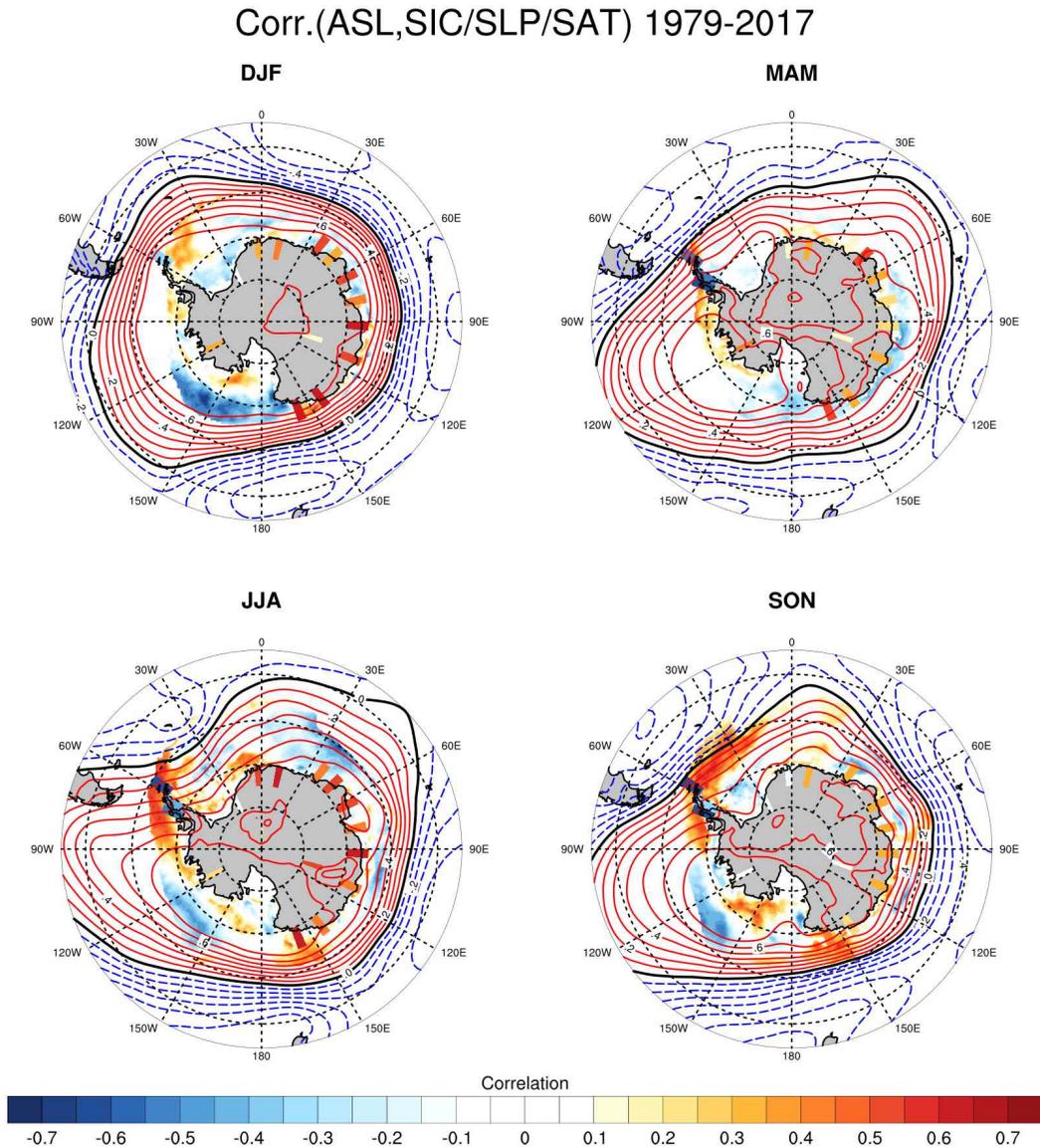


Fig. 3.1.20. 계절별 ASL 지수와 해빙농도(색)/해면기압(선)/지상기온(색칠된 격자)의 상관도

아문젠해 저기압 강도 경향에 연동된 해빙 변화 경향을 살펴보면 ASL 강도(기압)의 1979-2017년간 경향은 봄부터 가을까지(SON-DJF-MAM)는 강화(기압 감소), 겨울(JJA)에는 미미한 약화(기압증가)가 나타난다 (그림 3.1.21).

CONGRUENT(ASL,SIC/SLP/SAT) 1979-2017

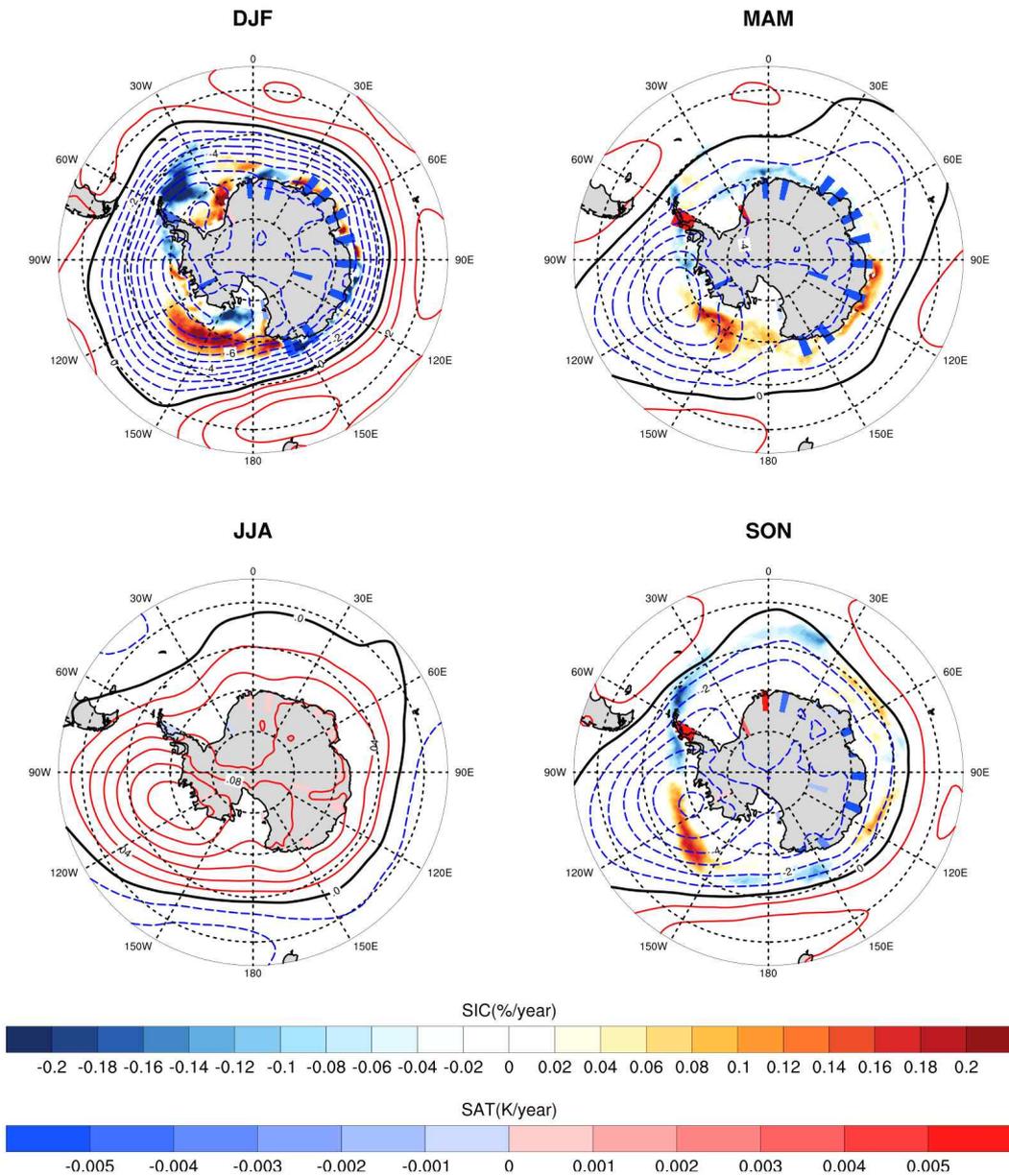


Fig. 3.1.21. 계절별 ASL 지수 경향과 합동인 해빙농도(색)/해면기압(선)/지상기온(색칠된 격자)의 경향

이러한 ASL의 장기경향이 형성하는 해빙농도/해면기압/지상기온의 경향을 살펴보면 여름철에 가장 뚜렷하게 나타나는데, 남극 전체 기압은 감소하며, 남극반도-웨델해 지역의 해빙은 감소하고, 아문젠해-로스해 지역의 해빙은 증가하고, 동남극 지역의 지면대기온도는 하강한다. 한편 겨울은 약한 경향으로 인해 영향이 거의 없으며, 봄과 가을은 여름철 경향과 유사한 공간적 분포를 보인다 (그림 3.1.21).

Corr.(SAM,SIC/SLP/SAT) 1979-2017

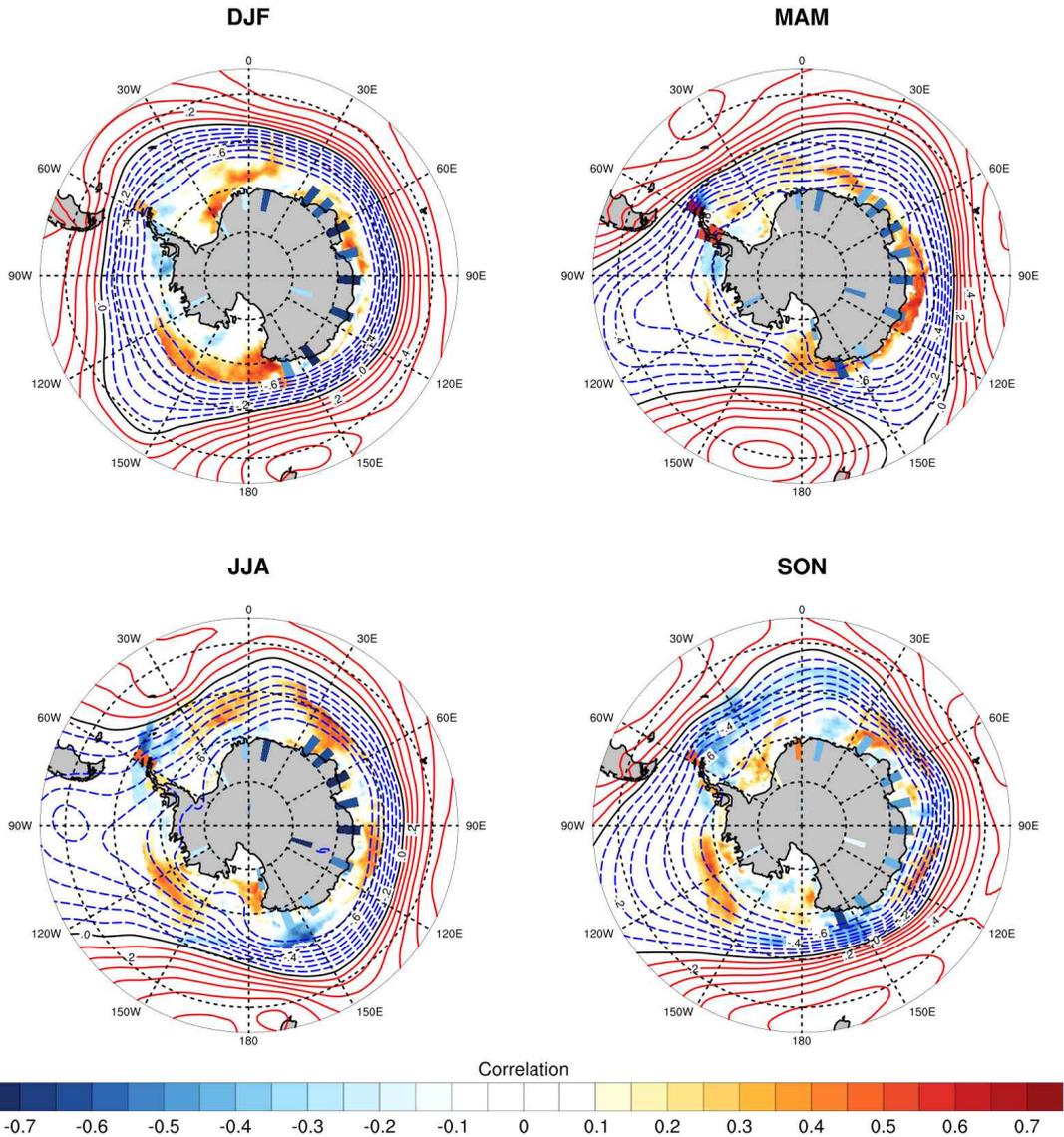


Fig. 3.1.22. 계절별 SAM 지수와 해빙농도(색)/해면기압(선)/지상기온(색칠된 격자)의 상관도

남극주변 기후에 큰 영향을 미치는 남극진동(Southern Annular Mode, SAM)의 역할을 상관성을 통하여 살펴보았다. 남극진동 강화와 연관된 해빙 변동을 살펴보면 전체적인 패턴은 ASL 강화와 연관된 해빙 변동 패턴과 유사하나 서남극 지역의 상관도는 전반적으로 ASL보다 약하게 나타난다. 동남극 지역의 상관도는 ASL과의 상관도와 대체로 유사하나 가을에 관련성이 좀 더 뚜렷하게 나타난다 (그림 3.1.22).

CONGRUENT(SAM,SIC/SLP/SAT) 1979-2017

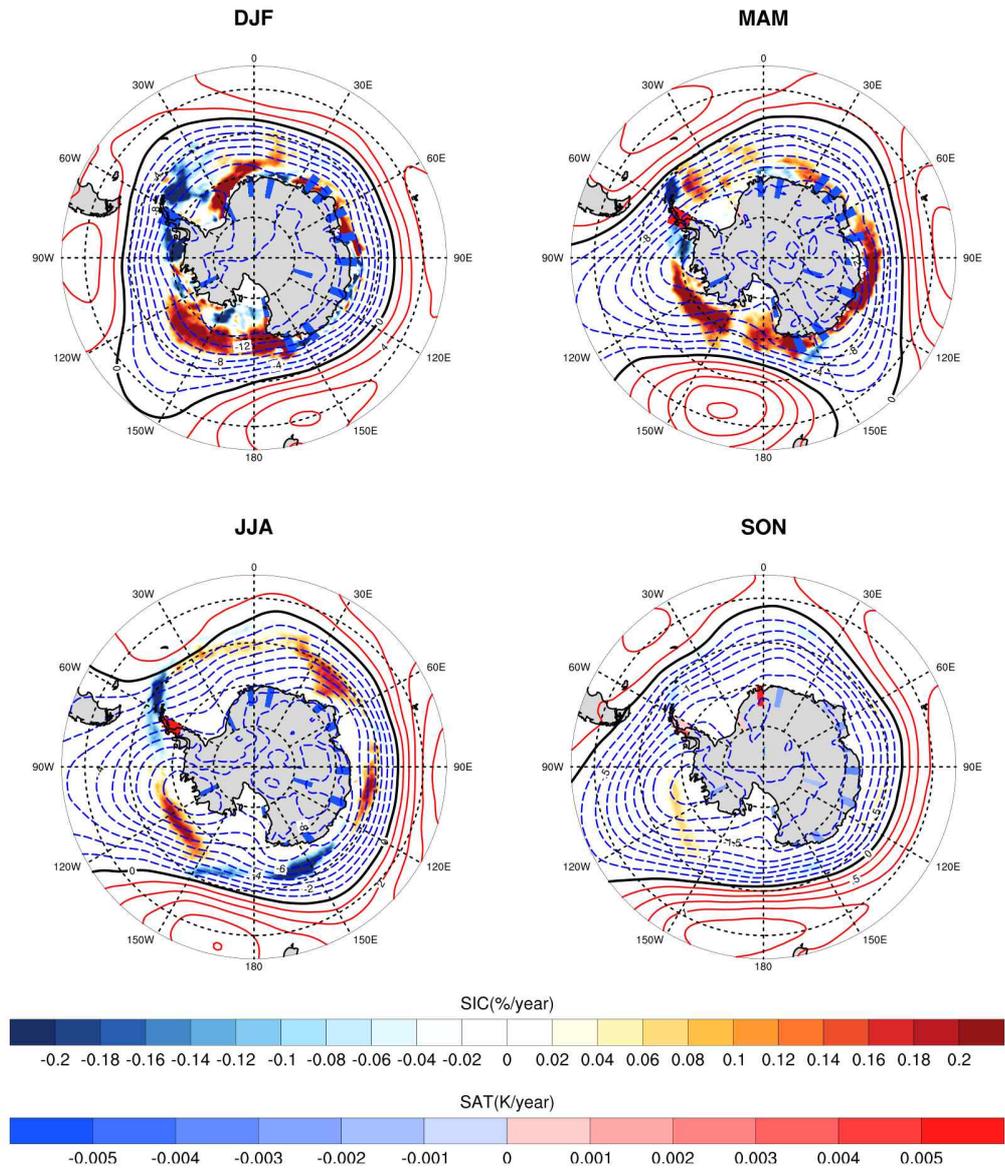


Fig. 3.1.23. 계절별 SAM 지수 경향과 합동인 해빙농도(색)/해면기압(선)/지상기온(색칠된 격자)의 경향

남극진동의 강도 경향에 연동된 해빙 변화 경향을 살펴보면 SAM 지수의 1979-2017년간 경향은 증가 경향(극소용돌이 강화)이 나타나는데 계절별 경향 세기는 여름, 가을, 겨울, 봄 순으로 나타나며, 봄의 증가 경향은 매우 약하다. 이에 따라 SAM의 경향에 따라 남극 저압대를 강화하는 패턴이 형성된다. 이에 관련된 해빙농도와 지상기온의 경향을 살펴보면 여름과 가을에는 남극반도 주변 해빙감소, 아문젠해-로스해-동남극-웨델해 해빙증가, 동남극 기온하강이 나타나고, 겨울과 봄은 약한 경향으로 인해 영향이 거의 없는 것으로 나타난다 (그림 3.1.23).

Nicolas and Bromwich (2014)에서 복원된 남극 지상기온 자료를 1979-2012에 대해 경험적 직교함수 (EOF, Empirical Orthogonal Function) 분석을 하면 남극 지상기온은 동-서남극 온도가 같은 부호로 변동하는 모드 (EOF1, 48.3%)와 다른 부호로 변동하는 모드 (EOF2, 20.5%)가 분리된다 (그림 3.1.24). 이 두 EOF 모드들은 최근 남극 기후변화 현상을 설명하는 주요한 변동성이다. 두 EOF의 시계열은 분석 기간 동안 증가 경향을 보여 두 모드의 합은 급격한 서남극 기온 상승과 이에 비해 상대적으로 약한 동남극 빙상의 기온 변화를 설명한다.

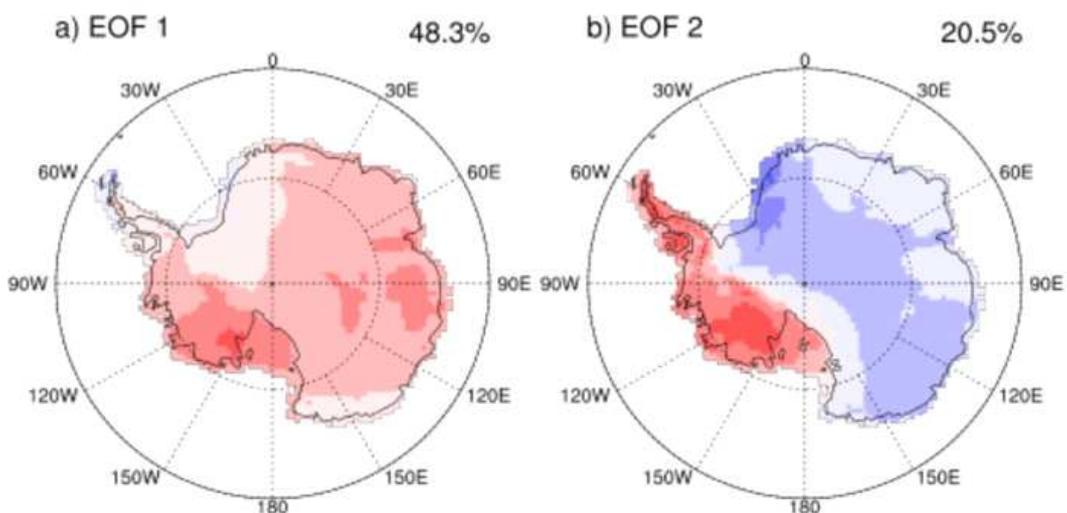


Fig. 3.1.24. 남극 지상기온 변동의 첫 번째 EOF 모드(EOF1, 좌)와 두 번째 EOF 모드 (EOF2, 우)

EOF1과 연관된 해빙 변동을 살펴보면, EOF1과 연관된 패턴을 통해 이 모드는 여름을 제외하고 SAM에 의한 영향을 보이는 공간 분포 특징을 보인다 (그림 3.1.25).

Corr.(EOF 1,SIC/SLP/SAT) 1979-2012

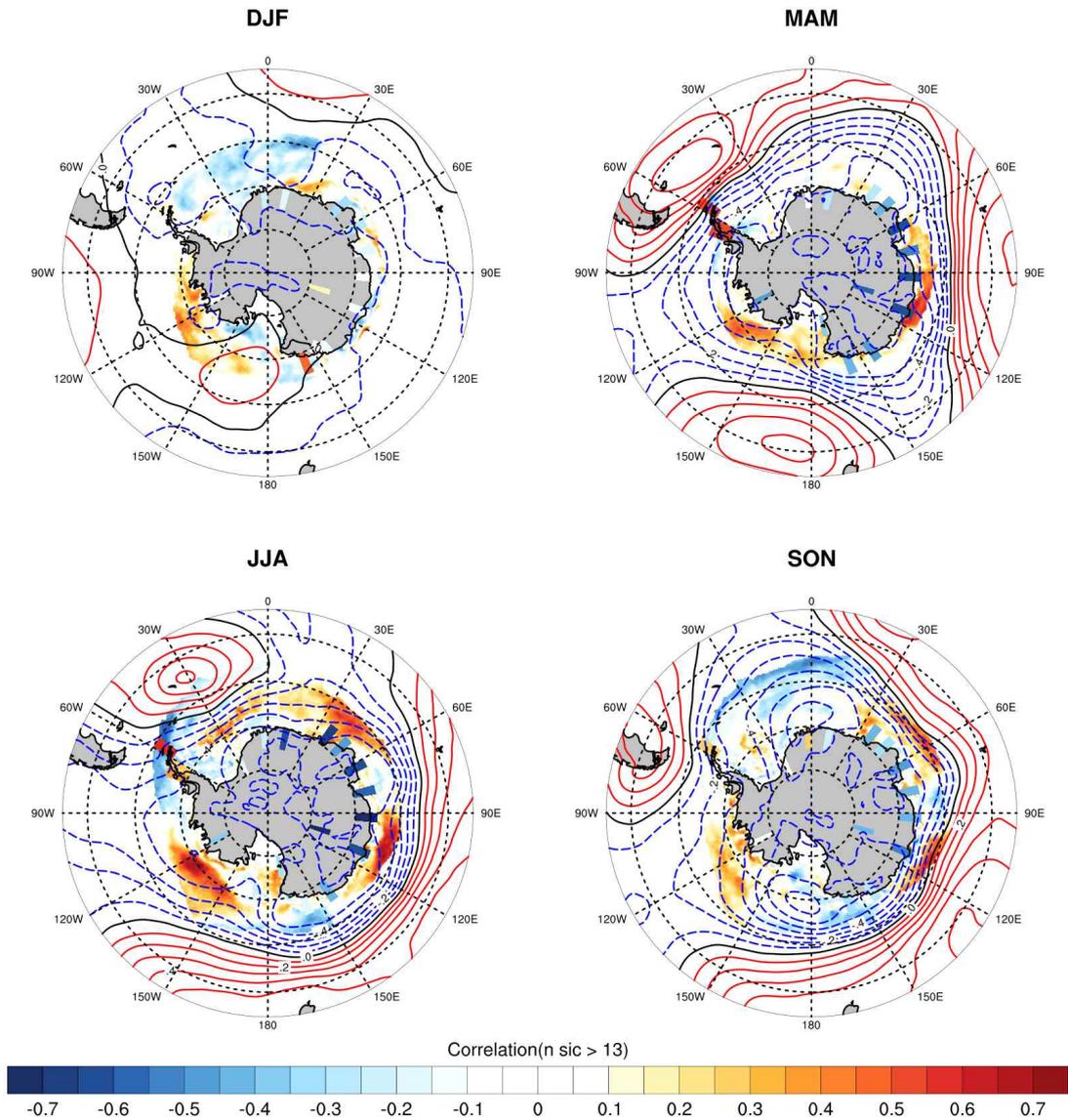


Fig. 3.1.25. 남극 지상기온 변동의 첫 번째 EOF 모드와 해빙농도(색)/해면기압(선)/지상기온(색칠된 격자)의 계절별 상관도

EOF2와 연관된 해빙 변동을 살펴보면 EOF1에 대비하여 여름에는 EOF2에서 좀 더 극을 중심으로 한 환형 기압 배치 형태가 나타난다 (그림 3.1.26). 이는 SAM의 영향이 약하게 나타난 것이며, EOF2는 모든 계절에 대해 ASL이나 SAM과 연관성은 별로 나타나지 않으며 이 보다는 남반구 대기순환의 주요 모드 중 하나인 Pacific-South America Type-2 (PSA2)와 연관성이 더 크게 나타난다.

Corr.(EOF 2,SIC/SLP/SAT) 1979-2012

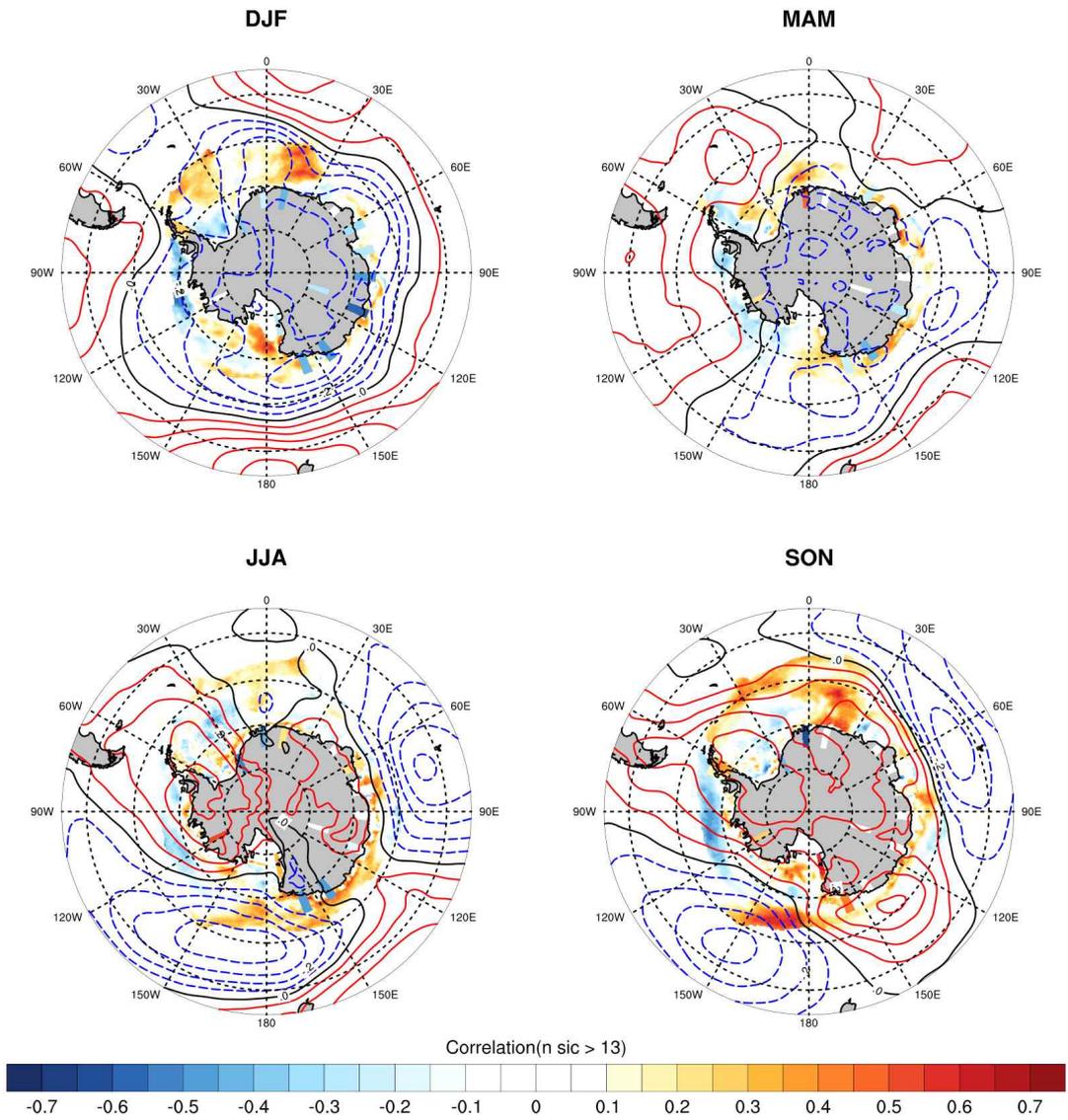


Fig. 3.1.26. 남극 지상기온 변동의 두 번째 EOF 모드와 해빙농도(색)/해면기압(선)/지상기온(색칠된 격자)의 계절별 상관도

이러한 해역별, 계절별 해빙농도의 경향과 각 남극 대기순환 요소에 연동된 해빙 농도 경향을 정리, 요약하였다.

Table. 3.1.5. 해역별, 계절별 해빙농도 경향과 각 남극 대기순환 요소에 연동된 해빙농도 경향

영역	장기 경향	여름(DJF)	가을(MAM)	겨울(JJA)	봄(SON)
A 벨링스하우젠해	해빙농도	감소	감소	-	감소(약)
	ASL 연동	감소	감소	-	감소
	SAM 연동	감소	감소	-	-
	EOF1 연동	-	-	감소	-
	EOF2(PSA-2) 연동	감소	감소	감소	감소
B 아문젠해	해빙농도	감소	감소	증가	증가
	ASL 연동	증가	증가	-	증가
	SAM 연동	증가	-	증가	증가
	EOF1 연동	증가	증가	증가	증가
	EOF2(PSA-2) 연동	-	감소	-	-
C 로스해	해빙농도	증가	증가	증가	증가
	ASL 연동	증가(외해), 감소(내해)	증가	-	-
	SAM 연동	증가	증가	-	-
	EOF1 연동	-	증가	-	-
	EOF2(PSA-2) 연동	증가	-	증가	증가
D 동남극 서태평양 섹터 (120E-165E)	해빙농도	증가	증가	증가	증가
	ASL 연동	-	증가	-	감소
	SAM 연동	-	증가	감소	감소
	EOF1 연동	-	-	감소	감소
	EOF2(PSA-2) 연동	증가	증가	증가	증가
E 동남극 동대서양- 인도양 섹터(0-120E)	해빙농도	증가(약)	증가	증가(동대서양- 서인도양)	증가(약, 동대서양-서인도양)
	ASL 연동	증가	-	-	증가
	SAM 연동	증가	증가	증가	증가(인도양)
	EOF1 연동	감소(동대서양)	-	증가	감소(동대서양), 증가(인도양)
	EOF2(PSA-2) 연동	증가(동대서양)	증가	증가	증가
F 웨델해	해빙농도	증가	증가	-	-
	ASL 연동	감소(서), 증가(동)	-	-	감소(서)
	SAM 연동	증가(동)	-	감소(서), 증가(동)	감소(외해), 증가(내해)
	EOF1 연동	감소	-	감소(서), 증가(동)	감소(외해)
	EOF2(PSA-2) 연동	증가(외해)	증가(동)	증가(내해, 동)	증가(외해), 감소(내해)

여름철의 경우 웨델해역, 벨링스하우젠 해역, 동남극 인도양 지역, 로스해역의 해빙 변화는 아문젠해 저기압, 남극진동, PSA-2의 영향을 받는다. 동남극 서태평양 해역의 경우 PSA-2의 영향을 받으며, 아문젠해역의 경우 주요 변동성과 연관된 해빙 변화 경향은 나타나지 않는다. 가을철의 경우, 웨델해역의 해빙은 증가하고, 이는 PSA-2와 연관되어있다. 동남극 인도양 지역 여깃 증가하는데 이러한 경향은 SAM과 PSA-2와 연관되어있다. 뚜렷한 증가경향이 로스해역에서 나타나고 이는 ASL과 SAM과 연관되어있다. 벨링스하우젠 해역의 해빙은 감소하며, 이는 ASL, SAM, PSA-2와 연관성이 존재한다.

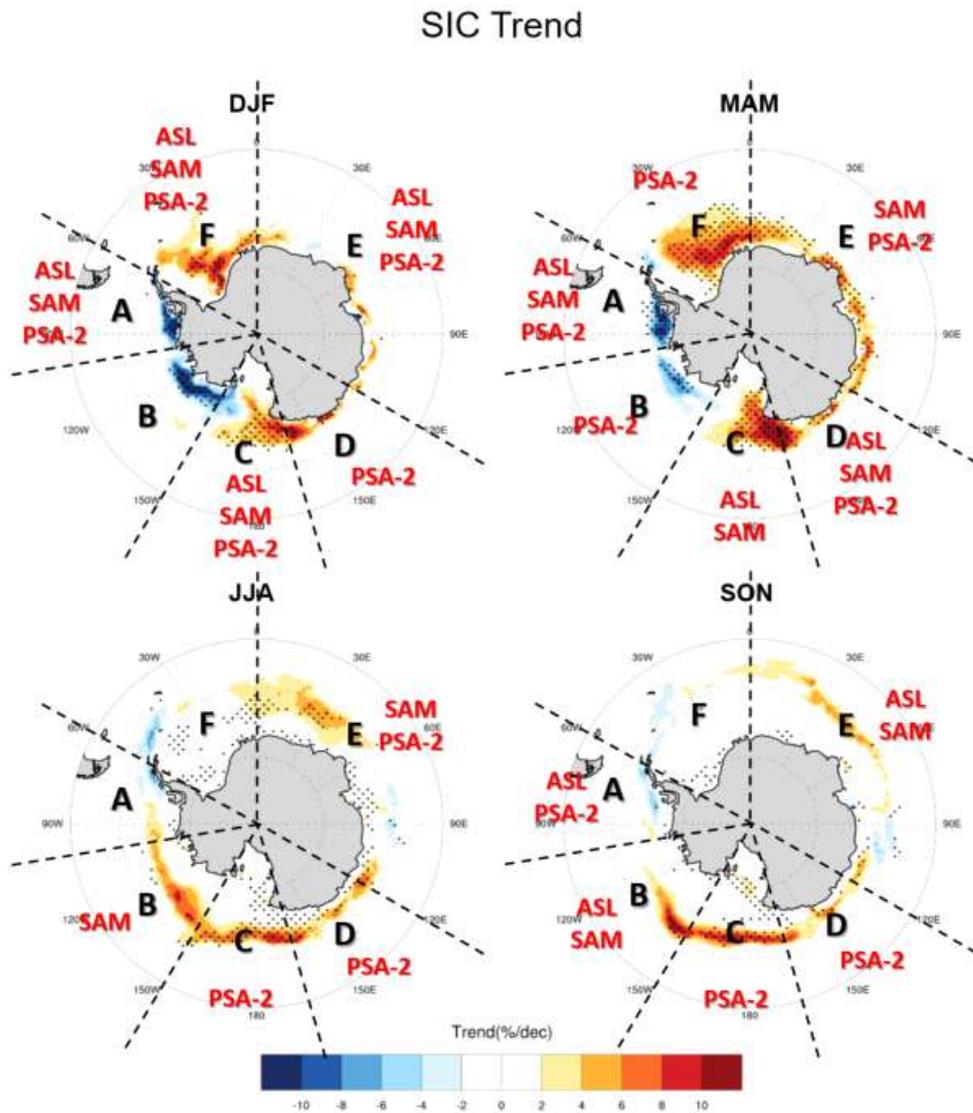


Fig. 3.1.27. 각 해역별 해빙농도 경향과 합쳐되는 경향을 만드는 대기순환 요소 정리한 개념도

겨울철과 봄철의 경우 해빙의 주된 변화 경향은 먼바다에서 나타나고, 남극반도 주변은 감소, 나머지 지역에서는 증가 경향이 나타난다. 아문젠해역의 변화는 SAM과 연관되어있으며, 로스해와 동남극 서태평양 지역은 PSA-2의 변화와 연관되어 있다.

20세기 ASL 장기경향이 갖는 불확실성을 고려하여, 20세기 ASL 경향에 따른 해빙변화 경향 분포도를 1979-2017년 기간의 경향을 제거한 ASL과 해빙농도/해면기압/지상기온 간의 회귀분포도를 20세기 동안의 ASL 연동된 공간패턴으로 가정하고 이에 20세기 ASL 강도 경향을 곱하여 ASL의 경향과 연동된 해빙농도/해면기압/지상기온의 경향을 산출하였다. 그 결과 남반구 봄철의 경향이 가장 뚜렷하게 나타난다 (그림 3.1.28). 20세기 동안 봄철의 ASL 강화 경향은 1979년 이후에도 보이는 남극반도 주변의 해빙감소와 아문젠해의 해빙 증가를 장기적으로 유도하였을 것으로 추정된다.



20C Trend (SIC/SLP/SAT) Congruent To 20C ASL Trend

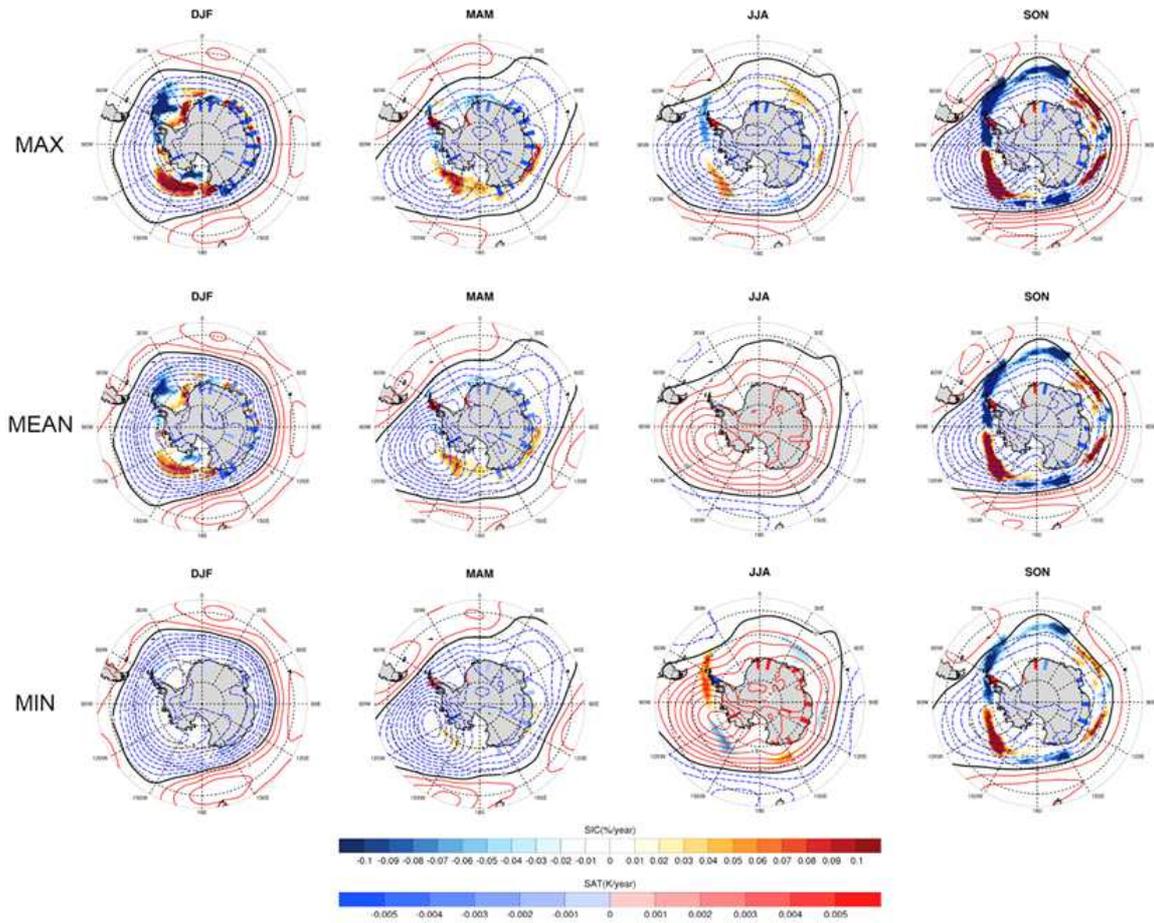


Fig. 3.1.28. 재구성된 20세기 ASL 경향과 합동인 20세기 해빙농도/해면기압/지상기온 경향 분포도. ASL 강화 경향의 95% 신뢰구간에서 최대 기울기(MAX), 평균 기울기(MEAN), 최소 기울기(MIN)를 사용하여 불확실성 범위를 표현함

라. 서남극 빙하코어 프록시 자료 확보와 자료에 나타난 기후변동 모드 분석

서남극의 17개 빙하코어 지점에서 NaC 프록시 자료를 확보하고, 이 중 20세기 100년간 복원된 8개 지점의 시계열에 경험적 직교함수 분석(Empirical Orthogonal Function, EOF; 주성분 분석)을 수행하여 주요 모드를 산출하였다. 또한 전지구 HadISST 해수면 온도 자료와의 Singular Value Decomposition 분석(SVD; 최대 공분산 분석)를 수행하여 최대 공분산 패턴을 구하였다.

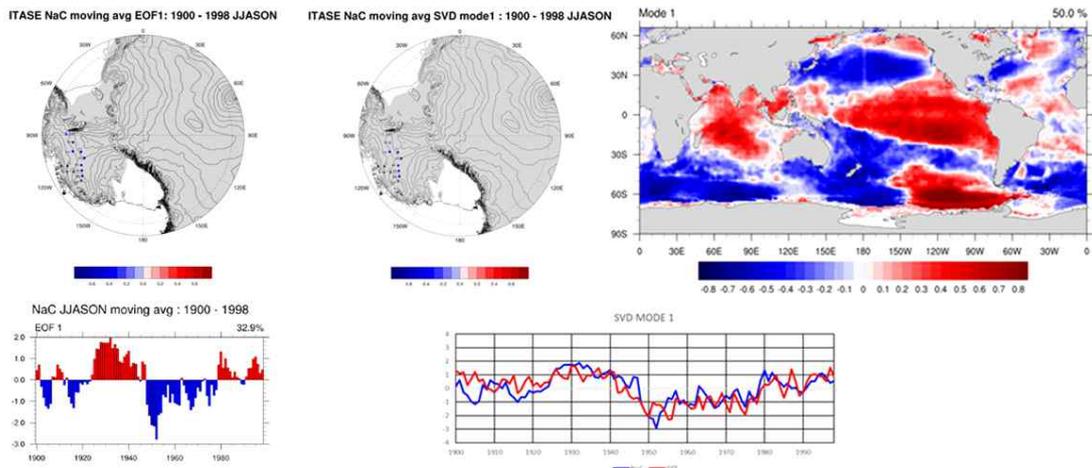


Fig. 3.1.29. (좌) 서남극 빙하코어 NaC 프록시 자료의 EOF 분석 첫 번째 모드 공간 패턴과 시계열, (우) NaC 프록시 자료와 전지구 해수면온도 간의 최대 공분산 공간 패턴과 시계열

100년 간의 서남극 빙하코어 NaC 프록시 자료의 첫 번째 EOF 모드는 장주기 진동을 보인다. 주요 모드로 나타난 장주기 진동의 기원을 판단하기 위해 NaC와 전지구 해수면 온도 간의 최대 공분산 패턴 결과 첫 번째 주요 모드로 태평양 장주기 진동(Interdecadal Pacific Oscillation, IPO) 형태의 해수면 온도 패턴이 나타난다. 이는 20세기 서남극 빙하코어에 전지구 장주기 기후 변동의 기록이 저장되어 있음을 의미한다 (그림 3.1.29).

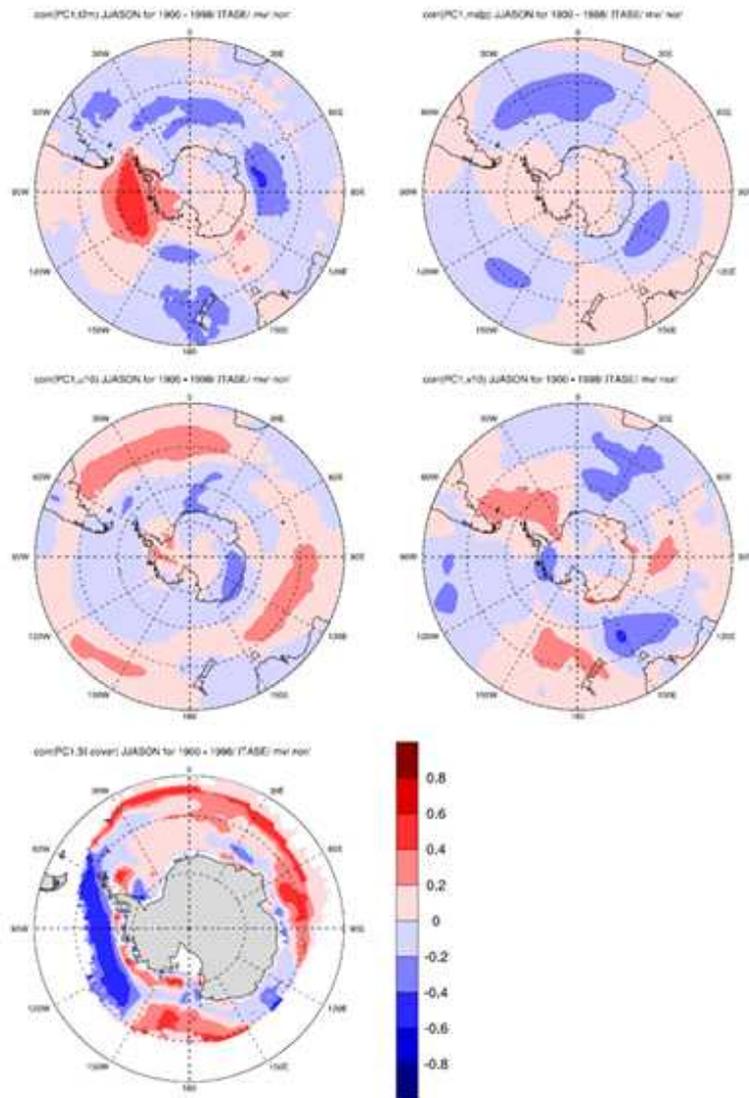


Fig. 3.1.30. EOF 첫 번째 모드 시계열과의 상관맵. 좌상부터 해면기온, 해면기압, 동서류, 남북류, 해빙농도

첫 번째 EOF 모드의 Principal Component (PC) 시계열을 이용한 상관성 분석 결과 20세기 동안 IPO 모드와 연관된 서남극 빙하코어에 침착된 NaC 감소는 아문젠해가 따뜻하여 해빙농도가 적었을 때 나타난다. 이와 관련된 대기순환 패턴은 $45^{\circ} - 60^{\circ} \text{ S}$ 사이 기압 감소와 $30^{\circ} - 45^{\circ} \text{ S}$ 사이 서풍 증가로 나타난다. 아문젠해 주변의 기압 증가나 서풍 약화는 상대적으로 미약하나 중위도 기압 패턴과 연관되어 남극반도 동쪽의 남풍 강화, 서남극 내륙으로의 북풍 강화가 나타난다. 선형 상관 분석 결과에 따라 NaC 증가의 경우 이러한 상관패턴이 반대로 나타난다 (그림 3.1.30).

3.1.2 남극 기후변화 이해를 위한 빙하기 남극 서풍 제트기류의 세기 및 위치 변화 파악

대기중 이산화탄소 농도는 산업화 이후 지속적으로 증가하고 있다. 빙하기-간빙기 기후변동은 지구 공전궤도 변수의 주기적 변화와 관련이 있지만, 지구 공전궤도의 변화로 인한 지구 에너지 수지는 빙하기-간빙기간의 기후변화의 규모를 설명하기에는 충분하지 않다. 따라서 이러한 빙하기-간빙기간 기후변동을 설명하기 위한 대기 중 이산화탄소와 연관된 다양한 되먹임 메커니즘 (Kim et al., 1998; Sigman and Boyle, 2000; Ahn and Brook, 2008)이 제안된 바 있다. 약 21,000 년전 마지막최대빙하기동안 대기중 이산화탄소 농도는 현재보다 약 80 ppmv만큼 낮다. 간빙기에서 빙하기 사이 대기 중 이산화탄소 농도 차이는 (약 80 ppmv) 산업화 이후 증가한 농도 (약 100 ppmv) 보다 작다. 이러한 빙하기 대기 중 이산화탄소의 농도의 감소량에 대해서는 여전히 논란이 진행중이다.

생물학적 및 화학적 펌프를 포함하여 빙하기 시기 이산화탄소 농도 감소의 규모를 설명하는 수많은 가설이 있었지만, 현재로서는 남빙양 경계를 기반으로 한 가설이 더 널리 언급되고 있다 (Sigman and Boyle, 2000; Toggweiler et al., 2006; Toggweiler and Russell, 2008; Toggweiler, 2009). 빙하기 이산화탄소 수치에서 남빙양이 주목받는 이유는, 해당 해역 심해에 존재하는 탄소가 풍부한 물의 용승이 이산화탄소의 배출원으로 작용할 수 있기 때문이다. 남빙양에서 대기-해양 이산화탄소 플럭스는 연직 혼합의 강도에 의해 조절될 수 있으며, 이는 표면으로의 용존 무기 탄소의 용승에 영향을 미친다.

이러한 남빙양 용승의 강도는 남반구 서풍의 위치와 강도에 의해 결정된다. 마지막최대빙하기 동안 남빙양 지역의 온도 감소는 온도가 거의 변하지 않는 열대보다 훨씬 크게 나타난다. 이에 따른 더 강한 적도-극 온도 경도는 강한 서풍과 그에 따른 해양 순환의 강화와 그에 따른 극지역 심층수의 환기 (대체)를 유발한다. 그러나 프록시 증거는 빙하기 동안 해양 순환이 느려졌으며 (Lynch-Stieglitz et al., 2007) 이러한 극지역 심층수의 환기가 약해졌다는 것을 시사한다 (Sikes et al., 2009). Liu 등 (2015)에 따르면 해양의 용승은 편서풍이 아닌 하층의 바람 응력에 의해 발생하며, 해빙의 확장은 바람의 바람 응력 생성에 대한 영향을 약화시킴

으로 LGM에서 적도와 향한 해빙이 확대되어 바람과 바람의 스트레스의 상관관계가 약화될 수 있다고 주장한 바 있다. 여전히 마지막최대빙하기 시기 해양 순환과 서풍의 변화 사이의 일관성의 결여는 아직 명확하게 해결되지 않았지만 서풍의 변화에 대한 이해가 중요하다는 것은 명백하다.

가. 고기후모델간 상호 비교 프로젝트의 마지막최대빙하기 순환장 변화

마지막최대빙하기 시기 남반구 지역의 서풍의 변화와 그 원인을 살펴보기 위하여 3차 고기후모델간 상호비교 프로젝트 (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project phase 3; PMIP3)에 참여한 7종의 기후모델의 last glacial maximum (마지막 최대 빙하기) 실험과 pre-industrial (산업혁명기 이전 시기) 실험의 반구 지역의 동서방향 바람과 온도 변화를 비교하였다. 비교 분석에 사용한 모델은 CCSM4, CNRM-CM5, FGOALS-g2, IPSL-CAM5A-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P, MRI-CGCM3 이며, 이 모델들의 간략한 정보와 해상도는 표 3.1.6에 정리되어 있다.

Table 3.1.6. 분석에 사용한 PMIP3 모델명과 배포국가, 대기모델 해상도

모델명	배포국가	대기모델 해상도
CCSM4	미국	약 0.94°×1.25°
CNRM-CM5	프랑스	약 1.4°×1.4°
FGOALS-g2	중국	약 2.8°×2.8°
IPSL-CM5A-LR	프랑스	약 1.8°×3.75°
MIROC-ESM	일본	약 2.8°×2.8°
MPI-ESM-P	독일	약 1.8°×1.8°
MRI-CGCM	일본	약 1.12°×1.125°

동서방향으로 평균된 동서방향 바람성분으로 살펴본 마지막최대빙하기 시기의 남반구 지역의 200 hPa 이상 고도의 상층 제트기류는 대부분 모델들에서 산업혁명기 이전 시기에 비하여 더 남쪽으로 이동한다. 하지만 850 hPa 하층에서는 CCSM4, MRI-CGCM3 모델에서만 뚜렷한 남극반도로의 이동과 함께 서풍의 강화가 나타난다. 동서방향 평균된 온도의 경우 모든 모델에서 공통적으로 남극대륙 지역과 적도지역의 대류권 계면 근처에서 온도의 뚜렷한 감소가 나타난다. 이에 반해 남극과 적도지역 성층권에는 온도의 증가가 나타난다 (그림 3.1.31).

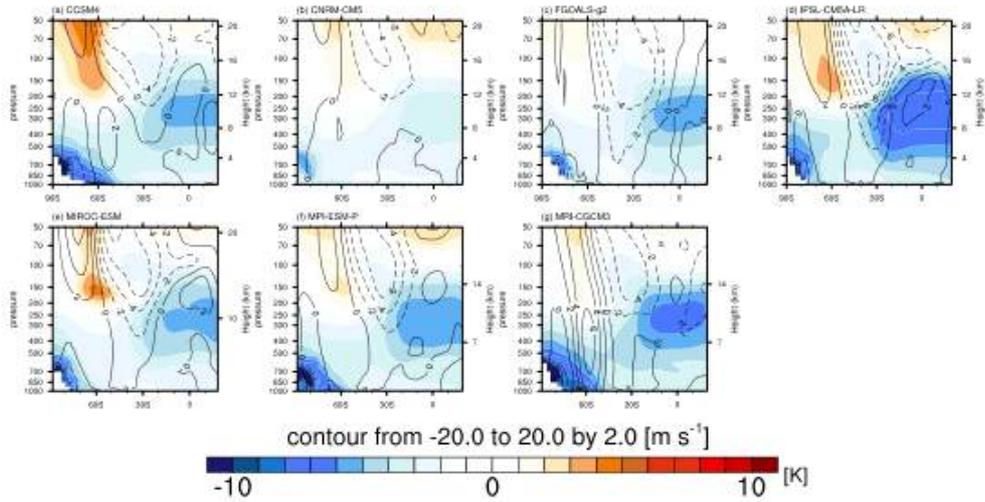


Fig. 3.1.31. PMIP3에 참여한 7종 모델의 마지막최대빙하기와 산업혁명기이전 시기 동서 방향 평균된 동서방향 바람과 온도의 차이

각 모델들의 850 hPa 고도에서의 온도의 마지막최대빙하기 시기의 변화를 살펴 보면 모든 모델들이 적도지역과 남극지역에서 온도가 감소하나, 남위 60도 지역의 온도는 상승한다. 850 hPa 동서방향 바람의 경우 적도 지역의 경우 대부분 약화되나 대부분 모델에서 남극 주변지역에서 서풍이 강화되는 특성을 보이며, 특히 CCSM4와 MRI-CGCM3에서 이러한 서풍의 강화가 뚜렷하게 나타난다.

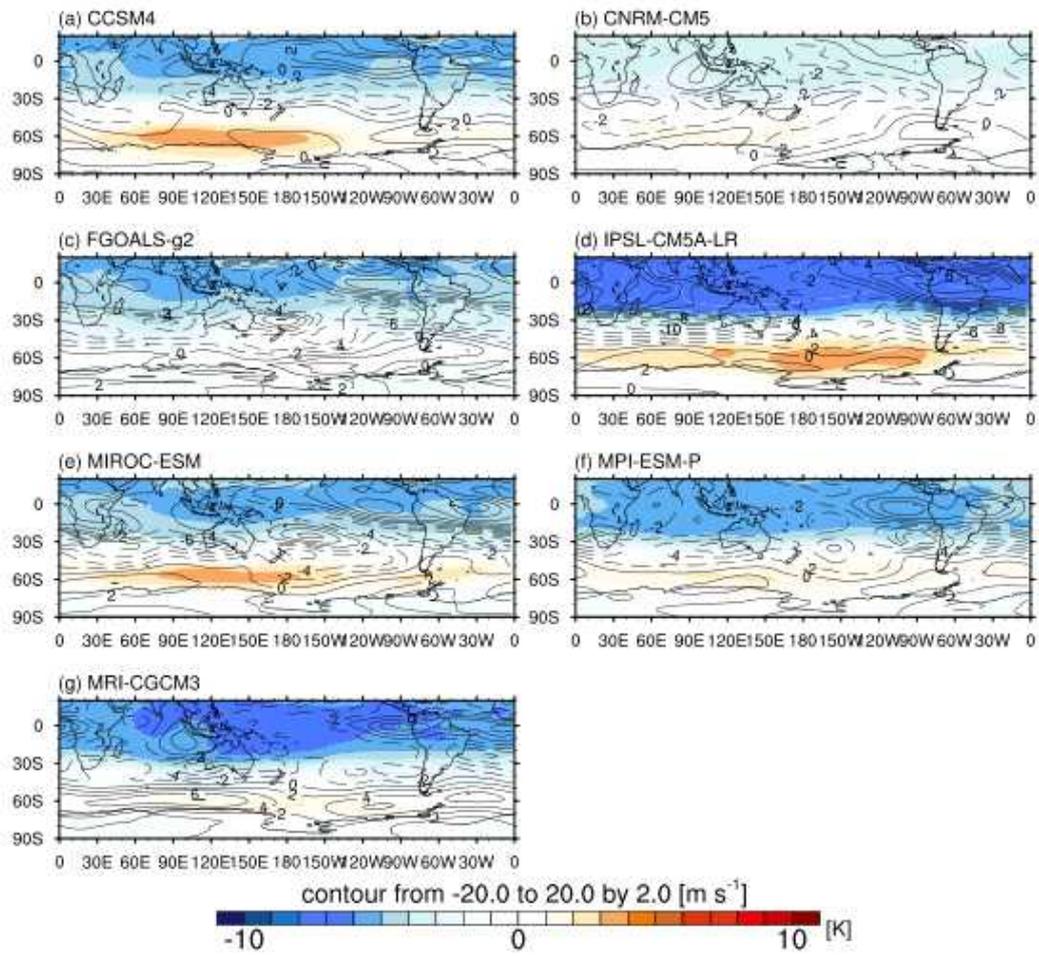


Fig. 3.1.32. PMIP3에 참여한 7종 모델의 마지막최대빙하기와 산업혁명기이전 시기 850 hPa 동서방향 바람과 온도의 차이

나. 대기모형을 이용한 마지막최대빙하기시기 남극 서풍 변화 원인 규명

남극 온도, 적도 및 남반구 해수면온도, 남극 해빙 등 남반구 서풍의 강도와 위치에 영향을 미치는 다양한 기후 요소가 존재하는 남반구의 기후시스템은 PMIP3 모델 실험결과에서 나타나는 서풍 변화의 다양성의 주요 원인이다 (Sime et al., 2016). 특히 적도 지역의 해수면온도 변화와 남극 주변의 해빙농도가 남반구 서풍 변화에 크게 기여하는 것으로 알려져 있다 (Sime et al. 2016; Rojas 2013). 이러한 다양한 기후요소들의 기여도를 평가하기 위하여 단일 모델을 이용한 남반구 지역의 여러 기후요소의 변화에 따른 기후반응 실험을 통해 각 기후요소가 남반구 서풍 변화에 미치는 영향을 살펴보았다.

모델은 미국 NCAR에서 개발한 Community Earth System Model version 1 (CESM1)을 이용하였다. 기존 연구에서 제시된 바 있는 해수면온도, 해빙 등 기후 조건에 따른 순환장의 변화를 살펴보기 위하여 대기모델과 지면모델만을 사용한 민감도 실험을 수행하였다. 대기모델의 역학코어는 위도 1.9도, 경도 2.5도 간격의 유한체적코어를 이용하였고 물리모수화과정은 CAM4 물리모수화 패키지를 사용하였다. 이는 실험에서 사용한 마지막최대빙하기 시기의 해수면온도 및 해빙 민감도 조건으로 사용한 PMIP3 마지막최대빙하기와 산업혁명기 이전 시기의 CCSM4 실험 결과와의 일관성을 위함이다. 지면모델의 해상도는 대기모델과 같다.

실험은 먼저 PMIP3에서 제공하는 산업혁명기 이전 조건과 NCAR에서 제공하는 산업혁명기 이전 해수면온도 및 해빙조건을 이용하여 산업혁명기 이전 시기 실험을 수행하였다. 다음으로 PMIP3에서 제공하는 마지막최대빙하기 조건 하에 CCSM4 모델의 마지막최대빙하기 실험 결과에 해수면온도와 해빙농도의 평년값을 이용하여 마지막최대빙하기 조건에 대한 실험을 수행하였다. 마지막으로 마지막최대빙하기시기 적도지역의 해수면온도 변화, 남극 주변의 해빙농도와 이에 따른 해수면온도 변화, 남극 빙상고도의 변화의 세 조건에 대한 민감도 실험을 수행하였다. 이 실험 이름과 실험조건에 대한 상세한 설명들은 표 3.1.7에 정리되어 있다.

Table 3.1.7. 대기모델 실험 종류 및 주요 실험 조건

실험 이름	공전궤도 및 온실기체 조건	지면조건	해수면온도/해빙농도 조건
PI	pi-control	pi-control	NCAR에서 제공하는 pi-control 조건
LGM	lgm	lgm	PMIP3 CCSM4 lgm 실험 결과의 30년 평년값
S_SEAICE	pi-control	pi-control	NCAR pi-control 조건에서 남극근처 해빙면적과 해수면온도를 LGM 실험 조건으로 변경
A_ICESHEET	pi-control	pi-control에서 남극지역의 육빙고도만 lgm으로 변경	NCAR에서 제공하는 pi-control 조건
EQ_SST	pi-control	pi-control	NCAR pi-control 조건에서 적도지역 해수면온도를 LGM 실험 조건으로 변경

각 실험 조건의 PI 실험에 비교한 공간적 변화 특성은 그림 3.1.33에서 확인할 수 있다. LGM 실험의 경우, 빙상고도가 증가하는 남극대륙과 해빙이 확장하는 남극 주변에서 PI 실험에 비하여 지면대기온도가 하강한다. S_SEAICE 실험의 경우 남극 주변의 해빙 농도가 높아짐에 따라 이 지역의 지면대기온도가 하강한다. A_ICESHEET의 경우 PI 실험보다 높아진 빙상고도에 따라 남극대륙지역의 지면대기온도가 낮아지는 특성을 보인다. 적도지역 해수면온도의 변화는 다른 민감도 실험에 비하여 큰 지면대기온도의 변화가 나타나지 않는다. 한편 같은 pi-control 경계조건에서 온실기체농도만 마지막최대빙하기 조건으로 변화시킨 실험을 살펴보면 대류권에서의 변화는 거의 나타나지 않는다.

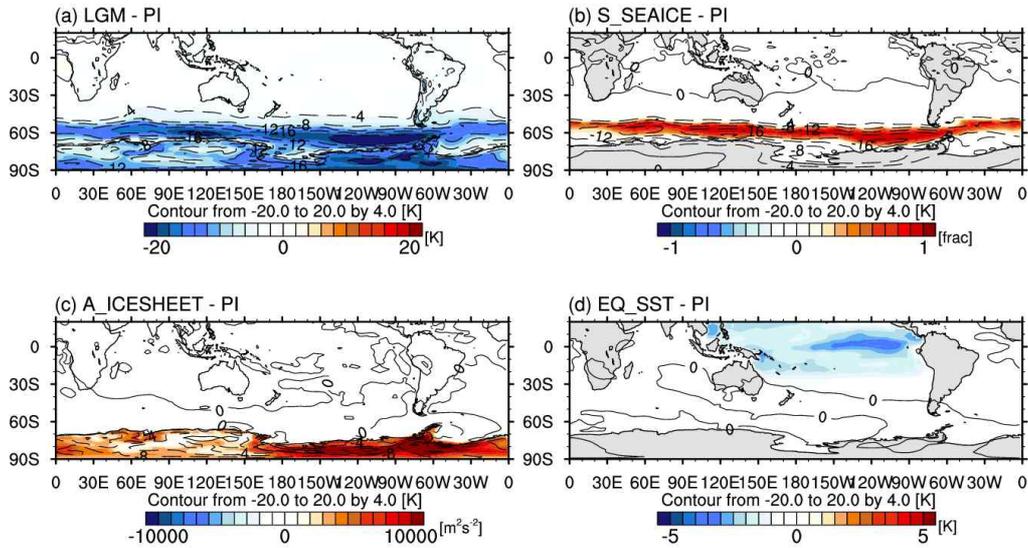


Fig. 3.1.33. 대기모델 실험에서 PI 실험에 대한 경계조건 차이와 실험 결과에서의 지면대 기온도의 차이. (a) LGM 실험에서의 지면온도의 차이 (b) S_SEAICE 실험의 해빙농도, (c) A_ICESHEET 실험의 빙상고도, (d) EQ_SST 실험에서의 해수면온도

LGM 실험에서의 PI 실험에 대한 온도 변화의 연직분포를 살펴보면 남극대륙 지면 근처 대기와 성층권에서 뚜렷한 온도 감소가 나타나며, 적도 지역의 대류권 계면에서도 온도의 감소가 나타난다. 한편 적도지역 성층권은 온도의 증가가 나타난다. 이러한 변화에서 적도지역 남극대류권과 남극대륙 지역의 온도의 감소, 적도 성층권 지역의 온도 증가는 PMIP3 모델들의 lgm 실험과 pi-control 실험에서도 나타난다. 동서방향 바람의 경우 남반구 중위도 지역의 서풍이 LGM 실험에서 남극 쪽으로 이동한다. 한편 적도 지역 대류권 상부-성층권 하부에는 서풍의 강화가 나타난다. 남반구 서풍의 남하하는 PMIP3에 참여한 일부 모델들이 모의한 결과에서도 관찰된 바 있다 (그림 3.1.34).

기후 요소 변화에 대한 민감도 실험 결과를 살펴보면 LGM 실험에서 나타나는 이러한 온도와 서풍 변화의 주요 기여 요소를 추정할 수 있다. 먼저 해빙 조건 변화 실험 (S_SEAICE)에서는 남위 60도 지역의 지면에서 강한 한랭화와 함께 해당 지역의 대류권부터 성층권까지 서풍의 강화가 나타난다. 빙상고도 증가 실험 (A_ICESHEET)에서는 남극대륙 하부 대류권의 온도 감소가 나타나며, 남위 60도 지역의 성층권에서 약한 서풍의 강화가 나타난다. 적도해수면온도 감소 실험 (EQ_SST)에서는 적도지역 대류권의 온도 감소, 성층권의 온도 증가가 나타난다.

대류권의 온도 감소는 적도 해수면온도 감소에 따른 대류활동의 약화 때문이다. 적도 대류권 계면의 온도 감소에 따라 성층권에서 극지역으로 전달되는 서풍의 파동에 따라 남위 60도의 성층권에서는 서풍의 강화가 나타난다 (그림 3.1.34).

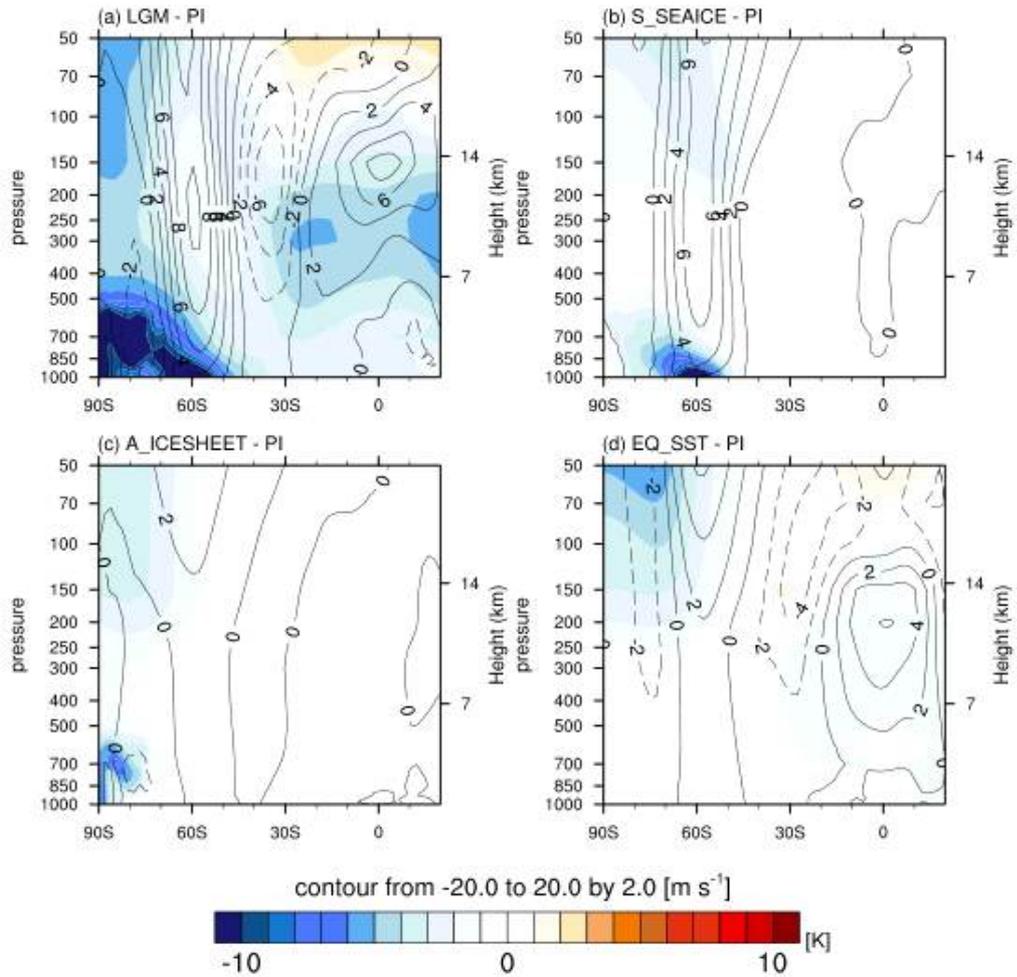


Fig. 3.1.34. (a) 마지막최대빙하기 시기와 산업혁명기 이전, (b) 해빙처방과 산업혁명기 이전, (c) 남극빙상처방과 산업혁명기 이전, (d) 적도해수면온도 처방과 산업혁명기 이전간 동서방향 평균된 온도 및 동서방향 바람의 차이

850 hPa 서풍 분포의 경우 PI 실험에 비하여 LGM 실험에서 남위 60도 정도 지역에서 서풍이 전체적으로 강화되며, 특히 태평양 지역에서 최대 약 7 m s^{-1} 정도의 서풍 증가가 나타난다. S_SEAICE 실험의 경우 남위 60도 근처의 서풍이 약 3 m s^{-1} 증가한다. EQ_SST 실험의 경우 적도 태평양 지역의 해수면온도 감소에 따라 남위 60도 근처의 태평양 지역의 서풍이 약 6 m s^{-1} 증가한다 (그림 3.1.35).

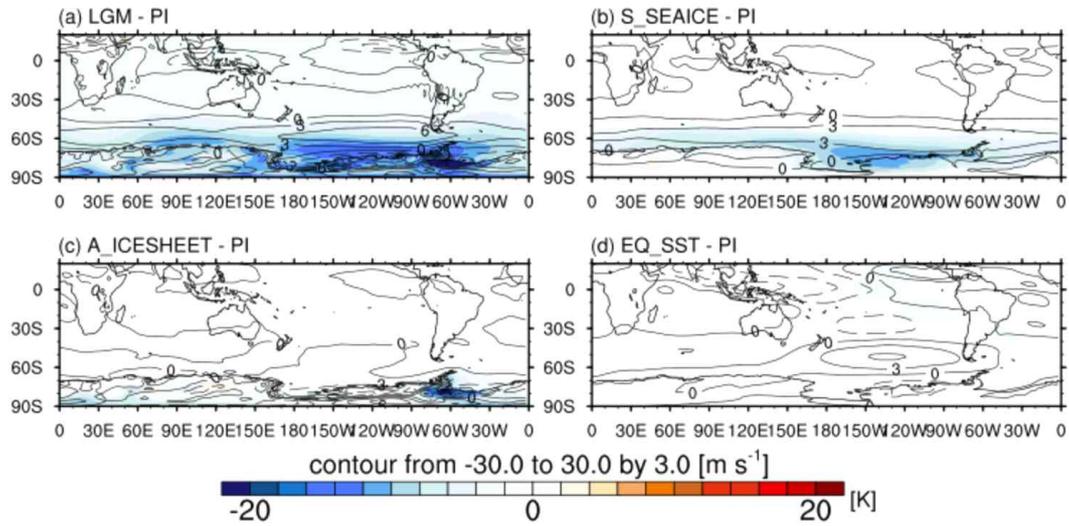


Fig. 3.1.35. 마지막최대빙하기 경계조건 변화에 대한 대기모형의 850 hPa 고도 온도 및 동서방향 바람의 변화

200 hPa 서풍의 공간적 분포 차이를 살펴보면 LGM 실험에서 남위 60도 정도 지역에서 서풍이 전체적으로 강화되며, 특히 남태평양 지역에서 최대 약 12 m s⁻¹ 정도의 서풍 증가가 나타난다. S_SEAICE 실험에서 남극 주변 해빙의 증가에 따라 남위 60도 근처의 서풍이 약 5 m s⁻¹ 증가하며, 특히 태평양 지역의 서풍은 10 m s⁻¹ 정도 증가한다. 이에 반하여 A_ICESHEET 실험에서는 남극 빙상고도의 증가에 따른 서풍의 변화는 거의 나타나지 않으며, EQ_SST 실험의 경우 남태평양 지역의 서풍이 최대 10 m s⁻¹ 정도 강화된다 (그림 3.1.36).

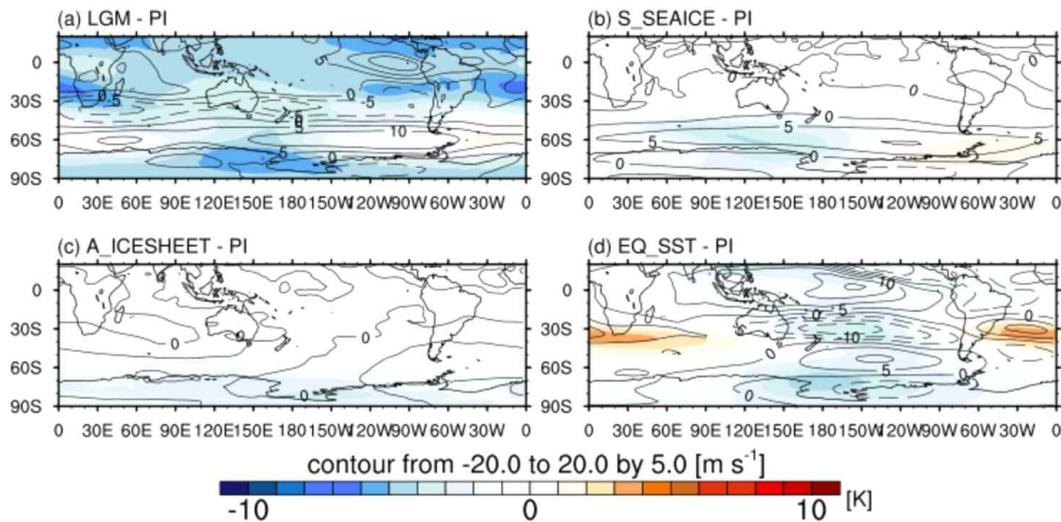
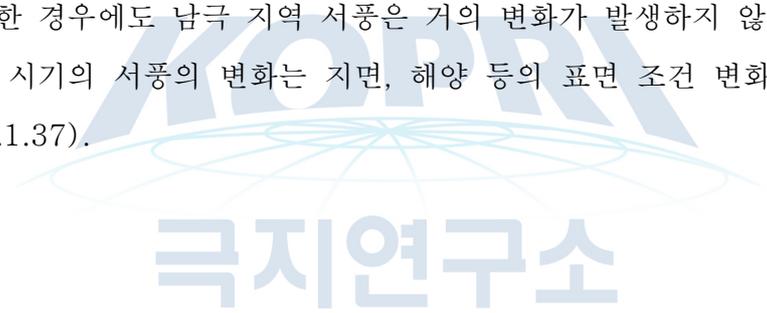


Fig. 3.1.36. 마지막최대빙하기 경계조건 변화에 대한 대기모형의 200 hPa 고도 온도 및 동서방향 바람의 변화

기후 요소의 민감도 실험 결과는 마지막최대빙하기 시기에 나타나는 서풍의 변화에서 이 시기 남극 주변 해빙농도의 증가가 남반구 고위도 지역의 대류권 서풍의 극향 이동 및 강화에 가장 크게 기여했을 것을 시사한다. 또한 적도지역의 해수면 온도의 감소와 남극 빙상고도의 증가는 남반구 고위도 지역 성층권의 서풍의 강화에 기여하는 것으로 나타났다. 즉 마지막최대빙하기 시기 해수면온도의 감소, 해빙 확장, 남극 빙상고도 증가 등 표면 조건의 변화는 남반구 중고위도 지역 대류권 및 성층권 서풍의 남하에 기여하며, 특히 남극 주변 해빙농도의 증가는 이러한 변화의 주요 원인이다.

한편 마지막최대빙하기 시기 공전궤도, 온실기체 농도 변화가 서풍 변화에 미치는 영향을 살펴보았다. 남극의 빙상고도, 해빙 변화, 해수면온도 변화 등 지면 조건의 변화에 따른 서풍 변화에 비하여 공전궤도의 변화, 온실기체 농도의 변화는 대기중 서풍의 변화에 거의 영향을 미치지 못한다. 공전궤도의 변화와 온실기체 농도를 함께 처방한 경우에도 남극 지역 서풍은 거의 변화가 발생하지 않는다. 즉 마지막최대빙하기 시기의 서풍의 변화는 지면, 해양 등의 표면 조건 변화에 따라 발생한다 (그림 3.1.37).



KOPRI
극지연구소

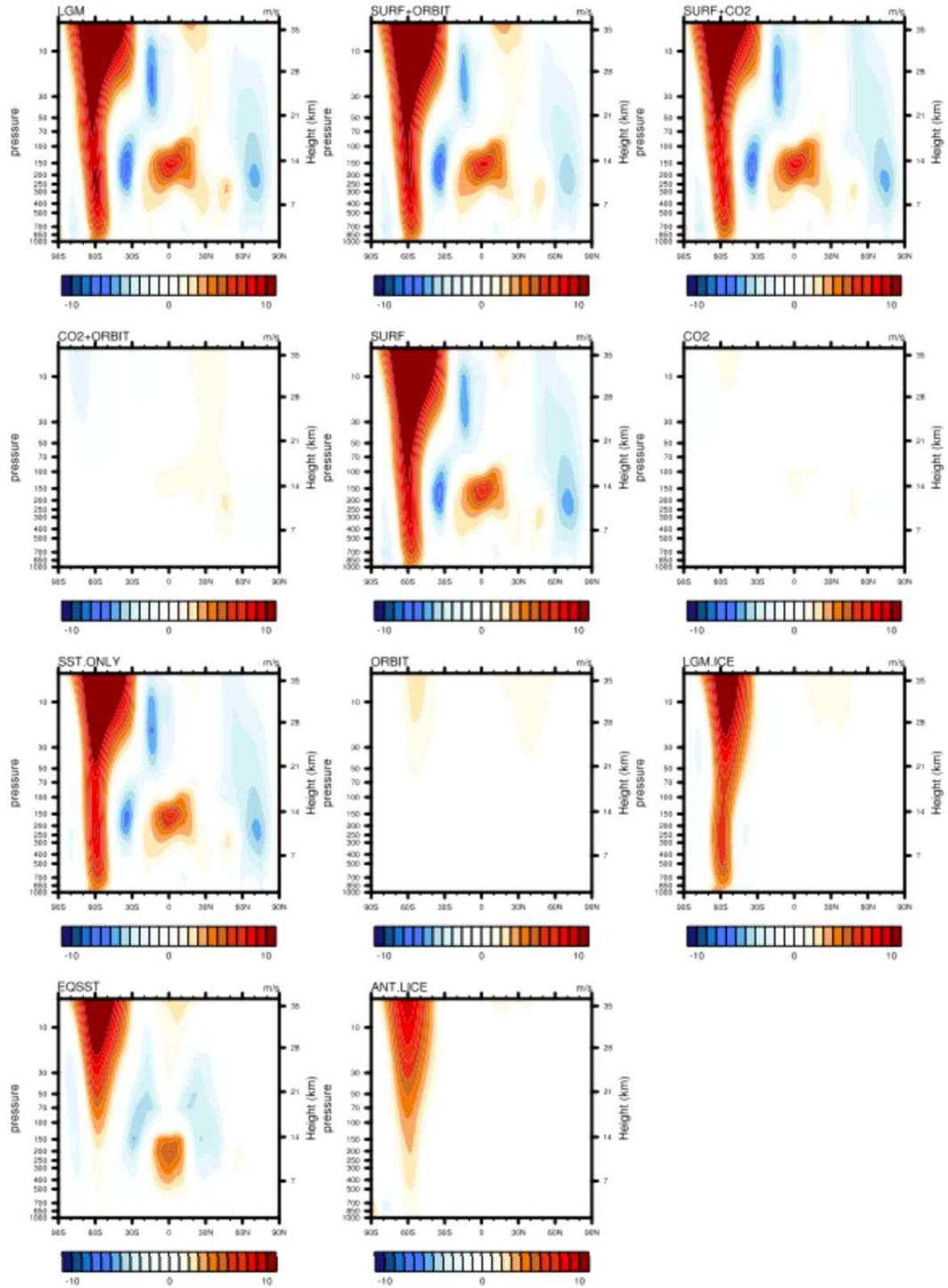


Fig. 3.1.37. 대기모델 실험에서 나타나는 마지막최대빙하기 시기의 지형조건, 공전궤도, 온실기체농도, 해수면온도, 적도지역 해수면온도, 남극대륙 빙상고도, 남반구 해빙분포 별 전구 서풍의 분포 변화

다. 대기-해양 접합모델을 이용한 마지막최대빙하기 시기 남반구 대기 및 해양 순환장 변화 모의

대기순환장의 변화가 주로 지표면 조건의 변화에 의해 발생하며 특히 적도 및 중위도 지역 해수면온도와 해빙농도 변화가 남반구 대류권 서풍의 변화의 주요 기여요소임을 대기모델 실험을 통해 확인하였다. 한편 이러한 대기순환장의 변화는 해양 표층 해류 변화를 통해 해양 심층 순환에도 영향을 미치며, 이러한 메커니즘에 의한 남반구 편서풍과 남극순환류 (Antarctic Circumpolar Current)의 관계는 마지막최대빙하기 시기 남반구 지역 해양 심층 순환의 변화의 중요한 기여요소일 가능성이 제시된 바 있다. 따라서 대기-해양 접합모델을 이용한 마지막최대빙하기 시기 기후 모의를 수행하고, 대기 및 해양순환의 변화를 함께 살펴보았다. 또한 대기모델 실험에서 확인된 남반구 중-고위도 지역의 해빙농도와 해수면온도의 남반구 서풍의 영향 관계가 대기-해양 접합실험에서 어떠한 형태로 나타나는 지 확인하였다.

앞서 대기모델 실험에서 PMIP3에서 제공하는 마지막최대빙하기 시기의 지구궤도강제력, 이산화탄소 농도, 메탄농도, 대륙분포자료, 빙상고도 조건을 이용하였다. 마지막최대빙하기시기 실험을 위한 해저지형 조건 역시 PMIP3에서 제공하며, CESM 경계조건 저장소에는 CESM의 해양구성모델인 POP3를 위한 마지막최대빙하기 시기 1도 해상도 조건을 제공한다. 이러한 해저 지형 조건과 CESM에서 제공되는 마지막최대빙하기 실험을 위한 사용자문서를 참고하여 해양모델의 마지막최대빙하기 실험 세팅을 진행하였다(http://cesm.ucar.edu/working_groups/Paleo/documentation/sims-projects/cmip5-pmip3/LGM-ccsm4.html).

한편 대기-해양 접합 실험의 대기모델의 해상도는 PMIP3에 참여한 CCSM4의 위도 0.9도 경도 1.25도 해상도가 아닌 본 과제의 대기모델 실험에서 사용되었던 위도 1.9도 경도 2.5도로 변경하였다. 이에 따라 CESM에서 제공되는 마지막최대빙하기 시기의 대기, 해양, 지면모델의 초기조건을 모델 해상도로 변환하고 이를 이용하여 200년의 안정화 실험을 수행하였다 (그림 3.1.38).

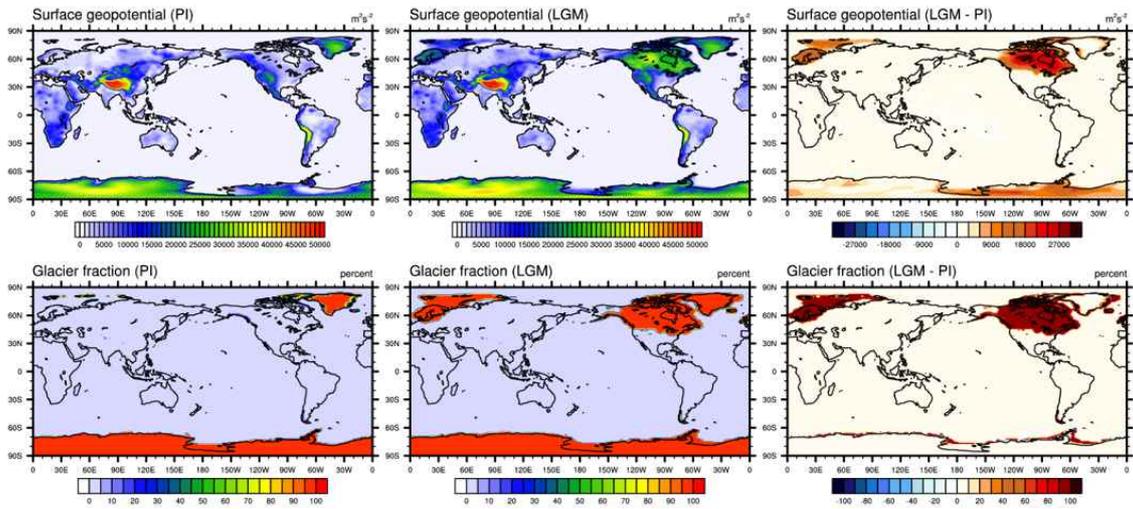


Fig. 3.1.38. CESM 저장소에서 제공되는 산업혁명기 이전 시기의 대륙분포, 지형고도, 대륙빙상 분포 자료와 PMIP3에서 제공되는 마지막최대빙하기 시기의 대륙분포, 지형고도, 대륙빙상 분포와 그 차이

마지막최대빙하기 실험은 안정화된 조건을 이용하여 50년간 수행되었다. 마지막 최대빙하기와 비교분석을 위하여 PMIP3-CMIP5에서 제공하는 산업혁명기 이전 조건 (pi-control)을 이용하여 50년간의 산업혁명기 이전 기후를 모의하였다. 이 실험에도 마지막최대빙하기 실험에서 사용된 모델 해상도와 물리모수화 과정 설정을 활용하였다.

먼저 대기-해양 접합모델이 모의한 마지막최대빙하기 시기 기후와 산업혁명기 이전 온도와 남반구 지역 서풍 분포의 차이를 살펴보았다. 먼저 온도의 경우 CMIP5-PMIP3에 참여한 모델들의 결과와 마찬가지로 남극 대륙 근처 하부 대류권에서 강한 한랭화가 나타나며, 적도 지역의 경우 대류권 상층-성층권 하부에 강한 온도 감소가 나타난다. 성층권의 경우 마지막최대빙하기 시기에 100 hPa 이상 고도 대부분 영역에서 온난화 반응이 나타나는데 이러한 반응 역시 CMIP5-PMIP3에 참여한 모델의 실험 결과에서도 공통적으로 나타난다. 하지만 남극지역 성층권의 온난화 반응은 본 연구에서 수행한 대기모델 실험에서는 나타나지 않았는데, 이는 대기모델에서 사용한 산업혁명기 이전 시기의 해수면온도 조건이 해당시기의 영국 해들리센터의 해수면온도 관측 복원 자료임에 따라 접합모델에서 모의한 해수면온도 및 해빙조건과 차이가 존재하기 때문으로 판단된다 (그림 3.1.39).

두 시기의 남반구 지역 서풍의 차이를 살펴보면 대기모델이 모의했던 결과와 마

찬가지로 남반구 중고위도 지역의 서풍의 강화가 나타난다. 남위 60도 지역의 대류권 전지역에서 서풍의 강화가 나타나며, 이러한 대류권 서풍의 강화는 성층권에서는 극쪽으로 조금 더 기울어진 형태로 발달한다. 풍속의 최대 차이는 성층권에서 6 m s^{-1} 정도로 나타나는데 이는 대기모델에서 나타났었던 약 10 m s^{-1} 보다는 약하다.

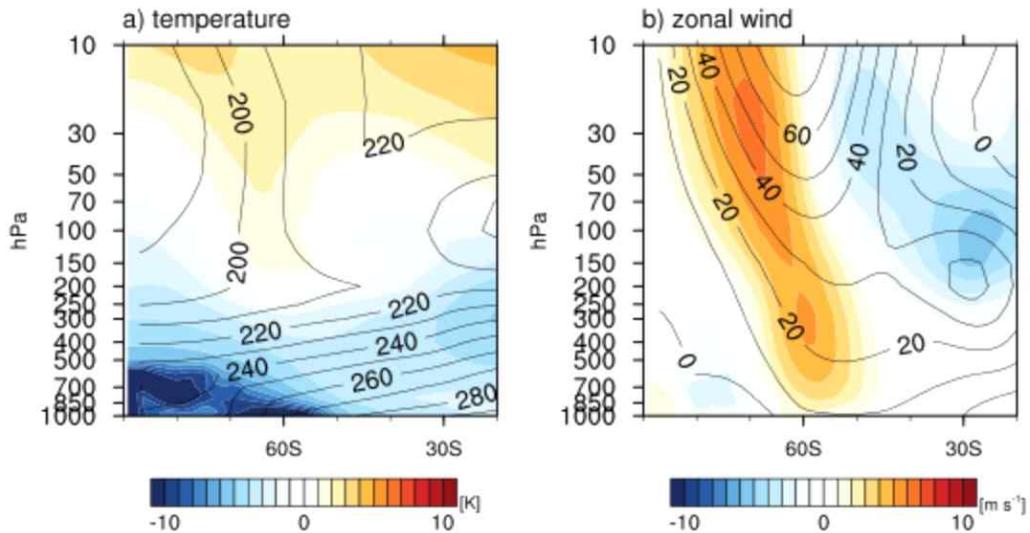


Fig. 3.1.39. 대기-해양 접합모델로 모의한 산업혁명기 이전 기후조건 실험과 마지막 최대빙하기 기후조건 실험에서의 남반구 지역 온도와 동서방향 바람 분포의 차이

다음으로 접합모델이 모의한 마지막최대빙하기 시기 해양의 변화를 동서방향으로 평균된 분포로 살펴보았다. 먼저 두시기 연평균 해양 온도의 분포는 적도 지역에서 표층의 25도 이상의 따뜻한 해수가 분포하며, 양극 표면과 심층에 0도 이하의 저온수가 존재한다. 두 시기의 분포의 차이를 살펴보면 마지막최대빙하기 시기 산업혁명기 이전 시기에 비하여 해양 전지역에서 해양 온도의 감소가 나타난다. 이러한 온도의 감소는 특히 양반구의 중위도 지역에서 강하게 나타나며, 특히 북반구 북위 40도 지역 약 1000 m 정도 수심까지에서 약 -6 K 이상의 큰 감소가 나타난다. 남반구의 경우 남위 45도에서 남위 50도 지역의 표층에서 -4 K 이상의 온도의 감소가 나타는데, 이러한 이 지역의 온도의 하강은 약 1,000 m 수심까지 확장되며, 해당 수심에서 적도지역으로 까지 확산되는 형태를 보인다 (그림 3.1.40).

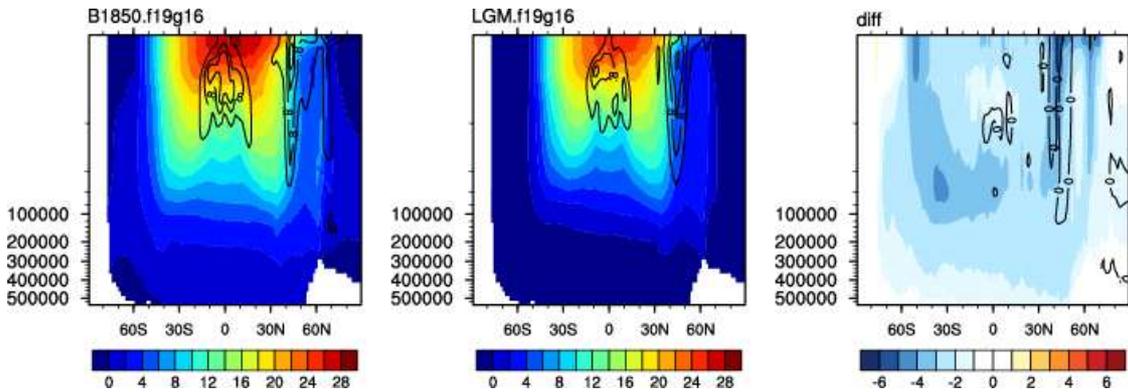


Fig. 3.1.40. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기, 산업혁명이전 시기 실험의 남반구 겨울철 기간의 동서방향 평균된 해양온도 분포

다음으로 대기-해양 접합모델로 모의된 마지막최대빙하기 시기와 산업혁명기 이전 시기의 동서방향의 해류 분포를 살펴보았다. 두 실험 적도 무역풍대의 적도 해류와 적도 지역의 적도 반류가 잘 나타나다. 또한 북반구 중위도 지역의 북태평양 해류, 북대서양 해류, 남반구 남위 60도 지역 편서풍 대의 남극순환류 등 강한 동쪽 방향의 해류 분포가 잘 모의되고 있다. 마지막최대빙하기시기에는 현시기에 비교하여 적도 지역에서 서쪽 방향의 흐름이 강화되고 중위도 지역의 동쪽 방향의 해류 흐름이 강화된다. 특히 남반구 지역의 경우 남위 60도 지역의 남극순환류가 약 1000 m 수심까지 강화된다. 남극순환류가 남반구의 편서풍에 대응하여 흐르기 때문에 이러한 남극순환류의 강화는 마지막최대빙하기 시기의 남반구 편서풍의 강화와 연관되어 있을 것으로 판단된다 (그림 3.1.41).

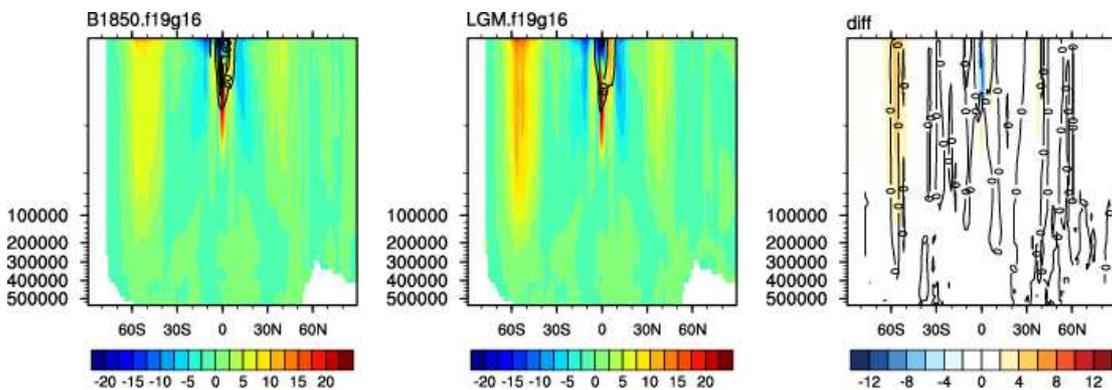


Fig. 3.1.41. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기, 산업혁명이전 시기 실험의 남반구 겨울철 기간의 동서방향 평균된 동서방향 해류 분포

남반구 지역 해양의 연직 흐름의 변화를 살펴보면 두 시기 모두 남반구 남위 60

도 지역에서 해수의 용승이 활발하다. 이러한 용승은 약 4000 m 정도부터 표층까지 존재하는데, 동남극 지역에서 강하게 발생한다. 마지막최대빙하기 시기에는, 남위 62도 정도 해역에서의 용승은 강해지지만, 이 용승이 강한 지역의 북쪽과 남쪽 해역, 특히 남위 70도에서 80도 근처의 남극 해안과 남위 50도 근처의 1000 m 이상 수심에서의 해수의 침강이 강해진다. 남극 해안 근처의 침강의 강화는, 마지막 최대빙하기 시기 해빙농도의 증가에 따른 표층 해수의 염도의 증가에 따른 침강의 강화로 판단된다 (그림 3.1.42).

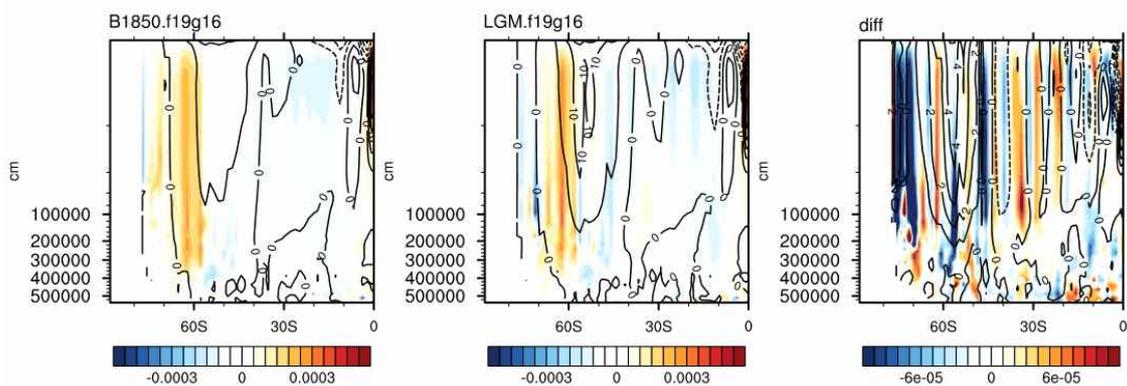


Fig. 3.1.42. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기, 산업혁명이전 시기 실험의 남반구 겨울철 기간의 남반구지역 동서방향 평균된 동서방향 및 연직방향 해류 분포

대기모델 실험 결과에서, 남반구 서풍의 위치 변화는 남극 주변 해빙의 확장에 큰 영향을 받는 것으로 나타나며, 특히 이러한 남반구 서풍의 변화는 남반구 겨울철에 강하게 나타났다. 두 실험의 남위 80도에서 50도까지의 남태평양 지역의 해빙을 평균한 지수에 대한 남반구 서풍의 상관관계의 분석을 통해 두 시기 해빙 변화에 대한 남반구 서풍의 회귀 상관관계의 변화가 나타나는지를 살펴보았다. 그 결과 해당 지역의 해빙농도의 확장은 산업혁명기 이전 시기나 마지막최대빙하기 시기에 모두 남위 60도 대륙권 지역의 서풍의 강화와 연관되어 있다. 즉 남반구 중고위도 지역의 해빙면적이 확장되면, 해당 지역의 서풍의 강화가 나타난다. 한편 두 시기의 성층권에서의 해빙-서풍의 상관관계의 지역은 조금 다른 데, 산업혁명기 이전 시기는 성층권 지역의 서풍 강화가 조금 더 남쪽으로 확장되어 있는데에 비하여 마지막최대빙하기 시기의 서풍의 강화는 조금 적도로 확장되어 나타난다. 이러한 차이는 앞서 살펴본 두 시기의 서풍의 기본장의 분포 차이에 따른 것으로 판단된다 (그림 3.1.43).

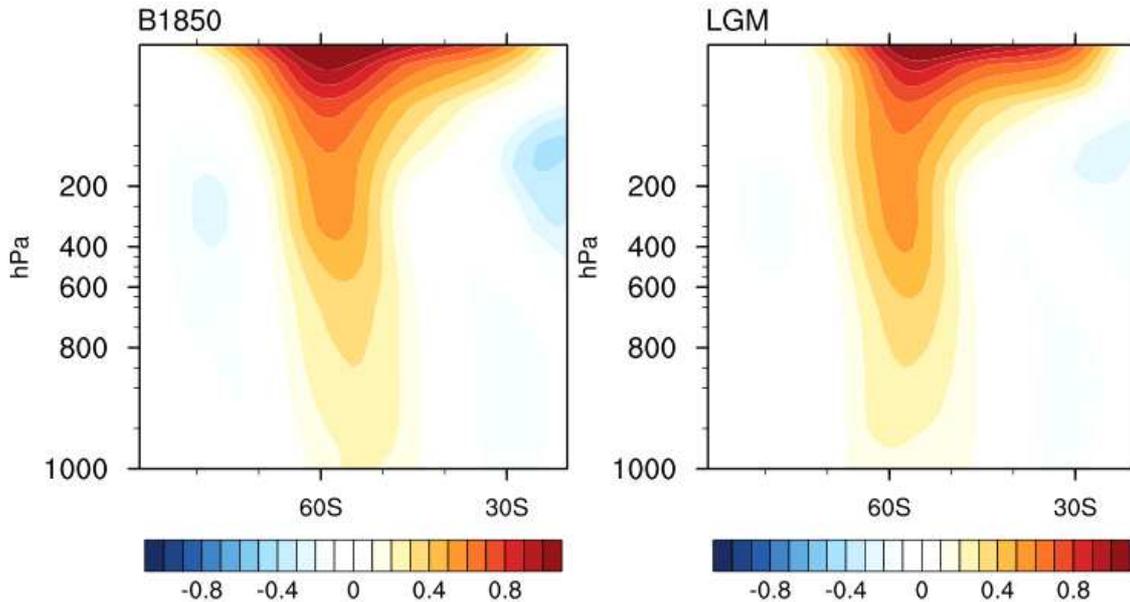


Fig. 3.1.43. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기, 산업혁명이전 시기 실험의 7월 남태평양 지역 해빙 변화에 대한 남반구지역 동서방향 평균된 동서방향 바람의 회귀상관 분포도

라. 마지막최대빙하기의 남극 서풍 제트기류 세기 및 위치 변화에 대한 대기대순환 변화 개념도 정립

대기모델 및 대기-해양 접합모델의 실험 결과는 산업혁명기 이전 시기에 비하여 마지막최대빙하기시기 남반구 서풍이 남하하며, 이러한 현상에 남극 주변 해빙의 확장이 큰 영향을 미침을 시사한다. 한편 대기모델 실험과 대기-해양 접합모델 실험 결과에서 남극 성층권의 온도 반응이 다르게 나타났는데 이러한 차이가 두 실험의 산업혁명기 이전 시기의 해수면온도의 차이에 의해서 발생하였을 가능성을 시사하였다.

마지막최대빙하기 시기 해빙확장에 따른 편서풍의 남하 개념도의 정립과 남극 성층권의 온도의 차이의 원인을 확인하기 위하여 대기-해양 접합모델에서 모의된 산업혁명기 이전 시기 해수면온도 결과를 이용한 대기모델 민감도 실험을 수행하였다. 실험은 새로운 해수면온도와 해빙조건을 통해 두 시기의 기후를 재현하고, 남극 주변의 해빙 변화와 이에 따른 해수면온도의 차이의 강도를 조절하여 추가하였을 때 이에 따라 나타나는 서풍의 변화를 살펴보았다. 이 실험 설계는 표 3.1.8에서 확인할 수 있다.

Table 3.1.8. 대기모델 실험 및 주요 실험 조건

실험 이름	공전궤도 및 온실기체 조건	지면조건	해수면온도/해빙농도 조건
F1850.BSST	pi-control	pi-control	pi-control 조건의 접합실험에서 수행된 30년 평균 해수면온도/해빙 조건
LGM	lgm	lgm	lgm 조건의 접합실험에서 수행된 30년 평균 해수면온도/해빙 조건
SI	pi-control	pi-control	LGM 실험과 F1850 실험의 남반구 지역 해빙 차이를 F1850 실험에 추가한 실험
SI_1.25	pi-control	pi-control	SI 조건에서 활용된 해빙 차이에 1.25를 곱한 차이를 추가한 실험
SI_0.75	pi-control	pi-control	SI 조건에서 활용된 해빙 차이에 0.75를 곱한 차이를 추가한 실험
SI_0.5	pi-control	pi-control	SI 조건에서 활용된 해빙 차이에 0.5를 곱한 차이를 추가한 실험

먼저 기존 LGM 실험에서 나타났던 성층권의 한랭화가 산업혁명기 이전 실험의 해수면온도 조건에서 나타난 것인지를 확인하기 위하여 새로운 해수면온도 조건을 사용한 실험과의 차이를 살펴보았다. 먼저 PMIP3-CMIP5에서 제공되는 산업혁명기 이전 실험 조건을 사용한 실험과의 차이에서 남반구 겨울철 남극 성층권의 한랭화 반응이 매우 뚜렷하게 나타난다. 이에 따른 성층권 지역의 남반구 서풍의 강화 역시 남위 30도부터 남극 지역 성층권에 걸쳐 매우 강하게 나타난다 (그림 3.1.44).

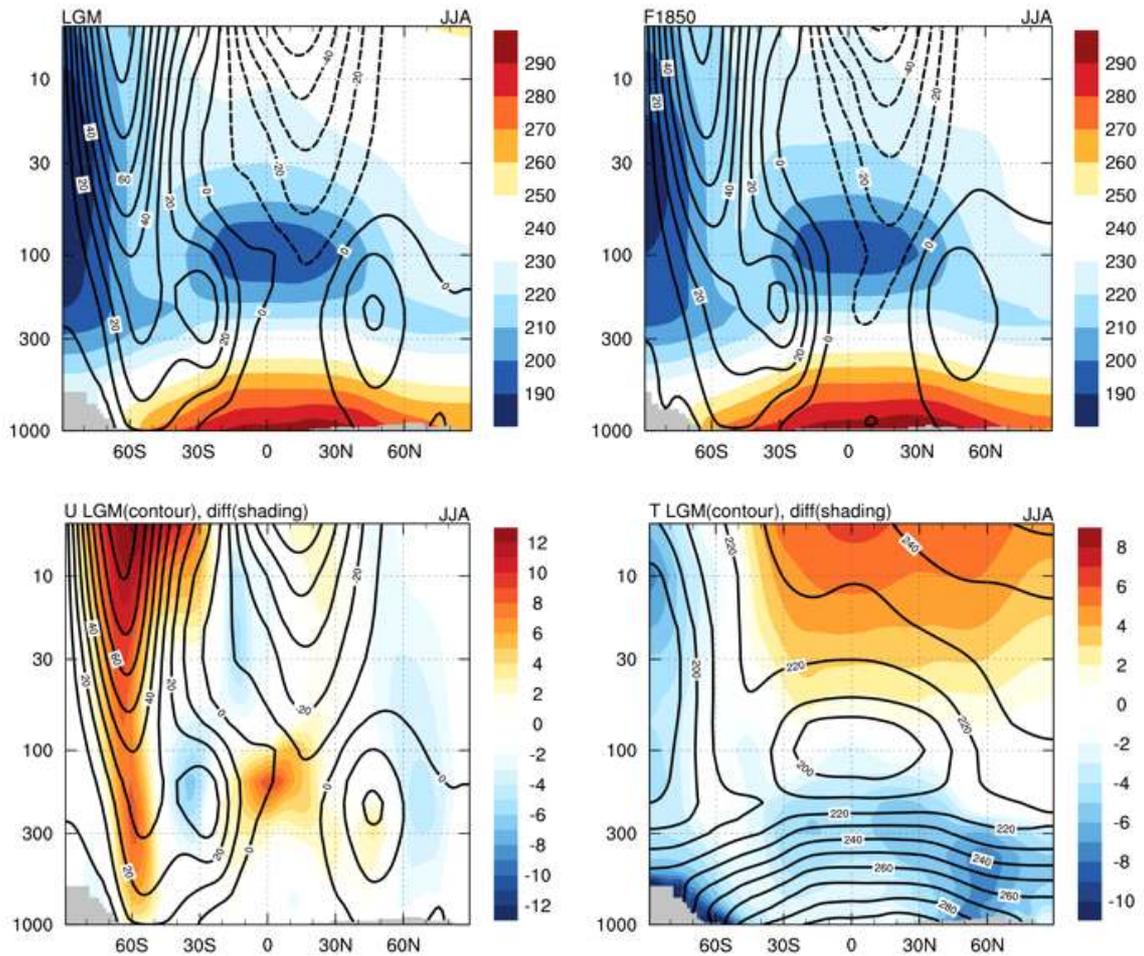


Fig. 3.1.44. PMIP3에서 제공하는 마지막 최대빙하기 해수면온도, HadSST에서 제공하는 산업 혁명이전 시기 해수면온도를 처방한 실험의 남반구 겨울철 동서방향 평균온도와 동서방향 바람 분포와 차이

새로운 해수면온도 조건으로 수행한 산업혁명기 이전 실험과 마지막 최대빙하기 실험을 살펴보면, 기존 실험의 남극 지역 성층권에서 나타났던 한랭 반응이 사라지고, 온난 반응이 나타난다. 이러한 결과는 기존 PMIP3에 참여한 7종의 모델들과, 대기-해양 접합모델에서 수행한 결과와 일치하는 결과이다. 즉, 기존 실험에서 산업혁명기 이전 시기 신규 실험보다 상대적으로 높은 남극 주변의 해수면 온도 조건에 따라 남극 성층권이 더욱 따뜻하였으며 이에 따라 마지막 최대빙하기 시기도 한랭한 반응이 나타났다. 또한 이러한 남극 대륙 상층의 한랭조건은 성층권의 극-중위도 온도경도를 강화시켜 성층권의 더욱 강한 서풍의 차이를 유발하였다 (그림 3.1.45).

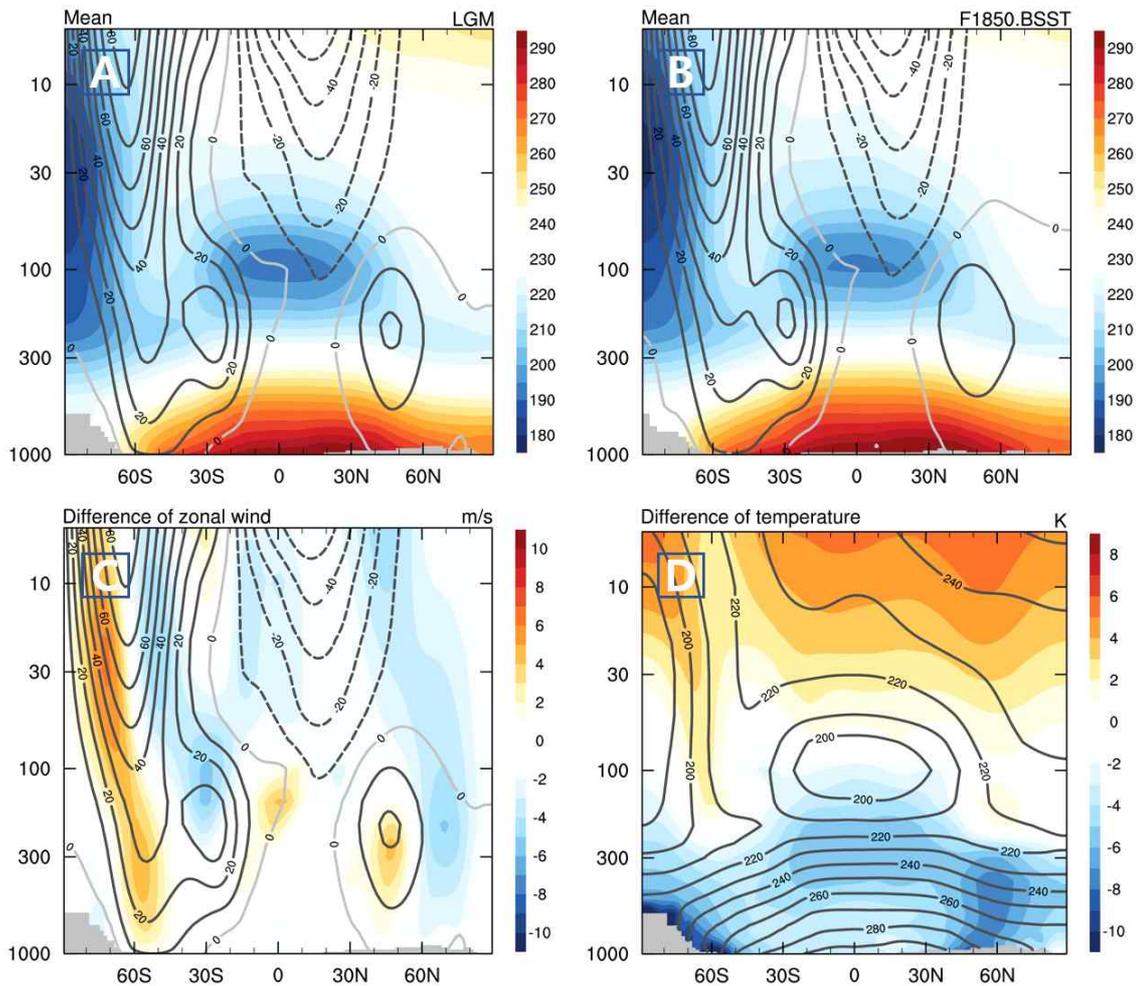


Fig. 3.1.45. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기 해수면온도, 산업혁명이전 시기 해수면온도를 처방한 실험의 남반구 겨울철 동서방향 평균온도와 동서방향 바람 분포와 차이

다음으로 민감도 실험에서 나타난 겨울철 남극 주변 해빙 농도의 확장에 대한 가장 강한 서풍이 위치하는 위도의 변화를 살펴보았다. 산업혁명기 이전 시기의 경우 격자의 15% 비율로 해빙이 존재하는 평균 위도는 약 남위 63.5도로 나타난다. 이 시기 850 hPa 고도에서 가장 강한 서풍대는 남위 53도 정도에 위치한다. 마지막 최대빙하기 시기의 경우 해빙의 확장에 따라 15% 농도의 해빙이 존재하는 평균 위도는 약 남위 58.5도까지 북상한다. 이 시기 850 hPa 고도의 강한 서풍대는 반대로 남위 55도로 남하한다. 두 시기의 해빙의 차이만을 처방한 실험에서는 해빙 지역은 LGM 실험과 동일하게 남위 58.5도 이지만, 서풍 대는 남위 55.5도까지 더욱 남하한다. 이러한 마지막 최대빙하기 시기 해빙조건을 처방한 실험의 서풍대의 남하는

마지막최대빙하기 실험의 55도에 비하여 더욱 강화된 것인데, 이는 해들리셀을 축소시키는 것으로 알려진 마지막최대빙하기 시기 적도 지역의 해수면온도의 한랭화가 존재하지 않음에 따라 서풍 지역의 남하가 강화된 것으로 보인다 (그림 3.1.46).

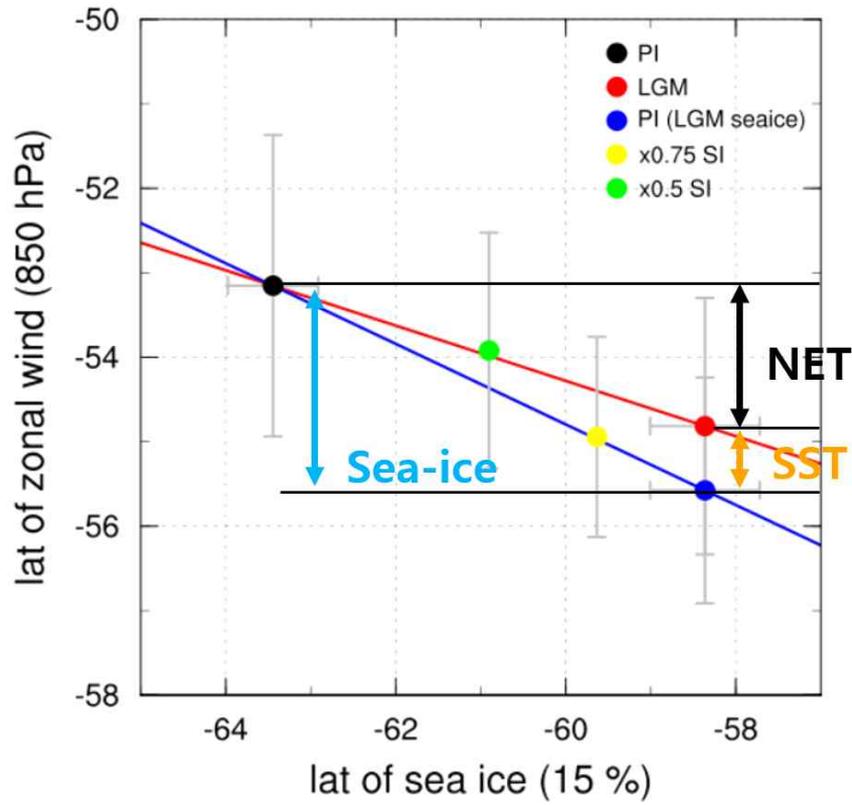


Fig. 3.1.46. 마지막최대빙하기와 산업혁명기이전 시기의 해빙농도 차이의 강도를 조절한 실험에서의 남반구 겨울철 850 hPa 남반구 서풍의 최대지역의 위도 변화

추가로 수행된 해빙 농도의 0.75배, 0.5배 실험의 경우 15% 해빙농도 지역은 남위 59.5도, 남위 61도에 위치하는데, 이에 따른 남반구 850 hPa 서풍대의 위치 역시 남위 55도, 남위 54도로 나타난다. 즉 PI, LGM, SI, SI_0.75, SI_0.5 실험에서 나타나는 해빙면적과 남반구 서풍 사이에는 음의 선형관계가 존재한다. 이러한 실험 결과들은 남반구 해빙의 확장 정도가 남반구 서풍대의 남하에 선형적인 기여 메커니즘이 존재할 수 있음을 시사한다.

남반구 지역 편서풍의 강도는 주로 극-적도의 온도경도에 따른 온도풍 관계가 가장 큰 기여요인임이 알려져 있다. 모델 실험 결과의 해수면온도를 각각 처방한 대기모델 실험 결과에서도 남반구 주변 지역의 지면온도 변화에 따른 온도경도 변화와 이에 따른 대기중 증후의 변화가 대류권 서풍의 변화에 크게 기여하는 것으로 나타난다 (그림 3.1.47).

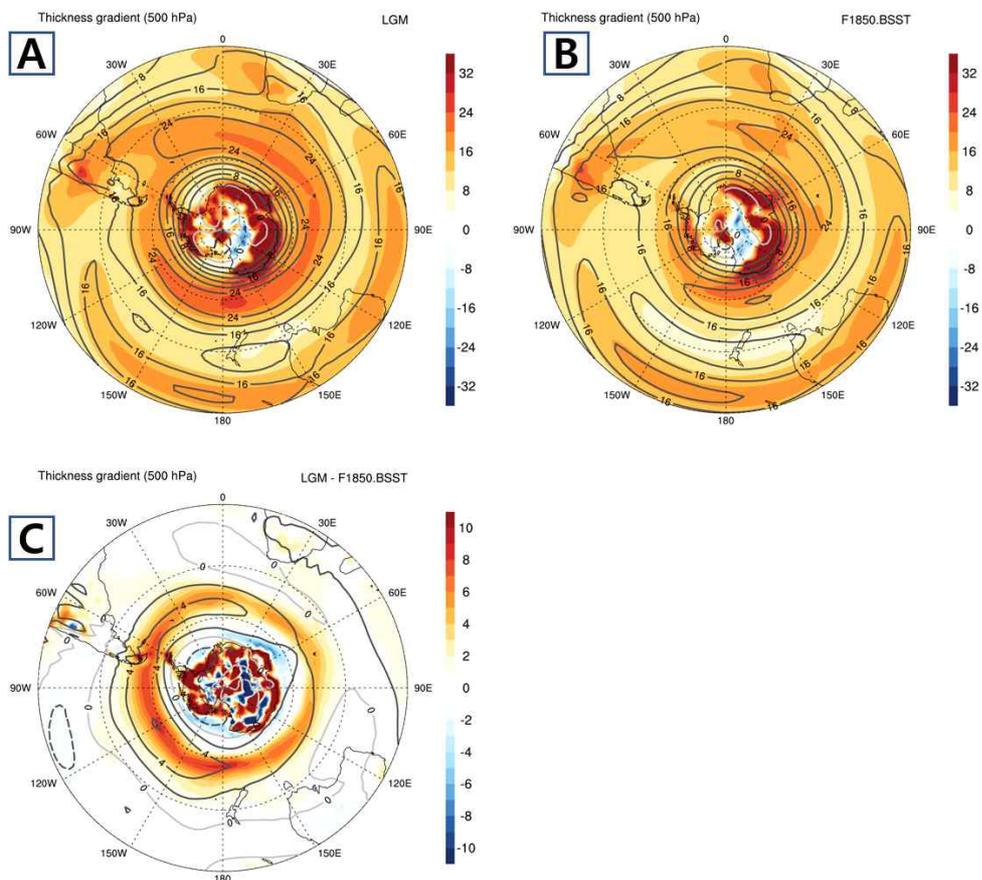


Fig. 3.1.47. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기 해수면온도, 산업혁명이전 시기 해수면온도를 처방한 실험의 남반구 겨울철 기간에 대한 500 hPa 증후 남북경도 및 동서 바람 분포

한편 에디에 의한 운동량과 열 수송에 의한 기여를 살펴보기 위하여 Eliassen-Palm 플럭스 (E-P 플럭스) 분석을 수행하였다. 두 시기 플럭스의 차이는 주로 대류권에서 크게 나타나며, 특히 남극 주변 해빙 변화가 주로 발생한 해역에서 지면의 온도 경도 차이가 크게 발생함에 따라 연직 열 수송의 차이가 역시 크게 나타난다 (그림 3.1.48).

