

발간등록번호

11-1360000-001657-01

ISBN 978-89-954715-7-9

한국 기후변화 평가보고서 2020

- 기후변화 과학적 근거 -

Korean Climate Change Assessment Report 2020



기상청
Korea Meteorological
Administration

발간등록번호

11-1360000-001657-01

ISBN 978-89-954715-7-9

한국 기후변화 평가보고서 2020

- 기후변화 과학적 근거 -



기상청

Korea Meteorological
Administration

서문

기상청은 기후변화를 일으키는 온실가스 감시부터 기후변화 시나리오 생산, 영향 분석에 이르기까지 여러 분야에서 '기후변화과학'을 주도하고 있습니다. 특히, 온실가스 배출에 따라 2100년까지 기후가 어떻게 변화할지 예측한 기후변화 시나리오를 생산함으로써, 국가와 지자체 기후변화 적응대책 수립에 활용할 수 있는 과학적 근거를 제공하고 있습니다.

더 나아가 한반도 기후변화의 과학적 근거와 이와 관련된 영향을 이해하고 국가 기후변화 적응대책 수립을 지원하고자, 2011년부터 「한국 기후변화 평가보고서」를 발간하고 있습니다.

올해는 '제3차 국가 기후변화 적응대책(21~25)' 수립을 위해, 앞서 발간되었던 「한국 기후변화 평가보고서 2014」를 바탕으로 최근의 연구 결과들을 반영·보완한 「한국 기후변화 평가보고서 2020」을 환경부와 공동으로 발간했습니다. 이번 보고서는 기본적으로 IPCC 보고서를 참고하여 우리나라 실정에 맞게 구성하였습니다. 특히, IPCC 1.5°C 특별보고서 관련 내용을 '10장 단기 및 장기 기후변화 전망'에 포함하였고, 미래예측의 유용한 도구인 '8장 기후모델 평가'에서는 전구기후모델, 지역기후모델, 지역결합모델 등으로 세분화하여 작성하였습니다. 또한, 종합적인 전문가 평가를 통하여 연구 결과의 신뢰도를 3단계(견고한 동의, 중간적 동의, 제한적 동의)로 제시하였습니다.

이번 보고서는 최근(2014년~2019년) 1,156편의 국내·외 논문 및 국가기관 보고서의 연구 결과를 이용하였고, 분야별 전문가 70여 명이 참여하였습니다. 보고서가 발간되기까지 자료를 수집하고 정리하신 모든 저자분과 기상청 관련 부서에 감사드립니다.

「한국 기후변화 평가보고서 2020」을 통해 기후변화 현상을 이해하는 한편, 연구자료의 부족으로 제한적 동의에 그친 분야는 더욱 활성화될 수 있길 바랍니다. 또한, 정책결정자에게는 미래 기후변화에 대비한 정책 수립의 과학적 근거로 활용되길 기대합니다.

2020. 7.

기상청장 김 종 석

목 차

	서문	i
제 1 장	소개	1
	1.1. 서론	2
	1.2. 국립기상과학원 「IPCC 6차 평가 보고서 대응 전지구 기후전망」 주요 결과	6
	1.3. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 요약 및 「한국 기후변화 평가보고서 2020」 주요 결과	7
	1.4. 참고문헌	24
제 2 장	관측: 대기과 지표	25
	2.1. 서론	26
	2.2. 대기조성 및 복사수지의 변화	27
	2.3. 기온과 지표의 변화	32
	2.4. 물순환의 변화	37
	2.5. 극한현상의 변화	42
	2.6. 대기대순환과 기후변동의 변화	46
	2.7. 결론	52
	2.8. 참고문헌	53
제 3 장	관측: 해양 및 빙권	63
	3.1. 서론	64
	3.2. 해양	65
	3.3. 빙권	79
	3.4. 결론	92
	3.5. 참고문헌	93
제 4 장	고기후기록에 의한 정보	103
	4.1. 서론	104
	4.2. 화분에 의한 고기후	104
	4.3. 동물화석에 의한 고기후	114
	4.4. 연륜에 의한 고기후	120
	4.5. 고문헌에 의한 고기후	124
	4.6. 동굴생성물에 의한 고기후	132
	4.7. 결론	133
	4.8. 참고문헌	133
제 5 장	탄소순환과 기타 생지화학순환	137
	5.1. 서론	138
	5.2. 탄소순환	138
	5.3. 기타 생지화학순환	153
	5.4. 결론	155
	5.5. 참고문헌	156

목 차

제 6 장	구름과 에어로졸	167
	6.1. 서론	168
	6.2. 구름	168
	6.3. 에어로졸	172
	6.4. 구름과 에어로졸의 상호작용	180
	6.5. 복사강제력과 유효복사강제력	183
	6.6. 강수변화의 과정	186
	6.7. 결론	188
	6.8. 참고문헌	188
제 7 장	인위적 및 자연적 복사강제력	201
	7.1. 서론	202
	7.2. 대류권 오존	204
	7.3. 인위적 복사강제력	209
	7.4. 자연적 복사강제력	215
	7.5. 배출량 매트릭스	221
	7.6. 결론	226
	7.7. 참고문헌	227
제 8 장	기후모델 평가	233
	8.1. 서론	234
	8.2. 전구기후모델	235
	8.3. 지역기후모델 상세화	242
	8.4. 지역결합모델	250
	8.5. 극한 현상 모의	255
	8.6. 결론	255
	8.7. 참고문헌	259
제 9 장	기후변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화	261
	9.1. 서론	262
	9.2. 동아시아와 한반도 기온과 강수 변화	263
	9.3. 기후변동성 변화와 한반도	267
	9.4. 한반도 기상재해의 변화	279
	9.5. 요약 및 결론	290
	9.6. 참고문헌	291
제 10 장	단기 및 장기 기후변화 전망	307
	10.1. 서론	308
	10.2. 대기와 지표	310
	10.3. 해양과 빙권	320
	10.4. 1.5°C 기후변화전망	325
	10.5. 결론	327
	10.6. 참고문헌	328

표목차

표 1.1.	연구결과 신뢰도 평가(동의 수준)의 구분	3
표 1.2.	한국 기후변화 평가보고서에 사용된 참고문헌 수	3
표 1.3.	IPCC 4차, 5차 6차 평가 보고서의 흐름 및 「한국 기후 변화 평가 보고서 2020」의 범위	5
표 2.1.	1880~2018년 전지구 평균 표면 기온(육지+해양)의 편차 상위 10위 해 (NOAA, 2019a).	33
표 2.2.	1973~2018년 우리나라 평균 표면 기온의 상위 10위 해 (국가기후데이터센터, 2019).	35
표 2.3.	1960~2012년 동안 11개 관측소 평균 계절별 기온 추세 (°C/10년) (Min et al., 2015). *표시는 95% 유의한 추세를 나타냄.	43
표 3.1.	계절별 북극 해빙면적 비울편차의 경향과 95% 확신범위 (단위: %/10년).	86
표 3.2.	계절별 남극 해빙면적 비울편차의 경향과 95% 확신범위 (단위: %/10년).	87
표 4.3.1.1.	강원도 동굴유적의 동물상 (조태섭, 2019a)	116
표 4.3.2.1.	우리나라 신석기시대 남해안 유적의 동물상(이영덕, 2013)	118
표 4.4.2.1.	수종 상호간 산소동위원소연대기 상관분석(TC: 주목, PK: 잣나무, AK: 구상나무, QM: 신갈나무)	122
표 4.5.1.1.	고종 30년간(1871~1900년) 연간 맑음 일수(연평균 289.2일, LN=N 윤달)(김일권, 2015)	126
표 6.1.	2014~2019년 동안 구름과 에어로졸 분야에 대해 국내 소속 기관의 저자에 의해 연구되었거나, 국의 소속 기관에 소속된 저자가 동아시아 지역을 대상으로 연구한 논문의 수. 괄호는 국외 소속 기관 저자에 의해 작성된 논문을 의미함.	168
표 7.1.	CO ₂ 에 비하여 계산되어진 순간 배출과 지속배출 형태의 GWP, GTPs, GPPs의 값. 모든 물질은 20년과 100년의 시간 규모로 계산되었음.	224
표 8.1.	개발된 지역결합모델들의 예시 (Ham et al., 2016, Table 1)	249
표 10.1	한반도 기온 및 강수의 장기 미래전망 요약	314
표 10.2.	1986~2005년 대비 2081~2100년의 CMIP5 앙상블 평균해수면 상승(m) (허태경 외, 2018)	323

그림목차

그림 2.1.	안면도(검은색, AMY), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(빨간색, Global)의 CO ₂ 농도 변화 (기상청(2019)의 그림 3.1.1)	28
그림 2.2.	2018년 안면도(검은색, AMY), 고산(초록색, IGS), 울릉도(노란색, ULD)의 월평균 CO ₂ 농도 변화 (기상청(2019)의 그림 3.1.3)	28
그림 2.3.	안면도(검은색, AMY), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(빨간색, Global)의 CH ₄ 농도 변화 (기상청(2019)의 그림 3.1.20).	28
그림 2.4.	안면도(검정색, AMY), 고산(녹색, IGS), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(붉은색, Global)의 N ₂ O 농도 변화(기상청(2019)의 그림 3.1.22)	29
그림 2.5.	안면도(검은색, AMY), 고산(초록색, IGS), 울릉도(노란색, ULD), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(빨간색, Global)의 SF ₆ 농도 변화(기상청(2019)의 그림 3.1.23)	29
그림 2.6.	안면도(검정색, AMY)과 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(붉은색, Global)의 (위) CFC-11, (중간) CFC-12, (아래) CFC-113의 농도 추세(기상청(2019)의 그림 3.1.24)	29
그림 2.7.	한반도 평균 연평균 O ₃ 농도 추이(국립환경과학원(2018)의 그림 2.4 좌)	30
그림 2.8.	한반도 평균 연평균 CO 농도 추이(국립환경과학원(2018)의 그림 2.4 우)	30
그림 2.9.	한반도 평균 연평균 NO ₂ 농도 추이(국립환경과학원(2018)의 그림 2.3 좌)	30
그림 2.10.	한반도 평균 연평균 SO ₂ 농도 추이(국립환경과학원(2018)의 그림 2.3 좌)	31
그림 2.11.	안면도, 고산, 포항에서 관측한 연평균 오존 전량 추이(기상청(2019)의 그림 3.5.1)	31
그림 2.12.	2018년 안면도의 (위)태양상향복사, (중간)태양하향복사 고산의 (아래)태양하향복사의 월변화(상자). 2008~2017년(안면도), 2009~2017년(고산)의 평균(선)(기상청(2019)의 그림 3.4.3)	31
그림 2.13.	2018년 안면도 (위) 지구상향복사, (아래) 지구하향복사 월변화 (상자). 2008~2017년 평균(선) (기상청(2019)의 그림 3.4.4)	32
그림 2.14.	2018년 안면도 순복사 월변화 (상자). 2008~2017년 평균(선)(기상청(2019)의 그림 3.4.4)	32
그림 2.15.	미국, 일본 및 영국 6개 기관에서 제공된 1880~2018년까지 전지구 평균 지표 기온(지표 기온+해수면온도) 편차(1951~1980년 평균에 대한 편차)의 연변동 시계열 임 (Lenssen et al., 2019).	33
그림 2.16.	(위) 1901~2018년 및 (아래) 1989~2018년 전지구 지표 기온 추세 분포임. 회색 격자는 결측을 의미함 (NOAA, 2019b).	33
그림 2.17.	1990~2013년 겨울철 지표 기온의 선형추세임(Cohen et al., 2014).	34
그림 2.18.	1912~2017년 기간 동안 우리나라 6개 기상관측소 지점의 연평균 최고, 평균, 최저기온 시계열 (국립기상과학원, 2018).	34
그림 2.19.	1912~2017년 기간 동안 여름철 및 겨울철 최고, 평균, 최저기온 연 변화 (국립기상과학원, 2018)	35
그림 2.20.	1912~2017년 기간 동안 전국 47개 지점(내륙 45개 지점 + 제주, 서귀포) 연평균 지표 기온 변화율(/10년) 분포도임. 검정색 원: 관측 지점 위치임(기상청 종합 기후변화감시정보, 2018).	36
그림 2.21.	1979~2006년에 기반한 여름철 (위) 토양수분-대기 되먹임 지수와 (아래) 토양수분이 설명하는 지표 기온의 변동성 비율임 (좌측에서부터 CLM, Mosaic, 그리고 Noah) (Zhang and Dong, 2009).	36
그림 2.22.	1948~2010년 기간 (위) 연평균 토양수분 추세 분포와 (아래) 동아시아 지역에서 평균된 토양수분 시계열임. 가위표는 95% 신뢰도를 만족하는 그리드를 의미하고, 파란실선은 200mm 강수를, 검정실선은 600mm 강수를 의미함 (Cheng et al. 2015).	37

그림목차

그림 2.23.	45개의 KMA 관측소 강수의 1973년~2015년 (a) 6월, (b) 7월, (c) 8월, (d) 9월의 강수량 (바) 및 선형 경향성 (검정 실선) (Lee et al. 2017).	38
그림 2.24.	6개의 KMA 관측소 강수의 1913년~2012년 (검정 실선), 1983~2012년 (점선) 11일 이동 평균 강수량 (검정 실선). 최근 기간의 강수량이 전기간 강수량에 비해 많을 경우 빨간색 영역, 적을 경우 남색 영역으로 표시 (Baek et al. 2017).	39
그림 2.25.	(a) 여름철 (6~8월) CRU 데이터 기반 한반도 (120~130°E, 35~40°N) 지역 평균 강수와 여름철 열대 대서양 해수면 온도 (60°W-20°E, 30°S-30°N) 간의 15년 이동 평균 상관 관계. 여름철 열대 대서양 해수면 온도 (x축)과 여름철 한반도 강수 (y축) 간의 (b) 1948~1978년, (c) 1979~1993 (파랑), 1994~2008 (빨강) 기간에 대한 산점도. Ham et al. (2019).	39
그림 2.26.	(위) 1973~1995년 기간 라디오존데로 관측한 가강수량 (precipitable water) 의 선형 경향성 (아래) 같은 기간 ERA40 재분석 자료의 선형 경향성. Trenberth et al. (2007).	40
그림 2.27.	1978~2007년 기간의 오산, 광주, 포항 (a) 850hPa, (b) 700hPa, (c) 500hPa 거도 수증기 혼합비 (mixing ratio) 의 시계열 및 선형 경향성 Eum and Suh (2011).	40
그림 2.28.	1982~2008년 기간의 5년 이동 평균된 아시아 495개 지점 평균 상대습도 아노말리의 시계열. Wang et al. (2012).	40
그림 2.29.	(a) PATMOS-x 와 ISCCP 위성 산출물 데이터를 이용한 1983-2009년 기간의 운량 선형 경향성. (b) 1985~1989년 ERBS 로부터의 2002~2014 CERES 구름 알베도의 차이. (c) 1983~2009년 CMIP5 historical simulation 의 운량 변화의 선형 경향성. Norris et al. (2016).	41
그림 2.30.	1961~2013년 기간의 중국 평균 증발산 아노말리의 시계열. Liu et al. (2017).	42
그림 2.31.	1975~2005년 기간의 (a) 전주와 (b) 춘천 지역의 Penman-FAO24 기법에 근거해 산출한 연평균 증발산 시계열 및 선형 경향성. 양해근 (2007).	42
그림 2.32.	(a) 우리나라 45개 관측소 기온 자료 기반 폭염일수 (Yeh et al., 2018의 그림 1a). (b) 여름철 야간고온 사례 (persistent warm night)의 지속기간 변화 (김민기와 최영은, 2017, 그림 5)	43
그림 2.33.	(a) 우리나라 11개 관측소 평균 일평균기온의 변화 (1960~2012년). 동그라미 표시는 일평균 기온 관측값. 파란 실선은 하위 1% 기온값 추세 (유영은 등, 2015 그림 1). (b) 한랭야 발생 빈도 시계열 (1960~2015년). 회색과 빨간색 동그라미는 10개 관측소 및 서울 관측값 (Yoo et al. 2019, 그림 1a)	44
그림 2.34.	1993~2013년 기간 동안 발생한 우리나라 집중호우의 월별 분포 (Ham et al., 2019 그림 1)	45
그림 2.35.	(a) 8~9월 우리나라 12개 관측소 집중호우 누적 강수량 (흰 막대) 중 태풍과 관련된 강수량 (검정 막대) (Kim et al. 2006, 그림 2a). (b) 1975~2012년 기간 8월에 우리나라에 영향을 미친 태풍 수의 상대 편차 (Choi et al. 2017 그림 12c)	46
그림 2.36.	(a) 대만 평균 상향 장파복사의 차(1980~2010년). (b) 5일 평균된 상향 장파복사의 차(색)와 그 선형추세(선). (Wang et al., 2016)	47
그림 2.37.	2008년부터 2019년까지 ONI 시계열. (https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-niño-index)	48
그림 2.38.	월별 북인도양 지역 평균된 SSH자료(회색)를 사용하여 계절평균이 제거(검은색)되고 단주기 파동이 제거된(파란색) 시계열. (Thompson et al., 2016)	49
그림 2.39.	3개월 평균된 표준화된 AO 지수 시계열. AO 패턴은 북반구(20N-90N) 월별 1000-hPa 지위고도장으로부터 EOF 분석을 통하여 첫 번째 모드로 추출됨. (NOAA CPC; https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/month.ao.gif)	50

그림 2.40.	그림 2.6.4와 같으나 PNA 인덱스 시계열을 보이며, 이는 500-hPa 지위고도장을 활용하여 정의됨. (NOAA CPC; https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/pna.timeseries.gif)	50
그림 2.41.	북극 해빙 면적 이상의 6월 추세. (NOAA NSIDC; https://nsidc.org/data/seaice_index/compare_trends)	51
그림 2.42.	싱가포르에서 라디오존데를 활용하여 70-hPa부터 10-hPa까지 1981년부터 2019년까지 관측된 월별 동서방향 바람. (https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/qbo/qbo_plot.pdf)	51
그림 3.1.	겨울철(NDJ) 국지 난류열속과 2개월 후(JFM) 해표면수온(a,b) 상관분석 결과 및 (c, d) 겨울철(NDJ) 표면기온(색상)과 해상풍(벡터)의 2개월 후(JFM) 쿠로시오 재순환 해역(사각형 상자 표시) 평균 해표면수온 회귀분석 결과(Pak et al., 2019).	66
그림 3.2.	1950년대 이후 동해 심층해수 생성 과정의 변화를 나타낸 모식도(Yoon et al., 2018).	67
그림 3.3.	(북)극진동지수(Arctic Oscillation index, AOI, 빨간색)와 동해 연안에서 관측된 동일 고수온-고염분(iso-spiciness=0.65) 밀도(sigma-theta, 검은색)의 시계열(Nam et al., 2016).	68
그림 3.4.	해상경계층(marine planetary boundary layer) 기작 모식도. (a, b) 동한난류가 잘 발달하고 해상경계층이 두꺼워 상층의 북서풍 운동량이 해상풍에 잘 전달되는 경우와 (c, d) 그렇지 못한 경우 (Park and Nam, 2017).	68
그림 3.5.	황해 수온의 관측 정점 및 수심별 상승 추세(색상)와 그 수직 구조(Park et al., 2015). 상층에서 더 빠른 온난화가 뚜렷함을 보여준다.	69
그림 3.6.	1993~2014년 기간의 위성 고도계 기반 쿠로시오 해수 수송량 지수(선형)와 봄철(FMA) 해표면 수온 이상(고정) 사이의 지연 상관관계(Kim et al., 2018).	70
그림 3.7.	8월 해표면수온(색상 bars)과 기온(검정 실선) 이상 시계열과 그 추세 (해표면수온: 빨간 점선, 기온: 검정 점선) (박광섭 등, 2018)	70
그림 3.8.	30년(1984~2013년) 기간 동안의 월별 위성 해표면수온 자료의 편이 오차 분포. 양의 부호는 위성 자료가 과대추정함을 의미함(Kwak et al., 2018).	71
그림 3.9.	계절변화가 제거된, 3개 조위관측소(좌: 목호, 중: 포항, 우: 울릉도) 해수면 시계열 자료와 격자화된 인공위성 고도계 해수면 시계열 자료 사이의 상관관계 공간 분포(국립해양조사원, 2017).	72
그림 3.10.	16년(2000~2015년) 기간 동안 동해 연안에서 관측된 여름철 평균 표층 유속과 주요 회귀분석 결과(a, b), (c) 다중회귀 분석 결과로 구성된 유속(분홍색)과 관측된 유속 시계열 비교(Park and Nam, 2018).	72
그림 3.11.	1968~2017년 사이 최근 50년간 2월(상) 및 8월(하)의 표층의 평년수온 편차 변동 경향 (출처 : 해양수산부, 2019)	73
그림 3.12.	한반도 주변해역 2016년 8월(좌상), 2017년 8월(우상) 및 2018년 8월(하)의 표면수온 평년편차 분포 (해양수산부, 2019)	74
그림 3.13.	한반도 주변해역 2018년 1월(좌)과 2018년 2월(우)의 표면수온 평년편차 분포(관계부처합동, 2019)	74
그림 3.14.	2017년 12월~2018년 2월까지 우리나라 연안 6개 지점(서산, 보령, 신안, 목포, 여수, 남해)의 표층수온과 북극진동지수와의 상호상관함수를 통한 상관계수 및 지연시간(Han et al., 2019).	74
그림 3.15.	부산에서의 월평균 용승지수의 변동 경향(상) 및 95% 신뢰구간에서의 용승지수의 선형경향과 p-값(하) (Shin et al., 2018).	76
그림 3.16.	5~7월까지 용승지수 합의 시간변동(열은 푸른색)과 10년 이동평균 변동(질은 푸른색). 전체 기간에 대한 선형회귀선과 최근 30년간의 회귀선은 각각 붉은 실선과 초록 실선으로 표시. 1948~1966년과 1967~2018년까지 평균 용승지수값은 붉은 점선으로 표시 (신창웅, 2019).	76

그림목차

그림 3.17.	2016년 7월 25일부터 8월 20일까지 표층에서 예측된 저염분수의 거동 양상 (Moon et al., 2019).	76
그림 3.18.	동해 울릉분지에서 극미소플랑크톤의 총기초생산에 대한 기여율 변화 (Joo et al., 2017).	78
그림 3.19.	동아시아 주변해역에서 동물플랑크톤 생체량의 장기변동 (CRS: climate regime shift, Jung et al., 2017).	79
그림 3.20.	클로로필 a 농도와 밍크고래의 출현량 비교 (왼쪽: 클로로필 농도 분포, 오른쪽: 밍크고래 출현량) (Lee et al., 2017).	79
그림 3.21.	주기정상적 경험직교함수로 추출된 1979년부터 2014까지 북극 지면대기온도의 상승 변동 모드의 계절별 변화와 연변동 시계열 (Kim et al., 2016)	80
그림 3.22.	2015년 11월부터 2016년 2월까지의 북극지역 지면대기온도와 지위고도 편차의 고도별 변화 (Kim et al., 2017)	81
그림 3.23.	2008년 3월부터 2014년 12월까지 Lindsay 섬에서 관측된 지면대기온도의 월평균들의 변화 (Choi et al., 2019)	82
그림 3.24.	북극 온도와 연관된 중위도 지역의 온도 변화 (Kug et al., 2015)	83
그림 3.25.	홀로세 중기 해빙 감소와 일사량 강제력에 대한 북반구 지면대기온도의 반응과 북위 45-62도 사이의 지면대기온도의 월변화 (Park et al., 2018)	83
그림 3.26.	척치해 인근에서의 상층 60-80미터 깊이의 (a) 수온, (b) 염분의 시간변화 경향 공간 분포, 깊이별 (c) 수온, (d) 염분 시계열 변화 (그림출처: Sumata et al., 2018)	85
그림 3.27.	(a) 여름과, (b) 겨울 아문젠해의 해빙, 온난 증층수와 바람장과의 관계 모식도 (Kim et al., 2017)	85
그림 3.28.	(위) 북극 연평균 해빙농도의 1979~2018년 기간의 경향(단위: %/10년). (아래) 주요 해역별, 계절별 해빙면적 비율편차의 1979~2012년 기간(파란색)과 1979~2018년 기간(빨간색)에 대한 경향과 95% 확신범위(단위: %/10년).	87
그림 3.29.	(위) 남극 연평균 해빙농도의 1979~2018년 기간의 경향(단위: %/10년). (아래) 주요 해역별, 계절별 해빙면적 비율편차의 1979~2012년 기간(파란색)과 1979~2018년 기간(빨간색)에 대한 경향과 95% 확신범위(단위: %/10년).	87
그림 3.30.	1992~2017년간 남극 빙상 질량 변동. 이 기간 동안 약 3조 톤의 얼음이 남극에서 소실되었다 (IMBIE, 2018).	89
그림 3.31.	1994~2012년간 인공위성 고도계 자료로 부터 도출된 남극 빙봉 부피 변화. 대부분의 부피 감소는 서남극을 중심으로 발생하였음(Paolo et al., 2015).	89
그림 3.32.	빙봉 형태에 따른 붕괴 양상 차이. (a)형: 일반적인 형태의 빙봉으로, 표면에 생긴 물웅덩이가 점차 확장되고 깊어져 붕괴를 촉진함, (b) 형: 배수로 역할을 하는 강(물줄기)을 형성할 수 있는 기울어진(비탈형) 빙봉으로, 물웅덩이에 고여 있던 물이 강을 통해 바다로 배출되어 빙봉이 안정화됨. *기존 예측(물웅덩이가 빙봉 붕괴 촉진)은 (a)형태의 빙봉에 관한 것이며, 이번 연구를 통해 난센(Nansen) 빙봉과 같은 (b)형태 빙봉에서는 붕괴 양상이 다르게 나타난다는 점을 확인	89
그림 3.33.	빙봉에 균열이 생겨 붕괴가 일어나는 과정. (가) 빙봉 앞에서 바라본 모습, (나) 빙봉 위에서 바라본 모습, (다) 빙봉 상부 균열을 측면에서 바라본 모습	89
그림 3.34.	2008~2009년 대비 연평균동토온도 변화추세 (Biskaborn et al., 2019)	90
그림 3.35.	영구동토층 면적변화 및 동토온도변화 (Guo et al., 2017)	91
그림 3.36.	1972~2017년 북반구 봄철 적설면적 추세 (Bormann et al., 2018)	92
그림 3.37.	1980~2014년 우리나라 겨울철 기온 및 신적설합계 변동 (천재호 및 이승호, 2017)	92

그림 4.2.1.1.	동해 울릉분지 KCES-1 시추공에서의 화분산출결과(Chen et al., 2017).	105
그림 4.2.1.2.	제주도 하논 마르 고히수 퇴적층의 화분-퇴적물 물리적 특성 비교(Park et al., 2014). H: Heinrich cold event.	106
그림 4.2.1.3.	동해 울릉분지 시추코어의 화분분석자료기반의 과거 44,000년 전 동안 식생-기후변화의 복원과 기존 다중 프록시 자료와의 비교(Chen et al., 2017). EASM: East Asia Summer monsoon. EQF: Eolian Quartz Fragment. LGM: Last Glacial Maximum. H1~ H4: Heinrich Cold Event.	106
그림 4.2.2.1.	군산 금강 하구 퇴적층에서 산출된 화분 및 다중 프록시 자료와의 비교(Song et al., 2018a).	107
그림 4.2.2.2.	지난 7,000년 전 이래 한국 북동부 지역의 식생군락과 기후의 변화(Song et al., 2018b).	107
그림 4.2.2.3.	송지호 퇴적물에서 나타난 동아시아 여름 몬순변화와 엘니뇨 변화 상관성(Song et al., 2018b).	108
그림 4.2.2.4.	포매호 퇴적층에서의 화분분석 결과(Constantine et al., 2019).	109
그림 4.2.2.5.	포매호 퇴적층의 다중 프록시 결과 비교(Constantine et al., 2019). AP/T: arboreal/total pollen ratios. 파란색 막대는 한랭-건조 이벤트를 나타냄. 주황색 박스는 인간간섭이 집중적으로 행해진 시기임.	109
그림 4.2.2.6.	포매호의 화분과 다중 프록시자료 비교(Constantine et al., 2019). 파란색 막대는 한랭-건조 이벤트를 나타냄. TSI: Total solar irradiance. AP/T: arboreal/total pollen ratios.	109
그림 4.2.2.7.	신안군 비금도 연안퇴적층 화분분석 결과(Park et al., 2018).	110
그림 4.2.2.8.	세종시 대평리 범람원 퇴적층에서 산출된 화분 및 식물규산체(Moon et al., 2018).	111
그림 4.2.2.9.	화분결과와 그린란드 빙하코어 및 중국 동굴석순의 산소동위원소 비교. 8.2ka cold event가 북반구 전역에 발생했음을 잘 보여줌(Park et al., 2018).	111
그림 4.2.2.10.	광주 월정리 유적지 문화층의 화분분석 결과(Park and Kim, 2015).	112
그림 4.2.3.1.	점봉산 퇴적층에서의 다중 프록시 분석을 통한 고산습지 형성과정 복원(좌)과 태양 복사력과 화분온난지수, 유기탄소동위원소 분석 값의 대비를 역사시대 중세 기후 이상기, 소빙기 파악(우)(Chae and Park, 2016). 파란 박스: 태양 흑점 최소시기(O: Oort, W: Wolf, S: Spörer, M: Maunder, D: Dalton).	113
그림 4.2.3.2.	강원도 인제 점봉산 퇴적층의 화분분석 결과(Chae and Park, 2016).	113
그림 4.3.1.1.	플라이스토세 마지막 간빙기(Riss/Wurm)의 자연환경 복원, 제천 점말용굴(충청북도문화재연구원, 2009)	117
그림 4.3.1.2.	플라이스토세 마지막 빙하기(Wurm)의 자연환경 복원, 제천 점말용굴(충청북도문화재연구원, 2009)	117
그림 4.3.1.3.	플라이스토세 Würm기 LGM 이후의 자연환경 복원, 단양 수양개 유적 (이용조 책임편집, 2006)	117
그림 4.3.2.1.	우리나라 남부지방의 홀로세의 동물들 (조태섭, 2019b)	118
그림 4.3.2.2.	다양한 고래의 모습 (이상목, 2004)	119
그림 4.4.1.1.	연륜연대기 및 세포내강면적연대기와 상관관계가 높은 기후요소와의 시계열 그래프 비교(WP: 전년도 11월~당년 1월 강수량, RW: 연륜폭으로 작성된 연대기, MVA-60: 도관내강면적이 6,000 μm^2 이상인 도관으로 작성된 연대기, MVA-75: 도관내강면적이 7,500 μm^2 이상인 도관으로 작성된 연대기, MAX: 최대 도관내강면적으로 작성된 연대기)(정현민 등, 2017)	121
그림 4.4.2.1.	지난 50년(1966~2015)간 동일 임목 상호간 산소동위원소연대기 일치도 (TC: 주목, QM: 신갈나무, PK: 잣나무, AK: 구상나무)	122
그림 4.4.2.2.	구상나무(<i>Abies koreana</i>), 잣나무(<i>Pinus koraiensis</i>), 주목(<i>Taxus cuspidata</i>) 산소동위원소연대기와 전년도 4월부터 당년 9월까지 월평균 기온 및 강수량과의 상관관계	123
그림 4.4.3.3.	주목 산소동위원소연대기와 6~7월 온도 및 5~7월 강수량과의 상관분석 결과 (▲: 연구지, 기후자료 출처: CRU TS 4.01(1905~2013년))	123

그림목차

그림 4.5.2.1.1.	지난 239년간(1777~2015년) 서울의 장마철 강수량 경년변화: (a) 장마철 전체(6월 하순~9월 초순), (b) 여름장마기(6월 하순~7월 중순), (c) 장마휴지기(7월 하순~8월 초순), (d) 늦장마기(8월 중순~9월 초순) (최광용, 2016)	127
그림 4.5.2.1.2.	동아시아 영역의 1990년 기준 전(1958~1989년; P1) 후(1990~2015년; P2) 시기 간 500hPa 지오폠펜셜 고도(실선)와 오메가(색으로 된 격자들), 850hPa 바람벡터(격자 최대 크기(2m/s)를 표준화된 파란색 화살표)의 편차(P2-P1)와 300hPa상층 제트 기류(9360m 지오폠펜셜 고도선) 위치 변화 (전: 파란색 선, 후: 붉은색 선): (a) 장마철 전체(6월 하순~9월 초순), (b) 여름장마기(6월 하순~7월 중순), (c) 장마휴지기(7월 하순~8월 초순), (d) 늦장마기(8월 중순~9월 초순)(최광용, 2016)	127
그림 4.5.3.2.1.	고종일기(1864~1906) 음력월별 강설 추이(김일권, 2015)	129
그림 4.5.3.2.	조선시대 고문헌에 나오는 년도별 황사 기록 횟수 분포(전준혁, 2018)	129
그림 5.1.	김제 논(GRK), 철원 논(CRK), 해남 논(HPK)에서 에디공분산법으로 관측된 메탄 플럭스의 계절변동. 관측지명 옆의 숫자는 관측한 해, 아래 숫자는 연적산 메탄방출량을 나타냄 (자료출처: Kim <i>et al.</i> , 2016; 차세대도시·농림융합기상사업단, 2017).	142
그림 5.2.	원격탐사기반 산출물 간의 전지구 연간 광합성 및 SiF의 시계열 (Ryu <i>et al.</i> , 2019).	147
그림 5.3.	원격탐사기반 산출물 간의 전지구 연간 GPP 아노말리 (Jaing and Ryu, 2016).	148
그림 5.4.	광릉 활엽수림을 모사한 모형(모수화 개선 전후)-관측 간 (a) 엽면적지수, (b) 총일차생산량, (c) 생태계호흡량의 비교 (Gim <i>et al.</i> , 2017).	148
그림 5.5.	데이터 주도적 접근법으로 얻어진 아시아 지역의 2000-2015년 평균 연적산 총일차생산량(a)과 순생태계교환량(b) (Ichii <i>et al.</i> , 2017).	148
그림 5.6.	2010년 농림어업총조사의 전수자료에 기반한 전국시군 논 단위면적 당 메탄 방출량 (최성원 등, 2018)	149
그림 5.7.	2001년부터 2009년까지 각 이산화탄소 물농도 관측지의 평균 분석민감도 분포. 관측 위치가 같거나 가까워서 겹치는 관측지는 원의 크기를 다르게 해서 표현함(Kim <i>et al.</i> , 2014b)	150
그림 5.8.	연평균 생권 플럭스(Pg C yr ⁻¹). Prior 플럭스(녹색), JR 자료를 동화하지 않은 실험의 플럭스(파란색), JR 자료를 동화한 실험의 플럭스(붉은색): (a) 유라시아 북부한대, (b) 유라시아 온대, (c) 북미 북부한대 (d) 북미 온대, (e) 유럽 (Kim <i>et al.</i> , 2017)	150
그림 5.9.	CONTRAIL 항공 관측 자료의 분포(회색), 공항 위치(파란색), 자료동화를 하기 위해 관측 자료를 평균하는 격자는 네모로 표기(검은색은 비행모드, 붉은색은 이착륙 모드)(김현정 등, 2018)	151
그림 5.10.	CONTRAIL 항공 관측자료를 자료동화하는 시스템 모식도(김현정 등, 2018)	151
그림 5.11.	지상 관측자료, CONTRAIL 항공 관측자료, GOSAT 위성 관측 자료를 함께 동화하도록 개발된 탄소추적시스템의 자료동화 모식도(김현미 등, 2018)	151
그림 5.12.	2010~2011년의 연간 지표 탄소 플럭스(CNTL: 지상관측자료만 동화한 실험, GOSAT: 지상과 GOSAT 관측자료를 동화한 실험, CONTRAIL: 지상과 항공 관측자료를 동화한 실험, BOTH: 지상, 항공, 위성 관측자료를 모두 동화한 실험(김현미 등, 2018)	152
그림 5.13.	(좌)탄소추적시스템의 1°x1° 순 생물군계 생산량(net biome productivity, NBP)와 (우)SVR 기반의 기계 학습 방법으로 도출된 0.25°x0.25° 순 생태계 교환량 NEE(김현미 등, 2018)	152
그림 5.14.	대기중 오존과 미세먼지를 생성하는 기본 광화학 반응	154
그림 6.1.	2008년 10월 26일과 28일에 관측된 구름에서 주로 나타난 혼합 유형(Yum <i>et al.</i> , 2015).	169
그림 6.2.	CPI로 관측한 frozen droplet과 frozen droplet aggregates(Um <i>et al.</i> , 2018).	170

그림 6.3.	(a) 에어로졸 크기분포, CCN 장기 관측 지점을 나타내는 지도와 (b) 계절 평균 0.2% 과포화도에서의 CCN 수농도의 중간값과 interquartile ranges. (Schmale et al., 2018).	174
그림 6.4.	중간값과 interquartile range 의 계절변화: (a) 0.2% 과포화도 CCN 수농도 (b) 에어로졸의 기하평균직경 (Dg) (c) 0.2% 과포화도에서의 임계직경 (Dcrit). (Schmale et al., 2018).	175
그림 6.5.	동아시아 MODIS AOD 연간 변화(2004-2014; Nam et al., 2018).	176
그림 6.6.	아시아 9개 국가의 검댕 및 유기탄소의 소비기반 배출량 (consumption based emission) 비교 결과	178
그림 6.7.	에어로졸-문순 기후시스템의 주요 요소들의 연관성을 설명하는 모식도 (Li et al., 2016).	182
그림 6.8.	아시아의 인위적 에어로졸 배출에 따른 동아시아 여름 문순과 강수의 변화 기작을 설명하는 모식도 (Dong et al., 2019).	182
그림 6.9.	에어로졸-복사-구름-경계층 상호작용을 설명하는 간략 모식도(Ding et al., 2016). 노란색 밴드는 태양복사전달과정, 갈색 실선과 파선은 각각 대기오염에피소드와 청정사례. +와 -는 프로세스의 강화와 약화를 각각 의미함.	185
그림 6.10.	2006~2012 동안 동아시아의 3, 4, 5월(MAM) 및 6, 7, 8월(JJA) 기간 황사(dust) 및 매연(smoke)에 의한 복사강제력(SCF: 지표, ATM: 대기, TOA: 대기 상한) (Bhawar et al., 2016).	186
그림 7.1.	기간별(좌측) 인위적, 자연적 그리고 총 복사강제력의 선형적 변화 경향(IPCC, 2013).	202
그림 7.2.	1980~2011년 기간의 자연적 · 인위적 요인에 의한 기후변화의 복사강제력(RF)과 에어로졸-구름 상호작용(ERFaci)에 기인한 유효복사강제력(ERF)과 에어로졸-복사 상호작용에 기인한 RF와 연관된 rapid adjustment에 기인한 유효복사강제력(ERF). 수평 막대는 불확성을 나타냄(IPCC, 2013).	203
그림 7.3.	2000년부터 2015년까지 5년마다 중국 각 지역별 SO ₂ , NO _x 배출량 변화율(우정현 등, 2018).	205
그림 7.4.	1980년부터 2017년까지 중국(붉은색), 일본(자주색), 유럽(오렌지색), 그리고 미국(푸른색)의 도시 지표면의 AOT40 장기 변화. 중국(베이징, 붉은색 점선)과 미국(로스앤젤레스, 푸른색 점선)에 대해서는 지표면 오존농도 시계열 제시(Lu et al., 2018).	205
그림 7.5.	주요 대도시의 2017년 월평균 O ₃ 농도(국립환경과학원, 2018).	206
그림 7.6.	NO ₂ 와 O ₃ 의 2017년 기준 연평균 농도 분포. 대기오염측정망을 붉은 점으로 표기함 (국립환경과학원, 2018).	207
그림 7.7.	주요 도시의 연평균 O ₃ 농도 추이(국립환경과학원, 2018)	208
그림 7.8.	1990년부터 2016년까지 여름철 8시간 최고 오존농도 변화 추이. 긴 실선은 관측된 오존 증가 추세를 나타내며 짧은 실선은 기상의 영향을 제거한 오존 증가 추세를 나타냄(김정환 등, 2017).	208
그림 7.9.	2013년부터 2017년까지 여름철 8시간 최고 오존농도(MDA8) 변화에 인위적 오염물질이 끼친 효과 분석 (Li et al., 2019).	209
그림 7.10.	대기 상한에서 MODIS 위성 관측 값을 이용하여 추정된 청천단파 직접복사강제력(DREA)의 계절 평균값 분포(Lee et al., 2014)	212
그림 7.11.	2003~2010년 기간 MODIS 위성 관측 값을 이용하여 계산한 대기 상한에서의 청천단파 직접복사강제력(DREA)의 계절별 평균값 전구 분포: (a) 12-1-2월, (b) 3-4-5월, (c) 6-7-8월, (d) 9-10-11월 평균값 (Lee et al., 2014).	213
그림 7.12.	WRF-Chem 모델을 이용한 동아시아 인위적 배출 에어로졸에 의한 총 대기 복사강제력 (all-sky net radiative forcing)의 2008년 계절별 평균 분포 특성. TOA는 대기 상한에서의 계산 값이며 양의 값이 하향복사를 의미, ATM은 대기 내부의 계산 값이며 양의 값이 대기의 가열을 의미, BOT는 지표에서의 값이며 양의 값이 하향복사를 의미(Gao et al., 2014).	214

그림목차

그림 7.13.	위성 측기로부터 관측한 태양복사량의 총량 (TSI)의 측기별 시계열 (Zacharias, 2014).	216
그림 7.14.	1850년 이후 최근까지의 6개월 이동평균을 통해 나타낸 TSI의 시계열.	217
그림 7.15.	태양복사의 분광 조도의 시계열(Yeo et al., 2014).	218
그림 7.16.	(상) 화산활동 강도에 대한 정의 및 (하) 1750년 이후 2010년까지 화산의 발생 강도 및 빈도 분포 (Hao et al., 2014).	219
그림 7.17.	화산활동에 의한 기후변화 효과 이해를 위한 VolMIP의 개념도(Zanchettin et al., 2015).	220
그림 7.18.	Eyjafjallajökull 화산활동에 의한 복사강제력의 일변화. 화산재 및 황산염입자 등에 대한 고려를 구분하여 산출 (Flanner et al., 2014).	220
그림 7.19.	여러 기후변화 원인물질의 계절별, 지역별 GTP20의 값의 비교. 유럽(EUR), 동아시아(EAS), 선박(SHP), 전구(GLB)의 값에 대해 북반구 기준 여름(5-10월)과 겨울(11-4월)로 구분하였다. 오차범위(error bar)는 사용된 개별 모델의 범위를 나타냄(Aamaas et al., 2016).	222
그림 7.20.	N ₂ O, CH ₄ , CO ₂ 의 생태계 대기 간의 제거와 교환이 고려된 대기 섭동 모델의 단순화된 구조 (Neubauer and Megonigal, 2015).	224
그림 8.1.	CMIP3와 CMIP5의 평년 이상 강수(Ptot) 및 상위 5%(P95)에 대한 PDF skill score. (Koutroulis et al., 2016, Fig. 3)	235
그림 8.2.	CMIP3와 CMIP5의 전체 기온 (Ttot), 상위 5%(T95) 및 하위 5%(T5)에 대한 PDF skill score. (Koutroulis et al., 2016, Fig. 4)	236
그림 8.3.	EOF를 구해 나타낸 해수면 온도 장기 변동성. (Lyu et al., 2016, Fig. 1)	237
그림 8.4.	CMIP5와 CMIP3에 대한 강수 RMSE (mm d ⁻¹) 비교. (Kusunoki and Arakawa, 2015, Fig. 6)	238
그림 8.5.	CMIP5와 CMIP3 강수의 지역별 RMSE (mm d ⁻¹) 비교. (Kusunoki and Arakawa, 2015, Fig. 8)	238
그림 8.6.	위도-시간 5일 강수 아노말리 (mm d ⁻¹). (권상훈 등, 2017, Fig. 3)	239
그림 8.7.	일별 평균 기온에 대한 확률밀도함수. 굵은 붉은 선이 관측을 의미하며 얇은 선들은 개별 모델 결과를 의미한다. (Sun et al., 2015, Fig. 3)	240
그림 8.8.	일별 강수에 대한 확률밀도함수. 굵은 붉은 선이 관측을 의미하며 얇은 선들은 개별 모델 결과를 의미한다. (Sun et al., 2015, Fig. 12)	241
그림 8.9.	다음 각각에 대한 동아시아 여름 (JJA) 강수의 기후 값 (a) AHPRODITE, (b) WRF (Whole domain), (c) WRF (Far East Asia), (d) ERA-INT 및 AHPRODITE에 대한 편의 (e) WRF (Whole domain), (f) WRF (Far East Asia) (안중배 등, 2018, Fig. 2)	243
그림 8.10.	그림 8.9와 동일한 자료의 겨울 (DJF) 강수의 기후 값 (안중배 등, 2018, Fig. 3)	243
그림 8.11.	동아시아지역에 대해 GCM (HadGEM2-AO) 및 관측값 (AHPRODITE)의 1979부터 2005년까지의 여름철 (JJA) 기간 동안 평균한 지면면대기온도 및 관측값에 대한 RCM (HadGEM3-RA, RegCM4)의 편이 (Kim et al., 2016, Fig. 1, 2)	244
그림 8.12.	그림 8.11과 동일한 자료의 겨울철 (DJF) 값 (Kim et al., 2016, Fig. 3, 4)	244
그림 8.13.	1989~2008 기간동안의 평균 태풍 발생 밀도에 대한 a 관측값(RSMC) 및 b-h 지역기후모델 결과. 각 그림 좌측상단의 값은 평균 생성 빈도, 공간 상관 및 표준편차를 나타냄 (Jin et al., 2016, Fig. 2)	245
그림 8.14.	관측자료 및 8가지 실험 구성을 바탕으로 상세화과정을 통해 모의된 (a) 열대저기압과 (b) 태풍의 1989-2008 기간 동안의 경년변동 (Shen et al., 2017, Fig. 7)	246

그림 8.15.	RSM 모델을 이용하여 수행된 RCP 2.6 및 8.5 시나리오에서의 동아시아 지역의 여름철 (좌측패널) 및 겨울철 (우측 패널)의 현재기후 대비 강수량의 변화. N은 근거리의 미래 (2025-2050)를, F는 원거리의 미래(2075-2100)를 나타냄 (Ham et al., 2016, Fig. 7)	247
그림 8.16.	연평균된 (a) 강수량, (b) 강수강도, (c)강우빈도의 시계열도. 검은색은 남한지역 60개 지점의 관측값이며 초록색은 1981~2010 기간에 대한 실험, 파란색과 붉은색은 각각 RCP 4.5 및 8.5 시나리오에 대한 역학적 상세화 실험을 나타냄. (Im et al., 2015, Fig. 3)	248
그림 8.17.	HadGEM2-AO모델의 RCP 4.5 시나리오를 이용한 서로 다른 다섯가지 지역기후모델의 역학적 상세화 결과. 2021부터 2090년 기간 동안의 (위) 평균 연강수량, (가운데) 연평균 강수일수, (아래) 평균 일 강수량의 공간분포. (김정호 등, 2015, Fig. 7)	250
그림 8.18.	아시아 몬순의 온셋의 분포도. (a) 관측, (b) 결합모델의 펜타드로 구성. 아시아 몬순 피크의 공간패턴 (c) 관측, (d) 결합모델의 펜타드로 구성. 결과는 개별 모델 및 관측의 격자로 구성되었으며, 펜타드 30은 5월 마지막 날짜. (Zou and Zhou 2016, Fig. 7.)	251
그림 8.19.	관측, 대기모델(UNCPL), 결합모델(CPL)로부터의 1987년 7월 평균 해수면온도, 순열속, 그리고 두 모델간의 차이. 우측하단에 나타난 숫자는 공간상관계수 및 RMSE를 나타낸다. (Ham et al., 2016, Fig.5.)	252
그림 8.20.	CTL 실험에서 오차가 큰 7년 기간에 대해 평균된 동아시아 여름철 강수 관측 및 모의 결과 (Cha et al., 2016, Fig. 2)	254
그림 8.21.	(a, b) 관측된 지면 부근 온도의 기후값, (c, d) HadGEM2-AO를 상세화 한 지역 모델 앙상블 결과의 관측 편차 (HIST), (e, f) ERA-Interim을 상세화 한 지역 모델 앙상블 결과의 관측 편차 (EVAL), (g, h) 강제력이 다른 지역 모델 결과의 차이 (HIST - EVAL). 점으로 표현된 영역은 각 모델들이 편차나 차이가 같은 부호를 가지는 지역을 의미한다. (Park et al., 2016, Fig. 1)	256
그림 8.22.	일별 강수에 대한 결과. 세부사항은 그림 8.21과 동일하다. (Park et al., 2016, Fig. 2)	257
그림 8.23.	가뭄 빈도 비율. 유효 격자에 대한 SPEI-12 값이 -1 보다 낮은 격자수의 비율. 각 그림은 1-8 지역으로 정의된 지역에서의 결과이다. 한반도는 지역 6에 포함되어 있다. (Um et al., 2017, Fig. 6)	258
그림 9.1.	인간활동이 있을 때(ALL, 녹색)와 없을 때(NAT, 파랑)의 기후모델 실험에서 산출된 남한 평균 여름철 이상고온지수(연최고 일최저기온, TNx) 아노말리의 확률분포도(좌)와 지표기온(SAT, x축)과 TNx 아노말리 간의 산점도(우): (a) CAM5.1, (b) MIROC5, (c) HadAM3P-N96 모델 결과. 확률분포도에서 연직 실선과 점선은 각각 2013 관측값과 표준편차를 나타냄. 산점도에서 상관계수는 모델실험별 SAT와 TNx의 상관계수값을 표시함. (출처: Kim et al., 2018)	263
그림 9.2.	동아시아 평균(100-157°E, 20-50°N) 연최고 일최저기온(TNx, GEV 분포에 근사하여 정규화한 %값) 아노말리 시계열(1951~2015년): HadEX3 관측(OBS), CMIP6 모든 강제력(ALL, 17개 모델), 자연 강제력(NAT, 5개), 온실가스(GHG, 5개), 에어로졸(AER, 5개) 실험의 다중모델 앙상블 평균. 아노말리는 전체기간 평균 대비. [출처: Kim et al. (2016)을 업데이트]	265
그림 9.3.	엘니뇨 발달기 9월 및 절정기 11-12월 한반도 영향 모식도.	270
그림 9.4.	한반도 여름철 강수와 전지구 해수면 온도(염영) 및 강수(점)와의 상관관계. (출처: Ham et al., 2017)	271
그림 9.5.	동아시아 겨울 몬순의 주요한 4개 변동 모드와 해수면 온도 및 대륙 지표기온 변동과의 상관관계. 왼쪽은 1960-1979년 기간, 오른쪽은 1979-2012년까지 기간에 대한 상관 계수임. 파선은 통계적으로 95% 유의한 상관계수를 나타냄. 1970년 후반 전후로 동아시아 겨울몬순 변동성과 관련된 해수면 및 지표 기온 상관 관계에 큰 변화가 있는 것을 볼 수 있음. (출처: Yun et al. 2014)	274

그림목차

그림 9.6.	1950~2018년 동안 1~3월 평균 북극진동지수(붉은선) 및 5년 평균이동(검은선) 시계열. 자료 출처: NOAA/CPC.	275
그림 9.7.	유라시아 겨울철 기온 변동성의 (a) 첫번째 WACE 모드 및 (b) 두번째 북극진동 모드. ERA-Interim 자료를 사용하였으며 각 모드에 대한 회귀분석 결과임. (출처: Kim and Son, 2016).	276
그림 9.8.	(a) 1973~2017년 기간 한반도 (남북한 평균) 일평균(검정), 일최고(빨강), 일최저(파랑) 기온 시계열과 (b) 동기간 5~9월 폭염 (빨강) 및 열대야 (파랑) 발생 빈도. (출처: Choi and Lee, 2019).	279
그림 9.9.	(a) 상층 250-hPa 지위고도장과 (b) 한반도 7~8월 일 최고기온과의 결합모드. (출처: Kim et al., 2019).	281
그림 9.10.	1951~2012 기간 남한지역(CRUTS3 2개 지점 - 36.25N, 126.25E; 36.25N, 128.75E)에서 평균한 월평균 팔머가뭄지수 편차 시계열. (출처: 박창의, 2017)	283
그림 9.11.	(b) 파동열 유형, (c) 저지 유형, (d) 혼합 유형한파의 300 hPa 지위고도 아노말리 (300 m ² s ² 간격의 선; 95% 신뢰수준에서의 유의 값은 굵은선)와 850 hPa (색; 95% 신뢰수준에서의 유의 값은 검은점) 합성장. (출처: Park et al., 2015).	284
그림 9.12.	관측(APHRODITE)에 나타난 동아시아 지역 1981~2005년 평균 여름철 일강수량 및 20년 재현기간의 일극한강수량 분포. (출처: Park et al., 2016)	285
그림 9.13.	기상청 ASOS 지점과 국토해양부 산하 우량계 설치지점의 1973-2005년간 일강수량 50 mm 이상인 날의 변화경향. (출처: Jung et al., 2011)	286
그림 9.14.	인도 및 북서태평양 여름철 계절안 몬순 진동이 활발할 때, 우리나라 90 퍼센타일 이상의 극한강수 (R90p)가 발생한 경우로 전구 대류활동, 하층 바람장 및 상층 순환장의 합성도. (출처: 문자연 등, 2015)	287
그림 9.15.	열대 북대서양(90°W-15°E, 0°-25°N) 봄철 해수면온도 아노말리(빨간색)와 태풍 활동 기간 (6월~10월)의 북서태평양 태풍 발생 빈도(흰색) 시계열. 두 시계열 모두 필터링을 거치지 않았고 각각의 표준편차로 나누어서 표준화함 (출처: Huo et al., 2015).	288
그림 9.16.	P2(1984~2004년)과 P1(1965~1983년) 사이의 태풍진로밀도의 변화. 실선과 점선은 P2와 P1 기간의 5860 gpm 등고선을 나타냄 (출처: Choi et al., 2017).	289
그림 9.17.	강도별 태풍 발생 빈도의 변화 (출처: 강현웅 등, 2018).	289
그림 10.1.	RCP 4.5와 8.5기반 현재기후(1981-2010) 대비 21세기 중반(2026-2050)의 여름철(6-8월) 및 겨울철(12-2월) 평균 기온변화의 공간분포. 모든 변화는 t 검정 1% 신뢰구간에서 유의 (Suh et al., 2016).	311
그림 10.2.	RCP 4.5와 8.5 시나리오 및 과거기후 모의에 의한 다중모델앙상블과 관측 기온 및 강수량의 정규분포도 (김가영 등, 2018).	311
그림 10.3.	시나리오별 21세기 전반기, 중반기, 후반기의 한반도의 연강수량 편차비 (1981~2010년 모델 기후값 대비) 전망(%) (기상청, 2018).	312
그림 10.4.	RCP 4.5와 8.5기반 현재기후(1981~2010) 대비 21세기 중반(2026~2050)의 여름철(6~8월) 및 겨울철(12~2월) 평균 강수량 변화의 공간분포. 검정, 파랑, 빨강 점은 각각 t 검정 10%, 5%, 1% 신뢰구간에서 유의 (Oh et al., 2016).	312
그림 10.5.	한반도 폭염일수 편차(1981~2010년 모델 기후값 대비) 변화 전망(일) (기상청, 2018).	313
그림 10.6.	RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 지역기후모델을 이용한 동아시아 지상기온의 21세기 후반(2076~2100년) 전망 및 지역기후모델 간 차이(Suh et al., 2016).	315
그림 10.7.	21세기 후반 RCP 8.5시나리오에 따른 CMIP5 모델 평균 강수량 전망(IPCC, 2014).	316

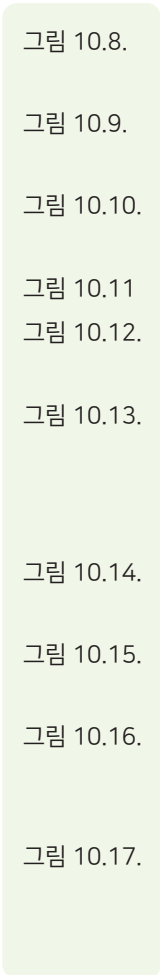


그림 10.8. RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 지역기후모델을 이용한 동아시아 강수량의 21세기 후반(2076-2100년) 전망 및 지역기후모델 간 차이(Oh et al., 2016). 317

그림 10.9. 미래 폭염 지수 (a),(d) HWF (연중 열파일수의 합), (b),(e) HWD (가장 긴 연중 이벤트의 일수), (c),(f) HWA (연중 가장 더운 이벤트의 가장 더운 일) for MME and BMME (Seo et al., 2018) 318

그림 10.10. CORDEX-East Asia RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 여름철 대류강수와 비대류강수의 현재기후 대비 변화율(Kim et al., 2018) 319

그림 10.11. CORDEX-East Asia의 RCP 전망에서 나타난 최대가능강수(Lee and Kim, 2018) 319

그림 10.12. 우리나라 주변해역의 1989~2017년 기간 동안 평균해수면 상승률(mm) (국립해양조사원 보도자료, 2018) 321

그림 10.13. 관측 및 RCP 8.5 시나리오로 예측된 전 지구 평균(좌) 및 우리나라 주변 해역(우) 해수면 상승률(mm). 1992~2005년 CSIRO 관측(빨강선)에 이어 CMIP5 21개 기후모델 앙상블평균 예측(검정)이며 90% 신뢰도의 불확실성 범위(회색)가 표시되었다. 우측 그림에는 동해(녹색), 서해(주황색), 남해(파란색)를 각각 나타낸다. (허태경 등, 2018) 322

그림 10.14. 1986~2005년 대비 2081~2100년 RCP 시나리오별 우리나라 주변해역 미래 해수면 상승폭(m) (허태경 등, 2018) 323

그림 10.15. 관측 및 RCP 시나리오로 예측된 북반구 해빙 면적(좌) 및 시나리오별 빙권요소 (북극해빙, 전 지구 빙하, 영구동토층) 미래 변화경향 (%) (IPCC 5차보고서 요약) 325

그림 10.16. HAPPI 시나리오(Plus15-Hist, Plus20 - Hist) 그리고 0.5 증가 영향(Plus20 - Plus15)에서의 동아시아(한반도) 연평균 지표기온, 최고기온, 최저기온, 강수량의 미래 기후변화 공간분포. 연구에 사용된 AGCM의 80% 이상이 동일한 경향을 보이는 경우 회색점으로 표시함(심정보 등, 2019). . . 325

그림 10.17. 동아시아(좌) 및 한반도(우)의 현재기후(검정), 1.5(파랑), 2.0도(빨강) 지구온난화 실험에 대한 연평균 지표기온과 강수량의 확률분포함수 (단위: %). r^2 은 실제 값과 정규분포로 근사된 값 사이의 상관계수의 자승을 나타냄(심정보 등, 2019). 326

약어

ACI	aerosol-cloud interaction
ACPI	aerosol-cloud-precipitation interaction
ADAM	Asian Dust Aerosol Model
AHI	Advanced Himawari Imager
ALT	Active Layer Thickness
AMO	Atlantic multidecadal oscillation
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
AO	Arctic Oscillation
AOD	Aerosol Optical Depth
APHRODITE	Asia Precipitation Highly - Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of water resources
ASOS	Automated Synoptic Observing System
AWS	Automatic Weather Station
BESS	Breathing Earth System Simulator
BrC	Brown Carbon
BSISO	boreal summer intra seasonal oscillation
BVOCs	biogenic volatile organic compounds
CALIPSO	Cloud - Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CAM	Community Atmosphere Model
CAPEC	Circum Arctic Permafrost Environment Change Monitoring, Future Prediction and development Techniques of Useful biomaterials

CARSNET	China Aerosol Remote Sensing Network
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CDW	Circumpolar Deep Water
CESM	Community Earth System Model
CGT	Circumglobal Teleconnection
CMAQ	Community Multiscale Air Quality
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CONTRAIL	Comprehensive Observation Network for Trace gases by Airliner
CORDEX	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
CPI	Cloud Particle Imager
CRS	climate regime shift
CRU TS	Climate Research Unit time-series
CRUTS3	Climate Research Unit Time Series version 3.22
CSEOF	CycloStationary Empirical Orthogonal Function
CSHNET	Chinese Sun Hazemeter network in China
CTM	Chemical Transport Model
DC3	Deep Convective Clouds and Chemistry
DIC	dissolved inorganic carbon
DMS	dimethylsulfide
D-O	Dansgaard-Oeschger

DOC	dissolved organic carbon
DREA	clear-sky shortwave direct radiative effect
EA	East Atlantic Pattern
EASM	East Asian Summer Monsoon
EAWM	East Asia Winter Monsoon
EAWR	East Atlantic / West Russian
EC	elemental carbon
EEMD	Ensemble Empirical Mode Decomposition
ENSO	El Niño/Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal function
ERF	Effective radiative forcing
ESM	Earth System Models
EWA	Equal-Weighted Average
GEV	Generalized Extreme Value
GHCN-M	Global Historical Climatology Network-Monthly
GIA	Glacial isostatic adjustment
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GoAmazon	The Green Ocean Amazon
GOCI	Geostationary Ocean Color Imager
GOSAT	Greenhouse gases observing satellite

GPI	Genesis Potential Index
GTN-P	Global Terrestrial Network for Permafrost
GTP	Global Temperature Potential
GWP	Global Warming Potential
H	Heinrich event
HadGEM3-RA	Hadley Center Global Environmental Model version 3 regional climate model
HAPPI	Half a degree Additional warming, Prognosis and Projected Impacts
HCO	Holocene climatic optimum
HUCM	Hebrew University Cloud Model
ICOADS	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
ILEAPS	Integrated Land Ecosystem Atmosphere Processes Study
IMBIE	The Ice sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise
IOBM	Indian Ocean basin-wide mode
IPO	Interdecadal Pacific Oscillation
ISDAC	Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign
ISN	intermittent spectral nudging
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
JR-STATION	Japan Russia Siberian Tall Tower Inland Observation Network
KODC	Korea Oceanographic Data Center
KoFlux	Korea Flux Monitoring Network
LCM	Lagrangian Cloud Model

약어

LIA	Little Ice Age
LWP	Liquid Water Path
MACC	Monitoring Atmospheric Composition and Climate
MCA	Medieval Climate Anomaly
MEGAN	Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature
MICI	Marine Ice-Cliff Instability
MIS	Marine Isotopic stage
MJO	Madden Julian Oscillation
MODIS	Moderate Resolution Imaging spectrobolometer
NAO	North Atlantic Oscillation
NBP	net biome productivity
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Atmospheric Prediction
NEE	net ecosystem exchange
NPF	New Particle Formation
NPO	North Pacific Oscillation
OC	Organic Carbon
OISST	optimal interpolation sea surface temperature
OM	Organic matter
ONI	Oceanic Niño Index
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds

PAN	peroxyacetyl nitrate
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PDSI	Plamer Droughtness Severity Index
PEA	Performance based Ensemble Average
PIC	particulate inorganic carbon
PM	particular matter
PMF	Positive Matrix Factorization
PMP	Probable Maximum Precipitation
PNA	Pacific /North American Teleconnection Pattern
POC	particulate organic carbon
QBO	Quasi-biennial Oscillation
RACORO	Routine AAF CLOUD Optical Radiative Observation
RCP	Representative Concentration Pathways
RegCM	Regional Climate Model
RF	Radiative Forcing
RMM	Realtime Multivariate MJO
RMSE	root mean square error
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
RSMC	Regional Specialized Meteorological Centers
RWW	remnant winter water
SAM	Southern Annular Mode

SAR	Synthetic Aperture Radar
SBDART	Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer
SCAND	Scandinavian Pattern
SCE	stochastic collection equation
SGCP	Sustained-flux Global Cooling Potential
SGWP	Sustained-flux Global Warming potential
SI	Spectral Irradiance
SiF	Sun-induced chlorophyll fluorescence
SLCPs	Short-lived climate pollutants
SNURCM	Seoul National University Regional Climate Model
SOA	secondary organic aerosol
SOM	Slab ocean model
SORCE	Solar Radiation and Climate Experiment
SPARTICUS	Small PARTicles In Cirrus
SPEI	Standardized Precipitation Evapotranspiration Index
SPI	Standardized Precipitation Index
SSH	Sea Surface Height
SSI	Solar Spectral Irradiance
SST	Sea Surface Temperature
TIM	Total Irradiance Monitor
TNH	Tropical Northern Hemisphere

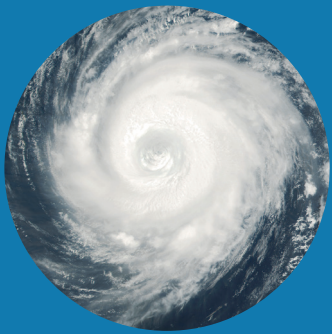
TOA	top of atmosphere
TPIW	Tree Pollen Index of Warmness
TSI	Total Solar Irradiance
TWP-ICE	Tropical Warm Pool International Cloud Experiment
VOC	volatile organic carbon
VOCALS-REx	Variability of the American Monsoon Systems Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment
VWS	vertical wind shear
WACC	Warm Arctic, Cold Continents
WACE	Warm Arctic-Cold Eurasia
WCRP	World Climate Research Programme
WMGHGs	Well-mixed green house gases
WNPSM	Western North Pacific summer monsoon
WP	West Pacific
WPNA	Western Pacific-North America pattern
WRF	Weather Research and Forecasting model
YD	Younger Dryas
YSURSM	YonSei University Regional Spectral Model



제 1 장 소 개

한국 기후변화 평가보고서 2020

-
- 02 1.1. 서론
 - 06 1.2. 국립기상과학원 「IPCC 6차 평가 보고서 대응 전지구 기후 전망」 주요 결과
 - 07 1.3. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 요약 및 「한국 기후변화 평가 보고서 2020」 주요 결과
 - 24 1.4. 참고문헌



제 1 장 소개



1.1. 서론

1.1.1. 배경 및 목적

기후변화로 인하여 이상 기후 현상이 전 세계적으로 증가하고 있으며, 관련된 인명 및 재산 피해가 급증하고 있다(IPCC, 2012; 2014). 아울러 이상 기후 현상과 관련된 자연 재해가 증가하면서, 인류 건강 및 생태계 지속성에 심각한 영향을 미치고 있다. 기후변화 적응 및 피해 저감을 위한 적절한 사전 대응을 위한 노력의 일환으로 IPCC(Intergovernmental Panels on Climate Change)는 전 세계 기후변화 관련 최신 연구결과를 집대성하여 5~6년 간격으로 발간하여, 기후변화 관측과 예측 및 감시를 아우르는 종합적이고 과학적인 정보를 제공하고 있다.

우리나라에서는 기후변화 관련 과학적인 정보에 대한 접근성 및 편의성을 증가시키고, 특히 2011년부터 매 5년마다 수행되고 있는 국가 기후변화 적응대책 수립 등 국가 정책을 지원하기 위해서 IPCC 평가보고서 등을 바탕으로 한반도와 관련된 기후변화 연구결과를 집대성한 한국 기후변화 평가 보고서를 발간하고 있다. 제1차 한국 기후변화 평가 보고서(『한국 기후변화 평가보고서 2010』)는 2011년에 발간되었으며, 2007년 발간된 IPCC 4차 평가보고서(IPCC, 2007)를 참고하여, 한반도 및 동아시아 지역에 대한 기후변화 관측 및 예측에 대한 연구결과를 정리하였다(국립환경과학원, 2011).

5년 뒤 제2차 국가 기후변화 적응대책(2016-2020)에 반영하기 위해서 2차 기후변화 보고서인 『한국 기후변화 평가 보고서 2014』가 2015년에 발간되었으며, 구성은 기본적으로 IPCC 5차 평가보고서(IPCC, 2014)를 참고하였으며, 2010~2014년에 출판된 한반도 기후변화 관측 및 예측 분야의 논문과 보고서를 정리하였다.

제3차 국가 기후변화 적응 대책(‘21-’25)수립을 위해 최근 기후변화 특성 및 향후 전망을 고려한 한반도 기후변화 평가의

필요성이 대두되었고, 이를 위한 과학적인 정보를 제공하기 위해 『한국 기후변화 평가보고서 2014』를 바탕으로 최근의 연구 결과들을 반영하여 보완할 『한국 기후변화 평가 보고서 2020』 발간이 필요하게 되었다.

그러므로 기후 변화 관련 최신 연구를 집대성한 본 보고서를 통해서 우리나라 기후 변화 적응 대책 수립 등 국가 정책 지원을 도모하며, 더 나아가 IPCC 6차 평가 보고서 작성 과정에서 한반도 기후변화 연구결과를 반영하는 등 6차 평가 보고서 작성에 기여하고자 한다.

1.1.2. 보고서 발간 절차 및 구성

1.1.2.1. 발간 절차

『한국 기후변화 평가보고서 2020』를 작성하기 위해서 기상청과 환경부가 공동으로 작업하였다. 기상청(APCC)은 제1실무그룹(과학적 근거), 환경부(KEI)는 제2실무그룹(영향 및 적응)을 담당하였다. 『한국 기후변화 평가보고서 2020』의 ‘과학적 근거’ 분야의 집필진 선정은 『한국 기후변화 평가 보고서 2014』를 기반으로 하였다. 세 개의 장(제1장, 제7장, 제10장)은 주저자를 변경하였고, 나머지는 2014년 보고서 주저자를 그대로 유지하였다.

주저자는 기여저자들을 선정하고, 평가 보고서의 범위와 내용을 기여저자와 함께 결정하고, 다음의 보고서 주요 작성 지침에 따라 보고서를 작성하였다:

- 본문의 구조는 장, 절, 소절, 항으로 구성하며, 장 제목은 『한국 기후변화 평가보고서 2014』와 같으며, 변경이 불가능한 것으로 원칙으로 하되 다만 주관기관과 협의를 통해 수정 변경함. 협의를 통해서 제9장의 제목을 ‘기후 변화의 탐지와 원인규명 및 기후현상의 변화’에서 ‘기후 변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화’로 변경함.

그리고 최근에 발간된 IPCC 1.5°C 특별 보고서(IPCC, 2018) 관련 내용을 '10장 단기 및 장기 기후변화 전망'에 포함함.

- 장별 본문 작성은 참고문헌의 연구결과를 나열하는 방법은 지양하고, 연구결과의 분석을 통해 주제별로 전체적 흐름을 알 수 있도록 작성함. 각 장의 절 초반에 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 내용을 요약하고, 이후 2014~2019의 연구 내용을 새롭게 추가하여 작성함. 다만 3장은 소절에 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 요약을 둠.
- 본 보고서 최종본과 국·영문 요약본 작성시 결론부분에 연구결과의 동의수준을 표 1.1와 같이 3단계로 평가하되, 집필진 또는 전문가 의견 수렴을 통해 보완함.
- 참고문헌은 2014년 이후의 검토과정을 통해서 출판된 논문 또는 국가기관의 보고서로 한정 하되, 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 누락된 문헌은 인용 가능하며, 비공식 문서 및 사기업 보고서, 발표자료 및 석·박사 학위논문은 포함하지 않는 것을 원칙으로 함. 그리고 한반도 대상의 연구결과를 중심으로 인용하나, 국내 연구자에 의해 수행된 한반도 이외 지역에 대한 연구 결과도 부문별 상황에 따라 인용 가능함.

표 1.1. 연구결과의 신뢰도 평가(동의수준)의 구분

01 동의수준 견고	관련 분야 논문들의 수가 어느 정도 되고 서로 배치되는 내용이 없이 일치되는 경우 혹은 전문가들의 의견이 일치하는 경우
02 동의수준 중간	논문의 수가 어느 정도 되지만 소수의견 등으로 증거를 판단하기 어렵거나 전문가 사이에서도 소수이지만 다른 의견 있는 경우
03 동의수준 제한적	논문의 수가 아주 적거나 논문의 내용 혹은 전문가 사이에서도 의견이 서로 달라서 신뢰도를 판단하기가 어려운 경우

각 장별로 검색한 문헌 자료는 엑셀로 정리하여 공유하였으며, 데이터베이스는 저자, 제목, 연구 분야, 발간연도, 학술지 정보로 정리하였다. 실제 보고서에 인용된 참고문헌의 수와 출처를 정리한 표는 아래와 같다.

표 1.2. 한국 기후변화 평가보고서에 사용된 참고문헌 수

장	2014 보고서		2020 보고서	
	논문	보고서	논문	보고서
1장	1	2	3	8
2장	198	7	166	10
3장	125	13	124	22
4장	72	30	46	14
5장	94	10	132	8
6장	139	-	157	-
7장	97	5	70	3
8장	51	2	20	-
9장	192	4	264	3
10장	76	10	98	8
합계	1,045	83	1,080	76

보고서를 집필하는 동안 세 차례 이상의 저자회의를 개최하여, 최신 연구 결과 수집 및 내용 보완을 실시하였고, 특히 주요 연구 결과의 동의 수준을 결정하였다. 그리고 중복성 검토 및 내용의 일관성과 통일성을 제고하기 위해서, 두 차례 이상의 제1·2실무그룹 간 보고서 주저자 회의를 개최하였다.

총 3회의 감수위원의 검토과정을 거쳐서 최종본을 완성하였으며, 이후 완성된 본 보고서 최종본을 기반으로 국문 및 요약 보고서를 작성하였다.

1.1.2.2. 보고서 구성

본 보고서의 '1장 소개'에서는 보고서의 배경, 목적 및 구성, 국립기상과학원에서 수행한 IPCC 6차 보고서 대응 기후전망 분석 결과 요약과 「한국 기후변화 평가보고서 2020」의 장별 주요 결과를 정리하였다. 아울러 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 요약을 제시함으로써 현재 보고서의 주요결과와 비교하도록 하였다. '2장 관측: 대기와 지표'에서는 2010년대 중반 이후 시기의 변화에 초점을 두고 우리나라에서 최근 관측된 대기와 지표 변화를 크게 대기조성, 복사수지, 기온, 지표변화, 물순환, 극한현상 및 대기대순환의 변화를 중심으로 살펴보았다. '3장 관측: 해양과 빙권'에서는 우리나라 주변 해역의 해양 물리적 특성과 중장기 변화와 해양 극한 현상을 구분하여 설명하였고, 해양 생지화학적 변화와 해양생물학적 변화를 각각 기술하였다. 아울러 북극과 남극 및 동토층의 기온 변화 경향 및 해빙, 빙하의 면적 경향을 살펴보았다.

‘4장 고기후 기록에 의한 정보’에서는 화분, 동물화석, 나이테, 고문헌 등의 대리자료(proxy data)를 이용한 한반도 고기후 복원 결과를 요약하였다. ‘5장 탄소순환과 기타 생지화학순환’에서는 탄소순환은 관측과 모델링 및 관측 융합으로 나누어서 설명하였고, 관측 부분은 국내 육상생태계에서의 연구를 중심으로, 산림생태계의 탄소순환 및 농업생태계의 탄소순환 결과를 보완하였으며, 담수생태계와 극지생태계에서의 탄소순환 관측 연구 결과가 새롭게 추가되었다. ‘6장 구름과 에어로졸’에서는 한반도를 포함하는 동북아 지역의 구름과 에어로졸에 대해 주요 연구를 정리하였다. ‘7장 인위적 및 자연적 복사강제력’에서는 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역의 기후변화에 의한 복사강제력을 인위적 요인과 자연적 요인으로 나누어 설명하였고, 배출 물질에 따른 기후변화를 평가할 수 있는 배출량 매트릭스 연구 현황을 소개하였다. ‘8장 기후모델 평가’에서는 IPCC 5차 평가보고서에 참여하는 전지구 기후모델과 이를 역학적으로 상세화 시키는 지역 기후모델의 성능을 평가하여, 시나리오 결과에 대한 신뢰도를 판단하는 기준을 제시하였다. ‘9장 기후변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화’에서는 동아시아와 한반도를 대상으로 관측 자료에서 나타나는 기후변화의 추세를 평가하고, 원인을 분석하였으며, 아울러 한반도에 영향을 미치는 기후변동성의 변화 및 한반도 기상재해의 변화와 그 원인을 평가하였다. ‘10장 단기 및 장기 기후변화 전망’에서는 IPCC 5차 평가보고서에 참여하는 기후모델들을 이용하여 수행된 연구 결과들을 중심으로 한반도 기후변화 및 그와 관련 있는 대기, 해양, 빙권의 변화를 단기(2050년 이전)와 장기(2050년 이후)로 나누어 각각 기후전망을 살펴보았다. 그리고 범지구적 대응 강화를 목표로 1.5°C 온난화 수준으로 안정화 될 경우 예상되는 한반도 기후의 미래전망을 평가하였다.

1.1.3. 한계점

본 보고서의 관측 연구와 관련된 장(예, ‘제5장 탄소순환 및 기타 생지 화학 순환’, ‘제6장 구름과 에어로졸’ 등)들은 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 이후 5년이 지난 지금도 국내에서 자체 생산된 연구 결과가 부족하여 제한된 자료를 바탕으로 주요 연구결과를 정리하고 신뢰도를 평가 하였다.

한반도 기후 변화 평가와 관련하여 중요한 구성 요소라는 것을 고려하면, 체계적이고 지속적인 관측 기반의 연구가 절실히 요구된다.

그리고 향후 기후변화 관련 연구 및 정책결정에 도움이 될 수 있도록 하기 위해서, 최종본과 국·영문 요약본 작성 시 결론 부문에 연구결과의 동의수준(표 1.1)을 구분하는데, 전적으로 논문의 수 및 저자들의 판단, 전문가 의견 수렴에 의하여 결정이 된다. 기후 변화와 이에 대한 적응을 위한 정책 결정에 활용되는 중요성을 감안할 때 객관화된 판단을 할 수 있는 매트릭스 개발이 필요하다.

1.1.4. IPCC 평가 보고서와의 연계성

IPCC 평가 보고서는 그 역할에 따라 세 개의 실무그룹으로 나누어서 발간하고 있다.

제1실무그룹은 기후 시스템과 기후변화에 대한 물리과학적 측면을 평가하며, 주요 주제는 대기의 온실가스와 에어로졸의 변화, 대기·지면·해양·빙하·해수면 등의 변화, 기후변화의 역사적·고기후적 측면, 생지화학 및 탄소 순환, 위성영상 등의 자료 분석, 기후모델 평가, 단기 및 장기 기후전망, 기후변화의 탐지와 원인 규명 등이다.

제2실무그룹은 기후변화에 따른 자연 환경·생태계 및 사회·경제적 영향과 취약성을 평가하며, 아울러 기후변화의 긍정·부정적 결과를 포함한다. 그 평가를 바탕으로 적응 방안들을 제안하기도 한다. 또한 각 분야별(수자원, 생태계, 식량, 산림, 해양, 산업, 보건 등), 지역별(아프리카, 아시아 등)로 영향 및 취약성, 적응 방안이 서술된다.

제3실무그룹은 기후변화의 저감 옵션으로 대기 온실가스 배출을 제한하거나 대기 중의 온실가스를 제거하는 활동을 강화하는 방법 등을 제안한다. 여기에는 주된 경제활동 분야들이 고려되며, 단기와 장기적인 관점에서 이를 평가한다. 하위분야에는 에너지, 교통, 건물, 산업, 농업, 산림, 폐기물 등이 고려되며, 비용편익 분석을 통해 정책의 활용가능성 및 기술의 적용 가능성을 다루게 된다.

이전 절에서 언급했듯이 한국 기후변화 평가 보고서는 기본적으로 IPCC 평가 보고서를 참고하여, 우리나라 실정에 맞추어 구성하였다. 서론을 포함하여 「한국 기후 평가 보고서

2010」은 7개의 장으로 구성되었으며, 「한국 기후 평가 보고서 2014」와 「한국 기후변화 평가 보고서 2020」은 3개의 장이 추가된 10개의 장으로 구성되었다. 표 1.3은 한국 기후 변화 평가 보고서의 각 장과 IPCC 4차 평가 보고서에서 2021년 발간될 예정인 IPCC 6차 평가 보고서까지 장별로 어떻게 연계되는지 보여준다. 특히 IPCC 6차 평가 보고서에서는 이전 보고서에서 한 개의 독립된 장으로 다루어졌던 '기후 모델 평가' 주제가 여러 개의 장에서 서술될 예정이다.

표 1.3. IPCC 4차, 5차, 6차 평가 보고서의 흐름 및 「한국 기후변화 평가 보고서 2020」의 범위

IPCC 4차 평가보고서	IPCC 5차 평가보고서	IPCC 6차 평가보고서	한국 기후변화 평가보고서 2010	한국 기후변화 평가보고서 2014	한국 기후변화 평가보고서 2020
3.Observations: Surface and Atmospheric Climate Change	2.Observations: Atmosphere and Surface	2.Changing State of the Climate System	기후변화 관측	관측: 대기와 지표	관측: 대기와 지표
4.Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground 5.Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level	3.Observations: Ocean 4.Observations: Cryosphere 13.Sea Level Change	2.Changing State of the Climate System 9.Ocean, Cryosphere, and Sea Level Change	-	관측: 해양과 빙권	관측: 해양과 빙권
6.Paleoclimate	5.Information from Paleoclimate Archives	7.The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity	-	고기후 기록에 의한 정보	고기후 기록에 의한 정보
7.Coupling Between Change in the Climate System and Biochemistry	6. Carbon and Other Biogeochemical Cycles	5.Global Carbon and other Biochemical Cycles and Feedbacks	생지화학 과정과 기후계의 결합	탄소순환과 생지화학적 순환	탄소순환과 생지화학적 순환
	7. Clouds and Aerosols	8.Water Cycle Changes	구름과 에어로졸	구름과 에어로졸	구름과 에어로졸
2.Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing	8.Anthropogenic and Natural Radiative Forcing	7.The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity 6.Short-lived Climate Forcers	인위적 복사강제력과 자연적 복사강제력	인위적 및 자연적 복사강제력	인위적 및 자연적 복사강제력
8.Climate Models and their Evaluation	9.Evaluation of Climate Models	3.Human Influence on the Climate System 9.Ocean, Cryosphere, and Sea Level Change 10.Linking Global to Regional Climate Change	-	기후모델 평가	기후모델 평가
9.Understanding and Attributing Climate Change	10.Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional 14.Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change	11.Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate	기후변화의 탐지와 원인	기후변화의 탐지와 원인규명	기후변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화
10.Global Climate Projections 11.Regional Climate Projections	11.Near-term Climate Change: Projections and Predictability 12.Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility	4.Future Global Climate: Scenario-based Projections and Near-term Information	지역기후 전망	단기 및 장기 기후변화 전망	단기 및 장기 기후변화 전망

1.2. 국립기상과학원 「IPCC 6차 평가 보고서 대응 전지구 기후전망」 주요 결과

2021년 발간 예정인 IPCC 6차 평가보고서와 관련하여, IPCC와 세계기상기구(WMO, World Meteorological Organization) 공동 주관의 세계기후연구프로그램(WCRP, World Climate Research Program) 산하 결합모델실무그룹(WGCM, Working Group on Coupled Model)은 지난 2014년부터 전 지구 시나리오 산출 및 비교 평가를 위한 6번째 프로젝트인 CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6)을 추진하여 왔다. CMIP6의 주된 논의는 새로운 온실가스 미래 경로를 포함한 기후강제력의 산출·제공 및 과학적 질문에 따른 실험 디자인 구축, 그리고 각 국에서 산출되는 모델 자료의 활용성을 높이기 위한 모델 자료 후처리과정의 표준화였다(Eyring et al., 2016; Jukes et al., 2020 등). 이러한 CMIP6의 논의들은 IPCC 6차 평가 보고서 제1실무그룹 보고서에 참여하고자 하는 각 국가기관의 다양한 모델 기반 기후실험에 대한 국제 기준으로서 자리매김 되어 있으며, 기상청 국립기상과학원도 이러한 국제기준에 따라서 신규 전 지구 기후변화 시나리오를 산출하였다.

1.2.1. 기후전망 산출 개요

IPCC 6차 평가보고서 기여를 위해 CMIP6에서 사용한 기후 강제력은 크게 기후모델의 기초 성능 및 온실가스에 대한 민감도 평가를 위해 이루어지는 규준실험과 1850년부터 2014년의 과거 기후 기간에 대한 과거기후모의실험, 그리고 2015년부터 2100년에 이르는 미래 전망을 모의하기 위한 실험의 3가지 종류로 구분하여 사용된다. 각 기간에 대한 기후강제력은 크게 CO₂를 포함한 온실가스 경로와 에어로졸 변화, 토지이용도에 따른 지표변화 등 인위적 강제력과 태양 복사와 화산활동의 자연강제력으로 제공된다. 각 강제력은 온실기체 및 에어로졸 종류별 또는 과거 및 미래 기간에 대해 여러 전문가 그룹에서 생산한 자료들로 구성되며 최종 자료는 CMIP6 홈페이지(<https://esgf-node.llnl.gov/projects/input>

4mips/)를 통해 제공되고 있다.

특히 미래 온난화 전망을 위한 기후강제력은 영향평가 모델을 통해 전망된 온실가스 경로와 에어로졸, 토지이용도 강제력을 사용하게 되는데, IPCC 6차 평가보고서에서는 공통 사회경제경로(SSP, Shared Socio-economic Pathways)라 불리는 시나리오를 새로이 구성하였다. SSP는 사회경제 구조변화와 온실가스 감축정책의 묶음으로 구성되며, 미래 기후변화에 따른 인구, 경제, 토지이용, 에너지 사용 등 사회·경제 지표의 정량적인 변화내용을 포함하고 있다(O'Neill et al., 2017). 특히 CMIP6는 지난 IPCC 5차 평가보고서에 사용된 대표농도경로(RCP, Representative Concentration Pathways)와의 연계 및 다양한 미래 사회상의 반영을 위해 여러 온실가스 경로 중에서 4종의 표준 SSP 경로를 우선 설정하였으며(O'Neill et al., 2016), 국립기상과학원은 이 중 온실가스 저배출과 고배출을 대표하는 SSP1-2.6과 SSP5-8.5 2종의 시나리오에 대한 전 지구 미래 전망 결과를 분석하여, 「IPCC AR6 대응 전 지구 기후변화 전망보고서」를 발간하였다(국립기상과학원, 2019).

신규 온실가스 경로를 반영한 미래 전망 산출을 위해 그리고 단일모델을 통해 산출된 기후변화 시나리오의 불확실성을 줄이기 위해 국립기상과학원에서 사용한 기후모델은 두 가지이며, 이 두 모델은 각각 지난 IPCC 5차 평가보고서 시기에 사용하였던 HadGEM2-AO (국립기상과학원, 2012)를 개선하여 국립기상과학원에서 개발한 K-ACE(Lee et al., 2019)와 영국기상청과의 협력을 통해 공동 활용 중에 있는 UKESM1 (Seller et al., 2019)이다. 이 두 기후모델의 주요한 차이점은 해양모델과 일부 지구시스템 관련 모듈이 다르다는 것이다.

기후모델의 SSP에 따른 미래 전망을 산출하기 위해 CMIP6에서 제시한 국제 기준에 따랐다. 즉, 1850년의 온실 가스 농도 등 기후강제력을 고정한 제어적분(pre-industrial run)을 450년 이상 수행하였으며, 이를 통해 산출된 기후 평형 상태를 초기장으로 삼아 과거기후(1850~2014년) 강제력에 의한 과거기후모의(historical run)을 수행하였다. 이 때 과거 기후모의는 제어적분 결과를 활용한 서로 다른 3개 초기장을 적용함으로써 3개의 앙상블을 산출하였으며, 각 과거기후 모의에 대해 SSP별로 다시 미래 전망(2015~2100년) 적분을 실시하여 모델별, 기간별 3개씩의 앙상블 자료를 확보하였다.

이번 IPCC 6차 평가보고서에 대응하는 미래 전망을 분석

함에 있어서 지난 IPCC 5차 평가보고서와 다른 점은 과거 기후와 미래 전망 모두에서 각기 한 모델 당 3개의 앙상블, 즉 총 6개의 앙상블 평균 자료가 사용됨으로서 모델 모의의 불확실성에 대한 정량, 정성적 분석의 기반을 마련하였다는 점이다. 또한 분석 기간도 달라졌는데, 1995~2014년의 20년 기후 평균을 현재 기후로 정의하고, 미래 기후에 대해서는 전반기, 중반기, 후반기로 나누어 기간별 20년 평균치를 분석하였다. 즉, 미래 전반기는 2021~2040년, 중반기는 2041~2060년, 후반기는 21세기 말인 2081~2100년을 나타낸다.

1.2.2. 기온 및 강수량 특성

SSP를 반영하여 새로이 생산한 전 지구 평균 기후의 변화는 다음과 같다(국립기상과학원, 2019). 우선 21세기 말의 전 지구 평균기온은 온실가스 배출 정도에 따라 현재 대비 약 +1.9~5.2°C 상승하는 것으로 나타난다. 이는 과거 HadGEM2-AO 모델에서 생산된 21세기 말 RCP 2.6과 RCP 8.5의 평균 기온 변화인 +1.3~3.7°C 폭을 상회하는 것으로서 미래 온난화가 가속화될 수 있음을 시사한다. 하지만 RCP와 SSP 간의 연도별 온실가스 배출량을 고려할 때, SSP5-8.5는 RCP 8.5 보다 2080년까지 더 빠른 속도로 배출량이 증가하기 때문에 상대적인 기온의 상승 폭이 더 증가할 수 있는 가능성이 있다고 판단된다. 또한 그 동안의 기후모델 개선에 따른 온실가스 민감도의 변화와 기준 기간의 변화 등도 온난화의 폭을 다르게 하는 주요 원인이 될 수 있다.

한편, 전 지구 연평균강수량은 지역에 따라 차이가 있으나 현재 대비 약 +5~10% 증가하는 것으로 나타났다. 특히 강수량의 증가 지역은 기온 상승이 가장 큰 극 지역과 강수량 최다 지역인 적도에서 증가 폭이 컸는데, 이 지역의 강수 변화는 최대 17%까지의 증가 폭을 보인다. 또한 주요 몬순 지역의 월 변화를 살펴보면, 동아시아 몬순은 5~9월 사이에 최대 20%의 강수량 증가 경향을 보였다.

해빙과 해양 변화의 경우, 21세기 말의 전 지구 평균 해수면 온도는 SSP에 따라 현재 대비 약 +1.4~3.7°C 상승하는 것으로 전망되며, 21세기 말의 전 지구 해수면고도 상승은 현재 대비 약 +52~91cm 상승하는 것으로 전망되었다. 특히 주목할

만한 것으로 북극의 해빙 감소 속도가 빨라 21세기 중반 이후엔 여름철 북극 해빙이 거의 사라지는 것으로 전망되었으며, SSP5-8.5에서는 21세기 말 여름철 남극 해빙도 사라질 것으로 전망되었다.

한편, 전 지구 육지지역의 극한기온 및 극한강수 분석에서는 온실가스 고배출 시나리오인 SSP5-8.5에서 온난일은 10년 당 약 +15일씩 크게 증가하며 한랭일은 10년 당 약 4일씩 줄어드는 것으로 나타난다. 21세기 말의 강수/무강수 일수의 변화는 뚜렷하지 않으나, 극한강수의 빈도와 강도는 상대적으로 커지는 것으로 전망된다. 특히 SSP5-8.5 시나리오에 의하면, 5일 최대 강수량은 약 29%가 증가하고, 95 퍼센타일 극한강수의 발생일수는 약 1.5배 증가할 것으로 예상된다.

상세한 사항은 국립기상과학원에서 발간한 「IPCC 6차 평가 보고서 대응 전 지구 기후변화 전망보고서」에서 확인 가능하며, 전자파일은 기상청 기후정보포털 (<http://www.climate.go.kr>)에서 내려받기할 수 있다.

1.3. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 요약 및 「한국 기후변화 평가보고서 2020」 주요 결과

1.3.1. 관측: 대기와 지표

한반도 배경대기의 대표적 온실가스 중 이산화탄소와 메탄은 지난 10년간(2008~2017) 대기 중 농도의 증가율이 뚜렷한 것으로 나타났다(견고한 동의). 안면도에서 측정된 한반도 배경대기의 이산화탄소농도는 2018년에 415.2 ppm을 기록하였으며 안면도에서 처음 이산화탄소농도를 관측한 1999년 연평균 농도 371.2 ppm과 비교하여 19년간 44 ppm 증가하였다. 지난 10년간 안면도에서 관측된 이산화탄소 농도는 연평균 2.4 ppm/년 증가하였으며 이는 지난 10년간 전 지구 평균 이산화탄소증가율 2.2 ppm/년과 비슷한 수준이다. 이 수치는 1999~2013년 기준 4.7 ppb/년의 증가율보다 낮은 수치이다.

안면도에서 관측된 메탄의 2018년 연평균 농도는 1974 ppb로 전 지구 평균보다 115 ppb 높고, 북반구 마우나로아의 평균인 1874 ppb보다 100 ppb 높다. 2018년 안면도의

메탄 농도는 최초 관측을 시작했던 1999년에 비해 113 ppb 증가하였다. 육불화황(SF₆)의 농도는 꾸준히 증가하고 있으나 플루오린화탄소(CFCs)는 최근 들어 감소추세를 보이고 있다(중간적 동의).

한반도 배경대기의 주요 화학반응 가스들(오존, 일산화탄소, 질소산화물 및 이산화황)의 농도 변화는 서로 다른 경향성을 보였다(중간적 동의). 오존은 1997년까지는 큰 폭으로 증가하다가 1998년 이후로는 증가세가 둔화되었으나 여전히 꾸준한 증가세를 보이고 있으며 일산화탄소는 지속적으로 감소하고 있는 반면 질소산화물의 연간농도는 큰 변화가 없고 이산화황은 1990년대 이후로 최근까지 지속적으로 감소하는 추세이다.

한편 복사수지의 경우에는 하향태양복사량 및 순복사수지의 변화는 최근에 큰 변동성을 보이지 않고 그 양이 일정한 것으로 나타났다(중간적 동의).

기온의 경우, 2010년대(2011~2017) 연평균 기온이 13.0°C로 가장 높아(1980년대: 12.2°C, 1990년대: 12.6°C 그리고 2000년대: 12.8°C) 온난화가 여전히 지속되고 있는 것으로 나타났다(견고한 동의). 우리나라 평균 지표 기온은 1998년 13.6°C(1973년 이래 상위 2위)를 기록한 이후 전반적으로 증가 추세가 다소 약화되었다. 이는 전 지구 연평균 지표 기온에서 1998~2013년 기간에 나타난 온난화의 둔화 현상의 일환으로 이해되었다. 하지만 그 이후, 2015년에 상위 3위, 2016년에 상위 1위를 기록하면서 온난화가 지속되고 있음을 다시 확인할 수 있었다.

한반도 기온은 거의 모든 지역에서 상승하는 것으로 나타났으며 온난화의 공간분포 특성이 뚜렷하게 나타나지는 않지만 도시화 효과로 대도시에서의 온난화 경향이 좀 더 크게 나타났다(제한적 동의). 우리나라 지표 기온 추세의 공간적 분포를 보면, 관측지점에 따라 그 강도의 차이는 있지만 경북 문경을 제외한 전국 모든 관측지점에서 1973년 이래로 온난화 경향(-0.04~0.61°C/10년)이 뚜렷하였다.

우리나라를 포함하는 동아시아 지역 토양수분의 감소는 여름철에 두드러지는데, 1996~2010년 기간의 위성 및 지상 관측자료 그리고 재분석자료의 여름철 토양수분 추세를 상호 비교한 결과, 중국 북부지역에서 통계적으로 유의한 수준의 감소 추세가 나타났으며 우리나라 지역에서도 감소 추세가 나타나지만 통계적으로 유의하지는 않은 수준인 것으로

판단된다.

우리나라의 강수량 경향성은 계절별로 살펴보면, 특히 여름철에 증가 경향이 뚜렷하게 나타났다. 1912-2017년 여름철 강수량 증가 경향은 +11.6 mm/10년이며, 가을과 봄철 강수량은 여름철에 비해 상대적으로 적은 각각 +3.9 mm/10년, +1.9 mm/10년으로 관측 되었으며, 겨울철 강수량의 선형 변화량(-0.9 mm/10년)은 증가 경향이 나타나지 않았다. 기후 변화로 인해 평균 강수량 뿐 아니라, 한반도 여름철 강수의 경년 변동성의 강도와 이를 결정짓는 주요 인자 역시 변화할 수 있으나 아직까지 한반도 지역의 기후 변화로 인한 강수량 변동성의 변화는 뚜렷하지 않은 것으로 나타났다.

한반도 수증기량의 변화를 유도할 수 있는 수증기속의 변화는 그 경향성이 뚜렷하지 않으며 한반도 수증기량을 결정짓는 주요한 인자 중 하나인 북태평양 수증기속의 강도는 1983~2017년의 기간에 그 경향성이 뚜렷하게 나타나지 않았다. 나아가 한반도 내의 증발산 변화에 관한 연구가 극히 드물고 지역에 따라 경향성도 상이하여 일관된 결론을 도출하기 힘들다.

2010년대 중반 이후 우리나라 5월을 포함하는 봄철의 이상고온 현상의 빈도 및 강도가 증가하였다(견고한 동의). 극한고온 현상의 빈도는 1990년대 중반 이후 특히 2010년대 중반 이후로 빠르게 증가하고 있는 것으로 나타났으며(중간적 동의) 우리나라의 극한저온 현상의 강도가 2000년대 이후 커지는 경향성을 보이고 있다(제한적 동의).

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면 2000년대 이전의 우리나라 연평균기온의 상승률은 주로 겨울철 기온의 상승에 의해 주도되었으며 극한 저온현상은 뚜렷하게 감소한 반면 극한고온 현상은 상대적으로 약하게 증가하는 경향을 보였다. 그러나 본 보고서에서 갱신된 결과에 따르면 2000년대 이후에는 겨울철의 기온 변화가 음의 추세로 반전된 반면 여름 평균기온의 상승 추세가 두드러지고 있다.

최근 10년간 월평균 관점에서 이상고온 경향이 뚜렷하였다. 주목할 만 한 점은 5월 평균기온이 2012년에 최고치를 기록한 데에 이어 2014~2017년에 걸쳐 매해 역대 기록을 경신하였고, 2019년 5월 기온이 역대 2위로 기록되면서, 5월 평균기온이 가장 높았던 해의 1-5위가 모두 2014년 이후에 집중적으로 나타나고 있다. 나아가 여름철 평균기온 및 열파의 빈도 증가가 1990년대 중반을 기점으로

뚜렷해지는 추세는 한반도 포함 동아시아에서 공통적으로 관측되었다.

우리나라 겨울철 평균기온의 온난화 추세는 2000년대 이후 음의 추세로 반전되었으며 이상저온현상의 강도가 오히려 커지고 있다. 이상저온현상의 추세에서 1980년대와 2000년대를 기점으로 나타난 변화는 다른 동아시아 지역에서도 유사하게 관측되었으며 2000년대 이후에 들어서 우리나라 및 동아시아 지역 겨울철 온난화 추세의 반전을 가져온 원인으로, 음의 북극진동의 발달, 성층권 극와도 순환의 약화, 우랄 블로킹의 발생빈도 증가가 제시되고 있다.

1990년대 중반 이후에 우리나라에서 뚜렷하게 관측되는 여름철 강수의 증가는 동아시아 지역에서도 유사하게 나타나고 있지만 전반적인 여름철 강수의 장기적인 증가 추세에도 불구하고, 2010년대 중반 이후의 강수 패턴은 과거와 또 다른 양상을 나타내어 주목할 필요가 있어 보인다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 1960년대에서 1980년대에 약화되었던 동아시아 여름 몬순이 2010년대 이후 회복되기 시작했고 워커순환 또한 20세기에 비해 2000년대 이후 강화되었으며 해수면온도가 다른 지역에 비해 더 많이 증가하는 지역에서 강수가 증가하는 경향이 보고되었다. 북극진동은 양의 위상으로의 경향성이 관측되었으나, 수십년 및 장주기 변동성이 뚜렷하며 북반구의 제트는 대부분의 지역에서 북상하였으며 북태평양의 제트의 세기가 강화되는 경향성이 보였다.

본 보고서에 따르면 1980년대 후반부터 약화되었던 동아시아 겨울 몬순이 2000년대 초 이후 지난 10년 동안 강화되었으며 이는 시베리아 고기압의 강도의 변화 및 유라시아 지역의 눈 덮임, 나아가 극지역의 변화와 관련성이 있는 것으로 보인다(중간적 동의). 관련 대기 순환은 유라시아 상공을 지나는 원격상관 패턴으로 설명될 수 있다.

2000년대 후반 이후 엘니뇨의 발생빈도가 증가하였다(중간적 동의). 우리나라 기후에 영향을 주는 인도양 해수면 온도가 지속적으로 증가하고 있는 반면에 대서양 자오면 해수 순환의 강도는 감소하고 있는 것으로 나타났다(견고한 동의). 대서양 표층수온은 특히 그린란드 근처 북대서양 지역에서 냉각 추세가 관찰되었으며 이러한 추세는 대서양 자오면 해수 순환의 약화와 연결되었다는 결과가 보고되었다.

1.3.2. 관측: 해양과 빙권

해양은 지구상에서 물과 에너지의 가장 큰 저장소로서 기후변화의 조절자 역할 뿐만 아니라 대기의 수천만 톤의 이산화탄소를 흡수하여 대기의 온실효과를 억제하는 등 기후 변화 속도의 완급을 조절하고 있다. 그리고 빙권은 해수면 변화에 중요한 역할을 할뿐만 아니라, 특히 온실가스의 증가에 대해 다른 지역에 비해 온도 변화가 더 크게 나타난다. 본 보고서의 제2장에서는 기후과학 관측 분야의 하나로 해양과 빙권을 구분하여 수록하였다.

1.3.2.1. 해양

먼저 해양 부분에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 발간 이후의 우리나라 주변해역의 해양 물리적 특성과 중장기 변화 그리고 해양 극한 현상을 구분하여 설명하였고, 해양 생지화학적 변화와 해양생물학적 변화를 각각 기술하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 우리나라 주변 해양의 해수면 수온과 해수면이 전 지구 해양 평균보다 약 2~3배 높은 상승률로 지속적으로 상승 중이며, 또한, 동해에서 표층 이산화탄소 증가도 전 지구 해양의 평균보다 약 2배 높고 해양 산성화가 진행 중인 것으로 보고되었다(견고한 동의). 우리나라 주변 해수면 온도 변화 경향은 겨울철 대기 순환의 변화에 따른 북풍 약화의 영향(견고한 동의)과 해양을 통한 온난화 신호 유입(제한적 수준)의 영향 때문으로 정리하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 비하여 두드러진 차별성은 1) 해양 물리특성의 장기 변화 요인과 2) 해양 극한 현상 연구의 증가다.

우리나라 주변 해양에서의 해표면수온과 해수면은 「한국 기후변화 평가보고서 2014」와 마찬가지로 변화율은 여전히 전 지구 해양의 평균보다 높으며, 지속적으로 상승하고 있는 것으로 나타났다(견고한 동의). 특히 해수면 상승률의 경우 해역별 상대적으로 동해와 제주도에서 높고 황해가 낮았다.

1970-1980년대에는 동아시아 겨울 몬순이 쿠로시오 재순환 해역의 겨울철 해수면수온 경년 변동의 주요한 원인이 되었고, 1990년대 이후에는 봄철의 재출현 과정이 주요한 원인이 되었다. 동해에서 심층 해수 생성과정과 관련하여

1990년대의 중앙수 부피 확장과 대조적으로 2000년대 이후에 저층수 생성 재활성 과정이 발견되었으며, 상층 열용량과 중층수 특성에서도 십년규모의 유의미한 변동이 보고되었다. 황해에서는 수온 상승과 함께 연직 성층 강화 추세가 보고되었고, 황/동중국해 영역에서도 해양-대기 열교환과 해상 풍의 변화로 설명되는 십년규모의 수온 변동을 확인하였다(중간적 동의).

우리나라 해역에서의 수온 양극화, 극한 수온, 여름철 바람장 변화 경향에 따른 동해 연안 용승 출현 경향, 여름철 양자강 유역강우 증가에 따른 동중국해 표층 저염분수 분포 등 극한 현상 빈도 증가는 최근 들어 두드러지고 있다. 특히, 2017년에 황해와 동해에서 해수면 온도가 평균보다 2°C~7°C 높은 극한 수온 현상이 있었는데, 관측자료의 시간적 길이가 충분하지 않아 이러한 경향이 기후변화의 반응인지의 결론은 중간적 동의 수준의 신뢰도를 보여준다고 판단된다.

해양 생지화학적 변화에서 해양 산성화가 지속되고 있다(견고한 동의). 한편, 영양염의 변화로 우리나라 주변을 포함한 북서태평양 해역의 표층 질산염 농도와 질소와 인의 비율이 점차 증가하는 것으로 나타났는데, 증가의 원인으로 기후 변화에 의한 것이라기보다는 주변국의 급격한 산업화로 대기 중으로 배출된 질소산화물의 유입에 의한 것으로 분석되었다.

관측기반 해양 생태계의 장기 변화에 대한 연구가 매우 미진하여서 해양 생물학적 변화는 기후변화에 따른 한반도 전역의 거시적 생태 변화보다는 동해의 일부 해역에서의 군집 구조 및 종의 지리적 분포 변화 등 제시에 국한되었다. 장기적 누적 자료가 없는 상태에서 앞으로도 10년 정도의 단기 생태적 과정 변화 및 국부적 연구로 제한될 전망이다

1.3.2.2. 빙권

빙권 부분에 대하여 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 북극 지역의 최근 수십 년간의 급격한 지면 대기 온도의 상승 경향과 세종기지에서 관측된 남극 반도 주변의 대기 특성 변화를 보고하였다. 북극의 기온은 전 지구 평균에 비하여 빠르게 상승하고 있으며, 이와 연동하여 해빙의 면적도 감소하고 있다고 보고 하였다(견고한 동의). 북극 지역에서 전 지구온난화와 연관된 지면 대기 온도의 급격한 상승 경향은

가을철에 가장 크고, 겨울~봄철까지 유지되다가 여름철에 약화되고 있다고 보고하였다. 남극은 관측 자료의 부족 때문에, 확실성이 낮지만, 기후변화의 경향이 시공간적으로 다른 양상으로 나타나는데, 서남극에서는 기온이 증가하는데 반해, 동남극에서는 대부분 지역에서 변화가 나타나지 않고 있다고 정리하였다(견고한 동의).

본 보고서에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2014」이후의 관측 자료를 포함하여, 북극과 남극 기온 변화 경향 및 해빙, 빙하의 면적 경향을 살펴보았다. 특히 동토 층의 기후변화 경향 및 북반구 적설량 변화 경향도 본 보고서에 새롭게 포함되었다.

북위 60도 이상의 북극 지역의 연평균 지면대기 온도는 1980년부터 2015년까지 지속적인 온도상승 경향을 보이며, 특히 겨울철을 중심으로 최근 급격한 온도상승 경향이 나타나고 있다(견고한 동의). 최근 여러 연구결과들은 공통적으로 중위도에서 북극으로 수송되는 열과 수증기의 증가, 북극 지역의 해빙의 감소, 이에 따른 북극 지역의 하향장파복사 증가가 이러한 북극 지역의 온도 변화의 주요 원인임을 제시하고 있다. 한편 남극지역 대기 온도의 경우 이 기간에 뚜렷한 변화 경향성보다는 큰 시공간적 변동성이 나타나고 있는데, 서남극에서는 증가하는 추세를 보이지만, 동 남극에서는 거의 변화가 없다(중간적 동의).

겨울철 북극의 급격한 해빙의 감소(예: 카라-바렌츠 해빙)와 온도의 상승 현상과 대조적으로 동아시아, 북미 등 중위도 지역은 한파 등을 포함하는 한랭화를 겪고 있으며, 여러 연구결과들은 북극의 급격한 온난화 및 해빙의 감소가 북반구 지역 대기 순환장 변화를 통해 동아시아 및 북미 지역의 겨울철 한랭화 현상을 발현시킬 수 있음을 제시하고 있으나, 한편으로 이러한 북극-중위도의 대조적인 온도 변화가 기후 시스템에 내재된 자연변동성에 의하여 동시에 발현될 수 있다는 대립적인 관점 역시 일부 연구에 의해 제시되고 있다. 이러한 북극-중위도 원격상관 관계에 대한 대립적인 해석은, 기본적으로 복잡하고 다양한 자연계의 현상들 사이에서 북극과 중위도 기후시스템에 존재하는 다양한 비선형적 인과 관계들을 탐지하는 것이 어렵기 때문으로 알려지고 있다.

북극 척치해 태평양 여름수의 경우 2012년에 가장 넓게 분포하다가 점차 분포가 감소하여 2017년에 최소화되었고, 태평양 겨울수의 경우 2017년에 최소로 분포하였다가

2018년에 다시 회복되어 새로 유입되는 것으로 나타났다. 전체적으로 1980년부터 2015년까지 척치해 인근의 해수는 상층 60~80 m 깊이에서 10년에 약 0.5°C정도 수온이 올라가는 경향을 보이고 있고, 같은 기간 염분은 0.5 psu 정도 감소 추세에 있다(제한적 동의). 서남극 빙봉의 용해는 지속적으로 꾸준히 일어나는 것이 아니라 간헐적이고 불연속적으로 일어남에도 불구하고 대륙붕에 온난한 심층수가 많이 존재한 시기에 빙하가 더 많이 녹는 경향을 보이고 있다. 추후 관측 자료를 바탕으로 한 수온변화 경향의 정확한 정량화가 요구되지만, 전체적으로 북극해의 표면 수온은 서서히 상승하는 경향을 보이는데, 남극해 표면 수온은 약한 하강 경향을 보인다(제한적 동의).

1979~2018년(봄, 겨울은 2019년까지)간 북위 65° 이상의 북극해의 해빙면적은 사계절 모두 뚜렷한 감소 추세에 있다. 특히, 1981~2010년 기후 평균 해빙 면적 대비 10년당 8.4%씩 감소를 보이고 있는 가을의 감소 경향은 가장 뚜렷하다(견고한 동의). 해역별로 나눠 최근 기간 5년(봄, 겨울은 6년) 추가의 영향을 보면 북프톨해에서 여름과 가을에, 척치해에서 여름에, 랍테프해에서 가을에, 바렌츠해에서 봄, 가을 및 겨울에 감소 추세가 가속화된 것으로 나타났다. 2000년대 중반 이후 프람해협을 통한 해빙 유출량이 증가 추세에 있는데, 북극해 9월 극소기의 해빙 면적을 약 55% 설명할 정도로 해빙 면적 변동에의 영향력이 늘어났다. 한편, 북극의 평균 해빙 두께도 해빙 면적과 마찬가지로 꾸준한 감소 추세에 있다. 1979~2018년 기간 해빙 두께의 비율 변화 감소 추세(%/10년)를 보면 최대 계절인 봄에 가장 느리고 최소 계절인 가을에 가장 빠른 것으로 나타났다.

2015년 이전까지는 남위 60° 이하의 남극해에서 연평균 해빙면적은 북극과 달리 약간 증가 추세가 있는 것으로 나타났었는데, 그 이후 해빙 면적의 급격한 감소가 나타나면서 증가 추세가 상당히 둔화되었다(중간적 동의). 계절별로 보면 남반구의 봄과 여름에 증가 경향이 급격히 둔화되었는데, 특히 최근 기간 6년을 포함하였을 때 여름의 증가 추세가 1/3 수준으로 급격히 둔화 된 것으로 분석되었으며, 이 같은 봄과 여름의 급격한 증가 경향 둔화는 로스해의 변화가 크게 기여하였다. 남극의 평균 해빙두께는 관측 자료가 부족하여 정확도가 떨어지나 분석 장의 장기 두께변화 경향을 보면 약간의 두꺼워지는 경향이 있다.

남극 빙상 질량은 1992~2018년간 약 3조 톤이 소실되었으며, 이는 7.6 mm의 전 지구 해수면 상승을 유발한 것으로 추정된다. 주목할 사항은 총 증가분의 약 40%가 최근 5년 사이 급격히 발생했으며, 대부분 서남극 지역 빙상 유실이 기여한 것으로 보고되었다. 증가 추세를 살펴보면 최근 10년(2009~2017년) 사이 연간 얼음 소실량이 1979~1989년간 보다 약 6배 빠르게 증가하였다(견고한 동의). 남극 빙상에서 비롯된 미래 해수면 변동 예측 불확실성 완화를 위해서 최근 MISI (Marine Ice Shelf Instability), 빙봉 기울기 및 하부 용융에 따른 안정도 변화 등에 관한 새로운 물리현상이 제안되기도 하였으나 여전히 부족한 관측자료 문제를 해결하기 위한 국제 협력 연구의 필요성 또한 강조되고 있다.

평균 영구동토층 온도는 1980년대 이후 대부분 북극권 지역에서 상승하고 있으며 대체로 불연속 영구동토층보다 연속 영구동토층에서 더 강한 추세를 보이고 있다(중간적 동의). 전 지구 동토 관측망 자료에 따르면 북반구 동토층 온도는 특히 추운 지역에서 더 큰 온도상승이 일어나고 있다. 남극 영구동토에서도 0.37±0.10°C의 온난화 추세가 나타나고 있지만 현재까지 남극의 동토 관측지점 수가 적고 관측 기간도 짧아서 확실한 추세를 평가하기에 이르다. 동토층 온도상승과 더불어 활성층두께가 증가하고 있으며 영구동토층의 남쪽 가장자리, 즉 상대적으로 따뜻한 동토 지역에서 더 빠르게 증가하고 있다. 영구동토층 남쪽에서부터 동토층이 퇴화하면서 동토층 면적도 감소하고 있다.

북반구에서 1967년부터 2018년까지 자료에서 적설면적과 지속기간은 봄철은 감소 경향이 크고 가을철에도 감소 추세가 나타나는데 다만 자료 간 일치도는 봄철보다 낮으며, 여름 및 겨울철에는 뚜렷한 추세가 없다(중간적 동의). 특히 유라시아 지역에서는 1920~2010년에 대한 장기 추세가 일관되게 감소 추세로 나타난다. 한반도 적설량에 대한 최근 연구결과 1980년부터 2000년까지 대체적으로 적설이 감소하는 추세였으나 2000년 이후에 적설의 변동폭이 커지면서 연 0.7 cm 비율로 증가하는 추세를 보였다.

1.3.3. 고기후 기록에 의한 정보

국지적, 지구적으로 장기간 고기후 비교자료의 확보와 구축에 대한 필요성이 높아짐에 따라 대용자료(proxy data)로서 육상이나 해양의 퇴적물, 동식물의 화석, 나무의 나이테 등의 지구물리·생물학적 자료와 고대의 그림과 문자, 각종 기록, 연대기, 역사적 기록물 등 인문·사회학적인 자료가 활용되고 있다.

그러나 지구물리·생물학적 자료는 지사의 시간 규모로 그 기간이 너무 길어 시간 해상도가 낮기 때문에 상대적으로 최근이라 할 수 있는 인간 활동이 활발히 이루어지던 전근대의 역사시대 당시 날씨와 기상, 기후적 특성을 파악하는 데에는 한계가 있다. 또한 고문헌 역시 과학적인 관측기기를 이용한 현대의 기상 관측 자료와 차이가 크고 자료가 균질하지 않아 고기후를 복원하는데 제한적이고 고기후의 변화 경향을 짐작하는 정도의 수준에 그치고 있다. 본 보고서에서는 우리나라의 고기후를 여러 대용 자료에 기초하여 분석하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 화분에 의한 고기후의 내용을 다음과 같이 다루고 있다. 화분분석 결과에 의하면, 한반도에서의 플라이스토세 최후 빙기 최성기(약 21,700~20,700년 전) 동안 산록지에는 낙엽활엽수(참나무, 느티나무/느릅나무 우점)와 침엽수(소나무, 전나무, 구상나무 등)가 같이 생육하는 혼합림이 번성하였다. 그 이후 최후 빙기(20,700~11,500년 전) 동안에는 더 나빠진 기후 때문에 산록지에 자라던 낙엽활엽수가 줄면서 혼합림은 침엽수림으로 바뀌었다. 이 시기에 남서부의 평야지대에는 속屬, 벼, 명아주과 같은 건조를 견디는 초본들이 번성하였다. 그러나 홀로세(후빙기) 초기(약 11,500년 전)에는 해빙기의 영향으로 기존의 개방초지와 주변 산록지는 냉온대성 교목이 우점하는 낙엽활엽수림으로 천이되었다. 이는 홀로세(10,000년 전)가 시작되면서 해수면 상승과 온난화의 영향으로 온난-습윤한 기후 아래 습기를 좋아하는 낙엽활엽수림이 번성하였다. 그러나 한반도 중부 이남의 산록지에는 아직도 아한대성 침엽수들이 잔존종(殘存種)으로 생육을 하였다. 홀로세 초기-중기(약 10,400~5,000년 전) 동안에는 동아시아 여름 몬순의 강화로 한반도 전역에는 낙엽활엽수림 또는 낙엽-상록활엽 혼합림이 번성하였다. 홀로세 후기(4,800~3,000년 전)에는 기후가 한랭해지면서 기존의 낙엽-상록

활엽수 혼합림은 축소되고, 소나무가 번성하는 침엽수-낙엽 활엽수 혼합림으로 오늘날 냉온대림처럼 바뀌었다.

그리고 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 기상현상과 시기를 기준으로 정리한 결과는 먼저 강수량에 경우 고려시대에는 주로 5, 6, 7월에 집중됨을 보였고, 19세기 촉우기로 관측한 강수량은 현대에 비해 적은 편으로 나타났다. 조선왕조실록으로 극심한 건조기(1440년 무렵, 1540년, 1600년 전후, 1770년과 1800년 무렵)와 습윤한 시기(1410년대, 1520년대, 1560년 무렵, 1660년대와 1730년대)를 파악하였다. 가뭄은 한해 평균 4~5회 걸쳐 나타났으며 각 시기에 고르게 나타났다. 고려시대 1000~1250년에는 온난하였으며, 이후 1400년 사이에는 상대적으로 한랭하였다. 조선시대에 포함되는 소빙기는 길게는 1450~1850년, 짧게는 1500~1750년으로 보였다. 또한 16세기 후반과 17세기 후반을 한랭기로 보는 견해가 우세하였다. 황사현상은 고려시대 중 12세기에 그 기록이 가장 많으며 조선시대에는 16세기에 가장 많은 황사 기록이 나타난다.

이를 바탕으로 다음 과 같은 내용을 본 보고서에서 보완하였다. 화분연구결과는 전 지구/동아시아지역에서 잘 알려진 기후변화의 역사기록이기 때문에 연구발표 논문은 견고한 동의 수준으로 볼 수가 있다(견고한 동의). 동물화석 자료에 기초하여 개개의 동물들을 특징적으로 살펴보면 기후 변화와 연결시켜 분석한 글들이 많아지는 것이 특징으로 볼 수 있다. 다만 이러한 분석이 주로 동물화석이 많이 나오는 강원도의 석회암지대 일대를 중심으로 이루어졌고 또 시대도 대부분이 플라이스토세의 후기에 속하는 것이라는 시간적 제약이 있지만 나름대로 전체적인 환경과 기후의 변화를 파악하는데 유익한 것으로 판단된다(견고한 동의). 세포연륜 연대기와 산소동위원소연륜연대기로 밝혀진 복원 가능한 고기후 요소는 다양한 국제 논문에서 검증된 방법을 따랐기 때문에 수록된 연구발표 논문은 견고한 동의 수준으로 볼 수가 있다. 고문헌에 대한 각 연구들의 내용을 종합하여 분석하였을 때 많은 기상, 기후 현상들이 17세기 한랭한 소빙기의 상황을 보여준다고 할 수 있다. 이전의 연구의 성과들이 단순 횡수를 활용한 통계에 그쳤다면 이후에 발표된 연구결과들은 횡수와 더불어 동시에 고려할 수 있는 다양한 요소들을 통해 좀 더 구체적인 정교함을 갖추고 있어 견고한 동의 수준을 보인다고 할 수 있다.

최근에는 퇴적층의 시추기술 및 절대연대측정기술의 획기적인 발달로 고해상도와 양질의 화분연구결과를 얻었다. 그 결과, 퇴적층에 기록되어 보존된 과거 기후변화 및 식생 천이 역사를 보다 상세하게 해석할 수 있게 되었다.

특히, 고해상도의 화분연구로 전 지구규모 기후사건(예, 8.2 ka cold event) 또는 동아시아 몬순규모 기후사건(예, 4.2 ka drought) 등이 한반도에도 나타난 것으로 밝혀졌다. 동해 해양퇴적물의 연구로 약 50,000년 전(후기 플라이스토세)까지의 한반도의 기후 및 식생변화를 새롭게 알 수 있게 되었다.

후기 플라이스토세 동안, 대부분 한랭·건조한 기후 때문에 산록지에는 아한대 침엽수림의 번성 및 평탄지에는 개방형 초지가 넓게 발달하였다. 홀로세에 들어오면서 한반도에는 해수면 상승은 기후 및 식물생태에 많은 영향을 미쳤다.

서해 연안퇴적물에 대한 고해상도의 화분기록 분석에 의하면, 홀로세 전기(8,300~8,000년 전)동안 한반도에 갑자기 한랭 건조한 기후가 있었던 것으로 처음으로 확인되었다. 이것은 북반구 전역에 기후 한랭화를 불러왔던 8.2 ka cold event가 한반도에도 큰 영향을 미쳤음을 잘 반영한다. 홀로세 초기-중기(8,000~6,500년 전)동안에는 한반도 전역에 낙엽-상록활엽수림이 번성한 반면에 건조를 견디는 초본류 등은 점차적으로 감소하였다. 이런 식생 천이는 홀로세 기후 최적기 동안 동아시아 여름 몬순이 강화되어 온난 습윤한 기후가 지속되었음을 잘 나타낸다.

연륜을 이용한 고기후 복원 연구는 발표되지 않았으나, 연륜을 구성하고 있는 목재세포의 크기(이하 세포연륜연대기) 또는 각 연륜에서 측정된 산소동위원소 비율($\delta^{18}O$)(이하 산소동위원소연륜연대기)이 국내 고기후 복원 연구에 활용 가능한 지를 확인하는 연구들이 최근 3년간 발표되었다. 이러한 연구들을 통해 연륜폭에서 찾을 수 없는 새로운 고기후 요소들도 복원될 수 있음이 확인되었다. 또한 한 연륜에서 목재세포 크기나 동위원소가 함께 조사된다면 여러 계절에 대한 고기후 복원이 가능성도 확인되었다. 경우에 따라 연륜폭 자료를 이용한 고기후 결과보다 통계적으로 신뢰성 높은 결과도 도출되었다.

국내에서 처음으로 작성된 세포연륜연대기는 속리산 고산 지대에 있는 신갈나무 도관내강면적으로 작성된 것이다. 연구결과에 따르면 신갈나무 도관내강면적으로 작성된

세포연륜연대기는 겨울철 강수량과 통계적으로 신뢰성 있는 정의 상관을 나타내 겨울철 강수량 복원에 적합한 것으로 확인되었다. 산소동위원소연륜연대기는 지리산 고산지대 있는 주목, 잣나무, 구상나무, 신갈나무를 대상으로 작성되었다. 작성된 산소동위원소연륜연대기와 기후요소와 상관분석을 실시한 결과 전체적으로 봄부터 여름철 온도와는 통계적으로 신뢰성 있는 양의 상관을 나타냈으며, 같은 기간 강수량과는 음의 상관을 나타냈다. 특히 강수량의 경우 일본 서부지역에서 발생한 5~7월 강수량과도 신뢰성 높은 음의 상관을 나타내 동아시아 몬순 복원에 활용 가능성이 확인되었다. 이상의 연구를 통해 235년(1780~2014년)간의 세포연륜연대기와 152년(1864~2015년)간의 산소동위원소연륜연대기가 마련되었다.

조선왕조실록, 승정원일기, 관수일기 등의 고문헌 기록을 통해 맑음, 흐림, 강우, 강설과 같은 기상 현상뿐만 아니라 가뭄, 황사, 서리 등과 같은 기상재해에 대하여 고문헌을 통해 과거 기후를 복원하는 다양하고 정교한 방식의 연구 성과들이 있었다.

맑음과 흐림의 일수는 현대의 평년값에 비해 맑음은 많았으며, 흐림의 일수는 적게 나타났다. 강수는 1710년대를 전후로 19.5일에서 63.8일로 큰 차이를 보인다. 또한 1771~1800년의 연강우량은 평균 941.5 mm로 현대의 연강수량 평년값(1450.6 mm)보다 35.1%나 적은 것으로 산출되었다. 이 시기의 강수일수가 다른 시기에 비해 가장 많았음을 고려할 때, 1770년 이전의 기간은 상대적으로 훨씬 더 건조했던 것으로 판단된다. 1623~1770년에 기우제의 기록 횟수 역시 다수 확인되었다. 이러한 결과는 해당 시기의 서울을 비롯한 한반도의 기후가 주로 한랭한 소빙기의 영향 하에 있었기 때문으로 보인다.

강설의 경우 10월에 눈의 기록이 있는 1623~50년, 1711~40년, 1771~1800년에 강설이 평년보다 이르게 그리고 봄에는 늦게까지 내린 것으로 기록되어 겨울이 길고 더 한랭하였던 것으로 보인다. 가뭄에 대한 기록과 기우제를 비롯한 가뭄에 따른 여러 조치들이 시행된 기록을 함께 살펴보면 조선 후기보다 초기에 이에 대한 기록들이 많이 확인되었다.

서리는 17세기에서 19세기로 올수록 첫서리의 기록일이 점점 늦춰졌다는 점과 월별 서리 기록 횟수가 현대 평년값보다 빈번하다는 점에서 17세기에 기후가 19세기의 조선 후기보다

더욱 한랭하였다는 것을 의미한다.

고기후를 복원하는데 대용자료가 갖는 정밀성의 한계에도 불구하고 화분, 동물화석, 나이테, 고문헌 등은 기후변화가 자연생태계와 인간 생활에 어떠한 영향을 미쳤는지를 되돌아 보고 미래를 대응하는 기준이 되는 중요한 창이 되기 때문에 관심이 필요하다. 식물의 꽃가루인 화분과 동물의 화석은 신생대 제4기 플라이스토세(255~1.2만 년 전) 한반도의 고기후와 자연생태계 변화를 복원하는 정보로 유용하고, 나무의 나이테인 연륜과 역사시대 고문헌은 신생대 제4기 홀로세(1.2만 년~현재)의 기후변화를 추정하는 자료로 활용할 수 있다.

국내 연구자들 가운데 해당 분야 전문가가 매우 적고, 연구의 주된 관심사가 화분, 화석, 연륜 자체이지 고기후는 아니기 때문에 이러한 대용자료를 가지고 고기후를 분석하는 것은 큰 한계를 가지고 있다. 따라서 대용자료는 과거 기후 변화가 생태계에 어떠한 영향을 미쳤는지를 가능하고 미래를 대응하는 정보로 활용할 수 있을 것이다.

1.3.4. 탄소순환과 기타 생지화학순환

탄소순환은 기후시스템의 주요 구성요소로 기후변화와 관련된 복합적 강제력, 비선형 반응, 되먹임 등을 통합하고 다른 생지화학순환과 연결되어 사회-생태시스템의 건강과 오염 및 대기의 질에 심각한 영향을 미친다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 인간 활동이 이산화탄소, 메탄, 아산화질소의 생지화학순환에 미치는 영향, 기후 변동과 관계된 생지화학순환의 변화 추세와 모델 기반 미래 시나리오에 따른 변화에 대해 다루었다. 특히 화석연료의 연소와 토지 사용의 변화로 인한 CO₂ 배출의 증가가 관측된 대기 중 CO₂ 농도 증가의 주요 원인으로 나타났다(건고한 등의). 그리고 인위적인 2010년의 반응성 질소의 생성은 자연적인 육상 생태계의 생성률 보다 적어도 두배 이상 크다(중간적 등의)고 보고하였다. 대기의 N₂O의 농도가 증가하고 있으며(중간적 등의), 증가한 원인으로 인구 증가에 따른 식량 증산으로 급증한 농업활동의 결과로 주요 원인으로 제시하였다.

이번 보고서에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 이후 출판된 탄소순환과 기타 생지화학순환 관련 연구를 중심으로

요약하였다. 그런데 안타깝게도 많은 국내 연구가 진행 도중 중단되었거나 비교적 최근에 시작되어 아직 출판되지 않은 경우가 많았다. 예외적으로 장기간 관측된 자료가 축적되어 있는 경우에도 메타자료의 부재로 분석이 어려워 이번 보고서에는 실지 못했다. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 이후 5년이 지난 지금도 여전히 국내에서 자체 생산된 연구 결과가 턱없이 부족하다. 자발적 국제적인 프로그램 통해 지속되고 있는 일부 관측 연구를 제외하면 대부분의 생지화학순환 관련 관측 연구는 오히려 퇴보하고 있는 것으로 보였다. 관측 기반 탄소순환 및 기타 생지화학순환의 연구에 대한 장기적이고 종합적인 투자가 절실히 요구된다.

먼저 국내 산림생태계를 살펴보면, 최근 들어 산림 면적의 감소율은 줄어들었으나, 목재 자급을 위한 벌채량이 증가하고 있음이 확인되었다. 간벌의 경우, 간벌제 수집 방법과 이후 관리 방법에 따라 탄소 축적에 미치는 영향이 다양하게 나타났다. 노령림화가 진행되고 있고, 소나무 재선충, 산불 등으로 인해 산림생태계의 이산화탄소 흡원 강도가 감소할 것으로 예상된다. 또한 겨울철 휴면기의 산림 토양의 관리가 탄소 방출에 중요한 영향을 미치는 것으로 확인되었다. 산림생태계는 인위적 이산화탄소 배출량의 약 3%를 흡수하는 것으로 추정되고, 향후 국내 산림탄소의 축적량은 감소할 것으로 예측되었다.

국내 농업생태계의 경우, 일반적으로 이산화탄소 중립으로 인식되어 있는 것과는 달리 이산화탄소 발원임이 확인되었다. 농경지가 이산화탄소를 비롯한 온실가스의 흡원 또는 발원 인지를 평가하기 위해서는 비경작기간을 포함한 기간을 함께 고려해야 하고, 수확을 통해 농경지 외부로 이동되어 소비되는 양도 함께 고려되어야 한다. 농업생태계가 일반적으로 이산화탄소 중립으로 인식되는 이유는 수확물이 소비 또는 분해되어 다시 대기 중으로 방출되기 때문이다. 국내 벼 단작지 또는 보리-벼 이모작지가 모두 년 단위로 이를 평가했을 때 이산화탄소와 메탄가스의 발원지로 확인되었다. 국내에서 일반적으로 수행되고 있는 중간낙수를 포함한 간헐적 관개가 이산화탄소 배출을 증가시키는 것으로 보고되어 있어서, 논은 경우 온실가스 발원으로 평가되고 있다. 그러나 사과 과수원과 같은 임목의 농업생태계의 경우 이산화탄소 흡원 기능을 하는 것으로 보인다. 개선된 물 관리 보정인자와 2010년 농림어업 총조사의 전수 자료로 전국 시군별 벼 재배 논에서 발생하는

메탄 배출량을 산정한 결과, 단위 면적 당 메탄 배출량의 전국 평균은 물관리 보정이 되지 않은 국가배출계수를 사용한 기존 결과보다 상당히 컸다.

국내 담수생태계의 경우, 하천의 유기탄소 및 무기탄소 유출량이 연간 총 905 Gg C로 지속적인 모니터링이 필요한 것으로 나타났다. 특히, 유기물이 많이 축적된 호소 퇴적층과 하수처리장의 영향을 많이 받는 한강 하류와 그 지류에서 이산화탄소와 메탄이 다량 배출되고 있는 것으로 나타났다. 주요 댐과 많은 농업 저수지에 퇴적된 유기물은 탄소 저장과 온실가스 배출원이라는 양면적 기능을 가지고 있으나, 현재까지 연구된 결과만으로는 탄소수지를 정확히 평가하는 것은 어렵다.

극지생태계의 경우, 북극의 온난화에 따른 영구동토를 포함한 툰드라생태계의 온실가스 되먹임 작용이 기후변화 예측에 매우 중요한 것으로 확인되었다. 최근 북극 및 알래스카의 습윤 툰드라에서 관측된 결과에 따르면, 영구동토의 해동에 따른 지형 및 강수 패턴의 변화가 토양수분 분포의 변화를 가져와 탄소 교환에 상당한 영향을 미칠 것으로 예상된다. 영구동토층이 녹아내리면 토양이 더 포화되어 오래된 탄소의 분해속도가 증가할 것으로 예상되지만, 건조한 지역이 새롭게 생길 경우 이를 상쇄할 수도 있다.

질소 생지화학순환의 경우, 인류가 넘어서는 안 될 한계를 이미 넘어섰으며, 아산화질소의 농도는 산업화 이전보다 약 20% 높아졌고 주로 화학비료와 축분 사용과 같은 인간 활동이 주원인이다. 국내 연구들은 주로 농경지로부터의 아산화질소 배출량 산출과 IPCC 지침에 따른 국가고유배출계수 개발 등을 목적으로 주로 수행되었다. 습지의 경우, 경작지와는 달리 탄소와 질소의 생지화학순환의 고리 역할을 함에도 불구하고 국내 온실가스 배출량 산정과정에 현장 측정을 통한 자료가 거의 없는 실정이다. 농업은 인간 활동에 의해 배출되는 아산화질소 연간 배출량의 2/3를 차지하는 것으로 추정된다. 농경지 토양의 아산화 질소 배출에 비해서는 적은 양이지만, 농경지 유출수나 도시 하수의 영향을 많이 받는 하천과 호소의 질소배출이 최근 크게 증가하여 인위적 아산화 질소 배출의 10%에 육박하는 것으로 추정된다. 국내 하천과 호소에서 배출되는 아산화질소에 대하여 한강 유역에서 실시된 수소 현장조사 결과에 따르면, 질소 농도가 높은 댐 구간이나 한강 하류에서 아산화질소 농도가 비교적 높게 나타났다.

수집된 연구결과를 바탕으로 한 한반도, 동아시아 및 극지의 탄소순환과 주요 생지화학 순환과정에 관한 주요 연구 결과를 요약하면 다음과 같다.

화석연료의 연소와 토지이용의 변화로 인한 이산화탄소 방출의 증가가 관측된 대기 중 이산화탄소 농도 증가의 주요 원인이다(견고한 동의). 기후변화와 영양소의 부족은 증가하는 대기 중 이산화탄소에 의해 야기된 전 지구 육상생태계의 탄소 흡원을 부분적으로 상쇄시킬 것이다(견고한 동의). 육상의 물리적, 생지화학적 탄소순환은 21세기 동안 야기될 대기 중 이산화탄소의 증가와 기후변화에 반응을 계속할 것이다(견고한 동의). 관측에 의하면, 1990년 초반부터 십년간 안정되었던 메탄 농도가 2007년부터 증가함을 보이고 있다(중간적 동의). 습지생태계의 메탄 방출은 증가하는 이산화탄소와 따뜻한 기후로 인해 더 증가할 것이다(중간적 동의). 아산화질소의 농도가 지난 30년 동안 0.73 ± 0.03 ppb/년의 증가율을 보였다(중간적 동의). 토양으로부터의 아산화질소 방출은 늘어나는 부양/식량 및 농업의 질소비료 의존도 때문에 증가할 것이다(중간적 동의). 인간 활동의 결과로 온실가스, 반응성 기체 및 이차 생성물인 오존과 미세먼지를 포함한 에어로졸의 농도가 크게 증가하여 지역 규모에서 대기질의 저하를 가져온다(중간적 동의).

1.3.5. 구름과 에어로졸

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면 2014년까지 에어로졸의 광학적, 물리적 성질 관측 연구가 활발히 진행된 반면에, 구름 관측 연구, 수치모형을 이용한 에어로졸 직접/간접적 효과 연구 및 구름-강수 상호작용 연구는 다소 미흡했다.

2014년 이후의 구름 직접관측 연구는 2017년 기상청의 기상항공기 도입에도 불구하고 아직까지 외국에서 수행한 항공기 관측 캠페인 자료에 대한 연구가 주류를 이룬다. 여러 지역에서 수행한 액체상, 혼합상, 얼음상 구름의 항공기 관측을 분석하여 구름 위에서 유입된 건조공기로 인해 발생하는 유입-혼합과정이 구름의 미세물리 특성에 미치는 영향, 온도의 함수인 빙점의 종횡비, 대류에서 발생하는 깊은 대류 구름에서의 빙정 생성의 주요 기작인 균질결빙에 의한 빙정의

생성, 남극해 낮은 층운 구름의 미세물리적 특징 규명 등의 연구가 수행되었다. 간접관측 방법인 Ka-band 구름 레이더가 2013년 4월에 도입된 이후 레이더를 이용한 구름 관측 연구도 활발히 진행되고 있다. 구름레이더 반사도와 구름수함량 사이의 관계, 레이더 반사도-강우율, 감쇠-강우율 간의 관계 식을 도출하였다. 위성을 사용한 간접관측 연구는 2017년에 발사된 천리안 2호 위성의 구름 산출물 개발 사업으로 인해 양적으로 성장하였다.

구름 수치모델 연구와 관련하여 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 구름미세물리 모수화 개선을 위한 노력과 안개 수치 모의의 개선을 위한 접합모형 연구 등이 소개 되었다. 본 보고서에는 구름분해모델의 계산과정 개선을 통한 구름 모의의 신뢰도 향상과 관련된 결과들을 주로 다루었다.

구름입자 활성화 과정 계산의 개선, 난류에 의한 충돌효율의 강화 고려, 구름방울의 자기전환 과정 모수화 방안 제안 등의 연구가 이루어졌다. 또한 구름방울의 성장 경로를 추적할 수 있는 라그랑지안 구름 모델을 이용한 연구도 활발히 진행되고 있다. 구름씨뿌리기를 통한 강수증대 수치 모의실험 결과도 발표된 바 있는데 구름씨 물질인 AgI에 의한 얼음핵화과정을 모수화하는 모듈을 개발하여 WRF(Weather Research and Forecasting) 모델에 적용하여 겨울철 강원도 산악 지형에서의 구름씨뿌리기 실험이 재현되었으며, 항공기를 이용한 구름씨뿌리기 실험도 재현되었다.

에어로졸 관측 연구는 국제공동연구를 통해 활발하게 이루어지고 있다. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 2008년 제주 고산에서의 오염 사례와 2008~2010년 상시 관측 분석에서 중국에서 수송되는 오염원의 지속적인 영향을 보고하였다. 본 보고서에서는 에어로졸의 광학적 산란 특성 관측의 경우 기존 제주 고산에서의 지속적인 관측은 물론 서해안이나 서울과 같이 자체 오염원 및 장거리 수송 오염 영향 지역으로 확장되었다. 또한 중국 등 외부에서 발생한 에어로졸이 한반도로 수송될 때 2차 에어로졸 생성과정을 거치며 광학 특성이 변형됨을 파악하였다. 에어로졸 크기 분포와 구름응결핵 연구도 비교적 활발히 이루어져 지상, 선박, 항공기를 이용한 종합적인 에어로졸/구름응결핵 관측이 이루어졌다. 이에 더하여 세계 여러 지역에서 장기간 관측된 에어로졸 분포와 구름응결핵 수송도 자료를 집대성한 논문에서 서울의 장기관측 자료가 포함되었으며 극 지역 에어로졸

관측도 활발히 이루어졌다. 제주 고산이나 안면도에서 측정된 에어로졸 산란계수와 흡수계수, 수송도는 비슷한 오염 수준을 가진 아시아 다른 지역의 값과 유사한 수준이지만 세계의 다른 청정지역의 값과 비교하면 매우 높은데 이러한 결과는 매우 일관적이다(견고한 동의).

한편, 지상/위성 원격 탐사를 통해서 장기간 넓은 범위에 대하여 에어로졸의 분포 및 변화 특성을 파악하는 연구 역시 활발히 이루어졌다. 2004년부터 2014년까지 10년 동안 중국에서의 에어로졸 광학 깊이는 증가하였고 입자 크기는 작아졌으나, 한반도에서는 모두 뚜렷한 증가/감소 추세가 나타나지 않았다. 지상원격탐사를 이용한 에어로졸 관측은 세계적인 관측프로그램의 일환으로 수행된 것을 비롯해 높은 수준의 연구 결과를 보이고 있다(견고한 동의). 천리안 위성을 통해 기존 저궤도 위성보다 높은 시간 해상도로 동아시아 에어로졸을 관측할 수 있게 되었고, 이는 장거리 수송 특성이나 자체 오염원의 수송 특성 분석을 높은 시공간 해상도로 가능케 하였다.

모델을 통한 에어로졸의 특성 모의 연구는 관측 기반 연구가 부족한 상황에서 많은 주요 정보를 제공한다. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) 지역 규모 모델이나 GEOS-Chem 전 지구 규모 화학 수송 모델(Chemical Transport Model, CTM)를 이용한 한반도 에어로졸 특성 연구와 Asian Dust Aerosol Model (ADAM)을 이용한 우리나라 황사 분석 및 예측 연구가 소개되었다. 본 보고서에는 특히 최근 5년간 한국에서 관심이 집중된 에어로졸의 발생원과 수송 경향에 대해서 여러 지역 및 전 지구 화학 모델의 연구결과들이 제시되었는데 대부분의 미세먼지 고농도 사례의 경우는 중국에서 다량의 에어로졸이 배출되어 수송되어 오는 것으로 나타난 반면 평상시에는 국내 자체적인 기여도 역시 무시할수 없다는 결과를 보여줬다. 에어로졸의 물리화학적 특성과 관련해서는 이산화황, 질소 산화물과 같은 기체상 오염물질이 특정 상황에서 화학적 반응을 일으켜 입자상의 물질로 변하는 2차 생성과정의 중요성이 크게 부각되었다. 최근 황사에 대한 연구는 과거에 비해서 다소 줄어들었는데 황사가 수송되는 경우가 과거에 비해 줄었기 때문이다. 이와 관련하여 최근 바람장 및 관련 되는 중규모 기압 배치 특성이 한반도 지역에 황사 바람이 이동되는 정도를 약화시키기 때문인 것으로 보인다. 수치

모델을 이용한 한반도 에어로졸의 배출원 산정이나 황사 재현 실험의 결과는 비교할 연구가 많지 않은 실정이다.

에어로졸-구름 상호작용 연구는 에어로졸과 구름뿐만 아니라 강수를 포함한 피드백, 경계층과의 상호작용, 그리고 기후 규모에서는 문순 순환 및 수문기상에 미치는 영향까지 범위가 확장되고 있다. 에어로졸-구름-강수 상호작용은 자체 비선형 피드백 메커니즘과 에어로졸 농도 변화에 따른 복잡한 구름 반응들이 얽혀 있기 때문에 관측 기술의 지속적인 진보에도 불구하고 관측기반 연구만으로 에어로졸 간접효과의 정량적인 산정에 한계가 있는 실정이다. 그러나 동북아시아 지역은 중국의 급속한 산업화와 경제발전으로 연무가 빈번히 발생하고 있기 때문에 전 세계 다른 지역에 비해 에어로졸-구름-강수 상호작용에 관한 연구가 활발하게 이루어졌다.

수치모델 연구는 에어로졸이 구름의 발달 및 강수에 어떻게 영향을 미치는지에 대한 연구와 기후모델로 전 지구적인 규모에서의 에어로졸 분포 변화의 영향을 산정하는 연구로 구분되었다. 에어로졸 수농도에 따른 강수량 변화는 일관적이지 않았으며, 최대의 강수량을 보이는 에어로졸 수농도가 존재할 수 있다는 연구결과도 발표되었다. 대규모 순환의 관점에서는 동아시아의 인위적 에어로졸 증가가 복사수지에 영향을 미쳐 동아시아 문순의 발달을 억제시킬 수 있다는 연구도 발표되었다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 AERONET과 Lidar 관측 자료를 활용하여 제주도 고산이나 안면도에서 에어로졸의 광학특성을 분석하였는데, 지표면과 대기 상단에서는 냉각, 대기중에서는 가열 효과를 정량적으로 제시하였고, 한반도 주변에서 블랙카본의 증가로 에어로졸 복사강제력이 증가하는 추세가 있다고 제시하였다. 또한 지표면, 대기중, 그리고 대기 상단에서 에어로졸 복사강제력의 계절 변화를 제시하였고, 블랙카본의 복사강제력이 총 에어로졸 대기 온난화보다 기여도가 큰 것으로 나타났다.

본 보고서에서는 동아시아에서 2006~2012년 기간 동안 CALIPSO와 MODIS 위성 자료와 CSIRO-MK 모델 모의결과를 이용하여 에어로졸 광학두께를 분석한 결과, 산불에 의한 에어로졸이 황사먼지 보다 2배 정도 강한 강도로 대기를 가열시키고 지면은 냉각시키는 것을 보였다. 또한 지난 1980~2012년까지 봄철 동안 지상 복사에너지가 약 10 Wm^{-2} 감소하였음을 제시하였다. 황사, 혼합형, 그리고 인위적인

에어로졸 각각의 복사효율은 지상에서 각각 -101.0 , -112.9 , $-98.3 \text{ Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$, 대기 꼭대기에서는 각각 -42.3 , -22.5 , $-39.8 \text{ Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$, 그리고 대기 중에서는 58.7 , 90.3 , $58.5 \text{ Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 이었다. 황사먼지와 인위 에어로졸의 혼합은 지상에서 냉각, 대기는 가열 효과를 나타내어 대기를 안정화시키고 대기 오염을 강화시키는 효과가 있다고 주장하였다. 또한 에어로졸 광학특성의 연직 분포가 복사강제력 산정에 중요하다는 연구도 발표되었다. AERONET 관측 자료를 활용한 연구에서는 복사강제력은 에어로졸 양에 의해 결정되지만 효율은 에어로졸의 형태와 복사-지표면 상호작용에 따라 크게 달라짐을 보였다. 특히 지표면 반사도가 크게 작용하는데, 에어로졸 광학두께와 지표면 반사도에 따라 2001년 봄철 황사 사례기간의 복사강제력이 $-84\sim-69.3 \text{ Wm}^{-2}$, 여름철 러시아 산불은 $-86.3\sim-3.1 \text{ Wm}^{-2}$ 이었다. 황사로 인한 한반도 지역 복사강제력 변화 연구 역시 여러 수치모델로 수행되고 있는데 대기 상단에서는 냉각, 대기는 가열되는 양상은 비슷하게 나타나고 있으나 아직 정량적인 수치로의 수렴이 부족한 편이다(중간적 동의).

에어로졸 증가에 따른 강수 감소는 결빙에 의한 잠열 방출과 증발에 의한 잠열흡수의 증가를 통해 구름 열역학과 역학 구조를 바꾸고, 아울러 대류와 관련된 구름계 조직을 변화시킨다는 에어로졸-미세물리-역학 간 되먹임 과정이 최근에 활발한 연구 분야로 자리 잡고 있다. 이 분야의 연구 경향을 살펴보면 미세물리과정 자체에만 치중하는 전통적 간접효과 연구에서 최근 들어 에어로졸-미세물리-역학 간 되먹임과정 연구로 그 중심이 이동하는 경향을 보인다.

구름-에어로졸-강수 상호작용은 기후변화 예측에 있어 매우 중요하여 전 세계적으로 연구가 활발히 진행되고 있으나 그 불확실성은 여전히 크며 이 분야에서 국내에서 수행된 연구는 매우 제한적으로 신뢰도는 낮은 수준이라 평가할 수 있다(제한적 동의). 이에 대한 수치모델 연구결과도 상당수 발표가 있었으나 일관적인 결과는 얻지 못하였다(중간적 동의).

1.3.6. 인위적 및 자연적 복사강제력

인간 활동에 기인한 인위적 요인과 자연적인 원인에 의한 대기 조성의 변화는 지구복사에너지 수지의 변화를 일으키며, 기후시스템 내의 다양한 피드백을 통해 기후변화를 유발하는 근원이다. 복사강제력은 이러한 인위적 요인에 의해 대기 중 농도가 증가한 온실가스나 에어로졸 등에 의해 발생하는 지구 복사에너지 균형의 변화를 정량화하기 위해 사용되고 있다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도와 동아시아 인위적·자연적 복사강제력을 평가하였는데, 과거 20년간의 동아시아 지역 봄철 오존농도 증가의 30%가 기상 요소의 변동성에 의해 설명될 수 있음을 보고하였다. 또한, 동아시아 지역이 검댕에 의한 복사강제력은 이산화탄소에 의한 전지구 복사강제력에 상응하는 값으로 추정되었으나, 지역규모의 연구결과가 충분히 도출되지 않아 한반도 및 동아시아 지역에 대해서 복사강제력의 신뢰수준을 논의하기는 매우 어려움을 보고하였다. 그리고 국내에서는 2010년부터 온실가스 환경영향평가 시 지구온난화지수(Global Warming Potential, GWP)를 사용하고 있음을 보고하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」가 작성된 이후 국내·외 연구진이 수행한 한반도 및 동아시아 지역에서의 인위적·자연적 복사강제력 산정 연구는 여전히 부족한 실정이라 한반도 및 동아시아의 복사강제력의 불확실성은 정량적으로 제시하기가 어려우므로 전 지구에 대비하여 정성적으로 나타내었다. 대류권 오존은 대표적인 온실가스이자 중요한 대기오염물질로, 전 지구물질의 시·공간적인 배출이나 기상장에 큰 영향을 받기 때문에 지역 기후변화에 상당히 민감한 것으로 알려진 단수명 기후 강제자이다. 미국 및 유럽과 달리, 동아시아 지역은 지속적인 전 지구물질의 배출 증가로 지표면 오존농도가 지속적으로 증가하고 있다. 국내의 경우, 오존 주의보 발령 일수는 2007년 22일에서 2018년 66일로 크게 증가하였으며, 오존 주의보 발령횟수 역시 2006년 52회에서 2018년 489회로 10배 가까이 증가하였다(중간적 동의).

우리나라 오존은 겨울철(11~2월)에 최저농도를, 봄철(4~6월)에 최고농도를 보이며, 여름철(7~8월)에는 잦은 강수로 인한 전 지구물질과 일사량의 감소로 봄철과 비교하여 상대적으로 낮은 농도를 보인다. 시간대별로는 높은 기온과 강한 일사로 인해 광화학반응이 활발한 오후 2시에서 5시 사이에

가장 높은 농도를 보였고, 오전 7시에서 8시 사이에 가장 낮은 농도를 보였다. 대기오염물질의 발생원이 밀집된 수도권 및 대도시에서 낮고 상대적으로 청정하며 해륙풍의 영향을 많이 받는 해안 도시에서 높은 경향을 보인다.

모델 연구를 통해 동아시아 지역 오존농도 증가가 기상 요소의 변동성에 의해 영향받을 수 있음이 밝혀졌다. 그러나 도심지역 장기적인 오존 증가는 기상요소보다 자동차에서 배출되는 일산화질소의 오존 적정효과에 상당히 기인한 것으로 보고되었다.

한편, 미세먼지 저감 정책으로 인한 초미세먼지 농도 감소가 일부 도시 지역의 오존농도 증가에 기여하는 것으로 보고되고 있어, 향후 지역 기후변화와 중국 배출량의 변화 경향에 따른 미래 지표 오존 변화에 관한 체계적 연구가 필요하다(중간적 동의).

한반도 및 동아시아 지역의 온실기체에 의한 복사강제력을 산정한 최근 연구가 부족하여 이들에 의한 정량적인 복사강제력을 제시하기는 어려운 실정이다. 그러나 한반도에서 관측된 이산화탄소와 메탄의 농도는 전 지구 평균 관측 농도에 비해 약 5-8 ppm와 100 ppb 가량 높게 나타나며, 아산화질소는 전 지구 평균농도와 유사한 수준임을 볼 때, 한반도 지역에서의 온실 기체에 의한 인위적 복사강제력이 전 지구 평균 복사강제력과 유사하거나 다소 높게 나타날 것으로 추정된다(견고한 동의).

서울지역의 평균 오존 전량은 1985년부터 2018년까지 325 DU로 나타났으며, 3월에 최대인 361 DU, 10월에 최소인 290 DU로 월평균 기준으로 연교차가 71 DU로 연평균 오존 전량 기준으로 22%의 변동폭을 보였다. 서울지역 오존 전량의 1990년대 평균인 323 DU에서 2000년대(2001~2010년)의 328 DU로 5 DU가 증가하였으며, 포항 상공의 오존 전량은 1990년대의 309.7 DU에서 2000년대는 316.0 DU로 증가하였다. 비록 한반도 내에서 지역적인 차이는 있으나, 지표면 오존의 증가와 대기 기주의 오존 전량은 꾸준히 증가하는 경향이 뚜렷하게 나타나고 있어, 오존의 복사강제력이 지속적으로 증가할 것으로 추정할 수 있다(중간적 동의).

한반도를 포함하는 동아시아 에어로졸 복사강제력은 대략 $-1 \sim -3 \text{ Wm}^{-2}$ 정도 범위에서 최근 연구결과들에서 보고되고 있으며, 전 지구 평균 복사강제력 -0.35 Wm^{-2} 에 비해 매우

크게 나타났다. 2016년 5-6월 한반도 중심으로 수행된 한-미 대기질 공동 조사(KORUS-AQ) 캠페인 결과에 의하면, 블랙카본에 의한 대기 상한에서의 직접적 복사강제력이 약 1.0(0.5에서 1.9) Wm^{-2} 이며, 복사강제력 변화가 기상장 변화에 의해 크게 영향 받음을 보고하였다. 관측 자료를 활용한 모델 결과에 따르면, 지표와 대기 중에서의 블랙카본에 의한 복사강제력은 각각 $-26 \sim -39 \text{ Wm}^{-2}$ 및 $32 \sim 51 \text{ Wm}^{-2}$ 의 범위를 갖는 것으로 나타났다. 최근에는 유기탄소(organic carbon)에 의한 복사강제력 역시 활발하게 진행되고 있다(제한적 동의).

기후변화를 유발하는 자연적 요인 중 대표적인 것이 태양 활동 변화와 화산활동에 의한 복사강제력이다. 1750년부터의 태양복사량의 총량 관측 자료에 기초하여 추정된 복사강제력은 0.06 Wm^{-2} 이다. 태양 활동도의 변화는 대류권에서는 북반구 겨울철 양의 북극진동(Arctic Oscillation)을 강화시키고, 잠재적으로 태양 활동-오존층의 관계성에도 영향을 줄 것으로 전망하고 있다.

화산활동에 의한 복사강제력은 그 사례가 나타날 때 지역적으로 단기간에 걸쳐 매우 큰 강제효과를 가지지만, 전 지구적인 영향을 주는 수준의 강한 화산활동의 출현빈도가 매우 낮다. 2010년 Eyjafjallajökull 화산의 분화에 의해서 발생한 화산재의 전 지구 평균 복사강제력은 -0.5 mWm^{-2} 로 나타났다. 인위적 복사강제력에 비해서 무시할 수 있을 정도로 작은 수준이다.

메트릭스는 대기 중 배출되는 다양한 물질들이 기후에 미치는 영향을 정량화하여 비교·평가하기 위해 사용된다. 국내에서는 에너지 산업, 제조업, 건설업 등에 대한 사전 환경성 검토 및 환경영향평가 시 배출량 메트릭스로 지구 온난화지수(GWP)를 사용하고 있지만, 전반적으로 우리나라에서 GWP를 포함한 배출량 메트릭스에 관련된 연구는 매우 저조한 편이다. 지구 온도 변화지수(GTP)의 경우 역시 모델의 물리적 과정의 계산에서 오는 기후 민감도와 같은 기후변수 계산의 불확실성으로 인해 편차가 여전히 문제로 남아 관련 연구가 미진한 편이다.

멀티모델과 앙상블 모의를 통해 추정된 GWP와 GTP의 불확실성은 지역뿐만 아니라 계절적인 변동이 큰 것으로 보고되었다. 시간 규모에 따라서 달라지는 배출량 메트릭스의 문제를 해결하기 위해 시간 규모와 배출량 규모를 고려하는 GWP의 경우, 누적 값에서는 원래의 GWP와 유사하나 단기

배출관점에서는 기존의 GWP와 다른 결과를 보였다. 한편, 지속적인 플렉스의 잠재가열지수(SGWP)는 GWP에 비하여 최대 40%가량 증가된 값을 보였다. 복사강제력과 강수량과의 관계에 관련된 메트릭스가 아닌 배출량과 강수량의 기후적 효과를 살펴볼 수 있는 메트릭스인 전 지구 강수 변화 잠재지수는 불확실성이 크다는 한계를 지니고 있지만 여러 물질에 대해 순쉬운 강수에 대한 기후효과를 볼 수 있는 장점이 있다.

1.3.7. 기후모델 평가

기후모델은 미래 기후변화 시나리오에 따른 기후 장을 생산할 수 있는 주요한 도구이다. 기후모델의 성능을 개선하기 위하여 모델의 해상도를 높이고 모델에 포함된 권역(대기, 해양, 빙권, 에어로졸, 생권)을 늘려 실제 지구 대기에 영향을 미치는 권역 간 상호작용을 추가 고려할 수 있는 방향으로 개발이 진행되고 있다. 이 장에서는 2014년 이후 기후모델 모의 수준에 관한 연구들을 통해 기후모델을 사용하여 미래 기후를 예측하고 분석하는 것에 대한 가능성을 판단하였다.

전 지구 대기모델은 전 지구를 계산 영역으로 고려하기 때문에 동서 방향이 공간적으로 연속적이라는 특징을 가진다. 한 지점에서의 미래 예측을 위하여 주변 지점의 정보가 필요하다는 점에서 전 지구 대기모델이 온전히 미래를 예측할 수 있다는 특징을 가진다. 이 과정에서 대기에 복사 및 지면 강제력을 작용할 수 있는 요소들을 고려하여 미래기후를 예측하는 방식으로 수행된다. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」가 다루었던 IPCC 5차 보고서 이후에는 CMIP3 결과와 CMIP5 결과가 널리 사용되고 있었으며 최근 CMIP6 결과가 제시되고 있다. CMIP5 결과는 CMIP3 결과에 비해 수평 해상도가 향상되었다. 또한, CMIP5에서는 지구시스템 모델링의 개념이 강화된 것이 특징이다. CMIP3가 주로 해양-해빙-대기 상호작용을 다루었다면 CMIP5에서는 여기에 에어로졸, 대기화학, 지면 탄소, 해양 생지화학 상호작용이 추가되었다. CMIP3에서는 온실가스 배출량 시나리오(SRES, Special Report on Emissions Scenarios)가 사용되었던 반면 CMIP5에서는 RCP가 새로운 시나리오 강제력으로 사용되었다. CMIP6는 사회 경제적 요소를 고려한 SSP 시나리오를 강제력으로 사용한다. 하지만 이제 CMIP6가 생산되어

배포되기 시작하였고 동아시아 몬순에 대한 CMIP6의 평가 연구는 진행 중이기 때문에 본 보고서에서는 다루어지지 않았다. 그러므로 본 보고서에서는 역시 CMIP3와 CMIP5의 결과를 정리한 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 다루지 않았던 결과들을 정리하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 동아시아 여름 몬순의 경우 20세기 현재기후에 대하여 CMIP5에서의 강수 결과가 CMIP3에 비해 관측과의 높은 공간 상관도를 보였다. 본 보고서에서는 강수 강도 모의 성능을 비교하였는데, 이를 위해서 CMIP3와 CMIP5의 앙상블 결과에 대한 강수 확률 분포함수 skill score를 구하였으며, 전반적으로 CMIP5가 CMIP3에 비해 skill score가 높게 나타났다. 이와 같이 두 결과 비교를 통해 전 지구에 걸쳐 성능이 향상되었음을 확인할 수 있다. 두 모델 모두 북반구 중, 고위도 지역에서 높은 모의 성능을 보였는데 전반적으로 CMIP5에서는 0.9 이상의 score를 보인다. 95 백분위에서는 강한 강도의 강수에 대한 성능을 확인할 수 있는데 전체 강수에 대한 경우보다 강한 강수에서 성능 향상이 뚜렷하게 나타나는 것을 볼 수 있다.

지면 부근 기온과 해수면 장기 변동성에서도 CMIP3보다 CMIP5가 향상된 결과를 생산하는 것을 볼 수 있었다. 또한 분석 대상을 동아시아 몬순으로 집중하여 분석한 연구들에서도 CMIP5의 성능 향상을 보였다. 하지만 이러한 개선에도 불구하고 CMIP5에서 장마 기간 강수의 남북 이동과 같은 현상들의 구체적인 특성들을 온전히 모의하지는 못하였다.

전 지구 기후모델의 경우 상대적으로 낮은 해상도로 인해 특정 지역에서 나타나는 지역기후변화를 확인하는 데에 어려움이 있다. 이 같은 이유로 상세한 지역 규모의 기후변화를 확인하기 위하여 지역기후모델을 이용한 연구가 활발히 진행되고 있다. 동일한 지역에 대하여 서로 다른 지역기후모델의 결과를 비교 분석하기 위한 프로젝트 중의 하나로 WCRP 산하의 COordinated Regional climate Downscaling Experiment (CORDEX) 프로젝트를 들 수 있다. CORDEX는 전지구의 서로 다른 14개의 지역에 대해 지역 기후모델을 이용하여 기후변화정보를 산출하는 프로젝트로 다양한 지역기후모델의 결과자료를 비교하여 불확실성을 평가하고 신뢰도 높은 지역기후변화정보를 생산을 그 목적으로 한다. 특히 CORDEX-East Asia (EA) 프로젝트에서는 동아시아지역에 대하여 CMIP5에 참여한 전 지구모델을

경계조건으로 수행된 다양한 지역기후모델의 결과를 비교, 분석하는 연구가 진행되고 있다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 지역 기후모델들이 여름철 몬순 밴드 및 겨울철 몬순은 관측에 비해 다소 강하지만 패턴은 잘 모의함을 보였으며, 남한 지역에 대해 여름철 집중호우 발생 일수 및 영역 평균된 강수의 모델 성능을 비교하였을 때 강한 강수의 극한 모의에 있어서 지역 기후모델을 이용한 차수내림이 장점을 가짐을 제시하였다. 그리고 미래 기후에서의 극한 모의결과를 정리하였는데, 특히, CORDEX-EA 결과는 현재기후에 비해 더 온난하고 습한 동아시아 기후를 나타내었다.

본 보고서에서 CORDEX-EA에 참가한 지역기후모델들의 결과를 분석한 결과 모델마다 편차는 크게 나타났지만 관측된 태풍의 발생 분포와 숫자를 비교적 잘 표현할 수 있음을 보였다.

최근 연구들에 따르면 지역적 대기-해양 결합은 동아시아 지역에서 매우 의미있게 영향을 준다고 알려져 왔다. 특히, 대기 지역 모델만을 사용할 경우보다 대기-해양 결합모델을 사용할 경우 동아시아 몬순 강수 및 순환장 모의에 더 높은 예측성능을 보인다고 여러 연구에서 밝혀진 바 있다.

지역 대기-해양 결합 모델과 대기 모델을 사용하는 동아시아 지역의 25년 과거재현기후의 모의 성능을 평가한 연구에 의하면, 전 지구 모델에서의 대기-해양 결합은 해수면 온도의 오차를 가져오는데도 불구하고, 대기 열속 및 적도태평양 강수대의 큰 개선을 가져오는 것으로 알려져 있다. 이와는 다르게, 지역 대기-해양 결합에서는 눈에 띄만한 큰 개선을 보이지는 않았지만, 고해상도 지역 결합 모의결과는 특히 해안 주변 지역에서 해양 순환의 개선에 의한 해수면 온도 및 순열속의 개선을 가져온다. 그럼에도 불구하고 여전히 대기-해양 결합은 해수면온도 오차를 가져오기 때문에 결합 모델의 필요성에 관한 논쟁이 있지만, 해수면 온도와 복사플럭스, 강수와의 상호작용을 고려하는 것은 결국 대기 순환에서의 현실적인 모의를 가져올 수 있기 때문에 중요하다고 할 수 있다. 다만, 해수면 온도의 오차를 줄이기 위해서는 구름-복사 과정을 계속해서 개선하는 것이 필수적이라 할 수 있다.

미래 기후변화에 대한 연구에서 평균장이 어떻게 변화해 가는 것인지를 제시하는 것만큼이나 극한현상의 발생 가능성에 대하여 제시하는 것도 중요하다고 볼 수 있다. 이를 평가하기 위하여 모델이 극한 현상들을 어떤 수준으로 생산할 수 있는지,

그 특성은 무엇인지를 파악하는 것은 중요하다. CORDEX-EA에 참여한 5개의 지역 모델에 대하여 현재 기후의 극한 모의 능력을 평가한 연구에서는 전반적으로 극한 현상을 지역기후 모델이 관측과 유사하게 모의 할 수 있음을 보이고 있다. 전형적으로 분석되던 여름철 강수 및 기온의 극한뿐만 아니라 가뭄 모의에 있어서도 지역 기후 모델의 상세화 결과가 활용 될 수 있음을 보였다.

전지구 및 지역 기후모델의 현재기후 모의 성능은 모델마다 편차는 존재하지만 대체로 우수하게 나타났다. 기후 모델이 개선되면서 기존에 고려하지 못하던 권역간의 상호작용들이 포함되면서 현격한 모의 결과의 개선을 이루지는 못했지만 이러한 상호작용들이 포함된 기후 자료를 나쁘지 않은 수준으로 생산하는 것이 분석되었다. 이는 기후모델이 미래 기후 변화 시나리오에 따른 신뢰할 수 있는 미래 시나리오 기후 장을 생산하는데 적절한 도구가 될 수 있다는 가능성을 제시한다고 할 수 있다(견고한 동의).

1.3.8. 기후변화 탐지 및 한반도 기상재해의 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도와 동아시아 과거 기후변화를 장기 추세, 경년 변동성, 계절내 변동성의 관점에서 평가하였다. 한반도 연평균기온은 80년대 이후로 뚜렷하게 증가하였는데 온실가스 증가가 한반도의 온난화에도 상당한 영향을 미친 것으로 평가되었다(견고한 동의). 연강수량은 증가 추세를 보였는데 이는 주로 여름철 강수량의 증가 때문이었으며, 호우는 90년대 후반에 증가하는 변화점이 뚜렷했고 우리나라 연강수량 증가에 크게 기여하였다고 보고되었다(중간적 동의). 동아시아 여름 몬순의 장기변동에 따라, 한반도 장마 강수량의 최대값이 나타나는 시기가 예년에 비해 1주일 정도 빨라지고, 총 강수량 역시 증가 추세에 있는 것으로 보고하였다(제한적 동의). 한반도에 영향을 미치는 태풍의 강도가 증가하는 것으로 제시하고 있으며, 특히 1970년대 후반 이후 증가의 경향이 나타나고 있다고 보고하였다(제한적 동의). 그리고 두 가지 형태의 엘니뇨가 계절별로 서로 다르게 원격상관 패턴을 유도하여 한반도 기후에 영향을 주며(중간적 동의), 북극 진동이 음의 위상일 때 동아시아 지역에는 겨울 몬순 순환의

강화 및 한파 발생의 증가로 평년보다 낮은 온도가 나타남(중간적 동의)을 제시하였다. 1990년대 중반 이후 중위도 많은 지역에서 연이어 발생했던 기록적인 한파들은 북극진동의 장기변동과 관련되어 있음을 보였다(제한적 동의). 1970년대 후반 이후로 열대 계절내 진동(MJO, Madden-Julien Oscillation)의 강도가 강해졌으며, 발생빈도 또한 증가하였는데, 이는 최근 인도양과 서태평양의 해수면온도가 증가하여 수증기 가용량이 증가한 것에 기인하는 것으로 보인다(중간적 동의) 보고하였다.

본 보고서에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 발간 이후에 새롭게 추가된 연구들을 중심으로 한반도를 포함한 동아시아의 기후변화 추세와 기후현상의 변화를 분석하고 그 원인을 평가하였다. 먼저 동아시아 관측자료를 기반으로 기온과 강수변화를 통계적으로 탐지하고 인위적 영향에 대한 원인규명을 적용한 연구결과를 평가하였다. 한반도 기후와 밀접하게 연관된 ENSO (El Nino Southern Oscillation), 몬순, 북극 기후변동, 계절내진동과 같은 기후변동성의 변화와 폭염, 가뭄, 한파, 집중호우, 태풍과 같은 한반도 기상재해 현상의 변화에 대한 연구결과를 정리하여 기술하였다.

아시아 지역 극한기온의 강도, 빈도, 지속기간은 1950년대 이후 고온관련 지수는 증가하고 저온관련 지수는 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타났으며, 인위적인 온실가스 증가가 그 원인임이 밝혀졌다(견고한 동의). 동아시아 지역에서 최근 관측된 여름철 이상고온 현상들은 인위적 강제력이 있을 때 그 발생확률이 커짐이 확인되었다(견고한 동의). 극한강수의 추세는 일부지역에서 일 최대 강수량이 증가하는 추세가 나타났지만 ENSO와 같은 자연변동성과 관련성이 커서 인위적 강제력의 영향을 평가하기는 어렵다(제한적 동의).

ENSO의 한반도 기후에 대한 영향은 계절 및 ENSO 위상에 따라 다르게 나타난다(중간적 동의). 서태평양과 아열대 지역의 강수와 해수면온도 변동이 동아시아 기후를 연결시켜주는 핵심 원인과정으로 새롭게 제시되었다(중간적 동의). 엘니뇨 다양성의 전 지구 및 한반도 영향은 여전히 명확하지 않다. 인도양과 대서양 변동이 한반도 기후에 미치는 영향이 일부 확인되었다(제한적 동의).

동아시아 여름몬순은 기존의 밝혀진 원인들에 더불어 열대 대서양 해수면 온도, 아시아 대륙 저기압 및 상층 제트기류, 남아시아 몬순의 경년 변동성과 북대서양, 열대 인도-태평양

지역의 다양한 수십 년 변동의 영향을 받는 것으로 새롭게 확인되었다(중간적 동의). 동아시아 여름몬순의 장기 변동성과 연동되어 우리나라 여름철 강수량은 7월과 8월을 중심으로 1970년부터 2010년대 전반까지 꾸준히 증가했으나 최근 감소경향이 나타나고 있다(중간적 동의).

동아시아 겨울 몬순은 시베리아 지역의 한랭 기단 유입 및 북극진동 변동성과 큰 관련을 가지는 북방모드와 ENSO와 관련되어 동아시아 지역 기압골 및 몽골 고기압 변동으로 특징지어지는 남방 모드로 크게 구분할 수 있다. 주 모드들은 시베리아 고기압, 북태평양 진동, 태평양 수십 년 진동 등의 영향으로 수십 년 주기의 장기 변동성을 가진다(중간적 동의). 동아시아 겨울몬순은 1970년대 중반부터 2000년대 중반까지 약화되었다가 그 이후 강화되는 경향을 보이며, 최근 강화된 동아시아 겨울몬순이 한반도 한파 발생 증가에 기여할 수 있음이 제시되었다(제한적 동의).

북극진동 지수는 1990년대 말부터 2000년대 까지 꾸준히 감소하다, 최근 10년간 뚜렷한 변화가 없다. 북극 해빙과 관련된 WACE(Warm Arctic Cold Eurasia) 모드는 최근 북극 해빙의 감소에도 불구하고 경향성이 뚜렷하지 않다. 이에 따른 한반도 겨울철 기온은 1990년부터 2010년대 초반까지 감소하다, 최근 다시 증가하는 비선형적 특징을 보인다(견고한 동의).

지난 약 50년 동안 동아시아 지역에서 여름철 10~20일 주기와 30~60일 주기 계절내 진동의 진폭이 점차 증가하고 있다. 특히 10~20일 주기 계절내 진동 강화가 동아시아 지역에서 크게 나타난다(제한적 동의). 하지만 그 원인은 명확하지 않으며 추가 연구가 필요하다.

한반도 폭염 발생빈도, 강도, 지속성은 1970년대 이후 증가하고 있으며(중간적 동의), 특히 열대야의 발생빈도는 뚜렷하게 증가하고 있다(견고한 동의). 최근 한반도에서 강하게 발달했던 폭염 사례들에서 온실가스 증가에 의한 인위적 영향이 탐지되었다(견고한 동의). 한반도 폭염은 국지적, 종관적 원인 이외에도 대규모 대기 순환 및 다양한 원격상관 현상에 의해 영향을 받는 것이 확인되었다(제한적 동의).

한반도 연강수량은 최근 수십 년간 증가하고 있으나 상당한 계절성이 존재한다. 이에 따라 여름철에는 가뭄의 빈도가 감소하였으나, 겨울과 봄철에는 가뭄이 오히려 심화되는

추세도 나타난다(제한적 동의).

한반도 한랭일 및 한파의 빈도수가 1990년대 후반부터 2000년대 후반까지 증가했다(견고한 동의). 그러나 그 이후의 변화가 뚜렷하지 않아 이에 대한 원인 규명과 한반도 한파의 종관구조에 대한 이해가 필요하다.

한반도 집중호우 빈도와 강도는 1990년 중반 이후 증가하는 경향을 보이며(중간적 동의), 이는 열대 원격상관 변화, 한반도 주변의 종관장 변화, 그리고 태풍활동 증가와 연관된 것으로 확인되었다.

북서태평양의 태풍활동은 최근 감소하는 추세를 갖는데 북서태평양 해수면 온도의 변화, 열대 상층 기압골의 이동, 북대서양의 해수면 온도 상승 등과 연관됨이 새롭게 밝혀졌다. 한반도 주변의 태풍 활동은 1990년대 중반 이후 빈도와 강도 모두 증가하였으며(중간적 동의), 이는 한반도 주변의 연직 바람쉬어의 약화, 북서태평양 고기압의 서쪽 이동, 한반도 주변의 해수면 온도 상승 등과 연관이 있다(견고한 동의).

1.3.9. 단기 및 장기 기후변화 전망

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도 기후변화 상세 시나리오를 연평균기온은 1971~2000년 대비 21세기 후반(2071~2100년)에는 RCP 4.5에서는 2°C 이상, RCP 8.5에서는 4°C 이상 상승할 것으로 추정하였다. 한반도 평균 강수량의 경우 모델 간 차이가 크기는 하지만 여름철 강수량 증가가 클 것으로 예상하였다. RCP 4.5 시나리오에 의하면 2071~2100년 기간 동안 호우일수 +0.7일, 폭염일수 +5.8일, 열대야일수 +10.8일 증가가 전망되었고 여름일수, 냉방도일, 성장도일은 증가하는 반면, 서리일수, 결빙일수, 난방도일은 감소할 것으로 예상되었다.

이번 보고서에 수록한 기후변화 전망을 요약하면, 전 지구 모델(HadGEM2-AO)과 5개의 다중 지역기후예측모델(RegCM, MM5, SNURCM, WRF, RSM)을 이용한 단기 전망(2026~2050)에서 한반도 평균기온 변화는 1981~2005년 평균기온 대비 +1.33~+1.93°C, 지역기후모델을 사용했을 때는 +1.05~+1.95°C 범위로 나타났다. RCP 2.6/4.5/6.0/8.5 시나리오에서 5개 지역기후모델의 앙상블은 각각 +1.54°C/+1.68°C/+1.17°C/+1.75°C의 변화량을 제시하였다(견고한 동의).

한편, 한반도 연강수량에 대한 지역기후모델의 단기전망은 RCP 2.6에서는 +6.0% 증가, RCP 4.5에서는 -5.6% 감소, RCP 6.0에서는 +0.2% 증가, RCP 8.5에서는 -0.7% 감소할 것으로 전망하여 변동성이 크게 나타났다(제한적 동의).

단기 전망에서는 온난화로 인해 한반도에서는 폭염일수, 열대야일수, 여름일수와 같은 고온 관련 극한지수는 증가하고, 한파일수, 결빙일수, 서리일수와 같은 저온 관련 지수는 감소할 것으로 전망하였다. 아울러 강수량의 변동성 증가로 인해 가뭄과 호우와 같은 극한강수 현상이 빈번해질 것으로 전망하였다(중간적 동의).

21세기 후반에 대한 강수량 장기 전망에 대해서는 기후모델 간 차이가 더 크게 나타났다. RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 16%(18%) 증가하는 것으로 전망되었고 증가 추세는 RCP 8.5 시나리오에서 더 강하게 나타났다. RCP 8.5 시나리오를 이용한 지역기후모델 결과는 한반도의 연강수량, 여름철 강수량, 그리고 겨울철 강수량은 21세기 후반 각각 19.1%, 20.5%, 그리고 33.3% 증가하는 것으로 전망되었다.

아울러 21세기 후반 폭염의 강도와 빈도는 모두 증가할 것으로 전망되었다(견고한 동의). 특히, 성능이 상대적으로 좋은 5개 CMIP5 기후모델의 RCP 4.5 시나리오 모의결과에서는 21세기 후반(2075~2099년)에 폭염발생은 약 52.5일 증가하고, 폭염지속기간은 약 44.5일 증가할 것으로 전망되었다. 극한강수의 경우, 21세기 후반 RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오에서 모두 증가하는 것으로 전망되었고 가능 최대강수량 또한 증가하는 것으로 나타났다(중간적 동의).

주요 해수온도변화로는 대마난류의 열 수송 증가에 의해 동해 수온은 증가할 것으로 예상된다. 황해 생태계에 중요한 영향을 미치는 황해저층냉수는 2100년까지 수온이 서서히 증가할 것으로 전망된다(견고한 동의).

CMIP5모델 중 한반도 주변 해수온도 성능이 상대적으로 높은 모델을 분석했을 때 동해로 유입되는 해수의 양과 수온이 모두 증가하며 이에 따라 동해수온이 상승할 것으로 전망되었다(중간적 동의). 동한난류의 경우, 고위도 해역까지 더 많이 북상하면 표층수온이 더 많이 올라갈 것으로 예상하기 때문에 향후 동해수온변화 추세를 분석할 때 중요하게 고려되어야 한다.

한반도 해역은 최근 40년 동안 약 10cm 상승했다. 1989년부터 2017년까지 최근 29년간 매년 2.9mm 상승률을 보여

전지구 평균에 비해 다소 빠른 상승 추세를 보이고 있다. 지역에 따라 차이가 나타나고 있고 제주 부근(4.44mm), 동해안(3.70mm), 남해안(2.41mm), 서해안(2.07mm) 순서이다. 21세기 말 한국의 평균해수면은 RCP 2.6, 4.5, 6.0, 8.5에 대해 각각 37.8, 48.1, 47.7, 65.0cm 상승하는 것으로 전망되어, 온실가스 배출량 증가에 비례하여 상승하며 RCP 8.5를 제외하고는 전 지구 평균보다 근소하게 낮다(제한적 동의). 모든 시나리오에서 남해지역이 다른 지역에 비해 해수면 상승이 높고 서해안 지역이 다른 지역에 비해 해수면 상승이 다소 낮은 것으로 전망된다(제한적 동의).

현재와 같은 추세로 온실가스를 배출하고 남극 빙상용융을 고려했을 때 2100년 전 지구 평균해수면 상승은 130cm에 이를 것으로 예측되고 있다. 이에 따라 한국의 연안지역은 해수면이 1m 상승할 경우 한반도 면적의 1.2%(여의도의 300배)가 침수될 것으로 예측되고 있다 (제한적 동의).

최근 2018년 발간된 IPCC 지구온난화 1.5°C 특별보고서에 의하면 산업혁명 이후 1.5°C 온난화 수준으로 안정화시키기 위해서는 2030년까지 전 지구적 탄소배출량을 절반으로 감축해야 하며, 1.5°C에서 0.5°C만 더 오르더라도 극한기후에 노출될 가능성이 높아지고 지역적 기후 취약성이 크게 증가할 것으로 예상했다. 최근 국립과학기상원에서는 1.5°C 온난화 관련 우리나라의 기후 및 극한 기상의 변화를 전망하였는데, 2100년까지 전 지구 평균기온이 1.5°C 상승하는 기후변화 시나리오에서 한반도 월 평균기온 상승치는 +0.8도(±0.11), 월 최고기온은 +0.89도(±0.16), 월 최저기온은 +0.91도(±0.12), 강수량은 +62.26mm(±27.09)로 나타났다. 기온 및 강수 모두 변동성이 커지는 방향으로 변화하였으며 폭염과 집중호우는 현재 대비 약 10% 정도 증가하며 한파와 강수 부족이 발생할 확률은 감소할 것으로 나타났다. 확률 비율 변화는 월 평균기온에서의 경향보다 월최대/최소값에서의 극한 변화가 훨씬 뚜렷하게 나타났다.

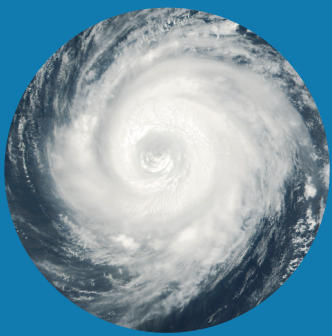
1.4. 참고문헌

- 국립기상연구소, 2012: IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 전지구 기후변화 보고서 2012: RCP 2.6/4.5/6.0/8.5에 따른 기후변화 전망. 국립기상연구소, 100pp.
- 국립기상과학원, 2019: IPCC 6차평가보고서 대응 전지구 기후변화 전망보고서. SSP1-2.6/SSP5-8.5에 따른 기후변화 전망. 국립기상과학원, 33pp.
- 국립환경과학원, 2011: 한국 기후변화 평가보고서 2010, 환경부 기상청, 2014: 한국 기후변화 평가보고서 2014-기후변화 과학적 근거, 기상청, 305pp.
- Eyring, V., S. Bony, G.A. Meehl, C.A. Senior, B. Stevens, R.J. Stouffer and K.E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscience Model Development*, 9, 1937-1958, doi:10.5194/gmd-9-1937-2016.
- IPCC, 2018: An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 616 pp.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC, 2012: Summary for Policymakers. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, Field, C. B., et al. eds., A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 1-19 pp.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A.(eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Lee, J., J. Kim, M.-A. Sun, B.-H. Kim, H. Moon, H.-M. Sung J. Kim and Y.-H. Byun, 2019: Evaluation of the Korean Meteorological Administration Advanced Community Earth-system (K-ACE) model. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, doi: 10.1007/s13143-019-00144-7.
- O'Neill, B.C., C. Tebaldi., D.P. van Vurren, V. Eyring, P. Friedlingstein, G. Hurtt, R. Knutti, E. Kriegler, J.F. Lamarque, J. Lowe, G.A. Meehl, R. Moss, K. Riahi and B.M. Sanderson, 2016: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscience Model Development*, 9, 3461-3482, doi:10.5194/gmd-9-3461-2016.
- O'Neill, B.C., E. Kriegler, K.L. Ebi, E. Kemp-Benedict, K. Riahi, D.S. Rothman, B.J. van Ruijven, D.P. van Vuuren, J. Birkmann, K. Kok, M. Levy and W. Solecki, 2017: The roads ahead: Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century. *Global Environmental Change*, 42, 169-180.
- Sellar, A. A., C. G. Jones, J. Mulcahy, Y. Tang, A. Yool, A. Wiltshire, F. M. O'connor, M. Stringer, R. Hill, J. Palmieri, S. Woodward, L. de Mora, T. Kuhlbrodt, S. Rumbold, D.I. Kelley, R. Ellis, C. E. Johnson, J. Walton, N. L. Abraham, M.B. Andrews, T. Andrews, A.T. Archibald, S. Berthou, E. Burke, E. Blockley, K. Carslaw, M. Dalvi, J. Edwards, G.A. Folberth, A.J. Hewitt, B. Johnson, A. Jones, C.D. Jones, J. Keeble, S. Liddicoat, O. Morgenstern, R. J. Parker, V. Predoi, E. Robertson, A. Siahann, R. S. Smith, R. Swaminathan, M.T. Woodhouse, G. Zeng, G. and M. Zerroukat, 2019: UKESM1: Description and evaluation of the UK Earth System Model. *Journal of Advances in Modeling Earth System*, <https://doi.org/10.1029/2019MS001739>.

제 2 장

관측: 대기과 지표

26	2.1. 서론
27	2.2. 대기조성 및 복사수지의 변화
32	2.3. 기온과 지표의 변화
37	2.4. 물순환의 변화
42	2.5. 극한현상의 변화
46	2.6. 대기대순환과 기후변동의 변화
52	2.7. 결론
53	2.8. 참고문헌



제 2 장 관측: 대기과 지표



2.1. 서론

「한국 기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에 의하면 2004~2013년 동안 한반도 배경대기의 대표적 온실가스인 이산화탄소와 이산화질소의 대기 중 농도의 증가율이 뚜렷한 반면 주요 화학반응 가스들의 농도는 반응물질에 따라 서로 다른 경향을 보이는 것으로 나타났다. 강수량의 경우 2001~2010년까지 우리나라의 평균 연강수량은 지난 30년(1981~2010년) 값에 비해 약 7.4% 증가하였으며 계절별로는 여름철이 가장 뚜렷한 증가 추세를 보이는 것으로 나타났다. 한반도에서 관측된 극한기온현상의 변화를 나타내는 주요 변수들의 변화경향이 통계적으로 유의하게 나타나는 경우가 많지는 않았으나 극한기온을 나타내는 주요 기후 지수들은 한반도 기후현상에 영향을 미치는 주요 대규모 대기현상인 동아시아 몬순, 북극진동 또는 엘니뇨의 변화에 따라 영향을 받고 있는 것으로 나타났다. 한반도 기온, 강수량에 직접적인 영향을 미치는 동아시아 여름 몬순은 1960년대에서 1980년대까지 약화되었으나 2010년대 이후 그 강도가 회복되고 있으며, 겨울 몬순에 영향을 주는 시베리아고기압의 강도 또한 수십 년 주기의 변동이 뚜렷한 것으로 나타났다.

최근 대표적인 온실기체중 하나인 이산화탄소의 대기 중 농도가 400 ppm 을 넘어 지속적으로 증가하고 있음에도 불구하고 1990년대 중후반에서 2010년대 중반에 이르기 까지 전 지구 평균기온의 상승률은 그 전 시기에 비해 크게 약화된 “온난화 휴지기” (warming hiatus period)가 관측되었다 (Meehl et al. 2007, 2011, Kosaka and Xie, 2013). 그러나 2010년대 중반 이후 전 지구 평균기온은 그 어느 시기보다도 매우 가파르게 상승하고 있다. 우리나라도 예외는 아니어서 지난 46년(1973~2018) 동안 연평균 기온이 가장 높았던 10개의 해들 중에 2010년대 중반 이후 해들이 다섯 해나(2014년, 2015년, 2016년, 2017년, 2018년) 포함되었다. 강수량의 경우 기온과 다르게 우리나라 연평균 강수량이

가장 많은 10개의 해들 중에 온난화 휴지기 기간(1990년대 중반~2010년대 중반) 해들이 일곱 해나(1998년, 1999년, 2002년, 2003년, 2004년, 2011년, 2012년) 포함되었다. 결국 지난 20여 년간 우리나라는 평균적인 기후 상태를 크게 벗어난 극한 기후 시기를 경험한 것으로 생각할 수 있다.

이와 같은 사실은 최근 한반도의 기온 및 강수 변동성이 전 지구적인 온난화 현상 및 장기적 기후 변동성의 직접적인 영향을 받고 있음을 뚜렷하게 보여 주는 것이다. 즉 한반도 기온 및 강수 변동성이 열대 해수면 온도의 장주기 변동성 및 중위도, 극 지역의 순환을 포함해서 동아시아 주변의 대기 대순환 변동성과 직,간접적인 상관성을 가지며 민감하게 반응하고 있음을 알 수 있다. 이러한 대규모 대기 순환의 변동성은 기온과 강수량 변동성의 영향을 넘어 우리나라를 포함하는 동아시아 지역의 물순환, 지표상태 및 극한 현상, 나아가 대기 조성에도 영향을 미치는 것으로 생각할 수 있다. 한반도 대기과 지표의 특성을 이해하고 미래 변화를 예측하기 위해서는 이러한 대규모 순환 및 변동 패턴의 변화에 대한 이해가 선행되어야 한다.

이 장에서는 2010년대 중반 이후 시기의 변화에 초점을 두고 우리나라에서 최근 관측된 대기과 지표 변화를 크게 대기조성, 복사수지, 기온, 지표변화, 물순환, 극한현상 및 대기대순환의 변화를 중심으로 살펴보았다. 대기조성 및 복사수지의 변화에서는 온실가스와 화학반응가스들의 최근 변화경향과 더불어 단파 및 장파복사수지의 변화경향을 살펴보았다. 기온과 지표의 변화에서는 최근 우리나라의 평균기온의 변화 및 기온변동성과 우리나라를 포함하는 동아시아 지역의 지표 변화의 특성을 중심으로 서술하였다. 또한 물순환에 대하여는 관련된 주요 변수들인 강수, 수증기, 구름, 증발산의 변화경향의 특성을 살펴보았다. 그리고 극한 현상의 경우 극한기온과 극한강수의 최근 특성 변화를 자세하게 기술하였으며 마지막으로 한반도의 최근 대기대순환 변동 패턴의 변화를 몬순, 주요 대양 지역에서의 순환장 및 중위도, 극지역의 변화를 포함해서 살펴보았다.

2.2. 대기조성 및 복사수지의 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 의하면 2013년 안면도 기후변화감시센터에서 관측한 온실 기체 농도는 이산화탄소(CO₂) 402.4 ppm, 메탄(CH₄) 1957 ppb, 아산화질소(N₂O) 326.1 ppb, 육불화황(SF₆) 8.6 ppt, 염화불화탄소들(CFCs) CFC-11 236.1 ppt, CFC-12 514.0 ppt, CFC-113 73.7 ppt를 기록하였다. 이 중 CO₂, CH₄, N₂O, SF₆는 2013년까지 지속적인 증가추세에 있고, CFCs는 1980년대 채택된 몬트리올 의정서에 기반한 적극적인 규제에 따라 하락 추세를 보였다. 2004년부터 2013년까지 안면도에서 관측한 화학 반응 가스의 연평균 농도추세는 일산화탄소(CO)의 증가, 질소산화물(NOx)의 감소, 그리고 오존(O₃)과 이산화황(SO₂)의 정체가 나타났으며 계절별 농도는 일산화탄소, 질소산화물, 이산화황이 대체로 겨울철에 고농도, 여름철에 저농도를 보인 반면에 오존은 봄철 고농도, 겨울철 저농도를 보였다. O₃, CO, SO₂는 뚜렷한 계절 변화를 보였다. 복사수지는 안면도에서 관측한 단파, 장파, 그리고 순복사의 년 변화가 제시되었고 눈에 띄는 뚜렷한 추세는 보이지 않았다.

2.2.1. 서론

기후변화의 경향성을 파악하기 위하여 지표 및 대기의 온도를 변화시킬 수 있는 복사수지의 변화를 살펴보는 것은 필수 요소이며 또한 복사수지 변화에 영향을 주는 대기조성의 변화를 파악하는 것 역시 중요하다. 산업 시대가 시작되면서 온실가스와 화학반응가스가 대량 배출되었고 그로 인해 대기의 화학조성이 변화함에 따라 지구복사에너지의 복사 평형(radiative balance) 상태가 깨지게 되었다. 인간활동의 전반적 효과는 기후 온난화 쪽으로 영향을 주었고 산업 시대 이전의 태양활동이나 화산폭발과 같은 자연적 기여도의 영향을 훨씬 초과하였다. 따라서 온실가스 및 화학반응가스의 현재 및 미래의 변화 경향을 파악하는 것은 앞으로 다가올 미래 기후 변화의 변화 경향성을 예측할 수 있는 단초를 제공해 줄 수 있다.

2.2절에서는 주요 기후변화인자로 꼽히는 온실가스 및

화학반응가스의 한반도와 전 지구적농도 변화 경향을 살펴 보고 우리나라에서 측정된 복사에너지의 변화에 대해 고찰 하였다.

2.2.2. 대기조성의 변화

장기간에 걸친 대기조성의 변화를 온실가스와 화학반응 가스로 구분하여 조사하였다. 인간활동에 의한 대표적인 온실가스인 이산화탄소(CO₂), 메탄(CH₄), 아산화질소(N₂O), 육불화황(SF₆), 염화불화탄소(CFCs)들의 대기 중 농도와 최근 변화 경향을 살펴보았다. 또한 온실가스의 화학반응과정에 관여하여 간접적으로 온실가스 농도를 조절하는 대표적 화학반응가스인 오존(O₃), 일산화탄소(CO), 질소산화물(NOx), 이산화황(SO₂)의 농도 변화에 대해 다루었다. 화학반응가스는 인간의 활동에 의해 대기 중으로 배출되는 오염물질 중 화학 반응성이 상대적으로 큰 반응가스들로 지구온난화에 기여 하는 온실가스와는 달리 대기 중 체류기간이 짧다. 그러나 이 반응가스들은 대기 중에서 물리, 화학반응을 통해 단기 기후변화에 영향을 끼칠 뿐만 아니라 인체 및 식생에도 큰 영향을 끼치는 것으로 알려져 있다(Stohl et al., 2015). 참고로 본 절에서 인용되는 자료는 대부분 기상청 기후변화감시센터(안면도 소재)와 국립환경과학원에서 관측한 자료를 바탕으로 보고된 자료이다.

2.2.2.1. 온실가스 변화

이산화탄소는(CO₂)는 지구온난화를 유발하는 주요 원인 물질로, 지구온난화에 영향력을 미치는 온실가스들 중에서 온실효과 기여도가 60%를 초과한다. 화석연료 등에서 CO₂가 배출되면 생태와 해양에서 약 60%가 흡수되고, 흡수되지 못한 CO₂는 대기에서 약 100년에서 300년 정도 체류한다. 산업화 이전에 대기 중 이산화탄소 농도는 약 278 ppm 정도로 추정되며, 산업혁명 이후 화석연료의 연소 등으로 인해 이산화탄소의 배출량이 급증하여 2017년에는 전 지구 평균농도가 405.5 ppm까지 상승함으로써 약 46%나 증가하였다(WMO, 2018).

안면도에서 측정된 한반도 배경대기의 CO₂ 농도는 2018년에 415.2 ppm을 기록하였으며 안면도에서 처음 CO₂ 농도를 관측한 1999년 연평균 농도 371.2 ppm과 비교하여 19년간 44 ppm 증가하였다. 지난 10년간 안면도에서 관측된 CO₂ 농도는 연평균 2.4 ppm/년 증가하였으며 지난 10년간 전 지구 평균 CO₂ 증가율 2.2 ppm/년과 비슷하다. 그림 2.1은 안면도와 미국 하와이 마우나로아, 그리고 NOAA에서 관측한 전 지구 평균 CO₂ 농도를 나타내며 모든 관측 지점에서 CO₂ 농도가 지속적으로 증가하고 있음을 알 수 있다.

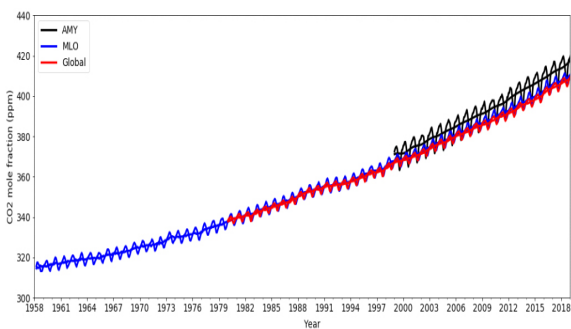


그림 2.1. 안면도(검은색, AMY), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(빨간색, Global)의 CO₂ 농도 변화(기상청 (2019)의 그림 3.1.1)

그림 2.2는 안면도, 고산, 울릉도에서 2018년 관측한 CO₂의 월평균 농도를 나타낸다. CO₂는 4월에 최대값을, 8월에 최소값을 보였다. 이러한 계절변동은 CO₂의 발생원과 흡수원, 종규모의 바람장에 의한 장거리 이동의 영향을 살펴볼 수 있는 지표가 된다. 세 지점에서 월평균 농도 최대값과 최소값의 차이는 약 9.7 ppm에서 19.5 ppm으로 태평양 바다 한가운데 있는 마우나로아 관측소의 월평균 농도 최대값과

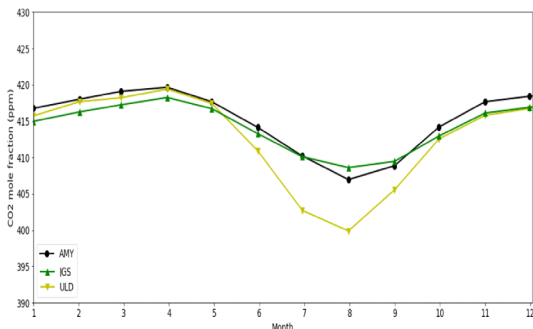


그림 2.2. 2018년 안면도(검은색, AMY), 고산(초록색, IGS), 울릉도(노란색,ULD)의 월평균 CO₂ 농도 변화(기상청 (2019)의 그림 3.1.3)

최소값의 차이인 5.7 ppm에 비해 높게 나타나 우리나라 배경대기의 CO₂ 농도 계절 변화가 큰 것을 알 수 있다.

메탄(CH₄)은 CO₂ 다음으로 중요한 온실가스이며, 빙하 코어에서 얻어진 기록은 지난 65만년 동안 대기 중 CH₄의 농도가 350~800 ppb의 범위에서 변화하였음을 보였다 (Loulergue et al., 2008). 대기 중 농도는 CO₂에 비해 낮지만 온난화 효율이 23배로 높아 중요한 온실가스로 평가되며 2017년 기준 전 지구 평균농도는 약 1,859 ppb로서 산업화 이전의 722 ppb보다 157%가 높아졌다(WMO, 2018). 전 지구적으로 CH₄는 1999~2006년까지 안정화되다가 2007년 이후로 다시 증가하는 양상을 보이고 있다. 최근 10년간의 CH₄ 전 지구 평균 증가율은 6.9 ppb/년을 기록하였다(WMO, 2018). 안면도의 2018년 연평균 농도는 1,974 ppb로 전 지구 평균보다 115 ppb 높고, 북반구 마우나로아의 평균인 1,874 ppb보다 100 ppb 높다. 2018년 안면도의 CH₄ 농도는 최초 관측을 시작했던 1999년에 비해 113 ppb 증가하였다(그림 2.3).

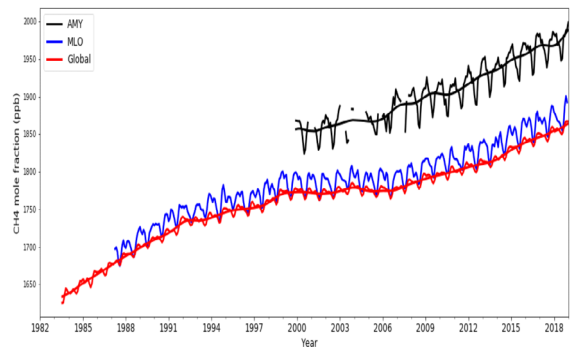


그림 2.3. 안면도(검은색, AMY), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(빨간색, Global)의 CH₄ 농도 변화(기상청 (2019)의 그림 3.1.20).

N₂O는 대기중 체류시간이 약 120년 정도 되는 온실가스로 지구온난화의 약 6%를 차지하며(IPCC, 2013), 성층권에서 오존 제거 물질인 일산화질소와 이산화질소를 생성한다. N₂O의 배출원은 토양, 농경, 연소과정 등이 있으며 산업화 이후의 N₂O 증가는 경작지의 확장과 비옥화로 인한 미생물의 생성 증대에 기인한다. 산업화 이전의 N₂O 농도는 약 270 ppb 수준이었으나 인간활동에 의한 지속적인 증가로 인해서 2017년 기준 330 ppb로 22% 증가하였다(WMO, 2018). 2018년 기준 안면도의 N₂O 평균 농도는 333 ppb로 전 지구 평균에 비해 근소하게 높았다. 그림 2.4는 1978년부터 전 지구

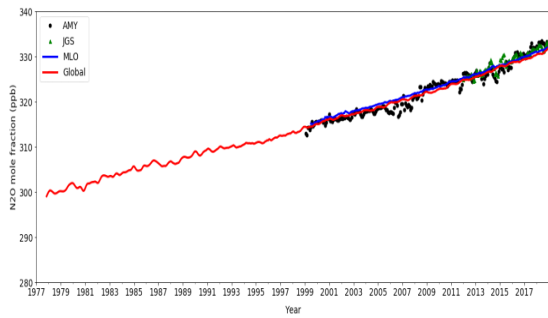


그림 2.4. 안면도(검정색, AMY), 고산(녹색, IGS), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(붉은색, Global)의 N₂O 농도 변화(기상청(2019)의 그림 3.1.22)

및 한반도 N₂O 농도 추이를 나타낸 것으로 안면도에서 관측한 농도의 증가추세는 전 지구 평균과 유사하였으나 계절별 변동폭은 컸다. 최근 10년간의 증가율은 전 지구 평균이 약 0.9 ppb/년, 안면도가 1 ppb/년으로 나타났다.

SF₆는 CO₂, CH₄, 그리고 N₂O에 비해서 상대적으로 미량으로 존재하나 지구온난화지수는 CO₂보다 22,800배가 높아 잠재력 높은 온실가스로 알려져있다(IPCC, 2013). 주로 전기의 절연체나 반도체 공정 등 산업에서 기원하며 대류권에서는 소멸기작이 거의 없고 중간권에서 분해가 시작되기 때문에 대류권에서 체류시간은 약 3,200년으로 상대적으로 길며, 한번 대기로 배출되면 거의 선형으로 누적되어 빠르게 증가한다.

그림 2.5는 한반도와 전 지구에서 관측한 장기간 SF₆ 농도를 나타내며 지속적인 증가를 보이고 있다. 한반도에서 관측한

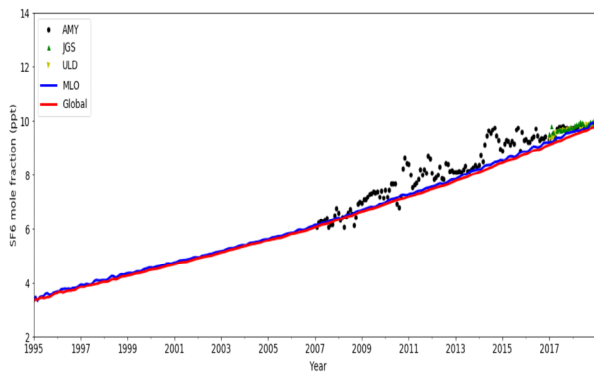


그림 2.5. 안면도(검은색, AMY), 고산(초녹색, IGS), 울릉도(노란색, ULD), 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(빨간색, Global)의 SF₆ 농도 변화(기상청(2019)의 그림 3.1.23)

SF₆의 연평균 농도는 2018년 기준 안면도 9.8 ppt, 고산 9.9 ppt, 울릉도 9.8 ppt로, 관측소간 차이가 크지 않다. 하와이 마우나로아와 전 지구 평균 SF₆ 농도는 9.7 ppt와 9.6 ppt로 한반도 값과는 약 0.2~0.3 ppt 차이가 난다. 전 지구 평균이 한반도나 하와이보다 낮은 이유는 남반구에서의 SF₆ 배출량이 낮기 때문이다. 안면도에서는 지난 10년간 0.3 ppt/년씩 증가했다(기상청, 2018).

CFCs는 대부분 자외선에 의해 성층권에서 분해되며 대기 중 체류기간은 CFC-11은 50년, CFC-12는 110년으로, CFC-113은 85년이다. 냉매제에서 주로 사용되는 CFCs는 성층권 오존층을 파괴하는 브로민과 염소가 포함되어있어 몬트리얼 의정서 채택 이후 적극적인 규제를 하고 있으며 북반구의 관측소에서는 CFC-11은 1992년에 최고값을 기록한 이후에

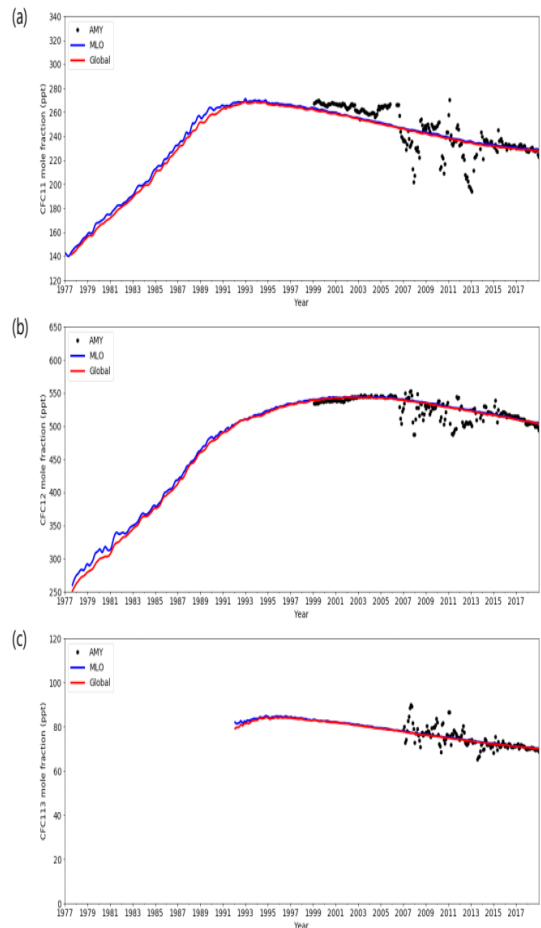


그림 2.6. 안면도(검정색, AYY)과 마우나로아(파란색, MLO), 전지구(붉은색, Global)의 (위) CFC-11, (중간) CFC-12, (아래) CFC-113의 농도 추세(기상청(2019)의 그림 3.1.24)

감소추세가 나타나며 CFC-12는 2005년에 최고값을 보이고 감소추세가 나타난다.

그림 2.6은 한반도와 전 지구에서 관측한 장기간 CFCs 농도를 보이며 한반도와마우나로아, 그리고 전 지구 평균값이 유사하게 나타난다. 한반도에서 2018년 관측한 CFCs의 평균 농도는 CFC-11가 228.3 ppt, CFC-12가 505.6 ppt, CFC-113은 70.1 ppt로 최근들어 뚜렷한 감소 추세를 볼 수 있다.

2.2.2.2. 화학반응가스 변화

대기 중 온실가스 농도 변화와 직간접적으로 연관이 있는 화학반응가스 중에서 오존(O₃), 일산화탄소(CO), 이산화질소(NO₂), 그리고 이산화황(SO₂)의 농도 변화에 대해서 살펴본다. 자료는 환경부에서 관측한 전국 측정소망의 평균값을 사용하였다.

