

ipcc

기후 변화에 관한 정부간 협의체

발간등록번호

11-1360000-000989-14

# 기후변화 2013

## 과학적 근거

WG I

IPCC 제5차 평가보고서 제1실무그룹

이 보고서는 제36차 IPCC총회(2013.9.27, 스웨덴 스톡홀름)에서 최종 승인·채택된 보고서를 기상청에서 번역한 것입니다.





# 기후변화 2013

## 과학적근거

IPCC의 제 5차 평가보고서  
제1실무그룹

---

정책결정자를 위한 요약보고서 (SPM)

·  
기술 요약보고서 (TS)

·  
자주 묻는 질문 (FAQ)

---

편집

**Thomas F. Stocker**

제1실무그룹 공동의장  
베른 대학교

**Dahe Qin**

제1실무그룹 공동의장  
중국기상청

**Gian-Kasper  
Plattner**

과학팀장

**Melinda M.B. Tignor**

운영팀장

**Simon K. Allen**

책임과학 담당

**Judith Boschung**

행정비서

**Alexander Nauels**

과학담당

**Yu Xia**

과학담당

**Vincent Bex**

IT 담당

**Pauline M. Midgley**

총괄책임

제1실무그룹 기술지원팀

**표지사진:** 노르웨이 쇠르피오르단 고원의 풀게푸나 빙하(60° 03' N-6° 20' E)©Yann Arthus-Bertrand / Altitude  
2013년 10월 스위스 IPCC 인쇄. 정책결정자를 위한 요약보고서의 전자파일은 IPCC웹사이트([www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch))와 IPCC WGI AR5  
웹사이트([www.climatechange2013.org](http://www.climatechange2013.org))에서 제공하고 있습니다.

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

# 목 차

정책결정자를 위한 요약보고서 .....	1
기술 요약보고서 (Technical summary).....	31
TS.1 서론 .....	33
TS.2 기후시스템의 변화 관측.....	35
TS.3 기후변화의 원인 .....	51
TS.4 기후시스템과 최근 변화에 대한 이해.....	58
TS.5 전지구 및 지역 기후변화 전망 .....	77
TS.6 주요 불확실성.....	112
자주 묻는 질문 (FAQ).....	117
FAQ 1.1: 기후시스템에 대한 이해도가 높아졌다면 기온전망의 범위가 왜 줄어들지 않았는가?.....	119
FAQ 2.1: 지구가 온난화되었음을 어떻게 알 수 있는가? .....	121
FAQ 2.2: 극한기후의 변화가 있었는가? .....	123
FAQ 3.1: 해양온난화가 진행되고 있는가?.....	125
FAQ 3.2: 지구의 물순환 체계가 변했다는 증거가 있는가?.....	127
FAQ 3.3: 인위적 해양산성화와 기후변화 사이에는 어떤 관계가 있는가? .....	129
FAQ 4.1: 북극과 남극에서 해빙은 어떻게 변화 중인가? .....	131
FAQ 4.2: 산악지역의 빙하는 사라지고 있는가?.....	133
FAQ 5.1: 태양은 최근 기후변화의 주요 원인인가? .....	135
FAQ 5.2: 현재의 해수면 변화율은 얼마나 이례적인가? .....	137
FAQ 6.1: 영구동토의 해동이나 해양의 온난화에 의한 메탄과 이산화탄소의 급속한 배출이 실질적으로 온난화를 증가시킬 수 있을까? .....	139
FAQ 6.2: 이산화탄소는 대기에 배출된 뒤에 어떤 일이 발생 하는가? .....	141
FAQ 7.1: 구름은 기후와 기후변화에 어떻게 영향을 주는가? .....	143
FAQ 7.2: 에어로졸은 기후와 기후변화에 어떻게 영향을 주는가? .....	145
FAQ 7.3: 지구공학(Geoengineering)은 기후변화를 저지할 수 있을까? 어떤 부작용이 생길 수 있는가?.....	147
FAQ 8.1: 수증기는 기후변화에 얼마나 중요한가? .....	150
FAQ 8.2: 공기질 개선은 기후변화에 효과가 있는가?.....	151
FAQ 9.1: 기후 모델은 점점 나아지고 있는가, 그것을 어떻게 알 수 있는가? .....	153
FAQ 10.1: 기후는 항상 변화 중이다. 관측된 변화의 원인은 어떻게 결정하는가?.....	155
FAQ 10.2: 기후에 대한 인위적 영향(human influence)은 지역적 규모에서 언제 명백해질 것인가?.....	157
FAQ 11.1: 다음 달 기상을 예측할 수 없다면 앞으로 몇 십 년 동안의 기후는 어떻게 예측할 수 있는가? .....	159
FAQ 11.2: 화산분출은 기후와 기후예측 능력에 어떻게 영향을 주는가? .....	161
FAQ 12.1: 기후변화를 전망하는 데 그렇게 많은 모델과 시나리오가 사용되는 이유는 무엇인가? .....	163
FAQ 12.2: 지구의 물순환은 어떻게 변할 것인가? .....	165
FAQ 12.3: 오늘 당장 배출을 중단하면 미래 기후에 어떤 일이 생길 것인가?.....	167
FAQ 13.1: 왜 지역적 해수면 변화는 전 지구 평균 해수면 변화와 차이가 있는가?.....	169
FAQ 13.2: 그린란드 빙상과 남극 빙상이 금세기 남은 기간 동안 해수면 변화에 기여할 것인가?.....	171
FAQ 14.1: 기후변화는 몬순에 어떻게 영향을 주고 있는가?.....	173
FAQ 14.2: 지역 기후의 미래 전망은 전 지구 평균 기후전망과 어떤 관계가 있는가? .....	175



# 정책결정자를 위한 요약보고서



## 정책결정자를 위한 요약보고서

### 주저자:

Lisa V. Alexander (오스트레일리아), Simon K. Allen (스위스/뉴질랜드), Nathaniel L. Bindoff (오스트레일리아), Francois-Marie Bréon (프랑스), John A. Church (오스트레일리아), Ulrich Cubasch (독일), Seita Emori (일본), Piers Forster (영국), Pierre Friedlingstein (영국/벨기에), Nathan Gillett (캐나다), Jonathan M. Gregory (영국), Dennis L. Hartmann (미국), Eystein Jansen (노르웨이), Ben Kirtman (미국), Reto Knutti (스위스), Krishna Kumar Kanikicharla (인도), Peter Lemke (독일), Jochem Marotzke (독일), Valérie Masson-Delmotte (프랑스), Gerald A. Meehl (미국), Igor I. Mokhov (러시아), Shilong Piao (중국), Gian-Kasper Plattner (스위스), Qin Dahe (중국), Venkatachalam Ramaswamy (미국), David Randall (미국), Monika Rhein (독일), Maisa Rojas (칠레), Christopher Sabine (미국), Drew Shindell (미국), Thomas F. Stocker (스위스), Lynne D. Talley (미국), David G. Vaughan (영국), Shang-Ping Xie (미국)

### 기여 저자:

Myles R. Allen (영국), Olivier Boucher (프랑스), Don Chambers (미국), Jens Hesselbjerg Christensen (덴마크), Philippe Ciais (프랑스), Peter U. Clark (미국), Matthew Collins (영국), Josefino C. Comiso (미국), Viviane Vasconcellos de Menezes (오스트레일리아/브라질), Richard A. Feely (미국), Thierry Fichefet (벨기에), Arlene M. Fiore (미국), Gregory Flato (캐나다), Jan Fuglestedt (노르웨이), Gabriele Hegerl (영국/독일), Paul J. Hezel (벨기에/미국), Gregory C. Johnson (미국), Georg Kaser (오스트리아/이탈리아), Vladimir Kattsov (러시아), John Kennedy (영국), Albert M.G. Klein Tank (네덜란드), Corinne Le Quéré (영국), Gunnar Myhre (노르웨이), Timothy Osborn (영국), Antony J. Payne (영국), Judith Perlwitz (미국), Scott Power (오스트레일리아), Michael Prather (미국), Stephen R. Rintoul (오스트레일리아), Joeri Rogelj (스위스/벨기에), Matilde Rusticucci (아르헨티나), Michael Schulz (독일), Jan Sedláček (스위스), Peter A. Stott (영국), Rowan Sutton (영국), Peter W. Thorne (미국/노르웨이/영국), Donald Wuebbles (미국)

**이 정책결정자를 위한 요약보고서를 인용할 경우, 다음과 같이 출처를 밝혀주시기 바랍니다.**

IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *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

## A. 서론 (Introduction)

제1실무그룹(Working Group I, WGI)은 IPCC 제5차 평가보고서(AR5)에서 기후시스템의 관측값, 고기후 기록, 기후과정의 이론연구 및 기후모델을 이용한 모의 등을 총망라하는 다양한 과학적 분석결과를 근거로 기후변화에 대한 새로운 증거들을 조사하였다. 이 보고서는 WGI의 제4차 평가보고서(AR4)를 바탕으로 작성하였으며, 이후 새로운 연구결과를 추가하였다. 제5차 평가보고서의 일환으로 발표된 IPCC 기후변화 적응을 위한 극한현상 및 재해 위험관리를 위한 특별보고서(IPCC Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, SREX)는 극한기상과 극한기후현상의 변화에 대한 정보의 근간이 된다.

이 정책결정자를 위한 요약보고서(Summary for Policy Makers, SPM)는 제1실무그룹 평가보고서의 구성을 그대로 따랐다. 중요한 결과들은 강조하여 간략하게 요약 설명하였다. 평가에 대한 기상학적 배경에 대해 소개하는 단락은 기울임체로 제시하였다.

이 평가보고서에 수록된 주요 연구결과와 신뢰도는 과학적 이해도에 대한 저자들의 평가에 근거하여 정성적 신뢰도(매우 낮음에서 매우 높음)로 표현하고, 가능한 경우에는 정량화된 가능성을 확률적으로 표현하였다(사실상 발생 가능성 없음에서 사실상 확실). 연구결과와 타당성에 대한 신뢰도는 증거자료의 유형, 양, 질 및 일관성(예: 자료, 메커니즘의 이해, 이론, 모델, 전문가의 판단)과 동의 정도를 근거로 하였다.<sup>1</sup> 연구결과와 불확실성을 정량적으로 산출한 확률추정치는 관측, 모델결과, 혹은 두 개 모두에 대한 통계적 분석과 전문가의 판단을 기반으로 하였다.<sup>2</sup> 일부 가능한 경우에는 불확실성의 정도를 제시하지 않고 사실에 대한 진술로 연구결과를 정리하기도 하였다(IPCC가 불확실성을 표현하기 위해 사용한 용어에 대한 자세한 사항은 1장 및 박스 TS.1 참조).

이 정책결정자를 위한 요약보고서의 주요 내용에 대한 근거는 전체보고서(The underlying report) 및 기술요약보고서(The technical summary)의 각 장별 절에 수록되어 있다. 이러한 참고자료는 종괄호를 사용하여 표시하였다.

## B. 기후시스템에서 관측된 변화 (Observed Changes in the Climate System)

기후시스템에 대한 관측자료는 직접적인 측정과 인공위성 같은 원격관측을 기반으로 한다. 온도와 여러 변수를 전지구 규모에서 기기를 이용하여 관측하는 것은 19세기 중반에 시작되었으며, 이러한 관측은 1950년 이후 광범위하고 다양하게 이루어졌다. 고기후 복원자료는 특정변수에 관한 기록을 수백 년에서 수백만 년 전까지 연장시켜 준다. 이러한 정보들은 모두 대기, 해양, 빙권 및 지표에서 일어나는 변동과 장기적인 변화에 대한 종합적인 관점을 제공한다.

기후시스템의 온난화는 명백하며, 1950년 이후 관측된 많은 변화들은 지난 수십 년에서 수천 년간 전례가 없었다. 대기와 해양은 따뜻해지고, 눈과 빙하의 양은 줄어들고 해수면은 상승하였으며 온실가스의 농도는 증가하였다(그림 SPM.1, SPM.2, SPM.3, SPM.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

<sup>1</sup> 이 정책결정자를 위한 요약보고서에서는 제시된 증거를 설명하기 위해서 제한적, 중간 또는 강력한 등과 같은 용어를, 동의 정도는 낮음, 중간 또는 높음 등의 용어를 사용한다. 신뢰도는 매우 낮음, 낮음, 중간, 높음 및 매우 높음 등의 5가지 유형을 기울임체로 표시한다(예: 중간 신뢰도). 특정 증거 및 동의에 서로 다른 신뢰도가 지정될 수 있지만 증거자료와 동의 정도가 높아지면 신뢰도도 높아진다(자세한 사항은 1장과 박스 TS. 1 참조).

<sup>2</sup> 이 정책결정자를 위한 요약보고서에서는 다음의 용어를 사용하여 관측자료 또는 연구결과와 평가된 가능성을 표시한다. 사실상 확실한, 99~100% 확률; 가능성이 매우 높음, 90~100% 확률; 가능성이 높음, 66~100% 확률; 가능성이 있는, 33~66% 확률; 가능성이 낮음, 0~33% 확률; 가능성이 매우 낮음, 0~10% 확률; 가능성이 매우 희박한, 0~1% 확률; 필요한 경우 추가적 용어(가능성이 대단히 높음, 95~100%; 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음, 50~100%; 가능성이 대단히 낮음, 0~5%)를 사용할 수 있다. 평가된 가능성은 기울임체로 표시한다(예: 가능성이 매우 높음)(자세한 사항은 1장과 박스 TS. 1 참조).

B.1 대기 (Atmosphere)

1850년 이래 최근 30년 동안 10년 평균 전지구 지표온도는 과거의 어떤 10년 평균보다 온난했다. (그림 SPM.1). 북반구의 경우 1983~2012년은 지난 1400년 중에서도 가장 온난한 30년일 가능성이 높다(중간 신뢰도). {2.4, 5.3}

SPM

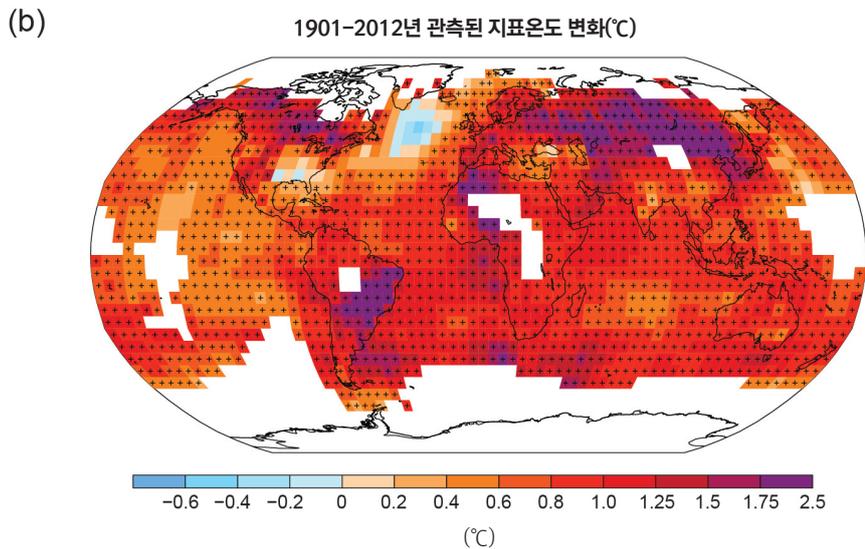
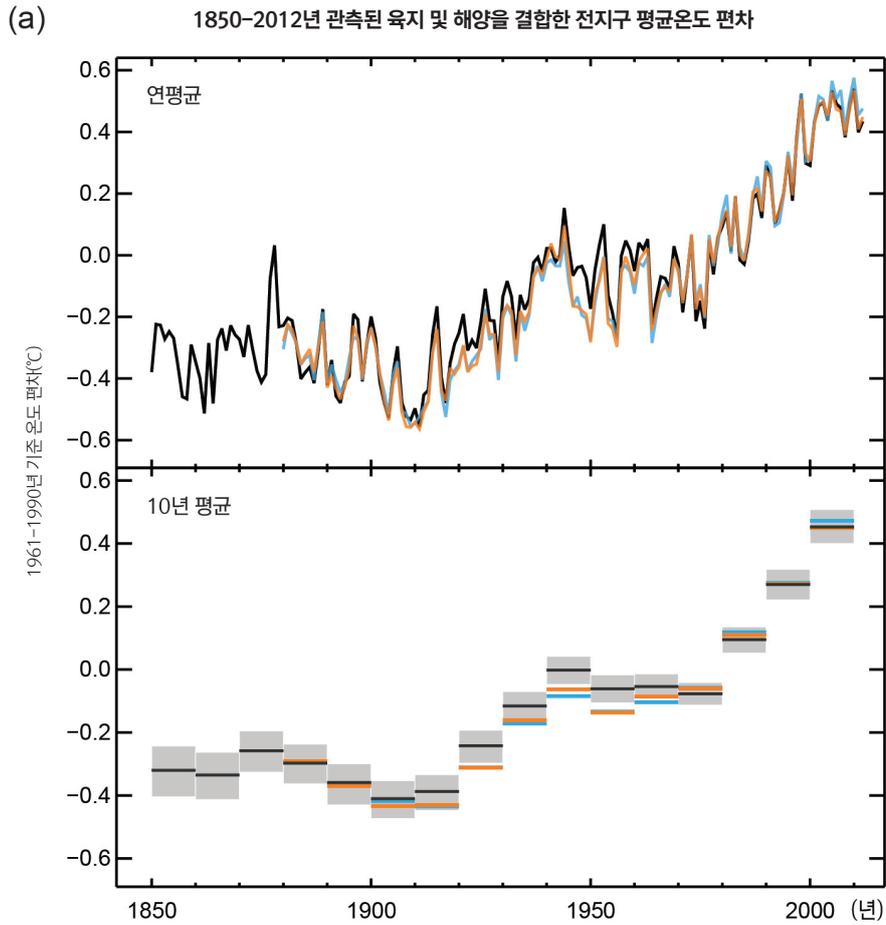
- 독립적으로 생산된 여러 개의 데이터세트가 존재하는 1880~2012년에 전지구 육지와 해양의 평균 지표온도 자료는 선형경향성에 의해 산출하는 경우 0.85 [0.65~1.06]°C<sup>3</sup>의 온도상승을 보였다. 단일의 가장 긴 데이터세트를 이용해서 산출한 1850~1900년 평균과 2003~2012년 평균 사이의 총 온도 상승은 0.78 [0.72~0.85]°C이다(그림 SPM.1). {2.4}
- 지역규모의 경향성을 산출하기에 충분히 완성도 높은 가장 기간인 1901~2012년에 전지구 거의 모든 지역에서 지표 온난화가 일어났다(그림 SPM. 1). {2.4}
- 수십 년의 강력한 온난화와 함께 전지구 평균 지표온도의 변화는 수십 년 및 경년변동성이 뚜렷하게 나타난다(그림 SPM.1). 자연 변동성의 영향 때문에 단기간 자료에 근거한 경향성은 시작시점과 종료시점에 매우 민감하여 일반적으로 장기간의 기후경향을 잘 반영하지 못한다. 예를 들어 강력한 엘니뇨로 시작된 최근 15년 동안의 온난화 규모(1998~2012년; 0.05 [-0.05~ 0.15]°C/10년)는 1951년 이후의 변화경향(1951~2012년; 0.12 [0.08~0.14] °C/10년) 보다 작다<sup>5</sup>. {2.4}
- 대륙규모에서 지표온도의 복원자료를 살펴보면, 일부 지역에서 중세온난기(Medieval Climate Anomaly, 950~1250년)의 수십년이 20세기 후반만큼 온난했다(높은 신뢰도). 이런 지역적 온난화는 20세기 후반의 온난화처럼 지역별로 일관되게 나타나지는 않았다(높은 신뢰도). {5.5}
- 20세기 중반 이후 전지구적으로 대류권의 온도가 높아진 것은 사실상 확실하다. 북반구 중위도 지역은 다른 지역에 비하여 완성도 높은 관측자료로 인해 대류권 온도변화를 추정하는데 있어 높은 신뢰도를 나타낸다. 북반구 중위도 대류권의 온난화율과 그 수직구조는 중간 신뢰도를 가지며, 그 외 지역에서는 낮은 신뢰도를 나타낸다. {2.4}
- 1901년부터 1951년까지 전지구 육지 강수량 변화에 대한 신뢰도는 낮고, 그 이후로는 중간 신뢰도이다. 1901년 이후 북반구 중위도의 육지에서는 강수량이 증가하였다(1951년 이전까지는 중간 신뢰도, 그 이후로는 높은 신뢰도). 다른 위도에 대해 지역 평균 한 장기간 양의 경향성 또는 음의 경향성은 낮은 신뢰도를 나타낸다(그림 SPM.2). (TS TFE.1, 그림2; 2.5)
- 대략 1950년 이후에 다양한 극한기상과 극한 기후현상의 변화가 관측되고 있다(자세한 사항은 표 SPM.1). 전지구적으로 낮과 밤이 추운 날의 발생 빈도는 감소하고, 더운 낮과 밤의 수가 증가한다는 사실은 가능성이 매우 높다.<sup>6</sup> 유럽, 아시아, 오스트레일리아의 대부분 지역에서 열파의 발생빈도가 증가했을 가능성이 높다. 육지에서 호우의 발생빈도는 증가한 지역이 감소한 지역보다 늘어났을 가능성이 높다. 호우의 빈도 또는 강도가 북아메리카와 유럽에서 증가했을 가능성이 높다. 다른 대륙에서 호우현상의 변화는 중간 신뢰도 정도에 머무른다. {2.6}

<sup>3</sup> 제1실무그룹의 제5차 평가보고서에서 불확실성은 다른 언급이 없는 한 90% 불확실성 신뢰구간을 사용하여 정량화한다. [ ]안에 제시된 90% 불확실성 신뢰구간은 추정된 값을 포함할 가능성이 90%이다. 불확실성 구간은 해당 최적 추정치를 중심으로 반드시 대칭은 아니다. 특정값의 최적 추정값은 제공 가능할 경우에 주어진다.

<sup>4</sup> 이 단락에서 표현한 두 방법은 AR4에서도 사용되었다. 첫 번째는 1880~2012년의 모든 자료에 대한 최적 선형회귀를 사용하여 차를 계산하였다. 두 번째는 1850~1900년, 2003~2012년 두 기간에 대한 평균 간의 차를 계산하였다. 그러므로 계산값과 둘의 90% 불확실성 구간은 직접적으로 비교할 수 없다. {2.4}

<sup>5</sup> 1995년 1996년 및 1997년을 시작년도로 한 15년 변동경향은 각각 0.13[0.02~0.24], 0.14[0.03~0.24] 및 0.07[-0.02~0.18]°C/10년이다.

<sup>6</sup> 이 용어 (추운 낮/추운 밤, 더운 낮/더운 밤, 열파)의 정의는 용어집을 참고.



**그림 SPM.1** : (a) 1850~2012년의 3개 지표온도 데이터세트로부터 육지와 해양온도를 결합하여 산출한 관측된 전지구 지표온도의 편차. 상단: 연 평균값, 하단: 1개 데이터세트(검정)의 불확실성 추정치를 포함한 10년 평균값. 편차는 1961~1990년 평균을 기준으로 산출하였다. (b) 1개 데이터세트(상단에서 오렌지선)에 선형회귀를 적용하여 산출된 온도의 경향에서 1901~2012년의 관측된 지표온도 변화 경향을 나타냄. 변화 경향은 보다 정확한 추정이 가능할 정도의 자료를 확보한 지역에서만 산출하였다(즉, 전 기간에서 70% 이상의 자료를 보유하며, 처음과 마지막 10% 기간에서 20% 이상의 자료를 보유하는 격자에 대해서만). 나머지 지역은 흰색으로 표시하였다. 유의수준 10%인 격자는 + 기호로 표시하였다. 자료와 방법에 대한 상세한 기술은 TS 보충자료를 참조 (그림 2.19~2.21; 그림 TS.2)

**표 SPM.1:** 극한기상 및 극한기후 현상: 최근 관측된 변화, 변화에 대한 인류의 기여 및 21세기 초반(2016~2035년)과 21세기 후반(2081~2100년)의 전망에 대한 전지구 규모의 평가, AR5(검정)가 SREX(파랑) 또는 AR(빨강)에서 수정된 전지구 규모의 평가를 제시할 때는 진한 글씨로 나타내었다. 이전의 평가보고서에서는 21세기 초반에 대한 전망치를 제공하지 않았다. 달리 지정하지 않는 한 AR5의 전망은 1986~2005년을 기준기간으로 제시하고, 새로운 대표농도경로(RCP) 시나리오를 사용한다(박스 SPM.1). 극한기상과 기후현상에 관해서는 용어사전을 참고

현상과 변화경향	발생한 기후변화에 대한 평가 (탈리 표시하지 않는 한 1950년 이후)	관측된 기후변화에 대한 인류의 기여 평가	추가적인 변화 가능성	
			21세기 초반	21세기 후반
대부분의 육지 지역에서 추운 것과 밤이 온난 및/또는 감소	가능성 매우 높음 [2.6]	가능성 매우 높음 [10.6]	가능성 높음 [11.3]	사실상 확실함 [12.4]
	가능성 매우 높음	가능성 높음	-	사실상 확실함
	가능성 매우 높음	가능성 높음	-	사실상 확실함
대부분의 육지 지역에서 더운 것과 밤이 온난 및/또는 증가	가능성 매우 높음 [2.6]	가능성 매우 높음 [10.6]	가능성 높음 [11.3]	사실상 확실함 [12.4]
	가능성 매우 높음	가능성 높음	-	사실상 확실함
	가능성 매우 높음 (범에민)	가능성 높음	-	사실상 확실함
온난기간/열파, 대부분의 육지 지역에서 빈도 및/또는 지속기간이 증가함	전지구적 규모에서 <b>중간 신뢰도</b> 유럽, 아시아, 오스트레일리아 대부분 지역에서 가능성 높음 [2.6]	가능성 높음 <sup>a</sup> 가능성 높음 (범에민)	정식적으로 평가되지 않음 <sup>b</sup> [11.3]	가능성 매우 높음 [12.4]
	많은 지역(전체는 아님)에서 <b>중간신뢰도</b> 가능성 높음	정식으로 평가되지 않음 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	-	가능성 매우 높음
	감소하기보다 증가하는 육지지역이 많아질 가능성 높음 <sup>c</sup>	<b>중간 신뢰도</b> [7.6, 10.6]	많은 육지 지역에서 가능성 높음 [11.3]	대부분의 중위도 육지 지역과 습윤한 열대 지역에서 <b>가능성 매우 높음</b> [12.4]
호우현상 호우의 빈도, 강도 및/또는 양이 증가함	감소하기보다 증가하는 육지지역이 많아질 가능성 높음 대부분의 육지지역에서 <b>가능성 높음</b>	<b>중간신뢰도</b> 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	-	많은 지역에서 <b>가능성 높음</b> 대부분의 육지에서 <b>가능성 매우 높음</b>
	전지구 규모에서 <b>낮은 신뢰도</b> 일부 지역에서 변화할 가능성 높음 <sup>d</sup>	<b>낮은 신뢰도</b> [10.6]	낮은 신뢰도 <sup>e</sup> [11.3]	지역에서 전 세계적 규모까지 <b>가능성 높음</b> (중간 신뢰도) <sup>f</sup> [12.4]
	일부 지역에서 <b>중간신뢰도</b> <b>1970년 이후 많은 지역에서 가능성 높음<sup>g</sup></b>	<b>중간신뢰도</b> 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	-	일부 지역에서 <b>중간 신뢰도</b> <b>가능성 높음<sup>g</sup></b>
강력한 열대 저기압의 빈도수 증가함	장기적(100년) 변화에서 <b>낮은 신뢰도</b> 1970년 이래 북태평양에서 사실상 확실함 [2.6]	<b>낮은 신뢰도</b> <sup>h</sup> 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	낮은 신뢰도 [11.3]	북서태평양과 북대서양에서 발생하지 않을 가능성 보다 발생할 가능성 높음 [14.6]
	가능성 높음 <b>1970년 이후 일부 지역에서 가능성 높음</b>	<b>낮은 신뢰도</b> 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음	-	일부 해양에서 발생하지 않을 가능성 보다 발생할 가능성 높음 <b>가능성 높음</b>
	가능성 높음(1970년 이후) [3.7]	<b>가능성 높음<sup>k</sup></b> [3.7]	가능성 높음! [13.7]	<b>가능성 매우 높음!</b> [13.7]
극한 고해수면 규모 및/또는 발생의 증가	가능성 높음(20세기 후반) <b>가능성 높음</b>	가능성 높음 <sup>a</sup> 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높음 <sup>k</sup>	-	가능성 매우 높음 <sup>m</sup> <b>가능성 높음</b>

\* 보고서간의 평가결과를 직접 비교하는 것은 어렵다. 일부 기후요소에 대한 다양한 측면이 평가되어졌고, 불확실성에 대한 수정된 기이던스가 SREX와 AR5에 사용되어졌다. 새로운 정보, 개선된 과학적 이해, 데이터와 모델의 지속적인 분석, 평가된 연구에 적용된 방법론의 상세한 차이, 이 모든것이 수정된 평가결과에 기여하였다.

- 주: (a) 원인은 명세 사례연구를 기반으로 한 것이다. 몇몇 지역에서 관측된 일부 열파의 발생 가능성이 2배 이상 증가하는 데 인간이 영향을 줬을 가능성이 높다.
- (b) 모델들은 열대와 온난기의 기간, 강도 및 공간적 범위가 단기간에 증가할 것으로 전망한다.
- (c) 양강의 계절적 및/또는 지역적 차이가 있지만, 집중호우의 빈도나 강도가 증가했을 가능성이 높음. 북미 지역과 유럽 지역을 제외하고 대부분의 대륙의 경우 이런 경향의 신뢰도는 중간 신뢰도보다 높지 않다. 북미의 중부 지역은, 증가했을 가능성이 매우 높다.
- (d) 지중해 지역과 시아프리카 지역의 경우에는 기온의 빈도와 강도가 증가했을 가능성이 높고, 북미의 중부 지역과 호주 북서부 지역에서는 감소했을 가능성이 높았다.
- (e) AR4는 기온의 파해를 일으키는 지역을 평가했다.
- (f) SREX는 인간에 의한 영향이 강수량과 기온 변화에 미친 영향을 기반으로 해서 20세기 후반부에 관측된 몇몇 기온 패턴의 변화에 인간이 영향을 미쳤다는 사실에 대해 **중간신뢰도** 평가를 내렸다. SREX는 단일 지역 수준에서의 기온의 변화에 기여한 것에 대해서는 **중간신뢰도** 평가를 내렸다.
- (g) 토양 수분에 대해 예측된 변화는 **낮은 신뢰도**를 갖는다.
- (h) RCP8.5 시나리오 하에서는 극세 강까지 현재 강수량, 현재 강수량, 지역들의 경우, 토양 수분의 감소와 농사 기온의 증가 형상이 지역에서부터 전지구적 규모로 발생할 가능성이 높다(중간 신뢰도). 지중해 지역과 미국 남서부 지역, 남아프리카 지역에서 토양 수분이 감소하고 있는 현상은 해를 더 순환에서 예측된 변화와 지표온도 상승 현상과 일치한다. 그렇기 때문에 RCP8.5 시나리오 하에서 극세 강까지 지역에서 표면 건조가 진행될 가능성이 높다는 사실은 **높은 신뢰도**를 갖는다.
- (i) 북대서양에 대한 에어로졸 강제력의 감소가 최소한 부분적으로 이 지역에서 1970년 이후 관측된 열대저기압 활동의 증가에 영향을 미쳤다는 사실은 **중간신뢰도**를 갖는다.
- (j) SREX A1B 시나리오(또는 이와 유사한 시나리오)의 전망에 대한 평가와 전문가 판단을 기반으로 한다.
- (k) 원인은 명세이고 해수면과 평균 해수면의 관측된 변화 간 밀접한 관계를 기반으로 한다.
- (l) 최고 해수면이 높아지면 결과적으로 평균 해수면이 높아질 것이라는 사실은 **높은 신뢰도**를 갖는다. 특정 지역에 대한 폭풍우 발생과 관련 폭풍 해일 증가 관련 예측은 **낮은 신뢰도**를 갖는다.
- (m) SREX는 평균 해수면이 상승하면서 해안의 해수위가 극도로 높아지는 경향에 영향을 줄 가능성이 매우 높다고 평가했다.



관측된 육지의 연간 강수량 변화

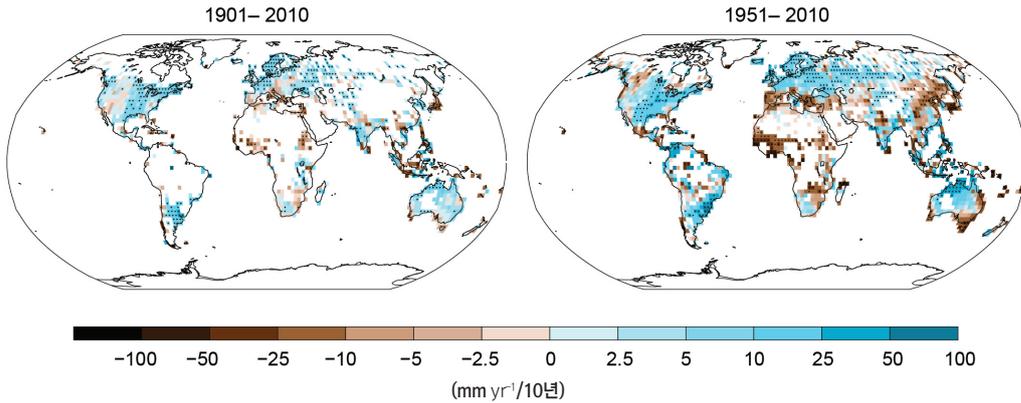


그림 SPM.2 : 1개의 데이터셋을 이용하여 1901~2010년과 1951~2010년의 관측된 강수량 변화를 나타냄(연간 축적된 변화경향은 그림 SPM.1과 같은 기준을 사용하여 계산함). 더 상세한 기술은 TS 보충자료 참조. (TS TFE,1, 그림 2; 그림 2.29)

B.2 해양 (Ocean)

해양온난화는 기후시스템 내에 저장된 에너지 증가가 중요한 요인으로 1971~2010년에 축적된 에너지의 90% 이상을 차지한다(높은 신뢰도). 해양 상층부(0~700 m)가 1971~2010년에 온난해진 것은 **사실상 확실하며**(그림 SPM.3), 1870년대와 1971년에도 온난화되었을 가능성이 높다. {3.2, 박스 3.1}

- 전지구 규모에서 해양온난화는 표층부 부근에서 가장 크며, 1971~2010년에 수심 75 m 상층부는 0.11 [0.09~0.13]°C/10년 더워졌다. AR4 발간 이후, 해양상층부 수온자료의 기기오차(instrumental biases)가 확인되고, 그 오차가 감소되어 변화의 평가에 대한 신뢰도를 높여 주었다. {3.2}
- 수심 700~2000 m의 해양이 1957~2009년에 온난화되었다는 사실은 **가능성이 높다**. 수심 2000 m 이하의 전지구 해역에서 수온변화의 평가가 가능할 정도로 충분한 자료가 1992~2005년에 존재한다. 이 기간 동안 수심 2000~3000 m 깊이에서는 유의한 온도 경향성이 관측되지 않았을 가능성이 높다. 같은 기간에 수심 3000m 이하의 해양이 온난해졌다는 사실은 **가능성이 높으며**, 남빙양에서 최대 온난화가 관측되었다. {3.2}
- 비교적 자료가 잘 수집된 1971~2010년(40년)에 기후시스템에서 일어난 순에너지 증가의 60% 이상이 해양상층부(0~700 m)에 저장되었고, 약 30%는 700 m 수심 이하에 저장되었다. 같은 기간에 선형경향(linear trend)에서 추정된 상층 해양 열용량(heat content)의 증가량은 17 [15~19]×10<sup>22</sup> J 일 **가능성이 높다**(그림 SPM.3). {3.2, 박스 3.1}
- 수심 0~700 m의 해양 열용량은 1903~2002년 보다 2003~2010년이 느리게 증가했을 **가능성이 있다**(그림 SPM. 3). 경년변동성이 작은 700~2000 m 해역에서 열흡수는 1993~2009년에 약화되지 않고 지속되었다는 사실은 **가능성이 높다**. {3.2, 박스 9.2}
- 1950년대 이후 증발량이 커서 염도가 높은 해역에서는 염도가 더 높아지는 반면에, 강수량이 많아서 염도가 낮은 해역에서는 염도가 더 낮아질 **가능성이 매우 높다**. 해양 염도의 지역적 변화 경향은 해양에서 증발량과 강수량이 변화했다는 간접적인 증거를 제시하고 있다(중간 신뢰도). {2.5, 3.3, 3.5}
- 10년 정도의 대서양 자오면순환(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 전체 자료와 개개 AMOC 구성요소에 대한 장기간 자료를 근거로 했을 때, AMOC의 변화 경향에 대해 관측된 증거는 없다. {3.6}

<sup>7</sup> 해양표면에 1년에 1 Wm<sup>-2</sup>의 비율의 열이 공급되면 해양의 열용량은 1.1 × 10<sup>22</sup> J씩 증가한다.

## B.3 빙권 (Cryosphere)

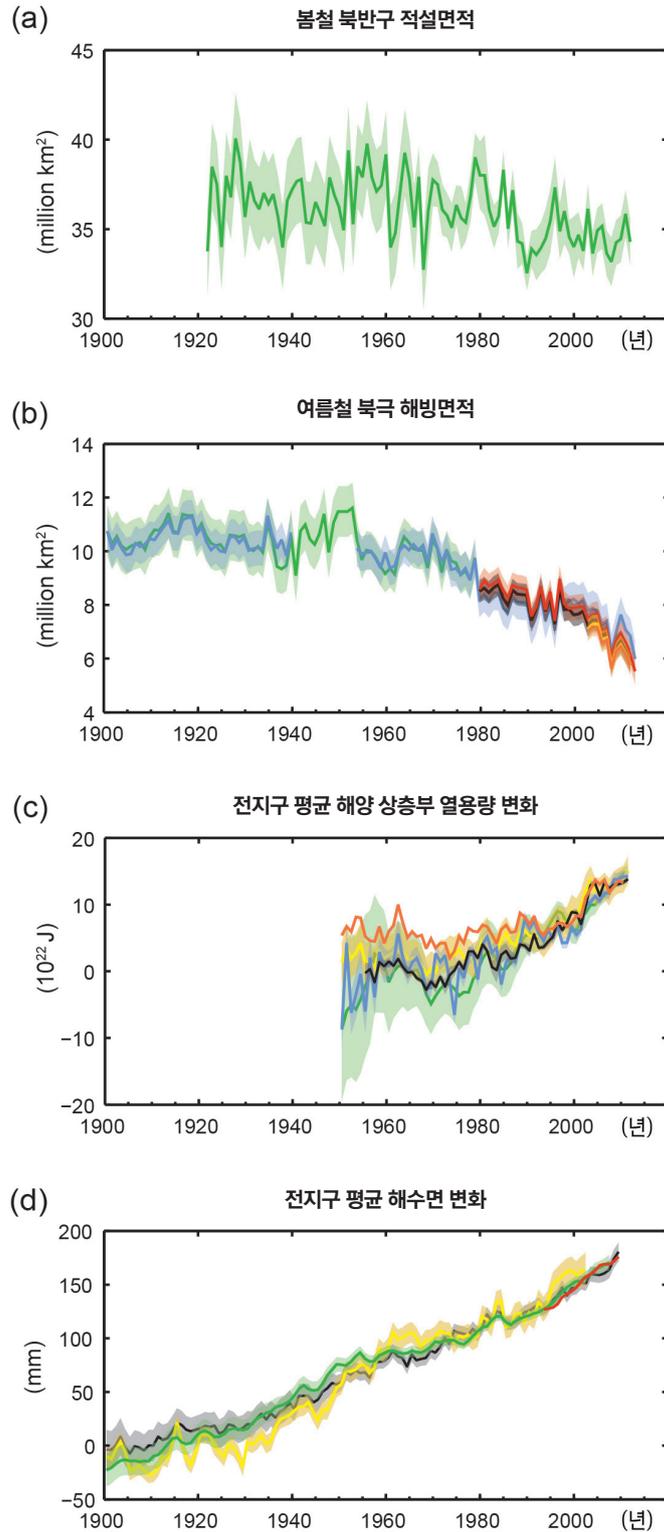
지난 20년간 그린란드와 남극빙상의 질량이 감소하였고, 전지구적으로 빙하는 지속적으로 감소되었으며, 북극해 해빙과 북반구의 봄철 적설면적도 지속적으로 감소하고 있다(높은 신뢰도) (그림 SPM.3). {4.2~4.7}

- 전지구적 빙하의 감소율<sup>8</sup>이 빙상의 주변빙하<sup>9</sup>를 제외하고, 평균적으로 1971~2009년에는 226 [91~361] Gt yr<sup>-1</sup>이었을 가능성이 매우 높고, 1993~2009년에는 275 [140~410] Gt yr<sup>-1</sup>이었을 가능성이 매우 높다.<sup>10</sup> {4.3}
- 그린란드 빙상의 평균 감소율은 1992~2001년에 34 [-6~74] Gt yr<sup>-1</sup>에서 2002~2011년에 215 [157~274] Gt yr<sup>-1</sup>로 상당히 증가했을 가능성이 매우 높다. {4.4}
- 남극빙상의 평균 감소율은 1992~2001년에 30 [-37~97] Gt yr<sup>-1</sup>에서 2002~2011년에 147 [72~221] Gt yr<sup>-1</sup>로 증가했을 가능성이 높다. 빙상의 감소 현상이 남극반도의 북쪽과 남극대륙의 서쪽 아문센해 지역에서 주로 발생했다는 사실은 그 신뢰도가 매우 높다. {4.4}
- 북극해의 연평균 해빙면적은 1979~2012년에 3.5~4.1%/10년(0.45~0.51×10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>/10년) 감소하고, 여름철에 최소해빙(다년해빙)이 존재할 범위는 9.4~13.6%/10년(0.73~1.07×10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>/10년)으로 감소할 가능성이 매우 높다. 북극해에서 10년 평균 해빙면적의 평균 감소율은 여름에 가장 빨랐다 (높은 신뢰도). 해빙면적은 모든 계절에서 면적이 줄었으며, 1979년 이후 매 10년 단위로 보아도 연속적으로 감소했다(높은 신뢰도) (그림 SPM.3). 적어도 지난 1,450년을 기준으로 볼 때 지난 30년 동안 북극 여름 해빙면적의 감소는 전례가 없었고, 해수면 온도가 올라간 정도가 이례적이라는 복원 결과는 중간 신뢰도를 갖는다. {4.2, 5.5}
- 남극의 연평균 해빙면적은 1979~2012년에 1.2~1.8%/10년(0.13~0.20×10<sup>6</sup>km<sup>2</sup> /10년)의 속도로 증가했을 가능성이 매우 높다. 일부 지역에서 해빙면적이 확장되거나 축소되는 등 변화율이 지역별로 차이가 매우 크게 나타난다는 사실은 신뢰도가 높다. {4.2}
- 북반구의 적설면적이 20세기 중반 이후로 감소한다는 사실은 그 신뢰도가 매우 높다(그림 SPM.3). 1967~2012년에 3, 4월 북반구 평균 적설면적은 1.6 [0.8~2.4]/10년, 6월 평균 북반구 적설면적은 11.7 [8.8~14.6]/10년 정도로 줄었다. 이 기간 동안에 북반구의 적설면적은 모든 월에서 통계적으로 의미 있는 증가를 보이지 않았다. {4.5}
- 1980년대 초반부터 대부분의 지역에서 영구동토층의 온도가 상승했다는 사실은 높은 신뢰도를 가진다. 관측된 온난화 정도는 알래스카 북부에서는 최고 3.0°C(1980년대 초반~2000년대 중반), 유럽과 접한 러시아 북부에서는 2.0°C(1971~2010년)에 달했다. 1975~2005년에 유럽과 접한 러시아 북부에서는 영구동토층의 두께와 면적이 상당히 줄어들었다(중간 신뢰도). {4.7}
- 20세기 중반 이후 북극해의 뚜렷한 온난화를 보여주는 다양한 증거들이 제시되었다. {박스 5.1, 10.3}

<sup>8</sup> '빙하 손실' 혹은 '질량 손실'에 대한 모든 언급은 총누적량에서 순수 용해와 빙산의 분리를 뺀 순 빙하손실이다.

<sup>9</sup> 방법론적 이유로, 남극 및 그린란드 빙상으로부터의 빙하 손실 평가는 주변빙하의 변화를 포함한다. 따라서 이 주변빙하는 빙하에 대하여 주어지는 값으로부터 제외된다.

<sup>10</sup> 빙하 100Gt yr<sup>-1</sup>의 손실은 전지구 평균 해수면이 0.28 mm yr<sup>-1</sup> 증가하는 것과 같다.



**그림 SPM.3:** 전지구 변화를 보여 주는 관측된 다양한 지표(indicator): (a) 북반구 3~4월(봄) 평균 적설 면적, (b) 북극 7-8-9월(여름) 평균 해빙 면적, (c) 2006~2010년에 맞춰 정렬시키고, 1970년에 대해 모든 데이터 세트의 평균을 기준으로 한 전지구 평균 해양 상층부(0~700 m) 열용량변화, (d) 해수면 고도 위성측정자료가 처음 수집된 해인 1993년도에 모든 데이터세트가 동일한 값을 갖도록 정렬된 상태로 최장기간 연속 데이터세트의 1900~1905년 평균과 비교한 전 지구 평균해수면. 모든 시계열(색상이 지정된 선들)은 연평균값을 보여 주며, 평가된 불확실성은 서로 다른 색상 음영으로 표시하였다. 데이터세트 목록은 TS 보충자료 참조. {그림 3.2, 3.13, 4.19, 4.3; FAQ 2.1, 그림 2; 그림 TS.1}

### B.4 해수면 (Sea Level)

19세기 중반 이후 해수면 상승률은 과거 2000년의 평균보다 컸다(높은 신뢰도). 1901~2010년에 전지구 평균해수면은 0.19[0.17~0.21] m 상승했다(그림 SPM.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- 프록시 자료와 기기 관측자료는 해수면 상승률이 19세기 후반~20세기 초반에 상대적으로 낮은 평균 상승률을 보이는 이전 2000년보다 더 높게 변화하고 있음을 보여준다(높은 신뢰도). 전지구 평균해수면의 상승률이 20세기 초반부터 증가했다는 사실은 가능성이 높다. {3.7, 5.6, 13.2}
- 전지구 평균해수면의 평균 상승률은 1901~2010년에 1.7 [1.5~1.9] mm yr<sup>-1</sup>였고, 1971~2010년에 2.0 [1.7~2.3] mm yr<sup>-1</sup>였으며, 1993~2010년에는 3.2 [2.8~3.6] mm yr<sup>-1</sup>였을 가능성이 매우 높다. 1993~2010년의 더 높은 상승률은 검조기와 인공위성 고도계 자료에서 모두 일치한다. 유사하게 1920~1950년에도 상승률이 높았을 가능성이 높다. {3.7}
- 1970년대 초반 이후 온난화로 인한 빙하의 질량손실과 함께 해양 열팽창은 관측된 전지구 평균해수면 상승의 75%를 설명한다(높은 신뢰도). 1993~2010년의 전지구 평균해수면 상승은 높은 신뢰도를 가지고, 온난화로 인한 해양 열팽창(1.1 [0.8~1.4] mm yr<sup>-1</sup>), 빙하(0.76 [0.39~1.13] mm yr<sup>-1</sup>), 그린란드 빙상(0.33 [0.25~0.41] mm yr<sup>-1</sup>) 및 남극빙상(0.27 [0.16~0.38] mm yr<sup>-1</sup>)의 변화, 육지에서 물유입(0.38 [0.26~0.49] mm yr<sup>-1</sup>)이 각각 기여한 부분의 총합과 일치한다. 기여도의 합은 2.8 [2.3~3.4] mm yr<sup>-1</sup>이다. {13.3}
- 마지막 간빙기(129,000~116,000년 전)에 전지구 평균해수면의 최고치는 수천 년 동안 현재 해수면보다 최소 5m 더 높았을 것이라는 사실은 매우 높은 신뢰도를 가지며, 현재의 해수면 고도보다 10 m 이상 높지 않았을 것이라는 사실도 높은 신뢰도를 갖는다. 마지막 간빙기에 그린란드 빙상은 해수면을 1.4~4.3 m 정도 상승시켰을 가능성이 매우 높고, 남극빙상이 전지구 평균해수면 변화에 추가로 기여했다는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다. 이와 같은 해수면의 변화는 지구궤도 강제력의 변화와 고위도 지표온도가 수천 년간 평균했을 때 현재보다 적어도 2°C(높은 신뢰도) 높았기 때문에 일어났다. {5.3, 5.6}

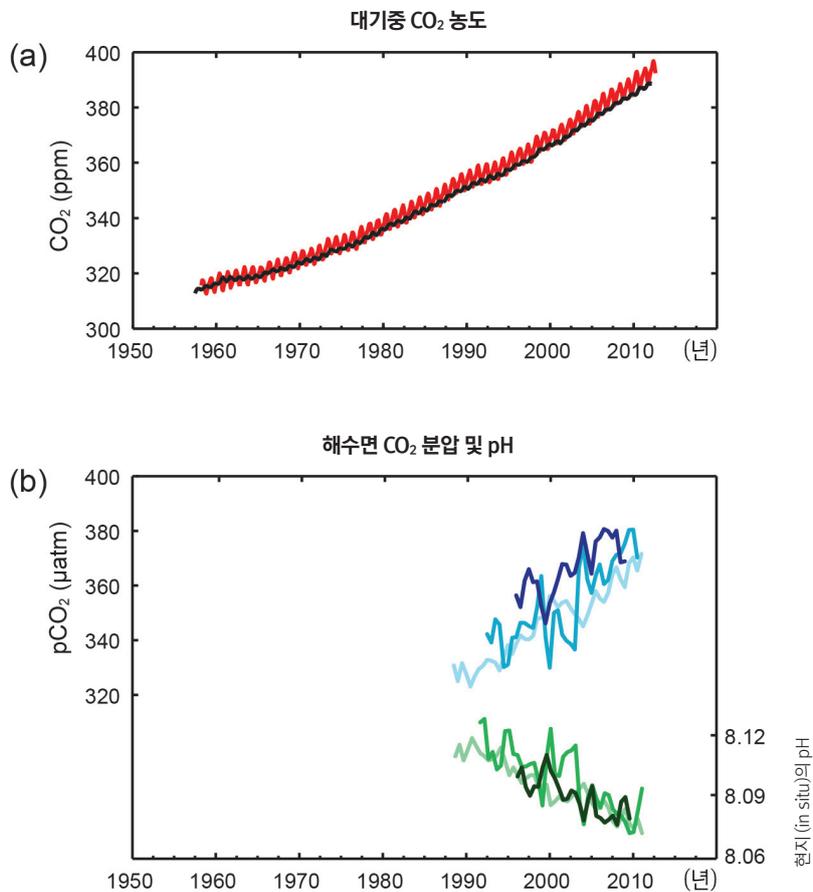
### B.5 탄소 및 기타 생지화학적 순환 (Carbon and Other Biogeochemical Cycles)

대기 중 이산화탄소(CO<sub>2</sub>), 메탄, 아산화질소의 농도는 최소한 지난 800,000년간 전례 없는 수준을 나타냈다. CO<sub>2</sub> 농도는 산업화 이후 일차적으로는 화석연료 사용으로 인한 배출과 2차적으로는 순토지이용변화로 인한 배출로 40% 정도 증가하였다. 해양은 인위적으로 배출된 이산화탄소의 30%를 흡수했으며 이는 해양산성화에 주요 원인이 되었다(그림 SPM.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- 인위적인 활동으로 대기 중 이산화탄소(CO<sub>2</sub>), 메탄(CH<sub>4</sub>), 아산화질소(N<sub>2</sub>O) 등 온실가스의 농도는 1750년 이후로 모두 증가했다. 이러한 온실가스들의 농도는 2011년에 각각 391 ppm<sup>11</sup>, 1803 ppb, 324 ppb로 산업화 이전보다 약 40%, 150%, 20% 높아졌다. {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- 현재 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 농도는 과거 800,000년 동안의 빙하코어에 기록되어 있는 농도범위를 크게 초과한다. 지난 세기 동안 대기농도의 평균 증가는 지난 22,000년 동안 전례가 없었다는 사실은 매우 높은 신뢰도를 갖는다. {5.2, 6.1, 6.2}

<sup>11</sup> ppm (백만분율) 또는 ppb (십억분율, 1 billion = 1,000 million)는 건조한 공기의 총 분자 수에서 해당 가스분자가 차지하는 비율이다. 예를 들어, 300 ppm은 건조한 공기 100만 개 분자당 300 개의 해당 가스분자가 있음을 의미한다.

- 2002~2011년에 화석연료의 연소와 시멘트 생산으로 인해서 대기 중으로 배출된 CO<sub>2</sub>의 양은 8.3 [7.6~9.0] GtC<sup>12</sup>yr<sup>-1</sup> 이며(높은 신뢰도), 2011년에는 9.5 [8.7~10.3] GtC yr<sup>-1</sup> 으로, 1990년 수준에 비해 54% 증가한 것이다. 2002~ 2011년에 인위적 활동으로 인한 토지이용변화로 인해서 발생한 연평균 순 이산화탄소 배출량은 0.9 [0.1~1.7] GtC yr<sup>-1</sup> 이었다(중간 신뢰도). {6.3}
- 1750~2011년에 화산연료의 연소와 시멘트 생산으로 375 [345~405] GtC의 이산화탄소를 배출하였고, 벌채와 토지이용의 변화로 180 [100~260] GtC의 이산화탄소를 배출한 것으로 추정되었다. 이런 결과로 인위적 누적 배출량은 555 [470~640] GtC이다. {6.3}
- 인위적으로 배출된 누적 CO<sub>2</sub> 배출량은 대기에 240 [230~250] GtC, 해양에 155 [125~185] GtC, 자연 육상생태계에 160[70~250] GtC축적되었다(누적 잔류 토양 흡수량 참조). {그림 TS.4, 3.8, 6.3}
- 해양산성화는 pH<sup>13</sup>의 감소에 의해 정량화된다. 해양표층수의 pH는 산업화시대가 시작된 이후 0.1정도 낮아졌고(높은 신뢰도), 수소이온 농도는 26% 높아졌다(그림 SPM.4). {3.8, 박스 3.2}



**그림 SPM.4 :** 전지구 탄소순환의 변화를 보여주는 다양한 관측 지표(indicator). (a) 1958년 이후 마우나로아(19° 32' N, 155° 34' W-빨강)와 남극(89° 59' S, 24° 48' W-검정)에서 측정된 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도. (b) 해수면에 용해된 CO<sub>2</sub> 분압(파란선)과 관측지점에서의 pH(녹색선), 해수의 산도측정. 측정은 대서양 2개 지점 (29° 10' N, 15° 30' W-짙은 파랑/짙은 녹색, 31° 40' N, 64° 10' W-파랑/녹색)과 태평양 1개 지점(22° 45' N, 158° 00' W-밝은 파랑/밝은 녹색) 등 세 관측 지점에서 이루어졌다. 여기 정리되어 있는 데이터세트에 대한 전체 세부사항은 부문별 상세 보고서(underlying report)와 기술적 요약 보충 자료(The Technical Summary Supplementary Material)에 수록되어 있다. {그림 2.1, 3.16; 그림 TS.5}

<sup>12</sup> 1 Gigatonne of carbon = 1 GtC = 10<sup>15</sup> grams of carbon 이는 3.667 GtCO<sub>2</sub>와 일치한다.

<sup>13</sup> pH는 로그단위로 산도의 척도이다. pH 1단위가 감소하면 수소이온의 농도나 산도가 10배 증가한다.

### C. 기후변화의 원인들 (Drivers of Climate Change)

지구 에너지수지를 변경시키는 자연적 또는 인위적으로 발생하는 물질 및 과정이 기후변화의 원인이다. 복사강제력(RF)<sup>14</sup>은 달리 표시하지 않는 한 이들 원인의 변화로 초래된 에너지 플럭스의 변화를 정량화 한 것으로 1750년을 기준으로 2011년의 변화량으로 표시한다. 복사 강제력이 양수이면 지표온난화가 진행되고, 음수이면 지표냉각화가 진행된다. 복사강제력은 지표 및 원격 관측값, 온실가스 및 에어로졸의 특성, 관측된 과정을 모의하는 수치모델이 산출한 모델값 등을 기반으로 추정한다. 일부 배출 화합물은 다른 물질의 대기농도에 영향을 미친다. 복사강제력은 각 물질의 농도변화에 근거하여 제시하였다<sup>15</sup>. 또는 인류활동과의 직접적인 연관을 나타내는 화합물의 배출량 기반 복사 강제력을 제시하였다. 배출에 의해서 영향을 받는 모든 물질은 배출량 기반 복사강제력에 기여한다. 모든 원인을 고려한다면, 두 접근법의 인위적 총 복사강제력은 일치한다. 이 요약서에서는 두 접근법을 모두 사용하였지만, 배출량 기반 복사강제력을 강조하였다.

총 복사강제력은 양의 값이며, 결과적으로 기후시스템이 에너지를 흡수하게 된다. 1750년 이후 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도의 증가가 총 복사강제력에 가장 큰 기여를 했다(그림 SPM.5). {3.2, 박스 3.1, 8.3, 8.5}

- 1750년을 기준으로 산출한 2011년의 인위적인 총 복사강제력은 2.29 [1.13~3.33] Wm<sup>-2</sup> (그림 SPM.5)이며, 1970년 이후 그 이전 수십년보다 더 빠르게 증가했다. 2011년의 인위적인 총 복사강제력 추정값은 AR4에서 산출한 2005년도 추정값보다 43% 더 높다. 이것은 대부분의 온실가스 농도가 지속적으로 증가하였고, 약한 순냉각 효과(음의 RF)를 나타내는 에어로졸로 인한 복사 강제력의 추정치가 개선되었기 때문이다. {8.5}
- 1750년을 기준으로 잘 혼합된 온실가스(CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 및 할로카본)의 배출로부터 산출한 2011년 복사강제력은 3.00[2.22~3.78] Wm<sup>-2</sup>이다(그림 SPM.5). 온실가스의 농도변화에 의한 복사강제력은 2.83 [2.26~3.40] Wm<sup>-2</sup>이다. {8.5}
- CO<sub>2</sub> 배출량은 단독으로 1.68 [1.33~2.03] Wm<sup>-2</sup>의 복사강제력을 나타냈다(그림 SPM.5). CO<sub>2</sub> 농도가 높아지는데 기여한 다른 탄소함유 물질의 배출을 포함하면 CO<sub>2</sub> 복사강제력은 1.82 [1.46~2.18] Wm<sup>-2</sup>가 된다. {8.3, 8.5}
- CH<sub>4</sub> 배출량은 단독으로 0.97 [0.74~1.20] Wm<sup>-2</sup>의 복사강제력을 나타냈다(그림 SPM.5). 이것은 농도기반 추정값인 0.48 [0.38~ 0.58] Wm<sup>-2</sup>(AR4와 동일) 보다 훨씬 큰 것이다. 이렇게 두 추정값 사이에 차이가 발생하는 이유는 CH<sub>4</sub> 배출로 인한 오존과 성층권 수증기량의 농도변화와 CH<sub>4</sub>에 간접적으로 영향을 미치는 다른 배출물질 때문이다. {8.3, 8.5}
- 성층권 오존을 파괴하는 할로카본의 배출은 0.18 [0.01~0.35] Wm<sup>-2</sup> 정도로 순 양의 복사강제력으로 작용하였다(그림 SPM.5). 이런 양의 복사강제력은 할로카본이 오존층을 파괴하기 때문에 발생한 음의 복사강제력보다 크다. CFC로 인해 복사강제력은 감소 하였지만, 대체물질로 인한 복사강제력은 증가하여 모든 할로카본으로 인한 양의 복사강제력은 AR4의 값과 유사하다. {8.3, 8.5}
- 단수명 가스(short-lived gases)의 배출이 인위적 총 복사강제력에 영향을 미쳤다. 일산화탄소(CO)의 배출로 인해서 양의 복사강제력이 초래되었을 가능성은 **사실상 확실하다**. 반면에 질소산화물(NOx)의 배출은 순음의 복사강제력을 초래했을 가능성이 **높다**(그림 SPM.5). {8.3, 8.5}

<sup>14</sup> 기후변화 원인의 강도는 이전 IPCC 평가보고서와 마찬가지로 Wm<sup>-2</sup> 단위를 사용하여 복사강제력(RF)으로 정량화했다. 복사강제력은 각각의 원인에 작용하는 에너지 플럭스의 변화이고, 대류권계면 또는 대기 상한에서 산출된다. 이전의 IPCC 보고서에서 채택한 기존의 복사강제력 개념에서는 모든 지표와 대류권 조건이 고정되었다. 이 보고서에서는 잘 혼합된 온실가스와 에어로졸에 대한 복사강제력을 계산할 때, 해양과 해빙을 제외한 물리적 변수들을 신속하게 수정하여 작은 변화에 대응할 수 있게 하였다. 이 강제력을 유효복사강제력(Effective Radiative Forcing, ERF)이라고 전체 보고서에서 명명하였다. 이 변화는 이전 평가보고서보다 과학적으로 진전된 것이며, 원인별 온도반응을 더 잘 나타낸다. 잘 혼합된 온실가스와 에어로졸 외에 다른 원인들 경우 신속한 수정이 특성화되지 않고, 작게 추정되면 기존의 복사강제력을 사용했다.{8.1}

<sup>15</sup> 이 접근법은 AR4 SPM에서 복사강제력을 제시하기 위해서 사용되었다.