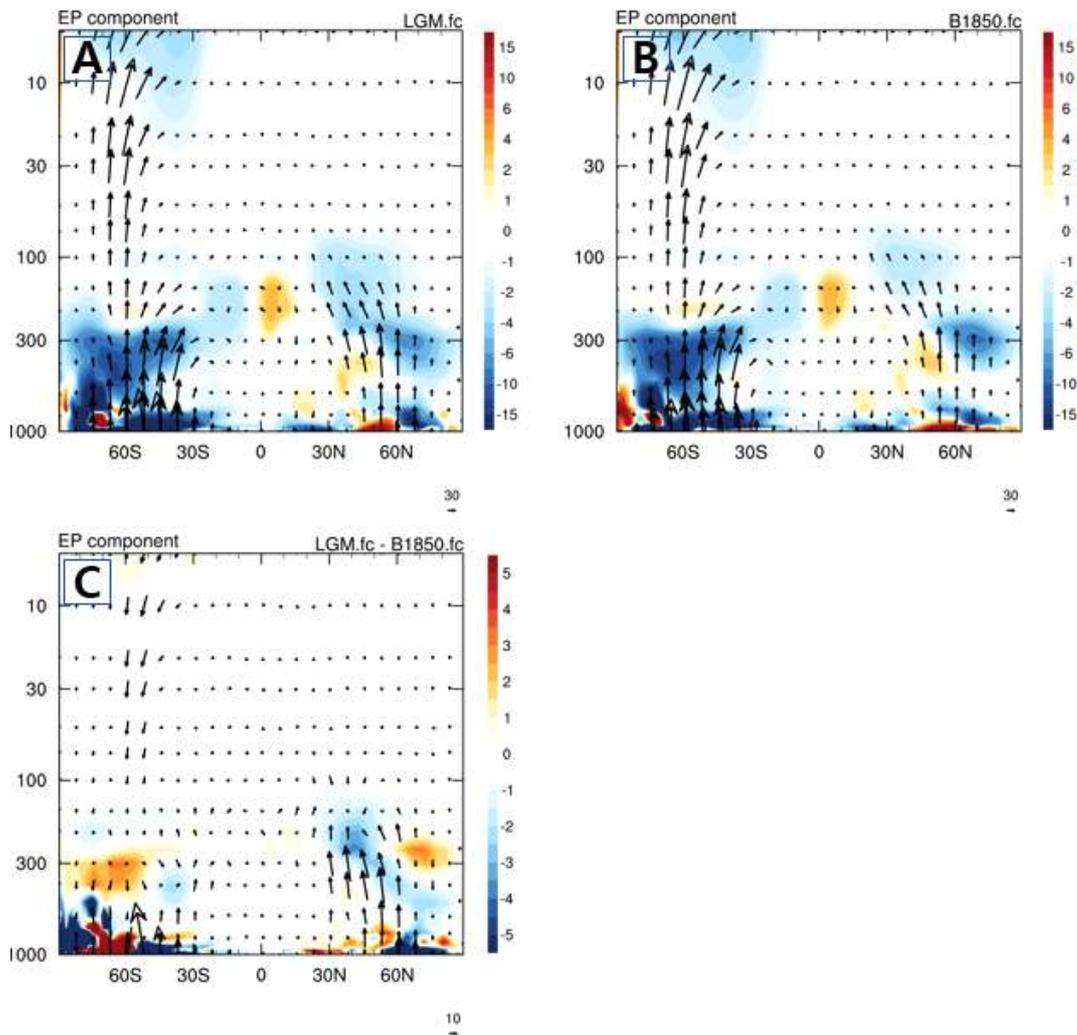


Fig. 3.1.48. 접합모델이 모의한 마지막 최대빙하기, 산업혁명이전 시기 실험의 남반구 겨울철 기간의 Eliassen-Palm Flux 분포

접합모델 실험과 해수면온도 처방 대기모델 실험의 분석 결과는 마지막 최대 빙하기 시기의 남극 주변 서풍의 변화의 주요 요인은 남극 주변의 해빙 변화에 따른 지면온도경도의 변화임을 시사하며, 특히 이에 따른 증후의 변화의 공간분포와 서

풍 변화의 분포가 보이는 일관적인 특성은, 온도풍 관계에 따른 서풍의 변화가 마지막 최대빙하기시기 서풍을 변화시킨 주요 메커니즘임을 시사한다.

이러한 해빙 변화에 따른 온도경도 변화의 기여는, 산업혁명기 이전 시기에 대한 마지막 최대빙하기시기의 해빙 농도 변화에 각각 0.5, 0.75, 1.25를 곱하여 해빙변화를 단계별로 변화시킨 대기모델 실험에서 나타나는 해빙확장과 서풍 남하의 선형적 관계에서도 확인된다. 즉 해빙 확장에 따른 남극 지역의 한랭 지역의 중위도로의 확장은, 중위도 지역의 온도 경도를 증가 시키고 이에 따른 층후의 확장은 온도 경도에 따른 온도풍을 강화시켜 강한 서풍 지역의 극향 이동이 발생한다 (그림 3.1.49).

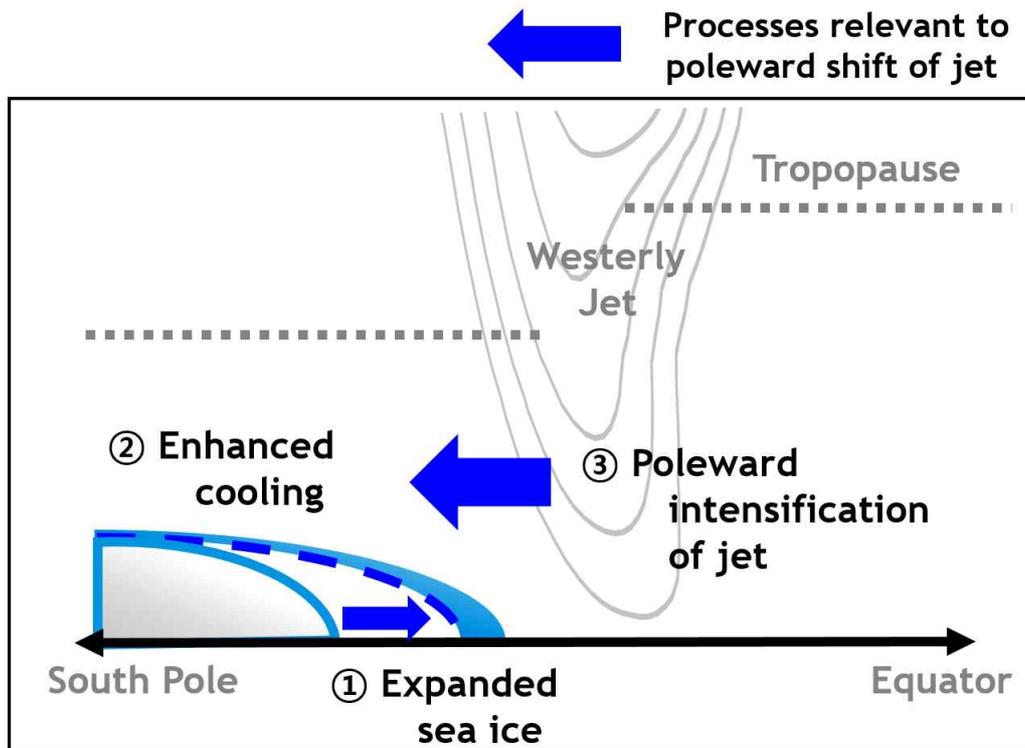


Fig. 3.1.49. 해빙농도 차이에 따른 남반구 지역 서풍 변화의 도식도

3.1.3 남극 기후변화의 지역적 차이 메커니즘

남극 대륙의 기후 온난화는 부분적인 빙상 붕괴조차도 남극해로의 담수 배출과 해수면 상승을 통한 지구 기후 및 반구 기후에 상당한 영향을 미친다 (Golledge et al., 2019; Schloesser et al., 2019). 반세기 남극 지면 기온 복원자료는 남극 대륙의 온난화 경향에서 지역에 따라 서로 다른 강도와 계절성을 보여 주고 있다 (Chapman and Walsh, 2007; Bromwich et al., 2012; Steig et al., 2009; O' Donnell et al., 2010). 계절에 따라 공간적으로 비균질적인 변화 경향을 설명하기 위해 다양한 국지적 및 원격 기여 메커니즘이 제안되었다. 성층권 오존 감소와 이산화탄소 증가로 인한 남반구 여름과 가을의 남극진동의 양의 위상으로의 경향은 남극반도를 제외한 남극 지역의 한랭화를 설명하는 가장 잘 알려진 요인의 하나이다 (Fogt et al., 2009). 하지만 남반구 여름철과 가을철의 경우 남극진동의 양의 위상 경향에 근거한 설명은 남반구 겨울철과 봄철에 나타나는 서남극 지역의 강한 온난화 추세와 동남극 지역의 약한 온난화를 명확하게 설명하는 데 한계를 갖는다.

이 역설을 해결하기 위해 저위도 해수면온도에 의해 발생하여 남서쪽으로 전파되는 로스비 파동에 의한 서남극 온난화에 대한 메커니즘이 제안되었다 (Ding et al., 2011). 그러나 이러한 설명은 최근 반세기동안의 서남극의 모든 지역에서 나타나는 온난화 경향성을 완벽하게 설명하지 못한다. 또한 적도 대서양 해수면온도의 온난화에 따른 로스비 파동에 의한 아문젠해 저기압 강화가 남반구 겨울철에 남극반도를 따뜻하게 하는 요인으로 제안된 바 있으나 (Li et al., 2014), 이러한 메커니즘 역시 선형 추세를 제거한 10년 이하의 시간 주기에서 도출되었기 때문에 장기 추세를 설명하기에는 적합하지 않으며 겨울철에는 아문젠해 저기압의 강화 경향이나 서남극에서 온난화와 연관된 로스비 파동 패턴의 경향이 나타나지 않는다.

관측, 자료 복원 및 수치모델링 등의 여러 연구를 통해 인해 최근 남극 기후 변화의 공간 패턴과 계절성에 대한 불확실성은 지난 20년간 많이 개선되었다. 그러나 이 남극지역 장기 기후변화 경향의 비대칭적인 현상은 대기-해양 등이 결합된 기후시스템의 수십년의 주기의 자연변동성과 연관되어 있기 때문에 여전히 어려운 과제로 남아있다. 불완전한 현세 관측 기록과 프록시 복원이 내재된 불확실성 등 관측 기반 자료의 불확실성과, 수치모델링의 근본적인 불확실성 등에 따라 수십년 시

간 규모의 현상을 이해하는 것은 여전히 어려운 과제의 하나이다 (Smith and Polvani, 2017).

인위적인 강제력 및 자연변동성을 포함한 여러 메커니즘이 이러한 남극 기후 변화의 동서간 비대칭에 복잡한 방식으로 기여하지만, 이 현상은 주로 남극 대륙의 내부 요인을 통해 발현되어야 할 것이다. 이러한 아이디어를 바탕으로, 우리는 남반구 지역의 여러 기후요소들과 남극 주변의 자연적 조건들이 남극 기후 변화의 동서간 비대칭에 기여하는 메커니즘을 살펴보았다.

가. 남반구 기후요소에 따른 남극 지역 대기 반응 실험

Schneider et al. (2015) 의 연구에서 열대 및 남반구 해수면온도, 온실기체, 대류권 및 성층권 오존 변화가 남극 지면대기온도의 변화를 유도하는 주요 기후 요소임을 제안하였다. 이에 따라 이중 남극 주변 해수면온도와 온실기체 변화에 따른 남극 지면대기온도의 지역적 변화 경향을 살펴보았다.

실험은 미국 국립대기연구소의 최신 기후모델인 CAM5를 이용하여 1979년부터 2014년까지의 최근 35년간의 온실기체와 남반구 해수면온도 및 해빙의 변화를 처방한 대기모델 상호비교 프로젝트 (Atmospheric Modeling Intercomparison Project; AMIP) 형식의 실험을 수행하고 남극 지면대기온도의 변화를 살펴보았다.

ERA-Interim 재분석 자료에서 나타난 1979년부터 2014년까지의 남극 및 남극 주변 지역 지면대기온도의 변화 경향을 살펴보면, 로스해와 벨링스하우젠해를 중심으로한 서남극 지역 해안에서는 온난화 경향이 나타난다. 웨델해의 경우 먼바다 지역에 대기온도의 증가 경향이 나타난다. 한편 동남극 지역의 경우 동경 60도 지역을 제외하고는 대체적으로 한랭화 경향이 나타난다. 최근 35년간의 해수면온도 및 해빙 변화와 온실기체 농도의 증가를 처방한 실험에서는, ERA-Interim 자료에서 나타나는 남극 주변 해양 지역의 온도 변화 경향의 공간 분포가 더 강화되어 나타난다. 이는 해양지역의 표층대기온도의 변화는 해수면온도의 변화에 의해 유발되며, 온실기체 농도의 증가는 이러한 표층온도의 증가경향성을 강화시킬 수 있음을 시사한다. 한편 이 실험에서 서남극을 중심으로 남극대륙의 지면온도는 감소하는 경향이 나타난다 (그림 3.1.50).

해수면온도 및 해빙 변화 실험은 온실기체와 해수면온도의 변화가 처방된 실험과 마찬가지로 재분석자료에서 나타나는 해양지역의 지면대기온도의 변화경향성을

재현하나, 남극대륙은 동남극 지역에서 주도적인 한랭화경향성이 나타난다. 온실기체만 처방하는 경우 서남극에는 약한 온난화 경향, 동남극에는 한랭화 경향이 나타난다.

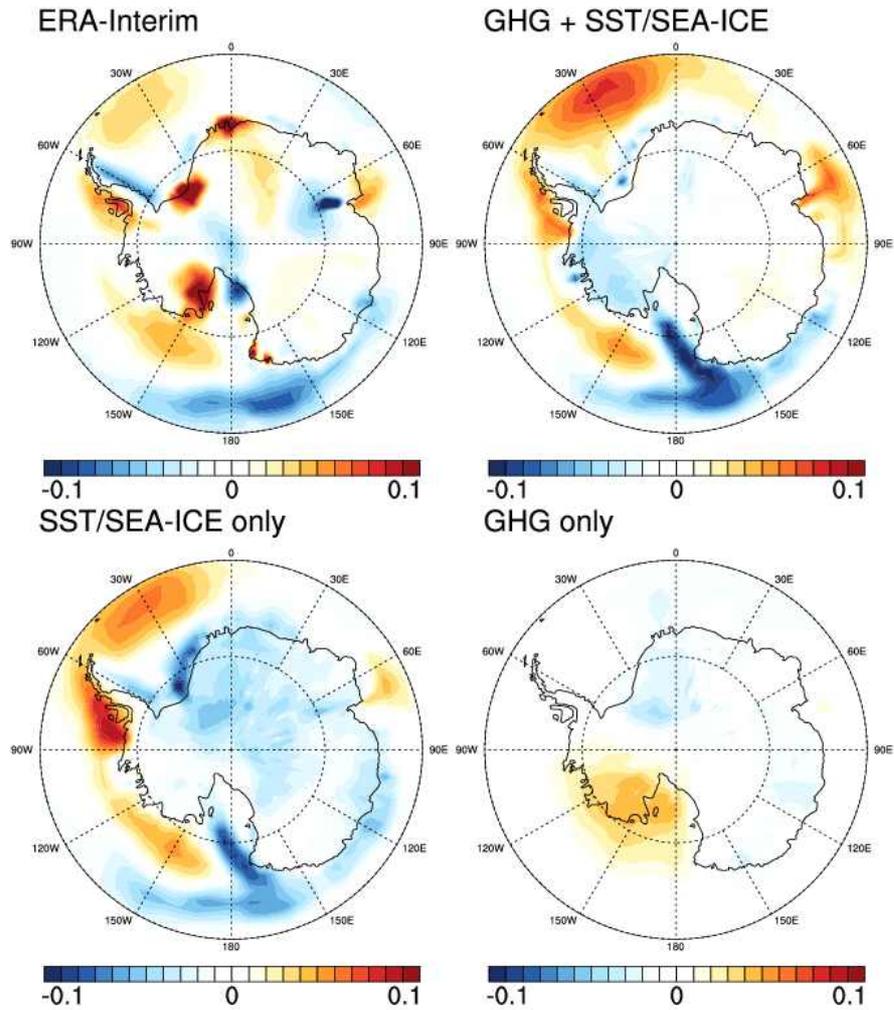


Fig. 3.1.50. ERA-Interim 자료와, 3종의 수치재현실험에서 모의된 1979년부터 2010년까지의 지면대기온도의 연변화경향성

나. 남극지면온도 복원자료를 이용한 주요 변동 모드 파악

남극지면온도의 최근 반세기 변화 경향을 살펴보기 위하여 Nicolas and Bromwich (2014; 이후 NB2014)에 의해 복원된 1958년부터 2012년까지 월별 지표 온도 데이터를 사용하였다. 이 복원자료는 이전의 남극 지면 온도 복원자료에서 포함되지 않은 서남극 지역의 Byrd 관측소 (80° S, 119.5° W)의 지면 온도 기록을 이용하여 복원되었다. 따라서 복원자료는 기존의 복원자료와 비교하여 남극의 최근 온도변화를 살펴보기에 더 적합함이 알려져 있다. 한편 같은 시기의 해수면온도 변화를 살펴보기 위하여 HadISST1 자료를 이용하여 최근 남극 및 주변 지역의 55년간 표면온도 변화 경향의 공간분포를 살펴보았다.

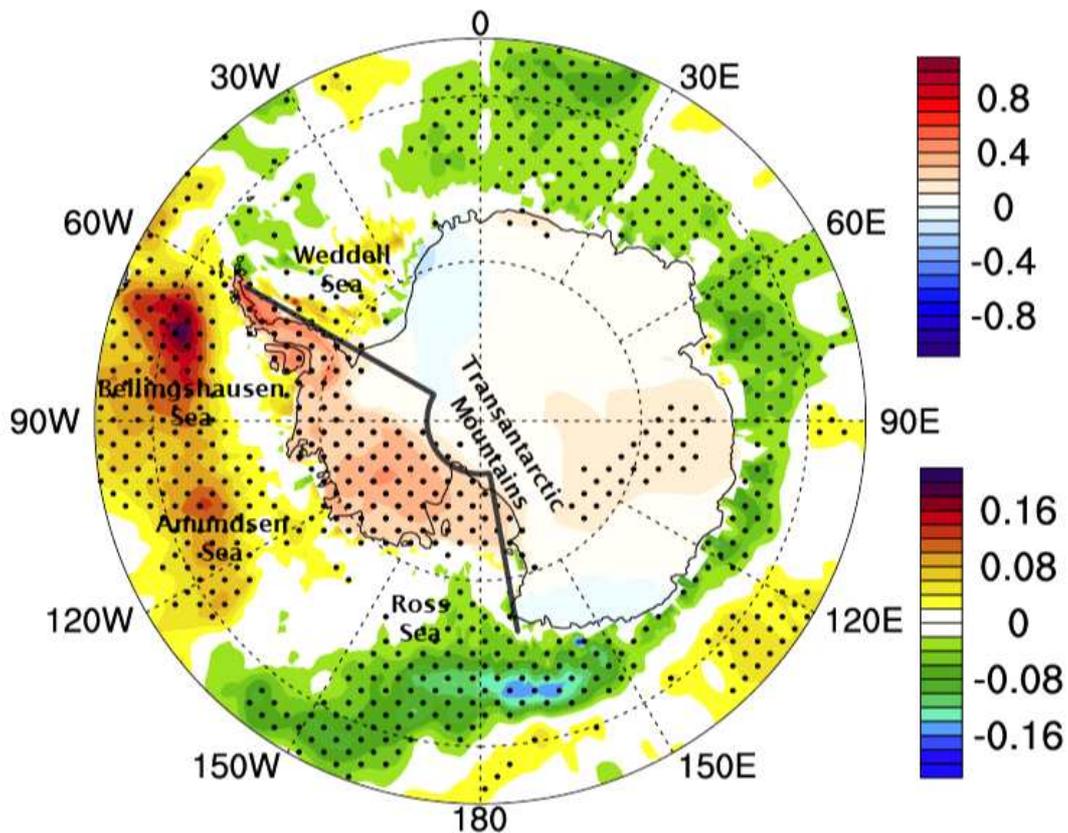


Fig. 3.1.51. Nicolas and Bromwich (2014) 지면온도 복원자료와 HadISST1 해수면온도 자료에서 나타나는 1958년부터 2012년까지의 변화 경향. 점 영역은 95% 신뢰수준에서 유의한 변화 지역임.

최근 남극지역의 온도 변화 경향은 서남극 대륙과 남극 반도 지역의 강한 온난화 경향이 나타나며, 이에 대응하는 서남극의 벨링스하우젠 해와 아문젠해역에 강한 온난화 경향이 나타난다. 이와 대도적으로 동남극 지역에는 뚜렷한 온난화 경향이 나타나지 않으며, 동남극의 인도양 해역과 로스해 지역에는 유의미한 한랭 경향이 나타난다 (그림 3.1.51).

이러한 남극 지역의 온도 변화 경향을 연평균 자료의 변화를 이용하여 살펴보기 위하여 READER 프로젝트의 15개 관측소 자료를 이용하여 남극대륙 전체 온도 변화와 서남극, 동남극의 연평균 온도의 과거 55년간 변화를 살펴보았다.

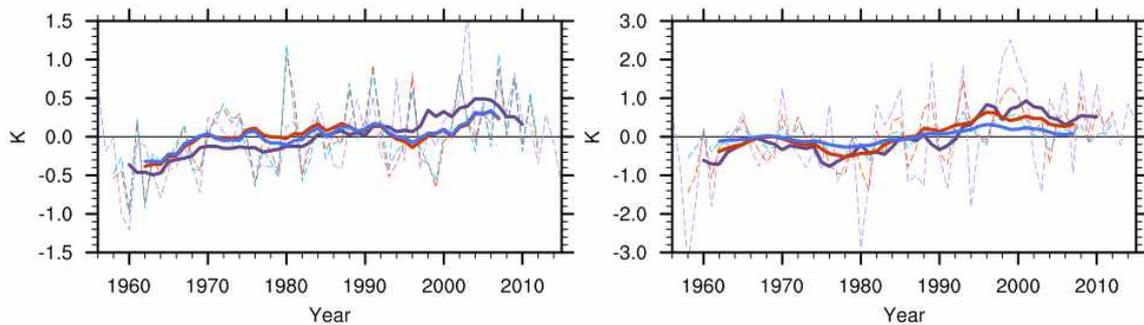


Fig. 3.1.52. READER 프로젝트의 15개 스테이션자료와 Nicolas and Bromwich (2014)의 지면온도 재구성자료를 이용한 1958년부터 2012년까지의 남극대륙 전체 지면온도 변화 지수 (왼쪽)와 서남극, 동남극의 평균온도 차이로 계산된 비대칭적 온도변화 지수 (오른쪽)

그림 3.1.52에서 살펴볼 수 있듯이 남극대륙 전체에서 평균된 연평균 지면온도의 1958년부터 현재까지 변화를 살펴보면 1958년부터 2000년 초반까지 상승하다가 2000년 이후로 감소하고 있다. 또한 이러한 변화에는 강한 경년변동성이 보이고, 이러한 특성은 READER 관측자료와 NB2014 자료에서 모두 공통적으로 나타난다. 서남극과 동남극에 비대칭적으로 나타나는 변동성을 확인하기 위하여, 서남극 지역과 동남극 지역을 남극반도 지역과 횡단 산맥을 경계로 나누고 두 지역의 평균 온도의 차이의 변화를 확인하여 비대칭성의 변동성이 있는지를 확인하였다. 그 결과 서남극과 동남극 지역의 온도의 차이는 1958년 이후 지속적으로 증가하고 있으며, 강한 경년변동성을 보인다. 한편 1970년대 초반과 1990년대 후반 정도에 고점이 나타나는 장주기 변동성을 보이나, 55년 자료는 이러한 장주기 변동을 확인하기에는 기간의 제약이 존재한다.

경험적직교함수 (Empirical Orthogonal Function) 분석은 해당 지역에 존재하

는 시공간적인 변동성을 탐지하기 위하여 많이 수행된다. 앞서 살펴본 경년변동성과 장주기변동성의 특성을 확인하기 위하여, NB2014 연평균 온도에 대한 경험적 직교함수 분석을 수행하여 주요 모드를 추출하였다 (그림 3.1.53).

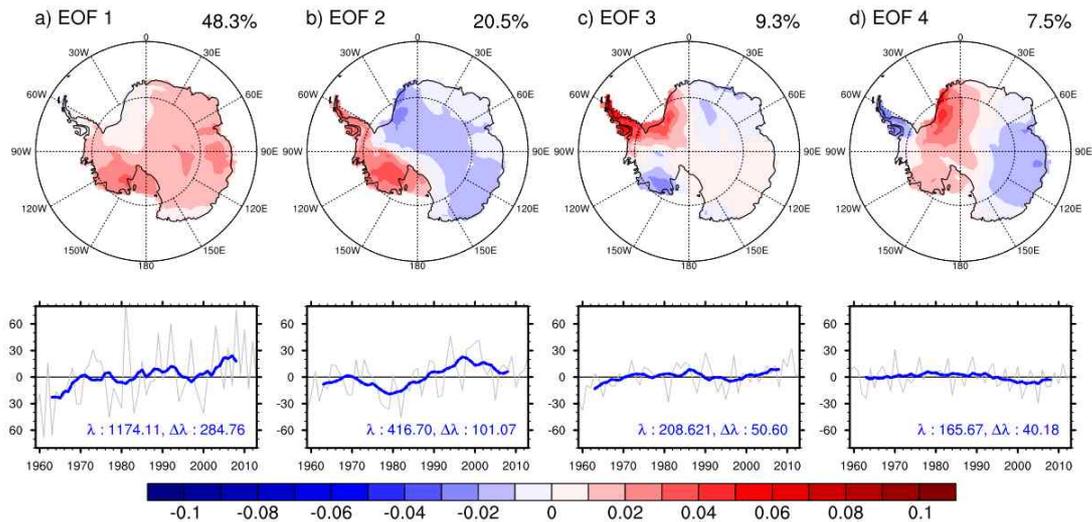


Fig. 3.1.53. NB2014 자료의 남극지역 연평균 지면온도의 네 주요 EOF 모드와 Corresponding PC의 시계열. Eigenvalue와 Rule of thumb으로 계산된 shift는 시계열에 추가되어 있음

경험적직교함수로 추출된 EOF 모드들에서 첫 번째 모드는 48.3%, 두 번째 모드는 20.5%, 세 번째 모드는 9.3%의 변동을 설명한다. 첫 번째 모드의 eigenvalue는 1174.11, 두 번째 모드의 eigenvalue는 416.7, 세 번째 모드의 eigenvalue는 208.62이며, 각 모드의 평가된 shift는 284.76, 101.07, 50.60으로 각 모드들은 통계적으로 구분된 변동모드이다 (North et al., 1982). 한편 세 번째 모드와 네 번째 모드는 유의하게 분리되지 않는다. 첫 번째 모드의 공간분포는 남극 전지역이 온난해지는 변동성을 보이고, 로스해와 서남극 지역, 동남극 Queen Mary Land 지역에서 큰 변동성이 나타난다. 이에 대응하는 principal component (PC)를 살펴보면 과거 55년간 지속적으로 증가하는 경향을 보인다. 또한 이 모드는 남극 대륙의 전체 온도 변화에 대한 가장 큰 기여를 보인다 (48.3%). 두 번째 모드의 경우 서남극과 남극반도는 온난화, 동남극 특히 웨델해 지역은 한랭화로 서남극과 동남극이 반대로 변동하는 형태이다. 이 모드는 남극 지면온도 변화의 20.5%의 변동성을 설명한다. 두 번째 모드의 PC의 경우 과거 55년간 증가경향을 보이며, 또한 70년대 초반과 1990년대 후반에 피크가 나타나는 장주기 변동성을

보인다. 이 모드의 동-서남극의 비대칭적인 공간적 특성과 PC의 장주기 변동성의 가능성은 앞서 동-서남극 평균온도의 차이에서 나타난 특성과 유사하다.

이러한 두 주요 EOF 모드의 특성은 앞서 살펴본 남극 전지역 평균된 지면온도의 변화와 서남극과 동남극의 차이로 만들어진 지면온도 변동 지수와의 상관지수에서도 나타난다. 남극대륙 전체 평균 온도의 연평균 변화와 첫 번째 EOF의 PC 시계열과의 상관계수는 0.97이며, 서남극-동남극 평균온도의 차이와 두 번째 EOF PC 시계열의 상관계수는 0.94이다 (표 3.1.9).

Table. 3.1.9. 남극 온도변화 지수의 자료별 상관계수

	READER - NB	NB - EOF	READER - EOF
남극대륙전체	0.65	0.97	0.61
서남극 - 동남극	0.75	0.94	0.61

두 주요 EOF 모드와 연관된 남극 주변 해수면온도 및 순환장의 변화를 살펴보기 위하여 정규화된 두 모드의 PC 시계열과 같은 기간의 HadISST 자료와 JRA55 재분석자료의 300 hPa 지위고도를 이용하여 회귀분석을 수행하였다. 먼저 첫 번째 모드와 연관된 해수면온도의 경우 서남극 지역과 동경 30도 지역, 동경 120도 지역의 동남극 지역의 온난화, 로스해, 동경 60도 지역의 인도양 해역, 웨델해 지역에서 한랭화를 보이는 동서방향 파수 3 형태의 상관관계가 나타난다. 300 hPa 지위 고도의 상관관계에서도 남극대륙의 동남극 지역과 서남극 지역의 고기압성 연관성과 함께 남극 주변의 아남극 지역에서는 이러한 동서방향 파수 3 형태의 상관관계가 나타난다. 이러한 남극 주변의 파수 3 형태의 순환장은 남반구 순환장의 특성의 하나로, 대륙이 존재하지 않는 남빙양 주변의 특성으로 알려져 있다 (Raphael, 2004). 이에 따라 태평양-남아메리카 모드 (Pacific-South America; PSA)와 연관된 여러 순환 형태 역시 이러한 파수 3 형태의 순환으로 나타나며 남극 지역의 여러 현상에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 두 번째 EOF 모드와 연관된 해수면온도의 변화는, 서남극 벨링스하우젠 해역과 아문젠해역의 강한 온난화가 나타나며, 이와 대조적으로 동남극 전지역에서는 해수면온도의 감소와 연관되어 있다. 한편 두 번째 모드와 연관된 300 hPa 지위고도는 서남극과 남극반도 지역에 걸쳐 고기압성 순환이 나타나며, 로스해 먼바다 쪽에 저기압성 순환이 형성된다 (그림 3.1.54).

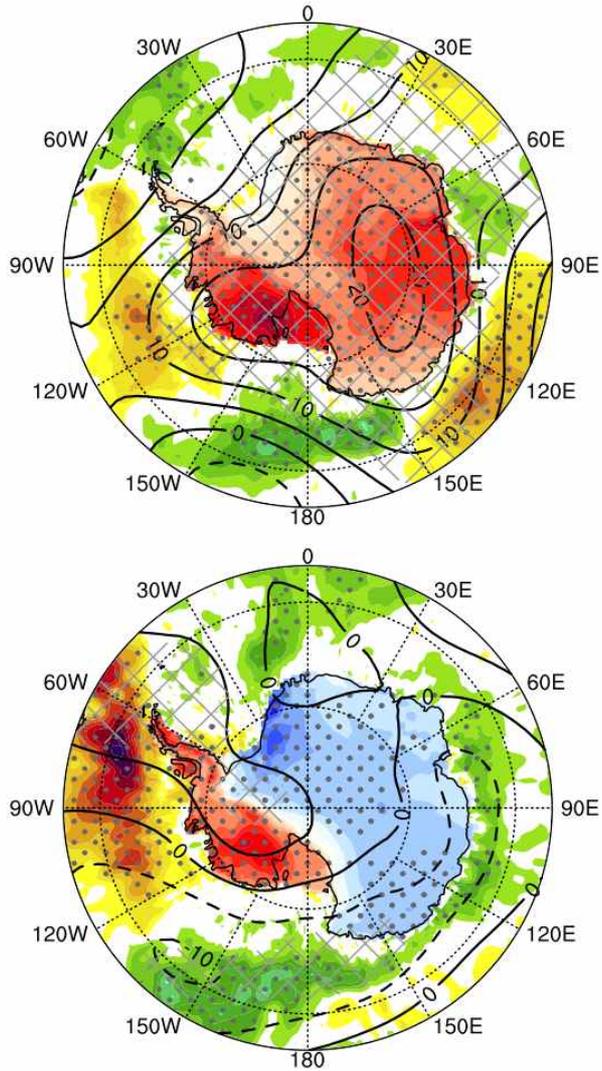


Fig. 3.1.54. NB2014의 처음 두 EOF 모드 정규화된 PC에 대한 지면대기온도, 해수면온도, 300 hPa 지위고도의 회귀상관 분포

이러한 연평균 지면온도의 경험적직교함수 분석 결과를 살펴보면 최근 반세기간의 남극 지면온도의 변화 특성을 두 EOF 모드를 이용하여 설명할 수 있다. 48.3%의 변동을 설명하는 첫 번째 모드와, 20.5%의 변동을 설명하는 두 번째 모드는 최근 반세기간 양의 위상으로의 변화 경향을 보여 왔다. 이에 따른 두 모드 변동성에 따른 남극 대륙의 지면온도의 변화 경향은, 두 모드 공통적으로 온난화 경향을 보이는 서남극 지역에서는 강한 온난화가 발생하며 동남극 지역은 첫 번째 모드의 온난화와 두 번째 모드의 한랭화가 서로 상쇄되어 변화 경향이 약화될 것이다.

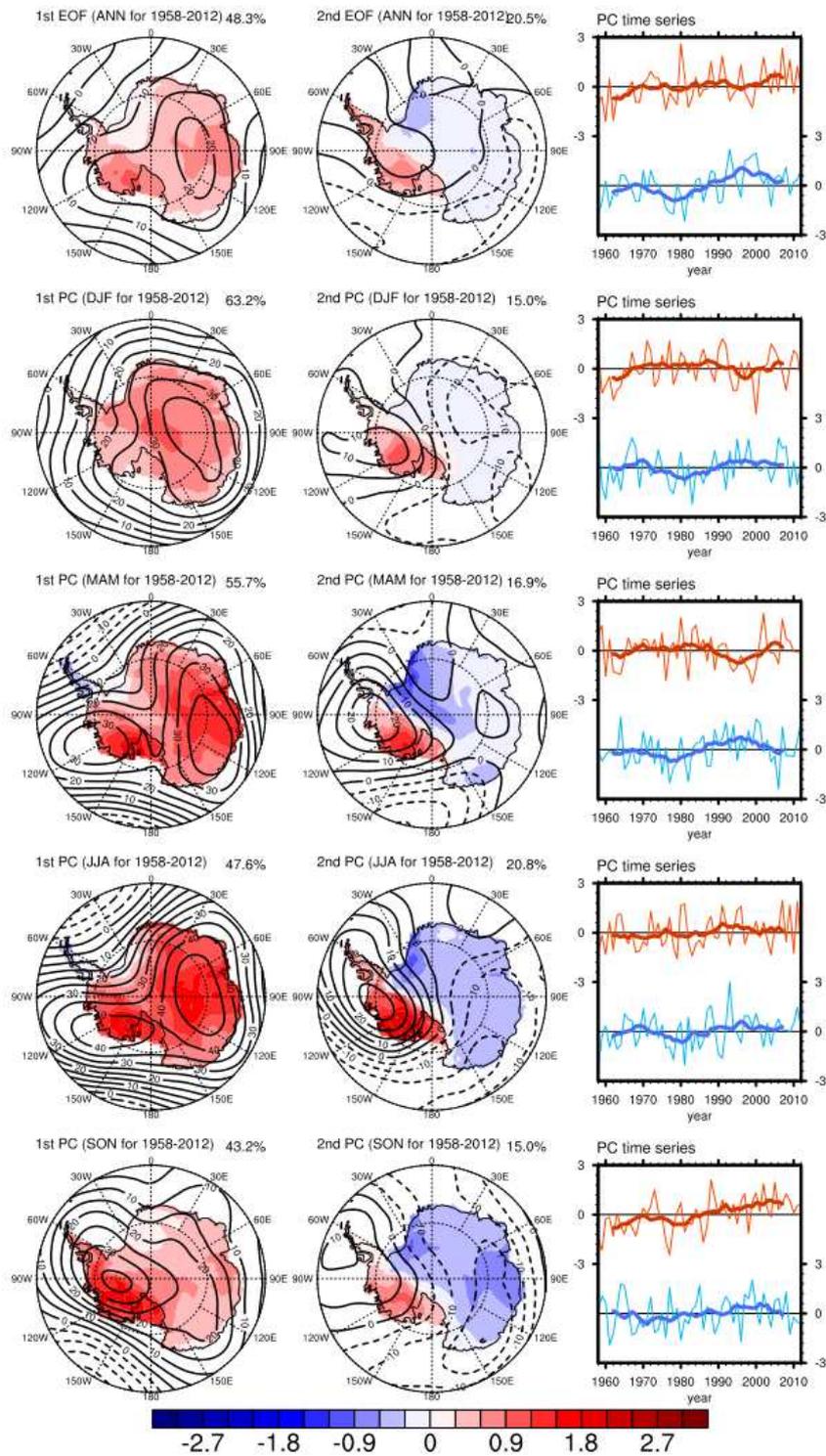


Fig. 3.1.55. NB2014의 연평균, 계절별 평균의 연변화에 대한 처음 두 EOF와 대응 PC 시계열

최근 남극의 온도 변화 경향이 계절별로 서로 다른 특징을 보이며, 서남극 온난화 경향은 남반구 겨울철과 봄철에 강하게 발현되고 있다. 따라서 이러한 두 주요 모드가 계절적으로 다른 특성을 보이는지 확인하기 위하여 각 계절별로 평균된 지면온도의 연간 변화에 대한 경험적직교함수 분석을 수행하였다. 남반구 여름철(DJF)의 경우 첫 번째 모드는 연평균 모드들과 마찬가지로 남극대륙 전 지역의 온난화를 보이며, 온도 변화에의 기여가 63.2%로 나타난다. 두 번째 모드는 서남극-동남극간 반대로 변동하는 연평균의 두 번째 모드와 동일한 형태로 나타나나, 서남극 지역의 온난화 경향은 약하다. 두 모드의 PC 시계열의 경우 첫 번째 모드는 약한 증가 경향이 나타나며, 두 번째 모드는 거의 변화경향이 나타나지 않는다. 회귀상관된 300 hPa 지위고도의 경우 연평균 모드와 회귀상관된 지위고도와 유사한 분포를 보인다 (그림 3.1.55).

겨울철, 봄철의 경우, 첫 번째 모드는 남극반도는 한랭화, 나머지 남극대륙에서는 온난화가 나타나며, 두 번째 모드의 서남극과 동남극의 반대 위상의 변동성이 강화된다. 특히 서남극 빙상 지역의 온난화가 매우 강해지며, 웨델해에 인접한 대륙 지역의 한랭화도 매우 강하게 나타난다. 두 모드의 PC 시계열의 변화를 살펴보면 첫 번째 모드에서는 뚜렷한 경향성이 나타나지 않으나, 두 번째 모드에서는 약한 증가 경향과 함께 수십년 주기성이 관찰된다. 각 모드와 연관된 순환장의 경우, 연평균에서 나타났던 순환장 형태가 강하게 나타난다. 특히 남반구 겨울철의 경우 서남극 지역의 고기압이 남극 반도 벨링스하우젠 해안에 걸쳐 매우 강하게 발현된다.

한편 봄철의 두 주요모드의 경우 연평균 변화와 조금 다른 형태를 보인다. 첫 번째 모드의 경우 다른 계절과 연평균에서 나타났던 동남극 지역의 온난화가 약화되고, 서남극 지역에 강한 온난화가 나타난다. 또한 PC 시계열에서도 다른 계절과 뚜렷한 증가경향이 나타난다. 한편 두 번째 모드의 경우 서남극과 동남극의 비대칭성은 유지되지만, 겨울철에 비하여 강도가 약화된다. 두 모드와 연관된 순환장의 경우 앞서 다른 계절에 나타났던 두 번째 모드의 서남극과 남극반도 지역에 형성되었던 강한 고기압성 순환장이 첫 번째 모드와 연관되어 나타나며 두 번째 모드의 서남극-남극반도의 고기압성 순환은 약화된다.

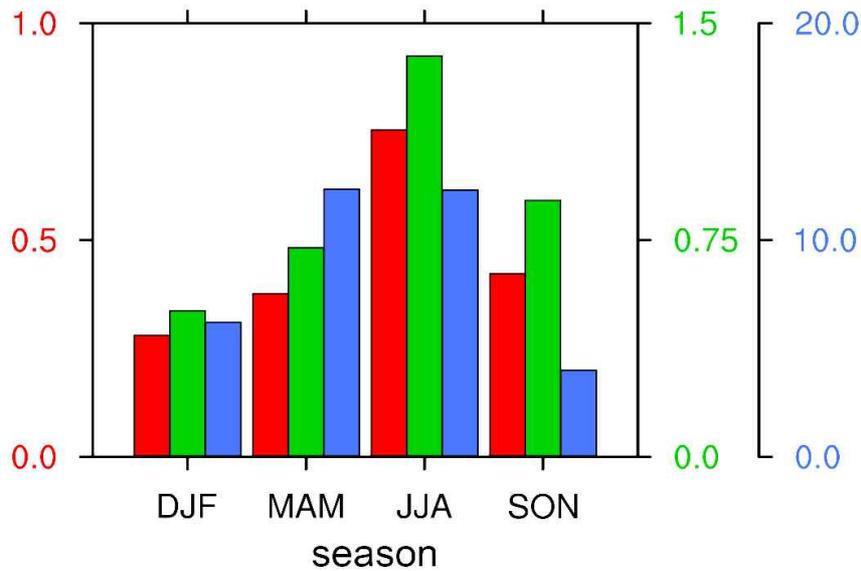


Fig. 3.1.56. NB2014의 연평균 자료의 두 번째 EOF 모드를 이용하여 계산한 각 계절별 EOF PC와의 상관계수 (붉은색), 각 계절별 EOF 공간분포에서의 서남극과 동남극 평균온도의 차이 (초록색), 각 계절별 EOF와 연관된 300 hPa 지위고도의 서남극지역 평균 높이

두 번째 모드의 동-서남극의 비대칭성과 최근 수십년간의 변화 특성은 최근 남극대륙의 지역적 기후변화 차이를 설명할 수 있는 중요한 특징이다. 최근 계절에 따라 다르게 나타나는 남극 기후 변화 양상의 경우, 겨울철과 봄철에 서남극 지역의 비대칭성이 크게 나타난다. 연평균 지면온도에서 얻어진 두 EOF 모드의 계절적 특징을 정량적으로 살펴보면, 이 두 번째 모드 비대칭적인 특징 역시 겨울철을 중심으로 발현되는 것을 알 수 있다. 연평균 모드의 두 번째 EOF의 PC 시계열과, 각 계절별 평균의 연변동에서 얻어진 각 계절별 두 번째 EOF의 시계열간의 상관관계는 모든 계절에서 양의 상관계수를 보이지만, 특히 겨울철에 0.73로 매우 높게 나타난다. 또한 정규화된 PC 시계열의 회귀상관 지면온도의 서남극과 동남극 평균온도의 차이 역시, 겨울철에 약 1.4 K 정도로 가장 크게 나타난다. 또한 서남극 지역에 형성되는 300 hPa 회귀상관 지위고도 역시 겨울철에 12m 정도로 가장 높게 나타난다 (그림 3.1.56).

한편 이러한 남극대륙 지면온도의 EOF 분석을 통한 두 주요성분 분석은 Schneider et al. (2004)에서 수행된 바 있다. Schneider et al. (2004)에서는 1982년부터 1999년까지의 월평균 남극대륙지역의 상향장과복사량의 EOF 분석을 통해 NB2014에서 도출된 모드들과 유사한 모드들을 추출한 바 있다.

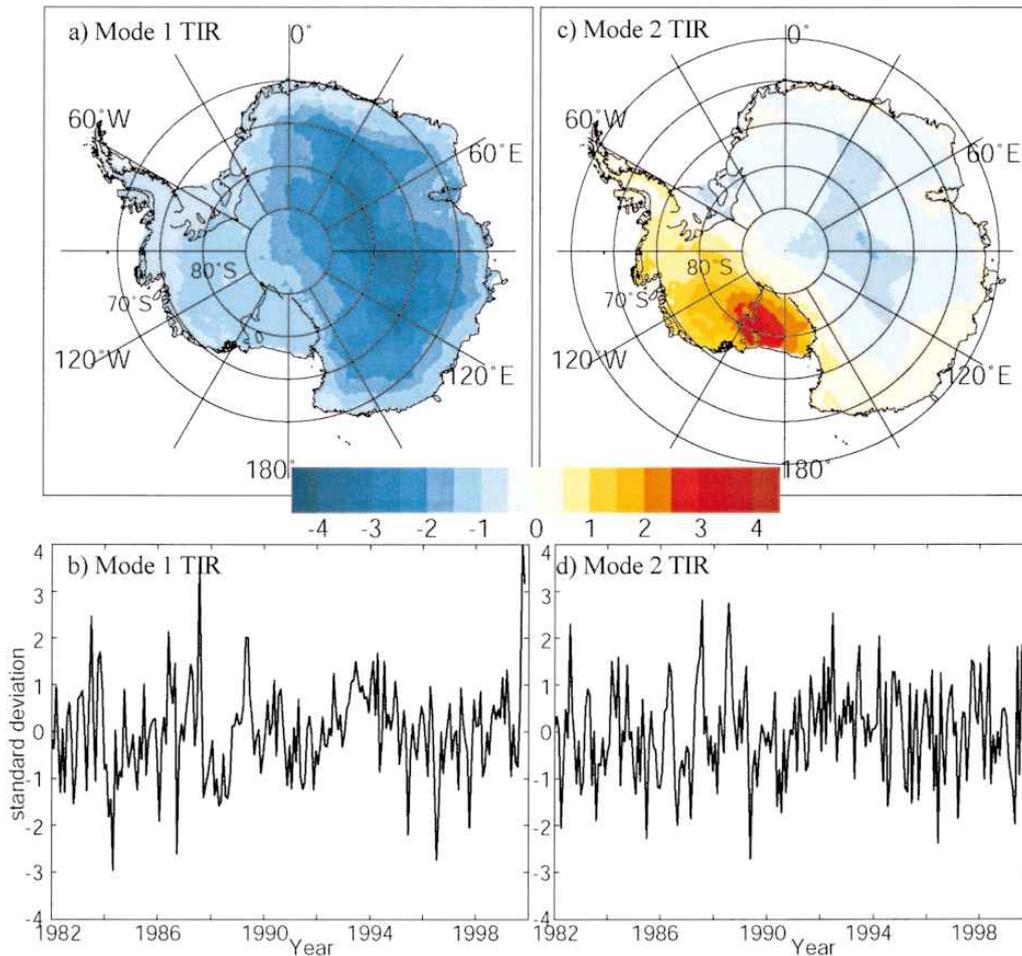


Fig. 3.1.57. Schneider et al. (2004)에서 수행된 IR 온도의 EOF 분석 결과. Schneider et al. (2004)에서 가져옴.

Schneider et al. (2004)의 결과에서 나타난 두 번째 EOF 모드는 남극반도 지역까지 온난화 경향이 나타나지만 남극반도의 온난화 경향이 약한 등의 NB2014의 결과와 약간 다른 특성을 보인다 (그림 3.1.57). 또한 두 모드의 변동성 비율은 52%와 9%로 나타나며, 두 번째 모드의 변동성은 NB2014와 차이를 보인다. 이러한 차이의 원인을 확인하기 위하여, NB2014의 1982년부터 1999년까지의 월 자료를 이용하여 Schneider et al. (2004)와 동일한 기간 자료에 대한 EOF 분석을 수행하였다. 그 결과 기본적인 공간형태는 Schneider et al. (2004)의 결과와 유사성이 보이지만 변동성의 경우 46.0%, 22.7%로, NB2014의 55년 전기간 연평균 결과와 크게 다르지 않은 결과를 보인다.

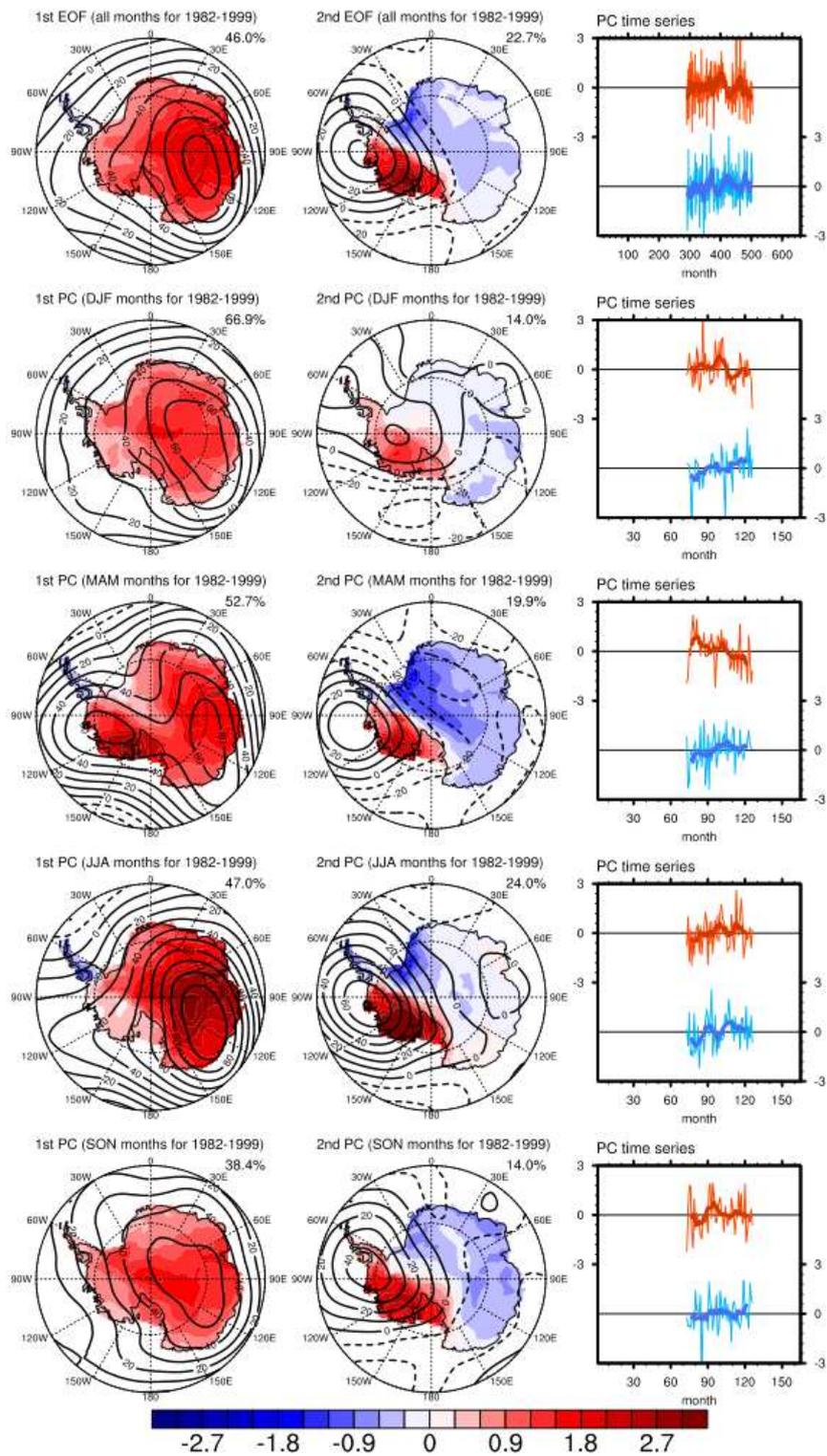


Fig. 3.1.58. NB2014의 1982년부터 1999년까지의 월평균 자료로 연간, 계절간 두 주요 EOF모드 및 corresponding PC

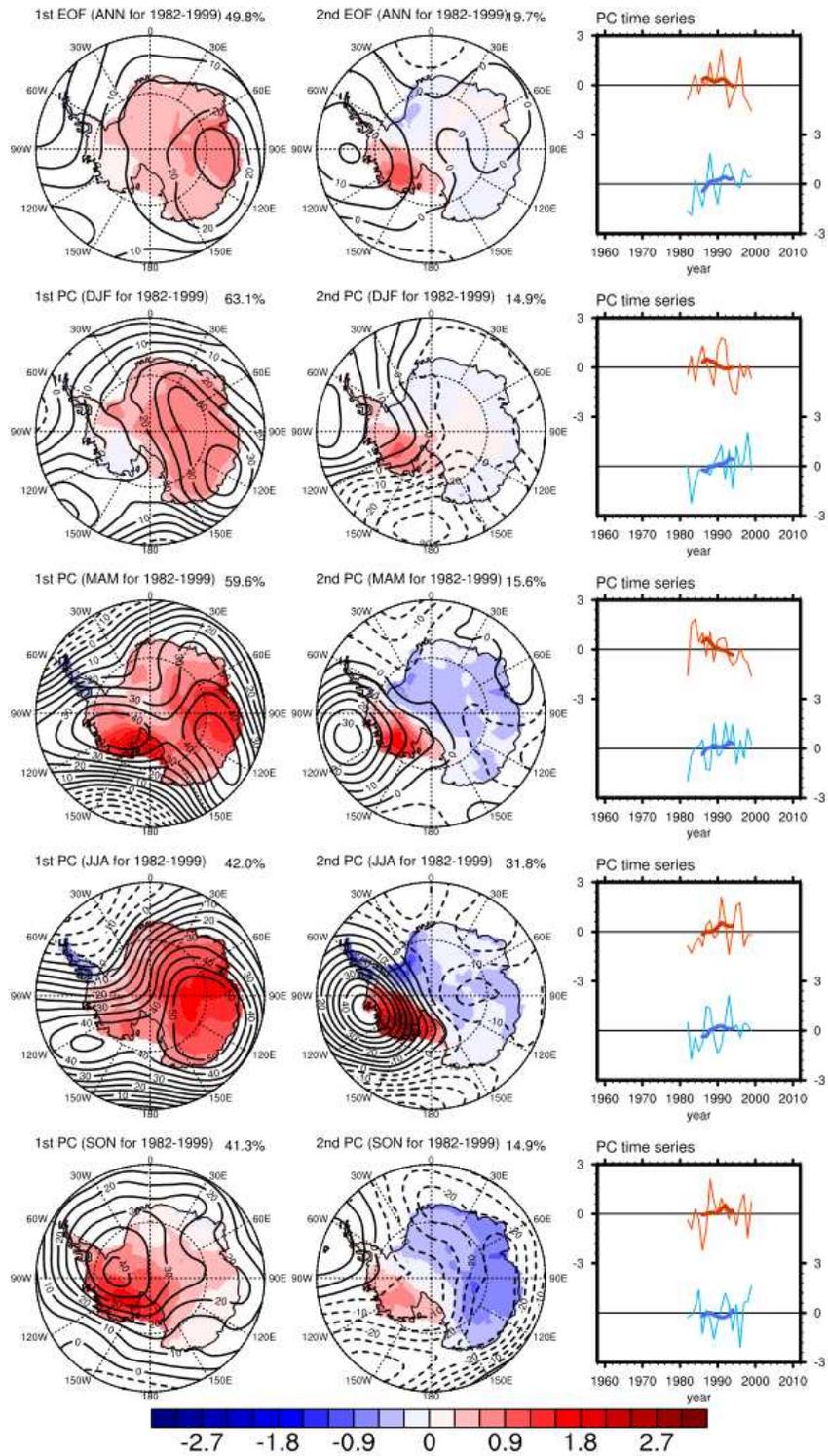


Fig. 3.1.59. 그림 3.1.58와 동일하나 연평균 및 계절평균으로 수행

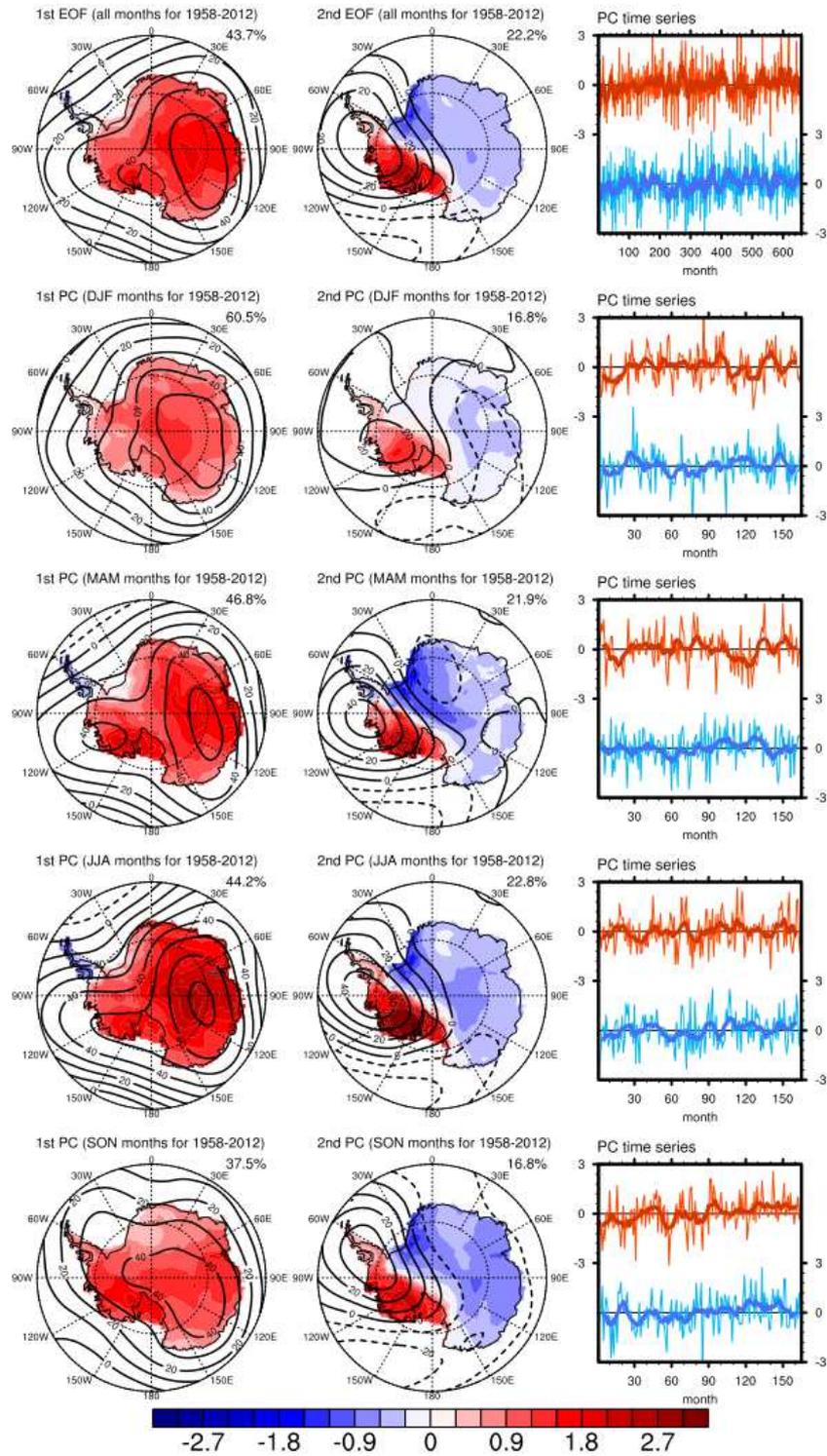


Fig. 3.1.60. 그림 3.1.58와 동일하나 1958년부터 2012년까지 수행

NB2014를 이용한 같은 기간의 연평균 자료, 1958년부터 2012년까지 전기간의 월평균 자료를 이용한 EOF 결과에서도 NB2014의 1958년부터 2012년까지의 연평균 EOF의 유사한 변동성이 나타난다 (그림 3.1.58부터 그림 3.1.60). 이러한 EOF 민감도 테스트 결과를 통해 판단하면, 기존 연구와의 차이는 자료의 특성에 의해 기인한 것으로 생각된다.

적도 및 남반구 지역에 알려진 대기 및 해양 변동성들과의 상관관계의 확인은 이러한 모드들의 물리적 특성 파악에 도움이 된다. 이에 따라 남반구 주요 대기순환 모드인 남극진동 (Southern Annular Mode; SAM), 두 종의 태평양-남아메리카 모드 (Pacific-South America Mode; PSA)와 적도 지역의 주요 엘니뇨 지수 (NINO3, NINO3.4, NINO4) 들과의 상관관계를 분석하였다.

Table 3.1.10. NB2014의 두 EOF의 주요 변동성과의 연간, 계절별 상관계수

	EOF1 (ANN)	EOF2 (ANN)	EOF1 (DJF)	EOF2 (DJF)	EOF1 (MAM)	EOF2 (MAM)	EOF1 (JJA)	EOF2 (JJA)	EOF1 (SON)	EOF2 (SON)
SAM	-0.39	0.16	-0.49	0.11	-0.66	-0.13	-0.67	0.08	-0.29	0.18
PSA-1	-0.25	-0.25	-0.44	0.03	-0.17	-0.14	-0.19	-0.17	-0.49	0.09
PSA-2	0.10	-0.41	0.43	-0.26	-0.04	-0.46	0.01	-0.47	-0.17	-0.36
NINO3	-0.15	-0.07	0.17	-0.09	0.02	-0.03	-0.03	-0.03	-0.12	0.12
NINO3.4	-0.11	-0.17	0.19	-0.11	0.08	-0.09	0.03	-0.05	-0.15	0.09
NINO4	0.21	-0.20	0.26	0.00	0.11	-0.13	0.18	-0.11	-0.03	-0.05

** The bold value indicates that the correlation coefficient is significant at the 99% confidence level. For the Student's *t*-test, we reduced the number of degrees of freedom by using the effective sample size.

첫 번째 모드의 경우, 연평균, 여름, 가을, 겨울철에 걸쳐 SAM과의 상관성이 높게 나타난다. 또한 봄, 여름철의 경우 PSA-1와 유의한 상관관계가 나타나며, 여름철의 경우 PSA-2와도 상관관계가 나타난다. 두 번째 모드의 경우, 여름철을 제외한 전 계절에서 PSA-2와 상관관계가 나타나며, 특히 가을철과 겨울철에 높은 편이다. 첫 번째 모드의 경우 연평균 변화에서 SAM 이외에도 PSA-1과의 90% 신뢰수준에서 통계적으로 유의한 음의 상관관계가 나타난다. 한편 적도지역의 주요 엘니뇨 지수들과는 두 모드 모두 통계적으로 유의한 상관관계를 보이지 않는다 (표 3.1.10).

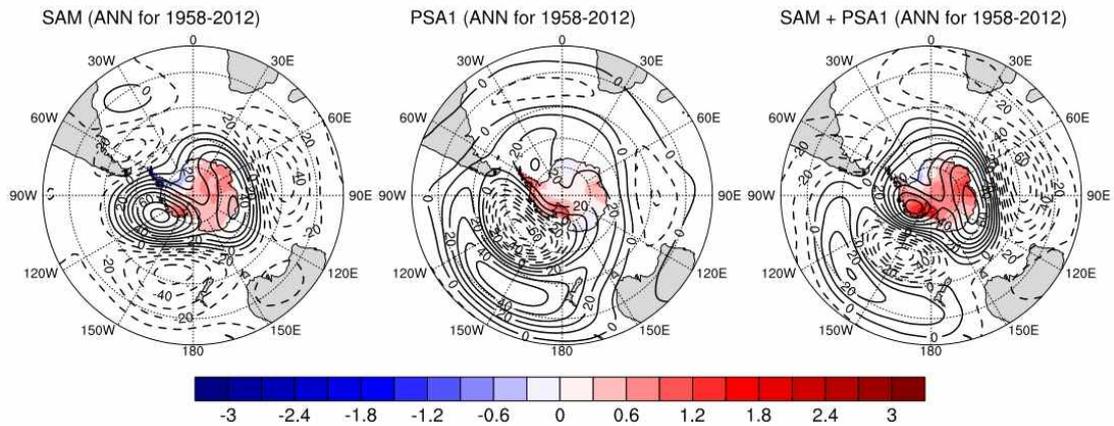


Fig. 3.1.61. SAM과 PSA1의 정규화지수에 대한 남극지면온도와 500 hPa 지위고도의 회귀상관 분포와 이 두 회귀상관의 선형 합

첫 번째 모드의 SAM과 PSA1과의 높은 상관관계는 첫 번째 모드의 지면온도 변동성이 두 모드와 연관되어 있을 가능성을 시사한다. 1958년부터 2012년까지의 JRA55에서 월평균 500 hPa 지위고도 자료의 EOF를 통해 얻어진 SAM, PSA1 지수를 이용하여 NB2014 지면온도의 회귀분석을 수행한 결과, SAM은 알려진 것과 같이 남극반도를 제외한 대부분의 남극 대륙 지역의 온도의 감소와 연관되어 있다. 또한 PSA1의 경우, 서남극 지역의 로스 빙상 지역과 남극 반도 지역의 한랭화, 퀸 매리 랜드 지역의 한랭화와 연관되어 있다. 두 모드의 남극대륙 지면온도 변동에 대한 회귀상관 결과를 단순 조합한 결과는 첫 번째 모드의 지면온도 변동의 공간분포와 매우 유사성을 보인다. 또한 500 hPa의 지위고도의 회귀상관의 조합 결과 역시 역시 첫 번째 모드의 남극대륙에서의 회귀상관과 공간적 유사성을 보인다 (그림 3.1.61).

다. 다중모델 실험 결과를 이용한 남극지면온도 변동성 비교 분석

NB2014 지면온도 자료의 EOF로 나타난 남극대륙 지면온도 변동 모드는 최근 남극의 지면온도의 변화 경향을 잘 설명하고 있다. 또한 지면온도의 변동모드와 연관된 해수면온도, 대기순환장의 공간 분포, 남반구 지역의 변동성과의 상관관계는 두 모드가 물리적 변동 모드임을 시사한다. Smith and Polvani (2017)에서는 CMIP5 모델들의 historical 실험 결과 분석을 통해 CMIP5 모델들이 최근의 남극

의 비대칭적 기후변화 양상을 모의하지 못하고 있으나 모델이 남극의 기후적인 특성은 정상적으로 모의하고 있음을 미루어 볼 때 모델이 동남극과 서남극의 비대칭적 기후변화를 만들어내는 자연변동성 모의에 어려움이 있을 가능성을 제시하였다. 따라서 CMIP5에 참여한 대기-해양 집합모델 결과들에서 historical 실험의 1861년부터 2005년까지의 남극 연평균 지면대기온도의 EOF 분석을 수행하여 동일한 변동이 나타나는지 확인하였다. EOF 분석에 활용한 모델 및 처음 세 EOF 모드들과 PC는 그림 3.1.62부터 그림 3.1.82에 정리되어 있다. 그 결과 모든 모델들이 첫 번째 EOF에서 NB2014의 첫 번째 EOF와 같이 남극반도를 제외한 남극대륙 전체에서 온난해지는 변동성이 나타나며 30% 이상의 변동성을 설명한다. 또한 서남극과 동남극의 지면온도가 반대로 변동하는 비대칭모드 역시 대부분 모델에서 두 번째나 세 번째 EOF 모드로 나타난다. 두 EOF의 PC들의 변화를 살펴보면, 첫 번째 모드의 경우 모든 모델에서 historical 실험에서 과거부터 현재에 지속적으로 증가하고 있다. 이는 이 변동성이 전지구 온난화와 연관되어있을 가능성을 시사한다. 비대칭 모드의 경우 공간적인 분포 특성이 조금씩 다르며, PC에서도 모델들 사이에 뚜렷한 동일한 변동특성이 나타나지 않는다.

극지연구소

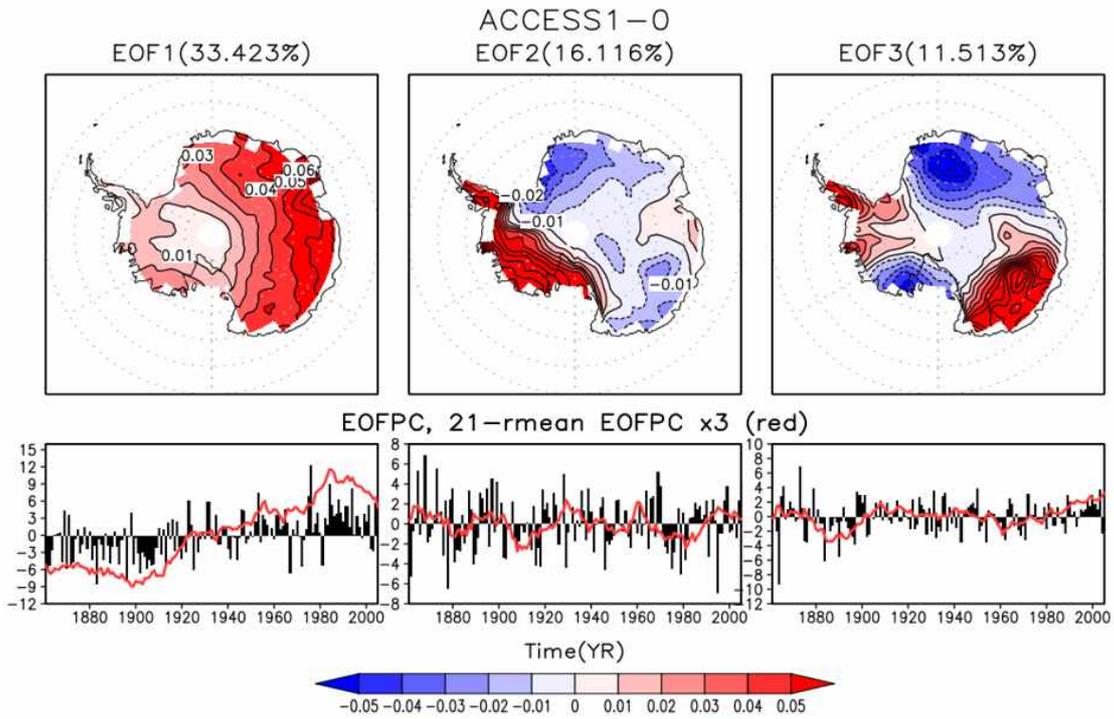


Fig. 3.1.62. ACCESS1-0 모델의 1860년부터 2005년까지 남극대륙의 연평균 지면대기온도의 첫 번째, 두 번째, 세 번째 EOF와 principal component 시계열

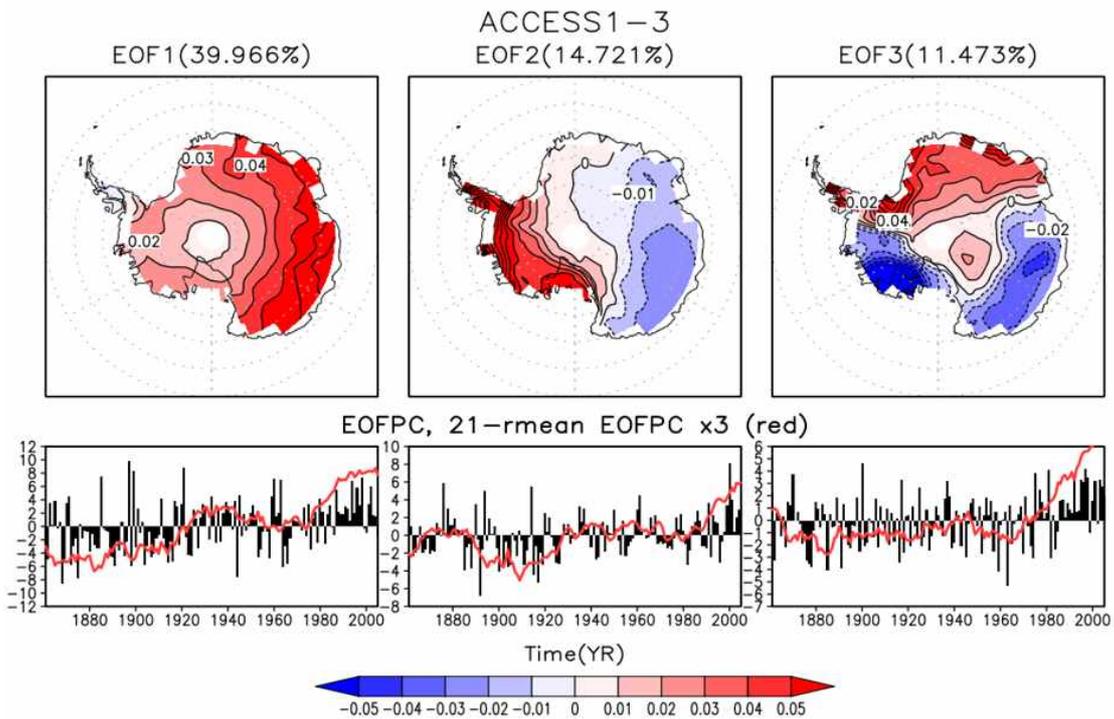


Fig. 3.1.63. ACCESS1-3 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

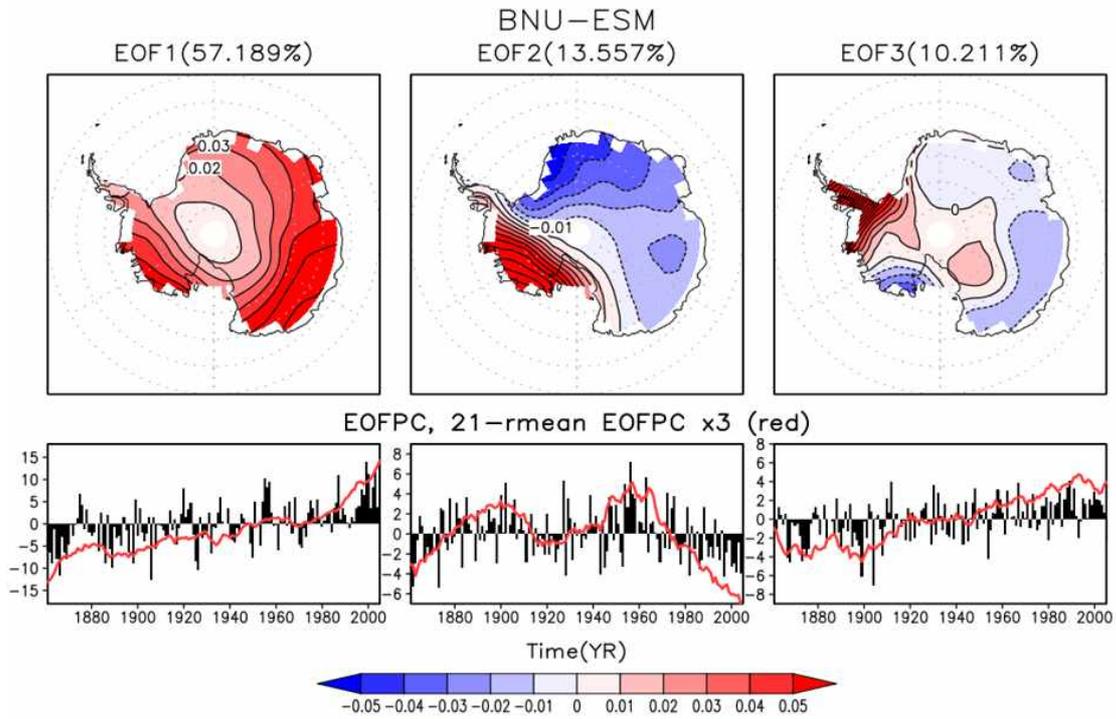


Fig. 3.1.64. BNU-ESM 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

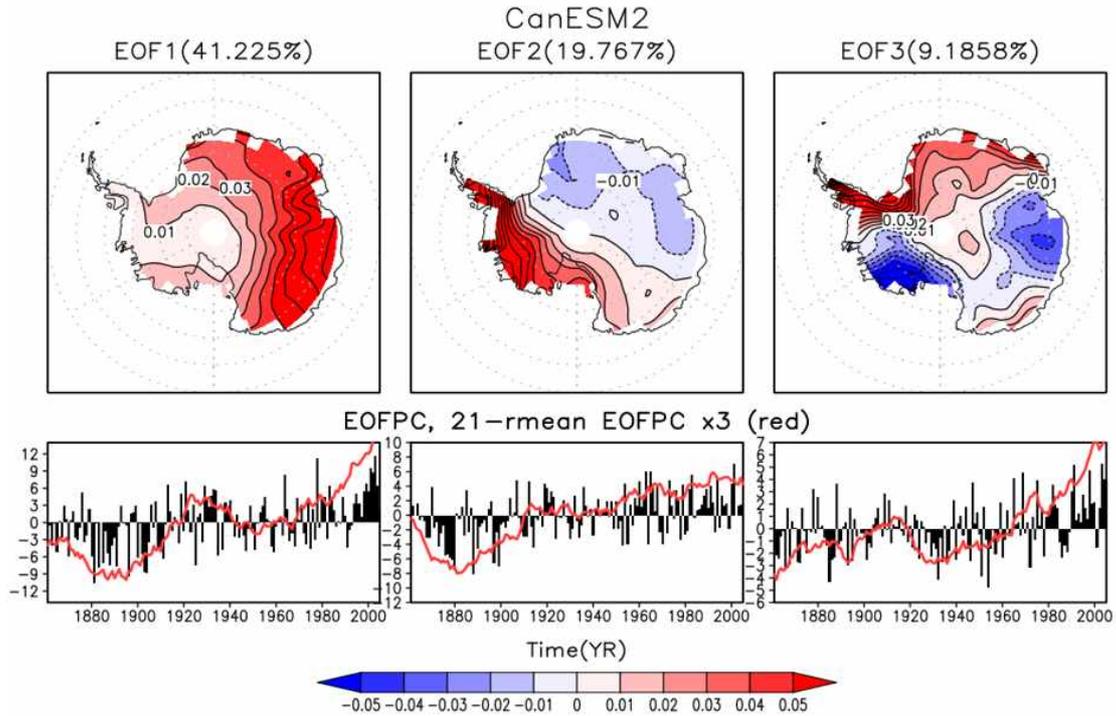


Fig. 3.1.65. CanESM2 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

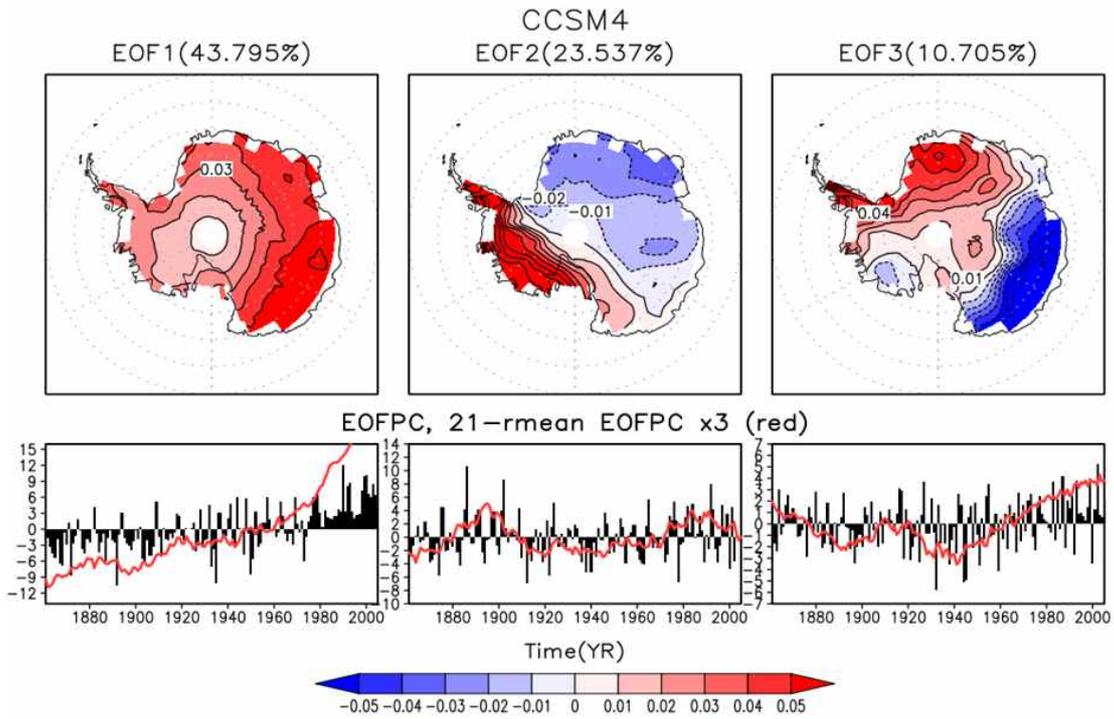


Fig. 3.1.66. CCSM4 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

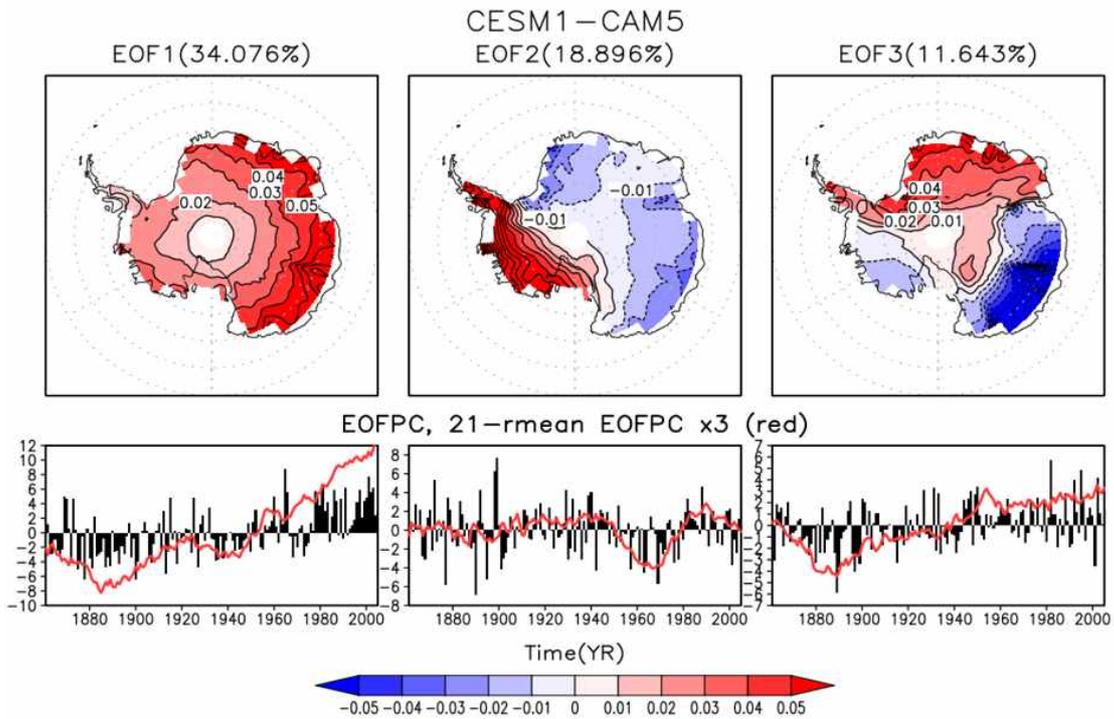


Fig. 3.1.67. CESM1-CAM5 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

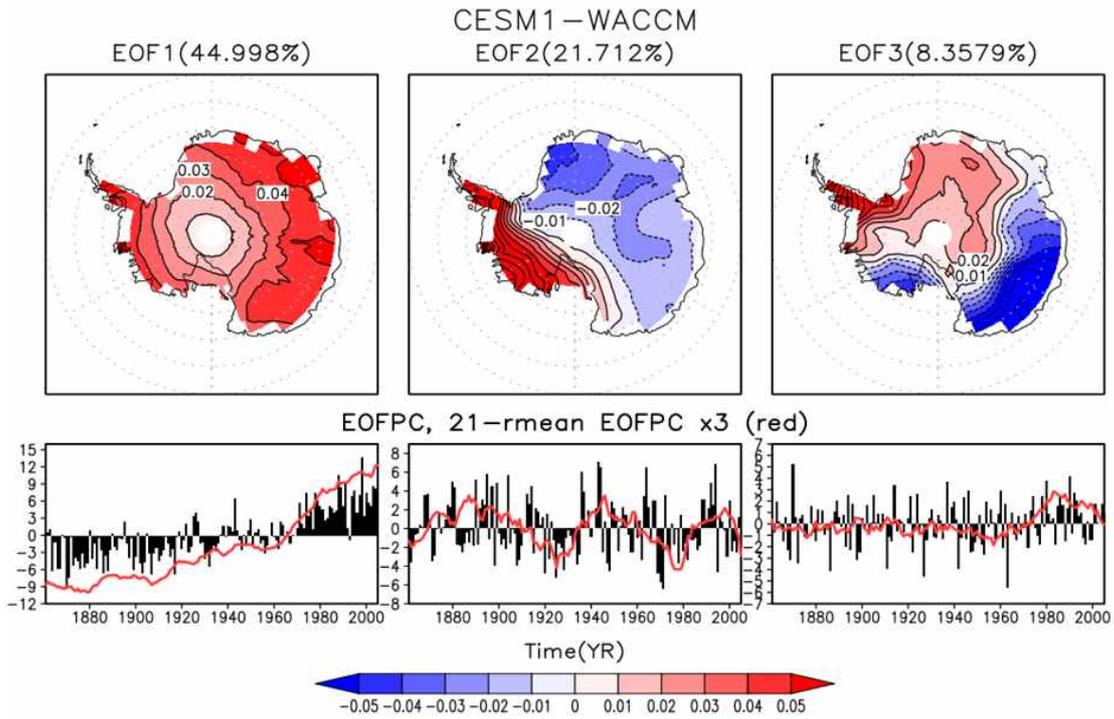


Fig. 3.1.68. CESM1-WACCM 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

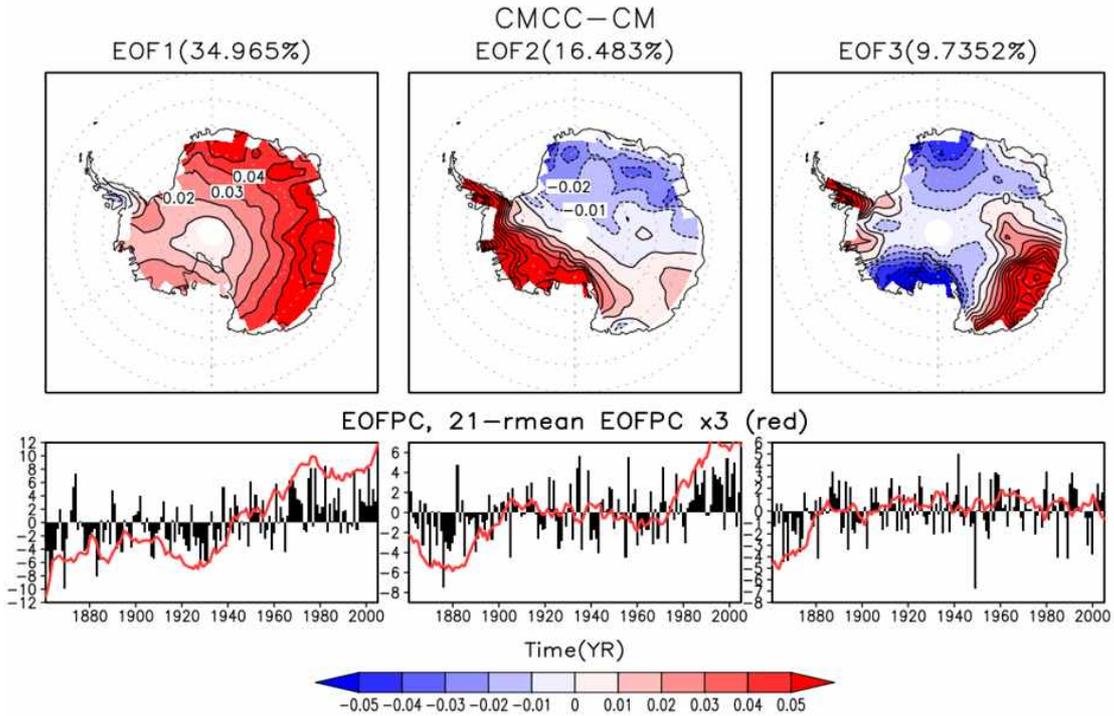


Fig. 3.1.69. CMCC-CM 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

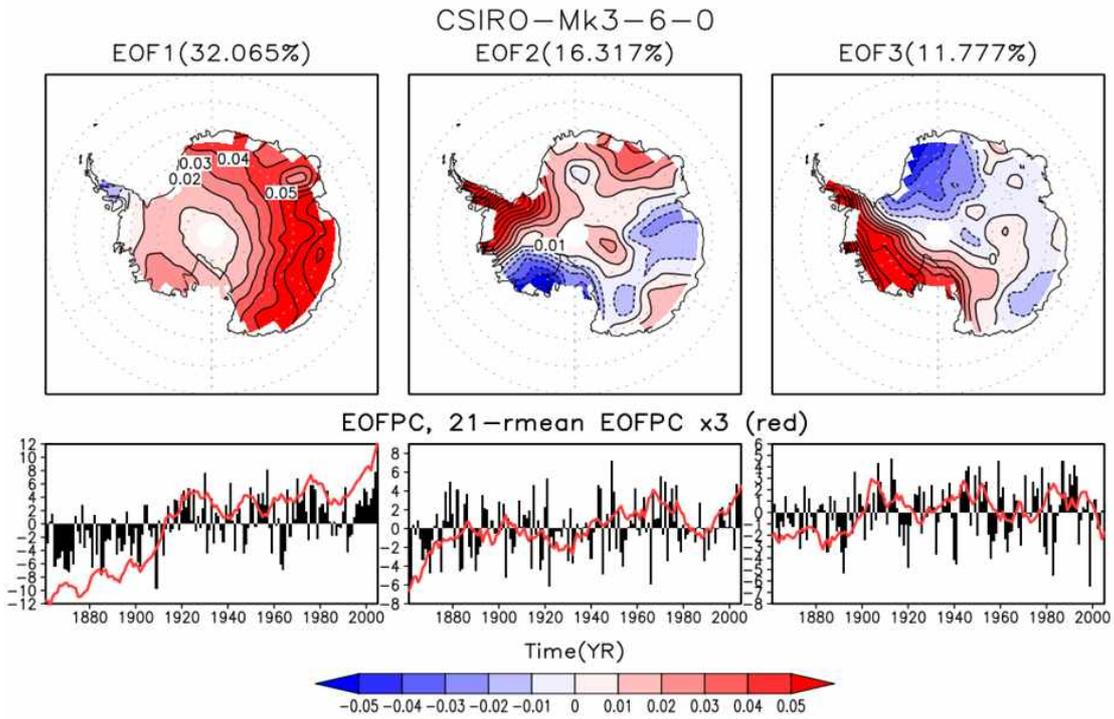


Fig. 3.1.70. CSIRO-Mk3-6-0 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

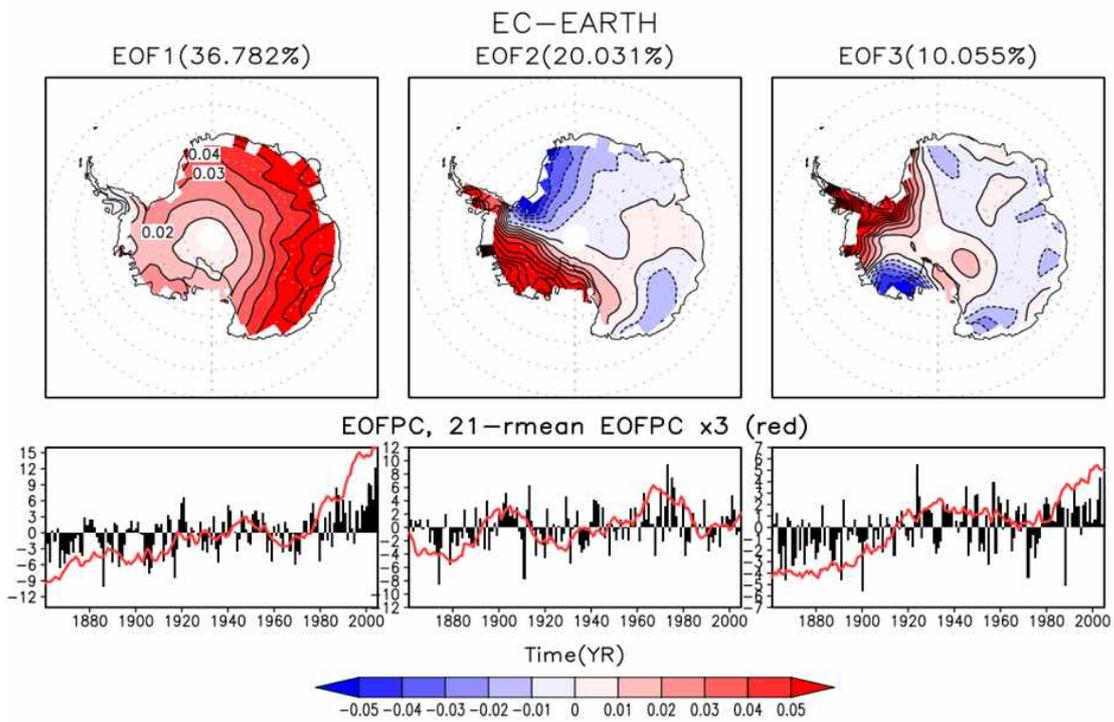


Fig. 3.1.71. EC-EARTH 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

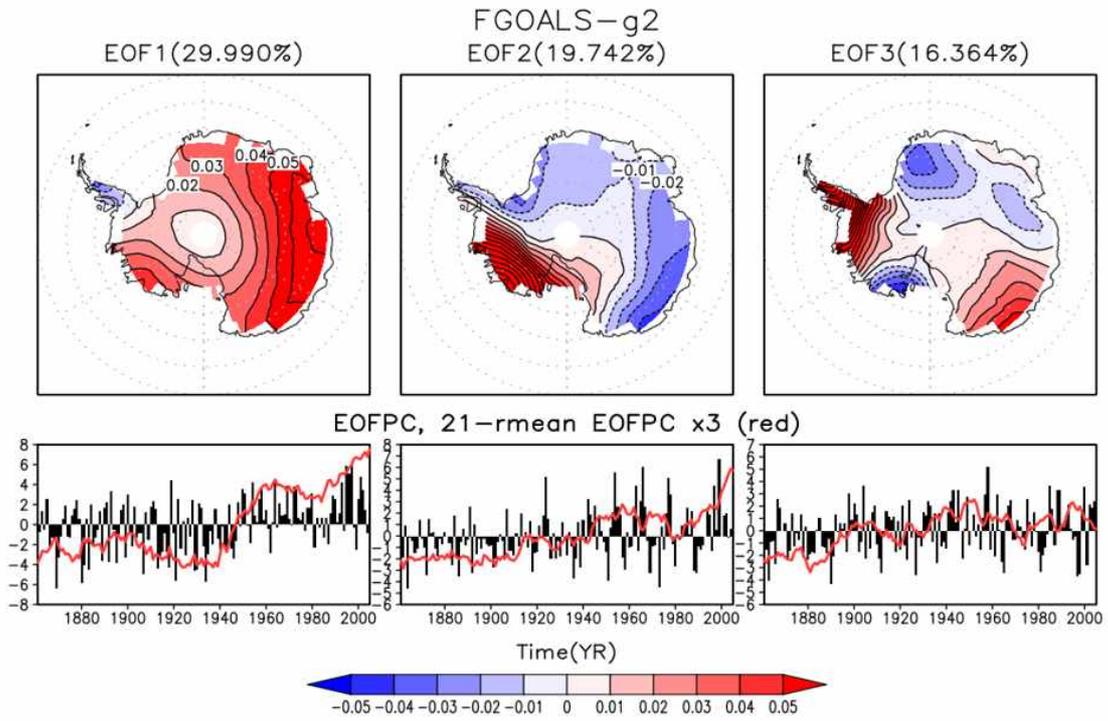


Fig. 3.1.72. FGOALS-g2 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

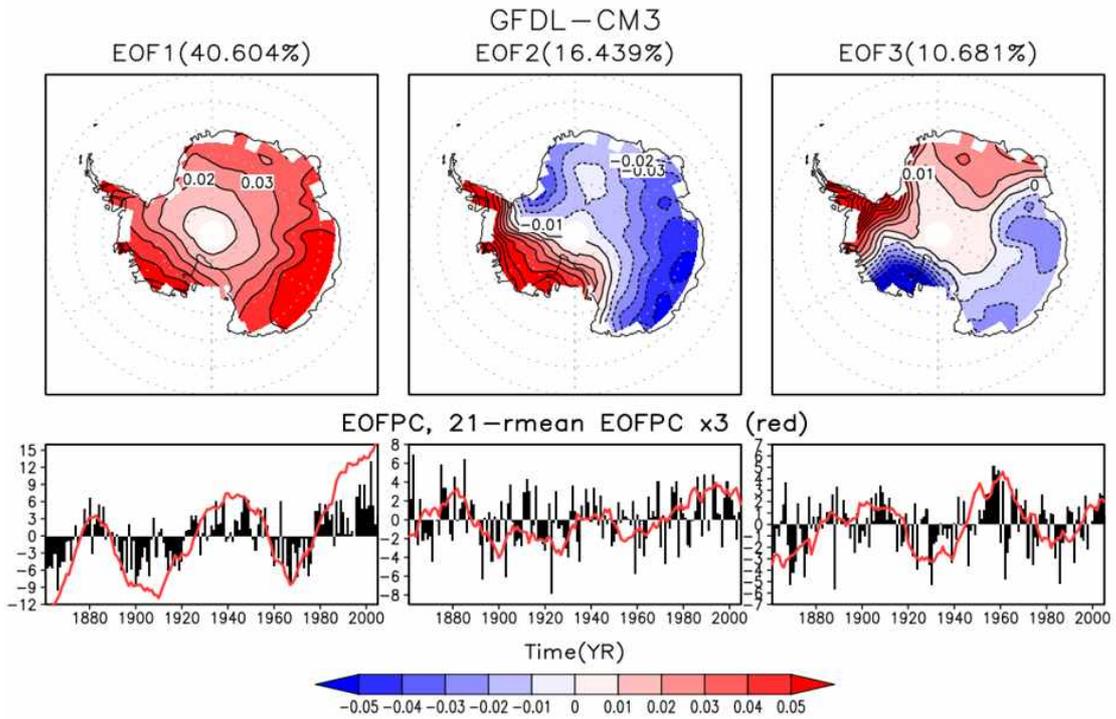


Fig. 3.1.73. GFDL-CM3 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

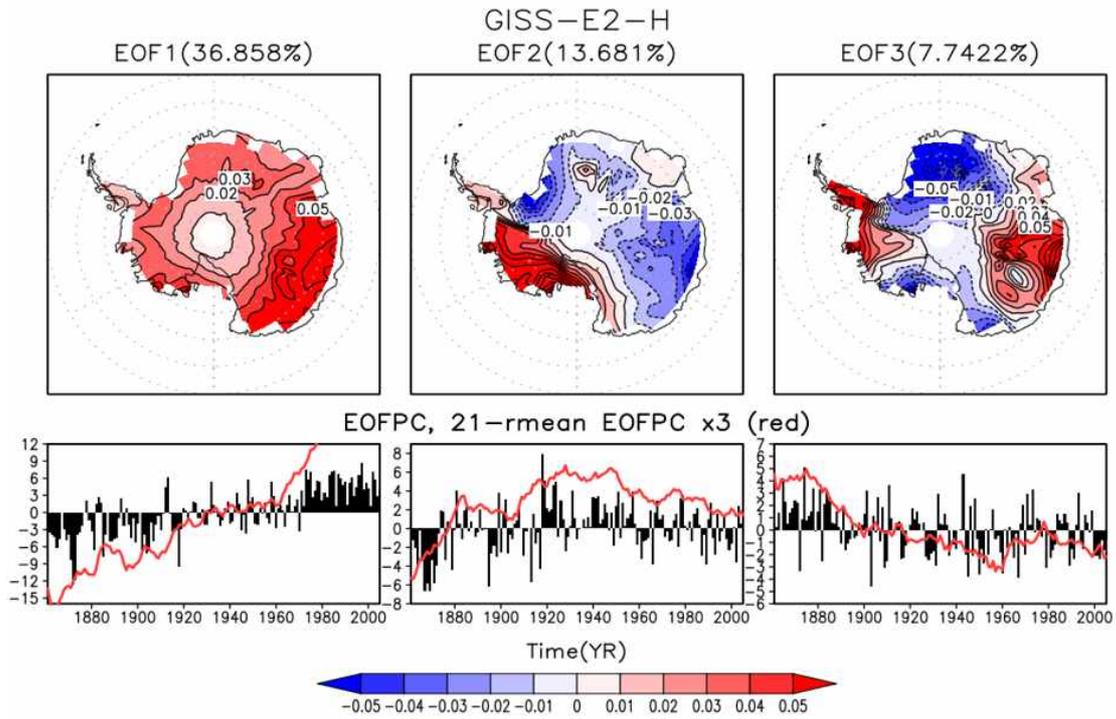


Fig. 3.1.74. GISS-E2-H 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

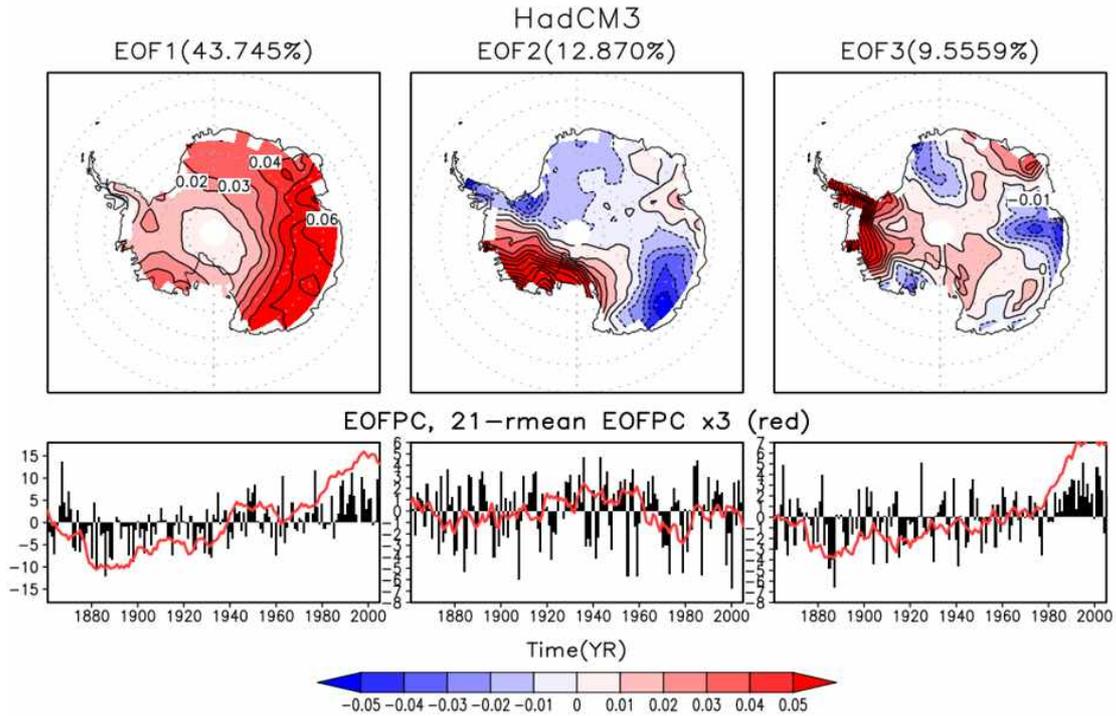


Fig. 3.1.75. HadCM3 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

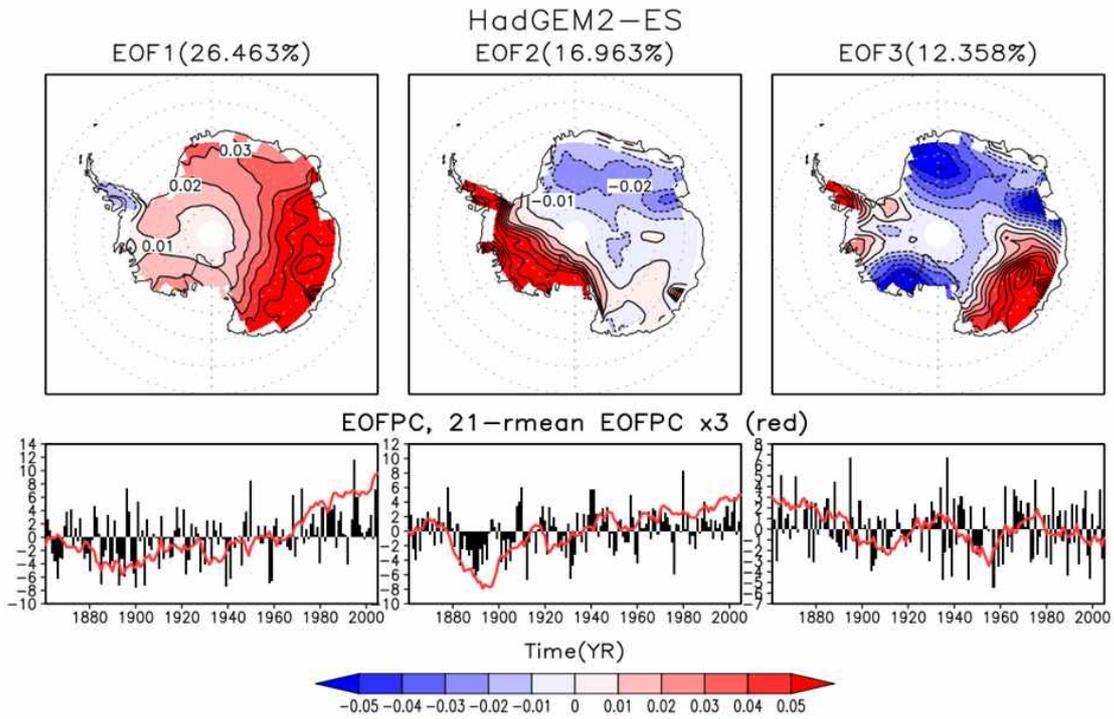


Fig. 3.1.76. HadGEM2-ES 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

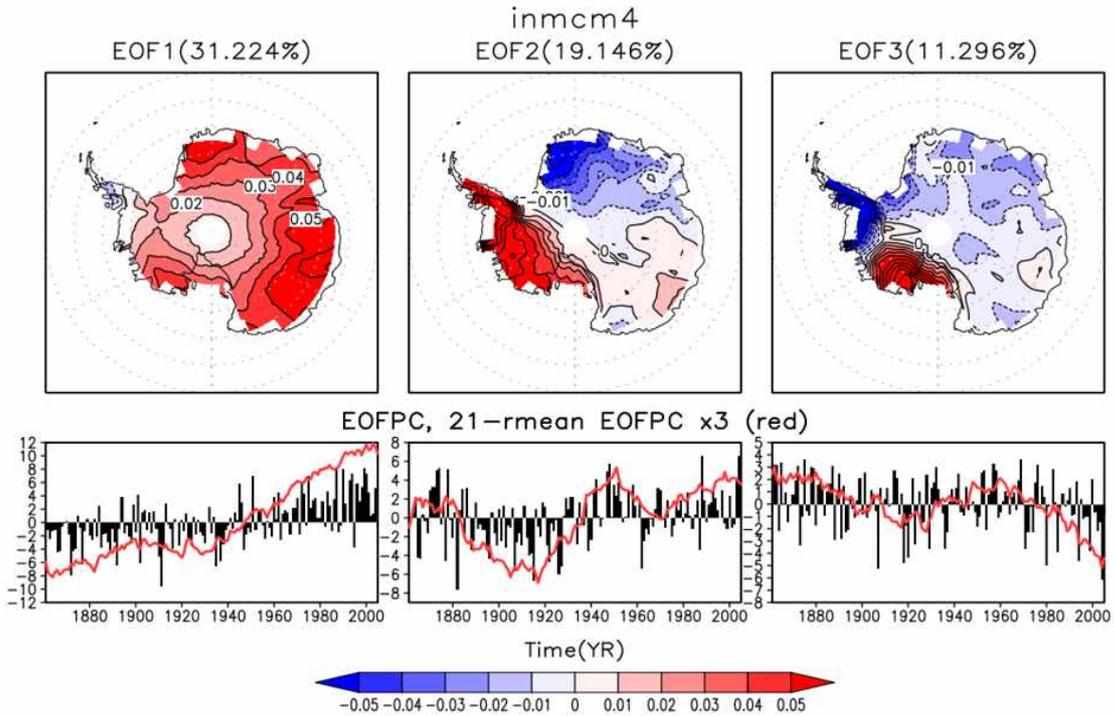


Fig. 3.1.77. inmcm4 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

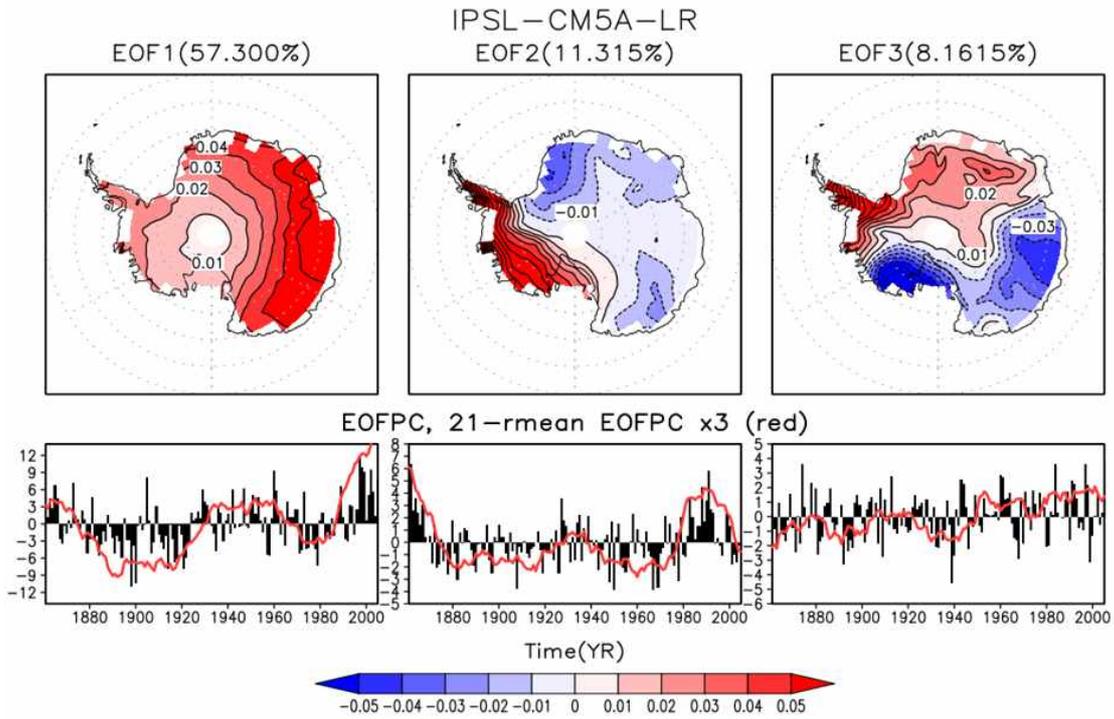


Fig. 3.1.78. IPSL-CM5A-LR 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

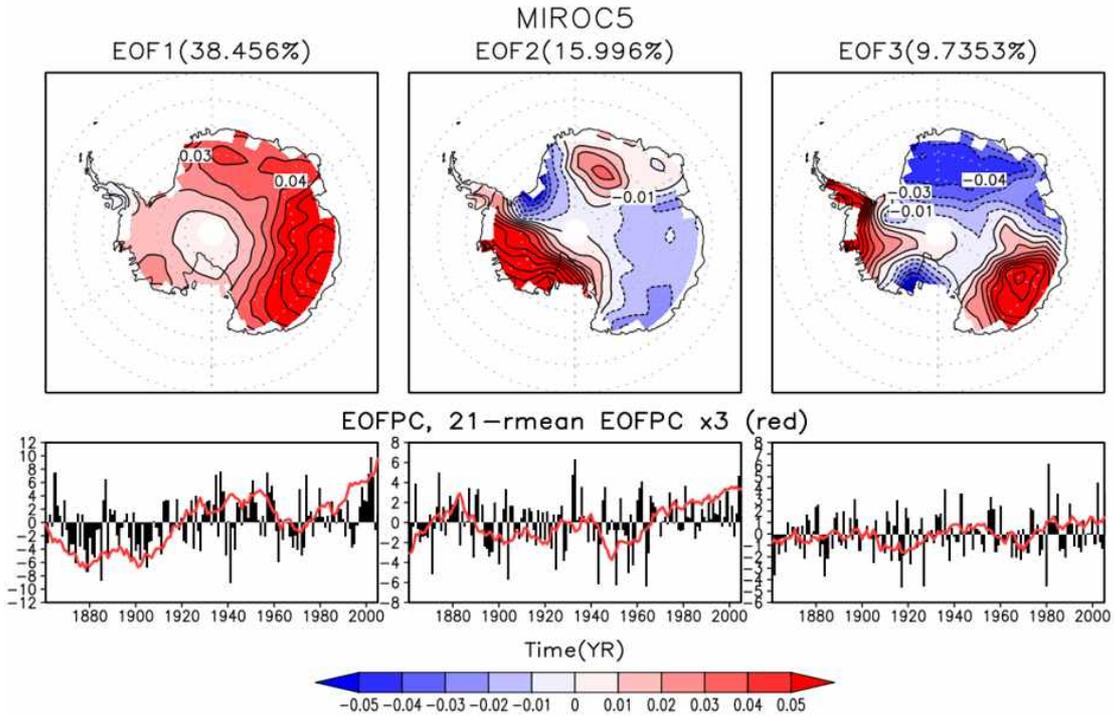


Fig. 3.1.79. MIROC5 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

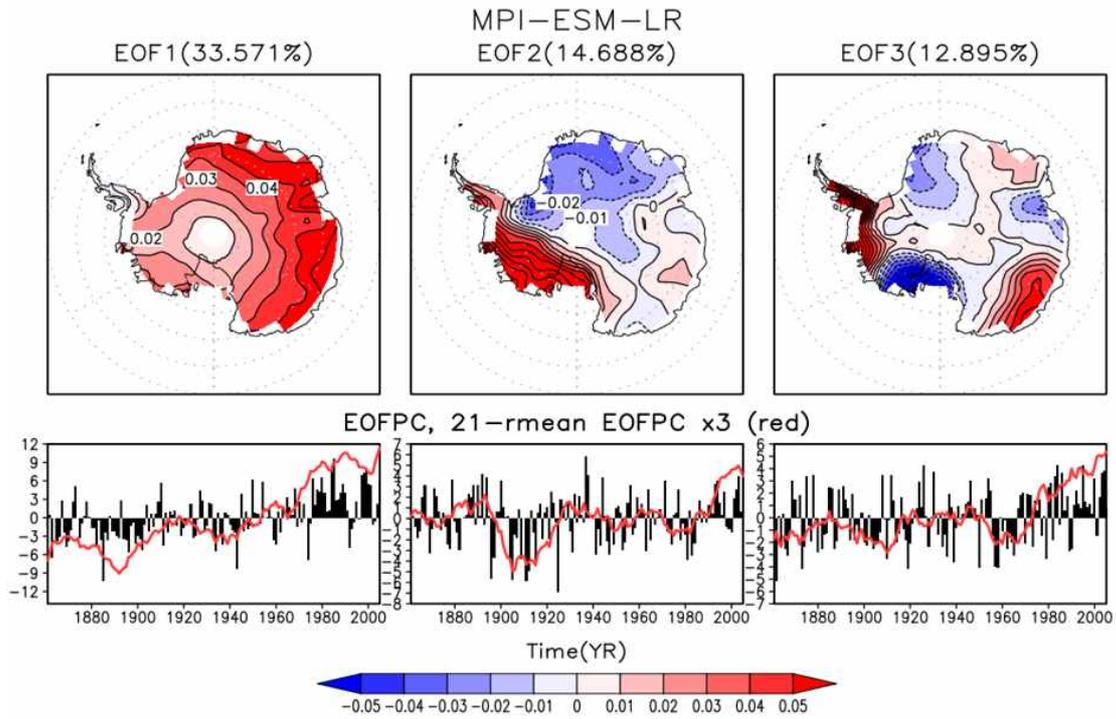


Fig. 3.1.80. MPI-ESM-LR 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

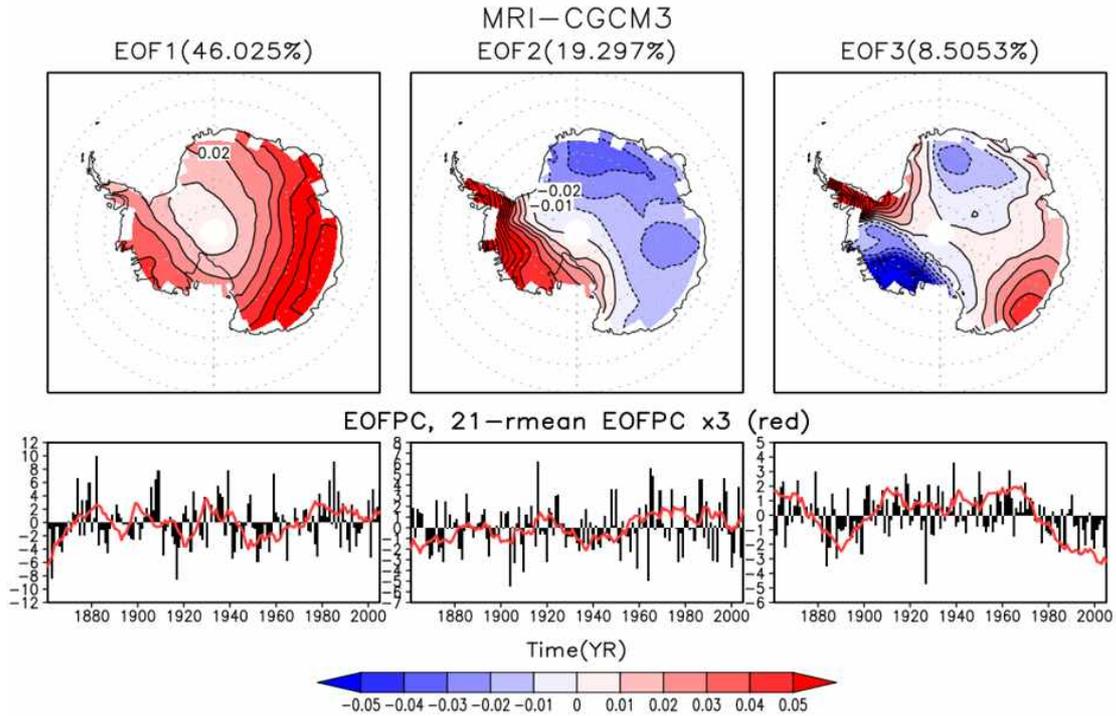


Fig. 3.1.81. MRI-CGCM3 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

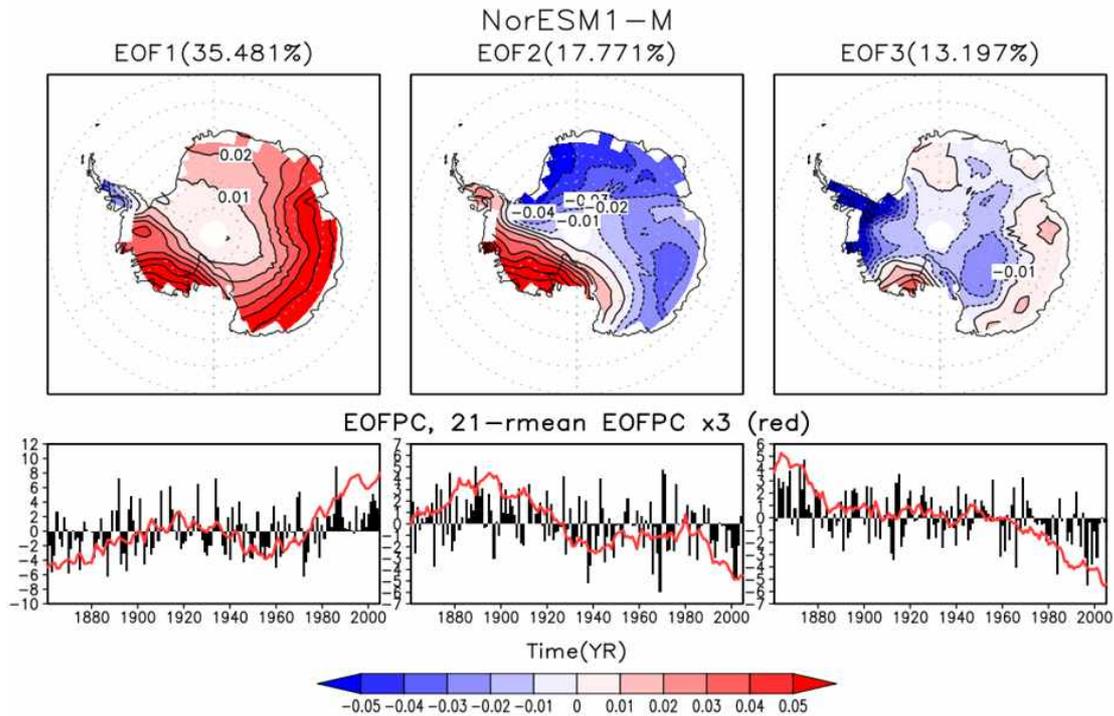


Fig. 3.1.82. NorESM1-M 모델 이외에는 그림 3.1.62와 동일함.

CMIP5의 historical 실험의 남극지면대기온도의 EOF 결과는 관측에서 나타난 지면대기온도의 주요 변동성을 모델들도 모의하고 있음을 보여준다. 또한 모든 모델의 첫 번째 변동모드에서 나타나는 남극대륙 지면온도의 상승 경향은 이 모드가 전지구온난화와 연관되어 있을 것을 시사한다. 이에 반해 NB2014의 두 번째 모드의 경우, 동남극-서남극의 비대칭적 경향은 모델에서 대체적으로 공통적으로 나타나지만 국지적 특성과 PC의 변동특성은 모델간 차이를 보인다.

관측자료의 두 주요 EOF 모드의 특성, 특히 PC의 변동 특성은 최근 남극대륙의 기후변화 양상을 이해하는 데에 매우 중요하다. 따라서 CMIP5 모델들이 모의하는 주요 변동 모드의 시간적인 변화 특성과의 비교 분석은 최근 남극 대륙의 기후변화의 이해에 필수적이라 할 수 있다. 이에 CMIP5의 historical 실험과 rcp45 실험을 이용하여 NB2014와 같은 기간인 1958년부터 2012년까지 연평균 자료를 만들고, 해당 기간의 변동 모드의 시간적인 변화를 살펴보았다. 한편 알려진 주요 변동성을 다중모델들의 EOF를 이용하여 비교 분석을 수행하는 경우 각 모델들마다 공간적 형태가 일치하지 않는 것과 모드가 명확하게 분리되지 않는 문제가 알려져 있다. 이러한 다중모델 EOF 비교분석시의 문제점을 보완하기 위하여, 공통기저함수

(Common Basis Function; CBF) 분석을 활용하였다. CBF는 관측에서 얻어진 EOF 모드들을 관측의 어노말리에 투영하여 얻어진 PC를 관측의 PC와 비교하여 변동성을 평가하는 방식으로, 관측의 모드를 정량적으로 비교할 수 있는 장점이 있다 (Lee et al., 2019).

38개 CMIP 모델들의 1958년부터 2012년까지 남극대륙 월평균 지면대기온도의 어노말리에 대하여 NB2014의 첫 번째와 두 번째 EOF를 투영하여 CBF PC를 계산하였다. 이렇게 계산된 모델의 CBF PC의 분산을 관측 EOF PC의 분산과 비교하여 변동성의 정도를 평가할 수 있다. 그림 3.1.83에서 38개 모델들의 두 주요 모드의 PC의 관측에 대한 비율과 각 PC의 55년간의 경향을 살펴보았다. 먼저 붉은 색의 첫 번째 모드의 PC는 FGOALS-g2를 제외한 모든 모델들이 0.8 이상의 관측 대비 변동성 비율을 보이고, 초록색의 두 번째 모드의 PC는 모두 0.8 이상의 관측 대비 변동성 비율을 보인다. 즉 관측의 두 주요 모드를 모든 모델들이 잘 모의하고 있는 것을 알 수 있다. 두 모드들의 경향을 살펴보면 첫 번째 모드는 GFDL-ESM2M과 MRI-CGCM3를 제외하고 대부분 모델들이 0.1 이상의 양의 경향성을 보인다. 한편 두 번째 모드의 경향성은 모델간 편차가 매우 크다. 하지만 대체적으로 많은 모델들이 0.0에서 -0.2 사이에 분포하며, 평균은 -0.1 정도로 나타난다.