그림 2.7은 O₃의 연변동 추세를 나타낸 것으로 1997년 까지는 큰 폭으로 증가하다가 1998년 이후로는 증가세가 둔화되었으나 여전히 꾸준한 증가세를 보인다. 2017년 기준 전국 평균 오존 농도는 0.029 ppm이며(환경부, 2019) 계절적으로는 일사가 강한 봄철에 높은 농도를 보였다가 구름과 강수에 의해 여름철에 크게 감소하고 가을철에 증가하고 다시 겨울철에 감소하는 뚜렷한 계절 변화를 보인다.

CO 농도는 지속적으로 감소하고 있으며 국립환경과학원에서 발표하는 대기오염물질 배출량 자료에서도 유사한 경향을 보인다. 2017년 기준 한반도 평균 농도는 0.5 ppm 으로 1990년대에 비해 크게 감소하였다(환경부, 2019)(그림 2.8).

질소산화물(NO_x)은 NO+NO₂의 합으로 정의되며 대류권 O₃ 생성의 주된 전구물질이다. NO_x의 배출은 주로 자동차 사용과 밀접한 연관 관계가 있는데 미국이나 유럽 등의 선진국에서는 대기오염 규제 정책에 따라서 NO_x 배출이 점점 줄어들고 있으며 동아시아 지역에서 배출은 중국이 크게 차지하고 있으며 배출량 규제로 인해 2010년대 이후 감소하는 추세로 알려져 있다 (Zheng et al., 2018). 한반도는 NO₂의 연간 농도의 큰 변화 없이 1990년대 초반 이후로 0.03 ppm 이하 수준으로 나타나며 2017년 기준 전국 평균 농도는 0.022 ppm이다 (그림 2.9). SO₂는 1990년대 이후로 최근까지 지속적으로 감소하는 추세이다(그림 2.10). SO₂는 주로 생산

공정 에너지 산업, 제조업연소 등에서 발생되는데 최근들어 저황유와 LNG 공급의 확대, 배출 규제 강화 등의 적극적인 저감 정책이 시행되고 있다. 2017년 전국 평균 SO₂ 농도는 0.004 ppm이다(환경부, 2019).

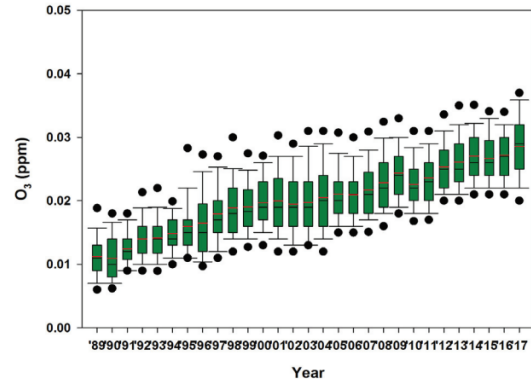


그림 2.7. 한반도 평균 연평균 O₃ 농도 추이(국립환경과학원 (2018)의 그림 2.4 좌)

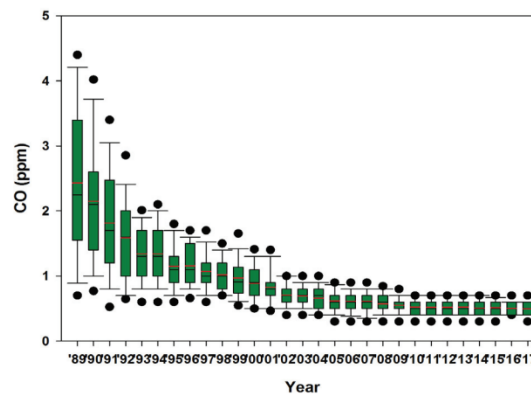


그림 2.8. 한반도 평균 연평균 CO 농도 추이(국립환경과학원 (2018)의 그림 2.4 우)

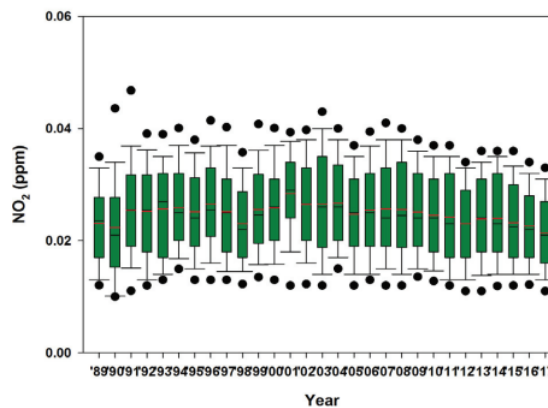


그림 2.9. 한반도 평균 연평균 NO₂ 농도 추이(국립환경과학원 (2018)의 그림 2.3 좌)

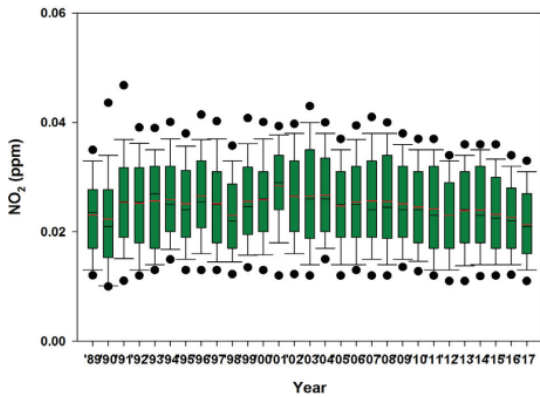


그림 2.10. 한반도 평균 연평균 SO₂ 농도 추이(국립환경과학원(2018)의 그림 2.3 좌)

오존 전량은 대기 중 존재하는 오존의 총량을 나타내며 일반적으로 돕슨 단위(Dobson unit, DU)를 사용한다. 그림 2.11은 안면도, 고산, 포항에서의 연평균 오존전량을 나타낸 것으로 2018년 기준 오존 전량은 안면도 320 DU, 고산 304 DU로 두 지점 모두 2017년 연평균 값과 큰 차이를 보이지는 않았다.

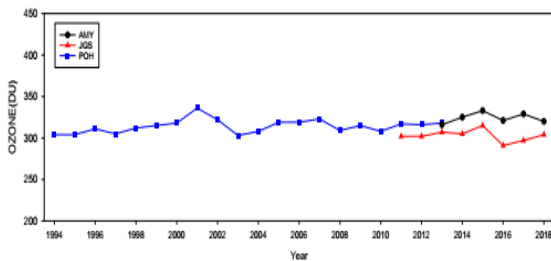


그림 2.11 안면도, 고산, 포항에서 관측한 연평균 오존 전량 추이(기상청(2019)의 그림 3.5.1)

2.2.3. 복사수지 변화

복사에너지는 위도를 포함해서 여러 요소들에 의해 영향을 받으며 지구의 기후 시스템에서 지표의 불균등가열을 일으켜 대기와 해양의 순환을 발생시키는 핵심적 요소이다. 지구복사 에너지의 지역적 차이에 따른 불균등가열은 결국 지구의 복사 평형을 변화시킴으로써 기후를 변화시키는 역할을 하기도 한다. 또한 대기 중 온실 및 화학 반응가스 농도와의 상호 작용을 통해 지구 장파복사 및 단파복사의 변화를 유도하여 지표면의 온도를 냉각 또는 가열시키기도 한다.

2.2.3.1. 단파/장파복사

그림 2.12는 안면도에서의 태양상향, 태양하향복사와 고산의 태양 하향복사를 나타낸 것이다. 태양복사의 계절 변화는 봄철부터 증가하여 겨울철에 감소하나 여름철에는 강수로 인해 오히려 낮은 값을 보이기도 한다. 2018년 기준 안면도의 태양상향복사는 최대 49.9 W m⁻² (7월), 최소 22.2 W m⁻² (12월)이며 고산의 태양 하향 복사는 최대 248.4 W m⁻² (7월), 최소 68.8 W m⁻² (12월)로 나타났다.

지구상향복사는 지표에서 대기로, 지구하향복사는 대기에서 지표로 방출되는 성분으로서 지면온도, 운량, 습도와 기온의 연직분포 등에 영향을 받는다. 태양복사에 비해 지구복사는 일변화가 적고, 일부 기상현상일 때를 제외하고는 지구상향복사량이 하향복사량보다 크다. 2018년 기준 안면도에서의 지구상향복사 최대값은 431.1 W m⁻² (7월), 최소값은 293.0 W m⁻² (1월), 그리고 지구하향복사의 최대값은 363.6 W m⁻² (7월), 최소값은 225.6 W m⁻² (2월)로 나타났다(그림 2.13).

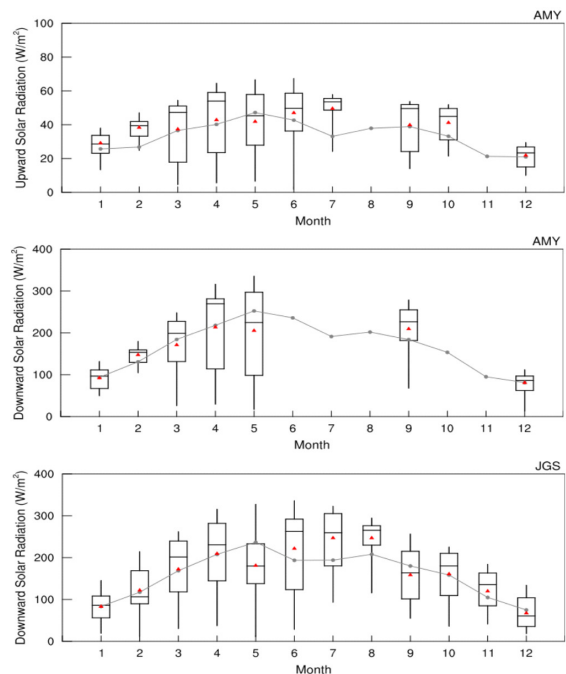


그림 2.12. 2018년 안면도의 (위)태양상향복사, (중간)태양하향복사 고산의 (아래)태양하향복사의 월변화(상자). 2008~2017년(안면도), 2009~2017년(고산)의 평균(선)(기상청(2019)의 그림 3.4.3)

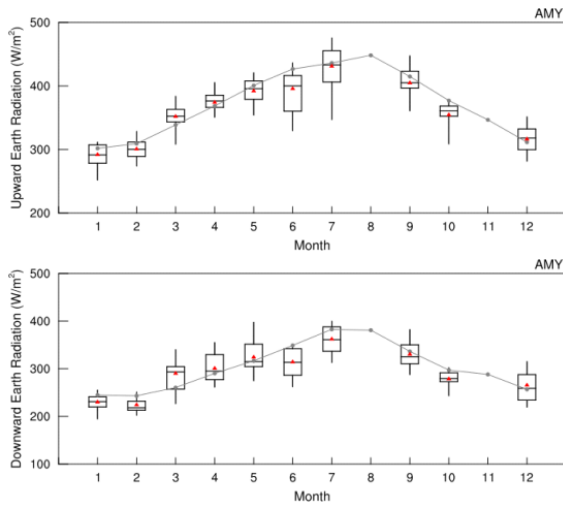


그림 2.13. 2018년 안면도 (위) 지구상향복사, (아래) 지구 하향복사 월변화(상자). 2008~2017년 평균(선) (기상청(2019)의 그림 3.4.4)

2.2.3.2. 순복사

순복사량은 태양복사(단파복사)와 지구복사(장파복사) 모두에 대해 하향값에서 상향값을 뺀 것으로 지표가 순수하게 받아들이는 복사에너지를 나타내며 지표 에너지 수지를 결정하는 중요한 요소이다. 안면도에서의 순복사는 최대 156.6 W m⁻² (7월), 최소 9.8 W m⁻² (12월)로 나타났다(그림 2.14).

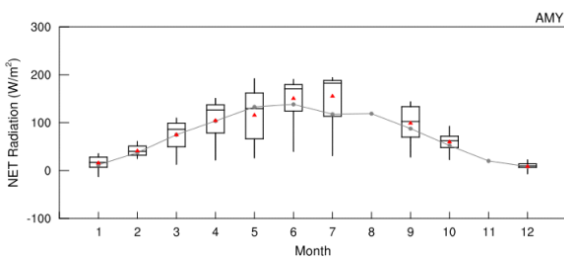


그림 2.14. 2018년 안면도 순복사 월변화(상자). 2008~2017년 평균(선)(기상청(2019)의 그림 3.4.4)

2.3. 기온과 지표의 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면, 전 지구 평균 지표 기온은 지난 약 130여년 간(1880~2012년) 약 0.062±0.012°C/10년의 변화율로 뚜렷하게 상승하였고, 이는 독립적인 관측자료들에서 일관되게 발견되었다. 이 기온 상승 추세 속에는 다양한 규모의 자연변동성(연-십년이상 변동)이 포함되어 있어 시기에 따라 기온 변화율이 변하지만, 최근 기간 일수록 기온 변화율은 증가하는 것으로 보고되었다(1979~2012년 기간 기온 변화율: 0.155±0.012°C/10년). 또한 이러한 기온 상승의 절반 이상이 경제 및 인간 활동 증가에 의한 온실가스 농도의 증가와 인위적인 강제력의 영향에 의해 유발되었을 가능성이 높음을 명확히 하였다.

우리나라 평균 지표 기온은 1981~2010년 기간동안 0.41°C/10년, 2001~2010년 기간에는 0.5°C/10년의 변화율을 보여 전 지구 평균보다 큰 상승 추세가 나타났다. 기온 상승 경향은 한반도 전역에서 공통적으로 나타나지만, 수도권 및 내륙 지역에서 더 뚜렷하다. 이는 우리나라의 지표 기온 상승에 도시화의 효과가 포함되어 있기 때문으로 판단되지만, 도시의 규모에 따라 분석 방법과 기간에 따라 도시화의 효과가 큰 차이가 있음을 제시하였다.

우리나라 및 동아시아 지역의 기온 변동성의 변화 양상은 전 지구 평균 변화 양상과 상당 부분 유사하나, 겨울철 한랭 일이나 한파와 같은 극한값은 1990년대 까지 온난화 추세와 함께 감소하였는데 반해 2000년대 들어 다시 그 발생빈도가 증가하는 특징이 나타나고 있음이 보고되었다.

2.3.1. 전지구 기온 변화

IPCC 5차 평가보고서에 제시된 것처럼 1880~2012년 동안 약 0.85[0.65~1.06]°C의 전 지구 평균 지표 기온 상승이 나타났지만, 기온 변화율은 시기에 따라 차이가 나타났다. 특히, 한국 기후변화보고서(2014)에 의하면 약 15년 간(1998~2013년)은 온실가스의 지속적인 증가에도 불구하고 전 지구 평균 지표 기온의 경향(0.05°C/10년)은 1951~2012년(0.12[0.08~0.14]°C/10년)의 기간에 비해 매우 작아, 온난화가 둔화 또는 중단된 “온난화 휴지기” (warming hiatus period)

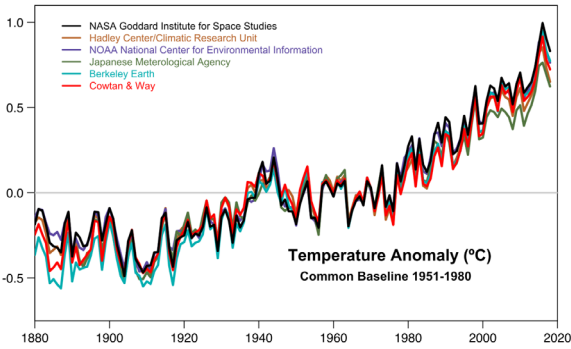


그림 2.15. 미국, 일본 및 영국 6개 기관에서 제공된 1880~2018년까지 전지구 평균 지표 기온(지표 기온+해수면 온도) 편차(1951~1980년 평균에 대한 편차)의 연 변동 시계열 임 (Lenssen et al., 2019).

가 나타났다. 하지만 그로부터 약 6년이 지난 2018년까지의 자료를 분석한 결과, 전 지구 평균 지표 기온의 온난화는 지속되고 있는 것으로 판단된다(그림 2.15). GHCN-M(Global Historical Climatology Network-Monthly) 및 ICOADS(International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) 자료에 근거한 1951~2018년까지의 전 지구 평균 지표 기온의 변화율은 0.14°C/10년으로 최근 6년을 제외한 1951~2012년의 기온 변화율(0.12°C/10년)에 비해 다소 높아졌음을 알 수 있다(NOAA, 2019a). 실제 2014~2018년까지 5년간 전 지구 평균 지표 기온이 최근 139년(1880~2018년) 동안 상위 1위에서 5위까지를 기록하고 있는 것은 온난화가 지속적으로 진행되고 있음을 보여준다(표 2.1). 이러한 최근의 온난화 추세는 미국, 일본 그리고 영국의 다양한 기관에서 독립적으로 생산하는 관측 및 재분석 자료에서도 공통적으로 나타난다.

전 지구 지표 기온 추세의 공간분포를 살펴보면(그림 2.16), 1901~2018년까지 북대서양 일부를 제외하고 전 지구적으로 기온의 상승이 나타난다. 특히, 해양에 비해 육지에서 기온 상승이 뚜렷한데, 전 지구 육지와 해양을 구분하여 평균된 온난화 추세는 각각 0.13°C/10년과 0.08°C/10년으로 육지에서의 기온 상승이 더 크게 나타난다. 또한 육지의 비율이 높은 북반구의 기온 상승(0.10°C/10년)이 남반구(0.08°C/10년)에 비해 크게 나타난다(NOAA 2019a).

표 2.1. 1880~2018년 전지구 평균 표면 기온(육지+해양)의 편차 상위 10위 해 (NOAA, 2019a).

순위	년도	기온 편차(°C)
1	2016	0.95
2	2015	0.91
3	2017	0.85
4	2018	0.79
5	2014	0.75
6	2010	0.70
7	2013	0.67
8	2005	0.66
9	2009 & 1998	0.64

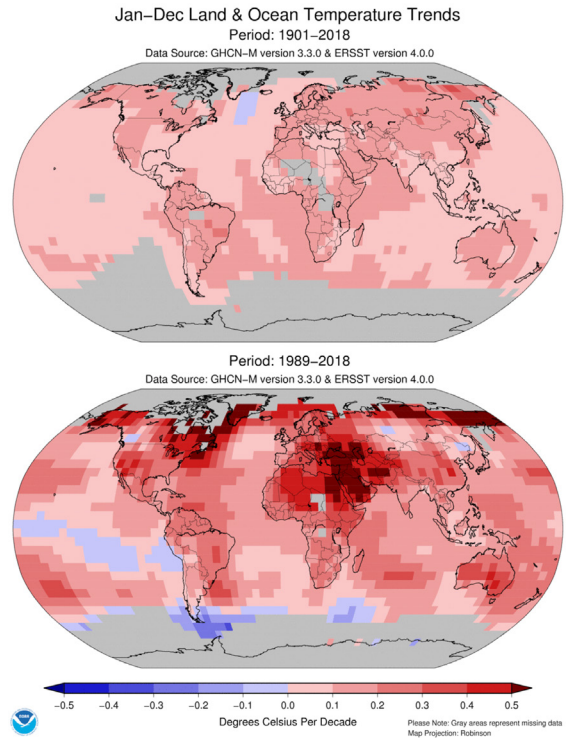


그림 2.16. (위) 1901~2018년 및 (아래) 1989~2018년 전지구 지표 기온 추세 분포임. 회색 격자는 결측을 의미함 (NOAA, 2019b).

이를 최근 30년간(1989~2018년)의 기온 경향 분포와 비교하면, 남태평양 및 아남극 해 그리고 시베리아 및 동아시아 일부 지역을 제외하고, 육지와 해양에서 모두 온난화 경향이 강해졌다. 특히 아북극 및 동유럽에서 중동지역 및 아프리카 북부 지역에서의 온난화 추세는 1901~2018년 기간에 비해 2배 이상 강화된 것을 확인할 수 있다. 육지의 경우 대부분의

지역에서 온난화 추세가 강해졌지만 시베리아 및 동아시아 일부 지역에서 온난화가 둔화되는 특징이 나타난다. 이러한 경향은 겨울철에 더욱 뚜렷하게 나타나는데, GISS(Goddard Institute for Space Studies) 지표 기온자료에 기반한 비교적 최근인 1990/91~2013/14년 기간의 겨울철(12~2월)의 지상 기온의 선형 추세를 보면, 북극지역에서의 강한 기온 상승 경향과 함께 러시아를 중심으로 동아시아까지 기온이 감소하는 추세가 두드러진다(Fig.2.17). 이러한 북반구 중위도 지역에서의 기온 추세가 음의 값을 보이거나 상승 추세가 둔화되는 형태를 보이는 원인에 대해서는 논쟁이 진행 중이다. 일부 연구 결과들은 전 지구 온난화에 비해 2배 이상 강한 북극 온난화(Arctic Amplification) 및 해빙의 후퇴에 따른 극 소용돌이의 약화 및 순환장의 변화, 그리고 그와 연관된 원격상관에 의한 중위도 영향(기온 변동성의 증가 등)이 원인이라고 주장한다(Kim et al. 2014; Mori et al. 2014; 2019; Kug et al. 2015; Cohen et al. 2018; Kim et al., 2019). 반면 일부 연구 결과들은 북극 온난화는 중위도 기온 변동성을 오히려 약화시키고(Screen, 2014), 북극 온난화와 연관된 중위도 순환장에 대한 기후모형과 관측 그리고 기후모형들 사이의 불일치(discrepancy)가 존재하며(Shepherd, 2016; Screen, 2017; Screen et al., 2018), 해빙의 후퇴와 북극 온난화가 강제력으로 작용한 것이 아닌 유라시아 기온 하강이 자연변동성의 일부(Blackport et al., 2019)라고 주장하였다. 이러한 주장들이 서로 대립하고 있어, 아직 고위도 및 중위도 지역의 온도 변화의 원인이 명확하게 밝혀지지 않았다. 하지만 연평균 기온 기준의 온난화가 진행되고 있음에도 불구하고 2000년대 이후 유라시아 및 동아시아 지역에서의 한파와 저온현상과 같은 겨울철 극한기후가 빈번하게 발생하는 것(전미정과 조용성, 2015)은 이러한 최근 겨울철 기온의 선형 추세와 무관하지 않는 것으로 판단된다.

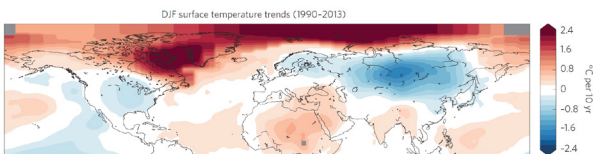


그림 2.17. 1990~2013년 겨울철 지표 기온의 선형추세임 (Cohen et al., 2014).

2.3.2. 우리나라 기온 변화

우리나라 평균 지표 기온은 관측이 시작된 1912년부터 2017년까지(106년) 관측자료가 존재하는 6개 지점(서울, 인천, 강릉, 대구, 부산, 목포) 평균을 기준으로 0.18°C/10년의 기온 변화율로 뚜렷하게 상승하였다(국립기상과학원, 2018). 같은 기간 GHCN-M 자료에 기반한 전지구 평균 지표 기온(육지)의 변화율은 0.14°C/10년을 기록하였고(NOAA, 2019a), CRUTEM4과 GISS 지표 기온 자료로부터 1912~2014년을 기준으로 전지구와 우리나라 기온 증가율을 비교하면(Park et al., 2017), 우리나라가 각각 약 1.91과 2.6배 더 높은 기온 증가 추세를 보여, 전지구 평균에 비해 우리나라가 더 높은 기온 증가율을 보이는 것은 명확해 보인다. 기간별로 지표 기온 변화율을 비교하면, 12개 지점 평균에 대해 1954~1999년 기간에 0.23°C/10년(Jung et al., 2002), 1954~2014년 동안 0.22°C/10년 그리고 45개 지점을 평균한 1973~2014년 기간에 0.24°C/10년(Park et al., 2017)을 기록했고, 가장 최근인 1973~2017년에는 0.26°C/10년(기상청, 2018)을 보이고 있어, 기온 상승 추세가 최근 강해지는 특성이 나타난다. 이러한 온난화 추세는 최고기온(0.12°C/10년)에 비해 최저기온(0.24°C/10년)에서 그 경향이 더욱 뚜렷하다(그림 2.18).

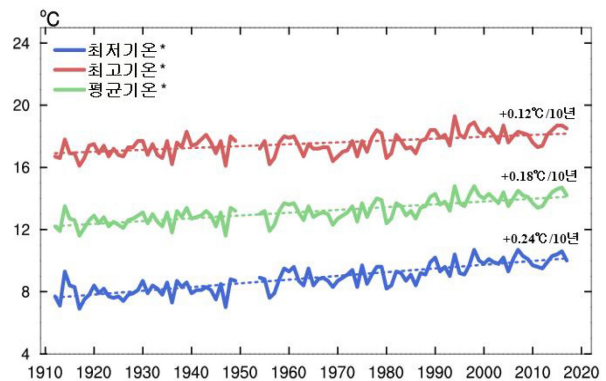


그림 2.18. 1912~2017년 기간 동안 우리나라 6개 기상관측소 지점의 연평균 최고, 평균, 최저기온 시계열 (국립기상과학원, 2018).

우리나라 평균 지표 기온은 1998년 13.6°C(1973년 이래 상위 2위)를 기록한 이후 전반적으로 증가 추세가 다소 약화되는 것으로 보아(그림 2.19), 전 지구 연평균 지표 기온에서

1998~2013년까지 나타난 온난화의 둔화 현상이 우리나라 연평균 지표 기온(6개 지점 평균 및 45개 관측소 평균)에서 나타나는 것으로 판단된다. 하지만 그 이후 2015년 상위 3위, 2016년 상위 1위를 기록하면서 온난화가 지속되고 있음을 확인할 수 있다(표 2.2). 2017년과 2018년의 전 지구 평균 지표 기온이 상위 3위와 4위를 기록한 반면, 우리나라는 1973년 이래 상위 9위와 8위를 기록해 전 지구 대비 순위가 낮았다, 그럼에도 불구하고 여전히 상위 10개 해 중 8개 해가 2010년 이후 기록되었고, 2010년대(2011~2017년) 연평균 기온은 13.0°C로 가장 높아(1980년대: 12.2°C, 1990년대: 12.6°C 그리고 2000년대: 12.8°C) 온난화가 여전히 지속되고 있음은 명확한 것으로 판단된다(기상청, 2018).

표 2.2. 1973~2018년 우리나라 평균 표면 기온의 상위 10위 해 (국가기후데이터센터, 2019).

순위	년도	기온 (°C)
1	2016	13.6
2	1998	13.5
3	2015	13.4
4	2007	13.2
5	2004	13.2
6	2014	13.2
7	2004	13.1
8	2018	13.1
9	2017	13.1
10	2009	13.1

이러한 우리나라 평균 지표 기온의 상승은 계절적으로 다른 특성을 나타낸다. 기상청(2018)에 따르면 1912~2017년까지 106년간의 연평균 지표 기온 변화율은 봄철에 0.24°C/10년, 여름 0.08°C/10년, 가을 0.15°C/10년, 그리고 겨울 0.25°C/10년의 값을 보여 여름철이 가장 낮고 겨울철에 가장 뚜렷하였다. 하지만 단기적으로 최근 30년(1988~2017년) 동안은 여름철 기온의 상승추세는 강해지는 반면(0.35°C/10년), 겨울철 기온 상승은 둔화되어 음의 추세(-0.45°C/10년)를 보이고 있다(국립기상과학원, 2018). 이러한 추세를 좀 더 단기간(2000~2012년)에서 보면 여름철과 겨울철 기온 변화율이 각각 0.65°C/10년과 -0.85°C/10년을 보여 최근 30년 경향과 유사하였다(Min et al., 2015). 이러한 여름철

우리나라 기온의 추세의 강화에 대한 원인으로 전 지구 온난화의 경향과 일치하고 온난화와 연관된 CGT(Circumglobal Teleconnection)의 패턴의 강화에 따른 동아시아 주변 고기압성 순환의 증가(Wang et al., 2013; Lee et al. 2017) 및 해빙감소 및 북극 온난화에 따른 제트기류의 약화와 대기 흐름의 정체 등이 (Tang et al., 2014; Lee and Lee, 2014) 제시되었다. 겨울철 지표 기온의 음의 추세는 유라시아 눈덮임의 변화, 음의 북극진동 경향(Cohen et al., 2012; Woo et al., 2012; Mori et al., 2014), 북극지역 해빙 감소 및 온난화에 따른 원격상관에 의한 가능성이 제시되었고 직접적으로는 긴 주기를 가지고 강도가 변하는 시베리아 고기압이 최근 다시 강화(Jeong et al., 2011)되는 것이 원인일 것으로 추정된다. 그러나 명확한 원인을 밝히기 위한 노력은 여전히 필요하다.

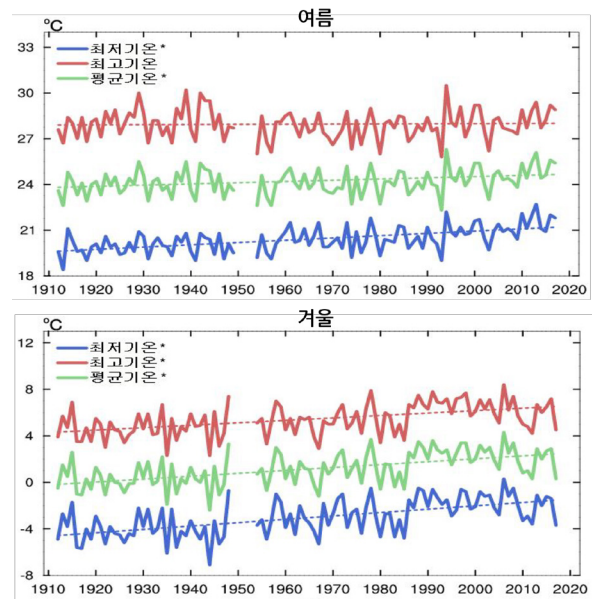


그림 2.19. 1912~2017년 기간 동안 여름철 및 겨울철 최고, 평균, 최저기온 연 변화 (국립기상과학원, 2018)

우리나라 지표 기온 추세의 공간적 분포를 보면(그림 2.20), 관측 지점에 따라 그 강도의 차이는 있지만 경북 문경을 제외한 전국 모든 관측 지점에서 1973년 이래로 온난화 경향(-0.04~0.61°C/10년)이 뚜렷하다. 지형분포, 남북 및 동서의 차이, 해안과 내륙의 차이 등과 같은 조직화된 온난화의 공간분포 특성이 뚜렷하게 나타나지는 않지만(Park et al., 2017), 1973년 이후 도시화나 인구 증가가 급격하게 진행된

도시들에서 온난화 추세가 더 강한 경향이 있다(원주: 0.61°C/10년, 청주: 0.56°C/10년, 수원: 0.51°C/10년, 구미: 0.47°C/10년, 서울: 0.32°C/10년, 인천: 0.38°C/10년, 대구: 0.39°C/10년, 부산: 0.27°C/10년).

선행연구들에서 우리나라 기온 상승 추세에 도시화의 효과가 일정부분 기여하고 있음을 제시하고 있고(기상청, 2014) 최신 분석결과에 따르면(Park et al., 2017), 1973~2014년 기간 동안 기온 증가의 약 30~45%를 도시화가 설명하는 것으로 조사되었으며, 1912~2010년간의 기간으로 보았을 때는 3~11% 정도만 설명되는 것으로 나타나 도시화가 우리나라 기온 상승에 기여하고 있는 것으로 보인다. 하지만 도시별 도시화가 진행되는 기간, 도시화 효과를 설명하는 분석 방법의 차이 등에 따라 달라질 수 있어 그 불확실성이 크기 때문에 도시화 효과의 정량적 평가는 쉽지 않다.

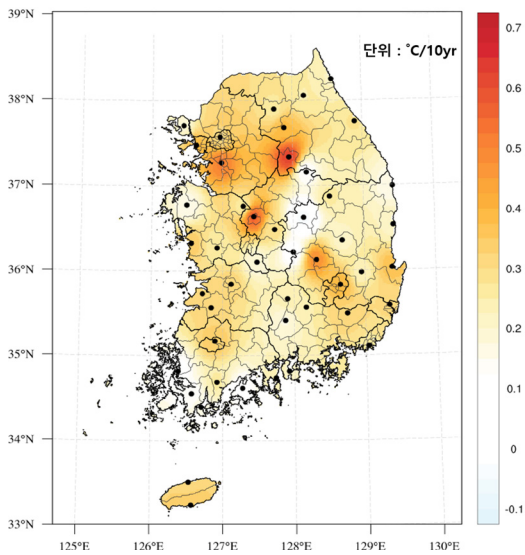


그림 2.20. 1912~2017년 기간 동안 전국 47개 지점(내륙 45개 지점 + 제주, 서귀포) 연평균 지표 기온 변화율(/10년) 분포도임, 검정색 원: 관측 지점 위치임(기상청 종합 기후변화감시정보, 2018).

2.3.3. 지표의 변화

육지는 토양의 수분함량 및 피복 상태에 따라 직접 접한 대기와 상호작용하여 순환장, 기온 및 강수에 영향을 미치는 전 지구 기후시스템의 중요한 요소이다. 특히, 토양수분(Soil

moisture)은 지표의 증발산량에 영향을 미치고 대기와 지면의 에너지 분배 및 물수지(Water budget)를 조절하여 기후 시스템에 영향을 미친다(Seneviratne et al., 2010). 최근에는 토양수분-대기 상호작용에 따른 순환장 변화가 지역적으로 떨어진 주변지역의 기상/기후에 영향을 미칠 수 있음이 제시되기도 하였다(Koster et al. 2016). 하지만 이러한 토양수분에 의한 대기 상호작용은 계절과 지역에 따라 제한적이다. 지역적 기후 특성에 따라 다르지만, 일반적으로 극지역에서는 복사량이 적어 증발산의 절대량이 적고, 열대의 습한지역에서는 복사량과 수증기 및 구름 등의 효과 의해 대기의 변동이 지배되므로 기후에 미치는 영향이 적어 토양수분-대기 상호작용이 매우 약하다. 따라서 토양수분이 기후에 영향을 미칠 수 있는 지역은 미국과 아프리카, 인도와 동아시아 일부지역으로 알려져 있다(Koster et al., 2004).

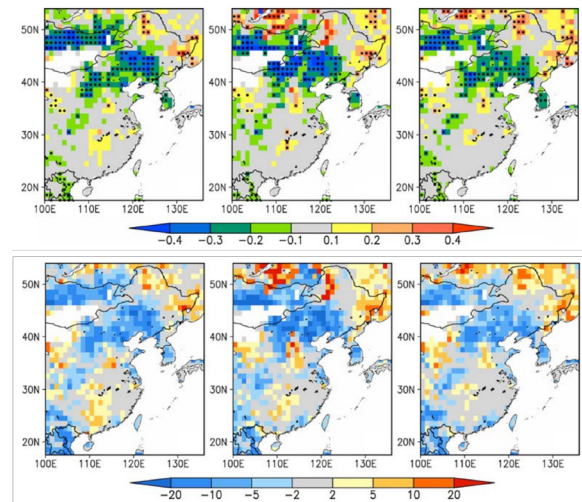


그림 2.21. 1979~2006년에 기반한 여름철 (위) 토양수분-대기 되먹임 지수와 (아래) 토양수분이 설명하는 지표 기온의 변동성 비율임 (좌측에서부터 CLM, Mosaic, 그리고 Noah) (Zhang and Dong, 2009).

동아시아 지역에서의 토양수분-대기 상호작용에 따른 기온 변화에 대해 조사한 연구에서 (Zhang and Dong, 2009), 1979~2006년의 GLDAS(Global Land Data Assimilation System) 자료를 활용하여 생산된 여름철 토양수분과 지표 기온 사이의 되먹임 지수(Feedback parameter)를 보면(그림 2.3.7), GLDAS에 기여하는 여러 재분석 자료에서 대부분 중국 북동부와 몽골 지역을 중심으로 우리나라까지 음의 상호작용 지수가 뚜렷하다. 이는 이 지역들에서 토양수분과 기온 사이에

음의 상관성이 유의함을 의미한다. 실제 이 지역에서의 토양 수분이 지표 기온 변동의 약 5~20%를 설명하는 것으로 보고 되었다.

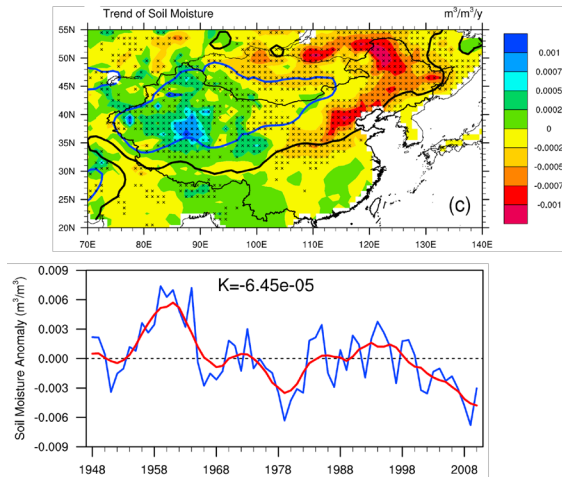


그림 2.22. 1948~2010년 기간 (위) 연평균 토양수분 추세 분포와 (아래) 동아시아 지역에서 평균된 토양수분 시계열임. 가위표는 95% 신뢰도를 만족하는 그리드를 의미하고, 파란실선은 200mm 강수를, 검정실선은 600mm 강수를 의미함 (Cheng et al., 2015).

이러한 동아시아 지역에서의 토양수분-대기 상호작용의 존재로부터 동아시아 지역에서의 기온 상승 추세와 함께 토양 수분의 변화가 있음을 추정할 수 있다. 실제 GLDAS-2 자료에 기반한 동아시아 지역에서의 토양수분은 경년 및 장기변동의 성분을 크게 포함하고 있지만, 최근 63년간(1948~2010년) 감소 추세를 보여주고 있다(Cheng et al., 2015). 특히 중국 동부와 북부 몽골 일부지역에서 뚜렷한 감소 추세가 나타난다(그림 2.22). 이러한 동아시아 지역 토양수분의 감소는 여름철 두드러지는데, 1996~2010년 기간의 위성 및 지상 관측자료 그리고 재분석자료의 여름철 토양수분 추세를 상호 비교한 결과, 중국 북부지역에서의 통계적으로 유의한 수준의 감소 추세가 나타났다(Qiu et al., 2016). 우리나라 지역에서도 감소 추세가 나타나지만 통계적으로 유의하지는 않은 수준이다(그림 2.22). 위성 및 재분석 토양수분 자료의 신뢰성 및 지상 관측의 시공간적 제약 때문에(Seneviratne et al., 2010) 동아시아 지역에서 토양수분 추세에 대한 분석 결과가 충분하지 않지만 위성 및 지상관측 자료에서 일관되게 나타나는

중국 북부 지역에서 감소 추세는 제한적인 신뢰도를 가지는 것으로 사료된다. 하지만 이러한 동아시아 지역에서의 토양 수분의 감소 추세와 지표 기온의 증가 추세와의 관련성 및 명확한 상호작용 메커니즘에 대해서는 아직 밝혀진 바가 없다. 다만 Cheng et al.(2015)는 정성적인 분석을 통해 강수의 감소가 주된 역할을 하고 기온과의 상호작용으로 가속화 되었음을 제시하였다.

우리나라 토양수분의 수 십년 이상 장기 변동이나 추세에 대한 연구는 거의 없는 것으로 파악되어 그 경향성에 대한 정보를 제공하는 어려운 현실이다. 하지만 우리나라에서의 기온 변동 및 추세는 우리나라 및 주변의 토양수분의 변동과 연관되어 있을 가능성이 높아, 우리나라 지표 기온 변동 및 추세를 이해를 높이기 위해 향후 토양수분 장기 추세에 대한 연구가 필요하다. 이를 위해 우리나라 토양수분 농촌 진흥청 및 기상청에서 제공하는 토양수분 지상 관측자료 및 활용 가능한 위성자료를 정리하고 우리나라 전역에서의 장기간 상호 비교를 통한 검증이 이루어질 필요가 있다. 또한 우리나라 지역에서의 토양수분의 장단기적인 변동 및 추세 분석과 더불어 기온의 추세와의 관련성을 이해하기 위한 토양수분의 역할에 대해 정성적, 정량적 평가 연구가 필요하다.

2.4. 물순환의 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면, 우리나라는 중위도 지역에서 대륙과 해양의 영향을 동시에 받고 지형이 복잡하여 강수량 증가 경향은 지역에 따라 큰 차이를 보이나, 전체적인 강수량 증가와 더불어 대체적으로 강수일수는 감소하고 강수강도는 증가하는 특징을 갖는다. 강수량 변화의 원인으로는 대규모 대기순환, 지구온난화, 도시화 등이 영향을 미쳤을 것으로 여겨진다. 수증기량의 증가는 주로 지상기온의 증가에 의해 이루어질 수 있으나, 대기의 에어로졸도 구름 생성에 영향을 주어 간접적으로 수증기의 증가에 영향을 줄 수 있다. 인간 활동에 의한 에어로졸 증가는 강수를 증가시키고 이는 구름의 성장을 저해하여 대기 중 수증기 증가와 운량에 기여할 수 있음을 알 수 있다. 육지 지역의 증발산은 수목순환 및 탄소순환에 중요한 요소이다. 하지만 국내 증발산 변화에 대한 연구는 부족하다.

2.4.1. 강수

IPCC 5차 평가보고서에서는 1901년부터 2008년까지의 전지구 육지 지역 강수량이 증가하는 경향이 있으나, 1951년부터 2008년까지의 증가 경향은 강수 데이터별로 상이하게 나타나는 등 증가 경향이 상대적으로 뚜렷하지 않다고 제시하였다. 반면, 우리나라가 위치한 북반구 중위도 (30~60°N)의 경우 1901~2008년과 1951~2008년의 강수량 경향성 증가가 모든 강수 자료에서 관측된다고 제시하였다. 1913~2012년 기간에 비해 1973~2012년 기간의 강수량 증가 경향이 상대적으로 크게 관측되었다 (Baek et al., 2017).

계절별로 살펴보면, 우리나라의 강수량 증가 경향은 특히 여름철에 뚜렷하다 (국립기상연구소, 2010). 1912년~2017년 여름철 강수량 증가 경향은 +11.6 mm/10년이며, 가을과 봄철 강수량은 각각 여름철에 비해 상대적으로 적은 +3.9 mm/10년, +1.9 mm/10년으로 관측 되었으며, 겨울철 강수량의 선형 변화량은 -0.9 mm/10년으로 증가 경향이 뚜렷하게 나타나지 않았다 (국립기상과학원, 2018). 이는 기후 변화가 진행되면서 전 지구적으로 강수량의 연진동 폭이 커진다는 연구와 일관된 결과이다 (Chou et al., 2013). 이와 일관되게, 1964~1981년에 비해 1994~2011년의 한반도 여름철 평균 강수량은 증가하는 경향을 보인다 (Tian et al., 2018). 이는 기후 변화로 인해 나타난다고 알려진 중국 강수 변화의 다이폴 구조 (북중국의 강수 감소와 남중국의 강수 증가, Day et al., 2018)와 관련된 저기압에 의한 한반도의 남풍 유입으로 설명이 가능하나, 최근 여름철 강수 증가의 정확한 원인은 더욱 심도있는 분석이 필요하다.

측우기 관측에 기반한 서울의 장기간 강수 데이터에서도 1900년 이후의 여름철 강수량은 뚜렷한 증가 경향을 보인다 (Wang et al., 2006). 이 중 1973년-2015년 기간의 강수량 증가 경향은 7월과 8월에 뚜렷하며, 상대적으로 6월과 9월에 약하다 (Lee et al., 2017) (그림 2.23). 지역별로 살펴봤을 때, 1973~2012년 기간의 여름철 강수량은 총 56개 지점 중 35개 지점에서 90% 이상의 신뢰도를 가지며 증가 경향을 갖고, 나머지 지점들은 신뢰도는 상대적으로 낮지만 동일한 증가 경향을 보였다 (Baek et al., 2017). 증가 경향은 남한 지역 중북부 지역이 타 지역에 비해 상대적으로 강하게 관측 되었다. 강수량의 증가 경향에 반해, 한반도내 우박 (Hail) 발생 빈도는

1979~2013년 기간에 대해 감소 경향이 있는 것으로 관측되었는데, 이는 지구 온난화로 인한 어는점 높이 (freezing-level height)의 상승과 수직 바람 차이 (wind shear)로 인한 것으로 추정되고 있다 (Jin et al., 2017).

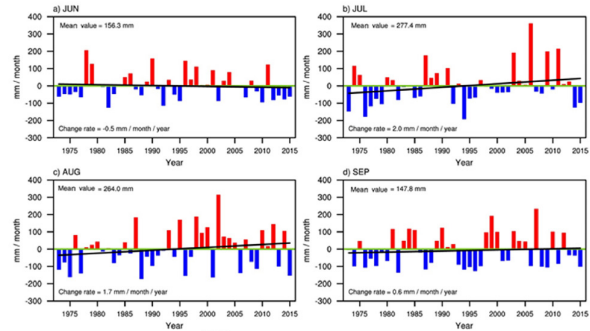


그림 2.23. 45개의 KMA 관측소 강수의 1973년~2015년 (a) 6월, (b) 7월, (c) 8월, (d) 9월의 강수량 (바) 및 선형 경향성 (검정 실선) (Lee et al. 2017).

동아시아 지역의 여름철 강수량의 증가는 북서태평양 고기압의 확장으로 인한 습윤 공기의 유입 증가 (Lee and Wang, 2014), 인도양 해수면 온도 상승으로 인한 대기 중 수증기 공급량 증가 (Turner and Annamalai, 2012) 등이 원인으로 거론되고 있다. 한편, 인간 활동으로 인한 최근 대기 중 에어로졸 농도의 증가가 강수량 변화에 미치는 영향에 대한 연구들이 최근 발표되었는데, 1950~1999년의 기간 동안 인도 북부의 강수량 감소가 에어로졸 증가로 인해 일어날 수 있는 것으로 보고되었다 (Bollasina et al., 2011).

기후학적으로 여름철 한반도에는 두 번의 우기가 존재한다. 첫 번째 우기는 6월 말에서 7월 중순까지 지속되고, 두 번째 우기는 8월 말에서 9월 초까지이며, 그 사이에 휴지기가 존재한다. 1913년~2012년의 기간 동안 첫 번째 우기가 발생하는 시기는 약 10일 정도 앞당겨졌으며, 7월 평균 강수 강도는 증가 하였다 (Lee et al., 2017). 8월 휴지기의 평균 강수량 증가로 인하여 휴지기는 짧아지고 있다고 보고되었으며, 이는 두 번째 우기의 발생 시기가 앞당겨지는 결과를 유발한다 (Roh et al., 2012; Baek et al., 2017; Choi et al., 2017) (그림 2.24). 1973~1993년에 비해 1994~2015년의 평균적인 휴지기의 감소는 한반도 남부 지역에 비해 중부 지역에서 상대적으로 더 뚜렷하게 관측 되었다 (Lee et al., 2017).

동시에, 두 번째 우기의 소멸 시기는 늦어져 전반적인 한반도 여름철 몬순 기간은 더욱 긴 기간 동안 지속된다. Kim et al. (2006)은 1970년대 중반 이후의 8월의 평균 강수량 증가 경향은 한반도를 통과하는 태풍의 수가 늘어나는 경향과 관련이 있다고 주장하였으며, Choi et al. (2017)은 1990년대 중반 이후의 8월 강수량 증가 경향역시 같은 이유로 설명할 수 있다고 주장하였다. 반면, 태풍 발생 증가보다 대규모 대기 순환장의 변화가 8월의 평균 강수량 증가에 더욱 중요한 요인이었다고 주장하는 연구들도 존재한다. Lee et al. (2010)은 엘니뇨 남방 진동 (ENSO)와 관련된 대기 순환장의 변화가 1970년대 중반 이후의 8월 평균 강수량 증가의 주요 원인이라고 기술하였다.

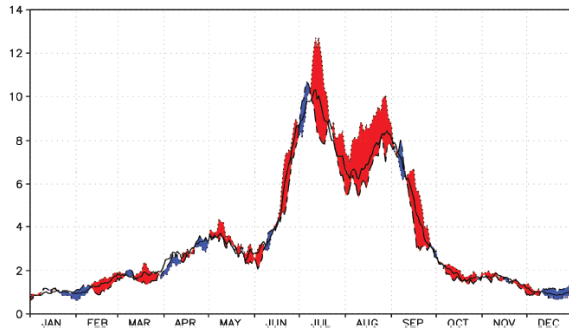


그림 2.24. 6개의 KMA 관측소 강수의 1913년~2012년 (검정 실선), 1983~2012년 (점선) 11일 이동 평균 강수량 (검정 실선). 최근 기간의 강수량이 전기간 강수량에 비해 많을 경우 빨간색 영역, 적을 경우 남색 영역으로 표시 (Baek et al. 2017).

기후 변화로 인해 평균 강수량 뿐 아니라, 한반도 여름철 강수의 경년 변동성의 강도와 이를 결정짓는 주요 인자 역시 변화할 수 있다. 아직까지 한반도 지역의 기후 변화로 인한 강수량 변동성의 변화는 뚜렷하지 않은 것으로 나타난다. Vaid and Liang (2018)은 1999년 이전과 이후로 나누어 봄-여름철 한반도 강수량의 경년 변동성의 변화는 크지 않다고 보고 하였다. 하지만, 강수량의 경년 변동을 이끄는 주요 인자의 변화는 많은 부분이 알려져 되어 있다. 과거 (1958~1979년) 과 비교하여 최근 (1980~2008년) 기간의 동아시아 여름 몬순의 경년 변동성과 ENSO 간의 관련성의 강화가 보고 되었으며 (Li et al., 2010), 열대 대서양 해수면 온도와와의 관련성 역시 1980년대 이후 들어 유의미한 수준으로 강화

되었다 (Ham et al., 2017, 2018) (그림 2.25). 하지만, 이와 같이 관측에서 나타나는 장주기 변동이 지구 온난화로 유발될 수 있는 것인지의 여부에 대해서는 지속적인 추가 연구가 필수적이다.

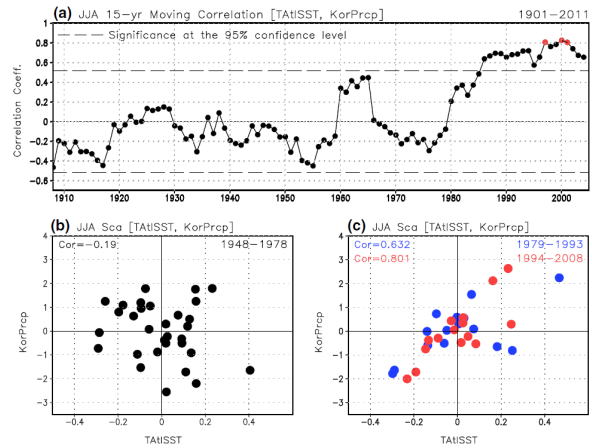


그림 2.25. (a) 여름철 (6~8월) CRU 데이터 기반 한반도 (120~130°E, 35~40°N) 지역 평균 강수와 여름철 열대 대서양 해수면 온도 (60°W~20°E, 30°S~30°N) 간의 15년 이동 평균 상관 관계. 여름철 열대 대서양 해수면 온도 (x축) 과 여름철 한반도 강수 (y축) 간의 (b) 1948~1978년, (c) 1979~1993 (파랑), 1994~2008 (빨강) 기간에 대한 산점도. Ham et al. (2019).

2.4.2. 수증기

대기 중 수증기는 가장 강력한 온실 가스 기체 중 하나이며, 강수를 비롯한 지구의 물순환의 변화를 파악하기 위해 매우 중요한 대기 요소이다. 클라우시우스-클라페이롱 관계식 (Clausius-Clapeyron relation) 에 따르면 1°C의 온도 증가에 따른 포화 수증기압은 7% 증가한다. 이는 지구 온난화로 인해 발생하는 지표 및 해수면 온도 변화만으로 지표 근처 대기 중 포화 수증기압의 변화를 설명할 수 있음을 의미한다. 이와 일관되게, 지구 온난화로 인한 증발량의 증가로 IPCC 5차 평가 보고서는 지난 20세기 (1901~2012년) 의 전구 비습은 전반적으로 증가하는 경향을 보인다고 보고하였다 (Ross and Elliott et al., 2001; Trenberth et al., 2005; Santer et al., 2007; Durre et al., 2009) (그림 2.26). 이와 일관되게, Eom

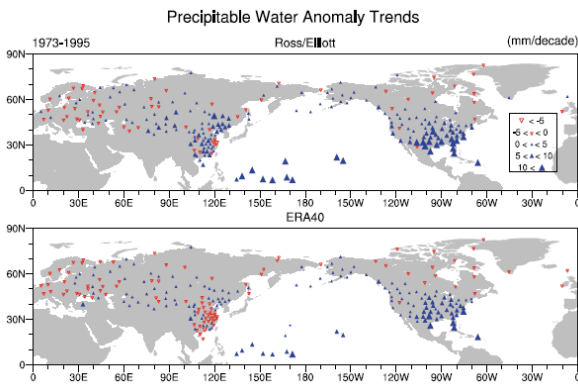


그림 2.26. (위) 1973~1995년 기간 라디오존데로 관측한 가강수량 (precipitable water)의 선형 경향성 (아래) 같은 기간 ERA40 재분석 자료의 선형 경향성. Trenberth et al. (2007).

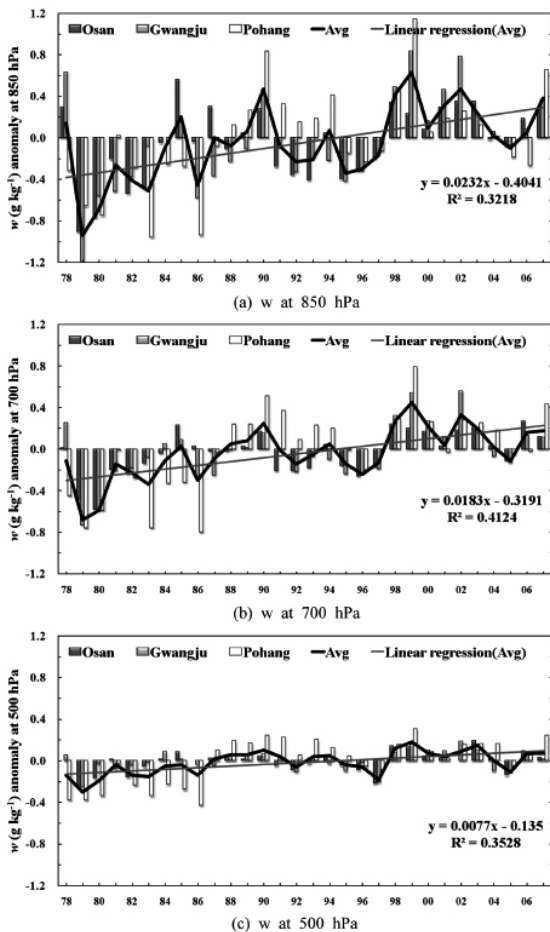


그림 2.27. 1978~2007년기간의오산,광주,포항 (a)850hPa, (b) 700hPa, (c) 500hPa 거도 수증기 혼합비 (mixing ratio)의 시계열 및 선형 경향성 Eum and Suh (2011).

and Suh (2011)은 한반도 내 세 지점 (오산, 광주, 포항)의 대기 중하층 수증기 혼합비 (mixing ratio)의 증가 경향이 뚜렷함을 보였다 (그림 2.27). 대기 중하층 수증기량 증가로 인해 같은 세 지역의 연직 불안정도를 나타내는 대류가용 에너지 (CAPE)도 증가 경향이 있는 것으로 관측 되었다. 하지만, 한반도 수증기량의 변화를 유도할 수 있는 수증기속 (water vapor flux)의 변화는 그 경향성이 뚜렷하지 않다. Hu et al. (2018)은 한반도 수증기량을 결정짓는 주요한 인자 중 하나인 북태평양 수증기속의 강도는 1983~2017년의 기간에 대해서는 경향성이 뚜렷하게 나타나지 않는다고 보고하였다.

하지만, 대기 중 포화수증기압의 증가분만큼 실제 수증기량이 증가하지는 않는 경우, 이는 상대 습도의 감소로 이어지게 된다. 서예원 등(2010)은 우리나라 주요 도시의 4월 상대습도가 1901~2008년 기간에 대해 감소하는 경향이 있음을 보고하였다. 또한, 정대일과 강재원 (2009)는 1960~2007년 기간 한반도 18개 지점의 연평균 상대습도는 모두 감소 경향을 가지고 있다고 보고하였다. 이는 아시아 지역의 전반적인 상대 습도 감소 경향과 일치한다 (Wang et al., 2012) (그림 2.28). 반면, 지구 온난화에 따른 상대 습도의 변화는 뚜렷하지 않을 것이라는 가설도 존재한다. Willet et al. (2007)은 기후 변화시 상대 습도의 변화가 없다고 가정한 경우의 온도에 따른 비습의 선형 경향성이 실제 비습의 선형 경향성과 매우 비슷함을 보였으며, 서예원 등 (2010)은 우리나라 주요 도시의 7월 상대습도는 큰 변화 경향성이 보이지 않음을 보였다.

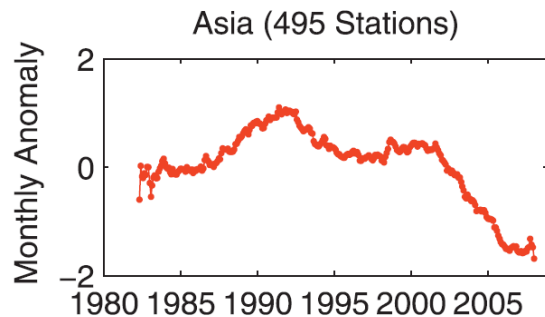


그림 2.28. 1982~2008년 기간의 5년 이동 평균된 아시아 495개 지점 평균 상대습도 아노말리의 시계열. Wang et al. (2012).

2.4.3. 구름

기후 변화에 따른 20세기 운량 (Cloud amount)의 변화 경향은 상대적으로 짧은 운량 관측 기간과 위성 산출물마다 상이한 경향성 때문에 낮은 신뢰도를 가지고 있다. Norris et al, (2016)은 위성 산출물을 통계적으로 보정함으로써 위성에서 관측된 운량의 경향성의 신뢰도를 높일 수 있음을 주장하였다. 그들은 1980년대 초부터 2010년 전후 기간에 대한 운량은 열대 지역에서는 전반적인 증가 경향성이, 중위도에서는 전반적인 감소 경향성이 나타난다고 하였다(그림 2.29). 하지만, 같은 위도대에서도 지역적으로 큰 차이가 있어, 위성 산출물 별로 한반도의 운량 변화 경향성은 상이한 모습을 보인다(그림 2.29).

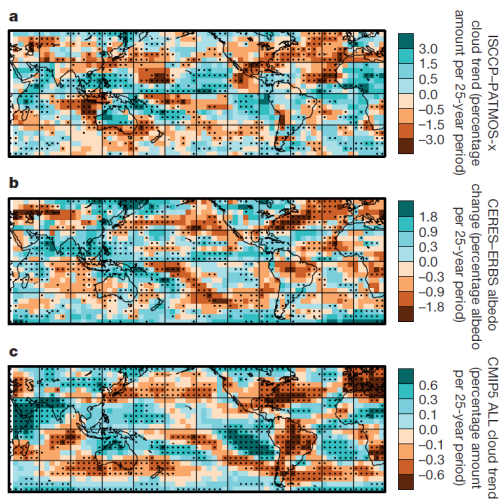


그림 2.29. (a) PATMOS-x와 ISCCP 위성 산출물 데이터를 이용한 1983~2009년 기간의 운량 선형 경향성. (b) 1985~1989년 ERBS 로부터의 2002~2014 CERES 구름 알베도의 차이. (c) 1983~2009년 CMIP5 historical simulation 의 운량 변화의 선형 경향성. Norris et al. (2016).

일조량은 운량 및 구름 응결핵 (Cloud Condensation Nuclei, CCN)의 역할을 하는 미세 입자 증가시 감소하는 음의 관련성을 갖는 변수인데, 정대일과 강재원 (2009)은 1960~2007년 기간에 대해 한반도 18개 지점 중 16개 지점에서 연평균 일조량이 감소 경향을 나타내었다고 보고하였다. 이는 한반도의 연평균 운량 혹은 미세 입자의 증가 경향이 있을 수 있음을 의미한다.

2.4.4. 증발산

증발산 (Evapotranspiration)은 가뭄 발생시 물관리, 관개 등 수자원 관리와 매우 밀접하게 관련되어 있다. 그럼에도 불구하고, 증발산은 직접적인 관측이 매우 어렵기 때문에 다른 기후 요소들에 비해 상대적으로 지구 온난화 경향에 대한 연구가 상대적으로 적다. 또한, 지구 온난화에 의한 증발산의 증감 경향에 대한 상반된 가설이 존재한다. 즉, 기후 변화에 따른 지표 온도의 상승 경향에 의해 증발산이 증가할 가능성도 있지만, 운량의 증가로 일조 시간이 짧아지면서 증발산은 감소할 가능성도 존재한다. 또한, 증발량은 열역학적 요소뿐만 아니라 풍속 등 역학적인 요소에 의해서도 변할 수 있기 때문에 더욱 변화 양상의 원인을 파악하기가 쉽지 않다.

Liu et al. (2018)은 Penman-Monteith 식을 이용하여 1961~2013년 기간의 중국 증발산량의 경향성을 조사하였는데, 2000년 이전 기간에 대해서는 감소하는 경향이, 이후의 기간에 대해서는 증가하는 경향이 나타난다고 보고 하였다(그림 2.30). 이러한 특징은 모든 계절에서 동일하게 나타났다. Wang et al. (2012)은 Penman-Monteith 식을 이용하여 1973~2008년 기간의 전 지구 증발산량의 변화 경향성을 조사하였는데, 아시아 지역의 증발산량의 변화는 1998년 이전 기간에 대해서는 감소하는 경향이, 이후의 기간에 대해서는 증가하는 경향이 나타난다고 보고하였다 결과적으로 1982~2008년 전체 기간에 대해서 한반도의 증발산은 매우 약한 경향성을 보인다. 또한, 1998년 이후의 증발산 증가 경향성은 대기 중 상대 습도의 감소 경향성과 지표 기온의 증가 경향성으로 설명할 수 있다고 하였다.

하지만, 한반도 내에서도 지역에 따라 증발산의 경향은 매우 다르게 관측되었다. 양해근 (2007)은 1975~2005년 기간에 대해 전주와 춘천의 증발산은 반대의 경향성을 나타남을 보고 하였다(그림 2.31). 한반도 내의 증발산 변화에 대한 연구는 극히 드물고 지역에 따라 경향성도 상이하여 일관된 결론을 도출하기 힘들기 때문에, 한반도 근처 지역의 증발산 변화 연구를 이용하여 대략적인 변화를 가늠할 수밖에 없는데, Li et al. (2018)은 중국 북부의 증발산이 여름철에는 증가하는 경향을 보이지만, 겨울철에는 뚜렷하지 않음을 보였다.

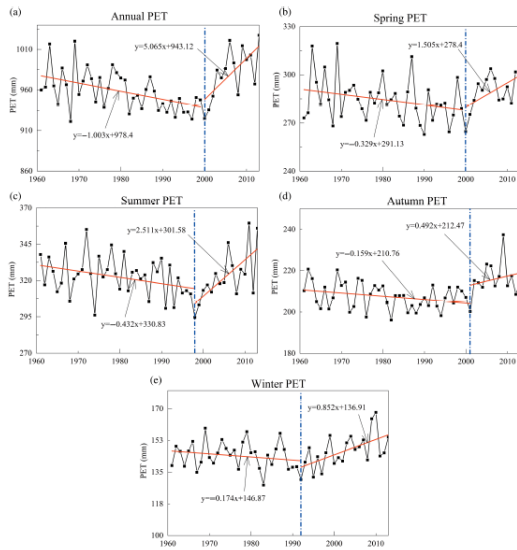


그림 2.30. 1961~2013년 기간의 중국 평균 증발산 아노 말리의 시계열. Liu et al. (2017).

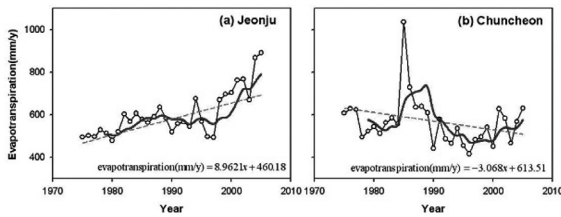


그림 2.31. 1975~2005년 기간의 (a) 전주와 (b) 춘천 지역의 Penman-FAO24 기법에 근거해 산출한 연평균 증발산 시계열 및 선형 경향성. 양해근 (2007).

2.5. 극한현상의 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면, 한반도 기후 변화의 양상은 지난 20세기 동안 기후값의 분포에서 평균 값을 중심으로 좌우 분산이 비대칭적으로 변모하여 계절에 따라 극한기후현상도 다양한 변화 상태를 보이고 있다. 1980년대 후반을 기점으로 우리나라 대부분의 관측 지점에 걸쳐 극한저온 기후지수(한랭일, 서리일, 결빙일 등)은 뚜렷하게 감소해왔으나, 2000년대 중반 이후 온난화에 의한 한파의 감소가 둔화되고 있다. 한랭일(cool day)은 통계적으로 유의하게 감소하였지만 그 규모는 한랭야(cold night)와 비교하여 상대적으로 작게 나타났다.

극한저온현상의 변화 추세에 비해 여름철 극한고온현상은 상대적으로 약하게 증가하나 분석 지수(열대야 혹은 온난일)에 따라 편차가 크며, 대체로 낮 기온의 증가보다 밤 기온의 증가 추세가 뚜렷하다. 이로 인해, 극한 고온현상의 증가 경향이 유의한 경우 열대야의 증가 및 도시화 효과의 영향이 두드러진다.

우리나라의 여름철 극한강수(호우일 발생 빈도, 강수강도)는 20세기 후반 이후 증가 경향을 보이며, 1990년대 중후반 이후 더 뚜렷한 추세를 나타내고 있다. 몬순지역 전체적으로는 유의하게 일관된 추세가 관찰되지 않으나, 동아시아 동일 위도대에서는 유사한 극한강수의 증가 추세가 나타나고 있다. 가뭄의 발생에서는 특정 추세보다는 불규칙한 경년변동성이 주요하게 나타났으며, 겨울철 대설은 시베리아 고기압의 약화 추세와 맞물려 감소하는 변화 양상을 보인다.

2.5.1. 극한기온현상의 변화

2.5.1.1. 극한고온현상의 변화

2000년대 이전의 우리나라 연평균 기온의 상승률은 주로 겨울철 기온의 상승에 의해 주도되었다. 그러나, 2000년대 이후에는 겨울철의 기온 변화가 음의 추세로 반전되면서 여름 평균 기온의 상승 추세가 두드러지고 있다(표 2.3). 2016년 우리나라의 연평균기온은 평년보다 1.1°C가 높아 1973년 이래의 최고치를 나타냈는데, 최근 10년간 월평균 관점에서도 이상고온 경향이 뚜렷하다. 주목할만한 점은 5월 평균기온이 2012년에 최고치를 기록한 데에 이어 2014~2017년에 걸쳐 매 해 역대 기록을 경신하였고, 2019년 5월 기온이 역대 2위로 기록되면서, 5월 평균기온이 가장 높았던 해의 1-5위가 모두 2014년 이후에 집중적으로 나타나고 있다는 점이다(2015~2017년 이상기후보고서; 이상기후감시뉴스레터 2019년 5월호). 이러한 최근의 평균기온 상승 경향의 변화는 극한고온현상의 빈도 및 강도에도 영향을 미치는 것으로 보인다. 월평균기온의 상승과 더불어 5월에 30°C 이상의 고온이 나타나면서 이례적으로 폭염주의보가 발효되는 경우가 관측되었으며, 5월 최초로 일부 지역에서 열대야가 발생하기도 하였다. (Min et al. 2015). 2017년 일부 지역에서는 낮 기온이 33°C 이상으로 올라 관측 이래 5월 일최고기온 극값을 경신하기도 하였다.

Choi et al.(2018)에 따르면, 여름과 겨울의 온난화 경향이 특정 해를 기점으로 계단형의 상승 추세를 기록하는 반면, 봄과 가을은 대체로 선형적인 상승 형태를 나타내었는데, 2010년 이후 관측되고 있는 5월의 이상 고온은 봄철 기온 상승 경향이 최근 들어 더욱 가파르게 변화하고 있음을 시사한다. 봄철의 고온 추세는 비단 우리나라에 국한된 현상은 아닌 것으로 보이는데 (Min et al. 2015, Song et al. 2015; Min et al. 2019), 이는 봄철 이상 고온이 대규모 순환장의 변동과 관련된 현상임을 시사한다.

표 2.3. 1960~2012년 동안 11개 관측소 평균 계절별 기온 추세 (°C/10년) (Min et al., 2015). *표시는 95% 유의한 추세를 나타냄.

	1960-2012	1960-1999	2000-2012
Annual T _{mean}	0.23	0.27	0.17
Winter T _{mean}	0.32	0.50*	-0.85
Summer T _{mean}	0.09	0.03	0.65

봄철의 이상 고온 현상은 최근 여름이 앞당겨지는 현상 과도 관련이 깊다 (Min et al. 2015; Min et al. 2019). 우리나라 5월 평균 기온과 여름철 시작일의 상관관계수는 -0.78로 매우 뚜렷한 상관관계를 가지는데, 이는 단순히 계절 시작일의 이동이 아니라 전반적인 여름 기온 상승과 연결되는 것으로 보인다 (Min et al. 2019). 2016년 8월에 전국 평균 폭염일수가 16.7일을 기록하여 1973년 이래 가장 기간 지속된 열파가 발달했던 현상은 (2016 이상기후보고서) 앞서 5월 기온이 역대 최고를 경신했던 것과 무관하지 않은 것으로 이해된다 (Min et al. 2019). 이후, 2018년 여름에 폭염일수가 관측 기록을 다시 경신하고, 일부 지역에서 관측시작일 이후의 일 최고기온 최고값이 관측되었다는 점은 많은 시사점을 가진다.

이러한 현상은 과거의 분석에서 (2014 보고서), 겨울철 극한 저온현상의 감소 추세가 통계적으로 유의한 수준으로 뚜렷한 데에 비해, 여름철의 극한고온현상의 변화 추세는 상대적으로 약하게 나타난다고 보고하였던 것에 비해 다소 달라진 흐름으로 보인다. Choi et al. (2018)에서는 관측소 지점에 따라 차이가 있기는 하지만, 일평균기온 자료에 기반한 열파의 발생 빈도가 1994년을 기점으로 계단형의 급격한 변화 양상을 나타내었음을 보고하였고, 이와 일치하는 결과로서 Lee and Lee (2016)에서는 우리나라 전역에 걸쳐 나타나는 대규모

열파의 빈도가 1990년대 중반 이후로 좀 더 빈번해졌음을 밝힌 바 있다. Yeh et al. (2018)에서도 우리나라 전국적인 규모의 폭염일수가 점차 증가하는 추세에 있으며 (그림 2.32), 2016년의 기록적인 폭염일수는 이러한 증가 추세의 연장선 상에서 발생한 것으로 보인다고 하였다. 최근의 연구들에서는 일 최고기온을 기준으로 산출한 열파 빈도에 증가 추세가 나타남을 보여주는데, 2000년대 이후, 우리나라 및 북동 아시아 지역 일 최고기온의 증가 추세가 특히 커지는 경향이 발견된다 (Kim et al., 2016).

이는 앞선 보고서 결과에서 여름철의 극한고온현상의 완만한 증가 경향이 일최고기온의 상승보다는 주로 열대야의 증가와 도시화 효과에 의해 주도된다고 하였던 데에서 달라진 점으로 사료된다. 최근과 이전 연구 결과간의 차이는 여름 평균 기온의 상승이 2000년대 이후에 급격해진 점과 관련 되는 것으로 보인다 (Min et al., 2015, 표2.3 참조). 다만, 1990년대 이후의 자료에서도 여름철 야간고온이 7일 이상 지속되는 열대야가 증가하는 경향은 여전히 뚜렷해 (김민기와 최영은, 2018, 그림 2.32b 참조) 앞서의 보고와 일관된 추세를 나타낸다. 반면, 전 지구적인 온난화 경향이 뚜렷해지면서, 도시화 효과의 영향은 상대적으로 덜 중요해진 것으로 보인다 (Park et al., 2017).

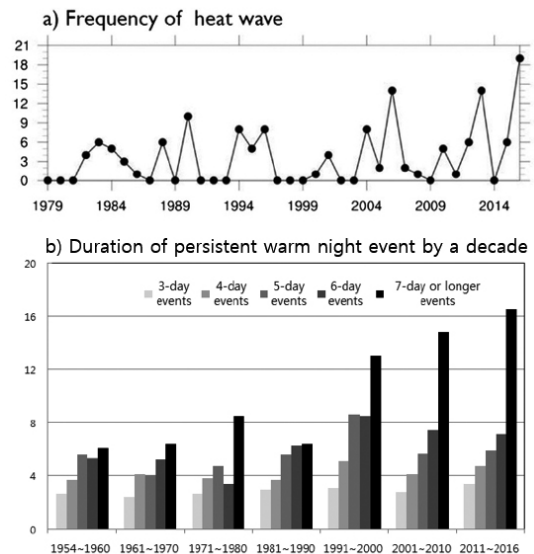


그림 2.32. (a) 우리나라 45개 관측소 기온 자료 기반 폭염 일수 (Yeh et al., 2018의 그림 1a). (b) 여름철 야간고온 사례 (persistent warm night)의 지속 기간 변화 (김민기와 최영은, 2017, 그림5)

여름철 평균 기온 및 열파의 빈도 증가가 1990년대 중반을 기점으로 뚜렷해지는 추세는 우리나라 뿐만 아니라 동아시아에서 공통적으로 관측된다 (Hong et al. 2017; Chen and Lu, 2014). Chen and Lu (2014)에서는 중국 북동부 지역에 자리잡은 고기압으로 인해, 러시아 남동부, 몽골, 중국 북부 지역의 여름 기온이 1990년대 중반을 기점으로 급격한 상승을 나타내었음을 보고하였다. 최근의 연구들은 이러한 이상고온 현상의 증가 추세가 인도 북부 지역으로부터 동서 방향으로 전파하는 파동열 패턴인 실크로드 패턴 혹은 circumglobal teleconnection 패턴 (CGT)의 강화와 관련됨을 밝히고 있다. (Kim et al., 2019). 특이하게도, 기존의 우리나라 이상고온과 밀접하게 관련된 것으로 알려진 적도 태평양 변동성과의 관련성은 1990년대 중반 이후로 크게 약해진 반면, 북극 온난화와의 관련성은 유의한 수준으로 증가하였다 (Lee and Lee, 2016; Li et al., 2018). 이는 우리나라 극한고온 현상을 좌우하는 대규모 순환장 패턴에 대한 주요 강제력 지역이 열대 태평양으로부터 북극 및 저위도 풍상 지역으로 이동하였음을 의미한다 (Lee and Lee, 2016). 최근의 동아시아 여름철 고온 현상의 원인 가운데 하나로, 우리나라 풍상측으로부터 전파된 파동열, 혹은 바렌츠/카라해 지역의 봄철 해빙 감소에 동반되는 내륙의 고기압이 지목된다. 유라시아 토양 수분의 감소에 의해 중국 북동부 지역에 강한 고기압이 발달하게 된 점이 우리나라의 여름철 평균기온 및 극한고온현상의 빈도 증가에 영향을 미치는 한 요인이 되었을 것으로 이해된다.

2.5.1.2. 극한저온현상의 변화

동아시아 겨울몬순은 1980년대 중반 이후로 뚜렷한 약화 경향을 나타내었음이 다수의 연구를 통해서 알려져 있다. (Sun et al. 2016). 겨울몬순의 약화는 평균 기온의 상승, 시베리아 고기압이나 동아시아 기압골의 약화와 같은 대규모 순환장의 변동으로부터 확인되지만, 한파와 같은 극한 저온 현상의 감소 추세에서도 뚜렷이 볼 수 있다. 우리나라 관측 기온 자료의 분석 결과로부터, 우리나라 대부분 지역에서 1987년을 기점으로 겨울철 일평균 기온의 하위 10% 값에서 급격한 온난화 추세가 나타남을 볼 수 있다 (Choi et al.,

2018, 그림 2.33 참조). 이와 일치하는 결과로서, Yoo et al. (2019)은 우리나라 한랭야의 빈도가 1980년대 후반기에 계단형의 급격한 감소 패턴을 보여, 1980년대 이전에는 4일/월이었으나 이후에는 1.5일/월로 줄어들었으며, 이러한 빈도 변화는 수일간 지속되는 경향을 나타내었던 한랭야의 기간이 짧아진 데에서 기인한다고 하였다. 최광용 (2015)은 극한저온 발생빈도의 감소가 초겨울보다는 늦겨울에 더 뚜렷하다고 주장하였다. 이러한 최근의 연구 결과들은 이전 보고서에서 1980년대 이후 서리일이나 결빙일과 같은 극한저온 기후지수들의 뚜렷한 변화추세가 나타난다고 언급된 점과 일관된 맥락을 보여준다.

1980년대 후반 이후의 극한저온현상의 감소 경향의 원인으로 북태평양 평균 해수면온도의 변동에 따른 동아시아 기압골의 약화 (Sun et al. 2016), 알류시안 저기압의 영향 약화 (Yoo et al. 2019)가 관련 있다는 연구 결과들이 제시되었다. 특히, 1980년대 이후에 북태평양 지역 변동성을

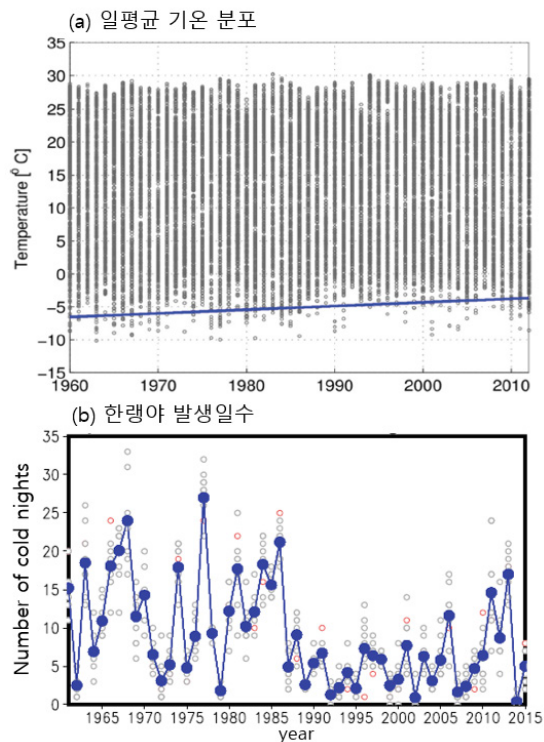


그림 2.33. (a) 우리나라 11개 관측소 평균 일평균기온의 변화 (1960~2012년). 동그라미 표시는 일평균 기온 관측값. 파란 실선은 하위 1% 기온값 추세 (유영은 등, 2015 그림 1). (b) 한랭야 발생 빈도 시계열 (1960~2015년). 회색과 빨간색 동그라미는 10개 관측소 및 서울 관측값 (Yoo et al., 2019, 그림 1a)

대표하는 기후모드들(PNA, WP, PDO)과 우리나라 한랭야의 상관관계가 크게 약해진 반면, 북대서양 진동과의 상관관계는 크게 높아졌다는 점이 특이하다 (Yoo et al. 2019).

그러나, 겨울철 평균기온에서의 온난화 추세는 2000년대 이후에 음의 추세로 반전되어 (표 2.3 참조), 전반적으로 완만해진 온난화 경향을 나타내었다. 이와 더불어, 극한저온현상의 강도가 오히려 커지는 경향이 나타났으며 (김상욱 등, 2018), 1990년대에 크게 줄어들었던 우리나라의 혹한일수는 2000년대 이후 다시 증가하는 양상을 나타내었다 (유영은 등, 2015). 겨울철 한랭야는 2000년대 이후에도 꾸준히 감소하였으나 (김상욱 등, 2014), 2010년대에 약한 증가 추세를 보이고 있으며 (Yoo et al. 2019), 낮기온을 기준으로 한 한랭일의 변화에서도 2000년대를 전후로 하여 추운 날이 증가하고 있다 (김상욱 등, 2014). 이러한 경향성은 이전의 연구들에서 온난화 경향에 따른 기온 변화에서 여름철 극서일의 기온은 거의 변하지 않는 반면 겨울철 극한일의 기온이 크게 증가하는 양상으로 나타났던 데에서 변화된 점이다.

우리나라 겨울철 극한저온현상의 추세에서 1980년대와 2000년대를 기점으로 나타난 변화는 다른 동아시아 지역에서도 유사하게 관측되었다. 1980~90년대에 극한 한파의 발생 빈도는 중국 전역에서 확연히 줄어든 양상을 나타내었는데, 2000년대에 들어 중국 북동부를 중심으로 역대 기록을 갱신하는 한파가 증가하는 추세가 나타났다 (Kuang et al. 2014). 2000년대 이후에 들어서 우리나라 및 동아시아 지역 겨울철 온난화 추세의 반전을 가져온 원인으로, 음의 북극진동의 발달, 성층권 극와도 순환의 약화, 우랄 블로킹의 발생 빈도 증가가 제시되고 있다 (Kuang et al., 2014; Mori et al. 2014; Woo et al., 2015). 현재까지 다수의 연구들에서, 이러한 대규모 순환장의 변동에는 지구온난화에 따라 가속화되고 있는 북극해 해빙의 감소가 배경으로 작용하고 있다는 견해를 보여주고 있다 (Kim et al., 2014; Kug et al., 2015).

2.5.2. 극한강수현상의 변화

우리나라의 극한강수현상은 여름 강수량의 전반적인 증가와 함께, 유의한 증가 추세를 보이는 것으로 알려져 있다 (2014 기후변화 보고서). 우리나라 여름 강수의 변화는 1970

년대 중반과 1990년대 중반에 있었던 동아시아 몬순의 변화와 맞물려 나타난 것으로 보인다. 1970년대 중반 이후 장마 시작일과 2차 장마 시작일이 모두 앞당겨지면서, 여름철 평균 강수량 및 호우 빈도의 증가가 동반되었다 (Lee et al. 2017). 이 때 장마 중간의 휴지기가 짧아지는 경향과 관련하여 특히 8월 강수의 증가가 뚜렷하였는데, 인도양/서태평양 해수면온도의 상승, 적도 대서양 지역으로부터의 원격상관 패턴과 관련된 대규모 순환장의 변화를 이러한 변화의 주요 원인으로 보는 관점 등이 제시되었다 (Lee and Ha, 2015; Wang et al., 2017). 북태평양 고기압 및 인도 몬순 순환의 변화는 우리나라 부근에서 수증기속 수렴을 강화하는 조건을 유도함으로써, 강수량 및 강수 강도를 증가시키는 효과를 가져온 것으로 이해된다 (Huang et al. 2015; Preethi et al., 2017). 1990년대의 변화와 관련해서는 적도 지역 해수면 온도의 동서방향 편차의 변동 및 ENSO 원격 상관의 변화가 중요하게 작용했다는 연구들이 제시되었다 (Yim et al., 2014; Yun et al., 2014; Preethi et al., 2017). 이러한 변화들은 북서태평양 지역 몬순 순환을 통해 장마전선의 갑작스런 북상을 가져왔고, 장마 시작일이 앞당겨지는 원인이 되었다 (Kim et al., 2011).

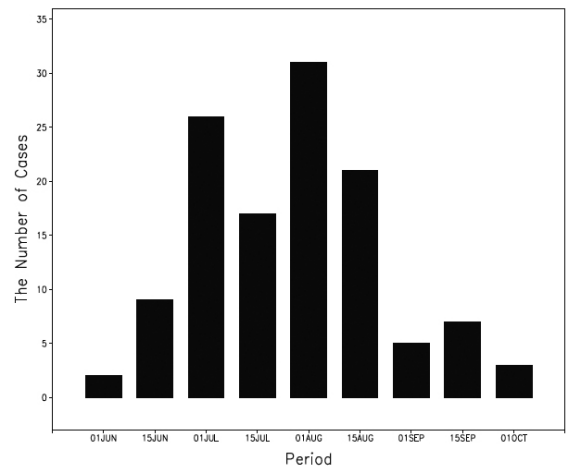


그림 2.34. 1993~2013년 기간 동안 발생한 우리나라 집중호우의 월별 분포 (Ham et al., 2019 그림 1)

한편, 여름철 극한 강수는 우리나라에 영향을 준 태풍의 수와도 관련이 있는데, 그림 2.34에서와 같이 최근, 우리나라에서 여름철 극한 강수가 가장 빈번하게 발생한 시기가 8월

이며 (Ham et al., 2019), 이 시기에 태풍의 증가 추세가 뚜렷하다는 점에 주목할 필요가 있다. 그림 2.35는 우리나라에 영향을 미친 태풍의 빈도가 1970년대 중반과 1990년대 중반 이후에 매우 뚜렷한 증가 추세를 나타내고 있음을 보여준다. 태풍과 호우 증가 추세의 상관관계에 대해서는 이전 보고서에서도 언급된 바가 있는데, 이에 따르면 1970년대 이후 태풍에 의해 호우가 증가하고 있다는 연구가 보고되었으나, 실제 태풍의 수와 그로 인한 강수량에는 뚜렷한 변화가 나타나지 않고 있다는 상반된 연구 결과들도 제시되었다. 최근의 Choi et al. (2017)의 연구에서는 이 부분과 관련하여 업데이트된 결과를 보여준다. 그림 2.35 b에서와 같이 1990년대 후반 이후 우리나라에 영향을 미친 태풍의 빈도수는 증가 추세가 뚜렷한 것으로 보이는데, 이는 우리나라 여름철 극한강수 현상의 증가 추세와 태풍의 영향력 증대에 기인한 관련성을 뒷받침하는 결과로 해석할 수 있다. 우리나라에 태풍의 영향력이 증가하게 된 원인은 태풍의 상륙 빈도보다는 북태평양 고기압이 서쪽으로 확장되면서 태풍이 우리나라에 접근하는 경로에 변화가 나타났기 때문으로 보인다 (Choi et al. 2017).

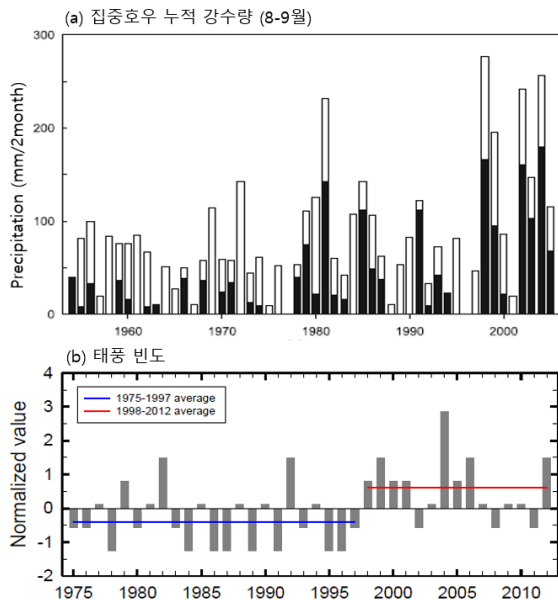


그림 2.35. (a) 8-9월 우리나라 12개 관측소 집중호우 누적 강수량 (흰 막대) 중 태풍과 관련된 강수량 (검정 막대) (Kim et al. 2006, 그림 2a). (b) 1975~2012년 기간 8월에 우리나라에 영향을 미친 태풍 수의 상대 편차 (Choi et al. 2017 그림 12c)

1990년대 중반 이후에 뚜렷하게 관측되는 여름철 강수의 증가는 우리나라 뿐 아니라 동아시아 영역에서도 유사하게 나타나, 중국 남부 지역의 강수 및 집중호우가 증가하는 반면, 북동부 지역은 감소하는 추세가 뚜렷하다 (Ye, 2014; Kuang et al., 2014; Zhou et al., 2016; Preethi et al., 2017). Wu et al. (2016)은 동아시아 여름몬순에 Pacific-Japan 패턴의 영향이 감소한 반면, Circumglobal teleconnection pattern의 영향력이 증가하였다고 주장하면서, 이러한 변화가 보다 근본적으로는 Inter-decadal Pacific Oscillation (IPO) 및 Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO)과 관련된다고 하였다.

그런데, 전반적인 여름철 강수의 장기적인 증가 추세에도 불구하고, 2010년대 중반 이후의 강수 패턴은 과거와 또 다른 양상을 나타내어 주목할 필요가 있어 보인다. 최근 몇 년간, 여름철 강수량이 이례적으로 적은 해들이 연속적으로 관측되고 있는데 (2015~2018년 기후변화보고서), 2015년에는 연강수량이 역대 최저3위를 기록하였고, 2016년과 2017년에는 각각 8월과 6월 강수량이 관측 최저치와 역대 세 번째로 적은 값으로 기록되었다. 또한, 2018년의 장마는 역대 두 번째로 짧은 지속 기간을 나타내었다. 이처럼 연별/월별 편차가 크고 불규칙한 강수 양상은, 최근 여름철 이상고온의 증가 추세가 뚜렷해진 점과 무관하지 않아 보인다. 최근의 연구들에서는 동아시아 몬순 강수와 해양에서의 장주기 변동성과의 관련성을 주장하는 연구들이 활발히 제시되고 있는데 (Han et al., 2015; Wang et al., 2017), 지구온난화에 의한 영향과 비교하여 보다 심도있는 연구가 필요하다.

2.6. 대기대순환과 기후변동의 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면, 최근 50년 동안 전 지구 몬순 순환이 약화되었으며 동아시아 여름 몬순 변동성은 1990년대 중반부터 북서태평양 여름 몬순 변동성과의 상관성이 변화되었다 (Kwon et al., 2005). 또한 10년 평균 여름 평균 순환과 강수량은 1994~2004년 기간 동안 이전 시기(1979~1993년)와 비교하여 큰 차이를 보였다(Kwon et al., 2007). 이는 동아시아 여름몬순의 강수량이 ENSO(El Niño Southern Oscillation; 엘니뇨 남방진동)와 관련된 정도가 1979~1993년에 비하여 1994~2004년에 크게 감소함을 의미한다.

2.6.1 서론

한반도 기후는 전 지구 기후시스템의 영향을 받는다. 따라서 한반도 기후의 변화를 살펴보기 위해서는 전 지구 기후변화와 기후변동에 대한 조사가 동반되어야 한다. 본 장에서는 한반도 기후에 영향을 주는 대기대순환 및 기후변동의 지난 수십 년간의 변화양상에 대해서 다루기로 한다. 그 순서는 지역적으로 하며, 한반도에 상대적으로 중요한 순환부터 살펴보기로 한다. 계절변화에 주요한 영향을 주는 몬순의 변화와 태평양 지역, 인도양 지역, 대서양 지역의 변화, 그리고 중위도와 북극 지역 및 성층권 변화의 순서로 소개하기로 한다.

2.6.2. 몬순 변화

몬순은 일반적으로 바람 방향과 강수량의 뚜렷한 계절적 변화를 의미하며, 이는 대륙과 해양의 열용량 차이(예, 티베트 고원과 태평양 및 인도양)와 지구 자전 효과로 인한다고 알려져 있다(서경환 등, 2016). 몬순은 인도, 남아시아 등 열대 지역 뿐 아니라 동아시아 아열대 지역에서도 뚜렷하다. 동아시아 몬순은 강한 남풍과 여름에 많은 강우량을 보이는 동아시아 여름몬순(Tao and Chen, 1987)과 강한 북풍과 겨울에 적은 강수량을 보이는 동아시아 겨울몬순(East Asia winter monsoon; EAWM; Chang et al., 2006)으로 구성된다(Huang et al., 2012).

동아시아 여름몬순이 시작되는 시기는 대만의 메이유를 기준으로 하였을 때 지속적으로 늦춰졌으며, 강수 일수도 감소하였다는 최근 연구가 있다(그림 2.36; Wang et al., 2016).

동아시아 여름몬순 변동과 관련된 원인으로, 1970년대와 1990년대의 동아시아 여름몬순에서 나타난 변화는 모두 중 고위도 지역의 대기 파동열(wave train)과 관련이 있는데, 그 공간 패턴은 두 기간에서 비슷하지만 위상은 서로 반대이다(Zhang et al., 2017). 여러 연구에서 동아시아 여름몬순의 수십년간 변화에 대하여 해수면온도(seasurface temperature; SST) 강제력의 영향에 대해서 보고하였다. 특히 수십 년 주기 태평양 진동(Inter-decadal Pacific Oscillation) 및 서부 북태평양 및 인도양 SST의 역할이 강조되었다(Zhu et al., 2014; Zhang et al., 2017). 또한, 엘니뇨 절정기 이전의 여름에는

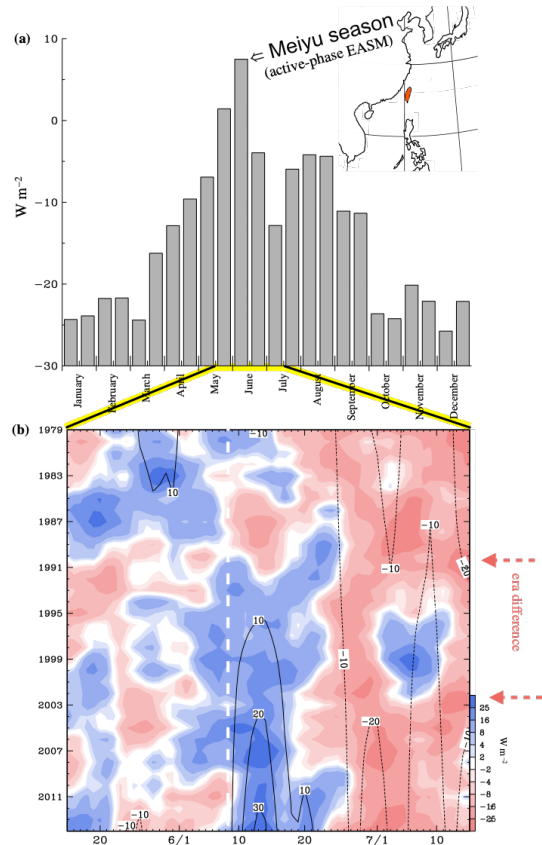


그림 2.36. (a) 대만 평균 상향장파복사의 차(1980~2010년). (b) 5일 평균된 상향장파복사의 차(색)와 그 선형 추세(선). (Wang et al., 2016)

중국 북부와 남부에 가뭄이 자주 발생하고, 엘니뇨가 발생한 후 여름에는 양쯔강 지역의 강우가 증가하는 패턴을 보인다(Chen, 2002). 더군다나 최근 열대 서태평양의 SST 증가는 라니냐가 발생하였을 때와 동일한 특성을 가지고 있다. 열대 서태평양의 SST 증가는 이 지역에서 강수량을 증가시키고 열대태평양의 동서방향순환인 워커순환(Walker circulation)을 강화시켰다. 1990년대 이후 자주 등장하는 중앙 태평양(central Pacific) 타입의 엘니뇨 역시 몬순을 변화시킬 수 있다(Lee and McPhaden, 2010). 마지막으로 북철 북극의 해빙 농도, 봄 유라시아 눈덮임 정도, 겨울철 티베트 고원의 눈덮임 정도가 영향을 줄 수 있다고 보고되었다(Tang et al., 2013; Si and Ding, 2013).

동아시아 겨울 몬순은 1980년대 후반부터 약화되었다고 알려져 있다(Jhun and Lee, 2004; Jia et al., 2015). 그러나 2000년대 초 이후 지난 10년 동안은 반대로 동아시아 전역

에서 혹독한 겨울이 자주 관측되어 동아시아 겨울몬순이 강화되었음을 보여주었다(Ding et al., 2014; Wang and Lu, 2017). 2000년대 강한 동아시아 겨울몬순은 시베리아 지역 지표면 온도의 음의 편차를 특징으로 주로 동아시아의 북부에 국한되어 있다. 관련 대기 순환은 유라시아 상공을 지나는 원격상관 패턴으로 설명된다(Liu et al., 2014). 그 강제력의 원인으로 바렌츠-카라해의 해빙 감소가 제시되었다(Chen et al., 2017). 바렌츠-카라 해에서 해빙 농도가 낮아지면 유라시아 중부와 동아시아 북부에서 혹독한 겨울의 빈도가 2배로 증가하여 북극해빙이 동아시아 겨울몬순에 미치는 영향을 확인시켜 주었다(Mori et al., 2014). 그러나 모델링된 반응의 크기는 관측보다 훨씬 약한 한계가 존재한다.

2.6.3 태평양 지역 순환장의 변화

ONI(Oceanic Niño Index)는 미국 NOAA에서 ENSO를 모니터링하기 위해 사용하는 인덱스이다. ONI가 +0.5 이상이면, 중동태평양의 SST가 평균보다 높은 엘니뇨 상태를 의미하며, 반대로 -0.5 이하이면 라니냐 상태를 의미한다. 최근 12년간의 자료를 살펴보면(그림 2.37), 3번의 엘니뇨와 6번의 라니냐가 존재하였다. 특히 주목할 점은 2014년 말 겨울부터 시작하여 2016년 겨울 +2.4 이상의 SST를 보여준 2015/2016 엘니뇨이다. 이 엘니뇨는 기록적인 강도를 보여

주었는데, 1997/1998 엘니뇨에 비하여 12월 평균 ONI 값은 +2.4도로 0.2도 더 높았고, 11월-1월 평균 ONI 값은 +2.3도로 같았다. 마침 태평양 수십 년주기 변동성인 PDO(Pacific Decadal Oscillation)도 동태평양 수온을 높게 유지하는 상태를 보였다(Santoso et al., 2017).

2015/2016 엘니뇨 발생 시 열대 강수장의 변화를 살펴보면, 1982/1983과 1997/1998 엘니뇨의 경우는 중태평양과 동태평양에서 전반적으로 강수이상이 존재하는데(Fig. 15a in Santoso et al., 2017), 2015/2016의 경우는 경도 140W 보다 동쪽 지역으로 강수가 감소되어 중태평양에 좀 더 집중된 강수이상을 보여주었다(Fig. 15b in Santoso et al., 2017).

지난 2014년 한국판 기후변화 평가 보고서에서 열대 서태평양 온난역 지역의 확장에 관하여, 그 추세에 관한 새로운 변화는 보고되지 않았다. 다만 그 원인이 인간활동에 의한 것이라는 추가적인 연구결과가 제시되었다(Weller et al., 2016). 또한 최근 연구에서는 재분석자료에서 해들리 순환의 확장이 과장되어 있다고 보고되었다(Davis and Davis, 2018). 이는 재분석자료에서 질량이 보존되지 않음에 의한 오류인 것으로 제시되었는데 재분석자료에서 보이는 해들리 순환의 변화가 자료 내의 잡열과 관련된 문제로 보고되었고 기후 모형에서는 해들리 순환의 감소가 모의됨을 밝혔다(Chemke and Polvani, 2019).

매든줄리안진동(MJO; Madden Julian Oscillation)은 계절 내 변동으로 동아시아 표면온도나 강수에 영향을 주는 것으로 알려졌다(Jeong et al., 2005; Jeong et al., 2008). 지난 30년간 관측된 MJO의 변화와 관련하여 서태평양 지역에서 대류가 강화되는 위상인 MJO 위상 5가 상대적으로 자주 발생하였다는 지난 보고가 있다(Yoo et al., 2011). 강도와 관련하여 지난 백 년간의 자료를 살펴보았을 때 MJO가 강해져왔다는 보고(Oliver and Thompson, 2012)가 있으며, 지난 수십 년 자료에서도 MJO 관련 바람 변동성이 커져왔다는 조사가 있다(Slingo et al., 1999; 이상헌 서경환, 2011). 또 다른 연구에서는 MJO 강도 변화의 계절성을 밝히며, 특히 여름철 MJO 강화가 두드러진다고 보고하였다(Tao et al., 2015).

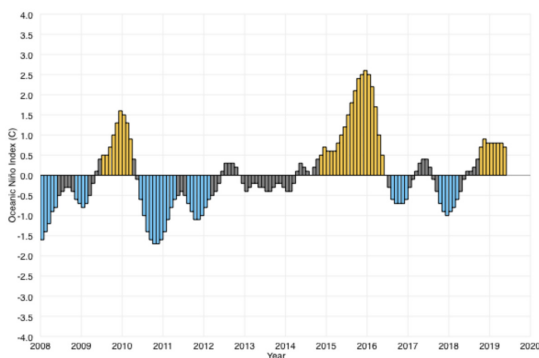


그림 2.37. 2008년부터 2019년까지 ONI 시계열. (<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-niño-index>)

2.6.4 인도양 지역 순환장의 변화

21세기로 들어서면서, 적도 인도양 수온약층의 경도 추세는 음에서 양으로 변화되었다(Nieves et al., 2015). 인도양 SST는 증가하는 추세를 보이거나 표면 아래에는 냉각 추세를 보인다(Zhou et al., 2017). 냉각이 일어나기 시작하는 지역은 위도에 따라 100 m에서 400 m로 다양하다. 또한 인도양의 북쪽 해면 높이 SSH(sea surface height)의 수십 년 주기 변화는 1993~2003년부터 2004~2013년까지 매년 약 6 mm씩 증가하였다. 위성자료를 통해 분석된 북인도양 지역 평균된 월별 SSH 시계열은 지난 20년 동안 약 5 cm의 순변화와 약 1-2 cm의 수십 년 주기 연간 변동을 보여준다(그림 2.38). 이는 지난 10~15년간 태평양 SST의 냉각과 관련이 있는 지구 표면 온도의 온난화 속도 둔화와 일치한다고 보고되었다(Kosaka and Xie, 2013). 전지구 평균 SSH의 변화율은 매년 2-3 mm 정도로 기간에 따라 다르지만(Hartfield et al., 2017), 북인도양의 변화율에 비해서 작은 경향을 보인다. 관측된 SSH의 상승은 2000년대 중반까지는 열적팽창에 의한 효과와 담수의 유입이 비슷한 정도로 기여하였는데, 2010년대 후반에 이르러서는 담수의 유입에 의한 기여가 열적팽창 효과의 두 배에 달하는 것으로 평가되었다(Fig. 3.15a in Hartfield et al., 2017).

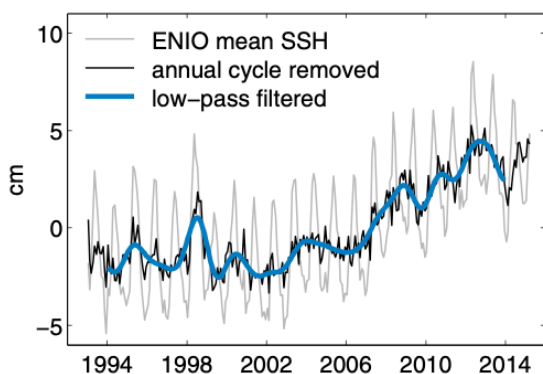


그림 2.38. 월별 북인도양 지역 평균된 SSH자료(회색)를 사용하여 계절평균이 제거(검은색)되고 단주기 파동이 제거된(파란색) 시계열. (Thompson et al., 2016)

2.6.5 대서양 지역 순환장의 변화

대서양 지역 순환장의 변화는 로스비 파동 등을 통하여 동아시아 지역 기후에 영향을 줄 수 있다고 보고된 바 있다(Wu et al., 2016; Lin et al., 2016). 또한 대서양 지역은 급격한 기후 변화와 뚜렷한 장주기 기후모드를 가지고 있다. 따라서 본 절에서는 대서양 지역 순환장의 변화에 대하여 다루기로 한다.

대서양의 걸프(Gulf) 해류는 따뜻하고 염도가 높은 열대 대서양의 물을 극으로 전달한다. 이는 극 지역에 이르러 대류하며 대서양의 AMOC(Atlantic meridional overturning circulation)을 형성하여 해양 순환을 이루는 중요한 요소가 된다. 최근 AMOC이 점차 약화되고 있다는 주요 연구결과가 보고 되었다(Caesar et al., 2018; Thornalley et al., 2018). 대서양 SST의 지난 추세를 살펴보면 그린란드 근처 북대서양 지역에서 냉각 추세가 관측된다. 모형과 관측자료를 통하여 이러한 SST 추세는 AMOC의 약화와 연결되었다는 결과가 보고되었다(Caesar et al., 2018). 또 다른 독립적 연구에서는 대용기후기록(proxy climate record)을 사용하여 AMOC의 약화를 보고하였다(Thornalley et al., 2018). 이는 AMOC의 약화가 실제로 일어나지 않고 있다는 기존의 연구들(Rossby et al., 2014)과 반대되는 결과이다.

2.6.6 중위도 대기 변동 모드 변화

중위도 대기 변동 모드와 관련하여 주요 대기 원격상관패턴인 AO(Arctic Oscillation), NAO(North Atlantic Oscillation), PNA(Pacific / North American teleconnection pattern), WP(West Pacific), 그리고 EAWR(East Atlantic / West Russian) 과 같은 유라시아 패턴에 대한 관측 결과와 관련된 새로운 연구 결과를 보고하기로 한다.

북극진동 (AO)은 북반구 해면기압 또는 1000-hPa 지위 고도장의 첫 번째 EOF(empirical orthogonal function) 모드로정의되는 지수로서 북반구 대기변동성의 가장 많은 변동성을 설명한다. 2015/2016 엘니뇨가 전지구 평균 표면 온도 기록을 만들었음에도, 아시아 및 북미 지역은 이례적인 한파를 경험하였다. 이는 성층권 준격년진동 및 극소용돌이 (polar vortex)와 연관되어 발생한 강력한 양의 AO로 인한

것으로 보고되었다(Cheung et al., 2016). 미국 NOAA CPC 기후예측센터에 따르면 3개월 평균된 AO 지수는 2014/2015 겨울 이후로 주로 양의 위상에 머물렀으며(그림 2.39) 양의 위상은 북극지역에 음의 지위고도, 중위도 대양에 양의 지위 고도를 보여 에디에 의한 제트가 강화된다. 최근 연구에서 AO의 5년 평균값과 변동성이 겨울철에 커지는 추세가 있음이 보고되었으나 그 값이 경년변동의 진폭에 비하여 크지는 않다(Hanna et al., 2015). 또한 AO는 시베리아 눈덮임 정도와 밀접한 관련이 있다고 보고되었다(Yeo et al., 2016).

Standardized 3-Month Running Mean AO Index Through June 2019

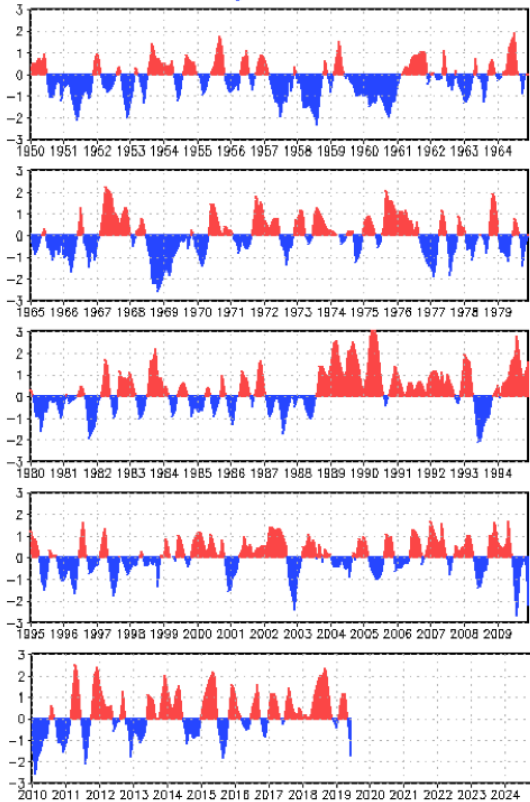


그림 2.39. 3개월 평균된 표준화된 AO 지수 시계열. AO 패턴은 북반구(20N-90N) 월별 1000-hPa 지위고도장에서부터 EOF 분석을 통하여 첫 번째 모드로 추출됨. (NOAA CPC; https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/month.ao.gif)

북대서양 진동 (NAO)은 AO의 대서양 지역 모드로 이해되기도 하지만 두 진동이 항상 일치하는 것은 아니다. 추세를 살펴보면 여름철의 경우 AO에서 관측되지 않는 유의미한

감소가 NAO에서 보고되었다(Hanna et al., 2015). 이는 이전 연구결과와도 일치한다(Zhou et al., 2001). 겨울철 NAO 변동성은 증가하는 추세를 보인다. 그 원인으로 그린란드 지역 저지고기압의 여름철 강화와 겨울철 변동성 증가가 지목되었다(Hanna et al., 2015). 온난화 추세와 관련하여 전 지구 평균 표면온도 증가가 늦춰졌던 2013년 정도까지의 기간 동안, NAO는 북반구 겨울 온난화를 약 25% 감소시켰다는 최근 보고가 있다(Iles and Hegerl, 2017). 이는 여름 NAO의 하향 추세와 연관되어 있다.

Standardized 3-Month Running Mean PNA Index Through June 2019

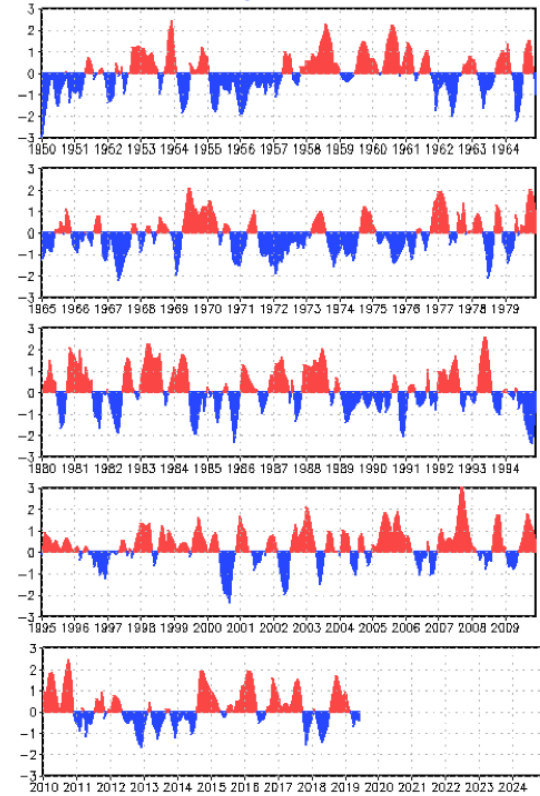


그림 2.40. 그림 2.6.4와 같으나 PNA 인덱스 시계열을 보이며, 이는 500-hPa 지위고도장을 활용하여 정의됨. (NOAA CPC; <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/pna.timeseries.gif>)

PNA는 대기의 주요 모드 중 하나로 북태평양 상공 제트의 끝에 위치하며 겨울철 강한 강도를 보인다. 태평양 및 북미 지역 기후에 주로 영향을 주지만, 동아시아에 미치는 영향도 열대 대양이나 제트의 위치 등과 연결하여 많은 연구가 진행

되고 있다. NOAA CPC 기후예측센터에 따르면 3개월 평균된 PNA는 1990년대 후반 이후로 양의 위상을 선호하는 양상을 보인다(그림 2.40). 이는 지난 IPCC AR5에서 제시된 결과와 일치한다(Box 2.5 Fig.1 in Stocker et al., 2013). PNA는 대기의 내부역학에 의한 변동성이기도 하나 ENSO와 같은 열대지역 외부강제력에 의한 영향도 강하게 받는다(Feldstein, 2000). 최근 연구에서 PNA와 ENSO의 관계가 지속적으로 강화되고 있음이 보고되었다(Souland et al., 2019). 21년 이동 평균된 두 지수 간의 상관계수를 살펴보았을 때, 그 값이 1960년대 0.2에 머물렀다면, 꾸준히 상승하여, 2005년, 즉 1995년부터 2015년까지 평균된 상관계수가 0.7 이상으로 유의미한 변화가 관찰되었다. 이는 지속적인 감소를 보인 TNH(Tropical Northern Hemisphere) - ENSO 간의 상관계수와 대비되며, 제트의 이동이 가능한 원인으로 제시되었다. 또한 최근 연구는 PNA가 해양에 비하여 상대적으로 증폭된 온난화와 습윤화가 진행된 육지 표면에 기여한다고 보고하였다(Byrne and O’gorman., 2018).

WP 패턴은 NAO와 같이 제트의 남북 변동과 연관되어 있으며 동아시아를 포함한 서태평양 SST 및 해빙에 영향을 주는 중요한 대기 모드로 알려져 있다(Linkin and Nigam, 2008). 21세기에 들어서면서 WP 패턴은 음의 위상을 보이는 추세를 보이고 있다(Yuan et al., 2015). 이는 NPO(North Pacific Oscillation)의 수십년 주기 동서 진동과도 관련이 있으며 WP가 동아시아에 미치는 영향이 줄어드는 추세를 의미한다(Sung et al., 2019).

유라시아 상공에 존재하는 EAWR, SCAND(Scandinavian pattern), EA(East Atlantic pattern)와 같은 패턴들은 수십년 주기의 변동을 보였으나, 21세기 변화 추세에 관하여서는, 연구에 따라 보고된 결과가 일치하지 않는다. 뚜렷한 선형 추세를 발견하지 못한 결과(Liu et al., 2014)에 반하여 미국 NOAA CPC의 인덱스는 EAWR의 경우 뚜렷한 하향 추세, EA의 경우 상향 추세를 보인다.

2.6.7 극지역 및 성층권 변화

북극의 해빙은 지역적 기후변화 뿐 아니라 동아시아 등 중위도 기후에도 중요한 영향을 미친다(Cohen et al., 2014; Kim et al., 2014). 그 역학에 관하여 로스비 파동 및 성층권의 역할 등이 논의되었다(Kim et al., 2014; Wu and Smith, 2016). 이러한 영향은 주로 겨울철에 대하여 연구되었는데, 최근에는 여름철에도 그 영향이 중요하다고 보고된 바 있다(Coumou et al., 2018). 늦은 여름철은 북극 해빙 감소가 가장 급격하게 관측되었던 계절이다.

해빙 감소 추세는 최근에도 여전히 발생하고 있으며 그 정도는 6월 기준 매 10년 마다 4.1% 정도로 보인다(그림 2.41). 남극 해빙의 경우, 비록 동아시아 기후와의 연관성이 발견된 바

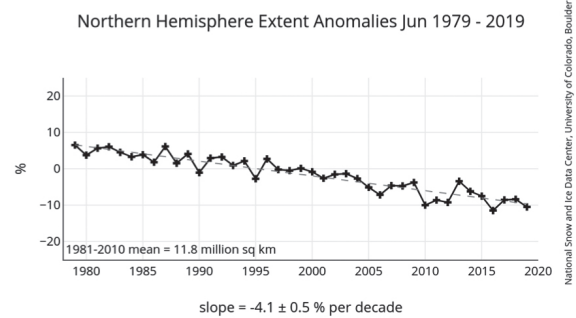


그림 2.41. 북극 해빙 면적 이상의 6월 추세. (NOAA NSIDC; https://nsidc.org/data/seaice_index/compare_trends)

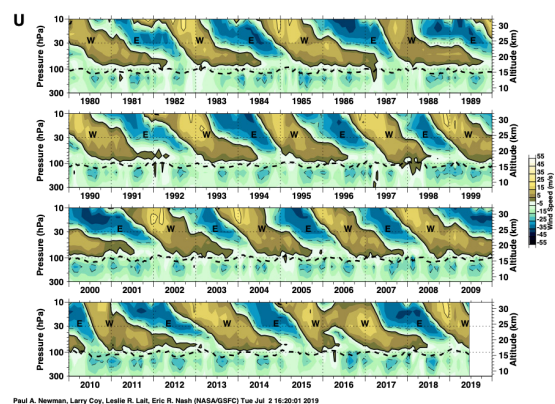


그림 2.42. 싱가포르에서 라디오존데를 활용하여 70-hPa 부터 10-hPa까지 1981년부터 2019년까지 관측된 월별 동서방향 바람. (https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/qbo/qbo_plot.pdf)

없지만, 지속적으로 2014년까지 꾸준히 증가하는 추세를 보였는데, 그 이후로 현재까지 매우 빠르게 감소하는 경향을 보인다(Parkinson, 2019).

성층권 준 격년진동(QBO; quasi-biennial oscillation)은 가장 주기적인 기후모드 중의 하나이다. 준 격년진동은 지면에도 영향을 미칠 수 있는 것으로 알려져 있으며(Gray et al., 2018), MJO와 같은 열대 대류 현상에도 영향을 줄 수 있는 것으로 알려져 있다(Yoo and Son, 2016; Son et al., 2017). QBO가 양의 위상에 위치할 때 MJO의 강도가 강해지며, 기후 모형의 MJO 예측성능이 향상되는 것으로 보고 되었다(Marshall et al., 2016).

싱가포르에서 라디오존데를 통해 관측된 지난 30년간의 동서풍을 보면, 동서풍 이상이 10-hPa 부근에서부터 성층권 하부인 70-hPa까지 주기적으로 하향하는 것을 알 수 있다(그림 2.6.7). 그러나 2016년 QBO는 처음으로 강하게 변형되어, 동서풍 이상이 하향하는 것이 아닌 상향하는 것과 같은 모습을 보여주었다 (Newman et al. 2016; Dunkerton, 2016). 그 원인으로 ENSO의 역할과 역학적 분석이 제시되었다(Barton and McCormack, 2017; Coy et al., 2017). 그러나 2017년 이후로 다시 정상 주기의 모습을 되찾았다(그림 2.42).

2.7. 결론

2장에서는 2010년대 중반 이후 시기의 변화에 초점을 두고 우리나라에서 최근 관측된 대기와 지표 변화를 크게 대기 조성, 복사수지, 기온, 지표변화, 물순환, 극한현상 및 대기대순환의 변화를 중심으로 살펴보았다

- (1) 한반도 배경대기의 대표적 온실가스 중 이산화탄소와 메탄은 지난 10년간 (2008~2017) 대기 중 농도의 증가율이 뚜렷한 것으로 나타났다 (견고한 동의).
- (2) 이산화탄소 및 메탄의 농도 증가율은 최근 전 지구 평균 증가율과 유사하며 특히 우리나라 배경대기 중 이산화탄소의 연평균농도가 2018년도에는 415.2 ppm, 메탄은 1,974 ppb를 기록하였다. 육불화황 (SF₆)의 농도는 꾸준히

증가하고 있으나 CFCs는 최근 들어 감소추세를 보이고 있다 (중간적 동의)

- (3) 한반도 배경대기의 주요 화학반응 가스들 (오존, 일산화탄소, 질소산화물 및 이산화황)의 농도 변화는 서로 다른 경향성을 보이고 있었다 (중간적 동의). 오존농도는 최근 10년 (2008~2017) 동안 꾸준히 증가하고 있으나 일산화탄소, 질소산화물, 이산화황 농도의 변화는 미미하다 (제한적 동의).
- (4) 한편 복사수지의 경우에는 하향태양복사량 및 순복사수지의 변화는 최근에 큰 변동성을 보이지 않고 그 양이 일정한 것으로 나타났다 (중간적 동의).
- (5) 1990년대 중, 후반에서 2010년대 중반까지의 온난화 휴지기를 지나 전 지구 평균기온은 다시 빠르게 증가하여 온난화가 지속적으로 진행되고 있는 것으로 나타났다 (견고한 동의) 우리나라의 경우, 2010년대 (2011~2017) 연평균 기온이 13.0°C 로 가장 높아 (1980년대: 12.2°C, 1990년대: 12.6°C 그리고 2000년대: 12.8°C) 온난화가 여전히 지속되고 있는 것으로 나타났다 (견고한 동의). 최근 30년 (1988~2017) 간 계절적으로는 여름철 기온의 상승추세는 강해지는 반면 겨울철 기온상승은 둔화되고 있다 (중간적 동의). 한반도 기온의 변화는 공간적으로 한반도 거의 모든 지역에서 상승하는 것으로 나타났으며 온난화의 공간분포 특성이 뚜렷하게 나타나지는 않지만 도시화 효과로 대도시에서의 온난화 경향이 좀 더 크게 나타났다 (제한적 동의).
- (6) 우리나라 지역에서 토양수분은 최근 감소되고 있으나 통계적으로 유의하지는 않다 (제한적 동의)
- (7) 우리나라의 강수량 증가 경향은 여름철에 뚜렷하며 (1912~2017년 동안 +11.6mm/10년) 가을과 봄철 및 겨울철은 그 변화 경향이 뚜렷하지 않다 (중간적 동의).
- (8) 2010년대 중반 이후 우리나라 5월달을 포함하는 봄철의 이상고온 현상의 빈도 및 강도가 증가하였다 (견고한

동의) 극한고온 현상의 빈도는 1990년대 중반 이후, 특히 2010년대 중반 이후로 빠르게 증가하고 있는 것으로 나타났으며 (중간적 동의). 또한 우리나라의 극한저온 현상의 강도가 2000년대 이후 커지는 경향성을 보이고 있다 (제한적 동의)

(9) 특히 최근 극한 저온현상의 강화와 연관된 주요 기후 지수들은 동아시아 몬순 및 북극 해빙의 감소의 영향을 받고 있는 것으로 나타났다 (제한적 동의).

(10) 한반도에 영향을 주는 대기대순환의 변동 패턴의 경우에 십 년 이상의 장주기 변동 경향이 뚜렷한 것으로 나타났다 (견고한 동의).

(11) 동아시아 겨울 몬순은 2000년대 초 이후 지난 10년 동안 강화되었으며 이는 시베리아고기압 강도의 변화 및 유라시아 지역의 눈덮임 나이가 극지역의 변화와 관련성이 있는 것으로 보인다 (중간적 동의) 2000년대 후반 이후 엘니뇨의 발생 빈도가 증가하였다 (중간적 동의). 우리나라 기후에 영향을 주는 인도양 해수면 온도가 지속적으로 증가하고 있는 반면에 대서양자오면 해수 순환의 강도는 감소하고 있는 것으로 나타났다 (견고한 동의). 우리나라 기온 및 강수 변동성과 관련이 있는 다양한 원격상관성의 영향 또한 장주기 변화를 가지고 있는 것으로 나타났다 (제한적 동의).

2.8 참고문헌

- 국립기상과학원, 2018: 한반도 100년의 기후변화, *국립기상과학원*, 31pp.
- 국립환경과학원, 2018: 대기환경연보(2017), *국립환경과학원*, 382pp.
- 기상청 2014: 한반도 기후변화 전망보고서, *기상청*, 151pp.
- 기상청 2018: 기후변화감시 종합 분석 보고서(I), *기상청*, 96pp.
- 기상청, 2019: 2018 지구대기 감시보고서, *국립기상과학원 환경기상연구과*, 268pp.
- 기상청 이상기후분석 시스템, 2019: *기상청*.
- 기상청 종합 기후변화감시정보, 2018: 국내 평균기온 변화율, *기상청* http://www.climate.go.kr/home/09_monitoring/index.php/Meteo/tempYearlyCh,
- 김민기, 최영은, 2017: 한국의 여름철과 겨울철 지속극한기온 현상의 특성 및 변화에 관한 연구, *기후연구*, 12(4), 305-320.
- 김상욱, 송강현, 유영은, 손석우, 정수중, 2018: 분위기 회귀 분석을 이용한 동아시아 지역 극한기온의 장기 추세 분석, *한국기후변화학회지*, 9(2), 157-169.
- 서경환, 등, 2016: 기후과학자가 쓴 기후역학 교과서, *동화기술*, 432 pp.
- 서예원, 이순선, 하경자, 2010: 한반도 주요 세 도시의 온도와 상대습도에 나타난 변화, *기후연구*, 5(3), 175-188.
- 유영은, 손석우, 김형석, 정지훈, 2015: 한반도 폭한 발생시 종관장 특성과 대규모 기후 변동성 간의 연관성. *대기*, 25(3), 435-447.
- 이상헌, 서경환, 2011: MJO의 다중스케일 분석을 통한 수십년 변동성. *대기*, 21, 143-149.
- 전미정, 조용성, 2015: 우리나라 겨울철 기온 변화 및 한파 발생빈도 분석, *한국기후변화학회지*, 6(2), 87-94.
- 정대일, 강재원, 2009: 증발량 관련 기후인자와 팬증발량의 변화 분석. *한국수자원학회 논문집*, 42(2), 117-129.
- 한반도 100년의 기후 변화, 2018: *국립기상과학원*.
- 환경부, 2019: 2018 환경통계연감, *환경부*, 769pp.
- 환경부, 2014, 한국 기후변화 평가보고서, *환경부*, 332pp
- 최광용, 2015: 우리나라 겨울철 기온의 계절 내 평균 및 극한현상의 비대칭적 변화. *기후연구*, 10(2), 137-151.
- Adler, R. F., G. Gu, M. Sapiano, J.-J. Wang, and G. J. Huffman, 2017: Global Precipitation: Means, Variations and Trends During the Satellite Era (1979-2014). *Survey of Geophysics*, 38, 679-699.
- Baek, H. J., Kim, M. K., and Kwon, W. T. 2017: Observed short-and long-term changes in summer precipitation over South Korea and their links to large-scale circulation anomalies. *International Journal of Climatology*, 37(2), 972-986.
- Barton, C. A., and McCormack, J. P. 2017: Origin of the

- 2016 QBO disruption and its relationship to extreme El Niño events. *Geophysical Research Letters*, 44, 11, 150-11, 157.
- Blackport, R., J. A. Screen, K. Wiel, and R. Bintanja, 2019: Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes, *Nature Climate Change*, online published, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0551-4>.
- Bollasina, M. A., Ming, Y., and Ramaswamy, V., 2011: Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon. *science*, 334(6055), 502-505.
- Byrne, M. P., and P. A. O’Gorman, 2018: Trends in continental temperature and humidity directly linked to ocean warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115, 4863-4868.
- Caesar, L., S. Rahmstorf, A. Robinson, G. Feulner, and V. Saba, 2018: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature*, 556, 191-196.
- Chang C. P, Z. Wang, and H. Hendon, 2006: The Asian winter monsoon. *The Asian Monsoon*, B. Wang, Ed., Springer, 89-127.
- Chemke, R., and L. M. Polvani, 2019: Opposite tropical circulation trends in climate models and in reanalyses. *Nature Geoscience*, 12, 528-532.
- Cheng, S., X. Guan, J. Huang, F. Ji, and R. Guo, 2015: Long-term trend and variability of soil moisture over East Asia, *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 120, 8658-8670, doi:10.1002/2015JD023206.
- Chen, W., 2002: Impacts of El Nino and La Nina on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 26, 595-610.
- Chen, W., R. Lu, 2014: A decadal shift of summer surface air temperature over Northeast Asia around the mid-1990s. *Advances in Atmospheric Sciences*, 31(4), 735-742.
- Choi, J. W., Y. Cha, and H. D. Kim, 2017: Interdecadal variation of precipitation days in August in the Korean Peninsula. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 77, 74-88.
- Choi, W., C. H. Ho, M. K. Kim, J. Kim, H. D. Yoo, J. G. Jhun and J. H. Jeong, 2018: Season-dependent warming characteristics observed at 12 stations in South Korea over the recent 100 years, *International Journal of Climatology*, 38(11), 4092-4101.
- Chen, W., L. Wang, J. Feng, Z. Wen, T. Ma, X. Yang, and C. Wang, 2019: Recent Progress in Studies of the Variabilities and Mechanisms of the East Asian Monsoon in a Changing Climate. *Advances of Atmospheric Sciences*, 36, 887-901.
- Cheung, H. H. N., W. Zhou, M. Y. T. Leung, C. M. Shun, S. M. Lee, and H. W. Tong, 2016: A strong phase reversal of the Arctic Oscillation in midwinter 2015/2016: Role of the stratospheric polar vortex and tropospheric blocking. *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 121, 13443-13457.
- Choi, J.-W., Y. Cha, and H.-D. Kim, 2017: Interdecadal variation of precipitation days in August in the Korean Peninsula. *Dynamics of Atmosphere and oceans*, 77, 74-88, doi:10.1016/j.dynatmoce. 2016. 10.003.
- Chou, C., Neelin, J. D., Chen, C. A., and Tu, J. Y.. 2009: Evaluating the “rich-get-richer” mechanism in tropical precipitation change under global warming. *Journal of Climate*, 22(8), 1982-2005.
- Chou, C., Chiang, J. C., Lan, C. W., Chung, C. H., Liao, Y. C., and Lee, C. J. 2013: Increase in the range between wet and dry season precipitation. *Nature Geoscience*, 6(4), 263.
- Cohen, J., and Coauthors, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7, 627.
- Cohen, J., and Coauthors, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosciene*, 7,

- 627-637, doi:https://doi.org/10.1038/ngeo2234.
- Cohen, J., X. Zhang, J. Francis, T. Jung, R. Kwok, J. Overland, P. C. Taylor, S. Lee, F. Laliberte, S. Feldstein, W. Maslowski, G. Henderson, J. Stroeve, D. Coumou, D. Handorf, T. Semmler, T. Ballinger, M. Hell, M. Kretschmer, S. Vavrus, M. Wang, S. Wang, Y. Wu, T. Vihma, U. Bhatt, M. Ionita, H. Linderholm, I. Rigor, C. Routson, D. Singh, M. Wendisch, D. Smith, J. Screen, J. Yoon, Y. Peings, H. Chen, and R. Blackport, 2018: Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather. *US CLIVAR Report 2018-1*, 41pp, doi:10.5065/D6TH8KGW.
- Coumou, D., G. Di Capua, S. Vavrus, L. Wang, and S. Wang, 2018: The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, 9, 2959.
- Coy, L., P. A. Newman, S. Pawson, and L. R. Lait, 2017: Dynamics of the Disrupted 2015/16 Quasi-Biennial Oscillation. *Journal of Climate*, 30, 5661-5674.
- Davis, N. A., and S. M. Davis, 2018: Reconciling Hadley Cell Expansion Trend Estimates in Reanalyses. *Geophysical Research Letters*, 45, 439-446.
- Day, J. A., Fung, I., and Liu, W. 2018: Changing character of rainfall in eastern China, 1951-2007. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(9), 2016-2021.
- Ding, Y. H., Coauthors, 2014: Interdecadal variability of the east asian winter monsoon and its possible links to global climate change. *Journal of Meteorological Research*, 28, 693-713.
- Durre, I., Williams Jr, C. N., Yin, X., and Vose, R. S., 2009: Radiosonde-based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D5).
- Dunkerton, T., 2016: The quasi-biennial oscillation of 2015-2016: Hiccup or death spiral?, *Geophysical Research Letters*, 43, 19, 547-10, 552.
- Eom, H. S., and Suh, M. S., 2011: Trends of Stability Indices and Environmental Parameters Derived from the Rawinsonde Data over South Korea. *Journal of the Korean earth science society*, 32(5), 461-473.
- Feldstein, S. B., 2000: The Timescale, Power Spectra, and Climate Noise Properties of Teleconnection Patterns. *Journal of Climate*, 13, 4430-4440.
- Gray, L. J., J. A. Anstey, Y. Kawatani, H. Lu, S. Osprey, and V. Schenzinger, 2018: Surface impacts of the quasi biennial oscillation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 8227-8247.
- Ham, Y. G., Chikamoto, Y., Kug, J. S., Kimoto, M., and Mochizuki, T., 2017: Tropical Atlantic-Korea teleconnection pattern during boreal summer season. *Climate Dynamics*, 49(7-8), 2649-2664.
- Ham, Y. G., Hwang, Y., Lim, Y. K., and Kwon, M., 2018: Inter-decadal variation of the Tropical Atlantic-Korea (TA-K) teleconnection pattern during boreal summer season. *Climate dynamics*, 51(7-8), 2609-2621.
- Ham, Y. G., H. Y. Na, and S. H. Oh, 2019: Role of Sea Surface Temperature over the Kuroshio Extension Region on Heavy Rainfall Events over the Korean Peninsula. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 55(1), 19-29.
- Han, T., H. Chen and H. Wang, 2015: Recent changes in summer precipitation in Northeast China and the background circulation. *International Journal of Climatology*, 35(14), 4210-4219.
- Hong, X., R. Lu, and S. Li, 2017: Amplified summer warming in Europe-West Asia and Northeast Asia after the mid-1990s. *Environmental Research Letters*, 12(9), 094007.
- Hu, P., Wang, M., Yang, L., Wang, X., and Feng, G., 2018: Water Vapor Transport Related to the Interdecadal Shift of Summer Precipitation over Northern East Asia in the Late 1990s. *Journal of Meteorological Research*, 32(5), 781-793.
- Huang, Y., H. Wang, K. Fan and Y. Gao, 2015: The western Pacific subtropical high after the 1970s: westward or

- eastward shift?. *Climate Dynamics*, 44(7-8), 2035-2047.
- Hanna, E., T. E. Cropper, P. D. Jones, A. A. Scaife, and R. Allan, 2015: Recent seasonal asymmetric changes in the NAO (a marked summer decline and increased winter variability) and associated changes in the AO and Greenland Blocking Index. *International Journal of Climatology*, 35, 2540-2554.
- Hartfield, G., J. Blunden, and D. S. Arndt, 2018: State of the Climate in 2017. *Bulletin of American Meteorological Society*, 99, Si-S310.
- Huang, R. H., J. L. Chen, L. Wang, and Z. D. Lin, 2012: Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system. *Advances of Atmospheric Sciences*, 29, 910-942.
- Iles, C., and G. Hegerl, 2017: Role of the North Atlantic Oscillation in decadal temperature trends. *Environmental Research Letters*, 12, 114010.
- Im, E. S., Choi, Y. W., and Ahn, J. B., 2017: Robust intensification of hydroclimatic intensity over East Asia from multi-model ensemble regional projections. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(3-4), 1241-1254.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.
- Jung, H. S., Y. Choi, J.-H. Oh and G. H. Lim, 2002: Recent trends in temperature and precipitation over South Korea. *International Journal of Climatology*, 22, 1327-1337.
- Jeong, J.-H., B.-M. Kim, C.-H. Ho, and Y.-H. Noh, 2008: Systematic Variation in Wintertime Precipitation in East Asia by MJO-Induced Extratropical Vertical Motion. *Journal of Climate*, 21, 788-801.
- Jeong, J.-H., C.-H. Ho, B.-M. Kim, and W.-T. Kwon, 2005: Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia. *Journal of Geophysical Research*, 110, D11104.
- Jeong, J.-H., T. Ou, H. W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent recovery of the Siberian high intensity. *Journal of Geophysical Research*, 116, D23102, doi:https://doi.org/10.1029/2011JD015904.
- Jhun J.-G., E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *Journal of Climate*, 17, 711-726.
- Jia X. J., H. Lin, and J. W. Ge, 2015a: The interdecadal change of ENSO impact on wintertime East Asian climate. *Journal of Geophysical Research*, 120, 918-935.
- Jin, H. G., Lee, H., Lkhamjav, J., and Baik, J. J., 2017: A hail climatology in South Korea. *Atmospheric Research*, 188, 90-99.
- Kim, B. H., Moon, H., and Ha, K. J. (2015). Future Change Using the CMIP5 MME and Best Models: II. The Thermodynamic and Dynamic Analysis on Near and Long-Term Future Climate Change over East Asia. *Atmosphere*, 25(2), 249-260.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, and J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Communications*, 5, 4646, doi:https://doi.org/10.1038/ncomms5646.
- Kim, J.-H., C.-H. Ho, M.-H. Lee, J.-H. Jeong, and D. Chen, 2006: Large increase in heavy rainfall associated with tropical cyclone landfalls in Korea after the late 1970s. *Geophysical Research Letters*, 33, L18706, doi:10.1029/2006GL027430.
- Kim, W., J.-G. Jhun, K.-J. Ha, and M. Kimoto, 2011: Decadal changes in climatological intraseasonal fluctuation of subseasonal evolution of summer precipitation over the Korean Peninsula in the mid-1990s. *Advances of*

- Atmospheric Sciences*, 28, 591-600.
- Kim, M. K., J. S. Oh, C. K. Park, S. K. Min, K. O. Boo, and J. H. Kim, 2019: Possible impact of the diabatic heating over the Indian subcontinent on heat waves in South Korea. *International Journal of Climatology*, 39(3), 1166-1180.
- Kim, Y. H., S. K. Min, X. Zhang, F., Zwiers, L. V. Alexander, M. G. Donat and Y. S. Tung, 2016: Attribution of extreme temperature changes during 1951-2010. *Climate dynamics*, 46(5-6), 1769-1782.
- Kuang, X., Y. Zhang, Y. Huang and D. Huang, 2014: Changes in the frequencies of record-breaking temperature events in China and its association with East Asian Winter Monsoon variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(3), 1234-1248.
- Kug, J. S., J. H. Jeong, Y. S. Jang, B. M. Kim, C. K. Folland, S. K. Min and S. W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geoscience*, 8(10), 759.
- Kim, S.-J., B.-M. Kim, and J. Ukita, 2019: How is recent Arctic warming impacting East Asian weather? *EOS*, 100, <https://doi.org/10.1029/2019EO129517>. Published on 29 July 2019.
- Kosaka, Y., and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, 501, 403-407
- Ko, J.-W., H.-J. Baek, and W.-T. Kwon, 2005: The characteristics of precipitation and regionalization during rainy season in Korea. *J. Korean Meteorological Society*, 41, 101-114.
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. C. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C. H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. K. Xue, T. Yamada, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, 305, 1138-1140.
- Koster, R. D., et al., 2010: Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment, *Geophysical Research Letters*, 37, L02402, doi:10.1029/2009GL041677.
- Kug, J.-S., Jeong, J.-H., Jang, Y.-S., Kim, B.-M., Folland, C. K., Min, S.-K., Son, S.-W., 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature geoscience*, 31, DOI: 10.1038/NGEO2517.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons, *Geophysical Research Letters*, 32, L16709.
- Kwon, M., Jhun, J.-G., and Ha, K.-J., 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s, *Geophysical Research Letters*, 34, L21706.
- Lee, D., Min, S. K., Jin, J., Lee, J. W., Cha, D. H., Suh, M. S., ... and Joh, M., 2017: Thermodynamic and dynamic contributions to future changes in summer precipitation over Northeast Asia and Korea: a multi-RCM study. *Climate dynamics*, 49(11-12), 4121-4139.
- Lee, S. S., Vinayachandran, P. N., Ha, K. J., and Jhun, J. G., 2010: Shift of peak in summer monsoon rainfall over Korea and its association with El Nino-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2).
- Lee T., M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Nino in the central-equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37, L14603.
- Lee, W.-S., and M.-I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 36, 4815-4830, doi:10.1002/joc.4671.
- Lee, J. Y. and K. J. Ha, 2015: Understanding of interdecadal changes in variability and predictability of the Northern

- Hemisphere summer tropical-extratropical teleconnection. *Journal of Climate*, 28(21), 8634-8647.
- Lee, J. Y., M. Kwon, K. S., Yun, S. K. Min, I. H. Park, Y. G. Ham and S. Y. Yim, 2017: The long-term variability of Changma in the East Asian summer monsoon system: a review and revisit. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 53(2), 257-272.
- Lee, W. S. and M. I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 36(15), 4815-4830.
- Li, H., H. Chen, H. Wang, J. Sun and J. Ma, 2018: Can Barents Sea Ice Decline in Spring Enhance Summer Hot Drought Events over Northeastern China?. *Journal of Climate*, 31(12), 4705-4725.
- Li, J., Wu, Z., Jiang, Z., and He, J. 2010: Can global warming strengthen the East Asian summer monsoon?. *Journal of Climate*, 23(24), 6696-6705.
- Li, R., Wang, C., and Wu, D. 2018: Changes in precipitation recycling over arid regions in the Northern Hemisphere. *Theoretical and applied climatology*, 131(1-2), 489-502.
- Lin, J.-S., B. Wu, and T.-J. Zhou, 2016: Is the interdecadal circumglobal teleconnection pattern excited by the Atlantic multidecadal Oscillation?. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 9, 451-457.
- Linkin, M. E., and S. Nigam, 2008: The North Pacific Oscillation-West Pacific Teleconnection Pattern: Mature-Phase Structure and Winter Impacts. *Journal of Climate*, 21, 1979-1997.
- Liu, Y. Y., L. Wang, W. Zhou, and W. Chen, 2014: Three Eurasian teleconnection patterns: Spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies. *Climate Dynamics*, 42, 2817-2839.
- Liu, B., Chen, X., Li, Y., and Chen, X., 2018: Long-term change of potential evapotranspiration over southwest China and teleconnections with large-scale climate anomalies. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1964-1975.
- Loulergue, L., A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J. M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker, and J. Chappellaz, 2008: Orbital and Millennial-Scale Features of Atmospheric CH₄ over the Past 800,000 Years, *Nature*, 453, 383-386.
- Marshall, A. G., H. H. Hendon, S.-W. Son, and Y. Lim, 2016: Impact of the quasi-biennial oscillation on predictability of the Madden-Julian oscillation. *Climate Dynamics*, 1-13.
- Min, S.-K., S.-W. Son, K.-H. Seo, J.-S. Kug, S.-I. An, Y.-S. Choi, J.-H. Jeong, B.-M. Kim, J.-W. Kim, Y.-H. Kim, J.-Y. Lee, and M.-I. Lee, 2015: Changes in weather and climate extremes over Korea and possible causes: A review. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 51, 103-121.
- Min, S. K., S. W. Son, K. H. Seo, J. S. Kug, S. I. An, Y. S. Choi and J. Y. Lee, 2015: Changes in weather and climate extremes over Korea and possible causes: a review. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 51(2), 103-121.
- Min, S. K., Y. H. Kim, M. K. Kim and K. O. Boo, 2015: Anthropogenic influence on the 2014 record-hot spring in Korea. *Bulletin of American Meteorological Society*, 96(12), S95-S99.
- Min, S. K., Y. H. Kim, I. H. Park, D. Lee, S. Sparrow, D. Wallom and D. Stone, 2019: Anthropogenic Contribution to the 2017 Earliest Summer Onset in South Korea. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(1), S73-S77.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, 7, 869-874.
- Mori, M., Kosaka, Y., Watanabe, M., Nakamura, H. and Kimoto, M., 2019: A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nature Climate Change*, 9, 123-129.

- Newman, P. A., L. Coy, S. Pawson, and L. R. Lait, 2016: The anomalous change in the QBO in 2015-2016. *Geophysical Research Letters*, 43, 8791-8797.
- Nieves, V., J. K. Willis, and W. C. Patzert, 2015: Recent hiatus caused by decadal shift in Indo-Pacific heating. *Science*, 349, 532-535.
- NOAA National Centers for Environmental information, Climate at a Glance: Global Time Series, 2019a: <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/>.
- NOAA National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global Climate Report for 2018, 2019b, <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201813/supplemental/page-3>.
- Norris, J. R., Allen, R. J., Evan, A. T., Zelinka, M. D., O' Dell, C. W., and Klein, S. A., 2016: Evidence for climate change in the satellite cloud record. *Nature*, 536(7614), 72.
- Oliver, E. C. and Thompson, K. R. A, 2012: reconstruction of Madden-Julian Oscillation variability from 1905 to 2008. *Journal of Climate*, 25, 1996-2019.
- Park, B.-J., Kim, Y.-H., Min, S.-K., Kim, M.-K., Choi, Y., Boo, K.-O., and Shim, S., 2017: Long-term warming trends in Korea and contribution of urbanization: An updated assessment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 10,637-10,654. <https://doi.org/10.1002/2017JD027167>.
- Preethi, B., M. Mujumdar, R. H. Kripalani, A. Prabhu, and R. Krishnan, 2017: Recent trends and tele-connections among South and East Asian summer monsoons in a warming environment. *Climate Dynamics*, 48(7-8), 2489-2505.
- Parkinson, C. L., 2019: A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116, 14414-14423.
- Qiu, J., Q. Gao, S. Wang and Z. Su, 2015: Comparison of temporal trends from multiple soil moisture data sets and precipitation: The implication of irrigation on regional soil moisture trend. *International Journal of Applied Earth Observations. Geoinf.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2015.11.012>.
- Rosby, T., Flagg, C. N., Donohue, K., Sanchez-Franks, A., and Lillibridge, J., 2014: On the long-term stability of Gulf Stream transport based on 20 years of direct measurements, *Geophysical Research Letters*, 41, 114-120.
- Ross, R. J., and Elliott, W. P., 2001: Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends. *Journal of Climate*, 14(7), 1602-1612.
- Santer, B. D., Mears, C., Wentz, F. J., Taylor, K. E., Gleckler, P. J., Wigley, T. M. L., ... and Klein, S. A., 2007: Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(39), 15248-15253.
- Santoso, A., McPhaden, M. J., and Cai, W., 2017: The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics*, 55, 1079-1129.
- Screen, J. A., 2014: Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid- to high-latitudes. *Nature Climate Change*, 4, 577-582, doi: <https://doi.org/10.1038/nclimate2268>.
- Screen, J. A., 2017: Far-flung effects of Arctic warming. *Nature Geoscience*, 10, 253-254.
- Screen, J. A. et al., 2018: Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geoscience*, 11, 155-163.
- Seager, R., Naik, N., and Vecchi, G. A. (2010). Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *Journal of Climate*, 23(17), 4651-4668.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*,

- 99, 125-161, doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- Seo, Y. A., Lee, Y., Park, J. S. Kim, M. K., Cho, C., and Baek, H. J. (2015). Assessing changes in observed and future projected precipitation extremes in South Korea. *International Journal of Climatology*, 35(6), 1069-1078.
- Shepherd, T. G., 2016: Effects of a warming Arctic. *Science*, 353, 989-990.
- SiD., Y. H. Ding, 2013: Decadal change in the correlation pattern between the Tibetan plateau winter snow and the East Asian summer precipitation during 1979-2011. *Journal of Climate*, 26, 7622-7634.
- Slingo, J. M., Rowell, D. P., Sperber, K. R. and Nortley, F., 1999: On the predictability of the interannual behaviour of the Madden-Julian oscillation and its relationship with El Nino. Q. *Journal of Royal Meteorological Society*, 125, 583-609.
- Son, S. W., Y. Lim, C. Yoo, H. Hendon, and J. Kim, 2017: Stratospheric Control of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 30, 1909-1922.
- Song, L., S. Dong, Y. Sun, G. Ren, B. Zhou and P. A. Stott, 2015: Role of anthropogenic forcing in 2014 hot spring in northern China. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), S111-S114.
- Soulard, N., H. Lin, and B. Yu, 2019: The changing relationship between ENSO and its extratropical response patterns. *Scientific Reports*, 9, 6507.
- Stocker, T. F., and Coauthors, 2013: Climate change 2013: The physical science basis. *Cambridge University Press Cambridge*
- Stohl, A., B. Aamaas, M. Amann, L. H. Baker, N. Bellouin, T. K. Berntsen, O. Boucher, R. Cherian, W. Collins, N. Daskalakis, M. Dusinska, S. Eckhardt, J. S. Fuglestedt, M. Harju, C. Heyes, Ø. Hodnebrog, J. Hao, U. Im, M. Kanakidou, Z. Klimont, K. Kupiainen, K. S. Law, M. T. Lund, R. Maas, C. R. MacIntosh, G. Myhre, S. Myriokefalitakis, D. Olivi, J. Quaas, B. Quennehen, J. C. Raut, S. T. Rumbold, B. H. Samset, M. Schulz, Ø. Seland, K. P. Shine, R. B. Skeie, S. Wang, K. E. Yttri, and T. Zhu, 2015: Evaluating the Climate and Air Quality Impacts of Short-Lived Pollutants, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 10529-10566.
- Sung, M.-K., H.-Y. Jang, B.-M. Kim, S.-W. Yeh, Y.-S. Choi, and C. Yoo, 2019: Tropical influence on the North Pacific Oscillation drives winter extremes in North America. *Nature Climatic Change*, 9, 413-418.
- Sun, J., S. Wu and J. Ao, 2016: Role of the North Pacific sea surface temperature in the East Asian winter monsoon decadal variability. *Climate Dynamics*, 46(11-12), 3793-3805.
- Tang, Q. H., X. J. Zhang, X. H. Yang, and J. A. Francis, 2013: Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environmental Research Letters*, 8.
- Tang, Q., X. Zhang, and J. A. Francis, 2014: Extreme summer weather in northern mid-latitudes linked to a vanishing cryosphere. *Nature Climate Change*, 4, 45-50, doi:https://doi.org/10.1038/nclimate2065.
- Tao S. Y., L. X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. Monsoon Meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., *Oxford University Press*, 60-92.
- Tao, L., Zhao, J. and Li, T., 2015: Trend analysis of tropical intraseasonal oscillations in the summer and winter during 1982-2009. *International Journal of Climatology*, 35, 3969-3978.
- Thompson, P. R., C. G. Piecuch, M. A. Merrifield, J. P. McCreary, and E. Firing, 2016: Forcing of recent decadal variability in the Equatorial and North Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 121, 6762-6778.
- Thornalley, D. J. R., and Coauthors, 2018: Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. *Nature*, 556, 227-230.
- Tian, F., Dong, B., Robson, J., and Sutton, R., 2018: Forced decadal changes in the East Asian summer

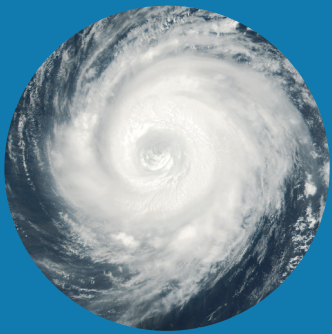
- monsoon: the roles of greenhouse gases and anthropogenic aerosols. *Climate dynamics*, 51(9-10), 3699-3715.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J., and Smith, L. 2005: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate dynamics*, 24(7-8), 741-758.
- Turner, A. G., and Annamalai, H., 2012: Climate change and the South Asian summer monsoon. *Nature Climate Change*, 2(8), 587.
- Vaid, B. H., and Liang, X. S., 2018: An abrupt change in tropospheric temperature gradient and moisture transport over East Asia in the late 1990s. *Atmosphere-Ocean*, 56(4), 268-276.
- Wang, K., Dickinson, R. E., and Liang, S., 2012: Global atmospheric evaporative demand over land from 1973 to 2008. *Journal of Climate*, 25(23), 8353-8361.
- Wang, W., W. Zhou, X. Wang, S. K. Fong, and K. C. Leong, 2013: Summer high temperature extremes in Southeast China associated with the East Asian jet stream and circumglobal teleconnection. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 118, 8306-8319, doi:10.1002/jgrd.50633.
- Wang L., M.-M. Lu, 2017: The East Asian winter monsoon. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, C. P. Chang, 3rd Ed. *World Scientific*, 51-61.
- Wang, S. S., Lin, Y. and Wu, C., 2016: Interdecadal change of the active-phase summer monsoon in East Asia (Meiyu) since 1979. *Atmos. Sci. Lett.*, 17, 128-134.
- Wang, L., P. Xu, W. Chen and Y. Liu, 2017: Interdecadal variations of the Silk Road pattern. *Journal of Climate*, 30(24), 9915-9932.
- Woo, S. H., B. M. Kim and J. S. Kug, 2015: Temperature variation over East Asia during the lifecycle of weak stratospheric polar vortex. *Journal of Climate*, 28(14), 5857-5872.
- Wu, B., T. Zhou and T. Li, 2016: Impacts of the Pacific-Japan and circumglobal teleconnection patterns on the interdecadal variability of the East Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 29(9), 3253-3271.
- Willett, K. M., Gillett, N. P., Jones, P. D., and Thorne, P. W., 2007: Attribution of observed surface humidity changes to human influence. *Nature*, 449(7163), 710.
- WMO Greenhouse Gas Bulletin. 2018.
- Wu, Y., and K. L. Smith, 2016: Response of Northern Hemisphere Midlatitude Circulation to Arctic Amplification in a Simple Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 29, 2041-2058.
- Yeo, S. R., W. Kim, and K.-Y. Kim, 2016: Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation. *Climate Dynamics* 48, 499.
- Yoo, C., S. B. Feldstein, and S. Lee, 2011: The impact of the Madden-Julian Oscillation trend on the Arctic amplification of surface air temperature during the 1979-2008 boreal winter. *Geophysical Research Letters*, 38, L24804.
- Yoo, C., and S.-W. Son, 2016: Modulation of the boreal wintertime Madden-Julian Oscillation by the stratospheric Quasi-Biennial Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 43.
- Yuan, J., B. Tan, S. B. Feldstein, and S. Lee, 2015: Wintertime North Pacific Teleconnection Patterns: Seasonal and Interannual Variability. *Journal of Climate*, 28, 8247-8263.
- Ye, J. S., 2014: Trend and variability of China's summer precipitation during 1955-2008. *International Journal of Climatology*, 34(3), 559-566.
- Yeh, S. W., Y. J. Won, J. S. Hong, K. J. Lee, M. Kwon, K. H. Seo and Y. G. Ham, 2018: The record-breaking heat wave in 2016 over South Korea and its physical mechanism. *Monthly Weather Review*, 146(5), 1463-1474.
- Yim, S. Y., B. Wang and M. Kwon, 2014: Interdecadal change of the controlling mechanisms for East Asian early summer rainfall variation around the mid-1990s. *Climate dynamics*, 42(5-6), 1325-1333.
- Yoo, Y. E., S. W. Son, J. H. Lee and S. K. Min, 2019: Abrupt Decrease of Wintertime Cold Nights in Korea in the

- Late 1980s. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 55(1), 31-39.
- Yun, K.-S., J.-Y. Lee, and K.-J. Ha, 2014: Recent intensification of the South and East Asian monsoon contrast associated with an increase in the zonal tropical SST gradient. *Journal of Geophysical Research*, 119, 8104-8116.
- Zhou, B., Y. Xu, J. Wu, S. Dong and Y. Shi, 2016: Changes in temperature and precipitation extreme indices over China: analysis of a high-resolution grid dataset. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1051-1066.
- Weller, E., S.-K. Min, W. Cai, F. W. Zwiers, Y.-H. Kim, and D. Lee, 2016: Human-caused Indo-Pacific warm pool expansion. *Science Advances*, 2, e1501719.
- Zhang, H. Y., Z. P. Wen, R. G. Wu, Z. S. Chen, and Y. Y. Guo, 2017a: Inter-decadal changes in the East Asian summer monsoon and associations with sea surface temperature anomaly in the South Indian Ocean. *Climate Dynamics*, 48, 1125-1139.
- Zhang, J. and W. Dong, 2010: Soil moisture influence on summertime surface air temperature over East Asia, *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 221-226, DOI 10.1007/s00704-009-0236-4.
- Zheng, B., D. Tong, M. Li, F. Liu, C. Hong, G. Geng, H. Li, X. Li, L. Peng, J. Qi, L. Yan, Y. Zhang, H. Zhao, Y. Zheng, K. He, and Q. Zhang, 2018: Trends in China's Anthropogenic Emissions since 2010 as the Consequence of Clean Air Actions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 14095-14111.
- Zhou, S., A. J. Miller, J. Wang, and J. K. Angell, 2001: Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes. *Geophysical Research Letters*, 28, 4107-4110.
- Zhou, X., O. Alves, S. J. Marsland, D. Bi, and A. C. Hirst, 2017: Multi-decadal variations of the South Indian Ocean subsurface temperature influenced by Pacific Decadal Oscillation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 69, 1308055.
- Zhu Z. W., T. Li, and J. H. He 2014: Out-of-phase relationship between boreal spring and summer decadal rainfall changes in Southern China. *Journal of Climate*, 27, 1083-1099.

제 3 장

관측: 해양 및 빙권

64	3.1. 서론
65	3.2. 해양
79	3.3. 빙권
92	3.4. 결론
93	3.5. 참고문헌



제 3 장 관측: 해양 및 빙권



3.1. 서론

IPCC 보고서들은 21세기 기간 중 해양온난화는 지속될 것이며 해양에 누적된 열은 표층에서 심해로 전달되고 해양 순환에 영향을 줄 것으로 전망한 바 있다. 특히, 해양 및 빙권 특별보고서(IPCC, 2019)는 지구온난화가 해양온난화라는 표현으로 기후변화에 대한 해양과 빙권의 반응과 영향의 중요성을 강조하였다. 양극해 해빙의 감소와 빙하의 체적도 더욱 축소되고, 해수면 상승은 기존의 기후변화평가보고서들 보다 더 높을 것으로 보고하였다. 해양열용량의 지속적인 증가와 함께 해양 기인 극한 현상의 발생 빈도가 증가할 것임을 제시하였다. 해수 중 이산화탄소의 증가에 따른 해양산성화와 온난화에 수반되는 저산소화는 해양생태계에 영향을 미칠 것임이 제시되고 있다. 본 장에서는 기후과학 관측 분야의 하나로 해양과 빙권을 구분하여 수록하였다.

해양 부분에서는 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 발간 이후의 우리나라 인접 해양의 변화를 검토하여 그 결과를 정리하였으며 우리나라 주변해역의 해양 물리적 특성과 중장기 변화 및 해양 극한 현상을 구분하여 설명하였고, 해양 생지화학적 변화와 해양생물학적 변화를 각각 기술하였다.

빙권은 육상 빙하, 해빙, 동토, 강설, 극지역의 해양 및 대기로 구성되며 전지구 기후변화 시스템의 표면에너지, 물 순환, 1차 생산, 온실가스 상호작용, 해수면 변화에 중요한 역할을 한다. 눈과 얼음의 독특한 물리적 특성 뿐 아니라 다른 기후계의 구성 요소와 상호작용을 통해 기후계의 중요한 요소로 작용한다. 특히 빙권은 외부의 강제력 변화에 민감하게 작용하는 눈과 얼음으로 구성되어 있기 때문에 온실 가스의 증가에도 다른 기후변화 구성 성분에 비해 더 크게 반응한다. 1979년 인공위성 관측 이래 북극의 기온은 3°C 이상 증가한데 반해 전지구 평균 기온은 1°C 이내의 상승한 것으로 나타나 전 지구 평균에 비해 2-3배 빠르게 증가 추세에 있다 (견고한 동의) (Overland et al., 2019). 이와 같이 북극의

온난화가 전지구 평균에 비해 빠르게 진행되는 현상을 ‘북극 온난화 증폭’이라 하는데, 이는 북극의 육빙과 해빙 감소에 의한 알베도 감소, 북극해 온난화에 의한 수증기량 증가, 겨울철 운량 증가, 저위도에 비해 북극의 낮은 기온에 의한 적은 장파복사 등 복합적인 요인에 기인한다. 북극 온난화 증폭은 북극의 온난화 뿐 아니라 중위도와의 상호작용을 통해 중위도 기상에도 지대한 영향을 미치고 있다(제한적 동의) (Kim et al., 2014; Kug et al., 2015).

이와 같이 빠르게 증가하는 북극 기온과 함께 북극해의 해빙도 모든 계절 빠르게 감소추세에 있다 (견고한 동의). 2014년 보고서의 1979-2012년 기간 대비 최근 2018년(봄과 겨울은 2019년)까지의 북극해 전체 해빙면적 비율의 변화 경향을 보면 여전히 분명한 감소 추세에 있다. 최근 기간 추가로 여름엔 각각 10년당 7±1.2%에서 6.7±0.9%로, 가을엔 10년당 8.7±1.7%에서 8.4±1.3%로 감소 추세가 약간 둔화되었으나 봄철에는 감소 추세가 약간 빨라졌다. 북극의 평균 해빙두께도 해빙면적과 마찬가지로 역시 꾸준한 감소 추세에 있다. 2012년 이후 몇 년간 해빙두께가 늘어난 해의 기여로 1979-2012년 추세 대비 1979-2018년 추세는 모든 계절에 대해 약간 느려졌다. 해빙두께 비율 변화 추세를 보면 최대 계절인 봄에 가장 느린 -8.2±0.9%/10년, 최소 계절인 가을에 가장 빠른 -19.0±2.3%/10년으로 나타났다.

북극의 빠른 온난화와 대조적으로 남극의 기온은 1979년부터 2017년까지 약 0.6°C 하강하였고 (중간적 동의), 이는 해면수온의 하강과도 일치한다. (기상청, 2018). 해빙도 북극과 대조적으로 남극해에서는 증가 경향을 보이는데 2016년 이후 해빙의 증가 경향이 둔화되는 것으로 나타나 추이를 좀 더 지켜봐야 할 것으로 여겨진다. (제한적 동의).

해양 변화도 기온과 비슷하게 나타나는데, 1980년부터 2015년까지 북극 척치해의 해수는 상층에서 수온이 서서히 올라가는 경향을 보이고 있다 (제한적 동의). 전반적으로

대부분 북극해는 온난화 추세에 있는데 반해 남극해에서는 약간의 수온감소 경향이 있다 (제한적 동의).

제4차 IPCC 보고서 (IPCC AR4, 2013) 이후 모든 빙하 (glaciers)의 면적, 체적, 질량은 지속적으로 감소하고 있으며, 2003년에서 2009년 사이 알래스카, 캐나다북부, 그린랜드 연안, 남부안데스 산맥, 그리고 아시아의 산악 빙하들은 대부분 줄었으며, 전 세계적으로 1971년에서 2009년 사이 연간 226 기가톤의 빙하가 줄었다. 2005년에서 2009년 사이는 연간 301 기가톤으로 감소율이 커지는 추세에 있고, 현재의 빙하는 급속한 온난화의 영향으로 지속적으로 감소할 것으로 예견된다.

빙상(ice sheets)도 대체로 감소추세를 보이고 있다. 인공 위성과 항공기 탑재 원격탐사 관측 자료에 의하면, 2014년 이후 그린랜드 빙상은 많은 감소가 있어왔고 감소율도 지속적으로 증가추세에 있는데 (견고한 동의), 1992년에서 2001년 사이 연간 34기가톤 (해수면으로 환산 시 연간 0.09 mm) 감소에서 2002년에서 2011년까지는 연간 215 기가톤의 감소를 보이고 있다. 그린랜드 빙상의 감소는 표면의 녹음과 연안으로의 흐름에 의한 방출 모두 중요한 역할을 하는 것으로 보고되고 있다. 남극의 빙상은 남극 반도와 서남극 아문젠해 구역에서는 빙하의 흐름이 빨라서 많은 감소를 보이고 있다 (견고한 동의) (Shepherd et al., 2018). 1992년부터 2017년까지 총 2720±1390 기가톤의 육상 얼음이 녹아 없어졌고 이는 해수면으로 환산하면 7.6±3.9 밀리미터 상승을 의미한다. 1992년에서 2017년 사이 서남극에서 해양에 의해 녹아 없어진 양은 1990년대 초에 약 53±29 기가톤에서 2010년 이후에 159±26 기가톤으로 증가하였다. 남극반도에서도 빙상의 얼음이 녹아 없어지는 정도가 1992년 7±13 기가톤에서 2012년 이후 33±16 기가톤으로 증가하였다. 서남극 빙붕이 이와 같이 빠르게 감소하는 원인은 아마도 남극해 중층의 따뜻한 물이 대륙붕으로 진출하여 빙하의 기저면을 녹이기 때문으로 여겨지지만, 더 많은 증거가 필요한 실정이다. 서남극과 달리 동남극은 같은 기간 동안 빙상이 약간 증가한 것으로 나타나는데, 이 부분은 좀 더 지켜봐야 할 것으로 여겨진다.

평균 영구동토층 온도는 1980년대 이후 거의 모든 북극권 지역에서 상승하고 있으며 영구 동토층에서 더 강한 추세를 보이고 있다 (중간적 동의). 시추공 온도 기록에 따르면

최근 10년(2007-2016년)간 동토온도가 평균적으로 0.29 ±0.12°C 만큼 상승했다. 특히 비교적 추운 연속동토층 지역에서는 0.39±0.15°C 상승하였고 비교적 따뜻한 지역의 불연속동토층 지역에서 0.20±0.10°C 상승하여 추운 지역에서 더 큰 온도상승이 일어났음을 알 수 있다. 한편 같은 기간 남극 대륙 영구동토층에 대해서는 0.37±0.10°C의 온난화 추세가 있는 것으로 나타나 전지구적으로 영구동토층 온도가 상승하고 있는 것으로 보이며 다만 남극의 경우 여전히 관측 자료가 매우 부족하다고 할 수 있다. 북반구 적설면적은 1, 2월에 4,500만 km²를 넘었다가 여름철에 녹아서 8월에는 3백만 km² 미만으로 줄어든다. 대륙 지역의 적설면적 추세는 1967-2018년 기간 동안 봄철에 10년당 약 3-5%씩 감소하는 것으로 나타나며 이는 봄철 온난화와 일치한다. 봄철 적설면적 감소 뿐 아니라 적설지속기간도 단축되는 것으로 관측된다. (중간적 동의).

3.2. 해양

3.2.1. 해양 물리적 특성의 중장기 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 우리나라 주변 해양의 수온과 해수면이 지속적으로 상승중이며, 상승률은 전지구 해양 평균보다 약 2~3배 높은 것으로 보고되었다 (기상청, 2014). 이러한 경향들은 견고한 동의 수준의 신뢰도를 보여주는 것으로 판단되었다. 재분석 자료를 활용한 해수면온도 변화 경향 분석은 견고한 동의 수준의 신뢰를 보였다. 변화 경향의 원인 중 겨울철 대기순환의 변화에 따른 북풍 약화의 영향은 견고한 동의 수준의 해석으로 평가된 반면 해양을 통한 온난화 신호 유입은 제한적 수준의 동의로 평가되었다.

이 절에서는 해양 물리적 특성의 중장기 변화에 대한 2015~2019년 발표 논문들과 정부 기관 보고서들을 검토한 결과를 1) 한반도 및 동아시아 외양, 2) 동해, 3) 황해 및 동중국해, 4) 한반도 연안 해역의 4지역으로 구분하여 기술하였다.

3.2.1.1. 한반도 및 동아시아 외양

Yi and Yeh (2019)에서는 14개의 Coupled Model Intercomparison Projects Phase 5 (CMIP5) 기후모델들을 이용하여 가까운 미래(2020-2049년)의 4가지 대표 시나리오에 대한 동아시아 해역 해표면수온 모의 결과에 나타나는 모델들 사이의 다양성을 조사하고, 앙상블 평균에 비해 높게 모의하는 그룹(H_EAMS)과 낮게 모의하는 그룹(L_EAMS)으로 분류하였다. H_EAMS 그룹은 L_EAMS 그룹에 비해 알루산 저기압(Aleutian Low)과 북태평양 서부-중앙부의 편서풍을 약하게 모의하여 잠열(숨은열)속(latent heat flux) 감소로 표층수온을 높게 모의하는 경향이 있음을 보여주었다. 또, H_EAMS 그룹은 동부-중앙부 열대태평양의 무역풍을 강하게 모의하고, 강수량과 해표면수온을 낮게 모의하는 특성을 보였다. 이 열대태평양 해표면수온 모의의 다양성은 동아시아 해역 해표면수온 모의의 다양성과 연관되는데, 열대와 서부-중앙부 북태평양 사이의 대기 원격상관이 관련되기 때문으로 해석되었다. 북적도해류의 분지 위도는 H_EAMS 그룹에서 더 저위도로 나타나는데, 이것은 열대태평양 평균 상태 차이에 기인하는 것으로 나타났다. 북적도해류가 더 저위도에서 분지됨에 따라 고온수를 동아시아 해역에 더 많이 수송하게 되어 동아시아 해표면수온을 더 높게 모의하였다. 이 연구 결과는 가까운 미래에 동아시아 해역 해표면수온 불확도를 줄이기 위해 열대태평양 평균 상태를 정확하게 모의하는 것이 중요함을 제시하였다.

Pak et al. (2019)에서는 1963~2012년 기간의 재분석자료와 1차원 해양모델 자료를 분석하여 쿠로시오 재순환해역의 겨울철 해표면수온 경년 변동에 미치는 영향이 서로 다른 기간에 상이하게 나타나는 재담수화(refreshening) 및 재출현(reemergence) 과정들을 규명하였다. 기존에 알려진 것처럼 강한 동아시아 겨울 몬순에 의해 재출현 과정이 겨울철 해표면 수온 경년 변동에 유의한 영향을 미치는 1971~1985년 기간과는 대조적으로 겨울 몬순이 약화된 1991~2005년 기간에는 봄철에 시작되는 재출현 과정에 의해 겨울철 해표면 수온의 경년 변동이 더 잘 설명되었다(그림 3.1). 특히 일반적으로 알려진 겨울철-겨울철의 재출현 과정이 나타나지 않아 봄철-겨울철의 재출현 과정을 쿠로시오 재순환 해역의 고유한 특성으로 제시하였다.

이 연구에서 제안한 동아시아 겨울 몬순에 관련된 강한 대기 외력과 두드러진 봄철 해표면수온 경년 변동은 겨울철 해표면수온 변동의 국지적 재담수화와 재출현 과정에 선행하는 것으로 나타났다.

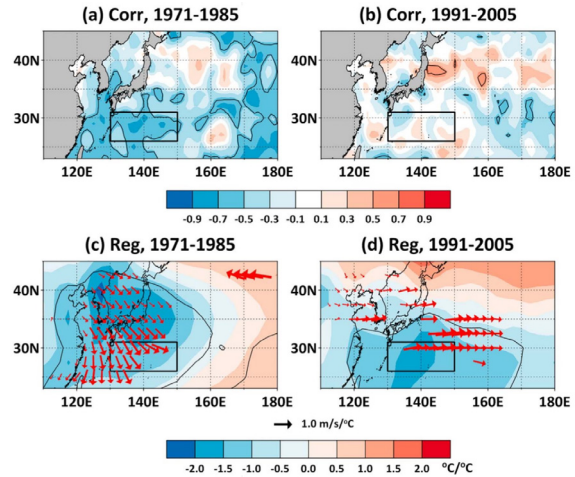


그림 3.1. 겨울철(NDJ) 국지 난류열속과 2개월 후(JFM) 해표면수온(a,b) 상관분석 결과 및 (c, d) 겨울철(NDJ) 표면기온(색상)과 해상풍(벡터)의 2개월 후(JFM) 쿠로시오 재순환 해역(사각형 상자 표시) 평균 해표면수온 회귀분석 결과(Pak et al., 2019).

Toyoda et al. (2017)에서는 북태평양 겨울철 혼합층 수심의 경년-십년 변동을 전지구 해양 재분석장 자료의 경험직교함수 분석을 통해 조사하였다. 제1모드는 혼합층 경년 변동을 나타내는데, 중앙부 중층수(mode water) 형성 해역의 동부에 큰 변동과 동부 아열대 해역과 알래스카 환류(Alaskan Gyre) 사이에 나타나는 반대의 위상을 보였다. 이러한 제1모드는 태평양 십년진동(Pacific Decadal Oscillation, PDO)과 경년 및 십년 시간규모에서 특히 높은 상관성을 보였다. 제2모드는 아열대 중층수 형성 해역에서의 혼합층 변동을 나타내는데, 겨울철 서태평양(West Pacific, WP) 지수와 3년의 지연 시간을 가지고 높은 상관성을 보였고, 이로부터 알루산 저기압의 남북 변화에 따른 해상풍 분포 변동에 대한 해양의 역학적 반응이 중요함을 제안하였다. 이러한 혼합층 변동은 기본적으로 관측과 모델 사이에 일관되게 나타났으며, 재분석장의 불확도 추정값과 비교할 때 앙상블 분산 정도를 초과하는 변동폭을 보여 유의한 수준으로 사료되었다. 뿐만 아니라 1948~2012년 기간의 혼합층 변동 지수는 북태평양

기후 변동성의 특징 이해에도 기여하였다. 특히, 서태평양 대기 원격상관 양상과 아열대 중층수 형성 해역의 혼합층 변동을 포함하는 6년 진동이 발견되었다.

황도현 등(2016)에서는 21년(1993~2013년) 기간의 위성 고도계 자료로부터 20세기 이후 가속화되고 있는 한반도 주변 해역의 해수면 상승을 조사하여, 연변동 진폭과 해수면 이상의 공간 분포를 제시하였으며, 대륙성 기후의 영향으로 해수면 변동이 큰 중국 보하이만과 쿠로시오 및 와동류 영향을 많이 받아 해역에서의 큰 해수면 변동을 해석하였다.

김해진 등(2016)에서는 국립기상과학원에서 수행하는 HadGEM2-AO의 과거 재현 실험 결과를 이용하여 기후변화의 예측자로서 중요한 요소인 해표면수온과 해표면 순열속(net heat flux) 모의 성능을 검토하고, 수온 모의 특성을 파악하였다. 이 모델은 1960년대 이래 해표면수온의 장기 변동과 온난화 추세(0.014 °C/year)를 관측값(0.014 °C/year)에 가깝게 잘 모의하였고, 해양의 열손실은 동아시아 연근해와 쿠로시오 해역에서 다소 과소추정하였다. 수온 변동의 원인은 두 영역으로 나누어 토의하였는데, 영역 A(쿠로시오 중심축 중앙부)에서는 가을철 및 겨울철 혼합층 내 열저장 감소에 따른 잠열 형태의 해표면 열속과 봄철 수평적인 열 이류에 의한 열저장율(heat storage rate), 봄-여름철(May to July) 해표면 열속이 크게 기여한 점과 달리, 영역 B(아열대 환류 중앙부)에서는 가을철과 겨울철에 수직 열 이류에 의한 열저장 감소와 봄철 및 여름철의 해표면 열속에 의한 열저장 증가가 주요한 역할을 한 것으로 나타났다.

3.2.1.2. 동해

Yoon et al. (2018)에서는 1950년대 이후 관측된 동해 심층해수에서 물리적 특성의 수직구조 변화를 분석하여, 기후 변화에 따른 수문순환(hydrological cycle)과 대기 외력에 민감하게 반응하는 동해의 심층해수 수괴 특성 변화를 보고하였다. 동해의 심층해수를 구성하는 중앙수(Central Water), 심층수(Deep Water), 저층수(Bottom Water)의 경계 수심은 1950년 이후 지속적으로 깊어지고 있었는데, 2000년대부터 깊어지는 추세가 둔화되고, 일본분지에서 관측된 저층수의 용존산소 장기 감소 추세도 2000년대부터 감소율이 낮아

지며 둔화되어, 기존 연구에서 2040년경에 고갈할 것으로 전망했던 저층수와 3층 구조의 심층해수가 2060년 이후까지 유지될 것으로 새롭게 전망되었다. 특히 1990년대 중반에 중앙수-심층수 경계가 빠르게 깊어지면서 중앙수의 용존산소는 증가하고 저층수의 용존산소는 감소함에 따라 동해 북부 러시아 연안의 사면대류를 통한 저층수 생성이 약화되고 일본분지 중앙의 외양대류가 강화된 중앙수 생성우세 모드로의 순환 변화가 알려졌는데, 이 연구에서는 2000년대 이후 심층해수 경계 수심의 깊어지는 추세가 둔화되면서 중앙수의 용존산소가 다시 급감하고 저층수의 용존산소는 감소폭이 현저히 둔화되며 사면대류를 통한 저층수 생성이 재활성화됨을 보였다(그림 3.2). 이러한 변화는 해양-대기 담수 교환, 대마난류수의 재순환, 러시아 수역의 해빙형성에 나타나는 십년 규모의 변동과 연관되며, 기후변화와 함께 나타나는 전지구적 열염분순환(자오면순환)에 1990년대와 다른, 2000년대 이후 변화에 대한 또 하나의 시사점을 남겼다.

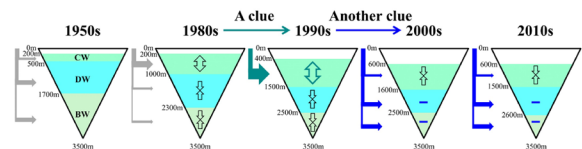


그림 3.2. 1950년대 이후 동해 심층해수 생성 과정의 변화를 나타낸 모식도(Yoon et al., 2018).

Yoon et al. (2016)에서는 계절 변동이 제거된 동해 상층 500 m 수심의 열용량 장기 변동을 조사하여 지난 30년간의 동서 대비가 뚜렷함을 보였다(남서부 해역에서는 1976~2007년 기간의 재분석장 자료와 1976~2011년 기간의 관측 자료를 비교). 분석 결과, 1995년 이전까지는 동부와 서부 해역에 십년 규모 열용량 변동이 같은 위상으로 우세하게 나타났으나, 그 이후 경년변동이 우세해지며 유의한 차이를 보였다. 동한난류 및 다른 두 분지류가 동해 내에서 경로 변화를 보이면서 나타나는 열용량 변화 효과가 두드러진 역할을 담당했는데, 동해 북부의 겨울철 해상풍 분포 변화에 연관된 서부 해역의 열용량 변동이 중요하게 작용하였다. 겨울철 시베리아 고기압과 서태평양 원격상관에 연관된 양의 해상풍 컬 구조가 약화됨에 따른 일본분지의 아극 환류

약화는 동한난류의 복상을 강화하여 서부 해역의 열용량을 증가시켰다. 동부 해역에서도 시베리아 고기압 변동과 유의할 만한 수준으로 연관된 열용량 변화를 보였으나 그 지배 기작은 여전히 분명하지 않다. 이 연구는 열용량 변동을 추정하고 이해함에 동한난류와 같은 좁은 경계류에 의한 효과를 분석할 수 있는 지의 여부가 중요함을 보여주었다.

Nam et al. (2016)에서는 동해의 아극전선 남부에서 발견되는 동해중층수의 물리적 특성에 나타나는 십년 및 경년 변동을 동해 연안에서 수집된 수온, 염분 자료와 HYCOM 재분석장 자료로부터 규명하였다. 중층에서 관측된 동해중층수의 수온-염분 특성은 고수온-고염분 정도(spiciness)의 십년 변동이 극진동 지수의 그것과 높은 상관성을 보여 동해 북부 해역의 해양-대기 상호작용의 결과로 해석하였다. 즉, 극진동 지수가 양의 위상을 가질 때에는 해수 생성이 더 활발하여 연안에서 발견되는 동일 고온고염 특성을 가지는 중층수의 밀도가 증가하였고, 음의 위상을 가질 때에는 반대로 중층수의 밀도가 감소하는 특성을 보였다(그림 3.3).

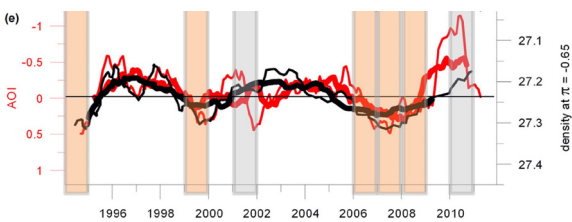


그림 3.3. (북)극진동지수(Arctic Oscillation index, AOI, 빨간색)와 동해 연안에서 관측된 동일 고수온-고염분(iso-spiciness=0.65) 밀도(sigma-theta, 검은색)의 시계열(Nam et al., 2016).

그러나 중층수 특성의 경년 변동은 극진동 지수와 상관성이 낮고, 동해 남서부 해역의 중층순환에 보다 좌우되는 특성을 보였는데, 특히 2001년 봄철에 관측된 고온고염의 중층수와 2010년 봄철에 관측된 저온저염의 중층수 특성의 뚜렷한 대조는 동일하게 극진동지수가 음의 피크를 보였던 기간으로 해양-대기 상호작용의 결과보다는 북한난류를 비롯한 중층의 남하 해류가 2001년에 비해 2010년에 크게 강화되고 고온고염수를 수송하는 동한난류의 복상이 저지되었던 결과로 해석되었다. 이 연구는 동해중층수의 물리적 특성 변동이 시간규모에 따라 다른 기작에 의해 발생함을 제시하였다.

Park and Nam (2017)에서는 동한난류 경로의 경년 변화로 인한 동해 남서부 해역의 상층 열용량 분포 차이가 영동 지방 겨울철 평균 강수량의 경년 변동에 미치는 영향을 조사하였다. 특히 해상풍 자료와 해표면수온 및 상층 400 m 열용량 자료의 최대 공분산 분석 방법으로 제1모드(전체 변동의 68%를 설명)에 나타나는 겨울철 서풍(동풍) 강화가 상층 열용량 증가(감소)와 연관됨을 밝혔는데, 영동 지방 겨울철 평균 강수량의 감소(증가)를 설명할 수 있었다. 제1모드는 영동 지방 주요 도시들(강릉, 동해, 울진)의 겨울철 평균 강수량 경년 변동과 각각 0.84, 0.68, 0.56으로 유의할 수준의 상관계수를 보였다. 이 연구에서는 이러한 결과로부터 동한난류가 잘 발달하지 않아 동해 연안 해역의 상층 열용량(및 해표면수온)이 감소하였던 해에는 해상경계층(marine planetary boundary layer)이 두껍게 발달하지 못함에 따라 상층 북서 계절풍의 운동량이 해상풍에 잘 전달되지 않고 대기의 바람 연직 시어(vertical wind shear, VWS)가 강화되어 북동풍의 해상풍이 발생하고 영동지방에 상승 기류에 의한 구름 발달로 겨울철 강수량을 증가시키는 기작을 제시하였다(그림 3.4).

Shin et al. (2018)에서는 1968~2012년 기간의 감포 및 부산 해표면수온 관측 자료를 분석하여 여름철 남서풍에 의해 동해 남서부 연안에 발생하는 연안 용승의 계절변동과 장기 추세를 조사하였다. 수온 이상으로 추정된 용승 강도는 여름철 남서풍과 음의 상관성(상관계수: -0.6)을 보였고,

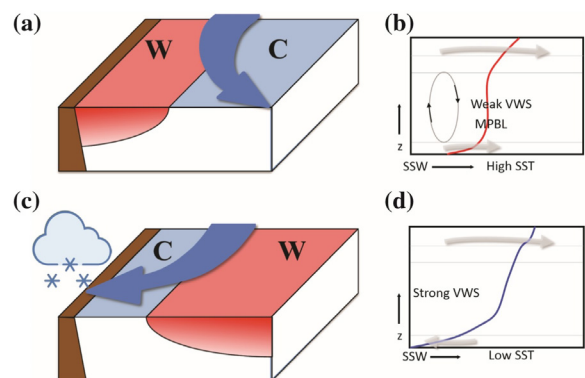


그림 3.4. 해상경계층(marine planetary boundary layer) 기작 모식도. (a, b) 동한난류가 잘 발달하고 해상 경계층이 두꺼워 상층의 북서풍 운동량이 해상풍에 잘 전달되는 경우와 (c, d) 그렇지 못한 경우(Park and Nam, 2017).

늦봄-초여름의 순일차생산(net primary production)과 밀접하게 관련되는 것으로 나타났다. 해상공에 의한 용승 지수는 4월부터 8월에 걸쳐 용승이 발생하며 7월에 최대 강도를 가짐을 나타냈고, 계절에 따라 장기 용승 추세를 달리하여 봄에는 증가하고 여름에는 감소하는 것으로 밝혀졌다. 단, 여름철 용승 감소 추세는 경년 변동이 극심하여 통계적으로 신뢰도를 낮추었다.

윤상철 등(2017)에서는 최근 10년(2006~2015년) 기간의 격월 정선해양관측 수온, 염분, 용존산소 자료를 분석하여 동해 연안에서 발견되는 수괴들의 특성과 그 변화를 조사하였다. 특히 과거 45년(1960~2005년) 동안 나타났던 추세의 지속 여부를 고찰하였는데, 대마난류계수와 동해고유수¹⁾는 수온 상승이 지속된 반면, 중층수에 해당하는 북한한류계수는 과거와 달리 최근 10년 동안 수온이 감소하는 추세를 보여 한류의 영향이 증가하는 것으로 제안하였다. 대마난류 표층수와 중층수, 그리고 동해고유수의 용존산소는 수온 증가와 함께 지속적으로 각각 0.61, 0.82, 0.33 mL·L⁻¹ 감소하였지만, 마찬가지로 북한한류계수의 용존산소는 수온 감소와 함께 최근 10년간 0.14 mL·L⁻¹ 증가하였다. 울릉 분지로 유입되는 모든 수괴의 염분은 강수량 증가 추세와 더불어 감소하고 있는 것으로 나타났고, 특히 대마난류 표층수는 지난 55년 동안 총 ~0.28 감소하였다. 이 연구에서 제시한 물리적 환경 변화는 동해 생태계의 변화를 동반할 것으로 전망되었다.

3.2.1.3. 황해 및 동중국해

Park et al. (2015)에서는 29년(1981~2009년) 기간의 위성 자료와 현장 관측 자료를 분석하여 황해 해표면수온의

1) 동해에서 발견되는 수온 1°C 이하의 냉수를 1930년대 이래 동해고유수(일본 학자들에 의해 Japan Sea Proper Water로, 이후 한국 학자들에 의해 East Sea Proper Water 명명됨)로 지칭해 왔으나 1990년대부터 첨단 관측을 통해 이 수괴는 하나의 단일 수괴가 아니라 최소 3개 이상의 서로 다른 수괴로 구성된 것이 밝혀지면서 오늘날에는 국제적으로 중층수(Intermediate Water), 중앙수(Central Water), 심층수(Deep Water), 저층수(Bottom Water)로 구분되어 사용되고 있음. 본 연구의 동해고유수는 실제로 중앙수 또는 중층수 또는 이들과 연안 혼합수와와의 혼합 결과에 해당하는 것으로 사료됨.

시공간 변동을 조사하였다. 전체 변동의 47.59%를 설명하는 경험직교함수 제1모드는 해당 기간의 온난화를 나타내며, 장기 수온상승 추세가 더 큰 황해 내의 천해역에서 온난화도 더 빠른 특성을 보였다. 수주의 연직 성층에서도 수심에 따른 온난화 정도의 감소를 보였으며(그림 3.5), 담수 유출에 의해 양자강 부근에서 주목할 만한 해표면 온난화를 볼 수 있었다. 제1모드의 겨울철 급격한 변동은 극진동으로 설명하였다.

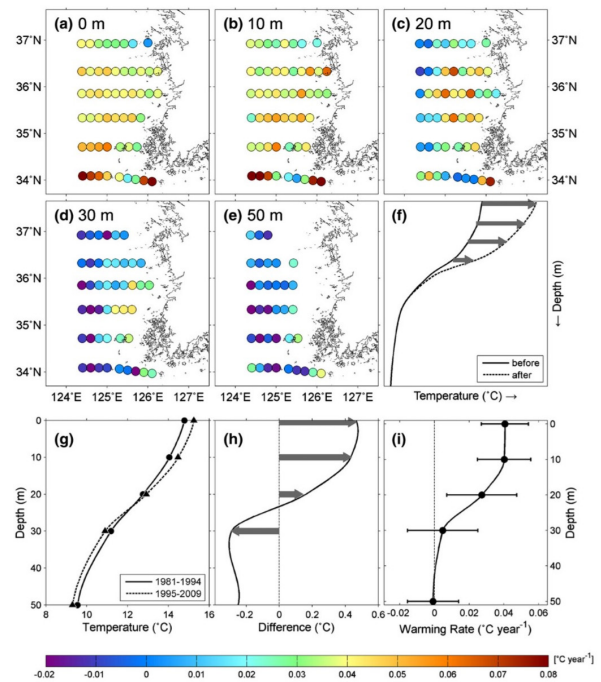


그림 3.5. 황해 수온의 관측 정점 및 수심별 상승 추세(색상)와 그 수직 구조(Park et al., 2015). 상층에서 더 빠른 온난화가 뚜렷함을 보여준다.

Kim et al. (2018)에서는 1990년대 후반까지 지속적으로 발생하던 황해 및 동중국해의 분지규모 온난화가 그 이후로는 다시 유의할 정도로 수온이 감소하며 냉각되는 경향을 보이는 원인에 대해 조사하였다. 특히, 1982~2014년 기간의 해표면수온 변동에 대해 Cyclostationary 경험직교함수 분석을 하여 대규모 기후 변동과의 역학적 관련성을 규명하였다. 이 연구에서는 해표면수온 변동에 회귀 분석된 해상공 주요 모드와 해양-대기 열속의 추세로부터 겨울철 북풍 강화가 대기로의 열손실을 증가시켜 분지규모의 최근 냉각에 기여함을 보일 수 있었다. 특히 해표면수온과 쿠로시오 해수 수송량 사이에는 2개월과 4개월의 지연 시간을

가지고 유의할 수준의 상관관계를 보인다(그림 3.6). 해상공에 의한 국지 해양 반응은 풍상측으로의 흐름을 통해 온난한 해수를 유입시켜 황해 중앙부 골을 따라 분지규모의 냉각을 약화하였다(그림 3.6). 대규모 기후 변동 관점에서 황해 및 동중국해 해표면 수온 변동과 태평양 십년진동(PDO)의 강한 상관성은 1990년대 후반 이후 약화되었으며, 이는 태평양 십년진동 신호가 체제전환(regime shift)과 관련하여 북태평양 동부 분지 내의 영역으로 한정되는 점과 일맥상통한다. 태평양 십년진동과 황해 및 동중국해 해표면 수온 변동 사이의 분리와 함께 시베리아 고기압의 강화에 의한 북풍 강화도 최근의 냉각을 유발하였다. 이 연구 결과는 황해 및 동중국해 해표면수온의 장기 변동에 미치는 태평양 십년진동과 시베리아 고기압의 상대적인 역할을 조망하였다.

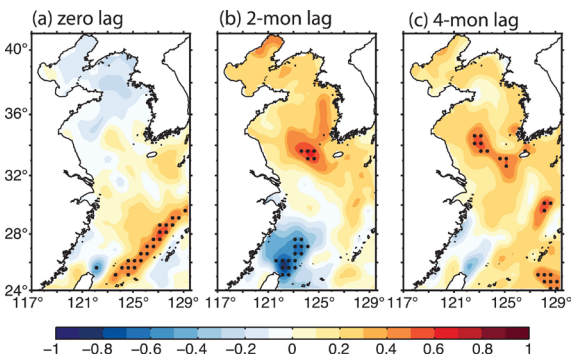


그림 3.6. 1993~2014년 기간의 위성 고도계 기반 쿠로시오 해수 수송량 지수(선행)와 봄철(FMA) 해표면 수온 이상(고정) 사이의 지연 상관관계(Kim et al., 2018).

Wu et al. (2016)에서는 미 해양기상청의 30년 일간 최적 내삽 해표면수온(optimal interpolation sea surface temperature, OISST) 자료를 분석하여 중국 동부 연근해 해표면수온의 공간 평균, 장기 평균 양상, 계절 및 경년 변동을 분석하였다. 공간 평균 수온의 시간 변화로부터 두드러진 연변동과 약한 온난화 경향(0.0347 °C/year)을 보였고, 장기 평균 수온 공간 분포로부터 기존에 알려지지 않은 구조들을 확인하였다. 90% 이상의 수온 시간변동이 연변동으로 설명되었고, 경년변동은 웨이블릿(wavelet) 분석 결과, 엘니뇨-남방진동(ENSO) 원격상관을 통한 해양-대기 열교환 변동과도 연결되어 있음을 보였다.

Sun et al. (2016)에서는 동아시아 몬순 영향이 큰 동중국해

남부 연안의 여름 몬순 기간 용승의 강도를 지수화하고 관측된 해상공과 엽록소 농도 자료를 이용하여 용승의 계절, 경년, 공간 변동을 조사하였다. 이 연안 용승 지수와 엽록소 농도 사이의 높은 상관성은 이 지수의 활용성을 보여주었으며, 엘니뇨-남방진동과 태평양 십년진동과도 연관성이 확인되었다. 용승 전선을 따라 높은 소용돌이 운동에너지(eddy kinetic energy)를 보였으며, 전선 불안정에 의해 유발되는 혼합이 추가적으로 엽록소 농도를 조절하는 점을 시사하였다.

박광섭 등(2018)에서는 총 15년(2003~2017년) 기간의 위성 및 재분석 자료를 사용하여 동중국해 해표면 수온 변동을 기온 및 열속과의 관계로부터 분석하였다. 분석결과 3월에 최저(28.12°C), 8월에 최고(13.72°C)를 보이는 동중국해 표층수온은 기온의 계절 변화와 높은 상관 관계를 가졌다. 여름철 해표면 수온 경년 변동의 공간 분포는 북부와 서부에서 더 큰 변동 폭을 가져 기온 및 순열속의 변동 분포와 일관되게 나타났다. 그러나 8월의 해표면 수온은 양의 이상 값을 보이는 기간이 음의 이상 값을 보이는 기간에 비해 수온과 기온 상승률이 더 높고 열속도 높게 나타났다(그림 3.7). 연구해역을 관통했던 태풍에 의해 2010년과 2012년 8월의 해표면 수온은 기온보다 0.5°C 낮게 나타난 것으로 해석되었으며, 2015년의 큰 기온 감소폭은 여름 몬순 약화에 의한 것으로 해석되었다. 연구기간 중 가장 높은 해표면수온과 기온이 나타났던 2016년에는 양자강 저염 희석수 분포 해역에서 더 높은 수온 증가를 보이는 점으로부터 기온 상승과 함께 양자강 담수 유출도 영향을 미친 것으로 토의하였다.

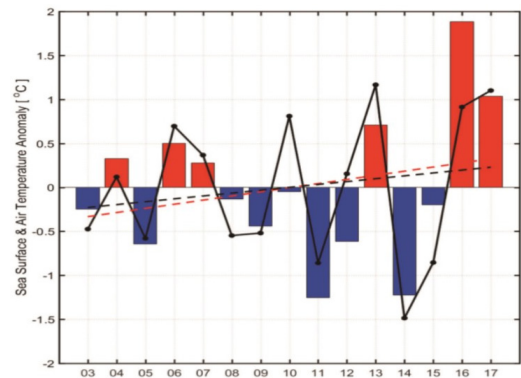


그림 3.7. 8월 해표면수온(색상 bars)과 기온(검정 실선) 이상 시계열과 그 추세(해표면수온: 빨간 점선, 기온: 검정 점선) (박광섭 등, 2018)

Yoon et al.(2015)에서는 20년(1995~2014년) 기간의 동중국해 북부해역 해양환경 장기변동 양상을 파악하기 위해 국립수산과학원의 정선관측 수온, 염분, 용존산소, 영양염, 엽록소 자료를 분석하였다. 분석 결과 표층과 아표층에 형성되는 양자강희석수와 대만난류수는 해당 기간 동안 세력이 약화되었으며, 중층에 형성되는 쿠로시오기원수는 현저히 약화되는 추세를 보였으나 황해저층냉수 세력은 확장되는 추세를 나타냈었다. 인산염과 규산염은 감소하는 추세를 나타냈고, 특히 인산염은 2009년 이후 표층에서 고갈되는 특징을 보였다. 이러한 원인으로는 양자강희석수와 대만난류수를 통해 유입되는 영양염의 농도가 낮기 때문으로 해석되었다. 엽록소 농도는 해당 기간 동안 증가하는 경향을 나타냈으며 이것은 수온 증가와 황해저층냉수로부터의 영양염 공급, 산사댐 건설에 의한 부유물질 감소에 따른 광투과 증가의 영향으로 해석되었다.

3.2.1.4. 한반도 연안 해역

Kwak et al.(2018)에서는 1984~2013년 기간 동안의 한반도 연안 해역 위성 해표면수온과 현장관측 해표면수온을 비교하여 그 RMS 오차가 외양에서 약 1°C, 연안에서 2~3°C 임을 보였다. 특히 위성 해표면수온은 한반도 연안 해역에서

관측 수온보다 1~3°C 높게 나타나고, 외양에서 1°C 내외로 낮게 나타나며, 서해안과 남해안에서보다 동해안에서 더 관측 수온에 부합하는 특성을 보였다(그림 3.8). 온난화로 인한 한반도 연안 해표면수온 상승률은 관측 자료와 위성 자료에서 각각 0.024°C/year, 0.011°C/year로 나타났다. 장기 수온 상승 추세의 차이는 주로 황해에서 두드러졌으며, 시기적으로는 1980년대 초에 위성 자료가 0.5~1.0°C 높게, 2010년대 초에 0.5°C 낮게 나타났다.

Yoon (2016)에서는 한반도 연안의 19개 조위관측소에서 30년(1960~2014년) 이상 수집된 자료로부터 지역적인 해수면 장기 변화를 조사하였다. 회귀분석을 통해 각 조위관측소에서 상대해수면(relative sea level, RSL)의 장기 변동 추세를 추정하였고, 그 결과 전지구 평균에 비해 빠르게 상승하는 한반도 주변 해수면 상승을 보고하였다. 해수면 상승률은 상대적으로 서해안에서 2.0 mm/year로 낮고, 남해안과 동해안에서 각각 2.8 mm/year와 3.6 mm/year로 높게, 제주도에서는 3.8 mm/year로 매우 높게 나타났고, 경년 변동 특성을 보였다.

국립해양조사원(2017)에서는 1993~2016년 기간 동안 한반도 연안 조위관측소와 위성 고도계로부터 수집된 자료 사이의 해수면 변동 추세가 일관되지 않은 특성을 제시하고 그 원인을 분석하였다. 동해안의 경우 약 3.0 mm/year의 해수면 상승률을 보였는데, 조위관측소 자료와 인접 위성 고도계 자료에서 모두 2.96 mm/year로 일관된 상승률을 보이는 속초와는 달리 일부 조위관측소 자료의 상승률은 인근 위성 고도계 자료의 상승률과 큰 차이를 보였다(예, 안흥 조위관측소 자료는 1.53 mm/year, 인근 고도계 자료는 5.43 mm/yr). 조위관측소 측정값은 인위적인 변화로 인한 효과를 보정하거나 자료를 개선하는 방법에 따라 상승률이 크게 달라지며, 위성 고도계 자료의 경우에도 연안 가까이에서 측정 오차가 증가하기 때문으로 해석되었다. 특히, 계절 변화를 제거한 3개의 동해 조위관측소(묵호, 포항, 울릉도) 해수면 변동과 위성 고도계 자료 해수면 사이의 상관관계 공간분포는 인접 격자에서 동심원 형태로 높은 상관성을 보이는 울릉도와 달리 동해 연안(묵호, 포항)의 경우는 전반적으로 상관계수가 낮고(0.4 미만) 상대적으로 높은 상관계수는 동심원 형태가 아닌 연안을 따라 길게 분포하는 특성을 보였다(그림 3.9).

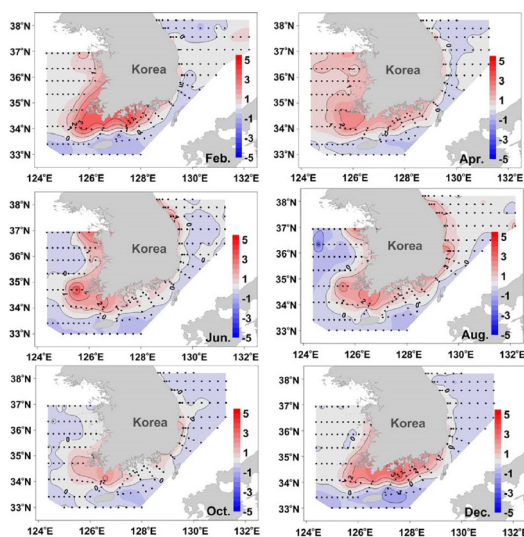


그림 3.8. 30년(1984~2013년) 기간 동안의 월별 위성 해표면수온 자료의 편이 오차 분포. 양의 부호는 위성 자료가 과대추정함을 의미함(Kwak et al., 2018).

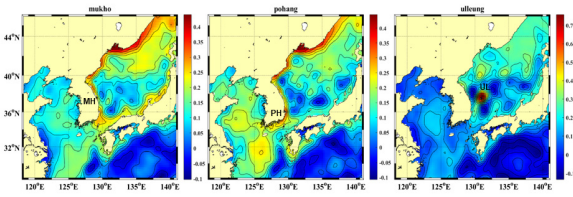


그림 3.9. 계절변화가 제거된, 3개 조위관측소(좌: 목호, 중: 포항, 우: 울릉도) 해수면 시계열 자료와 격자화된 인공위성 고도계 해수면 시계열 자료 사이의 상관관계 공간 분포(국립해양조사원, 2017).

국립해양조사원(2018)에서는 29년(1989~2017년) 이상 장기 관측된 한반도 주변 총 21개 조위관측소의 이력자료를 통해 인위적인 기준면 조정 시점들을 파악하고, 해수면 상승률 산정에 영향을 미치는 인위적 요인들을 분석하였다. 전체 기간에 대한 해수면 상승률은 남해안, 동해안, 서해안에서 각각 3.19, 3.05, 2.00 mm/year로 나타났으며, 동일 29년 기간에 대한 상승률은 동해안, 남해안, 서해안에서 각각 3.70, 3.09, 2.07 mm/year로, 최근 20년(1998~2017년) 기간에 대한 상승률은 3.94, 2.52, 1.77 mm/year로 나타났다. 한반도 주변 해역 위성 고도계 자료의 동일 25년 기간(1993~2017년) 해수면 상승률은 3.42 mm/year로 조위관측 자료 29년 동일 기간 분석 결과 2.90 mm/year에 비해 다소 크게 나타났으며, 시간에 따른 해수면 상승률의 증가(가속화)를 보였다. 아울러 동해안 평균 상승률보다 두 배 이상 높게 나타나는 포항 조위관측소 원시 조위의 높은 해수면 상승률(5.98 mm/year)은 지난 46년 동안 조위 기준면을 47.3 cm 인위적으로 조정하며 지반 침하율이 2.53~2.71 cm/year로 높아 시설물 침하율만큼 보정하여 해수면 변동률을 산정할 필요가 있음을 밝혔다.

Park and Nam (2018)은 16년(2000~2015년) 동안 동해 연안에서 수집된 유속 자료를 분석하여 여름철(6~9월) 표층 남향류의 경년 변동 특성과 그 지배 기작을 규명하였다. 자료의 분석 결과 2001, 2009, 2010, 2014년에는 상대적으로 약한 남향류(혹은 북향류)가 관측되었고, 2002, 2006, 2012년에는 강한 남향류가 관측되었다. 동해 북부 러시아 해역의 해상풍에 의해 주로 형성된 연안갯힘파의 남향 전파와 국지 해상풍에 의한 연안 용승/침강 반응은 뚜렷한 경년 변동을 보였으며, 그 기여도는 관측된 남향류 경년 변동의 46%를 설명하는 것으로 나타났다(상관계수: 0.68). 또한 외양의

동한난류 강도와 경로 변화가 연안 남향류의 경년 변동에 미치는 효과를 지수화하여 그 경년 변동 특성을 조사하였는데, 관측된 변동의 35%를 설명하였다(상관계수: 0.59). 두 기작의 효과로부터 관측된 경년 변동의 72%를 설명하는 남향류 경년 변동을 재구성할 수 있었다(상관계수: 0.85)(그림 3.10). 이 연구는 중위도 서안경계 부근의 해류 경년 변동 역학에 시사점을 남겼다.

김민수 등(2019)은 부산 연안의 3개 조위관측소에서 수집된 10년(2006~2017) 자료로부터 낙동강 하구역 사주의 지형 발달 및 식생대 성장에 영향을 미치는 해수면 상승을 분석하였다. 기간이 짧아 국립해양조사원(2018)과 상이한 결과를 보이지만 분석 결과, 부산은 2.1 mm/year, 거제도 5.0 mm/year의 평균 해수면 상승 경향을 확인할 수 있는 반면 울산은 -1.5 mm/year의 변화로 해수면이 감소하는 것처럼 나타났다. 이것은 부산 연안 지역(낙동강 하구역)에 장기 및 단기적인

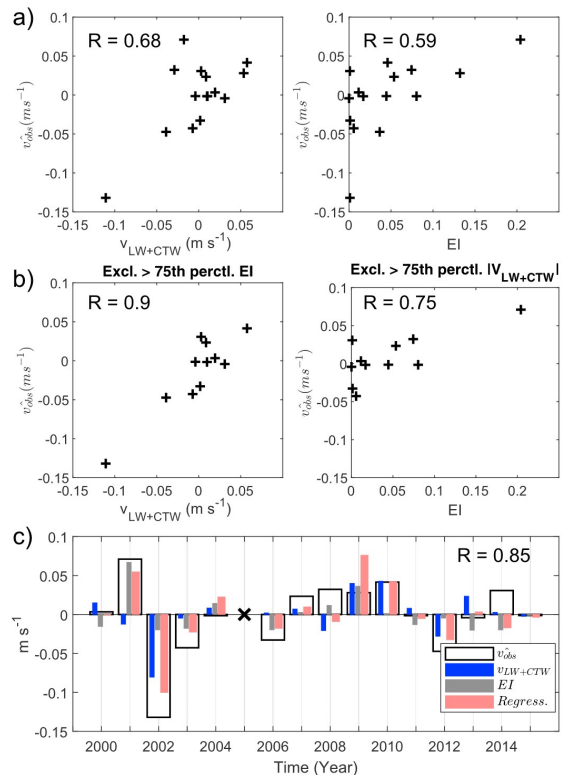


그림 3.10. 16년(2000~2015년) 기간 동안 동해 연안에서 관측된 여름철 평균 표층 유속과 주요 회귀분석 결과(a, b), (c) 다중회귀 분석 결과로 구성된 유속(분홍색)과 관측된 유속 시계열 비교(Park and Nam, 2018).

측면에서 해안지형을 이루고 있는 요소(해빈, 사구, 간석지 등)나 해양의 변화(조석, 해류 등), 기후변화 또는 생태계 변화, 낙동강 하구역 인근 지역의 인간 활동 변화, 해수면 상승에 따른 해안침식, 범람, 염수 침투 등의 자연환경의 변화에 영향을 미칠 것으로 해석되었다.

3.2.2. 해양 극한 현상 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 우리나라 주변 해양의 수온이 상승중이며, 상승률은 전지구 해양 평균보다 약 2~3배 높은 것으로 보고되었지만 극한 현상 관점의 설명은 없었다(기상청, 2014).

이 절에서는 해양 극한 현상의 변화 양상을 살펴보기 위하여 폭염 및 한파에 의한 수온 양극화 및 극한수온 발생, 여름철 동아시아 몬순 변화와 관련된 연안용승 출현 경향 및 양자강 유출수에 의한 저염분수 발생 경향 등을 국내외의 연구 논문 및 보고서를 통하여 살펴보았다.