정책결정자를 위한 요약보고서

- 에어로졸로 인한 구름의 작용을 포함하여 대기 중 총 에어로졸이 영향을 미치는 복사강제력은  $-0.9$  [ $-1.9 \sim -0.1$ ]  $Wm^{-2}$ 이고(중간 신뢰도), 이는 대부분의 에어로졸이 초래하는 음의 강제력과 태양복사를 흡수하는 검댕이 초래하는 양의 효과를 포함한 것이다. 에어로졸 및 에어로졸과 구름의 상호작용이 잘 혼합된 온실가스로 인한 전지구적 평균강제력의 상당 부분을 상쇄했다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 총 복사강제력을 추정할 때 에어로졸 및 에어로졸과 구름의 상호작용이 가장 큰 불확실성을 일으킨다. { 7.5, 8.3, 8.5}
- 성층권의 화산에어로졸에서 기인하는 강제력은 화산폭발 후 상당한 기간(수년) 동안 기후에 큰 영향을 미칠 수 있다. 2008~2011년에 발생한 몇 개의 소규모 화산분화로 인해서  $-0.11$  [ $-0.15 \sim -0.08$ ]  $Wm^{-2}$ 의 복사강제력이 발생했으며 이것은 1999~2002년 화산 에어로졸 복사강제력의 약 2배가 되는 수치이다. {8.4}
- 태양조도의 변화로 인한 복사강제력의 추정값은  $0.05$  [ $0.00 \sim 0.10$ ]  $Wm^{-2}$ 이다(그림 SPM.5). 1978~2011년의 총 태양조도의 변화를 인공위성으로 관측한 것을 보면 최근 최저 태양조도량이 이전의 두 값보다 낮았음을 알 수 있다. 결과적으로 가장 최근인 2008년의 최저와 1986년 최저 사이의 총 복사강제력은  $-0.04$  [ $-0.08 \sim 0.00$ ]  $Wm^{-2}$ 이다. {8.4}
- 태양조도의 변화와 성층권의 화산 에어로졸에 기인한 자연적 총 복사강제력은 대형화산이 분화한 후 아주 짧은 기간을 제외하면 지난 세기를 통해서 순 복사강제력에 작은 부분을 기여했다. {8.5}

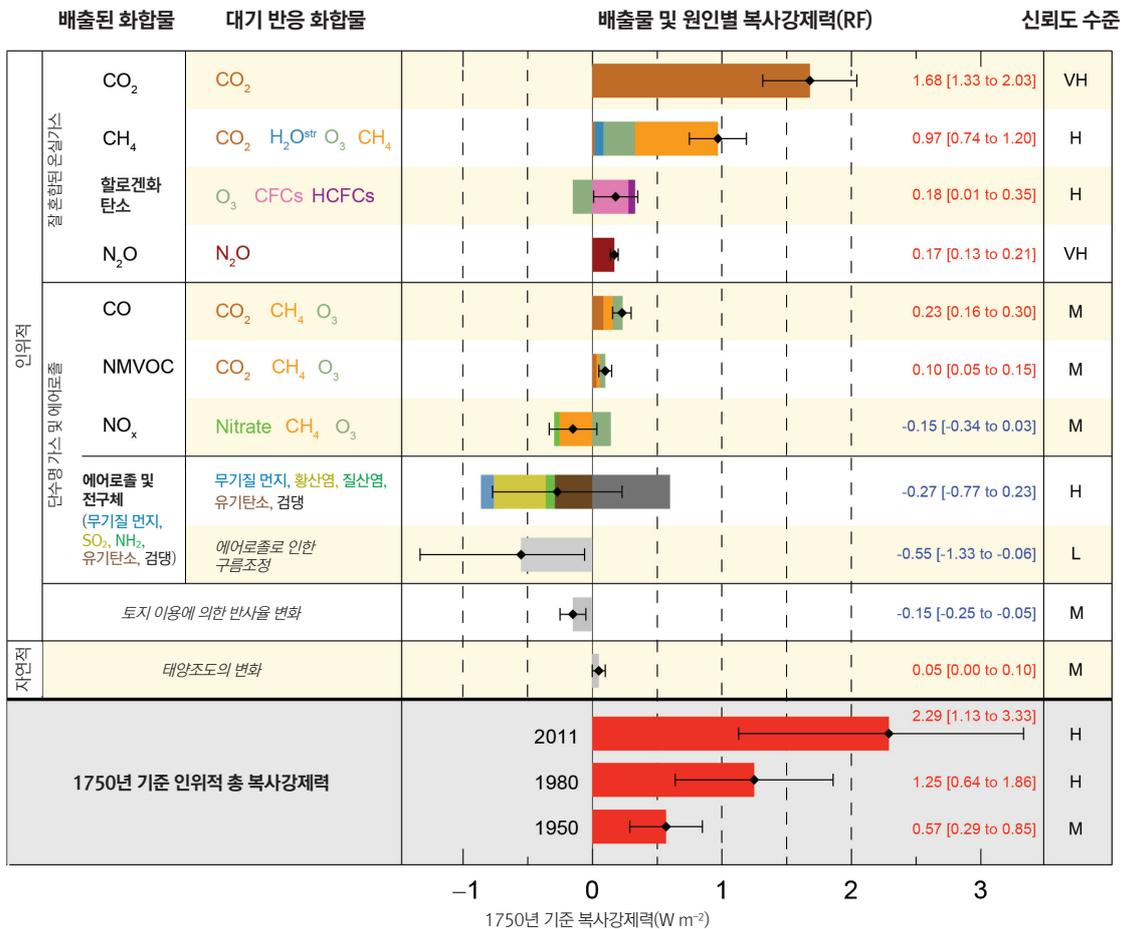


그림 SPM.5 : 1750년 대비 2011년의 기후변화의 주요 원인별 복사강제력 추정값과 불확실성. 표시된 값들은 다양한 원인들의 조합을 만들어내는 배출된 화합물과 과정에 따라 구분된 전지구 평균 복사강제력(RF<sup>14</sup>)이다. 순 복사강제력의 최적 추정값은 검정 다이아몬드로 표시하고, 상응하는 불확실성 구간을 함께 제시하였으며, 그 값은 그림의 오른쪽에 신뢰도 수준(VH-매우 높음, H-높음, M-중간, L-낮음, VL-매우 낮음)과 함께 표시하였다. 눈과 빙하 위의 검댕으로 인한 알베도 강제력은 검댕 에어로졸 막대에 포함시켰다. 비행운으로 인한 작은 강제력(비행운 때문에 생긴 권운을 포함하여  $0.05 Wm^{-2}$ ), HFC, PFC, SF<sub>6</sub>(총  $0.03 Wm^{-2}$ )은 제시하지 않았다. 가스에 대한 농도기반 복사강제력은 합산하여 유사한 색의 막대그래프로 표현하였다. 화산강제력은 사건 단위로 발생해서 다른 강제력과 비교하기 어렵기 때문에 포함시키지 않았다. 인위적인 총 복사강제력은 1750년을 기준으로 3개의 다른 연도에 대해서 제공하였다. 각 물질과 과정에 대한 불확실성 범위 등 보다 기술적인 상세 내용은 TS 보충자료를 참조 {8.5; 그림 8.14~8.18; 그림 TS.6, TS.7}

## D. 기후시스템과 최근 변화에 대한 이해(Understanding the Climate System and its Recent Changes)

기후시스템의 최근 변화를 이해하기 위해서는 관측, 피드백 과정에 대한 연구, 모델을 이용한 모의를 함께 활용해야 한다. 최근 변화를 모의하는 기후모델의 성능을 평가하기 위해서는 모의를 시작하는 시점에서 모든 모델화된 기후시스템 구성요소들의 상태와 모델을 작동하게 하는 자연 및 인위적 요인들에 대한 고려가 필요하다. AR4와 비교할 때 현재는 공간적으로 더 상세하고, 장기적인 관측이 가능해졌고, 기후모델이 개선되었기 때문에 더 많은 기후시스템 구성요소에서 탐지된 변화의 원인이 인간에게 있다는 것을 잘 규명할 수 있다.

기후시스템에 대한 인류의 영향은 명백하다. 이 사실은 대기 중 온실가스의 농도 증가, 양의 복사강제력, 관측된 온난화, 기후시스템의 이해를 고려했을 때 분명하다. {2-14}

### D.1 기후모델의 평가(Evaluation of Climate Models)

기후모델은 AR4 이후 개선되었다. 기후모델들은 20세기 중반 이후의 급속한 온난화와 대형 화산분화 직후 일어난 냉각화를 포함하여 지난 수십년간 대륙 규모에서 관측된 지표온도 패턴과 경향성을 잘 재현하고 있다(매우 높은 신뢰도). {9.4, 9.6, 9.8}

- 장기 기후모델은 1951~2012년의 전지구 평균 지표기온을 실제 관측된 경향과 일치되게 모의한다(매우 높은 신뢰도). 하지만 10~15년과 같이 단기간 (예를 들면 1998~2012년)에 대해서는 모의된 경향과 관측된 경향 간에 차이가 존재한다. {9.4, 박스 9.2}
- 1951~2012년과 비교한 1998~2012년에 관측된 지표온난화 감소경향은 복사강제력 감소경향 및 해양내부에서 일어나는 열재분배를 포함한 내부변동성에 의한 냉각요인에 기인한다(중간 신뢰도). 복사강제력 감소 경향은 주로 화산폭발 및 11년 태양주기의 활동 감소시기에서 기인한다. 하지만 온난화 경향의 감소를 유발하는데 있어 복사강제력의 변화를 정량화하는 과정은 낮은 신뢰도를 가진다. 10년 단위의 내부변동성이 관측과 모의간의 상당한 차이를 유발한다는 설명은 중간 신뢰도를 가진다. 모델은 자연적 내부변동성의 시점을 재생산하지는 못한다. 이는 강제력의 부정확성 및 일부 모델에서 온실가스의 증가와 다른 인위적 강제력(주로 에어로졸 영향에 의한)의 반응이 과다 추정되는 것에 기인할 수도 있다. {9.4, 박스 9.2, 10.3, 박스 10.2, 11.3}
- 지역규모에서 지표온도를 모의하는 모델성능(model capability)의 신뢰도는 전지구 규모에서 보다 낮다. 하지만 지역규모의 지표온도 모의능력은 AR4 당시보다 향상되었다는 사실은 신뢰도가 높다. {9.4, 9.6}
- AR4 이후로 극한기상과 극한기후현상에 대한 평가는 크게 개선되었다. 20세기 후반 50년간 극한으로 덮고 추운 낮과 밤이 출현한 빈도를 모의해서 산출한 전지구 평균경향은 관측값과 전반적으로 일치한다. {9.5}
- AR4 이후 대륙규모에서 강수량의 발생패턴을 모의하는 과정이 일부 개선되었다. 지역규모의 경우에는 여전히 강수량을 잘 모의하지 못하며, 관측의 불확실성으로 인해서 평가 자체가 어렵다. {9.4, 9.6}
- 현재 일부 중요한 기후현상은 모델에 의해 잘 재현되고 있다. AR4 이후 다중모델 앙상블에 근거한 몬순과 엘니뇨-남방진동(ENSO)의 모의가 개선되었다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. {9.5}

- 최신 기후모델에는 AR4 때 보다 더 많은 구름 및 에어로졸 과정과 그 상호작용이 포함되어 있지만, 모델 내에서 이러한 과정에 대한 표현과 정량화 문제에 있어서는 낮은 신뢰도를 갖는다. {7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- 1979년 이후 북극 여름 해빙면적이 줄어드는 경향을 보이고 있다는 강력한 증거가 있으며 현재 이러한 사실을 AR4 때 보다 더 많은 모델이 재현 할 수 있다. 전체 모델중 약 1/4이 관측값에서 확인할 수 있는 경향과 같거나 더 큰 변화를 보여주고 있다. 관측값에서는 소폭의 증가 경향이 나타나는 반면에 모델간의 분산도가 크긴 하지만 대부분의 모델들은 남극의 해빙면적이 조금 줄어들고 있는 것으로 모의한다. {9.4}
- 많은 모델들이 1961~2005년에 해양 상층부(0~700 m)에서 관측된 열용량의 변화를 모의하고(높은 신뢰도), 다중모델의 평균 시계열은 대부분의 기간에 대하여 관측 추정치의 범위 내에 포함된다. {9.4}
- 탄소순환을 포함하는 기후모델(지구시스템모델)은 열대에서는 배출, 중위도 및 고위도에서는 흡수로 해양-대기 CO<sub>2</sub> 플럭스 전지구 패턴을 모의하였다. 대부분 지구시스템 모델 대부분은 20세기 후반 모의한 전지구 육지 및 해양의 탄소 흡수원은 관측 추정치의 범위 내에 든다. {9.4}

## D.2 기후시스템 반응의 정량화 (Quantification of Climate System Responses)

온도변화, 기후피드백, 지구에너지 수지의 변화에 대한 관측 및 모델 연구 모두가 과거 및 미래 강제력에 따라 반응하는 지구온난화 규모에 대한 신뢰성을 제공한다. { 박스 12.2, 박스 13.1}

- 대기 중 수증기의 변화 및 대기과 지표온난화의 차이가 합쳐져서 산출되는 순되먹임 현상은 양의 값이 될 가능성이 대단히 높고, 이는 기후변화를 증폭시킨다. 모든 구름 유형이 결합된 순복사피드백은 양의 값이 될 가능성이 높다. 구름피드백의 변화경향과 규모에 대한 불확실성은 대부분 하층운에 대한 온난화의 영향이 지속적으로 불확실하다는 점에서 기인하는 것이다. {7.2}
- 평형기후민감도(Equilibrium Climate Sensitivity, ECS)는 수백 년 시간 규모에서 일정한 복사강제력에 대한 기후시스템의 반응을 정량화 한 것이다. ECS는 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도를 두배로 증가시켰을 때 만들어진 평형상태의 전지구 평균 지표온도 변화로 정의된다. ECS는 1.5°C~4.5°C 범위가 될 가능성이 높고(높은 신뢰도) 1°C 미만일 가능성은 매우 희박하며(높은 신뢰도), 6°C 이상이 될 가능성도 매우 낮다(중간 신뢰도)<sup>6</sup>. 평가된 ECS범위의 온도 하한값은 AR4에서 제시된 2°C 보다 낮은 가능성이 높지만, 상한값은 같다. 이런 평가는 이해도의 개선, 대기 및 해양의 온도자료 연장, 복사강제력의 새로운 추정값이 반영된 결과이다. {TS TFE.6, 그림 1; 박스 12.2}
- 전지구 기후변화의 속도 및 규모는 복사강제력, 기후피드백 및 기후시스템에 의한 에너지 저장량에 의해서 결정된다. 최근 수십 년에 대해 이들 요인들을 정량화한 추정치는 불확실성 평가 범위 내에서 평형기후민감도가 발생할 가능성이 높은 것으로 평가되는 범위와 일치한다. 이는 인위적 기후변화를 이해하는데 강력한 증거를 제공한다. {박스 12.2, 박스 13.1}
- 점진적 기후반응(Transient Climate Response, TCR)은 10년에서 100년 시간규모로 증가하는 복사강제력에 대한 기후시스템의 반응을 정량화한 것이다. TCR은 농도가 연간 1%씩 증가하는 시나리오에서 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도를 두배로 했을 때, 전지구 평균 지표온도의 변화로 정의된다. TCR은 1.0°C~2.5°C 범위에 들 가능성이 높고(높은 신뢰도), 3°C 이상 될 가능성이 매우 희박하다. {박스 12.2}
- 또 다른 관련된 수치로 누적 탄소배출량에 대한 점진적 기후반응(Transient Climate Response to cumulative carbon Emission, TCRE)이 있다. 이것은 기후시스템이 누적 탄소배출량에 점진적으로 반응하는 정도를 정량화한 것이다(E.8절). TCRE는 대기 중에 배출된 1000 GtC당 전지구 평균지표 온도변화로 정의된다. TCRE는 1000 GtC당 0.8~2.5°C 범위에 들 가능성이 높고, 온도가 최고점에 도달할 때까지 누적 배출량은 약 2000 GtC에 해당된다(그림 SPM.10). {12.5, 박스 12.2}

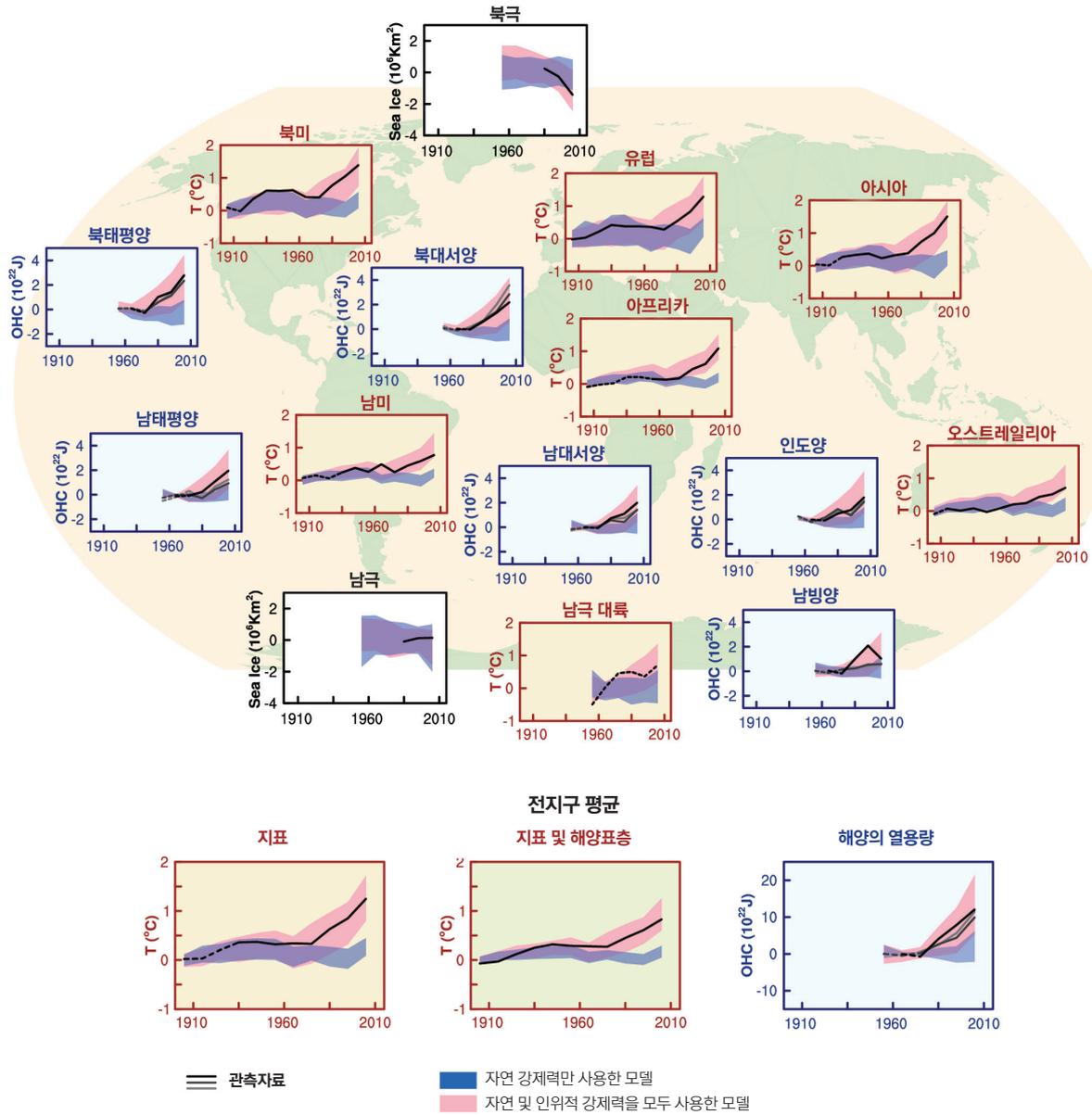
<sup>16</sup> 현재는 증거 및 연구에서 평가된 값에 대한 의견이 달라서 평형기후민감도 최적추정치(best estimate)는 제공할 수 없다.

- 다양한 물질의 배출로 인한 기후변화 기여도를 비교하는데 여러 가지 측정기준이 사용될 수 있다. 측정기준의 유형 및 시간기준은 특정 적용상황에 가장 중요하게 고려되어야 할 기후변화 양상이 무엇인지에 따라 달라진다. 다양한 배출량에 따른 모든 반응의 결과를 정확하게 비교할 수 있는 단일 측정기준은 없고, 모두 한계와 불확실성을 가진다. 지구온난화지수(Global Warming Potential)는 특정기간에 누적된 강제복사력에 기반하여 산출되며, 지구온도변화지수(Global Temperature change Potential)는 특정 시점의 전지구 평균 지표기온의 변화를 기반으로 산출된다. 갱신된 값이 종합보고서(underlying Report)에 제공된다. {8.7}

### D.3 기후변화의 탐지와 원인 규명(Detection and Attribution of Climate Change)

인위적 영향이 대기와 해양의 온난화, 전지구 물순환의 변화, 적설면적과 빙하의 감소, 전지구 평균 해수면의 상승, 일부 기후극한 현상에서 탐지되었다(그림 SPM.6, 표 SPM.1). AR4 이후 인간의 영향을 증명하는 증거는 점점 더 확대되고 있다. 20세기 중반 이후 관측된 지구 온난화의 주요 원인이 인간의 영향이었을 가능성이 대단히 높다. {10.3-10.6, 10.9}

- 1951~2010년에 관측된 전지구 평균기온 상승의 절반 이상을 인위적인 온실가스 농도 증가와 함께 다른 인위적 강제력의 증가가 유발하였을 가능성은 **대단히 높다**. 온난화에 대한 인위적 기여도의 최적추정치는 동일 기간에 관측된 온난화와 유사하다. {10.3}
- 1951~2010년에 온실가스는 전 지구평균 온난화에 0.5~1.3°C 범위에서 기여했을 **가능성이 높다**. 이 온실가스에 의한 전지구 평균 온난화는 에어로졸의 냉각효과와 함께 다른 인위적 강제력의 기여를 포함하며, 에어로졸의 냉각효과를 포함한 다른 인위적 강제력은 -0.6~0.1°C 범위에서 전지구 평균온난화에 기여했을 **가능성이 높다**. 자연적인 강제력은 -0.1~0.1°C 범위, 내부변동성은 -0.1~0.1°C 범위에서 지구온난화에 기여했을 **가능성이 높다**. 이들 평가된 기여도는 동일기간에 관측된 온난화 규모인 약 0.6~0.7°C와 일치한다. {10.3}
- 20세기 중반 이후 남극대륙을 제외한 모든 대륙에서 인위적 강제력이 지표온도의 상승에 상당한 기여를 했을 **가능성이 높다**(그림 SPM.6). 남극대륙의 경우, 관측 불확실성이 크기 때문에 가용한 관측소들의 자료를 평균하여 산출한 관측 온난화에 인위적 강제력이 기여했다는 사실은 **낮은 신뢰도**를 갖는다. 20세기 중반 이후로 발생한 북극의 뚜렷한 온난화에 인위적인 영향이 있을 **가능성이 높다**. {2.4, 10.3}
- 인위적인 영향, 특히 온실가스와 오존층의 파괴 등은 1961년 이후 관측된 대류권의 온난화와 성층권 하층 냉각화와 관련이 있을 **가능성이 매우 높다**. {2.4, 9.4, 10.3}
- 1970년대 이후 관측된 전지구 해양상층부(0~700 m)의 열용량에 인위적 강제력이 상당한 기여를 했을 **가능성이 매우 높다**(그림 SPM.6). 일부 해양분지에서도 인위적 영향이 있다는 증거가 있다. {3.2, 10.4}
- 인위적 영향이 1960년 이후 전지구물순환과 그 패턴에 영향을 미쳤을 가능성이 높다. 인위적 영향이 대기 중 수분량의 증가(**중간 신뢰도**), 육지에서 전 지구 규모의 강수패턴 변화(**중간 신뢰도**), 자료가 충분한 육지에서 호우의 강화(**중간 신뢰도**), 해수면과 해양상층부의 염도변화(**매우 가능성 높음**)에 기여했다. {2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}



**그림 SPM.6 :** 대기, 빙권 및 해양에서의 3개 대규모 지표(indicator)를 근거로한 관측과 모델의 기후변화 비교; 시계열(대륙에서 지표대기온도 변화(노랑 배경), 북극 및 남극 9월 해빙면적(하얀 배경)의 변화, 주요 대양분지의 해양표층 열용량(파랑 배경)의 변화. 전지구 평균변화도 제시하였다. 편차는 지표온도에 대해서는 1880~1919년, 해양 열용량에 대해서는 1960~1980년, 해빙에 대해서는 1979~1999년을 기준으로 했다. 모든 시계열은 10년 단위 평균값이고, 10년의 중앙에 이를 표시하였다. 온도의 경우, 분석된 영역이 차지하는 공간이 50% 이하일 때는 관측값을 점선으로 표시하였다. 해양의 열용량과 해빙은 자료의 양이 풍부하고 품질이 좋은 경우에 실선으로 표시하였으며, 자료의 양이 적절하지만 불확실성이 더 큰 경우에는 점선으로 표시하였다. 표시된 모델 결과값은 CMIP5 다중모델 평균값이고, 5-95% 신뢰도 구간을 나타내는 음영 부분과 범위가 같다. 지역구분 및 상세한 방법론은 TS를 참조. {그림 10.21; 그림 TS.12}

- SREX 이후 극한기온 현상에 미치는 인위적 영향에 대한 증거가 강화되고 있다. 20세기 중반 이후 관측된 일극한 기온의 발생빈도와 강도의 전지구 규모의 변화는 기여했을 가능성이 매우 높고, 인위적 영향으로 일부 지역에서 열파의 발생 확률이 두배 이상 증가 되었을 가능성이 높다(표 SPM.1).{10.6}
- 인위적인 영향이 1979년 이후 북극 해빙감소에 기여했을 가능성이 매우 높다. 남극 해빙 면적이 약간 확장한 것에 대한 과학적 이해는 변화 원인에 대한 과학적 설명이 불완전하고 논란의 여지가 있기 때문에 낮은 신뢰도를 갖는다. 해당 지역의 내부변동성에 대한 추정값도 낮은 신뢰도를 갖는다(그림 SPM.6). {10.5}
- 1960년대 이후 빙하가 후퇴한 것과 1993년 이후 그린란드 빙상의 질량 손실이 늘어난 것에 인위적 영향이 기여했을 가능성이 높다. 과학적 이해의 부족으로 인해서 지난 20년 동안 관측된 남극빙상의 질량 손실 원인을 찾는 것은 그 신뢰도가 낮다. {4.3, 10.5}
- 1970년 이후 북반구 봄 적설 면적이 감소한 사실에 인위적 요소가 기여했을 가능성이 높다. {10.5}
- 1970년대 이후로 인위적 영향이 전지구 평균 해수면 상승에 크게 기여했을 가능성은 매우 높다. 해수면 상승의 가장 중요한 2가지 원인은 열팽창과 빙하질량 감소이며, 이후 원인에 인위적 영향이 존재한다는 사실은 높은 신뢰도를 가진다. {10.4, 10.5, 13.3}
- 인공위성을 이용하여 직접 측정한 총 태양조도에 근거했을 때 총 태양조도는 1986~2008년의 전지구 평균지표온도의 증가에 영향을 미치지 않았다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 일부 지역의 경우 11년 주기 태양변동성이 10년 기후변동성에 영향을 미친다는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다. 현재까지 우주방사선의 변화와 구름량 사이의 연관성은 밝혀진 바 없다. {7.4, 10.3, Box 10.2}

## E. 미래 전지구 및 지역 기후변화 (Future Global and Regional Climate Change)

기후시스템의 변화에 대한 전망은 간단한 기후모델에서 중간복잡도 모델, 통합 기후모델 및 지구시스템모델까지 다양한 모델들을 사용한다. 이러한 모델들은 일련의 인위적 강제력 시나리오를 기반으로 변화를 모의한다. 새로운 기후모델을 모의하기 위해서 세계기후연구프로그램(World Climate Research Programme, WCRP) CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)의 프레임워크 하에서 새로운 시나리오인 대표농도경로(Representative Concentration Pathways, RCPs)가 사용되었다. 모든 RCP에서 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도는 21세기에 대기로 배출된 누적 CO<sub>2</sub> 양이 증가한 결과로 현재보다 2100년에 더 높다(박스 SPM.1). 이 정책결정자를 위한 요약보고서에 수록된 전망은 달리 표시되지 않은 한 1986~2005년을 기준으로 주어진 21세기말(2081~2100년)에 대한 것이다. 이와 같은 전망을 역사적 맥락에서 사용하려면 서로 다른 다양한 기간에 관측된 변화를 고려하여야 한다. 가장 긴 전지구 지표온도 데이터세트에 근거한 1850~1900년 평균과 AR5 기준기간 평균 사이의 관측된 변화는 0.61 [0.55~0.67]°C이다. 그러나 온난화는 AR5 기준기간의 평균이상으로 일어났다. 그러므로 이 값이 현재까지의 온난화 추정치는 아니다(2장).

온실가스가 계속 배출되면 온난화가 더 많이 진행되고, 기후시스템의 모든 구성요소가 변화하게 될 것이다. 기후변화를 막기 위해서는 온실가스의 배출량을 상당히 지속적으로 줄여야 한다. {6, 11~14}

- 가까운 미래 수십 년에 대하여 수행된 미래전망에 따르면 기후변화의 지역적 패턴은 규모는 작지만 21세기 후반부에 전망된 것과 매우 유사하다. 자연적 내부변동성은 특히 단기간이나 지역규모에서 기후에 영향을 미치는 주요 원인이 될 것이다. 21세기 중반이 되면 전망된 변화의 규모는 배출시나리오의 선택에 따라 크게 영향을 받는다(박스 SPM.1). {11.3, 박스 11.1, 부록 }

- RCP 기반으로 전망한 기후변화는 시나리오 차이를 감안하면 패턴과 규모에서 AR4와 유사하다. 고농도 RCP에 대한 전망치의 범위는 AR4에서 사용된 대응 시나리오에 비해 작다. 그 이유는 AR4에서 사용된 SRES 배출시나리오와 다르게 AR5에서 사용된 RCP는 농도경로로 정의되어지고, 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도에 영향을 미치는 탄소순환의 불확실성이 농도 기반 CMIP5 모의에서는 고려되지 않았기 때문이다. 육지-빙하 기여도의 모델링 개선으로 해수면 상승에 대한 전망은 AR4의 전망보다 크다. {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

### E.1 대기: 온도(Atmosphere: Temperature)

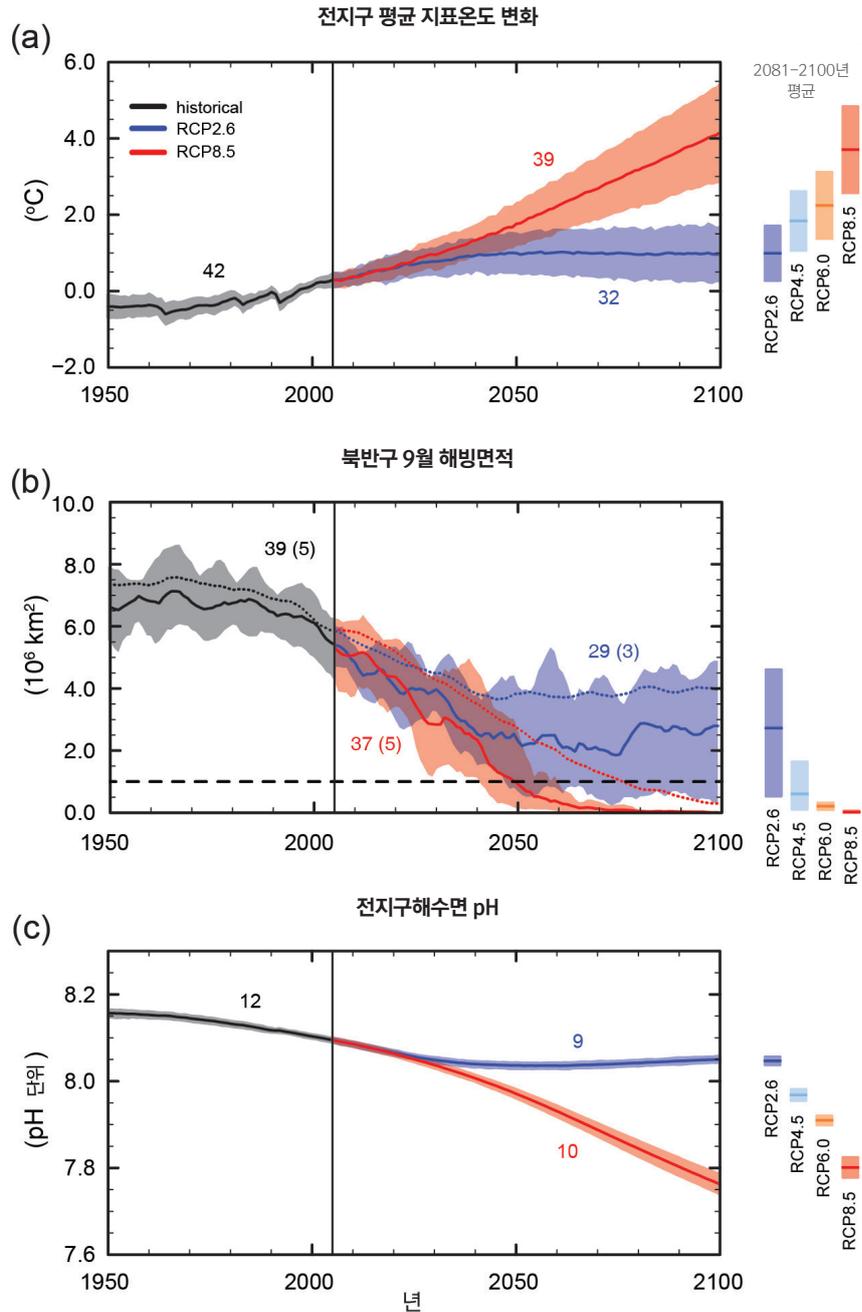
21세기 말의 전지구 지표온도 변화는 RCP2.6을 제외한 모든 RCP 시나리오에서 1850~1900년 이전과 비교하여 1.5°C를 초과할 가능성이 높다. RCP6.0과 RCP8.5에서 전지구 지표온도는 2°C를 초과할 가능성이 높으며 RCP4.5에서도 2°C를 초과하지 않을 가능성보다 초과할 가능성이 높다. RCP2.6을 제외한 모든 RCP 시나리오에서 온난화는 2100년 이후에도 지속될 것이다. 온난화는 경년에서 수십 년 변동을 지속적으로 나타낼 것이며, 지역적으로 일정하지 않을 것이다(그림 SPM.7, SPM.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- 1986~2005년을 기준으로 2016~2035년의 전지구 평균지표 온도변화는 0.3~0.7°C 범위일 가능성이 높다(중간 신뢰도). 이 평가는 다양한 증거에 기반한 것이고, 대형화산 분화활동이나 총 태양조도량의 장기적 변화가 없다는 가정을 하고 있다. 자연변동성과 관련하여 단기간의 계절평균과 연평균온도 증가는 중위도보다 열대와 아열대에서 더 클 것으로 예상된다(높은 신뢰도).{11.3}
- 1986~2005년을 기준으로 2081~2100년의 전지구 평균지표 온도상승은 CMIP5 기후모델에서 도출된 범위(0.3~1.7°C(RCP2.6), 1.1~2.6°C(RCP4.5), 1.4~3.1°C(RCP6.0), 2.6~4.8°C(RCP8.5)) 내에 들 것으로 전망되었으며, 그 가능성이 높다. 북극지역은 전지구 평균보다 더 급속하게 온난화 될 것이고, 육지의 평균온난화는 해양보다 클 것이다(매우 높은 신뢰도) (그림 SPM.7, 그림 SPM.8, 표 SPM.2). {12.4, 14.8}
- 1850~1900년 평균을 기준으로 21세기 말까지 전지구 지표온도 변화는 RCP4.5, RCP6.0 및 RCP8.5에서 1.5°C를 초과할 가능성이 높을 것으로 전망되었다(높은 신뢰도). RCP6.0과 RCP8.5의 경우 온난화가 2°C를 초과할 가능성이 높을 것으로 전망(높은 신뢰도)되었으며, RCP4.5에서는 2°C를 초과하지 않을 가능성보다 초과할 가능성이 높지만(중간 신뢰도), RCP2.6에서는 2°C를 초과할 가능성이 낮다(중간 신뢰도). 온난화가 RCP2.6, RCP4.5 및 RCP 6.0에서 4°C 이상을 초과할 가능성은 낮고(높은 신뢰도), RCP8.5에서는 4°C를 초과할 가능성이 있다(중간 신뢰도). {12.4}
- 전지구 평균기온이 상승하고 있기 때문에 대부분의 육지 지역에서 일 및 계절단위 시간 규모의 고온현상은 더 자주 발생하고, 저온현상은 덜 발생할 것이라는 전망은 사실상 확실하다. 열파가 보다 빈번하게 긴 지속시간으로 발생할 가능성이 매우 높다. 가끔씩 발생하는 겨울철 혹한도 지속적으로 나타날 것이다(표 SPM.1). {12.4}

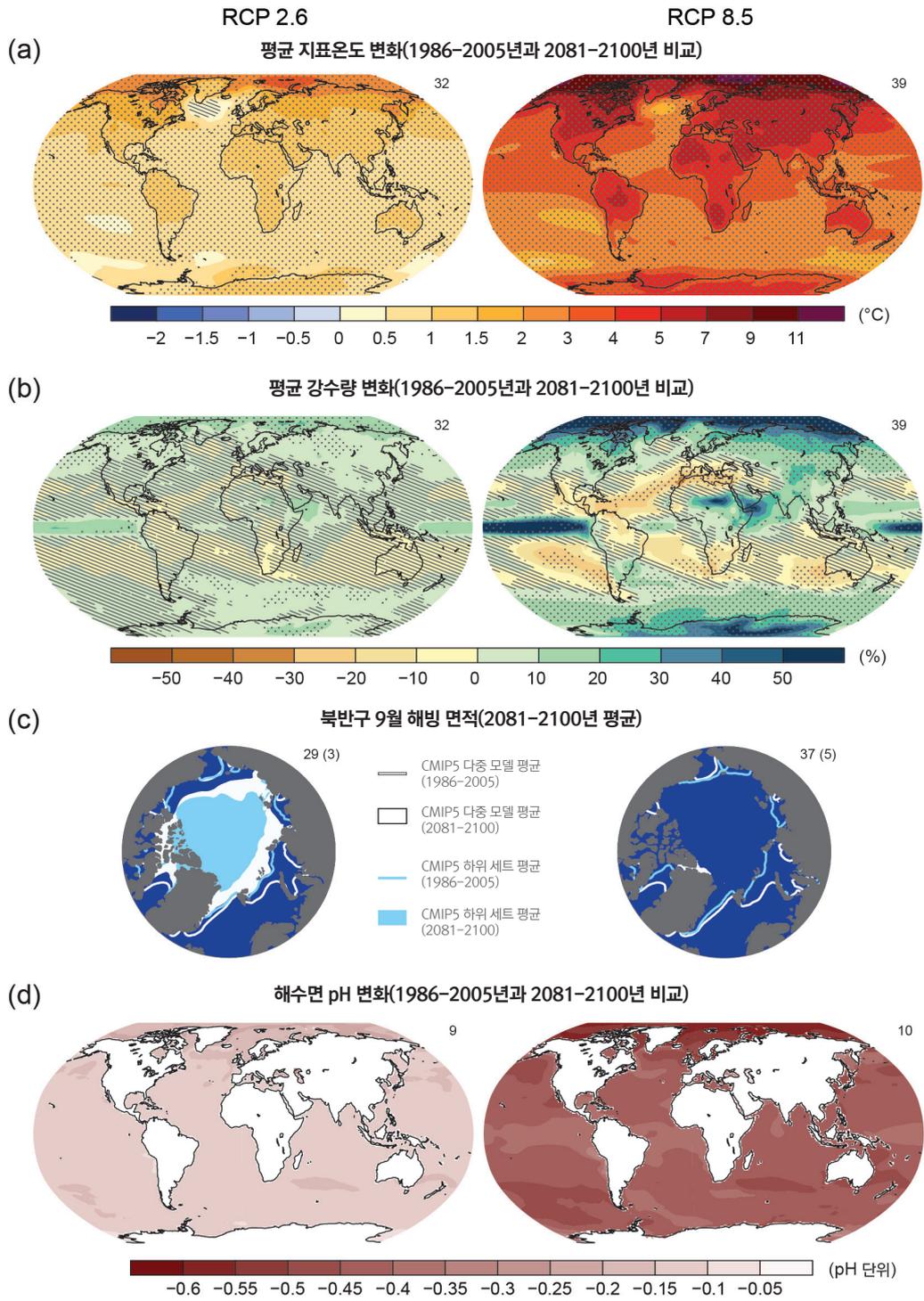
### E.2 대기: 물순환(Atmosphere: Water Cycle)

21세기 이후 온난화에 반응하여 나타나는 전지구 물순환의 변화는 일정하지 않을 것이다. 지역적으로 예외가 있긴 하겠지만 건조한 지역과 습윤한 지역, 습윤하고 건조한 계절 사이의 강수량 차이가 크게 날 것이다(그림 SPM.8).{ 12.4, 14.3}

- 미래 수십 년에 대한 물순환의 변화 전망은 21세기 말로 가면서 유사한 대규모 패턴을 보이고 있지만 그 규모는 작아진다. 단기간의 변화는 지역규모에서 자연적인 내부변동성에 의해서 크게 영향을 받을 것이고, 인위적 에어로졸 배출에 의한 영향도 받을 수 있다. {11.3}



**그림 SPM.7:** CMIP5 다중모델에 의해 모의된 1950~2100년 시계열. (a) 1986~2005년과 비교한 전지구 연평균 지표온도 변화, (b) 9월 북반구 해빙면적(5년 이동평균), (c) 전지구 평균 해수면 pH. 전망치의 시계열과 불확실성(음영)은 RCP2.6(파랑)과 RCP8.5(빨강) 시나리오에 대해 표시하였다. 검정(회색 음영)은 과거 복원 강제력을 사용하여 모의된 과거의 경향을 나타낸 것이다. 2081~2100년의 평균값과 이와 연관된 불확실성은 색 막대로 모든 RCP 시나리오에 표시하였다. 다중모델 평균을 계산하기 위해서 사용된 CMIP5 모델의 수도 표시하였다. 해빙면적(b)의 경우, 북극 해빙의 기후적인 평균상태와 1979~2012년의 경향성을 가장 가깝게 모의하는 서브셋 모델들의 전망된 평균과 불확실성(최저-최고 범위)을 제시하였다(괄호 안에 제시된 모델의 수). 마지막으로 CMIP5 다중모델 평균을 점선으로 표시하였다. 긴 점선은 거의 해빙이 없는 상태(즉, 해빙면적이 적어도 5년 연속으로 106 km<sup>2</sup>이하 일 때)를 표시한다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 {그림 6.28, 12.5, 12.28~12.31; 그림 TS.15, TS.17, TS.20}



**그림 SPM.8:** (a) 연평균 지표온도 변화, (b) 연평균 강수량의 평균 변화율, (c) 북반구 9월 해빙면적 (d) 해수면 pH 변화에 대해 CIMP5 다중모델을 이용한 RCP2.6과 RCP8.5 시나리오의 2081~2100년 평균값의 결과를 나타냄. (a), (b)와 (d)의 변화는 1986~2005년 기준기간과 비교하여 표시하였다. 다중모델 평균을 계산하기 위해 사용한 CIMP5 모델의 수는 각 패널의 우측 상단에 표시하였다. 패널 (a)와 (b)의 경우, 선영(hatching) 부분은 다중모델 평균이 자연적 내부변동성(20년 평균에서 자연적 내부변동성의 1 표준편차보다 작은 경우)보다 작은 지역을 표시한다. 점묘(stippling) 부분은 다중모델 평균이 자연적 내부변동성(20년 평균에서 자연적 내부변동성의 2 표준편차보다 크다)보다 큰 지역을 표시하고, 모델의 90%가 변화의 경향이 일치하는 경우를 표시한다(박스 12.1). 패널 (c)의 선은 1986~2005년에 대해 모의된 평균이다. 채워진 부분은 금세기 말에 대한 것이다. CIMP5 다중모델 평균은 흰색으로 표시하였고, 기후적 평균상태를 가장 가깝게 재현하는 모델의 서브셋가 예측한 평균 해빙면적(필호 안에 제시된 모델의 수)과 북극 해빙면적의 1979~2012년 변화경향은 밝은 파란색으로 표시하였다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 {그림 6.28, 12.11, 12.22, 12.29; 그림 TS.15, TS.16, TS.17, TS.20}

- RCP8.5 시나리오에 의하면 21세기 말까지 고위도와 적도태평양에서 연평균 강수량이 증가하게 될 가능성이 높다. RCP8.5 시나리오에 의하면 21세기 말까지 많은 중위도와 아열대 건조지역의 경우에는 평균강수량이 감소할 가능성이 높지만, 대부분의 습윤한 중위도지역에서는 평균강수량이 증가할 가능성이 높다(그림 SPM.8). {7.6, 12.4, 14.3}
- 전지구 평균기온이 상승하면 대부분의 중위도 육지와 습윤한 열대에서 호우현상이 급세기 말에는 더 강하고 더 빈번하게 발생할 가능성이 매우 높다(표 SPM.1). {7.6, 12.4}
- 21세기에는 전지구적으로 문순시스템의 영향권에 놓이는 지역이 늘어날 가능성이 높다. 또한 계절풍은 약해질 가능성이 높지만, 대기 수분의 증가로 인해서 문순강수량은 더 강해질 가능성이 높다. 문순의 시작날짜는 더 빨라지거나 크게 변하지 않을 가능성이 높다. 문순의 종료날짜는 더 늦춰질 가능성이 높고 그렇기 때문에 많은 지역에서 문순의 지속기간이 길어질 것이다. {14.2}
- 21세기에 엘니뇨-남방진동(ENSO)은 열대태평양에서 경년변동성이 지배적인 모드로 유지되고, 전지구적으로 영향을 미칠 것이라는 사실은 신뢰도가 높다. 수분 가용성 증가로 인해 지역규모에서 ENSO와 관련한 강수량의 변동성이 커질 가능성이 높다. ENSO의 공간패턴과 규모에 대한 자연변동이 크기 때문에 21세기의 ENSO와 관련 지역의 기후 현상에 대한 구체적인 변화 전망에 대한 신뢰도는 낮다. {5.4, 14.4}

표 SPM.2 : 1986~2005년을 기준으로 한 21세기 중반 및 후반 전지구 평균지표 온도와 평균해수면 상승의 변화 전망 {12.4, 표 12.2, 표 13.5}

변수	시나리오	2046-2065		2081-2100	
		평균	가능성이 높은 범위 <sup>c</sup>	평균	가능성이 높은 범위 <sup>c</sup>
전지구 평균지표 온도 변화(°C) <sup>a</sup>	RCP2.6	1.0	0.4 - 1.6	1.0	0.3 - 1.7
	RCP4.5	1.4	0.9 - 2.0	1.8	1.1 - 2.6
	RCP6.0	1.3	0.8 - 1.8	2.2	1.4 - 3.1
	RCP8.5	2.0	1.4 - 2.6	3.7	2.6 - 4.8
전지구 평균 해수면 상승(m) <sup>b</sup>	시나리오	평균	가능성이 높은 범위 <sup>d</sup>	평균	가능성이 높은 범위 <sup>d</sup>
	RCP2.6	0.24	0.17 - 0.32	0.40	0.26 - 0.55
전지구 평균 해수면 상승(m) <sup>b</sup>	RCP4.5	0.26	0.19 - 0.33	0.47	0.32 - 0.63
	RCP6.0	0.25	0.18 - 0.32	0.48	0.33 - 0.63
	RCP8.5	0.30	0.22 - 0.38	0.63	0.45 - 0.82

주:

(a) CMIP5 앙상블을 기반으로 하여 1986 ~ 2005년 기간을 기준으로 산출된 편차. HadCRUT4 및 불확실성 추정치(5~95% 신뢰구간)를 사용하여 기준 기간(1986~2005)에 관측된 온난화 규모는 1850~1900년에 대해서 0.61 [0.55~0.67]°C이고, 전망에 사용된 AR4 기준 기간인 1980~1999년에 대해서는 0.11 [0.09~0.13]°C이다. 모델과 관측값의 불확실성을 결합하는 방법론이 문헌에 일반적으로 존재하지 않기 때문에 이전 기준 기간에 대한 가능성이 높은 범위는 여기에서 평가하지 않았다. 예측된 변화치와 관측된 변화치를 추가하여도 관측치와 비교한 모델 바이어스의 잠재적 영향과 관측 기준 기간 동안의 자연적 내부 변동성을 설명할 수 없다. {2.4; 11.2; 표 1 2.2, 12.3}

(b) 21개 CMIP5 모델을 기반으로 하여 1986 ~ 2005년 기간을 기준으로 산출된 편차. CMIP5 결과가 없는 특정 AOGCM 및 시나리오의 경우에는 13장의 표 13.5에 설명되어 있는 대로 추정했다. 빙상의 급격한 역학적 변화와 인간에 의한 지표수 저장에 의한 영향은 균일한 확률분포를 가지는 것으로 처리하였고, 대체적으로 시나리오와 독립적인 것으로 취급했다. 그렇다고 해서 이런 영향이 다음 시나리오에 의존하지 않음을 의미하는 것은 아니며, 단지 현재의 지식 수준으로는 그 의존성을 정량적으로 평가할 수 없다는 것이다. 현재까지 우리가 이해하고 있는 사실을 기반으로 할 때 남극 빙상의 해양과 접한 부분만 붕괴되더라도 21세기 중에 발생 가능성이 높은 전지구적 평균 해수면 높이 이상으로 해수면이 크게 상승하는 일이 발생할 수 있다. 21세기 중에 다른 원인에 의해서 해수면이 십 분의 몇 미터 이상 상승하지는 못할 것이라는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다.

(c) 모델에서 전망된 5~95% 범위를 기준으로 계산됨. 이 범위는 모델에서 추가적인 불확실성 또는 다양한 신뢰도를 고려하였기 때문에 발생 가능성이 높은 범위로 평가되었다. 2046~2065년의 전지구적 평균 지표온도 변화에 대한 추정치는 중간 신뢰도를 갖는다. 그 이유는 내부적 변동성의 상대적 중요도와 비온난화 가스 강제력 및 반응의 불확실성이 2081~2100년 보다 더 크기 때문이다. 2046~2065년 사이의 발생 가능한 범위는 5~95% 모델 범위보다 낮은 가까운 미래(2016~2035)의 전지구적 평균 지표 온도 변화에 대해 평가된 범위를 도출하게 된 요인들에 의한 영향을 고려하지 않았다. 그 이유는 더 먼 미래에 대한 예측에 이런 요인들에 의한 영향이 불충분한 과학적 이해도로 인해서 정량화되지 않았기 때문이다. {11.3}

(d) 모델에서 전망된 5~95% 범위를 기준으로 계산됨. 이 범위는 모델에서 추가적인 불확실성 또는 다양한 신뢰도를 고려하였기 때문에 발생 가능성이 높은 범위로 평가되었다. 전지구적 평균 해수면 상승의 전망치에 대한 신뢰도는 양 기간 모두에서 중간이다.

### E.3 대기: 대기질 (Atmosphere: Air Quality)

- 대기질 전망의 범위(지표 부근 대기의 오존과 PM<sub>2.5</sub><sup>17</sup>)는 물리적 기후변화보다는 배출량(CH<sub>4</sub>를 포함)에 의해서 우선 결정된다(중간 신뢰도). 전지구적으로 온난화가 배경지표오존을 감소시킨다는 사실은 신뢰도가 높다. 높은 CH<sub>4</sub>(RCP8.5) 농도는 이 감소를 상쇄시켜서, 작은 CH<sub>4</sub>변화를 가지는 시나리오(RCP4.5, RCP6.0)와 비교하여 2100년에 평균 약 8ppb(현재 수준의 25%) 배경지표 오존을 증가시킬 수 있다(높은 신뢰도). {11.3}
- 다른 모든 조건이 동일하다면, 관측과 모델링의 증거는 오염된 지역에서 국지적인 지표기온 상승이 지역적 화학반응과 배출을 촉진하여 오존과 PM<sub>2.5</sub>의 농도를 최대로 증가시킬 것이라는 사실을 보여준다(중간 신뢰도). PM<sub>2.5</sub>의 경우에 기후변화는 강수현상에 의한 제거뿐만 아니라 자연적인 에어로졸 배출원을 변경시킬 수 있지만, PM<sub>2.5</sub>의 분포에 대한 기후변화의 총체적 영향은 그 신뢰도 평가가 이루어지지 않았다. {11.3}

### E.4 해양(Ocean)

전지구 해양은 21세기동안 지속적으로 온난화될 것이다. 열은 해수면에서 심해까지 전달되어 해양순환에 영향을 미칠 것이다.{11.3, 12.4}

- 가장 강력한 해양온난화는 열대와 북반구 아열대의 해양표층에서 나타날 것으로 전망되었다. 남빙양에서는 온난화가 심해에서 가장 뚜렷하게 나타날 것이다(높은 신뢰도). 21세기 말까지 상층부 100 m에서 해양온난화의 최적 추정치가약 0.6°C(RCP2.6)~2.0°C(RCP8.5) 정도이고, 약 1,000 m 깊이에서는 0.3°C(RCP2.6)~0.6°C(RCP8.5) 정도이다. {12.4, 14.3}
- 21세기에 대서양 자오선면순환(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)은 약화될 가능성이 매우 높다. CMIP5로부터 산출된 AMOC의 감소에 대한 최적추정치와 범위<sup>18</sup>는 RCP2.6에서 11%(1~24%), RCP8.5에서 34%(12~54%)이다. 2050년까지 AMOC가 약간 약화될 가능성이 높지만 내부변동성이 크기 때문에 AMOC가 강화하는 기간도 있을 것이다. {11.3, 12.4}
- 21세기에 고려된 시나리오에서 AMOC가 갑작스런 변화나 붕괴를 경험할 가능성은 매우 낮다. 분석자료의 수가 제한적이고, 결과가 불일치하기 때문에 21세기 이후까지 AMOC의 변화양상을 평가하는 것은 낮은 신뢰도를 갖는다. 그러나 온난화가 대규모로 지속될 경우, 21세기 이후 AMOC의 붕괴 가능성을 배제할 수 없다. {12.5}

### E.5 빙권(Cryosphere)

전지구 평균 지표온도가 상승했기 때문에 21세기에는 북극의 해빙면적이 지속적으로 줄어들고 얇아질 것이며, 북반구 봄철 적설면적이 줄어들 가능성이 매우 높다. 전지구 빙하부피는 더 감소할 것이다. {12.4, 13.4}

- 다중모델 평균에서 북극해빙면적은 21세기 말까지 연중 감소될 것으로 전망되어진다. 9월의 경우 RCP2.6에서 43%, RCP8.5에서 94%범위에 있고, 2월의 경우에는 각각 8%와 34%의 범위에 있다(중간 신뢰도) (그림 SPM.7, SPM.8). {12.4}

<sup>17</sup> PM<sub>2.5</sub>는 대기 중 에어로졸 농도 측정치의 하나로 직경이 2.5 μm미만의 분진이다.

<sup>18</sup> 여기서 범위는 CMIP5 모델 분산도를 가리킨다.

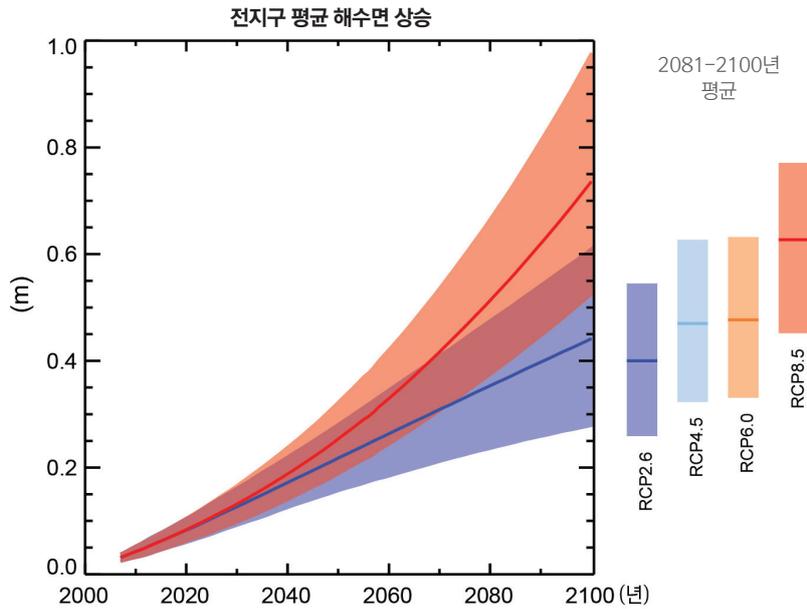
- 북극 해빙면적의 기후적 평균상태와 1979~2012년 경향성을 가장 가깝게 재현하는 서브세트(subset) 모델들의 평가에 기반했을 때 세기 중반 전에 RCP8.5에서 9월에 해빙이 거의 없는 북극해<sup>19</sup>는 가능성이 높다(중간 신뢰도) (그림 SPM.7, SPM.8). 21세기 9월에 해빙이 거의 없는 북극해에 대한 전망은 다른 시나리오 대해서는 신뢰도가 없다.(11.3, 12.4, 12.5)
- 남극의 경우, 전지구 평균 지표온도가 상승함에 따라서 21세기 말에는 해빙면적과 부피가 줄어들 것으로 낮은 신뢰도를 가지고 전망되었다. {12.4}
- 21세기 말까지 남극 주변의 빙하를 제외하고 전지구 빙하부피는 RCP2.6에서는 15~55%가 감소하고, RCP8.5에서는 35~85%가 감소할 것으로 전망되었다(중간 신뢰도). {13.4, 13.5}
- 21세기 말까지 모델평균에 따르면 북반구에서 봄철 적설면적은 RCP2.6의 경우 7%, RCP8.5의 경우 25% 줄어들 것으로 전망되었다(중간 신뢰도). {12.4}
- 전지구 지표기온이 상승함에 따라 북반구 고위도에서 지표부근 영구동토층 면적이 감소할 가능성은 사실상 확실하다. 21세기 말까지 지표부근(상층 3.5m까지) 영구동토층의 면적은 37%(RCP2.6)~81%(RCP8.5) 정도 줄어들 것으로 전망되었다(중간 신뢰도).{12.4}

### E.6 해수면(Sea Level)

21세기에 전지구적으로 평균해수면은 지속적으로 상승할 것이다(그림 SPM.9). 모든 RCP 시나리오에서 해수면 상승률은 해양온난화의 강화와 빙하 및 빙상의 질량감소로 인해서 1971~2010년에 관측된 상승률을 초과할 가능성이 매우 높다. {13.3~13.5}

- 해수면 구성요소에 대한 물리적 이해도의 향상, 과정기반 모델과 관측값의 일치도 향상, 빙상역학 변화의 도입으로 전지구 평균해수면 상승 전망에 대한 신뢰도가 AR4 이후 증가되었다. {13.3 ~13.5}
- 2081~2100년 기간의 전지구 평균해수면은 1986~2005년 보다 RCP2.6에서 0.26~0.55 m, RCP4.5에서 0.32~0.63 m, RCP6.0에서 0.33~0.63 m, RCP8.5에서 0.45~0.82 m 상승할 가능성이 높다(중간 신뢰도). RCP8.5의 경우 2100년 해수면은 0.52~0.98 m 상승하고, 2081~2100년 동안 해수면 상승률은 8~16 mm yr<sup>-1</sup> 이다(중간 신뢰도). 이러한 범위는 과정기반 모델과 빙하 및 빙상 기여도에 대한 문헌 평가를 결합하여 CMIP5 기후전망으로부터 산출한 것이다(그림 SPM.9, 표 SPM.2). {13.5}
- RCP 전망에 21세기 전지구 평균해수면의 상승의 원인으로 열팽창이 30~55%, 빙하가 15~35%를 차지한다. 그린란드 빙상의 표면용해 증가량은 강설량의 증가량을 초과할 것이고, 이는 표면 질량 균형의 변화에서 미래해수면까지 양(+)의 기여를 하게될 것이다(높은 신뢰도). 표면의 용해량은 작을 것이지만, 남극빙상의 강설량이 증가할 것으로 예상되며(중간 신뢰도) 이는 표면질량 균형의 변화로 인한 미래해수면에 대해서 역(-)으로 기여할 것이다. 북극과 남극 빙상 모두에서 흘러나오는 용해수의 변화는 2081~2100년까지 0.03~0.20 m 범위에서 기여할 가능성이 높다(중간 신뢰도). {13.3 ~13.5}
- 현재까지 이해된 수준으로 볼 때 만약 남극빙상의 바다 쪽 부분이 붕괴가 시작된다면 전지구 평균해수면이 21세기 동안의 범위 이상으로 상승할 가능성이 높다. 그러나 21세기 중에는 이러한 추가적인 해수면 상승 기여요소가 수십cm 정도의 해수면 상승을 넘지 못할 거라는 사실은 중간 신뢰도를 갖는다. {13.4, 13.5}

<sup>19</sup> 적어도 연속적으로 5년간 해빙면적이 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>이하로 존재할 때 북극해는 해빙이 거의 없는 상태로 정의한다



**그림 SPM.9 :** RCP2.6과 RCP8.5 배출시나리오에 대해서 CMIP5와 과정기반 모델을 결합하여 1986~2005년과 비교한 21세기 전지구 평균해수면 상승 전망. 가능성이 높은 것으로 평가된 범위는 음영밴드로 표시하였다. 모든 RCP 시나리오에서 2081~2100년 평균에 대해 가능성이 높은 것으로 평가된 범위는 수직의 색 막대로, 중간 값은 수평선으로 표시하였다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 (표 13.5, 그림13.10, 13.11; 그림 TS.21, TS.22)

- 21세기 전지구 평균 해수면상승의 더 높은 전망치의 근거를 검토한 결과, 가능성이 높은 것으로 평가된 범위 이상의 특정 높이의 가능성을 평가하기에는 현재 증거가 충분치 않다는 결론을 얻었다. 많은 준경험 모델이 전망한 전지구 평균해수면 상승은 과정기반 모델 전망보다 높지만(약 2배까지도 높음) 신뢰도에 대해서는 과학계에서 동의가 이루어지지 않았고, 전망에 대한 신뢰도는 낮다. {13.5}
- 해수면상승이 모든 지역에서 동일하게 나타나지는 않을 것이다. 21세기 말까지 전체 해양면적의 약 95% 이상에서 해수면이 상승할 가능성이 매우 높다. 전지구 해안선의 약 70%에서 전 지구 평균해수면 변화의 20% 이내의 해수면 변화를 겪을 것으로 전망된다. {13.1, 13.6}

### E.7 탄소 및 기타 생지화학적 순환(Carbon and Other Biogeochemical Cycles)

기후변화는 탄소순환 과정에 영향을 주고 이런 과정은 대기 중 CO<sub>2</sub> 증가를 강화시킬 것이다(높은 신뢰도). 해양에 의한 탄소 흡수의 증가는 해양산성화를 악화시킬 것이다. {6.4}

- RCP 4종 모두에서 2100년까지 인위적으로 배출된 CO<sub>2</sub>를 해양이 계속 흡수할 것이며 고농도 경로의 경우 흡수량이 더 많아질 것이다(매우 높은 신뢰도). 육지 탄소흡수에 대한 미래 변화는 다소 불확실하다. 모든 RCP에서 대부분의 모델이 미래 육지의 지속적인 탄소흡수를 전망하지만, 일부 모델의 경우 기후변화와 토지이용 변화의 영향이 합쳐져 육지의 탄소흡수 감소를 모의한다. {6.4}
- 지구시스템 모델에 근거하면 21세기에는 기후와 탄소순환이 양의 되먹임이 될 것이라는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 즉, 기후변화가 대기 중 CO<sub>2</sub>의 증가로 초래된 육지와 해양의 탄소 흡수원의 일부를 상쇄할 것이다. 그 결과 인위적으로 배출된 많은 CO<sub>2</sub>가 대기에 남아있게 될 것이다. 백년에서 천년 시간규모에서 기후와 탄소순환 간의 양의 피드백은 고기후자료와 모델링을 통해 그 근거를 찾을 수 있다. {6.2, 6.4}

표 SPM.3 : CMIP5 지구시스템 모델로 모의한 RCP 대기 농도와 비교한 2012~2100년 기간 동안의 누적 CO<sub>2</sub> 배출량 (6.4, 표 6.12, 그림 TS.19)

시나리오	2012~2100년 CO <sub>2</sub> 총누적배출량 <sup>a</sup>			
	GtC		GtCO <sub>2</sub>	
	평균	범위	평균	범위
RCP 2.6	270	140 - 410	990	510-1505
RCP 4.5	780	595 - 1005	2860	2180-3690
RCP 6.0	1060	840 - 1250	3885	3080-4585
RCP 8.0	1685	1415 - 1910	6180	5185-7005

주: (a) 1 Gigatonne of carbon = 1 GtC = 탄소 10<sup>15</sup> gram, 3.667 /GtCO<sub>2</sub>에 해당됨.