극지연구소

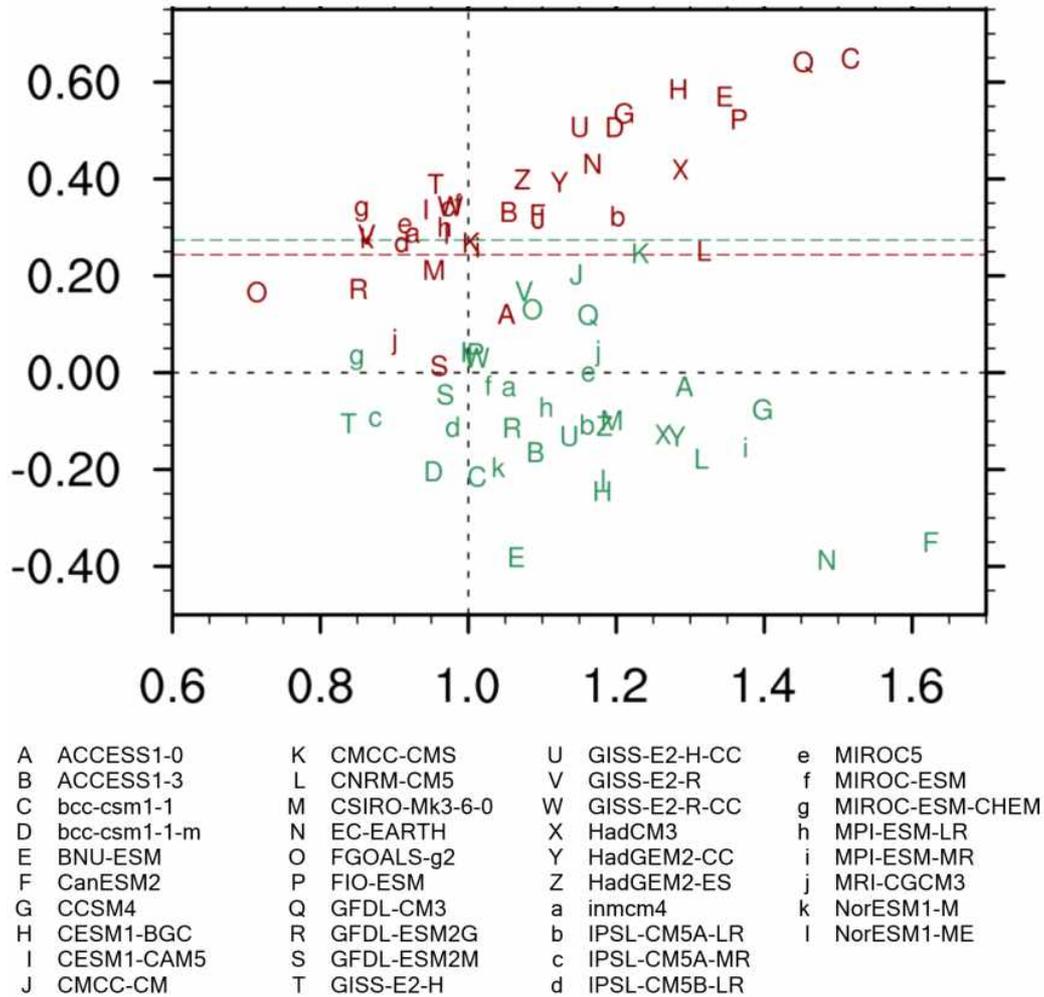


Fig. 3.1.83. 주요기저함수로 분석된 각 모델의 NB2014의 두 주요모드에 대응하는 PC의 경향 (y-축)과 각 PC의 분산과 NB2014 PC의 분산과의 비율 (x-축)

CMIP5 모델들의 CBF 결과는 Smith and Polvani (2017)에서 언급되었던 CMIP5 모델들이 최근의 비대칭적 온난화 경향을 모의하지 못하는 원인을 시사한다. CMIP5 모델들의 다중모델 평균은 남극대륙 전체의 온난화 경향을 보이는데, 이는 두 모드 중 첫 번째 모드만 양의 경향성을 보이는 것에서 확인할 수 있다. 관측에서는 두 번째 모드 역시 양의 경향성을 보이나, 모델에서 두 번째 모드는 모델들이 일관적인 경향성을 보이지 않으며, 평균적으로도 양의 경향을 보이지 않는다. 이러한 관측과 모델들간의 불일치는 두 번째 모드의 변동성에 대한 몇 가지의 가능성을 시사한다. 모델들이 관측에서 나타난 두 번째 모드의 특성을 잘 모의하지 못할 가능성과, 두 번째 모드가 전지구적인 기후변화에 영향을 받지 않는 변동 특성을 가지는 것이다.

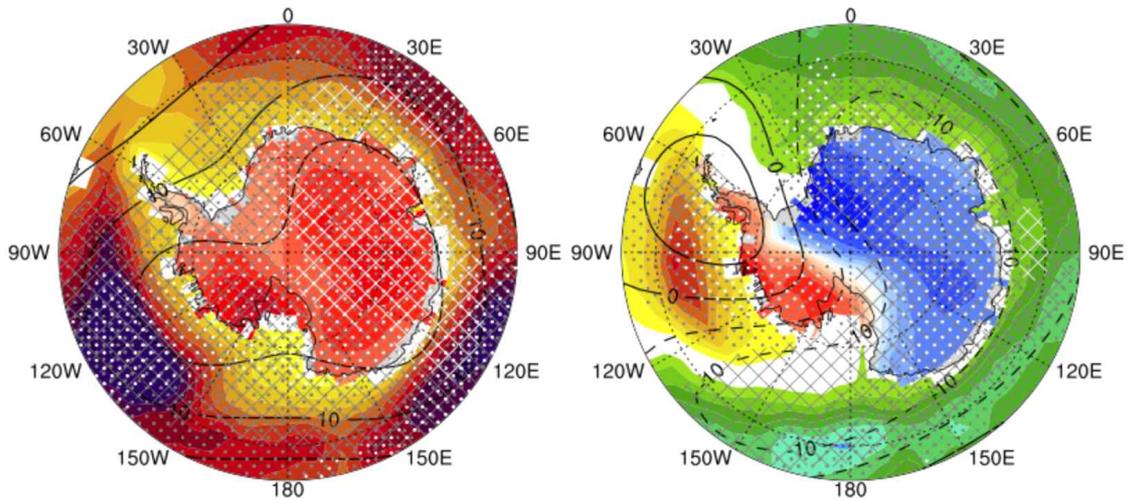


Fig. 3.1.84. 38개 CMIP5 모델들의 두 주요 CBF PC에 대한 지면온도, 해수면온도, 300 hPa 지위고도의 회귀상관의 다중모델 평균

각 모델의 CBF PC를 지면대기온도와 해수면온도에 회귀상관분석을 수행하여 연관된 지면대기온도, 해수면온도, 300 hPa 지위고도를 살펴본 결과, 지면온도의 변동은 NB2014에서 나타난 공간적인 특성이 그대로 나타난다 (그림 3.1.84). 해수면온도의 변화를 살펴보면 첫 번째 모드와 연관된 해수면온도에서는 관측에서 나타났던 해수면온도의 감소가 나타나지 않지만, 관측과 동일하게 동서방향 파수 3의 형태가 동일하게 나타난다. 두 번째 모드의 경우, 관측에서 나타난 서남극지역의 해수면온도의 상승과 동남극 지역에서 나타나는 해수면온도의 감소가 동일하게 나타난다. 300 hPa 지위고도의 경우, 첫 번째 모드의 서남극 빙상과 동남극 빙상 지역의 고기압성 지위고도 패턴과, 두 번째 모드의 서남극 및 남극반도 지역의 고기압성 지위고도 패턴이 동일하게 나타난다.

또한 각 모델들이 모의하는 두 번째 모드의 계절성을 살펴보면, 계절별 지면온도의 EOF에 대한 상관계수, 서남극 지역과 동남극 지역의 차이, 서남극지역의 지위고도의 높이 모두 겨울철에 가장 높게 나타난다 (그림 3.1.85). 이러한 두 번째 모드의 특성은 NB2014에서 나타난 계절적 특징과 일치하는 결과이다.

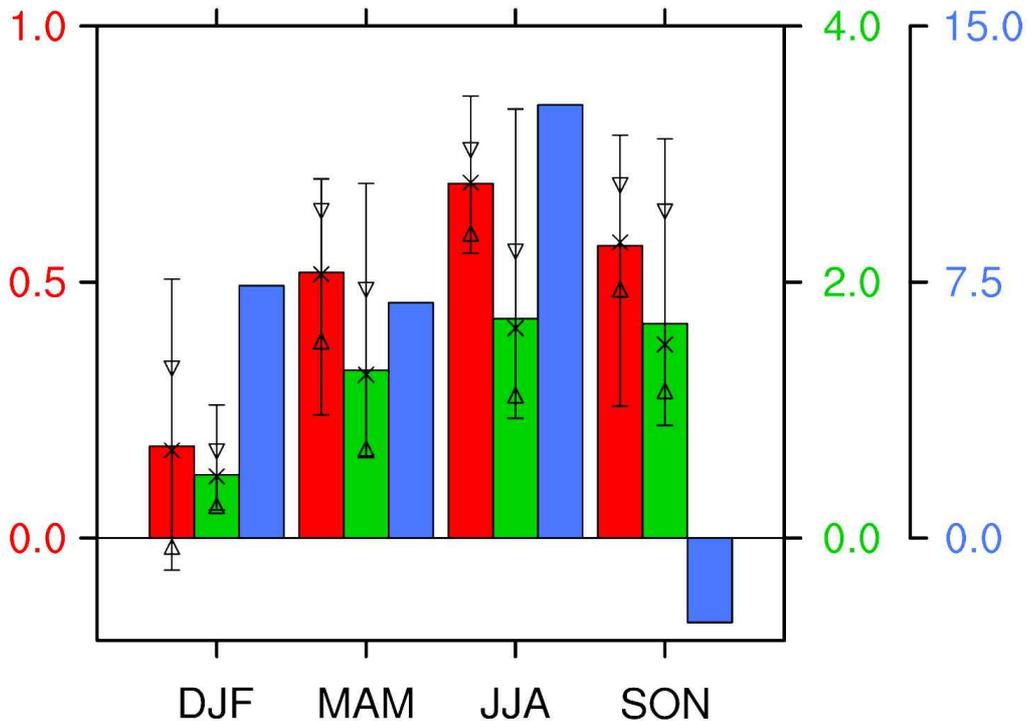


Fig. 3.1.85. CMIP5 38개 모델에서 나타난 연평균 CBF PC와의 계절별 CBF PC와의 상관계수 (붉은색), 각 계절별 EOF 공간분포에서의 서남극과 동남극 평균온도의 차이 (초록색), 각 계절별 EOF와 연관된 300 hPa 지위고도의 서남극지역 평균 높이의 다중모델 평균. 붉은색과 초록색의 bar는 최소, 최대, 10%부터 90% 범위, 중간값을 나타낸다.

라. 장기 남극 지면온도 변화 자료에서 나타난 남극 지면온도 변동성 분석

두 번째 모드의 모델에서 모의된 공간과 계절적 특징이 관측과 일치하는 것에 반하여 시간적인 변화가 모델과 관측이 다르게 나타나는 것은, 두 번째 모드의 시간적 변동 특성이 전지구적인 변화와 관련되지 않았을 가능성을 암시한다. 특히 관측에서 나타난 수십년 주기성의 가능성은 이러한 가능성을 뒷받침한다. 하지만 이러한 수십년 주기의 변동을 확인하기에는 CMIP5의 자료의 기간은 적합하지 않다. 이에 보다 장기간의 격자자료의 EOF 분석을 통하여 첫 번째 모드와 두 번째 모드의 전지구적 기후변화 조건에서의 변화를 살펴보았다. 자료의 대상은 현재 지형이 유지되는 홀로세 중기부터 미래까지이며, 먼저 최근 2000년 간의 남극의 빙하코어 자료를 이용하여 복원된 PAGES Antarctic2K (Stenni et al., 2017)의 최근 2천년 자료, CCSM3 모델을 이용하여 마지막최대빙하기부터 현재까지 기후 변화를 재현한 TraCE-21k (Liu et al., 2009) 실험에서 홀로세 중기 (6k BP)부터 1k BP

까지의 자료를 수집하였다. 다음으로 중간복잡도 지구시스템모델 LOVECLIM을 이용하여 홀로세 중기 (6k BP)부터 현세 (0 BP)까지의 실험을 직접 수행하였다. 마지막으로, CESM1로 수행된 실험들 중에서 온실기체의 증가가 반영된 historical (CESM-HistGHG) 실험과, 온실기체의 증가가 반영되지 않은 현세 기후변화 실험인 historical-natural (CESM-HistNAT), rcp4.5, rcp8.5 조건에서 수행된 두 종류의 미래 실험 자료를 수집하였다.

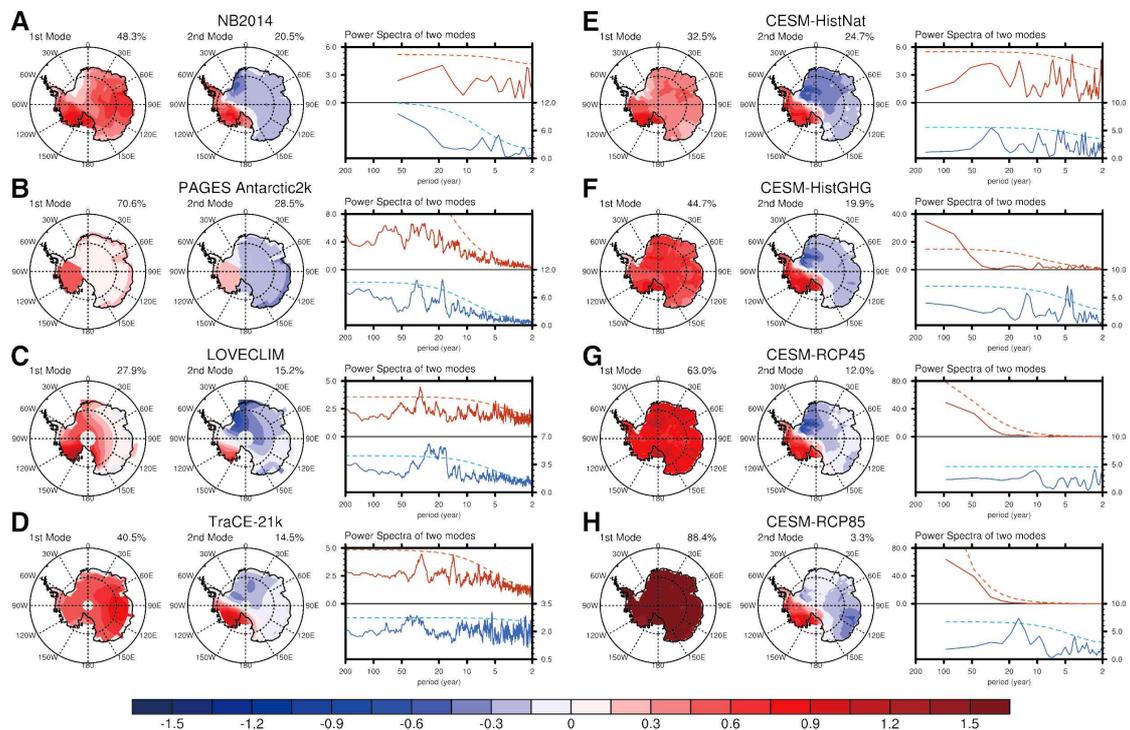
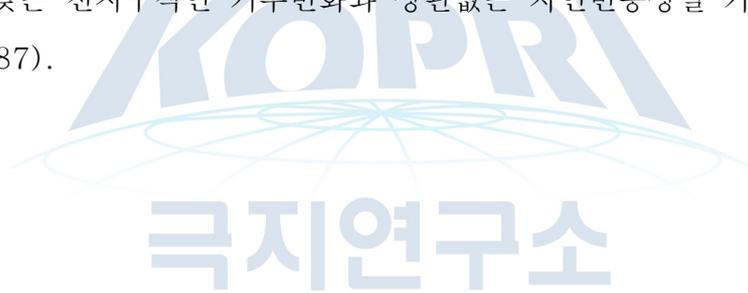


Fig. 3.1.86. NB2014, PAGES Antarctic2k, LOVECLIM, TraCE-21k, CESM-HistNat, CESM-HistGHG, CESM-RCP45, CESM-RCP85의 남극대륙 지면온도 연평균 변화의 처음 두 EOF 모드와 각 모드의 PC의 Power Spectra 결과. Power Spectrum에서 붉은 색은 첫 번째 모드, 파란 색은 두 번째 모드를 나타내며 점선은 95% 신뢰수준을 나타낸다.

이 자료들의 남극지면온도의 EOF 분석결과, 관측과 동일하게 남극대륙 전체 지면온도의 증가를 나타내는 첫 번째 모드와, 서남극과 동남극이 반대로 변동하는 두 번째 모드가 나타난다 (그림 3.1.86). 각 실험에서 나타난 첫 번째 모드의 PC의 변화를 살펴보면 전지구적 온도 변화 경향을 그대로 반영하고 있다. 홀로세 중기부터 산업혁명기 이전까지는 지구공전궤도의 변화에 따라 온도가 감소함이 알려져 있는데, LOVECLIM 실험과 TraCE-21K 실험, PAGES Antarctic2k 실험의 첫 번째

째 모드의 PC는 이러한 온도의 감소가 나타난다. 이러한 첫 번째 모드의 전지구적 기후변화와 상관성은 CESM1의 현세, 미래 실험에서도 확인할 수 있다. 온실기체를 포함하지 않은 CESM1의 현세 실험인 CESM-HistNat에서 첫 번째 모드는 뚜렷한 경향성이 나타나지 않으나, 온실기체를 포함한 현세실험인 CESM-HistGHG에서는 뚜렷한 증가 경향성이 나타난다. 이러한 경향성은 미래 기후 실험에서 더욱 뚜렷한데, 더욱 강한 온난화를 모의하는 RCP85 실험의 증가경향은, RCP45 실험보다 더 강하다. 첫 번째 모드의 이러한 지구규모의 변화와 상관성을 보이는 것과 대조적으로, 두 번째 모드의 경우 전체 실험에서 뚜렷한 경향성이 나타나지 않는다. 두 번째 모드의 경우 특정한 경향성을 보이지는 않지만 1,000년 이상의 기간을 갖는 PAGES Antarctic2k, TraCE-21K, LOVECLIM 실험의 PC의 power spectra 분석에서 수십년 주기의 변동성이 나타난다. 이러한 장기 실험 결과에서 나타난 두 번째 모드의 시간적 변동 특성은, 이 물리적 모드가 최근 관측자료에서 나타난 수십년 주기를 갖는 전지구적인 기후변화와 상관없는 자연변동성일 가능성을 시사한다 (그림 3.1.87).



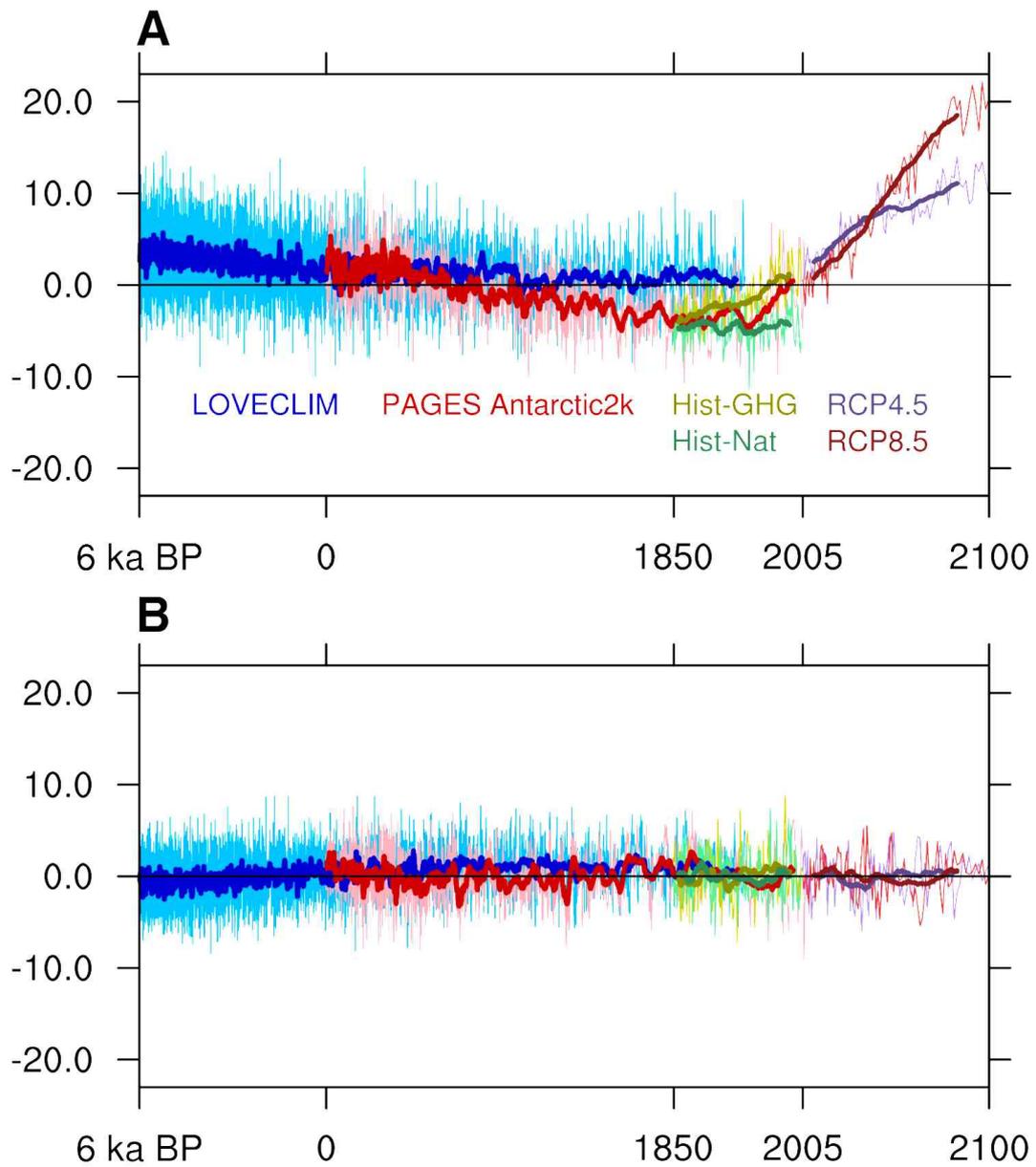


Fig. 3.1.87. NB2014, PAGES Antarctic2k, LOVECLIM, TraCE-21k, CESM-HistNat, CESM-HistGHG, CESM-RCP45, CESM-RCP85의 남극대륙 지면온도 연평균 변화의 처음 두 EOF 모드의 PC 시계열

마. 남극 지면온도 비대칭적 변동 메커니즘 규명

두 번째 모드의 시공간적인 변동 특성은 이 모드가 남극 주변의 환경에 의해 자연적으로 변동하는 자연변동성일 가능성을 시사한다. 남극횡단 산맥 (Transantarctic Mountains)을 경계로 나뉘지는 서남극과 동남극이 비대칭적으로 변동하는 두 번째 공간적인 분포 특성은, 남극의 지형적 형태가 이러한 변동성과 연관되어 있을 것을 암시한다. 또한 남극 반도부터 로스해까지 만을 형성하는 서남극지역의 해안조건과 몇몇 자료에서 뚜렷하게 나타나는 수십년 주기의 시간규모 변동성은 이 지역의 해양조건이 이 변동성에 기여했을 가능성을 시사한다.

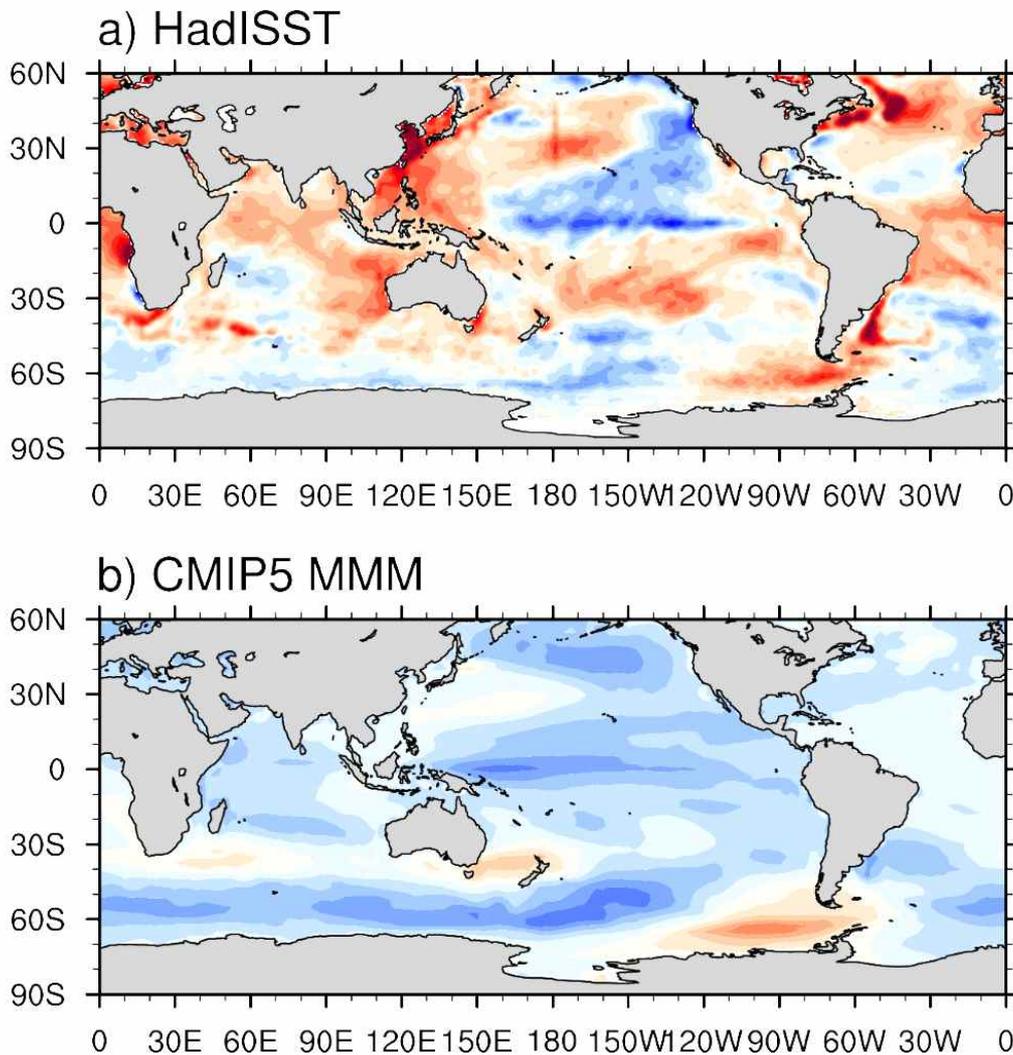


Fig. 3.1.88. NB2014, CMIP5의 두 번째 모드의 PC에 대한 HadISST, 각 모델 실험 결과의 해수면온도의 회귀상관 분포

두 번째 모드의 전지구 해수면온도에 대한 회귀분석 결과에서 이러한 서남극지역의 해양의 기여를 확인할 수 있다 (그림 3.1.88). NB2014의 두 번째 모드의 정규화된 PC에 대한 HadISST 해수면온도의 회귀분석 결과와, 같은 기간 CMIP5의 두 번째 모드의 정규화된 CBF PC에 대한 두 번째 모드의 회귀분석된 해수면온도의 다중모델 평균은 공통적으로 서남극지역 해수면온도의 기여를 보여주고 있다.

서남극 지역 해수면온도의 비대칭 변동모드에의 기여는 대기모델을 이용한 민감도 실험에서 확인할 수 있다. 산업혁명기이전시기의 온실기체 조건과 PMIP3에서 제공하는 해수면온도 조건을 이용한 규준실험을 수행하고, 규준실험의 해수면온도 및 해빙 조건에 서남극 지역이 온난화된 해수면온도와 해빙조건을 추가로 처방한 민감도 실험을 수행하였다. 이 민감도 실험과 규준 실험의 차이에서 나타난 서남극 지역 온난화 조건의 반응은, 남극반도와 서남극 지역의 강한 온난화와, 웨델해와 접한 동남극 지역의 한랭화가 나타난다. 즉 서남극 지역의 해수면온도의 증가는 서남극 및 남극반도 지역의 온난화와, 동남극 지역의 한랭화를 유발할 수 있다 (그림 3.1.89).



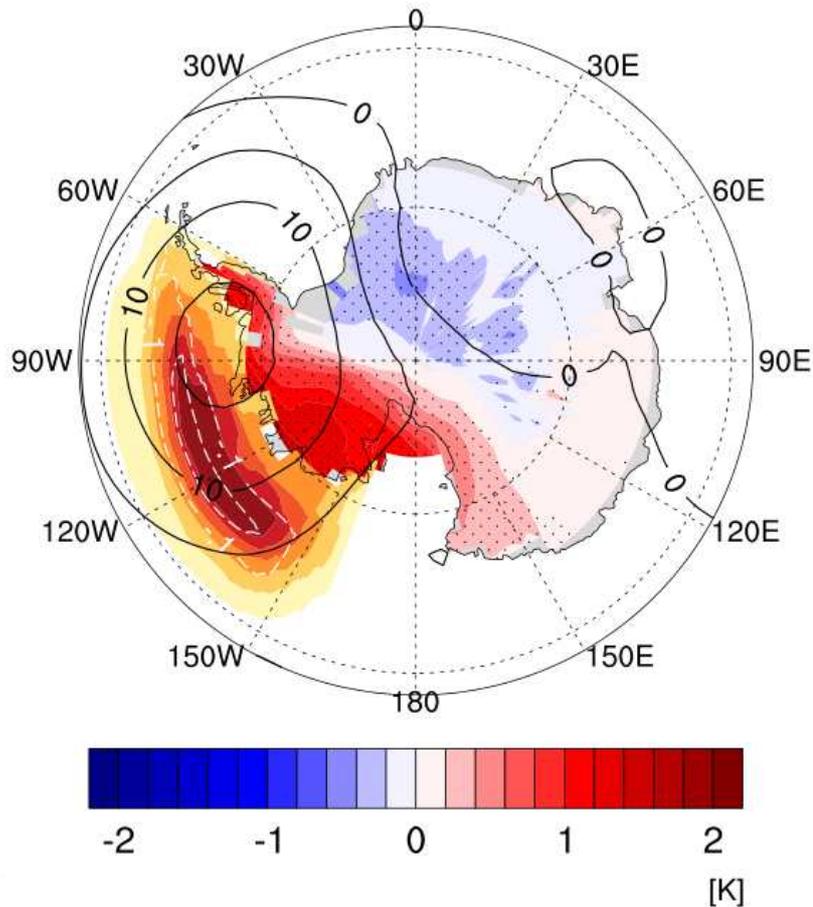


Fig. 3.1.89. 서남극지역 해수면온도 증가 조건에 대한 대기모델의 지면온도, 500 hPa 지위고도 반응 분포

남극대륙의 지형조건, 특히 남극횡단 산맥의 기여를 살펴보기 위하여 동남극 빙상의 고도를 평탄화 시켜 남극횡단 산맥을 없앤 지형과, 서남극 빙상 고도를 상승시킨 지형조건을 이용한 대기-해양 접합모델 실험을 수행하였다. 비교를 위하여 현재 지형을 활용한 규준실험 역시 수행하였다. 실험은 200년간 수행되었고 결과는 마지막 100년을 분석하였다. 각 실험의 남극지면대기온도의 EOF 분석을 통해 서남극과 동남극이 비대칭적으로 변하는 모드를 확인한 결과, 먼저 규준실험에서 현재 관측에서 나타난 두 번째 모드와 거의 동일한 모드가 발견된다. 300 hPa 지위고도에 대한 회귀상관 결과 서남극-남극반도에서 형성되는 고기압성 순환이 발생하며, 회귀상관된 해수면온도 역시 서남극 지역에 해수면온도의 상승을 보인다. 한편 이와 연관된 해양의 표층 순환은, 서남극 지역에서 남쪽방향의 해류흐름의 강화가 나타난다 (그림 3.1.90).

횡단산맥을 없애면서 동남극이 평탄화된 실험에서 확인된 서남극-동남극 비대칭 모드는, 서남극 지역의 온난화 지역이 동남극 지역으로 넓게 확장된다. 이에 따른 고기압성 순환 역시 크게 강화되며 서남극지역의 해수면온도의 상승 역시 강화된다. 또한 서남극지역의 해양 표층 순환 역시 남극 지역으로의 흐름이 강화된다. 한편 서남극 빙상고도를 증가시킨 실험에서 나타나는 비대칭 모드는, 이와 반대로 서남극의 온난화가 매우 약화되며, 고기압성 순환 역시 벨링스하우젠해의 먼바다 지역으로 축소된다. 해수면온도의 상승 역시 거의 나타나지 않으며, 남쪽으로의 표층 순환 역시 거의 관찰되지 않는다.

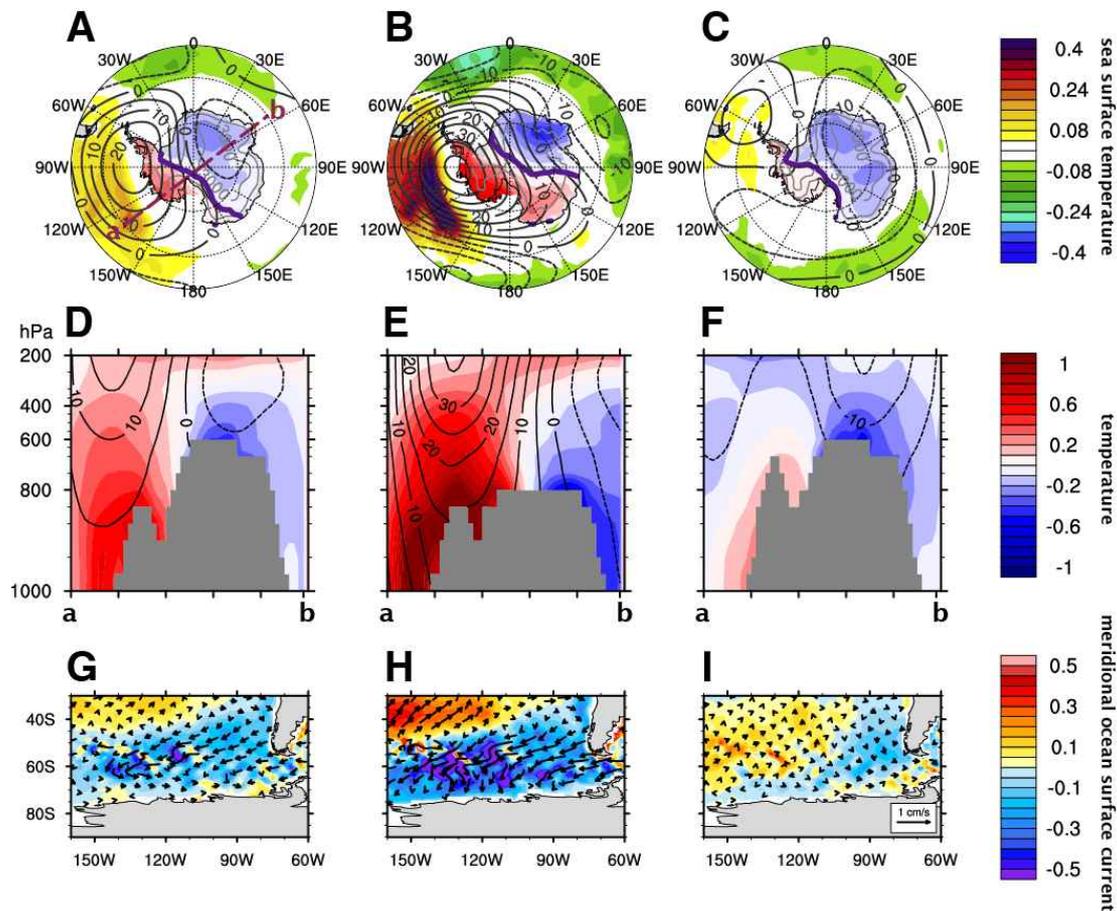


Fig. 3.1.90. 3종의 남극 지형을 이용한 대기해양 접합실험에서 나타난 남극대륙 지면온도 비대칭모드의 PC에 대한 회귀분석 결과. 현재 지형 실험 (A, D, G), 동남극 고도 감소 (B, E, H), 서남극 빙상고도 증가 (C, F, I). 상단 패널은 지면온도, 해수면온도, 300 hPa 지위 고도를 나타내며, 가운데 패널은 지위고도와 온도의 A의 a-b 영역에 대한 단면도를 나타냄. 하단 패널은 서남극 지역 표층 해양의 해류 (vector)와 남쪽방향 표층 해류 (shading)

이러한 실험 결과에서 남극대륙 지면온도의 비대칭모드의 물리적 형성 메커니즘을 확인할 수 있다. 먼저 서남극지역의 온난화에 따라 남극반도-서남극 해안 지역에 발생하는 고기압성 순환은 로스해와 아문젠해 지역의 따뜻한 공기의 서남극지역으로의 유입을 강화시킨다. 이러한 더운 공기의 유입은 남극횡단산맥에 의해 동남극지역으로 이루어지지 못하고 서남극지역으로 유입되어 서남극지역의 온난화를 유발한다. 이러한 서남극 지역의 온난화는 고기압성 순환을 다시 강화시킨다. 한편 이러한 이 지역 대기의 고기압성 순환은 에크만 수송에 의해 서남극 해양 지역의 남쪽 방향의 흐름을 강화시켜 중위도에서 남극지역으로의 따뜻한 해수의 유입을 강화시키고 서남극 해안 지역의 해수면온도 상승에 기여한다. 즉 서남극 지역의 온난화, 고기압 순환, 해양 순환은 되먹임과정을 포함하는 상호작용을 통해 각 과정을 강화시킨다.

한편 동남극 지역의 경우 서남극 지역에 형성된 고기압성 순환은 남극대륙의 중앙에서 웨델해로 불어나가는 한랭 이류를 강화시킨다. 이에 따라 웨델해쪽의 남극대륙에는 한랭화가 발생한다. 즉 남극횡단산맥과 남극반도를 포함하는 서남극지역의 지형조건에 따라 서남극 지역 고기압성 순환 강화, 온난 이류에 따른 서남극 지역 온난화, 해양 에크만 수송에 따른 서남극 해안 온난화가 상호 촉진시키는 되먹임 과정을 형성할 수 있으며, 이에 따라 서남극 지역에는 자연적인 변동성이 형성될 수 있다. 그리고 이러한 자연변동성은 최근의 서남극과 동남극의 비대칭적 장기 변화에 기여했을 것으로 판단된다 (그림 3.1.91).

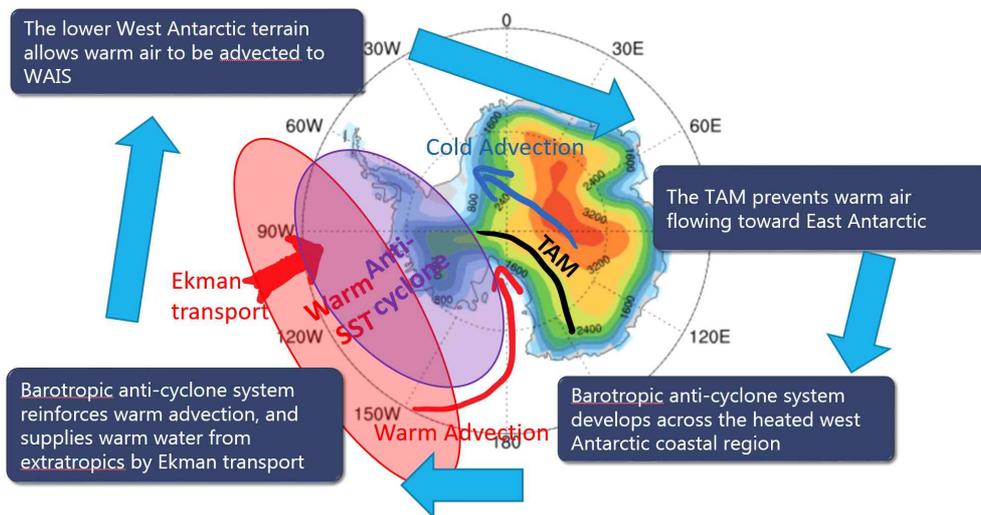


Fig. 3.1.91. 동-서남극 비대칭적 변동성의 모식도

남극 지면온도 비대칭 모드에서 수십년 변동성은 PAGES Antarctica2k, LOVECLIM 및 TraCE-21K에서 확인된다. 이는 최근 수십년간 서남극의 강화된 비대칭 경향이 수십년 변동성의 징후일 수 있음을 시사한다. 아문젠-벨링스하우젠 해역의 기후 조건은 남극 지면온도 비대칭성의 경년 혹은 수십년 주기의 변동성에 영향을 미치는 것으로 보인다. 먼저 열대와 서남극 지역의 온난화는 로스비 파동에 의해 밀접하게 연결될 수 있기 때문에, 엘니뇨와 같은 열대의 경년변동은 남극 비대칭 모드의 경년변동성에 기여할 것이다. 한편 벨링스하우젠 해역에서 해면기압과 지면대기 온도 사이의 상관성은 계절성이 강하다. 이들의 상관 계수는 남반구 여름 동안 음수에서 (2월 상관계수 $r = -0.17$) 남반구 겨울 동안 양으로 변화한다 (8월 상관계수 $r = 0.53$). 이 계절성은 이 지역의 겨울철의 지면 온도 상승에 따른 고기압성 순환 시스템 발달에 기여하지만 다음 여름철의 이러한 시스템의 지속을 방해한다. 그리고 서남극 연안 지역의 해양 장기 변동성은 비대칭모드의 수십년 주기성을 생성하는 데 중요한 역할을 하는 것으로 보인다. 이 지역에서는 해양 순환 변화를 통한 해양의 장기 변동성에 대한 보고가 있어 왔다.

한편 이 비대칭 모드는 지구 온난화 조건에서 동남극의 미래 기후 변화에 대한 중요한 점을 시사한다. 미래 두 기후 변화 실험은 21세기의 남극 지면온도변화에서 첫 번째 모드에서 기여가 훨씬 더 크고 두 번째 모드의 기여는 감소한다. 이러한 두 모드의 특징은 지구 온난화가 지속되면 서남극 온난화와 더불어 남극대륙 전지역에 큰 온도 상승이 일어날 수 있음을 강력히 시사한다. 비대칭 모드는 지구 온난화 속에서도 변동을 유지하지만 지구온난화가 지속된다면 그 기여도는 현재만큼 크지 않을 것이다. 즉 미래에 동남극 지역의 온난화가 급격하게 진행될 수 있으며 이에 따른 동남극 지역의 빙붕의 심각한 감소가 발생할 수 있다. 이러한 사실은 최근 동남극 지역의 온난화가 거의 발생하지 않음에도 불구하고 우리가 전지구 온난화 상황에서 남극 대륙을 주시해야하는 이유이다.

3.2 관측자료와 종관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화

3.2.1 남극 태평양 연안 기상 자료 DB 구축

가. 세종기지 기상관측

남극세종과학기지는 남극반도에서 북쪽으로 약 120km 떨어진 킹조지섬의 바톤반도(62° 13' S, 58° 47' W)에 위치하고 있다(그림 3.2.1). 10미터 높이의 기상 타워 및 타워 주변 관측노장에 풍향풍속계, 온습도계, 기압계, 강수량계, 일사계 등이 설치된 자동기상관측시스템(Automatic Meteorological Observation System; AMOS)을 이용해 연중 기상요소를 연속 관측하고 있다(그림 3.2.2). 본 연구사업의 2017-2019년 동안에도 기상관측은 정상 수행되었으며 관측자료는 극지데이터 센터에 데이터베이스로 등록되었다.

(1) 기상관측 경과

(가) 남극세종과학기지 기상관측

2016/17 하계에 기존 AMOS-1 관측노장 옆에 2층 높이의 하계연구동이 들어서게 됨에 따라 풍향, 풍속 등 기상관측의 정확성 유지를 위해 기준이 되는 기상관측시스템을 기지에서 약 200m 떨어진 곳에 위치한 AMOS-3로 변경하였다.

세종기지는 세계기상기구(WMO)에 등록된 정규 기상관측소로서 WMO의 기상관측소 관리시스템(OSCAR, <https://oscar.wmo.int/surface/>)에 등재되어 있는데 과거에는 이 정보에 대한 관리권한을 기상청에서만 소유하고 있었다. 이에 따라 세종기지 기상관측 관련 정보가 적절하게 갱신되지 못하는 경우가 있어 2017년에 기상청과 협의하여 OSCAR 시스템에 계정을 생성하고 세종기지(WMO #89251)에 대한 관리권한을 획득하였다.

2018/19 하계 기간에는 기존 관측시스템인 AMOS-3에서 발생할 수 있는 관측 공백을 방지하기 위하여 백업용 기상관측시스템을 설치하였고 이후 정상 작동하면서 중단없이 기상관측자료를 생산하고 있다 (그림 3.2.3-3.2.6).

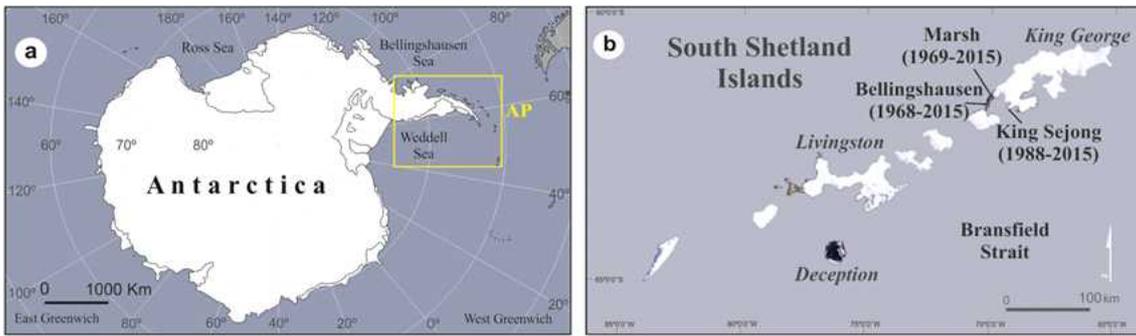


Fig. 3.2.1. Location of the King Sejong Station (from Oliva et al., 2016)



Fig. 3.2.2. Automatic Meteorological Observation System-3 (AMOS-3) of King Sejong Station1

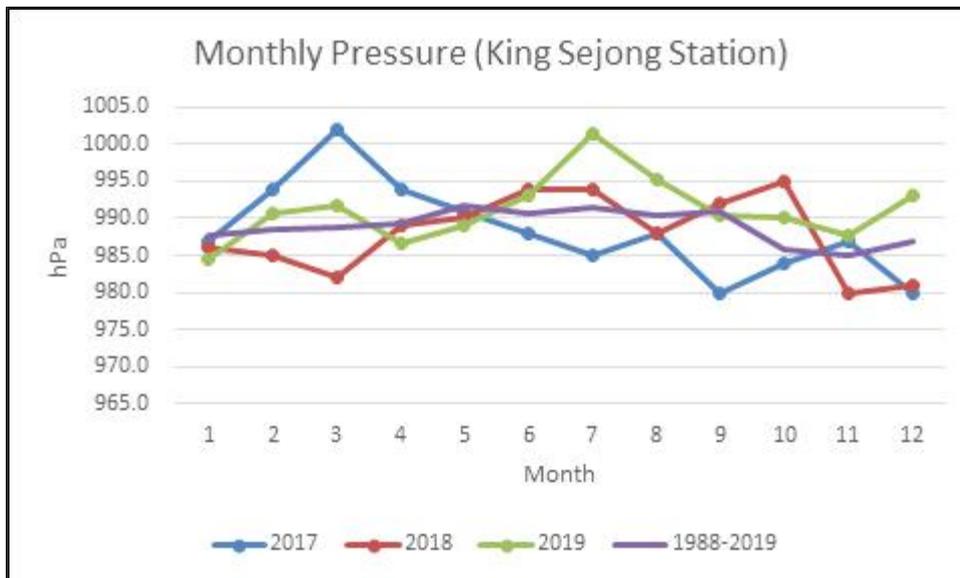


Fig. 3.2.3. Monthly station pressure (hPa) at the King Sejong Station: for 2017 (blue), 2018 (red), 2019 (green). Climatological values of 1988 to 2019 are overlaid in purple.

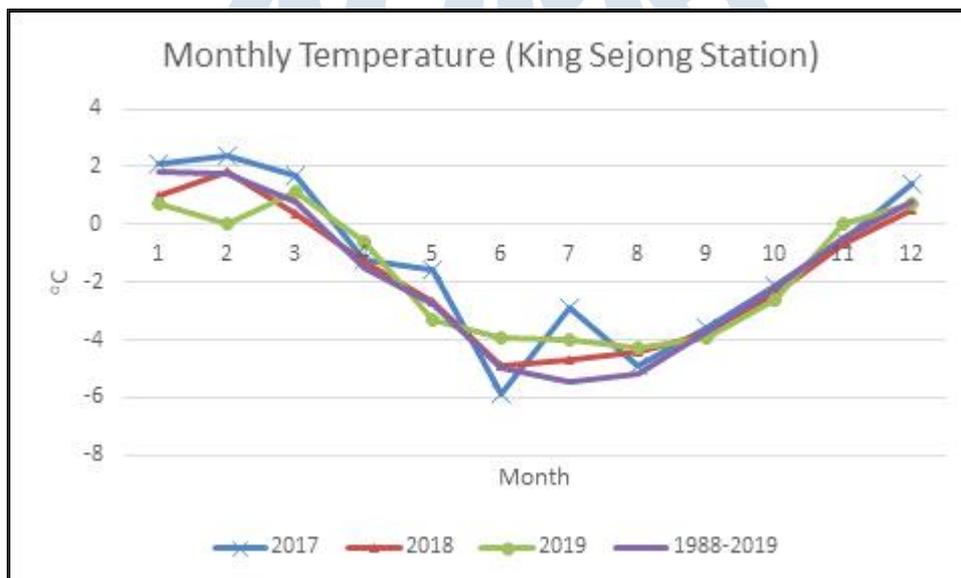


Fig. 3.2.4. Monthly air temperature (°C) at the King Sejong Station: for 2017 (blue), 2018 (red), 2019 (green). Climatological values of 1988 to 2019 are overlaid in purple.

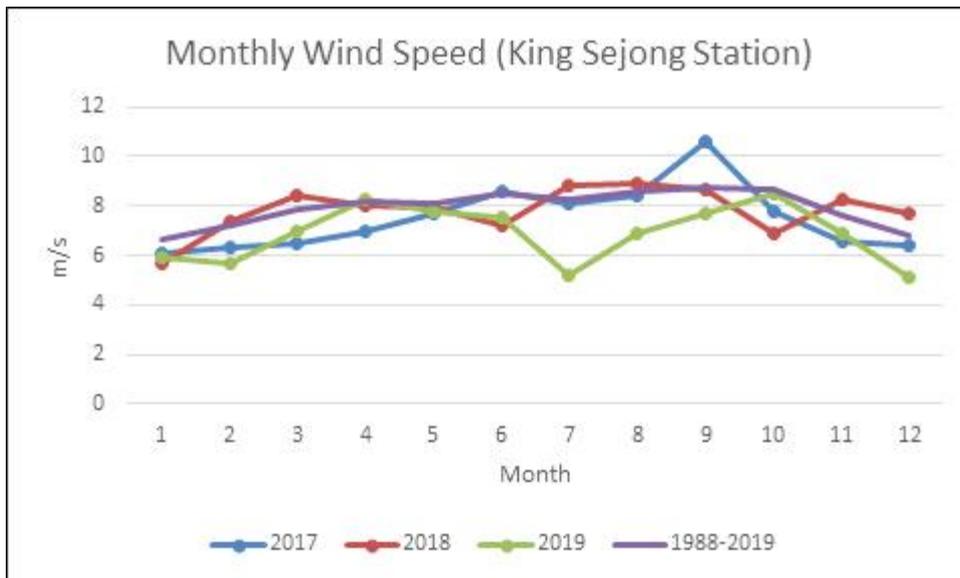


Fig. 3.2.5. Monthly mean wind speed (m/s) at the King Sejong Station: for 2017 (blue), 2018 (red), 2019 (green). Climatological values of 1988 to 2019 are overlaid in purple.

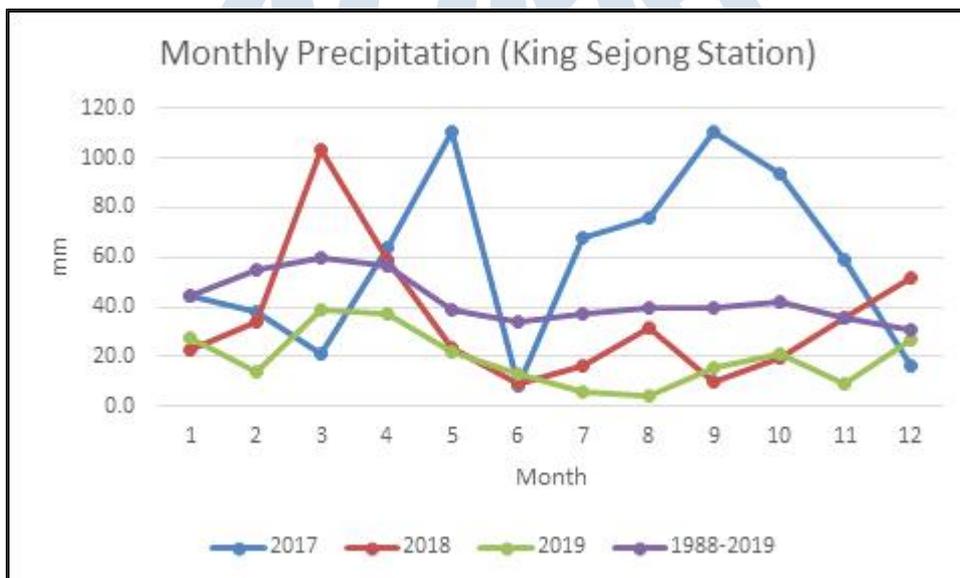


Fig. 3.2.6. Monthly total precipitation (mm) at the King Sejong Station: for 2017 (blue), 2018 (red), 2019 (green). Climatological values of 1988 to 2019 are overlaid in purple.

나. 장보고기지

남극장보고과학기지에서는 남극세종과학기지 및 아문젠 해 지역과는 달리 30 미터 높이의 타워에서 바람과 온습도 프로파일을 연속 관측하며, 라디오 존데 및 오존 존데 관측이 지속적으로 수행되었다. 따라서 나머지 두 관측지와 달리 경계층 및 상층 기상에 대한 계절 및 연변동에 대한 분석이 지상 기상 관측 분석과 함께 본 사업기간 수행되었다.

(1) 재료 및 방법

남극장보고과학기지(이하, 장보고기지)는 동남극 로스 해 테라노바 만(Terra Nova Bay) 연안에 위치한다(그림 3.2.7). 장보고기지는 연중 대륙 고기압의 영향을 받아 맑은 날씨가 많다. 장보고기지는 연안에 위치하지만 내륙에서 연안으로 빙하를 따라 부는 카타바틱 바람의 영향도 적어 연중 풍속이 약한 편이다. 다만, 남위 70° 위로 지나가는 종관규모 저기압의 통과 또는 로스 해에서 발생하는 중규모 저기압의 영향으로 바람이 강하게 부는 경우도 있다. 장보고기지의 기상 및 대기-지면 에너지 교환 관측 지역은 기지의 본관동을 중심으로 반경 1 km 내에서 대부분 북쪽 방향에 위치한다(그림 3.2.8). 본관동을 기준으로 동쪽으로 약 100 m 떨어진 라디오존데 비양동을 제외하면, 북쪽으로 약 150 m 떨어진 지점에는 경계층 관측동을 중심으로 자동종관기상관측시스템(Automatic Synoptic Observation System, ASOS)이 위치하고 있다. 본관동에서 가장 먼 곳에 위치한 대기구성물질 관측동은 본관동의 북서쪽에 직선거리로 약 900m 지점에 위치하며 30 m 워킵 타워(walk-up tower)는 대기구성물질관측동 동쪽으로 약 25 m 떨어져 있다.

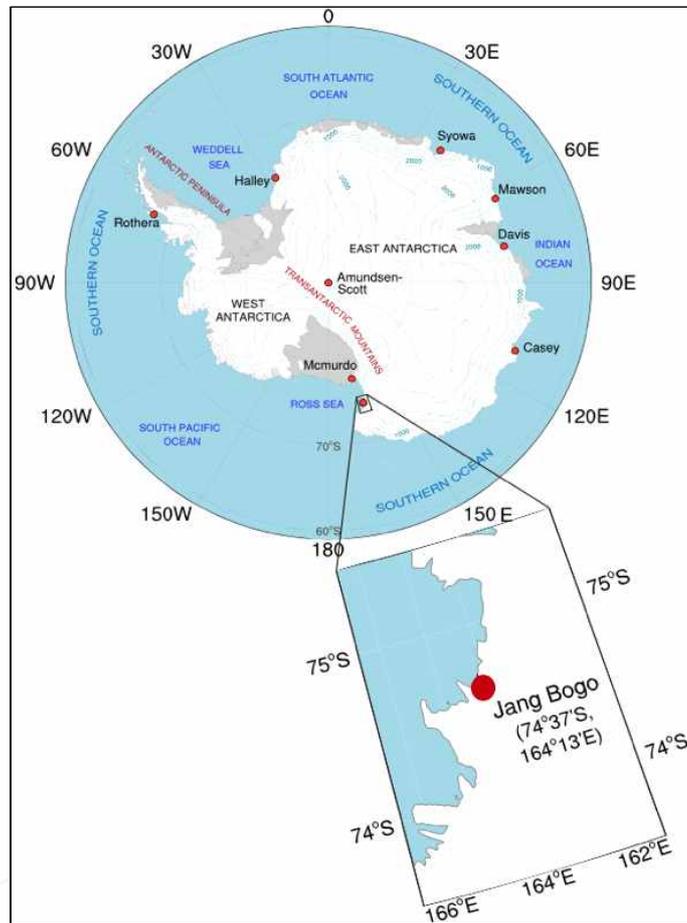


Fig. 3.2.7. The geographical location of Jangbogo Station



Fig. 3.2.8. The locations of Observatories for meteorology and atmospheric physics.

지상 기상 측정을 위해 기상타워(높이 10m)에는 자동종관기상관측시스템(Automatic Synoptic Observation System, ASOS)과 에디공분산 플릭스관측시스템(이하, 플릭스 시스템)이 설치되어 있다 (74° 37′ 20.28″ S, 164° 13′ 41.83″ E). 두 관측 시스템은 전원을 공유하나, 두 시스템 각각 독자적인 집록기와 백업 전력 공급장치를 가지고 있으며, 자료 전송을 위한 별도의 네트워크로 구성되어 있다. 종관기상 관측시스템은 2차원 풍향풍속계, 온도계, 강우량계, 초음파 적설계, 적설판, 온습도계, 기압계, 현천 시정계 등으로 구성되어 있다 (그림 3.2.9).

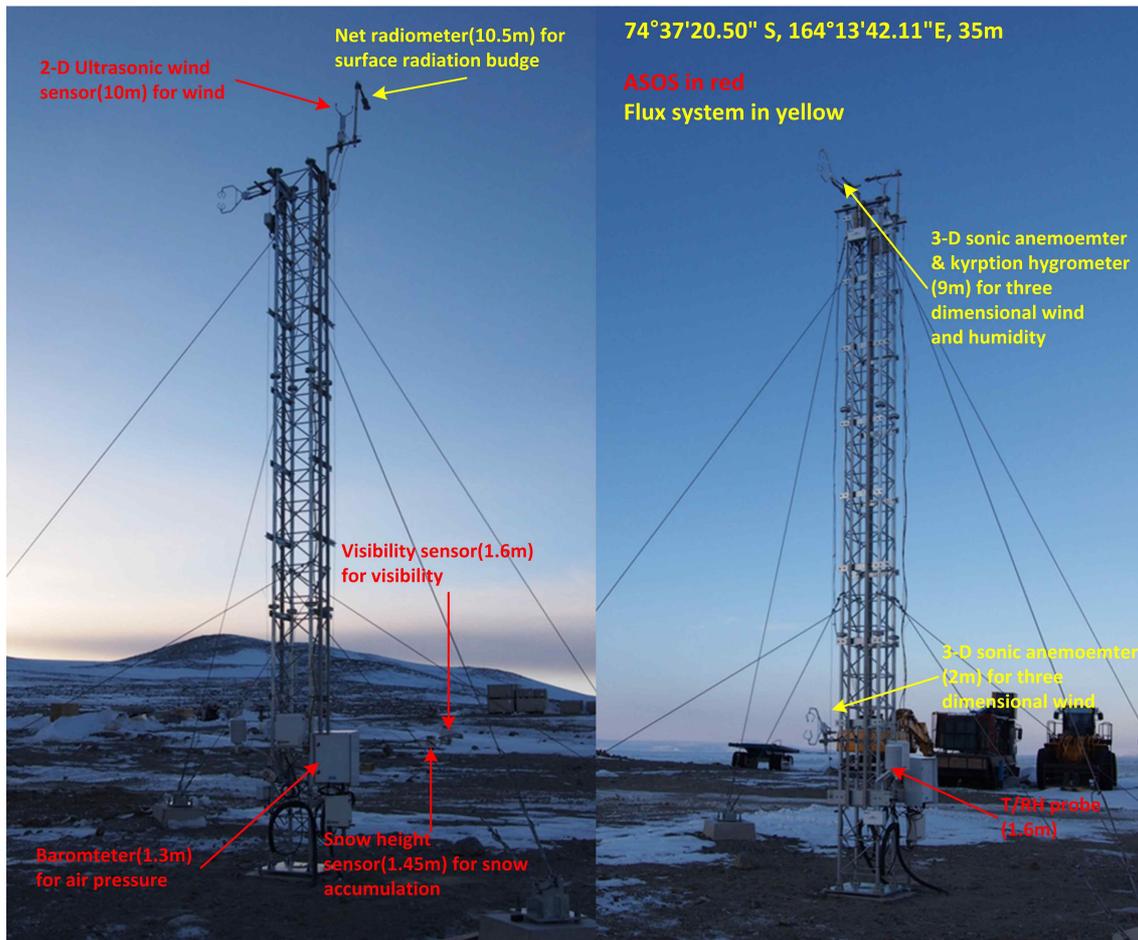


Fig. 3.2.9. Automatic Synoptic Observation System of the Jangbogo Station

Table. 3.2.1. Summary of main sensors for the automatic synoptic observation system (ASOS) at the Jangbogo Station

Element	Model	Company	Height	Remark
Temperature/RH	HMP155	VAISALA	1.6 m	Separated T/RH sensor
Wind	WMT701	VAISALA	10 m	sonic anemometer
Pressure	PTB330	VAISALA	1.3 m	
Radiation	CNR4	Kipp&Zonen	10 m	Up/Down SW/LW

Table. 3.2.2. Same as in Table 3.2.1 except for the sensor's accuracy and operation range

Temperature%Humidity probe HMP155		
Humidity Measurement		
	Observation range	0 to 100 %RH
	Factory calibration uncertainty at +20 °C	±0.6 %RH (00 ... 40 %RH) ±1.0 %RH (40 ... 95 %RH)
	Accuracy	
	At -20 ... +40 °C (-4 ... +104 °F)	±(1.0+0.008×reading) %RH
	At -40 ... -20 °C (-40 ... -4 °F)	±(1.2+0.012×reading) %RH
Temperature Measurement		
	Observation range	-80 to +60 °C (-112 to +140 °F)
	Accuracy with Voltage Output	
	At -80 ... +20 °C (-112 ... +68 °F)	±(0.226-0.0028× temperature) °C
Wind monitor WMT700		
Wind Speed Measurement		
	Measurement range	0 to 40 m/s
	Resolution	0.01 m/s
	Accuracy	
	0 ... 40 m/s	±0.1 m/s or 2 % of reading
Wind Direction Measurement		
	Observation range	0 ... 360°
	Resolution	0.01°
	Accuracy	±2°
Barometer PTB330		
Pressure		
	Barometric Pressure Range	50 to 1100 hPa
	Calibration uncertainty	±0.15 hPa
	Accuracy at +20 °C	±0.20 hPa
	Total Accuracy -40 ... +60 °C (-40 ... +140 °F)	±0.45 hPa

	Long-term Stability	±0.1 hPa/year
CNR4 Radiometer		
Specifications	Operating temperature	-40 to +80°C (-40 to 176°F)
	Operating humidity	0 to 100 % RH
Pyranometer	Spectral range	305 to 2800 nm (50% points)
	Sensitivity	10 to 20 µV/W/m2
	Response time	< 18 seconds (95% response)
	Temperature dependence of sensitivity	< 4% (-10° to +40°C)
Pyrgeometer	Spectral range	4.5 µm to 42 µm (50% points)
	Sensitivity	5 to 15 µV/W/m2

장보고기지에서 측정된 기상 자료에 대한 품질검증 절차는 세계기상기구(WMO)의 자동 기상 관측소 데이터에 대한 품질 관리 절차를 따랐다. 이 방법은 순간 값의 최대 허용 범위를 벗어나는 것을 제거하는 방법이다. 사용된 알고리즘은 다음과 같다.

$$|X(i) - X(i-1)| + |X(i) - X(i+1)| \leq 4 * \text{Sigma}(X)$$

여기서 X(i)는 데이터의 현재 값이며, X(i-1)은 현재 데이터의 이전 값, X(i+1)은 현재 데이터의 다음 값을 나타낸다. Sigma(X)는 데이터 n 개에 대한 표준편차를 나타낸다. 표준편차 산정 기간은 월 단위이다. 위 조건을 만족하는 X(i)는 채택된다. 만약, 이전 값 또는 다음 값이 누락된 경우, 공식에서 해당부분 (이전 값 또는 다음 값)이 생략되고 $|X(i)| \leq 2 * \text{Sigma}(X)$ 을 만족하는 경우 채택된다. 이 보고서에 사용된 자료의 기간은 2015년 5월부터 2019년 12월까지이다. 자료는 10분 평균 및 최대, 최소 값을 이용하여 일평균, 월평균, 계절평균 및 연평균을 계산하여 분석에 이용하였다.

지상에서 30 m 높이까지의 풍향, 풍속, 기온 및 상대습도의 프로파일을 연속 관측하기 위해 2017년 1월부터 30 m 위컵 타워에 다섯 높이(2, 6, 12, 22, 30 m)의 풍향풍속계(05106, R. M. Young) 및 온습도계(HMP155, Vaisala)를 설치 운영하였다. 각 변수들은 초당 1회 측정되며, 자료집록기(CR1000, Campbell

Scientific)에 10분 평균값이 저장된다. 이 보고서에서는 이 10분 평균값을 일, 월, 계절 및 연평균한 값을 분석에 사용하였다.

한편, 상층에서의 기상 관측을 위해 지상에서 성층권 중층(~30 km)까지 기온, 상대습도, 풍향, 풍속 및 기압의 고도에 따른 변화를 측정하기 위해 라디오존데가 이용되었다. 라디오존데는 초당 5 ~ 6 m 상승하며, 1초 간격으로 자료를 전송하기에 고해상도의 연직관측 자료를 얻을 수 있는 매우 유용한 관측 장비이다. 남극의 경우, 존데 관측은 가장 최근의 장보고기지를 포함하여 2018년 9월 기준 총 16 기지에서 수행되어 오고 있다(표 3.2.3). 대부분의 관측은 고도가 낮은 남극 연안에서 이루어지고 있지만, 내륙 고원에서는 미국의 Amundsen-Scott 기지와 프랑스-이태리 Concordia 기지에서 연중 비양이 이루어지고 있다. 비양횟수는 대부분 1회/일 (00 UTC)이나 호주의 두 기지 Casey와 Davis 그리고 일본의 Soywa 기지에서는 2회/일(00, 12 UTC) 비양이 이루어지고 있다.

장보고기지에서는 자동 및 수동으로 라디오존데 관측이 2014년 12월부터 이루어지고 있다. 자동 관측을 위한 오토존데(AS14, Vaisala)가 2014년 12월에 설치되었으며, 2017년 11월 AS15로 업그레이드되었다 (그림 3.2.10). 라디오존데는 기상요소 측정 및 자료 송신이 가능한 존데와 존데를 비양시키는 풍선으로 구성되어 있다. 라디오존데는 Vaisala사의 RS92-SGPD/RS92-SGPA와 RS41-SG 모델이 사용되었는데 각 특성 및 사용 시기는 표 3.2.4에 요약되어 있다. 풍선은 600 g 무게의 풍선(TA600, TOTEX)이 사용된다. 정해진 시각 자동 비양을 위해 오토존데에 24 세트의 라디오존데가 장착되어 있고, 풍선은 라디오존데 비양동의 헬륨 가스에 연결되어 있다. 장보고기지에서는 오토존데가 매일 00 UTC 기준으로 라디오존데를 비양하도록 설정되어 있다. 이에 비양은 00 UTC보다 약 30분 일찍 시작(장보고시각으로 오전 11시 30분경)되며, 총 비양에 소요되는 시간은 약 100 분 정도이다. 즉 전날 2330 UTC 전후에 비양이 시작되어 다음날 0110 UTC 전후 관측이 종료된다. 관측 시 비양 준비된 라디오존데에 에러가 발생하거나 비양된 존데로부터의 신호 수신에 실패한 경우, 다음 라디오존데를 이용하여 비양하게 되는데 이 경우 비양 시간이 20 ~ 30분 늦어지기도 한다. 연중 라디오존데 비양 기간은 이태리기지에서의 비양 기간이 고려되었다. 즉, 장보고기지에서도 약 7 km 떨어진 이태리 하계기지에서의 라디오존데 관측은 항공기 운항 지원을 위해 보통 11월부터 이듬해 2월 사이에 진행된다. 장보고기지에서는 이태리기지에서도 관측이 이루어

지지 않는 기간을 중심으로 비교를 위한 일부 기간 중복 관측 기간을 포함하여 2월 1일부터 11월 30일까지 라디오존데 관측을 수행해오고 있다. 표 3.2.5에는 사업 기간 이전인 2014년 12월부터 2019년 9월까지 월별 라디오존데 비양 횟수를 정리한 것이다.

최근 세계기상기구는 2013 - 2022년 까지 10년에 걸친 “극지역측의 해(YOPP)” 프로그램을 진행 중인데 2017 ~ 2019년까지 3년간을 극지역에서의 집중 관측이 수행되는 핵심시기로 설정하여, 극지역에서 활동하는 각국 기상 및 과학 기관들은 자발적으로 관측에 대한 역할 분담을 논의 하였다. 남극의 경우 YOPP-SH (Year Of Polar Prediction-Southern Hemisphere) 그룹 형태로 남극지역에서 YOPP 활동계획을 구체화 하였고, 장보고기지는 근처 Mario Zuchelli 기지와 함께 2018년 11월 ~ 2019년 2월 까지 장보고기지는 18 UTC, Mario Zuchelli 기지는 00, 06, 12 UTC에 라디오존데를 활용한 집중관측을 수행 하였다.



Fig. 3.2.10. Automatic (left) with Autosonde (AS15) and manual radiosonde launch

한편, 성층권 오존 농도 변화 감시를 위해 브루어오존분광계와 함께 오존존데가 이용된다. 오존존데는 오존존데(ECC6A, Vaisala), 라디오존데 그리고 라디오존데용 풍선보다 더 큰 풍선(TX1200, TOTEX)으로 구성된다. 오존존데에 사용되는 풍선은 라디오존데용 풍선보다 더 크기 때문에 자동비양이 불가능하여 수동으로 비양된다(그림 3.2.10). 오존 존데 비양은 오존홀(ozone hole) 생성 전후시기에 집중된다. 일반적으로 비양은 8월과 11월에는 주 1회(목요일), 9 ~ 10월은 주 2회(월, 목요일)에 실시되는데 비양 시각은 라디오존데 비양 시각인 전날 2330 UTC 전후이다.

Table. 3.2.3. Summary of upper air observation stations on Antarctica (September, 2018)

Station	ID	Lat, Lon	Height (m)	Period (Time)	Remark
Neumayer(Germany)	89002	70° 40' 00" S 08° 15' 00" W	42	1/day(12)*	GUAN
Amundsen-Scott (USA)	89009	90° 00' 00" S 08° 00' 00" W	2830	1/day(00)*	GUAN
Halley(UK)	89022	75° 26' 42" S 26° 13' 05" W	30	-*	GUAN
Base Marambio Centro (Argentina)	89055	64° 14' 00" S 56° 43' 00" W	198	(12)*	GUAN
Rothera Point(UK)	89062	67° 33' 58" S 68° 07' 47" W	16	1/day(11)**	
Novolazarevskaja (Russia)	89512	70° 46' 04" S 11° 49' 54" E	102	1/day(00)*	GUAN
Syowa(Japan)	89532	69° 00' 19" S 39° 34' 54" E	18	2/day (00, 12)*	GRUAN
Mawson(Australia)	89564	67° 36' 06" S 62° 52' 31" E	10	1/day(12)*	GUAN
Davis(Australia)	89571	68° 34' 28" S 77° 58' 02" E	18	2/day (00, 12)*	GRUAN
Mirnyj(Russia)	89592	66° 33' 07" S 93° 00' 53" E	30	1/day(00)*	GUAN
Casey(Australia)	89611	66° 16' 57" S 110° 31' 23" E	40	2/day (00, 12)*	GUAN
Concordia (Italia/France)	89625	75° 06' 06" S 123° 24' 43" E	3232	1/day(12)**	
Dumont D'Urville (France)	89642	69° 39' 47" S 140° 00' 04" E	41	1/day(00)*	GUAN
Mario Zuchelli(Italy)	89662	74° 41' 45" S 164° 05' 32" E	80	1/day(00)**	summer
McMurdo(USA)	89664	77° 51' 00" S 166° 40' 00" E	34	1/day(00)*	GUAN
Jang Bogo(Korea)	89859	74° 41' 45" S 164° 05' 32" E	17	1/day(00)	
Source: https://oscar.wmo.int/oscar/vola/					
GUAN: GCOS(Global Climate Observing System) Upper-Air Network					
GRUAN: GCOS Reference Upper-Air Network					
*Summary Of GUAN Stations For 2018/03 - 2018/08					
**OGIMET For 2018/03 - 2018/08					

Table. 3.2.4. Characteristics of the barocap, thermocap, and humicap sensors mounted on the two models of Vaisala radiosondes used to carry out the radiosounding data at Jang Bogo station, as given by the manufacturer of provided in the literature and observation months using each model.

Characteristics	Vaisala Radiosonde Model	
	RS92-SGP	RS41-SG
<i>Barocap Sensor</i>		
Measurement range	1080-3 hPa	From surface pressure to 3 hPa
Declared resolution	0.1 hPa	0.01 hPa
Total uncertainty in sounding (accuracy)	± 1.0 hPa (from 1080 to 100 hPa) ± 0.6 hPa (from 100 to 3 hPa)	± 1.0 hPa (> 100 hPa) ± 0.3 hPa (from 100 to 10 hPa) ± 0.04 hPa (<10 hPa)
Repeatability in calibration	0.4 hPa (from 1080 to 100 hPa) 0.3 hPa (from 100 to 3 hPa)	- -
Reproducibility in sounding	0.5 hPa (from 1080 to 100 hPa) 0.3 hPa (from 100 to 3 hPa)	0.5 hPa (> 100 hPa) 0.2 hPa (from 100 to 10 hPa) 0.04 hPa (<10 hPa)
<i>Thermocap Sensor</i>		
Measurement range	333-183 K	333-178 K
Declared resolution	0.1 K	0.01 K
Total uncertainty in sounding (accuracy)	± 0.5 K	± 0.3 K (< 16 km) ± 0.4 K (> 16 km)
Repeatability in calibration	0.15 K	0.10 K
Reproducibility in sounding	0.2 K (from 1080 to 100 hPa) 0.3 K (from 100 to 20 hPa) 0.5 K (from 20 to 3 hPa)	0.15 K (> 100 hPa) 0.30 K (< 100 hPa)
<i>Humicap Sensor</i>		
Measurement range	0%-100% RH	0%-100% RH
Declared resolution	1% RH	0.1% RH
Total uncertainty in sounding (accuracy)	$\pm 5\%$ RH	$\pm 4\%$ RH
Repeatability in calibration	2% RH	2% RH
Reproducibility in sounding	2% RH	2% RH
Observation months*	Dec. 2014- Oct.2017, Dec. 2017, Jan. 2018, Mar. 2018, Jul.-Oct.2018	Dec. 2018 - Sep. 2019

그림 3.2.11은 2015-2018년까지 존데의 최종 도달 고도 및 비양 중 최저 기온을 나타낸 것이다. 정규 관측 초기, 최종 도달 고도는 평균적으로 30km에 이르렀으나, 동계에 접어들면서 100hPa에 이르지 못하고 관측이 종료되는 사례가 많았다. 이는 기지에서 사용하는 TOTEX 풍선의 최소 한계 기온(-70 ~ -80℃)에 도달하였기 때문으로 추정된다. 이러한 문제를 해결하고자 풍선에 기름 피막을 입히는 사전 처리를 시행하기도 한다(Vaisala, 2018, Parrondo et al., 2007, Flowers and Hansen, 1959, Parrondo et al., 2014). 특히 Flower and Hansen(1959)는 풍선의 사전 처리에 따른 도달고도가 어느 정도 다른지에 대한 정보를 주고 있어 유용하다. 시험에 사용한 세 방법(dry heating, 경유 피막, 휘발유 피막)중 경유 피막을 사용한 경우가 가장 높은 고도에 도달하였다. 그러나 현재 남극의 여러 기지에서 어떤 조성의 기름을 사용하는지 대한 기록을 찾을 수 없었다. 구체적인 조성에 대한 언급은 없으나, Hallay 기지에서는 항공유의 혼합유에 약 15분 정도 담가두었다가 말린 후 비양에 사용한다는 기록을 Vaisala(2018)에서 찾을 수 있다. 장보고기지의 주사용 연료가 경유이므로 풍선의 기름 피막 작업에 사용할 기름을 쉽게 구할 수 있다. 뿐만 아니라 항공유의 경우, 수분 함량이 많으면 폐유로 처리하므로 이를 풍선 사전 처리에 활용할 수 있다. 그림 9에서 확인할 수 있듯이 풍선에 기름 피막을 입혔을 때(closed circle)와 입히지 않았을 때(open circle)의 도달 고도가 약 10km정도 차이가 나는 것을 확인할 수 있다.

장보고기지에서의 존데 관측은 오토존데는 25m/s 이상인 경우 오토존데는 비양을 중지한다. 그리고 15m/s를 초과하는 남북 방향의 바람이 불 경우 비양시 강풍으로 인해 풍선이 오토존데 구조물과 접촉하지 않도록 추가 바람막이가 동작한다. 또한 횡풍(동서방향)이 강할 경우 바람이 불어오는 쪽의 커버가 완전히 열리지 않아 바람막이 역할을 하기도 한다. 2015년 운영 중 10m/s이상의 강풍에서 오토존데를 이용한 비양을 실시하였을 때, 발진 순간 센서가 오토존데 구조물에 부딪힌 사례는 있었으나, 실패사례는 없었다. 그러나 운영자의 숙달도에 따라 다르기는 하나, 수동비양을 실시할 때, 10m/s 풍속에서 비양을 실시할 때 비양 실패를 할 가능성이 높다. 특히 강풍의 주풍향이 남서-북서풍에서 건물에 의한 와류가 강하여 비양동을 나서는 순간 풍선이 건물에 부딪힐 가능성이 매우 높다. 따라서 10m/s이상의 풍속에서는 오토존데를 이용한 비양을 실시하는 것이 바람직하다. 기온의 경우 -30℃이하인 경우 오토존데를 이용한 자동비양을 실시할 수 없다. 따라서 -30℃

이하가 될 경우, 수동비양을 실시하여야 한다.

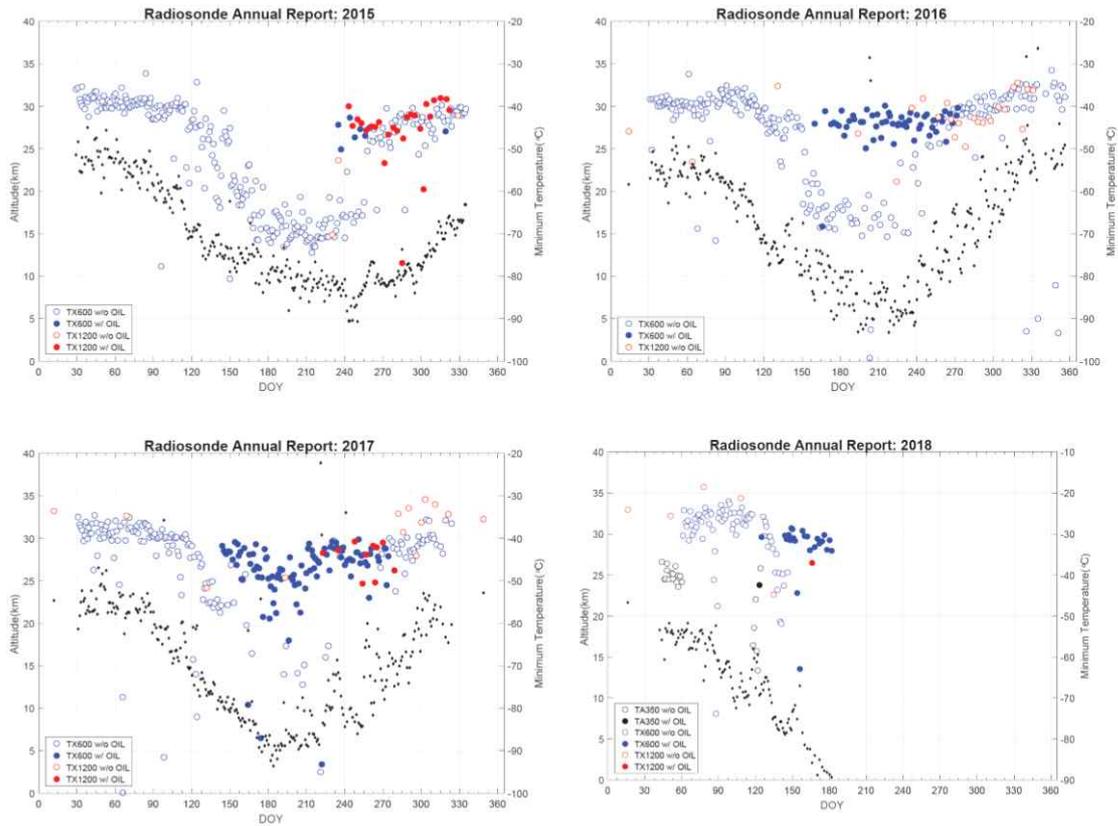


Fig. 3.2.11. The maximum altitudes where radiosonde and ozonesonde reached from 2015 to 2018. Solid circles indicate balloons painted with oil. Black dots indicate minimum temperature at their maximum latitude.

그림 3.2.12a와 b는 계절별 라디오존데 비양 후 최고 높이 및 수평 거리를 보여 준다. 여름과 가을철 존데는 나머지 두 계절보다 높은 고도에 도달하였다. 여름철 존데는 30 km 고도를 유지하면서 수평거리로 약 3 ~ 180 km에 분포하였다. 가을철은 여름철과 유사한 고도를 보이나 수평 범위는 20 ~ 180 km이었다. 겨울철 존데의 위치는 약 15 km 고도를 유지한 경우 수평 거리는 약 50 km 이내, 그리고 고도가 높아짐에 따라 수평거리는 약 140 km까지 이동하였다. 봄철은 겨울철과 대체로 유사한 패턴을 보이긴 하나 나머지 세 계절에 비하면 복잡한 이동 형태를 보였다. 이는 성층권 중하부에서의 기온 및 그와 관련된 극와도의 강도의 연변동과 관련된 것으로 보인다.

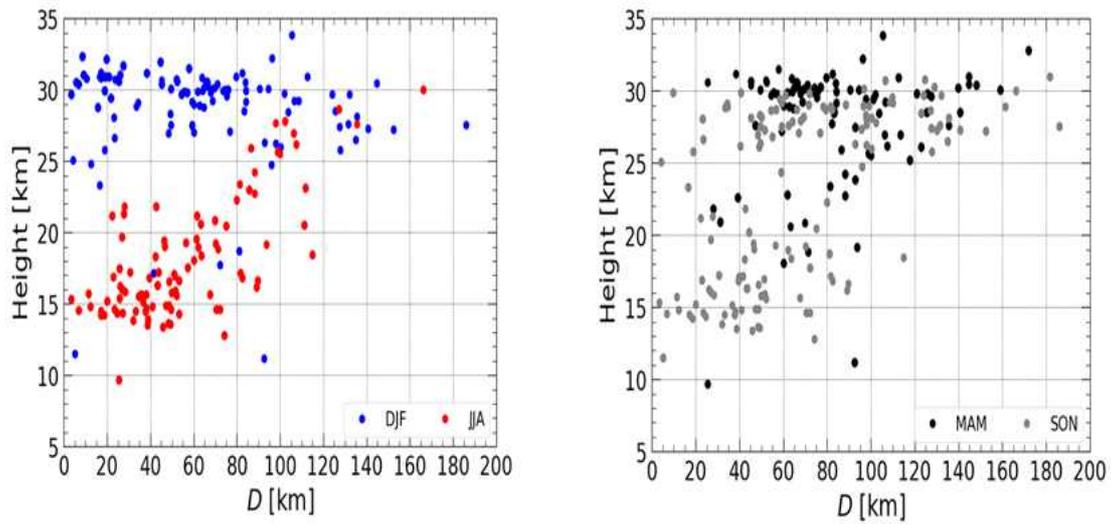


Fig. 3.2.12. Seasonal maximum altitude and horizontal distance of the radio sondes

그림 3.2.13은 계절별 고도 1 km 도달 시 존데의 방위와 수평 거리를 보여준다. 계절에 무관하게 동쪽으로 이동이 뚜렷하게 나타나며, 이는 계절별에 무관하게 서풍 계열 바람에 의해 존데의 방위가 결정되었음을 보여준다. 여름철 북동쪽으로 이동이 상대적으로 많은 반면, 가을철에는 남쪽으로 이동도 두드러졌다. 겨울철은 서풍으로 동쪽 이동이 지배적이거나 간헐적으로 서쪽 및 남쪽으로 이동도 있었다. 봄철은 가을철과 유사하게 남쪽으로의 이동도 뚜렷하다. 수평 이동 거리는 여름철 (<15 km), 가을철 (<18 km), 봄철 (<23 km) 그리고 겨울철 (<25 km) 순서로 멀리 이동하는데 이는 계절별 풍속의 세기와 관련 있다. 라디오존데의 장거리 이동을 고려할 때 계절에 따른 경계층 발달 과정에 대한 연구는 존데가 주로 지나치는 방향에 대한 지면 조건에 따른 난류 열교환에 대한 연구가 필요하며, 특히, 북동, 동 그리고 남쪽 방향에 대해 풍하측 지면 조건에 대해 관측 기반 연구가 필요하다.

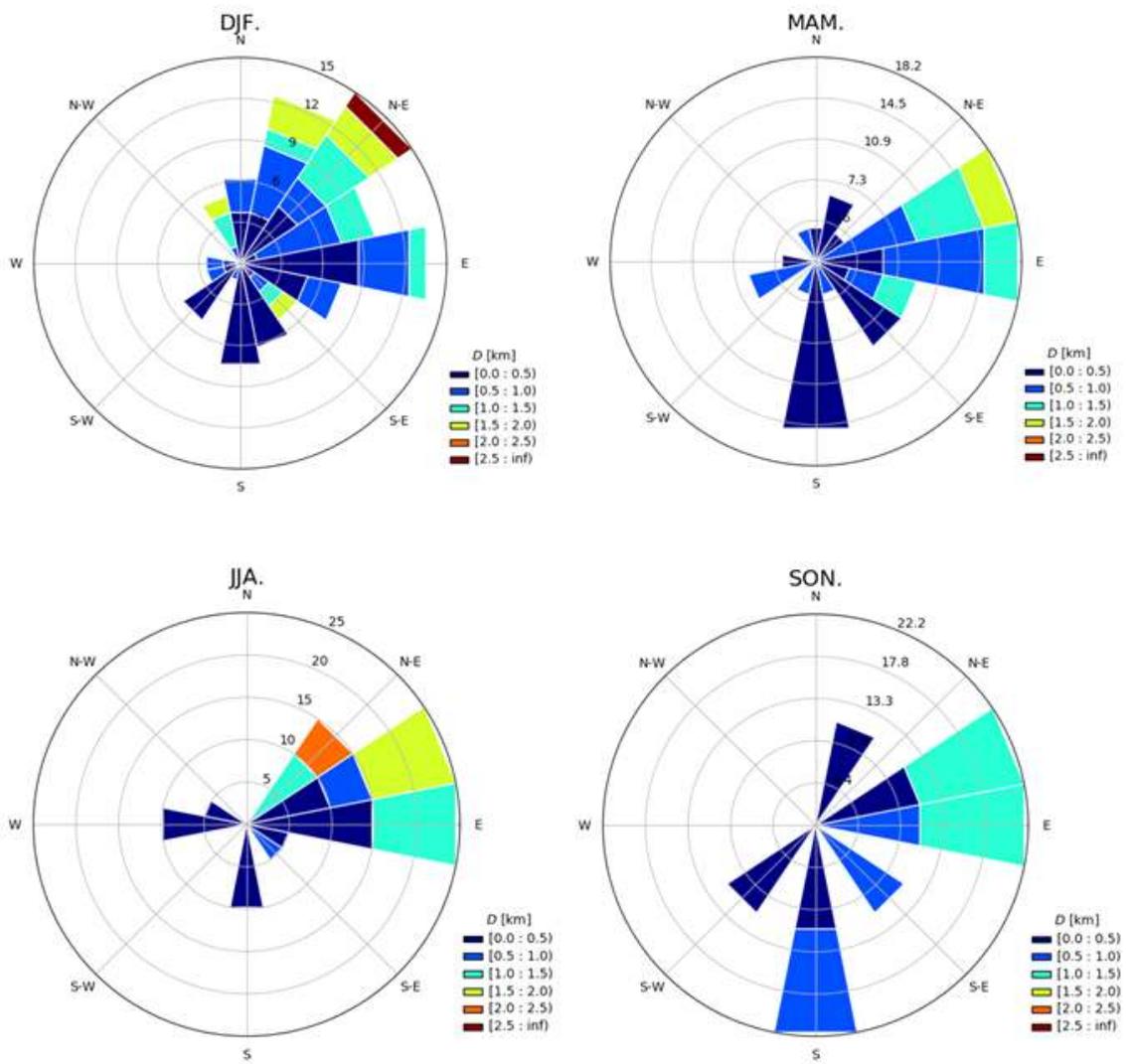


Fig. 3.2.13. Seasonal azimuthal angles and horizontal distances when the radiosonde arrived at the altitude of 1 km.

Table 3.2.5. Monthly number of radiosoundings performed at Jang Bogo station over the six-year period from mid-December 2014 to mid-September 2019. * indicates the YOPP-SH intensive period.

Month	Year					
	2014	2015	2016	2017	2018	2019
January	-	3	3	3	1	*51
February	-	27	28	28	16	*21
March	-	29	29	27	31	13
April	-	30	30	29	29	14
May	-	30	27	29	31	2
June	-	27	30	29	14	1
July	-	29	30	28	13	1
August	-	29	30	26	15	16
September	-	29	28	29	15	9
October	-	30	30	30	15	-
November	-	30	25	11	*33	-
December	15	3	10	1	*31	-
Annual number of radiosoundings	15	293	300	270	244	128

남극 기후연구를 위한 관측 자료는 남극의 광대한 면적에 비해 관측 지점이 매우 적고 또한 상대적으로 짧은 측정 기간으로 인해 지역 또는 대륙 규모 기후 연구를 위해서는 재분석 자료의 사용이 필수적이다(e.g., Turner et al., 2016). 장보고 기지의 경우 정규 기상 관측은 2014년 5월부터 시작되어 이 지역에서의 기후 추세를 평가하기에 관측 기간은 매우 짧다. 이에 European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) Interim Reanalysis (ERA-Interim) (Dee et al., 2011)를 이용하여 추세 분석에 사용하고자 한다. 여기서는 수평격자 0.125 자료를 이용하여 평균해면기압, 기온 및 풍속을 지상 관측 자료와 월 단위로 비교하여 추세 분석 자료로의 이용 가능성을 우선 살펴보았다. 단 여기서 주의할 것은 장보고기지 근처의 여러 격자점들 중의 한 격자점 자료를 사용하였는데 조사된 격자점 모두가 지면으로부터 상당한 고도에 위치하여 관측 고도와 많은 차이를 보였다. 이에 대한 원인은 조사 중이며, 여기서는 두 값의 절대값의 차이에 초점을 맞추지 않고 서로 변동성이 잘 일치하는 가를 중심으로 자료를 사용 및 해석하고자 한다. 사용된 격자점의 좌표는 74.75° S, 164.3750° E로 기지 인근 바다에 위치한다. 그림 3.2.14는 2014년 5월부터 2019년 8월까지 월평균 평균해면기압, 기온

및 풍속을 비교한 것이다. 해면기압은 절대값과 변동($r^2=0.99$) 모두 잘 일치하였다. 기온의 경우 절대값은 기온의 높이 간의 차이로 인해 재분석 기온이 낮았으나 상호 변동($r^2=0.99$)은 잘 일치하였다. 반면, 풍속의 경우 절대값의 크기와 변동($r^2=0.23$) 모두가 일치하지 않는 모습을 보였다. 향후 재분석 자료에 대한 면밀한 검토 후 그 원인들에 대해서는 추가 분석이 필요하다. 관측 지점과 재분석 격자점 간의 수평 및 수직 거리 간의 차이에도 불구하고 해면기압과 기온은 좋은 관계를 보였다. 따라서 재분석 기압 및 기온 자료를 이용하여 추세 분석을 시도하였으며 그 결과는 뒤에 기술된다.

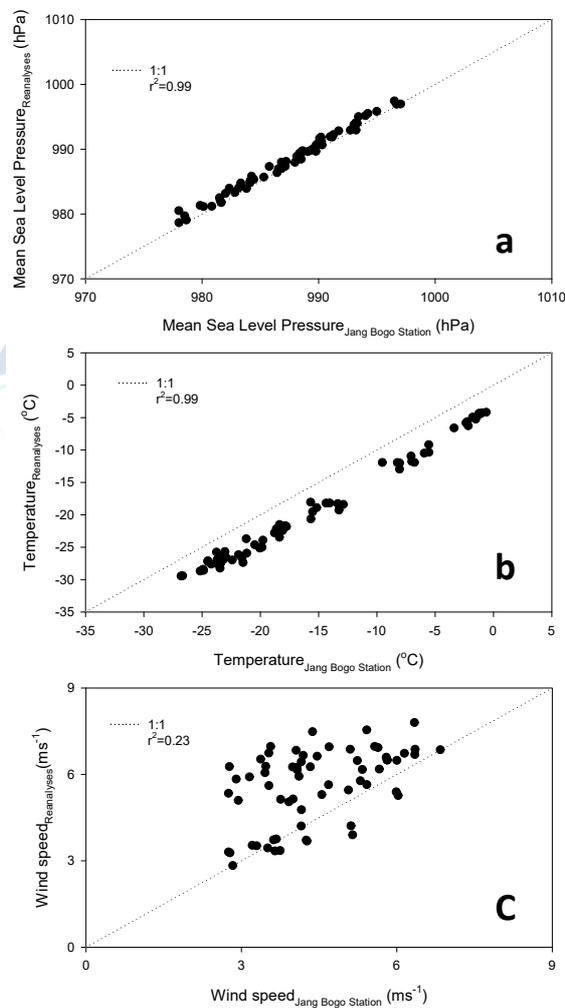


Fig. 3.2.14. Scatter plots of monthly averaged (a) sea level pressure, (b) temperature, and (c) wind speed between measured data, and ERA-Interim data from May 2014 to August 2019.

(2) 결과

(가) 지상 기상

그림 3.2.15는 2014-2019년 지표면으로부터 1.6 m 높이에서 측정된 10분 평균 자료로부터 계산된 일평균, 최저 및 최고 기온과 표준편차를 보여준다. 일평균 기온의 범위는 겨울철 -28.5°C 에서 여름철 -0.2°C 이다. 일평균 기온의 표준편차는 다른 계절보다 겨울철에 더 커서 기온 변동이 더 큼을 보여준다. 반면에 여름으로 갈수록 작았다. 일최저 기온은 -36.3°C (2018년 7월 12일)이었고, 여름철에는 -4.2°C 까지 증가하였다. 일최고 기온은 7.6°C (2015년 12월 4일)이며, 겨울철인 2019년 7월 9일에 -1.1°C 오르기도 하였지만 일최저 기온보다 연변동이 작았다. 다만, 겨울철 최고 기온의 변동은 평균값이나 최저값보다 컸다. 겨울철 최고 기온의 변동이 큰 이유는 장보고기지는 풍속이 약하여 역전층이 잘 발달한다. 그러나 기지 주변으로 저기압이 통과하게 되면 주변의 빙하를 타고 내륙에서 연안으로 부는 활강풍이 기압경도력에 의해 장보고기지를 둘러싸고 있는 지형을 넘어 기지로 넘어오는 강한 바람이 불게 된다. 이로 인해 역전층 형성으로 따뜻한 상층의 공기가 강한 연직 혼합에 의해 지면 근처의 차가운 공기와 섞여 기온이 증가하게 된다. 따라서 풍속이 강하면 강할수록 연직 혼합이 잘 되어 기온이 급상승한다. 이로 인해 평균 기온이 -25°C 인 경우라도 기온은 20°C 이상 오를 수가 있다.

그림 3.2.16은 2014년 5월부터 2019년 12월까지의 월평균 기온의 변동을 보여준다. 기온의 범위는 2016년 7월의 -26.8°C 에서 2015년 12월의 -0.6°C 이었다. 여름철 평균 기온은 경년 변동이 작다. 최고 기온이 12월 또는 1월에 나타났다. 평균적으로 7월이 가장 추웠으나 연최저 기온이 나타난 달은 6월과 9월 사이에서 해마다 바뀌어 나타났다. 9월이 가장 추웠던 해가 2015, 2017 그리고 2019년으로 3년이나 나타났다. -25°C 이하의 월평균 기온은 2014-16년 나타났으나 2017-19년에는 기록되어 않아 최저 기온이 증가하는 것처럼 보인다. 연평균 기온은 2015년과 2016년 -15.8 과 -15.9°C 에서 증가하는 추세를 보이며, 특히 2019년 연평균 기온은 -13.7°C 로 앞의 두 해에 비해 2°C 이상 높았다. 이는 하계 기간 기온이 비슷한 수준인데 반해 겨울철 최저 기온이 전반부에는 낮았고, 후반부에 높아 겨울철 기온이 연평균 기온을 지배하는 것으로 보인다.

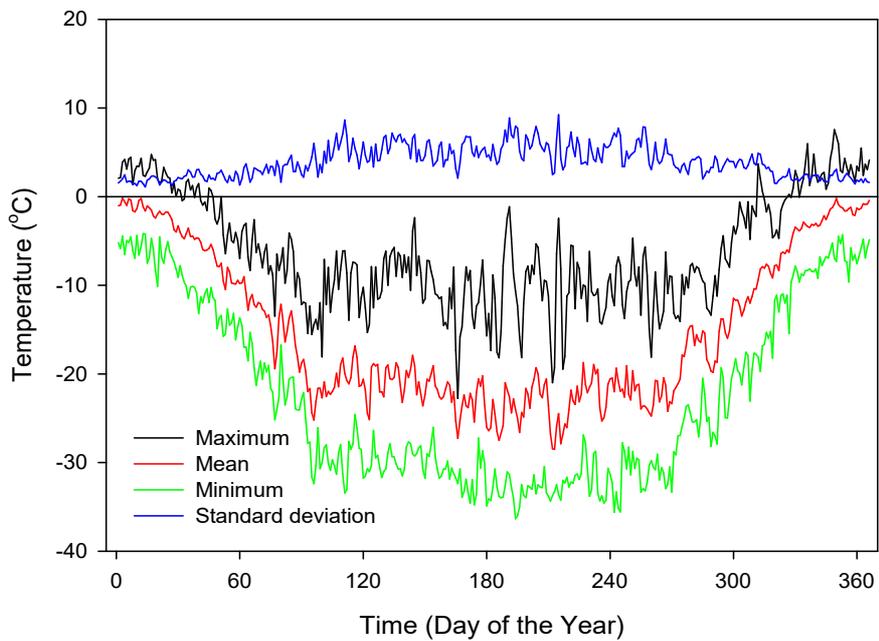


Fig. 3.2.15. Daily maximum (black), mean (red), minimum (green) air temperature, and its standard deviation (blue) ($^{\circ}\text{C}$) from May 2014 to December 2019.

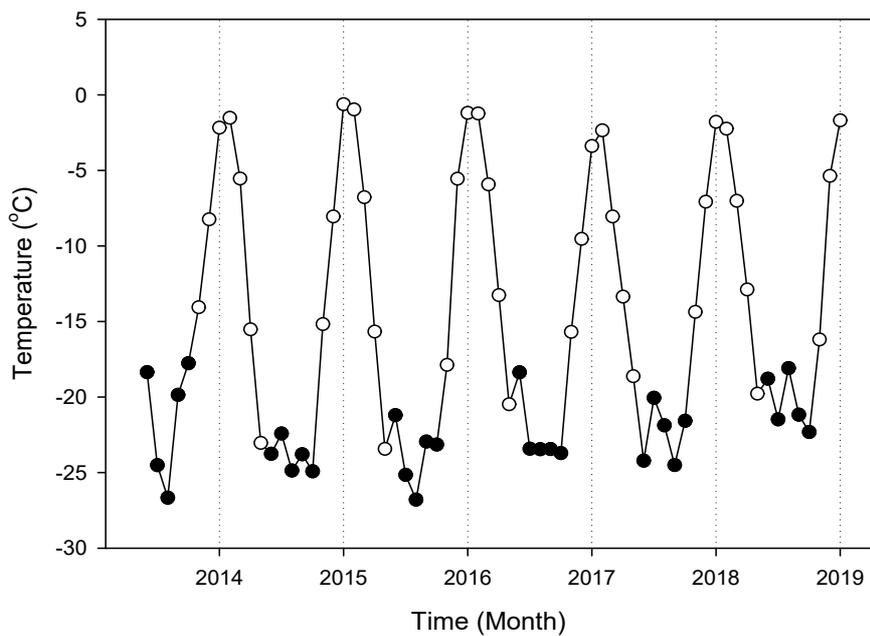


Fig. 3.2.16. Variation in monthly averaged air temperature ($^{\circ}\text{C}$) from May 2014 to December 2019. Black dots indicate May, June, July, August, and September each year.

그림 3.2.17은 일평균, 일최저 및 일최고 기압과 그 표준편차이다. 평균 기압은 971.8에서 996.9 hPa이었다. 전반적으로, 표준편차는 1월부터 증가하면서 8월에 가장 컸으며, 이후 다시 감소하였다. 다만, 가장 작은 표준편차는 이른 3월과 10월에 나타났다. 이 달들은 상대적으로 기압이 낮았는데 이는 Semi-Annual Oscillation (SAO) 때문으로 보인다 (e.g., van Loon, 1967). 최저기압은 944.9 hPa (2014년 10월 19일), 최고기압은 1019.2 hPa (2019년 8월 5일)이었다. 2015년부터 2019년까지는 기압은 증가추세이며 연평균을 사용한 기압의 표준편차는 1.3 hPa 이었다.

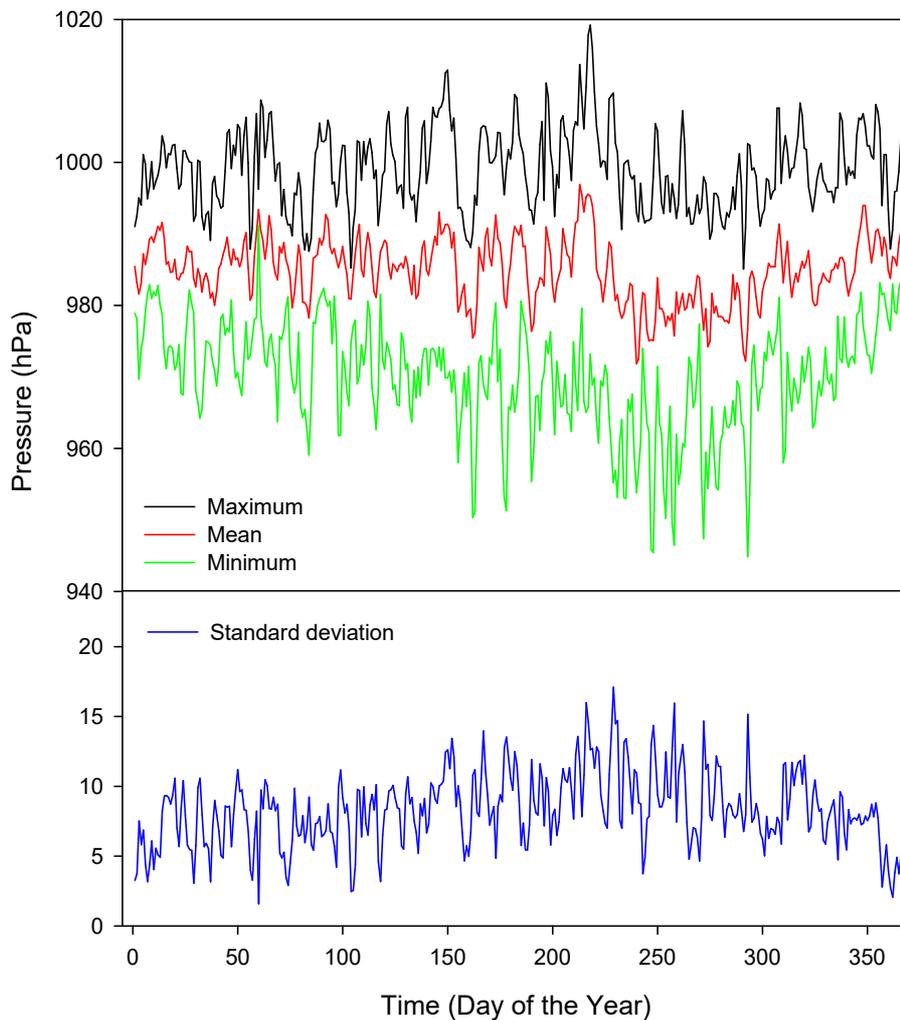


Fig. 3.2.17. Same as in Figure 3.2.15 except for atmospheric pressure

그림 3.2.18은 10m 높이에서 측정된 일평균, 일최고 풍속과 그 표준편차이다. 일평균 풍속의 범위는 1.9–9.9 m/s이었으며, 다른 계절보다 여름철에 약하였다.

뿐만 아니라 풍속의 변동은 여름철에 작았다. 기록된 최고 풍속은 41.6 m/s (2016년 5월 23일)이었다. 장보고기지에서의 풍속의 특징은 10 m/s이상의 순간 강풍은 계절에 무관하게 나타났지만 약한 풍속 역시 계절에 무관하게 나타났다. 분석 기간 평균 풍속은 4.4 m/s로 남극의 다른 지역에 비해 약한 편이다.

그림 3.2.19는 월 단위 합성풍향이다. 대부분의 합성풍향은 서풍을 중심으로 변동을 보이거나 2014년 11월과 12월은 북서풍과 북풍에 가깝다. 합성풍향에 의하면 장보고기지는 연중 서풍을 중심으로 풍계의 변동이 있다고 볼 수 있다. 그림 3.2.20은 월 풍향 항상도(directional constancy, DC)이다. 많은 경우 DC는 0.6 이상으로 풍향이 지속적으로 한 방향에서 부는 특징을 보이지만 2014년 11월, 12월 그리고 2015년 1월은 0.4보다 낮은 값을 보였다. 또한 0.4 부근의 값이 다른 해의 여름에 나타나는 등 여름철 풍향은 뚜렷한 주 풍향을 보이지 않았다. 이는 하계 기간 기지 앞 바다가 멀리서부터 녹아 들어와 대체로 1월 하순에는 해빙이 사라져 표면 열적 균형이 다른 계절과 달라지며, 또한 북동쪽에서 내려오는 바람에 대한 지형적이 장벽이 없기 때문으로 보인다.

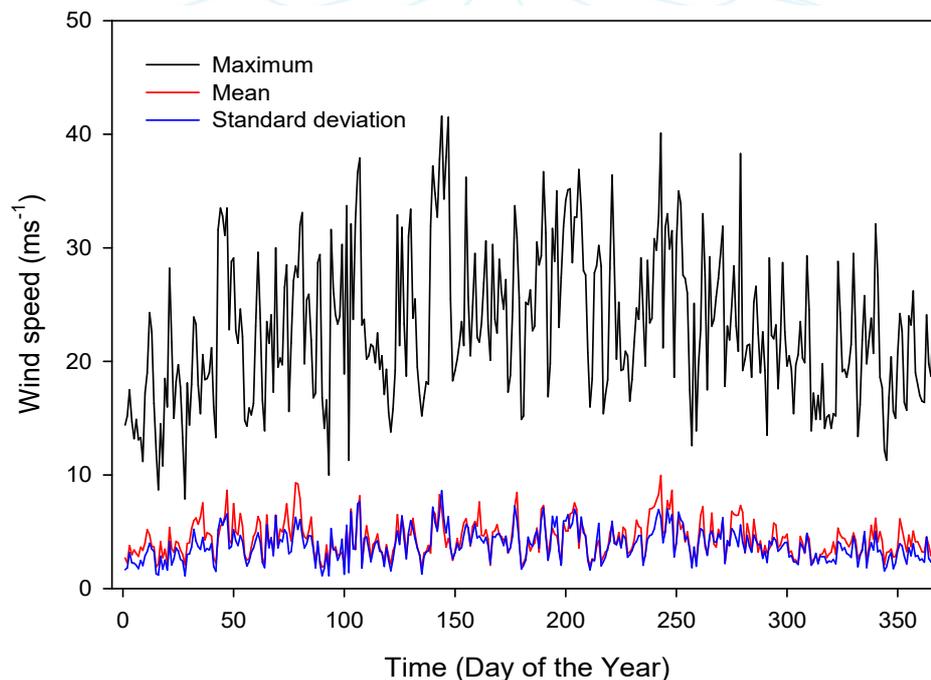


Fig. 3.2.18. Same as in Figure 3.2.15 except for wind speed without daily minimum wind speed.

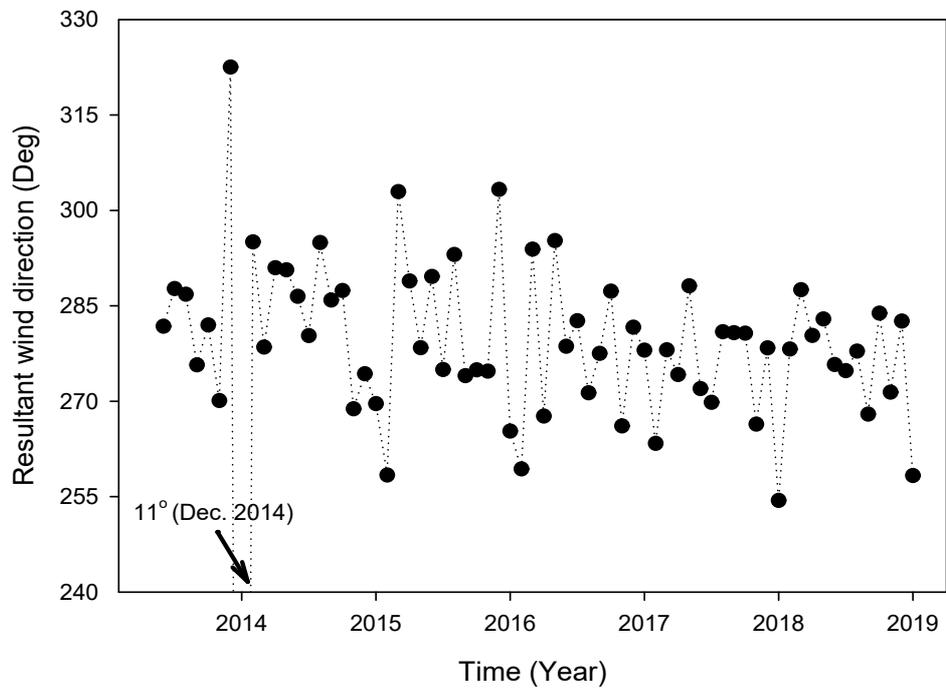


Fig. 3.2.19. Timeseries of monthly resultant wind direction

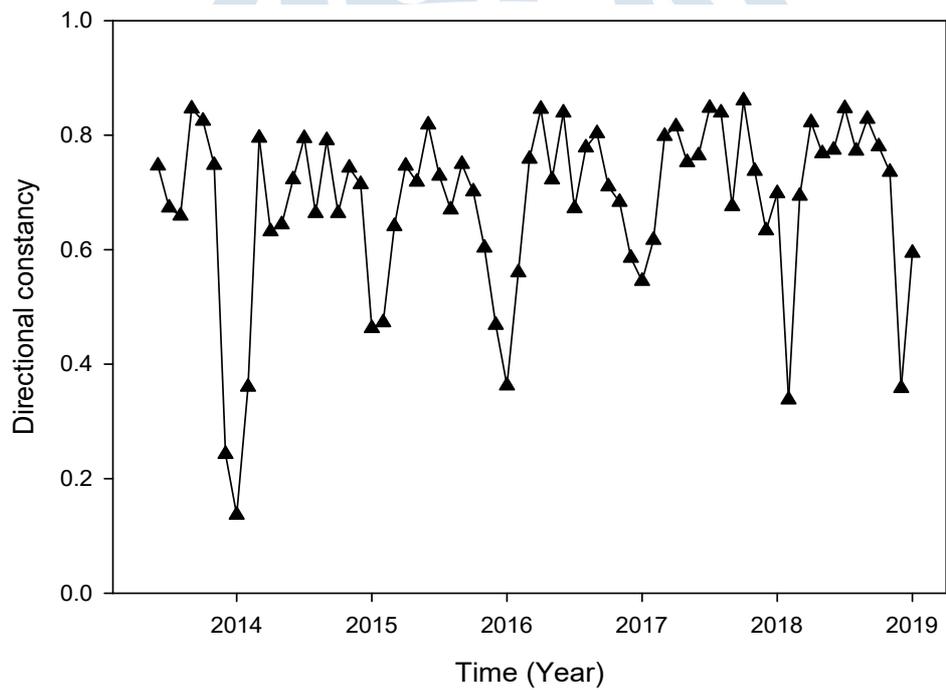


Fig. 3.2.20. Timeseries of monthly directional constancy and monthly mean wind speed

(나) 지면 근처 높이별 바람 및 온습도 변화

그림 3.2.21은 2017년 1월부터 2019년 2월까지 30m 워크업 타워의 다섯 높이에서 측정된 월평균 풍속의 시계열이다. 분석 기간 동안 풍속은 2019년 1월 모든 높이에서 약 2ms^{-1} 의 풍속에서 최고 $6\sim 7\text{ms}^{-1}$ 를 기록하였다. 바람이 약할 경우 높이에 따른 풍속의 차이는 작았으며, 바람이 강할수록 높이에 따른 풍속의 차이가 컸다.

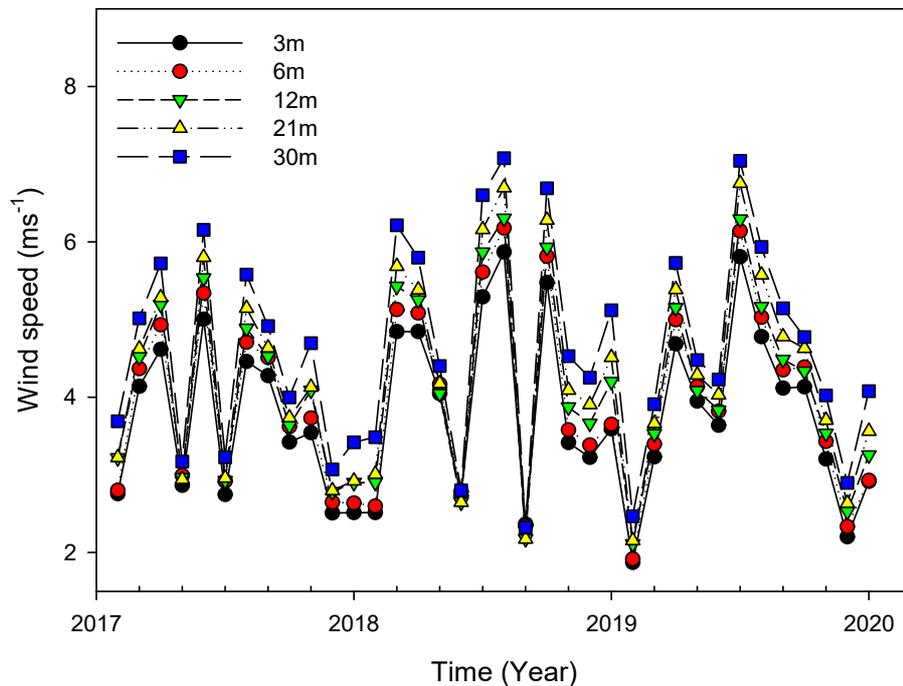


Fig. 3.2.21. Timeseries of monthly averaged wind speed at five heights (3, 6, 12, 21 and 30m) at the Jang Bogo station from 2017 to 2019.

그림 3.2.22는 풍향 항상성(directional constancy, DC)의 시계열이다. 대부분의 기간 DC는 0.6 이상이었다. 다만, 풍속이 상대적으로 약한 2019년 1월은 0.37로 가장 작았다. 2018년 8월의 경우 평균 풍속이 2019년 1월과 크게 다르지 않음에도 DC는 0.66 (30m)에서 0.83 (3m)로 큰 차이를 보였다. 특히, 지표면에 가까울수록 DC는 더 컸다. 지표면에 가까울수록 높은 DC는 풍속이 약한 경우를 제외한 전 기간에 걸쳐 나타나는 특징이다. 이 현상은 지표면에 가까운 바람이 지형의 영향이 잘 반영되며, 높이가 높을수록 다른 기원의 바람 영향일 가능성이 있다. 중관기상관측시스템 타워에서 관측된 DC와 비교하면 30미터 타워에서의 DC가 상대

적으로 더 높으며, 이는 관측 지점의 위치 차이로 보인다. 30미터 위쪽 타워는 상대적으로 경사가 큰 산에 가까운 반면 중관기상관측시스템은 상대적으로 연안에 가깝고 개방된 지형에 위치한다 (그림 3.2.8). 그림 3.2.23은 다섯 높이에서 월 단위 합성풍향의 시계열이다. 합성 풍향은 크게 두 풍향으로 구분된다. 3과 30m 높이에서의 합성 풍향은 290° 를 중심으로 변동하였으며, 가운데 세 높이에서의 합성 풍향은 270° 를 전후로 변동하였다. 중관기상관측시스템에서의 합성 풍향은 270° 를 중심으로 변동하였는데 이는 6, 12, 그리고 21m 높이에서의 합성 풍향과 일치한다. 그림 3.2.24는 관측된 풍속과 풍향으로부터 계산된 동서(zonal) 방향 바람과 남북(meridional) 방향 바람이다. 동서 방향 바람의 경우 높이에 따른 차이가 크지 않은 반면 남북 방향 바람의 경우 합성 풍향과 같이 두 부류로 나뉜다. 합성 풍향과 마찬가지로 3과 30 m의 남북 방향 바람은 북풍이 강한 반면에 나머지 높이의 남북 방향 바람은 거의 0도를 중심으로한 변동을 보였다. 요약하면 6, 12 그리고 21m에서의 바람의 특징은 중관규모관측시스템에서 보여진 풍향 특징과 비슷하다. 그러나 3과 30m 높이에서는 다른 특징을 보였다. 비슷한 크기의 합성 풍향과 남북 방향 풍속의 세기를 보이는 것에 대해서는 향후 추가 분석이 필요하다.

그림 3.2.25와 26은 다섯 높이에서의 월평균 기온과 수증기압의 변동을 보여준다. 높이에 따른 기온의 차이는 겨울에는 크고, 여름에는 차이가 거의 없다. 이는 일반적으로 풍속이 약한 장보고기지에서 겨울철에 강한 역전층이 형성된 결과로 보인다. 2017년의 5월, 2018년 6월, 2019년 5월의 기온 증가는 전형적인 SAO (Semi Annual Oscillation)의 영향이다. 일반적으로 SAO가 기온에 미치는 영향은 상대적으로 강한 풍속의 내륙의 영향을 덜 받아 강한 역전층의 존재하는 연안 지역에서 남극과 중위도 간의 큰 기압 경도에 의해 하지를 전후로 해양에서 부는 상대적으로 따뜻한 바람으로 인한 기온 증가가 일반적인 현상이다. 반면에 장보고기지의 경우 내륙으로부터 불어나오는 바람의 영향을 더 많이 받는다. 연중 풍향은 내륙에서 연안으로 부는 서풍~북서풍이 지배적이다 (그림 3.2.19). 따라서 장보고기지에서도 겨울로 접어드는 시기의 갑작스런 기온의 증가는 바다를 이류한 따뜻한 바람이 아니라 역전층이 존재하는 기간 강풍에 의한 연직 혼합에 의한 것이다. 그림 3.2.26의 수증기압의 변동을 살펴보면 기온이 증가한 위 시기에 수증기양의 증가는 나타나지 않았다. 겨울철 고도에 따른 수증기양의 변동이 매우 작아 연직 혼합에 의한 수증기양의 변동은 거의 나타나지 않았다.