3.2.2.1. 수온 양극화 및 극한수온 발생

기존의 우리나라 해역의 표층수온 상승 경향은 겨울철 수온 상승이 여름철 수온 상승에 비하여 약 2배 정도 높게 나타난다는 것이 일반적이었다(기상청, 2014). 이는 우리나라 해역의 표층수온 연 진폭이 줄어들면서 여름철과 겨울철의 수온차가 줄어들었다는 것을 의미한다. 그러나 1968년부터 2018년까지 국립수산과학원의 정선해양관측의 표층수온 자료를 분석한 결과, 2월 표층수온의 경우 2010년 이후 평년대비 저수온이 나타난 경우가 9년중 7년으로 2000년대 10년중 3년, 1990년대 10년중 1년에 비하여 겨울철 수온이 낮은 경우가 빈번하였다. 8월 표층수온의 경우에도 2010년 이후 평년대비 고수온이 나타난 경우가 9년중 7년으로 2000년대 10년중 5년, 1990년대 10년중 5년에 비하여 높은 비율로 나타난다고 보고되었다. 특히 8월 표층수온이 정선 해양관측이 시작된 1968년 이후 최근 51년간 가장 높았던 7년(2016년, 1990년, 2013년, 2001년, 1975년, 2018년, 2017년)중 4년이 2010년 이후로서, 이상 고수온 현상은

2010년 이후 빈번히 나타나고 있다(그림 3.11). 따라서 최근 10년의 변동 경향성을 보았을 때, 우리나라 해역의 표층 수온은 과거와는 달리 여름철과 겨울철의 수온차가 증가하는, 즉, 연 진폭이 늘어나고 있다고 말할 수 있다. 정선해양조사에서 얻어진 우리나라 해역의 2월과 8월 표층수온의 평년 편차 자료의 수온차는 2010년부터 2018년까지 연 진폭이 0.23°C/yr의 속도로 증가하고 있음을 보여준다(해양수산부, 2019). 특히, 2016년 이후에는 여름철 고수온 현상이 집중적으로 발생하고 있다(관계부처합동, 2016; 관계부처합동, 2017; 관계부처합동, 2018).

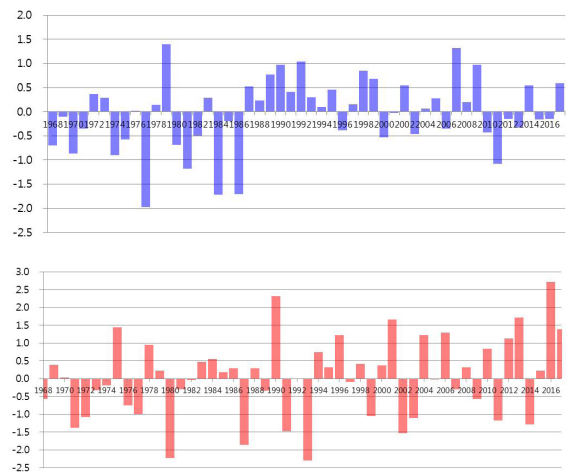


그림 3.11. 1968~2017년 사이 최근 50년간 2월(상) 및 8월(하)의 표층의 평년수온 편차 변동 경향(출처: 해양수산부, 2019)

2016년의 경우, 8월 10일경부터 우리나라 주변해역의 표층수온은 급격한 상승을 보였고, 거제 연안의 8월 수온에서는 8월 10일부터 최근 수년에 비하여 최고 7~8°C 높은 고수온이 나타나, 8월 하순까지 지속적으로 높은 수온을 보였으며, 우리나라 주변해역의 8월 수온은 평년에 비하여 대부분 해역에서 2~4°C 높은 경향이 확인되었다(관계부처합동, 2017).

2017년 7월 하순에서 8월 중순까지, 2018년 7월 중순에서 8월 중순까지 우리나라 해역에 이례적인 고수온 현상이 발생하였는데, 장마전선의 소멸 시기 및 태풍 통과 여부에 따라 고수온 현상의 시작과 종료에 연도별 차이가 발생하였다(관계부처합동, 2018; 관계부처합동, 2019).

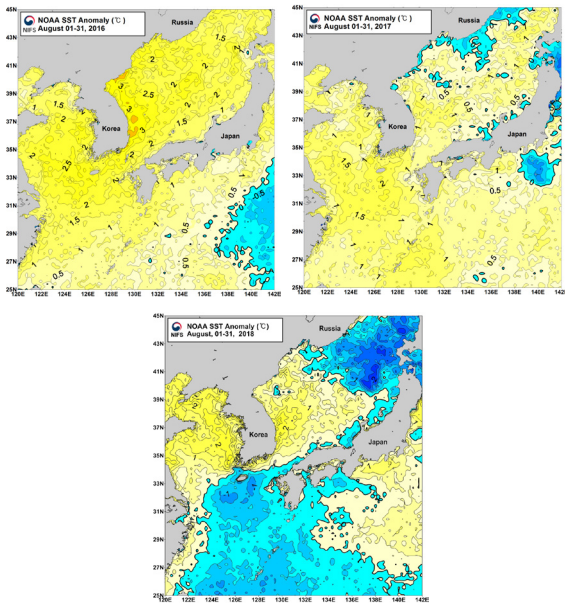


그림 3.12. 한반도 주변해역 2016년 8월(좌상), 2017년 8월(우상) 및 2018년 8월(하)의 표면수온 평년편차 분포(해양수산부, 2019)

이와 같이 2016년 이후 우리나라 해역에 고수온 현상이 지속되는 원인으로는 강한 북태평양 고기압과 티벳 고기압 등의 영향에 따른 폭염 지속, 고수온기(7~8월) 우리나라에 직접적으로 영향을 주는 태풍이 급격하게 부족, 저위도로부터 우리나라 주변해역으로 열을 수송하는 대마난류 세력의 강세 등이 언급되었다(관계부처합동, 2017). 2016년의 기록적인 폭염의 원인으로 몽고 내륙과 캄차카반도에서 높은 고도의 기단 변화를 지적하였으며, 이와 같은 기록적인 폭염이 고수온의 원인으로 판단된다(Yeh et al., 2018). 2016년부터 2018년까지 7월과 8월에 우리나라에 영향을 준 태풍은 평년에 대비하여 매우 적은 숫자로, 2016년과 같이 직간접적인 태풍의 영향이 없었거나, 2017~2018년과 같이 고수온 발생기 이전 및 이후에 영향을 준 태풍이 일부 나타났었다(기상청, 2017; 기상청 2018; 기상청 2019). 태풍의 직간접적인 영향 부재는 여름철 우리나라 해역의 수온 연직구조 변화와 밀접한 관련이 있어 표층부근은 평년 대비 매우 높은 수온, 저층 부근은 평년 대비 매우 낮은 수온을 보이는 등 성층 강화 현상과 연직 혼합 저하를 일으키면서 표층부의 고수온 현상을 촉진시켰다(관계부처합동, 2017).

김과 한(2017)은 연안수온의 단주기 변동 자료를 바탕으로 2016년 8월의 폭염 발생에 따른 연안수온의 변화를 살펴본

결과, 서해 연안은 폭염 발생 이후 12시간 내외의 짧은 시간에 고수온이 발생하였으며, 남해 연안은 폭염 발생 이후 50시간 내외의 지연시간을 가지고 수온이 급격하게 상승함을 보고하였다.

반면, 2010년대에 접어들면서 겨울철 표층수온의 하강 현상이 빈번히 나타나고 있다. Yun et al.(2018)은 2000년대 후반부터 현재까지 겨울철 동아시아 몬순의 강세와 관련되어 겨울철 수온의 하강 현상이 나타나는 것을 보고하였다. 2017년 12월부터 2018년에 걸친 겨울철 우리나라에는 북극 온난화에 기인한 음의 북극진동과 관련한 제트기류의 약화로 고위도로부터 잦은 한파 내습이 있었고, 같은 원인으로 시베리아 고기압 중심부의 세력이 강화되면서 발생한 뚜렷한 한파의 영향으로 평년 대비 2°C 내외 낮은 수온 분포가 나타났다(그림 3.13, 관계부처합동, 2018).

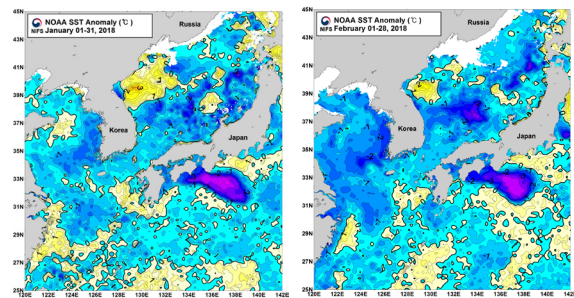


그림 3.13. 한반도 주변해역 2018년 1월(좌)과 2018년 2월(우)의 표면수온 평년편차 분포(관계부처합동, 2019)

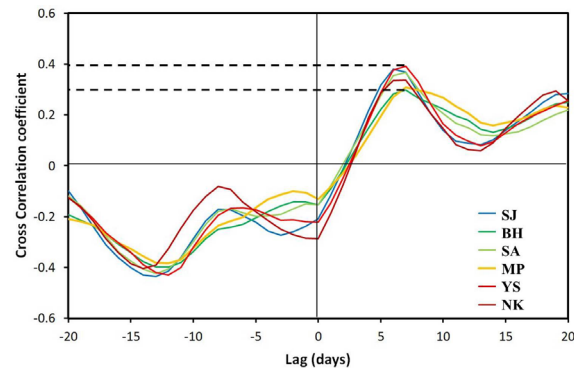


그림 3.14. 2017년 12월~2018년 2월까지 우리나라 연안 6개 지점(서산, 보령, 신안, 목포, 여수, 남해)의 표층수온과 북극진동지수와의 상호상관관계를 통한 상관계수 및 지연시간(Han et al., 2019).

저수온이 뚜렷하게 발생한 2017년 12월부터 2018년 2월 까지 우리나라 서해 및 남해 연안의 수온은 10~20일 주기로 변동하였으며, 음의 북극진동 극값이 나타난 후 약 6~7일 이후 우리나라 연안의 수온이 급격하게 하강하여 북극진동에 의한 우리나라 수온의 영향을 주고 있음을 시사하고 있다 (그림 3.14, Han et al., 2019).

3.2.2.2. 동해연안 냉수대 출현 장기 변동

동해 연안은 봄에서 여름철까지 남풍 계열 바람의 영향으로 연안용승이 발생하며, 이로 인하여 표층수온이 급격히 하강하는 냉수대 출현이 빈번하다. 수치실험의 결과, 연안용승으로 인한 냉수대는 바람 지속시간에 따라 올름도 근해까지 확장된다고 알려져 있으며(서호산 등, 2017), 이는 동해안의 연안용승이 동해 연안뿐만 아니라 연근해 전반의 생지화학적 변화 및 수산에도 영향을 준다고 판단된다. 동해 연안의 냉수대는 대략 5~20일 주기로 연간 3~5차례 발생하는 것으로 파악하였으며, 동해 남부해역의 냉수대 출현은 같은 해역에서 남서풍의 출현과 일치하는 양상을 보인다고 설명하였다. 또한 동해 중부연안의 경우 주로 냉수대의 출현이 5~7월에 나타나는 반면, 동해 남부 연안에서는 냉수대의 출현이 6월에서 8월 중순까지 나타나 동해 중부연안의 냉수대 출현이 남부 연안보다 빠르게 나타남을 설명하였다 (Han et al., 2016).

연안용승에 따른 냉수대 출현은 해양생태계 특히 저차영양 단계에 많은 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 용승지수 (Upwelling Age) 산정을 통하여 연안용승의 강도를 산정하고 그에 따른 식물플랑크톤의 크기 구조의 변동을 살펴본 결과, 용승지수가 증가할수록 pico 사이즈의 식물플랑크톤은 감소하며 nano 사이즈 혹은 micro 사이즈의 식물플랑크톤의 농도는 증가하는 경향을 나타내었다. 또한 식물플랑크톤과 기초 생산력간의 상관관계를 분석한 결과 연안용승의 강도에 따라 식물플랑크톤의 크기뿐만 아니라 기초 생산력의 변동에도 큰 영향을 주는 것으로 밝혀졌다 (Shin et al., 2017). 용승지수의 세기에 따라 우리나라의 주요 유해적조 유발종인 *Cochlodinium polykrikoides*의 대량발생과 연관성을 살펴본 결과, 용승지수가 높았던 기간에 유해적조 대량 발생이

나타난 것을 확인하였다 (Kim et al., 2016). 이는 연안용승의 영향에 의한 냉수대 후속 영향으로 인해 냉수대 발생해역에서는 늦여름까지 엽록소 농도가 증가하는 것을 확인한 연구와도 일치한다(윤과 양, 2016). 또한 연안용승 발생과 주변해역의 기초 생산력과는 밀접한 관련이 있다는 결과를 연안수온 변화와 인공위성으로 추정된 기초생산력 자료와의 상관관계를 통하여 살펴보았으며, 강한 연안용승의 발생을 여름철 이 해역에서 기초생산력 피크값의 원인으로 보고 하였다(Shin et al., 2018).

용승지수 산정을 통하여 최근 45년간(1968~2012년) 용승 발생 경향을 살펴본 결과 연안용승은 4~8월 사이에 주로 나타나며, 7월에 최대 강도를 보임을 확인하였다. 또한 연안용승의 장기 변동을 계절별로 분석한 결과, 봄철의 연안용승은 증가하는 한편, 여름철의 연안용승은 감소한다고 보고하였다 (그림 3.15, Shin et al., 2018). 기상청의 AWS (Automatic Weather System)/ASOS (Automated Synoptic Observing System)에서 관측된 바람자료와 해양관측부이 자료를 활용하여 최근 29년간의 남풍계열 바람 변동과 냉수대 출현일수의 관계를 비교한 결과, 7~8월의 남풍 계열 바람의 빈도와 풍속이 줄어드는 반면, 6월에는 빈도와 풍속이 증가함을 확인하였다. 또한 영덕과 기장의 냉수대 출현일은 줄어드는 반면, 강릉은 증가하는 경향을 보여 동해 연안의 연안용승의 발생시기가 앞당겨지면서, 발생해역도 동해남부 해역에서 중부해역으로 이동하고 있음을 시사하였다(김주연 등, 2019).

1948년부터 2018년까지 NCEP(National Centers for Environmental Prediction) /NCAR(National Center for Atmospheric Research) 재분석 자료를 이용하여 계산한 동해 남서부의 용승지수 분석을 통하여 6월과 7월의 용승지수는 감소 추세를 나타내었으며, 5~7월까지 용승지수의 합도 통계적으로 유의미한 감소 경향을 보였다 (그림 3.16, 신창웅, 2019). 동해 남부 연안용승지수는 기후변화에 따라 감소하는 경향을 나타내었으며, 경년변동이 커서 생태환경에 대한 영향 파악을 위하여 지속적인 조사가 필요하다고 밝혔다. 또한 동해 연안의 연안용승 약화는 동해남부 연안의 바람이 동아시아의 여름철 몬순 약화로 인하여 바람이 약해지기 때문이라고 고찰하였다.

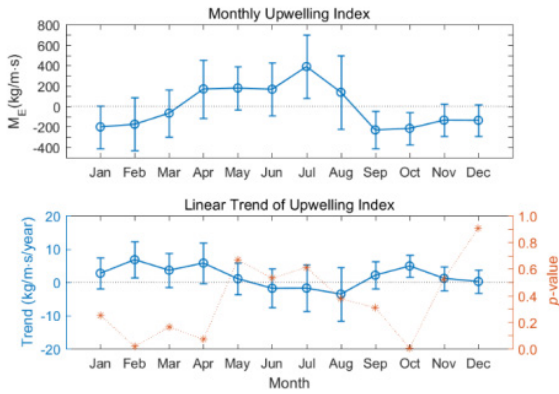


그림 3.15. 부산에서의 월평균 용승지수의 변동 경향(상) 및 95% 신뢰구간에서의 용승지수의 선형경향과 p-값(하) (Shin et al., 2018).

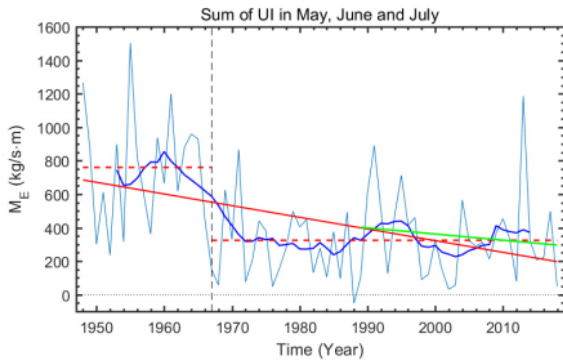


그림 3.16. 5~7월까지 용승지수 합 시간변동(엷은 푸른색)과 10년 이동평균 변동(짙은 푸른색). 전체 기간에 대한 선형회귀선과 최근 30년간의 회귀선은 각각 붉은 실선과 초록 실선으로 표시. 1948~1966년과 1967~2018년까지 평균 용승지수값은 붉은 점선으로 표시 (신창용, 2019).

3.2.2.3. 양자강유출수 기인 저염분수 출현

동중국해 북부해역과 제주 주변해역은 여름철 양자강 유출수 기원의 저염분수 영향을 빈번히 받고 있다. 양자강 유출량은 일반적으로 양자강 유역의 강수량 변화에 밀접한 관련이 있다(Xiao et al., 2018). 우리나라에 영향을 주는 양자강 유출수 기원의 저염분수는 양자강 유출량, 동중국해 바람패턴, 외력 혼합 등 다양한 해양-대기 조건을 충족할 경우 강하게 영향을 주게 된다. 산샤댐 완공 이후, 하계에 우리나라에 영향을 주는 저염분수의 출현이 급속하게 줄었

지만 2016년에는 매우 강한 저염분수가 제주 주변 해역에 출현하였다.

웨이브글라이더 운용, 해색 위성(MODIS) 및 현장조사를 통하여 2016년 8월 하순 제주 주변해역에서 저염분, 고탁도의 해수가 나타난 것을 확인하였다(Moh et al., 2018). 또한 웨이브 글라이더 관측결과를 활용한 해양모델을 통하여 2016년 8월 동중국해 주변의 이상 고수온 현상이 저염분수의 유입과 밀접한 관련이 있음을 보고하였다(그림 3.17, Moon et al., 2019).

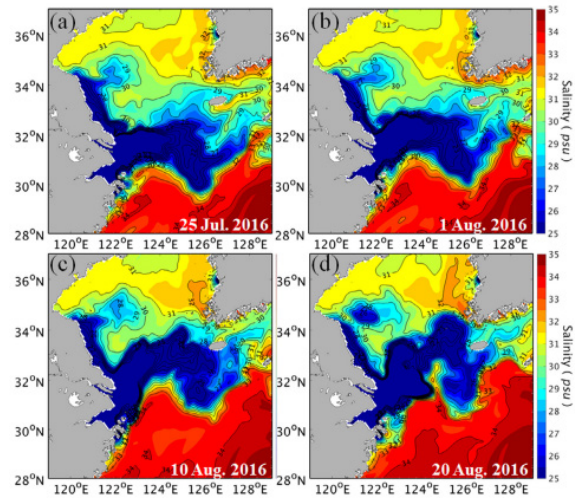


그림 3.17. 2016년 7월 25일부터 8월 20일까지 표층에서 예측된 저염분수의 거동 양상 (Moon et al., 2019).

이와 같은 저염분수는 표면 부근에 강한 혼합층을 형성하여 혼합층과 수온약층 사이의 열교환을 억제하는 역할을 하면서 표면 부근에 강한 고수온역을 형성하게 된다(Kako et al., 2016). 실제로 동중국해에서의 표층 고수온 경향은 양자강 유역의 가뭄 혹은 홍수에 따라 영향이 나타나는 것으로 확인되었으며, 양자강 유출수에 의해 형성된 저염분수고는 동중국해와 황해의 표층 열 수지에도 중요한 역할을 하는 것으로 밝혀졌다(Park et al., 2011). 따라서 저염분수의 출현은 우리나라 동중국해 북부해역 및 제주도 주변해역의 고수온 현상과도 밀접한 상관성이 있음을 시사하고 있다.

3.2.3. 해양 생지화학적 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 동해에서 표층 이산화탄소 증가도 전지구 해양의 평균보다 약 2배 높으며, 해양산성화가 진행 중인 것으로 보고되었다(기상청, 2014). 이 경향은 견고한 동의 수준의 신뢰도를 보여주는 것으로 판단되었다.

해수 내 용존 영양염은 표층 생물생산량을 결정하는 중요한 인자로, 해양 내부로 이산화탄소를 이동시키는 생물학적 펌프(biological pump)에 결정적 영향을 미치며, 해양내부 물질 순환을 조절하는 중요한 역할을 한다. 영양염의 분포는 해양의 물리적 과정들과 밀접한 관련이 있으며, 인간 활동에 의한 오염물질의 공급으로 그 분포와 영향이 달라지기도 한다.

Joo et al.(2014)은 국립수산과학원의 한국해양자료센터(Korea Oceanographic Data Center, KODC)의 2003년부터 2012년까지의 정선관측 자료를 바탕으로 동해 울릉분지에서의 표층(0~50m) 영양염 농도 변화를 추정하였다. 질산염과 규산염은 감소 경향을 보였으나 인산염은 연구기간 동안 유의미한 추세를 보이지 않았다. 같은 시기 울릉분지의 일차생산량은 2006년 이후 감소한 것으로 나타났으며, 이는 수온상승과 10년 주기 태평양진동의 영향으로 추정되었다. 이 보다 좀 더 장기적인 추세를 분석하기 위해 Kim et al.(2011)은 국립수산과학원 자료와 일본 장기모니터링 자료를 이용하여 1980년부터 2010년까지 한반도 주변을 포함한 북서태평양 해역의 표층 질산염 농도의 장기적 증가를 보고하였다. 같은 기간 인산염 농도는 큰 변동을 보이지 않아 질소와 인의 비율이 점차 증가하는 것으로 나타났고, 이의 원인을 한국과 중국의 급격한 산업화로 대기 중으로 배출된 질소산화물의 유입으로 보았다. Joo et al.(2014)과의 질산염 농도 변화 경향 차이는 연구 기간의 차이로, 두 연구 결과 모두 2000년대 이후 동해 표층 질산염 농도가 감소하는 경향을 보였다(Kim et al., 2011, Fig. 2B 참조).

Kodama et al.(2016)은 동해 남부해역의 일본연안에서 지난 40년간 측정된 영양염 자료를 바탕으로 여름철과 겨울철 표층의 인산염 농도 감소(1.8-3.3 nM yr⁻¹)를 보고하였다. 관측된 인산염의 감소는 동중국해로 부터의 수평 이동에 의한 영양염 공급의 감소 때문으로 추정하였으며,

같은 시기 질산염은 유의미한 변화경향을 보이지 않았다. 제주도 남부의 동중국해 북부해역에 대한 영양염 변화 경향도 보고되었다(Yoon et al., 2015). 1995년부터 2014년까지 20년간 인산염과 규산염은 감소하는 추세를 보였으며, 인산염은 2009년 이후 표층에서 고갈되는 양상이 보고되었다. 이는 장강희석수와 대마난류수를 통해 이 지역으로 유입되는 영양염의 농도가 낮아졌기 때문인 것으로 추정되었고, 영양염류 간 불균형은 생물생산량 뿐만 아니라 식물 플랑크톤의 종 천이나 종 다양성 감소에도 영향을 미칠 수 있다.

2006년부터 2015년까지 국립수산과학원의 정선관측 조사 자료를 바탕으로 울릉분지 내의 수계에 따른 용존산소 농도 변화 또한 추정되었다(Yoon et al., 2016). 최근 10년 동안 대마난류계 표층수, 중층수, 동해고유수의 용존산소 농도는 감소하여, 이전 45년 동안(1960-2005)의 감소 추세가 유지되고 있음이 보고되었다. 반면 북한난류계수의 용존산소 농도는 최근의 수온감소와 더불어 증가하였다. Yoon et al.(2018)은 동해 심층의 용존산소 농도 감소가 2000년대 이후로 약화되었음을 보고하였고, 이는 해빙형성과 대기-해양 담수 교환을 통한 염 공급에 따른 심층수 형성이 다시 일어나고 있기 때문으로 해석하였다.

해양은 지속적으로 대기 이산화탄소를 흡수해왔고 이로 인해 해수의 pH가 감소하는 해양산성화 문제가 주목을 받고 있다. 해양 산성화 문제는 대기 이산화탄소를 활발히 흡수하는 해양 표층과 상층부에서 주로 연구되었지만, 지구 온난화로 인한 열염순환의 약화로 인해 심해 해수의 pH도 감소될 수 있다는 연구결과가 최근 발표되었다. Chen et al.(2017)은 동해 심층수 순환의 약화로 인한 산성화 진행 속도가 표층보다 심해가 27% 높다고 보고하였다. 수심 2,000m 이상 심해에서의 지난 50년간 pH 감소의 약 80%가 순환의 약화에 기인한 것으로 추정되었다. 이는 대양의 축소판으로 불리는 동해가 가지는 특성을 고려했을 때 지구 온난화로 인한 심층 순환의 약화가 대양의 심해 산성화에도 영향을 줄 수 있음을 보여준다. Luo and Boudreau(2016)은 탄산염 박스모델을 이용하여 동해의 산성화 진행을 모의하였다. 그 결과, 동해는 몇 십 년 안에 방해석에 대해 완전히 불포화된 상태가 될 것으로 예측되었고 산성화가 진행되는 동안 꾸준히 지속적으로 대기로부터 이산화탄소를 흡수하는 흡수원으로 작용하는 것으로 나타났다.

3.2.4. 해양생물학적 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 해양생물학적 변화에 대한 설명은 포함되지 않았다.

기후변화에 따른 수온 변화는 연안 및 해양생물의 신진 대사에 영향을 미치므로 생산성 및 중간 상호 작용과 같은 생태 과정에 많은 영향을 미치는 주요 생태 요소이다. 해양 생물은 종에 따라 특정한 서식 수온 범위를 가지므로 수온 변화에 따라 종의 지리적 분포가 확장되거나 축소되며, 또한 예측할 수 없는 방식으로 새로운 종 조성(species composition)을 유발하기도 한다. 따라서 수온 변화에 따른 서식지 이동이 불가능하거나 자원 경쟁에서 불리한 종은 지역적으로 또는 범지구적으로 멸종에 직면할 수 있으므로 기후변화가 해양 생물에 미치는 영향은 매우 크다. 또한 기후변화에 따른 강수량과 해수면 변화는 해안 침수 또는 가뭄 위험을 증가 시키므로 연안 습지, 갯벌 및 산호초 군락지는 특히 더 기후 변화에 취약하며, 위의 연안 생태계는 세계적으로 가장 생물 생산성이 높은 지역이다. 기후 변화는 해양 환경에서 바람과 물 순환 패턴을 변화시킴으로서 해수의 수직 이동(즉, 상승 및 하강)에 영향을 미쳐 해양 생물에 필수 영양소 및 산소의 이용 가능성을 증가 또는 감소시키며, 이러한 해양 순환 패턴의 변화는 해양 생물의 지리적 분포에 상당한 변화를 유발한다. 따라서 범지구적 기후 변화는 해양생태계의 생태적 지속 가능성과 이들이 제공하는 자원 및 서비스의 흐름을 위협하는 위험요소다.

우리나라에서 기후변화에 따른 해양생태계 변화는 주로 동해에서 이루어졌으며, 지속적이고 일관성 있는 생태 자료의 부재로 인하여 수십 년의 장기간 변화보다는 10년 이내의 비교적 짧은 시간에 기후변화에 따른 생태적 과정 변화를 규명하는 연구가 진행되고 있다. 따라서 기후변화에 따른 한반도 전역의 거시적 생태 변화보다는 특정 해역에서의 군집 구조(community structure) 및 종의 지리적 분포 변화에 대한 연구 결과를 참고하여 기술하였다.

3.2.4.1. 해양생물의 군집구조 변화

해양생태계의 기초 생산자인 식물플랑크톤은 다양한 크기로 구성되며, 기후변화에 의한 수온 상승은 비교적 작은 크기의 nano- 및 picoplankton이 기초생산에 기여하는 비율이 증가하는 경향을 보인다(Moran et al., 2010). 이는 비교적 작은 생물이 영양염 흡수나 중력에 의한 무광대(aphotic zone)로의 침강 방지 등에 유리하기 때문이다(Li et al., 2009).

동해의 울릉분지에서 총 기초생산에 대한 2 μm 이하와 이상의 식물플랑크톤 그룹간 기여율을 분석한 결과, 2 μm 이상의 기여율이 약 76%로 대부분의 기초생산이 비교적 큰 크기의 플랑크톤에 의해 이루어지고 있으나, 울릉분지의 전반적인 기초생산량은 감소하고 있으며, 이는 2 μm 이하의 극미소 식물플랑크톤의 상대적 기여율 증가 때문으로 추정하고 있다(Joo et al., 2017) (그림 3.18). 따라서 동해의 수온 상승으로 극미소플랑크톤이 우점할 경우에는 동해 전반의 기초생산력 저하로 이어질 수 있다.

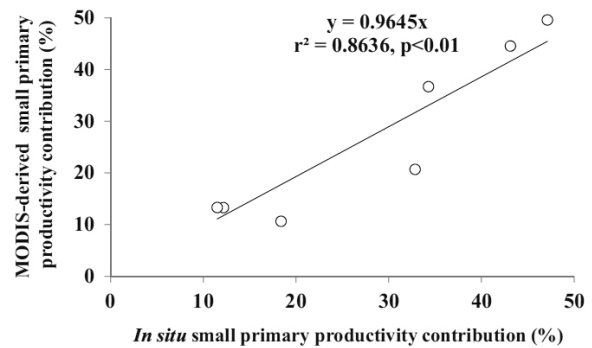


그림 3.18. 동해 울릉분지에서 극미소플랑크톤의 총기초 생산에 대한 기여율 변화 (Joo et al., 2017).

한편 동중국해와 동해 및 황해를 포함하는 동아시아 주변 해역에서 총 3번의 기후체제전환 (climate regime shift, 1970년대 중반, 1980년대 후반, 1990년대 후반)과 동물 플랑크톤 군집 구조와의 관계를 분석한 결과 (Jung et al., 2017), 기후체제변환이 이어지는 동안 동물플랑크톤의 생체량 뿐만 아니라 우점종에도 변화가 나타났다. 전체적으로 1980년대 후반 기후체제전환(cold regime → warm regime) 이후에 해역별 동물플랑크톤의 생체량이 증가하였다 (그림 3.19).

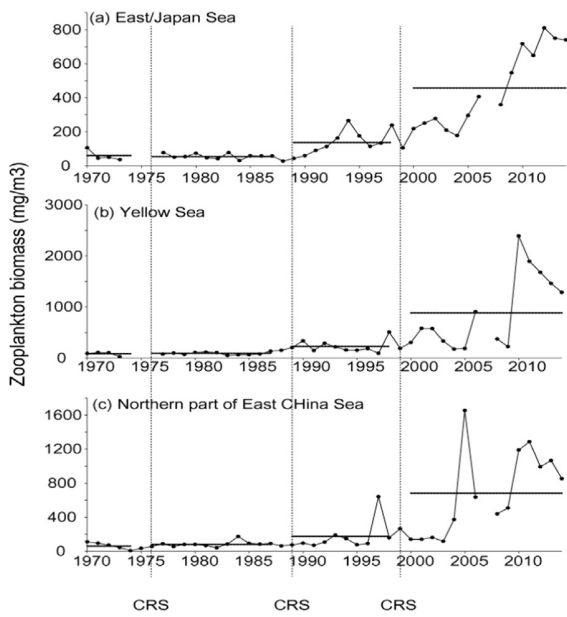


그림 3.19. 동아시아 주변해역에서 동물플랑크톤 생체량의 장기변동 (CRS: climate regime shift, Jung et al., 2017).

그리고 기후체제전환 동안 서해에서 요각류 (copepods)와 난바다곤쟁이류 (euphausia)는 1980년대 후반 이후 급격히 증가하였고, 1990년대 중반 이후 다시 감소하였다. 모악동물 (sagitta) 또한 1990년대 후반에 급격히 감소하였으며, 단각류(amphipod)는 1990년대 초반 이후 급격히 증가하였다. 동해에서 난바다곤쟁이류, 단각류 및 모악류의 풍부도는 2000년 이후에 급격히 증가하였으나 요각류는 이러한 변동 특성을 나타내지 않았다. 동중국해에서 요각류, 난바다곤쟁이류, 모악류 그리고 단각류는 1990년대 초반 이후 증가하였으나 중반이후에 급격한 감소를 나타낸 요각류, 난바다곤쟁이류, 모악류와는 달리 단각류의 생체량은 같은 시기에 뚜렷한 변화를 나타내지 않았으며, 2003년에 급격히 감소하였다. 이러한 동물플랑크톤의 종조성 및 생체량 변화는 수산자원 변동과 직접적으로 연관된다.

3.2.4.2. 해양생물의 지리적 분포 변화

해양생물의 지리적 분포는 서식지의 물리적 구조와 더불어 먹이원의 유용성이 매우 중요한 역할을 한다. 따라서 해양 포유류와 같은 최상위 포식자는 주로 먹이원이 고농도로

분포하는 해역에 집중된다 (Croll et al., 2005). 비록 해양 포유류와 식물플랑크톤은 직접적인 섭식 관계는 없지만 식물 플랑크톤에 의한 기초생산력은 상위 단계의 먹이망 구성에 매우 중요한 역할을 하므로(Smith et al., 1986) 기초생산력이 높은 해역은 해양 포유류의 분포에 매우 중요하다. Lee et al. (2017)의 연구에 의하면 동해의 밍크고래 분포는 클로로필 농도가 높은 hot spot 해역으로 집중되는데, 그에 따라 클로로필 농도가 높은 5월에 동해의 연안 용승 해역으로 집중되었으며 클로로필 농도와 밍크고래의 출현량은 유의한 양의 상관관계 ($p < 0.05$)를 보였다(그림 3.20). 그러나 상기 논문은 밍크고래의 주 분포 해역이 동해의 남서부 해역에서 북쪽 해역으로 이동하고 있으며 이는 기후변화에 따른 연안 용승해역이 북상함에 따라 발생하는 현상으로 추정하고 있다.

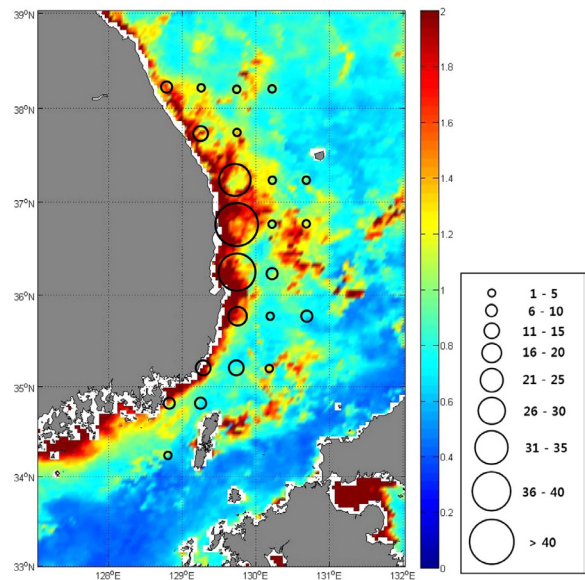


그림 3.20. 클로로필 a 농도와 밍크고래의 출현량 비교 (왼쪽: 클로로필 농도 분포, 오른쪽 : 밍크고래 출현량) (Lee et al., 2017).

3.3. 빙권

3.3.1. 극지대기 변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 북극지역의 최근 수 십년 간의 급격한 지면대기온도의 상승 경향과 세종기지 에서 관측된 남극 반도 주변의 대기 특성 변화를 보고하였다. 북극 지역은 전지구 온난화와 연관된 지면 대기온도의

급격한 상승경향이 2013년까지 약 30년간 약 0.7°C로 나타나고 있으며, 이러한 상승 경향은 가을철에 가장 크고, 겨울봄철까지 유지되다가 여름철에 약화되고 있다. 남극 지역 대기의 변화는 엘니뇨/남방진동 등과의 상관관계 등 여러 지역의 기후요소와의 영향에 따라 큰 시공간적인 변동성을 보이며, 남극 반도 주변의 6개 관측소의 1962년부터 2001년까지 지면대기온도 자료에서는 큰 시공간적 변동성과 함께 8월에 남극반도의 서쪽에서 온난화 경향이 나타난다. 또한 세종기지의 하향장파복사량 관측자료에서는 1996년부터 2006년 동안 연평균 하향장파복사량이 1.52 Wm² 감소하고 있다.

Simmons et al. (2017)에서 ERA-Interim, JRA-55 두 종의 재분석자료와, HadCRUT4, NOAA GlobalTemp, GISTEMP 등 3 종류의 전구 지면온도 자료를 이용하여 2015년까지의 전지구 지면온도의 변화 경향을 보고하였다. 이 연구에서 보고된 1979년부터 2015년까지의 북위 60도 이상 지역의 평균과 남위 60도 이상 지역의 평균 변화를 통해 북극과 남극

지면대기온도의 변화를 살펴보면 모든 자료에서 공통적으로 북극 지역은 1980년대 초반부터 2015년까지 지속적으로 온도가 상승하고 있으며 남극지역은 2000년대 중반까지 강한 경년변동성이 나타나다가 2000년대 중반부터는 하강 경향이 나타나고 있다. 즉 북극 지역의 지면대기온도의 경우 전지구 온난화와 연관된 큰 온도 상승이 지속되고 있으나, 남극 지역의 경우 전지구 온난화의 경향이 나타나지 않으며, 오히려 최근 10년간은 온도의 하강 경향이 나타나고 있다.

이러한 극지역 대기온도의 변화 특성의 원인에 대한 여러 연구가 수행되어 왔으며, 최근 북극지역에 대한 국내 연구 결과들은 북극 지역의 해빙 감소와, 중위도에서 북극지역으로 유입되는 열과 수증기의 증가가 전지구 온난화와 연관되어 나타나는 북극지역의 급격한 온난화의 주요 원인임을 제시하고 있다 (Park et al. 2015a, Park et al., 2015b; Kim et al., 2016a; Kim et al., 2017a; Kim and Kim, 2017; Kim and Kim, 2019; Kim et al., 2019).

해빙 감소의 영향은 주기정상적 경험직교함수(cyclostationary empirical orthogonal function) 분석을 이용하여 최근 30년간의 ERA-Interim 지면대기온도에서 추출된 북극 온난화와 연관된 연변동 모드에서 뚜렷하게 나타나는데, 이 연변동 모드의 가을철에는 Kara, Barents, Laptev, Chukchi 등 북극해 전지역에서 나타나는 해빙의 감소에 따른 온도 증가 경향이, 겨울철에는 Kara-Barents 해 지역의 강한 온도 증가 경향이 나타난다. (Kim et al., 2016). 이와 연관된 해빙 감소의 지역별 연 변화를 살펴보면, Kara-Barents 해의 감소된 해빙 면적은 겨울철까지 유지되는 데에 반하여 Laptev, Chukchi 해 지역에서 감소된 해빙면적은 늦은 가을에 다시 복원된다. 이에 따라 해양과 대기 사이의 열교환을 차단하는 해빙의 차폐 효과의 지역적 차이가 발생하고 주로 Kara-Barents 해 지역에서 겨울철 해양에서의 열에너지 및 수증기의 대기로의 유입 증가가 나타난다. 이에 따라 겨울철 강한 온도 증가 경향역시 Kara-Barents 해를 중심으로 한 지역에서 나타난다. (그림 3.21).

이러한 겨울철 지면대기온도 증가에는 하향장파복사량의 증가가 핵심적인 역할을 수행한다. (Park et al., 2015a; Kim and Kim, 2017; Kim et al., 2019). 해빙 감소에 의해 증가된 해양으로부터의 열속의 증가와 (Kim et al., 2016), 대기 순환에 의한 온도 이류에 의한 열 유입의 증가는 (Park et al.,

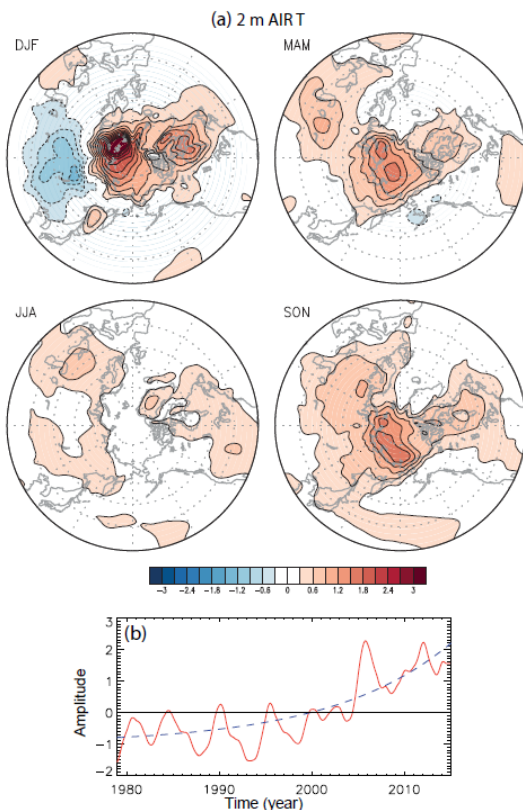


그림 3.21. 주기정상적 경험직교함수로 추출된 1979년부터 2014까지 북극 지면대기온도의 상승 변동 모드의 계절별 변화와 연변동 시계열 (Kim et al., 2016)

2015a; Park et al., 2015b; Kim and Kim, 2017) 대류권 하부의 온난화를 통해 하향장파복사의 증가에 기여한다. 이러한 하향장파복사의 변화는 지면대기온도 뿐만 아니라 북극 해빙의 변동에도 기여하고 있음이 밝혀졌다 (Park et al., 2015a; Park et al., 2015b). 또한 해빙 감소에 따른 대류권 하부 온도 및 하향장파복사의 증가는 양의 되먹임 과정을 구성하며, 이 양의 되먹임 과정은 최근 겨울철 북극지역 지면대기온도의 급격한 증가를 설명할 수 있는 주요 메커니즘으로 제시된 바 있다 (Kim et al., 2019). Kim and Kim (2019)의 연구에서는 겨울철 지면대기온도의 온난화 경향이 가장 크게 나타나는 Kara-Barents 해 지역의 하부 대류권의 온도 수치를 분석하여 해양에서 유입되는 열과 수증기와 북대서양으로부터 열 및 수증기 이류 모두 온난화에 기여하고 있음과, 해양에서의 열 유입은 온도의 상승 경향에 조금 더 기여하고 있고 수평 온도 이류는 온도의 경년변동성에 조금 더 기여하고 있음을 밝혔다.

Kim et al. (2017a)에서는 2015년 12월말부터 2016년 1월에 걸쳐 발생했던 북극의 기록적인 온난화 사례 연구를 통하여 겨울철 중위도 종관규모 요란의 북극 온난화와의 영향을 살펴보았다. 스톰 Frank는 2015년 12월 중 북대서양 지역에서 중위도 저압부 (extra-tropical depression)로

발생하여 12월 27일에 중심기압 928 hPa의 스톰으로 성장, Kara-Barents 해 지역으로 진입한 뒤 북극으로 진입하였는데 스톰이 북극해로 진입한 12월 30일 경부터 3일간 북위 65도 이상 지역의 지면대기온도가 6도 정도 상승하였고 국지적 온도가 약 23도까지 상승하는 등 미증유의 온난화 현상이 발생하였다. 이러한 급격한 온난화는 스톰에 의해 북극 지역으로 유입된 대량의 열 및 수증기와 이에 따른 하향장파복사의 강화에 따라 나타났다 (그림 3.22).

이러한 북대서양 지역에서 발생하여 북극으로 유입되는 스톰의 역할에 대하여 Hong et al. (2019)에서는 1981년부터 2017년까지 36년간 북대서양에서 발생한 스톰을 중심 저기압에 따라 분류하여 상위 10%의 강한 저기압의 경우 주로 북극지역으로 유입되고 하위 10%의 약한 저기압의 경우 유럽으로 진입하여 소멸함을 보였다. 또한 강한 스톰이 활동한 시기에는 더약한 스톰의 활동 시기에 비하여 북극 지역의 지면대기온도가 통계적으로 유의하게 증가한 사례가 약 10배 정도 많이 발생하는 것으로 나타났다.

북극지역 구름은 북극지역의 지면온도 변화에 기여하는 중요한 기후요소의 하나로 북극지역으로 유입되는 수증기와 지면의 하향장파복사량 변화와 밀접하게 연관되어 있다. Jun et al. (2016)의 연구에서는 두 종의 재분석자료와 두 종의 위성자료를 분석하여 1990년대 중반부터 2015년까지 겨울철 북극지역 구름이 증가하고 있음을 밝히고, 재분석자료 분석과 수치모델 실험을 통해 해빙 감소가 이러한 구름 변화의 중요한 요인임을 제시하였다. 해빙의 감소는 해양에서 대기로 유입되는 잠열속의 증가와 함께 북반구 지역 대기순환장을 변화시키고, 이에 따른 수증기 이류의 변화가 구름의 증가에 기여할 수 있음을 밝혔다. Yeon et al. (2018)의 연구에서는 북극지역의 Svalbard 제도의 Ny-Alesund에서 관측된 2004년부터 2013년 사이의 구름과 지면 복사 관측자료를 분석하여 구름에 따른 하향장파복사, 상향장파복사의 변화와 지면온도의 변화가 매우 높은 상관 관계를 보임을 제시하였고, 또한 이 지역의 온도, 운량, 장파 복사의 큰 변화는 강한 온난 이류와 한랭이류 시기에 발생함을 보고하였다. Jung et al. (2018)에서는 이 지역에서 2007년부터 2013년간 관측된 구름응결핵과 에어로졸의 자료를 분석하여, 이 지역 대류권 하층의 봄철 구름응결핵의 농도는 중위도로부터 수송되어오는 에어로졸의 영향을

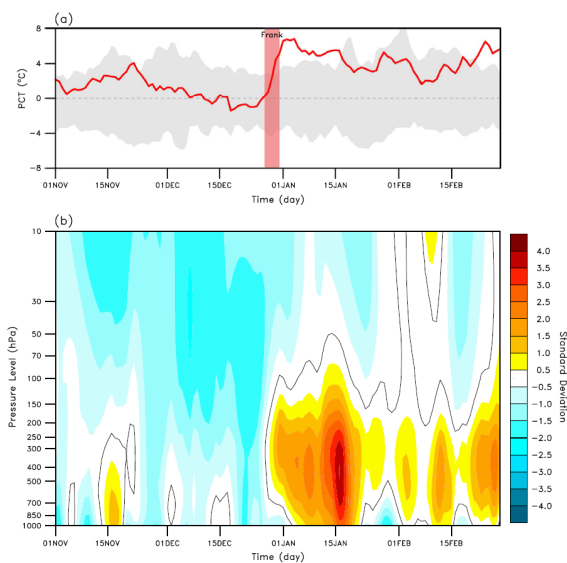


그림 3.22. 2015년 11월부터 2016년 2월까지의 북극지역 지면대기온도와 지위고도 편차의 고도별 변화 (Kim et al., 2017)

받으며, 이러한 구름응결핵의 높은 농도는 여름철까지 유지되는 것을 밝혔다.

남극 지역 대기의 큰 경년변동성은 다양한 지역과의 원격 상관관계가 크게 기여하는 것으로 알려져 있으며, 특히 남반구 대기순환장의 지배모드인 남극 진동 (Southern Annular Mode; SAM)은 다양한 기후 요소와의 상관을 통해 경년 변동성에 기여한다. Kim et al. (2017)에서는 1957년부터 2013년까지의 엘니뇨와 남극 진동 모드의 분석을 통해 남반구 여름철 시기에 엘니뇨와 음의 남극 진동과의 양의 상관성이 나타남을 밝히고, 엘니뇨 시기의 해수면온도 경도에 따른 에디 강제력이 아남극 지역의 제트기류의 위치와 강도를 조절하여 이러한 상관관계가 나타남을 밝혔다. 이 상관관계에서 행성규모의 파동은 크게 영향을 주지 않지만, 엘니뇨와 라니냐 상관 반응의 비대칭성에는 기여하고 있는 것으로 나타난다.

남극지역의 큰 변동성은 시간적 뿐 아니라 지역적으로 나타나고 있으며, 서남극과 동남극은 다른 기후 변화 특성을 보이고 있다. 특히 서남극 지역에서 관측되고 있는 장기간의 온난화 경향을 확인하기 위하여, Choi et al. (2019)에서는 서남극 Amundsen 해의 Lindsey 섬에 설치된 자동기상관측소 (Automatic Weather Station; AWS)로 관측된 8년간의 자료의 특성을 보고하였다. 이 자료에 따르면 이 지역은 겨울철에 큰 온도변동성이 나타나고 있고, 온도 변화와 Amundsen해 저기압의 중심지의 위치 변화의 선형관계가 확인된다. 또한 이러한 특성은 ERA-Interim과 ERA5 재분석 자료에서도 일관적으로 나타나는데, 이에 따라 ERA-Interim

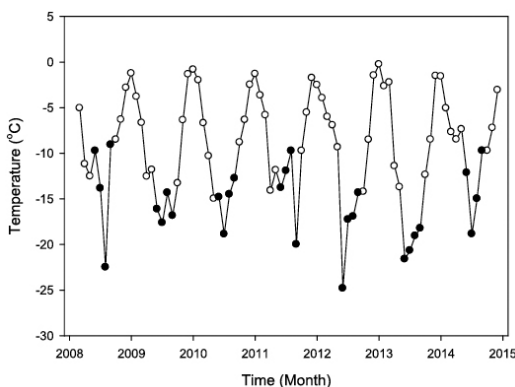


그림 3.23. 2008년 3월부터 2014년 12월까지 Lindsey 섬에서 관측된 지면대기온도의 월평균값들의 변화 (Choi et al., 2019)

재분석자료에서 이 관측지점의 1980년도부터 2014년까지의 장기 변화 경향을 살펴보았을 때 온도는 전 계절에서 유의한 경향성이 나타나지 않지만 기압의 경우 가을철 유의한 감소 경향이, 풍속의 경우 가을철 유의한 증가 경향이 나타났다 (그림 3.23).

남극과학기지의 관측 자료가 지속적으로 확보됨에 따라 남극 과학기지 주변의 기상 특성 역시 조금씩 밝혀지고 있다. 남극 세종과학기지에서 관측된 2009년부터 2015년까지 에어로졸과 구름응결핵 자료를 분석 결과, 세종기지 주변의 2.5nm 이상의 에어로졸 농도와 구름응결핵은 여름철에 높고 겨울철에 낮은 계절적 분포를 보인다 (Kim et al., 2017b). Kwon et al. (2019)에서는 남극 세종과학기지에서 관측되었던 2013년의 강풍사례의 수치재현 연구를 통해 세종기지 주변으로의 강한 저기압의 이동에 따른 강한 바람이 남극 세종기지의 주변 지형에 따라 강화되어 나타날 수 있음을 밝혔다.

3.3.2. 북극-중위도 원격상관

최근 수십 년간 겨울철의 북반구의 지면대기온도의 변화 경향은 “따뜻한 북극, 차가운 대륙 (Warm Arctic, Cold Continents; WACC)”으로 표현되는 북극 지역의 온난화와 중위도 지역의 한랭화가 나타나고 있으며, 이와 함께 겨울철 북미와 한반도 지역에 한파, 폭설 등의 극한 기상현상의 발생 역시 빈번해지고 있다. 이러한 북극과 북반구 중위도 지역의 지면온도의 비대칭적인 변화에 대한 다양한 연구가 수행되어 오고 있으며 이러한 연구들의 WACC 현상에 대한 관점은 크게 두 가지로 나뉜다. 먼저 북극의 급격한 온난화 및 해빙의 감소가 북반구 지역 대기 순환장을 변화시키고 이를 통해 중위도 기상 및 기후계를 변화시킬 수 있다는 시각과, 북극의 온난화와 중위도의 한랭한 변화 경향성의 동시 발현은 기후 시스템에 내재된 자연변동성이라는 시각이다. 이러한 북극-중위도 원격상관 관계에 대한 대립적인 해석은, 기본적으로 복잡하고 다양한 자연계의 현상들 사이에서 북극과 중위도 기후시스템에 존재하는 다양한 비선형적 인과관계들을 탐지하는 것이 어렵기 때문으로 알려져 있다 (Overland et al., 2016).

최근 겨울철의 한랭화와 빈번한 겨울철 한파 발생 등을 겪고 있는 국내에서도 겨울철을 중심으로 한 북극과 중위도의 원격상관 메커니즘에 대한 여러 연구들이 수행되어오고 있다. 북극-중위도 원격 상관에서 고위도 지역의 제트 기류의 변화가 중요한 역할을 수행할 수 있음은 일찍부터 제시되어 왔는데, Kim et al. (2014)에서는 관측과 모델 실험을 통해 카라-바렌츠해 지역의 해빙의 감소에 따라 발생하는 행성파에 의해 북극 성층권의 북극 소용돌이 (polar vortex)가 약화되고, 이에 따라 나타나는 북반구 지역의 대기순환장의 북극 진동 (Arctic Oscillation; AO)의 음의 위상으로의 변화에 따라 북반구 중위도 지역의 지면대기온도의 한랭화가 발생할 수 있음을 보였다. 또한 Woo et al. (2015a)에서는 수십일 규모의 성층권 북극 소용돌이의 약화 사례들을 분석하여, 북극 소용돌이 약화시기에 발생하는 동아시아 지역의 상층 기압 골의 변동이 동아시아 지역 지면대기온도에 직접적으로 영향을 미침을 밝혔다. 한편 Woo et al. (2015b)의 연구에서는 십년 주기 태평양 변동 (Pacific Decadal Oscillation; PDO)의 양의 위상 시기에 북태평양 지역에서 발생하는 파수 1의 행성파가 북반구 지역의 평균적인 기압 형태와 상호 간섭하여 연직 전파가 강화됨에 따라 북극 소용돌이의 약화 사례가 더 많이 발생함을 보였다.

Kug et al. (2015)에서는 재분석자료와 CMIP5 모델 자료 분석을 통해 동아시아 지역과 북미 지역의 한랭화가 서로 다른 지역의 해빙변화, 즉 카라-바렌츠해와 동시베리아-척치해의 해빙 감소와 연결되어 있음을 밝혔다. 동아시아

지역은 카라-바렌츠해의 해빙 감소와 함께 발달하는 서러시아 우랄 지역의 고기압에 따라 고기압의 풍하측에 한랭 이류에 의한 온도의 감소가 나타나며, 북미 지역의 경우 동시베리아-척치해의 해빙 감소와 함께 북태평양 지역 및 알래스카 연안 지역에 형성되는 고기압에 따라 북미 지역에 한랭화가 진행됨을 보였다 (그림 3.24). 또한 Sung et al. (2016)의 연구에서는 동시베리아-척치해 해빙변화와 북미 지역의 온도의 상관 관계에 PDO가 영향을 미칠 수 있음을 제시하였다. 이 연구에 따르면 PDO의 양의 위상 시기에 동시베리아-척치해 지역의 온난화에 의한 로스비 파동의 반응이 북극의 온난화에 의해 변조될 수 있으며 이에 따라 북미의 한랭화도 더 강화될 수 있는 것으로 나타났다.

한편 Park et al. (2018)의 연구에서는 홀로세 중기 수치 모의 실험을 통해 해빙 감소가 중위도 지면대기온도에 미치는 영향을 살펴보았다. 홀로세 중기 북반구는 현세에 비하여 여름철 강한 일사량에 따라 해빙이 감소한 시기로 알려져 있는데, 이 연구에서는 홀로세 중기에 현세 해빙을 가지는 실험을 수행하여 홀로세 중기의 겨울철 해빙 감소의 영향이 중고위도 지역의 편서풍의 약화와 북극 성층권의 온난화를 발생시키고, 이에 따라 중위도 지역에 비대칭적인 지면대기온도 반응이 나타남을 밝혔다. 이러한 중위도 지역의 비대칭적인 반응은 동아시아 지역에 한랭화로 나타나고 있다 (그림 3.25).

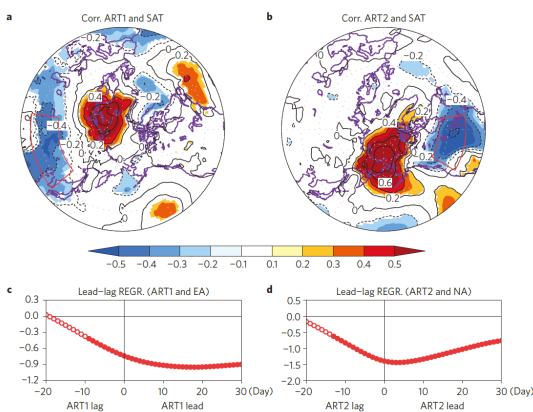


그림 3.24. 북극 온도와 연관된 중위도 지역의 온도 변화 (Kug et al., 2015)

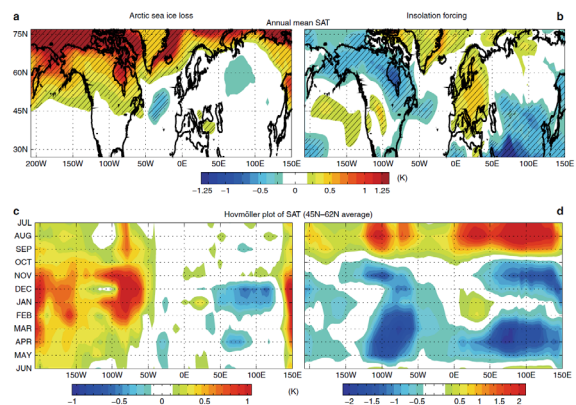


그림 3.25. 홀로세 중기 해빙감소와 일사량 강제력에 대한 북반구 지면대기온도의 반응과 북위 45-62도 사이의 지면대기온도의 월변화 (Park et al., 2018)

3.3.3. 극지해양변화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 베링해에서 북극해로 유입되는 북태평양 기원의 해류의 수송량이 50%정도 증가한 것으로 보고되었다. 이로 인해 많은 열이 북극해로 유입된 것으로 여겨진다. 서남극 아문젠해 용빙의 원인은 남극 주변 대륙사면에 위치하는 비교적 따뜻한 환남극심층수(Circumpolar Deep Water, CDW)가 대륙봉으로 확장함에 따라 빙하의 기저면에 열을 공급하기 때문이었다. 즉, 남반구의 여름과 가을철에 CDW의 두께가 두꺼워지고, 그 유입량이 증가하는 것으로 파악되었는데 아문젠해 빙봉으로 공급되는 평균 해양열의 기여분은 약 0.95TW 정도 수준임이 보고되었다.

2014년 이후 현재까지 결과를 요약하면, 척치해는 북태평양의 베링해와 접해있기 때문에 3가지 경로(알래스카 연안, 중심 채널, 그리고 동시베리아 연안)를 통해 태평양의 물이 척치해로 흘러가 수괴를 형성한다. 척치해에 존재하는 수괴는 태평양에서 여름에 유입된 비교적 온난하고 염분이 낮은 태평양여름수(Pacific Summer Water)와 겨울철에 유입된 태평양겨울수(Pacific Winter Water)가 상층을 구성하고, 저층은 대서양에서 유입된 비교적 온난하고 염분이 높은 수괴가 차지한다. 특히 늦봄과 여름에 태평양에서 유입된 태평양 여름수괴가 여름철 해빙의 감소와 가을철 해빙 형성의 지연에 중요한 역할을 하는 것으로 여겨진다. 아라온호로 관측한 2015년 척치해 여름 수괴 분포를 보면 표층에 표층혼합수, 아래에 태평양여름수, 저염냉수, 잔류 겨울수(remnant winter water, RWW), 겨울수, 고염냉수, 그리고 대서양수가 존재한다(극지연구소, 2019). 북극해빙을 녹이는데 결정적인 역할을 하는 태평양 여름수를 연직평균한 수온의 공간분포는 2012년에 고온의 물이 가장 넓게 분포하였고, 2015년은 수온이 약간 하강하였으며, 2016년도 2015년과 비슷한 수온과 공간 분포 양상을 보였다. 2017년에는 연구해역 동쪽의 노스윈드 해령 쪽으로 밀려나 분포하다가 2018년에는 수온이 올라가면서 척치 고원쪽으로 확장되는 분포를 보였다. 북극 해빙이 현저히 줄었던 2012년에는 태평양여름수의 온도가 높고 넓게 분포하는 특징을 보였다. 태평양겨울수(RWW)는 연구해역 내 전반적으로 넓게 분포하며, 특히 척치해/동시베리아

해의 대륙붕에서 수온이 낮게 나타나는데 이는 경계부근에서 겨울수와 혼재하기 때문으로 여겨지며, 북극해 해저분지 쪽의 수온이 높게 분포하였다.

북극 척치해의 주요 수직단면에서의 열염(수온-염분) 분포의 연간 변화는 태평양여름수의 경우 2012년에 가장 넓게 분포하다가 점차 약화되어 2017년에 최소화 되었고, 태평양겨울수의 경우 2017년에 최소로 분포하였다가 2018년에 다시 회복되어 새로 유입되는 것으로 나타났다. 반면 저염냉수와 고염냉수가 2017년부터 서쪽으로부터 유입되어 분포하였으며, 특히 고염냉수의 경우 척치해 대륙사면 부근에서 두께 50~100 미터 정도로 분포하는 것으로 관측되었다. 북극 해빙을 녹이는데 중요한 역할을 하는 태평양 여름수가 북태평양에서 북극해로 유입되는 경로는 버포트 환류가 중요한 역할을 하는데, 버포트환류는 바람장 변화에 대해 약 3년 정도 늦게 반응하는 것으로 나타난다.(Yoshizawa et al., 2015).

전체적으로 1980년부터 2015년까지 척치해 인근의 해수는 상층 60~80 미터 깊이에서 10년에 약 0.5°C정도 수온이 올라가는 경향을 보이고 있고, 같은 기간 염분은 0.5 psu정도 감소 추세에 있다(그림 3.26, Sumata et al., 2018). 하지만 척치해 수온과 염분 변화는 소수의 결과만을 대상으로 한 것이다.

지구온난화와 함께 남극의 빙상은 빠르게 녹고 있는데, 특히 서남극 빙상은 해양의 영향으로 빠르게 감소하고 있다(Shepherd et al., 2018; Jenkins et al. 2018). 남극해 주변에는 북대서양에서 기원한 상대적으로 온난하고 염분이 높은 환남극 심층수(Circumpolar Deep Water)가 대륙사면에 존재하지만, 서남극 아문젠해와 벨링스하우젠해에서는 이 따뜻한 물이 대륙붕까지 진출한다.(Whitworth et al., 1998). 해양순환은 대기의 영향을 받는데, 서남극은 시계방향의 거대한 저기압인 아문젠해 저기압이 위치해있어 이 순환이 강화되면 남극해의 비교적 따뜻한 공기가 남극반도부터 아문젠해에 걸쳐 공급되고 또한 바람 응력에 따라 반응하는 해수의 에크만펌핑에 의해 대륙붕의 따뜻한 해수가 빙하 기저면으로 진출하기 때문에 서남극 빙상의 감소를 이해하기 위해서는 대기와 해양의 상호 피드백을 고려해야 한다(Davis et al., 2018).

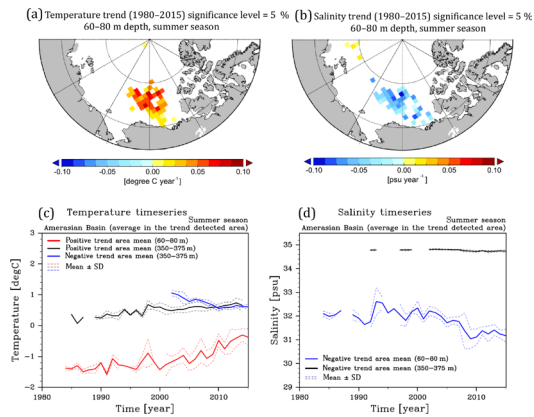


그림 3.26. 척치해 인근에서의 상층 60~80미터 깊이의 (a) 수온, (b) 염분의 시간변화 경향 공간 분포, 깊이별 (c) 수온, (d) 염분 시계열 변화 (그림출처: Sumata et al., 2018)

2010년부터 극지연구소는 쇄빙연구선 아라온호를 이용하여 해빙에 의해 접근이 매우 어려운 서남극 아문젠해를 주기적으로 방문하여 빙봉 용해의 중요한 단서들을 수집하였다. 2014년 이후 관측된 자료를 분석해 본 결과, 빙봉의 급속한 감소의 원인 중 환남극 심층수의 유입속도와 유입량이 결정적 역할을 하는 것으로 밝혀졌다 (Ha et al., 2014). 서남극 메리버드랜드 연안에서 관측한 자료에 의하면 대륙붕의 골을 따라 온난한 중층수가 빙봉쪽으로 흘러들어가면서 열을 공급하고 빙봉의 기저면을 녹이는데 기여하는 것으로 여겨진다. 헬륨과 네온을 서남극 도슨빙과 대륙붕에서 측정하여 용빙수의 분포를 측정된 결과 2011년과 2012년 남극 하계동안 디륙붕에 용빙수가 대륙붕에 많이 존재함을 밝혔다 (Kim et al., 2016).

온난한 환남극 심층수가 대륙붕으로 진출하는 기작은 오랫동안 잘 알려지지 않은 부분인데, 극지연구소의 최근 연구에 의하면 에크만 펌핑의 계절적 변화가 아문젠해에서 환남극심층수의 계절변화에 중요한 역할을 하는 것으로 여겨진다. 즉, 온난한 환남극 심층수가 변형된 온난심층수(modified warm deep water)의 두께는 남반구 여름과 가을에 두꺼워지는데 반해, 겨울과 봄에는 얇아져 계절적 차이가 60미터에 이른다. 이는 여름에는 해빙이 녹아서 바람 응력에 의한 에크만펌핑이 강해 온난수를 대륙붕으로 밀어 올리기 용이한데 반해 겨울에는 해빙의 확장으로 인해 바람 응력이 해양에 잘 전달되지 않아 변형된 온난수가 대륙붕으로 잘 전달되지 않기 때문이다 (Kim et al., 2017; 그림 3.27).

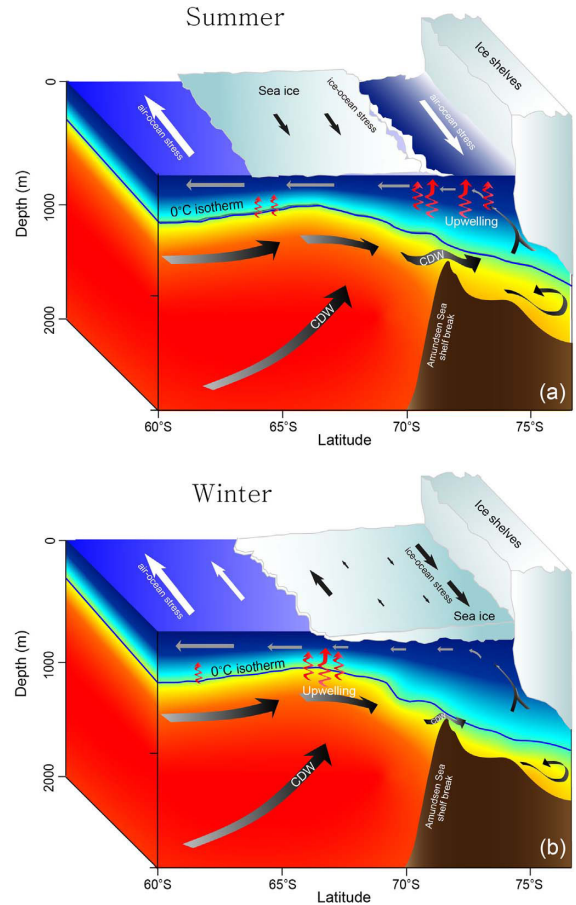


그림 3.27. (a) 여름과, (b) 겨울 아문젠해의 해빙, 온난 중층수와 바람장과의 관계 모식도 (Kim et al., 2017)

남극대륙붕에는 서쪽으로 흐르는 남극연안류 (Antarctic coastal current)가 존재하는데 2012년부터 2014년까지 도슨 빙봉 연안에 해류모니터링을 위한 해류계를 설치하여 관측한 결과, 남극연안류의 속도는 바람의 응력에 의한 에크만 해류의 속도가 해빙을 고려했을 때 높은 상관관계가 나타남을 확인 하였다 (Kim et al., 2016).

아라온호와 영국 남극조사소의 연구선이 공동 관측한 도슨 빙봉의 시간변화를 보면, 빙봉의 용해는 지속적으로 꾸준히 일어나는 것이 아니라 간헐적이고 불연속적으로 일어남을 알 수 있다. 그럼에도 불구하고 대륙붕에 온난한 심층수가 많이 존재한 시기에 빙하가 더 많이 녹는 경향을 보이는 것은 사실이다 (Jenkins et al., 2018). 전체적으로 북극해의 표면 수온은 서서히 상승하는 경향을 보이는데, 남극해 표면 수온은 약한 하강 경향을 보인다 (기상청, 2018). 하지만 이는 재분석 자료를 바탕으로 한 것으로 추후 관측 자료를 바탕으로 한 수온변화 경향의 정확한 정량화가 요구된다.

3.3.4. 해빙변화

양극 전체에 대한 광역 해빙면적 변화 모니터링은 1978년 11월부터 작동하기 시작한 수동마이크로파 센서가 탑재된 인공위성 원격탐사로부터 가능하게 되었다. 해빙면적은 해빙 농도 자료로부터 계산되는데 수동마이크로파 원격탐사 기반 해빙농도는 상이한 알고리즘으로 산출된 네 가지 정도의 자료가 존재한다. 이 자료들을 고해상도 SAR(Synthetic Aperture Radar) 영상 지도를 통해 검증해보면 표면 융빙이나 날씨 잡음 영향으로 여름철에 농도가 낮은 경계 지역에서는 다양한 알고리즘 기반 산출자료에 계통적 오차가 있음이 나타났다 (Han and Kim, 2018).

온난화로 인한 해빙으로 덮인 면적이 감소하면 알베도가 낮은 해양의 단파 복사에너지 흡수가 증가하여 해빙이 더 녹게 되는 양의 해빙-알베도 되먹임 작용이 활성화된다. 지난 수십 년간 해빙면적이 뚜렷이 감소하고 있는 북극에서 이러한 기작이 작동하고 있는 것으로 보인다. (Kashiwase et al., 2017). 북극의 해빙 감소는 전체적인 해빙의 생애가 짧아지면서 단년생 해빙이 지배하는 특징으로의 변화를 의미하는데, 이러한 변화는 여름철 해빙 표면이 녹으며 생성되는 융빙호(melt pond)의 해빙-알베도 되먹임 작용을 강화할 수 있다는 가설이 제시되었다 (Kim et al., 2018).

북극에서 해빙 감소와 함께 평균기온 상승 경향이 뚜렷한 온난화증폭이 나타나고 있다. 북극 온난화 증폭은 가을-초겨울에 가장 크게, 최근 연구 결과에 따르면 이 시기에도 얼지 않고 열린 해역에서 급증하는 난류 열속에 의한 온도 상승과 수증기 증가가 하방 장파복사를 강화시키는 양의 되먹임 작용이 점차 강해지기 때문으로 파악되었다 (Kim et al., 2019). 이러한 지역적 과정과 더불어 저주파 변동에 의한 수평 수증기 수송도 하방 장파복사 강화 현상을 촉발하는데, 이 과정은 겨울철 대서양 섹터의 해빙농도의 경년변동 (Park et al., 2015b)과 장기 감소 경향 (Park et al., 2015a) 뿐만 아니라 여름철 해빙면적 (Park et al., 2015c)에 유의한 영향이 있는 것으로 분석되었다. 북극 온난화 증폭에 대한 분석은 CMIP5 모델을 통해서도 수행되었다 (Yim et al., 2016). 민감한 모델에서는 배경 해빙농도에 따라 북극 온난화 증폭의 경향이 매우 큰 변동을 보였는데, 해빙 농도가 임계치(20-30%)에 다다를 때까지 경향이 증가하여 최대 경향이 온난화 초기보다 3-5배까지 늘어났다.

표 3.1. 계절별 북극 해빙면적 비율편차의 경향과 95% 확산 범위 (단위: %/10년).

	북극해 (65°N 이북 해역)	
	1979-2012	1979-2018
봄(3-5월)	-1.3 ± 0.7	-1.6 ± 0.5
여름(6-8월)	-8.3 ± 1.8	-8.1 ± 1.3
가을(9-11월)	-9.2 ± 2.4	-9.3 ± 1.8
겨울(12-2월)	-1.6 ± 0.8	-2.0 ± 0.7

2014년 보고서의 1979-2012년 기간 대비 최근 2018년 까지의 북극해 해빙면적 비율편차의 경향(%/10년)을 살펴 보았다. 해빙면적 비율편차는 해빙면적 편차(매 해의 값-기후 평균값)를 기후평균값으로 나눠 백분율 단위로 표준화한 값이다. 수동마이크로파 원격탐사 기반의 두 해빙농도 자료 (NASA Team, Bootstrap)를 평균하여 사용하였고, 해빙면적은 해빙농도 가중치를 두어 계산하였다. 분석 결과 북극 해빙 면적은 여전히 분명한 감소 추세에 있고, 기간의 증가로 인해 추세의 불확실성은 모든 계절에 대해 감소하였다 (표 3.1). 추가 기간으로 인해 여름의 감소 추세는 미약하지만 -8.3±1.8에서 -8.1±1.3로 약간 둔화된 반면, 봄과 겨울의 감소 추세는 각각 -1.3±0.7과 -1.6±0.8에서 -1.6±0.5와 -2.0±0.7로 약간 빨라졌다.

계절마다 1979-2018년 기간의 해빙면적 비율편차의 경향을 북극권 해역별로 1979-2012년 기간의 경향에 대비 하여 살펴보았다 (그림 3.28). 태평양 섹터 쪽을 살펴보면 버포트해는 여름의 감소 추세 둔화가 가장 눈에 띈다. 척치해는 한 시즌 늦게 가을에 감소 추세의 둔화가 가장 뚜렷하고 겨울의 감소 추세 강화도 눈에 띈다. 반면 동시베리아-랍테프해는 기간 추가로 인한 차이가 미약하다. 대서양 섹터 쪽인 바렌츠-카라해에는 여름을 제외하고 감소 추세 강화가 보이는데 가을과 겨울의 변화가 가장 크다. GIN(그린란드-아이슬란드-노르웨이)해에는 전반적인 감소 추세 강화가 나타났다. 마지막으로 북극군도 지역은 여름과 가을에 감소 추세의 둔화가 나타났다. 최근 기간 추가로 인한 봄의 감소 추세 증가는 동시베리아-랍테프해, 북극군도를 제외한 네 해역이 조금씩 기여한 것이고, 겨울의 감소 추세 증가는 척치해, 바렌츠-카라해, GIN해 감소 추세 증가가 기여한 것이다.

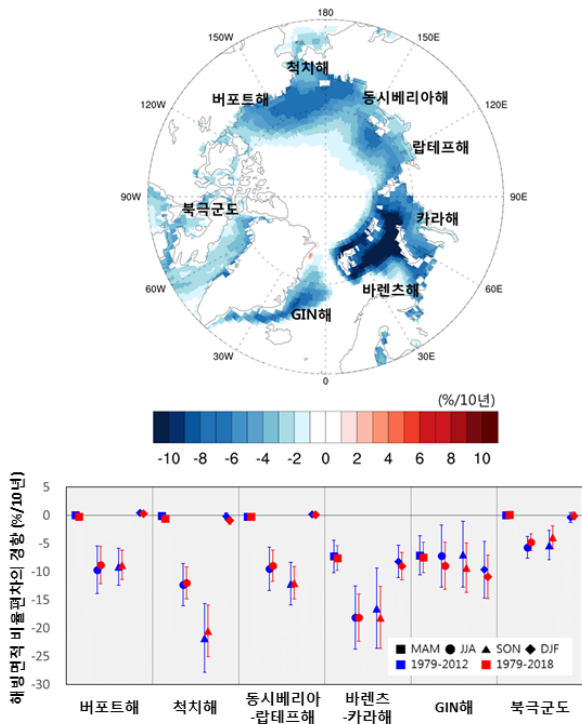


그림 3.28. (위) 북극 연평균 해빙농도의 1979~2018년 기간의 경향(단위: %/10년). (아래) 주요 해역별, 계절별 해빙면적 비율편차의 1979~2012년 기간(파란색)과 1979~2018년 기간(빨간색)에 대한 경향과 95% 확신범위(단위: %/10년).

북극의 평균 해빙두께도 해빙면적과 마찬가지로 역시 꾸준한 감소 추세에 있다. PIOMAS 해빙두께 재분석 자료에서 1979-2012년 기간 추세 대비 1979-2018년 기간 추세는 가을에만 약간 느려지고 다른 세 계절에 대해 약간 빨라졌으나 재분석 자료의 불확실성이 있으므로 확신하기는 어렵다. 1979-2018년 기간의 해빙두께 비율편차의 감소 추세를 보면 최대 계절인 봄에 가장 느린 $-9.5 \pm 1.2\%/10년$, 최소 계절인 가을에 가장 빠른 $-22.1 \pm 2.9\%/10년$ 으로 나타났다.

2014년 보고서의 1979-2012년 기간에 대해 남극의 연평균 해빙면적은 북극과 달리 약간 증가 추세가 있는 것으로 나타났다. 본 보고서의 남극 해빙면적 비율편차의 경향 분석은 이를 지지한다(표 3.2). 시계열의 추세는 2015년까지 유지되었으나 이후 해빙면적의 급격한 감소가 나타나면서 증가 추세가 상당히 둔화되었다. 특히 6년 사이 여름의 증가 추세가 2/3 수준으로 가장 크게 둔화된 것이 주목할 만하다.

표 3.2. 계절별 남극 해빙면적 비율편차의 경향과 95% 확신 범위 (단위: %/10년).

	남극해 (60°S 이남 해역)	
	1979-2012	1979-2018
봄(9-11월)	0.8 ± 0.8	0.5 ± 0.8
여름(12-2월)	3.1 ± 2.7	2.1 ± 2.9
가을(3-5월)	3.6 ± 2.7	2.8 ± 2.6
겨울(6-8월)	1.5 ± 0.9	1.3 ± 0.8

해역별로 살펴보면 벨링스하우젠해의 감소 경향과 로스해의 증가 경향이 여름과 가을에 모두 뚜렷하게 둔화된 것이 보인다(그림 3.29). 따라서 표 3.2에 나타난 남극해 전체의 여름과 가을의 뚜렷한 증가 경향 둔화는 로스해의 해빙면적 변동이 크게 기여한 것으로 보인다. 이외에 여름에는 인도양 섹터도 증가 경향이 약간 둔화되었으므로 일부 기여한 것으로 판단된다. 이외 해역에서는 기간 증가에 따른 추세 차이는 크지 않다.

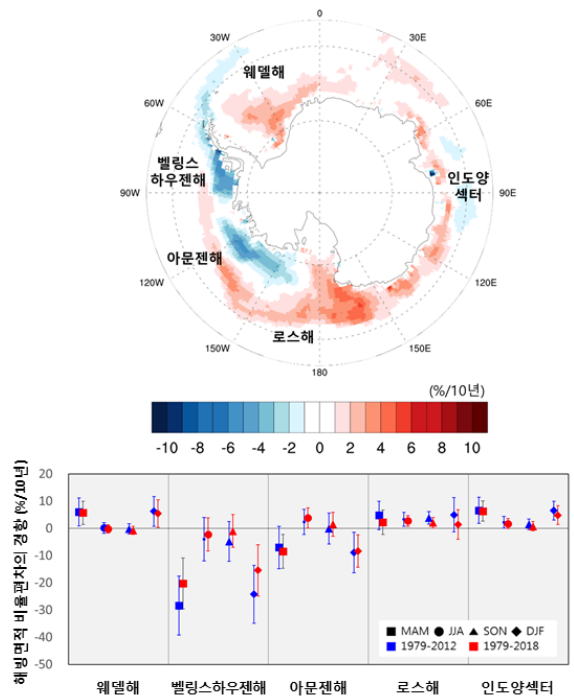


그림 3.29. (위) 남극 연평균 해빙농도의 1979~2018년 기간의 경향(단위: %/10년). (아래) 주요 해역별, 계절별 해빙면적 비율편차의 1979~2012년 기간(파란색)과 1979~2018년 기간(빨간색)에 대한 경향과 95% 확신범위(단위: %/10년).

남극의 평균 해빙두께 경향은 관측자료가 부족하여 신뢰도가 훨씬 낮는데 분석장의 장기 두께변화 경향을 보면 약간의 두꺼워지는 경향이 있다(Massonnet et al., 2013). 2012년 이후 2018년까지 기간을 늘려 추세를 보면 2013-2015년 사이 두꺼운 해가 연속 나타나며 모든 계절에 대해 두꺼워지는 경향이 조금 증가하였다.

최근 통계모델과 역학모델을 통한 해빙 예측이 시도되고 있다. 6월 입사 태양복사를 예측변수로 이용하여 늦여름 해빙 농도를 예측하는 통계예측모델이 Markovian stochastic 방식과 선형 회귀 방식을 사용하여 개발되었다(Kim et al., 2016). 또한 머신러닝을 활용하여 순수하게 과거 해빙 입력 자료만을 이용한 통계예측모델이 남극(Chi and Kim, 2016)과 북극(Chi and Kim, 2017)에 대하여 개발되었다. 역학 모델의 북극 해빙면적 예측성은 S2S 프로젝트에 참여하는 현업모델에 대해 평가되었는데, 역학모델은 해빙이 녹고 어는 전이 시기의 예측성이 상대적으로 낮게 나타났다(박진경 등, 2018).

3.3.5. 남극 빙상 및 빙붕 변화

빙상(ice sheets)이란 그린란드와 남극 대륙에 존재하는 거대한 면적(50,000km² 이상)의 얼음 덩어리로 과거 빙하 시대에는 북미와 스칸디나비아 지역을 뒤덮기도 하였다. 빙상은 지구상에 존재하는 담수의 약 99% 가량을 얼음의 형태로 보존하고 있어, 모든 빙상이 용융된다면 전 지구 해수면을 약 67m 가량 상승시킬 것으로 예상된다. 반면 남극 지역에 주로 존재하는 물 위에 떠 있는 빙붕(ice shelves)은 해수면 상승에 직접적 역할은 하지 않지만, 상류의 빙하(glacier)로부터 배출되는 얼음을 효과적으로 막아 급격한 배출을 제한하는 중요한 기능을 담당하고 있어 빙붕 안정도 관측 및 평가 연구가 활발히 진행되고 있다.

『한국 기후변화 평가보고서 2014.』에서는 현장탐사에 관한 접근성 및 극한 환경으로 인해 인공위성 원격탐사 연구 결과를 바탕으로 보고서가 기술되었으며, 현장관측망 구축 및 자료 획득으로 원격탐사 자료를 검증하고 빙상 동역학 모델 등 수치모델의 신뢰도를 향상시켜야 한다는 필요성을 제시한 바 있다. 또한 IPCC 제5차 평가보고서(2013)에서도 전지구 기후

모델 등에서 예측한 해수면 상승 결과는 여전히 극지 빙상에 관한 동역학적 변화를 적절히 반영하지 못해 불확실성이 높아, 보다 정확한 기후변화 예측을 위해서는 빙상 변화에 관한 장기적 정밀관측 및 변화 원인규명에 많은 노력을 기울일 것을 적시하고 있다.

이 절에서는 지난 기후변화 보고서 발간 이후 새롭게 보고된 남극 빙상 및 빙붕 변화에 관한 주목할 만한 연구 결과 및 의미에 관해 기술하고자 한다.

2014년 이후 국내 및 국외에서 추진된 연구는 크게 새로운 물리과정을 포함한 수치모델 예측결과와 현장탐사를 바탕으로 빙권변화를 감시하고 변화 원인을 규명하는 관측 연구로 구분할 수 있다.

DeConto & Pollard(2016)는 빙붕의 안정도가 주로 빙붕 하부에 침투한 따뜻한 해수에 의해 지속적으로 약화된다(MISI; Marine Ice Shelf Instability)는 물리과정과 더불어 지구온난화로 따뜻해진 대기로 인해 빙붕 상부 용해가 빈번히 발생하여 빙붕이 급속히 소멸되고, 결국 연안 얼음 절벽의 역학적 파괴가 진행되어 빙상이 급격히 파괴될 수 있다는 새로운 물리과정(MICI; Marine Ice-Cliff Instability)을 제시하여 2100년이 되면 전지구 해수면이 약 2m까지 상승할 수 있다는 연구결과를 발표하였다. 이 연구결과는 남극 빙상 동역학 연구 분야에 새로운 패러다임을 제시하는 등 큰 반향을 일으켰으나, 여전히 새로운 물리과정에 관하여 현장관측을 바탕으로 철저한 검증이 필요하다는 연구결과(Edwards et al., 2019)도 발표되었다.

인공위성 관측에 의한 남극 빙상 질량의 변화량 추정값은 관측방법(중력, 고도계 등) 및 해석 방법의 다양성 등으로 오차범위가 매우 커 변동 추세를 객관적으로 판단하기에는 한계가 존재했다. 이에 국내외 연구진으로 구성된 연구팀(IMBIE; The Ice sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise)에서는 2019년 남극 빙상 질량 변화에 관한 24개의 추정값을 일목요연하게 정리하였다(IMBIE, 2019; 그림 3.30). 1992-2017년간 남극에서는 약 3조 톤의 얼음이 소실되어 7.6mm 가량의 해수면 상승을 초래하였으며, 약 40%의 증가분(3.0mm)이 최근 5년 사이에 급격히 발생했다는 연구결과를 제시하였다. 또한 빙상 질량 소실의 대부분이 서남극 지역에서 발생하였음을 확인하였다.

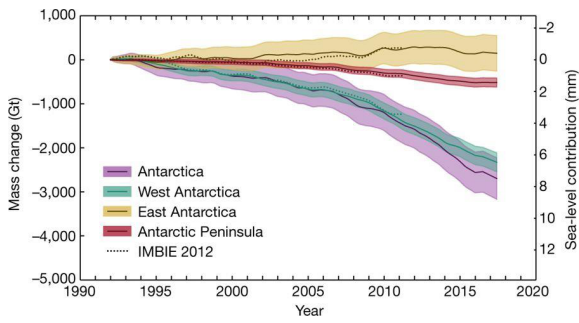


그림 3.30. 1992~2017년간 남극 빙상 질량 변동. 이 기간 동안 약 3조 톤의 얼음이 남극에서 소실되었다(IMBIE, 2018).

빙봉 부피의 감소는 인공위성 고도계 자료를 분석하여 결과가 발표되었는데(Paolo et al., 2015; 그림 3.31), 서남극 파인아일랜드 및 스웨이츠 빙하를 중심으로 빙봉의 부피가 크게 감소하였음을 제시하였다. 이는 서남극 빙상의 급격한 붕괴가 멀지 않았음을 미루어 짐작 가능하다.

빙봉 안정도 평가에 관한 현장탐사 기반 연구결과도 발표되었는데, 그 중 남극 장보고 과학기지 인근 난센 빙봉을 대상으로 한 연구 결과가 특히 주목을 받고 있다. Bell et al. (2017)은 인공위성 원격탐사, 항공 지구물리탐사, 현장 지구 물리 관측 등 자료를 분석하여 2016년 1월 발생한 대규모 빙봉상부 용융에도 불구하고 안정도가 다시 회복되는 현상을 확인하고 새로운 물리과정을 제시하였다.

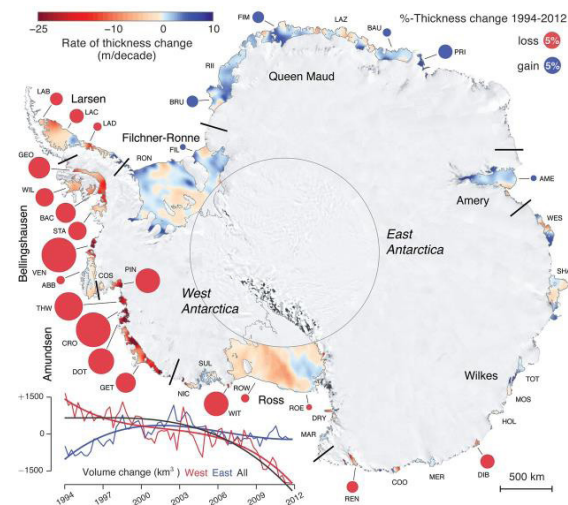


그림 3.31. 1994~2012년간 인공위성 고도계 자료로부터 도출된 남극 빙봉 부피 변화. 대부분의 부피 감소는 서남극을 중심으로 발생하였음(Paolo et al., 2015).

빙봉의 형태(기울기)에 따라 때로는 물웅덩이가 서로 합쳐져 대규모 물줄기를 형성하고, 물웅덩이에 고여 있던 물이 형성된 빙봉 상부 강을 통해 바다로 일시에 배출되어 빙봉의 안정화가 지속될 수도 있음을 발견하였다. 이는 기존 빙봉 안정도 평가 기준을 새롭게 정립해야 함을 제안하여 빙상 동역학 및 해수면 변동 예측모델 정확도 향상에 크게 기여 할 것으로 평가되고 있다.

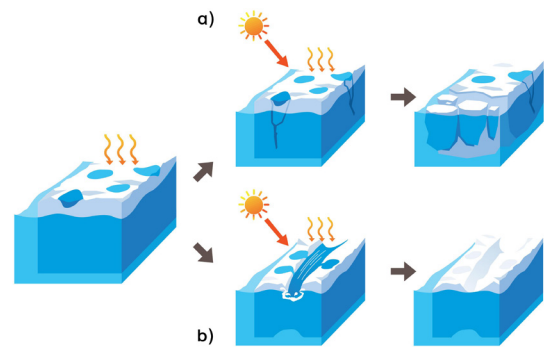


그림 3.32. 빙봉 형태에 따른 붕괴 양상 차이. (a)형: 일반적인 형태의 빙봉으로, 표면에 생긴 물웅덩이가 점차 확장되고 깊어져 붕괴를 촉진함, (b) 형: 배수로 역할을 하는 강(물줄기)을 형성할 수 있는 기울어진 (비탈형) 빙봉으로, 물웅덩이에 고여 있던 물이 강을 통해 바다로 배출되어 빙봉이 안정화됨.

*기존 예측(물웅덩이가 빙봉 붕괴 촉진)은 (a)형태의 빙봉에 관한 것이며, 이번 연구를 통해 난센(Nansen) 빙봉과 같은 (b)형태 빙봉에서는 붕괴 양상이 다르게 나타난다는 점을 확인

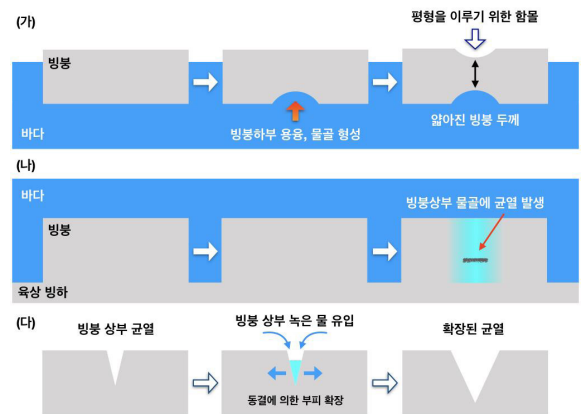


그림 3.33. 빙봉에 균열이 생겨 붕괴가 일어나는 과정. (가) 빙봉 앞에서 바라본 모습, (나) 빙봉 위에서 바라본 모습, (다) 빙봉 상부 균열을 측면에서 바라본 모습

Dow et al.(2018)은 빙붕 하부에 형성된 물골(basal channel)의 역할에 주목하고, 2016년 4월 발생한 난센 빙붕 끝부분 붕괴(ice front calving)과정을 연구하여 빙붕 안정도를 급격히 훼손하는 또 다른 물리기작을 규명하였다. 빙붕의 붕괴과정을 자세히 살펴보면(그림 3.33), (가) 빙붕 하부로 주변보다 따뜻한 바닷물이 유입되고, 이로 인해 녹은 물은 바닷물보다 밀도가 낮아 빙붕 바닥을 따라 흐르면서 얼음층을 녹여 물골을 만들게 된다. 이후 평형을 이루는 과정에서 물골 위를 지나는 빙붕의 상부에도 아래로 움푹 파인 구조가 형성되며, (나) 두께가 얇아진 빙붕에 균열이 생기고, (다) 이곳으로 유입된 물이 빙결되어 균열이 커져 결국 빙붕의 끝부분이 떨어져나가게 된다. 이는 점차 상승하고 있는 남극 기온에 의해 남극 전역에서 발생할 수 있어 빙붕 붕괴 과정을 촉진시킬 수 있는 원인일 가능성을 제시하였다.

최근 급격한 전 지구 해수면 상승은 해수 열팽창과 더불어 급격히 가속화되고 있는 극지역 빙상 용융에 기인하고 있음이 확인되었다. 2018년부터 추진되고 있는 미국-영국의 대규모 서남극 스웨이츠 빙하 국제 공동연구 및 해양수산부 주관으로 2019년에 시작된 스웨이츠 빙하 탐사 연구는 극지 현장 탐사의 시급성을 반영하고 있다. 고품질 장기 극지 관측자료는 향후 극지 빙상의 거동 및 해수면 변동의 예측 불확실성을 완화하는데 크게 기여할 것으로 판단되며, 특히 남극에서 가장 빠르게 변화하고 있는 서남극 지역 기반 빙권 연구는 향후 해양-대기-빙권-지권 상호작용 등을 이해하는데 매우 중요한 자료 및 결과를 생산할 것으로 기대한다.

3.3.6. 동토변화

동토란 얼어붙은 땅을 말하며 보통 2년 연속 냉동 상태를 유지하면 영구동토라고 간주한다. 본 절에서는 2014년 기후 변화 보고서 중 동토 부분의 내용을 요약한 후 보고서 이후 연구에 근거해 최근 동토의 변화에 대해 논하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 과거 연구결과들을 기반으로 동토 현황 및 변화양상을 제시하였다(기상청, 2014). 가령 국제극지의해(IPY) 기간 관측된 북극권 동토 온도는 영하 15°C에서 영하 1°C로 나타났고, 남극 대륙의 동토 온도는 영하 23.6°C부터 영하 8.3°C로 북극권 동토 온도

보다 더 낮았다. 1970년대 이후로 최대 2°C 동토온도가 상승한 사례도 있었다. 영구동토의 퇴화 추세는 최근 20~30년간 증가하였고 영구동토의 남방경계가 15~50km 북상했다고 보고된 바 있다. 한편 활성층두께는 증가하고 있는데 1990년대 중반 이후 자료에 의하면 러시아 북유럽, 동시베리아 및 추코카에서 활성층두께가 증가하였다.

앞선 보고서 이후 동토 변화에 관한 최근 연구로 Biskaborn et al.(2019)을 들 수 있다. 이 연구에서는 영구동토층에 관한 전지구 육상 네트워크(Global Terrestrial Network for Permafrost, GTN-P)의 시추공 온도 기록에 근거해 최근 10년(2007-2016년)간 동토온도가 평균 0.29±0.12°C 상승했다고 발표하였다. 특히 연속동토 지역에서 0.39±0.15°C 상승하였고 불연속동토 지역에서 0.20±0.10°C 상승하여 추운 지역에서 온도상승폭이 더 컸다.

평균 영구동토 온도는 1980년대 이후 거의 모든 북극권 지역에서 상승하고 있으며 대체로 불연속 영구동토층보다 연속 영구동토층에서 더 강한 추세를 보이고 있다(Guo et al., 2017; Romanovsky et al., 2017; 2018).

산악지대의 영구동토 온도 역시 증가 경향이 보고되었는데(Noetzi et al., 2018) 예를 들어, 칭하이-티벳 고원에서는 2002-2012년 기간에 0.13°C 상승하였고(Wu et al., 2015) 시베리아 야쿠티아의 Aldan산 동토지역은 2007-2016년간 1.15°C이 상승했다. Biskaborn et al.(2019)은 최근 산악지대 동토온도 자료를 토대로 2007-2016년에 평균 0.19±0.05°C의 온난화 추세가 있다고 분석하였다.

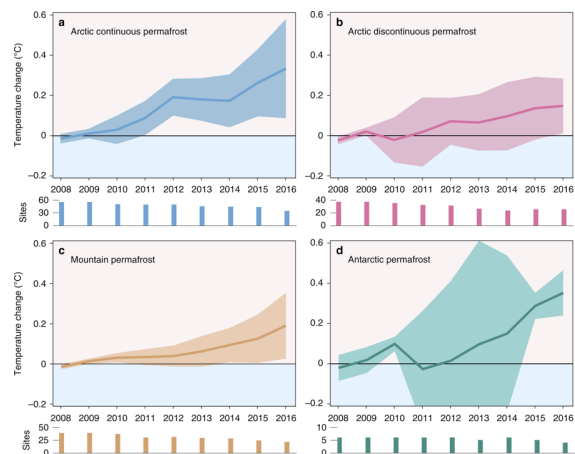


그림 3.34. 2008~2016년 대비 연평균동토온도 변화추세 (Biskaborn et al., 2019)

한편 같은 기간 남극 대륙의 영구동토층에 대해서는 $0.37 \pm 0.10^\circ\text{C}$ 의 온난화 추세가 있는 것으로 나타나 전지구적으로 영구동토층 온도가 상승하고 있는 것으로 보인다(그림 3.34).

동토 활성층두께(Active Layer Thickness, ALT)는 1990년 이래 2018년까지 북반구에서 대체로 증가하는 것으로 분석되었지만 몽골이나 북미 일부 등 약한 감소 추세를 보인 지역도 있다(Luo et al., 2016; Romanovsky et al., 2018).

활성층두께의 변화는 일반적으로 영구동토층 지역 중 상대적으로 따뜻한 동토 지역에서 강한 증가 추세를 보인다. 예를 들어, 2002~2012년 기간 칭하이-티벳 고원에서 활성층 두께가 매년 4.26cm의 비율로 증가하는 것으로 관찰되었고 몽골에서는 3년간 4m에 이르는 활성층두께 증가 사례가 보고되었다(Wu et al., 2015). 남극 동토의 활성층두께에 대한 관측도 CALM-S(Circumpolar Active Layer Monitoring-South) 활동으로 이루어지고 있으나 아직 장기 추세를 평가할 자료로는 짧다(Hrbáček et al., 2018).

영구동토층 분포범위에 대한 연구 결과로 Obu et al.(2019)은 2000~2016년의 지면온도자료, ERA-Interim 재분석자료

등을 입력하여 북반구 동토층의 공간분포를 산출하고 연평균 지면온도가 영하가 되는 지역을 동토 지역으로 정의해 동토 면적을 $13.9 \times 10^6 \text{km}^2$ 라고 추정하였다.

동토의 남쪽 분포선이 25km 북상했다는 알래스카 지역 사례(James et al., 2013)에서 알 수 있듯이 1980년대 이후 동토온도 증가와 더불어 동토면적 감소 추세가 보고되고 있다(그림 3.35).

최근에는 안데스산맥 및 히말라야와 같은 고산 지역의 영구동토층도 쇠퇴하고 있는 것으로 보인다(Iribarren Anaconda et al., 2015; Rangecroft et al., 2015; Azócar et al., 2017; Jones et al., 2018).

최근 국내에서 이루어지고 있는 동토 연구로는 극지연구소가 환북극 동토연구거점을 기반으로 하여 수행하는 연구들이 있다. 가령 알래스카 동토의 토양온도 모니터링 자료를 기반으로 온도예측모형을 개발해서 동결 및 용빙 시기를 진단하는 연구가 수행되었다(Park et al., 2018). 그 외에 건설 공학적인 측면에서 주로 동결토양의 강도에 관한 연구들이 있다(김상엽 등, 2017; 김영석 등, 2017).

빙권을 구성하는 또 다른 중요한 요소로 적설을 들 수 있다. 적설은 지표에너지, 지면온도, 물 순환에 큰 영향을 주게 되는데 본 절에서는 적설면적과 적설지속기간의 변화를 제시하였다.

적설면적의 계절적인 변동을 보면 북반구에서 겨울철에 4,500만 km^2 를 넘었다가 여름철에 녹아서 8월에는 300만 km^2 미만으로 줄어든다(Brown et al., 2017). 2018년의 경우 연평균 적설면적은 2,560만 km^2 이었고 이는 과거 49년 평균 대비 50만 km^2 큰 값이다.(Robinson, 2019)

제 5차 IPCC 기후변화 보고서에서는 1967~2012년 자료 기반 연구를 통해 북반구 봄철 적설면적의 지속적인 감소를 보고하였다. 그 이후 2018년까지 자료를 추가한 분석에서도 봄철 적설면적 감소 추세는 유지되고 있으며 이는 봄철 기온 상승과 연관된 것으로 보인다. 또한 가을철에도 감소 추세가 나타난다.(Hernández-Henríquez et al., 2015; Mudryk et al., 2017). 적설면적의 감소는 전환기 계절에 가장 강한다(그림 3.36), 가령 5월 적설면적은 10년당 3~5%씩 감소하였고(Hori et al., 2017; Mudryk et al., 2017; 2018) 6월 적설면적은 10년당 $13.4 \pm 5.4\%$ 감소하였으며 이는 전체기간 총면적으로 약 250만 km^2 에 해당한다(IPCC, 2019).

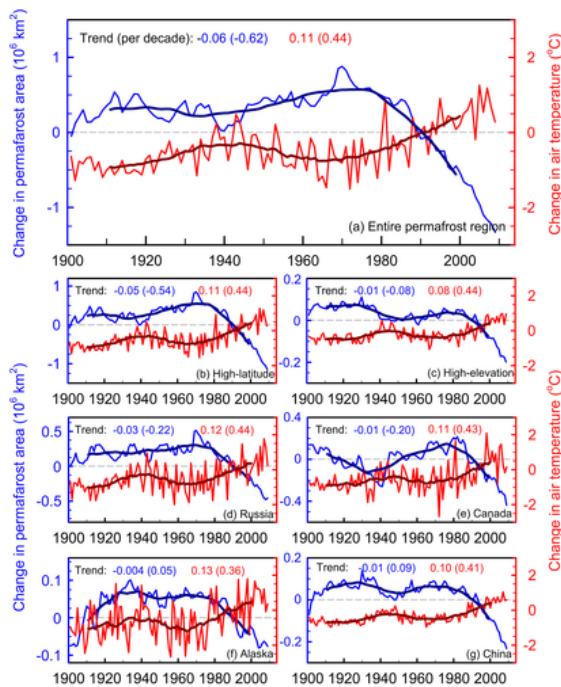


그림 3.35. 영구동토층 면적변화 및 동토온도변화 (Guo et al., 2017)

봄철 적설면적 감소와 더불어 적설지속기간 단축이 지상 관측 및 위성관측 자료에서 확인된다 (Brown et al., 2017; Estilow et al., 2015). 자료 간 차이는 있지만 모두 봄철 적설 지속기간은 감소하는 것으로 나타나고 있다. 특히 유라시아 지역은 1920~2010년에 대한 장기 추세가 일관되게 감소 추세로 나타난다.

지역적으로 보면, 열대 및 아열대 안데스산맥(남위 25도 북쪽)에서는 적설지속기간의 변화는 거의 감지되지 않았지만 남위 25도 남쪽에서는 적설지속기간이 감소한 것으로 나타났다. 또한 유럽 알프스 지역에 대한 위성자료 분석 결과 1985~2011년에 적설지속기간이 감소하였다 (Hüsler et al., 2014). 가을철의 경우에 지상관측, 수치모델 및 위성자료에서 적설지속기간이 10년에 0.6~1.4일씩 감소하는 추세로 분석되었다 (Brown et al., 2017)

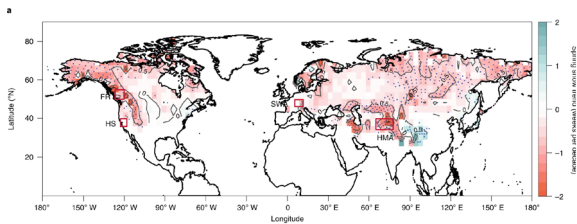


그림 3.36. 1972~2017년 북반구 봄철 적설면적 추세 (Bormann et al., 2018)

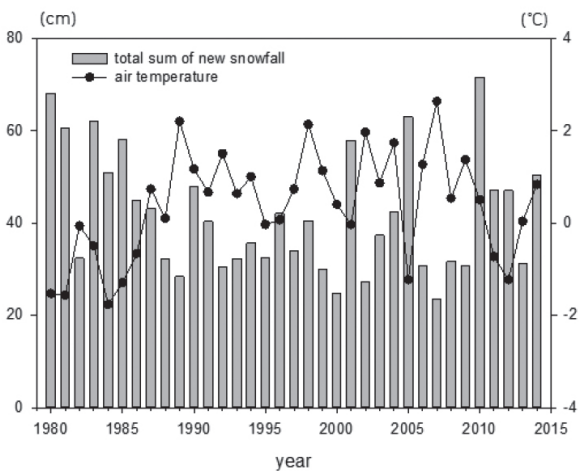


그림 3.37. 1980~2014년 우리나라 겨울철 기온 및 신적설 합계 변동 (천재호 및 이승호, 2017)

한반도 적설량 추세에 대한 연구로서 가령 천재호와 이승호(2017)은 대설피해 특성을 연구하는 목적으로 1980~2014년의 35년간 71개 지상 기상관측지점의 적설자료를 분석하였다. 1980~2000년에 대체로 신적설이 감소하는 추세였으나 2000년 이후에 신적설의 변동폭이 커지는 추세를 보였다. 전체 분석기간 동안은 신적설 변화율이 0.3cm/년 비율로 감소 경향을 보였으나 2000년을 기준으로 나눠보면 1980~1999년은 연 1.4 cm 비율로 감소했다가 2000년 이후로는 연 0.7cm 비율로 증가하는 추세를 보였다 (단, $p=0.482$). 이 기간에 신적설의 변동성이 매우 큰 것도 특징적이었다 (그림 3.37).

3.4 결론

본 장에서는 해양과 빙권 변화의 2014년 이후 결과를 종합적으로 살펴보았다.

해양 분야에서 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 비하여 두드러진 차별성은 1) 해양 물리특성의 장기 변화 요인과 2) 해양 극한 현상에 대한 연구의 증가이다. 우리나라 주변 해양에서의 해표면수온과 해수면은 「한국 기후변화 평가보고서 2014」와 마찬가지로 지속적으로 상승하고 있는 것으로 나타났다 (견고한 동의). 변화율은 여전히 전지구 해양의 평균보다 높은 것으로 보고되었다 (견고한 동의). 해표면수온과 해수면 변화율의 정량적인 수치는 자료 분석 기간과 해역에 따라 다르게 제시되고 있지만, 해역별 상대적 크기는 해수면 상승률의 경우 동해와 제주도에서 높고 황해가 낮았다 (견고한 동의).

장기 변화의 요인으로 1970~1980년대에는 동아시아 겨울 몬순이 쿠로시오 재순환 해역의 겨울철 해표면수온 경년 변동을 좌우한 반면 1990년대 이후에는 봄철의 재출현 과정이 주요한 것으로 나타났다. 동해에서 심층해수 생성 과정과 관련하여 1990년대의 중양수 부피 확장 과정과 대조적으로 2000년대 이후에 저층수 생성 재활성 과정이 발견되었으며, 상층 열용량과 중층수 특성에서도 십년규모의 유의미한 변동이 보고되었다 (중간적 동의). 황해에서는 수온 상승과 함께 연직 성층 강화 추세가 보고되었고, 황/동중국해 영역에서도 해양-대기 열교환과 해상풍의 변화로 설명

되는 십년규모의 수온 변동을 확인하였다 (중간적 동의).

우리나라 해역에서의 극한 현상(수온 양극화, 극한 수온, 여름철 바람장 변화 경향에 따른 동해 연안 용승 출현 경향, 여름철 양자강 유역강우 증가에 따른 동중국해 표층 저염 분수 분포 등) 빈도 증가는 최근 들어 두드러지고 있다(예, 표층수온 양극화, 그림 3.11) (중간적 동의). 특히, IPCC의 '해양 및 빙권 특별보고서(2019)'에서는 2016년에 동중국해, 2017년에 황해와 동해에서 해수면 온도가 평균보다 2°C-7°C 높은 극한 수온 현상이 있었음이 등재되었다.

해양 생지화학적 변화에서 해양 산성화는 단적인 연구결과에도 불구하고 해양 산성화가 지속되고 있다고 판단된다 (견고한 동의). 한편, 영양염의 변화로 우리나라 주변을 포함한 북서태평양 해역의 표층 질산염 농도와 질소와 인의 비율이 점차 증가하는 것으로 나타났다 (제한적 동의). 다만 이의 원인을 기후변화에 의한 변동보다는 주변국의 급격한 산업화로 대기 중으로 배출된 질소산화물의 유입으로 보았다.

해양 생물학적 변화는 기후변화에 따른 한반도 전역의 거시적 생태 변화보다는 동해의 일부 해역에서의 군집 구조 및 종의 지리적 분포 변화 등 제시에 국한되었다. 이는 관측에 기반한 해양 생태계의 장기 변화에 대한 연구가 매우 미진하였음을 의미한다. 장기적 누적 자료가 없는 상태에서 앞으로도 10년 정도의 단기 생태적 과정 변화 및 국부적 연구로 제한될 전망이다.

빙권 변화는 다음과 같이 요약된다. 북극기온은 산업화 이후 현재까지 전지구 평균에 비해 온난화가 빠르게 진행 중이며, 특히 육지의 기온은 전지구 평균에 비해 2-3배 빠르게 진행 중이다 (견고한 동의). 남극의 기온은 서남극에서는 올라가는 추세를 보이지만 동남극에서는 거의 변화가 없다 (중간적 동의). 북극 기온 증가와 함께 해빙면적과 두께도 모든 계절 뚜렷한 감소 추세에 있는데, 특히 가을철 해빙의 감소가 가장 뚜렷하다 (견고한 동의). 북극과 대조적으로 남극 해빙면적은 약간의 증가 추세에 있고 (중간적 동의), 두께도 약간 두꺼워지는 경향이 있다 (제한적 동의). 그러나 2016년 이후 벨링스하우젠해와 로스해 해빙이 큰 폭으로 줄어들면서 증가 추세가 크게 둔화되어 온난화에 따라 북극처럼 감소 추세로 돌아설 가능성이 있다 (제한적 동의). 1980년부터 2015년까지 북극 척치해의 해수는 상층에서 수온이 서서히 올라가는 경향을 보이고 있다 (제한적 동의). 전반적으로 대

부분 북극해는 온난화 추세에 있는데 반해 남극해에서는 약간의 수온감소 경향이 있다 (제한적 동의).

북극온난화는 북극의 기압을 올려 북반구 제트기류를 약화시켜 중위도에 한파를 가져오는 것으로 보고되고 있고, 특히 카라-바렌츠해빙의 감소는 유라시아의 한파를 유발하고, 척치 해빙 감소는 북미의 한파를 유발하는 것으로 여겨진다 (제한적 동의). 빙하도 감소추세에 있는데, 특히 그린란드 빙하는 1992년부터 2017년 까지 총 2720기가톤이 녹아 해수면을 7밀리미터 상승시켰다 (견고한 동의). 남극빙하는 그린란드빙하에 비해 감소폭이 작지만 서남극에서는 빙하가 녹는 정도가 점점 빨라지고 있다 (경고한 동의). 동토의 온도는 증가 추세에 있는데, 1980년대 이후 거의 모든 북극권 지역에서 상승하고 있으며 영구 동토층에서 더 강한 추세를 보이고 있다. 동토온도 증가와 더불어 활성층두께 역시 증가하는 추세를 보인다 (중간적 동의). 적설면적과 지속시간은 봄철에 감소경향이 크고, 가을철에도 감소 경향이 보이나 자료 간 일치도가 낮은 편이며 여름철과 겨울철에는 뚜렷한 추세가 없다 (중간적 동의).

3.5. 참고문헌

- 관계부처합동, 2016: 이상기후 보고서 2016, *기상청 기후 정보포털*.
- 관계부처합동, 2017: 2016년 이상기후 보고서, *기상청*, 190pp.
- 관계부처합동, 2018: 2017년 이상기후 보고서, *기상청*, 217pp.
- 관계부처합동, 2019: 2018년 이상기후 보고서, *기상청*, 198pp.
- 국립해양조사원, 2017: 기후변화 대응 해수면 변동 분석 및 예측 연구(2차).
- 국립해양조사원, 2018: 기후변화 대응 해수면 변동 분석 및 예측 연구(3차).
- 극지연구소, 2019: 북극해 환경변화 통합관측 및 활용연구, 연차실적 보고서, *극지연구소*.
- 기상청, 2014: 한국 기후변화 평가보고서 2014 - 기후변화 과학적 근거 -, *기상청*, 305pp.
- 기상청, 2017: 2016년 태풍 분석보고서, *기상청*, 193pp.
- 기상청, 2018: 기후변화 감시종합분석 보고서 (I), *기상청*.
- 기상청, 2018: 2017년 태풍 분석보고서, *기상청*, 211pp.

- 기상청, 2019: 2018년 태풍 분석보고서, *기상청*, 256pp.
- 해양수산부, 2019: 한국해양영향평가 II, *해양수산부*, 76-97.
- 김민수, 윤한삼, 김경희, 2019: 기후변화에 따른 부산 연안 장기 해수면 변화량 비교 연구, *Journal of Fisheries and Marine Science Education*, 31(1), 83-93.
- 김상엽, 김영석, 이장근, 이종섭, 2017: 직접전단상자 시스템에 따른 동결토의 강도 평가에 관한 실험적 연구, *한국지반환경공학회 논문집*, 18(3), 5-14.
- 김영석, 배규진, 홍승서, 김승현, 오윤석, 홍창희, 김기주, 박근보, 2017: 극한지 지반평가 및 극한환경 모니터링 시스템 개발(II), 한국건설기술연구원, 270pp.
- 김주연, 한인성, 2017: 2016년 8월 폭염에 따른 표층수온의 지연시간 고찰, *해양환경안전학회지*, 23(6), 677-683.
- 김주연, 한인성, 안지숙, 박명희, 2019: 동해 냉수대 발생역의 장기 변동 분석, *해양환경안전학회지*, 25(5), 581-588.
- 김해진, 김철호, 신홍렬, 2016: HadGEM2-AO를 이용한 북서 태평양-동아시아 해역의 표층 수온 모의 특성 분석, *Ocean and Polar Research*, 38(2), 89-102.
- 박광섭, 이태희, 손영백, 2018: 동중국해에서 하계 표층수온의 변화 분석, *Korean Journal of Remote Sensing*, 34(6-1), 953-968.
- 박진경, 강현석, 현유경, T. Nakazawa, 2018: S2S 멀티 모델 앙상블을 이용한 북극 해빙 면적의 예측성, *대기*, 28(1), 15-24.
- 서호산, 임우현, 김동선, 2017: 한국 동해 연안에서 하계 바람에 의:해 발생하는 연안용승에 관한 수치실험, *해양환경안전학회지*, 23(4), 347-353.
- 신창용, 2019: 동해 남부 연안용승지수의 변화, *한국해양학회지 "바다"*, 24(1), 79-91.
- 윤상철, 윤석현, 심무준, 윤이용, 2017: 동해 연안(울릉분지)의 최근 10년간 해양환경 변화, *Journal of the Korean Society of Marine Environments and Energy*, 20(4), 193-199.
- 윤석, 양현, 2016: 위성자료를 이용한 동해안 냉수대의 시공간적 변화 분석 연구, *Korean Journal of Remote Sensing*, 32(6), 703-719.
- 천재호, 이승호, 2017: 한국에서의 적설과 대설 피해액의 연변화, *기후연구*, 12(3), 227-242.
- 황도현, 윤홍주, 서원찬, 2016: 위성 고도계 자료를 활용한 한반도 해수면 높이 변동 연구, *Journal of the Korea Institute of Electronic Communication Sciences*, 11(3), 325-330.
- Azócar, G.F., Brenning, A., and Bodin, X., 2017: Permafrost distribution modelling in the semi-arid Chilean Andes, *Cryosphere*, 11, 877-890, doi:10.5194/tc-11-877-2017.
- Bell, R.E., W. Chu, J. Kingslake, I. Das, M.Tedesco, K. J. Tinto, C. J. Zappa, M. Frezzotti, A. Boghosian, and W. S. Lee, 2017: Antarctic ice shelf potentially stabilized by export of meltwater in surface river, *Nature*, 544, 344-348.
- Biskaborn, B.K., Smith, S.L., Noetzi, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., et al., 2019: Permafrost is warming at a global scale, *Nat. Commun.*, 10, 264, doi:10.1038/s41467-018-08240-4.
- Bormann, K., Brown, R., Derksen, C., and Painter, T., 2018: Estimating snow cover trends from space, *Nat. Clim Chang.*, 8, 924-928.
- Brown, R., Vikhamar-Schuler, D., Bulygina, O., Derksen, C., Loujus, K., Mudryk, L., et al., 2017: "Arctic terrestrial snow cover," in *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017* (Oslo, Norway: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)), 25-64.
- Chen, C.-T. A., H.-K. Lui, C.-H. Hsieh, T. Yanagi, N. Kosugi, M. Ishii, and G.-C. Gong, 2017: Deep oceans may acidify faster than anticipated due to global warming, *Nature Climate Change*, 7, 890-894.
- Chi, J. and H.-C. Kim, 2017: Prediction of Arctic sea ice concentration using a fully data driven deep neural network, *Remote Sensing*, 9, 1305.
- Chi, J. and H.-C. Kim, 2016: A fully data-driven method for predicting Antarctic sea ice concentrations using temporal mixture analysis and an autoregressive model, *Remote Sensing Letters*, 8(2), 106-115.
- Choi, T., S.-J. Kim, J. H. Kim, H. Kwon, and M.A. Lazzara, 2019: Characteristics of surface meteorology at

- Lindsey Islands, Amundsen Sea, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 6294-6306.
- Croll, D.-A., B. Marinovic, S. Benson, F.-P. Chavez, N. Black, R. Ternullo and B.-R. Tersh, 2005: From wind to whales: trophic links in a coastal upwelling system. *Marine Ecological Progress Series*, 289, 117-130.
- Davis, P. E., A. Jenkins, K. W. Nicholls, P. V. Brennan, E. P. Abrahamson, K. J. Heywood, P. Dutrieux, K.-H. Cho, and T.-W. Kim, 2018: Variability in basal melting beneath Pine Island Ice Shelf on weekly to monthly timescales, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 8655-8669.
- DeConto, R. M. and D. Pollard, 2016: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, 531, 591-597.
- Dow, C. F., W. S. Lee, J. S. Greenbaum, C. A. Greene, D. D. Blankenship, K. Poinar, A. L. Forrest, D. A. Young, and C. J. Zappa, 2018: Basal channels drive active surface hydrology and transverse ice-shelf fracture, *Science Advances*, 4, No.6, eaao7212.
- Edwards, T. L., M. A. Brandon, G. Durand, N. R. Edwards, N. R. Golledge, P. B. Holden, I. J. Nias, A. J. Payne, C. Ritz, and A. Wernecke, 2019: Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability, *Nature*, 566(7742), 58-64.
- Estilow, T. W., Young, A. H., and Robinson, D. A., 2015: A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring, *Earth Syst. Sci. Data*, 7, 137-142, doi:10.5194/essd-7-137-2015.
- Guo, D. and Wang H., 2017: Simulated Historical (1901-2010) Changes in the Permafrost Extent and Active Layer Thickness in the Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 122, 12285-12295, doi:10.1002/2017JD027691.
- Ha, H. K., Wahlin, A. K., Kim, T. W., Lee, S. H., Lee, J. H., Lee, H. J., Hong, C. S., Arneborg, L., Bjork, G., and Karen, O., 2014: Circulation and modification of warm deep water on the central Amundsen Shelf, *Journal of Physical Oceanography*, doi:10.1175/JPO-D-13-0240.1.
- Han, H. and H.-c. Kim, 2018: Evaluation of summer passive microwave sea ice concentrations in the Chukchi Sea based on KOMPSAT-5 SAR and numerical weather prediction data, *Remote Sensing of Environment*, 209, 343-362.
- Han, I.-S., M.-H. Park, S.-H. Min and J.-Y. Kim, 2016: Spatio-temporal variation of cold water masses along the Eastern coast of Korea in 2013 and 2014, *Journal of the Korean Society of Marine Environment and Safety*, 22(3), 286-295.
- Han, I.-S. J.-S. Lee, J.-Y. Kim and J.-Y. Hong, 2019: High frequency variation of low water temperature due to Arctic oscillation around the western and southern coast of Korea during winter 2017/2018, *Journal of the Korean Society of Marine Environment and Safety*, 25(3), 328-333.
- Hernández-Henríquez, M. A., Déry, S. J., and Derksen, C., 2015: Polar amplification and elevation-dependence in trends of Northern Hemisphere snow cover extent, 1971-2014, *Environ. Res. Lett.*, 10, 044010, doi:10.1088/1748-9326/10/4/044010.
- Hong, J.-Y., B.-M. Kim, E.-H. Baek, J.-H. Kim, X. Zhang, and S.-J. Kim, 2019: A Critical Role of Extreme Atlantic Windstorms in Arctic Warming, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 1-12, doi:10.1007/s13143-019-00123-y.
- Hori, M., Sugiura, K., Kobayashi, K., Aoki, T., Tanikawa, T., Kuchiki, K., Niwano, M. and Enomoto, H., 2017: A 38-year (1978-2015) Northern Hemisphere daily snow cover extent product derived using consistent objective criteria from satellite borne optical sensors, *Remote Sensing of Environment*, 191, 402-418, doi:10.1016/j.rse.2017.01.023.
- Hrbábčková, F., Vieira, G., Oliva, M., Balks, M., Guglielmin,

- M., de Pablo, M. Á, et al., 2018: Active layer monitoring in Antarctica: an overview of results from 2006 to 2015, *Polar Geogr.*, 0, 1-15, doi:10.1080/1088937X.2017.1420105.
- Hüsler, F., Jonas, T., Riffler, M., Musial, J. P., and Wunderle, S., 2014: A satellite-based snow cover climatology (1985-2011) for the European Alps derived from AVHRR data, *Cryosphere*, 8, 73-90, doi:10.5194/tc-8-73-2014.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2013).
- IPCC, 2019: Summary for Policymakers. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N. Weyer (eds.)]. In press
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2013).
- Joo, H. T., J. W. Park, S. H. Son, J.-H. Noh, J.-Y. Jeong, J. H. Kwak, S. Saux-Picart, J. H. Choi, C.-K. Kang, and S. H. Lee, 2014: Long-term annual primary production in the Ulleung Basin as a biological hot spot in the East/Japan Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119.
- Joo, H.-T., S.-H. Son, J.-W. Park, J.-J. Kang, J.-Y. Jeong, J.-I. Kwon, C.-K. Kang and S.-H. Lee, 2017: Small phytoplankton contribution to the total primary production in the highly productive Ulleung Basin in the East/Japan Sea. *Deep-Sea Research Part II*, 143, 54-61.
- Jun, S.-Y., C.-H. Ho, J.-H. Jeong, Y.-S. Choi, and B.-M. Kim, 2016: Recent changes in winter Arctic clouds and their relationships with sea ice and atmospheric conditions, *Tellus A*, 68, 29130.
- Jung, C. H., Y. J. Yoon, H. J. Kang, Y. Gim, B. Y. Lee, J. Ström, R. Krejci and P. Tunved, 2018: The seasonal characteristics of cloud condensation nuclei (CCN) in the arctic lower troposphere, *Tellus B*, 70(1), 1-13.
- Jung, H.-K, S.-M. Mustafizur Rahman, C.-K. Kang, S.-Y. Park, S.-H. Lee, H.-J. Park, H.-W. Kim and C.-I. Lee, 2017: The influence of climate regime shifts on the marine environment and ecosystems in the East Asian Marginal Seas and their mechanisms. *Deep-Sea Research Part II*, 143, 110-120
- Kako, S., T. Nakagawa, L. Takayama, N. Hirose and A. Isobe, 2016: Impact of Changjiang River discharge on sea surface temperature in the East China Sea, *Journal of Physical Oceanography*, 46, 1735-1750.
- Kashiwase, H., K.I. Ohshima, S. Nihashi, and H. Eicken, 2017: Evidence for ice-ocean albedo feedback in the Arctic Ocean shifting to a seasonal ice zone, *Scientific Reports*, 7, 8170.
- Kim, B.-M., J.-Y. Hong, S.-Y. Jun, X. Zhang, H. Kwon, S.-J. Kim, J.-H. Kim, S.-W. Kim, and H.-K. Kim, 2017a: Major cause of unprecedented Arctic warming in January 2016: Critical role of an Atlantic windstorm, *Scientific Reports*, 7, 40051.
- Kim, B.-M., H. Choi, S.-J. Kim, and W. Choi, 2017b: Amplitude-Dependent Relationship Between the

- Southern Annular Mode and the El Niño Southern Oscillation in Austral Summer, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 53, 85-100.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-M. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T.-H. Shim, and J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea ice loss, *Nature Communications*, 5(4646), DOI 10.1038/ncomms5646.
- Kim, D.-W., Y.-H. Jo, J.-K. Choi, J.-G. Choi and H. Bi, 2016: Physical processes leading to the development of an anomalously large *Cochlodinium polykrikoides* bloom in the East Sea/Japan Sea, *Harmful Algae*, 55, 250-258.
- Kim, H.-M., and B.-M. Kim, 2017: Relative Contributions of Atmospheric Energy Transport and Sea Ice Loss to the Recent Warm Arctic Winter, *J. Climate*, 30(18), 7441-7450.
- Kim, I., D. Hahm, T. S. Rhee, T. W. Kim, C.-S. Kim, and S.-H. Lee, 2016: The distribution of glacial meltwater in the Amundsen Sea, Antarctica, revealed by dissolved helium and neon, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 121, 1654-1666.
- Kim, J.-H., W. Moon, A. J. Wells, J. P. Wilkinson, T. Langton, B. Hwang, M. A. Granskog, and D. R. Jones, 2018: Salinity control of thermal evolution of late summer melt ponds on Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 45, 8304-8313.
- Kim, J.-Y., and K.-Y. Kim, 2019: Relative role of horizontal and vertical processes in the physical mechanism of wintertime Arctic amplification, *Climate Dynamics*, 52, 6097-6107.
- Kim, J., Y.J. Yoon, Y. Gim, H.J. Kang, J.H. Choi, K.-T. Park, and B.Y. Lee, 2017b: Seasonal variations in physical characteristics of aerosol particles at the King Sejong Station, Antarctic Peninsula, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 12985-12999.
- Kim, K. Y., B. D. Hamlington, H. Na, and J. Kim, 2016a: Mechanism of seasonal Arctic sea ice evolution and Arctic amplification, *The Cryosphere*, 10, 2191-2202.
- Kim, K.-Y., J.-Y. Kim, J. Kim, S. Yeo, H. Na, B. D. Hamlington, and R. R. Leben, 2019: Vertical feedback mechanism of winter Arctic amplification and September sea ice loss, *Scientific Reports*, 9, 1184.
- Kim, T. W., H. K. Ha, A. K. Wahlin, S. H. Lee, C. S. Kim, J. H. Lee, and Y. K. Cho, 2017: Is Ekman pumping responsible for the seasonal variation of warm circumpolar deep water in the Amundsen Sea?, *Continental Shelf Research*, 132, 38-48.
- Kim, T.-W., K. Lee, R.G. Najjar, H.-D. Jeong, and H. J. Jeong, 2011: Increasing N abundance in the Northwestern Pacific Ocean due to atmospheric nitrogen deposition, *Science*, 334, 505-509.
- Kim, Y., H.-R. Kim, Y.-S. Choi, W. Kim, and H.-S. Kim, 2016: Development of statistical seasonal prediction models of Arctic sea ice concentration using CERES absorbed solar radiation, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(5), 1-11.
- Kim, Y.S., C.J. Jang, and S.-W. Yeh, 2018: Recent surface cooling in the Yellow and East China Seas and the associated North Pacific climate regime shift. *Continental Shelf Research*, 156, 43-54.
- Kodama, T., Y. Igeta, M. Kuga, and S. Abe, 2016: Long-term decrease in phosphate concentrations in the surface layer of the southern Japan Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 7845-7856.
- Kug, J.-S., J.-H. Jeong, Y.-S. Jang, B.-M. Kim, C.K. Folland, S.-K. Min, and S.-W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia, *Nature Geoscience*, 8, 759-762
- Kwon, H, S.-J. Park, S. Lee, B.-M. Kim, T. Choi, and S.-J. Kim, 2019: A numerical simulation of a strong wind event in January 2013 at King Sejong station, Antarctica, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145, 1267-1280.
- Kwak, M.-T., G.-H. Seo, Y.-K. Cho, B.-G. Kim, S.H. You, and J.-W. Seo, 2018: Long-term comparison of

- satellite and in-situ sea surface temperatures around the Korean peninsula. *Ocean Science Journal*, 50(1), 109-117.
- Lee, D, Y.-R. An, K.-J. Park, H.-W. Kim, D. Lee, H.-T. Joo, Y.-G. Oh, S.-M. Kim, C.-K. Kang and S.-H. Lee, 2017: Spatial distribution of common Minke whale (*Balaenoptera acutorostrata*) as an indication of a biological hotspot in the East Sea. *Deep-Sea Research Part II*, 143, 91-99.
- Li, W.-K.-W., F.-A. McLaughlin, C. Lovejoy and E.-C. Carmack, 2009: Smallest algae thrive as the Arctic Ocean freshens. *Science*, 326, 539-539.
- Luo, D., Wu, Q., Jin, H., Marchenko, S. S., Lü, L., and Gao, S., 2016: Recent changes in the active layer thickness across the northern hemisphere, *Environ. Earth Sci.*, 78(7), 555, doi:10.1007/s12665-015-5229-2.
- Luo, Y. and B. P. Boudreau, 2016: Future acidification of marginal seas: A comparative study of the Japan/East Sea and the South China Sea, *Geophysical Research Letters*, 43, 6393-6401.
- Massonnet, F., P. Mathiot, T. Fichefet, H. Goosse, C. K. Beatty, M. Vancoppenolle, and T. Lavergne, 2013: A model reconstruction of the Antarctic sea ice thickness and volume changes over 1980-2008 using data assimilation, *Ocean Modelling*, 64, 67-75.
- Moh, T., J. Cho, S.-K. Jung, S.-H. Kim and Y.-B. Son, 2018, Monitoring of the Changjiang River Plume in the East China Sea using a wave glider, *Journal of Coastal Research*, 85, 26-30.
- Morán, X.-A.-G., Á. López-urrutia, A. Calvo-díaz and W.-K. Li, 2010: Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean. *Global Change Biology*, 16 (3), 1137-1144.
- Moon, J.-H., T. Kim, Y.-B. Son, J.-S. Hong, J.-H. Lee, P.-H. Chang and S.-K. Kim, 2019: Contribution of low-salinity water to sea surface warming of the East China Sea in the summer of 2016, *Progress in Oceanography*, 175, 68-80.
- Mudryk, L. R., Derksen, C., Howell, S., Laliberté, F., Thackeray, C., Sospedra-Alfonso, R., Vionnet, V., Kushner, P.J., and Brown, R, 2018: Canadian snow and sea ice: historical trends and projections, *The Cryosphere*, 12, 1157-1176, doi:10.5194/tc-12-1157-2018.
- Mudryk, L. R., Kushner, P. J., Derksen, C., and Thackeray, C., 2017: Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 919-926, doi:10.1002/2016GL071789.
- Nam, S., S.-T. Yoon, J.-H. Park, Y. H. Kim, and K.-I. Chang, 2016: Distinct characteristics of the intermediate water observed off the east coast of Korea during two contrasting years. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(7), 5050-5068.
- Noetzi, J., Christiansen, H. H., Deline, P., Gugliemin, M., Isaksen, M., Romanovsky, V.E., et al., 2018: "Permafrost Thermal State," in *State of the Climate in 2017*, S20-S22.
- Obu J., S. Westermann, et al., 2019: Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling between 2000-2016 at 1km² scale, *Earth-Science Reviews*, 193, 299-316, doi:10.1016/j.earscirev.2019.04.023.
- Overland, J. E., K. Dethloff, J. A. Francis, R. J. Hall, E. Hanna, S.-J. Kim, J. A. Screen, T. G. Shepherd, and T. Vihma, 2016: Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic, *Nature Climate Change*, 6, 992-999.
- Overland, J., E. Hanna, I. Hanssen-Bauer, S.-J. Kim, J.e. Walsh, M. Wang, and U. Bhatt, 2019: Surface air temperature of the Arctic [in "State of the Climate in 2018"], *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 100(9), S142-S144.
- Pak, G., S.-W. Yeh, S. Nam, Y.-H. Park, and Y. H. Kim, 2019: Major driver leading to winter SST variability in the Kuroshio recirculation gyre region and its decadal changes: Refreshening versus spring-initiated

- reemergence processes. *Geophysical Research Letters*, 46, 272-280.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker, and L. Padman, 2015: Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating, *Science*, 348(6232), 327-331.
- Park, D.-S. R., S. Lee, and S. B. Feldstein, 2015a: Attribution of the recent winter sea ice decline over the Atlantic sector of the Arctic Ocean, *Journal of Climate*, 28, 4027-4033.
- Park, H.-S., S.-J. Kim, K.-H. Seo, A. L. Stewart, S.-Y. Kim, and S.-W. Son, 2018: The impact of Arctic sea ice loss on mid-Holocene climate, *Nature Communications*, 9, 4571.
- Park, H., S. Lee, S.-W. Son, S. B. Feldstein, and Y. Kosaka, 2015b: The impact of poleward moisture and sensible heat flux on Arctic winter sea ice variability, *Journal of Climate*, 28, 5030-5040.
- Park, H.-S., S. Lee, Y. Kosaka, S.-W. Son, and S.-W. Kim, 2015c: The impact of Arctic winter infrared radiation on early summer sea ice, *Journal of Climate*, 28, 6281-6296.
- Park, H.-S., S.-J. Kim, K.-H. Seo, A. L. Stewart, S.-Y. Kim, and S.-W. Son, 2018: The impact of Arctic sea ice loss on mid-Holocene climate, *Nature Communications*, 9, 4571
- Park, J.-J., and S. Nam, 2017: Interannual variability of winter precipitation linked to upper ocean heat content off the east coast of Korea. *International Journal of Climatology*, 38, 1266-1273.
- Park, J.-H., and S. Nam, 2018: Causes of interannual variation of summer mean alongshore current near the east coast of Korea derived from 16-year-long observational data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 7781-7794.
- Park, K., H. Yang, et al., 2018: Development of Shallow-Depth Soil Temperature Estimation Model Based on Thermal Response in Permafrost Area, *Applied Sciences*, 8(10), 1886.
- Park, K.-A., E.-Y. Lee, E. Chang, and S. Hong, 2015: Spatial and temporal variability of sea surface temperature and warming trends in the Yellow Sea. *Journal of Marine Systems*, 143, 24-38.
- Park, T.-W., C.-J. Jang, J. Jungclaus, H. Haak, W. Park and I.-S. Oh, 2011: Effects of the Changjiang River discharge on sea surface warming in the Yellow and East China Seas in summer, *Continental Shelf Research*, 31, 15-22.
- Rangecroft, S., Harrison, S., and Anderson, K., 2015: Rock Glaciers as Water Stores in the Bolivian Andes: An Assessment of Their Hydrological Importance, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 47, 89-98, doi:10.1657/AAAR0014-029.
- Rignot, E., J. Mouginot, B. Scheuchl, M. van den Broeke, M. J. van Wessem, and M. Morlighem, 2019: Four decades of Antarctic ice sheet mass balance from 1979-2017, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 116(4), 1095-1103.
- Robinson D. A., 2019: Northern Hemisphere Continental Snow Cover [in "State of the Climate in 2018"], *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 100 (9), S23-S24, doi:10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1.
- Romanovsky, V., Isaksen, K., Drozdov, D., Anisimov, O., Instantes, A., Leibmann, M., et al., 2017: "Changing Permafrost and its Impacts," in Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 (Oslo, Norway: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)), 65-136.
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., Isaksen, K., Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., Kholodov, A. L., et al., 2018: "Terrestrial Permafrost," in *State of the Climate in 2017*, S161-S165.
- Shepherd, A., et al., 2018: Mass balance of the Antarctic ice sheet from 1992 to 2017, *Nature*, 558, 219-221.
- Shin, C.-W., D. G. Kim, and C. J. Jang, 2018: Seasonal variations and long-term trends of the coastal

- upwelling along the southwestern coast of the East Sea/Japan Sea. *Journal of Coastal Research*, 85, 471-475.
- Shin J.-W., J. Park, J.-G. Choi, Y.-H. Jo, J.-J. Kang, H. Joo and S.-H. Lee, 2017: Variability of phytoplankton size structure in response to changes in coastal upwelling intensity in the Southwestern East Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 10262-10274.
- Simmons, A. J., P. Berrisford, D. P. Dee, H. Hersbach, S. Hirahara, and J. Thépaut, 2017: A reassessment of temperature variations and trends from global reanalyses and monthly surface climatological datasets, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 143, 101-119. doi:10.1002/qj.2949.
- Smith, R.-C., P. Dustan, D. Au, K.-S. Baker and E.-A. Dunlap, 1986: Distribution of cetaceans and sea-surface chlorophyll concentrations in the California Current. *Marine Biology*, 91, 385-402.
- Suamta, H., F. Kauker, M. Karcher, M.-L. Timmermans, A. Behrendt, R. Gerdes, U. Schauer, K. Shimada, K.-H. Cho, and T. Kimuchi, : Decorrelations scales for Arctic Ocean hydrography - Part I: Amerasian Basin, *Ocean Science*, 14, 161-185.
- Sun, Y., C. Dong, and Y. He, 2016: Seasonal and interannual variability in the wind-driven upwelling along the southern East China Sea coast. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 9(11), 5151-5158.
- Sung, M.-K., B.-M. Kim, E.-H. Baek, Y.-K. Lim, and S.-J. Kim, 2016: Arctic-North Pacific coupled impacts on the late autumn cold in North America, *Environmental Research Letters*, 11, 084016.
- Tan, H. and R. Cai, 2018: What caused the record-breaking warming in East China Seas during August 2016? *Atmospheric Science Letters*, 19 (10), e853, doi:10.1002/asl.853.
- The IMBIE team, 2018: Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017, *Nature*, 558, 219-222.
- Toyoda, T., Fujii, Y., Kuragano, T. et al., 2017: Interannual-decadal variability of wintertime mixed layer depths in the North Pacific detected by an ensemble of ocean syntheses. *Climate Dynamics*, 49, 891-907.
- Whitworth III, T., A.H. Orsi, S.-J. Kim, W. D. Nowlin, Jr., and R. A. Locarnini, 1998: Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front, in *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antarctic Research Series*, vol. 75. [Jacobs, S. S. and R. F. Weiss (Eds)]. p1-27, AGU, Washington, DC.
- Woo, S.-H., B.-M. Kim., and J.-S. Kug, 2015a: Temperature Variation over East Asia during the Lifecycle of Weak Stratospheric Polar Vortex, *Journal of Climate*, 28, 5857-5872.
- Woo, S.-H., M.-K. Sung, S.-W. Son, and J.-S. Kug, 2015b: Connection between weak stratospheric vortex events and the Pacific Decadal Oscillation, *Climate Dynamics*, 45, 3481-3492.
- Wu Q., Hou Y., Yun H., and Liu Y., 2015: Changes in active-layer thickness and near-surface permafrost between 2002 and 2012 in alpine ecosystems, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China. *Global and Planetary Change*, 124, 149-155, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.09.002.
- Wu, R., J. Lin, and B. Li, 2016: Spatial and temporal variability of sea surface temperature in eastern marginal seas of China. *Advances in Meteorology*, 2016, Article ID 3820720, 9p.
- Xiao, Z., P. Shi, P. Jiang, J. Hu, S. Qu, X. Chen, Y. Chen, Y. Dai and J. Wang, 2018: The spatiotemporal variations of runoff in the Yangtze River Basin under climate change, *Advances in Meteorology*. <http://doi.org/10.1155/2018/5903451/>.
- Yeh, S.-W., Y.-J. Won, J.-S. Hong, K.-J. Lee, M.-H. Kwon, K.-H. Seo and Y.-G. Ham, 2018: The record-breaking heat wave in 2016 over South Korea and its physical mechanism, *Monthly Weather Review*,

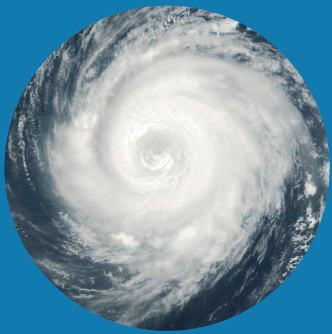
- 146, 1463-1474.
- Yeo, H., S.-J. Park, B.-M. Kim, M. Shiobara, S.-W. Kim, H. Kwon, J.-H. Kim, J.-H. Jeong, S. S. Park and T. Choi, 2018: The observed relationship of cloud to surface longwave radiation and air temperature at Ny-Ålesund, Svalbard, *Tellus B*, 70(1), 1-10.
- Yi, D.-W., and S.-W. Yeh, 2019: Understanding intermodel diversity of CMIP5 climate models in simulating East Asian Marginal Sea Surface Temperature in the near future (2020-2049). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124. <https://doi.org/10.1029/2019JC015028>.
- Yim, B. Y., H. S. Min, B.-M. Kim, J.-H. Jeong, and J.-S. Kug, 2016: Sensitivity of Arctic warming to sea ice concentration, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 121, 6927-6942.
- Yoon, J.-J., 2016: Analysis of long-period sea-level variation around the Korean peninsula. *Journal of Coastal Research*, 75, 1432-1436.
- Yoon, S. C., S. H. Youn, J. D. Whang, Y. S. Suh, and Y. Y. Yoon, 2015: Long-term variation in ocean environmental conditions of the Northern East China Sea, *Journal of the Korean Society for Marine Environment and Energy*, 18(3), 189-206.
- Yoon, S.-T., K.-I. Chang, H. Na, and S. Minobe, 2016: An east-west contrast of upper ocean heat content variation south of the subpolar front in the East/Japan Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 6418-6443.
- Yoon, S.-T., K.-I. Chang, S. Nam, T. K. Rho, D.-J. Kang, T. Lee, K.-A. Park, et al. 2018: Re-initiation of bottom water formation in the East Sea (Japan Sea) in a warming world. *Scientific Reports*, 8, 1576.
- Yoshizawa, E., K. Shimada, H.-K. Ha, T. W. Kim, S.-H. Kang, and K.-H. Cho, 2015: Delayed responses of the oceanic Beaufort Gyre to winds and sea ice motions: influences on variations of sea ice cover in the Pacific sector of the Arctic Ocean, *Journal of Oceanography*, 71, 187-197.
- Yun J., K.-J. Ha and Y.-H. Jo, 2018: Interdecadal changes in winter surface air temperature over East Asia and their possible causes, *Climate Dynamics*, 51, 1375-1390.



제 4 장

고기후기록에 의한 정보

104	4.1. 서론
104	4.2. 화분에 의한 고기후
114	4.3. 동물화석에 의한 고기후
120	4.4. 연륜에 의한 고기후
124	4.5. 고문헌에 의한 고기후
132	4.6. 동굴생성물에 의한 고기후
133	4.7. 결론
133	4.8. 참고문헌



제 4 장 고기후기록에 의한 정보



4.1. 서론

기후위기에 체계적으로 대응하기 위해 고기후를 복원할 목적으로 국지적, 지구적으로 장기간 고기후 비교자료의 확보와 구축에 대한 필요성이 커지고 있다. 이를 위해 대용 자료(proxy data)로서 육상과 해양 퇴적물, 동식물 화석, 나무 나이테 등 지구물리·생물학적 자료와 고대의 그림, 문자, 연대기, 역사적 기록물 등 인문·사회학적인 자료가 활용되고 있다.

그러나 지구물리·생물학적 자료는 지사의 시간 규모로 그 기간이 너무 길어 시간 해상도가 낮기 때문에 인간 활동이 활발한 전근대의 역사시대 당시 날씨와 기상, 기후적 특성을 파악하는 데에는 한계가 있다. 또한 고문헌 역시 과학적인 관측기기를 이용한 현대의 기상 관측 자료와 차이가 크고 자료가 균질하지 않아 고기후를 복원하는데 아직은 제한적이고 고기후의 변화 경향을 짐작하는 정도의 수준에 그치고 있다.

4.2. 화분에 의한 고기후

「한국기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에 따르면 2014년 한국기후변화평가보고서에서 다루어진 내용을 요약하면 다음과 같다. 화분분석 결과에 의하면, 한반도에서의 플라이스토세 최후 빙기 최성기(약 21,700~20,700년 전) 동안 산록지에는 낙엽활엽수(참나무, 느티나무/느릅나무 우점)와 침엽수(소나무, 전나무, 구상나무 등)가 같이 생육하는 혼합림이 번성하였다. 그 이후 최후 빙기(20,700~

11,500년 전)동안에는 더 나빠진 기후 때문에 산록지에 자라던 낙엽활엽수가 줄면서 혼합림은 침엽수림으로 바뀌었다. 이 시기에 남서부의 평야지대에는 쑥屬, 벼科, 명아주科 같은 건조를 견디는 초본들이 번성하였다. 그러나 홀로세(후빙기) 초기(약 11,500년 전)에는 해빙기의 영향으로 기존의 개방초지와 주변 산록지는 냉온대성 교목이 우점하는 낙엽 활엽수림으로 천이되었다. 이는 홀로세(10,000년 전)가 시작되면서 해수면 상승과 온난화의 영향으로 온난·습윤한 기후 아래 습기를 좋아하는 낙엽활엽수림이 번성하였다. 그러나 한반도 중부 이남의 산록지에는 아직도 아한대성 침엽수들이 잔존종(殘存種)으로 생육을 하였다. 홀로세 초기-중기(약 10,400~5,000년 전)동안에는 동아시아 여름몬순의 강화로 한반도 전역에는 낙엽활엽수림 또는 낙엽-상록활엽 혼합림이 번성하였다. 홀로세 후기(4,800~3,000년 전)에는 기후가 한랭해지면서 기존의 낙엽-상록활엽수 혼합림은 축소되고, 소나무가 번성하는 침엽수-낙엽활엽수 혼합림으로 오늘날 냉온대림처럼 바뀌었다.

가장 최근에는 짧은 시기(수백 년 지속)에 발생한 기후 사건(예, 가뭄, 홍수) 등에 대한 연구가 전 세계적으로 이슈가 되고 있다. 그 이유는 이와 같은 기후사건이 우리 인류의 삶(최대 100년 수명)동안 발생할 경우, 생명 및 사회·경제학적으로 치명적인 영향을 줄 수 있기 때문이다. 한국에서도 고해상도의 화분연구로 수십 년~수백 년 기간의 한파, 가뭄(cold, drought)사건을 복원하고 있고 국제 전문학술지 게재를 통하여 학계의 검증을 받을 예정이다. 뿐만 아니라 기존의 정성적인 고기후 복원의 한계를 넘어서, 화분자료 기반의 정량적인 과거 온도와 강우량 자료를 생산하고 있는 중이다. 이 자료들은 고기후 모델링 구현 및 타 분석 자료와의 대비에도 활용할 예정이다.

4.2.1. 화분에 의한 플라이스토세의 기후

4.2.1.1. 식물

동해 울릉분지 시추코어의 화분분석결과(Chen et al., 2017)에 의하면, 후기 플라이스토세(44,000~36,000년 전)동안 한랭 건조한 기후조건 하에서 한반도 동부 연안지역 산지는 전나무屬, 가문비나무屬, 솔송나무屬, 소나무屬과 함께 내한성인 자작나무屬을 포함한 아한대(subalpine) 침엽수림이 번성하였고, 저 평탄지에는 썩屬, 사초과 등이 우점종인 개방형 초지(open grassland)가 넓게 발달하였다. 그 이후 36,000~28,300년 전에 기후는 다시 온난습윤해지면서 기존의 아한대 침엽수림과 내건조성인 벼과, 명아주과, 국화과 등은 크게 줄었다. 최후 빙기 최성기(28,300~17,600년 전)동안에는 기후가 한랭해지면서 당시의 해수면이 현재보다 약 -140m 낮아져 한반도 주변의 대륙붕은 육지로 노출되어 넓은 초지가 발달하였다. 그리하여 아한대 침엽수림(전나무屬, 가문비나무屬, 솔송나무屬)과 내한성 활엽수인 자작나무屬이 다시 확장하였다(그림 4.2.1.1).

한국 서남부(신안 비금도)지역 연안퇴적층 화분자료(Park et al., 2018)에 의하면, 후기 플라이스토세(16,500~12,500년 전)동안 썩屬, 화본과/벼과, 염습생 식물(salt marsh)인 비름과와 사초과 등이 우점하는 초지가 발달하였고 주변산지에는 참나무屬이 자랐다. 이런 식생군락은 최후빙기의 끝자락으로 지속된 동아시아 여름 몬순 약화가 주된 영향인 것으로 해석하였다.

한국 최남단 제주도의 하논 마르 고호수(maar paleolake)

퇴적층의 화분 결과자료(Park et al., 2014a, b; Park et al., 2015a)에서도 세차운동에 기인한 여름철 일사량 감소로 한랭 건조한 기후가 매우 우세했던 것으로 알려졌다(그림 4.2.1.2). 그 이후 최후빙기(17,600~15,100년 전) 동안에는 동아시아 겨울 몬순(EAWM: East Asia Winter Monsoon)이 강화되면서 기존의 주요 수종으로 구성된 아한대 침엽수림이 다시 대규모로 확장되었다. 그러나 해수면은 다시 상승하면서 노출-육화되었던 대륙붕지역은 다시 침수되어 저 평탄지의 개방형 초지는 크게 축소-후퇴하였다. 15,100~12,100년 전에는 아간빙기(interstadial)의 기후 온난화 및 지속적인 해수면 상승으로 인하여 아한대 침엽수림은 축소-후퇴하면서 참나무屬을 우점으로 하는 온대 낙엽활엽수림으로 교체되었다.

동해 울릉분지와 제주도 하논 마르 고호수 퇴적층에서의 화분분석에 따르면, 후기 플라이스토세동안 한반도를 포함한 동북아시아지역에서는 총 5번의 한랭기간(3만 9천년 전, 3만 2천 5백년 전, 2만 4천년 전, 1만 2천 5백년 전, 1만 5천 1백~1만 7천 6백년 전)이 존재하는 것으로 파악되었으며, 각각의 한랭기간에는 아한대 침엽수림의 발달과 온대 침엽-활엽수림이 축소하였다. 이들 기간은 유럽의 하인리히 이벤트(H: Heinrich event)와 그린란드 빙하코어의 영거 드라이아스(YD: Younger Dryas) 이벤트와도 매우 잘 일치하는 것으로 밝혀졌다(그림 4.2.1.2; 그림 4.2.1.3). 또한, 단스가드-오스거(D-O: Dansgaard-Oeschger warm event 4 & 3과 대비되는 온난 시기가 각각 30만 7천년 전, 29만 9천년 전에 존재하는 것도 파악되었다(그림 4.2.1.2).

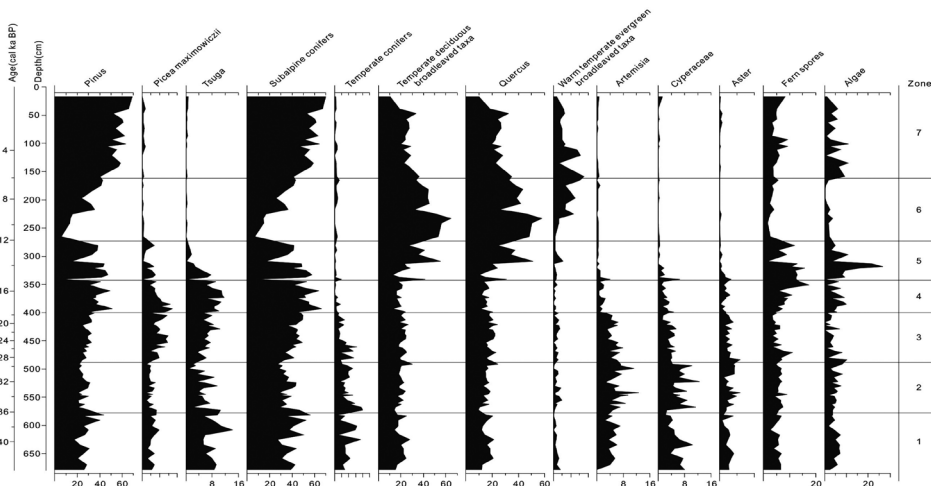


그림 4.2.1.1. 동해 울릉분지 KCES-1 시추공에서의 화분산출결과(Chen et al., 2017).

4.2.2. 화분에 의한 홀로세의 기후

4.2.2.1. 식물

한국 중서부(군산)지역 금강 하구 퇴적층에서 분석한 화분 분석(Song et al., 2017; Song et al., 2018a) 결과는 전기 홀로세 초·중기(12,105~7,278년 전) 동안의 기후변화에 의한 뚜렷한 식생변화가 발생하였음을 보여준다(그림 4.2.2.1).

전기 홀로세 초기(12,100~9,800년 전)동안 군산지역은 한랭 습윤한 기후 하에서 냇가습지형 초지가 발달하였다가, 전기 홀로세 중기(8,500~7,300년 전)에는 온난 습윤한 기후로 변화면서 온대 침엽-낙엽활엽 혼효림이 번성하였다. 냇가 습지형 초지에는 사초과, 가래屬, 부처손과 등이 왕성하게 생육하였고 주변 산지에는 소나무屬과 참나무屬으로 구성된 개방형(open) 침엽-낙엽활엽수 혼효림이었으며 산림표층에는 고란초과, 고사리屬 등의 양치식물이 생장하였다. 그 이후에는 참나무屬을 비롯한 다양한 활엽수가 크게 증가한 밀집형(dense) 온대 낙엽활엽수림으로 천이되었다. 특히, 두 번에 걸친 습윤도의 원인으로는 첫 번째 시기는 편서풍의 강화와 해수면의 급상승, 두 번째 시기는 동아시아 여름 몬순의 강화와 라니냐 활동에 관련이 높은 것으로 분석하였다.

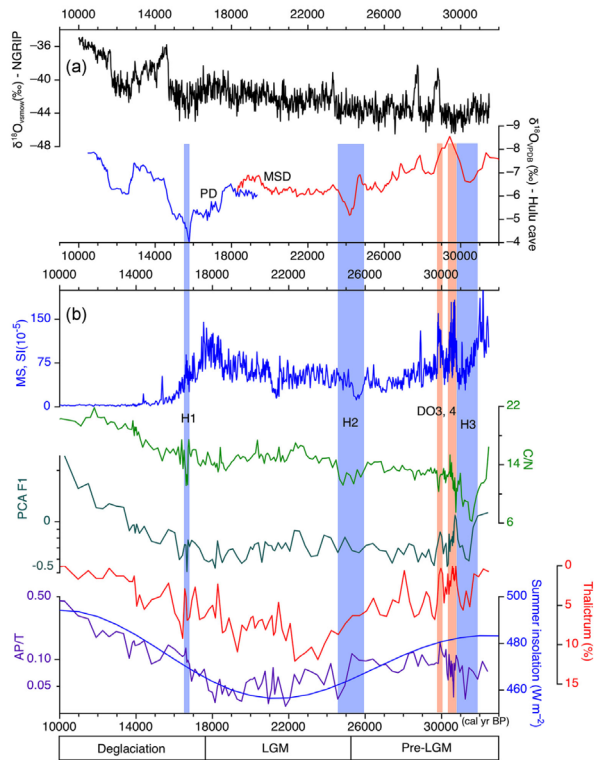


그림 4.2.1.2. 제주도 하논 마르 고호수 퇴적층의 화분-퇴적물 물리적 특성 비교(Park et al., 2014). H: Heinrich cold event.

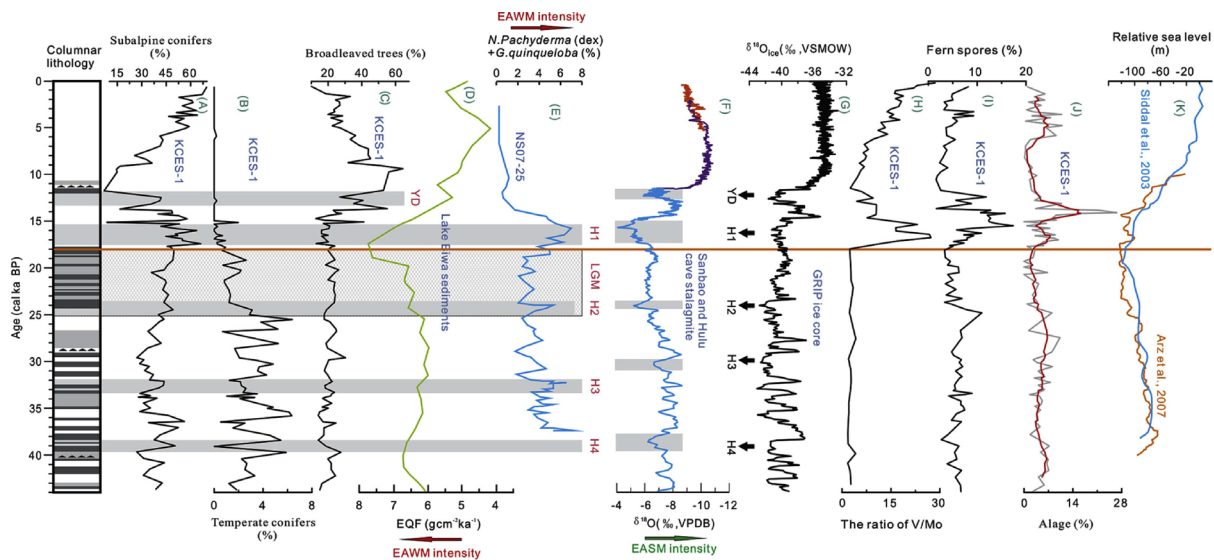


그림 4.2.1.3. 동해 울릉분지 시추코어의 화분분석자료기반의 과거 44,000년 전 동안 식생-기후변화의 복원과 기존 다중 프록시 자료와의 비교(Chen et al., 2017). EASM: East Asia Summer monsoon. EQF: Eolian Quartz Fragment. LGM: Last Glacial Maximum. H1~H4: Heinrich Cold Event.

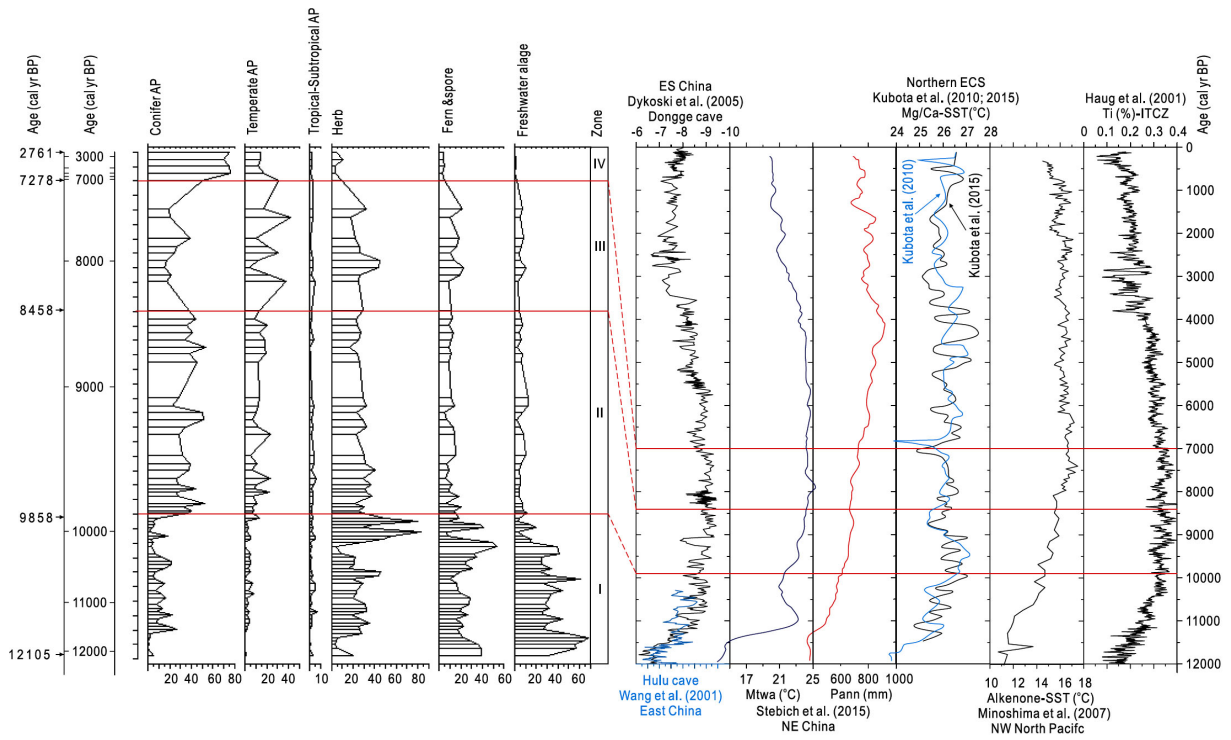


그림 4.2.2.1. 군산 금강 하구 퇴적층에서 산출된 화분 및 다중 프록시 자료와의 비교(Song et al., 2018a).

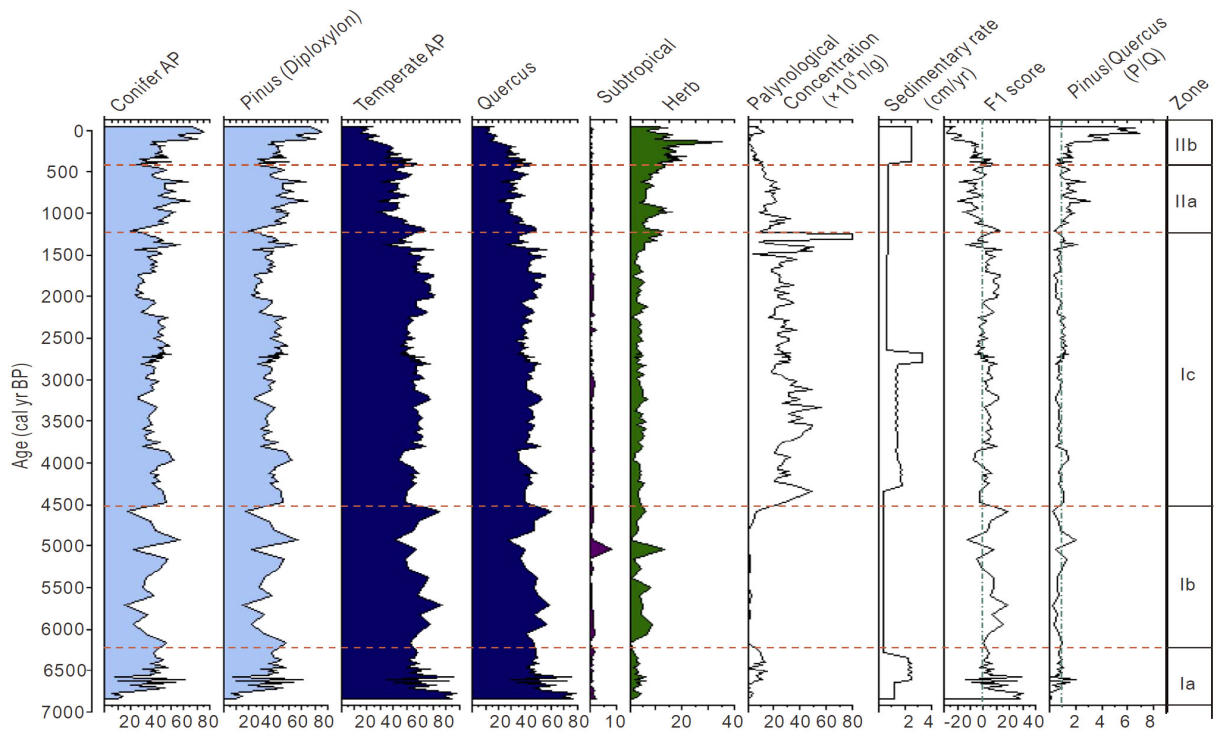


그림 4.2.2.2. 지난 7,000년 전 이래 한국 북동부 지역의 식생군락과 기후의 변화(Song et al., 2018b).

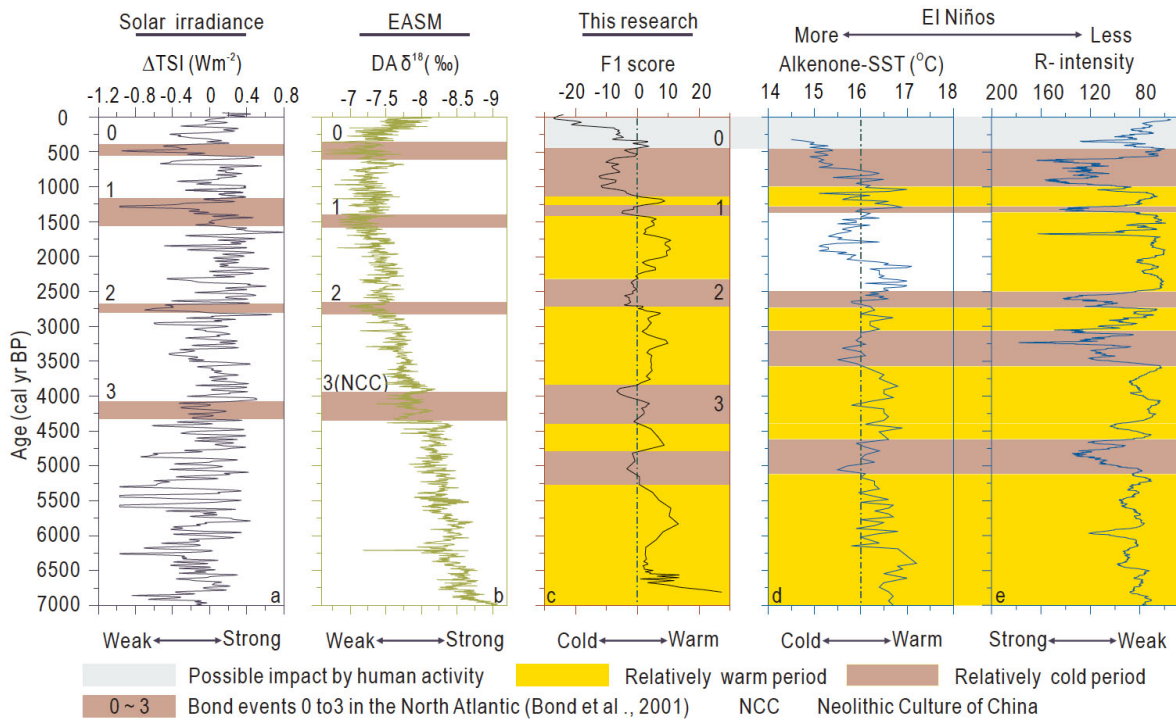


그림 4.2.2.3. 송지호 퇴적물에서 나타난 동아시아 여름 몬순변화와 엘니뇨 변화 상관성(Song et al., 2018b).

한국 북동부(고성)지역 송지호 퇴적층에서 분석한 화분 분석 결과는 과거 약 7,000년 전동안의 기후변화와 식생 변화를 파악할 수 있었다(Song et al., 2018b). 중기-후기 홀로세(6,842~1,297년 전) 시기동안 고성지역의 산지에는 소나무屬, 참나무屬, 서어나무屬, 가래나무屬, 오리나무屬 및 자작나무屬 등이 우점하는 낙엽활엽수림이 번성하였다. 이와 함께 송지호 주변 저지에는 화분과/벼과, 국화과가 등의 초본류가 무성하였다. 후기 홀로세 말기(1,297년 전~현재) 동안에는 소나무屬, 참나무屬, 서어나무屬, 가래나무屬, 오리나무屬, 자작나무屬 등이 주요수종으로 구성된 낙엽 활엽수림이 산지에 잘 발달하며, 송지호 주변 저지에는 화분과/벼과, 국화과 등의 초본류가 풍성하게 성장하고 있다. 비록, 중·후기 홀로세(Zone I)와 후기 홀로세 말기(Zone II)의 식생군락 구성에 큰 차이는 없지만, 목본류(AP: arboreal pollen)와 초본류(NAP: non-arboreal pollen)의 상대적인 산출비율(AP, 95.4%→ 85.6%; NAP, 3.9%→ 12.3%)은 크게

변화였다. 이와 함께 침엽수의 산출은 점차적으로 증가 하지만, 온대 낙엽활엽수의 산출은 반대로 감소하는 양상을 보여주고 있다(그림 4.2.2.2). 이런 변화양상은 중기 홀로세의 온난-습윤에서 후기 홀로세의 한랭-건조로 이행하면서 기후는 점차적으로 한랭화가 진행되었다는 것을 반영한다. 이런 기후 한랭화는 태양 복사력(solar insolation)의 감소와 밀접하게 관련된 것으로 나타났다. 그러나 상대적인 건조도 vs. 습윤도의 변화는 편서풍(westerly jet)과 동아시아 여름 몬순(EASM)에 의해 조절되는 것으로 파악되었다. 즉, 전기-중기 홀로세 동안 한반도의 기후변화는 북대서양 지역과 밀접하게 원격상관(tele-connection)되었다는 것을 확인 할 수가 있었다. 그럼에도 불구하고 중기 홀로세부터는 엘니뇨-남방진동(ENSO: El Niño-Southern Oscillation)이 한반도를 포함한 서태평양 연안지역에서 동아시아 여름 몬순(EASM)의 변화에 아주 중요한 역할을 하는 것으로 나타났다(Song et al., 2019) (그림 4.2.2.3).

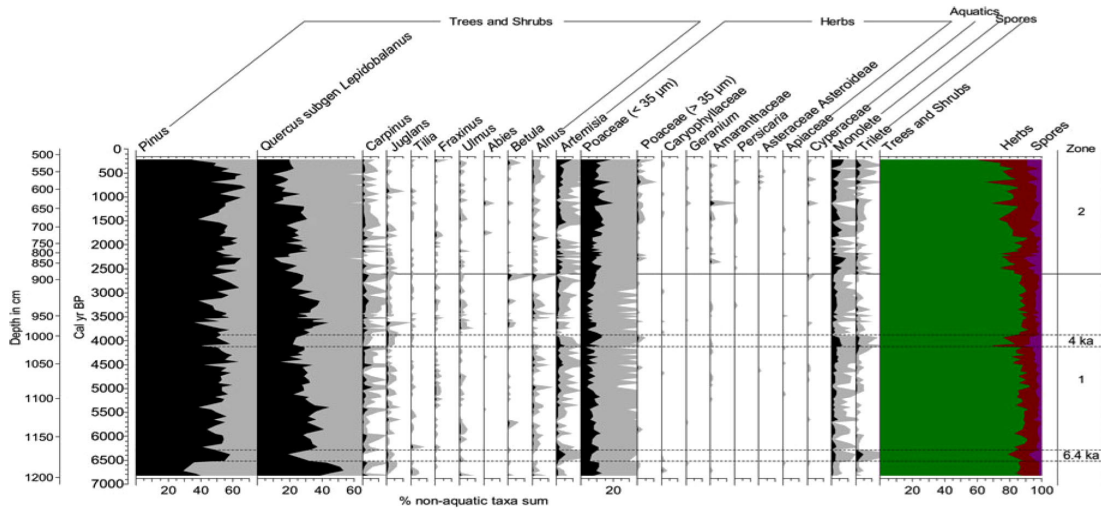


그림 4.2.2.4. 포매호 퇴적층에서의 화분분석 결과(Constantine et al., 2019).

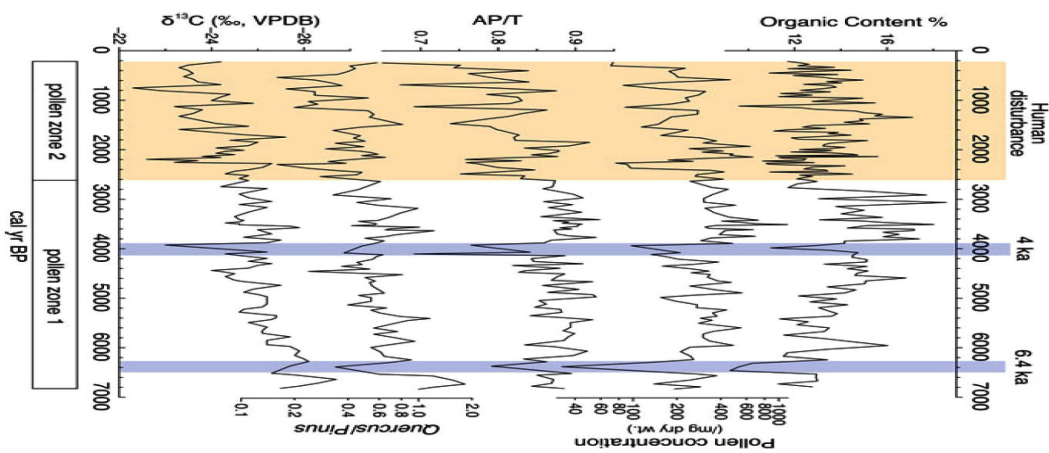


그림 4.2.2.5. 포매호 퇴적층의 다중 프록시 결과 비교(Constantine et al., 2019). AP/T: arboreal/total pollen ratios. 파란색 막대는 한랭-건조 이벤트를 나타냄. 주황색 박스는 인간간섭이 집중적으로 행해진 시기임.

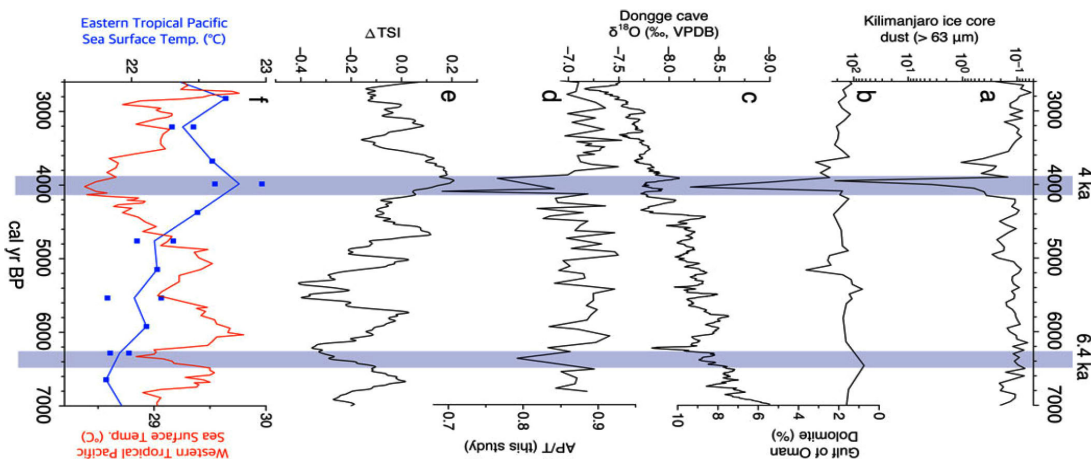


그림 4.2.2.6. 포매호의 화분과 다중 프록시자료 비교(Constantine et al., 2019). 파란색 막대는 한랭-건조 이벤트를 나타냄. TSI: Total solar irradiance. AP/T: arboreal/total pollen ratios.

Constantine et al.(2019)은 강원도 양양지역에 위치한 석호기원 포매호 퇴적층에서 분석한 화분분석(그림 4.2.2.4)을 비롯한 퇴적물의 물리-지화학 분석결과(그림 4.2.2.5)를 통하여 과거 약 7,000년 전 동안 한국 북동부지역의 기후 변화와 식생변화를 파악하였다. 분석결과에 의하면, 약 6,400년 전과 4000년 전에 기후 한랭건조화가 발생하여 급격한 식생변화를 가져왔다. 특히 기후적 극상림(極相林, climatic climax tree)의 대표적 구성원인 서어나무屬, 참나무屬 등은 단기간의 돌발기후변화에 매우 취약한 것으로 알려져 있다. 이들 2번의 기후사건은 각각 낮아진 태양흑점활동과 강화된 엘니뇨와 유사한 조건(El Niño-like conditions)에 의해서 발생한 것으로 추정하였다(그림 4.2.2.6). 즉, 북대서양 지역의 한랭과 적도 수렴대(ITCZ: Intertropical Convergence Zone)의 남하(南下, southward)는 동아시아 여름 몬순(EASM)을 약화시키어 한랭건조한 기후가 되었다. 이와 함께, 동아시아 연안지역의 홀로세 기후변화를 복원하기 위해서는 적도 태평양의 해수면온도(SST: sea surface temperature)의 변화를 신중히 고려해야한다.

과거 약 7,000~2,600년 전 동안 강원도 양양지역은 상대적으로 온난습윤한 기후조건 하에서 소나무屬, 참나무屬, 서어나무屬 등이 주요수종으로 구성된 밀집형 온대 침엽-

낙엽활엽수림이 지속적으로 번성하였다. 비록 이 기간 동안 수목(tree-shrub)의 큰 변화는 없었지만, 소나무屬의 점진적인 증가와 참나무屬, 서어나무屬의 감소는 중기 홀로세부터 동아시아 여름 몬순(EASM)의 약화에 기인한 것으로 여겨진다(그림 4.2.2.5). 그리하여 내한건조성(dry-tolerant)인 소나무屬은 증가하고 상대적으로 온난기후성인 참나무屬은 감소한 것으로 생각된다. 과거 2,600년 전~현재 동안은 전체적으로 목본식물(arboreal taxa)은 감소하고 초본식물(non-arboreal)은 산출빈도가 증가하는 것으로 나타났다(그림 4.2.2.4). 이것은 기후의 영향도 있었지만 주변지역에서 행해진 농경활동 같은 인간간섭에 의한 식생교란이 반영된 것으로 해석하였다. 즉 농경지표 종인 화분과/벼과, 속과 및 비름과 등의 출현, 소나무屬과 양치식물의 상대적인 증가는 지난 약 4,000년 동안 포매호 주변에서 농경활동이 시작되었음을 지시한다고 할 수 있다(그림 4.2.2.5).

한국 서남부(신안 비금도)지역의 연안습지 퇴적층의 화분 분석(Park et al., 2018) 결과에 따르면, 전기 홀로세 초기(9,500~8,000년 전)동안 참나무屬은 우점, 서어나무屬, 오리나무屬 등이 풍부한 낙엽활엽수림이 발달하였다. 염습생 식물(salt marsh)인 비름과는 시간이 경과될수록 점차적으로 비율이 감소하는 반면 사초과는 비율이 증가하였다(그림 4.2.2.7).

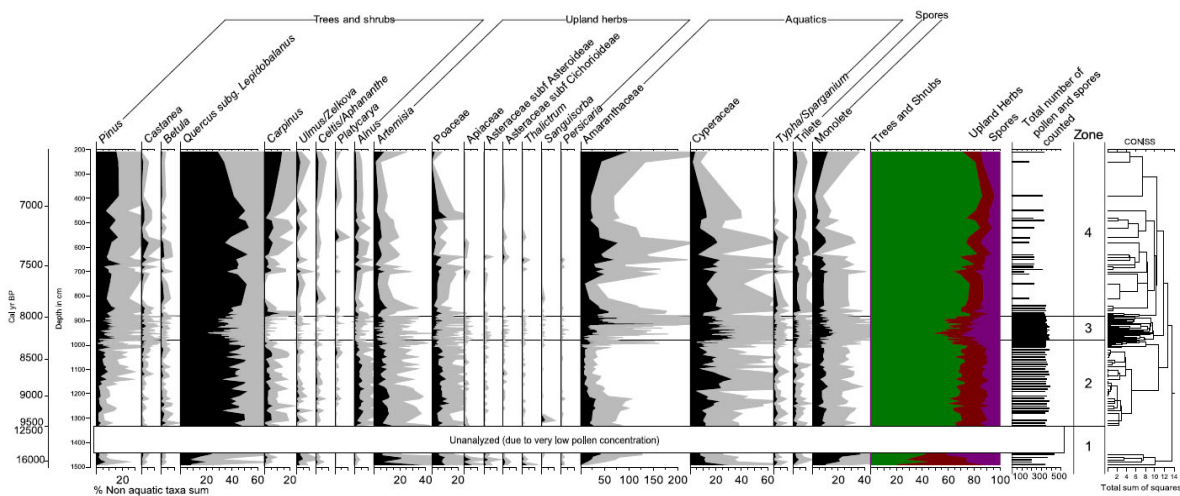


그림 4.2.2.7. 신안군 비금도 연안퇴적층 화분분석 결과(Park et al., 2018).

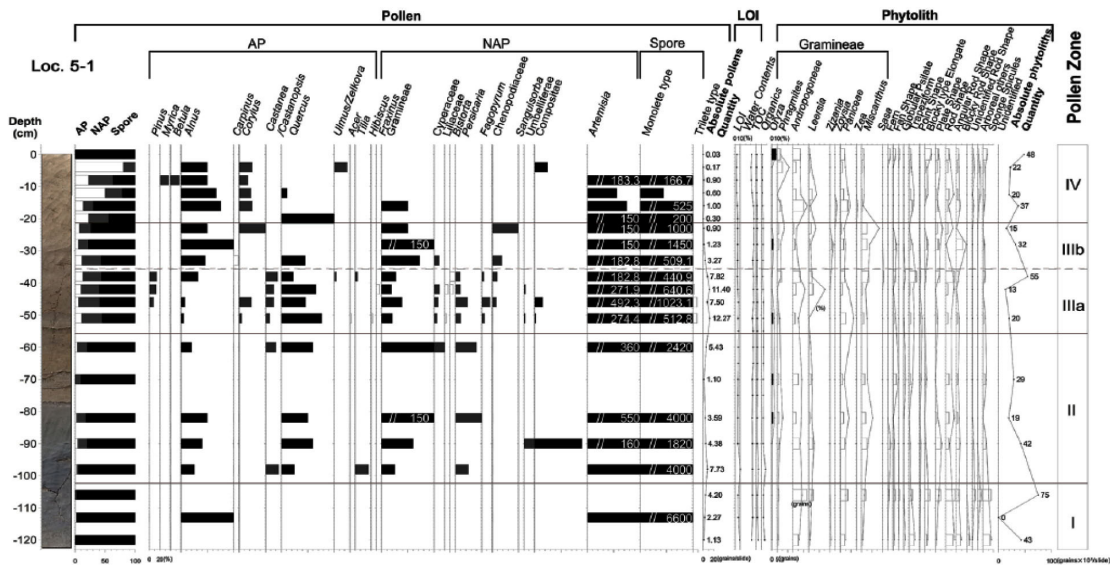


그림 4.2.2.8. 세종시 대평리 범람원 퇴적층에서 산출된 화분 및 식물규산체(Moon et al., 2018).

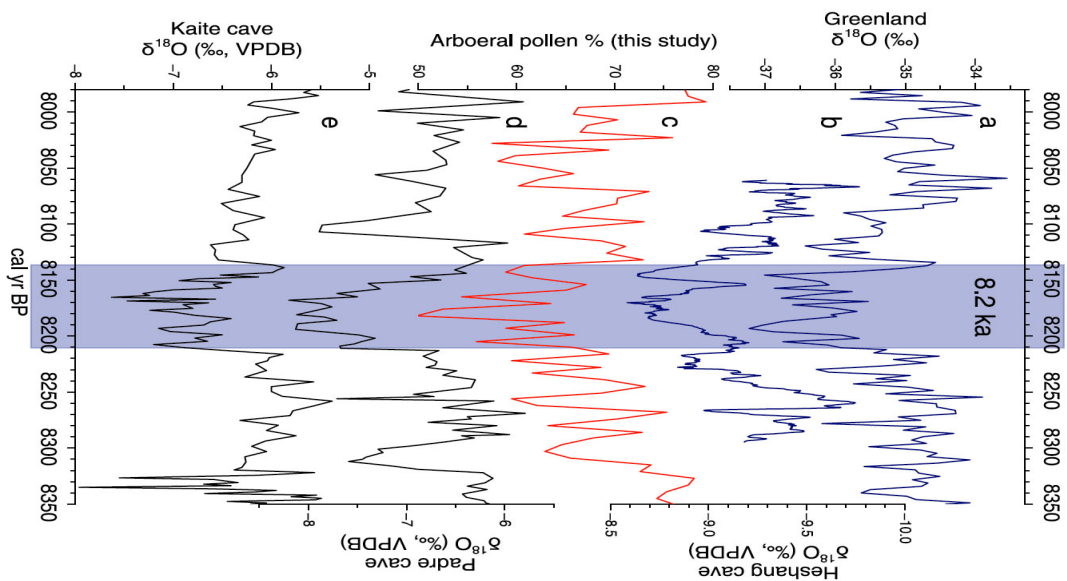


그림 4.2.2.9. 화분결과와 그린란드 빙하코어 및 중국 동굴석순의 산소동위원소 비교. 8.2ka cold event가 북반구 전역에 발생했음을 잘 보여줌(Park et al., 2018).

참나무屬, 서어나무屬, 오리나무屬 등이 뚜렷하게 증가하고 썩屬 같은 초본류가 감소하는 것은 홀로세에 접어들면서 서남부지역은 기후 온난화와 해수면 급상승에 의한 온난습윤한 기후가 원인인 것으로 해석된다. 후반부로 갈수록 염습생식물인 비름과가 감소하고 사초과가 증가하는 이유는 기후변화보다도 해수면 상승률과 관계가 있을 것으로 추정된다.

특히, 8,300~8,000년 전 시기 동안은 낙엽활엽수(참나무屬, 서어나무屬, 오리나무屬)가 뚜렷하게 급감하지만, 초본류(산형과, 국화과, 사초과, 여뀌屬)와 양치식물이 급증한다. 이런 현상은 기후가 갑자기 한랭 건조해졌음을 반영한다. 이 시기는 북반구 전역에 기후 한랭화를 불러왔던 8.2ka cold event(Park et al., 2019)를 포함하는 것으로 한반도에도 큰 영향을 미쳤음을 잘 보여주고 있다(그림 4.2.2.8).

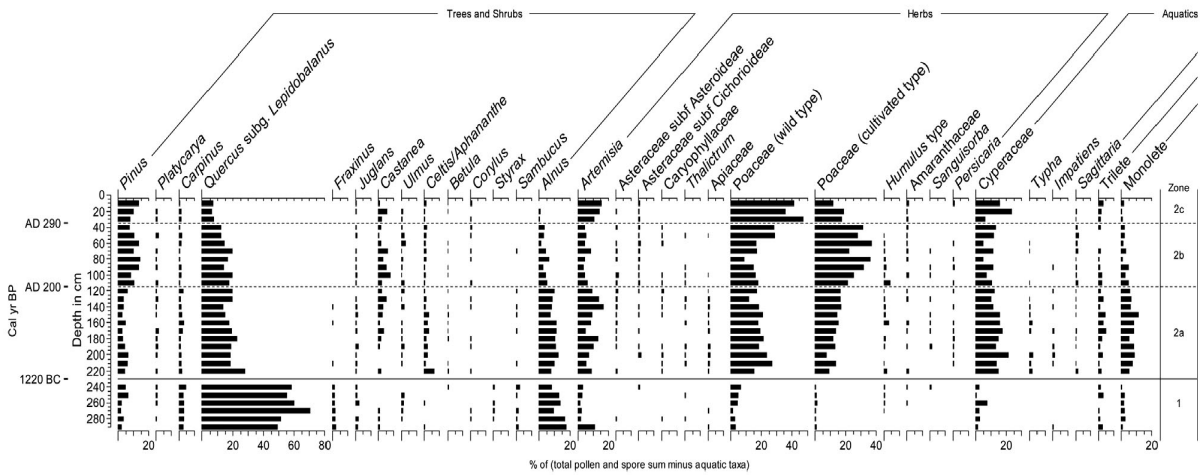


그림 4.2.2.10. 광주 월정리 유적지 문화층의 화분분석 결과(Park and Kim, 2015).

그 이후에는 소나무屬, 참나무屬, 오리나무屬 등의 낙엽 활엽수들이 점진적으로 증가하는 반면 양치식물과 사초과는 점차 감소하는 경향을 보여준다. 이런 현상은 8.2ka cold event가 끝난 후 기후가 원상태로 돌아가면서 식생이 다시 회복하는 과정이라고 할 수가 있다. 전기 홀로세 중기(8,000~6,500년 전) 동안에는 참나무屬, 서어나무屬, 오리나무屬 등이 큰 폭으로 증가하면서 낙엽활엽수림으로 발달하였다. 이와는 반대로 썩썩, 화분과/벼과 등의 초본류와 양치식물의 비율이 점차적으로 감소한다. 이런 식생천이는 홀로세 기후 최적기(HCO: Holocene climatic optimum) 동안 동아시아 여름 몬순(EASM)이 강화되어 온난습윤한 기후가 지속되었음을 잘 반영한다(그림 4.2.2.9).

한국 중부(세종시)지역 금강 범람원 퇴적층에서 분석한 화분분석(Moon et al., 2018) 결과에 의하면, 과거 3,200~2,050년 전 동안 이 지역의 산지는 참나무屬, 오리나무屬, 밤나무屬/구실잣밤나무屬, 개암나무屬 등이 우점종인 낙엽 활엽수림이 번성하였다. 또한 이 시기는 강화된 동아시아 여름 몬순(EASM)에 의한 온난 습윤한 기후와 충분한 일사량으로 선사인(先史人)들이 수전경작(水田耕作) 활동에 매우 유익한 환경조건이었다. 고고학 편년으로는 청동기 시대로서 한반도에서 처음으로 벼농사가 시작된 시기로서, 세종시대 평리 고고문화층에서도 경작지표종인 벼(Oryza sativa)의

화분과 식물규산체(phytolith) 등의 다량 산출이 강력한 증거자료로 제시되었다(그림 4.2.2.8).

한국 서남부(광주)지역 월정리 유적 문화층으로부터 분석한 화분분석(Park and Kim, 2015)을 통하여 과거 3,500~1,760년 전(1950 BC~AD 310) 동안 청동기시대 선사인들의 농경지 확보를 위한 화전 및 농경활동 같은 인간행위와 식생교란의 상관성이 파악되었다(그림 4.2.2.10).

청동기시대 초기(1950~1220 BC), 월정리 지역에는 참나무屬, 서어나무屬, 오리나무屬 등이 우점하는 낙엽활엽수림의 발달과 썩썩, 사초과, 화분과 등이 아주 소량으로 산출되는 것으로 보아 인위적인 교란을 거의 받지 않은 자연환경이었던 것으로 추정하였다. 청동기시대 초기(1220 BC) 이후로는 선사인들의 농경지 확보를 위한 산림훼손(벌채와 화전 등)과 수전농사 같은 농경활동이 매우 활발했던 것으로 생각된다. 그 이유는 이 시기동안 낙엽활엽수, 특히 참나무屬, 오리나무屬 등의 급감과 경작지표 종인 화분과/벼과의 우점산출과 논둑에서 살아가는 초본류의 화분의 급격한 증가는 아주 명확한 증거라고 할 수가 있다. AD 200년 이후, 농경활동 지표 종과 소나무屬의 급증은 이 지역에서 농경활동이 더욱더 활발하게 이루어졌다는 것을 잘 반영하고 있다. 하지만 AD 290년 이후에는 건조기후가 도래하여 논농사(벼농사)활동이 대규모로 축소되었던 것으로 나타났다.

4.2.3. 화분에 의한 역사시대 기후

4.2.3.1. 식물

한국 북동부(강원도 인제)지역 점봉산 습지퇴적층으로부터 분석한 화분, 미세탄화물(micro-charcoal), 및 물리-지화학(입도분석, 유기물총량, 유기탄소동위원소) 분석을 통하여 과거 800년 전부터 현재까지의 기후변화, 식생변화 및 고산습지 형성사를 해석하였다(Chae and Park, 2016). 특히 화분분석결과로는 처음으로 일련의 태양흑점 최소시기(minima)와 잘 일치하는 백년주기 기후변화를 해석하였다. 이와 함께 19세기 초 소빙기(LIA: Little Ice Age) 때 대가뭍으로 인한 농경방법 변화(shift)와 기근(famine)에 대한 증거도 제시되었다.

그림 4.2.3.1.에 제시된 바와 같이 중세 기후 이상기(MCA: Medieval Climate Anomaly; 980AD~1,350AD)동안 점봉산에는 우점종인 소나무屬, 참나무屬과 함께 서어나무屬, 물푸레나무屬 등이 풍부한 온대 낙엽활엽수림이었다. 이와 함께 내한성 침엽수인 가문비나무屬도 자라고 있었고, 산림 표토에는 양치식물과 미나리아재비과, 사초과 등의 초본류도 성장하였다. 이런 식생군락의 특성으로 보아 이 시기에는 인간간섭을 받지 않고 온난 습윤한 기후 하에서 자연산림 형태를 유지하고 있었다. 중세 기후 이상기(MCA)의 초기에는 높은 강우량과 지표에서의 빠른 유속으로 점봉산 지역에 습지는 형성되지 못하였다. 그러다가 MCA 말기에 오면서 적은 강우량과 느려진 유속으로 점봉산 지역에 습지가 형성되기 시작하였다. 이후 소빙기(LIA: 1.350AD~1750AD) 동안

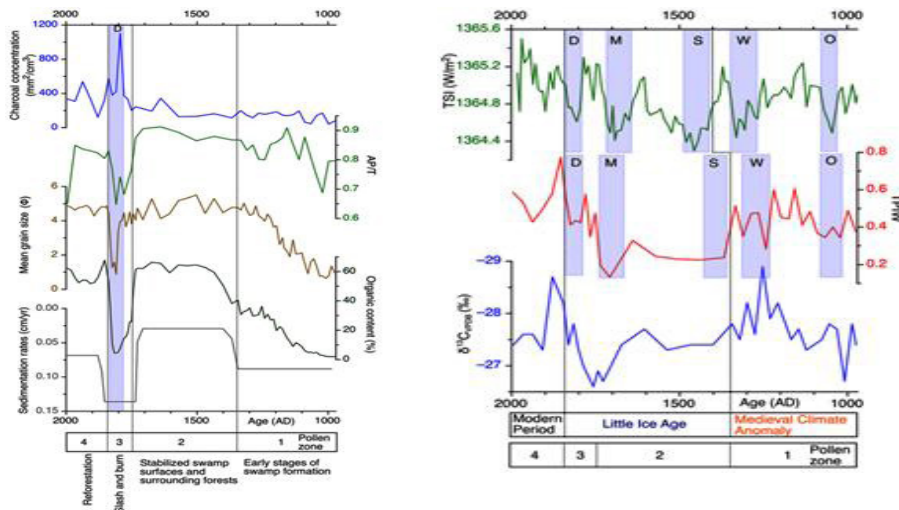


그림 4.2.3.1. 점봉산 퇴적층에서의 다중 프록시 분석을 통한 고산습지 형성과정 복원(좌)과 태양 복사력과 화분온난지수, 유기탄소동위원소 분석 값의 대비를 역사시대 중세 기후 이상기, 소빙기 파악(우)(Chae and Park, 2016). 파란 박스: 태양 흑점 최소시기(O: Oort, W: Wolf, S: Spörer, M: Maunder, D: Dalton).

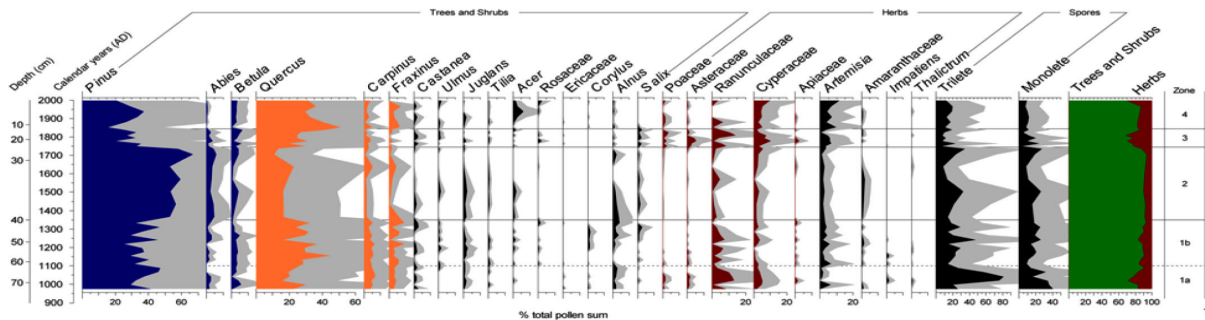


그림 4.2.3.2. 강원도 인제 점봉산 퇴적층의 화분분석 결과(Chae and Park, 2016).

소나무屬은 뚜렷하게 증가하지만 참나무屬, 서어나무屬, 물푸레나무屬은 급감하는 산림형태로 변하여 침엽수림으로 교체되었다. 이와 함께 한랭성인 가문비나무屬과 자작나무屬도 증가하는 것으로 나타났다. 이런 식생형의 변화는 한랭-건조한 기후 때문인 것으로 해석하였다. 결과적으로는 풍부한 수목류(arboreal taxa)와 풍부한 유기물 공급으로 점봉산에는 고산습지가 발달한 것으로 추정된다(그림 4.2.3.2). 우점 화분(소나무屬, 참나무屬)의 최저치 및 미세탄화물을 포함한 타 프록시의 시그널들이 특정 짧은 시기에 최고치(peak)를 나타낸다. 이는 주변산지에 화전(slash-and-burn) 같은 인위적인 환경교란이 매우 활발하였음을 반영하는 것으로서, 약화된 태양복사력(Dalton 태양흑점 최소시기)에 의한 기후 한랭화로 가뭄과 기근을 극복하기 위한 방법이었을 것으로 해석된다. 또한 이 화분분석결과에서는 중세 기후 이상기(MCA)에서 소빙기(LIA)로 변하는 시기가 1350AD로 파악되었고 결과적으로 소빙기는 1350AD~1850AD 동안 지속되었던 것으로 밝혀졌다. 수목화분 온난지수(TPIW: Tree Pollen Index of Warmness)와 태양복사총량(TSI: Total Solar Irradiance)의 변화가 서로 일치하는 것은 한국에서의 지난 2천년동안 기후변화는 태양활동에 조절된다는 것을 반영한다고 할 수 있다(그림 4.2.3.1).

4.2.4. 2020년 화분의 의한 고기후 요약

최근에는 퇴적층의 시추기술 및 절대연대측정기술의 획기적인 발달로 고해상도와 양질의 화분연구결과를 얻었다. 그 결과, 퇴적층에 기록되어 보존된 과거 기후변화 및 식생 천이 역사를 보다 상세하게 해석할 수 있게 되었다.

특히, 고해상도의 화분연구로 전 지구규모 기후사건(예, 8.2 ka cold event) 또는 동아시아몬순규모 기후사건(예 4.2 ka drought) 등이 한반도에도 나타난 것으로 밝혀졌다. 동해 해양퇴적물의 연구로 약 50,000년 전(후기 플라이스토세)까지의 한반도의 기후 및 식생변화를 새롭게 알 수 있게 되었다.

후기 플라이스토세 동안, 대부분 한랭-건조한 기후 때문에 산록지에는 아한대 침엽수림의 번성 및 평탄지에는 개방형 초지가 넓게 발달하였다. 홀로세에 들어오면서 한반도에는

해수면 상승은 기후 및 식물생태에 많은 영향을 미쳤다.

서해 연안퇴적물에 대한 고해상도의 화분기록 분석에 의하면, 홀로세 전기(8,300~8,000년 전)동안 한반도에 갑자기 한랭건조한 기후가 있었던 것으로 처음으로 확인되었다. 이것은 북반구 전역에 기후 한랭화를 불러왔던 8.2ka cold event가 한반도에도 큰 영향을 미쳤음을 잘 반영한다. 홀로세 초기-중기(8,000~6,500년 전)동안에는 한반도 전역에 낙엽-상록활엽수림이 번성한 반면에 건조를 견디는 초본류 등은 점차적으로 감소하였다. 이런 식생 천이는 홀로세 기후 최적기(Holocene climatic optimum) 동안 동아시아 여름 몬순이 강화되어 온난 습윤한 기후가 지속되었음을 잘 나타낸다. 이와 같은 화분연구결과는 전 지구/동아시아지역에서 잘 알려진 기후변화의 역사기록이기 때문에 연구발표 논문은 견고한 동의 수준으로 볼 수가 있다.

4.3. 동물화석에 의한 고기후

「한국기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에 따르면 우리나라의 플라이스토세에서 출토되는 동물화석은 대부분이 동굴유적에서 발견되고 있다. 산성이 강한 들판유적들에서는 동물화석을 포함한 모든 유기물들이 썩어 없어지기 때문이다. 이것은 식물화석의 경우도 마찬가지이다. 그래서 우리나라의 플라이스토세의 동식물의 변화 양상은 거의 동굴유적의 발굴과 조사 연구에 의존하고 있다. 이에 따라 플라이스토세 시기의 기후변화를 알아보기 위해서는 이 시기에 발굴된 구석기시대의 동굴유적에서 찾아지는 동물화석의 연구가 필수적이다.

현재까지 조사 연구된 동굴 가운데 가장 오래된 유적은 충청북도 단양군 매포읍 도담리의 도담 금굴로 대략 65-70만년 전으로 가늠되며 해양 동위원소단계로는 MIS 17기(Marine Isotopic stage)에 해당한다. 이밖에 상원 검은모루 유적을 비롯하여 역포 대현동, 제천 점말용굴, 청원두루봉 유적들이 있는데 이들은 중기 플라이스토세의 후기에 속하는 것이 대부분이다.

각 유적들에서 나온 동물들을 기반으로 하여 살펴본 결과 먼저 중기 플라이스토세의 이른 시기의 경우에는 큰쌍코뿔이

(*Dicerorhinus*)와 말(*Equus*), 첫소(*Bos primigenius*) 등의 기제류와 우제류의 동물들이 많이 나타나고 있다. 이들은 비교적 온대지역의 너른 개활지를 필요로 하는 동물들로 당시의 기후가 넓은 스텝성의 초지는 않은 환경조건이었음을 보여주고 있다. 한편 중기 플라이스토세의 늦은 시기로 가면서는 큰꽃사슴 등의 사슴과 동물과 표범, 늑대, 샥 등의 식육류의 증가를 볼 수 있다. 이들은 온대성의 숲지성 동물들로 기후가 점점 온화한 온대성으로 변화하고 있는 것을 추측하게 한다.

후기 플라이스토세에 속하는 동굴유적들은 약 20여 군데이며 이곳에서 출토된 동물로 본 이시기의 특징은 다음과 같이 정리할 수 있다.

먼저 다양한 동물들의 출현이다. 앞선 중기 플라이스토세 시기(30여종)보다 훨씬 많은 50여종의 동물이 보고되었으며 이러한 증가가 가장 눈에 띄는 짐승들이 식육류이다. 호랑이, 동굴사자, 곰 등의 대형 식육류부터 하이에나, 늑대, 여우, 너구리 오소리 등의 중형 동물, 족제비, 수달 등의 소형 식육류들이 나타나고 있는데 이들의 증가는 당시의 기후가 오랫동안 산림이 우거진 온대성의 기후였음을 말해주는 것이다.

다만 후기 플라이스토세의 늦은 시기로 오면서 매머드, 털코뿔소, 사향노루 등의 존재가 확인되는데 이들은 전체적으로 추운 기후를 상징하는 동물들로 최후빙기 최성기(LGM)와 맞물리는 것으로 판단된다.

하지만 인류활동과의 관계에서 보면 당시 사람들의 주된 사냥의 대상은 사슴과 동물들이었음이 출토동물화석의 양적 비교에서 보면 알 수 있다. 일부 유적에서는 전체 동물화석의 출토량의 90% 이상이 사슴의 뼈대였음이 밝혀지고 있기 때문이다.

동물상에 가장 많은 변화가 온 것은 역시 플라이스토세에서 홀로세로 이행된 시기이다. 홀로세의 동물들의 큰 특징은 많은 동물들이 사라지게 되며 특히 뷔름 빙하기의 상징적인 한대성의 대형동물들이 사라지게 되는 것이다.

홀로세에 들어와 주로 패총이나 주거지 그리고 약간의 동굴에서 찾아지는 동물들은 대개 온난하고 숲지성의 중형 또는 소형 동물군으로 이루어지고 있는 것이 확인된다. 특히 중형의 식육류들은 신석기, 청동기 시대에 까지 활발하게 서식했던 것으로 나타난다. 한편 매머드, 털코뿔소 등의

대형 포유류들의 절멸은 시기의 변화를 잘 말하여주는 것으로 플라이스토세의 마지막 시기인 뷔름빙하기의 기후가 끝나고 후빙기의 온난한 기후로 변화하고 있는 것을 보여주는 것이다.

4.3.1. 동물에 의한 플라이스토세 기후

4.3.1.1. 동물

플라이스토세의 동물에 대한 연구는 고고학적 연구 성과와 밀접한 연관이 있다. 충북 제천 단양지역의 구석기시대 동굴 연구로 시작된 공간적 범위는 인접한 강원도 영월, 평창, 정선 지역으로 확대되고 있는데 이러한 원인은 이들이 같은 석회암 지대로 연결되어 있기 때문이다(조태섭, 2019). 최근에 일련의 발굴이 이루어진 동굴들은 영월 피난굴(최삼용 등, 2000), 영월 공기리 공기 2굴(국립춘천박물관, 2013), 평창 기화리 쌍굴(박영철과, 2000), 영월 구래리 연이굴(한창균 등, 2015) 그리고 정선의 매둔동굴(한창균 등, 2019)이 순차적으로 발굴되면서 플라이스토세의 동물상에 대한 연구도 계속되고 있다.

이들 강원도의 유적들에서 찾아진 동물상의 특징을 간단히 말하면 아주 오래된 시기의 동물들이 보이지 않고 많은 수가 현재에도 살고 있는 짐승들로 구성되어 있는 것이 특징이다. 특별한 시기를 지칭할 수 있는 사멸종이 별로 보이지 않는 이 유적들의 연대는 대략 MIS 2-3기로 플라이스토세의 가장 늦은 시기에 해당하는 것으로 분석되고 있다. 출토되는 동물 들로는 사슴, 말사슴, 고라니, 노루, 사향노루, 소, 산양, 멧돼지, 말 등의 초식동물들과 식육류 동물들로는 호랑이, 곰, 늑대, 여우, 너구리, 수달, 족제비들이 보이고 있으며 동굴 하이에나와 원숭이들이 가끔 보이고 있다. 대부분이 현생종들이고 맨 뒤에 언급한 하이에나와 원숭이들이 사멸된 것으로 볼 수 있는데 이것은 이미 플라이스토세의 끝 무렵에서는 현생종의 구성과 거의 비슷하여 지는 것을 알 수 있다(표 4.3.1.1).