- 지구시스템모델은 모든 RCP 시나리오에서 해양산성화가 전지구적으로 심화될 것으로 전망한다. 이에 따른 21세기 말 해수면의 pH 값 감소의 범위<sup>18</sup>는 RCP2.6에서 0.06~0.07, RCP4.5에서 0.14~0.15, RCP6.0에서 0.20~0.21 그리고 RCP8.5에서는 0.30~0.32이 된다(그림 SPM.7, SPM.8). {6.4}
- 15개 지구시스템모델에서 산출된 결과처럼 RCP 대기 CO<sub>2</sub> 농도와 비교할 수 있는 2012~2100년의 CO<sub>2</sub> 누적배출량<sup>20</sup>은 RCP2.6에서 140~410 GtC, RCP4.5에서 595~1005 GtC, RCP6.0에서 840~1250 GtC, RCP8.5에서는 1415~1910 GtC의 범위<sup>18</sup>에 있다(표 SPM.3). {6.4}
- RCP2.6를 이용하여 지구시스템모델에서 2050년까지 산출된 연 CO<sub>2</sub> 배출량은 1990년 수준보다 작다(14~96% 범위)(그림 TS.19). 21세기말까지 모델의 반 정도가 거의 제로 배출량을 모의하지만, 나머지 반은 대기 중의 이산화탄소가 줄어드는 것으로 모의한다. {6.4, 그림 TS.19}
- 21세기에 영구동토층에 저장된 탄소가 녹아서 대기 중으로 CO<sub>2</sub>나 CH<sub>4</sub>로 배출될 양은 RCP8.5에서 50~250 GtC의 범위로 평가된다(낮은 신뢰도). {6.4}

### E.8 기후안정화, 기후변화 이행 및 불가역성(Climatic Stabilization, Climate Change Commitment and Irreversibility)

21세기 후반과 그 이후의 전지구 평균 지표온난화는 주로 CO<sub>2</sub> 누적배출량에 의해서 결정된다(그림 SPM.10). 온실가스의 배출이 중단되어도 기후변화의 양상은 대부분 수백 년 동안 지속될 것이다. 이것은 수세기동안 발생된 주요 기후변화가 과거, 현재, 미래의 이산화탄소 배출량에 의해 지속됨을 의미한다. {12.5}

- 누적 CO<sub>2</sub> 총 배출량과 전지구 평균 지표온도의 변화는 거의 선형적인 관계를 가진다(그림 SPM. 10). 주어진 온난화 정도는 누적된 이산화탄소 배출량<sup>21</sup>과 관련이 있다. 따라서 초기의 배출량이 많으면 많을수록 후에 배출량을 더 많이 줄여야 한다. {12.5}
- 인위적인 CO<sub>2</sub> 배출만으로 발생한 온난화를 1861~1880년<sup>22</sup> 이후 2°C 이하로 억제하는 확률이 각각 >33%, >50%, >66%이라면, 같은 기간동안 인위적인 원인으로 배출되는 누적 CO<sub>2</sub>량을, 0~1570 GtC (5760 GtCO<sub>2</sub>), 0~1210 GtC (4440 GtCO<sub>2</sub>), 0~1000 GtC (3670 GtCO<sub>2</sub>) 이하로 유지해야 한다<sup>23</sup>. RCP2.6에서처럼 비-CO<sub>2</sub> 강제력을 고려할 때는 상한은 900 GtC (3300 GtCO<sub>2</sub>), 820 GtC (3010 GtCO<sub>2</sub>), 790 GtC (2900 GtCO<sub>2</sub>)이 저감되어야 한다. 2011년까지 515 [445~585] GtC (1890 [1630~2150] GtCO<sub>2</sub>)가 이미 배출되었다. {12.5}

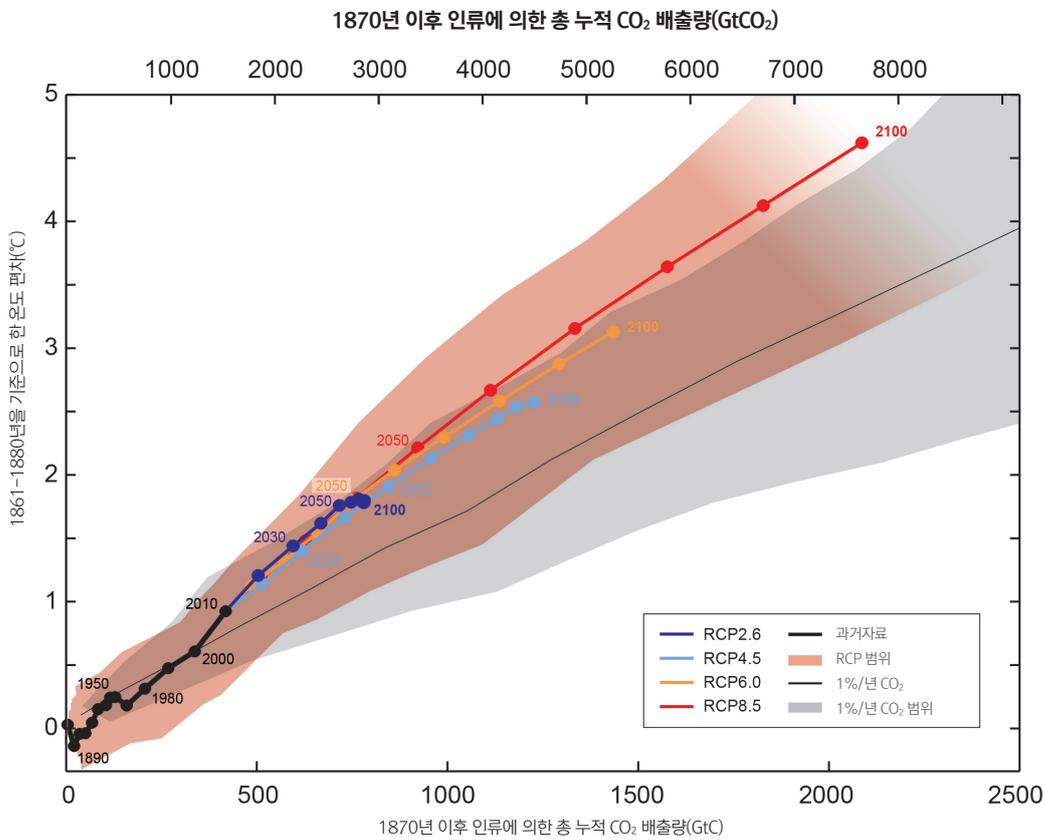
<sup>20</sup> 화석연료, 시멘트, 산업과 폐기물 부문

<sup>21</sup> 이산화탄소 배출량 범위의 정량화는 비이산화탄소 원인을 고려하여 결정한다.

<sup>22</sup> 모델로부터 산출 가능한 첫 20년 기간

<sup>23</sup> 누적탄소배출량에 대한 단기기후반응(Transient Climate Response to Cumulative Carbon Emission, TCRE)을 바탕으로 계산한 것임(D.2절)

- 온난화 목표치를 낮추기 위해서 혹은 특정한 목표치 이하로 유지할 가능성을 높이기 위해서는 누적된 CO<sub>2</sub>의 배출량을 낮춰야 한다. 비-CO<sub>2</sub> 온실가스의 증가, 에어로졸의 감소 및 영구동토층에서 배출되는 온실가스의 양을 고려하면, 특정 온난화 목표치를 달성하기 위해서 배출 할 수 있는 누적 CO<sub>2</sub> 배출량은 더 적어진다(그림 SPM. 10). {12.5}
- 장기간에 걸쳐서 대기 중 이산화탄소를 대량으로 제거하는 경우를 제외하면 CO<sub>2</sub> 배출로 인한 인위적인 기후변화의 많은 부분은 수세기 또는 수천 년 시간 규모에서 돌이킬 수 없다. 인위적인 순 CO<sub>2</sub> 배출이 완전히 멈춘 이후에도 지표온도는 수세기 동안 높은 정도를 거의 일정하게 유지할 것이다. 해양표면에서 심해로 장기간 열이 전달되어 발생한 해양온난화는 수세기 동안 지속될 것이다. 시나리오에 따라 다르지만, 배출된 CO<sub>2</sub>의 15~40%가 1,000년 이상 대기 중에 남아 있을 것이다. {박스 6.1, 12.4, 12.5}
- 수세기 동안 지속된 열팽창으로 인해 해수면이 상승한 것과 같이, 2100년 이후에도 전 지구 평균해수면 상승이 지속될 것은 **사실상 확실하다**. 2100년 이후를 모의하는 소수 모델에서 산업화 이전부터 2300년까지 전지구 평균해수면 상승은 RCP2.6에서처럼 CO<sub>2</sub> 농도가 최대에 도달했다가 감소하여 500 ppm 이하로 감소하는 복사강제력(RF)의 경우 1 m 미만이 될 것이다. RCP8.5에서처럼 700 ppm 이상의 CO<sub>2</sub> 환산 농도(단, 1500 ppm 미만)에 해당하는 복사강제력의 경우 1~3 m 상승할 것으로 전망된다(중간 신뢰도). {13.5}



**그림 SPM.10** : 다양한 증거로부터 산출한 전지구 누적 총 CO<sub>2</sub> 배출량의 함수로서 전지구 평균온도 상승. 2100년까지 각각의 RCP에 대해 기후-탄소순환 모델에서 도출된 다중모델 결과를 여러 색의 선과 10년 평균(점)으로 표시하였다. 일부 10년평균은 명확성을 위해서 표시하였다(예를 들어 2050년은 2040~2049년을 나타냄). 과거 기간(1860~2010년)에 대한 모델결과는 검정색으로 표시하였다. 밝은 오렌지 면으로 표시된 것은 RCP 4종 시나리오의 다중모델 범위를 나타내며, RCP8.5의 경우 가용모델의 수가 줄어들면 점점 사라진다. CO<sub>2</sub>가 연 1%씩 증가함(연간 CO<sub>2</sub> 1% 모의)에 따라 강제되는 CMIP5 모델에서 모의된 다중모델 평균과 범위는 검정색 얇은 선과 회색으로 표시하였다. 특정 누적 CO<sub>2</sub> 배출량에 대한 연간 1% CO<sub>2</sub> 모의는 부가적인 비-CO<sub>2</sub> 원인을 포함하는 RCP에 의해서 도출되는 것보다 작은 온난화를 보여준다. 기준 기간은 기온의 경우 1861~1880년이고, 배출량은 1870년이다. 10년 평균은 직선으로 연결한다. 보다 상세한 방법론은 TS 보충자료를 참조 {그림 12.45; TS TFE.8, 그림 1}

- 빙상의 지속적인 질량손실은 더 큰 해수면상승을 일으키고, 일부 빙상의 질량손실은 되돌릴 수 없다. 임계값보다 더 큰 온난화가 지속되면 천년 또는 그 이상의 기간에 걸쳐 그린란드 빙상이 거의 완전히 사라지고, 그로인해 전지구 평균해수면이 최대 7 m 높아질 수 있다는 사실은 높은 신뢰도를 가진다. 산업화 이전과 비교해서 현재의 추정치는 임계값이 약 1°C 이상(낮은 신뢰도), 4°C 미만의 전지구 평균온난화(중간 신뢰도) 범위에 있다. 기후 강제력에 반응한 남극빙상의 잠재적 불안정성으로 급속하고, 되돌릴 수 없는 빙하손실의 가능성이 있지만, 현재 가지고 있는 증거와 해석은 정량 평가를 하기에 아직 충분치 않다. {5.8, 13.4, 13.5}
- 지구공학(geoengineering)이라고 불리는 기후변화에 대응할 수 있도록 기후시스템을 의도적으로 변경시키는 방법들이 제안되었다. 태양복사관리(Solar Radiation Management, SRM) 및 이산화탄소 제거(Carbon Dioxide Removal, CDR)방법과 기후 시스템에 대한 이들의 영향을 정량적으로 평가하기에는 증거가 충분하지 않다. 이산화탄소 제거방법(Carbon Dioxide Removal, CDR)은 전지구 규모에 적용하기에는 생지화학적과 기술적인 한계가 있다. 1세기의 규모에서 이산화탄소 제거방법을 통해서 감축할 수 있는 CO<sub>2</sub>량을 정량화할 수 있는 지식은 아직까지 충분하지 않다. 몇몇 모의결과에 따르면 태양복사관리(Solar Radiation Management, SRM) 같은 방법이 전지구 기온상승을 크게 상쇄할 수 있는 잠재력을 갖고 있지만 이러한 방법들은 전지구 물순환도 바꾸게 될 것이며, 해양의 산성화는 막을 수 없다. 어떤 이유로든 SRM이 중단되면 전 지구 지표온도는 온실가스 강제력과 같은 수준까지 매우 빠르게 상승할 것이라는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. CDR와 SRM 방법들은 전지구적으로 의도치 않은 부작용들을 동반할 수 있다. {6.5, 7.7}

### 박스 SPM.1: 대표농도경로(Representative Concentration Pathways, RCPs)

IPCC 제1실무그룹의 기후변화 전망은 미래 온실가스 및 에어로졸의 배출량 또는 농도, 기타 온난화 원인에 대한 정보가 필요하다. 이 정보는 다양한 인간활동 시나리오로 표현된다(이 보고서에서는 평가하지 않음). 제1실무그룹에서 사용한 시나리오는 인위적 배출량에 초점을 맞추고, 태양 및 화산강제력, 자연적으로 배출되는 CH<sub>4</sub>나 N<sub>2</sub>O 같은 자연적 원인의 변화는 고려하지 않는다.

IPCC 제5차 평가보고서를 위해서 과학계는 대표농도경로(RCP, 용어집 참조)라고 부르는 4종 새로운 시나리오를 정의했다. 이 시나리오들은 RCP2.6의 2.6 Wm<sup>-2</sup>, RCP4.5의 4.5 Wm<sup>-2</sup>, RCP6.0의 6.0 Wm<sup>-2</sup>, RCP8.5의 8.5 Wm<sup>-2</sup> 등 각각 1750년을 기준으로 한 2100년 총 복사 강제력으로 정의한다. CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 결과에 따라서 이들 값은 지시자로만 이해되어야 한다. 그 이유는 특정 모델의 특성과 단수명 기후강제요인의 처리방법에 따라 모든 원인의 기후강제력이 모델 별로 달라지기 때문이다. 이들 4종의 시나리오는 매우 낮은 강제력 수준에 도달하는(RCP2.6) 1개의 완화시나리오, 2개의 안정화 시나리오(RCP4.5, RCP6.0), 1개의 고농도온실가스 배출시나리오(RCP8.5)를 포함한다. RCP에는 제3차 평가보고서와 제4차 평가보고서에서 사용되었던 비기후 정책 SRES(Special Report on Emissions Scenarios) 시나리오와 비교했을 때 21세기의 다양한 기후정책을 포함한다. RCP6.0과 RCP8.5의 경우, 복사강제력이 2100년까지 정점에 도달하지 않지만 RCP2.6의 경우에는 정점에 도달했다가 감소하고, RCP4.5의 경우에는 2100년까지 안정화된다. 각각의 RCP는 토지이용 변화, 부문별 대기오염 물질의 배출량에 대한 높은 공간해상도 자료를 공급하고, 2100년까지 연별 온실가스 농도와 인위적 배출량을 구체적으로 제공한다. 각각의 RCP는 통합평가모델, 단순 기후모델, 대기화학 및 전지구 탄소순환모델에 근거한다. RCP는 다양한 범위의 총강제력 값을 사용하지만 문헌에 제시된 모든 배출량을 고려하지는 못하고, 특히 에어로졸은 제한적이다.

대부분의 CMIP5와 지구시스템 모델(ESM)에 의한 모의는 대부분 2100년까지 CO<sub>2</sub> 농도가 약 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5), 670 ppm (RCP6.0), 936 ppm (RCP 8.5)에 도달 할 것이라는 가정하에 수행된다. CH<sub>4</sub>와 N<sub>2</sub>O의 농도를 고려하면 CO<sub>2</sub> 환산 농도는 475 ppm(RCP2.6), 630 ppm (RCP4.5), 800 ppm (RCP6.0), 1313 ppm (RCP8.5)이다. RCP8.5의 경우, 통합평가 모델들에서 제공되는 것처럼 가정된 CO<sub>2</sub> 배출량을 이용하여 추가적인 CMIP5 ESM 모의가 수행된다. 화학적으로 반응하는 가스(CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, HFC, NO<sub>x</sub>, CO, NMVOC)의 RCP 가정배출량을 이용해서 모든 RCP에 대해서 갱신된 대기화학자료와 모델(CMIP5의 대기화학과 기후 구성요소를 포함)을 가지고 추가적인 계산을 수행했다. 이러한 모의를 통해서 탄소순환 되먹임 현상 및 대기화학성질과 관련된 불확실성을 분석 할 수 있다.



# 기술 요약보고서



## 기술 요약보고서

### 총괄 주요저자:

Thomas F. Stocker (스위스), Qin Dahe (중국), Gian-Kasper Plattner (스위스)

### 주요 저자:

Lisa V. Alexander (오스트레일리아), Simon K. Allen (스위스/뉴질랜드), Nathaniel L. Bindoff (오스트레일리아), François-Marie Bréon (프랑스), John A. Church (오스트레일리아), Ulrich Cubasch (독일), Seita Emori (일본), Piers Forster (영국), Pierre Friedlingstein (영국/벨기에), Nathan Gillett (캐나다), Jonathan M. Gregory (영국), Dennis L. Hartmann (미국), Eystein Jansen (노르웨이), Ben Kirtman (미국), Reto Knutti (스위스), Krishna Kumar Kanikicharla (인도), Peter Lemke (독일), Jochem Marotzke (독일), Valérie Masson-Delmotte (프랑스), Gerald A. Meehl (미국), Igor I. Mokhov (러시아), Shilong Piao (중국), Venkatachalam Ramaswamy (미국), David Randall (미국), Monika Rhein (독일), Maisa Rojas (칠레), Christopher Sabine (미국), Drew Shindell (미국), Lynne D. Talley (미국), David G. Vaughan (영국), Shang-Ping Xie (미국)

### 기여 저자:

Myles R. Allen (영국), Olivier Boucher (프랑스), Don Chambers (미국), Jens Hesselbjerg Christensen (덴마크), Philippe Ciais (프랑스), Peter U. Clark (미국), Matthew Collins (영국), Josefino C. Comiso (미국), Viviane Vasconcellos de Menezes (오스트레일리아/브라질), Richard A. Feely (미국), Thierry Fichet (벨기에), Gregory Flato (캐나다), Jesús Fidel González Rouco (스페인), Ed Hawkins (영국), Paul J. Hezel (벨기에/미국), Gregory C. Johnson (미국), Simon A. Josey (영국), Georg Kaser (오스트리아/이탈리아), Albert M.G. Klein Tank (네덜란드), Janina Körper (독일), Gunnar Myhre (노르웨이), Timothy Osborn (영국), Scott B. Power (오스트레일리아), Stephen R. Rintoul (오스트레일리아), Joeri Rogelj (스위스/벨기에), Matilde Rusticucci (아르헨티나), Michael Schulz (독일), Jan Sedláček (스위스), Peter A. Stott (영국), Rowan Sutton (영국), Peter W. Thorne (미국/노르웨이/영국), Donald Wuebbles (미국)

### 감수자:

Sylvie Joussaume (프랑스), Joyce Penner (미국), Fredolin Tangang (말레이시아)

### 이 기술 요약보고서는 아래와 같이 인용되어야 한다:

Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan and S.-P. Xie, 2013: Technical Summary. In: 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.



## TS.1 서론

*기후변화 2013: 과학적 근거 (Climate Change 2013: The Physical Science Basis)*는 기후변화에 관한 정부간 패널(Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC) 제5차 평가보고서에 제출된 실무그룹 I(WGI)의 보고서다. 이 보고서는 기후변화의 과학적 측면을 종합적으로 평가하여 과거를 이해하고 현재를 기록하며 미래 기후변화를 전망하는 것과 관련이 있는 요소들에 초점을 맞추고 있다. IPCC 제4차 평가보고서(AR4)<sup>1</sup>와 최근 발표된 기후변화 적응의 발전을 위한 극한현상 및 재해의 위험관리 특별보고서(Special Report on Managing the Risk of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: SREX)<sup>2</sup>를 토대로 하는 이 평가는 14개 장과 3개 부속서로 제공된다. 각 장은 기후시스템의 모든 구성요소의 변화에 대한 직접 및 프록시(proxy) 관측결과를 다룬다. 즉 강제력 변화에 대한 기후시스템 민감도와 반응을 결정하는 기후시스템의 모든 구성요소 내에서 발생하는 다양한 과정과 상호작용에 대한 현재의 지식수준을 평가하며, 대기조성의 변화 및 그에 따른 복사강제력<sup>3</sup>, 기후변화 탐지 및 원인규명 간의 관련성을 정량화한다. 기후시스템의 모든 구성요소에 대한 변화 전망은 새로운 시나리오에 의하여 강제된 모델 모의결과를 토대로 한다. 또한 보고서는 별도의 장을 구성하여 과거 및 미래 해수면 변화에 대한 종합적인 평가를 제공한다. 지역 기후변화 정보는 전지구 및 지역 기후전망에 관한 지도(부속서 1)의 형태로 제공되며, '부속서 2: 기후시스템 시나리오와 관련된 표'와 '부록3: 용어'가 이를 보완한다.

기술 요약보고서의 주요 목적은 주보고서 14개 장에 제시된 다양한 독립된 증거들에 대한 충분한 평가와 굉장히 잘 요약된 보고서인 WGI 정책결정자를 위한 요약보고서간의 연결을 제공하는 것이다. 따라서 이번 평가에서 다루지는 구체적인 주제들에 관한 전체 정보를 원하는 독자들에게 이 기술 요약보고서가 좋은 출발점이 될 것이다. 이를 위해 기술 요약보고서는 전체 평가가 있는 각 장과 절을 가리키는 표시를 포함하고 있다. 여기서는 기후시스템에서 상호 연결된 많은 과정과 연관된 정책관련 주제들을 여러 장에 걸쳐 다루며, 이러한 정보들을 빠르게 살펴볼 수 있도록 정책관련 주요주제(TFE, Thematic Focus Elements)를 제공하고 있다.

불확실성의 표현은 평가에 대한 추적 가능한 해석을 가능하게 한다는 점에서 이 보고서의 필수적인 부분이다(박스 TS.1 참고). 이 평가의 주요 결과에 대한

불확실성 정도는 과학적 이해에 대한 저자들의 평가를 토대로 증거의 유형, 양, 질, 일관성 그리고 해당 과학연구에 대한 일치 수준에 따른 신뢰도 수준으로 표현된다<sup>4</sup>. 신뢰도는 정성적으로 표현된다. 즉 결과의 불확실성에 대한 정량적 측정은 관측의 통계분석 또는 모델 결과(또는 둘 다) 및 전문가 평가를 토대로 확률적으로 표현되는 것이다. 또한 적절한 경우 결과는 불확실성을 나타내는 수식어를 이용하지 않고, 사실에 대한 진술로서 표현된다(1장 및 박스 TS.1 참고).

기술 요약보고서는 네 개의 주요 절에서 평가 결과를 제공한다. TS. 2는 기후시스템의 변화 관측에 관한 평가를 다루고, TS. 3은 복사강제력의 측면에서 표현되는 기후변화의 다양한 자연적, 인위적 원인에 관한 정보를 요약 제시한다. TS. 4는 관측된 기후변화의 정량적 이해에 관한 평가를 제공하고, TS. 5는 지역 및 전지구적 규모에서 21세기 전반에 걸친 미래 기후변화전망에 관한 평가결과를 요약 제공한다. TS. 6은 TS. 2부터 TS. 5에서 나타나는 WGI 평가의 주요 불확실성을 살펴본다. WGI AR5의 다양한 요소들과 관련이 있는 전체 9개의 정책관련 주요주제(Thematic Focus Elements, TFE)는 주요 네 개 TS 절 전반에 걸쳐 있으며, 독립적으로 읽을 수 있도록 시각적으로 본문과 구분되어 표시되어 있다.

이 기술 요약보고서의 실제 단락의 근거는 전체 보고서의 관련 장에서 찾을 수 있다. 이러한 참고 표시는 종괄호로 제시하였다.

TS

<sup>1</sup> IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

<sup>2</sup> 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, 582 pp.

<sup>3</sup> 복사강제력(RF)은 외부섭동에 대한 반응에 따른 지구 에너지 수지의 순 변화를 나타내는 척도로 평방미터 당 와트로 표현한다. (Wm<sup>-2</sup>): 박스 TS. 2 참고

<sup>4</sup> Mastrandrea, M.D., C.B. Field, T.F. Stocker, O. Edenhofer, K.L. Ebi, D.J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K.J. Mach, P.R. Matschoss, G.-K. Plattner, G.W. Yohe, and F.W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

**박스 TS.1: 불확실성 처리**

IPCC 제5차 평가보고서의 주요저자들을 위한 불확실성의 일관된 처리에 관한 지침(Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties)에 따라 WGI 기술 요약보고서와 WGI 정책결정자를 위한 요약보고서는 과학적 이해에 관한 주요저자 팀의 평가에 기반한 주요 결과의 확실성 정도에 대한 의사 전달에 있어서 다음 두 가지 척도를 이용한다.

- 증거의 유형, 양, 질, 일관성(예: 물리적 이해, 이론, 자료, 모델, 전문가 평가)과 일치 수준에 기반한 결과의 타당성에 관한 신뢰도. 신뢰도는 정성적으로 표현한다.
- 확률적으로 표현되는 결과의 불확실성에 대한 정량적 측정(관측의 통계분석 또는 모델 결과, 전문가 평가를 토대로 한다).

AR5의 지침은 IPCC 3, 4차 평가보고서를 작성하기 위해 제공된 지침을 개선한 것이다. 불확실성에 대한 개정된 지침 적용, 새로운 정보의 가용성, 개선된 과학적 이해, 자료 및 모델에 대한 지속적인 분석, 평가에 적용된 방법론의 특정한 차이로 인해, 이 보고서에 기록된 결과의 불확실성 평가와 AR4와 SREX에서의 불확실성 평가를 직접 비교하는 것은 어렵다. 일부 기후변수의 경우, 다른 측면이 평가되었기 때문에 직접적인 비교가 부적절할 수 있다.

각각의 주요 결과는 관련된 증거와 합의에 대한 주요 저자들의 평가를 토대로 한다. 신뢰도 척도는 결과의 타당성에 관한 주요 저자들의 판단에 대한 정성적인 총합(증거 및 합의에 대한 평가를 통해 결정)을 제공한다. 불확실성이 확률적으로 정량화될 수 있다면, 주요저자들은 수정된 가능성 표현 또는 더 정확한 확률 표현을 이용해 결과를 특정화할 수 있다. 별도의 언급이 없는 한, 높은 또는 매우 높은 신뢰도는 주요저자 팀이 가능성 용어를 부여한 결과와 관련이 있다.

다음의 요약된 용어는 이용 가능한 증거(제한적, 중간, 확실한) 및 일치 수준(낮은, 중간, 높은)을 설명하는 데 이용된다. 신뢰도 수준은 다섯 개 수식어(매우 낮은, 낮은, 중간, 높은, 매우 높은)를 이용해 이탤릭체로 표현된다(예: 중간 신뢰도). 박스 TS. 1, 그림1은 증거와 일치 및 그들과 신뢰도와의 관계를 요약적으로 보여준다. 그 관계는 유연한 편인데 주어진 증거 및 일치에 대한 설명에 서로 다른 신뢰도 수준이 부여될 수 있지만, 증거 및 일치 수준이 높아지는 것은 신뢰도가 높아지는 것과 관계가 있다.



**박스 TS.1, 그림 1:** 증거 및 일치도 표현과 신뢰도와의 관계. 신뢰도는 우 상향으로 갈수록 높아진다(질게 표시된 부분). 일반적으로 증거는 일관되고 독립적이며 양질의 증거들이 여러 개일 때 가장 확실하다.(그림 1.11)

평가된 가능성을 정의하는 데 사용된 용어는 다음과 같다(이탤릭체로 표기).

<b>용어*</b>	<b>발생 가능성</b>
사실상 확실한(Virtually certain)	99-100% 확률
가능성이 매우 높은(Very likely)	90-100% 확률
가능성이 높은(Likely)	66-100% 확률
가능성이 있는(About as likely as not)	33-66% 확률
가능성이 낮은(Unlikely)	0-33% 확률
가능성이 매우 낮은(Very unlikely)	0-10% 확률
가능성이 매우 희박한(Exceptionally unlikely)	0-1% 확률

\* 적절한 경우 추가 용어(대단히 높은(extremely likely): 95-100% 확률, 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높은(more likely than not): >50-100% 확률, 가능성이 대단히 낮은(extremely unlikely): 0-5% 확률)도 사용될 수 있다.

## TS.2 기후시스템의 변화 관측

{2.4.1, 2.4.3, 2장 보충자료 2.SM.3}

### TS.2.1 서론

기후시스템 관측은 직접적인 자연적, 생지화학적 측정과 지상국과 위성으로부터의 원격탐사 정보, 장기 고기후 기록을 토대로 한다. 전지구적인 관측(19세기 중반부터 시작된 관측기록 시대 이후)과 복원된 고기후 정보는 수백 년에서부터 몇 백만 년 전으로 기록을 확대하여 대기, 해양, 빙권, 지표의 종합적인 변동과 장기적인 변화에 관한 큰 그림을 제시한다.

이 절은 기후변화 관측 증거에 대한 평가를 요약하여 제시한다. AR4이후 대기, 지표, 해양, 빙권 관측자료의 가용성, 수집, 특성, 분석 측면에서 상당한 진전이 있었다. 기후시스템의 다양한 측면이 기후변화의 증거를 보여주고 있다. {2, 3, 4, 5, 6, 13}

### TS.2.2 온도변화

#### TS.2.2.1 지표

19세기 후반 이후 전지구평균 지표온도(Global Mean Surface Temperature: GMST)가 증가해 온 것은 확실하다(그림 TS.1, TS.2). 관측 기록에 의하면, 지표는 최근 30년에서 각각의 10년은 모두 그 이전 10년보다 더 따뜻했고, 2000-2009년의 10년이 가장 더웠다. 선형 변화 경향에 따르면<sup>5</sup> 전지구적으로 평균화한 지표온도-해양온도 결합자료는 독립적으로 생산된 다수의 자료세트가 존재할 때는 1880-2012년까지 0.85[0.65-1.06]°C<sup>6</sup>의 상승을 보이고, 독립적으로 생산된 세 개의 자료세트를 기반으로 했을 때는 1901-2012년까지 약 0.89[0.69-1.08]°C, 1951-2012년까지는 약 0.72[0.49-0.89]°C의 상승을 보인다. 위에서 언급된 독립적으로 생산된 세 개의 자료세트 중에 가장 긴 기간의 기록을 가지고 있는 전지구 평균 지표온도 자료세트인 HadCRUT4(Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set 4)를 근거로 하면 1850-1900년까지의 평균과 2003-2012년까지의 평균 간 총 증가량은 0.78[0.72-0.85]°C이다. HadCRUT4와 추정된 불확실성을 이용해 계산하면 1850-1900년(초기 산업시대)부터 1986-2005년(모델링 관련 장과 부록 1 지도(Atlas)의 기준기간)까지 0.61°C [0.55-0.67]의 온도 상승이 있었다. 또한 1950년 이후 전지구 규모에서 최고 및 최저 지표온도가 상승한 것은 **사실상 확실하다**.<sup>7</sup>

수십 년간의 뚜렷한 온난화에도 불구하고, 몇몇 기간은 약한 경향을 보이면서 온난화 속도와 관련해 상당한 경년-십년 변동성이 존재한다(1998년 이후의 온난화 중단 포함)(그림 TS.1). 지난 15년 간의 온난화 속도(1998-2012년: 10년당 0.05°C[-0.05-0.15])는 1951년 이후의 경향보다 작다(1951-2012년에 10년당 0.12°C [0.08-0.14]). 짧은 기간의 경향성은 불확실하며 첫 해와 마지막 해의 영향을 많이 받는다. 예를 들어, 1995, 1996, 1997년을 기준으로 각각 15년 후까지의 경향을 보면 순서대로 10년동안 0.13[0.02-0.24]°C, 0.14[0.03-0.24]°C, 0.07[-0.02-0.18]°C로 상승하였다. 관측소의 관측 자료로부터 수집한 전지구 및 지역의 지표 기온을 독립적으로 분석한 몇몇 자료는 지표 기온이 상승하고 있다는 데 대해 폭넓은 일치를 보여준다. 해수면 온도 또한 상승했다. 각기 다른 측정 방식(예: 위성 자료)을 이용하여 새로운 해수면 온도 자료에 대한 상호비교를 통해 기록의 오류 및 편향에 대한 이해가 높아졌다. {2.4.1-2.4.3; 박스 9.2}

보정되지 않은 도시열섬 효과와 토지이용 변화 효과가 추정된 100년 전지구 평균 지표기온을 보고된 경향의 10%이상 끌어올렸을 가능성이 낮다. 이는 평균 값이다. 도시열섬 및 토지이용 변화가 급격하게 증가한 일부 지역의 경우, 지역적 경향에 미치는 영향이 상당히 클 수 있다. {2.4.1}

20세기 이후 연평균 지표 온난화가 지난 5,000년간 북반구 중, 고위도 지역에서의 장기적인 냉각 경향을 바꿔 놓았다(높은 신뢰도). 연평균 북반구 기온의 경우, 지난 800년 중 1983-2012년이 가장 온난했던 30년이었을 가능성이 매우 높고(높은 신뢰도), 지난 1400년 중 가장 온난했던 30년이었을 가능성이 높다(중간 신뢰도). 이러한 진술은 다양한 프록시 자료와 통계방식을 이용한 여러 가지 복원법을 통해 관측 기온을 비교함으로써 뒷받침될 수 있으며, AR4와도 일치한다. 대륙규모에서의 지표 온도 복원은 일부 지역에서는 20세기 중반처럼 온난하고 또 다른 지역에서는 20세기 후반처럼 온난했던 중세온난기(950-1250년)의 수십 년 주기 간격을 제시한다(높은 신뢰도). 이러한 지역적인 온난화 기간은 20세기 중반 이후의 온난화만큼 많은 지역에서 동시에 존재하지 않는다(높은 신뢰도). 복원과 모의결과 간의 비교에 의하면 외부경로, 태양, 화산 강제력뿐 아니라 내부 변동성도 중세온난기와 소빙하기(1450-1850년) 사이의 지표-온도 변화의 공간 패턴과 시기에 상당한 기여를 했다(높은 신뢰도). {5.3.5, 5.5.1}

<sup>5</sup> 온난화는 HadCRUT4(Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set 4), MLOST(Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis), GISTEMP(Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis) 자료세트를 통해 산출된 선형변화경향의 추정값을 토대로 한 가장되지 않은 평균값으로 보고된다(그림 TS.2; 절 2.4.3 참고).

<sup>6</sup> WGI 이 AR5에 제출한 자료에서, 별도의 언급이 없는 한 불확실성은 90% 불확실성 구간을 이용해 정량화된다. 대괄호로 표시된 90% 불확실성 구간은 추정된 값을 포함할 가능성이 90%일 것으로 기대된다. 불확실성 구간의 상위 종점은 추정된 값을 초과할 가능성이 95%이며, 하위 종점은 추정된 값보다 낮을 확률이 95%이다. 이용 가능한 경우, 최적의 추정값이 제시된다. 불확실성 구간은 상응하는 최적의 추정과 대칭일 필요가 없다.

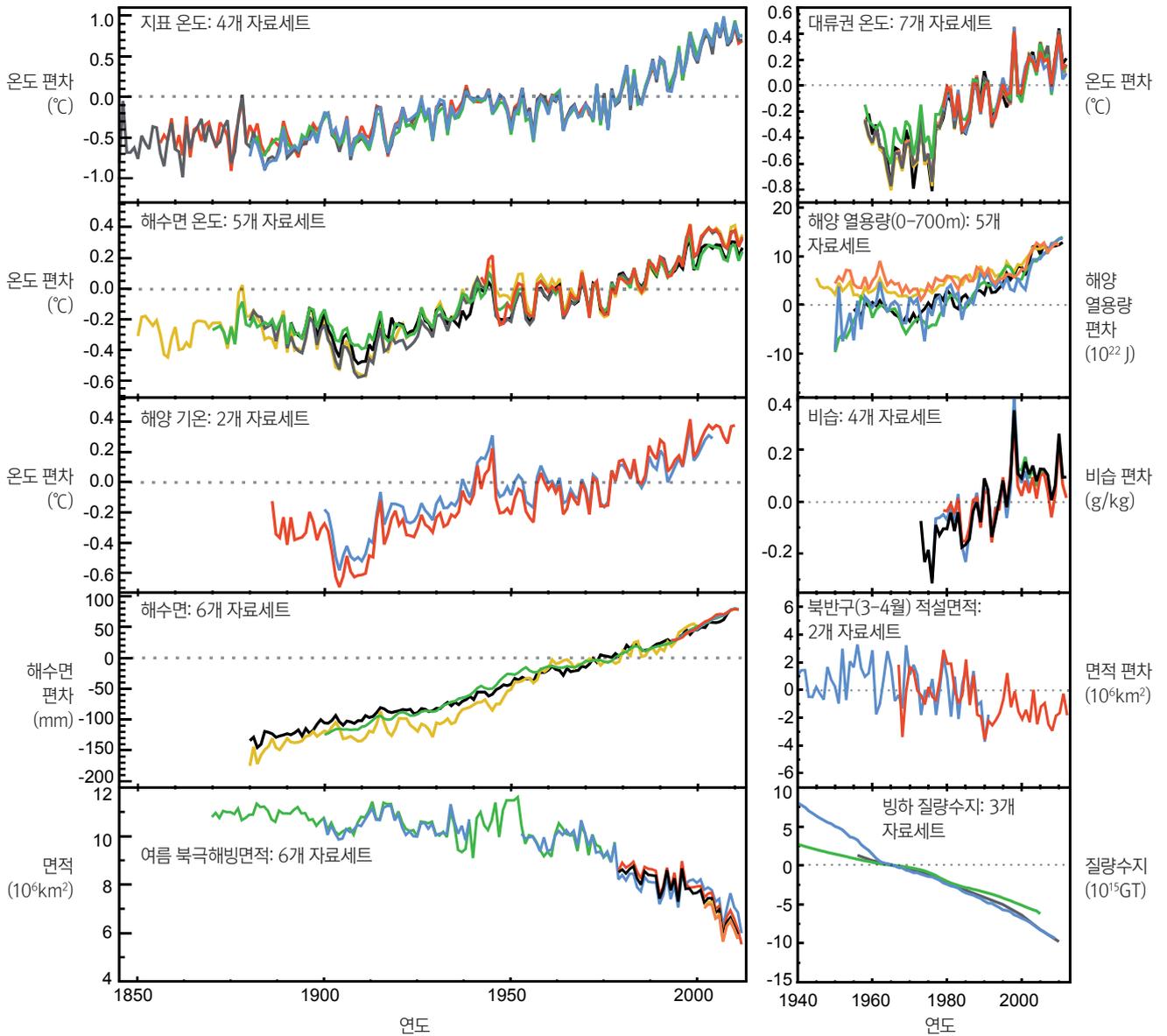
<sup>7</sup> 이 단락에서 언급된 두 개의 온도변화 산출방법은 모두 AR4에서도 사용되었다. 첫 번째는, 예를 들어 1880년/2012년처럼 각기 다른 두 해의 모든 요소에서의 최적의 선형변화경향을 이용하여 차이를 산출해내는 방법이다. 두 번째는, 예를 들어 1850-1900년/2003-2012년처럼, 각기 다른 두 개의 일정한 기간의 평균값 차이를 산출해내는 방법이다. 그러므로 결과값과 그들의 90% 불확실성 구간을 직접 비교하는 것은 어렵다.

TS.2.2.2 대류권과 성층권

라디오존데와 위성 센서의 측정값에 대한 여러 독립적인 분석에 의하면, 20세기 중반 이후 전지구적으로 대류권의 온난화와 성층권의 냉각화가 이뤄진 것은 사실상 확실하다 (그림 TS.1). 이러한 경향들의 징후에 대한 완전한 합의에도 불구하고, 온도 변화율에 대한 이용 가능한 추정치 간에 상당한 불일치가 존재한다. 특히 라디오존데에서 원활하게 표본이 추출된 북반구 중위도 대류권 바깥에서 불일치가 나타난다. 이러한 점에서 북반구 중위도 대류권의 수직 구조와 변화율에 대한 신뢰도는 중간이며, 그 외 신뢰도는 낮은 수준이다. {2.4.4}

TS.2.2.3 해양

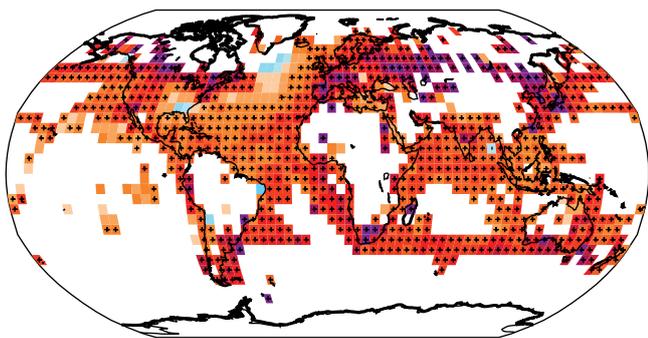
1971-2010년의 해양 상층부(700 m 이상)가 온난화된 것은 **사실상 확실하며**, 1870년대부터 1971년 기간에 온난화되었을 가능성이 높다(그림 TS.1). 1971년 이전 변화에 대한 확실성은 상대적으로 적은 초기의 표본으로 인해 낮다. 과거 해양 상층부 온도 측정에서의 기기편향이 파악되었으며, AR4 이후 감소하면서 1970년대와 1980년대에 주로 나타난 온도와 해양 상층부 열용량의 인위적인 10년 변동성이 감소했다. {3.2.1-3.2.3, 3.5.3}



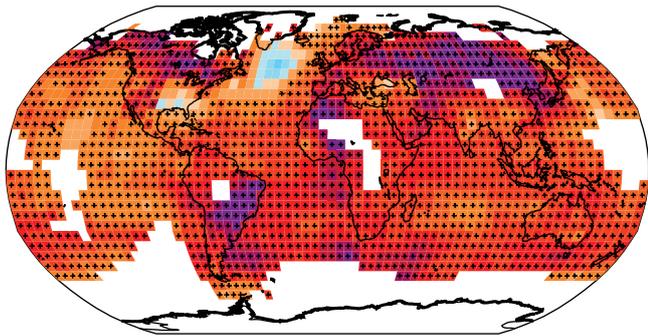
**그림 TS.1:** 전지구 기후변화의 다중 지표. 각각의 선은 독립적으로 도출된 기후요소 변화 추정값을 나타낸다. 제시된 시계열은 2, 3, 4장에서 평가된다. 각 패널에서 모든 자료세트는 공통 기간 기록으로 정규화하였다. 원자료세트가 어떤 패널에 속하는지에 관한 자세한 설명은 2장의 보충자료 2.SM.5와 관련 장에 제시된다. 관련된 그림 SPM.3에 관한 추가 설명은 TS 보충자료에서 찾아볼 수 있다. {FAO 2.1, 그림 1: 2.4, 2.5, 3.2, 3.7, 4.5.2, 4.5.3}

5년 평균에 근거했을 때, 1957-2009년에 700-2,000m에서 해양온난화의 가능성이 높다. 1992-2005년에, 3,000m부터 바닥부분까지의 해양 온난화의 가능성이 높다. 같은 기간 2,000-3,000m 구간에서 전지구 평균 온도의 유의미한 경향은 관측되지 않았다. 남빙양의 해양 심층부 바닥 가까운 곳에서 해양 심층부 온도의 최대 변화가 관측되었다. {3.2.4, 3.5.1; 그림 3.2b, 3.3; FAQ 3.1}.

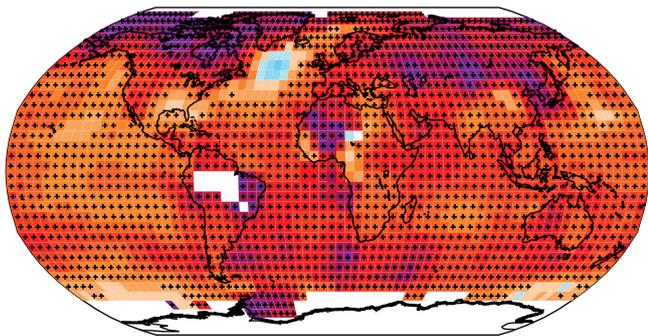
HadCRUT4 1901-2012



MLOST 1901-2012



GISS 1901-2012



변화경향(전 기간 °C)

**그림 TS.2:** 1901-2012년 지표온도 변화(세 가지 자료세트에 대한 선형 경향으로 결정). 흰색 부분은 자료가 불완전하거나 누락되어 있음을 의미한다. 경향은 전체 기간 중 70% 이상 자료를 보유하고 처음과 마지막 10% 기간에서 20% 이상 자료를 보유하는 격자에 대해서만 계산한다. 검은색 + 기호는 경향이 통계적으로 유의미한 격자임을 의미한다(즉, 변화경향이 0인 경우는 90% 신뢰구간 밖에 있다). 분석 범위의 차이는 자료가 존재하지 않는 지역을 설명하기 위해 자료세트 공급자에 의해 수행되는 보간 정도(격자 평균을 넘지 않는 보간(HadCRUT4)에서부터 상당한 정도의 보간(GISTEMP까지)을 주로 반영한다. 관련된 그림 SPM.1에 대한 추가설명은 TS 보충자료에서 찾아볼 수 있다. {그림 2.21}

### TS.2.3 에너지 수지와 열용량의 변화

지구는 적어도 1970년경부터 대기 상층부에 존재하는 에너지보다 태양으로부터 더 많은 에너지가 들어오면서 복사 불균형 상태에 있다. 1971-2010년에 지구가 상당한양의 에너지를 축적한 것은 *사실상 확실하다*. 1971-2010년 에너지 축적량은  $274[196-351] \times 10^{21}$  정도 증가된 것으로 추정되며(높은 신뢰도), 해당기간에 대한 연간수치에 선형적용한 결과 가열율은  $213 \times 10^{12}$  W이었다(TFE.4 참고). {박스 3.1, 13.1}

해양온난화는 전체 가열율의 93%의 비중을 차지하는 해양 전체 온난화(및 64%의 비중을 차지하는 상층부(0-700m) 온난화)와 함께 총 가열율에 가장 우세한 영향을 미친다. 빙하의 녹음(북극해 빙하, 빙상, 빙하 포함)과 대륙의 온난화가 차지하는 비중은 각각 전체의 3%이다. 나머지 1%는 대기 온난화가 차지한다. 1971-2010년의 자료에 대한 선형 적용을 통해 추정된 해양 에너지 획득량의 비율은  $199 \times 10^{12}$  W이다. 이는  $0.42 \text{ Wm}^{-2}$ 의 열이 지구 전체 지표에 지속적으로 적용되고, 해양온난화로 인해 부분적으로  $0.55 \text{ Wm}^{-2}$ 가 해양 전체 지표 지역에 적용되는 것과 같다. 1993-2010년 지구의 에너지는  $163 [127-201] \times 10^{21}$  정도 증가된 것으로 추정되었으며, 경향 추정치는  $275 \times 10^{15}$  W였다. 1993-2010년 경향에서 해양 부분은  $257 \times 10^{12}$  W였으며, 이는  $0.71 \text{ Wm}^{-2}$ 의 평균 열 플럭스가 해양으로 유입된 것과 같다. {3.2.3, 3.2.4; 박스 3.1}

0-700m의 해양열용량은 1993-2002년 보다 2003-2010년에 더 느리게 증가했을 *가능성이 있다*(그림 TS.1). 경년변동성이 작은 700-2,000m 층으로부터의 해양 열흡수는 1993-2009동안 정도가 약해지지 않고 계속 되었을 *가능성이 높다*. {3.2.3, 3.2.4; 박스 9.2}

### TS.2.4 순환과 변동성 모드의 변화

경년-십년 시간 규모의 대규모 변동성은 많은 경우, 대기순환의 장기적인 변화에 대한 확실한 결론을 방해하는 역할을 한다. 1950년대부터 1990년대까지 북반구 중위도 지역의 서풍과 NAO지수가 증가했고, 19세기 후반부터 1990년대까지 태평양 워커순환은 약화되었는데 이는 최근의 변화에 의해 크게 상쇄되었다(높은 신뢰도). 20세기 이후 관측된 겨울 북대서양 진동지수의 십년 및 수십년의 변화는 높은 신뢰도를 가지며, 지난 500년 동안 전례가 없는 수준은 아니다. {2.7.2, 2.7.5, 2.7.8, 5.4.2; 박스 2.5; 표 2.14}

1970년 이후 순환이 극지역을 향해 이동하고 열대지역이 넓어졌으며, 폭풍의 진로와 제트기류가 극으로 이동하며 북극 소용돌이가 축소되었을 *가능성이 높다*. 북반구의 경우 증거가 더 확실하다. 1950년대 이후 남극진동이 강화되었을 *가능성이 높다*. 1950년 이후 관측된 여름철 남극진동(Southern Annular Mode)의 강도 증가는 지난 400년 중 이상현상이었으며, 이는 중간 신뢰도를 갖는다. {2.7.5, 2.7.6, 2.7.8, 5.4.2; 박스 2.5; 표 2.14}

고해상도 산호 자료(높은 신뢰도)에 기반한 새로운 결과에 의하면 엘니뇨/남방진동(ENSO) 시스템은 지난 7,000년 전반에 걸쳐 높은 변동성을 유지하면서 ENSO의 주기변화를 뒷받침할 수 있는 확실한 증거를 제시하지 못한다. {5.4.1}

TS

최근의 관측은 몇 년에서 몇 십 년의 시간 규모에서 주요 해양순환 시스템의 변동성에 관한 증거를 강화해 왔다. 1993년 이후 북태평양과 남태평양의 아열대 환류가 확대, 강화되었을 가능성이 매우 높다. 전체 대서양 자오선순환 (AMOC) 측정과 다양한 위도 및 기간에서의 개별 구성요소에 의하면 장기적인 경향을 뒷받침할 증거가 존재하지 않는다. 또한 인도네시아 통류의 수송, 남극환류(ACC), 대서양과 노르딕해 간의 수송에 있어서 경향을 뒷받침할 증거도 존재하지 않는다. 그러나 1950-2010년에 ACC가 남쪽으로 약 위도 1° 정도 이동한 경향이 발견되었으며, 이는 중간 신뢰도를 갖는다. {3.6}

TS.2.5 물순환과 빙권의 변화

TS.2.5.1 대기

전지구 육지 지역 평균 강수 변화에 대한 1951년 이전 신뢰수준은 낮으며, 그 이후의 신뢰 수준은 중간인데 이것은 특히 기록 초기(전지구 물순환의 관측된 변화 및 예측된 변화에 대한 개요, TFE.1 참고) 부분의 부족한 자료 때문이다. 또한 거의 모든 육지 지역에 복원 방식이 적용될 때, 결과적인 시계열에서 1901년 이후 육지 기반의 강수 변화는 거의 보이지 않는다. 북반구 중위도 육지지역은 강수가 전반적으로 증가했을 가능성이 높다(1951년 이전, 중간 신뢰도, 그 이후 높은 신뢰도). 다른 위도의 장기적인 양의 경향과 음의 경향의 지역 평균은 신뢰도가 낮다(TFE.1, 그림 1). {2.5.1}

1970년대 이후 전지구적으로 지표 가까운 곳과 대류권 대기의 비습이 증가했을 가능성이 매우 높다. 그러나 최근 몇 년 동안 지표 가까운 곳의 습윤화 경향이 완화되었다(중간 신뢰수준)(그림 TS.1). 결과적으로 최근 몇 년 동안 육지에서 지표 가까운 곳의 상대습도 감소가 폭넓게 관찰되고 있다. {2.4.4, 2.5.5, 2.5.6}

운량의 경향은 특정 지역의 독립적인 자료세트 간의 일치치를 보이고 있지만 모호성이 커서 전지구적 규모의 구름 변동성 관측과 경향에 있어서 여전히 신뢰도가 낮다. {2.5.7}

TS.2.5.2 해양과 지표 플렉스

1950년대 이후 지역적 경향이 해수면 염분의 평균적인 지리적 차이를 강화해왔을 가능성이 매우 높다. 증발이 많은 중위도 지역의 염분이 있는 표층수는 염분이 더 높아지고, 강수가 많은 열대 및 극지역에서 상대적으로 염분이 낮은 표층수는 더 담수화된다. 고염분 지역과 저염분 지역의 평균적인 차이는 1950-2008년 0.13[0.08 -0.17] 증가했다. 담수 함유량에 있어서 유역간 차이가 증가해 왔을 가능성이 매우 높다. 즉 대서양은 염분이 높아지고 태평양과 남빙양은 담수화됐다. AR4에서도 비슷한 결론에 도달했지만, 확대된 자료세트와 새로운 분석 접근법에 기반한 최근의 연구들은 이 평가에서 높은 신뢰도를 제공한다. 최근의 연구들은 AR4와 비슷한 결론에 도달하지만 확대된 자료에 기반하여 새로운 분석 접근법을 통한 평가에 있어서 높은 신뢰도를 제공한다. {3.3.2, 3.3.3, 3.9; FAQ 3.2}

염분경향의 공간적 패턴, 평균 염분, 증발량에서 강수량을 차감한 값의 평균 분포는 모두 유사하다(TFE.1, 그림1). 이러한 유사성은 1950년대 이후

해양지역에서 증발량에서 강수량을 차감한 패턴이 강화되었다는 사실에 대한 간접적인 증거를 제시한다(중간 신뢰도). 현재 이용 가능한 지표 플렉스의 불확실성으로 인해 1950년대 이후 관측된 염분 변화의 시간규모에서 지역적 또는 전지구적으로 해양에서의 증발 및 강수 분포 경향을 파악하는 데 확실하게 이용할 수 있는 플렉스 생산이 어렵다. {3.3.2-3.3.4, 3.4.2, 3.4.3, 3.9; FAQ3.2}

TS.2.5.3 해빙

AR4에 보고된 경향이 계속되는 가운데, 1979-2012년에 북극 해빙면적(연간, 다년, 영구)이 감소했다는 사실은 신뢰도가 매우 높다(그림 TS.1). 연간 감소 비율은 10년 당 3.5-4.1%일 가능성이 매우 높다(10년당 45-51만km<sup>2</sup>의 범위). 연간 북극 해빙면적의 10년 평균 감소는 여름과 가을에 가장 빠르지만(높은 신뢰도), 해빙의 크기는 1979년 이후 매 10년마다 연속적으로 계절에 상관없이 감소했다(높은 신뢰도). 1979-2012년 북극 다년빙하와 영구빙하의 크기가 감소했다(매우 높은 신뢰도). 영구빙하 지역의 경우 여름에 최소한 10년 당 11.5 [9.4-13.6]%정도 감소했을 가능성이 매우 높고, 다년빙하의 경우 10년 당 13.5 [11-16]%정도 감소했을 가능성이 매우 높다. 적어도 지난 1,450년의 기간에서 1980-2012년 사이의 북극 여름 해빙 후퇴가 전례가 없는 일이고 해수면 온도 상승이 이례적으로 높았다고 밝혀진 복원에 대한 신뢰도는 중간이다. {4.2.2, 5.5.2}

1979-2012년에 북극 영구해빙의 연간 지표녹음기간이 10년 당 5.7 [4.8-6.6]일 더 길어졌을 가능성이 높다. 이 기간 동안 동시베리아해와 서보퍼트해 사이 지역에서 결빙되지 않는 조건이 지속되는 기간이 거의 세 달로 증가했다. {4.2.2}

1980-2008년에 북극 분지 내 평균적인 겨울 해빙 두께가 감소했다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. 두께의 평균 감소량은 1.3m에서 2.3m사이일 가능성이 높다. 잠수함, 전자기 프로브, 위성 고도계 등의 다양한 수단을 통한 관측에 기반한 이 평가는 높은 신뢰도를 가지며, 몇 년에 걸쳐 지속된 영구빙하면적의 감소 경향과 일치한다. 2010-2012년에 위성 측정은 2003-2008년에 비해 해빙 부피의 감소를 보여준다(중간 신뢰도). 해빙 두께가 감소해 온 북극 지역에서 해빙의 이동속도가 증가해 왔다(높은 신뢰도). {4.2.2}

1979-2012년에 연간남극해빙면적의 증가율은 10년당 1.2-1.8%였을 가능성이 매우 높다(10년당 13-20만 km<sup>2</sup>)(매우 높은 신뢰도). 유빙군 내 개방구역의 비중이 감소함에 따라 해빙면적이 더 크게 증가했다, 면적/지역이 증가하는 지역이 있는 반면 감소하는 지역도 있어서, 이 연간 비율의 지역적인 차이는 크게 나타난다. 남극 부근에서도 위성관측기간에 결빙되지 않는 기간이 길어지는 지역과 짧아지는 지역이 있어 지역간 차이를 보인다(높은 신뢰도). {4.2.3}

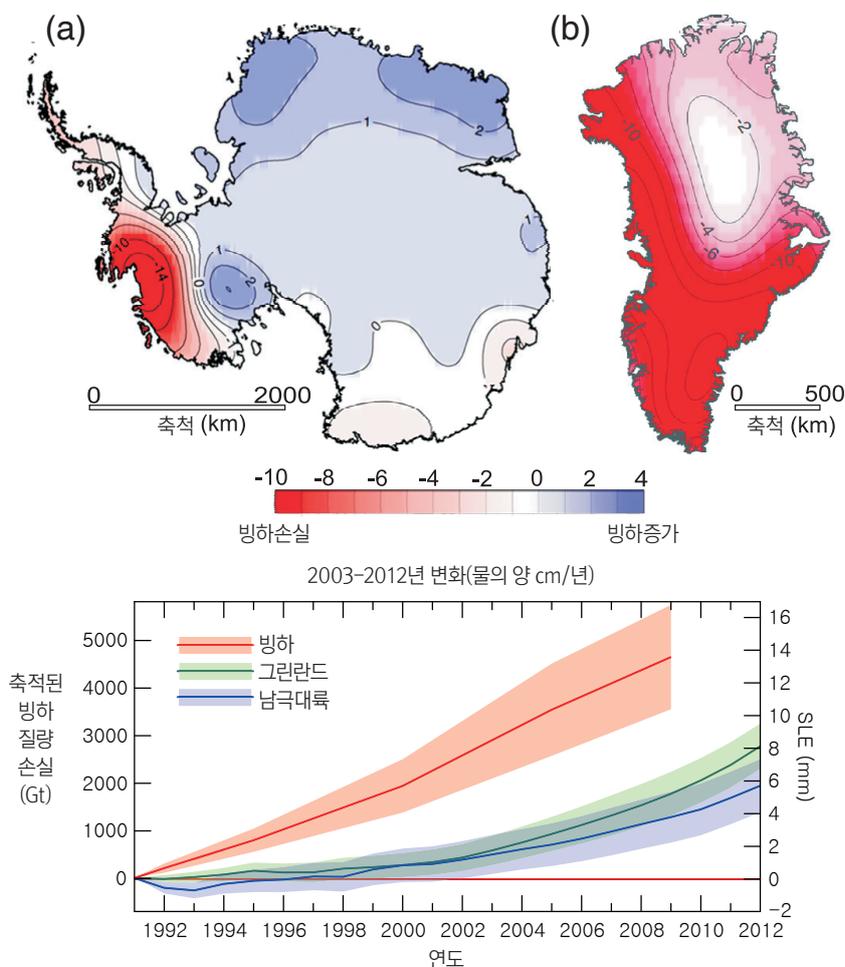
TS.2.5.4 빙하와 빙상

빙하의 길이, 영역, 부피, 질량에 대한 측정된 변화의 시계열을 통해 일부 예외 지역을 제외하고 전세계적으로 빙하가 계속해서 축소되고 있음이 밝혀졌다(매우 높은 신뢰도)(그림 TS.1, 그림 TS.3). AR4 이후 빙하의 변화 측정 빈도가 크게 증가했다. 전지구적으로 전체 빙하 축적량과 함께 새로운 자료세트들은 위성 원격감지를 통해 수집되었다. {4.3.1, 4.3.3}

지난 10년 동안 알래스카, 캐나다 북극지역, 그린란드 빙상 주변지역, 안데스 남부, 아시아 산악지역에서 대부분의 빙하가 손실되었다(매우 높은 신뢰도). 전체 빙하 손실의 80% 이상이 이 지역들에서 발생했다. 전세계 모든 빙하의 전체 질량 손실(빙상 주변부 질량 손실 제외)은 1971-2009년에 226 [91-361] Gt yr<sup>-1</sup> (상당해수면, 0.62 [0.25-0.99] mm yr<sup>-1</sup>) 1993-2009년에 275 [140-410] Gt yr<sup>-1</sup> (0.76 [0.39-1.13] mm yr<sup>-1</sup>), 2005-2009년 사이 301 [166-436] Gt yr<sup>-1</sup> (0.83 [0.46-1.20] mm yr<sup>-1</sup>)일 가능성이 매우 높다.<sup>8</sup> {4.3.3; 표 4.4, 4.5}

현재 빙하 면적과 현재 기후 조건 간의 불균형은 앞으로 추가적인 기온 상승이 없더라도 빙하가 계속해서 축소될 것이라는 점을 시사한다(높은 신뢰도). {4.3.3}

지난 20년 동안 그린란드 빙상의 빙하가 손실되어 왔다(매우 높은 신뢰도). 위성 및 항공 원격탐사와 현장 자료의 결합을 통해 빙하 손실이 여러 구간에서 발생하고 있으며 AR4에서 보고된 것보다 더 광범위한 지역에서 질량손실이 발생하고 있다는 사실을 알 수 있다(높은 신뢰도)(그림 TS.3). 1992년 이후 그린란드 빙상의 질량손실이 가속화되었다(높은 신뢰도). 평균 손실률은 1992-2001년에 34 [-6-74] Gt yr<sup>-1</sup> (상당 해수면, 0.09 [-0.02-0.20] mm yr<sup>-1</sup>)에서 2002-2011년에 215 [157-274]Gt yr<sup>-1</sup> (0.59 [0.43-0.76] mm yr<sup>-1</sup>)으로 증가했을 가능성이 매우 높다. 그린란드의 빙하 손실은 지표의 녹음 및 유출의 증가, 분출되는 빙하의 증가가 그 원인이며(높은 신뢰도), 이러한 증가는 비슷한 양으로 발생한다. 지난 20년간 여름철 빙하녹음이 증가했다(높은 신뢰도). {4.4.2, 4.4.3}



<sup>8</sup> 100 Gt yr<sup>-1</sup> 의 빙하 손실은 약 0.28 mm yr<sup>-1</sup> 의 해수면 상승에 해당한다.