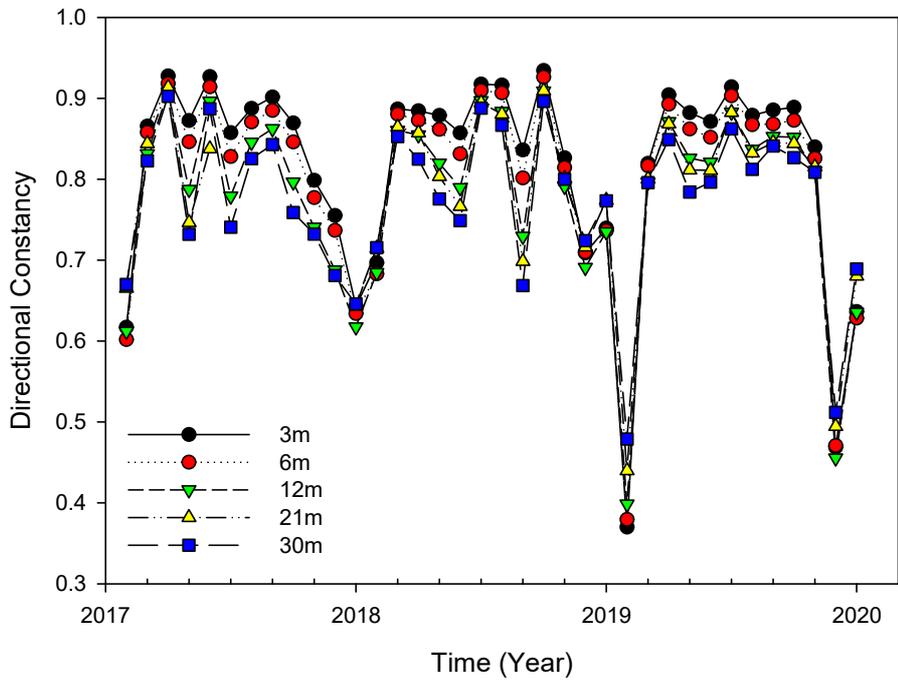


Fig. 3.2.22. Same as in Figure 3.2.21 except for direction constancy

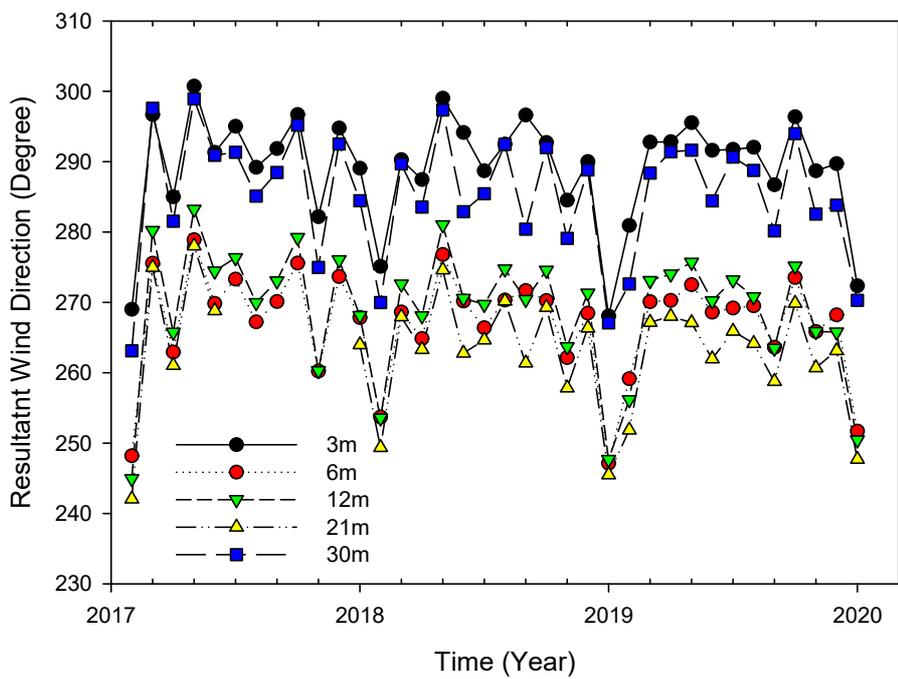


Fig. 3.2.23. Same as in Figure 3.2.21 except for resultant wind direction

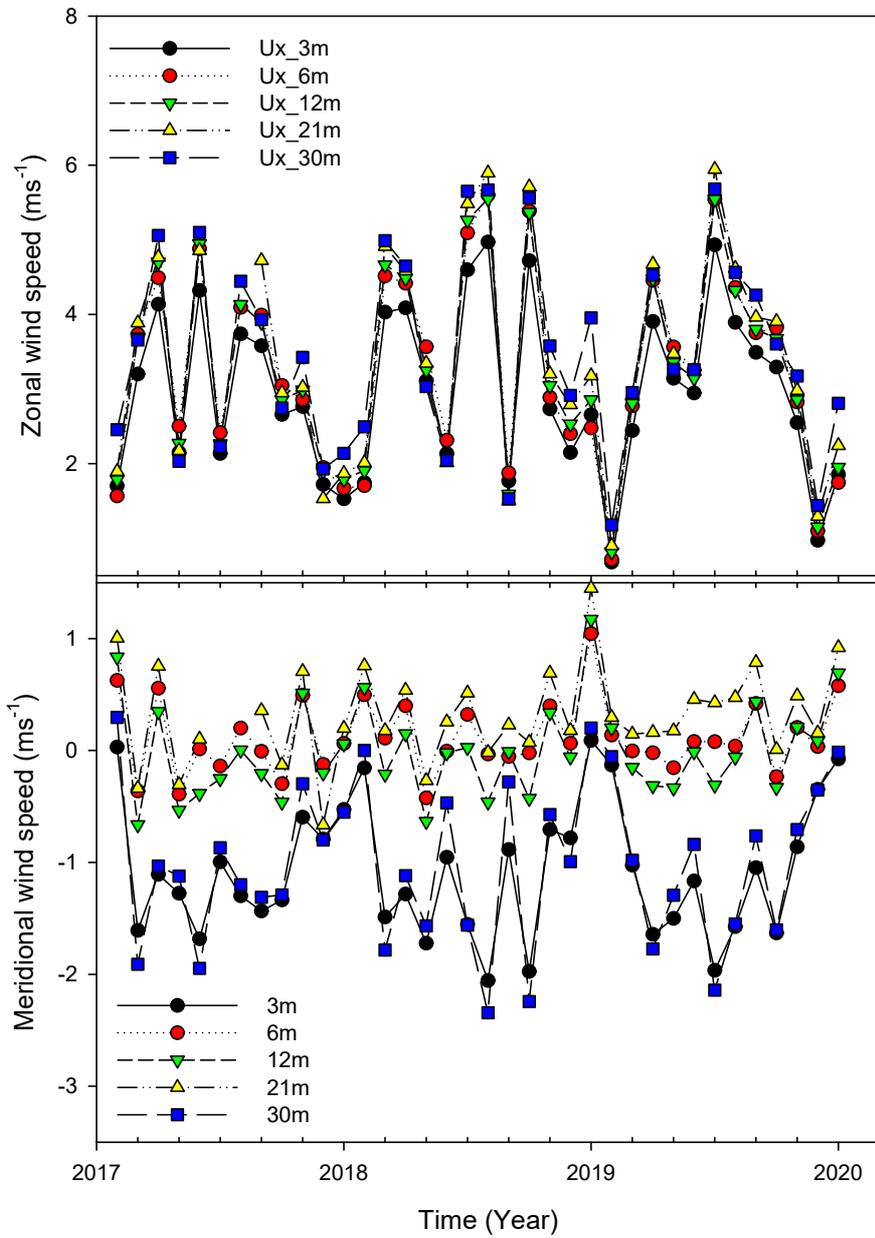


Fig. 3.2.24. Same as in Figure 3.2.21 except for zonal wind speed (top) and meridional wind speed (bottom)

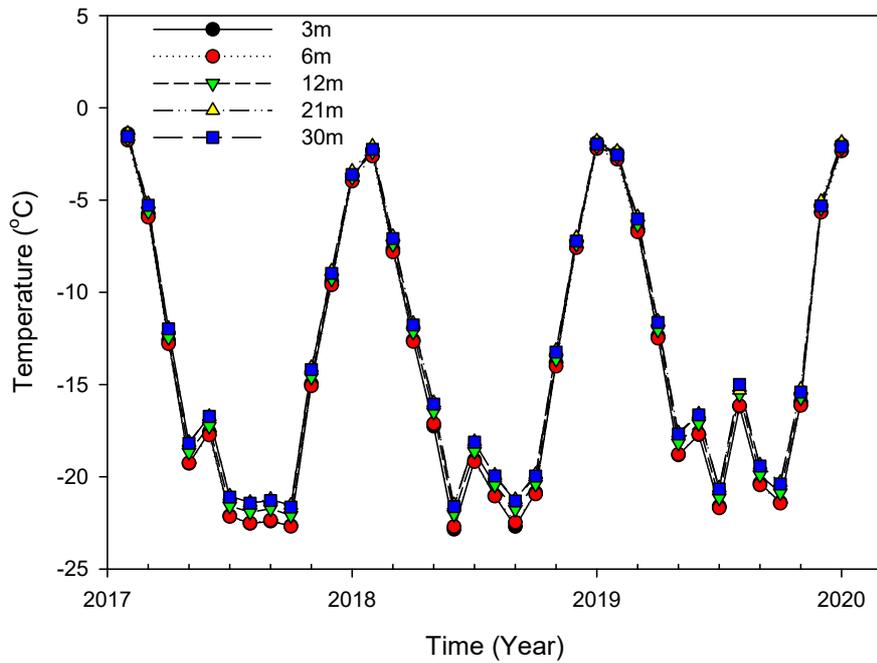


Fig. 3.2.25. Same as in Figure 3.2.21 except for air temperature

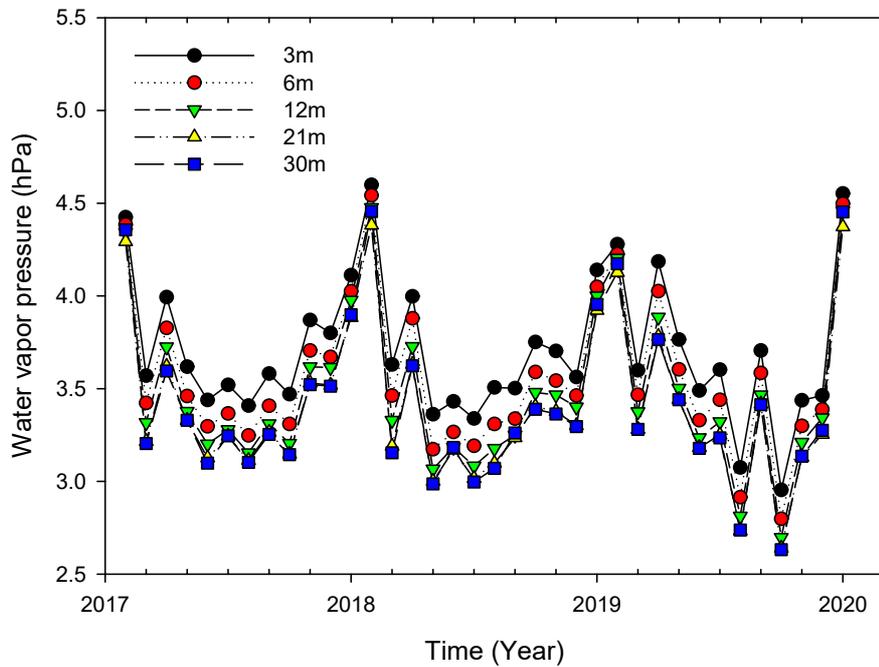


Fig. 3.2.26. Same as in Figure 3.2.21 except for water vapor pressure

그림 3.2.26은 다섯 높이에서의 월평균 수증기압의 변동이다. 기온이 매우 낮은 남극의 경우 대기 중 수증기량은 대체로 기온의 변동을 쫓아간다. 그러나 장보고기지 등의 경우 수증기량의 변동은 기온 변동과 잘 일치하지 않는 것으로 보인다. 시기에 따른 강설이 주요한 역할을 한 것으로 보인다. 수증기량 변동 중에 눈에 띄는 특징은 동계기간 수증기량은 높이가 낮을수록 높았다. 반면에 하계 기간 수증기량은 큰 차이는 없지만 대체로 21m 높이에서의 수증기량이 30m 높이에서보다 더 작다. 하계 기간 풍향에 따라 지면은 노출지, 빙하, 눈, 해빙, 바다 등 겨울보다 상대적으로 다양한 피복 상태를 가지며, 내륙의 강한 고기압보다 로스해 또는 남극대륙 주변을 지나가는 잦은 저기압의 통과로 풍계가 보다 복잡해진다. 보다 자세한 분석을 위해서는 종관 및 중규모 저기압 배치에 따른 국지적인 풍향에 대한 추가 분석 그리고 보다 자세한 연직 방향의 바람 및 기온, 수증기압에 대한 자료 수집과 분석이 추가될 필요가 있다.

(다) 연직 프로파일의 시공간 변동

그림 3.2.27은 2014년 12월부터 2019년 9월의 약 5년의 고도에 따른 평균 기온 자료의 연변동이다. 각 고도에서의 기온의 변동은 서로 유사하다. 대체로 가장 낮은 기온은 겨울에, 높은 기온은 여름에 나타난다. 다만 고도에 따라 서로 상이한 부분도 분명히 나타난다. 대체로 5 km 이내에서는 7월을 중심으로 전과 후가 상호대칭을 이루는 모습이다. 1월과 12월 지상 근처 기온이 가장 높으며, 고도에 따른 기온 감소가 뚜렷하다. 4월에서 9월까지의 고도에 따른 기온 변화가 상대적으로 뚜렷하지 않다. 5-8 km 높이 고도에서는 연중 기온 변화가 뚜렷하지 않다는 게 특징이다. 8 - 30 km까지는 그 아래 고도와 상당히 다른 모습을 보인다. 가장 낮은 기온은 7월 20 km 고도 ($< -75^{\circ}\text{C}$)를 중심으로 위 아래에 걸쳐 나타난다. 이 최저값을 중심으로 왼쪽 위에서 오른쪽 아래로 기울어진 방향으로 낮은 기온이 3월하순에서 12월초까지 분포하고 있다. 성층권에서의 저온은 높은 고도에서 시작되어 시간이 지남에 따라 낮은 고도로 전파되고 있는 모습이다. 11월 가장 낮은 기온은 10 km 부근이다. 한편, 8 km 이상의 고도 범위에서 가장 높은 기온은 약 30 km 고도에서 10월말-11월에 걸쳐 나타났다.

그림 3.2.28은 같은 기간 고도에 따른 평균 혼합비의 연변동이다. 5 km 이하의 하층에서의 혼합비의 시공간에 따른 분포는 기온과 유사하다. 8 km에서 약 25 km

까지는 농도가 매우 작아 고도 및 계절에 따른 차이가 거의 나타나지 않는다. 9월과 10월 30 km에서의 혼합비는 기온과 마찬가지로 상대적으로 높은 값을 보였다.

그림 3.2.29는 평균 수평 풍속의 연변동이다. 12월부터 다음 해 2월까지의 다른 기간에 비해 고도에 따른 풍속의 차이가 크지 않다. 3월부터 성층권에서 뚜렷한 풍속의 강화가 시작되었으며, 6월에 25 km 고도를 중심으로 위 아래 최대 풍속이 나타난 뒤 7월에는 다소 약해지다가 9월에 강한 풍속이 약 26-7 km에 걸쳐 나타났다. 한편, 9월에는 30 km 부근에서 연중 가장 강한 풍속이 있었다. 강한 풍속은 먼저 30 km 고도에서 시작되어 시간이 지남에 따라 아래로 전파되는 경향을 보인다. 그림 3.2.30과 31은 평균 동서 바람의 풍속과 평균 남북 바람의 풍속이다. 그림 3.2.29와 비교하면 수평 바람의 변동은 동서 바람의 변동에 의해 주도됨을 알 수 있다. 다만 8 km 고도에서 연중 강한 남북 방향의 풍속이 존재하였으며, 평균 수평 바람이 강한 9월 약 26-7 km 고도에서 남북 바람의 풍속도 강하였으나 동서 바람의 풍속 크기에 비하면 작았다. 따라서 시간 및 고도에 따른 풍속의 세기는 동서 바람에 의해 즉, 극 소용돌이가 중요한 역할을 함을 알 수 있다.

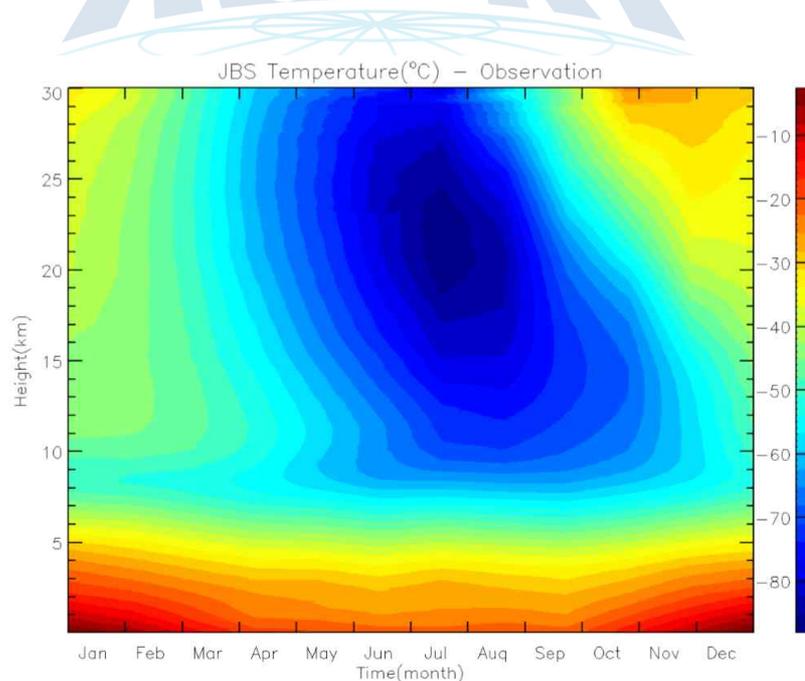


Fig. 3.2.27. Mean annual cycle of temperature at each height up to 30 km during 2014-2019

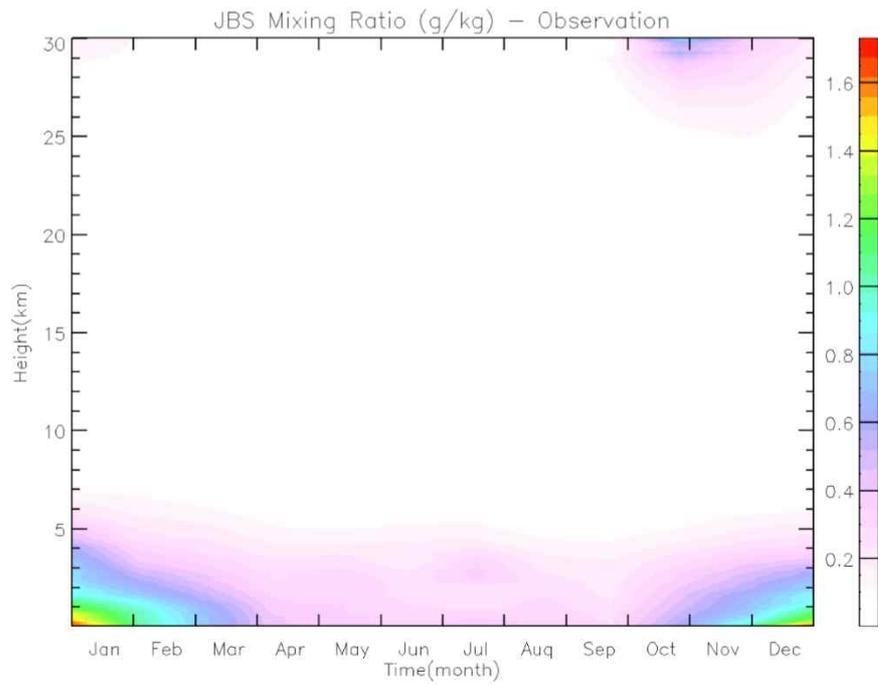


Fig. 3.2.28. Same as in Figure 3.2.27 except for mixing ratio

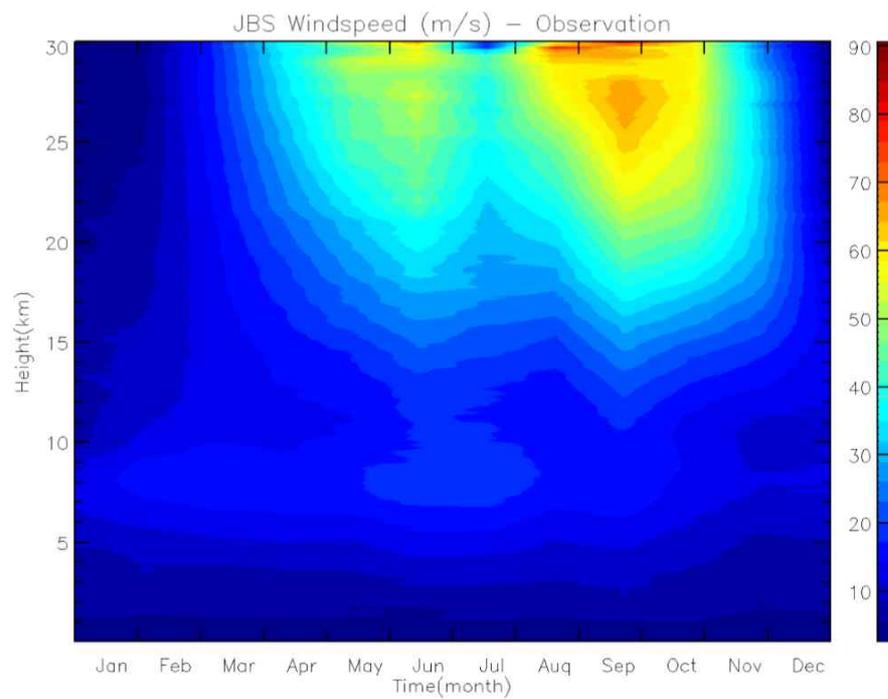


Fig. 3.2.29. Same as in Figure 3.2.27 except for horizontal wind speed

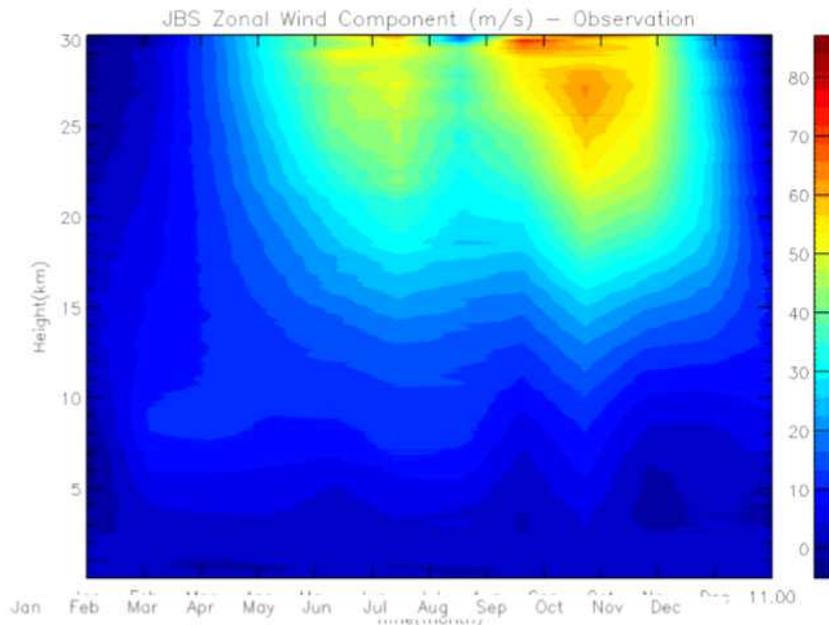


Fig. 3.2.30. Same as in Figure 3.2.27 except for zonal wind speed

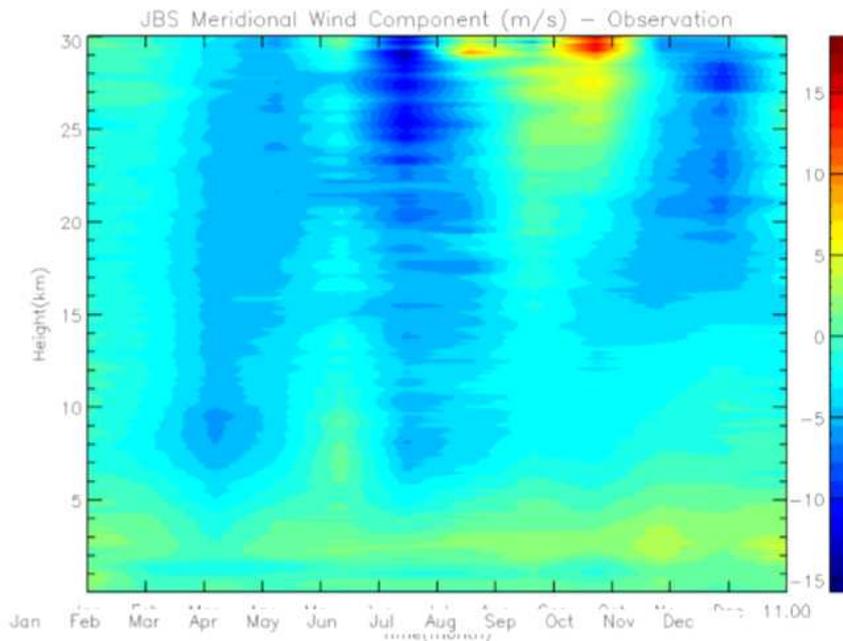


Fig. 3.2.31. Same as in Figure 3.2.27 except for meridional wind speed

그림 3.2.32-36은 관측된 모든 기온, 비습, 수평 풍속, 동서 바람 풍속 및 남북 바람 풍속 프로파일의 시계열이다. 각각의 변수들의 시공간 변동은 앞서 그림 3.2.27-31의 변동과 유사하다. 다만 기온 시계열에서 2019년 8월 3 km 고도를 중심으로 기온 증가가 다른 해와 달리 나타났고, 이는 또한 혼합비의 증가(그림 3.2.33)와 같이 나타났다. 풍속의 변동 역시 앞서 분석된 평균 변동과 유사하다. 다만 2019년의 경우 다른 해와 다른 특징이 보이는데 7월 성층권에서는 9월에 버금가는 강한 풍속이 다른 해와 다르게 나타났다. 이 강한 풍속은 동서 바람 뿐만 아니라 남북 바람의 풍속이 함께 동시에 강한 결과이다. 또한 7월의 강한 풍속은 5 km 고도까지 이어져 있다. 특히 남북 바람 풍속은 성층권에서 부터 5 km 고도까지 강한 남풍을 가리키는 데 상대적으로 따뜻하고 습한 공기의 유입으로 인해 같은 시기 3 km 위 아래에서의 강한 기온 및 혼합비의 증가를 가져왔을 가능성을 배제할 수 없다. 2019년 7월은 2014-2019년 7월 중 가장 기온이 높았는데 (그림 3.2.16) 추후 이에 대한 추가 분석이 필요하다.

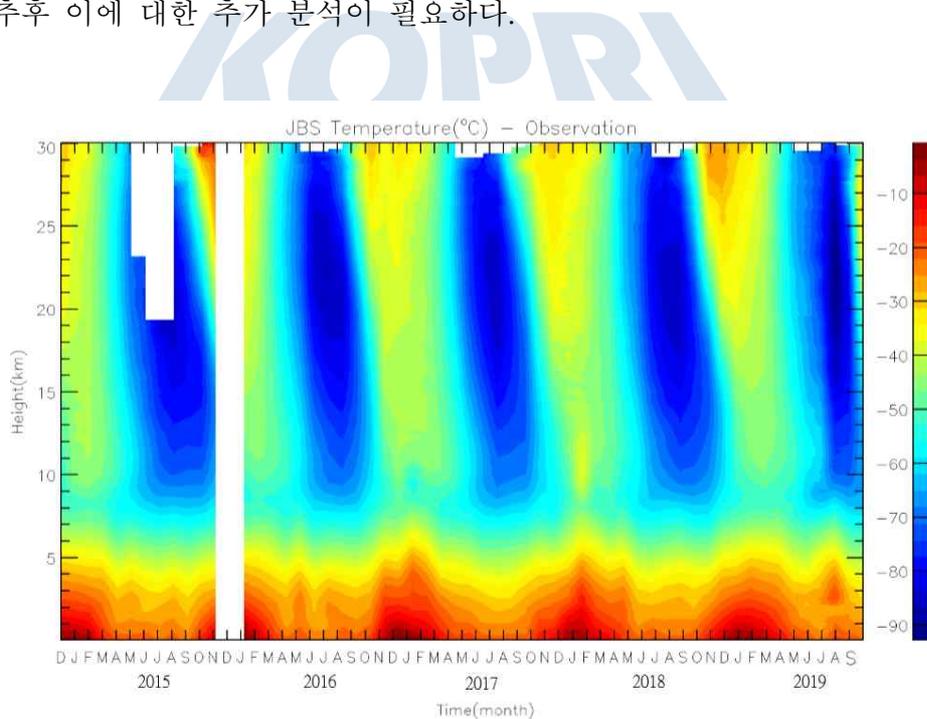


Fig. 3.2.32. Timeseries of temperature at each level up to 30 km from December 2014 to September 2019

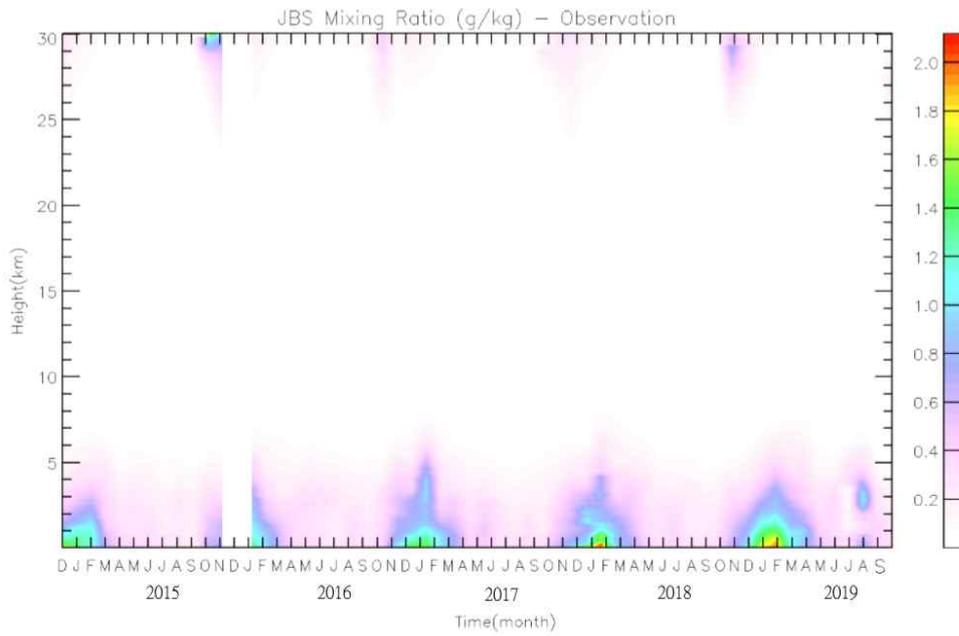


Fig. 3.2.33. Same as in Figure 3.2.32 except for mixing ratio

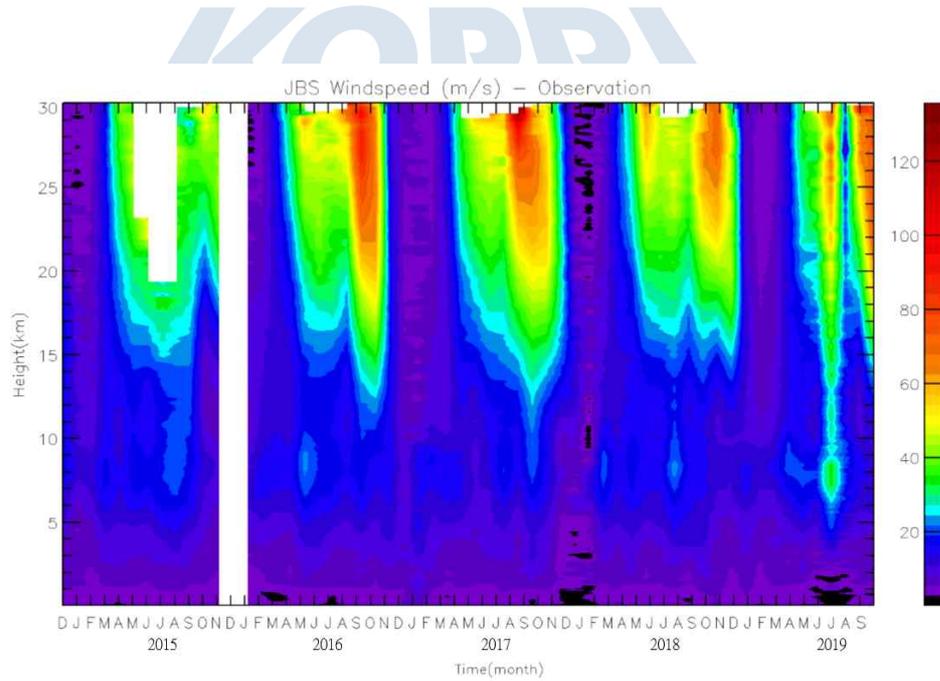


Fig. 3.2.34. Same as in Figure 3.2.32 except for horizontal wind speed

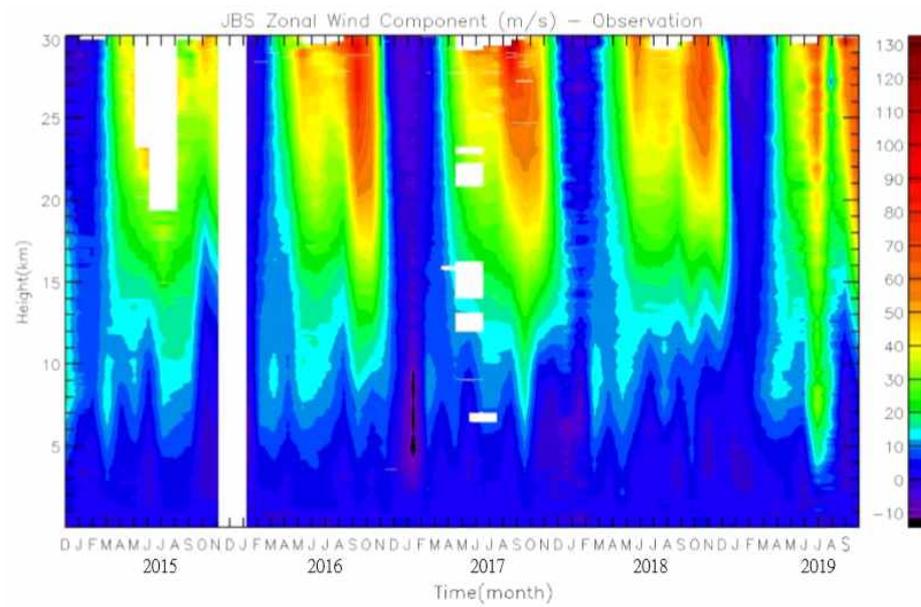


Fig. 3.2.35. Same as in Figure 3.2.32 except for zonal wind speed

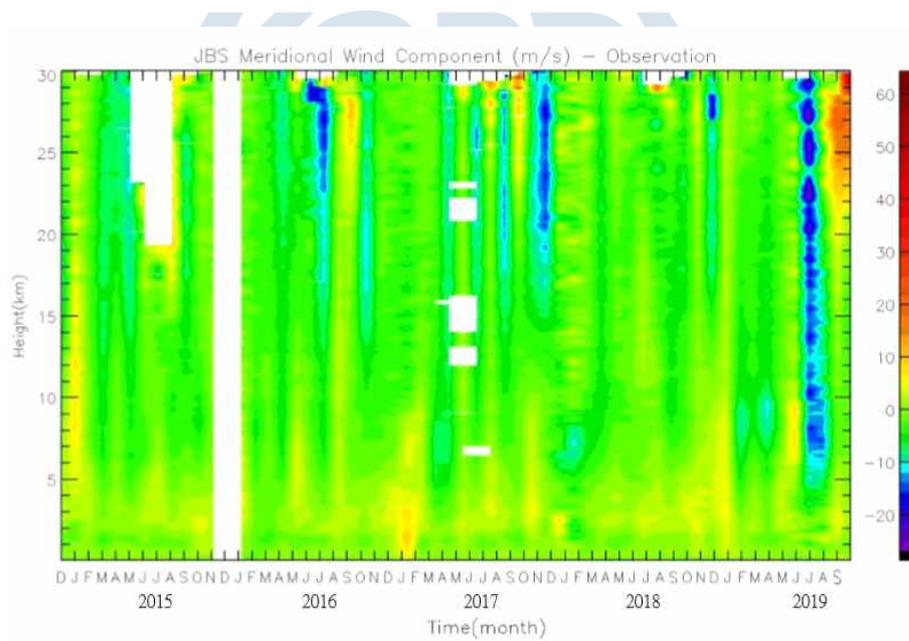


Fig. 3.2.36. Same as in Figure 3.2.32 except for meridional wind speed

연직 프로파일의 경년 변동을 확인하기 위해 계절별 지상에서부터 30 km 까지의 기온의 연직 프로파일을 분석하였다 (그림 3.2.37). 각각의 계절은 남반구를 기준으로 하였으며, 봄(9, 10, 11월), 여름(12, 1, 2월), 가을(3, 4, 5월), 겨울(6, 7, 8월)로 나누었다. 각 해당연도의 여름의 경우는 예로, 2015년 여름이라 하면 2015년 12월과 2016년 1월과 2월을 가리킨다. 여름, 가을 그리고 겨울의 연직 단면도는 그 모양과 크기가 각각 유사하였다. 하지만, 봄철 온도의 경우 성층권에서 고도에 따른 기온의 감소의 형태는 같으나 기온의 차이가 매년 컸다. 가을의 경우 기온은 고도가 높아짐에 따라 약 8 km 고도까지 기온이 현저하게 감소하였다. 이후 약 11 km 고도까지 기온이 상승하다 그 보다 높은 고도에서는 완만한 감소를 보이다 해에 따라 24 - 28 km 고도에서부터 약한 기온 증가를 보였다. 겨울 기온 프로파일의 경우 지상에서부터 약 10 km 고도까지 뚜렷한 기온 감소를 보이다 약 24 km 고도까지 기온 감소 폭이 줄었다가 그 보다 높은 고도에서 기온이 다시 증가하였다. 가을철에 비해 성층권 중하부에서의 기온의 경년 변동이 다소 컸다. 2019년의 경우 다른 해와는 달리 기온은 대류권 하층 2 km에서 3 km 고도까지 오히려 기온이 뚜렷하게 증가한 것이 특징이다. 이 현상의 원인과 그로인한 결과에 대한 추가 분석이 필요하다. 봄철은 기온 프로파일은 나머지 세 계절과 상당히 다르다. 고도에 따른 기온의 감소가 증가로 바뀌는 고도가 해마다 달랐다. 2016년의 경우 약 15 km로 가장 높은 고도에서 기온 증가로 바뀐 반면, 2019년의 경우 약 9 km 고도에서 기온 감소가 증가로 변하였다. 다른 계절과는 달리 대류권에서의 고도에 따른 기온 감소 속도가 성층권에서의 기온 증가 속도와 유사하다. 봄철 성층권 기온의 분포는 오존층 파괴와 밀접한 관계가 있기 때문에 기온 프로파일의 큰 경년 변동이 어떻게 오존층 농도에 영향을 미치는 가에 대한 추가 분석이 필요하다. 끝으로, 여름철 기온 프로파일은 큰 경년 변동을 보이지 않고 상대적으로 안정적이다. 지상에서 부터 고도에 따른 기온 감소는 약 9 km 고도까지 이루어지다 이후 지속적인 상승을 보였다.

그림 3.2.38은 2014-2019년 기간 지상에서 600 m 고도까지의 계절 평균된 기온 프로파일이다. 이 분석의 목적은 지면 근처 고도에 따른 기온의 변화를 자세히 보고자 함이다. 여름철을 제외하면 50 m 보다 낮은 고도에서 약 100 m를 전후로 기온 증가가 있는 역전층이 존재한다. 특히, 2015년의 경우 다른 해에 비해 하층에서의 고도에 따른 기온 증가가 뚜렷하다. 여름철의 경우 지속적인 일사에 의한

지표면의 가열로 50 m 아래로부터의 기온 감소가 고도 증가에 따라 계속 일어나고 있다. 다만 고도 증가에 따른 기온의 감소가 150 - 200 m까지는 약하며 그보다 높은 고도에서 감소가 뚜렷해 보인다. 계절에 따른 특징적인 대류 경계층의 발달 과정 및 깊이는 지표면에서의 에너지 수지와 함께 연구가 필요하며, 특히 극지역 기상 예보를 위한 경계층 과정에 대한 수치 모델에서의 모수화 기술은 관측 자료의 부족으로 여전히 개선의 여지가 많아 이에 대한 연구가 향후 진행될 예정이다.

그림 3.2.39는 계절별로 지상에서부터 30 km 까지의 혼합비의 연직 프로파일이다. 혼합비는 낮은 기온으로 인해 모두 낮은 값을 보인다. 대류권 하층에서부터 고도에 따라 혼합비는 감소하다 8 - 10 km 부근에서 고도에 따른 변화가 거의 없이 거의 0에 가까운 값을 유지하였다. 다만 봄과 여름철에는 20 - 18 km 고도에서 혼합비 증가가 나타난다. 봄철 성층권 중부 혼합비는 다른 계절에 비해 경년 변동이 매우 크며, 여름철 대류권 하층에서의 혼합비는 다른 계절에 비해 약 3배 컸다. 이는 다른 계절에 비해 높은 기온으로 인한 눈과 빙면 그리고 해빙이 사라지고 그로 인한 증발이 많아졌기 때문이다.

그림 3.2.40은 계절별 지상에서부터 30 km 까지의 풍속의 연직 프로파일이다. 여름을 제외한 나머지 세 계절의 고도에 따른 풍속의 변화 패턴은 유사하다. 세 계절의 경우 고도가 높아짐에 따라 풍속은 증가하다 약 8 km 부근에서부터 고도에 따라 풍속이 감소 한후 11 km 고도부터는 다시 지속적으로 증가한다. 겨울철 풍속이 가장 강하였으며, 봄철 성층권 풍속 프로파일은 다른 계절에 비해 경년 변동이 매우 컸다. 한편, 여름철 풍속은 나머지 세 계절에 비해 성층권에서 다른 모습을 보인다. 즉 8 km 고도까지 풍속은 강해지다 그 보다 높은 고도에서 풍속은 지속적으로 감소한다. 약 30 km 고도에서의 풍속은 약 2 km 고도에서의 풍속과 비슷한 크기이다. 봄철과 여름철 대류권에서의 풍속의 크기 및 증가하는 고도는 서로 비슷하다. 가을과 겨울 대류권에서의 풍속의 크기와 풍속이 바뀌는 고도는 서로 비슷하지만 겨울 풍속이 좀 더 강하였다.

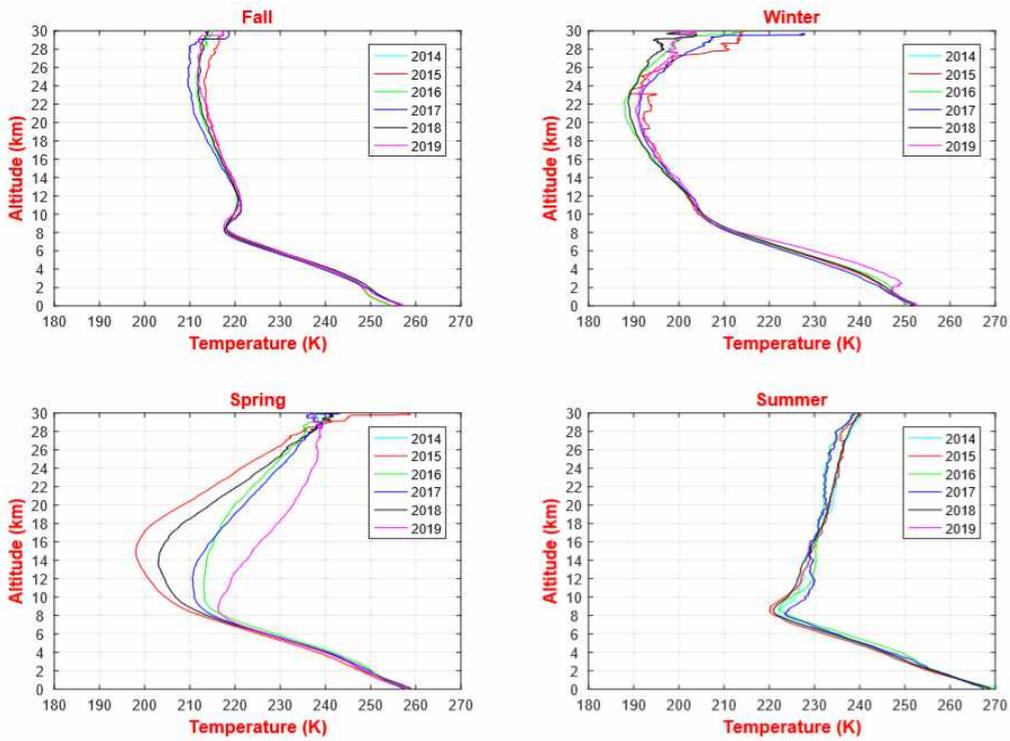


Fig. 3.2.37. Profiles of seasonal averaged temperature from the surface to 30 km from 2014 to 2019

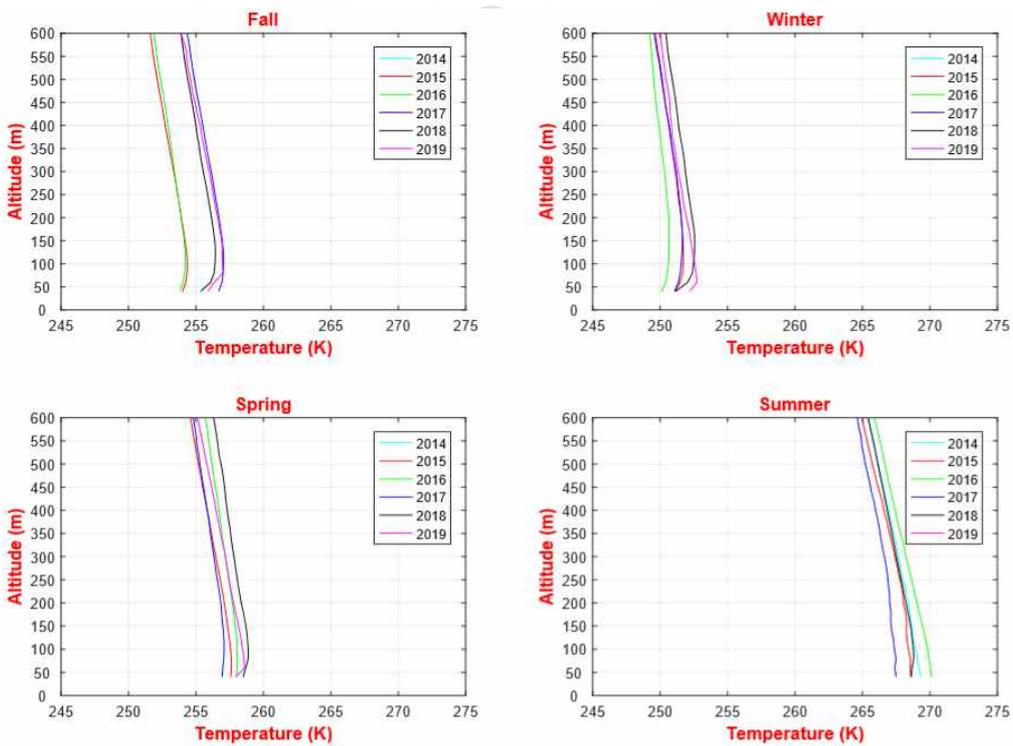


Fig. 3.2.38. Same as in Figure 3.2.37 except for up 600 m.

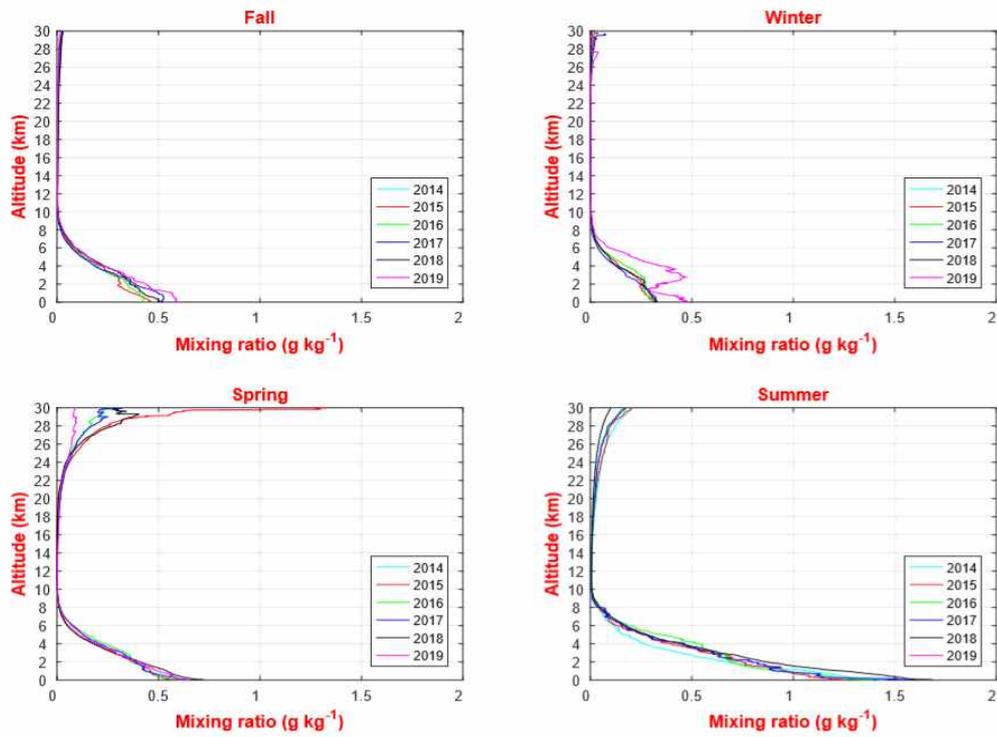


Fig. 3.2.39. Same as in Figure 3.2.37 except for mixing ratio

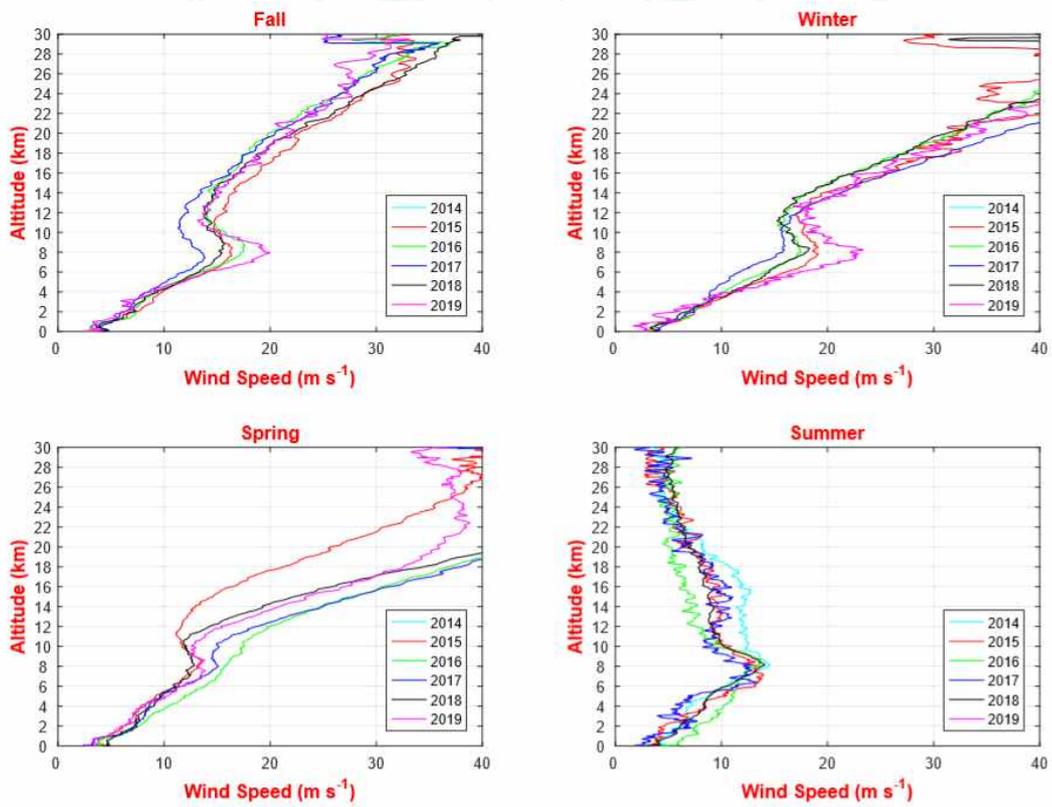


Fig. 3.2.40. Same as in Figure 3.2.37 except for wind speed

다. 아문젠해

서남극 연안의 기상 관측 자료의 부족은 이 지역 대기 순환 및 그에 따른 기후 변화 연구의 큰 제약으로 작용하였다. 이에 본 사업기간 중 2차년도인 2018년에 서남극 연안 지역 설치를 목적으로 자동기상관측시스템(AWS)을 준비하였다. 그러나 2017/18년 하계 기간 쇄빙연구선 아라온을 이용한 연구지역 방문 시 2014-2016년 기간 설치된 AWS가 이 지역의 많은 눈에 묻혀 보이지 않았고, 새로운 위치 선정에 필요한 시간이 충분치 않아 AWS 설치를 포기하였다. 본 연구에서는 2008-2014년 서남극 아문젠해 린지섬에서 획득된 자료를 보다 심층 분석하여 이 지역 기상 특성을 파악하고 재분석 자료와의 비교를 통해 기후 추세 분석을 하였다. 관측과 관련된 내용은 김성중 등(2014)에 기술되어 있으나 여기서는 본 연구 기간 중에 수행된 관측 및 자료 품질에 대한 추가 정보를 활용하여 재구성하였다.

(1) 재료 및 방법

서남극 아문젠 해에 위치한 린지 섬(Lindsey Islands)에 2008년 2월 14일에 AWS(Automatic Weather Station, S73° 36' 4.32" , W103° 1' 15.18")가 설치되었다. 린지 섬은 몇 개의 섬들로 구성되어 있는데 그 중 길이가 1.4 km, 폭이 1.0 km인 섬이 연구지역으로 선정되었다. 이 섬은 린지 섬 중 가장 남쪽에 위치하며 서남극 카니스티오(Carnisteo) 반도로부터 약 500 m 떨어져 있다(그림 3.2.41a and b). 그림 3.2.41a는 이 연구의 관측지와 비교를 위한 연안과 내륙에 위치한 AWS의 지리적 위치를 보여준다. 2008년 2월 13일 14명의 우리나라 과학자들은 러시아 쇄빙선 Akademik Fedorov를 이용하여 우리나라의 두 번째 남극 기지 건설 후보지 조사를 위해 이 섬을 방문하였다. 관측지에서의 기상 조건을 조사하기 위해 AWS가 주변에 아무 장애물도 없는 섬의 가장 높은 곳(약 37 m m.s.l) 설치되었다(그림 3.2.41c). AWS 주변 표면은 상대적으로 큰 바위로 덮여있었으며, 눈과 얼음 없이 대기로 노출되어 있었다. 그것은 카니스티오 반도와 코스그로브(Cosgrove) 빙봉으로부터의 강한 바람 때문인 것으로 보인다. 그와는 달리 섬 면적의 절반 이상은 눈과 얼음으로 덮여 있었다.

기상 변수를 측정하기 위해 단수 또는 복수의 센서들이 5.5 m 높이의 타워에 설치되었다. 두 개의 풍향 풍속계(model #05103MA, RM Young, USA)가 2.2

m와 5.2 m 높이에 설치되었다. 진북은 휴대용 GPS를 사용하여 결정되었으며, 풍향 결정에 활용하였다. 두 개의 온습도계 (model #HMT335, Vaisala, Finland)는 2.0 m와 4.9 m 높이에 설치되었다. 자료 집록기(model #CR1000, Campbell Scientific Inc., USA)와 기압계(model #PTB100, Vaisala, Finland)를 보관하기 위해 사용된 펠리컨 박스는 지표면에 놓였다. 20 및 80 W의 태양 전열판으로 충전되는 600 Ahr의 배터리가 전원 공급에 사용되었다. 시간 평균 및 표준편차 (2012년 2월 27일 이후는 30분 단위로 변경)는 자료 집록기에 저장되었고, 순간 최대풍속과 두 시간 평균 자료는 Argos 위성 송신기를 통해 극지연구소로 전송되어 다음 번 방문을 위한 정보로 활용되었다. 자료 집록 시각은 세계표준시 (Universal Time Coordinated)가 사용되었다.

2012년 2월 27일 네 명의 연구원이 우리나라의 쇄빙연구선을 이용하여 관측지를 재방문하였다. 두 개의 풍향 풍속계는 파손되어 있었기에 같은 모델의 새 풍향 풍속계로 교체되었다. 추가적으로, 온습도계(model #HMP155, Vaisala, Finland), 기압계(model #PTB110, Vaisala, Finland) 그리고 최신의 운영체계가 내장된 자료집록기가 교체되었다. 2008년과 2012년 설치된 측기들은 표 3.2.6에 요약되어 있다.

극지연구소

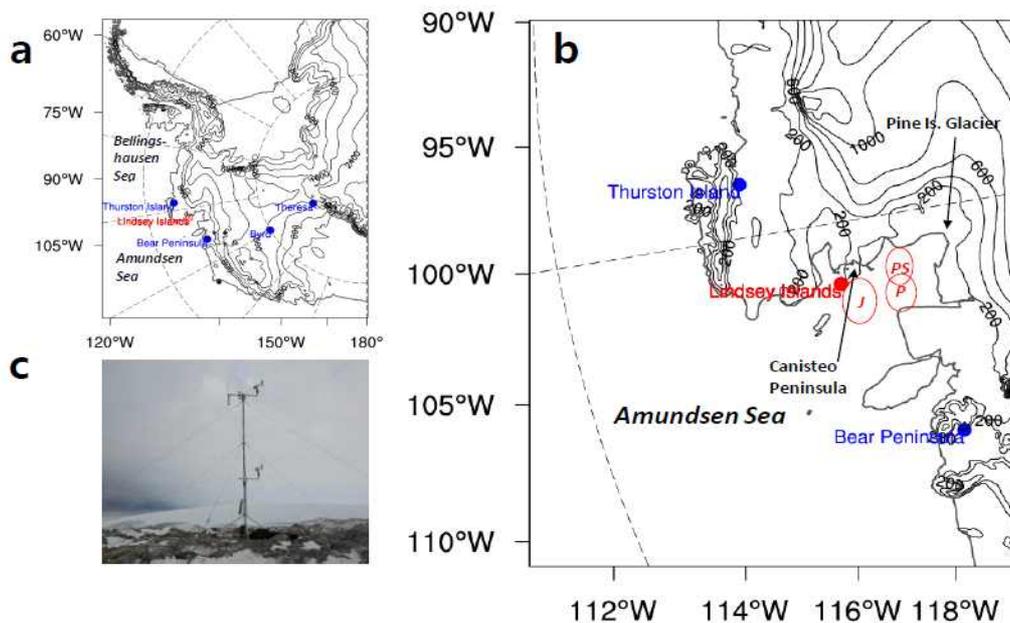


Fig. 3.2.41. Site map showing (a) the location of the study sites with topography (contours, m), (b) Enlarged view of the site map where the Lindsey Islands are located, and (c) AWS at the study site. The contour intervals of elevation in (a) and (b) are 400 and 200 m, respectively. Red circles in (b) are approximate locations of Research vessels, RRS James Clark Ross (J), Polarstern (PS) and Nathaniel B. Palmer (P) whose data will be seen later.

극지연구소

Table. 3.2.6. Summary of sensors for the automatic weather station (AWS) at Lindsey Islands

Variables	Sensors/ Accuracy	Model (Period)	Model (Period)	Manufacturer	Heights (from the surface)
Wind Speed (WS)/ Wind Direction (WD)	Wind Monitor • WS: $\pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$, • WD: $\pm 3^\circ$	05103MA (Feb. 2008- Feb. 2012)	05103 (Feb. 2012~)	R.M. Young	5.2/2.2 m
Temperature (T)/ Relative Humidity (RH)	Temp./Humid. Probe HMT335 •T: $\pm 0.2^\circ \text{ C}$ •RH: $\pm (1.5+0.015 \times \text{reading}) \%$ HMP155 •T: $\pm (0.226-0.0028 \times \text{T})^\circ \text{ C}$ •RH: $\pm (1.2+0.012 \times \text{reading}) \%$	HMT335 (Feb. 2008- Feb. 2012)	HMP155 (Feb. 2012~)	Vaisala	4.9/2.0 m
Downward/Reflected Shortwave Radiation	Pyranometer • < 5%	LI-210 Type SL (Feb. 2008~)		LI-COR	5.1/4.9 m
Snow Accumulation Height	Sonic Ranging Sensor • $\pm 1 \text{ cm}$ or 0.4% of distance to target	SR50M-45 (Feb. 2008~)		Campbell Sci.	4.7 m
Air Pressure	Analogue Barometer • PTB100B: $\pm 0.3 \text{ hPa}$ • PTB110 : $\pm 0.3 \text{ hPa}$	PTB100B (Feb. 2008- Feb. 2012)	PTB110 (2012.2~)	Vaisala	0.1 m
Data Process/Storage	Logger	CR1000 (Feb. 2008- Feb. 2012)	CR1000 with latest OS version (Feb. 2012~)	Campbell Sci.	0.1 m
Data Transmit	Argos antenna	ST-20 (Feb. 2008~)		Campbell Sci.	5.0 m

교체된 두 세트의 온습도계와 한 세트의 기압계가 기존의 측기와 얼마나 차이가 나는가를 확인하기 위해 교체 전 현장(기압계는 지표면, 온습도계는 2 m 높이)에서 약 8시간 동안 비교 실험이 수행되었다. 비교 결과, 기압계의 경우 서로 변동은 잘 일치($r^2 = 0.91$)하였으나, 예상과 달리 크기에 있어서 새 기압계로 측정된 기압이 기존 기압계의 기압에 비해 약 9.7 hPa 낮았다. 한편 기온의 경우 기존 온도계(HMP335)의 기온과 새 온도계(HMP155)의 기온 간의 차이는 평균 -0.36°C 이었으며, 비교 실험이 진행된 기간의 기온 -7.7°C 를 고려하면 오차 범위에 속하였다(표 3.2.6). 린지 섬에서 측정된 기상 자료에 대한 추가 검증을 위해 린지 섬 주변에서 연구항해를 수행했던 연구선들의 기상 자료를 입수하였다. 2008년부터 2014년까지 아문젠 해 해역에 세 척의 연구선이 연구항해를 수행한 바 있다; 2009년 Nathaniel B. Palmer (Jacobs, 2014), 2010년 Polarstern (König-Langlo, 2010) 그리고 RRS James Clark Ross (JCR). 입수된 자료 중 린지 섬으로부터 위경도 $\pm 5^{\circ}$ 에 위치한 경우의 자료를 사용하였다. 세 연구선 중 JCR이 린지 섬에 가장 근접하고 오래 머물렀다. 비교를 위해 모든 기압값은 평균해수면기압으로 전환되었는데 기압은 높이에 따른 지수함수적인 감소를 고려하였다. 풍속과 기온은 측정 높이를 서로 맞추지 않았는데 연구선에서의 측정 높이는 해수면으로부터 19–37 m, 린지 섬의 측정 높이는 39–42.5 m로 큰 차이가 없는 데가 JCR은 25 km, 나머지 두 연구선은 78 km 이상 린지 섬에서 떨어져 있어 차이가 난다면 측정 높이 차이보다 측정 지역 등 다른 요인에 기인할 가능성이 커 보였기 때문이다. 표 3.2.7은 린지 섬과 세 연구선 기상 자료 간의 편의(bias)를 요약되어있다. 이 표에 의하면 2014년 JCR과의 기압 차이는 0.47 hPa로 작았으며, 이는 린지 섬에서 기존의 기압계(2008년 2월 설치)와 새로 교체된 기압(2012년 2월 설치)된 중 새로 교체된 기압계를 향후 자료 분석에 사용할 근거가 되었고, 기존 기압계의 기압값에서 9.7 hPa를 뺀 값이 분석에 사용되었다. 기온의 경우 $1.46^{\circ}\text{C} - 0.36^{\circ}\text{C}$ 의 차이를 보였으며, 그 원인은 측정 위치의 차이에 따른 것으로 보인다. 풍속의 경우, 2014년에는 비교할 자료가 없었으며, Palmer와 Polarstern 풍속과의 비교 결과 상대적으로 먼 거리에 서로 위치함에도 불구하고 작은 차이를 보였다. 이 비교 결과는 비교 기간(2009년 1월과 2010년 3월) 연안 지역에서는 위치에 무관하게 풍속의 크기가 비슷함을 보여준다. 부분적으로 비교된 결과들이 린지 섬 관측지에서의 전 기간 기상 자료의 품질을 보증하는 것은 아니지만, 적어도 비교

기간 동안 측기는 정상 운영된 것으로 판단할 수 있으며, 그 외 기간에 대해서는 별도의 품질 평가(같은 변수에 대해서는 상호 비교 및 표준 편차 검토, 한 변수에 대해서는 표준 편차 등 검토) 이루어졌다.

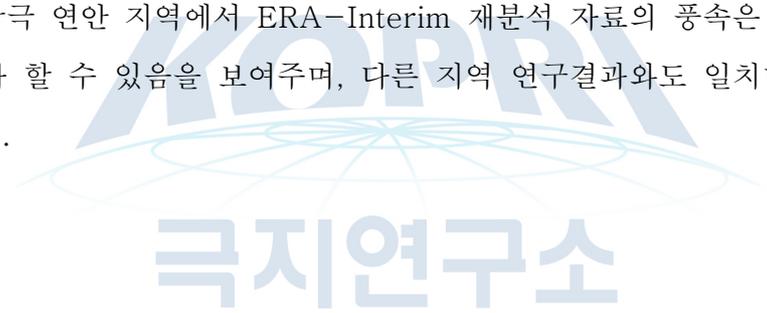
Table. 3.2.7. Biases between the meteorological data of three Research vessel cruises to Amundsen Sea and those at the Lindsey Islands for each comparison period. The number of data used is given in parenthesis. There was no wind speed data available at Lindsey Islands after late March in 2013.

Research Vessels	Sea Level Pressure (hPa)	Temperature (°C)	Wind speed (ms ⁻¹)	Comparison Periods
Nathaniel B. Palmer	5.46 (5)	-1.46 (5)	-0.31 (5)	Jan. 2009
Polarstern	3.99 (11)	0.36 (11)	-0.35 (11)	Mar. 2010
RRS James Clark Ross	0.47 (42)	1.0 (37)	N/A	Feb. 2014

다양한 재분석 자료 중에서 European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) Interim Reanalysis (ERA-Interim) (Dee et al., 2011) 이 아문젠-벨링스하우젠 해에서 날씨 시스템을 잘 재현하는 것으로 알려져 있다. 최근 ERA5 재분석 자료가 ECMWF로부터 이용가능한데 이 재분석 자료는 30 km의 수평 격자와 80 km 고도에 대해 137개 레벨에 대해 자료를 제공한다. 여기서는 월평균 평균해수면기압, 2 m 높이, 그리고 10 m 높이 풍속에 대한 ERA-Interim (0.75° 격자)과 ERA5(30 km 격자) 재분석 자료를 2008년부터 2014년까지의 관측 자료와 비교하였다. 여기서는 관측지점에서 가장 가까운 격자의 54.7 m의 표면 고도에서 6시간 간격의 자료(ERA-Interim)와 21.4 m의 표면 고도에서 한 시간 간격의 자료(ERA5)를 사용하였다.

그림 3.2.42a-c는 측정된 월평균 평균해수면기압과, 기온 그리고 풍속 자료를 재분석 자료와 비교한 것이다. 이 비교가 의미있는 것은 본 연구의 측정 자료는 재분석 자료에 자료 동화되지 않아 재분석 자료에 대한 독립적인 평가가 가능하다. 두 재분석 자료는 측정된 기압 자료와 잘 일치하였다($r^2 = 0.97$ 과 0.97). 재분석

기온 자료 역시 측정 자료와 잘 일치하였다($r^2 = 0.97$ 과 0.97). 이 결과는 예측치 못한 것인데 양측 자료 간의 공간 규모가 매우 다르기 때문이다. 풍속의 경우, 변동은 잘 일치하나 ($r^2 = 0.91$ 과 0.97), 상호 높이의 차이(ERA-Interim 재분석 자료 높이 64.7과 ERA5 재분석 자료 높이 31.4, 그리고 측정 값의 높이 ~42 m)를 고려하더라도 재분석 자료의 풍속은 측정 자료보다 상당히 낮았다(기울기= 0.66과 0.63). 반면, 두 재분석 자료의 풍속의 세기는 높이가 다름에도 비슷하였다. 측정된 풍속의 경우 앞에서 언급된 연구선에서 측정된 풍속과 유사하였다. 이 결과들은 측정값과의 크기의 차이가 높이 차이 보다 다른데 있음을 가리킨다. 측정된 풍속자료에 대한 재분석 자료의 과소평가는 큰 공간 해상도에 기인할 수도 있다. Jones et al. (2016)은 ERA-Interim 재분석 풍속이 산악 지형의 연안 지역에서 지형 효과에 의해 15 m/s이상의 강한 바람의 세기를 상당히 과소평가할 수 있음을 보였다. 본 연구와 Jones et al. (2016)의 연구 결과는 급하고 복잡한 지형이 강한 바람을 일으키는 서남극 연안 지역에서 ERA-Interim 재분석 자료의 풍속은 측정 값을 상당히 과소평가 할 수 있음을 보여주며, 다른 지역 연구결과와도 일치한다 (Turner et al., 2009).



KOPRI
극지연구소

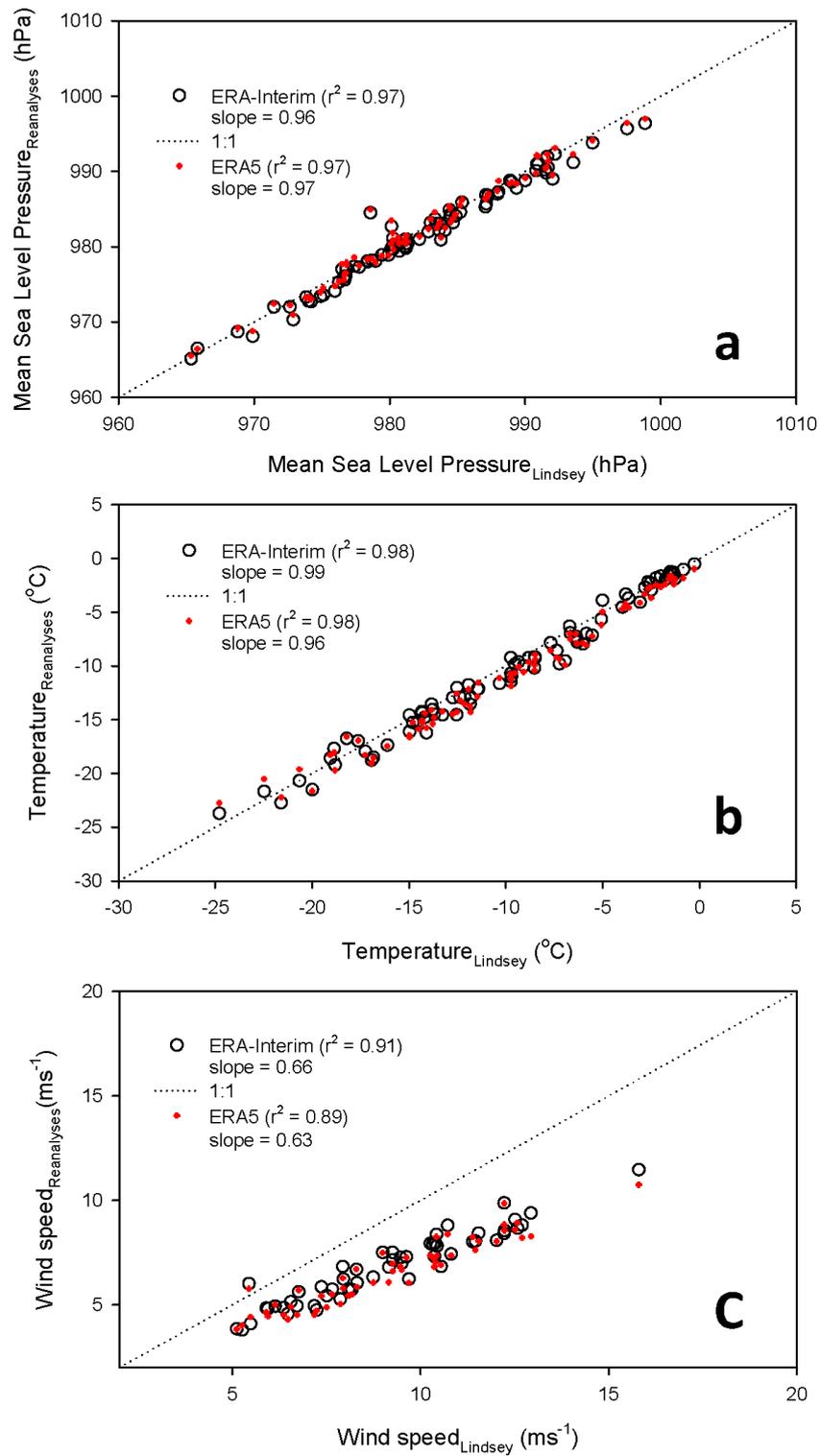


Fig. 3.2.42. Scatter plots of monthly averaged (a) sea level pressure, (b) temperature, and (c) wind speed between measured data, and ERA-Interim and ERA5 reanalysis data from 2008 to 2014.

본 연구의 관측 기반의 세 연구 지역은 아문젠해 저기압(the Amundsen Sea Low, ASL)의 영향을 강하게 받는 지역이다. 아문젠해 저기압은 남극반도와 로스해 사이인 남빙양의 태평양권역에 위치하는 기후학적 저기압 지역이다(그림 3.2.43). ASL의 중심은 계절에서 따라 이동하는데 겨울철에는 로스해 부근에, 여름철에는 벨링스하우젠해 부근으로 이동하며 특히, 서남극 기후에 중요한 역할을 한다(e.g., Turner et al., 2013; Hosking et al., 2013). Hosking et al. (2013)은 ASL의 강도, 위도 및 경도 중 경도가 서남극 기후에 가장 중요한 역할을 함을 발견하였다. 이 연구에서는 ASL이 연구 지역에서 측정된 기상 변수의 변동에 미치는 영향을 파악하기 위해 1980년부터 2014년까지 ASL 지수 버전2 (<https://legacy.bas.ac.uk/data/absl/>)를 이용하였다.

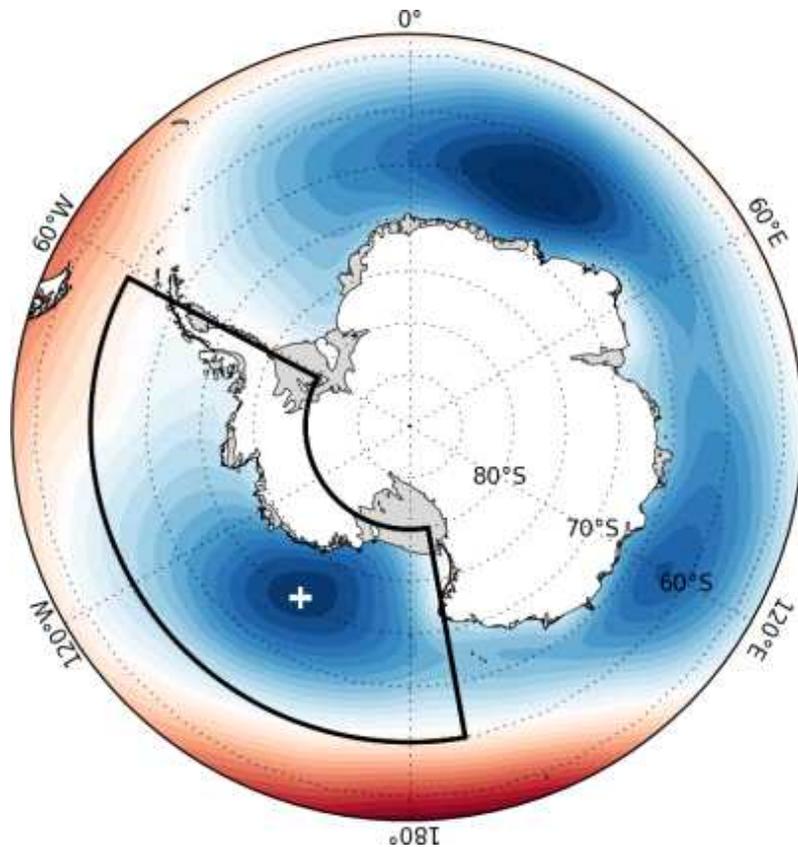


Fig. 3.2.43. An example of seasonal mean sea level pressure around Antarctica with the location of the ASL marked with a '+' symbol (Hosking and National Center for Atmospheric Research Staff, 2019)

(2) 결과

(가) 기상 특성

아문젠해 저기압의 영향 이해를 위해서는 서남극 연안 린지 섬의 기상의 변동 특성을 이해하는 것이 중요하다. 또한 연안 지역 기상이 주변과 얼마나 다른 지 또한 내륙 기상과 얼마나 차이가 나는 가를 분석하는 것은 관측 자료가 부족한 남극, 특히 서남극 기후변화 연구에 중요하다.

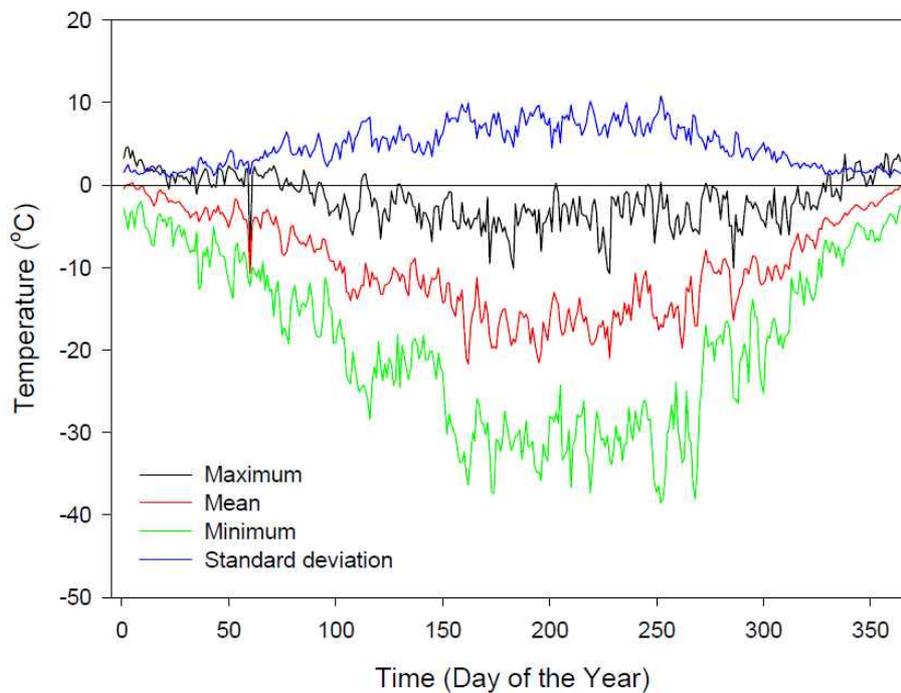


Fig. 3.2.44. Daily maximum (black), mean (red), minimum (green) air temperature, and its standard deviation (blue) (°C) from February 2008 to December 2014

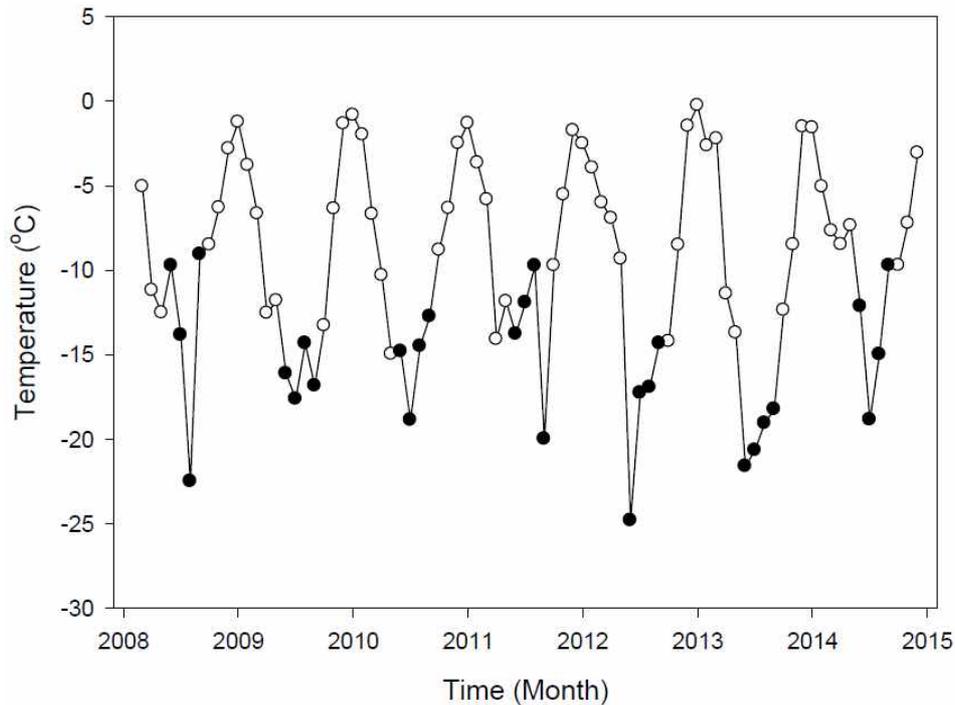


Fig. 3.2.45. Variation in monthly averaged air temperature (°C) from March 2008 to December 2014. Black dots indicate June, July, August, and September each year

그림 3.2.44는 2008-2014년 2 m에서 측정된 일평균, 최저 및 최고 기온과 표준편차를 보여준다. 일평균 기온의 범위는 겨울철 -22°C 에서 여름철 0°C 이다. 일평균 기온의 표준편차는 다른 계절보다 겨울철에 더 커서 기온 변동이 더 큼을 보여준다. 그러나 여름으로 갈수록 작았다. 일최저 기온은 -38.6°C (2013년 9월 8일 12시)이었고, 여름철에는 -5.0°C 까지 증가하였다. 일최고 기온은 4.6°C (2013년 1월 12일 24시)이며, 겨울철에는 0°C 부근에 머물러, 일최저 기온보다 연변동이 작았다.

그림 3.2.45는 2008년 3월부터 2014년 12월까지의 월평균 기온의 변동을 보여준다. 그 범위는 2012년 6월의 -24.8°C 에서 2013년 1월의 -0.3°C 이었다. 평균적으로 7월이 가장 추웠으나 연최저 기온이 나타난 달은 6월과 9월 사이에 해마다 바뀌어 나타났다. -20°C 이하의 월평균 기온은 2008년 8월, 2011년 9월 그리고 2012년 6월이었으며, 이 달의 기온은 이웃한 달의 기온보다 5°C 이상 낮았다. -20°C 부근의 낮은 기온이 연속으로 나타난 기간은 2013년 6월부터 9월의 4개월로, 이 해의 연평균 기간이 분석기간 7년 중 가장 낮았다. 이 원인에 대해서는 나중에 논의된다.

그림 3.2.46은 일평균, 일최저 및 일최고 기압과 그 표준편차이다. 평균 기압은 965.1에서 990.7 hPa이었다. 전반적으로, 표준편차는 다른 계절에 비해 여름에 작았다. 다만, 가장 작은 표준편차는 이른 3월과 10월에 나타났다. 이 달들은 상대적으로 기압이 낮았는데 이는 Semi-Annual Oscillation (SAO) 때문으로 보인다 (e.g., van Loon, 1967). 최저기압은 925.3 hPa (2008년 9월 22일 08시), 최고 기압은 1030.3 hPa (2011년 7월 29일 00-08시)이었다. 2008년부터 2011년까지는 기압의 연변동(22 hPa)이 다른 해 보다 컸다. 2009년(980.1 hPa)과 2011년(981.4 hPa)은 다른 해보다 기압이 높았으며, 2010년(973.1 hPa)은 낮았다. 참고로, 2009-2014년 동안 연평균을 사용한 표준편차는 2.89 hPa 이었으며 이 크기는 Connolley (1997)이 보고한 범위 내에 속한다.

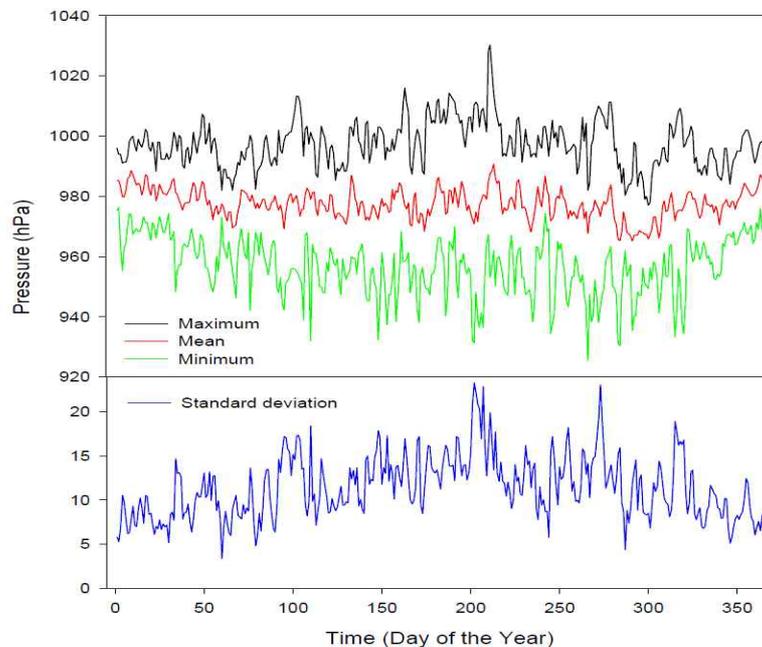


Fig. 3.2.46. Same as in Figure 3.2.44 except for atmospheric pressure

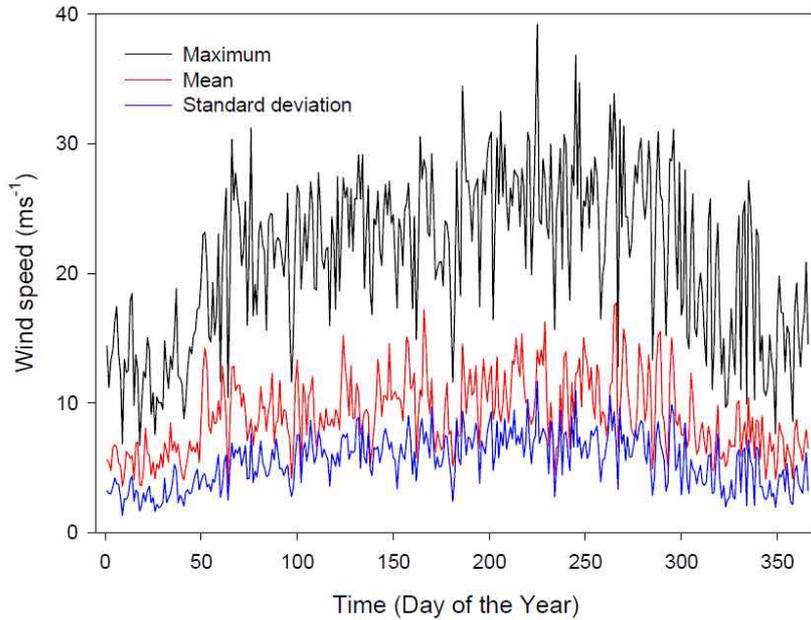


Fig. 3.2.47. Same as in Figure 3.2.44 except for wind speed without daily minimum wind speed

그림 3.2.47은 5.2 m 높이에서 측정된 일평균, 일최고 풍속과 그 표준편차이다. 일평균 풍속의 범위는 3.5–17.7 m/s이었으며, 다른 계절보다 여름철에 약하였다. 뿐만 아니라 풍속의 변동은 여름철에 작았다. 기록된 최고 풍속은 44.9 m/s (2010년 8월 12일 06시)이었다.

바람은 주로 동풍이 우세하였고 북동풍의 빈도가 계절에 무관하게 가장 많았다 (그림 3.2.48). 전체 풍향의 약 5%가 남풍이었다. 월 풍향 항상도(directional constancy, DC)는 0.2–0.93 (그림 3.2.49)이었다. 이 그림에는 주변의 배어 반도에서의 값도 포함되어 있다. 참고로 두 관측지 간 상관계수는 0.68 (봄)에서 0.83 (가을) 사이 이었다. 배어 반도에서의 월 DC는 0.6 이상으로 컸던 반면, 린지 섬의 DC는 변동이 컸다. 0.8 이상의 DC는 약 28%이었으며, 0.6보다 작은 DC는 19%이었다. 큰 DC는 여름에도 나타났는데 예를 들면 2010년 2월은 0.88, 2010년 12월은 0.9이었다. 이것은 이 지역이 기본적으로 내륙으로부터 연안으로 부는 차가운 바람의 이류에 영향을 받음을 가리킨다. 그러나 낮은 DC 중의 일부는 겨울에도 나타났다는데 이는 이 지역을 종종 지나가는 저기압 중심의 영향을 받는다는 것을 의미한다. DC가 작은 달 예로, 2008년 8월(0.37)은 남풍 빈도가 이 지역의 주풍인 북서풍 빈도와 그 크기가 비교할 만 하였다.

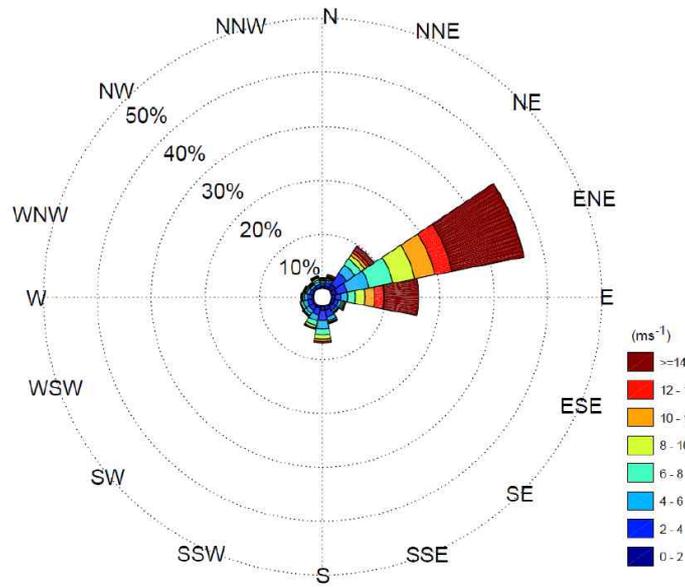


Fig. 3.2.48. Windrose over the entire period at the study site.

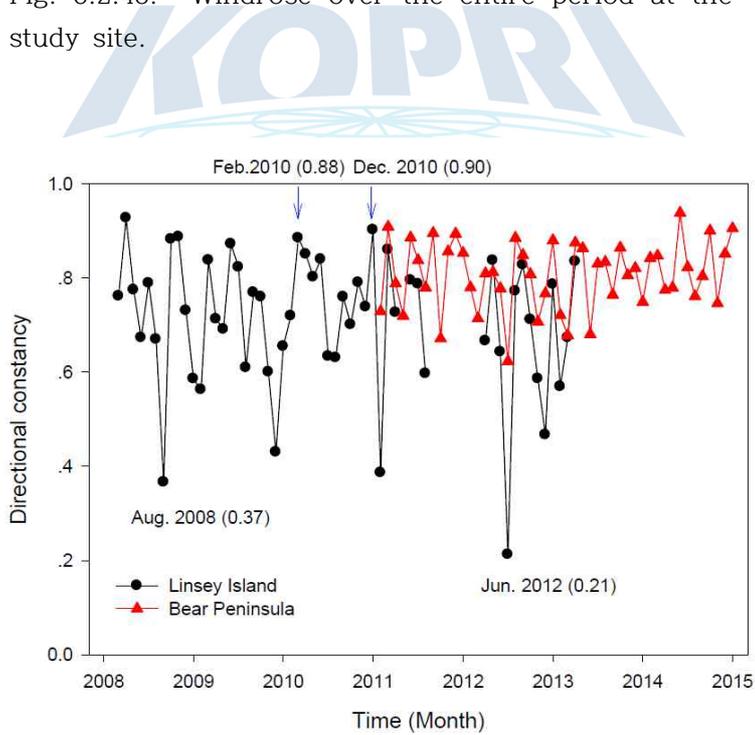


Fig. 3.2.49. Time series of monthly directional constancy at Lindsey Islands (black) and Bear Peninsula (red), with some high DC in summer and some low DC in winter at Lindsey Islands as an example

(나) 서남극 다른 지역 기상과의 비교

표 3.2.8은 다섯 곳의 관측지에서의 2011년 가을부터 2014년 봄까지 계절별 평균 기상 값을 요약한 것이다. Byrd 관측지의 2012년 10월의 빠진 자료는 2008-2014년 10월 평균값으로 채웠다. 가장 높은 기온은 린지 섬의 -9.9°C 이었으며, 반면에 가장 낮은 기온은 -26.7°C 로 Byrd에서 나타났다. 린지 섬과의 평균 기온 차이는 연안 지역에서는 1.2°C (Thurston Island)와 3.8°C (Bear Peninsula)이었다. 그 차이는 내륙 지역과 비교하면 훨씬 컸다. Theresa와는 12°C 그리고 Byrd와는 16.8°C 이었다. 이 차이는 모든 관측지에서 가을에 가장 컸다. 기압의 차이는 24.8 hPa (Thurston Island) - 173 hPa (Byrd)이었으며, 모든 관측지에서 겨울에 가장 큰 차이를 보였다.

Table. 3.2.8. Summary of seasonal mean temperature (T) and pressure (P) at five sites from autumn, 2011 to spring, 2014. Missing data of temperature on October, 2012 at Byrd were filled with mean values on October over 2008 to 2014. The data from the other AWSs were obtained from the Antarctic Meteorological Research Center (AMRC, <http://amrc.ssec.wisc.edu/>)

Site	Lindsey	Thurston Island	Bear Peninsula	Byrd	Theresa
	<i>T</i> ($^{\circ}\text{C}$)				
Season	(<i>P</i> , hPa)				
Autumn	-8.8 (976.1)	-10.3 (952.2)	-14.0 (928.4)	-28.8 (804.7)	-24.1 (816.1)
Winter	-16.8 (979.4)	-16.6 (953.9)	-19.0 (928.6)	-33.1 (803.3)	-27.5 (815.3)
Spring	-11.5 (977.8)	-12.8 (952.8)	-15.1 (928.2)	-27.4 (804.9)	-22.5 (816.4)
Summer	-2.4 (981.3)	-4.7 (957.4)	-6.6 (933.8)	-16.4 (811.1)	-13.6 (820.9)
Mean	-9.9 (978.9)	-11.1 (954.1)	-13.7 (929.8)	-26.7 (806.0)	-21.9 (817.2)

린지 섬으로부터 위도 약 11° 와 경도 약 16° 그리고 고도 1,500 m 범위에 있는 관측지 간의 월평균 기온 및 기압에 대한 계절별 상관관계수(R)는 표 3.2.9에 요약되어 있다. 기온의 경우, 계절별 R의 범위는 0.46 (Theresa 겨울)–0.92 (Thurston Island의 가을과 봄)이고, 기압의 경우 0.58(Theresa 봄)–0.99(Thurston Island 여름)이었다. 기온과 기압에 대한 린지 섬과 연안 관측지들 간의 R은 0.8보다 컸다. 린지 섬과 내륙 관측지들 간의 R은 작았지만, 거리와 고도차이가 크에도 불구하고 기온의 경우 봄철 Byrd와의 R은 0.72, 기압의 경우 겨울철 0.76으로 컸다.

Table. 3.2.9. Biases between the meteorological data of three Research vessel cruises to Amundsen Sea and those at the Lindsey Islands for each comparison period. There was no wind speed data available at Lindsey Islands after late March in 2013.

Site	Season	R _T	R _P
Thurston Island	Autumn	0.92	0.97
	Winter	0.89	0.97
	Spring	0.92	0.98
	Summer	0.89	0.99
Bear Peninsula	Autumn	0.82	0.94
	Winter	0.82	0.95
	Spring	0.88	0.94
	Summer	0.80	0.94
Byrd	Autumn	0.57	0.66
	Winter	0.58	0.76
	Spring	0.72	0.70
	Summer	0.56	0.72
Theresa	Autumn	0.61	0.48
	Winter	0.46	0.59
	Spring	0.69	0.58
	Summer	0.58	0.68

Reusch와 Alley (2004)는 1979–1993년 서남극에서 90° 의 경도 범위(~900 - ~1,400 km) 내의 여섯 조의 AWS 기온 자료에 대한 계절별 상관관계수가

여름철($R=0.44$)보다 가을과 겨울철 (평균 $R \sim 0.7$)에 더 컸음을 보였다. 그들은 또한 Byrd 관측지와 나머지 관측지와의 여름철 상관계수가 매우 작음을 보였다 ($R < 0.27$, 평균 $R=0.09$). 본 연구에서는 앞서 기온에 대한 계절별 상관계수가 작지 않았으며, 여름철 Byrd와 Theresa와의 상관계수가 0.56과 0.58 그리고 봄철에는 각각 0.72와 0.69이었다. 이 결과는 Reusch와 Alley (2004)의 가을과 겨울철 높은 상관계수와 대조된다. 이는 서남극 내륙에서 기온의 경도에 따른 변화보다 연안에서 내륙으로 위도에 따른 공간 변동이 더 잘 일치함을 보여준다. 특히, 봄철과 여름철에 더 그렇다.

기압과 기온의 평균적인 연변동에 대해 Harmonic analysis를 수행하여 관측지간의 변동 특성을 비교하고자 한다. 기압에 대한 두 번째 harmonic 즉, 반년 주기 진동 (SAO)는 기후학적 특징이자 남반구 기후 모드의 중요한 한 성분이다 (Meehl, 1991; van Loon, 1967). van den Broeke (1998a, 1998b, 2000)은 SAO가 표면 근처 기온, 풍속 그리고 운량에 미치는 영향을 27개 관측소 자료를 이용하여 1957-79 기간에 대해 분석하였다. 이 분석에 의하면 SAO가 기온에 미치는 영향은 지역 즉, 내륙 고원, 동남극 연안, 남극반도 그리고 서남극 내륙에 따라 달랐다. 다만 이 분석에서 서남극 연안에서의 분석은 자료가 없어 빠져있다. 따라서 Harmonic analysis를 서남극 연안과 내륙 관측지 자료에 대해 동시에 수행하는 것은 SAO가 기온에 어떤 영향을 미치며 또한 두 지역이 어떻게 연결되어 있는가를 이해하는 데 중요하다.

2011-2014년의 4년 동안 월평균 자료를 이용하여 Harmonic analysis를 수행하였다. 표 3.2.10에는 다섯 관측지에서 월평균 기압과 기온 변동에 대한 첫 번째와 두 번째 harmonics($H1(P)$, $H2(P)$, $H1(T)$, 그리고 $H2(T)$)으로 설명되는 총분산의 진폭과 백분율 그리고 분산의 합 $H1 + H2$ 이 요약되어 있다. 이 표에 의하면 진폭과 설명되는 분산이 연안 지역과 내륙 지역 간 차이가 크음을 알 수 있다. 내륙 관측지의 경우 $H1(P)$ 에 의해 설명되는 총분산의 진폭과 백분율은 $H2(P)$ 에 의한 것보다 크다. 반면에 연안 지역에서는 그 반대이다. 다만, Bear Peninsula에서는 그 크기와 비율이 비슷하다. 이 결과는 SAO가 연안 지역에서 더 영향력이 있음을 가리킨다. 연안지역에서는 또한 세 번째 harmonic $H3(P)$ 이 연변동에 대한 역할이 작지 않음을 알 수 있다.

Table. 3.2.10. Seasonal correlation coefficients of temperature (RT) and pressure (RP) between Lindsey Islands and each site from 2011 to 2014.

Sites	Variables	Amp _{1st}	Var _{1st}	Amp _{2nd}	Var _{2nd}	Var _{1st} + Var _{2nd}
Lindsey Island	<i>P</i>	1.0	10.9	2.5	63.5	74.4
	<i>T</i>	7.7	97.5	0.6	0.6	98.1
Thurston Island	<i>P</i>	1.6	21.2	2.6	54.7	75.9
	<i>T</i>	6.4	94.9	0.8	1.6	96.5
Bear Peninsula	<i>P</i>	2.5	47.2	2.4	43.4	90.6
	<i>T</i>	6.7	93.2	1.5	4.8	98.0
Byrd	<i>P</i>	4.2	73.6	2.2	20.2	93.8
	<i>T</i>	9.5	92.3	2.5	6.5	98.8
Theresa	<i>P</i>	3.0	69.3	1.7	23.1	92.4
	<i>T</i>	7.6	87.2	2.7	11.1	98.3

위치에 무관하게 월 평균 기온의 연변동의 총분산은 대부분 첫 번째 두 harmonic에 의해 설명될 수 있으며, 그 중 첫 번째 harmonic이 가장 많은 부분을 설명할 수 있다. 연안 지역에서 기온의 연변화에 대한 두 번째 harmonic에 의해 설명되는 총분산의 백분율은 단지 0.6-4.8%이다. 그러나 내륙에서는 중요하며 Byra에서는 6.5% 그리고 Theresa에서는 11.1%를 차지하였다. Harmonic analysis에 의하면 기압과 기온의 변동은 연안 지역에서는 서로 유사하며 그로인한 높은 상관 계수가 얻을 수 있었던 것 같다. 반면에, 린지 섬과 내륙 관측지 간의 낮은 상관계수는 부분적으로 SAO 및 세 번째 harmonic에서의 큰 차이에 기인한 것으로 보인다.

라. 세종기지 30년 주요 기상자료 품질관리

(1) 1988년-2017년 세종기지 기온 자료 품질관리

본 연구과제에서는 1988년부터 2017년까지 30년 동안의 남극세종과학기지의 주요 기상요소인 기온, 바람, 기압에 대한 전반적인 품질검사를 수행하였다. 이를 위해 1988년부터 2017년까지의 기상분야 월동보고서 내용을 전수 검토하였으며 1차년도에는 기온 관측과 관련한 특이사항이나 오차 발생 가능 요인을 확인하고 과거의 관측야장 등 당시 기록과 대조하여 가능한 한 오류 자료를 제거하였다.

제 4차 월동연구대 (1990.12-1991.12) 사례
1991.02.05. **온습도 센서 위치를 관측탑에서 백엽상(1.5미터) 안으로 변경**

제 10차 월동연구대 (1996.12-1997.12) 사례
1997.04.22. **UPS 고장으로 AMOS와 UV-B 장비 등 동시 중단**

제 13차 월동연구대 (1999.12-2000.12) 사례
2000.11.16. **온습도계 센서 교체**

제 14차 월동연구대 (2000.12-2001.12) 사례
2001.10.23 온도계 내부 누수로 인한 습도값 이상으로 판단되어 **센서 교체**
2001.10.29. **센서 결로 방지를 위해 플라스틱 커버를 씌움**

제 15차 월동연구대 (2001.12-2002.12) 사례
2002.01.22. 습도 이상으로 **센서 교체**
2002.02.27. 습도 이상으로 센서 교체

...

관측자료의 품질을 검사하는 방법론은 세계기상기구(WMO) 및 한국 기상청(KMA) 등의 기준을 준용하였으며 남극세종기지의 기후를 감안하여 일부 기준값들은 달리 적용하였다 (그림 3.2.50).

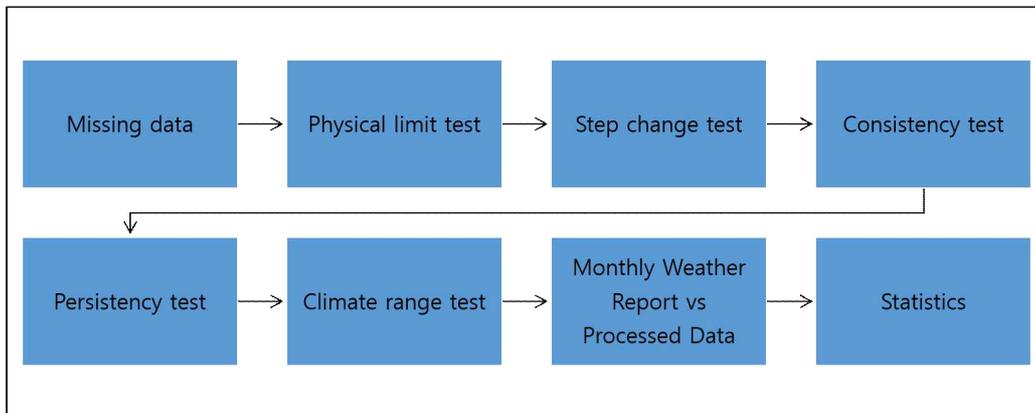


Fig. 3.2.50. Schematic process of quality check of meteorological data at the King Sejong Station

품질검사 과정은 결측 검사, 물리적 한계값 검사, 단계 검사, 내적일치성 검사, 지속성 검사, 기후범위 검사를 실시하였다 (WMO, 2004; KMA, 2006; Chae et al., 2014). 기온의 경우 물리적 한계는 $-80 \sim +60^{\circ}\text{C}$, 변동한계는 10분간 4°C , 지속성 기준은 2시간동안 0.1°C 를 적용하였다.

한편 세종기지의 기상관측시스템은 1988년 최초로 설치되어 운영된 AMOS-1 시스템에 더해 2004년부터 2016년까지 운영된 AMOS-2, 2011년부터 운영되고 있는 AMOS-3 시스템이 있는데 AMOS-1 시스템에 문제가 발생하여 결측이 있거나 오류값이 발생하는 경우에는 AMOS-2 시스템의 관측값이나 AMOS-3 시스템의 관측값을 사용하여 대체하였다. 이 때 중요한 것은 센서간 차이 및 위치에 따른 차이를 적절히 평가하여 반영하느냐 여부이다. 그러나 과거 세종기지의 순보 및 월보 통계를 산출하는 과정에서는 이러한 차이가 적절하게 반영되지 않았다. 이에 따라 본 연구에서는 각 AMOS 시스템의 관측값 차이를 일별로 모두 비교하여 센서간 차이 및 위치에 의한 차이를 평가하고 결측자료 대체 시에 이를 반영하여 30년 시계열을 생성하였다. 가령 그림 3.2.51은 2006년에 측정된 AMOS-1 기온과 AMOS-2 기온의 일평균값간 차이를 나타낸 것으로 AMOS-2 기온이 AMOS-1 기온보다 약 0.2°C 높게 측정되는 것을 알 수 있다. 이러한 차이를 AMOS-1 기온을 AMOS-2 기온으로 대체하는 경우에 반영하였다.

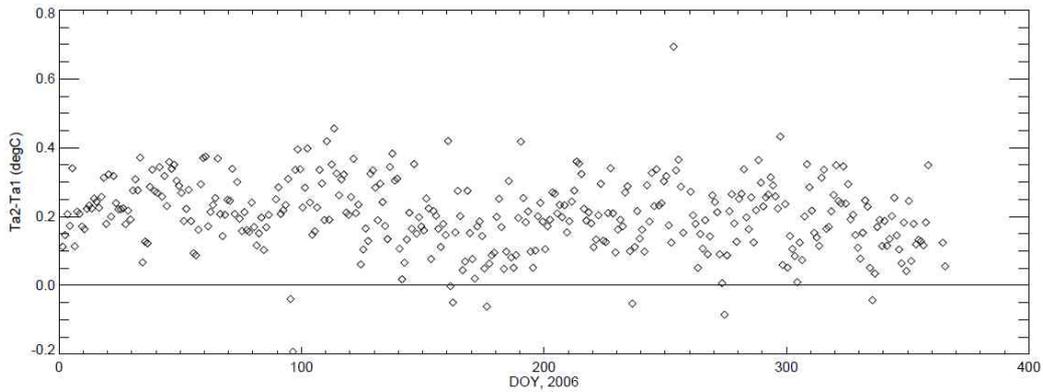


Fig. 3.2.51. Time series of air temperature difference between AMOS-1 and AMOS-2 in 2006 at the King Sejong Station

(2) 1988년-2017년 세종기지 바람자료 품질관리

1988년부터 2017년까지 30년간의 바람 관측값에 대하여 앞서 기온의 경우와 유사한 품질검사 과정을 적용하였다. 우선 기상 분야 월동보고서, 순보 및 월보, 관측야장, 백업 디스켓 등 확보 가능한 모든 원자료를 전수 검토하여 풍향 및 풍속 관측과 관련한 특이사항이나 오차 발생 가능 요인을 확인하고 데이터를 점검하여 품질관리하고 30년 통계자료를 생산하였다.

이 과정에서 과거 월보자료의 일별통계 중 날짜 오류 사례(2008년 1~2월), 일통계 오류 사례, 월보 오타 사례 등 총 300일 이상 일통계를 정정한 뒤 최종적인 일통계 자료를 생산하였다.

[월동보고서 상 풍향풍속계 관련 이상 보고 사례들]

...

제 13차 월동연구대 (1999.12-2000.12) 사례
2000.03.27 프로펠러 유격, 추후 **센서 교체**

제 14차 월동연구대 (2000.12-2001.12) 사례
2001.3.11 풍향 고정, **센서 교체**

제 17차 월동연구대 (2003.12-2004.12) 사례
2003.12.21. AMOS-2 풍향풍속계 **Skyvane 불량** -> **초음파 풍향풍속계로 교체**

제 18차 월동연구대 (2004.12-2005.12) 사례
2005.05.25. AMOS-1 Skyvane **프로펠러 동파** -> 적외선램프 수리 및 **Skyvane 교체**
2005.09.27. AMOS-1 Skyvane **베어링 파손** -> **Skyvane 교체**

...

바람 자료 역시 1988년부터 운용된 AMOS-1 자료를 기본으로 사용하되 AMOS-2 및 AMOS-3 시스템과 중복되는 기간에 대해서는 AMOS-1 자료가 결측이거나 오류인 경우 AMOS-2 또는 AMOS-3 자료로 대체하였다. 이를 위해 기온의 경우와 동일하게 각 시스템의 바람 관측값 간의 시스템적인 차이가 존재하는지를 분석한 후 이를 적절히 적용하였다. 가령 아래 그림 3.2.52는 2013년에 AMOS-1 및 AMOS-3 시스템에서 측정된 일평균 풍속 및 그 차이를 제시하였다. AMOS-3에서 측정된 평균풍속이 약 0.5 m/s 낮은 것을 확인할 수 있다. 이에 근거하여 2013년 기간 중 AMOS-1 풍속이 결측인 경우 AMOS-3 풍속으로 대체하는 경우 0.5m/s 만큼을 더해주는 방식을 적용하였다.

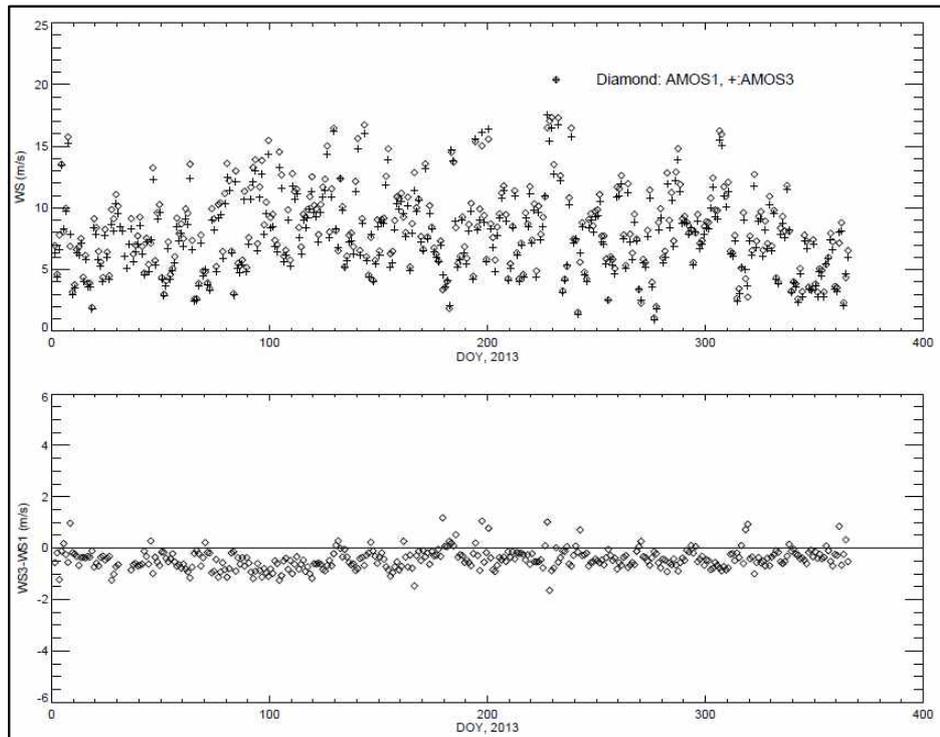


Fig. 3.2.52. Time series of daily mean wind speed of AMOS-1 and AMOS-3 in 2013 at the King Sejong Station

(3) 1988년-2017년 세종기지 기압자료 품질관리

1988년부터 2017년까지 30년간의 기압 관측값에 대하여서도 앞서 기온 및 바람의 경우와 유사한 품질검사 과정을 적용하였다. 먼저 기상 분야 월동보고서, 순보 및 월보, 관측야장, 백업 디스켓 등 확보 가능한 모든 원자료를 전수 검토하여 기압 관측과 관련한 특이사항이나 오차 발생 가능 요인을 확인하고 데이터를 점검하여 품질관리하고 30년 통계자료를 생산하였다.

이 과정에서 과거 월보자료의 일별통계 중 날짜 오류 사례(2008년 1~2월), 일 통계 오류 사례, 월보 오타 사례 등 총 300일 이상 일통계를 정정한 뒤 최종 일통계 자료를 생산하였다.

[월동보고서 상 기압계 관련 사항들]

제 1차 월동연구대 (1988.2-1989.2)

평균 해수면 고도: 9.5m

제 15차 월동연구대 (2001.12-2002.12) 사례

2002.4.1. 일일기압계 정지

제 19차 월동연구대 (2005.12-2006.12) 사례

2006.2.2. AMOS-2 기압계를 PTB101B로 교체

제 31차 월동연구대 (2017.12-2018.12)

기존 AMOS-1 기압계의 해발고도 확인. AMOS-1 보다 3.5미터 높음. 기압계 고도는 $9.5+3.5=13$ 미터

제 32차 월동연구대 (2018.12-2019.12)

2019.3.3. AMOS-3 해발고도 정밀측정. 7.1미터, 기압계 고도는 $7.1+1.5=8.6$ 미터

기압값도 AMOS-1 자료를 기본으로 사용하되 AMOS-2 및 AMOS-3 시스템과 중복되는 기간에 대해서는 AMOS-1 자료가 결측이거나 오류인 경우 AMOS-2 또는 AMOS-3 자료로 대체하였다. 기압의 경우 같은 장소에서도 고도에 따라 값이 낮아지는데 AMOS-1 및 AMOS-2는 기압계가 연구동 대기과학실 내부에 위치하였고 AMOS-3의 경우 기상타워에 위치하였기 때문에 기압계의 고도 차이를 실측하고 이를 감안하여 각 기압계간 값 차이를 분석하였다. 그림 3.2.53은 2016년에 AMOS-1 및 AMOS-3 시스템에서 측정된 일평균 기압 및 그 차이를 제시한 것이다. AMOS-3에서 측정된 평균기압이 약 1.5 hPa 가량 높으나 DOY 300일을 조금 넘어서부터, 즉 11월부터 그 차이가 0.5hPa 수준으로 작아진 것을 확인할 수 있다. 이는 2016년 11월에 AMOS-1의 센서가 교체되면서 발생한 것으로서 이러한 비교 결과 및 기록에 근거하여 시기별로 적절한 차이를 반영하고 30년 기압값을 생산하였다.

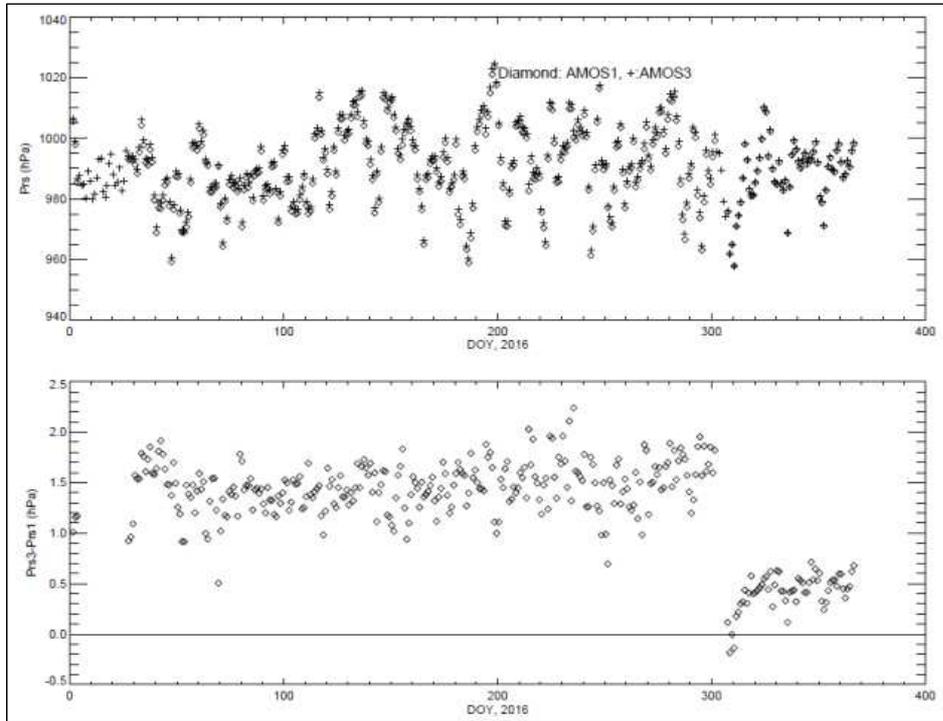


Fig. 3.2.53. The same as in Figure 3.2.52 except for daily mean atmospheric pressure

마. 극지예측의해 (YOPP-SH) 프로그램 참여

세계기상기구(WMO)에서는 극지역의 기상·기후 예보 정확도 향상을 목표로 극지예측의해(YOPP, Year of Polar Prediction)을 진행하고 있으며 2017년부터 2019년을 집중관측의 해로 정해 남북극에서 추가적인 기상관측을 수행하도록 국제적인 협력을 요구하였다. 남극의 경우 YOPP-SH (Southern Hemisphere)라는 별도 프로그램으로 진행되었는데 우리 연구소에서는 세종기지 및 장보고기지를 활용해 YOPP-SH 프로그램에 참여하였다.

대략적인 과정을 기술하면 우선 2017년에 YOPP 미팅에 참여하여 극지연구소의 참여 의사를 발표하였고, YOPP-SH 집중관측기간인 2018년 11월 16일부터 2019년 2월 15일까지 3개월간 세종기지 및 장보고기지에서도 라디오존데 관측을 수행할 수 있도록 관측장비를 2017년과 2018년에 기지에 보급하였다. 여기에는 라디오존데 수신기를 비롯해 존데센서, 별분, 헬륨가스 등 물품이 해당한다.

한편 세종기지가 위치한 킹조지섬에서 관측횟수 증대를 위해 칠레 연구팀의 Dr. Penny Rowe와 2017년부터 협의하여 준비했으며 이에 따라 세종기지에서는 매일

12UTC에 관측을 실시하고 칠레 기지에서는 00UTC에 라디오존데 관측을 실시하여 결과적으로 킹조지섬에서 하루 2회씩 상층관측이 되도록 하였다.

그 외 대외적인 협력사항으로는 관측된 상층기상자료 실시간 전송을 위해 한국 기상청과 협의하여 세종기지에 대한 상층기상 고유번호를 부여받고 실시간으로 세계기상기구 통신망(GTS)에 관측자료를 전송하였다. 또한 2017년 9월에는 우리 연구소의 기여 계획을 공식적으로 인증받고 타국의 관측자료를 공유받기 위한 기반으로 YOPP 참여 프로젝트로서 인증받았다 (그림 3.2.54).

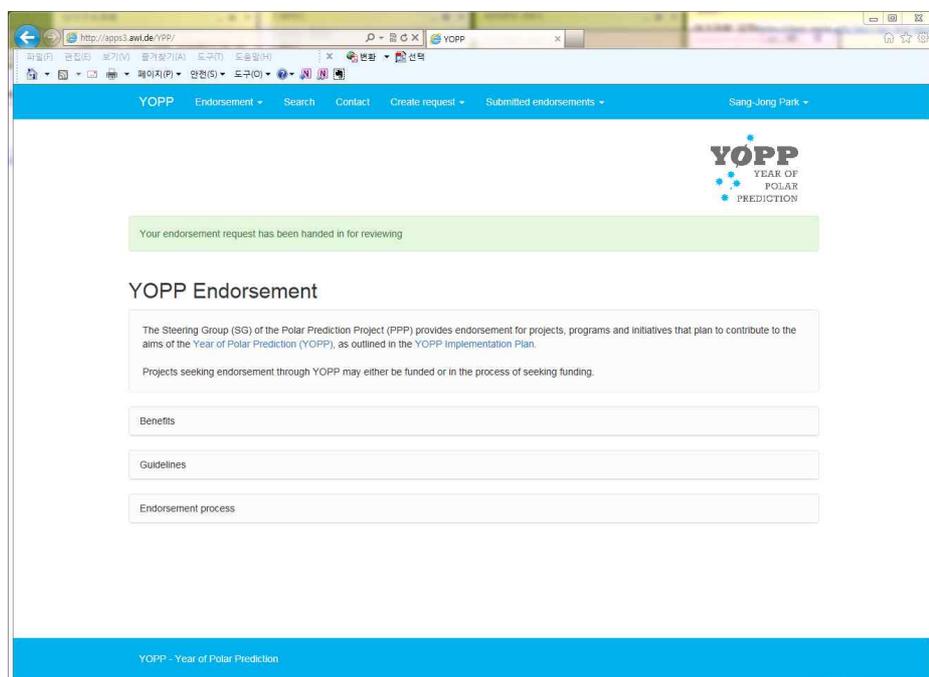


Fig. 3.2.54. YOPP endorsement in 2017

세종기지 고층자료 전문명: IUKI[01, 02]_RKSL_YYYYMMDDhhmm.bfr

I : Binary coded observation data (BUFR format)

U : Upper air

K : Radio soundings from fixed land stations

I : 0°-90°W southern hemisphere

ii : 01 (100 hPa), 02 (all)

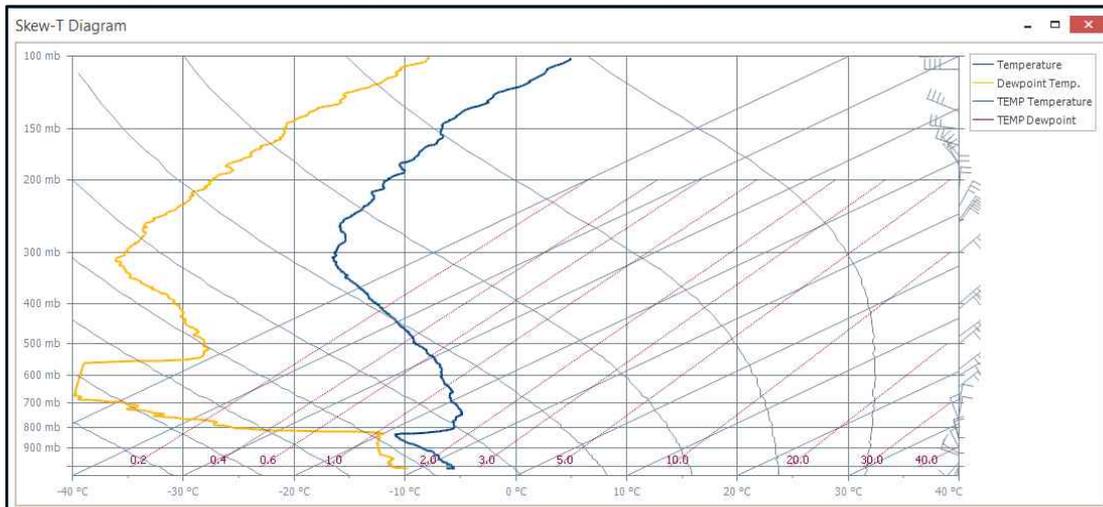


Fig. 3.2.55. Upper atmospheric structure observed on September 19, 2018 at the King Sejong Station

장보고기지 역시 YOPP-SH 프로그램에 참여하였으며 기지와 이웃한 이태리 마리오주켈리 기지측과 사전 협의를 거쳐 일 4회 라디오존데 관측이 되도록 하였다. 장보고기지에서는 06 UTC에 라디오존데 관측을 수행하고 그 외 00, 12, 18 UTC에는 이태리기지에서도 관측을 수행하였다.