한편 이러한 강원도 동굴 유적들의 연대가 늦은 시기로 확인되는 것은 이 지역의 지형조건과 거기에 따른 인간의 점유양상이 많은 연관관계가 있음을 알려주는 것으로 즉 평지와 큰 강이 많았던 충청북도에서의 인간의 거주는 일찍부터 시작되었으며 산악지대이면서 강의 상류로 이동이

표 4.3.1.1. 강원도 동굴유적의 동물상 (조태섭, 2019a)

목	과	종	피난굴	쌍굴	공기2굴	연이굴	매둔굴	
소목	사슴	사슴	<i>Cervus sp.</i>	*	*	*	*	*
		꽃사슴	<i>Cervus nippon h.</i>	*	*			
		말사슴	<i>Cervus elaphus</i>		*	*		*
		노루	<i>Capreolus capreolus</i>	*	*	*	*	
		사향노루	<i>Moschus moschiferus</i>		*	*	*	
		고라니	<i>Hydropotes inermis</i>		*	*		
	소	산양	<i>Nemorhedus goral</i>		*	*	*	
	소	<i>Bos sp.</i>	*		*			
말목	멧돼지	멧돼지	<i>Sus scrofa</i>	*		*		**
	말	말	<i>Equus sp.</i>	*		*		
	코뿔이	코뿔이	<i>Rhinoceros sp.</i>	*	*			
식육목	곰	곰	<i>Ursus sp.</i>	*	*	*	*	
	하이에나	동굴하이에나	<i>Crocota crocuta</i>	*				
	개	여우	<i>Vulpes vulpes</i>	*		*		
		늑대	<i>Canis lupus</i>	*		*		
		너구리	<i>Nyctereutes sp.</i>	*	*			
	족제비	족제비	<i>Mustela sp.</i>			*		
		오소리	<i>Meles meles</i>		*	*		
		산달	<i>Martes melampus</i>		*			
	고양이	삼	<i>Felis eupilura</i>	*		*		
		호랑이	<i>Felis tigris</i>	*	*	*		
표범		<i>Felis pardus</i>	*	*				
원숭이목	원숭이	짧은꼬리원숭이	<i>Macaca robustus sp.</i>	*	*			

상대적으로 어려운 강원도로의 옛사람들의 확산은 늦게 이루어지고 있었을 것으로 짐작하게 해준다.

최근 들어 플라이스토세 동물화석의 연구는 개개 동물에 대한 집중적인 분석이 활발하게 이루어지고 있는 것을 볼 수 있다. 멧돼지(조태섭, 2014), 소(조태섭, 2009), 산양, 식육류 동물들, 짧은꼬리원숭이 그리고 산양과 사향노루 등 개개 동물들을 중심으로 한 연구들이 계속하여 진행되고 있다.

산양의 시공간적 분포와 기후변화와의 관계를 살펴보면서 그 분포 범위의 변화를 고찰한 연구(Kim et al, 2019)는 산양이 후기 플라이스토세에 한반도 넓은 지역에 분포하고 이들은 현재보다 훨씬 서늘한 기후조건 아래 살았다는 것을 말하여 주고 있다. 특히 생태학적으로 해발 400-700 m의 고지대의 경사지에 살았다고 파악되는 산양은 실제로 이 고도에 있는 구석기시대 동굴유적에서 우세종으로 나오기도 한다.

1973년 충청북도 제천시 송학면 포전리 마을 뒷산 중턱에서 찾아진 점말 용굴유적은 우리나라에서는 최초로 발굴된 동굴유적이다. 이 유적에서 출토된 동물화석들은 일찍이 분석 연구 되었는데 최근에 식육류 화석들에 대한 검토와 재분류가 실시된 바 있다. 이에 따르면 이곳에서 출토된

식육류들은 호랑이(*Panthera tigris*), 표범(*Panthera pardus*), 동굴하이에나(*Crocota crocuta ultima*), 불곰(*Ursus arctos*), 반달가슴곰(*Ursus thibetanus*), 오소리(*Meles leucurus*), 점말오소리(*Meles meles anakuma*), 여우(*Vulpes vulpes*), 너구리(*Nyctereutes procyonoides*) 등 10종으로 재분류되었다. 이들은 각각 층위에 따라 서로 출현하는 빈도수가 다른 바 있으며 이에 따른 편년은 제일 위에 나타나는 VI층은 MIS 2기, V층은 MIS 3기 후반- 2기, IV층은 MIS 3기 그리고 맨 아래문화층인 III 층은 MIS 4기에 해당하는 것으로 추정하고 있다. 모두 후기 플라이스토세에 속하는 것으로 볼 수 있다.

하지만 이러한 연구 결과는 기존의 연구에서는 III 층이 마지막 간빙기에 속하는 것으로 분석한 결과와는 차이가 나는 것을 볼 수 있다. 이미 이 III 층의 자연환경에 대해서는 당시에 출토된 동물상과 식물상을 이용하여 복원도를 만들어 본 예가 있다. 그림 4.3.1.1은 당시에 연구된 사항을 충분히 인식하여 쌍코뿔이, 원숭이, 하이에나, 사자 등의 동물들과 함께 상록활엽수림을 표현하여 온난다습한 기후이었음을 알려주고 있다. 즉 이 시기가 마지막 간빙기(Riss/Wurm)였음을 말하여 주는 것이다(충북문화재연구원, 2009).



그림 4.3.1.1. 플라이스토세 마지막 간빙기(Riss/Wurm)의 자연환경 복원, 제천 점말용굴(충청북도문화재연구원, 2009)

이와는 반대로 이 점말용굴에서의 추운 기후를 보여주는 것이 다음의 그림이다(그림 4.3.1.2.). 소나무, 전나무 등의 침엽수림과 함께 눈 덮인 유적을 배경으로 활보하는 동물들은 말사슴, 북쪽소리, 동굴곰과 산양이다. 전형적인 한대 기후의 동물들을 표현함으로써 이 시기가 뷔름 빙하기의 매우 추운 시절이었음을 말해주고 있는 것이다. 이것을 볼 때 동물상을 이용하여 기후 환경의 변화를 논할 때 식육류 동물들은 그리 큰 역할을 하지 못한다는 것을 추정하여 볼 수 있는 것이다.

한편 우리나라의 플라이스토세의 특징적인 동물인 원숭이에 대한 연구가 최근에 이루어진 바 있다. 이 분석에 따르면 후기 플라이스토세 시기의 유적들에서 나오는 원숭이들은 모두 짧은꼬리원숭이(Macaca sp.)로 볼 수 있으며 이 원숭이들은 MIS 5기부터 플라이스토세 말인 MIS 2기의 마지막 빙하 극성기 이전까지 존재하는 것으로 밝혀지고 있다. 본래 원숭이는 아열대의 더운 기후에서 잘 적응하며 살았던 동물로 알려져 있지만 우리나라의 경우에는 기후의 변화가 있어도 꾸준히 등장하는 것을 보면 마지막 빙하기의 환경이 그리 심하게 추운 한랭기후가 아니었다는 것을 말하여 주는 것으로 한반도가 빙하의 직접적인 영향을 받지 않은 주빙하 지역(周氷河 地域)이었음을 말하여 주는 것이다.

강원도 영월군 구래리 연이굴에서 발견된 동물화석들은 사슴과 화석이 가장 많이 찾아지는 다른 동굴의 경우와는 달리 산양과 사향노루가 우세종으로 나타난다. 전체화석의 30% 이상을 두 짐승뼈가 점유하고 있어 매우 특징적이다.

이러한 원인은 바로 이 동굴의 입지조건과 밀접한 관계가 있는 것으로 판단되는데 이 동굴은 험준한 산악지대의 해발 고도 740 m의 매우 높은 곳에 자리하고 있다. 현재 이 동굴 주위로 흐르는 개천으로부터 150 m 이상 가파른 산을 타고 올라가야 유적을 확인할 수 있는 지형조건은 당시 사람들이 동굴근처에서 사냥할 수 있는 동물을 제한해 고산지대의 경사지에 서식하는 산양과 사향노루를 대상으로 한 제한적인 사냥이 이루어 졌다는 것을 확인할 수 있다.

마지막으로 후기 구석기시대의 자연환경을 복원하여 재현하여본 것이 단양 수양개 유적이다(그림 4.3.1.3). 들판유적인 이곳에서는 주로 식물화석의 분석 즉 꽃가루 분석을 통하여 서늘한 기후의 침엽수림이 우세한 가운데 남한강 가로는 초본식물들이 서식하고 있는 점을 착안하여 재현하여 본 것이다. 다만 동물화석은 전혀 찾아지지 않아 동물상을



그림 4.3.1.2. 플라이스토세 마지막 빙하기(Wurm)의 자연환경 복원, 제천 점말용굴(충청북도문화재연구원, 2009)



그림 4.3.1.3. 플라이스토세 Wurm기 LGM 이후의 자연환경 복원, 단양 수양개 유적(이용조 책임편집, 2006)

정확히 재현하기는 어렵지만 이 유적과 비슷한 시기에 해당하는 동굴유적에서 출토하는 동물들을 함께 표현하였다.

이 유적은 절대연대 측정으로 B.C. 16,500년경으로 비정되었으며 이는 막 빙하 최후 극성기가 끝나고 추웠던 기후가 다시 온난해지는 시기로 볼 수 있어 이러한 해석이 가능해졌던 것이다(이용조 책임편집, 2006).

4.3.2. 동물에 의한 홀로세 기후

4.3.2.1. 동물

홀로세에 들어와 기후는 점차 안정되고 요즈음의 기후환경으로 이해되는 것이 일반적인 현상이다. 이에 따라 플라이스토세의 변화하는 환경 특히 추운 환경 속에서 자연스럽게 몸집을 불러 살던 동물들도 이제는 다 사멸되어 버리고 중간 크기의 여러 동물들이 많이 한반도에 서식하게 된다. 최근 남부지방에서 조사 연구된 동물상의 구성을 보면 잘 알 수 있다(그림 4.3.2.1., 표 4.3.2.1.).

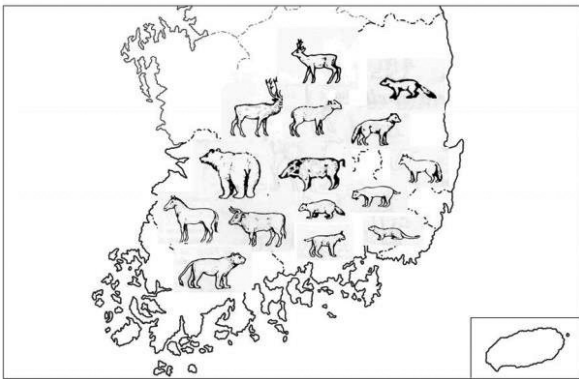


그림 4.3.2.1. 우리나라 남부지방의 홀로세의 동물들 (조태섭, 2019b)

남해안지방의 바닷가 유적 또는 섬 유적에서 출토되는 홀로세의 동물들을 정리한 표에 의하면 대형동물로는 식육류의 호랑이, 큰 곰 그리고 초식동물로는 말, 소와 물소들이 존재할 뿐 대부분이 중간 크기의 동물들로 이루어지고 있다. 이들은 모두 현생종으로 이것을 보면 플라이스토세에서 홀로세로 이행하면서 동물의 변화가 제법 심하게 있었다는 것을 알 수 있는 것이다. 더구나 이 시기에는 다양한 중간 크기의 식육류 동물들의 존재가 특징적으로 삶, 개, 늑대, 여우,

표 4.3.2.1. 우리나라 신석기시대 남해안 유적의 동물상(이영덕, 2013)

유적명 동물명	남해안														
	연대도	유지도	상노대도 상리	상노대도 산동	동삼동	영선동	수가리	비봉리	목도	구평리	북정	안도	가거도	여서도	돌산동도
호랑이															
표범															
말사슴															
사슴	○	○	○	○	○		○	○		○				○	○
북작노루	○		○		○		○	○		○					
노루															○
사향노루															
멧돼지	○		○		○		○	○		○					○
집돼지															
소					○		○	○							
물소								○	○						
삼행이(속)															
개(과)	○	○		○			○	○			○	○			○
늑대								○							
여우			○												
너구리	○				○		○	○							
수달	○		○		○										
산달															
오소리								○							
말	○					○									○
곰															
큰곰								○	○						
고양이(속)					○										
매토끼															
몽골귀			○												
집귀			○												○
청서															
바다사자			○												
강치	○													○	○
물개			○												
바다표범															
고래				○	○										○
물고래	○			○	○										○
수염고래			○		○										
작은곰등어															

너구리, 오소리, 산달, 고양이과 등의 동물들이 눈에 띄인다. 이러한 동물들의 존재는 당시의 기후가 온난한 가운데 숲이 발달한 온대성의 환경조건이었음을 잘 말하여주고 있는 것이다.

이러한 다양한 동물 가운데 특이한 것이 물소(*Buballus* sp.)의 존재이다. 비봉리 유적과 목도 유적에서 이 짐승의 이빨이 나와 보고되었는데 사실 이 물소는 이미 북한의 유적에서도 그 존재가 확인된 바 있다. 일반적으로 소과의 동물 가운데 가장 더운 기후에 적응하여 사는 동물이 바로 이 물소이며 현재에는 인도를 비롯한 남아시아에서만 서식하는 것으로 알려진 전형적인 더운 기후를 상징하여주는 동물인 것이다. 이러한 까닭에 우리는 한반도가 홀로세로 접어든 가운데 어느 시기인가 현재보다 기후가 더 덥고 습윤했다는 것을 생각하여 볼 수 있는 것이다.

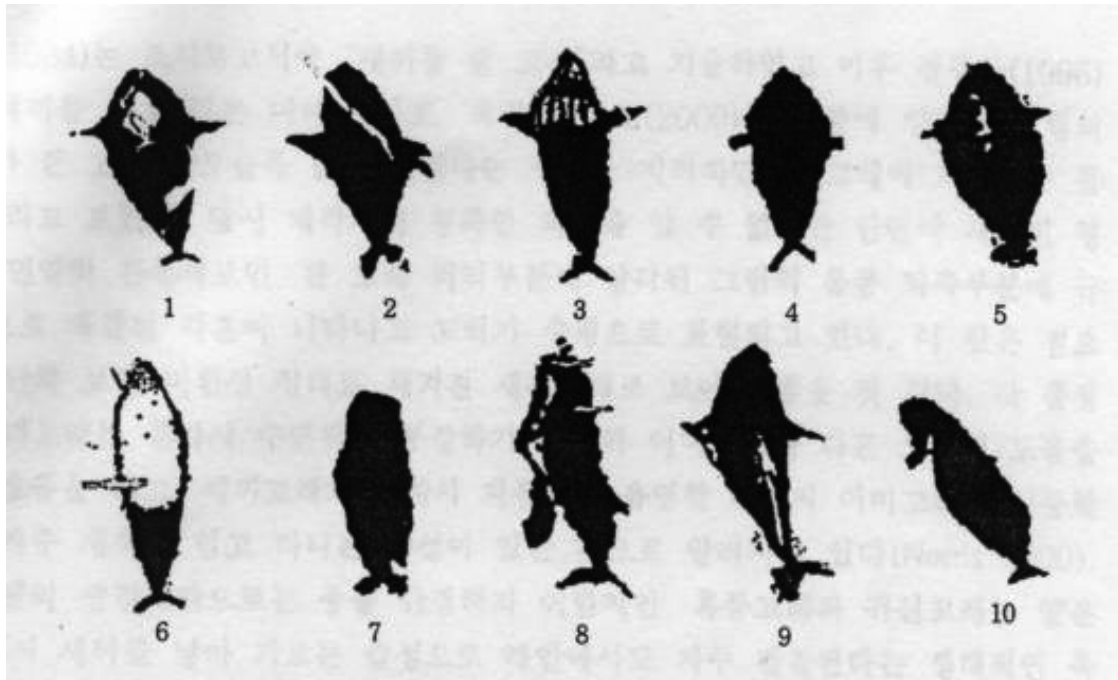


그림 4.3.2.2. 다양한 고래의 모습 (이상목, 2004)

이 의문을 풀어줄 수 있는 것이 바로 고래이다. 홀로세의 남부지방 바닷가에 인접한 유적들에서 많이 보이는 해상 포유류 가운데 가장 종류가 많고 다양하게 나오는 것이 고래이다. 특히 이러한 다양성을 당시 사람들은 바위에 새기고 그려 흔적을 남겼는데 그곳이 경남 울주군 언양면 대곡리에 있는 반구대 암각화이다(그림 4.3.2.2). 수십미터의 너른 바위에 새겨진 동물들은 다양하고 종류도 많지만 가장 많은 것이 고래이다. 지금까지 밝혀진 고래만 해도 북방긴수염고래, 흑등고래, 귀신고래, 범고래, 참돌고래, 돌쇠고래 등이 있으며 이들의 생태모습과 또 배를 타고 고래를 사냥하는 장면까지 자세하게 묘사되고 있음을 볼 수 있다(손호선, 2004).

여기에서 주목을 끄는 것이 이들 고래들이 많은 수가 가까운 연안이나 얕은 바닷가에서 서식하는 것들이 아니라는 것이다. 먼 바다에서 생활하는 이들을 생생하게 묘사하고 풀어나갈 정도가 되려면 이 고래들을 자세히 관찰하고 기록할 수 있어야 한다. 그렇다면 당시 사람들이 열악한 조건 속에서 배를 타고 먼 바다로 나갈리는 없고 오히려 이 짐승들이 육상 가까이로 접근할 수 있는 환경이 되었던 시기가 있었을 것이다. 바다에 면한 강이나 해수면이 상승하여 육상 가까이에서도

관찰이 가능했다는 것이 된다. 실제로 반구대는 현재 바다에서 20 km 이상 떨어져 있지만 가까이에 있는 태화강을 따라 해수면이 상승하면 바닷물이 만입해서 이 고래들의 접근이 이루어졌을 가능성이 높다. 이러한 해수면의 상승은 바로 당시 기후환경이 현재보다 훨씬 덥고 온난하였음을 말해주는 것이다. 학자들은 이 시기를 대략 홀로세의 해진 극상으로 B.C. 6,000년~7,000년경으로 보고 있다(황상일, 2004).

이것은 홀로세의 전 기간을 통해 현재보다 기온이 높고 기후가 더운 시기가 있었다는 것을 말해주는 것으로 이 시기는 대략 기원전 6,000년~7,000년으로 가늠되고 있으며 이때는 몹시 춥고 한랭했던 플라이스토세의 말기부터 기온의 상승과 기후의 온난화가 진행되어 홀로세의 초기에는 오히려 현재보다 더 덥고 습윤했던 시기를 거쳐 차츰 현재의 기후로 안정화 되었다는 것을 보여주는 좋은 사례가 되는 것이다. 문화단계로 볼 때 이 시기는 신석기시대 전기에 속하며 이후 청동기 시대로 접어 들면서는 현재의 기후 환경으로 안정화되었다고 볼 수 있는 것이다.

4.3.3. 2020년 동물화석에 의한 고기후 요약

후기 플라이스토세에 속하는 동굴유적들은 약 20여 군데이며 이곳에서 출토된 동물로 본 이시기의 특징은 다음과 같이 정리할 수 있다. 먼저 다양한 동물들의 출현이다. 앞선 중기 플라이스토세 시기(30여종)보다 훨씬 많은 50여종의 동물이 보고되었으며, 이러한 증가가 가장 두드러진 짐승들이 식육류이다. 호랑이, 동굴사자, 곰 등의 대형 식육류부터 하이에나, 늑대, 여우, 너구리 오소리 등의 중형 동물, 족제비, 수달 등의 소형 식육류들이 나타나고 있는데 이들의 증가는 당시의 기후가 오랫동안 산림이 우거진 온대성의 기후였음을 나타낸다.

후기 플라이스토세의 늦은 시기로 오면서 매머드, 털코뿔소, 사향노루 등의 존재가 확인되는데 이들은 전체적으로 추운 기후를 상징하는 동물들로 최후빙기 최성기(LGM)와 맞물리는 것으로 판단된다. 하지만 인류활동과의 관계에서 보면 당시 사람들의 주된 사냥의 대상은 사슴과 동물들이었음이 출토동물화석의 양적 비교에서 보면 알 수 있다. 일부 유적에서는 전체 동물화석의 출토량의 90% 이상이 사슴의 뼈대였음이 밝혀지고 있기 때문이다.

동물상에 가장 많은 변화가 온 것은 역시 플라이스토세에서 홀로세로 이행된 시기이다. 홀로세의 동물들의 큰 특징은 많은 동물들이 사라지게 되며 특히 뷔름 빙하기의 상징적인 한대성의 대형동물들이 사라지게 되었다.

홀로세에 들어와 주로 패총이나 주거지 그리고 약간의 동굴에서 찾아지는 동물들은 대개 온난하고 숲지성의 중형 또는 소형 동물군으로 이루어졌다. 특히 중형의 식육류들은 신석기, 청동기 시대에 까지 활발하게 서식했다. 한편 매머드, 털코뿔소 등의 대형 포유류들의 절멸은 시기의 변화를 잘 말해주는 것으로 플라이스토세의 마지막 시기인 뷔름 빙하기의 기후가 끝나고 후빙기의 온난한 기후로 변화함을 보여준다.

동물화석 자료에 기초하여 개개의 동물들을 특징적으로 살펴보면서 기후변화와 연결시켜 분석한 글들이 많아지는 것이 특징으로 볼 수 있다. 다만 이러한 분석이 주로 동물화석이 많이 나오는 강원도의 석회암지대 일대를 중심으로 이루어졌고 또 시대도 대부분이 플라이스토세의 후기에 속하는 것이라는 시간적 제약이 있지만 나름대로 전체적인

환경과 기후의 변화를 파악하는데 유익한 견고한 동의 수준으로 판단된다.

4.4. 연륜에 의한 고기후

「한국기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에 따르면 나무의 나이테(이하 연륜)는 고기후 복원에 활용되는 다른 물질(proxy materials)과는 달리 일 년 단위로 고기후 정보 제공이 가능하다는 큰 장점이 있다. 하지만 오랜 기간에 걸친 기후정보를 연륜에서 획득하기 위해서는 두 가지 조건이 해결되어야 한다. 하나는 연도가 밝혀진 연륜의 폭으로 작성된 장기간의 시계열 그래프(이하 연륜연대기)가 필요하고, 다른 하나는 작성된 연륜연대기에 어떠한 기후정보가 저장되어 있는지 입증되어 있어야 한다. 2014년 보고서에서는 소나무로 작성된 국내 최장 연륜연대기(1178년~현재)를 소개하고, 연륜연대기를 이용한 국내 기후복원 연구사례를 최초 발표 논문부터(최종남 등, 1992)부터 정리하였다. 2014년까지 발표된 기후복원 연구 중에 가장 긴 온도 복원 연구는 1595년부터 복원된 것이며(기상청, 2009), 강수량 복원 연구는 1682년부터 복원된 것이었다(서정욱과 박원규, 2002).

4.4.1. 세포연륜연대기

나무는 크게 활엽수와 침엽수로 구분된다. 활엽수는 침엽수와는 다르게 물의 이동을 담당하는 도관(vessel)이라는 세포가 잘 발달되어 있다. 도관세포 중 크기가 큰 도관이 연륜의 시작 부분 중심으로 분포하고, 작은 도관들은 연륜의 나머지 부분에 고르게 분포하면 환공재(ring-porous wood)라 하며, 유사한 크기의 도관들이 연륜 전반에 고르게 분포하면 산공재(diffuse-porous wood)라고 한다. 국내 산림에서 침엽수인 소나무 다음으로 높은 점유율을 차지하는 수종은 환공재인 참나무류이다. 전체 산림에 약 15.4%를 차지하고 있다(산림청, 2016). 뿐만 아니라 출토되는 목재 유물이나 오래된 건축물(예: 궁궐, 사찰, 고가옥 등)에서도 빈번히 확인되는 수종으로 오래전부터 인간생활에 자주

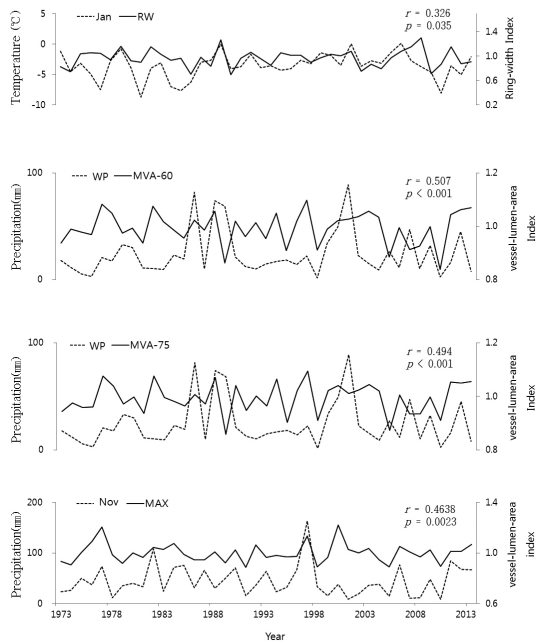


그림 4.4.11. 연륜연대기 및 세포내강면적연대기와 상관관계가 높은 기후요소와의 시계열 그래프 비교(WP: 전년도 11월~당년 1월 강수량, RW: 연륜폭으로 작성된 연대기, MVA-60: 도관내강면적이 6,000 μm^2 이상인 도관으로 작성된 연대기, MVA-75: 도관내강면적이 7,500 μm^2 이상인 도관으로 작성된 연대기, MAX: 최대 도관내강면적으로 작성된 연대기)(정현민 등, 2017)

활용된 수종임을 알 수 있다(박원규 등, 1999; 김경희 등, 2007; 박원규와 이광희, 2007). 이러한 이유로 소나무와 마찬가지로 국내 연륜연대학에서 중요한 위치를 차지하고 있는 수종이다.

참나무류 도관면적을 이용한 연륜연대학적 연구는 정현민 등(2017)에 의해 국내에 처음으로 발표되었다. 속리산 해발고 800m 이상에 분포하고 있는 참나무류를 이용하여 수행된 연구이다. 연륜연대학에서 전통적으로 이용하고 있는 연륜연대기로 복원 가능한 기후요소와 도관내강면적으로 작성된 도관내강면적연대기로 복원 가능한 기후요소와의 차이를 확인하기 위한 연구였다.

연대기 종류에 따른 복원 가능한 기후요소에 차이가 있는지 확인하기 위해 총 4종류의 연대기가 동일한 연륜을 이용하여 작성되었다. 먼저 연륜폭을 이용하여 연륜연대기가 작성되었으며, 다음으로 각 연륜에 있는 도관을 이용하여 3종류의 세포연륜연대기가 작성되었다. 도관을 이용한 세포

연륜연대기는 도관내강 면적이 6,000 μm^2 이상인 것과 7,500 μm^2 이상인 것을 따로 선별하여 측정된 평균값으로 두 개의 세포내강면적연륜연대기를 작성하였으며, 다른 하나는 각 연륜에서 가장 큰 도관내강면적으로 작성하였다(그림 4.4.1.1).

작성된 4개의 연대기들과 월별 기온 및 강수량과 상관을 분석한 결과 연륜연대기는 1월 기온을 복원하는데 적합한 것으로 확인되었다(그림 4.4.1.1. RW). 반면, 도관내강면적으로 작성한 세포연륜연대기 중 도관내강면적이 6,000 μm^2 이상(그림 4.4.1.1. MVA-60)과 7,500 μm^2 이상(그림 4.4.1.1. MVA-75)으로 작성된 세포연륜연대기는 겨울철 강수량(전년도 11월부터 당년 1월)을 복원하는 데 적합한 것으로 확인되었으며, 각 연륜에서 가장 큰 도관면적(그림 4.4.1.1. MAX)으로 작성된 세포연륜연대기는 전년도 11월 강수량 복원에 적합한 것으로 확인되었다. 획득된 결과를 근거로 기후복원은 이뤄지지 않았으나 고기후 복원에 활용 가능한 235년(1780~2014년)간의 도관내강면적연대기가 확보되었다.

4.4.2. 산소동위원소연륜연대기

나무의 연륜은 셀룰로오스, 헤미셀룰로오스, 리그닌으로 구성되어 있다. 이 중에서 셀룰로오스에서 측정되는 $\delta^{18}\text{O}$ ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)는 연륜이 형성된 해의 강수량이나 기온을 잘 반영하는 것으로 잘 알려져 있다(Sternberg et al., 2008). 국내에서 연륜의 셀룰로오스에서 측정한 $\delta^{18}\text{O}$ 가 어떠한 기후요소를 복원하는데 적합한 지를 확인한 연구는 최근에 발표되었다(서정욱 등, 2017; Seo et al., 2019).

연륜폭으로 작성된 연륜연대기를 이용한 고기후복원 연구를 위해서는 10여본 이상의 수목을 이용하여 대표연륜연대기(master chronology)를 작성해야 한다. 또한, 동일 수종과 동일 지역을 고려하여 대표연륜연대기를 작성해야 한다. 반면, 각 연륜에서 측정된 $\delta^{18}\text{O}$ 를 이용하여 작성된 연대기(이하 산소동위원소연륜연대기)를 이용할 경우에는 약 4본의 수목으로도 기후복원 연구에 활용 가능한 연대기 작성이 가능함이 확인되었다(서정욱 등, 2017; Seo et al., 2019). 각 수목에서 만들어진 산소동위원소연륜연대기

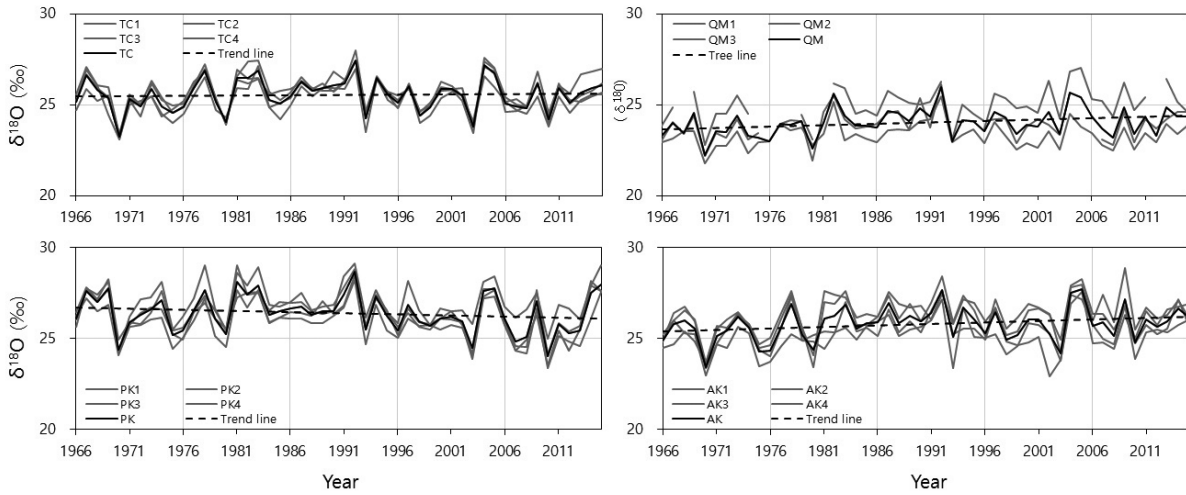


그림 4.4.2.1. 지난 50년(1966~2015)간 동일 임목 상호간 산소동위원소연대기 일치도(TC: 주목, QM: 신갈나무, PK: 잣나무, AK: 구상나무)

상호간 일치도가 연륜연대기에 비해 우수하기 때문이다 (그림 4.4.2.1). 또한 각각 다른 수종으로 작성된 산소동위원소 연륜연대기 상호간에도 통계적으로 유의한 수준의 일치도가 확인되었다(표 4.4.2.1). 이상의 결과를 근거로 산소동위원소 연륜연대기를 이용하여 고기후 복원을 할 경우에는 연륜연대기를 이용하여 고기후 복원을 할 때 요구되는 수목의 수보다 적어도 기후복원 연구가 가능함이 확인되었다. 또한, 다른 수종으로 작성된 산소동위원소연륜연대기 상호간에서도 통계적으로 신뢰성 높은 수준으로 일치함이 확인되어 산소동위원소연륜연대기는 수종에 대한 제한성에서 벗어나 고기후 복원 연구에 활용 가능함이 함께 확인되었다.

표 4.4.2.1. 수종 상호간 산소동위원소연대기 상관분석(TC: 주목, PK: 잣나무, AK: 구상나무, QM: 신갈나무)

	TC	TC	AK	QM
TC	1.00***	1.00***	0.90***	0.78***
PK	0.84***	0.84***	0.78***	0.66***
AK	0.90***	0.90***	1.00***	0.80***
QM	0.78***	0.78***	0.80***	1.00***

***: p<0.001

Seo et al. (2019)은 지리산 아고산대 주요 침엽수의 산소 동위원소연륜연대기와 기후요소와의 상관분석을 실시 하였다(그림 4.4.2.2). 상관분석을 통해 산소동위원소연륜

연대기로 복원 가능한 기후요소를 선정하기 위해 실시되었다. 그 결과 지리산 아고산대 구상나무와 주목 산소동위원소 연륜연대기는 생육기간에 해당하는 4월부터 7월까지 강수량 또는 상대습도와는 주로 부(negative)의 상관관계를 갖고, 같은 기간 온도와는 주로 정(positive)의 상관관계를 갖는 것으로 조사되었다. 잣나무 산소동위원소연륜연대기는 다른 수종들에 비해 겨울철 상대습도 복원 연구에 더 적합한 것으로 확인되었다.

다음으로 공간을 고려한 산소동위원소연륜연대기와 기후 요소와의 관계를 분석하기 위해 Climate Research Unit time-series (CRU TS) 4.01 데이터(해상도 0.5°×0.5°) (<http://badc.nerc.ac.uk/data/cru/>)를 이용한 상관분석을 실시하였다. 그 결과 온도의 경우 연구지인 지리산을 중심으로 북서쪽 방향으로 높은 정의 상관관계를 나타냈으며, 강수량의 경우 남동쪽 방향으로는 높은 음의 상관관계를 나타냈다(그림 4.4.3.3).

본 연구결과를 통해 지리산 산소동위원소연륜연대기를 이용한 기후복원 연구에서 복원 가능한 기후요소는 봄부터 여름까지의 온도 및 강수량이었다. 특히 강수량의 경우 일본 서부 지역에서 발생한 5~7월 강수량과도 높은 신뢰수준의 음의 상관을 나타내 동아시아 문순복원 연구에 활용 가능함도 확인되었다. 기후복원까지는 수행되지 않았으나, 온도나 강수량 복원에 활용 가능한 152년(1864~2015년)간의 산소 동위원소연륜연대기가 마련되었다.

4.4.3. 2020년 연륜에 의한 고기후 요약

연륜을 이용한 고기후 복원 연구는 발표되지 않았으나, 연륜을 구성하고 있는 목재세포의 크기(이하 세포연륜연대기) 또는 각 연륜에서 측정된 산소동위원소 비율($\delta^{18}O$) (이하 산소동위원소연륜연대기)이 국내 고기후 복원 연구에 활용 가능한 지를 확인하는 연구들이 최근 3년간 발표되었다. 이러한 연구들을 통해 연륜폭에서 찾을 수 없는 새로운 고기후 요소들도 복원될 수 있음이 확인되었다. 또한 한 연륜에서 목재세포 크기나 동위원소가 함께 조사된다면 여러 계절에 대한 고기후 복원이 가능함도 확인되었다. 경우에 따라 연륜폭 자료를 이용한 고기후 결과보다 통계적으로 신뢰성 높은 결과도 도출되었다.

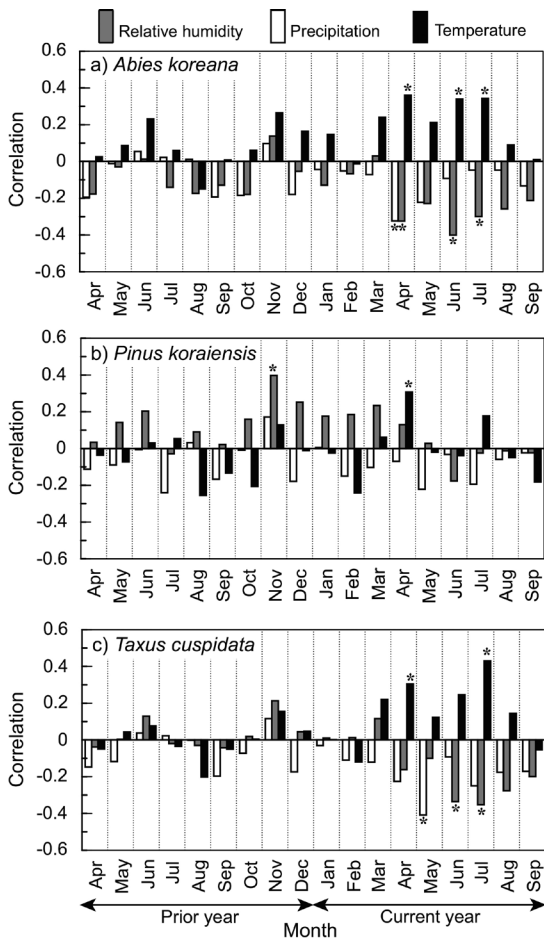


그림 4.4.2.2. 구상나무(*Abies koreana*), 잣나무(*Pinus koraiensis*), 주목(*Taxus cuspidata*) 산소동위원소연륜연대기와 전년도 4월부터当年 9월까지 월평균 기온 및 강수량과의 상관관계

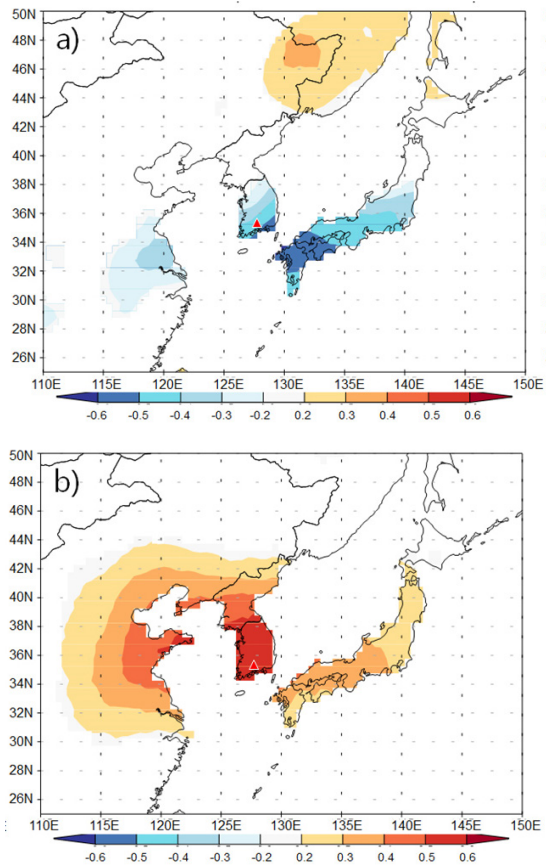


그림 4.4.3.3. 주목 산소동위원소연대기와 6~7월 온도 및 5~7월 강수량과의 상관분석 결과(▲: 연구지, 기후자료 출처: CRU TS 4.01(1905~2013년))

국내에서 처음으로 작성된 세포연륜연대기는 속리산 고산 지대에 있는 신갈나무 도관내강면적으로 작성된 것이다. 연구결과에 따르면 신갈나무 도관내강면적으로 작성된 세포연륜연대기는 겨울철 강수량과 통계적으로 신뢰성 있는 정의 상관을 나타내 겨울철 강수량 복원에 적합한 것으로 확인되었다. 산소동위원소연륜연대기는 지리산 고산지대 있는 주목, 잣나무, 구상나무, 신갈나무를 대상으로 작성되었다. 작성된 산소동위원소연륜연대기와 기후요소와 상관분석을 실시한 결과 전체적으로 봄부터 여름철 온도와는 통계적으로 신뢰성 있는 정의 상관을 나타냈으며, 같은 기간 강수량과는 음의 상관을 나타냈다. 특히 강수량의 경우 일본 서부지역에서 발생한 5~7월 강수량과도 신뢰성 높은 음의 상관을 나타내 동아시아 몬순 복원에 활용 가능성이 확인되었다. 이상의 연구를 통해 235년(1780~2014년)간의 세포연륜연대기와 152년(1864~2015년)간의 산소동위원소연륜

연대기가 마련되었다. 세포연륜연대기와 산소동위원소연륜 연대기로 밝혀진 복원 가능한 고기후 요소는 다양한 국제 논문에서 검증된 방법을 따랐기 때문에 수록된 연구발표 논문은 견고한 동의 수준으로 볼 수가 있다.

4.5. 고문헌에 의한 고기후

「한국기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에 따르면 기상현상과 시기를 기준으로 정리한 결과는 다음과 같다. 19세기 축우기로 관측한 강수량은 현대에 비해 적은 편으로 나타났다. 조선왕조실록의 강수량 기록에 따르면 1440년 무렵, 1540년, 1600년 전후, 1770년과 1800년 무렵은 극심한 건조기였으며 1410년대, 1520년대, 1560년 무렵, 1660년 대와 1730년대는 습윤한 시기였다.

가뭄은 한해 평균 4~5회 걸쳐 나타났으며 각 시기에 고르게 나타났다. 고려시대 약 475년간 69회 가뭄 기록이 나타났다. 조선시대 15세기에는 276회 가뭄이 발생하였으며 1년 평균 2.76회로 조선시대 전체 평균보다 높았다. 홍수는 삼국시대에 27.9년 혹은 28.8년마다 1번씩 발생한 것으로 나타났으며 고려시대에는 평균 7.1년에 한번, 조선시대에는 10년 당 평균 14.14회로 확인되었다. 15세기에는 100년간 총 148회 홍수가 기록되었다. 조선시대에 포함되는 소빙기는 길게는 1450~1850년, 짧게는 1500~1750년으로 보았다. 또한 16세기 후반과 17세기 후반을 한랭기로 보는 견해가 우세하였다. 황사현상은 고려시대 중 12세기에 그 기록이 가장 많으며 조선시대에는 16세기에 가장 많은 황사기록이 나타난다.

이때의 연구 결과들은 대부분 고문헌에 기록된 각종 기상 현상들의 내용을 확인하고 시기에 따른 기록의 횟수를 중심으로 당시를 복원하였다. 하지만 단순히 기록의 횟수를 센 것이기 때문에 당시의 기후 환경을 상세히 복원하는데에는 한계가 있다고 볼 수 있다.

4.5.1. 고문헌에 의한 기상(맑음과 흐림)

본 연구의 고문헌에서 수집된 기상 상태에 대한 기록은 주로 맑음, 흐림, 비, 눈, 서리, 우박, 안개 등과 같은 일별

자료로써 승정원일기와 관수일기, 고종승정원일기 등의 고문헌에 기록되어 있다. 해당 문헌들은 각각 1623~1800년까지, 1689~1710년까지, 1864년 1월 ~1907년까지의 일별 기상상태에 대한 기록이 나와 있다. 시계열적 순서에 따라 승정원일기에서 확인된 기상 기록, 관수일기, 고종승정원 일기의 순으로 내용을 진행하고자 한다. 하지만 본 내용에서는 고문헌에 기록된 맑음과 흐림을 제외한 강우(비와 눈), 황사, 서리, 우박, 안개 등은 다른 고문헌에서도 다루고 있으며 일부 연구에서는 황사, 서리, 우박, 안개, 강우 등 기상 혹은 기후현상 등만 추려서 연구한 바가 있기 때문에 이에 대해서는 해당 연구 내용과 더불어 설명하고자 한다.

4.5.1.1. 맑음

승정원일기의 서울지역 맑음에 관한 기록을 확인하기에 앞서 조사가 이루어진 기간 내 결측 및 누락의 연평균 일수와 누락이 많았던 시기 등에 대해서 짚고 넘어가고자 한다. 1623~1800년의 조사기간 동안 결측 및 누락의 연평균 일수는 9.53 일이며, 월평균 일수는 0.67일이다. 결측 및 누락 일수가 가장 많았던 시기는 1623~30년(총 228일), 1771~80년(총 194일), 1661~70년(총 177일), 1691 ~1700년(총 138일) 등의 순서로 파악된 반면, 결측 및 누락의 일수가 가장 적었던 시기는 1761 ~70년(총 13일), 1751~60년(총 19일), 1791~1800년(총 32일) 등의 순서로 확인된다(이준호, 2016). 이는 승정원일기가 남아 있는 초기(1623~25년)에 여러 달과 ‘을병대기근’으로 알려진 1695년(숙종 20년) 2월 11일부터 1696년(숙종 21년) 2월 2일까지의 기록이 없으며 1772년(4월, 7월, 9월), 1777년(7월), 1730년(4월, 7~9월) 등에는 결측 일수가 많기 때문이다. 통계학적 빈도분석의 유의수준을 고려할 때 이들 결측 및 누락의 정도가 연도별로 5%이하 이어야만 자료로서의 가치가 있을 것으로 판단되기에 본 연구에서는 5%(18.25일) 이상의 결측 및 누락이 있는 해(1623년, 1624년, 1695년 등)는 분석에서 제외하였다(이준호, 2016).

승정원일기 상에 맑음(晴)은 晴으로 표시되어 있으며, 만청(晩晴), 사청(乍晴), 或晴 등의 표현으로도 확인된다. 또한 청취동풍(晴吹東風), 청취서풍(晴吹西風) 등으로도 맑은 날씨

였음을 확인할 수 있다(이준호, 2016).

조사 기간의 일기에 기록된 '맑음'의 빈도는 1981~2010년의 기후표준평년값(이하 현대의 평년값)(연간 101.9일)보다 대체로 높고 약 2배 이상 차이 나는 평균 260.1일로 산출된다. 또한 계절별 평균 일수를 비교해 볼 때에도 맑음의 빈도가 겨울에 69.9일, 가을에 68.9일, 봄에 67.1일, 여름에 54.3일로 산출되어 현대의 평년값이 겨울에 36.3일, 가을에 29.6일, 봄에 26.6일, 여름에 9.5일에 비해 적게는 겨울에 약 2배에서 많게는 여름에 거의 6배에 가깝게 차이가 나타난다. 현대 평년값에 의한 서울지역에서 운량은 여름철 우기 7월, 6월, 8월의 순으로 많다. 조사 기간의 여름에 맑은 날의 빈도가 이에 비해 매우 높은 것은 당시의 한랭한 기상조건에 따른 낮은 기온 및 상대 습도로 인해 증발량이 영향을 받아 운량이 감소하였기 때문으로 판단된다(이준호, 2016). 이러한 맑음의 빈도 결과는 해당 기간의 가뭄과 기우제의 빈도, 측우기 수심(강우량) 및 건습의 정도 등과도 일치하는 결과를 보인다(이준호, 2016).

한편 1689~1710년의 숙종시대 동래부 부산포의 기록에서 맑음에 관한 내용은 다음과 같다. 1392~1910년 약 520년간 가장 기근이 많았던 시기로 알려져 있다(박화진, 2017). 1689~1709년에 이르는 약 20년의 부산포 기후 동향 중 1689, 1699, 1709에 초점을 맞추어 10년 마다의 기후 동향을 살펴 보았다.

먼저 1689년은 윤달이 있어 1년이 총 384일이다. 이 중 관수일기를 통해 확인한 맑음의 일수는 309일(80.5%)로 매우 큰 비중을 차지하며 전반적으로 맑고 건조한 날씨가 압도적이었던 것으로 보인다. 한 달 중에 약 20일 이상의 맑은 날씨가 지속되는 비율이 일 년 13개월 중에 거의 11개월에 해당할 정도로 대체로 맑은 날씨였다는 것을 알 수 있다. 다만 5월에 유일하게 맑은 날씨가 12일로 40%를 넘기지 못하였다(박화진, 2017).

마지막으로 1709년(숙종 35)은 윤달이 없으며 1년이 총 354일이다. 하지만 11월 27일부터 11월 30일까지 당시 동래부 부산포의 관수가 교체됨에 따라 4일간 관수일기 기록이 존재하지 않는다. 이 시기에 맑은 날의 일수는 291일로 약 82%의 높은 비율로 확인되었다. 8월을 제외한 약 11개월 동안, 20일 이상의 맑은 날씨가 계속되었으며 8월 역시 맑은 날씨의 비중이 19일, 66%로 그리 낮은 편은 아니었다(박화진, 2017).

고종증정원일기를 통해 맑은 날의 일수를 살펴본 결과 가장 많았던 해는 1887년(4월 윤달)에 350일, 1892년(6월 윤달) 341일, 1876년(5월 윤달) 338일로 나타난다(김일권, 2015). 해당 3개년이 전부 윤달이 들어 있어서 맑은 날의 수가 많기도 하지만, 1개월치를 빼더라도 연평균 289.2일보다 19~31일 가량 더 많다. 반대로 맑음이 가장 적은 해는 1894년 202일, 1882년 225일이다. 하지만 이 두 해에는 날씨 기록이 없는 달이 있기 때문에 통계적 신뢰성에 문제가 생긴다. 따라서 이를 제외시키고 다시 맑은 날이 가장 적은 해를 찾아 보면 1897년 249일 가장 적고 다음으로 1877년 259일이 그 다음으로 적다(표 4.4.2.1)(김일권, 2015).

4.5.1.2. 흐림(陰)

1625~1800년의 조사 기간 동안 서울지역의 월별 흐린 날의 발생 일수는 평균 4.0일이다. 조사 기간 내 30년 단위에서는 5.4일(1681~1710년)과 1.8일(1771~1800년)로 흐린 날의 발생 일수가 각각 산출된다. 또한 30년 단위 기간 흐린 날의 연간 총일수 역시 평균 64.9일(1681~1710년)과 20.5일(1771~1800년)로 경년변화(經年變化)가 크게 나타나며, 전 기간에 걸친 연간 총일수는 평균 47.6일로 산출된다. 이는 현대 평년값의 월평균 일수(8.6일)와 연간 총일수(103.3일)에 비해서도 상당히 적게 산출되었다. 1640년대까지 흐림 일수의 빈도가 비의 경우와 비교해 대체로 비슷하거나 조금 높은 것으로 나타났으나, 상대적으로 1640~1722년에는 흐림의 빈도가 매우 두드러지게 높게 산출되었다. 하지만 1723년부터 이와 같은 빈도가 역전되어, 맑음의 빈도는 낮아지면서 흐림과 비의 빈도가 동시에 증가하게 된다. 1765년부터 맑음과 비의 빈도는 증가하나 흐림의 빈도가 상대적으로 감소하는데, 이는 1720년대~1760년대의 일기가 좋지 않았기 때문인 것으로 보인다. 이는 기우제의 빈도가 1620년대~1710년대에 높은 것(전체의 61.1%)과 기청제의 빈도가 반대로 1720년대~1790년대에 높은 것(50.5%)과도 일치한다(이준호, 2016).

관수일기를 통해 1689년 흐림 일수를 확인한 결과는 다음과 같다. 총 384일 중 흐림 35일(9.1%)로 확인되며 5월에 흐린 날이 11일로 확인된다. 1907년 354일 기간 내 흐린 날은 12일

표 4.5.1.1. 고종 30년간(1871~1900년) 연간 맑음 일수(연평균 289.2일, LN=N 윤달)(김일권, 2015)

년도	일수	년도	일수	년도	일수	년도	일수	년도	일수
1871	287	1877	259	1883	299	1889	270	1895L5	306
1872	281	1878	289	1884L5	298	1890L2	317	1896	277
1873L6	312	1879L3	291	1885	303	1891	297	1897	249
1874	284	1880	299	1886	294	1892L6	341	1898L3	304
1875	255	1881L7	319	1887L4	350	1893	292	1899	289
1876L5	338	1882	225	1888	308	1894	202	1900L8	240
합계									8675

로써 약 3%에 불과하며 1개월 내 흐린 날이 가장 많은 일수가 3일을 넘지 못한다.

고종일기에서 확인된 흐림 기록은 흐린 날을 가장 많이 기록한 해가 1898년(3월 윤달) 36일, 1887년(4월 윤달) 34일 등이며 1년 내내 흐린 날이 하나도 없는 해가 1867년, 1868년, 1869년, 1875년 등이 있다. 고종 대 1871~1900년까지 30년간 총 흐림 일수는 311일이어서, 연평균 10.4일 가량만 흐린 날에 불과할 정도로 그 기록 빈도가 낮다(김일권, 2015).

4.5.2. 고문헌에 의한 강우와 강설

강수에 관한 고문헌의 기록 연구는 다양한 기후 요소 가운데 가장 연구가 활발히 이루어져왔다. 과거의 전통사회는 농경 중심의 사회이기에 벼농사에 필수적인 물과 관련된 기후요소가 가장 중요하였다. 이에 따라 강수량에 대한 관심은 높을 수밖에 없으며 강수와 관련된 문서 기록 및 측우 방법 등 다양한 연구가 발전했을 것으로 보인다. 강수와 관련된 고문헌은 승정원 일기와 동래부 관수일기 등이 있다.

4.5.2.1. 강우(비)

먼저 1981~2010년까지 현대의 평년값을 확인해보면 강수량이 0.1 mm 이상인 연간 강수일수는 108.9일이다. 계절별로 강수일수는 여름에 40.9일로 가장 크며, 봄에 26.6일, 가을에 25.8일, 겨울에 23.0일 순서로 확인된다(이준호, 2016). 한편 조사 기간인 1623~1800년의 '비(雨)'의 기록으로 알아본 연간 총일수는 조사기간 전 기간 평균

43.7일이며, 계절별로 비 일수가 여름 20.6일(47.1%), 봄 10.2일(23.3%), 가을 9.9일(22.7%), 겨울 3.0일(6.9%)의 순으로 나온다. 30년 단위 기간으로 비 일수의 경년변동을 산출한 경우 1681~ 1710년에 19.5일에서 1741~70년에 63.8일로 1710년대를 전후로 가장 큰 것으로 확인된다(이준호, 2016). 이 때 평년값에 비해 상당히 적은 강우일수로 나오는데 이는 일기에 기록된 '비'의 일수는 현대의 강수일수와 달리 눈, 우박, 서리 등이 내린 일수가 합산되어 있지 않으므로, 현대의 강수일수 평년값에서 눈과 우박이 내린 일수를 제외한 '추정 비(강우)일수'를 산출한 값으로 비교해야 한다.

조사기간 내 1771~1800년의 연강우량은 평균 941.5 mm로 현대의 연강수량 평년값(1450.6 mm)보다 35.1%나 적은 것으로 산출되었다(이준호, 2016). 계절별 강우량도 봄에 146.2 mm(평년값의 67.2%), 여름에 594.4 mm(66.6%), 가을에 176.1 mm(64.4%), 겨울에 24.8 mm(66.8%)로 적었다. 이처럼 역사기록이 평년에 비해 매우 적은 것은 '강수량'이 비, 눈, 우박 등이 0.1 mm 이상 내린 경우도 모두 합산된 것인데 비해 '강우량은 비가 1푼(分) 이상 내린 경우만 일기에 기록되었고 눈과 우박 등이 포함되어 있지 않기 때문으로 보인다. 같은 이유로 1771~1800년의 일기에 '비'의 기록 일수가 측우기 수심 기록의 일수보다 전반적으로 많은 것에서도 확인된다. 하지만 이를 감안하더라도 여름 강우량이 현대의 평년값보다 약 33.4%적었다는 것은 1771~1800년 기간 대부분의 해에 연강우량이 평년보다 적었고 현대보다 더 상당히 건조했던 것으로 보인다(이준호, 2016). 측우기 수심 기록 이전의 1623~1770년 기간의 여름 강우와 건습의 정도를 비 일수의 빈도와 강우량의 관계(상관계수 0.76)를 토대로 추정하였다(이준호, 2016). 1771~1800년이 30년 단위 기간으로 비의 일수가 가장 많은 시기임을 고려할 때

1770년 이전의 기간이 상대적으로 훨씬 더 건조했던 것으로 판단된다. 즉 촉우기로 측정하기 이전 시기에 더욱 건조했다고 볼 수 있다. 이는 해당 기간(1623년~1770년)에 기후제의 기록이 상대적으로 더 높은 빈도로 나타나는 것으로도 확인된다. 이처럼 결과가 나오는 이유는 조사기간 당시 서울지역의 기상기후 환경이 주로 한랭한 소빙기의 영향 하에 있었기 때문이라고 보인다.

동래부 부산포의 초량왜관 왜관관수일지에는 강우일수에 대한 기록만 확인된다. 1689년의 총 384일 중 우천 33일(8.6%)로 확인되며 전반적으로 강우일수가 현저히 적다. 비가 내린 일수가 5일을 넘는 날은 오직 7월 한달만 확인된다(박화진, 2017). 1699년 강우가 내린 일수는 384일 중 우천 22일(6%)로 역시 매우 적다. 이 때 비가 내린 일수가 가장 많은 달은 6월이며 6일에 불과하다(박화진, 2017). 1709년에는 비가 온 날이 354일 중 우천 41일로 12%에 달한다. 이전에 1689년과 1699년에 비해 상대적으로 많은 일수를 보인다. 이 때는 윤달이 아닌걸 감안한다면 더욱 많은 비중을 차지한다고 볼 수 있다(박화진, 2017). 월별 강우 일수가 가장 많은 일수를 보이는 달은 2월이며 이 때 일수는 7일에 그친다.

또한 승정원일기를 통해 18세기 후반(1770~1799년, 약 30년간) 영정조대 촉우기기록을 연구한 결과, 1770~1799년까지 30년간 연평균 강우일은 47.0일로 확인되었다. 10년 단위로 촉우기기록의 특성과 기상변화를 검토하여 연간 강우일수 검토 결과, 1770년대는 346일간이었다가, 80년대는 494일간, 90년대는 539일간으로 점점 더 비 내린 날이 증가하였다. 또한 강수량 분석으로도 30년간 연평균 우량값은 950.8 mm였고, 1770년대는 6,622 mm, 80년대는 10,764 mm, 90년대는 11,138 mm로 역시 점점 증가하였다.

마지막으로 촉우기(1777~1907년)와 일제강점기 이후부터 오늘날(1908~2015년) 서울특별시 종로구 송월동에서 현대적 관측기기로 관측한 24시간(0~24시) 일별 누적 강수량 자료를 종합 분석하여 조선 중기 이후 1777~2015년의 약 239년간 서울의 6~9월 장마철 강수 평균과 극한강수 현상의 변화를 살펴본 결과는 다음과 같다. 장마철 기간(6월 하순~9월 초순)을 크게 여름장마기(6월 22일~7월 18일), 장마휴지기(7월 19일~8월 10일), 늦장마기(8월 11일~9월 14일)로 구분하여 분석한 결과 서울의 장마철 강수량은 18세기 중엽에서 19세기 중반까지는 십년변동에 의해 가뭄과

호우가 발생한 시기가 반복적으로 나타나다가 19세기 후반에는 늦장마기의 강수 감소현상에 의해서 소우기가 나타났다. 그러나 20세기에 접어들면서 십년변동폭이 점차 증가하면서

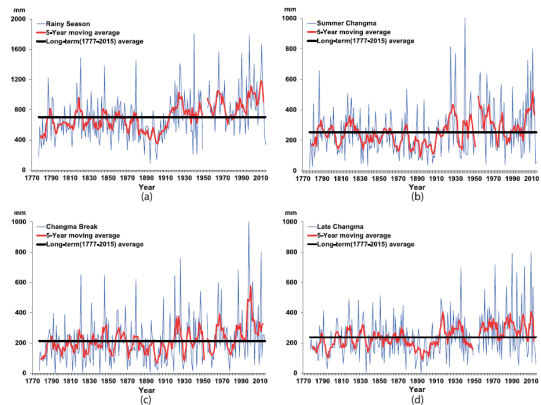


그림 4.5.2.1.1. 지난 239년간(1777~2015년) 서울의 장마철 강수량 경년변화: (a) 장마철 전체(6월 하순~9월 초순), (b) 여름장마기(6월 하순~7월 중순), (c) 장마휴지기(7월 하순~8월 초순), (d) 늦장마기(8월 중순~9월 초순)(최광용, 2016)

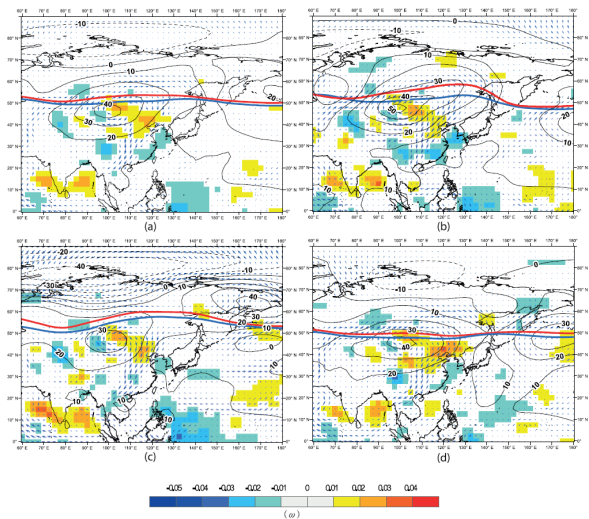


그림 4.5.2.1.2. 동아시아영역의1990년기준 전(1958~1989년: P1) 후(1990~2015년: P2) 시기 간 500hPa 지오폠펜셜 고도(실선)와 오메가(색으로 된 격자들), 850hPa 바람벡터(격자 최대 크기(2m/s)를 표준화된 파란색 화살표)의 편차(P2-P1)와 300hPa상층 제트 기류(9360m 지오폠펜셜 고도선) 위치 변화(전: 파란색 선, 후: 붉은색 선): (a) 장마철 전체(6월 하순~9월 초순), (b) 여름장마기(6월 하순~7월 중순), (c) 장마휴지기(7월 하순~8월 초순), (d) 늦장마기(8월 중순~9월 초순)(최광용, 2016)

20세기 후반 이후에 강수량이 뚜렷하게 증가한 기간이 나타나 전체적으로는 서울의 장마철 강수가 증가하는 추세를 보였다. 특히, 장마철 전체 강수량 증가는 세부 시기 중에서도 늦장마기의 강수량 변화보다는 1990년대와 2000년대 여름 장마기 강수 증가 패턴과 1990년대 장마휴지기 증가 패턴에 의해 나타났음을 알 수 있다(그림 4.5.2.1.1.)(최광용, 2016).

NCEP-NCAR reanalysis I 자료를 바탕으로 20세기 후반에 나타난 이례적인 장마철 강수변화와 관련하여 변화시점 전후 종관장의 변화 특성을 밝혔다. 장마철 강수가 증가한 20세기 후반의 변화시점을 분석한 결과 1990년을 기점으로 여름장마기와 장마휴지기를 중심으로 한 서울의 장마철 강수량 증가현상이 가장 뚜렷하게 발생하였음을 알 수 있다. 이와 관련하여 1990년 전후 동아시아 영역의 상층 종관장을 비교 분석해 본 결과는 다음과 같다(그림 4.5.2.1.2.). 최근 장마철에는 몽골지역에 고기압 편차핵이 강하게 형성되면서 제트기류가 북상하여 북태평양 아열대 기단이 동아시아 영역으로 확장 발달하고, 고위도에서 동아시아 지역으로 유입하는 찬 기류의 흐름이 강화되었음을 알 수 있다. 그 결과 고온다습한 북태평양 아열대 기단과 고위도의 찬 기류가 최근에 더 강하게 만나 상승 기류가 활발해지는 대기 불안정 구역이 중국남부에서 우리나라에 걸쳐 형성되면서 서울의 장마철 강수량도 증가하였음을 알 수 있다(최광용, 2016). 하지만 이러한 재분석 자료는 직접 관측에 비해 많은 오차를 가질 수 있기 때문에 주의가 요망된다.

4.5.2.2. 강설(눈)

지난 70년간 서울지역의 연간 강설 일수는 평균 17.3일이며, 1938~47년의 20.1일에서 1981~2010년의 7.2일로 감소한 것으로 확인되었다. 1710년대 이전에는 이후보다 눈의 일수가 연간 8회 이상 적게 나타나며, 특히 1680년대~1710년대는 눈 일수의 빈도가 매우 낮게 나타났다. 1720년대부터 1770년대 초까지는 눈의 일수가 상대적으로 높은 빈도를 보이며 이는 1720년대~1760년대에 비의 일수빈도가 급격히 증가한 것과 유사한 패턴이다. 평년에는 확인된 바 없으나 조사기간 전 기간에 걸쳐 4월에도 ‘눈’이 내린 기록이 나타나 당시 봄이 평년보다 한랭했던 것으로 판단된다.

10월에도 눈의 기록이 있는 1623~50년, 1711~40년, 1771~1800년 기간은 늦가을(특히 초겨울)의 일평균기온이 상대적으로 더 낮고 더욱 한랭했던 것으로 보인다. 이는 평년도에는 11월 22일 또는 23일이 첫눈이 내리는 소설(小雪)이기 때문이다. 봄과 겨울에 내린 눈은 기상학적(기후학적) 계절의 변화를 나타내므로, 당시 서울지역에서 눈의 출현이 가을에는 평년보다 이르게 그리고 봄에는 늦게까지 기록된 것은 겨울이 길고 더 한랭했던 것을 의미한다(이준호, 2016). 이러한 한랭한 시기는 약 AD 1,350년에서 1,750년의 중세 소빙기라 불리우는 시기에 포함되어 있다. 이와 같은 이른 소설의 시기와 늦은 봄철 까지 내린 눈의 기록은 중세 소빙기의 근거가 되는 다른 대용자료(Proxy Data)와 함께 당시 한랭한 기후 환경을 보여주는 결과라고 할 수 있다.

승정원고종일기의 19세기 후반의 43년간(1864~1906) 눈기록을 살펴보면, 기록이 없는 해가 많으며, 1873년에 9회로 비교적 많은 정도이고, 윤달이 겨울철에 배당되지 않아서 그런지 윤달의 눈 기록은 없는 것으로 확인된다(김일권, 2015). 이 시기의 기록을 갖고 눈이 내린 일자의 월별 분포를 살펴보면, 1년 중 음력월 9월에서 3월까지 분포되며, 빈도는 12월이 20회로 가장 많고, 다음 10월이 17회이고, 다음 1월 15회, 11월 12회이다. 2월과 3월에 눈이 각각 7회와 1회로 기록될 정도로 춘설(春雪) 현상이 관찰되었음을 알 수 있다. 연간 강설의 추이가 그래프상 12월과 10월에서 두 번 피크를 이루는 기상 특성을 보여 준다(그림 4.5.2.2.1.)(김일권, 2015).

4.5.3. 고문헌에 의한 기상재해

4.5.3.1. 가뭄

조선시대 가뭄은 농경사회에 있어서 매우 중대한 일이며 이를 잘 관리하고 대처하는 것이 국가와 임금이 가져야 할 중요한 사안으로 여겨졌다. 조선왕조실록에는 가뭄에 대한 언급과 그에 대한 빈도와 조치사항 등에 대해서 기록이 되어 있다. 하지만 그 모든 기록의 횟수만으로 조선시대 당시의 가뭄 정도와 피해를 가늠하는 것은 부적절하다. 따라서 가뭄에 따라 정부가 취해왔던 조치들을 함께 살펴봄으로써 좀더 면밀히 가뭄의 정도를 파악할 수 있다(이정철, 2016).

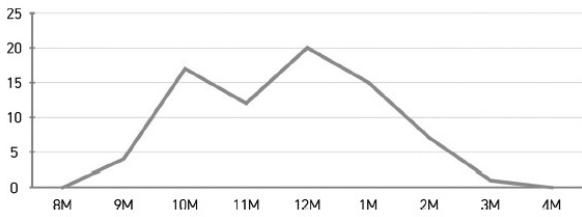


그림 4.5.3.2.1. 고종일기(1864~1906) 음력월별 강설 추이 (김일권, 2015)

1418~1450년의 세종 대의 10년 단위별 조선의 가뭄 기록은 평균 23회 정도를 보여주며, 세종 대 재위기 1418~1450년을 1420~1450년으로 상정하여 평균을 내면 28.3회로 평균보다 약 20% 높은 수준으로 확인된다. 조선왕조실록의 가뭄 기록은 자연현상 자체보다 농작에 대한 영향을 중심으로 기록된 것이기 때문에 이를 온전한 자료로써 받아들이는 데에는 한계가 있다. 따라서 정부가 가뭄 시 시행한 조치들의 시행 시기 등을 함께 보완적으로 살펴볼 필요가 있다. 실제로 가뭄에 대한 대응조치로써 조선 정부가 취한 조치는 다양하다. 세종대 재위기에 가뭄에 대한 좀 더 상세한 정보를 얻기 위해 정부가 취한 여러 조치 중 본 연구에서는 기우제, 금주령, 형벌을 너그럽게 하는 것(寬刑), 시장 옮기기(徙市) 등의 4가지 조치를 취사 선택하였다. 따라서 이러한 특징에 따라 분석한 결과 세종 재위 32년 중에서 가뭄에 이은 흉작이 나타났다고 할 수 있는 해를 추려보면 5개년도 정도로써 약 16%이고, 그 중에서도 큰 가뭄은 세종 9년과 18년의 가뭄이 가장 심각했다고 볼 수 있다(이정철, 2016).

또한 순조시대 (1800~1834)의 가뭄과 기우제 기록 횟수를 3년 단위 이동평균법(Moving average method)을 이용하여 시계열적 연구한 결과는 다음과 같다(이효선 등, 2016). 가뭄과 기우제의 기록은 가뭄이 많이 언급되면 기우제가 많이 실시되는 비슷한 추세를 보이며, 조선 후기보다 초기에 많이 기록되어 있다. 조선 후기에 상대적으로 이에 대한 기록이 적은 것은 민란과 전염병, 안동김씨의 세도정치 등과 같은 복잡한 시대 상황 속에서 실록을 기록할 여유가 없었다는 역사학계의 일반적인 평가와도 연결 지을 수 있다. 특히 순조 시기(1800~1834년)에 가뭄 언급 횟수보다 기우제 실시 횟수가 더 많은데, 이는 단순히 비를 기원하는 미신적인 의미도 있겠으나, 복잡한 시대 상황 속에서 백성들의 심신을 안정

시키기 위한 수단으로 이용되었다고 추측된다. 조선 후기 (19세기 초)의 가뭄과 기우제 등에 대한 언급은 다소 증가 하지만 전체적인 흐름 속에서 주목할만한 정도는 아닌 것으로 보인다. 순조시대 당시 국제적인 The year without a summer에 영향은 미미하며 오히려 문순기후의 계절풍에 따른 수증기의 유입과 같은 지역적 규모의 기후에 더 많은 영향을 받았을 것으로 보인다(이효선 등, 2016).

4.5.3.2. 황사

황사에 대한 기록이 확인되는 고문헌은 삼국유사(三國遺事), 삼국사기(三國史記), 고려사(高麗史), 조선왕조실록(朝鮮王朝實錄), 승정원일기(承政院日記), 일성록(日省錄) 등이다. 또한 황사의 관찰 체계와 관찰 기록에서 확인되는 시각 체계를 이해하기 위해 서운관지(書雲觀志)와 국조역상고(國朝曆象考)를 분석에 활용하였다(전준혁, 2018). 전반적으로 황사 현상으로 추정되는 용어들은 총 12개으로써 본 연구의 분석에 활용되었으며, 확인된 황사 기록은 총 290건이다.

삼국시대 신라, 고구려, 백제에서 황사에 대한 기록은 매우 적지만 의미 있는 기록들로 확인된다. 먼저 신라에서는 전체 8건으로 우토 기록은 6건, 황무 기록은 2건이다. 백제에 2건, 고구려 1건이 나타났다. 고려시대에 황사 기록은 69건이 확인되었다.

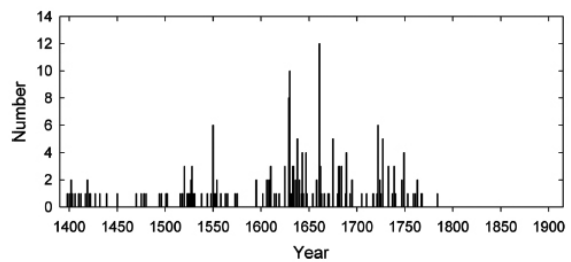


그림 4.5.3.2. 조선시대 고문헌에 나오는 년도별 황사 기록 횟수 분포(전준혁, 2018)

마지막으로 조선시대 고문헌들에서 황사에 대한 기록은 총 210건으로 동일한 시기에 중복으로 기록된 용어들을 하나의 사건으로 처리한 결과이다. 황사를 나타내는 용어으로써 우토는 46건, 황무는 18건, 토우는 16건, 황애는 6건, 매는

5건이 발견되었다. 이외에 혼몽(昏蒙), 황애(黃靄)의 기록은 각각 1건씩 확인되었으며 또한 하진(下塵)은 100건, 혼몽(昏濛)은 93건 발견되었다. 조선에서 고문헌에서 황사 기록 약 2.5년에 1건의 비율로 확인된다. 조선시대 황사의 연별 분포는 17세기 중반을 전후로 기록이 집중되어 있고, 이어서 16세기 중반과 18세기 중반에 기록이 집중된 모습을 볼 수 있다(그림 4.5.3.2.). 19세기 이후에는 기록이 전혀 없는데, 이는 황사 현상으로 추정할 만한 기록들을 발견할 수 없었기 때문으로 보인다(전준혁, 2018).

승정원일기에서 확인되는 황사에 대한 기록은 토우(土雨)로 확인된다. 토우에 대한 설명으로 승정원일기에는 사방이 어둡고 티끌이 내린 것 또는 흠비가 내린 것으로 사방혼(四方昏), 약하진(若下塵) 등으로도 기록되었으며, 이러한 묘사는 황사 현상과 비슷한 것으로 보인다(이준호, 2016). 1623년~1800년의 서울지역에서 토우(황사)의 발생은 현대의 평년값과 크게 다르지 않으며 주로 3~5월에 기록이 확인된다. 이는 연중 92.0%에 해당된다. 그 중에도 4월, 3월, 5월의 순으로 황사에 대한 기록이 높은 빈도로 집중되어 있다. 조사 기간의 여름에는 황사에 관한 기록이 나타나지 않는데, 이는 7~8월에는 서울지역에서 남서풍이 우세하고 비가 자주 내리기 때문으로 판단된다(이준호, 2016).

4.5.3.3. 서리

서리(霜, frost)는 기상학적으로 서리는 늦봄이나 늦가을 날이 맑고 바람이 약한 밤에 복사냉각으로 지표면의 이슬점 온도가 0°C 이하로 내려가는 새벽녘에 흔히 발생하며, (낮 기온 18°C, 저녁 6시 기온 7°C, 밤9시 기온 4°C 아래, 바람이 없는 날이 최적 조건) 냉각된 공기 중 과포화된 여분의 수증기가 어는점 아래에서 응결되어 지면상 물체에 부착되면서 눈과 같은 얼음 결정형이 형성되는 것을 의미한다(김일권, 2018). 이와 같은 서리(霜, frost)는 기상현상으로서 매우 특이한 요소로써 온도계 기록이 없는 전통시대 기상자료에서 온도 지표를 드러내는 주목할 만한 단일 기상요소이다.

승정원일기에서 확인된 한양의 서리기록은 총 749건으로 집계되었다. 이 중 231건이 한양 첫서리 일지가 구축되어 있으며 그 평균 첫서리 기록일을 구하면 10월 9.47일로

추산된다. 승정원일기의 기록 시기를 100년 단위로 구분한다고 볼 때 17세기 75년간(1625-1699) 첫서리 기록일은 평균 10월 6.05일, 18세기 100년간(1700-1799)은 첫서리 기록일이 평균 10월 9.01일, 19세기 100년간(1800-1899) 첫서리 기록일은 평균 10월 11.85일로 추산된다. 이러한 결과는 100년당 3일씩 더 온난화되는 추세로 기후가 변동하는 흐름인 것을 보여주며 288년간의 평균 초상일인 10.9일로 대비하더라도, 17세기는 약 3일간 이르고, 18세기는 같은 수준이고, 19세기는 약 3일이 늦어지는 정도라 할 수 있다(김일권, 2018).

또한 승정원일기에서 1623~1800년 동안의 서리가 가장 이르게 출현한 최초 일자와 가장 늦게 출현한 최만 일자 등을 파악하여 분석한 연구의 결과는 다음과 같다(이준호, 2016). 178년(1623~1800년)의 조사기간 중 60년의 기간에는 서리 기록이 전혀 나타나지 않고 그나마 1년에 1회 또는 2회로 그 기록의 빈도가 매우 불규칙하게 나타난다. 계절별로 서리에 대한 기록은 봄의 경우 4월 중에 1회 있으며, 5월에 내린 경우가 46회나 기록되어 있다. 가을에는 9월 중에 서리가 내린 경우가 19회, 10월에 기록되어 있는 경우가 111회로 확인된다. 현대의 서울지역에서는 서리가 주로 겨울에 집중적으로 나타나며 봄과 가을의 경우보다 4배 이상 빈번하게 발생한다. 이러한 결과로 볼 때 1623~1800년에는 현대보다 기온(특히 최저기온)이 현저히 낮았던 것으로 판단된다.

고종일기에서 확인된 서리기록은 3건으로 확인된다. 고종대 첫서리가 양력일자로 대개 10월 3일~25일 사이에 몰려있고, 가장 빠른 해는 1888년의 9월 24일이고, 가장 늦은 해는 1882년의 11월 2일인데, 그 일자의 변동폭은 39일간에 걸친다. 그래프로 그려 평균값을 구하면 평균 양력 10월 14일 경에는 첫서리가 내린 것이라 할 수 있으며, 24절기상 상강(霜降) 절기가 10월 23일 무렵 들어오는 것보다 9일 가량 빠른 것을 보여준다. 이를 음력월로도 계산해보면, 평균 9월 6일경에는 첫서리가 내렸으며, 가장 빠른 일자가 1906년 8월 17일이고, 늦은 일자가 1889년 9월 28일이다. 19세기 후반기 동안 지속적으로 서리 시기가 조금씩 빨라지는 경향성을 보이며, 시기상 1860년대에 서리시기가 양력 10월 초순으로 빨랐다가, 1881~1887년 동안은 하순으로 늦어졌으며, 1890년 이후로 다시 중순으로 빨라지는 흐름을 보인다.

4.5.3.4. 그 외 기상재해(우박, 안개 등)

우박(雨雹)의 경우 승정원일기에는 크기와 형상으로만 구분해 기록되어 현대 기상관측의 언비, 싸락우박, 우박 등과 비교해 당시의 기상현상을 파악하는 것은 한계가 있다. 우박의 일수는 일기에 언비(凍雨) 등으로 특별히 기록된 경우를 제외하고 언비, 싸락우박, 우박 등이 모두 포함된 것으로 추정해 파악하였다(이준호, 2016).

우박은 승정원일기 내 178년(1623~1800년)의 조사기간 동안 전반적으로 현대의 기후 평년값보다 약 30%나 더 많이 내린 것으로 산출된다. 특히 1741~70년에는 연평균 우박 일수가 현재(1.5일)보다 약 두 배나 더 많았고(2.7일), 같은 기간의 10월에는 최대 6배, 4월과 11월에는 각각 4배와 3.3배 더 높은 빈도로 우박이 내렸던 것으로 파악된다. 이러한 결과는 당시 기후 환경이 현재보다 훨씬 한랭한 조건이었음을 짐작케 한다(이준호, 2016).

또한 평년값과 달리 8월을 제외한 모든 달에 우박이 내렸던 것으로 조사되었다. 계절별 우박의 출현은 주로 (상층의 한기가 강하게 남하하는) 가을과 봄에 집중되어 높게 나타나는데, 가을에 발생한 우박 일수가 봄의 경우보다 2배나 더 많은 것으로 조사되었다. 우박의 연간 총일수는 178년(1623~1800년)의 평균 1.9일이며, 30년 기간의 경우 0.8회(1771~1800년)에서 2.7일(1741~70년)로 3배 이상의 큰 편차로 경년 변화한 것으로 파악된다(이준호, 2016).

안개(霧)는 기상조건에 민감하게 반응하여 발생하므로 일기에 기록된 안개의 발생 일수를 현대의 평년값과 비교하는 것은 한계가 있지만, 당시 서울지역의 기상과 기후 환경을 이해하는데 중요하다고 할 수 있다(이준호, 2016). 승정원 일기를 통해 확인한 1623~1800년 기간의 안개의 발생 빈도를 맑음, 흐림, 비 일수의 빈도와 비교하면 맑음과 흐림 일수의 비율이 상대적으로 높은 1685년경까지는 안개 일수가 상대적으로 높게 나타난다. 안개일수는 1710년대 이후 다시 다소 상승하는 경향을 보이지만 1780년대 이후 다시 낮아져 경년변화가 큰 것으로 보인다. 평년값이 14.4일(월 평균 1.2일)인 것에 비해 1623~1800년 조사기간 전체 안개의 연간 총일수는 평균 22.9일(월 평균 1.9일)로 더 많이 확인된다. 30년 단위 기간 총일수는 평균 30.9일(1623~50년)에서 7.8일(1771~1800년)로 산출되어 안개의 출현 빈도수가

평년보다 대체로 높으나 안개의 출현은 감소하는 경향을 보였다. 30년 단위 기간 평균으로 월별 최다 일수는 8월(1623~50년, 1651~80년, 1771~1800년), 10월(1681~1710년, 1741~70년), 11월(1711~40년)에 나타나 1623~1800년 조사기간의 가을에 안개가 높은 빈도로 출현한 것으로 파악되었다(이준호, 2016).

4.5.4. 2020년 고문헌에 의한 고기후 요약

조선왕조실록, 승정원일기, 관수일기 등의 고문헌 기록을 통해 맑음, 흐림, 강우, 강설과 같은 기상 현상뿐만 아니라 가뭄, 황사, 서리 등과 같은 기상재해에 대하여 고문헌을 통해 과거 기후를 복원하는 다양하고 정교한 방식의 연구 성과들이 있었다.

맑음과 흐림의 일수는 현대의 평년값에 비해 맑음은 많았으며, 흐림의 일수는 적게 나타났다. 강수는 1710년대를 전후로 19.5일에서 63.8일로 큰 차이를 보인다. 또한 1771~1800년의 연강수량은 평균 941.5 mm로 현대의 연강수량 평년값(1450.6 mm)보다 35.1%나 적은 것으로 산출되었다. 이 시기의 강수일수가 다른 시기에 비해 가장 많았음을 고려할 때, 1770년 이전의 기간은 상대적으로 훨씬 더 건조했던 것으로 판단된다. 1623년~1770년에 기우제의 기록 횟수 역시 다수 확인되었다. 이러한 결과는 해당 시기의 서울을 비롯한 한반도의 기후가 주로 한랭한 소빙기의 영향 하에 있었기 때문으로 보인다.

강설에 경우도 10월에 눈의 기록이 있는 1623~50년, 1711~40년, 1771~1800년에 강설이 평년보다 이르게 그리고 봄에는 늦게까지 내린 것으로 기록되어 겨울이 길고 더 한랭하였던 것으로 보인다. 가뭄에 대한 기록과 기우제를 비롯한 가뭄에 따른 여러 조치들이 시행된 기록을 함께 살펴봐도 조선 후기보다 초기에 이에 대한 기록들이 많이 확인되었다.

서리는 17세기에서 19세기로 올수록 첫서리의 기록일이 점점 늦춰졌다는 점과 월별 서리 기록 횟수가 현대 평년값보다 빈번하다는 점에서 17세기에 기후가 19세기의 조선 후기보다 더욱 한랭하였다는 것을 의미한다.

각 연구들의 내용을 종합하여 분석하였을 때 많은 기상,

기후 현상들이 17세기 한랭한 소빙기의 상황을 보여준다고 할 수 있다. 이전의 연구의 성과들이 단순 횡수를 활용한 통계에 그쳤다면 이후에 발표된 연구 결과들은 횡수와 더불어 동시에 고려할 수 있는 다양한 요소들을 통해 좀 더 구체적인 정교함을 갖추고 있어 견고한 동의 수준을 보인다고 할 수 있다.

4.6. 동굴생성물에 의한 고기후

동굴생성물을 이용한 고기후 연구는 시계열 분석이 가능한 고해상도 지화학 분석과 우라늄 계열을 이용한 연령분석이 가능하다. 또한 동굴생성물은 생성 이후 변질의 우려가 적다는 점, 안정동위원소 및 미량원소 등과 같은 여러 지화학적 프록시를 동시에 이용할 수 있다는 점, 과거 수백 년부터 약 50만년 이상의 고기후 변화를 추적할 수 있다는 점 등에서 고기후 연구 분야에서 매우 유용하게 이용될 수 있는 다양한 장점을 지닌다.

2014년 보고서에는 동굴생성물에 의한 고기후 연구 부분이 부족하여 본 장에서 간단히 정리하고자 한다. 우경식 등(2004)의 제주도 당처물동굴의 석주에 대한 연구는 동굴 생성물의 조직적 특성(e.g., 성장선의 상대적인 밀집도)이 동굴생성물의 지화학적 성분과 잘 대비되는 것으로 밝혔으며, 동굴생성물의 조직적 연구 결과가 고기후 변화를 암시할 수 있음을 보여주었다(조경남과 우경식, 2008). 조경남 등(2006)은 충청북도 단양군 에덴동굴 석순의 세밀한 조직적 특성을 MIS와 대비하였으며, 빙하기인 MIS 4와 8 동안에는 석순이 계속해서 성장하지 못한 사실을 밝혀 플라이스토세 후기의 고기후 변화를 추정하였다(조경남과 우경식, 2008). 최돈원 등(2005)의 연구에 의하면 제주도의 모시모루 동굴 및 진개못동굴에서 관찰되는 동굴산호는 단백질과 탄산염 광물의 호층을 이루고 있으며 이는 고환경 변화, 특히 강수량과 관련되어 있음을 주장하였다(조경남과 우경식, 2008). 지효선(2011)은 제주도 용천동굴에서 성장하는 석순의 조직적 특성을 이용하여 제주도 지역에 영향을 주었던 지난 300년 동안 기후변화를 조사한 결과 석순의 성장이 동아시아 여름 몬순의 강도 변화를 직접적으로 지시하고 있다고 판단하였다. 홍석우 등(2012)은 우라늄 계열을 이용한 연대측정 결과를

토대로 제주도 당처물동굴 석순의 조직적 특징과 태양활동의 변화량에 따른 북반구 대기 중의 $\Delta^{14}C$ 복원기록을 상호 비교하여 제주도에 영향을 주었던 과거 2,000년 동안의 고기후를 연구 결과 석순이 성장하는 동안의 조직적 특징은 유입되는 외부 강수량과 관련이 깊으며, 석순의 조직적 변화가 태양활동의 변화에 따른 대기중의 $\Delta^{14}C$ 농도 변화와 비교적 잘 일치하고 있음을 지시하였다. 우경식 등(2013)은 제주도 용천동굴에서 성장한 석순 내 미량원소 성분을 이용한 지난 600년 동안의 고기후 변화 연구를 수행하였다. 이를 통해 Mg/Ca, Sr/Ca 과 P/Ca비의 성분은 석순 성장기간 동안 세부적으로 약간의 차이가 나지만, 모두 약 19세기 후반부터 증가되는 경향을 밝혔다. 이러한 경향을 보이는 것은 이들이 소빙기에서 현세온난기(Current Warm Period)에 이르는 기후변화를 반영한 것이라 생각된다. 즉 소빙하기 이후에 평균 기온과 강수량의 상승으로 풍화대 내에 포함되어 있던 P 성분이 동굴 속으로 더 많이 유입되고, 동굴 상부에 퇴적되어 있는 사구퇴적물이 풍화대 내에서 더 활발히 용해될 수 있는 조건을 제공하여 동굴로 유입되는 지하수의 성분 속에 Mg/Ca와 Sr/Ca의 비가 증가하였기 때문으로 밝혔다. 유근배 등(2016)은 강원도 평창군 미탄면 창리에서 확보한 석순에 기록되어 있는 한반도 홀로세 중후기 고기후의 변화 특성과 몬순 변동을 확인하였으며, 그 결과 석순은 약 4580 yr BP 에서 660 yr BP 사이에 생성된 것으로, 미약한 중기 청동기 저온기, 철기저온기-로마온난기, 중세암흑저온기가 나타남을 확인하였다. 또한 동아시아 지역에서 해당기간 확인된 몬순 약화 현상이 나타났으며, 기존 연구에 비해 다소 빨리 발생하였을 가능성을 확인하였다.

현재까지 동굴생성물을 이용한 고기후 연구는 외국에서 성공적으로 적용되었으며, 미래의 연구 대상으로 높은 가치를 인정받고 있다. 하지만 현재까지 국내에서 동굴생성물을 이용한 고기후에 대한 연구는 많지 않은 편이며 그 방법과 기술에 있어서도 선진기술을 적용한 연구결과가 필요하다. 이러한 점에서 중간적 동의 수준을 보인다고 할 수 있으나, 최근 국내의 일부 학자들은 동굴생성물 분석에 관한 선진 기술을 보유하고 있는 대학 및 연구소와의 공동연구를 시도하고 있어 기후변화에 대한 한반도 기후변화의 반응을 파악하는데 있어 우리나라의 동굴생성물이 중요한 기여를 할 수 있을 것으로 보인다.

4.7. 결론

국지적, 지구적으로 장기간 고기후 비교자료의 확보와 구축에 대한 필요성이 높아짐에 따라 대응자료(proxy data)로써 육상이나 해양의 퇴적물, 동식물의 화석, 나무의 나이테 등의 지구물리·생물학적 자료와 고대의 그림과 문자, 각종 기록, 연대기, 역사적 기록물 등 인문·사회학적인 자료가 활용되고 있다.

그러나 지구물리·생물학적 자료는 지사의 시간 규모로 그 기간이 너무 길어 시간 해상도가 낮기 때문에 상대적으로 최근이라 할 수 있는 인간 활동이 활발히 이루어지던 전근대의 역사시대 당시 날씨와 기상, 기후적 특성을 파악하는 데에는 한계가 있다. 또한 고문헌 역시 과학적인 관측기기를 이용한 현대의 기상 관측 자료와 차이가 크고 자료가 균질하지 않아 고기후를 복원하는데 제한적이고 고기후의 변화 경향을 짐작하는 정도의 수준에 그치고 있다. 여기에서는 우리나라의 고기후를 여러 대응자료에 기초하여 분석하였다. 분석함에 있어서 각 대응자료가 갖고 있는 시간적 규모와 해상도가 상이하기 때문에 시대에 따라 대응자료를 종합하여 정리하기에는 쉽지 않은 작업이기에 각 대응자료에 따라 정리가 되었음을 밝히는 바다.

고기후를 복원하는데 대응자료가 갖는 정밀성의 한계에도 불구하고 화분, 동물화석, 나이테, 고문헌, 동굴퇴적물 등은 기후변화가 자연생태계와 인간 생활에 어떠한 영향을 미쳤는지를 되돌아보고 미래를 대응하는 기준이 되는 중요한 창이 되기 때문에 지속적인 연구와 관심이 필요하다. 식물의 꽃가루인 화분(花粉, pollen)과 동물의 화석(化石, fossil), 동굴퇴적물 등은 신생대 제4기(Quaternary) 플라이스토세(Pleistocene, 255-1.2만 년 전) 한반도의 고기후와 자연생태계 변화를 복원하는 정보로 유용하다. 나무의 나이테인 연륜(年輪, tree ring)과 역사시대 고문헌(古文獻, historical record)은 신생대 제4기 홀로세(Holocene, 1.2만 년-현재)의 기후변화를 추정하는 자료로 활용할 수 있다.

국내 연구자들 가운데 해당 분야 전문가가 매우 적고, 연구의 주된 관심사가 화분, 화석, 동굴퇴적물, 연륜 자체이지 고기후는 아니기 때문에 이러한 대응자료를 가지고 고기후를 분석하는 것은 큰 한계를 가지고 있다. 따라서 대응자료는 고기후를

복원하기 것보다는 과거 기후변화가 생태계에 어떠한 영향을 미쳤는지를 가늠하고 미래를 대응하는 정보로 활용할 수 있을 것이다.

4.8. 참고문헌

- 국립춘천박물관, 2013: 영월 공기2굴·꽃병굴 동굴유적, 강원도, 258pp.
- 기상청, 2009: 과거 기후변화기록 복원과 생태계 분포 자료를 통한 기후변화 및 변동 분석기술 개발, 충북대학교 산학협력단, 335pp.
- 기상청, 2014. 한반도 기후변화 평가보고서 - 기후변화 과학적 근거 - 기상청, 94pp.
- 김경희, 김수철, 김요정, 손병화, 이용조, 박원규, 2007: 단양 구남굴 퇴적층 출토 숲의 수종으로 해석된 기후변동, 한국구석기학보, 2007(15), 19-41.
- 김일권, 2015: 조선시대 일기류의 기상일지적 재구성과 『고종일기』의 기상기록 분석, 대기, 25(3), 407-433.
- 김일권, 2018: 『승정원일기』영정조대 30년간(1770~1799) 측우기록과 우량주척 고찰, 조선시대사학보, 2018(84), 111-185.
- 김일권, 2018: 『승정원일기』(1623-1910)의 조선후기 서리 기상기록 연구, 조선시대사학보, 2018(87), 297-388.
- 박권수, 2010: 승정원일기 속의 천변재이 기록, 사학연구, 2010(100), 65-108.
- 박영철, 최삼용, 최미노, 2014: 평창 기화리 쌍굴 유적, 연세대박물관, 123pp.
- 박완재, 2012: 『조선왕조실록』 천문기상기록의 자료적 한계와 보완 방안 - 문종과 세조대의 재이/상서 기록을 중심으로, 동이인문학, 0(21), pp. 133-153.
- 박원규, 윤성주, 이용조, 1999: 평택 현화리 토탄층 출토 목재의 수종분석, 목재공학, 27(2), 1-6.
- 박원규, 이광희, 2007: 우리나라 건축물에 사용된 목재 수종의 변천, 건축역사연구, 16(1), 9-25.
- 박화진, 2017: 조선후기 동래부 기후 동향 분석연구, 동북아 문화연구, 1(52), 141-162.

- 산림청, 2016: 임업통계연보, *산림청*, 418pp.
- 서정욱, 박원규, 2002: 설악산 서부 소나무의 연륜을 이용한 317년(A.D. 1682~1998)간의 5월 강수량 복원, *한국제4기학회지*, 16(1), 29-36.
- 서정욱, 정현민, Masaki Sano, 최은비, 박준희, 이광희, 김요정, 박홍철, 2017: 지리산국립공원 아고산대 주요 수종(주목, 잣나무, 구상나무, 신갈나무)에 대한 산소동위원소 연대기 작성 및 기후와의 관계 분석, *목재공학*, 45(5), 661-670.
- 손호성, 2013: 반구대 암각화의 고래, *울주 대곡리 반구대 암각화*, pp.72-101.
- 연세대학교박물관, 2009: *제천 점말동굴유적 종합보고서*, 285pp.
- 우경식, 김련, 김진경, 최돈원, 조경남, 2004, 제주도 당처물 동굴에서 발견되는 석주의 조직과 안정동위원소 결과 : 고기후의 의미. *지질학회지*, 40, 133-144.
- 우경식, 조경남, 이상헌, 양동윤, Hong-Chun Li, 2013: 제주도 용천동굴에서 성장한 석순 내 미량원소 성분을 이용한 지난 600년 동안의 고기후 변화 연구, *지질학회지*, 49(3), 325-337.
- 울산암각화박물관, 2013: *울주 대곡리 반구대 암각화*, 271pp.
- 유근배, 공달용, 이현아, 김찬웅, 임종서, 2016: 동굴생성물(석순)을 이용한 한반도 고기후 연구 : 홀로세의 문순변화를 중심으로, *한국지역지리학회지*, 22(2), 439-449.
- 이상목, 2004: 울산 대곡리 반구대 선사유적의 동물그림 - 생태적 특성과 계절성을 중심으로-*한국고고학보*, 52, 35-68.
- 이영덕, 2013: 생업과 도구 - 생업유형, 한국 신석기문화개론, *서경문화사*, pp.335-368.
- 이용조 책임편집, 2006: 중원지역의 구석기문화, *충북대학교 중원문화연구소*, 761pp.
- 이정철, 2016: 조선왕조실록 가뭄 기록과 그 실제, *국학연구*, 29, 41-76.
- 이준호, 2016: 1623~1800년 서울지역의 기상기후 환경, *한국지역지리학회지*, 22(4), 856-874.
- 이효선, 이지영, 박경, 2016: 조선왕조실록에서 살펴본 기후제, *응용지리*, 33, 37-57.
- 전준혁, 2018: 20세기 이전 한국의 역사 기록에서 확인되는 황사 현상, *대기*, 28(4), 491-507.
- 정현민, 김요정, 서정욱, 2017: 속리산 참나무류 도관내강면적연대기와 기후인자와의 관계분석, *목재공학*, 45(1), 72-84.
- 조경남, 우경식, 김정찬, 양동윤, Edwards, R.L., Cheng, H., Wang, Y., 2006: 에덴동굴 석순에 기록된 후기 플라이스토세의 고기후 변화. *지질학회지*, 42, 127-142.
- 조경남, 우경식, 2008: 동굴생성물을 이용한 고기후 연구 : 국내외 연구현황 및 미래 연구방향, *지질학회지*, 44(1), 93-104.
- 조태섭, 2009: 우리나라 선사시대 소과(Bovidae)화석에 대한 고찰, *한국구석기학보*, 20, 83-109.
- 조태섭, 2015: 우리나라 후기갱신세 시기의 동물과 기후변화, *백산학보*, 103, 5-30.
- 조태섭, 2019a: 강원도 선사시대 동굴유적 조사의 전개와 성격, *한국구석기학보*, 39, 5-18.
- 조태섭, 2019b: 대곡천의 환경과 동물, *대곡천사냥꾼울산 암각화박물관 편*, 1-13.
- 지효선, 우경식, 조경남, Cheng, H., Edwards, R. Lawrence, 이상헌, 2011: 제주도 용천동굴 석순(YC-2)의 조직적 특징을 이용한 지난 300년 동안의 고기후 변화 연구, *지질학회지*, 47(2), 139-153.
- 최광용, 2016: 조선 중기 이후 서울의 장마철 강수 평균과 극한강수현상의 변화, *대한지리학회지*, 51(1), 23-40.
- 최돈원, 우경식, 이광춘, 2005: 제주도 용암동굴에서 발견되는 규질 동굴산호에 대한 연구: 고환경 변화에 대한 의미. *지질학회지*, 41, 465-480.
- 최종남, 유근배, 박원규, 1992: 아한대 침엽수류 연륜연대기를 이용한 중부산간지역의 고기후복원, *한국제4기학회지*, 6(1), 21~32.
- 충청북도문화재연구원, 2009: *제천 점말동굴유적 활용 방안연구*, 165pp.
- 한창균, 조태섭, 서인선, 2019: 정선 매둔 동굴유적(I) - 2017, 18년도 조사, *연세대박물관*, 285pp.
- 한창균, 최삼용, 조태섭, 최미노, 김경진, 2017: 영월 구래리 연이굴유적, *연세대박물관*, 47pp.

- 홍석우, 우경식, 이상헌, 조경남, 2012: 제주도 당처물동굴 석순의 조직적 특징을 이용한 지난 2,000년간의 고기후 변화 연구, *지질학회지*, 48(2), 445-458.
- 황상일, 2013: 고울산만 환경변화와 반구대 암각화, *울주 대곡리 반구대 암각화*, pp. 188-203.
- Chae, I. and J. Park, 2016: Climate change and human activities over the past millennium at Mt. Jeombong, central-eastern Korea, *Geosciences Journal*, 20(4), 477-484.
- Chen, J., Y. Liu, X. Shi, B. C. Suk, J. Zou, and Z. Yao, 2017: Climate and environmental changes for the past 44 ka clarified by pollen and algae composition in the Ulleung Basin, East Sea(Japan Sea), *Quaternary International*, 441, 162-173.
- Constantine, M., M. Kim, and J. Park, 2019: Mid-to late Holocene cooling events in the Korean Peninsula and their possible impact on ancient societies, *Quaternary Research*, DOI:10.1017/qua.2018.132.
- Kim, D. B., K. Koo, H. Kim, G. Hwang, and W. Kong, 2019: Reconstruction of the abitat range suitable for long-tailed goral (*Naemorhedus caudatus*) using fossils from the paleolithic sites, *Quaternary International*, 519, 101-112.
- Moon, Y., H.-J. Lee, and H. Lee, 2018: Environmental changes and ancient long-term wet field management schemes: A preliminary case study of the Daepyongri site, locality 3-1-D, South Korea, *Holocene*, 28(12), 1979-1991.
- Park, J. and J. Park, 2015a: Pollen-based temperature reconstructions from Jeju island, South Korea and its implication for coastal climate of East Asia during the late Pleistocene and early Holocene, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, 445-457.
- Park, J. and M. Kim, 2015b: Pollen-inferred late Holocene agricultural developments in the vicinity of Woljeong-ri, southwestern Korea, *Quaternary International*, 384, 13-21.
- Park, J., H. S. Lim, J. Lim, and Y.-H. Park, 2014b: High-resolution multi-proxy evidence for millennial- and centennial-scale climate oscillations during the last deglaciation in Jeju Island, South Korea, *Quaternary Science Reviews*, 105, 112-125.
- Park, J., H. S. Lim, J. Lim, K. B. Yu, and J. Choi, 2014a: Orbital- and millennial-scale climate and vegetation changes between 32.5 and 6.9k cal a BP from Hanon Maar paleolake on Jeju Island, South Korea, *Journal of Quaternary Science*, 29(6), 570-580.
- Park, J., J. Park, S. Yi, J. C. Kim, E. Lee, and J. Choi, 2019: Abrupt Holocene climate shifts in coastal East Asia, including the 8.2 ka, 4.2 ka, and 2.8 ka BP events, and societal response on the Korean Peninsula, *Scientific Reports*, DOI:10.1038/s41598-019-47264-8.
- Park, J., J. Park, S. Yi, J.C. Kim, E. Lee, and Q. Jin, 2018: The 8.2 ka cooling event in coastal East Asia: High-resolution pollen evidence from southwestern Korea, *Scientific Reports*, DOI:10.1038/s41598-018-31002-7.
- Seo, J.-W., M. Sano, H.-M. Jeong, K.-H. Lee, H.-C. Park, T. Nakatsuda and C.-S. Shin, 2019. Oxygen isotope ratios of subalpine conifers in Jirisan National Park, Korea and their dendroclimatic potential, *Dendrochronologia*, 57: 125626
- Song, B., S. Yi, H. Jin, W.-H. Nahm, J.-C. Kim, J. Lim, J.-Y. Lee, L. Sha, L. Mao, Z. Yang, T. Nakanishi, and W. Hong, 2018b: Pollen record of the mid-to late-Holocene centennial climate change on the east coast of South Korea and its influential factors, *Journal of Asian Earth Sciences*, 151, 240-249.
- Song, B., S. Yi, T-S. Chang, J.-C. Kim, L. Mao, W.-H. Nahm, and H. Jia, 2017: Holocene environmental change inferred from multiple proxies in the mouth of Gomso Bay on the west coast of South Korea, *Quaternary Research*, 88, 193-205.
- Song, B., S. Yi, W.-H. Nahm, J.-Y. Lee, L. Mao, L. Sha, Z. Yang, and J. Zhang, 2018a: Pollen record of early-

to mid-Holocene vegetation and climate dynamics on the eastern coast of the Yellow Sea, South Korea, *Holocene*, 28(6), 1011-1022.

Song, B., S. Yi, W.-H. Nahm, J.-Y. Lee, Z. Yang, and X. Yang, 2019: Holocene environmental changes of the Songji lagoon, South Korea, and its linkage to sea level and ENSO changes, *Quaternary International*, 503, 32-40.

Sternberg, L. D. S. L., M. J. Deniro and R. A. Savidge, 2008: Oxygen isotope exchange between metabolites and water during biochemical reactions leading to cellulose synthesis, *Plant Physiology*, 82, 423-427.

고기후 저자

주저자: 공우석(경희대학교)

기여저자: 이상헌(한국지질지원연구원)/화분

조태섭(연세대학교)/동물

서정욱(충북대학교)/연륜

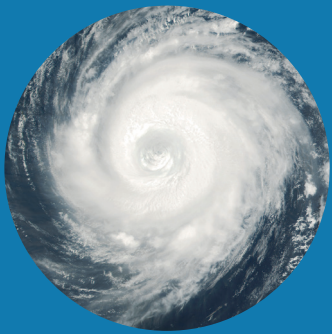
김다빈(네이처그래피)/고문헌

김다빈(네이처그래피)/동굴생성물

제 5 장

탄소순환과 기타 생지화학순환

138	5.1. 서론
138	5.2. 탄소순환
153	5.3. 기타 생지화학순환
155	5.4. 결론
156	5.5. 참고문헌



제 5 장 탄소순환과 기타 생지화학순환



5.1. 서론

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 탄소순환은 기후 시스템의 중추적 구성요소로서 기후변화와 관련된 다양한 규모의 복합적 강제력, 비선형 반응, 되먹임 등을 통합할 뿐 아니라 다른 생지화학순환과 연결되어 생태계의 건강과 오염 및 대기질에 심각한 영향을 미칠 수 있음을 지적하였다.

본 장에 요약된 내용은 「한국 기후변화 평가보고서 2014」의 제5장 '탄소순환과 기타 생지화학순환'에서 다루어진 내용을 보완한 것이다. 주로 기후 시스템에 대한 주요 생지화학적 되먹임의 중요성과 추세 및 이해수준의 평가를 목적으로 그동안 국내에서 추가로 이루어진 연구들을 중심으로 한반도의 기후 시스템과 생물리 및 생지화학과정의 이해수준에 대하여 요약하였다.

본 장은 크게 네 부분으로 (1) 서론, (2) 탄소순환, (3) 기타 생지화학순환, (4) 결론으로 구성되어 있다. 탄소순환은 관측과 모델링 및 관측 융합으로 나누었고, 관측의 경우 국내 육상 생태계에서의 연구를 중심으로, 산림생태계의 탄소순환 관측 및 농업생태계의 탄소순환 관측 결과를 보완하였다. 또한 새롭게 담수생태계와 극지생태계에서의 탄소순환 관측 연구 결과를 추가하였다. 탄소순환 모델링 및 관측 융합에서는 1) 관측자료 기반의 모델링과 2) 아시아 탄소추적시스템으로 나누어 요약하였다. 기타 생지화학순환은 1) 질소순환과 2) 단수명 기후변화유발물질순환으로 나누어 요약하였다.

5.2. 탄소순환

5.2.1. 탄소순환 관측

5.2.1.1. 산림생태계 탄소순환

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 따르면, 국내 산림은 1970~80년대에 대규모 녹화가 이루어진 이후 매년 감소하여 현재 국토 면적의 63%를 차지하고 있다. 이중 40% 이상이 5-6영급에 이르렀고, 목재의 자급률 증가를 위한 벌채량이 급격히 증가하고 있어서 자연적인 탄소순환보다는 인간의 간섭에 의한 영향이 커지고 있다고 보고되었다.

이에 따라 2014년 평가보고서 이후로 생물량과 상대생장식에 대한 연구, 특히 제5차 국가산림자원조사 자료에서 나온 목편 자료를 이용한 연구가 증가하였으며, 벌채 이후의 산림의 갱신과 천이가 일어나는 과정에서 초기의 성장특성과 산림탄소 순환에 대한 연구, 중장령림의 관리 방안에 따른 탄소축적량의 변화에 대한 연구, 또한 소나무 재선충병, 가뭄과 같은 교란이 산림탄소에 미치는 영향에 대한 연구가 증가하였다(예, Lee et al., 2019). 이러한 연구들을 지상부 생물량, 토양 탄소, 탄소 수지로 나누어 요약하였다.

지상부 생물량: 2006년부터 2010년까지 시행된 제5차 국가산림자원조사(NFI)의 목편 자료를 기반으로 한 연구가 활발히 진행되었다. 임종환 등(2016)은 잣나무와 일본잎갈나무의 지역별 성장특성을 구명하고 군집별 성장패턴의

변화를 예측하였으며, 2017년에는 소나무의 연륜생장 목편 자료에 근거하여 연륜생장과 기후인자와의 관계를 구명하고, RCP 8.5가 실현될 경우, 2050년 이후에는 소나무의 연륜생장이 크게 감소할 것으로 예측하였다. 문가현 등(2018)은 진계생장 추정식을 개발하였으며, 서연옥 등(2017)은 국가 산림자원조사 자료와 수치임상도를 활용하여 전북 무주 지역 리기다소나무림의 공간분포도를 작성한 결과, 탄소 저장량은 평균 58.2 ton C ha⁻¹였다. 김경민 등(2015)은 국가산림자원조사, 임상도 및 인공영상을 활용한 몬테카를로 시뮬레이션을 수행하여 충청남도의 격자별 산림 탄소저장량 정보를 가진 산림탄소지도를 제작하였고, 인공영상보다는 임상도를 사용하는 것이 임분 구조가 복잡한 우리나라에 더 적절함을 보여 주었다. 이외에도, Kim et al. (2017)은 소나무와 곰솔의 흉고 직경과 지상부 0.2m의 직경을 이용해서 수간, 수피, 가지, 잎, 그리고 뿌리의 생물량, 탄소 및 질소 농도를 예측하는 상대생장식을 개발하였고, 표정기와 손영모(2017)는 소나무림의 임령-생물량 모형을 개발하였다.

벌채 후 갱신 또는 조림 이후 산림관리로 인한 산림 탄소의 변화에 대한 연구로서 이종열 등(2015)은 메타 분석을 통해, 간벌에 의한 직경 생장량이 평균 39% 증가하였으나 임목 탄소 저장량은 31% 감소함을 보였고, 간벌 강도 및 회복 시간(간벌 후 시간의 경과)과 상관관계를 이용한 회귀식을 개발하였다. 한편, 갱신된 8년생 소나무림의 간벌은 임분 내 개체목의 근원 직경과 탄소량을 증가시켰을 뿐 아니라, 1년 후 간벌재로 반출된 탄소량의 86%를 회복한 것으로 나타났다(송수진 등, 2016). 권기범 등(2016)은 거리독립 임분생장 예측 시뮬레이터를 이용하여 간벌사업과 지위지수가 임분의 생장패턴과 탄소고정에 영향을 미침을 보였다. 상록활엽수의 경우, 정수영 등(2015)은 붉가시나무림의 속아베기 강도 처리에 따른 임분의 생장반응 특성을 보고하였고, Kim et al. (2019a)은, 동백나무, 구실잣밤나무, 붉가시나무, 종가시나무, 후박나무, 참식나무의 상대생장식과 탄소확장계수를 개발하였다.

토양 탄소: Cha et al. (2019)은 595개 임분에서 식생을 소나무와 기타 침엽수, 참나무류와 기타 활엽수의 네 수종으로 나누어 임분의 수종이 임상과 토양 탄소에 미치는 영향을 분석하였고, 수종에 따라 차이가 있음을 보였다. 임상의

탄소 함유량은 참나무림과 기타활엽수림이 각각 5.39 와 5.41 Mg C ha⁻¹였고 소나무림이 7.12 Mg C ha⁻¹로 가장 많았다. 반면 0-0.3m 토양의 경우, 참나무와 기타활엽수림의 탄소 함유량이 모두 66 Mg C ha⁻¹로 높았고 소나무림의 함유량은 49.50 Mg C ha⁻¹였다. 전체 토양 탄소(낙엽층과 토양의 합)는 활엽수림에서 가장 높았고, 기타침엽수림에서 가장 낮았으며, 수종이 토양 탄소에 미치는 영향은 임령이 3영급 이상일 때 명확히 나타났다. 유기물 총의 토양탄소와 양분의 농도는 토지 피복과 수종에 따라 달랐고 참나무림이 탄소 농도가 높았다(Han et al., 2017, 2019).

세 개의 인접한 동령(53년)의 낙엽송, 소나무, 곰솔 임분에서는 토양 탄소 방출량이 곰솔 임분이 가장 높았고, 소나무 그리고 낙엽송의 순으로 나타났다. 탄소 방출량은 토양 온도에 지수적으로 증가하였고, 토양 pH와는 음의 상관을 보였으나, 토양 수분이나 토양 유기물과는 유의한 상관을 보이지 않았다(Kim et al., 2017). Han et al. (2016)의 소형 rhizotron을 이용한 75년 된 소나무림 연구 결과에 따르면, 세균 생산량과 세균 고사율이 각각 3200.2와 2271.5 kg ha⁻¹ yr⁻¹였고, 전자의 경우 순일차생산량의 17%를 차지했다. 세균의 발생량은 여름에, 고사율은 가을에 가장 높았는데, 모두 토양 온도의 변화와 상관관계가 높았다.

이종열 등(2015)은 간벌이 토양 탄소에 미치는 영향에 대한 메타 분석에서 간벌에 의해 토양탄소 저장량이 약 13% 증가하였으나 고사목과 낙엽층 탄소 저장량은 변화가 없음을 보였다. Kim et al. (2015)에 따르면, 간벌 약 40개월 후 0.1-0.2 m와 0.2-0.3 m 깊이의 토양에서, 간벌하지 않은 대조구에 비하여, 15%와 30% 간벌구에서 탄소 농도가 유의하게 증가했으나 임상에는 차이가 없었다. 교환가능한 염기성 양이온의 경우, 0-0.1m 깊이의 토양에서 30% 간벌구가 대조구에 비해 간벌초기에 유의하게 적었다. 최은진 등 (2016)은 소나무재선충병이 발생한 곰솔임분의 간벌 처리구를 대상으로 연 평균 토양 CO₂ 방출량을 측정된 결과, 약도구 0.58 g CO₂ m⁻² h⁻¹, 강도구 0.49 g CO₂ m⁻² h⁻¹, 대조구 0.45 g CO₂ m⁻² h⁻¹였으며, 토양 CO₂ 방출량은 토양온도와 지수함수 관계를 보였으나 토양수분이나 토양pH와는 상관관계가 없었다. Q₁₀ 값은 약도구 3.40, 강도구 3.20, 대조구 3.06으로 약도구가 가장 크게 나타나 소나무재선충병 발생 곰솔임분의 간벌처리는 토양온도 상승과 함께 토양 CO₂

방출에 영향을 미치는 것으로 나타났다. 송수진 등(2016)의 벌채 후 8년생 소나무림의 간벌에 따른 토양 CO₂ 발생량, 낙엽 및 뿌리의 분해율 조사에 따르면, 간벌을 통한 식생의 제거는 연간 토양 CO₂ 발생량을 증가시키며, 토양온도와 양의 상관관계가 있으나 토양수분과는 뚜렷한 관계가 나타나지 않았다. Kim et al. (2018c)도 소나무림의 간벌로 인해 토양 미생물의 양이 증가하고 토양탄소와 질소도 증가하는 것을 확인하였다. 토양의 CO₂ 농도가 높아진 것을 가상한 김현준 등(2018)의 실험에서는 CO₂ 농도가 높을수록 근원 경이 증가하였고, 지하부의 탄소 분배량이 촉진되었다.

Vicente-Vicente et al. (2019)은 산림관리 사업이 토양의 탄소 동화와 수자원 공급에 미치는 영향을 연구하였다. 나무의 벌기령을 80년에서 40년으로 줄이는 것은 생물량 생산량이 높은 임분에서만 가능하고, 생산량이 적은 임분에서는 토양 탄소의 급격한 유실을 야기할 것으로 나타났다. 그러나 산림의 종다양성이 높을 경우 토양성질의 개량으로 인해 탄소의 유실량이 감소하는 것으로 예측되었다.

탄소 수지: 산림의 탄소순환에 있어 고사목의 영향에 관하여 Yoon et al. (2015)은 광릉과 점봉산 소나무 고사목의 호흡량을 이용하여 고사목의 분해속도와 산림의 탄소수지에 미치는 영향을 분석하였다. 광릉은 소나무 수간, 가지, 활엽수 고사목의 경우, 각각 29.54, 3.90, and 158.95 g C kg⁻¹ yr⁻¹ 였고, 점봉산의 경우 소나무 수간과 가지가 각각 49.09와 14.55 g C kg⁻¹ yr⁻¹ 였다. 고사목의 부후속도를 결정하는 주요인자는 목재의 온도와 습도 그리고 수종이었다. 광릉 고사목의 호흡은 전체 타가호흡의 ~4%, 고사목 부패의 54%를 차지한 반면, 점봉산의 경우 고사목의 호흡이 부패와 거의 동일하였으며, 생태계 생산량에서 차지하는 비율은 미미하였다. An et al. (2017)은 광릉 활엽수림과 침엽수림의 낙엽량과 세근의 생물량 및 회전율을 조사한 결과 연도별 낙엽량의 차이는 없었으나, 세근 발생량의 차이는 건조한 해에 더 높은 것으로 나타났다. 임분별로는 침엽수림의 낙엽량이 활엽수림보다 높았으나, 세근의 생물량 생산에는 차이가 없었으며 전체 순일차생산량의 18~44%를 차지하였다. 회전율은 침엽수림이 활엽수림보다 높았다. 가지의 분해속도는 리그닌의 양과 반비례하고, 섬유소의 양과는 비례하는 것으로 보고되었다(Cha et al., 2017). 고사목의

함수율은 수분이 미생물의 활성도를 높여 호흡속도에 큰 영향을 미쳤다(이민규 등, 2019).

온난화로 인한 탄소순환의 변화를 보기 위해, 안지에 등(2016)은 적외선 등을 이용한 2.7°C 온난화 처리 하에 생육한 물푸레나무, 느티나무, 거제수나무, 굴참나무 중, 굴참나무를 제외한 다른 수종에서 기공전도도와 증산속도가 온난화 처리에 의해 감소하였고, 엽록소 함량은 증가하였으나, 순광합성률은 모든 수종에서 통계적으로 유의한 변화를 보이지 않았다. 한승현 등(2018)도 33개월생 소나무 묘목을 대상으로 기온이 3°C 높은 인위적 온난화 처리와 강수 조절(±30%)에 의한 계절별 세근 생산량과 세근 고사율의 변화를 분석한 결과, 온난화 처리는 세근 생산량 및 고사율에 통계적으로 유의한 영향을 주지 못하였다. 강수 조절의 경우, 세근 생산량에만 유의한 영향을 주어 강수 증가 처리구에서 16% 감소하였고, 건조 처리구에서 세근의 발생량이 29% 증가하였다.

국가산림자원조사를 이용하여 손영모 등(2017)은 5차와 6차 자료를 비교분석한 결과, 전국적으로 활용될 수 있는 임상별 고사율(고사 입목의 재적량, %) 추정식을 개발하였고, Choi and An (2016)은 천연 활엽수림의 성장모형을 개발하여 활엽수림의 식생 동태를 비교적 정확하게 예측하였다.

기후변화로 점차 취약해지고 있는 아고산 산림생태계의 변화 및 쇠퇴 상황을 파악하기 위해 시계열 Landsat 위성 영상을 분석한 김은숙 등(2019)에 따르면, 1990년대 중반 이후 20년 동안 전국 아고산 지역 침엽수림의 면적이 약 25% 감소한 것으로 나타났다. 특히, 설악산, 백운산-함백산-장산, 지리산, 한라산 등에서 많은 변화가 있었다. 조선희 등(2015)은 백운산 내 구상나무 서식지를 조사하여 기후변화 시나리오 RCP 8.5를 적용하여 미래의 잠재적 분포를 분석한 결과 2050년에는 상봉 주변을 중심으로 20 ha까지 서식지 면적이 감소되고, 2080년에는 서식지가 사라질 것으로 예측하였다.

우리나라의 산림녹화가 탄소순환에 미친 영향을 보기 위해 Kim et al. (2019c)은 임상도, 국가산림자원조사, 기상자료 및 모형을 이용하여 1961년부터 2014년 사이의 탄소 축적량을 모의하였다. 탄소 축적량은 1961년 6.65 Tg C에서 2014년 476.21 Tg C로 증가했으나, 산림의 노령림화로 인해 앞으로는 축적량의 증가가 감소할 것으로 예측되었다.

1992년 이후, 우리나라 전체 산림의 탄소 축적은 매년 11.8 Tg C 씩 증가하여, 1992년 509.7 Tg C에서 2034년 1007.3 Tg C으로 증가하는 것으로 예측하였다. 토양 유기물의 경우 그 변화가 373.9 Tg C에서 369.2 Tg C으로 큰 차이가 없을 것으로 예측하였다. 그러나 그 이후 백년간 벌채량의 증가로 약 200 Tg C가 목재로 사용되면서 산림 탄소의 축적량이 감소할 것으로 예상된다.

교란으로 인한 탄소와 양분 순환의 변화에 관한 Kim et al. (2019b)의 연구에 따르면, 소나무 재선충병의 강도와 낙엽의 탄소와 질소 농도에 상관관계가 있어서, 재선충병의 강도가 약할수록, 낙엽으로 인한 질소와 탄소의 유입이 적어지는 것으로 나타났다. 잎의 분해 속도에는 피해 정도에 따른 차이가 없었으나, 낙지의 분해 속도는 재선충병 강도가 강한 지역에서 늦은 것으로 나타났다. Yang et al. (2019)은 노령림인 광릉수목원의 활엽수림에서 2006년부터 2018년까지 에디공분산(eddy covariance, 난류에 의해 수송되는 양을 직접 관측) 방법으로 관측된 CO₂ 플럭스 자료를 기반으로, 균형을 이루고 있는 총일차생산량(GPP)과 생태계 호흡량(RE)이 기후변화에 따라 민감한 경년변동을 보이며 탄소 흡원에서 탄소 중립 또는 발원으로 바뀔 수 있음을 보였다. 또한 이러한 변화에 휴면기의 생태계 호흡이 중요한 영향을 미치기 때문에 휴면기/동절기의 산림 토양 탄소 및 낙엽 관리와 모니터링이 필요함을 지적하였다. 김성준 등(2016)은 흰개미의 활동으로 인한 토양 유기탄소 농도 변화, 메탄 발생 및 유기물 분해 등을 조절하여 탄소 순환에 미치는 영향에 대한 연구에서, 흰개미 집이 일반 토양에 비하여 평균 1.8배의 유기탄소를 함유하며, 메탄의 점 발생원이며, 흰개미의 섭식 활동이 고사목의 부피 대비 표면적의 비율을 증가시켜 고사목의 분해를 가속화시켜, 온대 산림의 탄소 순환에서 중요한 역할을 하는 것으로 보고하였다(e.g., Kim et al., 2018b; Kim et al., 2019d).

5.2.1.2. 농업생태계 탄소순환

『한국기후변화평가보고서 2014』에서는 온실가스 배출량을 평가하기 위한 국내 고유의 배출계수 개발의 필요성, 이와 관련한 버를 포함한 농작물 생산의 전과정 평가, 벼-보리

이모작 논 생태계의 단기 플럭스 관측 사례, 메탄 배출계수 개발 및 관리방안에 따른 온실가스 저감 사례 등이 보고되었다.

농업생태계-대기 간 탄소순환 관측은 주로 챔버(상자 내 시간 간격에 따른 농도 변화량 관측)법과 에디공분산법이 사용된다. 주옥정 등(2018)은 농경지 온실가스 배출 산정을 위해 챔버법이 사용된 사례들을 고찰하여, 측정값의 시공간적 비균질성, 측정 시 발생하는 교란, 자료의 품질관리 및 불확도의 정량화 등 국내 챔버 관측의 문제점과 개선방향을 논의하였다.

에디공분산법은 측정기술과 더불어 자료처리 기술이 함께 발전되고 있다. 메탄은 농업분야 온실가스 배출량의 32%로서 가장 큰 비중을 차지한다(온실가스 종합정보센터, 2016). 파장 변조 분광법 기반의 개회로(open-path) 메탄 기체 분석기의 개발과 보급으로 논에서의 메탄 플럭스 관측이 늘어나고 있다. 강남구 등(2015)은 메탄 기체분석기의 분광 보정을 포함한 품질관리방법을 제시, 효과를 평가하였고, 강민석 등(2018)은 품질관리 이후 결측된 메탄 플럭스 자료를 메우는 주변 분포 표본 추출법을 제안하였는데, 논의 메탄방출을 결정짓는 주요 조절 인자로서 메탄의 생성과 산화 및 수송에 관여하는 생태계온도(기온, 지온), 수위 및 GPP를 고려하였다.

산림의 경우와 마찬가지로 농경지에서 CO₂ 플럭스의 장기간 관측 자료가 확보되면서 경년변동 분석 연구가 증가하고 있다. Indrawati et al. (2018)은 2003년부터 2015년까지 해남 농경지에서 벼의 성장기간 동안에 관측된 탄소, 물, 에너지 플럭스의 시계열 자료를 분석하여 GPP, 물이용 효율(WUE), 탄소흡수효율(CUE), 빛이용효율(LUE) 등의 지표들을 평가하였다. 해당기간에 재배된 네 가지 벼 품종(동진1호, 남평, 온누리, 새누리)별로 지표들이 다른 값들(GPP: 800-944g C m⁻²; WUE: 1.91-2.80 g C (kg H₂O)⁻¹; CUE: 1.06-1.34; LUE: 0.99-1.55 g C MJ⁻¹)을 보였다. 이를 분석하여, 기후스마트농업(생산성 및 소득 증대, 기후변화 적응, 온실가스 배출 완화)의 관점에서 동진1호가 우수한 품종으로 평가됐으나, 현실적으로 농부들은 해충저항성이 높은 새누리를 재배하고 있음을 지적하였다.

기존의 농경지 CO₂ 배출 연구들이 대부분 재배기간에 집중한 반면, 최근에는 휴경기간에 대한 관측이 늘어나고 있다. 이선일 등(2018)은 동절기 휴경기간 녹비재배 농경지 토양에서 CO₂ 및 N₂O의 배출특성을 보고하였다. 휴경기간의

CO₂와 N₂O의 일평균 배출량(1.73 g CO₂ m⁻² d⁻¹, 0.62 mg N₂O m⁻² d⁻¹)은 경작기간의 일평균 배출량의 28%에 해당하여, 휴경기간에 배출되는 양의 포함 여부에 따라 전국 온실가스 배출량이 크게 달라질 수 있음을 시사한다.

농경지는 주로 CO₂ 중립으로 인식되고 있으나, 심교문 등(2016a)은 사과 과수원과 같은 임목의 농업생태계의 경우 CO₂ 흡원으로 기능함을 보고하였다. 국내 사과원 생태계에서 에디공분산법으로 관측하여 연적산된 CO₂ 순생태계교환량(NEE)은 -397 g C m⁻²로 유사한 환경조건에서 관측된 이탈리아의 사과원 생태계의 NEE와 비슷하다,

다년간 논에서 관측된 메탄 플럭스 자료가 확보되면서 메탄 방출 기작에 대한 이해도 증진되고 있다. Kim et al. (2016)은 김제 이모작지에서 2011년부터 4년간 관측된 메탄의 계절변동과 경년변동 분석을 바탕으로 중간낙수와 장마의 효과를 함께 고려한 개선된 메탄 배출 산정 방법을 제안하였다. 중간낙수(뿌리 활력을 증대시키고 무효분얼을 막고자 모내기 35일 정도 후에 논 물 2주간 정도 배수) 기간에는 혐기성 토양이 호기성 조건으로 바뀌면서 메탄 방출량이 급격하게 감소하게 되고, 이후 다시 관개를 하더라도 이전 만큼 메탄 방출이 일어나지 않았다. 현재 사용되고 있는 메탄 방출계수는 이 점을 고려하여 제안된 것인데, Kim et al. (2016)은 중간낙수 기간과 장마가 겹치게 되어 이러한 효과가 감소함을 지적하고, 4년간 관측된 중간낙수 전후의 메탄 방출량, 중간낙수기간, 해당기간에 내린 강수량 자료를 기반으로 유효한 중간낙수기간을 산정하는 경험식을 제시하였고, 이를 고려하지 않을 경우 메탄 방출이 크게 과소평가됨을 보였다.

메탄 플럭스 관측지가 김제 논뿐만 아니라 철원과 해남의 논으로 확장되면서 기후, 경작방법, 품종 등에 따라 달라지는 메탄 방출 특성에 대해 이해할 수 있게 되었다(차세대도시·농림융합기상사업단, 2017). 해남 논 관측지는 한반도 최남단, 간척지에 위치하며, 모내기가 아닌 무논점파법이 사용되어 재배 방법에 따른 메탄 방출량을 관측하기 위해 구축되었다(이승훈 등, 2018). 철원 논 관측지는 국내 최북단에 위치한 조생종 오대 품종이 재배된다(Yang et al., 2018). 김제, 해남, 철원에서 관측된 연간 메탄 방출량의 범위는 19.0~22.8 g C m⁻² yr⁻¹로서, 크기와 계절변동성이 관측지마다 크게 달랐다(그림 5.1). 중간낙수 기간에는 모든 관측지에서 메탄 방출이

감소되었으나, 중간낙수 후에도 메탄 방출량이 지속적으로 줄어드는 현상은 관측지에 따라 다르게 나타났다.

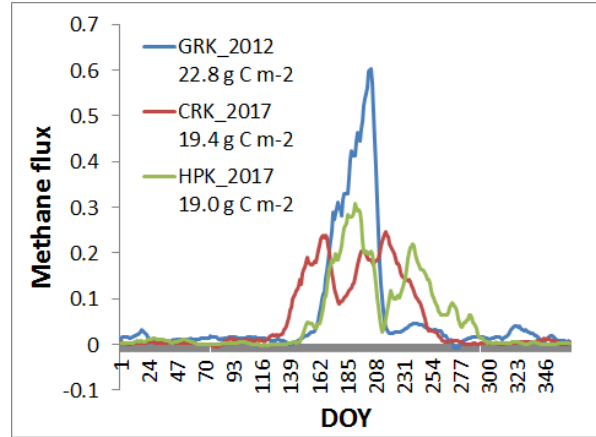


그림 5.1. 김제 논(GRK), 철원 논(CRK), 해남 논(HPK)에서 에디공분산법으로 관측된 메탄 플럭스의 계절변동. 관측지명 옆의 숫자는 관측한 해, 아래 숫자는 연적산 메탄방출량을 나타냄(자료출처: Kim et al., 2016; 차세대도시·농림융합기상사업단, 2017).

농경지가 CO₂를 비롯한 온실가스의 흡원 또는 발원인지를 평가하기 위해서는 비경작기간을 포함한 1년 전체를 고려해야 하며, 온실기체뿐만 아니라 수확을 통해 농경지 외부로 이동되어 소비되는 양까지 함께 고려해야 한다. 농업생태계가 일반적으로 CO₂ 중립으로 인식되는 이유는 수확물이 소비 또는 분해되어 다시 대기 중으로 방출되기 때문이다. 심교문 등(2015)은 김제 보리-벼 이모작지에서 2013년 1년간 에디공분산법으로 관측된 CO₂ 플럭스, 챔버법으로 관측된 메탄 플럭스와 수확량을 보고하였는데, 각각 -433, 18, 600 g C m⁻² yr⁻¹였고, 그 총합인 순생물상교환량은 184.7g C m⁻² yr⁻¹로서 김제의 보리-벼 이모작지는 탄소의 발원임을 보여주었다. 심교문 등(2016b)은 같은 관측지의 2014년 자료와 벼 단작지 같은 해 자료를 서로 비교하였는데, 이모작지/단작지의 CO₂ 및 메탄 플럭스는 각각 -587.5/-436.8, 18.6/16.0 g C m⁻² yr⁻¹로 벼-보리 이모작의 논이 벼 단작의 논보다 CO₂는 더 많이 흡수하였지만 동시에 더 강력한 온실가스인 메탄을 더 많이 방출하였고, 수확량을 고려한 전 과정 평가는 보고되지 않았다. 국내에서 중간낙수를 포함한 간헐적 관개를 일반적으로 수행하고 간헐적 관개가 아산화질소

방출을 증가시킴(Kritee et al., 2018)을 감안할 때, 온실 가스의 발원으로 평가될 수 있으나, 정확한 평가와 완화 전략을 위해서는 전 과정 평가에 필요한 지속적인 관측 자료의 구축이 절실히 요구된다.

최근에 들어 미국 NASA의 OCO-2, OCO-3, GeoCarb, 유럽 ESA의 FLEX 미션 등의 엽록소 형광 기반의 SiF(Sun-induced chlorophyll fluorescence) 탐지와 관련하여, 국내에서는 철원의 KoFlux 논 관측지에서 2015년부터 SiF 센서를 설치하여 자동으로 연속 관측을 수행해 오고 있다. Yang et al. (2018)에 따르면, 철원 논에서 관측된 SiF는 광합성보다는 군락에 의해 흡수된 광합성유효복사(APAR)와 더 높은 상관 관계를 보였는데, 이러한 결과는 SiF를 통해 광합성을 추정하려면 광이용효율을 알아야 함을 시사한다. 또한 광합성과 SiF의 상관관계가 생물계절, 상대습도, 산란복사량의 비율 등에 따라 달라짐을 보고하였다.

5.2.1.3. 담수생태계 탄소순환

『한국기후변화평가보고서 2014』에서는 강수발생시 유출을 통한 산림생태계로부터의 탄소 유출에 관한 연구 결과가 일부 보고되었으나 별도로 다루어지지 않았던 담수생태계의 탄소순환을 본 평가보고서에 새롭게 추가하였다.

하천과 호소의 탄소는 기원에 따라 무기 및 유기 탄소, 성상에 따라 용존 및 입자상 탄소로 구분된다. 이에 따라 담수생태계의 탄소는 용존무기탄소(DIC: dissolved inorganic carbon), 입자상무기탄소(PIC: particulate inorganic carbon), 용존 유기탄소(DOC: dissolved organic carbon) 및 입자상유기탄소(POC: particulate organic carbon)로 구분된다. 이러한 네 탄소 성분이 전 세계의 하천을 통해 바다로 유입되는 양은 연간 0.8~1.5 Pg C로 추정된다(오능환, 2016; Li et al., 2017).

전지구적 차원에서 하천과 호소의 온실가스 배출량을 추정할 최신 결과에 따르면, 다양한 육수(inland waters) 환경에서 연간 배출되는 CO₂(0.62~3.0 Pg CO₂-C; Cole et al., 2007; Raymond et al., 2013; Ward et al., 2018)와 CH₄(0.65 Pg CO₂ eq-C; Bastviken et al., 2011)의 총합이 인위적으로 배출된 CO₂ (Le Quééré et al., 2018; 2016년 기준 11.2 Pg C yr⁻¹) 중 육상생태계에 격리되는 탄소량(Le Quééré

et al., 2018; 2016년 기준 2.7 ± 1.0 Pg C)에 육박하거나 상회한다. 이러한 배출량 추정값은 아시아와 아프리카의 실측 자료의 부족으로 인해 예측 불확실성이 매우 높고(Raymond et al., 2013), 오염이나 댐 같은 인위적 교란의 영향을 제대로 고려하지 않았다(Regnier et al., 2013; Park et al., 2018).

한국 담수생태계의 탄소순환과 온실가스 배출은 이전 보고서에서 논의되지 않았다. 이 보고서에서는 2014년 이후에 발표된 연구결과를 하천과 호소 환경으로 구분하여 정리하였고, 댐과 수질오염 등의 인위적인 교란이 담수 탄소순환에 초래하는 영향을 요약하였다.

하천 탄소 플럭스: 국내 주요 하천을 대상으로 탄소 플럭스를 측정하거나 추정된 연구는 많지 않다. 오능환(2016)은 소유역에서 측정된 단위 면적 당 유기탄소 유출량 자료와 5대강의 유역 총면적 및 총 유량값을 이용하여 5대강을 통한 총유기탄소의 연간 유출량을 185 Gg C로 추정하였다. 박형근과 옥기영(2017)은 환경부 수질측정망의 TOC 측정 자료에 기초하여 4대강의 연간 TOC 유출량을 28.5 Gg C로 추정하였고, 한강이 18.0 Gg C로 가장 높고, 금강(5.9 Gg C), 영산강(2.6 Gg C), 섬진강(2.0 Gg C) 순이었다. 오능환(2016)이 추정한 5대강의 TOC 유출량과 박형근과 옥기영(2017)의 4대강 TOC 유출량은 각각 우리나라 산림의 평균 순생태계 생산량(NEP)인 3,510 Gg C(Yoo et al., 2013)의 5%와 0.8%에 해당한다.

산림 소유역과 대형 하천에서 실시한 현장 조사에 따르면, DOC와 POC 모두 강우량과 강도에 비례하여 유출량이 크게 증가하는 경향을 보였다(Jung et al., 2014; Shin et al., 2016). 특히 POC의 경우 일강우량이 100mm를 초과하는 집중호우 시 유출량이 급격하게 증가하여(Jung et al., 2014), 향후 기후 변화에 따른 집중호우의 강도와 빈도 변화에 따라 하천의 유기탄소 플럭스가 크게 증가할 수 있음을 시사한다. 강우 중이나 직후 하천의 유기물은 육상기원 부식질 성분의 비율이 크게 증가하여 용존유기물 중 생분해가 가능한 DOC의 비율이 감소하거나 POC와 DOC 성분 간의 전환이 발생하는 등, 강우에 의한 유기물 유출량과 성분 변화가 하천과 호소 및 해양의 탄소순환에 광범위한 영향을 초래할 수 있다(Jung et al., 2014, 2015; Shin et al., 2016).

하천 DIC는 HCO₃⁻, CO₃²⁻, CO₂로 이루어지나, 일반적인

pH 범위($6 < \text{pH} < 8$)에서는 암석의 풍화에 의해 하천으로 유입되는 HCO_3^- 가 가장 큰 부분을 차지한다. 2000년대 초반까지 한국 하천의 DIC 연구는 주로 한강을 중심으로 HCO_3^- 농도나 DIC의 탄소안정동위원소비를 측정된 지화학적인 연구가 대부분이었다(Ryu et al., 2008; Shin et al., 2011). 최근 5대강에서 측정한 DIC 농도에 기초한 한국 하천의 DIC 연간 유출량은 720 Gg C로 추정된다(오농환, 2016). 이를 위의 TOC 유출량 추정값(185 Gg C)과 합치면 연간 총 905 Gg C로서, 산림 NEP 추정값(3,510 Gg C)의 26%가 국내 하천을 통해 바다로 유출됨을 의미한다. 이러한 추정값의 정확성을 제고하기 위해서는 시공간적 변이를 고려한 보다 많은 현장 실측 조사가 필요하다.

하천 DIC 중 CO_2 에 대해서는 주로 pH와 염기도 같은 2차 자료를 이용해 농도를 추정하였으나(Shin et al., 2011), 최근 한강 유역에서 실시된 현장 연구에서 하천의 CO_2 분압 (pCO_2)이 하천 구간 및 주변 유역 특성에 따라 큰 시공간적 변이를 나타냈다(Yoon et al., 2017; Jin et al., 2018). 북한강의 경우 소양댐, 의암댐 및 청평댐 같은 대규모 댐에 의한 저류화로 인해 식물성플랑크톤에 의한 CO_2 흡수가 증가함으로써 pCO_2 가 상류나 하류에 비해 비교적 낮은 100~760 μatm 범위의 값이 관측되었다. 반면에 수도권을 관통하는 한강 하류와 주요 지류의 pCO_2 와 CH_4 농도는 일부 지점에서 각각 12,000 μatm 와 650 nmol L^{-1} 에 육박하는 등 국지적으로 매우 높은 값이 측정되었다(Yoon et al., 2017; Jin et al., 2018). 특히 하수처리장 방류수가 다량의 온실가스를 유입시키는 지점에서 두 가스의 농도가 모두 높게 나타났으며, pCO_2 의 경우에는 방류수 속의 유기물이 하류의 이동 과정 중에 분해되어 값이 증가하거나 조류의 CO_2 흡수가 활발한 구간에서는 오히려 값이 감소하는 등 복잡한 양상을 보였다(Yoon et al., 2017). 금강의 3개 도시 지천에서 DIC의 안정동위원소비($\delta^{13}\text{C}$)를 분석한 결과, 비교적 건조한 시기인 12~5월 중에 세제 같은 생활하수 중의 인위적으로 유래한 탄소 성분이 하천 DIC의 주요 배출원임을 보여주었다(Shin et al., 2015). 세계적으로 도시화에 따른 하천의 유기오염이 증가하고 있다. 보다 정확한 하천 탄소수지 예측을 위해서는 한강이나 금강처럼 하수처리장 방류수의 영향을 크게 받는 도시 하천의 유기탄소 특성과 온실가스 배출에 대한 보다 많은 관측과 분석이 필요하다.

호소 탄소 플럭스: 지난 20여 년간 전세계적으로 호수, 연못 및 저수지의 CO_2 와 CH_4 배출에 대해 많은 연구가 진행되어 왔다(Cole et al., 2007; Bastviken et al., 2011; Maavara et al., 2017), 한국에도 많은 저수지가 있지만 이를 대상으로 한 탄소순환 연구는 일차생산성과 유기탄소 플럭스 측정에 국한되고(Kim et al., 2016), 온실가스 배출에 대한 기초 조사가 제대로 이루어지지 않았다. 최근 북한강의 일부 저류화 구간에서 실시된 3종 온실가스 관측(Jin et al., 2018)이나 소양호의 CH_4 발생에 대한 현장 관측(김기용 외, 2018)을 통해 저수지의 온실가스 배출량 추정을 위한 추가 연구의 필요성이 제기되었다.

호소의 퇴적물의 경우, 유기물 분해가 지연되어 장기간 저장되는 탄소 흡수원 역할을 수행할 수도 있지만, 산소가 결핍된 혐기성 분해 과정에서 다량의 CH_4 가 생성될 수 있다(Bastviken et al., 2011). 소양호와 같은 깊은 저수지에서는 바닥 퇴적물에서 생성된 CH_4 가 용존산소 농도가 높은 수체에서 산화되어 표층의 CH_4 농도가 상류나 하류의 하천보다 많이 높지는 않다(Jin et al., 2018). 그러나 김기용 등(2018)이 소양호의 5개 지점에서 저수지 깊이 별로 기체포집기를 이용하여 CH_4 의 기포 형태의 배출(ebullition)을 측정할 결과, 소양강 유입부 근처의 비교적 얇은 연안부에서 낙엽이 많이 퇴적된 지점을 중심으로 다량의 CH_4 배출이 확인되었다. 2015년 여름의 긴 가뭄으로 넓은 지역에 걸쳐 소양호의 바닥 퇴적물이 노출되었을 때 Jin et al. (2016)은 수십 년 동안 바닥 퇴적층에 축적된 유기물이 가뭄 기간 동안에 분해가 촉진되어 일반적인 호소 환경에서 관찰되지 않을 정도로 많은 양의 CO_2 , CH_4 및 N_2O 가 배출됨을 확인하였다.

이상의 결과를 요약하면, 국내의 수많은 댐과 소규모 농업 저수지에 퇴적된 유기물은 탄소 저장과 온실가스 배출원이라는 양면적 기능을 가지고 있으나, 현재까지 연구된 결과만으로는 국내 호소환경의 탄소수지를 예측하는 것은 불가능하다. 향후 정확한 탄소수지 예측을 위한 기초조사와 더불어, 저수지 수명이나 가뭄과 홍수 같은 계절적 환경 변화로 인한 온실가스 배출량의 변화를 제대로 파악하기 위한 본격적인 현장조사가 필요하다.

5.2.1.4. 북극 툰드라생태계 탄소순환

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에는 포함되지 않았던 극지생태계의 탄소순환을 추가하여 국내 연구자들에 의해 수행된 연구결과를 중심으로 요약하였다.

북극 온난화에 따른 영구동토(permafrost, 2년 이상 연속적으로 얼어있는 땅)를 포함한 툰드라생태계의 온실가스 피드백은 기후변화 예측에 매우 중요하다. 이 보고서에는 지난 십년간 국내 연구자들이 북극 툰드라생태계에서 수행한 연구 결과를 새로이 추가하였다. 극지연구소는 북극 툰드라 생태계를 대상으로 CAPEC(Circum Arctic Permafrost Environment Change Monitoring, Future Prediction and development Techniques of Useful biomaterials) 프로그램 수행하기 위해, 2011년부터 환북극 국가 내에 6곳의 관측 거점(미국 알래스카 카운실, 캐나다 캄브리지 베이, 노르웨이 스발바르, 그린란드 노르드, 아이슬란드 스토르호피, 그리고 러시아 바라노바)을 구축하고 대기-동토-생태 분야 등의 환경변화를 감시해 오고 있다. 특별히 알래스카 카운실, 캐나다 캄브리지 베이 그리고 스발바르 지역에서 탄소 역학 및 관련 연구가 상대적으로 활발하게 진행되고 있다.

“나무가 없는 넓은 벌판”이라는 뜻의 툰드라는 북극, 고산, 남극 툰드라로 구분되며, 낮은 여름 기온과 긴 겨울이 특징이다(Billings and Mooney, 1968). 식생은 키 작은 관목, 사초과 및 벼과 식물, 선대류(이끼 등)와 지의류 등으로 이루어져 있다. 북극 툰드라는 위치에 따라 7월 평균 기온이 약 10℃ 차이를 보이며 식생분포의 변이가 매우 크다. 툰드라의 식생 분포를 보여주는 환북극 식생 지도(CAVM)는 여름철 기온, 식생, 지형 등을 고려하여 툰드라생태계를 다섯 구역 즉, 나지, 벼과 식물 툰드라, 기는 형태 관목 툰드라, 직립 관목 툰드라 그리고 습지로 구분한다(Walker et al., 2015). CAVM 이전에는 여름 온도와 식생을 기준으로 북극을 5개(A-E)의 생물기후구역으로 구분하는 방법을 사용하였다(Elvebakk et al., 1999). 북극은 고위도 북극과 저위도 북극으로도 구분하며(Bliss 1997), 대체로 A, B, C 구역은 고위도 북극, 그리고 D와 E 구역은 저위도 북극과 겹친다.

북극해 연안에서부터 남쪽 수목한계선까지 분포하는 북극 툰드라는 지구 육상 면적의 약 8%를 차지하며(McGuire et al., 1997), 대체로 영구동토 분포와 일치한다. 지난 수십 년

동안 북극의 기온은 전지구 평균기온보다 2~3배 빠르게 증가하고 있다(IPCC, 2013). 이런 빠른 기온의 증가는 다양한 환경 변화를 초래하고 있으며, 특히 영구동토의 붕괴에 따른 환경변화는 동토 기반 시설, 생태계 서비스 및 기후변화에 대한 피드백과 관련하여 많은 주목을 받고 있다(AMAP, 2017). 토양층의 녹는 깊이가 증가함에 따라 영하의 상태에서 보존되었던 많은 양의 토양 유기 탄소가 분해 과정을 통해 대기 중으로 방출되어 대기 중 온실 가스 농도가 증가할 수 있다(Schuur et al., 2008). 환북극 동토 지역에 저장된 총 유기 토양 탄소는 1,460~1,600 Pg C로 추정되며, 그 중 약 1/3이 0~3m 깊이에 저장된 양으로, 전지구 토양 유기 탄소의 30%에 해당된다(Hugelius et al., 2014; Schuur et al., 2018). 온난화 시나리오 RCP 8.5 하에서 2100년까지 현재 영구 동토에 저장되어 있는 탄소의 5~15%가 대기로 방출될 것으로 예측된다(Schurr et al., 2015). 따라서, 광대한 북극의 탄소 순환과 미래 예측을 위해서는 다양한 툰드라식생지에서 탄소 역학 변화의 감시와 관련 과정에 대한 많은 연구가 요구된다.

알래스카에서는 CAPEC 프로그램의 관측 거점인 수어드 반도의 카운실을 포함한 여러 지역에서 다양한 식생의 생태계 호흡에 관한 연구가 진행되었다. Kim et al. (2014)은 2011년과 2012년 식생 성장기 동안 카운실 관측지에서 수동 챔버 관측과 모델링을 통해, 토양 호흡의 계절 변동은 토양 온도, 경년 변동은 토양 수분에 의해 좌우됨을 보였다. Kim et al. (2016a)은 수동 챔버를 이용하여 다양한 툰드라의 토양 호흡의 공간 변동을 평가하였다. 사초과 식물의 토양 호흡에 따른 탄소 방출은 지의류와 이끼에 비해 1.5배 컸으며, 면적 대비 중요한 탄소 배출원으로서 자동 챔버를 이용한 연속 관측의 중요성을 강조하였다. Kim et al. (2016b)은 2015년 카운실에서 챔버 관측 및 모델링을 통해 물이끼, 지의류, 사초과의 성장기 동안 적산된 토양탄소의 방출량이 각각 62.0, 126.3, 그리고 133.5 gC m⁻²로서, 연적산 방출량의 84, 64, 그리고 80%를 차지함을 보였다. 또한 눈이 덮인 기간의 평균 방출량은 연적산 방출량의 24%를 차지하였다. 한편, 자동 챔버 사용 이전의 수동 챔버로 관측된 방출량과 큰 차이를 보여, 측정 방법과 빈도가 토양 탄소 수지 산정에 영향을 미칠 수 있음을 지적하였다.

향후 영구동토의 해동에 따른 지형 및 강수 패턴의 변화는 토양수분 분포의 변화를 가져와 탄소 교환에 상당한 영향을

미칠 것으로 예상된다. 알래스카와 러시아 툰드라에서 중장기간의 토양 건조화 실험을 통한 미생물, 토양 열 분포, 식물 군집, CO₂ 및 CH₄ 플럭스 변화에 관한 연구 결과에 따르면, (1) 10년 동안 북극 범람원의 건조는 우선 유기 토양의 열용량과 열전도도를 낮추어 깊이에 따라 온도를 변화시켰고, (2) 산소가 풍부한 상부 토양은 온도가 증가한 반면, 혐기조건의 하부 토양은 온도가 감소하여 여름철동안 녹는 활동층의 깊이가 감소하였으며, (3) 10년의 배수는 관목의 우점도를 크게 증가시킨 반면에 갈래황새풀의 우점도를 감소시켰고, (4) 이러한 식물 군집의 변화가 총일차생산량을 감소시켰고, 상부 토양 온도의 증가와 더불어 생태계 호흡량을 증가시킨 반면, 0.15 m 이하의 깊이는 토양에서는 호흡량이 감소하였다(Kwon et al., 2016, 2017, 2019a). 앞에서 언급된 바와 같이 토양 수분의 변화는 깊이에 따라 다른 온도 변화를 초래하여 유기 탄소 분해 속도에 다르게 영향을 미쳤으며, 토양이 건조해짐에 따라 통기조직을 갖는 식물의 우점도가 감소하면서 토양 내의 오래된 탄소 방출을 감소시키는데 기여하였다. 알래스카의 습윤 툰드라에서도 비슷한 현상이 관찰되었는데, 이것은 선행연구들이 영구동토층이 녹을 경우 토양이 더 습해져서 오래된 탄소의 분해속도가 증가할 것으로 경고했으나, 영구동토층이 녹으면서 건조한 지역이 생길 경우 이를 상쇄할 수도 있음을 시사한다.

한편, 범람원의 배수는 CH₄ 방출에 영향을 미친다. Kwon et al. (2017)은 토양의 건조가 1) 메탄산화균과 메탄생성균의 우점도를 동시에 낮추고, 2) 산소가 풍부한 상부 토양의 온도는 증가시킨 반면, 혐기 조건의 깊은 토양의 온도를 감소시켰으며, 3) 통기조직을 가진 갈래황새풀의 우점도를 상당히 감소시키면서, 대조구 관측지에 비해 메탄 방출이 현저하게 감소하였음을 보였다.

툰드라생태계의 다양한 토양 미생물은 토양 유기 탄소를 분해하고 대기 중으로 온실가스를 방출하는데 중요한 역할을 담당한다. Kim et al. (2014)은 알래스카 카운실의 습윤하고 산성인 툰드라 지역에서 박테리아 군집 구조와 토양 특성을 조사하여, 토양의 깊이와 pH가 군집 구조를 결정하는 가장 중요한 인자임을 밝혔다. Ro et al. (2018)은 카운실 툰드라의 토양 시료를 이용한 실내 배양 연구에서, 세 가지 온도 조건(동결 유지, 해동 유지, 동결-해동 반복)과 두 가지 수분 조건(포화 및 불포화)에 대한 배양 실험을 수행하여, 계절 동토와

영구동토에서 온도 및 수분 증가에 의해 쉽게 분해되는 유기물이 기후변화에 양의 피드백을 주는 물질로 활용될 수 있음을 보였다. Trpathi et al. (2019)은 이 지역의 1.5 m 깊이의 토양 코어를 대상으로 탄소 순환에 관여하는 미생물과 기능성 유전자들에 대한 연구를 수행하여, 토양 상층부에서 다양한 유기물 분해 유전자들을 확인하였고, 하층부로 갈수록 메탄 생성과 산화에 연관된 유전자들을 검출하였다.

환경변화에 따른 미생물 군집과 CO₂ 및 CH₄ 플럭스 역학에 관한 Kwon et al. (2019b)의 문헌조사에 따르면, 보다 습해진 조건에서는 혐기성 세균이 많은 Bacteroidetes, Chloroflexi, Firmicutes가 증가하고, 메탄생성 및 산화균의 풍성도가 증가하여, 혐기성 토양 유기 탄소 분해 및 메탄 방출이 강화되었다. 보다 건조한 조건에서는 호기성 세균이 많은 Acidobacteria와 Alphaproteobacteria의 우점도가 증가하고 메탄 생성 및 산화균은 감소하여 호기성 토양 유기 탄소 분해와 탄소 방출을 가속화시켰다.

토양 유기 탄소는 기후변화에 취약하지만 고위도 북극에서의 연구는 매우 부족하다. 고위도 북극인 스발바르 군도는 CAVM 기후-식생 분포에서 나지(지의류 및 이끼류 간헐적 분포)가 대부분이며, 일부 지역이 기는 형태 관목 툰드라 구역에 속한다. 이 지역은 기후변화로 인해 빙하가 빠르게 후퇴하고 있고, 빙하 후퇴지역에서 식생 및 미생물 천이가 진행되고 있다. Jung et al. (2014)의 스발바르 Vestre Lovénbreen 빙하 후퇴 지역의 식생과 토양 탄소 측정 결과, 토양 유기 탄소는 식생이 많고 빙하 후퇴가 오래 전에 진행된 지역에서 높았고, 과거 토양 교란이 식생 발달과 토양 유기 탄소 분포에 영향을 줄 수 있음을 보였다.

Chae et al. (2016a)은 빙하에서 상대적으로 멀리 떨어져 식생이 발달한 스발바르의 연구 지역에서 CO₂ 방출과 관련하여 생물학적 토양 표층의 역할에 주목하였다. 생물학적 토양 피각(시아노박테리아, 조류, 지의류, 선태류로 구성)은 빙하 가장자리에 광범위하게 분포하며, 1차 천이의 후기에 더욱 발달한다. 수동 챔버를 이용하여 2007년부터 2009년까지 생물학적 토양 피각을 포함한 나지, 이끼 등에서 CO₂ 방출량과 주변 토양 온도 및 수분을 측정한 결과, 생물학적 토양 피각의 면적, 작은 자갈의 양 및 주변의 식생 분포가 토양의 탄소 방출에 중요한 역할을 하였다. 모든 효소 활동이 미네랄 토양보다 생물학적 토양 피각에서 높았고 효소의

활성도는 토양 탄소 방출과 양의 상관을 보였으며 생물학적 토양 피각으로부터 방출되는 탄소량은 그 분포 면적을 고려할 때 이끼와 관목 식물의 방출량에 견줄만한 양이었다.

끝으로, 지면 근처 기온, 상대습도, 토양 온도 및 수분 등의 환경인자의 공간 변동 관측을 위해 유비쿼터스 센서 기반의 원격 모니터링 기술이 알래스카 카운실 관측 거점에서 적용되었다(극지연구소, 2018). Chae et al. (2016b)은 지표면 주변의 환경인자들의 변화가 논의 해빙과 동결에 영향을 받으며, 토양 온도의 변화는 눈 덮임의 분포와 겨울철 적설의 공간적인 차이에 따라 달라짐을 고려하여 환경인자들을 관측지의 생태계 호흡량 분석과 추정에 사용하였다.

5.2.2. 탄소순환 모델링 및 관측 융합

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 식생-기후 모델링에 의한 되먹임 과정 연구, 탄소순환 모델링 개선과 관측 결과와의 비교를 통한 성능평가 민감도 분석 및 모델링 기반의 탄소 수지 산정에 대해 요약하였다. 특히 여름 장마로 인한 탄소수지의 변화로 탄소 흡원 강도가 약화될 수 있음을 보고하였고, 몬순에 의한 이러한 생태계 교란이 모델링에 제대로 반영되어 있지 않음을 지적하였다.

5.2.2.1. 관측자료 기반의 모델링

국내에서 10년 이상 지속적으로 관측된 장기 탄소 플럭스 자료는 드물다. 현재 국가농림기상센터에서 관리하고 있는 국내 플럭스 관측망인 KoFlux (Korea Flux Monitoring Network)가 2002년 출범했을 당시부터 현재까지 관측이 지속되고 있는 해남 농경지(HFK)와 국립산림과학원의 장기 생태연구가 20년 넘게 진행되고 있는 광릉수목원의 활엽 수림(GDK)과 침엽수림(GCK)이 대표적인 장기 탄소 플럭스 관측지점이다. 이러한 장기 탄소 플럭스 자료는 기작기반 모형의 모수화나 개선에 사용되며, 위성자료와 연계하여 다양한 규모의 육상생태계 탄소 플럭스 산정과 지도제작 등에 활용되고 있다. 이러한 활용의 선결조건은 관측기간 동안 자료의 품질이 일관되게 유지되어야 한다는 점이다.

이를 위해 플럭스 관측망 내 플럭스 관측 장비 간의 호환성 담보를 위한 야외 상호 비교 실험(강민석 등, 2019), 표준화된 플럭스 자료처리 방법의 개선(강민석 등, 2018; Kang et al., 2019)과 광릉의 두 산림 관측지에서 야간에 이류의 영향을 강하게 받은 CO₂ 플럭스 제거를 위한 품질관리 필터(Kang et al., 2017)를 비롯한 관측지 별로 특화된 품질관리 방법의 개선이 지속적으로 이뤄지고 있다.

Ryu et al. (2019)의 전지구 육상 광합성에 대한 재고에 따르면, 육상광합성 모니터링에서 입력자료(복사, 군락의 구조(엽면적지수, 군락에 의해 흡수되는 빛의 비율), 모형의 구조(질소, 온도, 토양수분 등)의 높은 불확도가 개선되어야 할 부분으로 진단되었다. 전지구 광합성은 모형에 따라 약 100~145 Pg C yr⁻¹에 이르는 넓은 범위의 값들이 제시되었고(그림 5.2), 이렇게 큰 불확도를 줄이는 것이 탄소순환 모델링의 가장 중요한 첫 단계로 지적되었다.

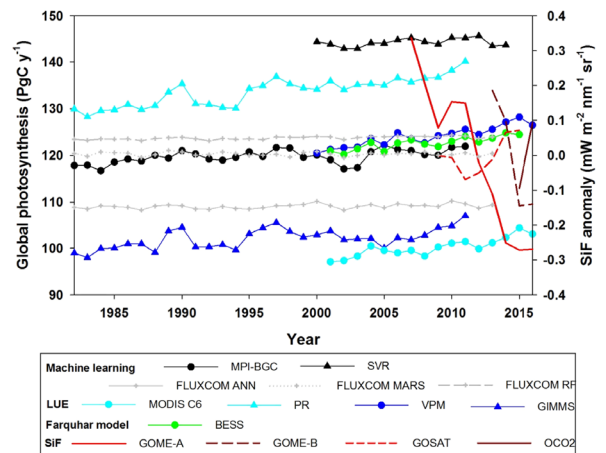


그림 5.2. 원격탐사기반 산출물 간의 전지구 연간 광합성 및 SiF의 시계열 (Ryu et al., 2019).

Jiang and Ryu (2016)은 원격탐사 기반의 광합성/증발산 모형 BESS(Breathing Earth System Simulator: Ryu et al., 2011) 버전 1을 개발하고, 글로벌 네트워크인 FLUXNET의 113개 플럭스 관측지의 총 742년 관측 자료를 이용하여 모형의 계절변동, 연간변동, 경향, 공간 변이를 평가하였다. 그 결과, 전지구 육상 광합성 연평균 값은 122 Pg C yr⁻¹로 추정하였고, 2001~2016년 기간 동안 전지구 광합성이 증가하는 경향을 보여주었다(그림 5.3). Huang et al. (2018)은 벼를 대상으로 한 BESS-Rice를 개발하여 철원,

김제 및 해남의 논에서 관측된 플렉스 자료를 이용하여 평가했다. 광합성을 통해 고정된 탄소가 잎, 줄기, 뿌리, 낱알로 재분배되는 알고리즘을 현장 관측자료를 이용하여 검증한 BESS-Rice모형은 현장에서 관측된 수확량의 시공간 변동의 82%를 설명하였으며 bias는 3.5%였다.

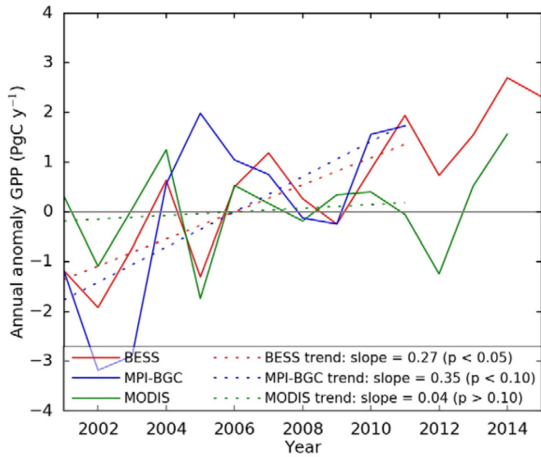


그림 5.3. 원격탐사기반 산출물 간의 전지구 연간 GPP 아노말리 (Jaing and Ryu, 2016).

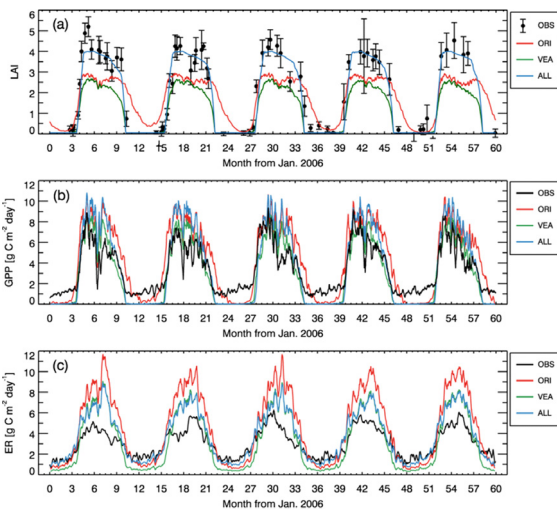


그림 5.4. 광릉 활엽수림을 모사한 모형(모수화 개선 전후)-관측 간 (a) 엽면적지수, (b) 총일차생산량, (c) 생태계 호흡량의 비교 (Gim et al., 2017).

Gim et al. (2017)은 장기 탄소 플렉스 관측자료를 사용하여 식물의 잎과 세균을 포함한 동화된 탄소 할당 모수화 체계를 개발하였다. 이 모수화 과정은 기후학적인 식물의

순일차생산량을 따라 결정되는데, 광릉 활엽 및 침엽수림의 플렉스 타워 관측자료를 기반으로 개발 및 평가되었다(그림 5.4). 개선된 모형의 결과는 관측값과 잘 일치하였으며, 엽면적지수, 총일차생산량, 생태계호흡 및 잠열플렉스의 계절변화를 잘 모의했고 개선 전보다 향상된 결과를 보였다.

기계학습법에 의한 장기 관측자료와 원격탐사의 접목은 농림생태계 탄소순환을 이해하는데 새로운 기회를 제공한다. 이보라 등(2019)은 광릉 활엽수림 및 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 인공위성영상 자료를 사용하여 기계학습 알고리즘에 기반을 둔 산림 생산성 추정모형들을 구축하고 활용 가능성을 확인하였다.

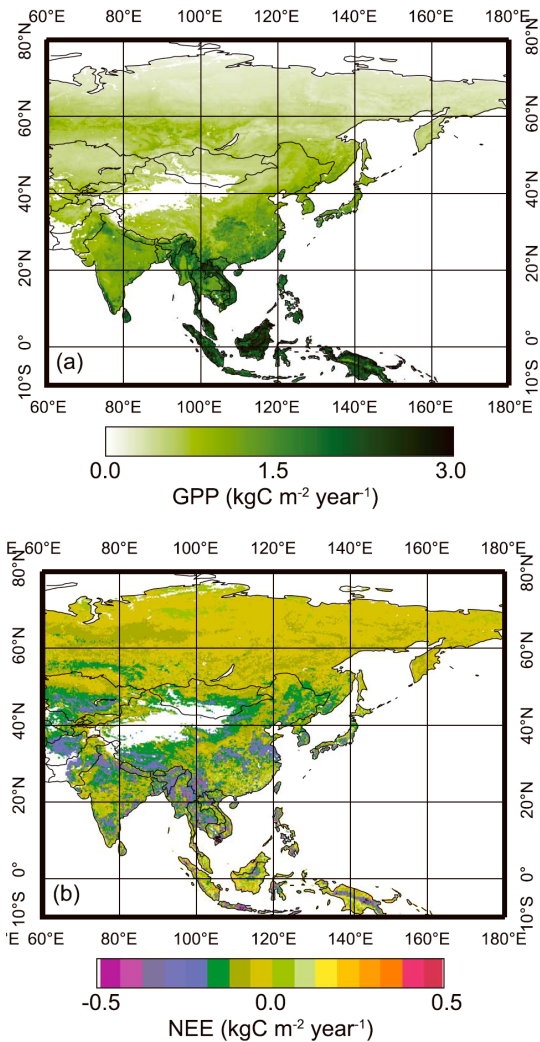


그림 5.5. 데이터 주도적 접근법으로 얻어진 아시아 지역의 2000-2015년 평균 연적산 총일차생산량(a)과 순생태계교환량(b) (Ichii et al., 2017).

Ichii et al. (2017)은 광릉 활엽수림과 침엽수림, 해남 농경지가 포함된 AsiaFlux(아시아 플럭스 관측망) 데이터 베이스의 총일차생산량과 순생태계교환량을, MODIS로부터 원격탐사를 통해 얻어진 지면온도, 엽면적지수, 식생 및 수분지수 자료 등을 사용하여 가용한 위성자료의 시공간 범위만큼 기계학습법(서포트 벡터 회귀, SVR) 기반의 데이터 주도적 접근법을 이용해 아시아 전 지역으로 확장하였다(그림 5.5). 2000년부터 2015년까지 연구지역의 평균 연간 총일차생산량은 각각 $34.3 \text{ Pg C yr}^{-1}$, $-3.03 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 였고, 지역별로 보면 GPP는 시베리아가 $6.91 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 동아시아가 $6.08 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 남아시아가 $4.12 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 동남아시아가 $15.56 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 였다. 순생태계교환량은 시베리아가 $-0.49 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 동아시아가 $-0.90 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 남아시아가 $-0.44 \text{ Pg C yr}^{-1}$, 동남아시아가 $-0.94 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 였다. 이러한 결과는 아시아를 대상으로 CO_2 플럭스 평가와 생태계 모형 검증을 위한 새로운 기회를 제공한다.

다만 이러한 기계학습법을 기반으로 모형을 구축할 때, 생태계 상태 변화가 추정기간 중에 존재하는지 여부를 확인하여야 한다. Kang et al. (2019)은 해남 농경지에서 10년 이상 장기간 관측된 자료를 사용해 SVR 기반 플럭스 추정 모형을 구축 및 평가하여, 모형 훈련에 사용된 관측 자료의 기간이 늘어날수록 모형의 플럭스 계절변동 예측성은 좋아 지나 모형 훈련에 사용된 자료의 관측 기간 내에 작물의 품종 변화와 같은 생태계 상태 변화가 존재하면 모형의 플럭스 경년변동 예측성은 반대로 떨어질 수 있음을 보였다. Yang et al. (2019)은 광릉 활엽수림의 탄소 플럭스 관측 자료를 열역학적으로 분석하여, 생태계의 성장과 교란에 따른 상태 변화를 엔트로피의 변화로 설명하였다.

원격탐사 기반의 엽면적 지수는 불확실성이 큰 반면에 기계학습 기반의 탄소순환 모형의 핵심 입력자료 중 하나이기 때문에 불확실성을 최소화해야 한다. Jiang et al. (2017)의 연구에 따르면, 5개의 위성기반 장기간 엽면적지수 생산 결과물을 비교한 결과, 절댓값, 연간 변동, 경향 간의 차이가 매우 컸다. 따라서, 이러한 불확실성을 염두에 두고 기계학습의 입력자료로 활용해야 하며, 입력자료의 불확실성에 따른 탄소순환 모형 산출물의 불확도를 정량화하는 과정이 필수적이다.

메탄 플럭스의 경우 CO_2 플럭스보다 관측기간이 상대적

으로 짧으나, 가용한 자료를 활용하여 지역 및 전국단위 메탄 방출량 추정과 검증이 이뤄지고 있다. 최성원 등(2016, 2018)은 Kim et al. (2016)에서 제안한 수정된 물관리 보정인자와 2010년 농림어업총조사 자료, 그리고 2006 IPCC 지침의 메탄 배출량 산정법 및 계산 프로그램을 이용하여, 전국 시군별 벼 재배 면에서 발생하는 메탄 배출량을 산정하였다. 산출된 단위 면적 당 메탄 배출량의 전국 평균은 $380 \pm 74 \text{ kg CH}_4 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 였으며, 수정된 물관리보정이 되지 않은 국가배출계수를 사용하여 보고된 메탄 배출량보다 많을 뿐 아니라 큰 차이를 보였다. 전반적으로 서부 지역이 동부 지역보다 더 높은 추세를 보였고(그림 5.6), 이러한 지역차를 발생시키는 주요인으로 유기물시용여부와 경작 일수가 그 차이를 상쇄 또는 심화시키는 역할을 하는 것으로 나타났다. 산정된 값은 김제, 철원, 해남 면에서 관측된 다년간의 자료로 검증하여 추정의 불확실성을 평가하였다.

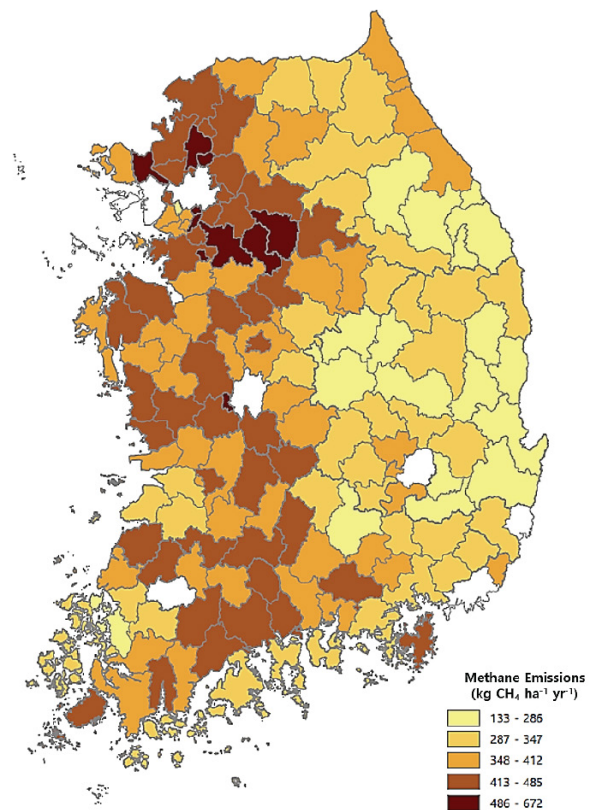


그림 5.6. 2010년 농림어업총조사의 전수자료에 기반한 전국 시군 논 단위면적 당 메탄 방출량(최성원 등, 2018)

5.2.2.2. 아시아 탄소추적시스템

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도를 포함한 아시아 지역의 이산화탄소 배출량을 연구할 수 있는 농도 관측 기반의 아시아 탄소추적시스템의 구축을 소개하였다. 또한 예비 성능 평가를 통해 운영 기반이 마련되었으나, 관측 지점 간 간격이 넓고 불규칙하여 검증된 위성 관측의 활용이 필요함을 지적하였다. 본 평가보고서에서는 이러한 항공 및 위성 관측 자료를 탄소추적시스템에 동화하기 위한 전처리 체계, 관측연산자 및 자료동화체계 개발과 탄소추적시스템의 향상 결과를 요약하였다.

지표 탄소 플럭스를 파악하기 위한 플라스크, 위성 관측, 에디공분산법 등 관측에 기반을 둔 방법들은 오차가 상대적으로 작은 반면 관측의 시공간 범위의 제약으로 인해 제한적인 탄소 플럭스 정보를 제공한다. 시공간적으로 더 균질한 지표 탄소 플럭스를 파악하는 방법으로는 모형의 열개 내에 관측자료를 융합하여 추정하는 인버스(또는 역) 모델링 방법이 있다. 인버스 모델링은 대기 수송 모형과 자료동화 방법을 이용하여 대기 중 CO₂의 몰농도 관측자료로부터 지표 탄소 플럭스를 추정한다. 인버스 모델링의 하나인 탄소추적시스템(CarbonTracker)은 미국 해양대기청(NOAA)에서 전지구 영역에 대해 개발하였다(Peters et al., 2007, 2010). 이를 우리나라 국립기상연구소에서 도입하여 아시아 지역의 지표 탄소플럭스를 추정하는 아시아 탄소추적시스템으로 개발하였고(Cho, 2013), 아시아 지역에 대해 최적화되어 좀 더 정확한 지표 탄소 플럭스를 산출함을 보였다(김진웅 등, 2012; Kim et al., 2014a).

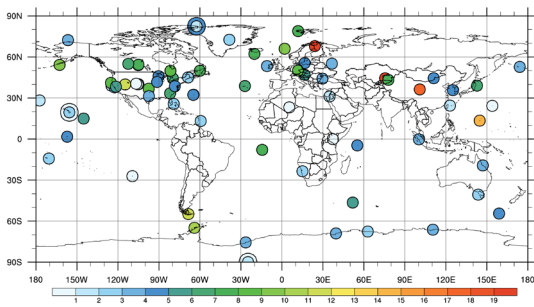


그림 5.7. 2001년부터 2009년까지 각 이산화탄소 몰농도 관측지의 평균 분석민감도 분포. 관측위치가 가까우면 겹치는 관측지는 원의 크기를 다르게 해서 표현함(Kim et al., 2014b)

아시아 탄소추적시스템에서 쓰이는 자료동화방법은 앙상블 칼만필터이다. 추정된 지표 탄소 플럭스의 정확도는 자료 동화에 이용되는 관측자료의 질과 양에 상당 부분 의존한다. Kim et al. (2014b)은 각각의 관측 자료가 지표 탄소 플럭스 추정에 미치는 영향을 정량화하여 관측 자료의 상대적인 중요도를 진단하였다. 그림 5.7은 지표 탄소 플럭스 추정에 대해 각 관측지의 관측 자료가 미치는 상대적인 영향을 나타낸다. 전구에 대해 평균된 누적 분석민감도는 19%로서, 인버스 모델링에서 관측 자료가 자료동화되어 모형에서 생성되는 배경장을 19% 수정하여 더 정확한 지표 탄소 플럭스를 추정함을 의미한다. 분석민감도를 분석한 결과, 북미 지역과 기타 지역 간에 관측 정보의 불균형이 존재하며, 아시아 지역에서 북미 지역과 같은 정확도로 지표 탄소 플럭스를 추정하려면 관측지가 더 많이 필요함을 확인하였다.

아시아 지역은 CO₂ 관측지가 부족하기 때문에 지표 탄소 플럭스 추정값이 북미나 유럽에 비해 불확도가 크다. 이를 보완하기 위해 Kim et al. (2017)은 시베리아 지역의 대기 중 CO₂ 몰농도 관측자료(Japan Russia Siberian Tall Tower Inland Observation Network: JR-STATION자료)를 아시아

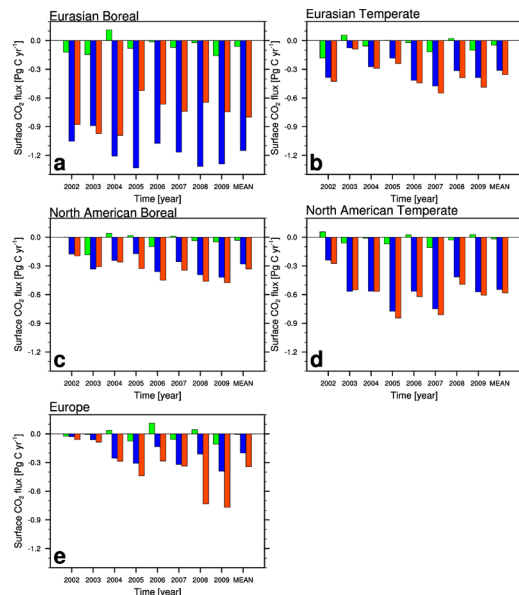


그림 5.8. 연평균 생권 플럭스(Pg C yr⁻¹). Prior 플럭스(녹색), JR 자료를 동화하지 않은 실험의 플럭스(파란색), JR 자료를 동화한 실험의 플럭스(붉은색): (a) 유라시아 북부한대, (b) 유라시아 온대, (c) 북미 북부한대 (d) 북미 온대, (e) 유럽 (Kim et al., 2017)

탄소추적시스템에 추가적으로 자료동화하였다. 그 실험 결과를 JR-STATION 자료를 사용하지 않은 결과와 비교했을 때, 전구적으로는 지표 탄소 플럭스 간 차이가 거의 없었으나, 지역적으로는 차이를 보였다. 시베리아 지역은 지표 탄소 플럭스의 흡수가 줄어든 반면, 유럽 지역은 지표 탄소 플럭스의 흡수가 증가하였다(그림 5.8). 유라시아 북부한대(Boreal) 지역의 지표 탄소 플럭스의 불확도는 29% 감소하고, 분석 민감도는 북미의 타워 관측지보다 60% 커서 시베리아 지역의 관측 자료가 매우 중요한 역할을 함을 확인되었다.

Kim et al. (2018a)은 아시아 지역의 지표 탄소 플럭스 추정을 최적화하기에 적합한 주요 자료동화 모수(자료동화 창의 길이와 앙상블의 크기)를 평가하였다. 전반적으로는 앙상블 크기의 영향이 자료동화 창의 길이보다 컸으나, 지역에 따라 두 모수의 영향의 크기가 달랐다. 앙상블 크기가 클수록 자료동화 창의 길이가 작을수록 최적화된 지표 탄소 플럭스의

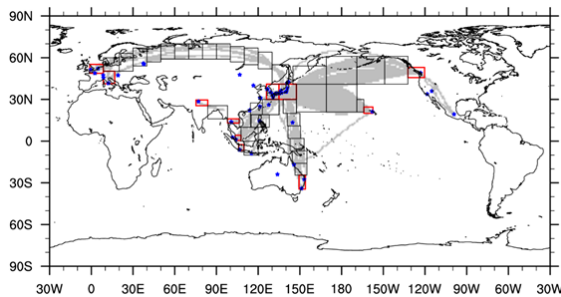


그림 5.9. CONTRAIL 항공 관측 자료의 분포(회색), 공항 위치(파란색), 자료동화를 하기 위해 관측 자료를 평균하는 격자는 네모로 표기(검은색은 비행모드, 붉은색은 이착륙 모드)(김현정 등, 2018)

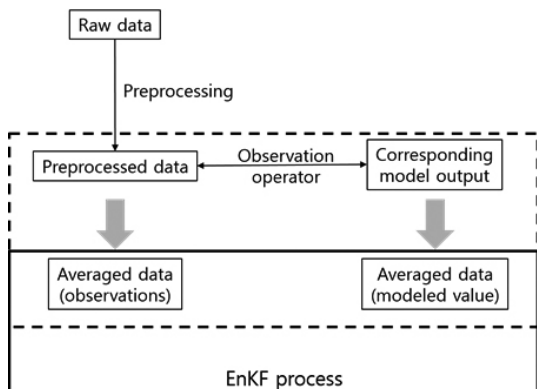


그림 5.10. CONTRAIL 항공 관측자료를 자료동화하는 시스템 모식도(김현정 등, 2018)

불확도가 컸다. 다양한 검증 결과, 아시아 지역은 200개의 앙상블 크기와 10주간의 자료동화 창을 사용할 때 플럭스 추정의 오차가 가장 작았다.

아시아의 지표 탄소 플럭스의 불확도를 줄이려면 북미나 유럽처럼 공간적으로 비교적 균질하게 분포되고 시간적으로 연속해서 관측되는 CO₂ 물농도 지상 관측 자료가 필요하다. 시공간적으로 불충분한 아시아 지역의 지상 관측 자료를 보완하기 위해 항공기나 위성에서 관측하는 자료를 아시아 탄소추적시스템에 동화하도록 하는 것이 필요하다.

김현정 등(2016)은 탄소추적시스템을 이용하여 지상 관측 자료만 자료동화하여 추정된 플럭스 자료로부터 모사한 대기 중 CO₂ 농도를 JAL 항공기에서 관측된 자료 (Comprehensive Observation Network for Trace gases by Airliner, CONTRAIL) (Machida et al., 2008; Matsueda et al., 2008)를 이용하여 비교 검증하였다. 더 나아가 김현정 등 (2018)은 CONTRAIL 자료 자체를 탄소추적시스템에 동화하는 체계를 개발하였고(그림 5.9, 5.10), CONTRAIL 자료의 동화가 지표 탄소 플럭스 추정에 미치는 영향을 살펴본 결과, CONTRAIL 자료를 동화했을 때의 결과가 관측 자료와 훨씬 유사해짐을 보였다.

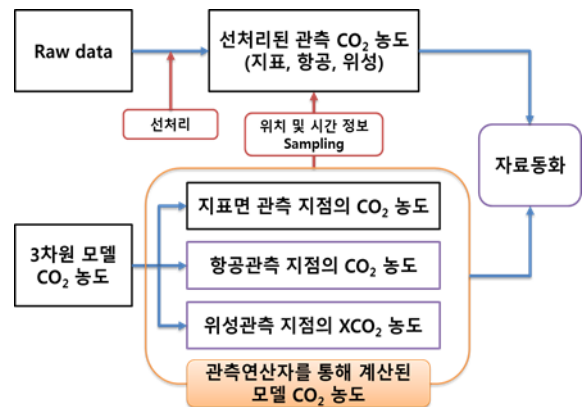


그림 5.11. 지상 관측자료, CONTRAIL 항공 관측자료, GOSAT 위성 관측자료를 함께 동화하도록 개발된 탄소추적 시스템의 자료동화 모식도(김현미 등, 2018)

위성에서 관측된 대기 중 CO₂ 물농도 자료를 이용하면 시공간 적용 범위가 크기 때문에 보다 균질하고 많은 관측 자료를 이용한 인버스 모델링이 가능하다. 김현미 등(2018)은 온실가스를 관측하는 정지기상위성인 Greenhouse gases

observing satellite (GOSAT)에서 관측된 컬럼 CO₂ 물농도 자료인 XCO₂를 자료동화에 활용하여 지표 CO₂ 플럭스를 진단하였다. 항공 관측 자료인 CONTRAIL과 마찬가지로 GOSAT 관측 자료를 탄소추적시스템에 동화하기 위해 전처리 체계와 관측연산자 및 자료동화체계를 개발하였다. 그 결과, 지상 관측자료 외에 CONTRAIL 자료와 GOSAT 자료를 더 동화하는 아시아 탄소추적시스템을 개발하였다 (그림 5.11).

그림 5.12는 지상, CONTRAIL, GOSAT 세 종류의 관측 자료를 자료동화하는 탄소추적시스템을 이용하여 산출한, 2010~2011년의 지역별 연 탄소 플럭스를 나타낸다. 지상 관측자료만 동화한 CNTL 실험에서 지표 탄소 흡수가 가장 큰 지역은 시베리아인데 추가적인 관측 자료, 특히 GOSAT 자료를 동화함으로써 이 지역의 지표 탄소 흡수량이 감소하고 유럽 지역의 지표 탄소 흡수량이 증가하는 효과가 있음을 확인할 수 있다. 따라서 추가적인 관측 자료의 동화로 인해 지표 탄소 플럭스의 강도, 흡수 및 배출 분포가 재조정 되는 것을 확인할 수 있다.

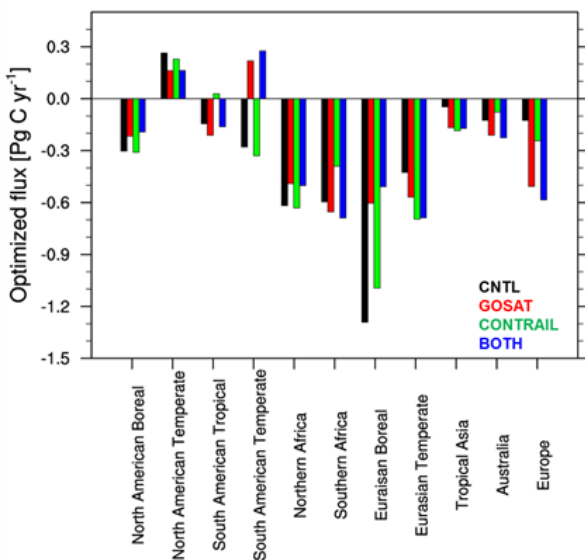


그림 5.12. 2010~2011년의 연간 지표 탄소 플럭스(CNTL: 지상관측자료만 동화한 실험, GOSAT: 지상과 GOSAT 관측자료를 동화한 실험, CONTRAIL: 지상과 항공 관측자료를 동화한 실험, BOTH: 지상, 항공, 위성 관측자료를 모두 동화한 실험(김현미 등, 2018)

인버스 모델링 기반의 지표 탄소 플럭스 추정값과 관측 자료 기반의 지표 탄소 플럭스 추정값 간에는 차이가 존재한다. 그림 5.13은 탄소추적시스템에서 도출된 1°x1°격자 단위별 순 생물군계 생산량(net biome productivity, NBP)의 평균 연간 총량과 Ichii et al. (2017)의 타워기반의 지표 플럭스 실측과 위성자료를 사용하여 서포트 벡터 회귀(SVR) 기계 학습 방법으로 도출된 0.25°x0.25° 격자 단위별 순 생태계 교환량(net ecosystem exchange, NEE)의 평균 연간 총량을 비교한 것이다. 탄소추적시스템에서 산출된 NBP는 인위적 활동에 의한 토지사용/피복의 변화나 산림벌채 등에 의한 탄소의 방출/흡입을 포함하기 때문에 이러한 자료를 조사하여 고려해 주지 않는 한, 온전한 비교가 될 수 없다. 그러나 인위적인 활동이 많지 않은 지역의 경우에는 이러한 추가적인 탄소의 교환량이 상대적으로 작기 때문에 의미 있는 정성적 비교가 가능하다. 전반적으로 두 결과가 큰 차이를 보인다. 인버스 모델링인 탄소추적시스템의 NBP는 강한 탄소의 흡원으로 나타나는 유라시아 지역을 제외하면, 아시아 전역에 걸쳐 탄소 중립에 가까운 분포를 보인다. 반면, SVR의 NEE는 유라시아 지역이 탄소 중립에 가깝고, 아시아 지역 전반이 상대적으로 강한 탄소의 흡원이다. 인버스 모델링의 경우 물농도 관측소가 충분하지 않고, 이에 따른 결과의 민감도의 정량화가 필요하다. SVR의 경우에도 현재 인도 지역의 관측 부재와 적도 및 아열대 지역의 불확실성이 개선되어야 한다. 또한 NBP와 NEE의 본질적인 차이를 야기하는 인위적인 탄소 방출/흡입에 대한 추가적인 연구 조사가 필요하다.

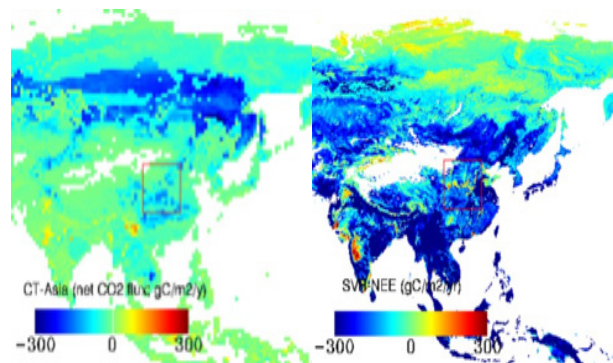


그림 5.13. (좌)탄소추적시스템의 1°x1° 순 생물군계 생산량 (net biome productivity, NBP)와 (우)SVR 기반의 기계 학습 방법으로 도출된 0.25°x0.25° 순 생태계 교환량 NEE(김현미 등, 2018)

아시아 지역의 지표 탄소 플럭스를 인버스 모델링을 이용하여 좀 더 정확히 파악하기 위해서는, (1) 탄소추적시스템과 같은 인버스 모델링 시스템의 지속적인 개발(고해상도 인버스 모델링 시스템 개발, 자료동화 방법 최적화, 대기수송모형의 개선), (2) 더 많은 양질의 관측자료의 확보(전략적인 관측망 디자인을 통한 지상 관측지 추가와 최적화, 항공기와 위성 등 3차원 관측자료의 자료동화), (3) 하향식 인버스 모델링 결과와 상향식 관측자료 기반 결과의 지속적인 비교 분석을 통한 CO₂ 수지 분석 및 불확도의 정량화 과정이 필요하다.

5.3. 기타 생지화학순환

5.3.1. 질소순환

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 질소순환에 관한 일반적인 소개와 주로 챔버를 사용한 국내 관측 결과를 요약하였다. 질소는 생물성장의 필수원소로서 미생물에 의해 생물이 사용가능한 형태의 질소화합물로 토양 내에서 전환(질소고정)되고, 다시 대기로 배출되는 순환과정을 거친다. 화석 연료 및 질소 비료의 사용과 폐수로의 질소 방출 등에 따른 과도한 질소의 배출이 부영양화를 초래하여 담수생태계를 위협한다. 대기로 방출되는 아산화질소는 지구온난화를 가속화시킨다. 다른 질소산화물과 암모니아는 대기질을 악화시키며, 토양의 산성화를 초래하여 생태 환경에 심각한 영향을 미친다.

5.3.1.1. 국내 생태계의 지표 질소 배출

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 보고된 질소 순환에 관련된 국내 연구의 경우, 대부분 농경지로부터의 아산화 질소 배출량 산출과 IPCC 지침에 따른 국가고유배출계수 개발을 위한 연구가 대부분이었다. 이후의 국내 연구 사례가 많지 않아, 담수생태계에 관련된 최근 결과만 추가하였다.

질소 생지화학순환의 경우, 인류가 넘어서는 안되는 생태학적 한계를 이미 오래전에 넘어서었다(Rockstrom et al., 2009). 온실가스인 아산화질소의 농도는 산업화 이전보다 약 20% 높아졌고 주로 화학비료와 축분 사용에 따른 인위적

활동이 주요 원인이다. 최근의 한 총설에 따르면 농업 부문이 인간 활동에 의해 지구환경 전체로부터 배출되는 N₂O 연간 배출량(5.3 Tg N₂O-N yr⁻¹)의 66%를 차지하는 것으로 추정된다(Davidson and Kanter, 2014). 농경지 토양의 N₂O 배출에 비해서는 적은 양이지만, 농경지 유출수나 도시 하수의 영향을 많이 받는 하천과 호소의 N₂O 배출이 최근 들어 크게 증가하고 있다(Beaulieu et al., 2011; Turner et al., 2015). Beaulieu et al. (2011)은 전세계 하천에서 배출되는 N₂O가 전세계에서 인위적으로 배출되는 N₂O의 10%에 육박하는 것으로 추정하였다. 한국의 하천과 호소에서 배출되는 N₂O에 대해서는 한강 유역에서 실시된 소수의 현장조사 결과만 보고되어 있다(Jin et al., 2016, 2018). 이러한 기초 조사에 따르면, 질소 농도가 높은 댐 구간이나 한강 하류에서 N₂O 농도가 비교적 높게 나타났다. 한강 하류의 경우 하수처리장 방류수가 N₂O의 주요 배출원으로 지목되었지만(Jin et al., 2018), 하류의 하천수나 퇴적물에서 어떤 환경 조건에서 N₂O 배출이 결정되는지 파악하기 위한 연구와 지속적인 모니터링이 요구된다. 또한 산림을 통한 유출과 관련하여 탄소와 질소를 동시에 모의하는 모델링과 관측 기반의 추가적인 연구가 필요하다(Kim et al., 2019).

5.3.2. 단수명 기후변화유발물질순환

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 주로 단수명 기후변화유발물질인 휘발성유기탄소화합물, 질소산화물 및 황산화물의 산화, 오존 및 에어로졸 형성 등의 변화 양상, 배출과 흡수 기작 및 변동성에 관해 소개하였다. 또한 국내 관측자료가 부족한 상황에서 AsiaFlux와 iLEAPS (integrated Land Ecosystem Atmosphere Process Study)의 지원과 협력을 통해 iLEAPS Korea가 발족되어 본격적인 연구가 2013년부터 시작되었고 그 연구 결과를 본 평가보고서에 추가하였다.

우리나라는 전체 국토의 약 2/3가 산림이며 도시 숲이 증가하고 있으므로 자연적으로 발생하는 휘발성유기화합물 (biogenic volatile organic compounds, BVOCs)에 대한 정확한 진단과 오존 및 에어로졸의 생성에 미치는 영향과 되먹임 작용에 대한 이해가 필요하다.

탄소, 질소 및 황은 지구시스템을 구성하는 주요 원소로서 기체, 액체 및 고체 상태의 지구시스템 구성 성분과 생체에 다양한 화합물의 형태로 존재하고 이들 각 권역 사이를 순환하며 지구환경과 생태에 중요한 영향을 미친다. 반응성이 낮아서 대기 중 체류 기간이 길고 농도가 수백 pptv 정도 이상인 CO₂와 CH₄, 그리고 N₂O는 온실가스로서 지구 기후에 직접적인 영향을 미친다. 상대적으로 농도는 아주 낮지만 반응성이 큰 휘발성유기탄소화합물(VOCs), 질소산화물(NO_x), 황산화물(SO₂) 등은 대기 중에서 산화되며 오존과 에어로졸을 생성한다. 인간 활동의 결과로, 온실가스와 반응성 기체 그리고 이차 생성물인 오존과 에어로졸의 농도가 크게 증가하여 지역 규모에서는 대기질의 저하를 가져오고, 전 지구적으로는 기후변화에 영향을 미친다. 오존과 에어로졸은 일반 온실가스와는 달리 대기 중 수명이 일주일 정도로 짧아서 단수명 기후변화유발물질(short-lived climate pollutants)로 구분된다(IPCC, 2013). 또한 오존은 OH 라디칼을 생성하여 오존과 에어로졸을 생성하는 전구물질의 대기 중 수명을 결정하며, 에어로졸은 구름과 얼음응결핵을 만들어 물 순환에 관여하여 기후변화에 간접적으로 기여한다.

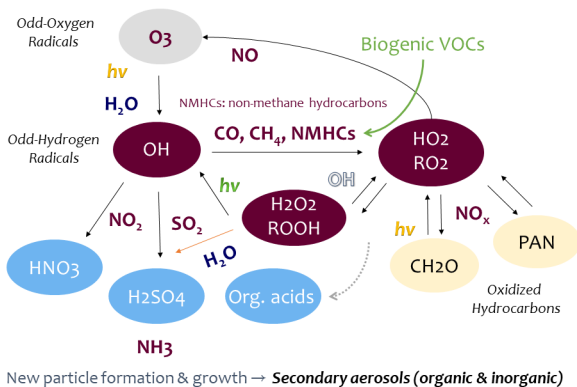


그림 5.14. 대기중 오존과 미세먼지를 생성하는 기본 광화학 반응

따라서 반응성 미량기체의 대기 중 변화 양상과 변동성, 즉 배출과 흡수 기작 그리고 변동성에 미치는 인간의 영향(perturbation)을 정확하게 파악하는 것이 기후변화 예측에 매우 중요하다. 이들 물질은 지구의 생지화학순환 과정을 통해 대기 중으로 유입되어 변화되고 소멸되는데 이 과정이 기후시스템과 연계되어 있다. 인간의 활동에 의한 교란은 생지화학순환을 거치며 되먹임작용을 통해 증폭(positive

feedback)되거나 감쇄(negative feedback)되어 결과적으로 기후변화에 영향을 미치게 된다. 생지화학 물질 순환의 핵심인 이 되먹임작용은 지구의 다양한 시공간 범위에서 복잡한 과정을 통해 진행되는데 특히 생물기원 휘발성유기 화합물은 온난화와 더불어 그 농도가 더욱 증가할 것으로 예측되므로 되먹임작용에 대한 이해는 필수적이다.

VOCs는 O₃이 광분해되면서 만들어진 OH 라디칼과 O₃, NO_x 등에 의해 산화되는데 그 과정에서 O₃이 재생성되고 이와 더불어 에어로졸(PM_{2.5})이 생성된다(그림 14). VOCs는 종류와 농도의 범위가 다양하여 최근에 와서야 측정 기술의 발전과 더불어 좀 더 정확한 측정이 가능해졌다. 특히 BVOCs는 인위적기원 휘발성유기화합물(AVOCs)에 비해 그 중요성이 늦게 알려졌다. 1960년 식물에서 방출되는 휘발성 유기물질들, 그 중에서도 특히 모노테르페노이드(monoterpenoids, C₁₀H₁₆)는 광화학 반응을 통해서 에어로졸을 생성할 수 있으며 이러한 작용은 여름철 산림지역에서 흔히 관찰되는 '파랑 연무(blue haze)'의 원인으로 지목되었다(Went, 1960). 이후 1988년 오존 생성에 BVOCs (특히 이소프렌 isoprene, C₅H₈)이 중요한 역할을 하고 있음이 밝혀졌다(Chameides et al., 1988). 전 지구적인 규모에서 BVOCs는 AVOCs에 비해 배출량이 10배 이상 크며 반응성도 더 크기 때문에 광화학 오존 생성에 대한 이해를 더하는 데에 획기적인 계기가 되었다.

BVOCs의 대표적인 종인 이소프렌은 활엽수의 광합성 과정에서 생성되는데 생체 내에 저장되지 않고 바로 밖으로 배출되며, 침엽수에서는 테르펜(terpene) 종들이 생성된다(Fuentes et al., 2000). 이들의 배출은 빛과 온도에 의해 민감하며 식생의 종, 연령 그리고 지역 환경에 따라 달라 지므로 정확한 배출량의 산정은 AVOCs보다 훨씬 어렵다. 따라서 BVOCs 배출량 산정을 위해 MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature)과 같은 모델링 시스템이 개발되어 사용되고 있다(Gunether et al., 2006). 이들 물질이 인위적인 활동에서 배출되는 NO_x와 섞일 경우 오존이 생성되며 에어로졸 또한 생성량이 증가 하는 것으로 보고되었다.

그러나 이러한 복잡한 과정에 대기 중 오존과 이차유기 에어로졸 (secondary organic aerosol, SOA)의 생성과 변화 과정에 대한 이해가 아직 매우 부족한 실정이다. 이는 결국

기후변화 대응과 대기환경 개선을 위한 정책 수립 시 큰 불확도를 제공하는 원인이 되므로 이에 대한 연구가 매우 절실하다. 따라서 식생으로부터 이들의 배출 특성과 정확한 배출량 그리고 대기 중 변환 기작에 대한 이해를 위한 연구가 현재 활발하게 진행되고 있다. 이는 특히 지구환경과학 분야의 국제적 협력과 문제 해결을 도모하기 위한 미래지구(Future Earth)의 주요 프로그램인 iLEAPS의 핵심 주제이기도 하다(<http://www.ileaps.org>). 식생과 대기의 물질교환과 상호작용 그리고 대기 중 변환과 생지화학순환을 통해 궁극적으로 기후에 미치는 영향을 이해하는 것을 주요 목적으로 한다.

우리나라는 산림이 국토의 대부분을 차지하며, 서울을 비롯한 주요 도심지역은 녹지 면적이 더 크다. 국립환경과학원의 2005년 배출량 통계에서 AVOC와 BVOCs의 연 배출은 각각 723,000톤과 431,000톤으로 BVOCs가 전체 배출의 약 40%를 차지한다. 그러나 이러한 추정값은 기존의 모형을 활용해 산출된 것이어서 BVOCs의 농도와 배출 및 광화학 과정에 대한 이해는 매우 미흡한 실정이다. 이러한 필요성을 인식하여 국립환경과학원에서는 생태계와 대기사이의 상호 교환 작용과 오존 및 에어로졸 생성에 대한 영향을 종합적으로 이해하고, 그 기작을 구명하기 위해 수도권에 위치한 서울대학교 학술림에 대기관측소와 타워를 설치하여 연구를 수행하고 있다(국립환경과학원, 2014).

태화산에서 BVOCs의 농도는 여름철 특히 6월에 가장 높았으며, 이소프렌은 늦은 오후에 그리고 모노테르펜은 밤에 농도의 최고값이 나타났는데(Kim et al., 2013; 김학영 외, 2015), 이소프렌은 낮 시간 O_3 생성에 영향을 미치고, 모노테르펜은 밤시간의 O_3 소멸에 기여하는 것으로 보고되었다(An, et al., 2019). 이러한 BVOCs의 역할은 NO_x 순환과 연동되어 peroxyacetyl nitrate(PAN)도 도시 수준으로 높았다(Gil et al., 2018). 특히 국립환경과학원과 미국항공우주국의 한미대기환경합동조사인 KORUS-AQ 캠페인에서는 태화산이 서울의 풍하 지역으로 측정이 수행되었는데 자연 배출원의 영향과 더불어 주변 오염물질의 영향을 크게 받아 O_3 과 PAN이 모두 높아진 것으로 나타났다(Rhee et al., 2019). 이 BVOCs는 5~6월에는 O_3 뿐 아니라 $PM_{2.5}$ 중 이차 OC 생성에도 기여한 것으로 보고되었고 다른 계절과는 달리 오후에 뚜렷한 피크를 보이는 것으로 보고되었다(Ham et al., 2019). 식생에

의한 에어로졸 생성 기여는 탄소동위원소(^{14}C) 분석으로 규명이 가능한데 여름 8월의 태화산 $PM_{2.5}$ 의 총탄소(TC) 중 비화석 연료의 기여가 약 75 %에 이르렀다(Lim et al., 2018).

현재 우리나라는 미세먼지가 국가의 핵심 이슈로 대두되어 미세먼지를 저감하기 위한 연구와 대책을 마련 중에 있으며, 중앙 정부와 지자체를 중심으로 도시숲 조성을 확대하려는 계획을 추진 중에 있다. 이에 따라 산림청과 국립산림과학원에서도 BVOCs에 대한 연구에 더 많은 노력을 기울이고 있다. 도시숲은 기후변화 적응 측면에서 효과가 큰 것으로 받아들여지고 있으나 가뭄이나 고온이 지속되는 경우 BVOCs 배출이 증가할 것이므로 이에 따른 되먹임 효과를 예측하기가 어렵다. 그리고 BVOCs는 주변에서 배출되는 NO_x 나 SO_2 와 섞일 때 오존과 미세먼지를 잘 생성할 수 있다. 따라서 BVOCs가 다양한 조건에서 오존과 미세먼지를 생성하는 상세 기작을 연구하고 그 결과에 근거한 과학적 정책이 수립되어야 한다. 오존과 미세먼지 통합 그리고 대기질과 기후변화 통합 측면에서 반응성 탄소, 질소, 황 물질의 종합적이고 장기적인 생지화학순환 연구가 필요하다.

5.4. 결론

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 이미 언급된 바와 같이, 탄소순환과 기타 생지화학순환을 다룬 IPCC 5차 평가보고서의 경우, CO_2 , CH_4 , N_2O 의 생지화학순환에 미치는 현재의 인위적인 교란과 더불어, 기후 변동과 결합되어 이러한 생지화학순환이 어떻게 변화하여 왔는지, 그리고 미래 시나리오에 따라 앞으로 어떻게 진화해 갈 것인지에 대하여 다루고 있다. 그러나 이와 관련하여 그동안 국내에서 수행되었거나 또는 현재 진행되고 있는 연구결과를 요약, 보완한 본 장에서는 많은 국내 연구가 이미 중단되었거나 또는 비교적 최근에 시작되었거나, 또는 다양한 관측 자료의 축적에도 불구하고 메타 자료의 부재로 분석이 어렵거나 아직 분석이 진행 중이어서 보고가 되지 않은 경우가 많았다. 또한 연구의 대부분이 국지적이고, 산발적인 단기 관측과 과정 수준의 연구가 대부분이고, 일부 모델링/알고리즘의 개발 및 비교 검증과 기계학습 기반의 관측-모델링 융합의

예비단계 연구 등으로 제한되어 있다.

2014년 보고서 이후 5년이 지난 지금도 여전히 국내에서 자체 생산된 연구 결과가 턱없이 부족할 뿐 아니라, 국제적인 프로그램의 자발적인 참여를 통한 연구력 제고를 통해 지속되고 있는 일부 관측 연구를 제외하고는 대부분의 생지화학순환 관련 관측은 오히려 퇴보한 것으로 보인다.

본 보고서에서는 장기적인 국내 자료와 종합적인 학제간/초학문 연구의 결여로 인해 IPCC 5차 평가보고서와 비교할 만한 결과를 제시하지는 못하였으나, 해당되는 IPCC 5차 평가보고서의 핵심 요약과 비교하여 아래와 같이 요약할 수 있다.

산업시대의 인위적 교란: 화석연료의 연소와 토지 사용의 변화로 인한 CO₂ 방출의 증가가 관측된 대기 중 CO₂ 농도 증가의 주요 원인이다(견고한 동의). 관측에 의하면, 1990년 초반부터 십년간 안정되었던 CH₄ 농도가 2007년부터 다시 증가함을 보이고 있다(중간적 동의). 국내 논에서의 메탄 배출량이 과소평가된 것으로 보고되어 배출계수의 제고가 필요하다. N₂O의 농도가 지난 30년 동안 0.73±0.03 ppb/년의 증가율을 보였다(중간적 동의). 인위적인 2010년의 반응성 질소의 생성은 자연적인 육상생태계의 생성율보다 적어도 두 배 이상 크다(중간적 동의). N₂O의 경우 국내 관측 자료도 비슷한 크기의 범위를 보인다.