정책관련 주요주제

**TFE.1: 물순환 변화**

물순환은 기후시스템을 통해 액체, 고체, 수증기의 형태로 해양, 빙권, 지표, 대기 중에 저장되는 지속적인 물의 이동을 설명한다. 대기에서 물은 주로 가스 즉 수증기 형태로 존재하지만 구름에서 빙하나 액체 형태로 존재할 수도 있다. 해양에서 물은 주로 액체 형태로 존재하지만 극 지역의 경우엔 부분적으로 빙하로 덮인다. 액체 형태의 육지수는 표층수(호수, 강)와 토양수분, 지하수로 나타난다. 고체형태의 육지수는 빙상, 빙하, 지표의 눈과 빙하, 동토층에서 나타난다. 기후시스템에서의 물의 이동은 육지의 생명에게 필수적이다. 물의 상당 부분이 강수의 형태로 육지에 떨어져 토양수분을 공급하며, 해양으로부터 증발된 하천 유량이 대기에 의해 육지로 이동하기 때문이다. 겨울에 눈의 형태로 떨어진 물은 봄철 토양수분과 여름철 하천유량을 공급할 수 있다. 이러한 물은 자연과 인간 시스템 모두에 필수적이다. 대기와 해양 간의 담수 이동 또한 해양 염분에 영향을 미칠 수 있으며, 이는 해양의 밀도와 순환에 있어서 중요한 원인이다. 대기 중 수증기에 포함된 잠열은 개별적인 뇌우에서부터 전지구 규모의 대기순환에 이르기까지 대기순환을 이끄는 중요한 요인이다. {12.4.5; FAQ 3.2, FAQ 12.2}

**물순환 변화 관측**

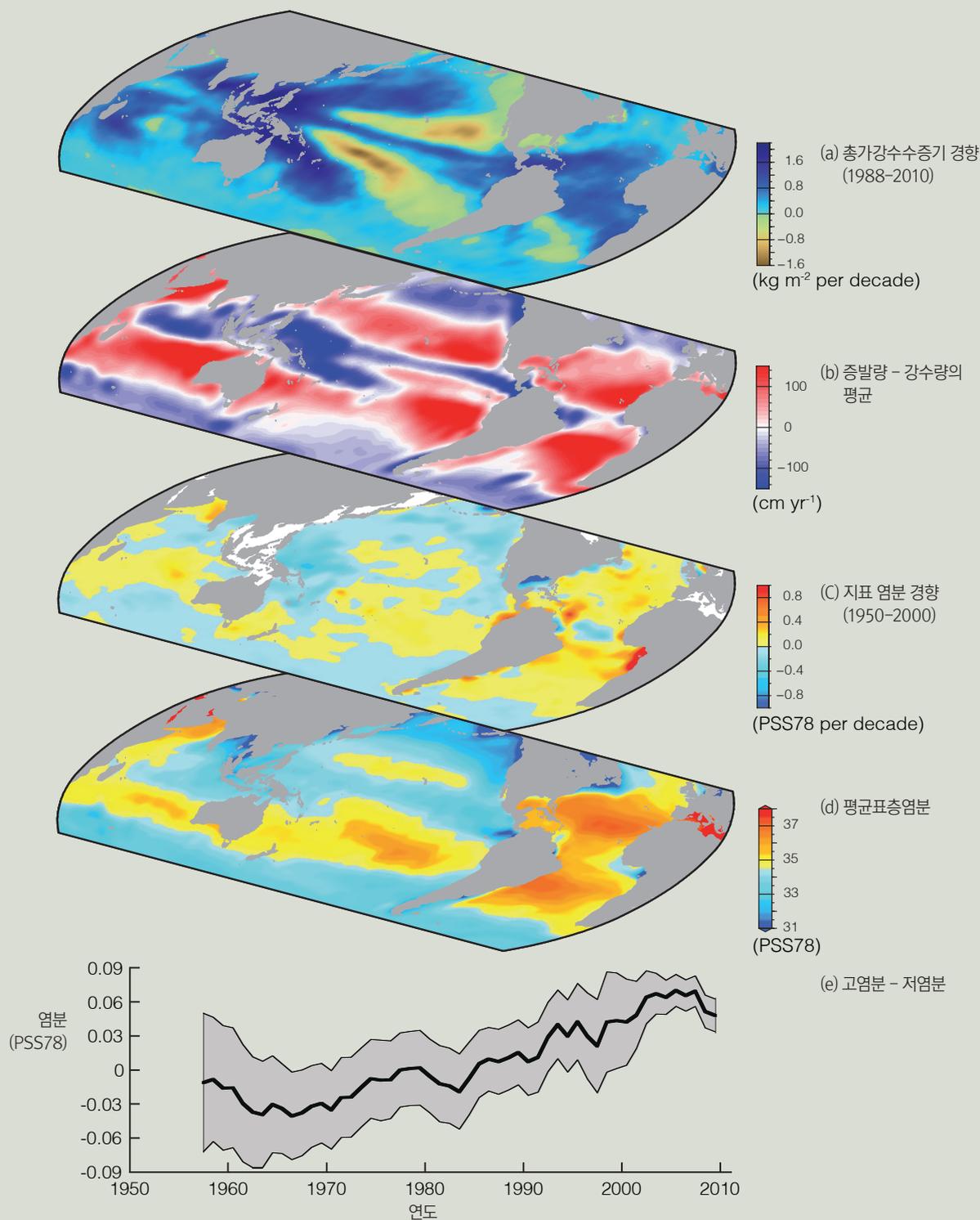
온도와 함께 공기의 포화증기압이 상승한다는 점에서 온난한 기후에서 공기 중 수증기의 양이 증가할 것으로 예상된다. 지상관측소, 라디오존데, 전세기위치파악시스템(GPS), 위성 측정에 의한 관측은 대규모 공간 규모에서의 대류권 수증기량의 증가를 보여준다(TFE.1, 그림1). 1970년대 이후 대류권 비습이 증가했을 가능성이 매우 높다. 지난 40년 간 관측된 수증기의 전지구적 변화는 3.5%였으며, 이는 같은 기간 관측된 0.5°C의 온도 변화와 일치하며 상대 습도는 거의 일정하게 유지되어 왔다. 수증기 변화에 인간이 영향을 미칠 수 있다는 사실의 신뢰도는 중간이다. {2.5.4, 10.3.2}

기존의 기록으로 강수 변화를 측정하기는 어렵다. 강수의 표본추출이 어려운데다 기후가 따뜻해지면서 강수의 변화보다 공기의 수증기 함유량 변화가 더 클 것으로 예상되기 때문이다. 어떤 지역의 강수경향은 활발해 보이지만(TFE.1, 그림2), 복원 모델을 이용해 거의 모든 육지를 채웠을 때, 결과적으로 시계열은 1900년 이후 전지구 평균 육지 기반 강수의 변화가 매우 작음을 보여준다. 현재 전지구 규모의 강수 패턴 변화(북반구 고위도 지역의 증가 포함)에 인간이 영향을 미쳤다는 사실은 신뢰도가 중간이다. 극한 강수의 변화와 물순환과 관련된 기타 극한기후의 변화에 대해선 TFE.9에서 종합적으로 다룬다. {2.5.1, 10.3.2}

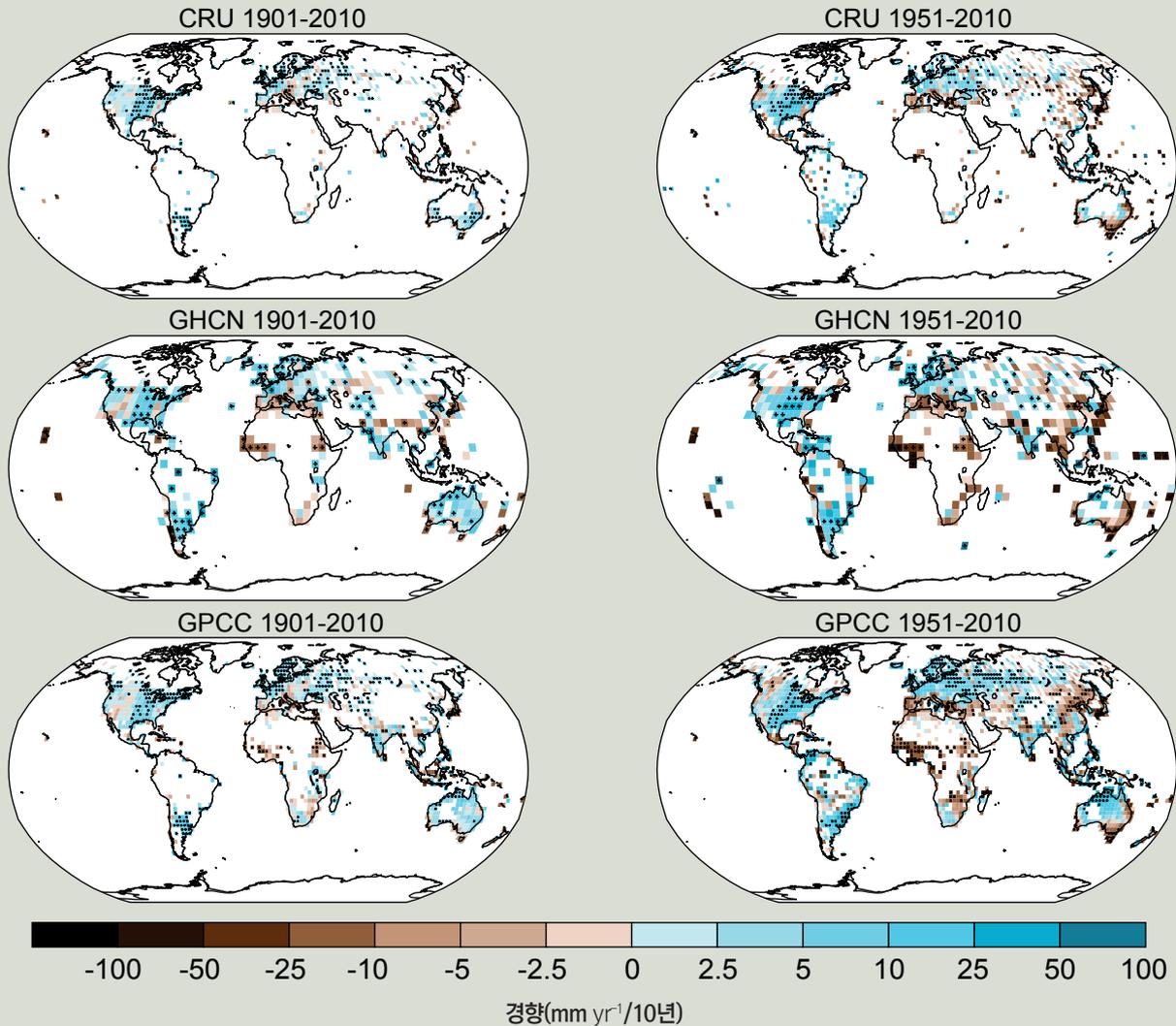
이용 가능한 기록을 통해 강수와 증발의 직접적인 경향을 측정하기 어렵지만, 증발과 강수 간 차이에 강한 의존성을 가진 관측된 해수면 염분은 유의미한 경향을 보여준다(TFE.1, 그림 1). 1950년 이후 염분 경향의 공간 패턴은 평균 염분과 증발량-강수량(E-P)의 평균 분포와 서로 비슷하다. 증발이 많은 고염분 지역은 염분이 더 높아진 반면, 강수가 많은 저염분 지역은 더 담수화되었다(TFE.1, 그림1). 이는 1950년대 이후 해양의 증발량-강수량(E-P) 패턴이 강화되었다는 사실에 대한 간접적인 증거를 제공한다(중간 신뢰도). 추론한 증발량-강수량(E-P)의 변화는 관측된 따뜻한 공기의 수증기 함유량 증가와 일치한다. 해수면 및 그 아래에서 관측된 염분 변화는 부분적으로 인위적인 강제력 증가 때문일 가능성이 매우 높다. {2.5, 3.3.2-3.3.4, 3.4, 3.9, 10.4.2; FAQ 3.2}

분석된 대부분의 지역에서, 겨울철 기온 상승이 관측된 지역의 강설 빈도가 감소할 가능성이 높다. 위성 관측과 현장 관측 모두 지난 90년간 북반구 적설량의 유의미한 감소(1980년대 가장 크게 감소)를 보여준다. 1967-2012년에 적설면적은 평균규모의 53%(40-66%)가 감소된 6월에 가장 많이 감소했을 가능성이 매우 높다. 1922-2012년 3,4월 자료만 분석하면 7%(4.5-9.5%)의 감소만 보였을 가능성이 매우 높다. 1972/1973년 겨울 이후, 초봄 눈녹음으로 인해 북반구의 눈 내리는 기간이10년 마다 5.3 일씩 감소해 왔다. 1970년대 이후 관측된 적설 감소에 있어 인위적인 요소가 존재할 가능성이 높다. {4.5.2, 10.5.1, 10.5.3}

TS



**TFE.1, 그림 1:** 해수면 염분 변화는 증발량-강수량(E-P)의 대기 패턴과 총가강수증기 경향과 관련이 있다. (a) 위성 관측에 따른 총가강수증기(지구 지표로부터 전체 대기로 통합된 수증기)의 선형 경향(1988-2010년)(10년 당 kg m<sup>-2</sup>) (b) 기상학 재분석 자료에 따른 1979-2005년 사이 순 증발량에서 강수량을 뺀 기후학적 평균(cm yr<sup>-1</sup>) (c) 1950 - 2000년 사이 지표염분 경향(50년 당 PSS78(Practical Salinity Scale 78)). (d) 기후 평균 해수면염분(PSS78) (파란색<35; 노란색-빨간색>35). (e) 해수면 염분이 전지구평균 해수면 염분보다 큰 지역의 평균 염분("고염")과 전지구 평균 미만 지역의 평균 염분("저염")간의 전지구적 차이. 자료 출처에 관한 자세한 정보는 그림 3.21, FAQ 3.2, 그림 1 참고. {3.9}



**TFE.1, 그림 2 :** CRU (Climatic Research Unit), GHCN (Global Historical Climatology Network), GPCC(Global Precipitation Climatology Centre) 자료세트 내 1901-2010년 (왼쪽 축) 및 1951-2010년(오른쪽 축)관측된 육지 강수량 변화를 나타낸 지도. 연간 축적 경향은 전체 기간 중 처음과 마지막 10% 기간에서 70%이상의 기록이 완전하며, 20% 이상 자료를 보유한 격자에 대해서만 계산되었다. 흰색부분은 자료가 불완전하거나 누락되어 있음을 의미한다. 검은색 + 기호는 경향이 통계적으로 유의미함을 나타낸다(즉, 변화경향 0은 90% 신뢰구간 밖에 있다.). 관련 그림 SPM.2에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 제시되어있다.(그림 2.29; 2.5.1)

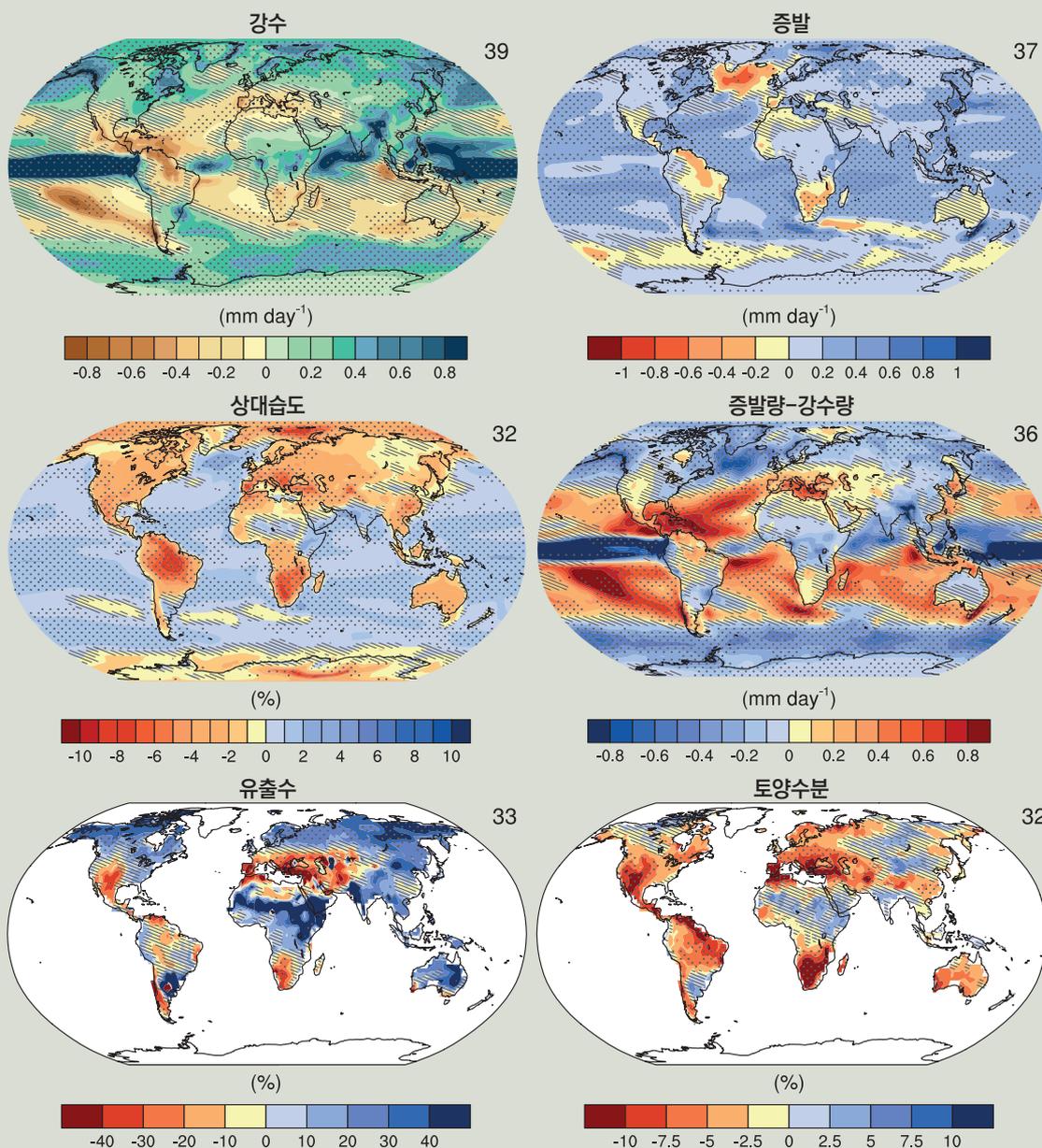
하천 유출수에 대한 가장 최근의 가장 종합적인 분석은 20세기에 전지구 규모로 유출수가 증가해왔다는AR4 결론을 뒷받침하지 않는다. 새로운 결과도 1970년대 이후의 전지구적인 가뭄 경향과 관련된 AR4 결론을 더 이상 뒷받침하지 않는다는 것을 보여준다. {2.5.2, 2.6.2}

**미래변화 예측**

온난한 기후에서 물순환 변화가 전망된다(TFE.1, 그림 3, TS 4.6, TS 5.6, 부록 참고). 전지구 규모에서 21세기 동안의 강수는 점진적으로 증가할 것으로 전망된다. 전지구적인 에너지 제약으로 인해 강수 증가는 하층 대류권 수증기량의 증가율(7% K<sup>-1</sup>)보다 약 2% K<sup>-1</sup> 작을 것으로 전망된다. 온난한 지역에서 평균 강수의 변화는 일관되지 않아서, 일부 지역에서는 증가되고 다른 지역에선 감소하게 될 것이다. 고위도 지역은 따뜻한 대류권의 추가 포수용량으로 인해 훨씬 많은 강수를 경험할 가능성이 높다. 여러 중위도의 아열대 건조 지역과 반건조지역은 더 적은 강수를 경험하게 될 가능성이 높다. 북 유라시아와 북아메리카의 최대 강수 변화는 겨울에 발생할 것으로 전망된다. {12.4.5, 부록 }

토양수분과 가뭄에 대한 지역 및 전지구 규모의 예측은 여전히 수문주기의 다른 측면에 비해 상대적으로 불확실하다. 그럼에도 불구하고 지중해, 미국 남서부, 아프리카 남부 지역에서의 건조함은 예측된 해들리 순환(Hadley Circulation)의 변화와 일치한다. 이 지역의 건조함은 RCP8.5 시나리오 하에서 어느 정도 전지구 온도 상승이 원인일 수 있다. 남유럽과 중동의 경우 유출수 감소 가능성이 높다. 북반구 고위도 지역의 경우, 유출수 증가 가능성이 높으며 이는 예측된 강수 증가와 일치한다. {12.4.5}

### 연평균 수문순환의 변화(RCP8.5: 2081-2100)



**TFE.1, 그림 3:** RCP8.5 시나리오 하에서 1986-2005년 기준 2081년-2100년 사이 강수(P), 증발(E), 상대습도, E-P, 유출수, 토양수분의 연평균 변화(박스 TS.6 참고). 각 패널 우측 상단에 표시된 숫자는 다중 모델 평균을 계산하기 위한 CMIP5 모델 수를 의미한다. 빗금 표시된 부분은 다중 모델 평균이 내부 변동성의 한 개 표준편차보다 적은 지역을 가리킨다. 점으로 표시된 부분은 다중 모델 평균이 내부 변동성의 두 개 표준편차보다 크고 모델의 90%가 변화 신호를 나타내는 지역을 가리킨다(박스 12.1 참고). {그림 12.25-12.27}

지난 20년 동안 남극 빙상의 빙하가 손실되어 왔다는 사실은 **높은 신뢰도를 갖는다**(그림 TS.3). 이러한 손실은 주로 남극반도 북부와 서쪽 남극대륙의 아문센 해에서 발생하고 있으며(**매우 높은 신뢰도**), 이는 빙하 배출의 가속화가 원인이다(**높은 신뢰도**). 남극대륙의 평균 빙하손실률은 1992-2001년에 30 [-37-97] Gt yr<sup>-1</sup> (상당해수면, 0.08 [-0.10-0.27] mm yr<sup>-1</sup>)에서 2002-2011년에 147 [72-221] Gt yr<sup>-1</sup> (0.40 [0.20-0.61] mm yr<sup>-1</sup>)로 증가했을 가능성이 높다. {4.4.2, 4.4.3}

일부 남극대륙의 부유 빙봉에 큰 변화가 나타나고 있다는 사실은 **높은 신뢰도를 갖는다**. 서쪽 남극대륙의 아문센 해의 빙봉은 얇아지고 있으며(**중간 신뢰도**), 이는 높은 해양 열 플러스가 원인이다(**낮은 신뢰도**). 남극반도 주변의 빙봉은 수십년 전부터 장기적으로 후퇴와 부분적인 붕괴 경향을 보이고 있다는 사실은 높은 신뢰도를 갖는다. {4.4.2, 4.4.5}

TS.2.5.5 적설, 담수성 빙하, 동토 지반

북반구에서 특히 봄철에 적설 면적이 감소해 왔다는 사실은 **매우 높은 신뢰도를 갖는다**(그림 TS.1). 위성 기록에 의하면 1967년에서부터 2012년 사이 기간 동안 적설면적이 감소했을 가능성이 **매우 높으며**, 최대 변화는 -53% [-40- -66%]로 6월에 발생했다. 통계적으로 유의한 증가를 보인 달은 없었다. 더 장기기간인 1922-2012년에 이용 가능한 자료는 3월과 4월의 자료뿐이었지만 이러한 자료들은 3월에서 4월 40-60° N 육지온도의 7% [4.5-9.5%] 감소 및 음의 상관관계(-0.76) 를 보여준다. 남반구의 경우엔 기상변화의 발생을 뒷받침할 수 있는 증거가 제한적이다. {4.5.2, 4.5.3}

1980년대 이후 전세계 대부분의 지역에서 영구동토층 온도가 상승했다(**높은 신뢰도**). 이러한 상승은 상승된 기온과 적설시기 및 두께의 변화에 대한 반응이었다(**높은 신뢰도**). 상대적으로 따뜻한 영구동토층보다 더 추운 영구동토층에서 온도 상승이 더 크게 나타났다(**높은 신뢰도**). {4.7.2, 표 4.8}

TS.2.6 해수면 변화

해양의 수량 변화를 일으키는 주된 기여 요인은 따뜻해지면서 발생하는 해수 팽창과 육지(특히 빙하와 빙상)에 저장된 물이 해양으로 이동하는 것이다. 저수와 지하수 고갈 그리고 그 물이 해양으로 유출되는 것 또한 해수면에 영향을 미친다. 육지와 비교한 해수면 변화(상대 해수면)는 해양에서의 물의 분포, 육지의 수직 이동과 지구 중력장의 변화로 인해 GMSL 변화와 크게 다를 수 있다. 최근(및 예측된) 해수면 변화의 대한 과학적 이해 및 불확실성은 TFE.2 참고. {3.7.3, 13.1}

플라이오세 중기(330-300만년 전)의 온난한 시기 동안 전지구 평균 지표 온도가 산업화 이전 시대 기후보다 1.9-3.6°C 높았고, CO<sub>2</sub>수치는 350-450 ppm이었다(**중간 신뢰도**). 이 시기의 GMSL은 현재보다 높았으며 그것은 극지방 빙상의 부피가 감소되었음을 의미한다. 여러방식을 통한 최적의 추정에 따르면 플라이오세기 중 가장 온난했던 시기에 그린란드와 서남극

빙상, 동남극 빙상 일부의 퇴빙으로 인해 현재 GSML과의 격차가 20m 이상 나지는 않았다(**높은 신뢰도**). {5.6.1, 13.2}

마지막 간빙기(약 129,000-116,000년 전) 동안 최대 GSML은, 그린란드와 남극빙상의 상당한 기여로, 몇 천년에 걸쳐서 현재 GSML보다 최소 5m에서 최대 10m까지 더 높았다(**높은 신뢰도**). 해수면의 이러한 변화는 현재보다 적어도 2°C 높은 수천년 평균 고위도 지표온도와 함께 다른 궤도 강제력의 영향을 받아 발생하였다. 새로운 그린란드 빙핵으로 인한 변화 증가와 일치하는 빙상 모델 모의결과에 의하면 그린란드 빙상이 1.4-4.3 m 해수면 상승에 기여했을 가능성이 매우 높으며, 이는 마지막 간빙기 동안 남극지역 빙상이 전지구 해수면 상승에 기여했다는 것을 나타낸다(**중간 신뢰도**). {5.3.4, 5.6.2, 13.2.1}

해수면 프록시와 기기관측자료에 따르면 지난 2,000년 동안 상대적으로 낮았던 평균 상승률이 19세기 후반과 20세기 초반에 걸쳐 높아지고 있다(**높은 신뢰도**). {3.7, 3.7.4, 5.6.3, 13.2}

1901-2010년에 검조계 기록(1993년부터 위성 자료 추가)에 기반한 선형변화경향으로부터 추정된 결과 전지구 평균 해수면은 0.19 [0.17-0.21] m 상승했다. 1901-2010년에 평균 해수면 상승률은 1.7 [1.5-1.9] mm yr<sup>-1</sup> 였을 가능성이 매우 높다. 1993-2010년의 상승률은 3.2 [2.8-3.6] mm yr<sup>-1</sup> 였을 가능성이 매우 높다. 또한 1920-1950년에 이와 비슷한 상승률이 발생했을 가능성이 높다. 전지구 평균 해수면 상승률은 1900년 초부터 증가하기 시작했을 가능성이 높으며, 그 범위는 0.000[-0.002-0.002]-0.013[-0.007-0.019]mm yr<sup>2</sup>로 추정된다. {3.7, 5.6.3, 13.2}

TS.2.7 극한 변화

TS.2.7.1 대기

극한 현상에 관한 최근 분석들은 대체로 AR4와 SREX결론을 뒷받침한다(TFE.9 참고. 종합적으로 TFE.9, 표1). 1951-2010년에 전지구 규모에서 한랭한 낮과 밤의 수가 감소하고, 온난한 낮과 밤의 수가 증가했을 가능성이 **매우 높다**. 전지구적으로 20세기 중반 이후 열파를 포함해 온난기(warm spell)의 길이와 빈도가 증가했다는 사실은 아프리카 및 남아메리카의 자료 및 연구 부족으로 인해 **중간 신뢰도를 갖는다**. 그러나 이 기간 동안 대부분의 유럽, 아시아, 오스트레일리아 지역에서 열파 빈도가 증가했을 가능성이 **높다**. {2.6.1; 표 2.12, 2.13}

1950년 이후, 육지의 집중호우 현상이 감소한 지역보다 증가한 지역이 더 많을 가능성이 **높다**. 계절적, 지역적 경향은 다양하게 나타나지만, 집중호우 현상의 빈도와 강도가 증가할 가능성이 **매우 높은** 북아메리카와 유럽의 경우 **높은 신뢰도를 갖는다**. 북부중앙아메리카는 집중호우현상이 강해지는 경향을 보여 왔을 가능성이 **매우 높다**. {2.6.2; 표 2.13}

정책관련 주요주제

**TFE.2: 해수면 변화: 과학적 이해와 불확실성**

마지막 최대 빙하기 이후, 수천 년 전 지금의 전지구 평균 해수면에 도달했다. 그 이후 홀로세 후기 동안 낮은 해수면 변화율(십분의  $\text{mm yr}^{-1}$  수준)에서부터 20세기 변화율에 이르기까지 해수면 상승률이 증가해 온 것은 *사실상 확실하다*( $\text{mm yr}^{-1}$  수준, 그림 TS1). {3.7, 5.6, 13.2}

해양 열적팽창과 빙하의 질량 손실이 20세기 전지구 평균 해수면상승의 지배적인 원인이다(높은 신뢰도). 1971-2010년 사이 해양 상층부 700m 에서 주로 일어나는 해양온난화로 인해  $0.8 [0.5-1.1] \text{mm yr}^{-1}$  의 해수면 변화가 나타났을 *가능성이 매우 높다*. 1971-2010년에 모델 평균한 해양 열팽창률은 관측치에 가깝다. {3.7, 13.3}

개선된 분석방식과 결합된 관측에 의하면 1971-2010년에 전지구 빙하(그린란드와 남극대륙 주변 빙하 제외)로 인한 해수면 변화는  $0.25-0.99 \text{mm yr}^{-1}$  에 상응했다. 빙하변화전망을 위해 사용된 전지구 빙하 질량균형모델은 빙하지표질량균형에 대한 과정중심의 이해, 관측과 빙하 변화 모델 간의 일관성 그리고 AOGCM 기후 모의결과가 현실적인 입력정보를 제공할 수 있다는 증거를 통해 얻어진다. AOGCM 입력 자료를 이용한 모의결과보다 관측된 기후 자료를 이용한 모의결과에서 1930년대 빙하 질량 손실이 더 크게 나타났다. 이는 강제력 없는 지역 기후 변동성과 관련된 그린란드의 온난화 현상으로 인한 결과일 *가능성이 있다*. {4.3, 13.3}

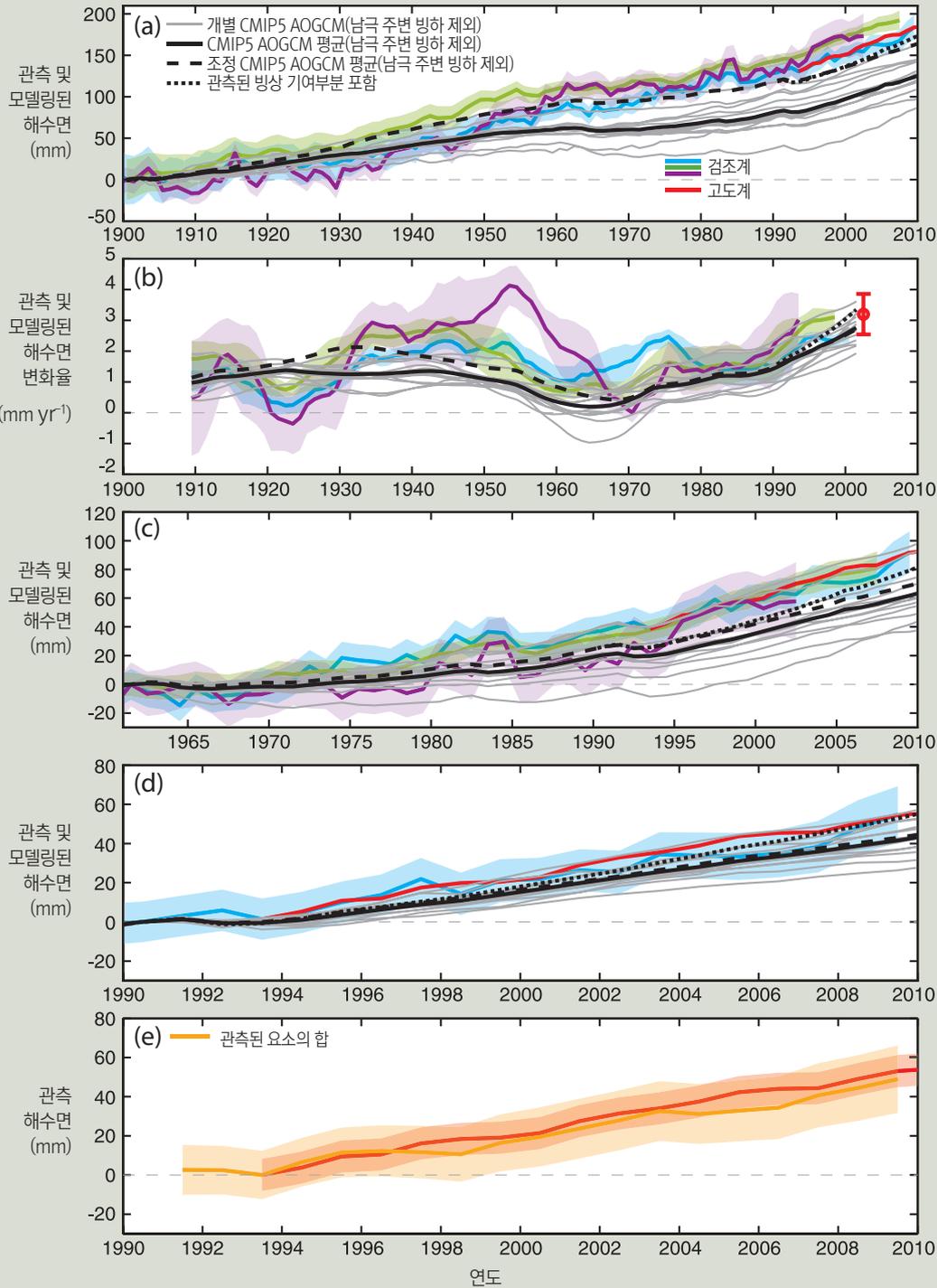
관측에 의하면 지난 20년간 그린란드 빙상은 지표녹음 및 유출수의 증가와 빙하 배출 증가로 인해 질량의 순손실이 진행돼 왔을 *가능성이 매우 높다*(그림 TS.3). 지역 기후 모델에 의하면 1960년대부터 1980년대까지 그린란드 빙상 지표 질량 균형은 유의미한 경향을 나타내지 않았지만, 빙하녹음 및 그 유출수는 1990년대 초부터 증가해 왔다. 이러한 경향은 최근 몇 년 간 이례적인 지역 변동성과 인위적 기후변화가 원인일 수 있는 분명한 지역 온난화와 관련이 있다. 그린란드의 미래 온난화와 지표녹음증가에 관한 전망은 자연적 이유에 따라 북반구 고위도 지역의 온난화가 강화될 것이라는 전망과 일치하며, *높은 신뢰도를 갖는다*. {4.4, 13.3}

남극대륙 빙상은 질량의 순손실 상태에 있으며, 그로 인해 지난 20년간 해수면이 증가했을 *가능성이 높다*는 사실은 *높은 신뢰도를 갖는다*. 1990년대 이후부터 서쪽 남극대륙의 아문센 해를 중심으로 빙하 유출의 가속화가 관측되어 왔다. 규모의 연변동성이 크며 결과적으로 1979년 이후 모델 또는 관측 경향은 유의하지 않다. 남극대륙에서의 지표녹음은 현재 무시해도 될 정도이다. {4.4, 13.3}

기후관련 육지 물저장(적설, 지표수, 토양수분, 지하수 등) 변화의 모델기반 추정치는 최근 수십 년간의 해수면 변화에 있어서 장기적으로 유의미한 기여도를 보여주지 않는다. 그러나 인간에 의한 변화(저수, 지하수 고갈)은 최소한 수십 분의 1의  $\text{mm yr}^{-1}$  정도 해수면 변화에 기여했다. 20세기 대부분의 기간 동안 지하수 고갈량보다 저수량이 많았다. 하지만 계속해서 증가해 온 지하수 고갈률이 현재는 저수율을 넘어서고 있으며, 이것이 20세기 해수면 변화에 기여한 정도는 작을 것으로 추정된다. {13.3}

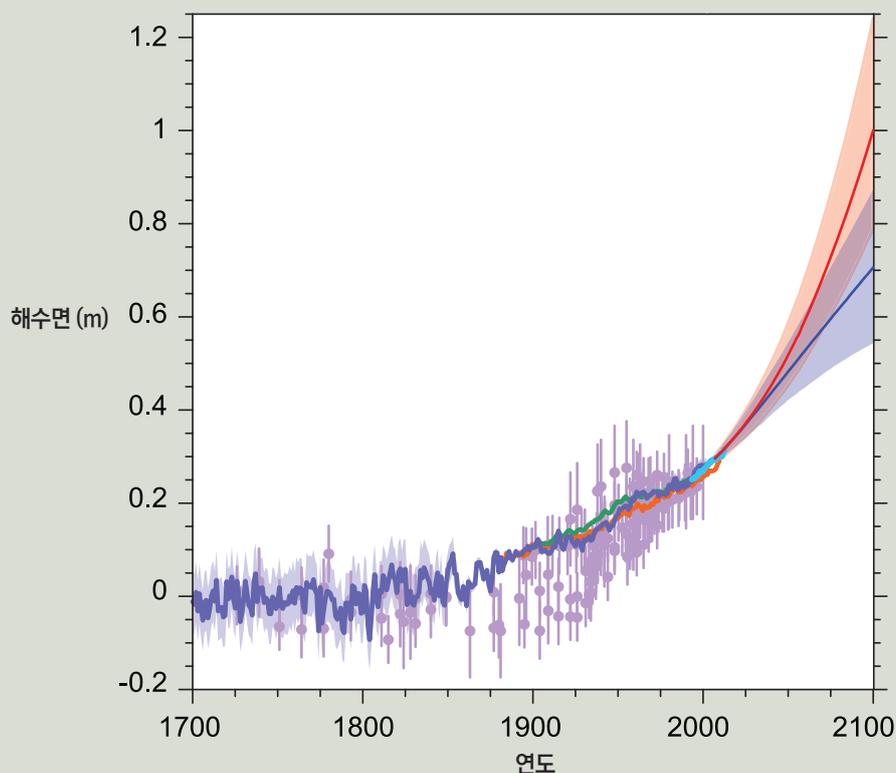
1993-2010년에 관측된 전지구 평균 해수면(GMSL) 상승은 관측으로 추정된 기여도의 합과 일치한다(TFE.2, 그림 1e). 불확실성 내 최근 기간 동안의 관측된 예산의 결과는 AR4 이후 과거 GMSL 변화의 원인에 대한 자연적 이해와 관련해 의미 있는 발전을 보여주며, 이러한 기여 모델을 평가하기 위한 개선된 기준을 제공함으로써 전망 신뢰도에 대한 평가를 가능하게 한다. {13.3}

모델링된 해양 열적팽창 및 빙하 기여도의 합과 추정된 육지-물 저장 변화(상대적으로 작음)는 1901-1990년에 관측된 GMSL 상승의 65%, 1971-2010년 및 1993-2010년에 90%를 설명한다(TFE.2, 그림1). 빙상의 장기적인 작은 규모의 기여도와 1930년대 강제력 없는 기후 변동성으로 인한 빙하의 대규모 질량 손실을 포함하면 모델링된 기여도의 합은 관측된 상승과 일치한다. 1993년 이후 관측된 빙상 기여도를 추가하면 관측된 해수면 상승과 모델링된 해수면 상승 간의 일치도가 개선된다(TFE.2, 그림1). 이는 20세기 해수면 변화에 대한 이전 IPCC 평가보다 더 명확한 설명을 제공한다. {13.3}



**TFE.2, 그림1:** (a) 1900-2010년까지 관측 및 모델링된 해수면 (b) 붉은 점으로 표시된 위성 고도계 자료에 따른 같은 기간 해수면 변화율 (c) 1961-2010년까지 관측 및 모델링된 해수면 (d) 1990-2010년까지 관측 및 모델링된 해수면. 그래프 (e)는 관측된 기여도(오렌지 색)의 합과 위성 고도계 자료(붉은 색)를 비교한다. 서로 다른 소스 내 전지구 평균 해수면 (GMSL)의 추정치에서 음영 부분은 불확실성을 나타내며(2개 표준편차), 1993년 이후 위성고도계 자료는 붉은 색으로 표시되었다. 그래프 (a)-(d) 내 회색 실선은 모델링된 해양 열적 팽창과 빙하 기여도의 합(남극지역 빙상의 주변 빙하 제외)이며, 육지-물 저장변화이다(그림 13.4). 검은 실선은 회색 실선과 AOGCM 통제 실험에서 생략된 화산 강제력에 대한 열적 팽창을 보정한 값의 평균이다(13.3.1). 검은색 파선(수정된 모델 평균)은 평균 열적팽창의 보정된 모델, 육지-물 저장 변화, 관측된(모델링된 것이 아닌) 기후를 사용한 빙하 추정치(그림 13.4), 그리고 명백한 빙상의 장기간 기여(0.1 mm yr<sup>-1</sup>)의 합이다. 관측된 빙상 기여를 포함한 조정된 모델 평균(검은색 점선)은 1993년에 시작된다. 관측된 빙상 추정치가 그린란드 빙상과 남극지역 빙상 주변 빙하를 포함하기 때문에(4.4) 조정된 모델 평균에 대한 빙상 기여도의 중복계산을 방지하기 위해 주변 빙하(PGs)를 제외한다. (13.3; 그림13.7)

최근 개선된 역학적 빙상 모델은 적절하게 보정된다면 관측된 빙하 시스템의 급격한 빙상유출 변화를 재생산할 수 있다(예: 남극 지역의 파인섬빙하, 중간 신뢰도). 그러나 전지구 온난화와 빙상-해양 상호작용에 대한 빙상모델의 반응은 불완전하며, 과거 모델 수치에서 생략된 부분(특히 역학)은 다른 기여 요소만큼 중요하게 평가되지 않았다는 것을 의미한다. {13.3, 13.4}



**TFE.2, 그림 2:** 고해수면 자료(보라색)와 검조계 자료(파란색, 빨간색, 초록색), 고도계 자료(하늘색), 중앙 추정값, 산업화이전시대 값과 관련하여 RCP2.6 (파란색) 및 RCP8.5 (빨간색) 시나리오에 대한 과정 기반 모델과 CMIP5의 결합을 토대로 한 전지구 평균 해수면 상승 전망에 대한 가능성 높음 범위. {그림 13.3, 13.11, 13.27}

RCP의 경우, 2081-2100년까지(1986-2005년에 비해) 전지구 평균 해수면 상승은 과정 기반 모델과 결합한 CMIP5에 의한 전망에 따라 5-95% 범위(즉, 0.26-0.55m (RCP2.6), 0.32-0.63m (RCP4.5), 0.33-0.63m (RCP6.0), 0.45-0.82m (RCP8.5))에 있을 가능성이 높다(RCP 강제력에 대해서는 표 TS.1과 그림 TS.15 참고). RCP8.5의 경우 2100년 범위는 0.52-0.98 m이다. 예측된 가능성 높음 범위에 대한 신뢰도는 과정 기반 모델과 관측 및 자연적 이해와의 일치에 기반한다. 가능성 높음 범위 이상의 특정 수치까지 해수면이 상승할 확률을 평가하기에는 증거가 충분하지 않은 것으로 평가되고 있다. 다만 현재 이해수준에 기반하여 21세기에 남극 지역 빙상의 해양 기반 부분의 붕괴가 시작될 경우, 가능성 높음 범위 이상으로 GMSL이 크게 상승할 수 있다. 그러한 붕괴 확률에 대해선 의견이 분분하며, GMSL 상승에 대한 잠재적인 추가 기여도는 정확하게 정량화될 수 없다. 그러나 21세기 동안 해수면 상승이 수십 분의 1미터를 넘지 않을 것이라는 전망의 신뢰도는 중간이다. 전지구 평균해수면 상승이 2100년을 지나도 계속될 것이라는 전망은 사실상 확실하다. {13.5.1, 13.5.3}

전지구 평균 해수면 상승에 관한 여러 환경험적 모델의 전망은 과정 기반 모델의 전망보다 높지만 환경험적 모델전망의 신뢰도에 대해 일치된 의견이 없기 때문에 신뢰도가 낮다. {13.5.2, 13.5.3}

TFE.2, 그림2는 고대, 검조계, 고도계 관측에 기반한 1700년부터의 해수면상승과 2100년까지의 전지구 평균 해수면 상승 변화 전망을 결합하여 보여준다. {13.5, 13.7, 13.8}

가뭄 또는 건조함(강수 부족)과 관련해 전지구 규모에서 관측된 경향은 직접 관측 부족, 추론된 경향의 지수선택에 대한 의존성, 지리적 불일치로 인해 *신뢰도가 낮다*. 그러나 이는 중요한 지역적 변화를 간과하게 한다. 가령 1950년 이후 가뭄의 빈도와 세기는 지중해와 서아프리카 지역에서 증가했을 가능성이 높고, 중앙북아메리카와 북서오스트레일리아에서 감소했을 가능성이 높다. {2.6.2; 표 2.13}

지난 천년 동안, 많은 지역에서 1900년 이후 관측된 것보다 더 강하고 지속 기간이 더 긴 가뭄이 발생했다는 사실은 *높은 신뢰도를* 갖는다. 중세온난기(950-1250)와 비교해 소빙하기(1450-1850) 동안 건조한 중앙아시아와 남아메리카 몬순지역에 만연했던 습한 조건과 몬순아시아에서 더 많은 대가뭄이 발생했다는 사실은 *중간 신뢰도를* 갖는다. {5.5.4, 5.5.5}

과거 관측 변화를 고려한 열대성 저기압활동의 장기적인(100년) 변화에 관한 *신뢰도는 여전히 낮다*. 그러나 1970년대 이후, 북대서양에서 폭풍의 빈도와 강도가 증가한 것은 *사실상 확실하다*. 다만 증가 원인에 대해서는 아직 논란이 남아 있다(TFE.9 참고). 여전히 지난 세기 대규모 폭풍의 존재에 대한 *신뢰도가 낮으며*, 소규모 위험기상현상(우박, 뇌우 등)의 확실한 경향이 존재하는지 여부를 판단하기 위한 증거가 충분하지 않다. {2.6.2-2.6.4}

북유럽과 중부유럽, 서지중해 지역, 동아시아에서 지난 5세기 동안 20세기 이후 기록된 것보다 더 큰 홍수가 발생했다는 사실은 *높은 신뢰도를* 갖는다. 근동, 인도, 중앙 북아메리카에서 현대의 대규모 홍수는 강도 및/또는 빈도에 있어서 과거 홍수와 비슷하거나 그 이상이라는 사실은 *신뢰도가 중간이다*. {5.5.5}

TS.2.7.2 해양

1970년대 이후 극한 해수면 상승 현상의 크기가 증가했을 가능성이 높다 (TFE.9, 표1 참고). 극한 해수면 상승의 대부분은 평균해수면 상승으로 설명될 수 있다. 즉, 평균 해수면 상승이 설명되고 나면 극한 해수면 상승의 변화는 검조계의 94%에서 5 mm yr<sup>-1</sup> 이하로 감소한다. 강제된 모델의 과거 분석 및 선박관측의 재분석을 토대로, 1950년대 이후 45° N 북대서양 북부의 상당 지역에서 높은 파고가 증가하고 있으며 겨울철에 10년마다 최대 20 cm 증가하는 경향을 보인다는 사실은 *중간 신뢰도를* 갖는다. {3.4.5, 3.7.5}

TS.2.8 탄소 및 생지화학적 순환의 변화

2011년 대기 중 온실가스인 이산화탄소(CO<sub>2</sub>), 메탄(CH<sub>4</sub>), 아산화질소(N<sub>2</sub>O)의 농도가 지난 800,000년간 빙핵에서 기록된 농도 범위를 초과한다. 과거 대기 중 온실가스 농도 변화는 극지의 빙핵을 통해 결정된다(*매우 높은 신뢰도*).

AR4 이후 이러한 기록은 650,000년 전에서 800,000년 전으로 확대되었다. {5.2.2}

현재 대기 농도 중 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 농도 상승률과 이와 관련된 복사강제력의 증가는 지난 22,000년간 “최고 수준의 해상도”의 빙핵 기록에 대해서 전례가 없는 일이다(*매우 높은 신뢰도*). 이러한 관측된 온실가스 증가의 변화율 또한 과거 800,000년간의 낮은 해상도 기록과 비교했을 때에도 전례 없는 일이다 (*중간 신뢰도*). {2.2.1, 5.2.2}

대기 중 CO<sub>2</sub> 농도가 높은 것이 특징인 몇몇 기간 동안 전지구 평균 온도가 산업화시대 이전에 비해 상당히 높았다(*중간 신뢰도*). 플라이오세 중기(330-300만년 전)동안 전지구 평균 지표 온도가 산업화 이전보다 약 1.9-3.6°C 높았을 때(*중간 신뢰도*), 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도는 350 ppm에서 450 ppm 사이였다(*중간 신뢰도*). 전지구 평균 지표 온도가 산업화 이전 시대보다 약 9°C-14°C 높았을 때(*중간 신뢰도*), 에오세 초기(5,200-4,800만년 전)에는, 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도가 약 1,000 ppm을 초과했다. {5.3.1}

TS.2.8.1 CO<sub>2</sub>

에너지 및 연료 사용 통계를 토대로 추정된 1750-2011년의 화석연료 연소 및 시멘트 생산으로 인한 CO<sub>2</sub> 배출은 375 [345-405] PgC<sup>9</sup>이다. 2002-2011년, 화석연료 및 시멘트 제조로 인한 평균 배출은 8.3[7.6-9.0] PgC yr<sup>-1</sup>이었으며 (*높은 신뢰도*), 평균 증가율은 3.2% yr<sup>-1</sup>이었다. (그림 TS.4). 화석연료 배출의 이러한 증가율은 1990년대(1.0% yr<sup>-1</sup>)보다 높은 것이다. 2011년 화석연료 배출은 9.5 [8.7-10.3] PgC이었다. {2.2.1, 6.3.1; 표 6.1}

1750-2011년에 토지피복자료 및 모델링에 기반한 토지 이용 변화(주로 삼림벌채)에 따른 CO<sub>2</sub> 배출은 180 [100-260] PgC로 추정된다. 2002-2011년에 토지 이용 변화로 인한 배출은 주로 열대 삼림벌채가 원인이며 0.9[0.1-1.7] PgC yr<sup>-1</sup>로 추정되는데(*중간 신뢰도*), 이는 이 기간 동안 보고된 산림 손실의 감소때문에 1990년대보다 약간 줄어들었을 것이다. 이러한 추정에는 삼림벌채로 인한 총 배출량 3 PgC yr<sup>-1</sup> 와 이를 보상하는 일부 지역(주로 버려진 농지)의 삼림 재생장에 의한 2 PgC yr<sup>-1</sup>을 포함한다. {6.3.2; 표 6.2}

1750년 278 [273-283] ppm<sup>10</sup>에서 2011년 390.5[390.4-390.6] ppm으로 증가가 관측된 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도 증가로부터 매우 정확하게 추정한 바에 의하면, 1750년부터 2011년까지 화석연료 및 토지 이용에 따른 대기 중 배출량 555 [470-640] PgC 중에서 240 [230-250] PgC가 대기 중에 축적되었다. 대기 중 CO<sub>2</sub> 양은 21세기 첫 10년 동안 4.0 [3.8-4.2] PgC yr<sup>-1</sup> 증가했다. 관측된 CO<sub>2</sub> 증가의 위도 별 분포는 이러한 증가가 북반구의 산업화된 국가에서 주로 발생하는 인위적 배출에 의한 것임을 보여준다. 연 평균 농도와

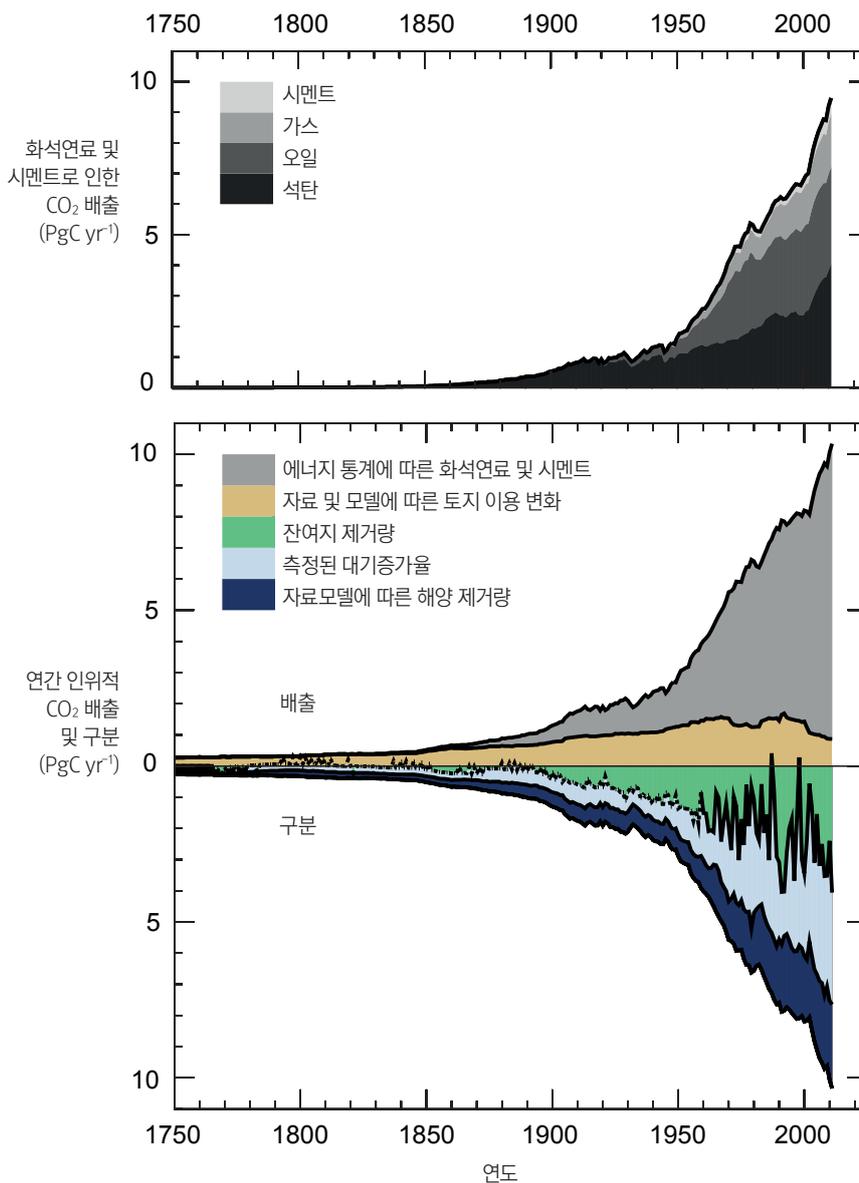
<sup>9</sup> 탄소 1 페타그램 = 1 PgC = 탄소 10<sup>15</sup> 그램 = 탄소 1 기가톤 = 1 GtC. 이는 3.67 GtCO<sub>2</sub>에 해당한다.

<sup>10</sup> ppm(1백만분의 1) 또는 ppb(10억분의 1, 10억 = 1,000 x 100만)는 건조공기 중 총 분자 수 대비 온실가스 분자 수의 비율이다. 가령 300 ppm은 건조공기 내 100만 개 분자 당 300개 온실가스 분자를 의미한다.