극지연구소

3.2.2 태평양 연안 지역별 기후 요소 추세 분석

가. 세종기지 기후 추세 분석

(1) 세종기지 30년 기온 변동

세종기지의 과거 30년 (1988-2017년) 기온 관측자료를 이용해 추세를 분석하였다. 과거 연구들에서 2000년대 중반까지를 대상으로 한 경우 온난화 경향이 있다고 발표되었으나 2017년까지 자료를 포함하여 하나의 추세로 본다면 미미하나마 한랭화 경향이 나타나고 있다 (그림 3.2.56). 최근 Turner 등(2016)은 남극반도의 여러 기지에서 측정된 기온을 분석하여 1990년대 말부터 한랭화 경향이 있다고 발표하였는데 이러한 경향은 세종기지 기온 자료에서도 확인되었다. 하지만 2011년 이후 기간으로 국한하면 다시 더욱 강한 온난화 경향이 나타나고 있다 (그림 3.2.57)

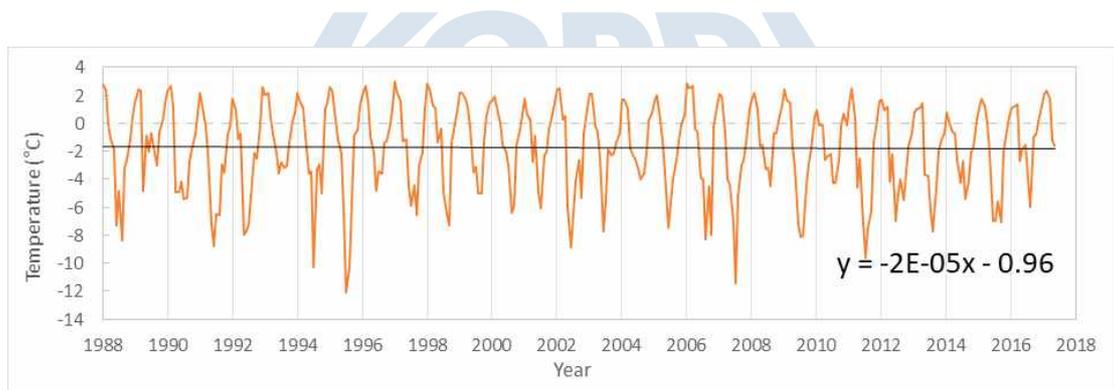


Fig. 3.2.56. Time series of monthly mean air temperature at the King Sejong Station from 1988 to 2017

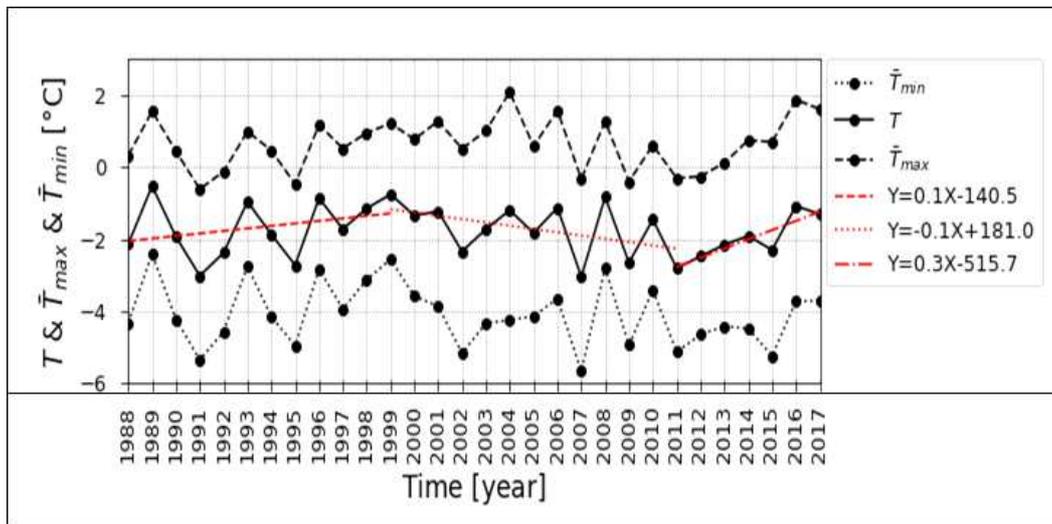


Fig. 3.2.57. The same as in Figure 3.2.56 but with linear trends in sub-sections of 1988-1999, 1999-2011, and 2011-2017

(2) 세종기지 30년 바람 변동

앞서 설명한 과정에 따라 품질관리 및 자료 보완 후 바람 자료를 이용하여 1988년부터 2017년까지 30년 기간 자료를 대상으로 풍속 통계치를 산출하였다. 먼저 일평균풍속, 벡터평균풍속 및 풍향, 일최대풍속 등을 산출한 뒤 같은 방식으로 월별 통계 및 연도별 통계를 구하였고, 1월 1일부터 12월 31일까지 각 날짜에 대해 30년 통계치를 산출하였다. 아래 그림 3.2.58은 30년 평균된 일평균풍속의 연중 변화를 나타내고 있다. 계절적으로 동계에 풍속이 강하며 9월말경에 최대풍속을 보였다가 10월부터 풍속이 약해져서 12월말부터 1월초에 풍속이 가장 약하다. 이후에는 다시 가을철에 풍속이 점차 강해지는 계절적인 변동성을 보여준다. 30년 전체에 대한 평균 풍속은 8.0m/s이다.

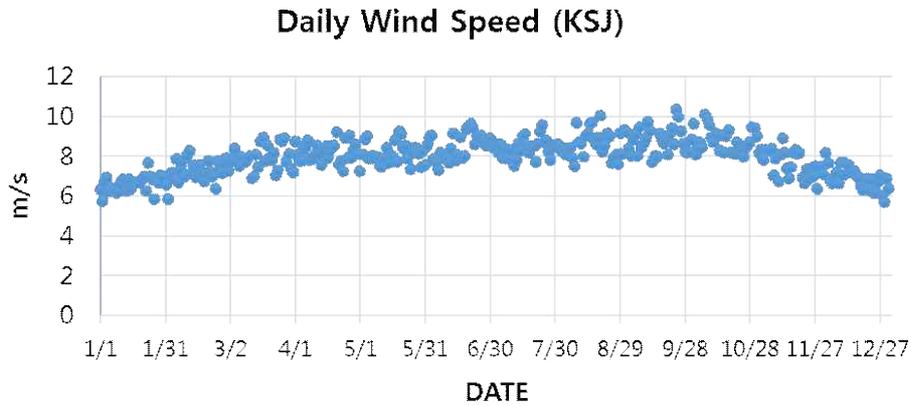


Fig. 3.2.58. Mean daily mean wind speed at the King Sejong Station averaged for 1988-2017

그림 3.2.59는 30년 평균한 일별최대풍속의 연중 변화를 나타내고 있다. 일평균 풍속의 변화와 유사하게 동계에 강하고 10월부터 감소하다가 1월부터 3월까지 증가하는 변동성을 보여주고 있으며 30년 전체 기간에 대한 평균 일최대풍속은 18.8 m/s로 산출되었다.

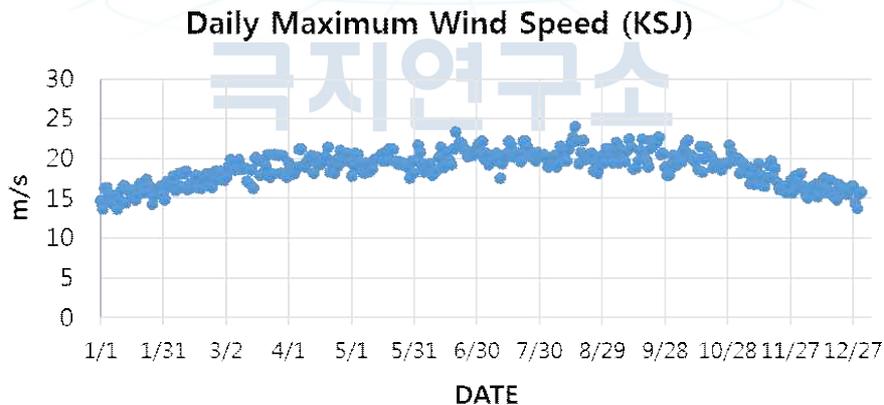


Fig. 3.2.59. The same as Figure 3.2.58 except for daily maximum wind speed

일평균풍속 및 일최대풍속에 대한 역대 최고값 10일을 분석한 결과를 아래 표 3.2.11에 제시하였다. 특히 기존에 최고 일평균풍속으로 알려져 있던 1988년 1월 15일 일평균풍속 25.0 m/s는 본 연구과정에서 확인한 결과 당시 세종기지 건설팀의 자료로서 측정시각과 간격 미상이며 일평균으로서 대표성을 가질 만큼 측정 횟수가 충분한지 확인할 수 없었다. 또한 세종기지에서 가까운 러시아 기지에서 보고한 풍

속에 기반한 일평균풍속은 약 12.2 m/s로서 매우 차이가 컸다. 따라서 당시 일평균 값으로서 대표성이 낮다고 판단하여 값을 수정하고 순위에서 제외하였다.

Table. 3.2.11, Top 10 ranking of daily mean wind speed and maximum wind speed at the King Sejong Station for 30-years (1988-2017)

Rank	Mean wind speed	Date	Max wind speed	Date
1	24.8	2002-10-10	51.9	2014-07-01
2	23.9	1991-09-11	51.7	2014-09-22
3	22.2	1992-05-31	50.8	2013-08-19
4	22.0	2003-07-07	50.7	2014-06-30
5	21.9	1995-08-01	50.0	2008-04-20
6	21.8	2004-09-17	49.7	2014-08-15
7	21.7	1991-05-25	49.5	2003-08-16
8	21.7	2000-07-31	49.4	2012-06-20
9	21.4	1988-12-30	49.1	2015-08-05
10	21.0	1998-09-09	48.9	2014-09-23

그림 3.2.60은 30년에 걸친 연도별 평균풍속을 나타내고 있으며 역시 전체 평균값은 8.0 m/s이다. 연도별 연평균풍속은 통계적으로 유의미한 증가 또는 감소의 경향은 보여주지 않았다.

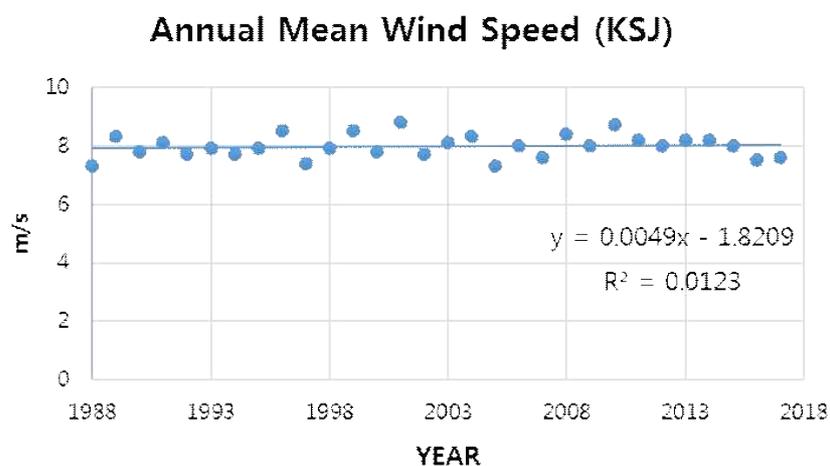


Fig. 3.2.60. Annual mean wind speed of the King Sejong Station for the period of 1988-2017

그림 3.2.61은 각 연도별 최대풍속을 나타내었으며 30년 평균값은 42.2 m/s로 나타났다. 평균풍속에 비해 연최대풍속은 약한 증가 경향성을 보이고 있으나 30년 기간 중 가장 최근인 2016년과 2017년의 최대풍속은 각각 35.1 m/s와 33.9 m/s를 기록하여 역대 최솟값을 나타내었다.

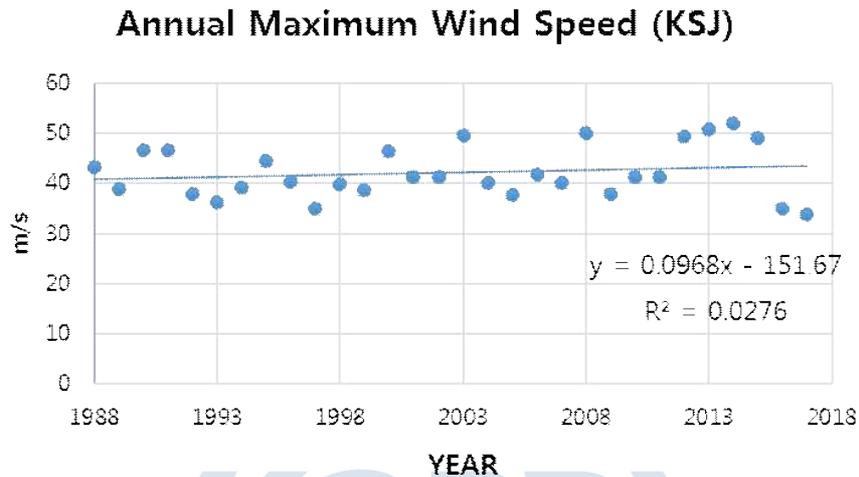


Fig. 3.2.61. The same as in Figure 3.2.60 except for the annual maximum wind speed

(3) 세종기지 30년 기압 변동

품질관리 및 자료 보관 후 기압 자료를 이용하여 1988년부터 2017년까지 30년에 대한 변동성을 분석하였다. 먼저 일평균기압을 산출한 뒤 월별 통계 및 연도별 통계를 구하였고, 1월 1일부터 12월 31일까지 각 날짜에 대해 30년 통계치를 산출하였음. 그림 3.2.62는 30년 평균된 일평균기압의 연중 변화를 나타내고 있다. 계절적으로 동계에 기압이 높아지며 하계에 낮아지는 변동성을 나타내고 있으며 30년 전체에 대한 평균 기압은 988.9 hPa이다.

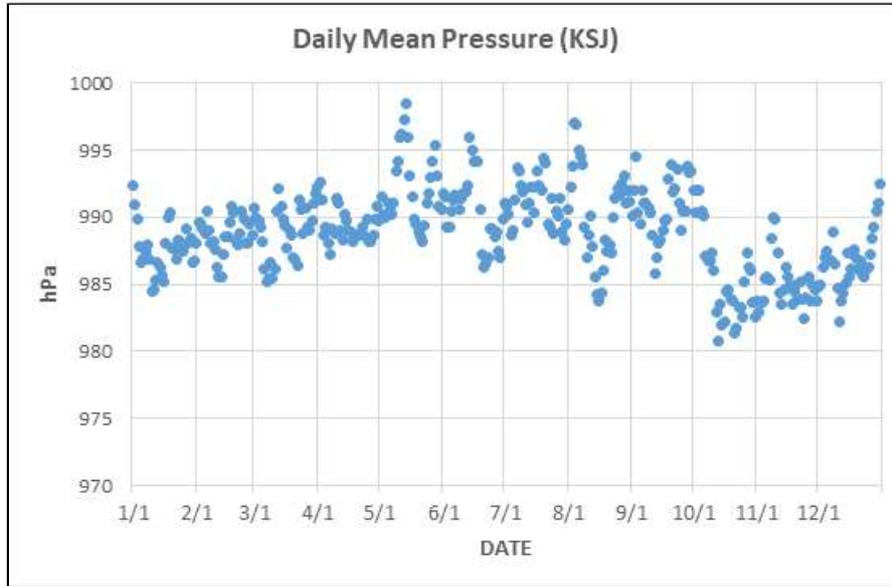


Fig. 3.2.62. The same as Figure 3.2.58 except for daily mean atmospheric pressure

일평균기압 중 역대 최고값 및 최저값 각 10일을 표 3.2.12에 제시하였다. 최고 기압은 2000년 9월에 1033.7 hPa, 최저 기압은 1999년 10월에 944.5hPa였다.

Table. 3.2.12. The same as in Table 3.2.11 except for highest and lowest pressure (hPa)

Rank	Highest	Date	Lowest	Date
1	1033.7	2000-09-07	944.5	1999-10-15
2	1028.8	2000-07-11	946.4	2015-08-15
3	1028.7	2000-09-08	946.7	2015-08-17
4	1028.5	2000-05-29	947.0	2015-08-16
5	1028.2	2000-07-10	947.9	1999-10-16
6	1027.8	1996-06-25	947.9	2008-08-14
7	1027.5	2013-08-22	950.5	2009-02-17
8	1026.5	1990-05-12	951.2	2004-09-18
9	1026.3	1990-05-10	952.6	2013-07-25
10	1026.2	2005-06-18	952.9	1989-11-02

그림 3.2.63은 각 연도별로 평균기압을 나타내었으며 전체 평균값은 988.9 hPa이며 대상기간동안 약한 감소 추세를 보여주고 있다.

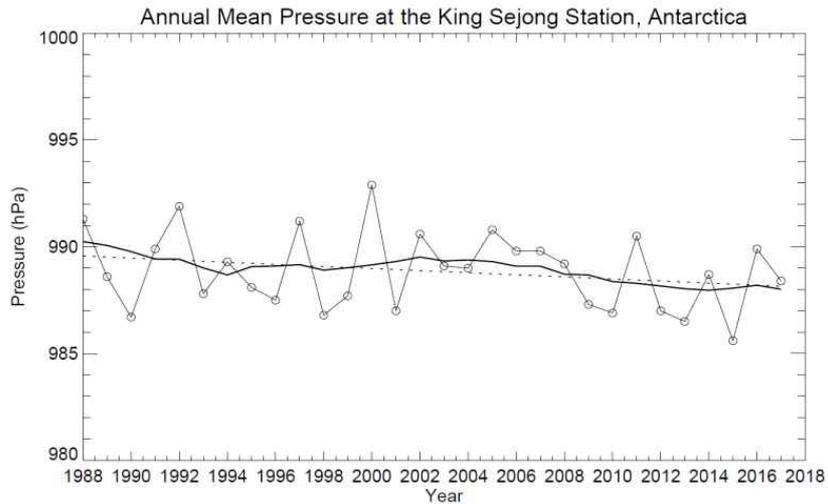


Fig. 3.2.63. The same as Figure 3.2.60 except for atmospheric pressure

나. 장보고기지 기후 추세 분석

그림 3.2.64는 장보고기지에서 2015년에서 2019년의 연평균 기온의 시계열이다. 2015년부터 2019년까지 연평균 기온은 -15.8°C 에서 -13.7°C 로 약 2도 증가하였으며 통계적으로도 유의하였다($p < 0.05$). 비교를 위해 ERA-Interim 재분석 기온을 함께 보였다. 재분석 자료의 기온은 앞에서 언급된 바와 같이 관측 자료와 큰 차이를 보이지만 그 변동 즉 증가는 유의한 수준($p < 0.05$)을 보이며 서로 잘 일치한다. 같은 기간 계절 평균된 기온의 경우, 가을의 기온 증가가 유의하게 나타났다($p < 0.05$). 겨울의 경우 증가 경향을 보이나 통계적으로 유의하지 않았다($p > 0.05$). 결과적으로 지난 5년 간 기온의 증가는 주로 가을과 겨울에 의해 주도되었음을 알 수 있다. 그림 3.2.65에서 알 수 있듯이 동계 시즌 기온 증가가 하계 시즌 보다 증가했음을 알 수 있다. 이 단기간의 기온 증가가 장기간의 기온 증가 추세의 연장선상에 있는가를 살펴보기 위해 1979년부터의 재분석 자료를 살펴보았다. 그림 3.2.66은 ERA-Interim 재분석 기온의 추세이다. 재분석 자료에 의한 기온 추세는 큰 변동성으로 인해 통계적으로 유의하지 않았다. 다만, 1979년부터 1988년까지는 뚜렷한 감소가 그 이후부터 2011년까지는 뚜렷한 증가가 그리고

2015년까지 감소 후 다시 증가하였다. 이 기온의 변동은 극지에서의 기온의 큰 변동성을 잘 보여준다. 한편, 계절 평균 기온의 추세를 살펴보면 가을철 기온 변화는 유의하지 않은 대신 나머지 세 계절의 추세는 통계적으로 유의하여 앞서 단 기간 분석 결과와 정반대의 결과가 나왔다. 장기 추세 분석에서 재분석 자료의 독자적인 사용 시 자료 사용에 대한 문제는 제기되어 왔다 (Nicolas와 Bromwich, 2014; Fogt et al., 2018). 또한 그 변동성이 커서 단기간의 기온 증가 또는 감소는 분석 기간 선정에 따라 달라지기도 하여 추세 분석은 주의를 요한다. 연평균 기압의 경우 기압 감소는 통계적으로 유의하였다($p < 0.05$). 계절적으로는 가을과 여름 기압 감소가 유의하였다. 한편 연평균 수평 풍속의 경우 풍속의 증가가 통계적으로 유의한 수준으로 증가하였다. 이 지역에서의 기압 감소에 따른 풍속 증가가 서로 잘 일치하는 모습이다. 풍속의 증가는 여름을 제외한 나머지 계절에서 유의하였다. 장기간의 재분석 자료와는 달리 단기간인 관측 자료의 2015-2019년의 추세는 연평균 및 계절평균 모두 유의하지 않았다. 앞에서 언급된 바와 같이 풍속의 경우 관측 자료와 재분석 자료가 서로 일치하지 않았다. 따라서 재분석 풍속 자료의 해석에는 주의가 필요하며 추가적인 분석이 필요하다.

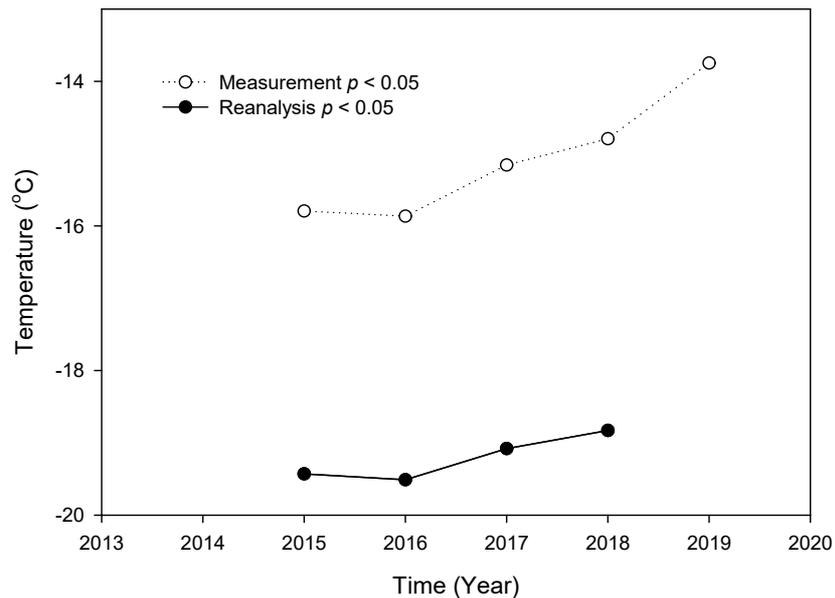


Fig. 3.2.64. Trends of annual mean measured and reanalysis temperature data from 2015 to 2019.

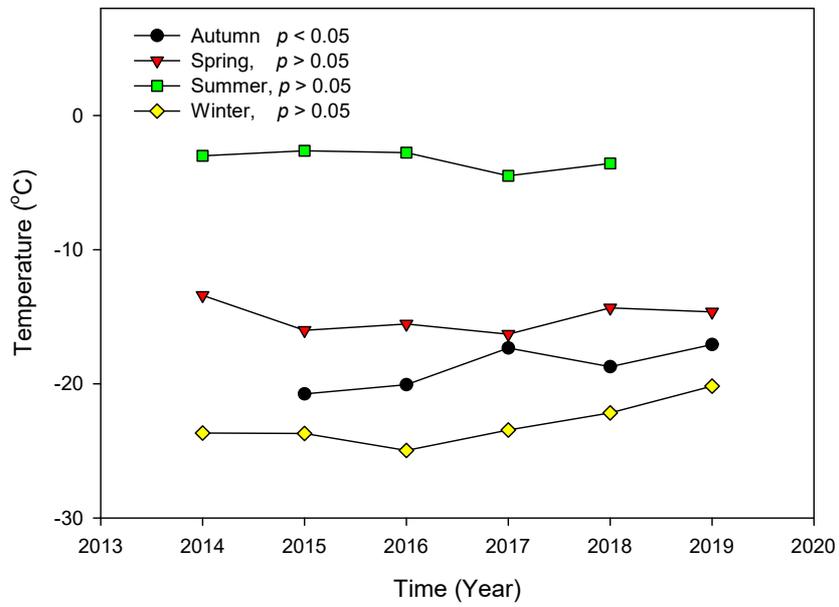


Fig. 3.2.65. Same as in Figure 3.2.64 except for seasonal mean measured data

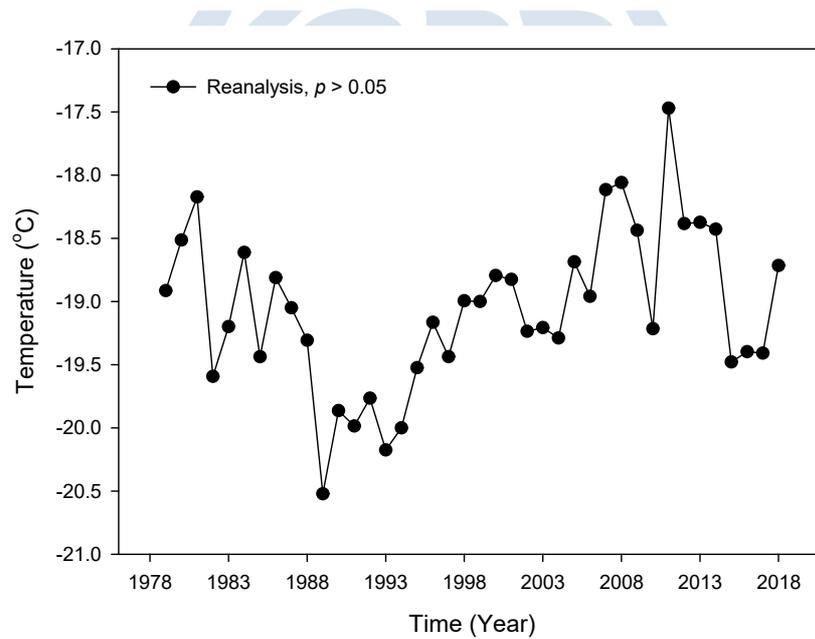


Fig. 3.2.66. Trends of annual mean reanalysis temperature from 1979 to 2018.

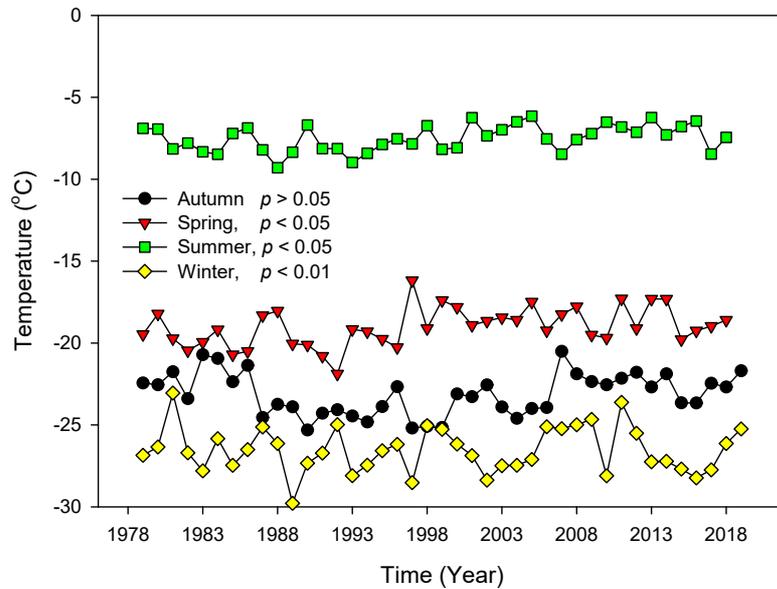


Fig. 3.2.67. Same as in Figure 3.2.66 except for seasonal mean temperature

다. 서남극 아문젠해 30년 기후 추세 분석 및 아문젠해 저기압의 역할

서남극과 남극반도에서의 표면 기온 추세는 빙상 질량수지 측면에서 매우 중요한 이슈이다. 특히, 서남극 연안 지역에서 추세는 중요한데 여름철 기온이 영상으로 올라갈 수 있기 때문이다. 김성중 등(2017)은 기온, 기압 그리고 풍속에 대한 7년의 관측 자료에 대한 추세 분석 결과 통계적으로 유의하지 않음을 보였다. 이에 대한 주요 원인은 기상 변수의 경년 변동은 큰 것에 비해 분석 기간이 짧았기 때문이다. 앞서 언급된 바와 같이 린지 섬 관측 자료와 ERA-Interim 재분석 자료 간의 결정계수는 높았다. 이에 여기서는 재분석 자료를 이용하여 1980-2014년에 걸쳐 계절 평균 기온, 기압 그리고 풍속에 대한 추세 분석을 수행하였다. 그 중에 가을철 기압과 풍속이 유의한 추세($p < 0.05$)를 보였다(그림 3.2.68). 가을철 기압은 $-0.18 \text{ hPa yr}^{-1}$ 속도로 감소하여 풍속을 $0.02 \text{ ms}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 속도로 증가하였다. ASL 지수에 의하면 지난 35년에 걸쳐 ASL 지역에서의 기압은 $-0.12 \text{ hPa yr}^{-1}$ 속도로 깊어졌다 ($p < 0.05$). 이 기압 감소가 가을철 연구지역 기압 감소와 관련이 있다. 하지만 ASL 중심이 기압 감소는 유의하지 않았다.

가을철 기압과 풍속의 유의한 감소가 있음에도 불구하고, 같은 계절 기온의 변화는 관측되지 않았다. 앞서 재분석 자료가 관측 자료 변동을 잘 따랐음을 보였지만 기온, 기압 그리고 관련된 바람의 추세 해석에는 주의가 요구된다. Nicolas와

Bromwich (2014)는 그들의 재구성 자료와 비교할 때 1979-2009년 재분석 자료 기온의 시계열에서 의심스러운 움직임이 나타나 기온 추세에 대한 신뢰도가 낮았음을 보였다. Fogt et al. (2018)은 그들의 재구성 자료는 관측 자료와 잘 일치하며, 재분석 자료에 비해 보다 기압 감소가 약함을 보였다. 그럼에도 불구하고, 그들은 재구성 자료의 성능이 남태평양 지역에서는 좋지 않아 그 지역에서 장기 변동을 이해하는 데 한계가 있음도 보였다. 이 지역은 순환이 기후 변동의 핵심이 되는 지역이다. 그러므로 서남극 연안 지역에서의 추세 규명을 위해서는 추가적인 연구가 필요하다.

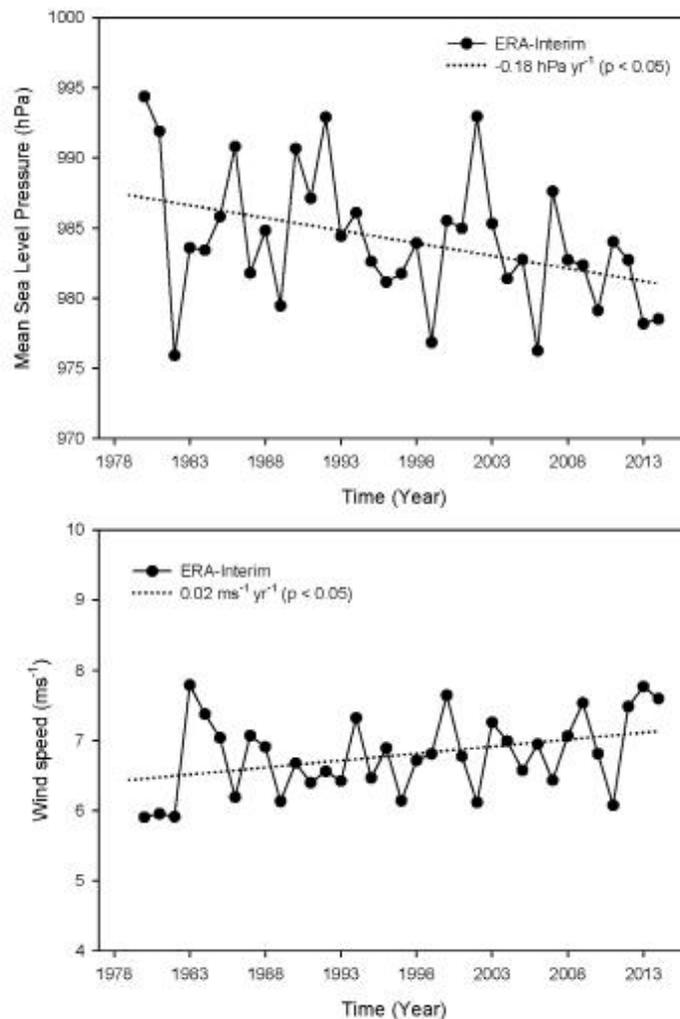


Fig. 3.2.68. Trends of seasonal averaged pressure (top) and wind speed (bottom) in autumn from 1980 to 2014.

앞서 보인 바와 같이 -20°C 이하의 상당히 낮은 월평균 기온이 겨울철에 발생하였는데 그 원인은 풍향의 변동 때문이다. 그림 3.2.69는 16방위 풍향 빈도를 2008년과 2009년 8월에 대해 보여준다. 2009년에 비해 2008년 남풍 빈도가 더 많았다. 그로 인해 2008년 8월 기온(-22.5°C)이 2009년 8월 기온(-14.3°C) 보다 낮았다. 뿐만 아니라 2008과 2009년 8월 DC는 각각 0.4와 0.8이었다 (그림 3.2.49). 이 관측지는 남극 대부분의 연안처럼 주로 카니스티오 반도의 동쪽을 통과하는 내륙으로부터 불어나오는 찬 공기의 영향을 받는다. 그러나 ASL 과 같이 대규모 대기 운동으로 인해 풍향이 바뀌면 남쪽으로부터의 보다 차가운 바람이 그 지역 기온에 영향을 미칠 수 있다. 그림 3.2.70a는 ASL 중심이 경도를 따라 이동함에 따른 동풍과 남풍의 빈도 변동을 보여준다. 동풍과 남풍의 빈도는 대체로 ASL 중심의 경도에 따라 달라진다. ASL 중심이 240°E (120°W) 부근에 위치할 때 연구지역으로 동풍이 남풍보다 훨씬 빈도가 높다. ASL 중심이 240°E 주변에서 동 또는 서로 이동함에 따라 동풍의 빈도는 줄어들고 대신 남풍의 빈도가 증가하는 경향이 있다.

풍향의 변화는 이 지역 기온에 직간접적으로 영향을, 특히 겨울에 미친다. 그림 3.2.70b는 ASL 중심 경도와 월평균 관측 및 재분석 기온 간의 겨울철 관계를 보여준다. 이 연구에서는 2008-2014년 관측 자료와 1980-2014년 재분석 자료가 사용되었다. 겨울철, ASL 중심의 경도와 기온은 상대적으로 좋은 관계를 보인다 ($p < 0.05$). 다만, 재분석 자료와 관측 자료에 대한 결정계수는 0.24 및 0.16으로 낮다(표 3.2.13). 전체적으로, ASL 중심이 동쪽으로 이동함에 따라 기온은 떨어지는 경향이 있다. 220°E 보다 큰 경도만을 고려하면, 그 관계는 더 좋아지는데 관측 자료의 경우 결정계수는 0.72이다 (표 3.2.13). 220°E 보다 작은 경도의 경우 그 관계는 약하며 특히 재분석 자료의 경우 더 그렇다.

기온과 마찬가지로 $> 220^{\circ}\text{E}$ 인 경도에 대해 풍속은 ASL 중심이 동쪽으로 이동했을 때 감소하였다. 풍속은 ASL 중심 위치와 잘 일치하였다. 관측과 재분석 자료에 대한 결정계수는 각각 0.95 그리고 0.35 이었다($p < 0.05$). 분석 기간 동안 가장 강한 바람은 2008년 9월 기록되었는데 이때 ASL 중심의 위치는 약 224°E 이었고 중심 기압은 약 958 hPa로, 관측 기간 중 가장 강하였다.

서남극의 기후는 대체로 적도 지방의 영향을 받는다 (e.g., Ding et al., 2011). Djoumna와 Holland(2015)는 본 연구지역에서 약 180 km 떨어진 Pine Island

Glacier (PIG)에서의 연구에서 엘리뇨 기간 중의 풍서풍의 풍향이 2012년 라니아 기간 중 북풍으로 연 단위 분석에서 변화하였음을 보였다. 반면에 같은 기간 Thurston Island와 Bear Peninsula에서의 풍향 변동은 없었다. 이 두 관측지와 마찬가지로 본 관측지 역시 다른 해와 비교해 풍향 변동은 없이 북동풍이 지배적이었다. 이 결과는 내륙에서 부는 바람의 영향을 주로 받는 본 연구지역에 ASL이 중요한 역할을 하며, 특히 겨울철에 기온을 감소시킬 수 있음을 가리킨다.

Table. 3.2.13. Relationship between the location of ASL center, temperature (T) and wind speed (WS)

Longitude (°)		All		> 220		< 220	
		r^2	p -value	r^2	p -value	r^2	p -value
Measurement	T	0.16	< 0.05	0.72	< 0.05	0.1	< 0.05
	WS	0.15	< 0.05	0.95	< 0.05	0.01	> 0.05
Reanalysis	T	0.24	< 0.05	0.32	< 0.05	0.04	> 0.05
	WS	0.02	> 0.05	0.35	< 0.05	0.08	< 0.05

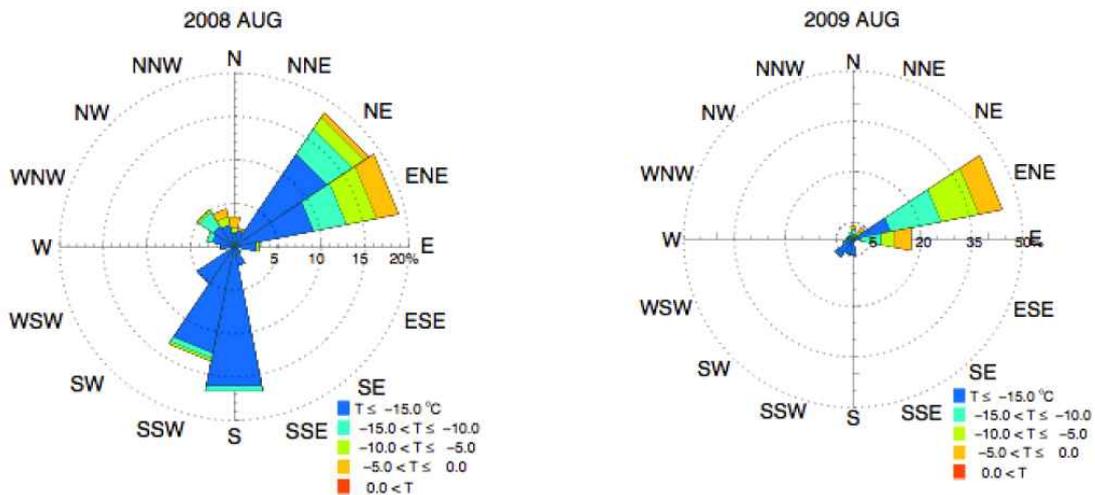


Fig. 3.2.69. Temperature distribution with 16 wind direction bins on August in 2008 (left) and 2009 (right).

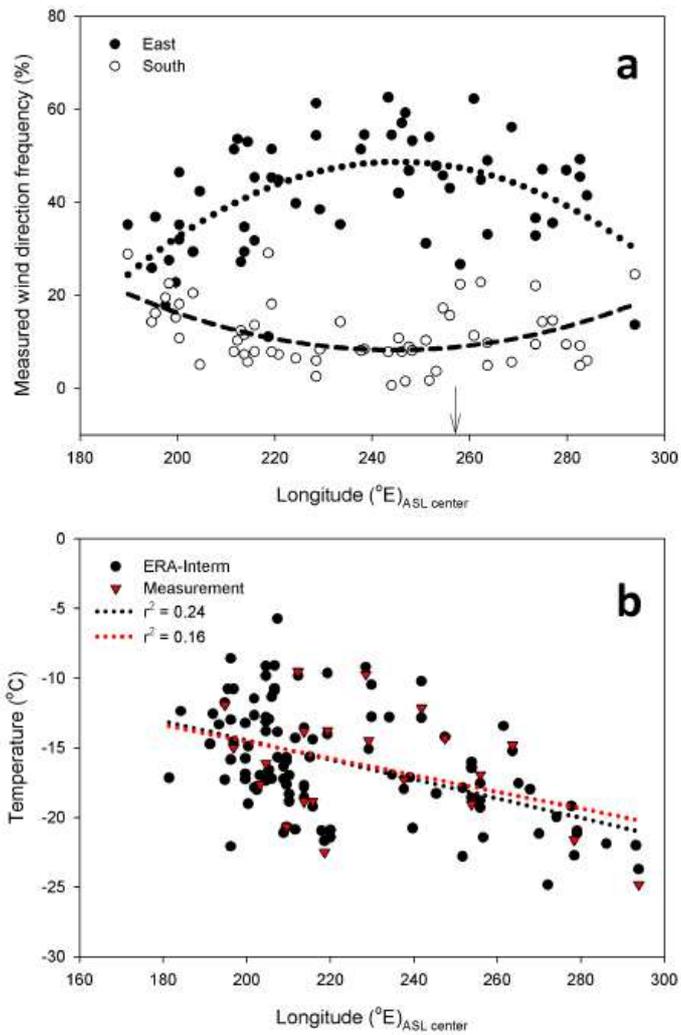


Fig. 3.2.70. Relationship between the longitude of the ASL center and monthly frequency of east and south winds at the site from 2008 to 2013 for all seasons. Dotted and dashed lines are fitted to measured data using quadratic equations. (\downarrow) indicates the longitude of the study site.

3.2.3 성층권 오존 농도에 대한 기상 조건의 역할

남극세종과학기지(이하, 세종기지)에서는 브루어오존분광계를 이용하여 1998년부터 성층권 오존을 관측해 오고 있다. 본 사업 기간에는 1998년부터 2012년의 14년 간의 실측 자료, 위성 자료 그리고 재분석 자료를 이용하여 세종기지 상공 성층권 오존 자료와 기상 변수와의 관계에 대한 분석을 수행하였다.

가. 재료 및 방법

성층권 오존 농도 측정이 이루어진 곳은 남극세종과학기지(62.13° S, 58.47° W)이다. 이 지역에 대한 위치 및 기상 환경에 대해서는 앞서 설명되었기에 여기서는 생략한다. 세종기지에는 브루어오존분광계(Brewer Ozone Spectro-photometer, Mark IV)가 1998년 설치되어 본 사업 기간에도 운영되고 있다. 이 분광계는 자외선 복사를 측정하는 광학 장비로 태양복사가 없거나 약한 경우 이용할 수 없다. 따라서 남반구 봄철과 여름철(9월부터 이듬해 3월) 측정 자료의 사용이 가능하다.

성층권 오존에 대한 복수의 위성 관측이 1970년대 후반부터 수 십 년간 이루어져 오고 있다. 그 중, 대표 위성 측정 장비는 TOMS와 OMI이다. 위성 자료는 1996년에서 2015년까지 공간 해상도가 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 인 레벨 3 TOC 자료가 이용되었다. TOMS 관측은 Earth Probe (EP) 위성, OMI 관측은 Aura 위성, 탑재되어 운영되었다. 위성 자료들은 지상 관측 자료와의 비교를 통해 검증되어 오고 있다. 중위도에 비해 극지역 지상 관측 자료는 부족하기 때문에 세종기지 자료를 활용한 비교 분석은 향후 극 성층권 오존 변화 연구에 중요하다.

그림 3.2.71은 TOMS와 OMI 격자 위성 오존 전량 관측과 세종기지에서 관측된 오존 전량을 비교한 것이다. 두 자료 간의 상관계수(R)은 0.94, RMSE=18.58 그리고 MBE=7.10 이었다. 한편, Satellite overpass data와의 비교 결과는 다소 더 좋았는데 이는 세종기지가 극 소용돌이 가장자리에 위치한 것과 관련이 있어 보인다. 이에 대한 논의는 뒤에서 다시 하기로 한다.

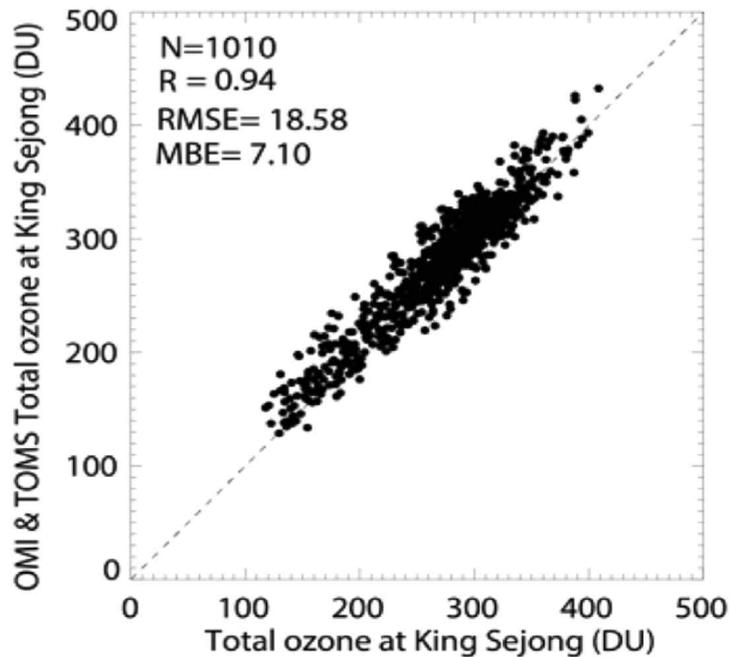


Fig. 3.2.71. Intercomparison results (1996-2015) between ground-based TOC and satellite TOC (TOMS and OMI) measurement at King Sejong Station

한편, 오존 전량에 대한 기상 변수의 역할을 살펴보기 위해 ERA-Interim (the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts interim) 재분석 자료가 사용되었다 (Dee et al., 2011). 재분석 기온과 풍속은 상부 성층권에서 하부 성층권까지 12 기압 레벨 (5, 7, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 125, 150, 175 그리고 200 hPa)에서의 자료가 사용되었다. 잠재와도는 등압면에서의 단열운동에 대해 보존되기 때문에 하부에서 상부의 12 온위 레벨 (300, 315, 330, 350, 370, 395, 430, 475, 530, 600, 700, 그리고 800K)에서의 값이 사용되었다. 이 분석에 사용된 모든 자료는 일평균값이다.

나. 결과

오존 전량 변동은 극 소용돌이 조건과 밀접하게 연결되어 있다. 이 관계를 심층 분석하기 위해 ERA-Interim 재분석 기온, 잠재와도 그리고 바람성분의 연직 프로파일을 이용하여 분석하였다. 기상 변수와 오존 전량간의 상관 계수가 남반구 봄과 여름인 9월부터 3월까지 매달 각 연직 고도별로 계산되었다. 이 두 계절은 오존 홀이 발생 및 회복되는 기간으로 이 변화 과정에 대기 순환이 중요한 역할을 한다

(Thompson et al., 2011).

그림 3.2.72는 오존 전량과 높이에 따른 성층권 기온과의 월별 상관계수를 200에서 5 hPa 고도에 대해 보여준다. 일반적으로 상관계수는 높이에 따라 뚜렷한 대조를 보여준다. 즉 높은 양의 상관계수가 하부성층권 ($> \sim 50$ hPa)에서, 높은 음의 상관계수가 상부 성층권 ($< \sim 10$ hPa)에서 나타났다. 하부 성층권에서의 양의 상관계수는 남반구 봄과 여름에 일관되지만 상부 성층권에서의 음의 상관계수는 계절에 따라 달랐다. 이 결과는 상부 성층권과 하부 성층권 간 오존 화학에 대한 대기 조건의 다른 역할을 드러낸다.

성층권 하부에서의 오존과 기온 간의 양의 상관관계는 강해진 폴라 볼텍스 내에서 강한 오존 감소가 있음을 가리킨다. 앞선 연구에 의하면 강해진 폴라 볼텍스 내의 기온은 매우 낮아지는데 남북간의 열 교환이 매우 제한되기 때문이다. 얼음 입자로 구성된 극성층권 구름이 이 폴라 볼텍스 내에 형성될 수 있다. 이 극성층권 구름은 질산과 결합하여 염화 질산염 형성을 방해한다. 염화 질산염은 염소 라디칼의 저장 종이다. 결과적으로, 극성층권 구름은 성층권 질소 함량을 줄이는데, 이를 탈질산화 과정이라 불린다. 그리고 염소 라디칼의 재순환 과정에 기여하여 강한 성층권 오존 감소를 유발한다. 이 과정이 기온과 오존 간의 양의 상관관계를 설명한다 (Solomon et al., 2005, 2014).

성층권 상부에서의 오존과 기온 간의 음의 상관관계는 오존 화학의 기온 의존성으로 설명될 수 있다 (예, Velasco et al., 2008). 성층권 오존의 생성과 파괴 과정은 챔프만 법칙으로 설명된다. 챔프만 반응에 근거한 선행 연구들은 성층권 상부에서 오존이 보다 낮은 기온에서 풍부해질 수 있는데 그 이유는 오존 파괴가 더 느려지기 때문이다. 예로 Jonsson et al. (2004)는 $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$ 의 반응이 낮은 온도에서 잘 일어난다는 것을 알아냈다. 이 원리는 온실 기체가 성층권 오존 농도와 기온 변화에 미치는 영향과 관련하여 자주 논의되어 왔다 (e.g., Jonsson et al., 2009; Plummer et al., 2010; Gillett et al., 2011). 일부 위성 관측은 오존과 기온 간의 음의 상관관계가 성층권 상부에서 있음을 보였다 (Stolarski et al., 2012).

상관계수가 연직으로 변하는 구조는 오존 전량의 변화가 단일 대기 특성에만 의존하지 않음을 가리킨다. 대량의 성층권 오존의 감소가 강한 극 소용돌이 내에서 전형적으로 뚜렷하게 나타나는 반면, 오존 전량 변화는 또한 다른 요인들에 대해서

도 민감하다. 이는 오존-기온 관계의 변화가 대기 조전에 따라 달라질 수 있음을 암시한다. 사실, 오존-기온 상관계수의 연직 구조는 매월 큰 변동을 보여준다 (그림 3.2.72). 남반구 봄철, 극 소용돌이는 강해진다. 그리고 대규모의 오존 감소가 시작된다. 그러나 오존 감소의 시작 시기는 지역에 따라 태양 복사의 강도 차이로 인해 위도에 따라 달라질 수 있다. 그래서 9월 성층권 하부의 양의 오존-기온 상관관계는 세종기지와 같은 상대적으로 저위도에서 높았다. 10월 중순에서 하순에는 세종기지 성층권 상부에서 오존 전량과 기온은 음의 상관을 보였다. 반면에 하부는 여전히 양의 상관을 보인다. 11월에는 더 큰 음의 오존-기온 상관관계를 성층권 상부에서 나타냈으며, 12월까지 지속되었다. 여름철 성층권 상부에서의 기온 상승이 오존 생성에 기여하지 못하는 1월부터 그 상관관계는 약해졌다. 하지만, 성층권 하부는 남반구 봄철과 여름철 지속적으로 양의 상관관계를 유지하였다. 이는 오존 전량과 기온 간의 음의 상관관계를 방해하는 잠재적인 요인이 존재함을 암시한다. 오존-기온 상관관계의 계절 변동은 다른 기상변수를 이용하여 더 논의된다.

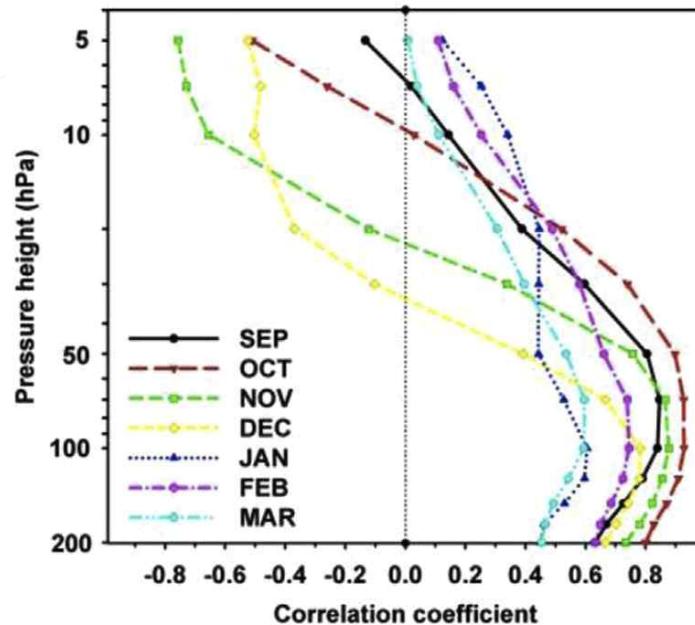


Fig. 3.2.72. Vertical profiles of correlations between TOC and air temperature at 12 pressure levels

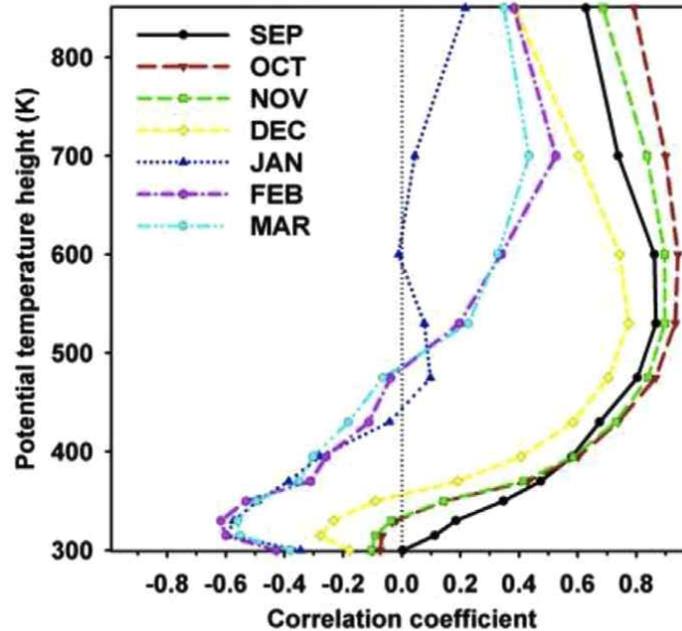


Fig. 3.2.73. Vertical profiles of correlations between TOC and potential vorticity at 12 potential temperature heights

우리는 오존 전량과 잠재와도와의 상관관계 분석을 수행하였다. 그림 3.2.73은 온위에 따른 오존-잠재와도 상관계수의 분포이다. 오존-기온 상관관계와 유사하게 큰 대조 패턴이 연직으로 나타난다. 높은 양의 상관이 성층권 하부와 중부(> ~400 K)에서, 높은 음의 상관이 대류권계면에서 나타났다. 남반구 봄철인 9월에서 11월 성층권 하부 및 중부에는 높은 양의 상관이 분명하게 나타난다. 하지만, 이 고도에서 남반구 여름철 양의 상관은 매우 낮다. 이는 약해진 폴라 볼텍스가 성층권 오존 감소에 거의 영향을 미치지 못함을 가리킨다.

한편, 대조가 되는 음의 상관이 대류권계면 근처에서 나타났다. 이는 폴라 볼텍스가 약해짐에 따라 오존 전량이 감소함을 가리키며, 이는 혼합 과정이 존재함을 암시한다. 이 특징은 보다 낮은 오존 농도를 가진 기괴가 다른 지역에서 수송되어 폴라 볼텍스 강도를 간접한 것일 수 있다. 사실 선행 연구들은 극지역 성층권 하부에서 낮은 오존 농도 발생에 대한 논의를 하였으며, 중위도 대류권 대기가 남쪽으로 수송되어 극지 성층권으로 유입됨을 보였다. Pan et al. (2009) 역시 낮은 오존 농도를 가진 중위도 대류권 기괴의 침입을 아열대 대류권계면 깨짐으로 설명하였다. 즉, 침입의 핵심 고도가 전적으로 370과 400 K 온위 고도에서 나타났다. 그림

3.2.73에서 보여지는 바와 같이 오존 전량과 온위 간의 음의 상관관계는 400 K 높이 아래에서 또한 발견되었다. 이 결과는 중위도 대류권 기괴의 침입이 폴라 블텍스 내에서 약해짐을 지원한다. 한 가지 더 재밌는 특징은 계절적인 차이이다. 즉, 오존과 잠재와도와의 음의 상관관계는 남반구 여름 즉, 성층권 오존 홀이 형성된 이후 계절에 뚜렷하다. 이 패턴은 아마도 극 소용돌이가 강하지 않을 때 극지로의 오존 농도가 낮은 기괴의 침입으로 설명할 수 있을 것 같다.

끝으로, 오존 전량과 동서 및 남북 방향 풍속과의 관계를 조사하였다(그림 3.2.74 and 76). 이 바람들은 기괴 수송 또는 혼합 과정이 오존 전량 변동에 미치는 영향을 설명할 수 있다. 다만, 풍속과의 상관성은 기온과 잠재와도 만큼 뚜렷하지는 않다. 그러나 일부 흥미로운 특징이 발견되었다. 약 20과 50 hPa 사이에서 오히려 높은 양의 상관관계가 9월에 나타났다 (그림 3.2.74). 오존 전량과 동서 바람의 풍속 간의 산포도는 크게 농도가 준 오존 전량과 약한 동서 바람이 양의 상관관계를 보인다 (그림 3.2.75). 이 패턴은 극 소용돌이 내에서 성층권 오존의 할로젠 관련 화학적 유실이 외부 공기와의 혼합이 없는 경우 증가하기 때문에 나타나는 것으로 보인다. 여기서 또한 즉, 오존 전량의 중앙값이 실제로 9월에 가장 낮았음을 고려하면 오존 전량과 동서풍속 간의 상관관계로부터 가장 많이 성층권 오존 농도 감소가 있던 기간을 감지할 수 있음을 알 수 있다.

남북방향 풍속 간의 상관관계는 여름철 (1-3월) 20-50 hPa 높이에서 음의 상관성이 가장 뚜렷하였고, 특히 남위 70도 이하에서 더 그러하였다 (그림 3.2.76). 오존 전량과 남북 방향 풍속 간의 산포도는 이 음의 상관관계는 극향 바람에서 (즉, 음의 남북방향 풍속) 오존 농도가 크고 적도 방향 바람 (양의 남북방향 풍속)에는 오존 농도가 낮음을 설명한다 (그림 3.2.77). 이 패턴은 오존이 풍부한 중 저위도 그리고 남극점 근처에서 오존 전량이 보통 더 낮음을 고려할 때 합당한 것으로 보인다. 그림 3.2.72에서 우리는 오존-기온 간의 양의 상관성이 성층권 하부에서 극 소용돌이가 약한 여름에도 계속됨을 보였다. 이 패턴은 여름철 오존 전량과 남북바람 풍속 간의 음의 상관관계로 설명된다. 즉, 극지역 기괴에 비해 중위도의 기괴는 오존이 풍부하고 기온이 높다. 그리고 남북간의 대기 혼합은 극 소용돌이가 약해진 후 활성화될 수 있다. 즉, 여름철 오존 전량과 남북 바람 간의 높은 음의 상관관계가 또한 예측된다. 그런데 왜 2월에 가장 높은 남북바람과의 상관성이 나타나는가에 대해서 추가 분석이 필요하다. 이 분석들을 통해서 우리는 복수의 대기 과정들

이 합쳐져 세종기지 상공 오존 전량을 변동시켰음을 발견하였다. 요약하면, 성층권 하부 및 중부에서 할로젠 관련 오존 감소의 정도는 일반적으로 극 소용돌이의 강도에 의해 조정된다. 성층권 상부에서는 기본적인 채프만 메카니즘이 오존 농도를 기온의 함수로 잘 설명된다. 대규모계면 근처에서 우리는 중위도 대류권 기괴의 남극으로의 침입이 성층권 기괴의 침입보다 이 지역의 보다 낮은 오존 농도에 영향을 더 미쳤다. 널리 알려진 것처럼, 남반구 성층권 오존은 기후 변동과 대규모 순환과의 피드백 입장에서 상당히 연구되어 왔다. 기후변화에 대한 남극반도 대기의 민감도를 고려하면, 남극반도 성층권 오존 패턴에 대한 철저한 조사가 요구된다. 이 연구의 결과에 의하면, 남극세종과학기지가 위치한 남극반도 오존전량은 몇가지 대기 패턴에 의해 변할 수 있다. 즉, 극 소용돌이 내에서의 오존의 할로젠 관련 화학적 손실, 성층권 상부에서의 채프만 메카니즘, 극지역과 중위도 지역 간 성층권-대류권 교환, 그리고 남북방향 기괴의 혼합으로 구분된다.

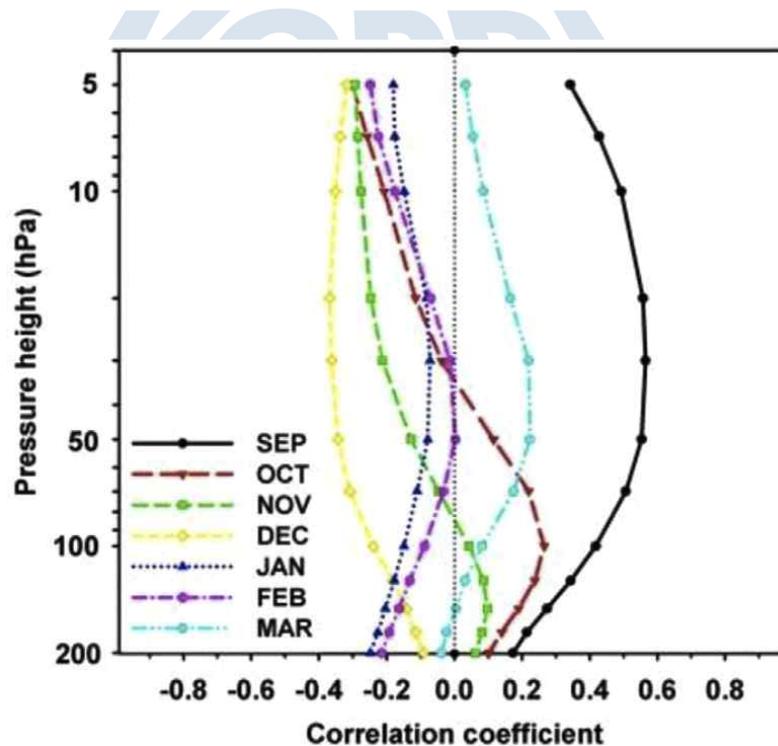


Fig. 3.2.74. Vertical profiles of correlations between TOC and zonal wind speed for 12 pressure heights

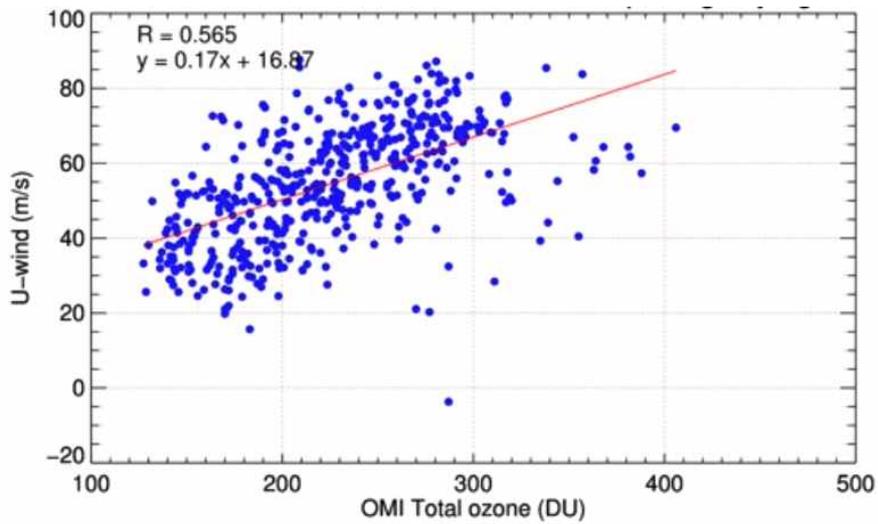


Fig. 3.2.75. Correlations between the OMI TOCs (x-axis) and 30-hPa level zonal wind speed (U-wind) from ERA-Interim reanalysis data. Correlations were examined for September

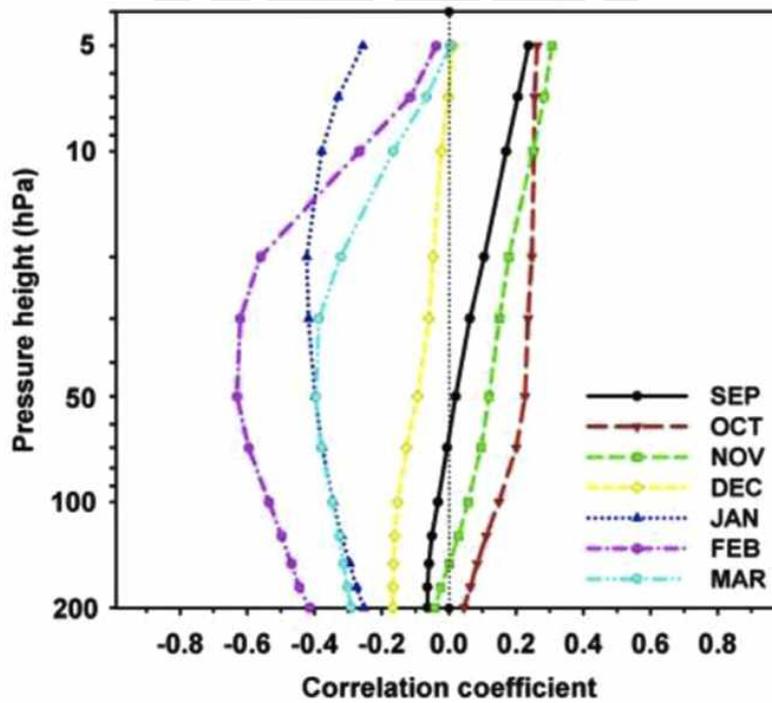


Fig. 3.2.76. Vertical profiles of correlations between TOC and meridional wind speed for 12 pressure heights

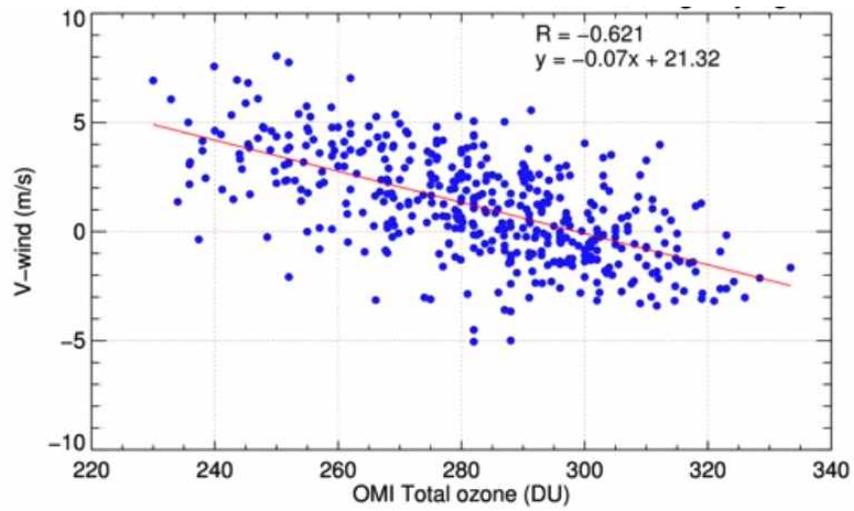


Fig. 3.2.77. Correlations between the OMI TOCs (x-axis) and 30-hPa level zonal wind speed (V-wind) from ERA-Interim reanalysis data. Correlations were examined for September



3.2.4 남극기지 라돈 가스 변동 특성 해석

가. 남극 기지 대기 라돈가스 관측

남극 세종과학기지는 2013년 2월부터 2016년 12월까지 정상 관측이 진행되었으나 대수선 공사 기간 (기간: 2016. 12월-2017. 6월, 2017. 12월-2018. 4월) 중에는 정상 관측이 이뤄지지 못했다. 그렇지만 2017. 7-11월 기간 동안과 2018년 5월 이후부터 현재까지 정상 가동되고 있다. 현재 세종기지 라돈가스의 경우 대수선 공사이후 바탕농도 수준이 ~20-30 mBq m⁻³ 정도 상승한 것으로 조사되고 있어 이에 대한 원인 규명을 진행 중이다. 장보고과학기지 대기라돈가스의 관측은 2015년 12월 라돈검출기를 설치한 이후 악기상 (눈폭풍) 조건을 제외한 나머지 기간에 대해 정상 관측이 진행 중이다. 연구 기간 동안에 관측된 남극 기지의 대기 라돈가스 농도 변동성을 그림 3.2.78-79에 제시하였다.

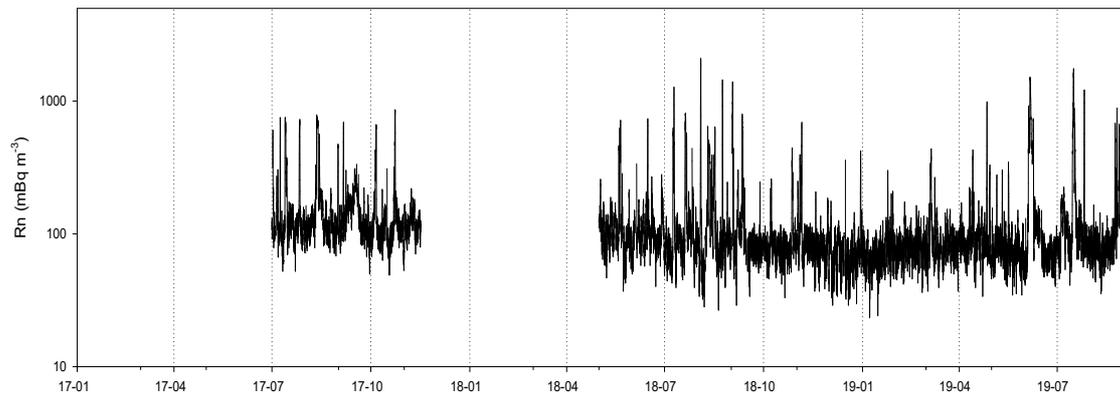


Fig. 3.2.78. Radon data of the King Sejong Station (2017- 2019. 8)

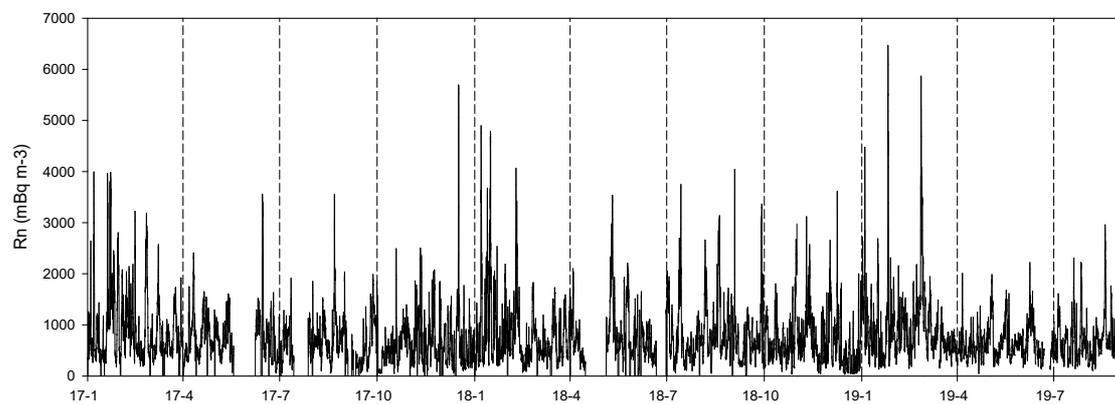


Fig. 3.2.79. The same as in Figure 3.2.78 except for Jangbogo Station

나. 남극 세종기지과 장보고기지 라돈가스 하계 농도 비교

남극반도와 남극대륙 해안지역의 라돈가스 농도 분포 특징을 조사하기 위하여 2015/16년 남극 하계시즌 (2015. 12월-2016. 2월) 기간 동안 세종과학기지과 장보고과학기지 라돈가스 농도 특성을 비교하였다. Chambers 등 (2014)은 2013년에 관측된 세종과학기지 라돈 가스 농도 자료를 분석하여 남빙양 배경농도 수준 ($\sim 50 \text{ mBq m}^{-3}$)임을 밝혔다. 따라서 남미등의 대륙지역으로부터 대기가 수송되는 경우 배경농도 수준에 비해 상대적으로 높은 농도 (예를 들어 200 mBq m^{-3})의 라돈가스가 관측되는 특징이 있다. 결국 이러한 특징을 이용하면 세종기지에서 관측한 대기 라돈가스는 대륙지역의 대기 추적자로서 활용할 수 있다.

장보고기지에서 관측한 대기 라돈가스를 대기 추적자로 활용하기 위해서는 측정소 주변지역의 배경 라돈 농도 수준을 파악하는 것이 중요하다. 남극 하계시즌은 다른 계절에 비해 노출지면의 면적이 가장 증가하기 때문에 지역적인 배출량이 가장 높고 장거리수송에 의해 유입되는 대기 라돈가스 사례에 대한 간섭효과가 더욱 증가할 것으로 예상된다. 따라서 본 연구에서는 대기 라돈가스의 농도 분포에 미치는 지역적인 영향이 가장 큰 하계시즌을 중심으로 남극 기지에서 관측된 대기 농도 분포 특성을 조사하고자 하였다.

하계시즌 동안 세종과학기지과 장보고과학기지에서 관측된 대기 라돈가스의 농도 범위는 각각 $\sim 20-300$, $\sim 60-5200 \text{ mBq m}^{-3}$ 으로 조사되었다 (그림 3.2.80). 장보고과학기지의 대기 라돈가스 농도는 Mawson, Neumayer, Dumont d'Urville 관측 결과보다 높은 것으로 조사되었으나 2001/02년 하계시즌 동안 이태리 MZS ($\sim 0-5400 \text{ mBq m}^{-3}$) 관측된 연구 결과와 비슷한 것으로 나타났다. 남극 기지에서 관측된 대기 라돈가스의 농도분포는 남빙양 배경대기 라돈가스 농도 수준을 고려할 때 세종기지의 경우 $\sim 90\%$ 이상 남빙양으로부터 유입되는 배경대기 영향을 받는 것으로 나타났다. 그렇지만 장보고과학기지의 경우 단지 $\sim 1\%$ 정도가 남빙양 배경대기의 영향을 받고 대부분 지각으로부터 배출되는 라돈가스의 영향을 받는 것으로 조사되었다 (그림 3.2.81).

대기 라돈가스는 지각 구성 물질로부터 배출되기 때문에 풍속이 약한 기상조건에서는 확산이 원활하지 못함으로 측정소 주변에서 배출된 라돈가스의 영향이 증가할 수 있다. 관측소 주변 대기의 풍속과 풍향에 따른 농도 변화 특성을 조사한 결과 풍속에 의한 영향은 $\sim 3.5 \text{ m s}^{-1}$ 미만일 때 국지적인 배출원의 영향이 뚜렷이

증가하는 것으로 나타났다. 풍향에 따른 농도 분포 특징은 세종기지의 경우 340-50° 에서 고농도가 증가하지만 중간 농도와 저농도의 경우 풍향에 따른 영향이 거의 없는 것으로 나타났다. 장보고기지에서는 세종기지과 달리 대부분의 풍향에서 비슷한 농도를 나타내고 일부 풍향에서 감소하는 특징을 보여주고 있다. 중간 농도와 저농도의 경우 풍향이 190-220° 조건일 때 농도가 감소하고 고농도 사례는 270° 부근에서 감소하는 것으로 나타났다. 따라서 세종기지의 경우 고농도 사례를 제외하면 대부분 해양으로부터 유입되는 대기의 영향을 받는 것을 알 수 있고, 고농도 사례는 북쪽 방향에 위치한 남미 대륙의 영향을 받는 대기 수송과 관련성이 있을 것으로 판단된다. 장보고기지의 경우 대기 라돈가스의 농도가 고농도일 경우 남극 내륙에서 대기가 유입될 때 농도가 감소한다. 중간 농도와 저농도 조건에서는 남풍 계열의 풍향이 형성되는 경우 상대적으로 농도가 감소하는 것을 확인하였다 (그림 3.2.82 and 83).

남극 하계시즌 동안 남극과학기지로 유입되는 대기 기원지와 장보고기지로 유입되는 대기 수송 경로를 파악하기 위해 Hysplit modelling (NOAA, 미국)을 이용하였다. 세종과학기지로 수송되는 대기는 해양, 남아메리카 연안지역, 그리고 남극반도 지역을 각각 35, 24, 41% 경유하고, 장보고과학기지의 경우 북빅토리아랜드 빙원, 남극 대륙 내륙빙원, 서남극 지역과 로스 빙봉 지역을 각각 12, 8, 63, 17% 경유하는 것으로 나타났다. 대기 기원지와 대기 수송 경로별로 대기 라돈가스의 농도 분포를 조사한 결과 세종과학기지에서는 남아메리카 연안 지역을 통과하는 경우에 해양 지역과 남극 반도 지역을 통과하여 유입되는 경우에 비해 농도가 증가하는 것을 알 수 있다. 장보고과학기지의 경우 남극종단 산맥 산악지역을 통과하여 장보고기지로 수송되는 대기에서 농도가 증가하고, 서남극 지역에서 기원하여 로스빙봉을 경유하거나, 혹은 남극 내륙빙원으로부터 남극산맥을 통과하여 유입하는 경우 농도가 낮은 것으로 확인하였다. 이와 같은 대기 수송 경로별 농도 변동성을 살펴보면 대기 수송의 속도 또한 대기 라돈농도에 영향을 미치고 있는 것으로 알 수 있다. 즉, 비교적 대기가 정체되어 대기 수송 속도가 느린 조건에서 대기구성물질의 확산이 원활할 것으로 보이는 빠른 대기 수송 기상조건에 비해 라돈 농도가 증가하는 것으로 나타났다 (그림 3.2.84 and 85).

농도 분포 또한 기원지와 대기 수송의 특성을 보여주고 있다. 세종기지의 경우 해양과 남극반도를 경유한 대기 경로 조건에서 남미대륙의 영향을 받는 대기 조건

에 비해 농도 변화 폭이 감소하고 있어 농도에 미치는 요인이 비교적 단순하다는 것을 보여주고 있다. 장보고기지는 남극 내륙 빙원으로부터 남극산맥을 빠르게 통과한 경우 특히 다른 대기 수송경로에 비해 농도 변화 폭이 가장 낮을 것을 알 수 있다.

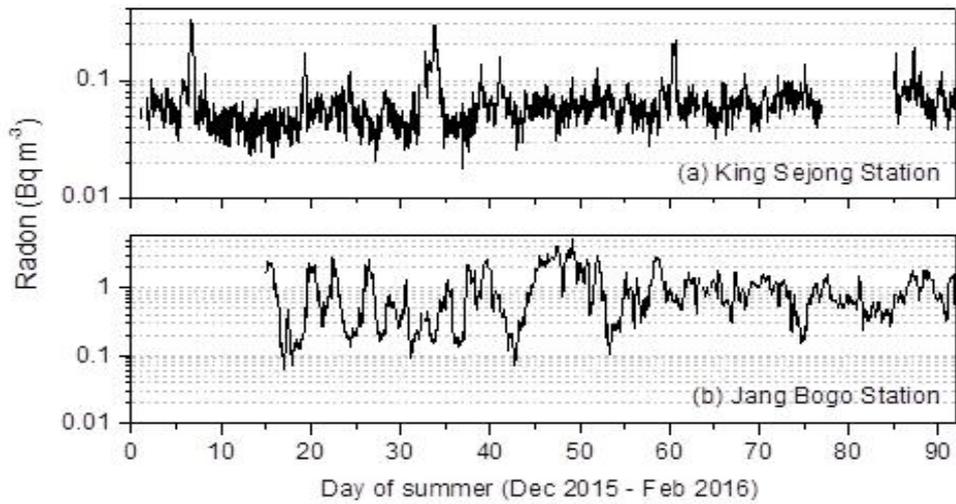


Fig. 3.2.80. Radon concentration of the King Sejong Station and Jangbogo Station (2015/16 summer)

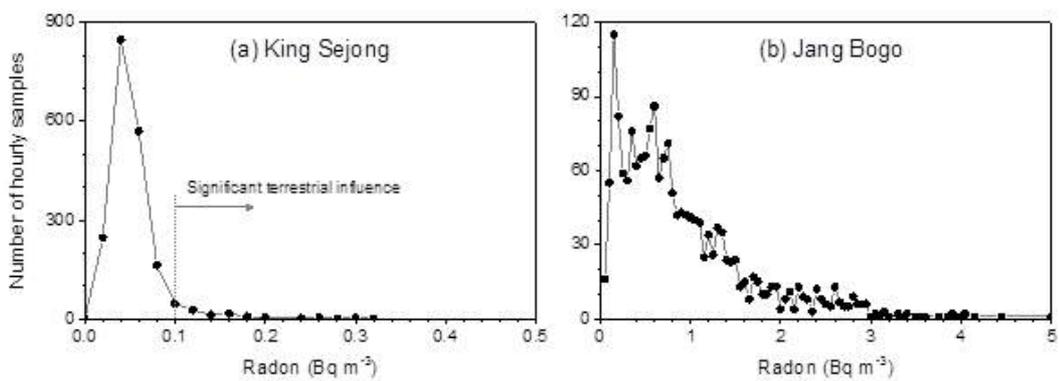


Fig. 3.2.81. Occurrence frequency of the radon concentration of the King Sejong and Jangbogo Stations (2015/16 summer)

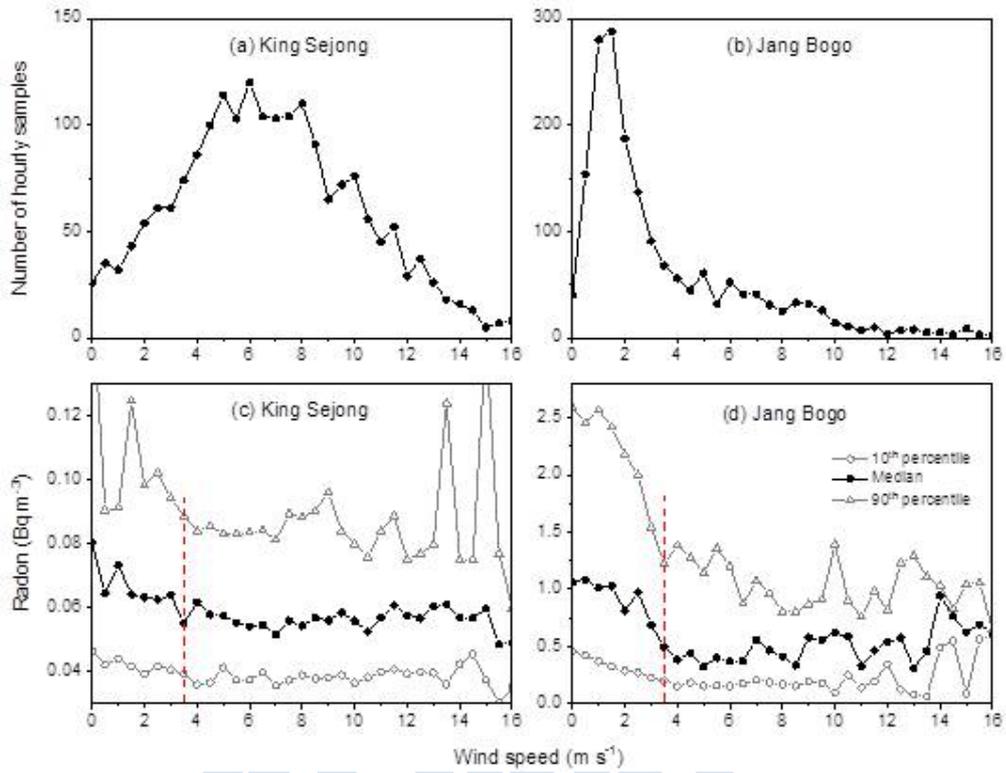


Fig. 3.2.82. Variation of radon concentration with wind speed

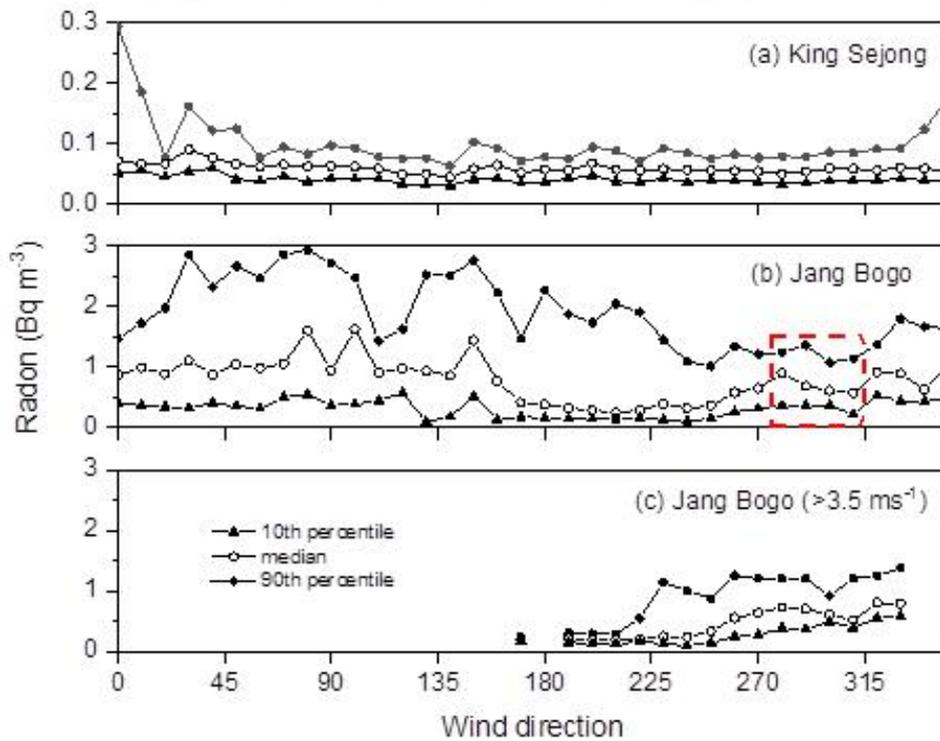


Fig. 3.2.83. Variation of radon concentration with wind direction

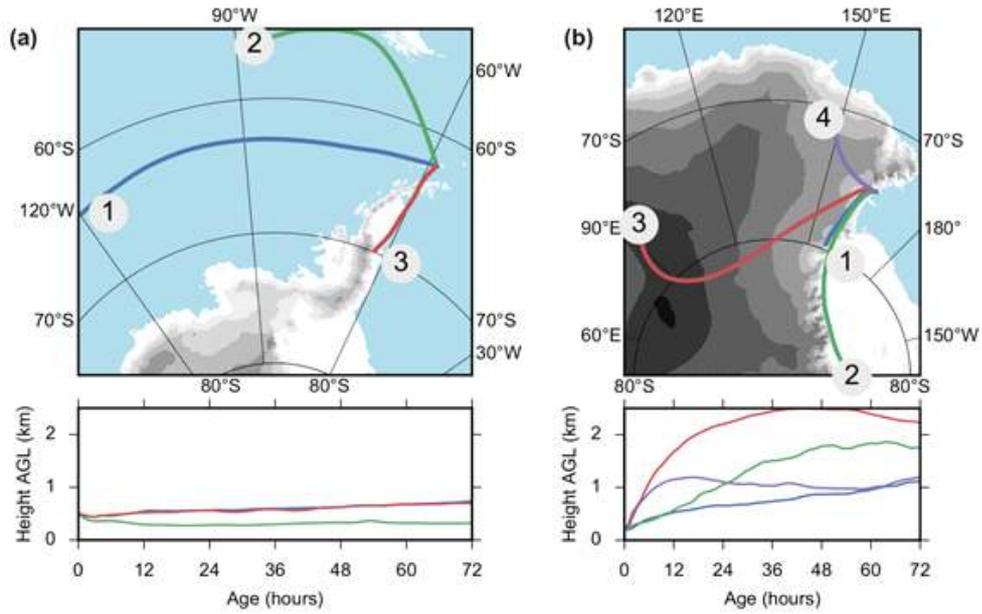


Fig. 3.2.84. Back-trajectory analysis for the King Sejong Station and Jangbogo Station

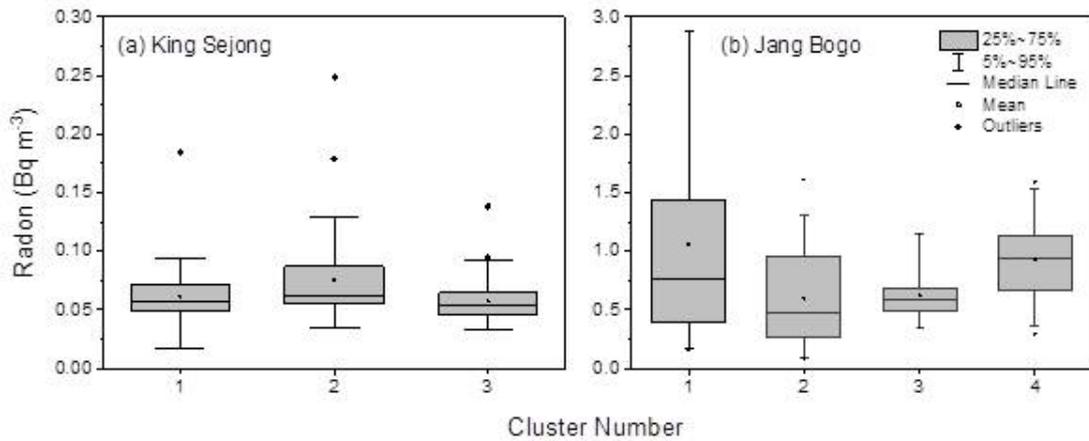


Fig. 3.2.85. Radon concentration on the trajectory for the King Sejong Station and Jangbogo Station

다. 남극 세종기지과 장보고기지 라돈가스 연간 농도 분포 비교

현재 대기 구성물질의 남극으로의 수송과정에 대한 이해를 높이기 위해 대기구
성물질의 관측 자료와 화학수송 모델을 활용한 재현 결과와의 비교연구가 활발히
진행중이다. 남극 대륙에서 관측되는 대기 라돈가스는 대표적인 비교대상으로써 우
선 남극 대륙에서 관측중인 라돈가스의 계절농도 변동 특징을 이해할 필요가 있다.

본 연구에서는 남극기지에서 관측중인 대기 라돈가스의 계절 변동성을 파악하기 위해 1년 동안 (2015.12-2016.11월) 관측한 대기 라돈가스 자료를 이용하여 남극 반도와 남극대륙 해안지역 (로스해 테라노바만 지역)의 대기 라돈가스의 연간 농도 변화 특성을 비교하였다. 본 연구는 측정 자료의 분포 특성을 고려하여 평균 농도 값의 경우 고농도 사례에 의해 민감할 수 있으므로 중간 농도 값을 이용하여 남극 기지에서 관측된 대기 라돈가스의 연간 농도 변동 특징을 조사하였다.

세종과학기지 라돈가스 농도 변동성은 남반구 가을철 (3-5월)에 농도가 증가 (최고 농도시기: 5월)하고 이후 8월까지 감소한 후 다시 봄철 (9-10월)에 비록 가을철 농도에 비해 낮지만 다시 증가하는 것을 알 수 있다 (그림 3.2.86-87). 연중 $\sim 100 \text{ mBq m}^{-3}$ 이하의 값을 보여주고 있으며, $\sim 30-80 \text{ mBq m}^{-3}$ 의 매우 일정한 농도 범위에서 변화하는 특징을 보여주고 있다. 이와 같은 농도 범위는 연중 남빙양 배경대기 라돈가스 농도인 $\sim 30-50 \text{ mBq m}^{-3}$ 와 거의 비슷한 수준으로 변동되고 있음을 보여주는 것이다. 하계시즌에 비해 동계시즌에 수백-1000 mBq m^{-3} 으로 빠르게 증가한 후 감소하는 사례가 빈번히 관측되는 것으로 나타났다. 이러한 현상은 남미대륙과 일부 남극반도 지역을 경유하는 대기가 유입되는 라돈 폭풍 (radon storm) 현상과 일치하는 것이다. 이러한 연구 결과는 Chambers 등 (2014)에 2013.2-2014.2월까지의 측정 자료를 이용한 결과와 유사한 것으로 보인다. 그렇지만 선행연구 결과 기간에는 봄철의 2차 농도증가 현상은 뚜렷하지 않았다.

장보고과학기지 라돈가스 농도의 연간 변동성은 세종기지와 매우 다른 특징을 보여주고 있다. 우선 조사 기간 중 1월-8월까지 농도 차이가 뚜렷하지 않았고 9-12월에 감소하는 특징이 나타났다. 연중 농도 변화 범위는 $\sim 500-800 \text{ mBq m}^{-3}$ 으로 나타나 세종과학기지 측정결과에 비해 ~ 10 배 정도 높은 농도로 조사되었다. 고농도 사례인 경우 라돈농도가 빠르게 증가한 후 감소하는 세종과학기지 라돈 폭풍과 같은 특정보다는 수일 동안 농도의 증가 감소변화가 나타나는 것으로 조사되었다. 농도의 변화 범위 또한 수백 mBq m^{-3} 으로 나타났다. 농도 수준에 따른 연간 변화 특성을 조사한 결과 10 percentile 수준의 농도의 경우 전체 기간동안 $\sim 100 \text{ mBq m}^{-3}$ 의 낮은 농도 수준을 보여주고 있는데 2-4월에 가장 높은 농도 ($\sim 300 \text{ mBq m}^{-3}$)를 보였으며 겨울철에 감소한 후 다시 봄철에 증가 ($\sim 200 \text{ mBq m}^{-3}$)하였다. 이러한 연간 농도 변동성은 세종기지에서 조사된 연간 농도 변

동 특성과 유사한 것을 알 수 있다. 따라서 장보고기지에서 관측된 월별 10 percentile 수준의 농도 변동성은 남빙양 해양으로부터의 대기 수송에 의한 영향이 높을 것으로 판단된다 (그림 3.2.88-89).

장보고과학기지는 호주와 뉴질랜드로부터 ~3000-4000 km 떨어진 지점에 위치하고 있다. 따라서 남아메리카로부터 ~900-1000 km 떨어진 곳에 위치한 세종과학기지 라돈가스 농도에 비해 상대적으로 낮을 것으로 기대되었으나 오히려 장보고과학기지 라돈가스 농도가 하계시즌 뿐만 아니라 연중 훨씬 높은 결과를 보여주었다. 이와 같은 결과는 남극 해안지역 대기 라돈가스 농도 분포가 중위도 대륙지역 지각으로부터 발생한 라돈 가스의 수송에 의한 영향을 민감하게 받는다는 기존 이론과 상치되는 부분이다.

장보고과학기지에서 관측된 대기 라돈가스의 농도 분포의 연간 변동성에 대한 주요 특징을 정리하면 다음과 같다. 우선 연중 남빙양 배경 농도보다 10배 높게 나타나고 있고 농도 변화의 범위 또한 크다. 10 percentile 농도 수준의 연중 농도 변동성은 세종기지 농도 변동성과 유사하다. 그리고 장보고기지 고농도 사례의 특징은 세종기지에서 관측된 라돈폭풍 현상과 다르게 장보고기지가 위치한 북빅토리아랜드 지역에서 배출된 라돈가스에 의해 민감하게 영향을 받을 수 있다는 것을 보여주고 있다. 결국 남극대륙 대기 라돈가스 농도 분포에 미치는 주요 배출원으로 중위도 대륙지역 뿐만 아니라 남극 종단 산맥의 중요성을 보여주는 것이다.

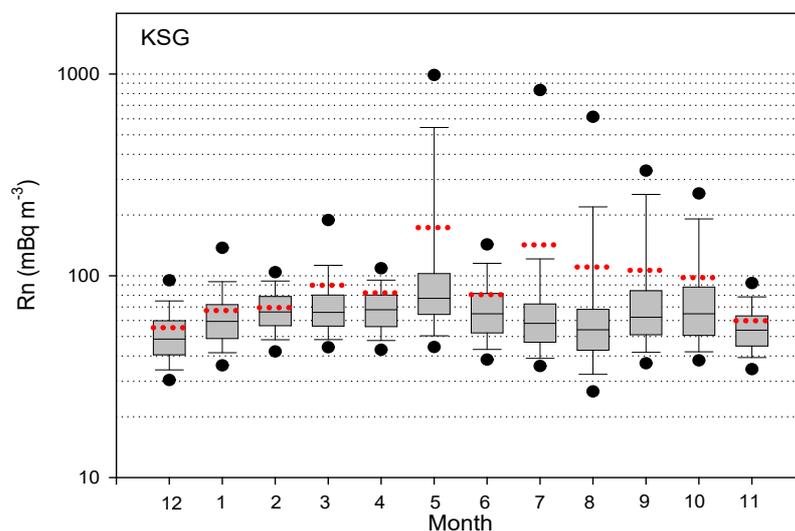


Fig. 3.2.86. Monthly concentration of radon at KSG (2015.12-2016.11)

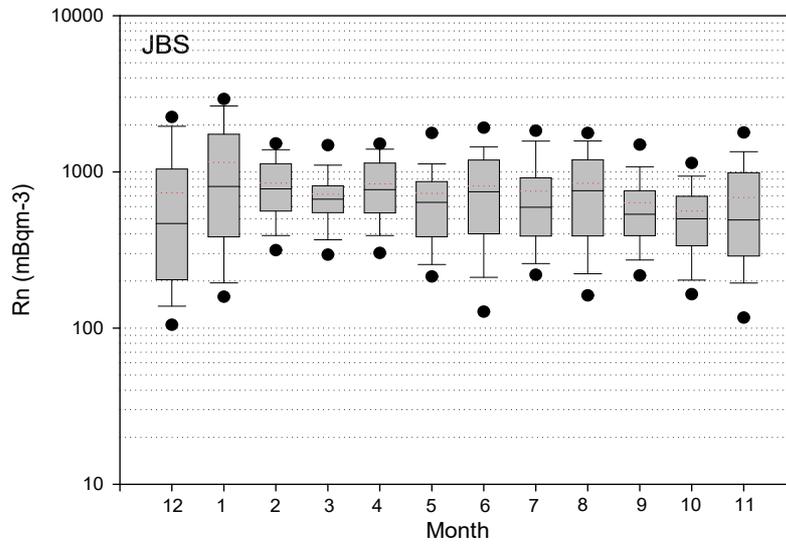


Fig. 3.2.87. The same as in Figure 3.2.86 except for JBS

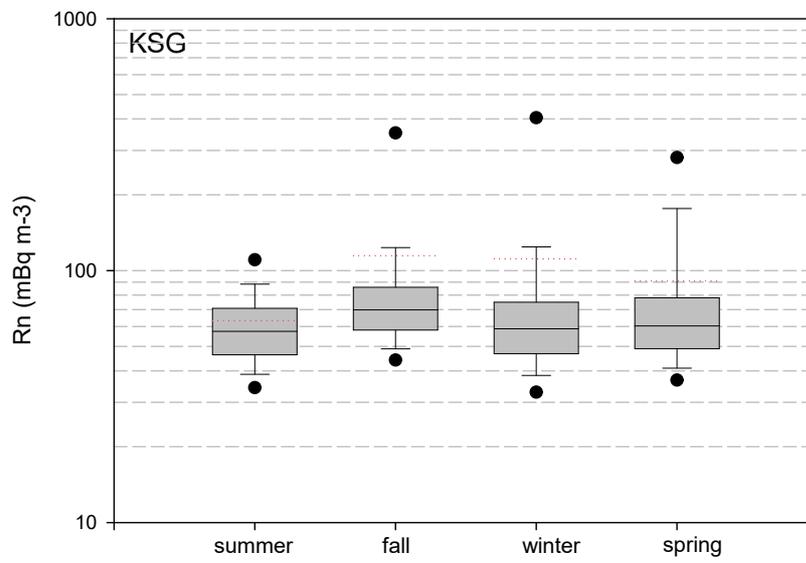


Fig. 3.2.88. Seasonal concentration of radon at KSG (2015.12-2016.11)

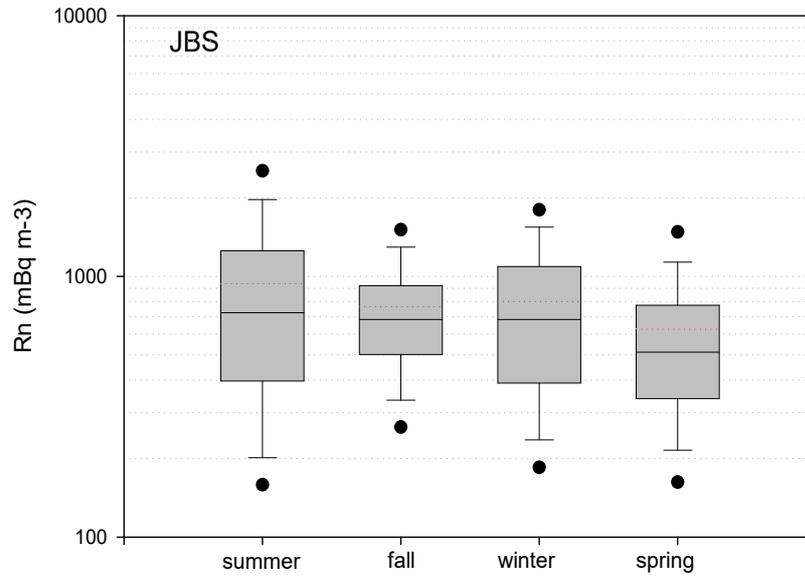


Fig. 3.2.89. The same as in Figure 3.2.88 except for JBS

라. 장보고과학기지 라돈가스 농도 변동성 특성

남극기지에서 동일기간 (1년) 동안 측정결과를 이용하여 대기 라돈가스의 연중 농도 변동성을 비교한 결과 남극반도 (세종과학기지)의 경우 다년 (2013.2-2016.11) 기간 동안의 측정 자료에 대해 분석 결과와 비슷한 것으로 조사되었다 (그림 3.2.90). 그렇지만 장보고과학기지 측정결과는 연도별로 변동성의 특징이 다소 다르게 나타나는 것을 확인하였다.

따라서 본 연구에서는 장보고과학기지 대기 라돈가스의 계절 변동성 특징을 파악하기 위해 장기 측정 자료 (2015.12-2019.12)의 자료를 이용하여 집중적으로 조사하고자 하였다. 사실 대기구성물질의 연중 농도 변동성은 연도별로 차이를 보일 수 있으므로 다년동안의 측정이 매우 중요하다. 또한 라돈 농도 분포에 영향을 미치는 대기혼합고의 영향을 조사하였다.

그림 3.2.91-92는 장보고과학기지에서 2015. 12월부터 2019. 2월까지 관측한 대기 라돈가스의 월별 농도 변동성을 제시한 것이다. 월별 중간 농도 값의 계절별 농도 차이는 뚜렷하지 않고, 다른 계절에 비해 가을철과 봄철에 감소하는데 봄철의 감소가 좀 더 뚜렷하다. 저농도인 10 percentile 값은 3-4월에 농도가 증가하고 8월에 다시 농도가 증가하였으나 9-10월에는 감소하는 것으로 나타났다. 고농도인 90 percentile 값은 하계시즌과 겨울철에 가을철과 봄철에 비해 농도가 증가하는

것을 알 수 있다.

연중 계절별 농도를 비교할 때 봄철 시기에 농도가 감소하는 것은 세종기지 대기 라돈가스의 대기 변동성과 다른 점이다. 장보고기지 대기 라돈가스의 배경농도인 저농도 10 percentile 농도 변동 경향은 세종기지에서처럼 3-4월에 농도가 증가하는 경향을 보여주고 있으나 2016년 측정 자료에서 나타난 봄철의 농도 증가 경향은 다년 자료를 분석 결과에서는 뚜렷하게 나타나지 않았다. 고농도 대기 라돈 농도 변화 경향 특징은 세종기지와 거의 정반대의 계절 변동성을 보여주고 있다. 세종기지에서 가을철과 봄철에 다른 계절에 비해 농도가 증가하는 것으로 나타났

다. 남극반도에 위치하여 남빙양 해양환경의 영향을 주로 받는 세종과학기지 (남위 62도)와 달리 매우 고위도에 위치한 장보고과학기지 (남위 74도)는 전혀 다른 기상 특성의 영향을 받고 있고 특히 산악지형이 발달한 빅토리아랜드에 위치하고 있다. 극 저압대에 위치한 세종과학기지에 비해 장보고과학기지는 남극 내륙에 위치한 고기압의 영향을 받아 비교적 대기가 정체됨으로 낮과 밤의 대기 혼합고가 달라질 수 있다. 따라서 본 연구에서는 대기 라돈가스의 낮과 밤 시간의 농도 변동성을 조사하여 대기 혼합고의 영향을 조사하고자 하였다.

그림 3.2.93은 월별 대기 라돈가스의 낮과 밤의 농도 변화를 보여주는 것이다. 연구 결과 낮과 밤의 라돈가스의 농도 차는 특히 하계시즌을 중심으로 뚜렷이 나타나는 것을 확인하였다. 11월부터 낮과 밤의 농도차가 뚜렷해지기 시작하며 2월까지 이와 같은 특징이 지속되는 것으로 나타났고 11월, 12-1월, 2월에 낮시간 동안 밤 시간에 비해 각각 250, 300, 150 mBq m⁻³ 정도 증가하였다. 조사기간 동안 최저 농도는 0:00시 부근에 공통적으로 나타났지만 최고농도가 나타나는 시간은 다른 것으로 나타났다. 최고농도는 11월부터 1월로 갈수록 10시경에서 순차적으로 12시경까지 이동하였으나 2월에는 다시 시간이 앞당겨 지는 것으로 나타났다. 9월과 10월의 경우 05:00경에 다른 시간대에 비해 50-100 mBq m⁻³ 농도가 증가하는 것을 알 수 있었다. 동계시즌의 경우 특히 7월에는 낮 시간에 비해 밤 시간에 오히려 농도가 다소 증가한 것을 알 수 있다.

연구 결과는 대기 라돈가스의 농도 변화가 특히 하계시즌의 경우 대기 혼합고의 변화에 의해 민감한 것으로 조사되었다. 비록 관측결과는 아니지만 NOAA로부터 제공되고 있는 재분석 대기 혼합고 자료와의 상관성 조사하였다 (그림 3.2.94). 대

기 라돈 가스 월별 평균값과 월별 혼합고 평균값의 상관분석을 수행한 결과 음의 상관성을 보이는 것으로 나타났다 ($r=0.41$).

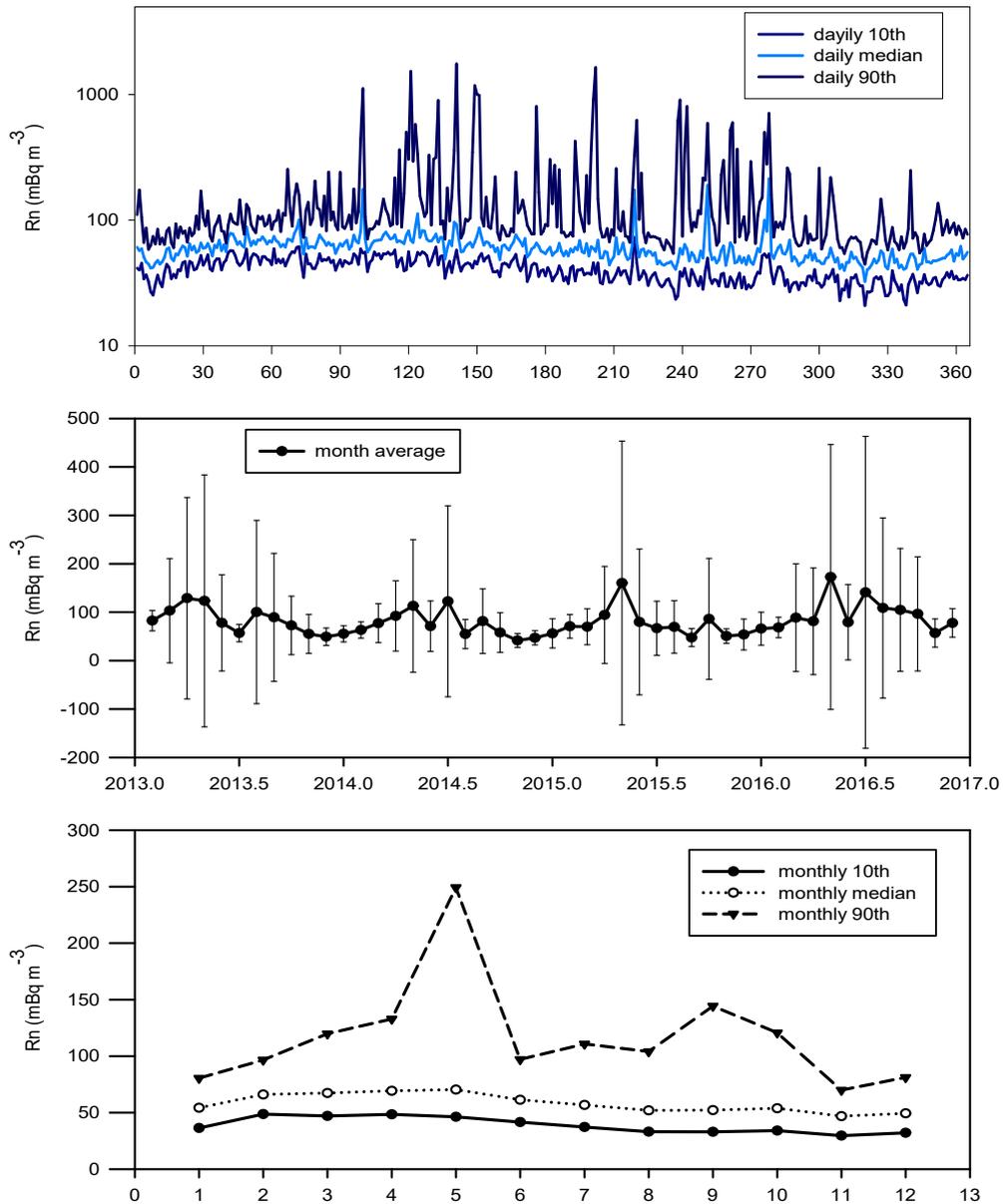


Fig. 3.2.90. Temporal variation of atmospheric radon concentration on daily, monthly, annual scales at the King Sejong Station (2013. 2-2016. 11)

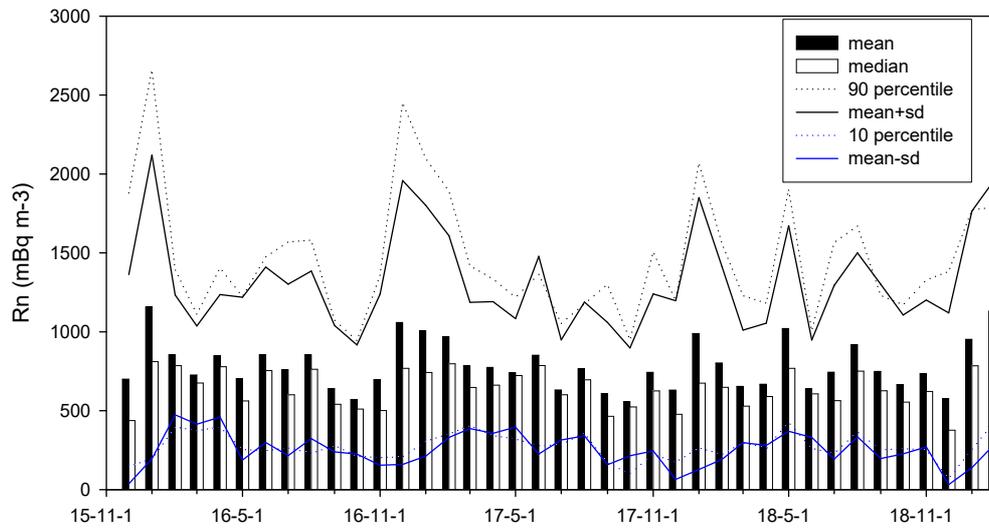


Fig. 3.2.91. Monthly concentration of atmospheric radon at the Jangbogo Station from Dec. 2015 to Feb. 2019

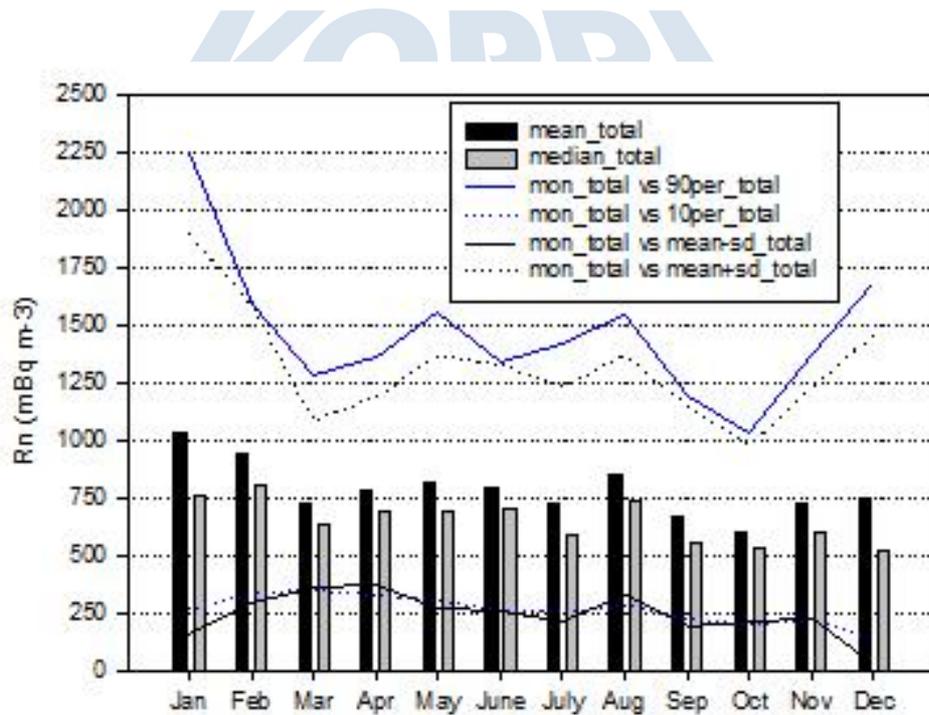


Fig. 3.2.92. Mean monthly concentration of atmospheric radon at the Jangbogo Station averaged over the period of Dec. 2015 to Feb. 2019

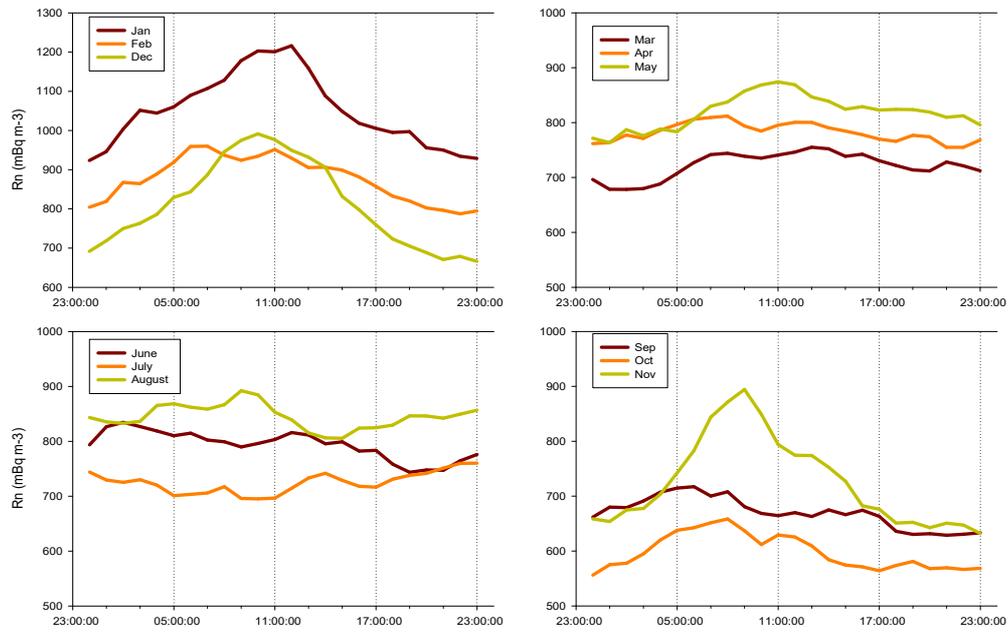


Fig. 3.2.93. Temporal variations of radon concentration at Jangbogo Station during daytime and nighttime in each month (period: 2016-2017)

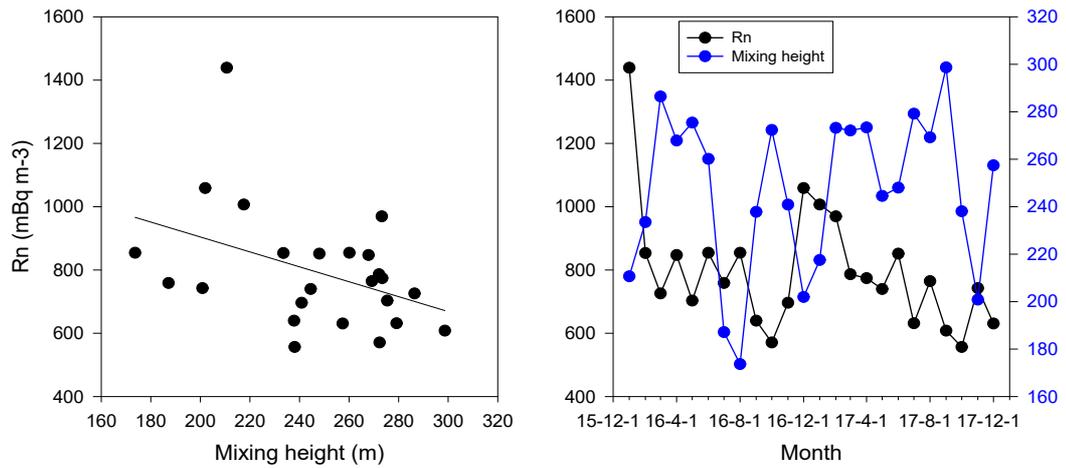


Fig. 3.2.94. Radon concentration and mixing height at the Jangbogo Station (period: 2016-17)

마. 남극대륙 해안지역 대기 라돈가스의 기원지 분석

장보고 과학기지 대기 라돈가스의 기원지를 조사하기 위하여 2년 동안 (2016-17년) 관측 기간에 대해 하루 2회 대기 역궤적 자료 (출발시간: 00:00, 12:00 UTC, 출발 고도: 200m)를 이용하여 농도 별로 대기수송 빈도를 조사하였다 (그림 3.2.95).

본 연구에서는 해빙면적의 차이가 가장 크게 나타나는 여름철과 겨울철 시기 10 percentile 농도 이하, 90 percentile 농도 이상 사례를 대상으로 하여 농도 수준에 따른 라돈가스의 기원지 특성을 해석하고자 하였다.

여름철과 겨울철 시기 공통적으로 고농도사례에서 저농도 사례에 비해 남극 산맥 산악지대를 통과하는 빈도가 증가하는 것을 확인할 수 있다. 또한 여름철에 비해 겨울철 시기에 북빅토리아랜드의 영향이 증가한 것을 알 수 있다. 따라서 남극 산맥의 지각 구성 물질로부터 방출되는 라돈가스가 장보고기지에서 관측되는 고농도사례에 민감하게 영향을 미치는 것으로 나타났다. 저농도 사례의 경우 공통적으로 남극산맥 산악지역에서 해안지역을 경유하는 대기 수송 빈도가 상대적으로 증가하였고, 로스해 내해 해양지역을 통과하는 대기 수송 빈도가 뚜렷이 증가하였다.

따라서 여름철과 겨울철에 장보고기지에서 관측되는 대기 라돈가스의 저농도와 고농도 사례는 라돈가스의 기원지로서 남극 산맥과 로스해 내해 지역의 차이에 민감하게 영향을 받는 것으로 나타났다. 연구결과는 라돈 가스 기원지의 차이에 따른 영향과 더불어 대기 수송 특성의 차이에도 영향을 받을 수 있다는 것을 보여주고 있다. 여름철과 겨울철 시기 모두 저농도 사례의 경우 고농도 사례에 비해 대기 수송 속도가 빠른 것으로 나타났다.