미래 예측: 기후변화는 증가하는 대기 중 CO₂에 의해 야기된 전 지구 육상생태계의 탄소 흡원을 부분적으로 상쇄시킬 것이다(견고한 동의). 영양소의 부족이 증가하는 대기 중 CO₂가 미래 육상탄소 흡원에 미치는 효과를 제한할 것이다(견고한 동의). 이와 관련하여, 국내 산림생태계가 인위적인 CO₂ 방출의 약 3% 정도를 흡수하는 것으로 추정되나 임령 증가와 간벌 및 토지사용 변화 등에 의해 그 흡원의 강도가 감소할 것으로 예상된다. 그러나 제5차와 제6차 국가산림자원 조사에 대한 다양하고 심도 깊은 연구와 관측 및 모델링의 연계가 앞으로의 산림관리 전략과 새로운 조림 수종 제안에 이용되고 있다. 또한 중장령림에 대한 관리와 재조림 이후에 초기 산림 작업이 탄소순환에 미치는 영향에 대한 연구의 고도화가 진행되고 있어 고무적이다. 습지생태계로부터의 메탄 방출은 증가하는 CO₂와 따뜻한 기후로 인해 더 증가

할 것이다(중간적 동의). 토양으로부터의 N₂O 방출은 늘어나는 부양/식량 및 농업의 질소비료 의존도 때문에 증가할 것이다(중간적 동의). 국내 연구 결과도 이를 뒷받침한다.

인위적인 방출의 비가역적 장기적 영향: 육상의 물리적, 생지화학적 탄소순환은 21세기 동안 야기될 대기 중 CO₂의 증가와 기후변화에 반응을 계속할 것이다(견고한 동의). 국내 하천의 유기 및 무기 탄소 유출량은 연간 총 905 Gg C으로 한국 산림의 NEP 추정값(3,510 Gg C)의 1/4에 이른다. 한강 유역의 하천과 호소의 경우, CO₂와 CH₄은 유기물이 많이 축적된 호소 퇴적층과 하수처리장의 영향을 많이 받는 한강 하류와 그 지류에서 다량 배출되고 있는 것으로 나타났다.

기후변화와 CO₂ 증가에 따른 지표 탄소의 흡수 및 배출의 변화와 분포를 모니터링하기 위해 개발된 아시아 탄소추적 시스템의 경우, 자료동화 모수의 최적화와 항공 및 위성 자료의 동화 체계를 새로이 구축하여 인버스 모델링과 관측 기반의 추정값 간의 비교를 통해 개선된 지표 CO₂ 플럭스 추정값을 제시하였다. 또한 시베리아 관측 자료의 중요성과 더불어, 불확도가 큰 아시아 지역에 더 많은 관측지가 필요함을 지적하였다.

5.5. 참고문헌

- 강남구, 유주열, 아산탈록더, 문민규, 강민석, 심교문, 김준, 2015: 개회로 파장 변조 분광법과 에디 공분산 방법으로 논에서 관측된 CH₄ 플럭스 자료의 보정, *한국농림기상학회지*, 17, 15-24.
- 강민석, 김준, 이승훈, 김종호, 천정화, 조성식, 2018: 표준화된 KoFlux 에디 공분산 자료 처리 방법의 변화와 개선, *한국농림기상학회지*, 20, 5-17.
- 국립환경과학원, 2014: 자연적 휘발성 유기화합물이 오존 및 유기에어로졸에 미치는 영향연구(IV), *NIER-SP2014-18*.
- 권기범, 한희, 설아라, 정혜진, 정주상, 2016: 거리독립 생장 예측 시뮬레이션기법 적용에 의한 삼나무임분의 임분 생장 및 탄소고정에 미치는 간벌시업 효과 분석. *한국*

- 산림과학회지, 105(1), 132-138.
- 극지연구소, 2018: 환북극 동토층 환경변화 분석을 통한 미래 예측 및 유용물질 응용기술 개발, *해양극지기초 원천기술개발사업 보고서*.
- 김경민, 이정빈, 정재훈, 2015: 임상도와 Landsat TM 위성 영상을 이용한 산림탄소저장량 추정 방법 비교 연구. *대한원격탐사학회지*, 31(5), 449-459.
- 김기용, 정성민, 최영순, S. Peiffer, K. -H. Knorr, 김범철, 2018: 아시아 몬순 기후지역에 위치한 대형 인공호에서 기포형태로의 메탄(CH₄) 가스 배출량, *생태와 환경*, 51(2), 160-167.
- 김성준, 이종열, 한승현, 장한나, 이소혜, 윤현민, 손요환, 2016: 흰개미가 생태계 탄소 순환에 미치는 영향: 고사목 분해를 중심으로. *한국산림과학회지*, 105(1), 1-11.
- 김은숙, 이지선, 박고은, 임종환, 2019: 아고산 침엽수림 분포 면적의 20 년간 변화 분석. *한국산림과학회지*, 108(1), 10-20.
- 김진웅, 김현미, 조천호, 2012: 양상블 칼만 필터 기반 탄소 추적시스템의 아시아 지역 탄소 순환 진단에의 적용, *한국기상학회 대기*, 22(4), 415-427.
- 김학영, 이미혜, 김세웅, 알렉스 B. 겐터, 박정민, 조강남, 김현석, 2015: 경기도 태화산에서 isoprene과 monoterpenes 측정 및 배출량 산정, *한국농림기상학회지*, 17(3), 217-226.
- 김현미, 심창섭, 김준 등, 2018: 지상, 위성관측, 자료동화 기반의 탄소추적시스템 성능향상 기술 개발 보고서.
- 김현정, 김현미, 김진웅, 조천호, 2016: 인버스 모델링 방법을 통해 진단된 대기 중 이산화탄소 농도와 항공 관측 자료 비교, *한국기상학회 대기*, 26(3), 387-400.
- 김현정, 김현미, 조민광, 박준, 김대휘, 2018: 인버스 모델링을 이용한 지표면 이산화탄소 플럭스 추정 향상을 위한 항공기 관측 이산화탄소 자료동화 체계 개발, *한국기상학회 대기*, 28(2), 1-9.
- 김현준, 한승현, 김성준, 장한나, 손요환, 2018: 토양 내 인위적인 이산화탄소 누출에 따른 소나무와 굴참나무 묘목의 엽록소 함량과 성장 반응. *한국산림과학회지*, 107(4), 351-360.
- 문가현, 임종수, 신만용, 2018: 국가산림자원조사 자료를 이용한 소나무의 진계성장 추정식 개발. *한국산림과학회지*, 107(4), 402-411.
- 박형근, 옥기영, 2017: 수질측정망을 이용한 국내 대하천 하구를 통한 총유기탄소 유출량 산정과 비교, *한국환경생물학회지*, 35(4), 549-556.
- 송수진, 장경수, 황인채, 안기완, 이계한, 2016: 소나무 유령림의 임목밀도 조절이 탄소 동태에 미치는 영향. *한국산림과학회지*, 105(3), 275-283.
- 손영모, 전주현, 이선정, 임종수, 강진택, 2017: 우리나라 침엽수 및 활엽수림의 고사율 추정식 개발. *한국산림과학회지*, 106(4), 450-456.
- 서연옥, 정성철, 이영진, 2017: 국가산림자원조사 자료와 임상도를 활용한 리기다소나무림의 탄소 저장량에 대한 공간분포도 작성: 무주군의 사례로. *한국산림과학회지*, 106(2), 258-266.
- 심교문, 민성현, 김용석, 정명표, 최인태, 2015: 김제 보리-벼 이모작지에서의 순 생물상생산량의 추정, *한국농림기상학회지*, 17, 173-181.
- 심교문, 민성현, 김용석, 정명표, 최인태, 강기경, 2016: 국내 벼-보리 이모작지와 벼 단작지의 탄소수지 비교, *한국농림기상학회지*, 18, 337-347.
- 심교문, 민성현, 김용석, 정명표, 최인태, 강기경, 2016: 국내 사과원 생태계에서 CO₂의 연간 순생태 교환량 추정, *한국농림기상학회지*, 18, 348-356.
- 안지애, 한승현, 장한나, 박민지, 손요환, 2016: 실외 실험적 온난화 처리에 따른 활엽수 4 개 수종 묘목의 생리적 반응. *한국산림과학회지*, 105(4), 510-516.
- 오능환, 2016: 하천 탄소의 유출량과 생지화학적 특성, *생태와 환경*, 49(4), 245-257.
- 이민규, 권보람, 김성근, 윤태경, 손요환, 이명중, 2019: 일본 앞길나무와 리기다소나무 고사목의 호흡속도: 고사목의 부후등급과 이화학적 특성의 영향. *한국산림과학회지*, 108(1), 40-49.
- 온실가스 종합정보센터, 2016: 국가 온실가스 인벤토리 보고서.
- 이보라, 장근창, 김은숙, 강민석, 천정화, 임종환 2019: 머신러닝 기법의 산림 총일차생산성 예측 모델 비교, *한국농림기상학회지*, 21, 29-41.
- 이선일, 김건엽, 최은정, 이종식, 정현철, 2018: 휴경기간

- 녹비재배 농경지 토양에서 아산화질소 및 이산화탄소 배출특성, *한국농림기상학회지*, 20, 386-396.
- 이승훈, 강민석, 강남구, 김준, 2018: 해남 무논점파 논 KoFlux (HPK) 관측지: 소개, *한국농림기상학회지*, 20, 18-33.
- 이종열, 한승현, 김성준, 이소혜, 손영모, 손요환, 2015: 국내 산림의 간벌에 따른 직경 생장량 및 탄소 저장량 변화에 관한 메타 분석. *한국산림과학회지*, 104(4), 527-535.
- 임중환, 성주한, 천정화, 신만용, 2016: 기후인자가 일본잎 갈나무의 연륜생장에 미치는 영향 분석. *한국산림과학회지*, 105(1), 122-131.
- 임중환, 천정화, 박고은, 신만용, 2016: 기후변화가 잣나무의 연륜생장에 미치는 영향 분석, *한국산림과학회지*, 105(3), 351-359.
- 임중환, 박고은, 문나현, 문가현, 신만용, 2017: 국가산림 자원조사 자료를 활용한 소나무 연륜생장과 기후인자와의 관계분석. *한국산림과학회지*, 106(2), 249-257.
- 정수영, 주남규, 이광수, 유병오, 박용배, 유석봉, 박준형, 2015: 불가시나무림의 속아베기 강도에 따른 생장 반응 효과. *한국산림과학회지*, 104(4), 536-542.
- 조선희, 박종영, 박정호, 이양근, 문이만, 강상호, 김광현, 윤종국, 2015: 종 분포 모형을 이용한 구상나무림의 지속 및 쇠퇴에 관한 연구-전라남도 광양시 백운산을 중심으로. *한국산림과학회지*, 104(3), 360-367.
- 주옥정, 김준, 박중수, 강창성, 2018: 농경지 온실가스 배출 산정을 위한 챔버법: 고찰, *한국농림기상학회지*, 20, 34-46.
- 차세대도시·농림융합기상사업단, 2017: 차세대 도시·농림 융합 스마트 기상서비스 개발사업 최종보고서.
- 최성원, 김학영, 김연옥, 강민석, 김준, 2016: 수정된 물관리 보정인자를 적용한 경기도 논에서의 메탄 배출량 산정과 지도화. *한국농림기상학회지*, 18, 320-326.
- 최성원, 김준, 강민석, 이승훈, 강남구, 심교문 2018: 전국 논에서 발생하는 메탄 배출량의 산정 및 지도화: 지역 격차 및 특성 분석, *한국농림기상학회지*, 20, 88-100.
- 최은진, 서희영, 이광수, 유병오, 김춘식, 조현서, 2016: 소나무재선충병 발생 곰솔임분의 간벌에 따른 토양 호흡 동태. *한국산림과학회지*, 105(1), 12-18.
- 표정기, 손영모, 2017: 임의효과를 이용한 충남지역 소나무림의 바이오매스 모형 개발. *한국산림과학회지*, 106(2), 213-218.
- 한승현, 장한나, 손요환, 2018: 인위적 온난화 및 강수 조절에 따른 소나무 묘목 세균 생산량과 고사율의 계절적 변화. *한국산림과학회지*, 107(1), 43-49.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme), 2017: Snow, water, ice and permafrost. Summary for policy-makers. *Report on Arctic Monitoring and Assessment Programme*, Oslo, Norway.
- An, H., M. Lee, H. Kim, Sawung Kim, A. Guenther, H. Kim, J. Park, S. Kim, H Park, and S. Lee, 2019: Seasonal and vertical variations of O₃ with respect to BVOCs observed in Taehwa research forest near Seoul metropolitan area during 2011-2014, *Science of the Total Environment*, Submitted.
- An, J. Y., B. B. Park, B. B., J. H. Chun, and A. Osawa, 2017: Litterfall production and fine root dynamics in cool-temperate forests. *PloS One*, 12(6), e0180126.
- Bastviken, D., L. J. Tranvik, J. A. Downing, P. M. Crill, and A. Enrich-Prast, 2011: Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink, *Science*, 331, 50.
- Beaulieu, J. J., J. L. Tank, S. K. Hamilton, W. M. Wollheim, R. O. Hall, P. J. Mulholland, B. J. Peterson, L. R. Ashkenas, L. W. Cooper, C. N. Dahm, W. K. Dodds, N. B. Grimm, S. L. Johnson, W. H. McDowell, G. C. Poole, H. M. Valett, C. P. Arango, M. J. Bernot, A. J. Burgin, C. L. Crenshaw, A. M. Helton, L. T. Johnson, J. M. O'Brien, J. D. Potter, R. W. Sheibley, D. J. Sobota, and S. M. Thomas, 2011: Nitrous oxide emission from denitrification in stream and river networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(1), 214-219.
- Billings, W. D. and H. A. Mooney, 1968: The ecology of arctic and alpine plants, *Biological Reviews*, 43, 481-529.
- Brown, J., and V. Romanovsky, 2008: Report from the International Permafrost Association: state of permafrost in the first decade of the 21st century, *Permafrost Periglacial Process*, 19, 255-60.
- Cha, J. Y., Y. Cha, and N. H. Oh, 2019: The effects of tree species on soil organic carbon content in south

- Korea. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124(3), 708-716.
- Cha, S., H. M. Chae, S. H. Lee, and J. K. Shim, 2017: Branch wood decomposition of tree species in a deciduous temperate forest in Korea. *Forests*, 8(5), 176.
- Chae, N. H., Kang, Y. W. Kim, S. G. Hong, B. Y. Lee, and T. J. Choi, 2016a: CO₂ efflux from the biological soil crusts of the High Arctic in a later stage of primary succession after deglaciation, Ny-Ålesund, Svalbard, Norway. *Applied Soil Ecology*, 98, 92-102.
- Chae, N. H., H. K. Yang, B. Y. Lee, Lee, C. K., 2016b: Measurement of environmental parameters in polar regions based on a ubiquitous sensor network. *Cold Regions Science and Technology*, 123, 22-31.
- Chameides, W. L., R. W. Lindsay, J. Richardson, and C. S. Kiang, 1988: The role of biogenic hydrocarbons in urban photochemical smog: Atlanta as a case study, *Science*, 241, 1473-1475,
- Cho, C. H., 2013: A tool to quantify global CO₂ uptake/release in Asia. *Global Strategy Center Greenable*, 2, 8-13.
- Choi, J., and An, H., 2016: A forest growth model for the natural broadleaved forests in northeastern Korea. *Forests*, 7(11), 288.
- Cole, J. J., Y. T. Prairie, N. F. Caraco, W. H. McDowell, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, C. M. Duarte, P. Kortelainen, J. A. Downing, J. J. Middelburg, and J. Melack, 2007: Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget, *Ecosystems*, 10, 171-184.
- Davidson, E. A., and D. Kanter, 2014: Inventories and scenarios of nitrous oxide emissions. *Environmental Research Letter*. 9:105012.
- Dinerstein, E., D. Olson, A. Joshi, C. Vynne, N. D. Burgess, E. Wikramanayake, N. Hahn, S. Palminteri, P. Hedao, R. Noss, M. Hansen, H. Locke, E. C. Ellis, B. Jones, C. V. Barber, R. Hayes, C. Kormos, V. Martin, E. Crist, W. Sechrest, Lori Price, Jonathan E. M. Baillie, D. Weeden, K. Suckling, C. Davis, N. Sizer, R. Moore, D. Thau, T. Birch, P. Potapov, S. Turubanova, A. Tyukavina, N. de Souza, L. Pintea, J. C. Brito, O. A. Llewellyn, A. G. Miller, A. Patzelt, S. A. Ghazanfar, J. Timberlake, H. Klöser, Y. Shennan-Farpón, R. Kindt, J. B. Lillesø, P. van Breugel, L. Gaudal, M. Vogt, K. F. Al-Shammari, and M. Saleem 2017: An ecoregion-based approach to protecting half the terrestrial realm, *BioScience*, 67, 534-545.
- Elvebakk, A., R. Elven, and V. Y. Razzhivin, 1999. Delimitation, zonal and sectorial subdivision of the Arctic for the Panarctic Flora Project. In: Nordal, I. and Razzhivin, V. Y. (eds.) The species concept in the High North - A Panarctic Flora Initiative, pp. 375-386. *The Norwegian Academy of Science and Letters*, Oslo, NO
- Fuentes, J. D., M. Lerdau, R. Atkinson, D. Baldocchi, J. W. Bottenheim, P. Ciccioli, B. Lamb, C. Geron, L. Gu, A. Guenther, T. D. Sharkey, and W. Stockwell, 2000: Biogenic hydrocarbons in the atmospheric boundary layer: A review. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81, 1537-1575.
- Gim, H. J., S. K. Park, M. Kang, B. M. Thakuri, J. Kim, and C. H. Ho, 2017: An improved parameterization of the allocation of assimilated carbon to plant parts in vegetation dynamics for Noah-MP, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 1776-1794.
- Guenther, A., T. Karl, P. Harley, C. Wiedinmyer, P. I. Palmer, and C. Geronet, 2006: Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 3181-3210.
- Ham, J., S. Lim, M. Lee, H. Kim, S. Kim, S. Lee, and S. Kim, 2019: EC as a tracer for seasonal haze occurrence at Taehwa research forest near Seoul metropolitan areas, *Journal of Hazardous Materials*, submitted.
- Han, S. H., S. Yun, J. Lee, S. Kim, H. Chang, and Y. Son, 2016: Estimating the production and mortality of fine roots using minirhizotrons in a *Pinus densiflora* forest in Gwangneung, *Korea. Journal of Forestry*

- Research*, 27(5), 1029-1035.
- Han, S. H., Meng, L., Park, G. S., Kim, S. B., Cho, M. S., and Park, B. B., 2017: Characteristics of soil carbon and nutrient stocks across land use types in a forest region of central Korea. *Forest Science and Technology*, 13(3), 93-99.
- Han, S. H., S. Kim, H. Chang, H. J. Kim, A. Khamzina, and Y. Son 2019: Soil depth-and root diameter-related variations affect root decomposition in temperate pine and oak forests. *Journal of Plant Ecology*, 12, 871-881
- Huang, Y., Y. Ryu, C. Jiang, H. Kimm, S. Kim, M. Kang, and K. Shim, 2018: BESS-Rice: A remote sensing derived and biophysical process-based rice productivity simulation model, *Agricultural and Forest Meteorology*, 256-257, 253-269.
- Hugelius, G., J. Strauss, S. Zubrzycki, J. W. Harden, E. A. G. Schuur, C. -L. Ping, L. Schirrmeter, G. Grosse, G. J. Michaelson, C. D. Koven, J. A., O'Donnell, B. Elberling, U. Mishra, P. Camill, Z. Yu, J. Palmtag, and P. Kuhry, 2014: Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps, *Biogeosciences*, 11, 6573-6593.
- Ichii, K., M. Ueyama, M. Kondo, N. Saigusa, J. Kim, M. C. Alberto, J. Ardö, E. S. Euskirchen, M. Kang, T. Hirano, J. Joiner, H. Kobayashi, L. B. Marchesini, L. Merbold, A. Miyata, T. M. Saitoh, K. Takagi, A. Varlagin, M. S. Bret-Harte, K. Kitamura, Y. Kosugi, A. Kotani, K. Kumar, S. G. Li, T. Machimura, Y. Matsuura, Y. Mizoguchi, T. Ohta, S. Mukherjee, Y. Yanagi, Y. Yasuda, Y. Zhang and F. Zhao, 2017: New data-driven estimation of terrestrial CO₂ fluxes in Asia using a standardized database of eddy covariance measurements, remote sensing data, and support vector regression, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122, 767-795.
- Indrawati, Y. M., J. Kim, and M. Kang, 2018: Assessment of ecosystem productivity and efficiency using flux measurement over Haenam farmland site in Korea (HFK), *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, 20, 57-72.
- IPCC (Intergov. Panel Clim. Change), 2013: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. T. F. Stocker, D. Qin, G. -K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, et al. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press
- Jiang, C., and Y. Ryu, 2016: Multi-scale evaluation of global gross primary productivity and evapotranspiration products derived from Breathing Earth System Simulator (BESS), *Remote Sensing of Environment*, 186, 528-547.
- Jiang, C., Y. Ryu, H. Fang, R. Myneni, M. Claverie, and Z. Zhu, 2017: Inconsistencies of interannual variability and trends in long-term satellite leaf area index products, *Global Change Biology*, 23, 4133-4146.
- Jin, H., T. K. Yoon, M. S. Begum, E. -J. Lee, N. -H. Oh, N. Kang, and J. -H. Park, 2018: Longitudinal discontinuities in riverine greenhouse gas dynamics generated by dams and urban wastewater, *Biogeosciences*, 15, 6349-6369.
- Jin, H., T. K. Yoon, S. -H. Lee, H. Kang, J. Im, and J. -H. Park, 2016: Enhanced greenhouse gas emission from exposed sediments along a hydroelectric reservoir during an extreme drought event, *Environmental Research Letters*, 11, 124003.
- Jung, B. J., J. K. Lee, H. Kim, and J. H. Park, 2014: Export, biodegradation, and disinfection byproduct formation of dissolved and particulate organic carbon in a forested headwater stream during extreme rainfall events, *Biogeosciences*, 11, 6119-6129.
- Jung, B.-J., L. Jeanneau, C. Alewell, B. Kim, and J.-H. Park, 2015: Downstream alteration of the composition and biodegradability of particulate organic carbon in a mountainous, mixed land-use watershed, *Biogeochemistry*, 122, 79-99.
- Jung, J. Y., K. Lee, H. S. Lim, H. Kim, E. J. Lee, and Y. K. Lee, 2014: Soil organic carbon characteristics relating to geomorphology near Vestre Lovénbreen moraine in Svalbard, *Journal of Ecological Environment*, 37, 69-79.

- Kang, M., B. L. Ruddell, C. Cho, J. Chun, and J. Kim, 2017: Identifying CO₂ advection on a hill slope using information flow, *Agricultural and Forest Meteorology*, 232, 265-278.
- Kang, M., J. Kim, B. Malla Thakuri, J. Chun, and C. Cho, 2019: Modification of the moving point test method for nighttime eddy CO₂ flux filtering on hilly and complex terrains, *MethodsX*, 6, 1207-1217.
- Kim, C., B. O. Yoo, S. Y. Jung, and K. S. Lee, 2017: Allometric equations to assess biomass, carbon and nitrogen content of black pine and red pine trees in southern Korea. *iForest-Biogeosciences and Forestry*, 10(2), 483.
- Kim, C., S. Kim, G. Baek, and A. R. Yang, 2019a: Carbon and nitrogen responses in litterfall and litter decomposition in red pine (*Pinus densiflora* S. et Z.) stands disturbed by pine wilt disease. *Forests*, 10(3), 244.
- Kim, C., G. Baek, B. O. Yoo, S. Y. Jung, K. S. Lee, and K. W. An, 2019b: Comparison of allometric equations and biomass expansion factors for six evergreen broad-leaved trees in subtropical forests in southern Korea. *Journal of Sustainable Forestry*, 38(3), 199-212.
- Kim, H., H. M. Kim, J. Kim, and C.-H. Cho, 2018a: Effect of data assimilation parameters on the optimized surface CO₂ flux in Asia, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 54, 1-17.
- Kim, H., S. Kim, J. Lee, H. Chang, Y. Roh, J. An, and Y. Son, 2019: Development of a forest carbon and nitrogen model: Pilot application for a *Pinus densiflora* forest in Central Korea, *Forest Science and Technology*, 15(4), 202-209.
- Kim, J., H. M. Kim, and C.-H. Cho, 2014a: The effect of optimization and the nesting domain on carbon flux analyses in Asia using a carbon tracking system based on the ensemble Kalman filter, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 327-344.
- Kim, J., H. M. Kim, and C.-H. Cho, 2014b: Influence of CO₂ observations on the optimized CO₂ flux in an ensemble Kalman filter, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 13515-13530.
- Kim, J., H. M. Kim, C.-H. Cho, K.-O. Boo, A. R. Jacobson, M. Sasakawa, T. Machida, M. Arshinov, and N. Fedoseev, 2017: Impact of Siberian observations on the optimization of surface CO₂ flux, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 2881-2899.
- Kim, K., B. Kim, K. Knorr, J. Eum, Y. Choi, S. Jung, and S. Peiffer, 2016: Potential effects of sediment processes on water quality of an artificial reservoir in the Asian monsoon region, *Inland Waters*, 6(3), 423-435.
- Kim, M., F. Kraxner, Y. Son, S. W. Jeon, A. Shvidenko, D. Schepaschenko, B. -Y. Ham, C. -H. Lim, C. Song, M. Hong, and W. K. Lee, 2019c: Quantifying impacts of national-scale afforestation on carbon budgets in South Korea from 1961 to 2014. *Forests*, 10(7), 579.
- Kim S., C. Kim, S. H. Han, S. -T. Lee, and Y. Son, 2018b: A multi-site approach toward assessing the effect of thinning on soil carbon contents across temperate pine, oak, and larch forests. *Forest Ecology and Management*. 424, 62-70
- Kim, S., T. K. Yoon, S. Han, S. H. Han, J. Lee, C. Kim, ... and Y. Son, 2015: Initial effects of thinning on soil carbon storage and base cations in a naturally regenerated *Quercus* spp. forest in Hongcheon, Korea. *Forest Science and Technology*, 11(3), 172-176.
- Kim, S., G. Li, S. H. Han, H. J. Kim, C. Kim, S. T. Lee, and Y. Son, 2018c: Thinning affects microbial biomass without changing enzyme activity in the soil of *Pinus densiflora* Sieb. et Zucc. forests after 7 years. *Annals of Forest Science*, 75(1), 13.
- Kim, S., G. Li, S. H. Han, C. Kim, S.-T. Lee, and Y. Son, 2019d: Microbial biomass and enzymatic responses to temperate oak and larch forest thinning: Influential factors for the site-specific changes. *Science of the Total Environment*. 651, 20682079.
- Kim, S.-Y., X. Jiang, M. Lee, A. Turnipseed, A. Guenther, J.-C. Kim, S.-J. Lee, and S. Kim, 2013: Impact of biogenic volatile organic compounds on ozone production at

- the Taehwa Research Forest near Seoul, South Korea, *Atmospheric Environment*, 70, 447-453.
- Kim, Y., M. S. A. Talucder, M. Kang, K. M. Shim, N. Kang, and J. Kim, 2016: Interannual variations in methane emission from an irrigated rice paddy caused by rainfalls during the aeration period, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 223, 67-75.
- Kim, Y., K. Nishina, N. Chae, S. J. Park, Y. J. Yoon, and B. Y. Lee, 2014: Constraint of soil moisture on CO₂ efflux from tundra lichen, moss, and tussock in Council, Alaska, using a hierarchical Bayesian model, *Biogeosciences*, 11, 5567-5579.
- Kim, Y., 2015: Effect of thaw depth on fluxes of CO₂ and CH₄ in manipulated Arctic coastal tundra of Barrow, Alaska, *Science of the Total Environment*, 505, 385-389.
- Kim, Y., B. Y. Lee, R. Suzuki, and K. Kushida, 2016a: Spatial characteristics of ecosystem respiration in three tundra ecosystems of Alaska, *Polar Science*, 10, 3, 356-363.
- Kim, Y., S. J. Park, B. Y. Lee, and D. Risk, 2016b: Continuous measurement of soil carbon efflux with forced diffusion (FD) chambers in a tundra ecosystem of Alaska, *Science of the Total Environment*, 566-567, 175-184.
- Kwon, M. J., M. Heimann, O. Kolle, K. A. Luus, E. A. G. Schuur, N. Zimov, and M. Göckede, 2016: Long-term drainage reduces CO₂ uptake and increase CO₂ emission on a Siberian floodplain due to shifts in vegetation community and soil thermal characteristics. *Biogeosciences*, 13, 4219-4235.
- Kwon, M. J., F. Beulig, I. Ilie, M. Wildner, K. Küsel, L. Merbold, M. D. Mahecha, N. Zimov, S. A. Zimov, M. Heimann, E. A. G. Schuur, J. E. Kostka, O. Kolle, I. Hilke, and M. Göckede, 2017: Plants, microorganisms, and soil temperatures contribute to a decrease in methane fluxes on a drained Arctic floodplain, *Global Change Biology*, 23, 2396-2412.
- Kwon, M. J., S. M. Natali, C. E. Hicks Pries, E. A. G. Schuur, A. Steinhof, K. G. Crummer, N. Zimov, S. A. Zimov, M. Heimann, O. Kolle, and M. Göckede, 2019a: Drainage enhances modern soil carbon contribution but reduces old soil carbon contribution to ecosystem respiration in tundra ecosystems, *Global Change Biology*, 25, 1315-1325.
- Kwon, M. J., J. Y. Jung, B. M. Tripathi, M. Gockede, Y. K. Lee, and M. Kim, 2019b: Dynamics of microbial communities and CO₂ and CH₄ fluxes in the tundra ecosystems of the changing Arctic *Journal of Microbiology*, 57, 325-336.
- Kritee, K., D. Nair, D. Zavala-Araiza, J. Proville, J. Rudek, T. K. Adhya, T. Loecke, T. Esteves, S. Balireddygar, O. Dava, K. Ram, S. R. Abhilash, M. Madasamy, R. V. Dokka, D. Anandaraj, D. Athiyaman, M. Reddy, R. Ahuja, and S. P. Hamburg, 2018: High nitrous oxide fluxes from rice indicate the need to manage water for both long- and short-term climate impacts, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115, 9720-9725.
- Quéré, C. L., R. M. Andrew, P. Friedlingstein, S. Sitch, J. Pongratz, A. C. Manning, J. I. Korsbakken, G. P. Peters, J. G. Canadell, R. B. Jackson, T. A. Boden, P. P. Tans, O. D. Andrews, V. K. Arora, D. C. E. Bakker, L. Barbero, M. Becker, R. A. Betts, L. Bopp, F. Chevallier, L. P. Chini, P. Ciais, C. E. Cosca, J. Cross, K. Currie, T. Gasser, I. Harris, J. Hauck, V. Haverd, R. A. Houghton, C. W. Hunt, G. Hurtt, T. Ilyina, A. K. Jain, E. Kato, M. Kautz, R. F. Keeling, K. K. Goldewijk, A. Körtzinger, P. Landschützer, N. Lefèvre, A. Lenton, S. Lienert, I. Lima, D. Lombardozi, N. Metz, F. Millero, P. M. S. Monteiro, D. R. Munro, J. E. M. S. Nabel, S. Nakaoka, Y. Nojiri, X. A. Padin, A. Peregón, B. Pfeil, D. Pierrot, B. Poulter, G. Rehder, J. Reimer, C. Rödenbeck, J. Schwinger, R. Séférian, I. Skjelvan, B. D. Stocker, H. Tian, B. Tilbrook, F. N. Tubiello, I. T. van der Laan-Luijkx, G. R. van der Werf, S. van Heuven, N. Viovy, N. Vuichard, A. P. Walker, A. J. Watson, A. J. Wiltshire, S. Zaehle, and D. Zhu, 2018: Global carbon budget 2017, *Earth System Science Data*, 10, 405-448.
- Lee, S. J., J. S. Yim, Y. M. Son, Y. Son, and R. Kim, 2018: Estimation of forest carbon stocks for national

- greenhouse gas inventory reporting in South Korea, *Forests* 9, 625
- Li, M., C. Peng, M. Wang, W. Xue, K. Zhang, K. Wang, G. Shi, and Q. Zhu, 2017: The carbon flux of global rivers: A re-evaluation of amount and spatial patterns, *Ecological Indicators*, 80, 40-51.
- Lim, S., M. Lee, C. I. Czimeczik, T. Joo, S. Holden, G. Mouteva, G. M. Santos, X. Xu, J. Walker, S. Kim, H. S. Kim, S. Kim, and S. Lee, 2019: Source signatures from combined isotopic analyses of PM_{2.5} carbonaceous and nitrogen aerosols at the peri-urban Taehwa Research Forest, South Korea in summer and fall, *Science of the Total Environment*, 665(10), 1505-1514.
- Maavara, T., R. Lauerwald, P. Regnier, and P. Van Cappellen, 2017: Global perturbation of organic carbon cycling by river damming, *Nature Communications*, 8, 15347.
- Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirokuni, N. Kondo, K. Goto, K. Ishikawa, T. Nakazawa, and T. Ogawa, 2008: Worldwide measurements of atmospheric CO₂ and other trace gas species using commercial airlines. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 25, 1744-1754.
- Matsueda, H., T. Machida, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirokuni, H. Ikeda, N. Kondo, and K. Goto, 2008: Evaluation of atmospheric CO₂ measurements from new flask sampling of JAL airliner observations. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 59, 1-17.
- McGuire, A. D., J. M. Melillo, D. W. Kicklighter, Y. Pan, X. Xiao, J. Helfrich, B. Moore, C. J. Vorosmarty, and A. L. Schloss, 1997: Equilibrium responses of global net primary production and carbon storage to doubled atmospheric carbon dioxide: Sensitivity to changes in vegetation nitrogen concentration, *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 173-189.
- Park, J.-H., O. K. Nayna, M. S. Begum, E. Chea, J. Hartmann, R. G. Keil, S. Kumar, X. Lu, L. Ran, J. E. Richey, V. V. S. Sarma, S. M. Tareq, D. T. Xuan, and R. Yu, 2018: Reviews and syntheses: Anthropogenic perturbations to carbon fluxes in Asian river systems - Concepts, emerging trends, and research challenges, *Biogeosciences*, 15, 3049-3069.
- Peters, W., A. R. Jacobson, C. Sweeney, A. E. Andrews, T. J. Conway, K. Masarie, J. B. Miller, L. M. P. Bruhwiler, G. Pétron, A. I. Hirsch, D. E. J. Worthy, G. R. van der Werf, J. T. Randerson, P. O. Wennberg, M. C. Krol, and P. P. Tans, 2007: An atmospheric perspective on North American carbon dioxide exchange: CarbonTracker. *Proceedings of the National Academy of Science*, U.S.A., 104, 18925-18930.
- Peters, W., M. C. Krol, G. R. van der Werf, S. Houweling, C. D. Jones, J. Hughes, K. Schaefer, K. A. Masarie, A. R. Jacobson, J. B. Miller, C. H. Cho, M. Ramonet, M. Schmidt, L. Ciattaglia, F. Apadula, D. Heltai, F. Meinhardt, A. G. di Sarra, S. Piacentino, D. Sferlazzo, T. Aalto, J. Hatakka, J. Strom, L. Haszpra, H. A. J. Meijer, S. van der Laan, R. E. M. Neubert, A. Jordan, X. Rodo, J.-A. Morgui, A. T. Vermeulen, E. Popa, K. Rozanski, M. Zimnoch, A. C. Manning, M. Leuenberger, C. Uglietti, A. J. Dolman, P. Ciais, M. Heimann, and P. Tans, 2010: Seven years of recent European net terrestrial carbon dioxide exchange constrained by atmospheric observations. *Global Change Biology*, 16, 1317-1337.
- Ryu, Y., J. A. Berry, and D. D. Baldocchi, 2019: What is global photosynthesis? History, uncertainties and opportunities, *Remote Sensing of Environment*, 223, 95-114.
- Raymond, P. A., J. Hartmann, R. Lauerwald, S. Sobek, C. McDonald, M. Hoover, D. Butman, R. Striegl, E. Mayorga, C. Humborg, P. Kortelainen, H. Duerr, M. Meybeck, P. Ciais, and P. Guth, 2013: Global carbon dioxide emissions from inland waters, *Nature*, 503, 355-359.
- Regnier, P., P. Friedlingstein, P. Ciais, F.T. Mackenzie, N. Gruber, I.A. Janssens, G.G. Laruelle, R. Lauerwald, S. Luysaert, A.J. Andersson, S. Arndt, C. Arnosti, A.V. Borges, A.W. Dale, A. Gallego-Sala, Y. Godderis, N. Goossens, J. Hartmann, C. Heinze, T. Ilyina, F. Joos, D.E.

- LaRowe, J. Leifeld, F.J.R. Meysman, G. Munhoven, P.A. Raymond, R. Spahni, P. Suntharalingam, and M. Thullner, 2013: Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean, *Nature Geoscience*, 6, 597-607.
- Rhee, H., J.-A., Kim, J. Gil, M. Lee, et al., 2019: Peroxyacetyl nitrate in relation to Ozone at upwind (Bangnyeong) and downwind (Taehwa) sites of Seoul during the KORUS-AQ, *Elementa*, Submitted.
- Ro, H. M., Y. Ji, and B. Y. Lee, 2018: Interactive effect of soil moisture and temperature regimes on the dynamics of soil organic carbon decomposition in a subarctic tundra soil, *Geosciences Journal*, 22, 121-130.
- Rockström, J., W. Steffen, K. Noone, Å. Persson, F. S. Chapin III, E. F. Lambin, T. M. Lenton, M. Scheffer, C. Folke, H. J. Schellnhuber, B. Nykvist, C. A. de Wit, T. Hughes, S. van der Leeuw, H. Rodhe, S. Sörlin, P. K. Snyder, R. Costanza, U. Svedin, M. Falkenmark, L. Karlberg, R. W. Corell, V. J. Fabry, J. Hansen, B. Walker, D. Liverman, K. Richardson, P. Crutzen, and J. A. Foley, 2009: A safe operating space for humanity. *Nature*, 461, 471-475.
- Ryu, J. S., K. S. Lee, H. W. Chang, and H. S. Shin, 2008: Chemical weathering of carbonates and silicates in the Han River basin, South Korea, *Chemical Geology*, 247, 66-80.
- Ryu, Y., D. D. Baldocchi, H. Kobayashi, C. Van Ingen, J. Li, T. A. Black, J. Beringer, E. Van Gorsel, A. Knohl, B. E. Law, and O. Roupsard, 2011: Integration of MODIS land and atmosphere products with a coupled-process model to estimate gross primary productivity and evapotranspiration from 1-km to global scales, *Global Biogeochemical Cycles*, 25, GB4017.
- Schuur, E. A. G., J. Bockheim, J. G. Canadell, E. Euskirchen, C. B. Field, S. V. Goryachkin, S. Hagemann, P. Kuhry, P. M. Lafleur, and H. Lee, 2008: Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle, *BioScience*, 58, 701-714.
- Schuur, E. A. G. and M. C. Mack, 2018: Ecological response to permafrost thaw and consequences for local and global ecosystem services, *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 49, 279-301.
- Shin, W. J., G. S. Chung, D. Lee, and K. S. Lee, 2011: Dissolved inorganic carbon export from carbonate and silicate catchments estimated from carbonate chemistry and $\delta^{13}\text{CDIC}$, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2551-2560.
- Shin, Y., E. -J. Lee, Y. -J. Jeon, J. Hur, and N. -H. Oh, 2016: Hydrological changes of DOM composition and biodegradability of rivers in temperate monsoon climates, *Journal of Hydrology*, 540, 538-548.
- Shin, W. J., K. S. Lee, Y. Park, D. Lee, and E. J. Yu., 2015: Tracing anthropogenic DIC in urban streams based on isotopic and geochemical tracers, *Environmental Earth Sciences*, 74, 2707-2717.
- Tripathi, B. M., H. M. Kim, J. Y. Jung, S. Nam, H. T. Ju, M. Kim, and Y. K. Lee, 2019: Distinct taxonomic and functional profiles of the microbiome associated with different soil horizons of a moist tussock tundra in Alaska. *Frontiers in Microbiology*, 10.
- Turner P. A., T. J. Griffis, X. Lee, J. M. Baker, R. T. Venterea and J. D. Wood, 2015: Indirect nitrous oxide emissions from streams within the US Corn Belt scale with stream order. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112, 9839-9843.
- Vicente-Vicente, J. L., S. Fuss, C. Song, J. Lee, M. Kim, W. K. Lee, and Y. Son, 2019: A Holistic View of Soils in Delivering Ecosystem Services in Forests: A Case Study in South Korea. *Forests*, 10(6), 487.
- Virtanen, R., L. Oksanen, T. Oksanen, J. Cohen, B. C. Forbes, B. Johansen, J. Kayhko, J. Olofsson, J. Pulliainen, and H. Tommervik, 2016: Where do the treeless tundra areas of northern highlands fit in the global biome system: toward an ecologically natural subdivision of the tundra biome, *Ecology and Evolution*, 6, 143-158.
- Walker, D. A., M. K. Reynolds, F. J. A. Daniels, E. Einarsson,

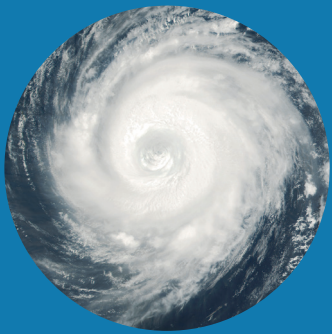
- A. Elvebakk, W. A. Gould, A. E. Katenin, S. S. Kholod, C. J. Markon, E. S. Melnikov, N. G. Moskalenko, S. S. Talbot, B. A. Yurtsev, and The other members of the CAVM Team, 2005: The Circumpolar Arctic Vegetation Map, *Journal of Vegetation Science*, 16, 267-282.
- Ward, N. D., T. S. Bianchi, P. M. Medeiros, M. Seidel, J. E. Richey, R. G. Keil, and H. O. Sawakuchi, 2017: Where carbon goes when water flows: Carbon cycling across the aquatic continuum, *Frontiers in Marine Science*, 4, 7.
- Went, F. W. 1960: Blue hazes in the atmosphere, *Nature*, 187, 641-643.
- Yang, H., D. Jeong, M. Kang, J. Chun, J. H. Lim, and J. Kim. 2019: Interannual variability of gross primary production in Gwangneung deciduous forest: Revisiting thermodynamic paradigm. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*(in preparation).
- Yang, K., Y. Ryu, B. Dechant, J. A. Berry, Y. Hwang, C. Jiang, M. Kang, J. Kim, H. Kim, A. Kornfeld, and X. Yang, 2018: Sun-induced chlorophyll fluorescence is more strongly related to absorbed light than to photosynthesis at half-hourly resolution in a rice paddy, *Remote Sensing of Environment*, 216, 658-673.
- Yoo, S., D. A. Kwak, G. Cui, W. K. Lee, H. Kwak, A. Ito, Y. Son, and S. Jeon, 2013: Estimation of the ecosystem carbon budget in South Korea between 1999 and 2008, *Ecological Research*, 28, 1045-1059.
- Yoon, T. K., H. Jin, M. S. Begum, N. Kang, and J. -H. Park, 2017: CO₂ outgassing from an urbanized river system fueled by wastewater treatment plant effluents, *Environmental Sciences and Technology*, 51, 10459-10467.
- Yoon, T. K., N. J. Noh, H. Chung, A. R. Yang, and Y. Son, 2015: Soil nitrogen transformations and availability in upland pine and bottomland alder forests. *Forests*, 6(9), 2941-2958.
- Zhang, T., J. A. Heginbottom, R. G. Barry, and J. Brown, 2000: Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere, *Polar Geography*. 24, 126-31.



제 6 장

구름과 에어로졸

168	6.1. 서론
168	6.2. 구름
172	6.3. 에어로졸
180	6.4. 구름과 에어로졸의 상호작용
183	6.5. 복사강제력과 유효복사강제력
186	6.6. 강수변화의 과정
188	6.7. 결론
188	6.8. 참고문헌



제 6 장 구름과 에어로졸



6.1. 서론

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 대체로 에어로졸의 광학적, 물리적 성질 관측 연구가 활발히 진행된 반면에, 구름 관측 연구는 미흡했으며, 수치모형을 이용한 에어로졸의 직접적, 간접적 효과 연구나 구름-강수 상호작용 연구도 수행된 바 있으나 아주 활발하지는 못했다.

2014년~2019년에 출판된 구름과 에어로졸 관련 연구를 요약한 이번 보고서에서는 2014년 보고서와 마찬가지로 국내 연구기관 소속의 연구자가 집필한 논문과 국내 혹은 국외 연구기관에 소속된 연구자가 수행한 한반도를 포함하는 동북아 지역의 구름과 에어로졸에 대해 다룬 주요 연구를 요약하였다. 또한 2014년 보고서에서와 마찬가지로 IPCC (2013)에 포함되었던 제 7절 "solar radiation management and related methods"에 해당하는 연구가 거의 전무하여 이 절을 제외하였으나 기상조절 관련 수치모의 연구가 수행된 바 있어 이에 대해서는 구름 모의 부분에서 간략히 언급되었다.

표 6.1. 2014~2019년 동안 구름과 에어로졸 분야에 대해 국내 소속 기관의 저자에 의해 연구되었거나, 국외 소속 기관에 소속된 저자가 동아시아 지역을 대상으로 연구한 논문의 수. 괄호는 국외 소속 기관 저자에 의해 작성된 논문을 의미함.

세부 분야	국외 학술지	국내 학술지	총계
구름	30(4)	6	36
에어로졸	75(10)	1	76
구름과 에어로졸의 상호작용	17(5)	2	19
복사강제력과 유효복사강제력	20(12)	0	20
강수변화의 과정	4(3)	1	5

이번 보고서를 위해 조사된 각 절별 논문을 정리하면 표 6.1과 같다. 괄호 안의 숫자는 국외 연구기관 소속의 연구자가 동북아 지역을 연구대상 지역으로 삼은 논문의 수를 의미한다. 요약하면 구름 관측 연구는 아직도 대부분 해외 관측 캠페인에서 측정된 자료를 기반으로 하는 반면, 구름에 대한 수치모형 연구는 좀 더 신뢰성 높은 구름 수치모의를 위한 구름 수치모형의 개선에 노력을 기울인 것이 주목할 만 하다. 에어로졸 관측 연구는 이번 보고서에서도 가장 활발한 연구가 이루어지는 분야인 것이 확인되었으며, 특히, 국제 공동연구를 통한 연구 수준의 제고가 주목할 만 하다. 수치모형을 이용한 에어로졸 연구도 활발하여, 에어로졸의 물리, 화학적 특성 규명, 황사 발원지에 따른 기여도 산정 등의 연구가 이루어졌다. 구름과 에어로졸의 상호작용 연구는 에어로졸과 몬순 기후 및 강수의 연관성 연구까지 확장되었으며, 복사강제력 연구도 위성관측, 지상원격탐사 관측, 수치모의 등을 조합을 통해 좀 더 정교해지는 양상을 보이고 있다. 반면 강수변화의 과정에 대한 연구는 상대적으로 덜 활발하여 몇몇 수치모의 연구에 그치고 있다.

6.2. 구름

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 의하면 구름에 대한 관측 연구는 매우 제한적이었다. 2008년부터 국립 기상과 학원이 소형 민간 항공기를 이용하여 인공증설(우) 실험과 구름 관측을 수행해 왔으나, 민간 항공기의 상승고도 및 탑재 가능한 장비 제약 등으로 인해 항공기를 사용한 구름 직접 관측이 많이 이루어지지 못했다. 모형을 이용한 연구의 관점에서 볼 때 이 절에서 다루는 구름 모의 연구는 기후변화 연구와 직접적으로 관련된 것이어야 하나 구름이 궁극적으로 가장 중요한 기후변화 인자들 중의 하나이기 때문에 어떤

의미에서는 거의 대부분의 구름 모의 연구가 기후변화와 연관되어 있다고도 할 수 있다. 2014년 보고서에서는 국내 연구기관 소속의 연구자들이 수행한 구름미세물리 모수화 개선을 위한 노력 (Lim and Hong, 2010; 이한아와 엄성수, 2012)과, 지상 구름이라 할 수 있는 안개 수치 모의의 개선을 위한 접합모형 연구(Kim and Yum, 2012; Kim and Yum, 2013)를 언급하였다.

6.2.1. 구름 관측

2014년도 이후의 연구는 국내 항공기 도입 이후 관측자료가 충분하지 않아 모든 구름 직접관측 연구는 외국에서 수행한 항공기 관측자료가 사용되고 있는 실정이다. 구름 레이더의 도입 이후 레이더를 통한 간접관측은 활발히 진행되고 있다. 2017년에 발사된 천리안 2호 위성의 구름 산출물 개발 사업으로 인해 다양한 구름 산출물 개발 연구가 진행 되었다.

구름은 구성 입자의 상(phase)에 따라서 액체상(liquid phase), 혼합상(mixed phase), 얼음상(ice phase) 구름으로 분류한다. Yum et al. (2015)은 구름 위에서 유입된 건조 공기로 인해 발생하는 유입-혼합(entrainment-mixing)과정이 구름의 미세물리 특성에 어떠한 영향을 미치는지 연구하였다.

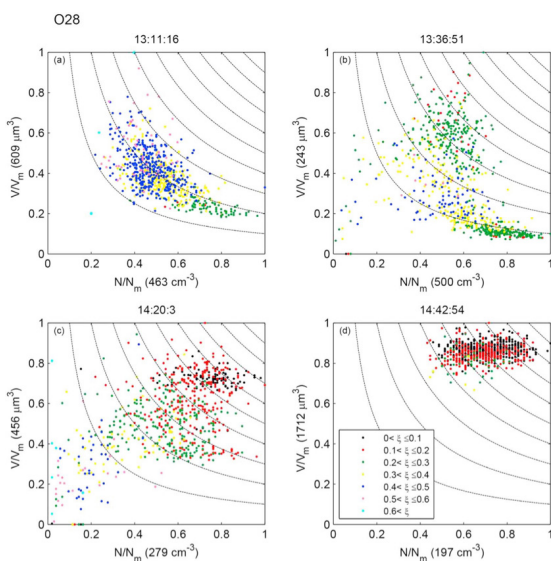


그림 6.1. 2008년 10월 26일과 28일에 관측된 구름에서 주로 나타난 혼합 유형(Yum et al., 2015).

이를 위해 Variability of the American Monsoon Systems Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx) 집중 관측 기간 동안 관측된 해양성 액체상 총적운의 항공기 관측 자료를 이용하였다. 실제 구름의 운정고도 근처에서는 비균질혼합(homogeneous mixing)의 특성을 보였으나 연직 순환 혼합(vertical circulation mixing)에 의해 그 아래 부분에서는 균질혼합(homogeneous mixing)이 우세하게 나타나는 것으로 보였다(그림 6.1).

Yeom et al. (2017)에서는 Routine AAF CLOUD Optical Radiative Observation (RACORO) 항공 관측캠페인에서 관측된 대륙성 총적운을 대상으로 유입-혼합 과정을 연구 하였다. 해양성 총적운과는 다른 환경적 요인들(온도, 습도, 난류의 세기)을 가졌기 때문에 모든 구름 표본에서 균질 혼합의 특성을 더 잘 나타냈으며 관련 지표들(transition length와 Scale number) 또한 균질혼합 과정이 일어날 가능성이 높음을 시사하였다.

Yeom et al. (2019)은 아마존에서 장기간동안 수행된 The Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5) 캠페인에서의 항공관측자료를 이용하여 우기와 건기동안 발달한 얇은 적운(Shallow cumulus)을 대상으로 주변 환경에 따른 구름 미세물리 특성의 차이와 유입-혼합 과정을 연구하였다. 건기에는 에어로졸의 수농도가 더 높고 그 크기가 더 크기 때문에 구름방울(cloud droplet)의 수농도 또한 높았으며 이로 인해 구름방울의 크기는 상대적으로 더 작았다. 계절과 상관없이 모든 구름 표본에서 균질혼합 과정이 우세하게 나타났다. 하지만 건기에는 유입되는 공기의 에어로졸의 크기가 더 크고 연직속도와 난류의 세기가 더 커서 2차 구름 방울 생성(secondary droplet activation)이 더 활발하게 일어나는 것으로 보였다.

Um et al. (2015)은 2006년 호주 다윈에서 실행한 Tropical Warm Pool International Cloud Experiment (TWP-ICE), 2008년 알래스카에서 수행한 Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (ISDAC), 2010년 미국 중부에서 수행한 Small PARTICles In Cirrus (SPARTICUS) 집중관측기간 동안 -87 ~ 0°C 온도 범위에서 Cloud Particle Imager(CPI)로 관측한 고해상도 구름입자를 분석하였다. 육각기둥 형태의 빙정(columnar ice crystal)의 종횡비(aspect ratio)가 온도의 함수이며, 선행 연구들에서 관측된 광범위한 빙정의 종횡

비는 관측기기의 차이와 관측 시 빙정의 방향성에 기인함을 보였고, 빙정의 새로운 통합적인 종횡비를 온도의 함수로 제시하였다. 이는 수치모형에서 새로운 구름입자 성장과정 모수화 가능성을 보여준다. 또한 Um and McFarquhar (2015)는 육각기중 형태의 빙정에 의해 발행하는 무리(halo)의 생성이 빙정의 종횡비와 크기에 의해 결정됨을 보고하였다.

Um et al. (2018)은 2012년 Deep Convective Clouds and Chemistry (DC3) 집중관측 기간 동안 수집된 대륙에서 발생한 깊은 대류 구름 항공관측 자료를 분석하였다. 강한 대류가 야기한 강한 공기의 상승은 약 -39°C 이하에서 균질 결빙(homogeneous freezing)이 빙정 생성의 주된 기작으로 작용케 하여 무수히 많은 frozen droplet이 생성됨이 보였다(그림 6.2.a). 또한 강한 대류는 구름 내부에 강력한 전기장을 형성하였고, 이 전기장의 영향에 따라 frozen droplet들이 서로 부착하여 일렬로 늘어난 독특한 형태의 frozen droplet aggregates가 관측됐다(그림 6.2.b).

Ahn et al. (2017)은 남극해(Southern Ocean)에서 2013-2015년 3년에 걸친 겨울철 낮은 고도 구름 항공기 관측 자료로부터 구름의 미세물리적 특성(예, 구름입자 수농도(cloud droplet concentration), 유효반경(effective radius), 수함량(liquid water content))을 도출하였다. 평균 구름입자 수농도와 유효반경은 각각 $28 \pm 3.0 \text{ cm}^{-3}$, $12.5 \pm 2.9 \mu\text{m}$ 로 이전에 남극해에서 수행한 관측 결과와 비슷했다. 관측된 전체 구름 중 액체상, 혼합상, 얼음상 구름은 각각 61.5, 36.7, 1.8%였으며 액체상 구름 중 49%는 평균 0.733 mm h^{-1} 의 이슬비(drizzle)가 내리는 것을 보고하였다. 또한 이 항공 관측 자료는 위성 관측 자료와 비교 하였다(Ahn et al., 2018).

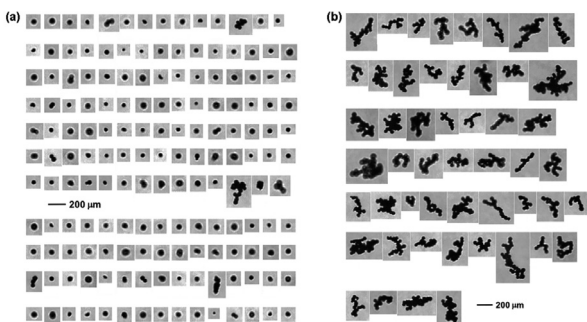


그림 6.2. CPI로 관측한 frozen droplet과 frozen droplet aggregates(Um et al., 2018).

원격탐사를 통한 구름 연구에는 밀리미터 레이더로 불리는 Ka band와 W band 레이더가 사용된다. 국립기상연구원에서는 국내 최초로 Ka-band 구름 레이더를 2013년 4월 보성 국가위험기상집중관측센터에 설치 운영하고 있다. 오수빈 등(2014)은 Ka-band 구름레이더와 천리안 1호 위성 자료와의 비교 분석을 통하여 구름레이더 산출 운정고도가 강수 유무 및 강수 강도에 영향을 받는 것을 보고하였다. Oh et al. (2016)은 기존의 연구를 확장하여 운정고도와 운저고도의 산출 및 보정을 수행하였다. 예보영 등(2015)은 Ka-band 구름레이더 관측변수별 오차변동 분석과 반사도 보정을 통하여 2013년 9월, 10월 구름통계 기초연구를 수행하였다. Oh et al. (2018)은 Ka-band 구름레이더 반사도(Z) 관측 자료와 마이크로파 라디오미터로 산출된 구름의 연직 누적 구름수함량(liquid water path)을 사용하여 구름 수함량 산출 관계식을 도출하였다. 또한 구름레이더반사도와 구름수함량 사이의 관계(Z-LWC)를 계산하였다. Oh et al. (2019)은 기존의 연구를 더욱 확장하여 Ka-band 구름레이더 관측 자료를 활용하여 레이더 반사도-강우율(Z-R) 관계식과 감쇠(attenuation)-강우율(A-R) 관계식을 도출하고 이를 통해 반사도-강우율 산출 알고리즘을 개발하였다.

위성에서 구름의 원격 탐사는 투과력이 좋은 마이크로파를 비롯한 다양한 파장대의 관측이 사용된다. Kim Y. et al. (2014a)은 Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation 위성에 탑재된 Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization 라이다 자료와 지상 라이다 관측 자료를 비교 분석하여 권운의 운정고도, 운저고도, 구름 광학두께를 산출하였다. 권태영 등(2015)은 정지궤도 위성 관측 자료를 사용하여 2014년 2월 4-6일에 영동지역에 발생한 대설과 휘도온도 $-15 \sim -20^{\circ}\text{C}$ 의 낮은 층운형 구름이 밀접하게 관련되어 있음을 보였다.

위성을 사용한 구름 원격탐사를 위해 다양한 탐지 알고리즘이 개발되었다. Seaman et al. (2017)과 Noh Y.-J. et al. (2017)은 가시광선과 적외선 파장을 사용하여 운저 고도를 산출하는 알고리즘을 개발하였다. Noh and Miller (2018)는 단파(shortwave)와 열적적외(thermal infrared) 방법을 사용하는 위성 관측으로부터 혼합상 구름을 탐지하는 방법을 개발하였다. 이를 Himawari-8 위성에 탑재된 Advanced Himawari Imager (AHI) 관측 자료에 적용하여 탐지하기

힘든 남극해의 혼합상 구름을 탐지하였다. 이 혼합상 구름의 운정 부분은 자주 과냉각물방울로 구성되어 있음을 보고했다 (Noh et al., 2019).

Yoo et al. (2018)과 Yang et al. (2019)은 천리안 위성과 중국 FY-2D (FengYun) 위성 자료를 사용하여 한반도에서 일출 이전 발생하는 낮은 층운과 안개를 탐지하는 알고리즘을 개발하였다. Kim S.-H. et al. (2019)은 한반도 야간 안개 탐지 방법을 개발하여 Himawari-8 AHI 관측 자료에 적용하였다.

지상에서 구름 운량 관측은 어안카메라(fish-eye camera)를 사용하여 수행되었다. 김부요 등(2015)은 Skyviewer 영상 자료를 이용한 전운량 산출 알고리즘을 개발하였고, Kim et al. (2016)은 이를 강원지방기상청의 목측 전운량 자료와 비교를 통해 0.93의 높은 상관관계를 보고하였다.

2014년 이후 구름의 관측 분야 연구는 양적으로 증가했으며, 특히 단일 관측 자료가 아닌 복수의 관측 자료를 통합하여 비교검증을 하는 연구가 증가했다. 최근 구름레이더, 기상항공기, 천리안 2호 위성 등 구름 관측 가능 기기의 증가에 따른 구름의 입체관측 연구의 확대가 기대된다. 특히 2017년 11월에 기상항공기가 도입됨에 따라 향후 체계적인 구름 관측이 기대된다(차주완 등, 2018, 2019).

6.2.2. 수치 모형을 통한 구름 모의

2014년 보고서 이후에 출판된 국내 연구기관의 구름 모의 연구는 주로 구름분해모형(cloud resolving model)의 계산 과정 개선을 통한 구름 모의의 신뢰도 향상에 대한 것이 주를 이루었다고 할 수 있다. 김아현 등(2018)은 단순한 κ -Kohler method (즉 흡습성 지수 κ 만을 이용하는)와 Osmotic coefficient method (다양한 에어로졸의 물리적, 화학적 정보를 필요로 하는)가 구름입자 활성화 과정을 계산하는데 차이가 없음을 확인하였는데, κ 에 대한 정보가 훨씬 더 쉽게 얻을 수 있다는 점을 감안하면 이는 κ -Kohler method의 효용성을 잘 나타내주는 결과라 할 수 있다. Lee and Baik (2016)은 난류에 의한 충돌효율의 강화를 고려한 bin microphysics scheme을 장착한 WRF 모형으로 한반도 중부 지역 강한 강수 사례를 모의하여 난류에 의한 충돌효율 강화 효과가 모의 결과의 개선에 중요한 역할을 하고 있음을

보였다, Lee H. et al. (2018)도 WRF-LES 모형을 이용하여 난류에 의한 충돌효율 강화 효과가 규모가 작은 적운의 복사적 성질을 결정하는데 영향을 줄 수 있음을 연구하였다. 이와는 별개로 Lee et al. (2018)은 강원도 동해안 지역에서 발생하는 강한 강설 사례에 있어서는 상대적으로 따뜻한 동해 표면에서의 열 수송이 강설 구름대를 강화하는데 매우 큰 역할을 할 수 있다는 것을 수치 모의 실험을 통해 밝혀 내었다.

구름미세물리과정 모수화 개선에 기여하는 연구도 진행되었는데 Lee and Baik (2017)은 stochastic collection equation (SCE)의 해석 해를 이용하여 구름방울의 자기전환(autoconversion) 과정을 모수화하는 방안을 제안하였고 다른 모수화 방안 보다 bin microphysics scheme을 이용한 결과에 더 가까운 결과를 보인다는 것을 증명하였다. Jin et al. (2019)는 더 나아가 SCE를 이용하여 물방울과 얼음입자의 결착(accretion)과정에 대한 모수화 방안을 제안하였고, 기존의 모수화 방안에 비해, 모수화를 하지 않고 직접 계산한 결과와 더 가까운 결과를 얻을 수 있음을 나타내었다. 한편 Lee and Baik (2018)은 실제 사례에 대한 수치모의를 통해 Bin microphysics scheme이 Bulk microphysics schemes 보다 현실에 더 가까운 구름 모의를 할 수 있음을 확인하였다.

구름방울의 성장 경로를 추적할 수 있는 Lagrangian Cloud Model (LCM)은 신속성과 정확성을 겸비한 구름 모델로 인식되어 최근 들어 많은 주목을 받고 있다. Hoffmann et al. (2015)은 LCM을 이용하여 온난운의 경우, 상승류 구역의 구름 밑면으로 유입되는 에어로졸과, 난류 혼합에 의해 구름 측면에서 유입되는 에어로졸이 구름입자로 활성화(activation)되는 것의 영향을 정량적으로 분석하여, 구름 방울 생성에 주된 영향을 주는 것은 구름 밑면에서 유입되는 에어로졸이지만 측면 유입 에어로졸의 2차 활성화(secondary activation)도 영향이 클 수 있음을 발표하였다. Hoffmann et al. (2017)에서는 난류에 의한 충돌효율 증가와 구름방울 크기분포의 퍼짐(broadening)이 강수 입자 형성에 주는 영향을 분석하였다. 난류에 의한 충돌효율 증가가 효과적일 때는 구름방울 크기분포의 퍼짐 정도에 상관없이 빗방울이 생성되었지만 난류가 약한 환경에서는 구름방울 크기분포 퍼짐이 클 때 빗방울로 성장 하기에 유리하다는 것을 보였다. Noh et al. (2018)는 이전

연구들이 제시한 구름방울 자기전환과 결착 모수화 방안을 Lagrangian Cloud Model (LCM) 결과와 비교하였다. 난류 소산율(eddy dissipation rate), 구름방울 크기분포의 분산(dispersion of drop size distribution), 평균화 시간(aging time)이 모수화 상수에 영향을 준다는 결과를 얻었고, 이를 활용한 새로운 모수화 방법을 제안하였다.

구름씨 뿌리기를 통한 강수증대 수치 모의 실험 결과도 발표된 바 있는데 구름씨 물질인 AgI에 의한 얼음핵화과정(ice nucleation process)을 모수화하는 모듈을 개발하여 WRF 모형에 적용하여 겨울철 강원도 산악 지형에서의 구름씨 뿌리기 실험을 재현해 보았으며(Kim C. K. et al., 2016), 항공기를 이용한 구름씨 뿌리기 실험도 재현해 보았다(Chae et al., 2018).

6.3. 에어로졸

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 다양한 에어로졸 관측 연구 결과가 보고되었다. 2008년 8~9월 제주 고산에서의 ABC Plume-Asian Monsoon Experiment (CAMPEX) 기간 동안의 오염 사례는 청정 사례에 비해 11.8배 정도의 높은 산란 계수 값을 보였음을 보고하였으며, 2008년부터 2010년까지 2년 동안의 상시 관측 분석을 통해 여름철을 제외한 계절에서 중국에서 수송되는 오염원의 지속적인 영향으로 유사한 값을 나타내고, 여름철은 잦은 강수와 해양성 공기괴의 영향으로 다른 계절에 비해 현저히 낮은 값을 보였다.

에어로졸 광흡수 효과는 에어로졸의 화학 조성에 따라 다양한 변화를 보이며, 특히 검댕과 같은 탄소 계열 에어로졸의 특징과 밀접하게 관련되어 있다. 제주 고산에서의 청정 사례와 오염 사례의 비교 연구들에서는 여러 성분 중 주로 검댕입자의 광흡수 효과를 수집 관측(in-situ)과 원격 관측을 통해 정량적으로 채집하고, 그에 따른 대기의 가열 효과 등을 분석하였다.

에어로졸의 물리적 특성에 대한 연구에서는 몇몇 국내 연구기관에서 수행한 한반도와 그 주변 해역에서의 에어로졸 분포와 구름응결핵(cloud condensation nuclei, CCN) 수농도 관측 결과를 정리하였다. 중요한 특징은 바다 위에서의 에어로졸 수농도가 5000 cm⁻³ 대로서 깨끗한 해양환경에서의

관측 값에 비해 10~20배에 이르는 높은 값을 보인다는 것이었다. 이는 중국, 한국, 일본 등 밀집된 산업화 지역의 영향이 동북아시아의 바다에 팽배해 있음을 나타내며, 이러한 높은 에어로졸 수농도는, 자연스럽게 높은 구름응결핵 수농도로 이어져, 이 지역에서 생성되는 구름의 미세물리적, 역학적, 복사적 성질에 지대한 영향을 미치고 있을 것임을 잘 알 수 있었다.

에어로졸 복사 관측 연구에서는 선포토크 관측을 통해 에어로졸의 유형을 광학적으로 구분하고, 고농도 수송 사례에서의 광학 특성과 복사 특성을 분석하였으며, 스카이 라디오미터의 산출 알고리즘을 개발/개선하는 연구가 주를 이루었다. 그리고 라이다 관측 분야에서는 주로 외부로부터 유입되는 수송 사례에서의 특징들을 선형 입자 탈분극 비율, 탄성 채널 두 파장의 신호 비율(Color Ratio), 입자 편광도, 석영 농도 등의 라이다 관측 특성을 활용하여 구분하고 특징 짓는 연구가 주로 보고되었다.

IPCC (2013)에서는 많은 모델들과 자료를 이용, 에어로졸의 분포 및 기후에 미치는 영향에 대한 분석을 전구 범위에서 시도하였으나 한반도에 국한된 연구는 현재까지 제한적이었다. 한반도에서의 에어로졸 특성 연구는 주로 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) 지역 규모 모델이나 GEOS-Chem 전구 규모 화학 수송 모델(Chemical Transport Model, CTM)이 사용되어 오고 있으며 바람장, 와도와 같은 기상장의 변화에 따라 에어로졸의 농도 및 장거리 수송 특성 변화를 분석하여 왔다. 황사의 경우 국내에서는 Asian Dust Aerosol Model (ADAM)이 오래도록 사용되어 오면서 많은 분석 및 예보 업무를 수행하였으며 관측 자료와의 검증 및 자료 동화 방법을 적용하여 그 품질을 높여오고 있다.

6.3.1. 에어로졸 관측

6.3.1.1. 에어로졸 산란효과

제주 고산에서의 관측 자료 분석은 2014년 보고서 이후에도 지속적으로 이루어져 왔다. 기존 연구보다 더 장기간에 해당하는 2008년 전체 기간 제주 고산 기후관측소에서 에어로졸 산란 계수 관측을 분석한 결과, 3~4월에 126.1

$\pm 101.9 \text{ Mm}^{-1}$ 로 최대값을 보였다. 이는 사막에서 발생한 황사와 중국 내륙에서 발생한 오염된 에어로졸의 영향으로, 상대적으로 5, 6 월에는 $80\sim 90 \text{ Mm}^{-1}$ 로 낮은 에어로졸 산란 계수를 보였고 이는 기존의 관측 결과의 경향과 일치하였다 (Kim Y. et al., 2014b).

제주 고산 이외의 다양한 지역에서도 에어로졸 관측이 본격적으로 시작되었다. 2009년 3~4월 서해 덕적도에서의 $\text{PM}_{2.5}$ 관측으로부터 에어로졸 산란 계수를 분석한 결과, 깨끗한 날의 경우 평균 49 Mm^{-1} 를 보였으나, 중국북부에서부터 영향이 있을 때에는 212 Mm^{-1} , 중국 동부에서부터 영향이 있을 때에는 263 Mm^{-1} 로 크게 증가하였다(Jung et al., 2015). 또한, 서울 지역에서 2011년 3월부터 2012년 2월까지 $\text{PM}_{2.5}$ 관측을 수행하였고, 에어로졸 산란 계수는 연평균 132.2 Mm^{-1} 을 보였다(Park S.-M. et al., 2018). 특히 서울에서의 에어로졸 산란 계수는 오전 교통이 많은 시간대와 겨울철에 에어로졸 농도가 높아지는 경향과 높은 상관관계를 보였으며, 화학 성분 별 소산 계수로의 기여도는 유기물(Organic matter; OM)과 탄소 원소(elemental carbon; EC)로부터 40%, 질산염(nitrate)과 황산염(sulfate)로부터 50%로 파악되었다.

6.3.1.2. 에어로졸 광흡수 효과

에어로졸의 산란 효과 연구와 마찬가지로, 제주 고산에서의 관측 자료 분석은 2014년 보고서 이후에도 지속적으로 이루어져 왔다. 2008년 제주 고산 기후관측소에서 관측된 월별 에어로졸 광흡수 계수는 겨울철 평균 $9.5\pm 8.7 \text{ Mm}^{-1}$ 로 다른 계절에 비해 높은 값을 보였는데, 이는 겨울철 난방으로 인한 배출이 영향을 미친 것으로 보고되었다(Kim Y. et al., 2014b). Lim et al. (2014) 역시 2008년 제주 고산에서의 에어로졸의 광흡수 효과를 성분 별로 분석하였는데, 370 nm에서의 광흡수 효과는 주로 유기 검댕(Organic Carbon; OC)이 지배적이었고, 880 nm에서의 광흡수 효과는 주로 황산염 입자로부터 발생하였다. 황산염 겉에 검댕 입자가 달라붙은 화학 조성의 경우 장파의 가시광에서 광흡수가 발생하였다. 2009년 3~4월 서해 덕적도에서 관측된 에어로졸 광흡수 계수는, 깨끗한 날의 경우 평균 6.1 Mm^{-1} 를

보였으나, 중국 북부에서부터 영향이 있을 때에는 17 Mm^{-1} , 중국 동부쪽에서부터 영향이 있을 때에는 22 Mm^{-1} 로 에어로졸 산란 계수와 함께 증가하였다. 단일 산란 반사도(SSA)는 청정 대기 상태일 때의 0.88 보다 중국에서 영향이 있을 때 0.92-0.93으로 다소 광흡수 효과가 줄어들었다. 이는 중국 내륙에서의 0.8보다는 전반적으로 낮은 광흡수 효과를 보였는데, 장거리 수송이 되어오면서 2차 에어로졸의 생성과 같은 과정을 거치며 광학 특성이 변형된 것으로 추정하였다. 유기입자중 광흡수 특성이 있는 입자를 “Brown Carbon(BrC)” 이라고 부르며, 최근 한국에서도 BrC 특성에 대한 관측 연구가 활발히 이루어지고 있다. BrC는 자외선부터 적외선까지 모든 파장에 걸쳐 광흡수 특성을 가지는 검댕(black carbon)에 비해, 유기 입자의 광흡수는 자외선 영역에서 검댕보다 더 높은 특성을 가지고 있음을 관측을 통해 증명하였다(Mok et al., 2016). Kim H. et al. (2016)은 서울 지역에서의 2012년 10월부터 2013년 9월까지 일 년 동안의 에어로졸 관측에서 수용성/비수용성 유기 입자의 광흡수 특성을 분석했으며, 물과 메탄올 추출물의 광흡수 특성이 서울에서의 BrC를 추정하는데 중요한 추정 물질이 됨을 증명하였다. 여름철에는 광화학 반응을 통한 2차 유기물질의 발생이, 겨울철에는 장거리 수송을 거치면서 산화된 물질이 BrC의 주요 공급자가 됨을 확인하였다. 바이오매스 연소 역시 연중 지속적으로 주요 공급자 역할을 하였다고 보고하였다. Mok et al. (2018)은 서울 지역에서의 자외선부터 적외선까지의 파장별 에어로졸 광흡수 특성을 정량적으로 관측 및 산출하였다. 자외선 영역에서의 에어로졸 광흡수 특성을 산정하는데 있어 중요한 요소인 미량 기체들의 흡수를 Pandora 관측을 통해 반영해 주었다. 해당 파장별 에어로졸 광흡수 특성은 향후 한국의 정지궤도 환경위성을 비롯한 전 세계 여러 차세대 환경위성에서의 대기 오염 및 에어로졸 관측에 있어 중요한 근거 자료가 된다.

6.3.1.3. 에어로졸 총 수농도, 크기분포 및 구름응결핵 수농도

2014년 보고서 이후에도 에어로졸 관측 연구가 비교적 활발히 이루어졌다. Park M. et al. (2015)은 서울에서 장기간(2004~2012년) 측정된 에어로졸 분포 자료를 CycloStationary

Empirical Orthogonal Function (CSEOF) 기법으로 분석하여 에어로졸 생성현상(New Particle Formation, NPF)이 총 관측일의 12%에서 발생하였음을 객관적으로 제시하였다. 박민수 등(2016)은 2014년과 2015년에 수행한 선박 관측을 통해 서해상의 에어로졸 수농도와 구름응결핵 수농도를 파악하였으며, 2014년 보고서에서 제시한 것과 마찬가지로 서해상의 에어로졸 수농도가 깨끗한 해양 환경에서의 관측 값에 비해 10-20배에 이르는 높은 값을 보이는 것을 확인하였다. Park M. et al. (2018)은 2017년에 더욱 다양한 장비를 장착한 선박 관측을 통해 서해상의 에어로졸 분포에 대한 분석을 수행하였으며 안개, 강수 등의 기상현상에 따라 에어로졸 분포가 달라짐을 보임과 동시에 Positive Matrix Factorization (PMF) 방법을 이용하여 제한된 에어로졸 정보를 활용하여 CCN closure를 수행할 수 있음을 제시하였다.

2016년 봄에 이루어진 미국 NASA와 한국 국립환경과학원이 공동 주관한 국제 에어로졸 관측 프로그램 KORUS-AQ 캠페인(KORUS-AQ RSSR, 2017)에서는 지상, 항공기, 선박을 이용한 다양한 에어로졸 관측이 수행되었으며 이로부터 한반도와 그 주변의 에어로졸 특성을 파악하는 포괄적인 연구가 진행되었다. KORUS-AQ 캠페인을 수행하기 위한 사전 실습의 의미로 그보다 1년 전인 2015년 봄에 진행된 MAPS-Seoul 캠페인과 본 캠페인에서 측정된 서울의 공원 지역 에어로졸 총수농도는 $\sim 11000 \text{ cm}^{-3}$ 로서(Kim N. et al., 2017, 2018) 도심에 위치한 연세대학교 캠퍼스에서 장기간 관측한 값($\sim 18000 \text{ cm}^{-3}$; Kim J. H. et al., 2014)에 비하여 상당히 낮았다. MAPS-Seoul, KORUS-AQ 캠페인 기간에 측정된 서울의 흡습성 지수 κ 는 0.11~0.27로서 상당히 낮은 것을 알 수 있었다.

이제까지 세계 여러 지역에서 장기간 관측된 에어로졸 분포와 구름응결핵 수농도 자료를 집대성한 논문도 발표되었는데(Schmale et al., 2017, 2018), 대부분의 연구가 유럽과 동북아시아, 미국에 집중되어 있어 전 지구를 대표하기는 어려우나, 이 정도의 넓은 지역을 대표하는 에어로졸 정보를 체계적으로 정리한 최초의 연구로서 그 의미가 크다고 할 수 있으며 향후 기후모형 연구 등에 활발히 이용될 것으로 기대한다. 그림 6.3은 장기관측이 이루어진 위치와 0.2% 과포화도에서의 CCN 수농도를 나타낸 것이다. 서울의 평균 값이 타 지역의 값들에 비해 월등히 높은 것을 알 수 있다.

그림 6.4은 CCN 수농도와 에어로졸의 기하평균 직경, 0.2% 과포화도에서의 임계직경의 계절적 변화를 보이는 것으로 지역에 따라 매우 다른 양상을 보이는 것을 잘 알 수 있다.

그 중요성에도 불구하고 열악한 관측 환경 때문에 극 지역의 에어로졸 관측은 매우 드물게 이루어지고 있다. 그런 의미에서 최근에 국내 연구기관이 주도하여 수행한 극 지역의 에어로졸 분포, CCN, 에어로졸 생성현상에 대한 연구 결과를 여러 편의 논문으로 발표한 것은 주목할 만하다. Kim J. et al. (2017)은 남극세종기지에서 장기간 관측한 에어로졸과 구름응결핵 수농도의 계절변화를 보였다. 1% 과포화도에서의 CCN 수농도가 171 cm^{-3} 로서 전형적인 깨끗한 해양 환경에서의 값을 보였으나, 에어로졸 흡습성지수 κ 는 의외로 낮은 0.15로 추정하였다. Kim J. et al. (2019)은 남극세종기지에서 NPF가 여름에 가장 빈번히 일어나며, 이로 인해 에어로졸 수농도가 8300 cm^{-3} 까지 상승할 수 있음을 나타내었다. 한편 Jang et al. (2019)은 남극세종기지의 NPF가 전구기체인 DMS 생성에 관여하는 플랑크톤의 양과 연관이 있음을 제시하였다. 북극 Zeppelin 관측소에서 장기간 관측한 CCN 수농도 자료도 발표되었는데(Jung et al., 2018) 1% 과포화도에서의 CCN 수농도가 83 cm^{-3} 이고 κ 가 0.46으로 추정되어 남극세종기지와 대조를 이루었다.

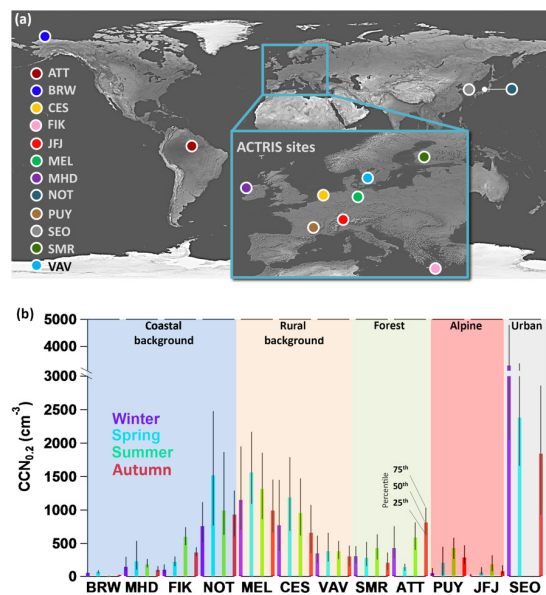


그림 6.3. (a) 에어로졸 크기분포, CCN 장기 관측 지점을 나타내는 지도와 (b) 계절 평균 0.2% 과포화도에서의 CCN 수농도의 중간값과 interquartile ranges. (Schmale et al., 2018).

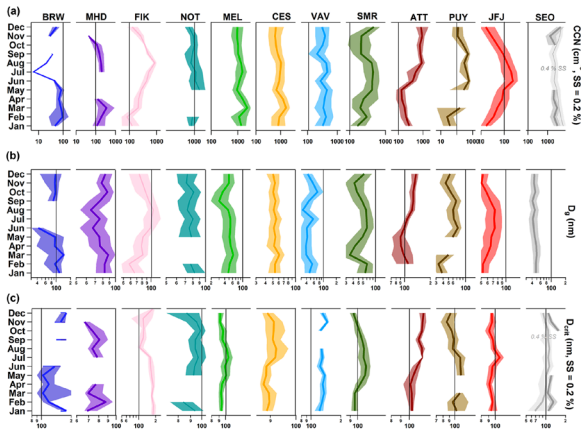


그림 6.4. 중간값과 interquartile range의 계절변화: (a) 0.2% 과포화도 CCN 수농도 (b) 에어로졸의 기하평균직경 (Dg) (c) 0.2% 과포화도에서의 임계직경 (Dcrit). (Schmale et al., 2018).

6.3.1.4. 지상 원격 탐사 관측

에어로졸의 지상 원격탐사 관측은 태양광을 이용하여 전체 층을 관측하는 선포토미터 관측과 레이저를 이용하여 고도별 분포를 관측하는 라이다 관측으로 구분할 수 있다. 선포토미터 관측은 주로 AERONET과 스카이라디오미터로 이루어지며, 라이다는 최근 한반도 에어로졸 라이다 관측 네트워크 (<http://www.kalion.kr/>)가 운영되고 있다.

6.3.1.4.1. 선포토미터 관측

기존 선포토미터 관측은 에어로졸의 유형을 광학적으로 구분하고, 고농도 수송 사례에서의 광학 특성과 복사 특성을 분석하였으며, 스카이라디오미터의 산출 알고리즘을 개발/개선하는 연구가 주를 이루었다.

미국 NASA와의 협력으로 2012년 3~5월 한국에서 DRAGON-Asia 캠페인, 2015년 5~6월 MAPS 캠페인, 2016년 5~6월 KORUS-AQ 캠페인 기간 동안 수 십대의 AERONET 선포토미터를 한반도에 고루 설치하여 에어로졸의 광학 특성의 관측을 집중적으로 수행하였다(Holben et al., 2018). Seo et al. (2015)은 AERONET 선포토미터의 에어로졸

광학 깊이와 유효 반지름, 행성 경계층 고도와 상대 습도를 이용하여 지상 미세먼지 (PM₁₀) 농도를 통계 기법으로 추정하였다. 또한 Choi and Ghim (2016)은 AERONET 관측으로부터 미세 모드의 광흡수와 산란 별 농도를 추정하였다.

Lee S. et al. (2018)은 AERONET 선포토미터에서 관측된 여러 광학 특성 자료를 활용하여 한국에서의 에어로졸 유형을 5가지의 유형 구분 방법으로 구분하였다. 서울의 풍하층에 해당하는 용인에서 가장 큰 광흡수 특성의 유형들이 관측되었고, 광흡수가 작고 크기가 작은 유형은 제주 고산에서 관측되었다. 입자의 크기가 복합적인 유형은 서울에서 관측되었고, 안면도에서는 상대적으로 큰 입자가 주로 관측되었다. 역궤적 모형과 결합된 분석에서는 동중국에서 안면도로 오염물질이 넘어올 때 서해를 거치면서 큰 입자가 주로 관측되었고, 공기과가 한반도에 주로 머물러 있을 때에는 상대적으로 광흡수가 큰 입자가 주로 관측되었다.

Cho et al. (2019)은 AERONET 관측으로부터 BC와 BrC의 에어로졸 광학 깊이와 광흡수 에어로졸 광학 깊이를 동아시아에 대해 산정하였다. 탄소계열 에어로졸의 광흡수 계수에 BC와 BrC는 각각 88,12%의 비율을 차지하였고, 탄소계열의 광흡수 에어로졸 광학 깊이에서 BrC의 비율은 청정 지역보다 도심 지역에서 더 높게 나타났다.

Shin et al. (2019)은 AERONET 관측 자료에서 선형 비편 광률과 단일 산란 반사도를 이용하여 7가지의 에어로졸 유형을 구분하였고, 황사 입자 중에서 오염된 입자에 대한 특성을 고려하였다. Koo et al. (2016a)은 스카이라디오미터 관측으로부터 에어로졸의 옹스트롬 지수와 단일 산란 반사도의 파장 의존성을 분석하였다. 장파의 옹스트롬 지수가 단파의 옹스트롬 지수 보다 작을 경우 크기가 큰 황사 입자의 영향이, 반대일 경우 미세 입자의 영향이 크게 나타나는 것을 확인하였고 향후 에어로졸 유형 구분에 유용하게 사용할 수 있음을 보였다. Yoon et al. (2016)은 전국 AERONET 관측 자료를 1993년부터 2013년까지 20년의 경향을 분석하였는데, 동아시아는 해당 기간 동안 평균 에어로졸 광학 깊이가 $+2.248 \times 10^{-3} \text{ yr}^{-1}$ 증가하였고, 이는 전 세계 타 지역에 비해 가장 높은 증가에 해당하였다.

6.3.1.4.2. 라이다 관측

Noh Y. et al. (2016)은 황사 입자 중 석영 입자를 광주과학 기술원 라만 탄성 라이다로 관측함으로써 황사 입자의 후방 산란계수와 질량 농도 고도 분포를 산출하는 알고리즘을 개발하였다. 2010년 3월 황사 수송 사례에서 황사 농도의 고도 분포 중 최대값은 0.48-3.84 km 사이에서 관측되었다. 해당 방법은 오염된 황사 유형 중에서 순수한 황사의 비율을 라이다 관측을 통해 처음으로 추정하였다. Noh Y. M. et al. (2017)은 2011년 아프리카에서 발생한 Nabro 화산의 폭발로 인한 에어로졸이 장거리 수송되어 광주과학기술원 라이다에서 관측된 결과를 발표하였다. 해당 화산재는 15-17 km 고도로 수송되어 왔으며, 6개월 정도 지속적으로 관측되었다. 화산으로 인한 성층권으로의 에어로졸 유입은 일반적인 대류권 에어로졸보다 더 장기간으로 존재함을 관측을 통해 보였다. Noh Y. et al. (2017)은 AERONET 선포토크에서 관측된 870 nm, 1020 nm 비편광률이 532 nm 라이다에서 관측된 비편광률과 높은 상관관계를 보임을 확인하였다. 이를 통해 AERONET 선포토크에서도 비편광률을 라이다에서처럼 순수 황사 입자의 비율을 정량화 하는데 활용할 수 있는 가능성을 확인하였다. Shin et al. (2018)은 라이다와 AERONET에서 관측된 비편광률과 라이다 비율을 이용하여 황사 발원지별 에어로졸 광학 특성을 비교하여 기존 연구 결과를 확장하였다.

6.3.1.5. 위성 원격 탐사 관측

주로 MODIS와 같은 저지구궤도 위성 관측을 통해서 1990년대 후반, 2000년대 초반부터 에어로졸 위성 원격 탐사 전구 관측이 시작되었고, 2010년부터는 천리안 위성을 활용한 정지구궤도 위성 관측이 동아시아에서 수행되었다.

Yoon et al. (2014)은 저지구궤도 위성 관측으로부터 산출된 에어로졸 광학 깊이의 전구 변화 경향을 1998년부터 2010년까지 분석하였는데, 한국과 일본의 경우 위성에 따라 연간 1-4%의 증가를 보였으며, 이는 중국(3-6%) 이나 동남아시아(2-5%)의 증가폭보다는 낮지만 유럽이나 미국의 감소경향과는 큰 차이를 보였다. Nam et al. (2018)은

2004년부터 2014년까지 10년간 동아시아에서의 MODIS 에어로졸 광학 깊이와 옹스트롬 지수의 변화를 추정하였다(그림 6.5). 중국 동부 지역에서는 연간 0.007 yr⁻¹ (1%)의 에어로졸 광학 깊이 증가, 0.011 yr⁻¹의 옹스트롬 지수 증가를 통해 에어로졸 양도 늘어나고 입자도 작아짐을 확인하였다. 반면, 한반도에서는 에어로졸 광학 깊이와 옹스트롬 지수 모두 뚜렷한 증감 추세를 보이지 않았다. 두 연구를 통해 한반도에서의 에어로졸 광학 깊이(Aerosol Optical Depth, AOD)는 2000년대 중반까지 증가하다가 그 이후로 뚜렷한 증감 추세를 보이지 않는 것으로 파악된다.

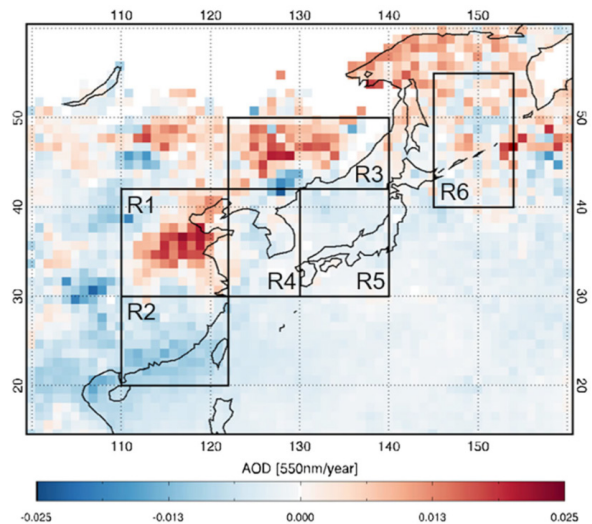


그림 6.5. 동아시아 MODIS AOD 연간 변화(2004-2014; Nam et al., 2018).

Kim M. H. et al. (2018)은 저지구궤도 위성 라이다 센서인 CALIOP 관측으로부터 에어로졸의 유형을 구분하는 알고리즘을 개선하였다. 성층권 에어로졸의 유형을 도입, 극지방에서의 에어로졸 유형 고려 등이 반영되었으며, 그 결과 에어로졸 광학 깊이 정확도 역시 개선되었다.

Lennartson et al. (2018)은 한국에서의 에어로졸 광학 깊이 일변화 특성을 지상 AERONET 선포토크 관측, 천리안 위성에 탑재된 정지구궤도 해양 위성 센서인 GOCI의 한 시간 간격 관측, WRF-Chem 모델 계산 결과를 이용하여 에어로졸 광학 깊이의 일변화 특성을 분석하였다. 에어로졸 광학 깊이는 오전 8~10시와 오후 2시에 높은 값을 보이는 패턴을 보였다. Lee et al. (2019)은 GOCI 한 시간 간격 관측과 역궤적 모델을 활용하여 2016년 KORUS-AQ 캠페인 기간의

에어로졸 장거리 수송을 정량적으로 분석하였다. 기존의 저지구궤도 위성은 서해나 동해상에서 관측의 기하학적 원인으로 밝은 해수면으로 인해 (sun glint) 에어로졸 관측이 불가능한 픽셀이 많았다. 그 결과 중국에서부터 한국으로 수송되어오는 에어로졸이 공간적으로 연속적으로 관측되기가 어려웠다. 반면 정지구궤도위성은 한반도 근처에서 해당 영향을 덜 받기 때문에 시공간적으로 보다 연속적인 관측이 가능함이 확인되었다(Choi M. et al., 2019).

6.3.2. 모형을 통한 에어로졸 모의

최근 들어 한반도에서 미세먼지에 대한 문제의 심각성이 더욱 크게 대두됨에 따라 대기 오염물의 배출량이 지역 미세먼지 농도에 미치는 영향에 대한 연구들이 지역규모 화학 수송모형을 통해 진단되고 있다. 2014년 기후변화 보고서가 발간된 직후 Park and Kim (2014)는 대기 화학 수송 모델이 한반도 및 동아시아 에어로졸에 대한 이해에 기여해온 바를 정리하고 향후 모형을 통한 에어로졸의 모의 연구의 질적, 양적 향상을 위해 나아가야 할 방향을 제시하였다. 특히 모델의 경우 에어로졸의 구성 성분을 정확하게 파악하는데 한계가 있다는 점을 향후 극복해야 할 중요한 과제로 제시하였다. 이후 최근 5년간 여러 모델 연구들이 한반도 대기 에어로졸의 특성을 이해할 수 있는 정보를 제공해 왔으며 그 내용은 아래와 같이 세부 영역으로 요약될 수 있다.

6.3.2.1. 에어로졸의 배출원: 국외 및 국내 기여도

기본적으로 여러 대기 화학 수송 모델을 이용하여 한반도에 영향을 끼치는 에어로졸이 어디에서 배출되어 오는 지에 대한 연구가 다수 진행되어 왔다. 특히 한국에서 현재 가장 논란이 되고 있는 부분은 국내 대기 중 에어로졸이 주로 국내에서 배출되는 것인지 아니면 국외에서 수송되어 유입되는 것인지에 대한 부분이다. 이와 관련된 연구들에 모델링 분석이 여러 결과들을 제시하고 있어 이 결과들을 종합적으로 검토할 필요가 존재한다.

우선 지역 규모 모델 결과로서, Kim B.-U. et al. (2016)은

2014년 2월 사례 분석을 CMAQ 모델을 통해 수행, 서울의 PM_{10} 의 약 40~53%가 중국의 도시 및 산업화된 지역, 15~37%가 남한에서 자체적으로 배출한 오염물의 영향, 9~18% 정도를 북한에서 배출된 오염원의 영향을 받는 것을 확인하였다. Kim H. et al. (2017a)은 특히 국외 지역의 배출량의 변화에 따라 대기 중 입자 질량 농도(particulate matter, PM)가 수도권에서 어떤 변화를 보일 수 있을 지에 대해 깊이 다루었다. 해외에서 배출된 오염물질의 영향을 정확하게 살피기 위해서는 모형의 초기 조건으로 들어가는 배출량 자료를 잘 다루어야 하며 기상장 역시 주의 깊게 고려되어야 한다. 이 점에 착안하여 본 연구는 다양한 배출량 자료를 적절하게 고려한 후 두 가지 다른 기상 모델을 화학 수송모델에 접합하여 그 특성을 연구해보았다. 연구 결과 국외에서의 배출량은 수도권 미세먼지 변화에 평균 60% 정도 영향을 줄 수 있다고 나타났으며 계절별로는 3월에 70%로 가장 크게, 9월에 45%로 가장 낮게 나타나는 것이 확인되었다.

전구 규모 화학 모델을 이용한 연구 역시 이어져 왔는데 Lee H.-M. et al. (2017)은 전구 화학 수송 모델인 GEOS-Chem을 수반 모델(adjoint model) 형태로 활용하여 서울 지역 $PM_{2.5}$ 에 기여하는 배출원에 대한 조사를 수행하였다. 특히 이 모델에서는 최근 미세먼지 형성과 관련하여 이해가 부족한 것으로 알려져 있는 암모니아(NH_3) 기체의 하루 중 변화를 모델에 추가하여 그 특징을 살펴보았다. 그 결과(확인 필요-5월이 높지않음) 5월 서울의 $PM_{2.5}$ 의 39%는 산동반도, 16%는 상하이 지역, 14%는 북경 지역 오염물 배출에 기인하는 것으로 나타났으며 남한 자체적인 기여도는 15% 정도 밖에 확인되지 않았다. Choi J. et al. (2019)는 2016년 KORUS-AQ 연구 캠페인 기간 남한에서 관측된 $PM_{2.5}$ 의 배출원 기여도를 역시 GEOS-Chem 모델을 이용하여 살펴 보았는데 기상장 조건에 따라 국외/국내 기여도의 변화가 크게 달라짐을 발견하였다. 평균적으로 2016년 5~6월의 경우 남한에서 측정된 $PM_{2.5}$ 의 약 68%가 중국 지역 배출에서 기원했다는 사실을 지적하였으나, 대기 블로킹 현상이 나타날 경우 국내 자체 기여도가 57%까지 나타날 수 있음을 보였다.

국외, 국내 배출량에 의한 대기질 평가를 위해 최근에는 경제적인 교역 활동을 고려한 배출량 정보를 추적하여 국가별 차이를 비교하기도 한다. 보통 자국민들의 소비를

위한 산업과정에서의 대기 오염물 배출을 소비기반 배출량 (consumption based emission)으로, 타국과의 무역 거래를 위한 제품 생산과정에서의 오염물 배출을 생산기반 배출량 (production based emission)으로 정의하여 비교, 평가 하기도 하는데 Takahashi et al. (2014)는 검댕(black carbon) 과 유기탄소로 대표되는 탄소계열 PM_{2.5}에 영향을 주는 배출량을 위의 두가지 관점에서 분석, 아시아 9개 지역에 대해 비교를 수행하기도 하였다 (그림 6.6).(비교 결과를 제시하면 좋겠음)

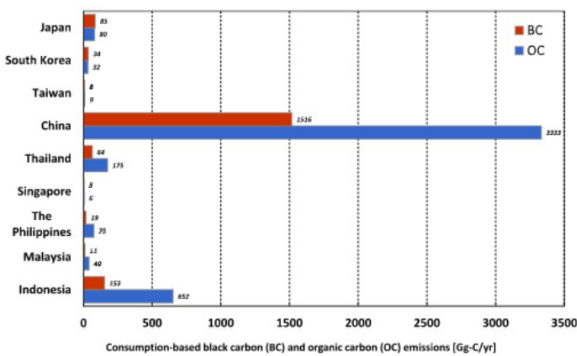


그림 6.6. 아시아 9개 국가의 검댕 및 유기탄소의 소비기반 배출량 (consumption based emission) 비교 결과

한국에서 화석 연료 발전에 의한 배출량의 증가가 미세먼지 농도에 미치는 영향은 대기질 관리 뿐만 아니라 에너지 정책과도 관련하여 중요하게 평가되어야 할 연구 주제이다. Kim B. et al. (2016)은 서울의 PM_{2.5}에 영향을 주는 화석 연료 기반 발전소의 기여도를 CMAQ 모델을 이용하여 진단, 2024년까지 계획한 PM_{2.5} 감축량의 12~13%가 화력발전소에 기인하는 것을 확인하였다.

기존의 알려져 있는 배출원과 관측 자료를 통계적으로 연계하여 해당 지역의 입자 발생원을 추적하는 방법도 널리 쓰이고 있다. 대표적으로 PMF 모델이 있는데 이 방법으로 관측된 PM_{2.5}가 생체연소, 산업 현장, 2차 생성과정, 차량 등 여러 배출원에서 어느 정도 비율을 갖고 배출되는지 살펴 볼 수 있다(Jeong and Hwang, 2015). Park S., et al. (2015)는 특히 이해가 많이 부족한 것으로 알려져 있는 흡습성 유기 에어로졸(water-soluble organic aerosol) 배출원을 PMF 모델을 통해 분석하였다.

6.3.2.2. 에어로졸의 물리화학적 특성

최근 5년간 한반도 지역의 에어로졸 오염에 대한 관심은 그 어느 때 보다 뜨거워서 '미세먼지'라는 용어가 널리 통용 되는 수준에 이르렀다. 높은 관심 속에 미세먼지 농도를 넘어 성분에 대한 정보도 본격적으로 연구되기 시작하였는데, 관측 결과들이 한반도에서는 대기 에어로졸 구성 성분 중에서 질산염의 비중이 적지 않다는 사실을 가리키고 있어 그 영향을 살펴볼 필요가 있다. Park et al. (2014)은 지역 화학 수송 모델 CMAQ을 이용, 질산암모늄(ammonium nitrate, NH₄NO₃)이 한반도 AOD에 미치는 영향 및 그에 따른 복사 강제력의 변화가 어떻게 나는지를 살펴보았다. 분석 결과 NH₄NO₃가 음의 방향 복사강제력에 기여하는 정도는 여름에 가장 낮고(~5%) 겨울에 가장 높게(~31%) 나타나고 있었다. (양의 값인지 음의 값인지 밝히는게 좋겠음)

이전에는 오염물질의 1차적 직접 배출에 연구 초점을 두었다면 최근의 연구는 기체상의 전구 물질(precursor)이 대기 중에서 입자로 변하는 2차 생성 과정의 중요성을 강조 하고 있다. 이와 관련한 주요 전구 물질 중 하나가 휘발성 유기 탄소(volatile organic carbon, VOC)인데 (Kim and Lee, 2018) 식물과 생체 연소 과정에서 주로 배출되므로 기온 증가 및 가뭄, 산불과 같은 기후 변화 현상들과도 큰 관련성을 가지므로 기후 모델에서 탄소 물질의 배출을 식생 특성과 연관시키는 작업도 시작되고 있다(Gim et al., 2017). 아직 이 부분에 대해서는 많은 부분들이 정확히 밝혀지지 않았는데 2015년 MAPS-Seoul (Megacity Air Pollution Studies-Seoul) 캠페인 (Kim Y. P. et al., 2018), 2016년 KORUS-AQ 캠페인 등 현장 관측, 지상 및 위성 원격 탐사, 대기 화학 모델링이 함께 결합된 연구들이 시작되면서 새로운 연구들이 조금씩 추진되고 있는 실정이다.

특히 2016년의 KORUS-AQ 캠페인을 통해 한반도 대기 에어로졸의 새로운 특징들이 여럿 발견되고 있다. 고품질의 관측 자료가 많이 생산됨에 따라 화학 모델링을 통한 에어로졸 연구도 활발하게 진행되었는데 Lennartson et al. (2018)은 여러 지상 관측 자료와 GOCI 위성 센서에서 관측된 자료를 WRF-Chem 모델링에 적용, 한반도에서의 AOD와 PM_{2.5}의 일변화가 어떻게 나타나는지에 대한 연구를 수행 하였다. 이 연구에서 AOD의 일변화는 크게 나타나는 반면

PM_{2.5}의 일변화는 그다지 크지 않다는 것을 확인하여 에어로졸의 질량 농도와 대기 혼탁도 사이의 차이점에 대한 추가 연구의 필요성을 제기하였다. Nault et al. (2018)은 여러 관측 및 배출량 자료들과 O-D 상자 모델을 이용하여 한반도에서의 2차 유기 에어로졸의 생성 과정을 진단하였다. 그 결과 대기 중에 짧게 존재하는 여러 탄화수소들이 서울 상공 2차 유기 에어로졸 생성에 끼치는 영향을 재현하고 특히 톨루엔(toluene) 하나가 약 10% 정도의 기여도를 갖는 것을 확인하였다.

6.3.2.3. 에어로졸 추정 및 예보 기술 개선

미세먼지에 대한 국민들의 관심이 높아진 이유 중 하나로 계속해서 감소해오던 PM₁₀의 값이 2012년을 기점으로 소폭 증가하는 경향으로 돌아선 특징을 꼽을 수 있다. 이 부분에 대해 Kim H. C. et al. (2017b)은 풍속과 PM₁₀의 상관성에 대해 의미 있는 연구 결과를 발표하였는데, 서울 지역의 풍속이 감소함에 따라서 PM₁₀이 증가하는 경향이 있음을 관측 결과로 보이고, 화학 모델에서 바람장의 변화를 넣었을 때와 아닐 때의 비교를 통해 만약 한반도에서 현재와 같은 풍속의 변화가 존재하지 않았다면 PM₁₀이 계속해서 감소하는 추세를 보인다는 사실을 밝혔다. 이는 대기 에어로졸 농도의 변화에 기상장이 지대한 영향을 끼칠 수 있음을 보여주는 것으로 미세먼지 예보에서도 당연히 이 효과가 고려되어야 한다. 관련하여 Chang et al., (2016)은 WRF-CMAQ 모델을 이용하여 한반도 미세먼지 농도 예측 결과를 평가하였는데 PM₁₀보다 PM_{2.5}의 예보 결과가 상대적으로 우수한 것으로 나타났으며 Unified Model (UM) 기상장 및 Monitoring Atmospheric Composition and Climate (MACC) 자료를 동화하여 사용하였을 경우 정확도 향상이 가능함을 제시하였다.

세계적으로도 대기 에어로졸 농도의 변화에 영향을 끼치는 기상 현상에 대한 연구가 활발하며, 특히 대기 오염이 심각한 동아시아 지역을 대상으로 에어로졸의 축적 및 장거리 수송에 미치는 영향과 관련한 연구가 다수 수행중이다(예: Wang et al., 2017). 기상장의 변화는 기후 변화의 영향을 당연히 받기 때문에 에어로졸 농도 변화라는 지역적 대기 환경오염 문제가 기후 변화라는 전구 범위의 특징과도 관련이 있다는 중요한 의미를 가진다. 기후 변화가 장기적인 기간의 변동성을

의미하므로 아직 관측 자료가 이를 분석하기 부족한 부분이 있기에 화학 모델 결과가 많이 활용되고 있는데 최근 한국 연구진들이 이와 관련하여 흥미로운 연구 결과물을 많이 발표하였다. Kim M. et al. (2016)는 한반도를 포함, 동아시아 지역의 황산염 농도와 동아시아 여름 몬순 사이의 관계를, Jeong and Park (2017)은 동아시아 겨울 몬순의 변화에 따른 중국 동북부, 동남부 지역의 에어로졸 질량 농도 차이의 변화를 보였다. 심지어 Jeong et al. (2018)은 엘니뇨의 모드에 따라 동아시아 PM_{2.5} 농도의 변화가 나타날 수 있음을, Zou et al. (2017)은 북극 해빙 및 유라시아 지표 적설량의 변화에 따른 중국 지역 PM 농도 및 AOD 변동성의 특징을 제시하고 있어서 대기 오염 문제가 기후 변화의 관점에서 중요하게 다루어져야 할 필요가 있음을 시사하였다. 장거리 수송 측면에서는 한반도 및 동아시아에서 배출된 오염 물질이 태평양을 가로질러 북미지역까지 수송되는 현상이 널리 알려져 있는데 이 수송의 세기가 서태평양 기후 변동성(Western Pacific pattern)의 위상에 따라 달라질 수 있음이 위성자료와 재분석장의 분석을 통해 밝혀지기도 하였다(Koo et al., 2016b).

한편 위성 관측 및 자료동화 기술의 발전에 따라 한반도 상공 에어로졸 분포 특성을 모델링하는 연구 역시 개선되어 오고 있다. Saide et al. (2014)은 천리안 위성에 탑재된 Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) 센서에서 제공하는 AOD 자료를 WRF-Chem 화학 모델의 초기장으로 사용하였을 때 한반도 지표 PM₁₀ 시뮬레이션 결과가 상당히 좋아지는 현상을 발견하였다. 이는 정지궤도 위성 관측이 앞으로 한반도 대기질 감시에 큰 역할을 할 수 있음을 의미한다. Lee S. et al. (2016) 역시 GOCI AOD 자료를 WRF-CMAQ 모델에서 산출된 AOD와 자료동화하여 GIST-PM-Asia라는 미세먼지 예보 모델을 고안하였다. 또한 Jeon et al. (2015)은 같은 CMAQ 모델을 사용하는 경우에도 grid-nudging을 효과적으로 고려해 넣을 경우 모델의 PM_{2.5} 시뮬레이션 결과가 훨씬 좋아질 수 있음을 보였다. 많은 결과의 개선에도 불구하고, 아직 PM_{2.5} 모델링 결과는 관측 결과와 비교했을 때 많은 차이를 보이고 있으며 특히 하루 중 시간대 별 변화 특징에서 많은 차이가 나타남이 확인되고 있다(Ghim et al., 2017).

최근에는 미세먼지 질량 농도(PM_{2.5} 및 PM₁₀)를 다중회귀

합수를 시작으로 기계학습 및 신경망 모델 등의 최신 기술을 활용, 통계 모델을 구성하여 추정하는 연구들이 매우 활발하게 진행되고 있고, 그 정확도 역시 상당히 높게 나타나고 있다. 다중회귀함수는 기본적으로 위성 AOD 관측값을 토대로 대기 물리적인 이해도를 감안해가며 안정적으로 PM값을 예측하고 있으며 (예: Seo et al., 2015; Kim S.-M., et al., 2018) 신경망 모델과(예: Hur et al., 2016) 기계학습 모델(예: Park et al., 2019) 역시 품질 높은 PM 예측 결과를 선보이고 있다. 다만 아직은 관측 자료가 존재하는 시간대와 지역에서만 품질이 유지되는 한계가 존재하기에 여전히 추가적인 연구가 수행되어야 할 필요가 존재한다.

6.3.2.4. 수치모형을 이용한 황사의 재현

Park S.-U. et al. (2015)는 한국에서 황사 예보에 쓰이는 대표적 모델인 Asian Dust Aerosol Model2 (ADAM2)와 CMAQ 모델을 함께 고려, 2010년 한국 및 동아시아 지역의 에어로졸 질량 농도 및 침전량에 대한 황사와 인위적 에어로졸의 영향을 나누어 설명하였다. 실험 결과 동아시아 지역 총 에어로졸의 침전량 중 약 66%가 건설 침전, 약 34%가 습식 침전인 것으로 나타났으며(Park, 2015), 약 77%의 침전이 황사입자, 약 24%가 인위적 에어로졸의 침전으로 밝혀졌다(Park et al., 2016). 동아시아에서 황사와 인위적 에어로졸의 혼합이 가장 크게 나타나는 곳은 서해상과 북태평양 쪽이었는데 이는 북중국, 몽골 지역에서 발생된 황사와 도시 산업 지역에서 배출된 인위적 에어로졸이 주로 어디로 수송되어 상호 작용을 일으킬 수 있는지를 보여준다(Park et al., 2016). Jeong and Park (2018)은 GEOS-Chem의 수반 모델을 이용하여 황사 예보의 정확성을 상당히 개선시켰는데 2007~2011년 PM₁₀ 관측 자료와 비교하여 normalized mean bias를 -51 ~ -8%까지 낮추었다.

수치모형에서 계산된 황사 정보를 검증하기 위해서는 관측 역시 필수적이어서, 국내 연구진들은 한국에 영향을 끼치는 모래 먼지의 발생원에서 직접 측정을 수행, 획득한 자료를 분석하여 모델 개선의 가능성을 높이고 있다(예: Park and Park, 2014). 또한 기상장 정보가 황사 모의에 미치는 영향을 고려하는 연구도 이어졌는데 Moon et al. (2014)는 WRF-

Chem 모델로 황사 발생 기간 동안 PM₁₀ 크기를 예측하는 과정에서 기상장의 민감도 분석을 수행하였다. 이 과정에서 기온, 풍속, 대기경계층 높이가 중요하게 고려되었다. 심지어 북극 진동 및 엘니뇨 남방 순환과 같은 대규모 기후 변동성이 중국 북부 황사 발생에 영향을 미칠 수 있다는 연구도 발표되어서(Lee Y. G., et al., 2015a), 앞으로 기후 변동성 연구가 황사 발생 및 수송과 연계되어 진행되어야 할 것으로 보인다.

최근 한반도에서 황사에 대한 연구가 많이 주춤해진 경향이 있는데 이는 한반도에서 황사 관측 빈도가 줄어든 것과 관련이 있다. Lee Y. G., et al. (2015b)는 위성 에어로졸 관측 자료와 지상에서의 황사 관측 자료, 예보 모델에서 산출한 황사 입자 농도 자료를 복합적으로 활용하여 최근 한반도에서 황사 현상이 적게 나타나는 이유를 2012년 사례를 통해 유추해보았는데 황사가 수송되어 오는 길목에서 예상치 않은 고기압성 블로킹이 발생하는 것을 원인으로 지목하였다. 실제로 최근 시베리아 고기압의 위치 및 강도의 변화가 중국 지역의 에어로졸 오염 농도 변화에 영향을 끼친다는 연구 결과가 있기에(Jia et al., 2015) 향후 한반도 주변 기상 현상의 장기적인 변화를 면밀히 분석하여 황사 예보에 활용할 필요가 있다.

6.4. 구름과 에어로졸의 상호작용

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도를 포함한 동북아시아 지역에서 제한적인 측면은 있지만 일부 에어로졸 간접효과 연구가 소개되었지만, 대부분의 연구들이 동북아시아 지역에서 처음으로 고농도 에어로졸 사례시의 구름 방울크기가 감소하고 개수농도가 증가하는 기본적인 Twomey 효과를 확인한 바 있다. 그러나 에어로졸-구름 상호작용은 구름 주변의 수증기량, 상승속도, 안정도 등의 대기환경 조건의 영향을 크게 받고 있음을 제시하였다. 모형을 이용한 연구에서는 국내 연구기관이 주도하거나 참여한 구름과 에어로졸의 상호작용에 대한 연구가 비교적 다양하게 진행되었고 에어로졸이 단순히 구름의 미세물리에만 영향을 주는 것이 아니라, 구름의 역학적인 발달 정도는 물론 구름 군집의 분포에도 영향을 미쳐 매우 복잡하게 얽혀 있음을 잘 나타낸 바 있다.

6.4.1. 구름과 에어로졸의 상호작용 관측

기존의 에어로졸-구름상호작용(aerosol-cloud interaction: ACI) 연구는 에어로졸과 구름은 물론 강수를 포함한 피드백 및 에어로졸-구름-강수-경계층 상호작용, 그리고 기후 규모에서는 몬순 순환 및 수문기상에 미치는 영향까지 범위가 확장되고 있다. 에어로졸-구름-강수 상호작용(aerosol-cloud-precipitation interaction: ACPI)은 자체 비선형 피드백 메커니즘과 에어로졸 농도변화에 따른 복잡한 구름 반응(response)들이 얽혀 있기 때문에 관측기술의 지속적인 진보에도 불구하고 에어로졸 간접효과 추정 값들의 불확실성은 여전히 줄어들지 않고 있는 실정이다. 동북아시아 지역은 중국의 급속한 산업화와 경제발전으로 연무가 빈번히 발생하고 있기 때문에 다른 지역에 비해 에어로졸-구름-강수 상호작용에 대한 연구가 상대적으로 증가하는 추세이다.

Ding et al. (2013)은 중국 난징에서 통합 관측망을 이용하여 심각한 대기오염으로 인하여 태양복사를 약화시키고 결국 지상온도와 강수를 변조시킬 수 있음을 보였다. Eun et al. (2016) 역시 다양한 연무 사례 중에서 중국으로부터 한반도로 유입되는 연무 기간의 강수 특성을 분석한 결과 고농도 에어로졸이 관측된 기간 중에 강수 시간이 지연 및 연장되는 사례를 일부 확인한 바 있다. Jiang et al. (2017)도 에어로졸-구름-강수 상호작용(ACPI)을 고려하지 않은 NCEP 전지구 예측시스템 모델의 강수예보가 강수강도를 과대 혹은 과소 모의할 수 있다고 제시한 바 있다. Guo et al. (2016)은 2008~2014년까지 PM₁₀ 자료와 강수와 천둥번개 자료를 이용하여 에어로졸의 복사 및 미세물리 효과가 강한 대류를 지연시켜 늦은 오후에 강한 강수를 강화시키는 작용으로 대류구름 발달에 영향을 준다고 제시하였다. 또한 Guo et al. (2017)은 1970~2010년 동안 중국 동부지역에서 여름철 국지 강수 발생시간이 감소하고 강수 강도는 증가하는 것이 시정의 감소와 연관이 있다고 설명하였다. 나아가 Li et al. (2016)의 리뷰 논문에 의하면 아시아의 급격한 경제 성장으로 인한 에어로졸 증가는 대륙과 해양의 온도차를 감소시켜 몬순 발달을 저해할 수 있고, 몬순 순환을 약화시킬 수 있다고 주장한 바 있다. 이와 같이 ACI는 최근 들면서 기후 변화에 미치는 역할보다는 ACPI에 의한 일기변화(중규모 기상), 장기간의 에어로졸 변동에 따른 강수 특성 변화 또는

기후적인 측면에서는 몬순에 미치는 영향에 대한 연구로 관심사가 확장하고 있다.

한반도에서 실시된 에어로졸-강수 연관성 분석과 관련한 연구 중의 하나로써 Lee H. J. et al. (2015)는 1971-2020년까지 에어로졸 구름 피드백 메커니즘을 이해하기 위하여 운량과 운형 관측자료를 분석한 결과, 시정은 매년 -0.37 km yr^{-1} , 일조시간은 $-0.06\% \text{ hr}^{-1}$, 약한 강수는 감소하는 경향이 있음을 보였다. 그리고 장기간 에어로졸 변화에 따른 구름 변화는 지역적인 규모이지만, 하층 총적운의 변화가 가장 뚜렷하였고, 운량과 일조시간의 변화는 에어로졸 농도 변화와 공간적으로 일치하지 않기 때문에 구름 관련 변수들은 장거리이동의 영향에 크게 지배받고 있다고 주장하였다. 또한 은승희 등(2018)은 강수가 있는 경우 에어로졸 농도가 감소한다는 예상과 달리 장거리이동 연무사례시 강수를 동반하는 사례가 다수 존재하였으며, 고농도 에어로졸이 유입되는 경우 강수예보는 비교적 정확한 편이지만 강수 시간의 지연이나 연장되는 경향이 있음을 확인하였다.

Song et al. (2019)은 2015~2016년에 대관령 구름물리 관측소에서 관측한 110개 안개(구름)와 이슬비 사례에 대한 미세물리 특성을 분석하였다. 그리고 관측 결과를 기반으로 새로운 시정산출방법을 제시하였는데, 개선된 방법은 기존 방법과 유사한 결과를 도출하면서 안개뿐만 아니라 강수를 동반한 안개사례에도 적용가능하며, 기존 방법 보다 정확한 시정 산출 결과를 제시하였다.

6.4.2. 모형을 통한 구름과 에어로졸의 상호작용 분석

2014년 보고서 이후에도 여러 편의 관련된 연구 논문이 발표되었는데 크게 두 가지로 분류할 수 있다. 구름분해 모형을 이용하여 에어로졸이 구름의 발달 및 강수에 어떻게 영향을 미치는지를 연구하는 것과 기후모형으로 전구적인 규모에서의 에어로졸 분포 변화의 영향을 산정하는 연구이다. Lee H. et al. (2015)는 bin microphysics를 사용하는 Hebrew University Cloud Model (HUCM)을 이용하여 난류에 의한 총돌효율 강화의 영향이 CCN 수농도가 높을 때 더 분명히 나타날 수 있음을 보였다. Bae et al. (2016)은 2004년

여름 한반도 강수 사례에 대해 WRF와 CMAQ 모형을 이용한 수치실험을 수행하여 실시간 에어로졸 정보를 고려할 경우가 CCN 수농도를 100 cm^{-3} 로 고정한 경우보다 실제에 가까운 강수량을 생산함을 보였다. 또한 에어로졸 수농도가 줄어드는 주말이 주중보다 강수량이 20% 정도 더 높은 결과를 얻었다. Lkhamjav et al. (2018)은 HUCM bin microphysics를 결합한 WRF 모형을 이용하여 몽골의 에어로졸 분포 변화가 강수에 미치는 영향을 연구하였다. 에어로졸 수농도가 150 cm^{-3} 에서 600 cm^{-3} 가 될 때까지는 강수량이 감소하는 경향을 보였으나 그 보다 높은 수농도에서는 현저히 증가하는 경향을 보였는데 그 이유는 에어로졸 수농도가 증가하면서 구름방울의 수농도를 증가시키고 이로 인해 상층까지 도달하는 구름방울이 늘어나게 되고 그 중 일부가 얼음 입자가 되는 것과 더불어 결착(riming)과정이 활발해져 결국 강수입자를 더 많이 생산하는 것으로 설명하였다. Jeon et al. (2018)은 WRF-bin microphysics 모형을 이용하여 한반도 폭우사례에 대해 에어로졸 수농도 값을 여러 가지로 다양하게 적용한 수치실험을 수행하였는데 에어로졸 수농도가 800 cm^{-3} 일 때 최대의 강수량을 보였고 그 보다 낮거나 높은 수농도에서는 강수량이 적었다, 즉 최대의 강수량을 보이는 최적(optimal)의 에어로졸 수농도 값이 존재할 수 있음을 나타낸 것이다.

Lee H. et al. (2016)는 HadGEM2-AO 모형에서 매우 제한된 관측 자료를 바탕으로 계산한 에어로졸 수농도와 구름방울 수농도의 상관관계를 이용하여 구름방울의 수농도를 계산하는 과정을 개선하기 위하여, 보다 많은 관측 자료를 동원하여 새롭게 상관관계를 계산하고 이를 적용하여 Historical run을 수행하였는데 원래의 상관관계를 이용한 계산 결과와 상당히 다른 결과를 얻음으로써 정확한 에어로졸 정보를 활용하는 것이 에어로졸 효과의 계산에 매우 중요함을 상기시켰다. Kim A.-H. et al. (2018)은 HadGEM2-AO 모형을 이용하여 기후변화로 인한 해양에서의 DMS 방출의 증가가 CCN 수농도를 증가시키고 이로 인해 구름의 알베도가 증가함으로써 극 지역에 냉각효과를 가져올 수 있음을 제시하였다.

Li et al. (2016)는 에어로졸이 동아시아 몬순에 미치는 영향에 대한 많은 연구들을 요약한 바 있다. 즉 인위적 에어로졸의 증가가 지표면에 도달하는 일사량을 감소시켜,

대기 하층의 온도를 감소시킴으로써 대기의 안정도를 증가시키고 이로 인해 몬순의 발달이 억제된다고 기술하면서 에어로졸-몬순-기후시스템의 관점에서 접근해야 한다고 제안하였다(그림 6.7 참조). 이러한 연구의 확장으로 Dong et al. (2019)는 MetUM 모형을 이용하여 1970~2000년대 동아시아 에어로졸 증가가 여름철 몬순에 미치는 영향을 연구하였다. 인위적 에어로졸의 증가가 동아시아, 열대태평양, 북서태평양 지역의 대규모 순환에 영향을 주어

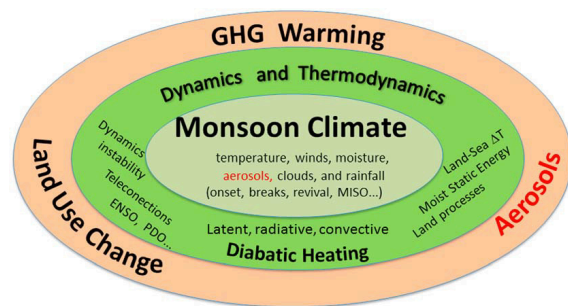


그림 6.7. 에어로졸-몬순 기후시스템의 주요 요소들의 연관성을 설명하는 모식도 (Li et al., 2016).

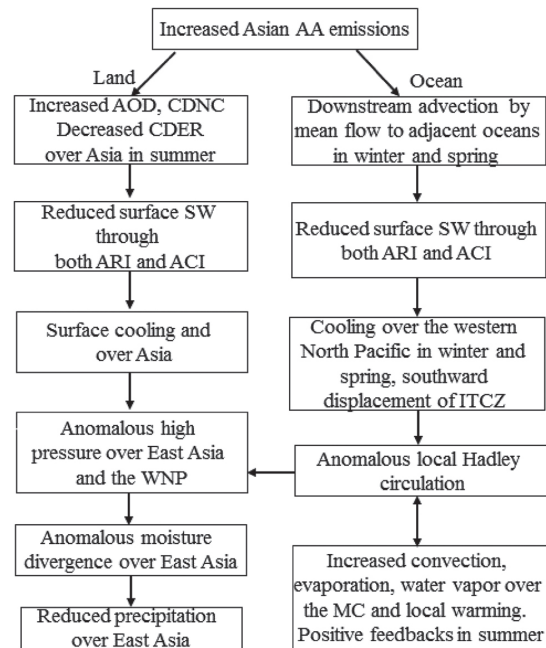


그림 6.8. 아시아의 인위적 에어로졸 배출에 따른 동아시아 여름 몬순과 강수의 변화 기작을 설명하는 모식도 (Dong et al., 2019).

여름철 태평양 열대수렴대(Intertropical Convergence Zone)를 남쪽으로 이동시킴으로써 중국 북부의 강수량 감소를 초래했다고 주장하였다. 그림 6.8은 이러한 연관성을 잘 설명해준다.

6.5. 복사강제력과 유효복사강제력

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 AERONET과 Lidar 관측 자료를 활용하여 제주도 고산이나 안면도에서 에어로졸의 광학특성을 분석하였는데, 지표면과 대기 상단에서는 냉각, 대기 중에서는 가열 효과를 정량적으로 제시하였고, 한반도 주변에서 BC의 증가로 에어로졸 복사강제력이 증가하는 추세가 있다고 제시하였다. 또한 지표면, 대기중, 그리고 대기 상단에서 에어로졸 복사강제력의 계절변화를 제시하였고, BC의 복사강제력이 총 에어로졸 대기 온난화보다 기여도가 큰 것으로 나타났다. 에어로졸의 직접 복사강제력은 주로 에어로졸에 의해 산란된 태양복사에너지에 따라 결정되기 때문에 주로 음의 복사강제력을 가지고 있으나, 화학 조성에 따라 검댕과 같은 광흡수 성질의 에어로졸은 특정 조건에서는 양의 복사강제력을 가지기도 하기 때문에 이에 대한 불확실도가 여전히 큰 편이었다. 때문에 다양한 수치 모형으로부터 추정되는 에어로졸의 직접 복사강제력을 통해 불확실도를 줄이는 연구가 지속적으로 수행되었다. 모형을 이용한 연구에서는 PNNL-STEM2K1, RAMS-CMAQ, CMAQ, GEOS-Chem, RegCM3, RAD_BBC, RIEMS와 같은 다양한 모형을 통해서 동아시아에서의 에어로졸 직접 복사 강제력은 -30 W m^{-2} 부터 0 W m^{-2} 까지 계절과 에어로졸의 성분에 따라 큰 변동성을 가지고 있는 것으로 보고되었다. 지난 기후변화보고서에서 에어로졸 간접효과 연구는 주로 중국지역에서 에어로졸의 준직접 또는 간접효과 연구결과가 소개되었고, 한반도 지역에서는 백두산 화산 폭발과 시베리아 산불에 의한 기온 및 강수 변화 연구가 제시된 바 있다.

황사의 복사강제력에 대한 연구가 RIEMS, RegCM4, ADAM2, GRAPES-CUACE/DUST 모델 등을 이용하여 수행되어 왔다. 연구 대상 기간 및 모델의 차이로 인하여 계산된 복사강제력 사이의 차이가 다소 존재하였으며 이는 모델이

황사의 강도, 지속기간, 공간적 분포, 화학적 성분 등 그 물리 화학적 특성을 표현하는데 여전히 큰 불확실성을 가지고 있음을 보여준다.

6.5.1. 복사강제력과 유효복사강제력의 관측

에어로졸이 복사 및 기후에 미치는 영향 연구는 지난 수십 년간 꾸준히 진보하였지만 검댕 배출량과 흡수 에어로졸 광학두께의 과소평가로 이들의 복사효과는 여전히 불확실성이 큰 편이다. 특히 에어로졸의 연직 분포는 구름이나 강수의 빠른 적응(adjustment)과 직접 복사강제력에 영향을 미칠 수 있다(Samsat et al., 2016; Stjern et al., 2017). 에어로졸-구름과 관련한 복사강제력의 변화에 대한 연구는 최근 들어서는 강제력에 대한 구름의 적응 속도에 따라 복사강제력이 크게 영향을 받고 있다는 점에 주목하고 있다(Allen et al., 2019). 에어로졸을 고려한 기존 모델 연구들에 의하면 BC와 같은 흡수 에어로졸의 온도 변동은 빠른 구름의 적응(adjustment)으로 인하여 상층운을 감소시켜 우주로 빠져 나가는 장파복사를 증가시킴으로써 주로 음의 에어로졸 준직접효과($-0.44 \sim 0.1 \text{ W m}^{-2}$)가 나타날 수 있음을 제시하였다.

동아시아 지역에서 복사 강제력 관측과 관련하여 Bhawar et al. (2016)은 동아시아에서 2006~2012년 기간동안 CALIPSO (Cloud - Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations)와 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro radiometer) 위성 자료와 CSIRO-MK 모델 모의결과를 이용하여 에어로졸 광학두께를 분석하였고, 산불에 의한 에어로졸이 황사먼지보다 2배 정도 강한 강도로 대기를 가열시키고 지면은 냉각시키는 것을 보였다. 또한 지난 1980~2012년까지 봄철 동안 지상 복사에너지가 약 10 W m^{-2} 감소하였음을 제시하였다. Li et al. (2016)에 의하면 에어로졸 직접 복사효과로 육상의 온도를 감소시켜 (solar dimming) 해양과 육지의 온도차를 줄임으로써 몬순 순환을 약화시킬 수 있다고 주장하였다. 이 때 월평균 태양 복사 감소량은 중국과 인도에서 각각 $15 \sim 25 \text{ W m}^{-2}$, $10 \sim 25 \text{ W m}^{-2}$ 이었다.

Tian et al. (2018)은 황사먼지와 검댕 입자의 혼합상태에 따라 복사강제력이 어떻게 달라지는지 분석하였다. AERONET 관측망과 복사전달모델을 이용하여 혼합된

상태의 에어로졸이 빛의 흡수 능력을 증가시키는 것을 제시하였는데, 황사, 혼합형, 그리고 인위적인 에어로졸 각각의 복사효율은 지상에서 각각 -101.0 , -112.9 , $-98.3 \text{ W m}^{-2} \text{ t}^{-1}$, 대기 꼭대기에서는 각각 -42.3 , -22.5 , $-39.8 \text{ W m}^{-2} \text{ t}^{-1}$, 그리고 대기 중에서는 58.7 , 90.3 , $58.5 \text{ W m}^{-2} \text{ t}^{-1}$ 이었다. 황사 먼지와 인위 에어로졸의 혼합은 지상은 냉각, 대기는 가열 효과를 나타내어 대기를 안정화시키고 대기오염을 강화시키는 효과가 있다고 주장하였다.

Noh Y. M. et al. (2016)은 라만 라이다 관측결과에 기반하여 에어로졸 소산계수와 단일산란알베도의 연직분포를 유도하고 이를 복사코드(SBDART)에 입력하여 혼합된 황사 폭풍의 직접 복사강제력을 산정하였다. 계산 결과 지상보다는 대기 상단(top of atmosphere)에서 에어로졸의 연직분포에 크게 영향을 받고 있으며 단일산란알베도가 증가할수록 복사강제력은 증가하는 것을 보였다. 그리고 에어로졸이나 광학특성의 연직 분포가 복사강제력 산정에 중요하다는 점을 강조하였다.

Cho et al. (2017)은 네팔 카트만두에서도 에어로졸의 복사 효과를 분석한 바 있는데, 2012년 겨울부터 2014년 8월까지 겨울철에 675 nm에서의 평균 AOD는 0.30이었고, 장마 이전기간의 AOD의 50% 수준이었다. 또한 Cho et al. (2019)는 에어로졸 흡수 효과의 중요성을 감안하여 제주도 고산에서 에어로졸에 의한 흡수효과 분석을 위해서 검댕(BC)과 갈색카본(BrC)의 기여도를 분석하였는데, BC와 BrC의 광 흡수 기여율이 각각 $88.1 \pm 7.4\%$, $11.9 \pm 7.4\%$ 였고, 흡수 에어로졸 광학두께에 미치는 기여율은 각각 $84.8 \pm 2.8\%$, $15.1 \pm 2.8\%$ 였다. 흥미로운 점은 도시 지역의 BC 기여율이 교외지역에 비해 높은 반면에 BrC는 교외지역이 더 높게 나타났다.

Yoon et al. (2019)는 AERONET 관측 자료를 활용하여 자연 에어로졸과 인위적인 에어로졸이 빛 소멸에 어떻게 영향을 미치는지를 연구하였다. 기본적으로 복사강제력은 에어로졸 양에 의해 결정되지만 효율은 에어로졸의 형태와 복사-지표면 상호작용에 따라 크게 달라지게 됨을 보였다. 특히 지표면 반사도가 크게 작용하는데, 에어로졸 광학두께와 지표면 반사도에 따라 2001년 봄철 황사 사례기간의 복사 강제력이 $-84 \sim -69.3 \text{ W m}^{-2}$, 여름철 러시아 산불은 $-86.3 \sim -3.1 \text{ W m}^{-2}$ 이었다.

6.5.2. 수치 모형을 통한 복사강제력 산정

6.5.2.1. 아시아 지역의 에어로졸의 직접복사강제력

아시아 지역의 에어로졸 복사강제력 연구는 에어로졸 구성 성분에 따른 영향을 추정하는데 초점을 둔 것들이 주목된다. Park et al. (2014)은 CMAQ 화학 수송 모델을 사용하여 질산암모늄 에어로졸을 모의하고 직접 복사강제력을 추정하였다. 질산암모늄은 기체상의 암모니아와 질산이 반응하여 생성되는 입자로, 낮은 온도에서 생성이 활성화되며 특히 도심에서 오염이 심할 때 주로 생성이 된다. 동아시아에서 겨울철 전체 에어로졸 광학깊이에 질산암모늄은 31.4%까지 기여하며, 이 때 전체 복사강제력의 30.7%까지 기여하는 것으로 밝혔다.

Jo et al. (2016)은 GEOS-Chem 3차원 전구 화학 수송 모델을 사용하여 BrC를 모의하였는데, 주된 발원지는 바이오매스 연소와 바이오 연료이며, 그 다음으로는 방향성 유기 화합물의 산화임을 추정하였다. BrC는 전구 지상 유기 탄소의 21%를 차지하였고, 복사강제력 효과는 -0.028 W m^{-2} 에서 $+0.010 \text{ W m}^{-2}$ 로 거의 0에 근접하게 산정되었다. 전체 OC의 복사강제력은 -0.690 W m^{-1} 로 음의 강제력을 나타냈는데, 그 중 BrC로 인한 복사 강제력 증가 효과는 $+0.110 \text{ W m}^{-1}$ (16%)로 추정되었다.

Kim M. et al. (2016)은 CAM5모형을 사용하여 1985년부터 2010년까지 25년 동안의 동아시아 여름철 몬순 시기의 황산염 에어로졸의 복사 효과를 분석하였다. 여름철 동아시아 몬순을 약하게 만드는 주된 요인은 해수면 온도인데, 황산염 에어로졸의 음의 복사강제력은 제트 기류를 약화시켰고 북위 18-23도 근방의 강수를 증가시키는 결과를 가져왔다고 밝혔다. 이는 해수면 온도의 효과와 상충되어서 지속적으로 동아시아 여름철 몬순 기후를 강화시켰다고 분석하였다. Kim D. et al. (2014)은 CAM-MIT 모델을 사용하여 탄소계열 에어로졸과 황산염 에어로졸의 직접 복사 효과가 운량이 미치는 영향을 분석하였다. 에어로졸의 간접 복사 강제력 효과 없이 직접 복사강제력만으로도 운량을 변화시킬 수 있으며, 에어로졸의 광흡수/산란으로 인한 모든 날(all-sky)과 맑은 날(clear-sky)의 복사 강제력 차이는 단파에서 0.81 W m^{-1} , 장파에서 0.27 W m^{-1} 로 추정되었다.

6.5.2.2. 아시아지역의 에어로졸 간접효과

전 세계에서 가장 에어로졸 농도 변화가 활발한 지역 중의 하나인 동북아시아는 에어로졸 간접효과 연구가 최근 활발한데, 장기적인 대기오염 및 에어로졸 농도 변화에 따른 구름 및 강수 변화 분석 연구가 많았다. 이 중에서 최근 Dong et al. (2019)은 1970~2000년 동안 아시아지역에서 기후모형을 이용하여 에어로졸 전구물질의 배출량 증가에 따른 여름철 몬순의 변화를 분석하였다. 배출량 증가에 따라 에어로졸 농도에 의해 20세기 후반 강수대가 남쪽으로 이동하면서 더불어 동아시아 여름 몬순 순환은 약화시키고 화북지방의 강수를 약화시켰다.

한편 Zhao et al. (2017)은 기상-화학모델을 이용하여 동북아시아지역에서 에어로졸-구름 상호작용에 의해 구름 방울개수농도 증가와 구름수액함량(Liquid Water Path: LWP)이 증가하게 되고, 나아가 지상에 도달하는 태양복사량을 줄임으로써 지면 온도 및 경계층 고도 감소를 초래하는 것을 보였다. 결국 중국의 산업화로 인해 증가된 에어로졸로 인한 간접효과는 기상 조건을 변화시켜(낮은 혼합고와 강한 안정도) PM_{2.5} 증가와 대기오염을 악화시킬 수 있다고 주장하였다. 같은 맥락으로 Ding et al. (2016)는 에어로졸 농도 증가로 인해 구름 및 강수 미세물리 과정의 변조뿐만 아니라 지상온도 감소와 대기 온도 상승으로 대기를 안정화

시켜 연무현상을 악화시키고, 지상온도 감소로 상대습도는 증가하여 에어로졸의 흡습성장으로 빛의 산란을 촉진시킨다고 주장하였다(그림 6.9).

Li et al. (2017)의 리뷰 논문에 의하면 아시아의 급격한 경제 성장으로 인한 에어로졸 증가는 대륙과 해양의 온도차를 감소시켜 몬순 발달을 저해할 수 있고, 에어로졸 직접 복사효과로 인해 지면온도를 감소시켜 대기 안정도를 증가시키게 되는 데, 이는 대기 순환을 약화시킬 수 있다고 주장하였다. 에어로졸에 의한 태양복사 약화는 물순환 측면에서 아시아지역 몬순 순환을 약화시킨 것으로 나타나고 있지만 정량적인 강도와 중요한 특징(몬순 순환의 약화, 남아시아 강수량 감소, 동아시아 남북간 강수 이동 등)은 아직 대부분의 모델들이 모의하지 못하고 있다. 특히 히말라야 산맥 부근 먼지와 BC의 축적으로 인한 상층 대기의 가열은 인도 몬순 시작시기를 앞당기지만 전체적으로는 남북 온도경도를 완화시켜 몬순 순환을 약화시킨다고 보고되고 있다. 1960~1990년 기간에 에어로졸 농도 증가에 따라 중국 중부와 동부 지역은 온도 하강이 뚜렷하였다. 이는 지상 온도 하강과 대기의 가열로 대기를 안정화시켰고 풍속 역시 유의한 수준의 감소가 확인되었다. 또한 약한 강수의 감소와 집중 호우 빈도의 증가는 에어로졸 간접효과와 에어로졸 활성화(invigoration) 효과와 연관지어 해석할 수 있다.

유사한 연구로 Lee S. S. et al. (2016)은 중국남부지역에서 관측결과에 기반하여 오염된 조건에서 강수가 억제되고 늦은 오후에 강한 호우가 발생한다는 결과를 제시하였다. 그리고 이를 기반으로 구름상세모델을 이용하여 깨끗한 대기 조건에 비해 에어로졸이 증가한 상태에서는 대류와 강수가 약해지고, 나아가 이는 에너지 소모를 억제하여 늦은 오후에 높은 고도까지(때때로 빙결고도) 습한 공기를 끌어올리게 되면서 보다 강한 강수를 유발한다고 주장하였다. 더불어 Lee S. S. et al. (2018a)은 이러한 접근 방법을 한반도 서울에도 적용하였는데, 에어로졸 농도의 공간적인 비균질성은 증발 냉각과 관련된 공기 흐름의 공간적인 차이를 유발하여 강한 상승 기류와 집중호우를 유발할 수 있다고 제시하였다. 결국 집중 호우와 같은 재해기상을 이해하기 위해서는 단순히 에어로졸 농도뿐만 아니라 공간분포 정보도 중요하다고 주장하였다. 기후학적인 규모가 아닌 중규모 에어로졸-강수 효과 분석 차원에서 Eun et al.(2016)은 한반도에서 관측된 장거리이동

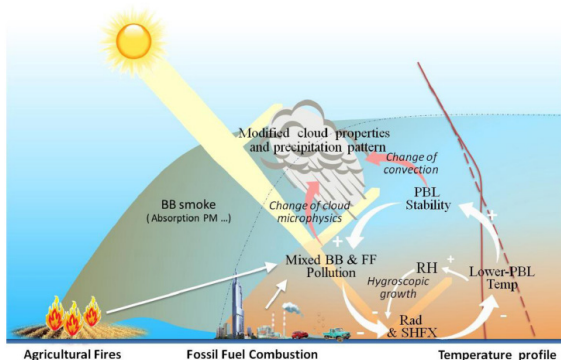


그림 6.9. 에어로졸 복사-구름-경계층 상호작용을 설명하는 간략 모식도(Ding et al., 2016). 노란색 밴드는 태양 복사전달과정, 갈색 실선과 파선은 각각 대기오염 에피소드와 청정사례. +와 -는 프로세스의 강화와 약화를 각각 의미함.

연무 사례시의 강수 특성과 수치 모의(WRF) 분석한 결과, 고농도 에어로졸에 의해 강수 시간이 지연되거나 강수 강도가 약해지면서 강수가 지연되는 경향이 있었는데, 이는 고농도 에어로졸이 구름 미세물리특성을 변화시켜 강수 시간을 연장시킬 수 있다고 주장하였다.

6.5.2.3. 수치 모형을 통한 황사의 복사강제력

Bhawar et al. (2016)은 대기 에어로졸의 혼탁도 및 연직 분포를 측정하는 CALIPSO 및 MODIS 위성 자료를 이용한 CSIRO-MK 3.6.0 수치모형 시뮬레이션을 이용, 황사와 매연에 의한 복사강제력이 동아시아 봄철 및 여름철에 어떻게 나타나는지를 살펴보았다(그림 6.10). 기본적으로 황사 및 매연 입자 모두 대기에서는 복사강제력의 증가, 지표에서는 감소를 가리키고 있다. 다만 계절별 차이가 존재하고 특히 대기 상한에서는 복사강제력의 신호가 봄과 여름 사이에 반대로 나타나는 결과를 보이는데 이는 황사 및 매연 입자가 존재하는 고도의 차이에서 기인하는 것으로 해석되었다.

최근에는 WRF-Chem을 이용하여 동아시아에서의 황사에 의한 복사강제력이 다수 연구되었다. Liu et al. (2016)은 WRF-Chem 모델을 이용하여 2011년 4월 초 황사에 의한 대기 복사 강제력을 계산하였는데 고비 사막 및 중국 북부

지역에 대해서 일평균 값으로 지표에선 -21.1과 -13.1 W m⁻², 대기에서는 12.7과 4.8 W m⁻²의 복사강제력을 갖는 것으로 나타났다. Chen et al., (2016) 역시 WRF-Chem을 이용하여 2007~2011년 기간에 대해 고비 및 타클라마칸 사막에서 발생하는 황사 입자의 복사 강제력이 발원지 위에서 어떻게 나타나는지를 계산하였다. 두 지점 각각의 경우에 대해 지표에서는 -14와 10 W m⁻², 대기에서는 9와 2 W m⁻²의 복사 강제력이 계산되었다(대기 상한에서는 -5와 -8 W m⁻²). Chen et al. (2017)은 좀 더 하나의 케이스에 초점을 두고 2010년 3월 고비 및 타클라마칸 사막에서 발생하는 황사 입자의 복사 강제력을 계산, 각각의 경우 지표에서 -8과 -10 W m⁻², 대기 중에서 5와 3 W m⁻²의 복사강제력을 가짐을 확인하였다(대기 상한에서는 -3과 -7 W m⁻²). 이들 연구가 같은 WRF-Chem 모델을 사용하고도 복사강제력을 다르게 모의하는 것을 볼 수 있는데 연구 대상 지역 및 기간의 차이에 따라 변동성이 심할 수 있음을 의미할 수 있다. 이런 차이를 보다 잘 고려하여 황사의 복사 강제력을 더 정확히 계산할 필요가 있어 보인다.

6.6. 강수변화의 과정

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 에어로졸의 간접 효과(즉, 에어로졸-구름-강수 상호작용)가 전구 물 순환에 미치는 영향과 그 중요성에 대한 많은 연구가 이루어 졌음이 보고됐다. 하지만 관측과 수치모사를 통해 도출된 에어로졸 간접효과 추정 값들에 매우 큰 불확실성이 여전히 존재함 또한 보였다.

구름은 물 또는 얼음에 대해 과포화된 환경에서 수증기가 구름응결핵 또는 빙정핵에 응결되어 형성된다. 이후 구름 입자는 응결, 충돌병합과정 또는 베르게론-핀다이젠 과정과 동반된 침작과정을 거쳐 성장하여 강수로 발달한다. 이런 이론적 배경을 시발점으로 구름응결핵 또는 빙정핵으로 작용하는 에어로졸의 변화에 따른 구름과 강수 특성 변화가 기후에 미치는 영향에 관해 많은 연구가 이루어 졌다(Tao et al., 2012).

구름응결핵의 수의 증가에 따라 변화하는 구름입자의 수의

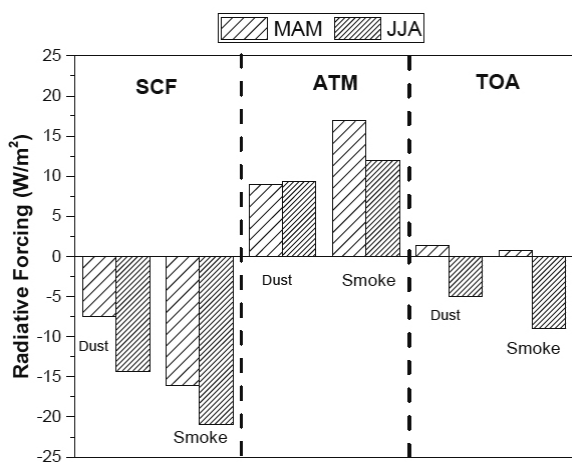


그림 6.10. 2006~2012 동안 동아시아의 3, 4, 5월(MAM) 및 6, 7, 8월(JJA) 기간 황사(dust) 및 매연(smoke)에 의한 복사강제력(SCF: 지표, ATM: 대기, TOA: 대기 상한) (Bhawar et al., 2016).

크기의 변화의 결과인 구름 알베도 변화를 의미하는 알베도 효과라고 불리는 Twomey 효과(Twomey, 1977)가 제시된 이후 에어로졸 증가에 따른 구름 체류시간 증가(lifetime 효과, Albrecht, 1989), 강수 감소(Rosenfeld, 1999) 등 여러 에어로졸 간접 효과가 제안되었다. 에어로졸 증가에 따른 강수 감소는 결빙에 의한 잠열 방출과 증발에 의한 잠열흡수의 증가를 통해 구름 열역학과 역학 구조를 바꾸고, 급기야 대류와 관련된 구름계(cloud system) 조직을 변화시킨다는 에어로졸-미세물리-역학간 되먹임(feedback) 과정이 에어로졸-구름-강수과정 상호작용에 관한 활발한 연구 분야로 최근에 자리 잡고 있다(Khain et al., 2005; Rosenfeld et al. 2008; Koren et al., 2010; Koren et al., 2012; Tao et al., 2012; Koren et al., 2014; Rosenfeld et al., 2014; Fan et al., 2016; Lee et al., 2017a; Lee et al., 2017b; Fan et al., 2018). 이 분야의 연구 경향을 살펴보면 미세물리과정 자체에만 치중하는 전통적 간접효과 연구에서 최근 들어 에어로졸-미세물리-역학간 되먹임과정 연구로 그 중심이 이동하는 경향을 보인다.

위의 되먹임 과정은 에어로졸-구름-강수과정 상호작용에 대해 상반된 결과를 도출하고 있다(Jiang et al., 2018). 되먹임을 통해 에어로졸 증가에 따른 운정고도와 운량 증가가 보인 반면(Andreae et al., 2004; Koren et al., 2010; Wang et al., 2014; Sarangi et al., 2018), 다른 연구에서 그 효과가 중요하지 않다는 것도 보고되었으며, 특히 운저 온도가 낮은 구름, 강한 바람 시어, 건조 조건 등의 환경 조건에서 나타났다(Khain et al., 2008; Lee et al., 2008; Fan et al., 2009; Lebo et al. 2012; Fan et al., 2016). 이는 위에서 언급한 되먹임의 영향은 구름 형태와 환경조건에 강한 의존성을 갖는다는 것을 의미한다.

구름응결핵 또는 빙정핵으로 작용하는 에어로졸 양에 따른 구름과 강수의 변화, 즉 구름미세물리에 미치는 영향은 선형적으로 가정되어 있으나, 사실 이 과정에는 역학, 열역학 변수, 되먹임 과정이 비선형적으로 얽혀 있는 복잡한 문제이며 여기서 에어로졸 간접 효과만을 분리해 내는 것은 매우 어려운 문제이다(Stevens and Feingold, 2009; Grabowski 2015; Grabowski and Morrison 2016; Grabowski 2018; Rosenfeld et al., 2014; Fan et al., 2016).

에어로졸-미세물리-역학간 되먹임과 관련된 연구중에

Lee et al. (2017a)은 에어로졸-구름-강수 상호작용을 이해 하기 위해 적도 지방에 발생한 혼합상 구름을 구름 분해 모형을 사용하여 모의하였다. 단일 구름계(single-cloud system)에서는 에어로졸 증가에 따른 결빙, 부력, 상승기류 증가가 에어로졸-구름-강수 과정을 결정하는 중요 인자로 확인되었다. 전구 물 순환 등 기후에 더 큰 영향을 미치는 다중 구름계(multi-cloud system)에서는 응결에 대한 에어로졸 효과가 구름계 조직과 강수의 시공간 분포에 가장 중요한 역할을 하며, 결빙에 대한 에어로졸 효과는 매우 작음을 보였다. 에어로졸 효과로 인한 증발의 증가는 돌풍전선(gust front)을 강화시키며 이는 뒤따라 발달하는 구름의 응결과 대류의 강화로 이어지며, 그 결과 구름계 조직과 강수의 시공간 분포의 변화가 나타났다. 하지만 에어로졸 효과로 인한 결빙의 증가는 다중 구름계에서 간헐적이지만 매우 강한 강도의 강수를 야기하였다. Lee et al. (2017b)은 또한 검댕(black carbon) 에어로졸 농도 증가가 다중 구름계의 안정도, 역학, 및 미세물리 특성에 미치는 영향을 평가했으며 약한 강도의 강수가 증가 하는 것을 보고하였다.

Lee et al. (2018b)은 구름분해 모형을 사용하여 도시화가 급격히 진행된 서울 지역에 발생하는 폭우(torrential rain)에 에어로졸이 미치는 영향 연구를 수행하였다. 이 연구는 공간적으로 비균질하게 분포되어 있는 에어로졸은 증발과 관련된 피드백 과정을 변화시켜 강한 수렴장을 생성하며 폭우 생성에 큰 기여를 하는 것을 보고했다. 이는 기존 연구에서 보고된 에어로졸 농도 증가에 따른 선행적인 강수 증가보다 에어로졸 공간분포 변화에 따른 폭우 발생이 더욱 중요함을 보였다.

Jeon et al. (2018)은 2017년 7월 15~16일에 발생한 강한 강수를 WRF bin microphysics 모형을 사용한 모의를 통해 에어로졸-구름-강수 상호작용 연구를 수행했다. 에어로졸 증가에 따라 찬공기 풀(cold pool)과 낮은 고도에서의 수렴은 선형적으로 증가했지만 구름의 발달과 강수는 잠열과 대류에 비선형적 의존도를 갖는 것을 보고했다.

구름-에어로졸-강수 상호작용은 기후변화 예측에 있어 매우 중요하여 전세계적으로 연구가 활발히 진행되고 있으나 그 불확실성은 여전히 크다. 현재 국내에서 이 분야에서 수행된 연구는 매우 적으며, 에어로졸-구름-강수 상호작용이 강수변화 과정에 미치는 영향에 대한 일반적인 결론을

도출을 위해서는 더 많은 연구가 필요하다. 특히, 국내에서의 연구는 모형을 사용한 모의에만 국한되어 있고, 관측을 통한 연구는 전무하다. 따라서, 에어로졸-구름-강수 상호작용의 이해 증진을 위한 첫 번째 단계로서, 김병곤(2012)이 제안한 한국형 관측 프로그램과 같은 체계적이고 지속적인 관측 기반 연구가 필요하다.

6.7. 결론

2014년 보고서에서와 마찬가지로 이번 보고서에서도 국내외 연구진이 수행한 한반도와 동북아시아 대한 구름과 에어로졸 연구는 구름 관측 연구에 매우 큰 취약성을 드러내고 있다. 여기에 비해 에어로졸 측정 연구는 상대적으로 매우 활발하고 국제적인 공동연구를 수행하는 등 높은 수준에 도달했다고 말할 수 있을 것이다. 수치모형을 이용한 구름과 에어로졸 관련 연구는 연구자의 수는 적지만 꾸준히 진행되고 있는 실정이라 할 수 있다. 종합적으로 볼 때, 구름과 에어로졸 연구 논문의 수는 아직도 절대적으로 부족하여 각 절의 연구결과에 대한 신뢰도를 평가하는 것은 쉽지 않다. 그러나 제한된 자료를 바탕으로 이 장의 주요 연구결과와 이에 대한 신뢰도를 평가하면 다음과 같다.

제주 고산이나 안면도에서 측정된 에어로졸 산란계수와 흡수계수, 수농도는 비슷한 오염 수준을 가진 아시아 다른 지역의 값과 유사한 수준이지만 세계의 다른 청정지역의 값과 비교하면 매우 높는데 이러한 결과는 매우 합당하다고 할 수 있으므로 신뢰도는 견고한 동의를 해당한다고 할 수 있다. 지상원격탐사를 이용한 에어로졸 관측은 세계적인 관측프로그램의 일환으로 수행된 것을 비롯해 높은 수준의 연구 결과를 보이고 있어 견고한 동意的 신뢰도를 갖는다고 할 수 있다. 수치모형을 이용한 한반도 에어로졸의 배출원 산정이나 황사 재현 실험의 결과는 비교할 연구가 많지 않아 제한적 동意的 신뢰도를 갖는다. 에어로졸 분포의 국지성을 감안할 때 제주 지역의 복사강제력 산정 결과는 매우 큰 의미를 갖는데 관련 연구 논문이 많지 않으므로 중간적 동意的 신뢰도를 갖는다. 수치모형 연구를 바탕으로 추정된 황사의 복사강제력은 증감 특성은 여러 연구가 유사성을 보이거나 아직 정량적인 수치가 다소 수렴되지 못한 부분이

있어 역시 중간적 동意的 신뢰도를 갖는 것으로 보인다.

이에 비해 구름 관측 연구는 매우 적어 결과의 신뢰도를 논하는 것조차 부적절하다고 할 수 있다. 전 세계적으로 볼 때에는 관측을 기반으로 한 에어로졸-구름 상호작용 연구 중에서 구름 복사 효과(Twomey 효과)와 관련한 이해도는 지난 수십년간의 지속적인 관측기술 발달과 개선에 따라 지속적으로 향상되어 중간 정도의 신뢰도를 갖는다고 할 수 있지만 에어로졸-구름-강수 상호작용에 대해서는 최근의 다양한 연구 활동에도 불구하고 관측만으로는 정량적인 산정에 한계가 있는 것으로 보고되고 있어 신뢰도는 낮은 수준이라 평가할 수 있다. 그러나 여러 편의 수치모형을 이용한 에어로졸-구름-강수 상호작용 연구 논문에서는 에어로졸의 증가에 의해 야기되는 구름발달과 강수의 변화를 조사하였는데, 약한 대류를 일으키는 구름에서는 에어로졸의 증가가 강수의 감소를 가져오는 반면, 강한 대류를 일으켜 빙정과정이 활발한 구름에서는 강수의 증대를 가져온다는 결과를 보였다. 하지만 되먹임 작용에 의한 에어로졸-구름-강수과정 변화는 상반된 결과가 도출되기에 중간적 동意的 신뢰도를 갖는다고 할 수 있다.

6.8. 참고문헌

권태영, 박준영, 최병철, 한상욱, 2015: 영동 대설과 관련된 낮은 층운형 구름의 위성관측, *대기*, 25(4), 577-589.

김병곤, 2012: 에어로졸-구름-강수 상호작용(CAPI)연구를 위한 관측 방법론 고찰, *대기*, 22(4), 437-447.

김부요, 지준범, 정명재, 조일성, 이규태, 2015: Skyviewer 영상 자료를 이용한 전운량 산출, *한국지구과학회지*, 36(4), 330-340.

김아현, 염성수, 장동영, 2018: 구름방울 활성화 과정 모수화 방법에 따른 구름 형성의 민감도 실험, *대기*, 28(2), 211-222.

박민수, 염성수, 김나진, 차주완, 류상범, 2016: 기상 관측선 기상 1호에서 관측한 황해의 에어로졸과 구름응결핵 수농도 특성 연구. *대기*, 26(2), 243-256.

오수빈, 원혜영, 하종철, 정관영, 2014: Ka-band 구름레이더와 천리안위성으로 관측된 운정고도 비교, *대기*, 24(1),

- 39-48.
- 예보영, 이규원, 권수현, 이호우, 하종철, 김연희, 2015: Ka-밴드 구름레이더 자료품질 및 구름통계 기초연구, *대기*, 25(1), 19-30.
- 은승희, 장문정, 박성민, 김병곤, 박진수, 김정수, 박일수, 2018: 연무종류별 강수발생시간 관측특성 및 에어로졸-강수 연관성 분석, *대기*, 28(2), 175-185.
- 이한아, 염성수, 2012: Takahashi 구름모형에서의 얼음 입자 충돌효율 개선, *대기*, 22(1), 73-85.
- 차주완, 서성규, 양하영, 채상희, 고아름, 노용훈, 김경익, 박동오, 최정환, 이정호, 정운선, 하종철, 2018: 인공증우(설) 원리 및 활용기술, 기술노트, 국립기상과학원, 92pp.
- 차주완, 정운선, 채상희, 고아름, 노용훈, 하종철, 박동오, 황현준, 김민후, 김경익, 구정모, 2019: 항공기를 이용한 인공증우(설) 기술과 결과분석, *대기*, 게재 허가.
- Ahn, E., Y. Huang, Thomas H. C., Darrel B., Peter I., Mark d. H., Steven T. S., Michael J. M., 2017: In situ observations of wintertime low-altitude clouds over the Southern Ocean, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 1381-1394.
- Ahn, E., Y. Huang, Steven T. S., Michael J. M., 2018: A comparison of cloud microphysical properties derived from MODIS and CALIPSO with in situ measurements over the wintertime Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 11120-11140.
- Albrecht B. A., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.
- Allen, R. J., 2019: Observationally constrained aerosol-cloud semi-direct effect. *Climate and Atmospheric Science*, 2(16).
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. Silva-Dias, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303, 1337-1342.
- Bae, S. Y., J. I. Jeong, R. J. Park, K.-S. Lim, and S.-Y. Hong, 2016: Weekly variability of precipitation induced by anthropogenic aerosols: A case study in Korea in summer 2004, *Science of the Total Environment*, 541, 1531-1539.
- Bhawar, R.L., W.S. Lee, and P. R. C. Rahul, 2016: Aerosol types and radiative forcing estimates over East Asia. *Atmospheric Environment*, 141, 532-541.
- Chae, S., K.-H. Chang, S. Seo, J.-Y. Jeong, B.-J. Kim, C. K. Kim, S. S. Yum and J. Kim, 2018: Numerical Simulations of Airborne Glaciogenic Cloud Seeding Using the WRF Model with the Modified Morrison Scheme over the Pyeongchang Region in the Winter of 2016, *Advanced in Meteorology*, 2018, 8453460.
- Chang, L.-S., A. Cho, H. Park, K. Nam, D. Kim, J.-H. Hong, and C.-K. Song, 2016: Human-model hybrid Korean air quality forecasting system, *Journal of the Air & Waste Management Association*, 66, 896-911.
- Chen, S., C. Zhao, Y. Qian, L. R. Leung, J. Huang, Z. Huang, J. Bi, W. Zhang, J. Shi, L. Yang, D. Li, and J. Li, 2016: Regional modeling of dust mass balance and radiative forcing over East Asia using WRF-Chem, *Aeolian Research*, 15, 15-30.
- Chen, S., J. Huang, L. Kang, H. Wang, X. Ma, Y. He, T. Yuan, B. Yang, Z. Huang, and G. Zhang, 2017: Emission, transport, and radiative effects of mineral dust from the Taklimakan and Gobi deserts: comparison of measurements and model results, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 2401-2421.
- Cho, et al., 2017: Wintertime aerosol optical and radiative properties in the Kathmandu Valley during the SusKat-ABC field campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 12617-12632.
- Cho, et al., 2019: Observation-based estimates of the mass absorption cross-section of black and Brown carbon and their contribution to aerosol light absorption in East Asia. *Atmospheric Environment*, /doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.05.024.
- Choi, J., R. J. Park, H.-M. Lee, S. Lee, D. S. Jo, J. I. Jeong, D. K. Henze, J.-H. Woo, S.-J. Ban, M.-D. Lee, C.-S. Lim, M.-K. Park, H. J. Shin, S. Cho, D. Peterson, and C.-K.

- Song, 2019: Impacts of local vs. trans-boundary emissions from different sectors on PM_{2.5} exposure in South Korea during the KORUS-AQ campaign, *Atmospheric Environment*, 203, 196-205.
- Choi, M., H. Lim, J. Kim, S. Lee, T. F. Eck, B. N. Holben, M. J. Garay, E. J. Hyer, P. E. Saide, and H. Liu, 2019: Validation, comparison, and integration of GOCl, AHI, MODIS, MISR, and VIIRS aerosol optical depth over East Asia during the 2016 KORUS-AQ campaign, *Atmospheric Measurement Techniques*, 12, 4619-4641.
- Choi, Y. and Y. S. Ghim, 2016: Estimation of columnar concentrations of absorbing and scattering fine mode aerosol components using AERONET data, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 121, 13628-13640.
- Ding, A. J., C. B. Fu, X. Q. Yang, J. N. Sun, T. Petäjä, V.-M. Kerminen, T. Wang, Y. Xie, E. Herrmann, L. F. Zheng, W. Nie, Q. Liu, X. L. Wei, and M. Kulmala, 2013: Intense atmospheric pollution modifies weather: A case of mixed biomass burning with fossil fuel combustion pollution in eastern China. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 10545-10554.
- Dong, B., L. J. Wilcox, E. J. Highwood, and R. T. Sutton, 2019: Impacts of recent decadal changes in Asian aerosols on the East Asian summer monsoon: roles of aerosol-radiation and aerosol-cloud interactions. *Climate Dynamics*, doi.org/10.1007/s00382-019-04698-0.
- Eun, S.-H., B.-G. Kim, K.-M. Lee, and J.-S. Park, 2016: Characteristics of recent severe haze events in Korea and possible inadvertent weather modification. *SOLA*, 12, 32-36, doi:10.2151/sola.2016-007.
- Fan, J. et al., 2009: Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research*, 114, D22206.
- Fan, J., Y. Wang, D. Rosenfeld, and X. Liu, 2016: Review of aerosol-cloud interactions: Mechanisms, significance, and challenges, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 4221-4252.
- Fan, J., D. Rosenfeld, Y. Zhang, S. E. Giangrande, Z. Li, L. A. Machado, S. T. Martin, Y. Yang, J. Wang, P. Artaxo, H. M. J. Barbosa, R. C. Braga, J. M. Comstock, Z. Feng, W. Gao, H. B. Gomes, F. Mei, C. Pöhlker, M. L. Pöhlker, U. Pöschl, and R. A. F. Souza, 2018: Substantial convection and precipitation enhancements by ultrafine aerosol particles, *Science*, 359, 411- 418.
- Ghim, Y. S., Y. Choi, S. Kim, C. H. Bae, J. Park, and H. J. Shin, 2017: Evaluation of model performance for forecasting fine particle concentrations in Korea, *Aerosol and Air Quality Research*, 17: 1856-1864.
- Gim, H.-J., S. K. Park, M. Kang, B. M. Thakuri, J. Kim, and C.-H. Ho, 2017: An improved parameterization of the allocation of assimilated carbon to plant parts in vegetation dynamics for Noah-MP, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 1776-1794.
- Grabowski, W. W., 2015: Untangling microphysical impacts on deep convection applying a novel modeling methodology, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72, 2446-2464.
- Grabowski, W. W., 2018: Can the impact of aerosols on deep convection be isolated from meteorological effects in atmospheric observations?, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75, 3347-3363.
- Grabowski, W. and H. Morrison, 2016: Untangling microphysical impacts on deep convection applying a novel modeling methodology. Part II: Double-moment microphysics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 3749-3770.
- Guo, J. et al., 2016: Delaying Precipitation and Lightning by Air Pollution over the Pearl River Delta. Part I: Observational Analyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(11), 6472-6488.
- Guo, J. et al., 2017: Declining frequency of summertime local-scale precipitation over eastern China from 1970 to 2010 and its potential link to aerosols. *Geophysical Research Letters*, 44(11), doi:10.1002/2017GL073533.

- Hoffmann, F., S. Raasch, and Y. Noh, 2015: Entrainment of aerosols and their activation in a shallow cumulus cloud studied with a coupled LCM-LES approach, *Atmospheric Research*, 156, 43-57.
- Hoffmann, F., Y. Noh, and S. Raasch, 2017: The Route to Raindrop Formation in a Shallow Cumulus Cloud Simulated by a Lagrangian Cloud Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74, 2125-2142, doi: 10.1175/JAS-D-16-0220.1.
- Holben, B. N., et al., 2018: An overview of mesoscale aerosol processes, comparisons, and validation studies from DRAGON networks, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 655-671.
- Hur, S.-K., H.-R. Oh, C.-H. Ho, J. Kim, C.-K. Song, L.-S. Chang, and J.-B. Lee, 2016: Evaluating the predictability of PM₁₀ grades in Seoul, Korea using a neural network model based on synoptic patterns, *Environmental Pollution*, 218, 1324-1333.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.
- Jang, E., K.-T. Park, Y. J. Yoon, T.-W. Kim, S.-B. Hong, S. Becagli, R. Traversi, J. Kim, and Y. Gim, 2019: New particle formation events observed at the King Sejong Station, Antarctic Peninsula - Part 2: Link with the oceanic biological activities, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 7595-7608.
- Jeon, W., Y. Choi, H. W. Lee, S.-H. Lee, J.-W. Yoo, J. Park, and H.-J. Lee, 2015: A quantitative analysis of grid nudging effect on each process of PM_{2.5} production in the Korean peninsula, *Atmospheric Environment*, 122, 763-774.
- Jeon, W., Y. Choi, P. Percell, A. H. Souri, C.-K. Song, S.-T. Kim, and J. Kim, 2016: Computationally efficient air quality forecasting tool: implementation of STOPS v1.5 model into CMAQ v5.0.2 for a prediction of Asian dust, *Geoscientific Model Development*, 9, 3671-3684.
- Jeon, Y.-L., S. Moon, H. Lee, J.-J. Baik, and J. Lkhamjav, 2018: Non-monotonic dependence of cloud microphysics and precipitation on aerosol loading in deep convective clouds: A case study using the WRF model with bin microphysics, *Atmosphere*, 9, 434.
- Jeong J. I., and R. J. Park, 2017: Winter monsoon variability and its impact on aerosol concentrations in East Asia, *Environmental Pollution*, 221, 285-292.
- Jeong, J. I., R. J. Park, and S.-W. Yeh, 2018: Dissimilar effects of two El Niño types on PM_{2.5} concentrations in East Asia, *Environmental Pollution*, 242, 1395-1403.
- Jeong, J. I., and R. J. Park, 2018: Efficacy of dust aerosol forecasts for East Asia using the adjoint of GEOS-Chem with ground-based observations, *Environmental Pollution*, 234, 885-893.
- Jeong, Y., and I. Hwang, 2015: Source apportionment of PM_{2.5} in Gyeongsan using the PMF model, *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, 31, 508-519.
- Jia, B., Y. Wang, Y. Yao, and Y. Xie, 2015: A new indicator on the impact of large-scale circulation on wintertime particulate matter pollution over China, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 11919-11929.
- Jiang, J. H., H. Su, L. Huang, Y. Wang, S. Massie, B. Zhao, A. Omar, and Z. Wang, 2018: Contrasting effects on deep convective clouds by different types of aerosols, *Nature Communications*, 9, 3874.
- Jiang, M., J. Feng, Z. Li, R. Sun, Y.-T. Hou, Y. Zhu, B. Wan, J. Guo, and M. Cribb, 2017: Potential influences of neglecting aerosol effects on the NCEP GFS precipitation forecast. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 13967-13982.
- Jin, H. G., H. Lee, and J. J. Baik, 2019: A New Parameterization

- of the Accretion of Cloud Water by Graupel and Its Evaluation through Cloud and Precipitation Simulations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(2), 381-400.
- Jo, D. S., R. J. Park, S. Lee, S. W. Kim, and X. L. Zhang, 2016: A global simulation of brown carbon: implications for photochemistry and direct radiative effect, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 3413-3432.
- Jung, J., K. Lee, M. G. Cayetano, T. Batmunkh, and Y. J. Kim, 2015: Optical and hygroscopic properties of long-range transported haze plumes observed at Deokjeok Island off the west coast of the Korean Peninsula under the Asian continental outflows, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 120, 8861-8877.
- Khain, A. P., D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 2005: Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 131, 2639-2663.
- Khain, A. P., N. BenMoshe, and A. Pokrovsky, 2008: Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 1721-1748.
- Kim, A.-H., S. S. Yum, H. Lee, D. Y. Chang, and S. Shim, 2018: Polar Cooling Effect Due to Increase of Phytoplankton and Dimethyl-Sulfide Emission, *Atmosphere*, 9(10), 384.
- Kim, B.-U., O. Kim, H. C. Kim, and S. Kim, 2016: Influence of fossil-fuel power plant emissions on the surface fine particulate matter in the Seoul capital area, South Korea, *Journal of the Air & Waste Management Association*, 66, 863-783.
- Kim, B. Y., J. B. Jee, I. S. Zo, K. T. Lee, 2016: Cloud Cover Retrieved from Skyviewer: A Validation with Human Observations, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(1), 1-10.
- Kim, C. K., and S. S. Yum, 2012: A numerical study of sea fog formation over cold sea surface using a one-dimensional turbulence model coupled with WRF, *Bound.-Layer Meteor.*, 143, 481-505.
- Kim, C. K., and S. S. Yum, 2013: A study on the transition mechanism of a stratus cloud into a warm sea fog using a single column model PAFOG coupled with WRF, *Asia-Pacific Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(2), 245-257.
- Kim, C. K., S. S. Yum, and Y.-S. Park, 2016: A numerical study of winter orographic seeding experiments in Korea using the Weather Research and Forecasting model, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 128(1), 23-38.
- Kim, D., C. Wang, A. M. L. Ekman, M. C. Barth, and D. I. Lee, 2014: The responses of cloudiness to the direct radiative effect of sulfate and carbonaceous aerosols, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 119, 1172-1185.
- Kim, H. C., E. Kim, C. Bae, J. H. Cho, B.-U. Kim, and S. Kim, 2017a: Regional contributions to particulate matter concentration in the Seoul metropolitan area, South Korea: seasonal variation and sensitivity to meteorology and emissions inventory, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 10315-10332.
- Kim, H. C., S. Kim, B.-U. Kim, C.-S. Jin, S. Hong, R. Park, S.-W. Son, C. Bae, M. Bae, C.-K. Song, and A. Stein, 2017b: Recent increase of surface particulate matter concentrations in the Seoul Metropolitan Area, Korea, Recent increase of surface particulate matter concentrations in the Seoul Metropolitan Area, Korea, *Scientific Report*, 7, 4710.
- Kim, H., J. Y. Kim, H. C. Jin, J. Y. Lee, and S. P. Lee, 2016: Seasonal variations in the light-absorbing properties of water-soluble and insoluble organic aerosols in Seoul, Korea, *Atmospheric Environment*, 129, 234-242.
- Kim, J., Y. J. Yoon, Y. Gim, H. J. Kang, J. H. Choi, K.-T. Park, and B. Y. Lee, 2017: Seasonal variations in

- physical characteristics of aerosol particles at the KingSejongStation, Antarctic Peninsula, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 12985-12999.
- Kim, J., Y. J. Yoon, Y. Gim, J. H. Choi, H. J. Kang, K.-T. Park, J. Park, and B. Y. Lee, 2019: New particle formation events observed at King Sejong Station, Antarctic Peninsula - Part 1: Physical characteristics and contribution to cloud condensation nuclei, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 7583-7594.
- Kim, J.-H., D.-R. Choi, Y.-S. Koo, J.-B. Lee, and H.-J. Park, 2016: Analysis of domestic and foreign contributions using DDM in CMAQ during particulate matter episode period of February 2014 in Seoul, *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, 32, 82-99.
- Kim J. H., S. S. Yum, S. Shim, W. J. Kim, M. Park, J.-H. Kim, M.-H. Kim, and S.-C. Yoon, 2014: On the submicron aerosol distributions and CCN number concentrations in and around the Korean Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(6), DOI: 10.5194/acpd-14-8095-2014.
- Kim, M., S.-W. Yeh, and R. J. Park, 2016: Effects of sulfate aerosol forcing on East Asian summer monsoon for 1985-2010, *Geophysical Research Letters*, 43, 1364-1372.
- Kim, M. H., A. H. Omar, J. L. Tackett, M. A. Vaughan, D. M. Winker, C. R. Trepte, Y. X. Hu, Z. Y. Liu, L. R. Poole, M. C. Pitts, J. Kar, and B. E. Magill, 2018: The CALIPSO version 4 automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm, *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 6107-6135.
- Kim, N., M. Park, S. S. Yum, J. S. Park, I. H. Song, H. J. Shin, J. Y. Ahn, K.-H. Kwak, H. Kim, G.-N. Bae, and G. Lee, 2017: Hygroscopic properties of urban aerosols and their cloud condensation nuclei activities measured in Seoul during the MAPS-Seoul campaign, *Atmospheric Environment*, 153, 217-232.
- Kim, N., M. Park, S. S. Yum, J. S. Park, H. J. Shin, and J. Y. Ahn, 2018: Impact of urban aerosol properties on cloud condensation nuclei (CCN) activity during the KORUS-AQ field campaign, *Atmospheric Environment*, 185, 221-236.
- Kim, S.-H., M.-S. Suh, and J.-H. Han, 2019: Development of fog detection algorithm during nighttime using Himawari-8/AHI satellite and ground observation data, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 337-350.
- Kim, S.-M., J. Yoon, K.-J. Moon, D.-R. Kim, J.-H. Koo, M. Choi, K. N. Kim, and Y. G. Lee, 2018: Empirical Estimation and Diurnal Patterns of Surface PM_{2.5} Concentration in Seoul Using GOCI AOD, *Korean Journal of Remote Sensing*, 34, 451-463.
- Kim, Y., S. W. Kim, M. H. Kim, S. C. Yoon, 2014a: Geometric and optical properties of cirrus clouds inferred from three-year ground-based lidar and CALIOP measurements over Seoul, Korea, *Atmospheric Research*, 139, 27-35.
- Kim, Y., S.-W. Kim, S.-C. Yoon, M.-H. Kim, and K.-H. Park, 2014b: Aerosol properties and associated regional meteorology during winter pollution event at Gosan climate observatory, Korea, *Atmospheric Environment*, 85, 9-17.
- Kim, Y. P., and G. Lee, 2018: Trend of air quality in Seoul: policy and science, *Aerosol and Air Quality Research*, 18: 2141-2156.
- Kim, Y. P., G. Lee, L. Emmons, R. Park, and N.-H. Lin, 2018: Preface to a Special Issue "Megacity Air Pollution Studies (MAPS)", *Aerosol and Air Quality Research*, 18, I-IV.
- Koo, J. H., J. Kim, J. Lee, T. F. Eck, Y. G. Lee, S. S. Park, M. Kim, U. Jung, J. Yoon, J. Mok, and H. K. Cho, 2016a: Wavelength dependence of Angstrom exponent and single scattering albedo observed by skyradiometer in Seoul, Korea, *Atmospheric Research*, 181, 12-19.
- Koo, J.-H., J. Kim, J. Kim, H. Lee, Y. M. Noh, and Y. G. Lee, 2016b: Springtime trans-Pacific transport of Asian

- pollutants characterized by the Western Pacific (WP) pattern, *Atmospheric Environment*, 147, 166-177.
- Koren, I., L. A. Remer, O. Altaratz, J. V. Martins, and A. Davidi, 2010: Aerosol-induced changes of convective cloud anvils produce strong climate warming. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 5001-5010.
- Koren, I., O. Altaratz, L. A. Remer, G. Feingold, J. V. Martins, and R. H. Heiblum, 2012: Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes. *Nature Geoscience*, 5, 118-122.
- Koren, I., G. Dagan, and O. Altaratz, 2014: From aerosol-limited to invigoration of warm convective clouds. *Science*, 344, 1143-1146.
- KORUS-AQ RSSR (Rapid Science Synthesis Report), 2017, <https://espo.nasa.gov/korus-aq/content/KORUS-AQ>.
- Lebo, Z. J., H. Morrison, and J. H. Seinfeld, 2012: Are simulated aerosol-induced effects on deep convective clouds strongly dependent on saturation adjustment? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 9941-9964.
- Lee, H., and J.-J. Baik, 2016: Effects of turbulence-induced collision enhancement on heavy precipitation: The 21 September 2010 case over the Korean Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 319-342.
- Lee, H., and J.-J. Baik, 2017: A physically Based Autoconversion Parameterization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(5), 1599-1616.
- Lee, H., and J.-J. Baik, 2018: A Comparative Study of Bin and Bulk Cloud Microphysics Schemes in Simulating a Heavy Precipitation Case, *Atmosphere*, 9(12), 475.
- Lee, H., J.-J. Baik, and A. P. Khain, 2018: Turbulence Effects on Precipitation and Cloud Radiative Properties in Shallow Cumulus: an Investigation Using the WRF-LES Model Coupled with Bin Microphysics. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 54(3), 457-471.
- Lee, H., J.-J. Baik, and J.-Y. Han, 2015: Effects of turbulence on warm clouds and precipitation with various aerosol concentrations, *Atmospheric Research*, 153, 19-33.
- Lee, H., S. S. Yum, and S. Shim, 2016: Implementation of a new empirical relationship between aerosol and cloud droplet concentrations in a climate model, *Climate Research*, 70(1), 57-76.
- Lee, H.-M., R. J. Park, D. K. Henze, S. Lee, C. Shim, H.-J. Shin, K.-J. Moon, and J.-H. Woo, 2017: PM_{2.5} source attribution for Seoul in May from 2009 to 2013 using GEOS-Chem and its adjoint model, *Environmental Pollution*, 221, 377-384.
- Lee, H. J., J. E. Kang, and C. H. Kim, 2015: Forty-year (1971-2010) semiquantitative observations of visibility-cloud-precipitation in Korea and its implication for aerosol effects on regional climate, *Journal of the Air & Waste Management Association*, 65(7), 788-799.
- Lee, S., C. H. Song, R. S. Park, M. E. Park, K. M. Hanm J. Kim, M. Choi, Y. S. Ghim, and J.-H. Woo, 2016: GIST-PM-Asia v1: development of a numerical system to improve particulate matter forecasts in South Korea using geostationary satellite-retrieved aerosol optical data over Northeast Asia, *Geoscientific Model Development*, 9, 17-39.
- Lee, S., J. Hong, Y. Cho, M. Choi, J. Kim, S. S. Park, J.-Y. Ahn, S.-K. Kim, K.-J. Moon, T. F. Eck, B. N. Holben, and J.-H. Koo, 2018: Characteristics of Classified Aerosol Types in South Korea during the MAPS-Seoul Campaign, *Aerosol and Air Quality Research*, 18, 2195-2206.
- Lee, S., J. Kim, M. Choi, J. Hong, H. Lim, T. F. Eck, B. N. Holben, J.-Y. Ahn, J. Kim, and J.-H. Koo, 2019: Analysis of long-range transboundary transport (LRTT) effect on Korean aerosol pollution during the KORUS-AQ campaign, *Atmospheric Environment*, 204, 53-67.
- Lee, S. S., L. J. Donner, V. T. J. Phillips, and Y. Ming, 2008: The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud- system organization, shear and stability, *Journal of Geophysical Research*,

- 113, D16202.
- Lee, S. S., J. Guo, and Z. Li, et al., 2016: Delaying precipitation by air pollution over the Pearl River Delta: 2. Model simulations. *Journal of Geophysical Research*, 121, 11,739-11,760.
- Lee, S. S., B. G. Kim, S. S. Yum, K. H. Seo, C. H. Jung, J. S. Um, Z. Li, J. K. Hong, K. H. Chang, J. Y. Jeong, 2017a: Effects of aerosol on evaporation, freezing and precipitation in a multiple cloud system, *Climate Dynamics*, 48, 1069-1087.
- Lee, S. S., Z. Li, J. Mok, M. H. Ahn, B. G. Kim, Y. S. Choi, C. H. Jung, H. L. Yoo, 2017b: Interactions between aerosol absorption, thermodynamics, dynamics, and microphysics and their impacts on a multiplecloud system, *Climate Dynamics*, 17, DOI 10.1007/s00382-017-3552-xe.
- Lee, S. S., B. G. Kim, Z. Li, Y. S. Choi, C. H. Jung, J. Um, J. Mok, K. H. Seo, 2018a: Aerosol as a potential factor to control the increasing torrential rain events in urban areas over the last decades, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 12531-12550.
- Lee S. S., B.-G. Kim, H.-G. Nam, S. S. Yum, Y.-S. Choi, and C.-H. Jung, 2018b: Factors that control heavy snowfalls in the eastern coast of Korea. *TAO: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 29(3), 301-314.
- Lee, Y. G., J. Kim, C.-H. Ho, S.-I. Ahn, H.-K. Cho, R. Mao, B. Tian, D. Wu, J. N. Lee, O. Kalashnikova, Y. Choi, and S.-W. Yeh, 2015a: The effects of ENSO under negative AO phase on spring dust activity over northern China: an observational investigation, *International Journal of Climatology*, 35, 935-947.
- Lee, Y. G., C.-H. Ho, J.-H. Kim, and J. Kim, 2015b: Quiescence of Asian dust events in South Korea and Japan during 2012 spring: Dust outbreaks and transports, *Atmospheric Environment*, 114, 92-101.
- Lennartson, E., M., J. Wang, J. Gu, L. C. Garcia, C. Ge, M. Gao, M. Choi, P. E. Saide, G. R. Carmichael, J. Kim, and S. J. Janz, 2018: Diurnal variation of aerosol optical depth and PM_{2.5} in South Korea: a synthesis from AERONET, satellite (GOCl), KORUS-AQ observation, and the WRF-Chem model, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 15125-15144.
- Li, Z. et al., 2016: Aerosol and monsoon climate interactions over Asia. *Rev. Geophys.*, 54(4), doi:10.1002/2015RG000500.
- Lim K. S., and S.-Y. Hong 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models, *Monthly weather review*, 138, 1587-1612.
- Lim, S., M. Lee, S. W. Kim, S. C. Yoon, G. Lee, and Y. J. Lee, 2014: Absorption and scattering properties of organic carbon versus sulfate dominant aerosols at Gosan climate observatory in Northeast Asia, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 7781-7793.
- Liu, L., X. Huang, A. Ding, and C. Fu, 2016: Dust-induced radiative feedbacks in north China: A dust storm episode modeling study using WRF-Chem, *Atmospheric Environment*, 129, 43-54.
- Lkhamjav, J., H. Lee, Y.-L. Jeon, J. M. Seo, and J.-J. Baik, 2018: Impacts of Aerosol Loading on Surface Precipitation from Deep Convective Systems over North Central Mongolia, *Asia-Pacific Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(4), 587-598.
- Mok, J., N. A. Krotkov, A. Arola, O. Torres, H. Jethva, M. Andrade, G. Labow, T. F. Eck, Z. Q. Li, R. R. Dickerson, G. L. Stenchikov, S. Osipov, and X. R. Ren, 2016: Impacts of brown carbon from biomass burning on surface UV and ozone photochemistry in the Amazon Basin, *Scientific reports*, 6.
- Mok, J., N. A. Krotkov, O. Torres, H. Jethva, Z. Q. Li, J. Kim, J. H. Koo, S. J. Go, H. Irie, G. Labow, T. F. Eck, B. N. Holben, J. Herman, R. P. Loughman, E. Spinei, S. S. Lee, P. Khatri, and M. Campanelli, 2018: Comparisons of spectral aerosol single scattering albedo in Seoul,

- South Korea, *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 2295-2311.
- Moon, Y. S., Y. S. Koo, and O. J. Jung, 2014: Analysis of sensitivity to prediction of particulate matters and related meteorological fields using the WRF-Chem model during Asian dust episode days, *Journal of Korean Society for Atmospheric Environment*, 35, 1-18.
- Nam, J., S. W. Kim, R. J. Park, J. S. Park, and S. S. Park, 2018: Changes in column aerosol optical depth and ground-level particulate matter concentration over East Asia, *Air Quality, Atmosphere & Health*, 11, 49-60.
- Nault, B. A., P. Campuzano-Jost, D. A. Day, J. C. Schroder, B. Anderson, A. J. Beyersdorf, D. R. Blake, W. H. Brune, Y. Choi, C. A. Corr, J. A. de Gouw, J. Dibb, J. P. DiGangi, G. S. Diskin, A. Fried, L. G. Huey, M. J. Kim, C. J. Knote, K. D. Lamb, T. Lee, T. Park, S. E. Pusede, E. Scheuer, K. L. Thornhill, J.-H. Woo, and J. L. Jimenez, 2018: Secondary organic aerosol production from local emissions dominates the organic aerosol budget over Seoul, South Korea, during KORUS-AQ, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 17769-17800.
- Noh, Y., D. Muller, K. Lee, K. Kim, K. Lee, A. Shimizu, I. Sano, and C. B. Park, 2017: Depolarization ratios retrieved by AERONET sun-sky radiometer data and comparison to depolarization ratios measured with lidar, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 6271-6290.
- Noh, Y., D. Muller, S. K. Shin, D. Shin, and Y. J. Kim, 2016: Vertically-resolved profiles of mass concentrations and particle backscatter coefficients of Asian dust plumes derived from lidar observations of silicon dioxide, *Chemosphere*, 143, 24-31.
- Noh, Y., D. Oh, F. Hoffmann, and S. Raasch, 2018: A Cloud Microphysics Parameterization for Shallow Cumulus Clouds Based on Lagrangian Cloud Model Simulations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75, 4031-4047.
- Noh, Y.-J., J. M. Forsythe, S. D. Miller, and C. J. Seaman, 2017: Cloud-base height estimation from VIIRS. Part II: A statistical algorithm based A-train satellite data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34, 585-598.
- Noh, Y. J., S. D. Miller, 2018: Chapter 3 - Detection of Mixed-Phase Clouds From Shortwave and Thermal Infrared Satellite Observations, *Mixed-Phase Clouds Observations and Modelling*, 2018, 43-67.
- Noh, Y. J., S. D. Miller, A. K. Heidinger, G. G. Mace, A. Protat, S. P. Alexander, 2019: Satellite-Based Detection of Daytime Supercooled Liquid-Topped Mixed-Phase Clouds Over the Southern Ocean Using the Advanced Himawari Imager, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 2677-2701.
- Noh, Y. M., D. H. Shin, and D. Muller, 2017: Variation of the vertical distribution of Nabro volcano aerosol layers in the stratosphere observed by LIDAR, *Atmospheric Environment*, 154, 1-8.
- Noh, Y. M., et al., 2016: Influence of the vertical absorption profile of mixed Asian dust plumes on aerosol direct radiative forcing over East Asia. *Atmospheric Environment*, 138, 191-204.
- Oh, Y. A., D. H. Lee, S. H. Jung, K. Y. Nam, G. W. Lee, 2016: Attenuation Correction Effects in Rainfall Estimation at X-Band Dual-Polarization Radar: Evaluation with a Dense Rain Gauge Network, *Advances in Meteorology*, 2016, D9716535.
- Oh, S. B., Y. H. Lee, J. H. Jeong, Y.H. Kim, S. Joo, 2018: Estimation of the liquid water content and Z-LWC relationship using Ka-band cloud radar and a microwave radiometer, *Meteorological Applications*, 25, 423-434.
- Oh, S.-B., P. Kollias, J. S. Lee, S. W. Lee, Y. H. Lee, J. H. Jeong, 2019: Rain-Rate Estimation Algorithm using Signal Attenuation of Ka-band Cloud Radar, *Meteorological Applications*, 12, doi: 10.1002/met.1825.
- Park, M., S. S. Yum, and J. H. Kim, 2015: Characteristics of submicron aerosol number size distribution and

- new particle formation events measured in Seoul, Korea, during 2004-2012. *Asia-Pacific Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(1), DOI: 10.1007/s13143-014-0055-0.
- Park, M., S. S. Yum, N. Kim, J. W. Cha, B. Shin, and S.-B. Ryoo, 2018: Characterization of submicron aerosols and CCN over the Yellow Sea measured onboard the Gisang 1 research vessel using the positive matrix factorization analysis method, *Atmospheric Research*, 214, 430-441.
- Park, R. J., and S.-W. Kim, 2014: Air quality modeling in East Asia: present issues and future directions, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 105-120.
- Park, R. S., S. Lee, S.-K. Shin, and C. H. Song, 2014: Contribution of ammonium nitrate to aerosol optical depth and direct radiative forcing by aerosols over East Asia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 2185-2201.
- Park, S., S. Y. Cho, and M.-S. Bae, 2015: Source identification of water-soluble organic aerosols at a roadway site using a positive matrix factorization analysis, *Science of the Total Environment*, 533, 410-421.
- Park, S., M. Shin, J. Im, C.-K. Song, M. Choi, J. Kim, S. Lee, R. Park, J. Kim, D.-W. Lee, and S.-K. Kim, 2019: Estimation of ground-level particulate matter concentrations through the synergistic use of satellite observations and process-based models over South Korea, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 1097-1113.
- Park, S.-M., I.-H. Song, J. S. Park, J. Oh, K. J. Moon, H. J. Shin, J. Y. Ahn, M.-D. Lee, J. Kim, and G. Lee, 2018: Variation of PM_{2.5} Chemical Compositions and their Contributions to Light Extinction in Seoul, *Aerosol and Air Quality Research*, 18, 2220-2229.
- Park, S.-U., 2015: Spatial distributions of aerosol loadings and depositions in East Asia during the year 2010, *Atmospheric Environment*, 107, 244-254.
- Park, S.-U., I.-H. Lee, A. Choe, and S. J. Joo, 2015: Contributions of the pollutant emission in South Korea to the aerosol concentrations and depositions in Asia, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 51, 183-195.
- Park, S.-U., I.-H. Lee, and S. J. Joo, 2016: Spatial and temporal distributions of aerosol concentrations and depositions in Asia during the year 2010, *Science of the Total Environment*, 542, 210-222.
- Park, S.-U., and M.-S. Park, 2014: Aerosol size distributions observed at Naiman in the Asian dust source region of Inner Mongolia, *Atmospheric Environment*, 82, 17-23.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical Research Letters*, 26, 3105-3108.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae, 2008: Flood or Drought: How Do Aerosols Affect Precipitation?, *Science*, 321, 1309-1313.
- Rosenfeld, D. et al., 2014: Global observations of aerosol-cloud-precipitation-climate interactions. *Reviews of Geophysics*, 52, 750-808.
- Saide, P. E., J. Kim, C. H. Song, M. Choi, Y. Cheng, and G. R. Carmichael, 2014: Assimilation of next generation geostationary aerosol optical depth retrievals to improve air quality simulations, *Geophysical Research Letters*, 41, 9188-9196.
- Samset, B. H. et al. 2016: Fast and slow precipitation responses to individual climate forcings: A PDRMIP multimodel study. *Geophysical Research Letters*, 43, 2782-2791.
- Sarangi, C. V. P. Kanawade, S. N. Tripathi, A. Thomas, and D. Ganguly, 2018: Aerosol-induced intensification of cooling effect of clouds during Indian summer monsoon, *Nature Communications*, 9, 3754.
- Schmale, J. et al., 2017: Collocated observations of cloud condensation nuclei, particle size distributions, and chemical composition, *Scientific Data*, 4, 170003.
- Schmale, J. et al., 2018: Long-term cloud condensation nuclei number concentration, particle number size

- distribution and chemical composition measurements at regionally representative observatories. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 2853–2881.
- Seaman, C. J., Y.-J. Noh, and S. D. Miller, 2017: Cloud-base height estimation from VIIRS. Part I: Operational algorithm validation against CloudSat, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34, 567–583.
- Seo, S., J. Kim, H. Lee, U. Jeong, W. Kim, B. N. Holben, S.-W. Kim, C. H. Song, and J. H. Lim, 2015: Estimation of PM₁₀ concentrations over Seoul using multiple empirical models with AERONET and MODIS data collected during the DRAGON-Asia campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 319–334.
- Shin, S. K., M. Tesche, Y. Noh, and D. Müller, 2019: Aerosol-type classification based on AERONET version 3 inversion products, *Atmospheric Measurement Techniques*, 12, 3789–3803.
- Song et al., 2019: Development of a new visibility parameterization based on the measurement of fog microphysics at a mountain site in Korea. *Atmospheric Research*, 229, 115–126.
- Stevens, B., and G. Feingold, 2009: Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, 461, 607–613.
- Stjern, C. W. et al. 2017: Rapid adjustments cause weak surface temperature response to increased black carbon concentrations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 11,462–11,481.
- Takahashi, K., K. Nansai, S. Tohno, M. Nishizawa, J. Kurokawa, and T. Ohara, 2014: Production-based emissions, consumption-based emissions and consumption-based health impacts of PM_{2.5} carbonaceous aerosols in Asia, *Atmospheric Environment*, 97, 406–415.
- Tao, W.-K., J.-P. Chen, Z. Li, C. Wang, and C. Zhang, 2012: Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50, RG2001.
- Tian, R. et al., 2018: Radiative absorption enhancement of dust mixed with anthropogenic pollution over East Asia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(11), 7815–7825.
- Twomey, S., 1977: Influence of pollution on shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1149–1152.
- Um, J. and G. M. McFarquhar, 2015: Formation of atmospheric halos and applicability of geometric optics for calculating single-scattering properties of hexagonal ice crystals: Impacts of aspect ratio and ice crystal size, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 165, 134–152.
- Um, J., G. M. McFarquhar, Y. P. Hong, S. S. Lee, C. H. Jung, R. P. Lawson, Q. Mo, 2015: Dimensions and aspect ratios of natural ice crystals, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 3933–3956.
- Um, J., G. M. McFarquhar, J. L. Stith, C. H. Jung, S. S. Lee, J. Y. Lee, Y. Shin, Y. G. Lee, Y. I. Yang, S. S. Yum, B. G. Kim, J. W. Cha, A. R. Ko, 2018: Microphysical characteristics of frozen droplet aggregates from deep convective clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 16915–16930.
- Wang, Y., R. Zhang, and R. Saravanan, 2014: Asian pollution climat-ically modulates mid-latitude cyclones following hierarchical modelling and observational analysis, *Nature Communications*, 5, 3098.
- Wang, Z., S. Itahashi, I. Uno, X. Pan, K. Osada, S. Yamamoto, T. Nishizawa, K. Tamura, and Z. Wang, 2017: Modeling the long-range transport of particulate matters for January in East Asia using NAQPMS and CMAQ, *Aerosol and Air Quality Research*, 17: 3065–3078.
- Yang, J. H., J. M. Yoo, Y. S. Choi, D. Wu, J. H. Jeong, 2019: Probability Index of Low Stratus and Fog at Dawn using Dual Geostationary Satellite Observations from COMS and FY-2D near the Korean Peninsula, *remote sensing*, 11, 1283.
- Yeom, J. M., S. S. Yum, Y. Liu, C. Lu, 2017: A study on the entrainment and mixing process in the continental

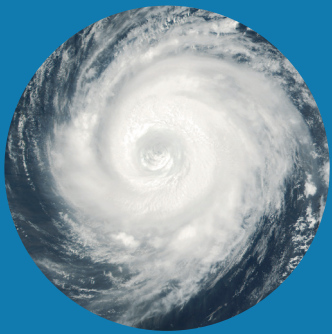
- stratocumulus clouds measured during the RACORO campaign, *Atmospheric Research*, 194, 89-99.
- Yeom, J. M., Yum, S. S., Mei, F., Schmid, B., Comstock, J., Machado, L. A., & Cecchini, M. A. (2019). Impact of secondary droplet activation on the contrasting cloud microphysical relationships during the wet and dry seasons in the Amazon, *Atmospheric Research*, 230, 104648.
- Yoo, J. M., G. H. Choo, K. H. Lee, D. L. Wuc, J. H. Yang, J. D. Park, Y. S. Choi, D. B. Shin, J. H. Jeong, J. M. Yoo, 2018: Improved detection of low stratus and fog at dawn from dual geostationary (COMS and FY-2D) satellites, *Remote Sensing of Environment*, 211, 292-306.
- Yoon, J., J. P. Burrows, M. Vountas, W. von Hoyningen-Huene, D. Y. Chang, A. Richter, and A. Hilboll, 2014: Changes in atmospheric aerosol loading retrieved from space-based measurements during the past decade, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 6881-6902.
- Yoon, J., A. Pozzer, D. Y. Chang, J. Lelieveld, J. Kim, M. Kim, Y. G. Lee, J. H. Koo, J. Lee, and K. J. Moon, 2016: Trend estimates of AERONET-observed and model-simulated AOTs between 1993 and 2013, *Atmospheric Environment*, 125, 33-47.
- Yoon, J., D. Y. Chang, J. Lelieveld, A. Pozzer, J. Kim, and S. S. Yum, 2019: Empirical evidence of a positive climate forcing of aerosols at elevated albedo. *Atmospheric Environment*, 229, doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.07.001.
- Yum, S. S., J. Wang, Y. Liu, G. Senum, S. Springston, R. McGraw, J. M. Yeom, 2015: Cloud microphysical relationships and their implication on entrainment and mixing mechanism for the stratocumulus clouds measured during the VOCALS project, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 5047-5069.
- Zhao et al., 2017: Enhanced PM_{2.5} pollution in China due to aerosol-cloud interactions. *Scientific Report*, DOI:10.1038/s41598-017-04096-8.
- Zou, Y., Y. Wang, Y. Zhang, and J.-H. Koo, 2017: Arctic sea ice, Eurasia snow, and extreme winter haze in China, *Science Advances*, 3, e1602751.



제 7 장

인위적 및 자연적 복사강제력

202	7.1. 서론
204	7.2. 대류권 오존
209	7.3. 인위적 복사강제력
215	7.4. 자연적 복사강제력
221	7.5. 배출량 매트릭스
226	7.6. 결론
227	7.7. 참고문헌



제 7 장 인위적 및 자연적 복사강제력



7.1. 서론

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도와 동아시아 인위적·자연적 복사강제력 관련하여 (1) 과거 20년간의 동아시아지역 봄철 오존농도 증가의 30%가 기상요소의 변동성에 의해 설명될 수 있음을 보고하였다. 또한, (2) 동아시아지역이 검댕에 의한 복사강제력은 $+2.1(1.2\sim 2.3)$ $W m^{-2}$ 로 이산화탄소에 의한 전지구 복사강제력($1.82 W m^{-2}$)에 상응하는 값으로 추정되나, (3) 지역 규모의 연구결과가 충분히 도출되지 않아 한반도 또는 동아시아 지역에 대해서 복사강제력의 신뢰수준을 논의하기는 매우 어려움을 보고하였다. 마지막으로 (4) 국내에서는 2010년부터 온실가스 환경영향평가시 지구온난화지수(Global Warming Potential, GWP)를 사용하고 있음을 보고하였다.

인간 활동에 기인한 인위적 요인과 자연적인 원인에 의한 대기 조성의 변화는 지구복사에너지 수지의 변화를 일으키며, 기후시스템 내의 다양한 피드백을 통해 궁극적으로 전 지구 기온 상승 등의 기후변화를 유발하는 근원이다. 복사강제력(Radiative Forcing; RF)은 인위적 요인에 의해 대기 중 농도가 증가한 온실가스나 에어로졸 등에 의해 발생하는 지구복사에너지 균형의 변화를 정량화하기 위하여 사용되며, 양의 복사강제력은 지구 온난화를, 음의 복사강제력은 지구 냉각화를 의미한다. 이전 4차까지의 평가보고서들과 달리, IPCC 5차 평가보고서에서는 복사강제력 이외에 유효복사강제력(Effective radiative forcing; ERF)을 도입하였다. 유효복사강제력(ERF)은 복사강제력 개념에 기초하여, 지구 평균기온과 표면상태가 변하지 않음을 가정했을 때 대기 조성들에 의한 강제력에 반응하여 대류권이 빠르게 변화하는 되먹임(feedbacks)을 포함한 개념이다. 유효복사강제력은 에어로졸-구름 및 에어로졸-복사 상호작용 등을 포함하는 더 넓은 범위의 영향을 정량화하는 데 유리하다. 따라서

잘 혼합된 온실가스들에 대해서는 유효복사강제력과 복사강제력은 유사하지만, 유효복사강제력이 가까운 미래의 기후 강제요소들(climate forcers)에 대한 기후 반응을 규명하는데 더 유용한 장점이 있다.

유효복사강제력은 전 지구 평균 지면 온도, 해양온도, 해빙 덮임 면적 등 대부분 변수들의 섭동에 대한 빠른 조절을 허용하기 때문에 기후 반응을 정량화하는데 더 유용하지만, 대부분의 경우 유효복사강제력과 복사강제력이 거의 같거나 차이가 작은 것으로 알려져 있다(Shindell et al., 2013). 다만, 유효복사강제력에 포함된 빠른 조절과정이 기후모델마다 다르므로 유효복사강제력 추정에 대한 불확실성 범위는 복사강제력에 대한 범위보다 더 큰 경향이 있다.

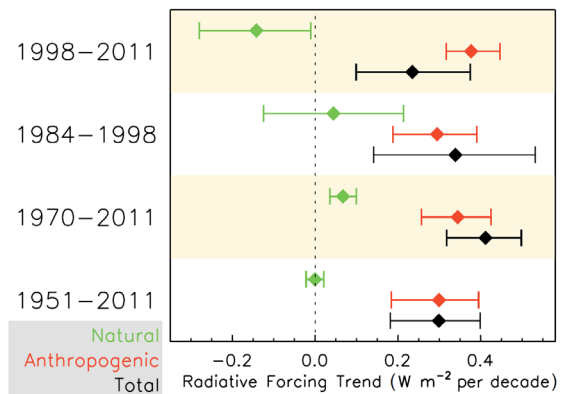


그림 7.1. 기간별(좌측) 인위적, 자연적 그리고 총 복사강제력의 선형적 변화 경향(IPCC, 2013).

천문학적 요인(지구 공전궤도, 세차 운동, 황도 경사, 태양 활동 등의 변화)과 지질학적 요인(지각변동, 화산활동)에 기인한 자연적 복사강제력의 경우, 비록 1984-1998년에는 증가하는 경향을, 1998-2011년은 반대로 감소하는 경향을 보였으나, 전체적으로 지난 1951년 이후 거의 변화하지 않았다(그림 7.1). 자연적 요인 중 태양복사속(solar irradiance)

은 1600년대에 비하여 현재 약 0.04% 증가하였으며, 이 기간의 복사강제력은 $+0.1 \text{ W m}^{-2}$ 이다(IPCC, 2013). 1980년 이후 태양복사속에 의한 강제력은 -0.1 W m^{-2} 가량으로 산정되었다(그림 7.2).

Radiative forcing of climate between 1980 and 2011

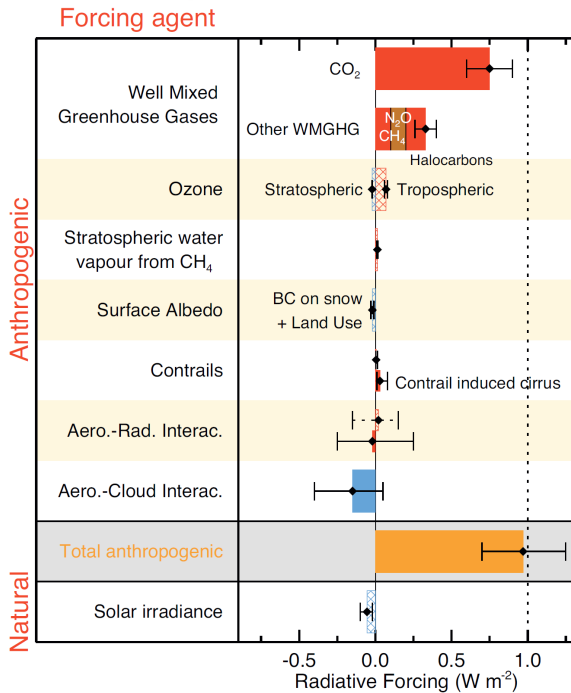


그림 7.2. 1980~2011년 기간의 자연적·인위적 요인에 의한 기후변화의 복사강제력(RF)과 에어로졸-구름 상호작용(ERFaci)에 기인한 유효복사강제력(ERF)과 에어로졸-복사 상호작용에 기인한 RF와 연관된 rapid adjustment에 기인한 유효복사강제력(ERF). 수평 막대는 불확성을 나타냄(IPCC, 2013).