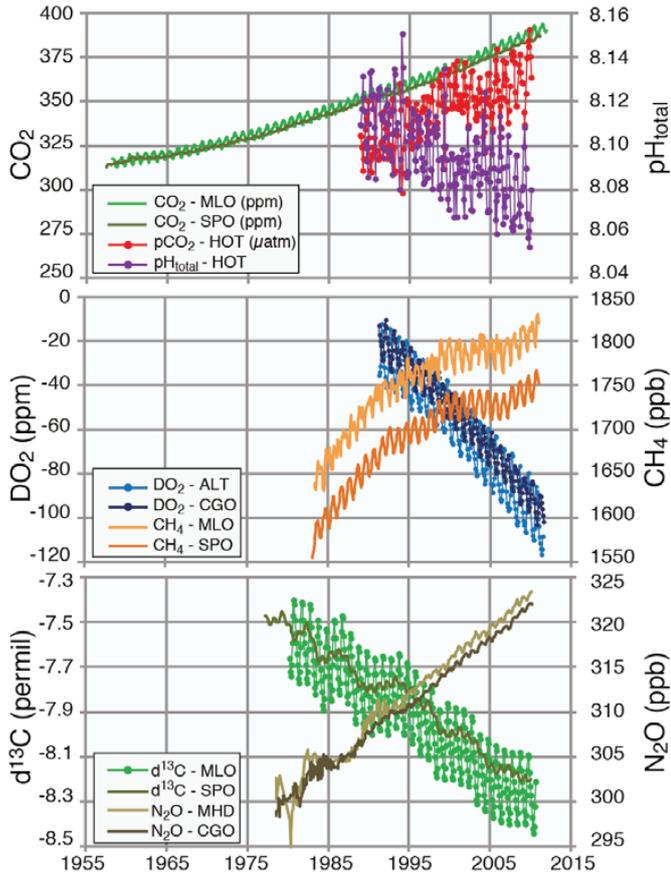
관련해서, 북반구에 위치한 관측소는 남반구에 위치한 관측소보다 약간 더 높은 농도값을 보여준다. 관측된 대기 중 CO<sub>2</sub> 증가의 인위적 원인에 대한 독립적인 일련의 증거로는 관측된 대기 중 O<sub>2</sub> 함유량의 지속적 감소와 대기 중 CO<sub>2</sub>의 안정 동위원소 비(<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C)의 감소가 있다(그림 TS.5). {2.2.1, 6.1.3}

화석연료와 토지이용에 의해 배출된 탄소의 일부 잔류량은 해양과 육지의 생태계에 의해 재흡수된다. 다양한 방식과 자료세트들(예: 해양 탄소, 산소, 단기 추적자 자료)를 사용한 서로 독립적인 추정치 간에 높은 일치를 보이고

있다는 점에서 1994-2010년에 인위적 탄소의 전지구 해양 인벤토리가 증가되었을 가능성이 매우 높다. 2011년엔 155 [125-185] PgC로 추정된다. 독립적인 자료(해양 Cant 인벤토리 변화, 대기 중 O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> 측정치, 또는 pCO<sub>2</sub> 자료)와 다른 기간 동안 계산된 연간 전지구 해양 흡수율은 각 방법의 불확실성 내에서 서로 일치하고, 1.0-3.2 PgC yr<sup>-1</sup> 범위 안에 있을 가능성이 매우 높다. 해양에서의 인위적 탄소 저장률에 대한 지역 관측은 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도의 증가로부터 유래한 예상 증가율과 전반적으로 일치하지만, 시간적, 공간적으로 큰 차이가 있다. {3.8.1, 6.3}



**그림 TS.4 :** 1750-2011년에 대기, 토지, 해양에서의 연간 인위적 CO<sub>2</sub> 배출 및 이들의 대기, 육지 및 해양으로의 배분(PgC yr<sup>-1</sup>). (위) CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center)에 의해 추정된 범주 별 화석연료와 시멘트로 인한 CO<sub>2</sub> 배출. (아래) CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center)에 의해 추정된 화석연료 및 시멘트로 인한 CO<sub>2</sub> 배출, 순수한 토지이용 변화(주로 삼림벌채)로 인한 CO<sub>2</sub> 배출은 토지 피복도 변화 자료를 토대로 한다(표 6.2 참고). 1959년 이전 대기 중 CO<sub>2</sub> 증가율은 빙핵 관측 자료에 대한 스플라인 내삽방법(spline fit)과 1959년 이후 대기 관측 결과의 종합에 기반한다. 빙핵 관측 자료에 대한 회귀는 대기 중 CO<sub>2</sub>의 대규모 연간 변동성을 포함하지 않으며 파선으로 표시된다. 해양에 의한 CO<sub>2</sub> 흡수량은 모델과 관측 자료의 결합 결과를 토대로 한다. 잔여지제거량(그림에서 녹색으로 표시된 구간)은 다른 항들의 잔여값(residual)으로부터 계산된다. 배출 및 배분은 1750년 이후 변화된 플럭스만을 포함하지만, 해당 시기 이전부터 오늘날까지 존재하는 대기, 육지, 해양 저장소 사이의 자연적인 CO<sub>2</sub> 플럭스(예: 풍화를 통한 대기 중 CO<sub>2</sub> 흡수, 호수와 강으로부터의 CO<sub>2</sub> 방출, 강으로부터 운반된 CO<sub>2</sub>의 해양에 의한 방출(그림 6.1 참고)은 포함하지 않는다. 각 항의 불확실성은 6장에서 논의되고 있으며, 10년 평균 값은 표 6.1에 보고되어 있다. {그림 6.8}



**그림 TS.5** : 대기 중 CO<sub>2</sub> 및 산소 농도, CO<sub>2</sub>내 <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C 안정동위원소비, CH<sub>4</sub> 및 N<sub>2</sub>O 농도, 북반구 및 남반구의 대표적인 시계열 관측소에서 기록된 p CO<sub>2</sub> 및 pH의 해수면 관측값. MLO: Mauna Loa Observatory, Hawaii; SPO: South Pole; HOT: Hawaii Ocean Time-Series station; MHD: Mace Head, Ireland; CGO: Cape Grim, Tasmania; ALT: Alert, Northwest Territories, Canada. 관련 그림 SPM.4에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다. {그림 3.18, 6.3, FAQ 3.3, 그림 1}

다른 탄소 저장소 변화에 따른 차이에 의해 1750~2010년 기간 동안 자연 육상 생태계(토지사용 변화에 영향을 받지 않은)는 160 [70-250] PgC을 축적한 것으로 추정된다. 자연 육상생태계에 의한 탄소 축적은 주로 더 높아진 CO<sub>2</sub> 농도 및 질소 침적, 그리고 중위도와 북위도에서 늘어난 성장기간 하에서 증가된 광합성에 의한 CO<sub>2</sub> 흡수를 통해서 주로 이뤄졌을 것으로 추정된다. 자연 탄소 흡수는 다양한 시간 규모에서 일어나는 물리적, 생물학적, 그리고 화학적 과정으로 인해 지역적으로 변한다. 육상 생태계에 의해 흡수된 여분의 대기 중 CO<sub>2</sub>는 단수명 탄소 저장소(잎, 잔뿌리)부터 장수명 저장소(줄기, 토양 탄소)에 이르기까지 다양한 탄소 저장소에 유기물로 저장된다. {6.3; 표 6.1}

**TS.2.8.2 탄소 및 해양 산성화**

인류에 의한 CO<sub>2</sub>의 해양 흡수는 점진적인 해양 산성화를 유발한다. 표층수의 pH<sup>11</sup>는 산업시대 초기 이후로 0.1 감소했는데(높은 신뢰도), 이는 수소 이온

농도가 26% 증가한 것에 해당한다. 표층수에서 관측된 pH경향은 연간 -0.0014에서 -0.0024사이이다. 해양 내부에서 인위적인 CO<sub>2</sub>의 흡수뿐만 아니라 자연적이고 생물학적 과정들이 10년 규모 및 그보다 긴 시간 규모에서 pH 변화를 유발할 수 있다. {3.8.2; 박스 3.2; 표 3.2; FAQ 3.3}

**TS.2.8.3 메탄**

산업화 이전 시대 이후로 CH<sub>4</sub>의 농도는 1750년 722[697-747]ppb에서 2011년 1803 [1799-1807] ppb로 2.5배 증가했다(그림 TS.5). 산업화 시대에 대기 중 CH<sub>4</sub> 증가는 인위적 활동이 원인이다(매우 높은 신뢰도). 반추동물의 엄청난 증가, 화석연료의 추출과 사용에 의한 배출, 벼농사 확대, 폐기물 및 쓰레기 매립으로 인한 배출이 주요한 인위적 CH<sub>4</sub> 발생원이다. 전체 배출에서 인위적 배출이 차지하는 비중은 50%에서 65% 사이이다. 이전 수세기에는 포함되지 않았던 자연적인 지질학적 CH<sub>4</sub> 배출을 포함하면 총 CH<sub>4</sub> 배출의 화석 성분(즉, 화석연료 산업에서의 누출과 관련된 인위적 배출과 자연적인 지질학적 누출)은 총CH<sub>4</sub> 배출량의 약 30%가 될 것으로 추정된다(중간 신뢰도). {2.2.1, 6.1, 6.3.3}

최근 수십 년 동안 대기 중 CH<sub>4</sub> 증가는 가변적이었다. 1990년대 약 십 년 동안 CH<sub>4</sub> 농도는 상대적으로 안정적이었지만 2007년부터 다시 증가하기 시작했다. 이러한 새로운 증가를 주도하는 정확한 원인은 여전히 논란의 대상이다. 전지구 연간 변동성의 주요 원인은 기후로 인한 자연습지에서의 CH<sub>4</sub> 배출 변동(2000~2009년(상향추정기반): 177-284 x 10<sup>12</sup> g (CH<sub>4</sub>)yr<sup>-1</sup>)이며(높은 신뢰도), 화재 발생빈도가 높은 시기 동안의 바이오매스 연소로 인한 배출은 큰 비중을 차지하는 원인이 아니다. {2.2.1, 6.3.3; 표 6.8}

**TS.2.8.4 아산화질소**

산업화 이전 시대 이후, 대기 중 N<sub>2</sub>O 농도는 1.2배까지 증가했다(그림 TS.5). CO<sub>2</sub> 발생원 및 흡수원의 상호작용 외에도 질소순환의 변화가 육지에서 그리고 해양으로부터의 N<sub>2</sub>O 배출에 영향을 미친다. {2.2.1, 6.4.6}

**TS.2.8.5 해양 산소**

1960년대 이후 많은 해양 지역에서 외해(open ocean)의 수온약층의 산소농도가 감소하고 있다는 분석들 간에 높은 일치도가 나타나고 있다(중간 신뢰도). 이러한 전반적인 감소는 온난화로 인한 성층화가 표층수로부터 수온약층으로의 산소공급을 줄이고, 따뜻해진 물은 더 적은 산소를 함유할 수 있으며 바람에 의한 순환이 산소 농도에 영향을 미칠 것이라는 기대와 일치한다. 최근 수십 년 사이 열대의 산소 극소대역이 확장되었을 가능성이 높다. {3.8.3}

<sup>11</sup> pH는 산성의 정도를 나타내는 지수이다. pH 값이 감소되었다는 것은 산성이 증가했다는 것을 의미한다(산성화).

## TS.3 기후변화의 원인

### TS.3.1 서론

인간의 활동은 지구 지표와 대기조성의 지속적인 변화를 이끌어 왔다. 이러한 변화 중 일부가 지구의 에너지수지에 직간접적으로 영향을 미쳤고 그로 인해 기후변화의 동인이 된다. 복사강제력(Radiative forcing, RF)은 외부 섭동에 대한 반응에 따른 지구 에너지 수지의 순 변화를 나타내는 척도로(박스 TS.2 참고), 양의 RF는 온난화로, 음의 RF는 냉각으로 이어진다. RF 개념은 지구 복사수지에 영향을 미치는 각각의 요소가 전지구평균 지표온도에 미치는 영향을 비교하는 데 유용하다. AR5에 제시된 정량적인 값은 이전 IPCC 보고서의 값과 일치하지만 몇 가지 중요한 수정 사항이 있다(그림 TS.6). 현재 사용되는 유효복사강제력(Effective Radiative forcing, ERF)은 RF 개념에서 일정한 것으로 가정된 대기 및 지표를 구성하는 요소의 신속한 적응이 포함된 강제력 요소의 영향을 정량화하는 데 이용되고 있다(박스 TS.2 참고). RF와 ERF는 별도의 언급이 없는 한 1750-2011년 (“산업화 시대”로 불림)의 변화를 토대로 추정된다. 불확실성은 RF와 ERF의 최적 추정치와 함께 제시되며, 5-95%(90%)의 신뢰범위를 따른다. {8.1, 7.1}

또한 전지구평균 RF 또는 ERF 외에도 강제력의 공간 분포, 시간적 변화, 기후 되먹임도 다양한 기후 원인으로 인한 결과적인 영향을 판단하는 데 있어 중요한 역할을 한다. 지표의 변화 또한 자연에서 복사가 아닌 과정을 통해 국지적이고 지역 기후에 영향을 미칠 수 있다. {8.1, 8.3.5, 8.6}

### TS.3.2 온실가스로 인한 복사강제력

인간의 활동은 직접적(가스 또는 입자 배출을 통해) 또는 간접적(대기 화학적 반응을 통해)으로 대기조성의 변화를 유발했다. 산업화 시기 동안 인위적

배출은 잘 혼합된 온실가스(well-mixed greenhouse gas: WMGHG) 농도의 변화를 야기했다(TS.2.8절 및 TFE.7 참고). 산업화 이전 시대 이후 과거 WMGHG 농도는 직접 측정 및 빙하코어 기록을 토대로 이해가 높아졌고, WMGHG 복사특성도 잘 알려져 있다는 점에서 농도 변화로 인한 RF의 계산에 의하여 한정된 값으로 제시된다(그림 TS.6). WMGHG 복사 영향에 관한 이해는 AR4 이후 크게 달라지지 않았다. 따라서 AR4에 비해 RF 추정치가 변화된 것은 주로 농도 증가가 원인이다. WMGHG ERF의 최적 추정치는 RF와 같지만, 구속조건이 적절히 적용되지 않은 (poorly constrained) 구름 반응으로 인해 불확실성 범위가 두 배 커졌다. 관측의 질이 향상되면서 CO<sub>2</sub>를 비롯한 대부분의 WMGHG의 대기 중 농도가 증가하고 결과적으로 2005-2011년에 복사강제력의 뚜렷한 증가로 이어졌다. 농도 변화에 기반해 산출한 2011년 전체 WMGHG의 RF는 2.83 [2.54-3.12] Wm<sup>-2</sup>(매우 높은 신뢰도)이다. 이는 AR4 이후 0.20 [0.18-0.22] Wm<sup>-2</sup>정도 증가한 것으로, 2005년 이후 CO<sub>2</sub> 농도가 증가한 것이 주요 원인이다. 산업화 시대의 CO<sub>2</sub> RF는 1.82 [1.63-2.01] Wm<sup>-2</sup>이다. 지난 15년 간 CO<sub>2</sub>는 WMGHG로 인한 RF 증가의 지배적인 기여요소였으며, CO<sub>2</sub> RF의 평균 증가율은 10년 당 0.3 Wm<sup>-2</sup>에 약간 못 미치는 수준이었다. WMGHG RF의 불확실성은 복사특성에서 일부 원인을 찾을 수 있지만 구름을 비롯한 대기 복사 전달이 주요 원인이다. {2.2.1, 5.2, 6.3, 8.3, 8.3.2; 표6.1}

10년 간의 안정 이후 최근 증가하기 시작한 CH<sub>4</sub> 농도는 AR4에 비해 2% 강화된 0.48 [0.43-0.53] Wm<sup>-2</sup>의 RF를 야기했다. 현재 메탄으로 인한 RF가 모든 할로겐화 탄소로 인한 RF보다 클 가능성이 매우 높다. {2.2.1, 8.3.2}

AR4이후 대기 중 N<sub>2</sub>O가 6% 증가하면서 0.17 [0.14-0.20] Wm<sup>-2</sup> RF를 야기했다. N<sub>2</sub>O 농도는 지속적으로 증가하고 있는 반면, 지난 수십 년간 WMGHG 중 RF에 세 번째로 큰 기여를 해온 CFC-12의 대기 중 농도는 몬트리올 의정서에 따른 단계적 배출 금지 규약에 따라 감소하고 있다. AR4에 따르면

#### 박스 TS.2: 복사강제력과 유효복사강제력

복사강제력(RF)과 유효복사강제력(ERF)은 지구 외부의 변화로 인해 발생하는 지구 에너지 수지의 변화를 정량화하는 데 이용된다. RF와 ERF는 제곱미터 당 와트(Wm<sup>-2</sup>)로 표현된다. 이전의 IPCC 보고서에서와 같이 AR5에서 RF는 권계면의 순 하향 플럭스(단파 + 장파) 변화로 정의되는데 이때 성층권 온도는 복사평형에 맞게 재조정된 반면 대류권 온도, 수증기, 운량 등의 다른 상태 변수는 섭동되지 않은 값으로 고정된 상태이다(용어 참고). {8.1.1}

RF의 개념은 매우 유용한 것으로 입증되었지만 지구 지표와 대류권의 신속한 적응을 포함함으로써 기후반응을 정량화하는 것에 대한 더 효과적인 측정기준을 얻을 수 있다. 이러한 신속한 적응은 다양한 시간 규모에서 발생하지만 전지구평균 지표온도 변화에 대한 반응과는 구별된다. 특히 에어로졸은 강제력에 대한 해양(상층부까지도)의 적응보다 더 짧은 시간 규모에서 대기 온도 프로파일과 구름의 특성에 영향을 미친다. AR5에서 정의된 ERF는 전지구평균 지표온도 또는 해양온도 및 해빙면적을 제외한 다양한 변수와 관련하여 섭동에 대한 신속한 적응을 가능하게 한다. 인위적 에어로졸의 경우 ERF와 RF값은 크게 차이가 있는데 이는 구름과 눈, 빙하에 미치는 영향이 다르기 때문이다. 온실가스와 같이 지구 에너지 수지에 영향을 미치는 다른 요소의 경우 ERF와 RF 값은 상당히 유사하다. RF는 계산에 필요한 컴퓨터 자원이 크게 필요하지 않으며, 기상 변화에 의해 영향을 받지 않기 때문에 작은 강제력을 분리하는 데 효과적이라는 점을 고려하면 상당히 유용할 수 있다. RF와 ERF가 크게 차이 나는 경우, ERF가 전지구평균 지표온도 반응을 나타내는데 더 효과적인 지표로 밝혀졌기 때문에 AR5에서 강조되고 있다. {7.1.3, 8.1; 박스 8.1}

기술 요약보고서

N<sub>2</sub>O가 현재 RF 에 세 번째로 큰 기여를 하는 WMGHG 요소이다. 할로겐화 탄소는 AR4에서 보고된 수치와 비슷하다. CFC로 인한 RF는 감소하고 있지만 많은 대체물질들로 인한 RF는 증가하고 있다. 네 개의 할로겐화 탄소(CFC-11, CFC-12, CFC-113, HCFC-22)가 전체 할로겐화 탄소 RF의 85%를 차지한다. 지난 5년간 앞의 세계 화합물로 인한 RF는 감소하고 있지만, HCFC-22로 인한 RF가 그보다 더 크게 증가하고 있다. 1970년대와 1980년대에 비해 지난 10년 간 모든 WMGHG로 인한 RF의 증가율이 약해졌으며, 이는 비 CO<sub>2</sub> RF의

느린 증가가 원인이다(높은 신뢰도). {2.2.1, 8.3.2}

단수명 GHG 오존(O<sub>3</sub>)과 성층권 수증기도 인위적 강제력에 기여하는 요소다. 관측에 의하면, 1990년대 전반에 걸쳐 영향을 받지 않은 많은 지역(배경)에서 O<sub>3</sub>가 증가했을 가능성이 높다. 지난 10년 동안 이러한 증가는 주로 아시아 지역에서 계속됐고(제한된 지역에 대한 관찰을 통해), 유럽 지역에선 완만해졌다. 오존 변화로 인한 총 RF는 0.35 [0.15-0.55] Wm<sup>-2</sup>이고(높은

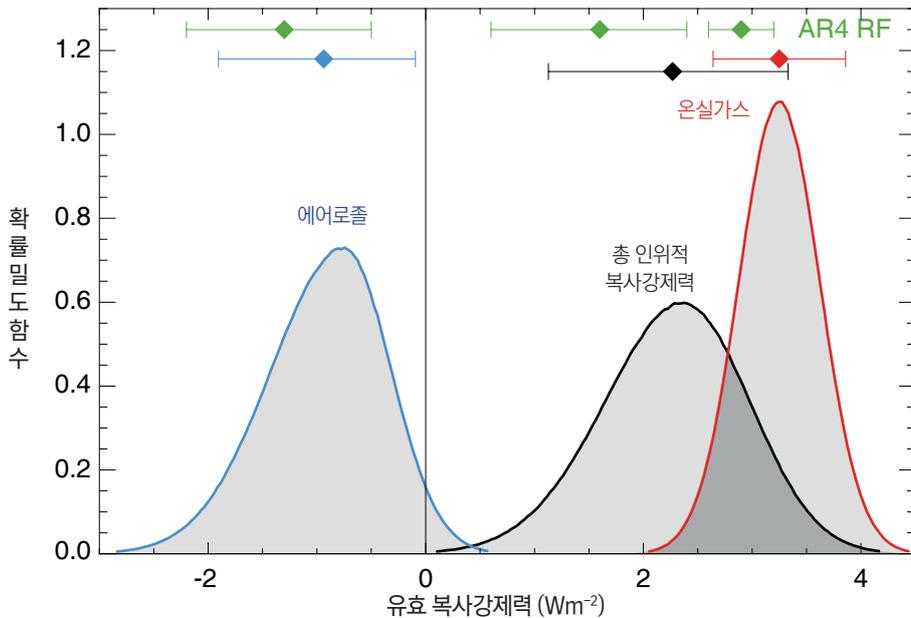
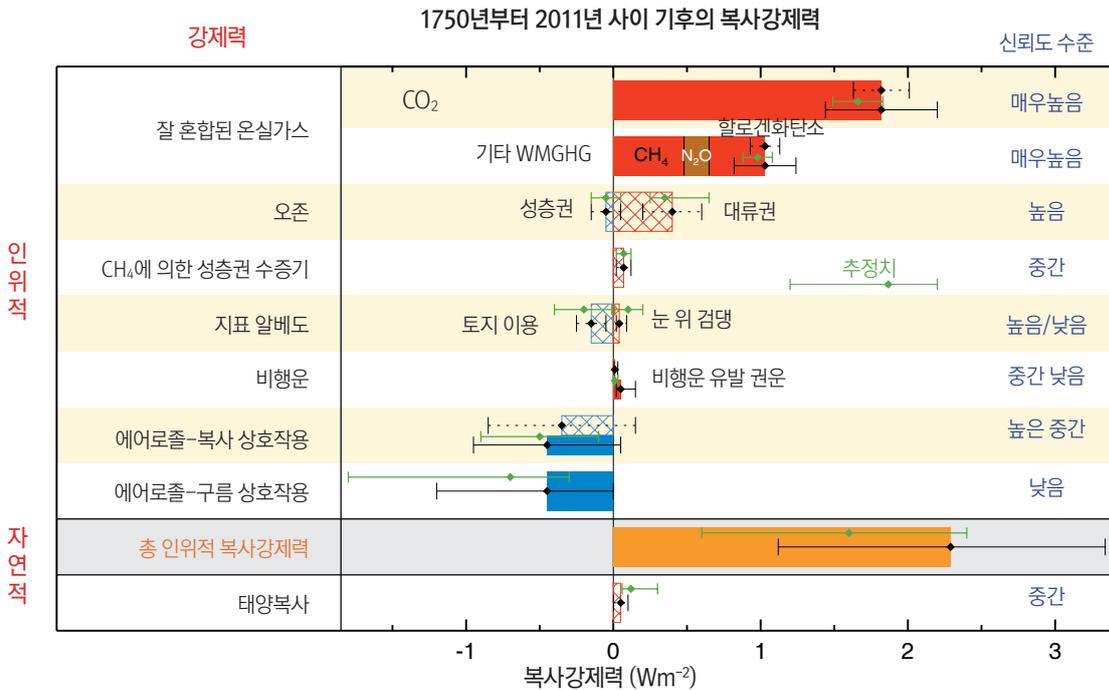


그림 TS.6 : 산업화 시기 기후변화의 복사강제력(RF)과 유효복사강제력(ERF). (위)1750-2011년에 농도 변화에 의한 강제력과 불확실성 범위(채워진 막대는 ERF, 빗금무늬 막대는 RF, 초록색 다이아몬드와 관련 불확실성은 AR4에서 평가된다. (아래)에어로졸, 온실가스(GHG), 총 인위적 복사강제력의 ERF 확률밀도함수. 초록색 선은 AR4 RF 90% 신뢰구간을 나타내며, AR5 90% 신뢰구간을 나타내는 빨간색, 파란색, 검은색 선과 비교가 가능하다(RF와 ERF는 특히 에어로졸에 있어서 다르다). 지표 알베도 변화와 비행운 및 비행운 유발 권운의 결합에 의한 ERF는 총 인위적 강제력에 포함되지만 별도의 확률밀도함수로 표현되지 않았다. 일부 강제력 메커니즘의 경우(오존, 토지이용, 태양), RF가 ERF를 대표하는 것으로 간주되지만 17%의 추가적인 불확실성이 RF 불확실성에 추가된다. {그림8.15, 8.16}

신뢰도), 대류권 오존으로 인한 RF는 0.40[0.20-0.60] Wm<sup>-2</sup>(*높은 신뢰도*)이며 성층권 오존으로 인한 총 RF는 -0.05 [-0.15-0.05] Wm<sup>-2</sup> 이다(*높은 신뢰도*). 오존은 대기로 직접 배출되지 않고, 광화학반응을 통해 형성된다. 대류권에서 이러한 반응에는 다양한 자연적, 인위적 발생원으로부터 대기로 배출된 전구 화합물(precursor)이 관련된다. 대류권 오존 RF는 대개 메탄, 일산화탄소, 휘발성 유기물질, 질소산화물의 증가에 기인하는 반면, 성층권 오존 RF는 주로 인위적 할로겐화 탄소의 오존파괴가 원인이다. 그러나 새롭게 제시된 강력한 증거에 의하면, 대류권과 성층권 오존 변화 간의 상당한 연관성이 있으며, 0.50 [0.30-0.70] Wm<sup>-2</sup> 의 총 오존 RF는 대류권 오존 전구물질 배출에 기인하고, -0.15 [-0.30-0.00] Wm<sup>-2</sup> 는 할로겐화 탄소에 의한 오존파괴에 기인한다. 대류권 오존이 식물생리와 식생의 CO<sub>2</sub> 흡수에 유해한 영향을 미친다는 강력한 증거가 있다. 감소된 흡수량은 대기 CO<sub>2</sub> 농도의 간접적인 증가로 이어진다. CO<sub>2</sub> RF의 일부는 CO<sub>2</sub>의 직접배출이 아닌 오존 또는 그 전구물질에 기인하지만, 정량적 추정치에 대한 *신뢰수준은 낮다*. CH<sub>4</sub>산화로 인해 생성된 성층권 수증기의 RF는 0.07 [0.02-0.12] Wm<sup>-2</sup>이다. 성층권 수증기의 기타 변화와 대류권 수증기의 모든 변화는 강제력이 아니라 되먹임으로 여겨진다. {2.2.2, 8.1-8.3; FAQ 8.1}

### TS.3.3 인위적 에어로졸로 인한 복사강제력

인위적 에어로졸은 에어로졸-복사 상호작용(ari)과 에어로졸-구름 상호작용(aci)의 두 가지 유형으로 분류할 수 있는 다중 과정을 통해 기후복사강제력을 야기한다(그림 TS.6). AR4 이후, 기후 관련 에어로졸 성질(크기 분포, 흡습성, 화학조성, 혼합 상태, 광학 및 구름 핵형성의 성질 등)과 에어로졸의 대기 중 분포에 관한 관측과 모델링에 있어서 발전이 있었다. 그럼에도 불구하고 전지구 에어로졸 광학적 깊이와 기타 전지구 에어로졸 성질에 관한 장기적인 경향의 평가에는 여전히 상당한 불확실성이 존재한다. 이는 측정의 어려움, 관련 변수의 관측 부족, 높은 시공간적 변동성, 상대적으로 짧은 관측 등이 원인이다. 에어로졸 모델의 증거와 관측 자료를 이용해 산출된 인위적 RFari의 최적 추정치는 -0.35 [-0.85-0.15] Wm<sup>-2</sup>이다(*높은 신뢰도*). RFari는 여러 가지 유형의 에어로졸에 의해 유발된다(TS3.6절 참고). RFari에 대한 신속한 반응(특히 구름 조정)은 음의 강제력으로 이어지고 주로 검댕에 기인한다. 결과적으로 ERFari는 RFari보다 더 음의 값을 가지며(*낮은 신뢰도*), 최적 추정치는 -0.45 [-0.95-0.05] Wm<sup>-2</sup>이다. RFari에 대한 추정치는 AR4에서 보고된 것보다 더 적은 음의 값을 갖는데 이는 에어로졸 흡수에 대한 재평가가 반영된 것이다. 추정치의 불확실성은 더 넓지만 더 확실하다. {2.2.3, 7.3, 7.5.2}

에어로졸-구름 상호작용에 대한 이해가 높아짐에 따라 전지구 에어로졸-구름 강제력 추정에서 추정치의 크기가 감소했다. 에어로졸로 인한 총복사강제력(ERFari+aci, 눈과 빙하 위의 흡수 에어로졸의 영향 제외)은 -0.9 [-1.9 - -0.1] Wm<sup>-2</sup>로 추정된다(*중간 신뢰도*). 이러한 추정치는 모든 신속한 적응(구름 수명과 에어로졸의 미시물리학적 영향이 혼합 단계, 빙하, 대류구름에 미치는 영향의 변화)을 포함한다. 이러한 범위는 위성기반 연구와 기후모델의 추정치에 동일한 가중치를 부여함으로써 얻어졌다. 이러한 연구들은 AR4

에서 논의된 것보다 ERFaci에 대한 더 적은 음의 추정치를 뒷받침하는 많은 증거들을 제공한다. {7.4, 7.5, 8.5}

눈과 빙하 위 검댕(BC)으로 인한 RF는 0.04 [0.02-0.09] Wm<sup>-2</sup> 로 추정된다(*낮은 신뢰도*). 이전 IPCC 평가와 달리, 이 추정치는 해빙에 미치는 영향을 포함하고 더 많은 물리 과정을 설명하며 모델과 관측 증거를 통합했다. 이러한 RF는 CO<sub>2</sub> 보다 단위 강제력당 2-4배 큰 전지구평균 지표온도의 변화를 가져왔다. 이는 모든 강제력 에너지가 기후에 대한 양의 알베도 되먹임을 이끄는 빙권에 직접 저장되기 때문이다. 이러한 영향은 북극지역을 비롯해 눈이나 빙하로 덮인 다른 지역에서 중요한 강제력 메커니즘을 대표할 수 있다. {7.3, 7.5.2, 8.3.4, 8.5}

에어로졸 강제력의 불확실성 범위가 크기는 하지만, 에어로졸이 GHG 강제력의 상당 부분을 상쇄해 왔다는 사실은 *높은 신뢰도*를 갖는다. 에어로졸-구름 상호작용은 개별 폭풍의 성격에 영향을 미칠 수 있지만, 에어로졸이 폭풍이나 강수 강도에 미치는 시스템적인 영향에 관해선 그 증거가 제한적이고 모호하다. {7.4, 7.6, 8.5}

### TS.3.4 지표변화 및 비행운으로 인한 복사강제력

인위적인 토지이용 변화(삼림벌채 등)가 지표 알베도를 증가시켜 -0.15 [-0.25- -0.05] Wm<sup>-2</sup> 의 RF를 야기했다는 확실한 증거가 있다. 자연적, 인위적 지표(농경지, 목초지)의 알베도에 대한 가정이 다르기 때문에 정량적 추정치의 범위도 여전히 넓다. 또한 기준연도인 1750년에 토지이용 변화가 얼마나 이루어졌는지를 비롯해, 토지이용 변화의 시간적 변화에 대한 측면이 여전히 논쟁 대상이다. 더욱이 토지이용 변화는 복사는 아니지만 지표 온도에 영향을 미치는 다른 변화(지표 조도, 잠열 플럭스, 하천 유출, 관개 등의 변화)를 야기한다. 이러한 변화들은 불확실성이 더 크고 정량화하기 어렵지만 전지구 규모에서 알베도 변화의 영향을 상쇄하는 경향이 있다. 결과적으로 토지이용변화로 인한 전지구 평균온도의 순 변화에 대한 후호의 일치 수준이 낮다. 삼림벌채를 비롯한 토지이용 변화 또한 WMGHG 농도에 큰 영향을 미치며, CO<sub>2</sub> 배출 또는 농도 변화와 관련된 해당RF에 기여한다. {8.3.5}

2011년 항공운송으로 인해 지속적으로 발생하는 비행운은 0.01 [0.005-0.03] Wm<sup>-2</sup> 의 양의 RF에 기여했으며(*중간 신뢰도*), 항공운송으로 인한 비행운과 비행운-권운 결합 ERF는 0.05 [0.02-0.15] Wm<sup>-2</sup> 로 평가된다(*낮은 신뢰도*). 강제력은 지역적으로 훨씬 클 수 있지만 평균 지표온도 또는 일교차에 있어서 지역적으로 관측 가능한 영향을 주지는 않는다(*중간 신뢰도*). {7.2.7}

### TS.3.5 기후변화의 자연적 원인에 의한 복사강제력

산업화 시대에 태양과 화산 강제력은 전지구 기후변화에 지배적으로 기여한 두 가지 자연적 요소이다. 1978년 이후 총 태양복사(TSI) 변화에 대한 위성관측 자료는 약 11년의 준주기 변동성을 보여준다. 일반적으로 장기간의



강제력은 태양 작용 최소값 비교를 통해 추정된다(변동성이 최소인 기간 동안). 가장 최근(2008년)의 최소값과 1986년의 최소값 사이의 RF 변화는  $-0.04$  [ $-0.08$ - $0.00$ ]  $Wm^{-2}$  다. 그러나 다양한 위성 자료의 결합을 통해 추정된 경향들에 있어서 일부 차이가 발견된다. 위성 관측 이전의 장기적인 TSI 경향은 수많은 간접 프록시에 의존적이다. 산업화 시대 전반에 걸친 TSI 변화로부터 추정된 최적의 RF는  $0.05$  [ $0.00$ - $0.10$ ]  $Wm^{-2}$ (중간 신뢰도)로 약 1980년까지 증가하다가 이후 축소된 RF경향을 포함한다. 이러한 RF 추정치는 AR4 추정치보다 크게 작아졌는데 이는 초기 IPCC 평가보고서 간의 태양 RF 추정 방식의 불일치와 최근 태양주기의 추가로 인한 것이다. 최근의 태양 최소값은 상당히 낮고 지속적인 경향을 나타내며, 향후 수십 년 간 TSI가 더 낮아질 것으로 전망되고 있다. 그러나 현재 태양복사의 전망 능력은 매우 제한적이어서 미래 태양 강제력에 대한 신뢰도가 매우 낮다. 그럼에도 불구하고 WMGHG로 인해 21세기 태양 강제력은 전망했던 것 보다 훨씬 작을 것이다(높은 신뢰도). {5.2.1, 8.4.1; FAQ 5.1}

태양 활동의 변화는 지구 대기에 입사하는 우주선(cosmic ray) 플럭스에 영향을 미치는데, 이러한 플럭스는 운량변화를 통해 기후에 영향을 미칠 것으로 가정되어 왔다. 우주선은 에어로졸 핵 형성을 강화하고 자유대류권에서 구름 응결 핵의 생성에 영향을 미칠 수 있지만, 그 영향은 태양 주기 동안(또는 지난 세기 전반에 걸쳐) 기후에 영향을 미칠 만큼 크지는 않다(중저 수준 중간, 일치/수준 높음). 우주선 변화와 운량 간의 확실한 연관성은 파악되지 않았다. 그러나 그러한 연관성이 존재한다면 그것을 설명하기 위해서는 우주선에 의해 유발되는 새로운 에어로졸 입자의 핵형성 이외의 다른 역할이 필요할 것이다. {7.3, 7.4.6}

현재 주요 화산폭발 후 몇 년 간 대규모의 RF가 존재한다는 사실을 비롯해 성층권의 화산 에어로졸 RF에 대한 이해가 높아졌다(박스 TS.5, 그림 1). 화산폭발로 인해 광물입자와 황산염 에어로졸 전구물질이 모두 대기에 더해지지만 작은 크기와 오랜 수명으로 인해 후자가 기후에서 더 중요한 복사 강제력을 갖는다. 화산폭발로 인한  $CO_2$  배출은 인위적 배출보다 100배 이상 적고, 100년의 시간 규모에서 중요하지 않은 요소다. 산업화 시기의 대규모의 열대 화산폭발은 매우 큰 음의 RF를 통해 1-10년 단위 규모의 기후변화에서 중요한 역할을 했다. 1991년 피나투보 화산폭발의 경우, 1년간  $-3.0$   $Wm^{-2}$  RF를 야기했다. 이후 큰 규모의 화산폭발은 없었지만, 2008-2011년에는 소규모의 화산폭발이 있었고,  $-0.11$  [ $-0.15$ - $-0.08$ ]  $Wm^{-2}$ 의 RF(높은 신뢰도)를 야기했다. 이는 1999-2002년 사이 기간에 비해 2배정도 강한 것이다. 작은 규모의 폭발은 고위도 주입물질의 양과 시기와 분출량에 따른 복사 강제력의 변화를 잘 표현해준다. {5.2.1, 5.3.5, 8.4; 부록II}

**TS.3.6 강제력 결합: 공간적, 시간적 발달**

산업화 시기의 강제력을 결합함으로써 강제력 요소 중 WMGHG RF만이 매우 높은 신뢰도를 갖는다는 사실을 발견할 수 있다. AR4와 비교해 개선된 증거와 이해를 통해 7개 강제력 요소의 신뢰도 수준이 증가했다. {8.5; 그림 8.14}

시간적 변화 측면에서 총 인위적 RF는 1750년부터 거의 지속적으로 증가해왔으며, 이러한 증가 경향은 특히 1860년 이후부터 두드러졌다. 1960년 이후 총 인위적 RF의 증가율은 산업화시대 초기보다 훨씬 높는데, 이는 주로 WMGHG 농도의 지속적인 증가가 원인이다. 총 인위적 강제력의 불확실성에 기여하는 주요 요소인 총 에어로졸 ERF의 시간적 변화에 대해선 아직 일치 수준이 낮다. 1950년부터 양의 WMGHG 강제력이 음의 에어로졸 강제력에 의해 상쇄되면서 총 인위적 강제력의 부분적인 불확실성이 점진적으로 감소하고 있다. 자연적 강제력이 WMGHG 강제력의 작은 부분을 차지한다는 사실을 뒷받침할 확실한 증거가 존재하며, 이러한 사실에 대한 일치 수준이 매우 높다. 지난 15년 간의 자연 강제력 변화는 이 시기 동안 증가한 인위적 강제력의 상당 부분(적어도 30%)을 상쇄했을 가능성이 높다(박스 TS.3). 산업화 시대와 1980-2011년 동안의 총 강제력에 가장 많은 기여를 한 것은  $CO_2$  강제력이다. 산업화 시대 전체 기간과 비교해볼 때, 1980-2011년 동안 다른 WMGHG에 대해  $CO_2$  강제력이 더 우세했으며, 1950-1980년에 비해 1980-2011년에 에어로졸 강제력에 의한 WMGHG 강제력 상쇄가 훨씬 작게 나타난다(높은 신뢰도). {8.5.2}

또한 강제력은 농도변화보다 배출의 원인이 될 수 있다(그림 TS.7). 대기 중  $CO_2$  농도의 변화에 대한 관점 또는  $CO_2$ 의 순 배출 변화의 영향에 대한 관점에서 이산화탄소는 과거 RF에 가장 많은 기여를 하는 강제력 요소이다. 그러나 다른 강제력 요소의 상대적 중요성은 선택된 관점에 따라 매우 다양하게 나타날 수 있다. 특히 메탄 배출(산업화 시대 전반에 걸쳐 최대  $1.0$   $Wm^{-2}$ )은 대기화학을 통한 여러 가지 간접적인 영향들로 인해 메탄 농도증가(최대  $0.5$   $Wm^{-2}$ )보다 더 큰 강제력이다. 또한 이산화탄소 배출은 명확한 양의 강제력을 갖는 반면, 반응성 산화 질소 배출은 음의 순 강제력을 야기할 가능성이 높지만 불확실성이 크다. 오존을 파괴하는 할로겐화 탄소의 배출은 양의 순 강제력을 야기할 가능성이 매우 높다. 할로겐화 탄소에 의한 성층권 오존파괴의 영향보다 할로겐화 탄소의 직접적인 복사 영향이 더 크기 때문이다.  $SO_2$ , 유기탄소, 암모니아의 배출은 음의 강제력을 야기하는 반면, 검댕의 배출은 에어로졸-복사 상호작용을 통해 양의 강제력으로 이어진다. 주의할 점은 광물성 먼지 강제력이 자연 요소 또는 기후피막임 효과를 포함할 수 있다는 점이다. {7.3, 7.5.2, 8.5.1}

WMGHG가 공간적으로 상당히 균일한 강제력을 보여주시는 하지만, 에어로졸, 오존, 토지이용 변화 등과 같은 다른 강제력 요소들은 공간적으로 매우 균일하지 않다. 20세기 초 북아메리카 동부와 유럽은 Rfari가 음의 최대값을 가지며, 1980년 동아시아, 동남아시아, 남아메리카, 중앙 아프리카까지 음의 값이 확대된다. 그러나 이후 북아메리카 동부와 유럽 지역에선 오염 통제로 인해 그 크기가 감소했으며, 대신 남아시아와 동아시아 지역에서 경제적 성장과 함께 배출이 증가하면서 최대 음의 강제력이 이 지역으로 이동했다. 총 에어로졸 ERF는 최대 음의 강제력을 나타내는 지역과 비슷한 양상을 보여주지만 일부 사막과 북극 지역에 대해 상당한 양의 강제력을 보여주기도 한다. 반면 20세기 전반에 걸쳐 전지구 평균 전체 대기 오존강제력이 증가했으며,  $15^{\circ}N$ - $30^{\circ}N$  부근에서 양의 최대값을 나타내지만 남극대륙에선 음의 값을 나타낸다. 알베도 변화에 따른 음의 토지이용 강제력은 산업화

TS

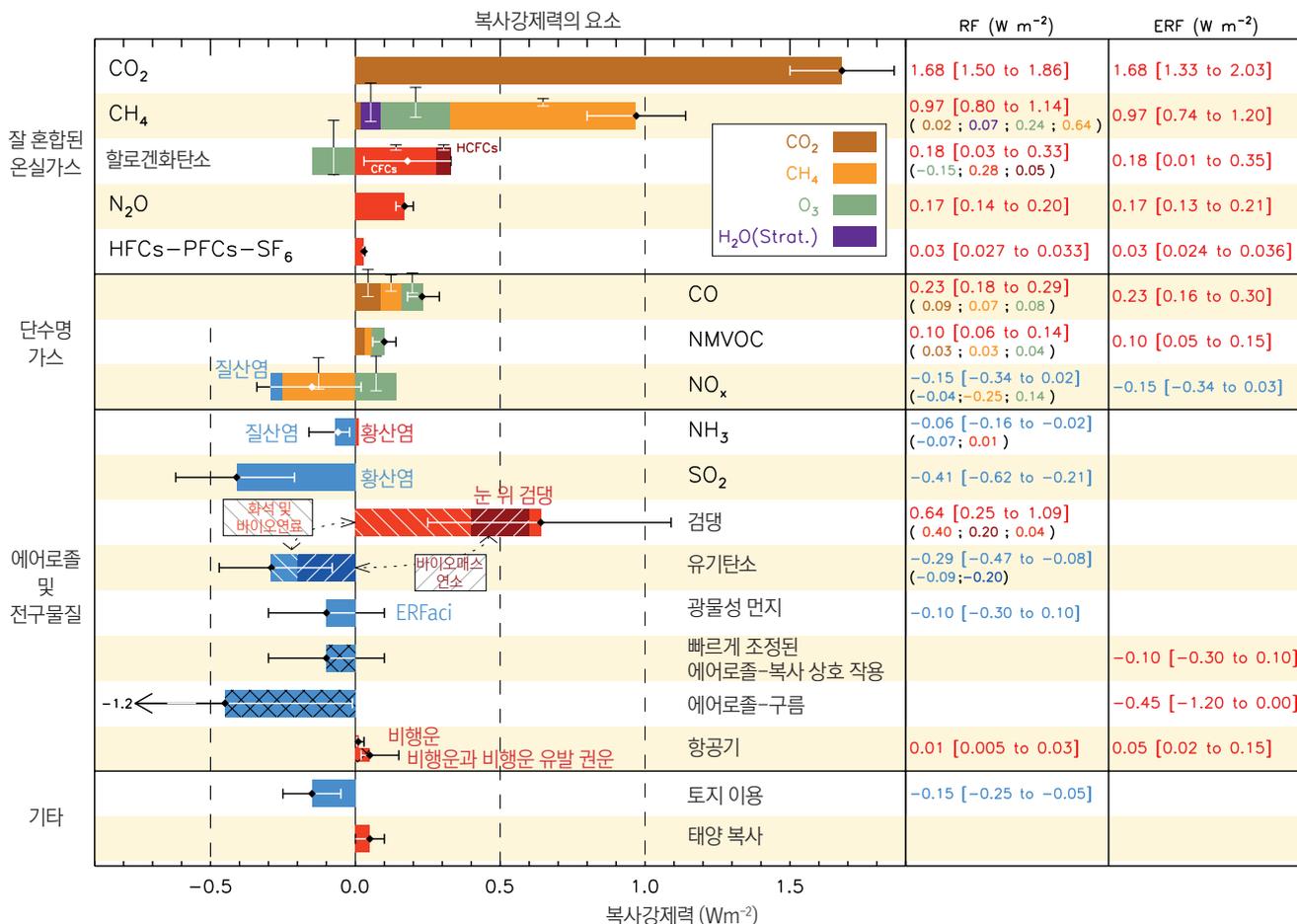
지역과 바이오매스 연소 지역에서 가장 강하게 나타났다. 이러한 강제력의 균질하지 않은 특성은 그에 상응하는 전지구 평균의 균질한 강제력보다 수문순환에 더 큰 영향을 미칠 수 있다. {8.3.5, 8.6}

대표농도경로 (Representative Concentration Pathways: RCPs, 박스 TS.6 참고)에 의하면 21세기 전반에 걸쳐, 인위적 복사강제력이 증가할 것으로 전망된다. 광범위한 미래 기간에서의 WGMHG 배출을 포함하는 RCP를 토대로 하는 단순한 모델 추정에 의하면 1750년에 비해 인위적 RF가 2050년 3.0-4.8 Wm<sup>2</sup>, 2100년 2.7-8.4 Wm<sup>2</sup>로 증가한다. 단기적으로 RCP들은 서로 비슷하다(또한 단기 기후강제력 배출은 문헌에 나타나는 미래 기간에 걸쳐 이어지지 않는다). 가령 2030년 RCP의 범위는 2.9에서 3.3 Wm<sup>2</sup> 사이의 값이다(2010-2030년 사이 RF는 0.7-1.1 Wm<sup>2</sup>). 하지만 21세기 중반 이후부터는 다양한 RCP 값이 나타난다(주로 CO<sub>2</sub>에 의해). RCP 시나리오에 따른 결과에 의하면 2000-2030년에 에어로졸 ERF의 변화는

작게 나타나지만 이후 에어로졸이 크게 감소하고 음의 총 에어로졸 ERF가 약화된다. 질산염 에어로졸의 경우, 몇몇 가용 모델에서 음의 강제력이 크게 증가하면서 이러한 감소 현상에 대한 예외를 보여준다. RCP간의 차이는 '시스템'에 이미 어느 정도의 미래 기후변화가 존재하지만, 일부 대기 강제력 요소의 과거 배출과 오랜 수명으로 인한 현재 복사 불균형으로 인해 사회적 선택이 여전히 미래 복사 강제력과 기후변화에 큰 영향을 미친다는 점을 시사한다. {8.2, 8.5.3, 12.3; 그림 8.22, 12.4}

### TS.3.7 기후 되먹임

되먹임도 미래기후변화를 판단하는데 있어 중요한 역할을 한다. 실제로 기후변화는 탄소, 물, 생지화학 순환의 조절을 유발함으로써 기대되는 온도 상승을 강화(양의 되먹임)하거나 약화(음의 되먹임)시킬 수 있다. 눈과 빙하 알베도 되먹임은 양의 되먹임으로 알려져 있다. 수증기와 기온감률 결합



**그림 TS.7** : 1750-2011년에 배출된 화합물에 따른 산업화 시기 기후변화 복사강제력(RF). 가로 막대는 전반적인 불확실성, 세로 막대는 개별 화합물의 불확실성을 나타낸다(세로 막대의 길이는 상대적인 불확실성에 비례하며, 전체 길이는 ± 50% 불확실성의 범위에 상응한다). 반응의 전체 및 개별 화합물(왼쪽에서 오른쪽)의 최적 추정치가 오른쪽 칸에 제시되어 있다. 수치는 에어로졸-구름 상호작용 ERF(ERFaci)으로 인한 효과적인 복사강제력(ERF) 및 에어로졸-복사 상호작용(RFari Rapid Adjust)으로 인한 RF와 관련하여 빠르게 조정된 값을 제외한 RF를 의미한다. 에어로졸-복사 상호작용(-0.35 Wm<sup>-2</sup>)으로 인한 총 RF는 개별 화합물의 RF합(-0.33Wm<sup>-2</sup>)과 약간 차이가 있다. 에어로졸-복사 상호작용으로 인한 총 RF는 그림 SPM.5의 기반이 된다. 형태는 현재 충분히 정량화되어 있지 않은 다양한 요소에 따라 달라지므로 2차 유기 에어로졸은 포함되지 않았다. 비행운의 ERF에는 권운을 유도하는 비행운이 포함되어 있다. ERFaci=-0.45 [-1.2-0.0] Wm<sup>-2</sup> 및 ari=-0.1 [-0.3-0.1] Wm<sup>-2</sup> 의 빠른 조정으로 -0.55 [-1.33-- -0.06] Wm<sup>-2</sup>의 에어로졸로 인한 통합 조정 화합물이 발생한다. CFCs= 염화불화탄소, HCFCs= 수소염화불화탄소, HFCs=수소불화탄소, PFCs= 과불화탄소, NMVOC=비메탄계 휘발성유기화합물, BC=검댕. 관련 그림 SPM.5에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다. {그림 8.17}

되먹임은 양의 되먹임일 가능성이 대단히 높으며, 현재 상당히 정량화되어 있지만 구름 되먹임은 불확실성이 크다(TFE.6 참고). 또한 새로운 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 모델들은 일관되게 양의 탄소순환 되먹임 즉, 미래 기후변화에 대한 반응으로 감소된 자연 CO<sub>2</sub> 흡수를 추정한다. 특히 모델에서 해양의 탄소순환은 양의 되먹임이다. 열대 육지 생태계의 탄소 제거는 일관성이 낮으며, 완전히 설명되지 않은 가뭄이나 화재와 같은 과정을 통한 기후변화에 민감할 수 있다. AR4 이후 크게 갱신된 것은 일부 CMIP5 육지 탄소모델에 영양역학(특히 질소 이용률 변화에 따른 식물성장 제한)이 도입되었다는 사실이다. 질소순환을 설명하는 순 영향은 주어진 인위적CO<sub>2</sub> 배출량의 궤적에 대해 더 작게 추정된 토지에 의한 제거량이다(TFE.7 참고). {6.4, 박스 6.1, 7.2}

높은 일치를 보이는 모델 및 생태계 온난화 실험들에 의하면, 온난해진 기후에서 단위지역 당 습지 CH<sub>4</sub> 배출이 증가하지만, 습지 지역의 규모는 습지 수문에 영향을 미치는 온도와 강수의 지역적 변화에 따라 증가하거나 감소할 수 있으며, 이에 따라 습지 CH<sub>4</sub> 배출의 정량적 전망은 신뢰도가 낮다. 수화물과 영구동토 내 탄소 저장고는 매우 크기 때문에 매우 강력한 되먹임으로서 작용할 가능성이 있다. 구축조건이 적절히 적용되지는 않았지만(poorly constrained), 21세기 전세계적으로 수화물로부터 대기로의 CH<sub>4</sub> 방출은 낮을 가능성이 높다. 이는 해양의 불포화상태, 장기간의 해수순환, 해저를 통한 느린 속도의 온난화 확산이 원인이다. 녹음이 진행 중인 영구동토로부터의 탄소 방출은 긍정적인 되먹임을 제공할 가능성이 매우 높지만, 그 강도에 관한 정량적 전망의 신뢰도는 제한적이다. {6.4.7}

에어로졸-기후 되먹임은 주로 자연 에어로졸 발생원의 강도 변화 또는 자연적, 인위적 에어로졸의 제거에 대한 효율의 변화를 통해 발생한다. 일부 모델링 연구들은 이러한 되먹임의 크기가 작으며, 신뢰수준이 낮다고 평가한다. 디메틸황화물 배출 변화에 대한 구름 응결핵의 약한 민감도로 인해 디메틸 황화물, 구름 응결핵, 구름 알베도와 관련된 되먹임(불확실성 신호의)이 약하며, 이에 대한 신뢰수준은 중간이다. {7.3.5}

**TS.3.8 배출 측정기준**

기후변화와 관련하여, 다양한 물질별 배출, 지역/국가, 원인/부문별 배출의 상대적, 절대적 기여를 정량화하고 교류하는 데 다른 측정기준들도 이용될 수 있다. AR4까지 가장 일반적인 측정기준은RF를 특정 기간에 통합한 전지구온난화지수(Global Warming Potential: GWP)였다. 이 측정기준은 다양한 물질의 복사효율성과 대기에서의 체류기간을 설명하고, 기준 가스인 CO<sub>2</sub> 값에 비례한 값을 제공한다. 현재 관심이 늘고 있는 전지구온도변화지수(Global Temperature change Potential: GTP)는 주어진 시간에서의 전지구 평균 지표온도를 토대로, 복사효율과 대기 중 체류기간과 함께 기후반응을 설명하며, GWP와 마찬가지로 CO<sub>2</sub> 를 기준으로 한 값과 비례한 값을 제공한다. GWP와 GTP 모두 기간을 이용하며(그림 TS.8 위), 그 선택은 주관적이고 맥락 의존적이다. 일반적으로 단기 기후강제요인의 경우GWP가 GTP보다 높는데 이는 GWP에 이용되는 통합 강제력의 균등한 시간

가중 때문이다. 이런 점에서 기간의 선택만큼이나 측정기준의 선택이 단기 기후 강제요인과 WMGHG의 상대적인 중요성에 큰 영향을 미칠 수 있다. 현재 배출(연배출량)의 영향에 관한 분석에 의하면 검댕, 이산화황, 메탄과 같은 기후강제요인은 단기간의 경우 CO<sub>2</sub> 와 기여도가 비슷하지만(같은 방향 또는 반대방향), 장기간의 경우엔 CO<sub>2</sub> 배출의 영향이 지배적인 것과 달리 기후강제요인의 영향이 계속해서 감소한다(그림 TS.8 위). {8.7}

다른 많은 측정기준들은 원인-반응-영향의 사슬로 정의될 수 있다. 어떤 측정기준도 단독으로 다양한 배출의 모든 결과(즉, 시간에 따른 기후 모수의 반응)를 정확하게 비교할 수 없다. 또한 특정 측정기준이 하나의 영향과 관련된 등가치를 체계화했다더라도 다른 영향과 관련된 등가치를 제공할 수 있는 것은 아니다. 따라서 측정기준의 선택은 평가를 원하는 특정 결과에 크게 의존적이다. 측정 기준은 정책이나 목표를 정의하는 것이 아니라 특정 목표를 충족하기 위한 다중 정책의 분석과 실행을 촉진한다. 측정기준의 선택은 내재적 가치관련 판단(고려되는 영향의 유형 및 시간에 따른 가중 영향 등)을 내포한다. GWP는 선택된 기간까지의 영향을 통합하는 반면(즉, 시계까지 모든 시간에 동일한 가중치를 부여하고, 그 이후엔 가중치를 부여하지 않음), GTP는 전후연도에 대한 가중치 부여 없이 선택된 연도의 온도를 제공한다. {8.7}

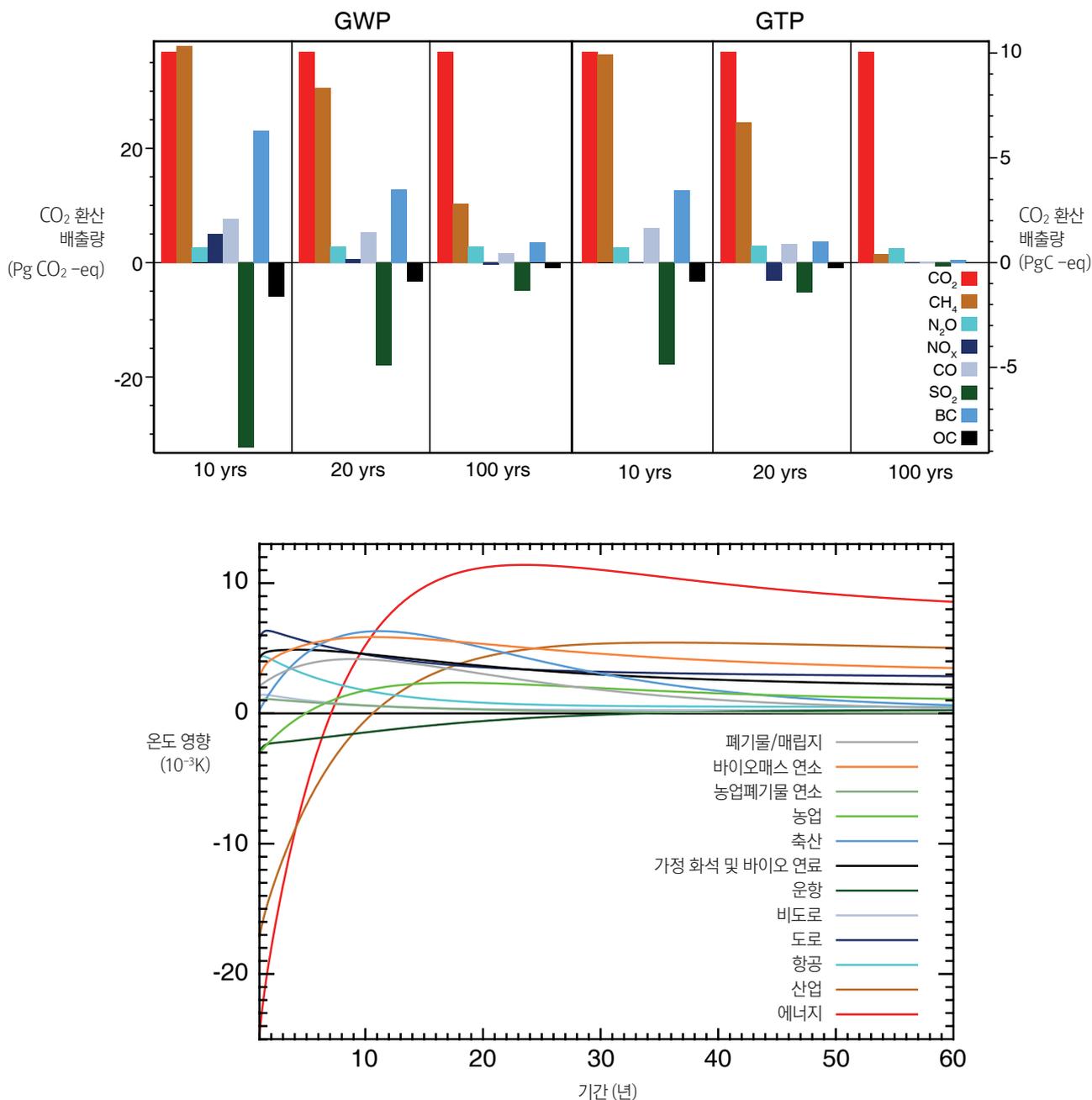
GWP와 GTP는 간접적인 영향과 되먹임 처리와 관련된 불일치 문제와 한계를 안고 있다. 기후-탄소 되먹임이 기준 가스인 CO<sub>2</sub>에 포함되어 있지만 비 CO<sub>2</sub>에는 포함되지 않은 것이 그러한 예다. GWP의 불확실성은 기간의 증가와 함께 증가한다. WMGHG의 100년 GWP의 경우 불확실성은 ±40%까지 커질 수 있다. 여러 연구들 또한 이러한 측정기준들이 온도의 최대치를 목표로 하는 정책에는 적합하지 않다는 점을 뒷받침한다. GTP의 불확실성도 시간과 함께 증가한다. GWP 불확실성에 기여하는 동일한 요소와 더불어, 기후반응을 포함한 원인-반응-영향 사슬 상의 추가적인 요소가 작용하기 때문이다. GTP는 목표기반 정책에 적합하기는 하지만 다른 모든 목표에도 적합한 것은 아니다. 수명 및 복사효율 관련 정보 변화와 기후-탄소 되먹임을 설명하는 갱신된 측정 값은 현재 이용 가능하다. {8.7, 표8.7, 표8.A.1, 보충자료 8장, 표8.SM.16}