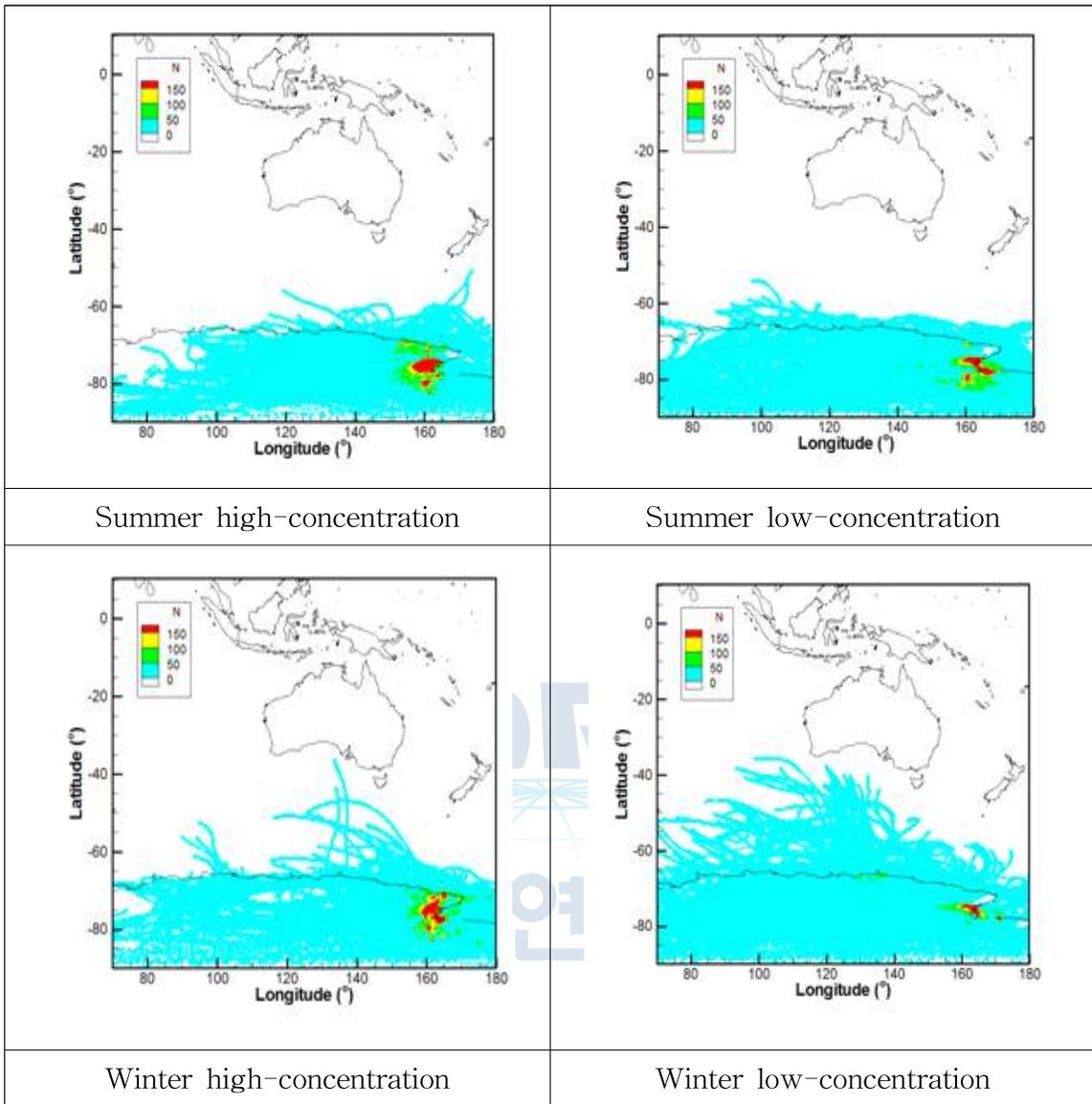


Fig. 3.2.95. Frequency distribution map of back trajectory for high-concentration(>90 percentile) and low-concentration (<10 percentile) in summer and winter at Jangbogo Station (period: 2016-2017)

3.2.5 대기추적자 라돈가스를 활용한 남극반도로 대기수송 기작 파악

가. 전지구 대기화학수송모델을 이용한 세종기지 라돈 농도의 계절 변화 원인 분석

세종기지에서 관측된 라돈의 계절적 변화를 살펴보면 초겨울 (5월)에 가장 농도가 높고 6월, 7월에 잠시 낮아졌다가 늦겨울부터 이른 봄철 (8월-10월)까지 다시 농도가 높아지는 특성을 보인다. 이러한 라돈 농도의 계절적 변화 특성의 원인을 살펴보기 위하여 전지구 대기화학수송모델 CAM4-Chem을 이용하여 라돈 수송 실험을 수행하였다. 대기모델은 위도 1.9도, 경도 2.5도의 수평격자와 연직 26층을 갖는 유한체적 역학코어를 사용하였으며, 에어로졸, 온실기체 등 기후 강제력 조건은 2000년대의 평균 기후 조건을 사용하였고, 해수면온도와 해빙농도는 HadISST와 OISST에서 제공되는 1982년부터 2000년까지의 자료를 이용하여 생성된 평년값을 이용하였다. 이 실험의 상세한 모형 설정은 표 3.2.14에 정리되어 있다.

Table. 3.2.14. Configuration of global atmospheric chemistry model for numerical experiment of radon transport

Configuration	Setting	Remark
Dynamic core and resolution	Finite volume core 1.9°×2.5°	
Physics package	CAM4 physics packages	
Land surface model	CLM4	
Ocean/Sea ice model	Data model/ Climatology of 1982-2000	
Radon surface emission	60°S-60°N continent 1 atom cm ⁻² s ⁻¹ , 60°N-70°N continent except Greenland 0.5 atom cm ⁻² s ⁻¹	Zhang et al. (2008)

라돈은 보통 육상 지역에서 1 atom cm⁻² s⁻¹ 정도 배출된다고 알려져 있고 (Jacob et al., 1997), World Climate Research Program (WCRP) 등의 국제기후연구 그룹 등에서는 이러한 배출 정보에 기초하여 모델링을 위한 전지구 배출량을 남위 60도부터 북위 60도까지 1 atom cm⁻² s⁻¹, 북위 60도부터 북위 70도

까지 그린랜드를 제외한 지역에는 $0.5 \text{ atom cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 의 배출량을 제안한 바 있다 (Rasch et al., 2000). 이러한 전지구 배출량은 이후 전지구모델을 이용한 라돈 수송연구에서 활용된 바 있으며 (Zhang et al., 2008), 이 연구에서도 이 전지구 배출량 분포를 사용하였다 (그림 3.2.96). 수송 실험은 National Center for Atmospheric Research (NCAR)에서 제공하는 초기장을 이용하여 총 30년간 수행되었으며 라돈의 분포 특성 분석에는 30년의 모든 결과를 활용하였다.

1

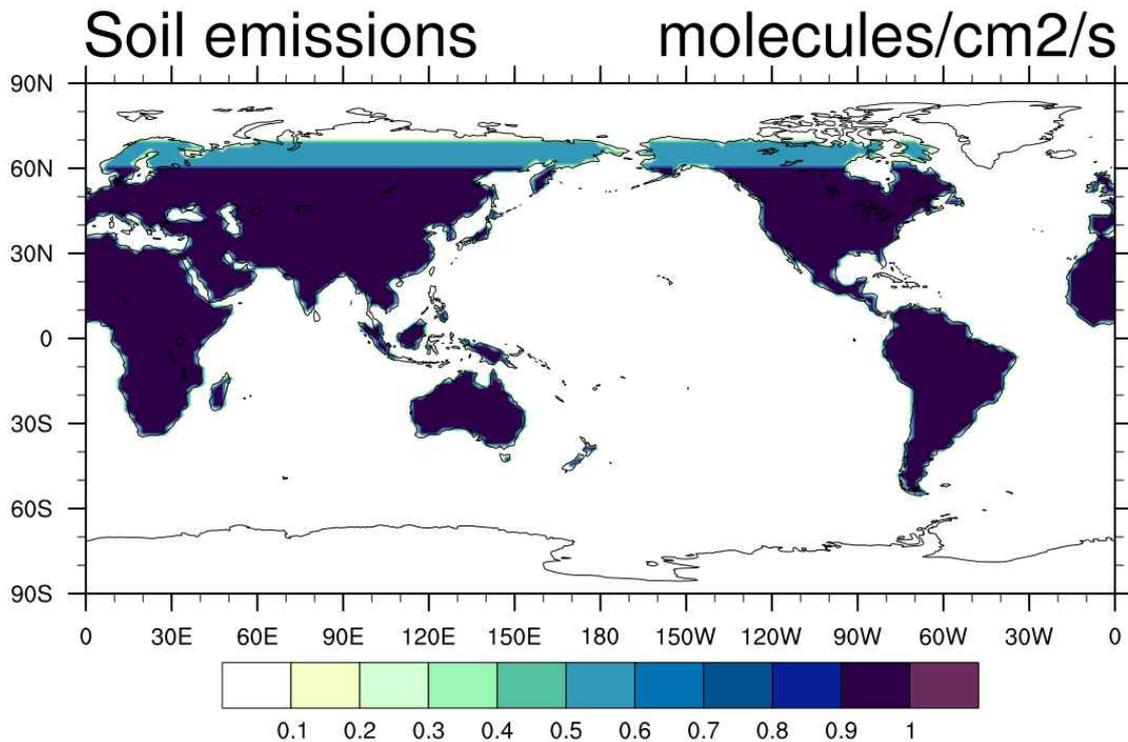


Fig. 3.2.96. Emission map of radon from land surface

실험 결과에서 나타난 남극 세종기지 주변 라돈의 평균 분포를 살펴보면, 주요 배출 지역인 남아메리카를 중심으로 남아메리카 서안지역인 남서대서양으로 확산되는 형태를 보인다 (그림 3.2.97). 남서대서양 지역으로의 확산은 4월부터 강해지기 시작하여 겨울철에 남서대서양 지역까지 넓게 확산되었다가 9월부터 약화되고 여름철의 경우 고농도 지역은 남아메리카와 대서양 연안 지역에 국한된다. 1년 내내 유지되는 이러한 대서양지역으로의 확산은 남반구 중위도 지역에 강하게 부는 서풍의 영향으로 판단된다. 그림 2에서 살펴볼 수 있듯이 남위 60도 이상의 북쪽 지역의 850 hPa 바람장은 거의 강한 서풍을 지속적으로 유지하며 남북방향 바람 성분은

거의 관찰되지 않는다. 한편 남아메리카 지역 라돈의 남극 반도의 1.0×10^{-21} mol/mol의 이상 농도의 확장은 3월부터 관찰되기 시작하여 5월부터 약 2.0×10^{-21} mol/mol의 농도를 겨울철 동안 유지하다가 9월부터 약화되기 시작한다.

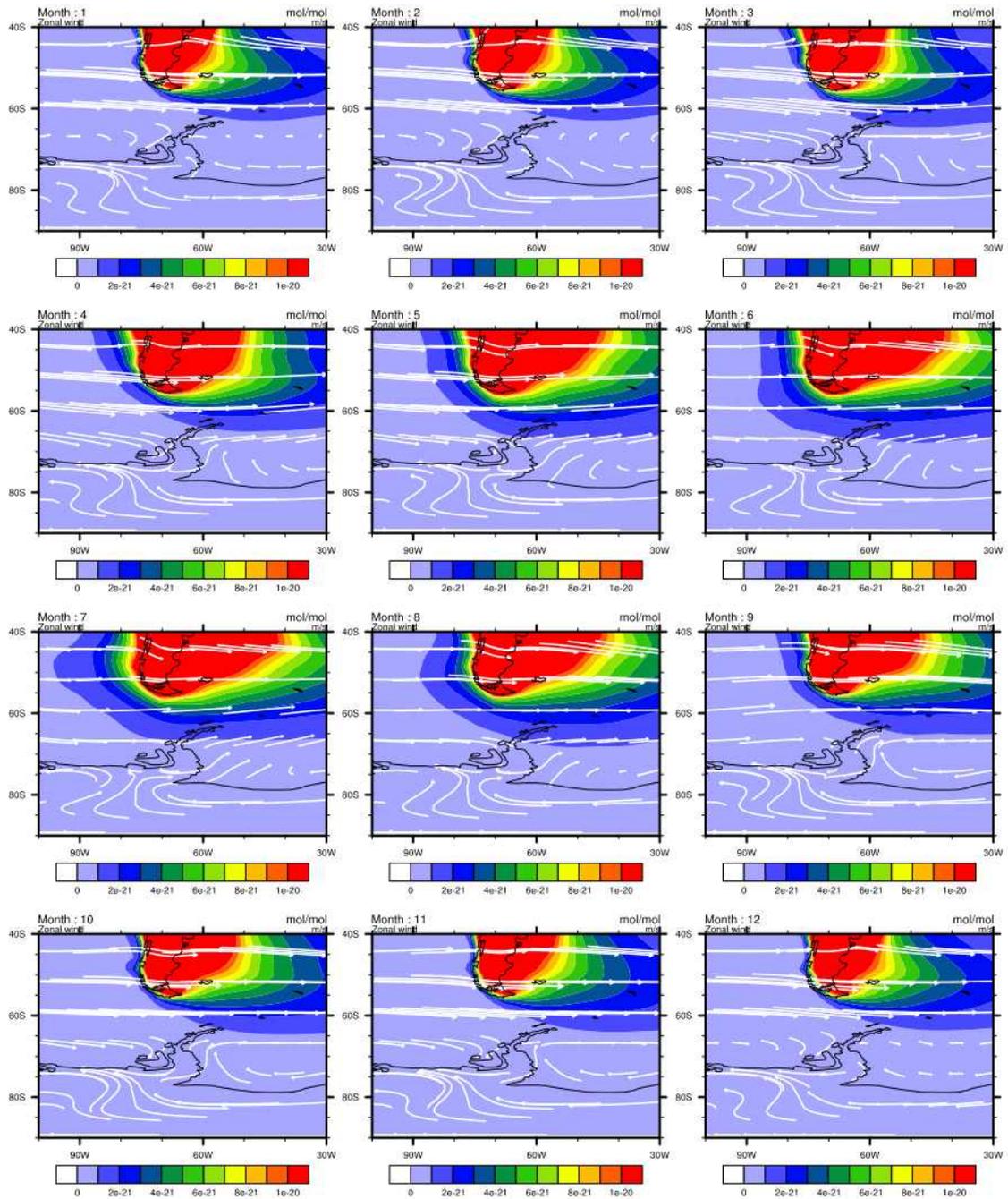


Fig. 3.2.97. Monthly mean radon concentration and 850 hPa wind vector around the Antarctic Peninsula simulated in the numerical transport experiment

세종기지와 가장 가까운 남극반도를 포함하는 모델의 격자인 남위 62.25도 서경 58.5도 격자점에서의 30년간의 월별 지면 라돈 농도를 살펴보면 이러한 라돈의 계절적 변화 특성이 잘 나타난다 (그림 3.2.98). 이 세종기지를 포함하는 격자점에서의 라돈 농도는 관측과 동일하게 5월에 가장 높은 평균 농도와 최대 농도를 보이며, 이러한 5월의 높은 라돈 농도는 8월까지 유지되다가 이후 감소하여 여름철에는 낮아진다. 5월 평균 라돈 농도는 최대 9.0×10^{-21} mol/mol에 이르며, 이러한 모의결과는 5월에 가장 높은 농도를 보이는 관측결과와 일관된 결과이다. 하지만 8월부터 10월 사이에 관찰되는 상대적으로 높은 라돈 농도는 모델의 30년 결과에서는 잘 나타나지 않는다.

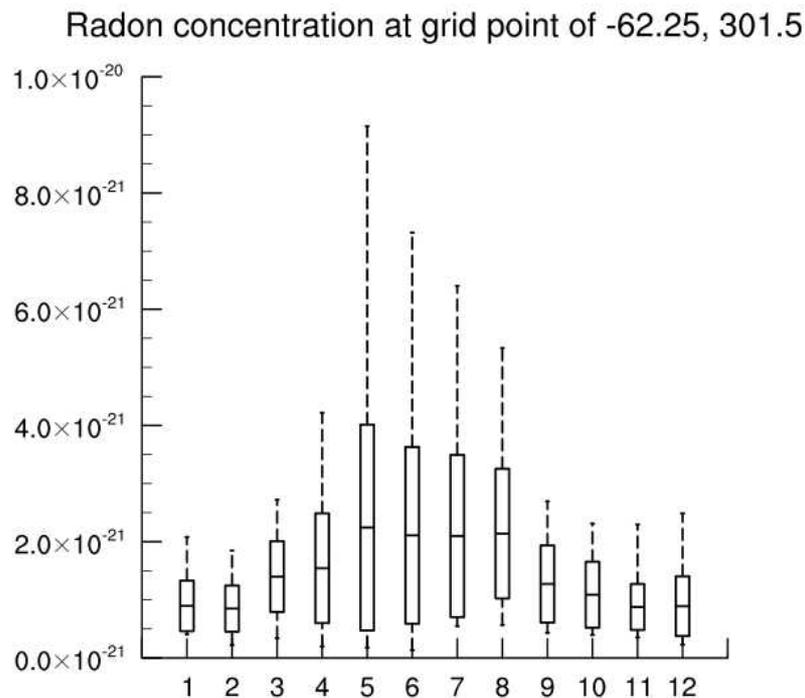


Fig. 3.2.98. Annual variation of radon concentration at the grid point of 62.25°S, 58.5°W

이러한 남극반도지역의 라돈농도의 계절 변화 특성의 원인을 살펴보기 위하여 기압 분포와 바람장 분포의 월별 특성을 살펴보았다. 서남극 지역의 중요한 기상 특성인 아문젠 저기압은 저기압 중심이 계절에 따라 이동하는 특성을 보이는데, 아문젠 저기압의 중심은 여름철에 벨링스하우젠 해역에 위치하다가 겨울철에 아문젠 해역으로 이동한다 (Turner, 2016). 이러한 아문젠 저기압의 계절별 분포 특징에

따라, 아문젠 저기압이 벨링스하우젠 해역에 존재하는 여름철의 경우 서남극쪽 연안 벨링스하우젠해역에서 남극대륙으로 유입되는 저기압성 흐름이 강하게 나타난다. 아문젠 저기압의 중심이 벨링스하우젠해에서 아문젠 해로 이동하는 겨울철에는 이러한 남극대륙으로 유입되는 저기압성 흐름이 약화되고 이 시기 남극 반도 지역은 강한 서풍이 주도적으로 발생한다 (그림 3.2.97 and 99).

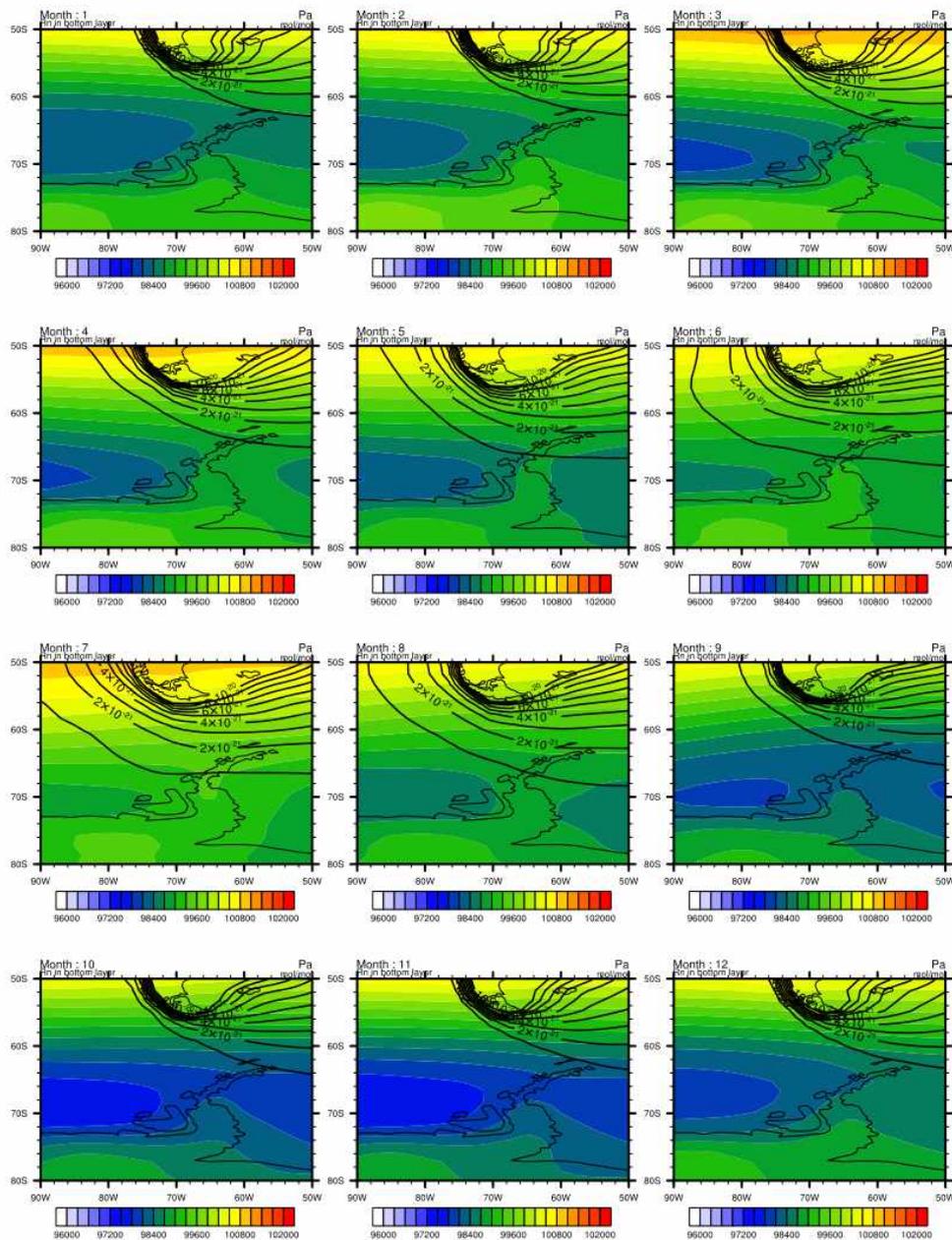


Fig. 3.2.99. Monthly variations of surface radon concentration (contour) and sea level pressure (shading) from the numerical experiment

세종기지의 라돈 농도가 가장 높게 나타나는 5월의 경우 이러한 아문젠 저기압이 아문젠해로 이동하기 이전 시기로, 아문젠 저기압의 경계가 남극반도 서쪽에 걸쳐있으며 이에 따라 남극반도 서안에는 남극해에서 남극대륙으로 저기압성 흐름이 존재한다. 한편 남아메리카 서안 남동태평양 지역의 지면의 라돈 농도는 가을철 (4월)부터 농도가 높아지기 시작하여 겨울철에 고농도를 유지하다가 봄철부터는 거의 존재하지 않는다 (그림 3.2.99). 즉 남아메리카 서안 남동태평양 지역의 라돈 농도가 높게 유지되는 시기에 (4월-9월), 아문젠 저기압의 중심이 벨링스하우젠 해역에 위치하는 4-5월에는 저기압성 흐름에 의해 이러한 남동태평양의 라돈의 남극반도로의 유입이 강화된다. 아문젠 저기압의 중심이 아문젠해로 이동하는 6월부터는 남동태평양 지역의 라돈 농도가 높게 유지됨에도 불구하고 벨링스하우젠 해역의 저기압성 흐름의 약화에 따라 남극반도로의 유입이 약화된다. 이에 따라 세종기지가 위치하는 남극반도의 최북단 지역은 남아메리카 서안의 라돈농도가 강화되며 벨링스하우젠해의 저기압성 흐름이 강하게 유지되는 5월에 가장 높은 라돈농도를 보이며 이후 점차 약화되는 계절적 특징을 보인다.

남아메리카 지역에서 배출된 라돈의 남동태평양 지역으로의 확산은 남아메리카 지역의 대기경계층 고도와 밀접한 관련이 있는 것으로 보인다. 일반적으로 여름철의 경우 지면 가열에 따라 지면근처 대기의 활발한 난류활동에 따라 대기경계층의 고도가 높아지며, 겨울철의 경우 반대로 지면온도의 하강에 따라 연직혼합이 약화되고 대기경계층 고도가 낮아진다. 지면에서 배출된 라돈은 난류에 의한 연직 혼합이 강한 여름철에는 연직으로의 확산이 주로 발생하며, 연직 혼합이 약한 겨울철의 경우 수평 확산이 주로 발생할 것이다. 모델에서 모의된 대기경계층 고도와 라돈 농도의 분포는 이러한 관계를 잘 나타내고 있다. 남반구 여름철의 경우 대기경계층 고도는 높게 나타나며, 라돈은 남아메리카 서안으로는 거의 확산하지 않는다. 대기경계층 고도가 낮아지기 시작하는 4월부터 남아메리카 서안으로의 라돈의 확산이 강화되기 시작하여 7월에는 가장 넓은 영역으로 확산되다가 8월부터 라돈의 분포 지역은 줄어들기 시작한다 (그림 3.2.100).

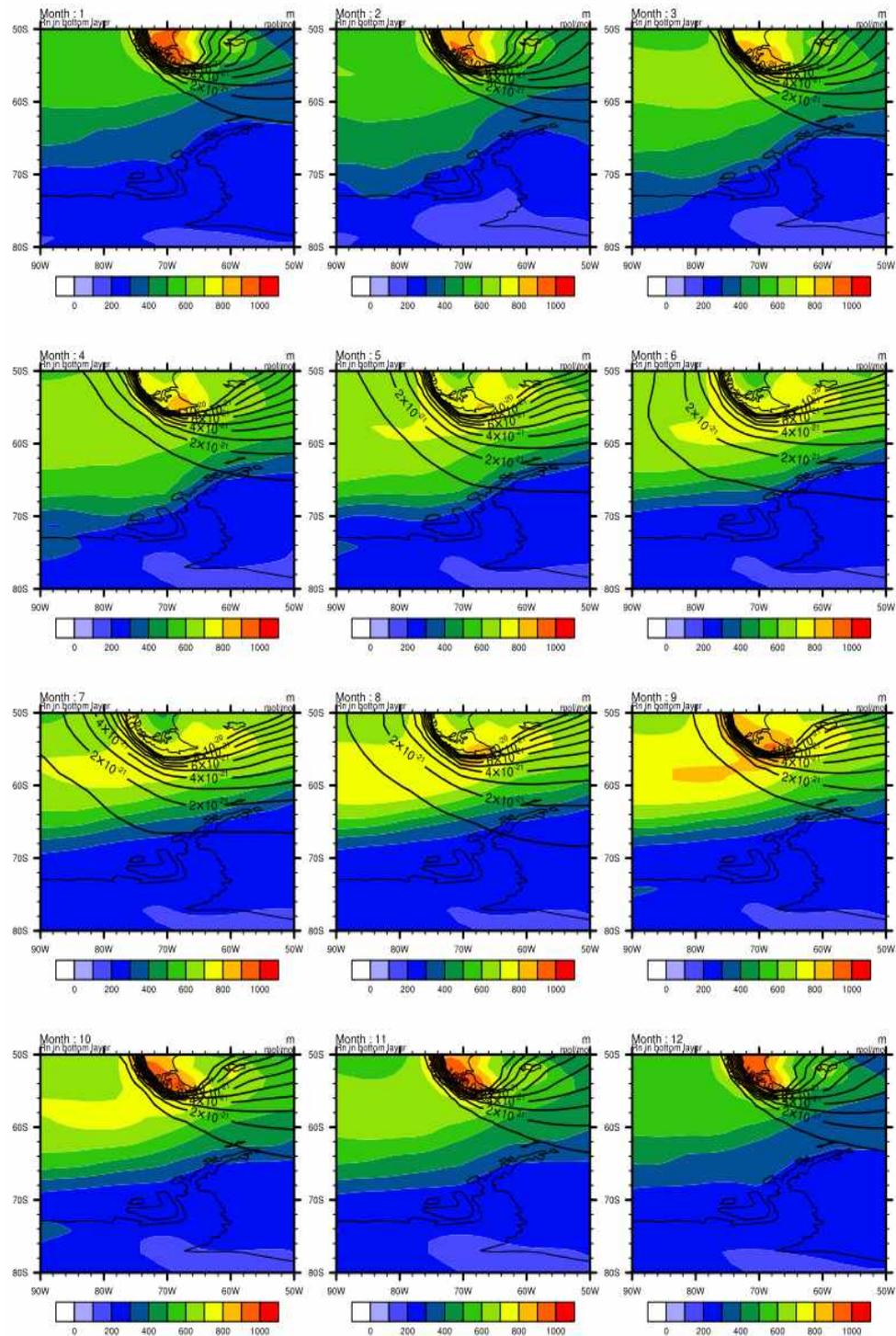


Fig. 3.2.100. Monthly variations of surface radon concentration (contour) and mixing height (shading) from the numerical experiment

전지구 대기화학모델을 이용한 대륙 지역의 일정한 배출을 가정한 라돈 수송 실험 결과는 세종기지 관측자료에서 나타나는 라돈의 계절적 분포 특성이 아문젠 저기압과 대기경계층 고도의 계절적 변화에 따라 발생할 수 있음을 시사한다. 모델 실험 결과, 남아메리카에서 배출되는 라돈은 대기경계층 고도가 낮아지는 늦가을-겨울-초봄에 남동태평양 지역으로의 확산이 강화되며, 이 시기 남동태평양 지역으로 확산된 라돈은 아문젠 저기압의 중심이 벨링스하우젠 해역에 남아있는 늦가을(5월)에 연관된 저기압성 흐름에 따라 남극반도로의 유입이 가장 크게 나타난다.



3.2.6 수치모델링을 통한 남극 과학기지 주변 중규모 기상장 특성 파악

가. 남극 중규모의 수치적 재현을 위한 중규모 모델링 시스템 구축

극지역에 기상장 모의를 위해서 NCAR (National Center for Atmospheric Research)와 Byrd Polar and Climate Research Center에서 개발된 중규모 수치 모델인 Polar WRF(Weather and Research Forecasting Model)의 최신 소스코드를 확보하여 극지연구소 서버에 설치하였다.

남극에서의 기상장을 최적으로 모의하기 위한 모델격자 및 영역을 구성할 필요가 있다. 이를 위해 기존에 남극지역을 대상으로 기상예보모델을 운영하고 있는 오하이오 주립대 Byrd 극지기후연구센터의 자문을 구하였고 그림 3.2.101과 같이 모델수행영역을 설정하였다. 남극 대륙 및 해양 주변의 큰 규모 대기 현상 모의를 위해 남극대륙과 그 주변 해양을 포함하여 27km 수평 해상도의 영역1을 설정하고, 세종기지 또는 장보고기지를 중심으로 9km 및 3km 수평 해상도를 갖는 고해상도 영역2 및 영역3을 양방향 등지격자(two-way nesting) 체계로 구성하였다 (표 3.2.15).

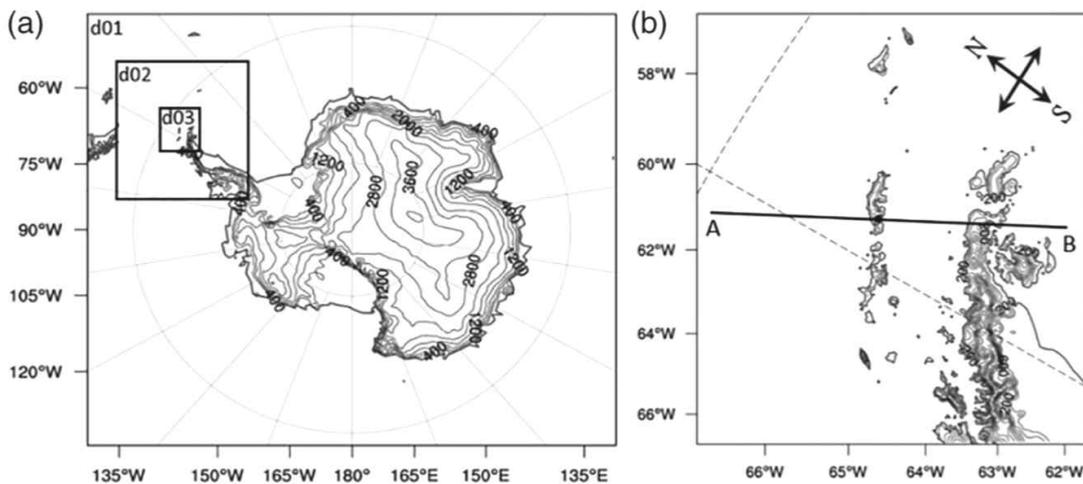


Fig. 3.2.101. Model domain and grid system with 27, 9, 3km resolution for numerical simulation around Antarctic stations

Table. 3.2.15. Summary of the model configuration

	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Horizontal grid	281×242	202×220	187×205
Resolution	27 km	9 km	3 km
Vertical layers	61 layer (top: 10 hPa)		
Geog data resolution	10 m'	30 s'	30 s'
Initial, lateral BC	ERA-Interim (6h intervals with a spatial resolution of 0.75°×0.75°)		
Time period	0000 UTC 6th-0000 UTC 9th January 2013		
Base state temperature	273.16 K		
Relaxation zone	4 grid point (default)		

모델 수행에 필요한 기초자료인 경계조건과 초기조건 등은 유럽중기예보센터 (ECMWF, European centre for medium-range weather forecast)에서 생산된 6시간 간격의 ERA-interim 재분석 자료(수평 해상도: ~80km)를 이용하였다.

그 외에 선행 연구 및 문헌 조사를 통한 극 지역 기상장을 최적으로 모의하기 위한 물리 모수화 및 시간적분 방안을 설계하였다 (표 3.2.16).

Table. 3.2.16. Summary of physical schemes in the numerical simulation

	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Mircophysics	WRF Single-Moment 5-class		
Longwave radiation	RRTMG		
Shortwave radiation	RRTMG Shortwave		
Land surface	Noah Land surface model		
Surface layer	Monin-Obukhov		
PBL	Mellor Yamada-Janjic TKE		
Cumulus param.	Grell-Freitas ensemble		

본 연구에서 강풍 사례에 대한 수치실험을 수행하기에 앞서 장기간의 남극 세종기지 풍속 관측자료를 분석하여 우선 세종기지 풍속의 기후학적 특성을 파악하였다. 세종기지 풍속은 남반구 겨울철에 약 8.5 m/s의 평균값을 보이며, 계절별로 큰 차이를 보이지는 않는다. 이는 연중 내내 세종기지 주변을 통과하는 이동성 저기압의 영향 때문으로 판단된다 (그림 3.2.102).

10분 평균 풍속, 일 평균 풍속, 일 최대 순간풍속의 풍속 구간별 발생 빈도를 살펴보면, 월별 및 일별 기후 값에서는 나타나지 않은 강한 풍속을 확인 할 수 있다. 10분 평균 및 일 평균 풍속에서 22-24m/s 풍속을 보이는 사례들과 일 최대 순간 풍속에서 42 m/s을 넘는 강풍 사례들을 확인할 수 있다 (그림 3.2.103).

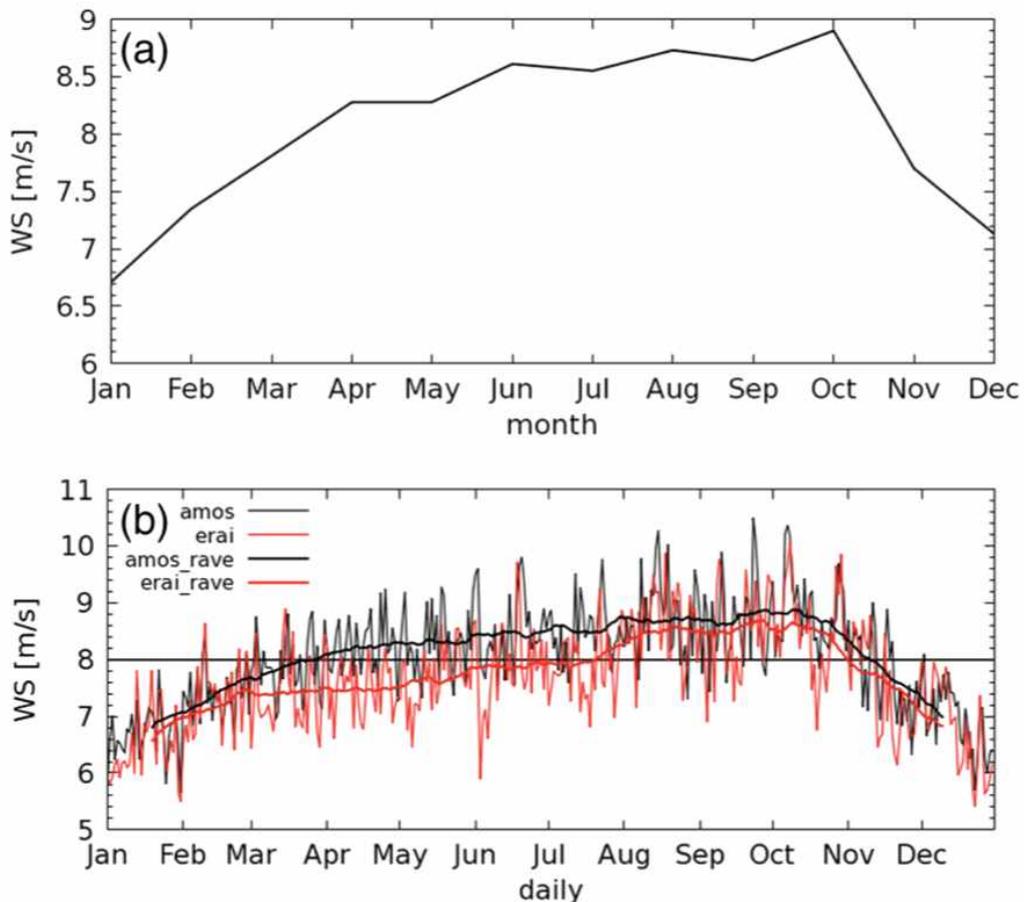


Fig. 3.2.102. Temporal variations of monthly(a) and daily(b) wind speed averaged for 1989-2015 at the King Sejong Station, Black line in (b) shows observation and red line shows reanalysis. Thick line shows moving averaged value

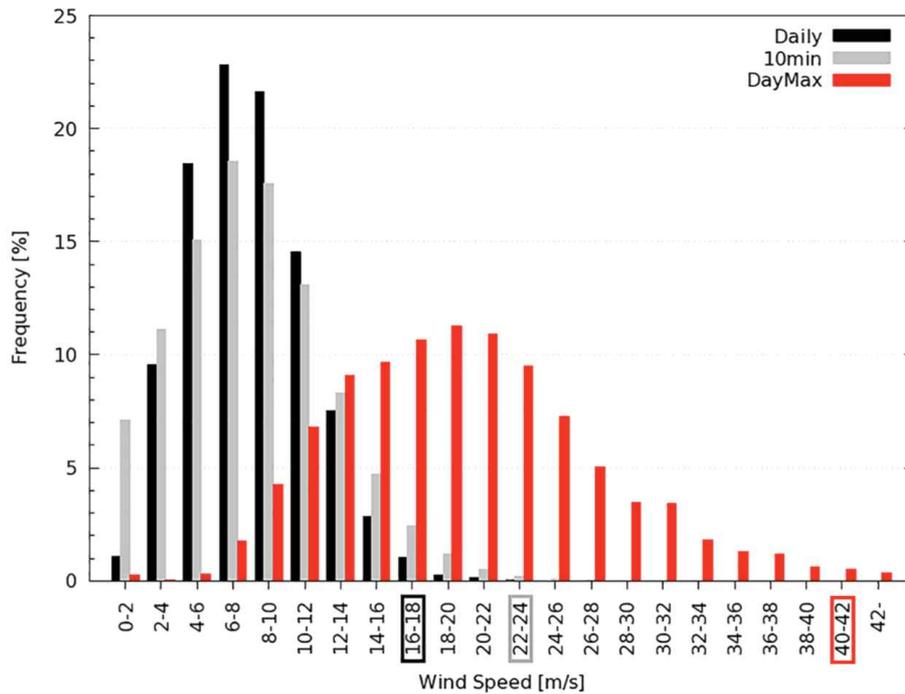


Fig. 3.2.103. Occurrence frequencies of 10-min(gray) and daily(black) averaged wind speed along with daily maximum wind speed(red) at the King Sejong Station

나. 남극세종과학기지 강풍사례 수치모델링

앞서 설명한대로 세종기지 풍속 관측자료 분석결과를 토대로 2013년 1월 7일에 발생한 강풍 사례(10분 평균풍속: ~22m/s, 일 최대순간풍속: ~41m/s)를 중규모 모델링 실험 사례로 선정하였다.

1차년도에 구축된 중규모 수치모델을 이용하여 9km의 수평해상도로 세종과학기지 주변의 기상장(바람, 기압, 기온) 공간 분포를 모의하였다 (그림 3.2.104).

이렇게 수치모의된 기상장을 세종기지의 기상관측자료와 비교하여 중규모 수치모델의 기상장(바람, 기압, 기온) 재현 성능을 검증하였다. 해당 사례에 대해 수치모의자료와 관측자료를 비교한 결과 재현된 기상 변수에 대해서는 관측값과 0.75 이상의 높은 상관 계수를 보였다 (그림 3.2.105). 이는 본 과제에서 구축된 모델과 물리모수화 구성이 세종기지의 기상장을 상당히 정확하게 모의한다는 것을 의미한다.

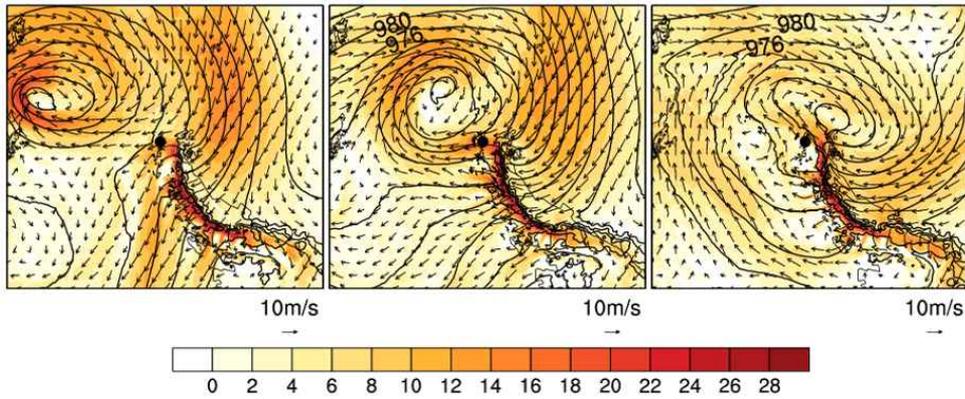


Fig. 3.2.104. Sea level pressure and wind around the King Sejong Station(KSJ) at 00UTC (left), 12UTC (middle) of January 7th, and 00UTC of January 8th 2013 simulated with regional scale model. Black dot denotes the location of KSJ.

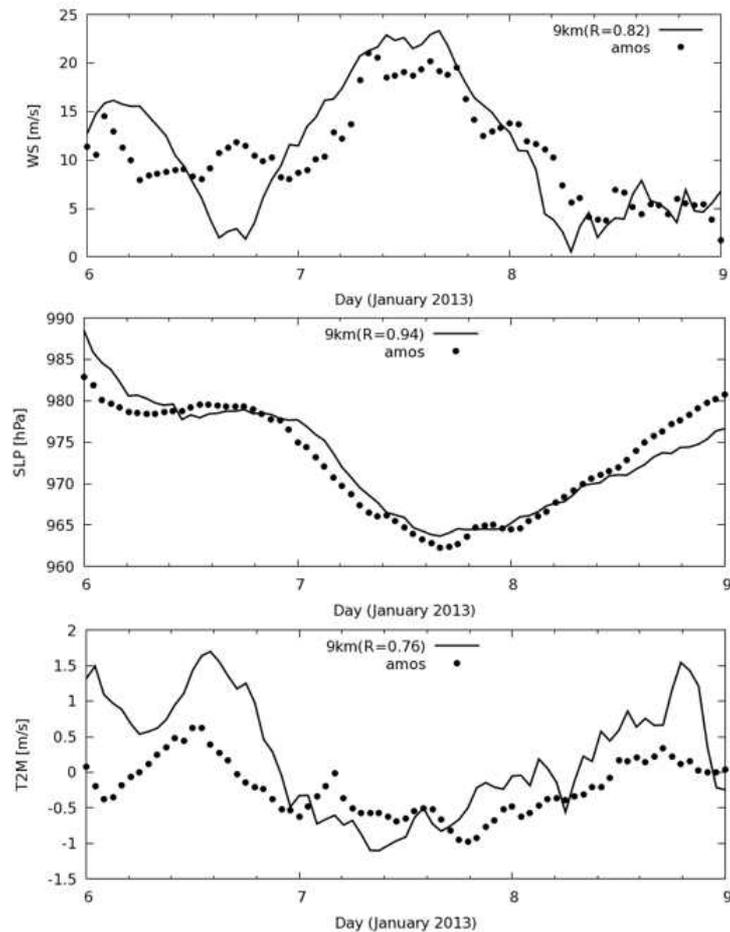


Fig. 3.2.105. Simulated(line) and observed(dot) wind speed, pressure, and temperature at the King Sejong Station. R denotes the correlation between the simulated and observed values.

다. 중규모모델링을 통한 남극기지 주변 극한 기상 특성 및 발생 원인 분석

2차년도 및 3차년도에는 1차년도에 구축된 중규모 수치모델을 이용하여 3km 고해상도로 세종과학기지 주변의 기상장을 모의하였고 강풍 발생 사례를 성공적으로 모의하였다. 이러한 관측 및 수치재현 결과를 분석하여 세종기지에서 강풍이 발생하는 경우의 종관적 특성 및 발생 원인을 규명하였다.

본 연구에서 사례로 선정한 2013년 1월 7-8일에 대해 세종기지 주변 영역에서 고해상도 수치모의한 기상장(기압, 바람, 기온)을 그림 3.2.106에 표시하였다. 고해상도 기상장 분석 결과, 세종기지에서 발생한 강풍은 칠레 남단에서 발생해 세종기지로 접근한 강한 저기압의 영향임을 알 수 있었다. 또한 강한 저기압의 접근 이외에 세종기지 주변에 위치한 남극반도가 세종기지 강풍 발생에 중요한 역할을 하고 있음을 알 수 있었다. 즉, 남북으로 길게 위치한 남극반도의 지형에 의해 남극반도의 풍하측에 강한 지형성 강풍(downslope windstorm)이 발생하고, 이러한 지형성 강풍이 풍하측에 위치한 세종기지의 풍속을 강화시켜 강풍 발생을 유도하는 메커니즘을 규명하였다 (그림 3.2.106 and 107).

그림 3.2.106b 및 c에서 남극 반도 동쪽 해안을 따라 해면기압의 불연속면이 강하게 형성되어 있음을 확인 할 수 있으며, 이로 인해 변형된 기압장에 의해 동쪽에서 서쪽으로 남극반도를 타고 넘어가는 남동풍이 발생했음을 확인할 수 있다. 또한 그림 3.2.106a 및 b에서 남극반도의 서쪽 해안(풍하측)을 따라 강한 풍속을 보이는 지형성 강풍이 나타남을 볼 수 있다. 그림 3.2.107의 풍속 연직 단면도를 통해서 남극 반도의 서쪽 해안에 형성된 지형성 강풍이 남극반도의 풍하측에 위치한 세종기지에 영향을 미침을 확인 할 수 있다.

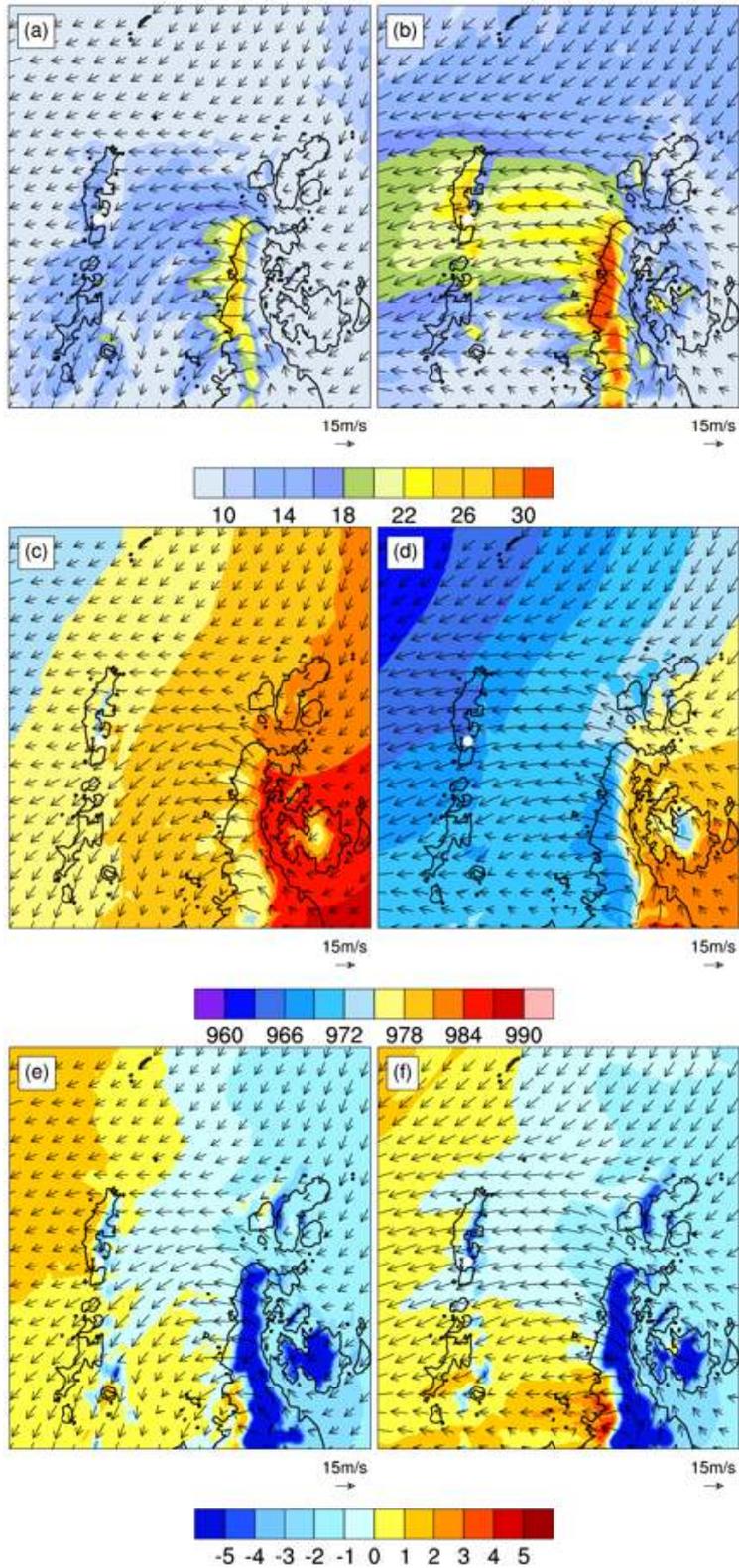


Fig. 3.2.106. Simulated wind speed(a, b), sea level pressure(c, d), and temperature(e, f) before(left panels, 00UTC Jan 7th 2013) and after(right panels, 08UTC) the strong-wind event at the King Sejong Station.

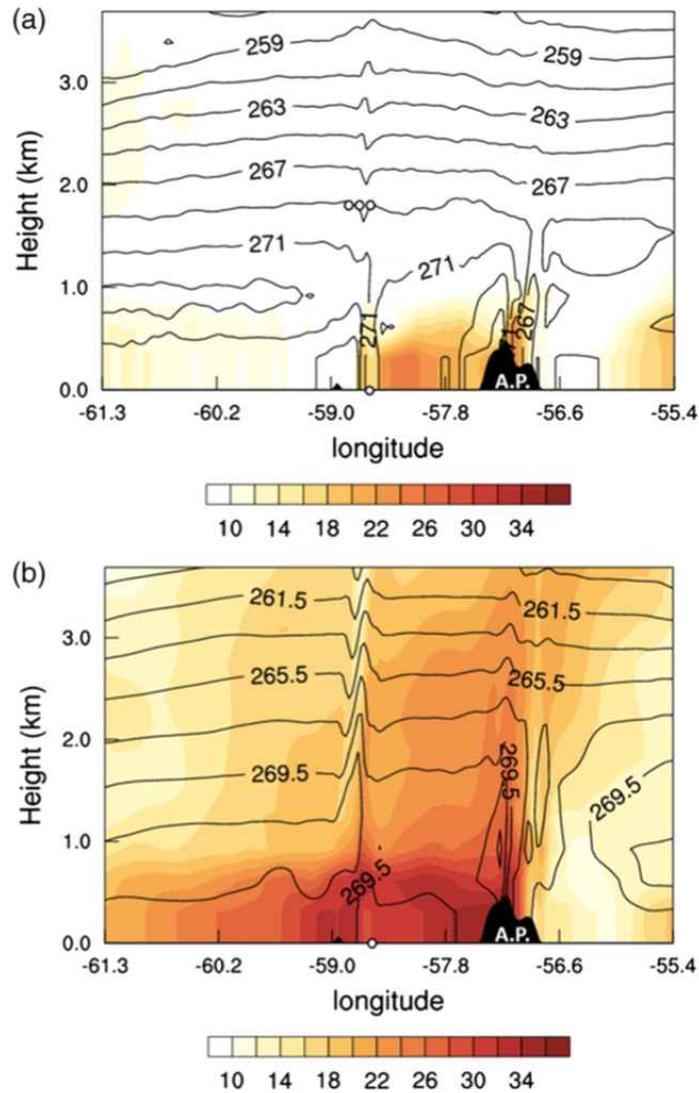


Fig. 3.2.107. Vertical cross sections of the simulated wind speed(shading) and potential temperature(contour) before(00UTC 7th Jan) and after (08UTC 7th Jan) the strong wind event at the King Sejong Station. White circle on the x-axis denotes the KSJ and A.P. denotes Antarctic Peninsula.

앞서 9km 해상도로 재현한 기상장과 세종기지 관측 값을 비교하여 중규모 수치 모델의 기상장(바람, 기압, 기온) 재현 성능에 대한 검증을 한 바 있다. 본 연구의 후반에는 해상도를 더 높여서 3km 해상도로 재현한 기상장을 세종기지 관측 값과 비교하여 성능을 추가로 검증하였다.

비교 결과 재현된 지면기압과 풍속에 대해서는 관측 값과 0.8 이상의 높은 상관

관계를 보였으며 2m 기온의 경우에는 상대적으로 관측값과 다소 큰 차이를 보였으며 모델 재현 값이 관측 값에 비해 약 0.7°C 정도 높게 모의함을 확인하였다 (그림 3.2.108). 수평해상도에 따른 수치모델의 기상장 모의 성능은 모든 변수에 대해 고 해상도(3km) 결과가 더 낮은 해상도 (9km, 27km) 결과에 비해 관측 값과 가장 유사한 값을 보여주었다 (그림 3.2.109).

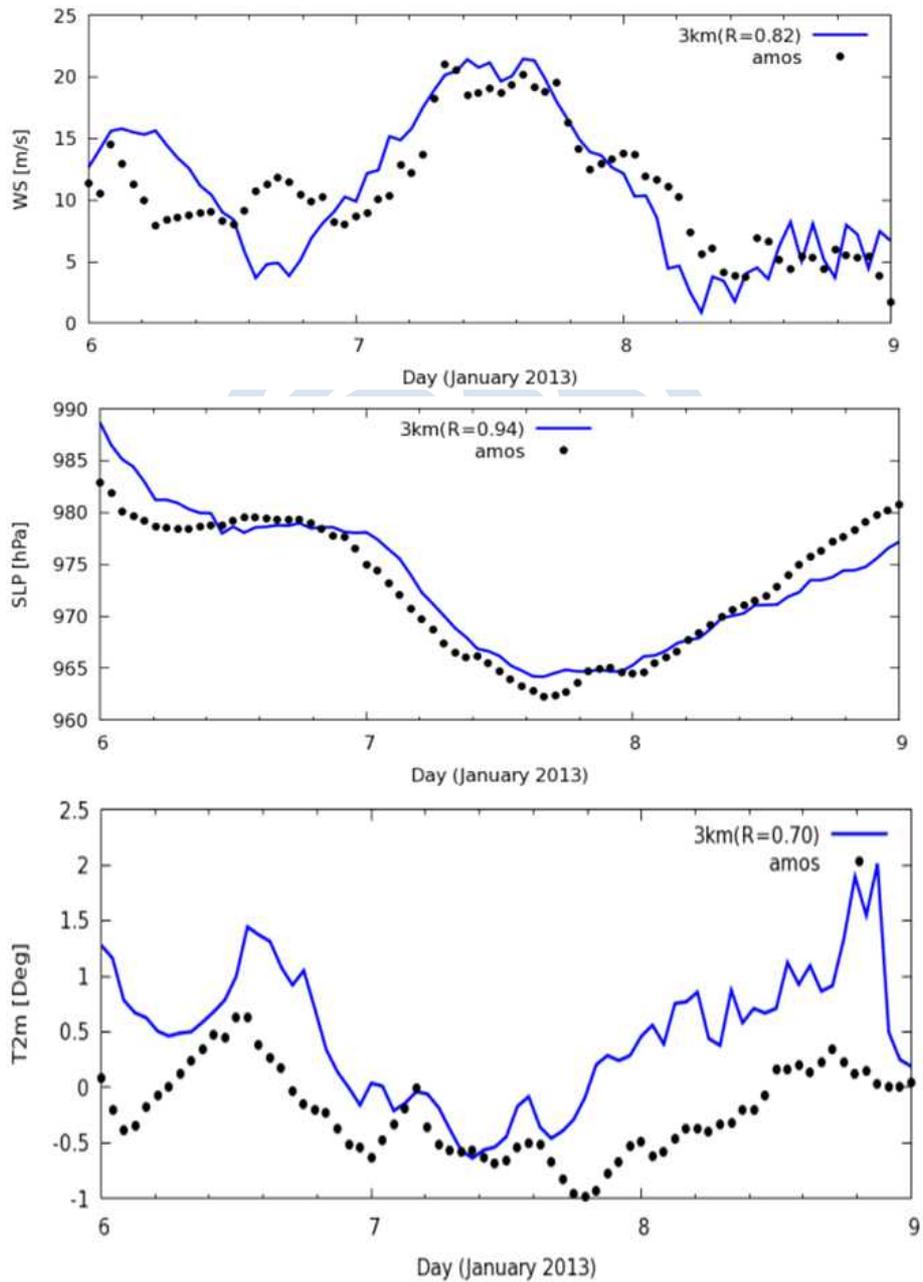


Fig. 3.2.108. The same as in Fig. 3.2.105 except 3-km resolution

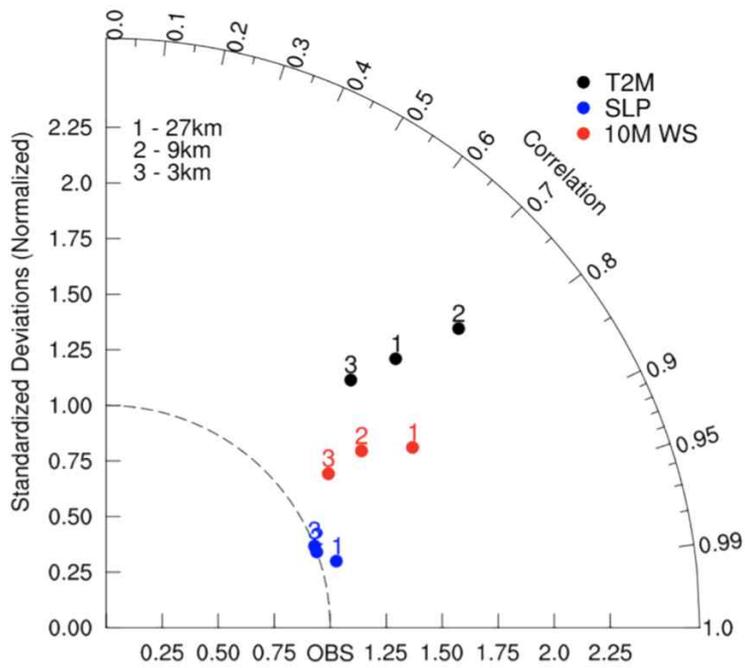


Fig. 3.2.109. Talyer diagram showing accuracy of the simulated 2-m temperature(black dot), sea level pressure(blue dot), and 10-m wind speed(red dot). Nearest to the "OBS" on the X-axis means closest to observation.

극지연구소

3.3 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석

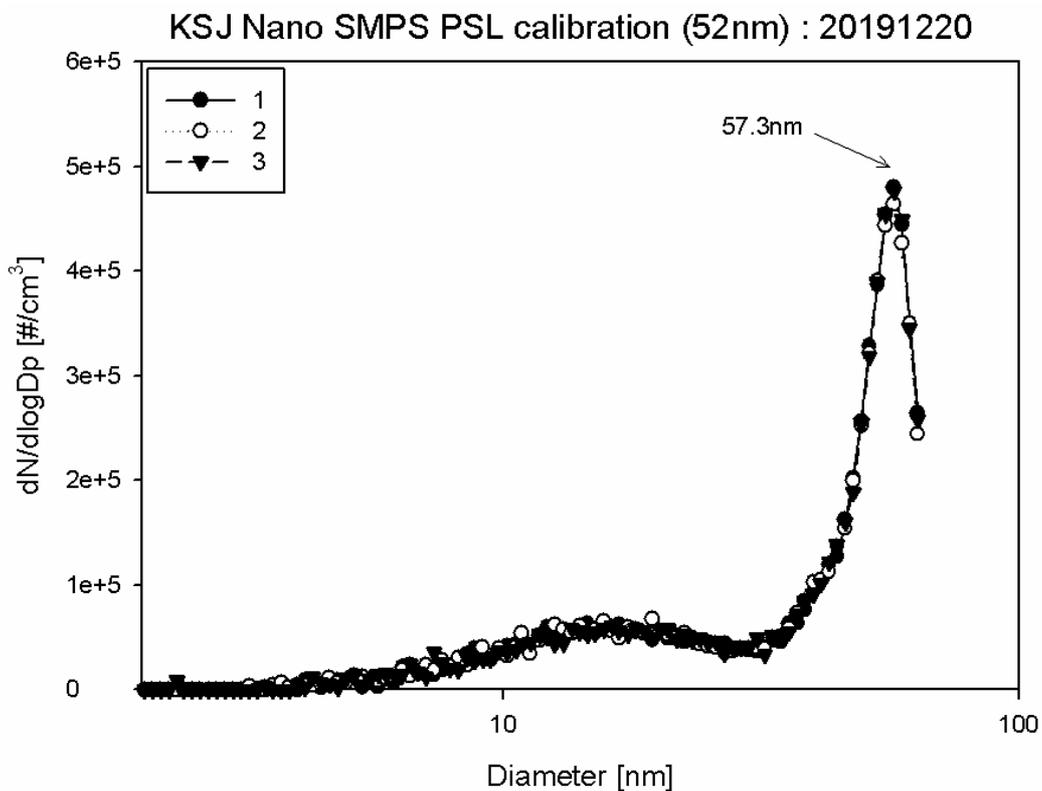
3.3.1 남극 하계 세종기지 nano-SMPS 운영으로 나노입자 생성증거 확보

그림 3.3.1은 나노입자크기 분포 측정 장치 (nano SMPS: nano scanning mobility particle sizer)이다. nano-SMPS는 nano-DMA (nano-differential mobility analyzer)와 UCPC (ultrafine condensation particle counter)로 구성되어 있으며, 3 - 65 nm 크기 범위에 있는 나노입자들의 수농도 변화를 실시간 (약 3분 단위)으로 측정할 수 있는 장치이다. DMA는 특정 크기의 나노입자를 DMA 내부 전기장내의 동력학을 이용하여 선택한 후 CPC와 함께 입자의 크기별 수농도를 측정할 수 있다. 2017/2018 남극하계 현장조사를 통해 세종과학지 대기 빙하관측동에 nano SMPS를 신규 설치하였다.

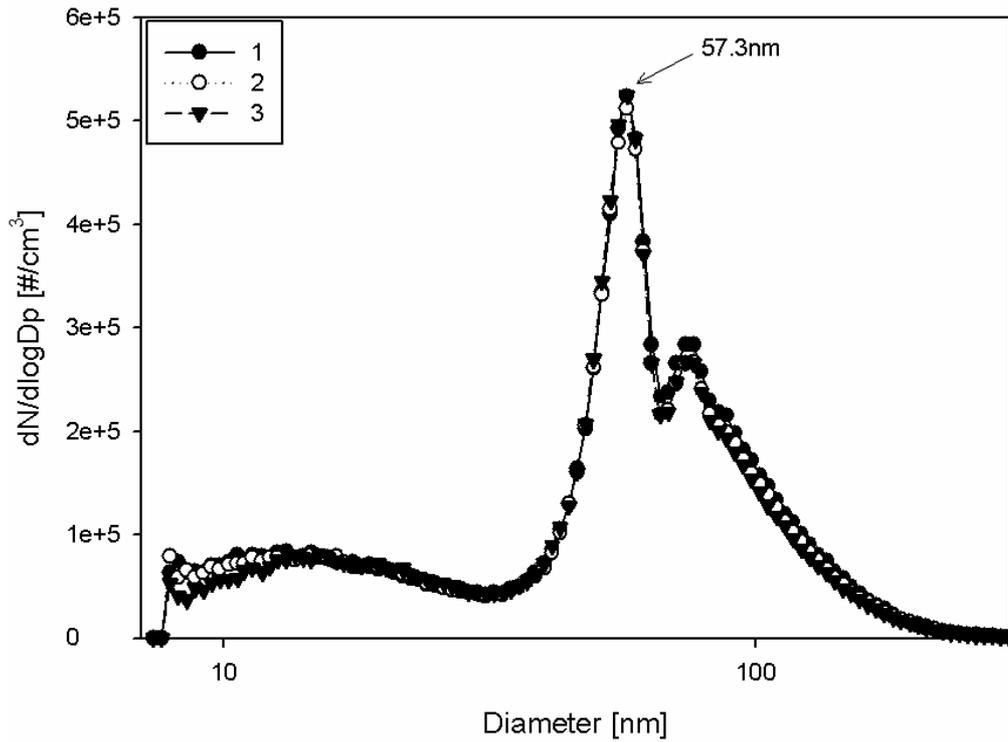


Fig. 3.3.1. 남극세종과학기지에 설치된 nano-SMPS 시스템

그림 3.3.2는 nano SMPS와 standard SMPS 이용하여 측정된 PSL (즉, PSL: polystyrene latex) 표준 입자의 수농도 분포곡선 결과이다. 52 nm와 152 nm 크기의 PSL 표준 입자를 사용하였다. nano DMA는 미국 표준과학연구소에서 인증한 52 nm 표준크기의 PSL 입자를 사용하여 입자크기를 결정하는 정확도를 평가하였다. 수농도 분포곡선 측정결과 피크가 57.3 nm 크기에서 관찰되었고, 이는 52 nm 표준크기의 PSL 입자와 약 10%이내에서 일치하는 것을 의미한다. standard DMA는 미국 표준과학연구소에서 인증한 52 nm와 152 nm 표준크기의 PSL 입자를 사용하여 입자크기를 결정하는 정확도를 평가하였다. 수농도 분포곡선 측정결과 피크가 57.3 nm와 156.8 nm 크기에서 관찰되었고, 이는 52 nm와 152 nm 표준크기의 PSL 입자와 약 10% 이내에서 일치하는 것을 의미한다.



KSJ Regular SMPS PSL calibration (52nm) : 20191220



KSJ Regular SMPS PSL calibration (152nm) : 20191220

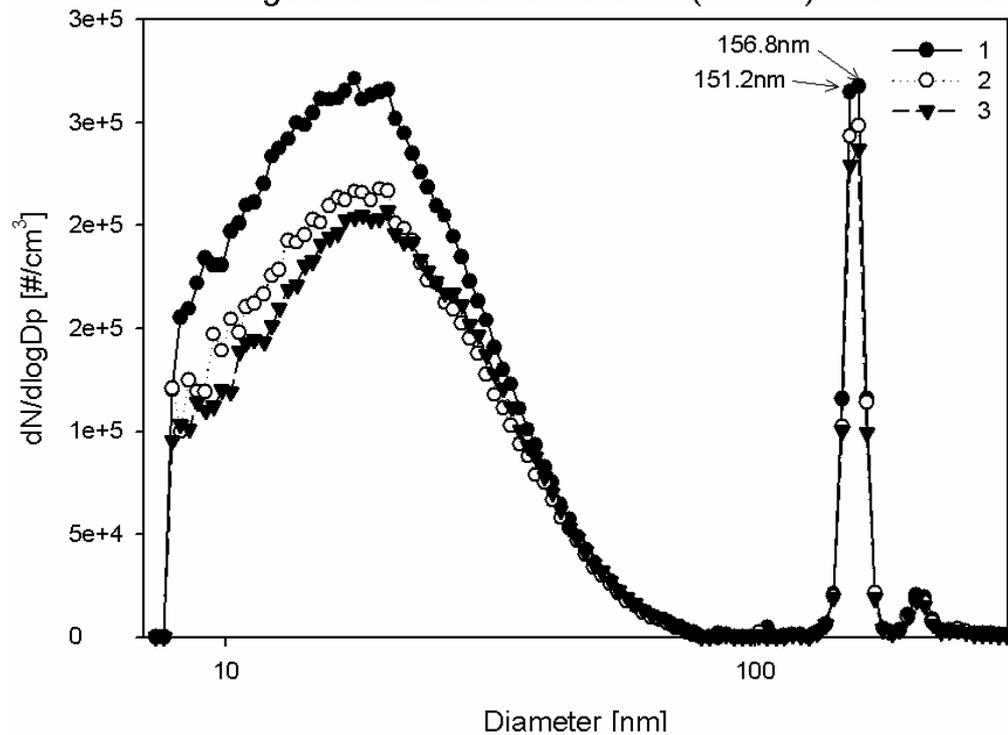
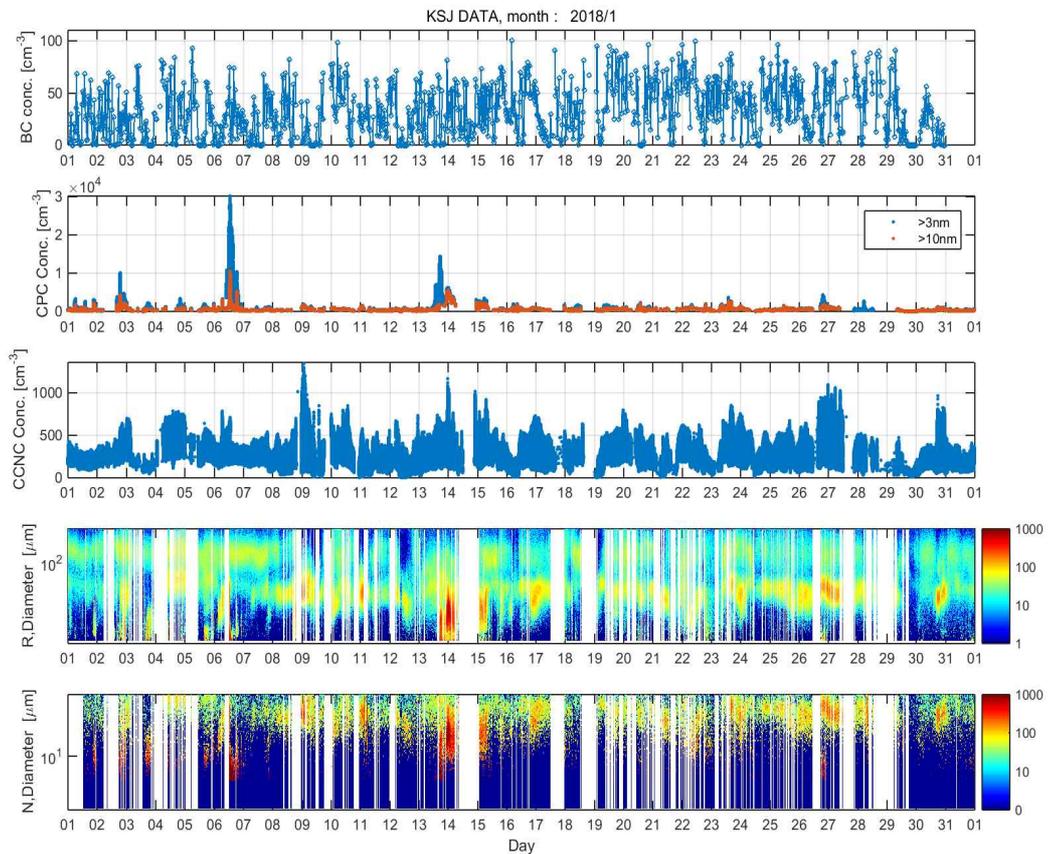
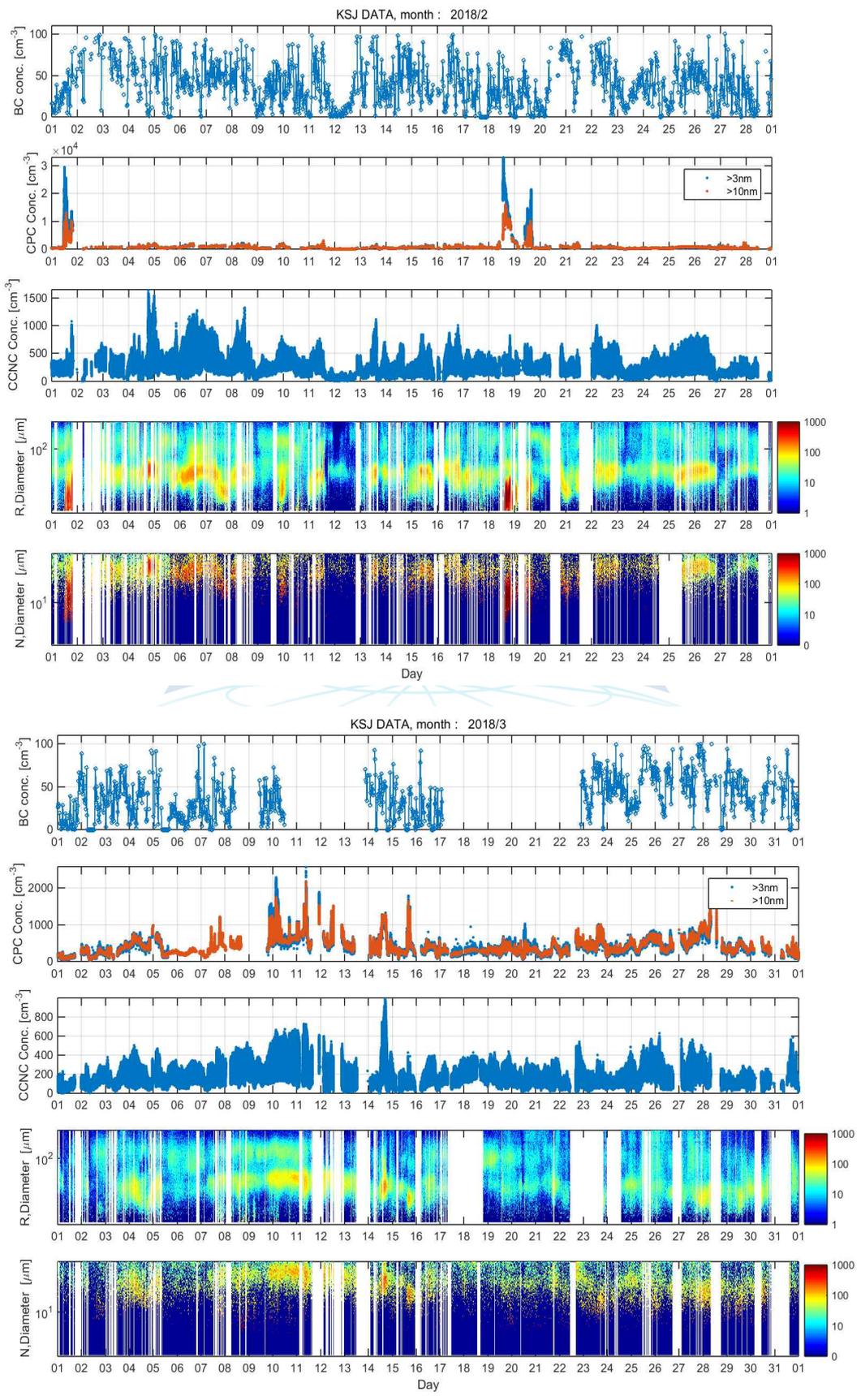


Fig. 3.3.2. nano SMPS와 standard SMPS 이용하여 측정된 52 nm와 152 nm 크기의 PSL 표준 입자의 수농도 분포곡선: 52 nm 를 이용하여 nano DMA 테크, 52 nm와 152 nm를 이용하여 standard DMA 테스트

그림 3.3.3은 2018년 1월, 2월, 3월, 4월의 블랙카본 농도, 3nm와 10nm 크기 이상 입자의 총 수농도, 구름형성 응결핵의 농도, 나노입자 수농도 분포곡선을 실시간 관측한 결과이다. Standard SMPS를 이용하여 7nm에서 300nm 크기 범위에 있는 입자의 수농도 분포곡선을 측정하였고, nano SMPS를 이용하여 3nm에서 65nm 크기 범위에 있는 입자의 수농도 분포곡선을 실시간으로 관측하였다. x축은 관측 날짜, y 축은 입자의 직경, 색깔은 입자의 수농도를 의미한다. 나노입자 수농도 분포 곡선 실시간 관측 데이터 분석 결과 1월과 2월에 나노입자의 수농도가 높게 나타났고, 이는 하계기간에는 나노입자의 생성이 활발하게 발생했다는 것을 의미한다. 하계기간 중 상대적으로 높은 일사량으로 인해 바닷물 속 생물학적 물질들의 활동도가 증가하고, 이들이 대기 중으로 배출한 전구물질이 광화학반응을 일으켜 나노입자가 생성된 것으로 예상된다.





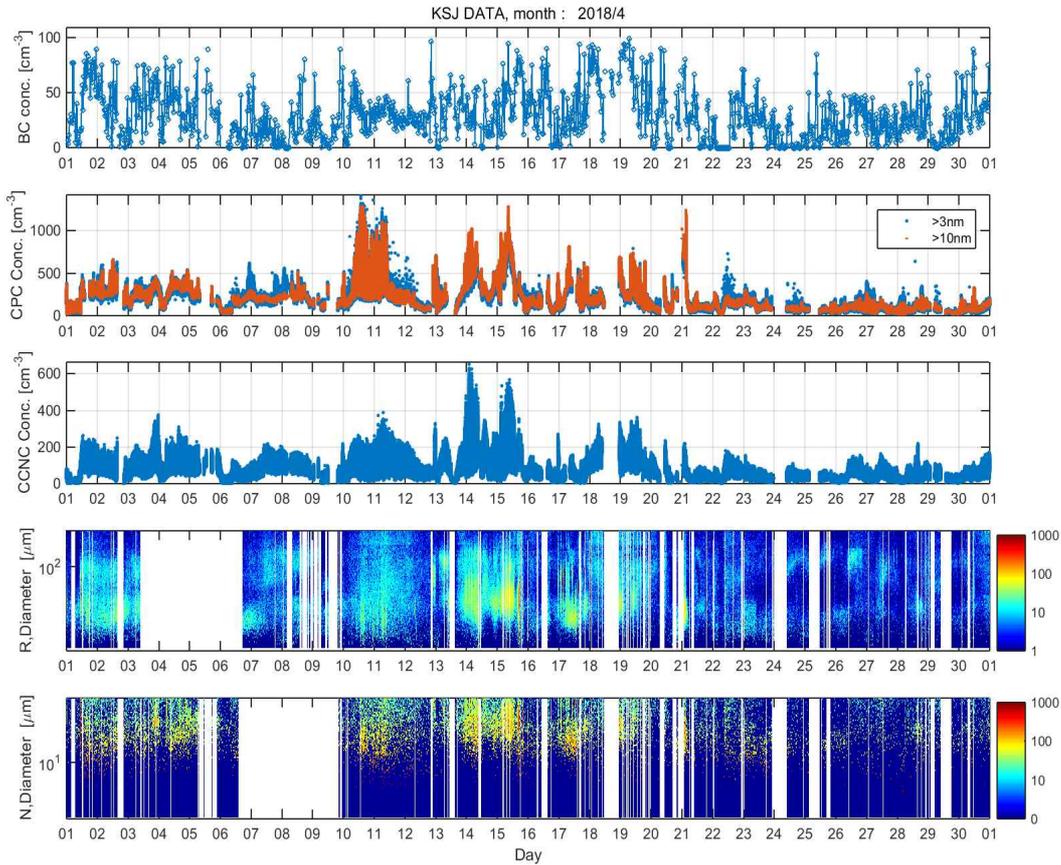
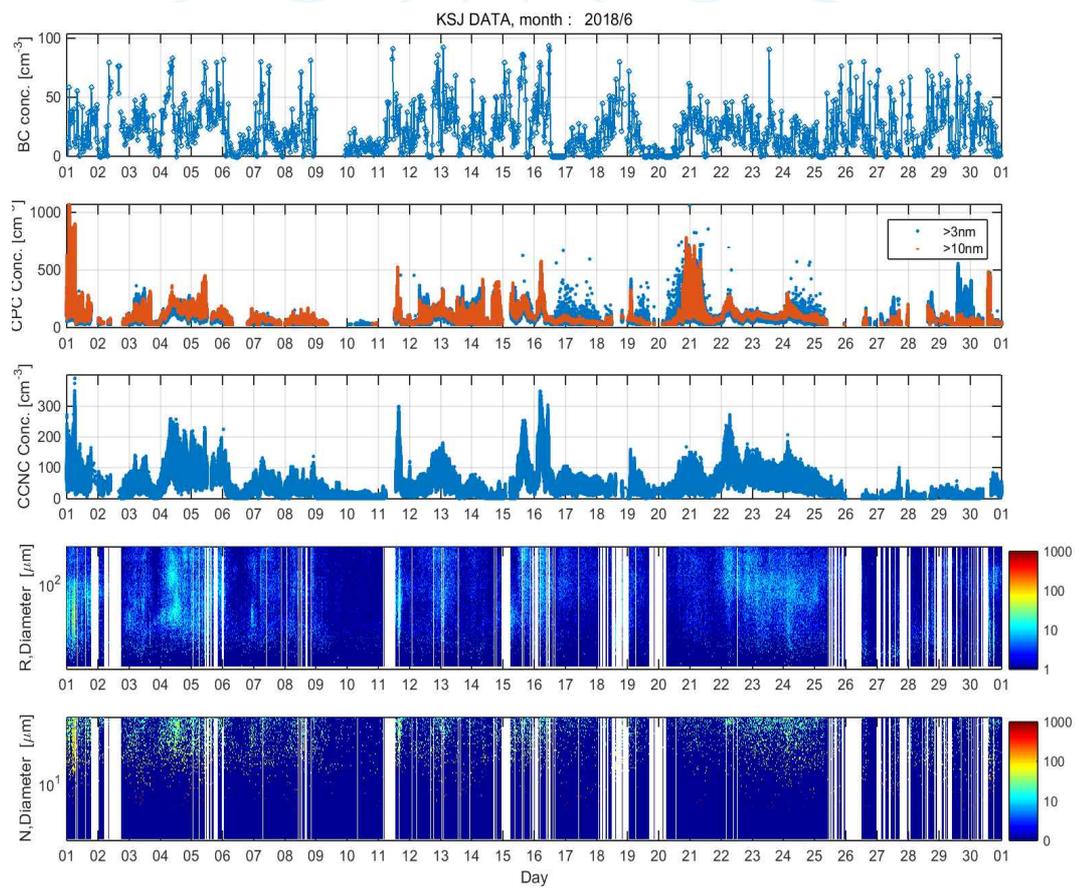
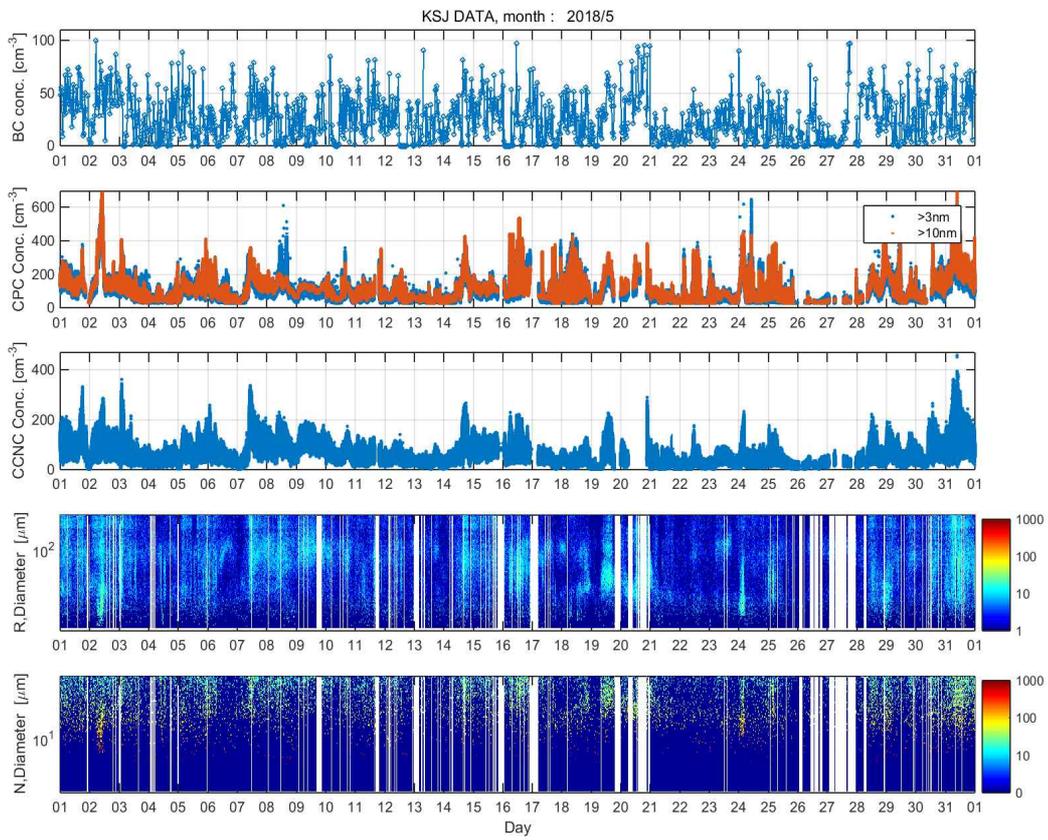


Fig. 3.3.3. 2018년 1월, 2월, 3월, 4월의 카본 농도, 3 nm와 10 nm 크기 이상 입자의 총 수농도, 구름형성 응결핵의 농도, 나노입자 수농도 분포곡선을 실시간 관측결과

그림 3.3.4는 2018년 5월, 6월, 7월, 8월 블랙카본 농도, 3 nm와 10 nm 크기 이상 입자의 총 수농도, 구름형성 응결핵의 농도, 나노입자 수농도 분포곡선을 실시간 관측한 결과이다. 하계기간에는 나노입자의 생성이 활발히 관찰된 것과는 반대로, 동계로 접어드는 5월부터는 나노입자 생성이 거의 관찰되지 않았고, 이는 8월 까지 지속되었다. 이는 동계기간 중 상대적으로 낮은 일사량으로 인해 바닷물 속 생물학적 물질들의 활동도가 감소함으로써, 대기 중 나노입자를 생성하기 위한 생물학적 전구물질 및 광화학반응이 감소하였기 때문인 것으로 예상된다.



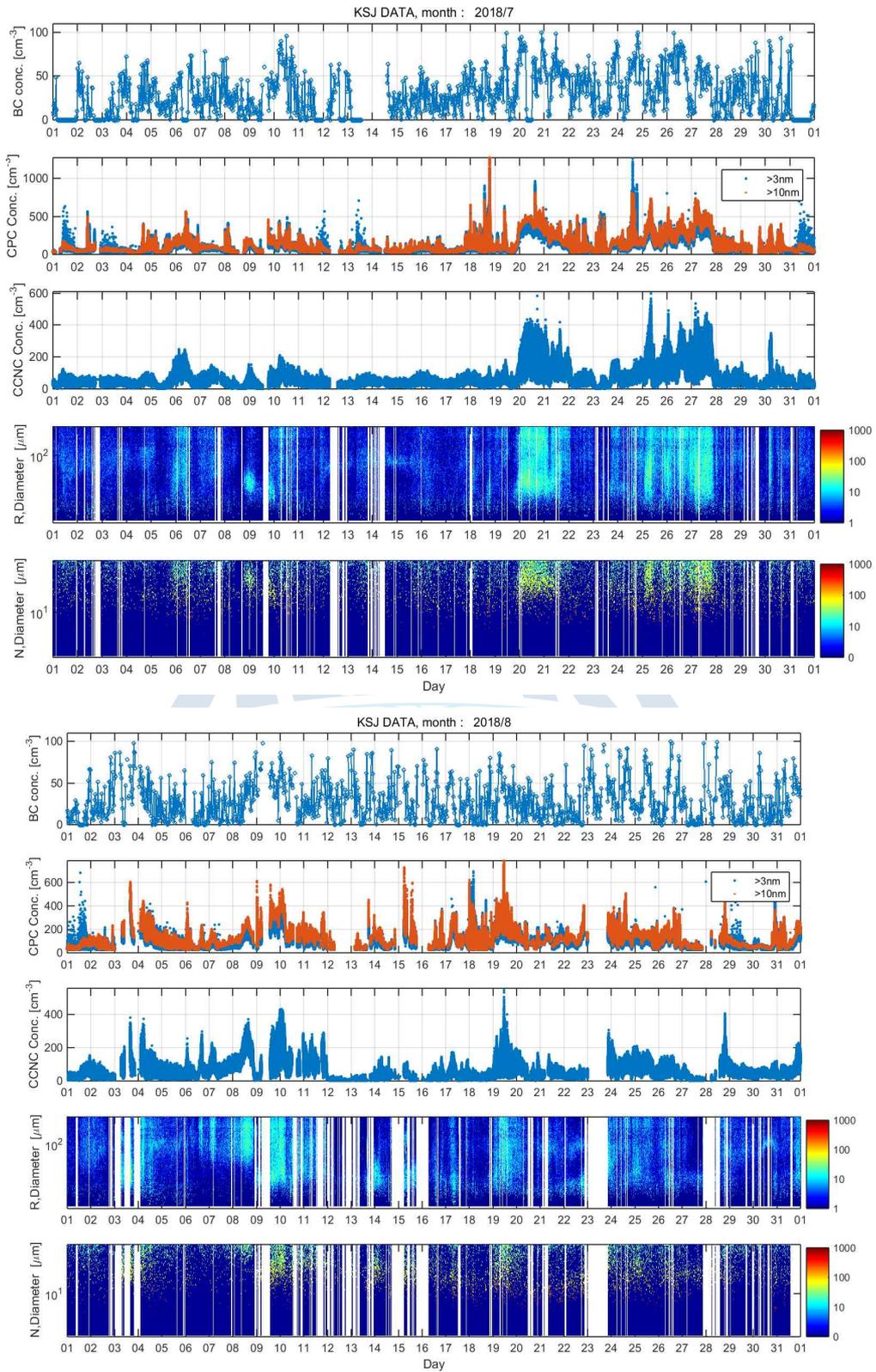
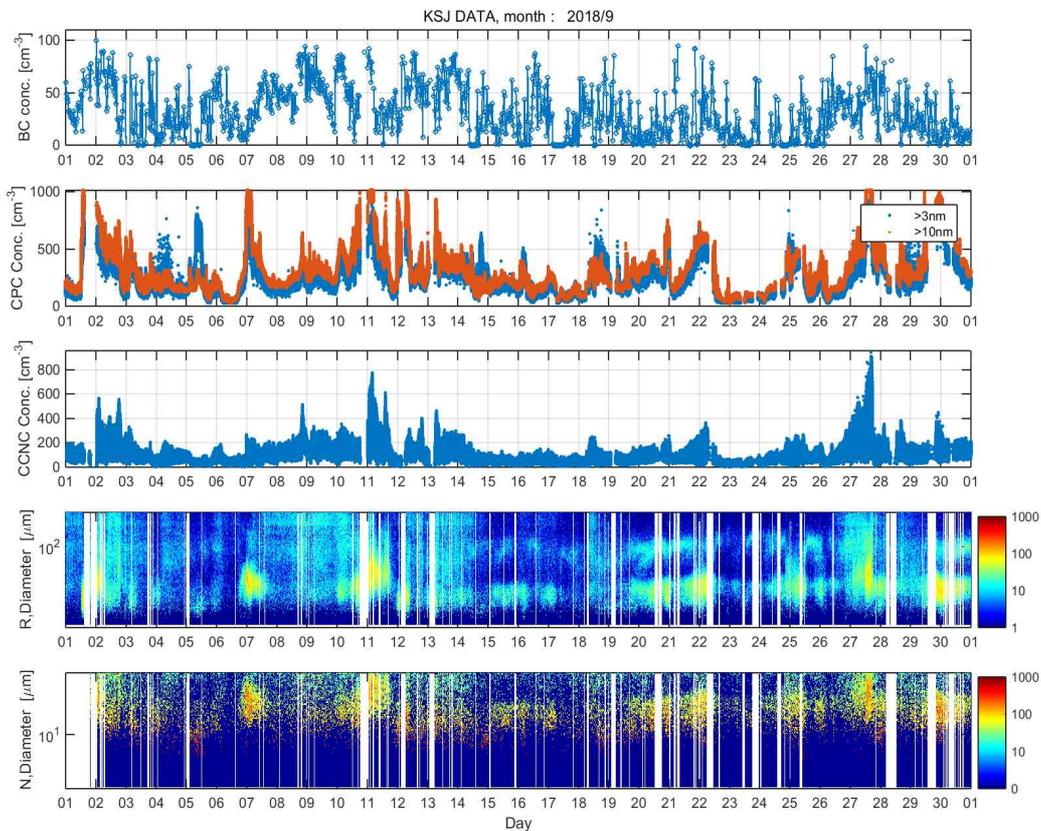
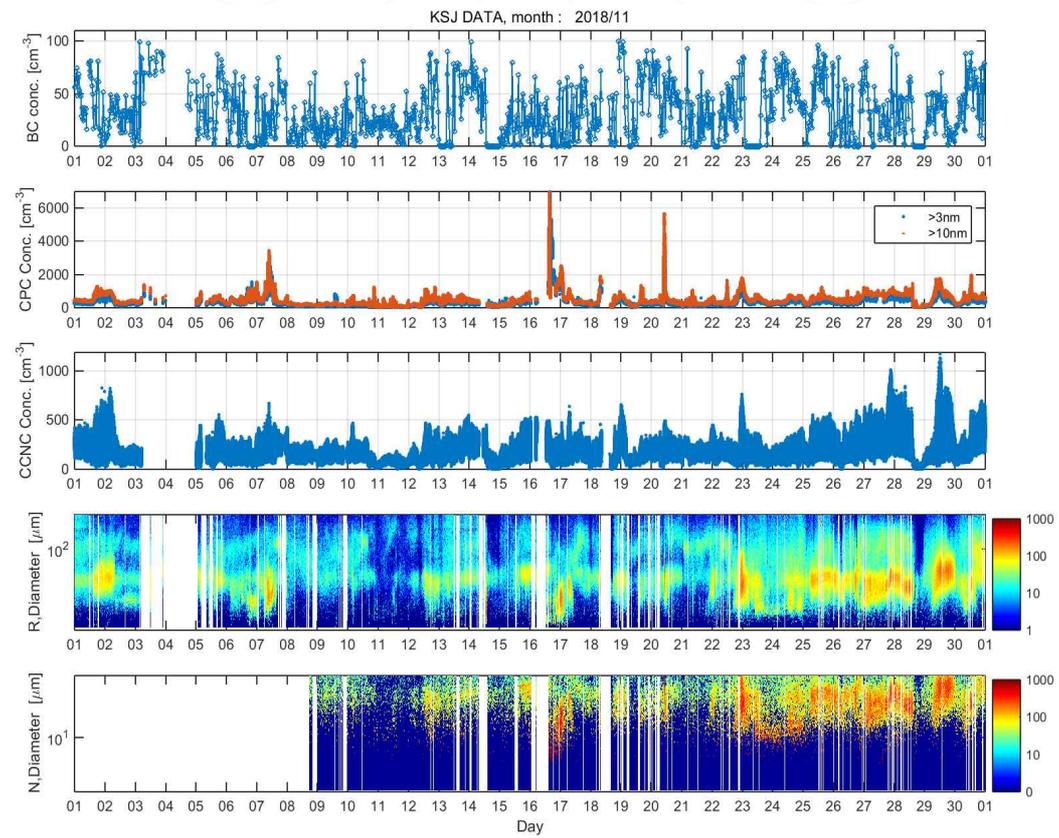
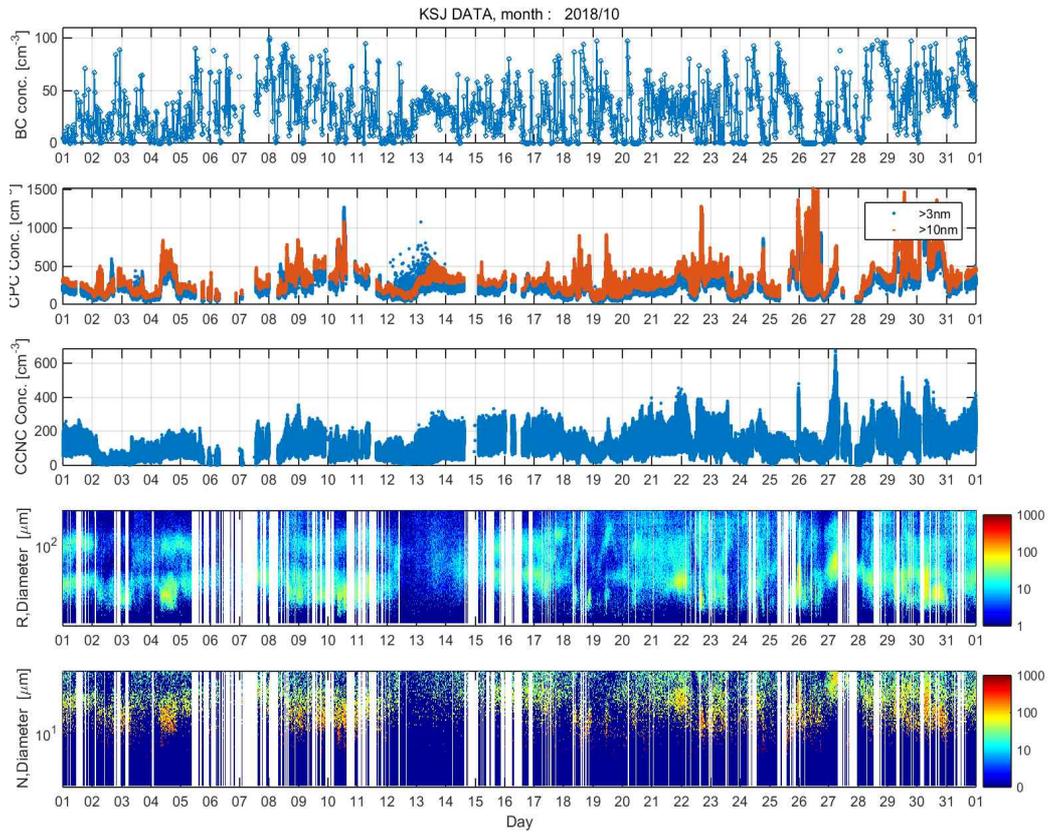


Fig. 3.3.4. 2018년 5월, 6월, 7월, 8월 블랙카본 농도, 3 nm와 10 nm 크기 이상 입자의 총 수농도, 구름형성 응결핵의 농도, 나노입자 수농도 분포곡선 관측 결과

그림 3.3.5는 2018년 9월, 10월, 11월, 12월의 블랙카본 농도, 3 nm와 10 nm 크기 이상 입자의 총 수농도, 구름형성 응결핵의 농도, 나노입자 수농도 분포곡선을 실시간 관측한 결과이다. 나노입자 수농도 분포 곡선 실시간 관측 데이터 분석 결과 9월과 10월에 나노입자의 수농도가 조금씩 증가하는 경향을 나타내었고, 11월과 12월에는 나노입자의 수농도가 매우 높게 관측되었다. 이는 하계시간이 시작되는 11월부터 나노입자의 생성이 발생하기 시작한다는 것을 의미한다. 11월부터 일사량이 증가하기 시작하여 바닷물 속 생물학적 물질의 활동도가 증가하고, 이들이 대기 중 나노입자의 생성에 기여했을 것으로 예상된다.





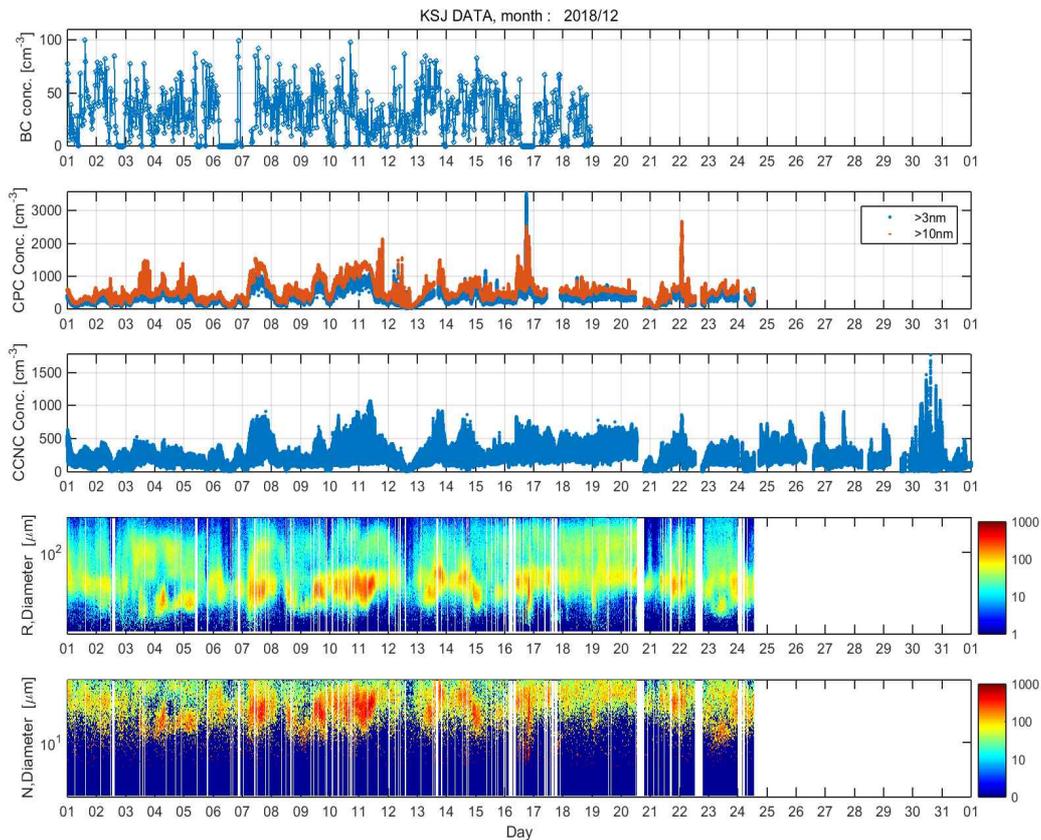


Fig. 3.3.5. 2018년 9월, 10월, 11월, 12월 블랙카본 농도, 3 nm와 10 nm 크기 이상 입자의 총 수농도, 구름형성 응결핵의 농도, 나노입자 수농도 분포곡선을 실시간 관측한 결과

세종과학기지의 노후화된 블랙카본 관측기 (Aethalometer)를 교체하기 위해 신규장비를 설치하여 1년간 테스트 중이다. 신규장비의 정상 작동 여부를 확인한 후 2020년 하계 연구기간 중 장비의 완전 교체를 추진 중에 있다. 현재 운영중인 대기관측동의 오염원 노출 빈도를 고려하여, 세종기지에 신규관측동을 설치하여 신규 후보지의 오염 정도 평가 중이다. 오염물질의 영향 평가와 신규관측동의 오염섹터를 정의하기 위해 블랙카본 관측장비를 시험설치 운영하고 있으며, 신규관측동에서 260° -320° 풍향구간을 임의로 오염섹터로 정의하고자 한다. 새로 도입한 블랙카본 관측기는 미국 MAGEE 사의 AE33 모델(그림 3.3.6)이다. 이전에 이용하던 AE16은 2개의 파장을 이용하여 블랙카본을 관측했으며 관측 주기는 최소 1분부터 최대 1시간 단위로 가능하였다. AE33은 총 7개의 파장을 이용하며 1초 단위부터 최대 1분 단위의 블랙카본 측정이 가능하다. 새로운 7개의 파장은 UV 파장부터 적외선 영역까지 특정 파장을 이용한다(370, 470, 520, 590, 660, 880 그리고 950

nm). 이중 블랙카본의 농도를 측정하는 파장은 880 nm이며 해당 파장에서의 흡착성으로 농도를 산출한다. 소스 배분을 위한 다중 파장 분석(바이오매스 연기의 식별), 에어로졸 광흡수, 복사 전달, 대기광학 연구 측면으로 이용이 가능하다. AE33은 운영적 측면에서도 종전의 외부 CF 메모리 카드 방식이 아닌 내장 메모리 시스템이 있기 때문에 보다 안정적이고 편리한 장비 운영이 가능하다.



Fig. 3.3.6. 신규 aethalometer AE33.

그림 3.3.7은 AE33의 테스트 관측의 결과로 7개의 파장을 모두 표출한 것이다. 이 중 880 nm의 파장만 이용한 것은 그림 3.3.8에 나타내었다. AE33의 블랙카본 관측 방법은 석영 재질의 필터 위에 블랙카본을 누적시킨 후 앞서 관측한 농도 값과 새롭게 누적한 농도 값의 차이를 이용하여 현재의 농도를 측정한다. 이럴 경우 앞의 농도보다 낮아지면서 양(positive)의 값이 아닌 음(negative) 값이 나오는 경우가 발생하기도 한다. 이러한 관측의 한계를 보완하기 위하여 이동평균을 취하고 있다.

그림 3.3.8에 나타난 관측 결과 (a)는 880 nm에서 관측한 블랙카본의 농도이다. 아래그림과 같이 0 이하의 음(negative)의 값이 관측되고는 하는데 이 부분이 누적 값의 차이가 다르기 때문에 발생하는 현상이다. (b)는 880 nm에서 관측한 자료의 원시 자료와 이동평균을 적용한 후의 농도 차이를 나타낸 것이다.

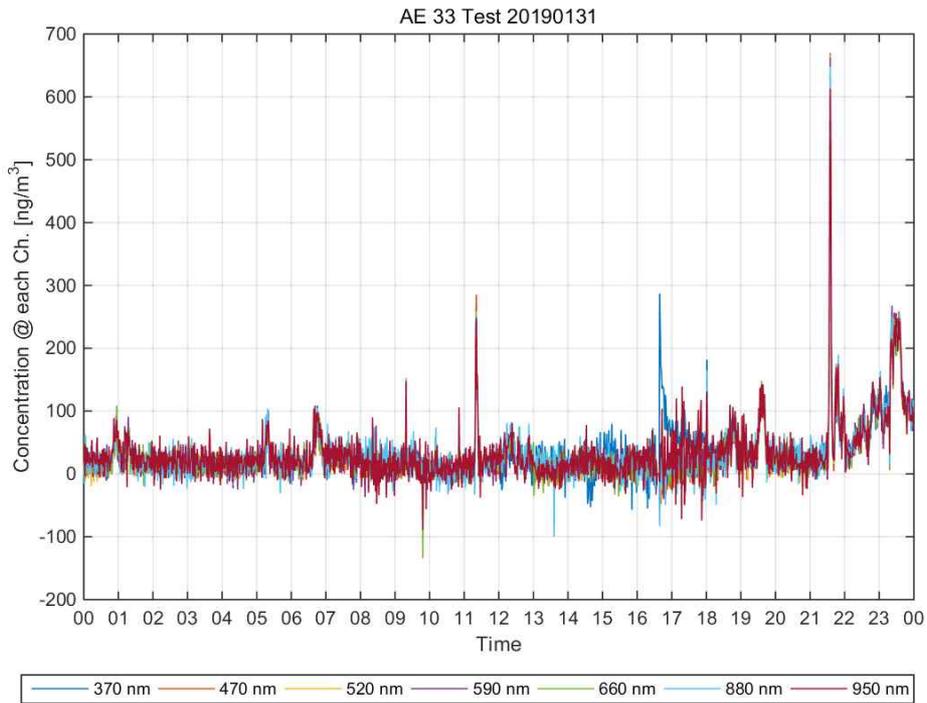


Fig. 3.3.7. 신규 Aethalometer (AE33)의 각 파장별 테스트 관측 결과

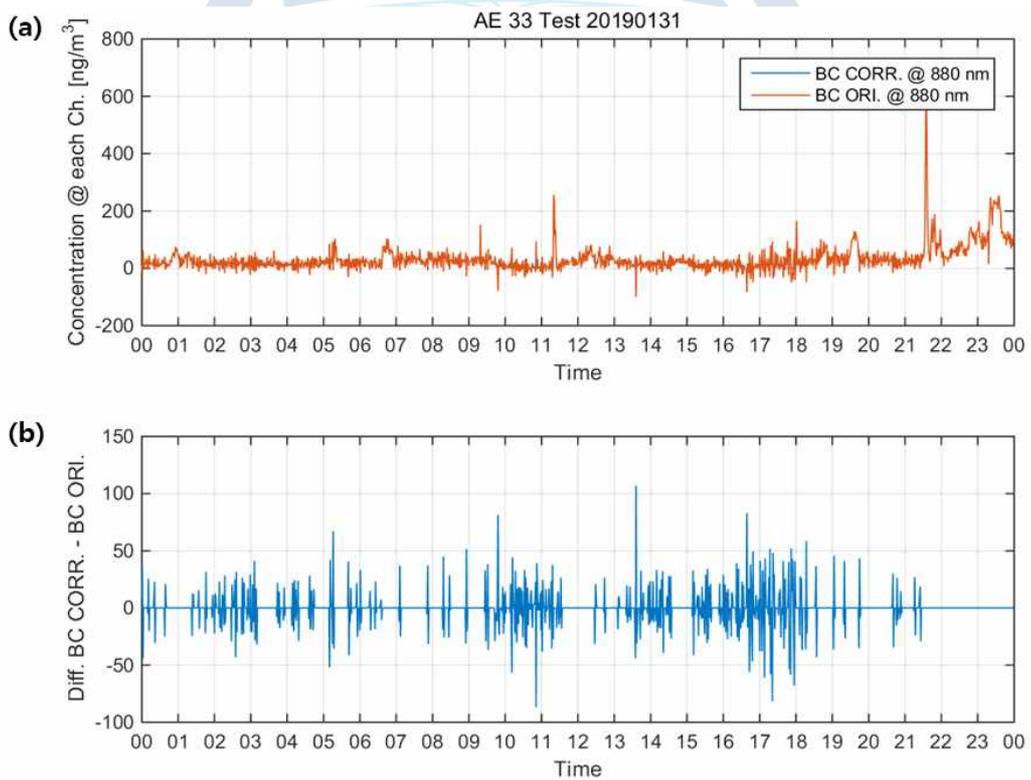


Fig. 3.3.8. 신규 Aethalometer(AE33)을 이용한 블랙카본 테스트 결과 (a) 880 nm 센서에서 관측된 블랙카본의 농도, (b) 이동평균을 적용한 후의 값 차이.

Table. 3.3.1. 블랙카본 관측 장비 AE16과 AE33의 차이

Model	AE16	AE33
센서 수	2개	7개
시간 분해능	최소 1 분 최대 1시간	최소 1초 최대 1분
유량	5.0 lpm	5.0 lpm
저장방식	별도의 CF 메모리 이용	내장 메모리

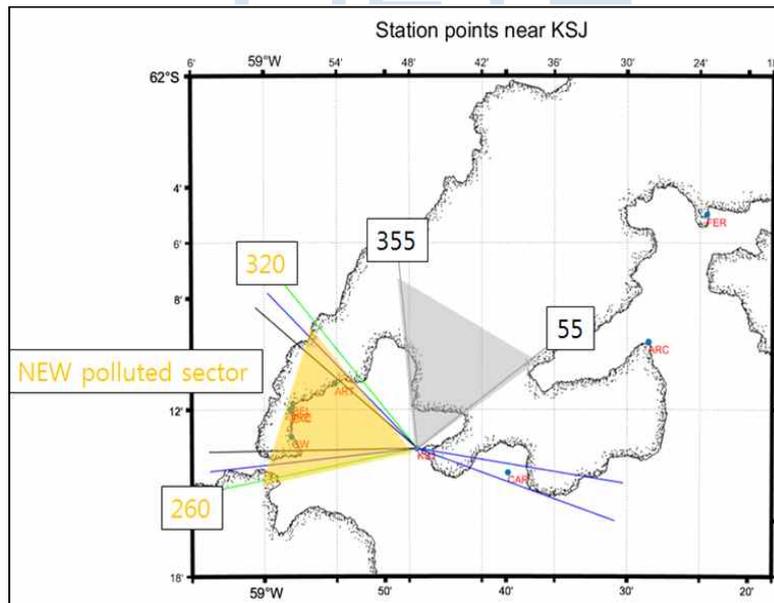
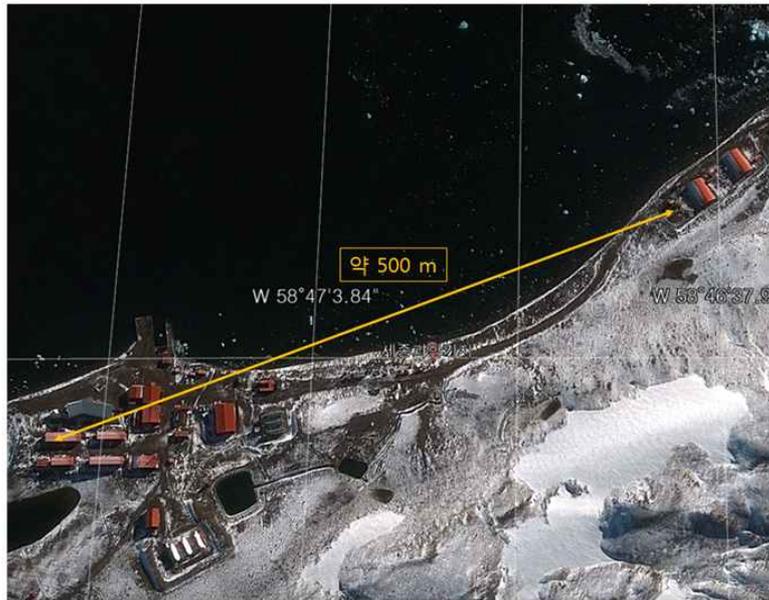


Fig. 3.3.9. 신규 설치중인 대기관측동의 위치 및 풍향에 따른 오염섹터의 정의 (구관측동 : 355°-55°, 신규 관측동 : 260°-320°)



Fig. 3.3.10. 남극세종과학기지에 새롭게 운영될 신규 대기관측동은 주요 시설로부터 약 500m 가량 떨어져 있는 신규 대기관측동의 외관 모습

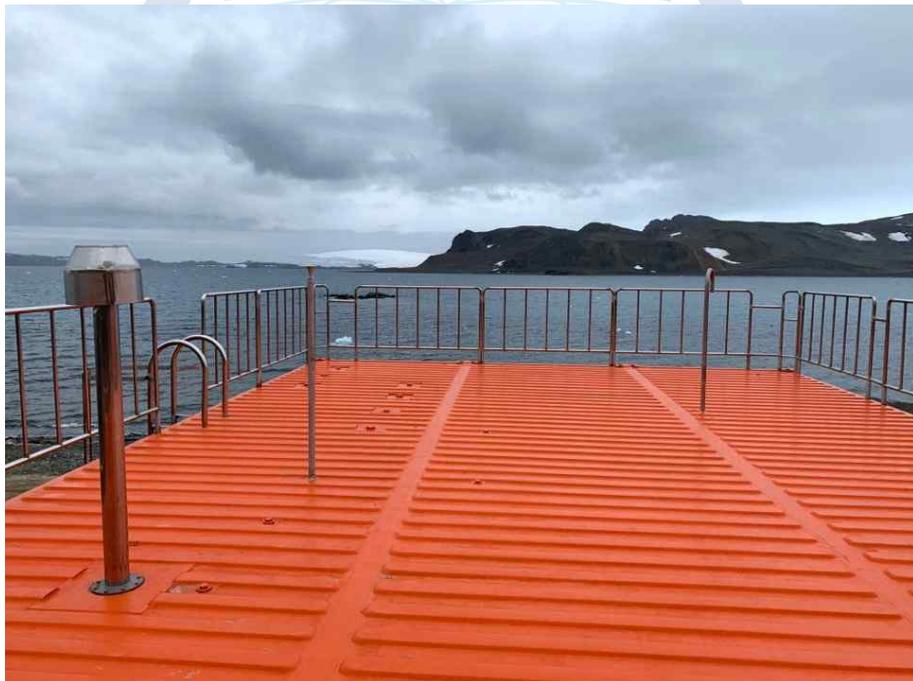


Fig. 3.3.11. 신규 대기관측동의 지붕에 설치된 다양한 연구 목적의 흡입구, 에어로졸의 물리적 특성을 실시간으로 관측하기 위한 흡입구를 비롯하여 필터 샘플링, 개스상 물질을 측정하기 위한 별도의 흡입구도 있음.

그림 3.3.12 남극 세종과학기지에서 2018년 1년 동안 관측한 온도, 습도, 압력, 풍속, 풍향 자료이다. 1월부터 3월까지는 영상이 날이 빈번하게 관찰되는 반면 7월과 8월에는 약 -10°C 이하로 떨어지는 날도 나타났으며 11월부터 다시 조금씩 상승하는 경향을 보였다. 습도, 풍향, 풍속은 계절적 변화 양상이 나타나지 않았다.

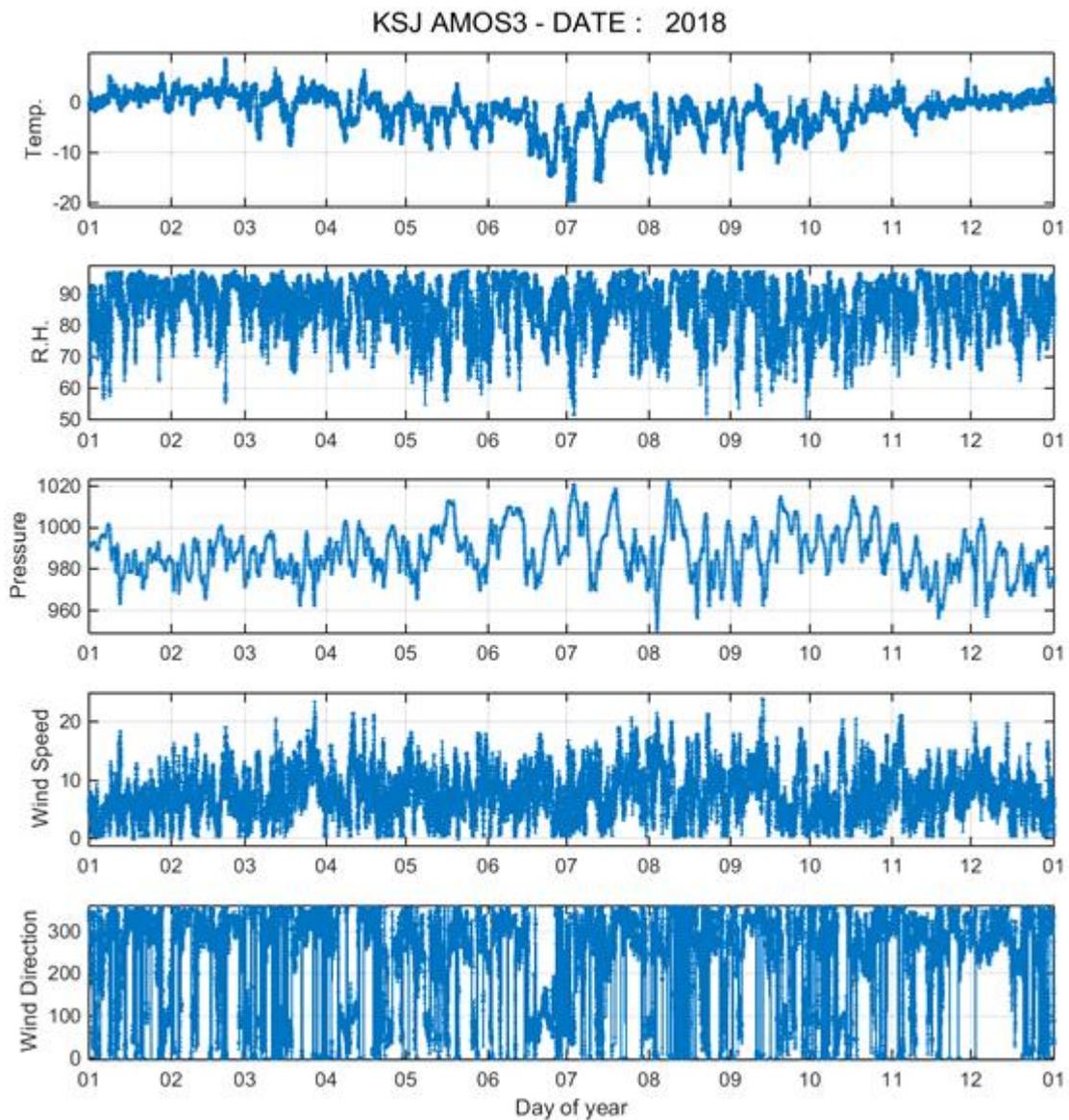
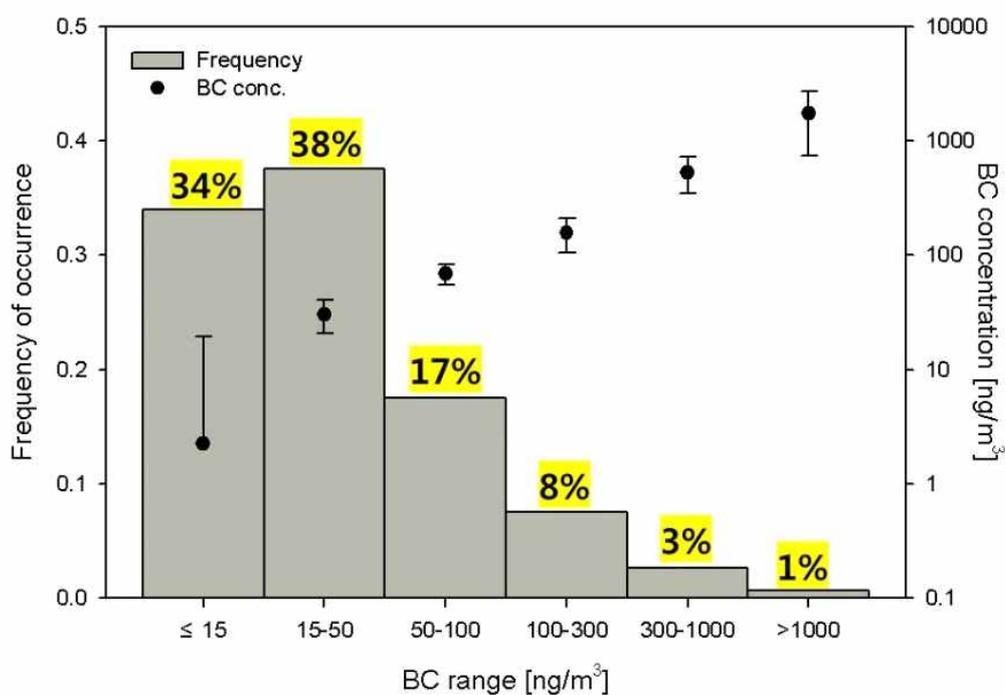


Fig. 3.3.12. 남극 세종과학기지에서 2018년 1년 동안 관측한 온도, 습도, 압력, 풍속, 풍향 자료

그림 3.3.13은 세종과학기지 대기빙하관측동에서 2016년부터 2019년 4년간 관측한 블랙카본 농도를 분석한 결과이다. 대기빙하연구동을 기준으로 북동방향에 위치한 세종과학기지 발전시설과 소각시설에서 발생하는 인위적인 에어로졸의 영향을 배제하기 위해서 풍향이 355-55° 위치일 때의 관측 자료는 분석하는 과정에서 제거하였다. 블랙카본의 농도가 15 ng m⁻³ 일 때가 관측일의 34%를 차지했고, 평균 농도는 2.24 ng m⁻³이었다. 블랙카본의 농도가 15-50 ng m⁻³ 일 때가 관측일의 38%를 차지했고, 평균 농도는 30.41 ng m⁻³이었다. 따라서 관측 사이트가 인위적 오염원의 영향을 거의 받지 않는 깨끗한 공기계가 관측일 중 약 72%를 차지하는 것을 확인하였다. 블랙카본의 농도가 50-100 ng m⁻³ 일 때가 관측일의 17%를 차지했고, 평균 농도는 69.12 ng m⁻³이었다. 블랙카본의 농도가 100 ng m⁻³ 일 때는 관측일 중 약 12%를 차지하였다.