인간 활동으로 인한 대기 중 온실가스 증가로 인하여 2011년에는 지구 평균 이산화탄소(CO₂)가 391 ppm, 메탄(CH₄)이 1,803 ppb 그리고 아산화질소(N₂O)가 324 ppb에 이르렀다. 1750년과 2011년 기간의 이들의 복사강제력은 각각 1.82, 0.48, 0.17 W m^{-2} 에 이르며, 염화불화탄소(CFCs)와 수소불화탄소(HCFCs) 그리고 염화탄소(chlorocarbon)의 총 복사강제력은 0.32 W m^{-2} 에 이른다(IPCC, 2013). 인간 활동에 의한 장기체류 온실가스 증가는 온실효과를 강화하기에, 결과적으로 복사강제력은 계속해서 증가하게 된다. 1980년부터 2011년 사이의 CO₂의 복사강제력은 약 $+0.75 \text{ W m}^{-2}$ 로 총 인위적 복사강제력(total anthropogenic radiative

forcing; 0.98 W m^{-2})의 3/4수준으로 크게 나타났다(그림 7.2). 성층권 오존의 파괴로 인한 복사강제력은 -0.05 W m^{-2} 이며, 대류권 오존의 증가로 인한 복사강제력은 $+0.40 \text{ W m}^{-2}$ 이다(IPCC, 2013). 지표면 알베도 변화로 인한 직접적인 복사강제력은 약 -0.15 W m^{-2} 로 추정된다(IPCC, 2013). 대기에서의 잔류 시간이 매우 긴 CO₂, CH₄, N₂O, CFCs 등 온실가스에 의한 복사강제력은 꾸준히 증가하고 있으며, 태양복사속의 변화로 인한 복사강제력은 최근 들어(1980~2011년) 음의 값으로 감소하였다. 성층권 오존과 수증기는 각각 음과 양의 복사강제력에 유발하고 있으며, 이러한 경향은 1980년 이후에도 변화가 없는 것으로 분석되었다.

IPCC 5차 보고서에서 에어로졸의 복사강제력은 에어로졸-복사 상호작용(aerosol-radiation interaction, ERFari)과 에어로졸-구름 상호작용(aerosol-cloud interaction, ERFaci)으로 나눠 제시하고 있다. 여러 모델과 관측 자료를 이용한 최선의 에어로졸-복사 상호작용(ari) 복사강제력 값(1750~2011년)을 -0.35 W m^{-2} 으로 산정하였으며, 1980~2011년 기간의 경우 그 값이 매우 작지만 불확실성은 여전히 크게 추정하였다(그림 7.2). 에어로졸-구름 상호작용(aci)의 경우 강제력의 크기는 IPCC 4차 보고서에 비해 산정 값의 범위가 감소하였으며, 에어로졸의 총 유효복사강제력은 1750~2011년 기간에 대해 -0.9 W m^{-2} 로, 1980-2011년 기간의 경우는 약 -0.18 W m^{-2} 로 산정되었다.

GWP(Global Warming Potential)와 GTP(Global Temperature Potential) 같은 배출 매트릭스들은 기후변화원인물질의 배출 그리고 지역·국가 또는 배출원·부문 단위의 배출이 기후변화에 미치는 영향에 대하여 상대적인 기여도와 절대적인 기여도를 정량화하는 데 사용되어왔다. 최근 GWP와 GTP에서 고려하지 않은, 혹은 불확실한 요소들에 대한 조사가 지속되고 있으며, 한편으로 피드백이 고려되지 않아 배출량 매트릭스로서 한계를 지닌 GWPN나 GTP를 보완한 지속적인 플렉스의 잠재 가열지수(Sustained-flux Global Warming potential; SGWP)나 지속적인 플렉스의 잠재 냉각지수(Sustained-flux Global Cooling Potential; SGCP)와 같은 매트릭스들이 제안되고 있다.

한편, 우리나라는 1990년대 이후부터 온실가스(이산화탄소, 메탄, 할로카본 등 극미량 온실가스 등), 반응 가스(지표 오존, 일산화탄소 등), 에어로졸(산란계수, 흡수계수, 블랙

카본 등), 대기복사(태양복사, 지구복사 등), 강수화학(산성도, 전기전도도, 이온량), 자외선 등의 기후변화 원인물질들과 요인들을 국제 네트워크(세계기상기구 지구대기감시프로그램 등)와 유기적으로 연계하여 감시하여 오고 있다. 그러나 관측 기간이 상대적으로 짧아 우리나라 관측 자료만으로 기후변화원인물질의 최근 변화 특성과 연관된 한반도의 기후변화를 논의하기는 어려운 실정이다. 또한, 기후모델을 통한 자연적·인위적 기후변화원인물질들에 의한 복사강제력 산정 및 배출량 매트릭스 관련 연구가 국내보다는 국외 학술지에 더 많이 발표되고 있어, 국내 연구기관의 기후변화 원인물질의 복사강제력에 관한 연구 활성화가 시급한 실정이다. 본 장에서 다루는 내용은 연속성을 고려하여 지난 2014년 보고서에서 다루었던 소주제 들을 포함하되, 2014년 보고서 이후에 발간된 논문들을 기초로 작성되었으며, 가능한 한반도를 포함하는 동아시아 지역을 다룬 최근 연구결과들을 중심으로 기술하였다.

7.2. 대류권 오존

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 대표적인 온실가스이자 중요한 대기오염물질중의 하나인 대류권 오존(O₃)에 대한 한반도 공간 분포의 특성 및 장기 추이를 살펴 보았다. 지표면 오존은 늦봄과 초여름에 높고 겨울철에 낮은 뚜렷한 계절 변화가 나타나고, 또한 뚜렷한 지역적 특성을 보였는데 연평균 오존농도는 오염원이 밀집된 수도권 및 대도시에서 낮고 상대적으로 청정하며 해륙풍의 영향을 많이 받는 해안 도시에서 높게 나타났다. 수도권을 포함한 대도시의 연평균 농도는 풍하 지역에 비해 낮았지만, 고농도 오존 발생 현황은 더 높았고 이는 오존 전구물질인 NOx와 VOCs와 밀접한 관련이 있음을 제시하였다. 또한, 1989년 이후 장기간에 걸친 지표면 오존 관측자료에 따르면 한반도 오존 농도는 최근까지 지속적으로 증가하고 있으며 이에 대한 원인으로는 중국을 포함하는 동아시아 오존 전구물질 배출 변화뿐만 아니라 기후변화에 따른 기상장의 호의적 변화가 기여함을 제시하였다.

7.2.1. 서론

대기 중 온실 기체는 복잡한 물리·화학적 과정을 거치면서 생성, 이동, 소멸하며 대기 중 잔류 시간은 반응하는 화학 과정 및 기상 조건과 연관된 대기물리 과정들의 복합적 작용으로 결정된다. 이산화탄소(CO₂)와 메탄(CH₄)과 같이 상대적으로 잔류 시간이 긴 온실가스는 화학적으로 안정하기 때문에 십 년에서 수백 년까지 대기 중에서 잔류하며 장기적인 기후변화에 큰 영향을 끼친다. 또한, 오존이나 에어로졸과 같은 단기체류 기후변화원인물질들(Short-lived climate pollutants; SLCPs)은 전구물질의 시·공간적인 배출이나 기상장에 큰 영향을 받기 때문에 지역적 기후변화에 상당히 민감한 것으로 알려져 있다. 특히, 중국을 포함한 동아시아의 급격한 경제 성장은 대기 중 대기화학물질의 농도를 크게 증가시켰고, 그로 인해 동아시아 지역은 전지구적으로 가장 오염물질 농도가 높다. 또한 한반도는 동아시아 오염물질의 최대 배출 지역인 중국의 풍하측에 위치하고 있어 중국의 오염물질 농도의 변화에 직접적으로 영향을 받는다. 다행히 최근 들어 중국의 환경정책 강화와 연료 소비량 증가의 둔화로 2010년 이후로 오염물질 배출이 크게 감소하고 있다. Zheng et al.(2018)은 중국에서 배출되는 인위적 오염물질의 대표인 이산화황(SO₂), 질소산화물(NOx) 그리고 일산화탄소(CO)가 2010년부터 2017년 사이에 각각 62%, 17%, 그리고 27% 감소하였고, 그에 반해 휘발성 유기화합물(VOCs)을 11% 증가함을 보였다. 우정현 등(2018)은 주로 한반도와 지리적으로 가까운 중국 동부지역에서의 오염물질 배출 감소가 두드러지게 나타나며 이러한 추세가 앞으로도 지속될 경우 향후 한반도 대기화학물질 농도 변화에 긍정적인 영향을 미칠 것임을 제시하였다(그림 7.3)

대기화학과정에 따른 물질들간의 다양한 상호작용은 시·공간적인 특성을 가지므로, 대기화학에 대한 깊은 이해는 복사·화학 활성 물질들 사이의 비선형적인 상호작용뿐만 아니라 이들 각각이 대기 중에서 잔류하는 시간 규모를 판단할 수 있는 도움을 준다. 특히 오존은 복사적 활성과 화학적 활성을 동시에 가지고 있는 물질로 대류권과 성층권에서 다양한 물질들과 화학반응 및 광화학반응을 통해 생성과 파괴에 영향을 주고 있다. NOx와 VOCs 등은 오존 생성과 연관되어 있고, 염화불화탄소(CFCs)와 수소불화탄소

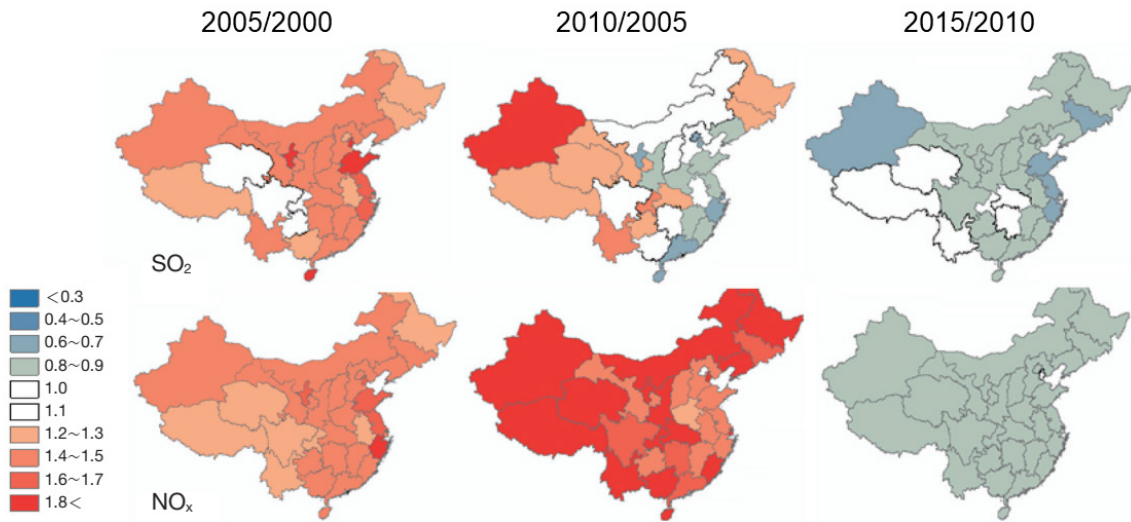


그림 7.3. 2000년부터 2015년까지 5년마다 중국 각 지역별 SO₂, NO_x 배출량 변화율(우정현 등, 2018).

(HFCs) 등은 성층권에서의 오존의 파괴에 영향을 주며, 암모니아(NH₃)와 SO₂ 등도 화학적 환경 및 에어로졸과 연관되어 지구복사에서 직·간접적으로 중요한 역할을 한다. 또한, 메탄(CH₄)과 수증기(H₂O) 등도 복사적·화학적으로 동시에 고려해야 할 대상이다.

본 절에서는 대기화학과정에서 주요한 역할을 하는 대류권 O₃에 대해서 살펴보고자 하며 온실가스로서의 중요성이 높은 성층권 오존은 7.3절에서 언급한다.

7.2.2. 한반도 오존 현황

오존(O₃)은 대표적 온실가스이자 대기오염물질 중 하나로 오염원에서 직접 배출되지 않고 연소과정에서 생성되는 NO_x와 CO, CH₄, 비메탄계 휘발성 유기화합물(NMVOCs) 등이 수산화기(OH)와 함께 광산화 반응을 일으키는 과정에서 생성된다. 대류권 오존은 광화학 스모그의 주성분 중 하나로서 호흡기 및 심혈관에 영향을 주어 건강에 위해를 가한다. Wang et al.(2019)은 5년 이상 6000명이 넘는 45~84세의 성인을 대상으로 추적 관찰한 결과 장기간에 걸친 오존 노출과 심혈관 질환 사망의 연관성을 밝혔는데 주로 동맥 손상과 그에 따른 동맥경화증 악화가 원인을 제시하였다. 또한, 대류권 오존은 식물 내부 조직에 피해를

중으로써 광합성, 식물 성장, 그리고 생산성을 감소시켜 식물 성장을 저해한다. 조석연(2007)은 낮 동안에 40 ppb 이상의 오존농도를 90일간 누적한 값인 AOT40을 활용하여 아카시아 나무의 조기낙엽 현상과 오존농도와의 관련성을 살펴 보았으며 홍낙기 등(2015)은 AOT40과 잎의 기공을 통해 흡수되는 오존 플럭스 양을 계산하는 AfstY 지표를 이용하여 한반도 중부지역의 밀에 대한 오존 위해도를 평가하였다.

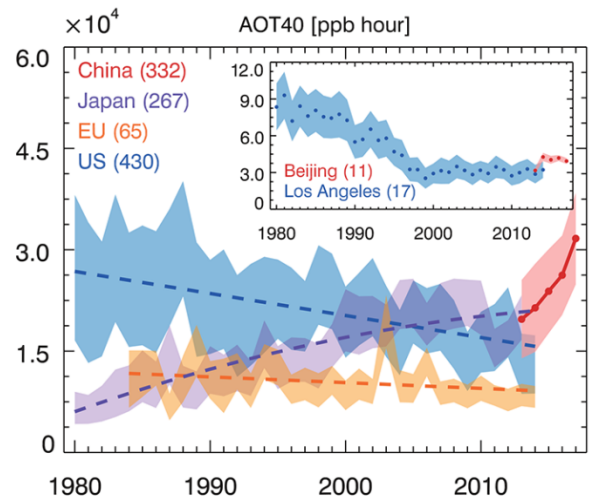


그림 7.4. 1980년부터 2017년까지 중국(붉은색), 일본(자주색), 유럽(오렌지색), 그리고 미국(푸른색)의 도시 지표면의 AOT40 장기 변화. 중국(베이징, 붉은색 점선)과 미국(로스앤젤레스, 푸른색 점선)에 대해서는 지표면 오존농도 시계열 제시(Lu et al., 2018).

또한, 대류권 오존은 이산화탄소(CO₂)나 CH₄와 같은 다른 장기체류 온실가스보다 달리 비균질적인 공간분포가 특징이며 그로 인해 지역 규모의 기후 반응에 중요한 역할을 한다 (Mickely, 2004). 특히 동아시아는 기후변화 및 오염물질 배출 변화에 따라 대류권 오존의 농도가 지속적으로 증가하고 있기에 사회·경제적 영향을 고려할 때 대류권 오존 농도의 지속적인 감시 및 향후 전망은 매우 중요하다. 그림 7.4에서는 주요한 경제 개발 지역에서의 고농도 오존 지표인 AOT40의 장기 경향을 나타내고 있으며, 2000년대 이전부터 지속적인 오염물질 규제 강화를 시행한 미국과 유럽은 고농도 오존 현상이 지속적으로 줄어들고 있는 것과는 달리 동아시아 지역의 고농도 오존은 크게 증가하는 추세를 볼 수 있다. 대류권 오존의 체류 시간이 1~2주일인 관계로 최근 들어 중국 고농도 오존의 급격한 증가로 인한 장거리 이동의 영향과 국내 오염원으로 인한 발생의 영향이 결합되어 고농도 오존 이슈는 미세먼지에 대한 이슈 못지않게 부각 될 것으로 예상되며, 앞으로 지속적인 관심과 대처 방안 확보 및 오존농도 저감에 대한 대응방안이 필요한 부분이다.

국내에서는 환경부와 각 지방 자치 단체에서 2018년 12월 기준으로 총 398개의 측정망(도시 대기, 도로변 대기, 산성 강하물, 국가배경농도 등)에서 O₃, NO₂, CO, SO₂, 미세먼지(PM₁₀), 초미세먼지(PM_{2.5}) 등의 오염물질 농도를 자동으로 측정하여 전국 실시간 대기오염도 공개 홈페이지(www.airkorea.or.kr)나 모바일 앱을 통해서 실시간으로 국민에게

제공하고 있다. 또한, 측정된 자료를 기반으로 미세먼지나 오존의 예·경보, 대기질 평가 및 개선을 위한 대책 마련에 활용한다.

그림 7.5는 한반도 주요 대도시인 서울, 부산, 대구, 인천, 광주, 대전, 그리고 울산 지역의 2017년 월평균 오존농도를 나타낸다. 한반도 지표면 오존농도의 계절별 변화를 살펴 보면, 겨울철(11~2월)에 저농도를, 봄철(4~6월)에 고농도를 보이며, 여름철(7~8월)에는 잦은 강수로 인한 전구물질과 일사량의 감소로 봄철에 비해 상대적으로 낮은 농도를 보이다가 일사가 다시 강해지는 초가을철(9월)에 농도가 살짝 증가하는 쌍봉형 분포를 보인다. 시간대별로는 높은 기온과 강한 일사로 인해 광화학 반응이 활발한 오후 2시에서 5시 사이에 가장 높은 농도를 보였고 오전 7시에서 8시 사이에 가장 낮은 농도를 보였다(국립환경과학원, 2018).

그림 7.6은 연평균 오존의 공간분포를 나타낸 것으로 NO₂의 공간분포와 뚜렷한 반대 패턴이 나타난다. 대기오염 물질의 발생원이 밀집된 수도권 및 주요 대도시, 그리고 대도시의 풍하측 지역에서 낮은 농도를 보이고 상대적으로 오염물질의 배출이 적은 지방에서는 높은 값을 보인다. 이는 NO_x와 VOCs 등의 전구물질 배출이 많은 수도권 및 대도시에서는 주간에 활발한 광화학반응에 의해 오존농도가 상승하지만, 야간에는 광화학반응에 의한 오존 생성이 없는 상태에서 오존의 소모 현상(NO_x titration)으로 인해 농도가 급격히 줄어들기 때문이다.

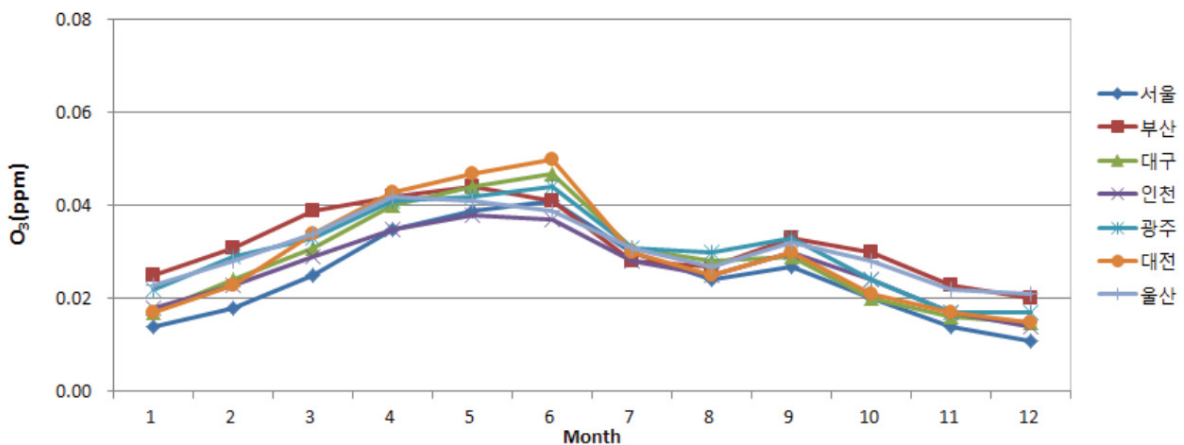


그림 7.5. 주요 대도시의 2017년 월평균 O₃ 농도(국립환경과학원, 2018).

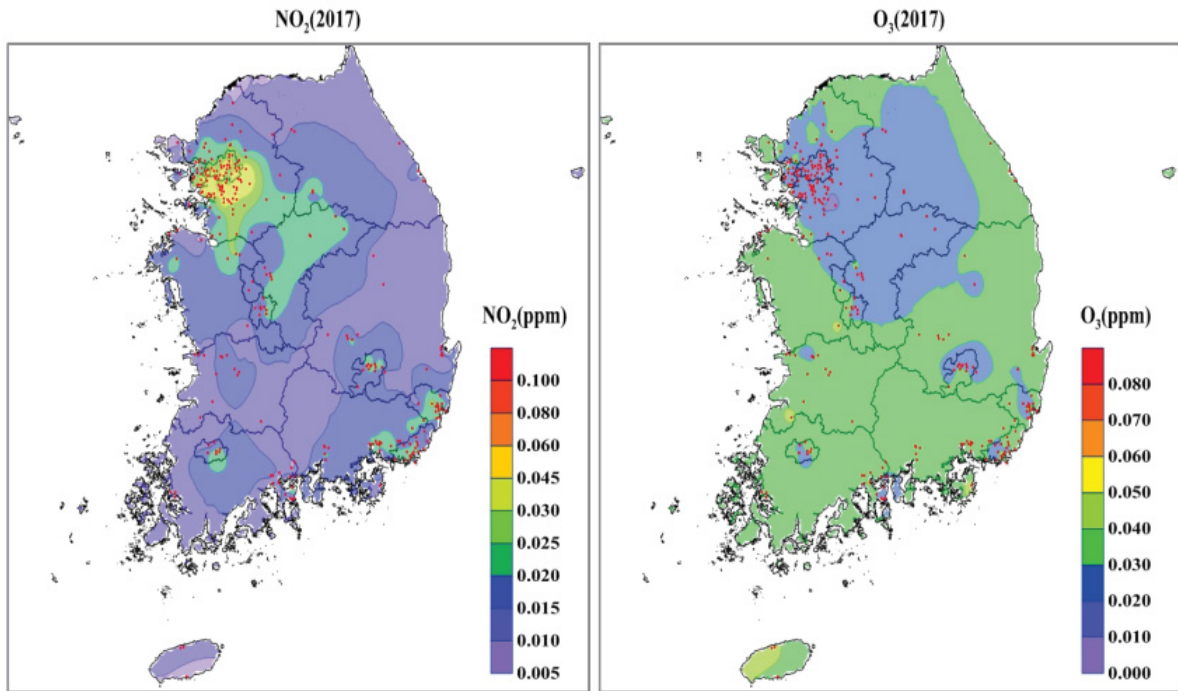


그림 7.6. NO₂와 O₃의 2017년 기준 연평균 농도 분포. 대기오염측정망을 붉은 점으로 표기함 (국립환경과학원, 2018).

일평균 오존농도의 지역적 분포와는 달리 고농도 오존 발생빈도는 오존 전구물질의 배출원이 밀집되어있는 수도권 및 대도시가 가장 높았다.

대기 중 오존농도가 0.12 ppm과 0.30 ppm 이상일 때 오존 주의보와 경보를 각각 발령하게 되는데 한반도 오존 농도의 증가 추세에 따라 오존 주의보의 발령 횟수 및 발령 일수 역시 증가하는 추세에 있다. 오존 주의보 발령 일수는 2007년 22일에서 2018년 66일로 크게 증가하였고, 오존 주의보 발령횟수 역시 2006년 52회에서 2018년 489회로 10배 가까이 증가하였다(에어코리아, 2019). 다만 오존 주의보 발령 지역의 확대로 인해 주의보 발령횟수를 과거와 직접적으로 비교하기는 어렵지만 그럼에도 불구하고, 오존 주의보 발령횟수의 급격한 증가는 고농도 오존에 대한 인체의 위해성을 고려할 때 상당히 우려할만한 상황이다. 특히 앞서 살펴본 대로 중국 배출량의 변화 경향에 따라서 한반도 고농도 오존의 영향이 달라질 수 있다. 김순태 등 (2017)은 대기화학모델링 연구를 통해 수도권에서 일 최고 1시간 오존농도가 0.080 ppm 이상으로 모사된 날에 대해서 중국 NOx와 VOCs 배출량이 수도권 오존농도에 미치는

영향을 0.041-0.049 ppm로 제시하였다. 이러한 결과로 미루어 미래 한반도 배출량 변화 경향뿐만 아니라 중국의 배출량 변화가 고농도 오존에 끼치는 영향에 대한 이해 및 대응이 요구된다.

7.2.3. 한반도 오존 증가 및 원인

최근 동아시아 지역의 지속적인 지표면 오존농도 증가가 우리나라에서도 나타나고 있다. 그림 7.7은 1991년부터 2017년까지 한반도 주요 대도시인 서울, 부산, 대구, 인천, 광주, 대전, 그리고 울산 지역의 연평균 지표면 오존농도의 장기 추세를 나타낸 것이다. 미세먼지에 가려서 아직 국민의 관심을 충분히 받지 못하고 있지만 2000년대 이후로 감소 추세를 보인 PM₁₀과는 달리 최근 한반도의 대기 중 O₃ 농도는 전국 모든 지역에서 증가 추세를 보인다. 2017년 기준 도시별 지표면 O₃의 연평균 농도 범위는 0.025~0.032 ppm를 나타내며 부산이 7대 도시 중 가장 높은 농도를 보이고 서울이 가장 낮은 농도를 보였다.

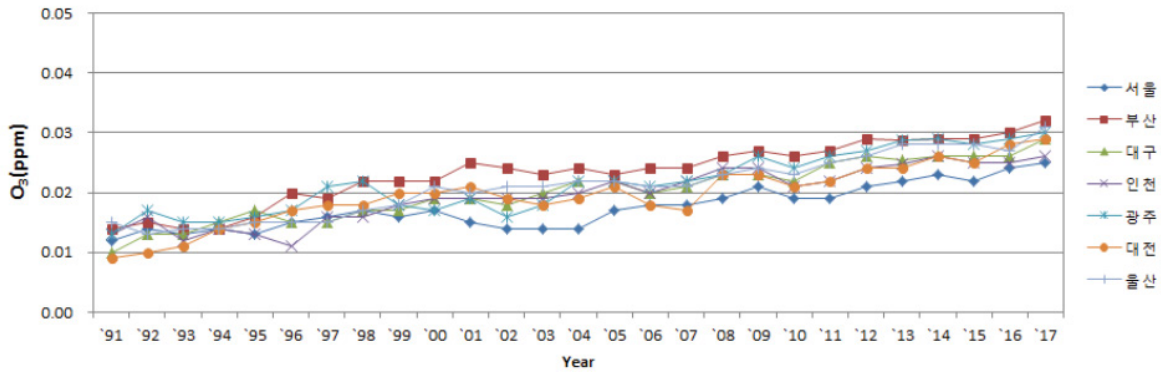


그림 7.7. 주요 도시의 연평균 O₃ 농도 추이(국립환경과학원, 2018)

동아시아 지역의 경제 성장과 산업 구조의 고도화에 따른 인구 증가와 오염물질 배출량 증가에 의해 대기 중 지표면 오존농도가 지속적으로 증가하고 있으며 기후변화에 따른 기상상의 변화 역시 오존농도 증가에 기여하는 것으로 알려져 있다 (Jeong and Park, 2013). 이러한 오존농도의 증가 추세는 오염물질의 배출량 이외에 기온, 강수량, 오염물질 확산 정도 등의 기상 요인에 의해서도 영향을 받는다. Seo et al.(2018)은 환경부 지상관측 오존 자료와 Kolmogorov-Zurbenko (KZ) filter를 이용한 연구를 통해 1999년에서 2016년 사이 서울의 8시간 최고 오존농도는 8.8 ppb decade⁻¹ 증가했으며 이중 기상 관련 영향은 4.7 ppb decade⁻¹인 것으로 보고하였고 특히 지상 풍속의 증가가 기상 영향의

주요한 원인임을 제시하였다. 김정환 등(2017) 역시 환경부 지상관측 오존 자료 및 KZ filter를 활용하여 1990년부터 2016년까지 전국 도시 대기에서 0.6 ppb yr⁻¹의 오존 증가가 나타났고, 특히 여름철 8시간 최고 오존농도는 1.2 ppb yr⁻¹ 증가함으로써 연평균 증가 추세의 2배가 나타남을 보였다 (그림 7.8). 그들은 도심지역의 오존 증가가 장기간의 추세로 봤을 때 자동차에서 배출되는 NO의 오존 적정효과에 상당히 기인하며 2000년 이후 늘어난 디젤입자 후처리기(DOC/DPF)의 사용과 디젤 승용자의 증가에 따른 NOx 중 NO₂의 비율(f(NO₂))의 증가 역시 도심지역 오존 증가에 기여하였음을 제시하였다. 다만, 도심지역 오존 증가에 있어 기상 요소가 주는 영향은 크지 않음을 보였다.

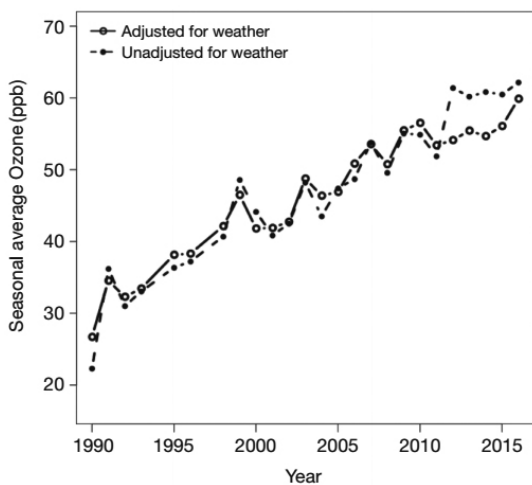


그림 7.8. 1990년부터 2016년까지 여름철 8시간 최고 오존 농도 변화 추이. 긴 실선은 관측된 오존 증가 추세를 나타내며 짧은 실선은 기상의 영향을 제거한 오존 증가 추세를 나타냄(김정환 등, 2017).

최근 중국의 오존농도의 증가에 있어서 미세먼지 저감 정책으로 인한 PM_{2.5} 농도의 감소가 크게 기여한 것으로 알려졌다. Li et al.(2019)은 중국 동부의 대도시 지역에서 2013년에서 2017년까지 기상조건 변화에 의한 오존농도 변화의 영향을 배제한 채 오직 대기화학과정을 통해 오존이 1-3 ppb yr⁻¹ 증가하였고 PM_{2.5} 농도의 감소와 밀접한 관련이 있음을 제시하였다(그림 7.9). 앞서 살펴본 바와 같이 같은 기간 중국의 인위적인 NOx 배출량은 21% 감소하고 VOCs 배출량은 거의 변화가 없었는데 이러한 인위적인 배출량 변화는 오존 농도 변화에 영향을 끼치게 된다. 하지만 대기 화학수송모델을 통한 오존 농도의 민감도 모의는 같은 기간 동안 40% 감소한 PM_{2.5}가 보다 중요한 오존 농도 변화의 요인임을 제시하였다. 즉, 줄어든 에어로졸 입자로 인해 HO₂ 라디칼의 반응이 바뀌게 됨으로써 에어로졸 감소가 NOx 배출량 감소보다 더 오존 생성에 기여한다(그림 7.9).

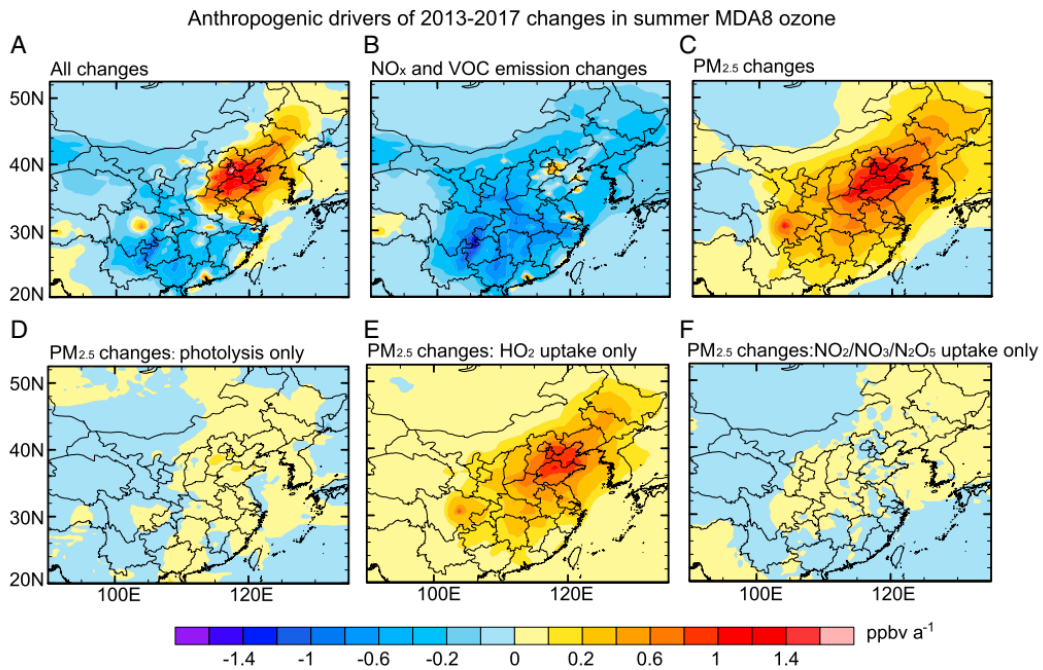


그림 7.9. 2013년부터 2017년까지 여름철 8시간 최고 오존농도(MDA8) 변화에 인위적 오염물질이 끼친 효과 분석 (Li et al., 2019).

이러한 연구 결과는 향후 오존농도에 대한 저감 대책에 있어 NOx와 VOC의 배출량 제어뿐만 아니라 에어로졸 농도 변화에 따른 다각도의 연구가 필요함을 의미한다.

7.3. 인위적 복사강제력

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 온실가스의 전 지구 총 복사강제력은 2.83(2.54~3.12) W m⁻² 이고, CO₂만을 고려했을 때 전지구 복사강제력은 1.82(1.46~2.18) W m⁻² 이다. 이 추정치는 IPCC 4차 보고서 (AR4)에 보고된 값 보다 0.16 W m⁻² 높다. CH₄로 인한 전지구 복사강제력은 0.97 (0.74~1.20) W m⁻² 로 AR4에 보고된 값보다 두 배가량 높게 추정되었다. N₂O로 인한 전 지구 총 복사강제력은 0.17 (0.14~0.20) W m⁻² 로 AR4에 보고된 값과 유사하다. 할로 카본에 의한 복사강제력은 0.18(0.14~0.20) W m⁻² 으로 AR4에 보고된 수치와 비슷하다. 오존의 복사강제력은 0.35(0.15~0.55) W m⁻² 으로 대류권은 양의 복사강제력 (0.40)을, 성층권은 음의 복사강제력(-0.05)을 갖는다. 성층권

수층기에 의한 복사강제력은 0.07(0.02~0.12) W m⁻² 로 AR4와 동일하나 복사전달모델의 차이로 인해 추정값의 불확실성이 크다. 각 온실가스로 인한 한반도 및 동아시아에 대한 복사강제력에 대한 선행연구는 매우 부족하다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서 전지구 에어로졸 복사강제력을 -0.35(-0.85~ +0.15) W m⁻²로 보았다. 이는 4차 보고서의 -0.5 W m⁻²보다는 작은 값이지만 세부적으로는 검댕(soot)과 같이 오히려 IPCC 4차 보고서에 비해 증가하는 경우도 존재함을 (0.2~ 0.4 Wm²) 발견하였다. 대기 오염이 심한 동아시아 지역의 경우 총 에어로졸 및 검댕의 복사강제력이 각각 -1.3과 2.1 W m⁻² 로 계산된 결과가 있었는데(Chung et al., 2010, 2012) 이는 CO₂에 의한 전지구 복사강제력(1.82 W m⁻²)에 맞먹는 값이었다. 한반도에 대한 연구결과들은 검댕에 의한 복사강제력을 0.1~1.8 W m⁻² 정도 범위로 정리되었고, 황사의 경우 동아시아 지역에서 +0.48 W m⁻²의 양의 복사강제력을 가진다는 연구결과가 있었으나 (Han et al., 2012), 모델 내 배출량 자료의 불확실성을 개선하여 수정할 필요성이 있다고 제시하였다. 에어로졸과 구름의 상호작용에 의한 복사강제력은 전구 범위 -0.45 W m⁻² 정도로 보고되었다.

7.3.1. 온실가스

IPCC 5차 평가보고서에서 발표된 가장 중요한 내용은 장기적인 지구 온난화의 주요 원인이 인위적인 이산화탄소(CO₂)의 배출량 증가에 있으며, 지구 온난화와 온실가스 배출량은 뚜렷한 비례관계를 갖고 있다는 것이다. RCP 8.5 기후변화 시나리오를 활용한 미래기후 모의 결과에 의하면, 현재와 같은 추세로 온실가스가 배출될 경우 21세기 말(2081~2100년)에 전 지구 평균기온은 3.7°C 상승, 해수면은 63cm 상승할 것으로 추정된다. 이 추정값은 인간 활동으로 인한 대기 중 온실가스 농도 상승이 인위적 복사강제력 변화에 상당히 기여할 것임을 의미한다.

CO₂는 온실가스 중 가장 큰 기여도를 갖는다. CO₂는 산업화 이후 지속적으로 증가하여 2011년도에 391ppm이었다. 2005-2011년 기간 동안 복사강제력이 뚜렷하게 증가된 이유는 CO₂를 비롯한 대부분의 대기 중 WMGHGs 농도가 증가하기 때문인 것으로 보인다(IPCC, 2013). 온실가스 농도로 인한 전 지구 총 복사강제력은 2.83(2.54~3.12) W m²로 추정된다. 온실가스 중 CO₂의 복사강제력 기여도는 절반 정도로 1.68(1.33~2.03) W m²이며, 다른 탄소함유 물질의 배출을 포함하면 1.82 W m²로 증가한다.

한반도에서는 1999년부터 안면도 기후변화감시센터에서 CO₂ 농도를 관측하고 있다. CO₂ 농도는 1999년부터 꾸준히 증가하여 2018년 연평균 농도는 415.2 ppm이었으며, 19년간 연평균 농도는 44 ppm (12%) 증가하였다. 안면도의 연평균 CO₂ 증가율은 2.4 ppm/년으로 전지구 연평균증가율(2.3 ppm/년)과 유사하다(기상청, 2018). 한반도의 또 다른 관측소인 고산에서 측정한 CO₂ 농도는 2018년에 414.3 ppm으로 2017년보다 약 2.5 ppm 증가하였고, 울릉도는 412.7 ppm으로 전년도보다 3 ppm이 증가하였다. 2018년 기준 안면도, 고산, 울릉도의 연평균 CO₂ 농도는 전 지구 평균보다 약 7.8 ppm, 6.9 ppm, 5.3 ppm이 높게 나타났다.

메탄(CH₄)은 두 번째로 중요한 온실가스로 지역에 따라 다양한 시공간 분포를 나타내고 있다. 2005년 이후 뚜렷한 증가 경향을 보이며 2011년 전 지구 연평균 농도는 1803±2 ppb이다. 이로 인한 복사강제력은 0.48±0.05 W m²로 전 지구 온실가스 복사강제력 대비 17% 기여하고 있다(IPCC, 2013). AR4에서 제시한 복사강제력은 농도기반

추정값(0.97 W m²)보다 약 2배 정도 낮다. 그 이유는 배출된 CH₄ 배출이 다른 배출 물질과 함께 대류권 오존과 성층권 수증기 농도 변화에 간접적으로 영향을 미치기 때문으로 추정된다.

CH₄ 농도도 1999년부터 안면도 기후변화감시센터에서 관측하고 있다. 2018년 안면도의 CH₄ 농도는 1999년에 비해 113 ppb 증가하였으며, 산업화 이전의 농도를 700 ppb로 간주할 때 282% 증가한 수치이다(기상청, 2018). 2018년 CH₄ 연평균 농도는 1,974 ppb로, 전 지구 평균인 1,858 ppb보다 116 ppb 높은 값이다.

대기 중의 아산화질소(N₂O)는 온실가스에 의한 인위적 복사강제력 중 세 번째 높은 것으로 알려져 있다. 산업화 이전의 N₂O 농도는 약 270 ppb이었으며 전 지구 아산화질소(N₂O) 농도는 2011년 324.2±0.1 ppb이며, 2005년 이후 5 ppb가 증가하였다(IPCC, 2013). 1750년부터 2012년 사이의 N₂O 농도는 약 6% 증가하였으며, 기간 동안의 복사강제력은 0.17(0.14~0.20) W m²이다(IPCC, 2013).

한반도의 경우, 안면도, 고산에서 관측한 2018년 N₂O의 연평균 농도는 각각 332.9 ppb, 332.2 ppb였다. 이는 2017년에 비해 각각 1.5 ppb, 1.3 ppb가 증가하였다. 한반도의 N₂O 농도는 전 지구 연평균 농도(330.9 ppb)와 비슷하다(기상청, 2018).

성층권 오존을 파괴하는 할로겐화탄소(halocarbons)는 몬트리올 의정서 이후 지속적으로 감소하고 있다. 성층권 오존을 파괴하는 할로카본은 약 0.18(0.01~0.35) W m²의 복사강제력을 나타내며 AR4와 AR5에서 보고된 값이 유사하다. CFC로 인한 복사강제력은 감소하고 있지만 많은 대체 물질들로 인한 복사강제력은 증가하고 있다. 네 개의 할로겐화탄소(CFC-11, CFC-12, CFC-113, HCFC-22)가 전체 할로겐화탄소 복사강제력의 85%를 차지하고 있으며, 지난 5년간 CFC-11, CFC-12, CFC-113로 인한 복사강제력은 감소하고 있지만, HCFC-22로 인한 복사강제력은 그보다 더 많이 증가하고 있다(IPCC, 2013). 그밖에 NF₃ 및 SO₂F₂는 현재 복사강제력이 0.0003 W m²이하로 매우 작지만 빠르게 증가하고 있다(IPCC, 2013).

7.3.2. 오존 및 성층권 수증기

단수명(short-lived) 온실가스인 오존과 성층권 수증기도 인위적 강제력에 기여하는 요소이다. 잘 혼합된 온실가스와 달리 대류권 및 성층권 오존은 위도에 따른 복사강제력 변화가 크게 나타난다. 대류권 오존의 복사강제력은 $+0.40 \text{ W m}^{-2}$, 성층권 $-0.05 \pm 0.10 \text{ W m}^{-2}$ 로 추정된다(IPCC, 2013). 기후-화학 결합모형을 이용한 성층권 수증기의 복사강제력은 적도지역의 경우 $+0.30 \text{ W m}^{-2}$ 로 추정된다(Dessler et al. 2013).

한반도의 오존전량은 지역에 따른 차이가 있으나 1990년대보다 2000년대에 약 5 DU 증가하였다(기상청, 2012). 서울지역의 경우, 상공의 평균 오존전량은 1985년부터 2018년까지 325 DU로 나타났으며, 3월에 최대인 361 DU, 10월에 최소인 290 DU로 월평균 기준으로 연교차가 71 DU로 연평균 오존 전량 기준으로 22%의 변동 폭을 보였다(기상청, 2018).

오존은 대기로 직접 배출되지 않고, 광화학반응을 통해 형성되는 것으로 알려져 있다. 대류권 광화학반응에는 다양한 자연적, 인위적 발생원으로부터 대기로 배출된 전구체(precursor)가 관련된다. 대류권 오존 복사강제력 추정에는 주로 메탄, 일산화탄소, 휘발성 유기물질, 질소 산화물의 증가를 고려하는 반면, 성층권 오존 복사강제력은 주로 인위적 할로겐화탄소의 오존 파괴가 원인이다. 그러나 최근 연구에 의하면, 대류권과 성층권 오존 변화 간의 상당한 연관성이 있는 것으로 보인다. 대류권 오존 전구체에 의한 총오존 복사강제력은 $+0.50(0.30 \sim 0.70) \text{ W m}^{-2}$, 할로겐화탄에 의한 오존 복사강제력은 $+0.15(-0.30 \sim 0.00) \text{ W m}^{-2}$ 로 추정된다(IPCC, 2013).

성층권 수증기는 주로 열대지방의 대류권으로부터의 유입, 화산 폭발 및 비행기로부터의 직접 유입, 메탄과 수소의 산화에 의한 화학적 생산 등으로 생성된다. 메탄 산화로 인해 생성된 성층권 수증기에 의한 복사강제력은 $0.07(0.02 \sim 0.12) \text{ W m}^{-2}$ 로 IPCC 4차 평가보고서와 동일하나, 복사 전달모델간의 차이로 인해 큰 불확실성을 보인다(IPCC, 2013).

7.3.3. 에어로졸 및 구름 영향

2014년 이후 약 5년간 IPCC 5차 평가보고서 결과를 보완, 수정할 수 있는 여러 관측 및 모델 기반 분석이 수행되어왔다. 가장 기본적으로 지상 관측소 및 항공기에서 관측된 자료를 활용하여 복사강제력 정보를 획득한 연구들을 우선 살펴본다면 Lamb et al. (2018) 연구에서는 2016년 5-6월 한반도 상공에서 수행된 한-미 대기질 공동 조사(KORUS-AQ) 캠페인에서 획득한 자료를 이용, 블랙카본에 의한 대기 상한에서의 직접적 복사강제력을 평균 $1.0(0.5 \text{에서 } 1.9) \text{ W m}^{-2}$ 로 파악하였고 복사강제력 크기의 변화가 기상장의 변화에 큰 영향을 받음을 보여주었다. 또한, Lidar 관측은 대기 에어로졸의 연직 분포 정보를 주기 때문에 에어로졸의 고도에 따른 복사강제력 평가를 수행하기 좋은 측면이 있다. Choi and Chung (2014)은 대기 에어로졸이 구름의 위에 존재하느냐 아래에 존재하느냐에 따라 전구 범위 복사강제력 변화가 70-80%에 이를 수 있다는 결과를 발표하였다.

복사강제력은 대기 중 에어로졸의 광학적 특성을 관측하는 자료들을 복사전달방정식을 풀어주는 복사모델의 입력 값으로 활용하여 추정되기도 한다. 특히 최근에는 지상 원격 탐사 관측망이 잘 이루어져서 이런 연구들이 이전보다 훨씬 활발하게 진행되고 있다. Song et al. (2017)은 서울지역에서 $\text{PM}_{2.5}$ 및 에어로졸의 광학적 특성(예: 에어로졸 광학 깊이) 관측 자료를 Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART) 모델의 입력 자료로 활용하여 서울 지역의 복사강제력을 계산하였다. 이때 에어로졸의 유형을 구분하고자 Optical Properties of Aerosols and Clouds (OPAC) 모델을 이용하였다. 결과적으로 지표와 대기 중에서 블랙카본에 의한 복사강제력은 각각 -26 에서 -39 W m^{-2} 및 32 에서 51 W m^{-2} 인 것으로, 흡습성 에어로졸(water-soluble component)에 의해서는 각각 -49 에서 -84 W m^{-2} , 10 에서 22 W m^{-2} 의 복사강제력 범위를 갖는 것으로 나타났다.

한반도 상공의 에어로졸에 의한 복사강제력 특성은 주위 동아시아 국가들, 특히 중국 지역에서 배출되는 오염물질들의 영향을 많이 받기 때문에 중국 및 동아시아 지역에서의 복사강제력이 최근 어느 정도 범위에서 나타나고 있는지를 살피는 것도 중요해 보인다. Gong et al. (2017)은 에어로졸의 광학적 특성을 지상에서 관측하는 네트워크인 Chinese

Sun Hazemeter network in China (CSHNET)에서 얻은 자료 (2004-2007년)를 세계적으로 범용성을 가지는 복사모델 중 하나인 SBDART 모델의 입력 값으로 이용하여 에어로졸 직접적인 복사강제력 계산을 수행하였다. 분석 결과, 중국 지역 대기 상한(top of atmosphere, TOA)에서 에어로졸에 의한 직접 복사강제력의 연평균 값이 -7.2에서 18.5 W m⁻² 범위에서 나타나는 것으로 언급하였다. 특히 인위적인 에어로졸의 배출량이 높은 지역에서는 대기에서 48-52 W m⁻²의 양의 복사강제력을 보이지만, 지표 부근에서는 -48에서 -56 W m⁻²의 음의 복사강제력을 보이는 것으로 나타났다. 가장 크게는 중국 란저우 지역의 -61 W m⁻² 이었다. 비슷한 방법으로 Yu et al. (2017)은 AERONET 관측 자료를 역시 SBDART 모델의 입력 값으로 이용하여 중국의 수도권 북경 지역에 초점을 두고 복사강제력을 계산, 봄, 여름, 가을, 겨울 각각 대기 상한에서 평균적으로 -33±22, -35±22, -28±20, 및 -24±23 W m⁻² 정도의 복사강제력을 가질 수 있음을 보였다.

Song et al. (2018) 역시 중국 지역의 지상 원격 탐사 China Aerosol Remote Sensing Network (CARSNET) 관측망에서의 장기 측정 자료를 이용하여 (사이트 별로 5년-15년) 중국 지역의 복사강제력 계산을 수행하였는데 특이하게도 복사강제력이 하루 중에 변하는 정도, 즉 diurnal aerosol direct radiative effect에 대해 분석하였다. 예컨대 연 평균 에어로졸 직접 복사강제력을 계산할 경우 일평균을 이용할 때와 달리 하루 중의 diurnal variation을 모두 고려하여 연 평균값 계산을 하게 되면 지표에서 -0.17, 대기 상한에서 -0.03 W m⁻² 정도의 직접 복사강제력 차이가 나타나는 것으로 계산이 되었고, Terra 및 Aqua 위성에 탑재된 MODIS 센서에서 관측되는 에어로졸의 광학적 특성 자료를 사용할 때에 비교해서 CARSNET 지상관측 자료를 사용한 경우 지표에서 -0.47, 대기 상한에서 -0.25 W m⁻² 정도 복사강제력이 더 음의 방향으로 나타남을 확인하였다. 즉 지상관측 자료를 이용했을 때 에어로졸이 그 지역의 생각에 좀 더 기여하는 방향으로 결과가 나타난다는 의미로서 지상에서보다 대기 하층의 에어로졸 농도를 더 민감하게 잡아내기 때문으로 사료된다.

에어로졸을 유형별로 관측하여 계산하지 않고 하나의 관측자료에서 에어로졸 유형을 구분해 낸 후 복사강제력을

계산하여 비교를 시도한 연구가 국내 연구진에 의해 발표되기도 하였다. Yoon et al. (2019)의 경우는 AERONET 자료를 이용하여 먼저 대기 중의 에어로졸이 황사(mineral dust), 생체연소(biomass burning), 및 도시-산업 배출(urban-industrial) 계열 유형으로 분명하게 구분이 되는 지역을 우선 선별하였다. 그 후 그 지역에서의 복사강제력이 어떻게 나타나는지를 계산하여 비교하였는데, 대기 에어로졸 분포 상황에 따라 상당히 큰 변화폭을 가지는 것으로 나타났다. 분석 결과 황사가 주로 발생하는 지역에서의 대기 복사강제력의 범위는 -84.0에서 +69.3 W m⁻², 생체연소에서 배출된 에어로졸의 유형이 주도적인 지역에서는 -86.3에서 +3.1 W m⁻² 그리고 도시-산업 지역에서 주로 에어로졸이 배출되는 경우에 복사강제력은 -85.0 ~ -0.3 W m⁻² 범위를 나타낼 수 있는 것으로 확인되었다. 이 연구에서 한반도는 주로 도시-산업 활동에서 배출되는 에어로졸 유형이 우세하게 나타나는 지역으로 분류되었기 때문에 계산 결과에 따르면 어떤 환경이라 하더라도 음의 복사강제력을 가지는 상황을 피할 수 없는 것으로 볼 수 있다.

극궤도 위성관측의 경우 전구 범위 전체에 대해서 대기 중 에어로졸의 광학적 특성을 관측할 수 있기 때문에 이 자료를 활용하여 한반도를 포함한 전구 범위에서 지역별 복사강제력을 계산하여 비교할 수 있다. 국내 연구진들은 2003-2010 기간의 Moderate Resolution Imaging spectroradiometer (MODIS) 위성 관측 자료를 이용하여 청천 단파 직접복사 강제력(clear-sky shortwave direct radiative effect, DREA)을 계산, 비교해보았다. Lee et al. (2014)에 따르면 한반도가 속한 동아시아 지역의 경우 대기 상한에서 3, 4, 5월 봄철 에어로졸에 의한 음의 대기 복사강제력이 전 세계에서 가장

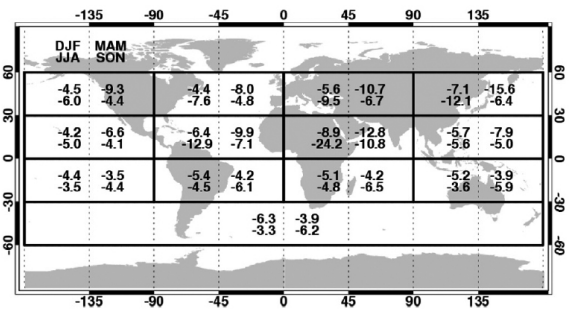


그림 7.10. 대기 상한에서 MODIS 위성 관측 값을 이용하여 추정된 청천단파 직접복사강제력(DREA)의 계절 평균값 분포(Lee et al., 2014)

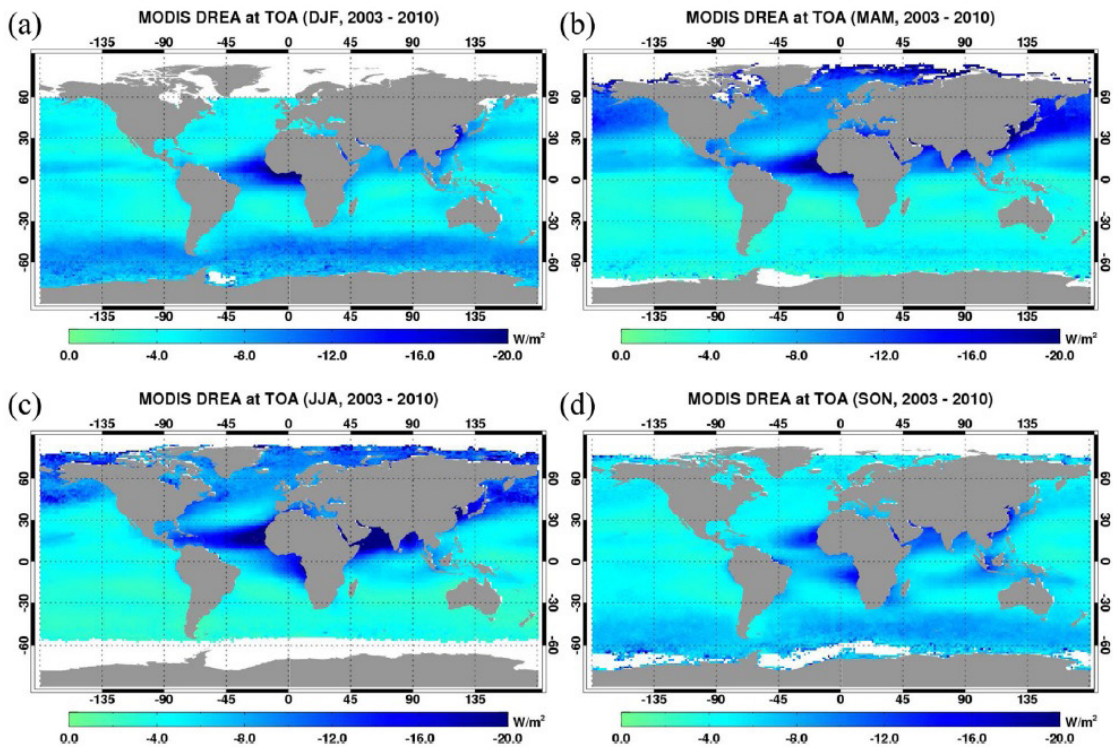


그림 7.11. 2003~2010년 기간 MODIS 위성 관측 값을 이용하여 계산한 대기 상한에서의 청천단파 직접복사강제력(DREA)의 계절별 평균값 전구 분포: (a) 12-1-2월, (b) 3-4-5월, (c) 6-7-8월, (d) 9-10-11월 평균값 (Lee et al., 2014).

높게 나타나는 것으로(약 -15.6 W m^{-2}) 나타났다(그림 7.10). 다른 계절 역시 전반적으로 높은 음의 복사강제력을 보이는데 다만 중앙아시아 및 북아프리카 지역에 비해 상대적으로 효과가 작게 나타남이 확인된다. 이는 중앙아시아 및 북아프리카 지역이 사하라 사막에서 발생하는 대규모 모래 입자 영향을 많이 받기 때문으로 보인다. 전구 범위에서는 평균적으로 에어로졸은 대기 상한에서 5.2 W m^{-2} , 지표부근 하층 대기에서 8.3 W m^{-2} 정도 크기로 대기를 냉각시킬 수 있는 것으로 나타났다(그림 7.11).

모델링을 이용하여 이론적으로 계산한 연구결과들도 제시됐다. Lee et al. (2017)은 복사전달모델과 위성 관측 자료를 이용, 동북아시아 지역에서 구름 존재 여부에 따라 대기 에어로졸 층에 의한 복사강제력이 어떻게 변화할 수 있는지 살펴보았다. 모의 결과, 구름이 대류권 하부에 위치하는 경우 에어로졸 층의 고도가 높아짐에 따라 대기가 온난해지는 효과를 확인하였다. 이는 광흡수 특성을 가진 에어로졸이 구름과 혼재할 경우 구름의 반사도를 낮추어 구름의 온도를 상승시키기 때문으로 보인다.

대기 화학 수송모델에서 생산된 여러 에어로졸 정보를 활용하여 복사강제력을 계산한 연구도 발표되었다. Gao et al. (2014)의 경우 WRF-Chem 지역 모델을 이용, 2008년도 동아시아 지역에서 단파 및 장파를 아우르는 총 복사강제력 특성이 all-sky 환경 조건하에서 계절별로 어떻게 나타나는지에 대한 연구를 수행하였다. 분석 결과, 그림 7.12에서 보이는 동아시아 지역 범위에서 인위적 에어로졸에 의한 평균 복사강제력은 대기 상한 기준, 육지 위에서 -5에서 -20 W m^{-2} , 해양 위에서는 -20에서 -40 W m^{-2} 의 복사강제력을 가지고 대기 중에서는 5에서 30 W m^{-2} , 대기 하층 지표 부근에서는 -15에서 -40 W m^{-2} 의 복사강제력을 가지는 것으로 나타났다. 이 연구결과를 앞서 위성을 이용하여 복사강제력을 분석한 Lee et al. (2014)의 연구와 비교하면(그림 7.11), 복사강제력을 계산한 기간과 지역의 범위가 다소 차이가 있음에도 불구하고, 대기 상한에서의 연 평균 복사강제력 값의 범위가 유사함을 확인할 수 있다. 다만 모델의 계절별 복사강제력 계산 결과(그림 7.12)가 겨울에 좀 더 크게 나타나고 있다.

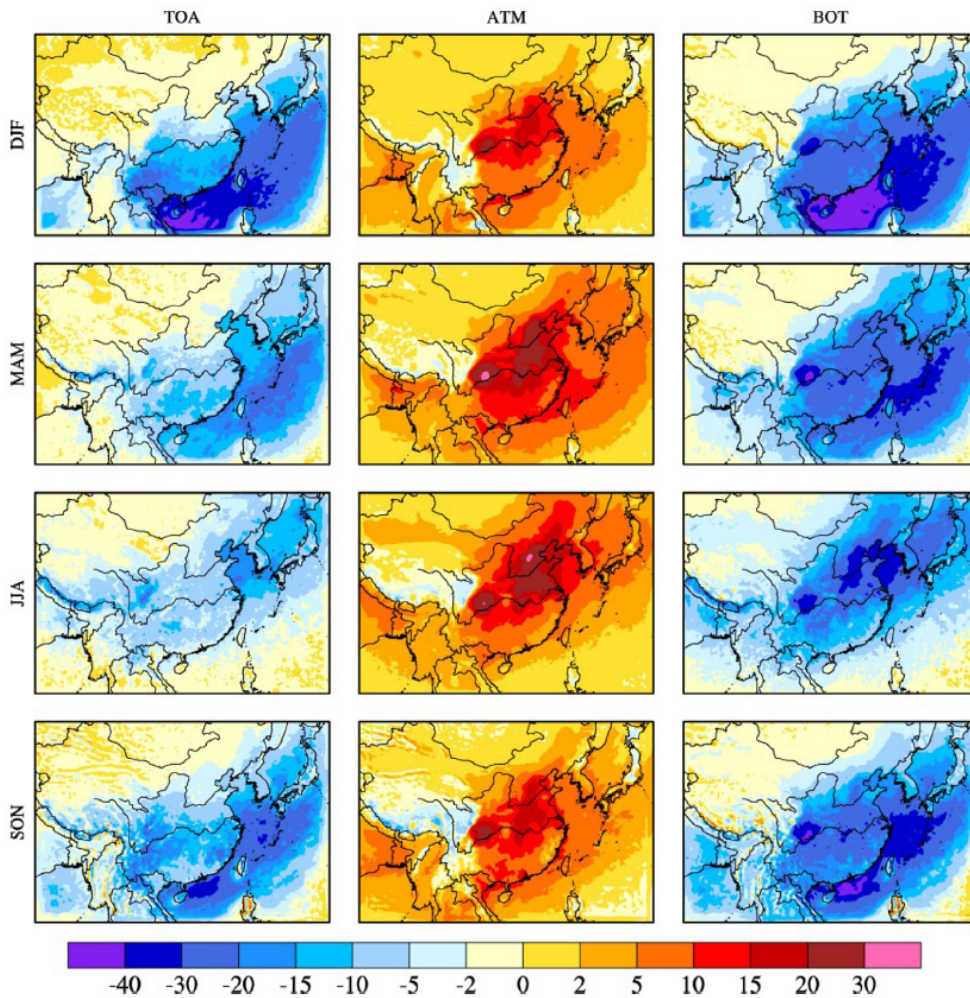


그림 7.12. WRF-Chem 모델을 이용한 동아시아 인위적 배출 에어로졸에 의한 총 대기 복사강제력(all-sky net radiative forcing)의 2008년 계절별 평균 분포 특성. TOA는 대기 상한에서의 계산 값이며 양의 값이 하향복사를 의미, ATM은 대기 내부의 계산 값이며 양의 값이 대기의 가열을 의미, BOT는 지표에서의 값이며 양의 값이 하향복사를 의미(Gao et al., 2014).

지역 모델을 넘어 전구 화학 모델을 적용한 연구 결과물들도 이어지고 있다. Mao et al. (2016)은 1980-2010년 동안의 배출량 자료와 3차원 대기 화학 수송 모델 GEOS-Chem을 이용하여 블랙카본에 의한 중국 지역 대기 상한에서의 복사강제력을 0.35 W m^{-2} 로 파악한 반면 Community Earth System Model(CESM)을 이용한 연구(Yang et al., 2017)에서는 2.2 W m^{-2} 정도의 높은 값을 나타내었다. 최근에는 블랙카본 못지않게 대기 중 주요 탄소 화합물로 일컬어지고 있는 유기탄소(organic carbon)에 의한 복사강제력 역시 분석되고 있는데 아직 관측 자료가 충분하지 않아 모델 모의 결과를 통한 접근법을 택하고 있는 것으로 보인다.

(예: Lee et al., 2016). 물론 이는 파장의 차이 및 고려하는 에어로졸 유형의 차이 등 여러 변수가 모두 동일한 조건이 아님에서 유발될 수 있는 부분이다. 향후 좀 더 동일한 조건을 맞추어 위성과 모델의 복사강제력 계산 값을 비교해본다면 기후변화에 미치는 에어로졸의 영향을 평가하기 좋을 것으로 보인다. 특히 최근에는 해양에서 배출된 에어로졸의 역할도 중요하게 고려되고 있는데 Li et al. (2019)은 황산염을 주축으로 하는 이러한 해양기원 에어로졸들을 지역 화학 모델에 고려하여 동아시아 지역에서의 복사강제력을 계산하기도 하였다. 분석결과 동아시아 지역 전체에서 -2.2 W m^{-2} , 이 중 해양 지역만 고려하면 -3.5 W m^{-2} 정도의 복사

강제력이 해양 에어로졸에 의해 발생할 수 있는 것으로 나타났다. 한반도 인근인 동중국해 부근만 한정할 경우 dimethylsulfide (DMS)에 의해 생성된 에어로졸이 -0.4 W m^{-2} 해양 유기에어로졸에 의해서는 -1.3 W m^{-2} 정도의 음의 복사강제력의 나타날 수 있음을 확인하였다.

동아시아는 특히 여름에 에어로졸 배출 및 대기 중 농도도 높은 상태에서 매우 다습한 환경에 노출되기도 한다. 이와 같은 환경에서는 입자의 흡습 성장(hygroscopic growth)이 활발하게 일어날 수 있으며 이 과정에서 대기 에어로졸의 크기 및 성질의 변화가 발생하기 때문에 복사강제력 크기의 변화를 예상해야 할 필요가 있다. 이 흡습 성장에 따른 복사강제력 크기 변화는 아직 많이 연구되지 않은 부분인데 Li et al. (2014)은 지역 화학 모델을 이용하여 동아시아 지역을 대상으로 이와 관련한 분석을 수행하였다. 분석 결과, 흡습 성장을 모델에서 어떻게 추정 또는 모수화하는가에 따라서 과대모의와 과소모의 모두 나타날 수 있는 것으로 보여서 어떤 모델을 선택하느냐에 민감한 것을 확인할 수 있었다. 한반도 지역은 흡습 성장에 의해 대기 혼탁도가 크게 변하는 지역이기 때문에(Kim et al., 2007) 향후 흡습 성장 여부에 따른 복사강제력 변화 정도를 비교하여 살펴야 할 필요가 있다.

7.3.4. 지표면 변화

지표의 성질이 바뀔 때 따라 지표 알베도의 변화가 발생하게 되면 태양복사량을 흡수하는 정도에 변화가 생겨 복사수지가 크게 변화할 수 있다. 특히 여전히 심각하게 자행되고 있는 산림파괴는 지표 알베도를 높여 태양복사를 크게 반사, 상당히 큰 지역적 음의 복사강제력을 나타내는데 기여하고 있다. 1860-1992년의 기간 동안 토지 사용 변화에 따른 알베도의 증가는 평균 -0.22 W/m^2 정도로 추정된다(IPCC, 2013; Davin et al., 2007). 지표 알베도는 에어로졸 광학깊이(AOD)의 산출 정확도에 큰 영향을 주기 때문에 동아시아와 같이 대기 에어로졸 오염이 높은 지역의 복사강제력을 구할 때는 반드시 그 효과를 면밀히 검토하여야 한다(Park et al., 2014). 또한 대한민국은 극지에서 직접 관측한 자료를 통해서도 복사강제력 연구를 진행 중인데 세종기지 자료를

이용, 지표면이 눈으로 덮일 경우 알베도 증가에 의해 한반도 자외선 복사강제력이 약 5-20% 정도 증폭될 수 있다는 연구 결과가 발표되기도 했다(Lee et al., 2015).

7.4. 자연적 복사강제력

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 자연적 복사강제력은 태양활동의 변화와 화산활동에 의한 것으로 나누어 보고하였다. 태양활동에 의한 복사강제력은 0.05 W m^{-2} 로 추정(중간적 동의) 되었으며 자외선 영역 변동성에 의해 60% 정도 기여하는 것으로 나타났다. 화산활동에 의한 복사강제력은 -0.11 W m^{-2} 로 추정(중간적 동의)된다. 두 요인에 의한 자연적 복사강제력은 인위적인 영향에 비해 거의 0에 가까운 변화를 보였다.

자연적 요인에 의한 기후변화 유발인자는 인위적인 기후변화에 앞서 규정해야 할 필수 요소이다. 이들 중 대표적인 자연적 기후변화 유발인자로 알려진 것으로는 태양 활동의 변화와 화산활동에 의한 영향을 들 수 있다. 또한, 우주에서 지구로 날아 들어오는 소행성과의 충돌에 의해서 발생하는 복사강제력의 영향이 일부 존재하고 있으나, 이에 대해서는 최근에 특별히 보고된 바가 없다. 그러므로 본 절에서 설명하는 자연적 복사강제력은 태양 활동과 화산활동에 의한 것으로 정의하고, 자연적 복사강제력에 관해 기술하고자 한다.

자연적 복사강제력에 대해서 태양복사의 요소는 태양 활동도의 변화에 의한 영향을 주로 의미하며, 화산활동에 의한 복사강제력은 화산에 의해서 발생하는 화산재(volcanic aerosol)가 성층권에 유입되어 장기체류하게 되면서 발생하는 영향을 말한다. 따라서 이들이 기후변화에 기여하는 정량적 효과는 다양한 시간 규모로 작용하고 전지구적 규모로 나타나기 때문에 동아시아나 한반도와 같이 지역적으로 구분되어 영향이 나타나지 않는다. 따라서 본 절에서는 태양복사에 의한 복사강제력과 화산활동에 의한 복사강제력에 대해서 지역 구분 없이 모든 지역에서 연구한 것을 바탕으로 2019년 상반기까지 발표된 연구결과들을 기술하고자 한다.

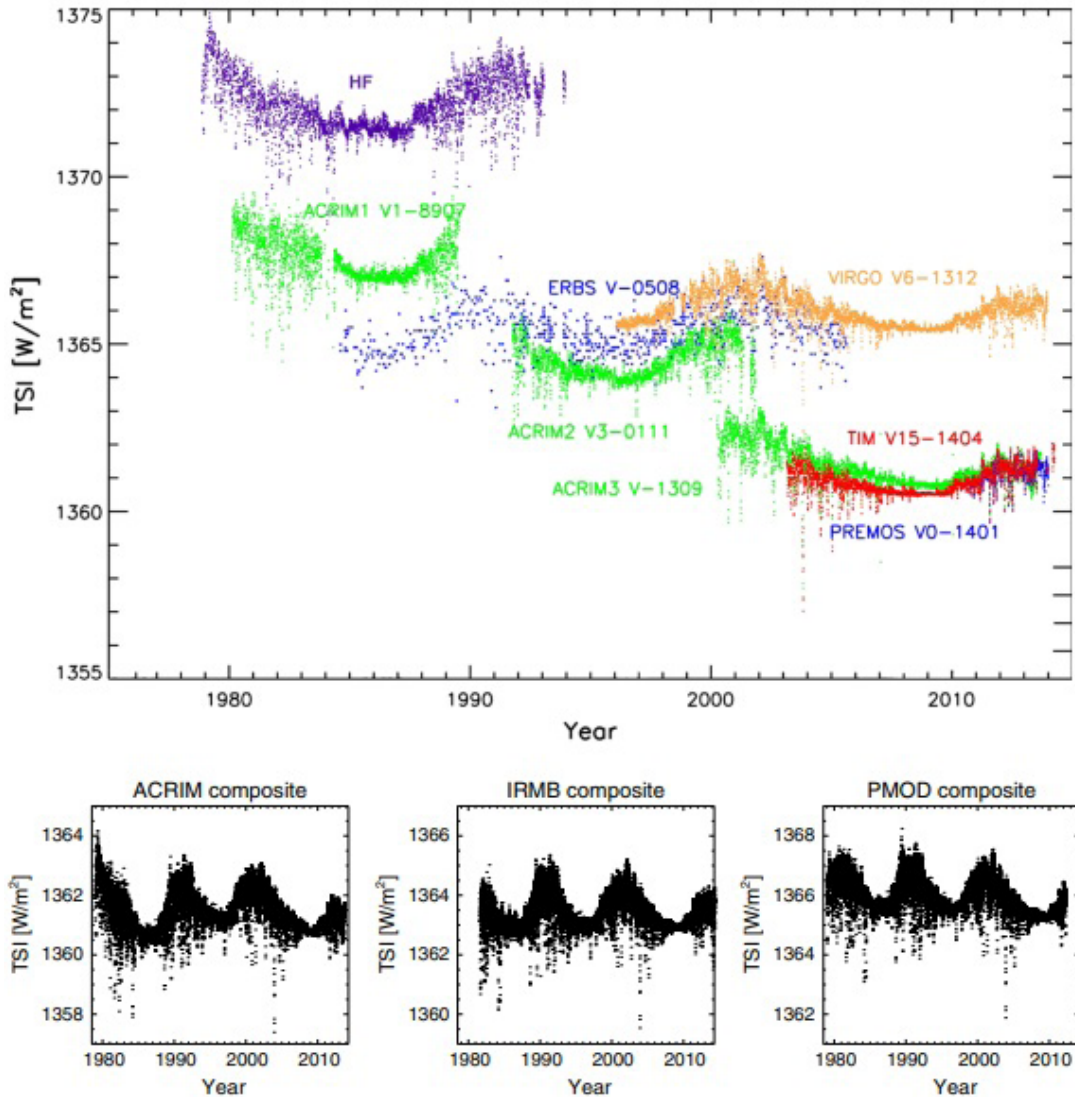


그림 7.13. 위성 측기로부터 관측한 태양복사량의 총량 (TSI)의 측기별 시계열 (Zacharias, 2014).

7.4.1. 과거 선행 연구 결과 소개

자연적 복사강제력에 대해서는 태양 활동 변화와 화산활동에 의한 복사강제력을 1750년부터의 자료를 바탕으로 분석하고 있다. 태양 활동의 변동성에 의한 기후변화는 지구에 입사하는 태양복사량의 총량(Total Solar Irradiance, TSI) 변화나 특정 파장 영역의 태양복사에너지(Spectral Irradiance, SI)의 변화를 통해 얻게 되는데, 이에 대해서 1745년을 기점으로 하여 분석한 TSI의 변화에 의한 복사강제력의 최선 추정치는 0.05 W m^{-2} 로 추정하였다.

그리고 화산활동에 의한 복사강제력은 1991년 Pinatubo

화산 폭발 이후 대규모의 화산 폭발 현상 부재로 인하여 그 영향의 추정에 대해서 매우 작게 모의하고 있다고 명시하였다. 1750년을 기준으로 화산 폭발에 의한 복사강제력은 $-0.15 \sim -0.08 \text{ W m}^{-2}$ 로, 1999~2002년을 기준으로 할 경우에는 $-0.08 \sim -0.04 \text{ W m}^{-2}$ 정도로 명시하였다.

7.4.2. 태양복사에 의한 복사강제력

태양은 흔히 '태양상수 (solar constant)'로 알려진 것처럼 복사량에 대한 시간적 변화가 없는 것으로 간주되고 있으나,

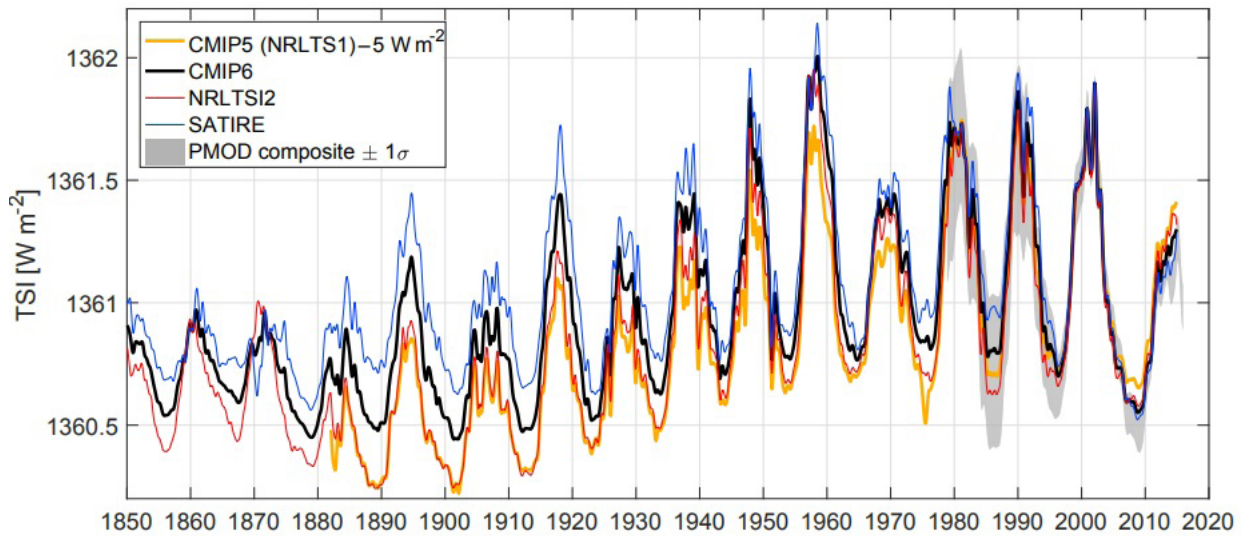


그림 7.14. 1850년 이후 최근까지의 6개월 이동평균을 통해 나타낸 TSI의 시계열.

실제로는 전체 태양 복사량에 비해서는 매우 적은 규모 이기는 하지만 시간 변화를 가지고 있다. 그리고 이러한 태양복사의 시간 변화는 태양의 플레어 활동 및 태양 흑점 변화로 보이는 태양 자체 활동도의 변화부터 밀란코비치 사이클(Milankovitch cycles)과 같은 지구와 태양 간의 천문학적 위치 변화에 의해서도 발생할 수 있어 매우 다양한 시간 규모의 변동성을 가진다.

지구로 입사하는 태양복사에 의한 우주선(cosmic ray)의 변화에 대해서는 구름 생성을 위한 구름응결핵 농도와 에어로졸 핵화율 변화에 잠재적인 영향을 준다고 알려졌으나, 과거 연구결과에 의하면 우주선 이온화에 의해서 구름 응결핵 변화에는 유의미한 변화를 주지 않는다는 점이 과거 연구에서 보고되었다(Dunne et al., 2016).

태양 활동의 변동성에 대한 연구를 위해 지구에 입사하는 태양복사량의 총량(Total Solar Irradiance, TSI)을 여러 측기를 통해 1978년부터 측정하고 있다(그림 7.13). 최근에는 SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment)의 TIM (Total Irradiance Monitor) 등을 통해 측정되고 있다. 위의 측기를 통해 측정된 결과를 이용하여 태양복사에 관한 여러 연구들이 진행되고 있다. 2014년도까지의 평가보고에 의하면, 비록 측기에 의한 기기적 편차가 1% 미만으로 존재하고 있으나 (Kopp and Lean, 2011), 복사강제력은 1750년부터 2011년까지를 기준으로 할 경우, 0.05 W m^{-2} 로 추정

하고 있다. 태양복사강제력의 추정치는 신뢰도가 아주 낮은 편으로 평가받고 있으나, 인위적인 활동에 의한 복사강제력 변화와 비교하여 그 변화량이 매우 낮을 것이란 사실에 대해서는 신뢰도가 매우 높다고 평가하였다. 최신 연구에 대해서 태양 활동에 의한 복사강제력 효과는 2가지로 구분하고 있다. 첫 번째는 태양 활동에 의해서 발생하게 되는 태양복사 변화에 의한 복사강제력이고, 두 번째는 태양복사의 변화에 의해 발생하는 자연 진동(Natural Oscillation) 변화의 영향이다. 이를 자연 내부변동성(Natural Internal Variability)으로 부른다.

태양복사량의 총량의 변동성에 영향을 주는 요소로 태양 자전의 시간 변동성(e.g., Yeo et al., 2014), 태양활동주기(Solar Cycle)의 시간변동성, 태양 대류 및 자체진동에 의한 시간 변동성이 있다고 정리하고 있다(Kopp, 2016). 따라서 태양복사량의 총량 변동성에 의한 복사강제력 효과에 대해서 정의하기 위해서는 기후변화의 시간 규모에 해당하는 변동성에 대해서 확인할 필요가 있다. 태양복사량의 총량에 대해서는 과거 Kopp and Lean (2011)에서 $1360.8 \pm 0.5 \text{ W m}^{-2}$ 를 제시한 이후로, Coddington et al. (2016)에서 SORCE의 TIM에서의 1978년부터 2014년까지의 측정결과를 바탕으로 1360.45 W m^{-2} 로 제시하기도 하였다(그림 7.14). 그러나 국제천문학회(International Astronomical Union)에서는 최근에 $1361.0 \pm 0.5 \text{ W m}^{-2}$ 를 새로운 TSI 값으로 삼고 이를

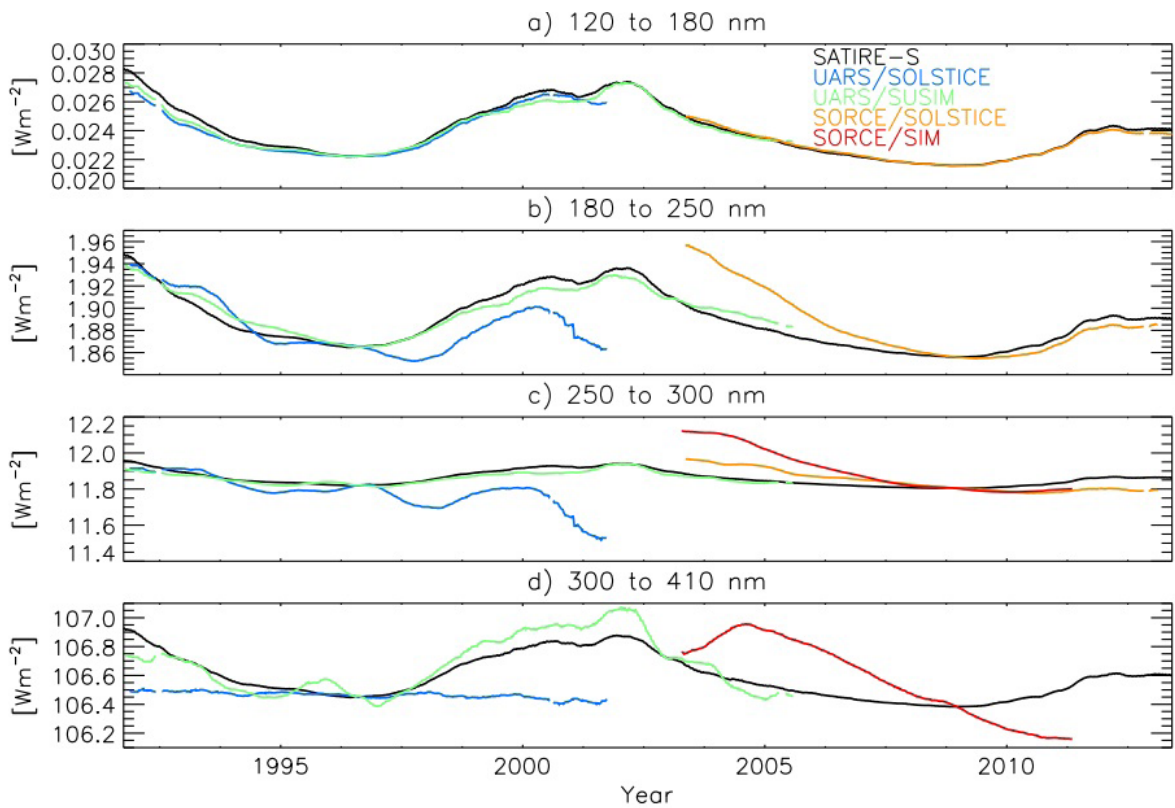


그림 7.15. 태양복사의 분광 조도의 시계열(Yeo et al., 2014).

기준 TSI 값임을 제시하였다(Prsa et al., 2016). 또한, 17세기의 Maunder Minimum 시기로부터 현대까지의 태양복사량 총량의 변화는 0.6 W m^{-2} 수준으로 나타난다고 밝혔다(Coddington et al., 2016). 최근에는 TSI에 대한 약한 감소 경향이 있다고 하나, 통계적인 유의성이 높지 않다(Dudok de Wit et al., 2017). 그러나 이러한 장기적인 TSI의 변화 경향은 전지구적인 복사강제력에 대해서 -0.04 W m^{-2} 의 강제력을 일으키며, 이는 다른 복사강제력과 비교했을 때 매우 작은 수준임을 확인하였다(Matthes et al., 2017).

또한, 태양복사량의 총량(TSI)뿐만 아니라 태양복사의 분광 조도(Solar Spectral Irradiance, SSI) 또한 태양활동에 따라 변화하게 된다(e.g., Yeo et al., 2014; 그림 7.15). SSI의 변화에 대해서는 성층권 상부에서 단파복사기열의 약화와 성층권 온도의 감소 및 오존 파괴의 감소 등을 일으키게 되는 등 주로 성층권 상부에서의 오존 변화 및 단파복사강제력에 영향을 주는 것을 확인하였다(Matthes et al., 2017). 이러한 태양 활동도의 변화에 의해서 대류권에서는 북반구 겨울철 양의 북극진동(Arctic Oscillation)을 강화 시키고, 잠재적으로 태양

활동-오존층의 관계성에도 영향을 줄 것으로 전망하였다(Matthes et al., 2017).

7.4.3. 화산활동에 의한 복사강제력

화산활동에 의한 복사강제력은 그 사례가 나타날 때 지역적으로 단기간에 걸쳐 매우 큰 강제효과를 가지지만, 전구적인 영향을 주는 수준의 강한 화산활동의 출현빈도가 매우 낮다. 그러나 강하고 큰 규모의 화산활동이 발생할 경우, 급격한 기후 영향을 줄 수 있어서 복사강제력에 대한 이해가 필요하다. 화산 활동에 의해서 발생하는 복사강제효과는 화산 분출 후 발생하는 에어로졸에 의한 복사강제력으로 성층권 상공에 체류하면서 수년 동안 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 또한 화산 활동에 의해서 발생하는 화산 분출 기체 또한 자연적인 배출원으로 기후변화에 영향을 주는 요인으로 알려져 있다.

대규모 화산 폭발이 발생할 때의 복사강제력을 산정한

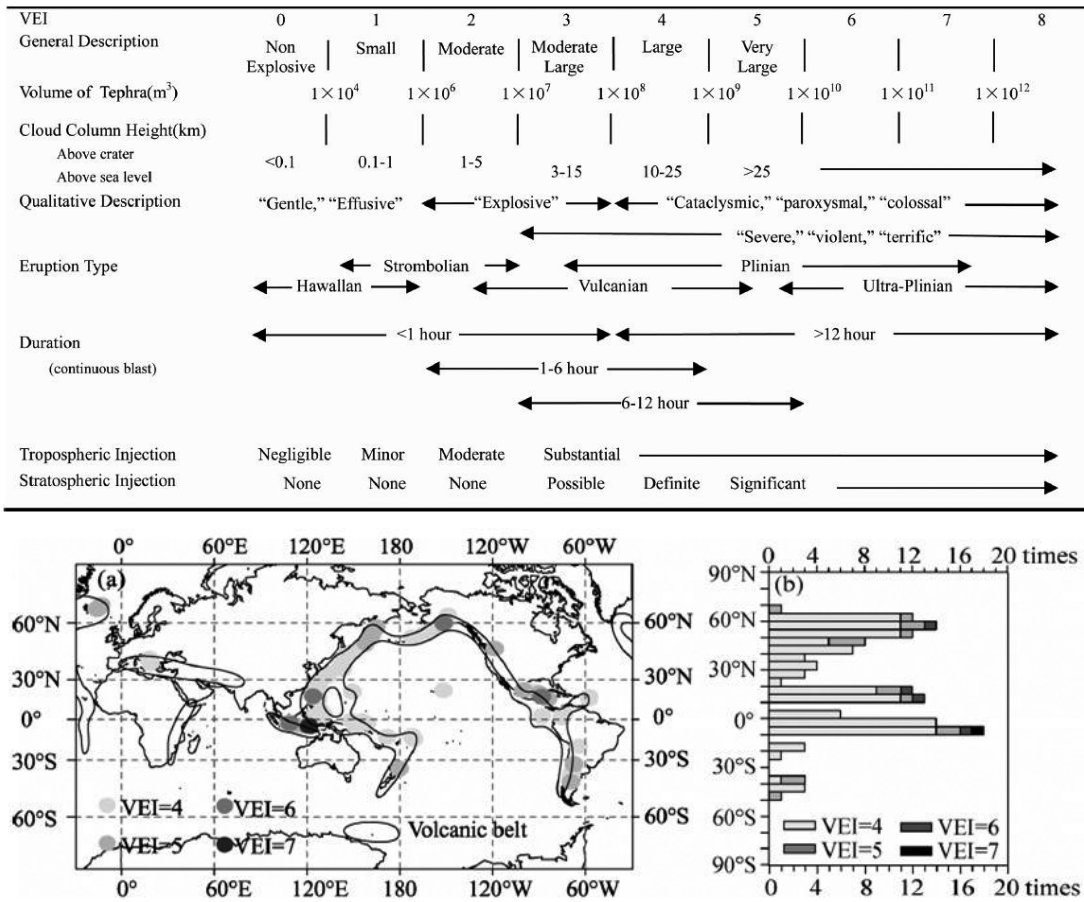


그림 7.16. (상) 화산활동 강도에 대한 정의 및 (하) 1750년 이후 2010년까지 화산의 발생 강도 및 빈도 분포 (Hao et al., 2014).

가장 대표적인 예로는 1991년 Pinatubo 화산 폭발의 발생에 의한 효과로 알려져 있으며, 그 이후에 이보다 더 강력한 화산 폭발은 알려진 바가 없다(그림. 7.16). 선행 보고 결과에 의하면 1750년에 비해 2008~2011년의 화산 폭발에 의한 복사강제력은 -0.11 ($-0.15 \sim -0.08$) $W m^{-2}$ 의 범위를 가지는 것으로 추정하였다. 또한 이 복사강제력의 추정은 인위적 복사강제력보다 매우 적은 영향을 주고 있는 것에 대해서 높은 신뢰성을 보여주고 있음을 보고하였다.

기후변화 복사강제력에 대한 화산활동 영향의 이해도는 여전히 부족한 것으로 보고 있다. 이러한 이유로 CMIP6에서는 VolMIP이라는 형태로 화산활동에 대한 기후변화 효과를 보다 더 자세히 보고자 다양한 기후모델 모의를 통한 산출 작업을 진행하고 있다(Zanchettin et al., 2015; 그림 7.17). 그러나 장기적인 관점에서의 화산활동에 의한 최신 복사강제력 연구가 진행 중이며, 최신 복사강제력 연구는 2010년에 발생한 Eyjafjallajökull 화산에 의한 복사강제력 효과에 대한

연구가 상세하게 진행되었다. Eyjafjallajökull 화산의 분화에 의해서 발생한 화산재의 전구 평균 복사강제력은 -0.5 mWm^{-2} 로 나타났으며, 화산배출량 및 화산재의 광학적 특성 변화에 의한 변동폭은 $-7.2 \sim +4.9$ mWm^{-2} 로 나타났다(Flanner et al., 2014; 그림 7.18).

또한, 대기 상단에서의 복사강제력을 단파와 장파로 구분할 경우, 화산재에 의한 영향과 황산염에 의한 영향을 구분해서 산출하였다. 화산재에 대해서는 단파는 -0.36 mWm^{-2} , 장파 1.06 mWm^{-2} 로 나타났으며, 황산염에 대해서는 단파와 장파에 대해서 각각 -3.66 mWm^{-2} 와 0.23 mWm^{-2} 로 나타나 단파에서는 음의 복사강제력, 장파에서는 양의 복사강제력이 나타나는 것을 확인하였다. 그러나 전구 규모의 복사강제력에 영향을 줄 수 있는 화산의 발생빈도는 매우 적고, 그 자료의 생산 또한 제한적이기 때문에 VolMIP에서의 산출 결과를 통한 종합적인 복사강제력의 연구가 필요한 상황이다.

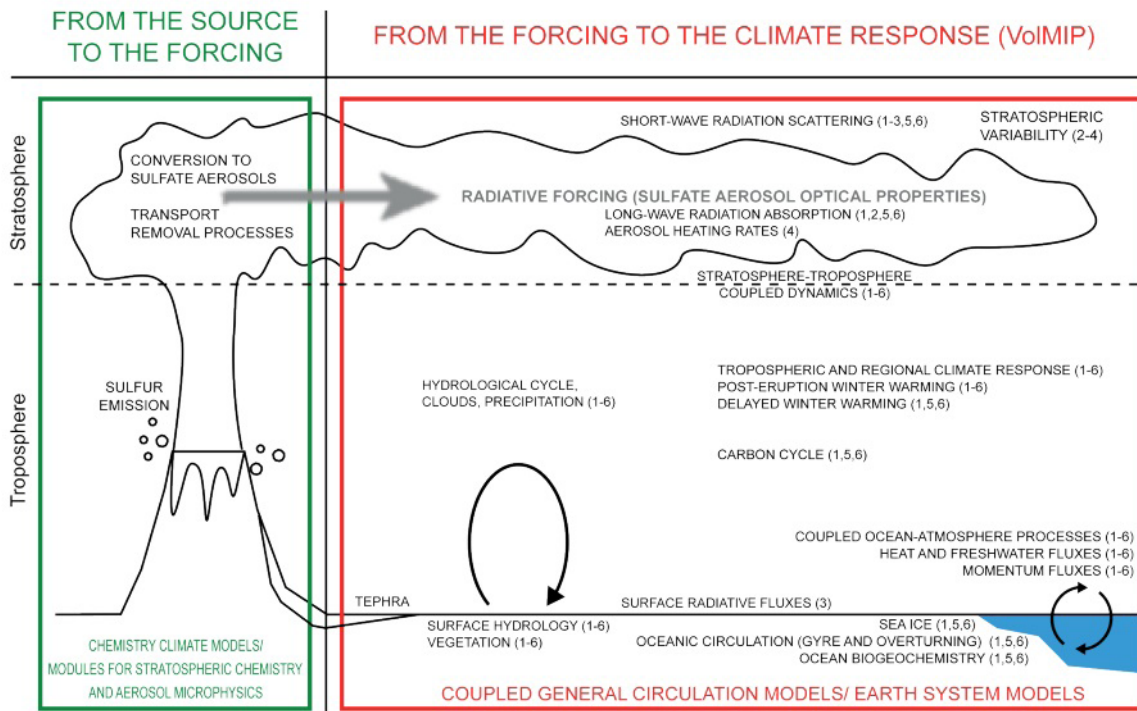


그림 7.17. 화산활동에 의한 기후변화 효과 이해를 위한 VolMIP의 개념도(Zanchettin et al., 2015).

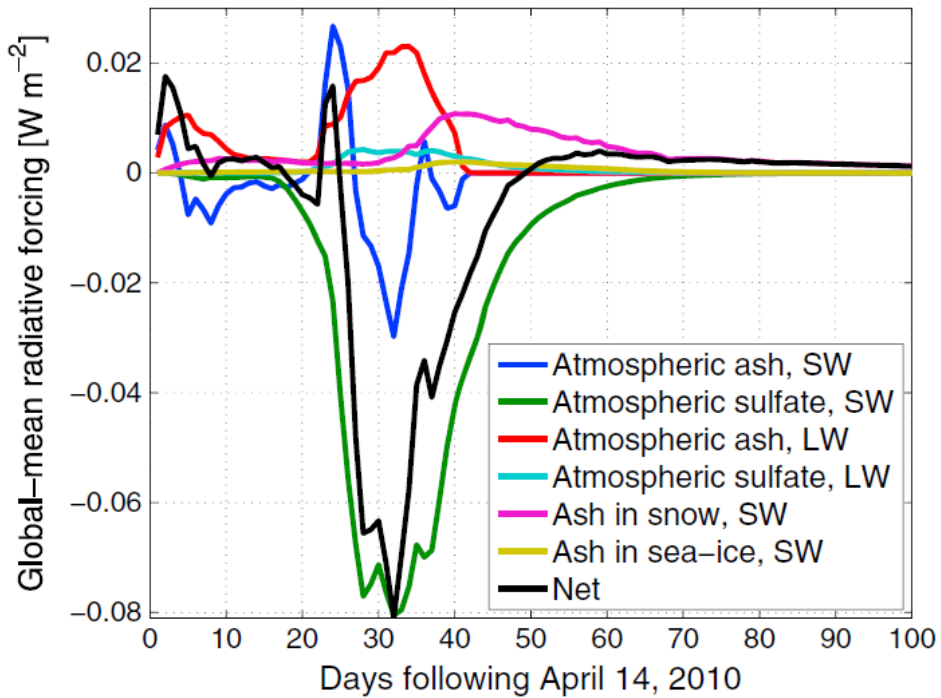


그림 7.18. Eyjafjallajökull 화산활동에 의한 복사강제력의 일변화. 화산재 및 황산염입자 등에 대한 고려를 구분하여 산출 (Flanner et al., 2014).

7.5. 배출량 메트릭스

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 대기로 배출되는 다양한 물질들이 기후에 미치는 영향을 정량화하여 비교하고 배출 물질에 따른 기후변화를 평가할 수 있는 배출량 메트릭스의 개념에 대해 소개하였다. 더 나아가 배출량 메트릭스 중 가장 대표적으로 사용되는 GWP와 GTP의 개념과 계산 방식에 대해 자세하게 기술하였다. GWP와 GTP는 서로 비슷한 개념이지만 GTP의 경우 GWP가 고려하지 못하는 기후 민감도와 대기-해양의 열 교환과 같은 물리적인 과정을 고려할 수 있으므로 더 진일보한 지수로 볼 수 있다. 하지만 모델들 간의 GTP의 불확실성의 범위는 모델들 간의 매개 변수의 불확실성으로 인하여 GWP의 불확실성의 범위보다 훨씬 큰 것으로 조사되었다. GWP와 GTP 외에도 GWPbio나 GTPbio 같은 새로운 개념의 배출량 메트릭스가 계속적으로 제안되고 있으나 새로운 메트릭스의 경우 과학적 합리성을 바탕으로 과학적 견고함과 적용 가능성을 평가하여야 하므로 향후 추가적인 연구가 필요하다.

7.5.1. 배출량 메트릭스 소개 및 개관

대기로 배출되는 다양한 물질들이 기후에 미치는 영향을 정량화하고 비교하여 배출 물질에 따른 기후변화를 평가하는 것은 반드시 필요하다. 이를 평가하기 위해서는 모델링의 틀(framework) 안에서 복사강제력, 온도 반응 등의 물리량을 직접 평가하는 것이 정확하나 방대한 계산량으로 인하여 어려움이 많다. 따라서 이에 대한 현실적인 대안으로 보다 단순한 척도를 가지는 메트릭스(척도, 도량법 메트릭의 복수형)를 대다수의 연구에서 적용하고 있다. 본 7.5절에서는 과거 연구에서 활용된 메트릭스에 대해 요약하고 새롭게 정의된 메트릭스에 대해 소개할 것이다. 또한, 소개된 메트릭스를 통해 계산된 기후 영향에 대해서도 살펴볼 것이다.

과거부터 가장 널리 사용된 배출량 메트릭스는 지구온난화 지수(GWP)이다. GWP는 특정 온실가스에 대하여 배출 후 발생한 대류권계면에서의 복사강제력 총변화를 CO₂ 배출에 의한 복사강제력의 총 변화량으로 나눈 값이다. GWP의

물리적인 의미는 특정 기체가 기후시스템에 추가된 CO₂의 복사강제력에 대한 상대적인 지수로 설명할 수 있다. 이러한 GWP는 특정 기체가 CO₂에 비하여 몇 배의 온실효과가 있는지 살펴보기에 적합한 지수이나 불확실성이 크고 다른 기후 변수에 비해 직관적이지 못하며 동등한 수준으로 사용하기 어렵다는 문제점을 지니고 있다(Fuglested et al., 2000, 2003; O'Neill, 2000; Smith and Wigley, 2000; Tanaka et al., 2009; Daniel et al., 2012). 이러한 한계점을 지니고 있지만, 여전히 GWP는 서로 다른 기체들의 배출을 공통 척도인 CO₂ 등가 배출로 변환하기 위한 메트릭으로 사용되고 있다(Shine, 2009).

지구온도변화지수(GTP)는 선택된 시점에서 CO₂의 배출에 따른 전지구 평균지면온도의 변화에 대한 특정 물질의 순간의 배출 반응에 대한 전지구 표면 온도의 변화로 나타낼 수 있다. GTP는 GWP가 고려하지 못하는 기후 민감도와 대기-해양의 열 교환과 같은 물리적인 과정을 고려할 수 있으므로 GWP에 비해 진일보한 지수로 볼 수 있다. 하지만 GTP를 계산하기 위한 모델들의 기후 민감도와 해양의 열 흡수를 고려하는 매개변수들은 상당한 불확실성을 가지고 있으며, 선행연구에 따르면 모델들 간의 절대지구온도변화 지수(AGTP)의 불확실성의 범위는 이러한 매개변수의 불확실성으로 인하여 절대지구온난화지수의 불확실성의 범위보다 훨씬 큰 것으로 조사되었다(Joos et al., 2013).

배출량 메트릭스의 계산에 있어 어떠한 과정들이 포함되었는지에 따라 결과는 크게 달라진다. 따라서 기존의 메트릭스에 고려되지 못한 요소들을 고려하는 연구들이 활발하게 진행되었다. 오존의 농도에 따른 식물생산성의 변화에 의한 효과, CH₄에 의한 간접효과, 기후-탄소 피드백(CCF) 등이 고려되었다(Arora et al., 2013; Reisinger et al., 2010). 특히 CH₄와 N₂O와의 피드백 과정에서 GWP의 값이 100년마다 20%씩 증가하는 것을 발견하였으며 이에 따라 100년 기준의 GWP인 GWP100와는 큰 차이를 보임이 보고된 바 있으며 100년 이상의 더 장기간의 영향에서는 더 큰 차이를 보였다(Gillet and Matthews, 2010).

따라서 GWP와 GTP의 계산에 있어서 또 한 가지의 중요 요소는 GWP 및 GTP가 계산되는 시간규모이다. 대기 중 잔류 시간이 긴 CO₂와 같은 잘 혼합된 온실가스(Well-mixed green house gases, WMGHGs)에 대해서는 충분히 긴

대기 중 잔류시간을 보이기에 시간규모에 따른 변화가 크지 않으나 단기-기후 강제자들(NTCFs, 단수명 기후오염물질들)은 짧은 대기 중 잔류시간으로 인하여 급격한 감소를 보이게 되며 그 감소하는 폭이 매트릭스별로 다르기 때문에 주의하여야 한다는 점이 일반적으로 자리 잡게 되었다.

7.5.2. GWP 및 GTP

최근에도 GWP와 GTP를 활용한 연구들은 지속적으로 수행되고 있다. GWP의 경우 여러 매트릭스 중 가장 오래된 지수로 과거 선행연구와의 비교가 용이하고, 계산이 간편

하며, 개념이 널리 알려졌다는 점에서 많은 활용이 이루어지고 있다. 여러 산업 및 NTCFs의 기후적 변화의 효과를 설명하기 위해서 전 세계적으로 GWP의 개념이 활용되고 있다. 우리나라에서도 2010년부터 에너지 산업, 제조업, 건설업 등에 대한 사전 환경성 검토 및 환경영향평가 시 온실가스의 기후 평가를 실시하고 있으며, GWP를 적용하여 사용하는 관계로 여러 산업의 GWP를 추산하여 산정한 연구가 진행되고 있다(김영주 외, 2016; 정연선 등, 2019). 또한 김지혜 외 (2014) 논문에서는 푸리에변환 분광기를 이용한 흡광도 측정과 흡수 단면적의 계산을 통한 불화온실가스의 GWP 추산을 수행한 바 있다. 이 연구에서는 불화온실가스의 GWP를 산출한 방법을 동일하게 이용하여, 아직

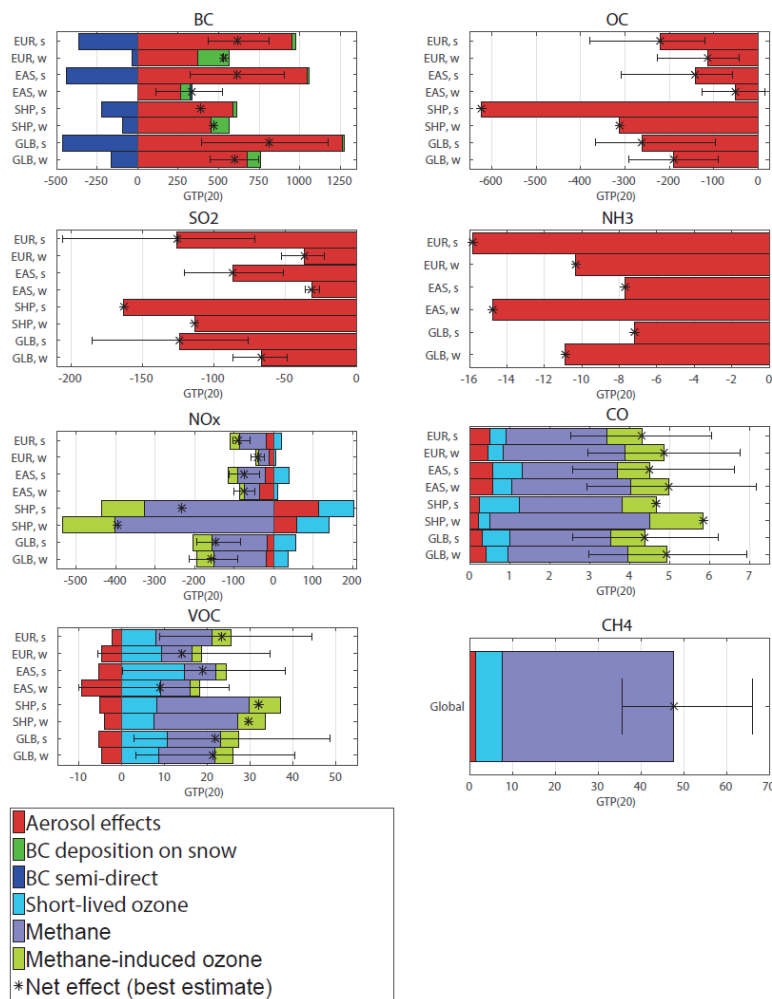


그림 7.19. 여러 기후변화 원인물질의 계절별, 지역별 GTP20의 값의 비교. 유럽(EUR), 동아시아(EAS), 선박(SHP), 전구(GLB)의 값에 대해 북반구 기준 여름(5-10월)과 겨울(11-4월)로 구분하였다. 오차범위(error bar)는 사용된 개별 모델의 범위를 나타냄(Aamaas et al., 2016).

GWP가 산출되지 않은 물질에 대해 간단하게 GWP를 추산할 수 있다는 것을 제안하기도 하였다. 하지만 전반적으로 우리나라에서 GWP를 포함한 배출량 메트릭스에 관련된 연구는 매우 저조한 편이다.

GTP의 경우에는 물리적 과정의 피드백의 효과를 고려할 수 있기 때문에 특히 연구 분야에서 활발한 활용이 이루어지고 있다. uptake와 피드백이 활발히 일어나는 식생, 축산 활동과 관련된 GTP의 산정에 관련된 연구가 지속적으로 나오고 있는 상황이다(Sarkwa et al., 2016). 하지만 GTP의 경우 모델의 물리적 과정의 계산에서 오는 기후 민감도와 같은 기후변수 계산의 불확실성으로 인해 편차가 여전히 문제로 남아있다(Karstensen et al., 2015).

GWP와 GTP 모두 각 메트릭스가 가지는 한계와 불확실성을 이해하기 위하여 멀티모델과 앙상블모의를 통한 추산이 이루어지고 있다. 선행 연구들에 따르면 GWP와 GTP 모두 추산 모형에 따라 큰 차이를 보이며 지역 및 계절적인 변동을 보임이 보고되었다(Aamaas et al., 2016; Harmsen et al., 2016; 그림 7.19). 특히 GTP의 경우 사용한 모델에 따라 큰 편차를 보이며 그 불확실성에 있어 GWP에 비해 크게 나타남이 지속적으로 보고되었다(Joos et al., 2013; Aamaas et al., 2016). 하지만 Aamaas et al. (2016)에 따르면 모델들 간의 GWP와 GTP의 변동성이 계절과 지역에 따른 변동성보다 크게 나타나지만, 지역별, 계절별 편차에 따른 크기는 일관되게 나타나기 때문에 지역에 따른 GWP와 GTP의 분포는 유의한 결과를 보인다고 보고하였다.

현재 GWP와 GTP에서 고려하고 있지 않은 혹은 불확실한 요소에 대한 조사도 연구가 계속적으로 이루어지고 있다. 특히 CCF는 불확실성이 가장 큰 부분으로 CCF가 GWP와 GTP에 미치는 영향에 관련된 연구들이 다수 수행되었으며 선행 연구에 따르면, CCF는 물질에 따라 GWP를 최대 30% 까지 낮추며 GTP는 90% 이상 낮아지는 물질도 있음을 보고하였다(Sterner and Johansson, 2017).

Jolliet et al. (2018)은 인위적 행동과 그에 따른 배출 물질들의 기후적 영향 계산에 대한 가이드에서 대상 물질이나 행위가 짧은 기간에 미치는 영향을 살펴보는 경우는 GWP를, 대상물질의 장기간의 영향을 살펴보거나 해수면 상승, 전지구온의 변화와 같은 전 지구적 기후변화 영향을 살펴보는 경우에는 GTP를 배출량 메트릭스로 사용할 것을

권장하였다. Allen et al. (2016)은 대중적으로 사용되는 배출량 메트릭스인 GWP100의 경우 앞으로 20-40년 동안의 영향을 살펴보는 데에 적합하며 장기간의 영향을 살펴볼 경우 NTCFs의 효과를 과대모의 할 가능성이 높다는 것을 보고하였다. 따라서 대상물질과 시간규모에 따라 적합한 메트릭스를 사용할 필요가 있다.

시간 규모에 따라서 달라지는 배출량 메트릭스의 문제를 해결하기 위해 시간 규모와 배출량 규모를 고려하여 계산되어지는 GWP* 라는 개념이 도입되기도 하였다(Allen et al. 2018). 이 지수에서는 시간에 따른 배출을 고려하기 때문에 시간 스케일에 따른 변화와 지역적 배출 편차에 따른 문제에 대해 상대적으로 적은 영향을 받으며, 누적 값에서는 원래의 GWP의 값과 유사한 성향을 보이거나 단기 배출관점에서는 기존의 GWP와 다른 성향을 보인다.

7.5.3. 지속적인 플럭스의 잠재 가열 지수, 잠재 냉각 지수 (SGWP, SGCP)

GWP가 가지는 한계에 대해서는 지속적인 보고가 있어 왔다. GWP는 가장 보편적인 배출량 메트릭스이며 비교적 단순한 계산 방법으로 인해 널리 사용되었지만, 피드백의 고려가 되지 않아 배출량 메트릭스로의 한계가 있었다. 따라서 GWP와 같이 비교적 단순한 방법으로도 계산이 가능하고, GTP와 같이 모델의 물리과정에 따른 민감도가 크지 않으면서, 지면이나 해양에 의한 제거 및 교환이 고려 가능한 새로운 지수의 필요성이 대두되었다. 이를 위해 앞서 설명한 GWP*와 이와 유사한 여러 지수들이 개발되고 있다. 여러 연구들 중 Neubauer and Megonigal (2015)은 이러한 특성을 고려할 수 있는 새로운 지수인 지속적인 플럭스의 잠재 가열 지수(SGWP)를 제안하였다. SGWP에서 모형은 CH_4 와 N_2O 의 배출과 uptake를 각각에 대해 고려하게 되며(그림 7.20의 ⑤와 ⑦) 이를 기존의 GWP의 계산과는 다르게 배출이나 uptake가 한 번에 일어나는 것이 아닌 지속적인 플럭스의 형태로 나타나는 것으로 가정한다. 이러한 가정을 통해 배출이 일어나는 경우는 GWP와 유사한 의미를 지니는 SGWP가 되며 uptake를 고려하는 시나리오의 경우 지구가 얼마나 효과적으로 복사강제력을 제거하는지를 나타내는

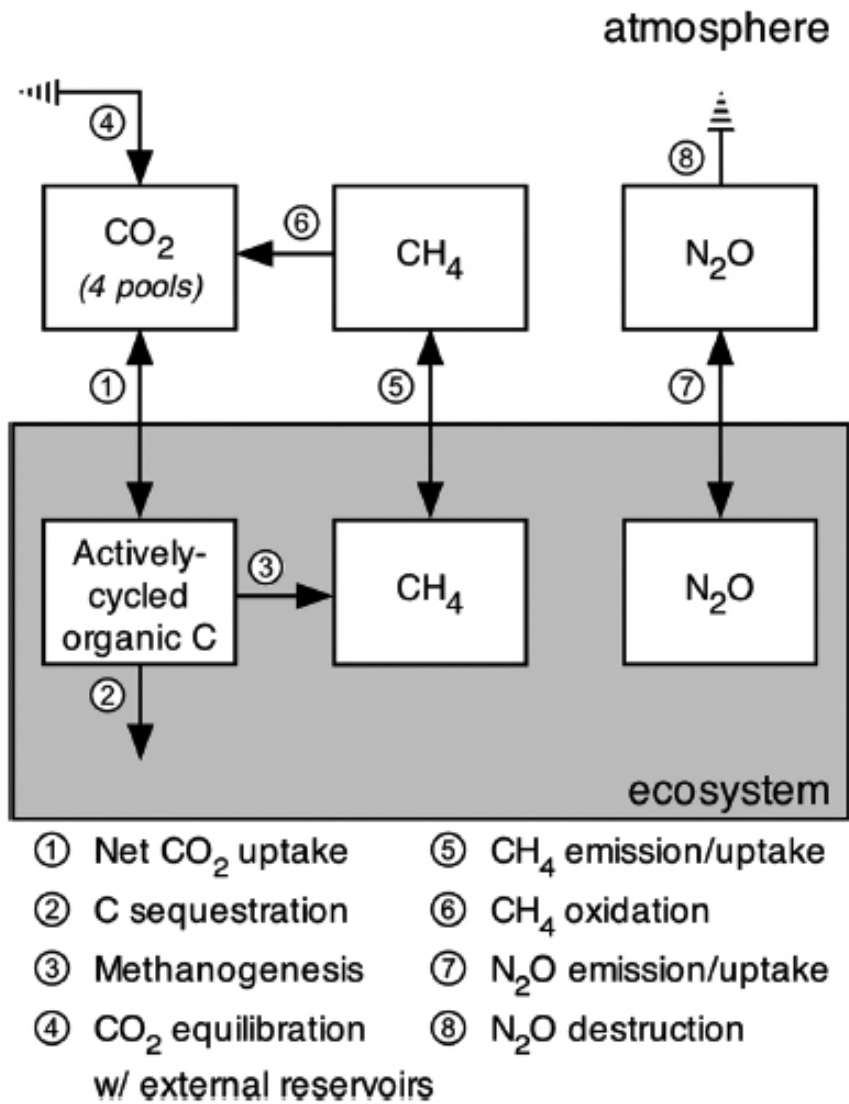


그림 7.20. N₂O, CH₄, CO₂의 생태계 대기 간의 제거와 교환이 고려된 대기 섭동 모델의 단순화된 구조(Neubauer and Megonigal, 2015).

표 7.1. CO₂에 비하여 계산되어진 순간 배출과 지속배출 형태의 GWP, GTPs, GPPs의 값. 모든 물질은 20년과 100년의 시간 규모로 계산되었음.

	GWP (20)	GTP (20)	GTPp (20)	GTPp (100)	GPPp (20)	GPPp (100)
CH ₄	84	28	67	4.3	120	8.1
N ₂ O	263	264	276	234	396	325
Sulfate	-141	-38	-41	-5.28	-92	-10.1
Black carbon	2415	657	701	91	1580	173

SGCP의 값을 나타내게 된다. 더 자세한 매트릭스에 대한 설명은 Neubauer and Megonigal (2015)을 참조하기 바란다.

SGWP의 값은 기존의 GWP에 비하여 일반적으로 큰 값을 보이며 CH₄나 N₂O의 경우 SGWP의 값은 GWP에 비하여 최대 40% 가량 증가된 값을 보였다. 이는 지속적인 플러스의 형태로 배출 고려하였을 때, 특정 물질이 지구시스템이 미치는 영향에 대해 증가된 GWP는 물질의 복사강제력에 의한 온난화 효과를 경우에 따라 부호를 바꿀 수도 있음을 보이며 기존의 GWP와는 다른 해석이 가능 할 수도 있다는 것을 보여주었다. 또한 NTCFs의 경우 시간규모에 따른 SGWP와의 SGCP의 변화는 시간규모의 값이 길어질수록 SGWP에 비해 SGCP의 값이 급격하게 커지는 것을 발견 하였으며 이들 물질에 대해 생태계가 복사강제력을 효과적으로 제거함을 확인하였다.

최초로 SGWP, SGCP가 제안된 이후로 이 두 매트릭스는 생태계 영향을 고려한 여러 물질의 기후적 효과를 파악하는 대표적인 매트릭스로 자리 잡았으며 생태계의 기후적 영향을 살펴보는 연구에서 SGWP와 SCWP를 지속적으로 배출량 매트릭스로 채택하여 연구가 진행되고 있다. SGWP와 SCWP는 기존의 GWP에 비하여는 많은 정보를 제공하지만 기존의 GWP와 마찬가지로 역학적 모델링을 이용한 지수 들에 비해서는 제한적인 정보만을 제공할 수 있어 여전히 한계를 지니고 있다.

7.5.4. 그 외 매트릭스

동일한 물질도 GWP와 GTP는 지역과 시간에 따라 최대 4배가량이 변할 수 있음이 여러 연구들을 통하여 보고된 바 있다(Stohl et al., 2015; Lund et al., 2017). 따라서 지역적 인 규모에서 각종 기후변화 원인물질이 미치는 기후적 영향은 지역과 시간에 따라 다르게 나타난다. 이를 고려하기 위하여 Shindell et al. (2012)은 최초로 전지구 이하 규모의 기후적 영향의 추정치를 계산할 수 있는 매트릭스인 지역 온도 잠재지수를 제안하였다. 이 연구에서는 4개의 전지구 기후모형을 이용하여 위도 대에 다른 특정 물질의 잠재 온도 변화를 추산하여 절대 지역 온도 잠재지수 및 지역 온도 잠재지수를 제안하였다. 이는 GTP와 유사한 개념이나 지역

적으로 정의된 지수이다.

지역 온도 잠재지수는 특히 지역적인 농도의 차이가 크고 대기 중 잔류시간이 짧은 NTCFs의 기후적 효과의 지역적 차이를 살펴보는 데에 적합하기 때문에 GTP의 지역적 편차를 살펴보기 위한 연구들이 수행되었다. 이들 연구는 GTP의 값의 특성이 지역적으로 큰 차이를 보인다는 것을 증명 하였다(Lund et al., 2019).

기존의 배출량 매트릭스는 모두 WMGHGs와 NTCFs가 만들어 내는 여러 기후적 효과 중 온도의 변화에 초점을 맞추어 개발되었다. 하지만 WMGHGs와 NTCFs가 만들어 내는 기후적 효과는 온도뿐만 아니라 다른 기상변수에도 영향을 줄 수 있다. 특히 강수는 복사강제력의 변화에 따른 온도의 변화에도 간접적으로 영향을 받을 뿐 아니라 NTCFs를 통하여 생성되는 에어로졸은 구름응결핵으로 작용하여 강수에 영향을 미치게 된다. 따라서 온도 효과를 뿐 아니라 여러 물질들의 강수에 대한 기후효과를 배출량 매트릭스로 만드는 연구들이 수행되었다.

Shindell et al. (2012b)은 여러 물질들의 복사강제력과 강수 변화와의 관계를 이용하여 처음으로 강수와의 관계를 가지는 매트릭스를 개발하였다. 하지만 이들이 개발한 매트릭스는 배출량을 기반으로 한 것이 아니라 복사강제력과 강수의 관계를 기반으로 만들어졌기에 기존의 매트릭스와는 개념적인 차이를 보인다.

Shine et al. (2015)은 복사강제력과 강수량 과의 관계에 관련된 매트릭스가 아닌 배출량과 강수와의 기후적 효과를 살펴볼 수 있는 매트릭스를 개발하였다. 전구 강수 변화 잠재 지수는 AGWP와 AGTP의 값을 이용하여 배출량 변화에 따른 강수변화를 계산하는 지수이며, 불확실성이 크다는 한계를 지니고 있지만 여러 물질에 대해 손쉬운 강수에 대한 기후 효과를 살펴 볼 수 있다는 장점을 지니고 있다. 연구를 통하여 추산된 GPP와 다른 배출량 매트릭스의 값을

표 7.1에 제시하였다. 향후 강수에 대한 배출량 매트릭스 외에도 다른 물리적 지표를 이용한 배출량 매트릭스가 다수 나올 것으로 판단된다.

7.6. 결론

본 절에서는 한반도를 중심으로 한 동아시아 지역의 기후 변화에 의한 복사강제력을 인위적 요인과 자연적 요인으로 나누어 간략히 요약하였으며, 보다 자세한 내용은 각 세부 절을 참고하기 바란다. 아울러 「한국 기후변화 평가보고서 2014」가 작성된 이후 국내·외 연구진이 수행한 한반도 및 동아시아 지역에서의 인위적·자연적 복사강제력 산정 연구는 여전히 부족한 실정이라 한반도 및 동아시아의 복사강제력의 불확실성은 정량적으로 제시하기가 어려운 실정기에 전 지구에 대비하여 정성적으로 나타내었다.

대류권 오존은 대표적인 온실가스이자 중요한 대기오염 물질로, 전구물질의 시·공간적인 배출이나 기상장에 큰 영향을 받기 때문에 지역 기후 변화에 상당히 민감한 것으로 알려진 단기기후 강제자이다. 동아시아 지역은 지속적인 전구물질의 배출 변화로 지표면 오존농도가 지속적으로 증가하고 있으며, 한국의 경우 미국과 유럽과 달리 고농도 오존 발생 빈도가 증가하는 추세이다(견고한 동의). 또한, 기후변화에 따른 기상장의 변화와 미세먼지 저감 정책으로 인한 초미세먼지 농도의 감소가 역시 오존농도 증가에 기여하는 것으로 보고되고 있어, 향후 지역 기후변화와 중구 배출량의 변화 경향에 따른 미래 지표 오존 변화에 대한 체계적 연구가 필요하다.

한반도에서 관측된 이산화탄소와 메탄의 농도는 전 지구 평균 관측 농도와 비교하면 약 5-8 ppm와 100 ppb 높게 나타나며, 아산화질소는 전 지구 평균 농도와 유사한 수준이기 때문에, 이들에 의한 복사강제력도 전지구의 복사강제력과 유사하거나 다소 높게 나타날 것으로 추정된다(견고한 동의).

서울지역이 평균 오존전량은 1985년부터 2018년까지 325 DU로 나타났으며, 3월에 최대인 361 DU, 10월에 최소인 290 DU로 월평균 기준으로 연교차가 71 DU로 연평균 오존전량 기준으로 22%의 변동 폭을 보였다. 서울지역 오존전량의 1990년대 평균인 323 DU에서 2000년대(2001~2010년)의 328 DU로 5 DU가 증가하였으며, 포항상공의 오존전량은 1990년대의 309.7 DU에서 2000년대는 316.0 DU로 증가하였다. 비록 한반도 내에서 지역적인 차이는 있으나 지표면

오존의 증가와 대기기주의 오존 전량은 꾸준히 증가하는 경향이 뚜렷하게 나타나고 있어, 오존의 복사강제력이 지속적으로 증가할 것으로 추정된다(견고한 동의).

한반도를 포함하는 동아시아 에어로졸 복사강제력은 대략 $-1\sim-3 \text{ W m}^{-2}$ 정도 범위에서 최근 연구결과들에서 보고하고 있으며, 전지구 평균복사강제력 -0.35 W m^{-2} 에 비해 매우 크게 나타났다. 관측자료 기반 대기복사전달모델을 활용한 에어로졸 직접복사강제력 산정 및 에어로졸 유형별 복사강제력을 추정하는 연구가 지속적으로 수행되고 있다. 특히, 블랙카본에 의한 복사강제력은 $+1\sim2 \text{ W m}^{-2}$ 로 이산화탄소에 의한 전지구 복사강제력(1.82 W m^{-2})에 상응하는 값으로 추정된다. 하지만 여전히 지역별, 시기별 복사강제력 추정치는 연구 방법에 따라 정량적인 차이를 많이 보이는 것으로 나타나고 있어 결과의 수렴을 위해 추가적인 연구가 요구되는 상황이다(제한적 동의).

1750년부터 2011년까지 태양복사량의 총량(TSI) 변화에 기인한 복사강제력에 대한 최선의 추정치는 0.06 W m^{-2} 이며, 최근 TSI에 대한 약한 감소 경향이 보고되고 있으나, 통계적으로 유의성이 높지 않다. 화산 폭발에 의한 복사강제력은 2010년에 발생한 Eyjafjallajökull 화산에 의한 복사강제력 효과에 대한 연구가 상세하게 진행되는 등 그 과학적 이해도가 높은 편이다. Eyjafjallajökull 화산의 분화에 의해서 발생한 화산재의 전구 평균 복사강제력은 -0.5 mWm^{-2} 로 나타났으나, 산업화 기간 동안을 비교해 보면 인위적 복사강제력에 비해서 무시할 수 있을 정도로 작은 수준이다.

배출량 매트릭스인 GWP와 GTP를 활용한 연구들은 지속적으로 수행되고 있으며, 피드백이 고려되지 않는 이들 매트릭스의 한계를 개선하고자 제안된 SGWP나 SGCP 등이 생태계의 영향을 고려한 여러 물질의 기후 효과를 파악하는데 활용되고 있다. 또한, 복사강제력과 강수량의 관계가 아닌 배출량과 강수량의 관계로 기후효과를 살펴볼 수 있는 매트릭스 등 다양한 배출량 매트릭스들이 개발되고 있다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」작성 당시와 비교하여, 오존, 이산화탄소, 메탄 등의 온실가스와 에어로졸에 대한 관측 및 모델링 연구가 많이 진행되었음에도, 현재 한반도 또는 동아시아 영역에 대해서 기후변화원인물질 복사강제력의 신뢰수준을 논의하기 위해서는 지역 규모에 대한 연구 결과가 충분히 지속적으로 수행되어야 한다.

7.7. 참고문헌

- 국립환경과학원, 2018: 대기환경연보(2017), 국립환경과학원, 382pp.
- 기상청, 2012: 2011 지구대기감시보고서, 기후변화감시센터
- 기상청, 2018: 2017 지구대기감시보고서, 기후변화감시센터
- 김순태, 배창한, 김은혜, 유승희, 배민아, 이재범, 서인석, 임용재, 김병욱, 김현철, 우정현, 2017: 중국 배출량 목록에 대한 국내 오존 민감도 분석: MICS-Asia 2010와 INTEX-B 2006 비교사례, *한국대기환경학회지*, 33(5), 480-496.
- 김영주, 박재현, 오용희, 2016: 철도화물과 도로화물수송의 비교분석 연구 대기오염물질 및 온실가스 배출, *한국산학기술학회 논문지*, 17, 94-101.
- 김정환, 김영성, 한진석, 박승명, 신혜정, 이상보, 김정수, 이강웅, 2017: 국내 기준성 대기오염물질의 권역별 장기 추이 및 원인 분석, *한국대기환경학회지*, 34(1), 87-100.
- 김지혜, 이정순, 2014: 불화온실가스의 흡수단면적 측정을 통한 지구온난화지수의 추정, *한국대기환경학회지*, 30, 387-397.
- 에어코리아, 2019: <https://www.airkorea.or.kr>.
- 우정현, 부찬중, 김진수, 김영성, 김윤하, 2018: 중국 대기오염 물질 배출의 시공간적 변화 분석, *한국대기환경학회지*, 34(1), 87-100.
- 정영선, 김태형, 2019: 국가 에너지통계에 따른 건물부문 온실가스 배출량 추계 및 특성, *대한건축학회 논문집-구조계*, 35, 187-195.
- 조석연, 2007: 한국의 지면 오존이 식생에 미치는 영향에 관한 연구-아까시나무 조기낙엽 현상과 관련성 검토 예비 연구, *한국대기환경학회지*, 23(1), 29-38.
- 홍낙기, 이종범, 김재철, 천태훈, 2015: 한반도 중부지역의 밀에 대한 오존 위해도 평가, *한국대기환경학회지*, 34(1), 41-53.
- Aaniel, J. S., S. Solomon, T. J. Sanford, M. McFarland, J. S. Fuglestedt, and P. Friedlingstein, 2012: Limitations of single-basket trading: lessons from the Montreal Protocol for climate policy, *Climatic Change*, 111, 241-248.
- Aamaas, B., T. K. Berntsen, J. S. Fuglestedt, K. P. Shine, and N. Bellouin, 2016: Regional emission metrics for short-lived climate forcers from multiple models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 7451-7468.
- Allen, M. R., Jan S. Fuglestedt, K. P. Shine, A. Reisinger, R. T. Pierrehumbert, and P. M. Forster, 2016: New use of global warming potentials to compare cumulative and short-lived climate pollutants, *Nature Climate Change*, 6, 773.
- Allen, M. R., K. P. Shine, J. S. Fuglestedt, R. J. Millar, M. Cain, D. J. Frame, and A. H. Macey, 2018: A solution to the misrepresentations of CO₂-equivalent emissions of short-lived climate pollutants under ambitious mitigation, *Npj Climate and Atmospheric Science*, 1, 16.
- Arora, V. K., G. J. Boer, P. Friedlingstein, M. Eby, C. D. Jones, J. R. Christian, G. Bonan, L. Bopp, V. Brovkin, P. Cadule, T. Hajima, T. Ilyina, K. Lindsay, J. F. Tjiputra, and T. Wu, 2013: Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP5 Earth system models, *Journal of Climate*, 26, 5289-5314.
- Choi, J.-O., and C. E. Chung, 2014: Sensitivity of aerosol direct radiative forcing to aerosol vertical profile, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 66, 24376.
- Chung, C. E., V. Ramanathan, G. Carmichael, S. Kulkarni, Y. Tang, B. Adhikary, L. R. Leung, and Y. Qian, 2010: Anthropogenic aerosol radiative forcing in Asia derived from regional models with atmospheric and aerosol data assimilation, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 6007-6024.
- Chung, C. E., V. Ramanathan, and D. Decremmer, 2012: Observationally constrained estimates of carbonaceous aerosol radiative forcing, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109, 11624-11629.
- Coddington, O., J. L. Lean, P. Polewski, M. Snow, and D. Lindholm, 2016: A solar irradiance climate data

- record, *Bulletin of American Meteorological Society*, 97(7), 1265-1282.
- Davin, E., N. de Noblet-Ducoudre, and P. Friedlingstein, 2007: Impact of land cover change on surface climate: Relevance of the radiative forcing concept, *Geophysical Research Letters*, 34, L13702.
- Dunne, E., H. Gordon, A. Kürten, J. Almeida, J. Duplissy, C. Williamson, I. K. Ortega, K. J. Pringle, A. Adamov, U. Baltensperger, P. Barmet, F. Benduhn, F. Bianchi, et al., 2016: Global atmospheric particle formation from CERN CLOUD measurements, *Science*, 354, 1119-1124, doi:10.1126/science.aaf2649.
- Flanner, M. G., A. S. Gardner, S. Eckhardt, A. Stohl, and J. Perket, 2014: Aerosol radiative forcing from the 2010 Eyjafjallajökull volcanic eruptions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 9481-9491.
- Fuglestedt, J. S., T. K. Berntsen, O. Godal, and T. Skodvin., 2003: Climate implications of GWP-based reductions in greenhouse gas emissions, *Geophysical Research Letters*, 27, 409-412.
- Fuglestedt, J. S., T. K. Berntsen, O. Godal, R. Sausen, K. P. Shine, and T. Skodvin., 2003: Metrics of climate change: Assessing radiative forcing and emission indices, *Climatic Change*, 58, 267-331.
- Gillett, N. and H. Matthews, 2010: Accounting for carbon cycle feedbacks in a comparison of the global warming effects of greenhouse gases, *Environmental Research Letters*, 5, 034011.
- Gao, Y., C. Zhao, X. Liu, M. Zhang, and L. R. Leung, 2014: WRF-Chem simulations of aerosols and anthropogenic aerosol radiative forcing in East Asia, *Atmospheric Environment*, 92, 250-266.
- Gong, C., J. Xin, S. Wang, Y. Wang, and T. Zhang, 2017: Anthropogenic aerosol optical and radiative properties in the typical urban/suburban regions in China, *Atmospheric Research*, 197, 177-187.
- Han, Z., J. Li, X. Xia, R. Zhang, 2012: Investigation of direct radiative effects of aerosols in dust storm season over East Asia with an online coupled regional climate-chemistry-aerosol model, *Atmospheric Environment*, 54, 688-699.
- Harmsen, M., M. Berg, V. Krey, G. Luderer, A. Marcucci, J. Streffer, and D. P. Vuuren, 2016: How climate metrics affect global mitigation strategies and costs: a multi-model study, *Climatic change*, 136, 203-216.
- Jeong, J. I., and R. J. Park., 2013: Effects of the Meteorological Variability on Regional Air Quality in East Asia, *Atmospheric Environment*, 69, 46-55.
- Jolliet, O., A. Antón, A. Boulay, F. Cherubini, P. Fantke, A. Levasseur, T. E. McKone, O. Michelsen, L. Canals, M. Motoshita, S. Pfister, F. Verones, B. Vigon, and R. Frischknecht, 2018: Global guidance on environmental life cycle impact assessment indicators: impacts of climate change, fine particulate matter formation, water consumption and land use, *The International Journal of Life Cycle Assessment*, 23, 2189-2207.
- Joos, F., R. Roth, J. S. Fuglestedt, G. P. Peters, I. G. Enting, W. V. Bloh, V. Brovkin, E. J. Burke, M. Eby, N. R. Edwards, T. Friedrich, T. L. Frolicher, P. R. Halloran, P. B. Holden, C. Jones, T. Kleinen, F. T. Mackenzie, K. Matsumoto, M. Meinshausen, G. K. Plattner, A. Reisinger, J. Segschneider, G. Shaffer, M. Steinacher, K. Starassmann, K. Tanaka, A. Timmermann, and A. J. Weaver, 2013: Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics: A multi-model analysis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 2793 - 2825.
- Karstensen, J., G. P. Peters, and R. M. Andrew, 2015: Uncertainty in temperature response of current consumption-based emissions estimates, *Earth System Dynamics* 6, 287-309.
- Kim, S. W., S.-C. Yoon, J. Kim, and S.-Y. Kim, 2007: Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over East Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR, and AERONET sun/sky radiometer measurements. *Atmospheric Environment*, 41, 1634-1651.

- Kopp, G. and J. L. Lean, 2011: A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance, *Geophysical Research Letters*, 38, doi:/10.1029/2010GL045777.
- Lamb, K. D., A. E. Perring, B. Samset, D. Peterson, S. Davis, B. E. Anderson, A. Beyersdorf, D. R. Blake, P. Campuzano-Jost, C. A. Corr, G. S. Diskin, Y. Kondo, N. Moteki, B. A. Nault, J. Oh, M. Park, S. E. Pusede, I. J. Simpson, K. L. Thornhill, A. Wisthaler, and J. P. Schwarz, 2018: Estimating source region influences on black carbon abundance, microphysics, and radiative effect observed over South Korea, *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 123, 13527-13548.
- Lund, M. T., B. Aamaas, T. Berntsen, L. Bock, U. Burkhardt, J. S. Fuglestedt, and K. P. Shine, 2017: Emission metrics for quantifying regional climate impacts of aviation, *Earth System Dynamics*, 8, 547-563.
- Lee, C., K. Boo, S. Shim, and Y. Byun, 2016: Impact of Fossil Fuel Organic carbon Emission on the 20th Century Climate, *기후연구*, 11, 251-263.
- Lee, J. J. Kim, and Y. G. Lee, 2014: Simultaneous retrieval of aerosol properties and clear-sky direct radiative effect over the global ocean from MODIS, *Atmospheric Environment*, 92, 309-317.
- Lee, K.-H., 2017: Effects of aerosol optical properties on upward shortwave flux in the presence of aerosol and cloud layers, *Korean Journal of Remote Sensing*, 33, 301-311.
- Lee, Y. G., J.-H. Koo, and J. Kim, 2015: Influence of cloud fraction and snow cover to the variation of surface UV radiation at King Sejong station, Antarctica. *Atmospheric Research*, 164-165, 99-109
- Li, J., Z. Han, and R. Zhang, 2014: Influence of aerosol hygroscopic growth parameterization on aerosol optical depth and direct radiative forcing over East Asia, *Atmospheric Research*, 140-141, 14-27.
- Li, J., Z. Han, X. Yao, Z. Xie, and S. Tan, 2019: The distributions and direct radiative effects of marine aerosols over East Asia in springtime, *Science of the Total Environment*, 651, 1913-1925.
- Li, K., D. J. Jacob, H. Liao, L. Shen, Q. Zhang, and K. H. Bates, 2019: Anthropogenic Drivers of 2013-2017 Trends in Summer Surface Ozone in China, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 116, 422-27.
- Mao, Y.-H., H. Liao, Y. Han, and J. Cao, 2016: Impacts of meteorological parameters and emissions on decadal and interannual variations of black carbon in China for 1980-2010, *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 121, 1822-1843.
- Matthes, K., B. Funke, M. E. Andersson, L. Barnard, J. Beer, P. Charbonneau, M. A. Clilverd, T. D. de Wit, M. Haberer, A. Hendry, C. H. Jackman, M. Kretschmar, T. Kruschke, M. Kunze, U. Langematz, D. R. Marsh, A. C. Maycock, S. Misios, C. J. Rodger, A. A. Scaife, A. Seppala, M. Shangguan, M. Sinnhuber, K. Tourpali, I. Usoskin, M. van de Kamp, P. T. Verronen, and S. Versick, 2017: Solar forcing for CMIP6 (v3.2), *Geoscientific Model Development*, 10, 2247-2302.
- Mickley, L. J., D. J. Jacob, B. D. Field, and D. Rind, 2004: Climate Response to the Increase in Tropospheric Ozone since Preindustrial Times: A Comparison between Ozone and Equivalent Co₂ Forcings, *Journal of Geophysical Research D: Atmosphere*, 109, D05106.
- Neubauer, S. C., and J. P. Megonigal, 2015: Moving beyond global warming potentials to quantify the climatic role of ecosystems, *Ecosystems*, 18, 1000-1013.
- O'Neill, B. C., 2000: The jury is still out on global warming potentials, *Climatic Change*, 44, 427-443.
- Park, R. S., S. Lee, S.-K. Shin, and C. H. Song, 2014: Contribution of ammonium nitrate to aerosol optical depth and direct radiative forcing by aerosols over East Asia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 2185-2201.
- Prsa, A., P. Harmanec, G. Torres, E. Mamajek, M. Asplund, N. Capitaine, J. Christensen-Dalsgaard, E. Depagne, M.

- Haberreiter, S. Hekker, 2016: Nominal values for selected solar and planetary quantities: IAU 2015 resolution B3, *The Astronomical Journal*, 152, 2, 41-47.
- Reisinger, A., M. Meinshausen, M. Manning, and G. Bodeker, 2010: Uncertainties of global warming metrics: CO₂ and CH₄, *Geophysical Research Letters*, 37, L14707.
- Sarkwa, F. O., E. C. T. Jones, N. A. Bediako, S. Aikins, and T. A. Bessa, 2016: The contribution of livestock production to climate change: a review, *Livestock Research for Rural Development*, 28, #37.
- Seo, J., D. S. R. Park, J. Y. Kim, D. Youn, Y. B. Lim, and Y. Kim, 2018: Effects of Meteorology and Emissions on Urban Air Quality: A Quantitative Statistical Approach to Long-Term Records (1999-2016) in Seoul, South Korea, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 16121-16137.
- Shindell D. T., 2012: Evaluation of the absolute regional temperature potential, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 7955 - 7960.
- Shindell, D. T., A. Voulgarakis, G. Faluvegi, and G. Milly, 2012b: Precipitation response to regional radiative forcing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12, 6969 - 6982.
- Shindell, D. T., J. F. Lamarque, M. Schulz, M. Flanner, C. Jiao, M. Chin, P. J. Young, Y. H. Lee, L. Rotstayn, N. Mahowald, G. Milly, G. Faluvegi, Y. Balkanski, W. J. Collins, A. J. Conley, S. Dalsoren, R. Easter, S. Ghan, L. Horowitz, X. Liu, G. Myhre, T. Nagashima, V. Naik, S. T. Rumbold, R. Skeie, K. Sudo, S. Szopa, T. Takemura, A. Voulgarakis, J. H. Yoon, and F. Lo, 2013: Radiative forcing in the ACCMIP historical and future climate simulations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 2939-2974.
- Shine, K. P., 2009: The global warming potential—the need for an interdisciplinary retrieval, *Climatic Change*, 96, 467-472.
- Shine, K. P., R. P. Allan, W. J. Collins, and J. S. Fuglestedt, 2015: Metrics for linking emissions of gases and aerosols to global precipitation changes, *Earth System Dynamics*, 525-540.
- Smith, S. J., and M. L. Wigley, 2000: Global warming potentials: 1. Climatic implications of emissions reductions, *Climatic Change*, 44, 445-457.
- Song, J., X. Xia, H. Che, J. Wang, X. Zhang, and X. Li, 2018: Daytime variation of aerosol optical depth in North China and its impact on aerosol direct radiative effects, *Atmospheric Environment*, 182, 31-40.
- Song, S.-K., Z.-H. Shon, and Y.-H. Park, 2017: Diurnal and seasonal characteristics of the optical properties and direct radiative forcing of different aerosol components in Seoul megacity, *Science of the Total Environment*, 599-600, 400-412.
- Sterner, E. O., and D. Johansson, 2017: The effect of climate-carbon cycle feedbacks on emission metrics, *Environmental Research Letters*, 12, 034019.
- Stohl, A., B. Aamaas, M. Amann, L. H. Baker, N. Bellouin, T. K. Berntsen, O. Boucher, 2015: Evaluating the climate and air quality impacts of short-lived pollutants, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 10529-10566.
- Tanaka, K., B. C. O'Neill, D. Rokityanskiy, M. Obersteiner, and R. S. Tol, 2009: Evaluating global warming potentials with historical temperature, *Climatic change*, 96, 443-466.
- Wang M., P. D. Sampson, L. E. Sheppard, J. H. Stein, S. Vedal, and J. D. Kaufman, 2019: Long-Term Exposure to Ambient Ozone and Progression of Subclinical Arterial Disease: The Multi-Ethnic Study of Atherosclerosis and Air Pollution, *Environmental Health Perspectives*, 127, no. 5.
- Yang, Y. H. Wang, S. J. Smith, P.-L. Ma, and P. J. Rasch, 2017: Source attribution of black carbon and its direct radiative forcing in China, *Atmospheric Chemistry Physics*, 17, 4319-4336.
- Yeo, K. L., N. A. Krivova, S. K. Solarnkio, 2014: Solar Cycle Variation in Solar Irradiance, *Space Science Reviews*, 186, 137-167.
- Yoon, J., D. Y. Chang, J. Lelieveld, A. Pozzer, J. Kim, and S. S. Yum, 2019: Empirical evidence of a positive climate forcing of aerosols at elevated albedo,

Atmospheric Research, 229, 269-279.

- Yu, X., R. Lü, C. Liu, L. Yuan, Y. Shao, B. Zhu, and L. Lei, 2017: Seasonal variation of columnar aerosol optical properties and radiative forcing over Beijing, China, *Atmospheric Environment*, 166, 340-350.
- Zanchettin, D., C. Timmreck, M. Khodri, A. Robock, A. Rubino, A. Schmidt, and M. Tooney, 2015: A coordinated modeling assessment of the climate response to volcanic forcing, *Past Global Changes Magazine*, 23, 54-55.
- Zheng, B., D. Tong, M. Li, F. Liu, C. Hong, G. Geng, H. Li, X. Li, L. Peng, J. Qi, L. Yan, Y. Zhang, H. Zhao, Y. Zheng, K. He, and Q. Zhang, 2018: Trends in China's Anthropogenic Emissions since 2010 as the Consequence of Clean Air Actions, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 14095-14111.

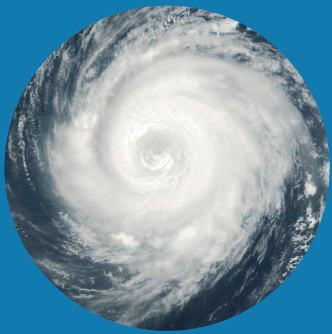


**한국 기후변화
평가보고서 2020**
- 기후변화 과학적 근거 -

제 8 장

기후모델 평가

234	8.1. 서론
235	8.2. 전구기후모델
242	8.3. 지역기후모델 상세화
250	8.4. 지역결합모델
255	8.5. 극한 현상 모의
255	8.6. 결론
259	8.7. 참고문헌



제 8 장 기후모델 평가



8.1. 서론

동아시아 몬순 시스템은 전 지구에서 나타나는 몬순 시스템 중에서도 변동성이 가장 뚜렷한 현상으로 알려져 있다. 또한 동아시아 몬순 시스템은 최근 50년 사이에 중요한 몇 번의 변화를 겪어 왔음이 다양한 연구를 통해 밝혀지고 있다. 관측과 재분석을 통해 분석된 기후 변화의 원인에는 동아시아 몬순 지역에서의 지면-해양-대기 상호 작용 뿐만 아니라, 멀리 떨어진 지역의 해양, 대기, 지면, 빙권, 에어로졸 등이 복합적으로 작용하는 것으로 파악된다. 특히 온실 기체 농도의 변화는 지구 온난화에 연관된 중요한 원인으로 분석되고 있다. 이러한 원인들은 동아시아 몬순 시스템의 변화를 이끌어 내지만, 각 요인들 사이에도 상호작용이 발생하기 때문에 종합적인 기후변화의 최종 단계를 예측하는 것은 쉽지 않다. 일부 변수들은 상호작용의 방향이 음의 되먹임으로 나타나기 때문에 예측이 더욱 어렵게 된다. 예를 들어 특정 지역에서 해수면 온도가 상승하면 이에 따라 상승 기류가 발달하고 해면에서 대기로의 수증기 공급이 잠열의 형태로 증가하여 강수가 증가하는 방향의 변화가 주되게 나타나는 반면, 다른 지역에서는 같은 조건에서 증가한 강수가 해수면을 냉각시켜 반대의 효과를 증대시키고 최종 결과로는 강수가 감소하는 방향으로 변화가 나타날 수도 있다.

위에서 언급된 복잡한 요소들의 상호작용을 고려하여 미래를 예측할 수 있는 효과적인 방법은 기후모델을 활용하는 것이다. 유체역학 방정식, 열역학 방정식, 수분 및 공기의 질량 보존 방정식, 기체의 상태방정식을 바탕으로 만들어진 역학계와 대기 중에서 발생하는 물리과정들의 모수화를 통해서 각 요소들이 미치는 효과가 모델 시스템 안에서 계산된다. 물론 통계적 기반을 둔 베이지안 모델과 같이 이러한 과정을 간결하고 빠르게 예측하여 제시하는 방안도

존재한다. 이러한 통계 방안은 기후모델에 비해 컴퓨터 사용량과 실제 계산에 걸리는 시간이 현저히 작기 때문에 효율 측면에서 특히 장점을 가진다고 할 수 있다. 하지만 미래의 변화를 예측한다는 측면에서 통계 기반의 방안들은 과거 훈련기간을 거쳐 미래를 예측하기 때문에 과거에 나타나지 않은 요소들의 상호작용에 대해서는 예측할 수 없다는 한계를 가진다. 기후모델은 내부에 포함하고 있는 방정식계가 성립하는 조건이 유지되면 새로운 기후 변화 패턴이라도 얼마든지 명시적으로 계산된다는 장점을 가진다.

기후모델은 과거로부터의 기후 변화를 재현하고 미래의 기후 변화를 예측하는 중요한 도구로 오랜 기간 동안 널리 사용되어 왔다. 또한 과거에서 현재로 오면서 기후모델의 예측 성능은 지속적으로 개선되고 있는 것이 사실이다. 하지만 여전히 많은 모델들이 열대지역의 현상 및 변화에 대하여 주로 활용되어 왔으며 동아시아를 포함한 중위도 지역에서는 널리 사용되지 못한 한계점을 보이기도 하였다. 이는 열대지역에서 대기의 바람 성분 중에서 수렴, 발산이 주로 나타나는 것과 연관된 것으로 보인다. 중위도 지역은 바람의 성분 중에서 회전(와도) 성분이 주되게 나타난다. 이는 강수 과정을 설명, 표현하기 위하여 열대 지역은 대류 과정을 잘 표현하는 성능의 향상을 기대할 수 있는 반면, 중위도 지역은 회전 성분에 의한 파동의 이동, 발달 및 지상-상층 결합 시스템, 수평적인 수분의 전달과 그 과정에서의 변질이 강수과정에 모두 영향을 미치기 때문에 여전히 어려움이 존재한다는 점을 시사한다.

이 보고서에서는 최근의 기후모델이 동아시아 몬순 시스템의 연구에 활용된 예시들을 이용하여 기후변화의 예측에 필요한 전구기후모델의 특징 및 그 성능 평가에 관한 내용 제시(8.2)하며 이를 지역기후모델을 통해 상세화(8.3)하는 방안, 지역 대기-해양 결합모델을 이용한 방법(8.4)과 기후모델에서 얻는 극한값 분석(8.5)에 관한 내용을 다루고자 한다.

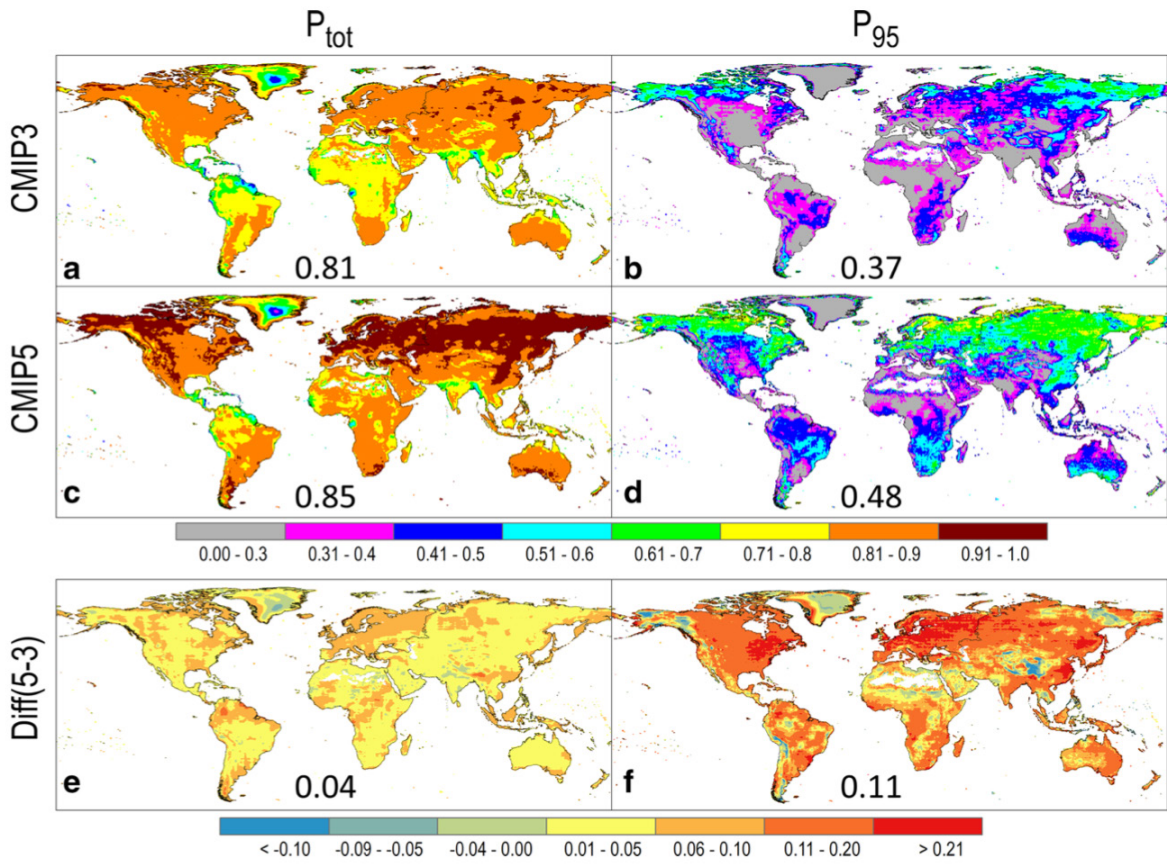


그림 8.1. CMIP3와 CMIP5의 평년 이상 강수(Ptot) 및 상위 5%(P95)에 대한 PDF skill score. (Koutroulis et al., 2016, Fig. 3)

8.2. 전구기후모델

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 IPCC 5차 평가 보고서에 참여한 모델들의 평가를 주로 다루었다. 이 시기에 시나리오 생산을 위한 전구 결합 모델이 CMIP3에서 CMIP5 군으로 개선되면서 전반적으로 대기와 해양 모델의 해상도가 향상되었으며 지구시스템 모델링을 추구하면서 에어로졸 과정과 지표 및 해양에서의 탄소 순환이 포함되는 방향으로 개선되었다. 또한 모델의 미래기후 시나리오 생산을 위한 강제력 처방 방안이 변경되었다. CMIP3에서는 온실가스 배출량 시나리오(Special Report on Emissions and Scenarios, SRES)가 사용되었던 반면 CMIP5에서는 대표 농도경로(Representative Concentration Pathways, RCP)가 새로운 시나리오 강제력으로 사용되었다. CMIP5

모델들은 CMIP3 모델들에 비해 전반적으로 지표온도의 모의 능력 향상을 보였으며 전구 규모의 평균 기온 모의 능력이 향상된 것으로 나타났으나 강수 모의 능력은 모델 내 온도 모의 능력 향상에 비해 큰 개선 효과를 보이지 않는다는 점이 한계로 제시되었다. 이 외에도 기후모델의 성능 중 중요하게 제시되는 변동성 모의 능력에 있어서는 CMIP5에서 일부 개선이 보고되었으나 ENSO와 같은 큰 규모의 중요한 변동성은 괄목할 만한 향상을 보이지는 않았다. 반면 동아시아 몬순의 큰 변동성들은 CMIP3에 비해 CMIP5가 향상된 모의 성능을 보였다.

전구대기모델은 전 지구를 계산 영역으로 고려한다. 동서 방향의 경계가 반복으로 나타나기 때문에 공간 연속성이 보장된다. 시간 적분을 위하여 공간 경도의 계산이 필요한데, 이러한 공간 연속성은 전구대기모델의 지속적인 미래 예측을 가능하게 한다. 기후 규모에서 대기에 가장 크게 영향을

미치는 인자는 해양이라고 볼 수 있으며 대기로 열과 수증기를 공급한다. 대기는 바람을 통해 운동량을 해양으로 전달하며 강수를 통하여 해양에 담수를 제공하여 염분을 변화시킬 수 있다. 이런 상호작용이 논리적으로 고려될 때 타당한 미래 기후변화를 예측할 수 있다. 여기에 빙권, 에어로졸과 같은 요소들의 상호작용이 같이 고려되면 다양한 요인들에 의한 미래 기후변화를 다룰 수 있다. 이를 위하여 사용되는 도구가 전구결합모델시스템이다. Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)은 이런 결합 모델들에 동일, 또는 유사한 강제력을 가하여 그 효과와 결과를 상호 비교하고 앙상블 결과를 얻고자 하는 프로젝트이다. CMIP의 3단계 결과 (CMIP3)와 5단계 결과(CMIP5)가 널리 사용되고 있으며 최근에는 CMIP 6단계 결과가 제시되고 있다. 5단계 결과는 3단계 결과에 비해 수평 해상도가 향상되었다. 또한 5단계에서는 지구시스템모델링의 개념이 강화된 것이 특징이다. 3단계가 주로 해양-해빙-대기 상호작용을 다루었다면 5단계에서는 여기에 에어로졸, 대기화학, 지면 탄소, 해양 생지화학 상호작용이 추가되었다.

결합 모델은 과거 기후 모의(historical simulation)에 대한 검증을 통해 미래 기후 예측의 신뢰성을 파악한다. 과거 기후 모의는 가용한 관측 및 강제력들을 이용하여 과거 및 현재의

상태를 재현하는 것을 목표로 한다. 과거 모의 수행이 끝나면 시나리오에 따른 강제력을 처방하고 미래기후 시나리오 결과를 생산하는 방식으로 진행된다. Koutroulis et al. (2016)은 강수와 온도의 과거 기후 모의 성능을 CMIP3와 CMIP5에 대하여 비교하였다. 그림 8.1은 CMIP3와 CMIP5의 앙상블 결과에 대한 강수 확률분포함수(PDF) skill score를 표현한 것이다. Ptot은 평균보다 습윤한 날들의 PDF skill score이며 P95는 강수량 상위 5%에 해당하는 95 percentile에 대한 PDF skill score를 의미한다. Ptot에서 전반적으로 CMIP5가 CMIP3에 비해 skill score가 높게 나타나는데, 두 결과 비교를 통해 전구에 걸쳐 성능이 향상되었음을 확인할 수 있다. 두 모델 모두 북반구 중, 고위도 지역에서 높은 모의 성능을 보였는데 전반적으로 CMIP5에서는 0.9 이상의 score를 보인다. 95 percentile에서는 강한 강도의 강수에 대한 성능을 확인할 수 있는데 전체 강수에 대한 경우보다 강한 강수에서 성능 향상이 뚜렷하게 나타나는 것을 볼 수 있다.

그림 8.2는 온도에 대한 PDF skill score를 나타낸 것이다. 전체 온도에 대해서는 CMIP5에서 아프리카, 남미 지역에서 성능 향상이 상대적으로 크게 나타났으며 상위 5% 온도에서는 유라시아 대륙 고위도 지역에서 향상이 크게 나타난 반면 북미 대륙에서는 다소의 성능 저하가 있었다. 하위 5%

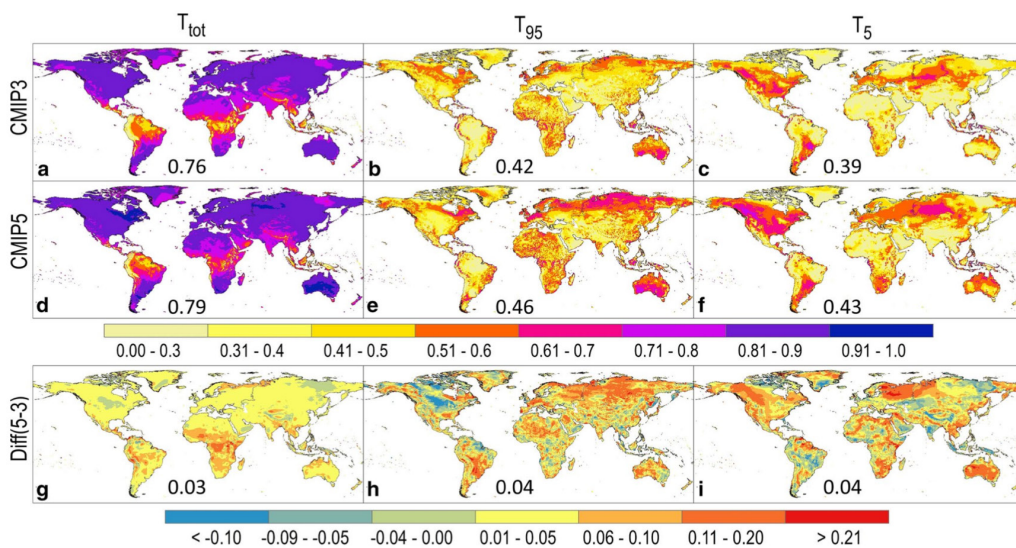


그림 8.2. CMIP3와 CMIP5의 전체 기온 (Ttot), 상위 5%(T95) 및 하위 5%(T5)에 대한 PDF skill score. (Koutroulis et al., 2016, Fig. 4)

온도에서도 유라시아 고위도 지역의 CMIP5 성능 향상이 나타났으며, 북미 북서부 지역과 호주 지역에서 성능 향상이 크게 나타났다.

기후모델이 생산하는 기후 정보 중 강수나 기온의 절대 값이 중요한 의미를 가지는 것은 사실이나 변수들의 변동성을 잘 모의해 내는 것 역시 중요하다. 전구 기후 시스템의 변동성은 해양의 변동성에 영향을 받아 나타날 수 있기 때문에 결합 모델의 해양 변동성 모의 성능이 모델 전체의 성능을 좌우할 수 있다. Lyu et al. (2016)은 CMIP3와 CMIP5 모델의 태평양 해수면 온도와 해수면 고도의 장기 변동성을 평가, 비교하였다. 그림 8.3은 해수면 온도의 장기 변동성을 확인하기 위하여 경험직교함수(Empirical orthogonal function, EOF) 분석을 수행한 결과이다. 8.3c-f에서 관측 기반의 분석 자료에서 보인 결과는 Interdecadal Pacific Oscillation(IPO)와 연계된 해수면 온도 패턴으로 분석된다. CMIP3와 CMIP5 모두 관측 및 분석장과 유사한 패턴을 모의하는 것을 확인할 수 있다. 다만 남태평양에서 모델이 관측보다 약한 진폭을 모의하는 경향이 보이는데 전반적으로 CMIP5가 CMIP3보다 진폭을 다소 강화하여 나타내는 특징이 나타난다. 전반적으로 CMIP 모델들이 태평양에서의 해양

변동성은 잘 모의하며 CMIP5에서 성능의 개선이 있었음을 확인할 수 있었다.

기후 모델링에서 관심을 가지는 현상 중 하나는 동아시아 여름 몬순이다. 동아시아 몬순은 전 세계 몬순 시스템 중에서 가장 강력하며 변동성이 큰 시스템이다. 동아시아 몬순은 태평양, 인도양과 같은 대양의 변동성에 원격 영향을 받기도 하며 유라시아 파동의 영향으로 유라시아 대륙 중서부의 영향을 받기도 한다. 또한 지역 해양의 영향을 받고 북극으로부터의 진동과도 연관된 것으로 알려져 있다. 이러한 복잡한 시스템과 연관되어 있기 때문에 기후모델에서 동아시아 몬순을 성공적으로 모의하는 것은 도전적인 과제로 인식되어 왔다. Kusunoki and Arakawa(2015)는 CMIP5의 동아시아 몬순 모의 능력이 CMIP3 보다 개선되었는지 확인하고자 하였다. 그림 8.4는 동아시아 지역에 대한 월별 root mean square error (RMSE)를 나타낸 것이다. 대각선을 기준으로 좌측 상단은 CMIP5 결과가 CMIP3 결과보다 향상된 것임을 의미한다. 그림에 표현된 것과 같이 전체 개월에 대해서 CMIP5가 CMIP3에 비해 향상된 강수 모의 능력을 보임을 알 수 있다. 이는 앙상블 결과와 개별 모델 모두에서 나타나는 검증 결과이며, 특히 여름 몬순에 있어 7, 8월은 90% 신뢰

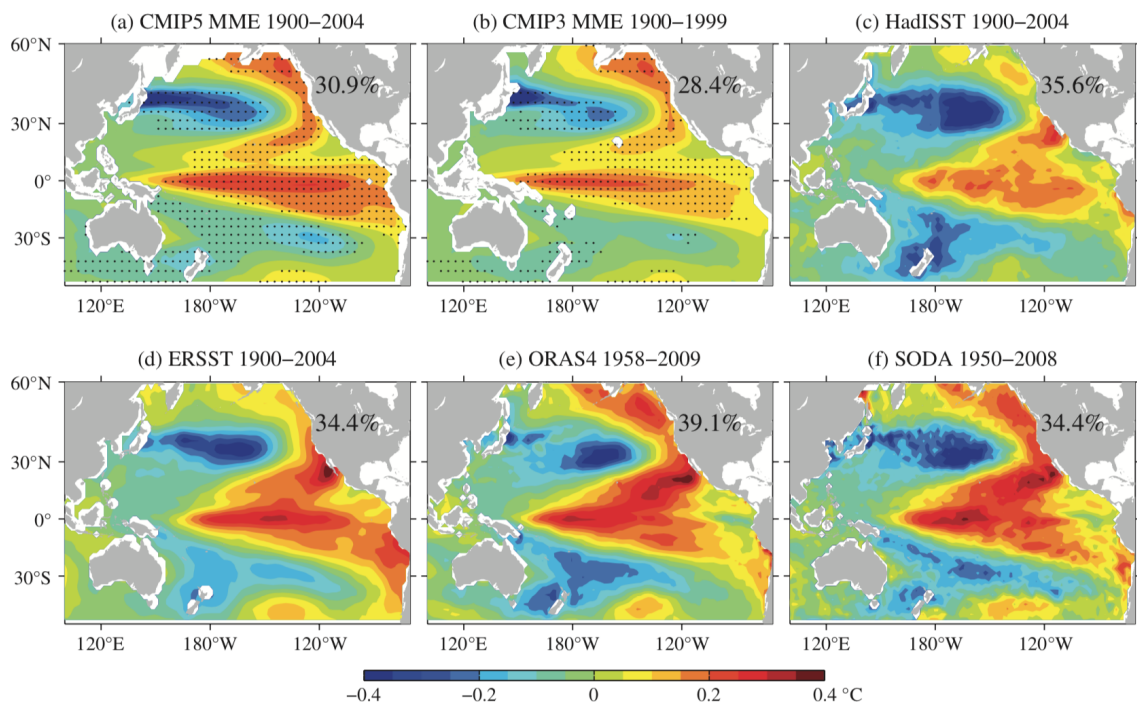


그림 8.3. EOF를 구해 나타낸 해수면 온도 장기 변동성. (Lyu et al., 2016, Fig. 1)

구간 이상의 결과를 나타내었다. 그림 8.5는 위도 20-50N 구간에 대하여 동경 110-120E 영역을 중국 몬순 영역으로, 120-130E 영역을 한국, 130-140E 영역을 일본으로 나누어 같은 분석을 수행한 것이다. 모든 결과에서 CMIP5가 CMIP3 보다 우세한 것으로 분석되었으며 모델 앙상블 결과에서는 중국 영역이 90% 신뢰 수준에서 중요한 개선 효과를 보였으며 한국과 일본 지역에서는 개별 모델에서 중요한 개선 효과를 보였다.

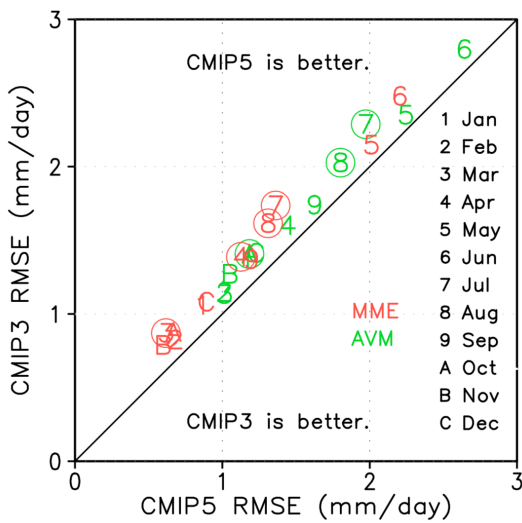


그림 8.4. CMIP5와 CMIP3에 대한 강수 RMSE (mm d⁻¹) 비교. (Kusunoki and Arakawa, 2015, Fig. 6)

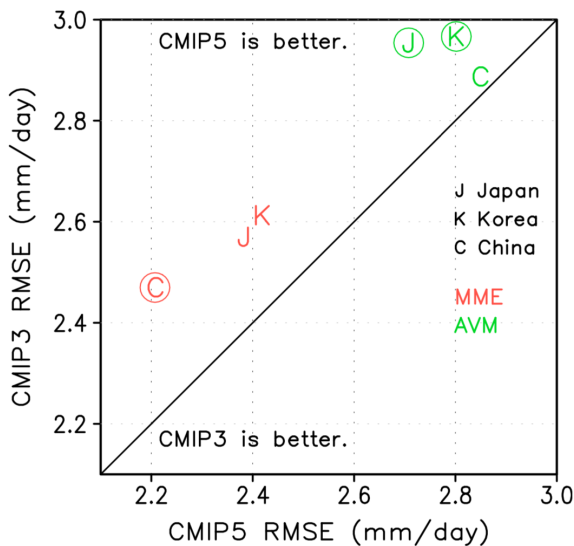


그림 8.5. CMIP5와 CMIP3 강수의 지역별 RMSE (mm d⁻¹) 비교. (Kusunoki and Arakawa, 2015, Fig. 8)

한편 권상훈 등(2017)은 110-130E에 해당하는 강수의 북상 패턴에 대하여 CMIP5 모델들을 검증하였다(그림 8.6). 관측에서 나타나는 장마 북상에 따른 강수대의 이동이 앙상블 결과에서는 어느 정도 나타나는 것을 확인할 수 있었다. 하지만 가장 상관도가 높은 멤버에서도 관측에서 나타난 것과 같이 시간에 따라 점진적으로 북상하는 강수 패턴은 명확히 나타내지 못하는 것을 확인할 수 있다. 이 경우에 강수는 7월에 시작되면서 북위 30-40N 사이에 걸쳐 거의 동시에 시작되는 패턴을 보인다.

Sun et al. (2015)은 중국 지역에서의 기온과 강수 모의 능력에 대하여 CMIP3와 CMIP5 결과를 비교하였다. 그림 8.7은 일별 평균된 기온에 대하여 관측과 모델 결과를 확률 밀도 함수로 비교한 결과이다. CMIP3와 CMIP5 모델 모두 일반적인 관측 확률 밀도 함수의 특성은 잘 나타내고 있다. 연간 평균 보다는 여름철 결과가 두 모델 군 모두 다소 낮은 성능을 보이고 있다. CMIP5가 CMIP3 보다 탁월한 성능을 보인다고 분석하기는 무리가 있지만 전반적으로 CMIP5가 관측 특성을 좀 더 따른다고 볼 수 있다. 티벳 고원에서는 전반적으로 관측과 차이를 보이는 것을 보였으나 CMIP5가 이를 다소 개선하는 것을 볼 수 있다. 중국 북서 지역에서도 두 모델 군 모두 관측과는 차이가 있지만 CMIP5가 관측에서 벗어난 정도가 작은 것으로 나타났다.

강수 분석(그림 8.8)에 있어서는 전반적으로 기온 모의에 비해 성능이 떨어지는 것이 명확하게 보였다. 특히 몬순의 영향을 받는 여름철에 관측과의 차이가 연간 평균에 비해 서는 크게 나타나는 것을 볼 수 있다. 전반적으로 중국 남부 및 남서 지역의 강수에서 약한 강수를 다소 과대모의하는 것으로 나타났으며 이는 두 모델에서 모두 나타났으나 CMIP5가 전반적으로 편차에도 불구하고 관측에 근접하며 분포도 균일한 것을 확인할 수 있었다.

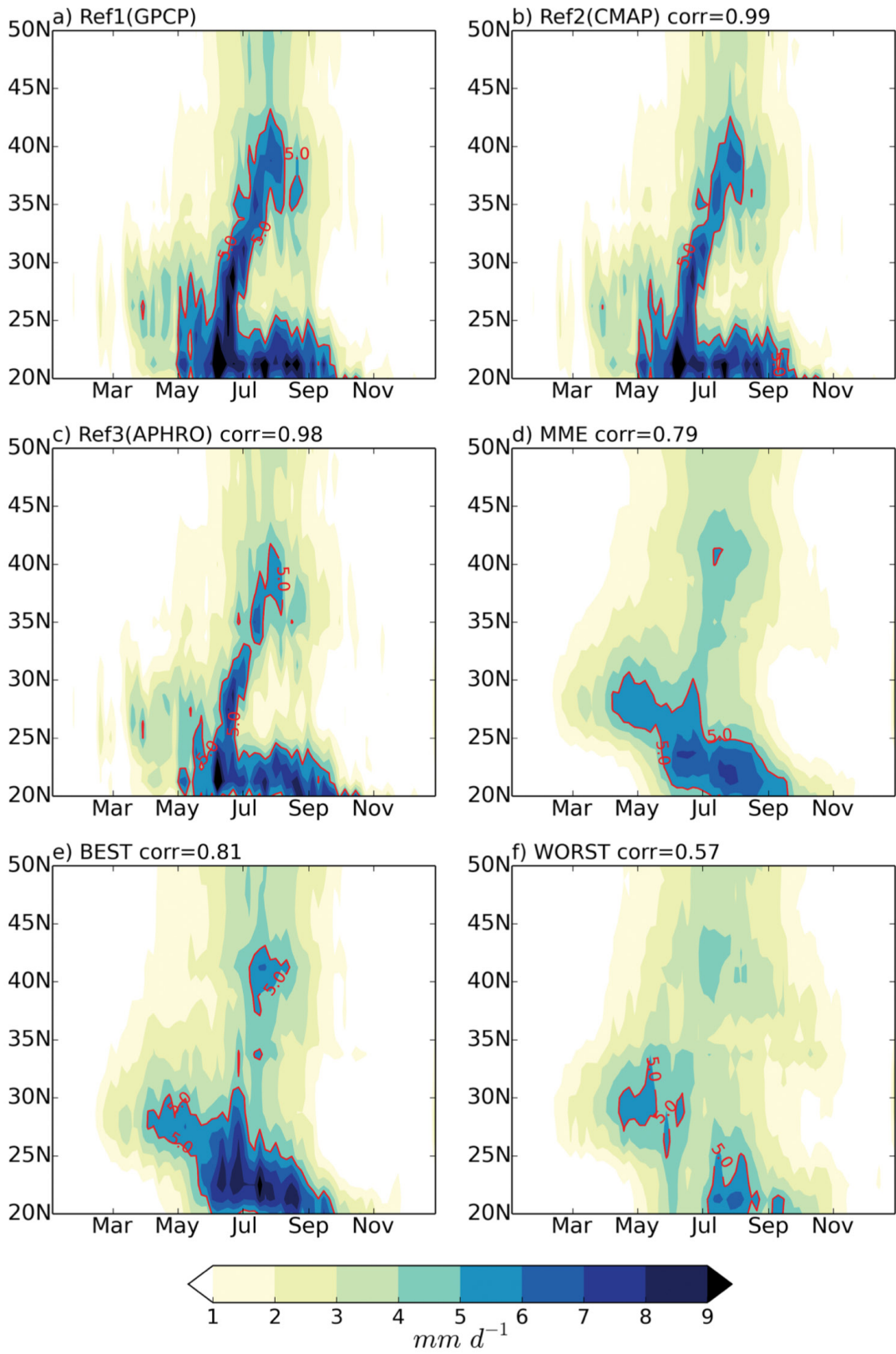


그림 8.6. 위도-시간 5일 강수 아노말리 ($mm\ d^{-1}$). (권상훈 등, 2017, Fig. 3)

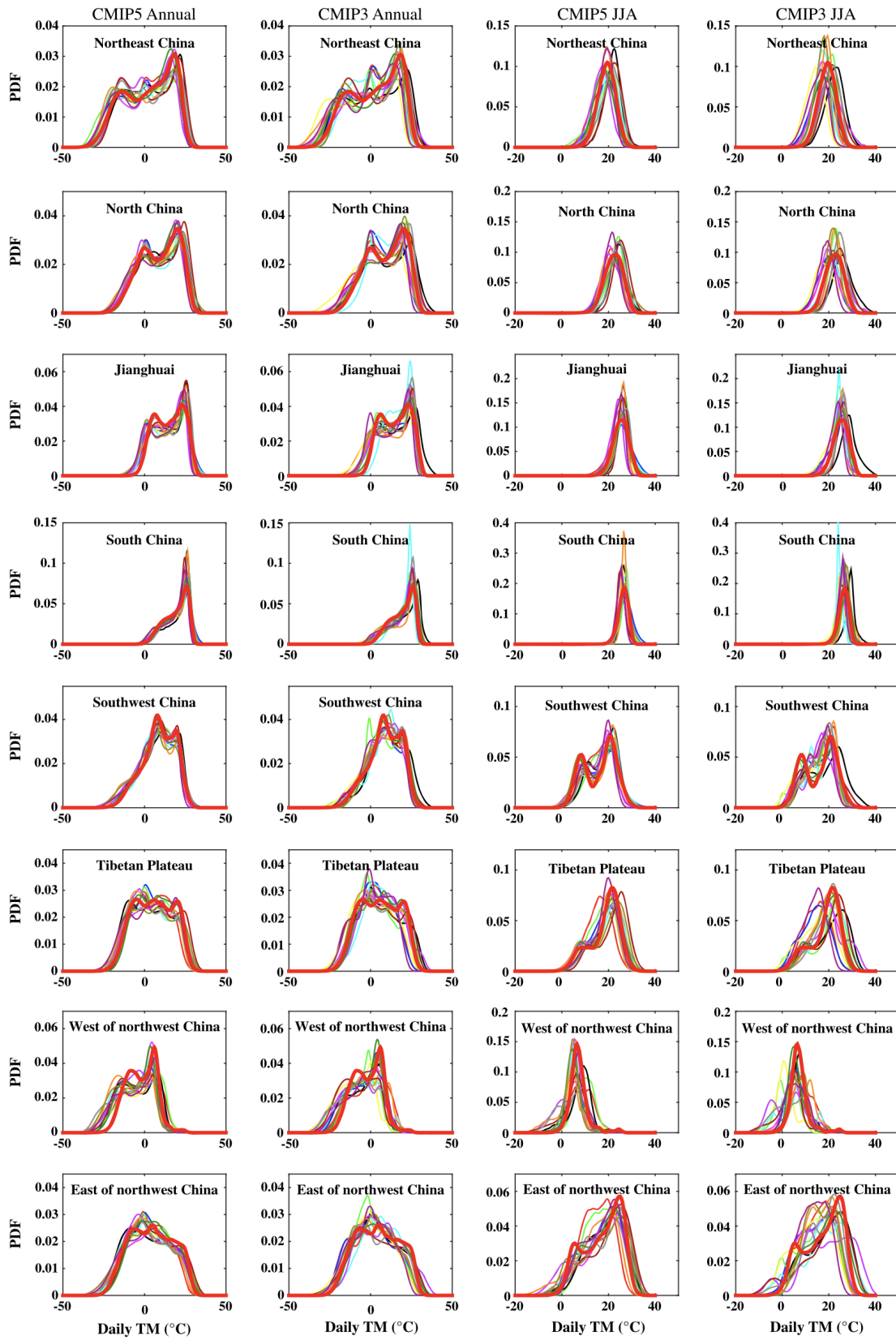


그림 8.7. 일별 평균 기온에 대한 확률밀도함수. 굵은 붉은 선이 관측을 의미하며 얇은 선들은 개별 모델 결과를 의미한다. (Sun et al., 2015, Fig. 3)

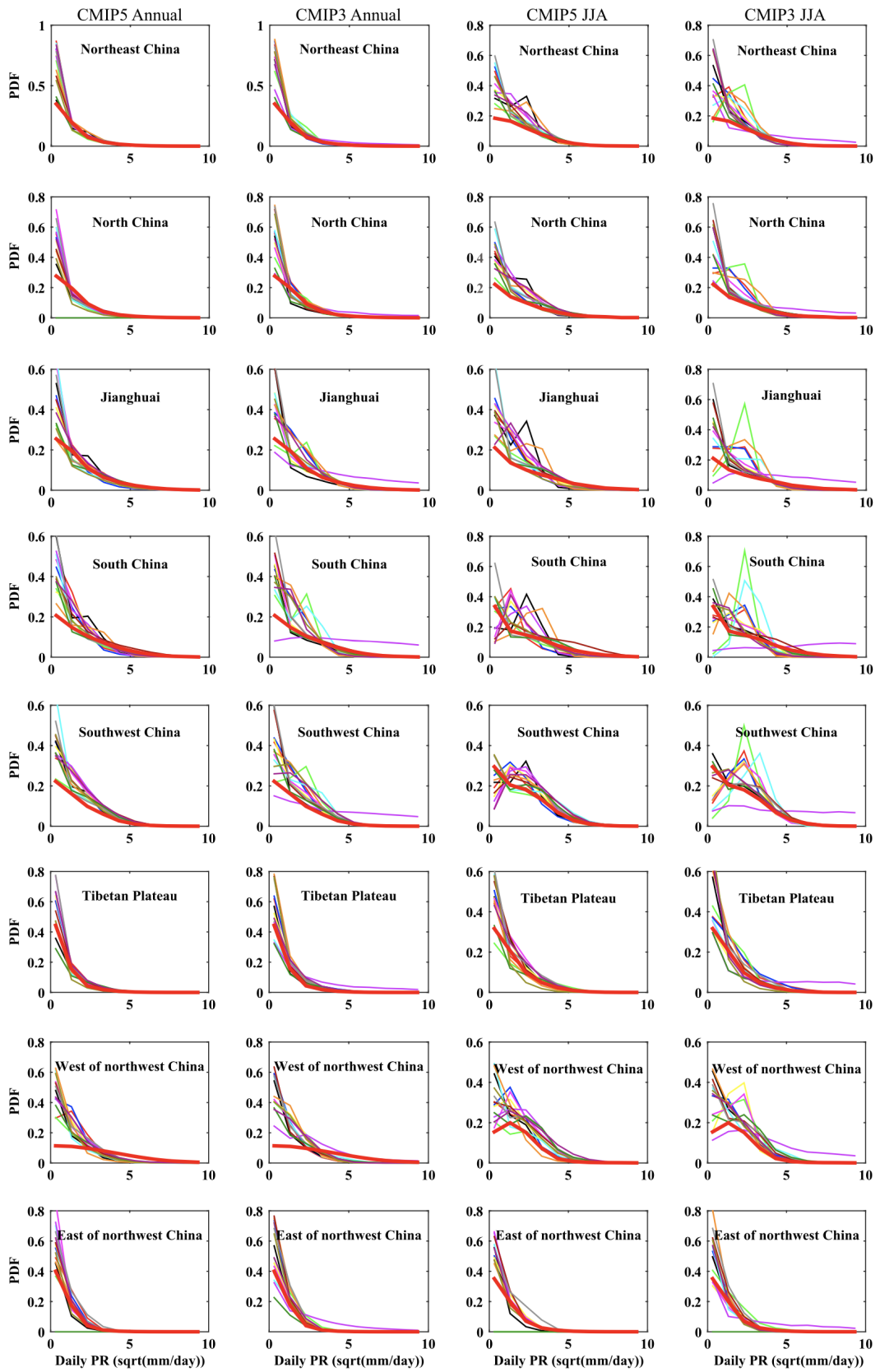


그림 8.8. 일별 강수에 대한 확률밀도함수. 굵은 붉은 선이 관측을 의미하며 얇은 선들은 개별 모델 결과를 의미한다. (Sun et al., 2015, Fig. 12)

8.3. 지역기후모델 상세화

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 World Climate Research Program (WRCP)에서 진행하는 COordinated Regional climate Downscaling Experiment (CORDEX) 프로젝트에서 도출된 결과가 주목을 이루었다. CMIP 결과가 확보된 이후에 지역 모델의 역학적 상세화 모의가 수행되기 때문에 지역기후모델 연구는 전구 모델 연구에 비해서는 CMIP3의 결과를 이용한 연구가 여전히 비중을 차지하고 있었다. 하지만 CMIP5에 속하는 국립기상과학원의 HadGEM2-AO 모델 결과를 이용한 역학적 상세화 역시 CORDEX를 기반으로 수행되었다. CMIP5 기반의 지역기후 모델 연구들은 이전 연구들에 비해 상대적으로 높은 해상도로 수행되었으며 높은 수평 해상도의 지역모델로 재생산된 자료를 활용한 연구의 활용 가능성이 다루어졌다.

앞서 살펴본 바와 같이 다양한 전구 모델을 이용한 기후 변화 연구가 활발히 진행되고 있다. 전구모델은 대기, 해양, 지면, 빙권 등의 다양한 요소가 포함되어 있는 특성으로 인해 전지구상의 기후변화를 살펴보는데 유용한 도구로 활용된다. 지구온난화에 따른 기후변화는 분석시기, 지역에 따라 큰 차이를 보이게 되는데, 전구모델의 경우 상대적으로 낮은 해상도로 인해 특정 지역에서 나타나는 지역기후변화를 확인하는 데에 어려움이 있다. 이 같은 이유로 상세한 지역 규모의 기후변화를 확인하기 위하여 지역기후모형을 이용한 연구가 활발히 진행되고 있다.

지역규모 모델을 이용한 연구의 경우 전구모델을 이용한 연구에서처럼 어떠한 수치모델을 사용하였는지가 중요한 요소로 작용한다. 뿐만 아니라 특정지역의 기후정보를 생산하기 위해 경계조건이 필요한 지역규모 모델의 특성으로 인해 어떠한 영역에 대하여 모델을 수행하였는지, 모델의 경계조건으로 사용된 전구모델은 무엇인지 역시 중요한 요소이다. 따라서 유사한 수행영역에 대하여 서로 다른 지역 기후모델의 결과를 비교 분석하기 위한 연구가 필요하며 이러한 작업의 일환으로 CORDEX 프로젝트가 진행되고 있다. CORDEX는 전지구의 서로 다른 14개의 지역에 대해 지역 기후모델을 이용하여 기후변화정보를 산출하는 프로젝트로 다양한 지역기후모델의 결과자료를 비교하여 불확실성을

평가하고 신뢰도 높은 지역기후변화정보를 생산을 그 목적으로 한다. 특히 CORDEX-East Asia (EA) 프로젝트에서는 동아시아지역에 대하여 CMIP5에 참여한 전구모델을 경계 조건으로 수행된 다양한 지역기후모델의 결과를 비교, 분석하는 연구가 진행되고 있다. Hadley Centre Global Environmental Model version 3 regional climate model (HadGEM3-RA), Regional Climate Model (RegCM), Seoul National University Regional Climate Model (SNURCM), Weatehr Research and Forecasting model (WRF), 및 YonSei University Regional Spectral Model (YSURSM) 등의 다섯 가지 지역기후모델을 이용하여 현재 기후 및 미래기후에 대한 역학적 상세화 과정이 수행되었으며 1단계로 한반도 주변 영역에 대해 50km 수평해상도로 연구가 진행되었다. 이후 적도지역까지 포함하는 넓은 영역에 대하여 25km의 수평해상도를 가지는 2단계 역학적 상세화를 수행 중이다.

본 절에서는 지역기후모델을 이용하여 생산된 역학적 상세화 결과자료를 기반으로 현재기후 및 미래기후 특성을 확인한다.

8.3.1. 현재기후 상세화

지역기후모델을 활용하여 신뢰도 높은 기후 예측 정보를 생산하기 위해서는 모델의 모의성능이 검증되어야 한다. 이를 위해 다양한 관측자료 및 재분석자료가 존재하는 현재 기후의 재현실험을 수행하고, 해당 결과를 분석하는 과정이 필수적이다.

안중배 등(2018)은 CORDEX-EA 프로젝트의 2단계 역학적 상세화 결과 중 WRF를 현재 기후에 대하여 분석하였다. 지역기후모델을 통해 생산된 여름철과 겨울철 강수의 공간 분포를 Asia Precipitation Highly - Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of water resources (APHRODITE) 관측값과 비교 분석하였다(그림 8.9, 8.10). 여름철 강수의 경우 인도차이나 반도를 포함한 동남아시아 지역에서는 관측에 비해 강수를 과대모의 하는 것으로 나타난다. 반면 한반도 및 일본 남부지역에는 관측에 비해 강수를 과소모의하였다.

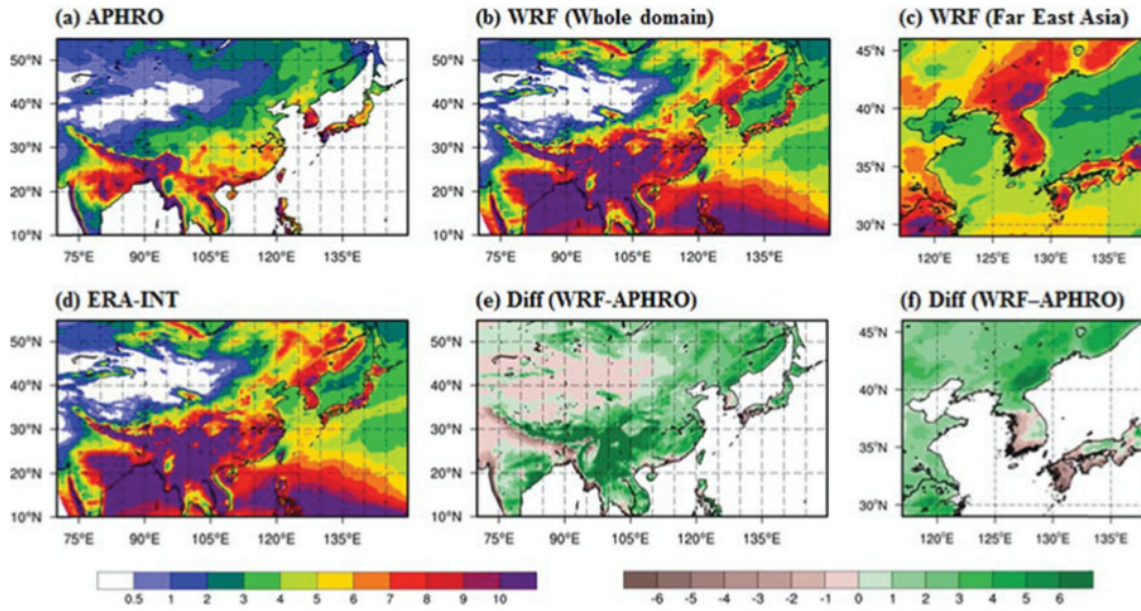


그림 8.9. 다음 각각에 대한 동아시아 여름 (JJA) 강수의 기후 값 (a) AHPRODITE, (b) WRF (Whole domain), (c) WRF (Far East Asia), (d) ERA-INT 및 AHPRODITE에 대한 편의 (e) WRF (Whole domain), (f) WRF (Far East Asia) (안중배 등, 2018, Fig. 2)

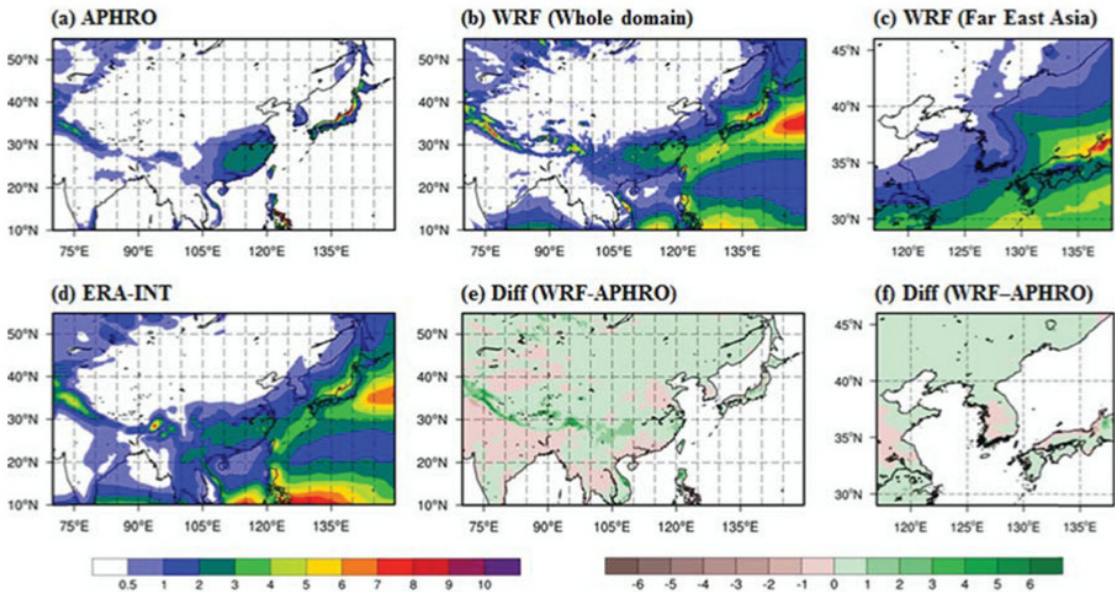


그림 8.10. 그림 8.9와 동일한 자료의 겨울 (DJF) 강수의 기후 값 (안중배 등, 2018, Fig. 3)

여름철에 비해 강수가 적은 겨울철의 경우 강수의 편이 (bias)의 크기가 줄어든 것을 알 수 있다. 인도차이나 반도 지역에서 관측에 비해 큰 편이가 나타나던 ERA-INT 자료에 비해, 해당 자료를 경계조건으로 사용한 WRF 실험에서는 APHRODITE 결과와 유사하게 해당 편이가 줄어든 것을 확인할 수 있다. 여름철과 유사하게 극동아시아지역에서는

관측에 비해 강수를 과다모의 하였지만, 남한영역에서는 과소 모의하는 특징을 보였다. 이러한 특징은 CCLM 모형을 사용한 이동현 등(2016)의 연구에서도 유사하게 나타났다. 반면, 기존 phase 1에서 RegCM4, CCLM, HadGEM3-RA가 한반도 주변에서 강수의 과소모의를, SNURCM, YSURSM은 과다모의를 한 것을 미루어 볼 때, 지역에 따라 나타나는

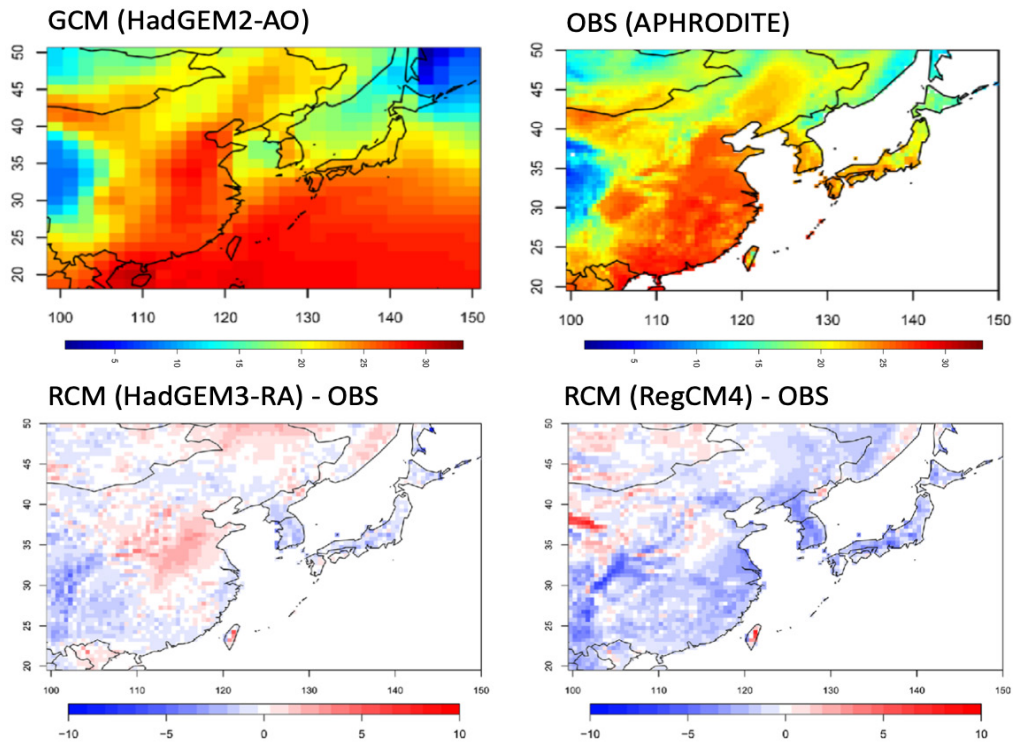


그림 8.11. 동아시아지역에 대해 GCM (HadGEM2-AO) 및 관측값 (APHRODITE)의 1979부터 2005년까지의 여름철 (JJA) 기간 동안 평균한 지면면대기온도 및 관측값에 대한 RCM (HadGEM3-RA, RegCM4) 의 편이 (Kim et al., 2016, Fig. 1, 2)

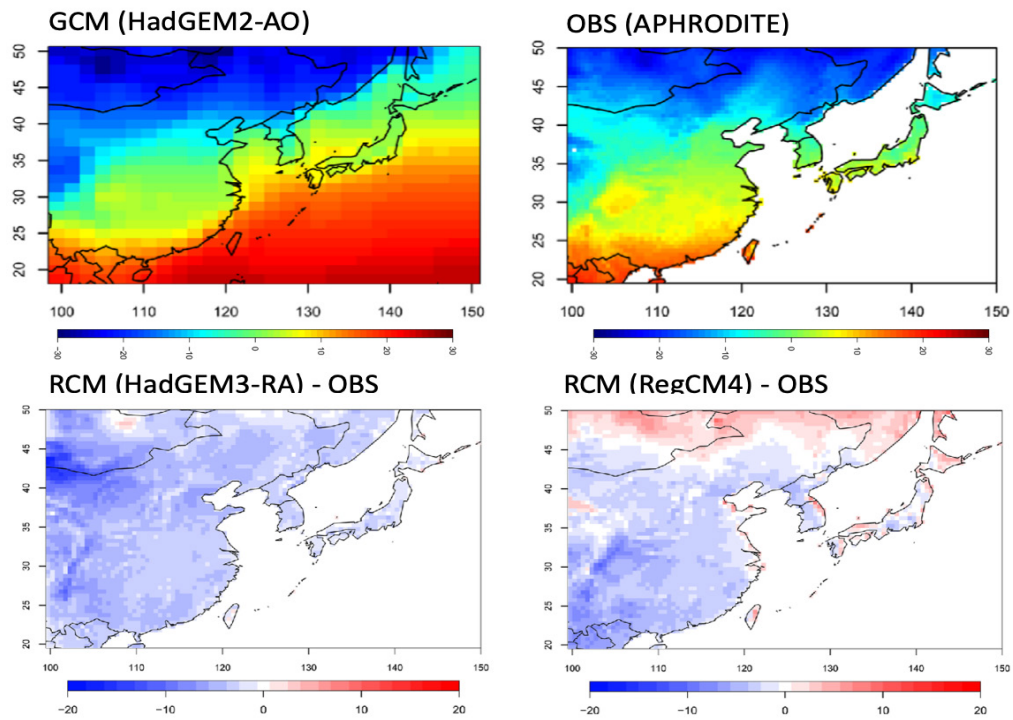


그림 8.12. 그림 8.11과 동일한 자료의 겨울철 (DJF) 값 (Kim et al., 2016, Fig. 3, 4)

강수의 편이는 어떠한 지역기후모델을 사용하느냐에 따라 달라지는 것을 알 수 있으며, 이를 바탕으로 지역기후변화를 전망하기 위해서는 다중지역기후모델 앙상블을 이용한 연구가 필요할 것이라 판단된다.

서로 다른 지역기후모델을 사용한 경우 강수 뿐만 아니라 다양한 기후 요소들이 서로 다르게 나타난다. Kim et al. (2016)은 CORDEX-EA 프로젝트를 통해 HadGEM2-AO 전구기후모델 자료를 경계조건으로 서로 다른 지역기후 모델인 HadGEM3-RA와 RegCM4를 이용하여 현재 기후에 대한 역학적 상세화를 수행하고 지면온도의 특성을 비교 분석하였다. 많은 선행연구들에서는 경계면을 통해서 모델의 내부로 유입되는 전구기후모델의 효과가 RCM의 수행 결과에 큰 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 알려진 바와 같이 Kim et al. (2016)에 의해 수행된 지역기후모델에서도 한반도를 포함한 극동 아시아 지역에 대한 여름철 남북 및 동서

방향의 온도분포가 경계조건으로 사용한 전구모델의 특성과 잘 일치하게 나타났다. 두 가지 지역기후모델에서 모두 지면 기온의 전체적인 공간분포가 비교적 관측자료와 잘 부합 하였으나, HadGEM3-RA의 결과는 관측자료에 비해 중국 내륙지역의 기후를 따뜻하게, 티벳 및 한반도지역의 기온은 관측에 비해 더욱 한랭하게 표현하였다. RegCM4의 경우 티벳의 북동쪽 경계면을 제외한 대부분의 지역에서 HadGEM3-RA에 비해 하층 대기의 특성을 차갑게 모의하는 것을 확인 할 수 있다. 겨울철의 경우 여름철에 비해 지면 기온의 편이의 크기가 더욱 크게 표현되었다. 특히 여름철 상대적으로 온난하게 표현되었던 HadGEM3-RA가 RegCM에 비해 더욱 지면 기온을 한랭하게 표현하였으며, 특히 위도가 높은 지역일수록 그 특성이 두드러지게 표현되었다. 이와같은 지역기후모델의 하층의 대기 특성차이는 지역규모 모델의 하층 경계조건과도 밀접한 관련이 있다.

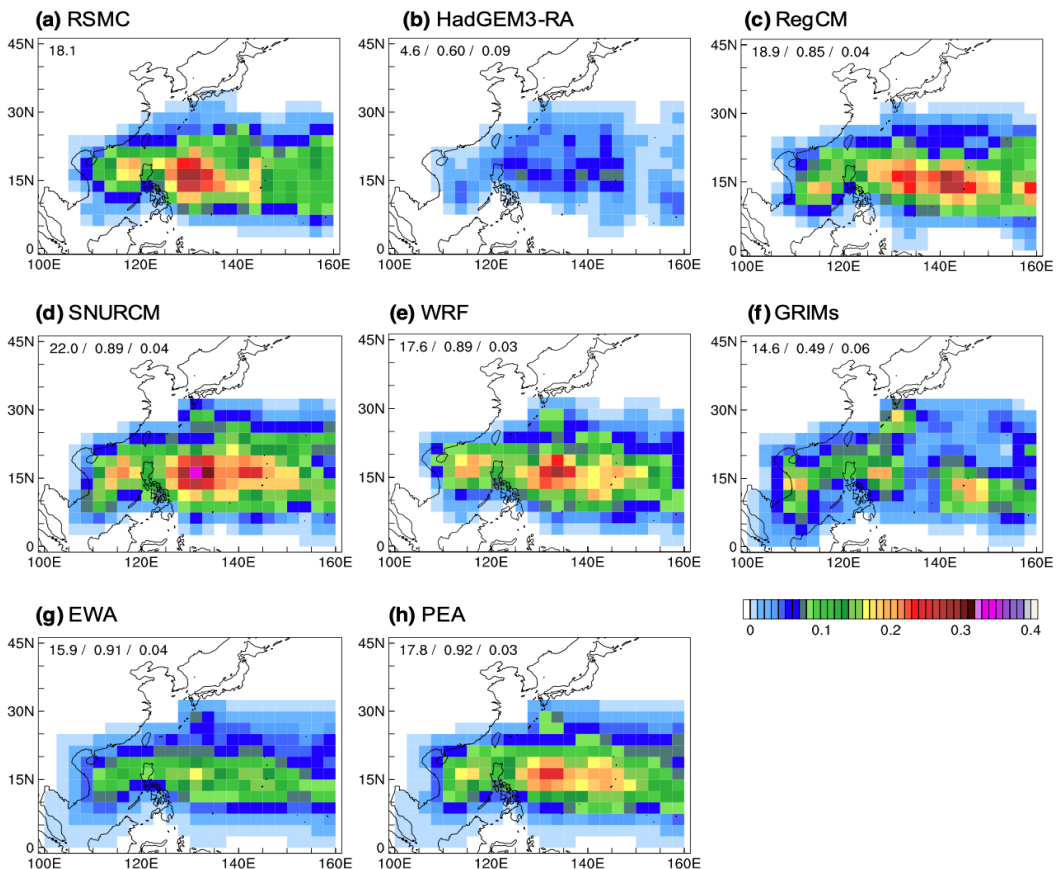


그림 8.13. 1989~2008 기간동안의 평균 태풍 발생 밀도에 대한 a 관측값(RSMC) 및 b-h 지역기후모델 결과. 각 그림 좌측 상단의 값은 평균 생성 빈도, 공간 상관 및 표준편차를 나타냄 (Jin et al., 2016, Fig. 2)

기온이나 강수와 같은 기상요소들을 얼마나 잘 재현해 내는지 뿐만 아니라, 하계 동아시아지역에 큰 피해를 나타내는 태풍과 같은 기상현상들을 서로 다른 지역기후모델에서 어떻게 표현하는지 역시 중요한 분석 요소이다. 이와 관련하여 Jin et al. (2016)은 CORDEX-EA 프로젝트를 통해 수행된 다섯 개의 지역기후모형과 이를 평균한 두 가지 방법(PEA; Performance based Ensemble Average, EWA; Equal-Weighted Average) 총 7가지의 결과를 Regional Specialized Meteorological Centers (RSMC)의 태풍 정보와 비교 분석하였다. 관측자료에서 태풍의 생성지역은 위도 5~25°N 지역에 밀집되어 있으며 남중국해(SCS; 115-120°E), 필리핀해 서쪽(PS; 125-135°E), 그리고 마리아나해구(145°E 부근)의 세 지역이다. HadGEM3-RA에서 발생한 평균 태풍의 수는 4.6개로 관측의 18.1개에 비해 현격히 낮으며, 수행된 지역기후모델 중 가장 낮은 값을 나타낸다. RegCM의 경우 SCS 및 PS 지역이 관측에 비해 각각 남쪽과 동쪽으로 이동되어 나타나지만, 관측된 태풍의 발생 분포와 숫자를 비교적 잘 표현한다. SNURCM의 경우 태풍의 형성을 과대 평가하지만 발생 영역을 잘 표현하며, WRF를 사용한 지역기후모델의 결과가 태풍의 개수나 공간분포가 관측과 가장 잘 일치하는 것을 확인할 수 있다. YSURSM의 경우 태풍 생성에 대한 공간분포가 잘 표현되지 않았다.

관측자료와 비교할 때 발생한 태풍의 숫자와 태풍 발생 지역의 공간분포를 가장 잘 표현한 WRF 모델의 경우 다양한 물리과정을 적용 할 수 있는 것이 큰 장점이다. 또한 격자 모델임에도, 스펙트럴모델의 특징 중 하나인 스펙트럴 너징 기법(Spectral nudging)을 적용할 수 있으며, 이를 통해 전구기후모델과 지역기후모델 시스템 사이의 역학과정 및 물리과정의 차이로 인해 발생하는 잡음을 최소화시킬 수 있다는 장점이 있다. 스펙트럴 너징의 경우 너징의 강도가 약하면 장기 적분의 안정성이 떨어지고, 너징의 강도가 너무 강하게 처방될 경우 지역기후모델의 특성이 약화되고 전구모델의 특성만이 강하게 나타나게 된다. Shen et al. (2016)은 CORDEX-EA 영역에 대하여 WRF 모델을 사용한 태풍 연구를 진행하였으며, Community Atmosphere Model(CAM) 및 Rapid Radiative Transfer Model(RRTM)의 서로 다른 두 가지 복사물리과정과 스펙트럴너징의 강도 및 적용 변수에 대한 민감도 실험을 수행하고 해당 효과를 분석

하였다. 총 여덟가지의 실험구성을 바탕으로 수행된 실험은 열대저기압의 생성이 상대적으로 활성화 되지 못했던 1998년과 활발히 발생했던 1994, 2004년의 변동성을 잘 표현하고 있다(그림 8.14). U, V, T 세가지 변수에 대해 스펙트럴 너징을 강하게 적용한 SN-UVT-12h 실험의 경우 생성된 열대저기압의 숫자나 태풍의 숫자가 관측에 비해 과다모의하고 있다. 특징적인 것은 동일한 너징강도를 적용하더라도 U, V 만 적용한 실험에서 더 많은 열대저기압의 생성이 표현되었다는 것이다. 관측에서는 연평균 25개의 열대저기압이 생성되었으나 CAN-SN-UV 실험에서는 35개가 생성되었다. 비록 위와 같이 저기압이 과다발생하는 특징을 갖는다 하더라도 너징강도를 강하게 적용한 실험이 스펙트럴 너징을 적용하지 않은 실험과 비교 할 때 관측 값과 더욱 높은 상관도(Correlation)를 보였다.