다양한 활동에 따른 과거 또는 현재 배출이 기후에 미치는 영향을 평가하는데 이러한 배출 측정기준을 이용할 수 있다. 그러한 활동들이 전반적인 배출보다 특정 사회적 선택에 의해 더 직접적으로 영향을 받는다는 점에서 활동기반 설명으로부터 정책관련 정보를 제공받을 수 있다. 연배출량은 미래 기후에 미치는 영향을 정량화 하는데 이용되는 경우가 많다. 이러한 관점에서 절대 GTP를 이용해 결과를 설명하면 향후50-100년간 온난화에 가장 크게 기여 하는 것은 에너지와 산업이다(그림 TS.8 아래). 가정에서 기인한 화석 및 바이오 연료, 바이오매스 연소, 도로교통 또한 같은 기간 동안 온난화에 비교적 큰 기여를 한다. 한편 대량의 메탄(축산업, 폐기물/매립지, 농업)을 배출하는 부문의 현재 배출도 단기간(약 20년까지)에는 중요한 비중을 차지한다. 지속적인 현재 배출의 효과를 분석하는 것도 유용한 방법이다. 배출된 물질은 각자의 체류시간이 지나면 제거되기 때문에, 이 분석에서

TS

단수명 물질은 거의 상수값을 가지며 장수명 가스는 누적된다. 두 가지 경우 모두 장기적으로 온난화에 가장 큰 영향을 미치는 부문(에너지와 산업)이 단기적인 냉각으로 이어지고(주로 SO<sub>2</sub> 배출로 인해), 장단기적으로 그러한 부문으로부터의 배출이 정반대의 전지구 평균 온도 반응으로 이어질 수

있다. 다른 부문의 상대적인 중요성은 선택된 관점과 시간에 따라 달라진다. RF또는 ERF에 대한 에어로졸 영향의 불확실성이 크며, 특히 개별 요소와 에어로졸-구름 상호작용간의 인과관계가 제대로 처리되지 않는다(poorly constrained). {8.7; 보충자료 8장, 그림 8.SM.9, 그림8.SM.10}



**그림 TS.8 :** (위)선택된 기간 동안의 전지구온난화지수(Global Warming Potential: GWP)와 전지구온도변화지수(Global Temperature change Potential: GTP)에 따라 가중치가 부여된 현재 전지구 규모의 인위적 배출. GWP(CO<sub>2</sub> 배출에 따른 강제력 기준, 해당 기간 동안 통합된 단위질량 배출 당 전지구 평균 복사강제력)과 GTP(CO<sub>2</sub> 배출의 영향 기준, 단위질량 배출 당 복사강제력 및 기후반응의 출현시간을 토대로 전지구평균온도에 미치는 영향 추정)에 의해 가중치가 부여된 2008년(연배출량) 배출. 단위는 “CO<sub>2</sub> 환산량(CO<sub>2</sub> equivalent)”로, Pg(CO<sub>2</sub>)eq (왼쪽 축) 및 PgCeq (오른쪽 축)과 같이, 선택된 척도(GWP의 경우 선택된 기간 전반에 걸친 통합된 복사강제력, GTP의 경우 선택된 시간에서의 온도 변화)의 영향 모수 환산량만을 반영. (아래) 절대 GTP (AGTP)는 각 부문으로 인한 모든 화학물의 현재 배출량을 곱한 시간 함수로서 전지구평균온도반응을 추정하는데 이용된다(AGTP는 CO<sub>2</sub> 배출 영향에 의한 정규화를 제외하고 GTP와 같다). 60-100년의 기간에서 각 부문의 상대값의 변화는 거의 없다. 에어로졸-구름 상호작용과 비형운 유발 권운의 영향은 반영되지 않았다. {그림8.32, 8.33}

## TS.4 기후시스템과 최근 변화에 대한 이해

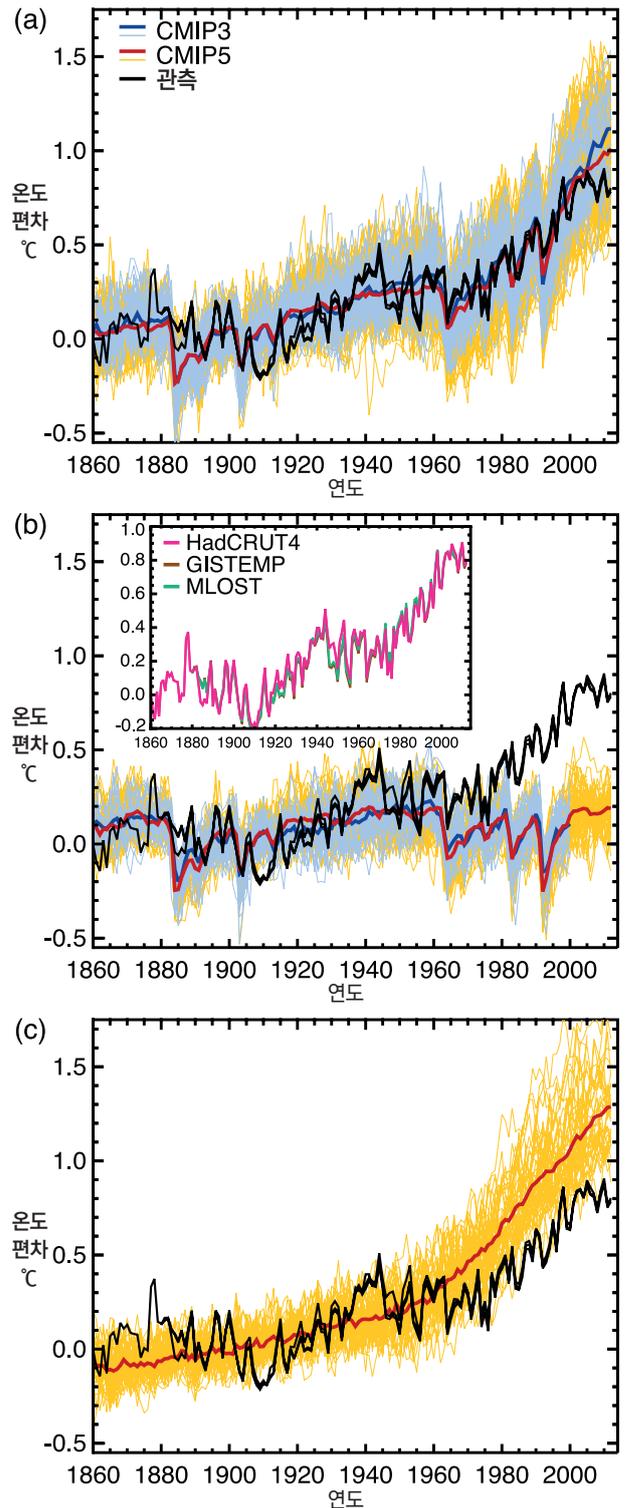
### TS.4.1 서론

기후시스템에 대한 이해는 관측과 되먹임 과정에 대한 이론 연구, 모델 모의결과의 종합에 기인한다. AR4와 비교하였을 때, 더 상세해진 관측과 개선된 기후모델(박스 TS.4 참고)을 통해 이전보다 더 많은 기후시스템 구성요소들에서 탐지된 변화를 인간의 영향에 의한 것으로 귀속시키는 것이 현재 가능하다. 지역규모의 온도, 물순환, 전지구 에너지 수지, 빙권, 해양(해양 산성화 포함)을 포함한 기후시스템 전반에 걸쳐 관측되고 모의된 변화의 일관성은 주로 WMGHG 농도의 인위적 증가로 인한 전구 기후의 변화를 시사한다. {10}

### TS.4.2 지표온도

AR4 이후 일부 진전된 사항을 통해 지표 온도에 대한 인간의 영향을 더 확실하게 정량화할 수 있게 되었다. 이전보다 더 철저하게 관측 불확실성을 탐구하였고, AR4에서 고려된 모델에 비해 여러 측면에서 개선된 과거 기후 모의 능력을 가진 새로운 세대의 기후모델을 이용한 모의 및 21세기 첫 10년의 관측이 평가에서 고려되었다. 1880-1919년을 기준기간으로 하여 관측된 최근 전지구 평균 지표 온도 편차는 자연강제력만을 고려한 CMIP5 모의결과의 온도 편차 범위 밖에 있지만 인위적 강제력과 자연 강제력을 모두 포함한 CMIP5 모의결과의 앙상블과는 일치한다(단, 모델에 따라 온난화 경향을 과대평가하거나 과소평가하는 차이는 있다)(그림 TS.9). 에어로졸 변화를 제외하고 WMGHG 변화만을 고려한 모의결과는 대개 관측된 것보다 더 강한 온난화를 보여준다(그림 TS.9). 1951-2010년에 관측된 온도 경향은 전지구 대부분에 걸쳐 온난화가 나타나지만 특히 북반구 대륙의 온난화 정도가 가장 강한 것으로 규정된다. 이러한 온도 경향은 대부분의 관측지역에서 인위적 강제력과 자연 강제력 모두를 포함하는 CMIP5 모의결과의 온도 경향과 일치하지만 자연 강제력만을 포함하는 CMIP5 모의결과와는 일치하지 않는다. 수많은 연구들을 통해 대서양 수십 년 진동(Atlantic Multidecadal Oscillation: AMO)이 전지구 평균 지표 온도에 미치는 영향이 조사되었다. GMST 수십 년 단위 변동에서 AMO의 역할을 중요하게 평가하는 연구들도 있지만, 그러한 평가들의 토대가 되는 1951-2010년에 AMO 경향이 작게 나타났으며, 이 기간 동안의 GMST 경향에 AMO가 큰 기여를 하지 않은 것(0.1°C 미만)으로 평가되고 있다.(높은 신뢰도). {2.4, 9.8.1, 10.3; FAQ 9.1}

1951-2010년의 전지구 평균 지표 온도 상승의 50% 이상이 인간 활동에 의해 유발되었을 가능성이 대단히 높다. 여러 방법론을 이용한 다양한 연구들이 이러한 평가를 뒷받침하는 확실한 증거를 제공하고 있다. 특히 모든 인위적 강제력이 원인인 온도경향은 다중 신호 탐지 및 원인규명 분석을 통해 더 정밀하게 제한될 수 있다. 강제력의 불확실성과 그러한 강제력에 대한 기후모델 반응의 불확실성은 WMGHG와 다른 인위적 강제력으로 인한 온도 반응 패턴의 구별을 어렵게 만들고, WMGHG와 다른 인위적 강제력에 각각 원인을 규명할 수 있는 온도 변화의 정확한 정량화를 어렵게 한다. AR4



**그림 TS.9:** (a) 인위적 강제력과 자연 강제력 (b) 자연 강제력 단독 (c) 온실가스 강제력 단독 조건 별로, HadCRUT4, GISTEMP, MLOST에 따른 전지구 평균 지표 온도 관측 추정치 (검은 선)와 모델모의결과(CMIP3 모델 - 파란색 가는 선, CMIP5 모델 - 노란색 가는 선)의 비교. 빨간색과 파란색 굵은 선은 각각 모든 가용 CMIP5와 CMIP3 모의결과의 평균을 의미한다. 모의결과 및 관측 자료는 모두 HadCRUT4 범위를 이용해 마스크처리 되었다(이러한 자료세트의 경우, 공간 범위가 매우 제한적이기 때문이다). 전지구 평균 편차는 1880-1919년에 대해 제시되었으며, 각 격자에서 모든 자료는 1961-1990년 대비 편차로 먼저 계산되었다. (b) 그림은 서로 다른 색으로 구별되는 세가지 관측 자료세트를 보여준다. {그림 10.1}

### 박스 TS.3: 기후모델과 지난 15년간 전지구 평균 지표 온난화의 일시 중단

지난 15년간 관측된 전지구 평균 지표 온도(global-mean surface temperature: GMST)는 지난 30년 및 60년에 비해 훨씬 작은 선형적 경향을 보여준다(박스 TS.3, 그림 1a, c). 관측 자료세트에 따라 1998-2012년의 GMST 경향은 1951-2012년 경향의 약 3분의 1에서 2분의 1로 추정된다. 가령, HadCRUT4에서 1951-2012년의 경향이 10년 당 0.11°C 이라면 1998-2012년의 경향은 0.04°C다. 관측된 GMST 경향의 감소는 북반구 겨울에 가장 뚜렷하게 나타났다. GMST 경향의 이러한 “일시적 중단(hiatus)”에도 불구하고, 2000년대 10년은 GMST의 기기관측 기록에서 가장 온난한 시기였다. 그림에도 불구하고 지난 15년 간의 GMST 경향의 일시 중단은 무엇이 그것을 유발하며, 기후모델이 이를 재현할 수 있는지 여부와 관련해 의문이 제기된다. {2.4.3, 9.4.1; 박스 9.2; 표2.7}

관측된 시계열과 CMIP5의 과거 GMST 시계열 모두에서 15년 간의 일시 중단 기간이 공통적으로 나타난다. 그러나 CMIP5 과거 모의결과(RCP4.5 모의결과를 통한 2006-2012년의 증가)의 전체적인 분석 결과, 114개 구현에서 111개가 1998-2012년의 GMST 경향이 전체 HadCRUT4 경향 앙상블보다 높다(박스 TS.3, 그림 1a; CMIP5 앙상블 평균 경향은 10년 당 0.21°C). 모의 경향과 관측 경향의 이러한 차이는 (a) 내부 기후 변동성, (b) 복사강제력 누락 또는 부정확성, (c) 모델 반응 오차가 결합된 결과일 수도 있다. 아래에서 보는 바와 같이 상호 배타적이지 않은 이러한 잠재적인 차이의 원인은 GMST경향의 일시 중단을 야기하는 것으로 평가된다. {2.4.3, 9.3.2, 9.4.1; 박스9.2}

#### 내부 기후 변동성

10-15년의 일시 중단 기간은 10년 내부기후 변동성의 징후로 발생하여 장기적인 외부 강제력 경향을 강화하거나 약화시키기도 한다. 이런 점에서 내부 변동성은 장기 기후변화에 대한 10-15년 단기 경향의 관련성을 약화시킨다. 또한 10년 내부기후 변동성의 시기가 CMIP5 과거 모의결과에 대응되지 않을 것으로 예상된다. 내부 기후변동성의 예측 가능성 범위가 10에서 20년에 불과하기 때문이다(CMIP5 과거 모의결과는 대조 모의에서 대개 1850년부터 시작한다). 그러나 기후모델은 아표층-해양 열흡수 증가에 의해 에너지 수지의 균형이 이뤄질 수 있는 기후시스템의 장기적인 에너지 흡수단계에서도 개별적으로 수십 년의 GMST 경향의 일시적 중단을 보여준다. {2.4.3, 9.3.2, 11.2.2; 박스 2.2, 9.2}

표본추출의 한계로 인해, 지난 15년간 아표층-해양 열 흡수율이 증가했는지 여부가 불확실하다. 그러나 700 m 수심 이하 해양을 비롯한 기후시스템이 1998-2010년의 기간 동안 계속적으로 에너지를 축적했을 가능성이 매우 높다. 1998-2012년의 기간 동안 이러한 에너지 축적과 함께 전지구 평균 해수면이 계속해서 상승했으며, 속도는 1993-2012년에 비해 약간 낮다. 관측된 열용량과 해수면 변화 간의 일관성은 지속적인 해양 에너지 축적 평가에 높은 신뢰도를 제공하는데, 이는 다시 기후시스템의 양의 복사 불균형과 일치한다. 반면, 1971-2010년을 기준으로 2003-2010년을 비교했을 때, GMST 경향의 일시적인 중단이 0에서 700 m 사이 해양에서 느린 비율로 증가한 해양 열용량에 의해 발생했음을 뒷받침하는 제한적인 증거가 존재한다. 이러한 속도 저하에 대한 일치 수준은 낮다. 다섯 개 분석 중 세 개가 증가 비율의 둔화를 보여주는 반면 나머지 두 개는 수그러들지 않고 지속적인 증가를 보여주기 때문이다. {3.2.3, 3.2.4, 3.7, 8.5.1, 13.3; 박스 3.1, 13.1}

HadCRUT4 GMST 경향의 앙상블은 1998년부터 시작하는 15년 기간에 대해서 모의된 전체 모델의 경향보다 아래에 위치한다(박스 TS.3, 그림 1a). 반면 1998년에 끝나는 15년 기간에 대해서 114개의 모의된 경향 중 93개보다 높다(박스 TS.3, 그림 1b; 10년 당 HadCRUT4 앙상블 평균 경향 0.26°C, 10년 당 CMIP5 앙상블 평균 경향 0.16°C). 1951-2012년의 62년 동안 관측된 경향과 CMIP5 앙상블 평균 경향은 10년 당 0.02°C 내에서 일치한다(박스 TS.3, 그림 1c; 10년 당 CMIP5 앙상블 평균 경향 0.13°C). 그렇기 때문에 가장 최근 15년에 대해서는 일치하지 않음에도 불구하고 CMIP5 모델은 관측과 일치하는 장기 GMST 경향을 보여준다는 것에 대한 신뢰도는 매우 높다. 주어진 15년 동안 내부 기후 변동성으로 인해 관측된 GMST 경향은 모델 앙상블 한쪽 거의 끝에 위치할 때가 있다. 이는 1998년 발생한 강력한 엘니뇨 현상이 GMST에 영향을 미쳤기 때문으로 그 영향이 박스 TS.3와 그림 1a,b에 제시되어 있다.

위에서 언급된 CMIP5 과거 모의결과와 달리, 일부 CMIP5 예측은 1990년대 후반과 21세기 초에 관측된 기후상태로부터 초기화되었다. 이렇게 초기화된 예측에 의하면 GMST가 과거(초기화되지 않은) 모의결과에 비해 0.05°C-0.1°C 정도 낮고, 모의결과에서 첫 몇 년간 이러한 낮은 GMST가 유지된다(중간 신뢰도). 일부 초기화된 모델에서 낮은 GMST가 부분적으로 발생하는데, 이는 2000년 정도에 태평양 수십 년 진동(Inter-decadal Pacific Oscillation)의 위상이 양에서 음으로 전환된 것이 정확하게 모의되었기 때문이다. 그러나 초기화를 통한 태평양 수십 년 진동의 위상 전환이 CMIP5 예측 전반에 걸쳐 일반적인 것은 아니다. 또한 초기화를 통한 GMST 하강의 일부 원인은 내부 변동성의 정확한 위상에서의 초기화임에도 불구하고, 정확하지 않은 과거 강제력 또는 강제력에 대한 정확하지 않은 모델 반응으로 인해(특히 해양에서의 강제력) 유발된 모델 편향을 보정할 것이 일부 원인일 수 있다. 그러한 영향의 상대적인 크기는 현재 알려져 있지 않다. 또한 예측 시스템의 품질도 단일 예측을 토대로 평가될 수 없다(여기서, 1998-2012년 내의 10년 예측). 요약하자면, 초기화되지 않은 CMIP5 과거 모의결과와 비교해볼 때, 초기화된 1998-2012년의 GMST 모의결과는 관측된 경향의 일시적인 중단과 더 높은 일치를 보이며, 경향의 일시 중단은 몇 년의 시간 규모에서 예측 가능한 내부

변동성의 결과이다(중간 신뢰도). {11.1, 11.2.3; 박스 2.5, 9.2, 11.1, 11.2,}

**복사강제력**

십년-수십 년의 시간 규모와 유효복사강제력(ERF)이 지속적으로 증가하는 상태 하에서, GMST 경향의 강제력 요소는 ERF 경향에 비해 비교적 신속하고 거의 선형적으로 반응한다(중간 신뢰도). 예상되는 강제력-반응 GMST 경향은 CMIP5 앙상블에서 CO<sub>2</sub> 증가가 2.0 [1.3-2.7] Wm<sup>-2</sup>°C<sup>-1</sup> 정도인 연간 1%로 추정된 요인에 의해 ERF경향과 관련된다(90% 불확실성 범위). ERF 경향은 거의 강제력-반응 GMST 경향으로 전환되어 박스 TS.3, 그림 1에 제시된 GMST 경향 변화 중 얼마나 많은 변화가 ERF 경향 변화로 인한 것인지를 평가할 수 있게 해준다. (박스 9.2)

AR5의 1998-2011년의 최적 추정 ERF 경향은 10년 당 0.22 [0.10-0.34]Wm<sup>-2</sup>(90% 불확실성 범위)으로 1984-1998년 (10년 당 0.32 [0.22-0.42]Wm<sup>-2</sup>, 1982년에 강력한 화산 분출이 발생했다는 점에 유의) 및 1951-2011년 (10년 당 0.31 [0.19-0.40]Wm<sup>-2</sup>, 박스 TS.3, 그림1d-f; 2011년 말이 이 선택된 것은 GMST에 대한 자료 이용이 더 제한적이기 때문이다)에 비해 상당히 낮다. 결과적인 강제력-반응 GMST 경향은 1998-2011, 1984-1998, 1951-2011기간에 대해 각각 약 10년 당 0.12[0.05-0.29] °C, 0.19[0.09-0.39] °C, 0.18[0.08-0.37]°C가 될 것이다 (불확실성 범위는 GMST 경향에 대한 환산계수의 범위와 ERF 경향 자체의 범위가 독립적임을 가정한다). 1998-2011년과 1951-2011 기간 간의 AR5 최적 추정 ERF 강제력 경향 차이는 같은 기간에 대한 관측된 GMST 경향 차이(10년 당 0.06-0.08 °C, 관측 자료세트에 의존적)의 약 2분의 1(10년 당 0.05°C)을 설명할 수 있다. {8.5.2}

1984-1998년과 1951-2011년의 두 기간과 비교하였을 때 1998-2011년에 AR5의 ERF 경향 최적 추정치가 감소한 것은 대부분 자연강제력이 1951-2011년의 10년 당 0.01 [-0.00-+0.01]Wm<sup>-2</sup> 에서 1998-2011년 10년 당 -0.16 [-0.27- -0.06] Wm<sup>-2</sup> 로 감소했기 때문이다. 태양강제력은 2000년에 극대값, 2009년에 극소값을 가졌으며 극대값과 극소값 간의 차이는 약 0.15 Wm<sup>-2</sup>이고, 1998-2011년에 걸쳐 10년 당 -0.10 Wm<sup>-2</sup> 의 선형 경향을 나타낸다. 또한 소규모 화산 분출이 2000년 이후 성층권 에어로졸 농도를 증가시켜 1998 - 2011년에 대해 10년 당 -0.06 Wm<sup>-2</sup> 에 해당하는 추가적인 음의 ERF 선형 경향을 유발했다(박스 TS.3, 그림 1d,f). 반면 위성에 기반해 추정한 대류권 에어로졸 광학깊이는 지난 10년 간 전지구 평균 에어로졸 광학깊이에 대하여 전반적으로 작은 경향을 보여주며, 에어로졸 복사 상호작용으로 인한 ERF 변화가 작음을 시사했다(낮은 신뢰도, 에어로졸 광학깊이 자체의 신뢰도가 낮기 때문이다) 또한, 에어로졸-구름 상호작용으로 인한 ERF 추정치에 대한 신뢰도가 낮기 때문에 지난 15년간의 경향에 대한 신뢰도가 낮다. {2.2.3, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 10.3.1; 박스 10.2; 표 8.5}

1984-1998년과 1951-2011년에 대해 CMIP5 앙상블 평균 ERF 경향과 AR5 최적 추정 ERF 경향의 차이는 10년 당 0.01 Wm<sup>-2</sup> 에 불과하다(박스 TS.3, 그림 1e, f). 그러나 1998년 이후 ERF 경향 감소에 대한 일부 기여(2000년 이후 성층권 에어로졸 농도 증가, 2009년 이례적으로 낮은 태양 극소화 등)가 CMIP5 모델에서 제외되었다. 그럼에도 불구하고 1998-2011년에 대한 CMIP5 앙상블 평균 ERF 경향은 AR5 최적 추정 ERF 경향보다 10년 당 0.03 Wm<sup>-2</sup> 정도 낮다(박스 TS.3, 그림1d). 또한 1998-2012년에서 CMIP5 모델의 전지구 평균 에어로졸 광학적 깊이는 관측과 비슷한 작은 경향을 보여준다. 강제력 불확실성이 크지만 일시적인 온난화 시기동안 모델-관측 차이를 설명할 수 있는 지난 15년에 대해 CMIP5 모델에서의 전지구평균 강제력이 뚜렷하게 부정확하거나 누락되지 않았다. {9.4.6}

**모델 반응 오차**

1998-2012년에 대해 모의된 GMST 경향과 관측된 GMST 경향 간의 차이는 부분적으로 관측과 일관되게 온실가스 농도 증가에 반응한 더 강한 온난화 반응을 모의하는 일부 CMIP5 모델로 설명할 수 있다. 10.3.1절에서 평가된 모델 앙상블 전반에 걸쳐 평균화된 최적 추정 온실가스(GHG)와 다른 인위적(OA) 차원의 요소는 하나 미만으로(크게 중요하지는 않음, 그림 10.4) 모델평균 GHG와 OA 반응이 최적 대응 관측으로 축소되어야 함을 시사한다. 이러한 결과는 일부 CMIP5 모델이 온실가스와 다른 인위적 요소(주로 에어로졸 영향이 주도)에 대해 실제보다 더 큰 반응을 보여준다는 점을 뒷받침하는 증거를 제공한다(중간 신뢰도). 결과적으로 11장에서는 GMST 증가에 대한 단기 모델 전망이 10% 축소되어야 한다는 점을 주장한다. 그러나 이러한 규모 축소는 일시적 중단 기간 동안의 GMST 경향을 과대평가하는 모델 평균을 설명하기에는 충분하지 않다. {10.3.1, 11.3.6}

상층대에 존재하는 수증기에 대한 취약한 규명 모델의 오차를 유발하는 또 다른 원인일 수 있다. 하향 장파 복사의 감소를 유발하고 지표 냉각화에 기여한 2000년 이후의 성층권 수증기 감소가 모델에서 누락되었을 가능성이 제기되었다. 그러나 2005년부터 성층권 수증기가 회복되었기 때문에 여기서 이러한 효과는 작게 평가되었다. {2.2.2, 9.4.1; 박스 9.2}

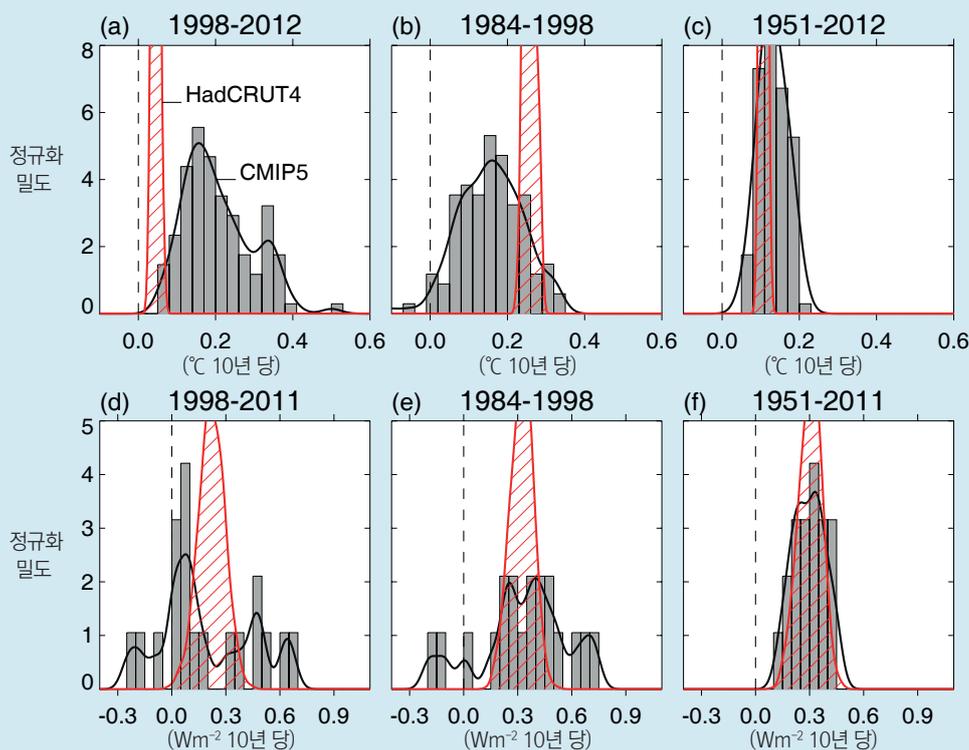
요약하자면, 최근 관측된 온난화의 일시적인 중단은 1951-2012년 기간에 비해 1998-2012년 기간 동안 GMST 경향이 하강한 것으로 정의되는데,

TS

이는 냉각에 대한 내부 변동성의 기여도와 외부강제력 감소 경향의 기여도를 거의 동일하게 측정했기 때문이다(전문가 평가, *중간 신뢰도*). 강제력 경향의 감소는 주로 화산분출과 태양주기가 하강하는 위상으로 인한 음의 강제력 경향 때문이다. 그러나 강제력 경향이 일시적 중단에 기여한 바를 정량화하는 것은 *신뢰도가 낮다*. 화산강제력 경향의 크기에 대한 불확실성이 존재하고, 에어로졸 강제력 경향의 신뢰도가 낮기 때문이다. {박스 9.2}

거의 대부분의CMIP5 과거 모의결과는 최근 관측된 온난화의 일시적인 중단을 재현하지 않는다. 1998-2012년의 모델과 관측 간의 GMST 경향 차이는 주로 내부변동성이 원인이며, 증가하는 온실가스 강제력에 대한 반응을 과대평가하는 일부 CMIP5 모델 및 강제력 오차가 이러한 차이를 일으켰을 *가능성이 있다(중간 신뢰도)*. 1998-2012년의 유효복사강제력(ERF)에 대한 CMIP5 모델 경향은 AR5 최적 추정치에 대해 뚜렷한 편향을 보이지 않는다. 그러나 주로 에어로졸 강제력 및 과정의 불확실성으로 인해 이 평가에서 CMIP5 ERF 경향에 대한 *신뢰도는 낮다*. 이러한 불확실성은 전지구 평균 에어로졸 농도의 경향이 없는 상태에서조차 공간적 이질성을 통해 탐지되지 않은 전지구 평균 ERF 경향 오차를 유발할 수 있다. {박스 9.2}

1998-2012년의 관측된 GMST 경향의 일시적인 중단과 모델-관측 간 GMST 경향 차이를 유발하는 원인을 고려했을 때, 주요 화산분출을 제외하고 단기적으로 대부분의 15년 GMST 경향이 1998-2012년보다 더 커질 것이다(*높은 신뢰도*, 단기 GMST 전망에 대한 완전한 평가에 대해서는 11.3.6절 참고). 이러한 평가의 근거는 네 가지다. 첫째, 모든 RCP 시나리오에서 인위적 온실가스 농도가 더 크게 증가할 것이 예상된다. 둘째, 모든 RCP 시나리오에서 인위적 에어로졸 농도가 감소해 결과적으로 냉각효과로 이어질 것으로 예상된다. 셋째, 대부분의 단기 15년에서 태양 강제력 경향이 1998-2012년 보다 더 커질 것으로 예상된다(*중간 신뢰도*). 1998-2012 기간의 경우 태양 주기의 완전한 하강 단계를 포함했기 때문이다. 넷째, 인위적 강제력 증가로 인해 발생할 것으로 예상되는 지표 온난화에 대응하고 단기 내부 기후 변동성을 강화하지 *않을 가능성이 그릴 가능성보다 높다*. {박스 9.2}

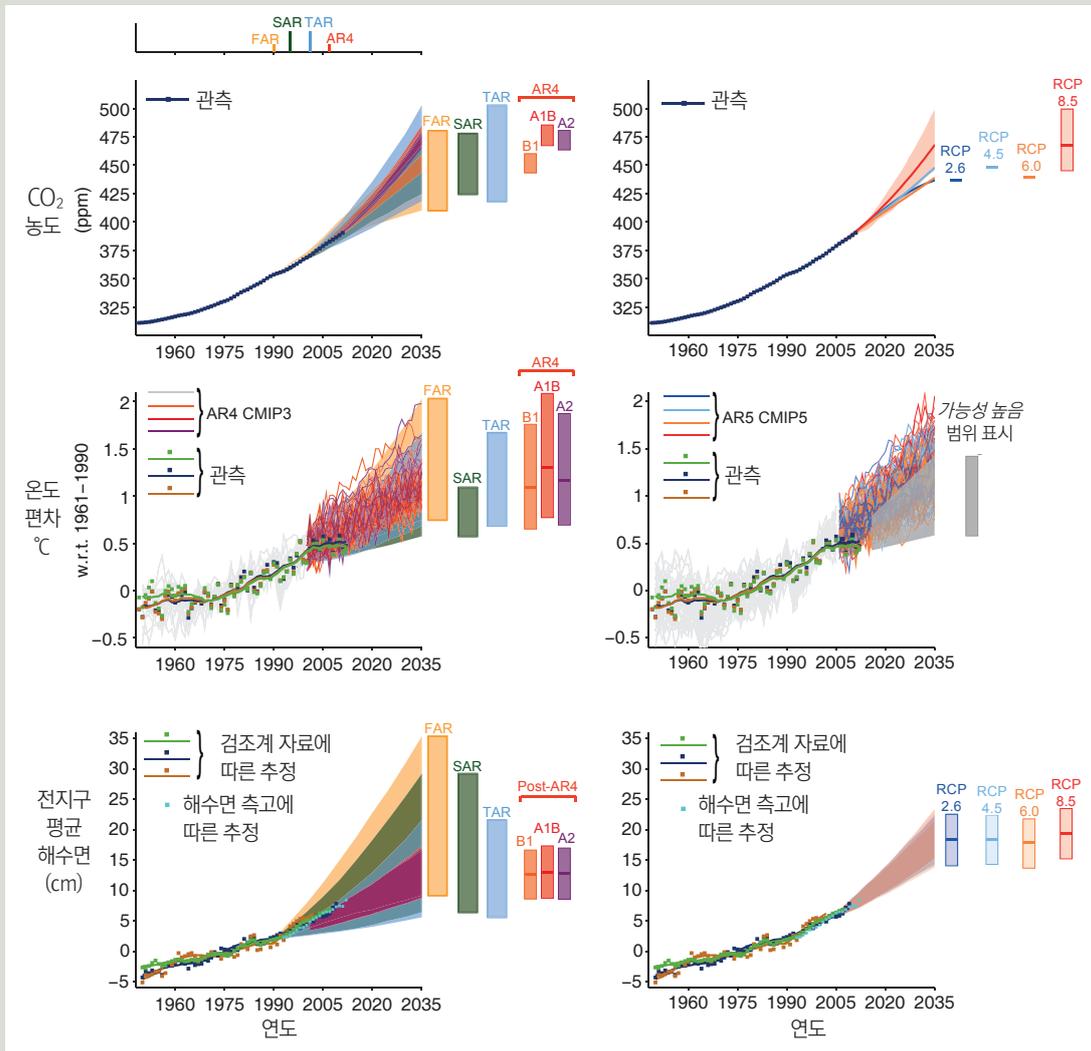


**박스 TS.3, 그림 1 :** (위)관측 및 모의를 통한 (a) 1998-2012년 (b) 1984-1998년 (c) 1951-2012년 기간의 GMST 경향(10년 당  $^{\circ}\text{C}$ ). 관측의 경우 100개의 HadCRUT4 앙상블 재현이 제시되었다(빨간색 빗금 무늬). 앙상블 폭에 의해 표현된 불확실성은 2.4.3 절에 인용된 경향 불확실성과 달리 전지구평균만을 통계적으로 구성한 불확실성이며, 내부 기후 변동성에 관한 추정을 포함한다. 여기서 내부 변동성은 모델 앙상블의 폭을 통해 특성화된다. 모델의 경우 총 114개 가용 CMIP5 과거 구현을 제시하였으며, RCP4.5를 토대로 2005년 이후 2012년까지 확대되었다(회색 음영). (아래) (d) 1998-2011년, (e) 1984-1998년, (f) 1951-2011년 기간의 유효 복사강제력(ERF, 10년 당  $\text{Wm}^{-2}$ ). ERF 경향에 대한 AR5 최적 추정치(빨간색 빗금 무늬)와 CMIP5 ERF(회색 음영)가 제시되어 있다. 검은 선은 히스토그램에 대하여 평활화되었다. 각 히스토그램은 각 영역의 합이 10이 되도록 정규화되었다. (2.4.3, 8.5.2; 박스 9.2; 그림 8.18, 박스 9.2, 그림 1)

정책관련 주요주제

TFE.3: 이전 IPCC 평가에 따른 전망과 관측의 비교

전망의 검증은 기후변화 과학의 신뢰도를 확립하는 가장 확실한 방법이다. 이전 IPCC 평가보고서에서 CO<sub>2</sub>, 전지구 평균 지표 온도, 전지구 평균 해수면의 전망된 변화는 가장 이용성이 높은 관측 추정치와 정량적으로 비교된다. 네 개의 이전 보고서 간의 비교는 기후시스템이 자연 강제력과 인위적 강제력의 변화에 대해 기후시스템이 어떻게 반응하는지에 관한 우리의 이해를 높이고, 관측 추정치와 비교해 전망을 평가하는 방법을 제공한다. 가령 TFE.3, 그림 1은 (1) CO<sub>2</sub> 변화(상단), (2) 1961-1990년 기준 전지구 평균 지표 온도 편차(중간), (3) 1961-1990년 기준 전지구 평균 해수면(하단)에 관한 전망과 관측 추정치를 보여준다. 이전 평가 보고서의 결과는 왼쪽에, 현재 평가의 결과는 오른쪽에 제시되어 있다. {2.4, 3.7, 6.3, 11.3, 13.3}



**TFE.3, 그림 1 :** (왼쪽 상단) 이전 IPCC 평가에서의 전망치에 대비하여 1950년 이후 관측된 전지구 연평균 CO<sub>2</sub> 농도(ppm). 관측된 전지구 연간 CO<sub>2</sub> 농도는 어두운 파란색으로 표시되었다. 음영 부분은 1차평가보고서 (FAR, IPCC 1990의 정책결정자를 위한 요약보고서 그림 A.3), 2차평가보고서 (SAR, IPCC 1996 TS의 그림 5b), 3차평가보고서 (TAR, IPCC 2001 부록II), 4차평가보고서(AR4, 그림 10.26)에 제시된 SRES(the IPCC Special Report on Emission Scenarios) A2, A1B, B1 시나리오 하에서1950-2035년의 연간 전지구 CO<sub>2</sub> 농도에 대한 가장 큰 모델의 전망 범위를 나타낸다. (오른쪽 상단) 동일하게 관측된 전지구 평균 CO<sub>2</sub> 농도와 본 보고서에서 보고된 전망치. RCP8.5의 경우 배출에 의한 시나리오가 이 RCP를 위해 수행되었다는 점에서 유일하게 범위 값을 갖는다. 다른 RCP의 경우 최적의 추정치가 주어진다. (왼쪽 중간) 이전 IPCC 평가의 예측범위와 비교한 1961-1990년 기준, 1950년 이후 관측된 전지구 연평균 지표온도 편차(°C) 변화 추정치. 수치들은 1990년과 같은 값으로 시작하도록 조정되었다. 세 개 자료세트에 기반한 1961-1990년 기준, 관측된 전지구 연간 온도 편차는 사각형으로 표시되었고 각각의 자료세트로부터 얻은 평활화된 시계열은 다양한 색의 실선으로 표시되었다. HadCRUT4(밝은 초록색), MLOST(연한 거자색),

GISTEMP(어두운 파란색). 각각의 색으로 표현된 음영 부분은 FAR(그림 6.11), SAR (IPCC 1996 TS의 그림19), TAR (전체 범위의 TAR, 그림 9.13(b))에서 이용한 모델에서 1990-2035년의 전지구 연평균 지표부근 온도 변화에 대한 전망 범위를 보여준다. TAR 결과는 개별적인 3차원 기후모델 모의가 아닌 본 평가에 제시된 단순한 기후모델 분석을 토대로 한다. AR4에서 결과는 1950-2000년의 과거 기간 (밝은 회색 선)과 2001-2035년의 세 개의 SRES 시나리오(A2, A1B, B1)에 대한 CMIP3 앙상블의 단일모델 실행으로 제시된다. 세 개 SRES 시나리오에서 막대는 CMIP3 앙상블 평균과 AR4의 10장에서 평가된 평균의 -40% ~ +60%에 따른 *가능성 높음* 범위를 보여준다. (오른쪽 중간) CMIP5 모델(밝은 회색 및 다른 색깔로 표시된 선, 모델 당 하나의 앙상블)의 다양한 RCP 하에서 1950-2035년 (1961-1990년 대비 편차) 연평균 전지구 평균 지표 기온에 대한 전망과 왼쪽 중간에 그래프와 동일한 관측의 추정치. 회색 음영 부분은 모든 RCP에서 2016-2035년의 연평균 GMST의 *가능성 높음* 범위를 보여준다(자세한 내용은 그림 TS.14 참고). 회색 막대는 2035년에 대한 동일한 *가능성 높음* 범위를 보여준다. (왼쪽 아래) 1950년 이후 관측된 전지구연평균 해수면(global annual mean sea level: GMSL)의 변화 추정. 검조계 자료로부터 얻은 전지구 연간 해수면 편차 변화(어두운 파란색, 연한 겨자색, 어두운 초록색)에 대한 다양한 추정과 1993년에 시작된 고도계 자료(밝은 파란색)의 연평균(값은 조위계 자료의 1993년 값에 맞게 조정되었다)을 근거로 한 다양한 추정. 사각형은 연평균 값을, 실선은 평활화된 값을 나타낸다. 음영 부분은 SRES A1B 시나리오를 이용하여 AR4 당시 이용 가능한 CMIP3(Coupled Model Intercomparison Project Phase 3) 모델 결과를 토대로한 FAR (그림 9.6, 9.7), SAR (IPCC 1996 TS의 그림 21), TAR (IPCC 2001의 부록 II)의, 1950-2035년 전지구 연평균 해수면 상승에 대한 모델의 최대 전망 범위를 보여준다. AR4의 경우 이 기간의 해수면 전망에 대한 전체 범위가 제시되지 않았다는 것을 참고. 따라서 수치는 AR4 이후 발표된 결과만을 보여준다. 각 그래프의 오른쪽에 표시된 막대는 각 평가보고서에 제시된 2035년의 전체 범위를 보여준다. (오른쪽 아래) 아래 왼쪽과 동일한 관측 추정치. 막대는 네 가지 RCP에서 1961-1990년 기준 2035년 전지구 평균 해수면 상승의 “*가능성 높음* 범위”(중간 신뢰도)를 나타낸다. 이러한 수치 도출에 이용된 자료와 계산에 관한 자세한 사항은 부록 1.A 참고. 자세한 사항은 1, 11, 13장 참고. {그림1.4, 1.5, 1.10, 11.9, 11.19, 11.25, 13.11}

### CO<sub>2</sub> 변화

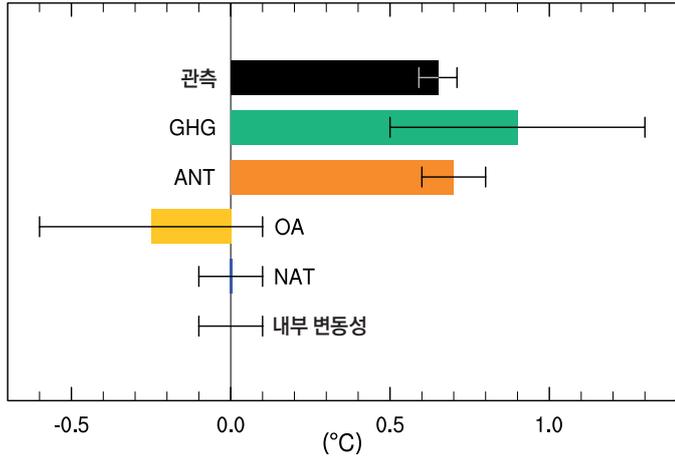
1950-2011년에 관측된 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도는 꾸준히 증가해왔다. 1990-2011년을 고려했을 때, 관측된 CO<sub>2</sub> 농도 변화는 네 가지 평가 보고서에서 이용된 범위의 경계값 내에 있다. 현재의 평가 이전 가장 최근 평가인 AR4 (TFE.3.그림1; 왼쪽 상단)는 시나리오 범위가 가장 좁고, 관측된 농도도 이 범위를 따른다. AR5 결과(TFE.3.그림1; 상단 오른쪽)는 AR4와 일치하며, 2002-2011년에 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도가 1.9에서 2.1 ppm yr<sup>-1</sup>의 비율로 증가했다. {2.2.1, 6.3; 표 6.1}

### 전지구 평균 온도 편차

1961-1990년 평균을 기준으로 전지구 평균 지표 온도 편차는 양의 값을 가지며, 2001년 이후 0.25°C보다 컸다. 관측은 일반적으로 이전 IPCC 전망의 규모 범위내에 있다(TFE.3, 그림1, 중간 왼쪽). 이는 관측된 기록이 하위 범위에 위치하지만 모델 전망 범위 내에 있다는 점에서 CMIP5 결과(TFE.3, 그림 1; 중간 오른쪽)는 또한 사실이다. 1991년에 폭발한 피나투보 화산 (화산이 기후시스템에 미치는 영향에 대해서는 FAQ 11.2 참고)은 1990년대 초 비교적 짧은 기간 동안 전지구에 평균적으로 냉각화를 유발했다. FAR, SAR, TAR는 화산 분출 효과를 포함하지 않아 피나투보 화산 분출과 관련된 냉각을 포함하는 데 실패했다. 그러나 AR4와 AR5는 화산 효과를 포함함으로써 관련 냉각을 성공적으로 모의했다. 1995-2000년에 전지구 평균 온도 편차는 매우 변동적이었다. 이러한 변동성의 상당 부분은 1997-1998년에 발생한 대규모 엘니뇨와 1999-2001년에 잇따라 발생한 라니냐 때문이었다. 이러한 평가 보고서들과 관련된 전망은 엘니뇨와 라니냐의 실제 발생 과정에 대한 이해를 목적으로 하지 않는다. 다만 개별 CMIP3와 CMIP5 모의결과 및 전망에 의해 주어진 범위에 포함되는 자연 변동성으로 인한 불확실성의 원인으로서 엘니뇨와 라니냐를 포함한다(TFE.3, 그림 1). TFE.3, 그림 1 (오른쪽 중간)의 회색 뼈기 모양의 영역은 연간온도의 *가능성 높음* 범위에 해당하며, 이러한 범위는 2016-2035기간의 20년 평균에 대한 모든 RCP 평가 값을 토대로 결정된다(자세한 사항은 그림 TS.14 및 11.3.6 절 참고). 1998-2012 기간의 관측 추정치는 대부분 이전 평가 보고서와 CMIP3 및 CMIP5 전망에서 시나리오만에 의해 주어진 범위의 낮은 쪽 끝 부분에 위치한다. {2.4; 박스 9.2}

### 전지구 평균 해수면

검조계와 위성 측고 자료에 의하면 1961-1990년에 비해 전지구 평균 해수면이 계속해서 상승해 왔다. 증가는 상당히 지속적이지만, 두 관측 기록 모두에서 짧은 기간 동안 변화가 없거나 다소 감소하는 경향이 나타났다. 관측된 추정치는 1990년대 초를 제외하고 모든 전망의 경계값 내에 있다. 시나리오 관련 불확실성으로 인한 해수면 상승 불확실성은 가장 최근의 평가(AR4와 AR5)에서 가장 작게 나타나며, 관측된 추정치는 시나리오 관련 불확실성 범위 내에 있다. 20세기 전반에 걸쳐 해수면이 상승한 것은 *사실상 확실하다*. 1901-2010년에 평균 해수면 증가율은 1.5-1.9의 *가능성 높음* 범위에서 1.7 mm yr<sup>-1</sup>이었으며 1993-2010년에 증가율이 2.8-3.6의 *가능성 높음* 범위에서 3.2 mm yr<sup>-1</sup>로 증가했다 (TFE.2 참고). {3.7.2, 3.7.4}



**그림 TS.10** : 잘 혼합된 온실가스 (GHG), 인위적 강제력 (ANT), 잘 혼합된 온실가스 이외의 성분으로 인한 인위적 강제력(OA), 자연 강제력(NAT), 내부 변동성으로 인한 1951-2010년의 온난화 경향에 관해 평가된 가능성 높음 범위(선) 및 그 중간점(막대). HadCRUT4 관측에 기반한 경향은 검은색으로 제시되었으며, 이 기록의 관측 불확실성에 따라 5-95%의 불확실성 범위를 갖는다. {그림 10.5}

와 마찬가지로 1951-2010년에 관측된 전지구 평균 지표 온도 상승의 절반 이상이 WMGHG 농도의 관측된 인위적 증가가 원인일 가능성이 높은 것으로 평가되고 있다. 1951-2010년의 WMGHG가 0.5°C-1.3°C 정도, 다른 인위적 강제력이 -0.6°C-0.1°C 정도, 자연강제력이 -0.1°C-0.1°C 정도 전지구 평균 지표 온난화에 기여했을 가능성이 높다. 이렇게 평가된 기여도는 이 기간 동안 관측된 약 0.6°C의 온난화와 일치한다(그림 TS.10). {10.3}

태양 강제력은 1951-2010년에 기후를 온난하게 만든 것으로 알려진 유일한 자연강제력이지만 WMGHG 강제력보다는 크게 증가하지 않았으며, 대류권 온난화와 성층권 냉각화에 대한 장기적인 관측 패턴은 태양복사의 변동성에 대하여 예상되는 반응과 일치하지 않는다. 이러한 증거와 함께 이 시기 관측된 경향에 대한 자연 강제력의 기여도를 고려했을 때, 1951년 이후 관측된 전지구 온난화에 대한 태양 강제력의 기여도가 WMGHG의 기여도보다 클 가능성은 대단히 낮은 것으로 평가된다. 1986-2008년에 총 태양복사에 대한 직접 위성 측정이 가능해진 이후 같은 기간 동안 태양 강제력이 감소했을 가능성이 매우 높다는 점에서 총 태양복사의 변화가 이 기간 전지구 온난화에 기여하지 않았다는 사실의 신뢰도는 높다. 그러나 일부 지역에서 강화된 메커니즘을 통해 11년 주기 태양 변동성이 10년 주기 기후 변동에 영향을 미쳤다는 사실의 신뢰도는 중간이다. {8.4, 10.3; 박스 10.2}

지난 60년 동안 관측된 온난화는 산업화 이전 시대 자료로부터 추정된 내부 기후변동성 범위에서 한참 벗어나 있고 기후모델의 모의결과와 내부변동성의 범위에서도 한참 벗어나 있다. 내부변동성의 모델 기반 모의결과는 이러한 평가를 생성하기에 적절한 것으로 평가된다. 또한 관측된 온난화의 공간패턴은 내부변동성과 관련된 공간 패턴과 차이가 있다. 이러한 증거를 토대로, 1951-2010년의 전지구 평균 지표 온도 경향에 대한 내부변동성의 기여는 -0.1°C

에서 0.1°C 사이가 될 가능성이 높은 것으로 평가되며, 내부변동성만으로 1951년 이후의 온난화를 설명할 수 없음은 사실상 확실하다. {9.5, 10.3, 10.7}

기기관측에 의한 기록은 20세기 전반기의 뚜렷한 온난화를 보여준다. AR4에서처럼 20세기 초반 온난화는 내부변동성만으로 설명될 수 있을 가능성이 매우 낮은 것으로 평가된다. 강제력과 반응의 불확실성, 불완전한 관측 범위 등의 이유로 20세기 초 온난화에 대한 내부 변동성과 자연강제력, 인위적 강제력의 기여도를 정량화하는 것은 여전히 어렵다. {10.3}

### TS.4.3 기온

AR4 이후 많은 연구에서 자유 대류권 기온에 대한 모의 경향과 관측 경향의 일치성이 조사되었다(TS.2절 참고). 전부는 아니지만 대부분의 CMIP3 및 CMIP5 모델이 1979-2012년의 위성 관측 시기 동안 열대 대류권에서 관측된 온난화 경향을 과대평가한다. 관측 경향과의 차이 중 2분의 1에서 3분의 2는 과대평가된 해수면 온도 경향 때문이다. 모델이 정적 안정도를 유지하려고 하기 때문에 이러한 과대평가는 상부로 전달된다. 그러나 관측된 열대 대류권 기온의 변화 경향과 수직 구조에 대한 낮은 신뢰도로 인해 이러한 평가에 대한 신뢰도도 낮다. 열대 외 지역의 경우 1961년부터 시작된 라디오존데 기록 기간에 대해 모의 경향과 관측 경향 간의 차이가 더 작았다. {2.4.4, 9.4, 10.3}

CMIP5 및 CMIP3 모의결과와 결합된 라디오존데 및 위성 자료세트 분석에 의하면, 관측된 대류권 온난화는 내부 변동성 및 자연강제력 만에 대한 모의 반응과 일치하지 않는다. 1961-2010년에 WMGHG 변화에 의해 유발되는 대류권 온난화와 관련한 CMIP5 모델의 모의결과, 에어로졸의 반사와 흡수 변화와 대류권 오존의 변화가 결합하면서 냉각의 상쇄가 작게 나타났다. 이러한 증거와 함께 다중 신호 탐지 및 원인 규명 분석을 고려했을 때, WMGHG에 의해 지배되는 인위적 강제력이 1961년 이후 대류권 온난화에 기여했을 가능성이 높다. 라디오존데와 위성 기록의 불확실성은 전체 대기 온도 변화에 대한 평가보다 상부 대류권에서 관측된 경향의 원인 평가의 신뢰도를 떨어트린다. {2.4.4, 9.4, 10.3}

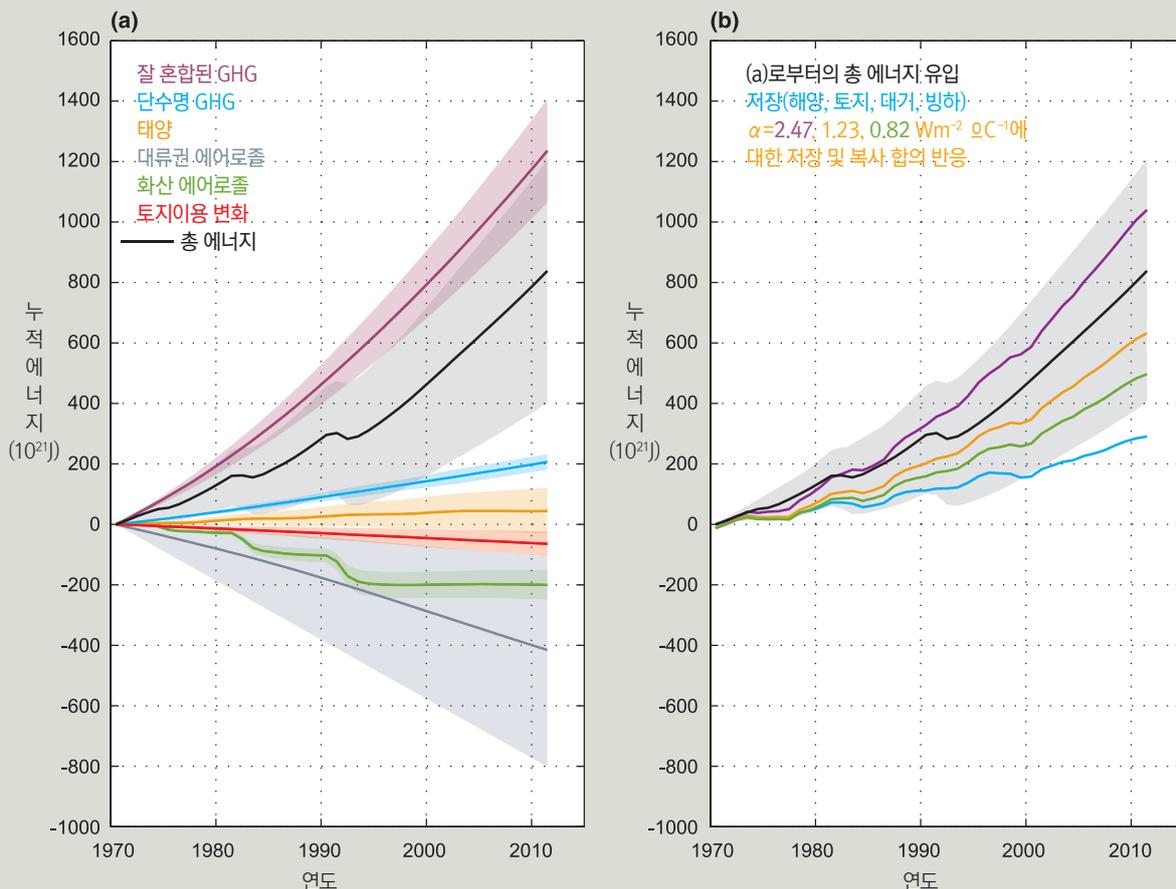
WMGHG, 오존, 자연강제력 변화를 포함하는 CMIP5 모의결과는 하부 성층권 온도의 관측된 변화를 폭넓게 재현하지만 위성시대 전반에 걸쳐 관측된 냉각 경향을 과소평가하는 경향이 있다(TS.2절 참고). 성층권 온도에 관한 새로운 연구들은 자연 강제력, WMGHG, 오존파괴 물질에 대한 반응을 고려해, 오존파괴 물질에 의한 오존층 파괴에 의해 크게 영향 받는 인위적 강제력이 1979년 이후 하부 성층권 냉각을 일으켰을 가능성이 매우 높다는 점을 증명하고 있다. CMIP5 모델은 과거 WMGHG 변화에 대한 반응으로 하부 성층권의 매우 약한 냉각만을 모의하며, WMGHG가 하부 성층권 온도에 미치는 영향은 공식적으로 탐지되지 않았다. 두 지역 모두를 고려했을 때, WMGHG, 성층권 오존파괴를 비롯한 인위적 강제력이 1961년 이후 대류권 온난화의 탐지 가능한 패턴과 하부 성층권의 냉각을 유발했을 가능성이 매우 높다. {2.4, 9.4, 10.3}

정책관련 주요주제

TFE.4: 전지구 기후시스템의 에너지 수지 변화

지구 기후시스템에서의 기본적인 측면인 전지구 에너지 수지는 시스템 내의 다양한 현상과 밀접한 관련을 가지고 있다. 최근 수십 년간 해양이 기후시스템에서 증가한 에너지의 93%를 저장한 결과 해양의 열팽창과 그로 인한 해수면 상승으로 이어졌다. 지구 시스템의 에너지 저장률은 상층대기에서의 순 하향 복사 플럭스와 같아야 하며, 시스템에 부여된 변화로 인한 유효복사강제력과 시스템의 복사 반응 간의 차이로 나타난다. 또한 기후시스템의 성분들 간의 에너지 전달과 한 지역에서 다른 지역으로의 에너지 전달이 뚜렷하게 이뤄진다. 여기서는 전지구 관측 자료의 이용성이 높은 1970년대 이후 지구의 전지구 에너지 수지에 초점을 맞춘다. (3.7, 9.4, 13.4; 박스 3.1)

잘 혼합된(장수명) 온실가스 농도 증가, 단수명 온실가스(대류권 및 성층권 오존, 성층권 수증기) 변화, 태양복사 증가로 인해 기후시스템의 유효복사강제력은 양의 값을 갖는다(TFE.4, 그림1a). 한편, 검댕은 양의 강제력으로 작용 하지만, 일광을 반사하고 구름의 밝기를 강화하는 대류권 에어로졸의 변화로 인해 결과적으로 기후시스템의 유효복사강제력에 대한 기여가 음의 값을 가지며, 이를 통해 양의 값이 부분적으로 상쇄된다. 강력한 화산 분출(1982년 멕시코 엘치촌 화산과 1991년 필리핀 피나투보 화산 등)을 통해 성층권에 유입된 이산화황으로 인해 증가된 성층권 에어로졸은 몇 년 동안 지속된다. 성층권 에어로졸은 입사하는 태양복사의 일부를 반사함으로써 음의 강제력을 제공한다. 토지 이용 변화로 인한



TFE.4, 그림 1 : 1970~2011년의 지구 에너지 수지. (a) 잘 혼합된 온실가스, 단수명 온실가스, 태양강제력, 대류권 에어로졸 강제력, 화산강제력의 변화 및 토지이용 변화로 인한 지표 알bedo 변화(모두 1860~1879년 기준)에 따라 지구시스템으로 유입된 누적 에너지가 색깔 있는 선으로 표시되었다. 이러한 요소들의 기여가 추가되어 총 에너지의 유입량이 계산된다(검은색: 눈 위 검댕, 비행운, 비행운 유발 권운의 기여를 포함하지만 각각을 구분하지는 않는다) (b) (a, 검은색)으로부터의 누적 총 에너지 유입량은 지구시스템의 총 에너지 흡수(파란색: 해양, 대기, 토지의 온난화 및 해빙의 녹음에 흡수된 에너지)와 전지구 평균 지표온도 변화로 인한 방출복사 증가의 합에 의해 균형을 이룬다. 이러한 두 요소의 합이 평형 기후 민감도 1.5°C, 3.0°C, 4.5°C(평형 기후 민감도의 가능성 높음 범위가 각각 1.5°C~4.5°C로 평가됨)에 대응하는 기후 되먹임 모수인 α 값 2.47, 1.23, 0.82 Wm<sup>-2</sup> °C<sup>-1</sup>에 대해 제시되었다. 대응 직선이 총 에너지 유입량과 일치하는 경우, 에너지수지는 특정 값에 가까워질 것이다. 모든 불확실성(음영)은 가능성 높음 범위를 나타낸다. (박스 12.2; 박스 13.1, 그림1)

지표 알베도 변화 또한 우주 공간으로 더 많은 단파 복사를 반사함으로써 음의 강제력을 갖는다. 1970년 이후 기후시스템의 순 유효복사강제력이 증가했으며, 이렇게 통합된 강제력은 이 시기 에너지 유입에 영향을 미친다. (TFE.4, 그림1a). {2.3, 8.5; 박스 13.1}