BC range	≤15	15-50	50-100	100-300	300-1000	>1000
Used Hours	9365	10363	4825	2083	741	200
BC conc. Mean [ng/m ³]	2.24	30.41	69.12	158.10	533.12	1747.55

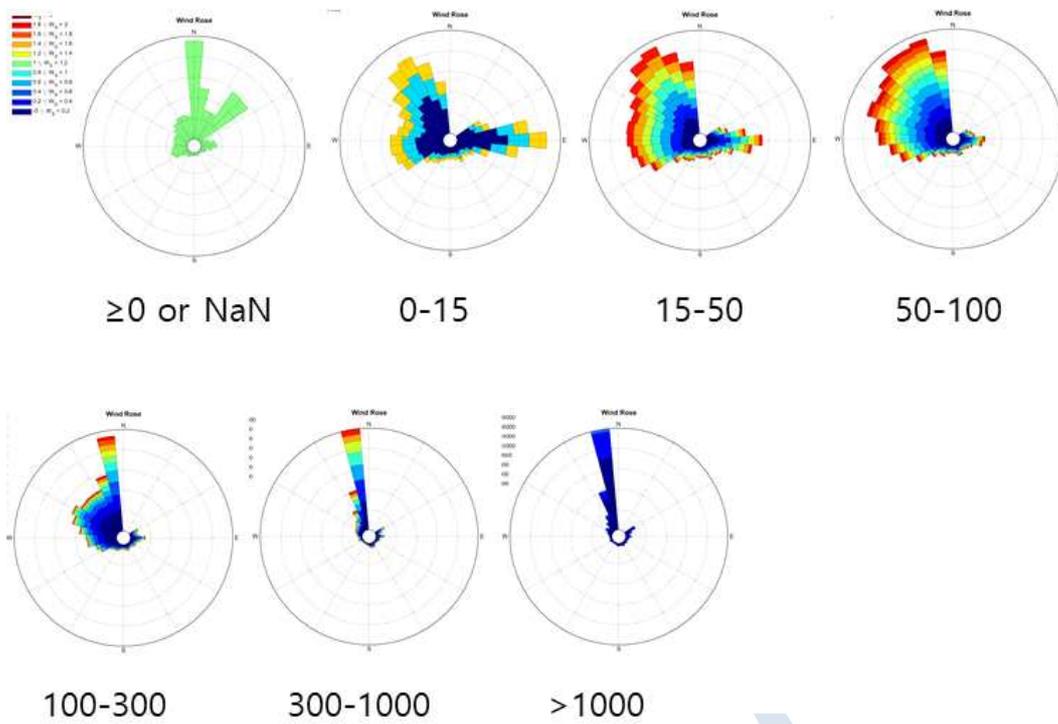


Fig. 3.3.13. 세종과학기지 대기빙하관측동에서 2016년부터 2019년 4년간 관측한 블랙카본 농도를 분석한 결과

극지연구소

3.3.2 하계 에어로졸 입자의 화학특성 및 황동위원소 비율 변화 분석을 위한 시료 확보

그림 3.3.14는 남극세종과학기지 대기 빙하 관측동에서 운영 중인 대용량 입자 포집기이다. 대용량 입자 포집기는 대기 중 발생하는 미세입자를 필터에 포집하여 대기 미세입자의 주요 이온성분, 유기물 특성 및 동위원소 분석과 같은 화학특성을 분석하는데 주로 사용된다. 남극 세종과학기지에 설치된 대기입자포집기 모델은 HV-1000R(제조사: Sibata)로 대기시료 포집 유량범위는 분당 500-1200 L이며, MFC 차압측정 방식을 이용하여 일정한 흡입 유량을 유지시켜 준다. 2015/2016년 하계기간 동안 세종과학기지 대기 빙하관측동 옥상에 처음 설치하여 매년 하계 연구기간 동안 대기미세입자 샘플링 작업을 수행하였다. 샘플링은 약 3일동안 1000 L min⁻¹의 유속으로 대기 중 PM2.5 (직경 2.5µm 이하의 입자) 에어로졸 입자를 멤브레인 필터 및 석영필터에 포집 (3일 평균 에어로졸 입자 포집량: 약 4,319 m³)하여 시료를 확보하였다. 멤브레인 필터 및 석영필터는 오븐에 450℃에 8시간 동안 구워 유기물을 모두 제거한 뒤 포집시 사용하였다.

대기빙하관측동 주변에는 남극세종과학기지 운영을 위한 발전 시설과 일부 인위적인 오염물이 발생하는 지점이 있다. 양질의 시료를 확보하기 위해서는 오염원 유입을 차단해야 한다. 이를 위하여 별도의 윈드섹터컨트롤러를 제작하여 보조 장비로 이용하였다. 윈드섹터컨트롤러는 풍향·풍속계를 이용하여 특정 구간의 풍향과 풍속에 해당하는 경우 샘플러에 전기 공급을 차단하여 샘플링을 강제로 중단시키는 시스템이다. 사용한 풍향·풍속계는 미국 YOUNG 사의 제품과 Campbell Sci.사의 데이터 로거를 이용하였다. 오염물질에 영향을 받는 풍향의 범위는 355° - 55°이며, 풍속의 경우 2 m/s 이하로 불어오는 경우 정체된 대기로 규정하여 샘플링을 중단하였다. 데이터 로거는 풍향·풍속계에서 관측되는 자료를 기준으로 전원 공급여부를 판단하고 관측 자료를 집록하는 기능을 한다. 로거 내에 기록된 자료를 이용하면 샘플링 당시의 풍향·풍속과 함께 샘플링이 수행된 시간을 알 수 있다.

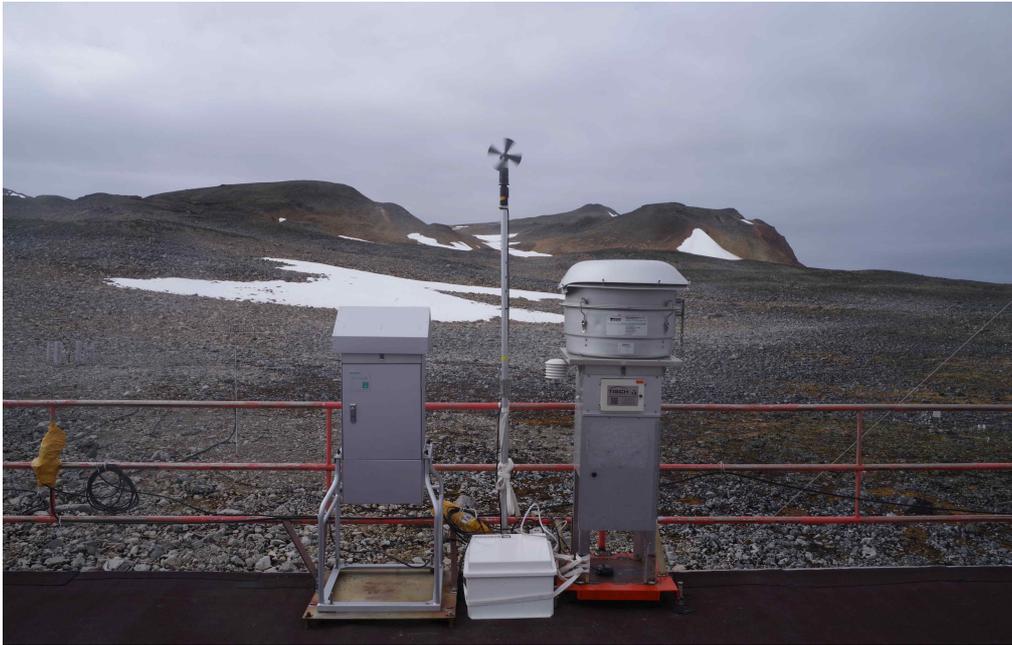


Fig. 3.3.14. 2018년 12월부터 남극세종과학기지 대기 빙하 관측동에서 운영 중인 대용량 입자 포집기

초고분해능 질량분석기를 활용하여 세종기지에서 확보한 대기입자 시료 (2016-2017 시즌)의 황동위원소 비율 및 유기물 복합구조에 대한 정밀 분석을 실시하였다. 세종과학기지에서 확보한 PM2.5 에어로졸 입자시료를 초고분해능 질량분석기를 활용한 시료 분석에 적합한 형태로 전환하기 위하여 solid phase extraction 방식을 활용하여 전처리 작업을 수행하였다 (아래 그림 참조). 전처리 작업을 마친 시료는 초고분해능 질량분석기를 활용하여 각 성분의 주요 원소 비율 분포 및 황성분에 대한 동위원소 비율 차이에 대한 분석을 진행하였다. 해당 기간 동안 기지 대수선 공사 진행으로 인하여, 인위적 오염원의 영향이 지배적으로 나타났다. 이로 인하여 자연 기원 황성분의 정량적인 변화를 분석하기 불가능하였다. 따라서, 남극 자연환경에서 발생하는 생물기원 황성분에 의한 입자 형성 기작 이해를 위해서는 보다 효과적인 오염원 차단 및 관측기지 이전이 필요하다고 판단한다.

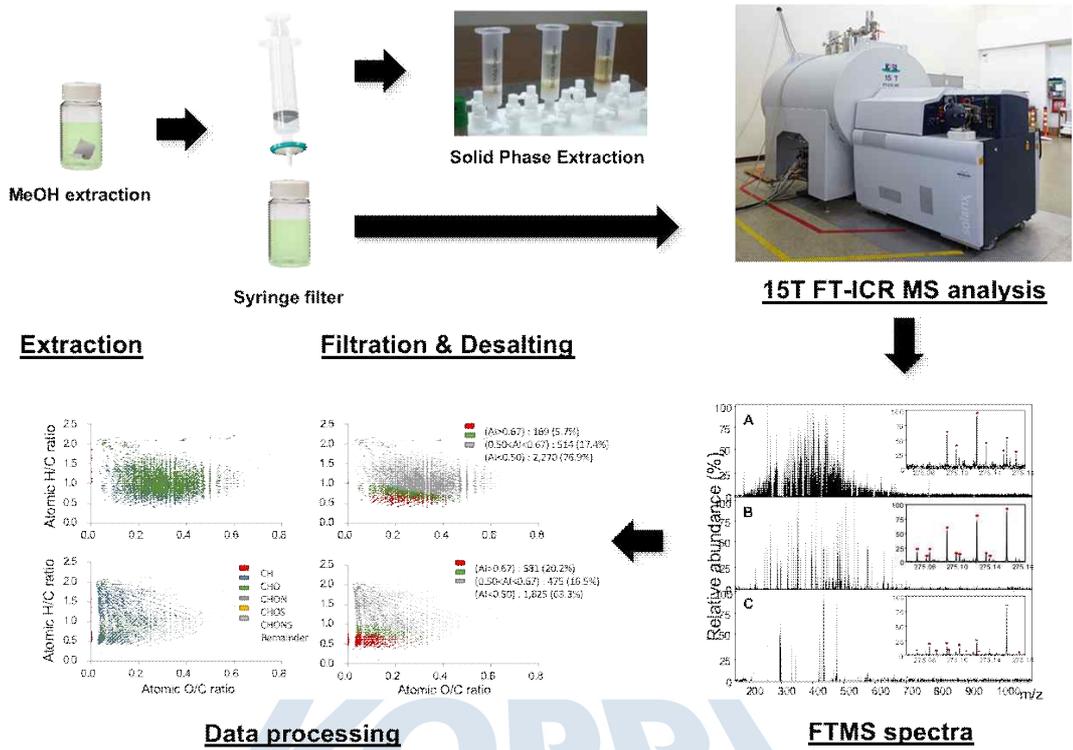


Fig. 3.3.15. 초고분해능 질량분석기 (15T FT-ICR MS)를 활용한 대기 에어로졸 입자 시료의 화학특성 및 황동위원소 비율 변화 분석을 위한 시료 전처리 및 분석 절차

극지연구소

3.3.3 대기 에어로졸 입자의 물리 특성 변화 현장 관측

그림 3.3.16은 남극세종과학기지 대기빙하관측동 사진이다. 남극세종과학기지 대기빙하연구동에서는 2009년 3월부터 대기구성 물질 중 에어로졸 입자의 물리적 특성을 연속 관측하고 있다. 관측동의 주변 환경은 동쪽과 남쪽으로는 육상에 자리한 빙원과 함께 낮은 산이 자리 잡고 있으며, 서쪽과 북쪽 방향으로로는 해안가가 위치하고 있다. 서북쪽 방향으로 10km 떨어진 곳에는 외국 기지가 밀집해 있다.



Fig. 3.3.16. 남극세종과학기지 대기빙하관측동 사진

아래 사진은 남극세종과학기지 대기빙하관측동에 설치되어있는 대기 에어로졸 물리 변화 특성을 실시간으로 관측할 수 있는 장비들이다. 블랙카본 (Black Carbon: BC)을 측정하는 Aethlometer, 구름응결핵 (Cloud Condensation Nuclei: CCN)의 수 농도를 측정하는 CCN 계수기, 에어로졸 입자의 크기가 2.5nm 와 10nm 보다 큰 에어로졸의 수 농도를 1Hz 간격으로 측정하는 입자 계수기 (Condensation Particle Counter: CPC), 에어로졸의 광학특성을 측정하는 Nephelometer와 0.01-10 μm 크기의 에어로졸 입자들의 크기별 수 농도를 실시간으로 측정하는 SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer)와 OPC (Optical

Particle Counter)를 운영 중이다. 대기빙하연구동을 기준으로 북동방향에 위치한 세종과학기지 발전시설과 소각시설에서 발생하는 인위적인 에어로졸의 영향을 배제하기 위해서 풍향이 355-55° 위치일 때와 블랙카본의 값이 100 ng/m³이 넘을 때의 관측 자료는 분석하는 과정에서 제거하였다.

에어로졸의 물리 특성을 연구하기 위한 에어로졸 전용 통합 흡입구를 이용하고 있다. 통합 흡입구는 대기빙하관측동 지붕에 설치되어 있으며 지붕에서 약 1.5 m 솟아 있으며 실내에 위치한 각 연구장비로 전도성 튜브를 이용하여 입자가 흘러가는 구조로 만들어져 있다. 통합 흡입구에는 극지에서 눈과 비의 영향을 최소화 하기 위한 실드가 설치되어 있다. 총 유량은 150 lpm 이며 대기관측동 내부에 있는 펌프전용 방에서 블로어를 이용하여 외부의 라미나 플로우 형태로 유입한다. 하나의 통합 흡입구를 이용하여 다양한 특성의 에어로졸을 연구하기 때문에 각각의 연구장비는 적은 유량이 필요한 장비를 통한 인렛의 윗 쪽에 배치하였고 높은 유량이 필요할수록 아래 쪽에 배치하였다.

관측장비 운영은 남반구의 여름에 해당하는 12월, 1월, 그리고 2월에는 현장에 연구자가 상주하면서 관리하였으며 그 외의 기간에는 기지에 상주하는 월동연구대원이 매일 관리하였다. 표 3.3.2는 연구에 이용한 핵심 관측장비(CPC3776, CPC3772, SMPS 그리고 CCNC)의 자료 획득률이다. 자료 획득률은 정상적으로 운영이 이뤄진 기간의 자료에서 남극세종과학기지 주변에서 발생하는 인위적인 오염원의 영향을 받은 자료를 제거하는 과정을 거친 후 선별하였다. 표 3.3.3은 관측장비의 대략적인 관측 용도와 유량을 나타낸 표이다. 총입자 수농도를 측정하는 CPC에 비해 SMPS와 CCNC의 자료 획득률이 상대적으로 낮았다. SMPS의 경우 관측을 위해 정상적인 관측을 수행하기 위해서는 입자를 크기별로 나누기 위한 DMA, 선별한 입자의 수농도를 측정할 CPC 그리고 이를 제어할 별도의 제어장치(classifier)가 모두 온전히 구동되어야 한다. 해당 관측기간 동안 각 파트별로 상이한 문제가 발생하며 획득률이 다소 저조하다. CCNC의 경우 연속적인 관측을 하면서 발생하는 장비 노후와 온도 구배 시스템에서의 문제로 인하여 획득률이 낮았다.



Fig. 3.3.17. 대기 에어로졸의 물리 특성 관측 장비

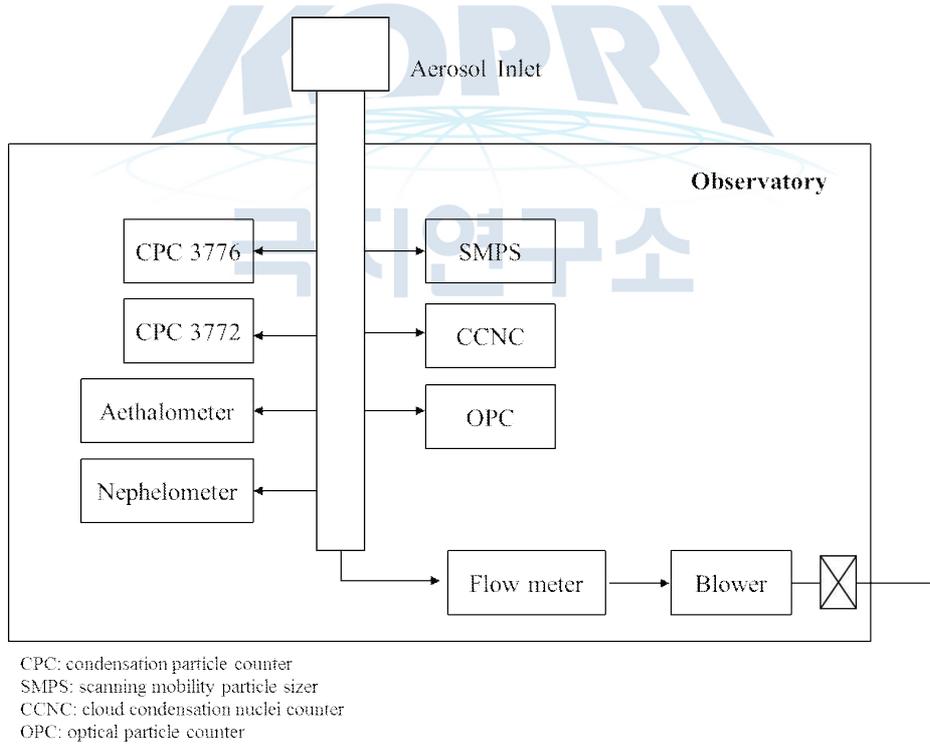


Fig. 3.3.18. 대기빙하관측동 통합 에어로졸 흡입구로부터 각 관측장비로 분배되는 모식도

Table. 3.3.2. 남극세종과학기지 에어로졸의 물리적 특성을 분석하기 위해 선별한 자료의 획득률.

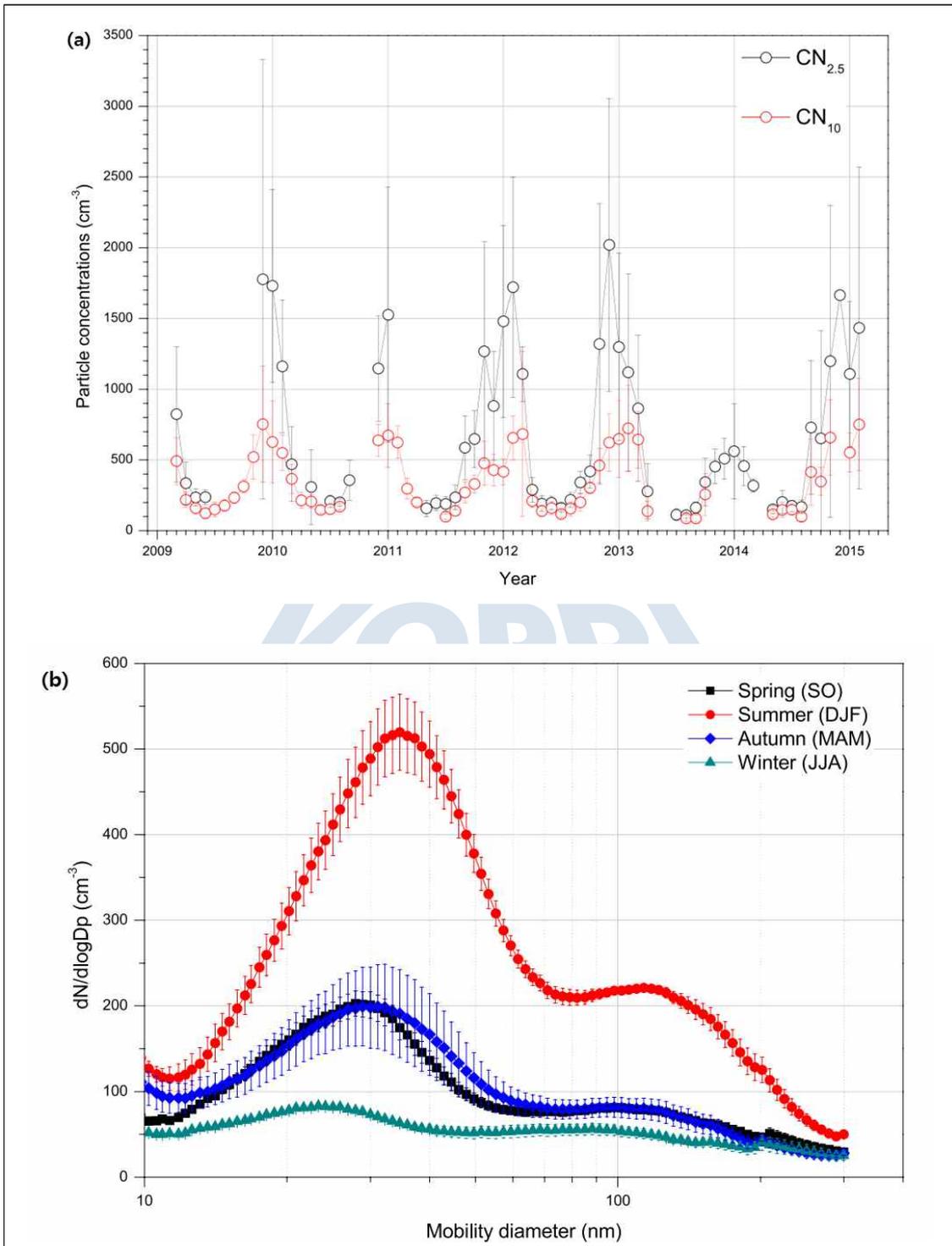
관측 장비	자료 획득률(%)
CPC 3776	80.7
CPC 3772	79.5
SMPS	40.3
CCNC	36.4

Table. 3.3.3. 남극세종과학기지 에어로졸 관측장비 용도와 유량

관측 장비	목적	유량
Aethalometer	블랙카본(black carbon) 수농도	5.0 lpm
CCNC	구름응결핵 수농도	0.5 lpm
CPC 3776	2.5 nm 이상의 입자 수농도	1.5 lpm
CPC 3772	10 nm 이상의 입자 수농도	1.0 lpm
OPC	micro meter 크기의 입자별 수농도	0.5 lpm
Nephelometer	입자의 광산란 계수	30.0 lpm
SMPS	nano meter 크기의 입자별 수농도	1.0 lpm
nano SMPS	약 2.5 - 160 nm 사이의 입자별 수농도	1.5 lpm

아래 그래프는 2009-2016년 남극 세종과학기지에서 관측한 대기 에어로졸 물리 특성 분석 결과이다. 그림 3.3.19(a)는 관측기간 동안 두 대의 입자 계수기를 이용하여 측정된 2.5nm와 10nm보다 큰 에어로졸 입자의 수 농도 (CN) 변화를 월별 평균값을 나타내고, 해마다 뚜렷한 계절적인 특징을 보이는 것을 관찰하였다. 세종과학기지에서는 에어로졸 입자의 크기에 관계없이 남반구 여름철(DJF)에 가장 높았으며 남반구 겨울철(JJA)에 에어로졸의 수 농도가 가장 낮았다. 그림 3.3.19(b)는 계절에 따른 입자의 크기 분포별 수농도 변화 분석 결과이다. 입경별 수 농도가 남반구의 여름철 (DJF)에 가장 높았으며 봄철과 가을철은 거의 비슷하며 남반구 겨울철 (JJA)에 가장 낮았다. 그림 3.3.19(C)는 과포화도 0.4%일 때 구름응결핵의 월별 수 농도 변화로 계절에 따른 CCN 수 농도 변화를 비교한 것이다.

CCN 수 농도도 남반구 하계기간(DJF)에 가장 높게 측정되었으며 동계기간(JJA)에 가장 낮게 관측이 되었다. 월별 평균 CCN 수 농도는 2009년 7월에 20.63cm^{-3} 로 가장 낮게 관측되었으며 2014년 1월에 227.52cm^{-3} 로 가장 높게 관측되었다. 관측기간 동안 남극반도에 위치한 세종기지에서는 CCN의 평균 수 농도는 112.80cm^{-3} 로 관측되었다. 월별로는 2월부터 CCN의 수 농도가 점진적으로 감소하기 시작하여 남반구의 6, 7, 8월에는 CCN의 수 농도 값이 일정하다가 9월부터 급격하게 수 농도가 증가하여 12월과 1월에 CCN의 수 농도가 가장 높았다. 이는 앞서 설명했던 2.5nm와 10nm보다 크기가 큰 에어로졸 입자의 수 농도의 월별 변화와 일치한다. 이를 통해서 CCN의 수 농도가 대기 중 에어로졸 입자의 수 농도 변화와 일정한 상관관계가 있음을 알 수 있다.



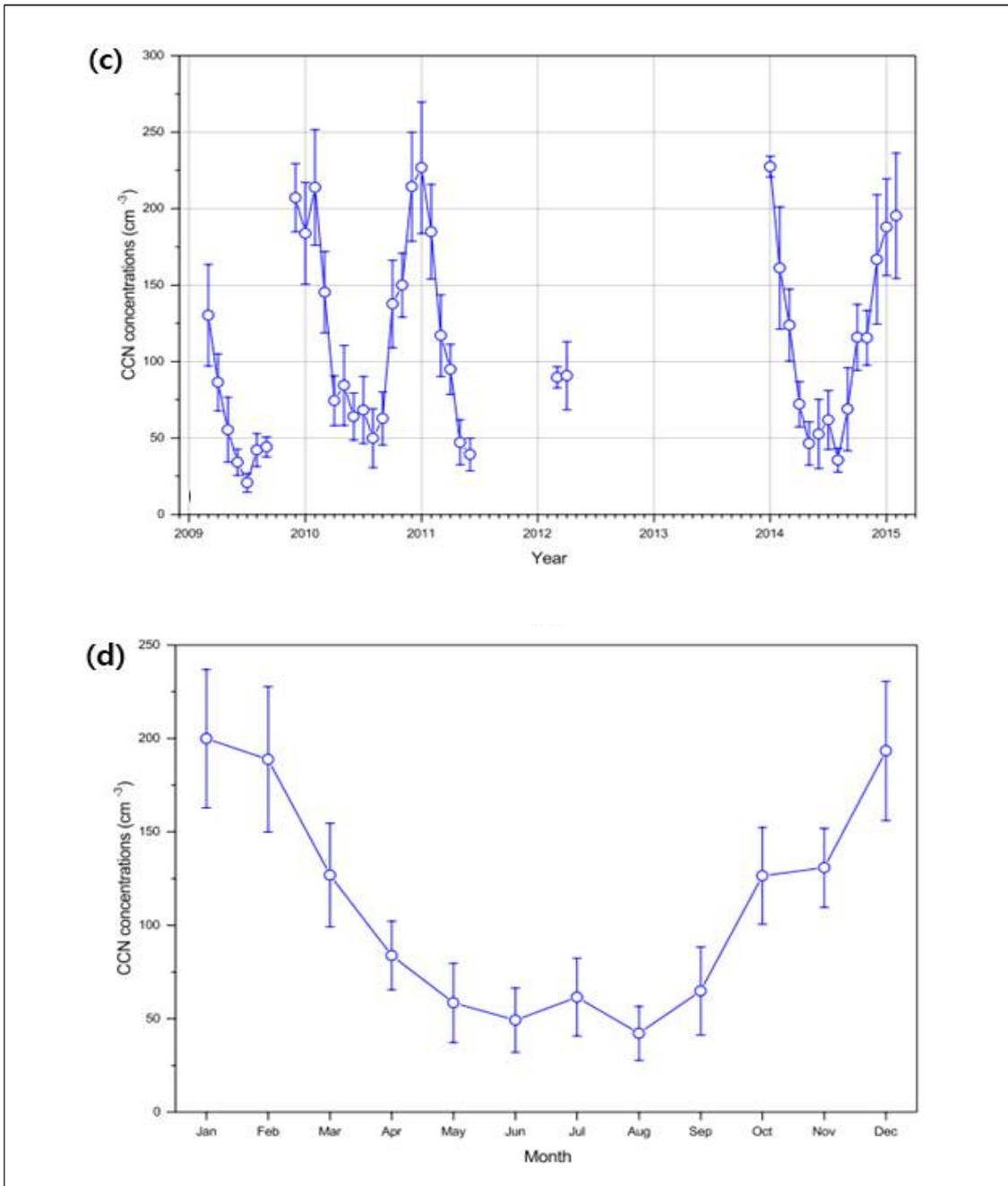


Fig. 3.3.19. 2009-2016년 남극 세종과학기지에서 관측한 대기 입자 자료: (a) 2.5nm 및 10nm 이상의 입자 수농도(CN) 변화, (b) 계절에 따른 입자의 크기 분포별 수농도 변화, (c) 분석 기간 동안 cloud condensation nuclei (CCN) 변화 및 계절별 평균 변화량, (d) 분석 기간 동안의 구름 응결핵 수농도(CCN) 변화량.

남극세종과학기지 대기 에어로졸의 물리적 특성을 분석하기 위하여 대기빙하관측동 주변에 설치된 기상타워의 자료를 분석하였다. 남극세종과학기지에서 기상자료는 연구 목적과 함께 안전을 위한 용도로 2대의 타워를 운영하고 있다. 그림 3.3.20은 남극세종과학기지에서 운영 중인 기상타워에 설치된 각 관측 센서의 결과물이다. 관측 센서는 기온, 상대습도, 풍향, 풍속, 기압 그리고 복사량 등이다. 그림 3.3.21은 기상 관측 타워의 현장 사진이다. 2009년부터 2015년까지의 변화량을 보면 (a) 기온의 경우 전형적인 계절 변화가 잘 나타난다. 1년 중 여름에 기온이 가장 높고 겨울에는 가장 춥게 나타난다. 기온의 변화 경향은 $-19.5 - 5.8$ °C 이며 평균 -2.4 ± 2.1 °C 이다. (b) 상대습도의 경우 기온 만큼의 뚜렷한 계절적 변화는 나타나지 않지만 전반적으로 여름에는 상대습도가 높고 겨울에는 낮아지는 것을 볼 수 있다. 상대습도의 범위는 60 - 100% 이며 평균 $87.9 \pm 3.3\%$ 이다. (c) 풍속의 경우 여름철보다 겨울철에 상대적으로 조금 더 강하게 부는 경향을 보인다. (d) 풍향의 경우 여름보다 겨울에 동풍 계열의 바람이 상대적으로 증가한다. (e) 기압의 경우 남극세종과학기지가 위치한 위치가 해양성 저압대의 낮은 기압 경향을 보여준다. (f) 태양 복사량의 경우 기온과 비슷하게 계절적 특징이 잘 들어난다. 여름에 높고 겨울에 낮아진다. $2.3 - 375.4$ W/m² 이며 평균 81.2 ± 38.9 W/m² 이다. 태양 복사량 자료의 경우 2012년 중반부터 2013년 초까지의 결측은 관측장비와 기록용 PC간 자료 전송 케이블이 단선되는 문제가 발생하여 결측이 발생하였다. 관측 기간이 상대적으로 짧기 때문에 6년 동안 뚜렷한 연간 기온 추세는 관찰되지 않았으며 에어로졸 자료와의 상관성 분석하는 것에 중점을 두었다.

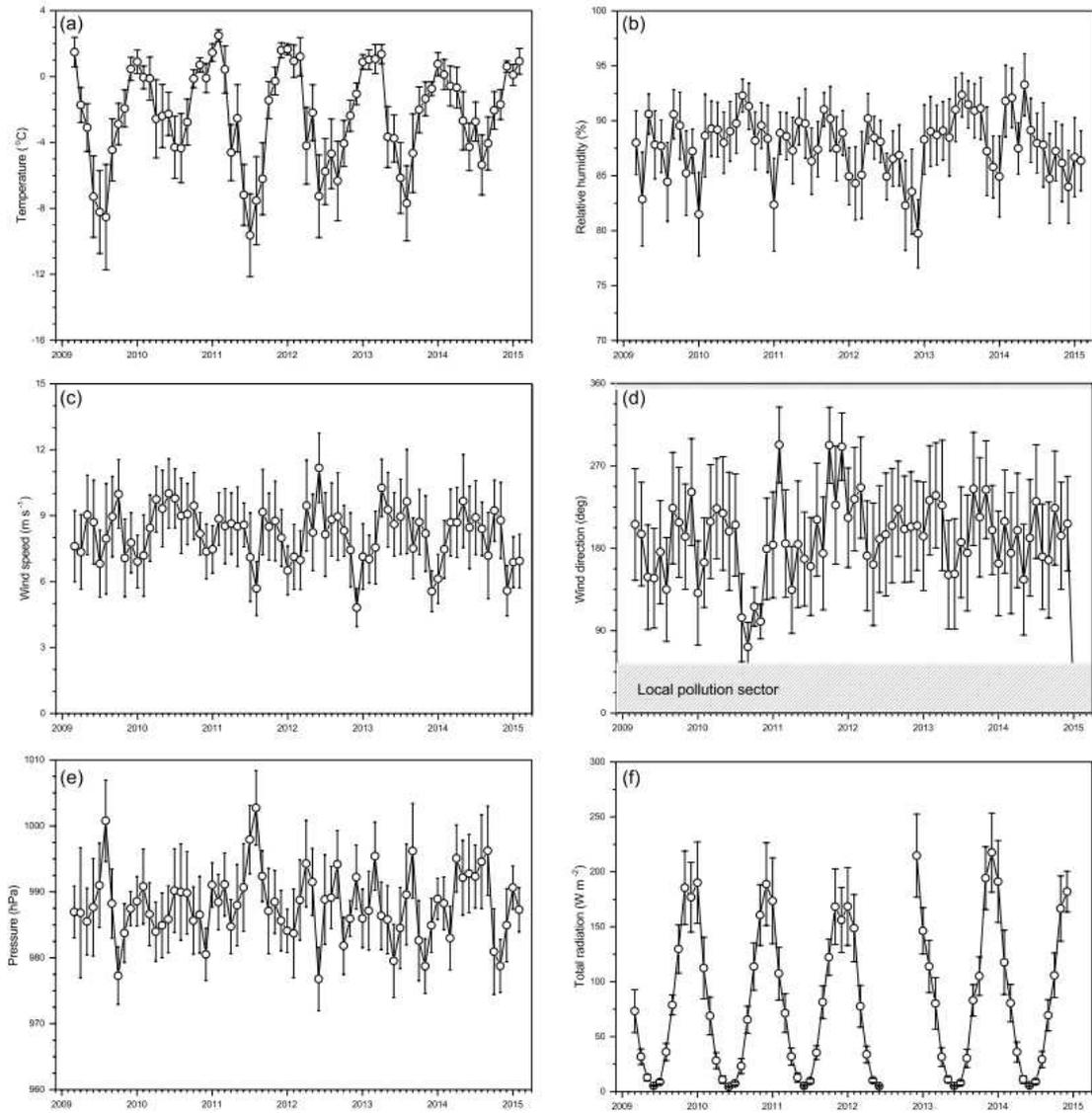


Fig. 3.3.20. 남극세종과학기지 기상 관측 타워에서 관측된 각종 기상 자료. (a) 기온, (b) 상대습도, (c) 풍속, (d) 풍향을 나타내며 빗금으로 표시된 오염영역(local pollution sector, 355 - 55°)는 기지 운영을 위해 전기를 생산하기 위한 발전기가 위치한 풍향 범위임, (e) 기압, (f) 총 복사에너지를 나타냄.



Fig. 3.3.21. 남극세종과학기지 기상 관측 타워(AMOS-1)

에어로졸의 수농도와 기상자료와의 상관성을 분석하기 위하여 2.5 nm 이상의 수농도 자료를 기준으로 온도와 일사량 자료를 비교 분석하였다. 그 결과 온도와의 상관성은 0.419로 나타났으며 일사량과의 상관성은 0.621로 나타났다. 아래 그림 3.3.22처럼 CN 2.5 nm 에어로졸의 수농도는 기온보다는 일사량의 영향을 더 밀접하게 받는다.

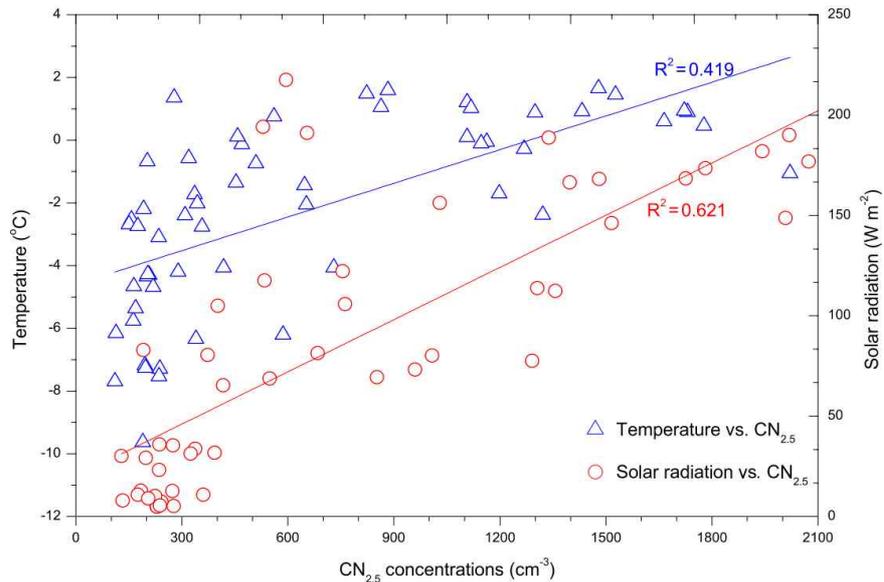


Fig. 3.3.22 CN 2.5 수농도의 월평균 스캐터 플롯과 기온(파란색)과 일사량(빨간색)의 월평균 값. 파란색과 빨간색의 실선은 회귀선을 나타냄.

NPF 사례를 선별하기 위하여 입자 크기 2.5 nm 이상의 총 수농도를 측정하는 CPC 3776과 10 nm 이상의 총 수농도를 측정하는 CPC 3772의 총 수농도 차이를 이용하여 NPF 발생 유무를 판단 하였다(Yoon et al., 2006). 두 장비의 수농도 차이는 개스상에서 입자상으로 변하면서 발생하는 새로운 입자 형성이다. NPF 발생 선정은 1) CN 2.5 - 10 nm 와의 차이가 500 cm^{-3} 이상인 경우, 2) CN 2.5 - 10 nm / CN 10 nm 비율이 10보다 높은 경우, 3) NPF 지속 시간이 30 분 이상인 경우이다(Warren and Seinfeld, 1985; Humphries et al., 2015).

그림 3.3.23은 남극 세종과학기지에서 NPF 발생 수를 파악한 후 SMPS를 이용하여 관측된 입자의 크기 분포를 통하여 NPF 유형을 분류하였다. 분류는 Dal Maso et al. (2005)와 Yli-Juuti et al. (2009)에 근거하여 (a), (b) 와 (c)로 나누었다. (a)는 입자의 형성률과 성장률이 분명하게 나타난 경우이다. (b)는 형성률은 나타났지만 성장률이 분명하지 않은 경우이다. (c)는 사건 발생이 명확하지 않은 경우이다. 그림 3.3.23(a)는 00시부터 10nm 이하의 크기부터 형성되기 시작한 입자가 시간이 지나면서 큰 입자로 성장한 경우로 입자 형성과 성장이 동시에 나타난 대표적인 사례이다. (b)는 06시 전후로 입자가 형성된 것이 분명하게 관측되었지만 입자 직경의 변화가 없는 것으로 성장하지 않은 것을 알 수 있다. (c)는 입자의 형성과 성장이 관측되지 않은 형태이며 이는 일반적인 상태이기도 하다.

NPF의 형성률(FR)을 평가하기 위하여 CN 2.5 - 10 nm 자료를 1분 평균하여 계산 하였다. 2.5 - 10 nm 의 새로운 입자의 형성률은 다음 식에 기초하였다.

$$FR = \frac{dNuc}{dt} + F_{coag} + F_{growth} \quad (1)$$

여기서 FR은 형성률, N_{nuc} 는 nucleation mode의 입자 수농도이며 CN 2.5 - 10 nm 의 차이 수농도 이다. dt는 시간 변화이다. F_{coag} 는 coagulation에 따른 입자 손실이며, F_{growth} 는 입자의 nucleation mode부터의 성장을 나타낸다. F_{coag} 및 F_{growth} 항은 본 연구에서 무시 되었다(Dal Maso et al., 2005; Sen et al., 2016).

성장률(GR)은 SMPS에서 관측된 입자의 크기 분포를 이용하여 계산하였으며, 시간당 평균 에어로졸 크기 분포를 기준으로 하여 10 - 25 nm의 크기 범위로 제한되는 입자의 기하학적 평균 지름(geometric mean diameter, GMD)을 이용했

다. 여기서 GMD는 lognormal fitting 분석(Hinds, 1999)으로 계산되었다. 이 방법에 따르면 NPF 사례 유형에 관계없이 10 - 25 nm 범위의 입자 증가율을 반영하였다. 성장률은 GMD의 변화율에 의해 결정되었다(Kulalama et al., 2004; Dal Maso et al., 2005). 여기서 GR은 성장률이며, dD_p 는 입자 크기의 변화, dt 는 시간의 변화이다.

$$GR = \frac{dD_p}{dt} \quad (2)$$

응축 싱크(CS)는 기체 분자가 기존 에어로졸에 응축되는 손실률을 나타내기 때문에 NPF를 지배하는 중요 변수이다. 다음 식에 따른 크기 분포 자료로 추정할 수 있다(Dal Maso et al., 2005; Kumala et al., 2005; Shen et al., 2016).

$$CS = 2\pi D \sum_{dp} \beta_m d_p N_{dp} \quad (3)$$

여기서 D 는 응축성 수증기($0.1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$)의 확산 계수, β 는 Fuchs와 Sutugin(1970)의 보정계수이며 dp 와 ndp 는 각각 입자 크기와 수농도이다. 응축성 수증기가 기체 황산으로 추정되며, 핵화 과정에서 중요한 역할을 하는 것으로 보고되었다(Dal Maso et al., 2005).

성장률(GR)과 응축 싱크(CS)에 따르면, 입자 성장은 입자 표면으로의 저 휘발성 증기의 응축에 의해 발생한다고 가정할 때, 응축성 증기 농도 C_v (molecules cm^{-3})와 원천 비율(source rate) Q (molecules $\text{cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$; Kulmala et al., 2001; Dal Maso, 2002)을 추정할 수 있다. nucleation mode에서 C_v 와 GR 관계는 다음의 방정식으로 추정한다.

$$CV = AxGR \quad (4)$$

$$Q = CSx C_v \quad (5)$$

A 는 황산의 분자 특성을 가진 수증기에 대한 $1.37 \times 10^7 \text{ h cm}^{-3}$ 상수이다. 성장 과정에서 C_v 가 일정하다고 가정했다. 응축 증기에 대한 다른 싱크(sink) 항은 없다고 가정할 때 응축성 증기의 발생률은 정상 상태 조건에서 추정한다.

공기과의 기원과 유입 경로에 따른 NPF 사례의 특징을 이해하기 위해서

HYSPLIT (<https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>) 모델을 이용하여 역궤적 분석을 수행하였다. HYSPLIT은 미국 NOAA에서 개발하였으며 가장 광범위하게 사용되는 대기 운송 및 분산 모델 중 하나로 라그랑지안 방식의 접근 방식과 초기 위치에서 궤적이나 공기가 이동함에 따라 흡착 및 확산을 적용하는 오일러 방식이 있다. HYSPLIT 모델의 결과물을 얻기 위하여 Global Data Assimilation System (GDAS) 의 00, 06, 12, 18 UTC 자료를 기초 입력 자료로 이용하였다. HYSPLIT을 이용하여 계산한 산출물을 바탕으로 공기괴의 기원지를 선별하는데 이용하였다.

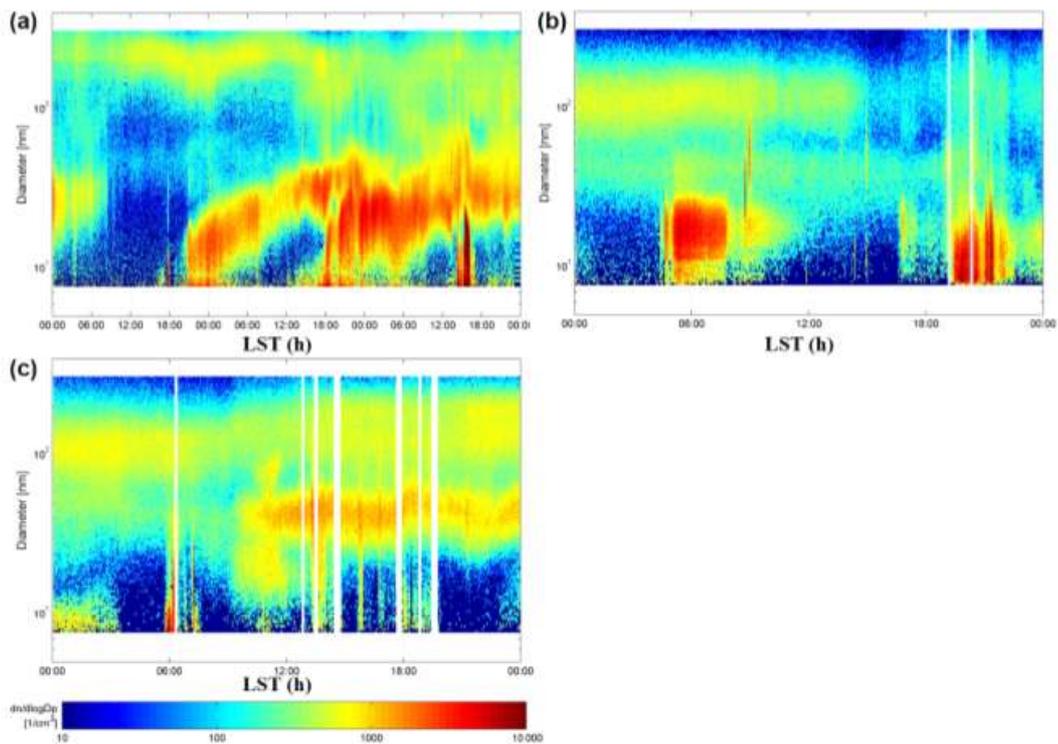


Fig. 3.3.23. 세종기지 SMPS 자료에 기초한 새 입자 형성(NPF) 현상의 예시. (a) A형 (2011년 1월 18일부터 1월 20일까지), (b) B형 (2015년 1월 13일) 그리고 (c) C형 (2015년 1월 9일). A형은 나노 크기 입자의 형성과 성장이 분명하게 나타난 경우임. B형은 형성은 나타나지만 성장은 분명하지 않은 경우임. C형은 어떠한 사건이 발생했는지 분명하게 정의하기 어려운 경우임.

아래 그래프는 2009년 3월부터 2016년 12월까지 총 1,655일 동안 관측한 자료를 기반으로 NPF의 월별 변동을 분석하여 나타냈다. NPF는 0.6시간부터 14.4시간까지 나타났으며 평균 4.6 ± 1.5 시간이다. NPF로 분류된 날은 6.1%로 101일이다. 93.9%에 해당하는 1,554일은 NPF로 분류되지 않았다. NPF의 수는 남반구의 여름(12월부터 2월까지)에 가장 많았으며 남반구의 겨울(6월부터 8월까지)에는 없었다. NPF의 약 72%가 여름에 발생했으며 1월에 38%로 가장 높게 나타났다. NPF의 빈도가 여름과 겨울에 명확하게 차이가 난 것은 해양 생물군 활동에서 과생된 전구 증기와 함께 태양복사 에너지 강도와 기온이 입자 형성과 성장에 영향을 준 것으로 분석된다. 관련된 내용을 아래 표에 나타냈다.

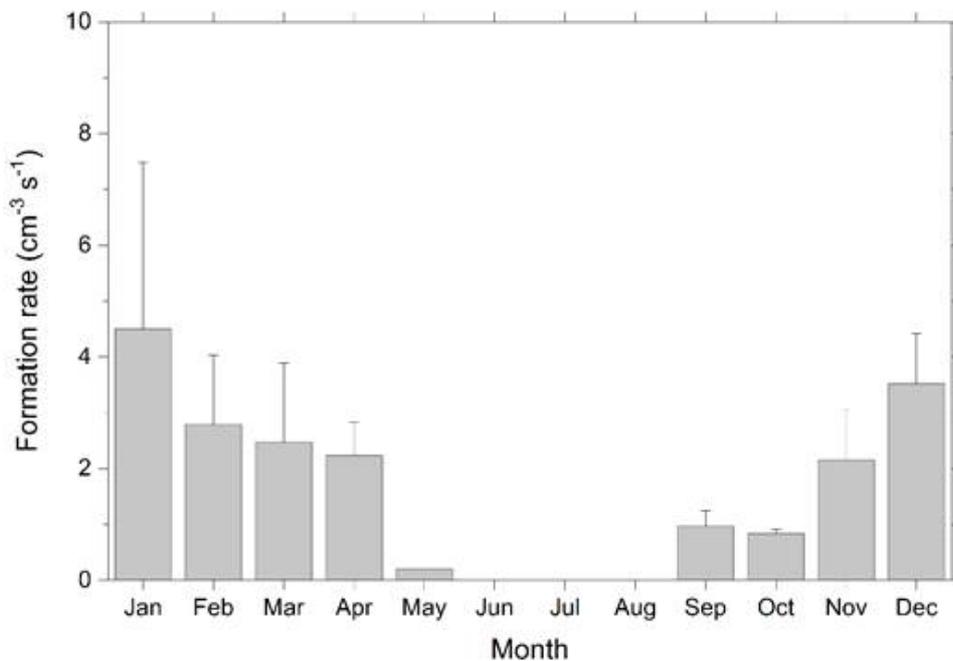


Fig. 3.3.24. 2009년 3월부터 2016년 12월까지 새로운 입자 형성(NPF) 일수의 월별 변동

Table. 3.3.4. 두 대의 CPC로부터 측정되는 총 수농도 자료를 이용하여 구분한 전체 사례의 수

	Days	Percentage of total days
NPF events	101	6.1
Non-events	1,554	93.9
Total	1,655	

그림 3.3.25는 2009년 3월부터 2016년 12월까지의 (a) 형성률(FR), (b) 성장률(GR), (c) 응축 싱크(CS) 그리고 (d) 응축성 증기 발생률(Q)의 월별 변화를 나타낸 것이다. 그림 3.3.25(a)에 보여지는 입자의 형성률은 2.5부터 10nm까지 $0.16 - 9.88 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 만큼 형성 되었고 평균 $2.79 \pm 1.05 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이다. 형성률의 변화는 NPF와 유사한 모습을 보인다. 남반구의 여름(12 - 2월, $3.20 \pm 1.09 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$)에 가장 높았다. 가을에는(3 - 5월, $1.71 \pm 0.56 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$) 봄(9 - 11월, $1.71 \pm 0.79 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$)과 비슷하였다. 월별 최고값은 12월($3.52 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$)이며 최저값은 10월($0.84 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$) 이다. (b)에 보여지는 성장률은 여름에 최고 값을 보였다. 형성률은 2월에 감소하기 시작하여 11월부터 증가하였다. 1월은 $0.76 \pm 0.26 \text{ nm h}^{-1}$, 11월은 $0.40 \pm 0.15 \text{ nm h}^{-1}$ 이다. 9월과 10월은 관측장비의 문제로 인하여 나타내지 못했다. (c)에 나타난 변화는 $0.02 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 부터 $25.66 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이며, 평균 $6.04 \pm 2.74 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이다. 최고 값은 2월에 $(8.17 \pm 3.55) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 그리고 최저 값은 4월 $(2.44 \pm 0.70) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이다. (d)에서 보여지는 도출된 속도는 0.03×10^3 과 $3.74 \times 10^5 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 사이였으며, 평균 $(5.19 \pm 3.51) \times 10^4 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이다. 여름 기간 동안 최고값은 1월 $(6.40 \pm 3.43) \times 10^4 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이며, 최저 값은 11월 $(1.93 \pm 0.92) \times 10^4 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ 이다.

극지연구소

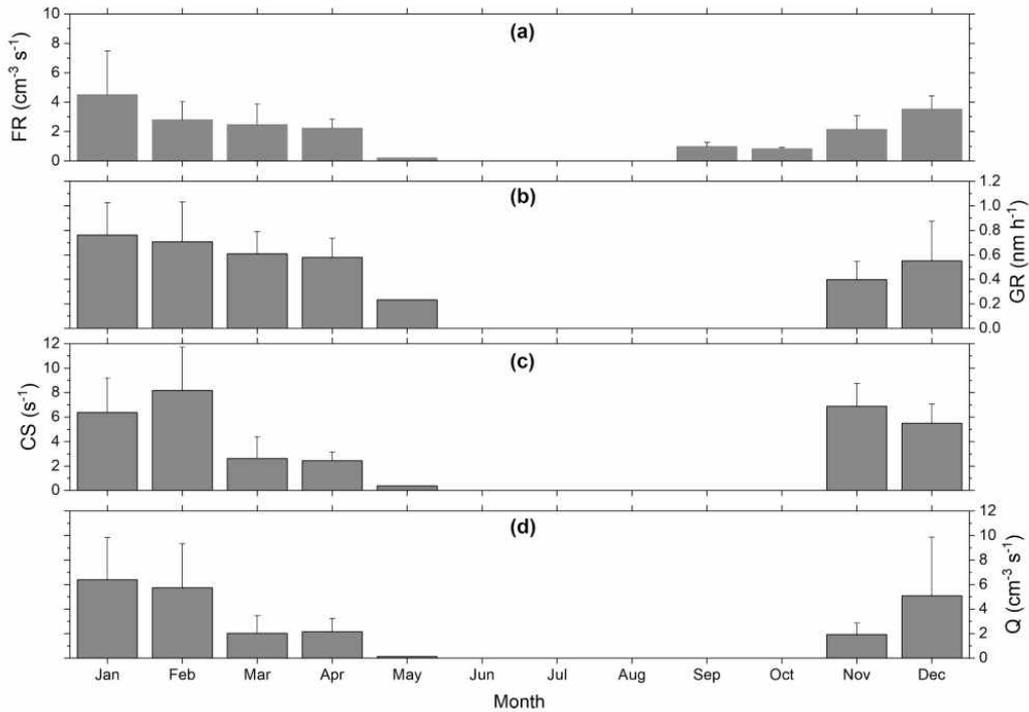


Fig. 3.3.25. 월별 10 nm 부터 25 nm 까지의 핵화 모드 입자의 (a) 형성률(FR), (b) 성장률(GR), (c) 응축 싱크(CS) 그리고 (d) 응축성 증기 발생률(Q). 그래프에 나타난 에러 바는 표준 편차를 나타냄. 6월과 7월 그리고 8월에는 새 입자 생성(FR)이 관측되지 않음. 관측 장비의 문제 때문에 9월과 10월에는 성장률(GR)과 응축 싱크(CS) 그리고 응축성 증기 발생률(Q)을 보일 수 없었음.

그림 3.3.26는 NPF가 있을 때 입자크기 2.5 nm 이상 농도와 10 nm 이상의 수농도의 차이 그리고 구름 응결핵 수농도의 변화를 나타낸 것이다. X 축의 NPF 시작 시점을 기준으로 그 두의 시간은 NPF가 지속되는 시간을 나타낸 것이다. (a)와 (b)에 나타난 것처럼 CN2.5-10의 수농도가 시작 시점에서 급격하게 증가하는 것을 볼 수 있으며 절정기는 시작 후 2시간 뒤에 나타나는 반면 CCN 수농도는 8시간 동안 점차 증가하였다. CCN 수농도는 NPF 이전 191.4 ± 16.3 에서 $213.2 \pm 17.7 \text{ cm}^{-3}$ 으로 상승하여 11% 증가 하였다. 그림 3.3.26(b)는 50, 80, 100 nm 보다 큰 입자의 수농도의 변화도 보여준다. 수농도의 변화 추세는 CCN 수농도와 비슷하여 NPF 시작 이후 약 15% 증가하였다.

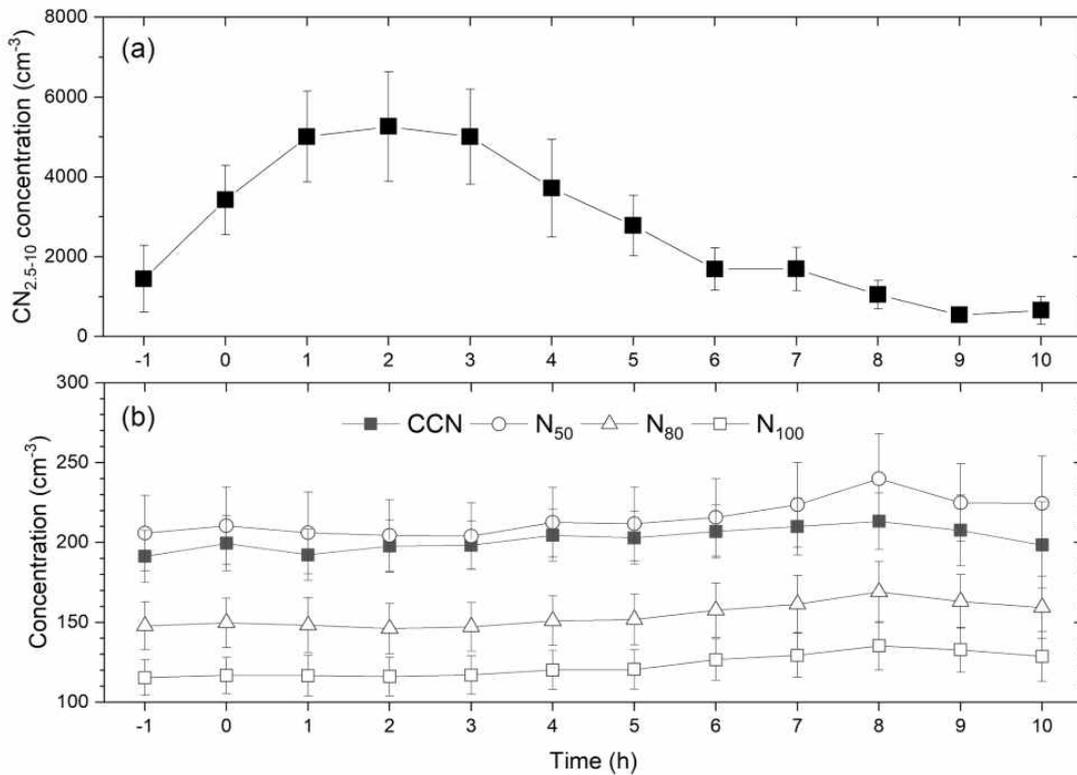


Fig. 3.3.26. (a) 입자계수기(CPC)를 이용하여 관측한 입자 수농도(CN_{2.5-10})와 (b) 구름 응결 핵 수농도 계수기(CCN counter)에서 관측한 수농도(CCN)와 입자 크기별 계수기(SMPS)를 이용하여 계산된 자료. N₅₀, N₈₀과 N₁₀₀은 각각 직경 50, 80 그리고 100 nm보다 큰 입자 수농도를 나타냄. X축의 0은 새로운 입자 형성(NPF) 사건의 시작 시간임.

각 관측장비에서 측정된 자료를 공기의 기원에 따라 분류하기 위하여 그림 3.3.27와 같이 공기과 역궤적모델(HYSPLIT)을 이용하였으며 별도로 NPF 사례를 선정하였다. NPF(총 101회) 발생 동안 고도 100, 500, 1500m 에서 48시간 역궤적 분석하여 4가지 사례로 분류 하였으며 그림 3.3.28은 대표적인 예이다. 선별된 NPF 사례(총 101회) 발생 동안 고도 100, 500, 1500m 에서 48시간 역궤적 분석하여 4가지 사례로 분류 하였으며 아래표에 나타냈다. (a)는 케이스 1로 남미에서 기원한 경우, (b)는 케이스 2로 웨델해에서 기원한 경우, (c)는 케이스 3으로 남극반도에서 기원한 경우 그리고 (d)는 케이스 4로 벨링스하우젠에서 기원한 경우로 해양 2곳과 대륙 2곳 총 4곳으로 분류되었다.

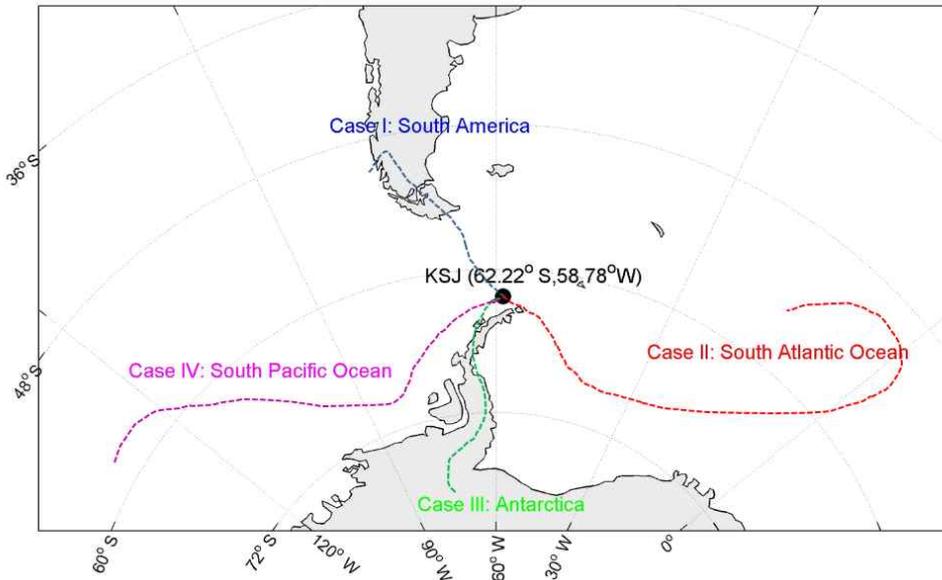


Fig. 3.3.27. 남극세종과학기로 유입되는 공기괴의 유형 예시(KSJ ● 표시가 남극세종과학기지가 위치한 지점임)이며 4개의 경우로 나누었음. 점선은 공기가 유입되는 경로의 예시임.

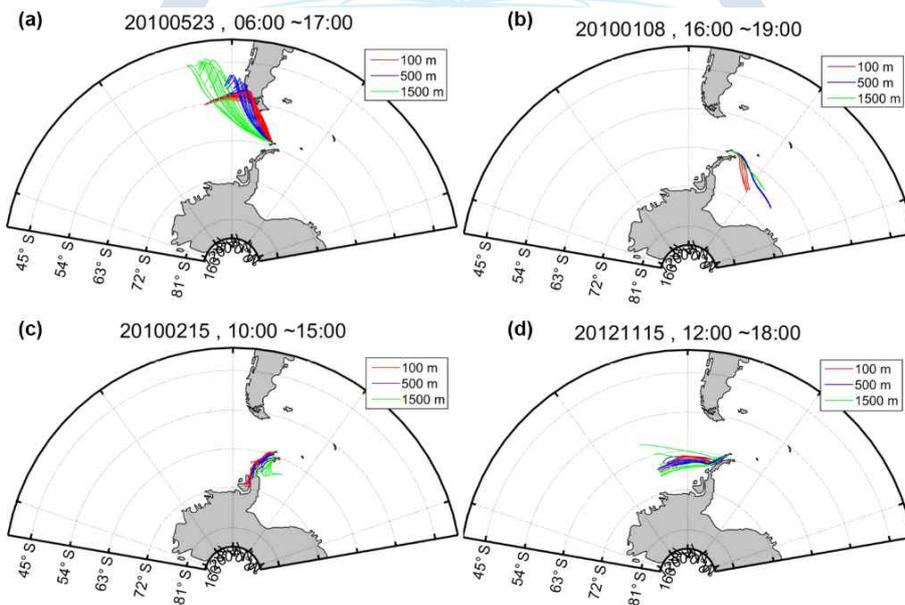


Fig. 3.3.28. 공기괴역궤적모델(HYSPLIT)에 의해 고려된 공기괴 기원과 유입 경로를 총 4가지로 분류한 예시임. (a) 남아메리카(South America), (b) 웨델해(Weddell Sea), (c) 남극반도(Antarctic Peninsula) 그리고 (d) 벨링스하우젠해(Bellingshausen Sea). 일반적인 48시간 공기괴역궤적을 분석하였음. 각 끝지점은 관측지에서의 고도이며 100m(빨간색), 500m(파란색) 그리고 1500m(녹색)으로 나타냄.

Table. 3.3.5. SMPS의 입자 크기 분류 결과에 따른 NPF 사례 분류. A형은 입자의 형성과 성장이 분명하게 나타난 경우임. B형은 입자의 형성은 분명하지만 성장은 명확하지 않은 경우임. C형은 특별한 사례가 불분명한 경우임

유형	Days	Percentage of NPF days
Type A	2	2.0
Type B	37	36.6
Type C	62	61.4
Total	101	

표 3.3.6은 다양한 남극 기지와 다른 대륙 관측지에서 측정된 형성률(FR)을 정리한 것이다. 형성률의 평균은 남극의 다른 관측소보다 10배 이상 높았다. 높은 형성률의 원인을 직접 설명하기 어려우나, 형성률을 도출하기 위해 사용된 방법이 영향을 주었을 가능성이 있다. 형성률은 이전의 연구에서 시간 분해능이 몇 분인 크기 분포 데이터를 기반으로 추정된 반면, 이 연구에서는 시간 분해능이 1초인 CPC를 이용하였다. 또한 해안에 위치하여서 가능할 수 있다. Mace Head의 형성률은 조석과 열린 해양에서 기체 전구체가 발생하기 때문에 다른 관측소에서 보고된 것보다 높다.

Table. 3.3.6. 다른 관측지에서 측정된 성장률의 개괄표

Site	Period	Method	Formation rates ($\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$)	References
King Sejong (Antarctic Peninsula)	2009.03 - 2016.12	Two CPCs	J2.5 - 10 2.79	Thsi study
Syowa (Antarctica)	1878.08 - 1978.12		J10 3.8×10^{-4}	Ito(1993)
Dome C (Antarctica)	2007.12 - 2009.11	DMPS	J10 0.038	Järvinen et al. (2013)
Aboa (Antarctica)	2010.01	DMPS	J10 0.003 - 0.3	Kyrö et al. (2013)
Neumayer (Antarctica)	2012.01.20 - 2012.03.26 2012.02.01 - 2014.04.30	SMPS	J3 - 2.5 0.02 - 0.1	Weller et al. (2015)
Värriö (subarctic)	1997.12 - 2001.07	DMPS	J10 0.38	Dal Maso (2002)
Hyytiälä (rural)	1996 - 2003	DMPS	J3 - 2.5 0.61	Dal Maso et al. (2005)
Mace Head (coastal)	1996 - 1997	Two CPCs	J3 - 10 $10^2 - 10^4$	Grenfell et al. (1999)
Jungfraujoch (remote)	1997.03 - 1998.05	SMPS	J10 0.14	Grenfell et al. (1999)
Dresden area (rural)	1996 - 1998	Two CPCs	J10 110	Keil and Wendisch (2001)
Atlanta (urban)	1998.08 - 1999.08	Nano-SMP S	J3 10 - 15	Woo et al. (2001)
Shangdianzi (rural)	2008.03 - 2013.12	DMPS	J3 6.3	Shen et al. (2016)

CPC : condensation particle counter, DMPS : differential mobility particle sizer, SMPS : scanning mobility particle sizer

그림 3.3.29 및 아래표는 여름 기간 공기괴의 기원과 경로에 따라 NPF 특성을 비교한 것이다. 평균 응축 싱크(CS) 값은 높았다. 그러나 벨링스하우젠(케이스 4)에서 공기괴가 기원한 경우 성장률(GR) 값은 다른 지역에서 발원한 공기괴의 값보다 상대적으로 높았다. 웨델해(케이스 2)에서 기원하는 공기괴에 대한 비율의 평균은 남극반도(케이스 3)에 비슷한 반면 응축 싱크(CS) 평균값은 1.7배 높았다. 이것은 낮은 성장률(GR)을 초래했다.

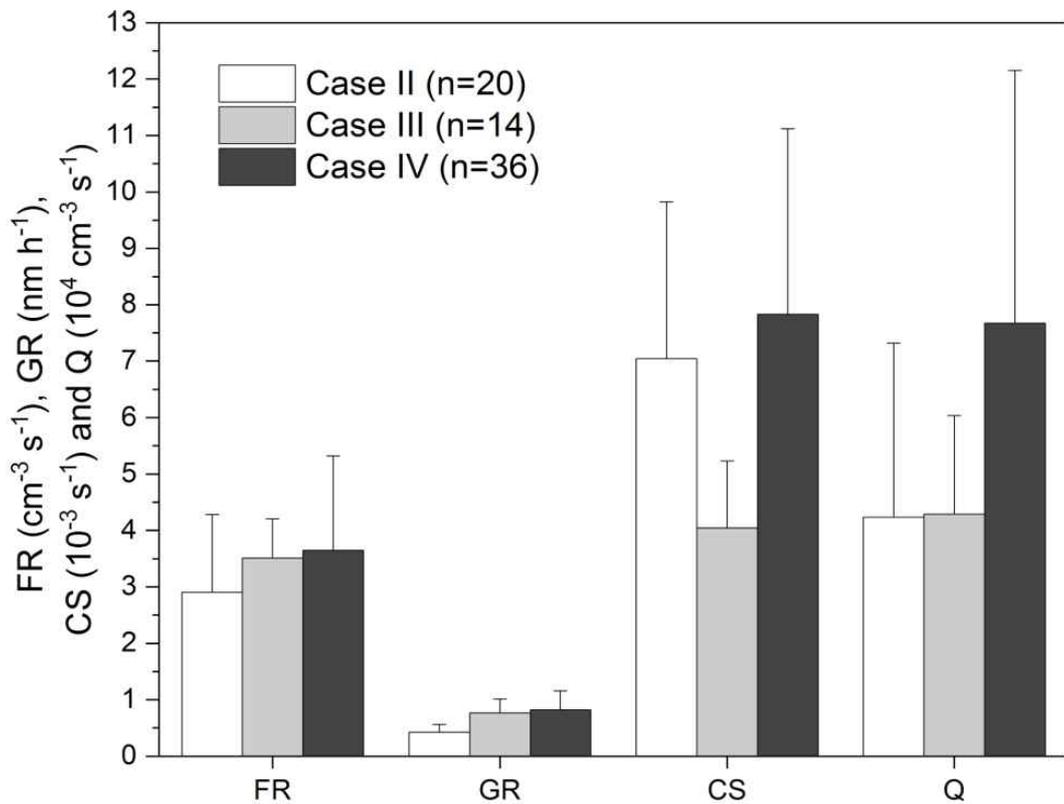


Fig. 3.3.29. 남반구의 여름 기간 동안 공기괴의 기원과 경로에 따른 새로운 입자 형성(NPF)의 형성률(FR), 성장률(GR), 응축 싱크(CS) 그리고 응축성 증기 발생률(Q) 특성 비교. 에러 바는 표준 편차를 나타냄.

Table. 3.3.7. 여름 기간 동안 공기계의 기원과 경로 (Case I, Case II, Case III, Case IV)에 따른 새로운 입자 형성(NPF)의 형성률(FR), 성장률(GR), 응축 싱크(CS) 그리고 응축성 증기 발생률(Q) 특성 비교

	NPF days	FR ($\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$)	GR (nm h^{-1})	CS (10^{-3}s^{-1})	Q ($10^4\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$)
Case I	3	2.57 ± 1.18	0.88 ± 0.33	4.49 ± 1.79	4.22 ± 2.05
Case II	24	2.81 ± 1.29	0.41 ± 0.15	6.95 ± 2.65	3.87 ± 2.90
Case III	16	3.10 ± 0.80	0.77 ± 0.25	4.19 ± 1.30	4.29 ± 1.75
Case IV	56	3.08 ± 1.55	0.76 ± 0.30	6.79 ± 3.20	6.20 ± 4.08
Undefined	2				

그림 3.3.30은 벨링스하우젠(케이스 4)에서 발원하는 공기계의 경우 NPF와 관련된 파라미터의 계절적 특성을 분석하였다. 아래 그림과 같이 형성률(FR), 성장률(GR)의 평균 값과 응축성 증기의 발생률(Q)는 남반구 여름기간동안 가장 높았다. 그러나 응축 싱크(CS)의 평균 값은 봄철에 가장 높았다.

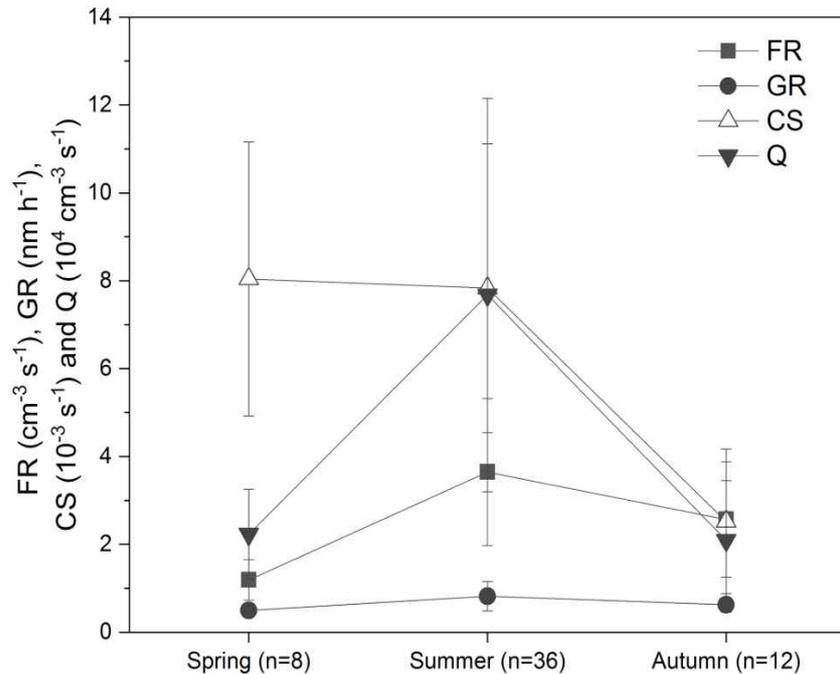


Fig. 3.3.30. 벨링스하우젠(케이스 4)에서 기원한 공기계의 NPF 사례와 관련된 계절적 특성. 봄, 여름 그리고 가을의 형성률(FR), 성장률(GR), 응축 싱크(CS) 그리고 응축성 증기 발생률(Q)의 변화 비교. 오차 막대는 표준편차를 나타냄. n은 사례수를 나타냄.

그림 3.3.31은 에어로졸 생성 및 성장이 명확하게 관찰됐던 TypeA의 2009년 12월 11일과 에어로졸 생성만 있고 성장은 보이지 않는 TypeB에 해당하는 2010년 2월 18일, 2011년 1월 10일, 2015년 1월 18일의 에어로졸 성장속도(Growth rate)를 나타낸다. 에어로졸 성장속도는 에어로졸 성장 시간 동안 geometric mean diameter(GMD)의 변화율이다. 계산에 사용된 geometric mean diameter(GMD)는 lognormal fitting analysis에 의해 계산되었으며, 전체 NPF이벤트동안 10-25nm의 범위값을 보였다. TypeA의 성장속도는 2.16 nm h^{-1} 보였으며, TypeB의 성장속도는 0.65 , 1.56 , 3.09 nm h^{-1} 로 각각 계산되었다.

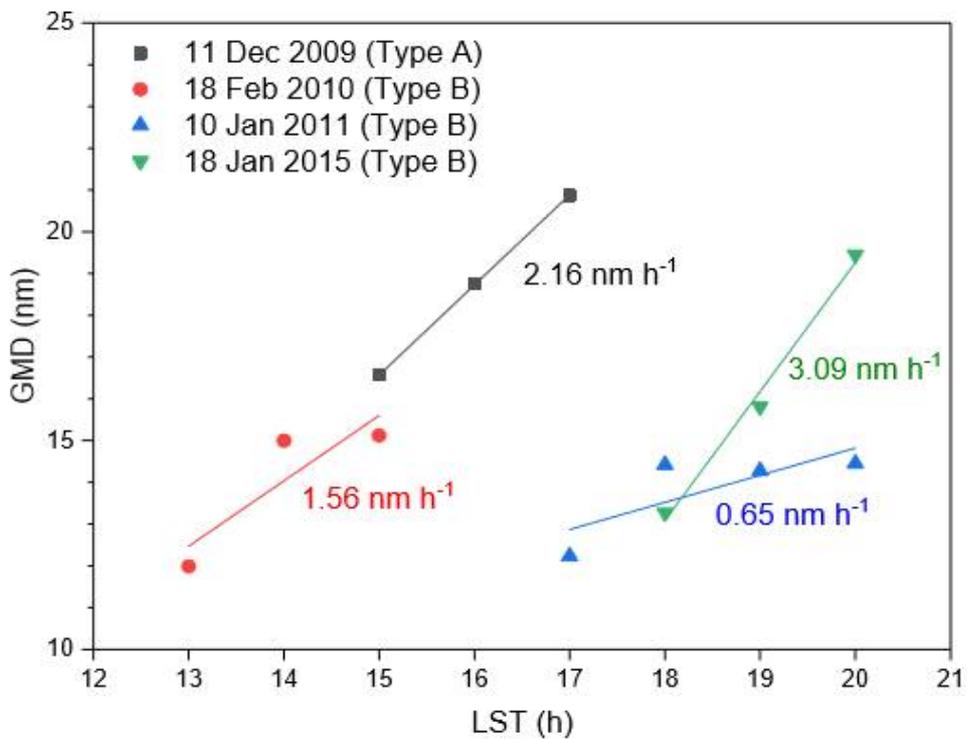


Fig. 3.3.31. 2009-2016년 남극 세종과학기지에서 TypeA, TypeB로 구분된 에어로졸의 성장속도, x축은 세종과학기지 현지시간(LST(h)), y축은 에어로졸 입자의 평균 지름(GMD(nm))

그림 3.3.32은 2009년 3월 30일 CPC로 측정된 총 입자 수농도(맨 위), SMPS로 관측한 입자크기별 분포(가운데), CCNC로 과포화도 0.4%일 때 관측한 구름응결핵(아래) 1시간 평균 수농도 변화를 비교한 그래프이다. 2009년부터 2016년까지 NPF가 발생한 101일 동안 27일만이 CPC, CCNC, SMPS 데이터가 동시에 온전히 관측·비교가 가능했으며 그림 3.3.32은 그 중에 하루인 2009년 3월 30일 그래프이다. 해당 날에는 일사량이 증가하고 광화학 반응이 강하게 일어나는 정오 쬐에 입자 생성이 발생하여 약 16시까지 지속된 것을 알 수 있으며 입자가 생성되어 구름 응결핵까지 성장한 것을 알 수 있다.

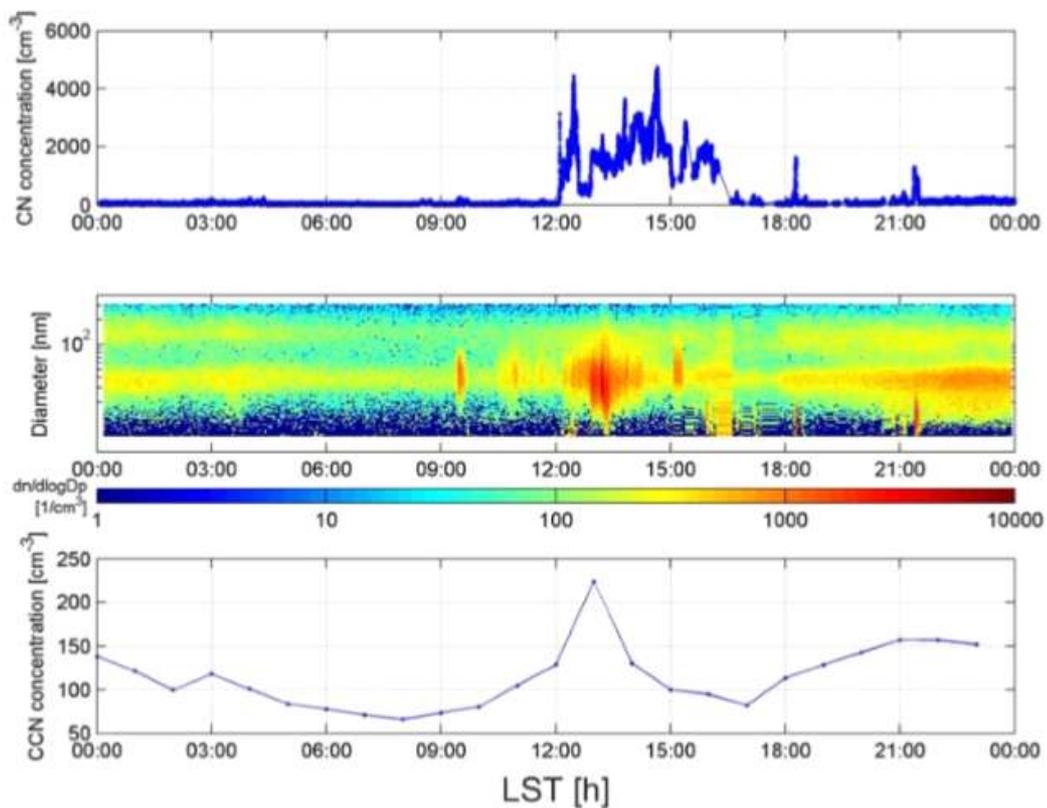


Fig. 3.3.32. 세종과학기지 2009년 3월 30일 CPC, SMPS, CCNC로 측정된 시계열 입자 총 수농도, 입자 크기별 농도, 구름응결핵 총 수농도 분포

3.3.4 생물기원 냉각물질 분석기기 신규 설치를 통한 하계 농도 변화 분석 및 황동위원소 비율 변화 분석

그림 3.3.33은 해양 생물기원 주요 냉각물질인 dimethyl sulfide(DMS) 분석을 위한 자동화하기 위한 전처리 장치이다. DMS 분석 장비는 저농도의 DMS 성분을 농축 후 탈착하는 전처리 장치, 가스상의 DMS 가스 성분을 분리하여 검출기로 전달하는 Gas Chromatography (GC), GC를 통해 분리된 가스상의 DMS 성분을 정량 분석하는 Pulsed Flame Photometric Detector (PFPD)로 구성되어 있다. 신규 개발된 전처리 장치-GC-PFPD'를 연계하여 표준 DMS 가스 검량을 실시하였고 (그림 3.3.34 참고), 그 결과 그림 3.3.34과 같이 우수한 선형성 ($r^2 = 0.99$)을 나타내었다. 가스상의 황성분이 GC column을 지나 PFPD로 전달되면, 주입된 황성분의 상대적인 질량에 따라서 검출기의 pulse view monitor의 6~24msec에 해당하는 spectrum의 count가 평창하게 된다. PFPD 검출기의 튜닝 작업이 원활하게 진행된 경우에 황성분 주입시 해당 spectrum이 6~24msec에 걸쳐서 광범위하게 증가하여야 하며, 시료가 주입되지 않을 시에는 6~24msec 영역의 spectrum이 zero count에 위치하여야 한다. 분석 기간 동안 표준 황성분 및 blank gas 주입시에 PFPD의 pulse 변화가 효과적으로 증가 및 감소하는 것을 확인하였다 (그림 3.3.35). 본 분석 장비는 약 2pptv의 DMS 검출 한계를 보이며, 약 30분 주기로 대기 중 DMS 농도 실시간 관측이 가능하다. 대기 중 DMS 농도 변화, 에어로졸 입자 수농도 변화 및 화학 특성 변화 자료를 통해 해양 생물 기원 입자 형성 기여도 파악에 활용할 수 있다.



Fig. 3.3.33. 대기 DMS 농도 관측을 위한 자화 전처리 장치 (2017년 제작 완료)

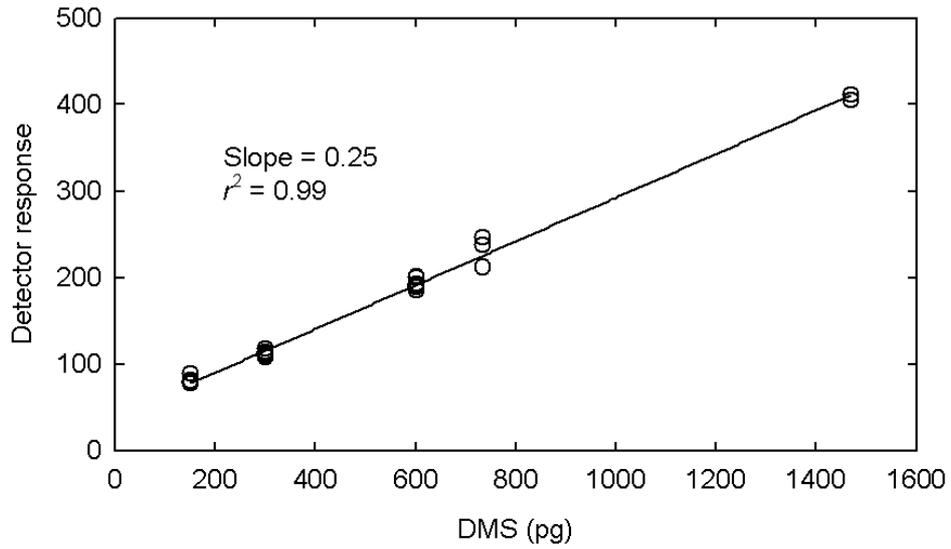


Fig. 3.3.34. 신규 개발 장비를 활용한 DMS 표준 가스 검량 결과

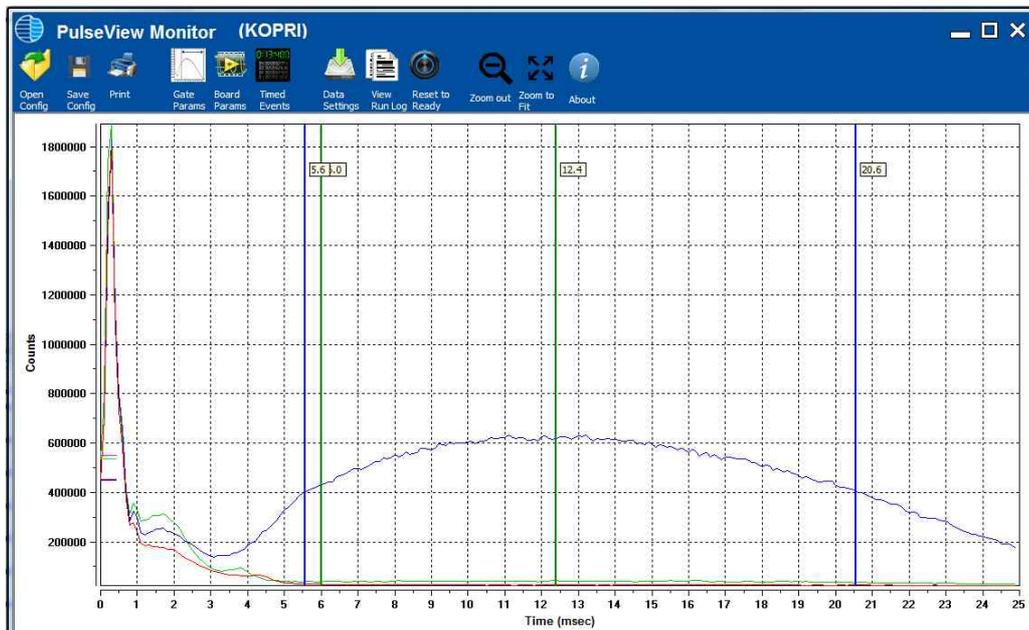


Fig. 3.3.35. DMS 분석에 활용한 PFPD 검출기의 pulse count 변화 (붉은 선: blank 시료 주입시 pulse count, 파란 선: DMS 표준시료 주입시 pulse count)

남극 세종과학기지에 GC-PFPD (Gas Chromatography-Pulsed Flame Photometric Detector)와 대기 입자 전처리 장치(대기 입자 시료의 저온 흡착 및 고온 탈착 장치)로 구성된 실시간 대기 DMS(생물기원 냉각물질) 분석기기를 2017년 12월에 신규 설치하였다 (설치 일자: 2017년 12월~2018년 1월). 그림 3.3.37은 남극 세종과학기지에서 2018년 1월에 관측한 대기 중 DMS 농도의 변화를 나타낸 것이다. 연구기간 동안 남극 세종기지의 대기 DMS 농도는 약 2~30 pptv 수준으로 나타났으며, 1월 동안 평균 9.1 ± 4.1 pptv 수준을 보이는 것을 확인하였다. 향후 지속적으로 남극 하계 DMS 대기 농도 변화를 관측함으로써, 해양생물활동 변화에 의한 DMS 농도 변화의 관계 및 생물기원 DMS 가스 발생이 대기입자형성에 미치는 영향에 대한 연구를 수행하고자 한다.



Fig. 3.3.36. 세종과학기지 대기빙하관측동에 설치한 대기 DMS 실시간 분석 장치
(상: GC-PFPD, 하: DMS 전처리 장치)

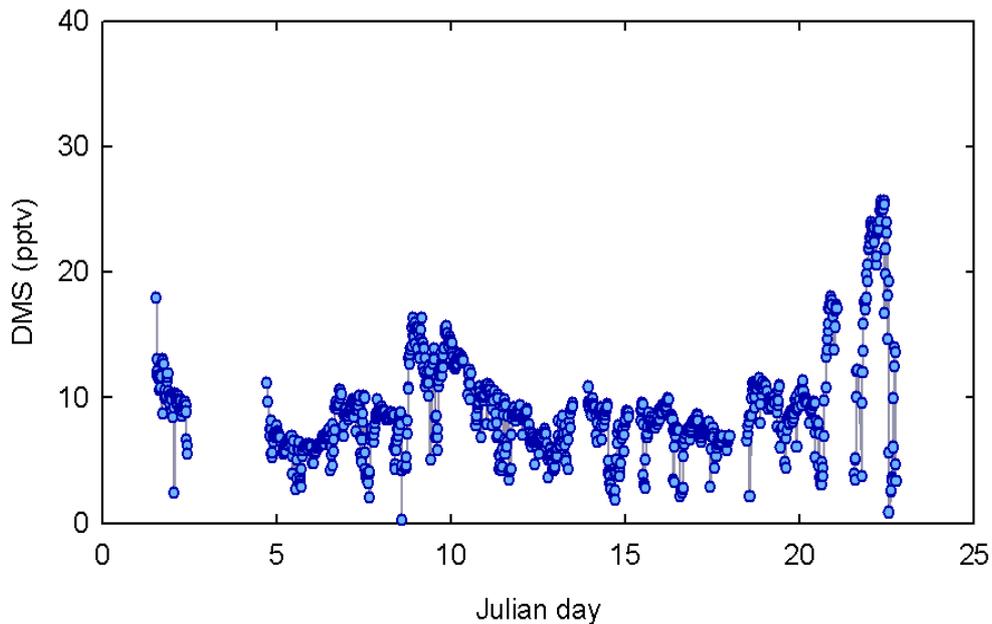


Fig. 3.3.37. 남극 세종과학기지에서 2018년 1월에 관측한 대기 DMS 농도 변화

남극 세종과학기지 대기빙하관측동에 저농도 대기 DMS 연속 관측을 위한 분석 장치를 2018년 12월 재설치하였다. 2018/2019 하계 남극 세종과학기지 현장 연구를 통해, 전년도에(2017년 12월) 예비 설치하였던 대기 DMS 분석장비의 필수 소모품을 교체하고, 전처리 장치, 분리장치 및 검출기 성능 향상을 위하여 각 구성품을 전면적으로 보완하였다. 대기 DMS 관측 시스템은 정성/정량 분석을 위한 “Gas Chromatography-Pulsed Flame Photometric Detector (GC-PFPD)”, 미량 가스 성분 포집 및 탈착을 위한 “전처리 장치”의 조합으로 이루어져 있으며, GC-PFPD는 본 연구사업의 지원을 통해 세종과학기지에 설치되었으며, “전처리 장치”는 “저농도 기후변화물질 분석기술 개발 (PE19140)” 연구사업의 지원을 통해 개발되었다. 당해연도 연구기간 동안 20~30분 간격으로 대기 DMS 농도 변화를 연속 관측하였으며, 관측 장비의 수명 및 관측 효율성을 고려하여 2019년 4월에 대기 DMS 관측을 종료하였다 (총 관측기간: 2018년 12월 16일부터 2019년 4월 3일).

그림 3.3.38은 2018/2019 남극 세종과학기지 대기 DMS 농도 변화, 7.5-300nm 입자의 수농도 크기 분포 변화, 관측기간 동안 세종과학기지로 유입된 공기체의 주요 도메인(Bellingshausen Sea, Weddell Sea, Sea-ice and Land)

별 체류 비율을 비교하였다. 관측기간 중 남극 대기 DMS 농도는 급격한 일변화를 보였으며, 평균 농도는 43 ppt 로 나타났다 (최대값 400 ppt, 최소값 3 ppt). 월별 평균 농도는 관측을 실시한 12월 (40.9 ppt), 1월 (39.9 ppt), 2월 (43.9 ppt), 3월 (49.2 ppt) 동안 큰 차이를 보이지 않았다. 하지만, 12월 중 고농도 사례(100 ppt 이상)가 가장 빈번하게 나타났으며, 급격한 증가와 감소가 활발히 일어나는 것을 관찰할 수 있다. 대기 DMS 농도의 증가 및 감소 패턴의 차이는 DMS의 source로 작용하는 인근 해양생물의 생산력 또는 DMS sink로 작용하는 대기 산화력(oxidative capacity)의 강도 차이에 의해 발생하였을 것으로 추정된다. DMS 농도 변화에 대한 source와 sink의 정확한 파악을 위해서는 다양한 대기 구성물질 (O_3 , NO_3^- , BrO 등)의 동시 관측과 함께 기상인자(풍향, 풍속, 광량 등)와의 복합적 분석이 필요하다.

공기계의 기원지 특성이 DMS 발생에 미치는 영향, DMS 증가 또는 감소가 에어로졸 입자의 수농도 및 크기 분포에 미치는 영향을 파악하기 위하여 DMS 현장 관측 기간 동안 세종기지로 유입된 공기계적의 이동 경로를 분석하고, 동기간 동안 Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS)를 통해 7.5–300nm 크기의 입자 수농도 분포를 비교하였다. 48시간 동안의 공기 역학적 분석 결과, 연구 기간 동안 세종과학기지로 유입되는 공기계는 Bellingshausen Sea를 지나쳐 오는 비율이 가장 높았으며, 대기 DMS 농도는 공기계가 Bellingshausen Sea를 지나쳐 올 때 상대적으로 높은 농도를 보였다.

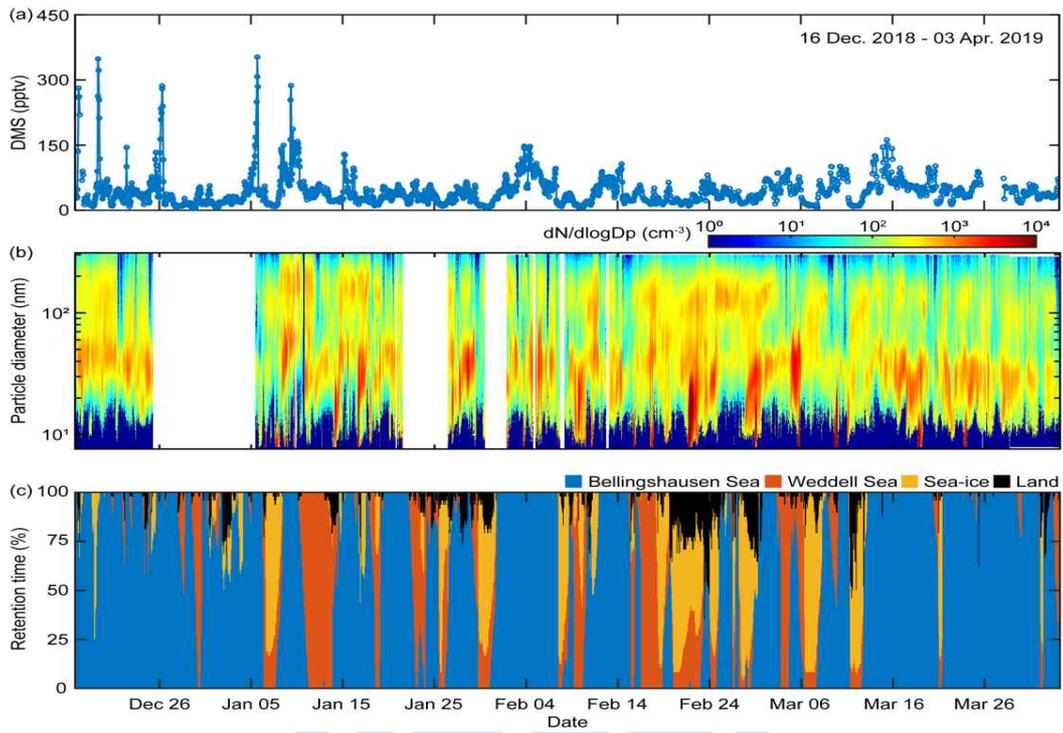


Fig. 3.3.38. (a) 2018/2019 남극 세종과학기지 대기 DMS 농도 변화, (b) 7.5-300nm 입자의 수농도 크기 분포 변화, (c) 관측기간 동안 세종과학기지로 유입된 공기궤의 주요 도메인(Bellingshausen Sea, Weddell Sea, Sea-ice and Land) 별 체류 비율

극지연구소

그림 3.3.39는 대기 DMS 농도와 nucleation mode 입자 (7.5–20nm) 수농도의 상관성을 분석한 결과이다. 그림 3.3.39(a)는 연구기간 동안의 전체 자료, 그림 3.3.39(b)는 Bellingshausen Sea를 90% 이상 거쳐 온 공기궤, 그림 3.3.39(c) Weddell Sea를 90%이상 거쳐 온 공기궤에 대한 상관관계를 나타낸다. 남극 DMS의 농도 증가 또는 감소가 20 nm 이하의 나노입자의 수농도와 직접적인 상관성을 보이지 않으며, 두 입자간의 직·간접적인 작용을 이해하기 위해서는 gas to particle conversion (2차 에어로졸 생성)에 영향을 미치는 다양한 기상요인 및 산화제 특성에 대한 복합적인 분석이 필요할 것으로 판단된다.

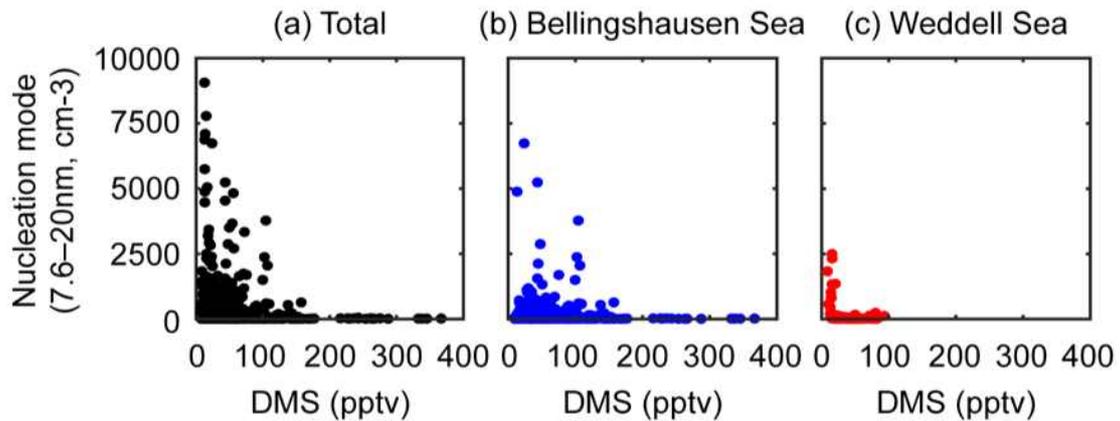


Fig. 3.3.39. 대기 DMS 농도와 nucleation mode 입자 (7.5-20nm) 수농도의 상관성, (a) 연구기간 동안의 전체 자료, (b) Bellingshausen Sea를 90% 이상 거쳐 온 공기궤, (c) Weddell Sea를 90%이상 거쳐 온 공기궤

3.3.5 주변 환경요인 (해양생물, 빙권 등) 및 대기 입자 특성의 통합적 분석을 통한 기후냉각물질 변화 요인 파악

그림 3.3.40은 2009-2016년 세종과학기지의 주요 공기계 기원지 특성 파악 (해빙, 해상, 육상 기원 분류) 결과이다. 해양 일차생산량 자료, 해빙 면적 등 위성 자료를 동시 활용하여 기원지 특성에 따른 세종과학기지 입자 특성 변화 파악하였다. 세종기지에서 관측된 장기간의 계절별 에어로졸 입자 수농도 변화를 분석한 결과, 세종기지로 이동한 공기계가 발원지에 따라 입자 수농도 분포가 상이하게 나타났다. HYSPLIT 공기역학적 모델 및 위성자료 (해빙분포, 해양 생산력 등)를 통합 분석한 결과, 공기계가 베링하우전 및 아문젠해를 포함한 Pacific sector에서 유입된 경우, 해양의 영향력이 우세하게 나타나며, 공기계가 웨델해를 포함하는 Atlantic sector를 통해 유입되는 경우, 상대적으로 해빙의 영향력이 우세하게 나타나는 것을 확인하였다.

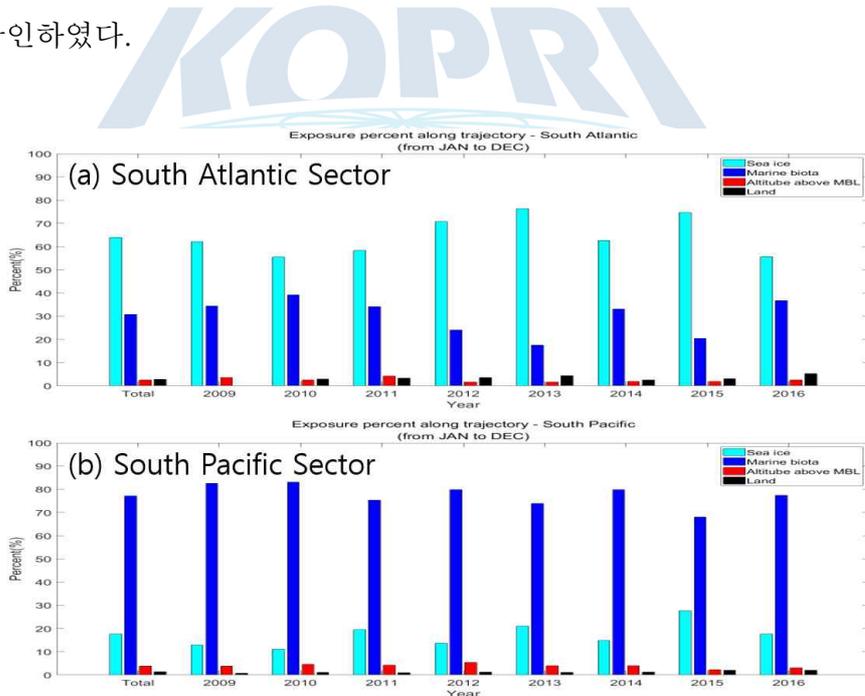


Fig. 3.3.40. 남극 세종과학기지로 유입된 공기계의 기원지 특성 파악 (2009~2016년); (a) 공기계가 South Atlantic sector에서 유입된 경우 (해빙>해상), (b) 공기계가 South Pacific sector에서 유입된 경우 (해상>해빙)

그림 3.3.41은 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치의 모식도이다. 본 장치는 극지 대기 중 1차 해양 에어로졸 및 2차 해양 에어로졸의 생성 과정을 동시에 모사할 수 있으면서도, 극지의 환경 변화를 반영할 수 있는 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성 모사 시스템이다. 일반적으로 바닷물은 용해성 해양 염과 불용성 유기물질 (dissolved organic carbon (DOC)), 박테리아, 바이러스, 조류 및 이들의 사체 등을 포함하고, 이들은 물방울 파괴 메커니즘에 의하여 물속에서 대기 중으로 직접적으로 배출 (1차 해양 에어로졸) 되기도 하고, 해양 연안에서 생물학적 휘발성 유기 화합물 예를 들어, DMS (dimethylsulphide), 아이오딘, 이소프렌 등의 광화학 반응에 의하여 생성 (2차 해양 에어로졸) 되기도 한다. 본 챔버는 극지 온도를 반영하기 위해 저온 또는 극저온의 해수를 포함하는 극지 기온 모사부, 기포 파열 (bubble bursting)을 통해 1차 해양 에어로졸을 생성하기 위한 수직 워터젯, 광화학 반응에 의해 생성되는 2차 해양 에어로졸을 생성하기 위한 광원을 포함한다. 해수 온도는 극지의 온도를 고려하여 예를 들어, -30°C 까지 조절할 수 있다. 해수 온도는 -10°C 부터 0.5 내지 1°C 단위로 온도 상승이 조절될 수 있다.

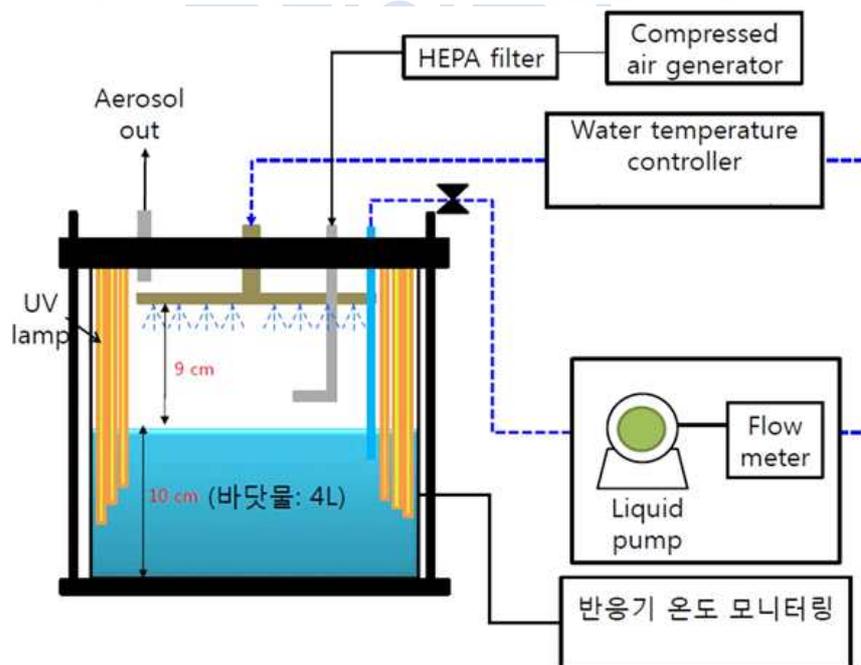


Fig. 3.3.41. 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치

아래 그림은 실제 햇빛의 강도와 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치된 UVA와 UVB 광원의 스펙트럼을 UV-Visible spectrometer를 이용하여 측정한 결과이다. 실제 극지 해양 에어로졸 모사 챔버 장치를 이용하여 대기 중 햇빛이 존재할 때 생물학적 휘발성 유기화학물의 광화학 반응에 의해서 생성되는 이차적 극지 해양 에어로졸 모사 모사가 가능한지 여부를 확인하기 위해, UVA 램프 3개와 UVB 램프 3개로 구성된 총 6개의 램프를 포함하는 광원을 이용하여, 빛을 발현하는 램프의 개수 각각 1개 내지 6개의 범위 내에서 조절하여 동일 파장 스펙트럼에서 빛의 강도를 3단계로 조절하고, 이차적 해양 에어로졸 생성 모사가 가능한지 여부를 확인하였다. 본 챔버 시스템에서 사용된 UVA와 UVB 램프의 스펙트럼의 경우 280 - 400 nm의 UV범위에서는 넓은 곡선을 나타냈고, 350 nm에서 가장 높은 값이 나타난다. 또한 Visible 범위에서는 좁은 피크가 여러 개 나타나는 경향이 보인다. 그 결과 본 발명에서 사용된 UV 램프의 스펙트럼이 UV 범위에서 실제 태양의 스펙트럼과 거의 유사한 패턴을 가지는 것을 확인할 수 있다.

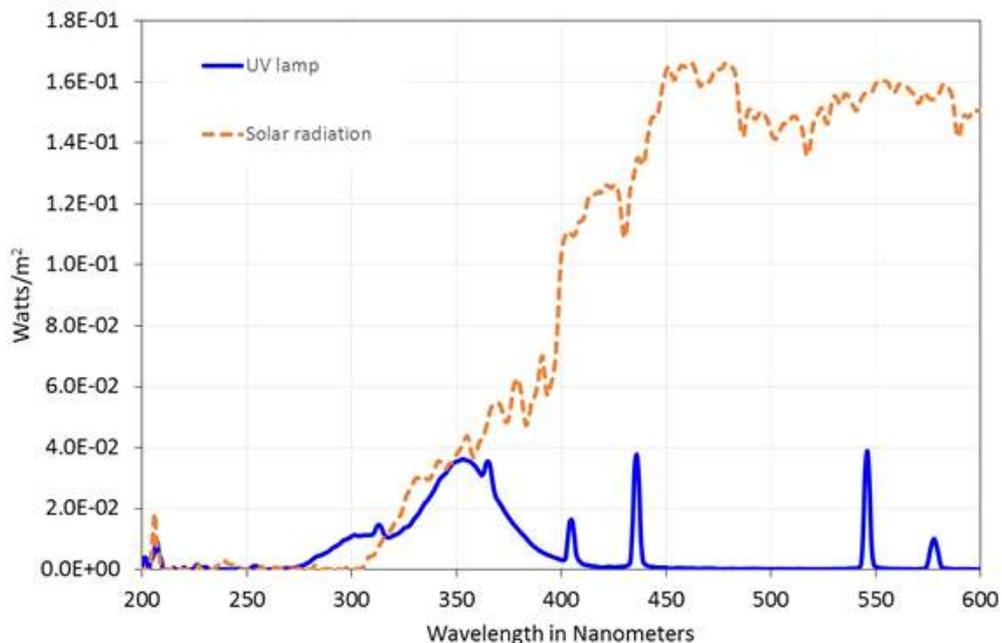


Fig. 3.3.42. 실제 햇빛의 강도와 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치된 UVA와 UVB 광원의 스펙트럼을 UV-Visible spectrometer를 이용하여 측정한 결과

아래 그래프는 램프의 강도를 조절하여 스펙트럼을 측정된 결과이다. 1개 (총 2개: UVA 1개, UVB 1개), 2개 (총 4개: UVA 2개, UVB 2개), 3개 (총 6개; UVA 3개, UVB 3개)로 빛의 강도가 조절할 수 있다. 결과에 따르면, 램프의 개수가 증가할 때 빛의 강도가 증가하고, 이를 통해 빛의 강도에 따른 입자 생성을 비교할 수 있음을 확인하였다. UV 램프의 강도를 조절하여 스펙트럼을 측정된 결과를 넓은 피크가 나타나는 190-380 nm 범위에 있는 빛의 강도와 UV-Visible spectrometer를 이용하여 측정된 전체 파장 범위 (190 - 845 nm)에 있는 빛의 강도에 대해서 비교하였다. 그 결과 UV램프수가 1 세트 (총 2개: UVA 1개, UVB 1개)에서 3 세트 (총 6개: UVA 3개, UVB 3개)로 증가할 때, 빛의 강도가 190-380 nm 파장 범위에서는 약 3.0 배와 190 - 845 nm 파장 범위에서는 약 2.9배 증가하는 것을 확인할 수 있다.

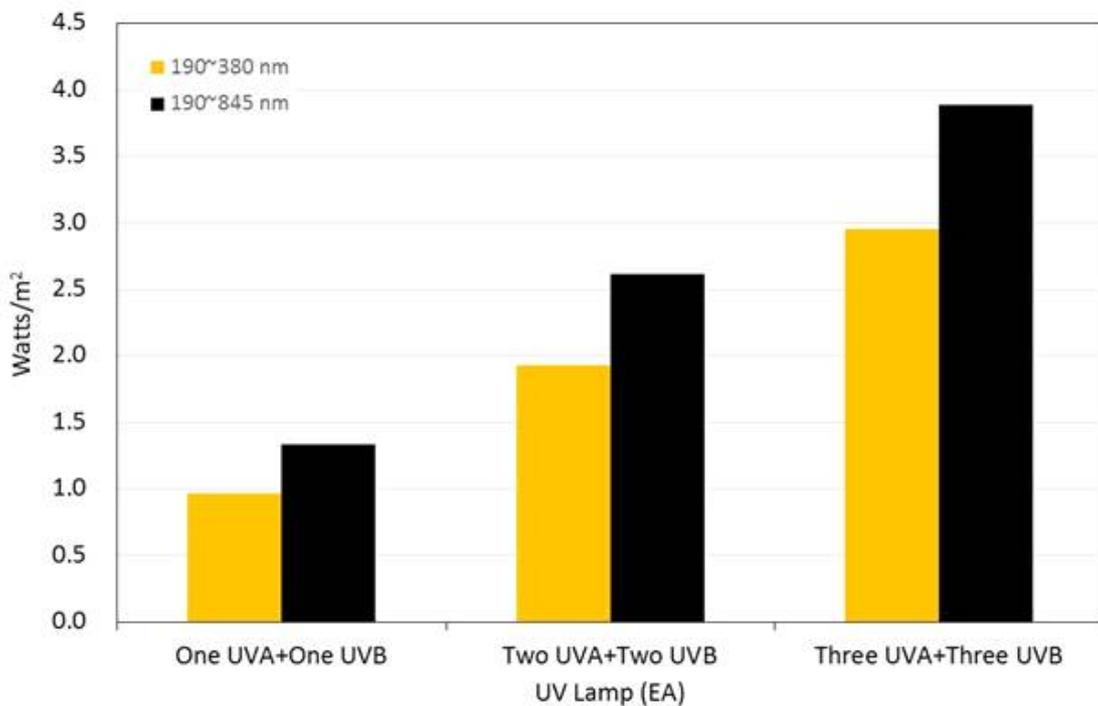
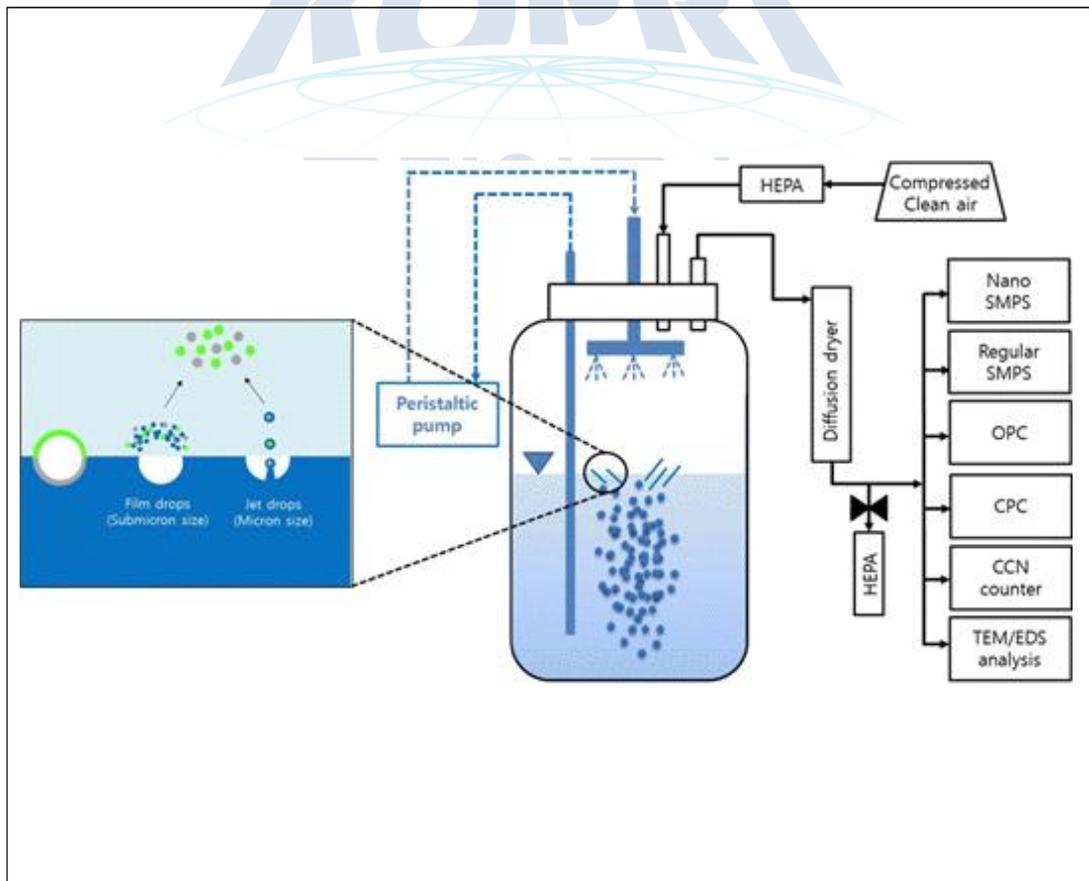


Fig. 3.3.43. 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치의 램프의 강도를 조절하여 스펙트럼을 측정된 결과

남극 세종과학기지 대기빙하관측동에서 1차와 2차 에어로졸 생성 과정을 모사할 수 있는 챔버 시스템을 2019년 1월 설치하였다. 1차 해양 에어로졸의 생성을 모사할 수 있는 물방울 생성 챔버는 바닷물을 수직으로 떨어뜨리는 수직낙하젯 방법을 이용하여 물방울을 생성하게 하고, 본 장치에 의해 생성된 입자들은 드라이 과정을 거쳐 다양한 에어로졸 측정 장치들에 의해 분석된다. Standard SMPS를 이용하여 20-300 nm 크기범위에 있는 1차 해양 에어로졸의 수농도 분포곡선을 측정하고, Nano SMPS를 이용하여 3-70 nm 크기범위에 있는 1차 해양 에어로졸 수농도 분포곡선을 측정하고, OPS를 이용하여 300 nm-10 um 크기범위의 1차 해양 에어로졸의 수농도 분포곡선을 측정하였다. 본 장치들을 활용함으로써 3 nm에서 10 um 크기 범위에 있는 에어로졸의 수농도 분포곡선을 약 3분 단위로 분석할 수 있다. 또한 입자 계수기 (UCPc 3776)를 이용하여 3 nm 크기 이상의 1차 해양 에어로졸의 총 수농도를 측정하고, CCN 카운터를 이용하여 구름 형성 응결핵의 수농도를 실시간으로 관측하였다.



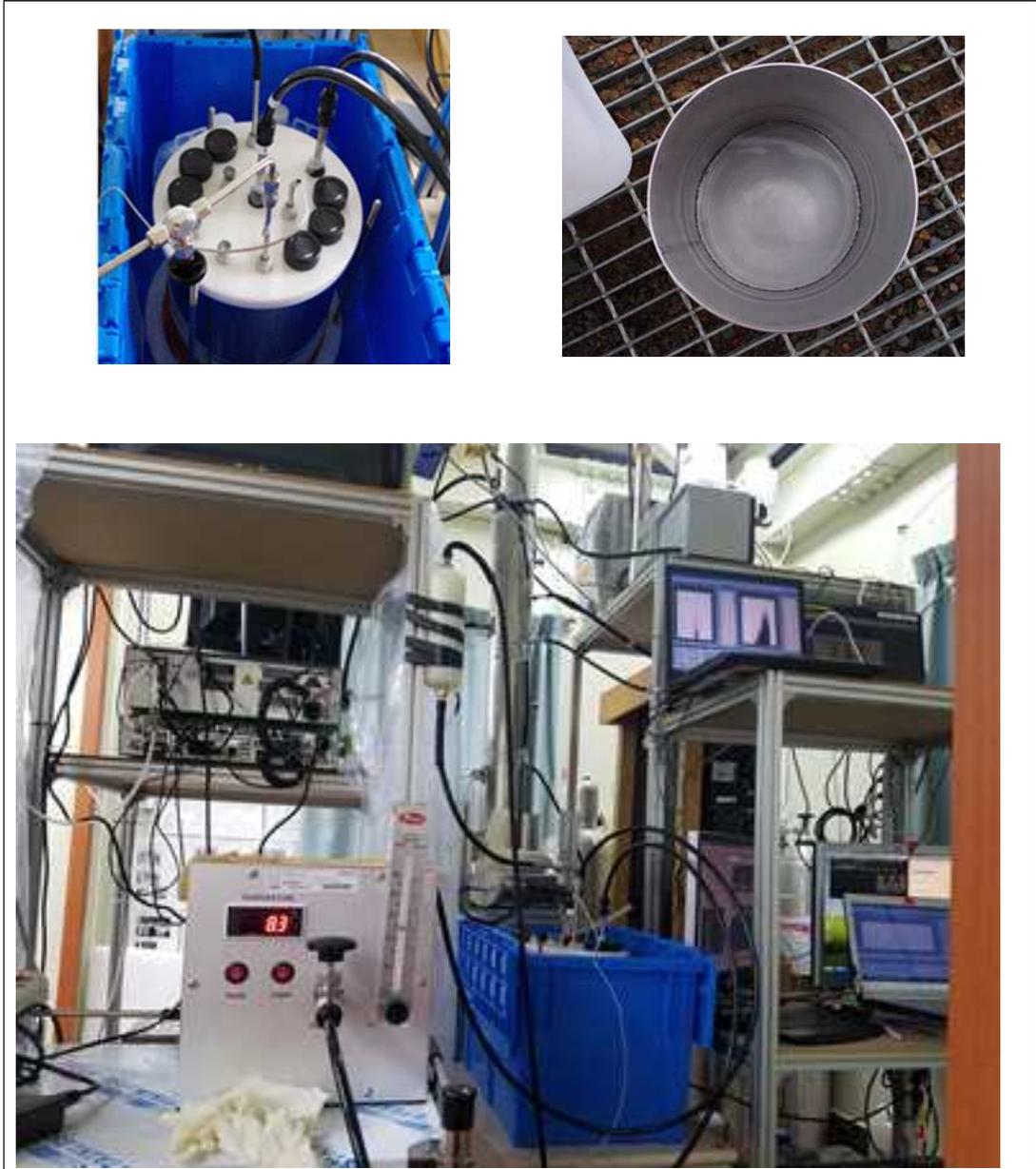


Fig.3.3.44. 남극 세종과학기지 대기빙하관측동에 극지 대기 중 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치 설치

남극 지역 펭귄 배설물이 대기 중 에어로졸의 생성에 미치는 영향을 파악하기 위해서 펭귄 배설물 (바닷물: SP0, 바닷물에 펭귄 배설물 10 ml 첨가: SP10, 바닷물에 펭귄 배설물 30 ml 첨가: SP30)을 바닷물에 희석하여 7일간 배양하였다. 배양전과 7일 배양 후 각각의 바닷물 샘플 5L를 해양 에어로졸 생성을 모사할 수 있는 챔버 장치를 이용하여 1차 에어로졸을 발생시킨 후, 생성된 1차 에어로졸의 수농도 분포곡선, 모양, 원소성분을 분석하였다. 수농도 분포 곡선 분석 결과 배양 전에는 배설물의 주입량을 증가하여도 1차 에어로졸의 수농도에는 차이가 없는 반면, 7일 배양한 용액에 대해서는 배설물의 농도가 증가할수록 입자의 수농도가 증가하는 것을 확인하였다. 펭귄 배설물로 인한 바닷물 속 생물학적 특성 변화가 대기 중 1차적으로 생성된 에어로졸의 생성에 영향을 줄 수 있다는 것을 의미한다.