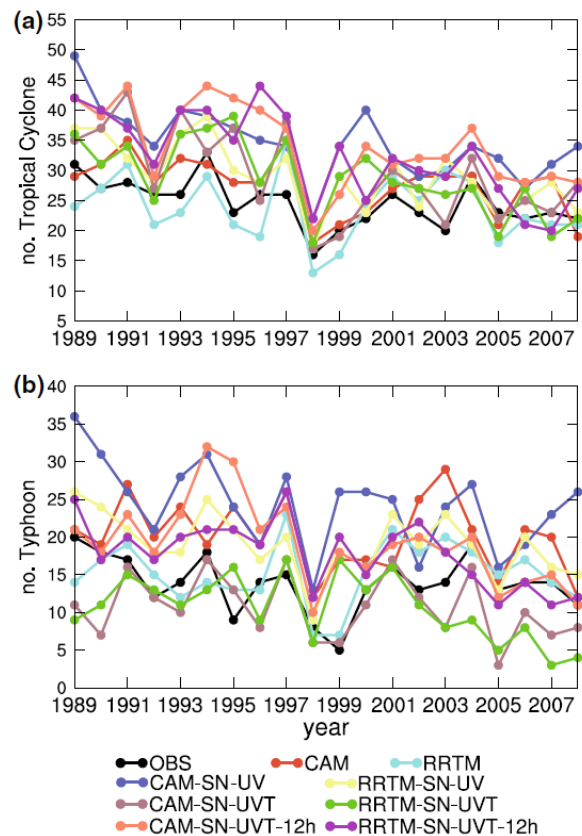


그림 8.14. 관측자료 및 8가지 실험 구성을 바탕으로 상세화 과정을 통해 모의된 (a) 열대저기압과 (b) 태풍의 1989-2008 기간 동안의 경년변동 (Shen et al., 2017, Fig. 7)

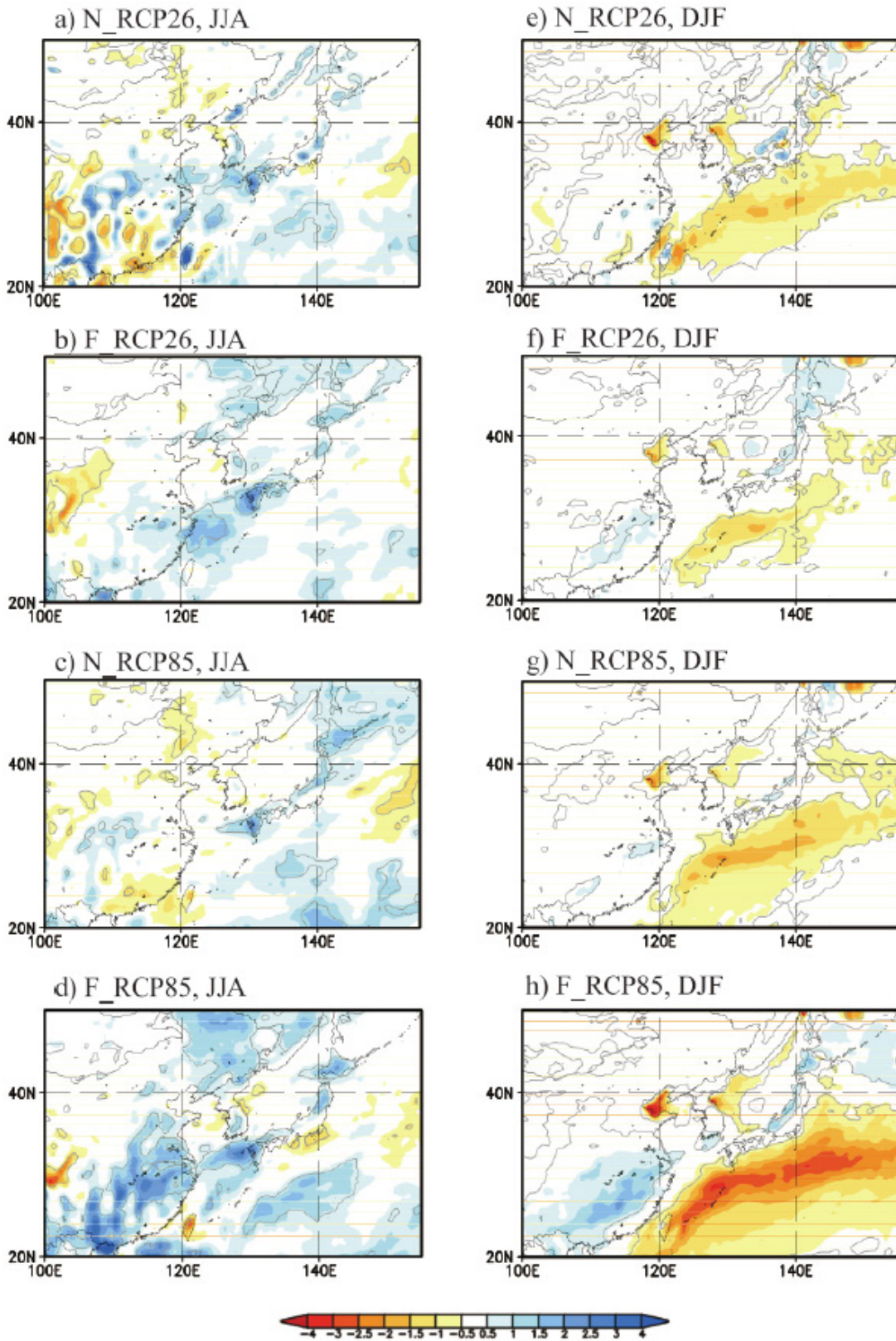


그림 8.15. RSM 모델을 이용하여 수행된 RCP 2.6 및 8.5 시나리오에서의 동아시아 지역의 여름철(좌측패널) 및 겨울철(우측 패널)의 현재기후 대비 강수량의 변화. N은 근거리의 미래(2025~2050)를, F는 원거리의 미래(2075~2100)를 나타냄 (Ham et al., 2016, Fig. 7)

8.3.2. 미래기후 상세화

앞선 절에서 동일한 전구기후모델의 결과를 사용하여 수행된 지역기후모델이라고 할지라도, 어떠한 모델을 사용하느냐 또한 해당 모델을 어떻게 구성하느냐에 따라 서로 다른 결과가 나타남을 확인하였다. 해당 결과를 관측 및 재분석자료와 비교 분석하고 최선의 모델구성을 설정하는 노력을 하고 있다는 점 역시 알 수 있었다. 서로 다른 지역기후모델을 사용할 경우 다르게 표현되는 지역기후의 특성을 정확히 판단하기 위해 멀티모델앙상블 기법을 활용하는 등 많은 연구에서 다양한 방법으로 신뢰도 높은 지역기후정보를

생산하려는 노력을 기울이고 있다. 현재 기후에 대하여 이러한 과정을 통해 검증된 지역규모모델은 전구기후변화 시나리오를 경계조건으로 하는 지역기후변화모델을 수행하는데 활용되며, 그 결과를 바탕으로 상세한 지역기후변화 정보를 생산하게 된다.

Ham et al. (2016)은 CORDEX-EA 지역에 대해 RSM 모델을 이용하여 HadGEM2 RCP 2.6 및 8.5 시나리오에 대한 역학적 상세화를 수행하였으며 이를 분석하였다(그림 8.15). 근거리의 미래 (2025~2050)의 경우 RCP 2.6 시나리오에서는 여름철 강수량 차이가 현재와 그리 크게 나타나지 않는 것을 확인할 수 있다. RCP 2.6 시나리오의 원거리 미래의 결과

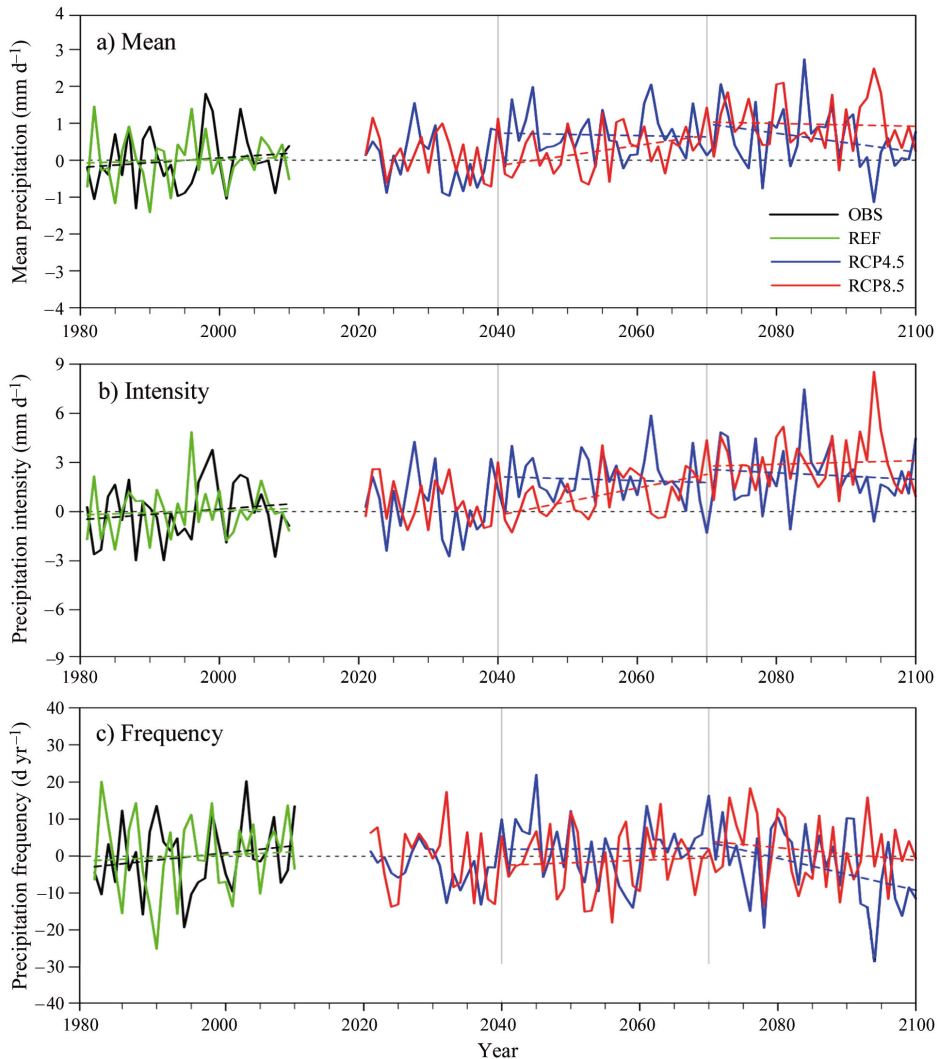


그림 8.16. 연평균된 (a) 강수량, (b) 강수강도, (c)강우빈도의 시계열도. 검은색은 남한지역 60개 지점의 관측값이며 초록색은 1981~2010 기간에 대한 실험, 파란색과 붉은색은 각각 RCP 4.5 및 8.5 시나리오에 대한 역학적 상세화 실험을 나타냄. (Im et al., 2015, Fig. 3)

(2075~2100) 및 RCP 8.5 시나리오에서의 근거리 미래의 경우 중국 남부해안부터 한반도를 거쳐 일본으로 이어지는 여름철 강수집중구역에서의 강수가 강화되는 것을 확인할 수 있다. 이러한 특징은 원거리 미래의 RCP 8.5 시나리오에서 더욱 두드러진다. 겨울철의 경우 모든 시나리오에서 일본 남부해안의 넓은 영역에 걸쳐 강수가 감소하고 있음을 확인할 수 있었으며, RCP 2.6 시나리오에서는 그 강도가 약하게, RCP 8.5 시나리오에서는 그 폭이 크게 나타났다. 이 같은 강수의 감소는 미래의 기후변화 조건 아래에서 동아시아겨울몬순 시스템이 크게 달라지는 것을 의미한다.

Im et al. (2015) 역시 HadGEM2-AO 결과 중 RCP 4.5 및 8.5시나리오에 대한 역학적 상세화를 WRF 모델을 이용하여 수행하였다. 해당 결과를 이용하여 2040년부터 2070년까지 및 2070년부터 2100년까지의 각각의 30년 기간 동안에 대하여 온도 및 강수의 변화추세를 비교 분석하였다. 온도의 경우 RCP 8.5 시나리오에 대한 역학적 상세화 실험은 21세기의 후반까지 지속적인 상승을 나타내었으나 RCP 4.5 실험의 경우 2070년을 기준으로 연평균 기온의 상승세가 점차 둔화하는 특징을 보였다. 이와 같은 평균 온도의 상승세 둔화는 매우 높은 기온으로 표현되는 95% 이상 온도의 증가에 비해 매우 낮은 기온인 5% 이하 온도 극한값의 크기가 증가하였기에 나타난 것으로 분석되었다. 강수의 경우 (그림 8.16) 온도에 비해 시나리오 변화에 따른 증가 혹은 감소의 추세가 뚜렷하게 나타나지 않았다. 단, 강우

발생빈도의 감소와 이로인한 강우강도의 증가는 지구온난화 시나리오의 미래기후에서 극한값의 발생 가능성이 더욱 높아지고 있음을 나타냈다.

위와 같이 서로 다른 모델을 이용하여 예측한 미래기후의 변화는 강제력으로 어떤 전구모델의 결과를 사용했느냐, 또한 역학적 상세화를 위해 사용한 지역규모 모델이 무엇 이냐에 따라 서로 다른 결과를 나타낼 가능성이 있다. 이같이 서로 다른 특징을 가지는 결과를 이용하여 미래기후를 정확히 예측하기 위해서는 각 모델의 특성에 대한 비교 분석 연구가 필요하다. 김정호 등(2015)은 HadGEM2-AO 모델의 RCP 4.5, RCP 8.5 시나리오를 강제력으로 수행된 서로 다른 다섯 가지의 지역기후모델 - HadGEM3-Ra, RegCM4, SNURCM, GRIMs, WRF - 의 일 강수량 자료를 비교 분석 하였다. 해당 강수량 자료를 토대로 평균 강수량, 강수일수, 일 최대 강수량 등의 변수에 대해 지역기후모델간의 전망 특성 차이를 확인하였다(그림 8.17). HadGEM3-RA모형의 경우 남해안과 동해 일부 지역을 제외한 한반도 전역에서 다른 모델에 비해 강수량을 적게 모의하였으며, WRF 모형의 경우 지역기후모델 중 모든 지역의 연평균 강수량 규모를 가장 크게 전망하였다. 전체적인 공간분포가 유사했던 연강수량과는 달리, 강수일수의 공간분포는 모델별로 상이 하게 나타났는데, SNURCM 모형은 기후모델 중 가장 작은 강수일수를 전망하였으며 공간적으로는 균등하게 강수가 발생할 것으로 전망하였다. 반면 RegCM4 모델은 다른

표 8.1. 개발된 지역결합모델들의 예시 (Ham et al., 2016, Table 1)

Table 1. Previous development of regional atmosphere-ocean-coupled model systems.

Reference	System Name	Atmospheric model	Oceanic model	Target Region
Hodur 1997	COAMPS	COAMPS Atmos model	COAMPS ocean model	Pacific side of North America
Gustafsson et al. 1998		HIRLAM	BOBA-PROBE	Baltic Sea
Powers and Stoelinga 2000		MM5	POM	Lake Erie
Döscher et al. 2002	RCAO	RCA (HIRLAM)	RCO (OCCAM)	Europe
Schrum et al. 2003		REMO	HAMSOM	Baltic Sea
Sasaki et al. 2006	MRI-CRCM	MRI-RSM	NPOGCM	Japan
Seo et al. 2007	SCOAR	RSM	ROMS	Western Pacific
Xie et al. 2007	iROAM	iRAM	MOM2	Western Pacific
Zou and Zhou 2011	FROALS	RegCM3/CREM	POM2000	Northwestern Pacific
Li et al. 2012		RSM	ROMS	Pacific side of North America
Samala et al. 2013		WRF	ROMS	Indian Ocean

모델과는 달리 평균적으로 40일 이상 많은 강수일수를 전망하였다. 평균 일 강수량의 경우 공간분포는 연평균 강수량의 공간분포 영향을 많이 받았으나 정량적인 측면에서는 연평균 강수일수의 영향을 많이 받았다. 강수일수가 높았던 RegCM4 모델이 평균 일 강수량을 가장 낮게 모의하였으며, SNURCM 모형은 연평균 강수량에 비해 적게 나타난 강수일수의 영향으로 평균 일강수량은 높게 전망되었다.

8.4. 지역결합모델

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 전구 시나리오 결과를 대기 모델로 상세화 하는 연구가 주로 수행되었으며 지역 규모에서의 대기-해양 결합 모델을 이용하여 대기-해양 상호작용을 고려한 연구는 포함되지 않았다.

전구 모델의 경우 대기, 해양, 해빙을 비롯한 탄소순환, 에어로졸 등의 화학과정까지 포함한 지구 시스템 모델 (Earth System Models, ESM)이 기후 모의를 위해 널리 사용되고 있다. 하지만, 지역기후모델의 경우는 경계조건으로 ESM의 결과를 사용할 뿐, 여전히 대기 모델에 의존하는 경우가 많다. 기상청/국립기상과학원에서 수행되는 현재

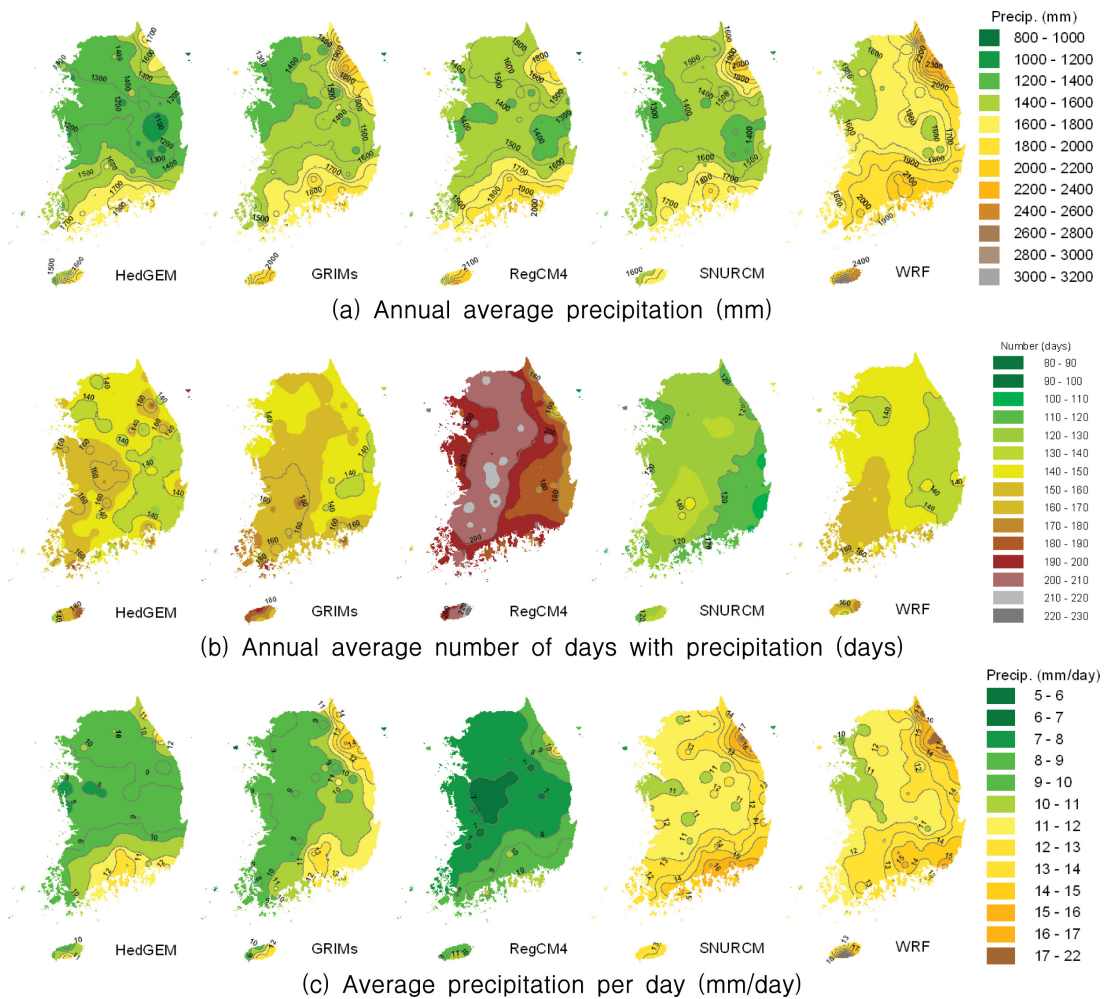


그림 8.17. HadGEM2-AO모델의 RCP 4.5 시나리오를 이용한 서로 다른 다섯가지 지역기후모델의 역학적 상세화 결과. 2021년부터 2090년 기간 동안의 (위) 평균 연강수량, (가운데) 연평균 강수일수, (아래) 평균 일 강수량의 공간분포. (김정호 등, 2015, Fig. 7)

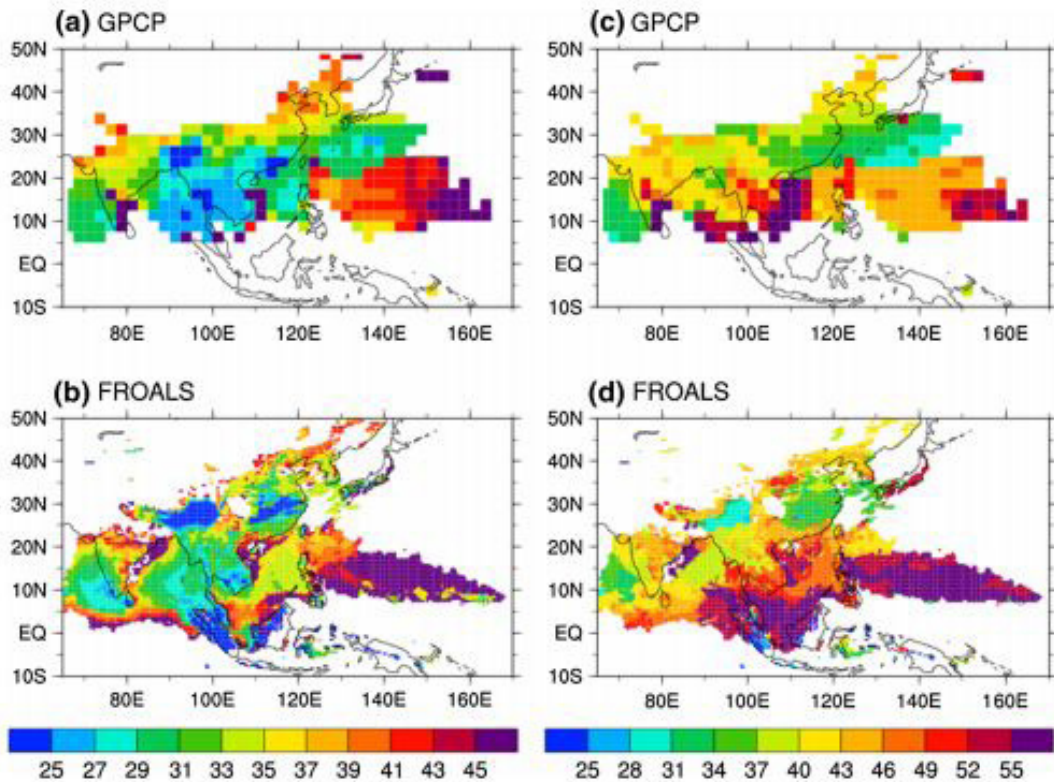


그림 8.18. 아시아 몬순의 온셋의 분포도. (a) 관측, (b) 결합모델의 펜타드로 구성. 아시아 몬순 피크의 공간패턴 (c) 관측, (d) 결합모델의 펜타드로 구성. 결과는 개별 모델 및 관측의 격자로 구성되었으며, 펜타드 30은 5월 마지막 날짜. (Zou and Zhou 2016, Fig. 7.)

지역기후 모의 및 RCP 시나리오에 따른 미래 지역기후 모의 등에 사용되는 CORDEX 참여모델들 역시 대기 모델로만 이루어져 있다. 일반적으로 이러한 역학적 지역 규모 축소에서는 전구 기후 모델의 해수면 온도를 사용하게 되기 때문에, 지역적 대기-해양 상호작용이 무시되게 된다. 그러나 최근 연구들에 따르면 지역적 대기-해양 결합은 동아시아 지역에서 매우 유의미하게 영향을 준다고 알려져 왔다.

특히, 대기 지역 모델만을 사용할 경우보다 대기-해양 결합모형을 사용할 경우 동아시아 몬순 강수 및 순환장 모의에 더 높은 예측성능을 보인다고 여러 연구에서 밝혀진 바 있다 (Cha et al., 2016; Ham et al., 2016; Zhu and Zhou, 2017).

Ham et al. (2016)은 개발된 지역결합 모형의 성분 모델 및 분석 지역의 정보를 제시한 바 있다(표 8.1). 1990년대 후반 북미 태평양 연안 지역을 위해 개발된 대기-해양 중규모 예측 시스템을 시작으로 현재 개발되어 있는 시스템은 약 10여개가 있다. 그 중 한반도를 포함한 동아시아 지역을

초점으로 개발된 대기-해양 결합 모델은 드물다. 그 중 몇 개의 연구 결과를 다음과 같이 소개하고자 한다.

Zou and Zhou (2016)는 지역 대기-해양 결합 모델을 사용하여 모의 성능을 검증하였다. 실험에 사용된 영역은 CORDEX 동아시아 지역이며, 대기 모델의 수평해상도는 약 50km이다. 사용된 경계조건은 NCEP 재분석자료로 6시간마다 사용된다. 각 성분모델은 하루에 한번 해수면 온도, 열속 및 바람 응력 등의 일평균 자료를 주고받는다. 9년의 해양 모델의 spin-up과 1년의 대기-해양 결합모델의 spin-up을 고려하여 1989~2010의 아시아 여름 몬순 모의 성능을 검증하였다. 관측 혹은 재분석자료를 경계조건으로 사용하는 대기모델과 달리 결합모형은 해양모델에 의해 해수면온도가 모의되기 때문에 해수면온도의 오차가 발생할 수밖에 없다. 연구에 사용된 결합모델 역시 북서태평양지역에서 해수면 온도의 음의 오차를 보이며, 그 값은 최대 약 2도 정도이다. 이러한 오차는 CMIP5에 포함된 다른 많은 모델에서도 비슷하게 나타나며, CMIP5 모델의 앙상블 결과의 오차보다

작다. 이 연구에서는 동아시아 몬순의 연변동 모의 성능에 대해서도 검증하였다. 경도 105°E에서 140°E의 평균된 강수의 연변동을 살펴보았을 때, 5월에 적도지역에서 시작되어 7월에는 40°N까지 북쪽방향으로 전파되는 동아시아 여름 몬순과 관련된 중위도 강수 밴드가 관측과 유사하게 잘 모의되고 있다. 그러나 그 강도는 다소 약하게 모의된다.

또한, 5일 평균 강수를 이용하여 아시아 몬순의 시작, 최성기, 소멸, 지속 기간을 관측과 비교하여 평가하였다. 그림 8.18에서는 아시아 몬순의 시작 및 최성기를 나타내었다. 관측에서 볼 수 있듯이, 몬순 시작은 남동아시아 및 남중국 해에서 시작하여, 북서태평양의 동아시아 몬순으로 전파된다. 이러한 특징을 결합 모델은 잘 모의하고 있다. 그러나, 뱅갈 만에서 북서태평양까지 동쪽으로 확장된 지역까지 몬순의 시작 시기가 늦게 나타나고 있다. 몬순 최성기 역시 결합 모델에 의해 전반적으로 잘 모의되고 있으나, 남중국해 북쪽 방향 및 북서태평양에서 피크의 시기가 다소 늦게 나타나고 있음을 알 수 있다. 이는, 해수면온도와 강수의 음의 오차와도 관련이 있을 것이다. 또한, 사용된 결합 모델은 몬순의 소멸 및 지속 기간도 잘 모의하고 있지만, 동아시아 지역의 몬순을 다소 짧게 모의한다. 또한, CMIP5 앙상블에서 인도 및 북서태평양의 몬순 지속 기간을 매우 길게 모의 했던 반면, 결합 모델에서는 이러한 오차가 다소 개선된다. 비록 관측보다는

지속 기간이 길게 나타나지만, 그 패턴은 잘 모의하고 있음을 확인할 수 있다.

Ham et al. (2016)은 지역 대기-해양 결합 모델과 대기 모델을 사용하여 동아시아 지역의 25년 과거재현기후의 모의 성능을 평가하였다. 특히, 이 연구에서는 동아시아 여름 몬순의 강수 모의 성능 평가 외에도 강수-복사-해수면온도의 상관관계와 관련하여 대기-해양 결합모델이 가지고 오는 개선점에 대해 언급했다. 전구 모델에서의 대기-해양 결합은 해수면 온도의 오차를 가져오며도 불구하고, 대기 열속 및 적도태평양 강수대의 큰 개선을 가져오는 것으로 알려져 있지만(Ham et al., 2013), 지역 대기-해양 결합에서는 눈에 띄만한 큰 개선을 보이지는 않는다. 하지만, 고해상도 지역 결합 모의 결과는 특히 해안 주변 지역에서 해양 순환의 개선에 의한 해수면 온도 및 순열속의 개선을 가져 온다(그림 8.19). 그럼에도 불구하고 여전히 대기-해양 결합은 해수면 온도 오차를 가져오기 때문에 결합 모델의 필요성에 관한 논쟁이 있지만, 해수면 온도와 복사플럭스, 강수와의 상호 작용을 고려하는 것은 결국 대기 순환에서의 현실적인 모의를 가져올 수 있기 때문에 중요하다고 할 수 있다. 다만, 해수면 온도의 오차를 줄이기 위해서는 구름-복사 과정을 계속해서 개선하는 것이 필수적이라 할 수 있다.

Cha et al. (2016)은 대기와 얇은 해양 모델(Slab ocean

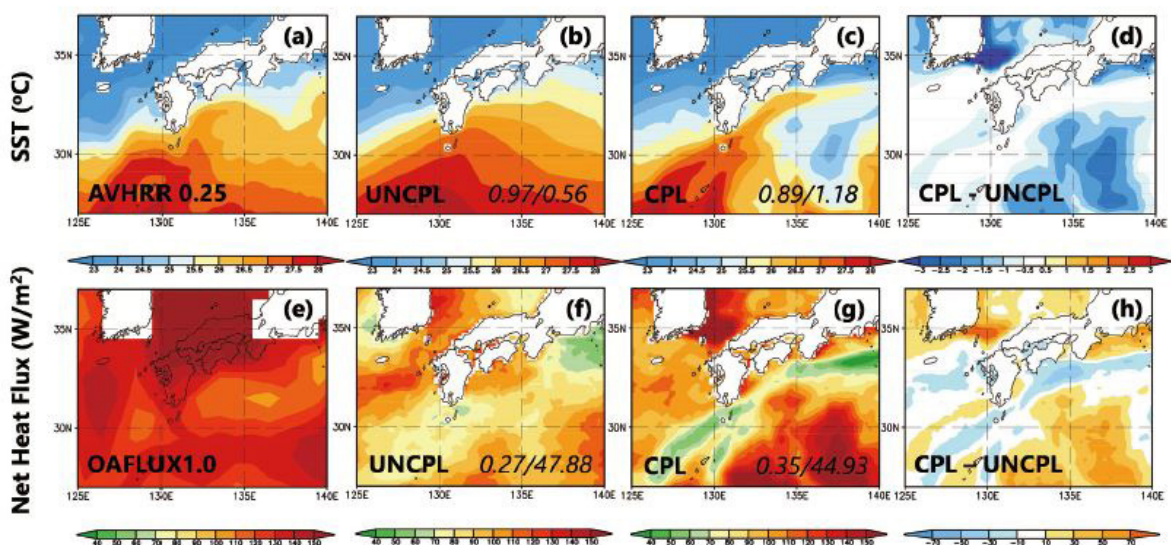


그림 8.19. 관측, 대기모델(UNCPL), 결합모델(CPL)로부터의 1987년 7월 평균 해수면온도, 순열속, 그리고 두 모델간의 차이. 우측하단에 나타난 숫자는 공간상관계수 및 RMSE를 나타낸다. (Ham et al., 2016, Fig.5.)

model; SOM)의 결합 및 대규모 너징의 효과로 인한 동아시아 지역기후 모의의 개선을 소개한 바 있다. 이 연구에서는 해양 경계층 내에 열역학 혼합 및 복사 과정을 포함하는 얇은 해양 모델을 대기 모델에 접합하여 대기-해양 상호작용을 지역기후모의에 고려하였다. 또한 계통적 오차를 줄이기 위해 간헐적 스펙트럴 너징(intermittent spectral nudging; ISN)을 적용하였다. 두 가지 방법을 모두 적용하지 않은 실험(CTL)과 적용한 실험을 (SOM, SOM_ISN)으로 구성하여 그 효과를 동아시아 기후 모의에서 평가하였다. 이를 통해 동아시아 겨울몬순에서 지역 대기-해양 결합의 영향에 대해 조사하였다. 그림 8.20에 각 실험에서 모의된 여름철 평균 강수를 관측과 함께 나타내었다. CTL 실험내 해양 강수의 오차가 0.5 표준 편차 값을 넘었던 총 7년(1991, 1993, 1997, 200, 2002, 2004, 2006)의 강수를 나타내었다. 관측에서 강수 밴드는 남중국해에서 필리핀, 저위도 북서태평양까지 연결되는 북서태평양 몬순밴드와 중국 남쪽에서 한국, 일본까지 연결되는 동아시아 몬순 밴드로 나타난다. 하지만, CTL 실험의 결과에서는 이러한 두 강수 밴드가 구분이 되지 않고 동아시아 몬순 밴드는 남쪽으로 북서태평양 몬순 밴드는 북쪽으로 치우쳐 하나의 과도한 강수 밴드로 나타나고 있음을 알 수 있다. 이에 비해 대기-해양 상호작용을 고려한 SOM 실험에서는 동아시아 몬순과 관련된 강수밴드가 상당 부분 개선되었음을 확인 할 수 있으며, 북서태평양 몬순 밴드 역시 개선됨을 확인 할 수 있다. 이러한 개선은 해양 모델의 결합으로 인한 대기-해양 상호작용의 효과라고 볼 수 있다. 또한 SOM_ISN 실험은 북서태평양에서의 강수를 더욱 관측과 가깝게 모의하고 있음을 알 수 있다. 특히 중위도 북서태평양 및 일본 남쪽 해양에서의 작은 강수대와 저위도 북서태평양에서의 큰 강수대를 잘 모의하고 있어 스펙트럴 너징의 긍정적 효과를 잘 보여주고 있다. 이 연구에서는 동아시아의 복잡한 지형 때문에 대기-해양 결합 모델의 모의성능은 상대적으로 낮으며, 더 많은 개발 및 개선의 노력이 필요하다고 밝혔다. 또한, 이 실험에서 사용한 얇은 해양 모델이 아닌 완전한 해양 모델과의 결합을 통해 해류 및 대기-해양 상호작용 등의 현실적 모의를 고려해야 한다고 밝혔다.

대부분의 결합 모델이 동아시아 여름 몬순에 초점을 두고 있는 반면, Zou and Zhou(2017)는 동아시아 겨울 기후에서

대기-해양 결합이 주는 영향에 대해 조사하였다. 이 연구는 CORDEX 기반 동아시아 지역의 RCP 8.5 시나리오를 사용해 현재기후와 미래기후를 지역 대기-해양 결합모델과 대기 모델로 비교하였다. 동아시아 겨울 몬순은 시베리아 고기압과 알류산 저기압사이의 동서 기압차이가 강한 하층 북서풍을 야기하는 것이 가장 큰 특징이다. 이러한 특징을 대기 모델에서 잘 모의하지만, 알류산 저기압은 다소 약하게, 시베리아 고기압은 남쪽으로 많이 치우쳐져 결과적으로 동아시아로 불어오는 북서풍이 약하게 모의된다. 대기-해양 결합 모델 역시 하층 몬순 순환장은 대기모델과 유사하게 모의하고 있으며, 동아시아 및 남중국에서 다소 오차를 줄여준다. 다만, 한반도 및 일본 (북서태평양)을 중심으로 약한 anomalous cyclone (anticyclone)이 발견된다. 두 모델사이의 하층 몬순 순환장 차이는 대기-해양 결합 모델의 해수면 온도와 연관된다. 관측과 비교하였을 때, 한반도 및 일본 지역의 해수면 온도는 양의 오차를 보이며, 북서태평양에서는 음의 오차를 보인다. 이러한 해수면 온도의 차이는 대기-해양 상호작용에 의해 대규모 순환장의 차이를 가져오며, 다시 해수면 온도에 영향을 주게 된다. 이 연구에서는 대기-해양 결합 모델을 이용하여 전지구 기후모델로부터 생산된 RCP 8.5 시나리오를 기반으로 2046~2065년의 미래 기후를 모의하였다. 전구모델의 결과와 비교하여볼 때, 대기모델과 대기-해양 결합모델 모두 패턴은 유사하지만, CORDEX 동아시아 지역의 북동쪽 지역에서는 강한 기온 상승 및 강수 증가를 다소 약하게 모의한다. 다만, 대기-해양 결합모델은 한반도 및 일본에서 강수의 감소 및 더 강한 기온상승을 보이고 있다. 이러한 결과는 북태평양에서의 해수면 온도 상승과 연관된다고 볼 수 있다. 다만, 이러한 연구들은 단일 모델에 의한 연구로 이루어졌으며, 전구모델 및 지역모델에서 가지고 있는 계통적 오차가 포함되어 있기 때문에 그 결과의 해석에 주의를 기울여야 한다. 따라서 미래기후 모의에 있어서는 다중 전구 모델의 사용 등 더 많은 분석들이 요구된다.

지역기후모델도 해양 모델 결합 이외에 다른 지구시스템 성분들을 결합하여 종합적인 지구시스템 모델로 발전시키려고 하는 노력들이 이루어지고 있다. 예를 들면, 해양 표층에서 연직 혼합 작용에 의한 해양 역학이 매우 중요한 요인이 될 수 있다. 많은 지역 해양 모델 연구에서도 표층 해양에서

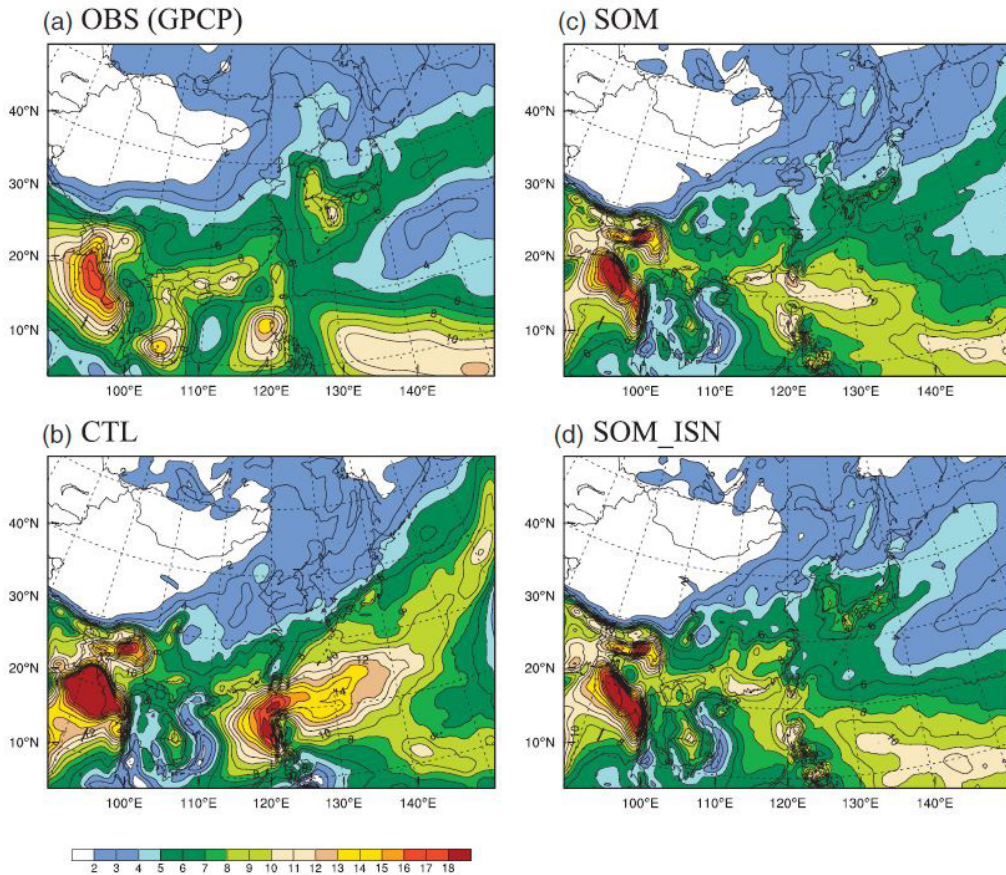


그림 8.20. CTL 실험에서 오차가 큰 7년 기간에 대해 평균된 동아시아 여름철 강수 관측 및 모의 결과 (Cha et al., 2016, Fig. 2)

연직 혼합에 기인한 non-breaking wave를 고려했을 때 개선된 상층 해양 온도를 모의한 바 있다. 이를 바탕으로 Zou et al. (2017)은 대기-해양-파동(wave) 결합 모델을 개발하여 CORDEX 동아시아 지역 기후 모의 성능을 평가하였다. 동아시아에서 지역 파동 결합에 의한 효과는 계절마다 다르게 나타나며, 겨울철 해양 혼합층이 상대적으로 더 깊기 때문에 겨울보다여름이 조금 더 크게 나타난다. 또한, 해양 모델만 결합하였을 때 보였던 저위도의 양의 해양 온도 오차를 35~150m에서 줄이는 결과를 보였으며, 특히 40°N 위로 상층 30m 해양 온도의 개선을 보였다. 그러나, 해수면 온도의 경우에는 지역별로 오차가 커지기도 한다.

90년 후반 이후로 지역기후 모델에 에어로졸 및 화학 모델들의 결합 역시 꾸준히 연구되어 오고 있다. 많은 연구들에 의해 에어로졸은 동아시아 몬순 지역에서 지표 냉각 및 열 상승 등의 큰 영향을 주며 몬순 강수밴드에도 영향을

준다고 밝혔다(Giorgi and Gao, 2018). 또한, 몇몇 연구들은 다양한 지역에서 대기-생물(biosphere)결합 연구를 진행하고 있다. 이러한 연구는 인간 활동에 의한 영향 (anthropogenic, human activities)에 의한 기후 변화 등을 고려하기 위해 더욱 진행될 필요가 있다. 그러나, 생물 결합은 지역 기후에서 평형상태를 유지하기 위한 스핀업이 매우 길게 요구되기 때문에 주의해야 한다.

많은 대기-해양 결합 모델 및 다른 성분 모델의 결합에 의한 연구들이 진행되어 왔지만, 각각의 모델의 특성 및 계통적 오차들로 인해 그 특징을 명쾌하게 결론짓기에는 아직 부족한 부분이 많다. 공통된 지역과 자료를 이용하여 다양한 모델들을 통해 비교하는 연구들이 더 활발히 진행될 필요가 있다. 또한 기후변화에 대한 더 정확한 이해를 위해 인간의 영향을 포함하는 지역 지구 시스템 모델에 대한 끊임없는 노력이 필요하다고 할 수 있다.

8.5. 극한 현상 모의

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 해상도가 높은 지역기후모델이 전구기후모델에 비해 강한 강도의 강수를 모의하는 능력이 높다는 점이 언급되었으나 극한 현상 모의 능력을 직접 다루지는 않았다.

기후 모델의 성능을 평가하는 일반적인 방법이 평균적인 대기의 상태나 계절별 평균 강수를 관측과 비교하는 것이다. 하지만 미래 기후변화에 대한 연구에서 평균장 만큼이나 극한 현상의 발생 가능성에 대한 정보도 중요하다고 볼 수 있다. 이를 평가하기 위하여 모델이 극한 현상들을 어떤 수준으로 재현할 수 있는지, 그 특성은 무엇인지를 파악하는 것은 중요하다.

Park et al. (2016)은 CORDEX East Asia에 참여한 5개의 지역 모델에 대하여 현재 기후의 극한 모의 능력을 평가하였다. 여기에 사용된 모델은 HadGEM3-RA, RegCM4, SNU-MM5, SNU-WRF, YSU-RSM이다. 그림 8.21은 HadGEM2-AO와 ERA-Interim 재분석 자료를 현재 기후에 대하여 모의한 지역 모델들의 지면 기온 평균 결과와 극한 값 모의 결과를 관측과 비교하고 두 강제력 실험에 대하여 서로 비교한 결과이다. 재분석 자료를 사용한 EVAL 실험의 평균 기온 모의 결과가 HadGEM2-AO를 사용한 HIST 실험의 결과에 비하여 관측과의 편차가 작게 나타나는 것을 볼 수 있다. 극한 기온에 대해서도 재분석을 이용한 결과가 관측에 더 근접한 것을 확인할 수 있다. 하지만 이 결과에서 중요하게 이해할 수 있는 내용은 두 실험 모두가 유사한 관측 편차를 보이고 있으며 결과 차이가 크지 않다는 점이다. 이는 전혀 다른 성격의 대기 강제력이 사용되었다 하더라도 지역 모델에서 생산하는 결과는 일반적으로 생각되는 것보다 그 영향이 절대적이지 않다는 것을 의미한다. 즉, 지역 모델이 상세 기후 정보를 생산하는데 있어 작은 규모의 현상들을 모델 스스로 생산하는 능력이 많이 반영된다는 점을 시사한다.

그림 8.22는 강수에 대하여 그림 8.21과 같은 방식으로 분석한 결과이다. HIST 실험에서는 한반도에서 강수의 과대 모의를, 중국 남부에서는 강수의 과소 모의를 보였으며 EVAL 실험에서는 남한 지역을 제외한 대부분의 지역에서 강수 과소 모의를 보였다. 두 실험의 차이에서 명확히 보이는

차이는 장마를 포함하는 북동아시아 몬순의 밴드에서 HIST가 EVAL에 비해 명확하게 많은 강수를 표현하고 있다는 점이다. 지역 모델의 성능이 강제력에 비견할 만큼, 또는 더 강한 영향을 미친다는 점에서 미래기후 시나리오를 평가하는데 있어 다양한 전구 모델 결과를 사용하는 것만큼이나 다양한 지역 기후 모델을 사용하는 것이 상세한 지역의 미래기후 정보를 생산하는데 중요하다는 점을 보여준다.

Um et al. (2017)은 또 다른 극한 현상인 가뭄의 정보를 생산하는데 지역기후 모델의 성능을 평가하였다. 그림 8.23은 관측과 CORDEX-EA 지역기후모델 결과를 이용하여 SPEI-12를 이용한 가뭄 빈도 비율을 비교한 것이다. 전반적으로 관측에서 나타난 것처럼 가뭄 지속 시간이 길어질수록 가뭄이 나타나는 빈도가 낮은 패턴을 보여주며 이러한 현상은 모델에서도 잘 나타나는 것을 확인할 수 있다. 극한 강도의 가뭄에 대해서는 모델마다 관측과의 편차는 나타나지만 전반적인 가뭄의 특성은 어느 정도 모의하고 있다고 평가하였다. 이는 몬순 분석에서 주로 극한 강수 사례를 통해 지역 모델의 결과를 평가하였지만 반대의 경우 역시 극한 현상으로 미래 기후에서 중요한 의미를 가지기 때문에 가뭄의 특성을 지역 모델이 어느 정도 나타낼 수 있다는 점은 미래 기후 상세화 결과를 이용하여 가뭄의 변화를 파악하는 것이 의미를 가질 수 있다는 것을 보여준다.

8.6. 결론

IPCC 5차 보고서에 사용된 CMIP5 모델군은 기존의 CMIP3 모델군에 비하여 모델 해상도의 향상이 있었으며 다양한 권역간의 상호작용을 포함하여 기후 변화에 영향을 미칠 수 있는 요인들을 포함하고 있다는 장점을 가진다. 이 모델 결과를 이용하여 동아시아 지역 기후 특성 모의 능력을 평가한 결과 기온 모의에 있어서는 CMIP5가 CMIP3에 비해 개선된 점을 보였으나 강수 모의에서는 뚜렷한 개선점을 보이지 못했다. 하지만 이것이 CMIP5 모델의 생산한 미래의 기후변화 결과가 신뢰할 만하지 않다는 결론으로 이어지는 않는다. 다양한 권역간의 상호작용이 포함되어 모의를 수행하였기 때문에 시나리오 결과에 이들을 고려하여 이해할 수 있는

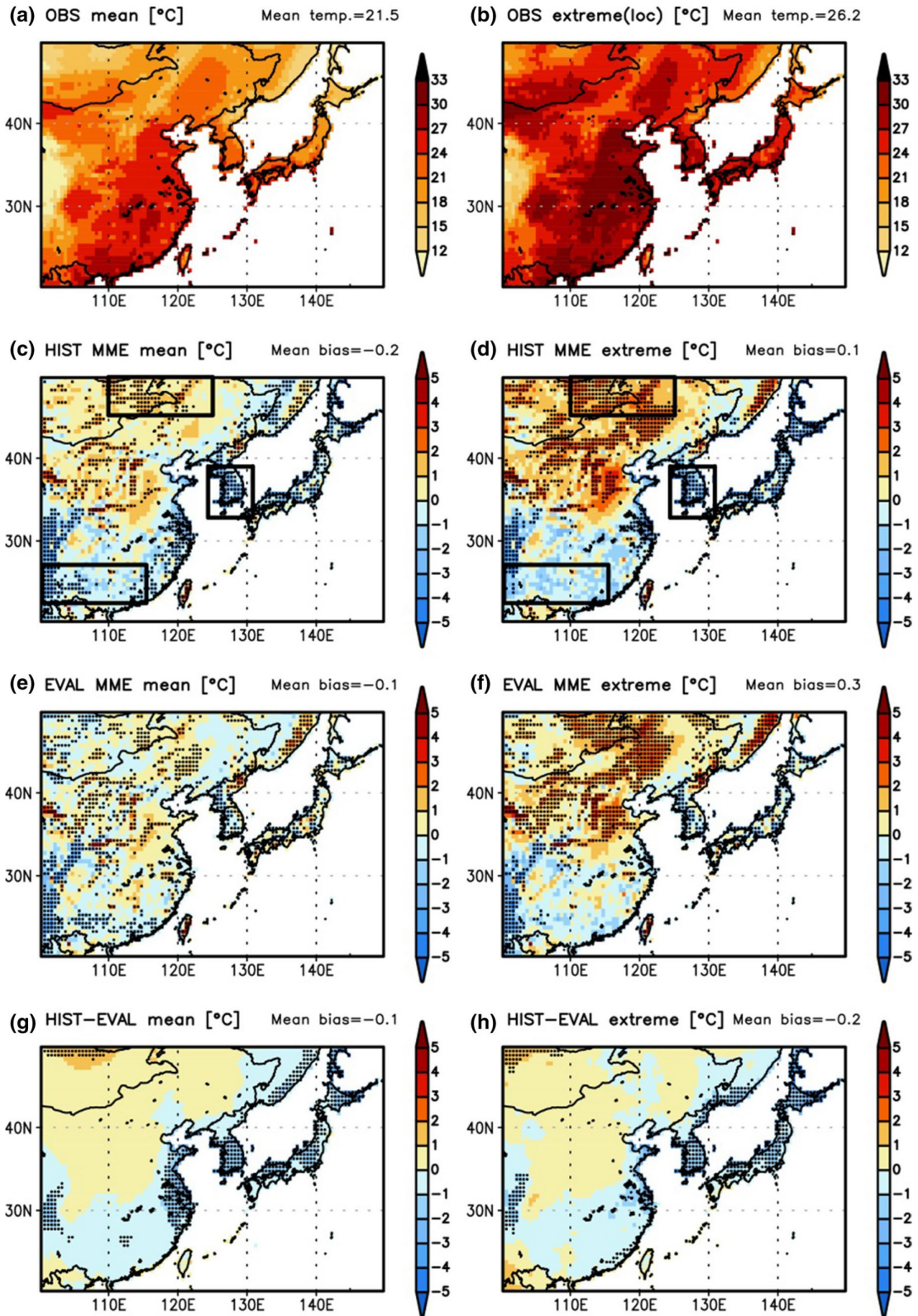


그림 8.21. (a, b) 관측된 지면 부근 온도의 기후값, (c, d) HadGEM2-AO를 상세화 한 지역 모델 앙상블 결과의 관측 편차 (HIST), (e, f) ERA-Interim을 상세화 한 지역 모델 앙상블 결과의 관측 편차 (EVAL), (g, h) 강제력이 다른 지역 모델 결과의 차이 (HIST - EVAL). 점으로 표현된 영역은 각 모델들이 편차나 차이가 같은 부호를 가지는 지역을 의미한다. (Park et al., 2016, Fig. 1)

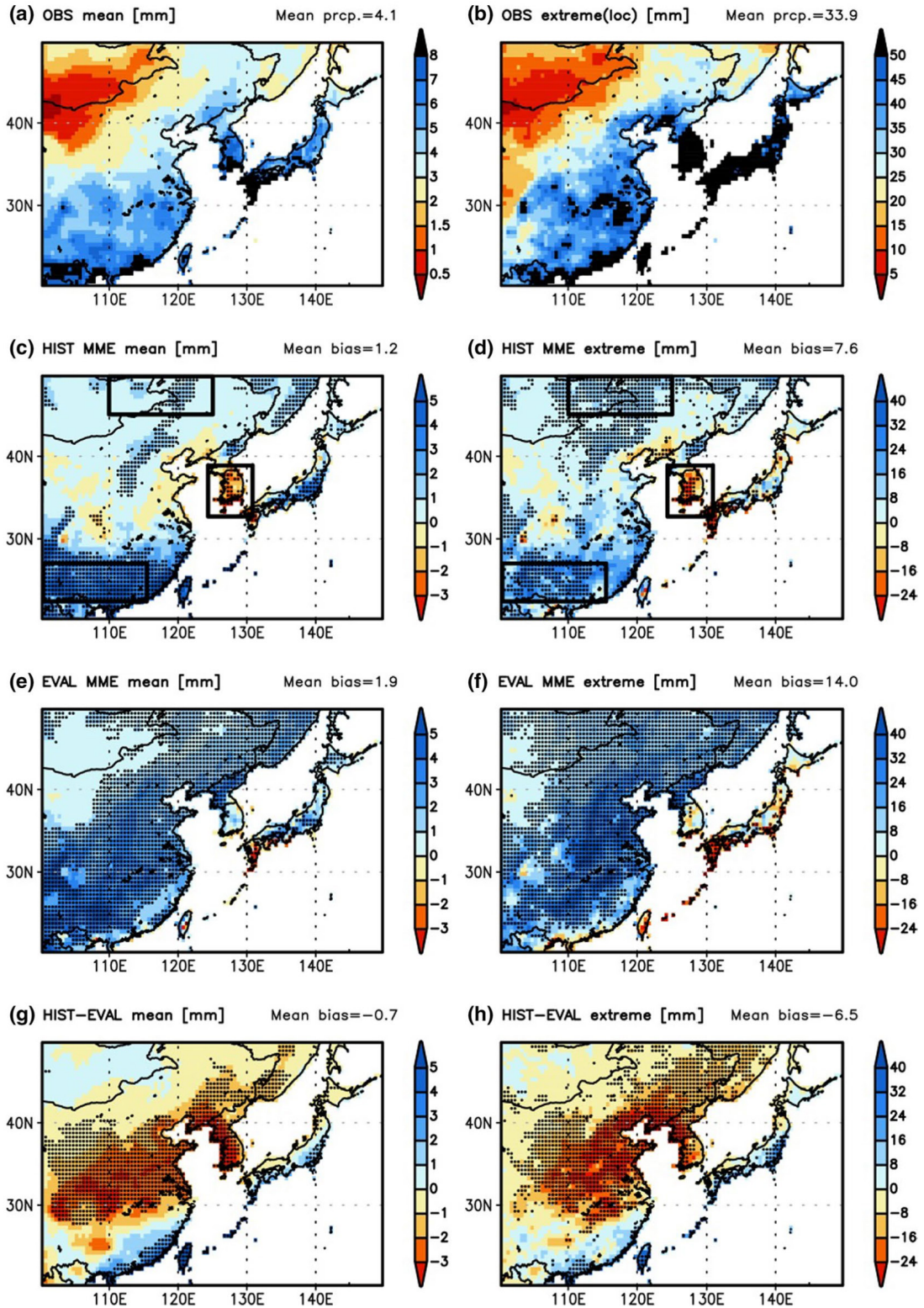


그림 8.22. 일별 강수에 대한 결과. 세부사항은 그림 8.21과 동일하다. (Park et al., 2016, Fig. 2)

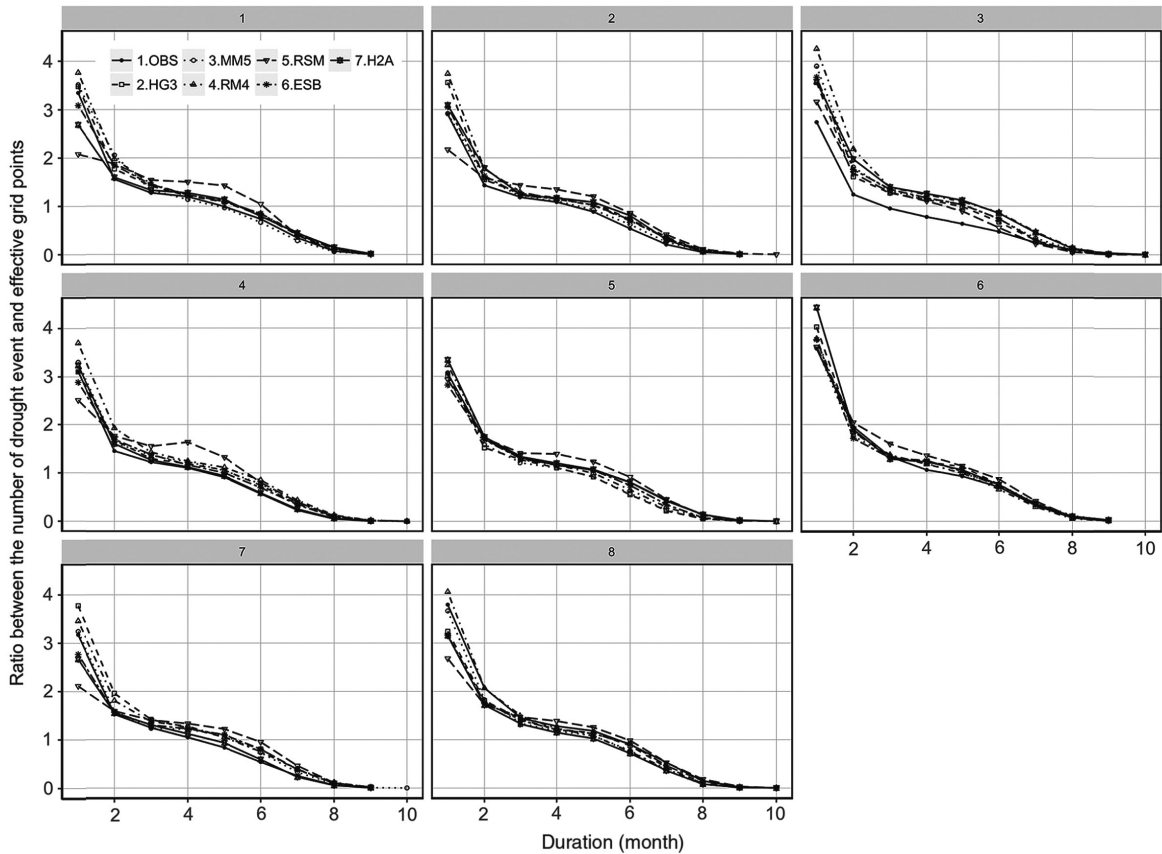


그림 8.23. 가뭄 빈도 비율. 유효 격자에 대한 SPEI-12 값이 -1 보다 낮은 격자수의 비율. 각 그림은 1-8 지역으로 정의된 지역에서의 결과이다. 한반도는 지역 6에 포함되어 있다. (Um et al., 2017, Fig. 6)

근간을 제시하였으며 모의 수준이 CMIP3에 비해 떨어지지 않았다는 점은 분명히 장점을 가진다고 판단할 수 있다.

지역 기후모델을 이용한 전구 모델의 상세화 결과는 우선 고해상도의 기후 자료를 생산한다는 점에서 명확한 장점을 가진다. 이를 위하여 지역 기후 모델의 모의 성능을 평가한 결과 상세 규모에서 우수한 모의 성능을 보였으며, 다양한 강제력이 제공 되었을 때에도 지역 모델의 특성에 따른 결과를 생산하는 것을 보였다. 이는 다양한 지역 모델을 활용하여 미래 기후 시나리오의 상세화를 수행하는 것이 의미를 가질 수 있음을 보였다. 또한 기존에 지역 기후모델의 약점으로 제시되었던 지역 규모의 해양-대기 상호작용 부분은 지역 결합 모델을 통해 활발하게 연구 되었다. 분명 지역 결합 모델이 반드시 대기 상태의 모의에 긍정적인 결과만을 제공하는 것은 아니지만 기존에 다루지 못하던 해양-대기 상호작용을 포함한 상세 기후 자료를 생산할 수 있는 수준을 가진다는 것을 확인하였다는 점에서 미래 기후의 상세화에

지역 결합 모델의 활용 가능성이 있음을 보였다. 극한 현상의 모의에 있어서 특히 지역 기후 모델은 관측에서 나타난 현상의 특성을 전반적인 측면에서 우수한 성능을 보였다. 전형적으로 분석되던 여름철 강수 및 기온의 극한뿐만 아니라 가뭄 모의에 있어서도 지역 기후 모델의 상세화 결과가 활용될 수 있음을 보였다.

연구 결과들을 통해 전구 및 지역 모델이 현재 기후를 모의하는 성능을 판단하면 기후 변화 연구에 활용될 수 있는 중요한 도구로 활용될 수 있다는 점에서 견고한 동의 수준을 보였다. 모델이 개선되면서 기존에 고려하지 못하던 권역 간의 상호작용들이 포함되면서 현격한 모의 결과의 개선을 이루지는 못했지만 이러한 상호작용들이 포함된 기후 자료를 나쁘지 않은 수준으로 생산하는 것이 분석되었다. 이는 현재의 기후 모델들이 신뢰할 수 있는 미래 변화 시나리오 결과를 생산할 수 있다는 가능성을 제시하였다고 할 수 있겠다.

8.7. 참고문헌

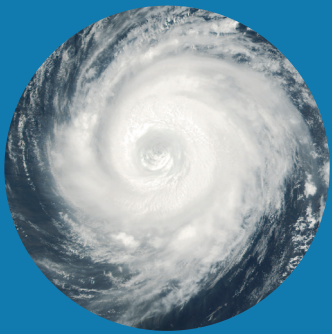
- 권상훈, 부경운, 심성보, 변영화, 2017: CMIP5 모델에 나타난 동아시아 여름몬순의 모의 성능평가와 미래변화, *대기*, 27(2), 133-150.
- 김정호, 박무중, 주진걸, 2015: 지역기후모형별 일 강수량 자료의 정략적 특성과 공간분포 경향, *한국방재학회 논문집*, 15(4), 59-70.
- 안중배, 최연우, 조세라, 2018: CORDEX-동아시아 2 단계 영역 재현실험을 통한 WRF 강수량 모의성능 평가, *대기*, 28(1), 85-97.
- Cha, D.-H., C.-S. Jin, J.-H. Moon, and D.-K. Lee, 2016: Improvement of regional climate simulation of East Asian summer monsoon by coupled air-sea interaction and large-scale nudging, *International Journal of Climatology*, 36, 334-345.
- Giorgi, F. and X.-J. Gao, 2018: Regional earth system modeling: review and future direction, *Atmospheric and Oceanic Science Letter*, 11(2), 189-197.
- Ham, S., J.-W. Lee, and K. Yoshimura, 2016: Assessing future climate changes in the East Asian summer and winter monsoon using regional spectral model, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 94A, 69-87.
- Ham, S., K. Yoshimura, and H. Li, 2016: Historical dynamical downscaling for East Asia with the atmosphere and ocean coupled regional model, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 94A, 199-208.
- Im, E.-S., J.-B. Ahn, and S.-R. Jo, 2015: Regional climate projection over South Korea simulated by the HadGEM2-AO and WRF model chain under RCP emission scenarios, *Climate Research*, 63(3), 249-266.
- Jin, C.-S., D.-H. Cha, D.-K. Lee, M.-S. Suh, S.-Y. Hong, H.-S. Kang, and C.-H. Ho, 2016: Evaluation of climatological tropical cyclone activity over the western North Pacific in the CORDEX-East Asia multi-RCM simulations, *Climate Dynamics*, 47, 765-778.
- Kim, Y., M. Jun, S.-K. Min, M.-S. Suh, and H.-S. Kang, 2016: Spatial analysis of future East Asian seasonal temperature using two regional climate model simulations, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(2), 237-249.
- Koutroulis, A. G., M. G. Grillakis, I. K. Tsanis, and L. Papadimitriou, 2016: Evaluation of precipitation and temperature simulation performance of the CMIP3 and CMIP5 historical experiments, *Climate Dynamics*, 47, 1881-1898.
- Kusunoki, S. and O. Arakawa, 2015: Are CMIP5 Models Better than CMIP3 Models in Simulating Precipitation over East Asia? *Journal of Climate*, 28, 5601-5621.
- Lyu, K., X. Zhang, J. A. Church, and J. Hu, 2016: Evaluation of the interdecadal variability of sea surface temperature and sea level in the Pacific in CMIP3 and CMIP5 models, *International Journal of Climatology*, 36, 3723-3740.
- Park, C., S.-K. Min, D. Lee, D.-H. Cha, M.-S. Suh, H.-S. Kang, S.-Y. Hong, D.-K. Lee, H.-J. Baek, K.-O. Boo, and W.-T. Kwon, 2016: Evaluation of multiple regional climate models for summer climate extremes over East Asia, *Climate Dynamics*, 46, 2469-2486.
- Shen, W., J. Tang, Y. Wang, S. Wang, and X. Niu, 2017: Evaluation of WRF model simulations of tropical cyclones in the western North Pacific over the CORDEX East Asia domain, *Climate dynamics*, 48, 2419-2435.
- Sun, Q., C. Miao, and Q. Duan, 2015: Comparative analysis of CMIP3 and CMIP5 global climate models for simulating the daily mean, maximum, and minimum temperatures and daily precipitation over China, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 4806-4824.
- Um, M.-J., Y. Kim, and J. Kim, 2017: Evaluating historical drought characteristics simulated in CORDEX East Asia against observations, *International Journal of Climatology*, 37, 4643-4655.

- Zou, L., and T. Zhou, 2016: A regional ocean-atmosphere coupled model developed for CORDEX East Asia: assessment of Asian summer monsoon simulation, *Climate Dynamics*, 47, 3627-3640.
- Zou, L., and T. Zhou, 2017: Dynamical downscaling of East Asian winter monsoon changes with a regional ocean-atmosphere coupled model, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 2245-2259.
- Zou, L., T. Zhou, F. Qiao, and W. Zhao, 2017: Development of a regional ocean-atmosphere-wave coupled model and its preliminary evaluation over the CORDEX East Asia domain, *International Journal of Climatology*, 37, 4478-4485.

제 9 장

기후변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화

262	9.1. 서론
263	9.2. 동아시아와 한반도 기온과 강수 변화
267	9.3. 기후변동성 변화와 한반도
279	9.4. 한반도 기상재해의 변화
290	9.5. 요약 및 결론
291	9.6. 참고문헌



제 9 장 기후변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화



9.1. 서론

본 장에서는 동아시아와 한반도를 대상으로 관측 자료에 나타나는 기후변화의 추세와 기후현상의 변화를 분석하고 그 원인을 평가한 연구들을 정리하였다. 기후 현상별로 「한국 기후변화 평가보고서 2014」 발간 이후에 새롭게 추가된 연구들을 검토하고 주요 결과를 정리하여 요약 평가하였다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 한반도와 동아시아 과거 기후변화를 장기 추세, 경년 변동성, 계절안 변동성의 관점에서 평가한 바 있다. 당시 평가보고서에서 도출된 보고서의 요약은 다음과 같다.

- (1) 한반도 연평균 기온은 80년대 이후로 뚜렷하게 증가하였는데 온실가스 증가가 한반도의 온난화에도 상당한 영향을 미친 것으로 평가되었다(견고한 동의).
- (2) 연강수량은 증가 추세를 보였는데 이는 여름철 강수량의 증가가 크게 기여했으며, 호우는 90년대 후반에 증가하는 변화점이 뚜렷했고 우리나라 연강수량 증가에 크게 기여하였다(중간적 동의).
- (3) 동아시아 여름 몬순의 장기변동에 따라, 최근 한반도 장마 강수량의 최댓값이 나타나는 시기가 예년에 비해 1주일 정도 빨라지고, 총 강수량 역시 증가 추세에 있는 것으로 보고되고 있다(제한적 동의).
- (4) 한반도에 영향을 미치는 태풍의 강도가 증가하는 것으로 제시하고 있으며, 특히 1970년대 후반 이후 증가의 경향이 나타나고 있다(제한적 동의).
- (5) 두 가지 형태의 엘니뇨가 계절별로 서로 다르게 원격

상관 패턴을 유도하여 한반도 기후에 영향을 주는 것으로 밝혀졌다(중간적 동의).

- (6) 북극진동이 음의 위상일 때 동아시아 지역에는 겨울 몬순 순환의 강화 및 한파 발생의 증가로 평년보다 낮은 온도가 나타난다(중간적 동의). 1990년대 중반 이후 중위도 많은 지역에서 연이어 발생했던 기록적인 한파 들은 북극진동의 장기변동과 관련되어 있다(제한적 동의).
- (7) 1970년대 후반 이후로 열대 계절내진동(MJO)의 강도가 강해졌으며, 발생빈도 또한 증가하였다. 이는 최근 인도 양과 서태평양의 해수면온도가 증가하여 수증기 가용량이 증가한 것에 기인하는 것으로 보인다(중간적 동의).

본 장에서 다루는 내용은 연속성을 고려하여 지난 2014년 보고서에서 다루었던 소주제 들을 포함하되, 이전에서 다루지 않았던 몇 가지 새로운 내용이 추가되었다. 특히 9.3절에서는 겨울몬순이 추가되었으며, 9.4절에서는 기후변화가 심화됨에 따라 최근 활발한 연구가 진행되고 있는 한반도 기상재해 부분을 새롭게 추가하였다.

본 장의 구성은 다음과 같다. 9.2절에서는 동아시아와 한반도 기온 및 강수 관측자료에서 나타나는 평균값과 극한지수의 변화를 통계적으로 탐지(detection)하고 인위적 영향에 대한 원인규명(attribution)한 연구결과들을 정리하였다. 9.3절은 한반도 기상 및 기후와 밀접한 관련이 있는 기후변동성으로 엘니뇨, 동아시아 몬순, 북극 기후변동, 열대 계절내 진동의 변화를 기술하였다. 9.4절에서는 한반도에서 발생하고 있는 폭염, 가뭄, 한파, 집중호우, 태풍 등의 기상재해 현상의 특성과 변화 연구결과를 정리하였다. 9.5절에 요약 및 결론을 신뢰성 평가와 함께 제시하였다.

9.2. 동아시아와 한반도 기온과 강수 변화

9.2.1. 방법론

최근 기후변화의 탐지와 원인규명 연구들은 장기간의 추세에서 외부강제력의 영향을 탐지하는 ‘추세 탐지(trend detection)’ 분석과 극한 기후/기상현상에 대한 인간의 영향을 평가하는 ‘극한현상 원인규명(event attribution)’ 분석의 두 가지로 나뉘어 수행되었다.

추세 탐지의 연구에서 일반적으로 사용되는 방법은 지문법(fingerprinting)으로 관측된 변화추세에 모델에서 추정된 강제력 반응패턴(지문)이 나타나는지 다중선형회귀 기반으로 평가하는 방법이다(Allen and Stott, 2003). 선형회귀 과정에 포함된 최적화 과정(optimization)을 통해 시그널 대노이즈비(signal-to-noise ratio)를 최대화하는데, 최근 노이즈를 나타내는 공분산행렬을 추정하는 방법(예, Ribes et al., 2009; Ribes and Terray, 2013)과 회귀계수의 신뢰구간을 추정하는 방법(예, Hannart et al., 2014; Delsole et al., 2019)에 대한 개선된 기법들이 제안되었다.

‘추세 탐지’ 분석은 시그널대노이즈비가 큰 경우로 제한된다. 따라서, 장기간에 걸쳐 아대륙(sub-continental) 이상의 큰 공간 규모에 나타나는 추세를 고려하는데, 최근 평균 기후를 벗어나 실제 재해와 직결되는 극한기후지수(예, ETCDD 극한지수, Zhang et al., 2011)의 변화에 대한 연구들이 활발히 진행되었다. 최적지문법은 탐지변수가 정규분포를 따르는 것을 가정하는데 극한기후지수의 경우 정규분포를 따르지 않는 문제가 있으며 이를 극복하기 위한 방법론이 개발되어 적용되었다. 특히, 기온 및 강수의 연 또는 계절극값을 나타내는 강도지수의 경우 일반화극값분포[Generalized Extreme Value (GEV) distribution]를 기반으로 하여 입력변수를 표준화하거나(Min et al., 2011), GEV 위치매개변수(location parameter)의 추세를 이용한 탐지방법이 제안되었다(Zwiers et al., 2011). 이러한 방법을 적용한 최근 연구들은 동아시아를 포함한 많은 지역에서 극한기온의 증가에 미치는 온실가스의 영향을 탐지하였다(Kim et al., 2016; Wang et al., 2017). 극한강수의 경우, 대륙규모 이상에서 인위적 강수강도의 강화가 확인되었는데(Zhang et al., 2013), 이는 상대적으로 부족한 관측자료와 더 큰 노이즈로 인하여 지역규모의 강수에

대한 탐지가 어렵기 때문이다(Sarjini et al., 2016).

극한현상의 탐지는 재해의 위험인식 및 감소, 기후변화의 적응과 대응정책의 의사결정과 밀접한 관련이 있다. 2010년 이후 전지구적으로 극한현상 발생빈도가 증가하고 있고, 미국기상학회보에서는 이에 대한 원인규명 연구를 특별호에 발간하고 있다(예, Herring et al., 2016, 2018, 2019). 극한현상에 대한 탐지연구는 폭염, 가뭄, 호우 및 태풍과 같은 다양한 유형에 대해 연구가 진행되어왔다.

‘극한현상 원인규명’ 방법은 관측된 사례가 발생할 확률을 외부강제력(주로 온실가스와 에어로졸 증가로 인한 인위적 강제력)이 있는 경우와 없는 경우로 나누어 각각 구하고,

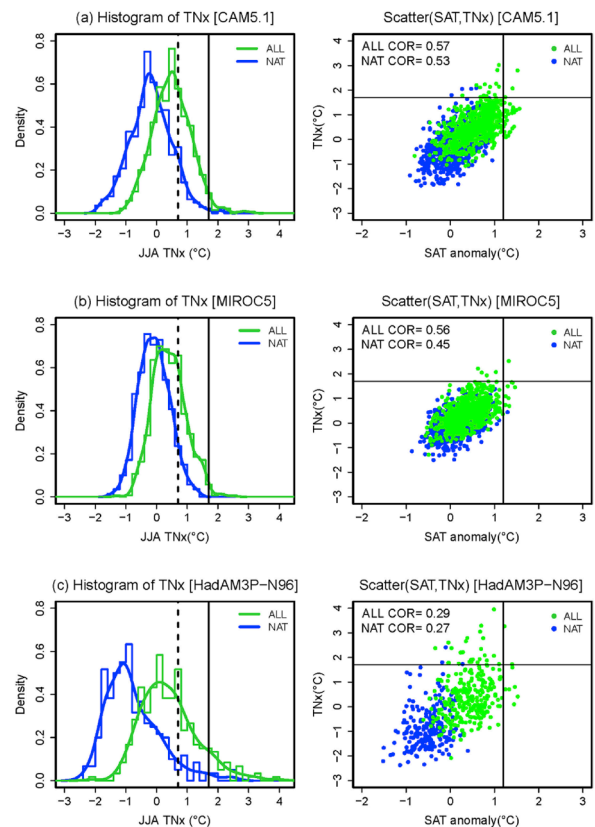


그림 9.1. 인간활동이 있을 때(ALL, 녹색)와 없을 때(NAT, 파랑)의 기후모델 실험에서 산출된 남한 평균 여름철 이상고온지수(연최고 일최저기온, TNx) 아노말리의 확률분포도(좌)와 지표기온(SAT, x축)과 TNx 아노말리 간의 산점도(우): (a) CAM5.1, (b) MIROC5, (c) HadAM3P-N96 모델 결과. 확률분포도에서 연직 실선과 점선은 각각 2013 관측값과 표준편차를 나타냄. 산점도에서 상관계수는 모델실험별 SAT와 TNx의 상관계수값을 표시함. (출처: Kim et al., 2018)

그 확률의 비(probability ratio 또는 risk ratio)를 평가하는 방식을 이용한다(Stott et al., 2016). 공간적으로 작고 시간적으로 매우 드물게 발생하는 극한현상에 대한 표본을 확보하기 위해서 고해상도 모델을 이용한 대량 앙상블 실험이 요구되며, 현재까지는 주로 제한된 수의 대기모델을 이용하는 한계를 가진다. 이를 극복하기 위하여 가능한 많은 수의 모델을 이용한 비교연구가 제안되고 있으며, 최근 이를 활용한 한반도 폭염분석에 대한 연구가 수행되었다(그림 9.1; Kim et al., 2018; Min et al., 2019; 9.2.2.2 참조). 또한, 원인규명 평가결과의 불확실성 범위를 평가하는 다양한 방법론이 평가되었으며(Paciorek et al., 2018), 특정한 해의 해양 및 해빙 상태와 함께 이와 연관된 원격상관 대기순환 패턴의 영향을 고려할 필요성이 제시되었다(Risser et al., 2017).

이러한 극한현상 원인규명 방법에 대한 과학적인 한계와 더불어 실제 사용자의 요구를 반영하는 방안이 계속 논의되고 있으며, 이를 위해 모델 평가 및 보정, 그리고 극한현상 자체에 대한 원인규명 분석과 함께 극한현상의 “영향”을 평가할 수 있는 개선된 방법론이 요구되고 있다(Otto, 2017).

또한, 탐지와 원인규명 연구에 대한 전반적인 체계를 수정해야 한다는 요구가 있으며, 특히 외부강제력과 연관된 열역학적 및 역학적 물리과정을 나타내는 변수를 선정하고, 이를 바탕으로 한 추세 탐지 및 극한현상 원인규명 분석이 필요함이 제시되었다(Trenberth et al., 2015; Shepard, 2016).

9.2.2. 동아시아와 한반도 기후 변화 탐지

동아시아 지역은 최근 몇 년 동안 기록적인 폭염과 홍수 같은 극한현상들이 증가하고 있다. 하지만 동아시아 지역은 지리적으로 복잡하고, 엘니뇨-남방진동 (El Niño and Southern Oscillation, ENSO) 또는 북극진동(Arctic Oscillation, AO)과 같은 내부 변동성과 외부강제력이 상호작용하여 동아시아 기후에 영향을 미치기 때문에 극한 현상의 정확한 원인을 규명하기는 어려운 것으로 알려져 있다. 여러 외부강제력 중에서 인간활동에 의해 발생하는 온실가스와 에어로졸 증가는 전 지구 및 대륙 규모 기후변화의 주요한 요인으로 간주되어 왔다. 본 보고서에서는 동아시아와 한반도의 기온 및 강수량의 장기추세를 살펴보고 외부강제력의 기여도를 평가하고자

한다. 또한, 관측된 극한현상의 사례에 대해 인위적 강제력에 대한 원인규명 연구결과들을 정리하였다.

9.2.2.1 장기추세 탐지

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에는 한반도 기온과 강수량의 추세 변화 및 그 요인에 대해 다루었다. 우리나라 연평균 기온은 1980년대 후반에 뚜렷하게 증가하였고, 특히 겨울철 기온의 상승률이 큰 것으로 나타났다. 이는 북극진동이 주요한 인자로 밝혀졌다. 우리나라 연 강수량은 증가하는 추세에 있고, 특히 중부지방의 여름 강수량 증가가 뚜렷하게 나타났음을 제시하였다. 이는 여름철 호우의 빈도 및 강도의 증가가 크게 기여한 것으로 밝혀졌다. 우리나라 여름철 강수량은 90년대를 기점으로 증가 추세가 증가하였고, 이는 장마기간 강수량보다 8월 강수량 변화가 큰 기여를 하였다. 이는 한반도 남쪽에 북서태평양 고기압이 서쪽으로 확장하였고, 이 고기압의 가장자리를 따라 한반도로 유입되는 하층 수증기가 늘어난 것이 하나의 원인으로 분석되었다. 이 절에서는 이전 보고서 이후 연구된 논문들을 중심으로 동아시아와 한반도 극한 기후의 장기추세를 평가하고자 한다.

이후 분석된 연구에서 한반도 평균 기온은 과거 103년 동안(1912~2014, 6개 관측소) 1.9°C, 최근 42년 동안 (1973~2014, 48개 관측소) 0.99°C 증가하였다(Park et al., 2017). Choi et al. (2018)은 한반도 12개 관측소의 계절별 기온 변화를 살펴보았다. 봄과 가을철 기온은 선형적으로 증가하는 반면 여름과 겨울철 기온은 급격한 변화추세를 보였다. 여름 기온은 1994년에, 겨울 기온은 1940년대 후반과 1980년 중후반에 급격한 증가를 보였다. Yoo et al. (2019)는 한랭야(일 최저 기온이 기후값 기간의 10퍼센타일 보다 낮은 날의 일수, 지속 기간, 평균 최저기온)가 1980년대 중반 이후에 감소하는 추세를 제시하였다. 이러한 한랭야 감소추세의 주요 원인으로 한반도에 강한 북풍을 유도하는 동서 쌍극자 분포(시베리아 고기압-북서태평양 저기압)가 1980년대 후반 이후에 시베리아 고기압의 북쪽 확장(북극해 근처)과 북서태평양 저기압의 약화로 인해 와해된 것을 제안하였다.

Baek et al. (2017)은 한반도 지점자료를 이용하여 극한 강수량의 장기-단기 변화를 살펴보았다. 지난 100년 동안

(1913~2012) 여름 총 강수량(2.6%/decade)과 극한 강수량(4.5%/decade)은 유의한 수준으로 증가하였고, 여름 총 강수량에 극한 강수량의 기여도가 증가하였다. 강수강도, 20 mm 이상 강수일수, 일 최대 강수량은 99%, 95%, 90% 신뢰수준에서 증가하였다. 최근 40년 (1973~2012) 동안 여름 총 강수량과 극한 강수량이 유의하게 증가하였다. 한반도 극한 강수량의 장기 및 단기 추세를 비교해보면, 장기추세에 비해 단기 추세(1973~2012)의 변화가 더 빠른 변화를 보였다.

한반도를 포함한 동아시아 지역의 극한기온의 추세는 크게 강도, 빈도, 지속기간에 대해 분석되었다. 먼저 관측에서 나타나는 일 최고/최저 기온의 연 최고/최저값(TXx, TXn, TNx, TNn)으로 나타내는 극한기온 강도지수는 한반도를 포함한 동아시아 지역에서 증가(즉, 이상고온 강도의 증가, 이상저온 강도의 감소)하는 경향을 보였다(Min et al., 2015; Kim et al., 2016; Wang et al., 2017; Yin et al., 2017; Dong et al., 2018; Chen and Dong, 2019). 극한기온의 강도지수 뿐만 아니라 빈도지수 또한 추세 변화가 뚜렷하게 나타났다. 일 최고/최저 기온의 90퍼센타일이 넘는 일수의 비율(TX90p/TN90p)

은 증가, 10퍼센타일이 미만인 일수의 비율(TX10p/TN10p)은 감소하는 추세를 보였다(Lu et al., 2016; Dong et al., 2018). 관측에서 나타난 동아시아 지역의 여름일수, 열대야와 온난기 출현일수는 증가추세, 얼음일수, 서리일수와 한랭기 출현일수는 감소추세에 있다(Lu et al., 2018; Wang et al., 2018; Yin and Sun, 2018). 관측에서 나타난 추세를 요약하면, 고온 관련 강도지수는 증가추세를 보이며, 고온일의 발생 빈도가 증가하고 지속기간 또한 길어지는 반면, 저온 관련 강도는 약해지며(즉, 온도가 증가하며), 저온일의 발생빈도는 감소하고 지속기간이 짧아지고 있다.

관측에서 나타난 극한기온의 증가에 대한 외부강제력의 영향은 CMIP5에 참여한 기후모델에서 모의한 외부강제력 별 반응패턴과의 비교를 통해 평가되었다(Kim et al., 2016; Lu et al., 2016; Wang et al., 2017; Yin et al., 2017; Dong et al., 2018; Lu et al., 2018; Wang et al., 2018; Yin and Sun, 2018). 인위적 강제력이 포함된 실험에서만 관측의 증가 추세를 모의할 수 있었다. 동아시아 지역 평균 이상고온 강도지수(연 최고 일최저기온, TNx)에 대하여 관측의 시계

Time series of TNx over East Asia

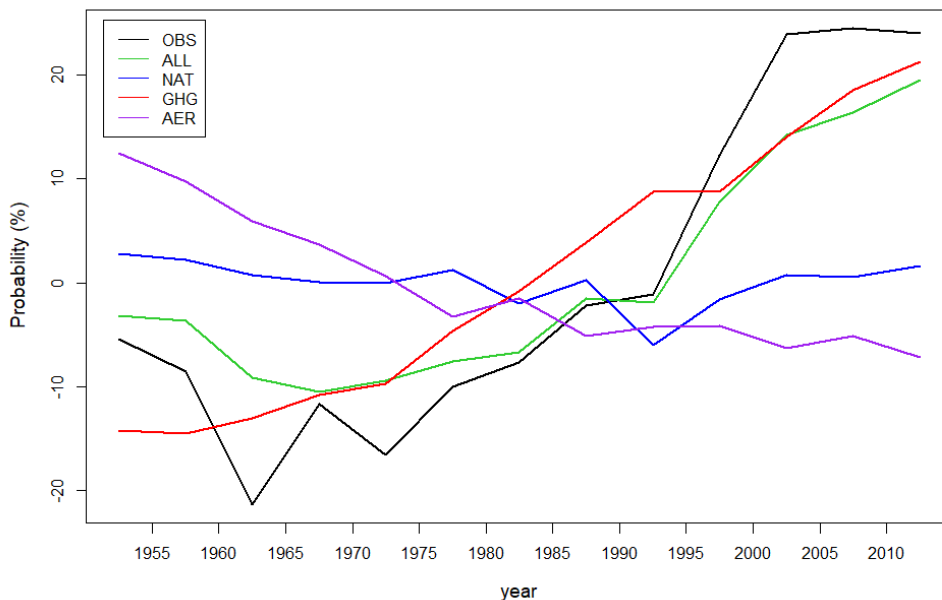


그림 9.2. 동아시아 평균(100-157°E, 20-50°N) 연최고 일최저기온(TNx, GEV 분포에 근사하여 정규화한 %값) 아노말리 시계열(1951~2015년): HadEX3 관측(OBS), CMIP6 모든 강제력(ALL, 17개 모델), 자연 강제력(NAT, 5개), 온실 가스(GHG, 5개), 에어로졸(AER, 5개) 실험의 다중모델 앙상블 평균. 아노말리는 전체기간 평균 대비. [출처: Kim et al. (2016)을 업데이트]

결과 가용한 CMIP6 모델의 개별 강제력 실험을 비교한 결과 (그림 9.2), 기존 CMIP5 모델 기반의 결과와 유사하였다. 즉, 인위적 강제력과 자연강제력이 모두 포함된 모든 강제력 실험(ALL)과 온실가스 강제력 실험(GHG)에서만 관측에서 나타난 증가추세를 재현하였으며, 에어로졸 강제력 실험(AER)에서는 기온의 감소추세를 모의하였다.

최적지문법과 같은 통계적 기법을 적용하여 관측에 나타난 외부강제력의 기여도를 평가한 결과, 동아시아 극한기온의 장기변화 추세에서 모든(인위적+자연적) 강제력이 탐지되었다(Kim et al., 2016; Lu et al., 2016; Wang et al., 2017; Yin et al., 2017; Dong et al., 2018; Lu et al., 2018; Wang et al., 2018; Yin and Sun, 2018). 모든 강제력을 분리해서 살펴보면, 인위적 강제력이 자연강제력과 분리되어 관측의 추세 변화에 기여하고 있음이 확인되었으며, 이는 즉 인위적 강제력에 의해 한반도를 포함한 동아시아 지역의 극한기온이 장기적으로 증가하고 있음을 의미한다.

인간이 초래한 기후변화가 동아시아 강수량 변화에 어떻게 영향을 미쳤는지 이해하는 것은 관련 기후변화 영향을 파악하고 대응책을 마련하는데 매우 중요하다. 하지만 기온에 비하여 시공간적으로 제한된 관측자료와 모델의 낮은 모의 성능과 내부변동성의 더 큰 영향으로 강수량의 탐지와 원인규명은 기온에 비해 불확실성이 매우 크다. 기온추세 변화에 대해서 대부분의 논문들이 비슷한 동의수준을 보이지만, 강수량은 연구에 따라 탐지결과와 동의수준이 다르게 나타났다.

동아시아 평균 강수량 추세 분포는 남쪽 증가-북쪽 감소 구조를 보인다(Gong and Ho, 2002; Ding et al., 2008). 이러한 강수량 추세 분포에 대해, Tian et al. (2018)은 온실가스 강제력에 의해 남쪽 지역 강수증가가 유도되며, 에어로졸 강제력에 의해 북쪽 지역 강수 감소가 나타나서 두 인위적 강제력의 결합 효과에 의한 것이라고 제안하였다. 하지만 북태평양 수십년 진동(PDO, Pacific Decadal Oscillation)과 같은 대기-해양 결합 시스템의 수십년 주기에 의해 유도된다는 연구도 있다(Qian and Zhou, 2014; Zhang and Zhou, 2015). 최근 Wu et al. (2019)의 연구에 의하면 외부 강제력과 북태평양 수십년 변동이 강수량의 남북 추세분포에 필요조건은 아니라고 제안하고 있다. 따라서, 동아시아 평균 강수량 추세 변화 원인에 대해서는 아직 논란의 여지가 있다.

동아시아 극한 강수의 탐지 연구는 최근 중국지역에 대해서 진행되었다. Li et al. (2017)은 1961년부터 2005년까지 45년 동안 중국 전체 지역의 일 최대 강수량과 5일 최대 강수량이 증가하는 추세를 확인하였다. 이런 관측 추세에 인위적 강제력이 90% 신뢰수준에서 탐지가 되었지만, 개별강제력의 기여도는 확인되지 않았다. Chen and Sun (2017)은 1950년부터 2014년까지 중국 전체지역의 일 강수량 자료의 극단값에 대하여 인위적 강제력의 기여도를 확인해 보았다. 하지만 관측에서 나타난 추세는 모델의 외부강제력에 대해 탐지되지 않았다. Ma et al. (2017)은 1956년부터 2005년까지 50년 동안 중국 동부지역에서 약한 강수는 감소하며 강한 강수가 증가하는 추세를 관측자료를 통해 확인하였다. 관측에서 나타난 이러한 변화는 온실가스 강제력을 포함한 인위적 강제력 패턴과 일치하였다.

9.2.2.2. 극한현상 탐지

전차 보고서 이후 한반도에서 나타난 이상고온 현상에 대한 원인규명 연구들이 추가적으로 수행되었으며, 전반적으로 지구온난화에 따른 극한고온 현상의 증가를 뒷받침하고 있다.

한반도를 포함한 동아시아에서는 2013년 여름철에 기록적인 폭염이 나타났고, 에너지, 경제, 보건 및 사회 기반 시설에 큰 영향을 미쳤다. 2013년 여름철의 한반도 일 최저기온의 여름철 평균이 평년보다 2.2°C 높았으며 이는 관측 이래 가장 높은 고온으로 기록되었다. 2013년 한반도 여름철 폭염에 대한 탐지연구로 Min et al. (2014)과 Kim et al. (2018)은 CMIP5 다중 모델과 대규모 앙상블 실험 자료를 이용하여 인위적 강제력의 유무에 따른 확률을 비교하여 분석하였다. 두 연구에서 2013년과 같은 이상고온의 발생 가능성은 인위적 강제력(온실가스 강제력)이 있을 때 5배 이상 증가하는 것으로 나타났다. 또한 모델 간 탐지 결과의 차이는 모델의 에어로졸 강제력 반응의 차이와 관련된 불확실성과 관련이 있음이 제시되었다(Kim et al., 2018; Min et al., 2019). 2013년 폭염 발생에 대한 인위적 강제력의 기여도는 중국과 일본의 연구 결과에서도 나타났다. 중국 동부지역에서 2013년과 같은 폭염이 발생할 가능성은 2~60배로 증가하며(Sun et al.,

2014; Zhou et al., 2014; Ma et al., 2017), 일본지역에서는 약 7배와 20배 증가한다(Imada et al., 2014).

한반도에서는 2014년부터 2017년까지 봄철에 높은 기온을 기록하였다. 2014년 일 최고기온의 봄 평균은 평년보다 1.7°C 높았으며, 이러한 기온이 나타날 가능성은 인위적 강제력에 의해 2~3배 높았다(Min et al., 2015). 5월 평균 기온은 4년 동안 매년 최고값을 경신하였고, 2017년은 평년보다 1.5°C 높은 기온을 기록하였는데, 이는 이른 여름의 시작과 밀접한 관련이 있다. 실제로 2017년 여름은 평년보다 약 8일 빨리 시작되었고, 이는 가장 빠른 여름 시작일로 기록되었다(Min et al., 2019). 2017년과 같은 5월의 고온과 이른 여름의 시작이 발생할 가능성은 인위적 강제력에 의해 2~3배 높아졌다.

폭염과 한파와 같은 온도와 관련된 극한현상에 대한 신뢰도는 호우와 가뭄과 같은 강수량 관련 극한현상의 신뢰도보다 높다. 그 이유는 강수량이 지역적으로 변동이 크며, 자연 변동성과 관련성이 높으며, 지표-대기간 되먹임이 매우 복잡하기 때문이다. 2016년 5월 중국 양쯔강 유역에서 1961년 이후 세번째로 많은 강수량이 기록되었다. Li et al. (2018)은 이런 집중호우가 2015~2016년의 강한 엘니뇨와 밀접한 관련이 있으며, 양쯔강 북쪽 유역에서 극한 강수량 증가, 남쪽 유역에서 감소하는 경향이 인위적 강제력과 관련이 있다는 것을 밝혔다. Zhou et al. (2018)은 2016년 6월 중국 우한시에서 관측된 기록적인 강수에 지구온난화와 엘니뇨가 동시에 기여했다는 것을 제시하였다. Sun et al. (2019)은 중국 남동 지역에 2017년 6월에 가장 많은 강수량이 기록되었고, 이런 집중호우의 발생 확률은 인위적 강제력이 있을 때 2배 증가하는 것을 제시하였다.

동아시아 지역에서 광범위하게 나타나는 강수량 증가에도 불구하고 가뭄의 경우 강수의 계절성 증가, 기온 상승으로 인해 오히려 증가하는 추세가 보고되었다. Wang et al. (2016)은 기온 상승으로 인한 증발산 증가, 토양수분의 감소로 인해 중국 대부분 지역에서 급성 가뭄(flash drought)의 뚜렷한 증가 경향을 제시하였다. 특히 동아시아 내륙, 중국 북부와 몽골 지역에서는 최근 수십 년 간 강수량 감소 및 기온 상승으로 인해 2000년대 이후 가뭄이 지속되고 있다. 이러한 추세는 나이테를 사용한 고기후학적 자료에서도 뚜렷이 나타나고 있다(Bao et al., 2015; Hessler et al., 2018).

9.2.3. 소결론

최근 기후변화 탐지 및 원인규명 방법론은 극한현상의 분석 방법을 개선하는 방향으로 진행되었다. 장기추세를 평가하는 최적지문법의 경우 내부변동성을 보다 정확하게 추정하는 방법이 제안되었으며, 특정 사례를 평가하는 극한 현상 원인규명 연구의 경우 다양한 모델을 이용한 모델 불확실성의 고려와 사례 해의 해양/해빙 상태와 원격상관의 영향을 고려할 필요성이 제시되었다.

관측에 나타난 동아시아의 극한기온의 추세는 고온 관련 강도지수는 더 강해지고 발생빈도가 증가하고 지속기간 또한 길어진 반면, 저온 관련 강도지수는 기온의 증가로 강도가 약해지고 발생빈도는 감소하며 지속기간이 짧아지는 경향이 나타났다(견고한 동의). 이러한 추세 변화는 온실가스 증가로 인한 인위적 강제력의 기여도가 대부분을 설명하고 있다(견고한 동의). 극한강수의 추세는 일부 지역에서 일최대 강수량이 증가하는 추세가 나타났지만 ENSO와 같은 자연 변동성과 관련성이 커서 인위적 강제력의 영향을 평가하기는 어렵다(제한적 동의). 동아시아 지역에서 관측된 극한 강수량의 발생에 대한 원인규명 연구를 시도하고 있으나 외부강제력과 자연변동성의 기여도를 명확하게 제시하기에는 아직까지 불확실성이 크다.

9.3. 기후변동성 변화와 한반도

9.3.1. 엘니뇨와 한반도 기후

엘니뇨/라니냐는 가장 주요한 경년 변동 기후 현상으로 전지구 기후에 영향을 미친다. 전차 보고서에서는 엘니뇨의 전 지구적 영향과 함께, 엘니뇨의 한반도 영향이 뚜렷한 가을과 겨울철 위주로 소개되었다. 또한, 2000년대 후반부터 핵심 이슈로 부각된 두 가지 형태의 엘니뇨가 소개되었다. 본 보고서에서는 엘니뇨 현상에 대한 최근의 핵심 이슈를 간단히 소개하고, 최근 연구가 축적된 한반도 기후와 엘니뇨/라니냐와의 관련성과 구체적 메커니즘을 기술하였다. 엘니뇨와 한반도 기후 관련성에 대한 장주기 변동에 대한 내용은 현재까지 잘 정립되지 않아서, 최소한으로 기술하였다. 또한 엘니뇨

뿐만 아니라, 열대 인도양과 대서양의 기후변동이 한반도 기후에 미치는 영향 연구를 간략히 기술하였다.

9.3.1.1. 최근 엘니뇨 연구 이슈

2015/16년에는 1997/98년 엘니뇨에 버금가는 매우 강한 엘니뇨가 발달하였다. 이 2015/2016년 엘니뇨는 매우 강하면서도, 해수면온도 아노말리의 중심은 중태평양 쪽에 좀 더 치우쳐서 발달하였다. 기존의 두 가지 형태의 엘니뇨 연구가 동태평양 엘니뇨는 강하고, 중태평양 엘니뇨는 약하다고 제시했던 것과 비교하여 매우 이례적인 발달이었다. 즉, 2015/16년 엘니뇨는 한 가지 형태의 엘니뇨로 확실하게 정의되기 어렵게 된 것이다. 이와 함께, 최근의 엘니뇨 연구는 두 가지 형태의 엘니뇨에서 엘니뇨 다양성, 복잡성 연구로 전환되고 있다 (Timmermann et al., 2018).

엘니뇨 다양성에 대한 연구는 여전히 도전적인 문제이다. 특히, 엘니뇨 다양성의 원인에 대한 두 가지 이견이 존재한다. 엘니뇨 다양성의 원인이 한 개의 대기-해양 접합모드에 대기 노이즈에 의해 다양한 패턴이 만들어진다는 연구가 있는 반면 (Giese and Ray, 2011; Takahashi et al., 2011), 열대 태평양에 두 가지 접합모드가 존재하며, 이 두 모드의 다양한 조합에 의해 엘니뇨 다양성이 만들어진다는 것이다 (Yeh et al., 2014; Timmermann et al. 2018). 두 견해의 차이는 엘니뇨 다양성에 대한 예측성 측면에서 매우 중요한 문제이다. 뿐만 아니라, 엘니뇨 다양성에 대한 전지구 영향 또한 아직 확실히 정립되지 않은 상태이다 (Capotondi et al., 2015). 한반도 기후에 대한 엘니뇨 다양성 문제는 매우 제한적으로 진행되고 있다 (e.g. Kug et al., 2010).

엘니뇨 다양성 뿐만 아니라, 열대 대양간의 상호작용이 엘니뇨나 전지구 기후변동에 어떻게 영향을 미치는지에 대한 연구가 최근에 부각되고 있다 (Cai et al., 2019). 과거에는 인도양과 대서양의 기후 변동은 엘니뇨에 의해 일반적으로 영향을 받는다고 생각하였으나, 인도양과 대서양의 기후변동이 엘니뇨의 성장, 위상전이, 엘니뇨 다양성 등을 변화시키는데 중요하게 작용한다는 근거들이 축적되고 있다. (Kug and Kang, 2006; Izumo et al., 2010; Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Ham et al., 2013; Park et al., 2018). 이러한 대양간

상호작용은 엘니뇨 예측 성능 향상에도 기여할 수 있는 것으로 보고되었다 (Izumo et al., 2010; Park et al., 2018; Cai et al., 2019). 특히, 최근 대서양의 해수면 온도가 상승하면서, 대양간 상호작용에서 대서양의 역할이 좀 더 강해지는 것으로 알려져 있다 (Cai et al., 2019).

9.3.1.2. 엘니뇨와 한반도 기후

엘니뇨/라니냐와 한반도 기후와의 관련성은 계절에 따라 매우 다르게 나타난다. 또한, 같은 계절이라도 엘니뇨/라니냐의 발달기 또는 소멸기에 따라 그 영향이 달라지는 것으로 나타났다. 이는 서태평양의 대기-해양 시스템과 동아시아의 기후 변동이 강한 계절성을 갖기 때문이다. 따라서, 엘니뇨/라니냐의 한반도 영향은 단순한 계절 평균과 엘니뇨지수의 상관관계 보다는 발달기와 소멸기의 계절에 따른 원격상관의 차이를 통해 이해되어야 한다.

엘니뇨가 발달하는 여름철 7월 중순~8월 초의 강수는 엘니뇨지수와 양의 상관관계를 보이며 통계적으로 유의하게 나타난다 (국종성 등, 2016). 즉, 엘니뇨 발달기에 한반도 강수는 증가하는 경향이 나타나고, 라니냐 발달기에는 강수가 감소하는 경향이 있음을 의미한다. 이러한 경향은 특히 한반도 남부지역에 강하게 나타난다.

이러한 관련성은 이 시기의 원격상관 패턴에 의해 이해될 수 있다. 북서태평양 몬순이 강해지는 한여름이 되면, 엘니뇨 발달기에 대한 대기의 반응은 북반구 아적도 지역에서 북서태평양 몬순 강화에 의해 적도 뿐만 아니라 북서태평양까지 양의 강수와 이와 관련된 저기압성 순환이 나타나게 된다. 이 지역의 양의 강수에 의한 저기압성 흐름은 북쪽 아열대 지역에 북풍을 유도하게 되고, 이는 차갑고 건조한 공기를 아열대 지역으로 수송하게 되므로, 음의 강수를 이 지역에 유도하게 된다. 이 음의 강수는 그 북쪽에 고기압성 흐름을 유도하게 되는데, 이에 따라 한반도에 남서풍 아노말리를 동반하게 된다. 여름철에 존재하는 하층 제트를 강화시키는 역할을 하게 되는 것이다. 남서풍에 의해 평년에 비해 온난하고 습윤한 공기가 한반도에 더 유입되게 되고, 이는 이 시기에 한반도 남쪽에 강수를 증가시키는 역할을 하게 된다. 이와 같은 원격상관 패턴은 라니냐 시기에도 반대 위상으로 뚜렷

하게 나타나서, 한반도 지역에 강수를 감소시키는 역할을 하게 된다.

엘니뇨/라니냐 발달기 가을철은 초가을과 늦가을에 뚜렷한 차이를 보인다. 특히, 발달기 9월은 엘니뇨/라니냐의 영향이 가장 뚜렷하게 나타나는 시기이기도 하다. 엘니뇨 발달기 9월에 한반도 강수는 감소하는 경향이 나타나고, 라니냐 발달기에는 증가하는 경향이 나타난다. (Son et al., 2016). 예를 들면, 9월달 강수가 가장 많았던 2007년과 1999년은 모두 라니냐 해였다. 9월 월평균 강수가 154 mm인데 반해, 이 두해에는 두 배에 가까운 300 mm 이상을 기록하였다. 한편, 슈퍼 엘니뇨로 정의될 수 있는 1982년, 1997년, 2015년의 경우 평년에 비해 매우 적은 강수량을 기록하였다. 한반도의 온도도 9월에 엘니뇨 지수와 유의한 상관관계를 가진다(국종성 등, 2016). 즉, 엘니뇨 발달시기에는 한반도 기온이 하강하고, 라니냐 시기에는 한반도 기온이 상승하는 경향이 나타난다. 이에 따라 라니냐 발달기에는 한반도에 늦더위가 지속될 가능성이 높다.

엘니뇨/라니냐 발달기 9월 한반도 영향은 열대 태평양 대류활동의 변화로 설명할 수 있다. 엘니뇨 시기, 적도 태평양의 해수면 온도 상승으로 인하여 중태평양의 대류활동은 강화되고, 서태평양은 이에 대한 보상효과로 강수가 감소하게 된다. 특이한 점은, 양의 강수 아노말리가 적도 근처뿐만 아니라, 10°N 근처에 밴드형식으로 존재한다는 것이다 (그림 9.3). 보통, 겨울철에는 엘니뇨와 관련된 강수는 적도지역에만 한정되어 나타나지만, 이 시기에는 태평양의 적도 수렴대(ITCZ)가 있는 아적도 지역에서 강수 증가가 나타나게 된다. 이는 ITCZ의 계절에 따른 남북 이동과 관련이 있다. 적도 지역의 양의 강수 아노말리는 열적 강제력으로 작용하여 Gill-type 반응에 의해 북반구, 남반구 아적도 지역에 각각 저기압성 흐름을 만들어낸다. 저기압성 흐름의 남북 방향 규모는 열적 강제력의 규모, 위도별 위치에 의해 결정되는데, 보통 대부분의 적도 강제력에 의한 저기압성 흐름 아노말리는 아열대 지역에만 국한되어 나타난다. 즉, 적도 지역 강제력에 의한 직접적인 반응으로는 한반도가 위치한 위도까지 영향을 주기가 매우 힘들다. 하지만, 태평양 적도 수렴대가 위치한 10°N 지역의 양의 강수 아노말리와 관련된 순환장은 좀 더 북쪽까지 영향을 줄 수 있어서, 한반도까지 그 흐름이 만들어진다. 따라서, 적도 지역의 양의 강수와 적도 수렴대 지역의 양의 강수가 같이 작용하여 서태평양 지역에서는 남북방향

으로 넓은 대규모 저기압성 흐름이 나타날 수 있다. 9월에는 엘니뇨에 의한 강수 반응으로 대규모 저기압성 흐름이 북서태평양 지역에 존재하고, 이에 따라 동아시아 지역 해안선을 따라 강한 북풍 아노말리가 나타난다. 이러한 북풍 아노말리는 한반도까지 존재하므로, 한반도 기후에 직접적으로 영향을 줄 수 있다. 결과적으로 북풍이 존재하는 한반도를 포함한 동아시아, 동중국해 지역에 강한 음의 강수 아노말리가 나타나고 온도는 낮아지게 되는 것이다.

9월 한반도 강수에 가장 중요한 영향을 미치는 인자 중의 하나는 태풍으로, 한반도에 직·간접적으로 영향을 미치는 태풍의 개수에 따라 한반도 강수는 민감하게 바뀌게 된다. 평균적으로 엘니뇨 시기 태풍 발생위치가 상대적으로 동남쪽으로 이동하는 경향이 있으며, 라니냐 시기에는 북서쪽에 좀 더 발생하는 경향이 있다고 알려져 있다 (Wang and Chan, 2002). 따라서, 라니냐 시기에 태풍의 발생 위치가 한반도에 더 가깝게 위치하게 된다. 태풍 진로와 엘니뇨 지수와의 상관관계를 보면, 9월에 엘니뇨 시기에는 한반도 주변에 태풍의 이동 횟수가 줄어들게 되고, 라니냐 시기에는 이 지역으로 태풍이 자주 지나가는 경향이 있다. 즉, 라니냐 시기 9월에 태풍이 더 빈번하게 한반도로 접근해오는 것을 의미한다. 따라서, 라니냐 시기 한반도 영향 태풍 증가는 한반도 강수를 증가시키게 되고, 엘니뇨 시기는 영향태풍의 개수가 감소하여 강수가 감소하는데 기여할 수 있다. 이러한 태풍 진로의 영향은 열대 대류에 의해 유도된 북서태평양의 순환변화로 설명될 수 있다.

엘니뇨와 라니냐는 초겨울(11월~12월)에 그 크기가 최대가 되는데, 한반도 기후와의 관련성도 이 시기에 가장 강하게 나타난다. 기온의 경우, 대체적으로 11월부터 2월까지 양의 상관관계를 갖지만, 12월에 가장 강한 상관관계를 가진다. 특히, 38년 동안(1979~2016년) 가장 따뜻했던 해는 2015년으로 슈퍼 엘니뇨 해였다. 가장 추웠던 해는 2005년으로 라니냐 해였다. 흥미로운 점은 가장 추웠던 10개의 해 중에는 엘니뇨 해는 한반도 없었다는 점이다. 즉, 엘니뇨가 발생한 해에는 한반도가 추울 확률이 매우 낮음을 의미한다.

한반도 겨울철 강수는 엘니뇨와 큰 상관관계를 갖는데, 특히 초겨울 강수와의 상관관계가 0.6 이상으로 매우 높게 나타났다. 이는 이시기 한반도 강수 변동의 40% 이상을 엘니뇨 변동에 의해 설명할 수 있음을 의미한다. 특히, 11월에

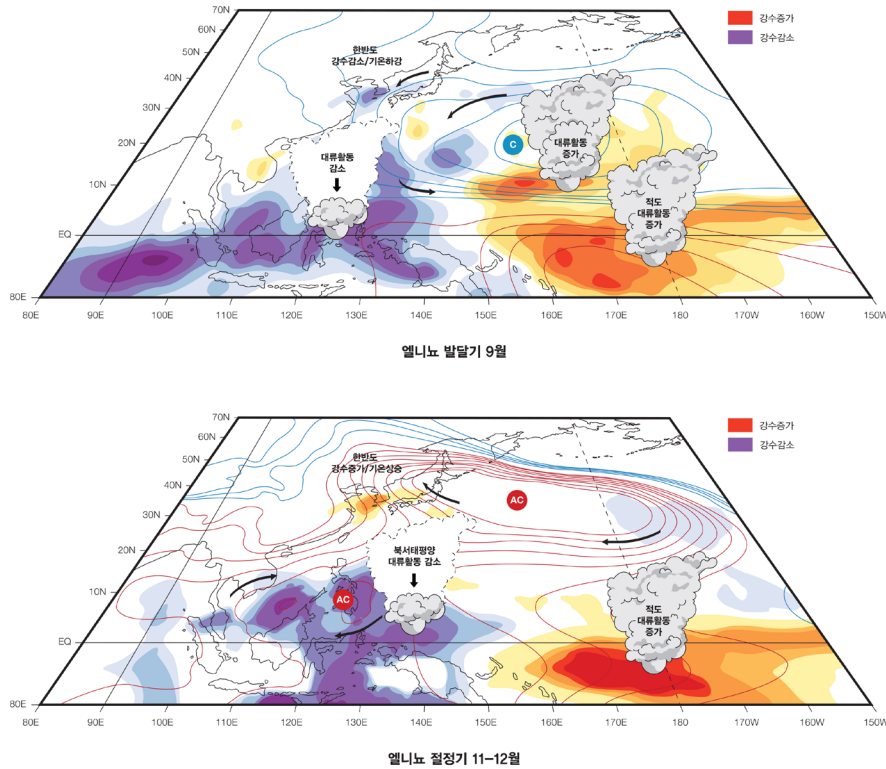


그림 9.3. 엘니뇨 발달기 9월 및 절정기 11-12월 한반도 영향 모식도.

한반도에 가장 비가 많이 왔던 3개의 해는 모두 엘니뇨 해였다. 한반도 11월 평균 강수량이 50 mm가 안 되는데 반해, 이 세 해에는 100 mm가 넘는 강수량을 기록하였다. 이 세 해는 1997년, 2015년, 1982년으로 슈퍼 엘니뇨가 발생한 해였다. 11월은 강력한 엘니뇨 때 한반도 영향이 강했음을 의미한다. 12월에도 한반도 강수량이 많이 왔던 해 중에는 엘니뇨 해가 많았다. 예를 들면, 한반도 강수량이 가장 많았던 10개 해 중에 6개 해는 엘니뇨가 발생한 해였다. 또한 강수량이 가장 적었던 10개 해 중에는 5개 해가 라니냐가 발생한 해였다. 이는 12월 한반도 강수 변동에 엘니뇨/라니냐가 중요한 역할을 함을 의미한다. 초겨울의 강한 상관관계와 달리, 1월 강수의 엘니뇨와 관련성은 급격히 떨어지고, 심지어 음의 상관관계까지 나타난다.

초겨울의 강한 엘니뇨 영향은 한반도 지역으로의 원격상관 패턴으로 설명될 수 있다. 엘니뇨 시기 초겨울에는 한반도 동쪽에 쿠로시오 고기압이 나타난다. (Son et al., 2014, 그림 9.3). 쿠로시오 고기압은 북태평양 고기압처럼 기후평균장에 존재하는 고기압이 아니고, 아노말리 고기압이다. 11, 12월에

이 쿠로시오 고기압이 존재하게 되면, 한반도에는 남풍 아노말리를 동반하게 되고, 남쪽의 온난 습윤한 공기를 한반도에 공급함으로써, 평년에 비해 온난하고 강수량이 증가하는 경향이 나타나게 된다. 반대로, 라니냐 시기의 초겨울에는 쿠로시오 저기압이 나타나게 되고, 한반도 지역에 북풍 아노말리를 동반하게 된다. 북풍의 영향으로 한반도의 기온은 낮아지고, 강수량 감소하게 된다. 1월이 되면 이 쿠로시오 고기압이 갑자기 사라지면서 한반도 기후에 미치는 영향이 약해지게 되는 것이다.

엘니뇨와 관련된 원격 상관 패턴은 열대의 강수와 관련된 열적 강제력으로 설명될 수 있다. 엘니뇨 절정기 열대 태평양의 강수 패턴은 중태평양의 양의 강수 아노말리, 서태평양의 음의 강수 아노말로 설명될 수 있다 (그림 9.3). 해수면 온도의 증가에 의해 직접적인 영향을 받은 중태평양의 강수는 적도근처에 강한 아노말리가 나타나지만, 서태평양에 나타나는 음의 강수는 남북 방향으로 좀 더 넓은 규모를 갖는다. 쿠로시오 고기압은 북서태평양의 음의 강수 강제력의

직접적인 영향으로 이해될 수 있다 (Son et al., 2014; Kim et al., 2018; Kim and Kug, 2019). 북서태평양의 음의 강수 아노말리는 Gill-type 대기 반응에 의해 대기 하층의 북서쪽에 고기압성 흐름, 상층에는 저기압성 흐름을 유도한다. 상층의 강한 수렴으로 발생하는 저기압성 흐름은 로스비파 전파에 의해서 중위도에 고기압성 순환을 유도한다. 이 고기압성 흐름은 중위도에서 순압 (barotropic) 구조를 갖는 쿠로시오 고기압이다. 흥미로운 점은 1월에는 필리핀해 고기압이 강화되지만, 쿠로시오 고기압은 갑자기 사라진다는 점이다. 서태평양의 음의 강수가 쿠로시오 고기압을 강화시키는 역할을 하는데 반하여, 중태평양의 양의 강수는 약화시키는 역할을 한다. 열대 해수면온도와 강수는 계절 내에 느리게 변화하지만, 강제력에 의한 중위도의 원격 상관 패턴은 급격하게 변할 수 있다 (Kim et al., 2018). 12월에서 1월이 되면서 중태평양의 양의 강수는 약간 증가하지만, 서태평양의 음의 강수는 약간 감소하게 된다. 이러한 작은 강수 변화가 한반도 및 동아시아에 영향을 주는 쿠로시오 고기압의 변화에 크게 영향을 주는 것으로 보고되었다. (Kim et al., 2018; Kim and Kug, 2019).

Wang et al. (2000)은 엘니뇨 쇠퇴기에는 절정기에 발달하기 시작했던 필리핀해 고기압이 점차 북동진하면서 동아시아 기후에 영향을 준다고 강조하였다. Xie et al. (2009)은

엘니뇨 영향으로 발달한 인도양의 지연된 해수면 온도 상승이 이 필리핀해 고기압을 강화시켜 동아시아 기후에 영향을 준다고 제시하였다. 하지만, 이러한 필리핀 고기압의 영향은 양쯔강 유역을 중심으로 저위도 지역과 밀접한 관련이 있으나, 상대적으로 고위도인 한반도에 미치는 영향은 불분명하다. 3월의 엘니뇨 쇠퇴기 강수는 남해안 지역과 동해안 지역에서 통계적으로 유의한 증가 경향이 나타나고, 이러한 증가 경향은 4월에 강화되어 대부분의 남쪽 지역에서 유의한 관련성을 보인다 (국종성 등, 2016). 라니냐 기간에도 3월에 비해 4월에 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타난다 (국종성 등, 2016). 특히, 부산을 비롯한 남해안 지역에서 강한 관련성이 나타난다. 하지만, 한반도 기온의 경우, 엘니뇨 쇠퇴기 봄철에 유의미한 영향을 찾기가 어렵다. 라니냐 쇠퇴기 3월에는 한반도 온도가 다소 감소하는 경향이 나타났다.

엘니뇨 쇠퇴기 한반도 기후와의 관련성은 전반적으로 약하게 나타나지만, 최근에 한반도를 포함한 동아시아 기후 영향이 엘니뇨 절정기의 북반구 아열대 지역의 해수면 온도 상태에 따라 크게 달라짐이 제시되었다 (Kim et al., 2019). 3월과 4월에, 이전 겨울에 아열대 해수면 온도가 낮은 경우는 전체적으로 한반도 기온이 상승하는 경향이 나타나는데 반해, 아열대 해수면 온도가 높은 경우는 한반도 기온이 하강하는 경향이 나타났다. 이는 라니냐 시기의 경향과 오히려 일치

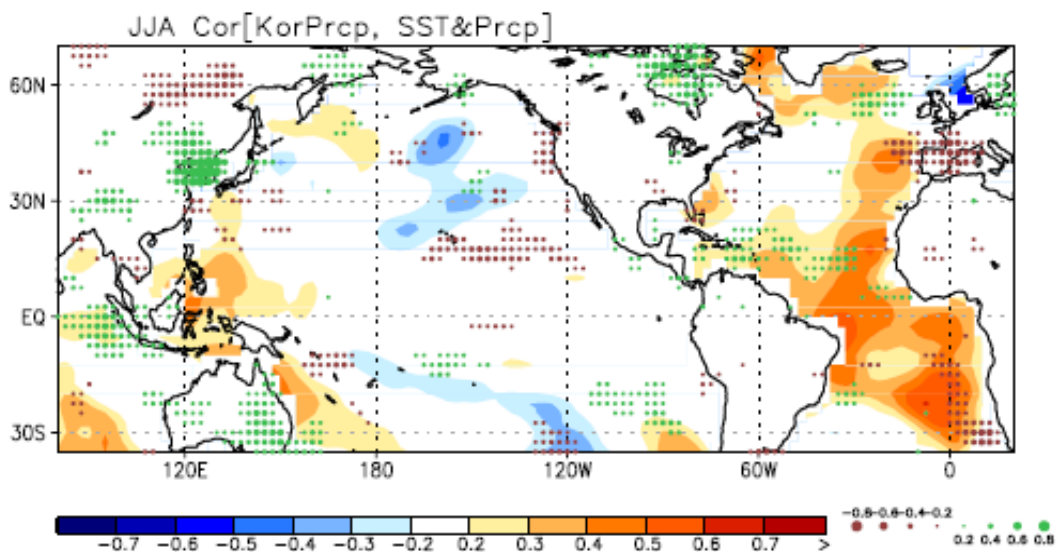


그림 9.4. 한반도 여름철 강수와 전지구 해수면 온도(음영) 및 강수(점)와의 상관관계. (출처: Ham et al., 2017)

하는 것이다. 엘니뇨 해에 한반도에 이렇게 상이한 반응이 나타난다는 것은 아열대 해수면 온도가 엘니뇨 원격상관 패턴을 크게 변화시킨다는 것을 의미한다.

엘니뇨 소멸기 봄철의 동아시아 영향은 겨울철에 발달한 필리핀해 고기압이 어떻게 유지되느냐에 따라 크게 결정된다. 겨울철 아열대 해수면 아노말리는 이 고기압성 흐름의 강도에 영향을 주게 된다. 엘니뇨 절정기 겨울철에 아열대 해수면 온도가 낮으면, 북서태평양의 음의 강수를 강화하여 필리핀해 고기압을 강화시키게 된다. 이 고기압은 이듬해 봄철까지 강하게 존재하여 한반도 기후에 영향을 줄 수 있다. 반대로, 아열대 해수면 온도가 평년보다 높으면 아열대 고기압은 매우 약하게 존재하여 한반도 영향이 다르게 나타나는 것이다.

9.3.1.3. 인도양 및 대서양 변동과 한반도 기후

과거에는 인도양의 해수면 온도 변동은 엘니뇨 영향으로 주로 결정된다고 생각되어 전지구 영향이 제한적이라고 알려졌다. 최근 들어 인도양 쌍극자 같은 내부 해양-대기 상호작용 모드가 존재한다고 알려지면서, 동아시아를 포함한 전지구 영향도 활발히 연구되고 있다 (Xie et al., 2009; Kosaka et al., 2013). 특히, Xie et al. (2009)는 인도양 해수면 온도 변동이 엘니뇨 영향의 축전기 역할을 하면서, 북서태평양의 순환을 조절하여 동아시아 기후에 영향을 준다고 제시하였다.

하지만, 인도양 해수면 온도가 한반도 기후에 미치는 영향 연구는 일부 통계적 관련성 연구에 국한되어 있다. 김원모 등 (2008)은 1970년 후반 이후 인도양 해수면 온도와 동아시아 몬순과의 상관관계가 나타남을 제시하였다. Choi et al. (2015)은 동인도양의 해수면온도가 낮을 때, 한반도와 일본으로 영향을 주는 태풍의 개수가 증가하는 경향이 있음을 제시하였다. 또한, 봄철 한반도 강수 예측을 위해 여러 기후 요소 중 인도양 대양모드 (Indian Ocean Basin Mode)가 관련성이 높은 예측인자로 사용되기도 하였다 (조세라와 안중배, 2017).

열대 대서양은 지리적인 거리 때문에 한반도 기후에 미치는 영향이 제한적인 거라고 생각되어 왔으나, 최근 열대 대서양이 엘니뇨를 비롯한 태평양의 순환에 매우 밀접한 관련성을

가지고 있다는게 알려지면서 (Ham et al., 2013; Park et al., 2018, 2019), 한반도 기후에 영향을 미칠 가능성이 제시되었다.

Ham et al. (2017)은 한반도 여름철 강수 증가가 열대 대서양의 해수면 온도 상승과 관련이 있다고 제시하였다 (그림 9.4). 대서양의 해수면 온도는 워커순환의 변화를 통해 남아시아 도서지역 (Maritime continent)에 동풍을 유도하여, 아열대 서태평양에 대류활동을 억제시킨다. 이 대류활동의 변화는 원격상관을 통해 한반도에 남풍 아노말리를 유도하고, 이를 통해 강수가 증가하는 것이다. 이러한 관련성은 과거에 나타나지 않다가, 최근 (1979~2010)에 강하게 나타나는 것으로 보고된다. (Lee et al., 2017; Ham et al., 2018). 다른 계절에 대한 열대 대서양의 한반도 기후 연구는 아직까지 제한적으로 이루어지고 있다.

9.3.2. 동아시아 여름/겨울 몬순

동아시아 여름과 겨울 몬순은 다양한 시간규모에서 한반도 여름철 집중호우 및 폭염 그리고 겨울철 한파 및 폭설 발생 등과 큰 관련성을 가지며, 자연재해, 경제활동 등 인간 활동에 영향을 미친다. 「한국 기후변화 평가보고서 2014」에서는 동아시아 여름 몬순의 경년 및 장주기 변동성의 특성에 초점을 맞추고 다양한 시간 주기의 여름 몬순 변동성 및 변화에 영향을 미치는 다양한 요인들을 종합하여 평가하였으며, 겨울몬순의 변동성 및 변화에 대한 평가는 포함되지 않았다. 주요 내용은 다음 세 가지로 요약할 수 있다. 첫째, 동아시아 몬순의 경년 변동은 엘니뇨-남방진동(EI Nino and Southern Oscillation, ENSO), 필리핀 해의 대류활동을 포함하는 북서태평양 몬순 (Western North Pacific summer monsoon, WNPSM), 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation, NAO), 인도양 대양 모드(IOBM), 인도양 쌍극자 모드 (Indian Dipole mode), 유라시아 눈덮임 등에 영향을 받으며 다양하게 나타난다. 둘째, 아시아 몬순의 장기 변동성은 태평양 수십 년 주기 변동 (Pacific decadal oscillation, PDO), 서태평양 온수역 (warm pool)의 장기 변화, 적도 인도양-서태평양-중태평양 사이의 해수면 온도 경도의 증가 등에 영향을 받으며 나타난다. 셋째, 동아시아 여름 몬순의 장기변동과 연관해 최근 한반도 장마 강수량의 최댓값이 나타나는 시기가 예년에 비해 1주일 정도

빨라지고, 총 강수량 역시 증가 추세에 있다 (제한적 동의).

본 보고서에서는 먼저 동아시아 여름과 겨울 몬순에 대한 주요 특성을 간단히 설명하고 각 몬순 시스템의 최근 변동·변화 특성에 대한 연구들을 종합적으로 평가하고자 한다. 여름 몬순의 경우는 2014년 전차 보고서 출간 이후 새롭게 추가된 논문들을 위주로 기술하였으며, 겨울 몬순의 경우는 2014년 이전 논문들도 포함하여 기술하였다.

9.3.2.1. 동아시아 여름몬순과 겨울몬순의 주요 특성

전통적 개념에서 몬순은 대륙과 해양의 열용량 차이에 의한 차등 가열과 지구 자전효과에 의해서 계절에 따라 바람 방향이 바뀌는 현상으로 정의되어 왔다. 최근 좀 더 일반화된 개념에서 몬순은 3차원 전지구 규모 대기 순환의 현저한 계절 변화(연변화)로 정의되며, 이는 태양에너지의 연변화와 대기-해양-지면 기후시스템의 상호작용에 의해 형성된다(An et al., 2015). 즉, 여름 몬순과 겨울 몬순은 하나의 시스템으로 이해될 수 있다. 아시아-북서태평양 지역의 몬순은 동아시아, 남아시아, 그리고 북서태평양 몬순으로 분류되며, 우리나라는 동아시아 몬순 지역에 포함된다. 동아시아 지역 여름 몬순은 남서풍의 지배를 받으며 아열대 해양으로부터 유입되는 다량의 수증기에 의해 고온다습한 특성을 나타낸다. 우리나라 장마는 동아시아 여름 몬순의 일부분에 해당된다. 장마기간을 포함한 여름철 동안 우리나라에 내리는 강수량은 연 강수량의 약 50~60%에 해당하기 때문에, 장마기간 강수량 변동은 자연재해, 경제활동 등 여러 가지 인간 활동에 큰 영향을 미친다(서경환 등, 2011). 겨울 몬순의 경우는 북서풍의 지배를 받으며 시베리아 고기압 및 북극 진동의 영향으로 저온건조한 특성을 나타낸다. 겨울 몬순 기간 동안 우리나라는 한파 혹은 폭설의 영향을 받는다.

기본적으로 몬순 시스템은 연변화로 정의되지만, 대기 순환 고유의 내부 역학 과정 및 인접 해양과의 상호작용 뿐 아니라 원격상관에 의해 다양한 시간 규모에서 크게 변동한다. 뿐만 아니라 태양활동 및 화산 분출 등의 자연적·외적 요인과 인간 활동에 의한 인위적 요인에 대해서도 크게 반응하는 것으로 알려져 있다(Liu et al., 2013; An et al., 2015). 본 절에서는 수년 주기의 경년 변동과 수십년 주기의 장주기

변동에 주로 초점을 맞출 것이다. 특히 수십년 주기의 장주기 변동은 단기 기후변화에도 영향을 주기 때문에 미래 한반도 기후변화 전망을 위해 그 이해가 필수적이다.

9.3.2.2. 동아시아 여름몬순 변동성 및 변화

전차보고서 출간 이후, 동아시아 여름몬순의 경년 및 수십년 주기 변동성에 대한 새로운 메커니즘들이 제안되었다.

경년 변동의 경우 변동 요인으로 제안된 것은 세 가지로 요약해 볼 수 있다. 첫 번째는 열대 대서양 해수면 변동의 영향이다. 9.2.1.5에서 설명한 바와 같이 여름철 대서양 해수면 온도가 평년 보다 높을 경우 북서태평양 고기압이 강화되고 이에 따라 동아시아 몬순이 강화되며 우리나라 여름철 강수를 증가시킬 수 있다 (Chen et al., 2015; Ham et al., 2017; Jin and Huo, 2018).

두 번째는 아시아 대륙 저기압 및 상층 제트류 변동성의 영향이다. 동아시아몬순 관련 대부분의 연구들이 해수면 온도 변동성의 영향에 초점을 맞춘 반면 최근 아시아 대륙 저기압 및 그와 관련된 상층 제트 변동성이 2~4년 주기를 가지고 동아시아 몬순 변동성에 영향을 줄 수 있다는 것이 제기되고 있다 (Lin and Wang, 2016; Chiang et al., 2017). 동아시아 대륙 저기압은 연직적으로 순압구조를 가지며 상층 제트 기류와 하층 서풍 수증기 수렴을 강화시켜 동아시아 여름 몬순을 강화시킬 수 있다. 다만 아시아 대륙 저기압 및 상층 제트는 북극-유라시아 원격상관 패턴 혹은 열대 대류 활동에 영향을 받을 수 있기 때문에 해양-대기 결합 시스템에 따른 동아시아 몬순 변동의 한 축으로 해석할 수도 있다.

마지막으로 동아시아 몬순은 남아시아 몬순과 관련을 가지며 변동할 수 있다 (Preethi et al., 2017; Ha et al., 2018). 두 몬순 시스템이 음의 상관관계를 가진다는 많은 연구들이 있어 왔다. 하지만 최근 연구들은 엘니뇨가 발달하는 여름 서태평양 해수면이 음의 편차를 가질 때 두 몬순 시스템이 음의 상관관계를 가지는 반면, 엘니뇨가 종료되는 여름 인도양 해수면이 양의 편차를 가질 때 양의 상관관계를 가질 수 있음을 제시하고 있다. 이러한 변동성은 또한 열대 해수면 온도 변동에 따른 대류활동의 변화와 관련된 아시아 전체 몬순 시스템에서 나타나는 변동성의 일환으로 해석해

볼 수도 있다 (Wang et al., 2015).

전차 보고서 이후 여러 연구들이 다양한 해수면 온도의 수십년 변동성에 의해 동아시아 몬순의 장기 변화가 나타날 수 있다는 것을 더욱 지지하고 있다. 특히 이전 연구들에서 제안되었던 PDO 이외에 대서양 수십년 진동 (Atlantic multidecadal oscillation; AMO)과 IOBM의 장기 변화가 동아시아 몬순의 장기 변화 및 동아시아 몬순-ENSO 관련성에 영향을 줄 수 있음이 제시되고 있다 (Si and Ding, 2016; Zhang et al., 2018). 또한 인도양-서태평양 해양의 장기적 온도 변화가 ENSO-동아시아 몬순 관련성의 수십년 주기 변화를 만들어내고 이에 의해 동아시아 몬순이 수십년 주기를 가지로 변화할 수 있음이 제시되었다 (Liu et al., 2018). 인도양-서태평양 해양이 상대적으로 온도가 높을 경우 서태평양 지역에서 순압 에너지 전환이 더 크게 나타날 수 있으며, 이에 따라 ENSO-동아시아 몬순의 상관관계가 더욱 강해질 수 있음이 보여졌다.

전차 보고서 이후 나온 논문들이 1970년 이후 우리나라 여름철 강수가 꾸준히 증가해왔고, 특히 7월과 8월 강수 증가가 크게 나타났다는 것을 제시하고 있다 (Lee et al., 2017 등) (중간적 동의). 하지만 2013년 이후 여름철 강수가 감소하고 있는 추세이며, 향후 동아시아 여름몬순 변화와 맞물려 어떻게 변화할 지에 대해서는 명확하지 않다 (제한적 동의).

9.3.2.3. 동아시아 겨울몬순 변동성 및 변화

겨울몬순 강도는 일반적으로 지표 기온이나 대류권 하층 남북방향 바람으로 정의된다. 동아시아 겨울몬순도 여러 요인에 의해 다양한 시간 규모에서 변동하는 것으로 밝혀졌다. Wang et al. (2010)은 기존에 제시된 동아시아 겨울 몬순 지수들을 종합 평가해 경년-수십년 시간 규모에서 주요한 두 변동 모드가 있음을 보였다. 북방모드 (Northern mode)라 명명된 첫 번째 주 변동 모드는 시베리아 지역의 한랭 기단의 유입과 관련되어 있으며 또한 북극진동 (AO) 변동성과 상당한 상관관계를 보인다. 남방 모드 (Southern 기압골 강화와 몽골 고기압 강화로 특징될 수 있으며 ENSO와 밀접하게 관련되어 있다. Lee et al. (2013)은 추가적 연구를 통해 최근 50년 동안 동아시아 겨울 몬순이 약화되는 경향이

있으며 ENSO/PDO와 연관된 수십년 주기 변동이 존재함을 밝혔다.

Yun et al. (2014)은 1970년 후반 이후 AO와 연관된 북방 모드의 강도가 강화되고 있는 반면 ENSO와 관련된 남방 모드의 강도가 약화되고 있다는 것을 제시하였다. 또한 4개의 서로 다른 동아시아 몬순 지수들이 1970년 후반 이후로 해수면온도와의 관련성에서 큰 변화를 나타내고 있다고 보였다 (그림 9.5). Park and An (2015)은 AO가 동아시아 겨울 몬순에 미치는 영향은 서태평양 해수면 온도 패턴에 의한 원격상관 (Western Pacific pattern)의 위상에 따라 크게 달라질 수 있음을 제시하였다. 최근 Yun et al (2018)은 동아시아 겨울 몬순이 1960~1986년 기간 동안 강화되었다가, 1987~2007 기간 동안 약화되었고 다시 2008-2015 기간 동안 강화되었다고 제시하였다. 이와 같은 장기 변동성은 시베

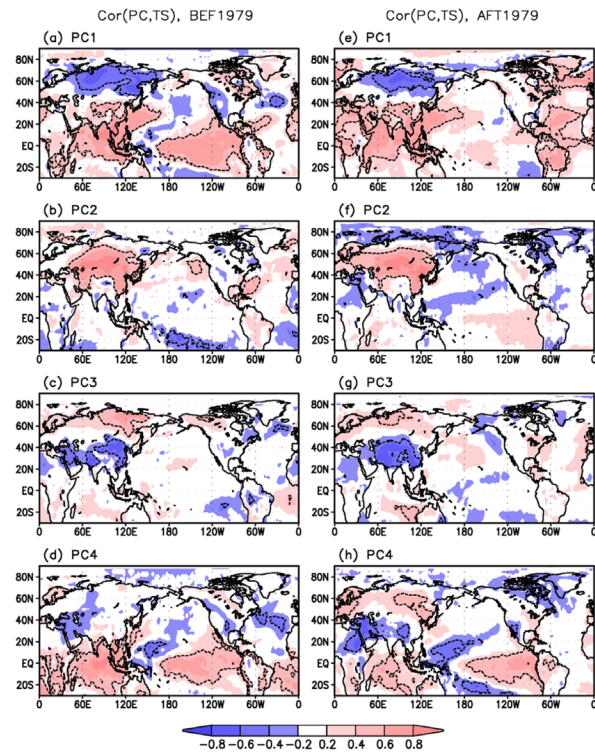


그림 9.5. 동아시아 겨울 몬순의 주요한 4개 변동 모드와 해수면 온도 및 대륙 지표기온 변동과의 상관관계. 왼쪽은 1960~1979년 기간, 오른쪽은 1979~2012년까지 기간에 대한 상관 계수임. 파선은 통계적으로 95% 유의한 상관계수를 나타냄. 1970년 후반 전후로 동아시아 겨울몬순 변동성과 관련된 해수면 및 지표 기온 상관 관계에 큰 변화가 있는 것을 볼 수 있음. (출처: Yun et al. 2014)

리아 고기압, 북태평양 진동 (North Pacific Oscillation), 그리고 PDO가 영향을 준 것으로 제시되고 있다.

기존 연구들을 정리하면 동아시아 겨울문순은 뚜렷한 추세 보다는 여러 요인에 따라 수십년 주기에서 변동하는 것으로 보인다. 그에 따라 우리나라 겨울철 기온도 장기적으로 바뀌고 있다. 2000년대 후반 이후로 겨울문순의 강화와 함께 우리나라 겨울철 기온이 다소 낮아지는 경향성이 나타나고 있다 (제한적 동의).

9.3.3. 북극기후변동

동아시아 중-고위도 기후변동성은 주로 북극진동(Arctic Oscillation; AO)과 Warm Arctic-Cold Eurasia (WACE) 원격 상관으로 설명된다. 북극진동과 달리 WACE는 최근에야 제안되었으며 주로 겨울철 기후변동성을 설명하는데 사용된다. 『한국 기후변화 평가보고서 2014』는 북극진동의 장기변동성을 주의 깊게 다루었는데, 북극진동이 1970년대부터 1990년대까지 양의 위상으로 치우치다가 1990년대 이후 음의 위상으로 치우침을 보고했다. 2009/2010년 겨울에는 극단적인 음의 북극진동이 발생하여(그림 9.6) 동아시아 기후변동성에 큰 영향을 미쳤음도 보고하였다. 이와 같은

음의 북극진동 경향은 아직 원인이 규명되지 않았으나, 해빙 감소(e.g, Honda et al., 2009) 및 유라시아 눈덮이 변화 (Cohen and Fletcher, 2007; Cohen et al., 2010) 등이 주요 원인으로 제시되었다.

9.3.3.1 북극진동 (AO)

북극진동은 북위 60도 이상 환북극지역과 중위도 북대서양 및 북태평양 지역의 해수면 기압이 서로 반대되는 위상을 갖고 진동하는 원격상관 모드이다 (Thompson and Wallace, 1998). 일반적으로 북극지역에 저기압성 아노말리가, 중위도 지역에 고기압성 아노말리가 나타날 때를 북극진동 양의 위상이라고 한다. 이 때 환북극아한대 제트 (Subpolar Jet) 혹은 극소용돌이(Polar Vortex)는 평소보다 강하다.

북극진동은 그 위상 변화에 따라 북반구 대기 순환에 뚜렷한 영향을 끼친다. 일례로 겨울철 북극진동이 양의 위상일 때 유라시아 및 미국 동부에 양의 기온 아노말리가 나타나고, 캐나다 북동부와 알래스카, 그린란드 등지에서는 음의 기온 아노말리가 나타난다. 반대로 북극진동이 음의 위상일 때에는 아한대 제트가 약화하면서 양의 위상일 때와 거의 반대의 기온 아노말리 패턴이 발생한다. 무엇보다 약한

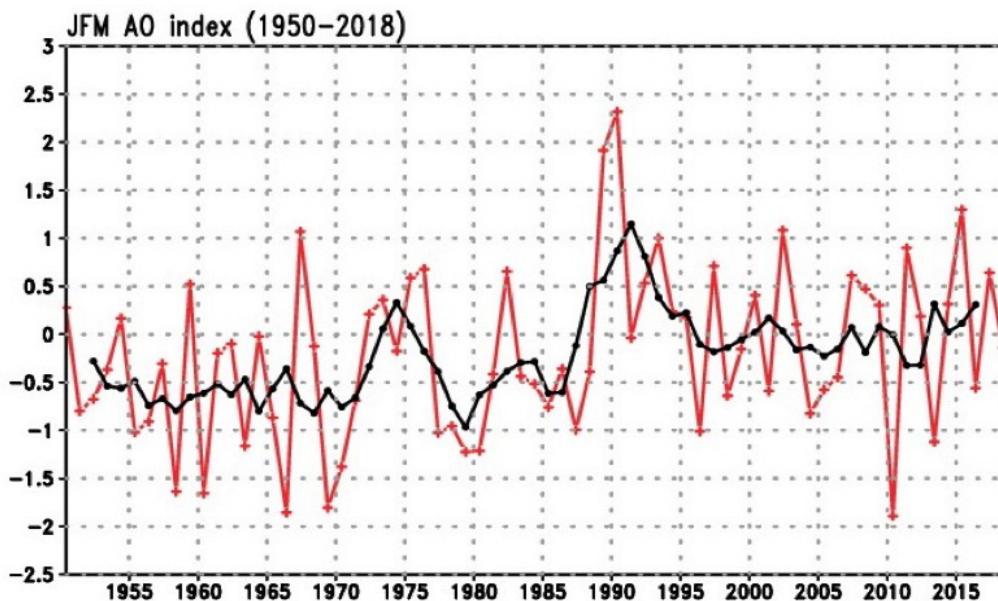


그림 9.6. 1950-2018년 동안 1~3월 평균 북극진동지수 (붉은선) 및 5년 평균이동(검은선) 시계열. 자료 출처: NOAA/CPC.

제트로 인해 동아시아 및 유럽, 북아메리카 대륙에는 찬 공기의 남하로 인해 한파가 증가하는 경향이 있다.

동아시아 및 한반도 기후변동성 또한 북극진동과 강한 상관성을 갖는다. 북극진동과 한반도 기후변동성 관계는 1970년대까지는 두드러지지 않았으나 1990년대 이후 강화되었다(Lim et al., 2012). 구체적으로 겨울철 북극진동이 음의 위상일 때 시베리아 고기압의 월평균 및 일 변동성이 증가하고 동아시아 동쪽 해안 부근의 골이 깊어지면서 한반도 부근에 한파가 발생하기 좋은 조건이 갖춰진다(Jeong and Ho, 2005). 이로 인해 한반도 한파 빈도가 증가하고, 강설 발생은 동해안보다는 서해안에 국한된다(노준우 등, 2014). Cheung et al. (2012)는 한파를 초래하는 우랄-시베리아 블로킹이 음의 북극진동 시기에 증가함을 제시하였고, Park et al. (2011)은 상층 파동에 의한 동아시아 한파 발생도 음의 북극진동 시기에 좀 더 강하고 오래 지속되는 경향이 있음을 제시하였다. 반면 양의 북극진동일 때에는 반대 현상이 나타나는데, 한반도에 양의 기온 아노말리가 나타나며 강설 지역이 태백산맥 동쪽에 국한되는 경향이 있다.

북극진동은 대류권-성층권 접합에 영향을 받아 겨울철에 그 강도와 영향이 강하지만, 봄철 및 초여름 동아시아 기후 변동성에도 중요한 영향을 미친다. 일례로 북극진동은 한반도 봄철 기온/강수 및 여름철 극한 강수와 뚜렷한 상관성이 있음이 보고되었다(이상민과 최영은, 2013; 최영은 등, 2013). Gong et al. (2011)은 봄철 북극진동이 해양/지면

상호작용을 통해 동아시아 여름몬순에 영향을 미칠 수 있음을 제시하였으며, Choi et al.(2012)은 봄철 북극진동이 여름철 북태평양 지역의 태풍활동에 영향을 미칠 수 있음을 밝혔다.

그림 9.6과 같이 북극진동은 장기 변동성을 보인다. 겨울철 북극진동 지수의 경우 1970년대 초부터 1980년대 후반까지 증가하다 (1970~1990년간 약 3.6 증가), 이후 뚜렷한 감소 경향을 보인다 (1990~2010년간 약 4.1 감소). 공간적으로도 북극진동은 대서양과 태평양 지역에서 각기 다른 장기변동성을 보인다. 북극진동 패턴의 대서양 중심이 1920~2010 기간 동안 유지된 반면 태평양 중심은 1920~1959 및 1986~2010 기간에 강하다가 1960~1985 기간에 약했다(Gong et al., 2018). 이와 같은 장기변동성은 북극진동이 북대서양 순환장의 변동성에 근본을 둔 것이며, 북태평양 순환장의 변동성은 북태평양-북대서양 사이 결합 모드에 영향 받음을 시사한다.

북극진동의 장-단기 변동성은 다양한 인자에 의해 결정된다. 내부 변동성 측면에서 1990년대 이후 북극진동의 약화는 하부성층권의 극소용돌이 약화와 연결될 수 있다(Garfinkel et al., 2017). 외부 변동성 측면에서 북극진동은 해빙 (e.g., Kim et al., 2014) 및 눈덮임 (e.g., Yeo et al., 2017)의 변화에 큰 영향을 받는 것으로 알려졌다. 특히 최근 급격히 감소한 가을철 북극 해빙면적은 겨울철 음의 북극진동을 초래하고, 이는 겨울철 동아시아 한파를 증가시킬 수 있음이 다수의 연구에서 보고되었다 (e.g., Cohen et al., 2014).

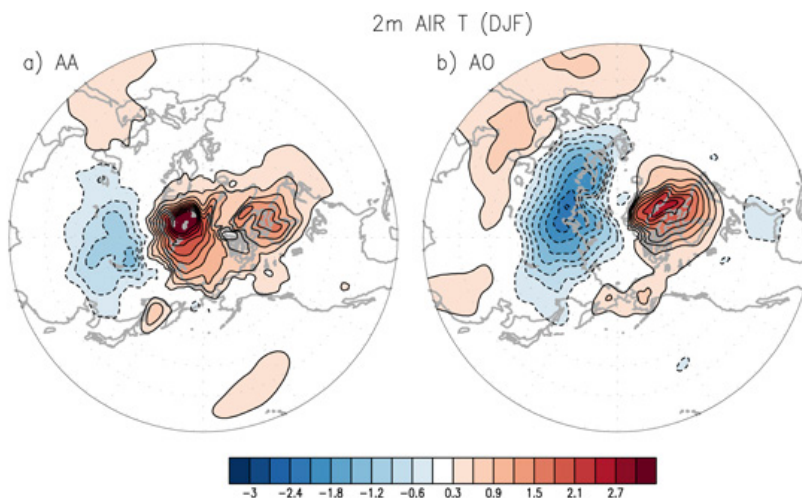


그림 9.7. 유라시아 겨울철 기온 변동성의 (a) 첫번째 WACE 모드 및 (b) 두번째 북극진동 모드. ERA-Interim 자료를 사용하였으며 각 모드에 대한 회귀분석 결과임. (출처: Kim and Son, 2016).

9.3.3.2. Warm Arctic-Cold Eurasia (WACE)

Mori et al. (2014)와 Kim and Son (2016)은 해빙이 유라시아 기온에 미치는 영향이 북극진동과 다른 Warm Arctic-Cold Eurasia (WACE) 원격상관과 관련 있음을 보였다 (그림 9.7). 경험적 직교함수 분석을 통해, 카라-바렌츠 해역의 해빙/기온의 변화가 동아시아 기온 변화와 밀접한 관계가 있음을 밝히고, 이는 북극진동과 다른 현상임을 밝혔다. 카라-바렌츠 해역의 해빙 변동성 및 변화는 가을철(특히 10월)에 크며, 이는 동아시아 겨울철 기온을 낮추고 한파 빈도 증가에 기여할 수 있다(Kim et al., 2014).

그러나 북극진동 혹은 WACE를 통한 해빙-동아시아 원격상관은 인과관계가 여전히 불명확하다. 무엇보다도 해빙의 변화에 따른 중위도 기후변동이 일부 기후 모델에서 재연되지 않았다. 이로 인해 해빙 그리고 해빙에 의해 초래된 눈덮힘의 변화가 중위도 기후변동성에 미치는 영향에 대한 회의적인 시각이 존재한다 (Blackport et al., 2019). 모델간 편차를 이해하고자, 다중 모델을 이용한 연구가 시도되고 있으나 (eg, Mori et al., 2019) 아직 연구자들의 동의가 충분히 이루어지지 않았다. 북극 해빙-동아시아 기후변동성 혹은 유라시아 눈덮힘-동아시아 기후변동성간의 관계는 여전히 추가적인 연구가 필요하다.

9.3.4. 계절내 진동

계절내 진동은 종관 규모 날씨 현상과 계절 기후 변동 사이에 위치하며 기상과 기후의 연결고리 역할을 한다. 주요 계절안 변동 모드는 메이든-줄리안 진동 (Madden-Julian Oscillation, MJO)과 북반구 여름철 계절내 진동 (boreal summer intraseasonal oscillation, BSISO) 이다. 전차 보고서는 두 계절안 진동 모드가 한반도 기후에 미치는 영향을 다루었다.

「한국 기후변화 평가보고서 2014」의 주요 내용을 요약하면, 우선, 1970년대 후반 이후로 MJO의 강도가 40% 정도 강해졌으며, 그 발생빈도 또한 증가하였다. 이는 최근 인도양과 서태평양의 해수면온도가 증가하여 수증기 가용량이 증가한 것에 기인한 것으로 보인다 (중간적 동의). 하지만 이것이

자연적 변동인지 인위적인 지구온난화 영향인지에 대한 과학적 입증이 아직 부족하다.

9.3.4.1. MJO

MJO는 조직화된 대류 활동과 상호작용하며 30~60일 주기로 나타나는 열대 지역 주요 모드로서 중위도와 고위도 지역의 기상 및 기후에 상당한 영향을 미친다. 일반적으로 적도 지역 일평균 지구장파복사와 대류권 상·하층 동서 바람장을 이용한 Realtime Multivariate MJO(RMM) 지수(Wheeler and Hendon, 2004)를 사용해 MJO를 감시하고 예측한다.

전차 보고서에서 보인 바와 같이 MJO대류활동에 의해 발현되는 북반구 원격 상관 패턴은 우리나라 겨울철 기온 및 강수량에 영향을 줄 수 있다. MJO는 대류활동의 위치에 따라 8개의 위상으로 구분할 수 있다. 그 중 인도양에서 대류 활동이 활발하게 나타나는 위상 2~3일 경우 우리나라 한파나 폭설 발생에 영향을 줄 수 있다 (Jeong et al., 2008).

MJO의 미래 변화에 대한 연구가 최근 활발하게 진행되고 있으나 최근 변화에 대한 연구는 전차 보고서 발간 이후로는 거의 전무한 상태이다. 다만 최근 MJO와 준이년 진동 (Quasi-Biennial oscillation, QBO)의 관련성에 대한 연구가 많이 진행되었다. QBO가 동풍 위상일 경우 겨울철 MJO가 강화되는 경향이 있으며 서풍 위상일 경우 약화되는 경향이 있음이 밝혀졌다 (Yoo and Son, 2016; Son et al., 2017). 또한 이와 같은 관련성은 1970년대 중반이후로 강해졌는데 이는 적도 성층권 하층의 온도 하강 경향과 대류권 상층의 온도 상승 경향과 관련 있는 것으로 제시되고 있다 (Klotzbach et al., 2019).

9.3.4.2. BSISO

북반구 여름철에는 적도에서 동진하는 열대 지역 MJO가 일반적으로 약화되고, 계절안 진동의 변동 센터가 적도에서 아시아 몬순 지역으로 이동하며 인도 지역과 북서태평양-동아시아 지역에서 북쪽으로 전파되는 경향이 있다. BSISO는 30~60일 주기를 가지고 인도 몬순 지역과 북서태평양-동

아시아 지역에서 반대 부호를 가지고 북진 및 북서진하는 전형적인 모드 (BSISO1로 불림)와 아시아 몬순 시작 전후에 10~30일 주기를 가지고 두 몬순 지역에서 같은 위상으로 북상하는 모드 (BSISO2로 불림) 로 구분된다(Lee et al., 2013). 대류 활동의 위치에 따라 BSISO도 8개의 위상으로 나눌 수 있다. BSISO1 위상이 1의 경우 주요 대류활동은 적도 동인도양에 위치하며, 위상 3~5의 경우 주요 대류활동이 동아시아 지역으로 이동해 그 지역에 많은 강수를 유발할 수 있다 (Hsu et al., 2016; Lee et al., 2017). 하지만 7~8 위상일 경우 한반도를 포함하는 동아시아에 폭염 발생 가능성이 높아진다 (Hsu et al., 2017). 반면 BSISO2의 위상이 7일 경우 동아시아 지역 강수발생 확률이 높아지지만 (Lee et al., 2017), 위상이 2~5일 경우 강수발생 확률이 작아지는 반면 폭염발생 확률이 증가하게 된다 (Hsu et al., 2017).

Lee et al. (2017)은 더 나아가 지난 약 60년 동안 10~20일 주기와 30~60일 주기 계절안 진동의 변동성이 모두 통계적으로 유의한 수준에서 증가하고 있음을 보였다. 특히 10~20일 주기 계절안 진동 강화가 동아시아 지역에서 크게 나타난다. 더불어 10~20일 주기 진동이 우리나라 강수 변동성에 미치는 영향이 더욱 커지고 있음이 제시되었다. 그러나 최근 수십년 동안 BSISO 강도가 강화되고 있지만, 지구온난화에 의한 강화인지에 대한 근거는 아직 확실하지 않다.

Yamaura and Kajikawa (2017)는 1984~1998 기간에 비해 1999~2008년 기간 BSISO의 강도가 더욱 증가하였다가 2009~2014년 기간 동안 다시 약화되었다고 제시하였다. 1999~2008년 기간의 강화는 열대 인도양과 서태평양의 해수면 온도 상승에 기인하며, 2009~2015년 기간의 약화는 해양성 대륙 주변 해수면 온도 상승에 따라 열대 인도양에서의 대류 활동이 약화된 것에 기인하는 것으로 제시되었다. 하지만 BSISO의 장기 변동성에 대한 연구는 아직 제한적이며 앞으로 더 많은 연구가 필요할 것으로 보인다.

9.3.5. 소결론

최근의 엘니뇨 연구는 엘니뇨 영향 이해 및 예측성 개선을 위해 엘니뇨 다양성과 다른 대양과의 상호작용 연구가 활발히 진행되고 있다. 엘니뇨의 한반도 기후에 대한 영향은 계절

및 엘니뇨 위상에 따라 매우 다르게 나타나며, 그 주체적 영향은 중간적 동의 수준이다. 과거에 주요 원인으로 생각되었던 중태평양 대류 증가에 의한 대기순환의 변화보다는, 이와 동반된 서태평양과 아열대 지역의 강수와 해수면온도 변동이 동아시아 기후를 연결시켜주는 핵심 원인과정으로 제시되었다. 엘니뇨 영향의 다양성은 이 과정들의 다양성에 의해 어느 정도 설명 될 수 있다. 하지만, 여전히 엘니뇨의 다양성의 전지구 및 한반도 영향은 명확하게 제시되지 못하고 있어 제한적 동의 수준이다. 인도양과 대서양 변동의 한반도 기후 영향은 일부 제시되었으나, 아직까지 제한적 동의수준이다.

동아시아 여름몬순의 경년 변동은 기존에 알려진 엘니뇨-남방진동, 필리핀해의 대류활동을 포함하는 북서태평양 몬순, 북대서양 진동, 인도양 해수면온도 변화, 유라시아 눈덮임 이외에도 열대 대서양 해수면 온도, 아시아 대륙 저기압 및 상층 제트기류, 남아시아 몬순 변동성의 영향을 받는 것으로 밝혀졌다. 수십년 주기 변동의 경우 태평양 수십년 주기 변동과 서태평양 온수역의 장기 변화 외에, 대서양 수십년 진동과 인도양-서태평양 지역 해수면 온도의 장기 변화가 영향을 줄 수 있음이 밝혀졌다. 동아시아 여름몬순의 장기 변동성과 연동되어 우리나라 여름철 강수량은 1970년 이후 꾸준히 증가하고 있으며 7월과 8월 강수 증가가 크게 나타났다 (중간적 동의). 하지만 2013년 이후 여름철 강수가 감소하고 있으며, 향후 여름철 동아시아 변동과 맞물려 어떻게 변화할 지는 아직 명확하지 않다 (제한적 동의).

동아시아 겨울 몬순은 시베리아 지역의 한랭 기단 유입 및 북극진동 변동성과 큰 관련을 가지는 북방모드와 동아시아 지역 기압골 강화와 몽골 고기압 강화를 특징질 수 있으며 엘니뇨-남방진동과 밀접하게 관련되어 있는 남방모드로 크게 구분할 수 있다. 시베리아 고기압, 북태평양 진동, 그리고 태평양 수십년 진동 등의 영향으로 동아시아 겨울 몬순도 수십년 주기의 장기 변동성을 나타낸다. 동아시아 겨울몬순은 전반적으로 2000년대 중반 전까지 약화되었다가 그 이후로 강화되는 경향이 있다 (중간적 동의). 동아시아 겨울몬순의 최근 강화 경향은 우리나라 겨울철 한파 발생 증가에 기여할 수 있다 (제한적 동의).

북극진동과 WACE는 동아시아 및 한반도 겨울철 기온에 큰 영향을 미친다. 북극진동 지수는 1990년대 말부터 2000년대

까지 꾸준히 감소하다, 최근 10년간 뚜렷한 변화가 없다. WACE는 북극진동과 독립된 모드로 북극(특히 해빙)의 변동성과 연관된 유라시아 기온의 변동성을 나타내는데, 북극 해빙의 감소가 지속됨에도 불구하고 최근 그 경향성이 뚜렷하지 않다. 이와 같은 중-고위도 기후변동성에 따라 한반도 겨울철 기온은 1990년부터 2010년대 초반까지 감소하다, 최근 들어 다시 증가하는 비선형적인 특성을 보인다.

1970년대 중반 이후 QBO와 MJO의 상관관계가 강해지고 있다. QBO가 동풍 위상일 경우 MJO가 강해지며 서풍 위상일 경우 약화되는 경향이 있다 (강한 동의). 최근 MJO의 강도 강화의 원인에 대해서는 아직 확실하게 밝혀진 바는 없다.

지난 약 50년 동안 동아시아 지역에서 여름철 10~20일 주기와 30~60일 주기 계절안 진동의 진폭이 점차 증가하고 있다. 특히 10~20일 주기 계절안 진동 강화가 동아시아 지역에서 크게 나타난다 (제한적 동의). 하지만 그 원인에 대해서는 확실한 규명되지 않았다.

9.4. 한반도 기상재해의 변화

9.4.1. 폭염

폭염과 열대야 등의 극한 기온 현상은 우리나라 여름철 기상재해를 대표한다. 폭염의 기준은 국가별, 지역별로 차이가 크다. 우리나라 기상청의 폭염 기준은 일최고기온 33°C 이상이 이틀 이상 지속되는 경우이며, 열대야는 일최저기온 25°C 이상인 날로 정의된다.

전차 평가보고서에서는 한반도에서 관측되고 있는 폭염 현상의 특징과 변화에 대해서 다루지 않았다. 다만, 기후변화 적응을 위한 극한현상 및 재해 위험 관리 보고서에 근거하여 우리나라의 온난일이 증가하고 있음을 제시하였다 (IPCC, 2012). 또한, 열대야 발생빈도가 한반도 대부분의 지역에서 증가하는 추세를 보이고 있고, 특히 1990년대 후반 이후에 발생빈도와 강도, 지속 기간이 증가 (박우선과 서명석, 2011) 하는 추세가 보고되었다.

2010년대 이후 가속화되고 있는 전지구 평균기온의 상승은 세계 도처에서 폭염 발생 빈도와 강도를 증가시키고 있으며, 이에 따라 한반도에서도 최근 빈발하는 폭염에 대한 연구가 활발히 진행되고 있는 추세에 있다.

폭염과 열대야 변화 경향을 나타내는 중요 지표인 일평균, 일최고, 일최저 기온의 장기 변화는 분석기간, 분석 방법에 따라 상승 추세와 통계적 유의수준이 다르게 나타났으며, 이는 기온 자료에 내재되어 있는 연별 변동 및 수십년 주기 장주기 변동의 영향으로 판단된다. 기상청(2012)에서는 한반도 여름철 평균기온이 지난 30년간 (1981~2010년) 0.7°C 이상 상승했다고 보고하고 있으며, Min et al. (2015)에서도 여름철 평균 기온의 상승경향이 1960~2012년 동안 0.09°C/10년에 불과하지만, 최근 2000~2012년 기간에는 0.65°C/10년으로 상승추세가 커졌음을 제시한다. 그러나, 이러한 상승 추세들은 통계적으로 유의한 수준은 아니었으며, 함께 제시된 서울의 일최고 기온 상승경향도 95% 신뢰수준에서 유의하지 않게 나타났다.

이러한 분석결과는 좀 더 최근의 자료를 포함하여 폭염과 열대야의 발생 빈도 등을 분석한 연구 결과들과 부합된다. Choi and Lee (2019)는 1973~2017년 기간 남북한 지상 관측소의 일최고, 일최저 기온을 이용하여 폭염과 열대야의

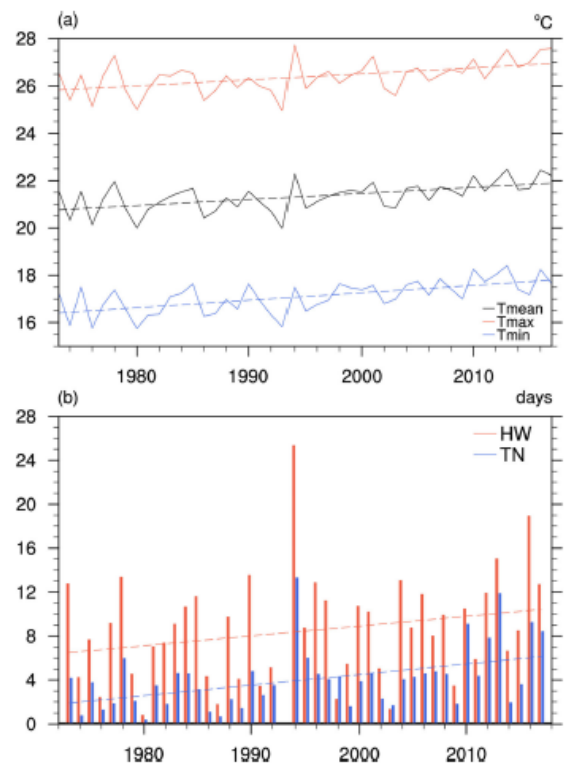


그림 9.8. (a) 1973~2017년 기간 한반도 (남북한 평균) 일평균(검정), 일최고(빨강), 일최저(파랑) 기온 시계열과 (b) 동기간 5~9월 폭염(빨강) 및 열대야(파랑) 발생 빈도. (출처: Choi and Lee, 2019).

발생빈도 특성을 분석한 결과, 폭염의 발생빈도는 연별 변동이 커서 통계적으로 유의한 추세를 보이고 있지 않으나, 열대야 발생 빈도의 증가는 95% 신뢰 수준에서 유의한 것으로 제시되었다(그림 9.8). Yeon et al. (2019)은 한반도 폭염의 기후학적 특징을 기술하였다. 폭염의 지속기간은 2~20일로 다양하며, 발생 시기는 주로 7월 하순에서 8월 중순에 집중되나, 1994년은 예외적으로 7월 중순에 시작해서 8월 초순에 종료되는 사례도 있어, 계절안 변동성과 경년변동성이 크다. 아울러 1990년대 중반~2000년대 초반에 일시적으로 감소한 이후, 2010년대 이후 최근까지 다시 증가하는 장주기 변동성을 나타내고 있다.

폭염에 대한 통계자료의 분석은 주로 여름철(6~8월)이나, 장마 후 본격적으로 폭염이 나타나는 한여름(7~8월)에 대해 이루어졌다. 한편, Min et al. (2015)은 봄철 기온 상승에 따라 여름 계절 시작이 앞당겨 지고 있음을 제시하였다. 지난 1954~2014 기간 동안 일최고 기온은 통계적으로 유의한 수준에서 상승하였으며, 봄철 일최고 기온과 여름 계절 시작일 간에는 통계적으로 유의한 상관 관계가 존재하였다. 특히, 2014년 봄철의 경우에는 1971~2000년 기간 대비 일최고 기온이 1.7°C 이상 높았으며, 개화시기가 빨라지고 5월에 관측 사상 처음으로 제주와 강릉에서 열대야가 관측되었다. 2014~2017년 기간에 5월 기온이 관측 사상 가장 높았던 해들이 연달아 나타났으며 (Min et al., 2019), 2017년은 남한 지역에서 여름이 가장 빨리 시작된 해로서, 기후 계절상 여름철 시작이 8일 이상 빨라졌음을 제시하였다. 이러한 연구는 계절적으로 폭염이 발생할 수 있는 시기가 길어지고 있음을 시사한다.

한반도에서는 2013년, 2016년, 2018년 등 최근 들어 폭염이 빈발하고 있으며, 특히 2018년 8월 1일에는 일최고 기온이 홍천에서 41°C, 8월 2일에 서울에서 일최저 기온이 30.3°C가 나타나 관측 사상 최고값을 경신한 바 있다. 한반도에서 폭염이 자주 발생하고 강도가 커지는 것은 2015~2018년 기간 전 지구 평균 기온이 역대 최댓값을 연달아 경신하는 등 온실가스 배경 농도 증가에 따른 지구 온난화와 무관하지 않을 것으로 판단할 수 있다.

한반도 폭염의 발생 원인과 메커니즘에 대한 다양한 연구들이 있었으며, 인위적 온실가스 농도 증가에 따른 기후변화, 한반도 폭염 발생 시 나타나는 국지적, 종관적 특징 분석이

외에도 대규모 대기순환 및 원격상관 현상과의 관련성 등에 대한 연구가 다수 있었다.

9.2.2절에서 기술된 바와 같이, Min et al. (2014)과 Kim et al. (2018)에서는 수차례 전력사용 경기가 있었던 2013년 폭염 사례가 인위적 원인 이외에는 발생 원인에 대한 설명이 불가능하다고 제시하고 있으며, 이와 유사한 폭염 사례는 인위적 효과에 의해 10배 이상 발생가능성이 높다고 제시하였다. 온실가스 증가에 따른 인위적 영향은 5월과 같은 봄철의 기후변화 특성에도 잘 탐지되는 경향을 보였다. Min et al. (2015)는 봄철의 장기적 기온 상승 경향이 인위적 원인에 있으며, 인위적 효과에 의해서 2014년 사례와 같이 봄철 고온이 발생할 가능성이 2~3배 증가할 수 있음을 제시하였다.

온실가스 증가는 폭염 발생의 잠재 가능성을 높이고 있지만, 폭염이 언제, 어느 지역에서, 어느 정도의 지속 기간과 강도를 가질 지에 대해서는 발생 및 유지 메커니즘에 대한 보다 상세한 이해가 필요하다. 이러한 측면에서 한반도 폭염의 발생 메커니즘에 대한 다양한 연구가 수행되었다. Choi and Lee (2019)는 한반도에서 발생하는 폭염의 주요 발생 지역이 열대야 발생 지역과 달라 국지적 영향이 중요함을 제시하였다. 폭염은 주로 경상도와 전라도의 내륙에서 발생하는 반면, 열대야는 제주와 남해안, 그리고 대도시를 중심으로 발생하고 있다. 이는 여름철 일최고 기온이 상승하는 주요 원인과 일최저 기온이 상승하는 원인이 차별적이라는 것을 의미한다. 기상 변수 중에서 폭염과 열대야는 강수 보다는 운량과 상관성이 높게 나타났다. 폭염은 운량과 여름철 내내 음의 상관 관계를 보인다. 한편, 열대야는 5월과 9월에는 구름의 온실효과에 의해 운량이 증가하는 경우 야간의 일최저 온도가 증가하는 반면, 6~8월에는 운량이 증가하는 경우 일최저 기온이 감소하는 음의 상관 관계를 보여, 주간의 폭염이 야간의 열대야로 이어지는 경향을 나타냈으며, 이러한 경향성은 최근 들어 더 강해지고 있다.

Yoon et al. (2018)은 1980~2016년 기간동안 한반도에서 발생한 전체 104개 폭염 사례들에 대하여 클러스터 분석을 통해 한반도 폭염의 시·공간적 특징을 분석하였다. 지배적인 세 가지 유형 중에서 첫번째는 2015년 폭염 사례와 같이 한반도 전역에서 광범위하게 발생하는 경우로, 북태평양 고기압 변동과 밀접한 관련을 보이고 있으며, 과거 발생했던

상위 10개 폭염 사례 모두가 이 유형에 포함되었다. 두 번째는 중부 내륙에서 발달하는 유형으로 북태평양 고기압이 크게 발달하지 않은 상태에서, 하층 동풍이 유입되며 나타난다. 세 번째는 북태평양 고기압이 발달하나 하층 서풍과 함께 중부지방에 강수를 동반하여, 한반도 동남쪽 지역에서 주로 폭염이 발달하는 유형을 제시 하였다.

수치모델 실험을 통하여 국지적인 폭염 원인 또한 연구 되었다. Yoon et al. (2018)은 2015년 발생한 한반도 전역에서의 폭염사례에서 산악에 의한 국지적 효과를 강조하였다. 북태평양 고기압이 강하게 발달하며 하층 서풍이 발달하는 경우, 울산을 포함한 한반도 동남쪽은 높은 산악의 영향에 따라 풍하측에 편효과에 따른 기온 상승 경향이 가중될 수 있음을 제시하였다. 또한, 건조한 토양수분 조건에서 약화된 증발산은 강한 태양 복사가 있는 날 주간의 최고기온을 치솟게 하여 폭염을 유발할 수 있는 과정을 제시하였다.

한반도 폭염의 메커니즘을 전지구적 순환 관점에서 연구한 논문들이 다수 존재한다. 최근에 가속화되고 있는 지구 온난화와 폭염 간의 관련성에 대한 연구는 이미 국제적으로 다양한 연구들이 있었다. 이들 연구에서는 지구 기온 상승에 따른 중위도 대류권 지위고도의 상승과 고기압성 순환 강화 (Horton et al., 2015) 등의 영향을 제시하고 있다. 열대와 고위도의 온도 경도가 줄어들면 중위도 제트류가 약해지며 정체파동이 발생할 수 있는 조건이 높아지고, 그만큼 폭염의 발생 경향이 증가한다 (Coumou et al., 2014). Horton et al. (2015)은 북반구 중위도에서 동서파수 5 형태의 파동이 자주 발생하게 되면 상층 고기압성 순환이 강화되는 지역을 중심으로 지표면 온도가 상승하며 폭염을 유발할 수 있음을 제시

하였다.

한반도에 영향을 주는 상층 정체 파동의 발생 원인 및 유지 메커니즘을 이해하기 위해서는 선행연구들에 대한 고찰이 필요하다. 선행연구들은 주로 로스비파의 전파와 동아시아 제트류와의 상호작용에 대해 다루었다. 예를 들어, Enomoto et al. (2003)은 8월에 인도 아대륙에서의 강수와 수반된 비단열 가열이 강제력으로 작용하여 준정체성 로스비파를 발달시키고, 이것이 동아시아 제트류를 따라 일본 지역까지 영향을 미치는 소위 실크로드 패턴을 제시하였다. 유사한 연구로 Ding and Wang (2005)은 인도 여름 몬순의 강화가 서부 및 중앙 아시아 상층에서 고기압성 순환을 유도하고 제트류를 따라 환지구 원격상관 패턴 (Circumglobal Teleconnection Pattern; CGT 패턴)이 발생함을 제시하였다.

대기 상층에 발달하는 정체파동은 인도 지역의 강수 이외에도 다양한 원인에 의해 발생할 수 있다. Yasui and Watanabe (2010)는 동 지중해 지역의 비단열 가열이 CGT와 유사한 정체파동을 유도한다고 제시하였으며, Watanabe and Yamazaki (2012)는 아프리카니스탄과 티벳에서의 고압성 순환과 Thar 지역에서의 저압성 순환 등을 원인으로 제시 하였다.

대기 상층의 정체파동은 동서방향과 남북방향으로의 전파 등 다양한 형태로 한반도와 동아시아에 영향을 미친다. Ding et al. (2011)은 북반구 여름철에 두 가지 형태의 열대-중위도 원격상관 패턴을 제시하였다. 첫째는 서태평양-북아메리카 패턴 (Western Pacific-North America pattern; WPNA 패턴)으로 Nitta (1987)가 제시한 Pacific-Japan (P) 패턴과 관련이 높다. 두 번째 모드는 CGT 패턴으로 열대

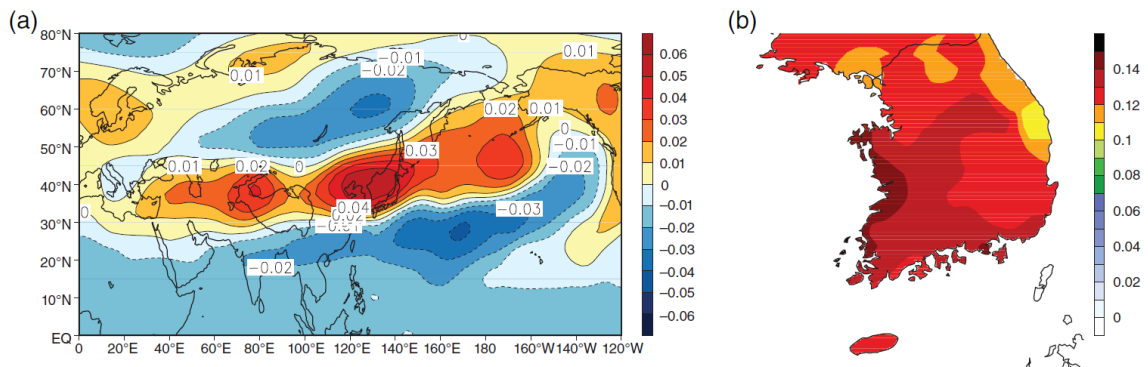


그림 9.9. (a) 상층 250-hPa 지위고도장과 (b) 한반도 7~8월 일 최고기온과의 결합모드. (출처: Kim et al., 2019).

대류(인도몬순, 아프리카 몬순, 인도네시아-적도 서태평양 대류 등)에 의해 유도되는 중위도에서의 동서 파수 5~7의 준정체성 파동이다.

남북방향으로 발달하는 정체파동에 의한 폭염발생 메카니즘과 관련하여, Lee and Lee (2016)는 북태평양 몬순의 변동에 따른 대류 활동이 한반도를 포함한 동아시아 지역에 Pacific-Japan (PJ) 원격상관 패턴을 만들어 폭염을 유도한다고 제시하였다. 그들의 연구에 따르면 한반도 폭염은 북극 진동과 ENSO와의 관련성이 장주기 변동을 가지며 영향을 주는 것으로 나타났다.

Yeh et al. (2018) 또한 2016년 8월에 발달한 기록적인 한반도 폭염사례의 분석을 통하여, 서태평양에서 중태평양에 이르는 광범위한 지역에서의 열대 대류에 의해 유도된 캄차카 반도 상공의 블로킹과 몽골지역의 고기압이 한반도에 폭염을 가져온 주요한 원인 중에 하나라고 지적하였다.

반면, Kim et al. (2019)의 연구에서는 동서방향으로 발달하는 정체파동의 영향을 강조하였다. 연구에서는 최근 42년간 자료 분석에 근거하여, 7~8월에 한반도에서 발생하는 폭염이 북동 파키스탄에서 북서 인도 지방에 이르는 지역의 여름철 강수 및 대류 변동성과 관련이 있음을 제시하였다. 폭염 대비 폭염 해의 합성도 차이는 선행 연구에서 알려진 CGT 패턴과 유사하게 나타나, CGT에 의해 유도된 한반도 상층 고기압이 한반도 폭염의 주요 발생 원인이었음이 알려졌다(그림 9.9).

Yeo et al. (2019)에서는 1979~2017년 기간 발생했던 한반도 폭염의 원인에 대해 보다 종합적인 분석 결과를 제시하였다. 연구에서는 대규모 대기 순환장의 특징에 근거하여 동서파동 형태와 남북파동 형태, 두 가지 유형으로 폭염 사례를 분류하였다. 동서파동 유형은 유라시아 대규모 파동의 동서방향 전파와 관련되며, 한반도 대기 상층에 고기압성 순환장을 형성하고, 북대서양으로부터 전파되는 특징을 보였다. 반면에 남북파동 모드는 북서태평양 대류 변동성에 따라 남북 방향으로 전파되며 한반도에 영향을 미친다.

다수의 선행연구에서 1996~2000년을 기점으로 동아시아 기후의 변동성이 변화하였고, 이에 따라 우리나라에 영향을 주는 원격상관 패턴 또한 변화했을 가능성이 제시되었다. 이준이 (2018)는 우리나라 여름철 기후 변동성과 폭염의 관점에서 원격상관 패턴의 변동을 연구하였다. 1980~1997년 기간에는 제 1 모드로 CGT, 제 2 모드로 WPNA가 나타났으나,

최근 기간인 1998~2017 기간에 열대와 중위도의 원격상관이 더욱 강화되면서 WPNA가 제 1 모드로, CGT가 제 2 모드로 나타났다. 결론으로 중위도 내에서의 원격 상관과 관련된 CGT 패턴은 약화되고, ENSO의 다양성에 따라 WPNA 패턴이 더 강화되고 있음을 제시하였다.

그 외에도, 동아시아 여름철 계절내 진동의 위상에 따라 동아시아와 한반도에서 폭염 발생 가능성이 높다는 연구가 있었으며(Hsu et al., 2016), 원유진 등 (2017)은 봄철 유라시아 눈덮임이 한반도 8월 기온 상승과 폭염을 유발한다고 제시하였다.

9.4.2. 가뭄

가뭄은 농업, 축산, 수산, 산림 등 국가 경제 및 국민 생활의 매우 광범위한 분야에서 막대한 피해를 초래하는 기상재해의 하나이다. 우리나라는 전세계 평균보다는 연강수량이 많은 편이나 그 대부분이 여름철에 집중되어있어, 상대적으로 강수량이 부족한 겨울철과 봄철에 가뭄이 빈번하게 발생한다.

고기후학적 증거들이나 모델링 연구들에 의하면 수십년간 지속되는 가뭄도 내부 기후변동성에 의해서 발생할 수 있다(Cook et al., 2007, 2016; Stevenson et al., 2015). 하지만 최근 수십년간 급격히 진행된 지구온난화는 전세계 많은 지역, 특히 건조한 지역의 물순환에 영향을 주어 강수부족이 나타났을 경우, 가뭄 위험을 높이고 있다고 알려져있다(Diffenbaugh et al., 2015; Williams et al., 2015). 우리나라에도 기후변화에 의한 가뭄발생 빈도의 증가, 전국적이고 수년이상 지속되는 대형 가뭄 발생에 대한 우려가 커지고 있다.

9.4.2.1. 한반도 강수의 장기변화와 가뭄

「한국 기후변화 평가보고서 2014」에 의하면 우리나라의 연 강수량은 지난 세기 동안 증가 경향을 보였는데, 이는 주로 여름철 강수량 증가에 의한 것으로 특히 장마 이후 8월 강수량 증가가 큰 기여를 하였다(Beak et al., 2017). 이는 북서태평양 고기압의 서쪽 확장 등과 같은 동아시아 여름

문순의 변동과 관련이 있다(김재훈과 이태영, 2012).

우리나라 강수량의 장기변화에는 상당한 계절성이 존재하는데, 여름철에는 강수량이 증가하지만 여름철 이외에는 오히려 감소하거나 큰 변화가 없어 강수량의 연범위가 증가하는 양상을 보인다(김연희 등, 2010). 또한 상대적으로 강한 강수는 증가하고 약한 강수는 감소하여(김진욱 등, 2018) 여름철 집중호우 증가의 특성을 나타낸다. 심지어 여름철 중에서도 6월에는 동아시아 내륙의 온난화에 의한 지위 고도의 상승으로 강수량의 감소가 나타난다(이혜란, 2019).

Chou and Lan (2012)은 전세계적으로 많은 지역에서 강수량의 연범위가 증가하고 있으며 이는 지구온난화와 관련이 있다고 제시한 바 있다. 특히 우리나라에서 지구온난화와 관련된 기온의 상승은 여름철 뿐 만 아니라 전 계절에 걸쳐 나타나는데, 기온 상승에 따른 대기 수분 요구량의 증가로 인해 여름철 이외 계절에도 가뭄의 위험을 높일 수 있다. 특히 기록적인 폭염이 발생하였던 2018년 7~8월에는 전국적으로 한 달 이상 고온현상이 발생하였고, 이에 따른 지면에서의 증발산 증가로 가뭄이 발생한 바 있다. 국내에는 아직 연구가 진행되지 않았으나, 중국에는 최근 수십년간 이러한 폭염이 유발하는 급성가뭄의 증가가 나타나고 있다(Wang et al., 2016).

9.4.2.2. 한반도 기상학적 가뭄의 장기변화

가뭄의 발생과 강도를 정량화하기 위해서 다양한 가뭄 지수가 사용된다. 기상학적, 수문학적, 농업적, 사회적 가뭄 등 그 대상에 따라 여러 입력변수로부터 가뭄의 심도와 기간을 분석한다. 우리나라 기상청은 6개월 적산강수량 개념의 표준강수지수(Standardized Precipitation Index, SPI; McKee et al., 1993)를 사용하여 가뭄을 판단하며, SPI의 단점을 보완하여 증발산을 감안한 표준증발산 강수지수(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010), 강수량 이외에 물수지 분석을 사용한 팔머가뭄지수(Plamer Droughtness Severity Index, PDSI; Palmer, 1963)도 가뭄 진단에 많이 사용된다. 하지만 우리나라에서는 강수량의 장기변화에 대해서는 비교적 많은 연구가 이루어졌으나, 위와 같은 가뭄지수

의 변화에 대한 조사는 매우 제한적이다.

Azam et al. (2018)은 1980~2015년 기간동안 한반도 55개 지점의 강수량 관측자료로부터 SPI-12(12개월 적산 강수량으로부터 계산된 가뭄지수)를 산출, 변화율을 계산하였다. 이 기간동안 남한의 가뭄 심도(severity)는 북동 해안지역에서 통계적으로 유의한 증가를 나타내었으며, 가뭄의 빈도는 늦겨울, 초봄, 초가을에는 증가하는 양상을, 여름에는 감소하는 형태를 나타내었다. Kim et al. (2015)도 1976~2010 기간 동안의 관측 강우자료를 이용, SPI-6의 변화를 분석하였으며, 한강과 낙동강 일부지역을 제외하고 한반도 전역에서 봄철가뭄이 심화되었음을 제시하였다. 박창의(2017)는 1951~2012기간의(Climat Research Unit Time Series version 3.22, CRUTS3; Harris et al., 2014) 강수량을 이용하여 남한 전체의 표준강수지수 및 팔머가뭄지수의 변화를 조사하였다. 표준강수지수의 변동은 남한지역의 대규모 대기 순환장 패턴에 의한 장기가뭄 변동을 나타내나 분석기간동안 뚜렷한 경향성은 나타나지 않는다. 하지만 팔머가뭄지수는 2000년대 이후 남한에서 가뭄이 증가하는 추세가 뚜렷이 나타난다(그림 9.10). 이는 팔머가뭄지수의 경우 온난화에 의한 잠재증발량이 고려된 까닭으로 여겨진다.

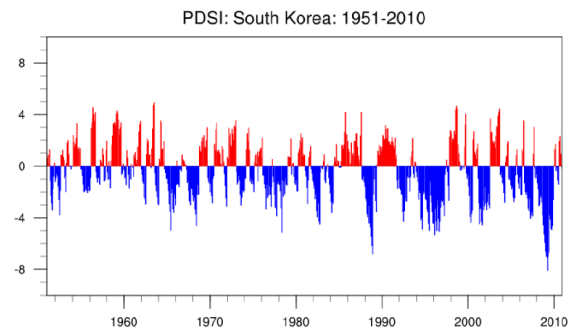


그림 9.10. 1951~2012 기간 남한지역(CRUTS3 2개 지점 - 36.25N, 126.25E; 36.25N, 128.75E)에서 평균한 월평균 팔머가뭄지수 편차 시계열. (출처: 박창의, 2017)

9.4.3. 한파

한파는 동아시아 겨울 몬순의 대표적인 현상으로 시베리아 고기압이 발달하여 확장하면서 한반도를 포함한 동아시아 지역 기온이 급격히 낮아지는 현상이다. 즉 동아시아 한파는 시베리아 고기압 확장과 단기간 급격한 기온 감소로 정의된다(Zhang et al., 1997).

전기지구적 온난화에 따라 우리나라 한랭일은 전반적으로 감소 추세에 있다(최광용 등, 2008; 최영은, 2004; 허인혜와 이승호, 2006). 1958년 겨울부터 2000년 겨울사이, -5.5도 이하의 최저 기온 일수는 1980년대 중반을 기점으로 크게 감소하였다(Ryoo et al., 2004). 그러나 동일 기간에 대해 한파 빈도는 경향성을 보이지 않는다. 2일간 7.5도 이상 기온 하락을 한파로 정의했을 때 한파 빈도는 통계적으로 유의한 변화를 보이지 않는다(Park et al., 2011).

9.4.3.1. 2000년대 이후 한파의 장기 변동성

최근 10여 년간 한랭일 및 한파의 장기변동성에 뚜렷한 변화가 있었다. 1990년대 후반부터 2010년대 초반까지 한반도 중부지방의 한랭 극한지수(결빙일수, 흑한일수, 한파지속기간, 한파발생일)가 증가한 것이다. 일례로 결빙일수(일 최고 기온이 0°C 미만인 일수)와 한파지속기간(일 최저기온이 평년 평균최저기온보다 5°C 낮은 날이 6일 이상 지속된 일수)은 2000년대에 꾸준히 증가했다(최영은과 박창용, 2010). 이와 같은 극한 기상/기후의 변화는 한반도에 국한된 국지적 현상이 아닌, 북반구 전체 현상이다. 1990년대 후반부터 2010년대 초반까지 북반구 겨울철 평균 기온이 감소했다. 이를 지구 온난화의 멈춤(hiatus)으로 부르는데(Eastering and Wehner, 2016; Kosaka and Xie, 2013), 기후시스템의 자연변동성 때문에 발생한 것으로 추정되며 최근 (2014년 이후) 겨울철 기온은 상승 추세로 전환되었다(e.g, Rahmstorf et al., 2017).

이와 같은 한파의 장기변동성은 북극진동의 위상변화와 연결지을 수 있다. 일반적으로 북극진동이 음의 위상일 때 동아시아 겨울 몬순 순환이 강하며 이로 인해 한파 발생이 빈번해진다(Gong et al., 2001; Jeong and Ho, 2005; Park et al., 2010). 특히 겨울철 한반도 강한 한파(3일 내 온도

하강이 평년편차의 2 표준편차 이상)의 발생 빈도는 북극진동이 음의 위상일 때보다 양의 위상일 때 약 3배 정도 높다(Jeong and Ho, 2005). 최근 나타난 지구온난화의 멈춤(hiatus)과 관련하여, 북극진동이 1990년대에 비해 2000년대에 음의 위상 경향성이 강해지면서(그림 9.6) 한파에 의한 한반도 기온 하강 폭이 커지고 지속성이 길어졌다(Woo et al., 2010). 북극진동과는 별도로, 한파는 매든-줄리안 진동과 같은 원격 상관에 관련한 한반도 기온 아노말리 및 폭설을 지속시키거나 강화하는데 기여할 수 있다(Park et al., 2010).

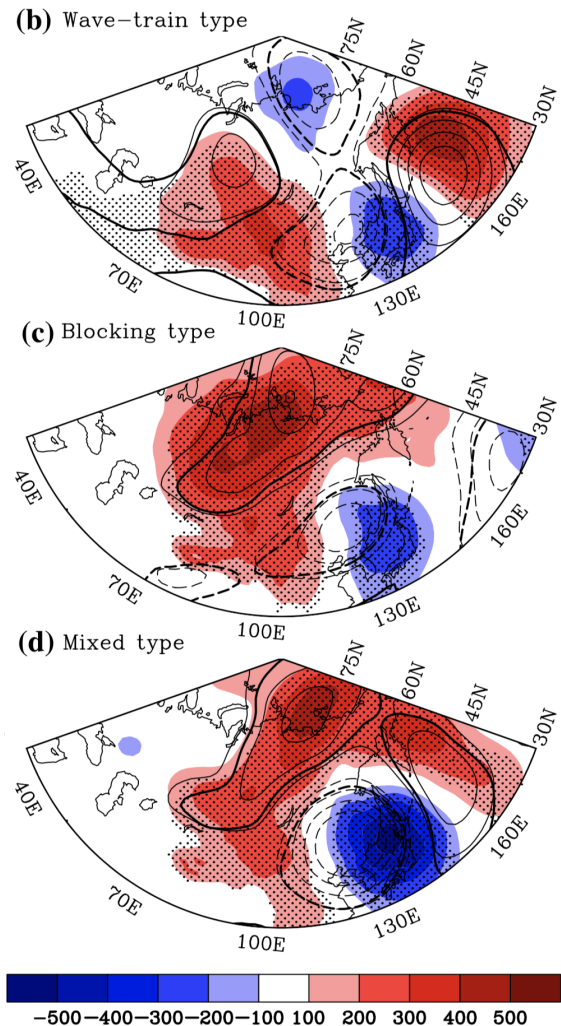


그림 9.11. (b) 파동열 유형, (c) 저지 유형, (d) 혼합 유형한파의 300 hPa 지위고도 아노말리(300 m²s² 간격의 선; 95% 신뢰수준에서의 유의 값은 굵은선)와 850 hPa(색; 95% 신뢰수준에서의 유의 값은 검은점) 합성장. (출처: Park et al., 2015).

9.4.3.2. 한반도 한파의 구조

지구온난화와 함께 겨울철 계절내 변동성이 증가하고 있다. 이로 인해 한파와 이상 온난현상이 교차하는 사례가 빈번해지고 있다. 일례로 2015/16 겨울에는 2015년 12월에 이상 온난 현상 이후 2016년 1월에 강한 한파가 발생했다(정지훈 등, 2016). 2015년 12월 한반도 기온은 평균 3.5°C로 평년에 비해 2.0°C 높았으며, 이는 1973년 이후 최고값에 해당한다. 그러나 이어서 2016년 1~2월에는 기상청 발표 기준, 3회의 한파가 내습하였고 첫 번째와 두 번째 한파 시기에는 서해안을 중심으로 대설이 관측되었다.

이와 같은 강한 계절내 변동성은 한반도 한파의 구조를 통해 이해할 수 있다. 종관기상학적으로 한반도 한파는 주로 북대서양에서 발달한 파동열(wave-train)과 북태평양 상에서 발달한 저지고기압에 의해 발생한다(Park et al., 2008). 파동열은 유라시아 상층 대류권 요란에 의해 초래되며 풍하측으로 전파하면서 시베리아의 차가운 공기를 동아시아로 수송하는 하층 북서기류를 유도한다(Joung and Hitchman, 1982; Zhang et al., 2006). 또 다른 주요 기작인 아한대(subpolar) 저지고기압(atmospheric blocking)은 공기의 흐름을 정체시키면서 한파를 초래한다(Takaya and Nakamura, 2005). 이 두 기작은 서로 독립적으로 작동하지만, 경우에 따라서는 혼합형 한파가 발생한다(Park et al., 2008). 일반적으로 파동열 한파에 비해, 저지고기압형 한파가 상대적으로 더 오래 지속되고 강하다(그림 9.11).

9.4.4. 집중호우

여름철 한반도는 동아시아 여름 몬순과 연관된 장마와 대류불안정에 의해 발달한 중규모대류계 등으로 인하여 집중호우가 지속적으로 발생한다. 특히 호우로 인한 재산피해는 전체 자연재해 중 40~50%에 달하기 때문에 이에 기후변화와 연관된 집중호우의 특성 변화를 파악하고 그 원인을 조사하는 것이 필요하다. 이전 기후변화평가보고서에서는 한반도 집중호우의 특성이 다루어지지 않았기에 이 절에서는 지금까지 수행되어져 온 집중호우 연구들을 조사하여 그 특성을 정리하였다.

9.4.4.1. 한반도 집중호우 특성 변화

우리나라는 동아시아에서 극한강수의 강도가 가장 큰 지역 중 하나이며 평균 대비 호우의 강도도 상대적으로 크다(Park et al., 2016). 뿐만 아니라 연강수량 중 호우의 기여 비율은 증가하였고 미우는 감소하는 경향을 보여 최근 들어 강수 강도가 커진 경향을 보였다(최영은 등, 2011). 다수의 연구들에서 관측 및 재분석 자료에 의한 최근 우리나라 집중호우의 빈도는 증가추세를 나타냈다(이승호 등, 2011; Jung et al., 2011; Kim et al., 2012; 최영은 등, 2013; 문자연 등, 2015; Min et al., 2015). 1970년대 후반과 1990년대 중반 이후에 우리나라의 강수 특성이 바뀌었다고 보고되었으며(Ho et al., 2003; 문자연 등, 2013; Lee et al., 2017), 특히 집중호우의 경우 1990년대 중반을 기점으로 그 규모와 빈도는 뚜렷하게 더 큰 증가 경향이 나타났다(최영은 등, 2013; 문자연 등, 2015; Min et al., 2015; Lee et al., 2017). 뿐만 아니라 1990년대 중반 이전에는 호우일수의 구간별(R80p, R85p, R90p, R95p) 변동이 유사한 경향을 보이며 증가 및 감소하는 패턴을 보였다가 1990년대 이후에는 구간별

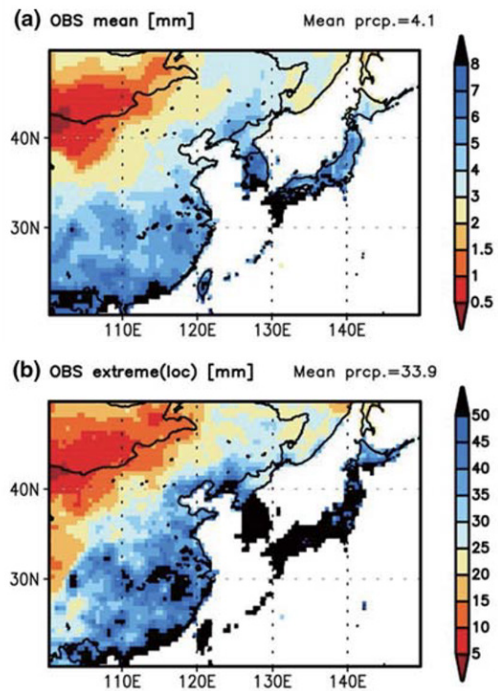


그림 9.12. 관측(APHRDITE)에 나타난 동아시아 지역 1981~2005년 평균 여름철 일강수량 및 20년 재현기간의 일극한강수량 분포. (출처: Park et al., 2016)

호우일수들의 변동 특성이 서로 차이가 나타남에 따라 최근 호우의 빈도와 강도는 더욱 불규칙해지고 있다(이승호 외, 2011; 문자연 외, 2015). 이러한 특징은 1990년대 중반 이후 여름철 평균 강수량의 레짐(Regime) 이동과 연관되며(문자연 등, 2011; 2015), 이는 평균 강수량의 증가가 호우의 강도 증가를 이끈다는 사실과 일치한다(Park et al., 2016).



그림 9.13. 기상청 ASOS지점과 국토해양부 산하우량계 설치 지점의 1973~2005년간 일강수량 50 mm 이상인 날의 변화경향. (출처: Jung et al., 2011)

지역규모에서 호우의 분포를 살펴보면, 먼저, 남한과 북한의 호우 강도가 뚜렷한 차이를 나타내는 것을 확인할 수 있다(Park et al., 2016, 그림 9.12). Kim et al. (2012)은 호우의 변화 경향이 남한은 증가 추세, 북한은 감소 추세를 가져 서로 반대 위상을 보인 것으로 나타났다. 호우일수에 대한 우리나라 기후지역 구분 연구에서는 구분된 호우지역 중 경남 남해안 지역에서 연평균호우일수가 가장 많았고, 경북 지역에서 가장 적게 나타났다(박창용, 2015). 지점별로 살펴보면 호우 강도는 강릉, 포항, 추풍령, 서울에서 증가

경향이 뚜렷한 것으로 밝혀졌다(최영은 등, 2013).

그림 9.13는 기상청 ASOS(Automated Synoptic Observing System)와 국토해양부 산하우량계 설치 지점의 1973-2005년간 일강수량 80mm 이상인 날(PN80)과 50mm 이상인 날(PN50)의 변화경향을 나타낸 것이며, PN50의 경우 대부분의 지점에서 유의한 증가 경향을 보이고 있다. 유역별로는 한강 유역, 낙동강 상류지역, 동해안 지역에 다른 유역에 비해 증가 경향이 뚜렷하였고, 금강 유역과 섬진강 유역은 증가 경향이 유의하지 않고 변동성이 크게 나타났다(이승호 등, 2011).

9.4.4.2. 한반도 집중호우에 영향을 미치는 요인의 변화

집중호우는 단시간에 국지적으로 발생하는 중규모 기상 현상으로 열대저기압이나 장마전선, 기단내의 불안정과 관련된 중규모 대류시스템, 국지적인 대기불안정 등 다양한 메커니즘에 의해서 발생하며, 이 중에서 중규모 대류시스템에 의한 빈도가 많다(황승언과 이동규, 1993; 홍성유와 이동규, 1996; 정관영과 류찬수, 2008; 문자연 등, 2015; 김아현과 이태영, 2016). 지역규모에서 이를 분석한 김아현과 이태영 (2016)에 의하면 중부지방에서 나타난 호우는 동중국해와 황해로 이어지는 해상에서의 강한 하층 제트 발달, 하층 제트 북단에서의 중규모 기압골과 중규모 수렴 구역 발달, 그리고 한반도 산악의 지형 효과 등이 중요한 역할을 한 것으로 분석되었다. 권태영 등 (2013)에서는 영동과 영서 지역 호우의 특성을 비교한 연구에서 호우 사례에 따라 호우 발달 메커니즘이 서로 다를 수 있음을 제시하였다.

중규모 대류시스템 중상층제트의 변동은 최근 지구온난화와 관련하여 많은 관심이 집중되고 있으며, 제트기류 특성의 변화 경향은 기후변화의 잠재적 지표로 간주되고 있다(Pena-Ortiz et al., 2013; 소은미와 서명석, 2017). 최근 북반구의 제트는 지구온난화로 강도가 약화되면서 그 중심이 극 쪽으로 이동하고 있다(Chang et al., 2012; Davis and Rosenlof, 2012; Manney et al., 2014; 소은미와 서명석, 2015). 약화된 상층제트는 남-북으로 진동하는 사행성 변동이 강해짐을 의미하며, 또한 이동속도가 느려짐에 따라 편서풍 파동의 진폭이 증가되어 호우의 빈도와 강도를 증가시켜 홍수와 같은 재해 발생 가능성을 증가시킬 수 있다(Ha et al.,

2003; Kim et al., 2005; 소은미와 서명석; 2015; 2017). 소은미와 서명석(2015; 2017)의 연구들에서는 제트 중심의 풍속은 대부분의 집중호우가 발생하는 여름에 감소경향을 보이며 이는 지구온난화가 고위도에서 상대적으로 강하게 발생하여 동북아시아 지역에서 남북방향의 기온경도가 약화된 것과 관련이 있다고 제시하였다. 이러한 제트의 변화 경향은 우리나라 집중호우 발생 증가의 요인으로 작용할 수 있음을 의미한다.

지구온난화를 포함한 다양한 대기의 변화와 대규모 자연 변동성이 우리나라 집중호우에 영향을 미친다. 문자연 등 (2015)에 의하면 우리나라 여름철 극한강수 발생 시 한반도 전체 및 주변 바다에 강한 대류구역이 존재하며 그 주변으로 건조구역이 나타나는데, 이와 관련하여 적도부근에는 벵갈만-남중국해-필리핀 해로 이어지는 밴드형 대류구역이 발생하며 이로 인한 저기압성 순환에 의해 우리나라 남쪽으로부터 습윤기류가 유입됨을 밝혔다. 또한 한반도 남동쪽에 고기압성 순환이, 북서쪽에 저기압성 순환이 dipole 구조로 하층에 발생하며 상층에는 한반도 상공에 고기압성 순환이 나타나, 풍하층 방향으로 순압 로스비파를 통해 에너지의 전파가 캐나다 서쪽해안까지 이어짐을 보여주었다. 많은 지점에서 호우는 전구연평균 및 봄철평균기온, 연 및 겨울 북극진동지수와는 뚜렷한 양의 상관관계를 가지고, 엘니뇨 지수와는 일부 지점에서 음의 상관관계가 존재하였다(최영은 등, 2013). 특히 엘니뇨와 관련된 대규모 원격 순환이 우리나라 호우에 미치는 영향을 정량적으로 밝히는 데는 적은 샘플로 인하여 많은 어려움이 존재하지만 1997/1998년의 가장 규모가 컸던 엘니뇨 기간에는 여름철 우리나라에 집중호우의 빈도와 규모가 상당히 크게 발생했던 경우처럼 엘니뇨로 인한 열대지방으로부터 야기된 강제력은 우리나라 호우 발생에 유리한 배경 조건을 제공할 가능성이 높다 (Min et al., 2015). 적도의 대표적인 계절안 진동과 우리나라 여름철 극한강수와의 관련성에 관한 연구에서는 적도 계절안 진동의 강도가 강해질수록 우리나라 극한강수 발생일수에 증가 경향이 뚜렷했으며 북서태평양 계절안 몬순이 인도 계절안 몬순에 비해 더 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다 (문자연 등, 2014; 2015, 그림 9.14). 또한 BSISO(boreal summer intra seasonal oscillation)의 두 모드(BSISO1: 30~60일 주기모드, BSISO2: 10~20일 주기모드)의 경험적

직교함수(Empirical Orthogonal Function; EOF) 위상에 따라 극한강수 빈도의 변화가 나타났는데, BSISO1 (BSISO2)의 위상 3~5(위상 7)시기에 우리나라에서 극한강수 발생 확률이 증가하였다(이준이 등, 2017).

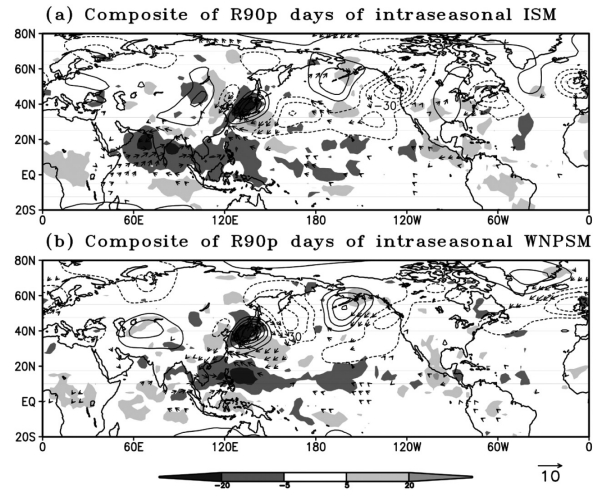


그림 9.14. 인도 및 북서태평양 여름철 계절안 몬순 진동이 활발할 때, 우리나라 90 퍼센타일 이상의 극한강수 (R90p)가 발생한 경우로 전구 대류활동, 하층 바람장 및 상층 순환장의 합성도. (출처: 문자연 등, 2015)

우리나라 호우 증가와 태풍 간에는 유의한 상관성이 나타났다 (문자연 등, 2015; Lee et al., 2017). 이는 북서태평양 고기압의 서쪽으로의 확장 과 태풍과 중위도 경압 조건 간의 상호작용이 향상으로 인해 태풍의 기여도가 증가한 것으로 밝혀졌다(Kim et al., 2006; Lee et al., 2017). 또한 1970년대 중반 이후 중부 및 동아시아에서 대규모 고기압성 순환이 증가하면서 우리나라에 수분 수렴 및 대류 활동이 강화되어 호우 빈도가 증가한 것으로 나타났다(Ho et al., 2003; Lee et al., 2017).