기후시스템이 온난해 지면서 증가된 방출복사를 통해 에너지가 우주 공간으로 상실된다. 시스템에 의한 이러한 복사 반응은 주로 증가된 열복사 때문이지만 수증기, 구름, 지표 알베도 등의 변화와 같은 기후되먹임에 의해 조정되며, 방출되는 장파복사와 반사되는 단파복사 모두에 영향을 미친다. 상층대기 플럭스는 1985-1999년까지 ERBE(Earth Radiation Budget Experiment) 위성에 의해, 2000년 3월부터 현재까지 CERES(Cloud and the Earth's Radiant Energy System) 위성에 의해 측정되었다. 대기 상부의 복사 플럭스 측정은 매우 정확해서 이를 토대로 ERBE와 CERES 연구내에서 지구의 순 에너지 수지의 연변화를 파악할 수 있지만, 기기의 보정이 정확하지 않아 상층대기의 절대적인 에너지 플럭스를 판단하거나 연구 전반에 걸쳐 연속성을 제공하기는 어렵다. TFE.4, 그림1b는 지구 시스템의 총 누적 에너지 변화와 에너지 저장 및 누적 방출 복사의 변화가 관련이 있음을 보여준다. 후자는 관측된 전지구 평균 지표 온도에 평형기후민감도와 관련이 있는 기후되먹임 모수인  $\alpha$  를 곱한 값을 토대로 산출된다.  $\alpha$ 의 중간 범위 값인  $1.23 \text{ Wm}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 는  $\text{CO}_2$  농도가 두 배가 되었을 때의 유효복사강제력  $3.7 [2.96-4.44] \text{ Wm}^{-2}$ 와 평형기후 민감도  $3.0^{\circ}\text{C}$ 와 결합된 값에 대응된다. 기후되먹임 모수  $\alpha$ 는  $0.82 \text{ Wm}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 에서  $2.47 \text{ Wm}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 의 범위 ( $1.5^{\circ}\text{C}$ 에서  $4.5^{\circ}\text{C}$ 사이의 평형기후민감도의 가능성 높음 범위에 대응)에 있을 가능성이 높다. {9.7.1, 박스 12.2}

유효복사강제력이 고정되어 있다면 기후시스템은 결국 눈에 띄게 따뜻해져서 복사 반응 통해 유효복사강제력의 균형이 이뤄지고, 기후시스템에서 더 이상의 에너지 저장 변화가 발생하지 않을 것이다. 그러나 강제력이 증가하고 있어서 해양의 대규모 열용량은 기후시스템에 복사 평형 상태에 있지 않고 해양의 에너지 함량이 증가하고 있음을 나타낸다(TFE.4, 그림1b). 이러한 저장은 기후변화를 뒷받침하는 강력한 증거를 제공한다. 이러한 추가적인 열의 대부분은 해양 상층 700 m에 존재하지만 심해에서도 온난화가 일어나고 있다. 관련된 해양 열 팽창은 1970년 이후 관측된 해수면 상승의 40%에 기여했다. 소량의 추가적인 열이 대륙을 온난하게 하고 빙하와 해빙을 녹이며 대기를 온난하게 한다. {13.4.2; 박스 3.1, 박스 13.1}

지구 에너지 수지에 대한 이러한 강제력 변수 외에도, 수십 년 시간 규모 상의 내부 변동성이 존재한다. 관측과 모델은 비교적 작은 대기 열용량으로 인해 온난한 환경에서 지표 온도가 십 년 간 변동이 없거나 오히려 하강할 수 있다는 점을 보여준다. 기후모델 모의결과에 의하면 이러한 기간들은 상층 해양에서 심층 해양으로의 열전달( $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  수준)과 함께 거의 변동이 없거나 증가한 우주 공간으로의 복사( $0.1 \text{ Wm}^{-2}$  수준)와 관련이 있다. 이러한 자연적 변동은 대량의 열을 나타내지만, 특히 수십 년 이상의 시간 규모에서 지구 에너지 수지의 인위적 강제력보다 훨씬 적다. {9.4; 박스 9.2, 13.1}

유효복사강제력과 관측된 열저장, 지표 온난화에 관한 이용 가능한 독립적인 추정치가 결합하여 지구 에너지수지를 제공하는데, 이러한 에너지 수지는 추정된 불확실성 내에서 평가된 평형기후민감도의 가능성 높음 범위와 일치한다(높은 신뢰도). 지구 에너지 수지 요소의 정량화와 최근 수십 년 간의 그러한 요소 수지에 대한 검증은 인위적 기후변화에 대한 우리의 이해를 뒷받침하는 강력한 증거를 제공한다. {박스 13.1}

TS.4.4 해양

AR4 이후, 개선된 관측과 추가된 모의결과를 이용해 20세기 후반과 21세기 초에 관측된 상층 해양온난화와 그 원인이 더 자세히 평가되었다(TS.2.2 절 참고). 관측의 장기적인 경향과 변동성은 대부분 인위적 강제력과 화산 강제력에 대한 반응의 모의결과와 일치한다. 전지구 평균 및 대양 분지 규모의 패턴 변화로 구성되는 상층 해양온난화에서 인위적인 흔적이 탐지되었다. 이러한 흔적은 수많은 관측 불확실성, 모델 불확실성, 방법론적 또는 구조적 불확실성에서 확실히 나타난다. 인위적 강제력이 1970년대 이후 관측된 상층(수심700m 위) 해양온난화에 큰 기여를 했을 가능성이 매우 높다. 이러한

인위적 해양온난화는 이 기간 동안 열팽창을 통해 전지구 해수면 상승에 기여했다. {3.2.2, 3.2.3, 3.7.2, 10.4.1, 10.4.3; 박스 3.1}

관측된 지표 염분 변화도 전지구 물순환에 변화가 발생했음을 시사한다 (TFE.1 참고). 1950-2000년의 장기적인 경향은 지표 염분의 평균 기후와 일시적 변화 간에 강한 양의 상관 관계를 보여준다. 이러한 상관관계는 기후적 염분 패턴의 강화를 나타낸다. 즉 담수 지역은 더 담수화되고 염분 지역은 더 염분화되는 것이다. 인위적 신호가 가장 명확한 곳은 열대( $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}$ )와 서태평양 지역이다. 또한 인위적인 강제력의 효과로 태평양과 대서양의 염분 차이가 증가한다. {3.3, 10.3.2, 10.4.2; FAQ 3.2}

전지구 규모에서, 수심 250m 상부에 대한 해수면 및 아표층 염분 변화(1955-2004년)는 예측했던 자연 변동성으로 설명하기 어렵다. 그러나 강제된 변화(WMGHG 및 대류권 에어로졸)의 모의 결과 분포와 일치한다. 태양 강제력과 화산 강제력의 변동성을 이용한 모의결과에서 외부의 자연 변동성은 관측된 경향이 단순히 태양이나 화산 변동성으로 설명될 수 있다는 가정을 제외하고 관측과 전혀 일치하지 않는다. 물리적 과정과 관련된 이러한 증거와 우리의 물리적 이해에 근거하였을 때, 1960년대 이후 인위적 강제력이 해수면 및 아표층 염분 변화에 뚜렷한 기여를 했을 가능성이 매우 높다. {10.4.2; 표10.1}

산소는 해양에서 중요한 물리적, 생물학적 추적물질이다. 1960년대부터 1990년대까지 산소 자료를 이용한 공간 범위 분석은 국지적 규모에서 전지구 규모로 확대되었으며, 한정한 지구 시스템 모델(ESMs)의 범위에 대한 원인규명 연구와 결합되었다. 해양에서 관측된 전지구 용존 산소량의 감소 패턴은 인간의 영향이 부분적인 원인일 수 있다는 사실의 신뢰도는 중간이다. {3.8.3, 10.4.4; 표 10.1}

관측을 통하여 뚜렷한 해양 산성화 경향이 나타났다(연  $-0.0014$  -  $-0.0024$  pH 단위로 관측됨). 인위적 CO<sub>2</sub>의 해양 흡수의 결과로 산업화시대 초기부터 해양표층수의 pH가 대략 0.1 감소했다는 사실의 신뢰도는 높다. {3.8.2, 10.4.4; 박스 3.2; 표 10.1}

#### TS.4.5 빙권

북극 해빙면적 및 북반구 적설 면적의 감소와 광범위한 빙하 후퇴, 그린란드 지표녹음 증가(TS.2 참고)는 모두 빙권의 시스템 변화를 뒷받침하는 증거이다. 빙권의 이러한 변화는 인위적 강제력과 관련이 있다. {4.2.2, 4.4-4.6, 10.5.1, 10.5.3; 표10.1}

1950년대부터 관측된 북극 해빙면적의 계절적 변화와 결합된 모델 모의 결과를 비교한 원인규명 연구들은 해빙면적 변화에 대한 인간의 영향이 1990년대 초부터 확실하게 탐지될 수 있다는 점을 보여준다. 인위적 신호도 5월에서부터 12월까지 탐지가 가능하며, 늦은 여름에 가장 강력했던 인간의 영향이 이제 추운 계절로 확대되고 있다는 점을 보여준다. 이러한 해빙 모의 결과와 기기관측기록을 통해 관측된 해빙면적을 토대로 한 연구들 간의 높은 일치가 나타난다는 점에서, 인위적 강제력이 1979년 이후 북극 해빙 감소에 기여했을 가능성이 매우 높다(그림 TS.12). {10.5.1}

남극 해빙면적의 경우, 관측기록이 짧고 모의 변동성과 관측 변동성 간의 차이로 인해 1979년 이후 관측된 증가가 내부 변동성과 일치하는지 여부를 평가하기 어렵다. 남극과 주변 해수의 경향과 변동성과 관련된 과정을 밝히는 것은 여전히 복잡한 문제이며, 몇몇 연구들 간의 모순이 존재한다. 결론적으로, 1979년 이후 관측된 남극 해빙면적의 증가에 관한 과학적 이해에 대한 신뢰 수준은 낮으며, 이는 CMIP5 모델에 따른 해빙 모의결과들 간 큰 차이와 변화 원인에 대한 불완전하고 대립적인 설명, 내부 변동성 추정치에 대한 낮은

신뢰도 때문이다(그림 TS.12). {9.4.3, 10.5.1; 표10.1}

그린란드 빙상이 보여주는 최근의 주요 빙하녹음 현상은 20세기에 비해 기록적인 온도에 대한 반응으로 이른 여름 대기순환에서의 지속적인 이동과 관련이 있으며, 이러한 이동은 2007년 이후 더 확실해졌다. 많은 그린란드 기기관측기록이 상대적으로 짧지만(20년), 지역규모에서의 모의와 관측 결과는 대규모 유량 패턴과 전지구온도 상승과 관련된 지역규모 대기순환의 이동에 대한 그린란드 온도와 빙상 유출의 반응을 일관되게 보여준다. 그린란드에서 야콥스하운(Jacobshaven) 빙하와 같이 빙하가 존재하는 대규모 피요르드(fjord)로 따뜻한 해수가 유입되면서 빙하의 손실과 빙하 녹음이 발생하고 있다. 인위적 강제력이 1990년 이후 그린란드 빙상의 녹음에 기여했을 가능성이 높다. {10.5.2; 표10.1}

2000년 이후 남극 빙하 질량에 대한 추정치에 의하면, 가장자리에서 질량손실이 최대로 나타난다. 서쪽 대서양에서 떨어져 나와 부유하는 빙붕의 하부에 대한 관측을 분석한 결과, 이 지역의 해양온난화와 해양순환에 의한 열수송 증가가 빙하녹음 비율의 가속화에 큰 영향을 미쳤다. 남극 질량손실에 대한 관측 기록이 짧고 빙상의 내부변동성에 대한 이해가 부족하다. 과학적인 이해수준이 낮아서 1993년 이후 관측된 남극 빙상 질량 감소의 원인 규명에 대한 신뢰도는 낮다. {3.2, 4.2, 4.4.3, 10.5.2}

온난화와 수분 변화로 인한 빙하후퇴를 뒷받침하는 증거들은 AR4 시점보다 명확해졌다. 장기적인 빙하기록에 기반해 관측된 질량손실에 대한 추정치와 자연변동성 및 내부변동성에 대한 추정치는 신뢰도가 높다. 이러한 요소들과 기후 인자에 대한 빙하의 반응에 대한 우리의 이해에 의하면, 빙하질량손실의 상당 부분이 인간의 영향이 원인일 가능성이 높다(높은 신뢰도). 1970년 이후, 관측된 북반구 적설의 변화에 대한 인위적인 성분이 존재할 가능성이 높다. {4.3.3, 10.5.2, 10.5.3; 표10.1}

정책관련 주요주제

**TFE.5: 비가역성과 급격한 변화**

기후시스템의 많은 구성요소나 현상이 잠재적으로 임계 현상을 보일 수도 있다는 의견이 제시되어 왔다. 임계 값을 넘을 때 기후시스템은 다른 상태 또는 다른 구성요소로의 급격하거나 비가역적인 전환을 경험할 수 있다.

AR5에서 *급격한 기후변화*는 기후시스템에서 수십 년간 발생하거나 최소한 수십 년 간 지속되며(또는 지속될 것으로 예측되며), 인간과 자연계의 큰 혼란을 야기하는 대규모의 변화로 정의되고 있다. 급격한 변화로 인한 잠재적인 결과에 관한 정보가 존재하지만 대체로 *신뢰도가 낮고*, 21세기 그러한 현상의 발생 가능성에 관한 일치 수준이 낮다. 대서양 자오선순환 (AMOC) 강도, 메탄 클라스레이트 방출, 열대 및 아한대 산림고사, 북극해의 여름 해빙 소멸, 장기 가뭄, 몬순 순환이 그러한 급격한 변화에 민감한 성분의 예다. {5.7, 6.4.7, 12.5.5; 표12.4}

시스템이 섭동 상태에 도달하는 데 걸리는 시간보다 자연과정에 의해 그러한 섭동상태로부터 회복하는 데 걸리는 시간이 훨씬 크다면 그러한 변화는 *비가역적*이다. 그러한 현상이 발생할 수 있는 것은 섭동의 시간 규모와 회복 과정이 다르거나, 대기 중 CO<sub>2</sub> 섭동의 오랜 체류시간으로 인해 기후변화가 지속될 수 있기 때문이다(TFE.8 참고). 북극-해양 여름철 해빙면적과 장기적인 가뭄, 몬순 순환의 변화는 몇 년에서 몇십 년 내에 회복될 수 있는 것으로 평가되는 반면, 열대 또는 아한대 산림고사는 수 세기가 지나야만 회복될 수 있는 것으로 평가된다. 메탄 클라스레이트의 변화, 동토층 탄소 방출, 그린란드와 남극 빙상 붕괴는 원인이 되는 섭동 발생 후 1000년 동안 비가역적일 수 있다. {5.8, 6.4.7, 12.5.5, 13.4.3, 13.4.4; 표 12.4}

**AMOC와 연관된 급격한 기후변화**

새로운 점진적 기후모델 모의결과는 전지구 규모에서 AMOC 강도 변화가 과거 빙하기의 단스가드-오슈가(Dansgaard-Oeschger) 현상과 하인리히(Heinrich) 현상과 크기와 패턴 면에서 유사한 급격한 기후변화를 유발할 수 있다는 사실에 대해 *높은 신뢰도*를 보여주었다. AR4이후 북대서양 기후와 저위도 강수 변화 간의 관련성에 대한 신뢰도는 증가했다. 새로운 고기후 복원 및 모의 연구에 의하면, 북대서양 지역의 AMOC의 강도 감소와 관련 지표 냉각이 열대수렴대의 남쪽으로의 이동을 유발하고 아메리카(북부 및 남부), 아프리카, 아시아 몬순에 영향을 미쳤다는 사실의 *신뢰도는 매우 높다*. {5.7}

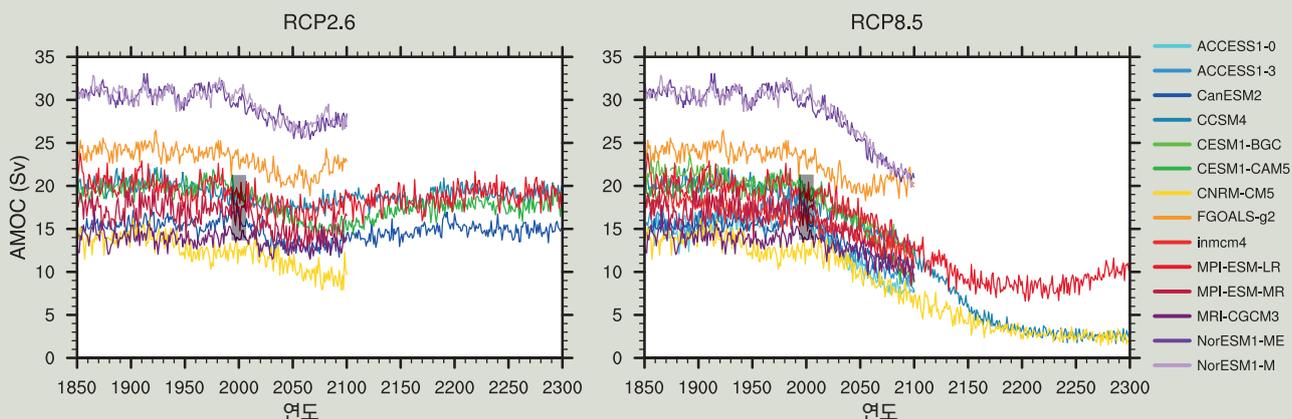
간빙기 AMOC 모드는 극지 부근 북대서양으로의 단수명의 담수 유입을 통해 회복될 수 있다(*높은 신뢰도*). 약 8,200년 전 AMOC 강도의 뚜렷한 감소는 북아메리카 빙상녹음의 마지막 단계에서 급격한 담수의 방출이 원인이었다. 고기후 관측과 모의 결과에 의하면 섭동 후 약 200년 내에 순환이 회복되었다(*높은 신뢰도*). {5.8.2}

AR4이후, 폭넓은 미래 강제력 시나리오 조건 하에서 많은 모델 모의 결과가 수행되어 왔지만, AMOC의 전망은 변하지 않았다. AMOC은 1850-1900년에 비해 21세기 전반에 걸쳐 약해져서 CMIP5로부터 얻은 감소범위와 최저 추정치는 RCP2.6일 때 11%(1-24%)이고 RCP8.5일 때 34%(12-54%)이다. 그렇지만 그러한 약화 크기에 대한 *신뢰도는 낮다*. 또한 고려된 시나리오 하에서 AMOC는 21세기에 급격한 변화 또는 붕괴를 겪을 *가능성이 매우 낮다(높은 신뢰도)*(TFE.5, 그림1). AMOC의 급격한 변화가 발생할 경우, 강제력에 대한 AMOC의 민감도는 현재 모델에서 확인된 것보다 훨씬 크거나, 현재 최고 전망치를 훨씬 뛰어넘는 그린란드 빙상으로부터의 용빙수에 대한 플럭스가 요구될 수 있다. 전체적으로 어떠한 가능성도 배제될 수 없지만, 고려된 시나리오 하에서 21세기 말 이후 AMOC가 붕괴될 *가능성이 낮다*. 그러나 대규모의 지속적인 온난화에 있어서는 21세기 말 이후의 붕괴를 배제할 수 없다. 21세기 이후 AMOC 발전에 대한 평가는 한정적인 수의 분석과 모호한 결과로 인해 신뢰도가 낮다. {12.4.7, 12.5.5}

**동토, 메탄 클라스레이트(methane clathrate), 삼림 변화의 잠재적인 비가역성**

온난한 기후에서 영구동토의 녹음은 동토에 축적된 탄소의 분해를 유발할 수 있으며, 이러한 현상은 수백-수천 년 동안 지속되면서 대기 중

TS



TFE.5, 그림1 : RCP2.6 (왼쪽) RCP8.5 (오른쪽) 시나리오 하에서 다양한 AOGCM에 의해 모의된 1850-2300년의 연도 합수로서, 30° N (Sv)에서의 대서양 자오선순환 강도. 검은색 수직 막대는 2004-2011년에 26° N에 대해 측정된 AMOC의 강도 범위를 나타낸다. {그림 3.11, 12.35}

CO<sub>2</sub> 및/또는 CH<sub>4</sub> 농도의 증가를 발생시킬 수 있다. 최소한의 일부 중요한 영구동토와 관련된 과정을 고려한 미래 온난화 전망 하에서 영구동토 탄소균형 모델링에 대한 연구들은 미래 온난화 시나리오에 따라 지금의 영구동토가 21세기 동안 순 탄소 배출지역이 될 것(낮은 신뢰도)이라는 사실을 제외하고는, 일관된 결과를 내놓고 있지 못하다. 이는 영구동토가 해동하는 시기 그리고 그 이후의 관련 토양 과정(해동된 토양 탄소의 안정화로 이끄는 과정 포함)에 대한 이해 부족을 반영하는 것으로 영구동토 가스제거 및 관련 되먹임과 관련이 있을 가능성이 높은 비가역적인 기후시스템 변화의 진폭에 관한 정량적 평가를 어렵게 만든다. {6.4.7, 12.5.5}

인위적 온난화는 육지와 해양 클라스레이트로부터의 메탄 배출 강화로 이어질 가능성이 매우 높다. 해저 아래의 메탄 클라스레이트 침적은 해양온난화로 인해 불안정해지기 쉽다. 그러나 해양 질량 변화로 인한 해수면 상승은 해양의 클라스레이트 안정성을 강화한다. 공식적으로 평가하기는 어렵지만, 메탄 클라스레이트 불안정화로부터의 21세기 되먹임에 대한 초기 평가는 작지만 무의미하지 않다. 메탄 클라스레이트가 21세기 동안 재양적인 방출을 겪을 가능성은 매우 낮다. 수천 년의 시간규모에서 그러한 메탄 방출은 인위적 온난화에 대한 양의 되먹임을 제공할 가능성이 있고, 방출과 축적 시간 규모간의 차이로 인해 비가역적일 수 있다. {6.4.7, 12.5.5}

순수하게 기후변화만으로 유발되는 아마존강 유역 및 기타 열대우림에서의 삼림의 고사에 대한 결정적인 임계값의 존재는 여전히 불확실성이 높다. 강수량과 건기의 지속기간이 결정적 임계값을 넘을 가능성이 배제될 수는 없다. 기후변화 전망에 대한 아한대 삼림의 반응 또한 매우 불확실하며, 현재 결정적 임계값의 존재가 배제될 수 없다. 대규모 지역의 열대 및/또는 아한대 삼림이 붕괴될 것이라는 전망은 신뢰도가 낮다. {12.5.5}

**빙권 변화의 잠재적인 비가역성**

해빙 감소의 가역성은 AOGCM 또는 ESM의 CO<sub>2</sub> 증감에 관한 민감도 연구를 통해 직접적으로 평가되어 왔다. 어떤 연구도 북극 해빙의 비가역적 변화를 뒷받침하는 증거를 보여주지 않는다. 반면, 남빙양의 표층수와 심층수가 강력하게 결합함으로써 남극 해빙과 대기 CO<sub>2</sub>농도의 증감이 결합해 일부 모델의 경우 이력(hysteresis) 현상을 보여준다. {12.5.5}

현재, 그린란드와 남극 빙상 모두 양의 지표질량균형(강설이 용설량을 초과)을 보인다. 그러나 둘 다 해양으로의 빙하 유출이 순 지표질량균형을 초과해 질량의 감소가 진행 중이다. 빙상의 지표상승 감소가 지표질량균형 감소를 유발할 때, 양의 되먹임이 빙상의 규모와 범위를 감소시키는 방향으로 작동된다. 일반적으로 이는 증가된 지표녹음을 통해 발생되며, 현재는 지표녹음이 매우 작게 발생하고 있는 21세기 그린란드(남극 제외)에 적용된다. 높은 WMGHG복사강제력 시나리오에 따르면, 몇 세기 후 남극의 지표녹음이 중요해질 것으로 전망된다. {4.4, 13.4.4; 박스 5.2, 13.2}

해양으로의 빙상유출의 급격한 변화는 기반암이 해수면 아래에 위치하고 하향 경사면이 빙상 내부로 향해 있는 지역에서 접지면이 불안정하게

TS

후퇴하는 것이 원인일 수 있다. 이는 주로 남극대륙의 서쪽과 동쪽, 그린란드 일부 지역에 적용된다. 접지면 후퇴는 빙붕 아래의 온난한 해양으로 인한 빙붕 쇠퇴에 의해 유발되어 해저 빙붕의 녹음 또는 빙붕 지표의 해빙수를 강화하고 빙붕 균열을 촉진할 수 있다. 빙상의 증가는 느린 과정이기 때문에, 그러한 변화는 여기서 채택한 정의에 따라 비가역적일 수 있다. {4.4.5, 박스 13.2}

현재보다 따뜻했던 지난 수백 만년 동안 그린란드와 남극의 서쪽의 빙상 규모가 감소했다는 *사실의 신뢰도는 높다*. 빙상모델 모의결과와 지질학적 자료에 의하면 남극 서쪽의 빙상은 아표층온난화에 매우 민감하다. 대기CO<sub>2</sub> 농도가 수천년간 350-450ppm범위 내에 있거나 그 이상이 되면 서쪽 남극지역의 빙상이 후퇴할 것이라는 *사실의 신뢰도는 중간이다*. {5.8, 13.4.4; 박스 13.2}

기존의 증거에 의하면 임계값 이상의 전지구 온난화는 1000년 이상에 걸친 그린란드 빙상의 전소에 가까운 감소로 이어질 수 있으며, 이로 인해 전지구 평균 해수면이 약 7 m 상승할 수 있다. 오늘날의 고정된 빙상 지형을 이용한 연구에 의하면 산업화 이전 시대에 비해, 전지구 평균 지표 온도 상승의 임계값은 2°C보다 크고 4°C보다 작다(*중간 신뢰도*). 역학적 빙상에 대한 한 연구에 따르면 산업화 이전 시대에 비해 전지구 평균 온난화의 임계값은 1°C 보다 크다. 현재의 과학적 불확실성을 고려했을 때, *가능성 높음* 범위를 정량화할 수 없다. 그린란드 빙상이 완전히 사라지면 1,000년 이상이 걸릴 수 있기 때문에 그린란드 빙상의 감소는 불가피한 것이 아니다. 빙상이 완전히 사라지기 전에 온도가 하강할 경우, 빙상이 재성장할 수 있다. 그러나 임계값의 초과 정도와 기간에 따라 일부 질량손실은 비가역적일 수 있다. 빙상이 지역 기후와의 상호작용을 통해 여러 단계를 갖기 때문이다. {13.4.3, 13.4.4}

TS

TS.4.6 물순환

AR4 이후, 물순환의 여러 측면에 미치는 탐지 가능한 인간의 영향을 뒷받침하는 새로운 증거들이 제시되었다. 1973년 이후 지표 부근 비습의 관측된 변화는 탐지 가능한 인위적 요소를 포함한다(*중간 신뢰도*). 1988-2006년의 SSM/I 자료를 토대로 도출된 하부대류권 수분함량 추정치에서 기후모델 앙상블에 의해 모의된 인위적인 수증기의 증거가 탐지되었다. 대류권 비습 증가에 대한 인위적 기여가 발견되었으며, 이에 대한 *신뢰수준은 중간이다*. {2.5, 10.3}

전지구 지역 평균 육지 강수 및 북극 강수에 관한 원인규명 연구를 통해 탐지 가능한(다양한 수준의 신뢰도와 가능성과 함께) 인위적 영향이 발견되고 있다. 전반적으로 전지구 규모의 강수 패턴 변화(북반구 중고위도 지역의 강수 증가 포함)에 인간이 유의미한 영향을 미쳤다는 사실은 *신뢰도가 중간이다*. 관측 및 모델링에 관한 불확실성이 여전히 존재하고, 내부변동성이 관측된 강수에 큰 영향을 미친다는 점에서 더 신뢰할 수 있는 평가를 내리기 어렵다. {2.5, 7.6, 10.3}

물순환의 물리적 이해에 기반해 원인규명이 가능한(다양한 수준의 신뢰도와 가능성과 함께) 비습, 육지 강수, 해수면 염분의 변화와 관련해 수집된 증거를 강수와 증발에 연결시킨 결과에 의하면, 1960년부터 인간의 활동이 전지구 물순환에 영향을 미쳤을 *가능성이 높다*. 이는 AR4 이후 이뤄낸 큰 진전이다. {2.4, 2.5, 3.3, 9.4.1, 10.3, 10.4.2; 표10.1; FAQ 3.2}

TS.4.7 극한기후

새로운 원인규명 연구들을 통해 관측된 온난일 및 온난야 빈도 증가와 한랭일 및 한랭야 빈도 감소에 있어서 탐지 가능한 인간의 영향이 발견되었다. AR4 와 SREX 이후, 인간이 극단적으로 온난한 주간 온도에 영향을 미쳤음을 뒷받침하는 새로운 증거가 존재한다. 또한 전지구 규모에서 그리고 일부 대륙 및 아대륙 지역에서 인위적 강제력의 영향이 자연 강제력의 영향과 분리되어 탐지될 수 있음을 뒷받침하는 새로운 증거들이 제시되었다. 이는 AR4와 SREX의 결론을 강화한다. 인위적 강제력이 20세기 중반 이후 전지구 규모의 주간 온도 극한의 빈도와 강도에 대한 관측된 변화에 기여했을 *가능성이 매우 높다*. 인간의 영향이 일부 지역의 열파 발생 확률을 크게 증가시켰을 *가능성이 높다*. 극한 기상 및 기후 현상에 관한 평가 요약 정보는 TFE.9, TFE.9, 표 1 참고. {10.6}

AR4 이후, 공식적인 탐지, 원인규명 연구와 더불어 극한 강수에 대한 인위적 영향에 관한 새롭지만 제한적이고 직접적인 증거와 전지구 물순환의 여러 방면에 대한 인위적 영향의 증거가 제시되었다. 그리고 극한 강수현상의 강도는 온난화에 의해 평균 강수 강도를 뚜렷하게 초과한 비율로 증가할 것이다(*높은 신뢰도*). 평가를 위한 관측 범위가 충분한 육지 지역에서 인위적 강제력이 20세기 후반 전지구 규모에서의 호우 강도 증가에 기여했다(*중간 신뢰도*). {7.6, 10.6}

전지구 규모에서, 인간이 열대 저기압의 활동변화에 영향을 미쳤다는 사실의 신뢰도는 낮다. 이는 충분하지 않은 관측 증거, 인위적 기후 원인과 열대 저기압 활동 간의 연관성에 관한 물리적 이해 부족, 내부 변동성의 상대적 중요성, 인위적 및 자연 강제력에 관한 연구들간의 낮은 일치 수준 때문이다. 북대서양 지역에서 북대서양 전반에 걸친 에어로졸 강제력의 감소가 적어도 부분적으로 1970년대 이후 관측된 열대 저기압 활동 증가에 기여했다(중간 신뢰도). 이러한 관측된 경향에서 내부 변동성, 온실가스 강제력, 에어로졸의 상대적인 중요성에 대한 불일치 수준이 여전히 크다. {2.6, 10.6, 14.6}

AR4의 경우 인위적 영향이 20세기 후반 가뭄 위험의 증가에 기여하지 않았을 가능성보다 기여했을 가능성이 높다고 결론을 내린 반면, 관측 증거에 관한 갱신된 평가에선 1970년대 이후 수문학적 가뭄의 전지구적 증가경향에 대한 AR4 결론을 더 이상 뒷받침하지 않는다. 건조함에 대해 관측된 대규모 경향의 신뢰도가 낮고 장기적인 기후변화와 10년 단위 가뭄 변동성을 구별하는 것이 어렵다는 점에서, 20세기 중반 이후 전지구 육지 전반에 걸친 가뭄 변화의 원인을 인간의 영향으로 귀속하는 것은 신뢰도가 낮다. {2.6, 10.6}

### TS.4.8 전지구 규모에서 지역규모까지

장기적인 관점에서 외부강제력은 산업화 이전 시대 반구 규모에서 기후 변동성을 이끄는 데 중요한 역할을 했다(박스 TS.5). 내부변동성에 의해서만 1400-1850년의 북반구 온도 변동성이 설명될 수 있는 가능성이 매우 낮다. 외부 강제력이 850-1400년의 북반구 온도 변동성과 지난 5세기간 유럽 온도 변동성에 기여했다는 사실의 신뢰도는 중간이다. {5.3.3, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; 표10.1}

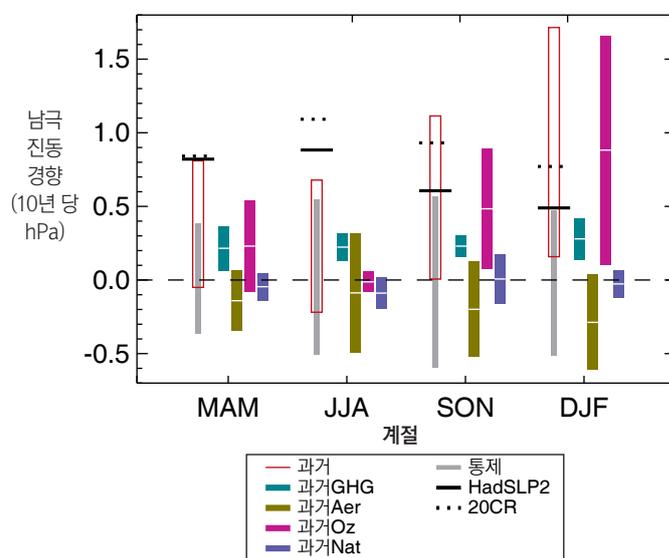
대기순환의 변화는 특정 지역에서 다른 지역에 비해 크고 작은 기후변화를 이끌 수 있다는 점에서 국지 기후변화에서 중요한 요소다. 인간의 영향이 전지구 규모의 해면기압 패턴을 바꿔놓았을 가능성이 높다. 남반구 여름 동안, 관측된 남반구 해들리세포 경계의 극방향 이동에 성층권 오존파괴가 기여했다는 사실의 신뢰도는 중간이다. 20세기 중반 이후 남반구 여름에 발견되는 남극진동(SAM)의 양의 경향은 고위도 지역의 해면기압 감소와 아열대 지역의 해면기압 증가와 일치하는데 이러한 경향에 성층권 오존 파괴가 기여했을 가능성이 높다. (그림 TS.11). {10.3}

전지구 규모와 지역 규모의 많은 구성요소에서 관측된 기후시스템의 변화의 원인을 인간활동에서 규명할 수 있는 강력한 증거들이 제시되고 있다(그림 TS.12). 관측의 불확실성은 이전보다 훨씬 더 강도높게 분석되었으며, 새로운 세대의 기후모델을 통해 인간이 미친 영향의 증거가 추론되었다. 염분 변화를 비롯한 해양변화에 대한 이해가 개선되었다. 이러한 해양 변화는 기후모델에 의해 예측된 대규모의 물순환 강화와 일치한다. 지표부근 온도, 자유대기 온도, 해양 온도, 북반구 적설, 해빙면적의 변화를 함께 고려했을 때, 이는 단순한 전지구 평균 변화를 보여주는 것이 아니라 인위적 강제력으로 인한 변화의 예측된 증거 및 화산 분출에 대한 예측 반응과 일치하는 차별적인 지역 패턴을 보여준다(그림 TS.12). {10.3- 10.6, 10.9}

인간의 영향은 기후시스템의 거의 모든 주요 평가 구성요소에서 탐지되었다 (그림 TS.12). 또한 결합된 증거들은 관측된 기후변화의 원인 규명에 관한 전반적인 신뢰 수준을 높이고, 단일 기후변수에 기반한 평가와 관련된 불확실성을 낮춘다. 이러한 결합된 증거를 고려했을 때, 인간의 영향이 전지구 기후시스템을 온난하게 만든 것은 **사실상 확실하다**. 지표 부근, 대기, 해양의 온도 변화, 빙권, 물순환, 일부 극한 기후의 변화에 있어서 인위적 영향이 식별된다. 태양강제력, 화산, 내부 변동성을 제외하고, 1950년 이후 온난화 원인이어서 강력한 증거들이 제시되었다. {10.9; 표 10.1; FAQ 5.1}

남극 대륙을 제외하고 모든 대륙에서 인위적 영향이 20세기 중반 이후 지표온도 상승에 큰 기여를 했을 가능성이 높다. (그림 TS.12). 지난 50년간 인위적 영향이 북극 지표 온도의 매우 뚜렷한 온난화에 상당한 기여를 했을 가능성이 높다. 남극의 경우, 대규모의 관측 불확실성으로 인해 인위적 영향이 이용 가능한 관측소에서 평균적으로 관측된 온난화에 기여했다는 사실의 신뢰도가 낮다. 지역 규모에서의 탐지 및 원인규명 연구를 복잡하게 만드는 역학적 요소(순환 변화)는 광범위한 강제력으로서 지역적으로 중요할 수 있으며, 지역 규모에서 관련 과정을 모델링 하기 어려운 특징이 있다. 그럼에도 불구하고 인간의 영향은 많은 아대륙 지역에서 온도 상승에 기여했을 가능성이 높다. {10.3; 박스5.1}

물리 시스템에서 인위적 강제력과 자연 강제력의 모의와 관측된 변화 간에 뛰어난 일관성(특히 온도 관련 변수에 대한 일관성)이 나타난다(그림 TS.12).

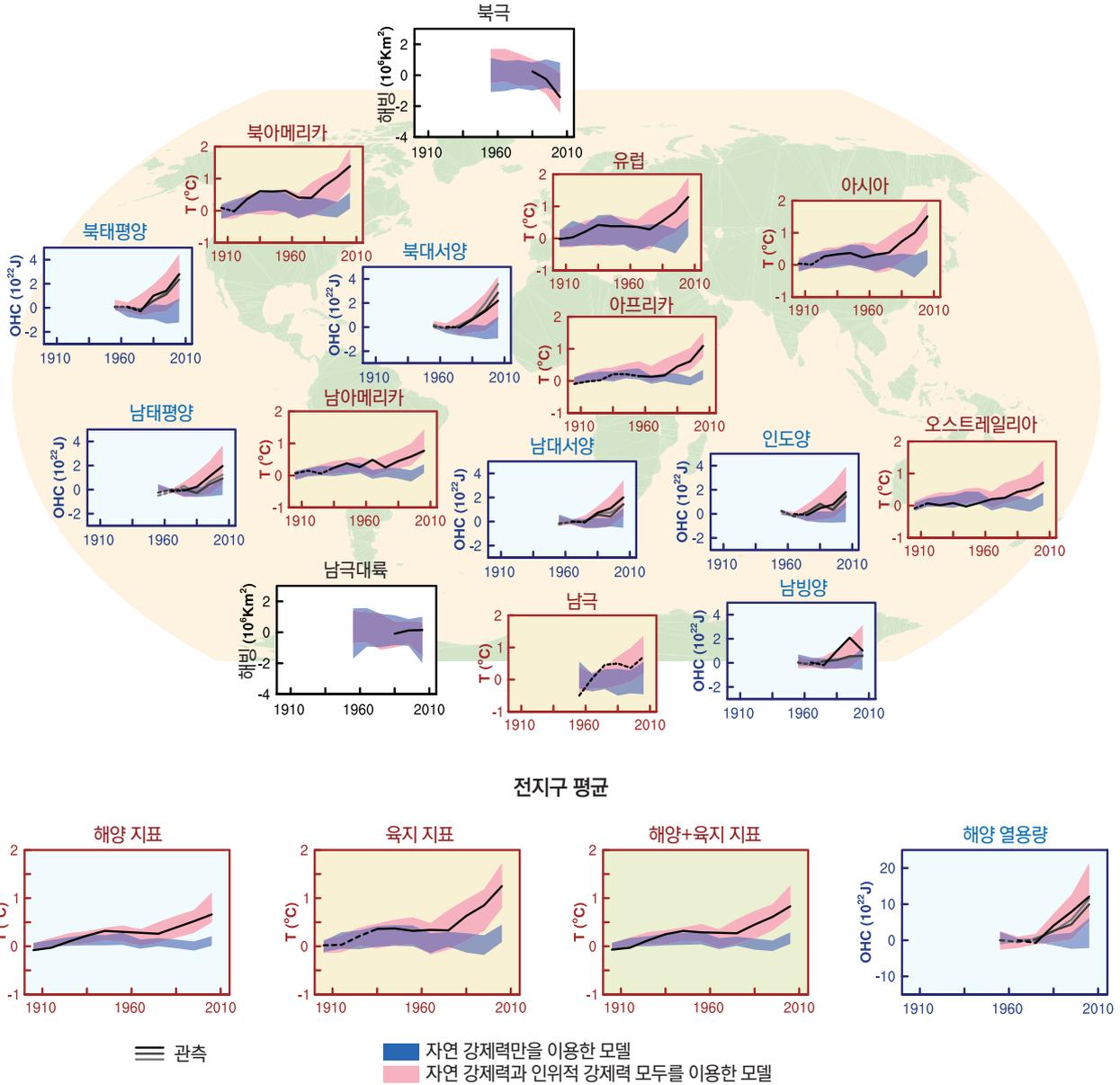


**그림 TS.11** : 계절별 남극진동(SAM) 지수에서 1951-2011년에 대한 모의 및 관측 경향. SAM 지수는 40° S 와 65° S에서 지역 평균한 해면기압(sea level pressure: SLP) 간의 차이를 나타낸다. SAM 지수는 정규화 없이 정의되기 때문에 모의와 관측 경향의 크기가 비교될 수 있다. 검은색 선은 HadSLP2자료세트(실선)와 20세기 재분석(점선)에 따른 관측 경향을 나타낸다. 회색 막대는 경향의 5-95 백분위수 범위를, 빨간색 막대는 인위적 강제력과 자연 강제력을 포함한 과거 모의결과에서 5-95 백분위수 범위의 경향을 나타낸다. 막대들은 앙상블 평균과 CMIP5 개별 강제력 모의결과에서의 WMGHG(밝은 초록색), 에어로졸(어두운 초록색), 오존(자홍색), 자연 강제력 변화(파란색)에 따라 모의 된 5-95%의 신뢰범위를 보여준다. (그림 10.13b)

기술 요약보고서

지표 온도와 해양 열용량은 두 기록 모두에서의 새로운 인위적 및 자연적 신호뿐 아니라 자연 변수의 대체가설로부터의 명확한 분리를 보여준다. 이러한 신호는 전지구 규모의 평균이 아니라 각 변수에서 대륙과 해양 분지의

지역규모에서 나타난다. 해빙면적은 북극의 내부변동성 범위로부터 명확하게 도출된다. 아대륙 차원에서 인간의 영향은 일부 지역의 열파 발생 확률을 상당히 증가시켰을 가능성이 높다. {표10.1}



**그림 TS.12** : 지역 규모(위) 및 전지구 규모 (아래 4개 그래프)의 기후시스템에서 탐지 및 원인 규명에 대한 결과. 갈색 그래프는 지표온도 시계열, 파란색 그래프는 해양 열용량 시계열, 흰색 그래프는 해빙 시계열이다(10년 평균). 각 그래프는 관측(검은색 또는 검은색과 회색 음영)과 자연 강제력 (파란색 음영), 자연 및 인위적 강제력 (분홍색 음영)에 대한 5-95%의 모의에 대한 반응 범위와 함께 해당 앙상블 평균(각각 어두운 파란색과 어두운 빨간색)을 보여준다. 관측된 지표온도는 HadCRUT4를 토대로 한다. 해양 열용량(OHC)에 관한 세 개의 관측 기록이 제시되었다. 표시된 해빙 편차(절대값이 아님)는 그림 10.16의 모델을 기반으로 한다. 관측은 실선 또는 파선으로 표시되었으며, 관측과 추정치의 품질을 나타낸다. 육지와 해양 지표 온도 그래프와 강수 그래프에서 관측 실선은 조사된 지역의 공간 범위가 50% 이상인 경우를 나타내며, 관측 파선은 50% 미만인 경우를 나타낸다. 예를 들어, 남극에서 자료의 공간 범위는 대륙 육지 지역의 50% 이상을 넘지 않는다. 해양 열용량과 해빙 그래프에서 관측 실선은 자료의 공간 범위가 우수하고 품질이 높은 경우를, 파선은 자료의 공간 범위가 적절한 수준에 그치는 경우를 나타낸다. 이러한 수치는 연평균이 아니라 10년 평균으로 제시된 부분을 제외하고 그림 10.21을 토대로 한다. 관련 그림 SPM.6에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다.(그림 10.21)

## 박스 TS.4: 모델 평가

AR4이후 기후모델의 개선이 계속되었으며, 많은 모델들이 기후변화의 중요한 요소인 생지화학적 순환에 대한 설명을 포함함으로써 지구시스템모델(Earth System Model)로 확대됐다. 박스 TS.4, 그림 1은 본 보고서에서 평가된 모델 능력에 관한 부분적인 개요를 제공하며, AR4에서 평가되었거나 AR4 보고시점 당시 이용 가능했던 모델을 기준으로 개선사항이나 부족한 사항을 제시한다. {9.1, 9.8.1; 박스 9.1}

AR4에서 평가된 모델 세대와 비교해 지표 온도를 모의하는 능력은 여러 중요 측면에 있어서 개선되었다. 모델이 관측된 대규모의 시간 규모의 평균 지표 온도 패턴(패턴의 상관관계는 0.99)을 재현하지만(매우 높은 신뢰도), 일부 지역에서 섭씨 몇 도 정도의 계통 오차가 발견된다. 지역 규모(아대륙과 그보다 작은 지역)에서 시간평균 지표온도에 대한 모의결과는 AR4 시점보다 개선되었지만(높은 신뢰도) 모델 능력에 대한 신뢰도는 대규모에서 보다 낮아졌다. 모델들은 경년 및 100년 시간 규모에서 관측된 전지구평균 또는 북반구 평균 온도 변동성의 크기를 재현할 수 있다. 또한 마지막 최대 빙하기 동안의 대규모 온도 패턴을 재현할 수 있다. 이는 현재와 많이 다른 기후 상태를 모의할 수 있는 능력을 갖춰있음을 의미한다(박스 TS.5 참고). {9.4.1, 9.6.1}

모델들은 과거 기간에 걸친 전지구평균 및 연평균 지표 온도 변화의 일반적인 특징(20세기 후반의 온난화와 대규모 화산분출 직후의 냉각 포함)을 재현한다(매우 높은 신뢰도). 과거에 대한 대부분의 모의결과는 지난 10-15년간 관측된 전지구 평균 지표 온난화 경향의 감소를 재현하지 못한다(박스 TS.3 참고). 1998-2012년 관측과 모델 간에 내부변동성으로 인한 큰 경향성의 차이가 존재한다. 이는 모델들의 강제력이 부적절할 뿐만 아니라 일부 모델에서 온실가스강제력 증가에 대한 반응을 과대평가했을 가능성이 있기 때문이다(중간 신뢰도). 전부는 아니지만 대부분의 모델이 지난 30년간 관측된 열대 대류권의 온난화 경향을 과대평가하고, 장기적인 하부성층권의 냉각 경향을 과소평가하는 경향이 있다. {9.4.1; 박스 9.2}

대규모 강수 패턴 모의결과는 AR4에서보다 다소 개선되었지만 지표 온도보다 강수에 대한 모델 성능이 여전히 떨어진다. 모의된 연평균 강수량과 관측된 연평균 강수량 간에 공간패턴에 대한 상관관계의 경우, AR4 시점에서 이용 가능한 모델이 0.77이었지만 현재는 0.82로 증가했다. 지역 규모에서 강수에 대한 모의결과는 효과적이지 않으며, 관측 불확실성으로 인해 여전히 평가가 어렵다. {9.4.1, 9.6.1}

많은 모델들이 1961-2005년까지 관측된 해양 상층부에서의 열용량의 변화를 재현할 수 있다. 다중모델을 평균한 시계열은 대부분의 기간에서 이용 가능한 관측 추정치의 범위에 속한다. {9.4.2}

AR4 시점보다 북극 여름 해빙면적의 축소 경향에 대한 모의결과가 개선되었다는 확실한 증거가 있다. 모델의 약 4분의 1이 1979-2012년 위성 관측 시기에 걸쳐 관측된 것 이상으로 강한 경향을 보여준다. 모델 간 큰 차이가 있기는 하지만 대부분의 모델은 남극 해빙면적이 다소 감소하는 경향을 모의한다. 반면 관측에서 남극 해빙은 다소 증가하는 경향을 보인다. {9.4.3}

극한 현상에 대한 모델 모의 평가의 경우 AR4 이후 큰 발전이 있었다. 20세기 후반의 극한 온난일 및 온난야와 한랭일 및 한랭야 빈도 변화는 모델과 관측이 일치한다. 앙상블 평균 전지구 평균 시계열은 일반적으로 관측된 추정치 범위에 속한다. 대부분의 모델은 특히 열대에서 온도 변동성 또는 경향에 대한 극한 강수의 민감도를 과소평가한다. {9.5.4}

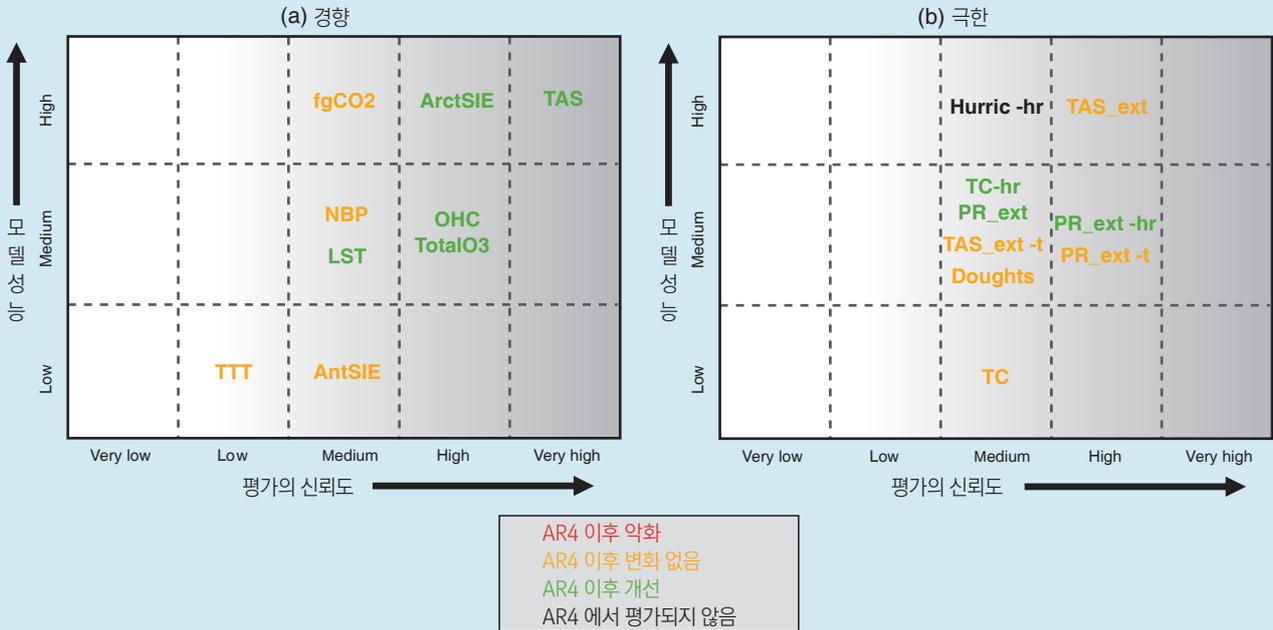
상호작용하는 탄소순환을 포함하는 과반수 이상의 모델의 모의를 통한 20세기 후반의 전지구 토지 및 해양 탄소 제거량은 관측된 추정치 범위에 속한다. 그러나 모델은 시스템적으로 대기 역전에 의한 북반구 육지에 의한 흡수를 과소평가한다. {9.4.5}

지역 규모축소 방법은 기후 영향에 대한 많은 연구에서 필요로 하는 더 작은 공간 규모에서의 기후정보를 제공한다. 규모축소는 높은 변동성을 가지고 있는 지형이나 작은 규모의 다양한 현상이 발생하는 지역에도 가치를 부가한다(높은 신뢰도). {9.6.4}

모델의 평형기후민감도 범위는 2.1°C-4.7°C로 AR4의 평가와 매우 비슷하다. 구름 되먹임이 여전히 평형기후민감도 범위에 기여하는 주요 요소이다(매우 높은 신뢰도). 이는 현재 기후와 마지막 최대 빙하기 모두에 적용된다. 모델들은 지역 및 전지구 규모에서 대류권 온도와 수증기 간의 강한 양의 상관 관계를 보여준다. 이는 관측 결과와 일치하는 것으로 모델과 관측 모두에 양의 수증기 되먹임이 존재한다는 사실을 시사한다. {5.3.3, 9.4.1, 9.7}

기후 모델은 물리적 원칙을 토대로 하며, 관측된 기후의 많은 중요 요소를 재현한다. 두 측면 모두 탐지 및 원인규명 연구(10장 참고) 적용과 정량적인 미래 예측 및 전망(11-14장 참고)을 위한 모델 적합성의 신뢰도에 기여한다. 북극 여름 해빙 경향, 눈-알베도 되먹임, 열대 육지 지역의 탄소 손실 등과 같은 값에 관한 모델 전망에 있어서 모델 간에 차이가 존재하며, 이러한 차이와 관측된 변동성 또는 경향의 일부 요소가 관련이 있음을

뒷받침하는 증거가 증가하고 있다. 그러나 기후전망의 다중 모델 앙상블 평균에서 모델의 과거 성능을 이 모델의 상대적인 비중으로 전환하기 위한 보편적인 전략은 아직 없다. {9.8.3}



**박스 TS.4, 그림 1** : 현재 세대의 기후모델이 20세기의 중요한 기후 특징을 얼마나 효과적으로 모의하는지를 종합적으로 보여준다. 평가의 신뢰도는 오른쪽(즉 음영이 짙은 부분)으로 갈수록 증가한다. 모델의 품질은 아래에서 위 쪽으로 갈수록 증가한다. 색으로 표시된 형태는 AR4 평가 시점에서 이용 가능한 모델에서부터 현재의 평가까지 개선된 부분을 나타낸다. AR4 이후 많은 개선이 있었지만 일부 모의결과는 개선이 없었다. 이 요약 정보에 주요 기후 특징에 대한 정량화가 제시되었으며, AR4 이후 저하된 기후 요소는 없었다. 평가는 거의 대부분 다중 모델 평균에 기반한다(존재할 수 있는 개별 모델의 편차 포함). 이 그림에서 평가된 모델의 품질은 해석을 위해 단순화되었다. 각 평가에 관한 자세한 정보는 9장 참고. {9.8.1; 그림 9.44}

그림은 다음의 주요 기후 특징에 초점을 맞추고 있으며, 중괄호 안의 절이 평가를 뒷받침한다.

**(a) 경향:**

- AntSIE: 남극지역 해빙면적(Antarctic sea-ice extent) {9.4.3}
- ArctSIE: 북극지역 해빙면적(Arctic sea-ice extent) {9.4.3}
- fgCO<sub>2</sub>: 전지구 해양 탄소흡수(Global ocean carbon sink) {9.4.5}
- LST: 하부성층권온도(Lower-stratospheric temperature) {9.4.1}
- NBP: 전지구 육지 탄소흡수(Global land carbon sink) {9.4.5}
- OHC: 전지구 해양 열용량(Global ocean heat content) {9.4.2}
- TotalO<sub>3</sub>: 단위면적당 오존총량(Total-column ozone) {9.4.1}
- TAS: 지표기온 (Surface air temperature) {9.4.1}
- TTT: 열대 대류권온도(Tropical tropospheric temperature) {9.4.1}

**(b) 극한:**

- Droughts 가뭄(Droughts) {9.5.4}
- Hurric-hr 고해상도AGCM에서의 전년 동기 대비 대서양 허리케인 수(Year-to-year count of Atlantic hurricanes in high-resolution AGCMs) {9.5.4}
- PR\_ext 극한 강수의 전지구 분포(Global distribution of precipitation extremes) {9.5.4}
- PR\_ext-hr 고해상도AGCM에서의 극한 강수의 전지구분포(Global distribution of precipitation extremes in high-resolution AGCMs) {9.5.4}
- PR\_ext-t 극한 강수의 전지구 경향(Global trends in precipitation extremes) {9.5.4}
- TAS\_ext 극한 지표 기온의 전지구 분포 (Global distributions of surface air temperature extremes) {9.5.4}
- TAS\_ext-t 극한 지표 기온의 전지구 경향(Global trends in surface air temperature extremes) {9.5.4}
- TC 열대 저기압 경로 및 강도(Tropical cyclone tracks and intensity) {9.5.4}
- TC-hr 고해상도AGCM에서의 열대 저기압 경로 및 강도(Tropical cyclone tracks and intensity in high-resolution AGCMs) {9.5.4}

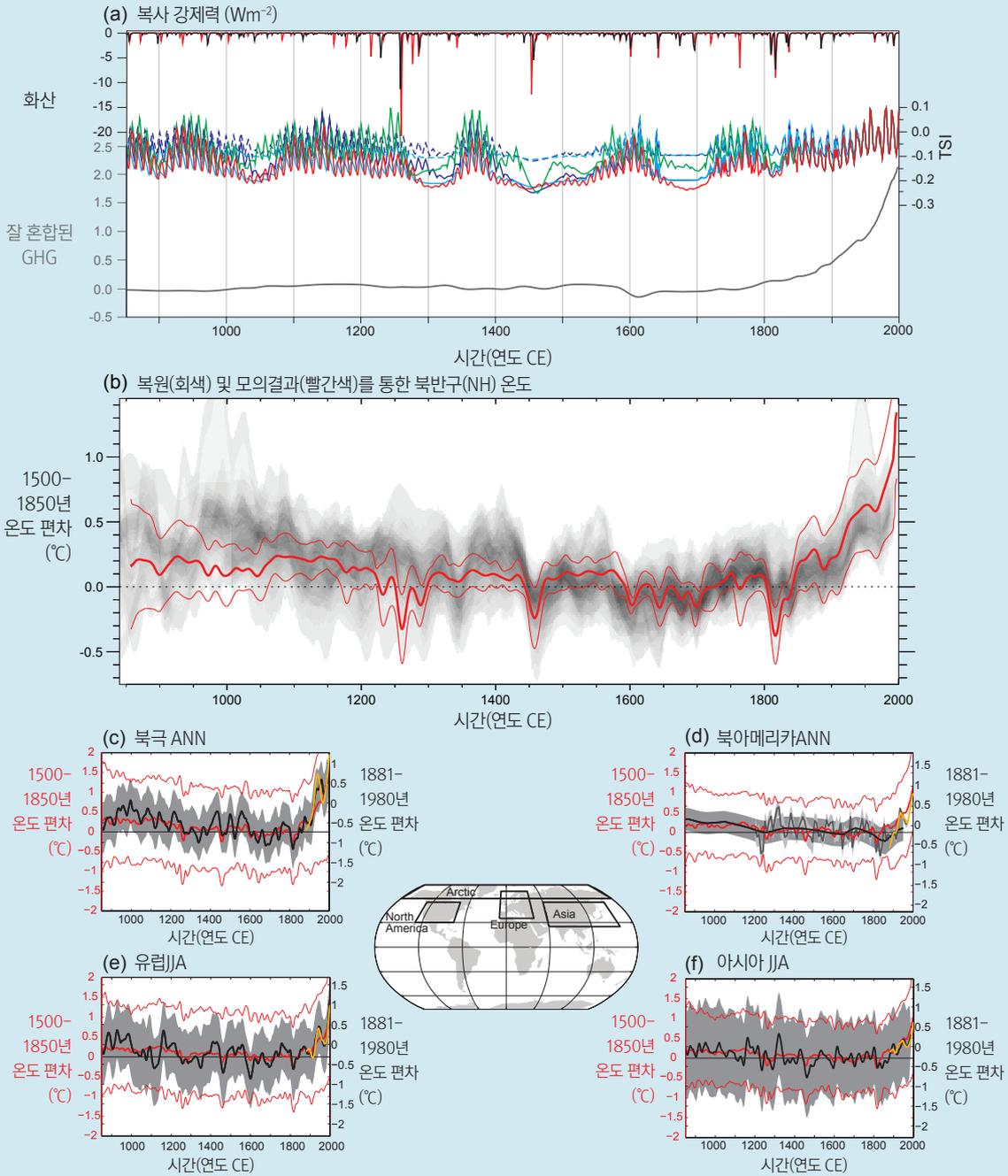
## 박스 TS.5: 고기후

고기후 기록에 기반한 복원을 통해 더 폭넓은 과거 기후변동성 관점에서 대기조성, 해수면, 기후(가뭄 및 홍수와 같은 극한현상 포함)의 현재 변화에 대한 이해와 미래 전망이 가능해진다(TS.2절 참고). {5.2-5.6, 6.2, 10.7}

과거 기후 정보도 변화가 느린 기후시스템 성분(섭동에 대한 반응의 시간 규모에 비해 관측 기록이 짧은 탄소순환, 빙상, 심해 포함)의 행동을 뒷받침하며, 급격하고 비가역적인 변화의 메커니즘에 관한 정보를 제공한다. 극 증폭(polar amplification)은 북극 지역에서 높거나 낮은 CO<sub>2</sub> 농도에 대해 반응한 결과 전지구평균보다 강화된 온도변화로 특징지어진다. 과거 외부 기후강제력에 관한 지식과 통합된 고기후 자료는 극 증폭을 뒷받침해왔다. {5.2.1, 5.2.2, 5.6, 5.7, 5.8, 6.2, 8.4.2, 13.2.1, 13.4; 박스 5.1, 5.2}

AR4 이후, PMIP3 (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project)/CMIP5 프레임워크에 고기후 모의결과가 포함되면서 고기후 정보와 미래 기후 전망 간의 연결이 더 긴밀해졌다. 과거 변화의 크기와 대규모 패턴을 신뢰있게 모의할 수 있는 모델의 능력을 테스트하는 데 홀로세 중기(6,000년 전)와 마지막 최대 빙하기(21,000년 전) 그리고 지난 1000년간의 고기후 정보가 이용되어 왔다. 고기후 모의결과와 복원을 통해 얻은 정보는 복사섭동에 대한 기후시스템의 반응을 정량화하고 평형기후민감도의 범위를 제약하며, 연간 규모에서부터 수백 년 규모로 내부기후 변동성의 과거변화를 문서화할 수 있게 해준다. {5.3.1-5.3.5, 5.4, 5.5.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.3, 9.7.2, 10.7.2, 14.1.2}

박스 TS.5, 그림 1은 태양, 화산, 잘 혼합된 온실가스 강제력과 함께 지난 천년 간의 PMIP3/CMIP5 모의결과와 복원을 비교한다. 북반구 연평균 온도의 경우, 1983-2012년이 지난 800년에서 가장 온난한 30년일 가능성이 매우 높으며(높은 신뢰도), 지난 1,400년에서 가장 온난한 30년일 가능성이 높다(중간 신뢰도). 이는 다양한 프록시 자료와 통계방식에 기반한 여러 복원과 관측 온도와의 비교를 통해 뒷받침되며, AR4와 일치한다. 기후모델은 태양, 화산, 인위적 복사 강제력에 대한 반응으로 지난 1200년간 수십년 단위 북반구 온도 변화를 모의한다. 이러한 모의결과는 불확실성 범위 내에서 크기와 시기 측면에서 복원과 일치한다. 대륙 차원의 온도 복원은 일부 지역에서 20세기 중반처럼 온난하고, 다른 일부 지역에서는 20세기 후반처럼 온난함이 나타났던 중세온난기(약950-1250년)를 수십 년 단위로 보여준다(높은 신뢰도). 20세기 중반 이후 이러한 지역적인 온난기는 온난화처럼 지역에 걸쳐 동시다발적으로 발생하지 않았다(높은 신뢰도). 복원과 모의결과 비교를 토대로 외부 경로, 태양, 화산강제력뿐 아니라 내부 변동성도 중세온난기와 소빙하기(약 1450-1850년)의 지표 온도변화의 시기와 공간 패턴에 크게 기여했다. 그러나 상대적인 기여에 대한 정량화 추정의 신뢰도는 매우 낮다. 1400-1850년 사이의 북반구 온도 변화는 내부 변동성 단독으로 설명될 수 있으며, 이에 대한 신뢰도는 낮다. 850-1400년 사이의 북반구 온도 변화에 기여한 외부 강제력과 지난 5세기 동안 유럽 온도 변화에 기여한 외부 강제력의 신뢰수준은 중간이다. {5.3.5, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; 표10.1}



**박스 TS.5, 그림 1** : 지난 1,000년에 대한 모의결과와 복원. (a) 화산, 태양, 잘 혼합된 온실가스로 인한 850-2000년의 PMIP3/CMIP5에서의 복사강제력. 화산 강제력에 대한 두 개 기존 자료세트와 태양강제력에 대한 네 개 추정 자료가 다른 색깔로 표시되었다. 태양 강제력에서 실선은 복사의 배경 변화가 고려된(고려되지 않은) 복원 변동을 나타낸다. (b) 850-2000년의 PMIP3/CMIP5에서 모의결과(빨간색) 및 복원(회색 음영)을 통한 북반구(NH) 온도 변화. 빨간색의 굵은 실선은 다중모델 평균을, 빨간색의 가는 실선은 다중 모델에서의 90% 범위를 나타낸다. 중복되는 복원 온도는 회색 음영으로 표시되었다. 모든 자료는 1500-1850년 평균에 대한 편차로 표현되었으며, 30년의 이동평균으로 평활화되었다. 일부 복원은 전체 NH 또는 특정 계절보다 작은 공간 영역을 대표하는 반면, 모의의 경우 전체 NH 평균에 대한 연간 온도가 제시되었다. (c), (d), (e), (f)는 950-2000년의 복원을 통한 북극 및 북아메리카의 연평균 온도와 유럽 및 아시아 6, 7, 8월(JJA) 온도(검은색 선)와 PMIP3/CMIP5 모의결과(빨간색 굵은 선은 다중 모델 평균, 빨간색 가는 선은 90% 다중모델 범위)를 보여준다. 모든 빨간색 곡선은 1500-1850년 평균에 대한 편차로 표현되며, 30년의 필터로 평활화된다. 음영으로 표시된 부분은 각 복원에 대한 불확실성을 나타낸다(북극: 90% 신뢰대역, 북아메리카:  $\pm 2$  표준편차, 아시아:  $\pm 2$  평균제곱근오차, 유럽: 95% 신뢰대역). 관측기록과의 비교를 위해 CRUTEM4 자료세트가 제시되었다(노란색 선). 이 기기관측 기록들은 복원의 추정에서 사용된 자료와 반드시 일치하는 것은 아니다. 그렇기 때문에 실제 추정에 사용된 자료보다 복원과의 유사성이 더 크거나 작을 수 있고 단절시기에 따라서 평활화된 자료에 엔드효과가 나타날 수도 있다. 모든 선은 30년 이동평균을 적용해 평활화되었다. 지도는 각각의 복원 지역을 보여준다. (5.3.5; 표5.A.1; 그림 5.1, 5.8, 5.12)

## TS.5 전지구 및 지역 기후변화 전망

### TS.5.1 서론

기후시스템의 변화 전망은 단순한 기후모델에서부터 중간 복잡성을 갖는 모델, 통합 기후모델 그리고 ESM(Earth System Models)에 이르기까지 계층적인 모델을 이용해 생성된다. 이러한 모델들은 인위적 강제력 시나리오에 기반해 변화를 모의한다. 새로운 시나리오인 대표농도경로(Representative Concentration Pathways: RCP)는 세계기후연구프로그램(World Climate Research Programme)의 CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)의 프레임워크 하에서 수행되는 새로운 기후모델 모의에 이용되었다. 수많은 종합적인 기후 모델과 지구시스템 모델들이 CMIP5에 참여했으며, 그 결과가 기후시스템 전망의 핵심을 형성한다.