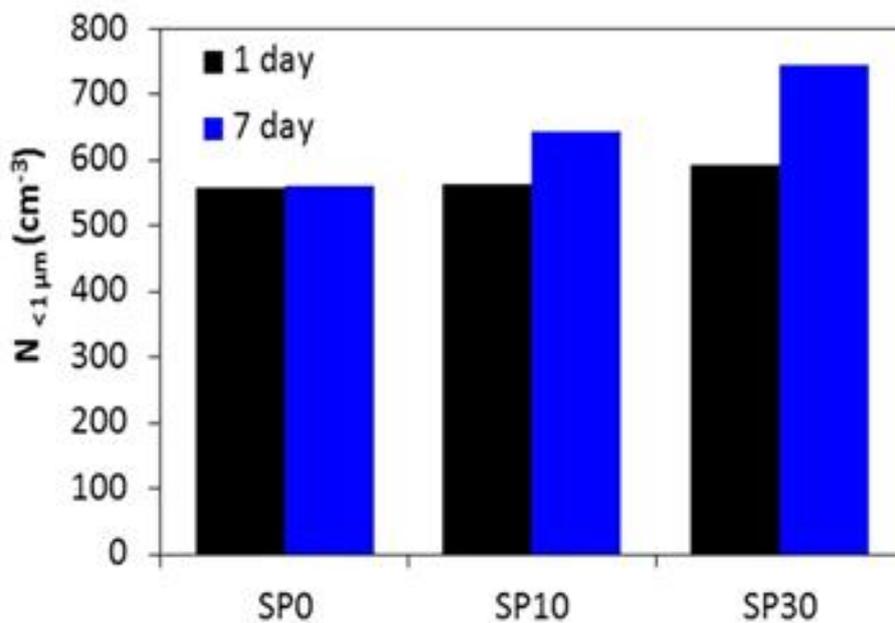
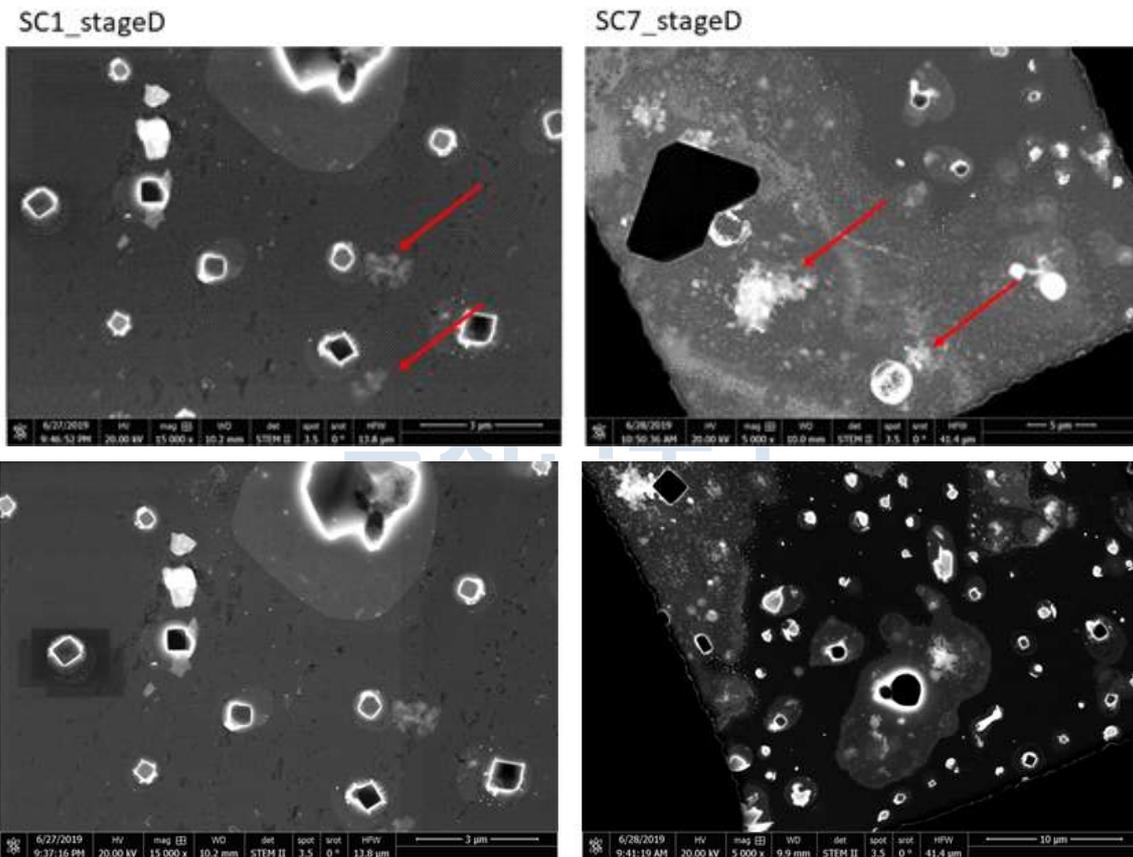


Fig. 3.3.45. 남극 지역 펭귄 배설물 (바닷물: SP0, 바닷물에 펭귄 배설물 10 ml 첨가: SP10, 바닷물에 펭귄 배설물 30 ml 첨가: SP30)에 의해서 생성된 1차 에어로졸의 총 수농도 비교

그림 3.3.46은 TEM(Transmission Electron Microscopy)/EDS(Energy Dispersive x-ray Spectrometer)를 이용하여 극지 대기 중 해양 에어로졸 챔버에 의하여 생성된 1차 에어로졸의 모양 및 원소성분 분석 결과이다. 젤 타입 입자가 관찰되었고 (붉은색 화살표 표시), 이는 젤 입자가 바닷물 속 펙틴 배설물에 의하여 생성된 1차 에어로졸의 주요 성분일 수 있다는 가능성을 제시한다. 펙틴 배설물에 의하여 바닷물 속 생물학적 활동도가 증가되고, 이젤 입자들을 형성함으로써, 물방울 파괴 메커니즘에 의하여 젤 입자들이 바닷물 속에서 대기 중으로 직접적으로 배출될 수 있다는 것을 의미한다.



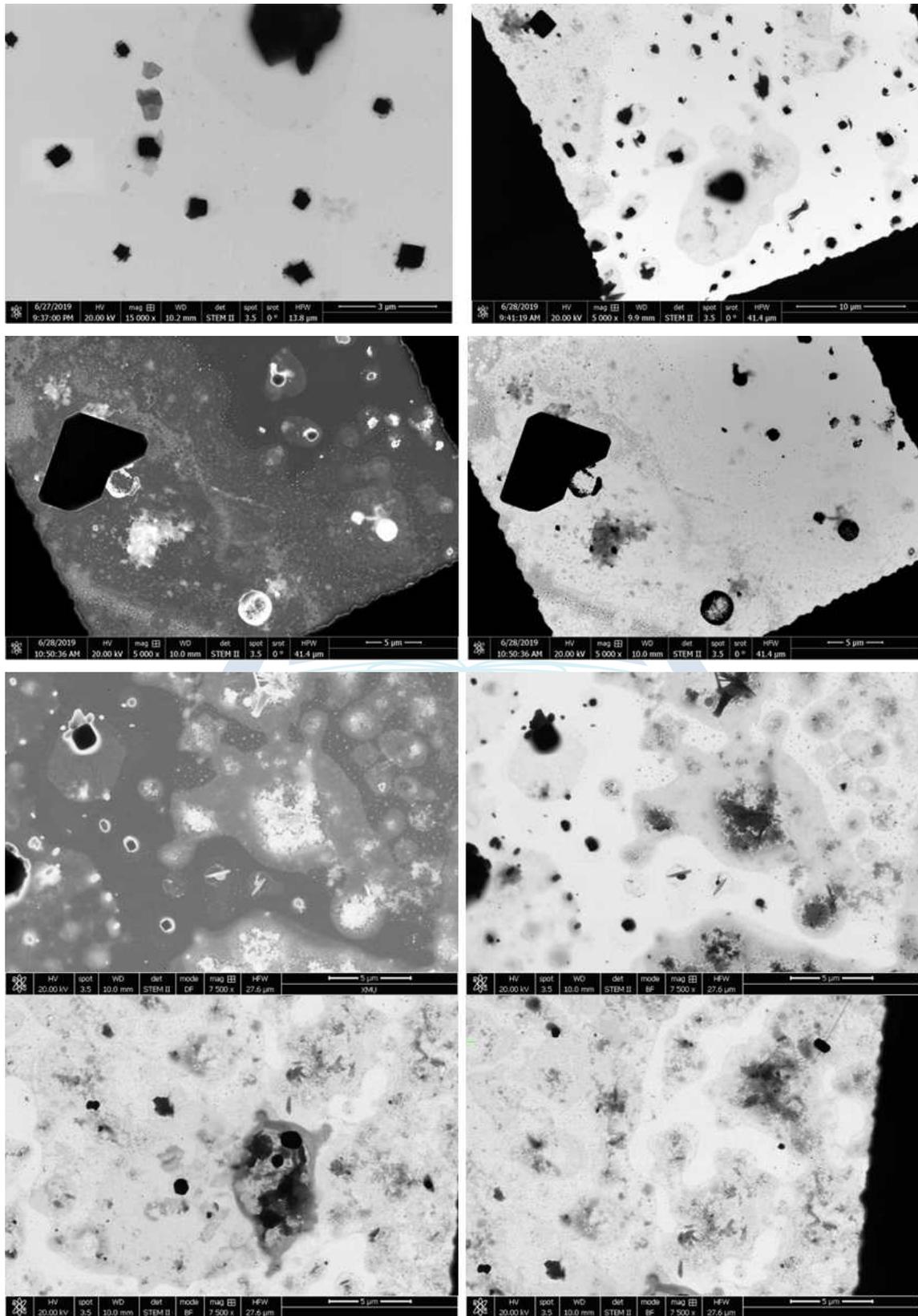


Fig. 3.3.46. TEM(Transmission Electron Microscopy) 이용한 1차 에어로졸의 모양

아래 그림은 EDS(Energy Dispersive x-ray Spectrometer)를 이용하여 해양 에어로졸 생성 모사 시스템에서 생성된 1차 에어로졸의 원소성분을 분석한 결과이다. 입자의 크기에 따라서 원소 성분은 해양염, 해양염/황, CNOS, CHO 성분을 분석하였다. 모든 샘플에 대해서 해양염이 주요 성분으로 관찰되었고, 크기가 작은 입자의 원소성분이 높은 카운팅을 나타낸 것은 물방울의 임팩션 현상 때문인 것으로 예상된다.

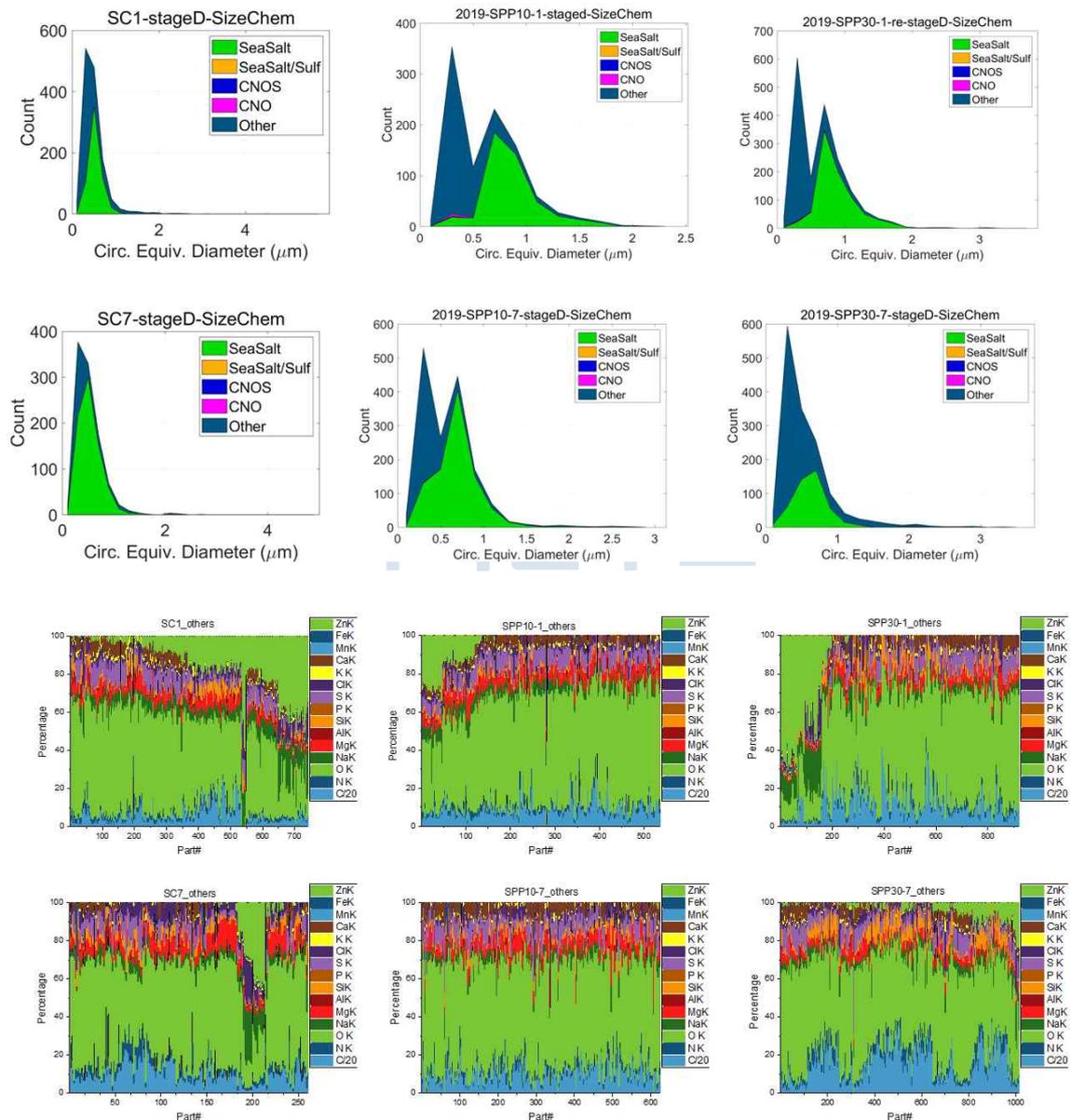


Fig. 3.3.47. EDS(Energy Dispersive x-ray Spectrometer)를 이용하여 해양 에어로졸 생성 모사 시스템에서 생성된 1차 에어로졸의 원소성분 분석

3.3.6 해양 생물기원 기후냉각물질의 발생이 대기 에어로졸 입자 형성에 미치는 영향 파악

남극세종과학기지 대기관측동에 에어로졸 물리관측 장비를 이용하여 2009년 3월부터 2016년 12월까지 관측을 수행하였다. 입자 수농도는 CPC 2대(TSI model 3776, TSI model 3772)로 입자 크기 2.5nm, 10nm 이상의 입자 수농도를 측정하였으며 두 값의 차이를 이용하여 2.5nm와 10nm사이의 나노입자 수농도를 계산하였다. Aehtalometer(Magee Scientific model AE16)를 이용하여 블랙카본 농도를 측정하였으며, 인위적인 오염을 배제하기 위하여 블랙카본 농도 100ng/m³ 이상값에 해당하거나, 발전동 및 인위적인 오염지역인 북동방향에 해당하는 355-55° 의 해당하는 수농도 데이터 값은 제거하였다. 또한 에어로졸 입자의 화학적 특성분석을 수행하기 위하여 PM10 샘플러를 대기관측동 옥상에 설치하여 10 μm 이하의 입자를 포집하였다. 샘플링기간은 2013년 1월 14일 ~2013년 2월 28일, 2013 12월 2일 ~2014년 1월 18일로 24시간 연속 샘플링하였다. 샘플링 수행 후, 47mm 테프론필터의 절반은 MSA를 포함한 주요이온 성분을 분석을 분석하는데 사용되었다. 필터를 증류수 10mL에 넣은 뒤, 20분동안 ultrasonic bath를 수행하여 입자를 탈착시킨 뒤, 이온크로마토그래피 시스템(Dinex, Thermo Fisher Scientific Inc.)을 이용하여 MSA를 분석하였다.

공기역적 이동은 Hybrid Single - ParticleLagrangian Integrated Trajectories model) 자료와 National Snow and Ice Data Center (NSIDC) 제공하는 해빙, 육지, 해역에 관한 일일 자료(해상도 25km)를 이용하여 분석을 수행하였다. 일반적으로 해양환경에서 초미세한 입자의 성장률은 0.2에서 5.0nm/h(Järvinen et al., 2013; Weller et al., 2015; Kerminen et al., 2018)이며 세종과학기지의 에어로졸 평균 성장률은 8년 관측결과 약 0.7 ± 0.3 nm/h으로 보고되었다(Kim et al., 2019). 세종과학기지 관측지에 인접한 해양지역은 두 개의 다른 해양 유역인, Bellingshausen와 Weddell seas에 둘러싸여 있다. 해양 생물학적 특성이 새로운 입자 형성의 발생에 미치는 영향을 평가하기 위해, 주로 해양 지역에 노출되어 있는 공기 질량으로 제한하여 분석하였다. 구체적으로 시간당 공기량이 관측장에 도착하는 기원은 두 개의 해양 영역(즉, Bellingshausen와 Weddell

seas)으로 구분하여 해당 해양 영역에서 90% 이상 거쳐 지나오는 2일 공기 역계적만을 선택하여 두 해양 영역 중 하나로 그룹화하였다.

2013년과 2014년 해당 샘플링 기간동안 84개의 MSA 분석용 PM10 샘플이 수집되었다. 입자직경 $<10 \mu\text{m}$ 의 에어로졸 입자 유지시간은 약 3-5일로 알려져 있어(Mishra et al., 2004; Budhavant et al., 2015) 이에 3, 4, 5일 공기 역계적 모델 분석을 통해 MSA의 잠재적인 기원을 추정하는데 적용하였다.

그림 3.3.48은 세종기지로 유입되는 장기간의 공기 이동궤적을 인근 남극지역의 지리적 환경 정보 (해빙, 해양, 육상) 와 결합하여 분석 연평균 분포 및 여름철 (12월, 1월 및 2월) 결과이다. 전 계절에 걸쳐서 세종기지로 유입되는 공기궤적의 약 66%는 해양에서 기원하며, 약 29%는 해빙을 거쳐 오는 것으로 파악된다. 해빙 면적이 줄어드는 여름철 (12월, 1월 및 2월)에는 해양기원 공기궤적의 비율이 약 79%로 증가하였으며, 대기 입자의 수농도가 크게 증가하는 여름철에 세종기지에서 관측되는 입자의 물리·화학적 특성은 해양기원 성분의 영향을 크게 받을 것으로 판단된다.

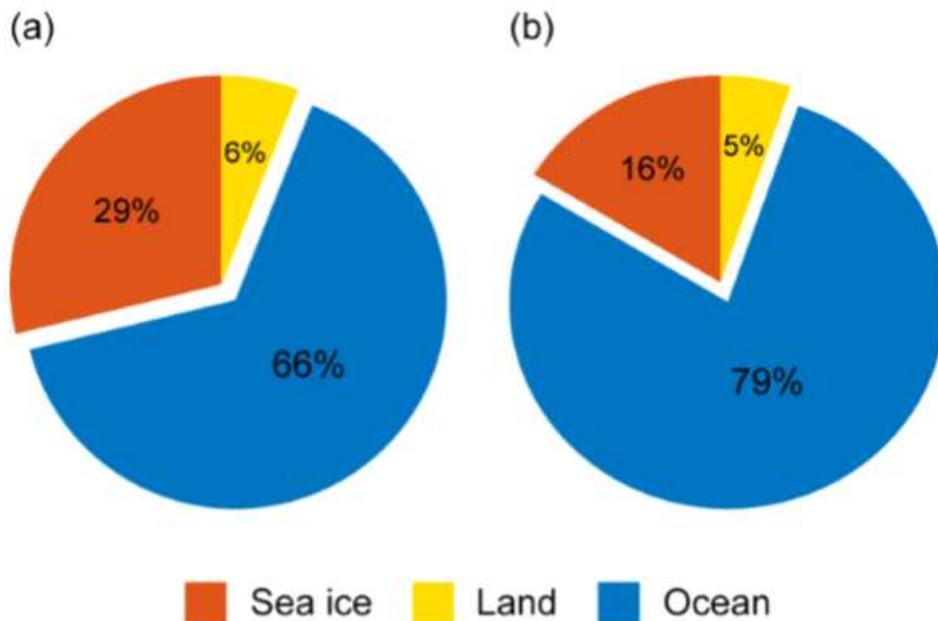


Fig. 3.3.48. 세종기지로 유입되는 공기궤적이 각각 해빙, 육상, 해양을 거쳐온 비율 (a) 연평균 분포, (b) 여름철 (12월, 1월 및 2월)

그림 3.3.49은 2.5 nm 와 10 nm 이상 크기의 입자의 수농도 변화, 2.5 nm 와 10 nm 이상 크기의 입자의 총 수농도 차이를 이용하여 계산한 2.5 nm에서 10 nm 범위에 있는 나노입자의 수농도, 해빙, 육상, 해양을 거쳐온 공기궤적 비율을 비교한 결과이다. 2.5 nm 이상 크기의 입자의 수농도는 입자 계수기 CPC 3772로 측정하였고, 2.5 nm 이상 크기의 입자의 수농도는 입자 계수기 UCPC 3776으로 측정하였다. 입자의 수농도는 이른 봄에 증가하기 시작하여 여름철 (12월, 1월, 2월)에 높은 값을 나타낸 후 감소했다. 5 nm에서 10 nm 범위에 있는 나노입자의 수농도 값은 나노입자가 생성되었다는 것을 의미하고, 차별적인 연간 분포가 관찰되었다. 관측 사이트가 나노입자 생성에 영향을 줄 수 있는 해양, 육상, 해빙에 둘러싸여 있다. 나노입자의 기원이 다양하고 생성 과정이 복잡하기 때문에 나노입자의 생성과 환경적 매개변수와의 상관관계를 결정하는 것은 다소 복잡하다. 2일 공기궤적을 분석한 결과, 전체 연구기간동안 약 66%가 해양을 거쳐왔으며, 29%가 해빙, 6%가 육지를 통과하였다(그림 3.3.49(c)). 공기궤가 해양에서 기원한 여름철에 나노입자의 수농도가 가장 높게 나타났고, 나노입자 생성 빈도도 가장 높게 나타났다. 이는 해양 생물학적 활동도가 나노입자의 생성에 미치는 영향을 미칠 수 있다는 것을 의미한다.

극지연구소

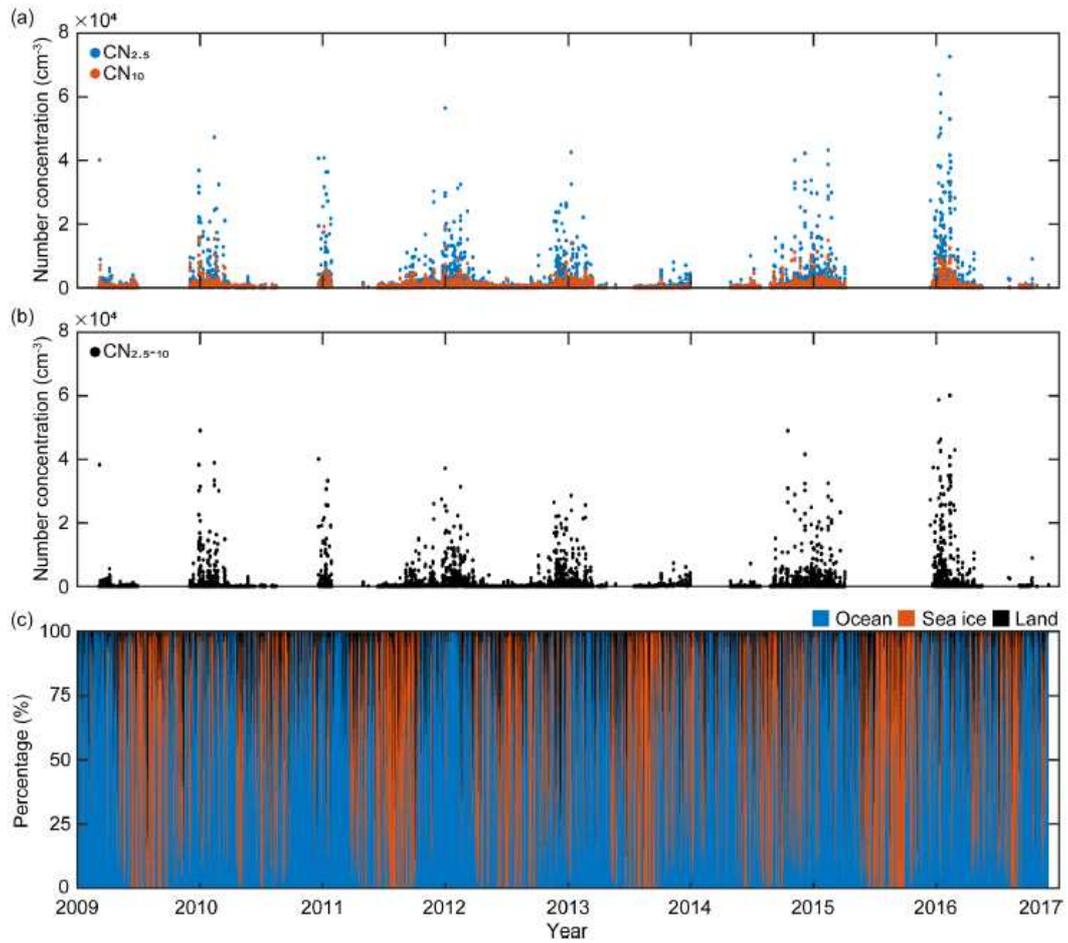


Fig. 3.3.49. 나노입자의 연간 분포도 (a) 2.5 nm 와 10 nm 이상 크기의 입자의 수농도 변화, (b) 2.5 nm 와 10 nm 이상 크기의 입자의 총 수농도 차이를 이용하여 계산한 2.5 nm에서 10 nm 범위에 있는 나노입자의 수농도, (c) 해빙, 육상, 해양을 거쳐온 공기궤적 비율

아래 그림은 공기궤적 이동 모델 (HYSPLIT)를 활용한 세종기지 (붉은 별표)로 유입되는 trajectory concentration와 Bellingshausen Sea (blue symbols) 및 Weddell Sea (red symbols)에서 기원한 공기궤의 나노입자 (3 - 10 nm size)의 계절별 수농도 변화를 분석한 결과이다. 참고로, 총 101일의 NPF이벤트 중 80건은 해양도메인에서 기원했으며 남극반도에 기원한 이벤트는 총 16건이며, 3건은 남아메리카에서 발생하였고, 2건은 미정으로 간주하였다(Kim et al, 2019). 세종기지에서 관측된 미세입자 수농도는 계절에 따라 큰 차이를 보이며, 여름철 가장 높은 수농도가 관찰되었다. 또한 공기궤적의 기원지에 따라 수농도 및 크기분포 특성이 큰 차이를 보였다. 공기궤가 Bellingshausen Sea 에서 유입될 경우 나노입자의 수농도는 1월에 가장 높게 나타났고 ($836 \pm 2673 \text{ cm}^{-3}$), Weddell Sea ($332 \pm 921 \text{ cm}^{-3}$)에서 유입되는 공기궤에 비해 여름철 나노입자 수농도가 2.5배 정도 높게 나타나는 것을 확인하였다. 두 해양도메인에서 기원한 나노입자의 수농도 차이는 에 대해 여름철에 가장 큰 차이를 보였다 (Bellingshausen Sea: $568 \pm 249 \text{ cm}^{-3}$, Weddell Sea: $262 \pm 66 \text{ cm}^{-3}$). 반대로 3월과 11월 사이에는 큰 차이가 나타나지 않았다 (Bellingshausen Sea: $97 \pm 51 \text{ cm}^{-3}$, Weddell Sea: $73 \pm 57 \text{ cm}^{-3}$). 해당연구기간 동안의 두 해양도메인에서 기원한 월평균 나노입자 수농도 및 t-test 결과는 아래 표에 나타내었다.

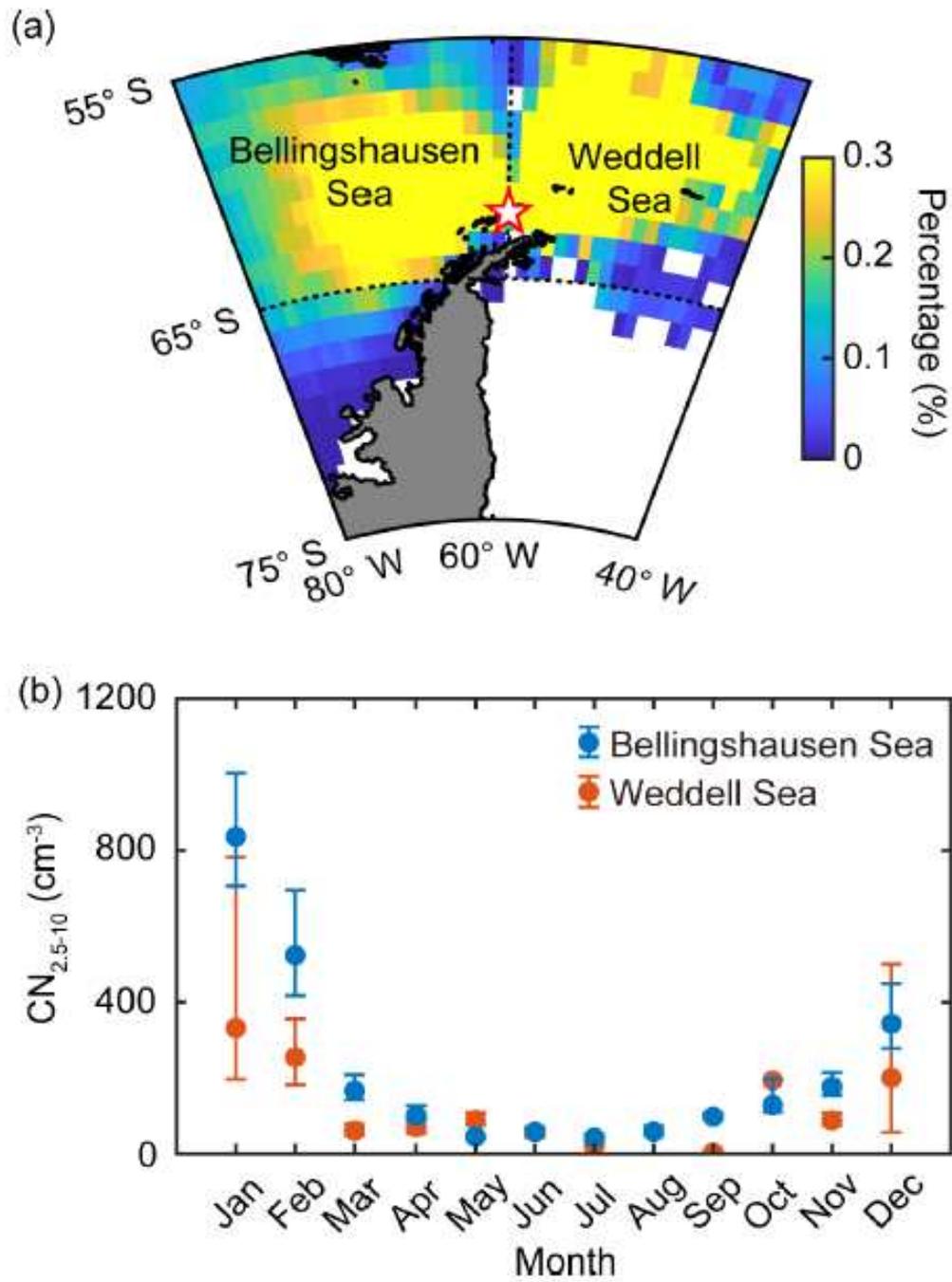


Fig. 3.3.50. (a) 공기궤적 이동 모델 (HYSPLIT)를 활용한 세종기지 (붉은 별표)로 유입되는 trajectory concentration, (b) Bellingshausen Sea (blue symbols) 및 Weddell Sea (red symbols)에서 기원한 공기궤의 나노입자 (3-10 nm size)의 계절별 수농도 변화

Table. 3.3.8. 2009년 3월부터 2016년 12월까지 Weddell sea와 Bellingshausen sea에서 기원한 2.5-10nm크기의 나노입자 월평균 수농도 및 t-test 값

		Avg.	Std.	95% confidence interval*		p-value (t-test)
				Upper bound	Lower bound	
Jan.	Weddell sea	332.0	920.7	196.3	782.4	0.0003
	Bellingshausen sea	835.9	2673.2	705.9	1004	
Feb.	Weddell sea	254.3	284.0	181.4	355.8	0.0010
	Bellingshausen sea	523.7	2130.7	417.2	695.4	
Mar.	Weddell sea	60.7	60.3	47.0	78.2	< 0.0001
	Bellingshausen sea	166.6	550.3	142.6	208.5	
Apr.	Weddell sea	70.0	103.6	53.9	96.4	0.0245
	Bellingshausen sea	100.9	272.4	87.7	126.6	
May	Weddell sea	89.6	74.5	75.2	108.4	< 0.0001
	Bellingshausen sea	45.2	56.2	41.0	50.9	
Jun.	Weddell sea	58.0	22.0	NaN**	NaN	NaN
	Bellingshausen sea	57.7	62.1	52.7	64.1	
Jul.	Weddell sea	22.9	17.9	15.1	35.1	0.0031
	Bellingshausen sea	42.8	56.8	36.8	51.6	
Aug.	Weddell sea	-	-	NaN	NaN	NaN
	Bellingshausen sea	58.3	78.6	47.5	73.6	
Sep.	Weddell sea	3.7	-	NaN	NaN	NaN
	Bellingshausen sea	97.9	85.9	91.0	105.5	
Oct.	Weddell sea	193.1	160.5	NaN	NaN	NaN
	Bellingshausen sea	129.0	405.1	110.3	197.7	
Nov.	Weddell sea	88.0	61.0	74.3	107.4	< 0.0001
	Bellingshausen sea	176.7	331.9	154.0	214.3	
Dec.	Weddell sea	200.5	380.5	56.5	499.9	0.2111
	Bellingshausen sea	343.0	1138.8	277.6	449.0	

해양의 기원지 차이에 따른 미세입자 수농도 변화 원인을 파악하기 위하여, 인공 위성자료를 활용하여 두 해양의 해양 생물 특성 차이 (chlorophyll concentration, dimethylsulfoniopropionate (DMSP), taxonomic composition)를 분석하였다. 분석방법은 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on the Aqua (MODIS-Aqua) 위성에서 제공하는 해상도 4km 자료를 이용하여 Bellingshausen 와 Weddell Sea 해당 영역의 엽록소 농도 계산을 통해 식물플랑크톤 바이오매스를 추정하였다. DMSP는 해양 식물성 플랑크톤에 의해 생성되며 해양 DMS 생산의 가장 중요한 전구체다. 하지만 식물플랑크톤 바이오매스와 DMSP농도에 의한 해양 DMS 방출의 의존도 계산은 분류학 전반에 걸친 강한 다양성과 환경 요인과의 상호작용으로 간단하지는 않다. 그럼에도 불구하고, 해수면의 DMSP의 시·공간적 분포는 DMS 방출의 지표로 사용가능하다. 특히 세포내 DMSP 함량이 높은 대부분의 식물플랑크톤 종은 DMSP를 DMS로 변환시키는 효소를 가지고 있어 잠재적으로 DMS 생산량을 나타낼 수 있다. 반면 DMSP 함량이 적은 식물플랑크톤 종은 DMSP를 DMS로 변환시키는 효소가 없기 때문이다(Stefels et al., 2007; Park et al., 2014b, 2018). 해수면의 총 DMSP 농도계산은 Gali et al(2015)가 개발한 알고리즘을 이용하여 추정하였으며 인공위성으로 관측한 엽록소 농도와 광노출체계에 기초하였다. 식물성 플랑크톤 집단을 식별하기 위해 특별히 개발된 바이오광학 모델인 PHYSAT 방법을 사용하여 두 해양영역의 분류학적인 식물성 플랑크톤 구성을 추정하였다. 이 방법은 식물플랑크톤 그룹은 일반적으로 색소, 형태, 크기, 빛의 산란 및 흡수 특성에 따라 구분한다. PHYSAT 방법은 2005년에 처음 개발되었으며 해수면 식물플랑크톤을 diatoms, Prochlorococcus, nanoecaryotes, Synechococcus 의 4그룹으로 분류하였다 (Alvain et al., 2005). 이후, 수정보완된 PHYSAT방법을 이용하여 2008년에 Phaeocystis 그룹을 추정하였다 (Alvain et al., 2008). PHYSAT방법은 1997년 9월부터 2010년 12월까지 운영된 Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS)에서 획득한 글로벌 데이터를 바탕으로 개발 및 교정되었으며, 본 연구에서는 PHYSAT 9km 해상도 자료를 이용하여 식물플랑크톤 5개 그룹을 추정하였다.

그림 3.3.51은 2009년부터 2016년 사이의 12월, 1월, 2월 동안의 월평균 해양 chlorophyll concentration 농도 변화, DMSP 농도 변화, 해양 식물플랑크톤 주요 종조성 (taxonomic composition: diatoms (DIA), Prochlorococcus (PRO),

nanoeucaryotes (NEU), Synechococcus (SLC) and phaeocystis (PHA)) 변화, DMSP to chlorophyll ratio 변화를 나타낸다. 해양의 기원지 차이에 따른 미세입자 수농도 변화 원인을 파악하기 위하여, 인공위성자료를 활용하여 두 해양의 해양 생물 특성 차이 (chlorophyll concentration, dimethylsulfoniopropionate (DMSP), taxonomic composition)를 분석하였다.

해양의 일차생산자인 식물플랑크톤의 전체 생산량은 Weddell Sea ($0.49 \pm 0.07 \text{ mg m}^{-3}$)가 Bellingshausen Sea ($0.29 \pm 0.05 \text{ mg m}^{-3}$)에 비해 약 70% 가량 높게 나타났다. 하지만, 단위 생산량당 DMSP (DMS의 전구물질) 농도는 Bellingshausen Sea가 약 50% 가량 높게 나타났다.

그림 3.3.52는 Bellingshausen Sea와 Weddell Sea에서 PHYSAT 알고리즘을 통해 분석한 taxonomic composition 비율 차이를 분석한 결과 (Sea WiFS climatology map을 사용하여 예측)이다. 우세한 식물플랑크톤 그룹의 분포도에 차별적인 패턴이 관찰되었다. Weddell Sea 여름철에는 diatom이 가장 우점하는 것으로 나타났다. Diatom이 약 35%를 차지하였고, nanoeucaryotes (20%), phaeocystis (17%) Prochlorococcus (15%), Synechococcus (14%) 순으로 나타났다. 반대로 Bellingshausen Sea 여름철에는 phaeocystis 우점도가 50%로 상당히 높게 나타났고, diatom의 기여도는 10보다 낮게 나타났다. 이는 Bellingshausen Sea에서 DMS 생산력이 월등히 높은 phaeocystis의 비율이 높게 나타나는 반면, Weddell Sea에서는 DMS 생산력이 10배 이상 낮은 diatom의 우점도가 상대적으로 높게 나타나는 것을 의미한다.

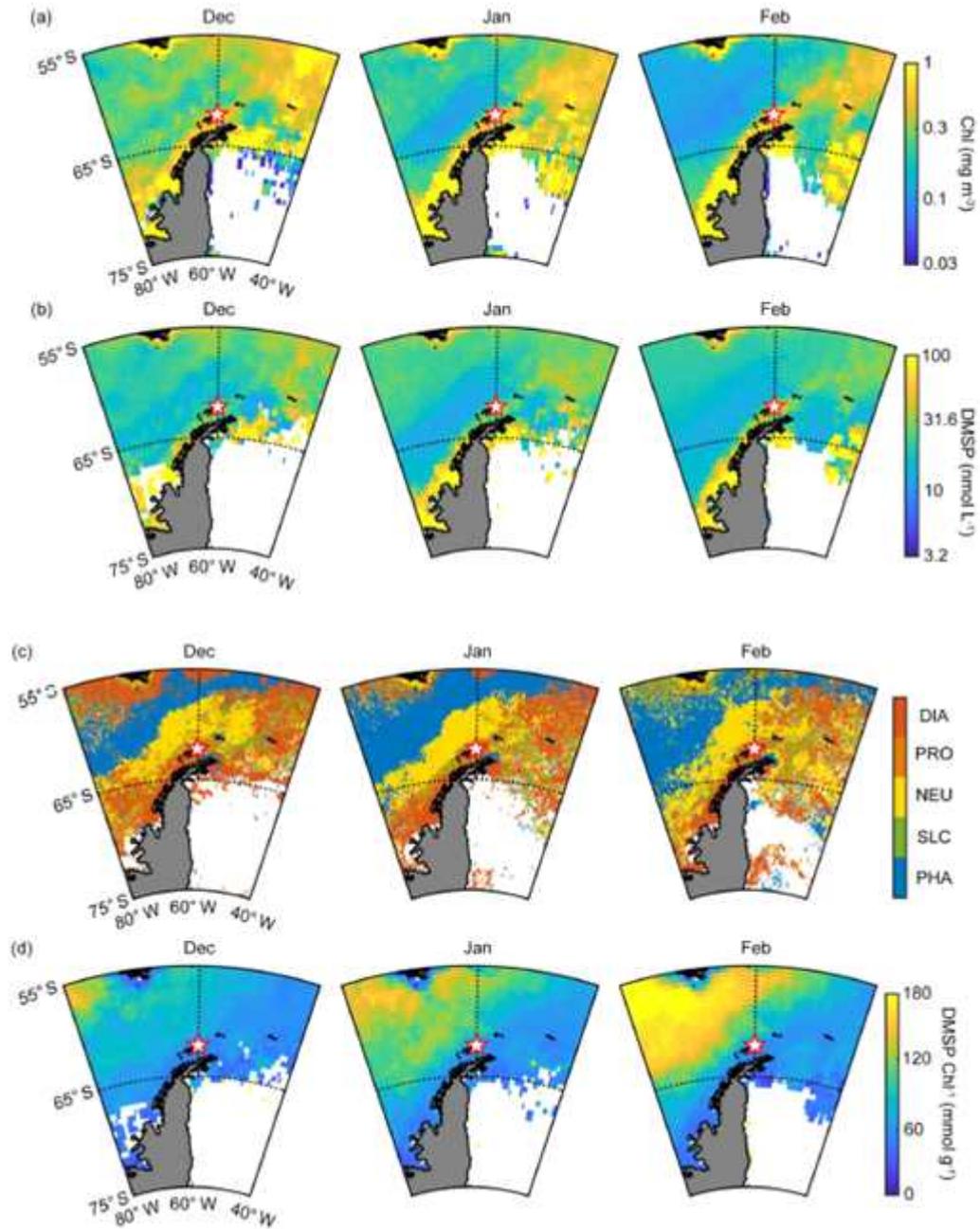


Fig. 3.3.51. (a) 2009년부터 2016년 사이의 12월, 1월, 2월 동안의 월평균 해양 chlorophyll concentration 농도 변화, (b) 같은 기간 동안의 DMSP 농도 변화, (c) 같은 기간 동안의 해양 식물플랑크톤 주요 종조성 (taxonomic composition: diatoms (DIA), Prochlorococcus (PRO), nanoeucaryotes (NEU), Synechococcus (SLC) and phaeocystis (PHA)) 변화, (d) 같은 기간동안의 DMSP to chlorophyll ratio 변화

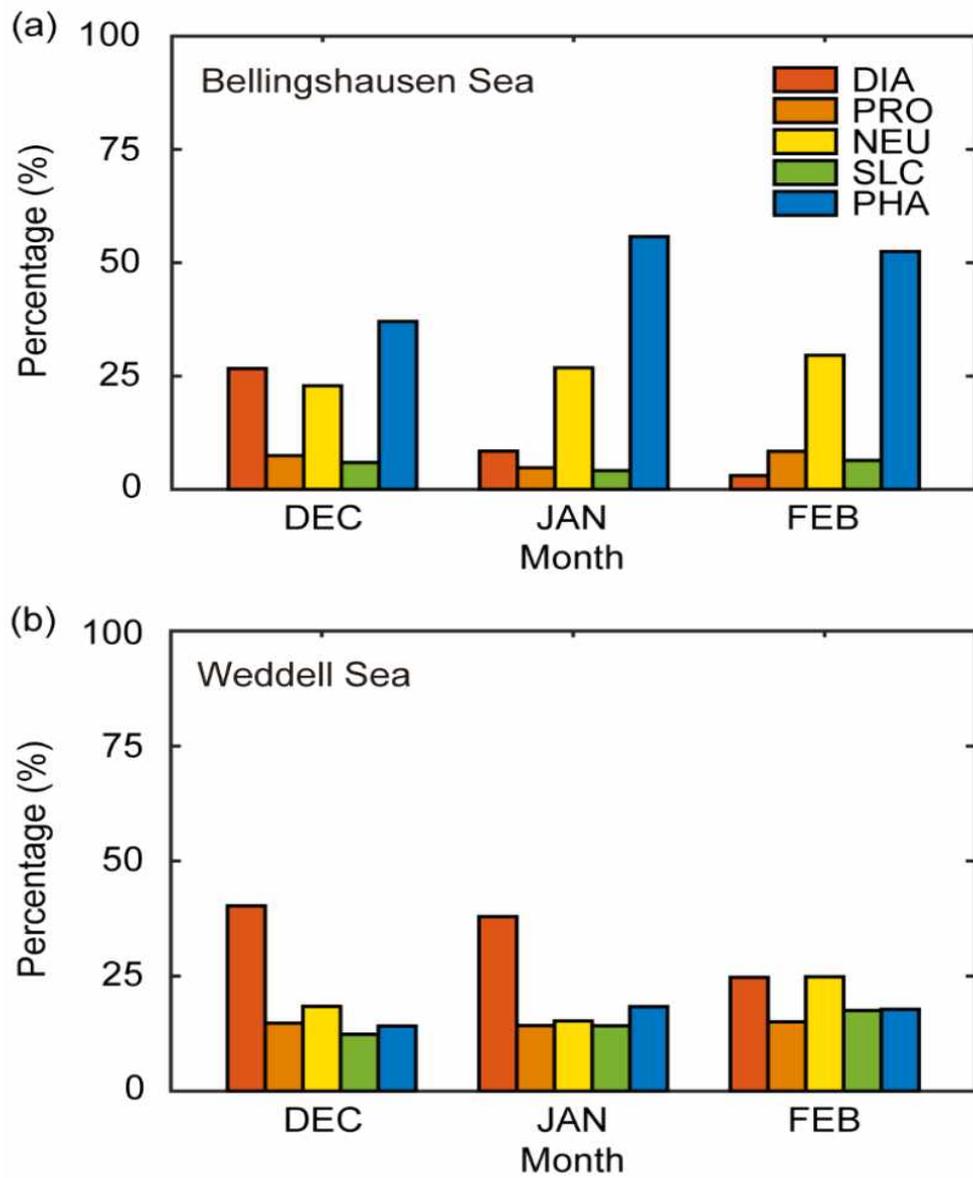


Fig. 3.3.52. PHYSAT 알고리즘을 통해 분석한 taxonomic composition 비율 차이를 분석한 결과 (a) Bellingshause Sea와 (b) Weddell Sea

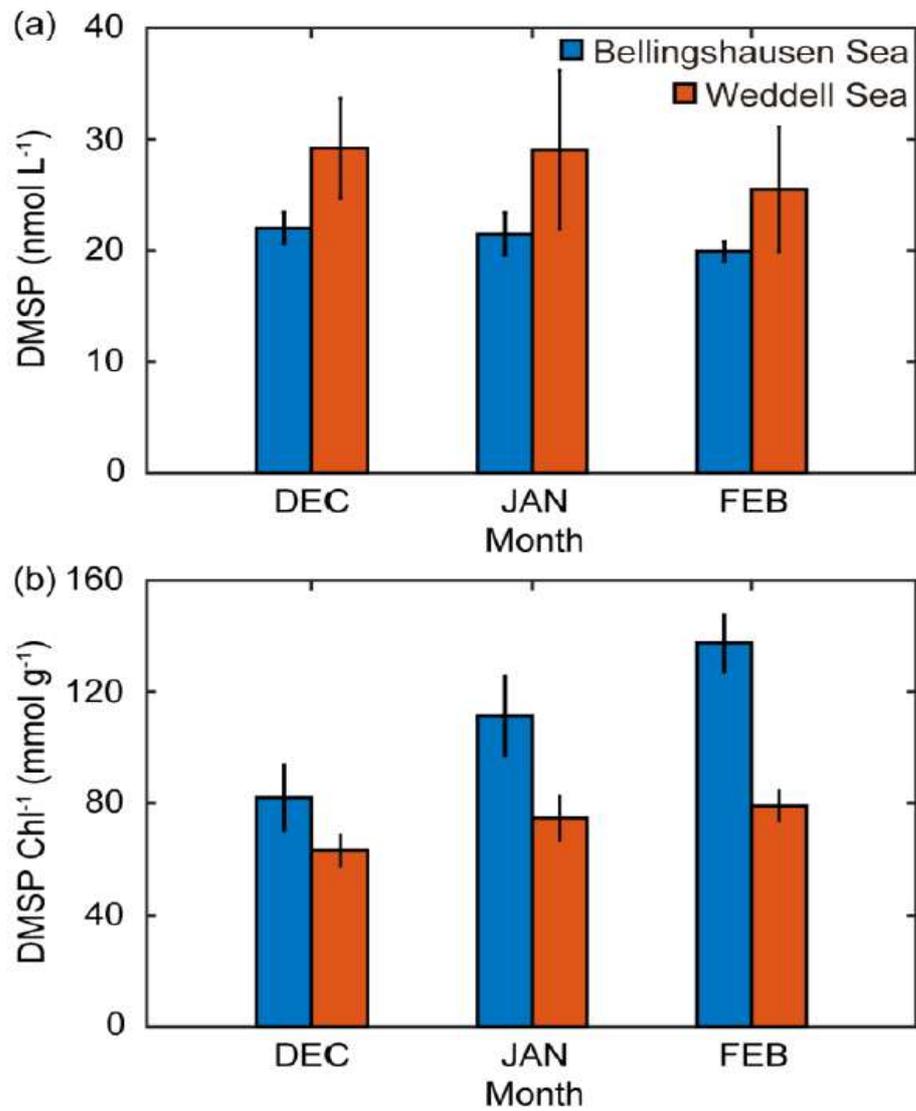


Fig. 3.3.53. 2009년에서 2016년 12월에서 2월 사이 Bellingshause Sea와 Weddell Sea의 (a) 월 평균 DMSP 농도와 (b) 월 평균 DMSP to chlorophyll ratio

그림 3.3.54는 2009~2016년 동안의 세종기지 기반 여름철 (12월, 1월, 2월) 나노입자 수농도 관측 자료 및 같은 기간 동안의 인공위성 기반 해양 일차 생산력을 바탕으로 분석한 Bellingshause Sea에서의 해양일차생산력 변화와 대기 나노입자 수농도 변화의 상관성과 Weddell Sea에서의 해양일차생산력 변화와 대기 나노입자 수농도 변화의 상관성을 분석한 결과이다. Bellingshausen Sea는 Weddell Sea에 비해 해양의 일차생산력 자체는 낮지만, DMS 생산에 유리한 식물플랑크톤 그룹이 더 많이 번성하며, 이로 인하여 보다 많은 양의 DMS가 해양에서 대기로 방출된 후 산화과정을 거쳐 남극 대기 미세입자 형성에 중요한 영향을 미쳤을 것으로 판단된다. 특히, Bellingshausen Sea의 1월 및 2월에는 DMS 생산력이 높은 *phaecystis*의 우점도가 50%이상으로 증가하였으며, 이 시기에는 Bellingshausen Sea의 일차생산력 증가가 이 지역에서 발생하는 나노입자의 수농도 증가와 뚜렷한 상관성을 보였다. 반면, *phaecystis*의 우점도가 낮고, *diatom*의 우점도가 높은 Weddell Sea에서는 해양의 일차생산력이 증가하더라도 나노입자의 수농도 증가로 이어지지 않았다. 남극 세종과학기지를 기반으로 장기간의 대기물리 특성 관측 자료와 인공위성 기반 환경특성 자료(해양생산력, 공기궤 이동, 지리적 정보) 분석을 통해, 남극 해양에서 DMS 생산력이 높은 일차생산자가 나노입자 형성에 중요한 역할을 할 수 있다는 증거를 제시한다.

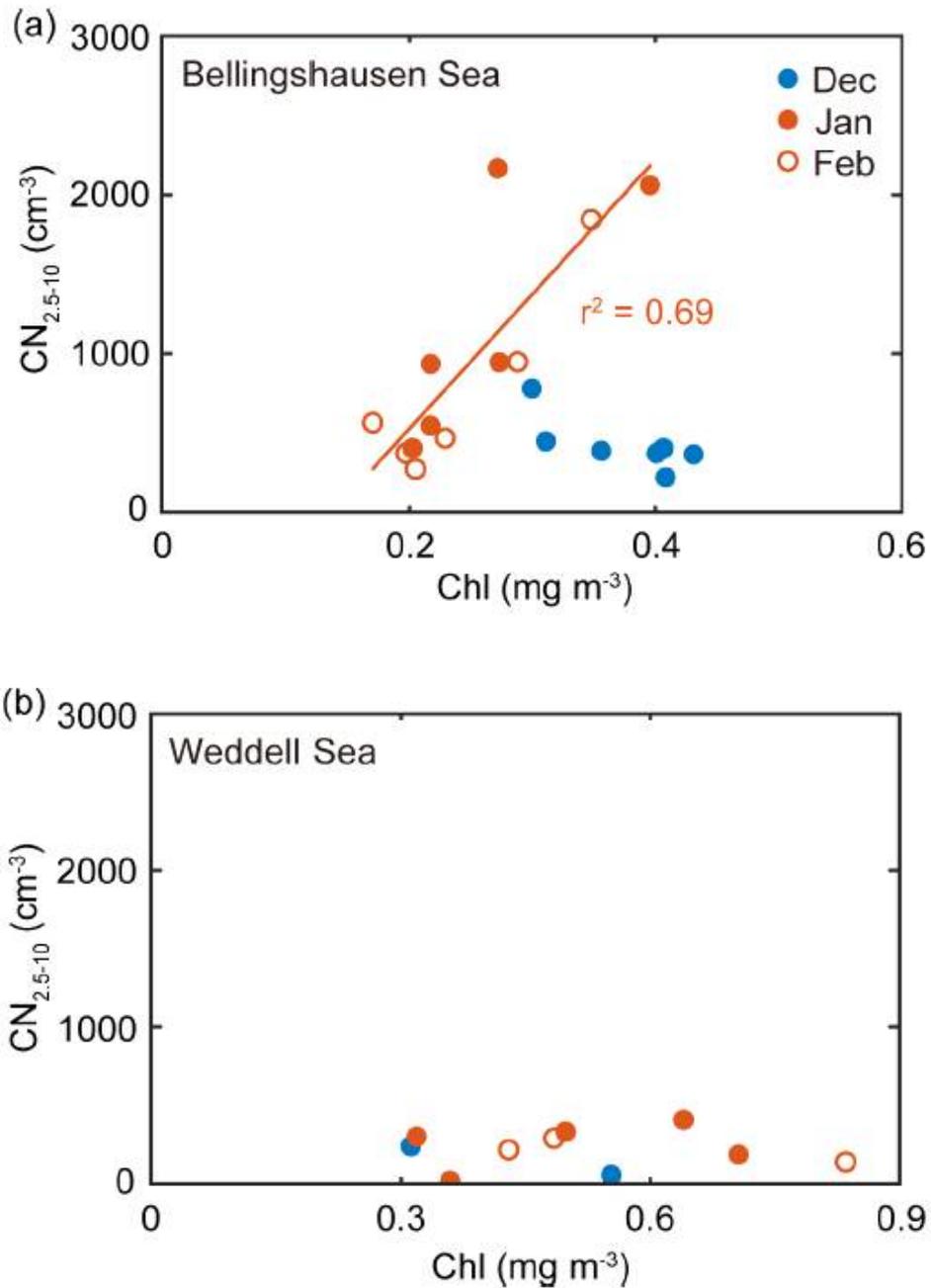


Fig. 3.3.54. 2009~2016년 동안의 세종기지 기반 여름철 (12월, 1월, 2월) 나노입자 수농도 관측 자료 및 같은 기간 동안의 인공위성 기반 해양 일차 생산력을 바탕으로 한 (a) Bellingshause Sea에서의 해양일차생산력 변화와 대기 나노입자 수농도 변화의 상관성 (b) Weddell Sea에서의 해양일차생산력 변화와 대기 나노입자 수농도 변화의 상관성

그림 3.3.55는 세종과학기지 인근 해양 (40–80° W, 55–65° S) 월별 일차생산량 (chlorophyll concentration) 변화 (2009–2016)와 Weddell Sea sector (40–60° W, 55–65° S), Bellingshausen Sea sector (60–80° W, 55–65° S)의 봄–여름철 일차생산량 변화를 나타낸다. 위성자료를 활용하여 해당 관측 기간 동안 세종과학기지 인근 해양 생물의 일차생산량(chlorophyll concentration) 및 종조성(taxonomic composition) 변화를 조사하였다. 세종과학기지 인근 해양의 일차생산량은 광량이 증가하고 영양염류의 해수 표층공급이 활발해 지는 봄철에 증가하기 시작하여 11월 및 12월에 최대값을 보였다. 남극반도 인근의 동쪽 해양 (Weddell Sea sector: 40–60° W, 55–65° S)은 서쪽 해양 (Bellingshausen Sea sector: 60–80° W, 55–65° S)에 비해 봄–여름철 일차생산량이 약 2배 이상 높게 나타났다.

그림 3.3.56은 2013년도와 2014년 여름철 남극세종과학기지에서 포집한 입자시료의 MSA 농도 변화 결과이다. 대기 중 에어로졸의 화학적 조성을 분석하기 위해서 PM10 임팩터 (대기 중 10 μm 보다 작은 에어로졸 포집)를 사용하였다. 2013년과 2014년 여름 기간 동안 매일 24시간 샘플링을 진행하였고, MSA를 분석하기 위하여 47 mm 테플론 필터의 1/2을 사용하였다. 필터에 포집된 MSA 입자는 소티케이터를 이용하여 10 ml의 증류수에 약 20분 동안 추출하였고, 이온 크로마토그램을 이용하여 MSA농도를 결정하였다. MSA농도는 차별적인 일별 변화를 보였다. MSA 평균 농도는 $72.6 \pm 99.1 \text{ ng m}^{-3}$ (4.2 ng m^{-3} 에서 657.0 ng m^{-3} 농도 범위)로 기존에 남극 6개 사이트 에서 해양 생산력이 높은 여름철에 관찰된 농도와 유사하다(e.g., Prospero et al., 1991; Minikin et al., 1998; Preunkert et al., 2007; Read et al., 2008; Zhang et al., 2015; Asmi et al., 2018).

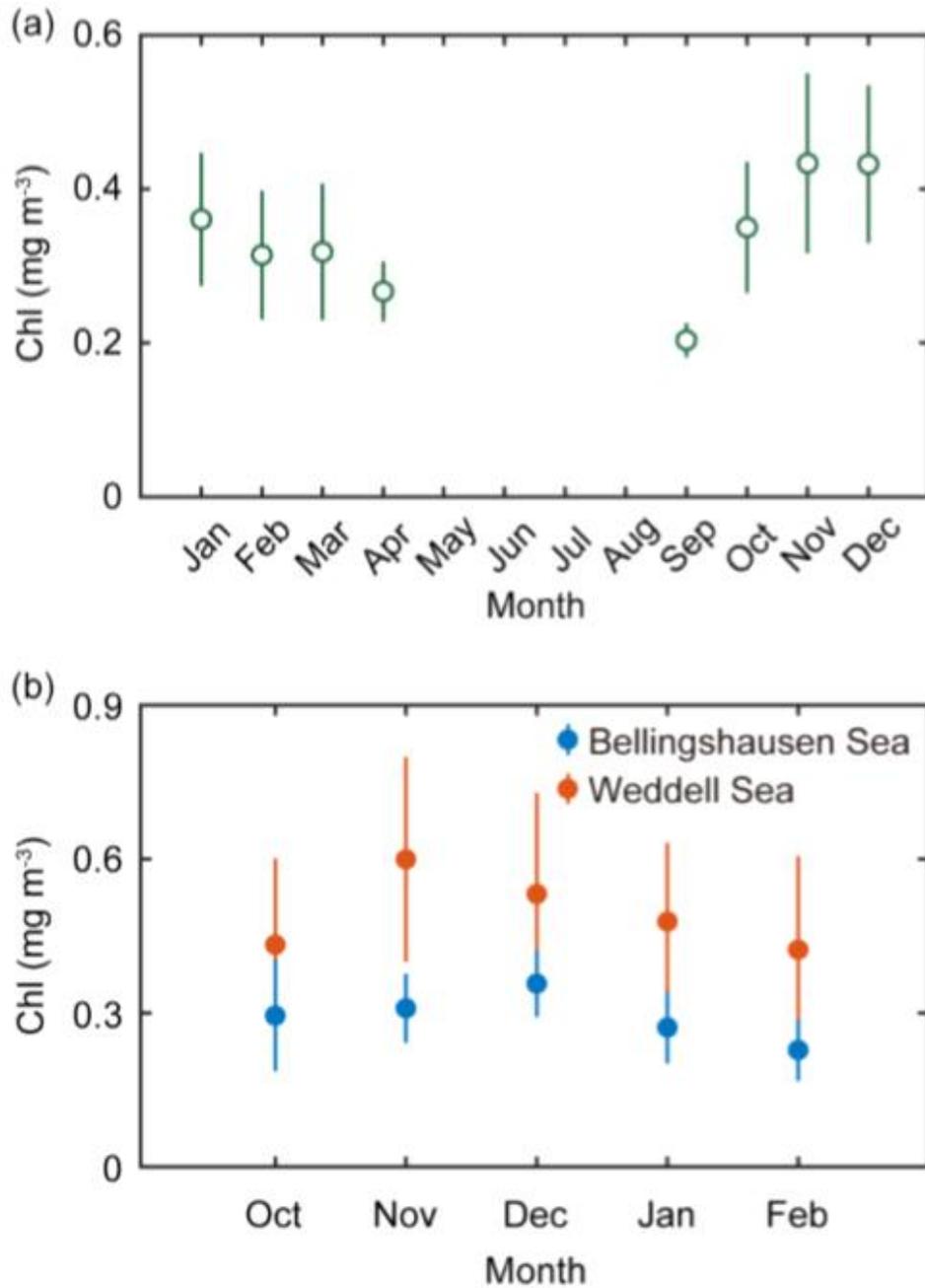


Fig. 3.3.55. (a) 세종과학기지 인근 해양 (40-80°W, 55-65°S) 월별 일차생산량 (chlorophyll concentration) 변화 (2009-2016), (b) Weddell Sea sector (40-60°W, 55-65°S), Bellingshausen Sea sector (60-80°W, 55-65°S)의 봄-여름철 일차생산량 변화

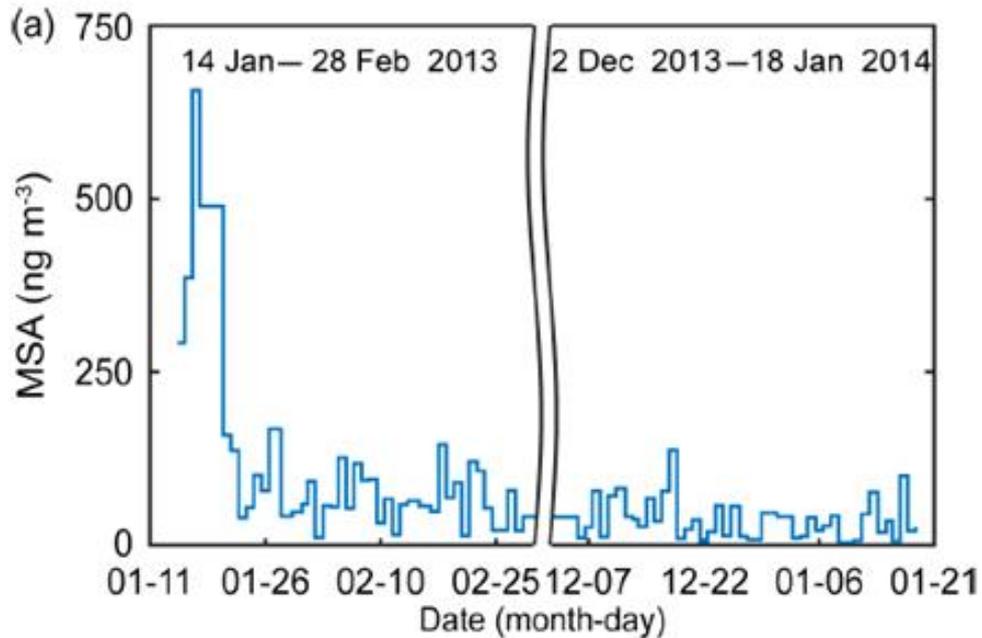


Fig. 3.3.56. 2013년도와 2014년 여름철 남극세종과학기지에서 포집한 입자 시료의 MSA 농도 변화

그림 3.3.57은 남극세종과학기지에서 포집한 입자 시료의 기원지 차이에 따른 MSA 농도 결과이다. PHYSAT 알고리즘을 통해 세종과학기지 인근 해양의 식물플랑크톤 중 조성의 월별 변화를 분석한 결과, 일차생산량이 높은 Weddell Sea sector는 diatom의 비율이 높은 반면, Bellingshausen Sea sector는 phaeocystis의 비율이 상대적으로 높게 나타났다. 2013년 1, 2월, 12월 및 2014년 1월에 관측된 대기 MSA 분석결과를 바탕으로 Bellingshausen Sea sector와 Weddell Sea sector를 통해 세종과학기지로 유입된 공기계의 MSA 농도 차이를 분석하였다. MSA는 해양에서 대기로 방출된 DMS가 광화학 반응을 통한 화학적 변형을 통해 생성되는 물질로써, DMS 기원 입자 형성의 bio-marker로 활용된다. 역궤적 분석(air mass back trajectory; HYSPLIT model)을 통한 세종과학기지 대기빙하관측동으로 유입된 대기 에어로졸의 기원지 추적 결과, 공기계가 Bellingshausen Sea sector에서 불어온 경우, Weddell Sea sector에서 불어온 경우 보다 MSA 농도가 3배 이상 높게 나타나는 것을 확인하였다. 남극 대기 중 입자의 체류 시간을 고려하여 공기계 이동 시간을 3, 4, 5일로 확장하여 분석하였으며, 모든 경우에 Bellingshausen Sea sector 기원 공기계의 MSA 농도가 Weddell Sea sector

유입 공기권에 비해 높게 나타났다. 세종과학기지 기반 장기간 대기 나노입자 (3-10 nm) 분석 결과에서도 Bellingshausen Sea sector 기원 공기권이 Weddell Sea sector 공기권에 비해 나노입자의 봄-여름철 수농도가 2배 이상 높게 나타났다. 해양 생물에 의해 발생하는 DMS는 대기 중 나노입자 형성에 기여하는 주요 전구물질로 작용할 수 있으며, 식물플랑크톤의 종조성에 따라 DMS 발생량은 큰 차이를 보였다. 특히, 남북극에 주로 서식하는 phaeocystis는 DMS 발생이 활발한 대표 식물플랑크톤으로 알려져 있는 반면, diatom은 상대적으로 DMS 생산능력이 낮은 종으로 알려져 있다. diatom과 phaeocystis는 남극 해양 일차생산력에 가장 주요한 기여를 하는 생물종으로써, diatom은 상대적으로 높은 광량(high light level)에서 우세한 성장을 보이는 반면, phaeocystis는 상대적으로 낮은 광량(low light level)에서 우세한 성장을 보이는 것으로 알려져 있다.

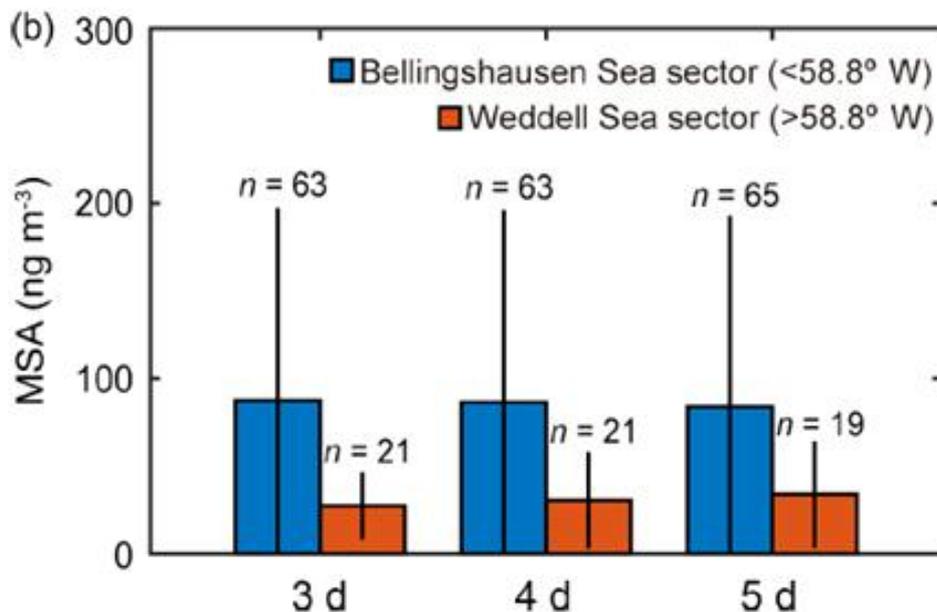


Fig. 3.3.57. (a) 남극세종과학기지서 포집한 입자 시료의 기원지 차이에 따른 MSA 농도 비교

그림 3.3.58은 인공위성 자료를 통해 남극해양의 해수 혼합층 깊이(mixed layer depth)를 조사한 결과이다. Bellingshausen Sea sector(60-80° W, 55-75° S)가 Weddell Sea sector(40-60° W, 55-75° S)에 비해 해수 혼합층이 더 깊게 발달되어 있다. 해수 혼합층 깊이 차이는 식물플랑크톤에게 전달되는

광량의 강도를 결정짓는 요소로써, Weddell Sea sector는 상대적으로 해수 혼합층이 얇게 형성되었기에 강한 광량 조건에서 우세한 성장을 보이는 diatom의 성장에 유리한 반면, 해수 혼합층이 깊게 형성된 Bellingshausen Sea sector에서는 낮은 광량에서 성장이 우세한 phaeocystis의 성장이 더욱 우세하였을 것으로 판단된다. 남극 반도의 급격한 온난화로 인한 수온 상승, 해빙 면적의 감소, 담수 유입은 남극해의 해수 혼합층 변화에 큰 영향을 미칠 것으로 예상되며, 이에 따른 해양생물 종 조성 변화가 일어날 수 있다. 위 결과를 종합하면, phaeocystis에 의해 생성된 DMS가 남극 대기의 나노입자 및 에어로졸 성장에 중요한 역할을 하며, 남극해의 종 조성의 변화는 해양생물 기원 기후냉각물질의 형성에 중요한 역할을 할 것으로 판단된다.

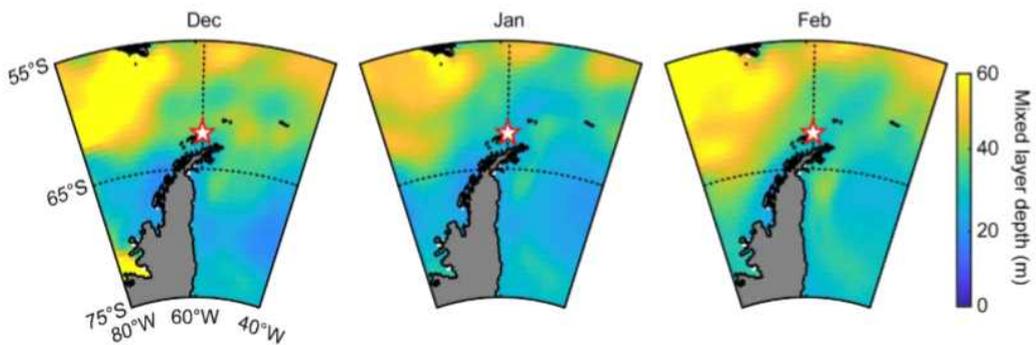


Fig. 3.3.58. 남극 반도 인근 해양의 해수혼합층(mixed layer depth) 깊이 변화 (12월, 1월, 2월)

제 4 장 연구개발
목표 달성도 및
대외 기여도



제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외 기여도

4.1 총괄 목표 달성 내용

- 외부강제력(대기 이산화탄소, 해빙, 육빙, 수온변화 등) 변화에 대한 남극의 기후변화 기작 파악
 - 빙하기를 대상으로 외부강제력 변화에 대해 남반구 대기순환장 변화를 파악해본 결과 남극 해빙의 변화가 가장 큰 역할을 함을 파악하였음
 - 최근 서남극은 온난화가 빠르게 일어나는데 반해 동남극은 온난화가 거의 일어나지 않는데, 수치모델과 관측 자료 분석 결과 아문젠해의 표면 기온이 평년에 비해 올라감에 따라 고기압성 편차가 발달하고 이는 반시계 방향의 순환을 만들어 아문젠해로 따뜻한 공기 유입을 부추겨 서남극의 전반적인 온난화를 유발한데 반해, 동남극의 남극을 가로지르는 산맥에 의해 따뜻한 공기가 동쪽으로 전달되지 못하여 동서 남극의 기후가 서로 다르게 나타남을 밝힘 (현재 Science Advances 심사중)
- 관측 및 중규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기과정 특성 파악
 - 지역규모 수치모델링을 이용해 세종기지에서 2013년 발생한 강풍사례의 원인을 파악하였고 자료와 모델간 공동연구가 본격 시작되었음
 - 세종기지 및 남극 반도의 성층권 오존 농도 분석을 통해 최근 봄철 서서히 남극 성층권의 오존농도가 회복되고 있음을 제시하였음
 - 지난 3년 동안 기상, 라돈 농도, 성층권 오존 농도 등 관측이 정상 수행되었으며, 재분석 자료, 수치 모델 등과 연동되어 기지를 중심으로 대기 흐름 특성에 대한 이해가 제고되었음
 - 세종기지 30년 기상 자료 품질 평가가 완료되어 다양한 후속연구 기반 구축
 - 아문젠 해 저기압의 중심 이동의 영향이 계절 및 관측지 위치에 따라 영향의 정도가 달라 향후 추가 연구가 요구됨
- 생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 파악
 - 현장관측 기반 생물기원냉각물질, 에어로졸 및 구름응결핵 특성 변화 파악
 - 서남극의 온난화가 생물기원 냉각물질 및 에어로졸 형성에 미치는 영향 파악

- 논문 성과로는 3년간 논문 총 18편 출간하였고, 이중 17편이 SCI(E)급이고, 8편이 상위 20%이내의 우수한 남극 기후, 기상관련 논문 성과를 창출하였고, 현재 내처자매지급 저널에 남극 기후변화 관련 논문 2편이 심사중에 있으며, 10편이상의 국제 (AGU, SCAR 등), 국내 (기상학회, KGU등) 학술발표를 통해 남극 기상 기후 관련 연구 성과 확산에 기여하였음

4.2 연차별 연구개발 목표 및 달성도

구분	연차별 달성내용		
	세부연구목표	달성내용	달성도
1차년도 (2017)	외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 파악	남극 기온 및 바람장 재분석 및 수치모델 재현 자료	100%
		시간에 따른 남극해빙의 지역 분포도	
		온실가스 조건에 따른 남극 서풍 제트류의 세기 및 위치 분포 수치재현 자료	
	관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화	남극기지 주변 기상요소 중관 분포도	
		세종기지 30년 기후분석	
		남극 태평양권 대기 특성 분석	
생물기원냉각물질 변화와 남극 세종기지 대기입자의 상관성 분석	남극대기 에어로졸의 물리화학적 특성의 시계열 변화 자료		
	DMS 농도와 대기입자조성의 상관관계 분석 자료		
2차년도 (2018)	외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해	남극 기온 및 바람장 재분석 및 수치모델 재현 자료	100%
		시간에 따른 남극해빙의 지역 분포도	
		온실가스 조건에 따른 남극 서풍 제트류의 세기 및 위치 분포 수치재현 자료	
	관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화	남극기지 주변 기상요소 중관 분포도	
		세종기지 30년 기후분석	
		남극 태평양권 대기 특성 분석	
생물기원냉각물질	남극대기 에어로졸의 물리화학적 특성의 시계열		

	변화와 남극세종기지 대기입자의 상관성 분석	변화 자료	
3차년도 (2019)	외부강제력 변화에 대한 남극의 기후변화 요소 반응 기작 이해도 심화	남극 기온 및 바람장 재분석 및 수치모델 재현 자료	100%
		시간에 따른 남극해빙의 지역 분포도	
		온실가스 조건에 따른 남극 서풍 제트류의 세기 및 위치 분포 수치재현 자료	
	관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화	남극기지 주변 기상요소 종관 분포도	
		세종기지 30년 기후분석	
		남극 태평양권 대기석 특성 분석	
생물기원냉각물질 변화와 남극세종기지 대기입자의 상관성 분석	남극대기 에어로졸의 물리화학적 특성의 시계열 변화 자료		
	DMS 농도와 대기입자조성의 상관관계 분석 자료		

4.2.1 1차년도(2017) 달성내용

- 세종기지에서 연속관측중인 에어로졸 자료를 분석한 연구 논문 발표
 - 2009년부터 2015년까지 세종기지 에어로졸의 계절적 물리 특성 분석
 - 에어로졸 수농도, 크기분포, 구름 응결핵 농도 등의 계절 변동 특성 연구
 - 세종기지에 영향을 미치는 기괴 특성에 따른 입자의 크기 및 구름 입자로의 성장 가능성 분석
- 마지막최대빙하기 시기 남극 순환장의 변화를 수치재현을 통해 살펴본 연구 논문 발표
 - 수치재현 실험을 통해 마지막최대빙하기 시기 경계조건을 분리하여 각 요인의 영향을 살펴봄
 - 남극빙상, 남극 해빙, 적도 해수면온도, 지구공전궤도, 온실기체 등이 남반구 순환장 변화에 미치는 영향을 살펴봄
- 관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악

고도화

- 27 km 해상도로 남극세종과학기지 주변 기압, 바람장(풍향, 풍속)의 수치 모사 성공
- 세종기지 30년 기온 자료 품질 평가 완료 및 추세 분석. 1999년 이후 기온 하강 추세가 통계적으로 유의하게 나타남.
- 장보고기지에서 하계 기간 라디오 존데 자료 분석 결과 하계 기간 경계층의 높이가 약 500 - 600 m 까지 발달하였음.
- 세종기지와 장보고기지에서의 라돈 농도 분석 결과 남반구 대륙에서 멀리 떨어진 장보고기지 라돈 농도가 더 높았으며, 남극종단 산맥이 라돈 소스임을 확인함.

4.2.2 2차년도(2018) 달성내용

- 세종기지 장기(1995-2015년)오존전량 관측 자료의 활용 남극 오존전량 최소값 증가 추세 발견
 - 세종기지를 비롯한 남극반도와 웨델해 주변 4개소 남극 기지 지상 관측 자료와 위성 자료 분석
 - 지상 관측자료와 위성 자료가 잘 일치함.
 - 남극 성층권 오존전량은 시공간 변동이 큼.
 - 남극 봄철 오존홀이 나타나는 시기 특히, 9월 농도 최소값이 증가 추세를 보임. 결과임.
- 남극 하계시즌 대기 라돈 가스의 농도 특성 규명
 - 2015. 12 - 2015. 2월 관측 자료 동시 비교
 - 세종기지: 남빙양 대기 라돈 가스 배경농도 특성 반영, 0.02-0.3 Bqm-3 범위 농도 수준 관측
 - 장보고기지: 남극 북빅토리아랜드 TNB 지역의 배출 및 낮은 혼합고의 영향 지배적, 0.06-5.2 Bqm-3 범위 농도 수준 관측
 - 낮과 밤의 농도 변화에 대한 표층 기상 요소 (풍속, 온도, 절대습도, 풍향)의 영향 분석
 - 세종기지와 장보고기지로 유입되는 대기 수송 경로별 농도 분포 조사

- 장보고기지 대기 라돈 가스 관측 자료 분석: 대기 역학적 모델 결과와 비교 분석, TNB 지역 라돈가스 배출량 추정
- 관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화
 - 세종기지 장기(1995-2015년)오존전량 관측 자료의 활용 남극 오존전량 최소값 증가 추세 발견
 - 남극 봄철 오존홀이 나타나는 시기 특히, 9월 농도 최소값이 증가 추세를 보임.
 - 남극 하계시즌 대기 라돈 가스의 농도 특성 규명
 - 세종기지: 남빙양 대기 라돈 가스 배경농도 특성 반영(0.02-0.3 Bqm-3)
 - 장보고기지: 남극 북빅토리아랜드 지역의 라돈 소스 역할 및 낮은 혼합고의 영향 지배적(0.06-5.2 Bqm-3)
 - 장보고기지 대기 라돈 가스 관측 자료와 대기 역학적 모델 결과와 비교 분석 및 테라노바만 지역 라돈가스 발생 지역 추정

4.2.3 3차년도(2019) 달성내용

- 2013년 1월 세종기지의 강풍 사례 수치모델 재현 성공
 - 지역규모 수치모델을 적용하여 2013년 1월 세종기지 강풍사례재현
 - 해상도를 저해상도에서 고해상도로 적용했을 때 강풍사례 더 잘 재현
- 세종기지의 강풍 원인 규명
 - 강풍의 원인이 남극 반도의 지형임을 최초로 밝힘
 - 칠레남부에서 발달한 저기압이 세종기지로 접근하면서 킹조지섬에 도달하기 전 남극 반도의 지형에 의해 바람이 강화됨.
- 관측자료와 중관규모 수치모델을 활용한 남극 태평양권 대기흐름 특성 파악 고도화
 - 2013년 1월 세종기지의 강풍 사례 수치모델 재현 성공
 - 3km 해상도 지역규모 수치모델을 적용하여 2013년 1월 세종기지 강풍사례재현
 - 해상도를 저해상도에서 고해상도로 적용했을 때 강풍사례 더 잘 재현

- 세종기지의 강풍 원인 규명
- 강풍의 원인이 남극 반도의 지형임을 최초로 밝힘
- 칠레남부에서 발달한 저기압이 세종기지로 접근하면서 킹조지섬에 도달하기 전 남극 반도의 지형에 의해 바람이 강화됨.
- 실측 및 재분석 자료에 의한 서남극 아문젠 해 연안 기상 특성 규명
- 아문젠 해 저기압 중심의 위치(경도)가 계절에 따라 남극반도의 세종기지, 서남극 아문젠 해 연안 및 동남극 장보고기지의 기온 변동에 영향을 미칠 수 있음을 밝힘.

○ 세종기지와 남극반도의 에어로졸 입자형성 기작 파악

- 남극 반도 세계 최장기 에어로졸 물리특성 관측연구 수행중이며 DB 구축함.
- 세계 최장기 남극 관측 자료를 활용하여, 세종기지 입자 형성 현상의 계절적 특성을 밝힘.
- 해양생물활동과의 연계성 파악
- 구름 입자형성에 미치는 영향 파악

4.3 대외 기여도



- 남극 세종기지의 장기 관측 자료의 품질을 인정받아 국내외 관측자료 활용 토대 마련
- 외부 강제력 변화에 대한 남극 서풍의 변화 파악을 통해 미래 온난화 하에서 남극 서풍의 강도 예측에 활용 가능성 확인 및 남극 극한 기상 예측에 대한 대외중요성 제고에 공헌
- 관측과 수치 모델 비교 연구를 통한 대외 신인도 상승에 기여
- 세종기지 30년 기온 변화 경향 제시를 통한 대외 세종기지 활용 여건 확립 및 제공 시작
- 장보고기지 하계 기간 경계층 높이 제시를 통해 장보고 기지 대외 활용 가능성 파악
- 세종기지와 장보고 기지 라돈 농도 동시 분석 및 대기 수송 경로 특성 파악
- 남극 오존홀은 남반구 여름철 남극반도 등 기후 변화에 미치는 영향이 크며,

- 오존량의 회복은 미래 기후변화 예측에 중요함. 오존 회복에 대한 관측적 증거 제시
- 장보고기지 라돈가스 관측 자료와 대기 역궤적 모델 결과 비교를 통해 대기 역궤적 모델 결과의 신뢰성 검증 가능성 제시
 - 남극 오존홀은 남반구 여름철 남극반도 등 기후 변화에 미치는 영향이 크며, 오존량의 회복은 미래 기후변화 예측에 중요함. 오존 회복에 대한 관측적 증거 제시
 - 장보고기지 라돈가스 관측 자료와 대기 역궤적 모델 결과 비교를 통해 대기 역궤적 모델 결과의 신뢰성 검증 가능성 제시
 - 3 km의 고해상도 수치 모델 운영 및 세종기지 주변 강풍 원인 최초 제시
 - 실측 기반 아문젠 해 저기압의 영향 평가





The image features a large, light blue watermark of the KODPA logo in the background. The logo consists of the letters 'KODPA' in a bold, sans-serif font, with a stylized globe or network diagram below it. The text '제 5 장 기술개발' is positioned on the top line, and '결과활용계획' is on the bottom line, both in a black, sans-serif font.

제 5 장 기술개발
결과활용계획



제 5 장 기술개발 결과 활용계획

5.1 향후 연구 방향

- 동서 남극 기후변화 원인 진단 및 영향 파악
 - 남극 및 남반구 고위도 지역 기후 변동성 탐지 및 변화 메커니즘 규명
 - 남극 및 남반구 고위도 지역 기후 변동성의 전지구 기후변화에서의 역할 규명 및 영향 평가

- 지구온난화에 대한 남극 극한기상 특성 파악
 - 남극기지 관측자료 활용 및 수치모델링을 통한 고온, 저온, 폭설등 극한기상 특성 분석
 - 기지기반 장기 관측자료 활용 장단기 남극 극한 기상/기후변화 추이 및 변동성 분석
 - 수치모델링을 통한 기후변화에 따른 남극 극한기상 변동성 분석

- 성층권 오존농도 회복에 따른 남극 기후변화 파악
 - 남극 기지기반 성층권 오존 농도 변동 및 순환특성 이해 및 기상/기후에 미치는 대기과정 규명
 - 남극 저층 및 성층권 대기 순환과정 이해 제고에 기반한 수치 모형 개선 및 지역/지상 기후에 미치는 영향 평가

- 성층권 오존농도 회복에 따른 남극 기후변화 파악
 - 남극 기지기반 성층권 오존 농도 변동 및 순환특성 이해 및 기상/기후에 미치는 대기과정 규명

- 쇄빙연구선/남극내륙에서의 라돈 농도 측정을 통해 남극 태평양권 대기 순환 특성 이해 제고

- 남극 저층 및 성층권 대기 순환과정 이해 제고에 기반한 수치 모형 개선 및 지역/지상 기후에 미치는 영향 평가

- 현장 관측을 통한 남극 대기 에어로졸의 기후조절 기능 파악
 - 남극반도 에어로졸 물리 특성 연속관측과 병행하여 화학적 특성을 밝히기 위해 에어로졸 샘플러 운영 등으로 연구영역 확대
 - 남극 지역 세계최장기 자료 획득의 연속성을 담보하고 DB 활용으로 남극기후시스템간 피드백 연구 진행
 - 남극 환경 변화가 자연 기원 기후냉각가스 발생에 미치는 영향 파악
 - 남극 지역 1차와 2차 에어로졸의 생성 및 성장 특성 파악을 위한 남극 현장 대기 관측 및 메카니즘 규명을 위한 챔버 실험 동시 진행
 - 남극 현장 물방울 생성 챔버 실험을 통하여 해양기원 (클로로필, 박테리아, 바이러스) 유기물과 육상기원 (펭귄, 용설수, 용빙수) 유기물이 극지 대기 중 1차 해양 에어로졸 생성에 미치는 영향 파악
 - 특정 크기로 선별된 에어로졸의 구름 형성 응결핵 활동도를 측정함으로써 남극지역 에어로졸이 구름형성에 미치는 영향에 대한 이해력 증진

5.2 성과 활용 계획

- 남극 성층권 오존 농도 회복의 증거로 활용
 - 남극 성층권 오존의 회복은 인간 활동에 의한 전지구적인 오존 파괴물질 생산 제약에 따른 전지구적인 환경문제임
 - 본 연구에서 발견한 오존전량 최소값의 증가는 최근 오존 회복 연구결과에 대한 추가 증거로 활용될 수 있음
- 라돈 가스의 기원지 추적에 활용
 - 남극 하계시즌 장보고기지에서 관측된 라돈 농도는 남극 해안 지역 (북빅토리아랜드 지각)에서 직접 배출되는 라돈 가스 배출량이 무시할 수 없는 수준임
 - 본 연구에서 추정되고 있는 남극 하계시즌 TNB 지역 라돈 가스 배출량 (평균: $0.09-0.11 \text{ atoms cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)은 대기화학 수송 모델을 이용한 남극 해안 지역 라돈 가스의 계절 농도 변화 특성 재현의 정확도 향상에 기여할 것임

- 남극 극한기상 예측에 활용
 - 세종기지 강풍사례 원인 정보를 활용하여 보다 더 정확한 기상 예측에 활용 예정

- 남극 성층권 오존 농도 회복의 증거로 활용
 - 남극 성층권 오존의 회복은 인간 활동에 의한 전지구적인 오존 파괴물질 생산 제약에 따른 전지구적인 환경문제임
 - 본 연구에서 발견한 9월 오존전량 최소값의 증가는 최근 오존 회복 연구결과에 대한 추가 증거로 활용될 수 있음

- 라돈 가스의 기원지 추적에 활용
 - 남극 하계시즌 장보고기지에서 관측된 라돈 농도는 남극 해안 지역 (북빅토리아랜드 지각)에서 직접 배출되는 라돈 가스 배출량이 무시할 수 없는 수준임
 - 본 연구에서 추정되고 있는 남극 하계시즌 TNB 지역 라돈 가스 배출량 (평균: $0.09-0.11 \text{ atoms cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)은 대기화학 수송 모델을 이용한 남극 해안 지역 라돈 가스의 계절 농도 변화 특성 재현의 정확도 향상에 기여할 것임

- 남극 극한기상 예측에 활용
 - 세종기지 강풍사례 원인 정보를 활용하여 보다 더 정확한 기상 예측에 활용 예정
 - 장보고기지 강풍사례 적용 및 원인 분석에 활용

- 남극 자연 기원 에어로졸의 기후 피드백 역할 규명
 - 남극반도지역 에어로졸의 기후적 역할 연구를 위한 국제네트워크 구축 및 공동연구 수행으로 독보적인 연구영역 개척
 - 장기간 현장 관측 자료 축적을 통한 DB 구축 및 국제공동 연구 활성화





제 6 장 참고문헌



제 6 장 참고문헌

- 김성중, 2014, 극지 기후변화 원인 규명을 위한 극진동 구성요소 재현 및 관측 연구, 극지연구소, 390pp.
- 김성중, 2017, 과거, 현재의 극지기후 관측과 재현을 통한 기후변화 메커니즘 규명, 극지연구소, 545pp.
- Ahn, J., and E. J. Brook., 2008, Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the last glacial period. *Science*, 322, 83-85.
- Allan, R. J., and T. J. Ansell., 2006, A new globally-complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2):1850-2004. *J. Climate*, 19, 5816-5842, <https://doi.org/10.1175/JCLI3937.1>.
- Alvain, S., Moulin, C., Dandonneau, Y., and Breon, F. M., 2005, Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global SeaWiFS imagery. *Deep-Sea Res Pt I*, 52, (11), 1989-2004.
- Alvain, S., Moulin, C., Dandonneau, Y., and Loisel, H., 2008, Seasonal distribution and succession of dominant phytoplankton groups in the global ocean: A satellite view. *Global Biogeochem. Cycles*, 22, (3).
- Asmi, E., Neitola, K., Teinila, K., Rodriguez, E., Virkkula, A., Backman, J., Bloss, M., Jokela, J., Lihavainen, H, De Leeuw, G., Paatero, J., Aaltonen, V., Mei, M., Gambarte, G., Copes, G., Albertini, M., Fogwill, G. P., Ferrara, J., Barlasina, M. E., and Sanchez, R., 2018, Primary sources control the variability of aerosol optical properties in the Antarctic Peninsula. *Tellus B*, 70.
- Bracegirdle, T.J., 2012, Climatology and recent increase of westerly winds over the Amundsen Sea derived from six reanalyses. *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.3473.
- Bromwich, D.H., Nicolas, J.P., Monaghan, A.J., Lazzara, M.A., Keller, L.M., Weidner, G.A. and Wilson, A.B.. 2012, Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nat. Geosci.*, 6, 139-145.
- Budhavant, K., Safai, P.D., and Rao, P.S.P., 2015, Sources and elemental

- composition of summer aerosols in the Larsemann Hills (Antarctica). *Environ. Sci. Pollut. Res.*, 22, (3), 2041-2050.
- Chae, J.-H., M.-S. Park, and Y.-J. Choi, 2014, The WISE Quality Control System for Integrated Meteorological Sensor Data. *Atmosphere*, 24(3), 445-456, doi:10.14191/Atmos.2014.24.3.445.
- Chambers, S.D., Hong, S.-B., Williams, A. G., Crawford, J., Griffiths, A. D., & Park, S.-J., 2014, Characterising terrestrial influences on Antarctic air masses using Radon-222 measurements at King George Island. *Atmos. Chemis. and Phys.*, 14(18), 9903-9916, doi.org/10.5194/acp-14-9903-2014.
- Chambers, S.D., Choi, T., Park, S.J., Williams, A.G., Hong, S.-B., Tositti, L., Griffiths, A.D., Crawford, J., and Pereira, E., 2017, Investigating local and remote terrestrial influence on air masses at contrasting antarctic sites using radon-222 and back trajectories. *J. Geophys. Res.*, DOI:10.1002/2017JD026833.
- Chapman, W.L., and Walsh, J.E., 2007, A Synthesis of Antarctic Temperatures. *J. Clim.*, 20, 4096-4117.
- Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O., and Warren, S.G., 1987, Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature* 326, 655-661.
- Chavaillaz, Y., Codron, F., and Kageyama, M., 2013, Southern westerlies in LGM and future (RCP4.5) climates. *Clim. Past*, 9, 517-524, doi:10.5194/cp-9-517-2013.
- Choi, T., Lee, B.Y, Kim, S.-J., Yoon, Y.J. and Lee, H.-C, 2008, Net radiation and turbulent energy exchange over a non-glaciated coastal area on King George Island during four summer seasons. *Ant. Sci.*, 20, 99-111.
- Clem, K.R., Renwick, J.A., McGregor, J., and Fogt, R.L., 2016, The relative influence of ENSO and SAM on Antarctic Peninsula climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 9324-9341, doi:10.1002/2016JD025305.
- Compo, G. P., and Coauthors., 2011, The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1-28, doi:10.1002/qj.776.
- Connolley, W.M., 1997, Variability in annual meancirculation in southern high

- latitudes. *Clim. Dyn.*, 13(10), 745–756.
- Dal Maso, M., Kulmala, M., Lehtinen, K. E. J., Makela, J. M., Aalto, P., and O'Dowd, C. D., 2002, Condensation and coagulation sinks and formation of nucleation mode particles in coastal and boreal forest boundary layers. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, (D15).
- Dal Maso, M., Kulmala, M., Riipinen, I., Wagner, R., Hussein, T., Aalto, P. P., and Lehtinen, K. E. J., 2005, Formation and growth of fresh atmospheric aerosols: eight years of aerosol size distribution data from SMEAR II, Hyytiälä, Finland. *Boreal Environ. Res.*, 10, (5), 323–336.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597.
- Ding, Q., Steig, E.J., Battisti, D.S., and Kuttel, M., 2011, Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. *Nature Geosci.*, 4, 398–403, doi:10.1038/ngeo1129.
- Ding, Q., Steig, E.J., Battisti, D.S., and Wallace John M., 2012, Influence of the Tropical on the southern annular mode. *J. Climate*, 25, 6330–6348, doi:10.1175/JCLI-D-11-00523.1.
- Djouman, G., and Holland, D.M., 2015, Surface radiation balance, surface layer climate and turbulent exchange in the ablation zone of Pine Island Glacier, Paper presented at the 10th Antarctic Meteorological Observation, Modeling and Forecasting Workshop, Cambridge, United Kingdom.
- Flowers, E.C. and Hansen, H. 1959, Comparison of Various Conditioning Methods for Rawinsonde Balloons: Results From the South Pole Station, Antarctica.

- Monthly Weather Review, 87(7), 261-267.
- Fogt, R. L., Perlwitz, J., Monaghan, A.J., Bromwich, D.H., Jones, J.M., Marshall, G.J., 2009, Historical SAM Variability. Part II: Twentieth-Century Variability and Trends from Reconstructions, Observations, and the IPCC AR4 Models. *J. Clim.*, 22, 5346-5365.
- Fogt, R.L., and Wovrosh, Alex J., 2015, The relative influence of Tropical Sea Surface temperatures and radiative forcing on the Amundsen Sea Low. *J. Clim.*, 28, 8540-8555, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0091.1.
- Fogt, R.L., Clark, L.N., and Nicolas, J.P., 2018, A New Monthly Pressure Dataset Poleward of 60° S since 1957. *J. Clim.*, 31. 10.1175/JCLI-D-17-0879.1.
- Gali, M., Devred, E., Levasseur, M., Royer, S. J., and Babin, M., 2015, A remote sensing algorithm for planktonic dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and an analysis of global patterns. *Remote Sens. Environ.*, 171, 171-184.
- Gillett, N.P., Akiyoshi, H., Bekki, S., Braesicke, P., Eyring, V., Garcia, R., Karpechko, A.Y., McLinden, C.A., Morgenstern, O., Plummer, D.A., Pyle, J.A., Rozanov, E., Scinocca, J., and Shibata, K., 2011, Attribution of observed changes in stratospheric ozone and temperature. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 599-609. <https://doi.org/10.5194/acp-11-599-2011>.
- Golledge, N.R., Keller, E.D., Gomez, N., Naughten, K.A., Bernales, J., Trusel, L.D., and Edwards, T.L., 2019, Global environmental consequences of twenty-first-century ice-sheet melt. *Nature*, 566, 65-72.
- Ho, C.-H., Kim, J.-H., Kim, H.-S., Sui, C.-H., and Gong, D.-Y., 2005, Possible Influence of the Antarctic Oscillation on Tropical Cyclone Activity in the Western North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 110, D19, D19104, doi:10.1029/2005JD005766.
- Hosking, J.S., Orr, A., Marshall, G.J., Turner, J., and Phillips, T., 2013, The Influence of the Amundsen-Bellinghousen seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. *J. Clim.*, 26, 6633-6648.
- Hosking, J.S., Orr, A., Bracegirdle, Thomas J., and Turner, J., 2016, Future

circulation changes off West Antarctica: sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.* 43, 367–376, doi:10.1002/2015GL067143.

Hosking, Soett and National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 14 Jan 2020. “The Climate Data Guide: Amundsen Sea Low indices.” Retrieved from <http://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/amundsen-sea-low-indices>.

Humphries, R.S., Schofield, R., Keywood, M.D., Ward, J., Pierce, J.R., Gionfriddo, C.M., Tate, M.T., Krabbenhoft, D.P., Galbally, I.E., Molloy, S.B., Klekociuk, A.R., Johnston, P.V., Kreher, K., Thomas, A.J., Robinson, A.D., Harris, N.R.P., Johnson, R., and Wilson, S.R., 2015, Boundary layer new particle formation over East Antarctic sea ice – possible Hg-driven nucleation?. *Atmos Chem Phys*, 15, (23), 13339–13364.

Jacob, D.J., Prather, M.J., and Rasch, P.J., 1997, Evaluation and intercomparison of global atmospheric transport models using ²²²Rn and other short-lived tracers, *J. Geophys. Res.*, 102, 5953–5970.

Jacobs, S.S., 2014, Underway Hydrographic, Weather and Ship-state Data (JGOFS) from Nathaniel B. Palmer expedition NBP0901 (2009), Integrated Earth Data Applications (IEDA), doi:10.1594/IEDA/309878.

Jarvinen, E., Virkkula, A., Nieminen, T., Aalto, P.P., Asmi, E., Lanconelli, C., Busetto, M., Lupi, A., Schioppa, R., Vitale, V., Mazzola, M., Petaja, T., Kerminen, V.M., and Kulmala, M., 2013, Seasonal cycle and modal structure of particle number size distribution at Dome C, Antarctica. *Atmos Chem Phys*, 13, (15), 7473–7487.

Jones, J.M., Gille, S.T., Goosse, H., Abram, N.J., Canziani, P.O., Charman, D.J., et al. 2016, Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate, *Nature Climate Change*, 6(10), 917–926, doi:10.1038/NCLIMATE3103.

Jones, P.D., Lister, D.H., Osborn, T.J., Harpham, C., Salmon, M., and Morice, C.P., 2012, Hemispheric and large-scale land surface air temperature

- variations: An extensive revision and an update to 2010. *J. Geophys. Res.*, 117, D05127, doi:10.1029/2011JD017139.
- Jones, R.W., Renfrew, I.A., Orr, A., Webber, B.G.M., Holland, D.M., and Lazzara, M.A., 2016, Evaluation of four global reanalysis products using in situ observations in the Amundsen Sea Embayment, Antarctica. *J. Geophys. Res.: Atmosphere*, 121, doi:10.1002/2015JD024680.
- Jonsson, A.I., de Grandpre, J., Fomichev, V.I., McConnell, J.C., Beagley, S.R., 2004, Doubled CO₂-induced cooling in the middle atmosphere: photochemical analysis of the ozone radiative feedback. *J. Geophys. Res.* 109, D24103. <https://doi.org/10.1029/2004JD005093>.
- Jonsson, A.I., Fomichev, V.I., and Shepherd, T.G., 2009, The effect of nonlinearity in CO₂ heating rates on the attribution of stratospheric ozone and temperature changes. *Atmos. Chem. Phys.* 9, 8447-8452.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2).
- Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Parker, D.E., and Saunby, M., 2011a, Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. measurement and sampling uncertainties. *J. Geophys. Res.*, 116, D14103, doi:<https://doi.org/10.1029/2010JD015218>.
- Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Parker, D.E., and Saunby, M., 2011b, Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization. *J. Geophys. Res.*, 116, D14104, doi:<https://doi.org/10.1029/2010JD015220>.
- Kennicutt, M.C., Chown, S.L., Cassano, J.J., Liggett, D., Massom, R., Peck, L.S., Rintoul, S.R., Storey, J.W.V., Vaughan, D.G., Wilson, T.J. and Sutherland, W.J., 2014, Six priorities for Antarctic science. *Nature*, 512, 23-25.
- Kerminen, V.M., Chen, X.M., Vakkari, V., Petaja, T., Kulmala, M., and Bianchi, F., 2018, Atmospheric new particle formation and growth: review of field

- observations. *Env. Res. Lett.*, 13(10).
- Kim, S.-J., Crowley, T.J. and Stoessel, A., 1998, Local orbital forcing of Antarctic climate change during the Last Interglacial. *Science*, 280, 728-730.
- Kim, S.-J. and Lee, B.Y., 2009, Westerly Winds in the Southern Ocean During the Last Glacial Maximum Simulated in CCM3. *Ocean and Polar Research*, 31, 297-304, doi:10.4217/OPR.2009.31.4.297.
- Kim, S.-J., Lü, J., and Kim, B.-M., 2014, The Southern Annular Mode (SAM) in PMIP2 Simulations of the Last Glacial Maximum. *Adv. Atmos. Sci.*, 31, 863-878, doi:10.1007/s00376-013-3179-8.
- Kim, J., Yoon, Y.J., Gim, Y., Choi, J.H., Kang, H.J., Park, K.T., Park, J., and Lee, B.Y., 2019, New particle formation events observed at King Sejong Station, Antarctic Peninsula - Part 1: Physical characteristics and contribution to cloud condensation nuclei. *Atmos Chem Phys*, 19, (11), 7583-7594.
- KMA, 2006, Real-time quality control system for meteorological observation data (I) Application, 11-1360000-000206-01 (Tech. Note 2006-2), 157 pp.
- Kobayashi, S., and Coauthors, 2015, The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5-48, doi:https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001.
- König-Langlo, G., 2010, Continuous Meteorological Surface Measurement During POLARSTERN Cruise ANT-XXVI/3, Alfred Wegener Institute, Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Bremerhaven, doi:10.1594/PANGAEA.743575.
- Kulmala, M., Dal Maso, M., Makela, J.M., Pirjola, L., Vakeva, M., Aalto, P., Mikkulainen, P., Hameri, K., and O'Dowd, C. D., 2001, On the formation, growth and composition of nucleation mode particles. *Tellus B*, 53, (4), 479-490.
- Kulmala, M., Vehkamäki, H., Petaja, T., Dal Maso, M., Lauri, A., Kerminen, V.M., Birmili, W., and McMurry, P. H., 2004, Formation and growth rates of ultrafine atmospheric particles: a review of observations. *J. Aerosol Sci*, 35, (2), 143-176.
- Kwok, R., and Comiso, Josefino C., 2002, Spatial patterns of variability in

Antarctic surface temperature:connections to the southern hemisphere annular mode and the southern oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 29(14), 1705, doi:10.1029/2002GL015415.

Lachlan-Cope, T., and W. Connolley, 2006, Teleconnections between the tropical Pacific and the Amundsen-Bellingshausen Sea:Role of the El Niño/Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 111, D23101, doi:10.1029/2005JD006386.

Lee, J., Sperber, K.R., Gleckler, P.J., Bonfils, C.J.W., Taylor, K.E., 2019, Quantifying the agreement between observed and simulated extratropical modes of interannual variability. *Clim. Dyn.*, 52, 4057–4089.

Lefebvre, W., and H. Goosse, 2004, Influence of the southern annular mode on the sea ice–ocean system:the role of the thermal and mechanical forcing. *J. Geophys. Res.*, 109, C09005, doi:10.1029/2004JC002403.

Li, X., Holland, D.M., Gerber, E.P., and Yoo, C., 2014, Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice. *Nature*, 505, 538.

Liu, W., Lu, J., Leung, R., Xie, S.-P., Liu, Z., and Zhu, J., 2015, The de-correlation of westerly winds and westerly-wind stress over the Southern Ocean during the Last Glacial Maximum. *Clim. Dyn.*, 45, 3157–3168.

Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., He, F., Brady, E.C., Tomas, R., Clark, P. U., Carlson, A.E., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., and Cheng, J., 2009, Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerod warming, *Science*, 325, 310–4.

Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J.F., Curry, W.B., Dokken, T., Hall, I.R., Herguera, J.C., Hirschi, J.J.-M., Ivanova, E.V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T.M., McCave, I.N., McManus, J.F., Mulitza, S., Ninnemann, U., Peeters, F., Yu, E.-F., and Zhan, R., 2007, Atlantic meridional overturning circulation during the Last Glacial Maximum. *Science* 316, 66–69.

Meehl, G.A., 1991, A reexamination of the mechanism of the semi-annual cycle in the Southern Hemisphere. *J. of Climate*, 4(9), 911–926.

- Minikin, A., Legrand, M., Hall, J., Wagenbach, D., Kleefeld, C., Wolff, E., Pasteur, E. C., and Ducroz, F., 1998, Sulfur-containing species (sulfate and methanesulfonate) in coastal Antarctic aerosol and precipitation. *J. Geophys Res-Atmos*, 103, (D9), 10975-10990.
- Mishra, V.K., Kim, K.H., Hong, S., and Lee, K., 2004, Aerosol composition and its sources at the King Sejong Station, Antarctic peninsula. *Atmos Environ*, 38, (24), 4069-4084.
- Nicolas, J.P., and Bromwich, D.H., 2014, New Reconstruction of Antarctic Near-Surface Temperatures: Multidecadal Trends and Reliability of Global Reanalyses. *J. of Climate*, 27, 8070-8093, doi:10.1175/JCLI-D-13-00733.1.
- North, G.R., Bell, T.L., Cahalan, R.F., and Moeng, F.J., 1982, Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Mon. Weather Rev.*, 110, 699-706.
- O' Donnell, R., Lewis, N., McIntyre, S., Condon, J., 2010, Improved Methods for PCA-Based Reconstructions: Case Study Using the Steig et al. (2009) Antarctic Temperature Reconstruction. *J. of Clim.*, 24, 2099-2115.
- Oliva, M., Navarro, F., Hrbacek, F., Hernandez, A., Nyvlt, D., Pereira, P., Ruiz-Fernandez, J., and Trigo, R., 2016, Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. *Science of Total Environment*, doi:10.1016/j.scitotenv.2016.12.030.
- Pan, L.L., Randel, W.J., Gille, J.C., Hall, W.D., Nardi, B., Massie, S., Yudin, V., Khosravi, R., Konopka, P., and Tarasick, D., 2009, Tropospheric intrusions associated with the secondary tropopause. *J. Geophys. Res.* 114, D10302. <https://doi.org/10.1029/2008JD011374>.
- Park, K.T., Lee, K., Shin, K., Jeong, H. J., and Kim, K. Y., 2014, Improved Method for Minimizing Sulfur Loss in Analysis of Particulate Organic Sulfur. *Anal. Chem*, 86, (3), 1352-1356.
- Park, K.T., Lee, K., Kim, T.W., Yoon, Y.J., Jang, E.H., Jang, S., Lee, B.Y., and Hermansen, O., 2018, Atmospheric DMS in the Arctic Ocean and Its Relation to Phytoplankton Biomass. *Global Biogeochem Cy*, 32, (3), 351-359.

- Parrondo, M.C., Yela, M., Gil, M., von der Gathen, P., and Ochoa, H., 2007, Mid-winter lower stratosphere temperatures in the Antarctic vortex: comparison between observations and ECMWF and NCEP operational models. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 435-441, <https://doi.org/10.5194/acp-7-435-2007>.
- Parrondo, M.C., Gil, M., Yela, M., Johnson, B.J., and Ochoa, H.A., 2014, Antarctic ozone variability inside the polar vortex estimated from balloon measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 217-229, <https://doi.org/10.5194/acp-14-217-2014>.
- Plummer, D. A., Scinocca, J. F., Shepherd, T. G., Raeder, M. C., Jonsson, A. I., 2010, Quantifying the contributions to stratospheric ozone changes from ozone depleting substances and greenhouse gases. *Atmos. Chem. Phys.* 10, 8803-8820. <https://doi.org/10.5194/acp-10-8803-2010>.
- Poli, P., and Co-authors, 2013, The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C), ERA Rep. Ser. 14, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, U. K.
- Purich, A., and Co-authors, 2016, Tropical Pacific SST drivers of recent Antarctic sea ice trends. *J. Climate*, 29, 8931-8948, doi:10.1175/JCLI-D-16-0440.1.
- Preunkert, S., Legrand, M., Jourdain, B., Moulin, C., Belviso, S., Kasamatsu, N., Fukuchi, M., and Hirawake, T., 2007, Interannual variability of dimethylsulfide in air and seawater and its atmospheric oxidation by-products (methanesulfonate and sulfate) at Dumont d'Urville, coastal Antarctica (1999-2003). *J Geophys Res-Atmos*, 112, (D6).
- Prospero, J.M., Savoie, D.L., Saltzman, E.S., and Larsen, R., 1991, Impact of Oceanic Sources of Biogenic Sulfur on Sulfate Aerosol Concentrations at Mawson, Antarctica. *Nature*, 350, (6315), 221-223.
- Quinn P.K., and Bates T.S., 2011, The case against climate regulation via oceanic phytoplankton sulphur emissions. *Nature*, 480, 51-56.
- Raphael, M. N., 2004, A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* 31, L23212.

- Raphael, M.N., Marshall, G.J., Turner, J., Fogt, R.L., Schneider, D., Dixon, D.A., Hosking, J.S., Jones, J.M., and Hobbs, W.R., 2016, The Amundsen Sea Low : variability, change, and impact on Antarctic Climate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 97, 111–121, doi:10.1175/BAMS-D-14-00018.1.
- Rasch, P.J., Feichter, J., and Law, K., 2000, A comparison of scavenging and deposition processes in global models: results from the WCRP Cambridge Workshop of 1995. *Tellus*, 52B, 1025–1056, 2000.
- Read, K.A., Lewis, A.C., Bauguitte, S., Rankin, A.M., Salmon, R.A., Wolff, E.W., Saiz-Lopez, A., Bloss, W.J., Heard, D.E., Lee, J.D., and Plane, J.M.C., 2008, DMS and MSA measurements in the Antarctic Boundary Layer: Impact of BrO on MSA production. *Atmos Chem Phys*, 8, (11), 2985–2997.
- Reusch, D.B., and Alley, R.B., 2004, A 15-year West Antarctic climatology from six automatic weather station temperature and pressure records, *J. Geophys. Res.*, 109, D04103, doi:10.1029/2003JD004178.
- Rojas, M., 2013, Sensitivity of Southern Hemisphere circulation to LGM and 4×CO₂ climates. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 965–970
- Scarchilli, C., Frezzotti M., and Ruti, P.M., 2011, Snow precipitation at four ice core sites in East Antarctica: Provenance, seasonality and blocking factors. *Climate Dyn.*, 37, 2107–2025, doi:10.1007/s00382-010-0946-4.
- Schloesser, F., Friedrich, T., Timmermann, A., DeConto, R.M., and Pollard, D., 2019, Antarctic iceberg impacts on future Southern Hemisphere climate. *Nat. Clim. Chang.*, 9, 672–677.
- Schmidt, G.A., and Coauthors, 2014, Using palaeo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5. *Climate Past*, 10, 221–250, doi:https://doi.org/10.5194/cp-10-221-2014.
- Schneider, D.P., Steig, E.J., and Comiso, J.C., 2004, Recent Climate Variability in Antarctica from Satellite-Derived Temperature Data. *J. Clim.*, 17, 1569–1583.
- Schneider, D.P., Deser, C., and Fan, T., 2015, Comparing the Impacts of Tropical SST Variability and Polar Stratospheric Ozone Loss on the Southern Ocean Westerly Winds. *J. Clim.*, 28, 9350–9372.

- Shen, X.J., Sun, J.Y., Zhang, X.Y., Zhang, Y.M., Zhang, L., and Fan, R.X., 2016, Key features of new particle formation events at background sites in China and their influence on cloud condensation nuclei. *Front Env. Sci. Eng.*, 10, (5).
- Sigman, D.M., and Boyle, E.A., 2000, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407, 859-869.
- Sikes, E.L., Howard, W.R., Samson, C.R., Mahan, T.S., Robertson, L.G., and Volkman, J.K., 2009, Southern Ocean seasonal temperature and Subtropical Front movement on the South Tasman Rise in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 24, PA2201.
- Sime, L.C., Hodgson, D., Bracegirdle, T.J., Allen, C., Perren, B., Roberts, S., and de Boer, A.M., 2016, Sea ice led to poleward-shifted winds at the Last Glacial Maximum: the influence of state dependency on CMIP5 and PMIP3 models. *Clim. Past.*, 12, 2241-2253.
- Smith, K.L., and Polvani, L.M., 2017, Spatial patterns of recent Antarctic surface temperature trends and the importance of natural variability: lessons from multiple reconstructions and the CMIP5 models. *Clim. Dyn.*, 48, 2653-2670.
- Solomon, S., Portmann, R.W., Sasaki, T., Hofmann, D.J., and Thompson, D.W.J., 2005, Four decades of ozonesonde measurements over Antarctica. *J. Geophys. Res.* 110, D21311. <https://doi.org/10.1029/2005JD005917>.
- Solomon, S., Haskins, J., Ivy, D.J., and Min, F., 2014, Fundamental differences between Arctic and Antarctic ozone depletion. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 111, 6220-6225.
- Stefels, J., Steinke, M., Turner, S., Malin, G., and Belviso, S., 2007, Environmental constraints on the production and removal of the climatically active gas dimethylsulphide (DMS) and implications for ecosystem modelling. *Biogeochemistry*, 83, (1-3), 245-275.
- Steig, E.J., Schneider, D.P., Rutherford, S.D., Mann, M.E., Comiso, J.C., and Shindell, D.T., 2009, Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 457, 459.

- Stenni, B., Curran, M.A.J., Abram, N.J., Orsi, A., Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Neukom, R., Goosse, H., Divine, D., van Ommen, T., Steig, E.J., Dixon, D.A., Thomas, E.R., Bertler, N.A.N., Isaksson, E., Ekaykin, A., Werner, M., and Frezzotti, M., 2017, Antarctic climate variability on regional and continental scales over the last 2000 years. *Clim. Past.*, 13, 1609–1634.
- Stolarski, R.S., Douglass, A.R., Remsberg, E.E., Livesey, N.J., Gille, J.C., 2012, Ozone temperature correlations in the upper stratosphere as a measure of chlorine content. *J. Geophys. Res.* 117, D10305. <https://doi.org/10.1029/2012JD017456>.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J. and Meehl, G.A., 2012, An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498,
- Thompson, D.W.J., Solomon, S., Kushner, P.J., England, M.H., Grise, K.M., and Karoly, D.J., 2011, Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nat. Geosci.*, 4, 741–749.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L., Carson, S.R., 2006, Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21, PA2005
- Toggweiler, J.R., and Russell, J. L., 2008, Ocean circulation in a warming climate. *Nature*, 45, 286–288.
- Toggweiler, J.R., 2009, Shifting westerlies. *Science*, 323, 1434–1435.
- Turner, J., Chenoli, S.N., Abu Samah, A., Marshall, G., Phillips, T., and Orr, A., 2009, Strong wind events in the Antarctic. *J. of Geophys. Res.*, 114, D18103, doi:10.1029/2008JD011642.
- Turner, J., Tony Phillips, J. Scott Hosking, Gareth J. Marshall and Andrew Orr, 2012, The Amundsen Sea Low. *Int. J. Climatol*, doi: 10.1002/joc.3558.
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J.S., Marshall, G.J., and Orr, A., 2013, The Amundsen Sea Low. *Int. J. Climatol.*, 33(7), 1818–1829. doi:10.1002/joc.3558.
- Turner, J., Hosking, J., Marshall, G., Phillips, T., and Bracegirdle, T., 2016, Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the Amundsen Sea Low. *Climate Dynamics*, 46, 2391–2402,

doi:10.1007/s00382-015-2708-9.

Uppala, S.M., and Coauthors, 2005, The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961-3012, doi: 10.1256/qj.04.176.

Vaisala, 2018, User Guide: Vaisala Radiosonde RS41-SG and RS41-SGP, M211667EN-G, pp.42.

van den Broeke, M. R., 1998a, The semi-annual oscillation and Antarctic climate, part1: influence on near-surface temperatures (1957-79), *Antarctic Science*, 10(2), 175-183. doi:10.1017/S0954102098000248.

van den Broeke, M. R., 1998b, The semi-annual oscillation and Antarctic climate, part2: recent changes. *Antarctic Science*, 10(2), 184-191. doi:10.1017/S095410209800025X.

van den Broeke, M. R., 2000, The semi-annual oscillation and Antarctic climate, part3: The role of near-surface wind speed and cloudiness. *Int. J. Climatol.*, , 20, 117-130, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(200002)20:2%3C117::AID-JOC481%3E3.0.CO;2-B.

van Loon, H., 1967, The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. of the Atmos. Sci.*, 24(5), 472-486. doi:10.1175/1520-0469.

Velasco, R.M., Uribe, F.J., and Pérez-Chavela, E., 2008, Stratospheric ozone dynamics according to the Chapman mechanism. *J. Math. Chem.* 44, 529-539. [https://doi.org/ 10.1007/s10910-007-9326-7](https://doi.org/10.1007/s10910-007-9326-7).

Warren, D.R., and Seinfeld, J.H., 1985, Prediction of Aerosol Concentrations Resulting from a Burst of Nucleation. *J. Coll. Interf. Sci.*, 105, (1), 136-142.

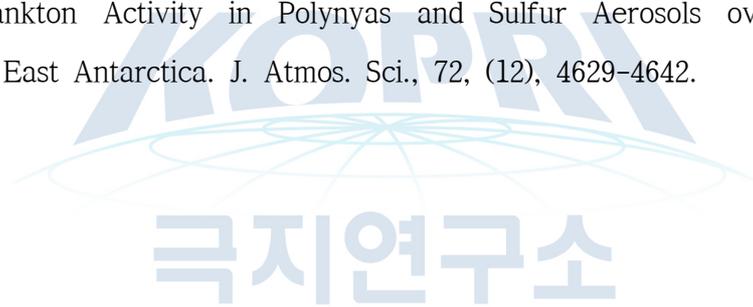
Weller, R., Schmidt, K., Teinila, K., and Hillamo, R., 2015, Natural new particle formation at the coastal Antarctic site Neumayer. *Atmos. Chem. Phys.*, 15, (19), 11399-11410.

WMO, 2004, Guidelines on quality control procedures for data from automatic weather stations. CIMO/OPAGSURFACE/ET ST&MT-1/Doc. 6.1(2), 10 pp.

Wolff, E.W., and Cachier, H., 1998, Concentrations and seasonal cycle of black carbon in aerosol at a coastal Antarctic station. *J. Geophys. Res.*, 103, 1103-

11042.

- Yli-Juuti, T., Riipinen, I., Aalto, P.P., Nieminen, T., Maenhaut, W., Janssens, I. A., Claeys, M., Salma, I., Ocskay, R., Hoffer, A., Imre, K., and Kulmala, M., 2009, Characteristics of new particle formation events and cluster ions at K-pusztá, Hungary. *Boreal Environ. Res.*, 14, (4), 683-698.
- Yoon, Y.J., O'Dowd, C.D., Jennings, S.G., and Lee, S. H., 2006, Statistical characteristics and predictability of particle formation events at Mace Head. *J. Geophys. Res.-Atmos*, 111, (D13).
- Zhang, K., Wan, H., Zhang, M. and Wang, B., 2008, Evaluation of the atmospheric transport in a GCM using radon measurements: sensitivity to cumulus convection parameterization. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2811-2832.
- Zhang, M.M., Chen, L.Q., Xu, G.J., Lin, Q., and Liang, M. Y., 2015, Linking Phytoplankton Activity in Polynyas and Sulfur Aerosols over Zhongshan Station, East Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, 72, (12), 4629-4642.



KOPRI



주 의
극지연구소

1. 이 보고서는 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안 됩니다.