9.4.5. 태풍

북서태평양은 다른 지역에 비하여 상대적으로 높은 해수면 온도를 갖기 때문에 전 세계에서 발생하는 열대성 저기압의 30%가 북서태평양에서 태풍으로 발생하고 있으며, 이로 인하여 동아시아 국가에서는 매년 막대한 사회·경제적 피해가 속출하고 있다. 매년 25개 내외의 태풍이 북서태평양에서 발생하고 이중 3~4개 정도가 평균적으로 한반도에 직간접적인 영향을 미친다 (Wu et al., 2004; Chan, 2005). 최근 남한 지역에서 발생하는 자연재해 중 가장 큰 피해를 야기하는 것이 태풍이기 때문에 기후변화로 인한 태풍의 특성 변화와 그 원인에 대한 규명이 필요하다. 전차 보고서에는 한반도에 영향을 미치는 태풍의 강도가 1970년대 이후로 증가하는 경향이 나타나지만 그 원인이 자연적 변동성 때문인지 인위적 요인인지는 통계적으로 유의하지 않다는 것을 보였다. 이 절에서는 전차 보고서 이후의 최근 태풍 연구들을 조사하여 북서태평양과 한반도 주변의 태풍 특성 변화를 정리하였다.

9.4.5.1. 북서태평양 태풍 특성 변화

2000년대 초반까지 북서태평양의 태풍 파괴력은 해수면 온도의 상승으로 인한 빈도와 강도 증가로 커진다고 일반적으로 알려졌다 (Emanuel, 2005). 하지만 최근 연구들에서는 2000년대 초반 이후로 북서태평양의 태풍 빈도가 그 이전보다 감소하고 있다는 사실을 보였다. Zhang et al. (2017)은 인위적인 영향으로 인한 북서태평양 해수면 온도 변화가 최근 북서태평양 태풍 활동의 감소와 연관이 있다는 것을 수치실험을 통해 규명하였다. 이처럼 태평양의 해수면 온도는 태풍 활동에 큰 영향을 줄 수 있는데 Patricola et al. (2018)은 중태평양 해수면 온도의 상승 시, 즉, 중태평양 엘니뇨 해에 북서태평양 태풍 빈도와 강도가 증가하기 쉽다는 것을 확인하였다. 태평양 뿐만 아니라 대서양의 해수면 온도가 북서태평양의 태풍 활동에 영향을 줄 수도 있다. Huo et al. (2015)는 최근 아열대 북대서양의 해수면 온도가 증가하는 경향을 갖는데 이 영향으로 북서태평양 지역의 대규모 와도장과 중층 수증기장이 태풍활동에 불리하도록 변하게 될 수 있다는 것을 발견하였다(그림 9.15).

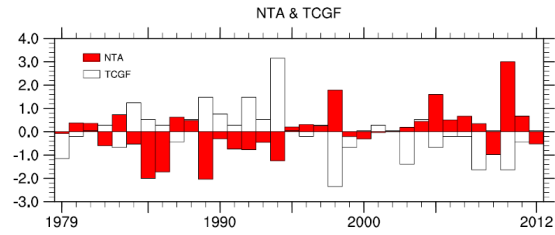


그림 9.15. 열대 북대서양(90°W-150°E, 0°-25°N) 봄철 해수면온도 아노말리(빨간색)와 태풍 활동 기간(6월~10월)의 북서태평양 태풍 발생 빈도(흰색) 시계열. 두 시계열 모두 필터링을 거치지 않았고 각각의 표준편차로 나누어서 표준화함 (출처: Huo et al., 2015).

해수면 온도 뿐만 아니라 상층 대기의 특성, 태평양 10년 주기 변동(Pacific Decadal Oscillation, PDO), 동아시아 여름 몬순 등도 북서태평양 태풍 특성 변화에 영향을 줄 수 있다. Wu et al. (2015)에 따르면 북서태평양의 열대 상층 기압골(Tropical Upper Tropospheric Trough)의 위치가 최근 36년(1979-2014) 동안 서쪽으로 이동하고 있으며 이로 인해 북서태평양 동쪽의 연직바람시어가 강화되어 태풍 발생이 억제되었다는 것을 밝혔다. Zhao and Wang (2019)은 1998년 이후 북서태평양의 태풍 감소가 음의 PDO, 라니냐, 중태평양 엘니뇨의 발생 증가로 하층 상대와도의 감소와 연직바람시어의 증가와 연관되어 있다고 보였다.

태풍 강도의 변화와 관련해서는 최근 큰 이슈 중 하나인 급강화(Rapid Intensification, 24시간 동안 태풍 강도가 30 knot 이상 증가하는 현상)를 북서태평양의 태풍 중 51.3%가 경험하고 이는 지구온난화와 연관될 수 있다는 것이 최근 밝혀지기도 했다(Kang and Elsner, 2019). 비록 사용한 자료의 불확실성이 있지만(Moon, 2019), Kossin (2018)은 1949년부터 2016년까지 북서태평양 태풍의 이동속도가 최근 21% 감소했다는 것을 보이기도 했다.

9.4.5.2. 한반도에 영향을 주는 태풍 변화

최근 한반도 주변의 태풍 활동 변화에 대한 연구도 활발하게 이루어지고 있다. Jin et al. (2013)은 중태평양 엘니뇨가 발생할 경우 7~10월 사이 태풍이 동아시아 지역으로 접근할

확률이 높아진다는 것을 관측과 모델링을 통해 규명하였다. 특히 중태평양 엘니뇨해에는 중태평양 아열대지역의 해수면 온도 아노말리의 영향으로 필리핀해 위의 고기압성 순환이 북쪽으로 확장하여 중위도 동아시아 지역으로 태풍 활동이 증가할 수 있다는 것을 증명하였다. 유사하게 Zhang et al. (2012)은 태풍 시즌(7~10월)에 동아시아에 상륙하는 태풍을 49년(1961-2009) 동안 분석한 결과, 중태평양 엘니뇨 시기에 강한 동풍 지향류로 인해 태풍이 평년보다 동아시아에 상륙할 확률이 높다는 것을 보였다. Goh et al. (2012)은 한국과 일본 주위를 통과한 41년(1965~2005년) 동안의 태풍을 분석한 결과, 엘니뇨가 한국과 일본에 영향을 미치는 태풍의 수와 깊은 연관이 있다는 것과 라니냐보다 엘니뇨 시기에 더 많은 태풍이 한국과 일본에 피해를 야기할 수 있다는 것을 확인하였다.

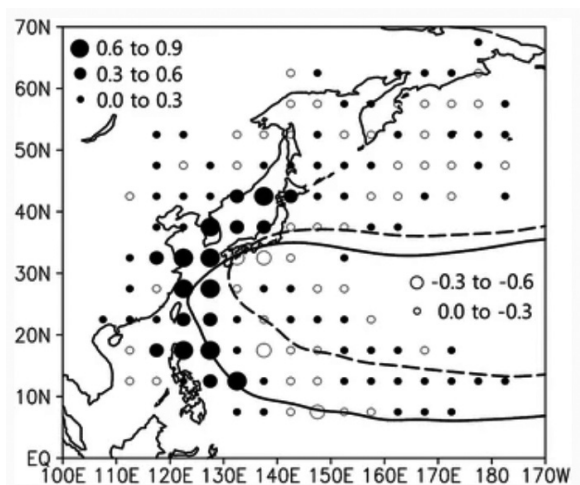


그림 9.16. P2(1984~2004년)과 P1(1965~1983년) 사이의 태풍진로밀도의 변화. 실선과 점선은 P2와 P1 기간의 5860 gpm 등고선을 나타냄 (출처: Choi et al., 2017).

Choi et al. (2016) 54년 동안(1951-2004년) 북서태평양 태풍을 군집분석하여 한반도에 상륙하는 태풍의 장기 변동 특성을 조사한 결과, 1951~1965년(P1)에는 태풍 활동이 활발하였고, 1966~1985년(P2)에는 태풍 활동이 감소하였으며, 1986~2004년(P3)에는 다시 태풍 활동이 증가하였다는 것을 밝혔다. 10년 단위로 한반도에 상륙하는 태풍들의 regression mean track을 보면, 1950~1970년도에는 태풍이 서해로 상륙하는 경향이 있고 1980~1990년도에는 한반도 왼쪽

아래 모서리인 전라남도 지역을 통과, 2000년도에는 남해를 통과하는 경향을 보이면서 점차 우측으로 이동한다는 것을 확인하였다. 또한 Choi et al. (2017)은 한국에 영향을 끼치는 태풍은 P1(1965~1983년) 보다 P2 기간(1984~2004년)에 더 많이 발생하였고, 이러한 변화는 남서쪽으로 확장한 북서태평양고기압과 연관되어 있고, P2기간에 더 강한태풍강도가 관측되는 것은 남서쪽으로 이동한 태풍 발생과 약한 연직바람시어와 관련될 수 있다는 것을 보였다(그림 9.16).

유사하게 강현웅 등(2018)은 한반도 영향 태풍을 두 개의 기간(1977~1994년, 1995~2012년)으로 구분하였을 때 최근 태풍의 강도가 뚜렷하게 강해진다는 것을 확인하였고, 이는 최근 태풍의 발생 지점이 서쪽으로 치우치고, 전향 위치가 북쪽으로 이동한 것과 연관될 수 있다는 것을 보였다(그림 9.17).

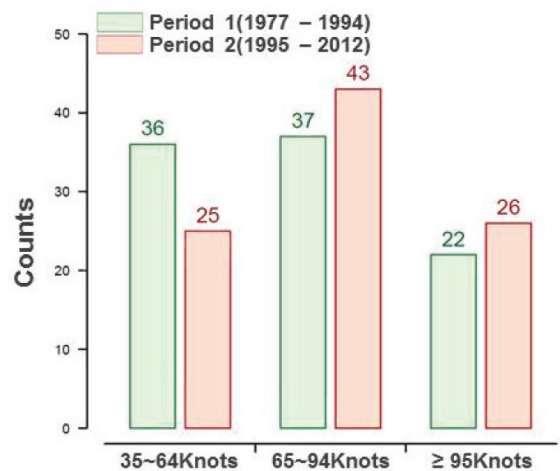


그림 9.17. 강도별 태풍 발생 빈도의 변화 (출처: 강현웅 등, 2018).

9.4.6. 소결론

한반도에서 관측된 기온 자료에 근거하여, 1970년대 이후 폭염의 발생 빈도, 강도, 지속성이 증가하고 있으나 (중간적 동의), 연별 변동이 크고, 수십년 주기 변동의 영향으로 인하여 아직까지 통계적으로 유의한 수준의 추세를 확인하기 어렵다. 반면 열대야의 발생빈도는 통계적으로 유의한 수준으로 뚜렷한 증가 추세에 있다 (견고한 동의). 최근 한반도에서 강하게 발달했던 폭염 사례들에서 온실가스 증가에 의한

인위적 영향이 탐지되었다(견고한 동의). 한반도 폭염은 국지적, 종관적 원인 이외에도 대규모 대기순환 및 원격상관 현상에 의해 변동하고 있으나, 이러한 대기 대순환이 장기적으로 변화하고 있는 지에 대한 연구는 충분하지 않다(제한적 동의).

기후변화에 따라 최근 수십년간 우리나라는 연강수량은 증가하고 있으나 강수량의 장기변화에는 상당한 계절성이 존재한다. 이에 따른 결과로 여름철에는 가뭄의 빈도가 감소하였으나, 겨울, 봄철에는 가뭄이 오히려 심화되는 추세가도 나타난다. 하지만 적어도 수개월 혹은 수년의 시간규모를 가지고 발생하고, 강수량은 물론 기온 및 다양한 지면조건에 영향을 받는 가뭄의 특성상 아직 수십년간의 강수량자료로 판단한 이러한 변화의 신뢰도는 높지 않다.

동아시아 및 한반도 겨울철 기온은 1990년대 초반까지 지속적으로 증가하다 이후 2010년대 초반까지 감소하는 비선형적인 특성을 보인다. 이와 함께 한랭일 및 한파의 빈도 수가 1990년대 후반부터 2010년대 초반까지 증가했다. 이와 같은 비선형적인 변화를 이해하기 위해, 전구 기온의 변화와 더불어 한반도 한파의 종관구조에 대한 이해가 필요하다.

한반도에서는 엘니뇨, BSISO 등의 열대 지역과의 원격상관 변화와 종관장의 변화(상층제트기류의 변화, 북서태평양 고기압의 확장, 하층제트로 인한 수증기 유입의 증가 등)로 인하여 1990년 중반 이후 집중호우 발생 빈도와 강도가 증가하는 경향을 보였다. 또한 최근 한반도 주변의 태풍활동 증가로 인한 집중호우 발생도 더욱 빈번해지고 있다. 특히 Kim et al. (2018)에 의하면 이러한 종관장의 변화는 온난화로 인한 미래 기후변화 시나리오에서 지속적으로 유지되는 경향이 나타나기 때문에 한반도 지역의 집중호우 발생 빈도와 강도는 더욱 강해 질 수 있다.

기후변화와 연관되어 북서태평양의 태풍활동은 최근 감소하는 추세를 갖는데 많은 연구들이 이는 북서태평양 해수면 온도의 변화, 열대 상층 기압골의 이동, 북대서양의 해수면 온도 상승 등과 연관될 수 있다는 것을 밝혔다. 또한 한반도 주변의 태풍 활동은 최근 빈도와 강도 모두 증가하는 추세인데 이는 한반도 주변의 연직바람수어의 약화, 북서태평양 고기압의 서쪽 이동, 한반도 주변의 해수면 온도 상승 등과 연관될 수 있다. 최근 연구(Lee et al., 2019)에 따르면 이러한 종관장의 변화는 미래 기후변화 시나리오에서 유지될 확률이 높기 때문에 한반도 주변 태풍 활동이 더욱 빈번해지고 강해질 수 있다.

9.5. 요약 및 결론

본 장에서는 전자보고서 이후 발표된 연구결과들을 바탕으로 동아시아 지역과 한반도에서 나타난 기후변화 추세와 변동성 및 그 원인을 평가하였다. 주요 결론은 아래와 같다.

아시아 지역 극한기온의 강도, 빈도, 지속기간은 1950년대 이후 고온관련 지수는 증가하고 저온관련 지수는 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타났으며, 인위적인 온실가스 증가가 그 원인이 밝혀졌다(견고한 동의). 동아시아 지역에서 최근 관측된 여름철 이상고온 현상들은 인위적 강제력이 있을 때 그 발생확률이 커짐이 확인되었다(견고한 동의). 극한강수의 추세는 일부지역에서 일최대 강수량이 증가하는 추세가 나타났지만 ENSO와 같은 자연변동성과 관련성이 커서 인위적 강제력의 영향을 평가하기는 어렵다(제한적 동의).

최근의 엘니뇨 연구는 엘니뇨 다양성과 다른 대양과의 상호작용 연구가 활발히 진행되고 있다. 엘니뇨의 한반도 기후에 대한 영향은 계절 및 엘니뇨 위상에 따라 매우 다르게 나타난다(중간적 동의). 서태평양과 아열대 지역의 강수와 해수면온도 변동이 동아시아 기후를 연결시켜주는 핵심 원인 과정으로 새롭게 제시되었다(중간적 동의). 엘니뇨 다양성의 전지구 및 한반도 영향은 여전히 명확하지 않다. 인도양과 대서양 변동의 한반도 기후 영향이 일부 확인되었다(제한적 동의).

동아시아 여름몬순은 기존의 밝혀진 원인들외에도 열대 대서양 해수면 온도, 아시아 대륙 저기압 및 상층 제트기류, 남아시아 몬순의 경년 변동성과 북대서양, 열대 인도-태평양 지역의 다양한 수십년 변동의 영향을 받는 것으로 새롭게 확인되었다(중간적 동의). 동아시아 여름몬순의 장기 변동성과 연관되어 우리나라 여름철 강수량은 7월과 8월을 중심으로 1970년부터 2010년대 전반까지 꾸준히 증가했으나 최근 감소경향이 나타나고 있다(중간적 동의).

동아시아 겨울 몬순은 시베리아 지역의 한랭 기단 유입 및 북극진동 변동성과 큰 관련성을 가지는 북방모드와 ENSO와 관련되어 동아시아 지역 기압골 및 몽골 고기압 변동으로

특징지어지는 남방 모드로 크게 구분할 수 있다. 주 모드들은 시베리아 고기압, 북태평양 진동, 태평양 수십년 진동 등의 영향으로 수십년 주기의 장기 변동성을 가지는 것으로 제안되었다(중간적 동의). 동아시아 겨울몬순은 1970년대 중반부터 2000년대 중반까지 약화되었다가 그 이후 강화되는 경향을 보이며, 최근 강화된 동아시아 겨울몬순이 한반도 한파 발생 증가에 기여할 수 있음이 제시되었다(제한적 동의).

북극진동 지수는 1990년대 말부터 2000년대 까지 꾸준히 감소하다, 최근 10년간 뚜렷한 변화가 없다. 북극 해빙과 관련된 WACE(Warm Arctic Cold Eurasia) 모드는 최근 북극 해빙의 감소에도 불구하고 경향성이 뚜렷하지 않다. 이에 따른 한반도 겨울철 기온은 1990년부터 2010년대 초반까지 감소하다, 최근 다시 증가하는 비선형적 특징을 보인다(견고한 동의).

지난 약 50년 동안 동아시아 지역에서 여름철 10~20일 주기와 30~60일 주기 계절안 진동의 진폭이 점차 증가하고 있다. 특히 10~20일 주기 계절안 진동 강화가 동아시아 지역에서 크게 나타난다(제한적 동의). 하지만 그 원인에 대한 연구가 필요하다.

한반도 폭염 발생 빈도, 강도, 지속성은 1970년대 이후 증가하고 있으며(중간적 동의), 특히 열대야의 발생빈도는 뚜렷하게 증가하고 있다(견고한 동의). 최근 한반도에서 강하게 발달했던 폭염 사례들에서 온실가스 증가에 의한 인위적 영향이 탐지되었다(견고한 동의). 한반도 폭염은 국지적, 종관적 원인 이외에도 대규모 대기순환 및 다양한 원격상관 현상에 의해 영향을 받는 것이 새롭게 확인되었다(제한적 동의).

한반도 연강수량은 최근 수십년간 증가하고 있으나 상당한 계절성이 존재한다. 이에 따라 여름철에는 가뭄의 빈도가 감소하였으나, 겨울과 봄철에는 가뭄이 오히려 심화되는 추세도 나타난다(제한적 동의).

한반도 한랭일 및 한파의 빈도수가 1990년대 후반부터 2000년대 후반까지 증가했다(견고한 동의). 그러나 그

이후의 변화가 뚜렷하지 않아 이에 대한 원인규명과 한반도 한파의 종관구조에 대한 이해가 필요하다.

한반도 집중호우 빈도와 강도는 1990년 중반 이후 증가하는 경향을 보이며(중간적 동의), 이는 열대 원격상관 변화, 한반도 주변의 종관장 변화, 그리고 태풍활동 증가와 연관된 것으로 확인되었다.

북서태평양의 태풍활동은 최근 감소하는 추세를 갖는데 북서태평양 해수면 온도의 변화, 열대 상층 기압골의 이동, 북대서양의 해수면 온도 상승 등과 연관됨이 새롭게 밝혀졌다. 한반도 주변의 태풍 활동은 1990년대 중반 이후 빈도와 강도 모두 증가하였으며(중간적 동의), 이는 한반도 주변의 연직바람쉬어의 약화, 북서태평양 고기압의 서쪽 이동, 한반도 주변의 해수면 온도 상승 등과 연관이 있다(견고한 동의).

9.6. 참고문헌

- 강현웅, 손찬영, 박진혁, 장수형, 김정민, 2018: 경년별 한반도 영향 태풍 활동 및 태풍 동반 강우 특성 변화 분석, *한국방재학회 논문집*, 18, 395-402.
- 국종성, 안순일, 예상욱, 함유근, 2016: 엘니뇨 백서, *기상청*, 279pp
- 권태영, 김재식, 김병근, 2013: 영동과 영서 호우의 특성 비교, *대기*, 23, 245-264.
- 기상청, 2012: 한반도 기후변화 전망보고서, *기상청*, 151pp.
- 김아현, 이태영, 2016: 종관규모 기압능이 한반도를 덮고 있는 기간에 중부지방에서 나타난 호우의 발생 원인, *대기*, 26, 577-598.
- 김연희, 김맹기, 전은지, 이종대, 민경우, 장용석, 2010: 한반도 강수의 양극화 현상, *기후연구*, 5(1), 1-15.
- 김원모, 전종갑, 문병권, 2008: 인도양 해수면 온도와 동아시아 여름 몬순의 관계에 대한 장주기 변동성, *한국지구과학회지*, 29(1), 45-59.
- 김재훈, 이태영, 2012: 1993/1994년을 기점으로 나타난 한반도 여름철 강수량 변동의 종관기후학적 원인, *대기*,

- 22(4), 401-413.
- 김진욱, 부경은, 최준태, 변영화, 2018: 한반도 100년의 기후 변화, *국립기상과학원*, 31pp.
- 노준우, 이용희, 최규용, 이희춘, 2014: 1979-2011년 북극 진동지수 측면에서의 겨울철 남한지역 신적설과 최저 온도 특성, *대기*, 24(1), 29-38.
- 문자연, 박창용, 최영은, 2011: 레짐이동에 따른 우리나라 여름철 강수의 특성변화와 그 원인, *대한지리학회지*, 46, 277-290.
- 문자연, 최영은, 박창용, 2013: 적도 저주파 진동과 관련된 한반도 여름철 강수의 변동성 연구, *대한지리학회지*, 48, 184-203.
- 문자연, 권영아, 최영은, 박인홍, 2014: 최근 5년간 발생한 우리나라 여름철 강수특성 연구, *기후연구*, 9, 269-282.
- 문자연, 최영은, 김유진, 김민기, 2015: 종관 및 대규모 순환과 관련된 우리나라 여름철 극한강수 특성 연구, *기후연구*, 10, 287-296.
- 박우선, 서명석, 2011: 우리나라에서 최근 50년 (1958-2007) 간 열대야 발생 특성 및 변화 경향, *대기*, 21(4), 361-371.
- 박창용, 2015: 우리나라 극한기후사상의 기후지역구분, *한국 지역지리학회지*, 21, 394-410.
- 박창의, 2017: 표준강수지수 및 팔머가뭄지수를 이용한 남한 가뭄의 시공간적 특성, *강원 농업생명환경연구*, 29(3), 202-214.
- 서경환, 손준혁, 이준이, 2011: 장마의 재조명, *한국기상학회지*, 21, 109-121.
- 소은미, 서명석, 2015: 재분석자료들을 이용한 최근 35년 (1979~2013) 동북아시아 상층제트의 변동특성, *대기*, 25, 235-248.
- 소은미, 서명석, 2017: 재분석자료들을 활용한 아시아-북태평양 상층제트의 강도(풍속) 및 3차원적 위치 변화 경향, *대기*, 27, 1-16.
- 원유진, 예상욱, 임보영, 김현경, 2017: 우리나라 여름철 월별 기온 변동성과 유라시아 봄철 눈덮임 간의 상관성 분석, *대기*, 27(1), 55-65.
- 유영은, 손석우, 김형석, 정지훈, 2015: 한반도 흑한 발생시 종관장 특성과 대규모 기후 변동성 간의 연관성, *대기*, 25(3), 435-447.
- 이상민, 최영은, 2013: 우리나라 봄철 기온 및 강수, 극한 기후의 변화와 북극진동의 관계에 대한 연구, *대한지리학회지*, 47(4), 453-464.
- 이승호, 김은경, 허인혜, 2011: 한국의 유역별 호우변화에 관한 연구, *한국지역지리학회지*, 17, 505-520.
- 이준이, 2018: 1990년대 중·후반을 전후한 북반구 여름철 열대-중위도 원격상관의 장기 변화, *대기*, 28(3), 325-336.
- 이준이, P.-C. Hsu, 문수연, 하경자, 2017: 여름철 계절안 진동이 한반도 강수에 미치는 영향 및 장기 변화 특성 연구, *대기*, 27, 435-444.
- 이혜란, 2019: 한반도 6월 강우의 장기 변화 경향 및 원인 분석, *서울대학교 대학원*.
- 임소민, 예상욱, 김공래, 2012: 우리나라 겨울철 기온과 북반구 대기 순환과의 상관성 분석, *대기*, 22(2), 187-197.
- 정관영, 류찬수, 2008: 한반도 집중호우의 종관적 특성, *조선 자연과학논문집*, 1, 89-114.
- 정지훈, 박태원, 최자현, 손석우, 송강현, 국종성, 김백민, 김현경, 임소영, 2016: 2015/16 겨울 동아시아-한반도 기후 특성 분석, *대기*, 26(2), 337-345.
- 조세라, 안중배, 2017: 다중선형회귀를 이용한 남한 초봄 강수의 통계적 예측, *기후연구* 12(1), 53-71.
- 최광용, 권원태, 부경은, 차유미, 2008: 최근 우리나라 기온 및 강수 평균과 극한 사상의 시·공간적 변화, *대한지리학회지*, 43(5), 681-700.
- 최영은, 2004: 한국의 극한 기온 및 강수 사상의 변화 경향에 관한 연구, *대한지리학회지*, 39(5), 711-721.
- 최영은, 김민기, 김유진, 박창용, 2011: 남한 극한강수사상의 특성과 변화, 1954~2010년, *기후연구*, 6, 45-58.
- 최영은, 박창용, 2010: 우리나라 중부지방의 한파 분포 및 변화에 관한 연구, *국토지리학회지*, 44(4), 713-725.
- 최영은, 이한수, 권재일, 2013: 최근 우리나라 여름철 극한 강수의 빈도와 규모 변화에 관한 연구, *국토지리학회지*, 47, 83-97.
- 허인혜, 이승호, 2006: 한국의 이상기온 출현 빈도의 변화와 그 요인에 관한 연구, *대한지리학회지*, 41(1), 94-105.
- 홍성유, 이동규, 1996: 한반도에서 발생한 집중호우의 열과 수분 수지, *한국기상학회지*, 85-102.

- 황승언, 이동규, 1993: 한반도에서 발생한 호우와 하층제트의 관련성에 관한 연구, *한국기상학회지*, 29, 133-146.
- Alexander, M. A., U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller, and J. D. Scott, 2004: The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter, *Journal of Climate*, 17, 890-905.
- Allen, M. R. and P. A. Stott, 2003: Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting. Part I: Theory, *Climate Dynamics*, 21, 477-491.
- An, Z., G. Wu, J. Li, Y. Sun, Y. Liu, W. Zhou, Y. Cai, A. Duan, L. Li, J. Mao, H. Cheng, Z. Shi, L. Tan, H. Yan, H. Ao, H. Chang, and J. Feng, 2015: Global monsoon dynamics and climate change, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 29-77.
- Azam, M., S. J. Maeng, H. S. Kim, S. W. Lee, and J. E. Lee, 2018: Spatial and temporal trend analysis of precipitation and drought in South Korea, *Water*, 10(6), 765.
- Baek, H.-J., M.-K. Kim, and W.-T. Kwon, 2017: Observed short-and long-term changes in summer precipitation over South Korea and their links to large-scale circulation anomalies, *International Journal of Climatology*, 37, 972-986.
- Bao, G., Y. Liu, N. Liu, and H. W. Linderholm, 2015: Drought variability in eastern Mongolian Plateau and its linkages to the large-scale climate forcing, *Climate Dynamics*, 44(3), 717-733.
- Blackport, R., J. A. Screen, K. van der Wiel, and R. Bintanja, 2019: Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes, *Nature Climate Change*, 9, 697-704.
- Cai, W., and coauthors, 2019: Pantropical climate interactions, *Science*, 363(6430), eaav4236.
- Capotondi, A., and coauthors, 2015: Understanding ENSO diversity, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6), 921-938.
- Chan, J. C., 2005: Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89, 143-152.
- Chang, E. K. M., Y. Guo, and X. Xia, 2012: CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming, *Journal of Geophysical Research*, 117, D23118.
- Chen, H. and J. Sun, 2017: Contribution of human influence to increased daily precipitation extremes over China, *Geophysical Research Letters*, 44, 2436-2444.
- Chen, T., 2002: A North Pacific short-wave train during the extreme phases of ENSO, *Journal of Climate*, 15, 2359-2376.
- Chen, T., W. Huang, and J. Yoon, 2004: Interannual variation of the East Asian cold surge activity, *Journal of Climate*, 17, 401-413.
- Chen, W. and B. Dong, 2019: Anthropogenic impacts on recent decadal change in temperature extremes over China: relative roles of greenhouse gases and anthropogenic aerosols, *Climate Dynamics*, 52, 3643-3660.
- Chen, W., J.-Y. Lee, R. Lu, B. Dong, and K.-J. Ha, 2015: Intensified impact of tropical Atlantic SST on the western North Pacific summer climate under a weakened Atlantic thermohaline circulation, *Climate Dynamics*, 29, 3607-3627.
- Cheung, H. N., W. Zhou, H. Y. Mok, and M. C. Wu, 2012: Relationship between ural-siberian blocking and the east asian winter monsoon in relation to the arctic oscillation and the El niño-southern oscillation, *Journal of Climate*, 25, 4242-4257.
- Chiang, J. C. H., L. M. Swenson, and W. Kong, 2017: Role of seasonal transitions and the westerlies in the interannual variability of the East Asian summer monsoon precipitation, *Geophysical Research Letters*, 44, 3788-3795.
- Choi, J. W., Y. Cha, H. D. Kim, and S. D. Kang, 2016: Climatological features of Korea-landfalling tropical

- cyclones, *Advances in Meteorology*, Article ID 5051476, 15 pages.
- Choi, J. W., Y. Cha, and J. Y. Kim, 2017: Interdecadal variation of Korea affecting TC activity in early 1980s, *Geoscience Letters*, 4, 1.
- Choi, G., W.-T. Kwon, K.-O. Boo, and Y.-M. Cha, 2008: Recent spatial and temporal changes in means and extreme events of temperature and precipitation across the Republic of Korea, *Journal of Korean Geographical Society*, 43, 681-700.
- Choi, K. S., S. Park, K. H. Chang, and J. H. Lee, 2015: A possible relationship between East Indian Ocean SST and tropical cyclone affecting Korea, *Natural Hazards*, 76(1), 283-301.
- Choi, K.-S., C.-C. Wu, and H.-R. Byun, 2012: Possible connection between summer tropical cyclone frequency and spring Arctic Oscillation over East Asia, *Climate Dynamics*, 38, 2613-2629.
- Choi, K.-S. and H.-R. Byun, 2010: Possible relationship between western North Pacific tropical cyclone activity and Arctic Oscillation, *Theoretical and Applied Climatology*, 100(3-4), 261-274.
- Choi, N. and M.-I. Lee :2019, Spatial variability and long-term trend in the occurrence frequency of heatwave and tropical night in Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 55(5), 101-114.
- Choi, W., C.-H. Ho, M.-K. Kim, J. Kim, D.-H. Yoo, J.-G. Jhun, and J.-H., Jeong, 2018: Season-dependent warming characteristics observed at 12 stations in South Korea over the recent 100 years. *International Journal of Climatology*, 38, 4092-4101.
- Chou, C. and C. W. Lan, 2012: Changes in the annual range of precipitation under global warming, *Journal of Climate*, 25, 222-235.
- Cohen, J. and C. Fletcher, 2007: Improved skill of Northern Hemisphere winter surface temperature predictions based on land-atmosphere fall anomalies, *Journal of Climate*, 20, 4118-4132.
- Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones, 2010: Winter 2009-2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophysical Research Letters*, 37, L17707.
- Cohen, J., K. Saito, and D. Entekhabi, 2001: The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability, *Geophysical Research Letters*, 28(2), 299-302.
- Cohen, J., J. A. Screen, J. C. Furtado, M. Barlow, D. Whittleston, D. Coumou, J. Francis, K. Dethloff, D. Entekhabi, J. Overland, and J. Jones, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, *Nature Geoscience*, 7, 627-637.
- Cook, B. I., E. R. Cook, J. E. Smerdon, R. Seager, A. P. Williams, S. Coats, D. W. Stahle, and J. V. Diaz :2016, North American megadroughts in the Common Era: Reconstructions and simulations, *WIRE Climate Change*, 7, 411-432.
- Cook, E. R., R. Seager, M. A. Cane, and D. W. Stahle, 2007: North American drought: Reconstructions, causes, and consequences, *Earth-Science Reviews*, 81, 93-134.
- Coumou, D., V. Petoukhov, S. Rahmstorf, S. Petri, and H. J. Schellnhuber, 2014: Quasi-resonant circulation regimes and hemispheric synchronization of extreme weather in boreal summer, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(34), 12331-12336.
- Dai, A., D. Luo, M. Song, and J. Liu, 2019: Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂, *Nature Communications*, 10, 121.
- Davis, S. M. and K. H. Rosenlof, 2012: A multidagnostic intercomparison of tropical-width time series using reanalyses and satellite observations, *Journal of Climate*, 25, 1061-1078.
- Deser, C. and H. Teng, 2008: Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979-2007, *Geophysical Research Letters*, 35, L02504.
- Deser, C., J. E. Walsh, and M. S. Timlin, 2000: Arctic sea

- ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends, *Journal of Climate*, 13, 617-633.
- DelSole, T., L. Trenary, X. Yan, and M. K. Tippett, 2019: Confidence intervals in optimal fingerprinting, *Climate Dynamics* 52, 4111-4126.
- Diffenbaugh, N. S., D. L. Swain, and D. Touma, 2015: Anthropogenic warming has increased drought risk in California, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112, 3931-3936.
- Ding, Q. and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer, *Journal of Climate*, 18(17), 3483-3505.
- Ding, Q. and B. Wang, 2007: Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave train and the Indian monsoon, *Journal of Climate*, 20(15), 3751-3767.
- Ding, Q., B. Wang, J. M. Wallace, and G. Branstator, 2011: Tropical-extratropical teleconnections in boreal summer: Observed interannual variability, *Journal of Climate*, 24(7), 1878-1896.
- Ding, Y. H., Z. Y. Wang, and Y. Sun, 2008: Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: observed evidences. *International Journal of Climatology*, 28, 1139-1161.
- Dong, S., Y. Sun, E. Aguilar, X. Zhang, T. C. Peterson, L. Song, and Y. Zhang, 2018: Observed changes in temperature extremes over Asia and their attribution, *Climate Dynamics*, 51, 339-353.
- Easterling, D. R. and M. F. Wehner, 2009: Is the climate warming or cooling?, *Geophysical Research Letters*, 36, L08706.
- Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, 436, 686-688.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(587), 157-178.
- Garfinkel, C. I., S.-W. Son, K. Song, V. Aguila, and L. D. Oman, 2017: Stratospheric variability contributed to and sustained the recent hiatus in Eurasian winter warming, *Geophysical Research Letters*, 44, 374-382.
- Giese, B. S. and S. Ray, 2011: S. El Nino variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871-2008, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, C02024.
- Goh, A. Z.-C. and Johnny C. L. Chan, 2012: Variations and prediction of the annual number of tropical cyclones affecting Korea and Japan, *International Journal of Climatology*, 32, 178-189.
- Gong, D. and C. Ho, 2002: Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophysical Research Letters*. 29(10), 1436.
- Gong, D.-Y. and Ho, C.-H., 2003: Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D2), 4066.
- Gong, D. Y., S. W. Wang, and J. H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 28, 2073-2076.
- Gong, D.-Y., J. Yang, S.-J. Kim, Y. Gao, D. Guo, T. Zhou, and M. Hu, 2011: Spring Arctic Oscillation-East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific, *Climate Dynamics*, 37(11-12), 2199-2216.
- Gong, H., L. Wang, W. Chen, and D. Nath, 2018: Multidecadal fluctuation of the wintertime Arctic Oscillation pattern and its implication, *Journal of Climate*, 31, 5595-5608.
- Ha, K.-J., S.-K. Park, and K.-Y. Kim, 2003: Interannual variability in summer precipitation around the Korean Peninsula and its associated East Asian summer circulation, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 39, 575-586.
- Ha, K.-J., Y.-W. Seo, J.-Y. Lee, R. H. Kripalani, and K.-S.

- Yun, 2018: Linkages between the South and East Asian summer monsoons: A review and revisit. *Climate Dynamics*, 51, 4207-4227.
- Ham, Y.-G., J.-S. Kug, J.-Y. Park, and F.-F. Jin, 2013: Sea surface temperature in the North Tropical Atlantic as a trigger for El Niño, *Nature Geoscience*, 6, 112-116.
- Ham, Y.-G., Y. Chikamoto, J.-S. Kug, M. Kimoto, and T. Mochizuki, 2017: Tropical Atlantic-Korea teleconnection pattern during boreal summer season, *Climate Dynamics*, 49, 2649-2664.
- Ham, Y.-G., Y. Hwang, Y.-K. Lim, and M. Kwon, 2018: Interdecadal variation of tropical Atlantic-Korea teleconnection pattern during boreal summer season, *Climate Dynamics*, 51, 2609-2621.
- Hannart, A., A. Ribes, and P. Naveau, 2014: Optimal fingerprinting under multiple sources of uncertainty, *Geophysical Research Letters*, 41, 1261-1268.
- Harris, I., P. D. Jones, T. J. Osborn, and D. H. Lister, 2014: Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset, *International Journal of Climatology*, 34, 623-642.
- He, S., Y. Gao, F. Li, H. Wang, and Y. He, 2017: Impact of Arctic Oscillation on the East Asian climate: A review, *Earth-Science Reviews*, 164, 48-62.
- Heo, J.-W., C.-H. Ho, T.-W. Park, W. Choi, J.-H. Jeong, and J. Kim, 2018: Changes in cold surge occurrence over East Asia in the future: Role of thermal structure, *Atmosphere*, 9(6), 222.
- Herring, S. C., A. Hoell, M. P. Hoerling, J. P. Kossin, C. J. Schreck III, and P. A. Stott, Eds., 2016: Explaining Extreme Events of 2015 from a Climate Perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97 (12), S1-S145.
- Herring, S. C., N. Christidis, A. Hoell, J. P. Kossin, C. J. Schreck III, and P. A. Stott, Eds., 2018: Explaining Extreme Events of 2016 from a Climate Perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99 (1), S1-S157.
- Herring, S. C., N. Christidis, A. Hoell, M. P. Hoerling, and P. A. Stott, Eds., 2019: Explaining Extreme Events of 2017 from a Climate Perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100 (1), S1-S117.
- Hessl, A. E., K. J. Anchukaitis, C. Jelsema, B. Cook, O. Byambasuren, C. Leland, B. Nachin, N. Pederson, H. Tian, and L. A. Hayles, 2018: Past and future drought in Mongolia, *Science Advances*, 4(3), e1701832.
- Ho, C.-H., J.-Y. Lee, M.-H. Ahn, and H.-S. Lee, 2003: A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s, *International Journal of Climatology*, 23, 117-128.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophysical Research Letters*, 36, L08707.
- Hong, J. S., S. W. Yeh, and K. H. Seo, 2018: Diagnosing physical mechanisms leading to pure heat waves versus pure tropical nights over the Korean Peninsula, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(14), 7149-7160.
- Horton, D. E., N. C. Johnson, D. Singh, D. L. Swain, B. Rajaratnam, and N. S. Diffenbaugh, 2015: Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends, *Nature*, 522, 465-469.
- Hsu, P.-C., J.-Y. Lee, and K.-J. Ha, 2016: Influence of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southern China, *International Journal of Climatology*, 36, 1403-1412.
- Huang, W., B. Wang, J. S. Wright, and R. Chen, 2016: On the non-stationary relationship between the Siberian High and Arctic Oscillation, *PLoS ONE*, 11(6), e0158122.
- Huo, L., P. Guo, S. N. Hameed, and D. Jin, 2015: The role of tropical Atlantic SST anomalies in modulating western North Pacific tropical cyclone genesis, *Geophysical Research Letters*, 42, 2378-2384.

- Imada, Y., H. Shiogama, M. Watannabe, M. Mori, M. Ishii, and M. Kimoto, 2014: The contribution of anthropogenic forcing to the Japanese heat waves of 2013 [in “Explaining Extremes of 2013 from a Climate Perspective”], *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95 (9), S52-S54.
- IPCC, 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C. B., V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G. K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley, Eds.], Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582pp.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, Eds.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535pp.
- Izumo, T., J. Vialard, M. Lengaigne, C. de Boyer Montégut, S. K. Behera, J.-J. Luo, S. Cravatte, S. Masson, and T. Yamagata, 2010: Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the following year's El Niño, *Nature Geoscience*, 3, 168-172.
- Jeong, J. H. and C. H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 32, L14704.
- Jeong, J.-H., B.-M. Kim, C.-H. Ho, D. Chen, and G.-H. Lim, 2006: Stratospheric origin of cold surge occurrence in East Asia, *Geophysical Research Letters*, 33, L14710.
- Jeong, J.-H., B. M. Kim, C.-H. Ho, and Y.-H. Noh, 2008: Systematic variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion, *Journal of Climate*, 21, 788-801.
- Jiang, T.-Y. and Y. Deng, 2011: Downstream modulation of North Pacific atmospheric river activity by East Asian cold surges, *Geophysical Research Letters*, 38, L20807
- Jin, C.-S., C.-H. Ho, J.-H. Kim, D.-K. Lee, D.-H. Cha, and S.-W. Yeh, 2013: Critical role of northern off-equatorial sea surface temperature forcing associated with central Pacific El Niño in more frequent tropical cyclone movements toward East Asia, *Journal of Climate*, 26, 2534-2545.
- Jin, D. and L. Huo, 2018: Influence of tropical Atlantic sea surface temperature anomalies on the East Asian summer monsoon, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(714), 1490-1500.
- Joung, C.-H. and M. H. Hitchman, 1982: On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks, *Monthly Weather Review*, 110, 1224-1237.
- Jung, H. S., Y. Choi, J. H. Oh, and G. H. Lim, 2002: Recent trends in temperature and precipitation over South Korea, *International Journal of Climatology*, 22, 1327-1337.
- Jung, I. W., D. H. Bae, and G. Kim, 2011: Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea, *International Journal of Climatology*, 31, 359-370.
- Kang, N. Y. and J. B. Elsner, 2019: Influence of global warming on the rapid intensification of western North Pacific tropical cyclones, *Environmental Research Letters*, 14, 044027.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, and J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss, *Nature Communications*, 5, 4646.
- Kim, G., D.-H. Cha, C. Park, G. Lee, C.-S. Jin, D.-K. Lee, M.-S. Suh, J.-B. Ahn, S.-K. Min, S.-Y. Hong, and H.-S. Kang, 2018: Future change in extreme precipitation

- indices over Korea, *International Journal of Climatology*, 38, e862-e874.
- Kim, J.-H., C.-H. Ho, M.-H. Lee, J.-H. Jeong, D. Chen, 2006: Large increase in heavy rainfall associated with tropical cyclone landfalls in Korea after the late 1970s, *Geophysical Research Letters*, 33, L18706.
- Kim, J.-S., J.-S. Kug, S.-W. Yeh, H.-K. Kim, and E.-H. Park, 2014: Relation between climate variability in Korea and two types of El Niño, and their sensitivity to definition of two types of El Niño, *Atmosphere*, 24, 89-99.
- Kim, J.-S. and J.-S. Kug, 2019: Role of off-equatorial SST in El Niño teleconnection to East Asia during El Niño decaying spring, *Climate Dynamics*, 52, 7293-7308.
- Kim, K.-Y. and S.-W. Son, 2016: Physical characteristics of Eurasian winter temperature variability, *Environmental Research Letters*, 11, 044009.
- Kim, M.-K., J.-S. Oh, C.-K. Park, S.-K. Min, and K.-O. Boo, 2019: Possible impact of the diabatic heating over the Indian subcontinent on heat waves in South Korea, *International Journal of Climatology*, 39, 1166-1180.
- Kim, N.-S., J.-S. Kim, H.-W. Jang and J.-H. Lee, 2015: Hydrologic risk analysis based on extreme drought over the Korean Peninsula under climate change, *Journal of the Korean Society of Hazard Mitigation*, 15(4), 45-52.
- Kim, S., C.-K. Park, and M.-K. Kim, 2005: The regime shift of the northern hemispheric circulation responsible for the spring drought in Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 41, 571-585.
- Kim, S.-W., K. Song, S.-Y. Kim, S.-W. Son, and C. Franzke, 2014: Linear and nonlinear trends of extreme temperatures in Korea, *Atmosphere*, 24, 379-390.
- Kim, S.-Y., H.-Y. Son, and J.-S. Kug, 2018: Relative roles of equatorial central Pacific and western North Pacific precipitation anomalies in ENSO teleconnection over the North Pacific, *Climate Dynamics*, 51, 11-12.
- Kim, S.-Y. and J.-S. Kug, 2018: What controls ENSO teleconnection to East Asia? Role of western North Pacific precipitation in ENSO Teleconnection to East Asia, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 10406- 10422.
- Kim, Y., B. Kang, and J. M. Adams, 2012: Opposite trends in summer precipitation in South and North Korea, *International Journal of Climatology*, 32, 2311-2319.
- Kim, Y.-H., S.-K. Min, X. Zhang, F. Zwiers, L. V. Alexander, M. G. Donat, and Y.-S. Tung, 2016: Attribution of extreme temperature changes during 1951-2010, *Climate Dynamics*, 46, 1769-1782.
- Kim, Y.-H., S.-K. Min, D. A. Stone, H. Shiogama, and P. Wolski, 2018: Multi-model event attribution of the summer 2013 heat wave in Korea, *Weather and Climate Extremes*, 20, 33-44.
- Klotzbach, P., S. Abhik, H. H. Hendon, M. Bell, C. Lucas, A. G. Marshall, and E. C. J. Oliver, 2019: On the emerging relationship between the stratospheric Quasi-Biennial oscillation and the Madden-Julian oscillation, *Scientific Reports*, 9, 2981.
- Kosaka, Y. and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling, *Nature*, 501, 403-407.
- Kosaka, Y., S. P. Xie, N. C. Lau, and G. A. Vecchi, 2013: Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(19), 7574-7579.
- Kossin, J. P. 2018: A global slowdown of tropical-cyclone translation speed, *Nature*, 558, 104-107.
- Kug, J.-S., B. P. Kirtman, and I.-S. Kang 2006: Interactive feedback between the Indian Ocean and ENSO in an interactive coupled model, *Journal of Climate*, 19, 6371-6381.
- Kug, J.-S. and I.-S. Kang, 2006: Interactive feedback between ENSO and the Indian Ocean, *Journal of Climate*, 19, 1784-1801.

- Kug, J.-S., M.-S. Ahn, M.-K. Sung, S.-W. Yeh, H.-S. Min, and Y.-H. Kim, 2010: Statistical relationship between two types of El Niño events and climate variation over the Korean Peninsula, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 46, 467-474.
- Kysely, J. and J. Kim, 2009: Mortality during heat waves in South Korea, 1991 to 2005: how exceptional was the 1994 heat wave?, *Climate Research*, 38(2), 105-116.
- Laxon, S. W., and Coauthors, 2013: CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophysical Research Letters*, 40, 732-737.
- Lee, H., C.-S. Jin, D.-H. Cha, Minkyu Lee, D.-K. Lee, M.-S. Suh, S.-Y. Hong, and H.-S. Kang, 2019: Future change in tropical cyclone activity over the western North Pacific in the CORDEX-East Asia multi-RCMs forced by HadGEM2-AO, *Journal of Climate*, 32, 5053-5067.
- Lee, J.-Y., S.-S. Lee, B. Wang, K.-J. Ha, and J.-G. Jhun, 2013: Seasonal prediction and predictability of the Asian winter temperature variability, *Climate Dynamics*, 41, 573-587.
- Lee, J.-Y., and coauthors, 2017: The long-term variability of Changma in the East Asian summer monsoon system: a review and revisit, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 53(2), 257-272.
- Lee, K., H.-J. Baek, and C. Cho, 2013: Analysis of changes in extreme temperatures using quantile regression, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49, 313-323.
- Lee, W.-S. and M.-I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large scale atmospheric circulation patterns, *International Journal of Climatology*, 36(15), 4815-4830.
- Li, H., H. Chen, and H. Wang, 2017: Effects of anthropogenic activity emerging as intensified extreme precipitation over China, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 6899-6914.
- Li, C., Q. Tian, R. Yu, B. Zhou, J. Xia, C. Burke, B. Dong, S. F. B. Tett, N. Freychet, F. Lott, and A. Ciavarella, 2018: Attribution of extreme precipitation in the lower reaches of the Yangtze river during May 2016, *Environmental Research Letters*, 13, 014015.
- Lim, S.-M., S.-W. Yeh, and G.-R. Kim, 2012: Analysis on the relationship between the Korean temperature and the atmospheric circulation over the Northern hemisphere during winter, *Atmosphere*, 22(2), 187-197.
- Lin, Z. and B. Wang, 2016: Northern East Asian low and its impact on the interannual variation of East Asian summer rainfall, *Climate Dynamics*, 46, 83-97.
- Liu, J., B. Wang, M. A. Cane, S.-Y. Yim, and J.-Y. Lee, 2013: Divergent global precipitation changes induced by natural versus anthropogenic forcing, *Nature*, 493, 656-659.
- Liu, B., G. Huang, K. Hu, R. Wu, H. Gong, P. Wang, and G. Zhao, 2018: The multidecadal variations of the interannual relationship between the East Asian summer monsoon and ENSO in a coupled model, *Climate Dynamics*, 51(5-6), 1671-1686.
- Lu, C., Y. Sun, H. Wan, X. Zhang and H. Yin, 2016: Anthropogenic influence on the frequency of extreme temperatures in China, *Geophysical Research Letters*, 43, 6511-6518.
- Lu, C., Y. Sun, and X. Zhang, 2018: Multimodel detection and attribution of changes in warm and cold spell durations, *Environmental Research Letters*, 13, 074013.
- Lu, F. C., H. M. H. Juang, and C. C. Liao, 2007: A numerical case study of the passage of a cold surge across Taiwan, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 95, 27-52.
- Ma, S., T. Zhou, D. A. Stone, D. Polson, A. Dai, P. A. Stott, H. von Storch, Y. Qian, C. Burke, P. Wu, L., Zou, and A. Ciavarella, 2017: Detectable anthropogenic shift toward heavy precipitation over Eastern China,

- Journal of Climate*, 30, 1381-1396.
- Ma, S., T. Zhou, D. A. Stone, O. Angelil, and H. Shiogama, 2017: Attribution of the July-August 2013 heat event in central and eastern China to anthropogenic greenhouse gas emissions, *Environmental Research Letters*, 12, 054020.
- Manney, G. L., and Coauthors, 2014: Climatology of Upper Tropospheric-Lower Stratospheric (UTLS) jets and tropopauses in MERRA, *Journal of Climate*, 27, 3248-3271.
- Mao, R., D. Gong, J. Bao, and Y. Fan, 2011: Possible influence of Arctic Oscillation on dust storm frequency in North China, *Journal of Geographical Sciences*, 21(2), 207-218.
- McKee, T. B., N. J. Doeskin, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales, Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA, *American Meteorological Society*, 179-184.
- Min, S.-K., X. Zhang, F. W. Zwiers, and G. C. Hegerl, 2011: Human contribution to more intense precipitation extremes, *Nature*, 470, 378-381.
- Min, S.-K., Y.-H. Kim, M.-K. Kim, and C. Park, 2014: Assessing Human contribution to the summer 2013 Korean heat wave [In "Explaining extreme events of 2013 from a climate perspective"], *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9), S48-S51.
- Min, S.-K., S.-W. Son, K.-H. Seo, J.-S. Kug, S.-I. An, Y.-S. Choi, J.-H. Jeong, B.-M. Kim, J.-W. Kim, Y.-H. Kim, J.-Y. Lee, and M.-I. Lee, 2015: Changes in weather and climate extremes over Korea and possible causes: A review, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 51(2), 103-121.
- Min, S.-K., Y.-H. Kim, S.-M. Paik, M.-K. Kim, and K.-O. Boo, 2015: Anthropogenic influence on the 2014 record-hot spring in Korea, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, S95-S99.
- Min, S.-K., Y.-H. Kim, I.-H. Park, D. Lee, S. Sparrow, D. Wallom, and D. Stone, 2019: Anthropogenic contribution to the 2017 earliest summer onset in South Korea, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, S73-S77.
- Moon, I.-J., S.-H. Kim, and Johnny C. L. Chan, 2019: Climate change and tropical cyclone trend, *Nature*, 570, E3-E5.
- Moon, J.-Y., B. Wang, and K.-J. Ha, 2011: ENSO regulation of MJO teleconnection, *Climate Dynamics*, 37(5-6), 1133-1149.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades, *Nature Geoscience*, 7, 869-873.
- Mori, M., Y. Kosaka, M. Watanabe, H. Nakamura, and M. Kimoto, 2019: A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling, *Nature Climate Change*, 9, 123-129.
- Nakamura, T., Y. Tachibana, M. Honda and S. Yamane, 2006: Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts, *Geophysical Research Letters*, 33, L07709.
- Nakamura, T., Y. Tachibana, and H. Shimoda, 2007: Importance of cold and dry surges in substantiating the NAM and ENSO relationship, *Geophysical Research Letters*, 34, L22703.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 65(3), 373-390.
- Ogi, M., S. Rysgaard, and D. G. Barber, 2016: Importance of combined winter and summer Arctic Oscillation on September sea ice extent, *Environmental research letters*, 11, 034019.
- Otto, F., 2017: Attribution of weather and climate extremes, *Annual Review of Environment and Resources*, 42, 627-646.

- Overland, J. E. and M. Wang, 2005: The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 32, L06701.
- Paciorek, C. J., D. A. Stone, and M. F. Wehner, 2018: Quantifying uncertainty in the attribution of human influence on severe weather, *Weather and Climate Extremes*, 20, 69-80.
- Palmer, W., 1965: Meteorological Drought, Research paper, No. 45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, 58pp.
- Park, B.-J., Y.-H. Kim, S.-K. Min, M.-K. Kim, Y. Choi, K.-O. Boo, and S. Shim, 2017: Long-term warming trends in Korea and contribution of urbanization: An updated assessment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 10,637-10,654
- Park, C., S.-K. Min, D. Lee, D.-H. Cha, M.-S. Suh, H.-S. Kang, S.-Y. Hong, D.-K. Lee, H.-J. Baek, K.-O. Boo, and W.-T. Kwon, 2016: Evaluation of multiple regional climate models for summer climate extremes over East Asia, *Climate Dynamics*, 46(7-8), 2469-2486.
- Park, H.-J. and J.-B. Ahn, 2016: Combined effect of the Arctic Oscillation and the Western Pacific pattern on East Asia winter temperature, *Climate Dynamics*, 46, 3205-3221.
- Park, H.-S., A. L. Stewart, and J.-H. Son, 2018: Dynamic and thermodynamic impacts of the winter Arctic Oscillation on summer sea ice extent, *Journal of Climate*, 31, 1483-1497.
- Park, J.-H. and J.-S. Kug, 2019: Role of the Western Hemisphere warm pool in climate variability over the western North Pacific., *Climate Dynamics*, 53, 2743-2755.
- Park, J.-H., J.-S. Kug, T. Li., and S.-K. Behera, 2018: Predicting El Nino beyond 1-year lead: Effect of the Western Hemisphere warm pool, *Scientific Reports*, 8, 14957.
- Park, T.-W., J.-H. Jeong, C.-H. Ho, and S.-J. Kim, 2008: Characteristics of atmospheric circulation associated with cold surge occurrences in East Asia: A case study during 2005/06 winter, *Advances in Atmospheric Sciences*, 25, 791-804.
- Park, T.-W., C.-H. Ho, S. Yang, and J.-H. Jeong, 2010: Influences of Arctic Oscillation and Madden-Julian Oscillation on cold surges and heavy snowfalls over Korea. A case study for the winter of 2009-2010, *Journal of Geophysical Research*, 115, D23122.
- Park, T.-W., C.-H. Ho, S.-J. Jeong, Y.-S. Choi, S. K. Park, and C.-K. Song, 2011: Different characteristics of cold day and cold surge frequency over East Asia in a global warming situation, *Journal of Geophysical Research*, 116, D12118.
- Park, T.-W., C.-H. Ho, J.-H. Jeong, J.-W. Heo, and Y. Deng, 2015: A new dynamical index for classification of cold surge types over East Asia, *Climate Dynamics*, 45, 2469-2484.
- Park, T., C. Ho, and S. Yang, 2011: Relationship between the Arctic Oscillation and Cold Surges over East Asia, *Journal of Climate*, 24, 68-83.
- Patricola, C. M., S. J. Camargo, P. J. Klotzbach, R. Saravanan, and P. Chang, 2018: The influence of ENSO flavors on western North Pacific tropical cyclone activity, *Journal of Climate*, 31, 5395-5416.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking, *Journal of Atmospheric Sciences*, 60, 743-755.
- Pena-Ortiz, C., D. Gallego, P. Ribera, P. Ordonez, and M. D. C. Alvarez-Castro, 2013: Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 2702-2713.
- Preethi, B., M. Mujumda, A. Prabhu, and R. H. Kripalani, 2017: Variability and teleconnections of South and East Asian summer monsoons in present and future projections of CMIP5 climate models. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 53, 305-325.

- Qian, C. and T. Zhou, 2014: Multidecadal variability of north China aridity and its relationship to PDO during 1900–2010, *Journal of Climate*, 27, 1210–1222.
- Rahmstorf, S., G. Forster, and N. Cahill, 2017: Global temperature evolution: recent trends and some pitfalls, *Environmental Research Letters*, 12, 054001.
- Renner, A. H. H., S. Gerland, C. Haas, G. Spreen, J. F. Beckers, E. Hansen, M. Nicolaus, and H. Goodwin, 2014: Evidence of Arctic sea ice thinning from direct observations, *Geophysical Research Letters*, 41, 5029–5036.
- Ribes, A., J.-M. Azaïs, and S. Planton, 2009: Adaptation of the optimal fingerprint method for climate change detection using a well-conditioned covariance matrix estimate, *Climate Dynamics*, 33, 707–722.
- Ribes, A. and L. Terray, 2013: Application of regularised optimal fingerprinting to attribution. Part II: Application to global near-surface temperature, *Climate Dynamics*, 41, 2837–2853.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace, and R. L. Colony, 2002: Response of sea ice to the Arctic Oscillation, *Journal of Climate*, 15, 2648–2263.
- Risser, M. D., D. A. Stone, C. J. Paciorek, M. F. Wehner, and O. Angéilil, 2017: Quantifying the effect of interannual ocean variability on the attribution of extreme climate events to human influence, *Climate Dynamics*, 49(9–10), 3051–3073.
- Rodríguez-Fonseca, B., I. Polo, J. Garcia-Serrano, T. Losada, E. Mohino, C. R. Mechoso, and F. Kucharski, 2009: Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, 36, L20705.
- Ryoo, S.-B., W.-T. Kwon, and J.-G. Jhun, 2004: Characteristics of wintertime daily and extreme minimum temperature over South Korea, *International Journal of Climatology*, 24, 145–160.
- Screen, J. A. and J. A. Francis, 2016: Contribution of sea-ice loss to Arctic amplification is regulated by Pacific Ocean decadal variability, *Nature Climate Change*, 6, 856–861.
- Serreze, M. C. and R. G. Barry, 2011: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Global and Planetary Change*, 77, 85–96.
- Shepherd, T. G., 2016: A common framework for approaches to extreme event attribution. *Current Climate Change Reports*, 2, 28–38.
- Shin, J., R. Olson, and S. I. An, 2018: Projected heat wave characteristics over the Korean Peninsula during the twenty-first century, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 54(1), 53–61.
- Si, D. and Y. Ding, 2016: Oceanic forcings of the interdecadal variability in East Asian summer rainfall, *Journal of Climate*, 29, 7633–7649.
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, J.-S. Kug, J. Yoo, and C.-H. Kim, 2014: Winter precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO, *Climate Dynamics*, 42, 3171–3186.
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, and J.-S. Kug 2016: Precipitation variability in September over the Korean Peninsula during ENSO developing phase, *Climate Dynamics*, 46, 3419–3430.
- Son, S.-W., Y. Lim, C. Yoo, H. Hendon, and J. Kim, 2017: Stratospheric control of the Madden-Julian oscillation and its teleconnection, *Journal of Climate*, 30, 1909–1922.
- Stevenson, S., A. Timmermann, Y. Chikamoto, S. Langford, and P. Dinezio, 2015: Stochastically generated north American megadroughts, *Journal of Climate*, 28, 1865–1880.
- Stott, P. A., and coauthors, 2016: Attribution of extreme weather and climate-related events, *WIREs Climate Change*, 7, 23–41.
- Stroeve, J. C., J. Maslanik, M. C. Serreze, I. G. Rigor, W. Meier, and C. Fowler, 2011: Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation

- during winter 2009/2010, *Geophysical Research Letters*, 38 L02502.
- Sun, Y., X. Zhang, F. W. Zwiers, L. Song, H. Wan, T. Hu, H. Yin, and G. Ren, 2014: Rapid increase in the risk of extreme summer heat in Eastern China, *Nature Climate Change*, 4, 1082-1083.
- Sun, Y., S. Dong, X. Zhang, P. Stott, and T. Hu, 2019: Anthropogenic influence on the heaviest June precipitation in Southeastern China since 1961, [in "Explaining Extremes of 2017 from a Climate Perspective"], *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100 (1), S79-S83.
- Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. and Dewitte, B., 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, *Geophysical Research Letters*, 38, L10704.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High, *Journal of Atmospheric Sciences*, 62, 4423-4440.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian High, *Journal of Atmospheric Sciences*, 62, 4441-4449.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, *Journal of Climate*, 13, 1018-1036.
- Tian, F., B. Dong, J. Robson, and R. Sutton, 2018: Forced decadal changes in the East Asian summer monsoon: the roles of greenhouse gases and anthropogenic aerosols, *Climate Dynamics*, 51, 3699-3715.
- Tilling, R. L., A. Ridout, A. Shepherd, and D. J. Wingham, 2015: Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013, *Nature Geoscience*, 8, 643-646.
- Timmermann, A., and coauthors, 2018: El Niño-southern oscillation complexity, *Nature*, 559(7715), 535-545.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and T. G. Shepherd, 2015: Attribution of climate extreme events, *Nature Climate Change*, 5, 725-730.
- Vicente-Serrano, S. M., S. Begueria, and J. I. Lopez-Moreno, 2010: A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index, *Journal of Climate*, 23, 1696-1718.
- Wang, B. and J. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific, *Journal of Climate*, 15, 1643-1658.
- Wang, B., J.-Y. Lee, and B. Xiang, 2015: Asian summer monsoon rainfall predictability: A predictable mode analysis, *Climate Dynamics*, 44, 61-74.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate?, *Journal of Climate*, 13(9), 1517-1536.
- Wang, B., Z. Wu, C. P. Chang, J. Liu, J. Li, and T. Zhou, 2010: Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: the northern and southern temperature modes, *Journal of Climate*, 23, 1495-1512.
- Wang, J., S. F. B. Tett, Z. Yan, and J. Feng, 2018: Have human activities changed the frequencies of absolute extreme temperatures in eastern China?, *Environmental Research Letters*, 13, 014012.
- Wang, L., X. Yuan, Z. Xie, P. Wu, and Y. Li, 2016: Increasing flash droughts over China during the recent global warming hiatus, *Scientific Reports*, 6, 30571.
- Wang, Z., Y. Jian, H. Wan, J. Yan, and X. Zhang, 2017: Detection and attribution of changes in extreme temperatures at regional scale, *Journal of Climate*, 30, 7035-7047.

- Watanabe, T. and K. Yamazaki, 2012: Influence of the anticyclonic anomaly in the subtropical jet over the western Tibetan Plateau on the intraseasonal variability of the summer Asian monsoon in early summer, *Journal of Climate*, 25(4), 1291-1303.
- Williams, A. P., R. Seager, J. T. Abatzoglou, B. I. Cook, J. E. Smerdon, and E. R. Cook, 2015: Contribution of anthropogenic warming to California drought during 2012-2014, *Geophysical Research Letters*, 42, 6819-6828.
- Williams, J., B. R. Tremblay, R. Newton, and R. Allard, 2016: Dynamic preconditioning of the minimum September sea-ice extent, *Journal of Climate*, 29, 5879-5891.
- Woo, S.-H., B.-M. Kim, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, and G.-H. Lim, 2012: Decadal changes in surface air temperature variability and cold surge characteristics over Northeast Asia and their relation with the Arctic Oscillation for the past three decades (1979-2011), *Journal of Geophysical Research*, 117, D18117.
- Wu, M. C., W. L. Chang, and W. M. Leung, 2004: Impacts of El Niño-Southern Oscillation events on tropical cyclone landfalling activity in the western North Pacific. *Journal of Climate*, 17, 1419-1428.
- Wu, L., C. Wang, and B. Wang, 2015: Westward shift of western North Pacific tropical cyclogenesis, *Geophysical Research Letters*, 42, 1537-1542.
- Wu, R., T. You, and K. Hu, 2019; What formed the North-South Contrasting Pattern of summer rainfall changes over eastern China? *Current Climate Change Reports*, 5(2), 47-62.
- Xie, R. and F.-F. Jin, 2018: Two leading ENSO modes and El Niño types in the Zebiak-Cane model, *Journal of Climate*, 31, 1943-1962.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño, *Journal of Climate*, 22, 730-747.
- Yamaura, T. and Y. Kajikawa, 2017: Decadal change in the boreal summer intraseasonal oscillation, *Climate Dynamics*, 48, 3003-3014.
- Yasui, S. and Watanabe, M., 2010: Forcing processes of the summertime circumglobal teleconnection pattern in a dry AGCM, *Journal of Climate*, 23(8), 2093-2114.
- Yeh, S.-W., J.-S. Kug, and S.-I. An, 2014: Recent progress on two types of El Niño: Observations, Dynamics, and Future changes, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 50, 69-81.
- Yeh, S.-W., Y.-J. Won, J.-S. Hong, K.-J. Lee, M. H. Kwon, K.-H. Seo, and Y.-G. Ham, 2018: The record-breaking heat wave in 2016 over South Korea and its physical mechanism, *Monthly Weather Review*, 146, 1463-1474.
- Yeo, S.-R., W. Kim, and K.-Y. Kim, 2017: Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation, *Climate Dynamics*, 48, 499-511.
- Yeo, S.-R., S.-W. Yeh, and W.-S. Lee, 2019: Two types of heat wave in Korea associated summertime circumglobal teleconnection with atmospheric circulation pattern, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 7498-7511.
- Yin, H., Y. Sun, H. Wan, X. Zhang, and C. Lu, 2017: Detection of anthropogenic influence on the intensity of extreme temperatures in China, *International Journal of Climatology*, 37, 1229-1237.
- Yin, H. and Y. Sun, 2018: Detection of anthropogenic influence on fixed threshold indices of extreme temperature, *Journal of Climate*, 31, 6341-6352.
- Yoo, C. and S.-W. Son, 2016: Modulation of the boreal wintertime Madden-Julian oscillation by the stratospheric quasi-biennial oscillation, *Geophysical Research Letter*, 43, 1392-1398.
- Yoo, Y.-E., S.-W. Son, J.-H. Lee, and S.-K. Min, 2019: Abrupt decrease of wintertime cold nights in Korea in the late 1980s, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric*

- Science*, 55, 31-39.
- Yoon, D., D.-H. Cha, G. Lee, C. Park, M.-I. Lee, and K.-H. Min, 2018: Impacts of synoptic and local factors on heat wave events over southeastern region of Korea in 2015, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(21), 12-081.
- Yun, J., K.-J. Ha, and Y.-H. Jo, 2018: Interdecadal changes in winter surface air temperature over East Asia and their possible causes, *Climate Dynamics*, 51, 1375-1390.
- Yun, K.-S., Y.-W. Seo, K.-J. Ha, J.-Y. Lee, and Y. Kajikawa, 2014: Interdecadal changes in the Asian winter monsoon variability and its relationship with ENSO and AO, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Science*, 50, 531-540.
- Zhang, L. and T. Zhou, 2015: Drought over East Asia: A review. *Journal of Climate*, 28, 3375-3399.
- Zhang, W., H. F. Graf, Y. Leung, and M. Herzog, 2012: Different El Niño types and tropical cyclone landfall in East Asia, *Journal of Climate*, 25, 6510-6523.
- Zhang, W., G. A. Vecchi, H. Murakami, G. Villarini, T. L. Delworth,, X. Yang, and L. Jia, 2018: Dominant role of Atlantic Multidecadal Oscillation in the recent decadal changes in western North Pacific tropical cyclone activity. *Geophysical Research Letters*, 45, 354-362.
- Zhang, X., A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, and J. C. Comiso, 2008: Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system, *Geophysical Research Letters*, 35(22), L22701.
- Zhang, X., H. Wan, F. W. Zwiers, G. C. Hegerl, and S.-K. Min, 2013: Attributing intensification of precipitation extremes to human influence, *Geophysical Research Letters*, 40, 5252-5257.
- Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis, *Monthly Weather Review*, 125, 2605-2619.
- Zhang, Z., X. Sun, and X.-Q. Yang, 2018: Understanding the interdecadal variability of East Asian summer monsoon precipitation: Joint Influence of three oceanic signals, *Journal of Climate*, 31, 5485-5506.
- Zhang, Z.-X., A. Xie, and R.-H. Bai, 2006: Variability of East Asian summer monsoon and its association with rainfall trend over Songhuajiang-Nenjiang River basin, *Meteorological Science and Technology*, 34(5), 542-546.
- Zhao, H. and C. Wang, 2019: On the relationship between ENSO and tropical cyclones in the western North Pacific during the boreal summer, *Climate Dynamics*, 52, 275-288.
- Zhou, C., K. Wang, and D. Qi, 2018: Attribution of the July 2016 extreme precipitation event over Chian's Wuhan. [in "Explaining Extremes of 2016 from a Climate Perspective"]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), S107-112.
- Zhou, T., S. Ma, and L. Zou, 2014: Understanding a hot summer in Central Eastern China: summer 2013 in context of multimodel trend analysis [in "Explaining Extremes of 2013 from a Climate Perspective"], *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9), S54-S57.
- Zwiers, F. W., X. Zhang, and Y. Feng, 2011: Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales, *Journal of Climate*, 24, 881-892.

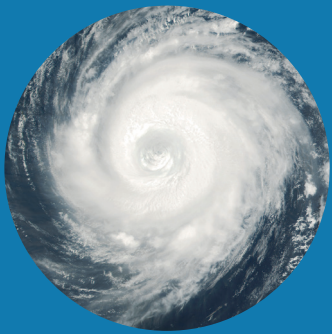


**한국 기후변화
평가보고서 2020**
- 기후변화 과학적 근거 -

제 10 장

단기 및 장기 기후변화 전망

-
- 308 10.1. 서론
 - 310 10.2. 대기과 지표
 - 320 10.3. 해양과 빙권
 - 325 10.4. 1.5°C 기후변화전망
 - 327 10.5. 결론
 - 328 10.6. 참고문헌



제 10 장 단기 및 장기 기후변화 전망



10.1. 서론

「한국 기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에서는 한반도 기후변화 상세 시나리오를 바탕으로 다음과 같은 한반도 기후전망을 제시하였다. 한반도 연평균기온은 현재(1971~2000년) 대비 21세기 후반(2071~2100년)에 RCP 4.5에서는 2°C 이상, RCP 8.5에서는 4°C 이상 될 것으로 추정하였다(건조한 동의). 한반도 평균 강수량의 경우 불확실성이 매우 크고 강수량의 증가는 지역적 차이가 크며, 겨울보다 여름철 강수량 증가가 더 클 것으로 예상하였다(중간적 동의). 한반도 극한기온의 변화는 일최고기온에 비해 일최저기온의 증가가 더 클 것으로 예상하였고(RCP 4.5 시나리오에 의하면 2071~2100년에 각 2.8°C와 3.1°C의 변화를 보임) 호우일수(+0.7일), 폭염일수(+5.8일), 열대야일수(+10.8일), 여름일수, 냉방도일, 성장도일은 증가하는 반면, 서리일수, 결빙일수, 난방도일은 감소할 것으로 전망하였다(건조한 동의). 특히 열대야일수의 변화가 가장 큰 변화를 나타내었으나, 불확실성 역시 가장 큼을 보였다(제한적 동의).

인위적·자연적 기후변화는 자연 생태계와 인간의 건강, 사회·경제 활동에 큰 영향을 미칠 수 있다. 따라서 기후변화의 취약성을 파악하고 효율적인 대응전략을 세우는 것이 중요하고, 이를 위해서는 과학적이고 신뢰할 수 있는 장·단기 기후 변화 전망이 필수적이다.

2014년에 발간된 IPCC 5차 종합보고서에 따르면 보고서에서 평가한 모든 배출 시나리오의 표면 온도는 21세기 전반에 걸쳐 상승할 것으로 전망하였다. 이에 따라 계절 시간 범위에서 대다수 육지 지역의 극한 고온 현상은 더욱 증가하는 반면, 일 극한 저온 현상은 더욱 감소하며 폭염의 발생 빈도 및 지속 기간과 극한 강수 현상의 발생 빈도 및 강도가 증가할 가능성이 높고 간헐적으로 발생하는 겨울의 극한 혹한 현상 또한 계속해서 나타날 것으로 전망하였다. 강수량의

변화는 일정하지 않을 것으로 보았고 RCP 8.5 시나리오에서 21세기 말까지 고위도 및 적도 부근 태평양과 중위도 습윤 지역(중위도 및 아열대 건조 지역)의 연간 평균 강수량은 증가(감소)할 가능성이 높다고 평가하였다. 해양에서는 온난화와 산성화가 지속되며 전 지구 평균 해수면 높이는 계속해서 상승할 것이라고 제시하였다.

한반도 기후변화 전망보고서(기상청, 2018)에서는 한반도 미래 기온은 지난 30년간(1981~2010년)의 관측자료에서 나타나는 온난화 경향이 지속되며 미래 연강수량은 RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오의 전반기를 제외한 4종의 RCP 시나리오의 모든 기간(21세기 전반기, 중반기, 후반기)에서 증가할 것으로 분석하였다.

최근 IPCC가 승인한 「지구온난화 1.5°C」 특별보고서에 따르면 산업화 이전(1850~1900년)과 대비하여 전 지구 평균 기온이 1.5°C 상승할 경우, 대부분의 지역에서 기온 상승과 함께 극한고온의 발생이 증가하고, 일부 지역에서 호우 및 가뭄의 발생이 증가할 것으로 예측하였다. 이러한 이상기상 및 이상기후 현상의 증가 추세는 전 지구 평균기온의 상승 폭이 커짐에 따라 더욱 심화될 것으로 전망된다(IPCC, 2018).

미래의 기후변화 전망 정보를 생산하기 위해서는 기후 모델이 필요하다. 현재까지 다양한 종류의 전구기후모델과 지역기후모델들이 사용되고 있고(Giorgi et al., 2001), 역학 모델이 갖고 있는 구조적 오차를 최소화하기 위해 통계적인 방법 또한 개발되고 있다(Imbert and Benestad, 2005). 기상청 국립기상과학원에서는 HadGEM2-AO(Hadley Centre Global Environmental Model version2, coupled with the Atmosphere-Ocean)를 통해 IPCC 5차 평가보고서의 RCP 시나리오에 따른 미래 기후변화를 예측하였다(Baek et al., 2013). 또한, 2013년부터 국립기상과학원을 주축으로 국내 대학들이 CORDEX(the COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment)에 참여하여 역학적 규모축소법(dynamic downscaling)을 통한 지역기후모델의 동아시아-

한반도 미래 상세 전망정보를 생산하고 있다(Suh et al., 2016). CORDEX란 세계 기후 연구 프로그램(World Climate Research Programme, WCRP)에서 추진하는 기후변화 영향 평가 및 적응에 활용 가능한 고해상도 지역기후변화 전망 자료를 산출하기 위한 국제사업이며, 동일한 영역에 대하여 여러 참여기관들이 고유한 지역기후모델을 이용하여 결과를 생산하고 궁극적으로 이들을 이용한 앙상블을 구하여 미래 지역 기후에 대한 타당한 상세 예측을 생산하는 것이 목적이다. 이에 우리나라에서도 여러 국내 대학들이 참여하여 CORDEX 동아시아 영역을 연구하였으며, 현재는 국립기상과학원에서 CORDEX 동아시아 2단계 실험을 진행하고 있다. 지역 기후모델의 전망에 사용된 HadGEM2-AO 전구 모델은 한반도를 포함한 동아시아와 환태평양 지역에서의 재현 성능이 우수하며 기후변화의 미래 전망에 대한 신뢰성이 상대적으로 높다고 알려져 있지만(Reichler and Kim, 2008) 단일 모델의 불안정성과 미래전망의 불확실성은 감안해야 할 필요가 있다.

한편, 국가차원의 기후변화 대응 방향 제시에 기여하고 지방자치단체별 기후변화 적응대책 수립에 필요한 과학적인 정보를 제공하기 위해 우리나라(남한) 지역을 대상으로 지역 기후모델에서 생산된 자료에 GIS 기반 객관분석을 응용하여 통계적 공간상세화 기법을(김맹기 등, 2012) 적용한 남한 상세 전망정보가 1km 공간해상도로 생산되었다(기상청, 2012; 기상청, 2017; 기상청, 2018). 각 모델들이 전망한 동아시아-한반도 미래의 전망정보와 남한의 상세한 전망 정보는 10.2절에서 제시한다.

해양과 빙권의 경우, 「한국 기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014)에서는 다음과 같은 전망을 제시하였다. 한반도 주변해 및 북태평양의 경우, 대기 중 이산화탄소 농도가 증가할수록 북태평양 자이어의 남쪽은 강해지고 북쪽은 약해질 것이며, 쿠로시오 확장해역에서 전선과 제트가 강화될 것으로 전망되었다(견고한 동의). 21세기 말 겨울철 해양혼합층은 쿠로시오 확장해역에서 바람 세기와 해양표층 냉각의 약화로 얕아지는 반면, 쿠로시오 전선 북부에서는 깊어질 것으로 전망된다(중간적 동의). 동해 수온은 상승할 것이며(중간적 동의), 이는 대기온난화 이외에 대마난류가 동해로 수송하는 열이 증가하기 때문으로 보고 있다(중간적 동의). 황해저층냉수는 2100년까지 수온이 서서히

증가할 것으로 전망된다(제한적 동의). 해수면의 경우, 21세기 후반으로 갈수록 상승이 가속화된다고 전망하였다. 2100년 해역별 평균해수면 상승은 동해 전역, 특히 동해 중북부해역에서 가장 현저하게 나타났으며(제한적 동의), RCP 4.5와 RCP 8.5 각각 약 95cm, 138cm 상승하는 것으로 분석되었다(제한적 동의). 반면 서해와 남해 전역은 낮은 수심으로 인해 해수면 상승이 상대적으로 낮았다(중간적 동의). 빙권의 경우, RCP 시나리오를 적용한 CMIP5 모델을 바탕으로 미래 남북극 해빙 상태 전망을 제시한 결과, 21세기 말(2081~2100년) 여름(9월) 북극의 해빙면적은 현재 기후(1986~2005년)와 비교했을 때, 94%(RCP 8.5)까지 감소하고 해빙 부피는 96%(RCP 8.5)까지 감소하며 향후 해빙두께가 빠르게 감소하게 될 것으로 예측하였다. 겨울보다 여름에 해빙 총량이 더 많이 감소하여 해빙의 계절 변동은 시간이 지남에 따라 커지게 될 것으로 분석하였다(제한적 동의). 남극의 경우는 RCP 8.5에서 CMIP5 모델의 75%가 22세기 이전에 여름철 해빙이 모두 녹는 상태가 시작될 것으로 전망하였다(제한적 동의).

한반도 인근 해양에 관한 미래 전망 연구로서 「한국 기후변화 평가보고서 2014」(기상청, 2014) 이후 출판된 연구는 아래 제시된 연구 결과들 외에는 거의 찾기가 어려웠다. 미래전망이 제시되지는 않았지만, 동안난류의 세기와 위치 변화가 향후 동해수온변화 경향을 연구할 때 중요하게 고려할 항목임을 밝힌 연구가 있었다(Pak et al. 2019). 역학적 규모축소법을 이용하여 우리나라 주변 해역의 수온이 21세기말까지 3~4도 올라갈 것이라는 전망을 얻었다(Seo et al 2014). 한반도 주변해 해수면 상승은 전구 평균에 비해 클 것으로 전망되지만, 그 크기는 2100년에 약 70~138cm로 시나리오와 해역에 따라 전망 변화폭이 상당히 큼에 유의하여야 한다(제한적 동의). 이는 아직까지 남극대륙에서 유입되는 빙하의 양에 대한 정확한 추정이 가능할 정도로 모델이 정교하지 못함에 크게 기인한다. 극지의 해빙에 대한 전망은 IPCC 5차 평가보고서에 따르면 지구온난화로 북극 해빙면적이 급속히 감소하여 21세기 말 여름에는 북극 해빙의 대부분이 사라질 것으로 전망되며, 남극은 22세기 이전에 얼음이 모두 녹는 상태가 시작될 것으로 전망된다.

국립기상연구소(2012)는 1980~1999년 평균 대비 2100년까지 RCP 4.5 시나리오에서 동해안에서는 약 95cm, 서해안과 남해안에서는 70cm, RCP 8.5 시나리오에서 동해안에서는

약138cm, 서해안과 남해안에서는 95cm 상승하는 것으로 전망하였다. 그러나, 기존 RCP 시나리오 상 동해안과 남해안의 해수면 변화가 큰 차이를 보이는 것은 모델의 불확실성에 기인하는 것으로 판단되어 더욱 정교한 연구가 필요해 보인다.

국제적으로 IPCC 6차 평가보고서 발간을 위한 기후변화 예측 모델, 기후변화 영향 평가와 관련된 연구가 진행되고 있으며, 지역적으로 과거부터 현재까지의 기후변화 및 극한 기후변화에 대한 과학적 이해가 요구되고 있다.

이 장에서는 IPCC 5차 평가보고서에 참여하는 전구기후 모델과 지역기후모델을 이용하여 수행된 연구 결과들을 중심으로 한반도 기후변화 및 그와 관련 있는 대기, 해양, 빙권의 변화를 전망하고자 한다. 기상청(2017, 2018) 보고서 및 최근 출판된 연구 논문들의 결과들을 종합적으로 정리해서 최종 전망 및 불확실성에 대해 논의할 것이다. 10.2절에서는 대기와 지표, 10.3절에서는 해양과 빙권의 단기와 장기 기후를 각각 전망할 것이고, 10.4절에서는 주요 결과들을 요약한다.

10.2. 대기와 지표

한국 기후변화 평가보고서(기상청, 2014)에서는 기온의 경우, 전 지구 모델에서 한반도는 평균적으로 겨울철(여름철) 기온이 2006~2024년에는 $0.5 \pm 0.3 (0.5 \pm 0.3)^\circ\text{C}$ 그리고 2025~2049년에는 $1.2 \pm 0.8 (1.2 \pm 0.7)^\circ\text{C}$ 증가할 것으로 전망하였다. 지역기후 모델을 통해 RCP 4.5 시나리오에서 21세기 전반기인 2011~2040년에 1981~2010년 기온 대비 1.4°C 증가를 예상하였다. 반면, 지역모델 두 개를 이용해 계절별 단기 변화(2025~2050년)를 전망한 경우가 있는데 RCP 4.5 (8.5) 시나리오를 이용할 경우에 한반도 평균기온은 현재 (1980~2005년)에 비해 겨울철에는 $2.37 (2.40)^\circ\text{C}$, 여름철에는 $1.85 (2.51)^\circ\text{C}$, 봄철에는 $1.66 (2.07)^\circ\text{C}$, 그리고 가을철에는 $1.94 (2.36)^\circ\text{C}$ 정도로 선행연구의 결과보다 상대적으로 더 높은 수치를 제시하였다.

강수량의 경우, 신뢰성이 높은 전 지구 모델들을 이용할 경우에 한반도 평균 강수량은 미래 전망에 큰 편차를 보이지만 RCP 8.5 시나리오에서 연강수량이 2050년대에 과거 30년(1971~2000년) 대비 약 6% 증가할 것으로 예상된다. 한반도는 평균적으로 겨울철(여름철) 강수가 2006~2024년

에는 $3.0 \pm 10.0 (2.8 \pm 7.0)\%$ 그리고 2025~2049년에는 $7.2 \pm 15.0 (5.6 \pm 5.0)\%$ 변화가 예상된다. 지역기후모델의 결과에 의하면 현재 기후 대비 21세기 전반기(2021~40년) 연평균 강수량이 RCP 4.5(8.5)에서 6.2%(3.3%) 증가할 것으로 나타났다. 반면, 계절 평균 강수의 증가는 뚜렷하지 않았고 RCP 8.5에서 한반도 남부에 강수의 증가가 예측되었다.

극한기후의 경우, 일최고기온과 일최저기온은 단기 미래 (2011~2040년)에 각각 1.3°C 와 1.5°C 상승하고 폭염일수는 RCP 4.5(8.5) 시나리오에서 연간 8.8(10.2)일, 열대야일수는 4.1(5.7)일로 증가 추세를 보인다. 극한강수의 변화는 시기별, 지역별, 시나리오별 편차가 클 것으로 전망하였다(기상청, 2014).

10.2.1. 단기 전망

이 절에서는 2050년 이전의 단기 전망을 위주로 기온, 강수량, 극한기후의 단기 전망 및 불확실성에 대해 논의한다.

IPCC 5차 종합보고서에 따르면 1986~2005년과 비교하여 2016~2035년에 나타날 전 지구 평균 지표 온도 변화는 4종의 RCP에서 비슷하게 나타나며, 0.3°C ~ 0.7°C 의 범위가 될 것으로 전망하였다. 다만, 모델 간 및 시나리오 간 편차가 2035년까지는 크지 않지만 그 이후에는 상당히 커질 것으로 예상하였다.

10.2.1.1. 기온

신기후체제 출범에 따른 적응정책 마련과 RCP 시나리오를 기반으로 온실가스 감축정책 수행여부에 따른 미래 기후전망 정보를 제공하기 위해 기상청에서는 기후변화 전망보고서를 2017년과 2018년에 각각 발간하였다. 이 보고서에 따르면 RCP 2.6/4.5/6.0/8.5 시나리오에서 현재(1982~2010) 대비 21세기 전반기(2021~2040)에는 한반도 평균기온이 $+1.5^\circ\text{C}/+1.3^\circ\text{C}/+0.8^\circ\text{C}/+1.3^\circ\text{C}$ 상승한다.

지역기후 모델을 이용하여 신뢰성 있는 기후 예측정보를 산출하기 위해 CMIP5 전구 모델(HadGEM2-AO) 자료와 지역기후모델 체인을 이용하여 CORDEX 동아시아 1단계

영역에 대한 역학적 규모축소 연구를 수행하였다(Oh et al., 2011, 2014; Park et al., 2013; Zou et al., 2016; Lee et al., 2014). 이에 더하여, 국내 연구진들은 상세한 지형 효과(수평 해상도 12.5 km)를 반영한 지역기후모델을 이용하여 한반도 국가표준 기후변화 시나리오를 산출하였다(Choi et al., 2013; Ahn et al., 2014, 2016; Hong and Ahn, 2015; Im et al., 2015, 2017; Cha et al., 2016; Oh et al., 2016; Lee et al., 2016, 2017; Suh et al., 2016). Suh et al.(2016)은 12.5km의 공간 해상도를 가지는 5개의 다중 지역기후예측 모델(RegCM, MM5, SNURCM, WRF, RSM), 그리고 두 가지 앙상블 방법을 이용하여 한반도 기후변화 단기(2026~2050) 예측자료를 분석하였다. 한반도 평균기온은 모든 시나리오에서 전 지구 모델(HadGEM2-AO)에서는 +1.33~+1.93C, 지역기후 모델은 +1.05~+1.95C 범위로 1981~2005년 기온 대비 증가를 예상하였다. 5개의 지역기후 모델의 다중모델 결과, RCP 2.6/4.5/6.0/8.5 시나리오에서 각각 +1.54°C/+1.68°C/+1.17°C/+1.75°C의 한반도 평균기온의 증가를 제시하였다. 전지구 모델(HadGEM2-AO) 결과, 겨울(+1.33 to +1.84°C)보다 여름철 기온의 증가(+1.35 to +2.4°C)가 전망되며 지역모델은 계절에 따른 기온 증가의 차이는 시나리오별로 다르게 나타났다 (그림 10.1).

기후변화 배출 시나리오, 기후모델, 초기조건 등의 다양한 변수에 의해 발생하는 계통적 오차로 인해 기후변화 전망 정보는 불확실성을 갖고 있다. 한지현 등(2018)은 2021년부터 2050년까지 남한지역에 대해 1 km 공간해상도의 기상청 RCP 4.5와 8.5 기후변화 앙상블 시나리오의 지표 기온 자료를 이용하여 광역지자체별 그리고 계절별로 나타나는 앙상블 시나리오의 불확실성을 정량적으로 분석하였다. 우리나라의 기온 증가율은 RCP 8.5(0.3 °C/10년)가 RCP 4.5 (0.2 °C/10년)에 비해 높았으며, 연대(2021~30년, 2031~40년, 2041~50년)에서의 연변동성(표준편차)은 RCP 4.5가 더 크게 나타났다. 그리고 실험 기간인 21세기 중반은 시나리오에 따른 배출량의 차이가 상대적으로 적기 때문에 그로 인한 복사강제력의 차이 또한 크지 않을 것으로 전망되어 21세기 후반의 기온 변화량과는 차이가 있음을 언급하였다.

불확실성을 줄이기 위한 노력으로 김가영 등(2018)은 RCP 4.5/8.5 시나리오를 이용하여 다중모델 결과의 편의 보정을 통해 편의보정 전후 불확실성 범위를 추정하였다.

RCP 4.5/8.5 시나리오를 이용하여 현재 기후 (1981~2005년) 대비 21세기 중반(2021~2050년) 편의보정을 거치면 기온과 강수 모두 불확실성이 감소하였다. 정규 분포 분석 결과, 21세기 중반 모델 앙상블은 평균 기온이 증가하여 기온의 하한값과 관련된 한파 발생은 감소하고, 상한값과 관련된 폭염 발생은 증가할 것으로 전망하였다(그림 10.2).

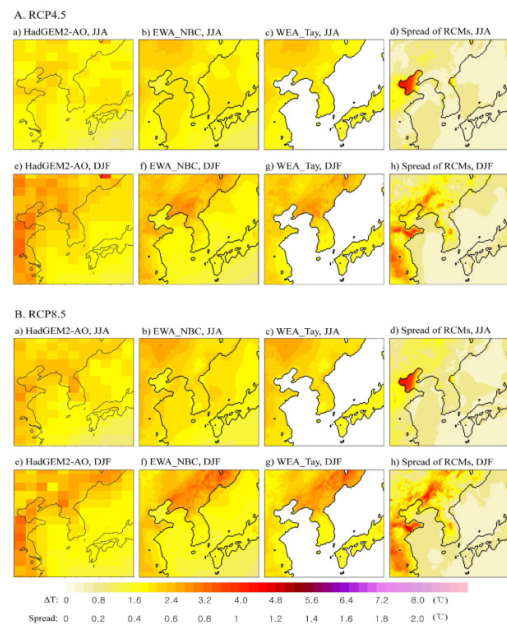


그림 10.1. RCP 4.5와 8.5기반 현재기후(1981~2010) 대비 21세기 중반(2026~2050)의 여름철(6~8월) 및 겨울철(12~2월) 평균 기온변화의 공간분포. 모든 변화는 t 검정 1% 신뢰구간에서 유의 (Suh et al., 2016).

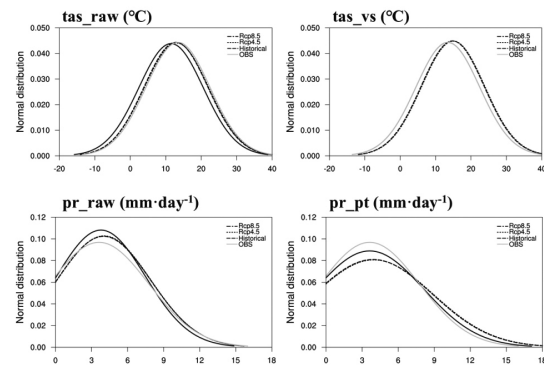


그림 10.2. RCP 4.5와 8.5 시나리오 및 과거기후 모의에 의한 다중모델앙상블과 관측 기온 및 강수량의 정규 분포도 (김가영 등, 2018).

10.2.1.2. 강수량

한반도 기후변화 전망보고서(기상청, 2018)에는 RCP 2.6 시나리오에서 한반도 연강수량은 현재 대비 21세기 전반기(2021~2040)에 RCP 2.6에서는 +6.0% 증가하며 RCP 4.5에서는 -5.6% 감소하고 RCP 6.0에서는 +0.2% 증가, RCP 8.5에서는 -0.7% 감소할 것으로 전망하여 미래의 전반기의 경우 강수량의 변동성이 크게 나타났다(그림 10.3).

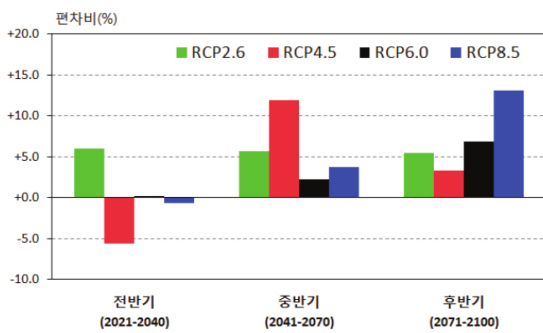


그림 10.3. 시나리오별 21세기 전반기, 중반기, 후반기의 한반도의 연강수량 편차비(1981~2010년 모델 기후값 대비) 전망(%) (기상청, 2018).

전 지구 고해상도 모델(GME)을 이용해 한반도를 포함한 동아시아 미래 RCP 4.5 및 8.5 시나리오일 경우 전반기(2010~2039), 중반기(2040~2069), 하반기(2070~2100) 강수를 전망한 연구가 있다(Woo et al., 2018). 이들에 의하면 동아시아 지역의 미래 여름철 강수량은 RCP 4.5/8.5 시나리오에서 현재(1979~2008)에 비해 약 4.5%/4.5% 증가하는 것으로 나타났다. 육지 지역만을 고려하면 중국 동북부, 중국남부해안, 한반도와 일본은 21세기 5-15%의 강수량이 증가함을 전망했다.

개별 모델이 갖고 있는 오차와 불확실성을 해결하기 위해 다중모델 앙상블 방법을 적용하여 전 지구 및 지역기후모델에서 생산한 예측 정보를 향상시킬 수 있다(Krishnamurti et al., 1999; Suh et al., 2012; Oh and Suh, 2015; Li et al., 2016). Oh et al.(2016)은 HadGEM2-AO 전구모델의 미래 예측정보를 이용하여 12.5km의 공간 해상도를 가지는 5개의 다중 지역기후예측모델(RegCM, MM5, SNURCM, WRF, RSM)의 다중모델앙상블을 적용해 한반도 기후변화 단기

(2026~2050) 예측자료를 강수에 대해 분석하였다. 그 결과, 모든 RCP 시나리오에서 한반도 남부에 특히 강수량이 증가하고 중부에서는 감소하는 것으로 나타나 공간적인 남북 강수량의 경도가 강해지는 것으로 전망했다(그림 10.4).

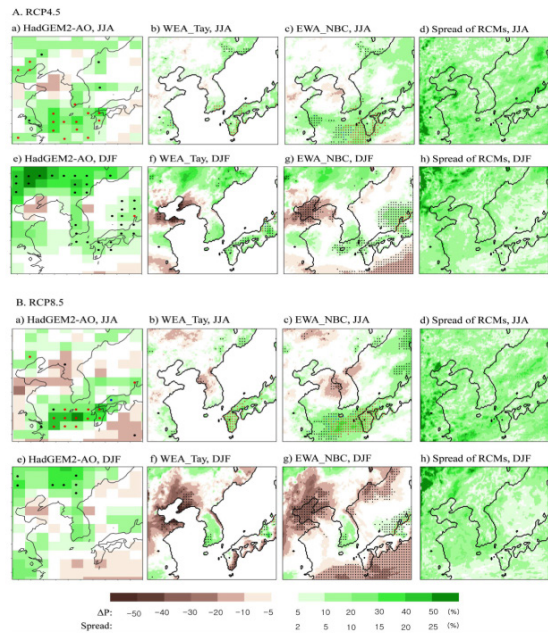


그림 10.4. RCP 4.5와 8.5기반 현재기후(1981~2010) 대비 21세기 중반(2026~2050)의 여름철(6~8월) 및 겨울철(12~2월) 평균 강수량 변화의 공간분포. 검정, 파랑, 빨강 점은 각각 t 검정 10%, 5%, 1% 신뢰구간에서 유의 (Oh et al., 2016).

지역기후모델을 이용해 가뭄전망 특성을 비교한 연구가 있다(김정호 등 2016). HadGEM2-AO 전구모델의 미래전망 정보로 5개 지역기후모델(HadGEM3-RA, RegCM4, SNURCM, GRIMs, WRF)을 통해 생산된 남한상세 기후변화 앙상블 일강수자료를 이용하여 표준강수지수를 가뭄지수로 선정하고 RCP 8.5 시나리오 자료를 이용하여 가뭄전망 결과를 검토하였다. 모든 모델에서 2022~2044년의 가뭄발생 가능성이 그 이후보다 높게 전망되었다. 2022~2044년은 지역기후 모델에 따라 최대 85회까지 가뭄발생이 전망되었으며, 지역적으로는 전라남도를 기점으로 가뭄이 확산되는 경향을 보였다. 반면, 강원도는 가뭄이 상대적으로 적게 발생할 것으로 전망되었다. 그러나 지역모델별 가뭄발생 전망결과는 일정한 경향성 없이 자료구간에 따라 다른 특성을 나타냈다.

10.2.1.3. 극한기후

Park and Min (2019)은 다중지역기후모델(HadGEM3-RA, RegCM4, SNU-MM5, SNU-WRF, YSU-RSM)의 미래 전망정보로 GEV(generalized extreme value) 방법을 통해 동아시아 여름철 극한기후의 변화를 분석하였다. 단기 미래(2024-2049년)에 동아시아의 기온과 강수량은 평균과 극한에서 모두 증가할 것으로 나타났고 강수량의 증가는 온난화에 따른 수분량의 증가(~7%/°C, Clausius-Clapeyron relation)를 따를 것으로 전망하였다.

이현재 등(2017)은 다중지역기후모델을 이용한 남한 지역의 미래 기후대 분포와 극한기온사상의 변화에 대한 연구를 수행하였는데 저온과 관련한 극한기온사상인 서리일수와 결빙일수의 변화를 살펴본 결과, RCP 2.6 시나리오에서는 기간에 따라 서리일수와 결빙일수가 크게 변하지 않았으나, RCP 8.5 시나리오에서는 현저하게 감소하였다. 반면, 고온과 관련한 극한기온사상인 열대야일수와 폭염일수의 변화를 살펴보았을 때, RCP 2.6 시나리오에서는 기간에 따라 열대야일수와 폭염일수의 변화가 크지 않았으나, RCP 8.5 시나리오에서는 뚜렷하게 증가하였다. 열대야일수는 내륙지역보다 해안지역에서 더 큰 증가를, 폭염일수는 해안지역보다 내륙지역에서 더 큰 증가를 보였다 기존 연구(Kwon et al., 2007; Park et al., 2013)와 유사하게 미래 온난화로 인하여 아열대 기후대가 확장할 가능성과 고온 관련 기상재해 발생일수가 증가할 가능성이 높다는 것을 확인하였다.

한반도 기후변화 전망보고서(기상청, 2018)에서는 한반도의 온난화 전망에 따라 폭염일수, 열대야일수, 여름일수와 같은 고온 관련 극한지수는 증가하고, 한파일수, 결빙일수, 서리일수와 같은 저온 관련 지수는 감소할 것으로 전망된다. 강수량의 변동성 증가로 인해 가뭄과 호우와 같은 극한강수 현상이 빈번해질 것으로 전망된다.

한반도의 폭염일수는 현재 연간 7.3일에서 RCP 2.6 시나리오의 경우 21세기 전반기에 8.1일 증가하고 8.5 시나리오는 9.6일 증가한다(그림 10.5). 한반도의 열대야일수는 현재 연간 2.8일이며, RCP 2.6 시나리오에서는 21세기 전반기에 4.4일, RCP 8.5 시나리오에서는 4.3일로 큰 증가가 없다. 한반도의 여름일수는 현재 연간 96.4일로 RCP 2.6 시나리오의 경우 21세기 전반기에 112.8일이며 RCP 8.5 시나리오

에서는 114.4일에 이를 것으로 전망된다.

저온과 관련된 기후변화 전망의 경우, 한반도의 한파일수는 현재 연간 16.9일이지만, 기온 상승으로 인해 4개의 모든 시나리오에서 감소할 것으로 전망된다. 특히, RCP 2.6 시나리오에서 6.0일, RCP 8.5에서는 10.5일 발생할 것으로 예상된다. 한반도의 결빙일수는 현재 연간 21.0일, 서리일수는 연간 109.6일로 한파일수와 유사하게 4종의 모든 시나리오에서 감소할 것으로 전망된다. 결빙일수는 RCP 2.6 시나리오의 경우 21세기 전반기에 13.9일로 감소하며, RCP 8.5 시나리오에서는 11.1일로 감소할 것으로 전망된다. 서리일수는 21세기 전반기에 RCP 2.6에서는 99.9일, RCP 8.5에서는 100.7일로 감소할 것으로 전망된다.

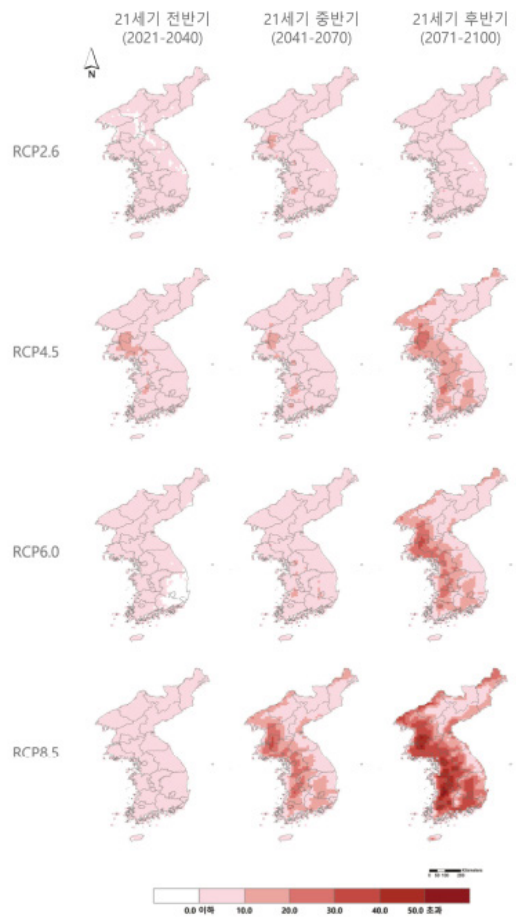


그림 10.5. 한반도 폭염일수 편차(1981~2010년 모델 기후 값 대비) 변화 전망(일) (기상청, 2018).

10.2.2. 장기 전망

21세기 후반에 대한 한반도 기후의 장기전망은 복사강제력의 시나리오에 따른 불확실성과 기후모델 또는 지구시스템 모델 자체의 불확실성을 모두 가지고 있고, 일반적으로 시나리오에서 나타나는 강제력에 대한 모델의 반응은 기후시스템 내적 변동성을 상회하는 특징을 갖는다.

10.2.2.1. 기온

20세기 이후 전 지구 평균 지상기온의 증가는 관측적 사실이지만, 21세기 후반 전 지구 평균 지상기온을 전망하기 위해서는 온실기체 시나리오에 대한 기후모델 예측이 필수적이다. 기후시스템은 온실기체 증가에 대한 기후민감도에 불확실성이 있어, 기후모델을 이용한 21세기 후반 전 지구 평균 지상기온의 정량적 추정에는 상당한 불확실성이 있다. 그렇지만, IPCC 5차 보고서에 참여하는 모든 CMIP5 기후 모델들은 21세기 후반 전 지구 평균 지상기온의 증가를 전망하고 있다. CMIP5 기후모델의 결과에 따르면, 21세기 후반 (2071~2100년)의 전 지구 평균 기온은 현재(1981~2010년)

대비 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 2.5°C(4.6°C) 증가할 것이라고 전망한다(기상청, 2014).

지구온난화에 따른 지상기온의 상승은 지역마다 다르게 나타난다. IPCC 5차 보고서에 따르면, 고위도 지역 특히, 극지역에서 지구온난화의 가속화가 뚜렷하게 나타난다. 이들은 해빙 및 적설과 관련된 되먹임작용, 지역적 복사 되먹임 작용, 생지화화학 되먹임 작용, 해양순환의 변화 등에 의해 나타나는 것으로 알려져 있다(Lee, 2014; Park et al., 2015; Smith et al., 2019).

CMIP5 기후모델의 결과에 따르면, 한반도는 21세기 후반 (2071~2100년)의 현재(1981~2010년) 전 지구 평균 기온과 비교하였을 때, RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 3.0°C(5.7°C) 증가할 것이라고 전망된다(기상청, 2014). CMIP5에 참여하는 기후모델들은 그 중 일부만 생물-지구화학 요소가 포함되어 있는 등, 모의 성능은 기후모델마다 큰 차이가 난다. 이에 따라 상대적으로 좁은 영역인 한반도에 대한 장기전망도 불확실성이 크게 나타난다. CMIP5 기후모델 중 현재 기후를 잘 모의하는 모델들만 이용하여 평균하였을 때, 21세기 후반 (2075~2099)의 한반도 지상기온은 현재기후 대비 RCP 4.5 시나리오에서 겨울철(여름철)에 2.4~4.4°C(0.9~3.7°C) 상승할 것이라고 전망하였다(문혜진 등, 2014).

표 10.1. 한반도 기온 및 강수의 장기 미래전망 요약

참고문헌		RCP 4.5	RCP 8.5	비고
기상청(2018)*	기온	+2.9°C	+4.7°C	HadGEM2-AO/HadGEM3-RA (1981~2010년 대비 2071~2100년)
	강수량	+3.3%	+13.1%	
문혜진 등(2014)	기온	+0.9~3.7°C(여름) +2.4~4.4°C(겨울)		5개의 Best CMIP5 모형 (1979~2005년 대비 2075~2099년)
	강수량	+12%(여름) +6%(겨울)		
Woo et al. (2018)	강수량	2.4%(여름)	+2.3%(여름)	GME (1979~2008년 대비 2070~2100년)
안중배 등(2014)	기온	+2.9°C	+4.6°C	HadGEM2-AO/WRF (1981~2010년 대비 2071~2100년)
	강수량	+0.3 mm day ⁻¹	+0.35 mm day ⁻¹	
Suh et al. (2016)	기온	+2.9°C	+4.7°C	CORDEX-East Asia (1981~2005년 대비 2076~2100년)
Oh et al. (2016)	강수량	+10.2%	+19.1%	CORDEX-East Asia (1981~2005년 대비 2076~2100년)

*기상청(2018) : 한반도 기후변화 전망분석서

지역기후의 전망을 상세화하고 그 불확실성을 줄이기 위한 규모축소법은 크게 통계적 규모축소법과 역학적 규모축소법으로 나뉜다. 손수정과 이태수(2017)는 대규모 기후변수와 소규모 기후변수들과의 통계적 관련성을 이용한 통계적 규모축소법을 이용하여 한반도 기온의 미래 장기전망을 하였다. 그 결과에 따르면, 20세기 후반(2070~2099년) 한반도의 기온은 현재 기후 대비, CMIP3 A2 시나리오에서 3.2~4.7°C 상승하고, B2 시나리오에서는 2.3~3.3°C 상승한다.

기상청과 국립기상과학원은 전 지구기후모델 중 하나인 HadGEM2-AO, 지역기후 예측 모델인 HadGEM3-RA, 그리고 통계적 공간 상세화 모델을 이용하여 한반도 기후변화 전망 자료를 생산하였다. 현재 기후(1981~2010년) 대비 21세기 후반(2071~2100년), RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 한반도는 약 2.9°C(4.7°C) 증가한다고 전망하였다(표 10.1).

안중배 등(2014)은 HadGEM2-AO의 결과를 바탕으로 중규모모델 중 하나인 WRF를 이용하여 한반도를 포함한 북동아시아 지역의 미래기후 전망을 하였다. 그 결과 21세기 후반 여름철 평균기온은 RCP 4.5에서 4.0°C, RCP 8.5에서는

4.6°C 증가할 것으로 전망하였고, 겨울철 평균기온은 RCP 4.5에서 2.9°C, RCP 8.5에서 5.0°C 증가할 것으로 전망하였다.

지역기후 미래전망을 위하여 CORDEX를 이용한 결과 20세기 후반(2076~2100년) 한반도 기온은 RCP 2.6에서 1.9°C, RCP 4.5에서 2.9°C, RCP 6.0에서 3.1°C, 그리고 RCP 8.5에서 4.7°C 상승할 것이라고 전망되었다. 그들은 규모축소된 지역기후모델의 앙상블 결과가 HadGEM2-AO의 전망 보다는 낮고, 지역기후모델 간 차이는 여름철 보다는 겨울철에 크게 나타난다고 제시하였다(그림 10.6).

10.2.2.2. 강수량

강수량의 미래전망은 상대적으로 기온에 비하여 모델 간 차이가 크게 나타나 상대적으로 불확실성이 더 크지만, CMIP5 기후모델의 결과에서 전 지구 평균 강수량은 21세기 후반(2071~2100년) 증가하는 것으로 전망된다. 특히, RCP 4.5에서 현재 기후값 대비 4.1%, RCP 8.5에서는 5.9% 증가한다(기상청, 2014). 전 지구 지상 기온이 증가하면 클라시우스-클라페이론 관계에 따라 포화수증기량이 지수적으로 증가하기 때문에 지구온난화에 따라 전 지구 강수량이 크게 늘어날 것으로 예상되지만, 대기순환에 따라 지구온난화에 따른 전 지구 강수량의 증가는 크게 제한되며, ENSO의 영향을 받는다(Oh and Ha, 2015). 이에 따라 지구온난화가 진행된 미래기후에서 열대 대기순환은 약화된다(IPCC, 2014).

CMIP5 기후모델의 결과에 따라 지구온난화에 의한 강수량은 지역에 따라 증가하기도 하고 감소하기도 한다(그림 10.7). Lee and Wang (2014)의 결과에 따르면, 21세기 후반 적도 태평양 지역, 동아시아 몬순 지역, 극지역의 강수량은 증가하고, 지중해 인근, 남아프리카, 호주 남서부 등의 강수량은 감소하는 것으로 전망되었다.

한반도는 CMIP5 기후모델에 따르면 21세기 후반에 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 16%(18%) 증가하는 것으로 전망된다(기상청, 2014). HadGEM2-AO 전지구 기후모델과 HadGEM3-RA 지역기후모델을 사용하는 2018년 한반도 기후변화 전망분석서에 따르면, 한반도 연 강수량은 21세기 후반에 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 3.3%(13.1%) 증가할 것이라고 전망하였다(기상청, 2018). 기후모델에서

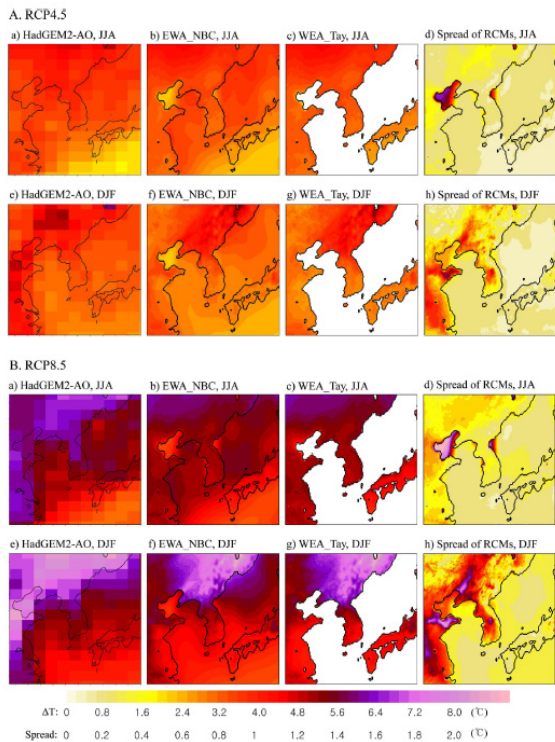


그림 10.6. RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 지역 기후모델을 이용한 동아시아 지상기온의 21세기 후반(2076~2100년) 전망 및 지역기후모델 간 차이(Suh et al., 2016).

나타나는 강수량의 미래기후 전망도 모델 간 차이가 크게 나타나므로, CMIP5 기후모델 중 상대적으로 모의 성능이 좋은 모델의 결과에 따르면, 여름철(겨울철) 동아시아 지역 강수량은 21세기 후반 RCP 4.5 시나리오에서 약 7.3%(7.1%) 증가하는 것으로 전망되었다. 이는 강수량 미래전망의 20개의 CMIP5 모델 평균보다 낮은 증가량을 나타낸다. 또한, 더 신뢰할 수 있는 모델들의 강수량이 덜 증가하는 것은 역학적 요인이 더 크게 작용하는 것으로 분석되었다(김병희 등, 2015). 그러나 CMIP5 기후모델을 이용한 동아시아 지역 강수량의 미래기후전망은 모델 간 차이가 크기 때문에 신뢰성이 떨어진다는 것을 주의하여야 한다.

한반도를 포함한 동아시아 지역 강수량 미래 기후 전망을 하기에는 CMIP5 기후모델들은 수평 해상도 약 2도 정도로 상대적으로 낮은 해상도를 가지고 있다. Woo et al. (2018)은 수평해상도 40 km의 고해상도 대기대순환모델을 이용하여 여름철 강수량의 미래 전망을 하였다. 그 결과, 21세기 후반 (2070~2100년) 동아시아 여름철 강수량은 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 각각 약 2.4%(2.3%) 증가하는 것으로 나타났다. Kusunoki (2018)는 수평해상도, 20 km와 60 km의

고해상도 MRI 대기대순환 모델을 이용하였을 때, RCP 8.5 시나리오에서 21세기 후반 한반도 강수량은 6월을 제외하고 모든 계절에 유의미하게 증가하는 경향이 전망되었고, 6월에는 불확실성이 크지만, 감소하는 경향을 보였다.

안중배 등(2014)는 HadGEM2-AO의 결과를 바탕으로 고해상도 WRF를 이용하여 21세기 후반 지역기후 전망을 하였다. 그 결과 RCP 8.5 시나리오에서 21세기 후반 한반도 남부지방과 북부지방에서 강수량이 여름철에는 약 1.5 mm day⁻¹ 증가하는 것으로 전망되었고, 겨울철에는 약 0.5 mm day⁻¹ 증가하는 것으로 전망되었다. 한편, Hong and Ahn (2015)은 같은 방식으로 HadGEM2-AO와 WRF를 이용하여 한반도의 이른 여름철 강수의 미래변화를 살펴보았는데, 그 결과 장마 강수와 관련하여 대규모 비대류성 강수량은 RCP 4.5 및 RCP 8.5 모두에서 거의 증가하지 않은 반면, 대류성 강수량이 두 시나리오에서 크게 증가하였다는 것을 보였다. Oh and Suh (2018)은 HadGEM2-AO와 고해상도 RegCM4.0을 이용하여 21세기 후반 한반도에서 대류성 강수는 증가하지만, 비대류성 강수는 감소하는 것을 보였다. 또한, Cha et al. (2016)은 HadGEM2-AO의 결과에 SNURCM

CMIP5 RCP8.5 multimodel mean all precipitation

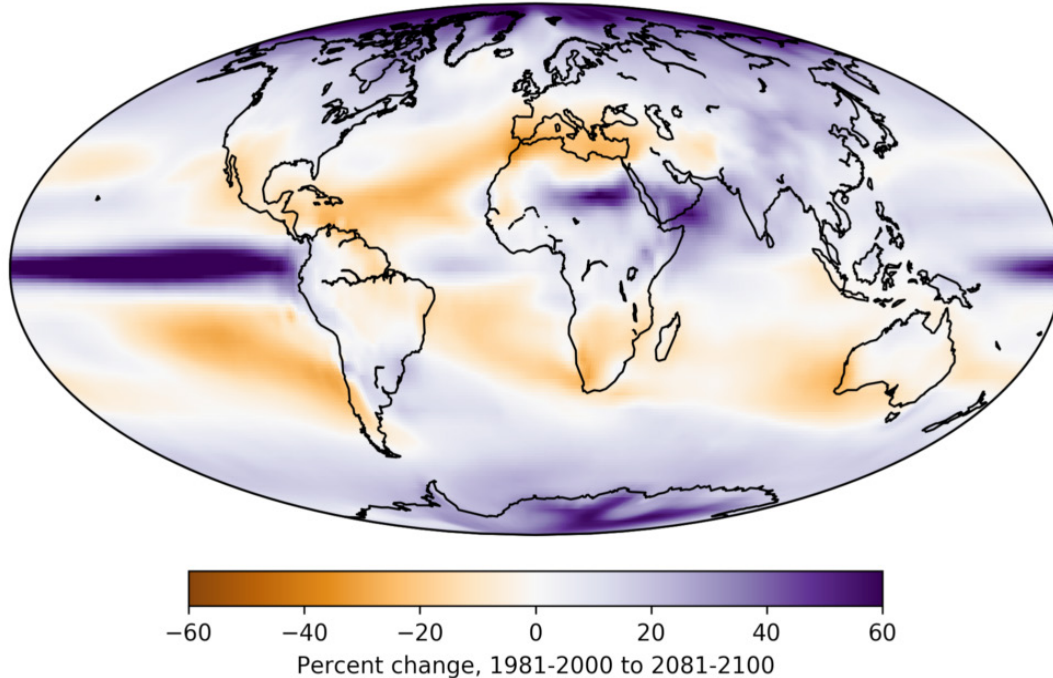


그림 10.7. 21세기 후반 RCP 8.5시나리오에 따른 CMIP5 모델 평균 강수량 전망(IPCC, 2014).

을 이용하여 한반도 여름철 강수량을 RCP시나리오에 따라 전망하였는데, 한반도 육지지역에서 강수량은 21세기 후반에서 RCP 4.5(RCP 8.5)에서 약 10.9%(20.9%) 증가한다는 것을 제시하였다.

단일 지역기후모델을 이용하여 한반도 강수의 미래전망을 하는 것은 불확실성이 크기 때문에 Oh et al. (2016)은 CORDEX -East Asia를 통하여 한반도를 포함한 동아시아 지역 강수량의 미래 전망을 하였다. HadGEM2-AO의 RCP 8.5 시나리오에 근거하여 지역기후모델을 앙상블한 결과 한반도의 연강수량, 여름철 강수량, 그리고 겨울철 강수량은 21세기 후반 각각 19.1%, 20.5%, 그리고 33.3% 증가하는 것으로 전망되었다(그림 10.8).

10.2.2.3. 극한기후

RCP 시나리오에 근거한 21세기 후반 미래 변화는 비교적 뚜렷하게 나타난다. 기상청 (2012)에 따르면, RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 21세기 후반 한반도 일최고기온은 2.8°C(5.6°C) 증가하고, 일최저기온은 3.1°C(5.8°C) 증가하며, 폭염일수는 5.8일(22.9일) 증가한다. 반면에 서리일수는 13.5%(39.0%) 감소하고, 결빙일수는 67.8%(92.9%) 감소한다. 이러한 결과는 더 좋은 모의 성능을 나타내는 모델들의 결과와 유사하다(Yun et al., 2012; Lee et al., 2012; Seo et al., 2014).

기후모델을 이용한 극한기후의 미래전망은 상당한 불확실성을 갖는다. 한반도 폭염의 발생은 대규모 중관패턴에 의해 영향을 받는데, 김진아 등(2016)은 HadGEM2-AO 기후모델의 RCP 시나리오 결과와 중관패턴을 이용하여,

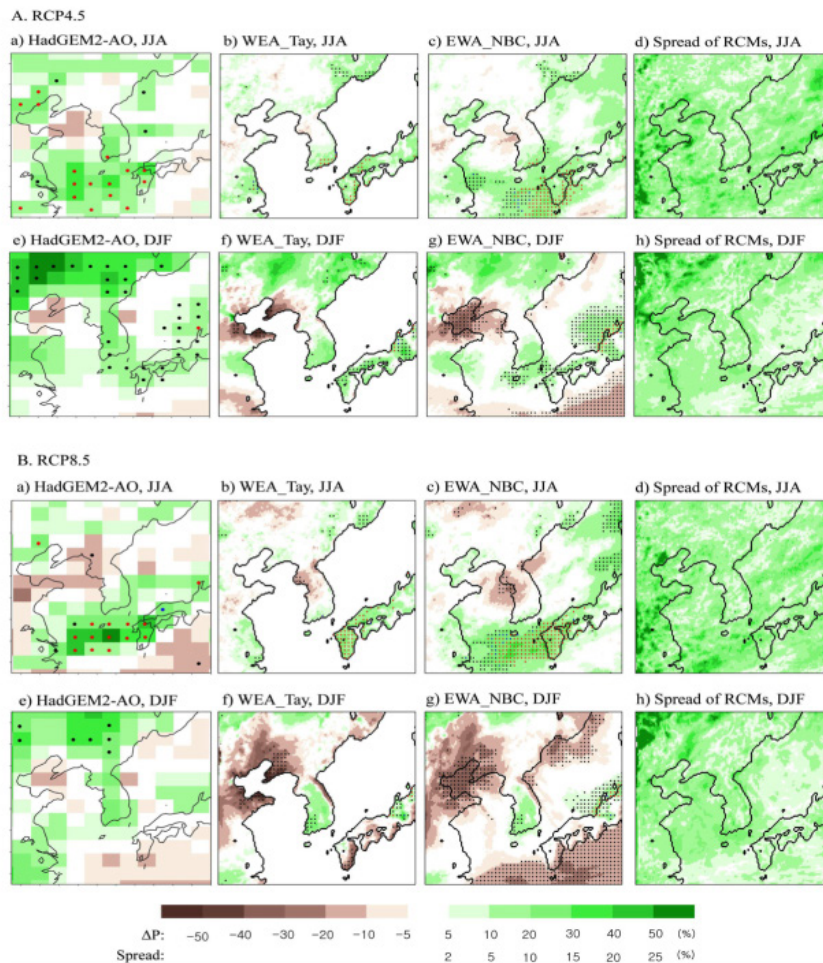


그림 10.8. RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 지역기후모델을 이용한 동아시아 강수량의 21세기 후반(2076~2100년) 전망 및 지역기후모델 간 차이(Oh et al., 2016).

RCP 8.5 시나리오에서 폭염과 관계된 증관패턴이 증가함에 따라 폭염의 발생률 또한 크게 증가할 수 있다는 것을 제시하였다.

Seo et al. (2018)은 CMIP5 기후모델과 폭염지수 등을 활용하여 미래기후에서 폭염의 강도와 빈도 모두 증가할 것이라고 제시하였다(그림 10.9). 특히, 모의 성능이 상대적으로 더 좋은 5개의 CMIP5 모델이 RCP 4.5 시나리오에서 현재기후(1979~2005년) 대비 21세기 후반 미래(2075~2099년)에 폭염발생빈도지수는 약 52.5일 증가하고, 폭염지속기간지수는 약 44.5일 증가하며, 폭염의 약도지수는 약 2.2°C 증가할 것이라고 전망하였다.

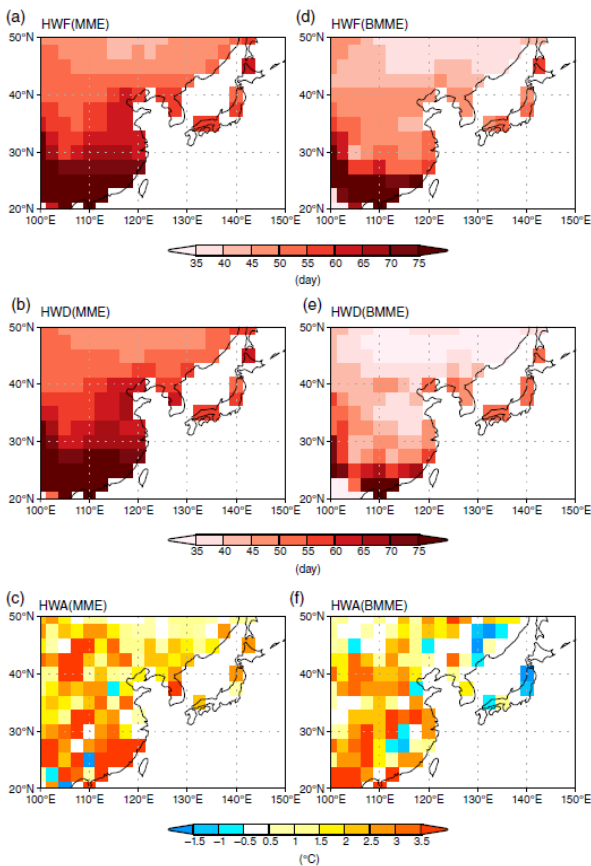


그림 10.9. 미래 폭염지수 (a),(d) HWF (연중 열파일수의 합), (b),(e) HWD (가장 긴 연중 이벤트의 일수), (c),(f) HWA (연중 가장 더운 이벤트의 가장 더운 일) for MME and BMME (Seo et al., 2018)

그런데, Seo et al.(2018)에 따르면 현재 기후를 온난하게 모의하는 모델들은 1979~2005 기간에 대해서는 약 1.9배, RCP 4.5 2075~2099 기간에 대해서는 약 13.1배 정도로

동아시아 온도를 비교적 잘 모의하는 모델에 비해 폭염을 더 강하게 모의하는 경향이 있음을 알 수 있었다. Bias가 작은 좋은 모델들만 선정하여 폭염의 빈도, 기간, 강도의 미래 변화를 살펴보면, 동아시아 전역에서 폭염 발생빈도는 증가할 것으로 예측되었다. 또한, 남중국과 그 해안 지역과 40°N 부근의 지역에서 폭염 발생 빈도가 더 크게 증가할 것으로 전망되었다(그림 10.9).

기후변화에 따른 극한강수의 변화는 가뭄의 변화를 일으킬 수 있다. 박명우 등(2015)은 RCP 시나리오에 기반한 HadGEM3-RA 모델과 여러 가뭄지수를 이용하여 RCP 6.0 및 RCP 8.5 시나리오에서 21세기 후반 한반도는 현재 기후보다 더 적은 가뭄이 나타날 수 있다는 결과를 제시하였고, Rhee and Cho (2016)은 편이(bias)가 보정된 17개의 CMIP5 기후모델의 RCP 시나리오 결과를 이용하여 북동아시아 지역 미래기후에서 짧은 기간의 가뭄일수가 증가할 수 있다는 결과를 제시하였다.

극한기후의 미래전망을 위해 기후모델의 결과를 직접 활용하는 것은 불확실성이 크다. 극한기후의 보다 신뢰성 있는 미래 전망을 위해서는 고해상도 지역기후모델을 이용한 지역 기후 상세화가 필수적이다. 한반도의 극한기후의 미래전망을 위하여 CORDEX-East Asia가 많이 이용된다. 김정호 등(2016)은 CORDEX-East Asia 결과를 이용하여 RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 가뭄의 미래 전망을 제시하였다. 21세기 후반(2068~2090년)에 한반도의 가뭄은 모든 RCM에서 현재 기후에 비하여 적게 나타난다는 것을 보였다.

한편, 이현재 등(2017)은 CORDEX-East Asia의 결과를 이용하여 RCP 시나리오에 따른 극한기온의 변화를 분석하였는데, RCP 8.5 시나리오 21세기 후반 남해안 일부지역에서 서리일수가 연 15회 미만으로 나타나고, 결빙일수가 한반도 대부분 지역에서 연 4회 이하로 나타나며, 폭염일수가 남부지방 중심으로 연 75일 증가할 것으로 전망하였다. 주목할 점은 폭염일수는 전주, 완주, 대구와 같이 내륙 지역에서 크게 증가하고, 열대야 일수는 제주도, 포항을 포함한 남해안 지역에서 많이 증가한다는 것이다.

한반도 극한 강수량의 미래기후 전망에도 CORDEX가 이용될 수 있다. Kim et al., (2018)은 CORDEX-East Asia의 RCP 시나리오에 따른 결과를 이용한 극한 강수의 미래변화를 살펴보았는데, 한반도 부근 RCP 시나리오의 21세기 후반

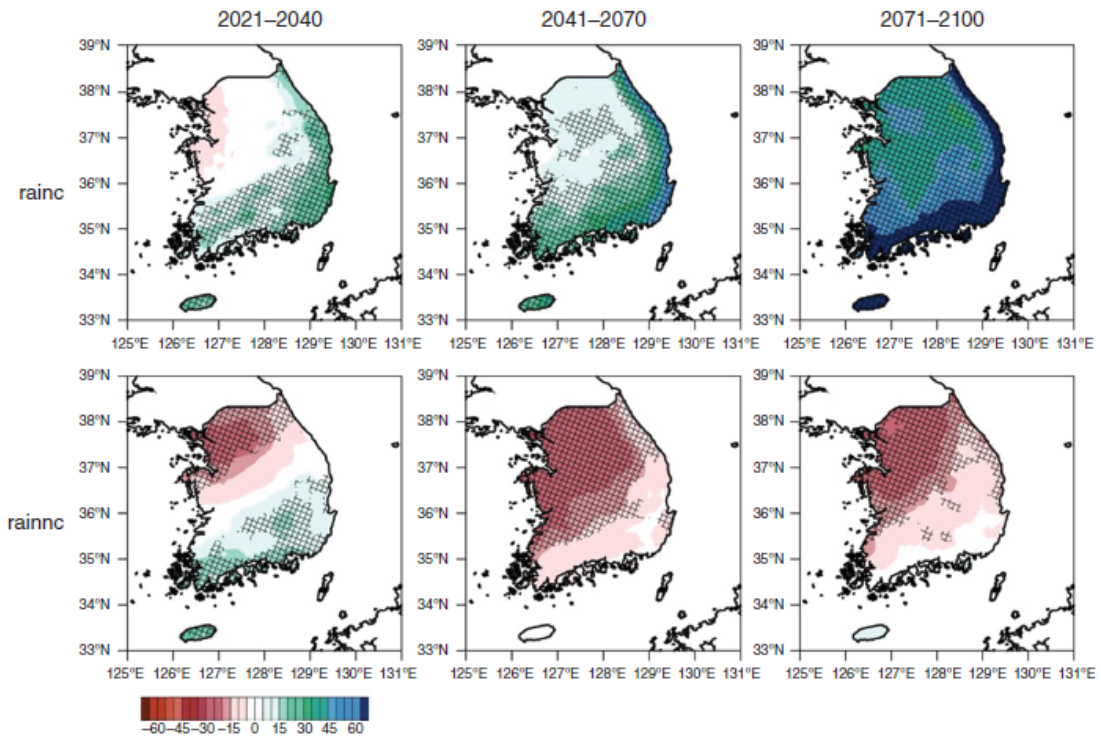


그림 10.10. CORDEX-East Asia RCP 8.5 시나리오에서 나타나는 여름철 대류강수와 비대류강수의 현재기후 대비 변화율 (Kim et al., 2018)

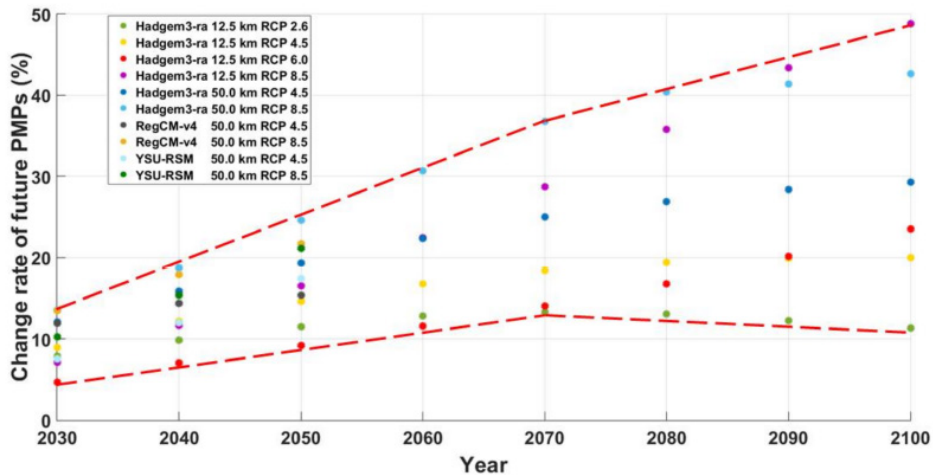


그림 10.11. CORDEX-East Asia의 RCP 전망에서 나타난 최대가능강수(Lee and Kim, 2018)

기후에서 평균 강수량의 증가 뿐 아니라 극한 강수와 빈도도 RCP 4.5와 RCP 8.5 시나리오에서 증가하는 것을 보였다. 특히, 그들은 여름철 한반도 극한 강수의 증가가 대류강수와 대류 불안정(convective instability)의 증가와 관련이 있다는 것을 보였다(그림 10.10).

Kwon et al. (2019)는 일반화된 극한분포(Generalized extreme value distribution)와 전구모형의 RCP 시나리오 결과를 이용하여 북한 극한강수의 미래전망을 분석하였는데, 20년 회귀기간(return period)을 갖는 값이 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 각각 43.4 mm(80.7 mm) 증가하여 북한의

극한 강수가 증가할 것이라고 제시하였다.

극한강수가 증가한다는 것은 최대 가능 강수량(Probable Maximum Precipitation; PMP)의 증가도 동반할 수 있다. 집중호우나 태풍과 같은 극한 기상현상과 관련하여 PMP의 증가는 장기적으로 수자원계획을 변경할 정도로 사회적으로 큰 파급효과가 있으므로, 미래기후에서 PMP를 추정하는 것은 매우 중요하다. Lee and Kim (2018)은 CORDEX-East Asia의 다중 RCM 결과를 이용하여 21세기 후반 한반도 PMP의 변화를 추정하였다. 즉, RCP 8.5 시나리오의 경우 PMP가 21세기 후반 현재 기후 대비 약 40% 정도 증가할 수 있다고 전망하였다(그림 10.11).

CMIP5 기후모델을 통하여 지구온난화에 따른 태풍 활동의 미래전망을 하기에는 해상도 등의 문제로 인한 불확실성이 크다(Carmago, 2013; Knutson et al., 2019). 따라서 태풍 활동에 대한 미래전망에는 태풍에 대한 매개변수가 많이 이용된다. 이승수 등(2015)은 저해상도 기후모델인 HadGEM2-AO의 RCP 시나리오 결과로부터 산출된 태풍잠재지수(Genesis Potential Index; GPI)와 태풍진로모델 이용하여 태풍활동의 미래전망을 제시하였다. 그 결과 태풍잠재강도의 증가 때문에 미래기후 시나리오에서 서태평양의 GPI는 증가하며, 특히 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 한반도 동쪽에서 한반도로 진입하는 태풍의 빈도가 약 14.1%(13.9%) 증가한다는 결과를 제시하였다. 한편, Kossin et al. (2016)은 태풍의 최대강도가 되는 위도가 지구온난화에 따라 북상하여 한반도를 포함한 북동아시아 지역이 태풍활동에 더 노출될 수 있다는 결과를 제시하였다.

10.3. 해양과 빙권

한국 기후변화 평가보고서(기상청, 2014)에서는 해양의 경우, CMIP5와 CMIP3 자료를 이용하여 한반도 주변해 및 북태평양에 관한 미래변화를 전망하였으나 한반도 주변 해에 대한 자세한 분석은 수록되지 않았다. 해수면 상승의 경우, IPCC 5차 평가보고서 기후변화 시나리오를 이용하여 21세기 후반으로 갈수록 해수면 상승이 가속화된다고 전망하였다. 2100년 해역별 평균해수면 상승은 동해 전역, 특히 동해 중북

부해역에서 가장 현저하게 나타났으며, RCP 4.5와 RCP 8.5 각각 약 95 cm, 138 cm 상승하는 것으로 분석되었다. 반면 서해와 남해 전역은 낮은 수심으로 인해 해수면 상승이 상대적으로 작다. 해빙의 경우, RCP 시나리오를 적용한 CMIP5 모델을 바탕으로 미래 남북극 해빙 상태 전망을 제시하였다. 21세기 말(2081~2100년) 여름(9월) 북극의 해빙면적은 현재 기후(1986~2005년)와 비교했을 때, 94%(RCP 8.5)까지 감소하고 해빙부피는 96%(RCP 8.5)까지 감소하며 향후 해빙두께가 빠르게 감소하게 될 것으로 예측하였다. 겨울보다 여름에 해빙 총량이 더 많이 감소하여 해빙의 계절 변동은 시간이 지남에 따라 커지게 될 것으로 분석하였다. 남극의 경우는 RCP 8.5에서 CMIP5 모델의 75%가 22세기 이전에 여름철 해빙이 모두 녹는 상태가 시작될 것으로 전망하였다.

10.3.1. 해양대순환

Pak et al.(2019)에서는 1990년대 초반이후 동해 남부 해역의 온도변화를 동해안을 따르는 동안난류의 북방한계와 연결지어 설명하였다. 동안난류가 고위도 해역까지 더 많이 북상하면 표층수온이 더 많이 올라간다. 미래전망이 제시되지는 않았지만, 동안난류가 향후 동해수온변화 경향을 연구할 때 중요하게 고려할 항목임을 보여준다.

북태평양에서 나타나는 미래 변화의 특징은 표층에서 수온 변화폭이 가장 높아 성층이 강화되면서 모드수(mode water) 생성이 약화되는 것(Xu et al., 2012)과 북태평양 아열대 순환계의 북쪽으로 확장과 쿠로시오 확장역에서 전선과 동쪽방향 흐름의 강화(Cheon et al., 2012)이다. 대기 중 이산화탄소 농도가 증가할수록 북태평양 자이어의 남쪽은 강해지고 북쪽은 약해질 것이며, 쿠로시오 확장해역에서 전선과 제트가 강화될 것으로 분석되었다. 21세기 말 겨울철 해양혼합층은 쿠로시오 확장해역에서 바람 세기와 해양표층 냉각의 약화로 알아지는 반면, 쿠로시오 전선 북부에서는 깊어질 것으로 전망되었다. 지구 온난화에 빠르게 반응하는 모드수(mode water)는 점차 줄어들고 상층 해양의 성층화로 인해 북태평양 아열대반류가 느려진다. 표층수온 및 수심적분 열함량증가 폭은 동해 북서쪽에서 가장 크게 모사되었고, 이는 북태평양의

변화에 따른 대마난류 수온 상승을 원인으로 보았다(Cheon et al., 2012).

CMIP5모형 중 한반도 주변 해를 어느 정도 모사하는 모델을 분석하여 동해로 유입되는 해수의 양과 수온이 증가하여 동해 수온이 상승할 것으로 전망하였다(최아라등, 2013). 역학적 규모축소법을 이용하여서도 우리나라 주변 해역의 수온이 21세기말까지 3~4도 올라갈 것이라는 전망을 얻었다(Seo et al., 2014). ENSO의 강도가 21세기 전반에는 증가하나 후반에는 감소할 것으로 전망되었다(Kim et al., 2014).

10.3.2. 해양생지화학과정

Kwon et al.(2016)은 1950년대부터 2000년대 사이 북서 태평양의 아열대 순환계 경계역의 남북 방향의 이동이 북서 태평양에서 용존산소와 인산염변화의 30~60% 정도를 설명함을 보여주었다. 순환계의 변동성이 자연적인 것인지, 지구 온난화에 대한 반응인지는 확인할 수 없지만 향후 북태평양에서 용존산소와 인산염의 변화를 평가할 때 수온과 성층 이외에도 순환계의 경계역의 남북방향 이동도 고려해야 함을 보여준다.

Park et al. (2018)은 기후모형을 이용하여 지난 30여년간 동해의 해양산성화 정도는 지구평균과 비슷하나, 그 원인이 다르다는 것을 제시하였다. 대양에서는 대기의 이산화탄소가 바다로 녹아들어가면서 산성화가 나타난다. 동해에서는 북서 태평양의 용존무기탄소가 높은 해수가 유입되어 산성화가 나타나며, 이런 해수의 유입으로 해양의 이산화탄소 분압이 대기의 그것보다 빨리 증가하여 동해가 흡수하는 이산화탄소의 양은 감소한다. 이 역시 향후 동해나 우리나라 주변 해의 산성화를 평가할 때 고려되어야 할 주요한 요인이다.

10.3.3. 해수면상승

국립해양조사원(2013)은 앙상블 경험모드분리법을 통한 미래 해수면상승 전망에서 우리나라 5개 지점(목포, 제주, 부산, 울산, 목호) 중 목포의 평균해수면이 2100년까지 100 cm에 근접하거나 그 이상 상승할 것이며 울산을 제외한

모든 지점에서 해수면 상승 폭이 매우 클 것으로 전망하였다. 지구온난화에 기인한 해수면 상승은 해수 온도 증가에 따른 열팽창과 육지 빙하의 용해가 주요 원인이다. 지구 평균 해수면은 지난 110년간(1901~2010) 19 cm 높아졌다. 전 지구 평균 해수면은 1971~2010년 40년 동안 매년 2.0 mm 상승하고 있으며, 1901~2010년 기간 평균 1.7 mm에 비해 1993~2010년 기간 평균은 3.2 mm로 최근 들어 상승률이 증가하고 있음을 알 수 있다 (IPCC 5차 평가보고서, 2013), 우리나라에서는 1989년부터 2017년까지 최근 29년간 매년 2.9 mm 상승률을 보여 지구 평균에 비해 다소 빠른 상승 추세를 보이고 있으며, 지역적으로는 제주부근(4.44 mm)이 가장 높고 동해안(3.70 mm), 남해안(2.41 mm), 서해안(2.07 mm) 순으로 나타났다 (그림 10.12, 국립해양조사원, 2018). 이는 지반 침하와 연안개발, 수온 상승 차이에 따른 것으로 지역마다 차이는 있지만 한반도 해역은 최근 40년 동안 약 10 cm 상승했다(추태호, 2016). 특히 정태성(2014)은 국립해양조사원 조위계 자료를 이용하여 서해 연안해역의 평균해수면이 해안개발에 의해 1980년대 이후 급격하게 변화한 반면, 제주에서는 해수온도의 상승과 비례하여 수온이 1도 상승하면 평균해수면이 약 6 mm 상승한 것으로 보고하였다. 김민수 등(2019)은 2001년 이후 출간된 부산 인근 지역의 해수면 상승 관련 연구들을 기반으로 일반적으로 위성자료를 분석하여 평가한 해수면 상승률이 연안 조위 관측소 자료를 분석하여 평가한 해수면 상승률보다 높으며, 연안

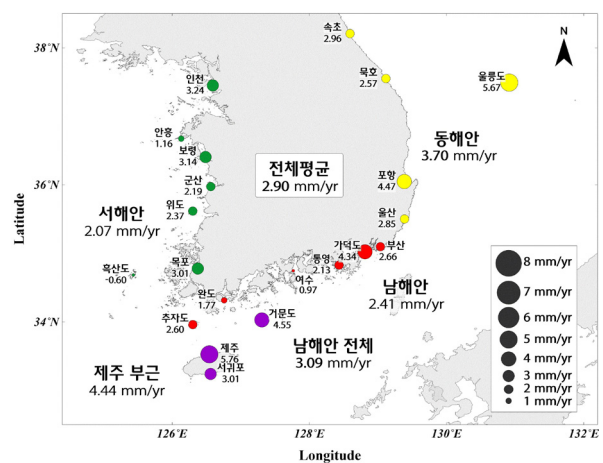


그림 10.12. 우리나라 주변해역의 1989~2017년 기간 동안 평균해수면 상승률(mm) (국립해양조사원 보도 자료, 2018)

조위 관측소 자료 분석 연구들에서 동일 지역 해수면은 대체적으로 비슷한 상승률을 보인다고 보고하였다. 또한 국립해양조사원 3개 조위관측소(부산, 거제도, 울산)의 2006년부터 2017년까지 1시간 간격 해수면 관측 자료를 사용하여 회귀 분석한 결과 부산 연안의 연평균 해수면 상승률이 1.87 mm이며 이전 연구들에서 보고된 1.35 mm(Jeon, 2008), 1.68 mm(윤종주 등, 2012), 1.84 mm(임)과 비교하여 증가하는 추세에 있어 향후 10년 간 부산 연안의 평균 해수면이 대략 2.1 cm 정도 상승할 것으로 추정하였다.

해수면 상승은 대기 온실가스 농도 증가가 멈출지라도 수세기 동안 지속될 수 있는 장기적인 변화이며, 1.5도 시나리오에서 2도 시나리오보다 해수면 상승을 10 cm가량 낮출 수 있어 해수면 상승 관련 리스크에 노출되는 인구수를 최대 1천만 명까지 감소시킬 수 있을 것으로 파악된다(IPCC 1.5도 특별보고서, 2018), 만약 현재와 같은 추세로 온실가스를 배출한다면(RCP 8.5), 21세기 말(2081~2100) 전 지구 평균 해수면은 약 63cm 상승할 것으로 예측되는 반면, 온실가스 감축이 상당히 실현될 경우(RCP 4.5) 전 지구 평균해수면은 대략 47 cm 상승에 그칠 것으로 전망된다(IPCC 5차 평가 보고서, 2013). 최근 출간된 IPCC 해양 및 빙권 특별보고서(2019)에서는 남극 빙하 용융 속도가 빨라지고 있어 2100년에는 전 지구 평균해수면이 61~110cm까지 높아질 수 있음을 전망하였다. 또한 2005년 이후 측정된 해수면 상승 속도는 3.66mm로 1900~1990년의 2.5배에 이르고 있으며, 탄소 배출량이 줄지 않는다면 전 지구 해수면 상승 속도가 2100년에는 이보다 4배로 빨라질 것으로 전망하였다. 해수면 상승은 전 지구적으로 균일하게 일어나는 것이 아니라 열평창, 해양 역학, 그리고 육빙 손실의 상대적 기여도에 따라 약 30%의 편차를 가지고 지역적으로 다른 양상으로 나타날 수 있다는 특성이 있다. 급격한 해수면 상승으로 인하여 현재 100년에 1번 정도 발생하는 극한 해수면 현상(큰 파도, 슈퍼태풍 등 바다에서 기인하는 자연현상)이 2050년 즈음이면 매년 발생할 것이라고 전망하였다.

이철응 등(2014)은 기후변화로 인한 한반도 주요 권역에서의 미래 평균해수면 상승을 5개 지점의 관측 개시일 부터 2012년까지 27~42개년의 장기 조위자료를 사용하여 Mann-Kendall 검정과 베이지안(Bayesian) 변동점 분석 기법을 적용하여 통계적으로 추정하였다. 그 결과 제주 권역

(제주 조위관측소)이 가장 뚜렷한 해수면 상승을 나타내었으며, 서해안 권역(보령 조위관측소)과 남해안 권역(부산 조위관측소)에서는 두 번째로 높은 해수면 상승이, 마지막으로 남해안권역(여수 조위관측소)와 동해안 권역(속초 조위관측소)에서 가장 낮은 해수면 상승의 증가가 추정되었다.

Kim and Kim(2017)은 1965~2013년간 자료가 존재하는 8개 지점의 장기 조위관측소 자료와 1950~2010년 재구축 자료(Hamlington et al., 2011)를 바탕으로 주기정상적 선형적 직교함수(cyclostationary empirical orthogonal function)와 자기회기모델(autoregressive modeling), 그리고 앙상블 경험모드분리법(Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD)을 적용하여 미래 해수면상승을 전망하였다. 그 결과 우리나라 주변해역에서는 2010~2060년 기간 동안 해수면이 매년 4.64±1 mm 상승하는 것으로 추정했다. 그러나 조위관측소 자료와 재구축 자료 간 해수면 상승추위가 매우 다른 양상으로 나타나며, IPCC 5차 평가보고서 결과보다 불확실성의 범위가 넓은 특성을 보였다.

허태경 등(2018)은 IPCC 5차 평가보고서의 미래 해수면 상승 전망연구에 사용된 21개 기후모델 결과(자료출처 <http://icdc.zmaw.de>)를 이용하여 한반도 주변해역의 미래 해수면 상승을 전망하였다. 해수면은 지역적으로 균일하게 상승하지 않기 때문에 우리나라 주변해역을 6개 구역(동해, 서해, 남해 및 앞바다와 연안)으로 분리하여 네 가지 미래전망 시나리오에 대해 1986~2005년 대비 2081~2100년의 평균 해수면 상승 및 그 요인을 분석하였다. 20세기 말부터 21세기

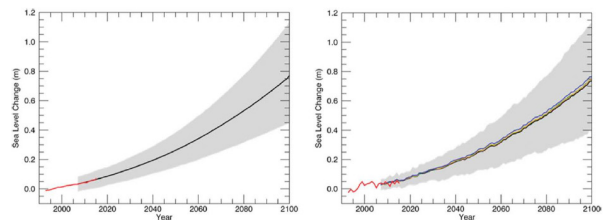


그림 10.13. 관측 및 RCP 8.5 시나리오로 예측된 전 지구 평균(좌) 및 우리나라 주변 해역(우) 해수면 상승률(mm). 1992~2005년 CSIRO 관측(빨강선)에 이어 CMIP5 21개 기후모델 앙상블평균 예측(검정)이며 90% 신뢰도의 불확실성 범위(회색)가 표시되었다. 우측 그림에는 동해(녹색), 서해(주황색), 남해(파란색)를 각각 나타낸다. (허태경 등, 2018)

말까지의 전 지구 및 우리나라의 평균해수면 상승은 관측에 비해 상승추이가 증가하며 21세기 후반으로 갈수록 더 빨라지는 것으로 전망된다(그림 10.13). 우리나라 해역의 해수면 상승추이는 전 지구 평균과 유사한 경향을 보이고 해역별 차이도 근소하지만, 지역규모에서 더 커지는 모델간 편차에 의해 경년변화와 불확실성의 범위가 더 크게 나타난다 (Little et al., 2015).

21세기 말 우리나라의 평균해수면은 RCP 2.6, 4.5, 6.0, 8.5에 대해 각각 37.8, 48.1, 47.7, 65.0cm 상승하는 것으로

전망되어, 온실가스 배출량 증가에 비례하여 상승하며 RCP 8.5를 제외하고는 전 지구 평균보다 근소하게 낮게 나타났다(표 10.2). 해역 별 차이를 보면 모든 시나리오에서 남해지역이 다른 지역에 비해 해수면 상승이 높고 서해안 지역이 다른 지역에 비해 해수면 상승이 다소 낮은 것으로 전망된다(그림 10.14).

전 지구 평균해수면 상승 요인분석 결과 그린란드 및 남극 빙하 용해가 해양 열팽창보다 더 큰 영향을 미치지만, RCP 2.6에서 RCP 8.5로 가면서 해양과정의 영향이 증가하고 빙하관련 영향이 상대적으로 감소하게 된다. 반면 우리나라 연안해역의 경우 이보다 6~7% 정도 해양과정 기여도가 더 높게 나타나며, 전 지구 평균에는 거의 나타나지 않던 GIA(빙하지각균형조정; Glacial isostatic adjustment)의 영향이 -5%가 넘는 것으로 나타났다.

해수면 변동의 인위적 원인인 해양 열팽창과 빙하·빙상의 변화를 모의하는 기후모델의 성능은 IPCC 4차보고서 이후 많이 개선되었으나, 여전히 역학적 빙상모델이 기후모델 구성요소로 포함되어 있지 않아 빙하·빙상 모델링 과정의 모델차가 커서 보다 현실적인 해수면 미래전망에 한계로 지적되고 있다 (Slagen et al., 2014). IPCC 5차보고서 발간 이후 수행된 연구 결과들에 따르면 현재와 같은 추세로 온실 가스를 배출하였을 때 남극 빙상용융을 고려하는 모델로 전망한 2100년 전 지구 평균해수면 상승은 130 cm에 이를 것으로 예측되고 있으며(Nauels et al., 2017), 우리나라의 경우 연안지역 해수면이 1m 상승할 경우 한반도 면적의 1.2%(여의도의 300배)가 침수될 것으로 예측되고 있다

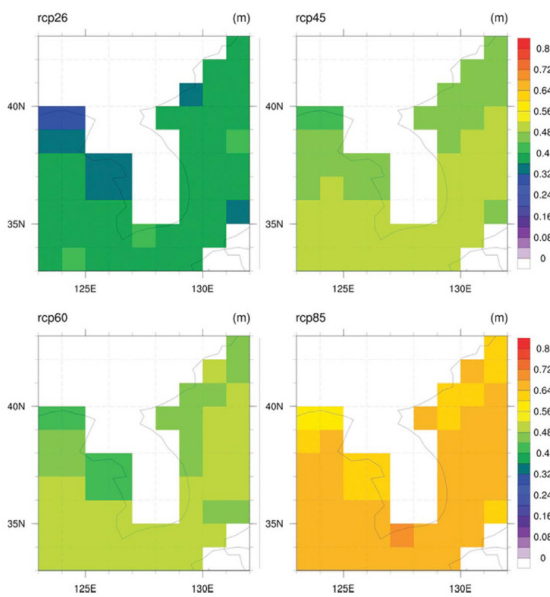


그림 10.14. 1986~2005년 대비 2081~2100년 RCP 시나리오별 우리나라 주변해역 미래 해수면 상승폭(m) (허태경 등, 2018)

표 10.2. 1986~2005년 대비 2081~2100년의 CMIP5 앙상블 평균해수면 상승(m) (허태경 외, 2018) (단위: m)

영역	경도(°E)	위도(°N)	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
전 지구			0.407	0.475	0.495	0.633
한반도	123-132.4	33-43	0.378	0.481	0.477	0.65
동해앞바다	130-132	35-39	0.386	0.488	0.485	0.66
서해앞바다	123-125.5	34-38	0.378	0.478	0.478	0.646
남해앞바다	126-129.5	32.5-34	0.395	0.499	0.498	0.673
동해연안	129.5-130.5 128.5-129.5	35.5-37.5 37.5-38.5	0.378	0.485	0.476	0.654
서해연안	125.5-126.5	34.5-37.5	0.363	0.472	0.457	0.637
남해연안	126.5-127.5 127.5-129.5	33.5-34.5 34.5-35.5	0.394	0.498	0.495	0.671

(환경백서, 2018). 따라서 보다 정밀한 전 지구 평균 및 지역 해수면 상승 전망을 위해 역학적 빙상모델을 개발·개선하여 기후모델에 포함하고자 하는 연구들(Jin and Park, 2019; Park et al., 2019) 및 고해상도 해양모델을 활용하여 지역 해수면 상승률 예측성을 제고하려는 연구들(국립해양조사원, 2018)이 진행 중이다.

10.3.4. 빙권

온실가스에 의한 미래 지구온난화 시나리오의 종류에 따라 미래의 북극해는 21세기 말 이전에 여름이 되면 해빙이 거의 사라질 가능성이 제시되었다 (Stroeve et al., 2012). 하지만 동일 시나리오라도 기후모델 간 미래 전망 차이는 커서 그 시점이 몇 년 후인지에 대한 전망은 불확실성이 존재한다. 해빙 미래 전망의 불확실성은 다른 요소와 마찬가지로 기후 시스템의 내부변동과 모델 간 성능 차이가 동시에 만들어 낸다. 또한, 미래 시나리오에 따른 불확실성은 정책결정자들이 합의한 국제 조약에 따라 미래 배출량 목표가 어떻게 정해지는지에 따라 결정되므로 국제 정세 변화에 영향을 받는다. 관측에 의하면 9월 북극 해빙 면적은 누적 CO₂ 배출량과 선형 관계가 있음이 밝혀졌는데, CO₂ 배출 1톤당 해빙 면적은 3±0.3 m² 줄어들었다 (Notz and Stroeve, 2016). 이 관계를 바탕으로 앞으로 1000 기가톤의 CO₂가 추가 배출될 때 9월 북극 해빙은 거의 사라질 것으로 추정해 볼 수 있는데, 현재 연간 35기가톤 배출이 유지될 경우 21세기 중반 이전에 사라질 것으로 예상된다. 그러나 기후시스템의 내부변동으로 인해 그 시점은 약 20년 정도의 불확실성이 있다. 또한 1.5°C 지구온난화 목표에 따라 CO₂ 배출 감소가 실현되는 경우 그 시점은 상당히 늦춰질 수 있다.

현재 가능한 미래 해빙 전망의 불확실성을 낮추는 방법은 크게 두 가지가 있다 (Stroeve and Notz, 2015). 하나는 관측된 과거 모의 성능에 따라 모델마다 가중치를 두는 방식이고, 다른 하나는 모든 모델 모의에서 관측 가능한 어떤 요소의 과거와 미래 간 확실한 통계적 관련성을 찾는 방식이다. 첫 번째 방식으로 모델을 선택하였을 때 연구 방법에 따라 여름에 북극 해빙이 사라지는 시점(적어도 연속 5년간 9월 최소 해빙 면적이 106 km² 이하일 때로 정의됨)이 2020년대

말 (Wang and Overland, 2012), 2030년대 초 (Snape and Forster, 2014), 2042~2060년 사이 (Massonnet et al., 2012)로 다양하게 제시되었다. 하지만 이러한 과거 해빙 발달 모의 성능을 기준으로 좋은 모델을 선택하는 것은 가용 가능한 해빙 관측 기간이 짧아서 그 신뢰성을 판단하는데 난관이 있음을 부인할 수 없다. 모델 성능과 무관하게 우연히 모델 모의에 나타난 내부변동이 같은 기간 관측의 내부변동과 일치할 수 있기 때문이다.

두 번째 방식은 관측 가능한 어떤 기후변수가 관측 가능한 기후변수의 미래 발달을 가장 잘 조절하는지 찾는 방식이다. Mahlstein and Knutti (2012)는 이 방법으로 전 지구 평균 기온과 여름철 북극 해빙과의 관계를 통해 미래에 2°C 기온 상승 시 여름철 북극 해빙은 거의 사라질 것으로 예상했다. Liu et al. (2013)은 1979~2007년 기간의 감소 경향 뿐 만 아니라 평균 해빙 면적도 모델이 모의한 2018~2022년 해빙 면적과 직접 연관이 있음을 확인하고, 이 관계를 통해 고배출 시나리오에서 2054~2058년 사이를 여름철 북극 해빙이 거의 사라지는 기간으로 예상했다. 이러한 방식은 가중치를 통해 모델을 줄여 미래 전망 범위를 축소하는 방식에 비해 장점은 있으나 분명한 단점도 있다. 가능한 문제점을 나열 하자면, 현재 확실한 통계적 관계가 비슷한 결점이 있는 기후 모델들에서 나온 것이라면 미래 예상이 신뢰성이 있는지 의문이 있을 것이고, 관측자료 만으로 나온 관계라면 제한된 관측기간에 임의로 생긴 것일 수 있으며, 다중 모델을 통해 나온 결과라면 소수의 튀는 모델들이 관계를 만든 것일 수 있다.

분명 기후시스템의 내부변동이 전망의 불확실성의 주요 요인임을 부인할 수는 없다. 이에 최근 큰 앙상블 모의를 활용한 내부변동에 관한 연구가 활발히 진행되고 있다. Jahn et al. (2016)은 CESM 큰 앙상블 모의 결과를 이용 하였을 때, 내부변동은 미래 여름철 북극 해빙이 거의 사라지는 시점 전망에 약 20년 정도의 불확실성을 야기하였으나 시나리오의 차이는 이보다 적은 약 5년 정도의 불확실성을 야기한 것으로 판단하였다. 그리고 현재 해빙 조건을 통해 불확실성을 줄일 수 없음을 보였다. 이 연구를 통해 앞서 소개한 Liu et al. (2013)의 연구에서 예상을 5년 범위 (2054~2058)로 줄인 것에 대해 판단해보면 CMIP5의 모델 앙상블 수를 충분히 쓰지 않아 불확실성 범위를 충분히 표현 하지 못한 것으로 생각된다. Swart et al. (2015)도 CMIP5

다중 모델과 CESM 큰 앙상블 모의 실험 결과를 통해 북극 해빙 경향에 내부변동의 영향을 산정하였다. 내부변동을 고려할 때 지난 2007년 이후 지속되는 감소 경향이 약해진 시기가 충분히 나타날 수 있다는 것, 즉, 지구온난화에 의한 경향이 내부변동에 의해 충분히 감쇄될 수 있다는 것을 주장하였다. Ding et al. (2019)은 CESM 큰 앙상블 실험 결과에서 북극 해빙 감소를 일으키는 내적 요인을 찾는 지문 패턴 매칭 기법을 도입하여 외적 강제력으로 인한 해빙 감소 대비 내부 변동의 기여를 약 40-50% 정도로 산정하였고, 기후모델들은 이를 과소추정하고 있음을 보였다. 그리고 내부변동의 주요 근원인 북극-전 지구 연계성을 기후모델이 좀 더 잘 모의할 수 있어야 지구온난화에 대한 북극 해빙의 민감도의 불확실성을 줄일 수 있음을 주장하였다.

북반구 고위도에서 지표 부근 영구동토층의 면적 또한 줄어들 것이 사실상 확실하다(그림 10.15). 이로 인해 전 지구 빙하 부피의 감소가 가속화될 것이다. 21세기 말까지 남극 주변의 빙하를 제외하고 전 지구 빙하 부피는 RCP 2.6에서는 15~55%가 감소하고, RCP 8.5에서는 35~85%가 감소할 것으로 전망되었다. 전 지구적 지표기온이 상승함에 따라 북반구 고위도에서 지표부근 영구동토층 면적이 감소할 가능성은 사실상 확실하다. 21세기 말까지 지표부근(상층 3.5 m까지) 영구동토층의 면적은 37% (RCP 2.6)에서 81% (RCP 8.5)까지 줄어들 것으로 전망되었다.

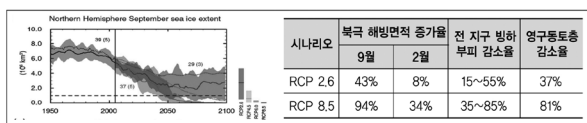


그림 10.15. 관측 및 RCP 시나리오로 예측된 북반구 해빙 면적(좌) 및 시나리오별 빙권요소(북극해빙, 전 지구 빙하, 영구동토층) 미래 변화경향 (%) (IPCC 5차보고서 요약)

10.4. 1.5°C 기후변화전망

기후변화의 위협에 대한 범지구적 대응 강화를 목표로 IPCC에서는 2018년 “지구온난화 1.5°C 특별보고서”를 발간 하였다. 이 보고서에 따르면 산업혁명 이후 1.5°C 온난화 수준

으로 안정화 시키기 위해서는 2030년까지 전 지구적 탄소 배출량을 절반으로 감축해야 한다(IPCC, 2018). 동아시아 지역은 지구온난화 1.5°C 발생 시 아시아-호주몬순 지역에서 가장 높은 폭으로 기온이 상승하고 연강수량과 몬순 강수도 상당히 증가할 가능성이 매우 높을 것으로 전망하였다 (Chevuturi et al., 2018). 아울러, 1.5°C에서 0.5°C만 더 오르더라도 극한기후에 노출될 가능성이 높아지고 지역적 기후 취약성이 크게 증가할 것으로 예상됨에 따라(IPCC, 2018) 전구평균 기온의 변화를 1.5도 온난화 수준으로 유지해야 할 필요성이 강조되었다(Chevuturi et al., 2018). Li et al.(2019)의 연구에서도 지구온난화에 따라 극한 강수의 주기와 강도가 상당히 증가함을 언급하며 2°C에 비해 1.5°C 지구온난화의 경우 동아시아 지역 극한 강수의 주기와 강도가 26-31% 감소하고 21세기 말(2081-2100년)에는 몽골, 한반도, 일본에서 최소 25% 감소되는 효과를 볼 수

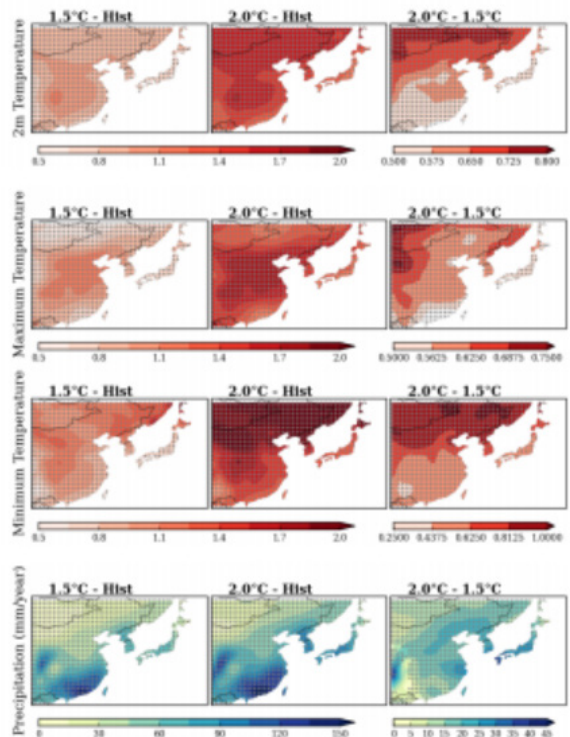


그림 10.16. HAPPI 시나리오(Plus15-Hist, Plus20 - Hist) 그리고 0.5 증가 영향(Plus20 - Plus15)에서의 동아시아(한반도) 연평균 지표기온, 최고기온, 최저기온, 강수량의 미래 기후변화 공간분포. 연구에 사용된 AGCM의 80% 이상이 동일한 경향을 보이는 경우 회색점으로 표시함(심성보 등, 2019).

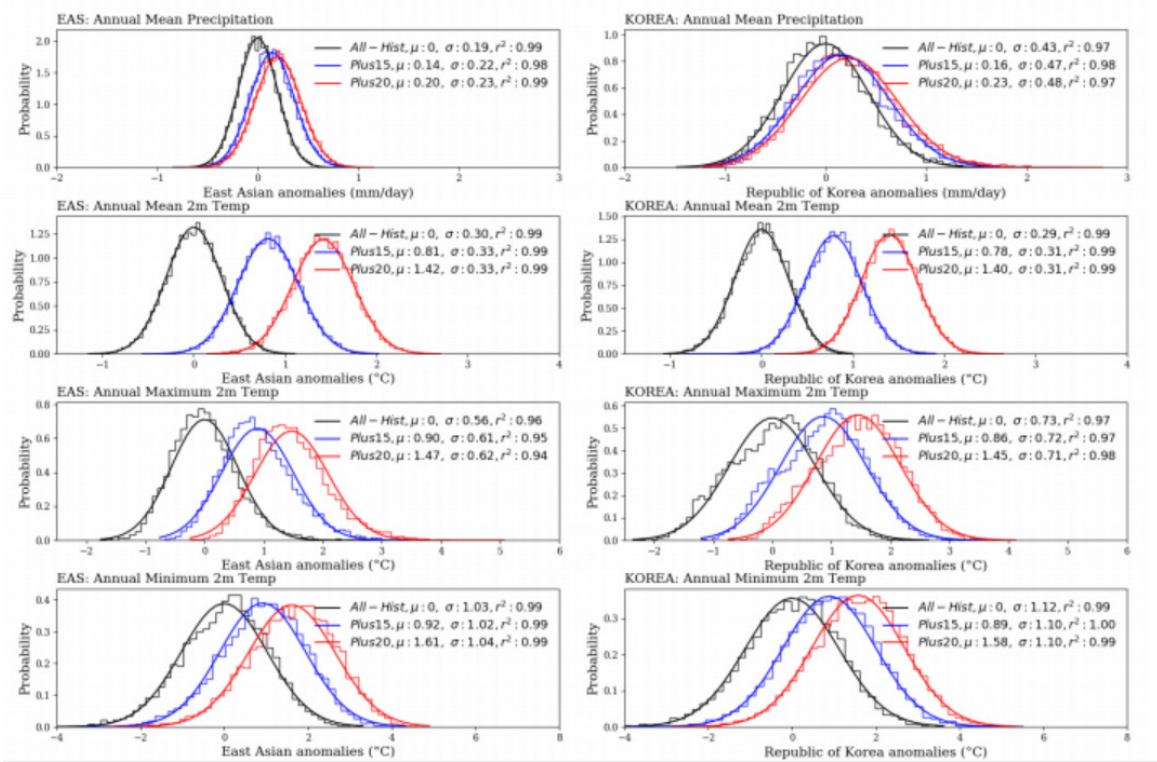


그림 10.17. 동아시아(좌) 및 한반도(우)의 현재기후(검정), 1.5(파랑), 2.0도(빨강) 지구온난화 실험에 대한 연평균 지표기온과 강수량의 확률분포함수 (단위: %). r^2 은 실제 값과 정규분포로 근사된 값 사이의 상관계수의 자승을 나타냄(심성보 등, 2019).

있음을 전망하였다. Lee and Min(2018)은 CMIP5 모델 중 1.5°C와 2°C에 수렴하는 RCP 2.6과 4.5 시나리오를 이용하여 동아시아 지역을 대상으로 열스트레스에 관한 미래 전망을 비교 분석하였는데 1.5°C 온난화일 때 2°C 온난화에 비해 열스트레스를 느끼는 동아시아 지역이 약 20% 감소한다는 결과를 제시하였다.

최근 국립기상과학원에서는 프로젝트 HAPPI (Half a degree Additional warming, Prognosis and Projected Impacts) (Mitchell et al., 2017)에서 제공하는 1.5°C 및 2°C 온난화에 평형을 이루는 100개 이상의 양상블을 가지는 기후 모델 5개를 이용해 우리나라의 기후 및 극한기상의 변화를 전망하였다(심성보 등, 2019). 이 연구에 따르면 현재 기후(2006~2015년)에 비해 1.5°C 지구온난화에 도달하는 미래 기후(2091~2100년)에 동아시아 및 한반도의 기온 변화는 전 지구적 규모와 비슷한 수준으로, 강수량은 전 지구에 비해 조금 더 강하게 나타난다(그림 10.16). 산업화 이전

(1861~1880년) 대비 전지구 기온이 1.5도 상승하는 경우, 한반도는 현재기후보다 월 평균기온은 0.8도(±0.11), 월 최고기온은 0.89도(±0.16), 월 최저기온은 0.91도(±0.12) 상승하고 강수량은 62.26 mm (±27.09) 상승할 것으로 전망된다.

극한기온 및 강수는 표준편차가 커져 확률분포함수가 넓어지는 쪽으로 움직이는 경향을 보이며 90퍼센타일이 넘는 높은 극한 기온/강수는 현재 대비 약 10% 증가하며 10퍼센타일 이하의 낮은 기온/강수에서의 확률은 감소한다. 확률 비율 변화는 월 평균기온에서의 경향보다 월최대/최소 값에서의 극한 변화가 훨씬 뚜렷하게 나타난다(그림 10.17).

한편, Lee et al. (2018)도 위와 동일한 5개의 모델 전망 자료로 남아시아 및 동아시아 몬순의 미래 변화를 예측하는 연구를 수행하였다. 1.5도 지구 온난화는 증발량과 대기의 수증기를 강화시켜 평균 강수량의 증가 및 빈도와 강도가 더 높은 강수현상을 일으켜 아시아 몬순 지역의 인간과 자연 환경에 치명적인 피해를 입힐 수 있음을 지적하였다.

10.5. 결론

이 장에서는 대기와 지표 및 해양과 빙권의 단기(2050년 이전)와 장기(2050년 이후)의 기후 전망을 살펴보았다. RCP 4.5(저농도 배출)와 8.5(고농도 배출) 시나리오를 위주로 미래를 전망하였다.

최근 새로이 제공되는 미래전망 모형자료 분석으로 이루어진 연구들에서 얻어진 결과들을 살펴보고 다음과 같이 동의 수준에 기반하여 결과를 요약할 수 있다. 따라서 단일 기후 모형, 다중 기후모형 앙상블이나 지역기후모형을 이용한 전망의 차이가 있다는 것을 밝히며 동의 사용 목적에 따라 동의 수준의 차별성을 알고 사용하기를 권한다.

10.5.1. 대기와 지표

<견고한 동의>

- 지역기후모형, 기상청 기후변화 전망보고서, 연구 논문들에서 21세기 중반과 21세기 말에 한반도 기온은 증가한다고 전망하고 있다. 각 결과들의 수치는 다소 차이가 있으나 증가율은 더 커진다.
- 21세기 말 장기전망에 대한 기온의 전망 결과들은 유사하여 RCP 4.5와 RCP 8.5의 시나리오에 대하여 각각 2.9도와 4.7도 증가한다고 보고 있다. 계절적으로는 겨울철이 여름철에 비하여 증가율이 높다.
- 기상청에서 2018년에 발간한 기후변화 전망보고서에 따르면 RCP 2.6/4.5/6.0/8.5 시나리오에서 현재(1982~2010) 대비 21세기 전반기(2021~2040)에는 한반도 평균기온이 +1.5°C/+1.3°C/+0.8°C/+1.3°C 상승한다.
- 단기전망으로 한반도 평균기온은 모든 시나리오에서 전 지구 모델에서는 +1.33~+1.93°C, 지역기후 모델은 +1.05~+1.95°C 범위로 1981~2005년 기온 대비 증가를 예상하고 있다.
- 미래 온난화로 인하여 아열대 기후대가 확장할 가능성과 고온 관련 기상재해 발생일수가 증가할 가능성이 높으며 열대야일수는 내륙지역보다 해안지역에서 더 큰 증가를, 폭염일수는 해안지역보다 내륙지역에서 더 큰 증가를

보이고 RCP 8.5 시나리오에서 뚜렷하게 증가한다.

- 전 지구적 기온 상승으로 인해 21세기 북극 해빙 면적 및 두께의 급격한 감소추세가 이어지고 있으며, 이러한 경향성은 21세기 전반에 걸쳐 이어질 것으로 예상된다.

<중간적 동의>

- 극한강수가 증가하며 최대 가능 강수량 또한 증가한다.
- 한반도 연 강수량은 21세기 후반에 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 3.3%(13.1%) 증가할 것이라고 전망하였다. CMIP5 기후모델에 따르면 21세기 후반에 RCP 4.5(RCP 8.5) 시나리오에서 약 16%(18%) 증가하는 것으로 전망되어 다소 전망치가 다르지만 증가 추세는 RCP 8.5 시나리오에서 더 강하다.
- 1.5°C 지구온난화에 도달하는 미래 기후(2091~2100년)에 동아시아 및 한반도의 기온 변화는 전 지구적 규모와 비슷한 수준으로, 강수량은 전 지구에 비해 조금 더 강하게 나타난다.
- 산업화 이전 대비 전지구 기온이 1.5도 상승하는 경우, 한반도는 현재기후보다 월 평균기온은 0.8도(±0.11), 월 최고기온은 0.89도(±0.16), 월 최저기온은 0.91도(±0.12) 상승하고 강수량은 62.26mm(±27.09) 상승할 것으로 전망된다.
- 1.5도 지구 온난화는 증발량과 대기의 수증기를 강화시켜 평균 강수량의 증가 및 빈도와 강도가 더 높은 강수 현상을 일으켜 아시아 몬순 지역의 인간과 자연환경에 치명적인 피해를 입힐 수 있음을 지적하였다.

10.5.2. 해양과 빙권

<견고한 동의>

- 전 지구적 기온 상승으로 인해 21세기 북극 해빙 면적 및 두께의 급격한 감소추세가 이어지고 있으며, 이러한 경향성은 21세기 전반에 걸쳐 이어질 것으로 예상된다.

<제한적 동의>

- 20세기 말부터 21세기 말까지의 전 지구 및 우리나라의 평균해수면 상승은 관측에 비해 상승추이가 증가하며

21세기 후반으로 갈수록 더 빨라지는 것으로 전망된다. 우리나라 해역의 해수면 상승추이는 전 지구 평균과 유사한 경향을 보일 것으로 예상된다. 해역 별 차이를 보면 모든 시나리오에서 남해지역이 다른 지역에 비해 해수면 상승이 높고 서해안 지역이 다른 지역에 비해 해수면 상승이 다소 낮은 것으로 전망된다.

- 우리나라의 평균해수면은 2100년까지 RCP 2.6에서 37.8 cm 증가하며 RCP 4.5에서는 37.8 cm, RCP 6.0에서는 48.1 cm, 그리고 RCP 8.5에서는 65.0 cm 상승하는 것으로 전망되어, 온실가스 배출량 증가에 비례하여 상승하며 전 지구 평균보다 근소하게 낮게 나타난다.
- IPCC 5차보고서 발간 이후 수행된 연구 결과들에 따르면 현재와 같은 추세로 온실가스를 배출하였을 때 남극 빙상용융을 고려하는 모델로 전망한 2100년 전 지구 평균해수면 상승은 130 cm에 이를 것으로 예측되고 있으며 우리나라의 경우 연안지역 해수면이 1 m 상승할 경우 한반도 면적의 1.2%(여의도의 300배)가 침수될 것으로 예측되고 있다.
- 관측에 의하면 9월 북극 해빙 면적은 누적 CO₂ 배출량과 선형 관계가 있음이 밝혀졌으며, CO₂ 배출 1톤당 해빙 면적은 3±0.3 m² 줄어들 것으로 예상된다. 이 관계를 바탕으로 앞으로 1000 기가톤의 CO₂가 추가 배출될 때 9월 북극 해빙은 거의 사라질 것으로 추정해 볼 수 있는데, 현재 연간 35 기가톤 배출이 유지될 경우 21세기 중반 이전에 사라질 것으로 예상된다.
- 남극해의 해빙 면적은 현재 그 추세가 종립적이거나 현재 CO₂ 배출 추이가 지속된다면 결국 감소 추세로 돌아설 것이다.

10.6. 참고문헌

국립기상연구소, 2012: 전지구 기후변화 보고서 2012, 100pp.
 국립해양조사원, 2013: 해양조사기술연보 2013.
 국립해양조사원, 2018: 해양조사기술연보 2018.
 기상청, 2012: 한반도 기후변화 전망보고서, 117pp.
 기상청, 2014: 한반도 기후변화 평가보고서. 기후변화 과학적 근거, 306pp.

기상청, 2017: 신기후체제 대비 한반도 기후변화 전망보고서, 116pp.
 기상청, 2018: 한반도 기후변화 전망분석서, 173pp.
 김가영, 차동현, 박창용, 2018: 편의보정된 다중지역기후모델 산출물의 불확실성 범위 추정 및 미래 전망, *기후연구*, 13(4), 263-273.
 김맹기, 한명수, 장동호, 백승균, 이우섭, 김연희, 김성, 2012: 1km 해상도의 관측 격자자료 생산 기술, *기후연구*, 7(1), 55-68.
 김민수, 윤한삼, 김경희, 2019: 기후변화에 따른 부산 연안 장기 해수면 변화량 비교 연구, *수산해양교육연구*, 31(1), 83-93.
 김병희, 문혜진, 하경자, 2015: CMIP5 MME와 Best 모델의 비교를 통해 살펴본 미래전망: II. 동아시아 단·장기 미래 기후전망에 대한 열역학적 및 역학적 분석, *대기*, 25(2), 249-260.
 김선용, 국종성, 2015: CMIP5 모델에서 나타난 겨울철 동아시아와 북태평양 지역의 엘니노 원격상관의 미래 변화, *Journal of Climate Change Research*, 6(4), 389-397.
 김정호, 김상단, 박무중, 주진걸, 2016: 미래기후예측모델에 따른 가뭄전망 결과 보고, *한국방재학회논문집*, 16(2), 463-472.
 김진아, 김규량, C. C. Lee, S. C. Sheridan, L. S. Kalkstein, 김백조, 2016: 한반도 미래 폭염의 발생 분포 및 종관 패턴 분석, *기후연구*, 11(1), 15~27.
 김진욱, 부경은, 심성보, 권원태, 변영화, 2017: 우리나라 인근과 유럽의 계절에 따른 강수와 기온의 관계 및 RCP 8.5 시나리오에 기반한 미래 전망, *대기*, 27(1), 79-91.
 문혜진, 김병희, 오효은, 이준이, 하경자, 2014: CMIP5 MME와 Best 모델의 비교를 통해 살펴본 미래전망. I. 동아시아 기온과 강수의 단기 및 장기 미래전망, *대기*, 24(3), 403-417.
 박명우, 이욱정, 박윤경, 김상단, 2015: AR5 RCP 기후변화 시나리오에 따른 우리나라 미래가뭄전망, *한국방재학회 논문집*, 15(6), 423-433.
 손수정, 이태수, 2017: 통계적 축소법을 이용한 한반도 미래

- 기온 예측, *국토지리학회지*, 51(3), 323-334.
- 심성보, 권상훈, 임윤진, 염성수, 변영화, 2019: 1.5/2.0°C 지구온난화 시나리오 기반의 동아시아 기후변화 분석, *대기*, 29(4), 391-401.
- 안중배, 최연우, 조세라, 홍자영, 2014: 21세기 한반도 기후 변화 전망: WRF를 이용한 RCP 4.5와 8.5 시나리오 기온과 강수, *대기*, 24(4), 541-554.
- 윤종주, 김상익, 2012: 우리나라 조위관측소의 장기간 해수면 변화 분석. *한국방재학회지*, 12(3), 299-305
- 이승수, 김가영, 함희정, 2015: HadGEM2-AO 모델에 의한 미래 태풍 발생 분포 추정, *한국공기학회논문집*, 19(3), 101-109.
- 이철응, 김상욱, 이영섭, 2014: 장기 조위자료를 이용한 한반도 권역별 미래 해수면 상승 추정, *한국수자원학회 논문지*, 47(9), 753-766.
- 이현재, 김가영, 박창용, 차동현, 2017: 다중지역기후모델을 이용한 남한 지역의 미래 기후대 분포와 극한기온사상의 변화에 대한 연구, *기후연구*, 12(2), 149-164.
- 정태성, 2014: 해안개발과 기후변화로 인한 서해 연안해역의 평균해수면 변화, *해양공학학회논문집*, 26, 120-130.
- 추태호, 심수용, 양다운, 박상진, 곽길신, 2016: 한반도의 해수면 상승을 고려한 설계조위 산정에 관한 연구, *한국 산학기술학회논문지*, 17, 464-473.
- 최아라, 박영규, 최희진, 2013: 기후모델에 나타난 미래기후에서 대마난류의 변화와 그 영향, *Ocean and Polar Research*, 35, 127-134.
- 한지현, 심창섭, 김재욱, 2018: 우리나라 상세 기후변화 시나리오의 지역별 기온 전망 범위: RCP 4.5, 8.5를 중심으로, *Journal of Climate Change Research*, 9(1), 103-115.
- 허태경, 김영미, 부경은, 변영화, 조천호, 2018: CMIP5 자료를 활용한 우리나라 미래 해수면 상승, *대기*, 28(1), 22-35.
- 환경부, 2018: 환경백서, 환경부, 421pp.
- Ahn, J.-B., Y.-W. Choi, S. Jo, and J.-Y. Hong, 2014: Projection of 21st century climate over Korean peninsula: Temperature and precipitation simulated by WRFV3.4 based on RCP 4.5 and 8.5 scenarios. *Atmo sphere*, 24(4), 541-554.
- Ahn, J.-B., S.-R. Jo, M.-S. Suh, D.-H. Cha, D.-K. Lee, S.-Y. Hong, S.-K. Min, S.-C. Park, H.-S. Kang and K.-M. Shim, 2016: Changes of precipitation extremes over South Korea projected by the 5 RCMs under RCP scenarios. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(2), 223-236.
- Baek, H.-J., J. Lee, H.-S. Lee, Y.-K. Hyun, C. Cho, W.-T. Kwon, C. Marzin, S.-Y. Gan, M.-J. Kim, D.-H. Choi, J. Lee, J. Lee, K.-O. Boo, H.-S. Kang, and Y.-H. Byun, 2013: Climate change in the 21st century simulated by HadGEM2-AO under representative concentration pathways. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49(5), 603-618.
- Camargo, S. J., 2013: Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26: 9880-9902.
- Cha, D.-H., D.-K. Lee, C.-S. Jin, G. Kim, Y. Choi, M.-S. Suh, J.-B. Ahn, S.-Y. Hong, S.-K. Min, S.-C. Park, and H.-S. Kang, 2016: Future changes in summer precipitation in regional climate simulations over the Korean Peninsula forced by multi-RCP scenarios of HadGEM2-AO. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(2), 139-149.
- Chen, L., T. Li, Y. Yu, S. K. Behera, 2017: A possible explanation for the divergent projection of ENSO amplitude change under global warming, *Climate Dynamics*, 49(11-12), 3799-3811.
- Cheon, W.-G., Y.-G. Park, S.-W. Yeh, and Baek-Min Kim, 2012: Atmospheric impact on the northwestern Pacific under a global warming scenario. *Geophysical Research Letters*, 39(16), L16709.
- Chevuturi, A., N. P. Klingaman, A. G. Turner, and S. Hannah, 2018: Projected changes in the Asian Australian monsoon region in 1.5°C and 2.0°C global warming scenarios. *Earth's Future*, 6(3), 339358.
- Choi, A.-R., Y.-G. Park, and H.-J. Choi, 2013: Changes in the Tsushima warm current and the impact under a global warming scenario in Coupled Climate Models. *Ocean and Polar Research*, 35(2), 127-134 (in Korean)

- with English abstract).
- Ding, Q., A. Schweiger, M. L'Heureux, E. J. Steig, D. S. Battisti, N. C. Johnson, E. Blanchard-Wrigglesworth, S. Po-Chedley, Q. Zhang, K. Harnos, M. Bushuk, B. Markle, and I. Baxter, 2019: Fingerprints of internal drivers of Arctic sea ice loss in observations and model simulations. *Nature Geoscience*, 12(1), 28-33.
- Giorgi, F. B., Hewitson, J. Christensen, M. Hulme, H. Von Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns, and C. Fu, 2001: Regional Climate Information: Evaluation and Projections (Chapter 10). In *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*, Cambridge University Press, 739-768.
- Hamlington, B. D., R. R. Leben, R. S. Nerem, W. Han, and K. Y. Kim, 2011: Reconstructing sea level using cyclostationary empirical orthogonal functions, *Journal of Geophysical Research*, 116, C12015.
- Hong, J.-Y. and J.-B. Ahn, 2015: Changes of Early Summer Precipitation in the Korean Peninsula and Nearby Regions Based on RCP Simulations, *Journal of Climate*, 28, 3557-3578.
- Imbert, A. and R. Benestad, 2005: An improvement of analog model strategy for more reliable local climate change scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, 82(3-4), 245-255.
- Im, E.-S., J.-B. Ahn, and S.-R. Jo, 2015: Regional climate projection over South Korea simulated by the Had-GEM2-AO and WRF model chain under RCP emission scenarios. *Climate Research*, 63, 249-266.
- Im, E.-S., Y.-W. Choi, and J.-B. Ahn, 2017: Robust intensification of hydroclimatic intensity over East Asia from multi-model ensemble regional projections. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(3-4), 1241-1254.
- IPCC, 2013, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stocker, T. F., et al. Eds., Cambridge University Press, p1552.
- IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R. K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151.
- IPCC, 2018: *Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate Change, sustainable development, and effects to eradicate poverty*, IPCC, Geneva, Switzerland, 67(2), 1-32.
- IPCC, 2019: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, IPCC, Geneva, Switzerland.
- Jahn, A., J. E. Kay, M. M. Holland, and D. M. Hall, 2016: How predictable is the timing of a summer ice-free Arctic?, *Geophysical Research Letters*, 43(17), 9113-9120.
- Jeon D, 2008: Relative Sea-level Change Around the Korean Peninsula. *Ocean and Polar Research*, 30(4), 373~378.
- Jin, E.-K. and I.-W. Park, 2019: The future projection of ice sheet melting and sea level rise under the RCP scenarios. *International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, 13, 236.
- Kim, G., D.-H. Cha, C. Park, G. Lee, C.-S. Jin, D.-K. Lee, M.-S. Suh, J.-B. Ahn, S.-K. Min, S.-Y. Hong, and H.-S. Kang, 2018: Future changes in extreme precipitation indices over Korea, *International Journal of Climatology*, 38(51), e862-e874.
- Kim, J.-S., J.-S. Kug, S.-W. Yeh, H.-K. Kim, and E.-H. Park, 2014: Relation between climate variability in Korea and two types of El Nino, and their sensitivity to definition of two types of El Nino, *Atmosphere*.

- Korean Meteorological Society*, 24(1), 89-99.
- Kim, K.-Y. and Y. Kim, 2017: A comparison of sea level projections based on the observed and reconstructed sea level data around the Korean Peninsula, *Climate Change*, 142(1-2), 23-36.
- Knutson, T., S. Carmago, J. Chan, K. Emanuel, C.-H. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh, and L. Wu, 2019: Tropical cyclones and climate change assessment: Part II. Projected response to anthropogenic warming, *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Kossin, J. P., K. A. Emanuel, and S. J. Camargo, 2016: Past and projected changes in Western North Pacific tropical cyclone exposure, *Journal of Climate*, 29, 5725-5739.
- Krishnamurti, T. N., C. M. Kishtawal, T. LaRow, D. Bachiochi, Z. Zhang, E. Williford, S. Gadgil, and S. Surendran, 1999: Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble, *Science*, 285, 1548-1550.
- Kusunoki, S., 2018: Future changes in precipitation over East Asia projected by the global atmospheric model MRI-AGCM3.2, *Climate Dynamics*, 51(11-12), 4601-4617.
- Kwon, E.-Y., Y.-H. Kim, Y.-G. Park, Y.-H. Park, D. John, and K.-I. Chang, 2016: Multi decadal wind-driven shifts in northwest Pacific temperature, salinity, O₂, and PO₄, *Global Biogeochemical Cycles*, 30(11), 1599-1619.
- Kwon, M., J.-H. Sung, and J. Ahn, 2019: Changes in extreme precipitation over North Korea using multiple climate change scenarios, *Water*, 11(2), 270.
- Kwon, Y.-A., W.-T. Kwon, K.-O. Boo, and Y. Choi, 2007: Future projections on subtropical climate regions over South Korea using SRES A1B data. *Journal of the Korean Geographical Society*, 42(3), 355-367.
- Lee, D., S.-K. Min, C. Park, M.-S. Suh, J.-B. Ahn, D.-H. Cha, D.-K. Lee, S.-Y. Hong, S.-C. Park, and H.-S. Kang, 2016: Time of emergence of anthropogenic warming signals in the Northeast Asia assessed from multi-regional climate models. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52(2), 129-137.
- Lee, D., S.-K. Min, J. Jin, J.-W. Lee, D.-H. Cha, M.-S. Suh, J.-B. Ahn, S.-Y. Hong, H.-S. Kang, and M. Joh, 2017: Thermodynamic and dynamic contributions to future changes in summer precipitation over Northeast Asia and Korea: a multi- RCM study. *Climate Dynamics*, 49(11-12), 4121-4139.
- Lee, D., S.-K. Min, E. Fischer, H. Shiogama, I. Bethke, L. Lierhammer, and J. F. Scinocca, 2018: Impact of half a degree additional warming on the Asian summer monsoon rainfall characteristics. *Environmental Research Letters*, 13(4), 044033.
- Lee J., 2017: Future trend in seasonal lengths and extreme temperature distributions over South Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 53(1), 31-41.
- Lee, J.-W., S.-Y. Hong, E.-C. Chang, M.-S. Suh, and H.-S. Kang, 2014: Assessment of future climate change over East Asia due to the RCP scenarios downscaled by GRIMs-RMP, *Climate Dynamics*, 42, 733-747.
- Lee, J.-Y. and B. Wang, 2014: Future change of global monsoon in the CMIP5, *Climate Dynamics*, 42, 101-119.
- Lee, K.-M., H.-J. Baek, S.-H. Park, H.-S. Kang, and C.-H. Cho, 2012: Future projection of changes in extreme temperature using high resolution regional climate change scenario in the Republic of Korea. *Journal of the Korean Geographical Society*, 47, 208-225.
- Lee, S., 2014: A theory for polar amplification from a general circulation perspective. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 31-43.
- Lee, S.-M. and S.-K. Min, 2018: Heat stress changes over East Asia under 1.5°C and 2.0°C global warming targets, *Journal of Climate*, 31, 2819-2831.
- Lee, O. and S. Kim, 2018: Estimation of future probable maximum precipitation in Korea using multiple regional climate models, *Water*, 10, 637.

- Li, D., T. Zhou, and W. Zhang, 2019: Extreme precipitation over East Asia under 1.5°C and 2.0°C global warming targets: a comparison of stabilized and overshoot projections, *Environmental Research Communications*, 1, 085002.
- Li, Q., S. Wang, D.-K. Lee, J. Tang, X. Niu, P. Hui, W. J. Gutowski, K. Dairaku, J. L. McGregor, J. Katzfey, X. Gao, J. Wu, S.-Y. Hong, Y. Wang, and H. Sasaki, 2016: Building Asian climate change scenario by multi-regional climate models ensemble. Part II: mean precipitation, *International Journal of Climatology*, 36, 4253-4264.
- Little, C. M., R. M. Horton, R. E. Kopp, M. Oppenheimer, and S. Yip, 2015: Uncertainty in twenty-first-century CMIP5 sea level projections, *Journal of Climate*, 28, 838-852.
- Liu, J., M. Song, R. M. Horton, and Y. Hu, 2013: Reducing spread in climate model projections of a September ice-free Arctic, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, 12571-12576.
- Mahlstein, I. and R. Knutti, 2012: September Arctic sea ice predicted to disappear near 2°C global warming above present, *Journal of Geophysical Research*, 117, D06104.
- Massonnet, F., T. Fichet, H. Goosse, C. M. Bitz, G. Philippon-Berthier, M. M. Holland, and P.-Y. Barriat, 2012: Constraining projections of summer Arctic sea ice, *The Cryosphere*, 6, 1383-1394.
- Mitchell, D., K. AchutaRao, M. Allen, I. Bethke, U. Beyerle, A. Ciavarella, P. M. Forster, J. Fuglestedt, N. Gillett, K. Haustein, W. Ingram, T. Iversen, V. Kharin, N. Klingaman, N. Massey, E. Fischer, C.-F. Schleussner, J. Scinocca, Ø. Seland, H. Shioyama, E. Shuckburgh, S. Sparrow, D. Stone, P. Uhe, D. Wallom, M. Wehner, and R. Zaaboul, 2017: Half a degree additional warming, prognosis and projected impacts (HAPPI): background and experimental design, *Geoscientific Model Development*, 10, 571-583.
- Nauels, A., M. Meinshausen, M. Mengel, K. Lorbacher, and T. M. L. Wigley, 2017: Synthesizing long-term sea level rise projections - the MAGICC sea level model v2.0, *Geoscientific Model Development*, 10, 2495-2524.
- Notz, D. and J. Stroeve, 2016: Observed arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO2 emission, *Science*, 354, 747-750.
- Oh, H. and K.-J. Ha, 2015: Thermodynamic characteristics and responses to ENSO of dominant intraseasonal modes in the East Asian summer monsoon, *Climate Dynamics*, 44, 1751-1766.
- Oh, S.-G. and M.-S. Suh, 2018: Changes in seasonal and diurnal precipitation types during summer over South Korea in the late twenty-first century (2081-2100) projected by the RegCM4.0 based on four RCP scenarios, *Climate Dynamics*, 51, 3041-3060.
- Oh, S.-G., M.-S. Suh, J.-S. Myoung, and D.-H. Cha, 2011: Impact of boundary conditions and cumulus parameterization schemes on regional climate simulation over South-Korea in the CORDEX-East Asia domain using the RegCM4 model, *Journal of the Korean earth science society*, 32, 373-387.
- Oh, S.-G., J.-H. Park, S.-H. Lee, and M.-S. Suh, 2014: Assessment of the RegCM4 over East Asia and future precipitation change adapted to the RCP scenarios, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119, 2913-2927.
- Oh, S.-G., M.-S. Suh, Y.-S. Lee, J.-B. Ahn, D.-H. Cha, D.-K. Lee, S.-Y. Hong, S.-K. Min, S.-C. Park, H.-S. Kang, 2016: Projections of high resolution climate changes for South Korea using multiple-regional climate models based on four RCP scenarios. Part 2: precipitation, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 171-189.
- Oh, S.-G. and M.-S. Suh, 2015: Comparison of projection Skills of deterministic ensemble methods using

- pseudo-simulation data generated from multivariate Gaussian distribution, *Theoretical and Applied Climatology*, 129, 243-262.
- Park, C. and S.-K. Min, 2019: Multi-RCM near-term projections of summer climate extremes over East Asia, *Climate Dynamics*, 52, 4937-4952.
- Park, D.-S., S. Lee, and S. B. Feldstein, 2015: Attribution of the recent winter sea ice decline over the Atlantic sector of the Arctic ocean, *Journal of Climate*, 28, 4027-4033.
- Pak, G., Y. H. Kim, and Y.-G. Park, 2019: Lagrangian Approach for a New Separation Index of the East Korea Warm Current, *Ocean Science Journal*, 54, 29-38.
- Park, J.-Y., F. Schloesser, A. Timmermann, D. Choudhury, J.-Y. Lee, and D. Pollard, 2019: Contribution of the Antarctic Ice Sheet to Future Sea Level Rise by a Fully Coupled Model, *Proceeding of Korea Geoscience Union*, 2, 3.
- Park, M.-H., J.-S. Lee, W.-S. Ahn, H.-D. Kim, and S.-N. Oh, 2013: A study on the thermal characteristics of midsummer in Daegu Metropolitan area, *Journal of Environmental Science International*, 22, 667-677.
- Park, Y.-G., K.-H. Seol, K.-O. Boo, J.-H. Lee, C. Cho, Y.-H. Byun, and S. Seo, 2018: Acidification at the surface in the East Sea: A Coupled Climate-carbon Cycle Model Study, *Ocean Science Journal*, 53, 437-448.
- Reichler T. and J. Kim, 2008, How well do coupled models simulate today's climate?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89, 303-311.
- Rhee, J. and J. Cho, 2016: Future changes in drought characteristics: regional analysis for South Korea under CMIP5 projections, *Journal of Hydrometeorology*, 17, 437-451.
- Seo, G.-H., Y.-K. Cho, B.-J. Choi, K.-Y. Kim, B.-g. Kim, and Y.-j. Tak, 2014: Climate change projection in the Northwest Pacific marginal seas through dynamic downscaling, *Journal of Geophysical Research-Ocean*, 119, 3497-3516.
- Seo, Y.-W., H. Kim, K.-S. Yun, J.-Y. Lee, K.-J. Ha, and J.-Y. Moon, 2014: Future change of extreme temperature climate indices over East Asia with uncertainties estimation in the CMIP5, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 609-624.
- Seo, Y.-W., K.-S. Yun, J.-Y. Lee, Y.-W. Lee, K.-J. Ha, and J.-G. Jhun, 2018: Future changes due to model biases in probabilities of extreme temperatures over East Asia using CMIP5 data, *International Journal of Climatology*, 38, 1177-1188.
- Slangen, A. B. A., M. Carson, C. A. Katsman, R. S. W. vande Wal, A. Köhl, L. L. A. Vermeersen, and D. Stammer, 2014: Projecting twenty-first century regional sea-level changes, *Climatic Change*, 124, 317-332.
- Snape, T. J. and P. M. Forster, 2014: Decline of Arctic sea ice: Evaluation and weighting of CMIP5 projections, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119, 546-554.
- Smith, N., W. S., Kessler, S. Cravatte, J. Sprintall, S. Wijffels, M. F. Cronin, A. Sutton, Y. L. Serra, B. Dewitte, P. G. Strutton, K. Hill, A. Sen Gupta, X. P. Lin, K. Takahashi, D. K. Chen, S. Brunner, 2019: Tropical pacific observing system. *Frontiers in Marine Science*, 6, 31.
- Stroeve, J. and D. Notz, 2015: Insights on past and future sea-ice evolution from combining observations and models. *Global and Planetary Change*, 135, 119-132.
- Stroeve, J. C., V. Kattsov, A. Barrett, M. Serreze, T. Pavlova, M. Holland, and W. N. Meier, 2012: Trends in arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations, *Geophysical Research Letters*, 39, L16502.
- Suh, M.-S., S.-G. Oh, Y.-S. Lee, J.-B. Ahn, D.-H. Cha, D.-K. Lee, S.-Y. Hong, S.-K. Min, S.-C. Park, H.-S. Kang, 2016: Projections of high resolution climate changes for South Korea using multiple-regional climate models based on four RCP scenarios. Part 1: surface air temperature, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 151-169.
- Suh, M.-S., S.-G. Oh, D.-K. Lee, D.-H. Cha, S.-J. Choi, C.-

- S. Jin, and S.-Y. Hong, 2012: Development of new ensemble methods based on the performance skills of regional climate models over South Korea, *Journal of Climate*, 25, 7067-7082.
- Swart, N. C., J. C. Fyfe, E. Hawkins, J. E. Key, and A. Jahn, 2015: Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends, *Nature Climate Change*, 5, 86-89.
- Wang, M. and J. E. Overland, 2012: A sea ice free summer Arctic within 30 years: An update from CMIP5 models, *Geophysical Research Letters*, 39, L18501.
- Woo, S., G. P. Singh, J.-H. Oh, and K.-M. Lee, 2018: Projected changes in summer precipitation over East Asia with a high-resolution atmospheric general circulation model during 21st century, *International Journal of Climatology*, 38, 4610-4631.
- Xu, L., S.-P. Xie, and Q. Liu, 2012: Mode water ventilation and subtropical countercurrent over the North Pacific in CMIP5 simulations and future projections, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117, C12009.
- Yun, K.-S., K.-Y. Heo, J.-E. Chu, K.-J. Ha, E.-J. Lee, Y. Choi, and A. Kitoh, 2012: Changes in climate classification and extreme climate indices from a high-resolution future projection in Korea, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48, 213-226.
- Zou, L., T. Zhou, and D. Peng, 2016: Dynamical downscaling of historical climate over CORDEX East Asia domain: A comparison of regional ocean-atmosphere coupled model to stand-alone RCM simulations, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121, 1442-1458.



**한국 기후변화
평가보고서 2020**
- 기후변화 과학적 근거 -

참여 연구진

제 1 장 소개

주 저 자 김 선 태 (APEC 기후센터)
기여저자 명 복 순 (APEC 기후센터)
전 종 안 (APEC 기후센터)
김 대 하 (APEC 기후센터)
이 우 섭 (APEC 기후센터)
감수저자 문 자 연 (건국대학교)

제 2 장 관측: 대기과 지표

주 저 자 예 상 욱 (한양대학교)
기여저자 함 유 근 (전남대학교)
유 창 현 (이화여자대학교)
정 재 인 (서울대학교)
성 미 경 (연세대학교)
우 성 호 (전남대학교)
감수저자 김 동 준 (기상청)

제 3 장 관측: 해양 및 빙권

주 저 자 이 재 학 (한국해양과학기술원)
김 성 중 (극지연구소)
기여저자 남 성 현 (서울대학교)
박 경 수 (안양대학교)
박 근 하 (한국해양과학기술원)
한 인 성 (국립수산과학원)
박 상 중 (극지연구소)
이 원 상 (극지연구소)
김 주 흥 (극지연구소)
전 상 윤 (극지연구소)
감수저자 김 철 호 (한국해양과학기술원)
김 백 민 (부경대학교)

제 4 장 고기후기록에 의한 정보

주 저 자 공 우 석 (경희대학교)
기여저자 조 태 섭 (연세대학교)
이 상 현 (한국지질자원연구원)
서 정 욱 (충북대학교)
김 다 빈 (네이처그라피)
감수저자 김 성 중 (극지연구소)

제 5 장 탄소순환과 기타 생지화학순환

주 저 자 김 준 (서울대학교)
기여저자 강 민 석 (국가농림기상센터)
김 득 수 (군산대학교)
김 현 미 (연세대학교)
김 현 석 (서울대학교)
류 영 렬 (서울대학교)
박 지 형 (이화여자대학교)
이 미 혜 (고려대학교)
최 태 진 (극지연구소)
감수저자 손 요 환 (고려대학교)

제 6 장 구름과 에어로졸

주 저 자 엄 성 수 (연세대학교)
기여저자 김 병 곤 (강릉원주대학교)
엄 준 식 (부산대학교)
구 자 호 (연세대학교)
최 명 제 (NASA)
감수저자 윤 순 창 (서울대학교)

제 7 장 인위적 및 자연적 복사강제력

주 저자 김 상 우 (서울대학교)
기여저자 김 민 중 (명지대학교)
박 상 서 (서울대학교)
구 자 호 (연세대학교)
이 윤 곤 (충남대학교)
정 재 인 (서울대학교)
감수저자 엄 성 수 (연세대학교)

제 8 장 기후모델 평가

주 저자 장 은 철 (공주대학교)
기여저자 함 수 련 (APEC 기후센터)
설 경 희 (한국형수치예보모델개발사업단)
변 의 용 (공주대학교)
감수저자 김 주 완 (공주대학교)

제 9 장 기후변화의 탐지 및 한반도 기상재해의 변화

주 저자 민 승 기 (포항공과대학교)
이 명 인 (울산과학기술원)
기여저자 국 종 성 (포항공과대학교)
김 연 희 (포항공과대학교)
이 준 이 (부산대학교)
차 동 현 (울산과학기술원)
정 지 훈 (전남대학교)
손 석 우 (서울대학교)
감수저자 안 순 일 (연세대학교)

제 10 장 단기 및 장기 기후변화 전망

주 저자 하 경 자 (부산대학교)
김 백 민 (부경대학교)
기여저자 권 민 호 (한국해양과학기술원)
문 자 연 (건국대학교)
박 영 규 (한국해양과학기술원)
김 주 흥 (극지연구소)
진 경 (극지연구소)
감수저자 민 승 기 (포항공과대학교)

종합감수 및 편집

감수저자 김 남 옥 (기상청)
이 정 환 (기상청)
조 구 희 (기상청)
김 상 훈 (기상청)
김 선 태 (APEC 기후센터)
명 복 순 (APEC 기후센터)
전 종 안 (APEC 기후센터)
김 대 하 (APEC 기후센터)
이 우 섭 (APEC 기후센터)
박 태 원 (전남대학교)

한국 기후변화 평가보고서 2020 - 기후변화 과학적 근거 -

발행인 기상청장
총괄편집 기상청 (김남욱, 이정환, 조구희, 김상훈)
발행일 2020년 7월

(07062) 서울시 동작구 여의대방로16길 61, 기상청 기후과학국 기후정책과
T. (02)2181-0393, 0404 F. 02-2181-0469 W. <http://www.kma.go.kr>

ISBN 978-89-954715-7-9 발간등록번호 11-1360000-001657-01

한국 기후변화 평가보고서 2020

- 기후변화 과학적 근거 -



기상청

Korea Meteorological
Administration

ISBN 978-89-954715-7-9