이 절은 이러한 기후변화 전망의 평가를 요약하여 제시한다. 첫 번째 절에선 미래 강제력과 시나리오를 다룬다. 그 다음 절은 전장, 대기, 해양, 빙권에 대한 단기(21세기 중반까지) 및 장기(21세기 말) 전망, 탄소와 기타 생지화학적 순환에 대한 전망, 해수면 변화 전망, 21세기 전반에 걸친 기후현상 변화와

지역 기후를 포함해, 전지구 및 지역기후변화 전망의 다양한 측면을 다룬다. 특별한 언급이 없는 한, 전망된 변화는 1986-2005년 평균을 기준으로 한다. TFE.8은 장기 기후변화 전망과 기후 안정화 및 목표에 대한 정보를 다룬다. 지구공학이라고 불리는 기후변화에 대응하기 위한 방법과 개요가 박스 TS.7에서 다뤄진다. {11.3, 12.3-12.5, 13.5-13.7, 14.1-14.6, 부록 }

### TS.5.2 미래 강제력과 시나리오

이 평가 보고서에서, 새로운 RCP가 SRES 시나리오를 대부분 대체하였다(박스 TS.6 참고. 부록 II의 기후시스템 시나리오 표 참고). 시나리오들은 지속적인 온난화에서부터 안정화된 강제력, 안정화되었다가 21세기 중반 이후 복사강제력이 느린 속도로 감소하는 엄격한 완화 시나리오(RCP2.6)에 이르기까지 다양한 반응을 생성한다. AR4와 달리 AR5 RCP 시나리오하에서의 기후변화는 적응과 완화에 기반한다. 다양한 RCP 시나리오에서 지금부터 시작된 완화 활동은 향후 30년 동안 크게 차별적인 기후변화 결과를 만들지 않지만 21세기 중반 이후의 장기적인 기후변화는 RCP 간에 큰 차이가 있다. {박스 1.1}

TS

### 박스 TS.6: 새로운 RCP 시나리오와 CMIP5 모델

미래의 GHG 인위적 배출, 에어로졸 입자, 기타 강제력요소(예: 토지이용변화)는 사회경제적 요소에 의존적이며, 배출 완화를 위한 통제와 관련된 전세계의 지정학적 합의에 의해 큰 영향을 받을 수 있다. AR4에서 광범위하게 이용된 SRES 시나리오의 경우, 추가적인 기후 정책을 포함하지 않는다. 즉 유엔기후변화협약(UNFCCC) 또는 교토의정서 배출 목표의 실행을 명확하게 가정하는 시나리오가 포함되지 않았다는 뜻이다. 그러나 GHG 배출은 다른 목적으로 계획된 광범위한 비기후변화 정책에 의해 직접적으로 영향을 받는다. SRES 시나리오는 순차적 접근방법을 이용해 개발됐다. 즉 사회경제적 요소가 배출 시나리오에 반영되고, 시나리오는 단순한 기후모델에 이용돼 더 복잡한 기후-해양지구기후모델(AOGCM)을 실행하는 데 필요한 온실가스 및 기타 요소의 농도를 결정한다. 이 보고서에서 RCP라고 불리는 새로운 시나리오(일부 시나리오는 완화를 달성하기 위한 정책 활동을 포함)를 이용한 기후모의의 결과가 평가된다. 이러한 RCP는 대규모의 완화 시나리오를 대표하며, 2100년 복사강제력에 있어서 다양한 목표를 성취하기 위해 선택되었다(2.6, 4.5, 6.0, 8.5 Wm<sup>-2</sup>. 그림 TS.15 참고). 시나리오는 가능성이 높고 예측적인 것이어야 하며, 그에 따른 확률을 포함하지 않는다. {12.3.1; 박스1.1}

RCP는 경제적, 인구통계적, 에너지, 단순한 기후성분을 포함하는 통합평가모델(Integrated Assessment Model: IAM)을 이용해 개발되었다. RCP가 생성하는 배출 시나리오는 단순 모델을 이용하여 실행되며, AOGCM에서 실행될 수 있는 온실가스 농도의 시계열을 생성한다. RCP에 의해 생성된 배출 시계열은 상호적인 생지화학적(최소한 토지와 해양 탄소 순환)을 포함하는 지구시스템모델(ESM)에 직접 이용된다. {12.3.1; 박스 1.1}

CMIP5 다중모델 실험(세계기후연구프로그램 총괄)은 기후변동성과 변화의 기본 평가에 관해 전례없는 수준의 정보를 제공한다. CMIP5는 AOGCM 외에 새로운 ESM과 새로운 모델 실험, 더 많은 진단 결과를 포함한다. CMIP5는 IPCC AR4 시점에서 이용 가능했던 CMIP3 다중모델 실험보다 더 종합적이다. 또한 두 배 많은 모델과 더 많은 실험(미래 기후변화 시나리오 실행에서 반응에 대한 이해를 높이기 위한 실험 포함), 약 2x10<sup>15</sup> 바이트 자료(CMIP3의 경우 30x10<sup>12</sup> 바이트)를 특징으로 한다. 수많은 강제력 요소가 더 완전하게 처리되고 있으며, 특히 에어로졸과 토지이용과 관련된 강제력 요소에 초점이 맞춰져 있다. 검열 에어로졸은 이제 일반적으로 포함되는 강제력 요소가 되었다. 또한 CO<sub>2</sub>와 관련해, '농도 기반' 전망과 '배출량 기반' 전망 모두 평가되고 있다. 이러한 특징들은 물리적 반응의 불확실성뿐 아니라 기후-탄소 순환 상호작용의 정량화를 가능하게 한다. {1.5.2}

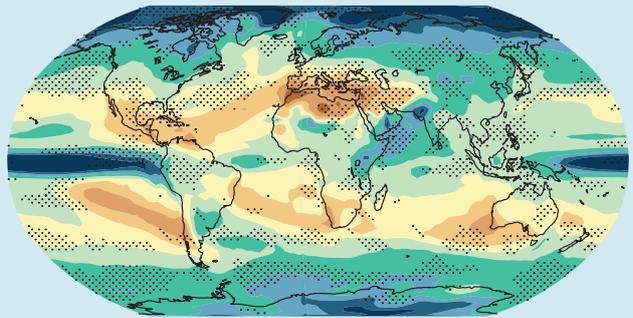
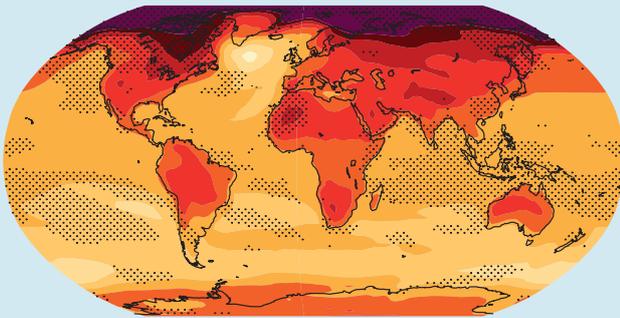
AR4보고서에 CMIP5 모델이 이용되었다면, AR4의 전지구평균 온도변화의 평균과 범위에 대한 평가와 지금의 평가 간에 큰 차이가 없었을 것이다. 전지구온도 전망의 차이는 주로 시나리오의 차이가 원인일 수 있다. CMIP3과 CMIP5 모델에 의해 모의된 전지구 평균 온도 반응은 평균과 모델 범위 모두에 있어서 매우 비슷하다. 모든 시나리오에 걸친 온도 변화 범위는 더 넓어졌다. RCP가 CMIP3에 이용된 SRES 시나리오에 전혀 상응하지 않는 강한 완화 시나리오(RCP2.6)을 포함하기 때문이다. 각 시나리오에서, CMIP5 전망의 5-95% 범위는 같은 평균 및 표준편차를 이용한 정규분포에 의한 CMIP5 분포의 근사치를 구함으로써 얻어지며, 21세기 말 전지구온도 변화 전망의 가능성이 높으므로 평가된다. AR4에 의해 평가된 평형기후민감도의 범위를 산출하기 위해 더 단순한 모델을 이용한 확률 전망은 CMIP5와 일치하는 불확실성 범위를 제공한다. AR4에서 전지구온도 전망의 불확실성은 모델 평균 온난화의 일부(일정한 단편 불확실성)로 표현될 때, 거의 일정하게 나타났다. 더 높은 RCP에서 이제 불확실성은 장기적인 기후변화에 대한 AR4의 방법보다 더 작게 추정된다. 이는 탄소순환 기후 되먹임이 농도중심의 RCP전망과 관련되어 있지 않기 때문이다(반면, AR4에서 평가된 전지구 온도 불확실성 전망은 CMIP3 모델의 일부가 아님에도 불구하고 탄소순환 기후 되먹임을 설명한다) RCP8.5 CO<sub>2</sub> 배출 강제력은 RCP8.5 CO<sub>2</sub> 농도와 달리, 상호적인 탄소순환을 포함하는 CMIP5 지구시스템모델(ESM)들은 2100년까지 평균적으로 50 (-140~+210) ppm (CMIP5 모델 스프레드) 더 높은 대기CO<sub>2</sub> 농도와 0.2°C 더 높은 전지구지표온도 증가를 모의한다. 낮은 RCP의 부분적 불확실성이 더 크며, 이는 내부변동성과 비CO<sub>2</sub> 강제력이 전체 불확실성에 상대적으로 더 큰 기여를 하기 때문이다. {12.4.1, 12.4.8, 12.4.9}

전지구평균 온도변화에 의해 결정된 온도(°C/°C)

전지구 온도변화에 의해 결정된 강수(%/°C)

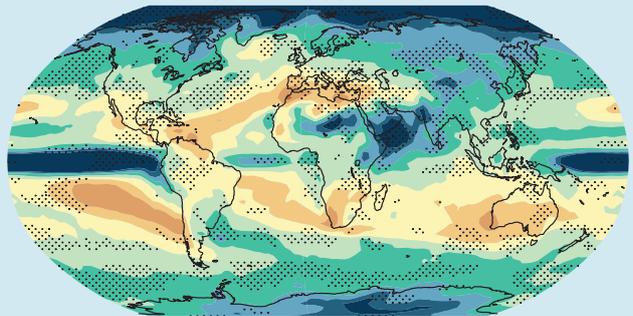
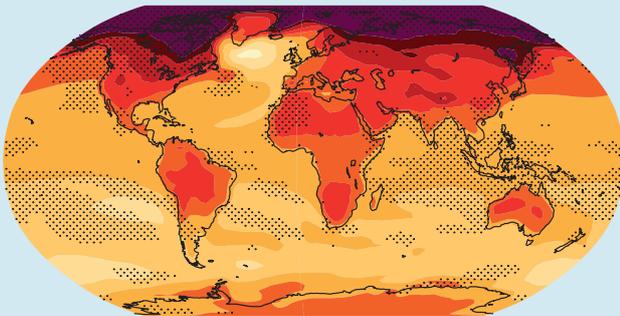
CMIP3 : 2080-2099

CMIP3 : 2080-2099



CMIP5 : 2081-2100

CMIP5 : 2081-2100



**박스 TS.6, 그림1 :** CMIP3 모델 평균(상단)과 CMIP5 모델 평균(하단)에 대해 대응하는 전지구 평균온도 변화에 의해 결정된 온도(왼쪽)와 강수 비율 변화의 패턴(오른쪽). 두 경우 모두 이러한 패턴들은 21세기 마지막 20년에 대한 실험(CMIP3의 경우 2080-2099년 및 CMIP5의 경우 2081-2100년)과 과거 20년에 대한 실험(CMIP3의 경우 1980-1999년 및 CMIP5의 경우 1986-2005년) 간의 평균 차이를 고려하고, 대응하는 전지구 평균온도 변화에 의해 각각의 차이를 결정 하여 계산한다. 이러한 계산은 우선 각 개별 모델에 대해 수행되며, 모델 전반에 걸쳐 결과가 평균화된다. 점으로 표시된 영역은 부트스트랩 실험을 통해 획득된 두 개 대응 패턴 간의 차이가 유의미하게 측정된 지역을 나타낸다. 초기 앙상블과 비슷한 크기의 CMIP3와 CMIP5 앙상블 구성원 집합에서 CMIP3와 CMIP5 구성원의 구별없이 무작위로 500개의 표본이 추출되었다. 무작위로 추출된 각 표본에 대해, 대응 패턴과 그 차이가 계산되고, 실질적인 차이가 격자 지점별로 부트스트랩 실험된 차이 분포와 비교되었으며, 차이 값이 부트 스트랩된 분포(2.5퍼센타일 또는 97.5 퍼센타일 미만)의 꼬리 부분에 있는 격자 지점만 점으로 표시되었다. {그림 12.41}



CMIP3와 CMIP5에 기반한 온도와 강수 전망은 대규모 패턴과 변화 강도 측면 모두에서 전반적으로 일치한다(박스TS.6, 그림1). 전망에서 모델 간 일치와 신뢰도는 변수와 공간 및 시간 평균에 의존적이며, 규모가 더 클수록 일치 수준이 높다. 신뢰도는 온도에 대한 신뢰도가 물순환 또는 대기순환 관련해 정량화된 신뢰도보다 높다. 모델 확실성을 정량화하고 보여주기 위한 개선된 방법이 개발되었다. 이러한 방법에 의하면 지역 경향에서 모델 간 일치 수준이 낮은 것은 강제력 반응에 대한 실제 불일치 때문이라기 보다 내부변동성 때문이다. 대규모의 장기 기후전망에서 불확실성의 원인 및 불확실성 규정 방법의 이해는 AR4 이후 크게 바뀌지 않았지만, 더 완전하고 엄격한 규정을 목표로 새로운 실험과 연구가 계속되고 있다. {9.7.3, 12.2, 12.4.1, 12.4.4, 12.4.5, 12.4.9; 박스 12.1}

CMIP5 모델에서, 점진적 실험에서의 온도와 강수변화의 지리적 패턴의 안정성은 여전히 유효하다(박스TS.6, 그림1 참고). 시간이 지남에 따라 패턴은 시나리오 전반에 걸쳐 유사하며, 전지구평균온도 변화에 의해 첫 번째 자리의 규모가 조정될 수 있다. 이러한 기법은 강한 완화 시나리오 및 지역화된 강제력(예: 에어로졸)이 의미적이고, 시간 및 계절 평균 온도와 강수 이외 변수에 따라 차이가 있는 시나리오에 적용될 때 유효성에 여전히 한계가 있다. {12.4.2}

모든 시나리오에 걸친 인위적 에어로졸 배출의 범위는 장수명 온실가스의 대응 범위보다 단기 기후전망에 더 큰 영향을 미친다(특히, 지역규모와 물순환 변수에 대해). RCP 시나리오는 SRES와 대체 시나리오에서 발견되는 미래 에어로졸 배출 범위를 포함하지 않는다. (박스 TS.6 참고). {11.3.1, 11.3.6}

대기질 개선 또는 화석연료 CO<sub>2</sub> 배출 감소의 일환으로서 황산염 에어로졸의 급격한 감소가 실행될 때, 단기적으로 급격한 온난화가 이어질 수 있다는 전망의 신뢰도는 중간이다. 배출 감소에 대한 반응으로 메탄과 황산염의 대기 중 농도가 감소하는 시간 규모가 달라, 메탄 완화로 인한 냉각화가 황산염 완화로 인한 온난화보다 느리게 나타나기는 하지만, 메탄(CH<sub>4</sub>) 배출에 대한 통제가 이러한 황산염 유발 온난화를 부분적으로 상쇄할 수 있을 것이라는 확실한 증거가 존재한다. 검댕 에어로졸의 제거가 황산염 제거와 관련된 온난화에 대응될 수는 있지만, 불확실성이 지나치게 커서 검댕 배출 감소에 대한 전지구 온도 반응의 순 신호를 제약하기 어려우며, 이러한 반응은 공동배출(반사적인) 에어로졸의 감소와 에어로졸의 간접적인 영향에 의존적이다. {11.3.6}

RCP 배출로부터 화학 반응하는 온실가스인 메탄(CH<sub>4</sub>)과 아산화질소(N<sub>2</sub>O)에 대한 전망 불확실성을 포함할 경우 CMIP5 기후모델 강제력에 이용된 RCP 농도 범위보다 30% 더 클 가능성이 높은 풍부한 경로 범위가 제공된다. 농업, 산림, 토지 이용 발생원으로부터의 배출 추정치와 대기 중 수명, 화학적 되먹임에 대한 불확실성을 포함할 경우 N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, HFC, 그 복사 강제력 규모에 대한 훨씬 풍부한 범위가 제공된다. 2100년까지 CH<sub>4</sub>는 RCP8.5의 가능성 높음 범위가 일가의 RCP8.5 CH<sub>4</sub> 이상인 520 ppb로 확대되고, RCP2.6 CH<sub>4</sub>는 일가의 RCP2.6 CH<sub>4</sub> 이하인 230 ppb까지 확대된다. {11.3.5}

자연강제력 전망의 신뢰도는 매우 낮다. 주요 화산 분출은 수명이 대개 1년인 음의 복사강제력을 수Wm<sup>-2</sup>까지 유발하지만, 미래 발생 가능성과 분출 시기에 대해선 알려진 바가 없다. 11년 태양주기를 제외하고 총 태양복사의 변화는 불확실하다. 명확하게 표현된 것을 제외하고, 평가된 단기 및 장기

기후전망에서 미래 화산분출과 반복적인 11년 태양주기 외의 총 태양복사의 변화는 포함되지 않는다. {8.11, 3.6}

### TS.5.3 기후시스템 반응의 정량화

관측된 기후변화와 기후모델, 되먹임 분석, 고기후 증거에 기반한 평형기후 민감도(Equilibrium Climate Sensitivity: ECS)의 추정치에 의하면 ECS는 양의 값을 가지며, 1.5°C-4.5°C사이 범위에 있을 가능성이 매우 높고(높은 신뢰도), 1°C미만일 가능성은 대단히 낮으며(높은 신뢰도), 6°C 이상일 가능성이 매우 낮다(중간 신뢰도). 장기 되먹임을 포함하는 천년 시간 규모에서 지구 시스템 민감도는 대개 모델에 포함되지 않으며, ECS보다 훨씬 높을 수 있다(자세한 사항은 TFE.6 참고). {5.3.1, 10.8; 박스12.2}

관측된 기후변화와 기후모델에 기반했을 때 점진적 기후반응(TCR)은 양의 값을 가지며, 1°C-2.5°C 범위에 있을 가능성이 매우 높고, 3°C 이상일 가능성은 대단히 낮을 것이라는 전망의 신뢰도는 매우 높다(자세한 사항은 TFE.6 참고). {10.8; 박스 12.2}

총 누적 인위적 탄소 배출에 대한 전지구 평균 지표 온도 변화율은 비교적 일정하며, 시나리오 독립적이지만, 대기 중에 있는 탄소누적 모델 및 점진적 기후반응의 함수로서 모델 의존적이다. 주어진 온도 목표에서 초기 배출이 많다는 것은 후기에 더 적은 배출이 이뤄진다는 것을 의미한다. 온도가 최고점에 도달할 때까지 누적 탄소배출은 2000 PgC 미만이며, 이러한 누적 탄소배출에 대한 점진적 기후반응은 1000 PgC 당 0.8°C-2.5°C 사이일 가능성이 높다(높은 신뢰도)(자세한 사항은 TFE.8 참고). {10.8, 12.5.4; 박스 12.2}

정책관련 주요주제

**TFE.6: 기후 민감도와 되먹임**

기후변화를 되먹임에 의해 증폭되는 강제력에 대한 반응으로 설명하기 시작한 것은 수십 년 전부터다. 복사강제력과 기후 되먹임의 개념은 계속해서 개선되고 한계에 대한 이해수준이 높아지고 있다. 가령, 되먹임은 지표 온난화보다 훨씬 빠를 수 있고, 되먹임은 강제력 요소(온실가스외 태양강제력)의 유형에 의존적이며 수 백-수 천 년에 이르는 시간 규모(주로 식생 변화 및 빙상과 관련이 있음)를 가질 수 있다. 모델 및 관측에서의 물리적 되먹임에 대한 분석은 강력한 프레임워크로서, 다양한 시나리오에서의 점진적 미래의 온난화와 기후민감도에 대한 구속조건과 탄소순환 되먹임에 대한 추정을 제공하며(TFE.5 참고), 기후안정화 또는 목표에 대응하는 온실가스 배출량을 결정한다(TFE.8참고). {7.1, 9.7.2, 12.5.3; 박스 12.2}

수증기/감률, 알베도, 구름 되먹임은 기후민감도(ECS, 대기 CO<sub>2</sub> 농도가 두 배가 되었을 때의 연평균 전지구 지표 온도 평형 변화)에 대한 기본적인 결정요인이다. 이러한 되먹임은 모두 양의 값을 갖는 것으로 평가되지만, 그 가능성 수준은 *가능성이 높음*에서부터 *가능성이 대단히 높음*까지 차이가 있다. 이런 점에서 순 되먹임이 양의 값을 갖고 강제력에 대한 기후의 흑체반응이 증폭될 것이라는 전망은 *신뢰도가 매우 높다*. 구름 되먹임은 여전히 최대 불확실성을 갖는다. 수증기와 감률 변화의 순 되먹임은 양의 값을 가질 가능성이 *대단히 높고*, 흑체 반응을 약 두 배로 증가시킨다. 기후모델에서 이러한 두 가지 과정의 평균과 분산도는 AR4와 크게 다르지 않지만, 현재 이를 뒷받침하는 더 강력한 관측 증거들이 제시되고 있으며 상대습도의 분포를 결정하는 과정에 대한 이해 수준이 높아졌다. 다중 경로와 개별 구름 되먹임에서 기후 강제력 메커니즘에 대한 구름 반응은 양의 값을 가질 수도 있고 음의 값을 가질 수도 있다. 중요한 것은 깊고 얇은 적운 대류, 빙운의 미세물리학 과정, 구름의 생성 및 소멸 과정의 소규모 변동성으로 인한 부분적인 운량에 대한 해석이다. GCM에서의 구름 되먹임 진단을 위한 새로운 접근법은 확실한 구름 반응을 명확하게 규정하는 한편, 낮은 운량을 모의된 구름 되먹임에서 모델 간 분산의 중요한 발생원인으로 본다. 모든 구름 유형으로 인한 순 복사강제력은 양의 값을 가질 *가능성이 높다*. 현재 기후 모델에서 발생하는 기여 외에 아직 설명되지 않은 과정에 의한 알려지지 않은 기여의 범위를 고려했을 때 이러한 결론에 도달된다. 관측은 그 자체로 확실하고 직접적인 제약을 제공하지는 않지만, 고층운의 고도와 구름의 수평 분포 변화로부터의 양의 되먹임 기여를 뒷받침하는 여러 증거들이 존재한다. 하층운으로부터의 추가적인 되먹임은 대부분의 기후모델에서 양의 값을 가지지만 그 결과에 대한 이해 수준이 낮고 관측에 의해 효과적으로 제약되지 않는다. 이런 점에서 *신뢰도는 낮다*. {7.2.4-7.2.6, 9.7.2}

기후모델의 에어로졸-구름 과정에 대한 설명은 여전히 어렵다. 기후모델의 해상도보다 상당히 작은 규모에서의 에어로졸과 구름 변동성, 그리고 이러한 규모에서 에어로졸에 대한 구름의 미세한 반응은 예측 가능한 미래에 기후 모델이 에어로졸-구름 상호작용의 모수화 또는 세부격자 변동성을 해석하는 다양한 방법에 의존적이라는 사실을 의미한다. 이는 에어로졸-구름 상호작용과 관련된 강제력 추정의 불확실성이 크다는 사실을 의미한다. {7.4, 7.5.3, 7.5.4}

평형기후민감도(Equilibrium climate sensitivity: ECS)와 점진적 기후반응 (Transient Climate Response: TCR)은 외부 복사강제력에 대한 전지구 기후시스템의 온도 반응을 요약하는 유용한 측정기준이다. ECS는 대기 CO<sub>2</sub> 농도가 두 배가 되었을 때의 연평균 전지구 평균 지표 온도의 평형 변화로 정의되며, TCR은 70 년간 CO<sub>2</sub> 강제력의 선형 증가를 따라 CO<sub>2</sub> 농도가 두 배가 되는 시점에서의 연평균 전지구 평균 지표 온도의 변화로 정의된다(용어 참고). 두 지표 모두 정의에서 의미하는 것보다 폭넓게 적용되고 있다. 가령 ECS는 수백 년의 시간 규모에서 대기 조성성분의 안정화에 대한 최종적인 온난화 반응을 결정하며, TCR은 50에서 100년의 시간 규모에 걸쳐 강제력이 꾸준히 증가하는 조건에서 특정 시점에서 예상되는 온난화를 결정한다. {박스 12.2, 12.5.3}

ECS와 TCR은 다양한 증거들로부터 추정될 수 있다(TFE.6, 그림 1 및 2 참고). 추정치는 기후모델로부터 진단된 ECS과 TCR 값을 토대로 할 수 있고, 혹은 기후모델 되먹임 분석, 평균기후 및, 관측 대비 모델 변동성의 패턴, 고기후 자료에서 복원된 온도 변동성, 관측되거나 모델링 된 에너지균형의

TS

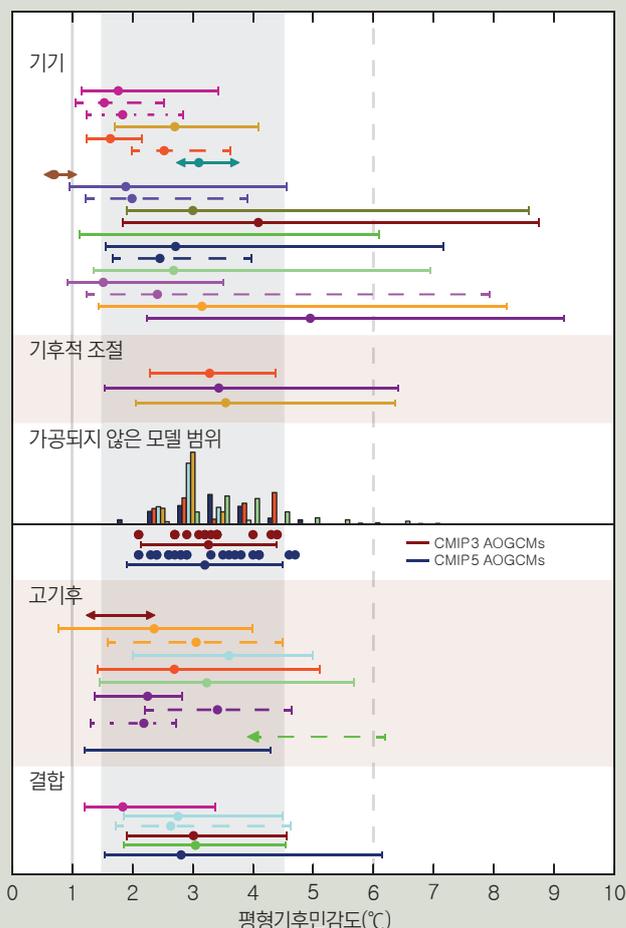
단기 섭동(예: 화산분출로 인한 섭동), 산업화 이전 시대 이후 관측된 지표 및 해양 온도 경향에 의해 제약될 수 있다. 이러한 지표를 적용 함에 있어서 강제력 되먹임 분석을 위한 제한적인 프레임워크와 되먹임의 시간 규모 및 기후 상태 의존성이 고려되어야 한다. {5.3.1, 5.3.3, 9.7.1-9.7.3, 10.8.1, 10.8.2, 12.5.3; 박스5.2; 표 9.5}

ECS제약에 관한 새로운 연구들은 산업화 이전 시대 이후 관측된 온난화에 기반하며, 단순한 모델 및 중간 복잡성을 갖는 모델, 개선된 통계 방법, 새로운 자료세트에 의해 분석된다. 고기후 제약은 고려하였지만 CMIP기반 증거는 고려하지 않은 이러한 새로운 연구들에 의하면 ECS는 1.5-4.5°C 가 될 가능성이 높고 (중간 신뢰도), 1.0°C 미만일 가능성은 대단히 낮다. {5.3.1, 5.3.3, 10.8.2; 박스 5.2, 12.2}

AOGCM와 되먹임 분석에 기반한 추정에 의하면, CMIP5 모델의 범위는 2-4.5°C 이고, 평균은 CMIP3과 비슷한 3.2°C이다. 일부 섭동된 모수 앙상블 모델에서 높은 기후 민감도는 발견되지만, 섭동된 물리 앙상블과 관측 기후와의 최근 비교에 의하면 ECS 값이 3-4°C 범위의 ECS 값을 갖는 모델이 많은 경우에서 가장 작은 오차를 보여준다. 특정 섭동 모수 앙상블 모델에서 기후학적 정량화와 기후 민감도와의 관계가 발견되지만, 많은 경우 다양한 모델 즉 CMIP3/5과 차이가 있는 섭동 모수 앙상블 모델 사이에서 관계가 확실하게 나타나지 않는다. 평가된 문헌에 의하면, CMIP3/5 에 따른 기후 민감도와 점진적 반응의 범위는 평균 기후 및 변동성 관측을 이용한 모델 조절을 통해 크게 좁혀지기 어렵다. 섭동 모수 앙상블 모델과 CMIP3 에 기반한 연구들은 ECS가 2°C 미만인 상태에서 평균기후 및 변동성에 대한 신뢰할 만한 해석을 얻어내기는 매우 어렵다는 결론을 뒷받침한다. {9.2.2, 9.7.3; 박스 12.2}

마지막 최대 빙하기(21,000-19,000년 전)의 복원과 모의결과에 기반한 새로운 ECS 추정에 의하면, 1°C 미만의 값과 6°C 이상의 값은 가능성이 매우 낮다. 일부 모델에서 기후민감도는 구름 되먹임에 대한 해석 차이로 인해 온난한 기후와 한랭 기후 간에 차이가 있다. 느린 되먹임(예. 빙상 또는 식생)을 포함한 지구 시스템 민감도에 대한 추정은 현재 기후상태의 기후 민감도에 연관시키기 더 어렵다. 프록시 자료의 불확실성, 자료의 공간범위, 일부 강제력의 불확실성, 모델 자료 비교에 이용된 모델의 구조적 한계 등이 고기후 상태에 기반한 ECS 추정에 있어서 주요 한계로 꼽힌다. {5.3, 10.8.2, 12.5.3}

ECS 또는 TCR을 조절하기 위한 베이지안(bayesian) 방법은 가정된 이전 분포에 대해 민감하다. 이러한 방법은 일부 연구에서 수행된 바 있는 관측된 온난화 경향과 화산분출, 모델 기후학, 고기후로부터의 조절을 결합함으로써 원칙적으로 좁은 범위의 추정치를 생성할 수 있지만, 어떻게 수행되어야 하는지에 대해선 의견이 일치하지 않고 있다. 이 접근법은 다양한 증거의 독립성과 모델과 되먹임 추정에 관련한 공통적 편향성의가능성, 각 증거가 편향적이지 않다는 가정과 관련된 가정에 민감하다. 이러한 평가에서 다양한 추정의 결합은 전문가 평가를 기반으로 한다. {10.8.2; 박스12.2}

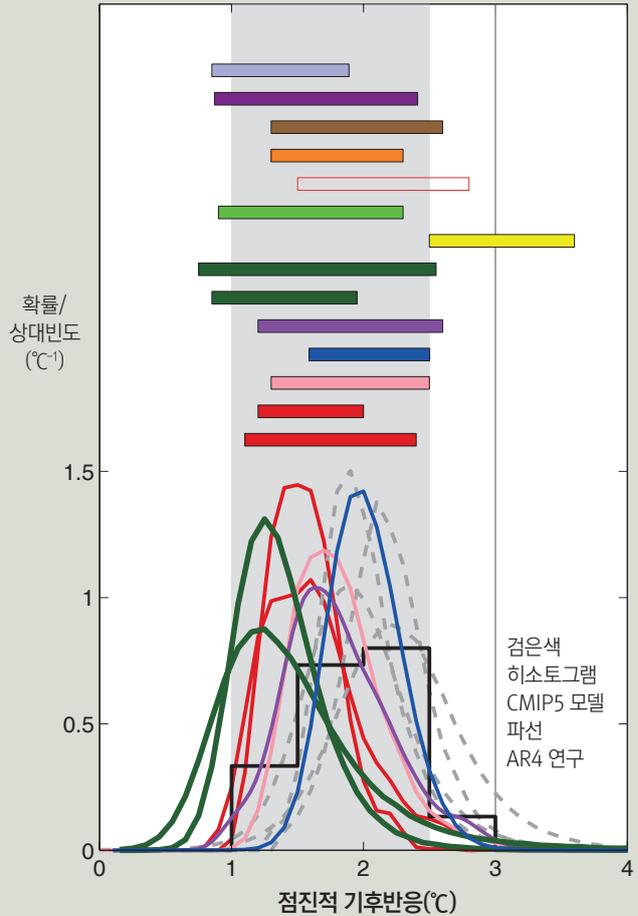


TFE.6, 그림 1 : 그림 10.20b와 IPCC AR4(박스 AR4 10.2 그림 1)의 기후조절, CMIP5 결과에 기반한 평형기후민감도의 확률밀도 함수, 분포, 범위(표 9.5 참고). 회색 음영 부분은 1.5°C-4.5°C의 가능성이 높은 범위를, 회색 실선은 가능성이 대단히 낮은 1°C 미만의 범위를, 회색 파선은 가능성이 매우 낮은 6°C 이상의 범위를 나타낸다. 전체 설명과 자세한 내용에 대해선 그림10.20b와 10장 보충자료 참고. {박스12.2, 그림1}

관측된 기후변화(관측된 20세기 온난화, 기후모델, 되먹임 분석, 고기후 포함)로부터의 결합된 증거를 고려했을 때 평형기후민감도(ECS)의 범위는 1.5-4.5°C의 범위를 가질 가능성이 높다(높은 신뢰도). 양의 값을 갖는 ECS는 1°C 미만일 가능성은 대단히 낮고(높은 신뢰도), 6°C를 초과할 가능성이 매우 낮다(중간 신뢰도). 가능성 높음 범위의 상한선은 AR4와 비교하여 볼 때 변화하지 않았다. 하지만 하한선은 AR4의 2°C 보다 낮은 1.5°C이다. 이러한 변화는 대기과 해양의 연장된 기록을 토대로 한 새로운 관측온도 변화 연구가 제공하는 증거들을 반영한다. 이러한 연구들에 의하면 가능성 높음 범위의 낮은 부분에서 ECS 값에 가장 적합한 관측된 지표 및 해양온난화를 제안한다. 이러한 연구들은 모델로부터 복사강제력에 대한 반응 추정치를 요구한다는 점에서 순수하게 관측에 기반한 연구가 아니라는 점에 주의해야 한다. 또한 해양 열 흡수의 불확실성이 상당히 크다. 단순 모델에서 단기 변동성을 설명하는 것이 여전히 어렵다. 중요한 것은 내부 변동성에 의해 크게 영향을 받을 수 있는 단기에 지나치게 비중을 두지 않는 것이다. 한편 AOGCM은 1.5-4.5°C 범위에서 높은 구간의 ECS 값을 갖는 관측된 기후와 매우 일치하지만, 이 모델에서 구름과 같은 주요 되먹임의 모의결과는 여전히 어렵다. 관측된 온난화와 고기후, 기후모델에 기반한 추정들은 불확실성 내에서 일치하고 각각의 추정치는 많은 연구들과 다중 자료세트에 의해 뒷받침되며, 결합된 추정은 평가된 가능성 높음 범위에 대해 높은 신뢰도를 제공한다. 평가된 범위는 이전 보고서와 비슷하다. 하지만 더 명확한 인위적 신호를 제공하는 고품질의 더 장기적인 관측 기록과 과정 이해 수준의 개선, 고기후 복원을 통해 얻은 증거에 대한 이해 개선, 더 현실적으로 과정을 이해하는 고해상도 기후 모델 덕분에 신뢰도가 훨씬 높아졌다. 이러한 모든 증거들은 개별적으로 1.5-4.5°C의 평가된 가능성 높음 범위를 뒷받침한다. {3.2, 9.7.3, 10.8; 박스 9.2, 13.1}

수백 년 이상의 시간 규모에서 고유의 본질적인 시간 규모를 갖는 추가적인 되먹임(예: 식생, 빙상)이 중요해질 수 있지만, AOGCM에서는 일반적으로 모델링 되지 않는다. 수천 년의 시간 규모에서 두 배가 된 CO<sub>2</sub>에 대한 결과적인 평형 온도 반응 또는 지구시스템 민감도가 잘 조절되지 않지만 ECS 보다 클 가능성이 높으며, 이는 하부 대기 CO<sub>2</sub> 농도가 주어진 온도 수준 이하로 제약된 온난화에 대응함을 의미한다. 이러한 느린 되먹임은 전지구 평균 온도 변화에 비례할 가능성이 적으며, 이는 지구시스템 민감도가 시간이 지남에 따라 변화함을 의미한다. 또한 지구시스템 민감도 추정치는 현재 기후상태의 기후 민감도와 연관시키기 어렵다. {5.3.3, 10.8.2, 12.5.3}

증가하는 복사강제력에 관한 시나리오에서, TCR은 ECS보다 정보를 더 주는 미래기후변화 지표이다. 이 평가(높은 신뢰도)에 의하면, 점진적 기후반응(TCR)은 CMIP5 (1.2-2.4°C)의 5-95% 추정 범위에 가까운 1-2.5°C 범위에 있을 가능성이 높고, 양의 값을 가지며, 3°C 이상이 될 가능성은 대단히 낮다. ECS와 마찬가지로, 이는 전문가 평가 범위에 있다. 이러한 범위는 부분적으로 독립적인 여러 증거들에 의해 뒷받침되며, 각각의 증거는 여러 연구와 모델, 자료세트에 기반한다. TCR은 전지구 규모에서 관측된 지표온도, 해양 열흡수, 복사강제력의 변화, 온실가스 농도



**TFE.6, 그림 2 :** 그림 10.20a와 CMIP5 결과 (표 9.5의 검은색 히스토그램)에 기반한 점진적 기후 반응의 확률밀도 함수, 분포, 범위(5-95%). 회색 음영 부분은 1-2.5°C의 가능성이 높은 범위를, 회색 실선은 가능성이 대단히 낮은 3°C 이상의 범위를 나타낸다. 박스 12.2, 그림 2를 토대로 수정. 전체 설명과 자세한 내용에 대해서는 그림10.20a와 10장 보충자료 참고. (박스12.2, 그림2)

증가에 대한 반응 패턴을 파악하는 탐지/원인규명 연구, CMIP3 및 CMIP5 결과로부터 추정된다. TCR은 상태 또는 시간 의존적인 되먹임으로 인해 추정에 어려움이 적으며, 해양에 의해 흡수된 에너지에 대한 불확실성이 추정에 미치는 영향이 작다. ECS와 달리 관측된 온난화와 AOGCM 을 토대로 추정된 TCR 범위는 21세기 전망의 불확실성 평가에서 신뢰도를 증가시킨다.

평가된 ECS와 TCR 범위는 일치수준이 높고 관측된 온난화와 추정된 강제력, 전망된 미래 온난화와 크게 일치한다. AR4와는 대조적으로, ECS 에 대한 최적 추정치는 주어지지 않았다. 이는 여러 증거와 연구 전반의 추정치에 대한 일치 수준이 낮고 관측된 온난화를 토대로 한 추정치의 불확실성에 대한 개선된 이해 때문이다. *가능성 높음* 범위 상부의 ECS값을 가지는 기후모델은 관측된 기후와의 일치 수준이 매우 높은 반면, 관측된 기후변화로부터 얻은 추정치는 *가능성 높음* 범위 하부의 ECS값에 대한 관측된 지표 및 해양온난화 최적화되는 경향을 보인다. 관측된 온난화에 기반한 추정치에 있어서 가장 가능성이 높은 값은 관측 및 모델 불확실성, 내부기후변동성, ECS의 이전 기여에 대한 추측에 민감하다. “최적의 추정치(Best estimate)”와 “가장 가능성이 높은 값(most likely value)”은 여러 다른 연구에서 다양한 방식으로 정의된다. {9.7.1, 10.8.1, 12.5.3; 표 9.5}

TS

### TS.5.4 단기적인 기후변화

단기적인 10년 기후 예측은 기존의 계절 및 경년(몇 달에서 1, 2년) 전망 또는 장기(21세기 중반 이후) 기후변화 전망을 통해 이용할 수 없었던 정보를 제공한다. 계절 및 경년 시간 규모에서의 전망을 위해선 외부 강제력<sup>12</sup> 변화에 대한 비중이 적은 초기 기후상태에 대한 정확한 추정이 필요하지만 장기기후전망은 외부 강제력 추정치에 크게 의존적이며, 초기 내부변동성 상태에 대해선 거의 비중을 두지 않는다. 단기 기후 추정치는 온난화(해양이 과거 외부 강제력에 반응하면서 해양 관성에 의해 유발)와 내부적으로 생성된 기후 변동성의 전개 시점, 외부 강제력 경로에 의존적이다. 10년 이상의 단기 전망(그림 TS.13)은 내부 생성 기후 변동성의 정확한 기술에 크게 의존적이다. {11.1, 12, 14}

해양의 열관성으로 인해, 과거 배출로 인한 단기적인 온난화는 불가피하다. 이러한 온난화는 단기적으로 지속적인 GHG 배출을 통해 증가할 것이며, 단기적인 관측 기후 또한 기후시스템 내부적으로 생성된 변동성에 의해 크게 영향을 받을 것이다. 이전 IPCC 평가에서의 기후변화 전망은 미래 기후의 외부 강제력 요소를 포함하지만, 내부생성 기후 변동성을 초기화하려는 시도가 없었다. 한편 10년 기후 예측은 미래 기후변화의 외부 강제력 요소와 내부 생성 요소 모두에 대한 예측을 목표로 한다. 단기 예측은 기상 전개에 대한 구체적인 정보를 제공하지 않는다. 대신 단기 기후 통계의 발전 시점에서 변화의 추정치를 제공할 수 있다. {11.1, 11.2.2; 박스11.1, FAQ 11.1}

예측 품질을 평가하기 위해 과거자료를 이용한 예측 실험이 이용되었다. 최대 10년까지의 예측 기간에 대한 과거자료에 대한 예측 실험은 대규모 지역 및 전지구 평균에 대한 관측을 토대로 검증했을 때 상당한 능력을 보여준다 (*높은 신뢰도*). 관측에 기반한 예측의 초기화는 초기 몇 년에 대한 연평균

온도 예측 능력과 전지구 평균 지표 온도 및 북대서양, 남태평양, 열대 인도양 지역에 대한 최대 10년까지의 온도 예측 능력에 기여하는 데(*높은 신뢰도*) 이는 부분적으로 강제력 반응의 수정 때문이다. 전지구 경향에 대한 정확한 표현으로 인해, 확률적인 온도 예측은 통계적으로 신뢰할 수 있지만(신뢰도에 대한 정의는 11.2.3 절 참고), 다중모델 앙상블로부터 확률을 계산할 경우 지역규모에서 신뢰도가 떨어진다. 2000~2005년에 걸쳐 초기화된 예측은 최근 전지구 평균 온도 상승 중단에 대한 추정을 개선한다. 대규모의 강제력을 경향을 갖는 대륙지역에 대한 강수 예측 또한 긍정적인 능력을 보여준다. {11.2.2, 11.2.3; 박스 9.2}

#### TS.5.4.1. 단기 기후변화의 전망

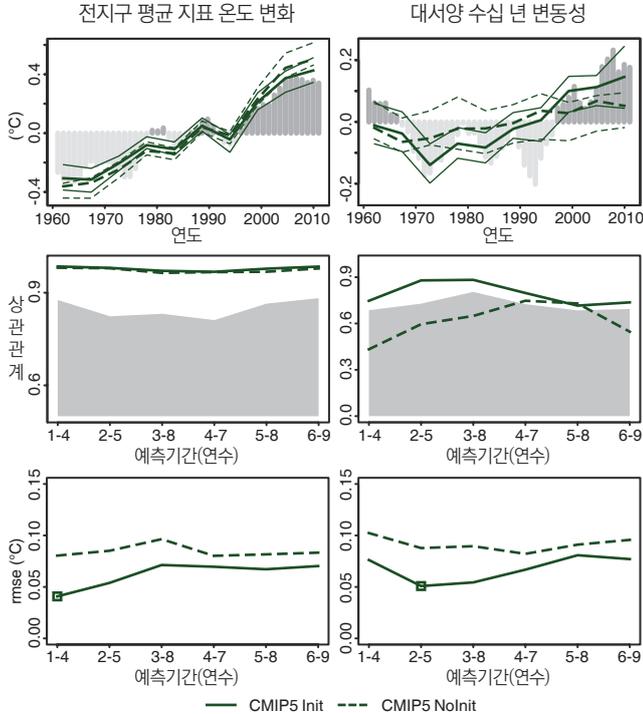
단기 기후전망은 모델 분산도에 비해 온실가스 시나리오에 작은 민감도를 보여 주지만, 특히 지역 규모에서 물순환 변수에 대한 에어로졸 배출의 불확실성에 대해서는 큰 민감도를 보여준다. 일부 지역의 경우, 강수와 평균 및 극한 온도에 대한 국지 및 지역 반응에 있어서 대규모 온실가스 및 에어로졸 강제력에 의한 반응보다 토지이용 변화로 인한 반응이 더 클 것이다. 이러한 시나리오는 주요 화산 분출이 존재하지 않고, 인위적 에어로졸 배출이 단기적으로 급격히 감소할 것이라고 가정한다. {11.3.1, 11.3.2, 11.3.6}

#### TS.5.4.2 단기 기온변화의 전망

뚜렷하지만 일시적인 냉각을 유발할 수 있는 주요 화산 분출이 존재하지 않고, 장기적으로 뚜렷한 태양복사 변화가 존재하지 않는다고 가정했을 때, 기준 기간인 1986~2005년에 비해 2016~2035년에 GMST 편차가 0.3~0.7°C 범위에 있을 *가능성이 높다(중간 신뢰도)*. 이것은 여러가지 분야의 증거를 기반으로 한다. 이러한 범위는 2012~2035년에 대한CMIP5 5~95% 모델

<sup>12</sup> 계절 및 경년 예측은 일반적으로 외부 강제력의 영향을 포함한다

경향을 이용해 획득한 범위와 일치한다. 또한 일부 모델이 인위적 강제력에 지나치게 민감할 수 있다는 증거를 고려해 상하위 경계를 10% 감소시켰을 때, 네 개 RCP 시나리오의 0.36~0.79°C에 대한 CMIP5 5~95% 범위와도 일치한다(2006~2012 기간 기준). (표 TS.1, 그림 TS.14 참고). {11.3.6}



**그림 TS.13 :** 여러 기후 지표의 십년 예측의 품질(첫번째 줄). 상단 기후 지표(전지구 평균 지표 온도 (GMST, 왼쪽)와 대서양 수심 년 변동성(AMV, 오른쪽))에 대해 예측편차가 초기화된 앙상블 평균과 이에 대응되는 세가지 기후지표에 대한 비초기화 실험의 2-5년 평균 시계열. 관측 시계열인 GISTEMP 전지구평균 온도와 AMV에 대한 ERSST는 각각 짙은 회색(양의 편차), 옅은 회색(음의 편차) 수직 막대로 나타나며, 예측의 시간 평균에 대한 일관성을 위해 4년 이동 평균이 적용되었다. 예측된 시계열은 1960~2005년에 걸쳐 5년마다 예측이 시작된 CMIP5 Init (실선)과 NoInit (점선) 모의결과를 보여준다. 다중모델 앙상블의 하위 및 상위 사분위수를 가는 선으로 표시하였다. AMV 지수는 적도-60° N 및 80° W-0° W에 대해 평균화된 해수면 온도 편차에서 60° S-60° N 지역에 대해 평균화된 해수면 온도 편차를 차감한 값이다. 수직축의 단위는 각 시계열에 따라 다르다. 중간: Init (실선)과 NoInit (파선) 별로, 세계 CMIP5 예측의 4년 평균에 대한 예측기간을 따라 나타나는 앙상블 평균 예측과 관측된 기준과의 상관관계. t 분포를 갖는 단축 95% 신뢰도는 회색으로 표시되었다. 유효 표본 크기는 관측된 시계열의 자기상관을 고려해 계산되었다. 초기화 실험과 비초기화 실험 간의 상관관계 차이를 검증하는 데 양측 t 검정(유효 표본 크기가 관측 시계열의 자기상관을 고려해 계산됨)이 이용되었지만, 90% 이상의 신뢰 수준에서 통계적으로 유의미한 차이가 발견되지 않았다. 하단: Init (실선)과 NoInit (파선) 별 CMIP5 예측의 4년 평균 예측시간을 따르는 앙상블 평균 예측의 평균제곱근오차(RMSE). 초기화 실험과 비초기화 실험의 RMSE 간의 비율을 검증하는 데 양측 F 검정(유효 표본 크기가 관측 시계열의 자기상관을 고려해 계산됨)이 이용되었으며, 초기화 실험과 비초기화 실험의 RMSE 간의 비율을 검증하는 데 90% 이상의 신뢰 수준에서 통계적으로 유의미한 차이가 있는 이러한 예측 시간은 사각형으로 표시되었다. (그림 11.3)

높은 온실가스 농도와 낮은 수치의 황산염 에어로졸이 온난화를 강화한다. 단기적으로 단일 기후 모델에 대해 RCP 시나리오 전반에 걸친 전지구평균 지표기온의 차이는 대개 단일 RCP 시나리오에 대한 기후 모델 전반에 걸친 차이보다 작다. 2030년 전지구 평균 온도에 대한 CMIP5 앙상블 평균값은 RCP 시나리오 간의 차이가 최대 0.2°C를 넘지 않는다. 반면 각 RCP 시나리오의 모델 분산도(17~83% 범위로 정의)는 약 0.4°C다. 시나리오 간 분산도는 시간과 함께 증가하다가 2050년엔 모델 분산도에 가까워진다. RCP 시나리오 간에 지표 기온의 차이가 가장 크게 나타나는 지역은 북극이다. {11.3.2, 11.3.6}

전지구 평균 온도의 온난화 전망은 1850~1900년을 기준으로 한 새로운 수준의 온난화를 넘어서게 될 것(특히 더 높은 온실가스 농도 배출 시나리오 하에서)이라는 전망에 대해 높은 신뢰도를 제공한다. 기준 기간인 1850~1900년과 비교해, RCP4.5 또는 RCP6.0 하에서 2016~2035년의 평균 GMST가 1850~1900년 평균보다 1°C 이상 높지 않을 가능성보다 높을 가능성이 높고, 1.5°C 이상 높을 가능성은 매우 낮다(중간 신뢰도). {11.3.6}

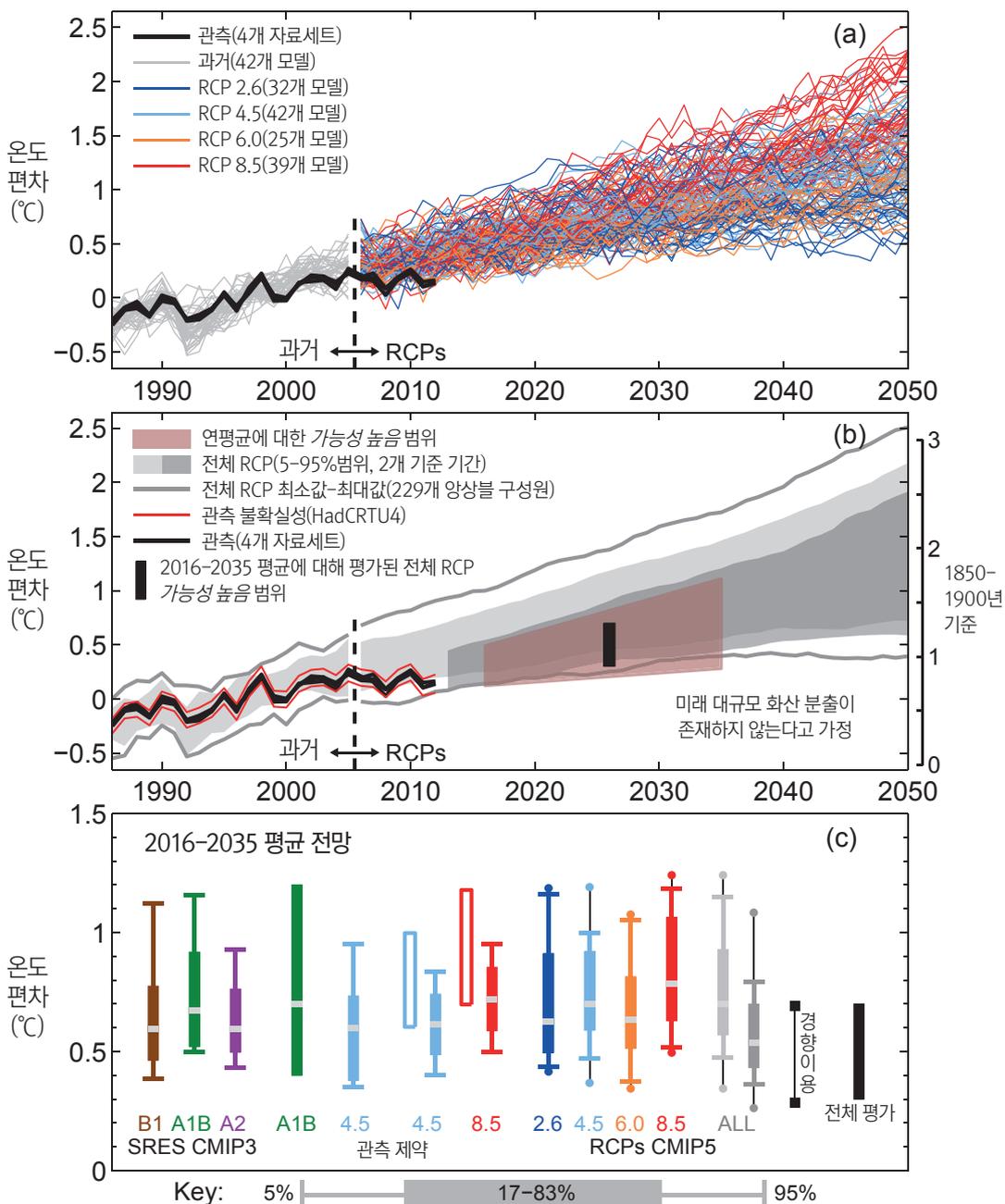
1991년 피나투보 화산 분출과 비슷한 규모의 미래 화산 분출은 다음 해 전지구평균 지표기온을 0.5°C 정도 급격하게 떨어트릴 수 있으며, 기온이 회복되기 위해선 몇 년이 걸릴 수 있다. 분출 규모의 증가 또는 빈도의 증가가 시간적으로 가깝게 발생하면 더 크고 지속적인 영향으로 이어질 수 있다. {11.3.6}

가능성이 높은 미래 태양복사 변화는 전지구평균 지표기온 상승에 영향을 미칠 수 있지만, 그러한 영향이 대기 중 온실가스 농도 증가의 영향과 비교해 작을 것이다(높은 신뢰도). {11.3.6}

RCP 시나리오 하에서 CMIP5 모델에 의해 전망된 단기 온난화의 공간 패턴은 AR4와 폭넓게 일치한다(그림 TS.15 참고). 향후 수십 년간 지표 기온의 인위적 온난화는 해양보다 육지에서 더 급격하게 진행될 가능성이 매우 높고, 겨울철 북극 지역에서의 인위적 온난화가 전지구평균 온난화보다 클 가능성이 매우 높으며, 이는 AR4의 평가와 일치한다. 내부 생성된 변동성의 배경 수준과 비교해, 기준기간 대비 인위적 온난화가 중위도 지역보다 열대 및 아열대 지역에서 더 클 것으로 예상된다. {11.3.2}

향후 수십 년간, 대부분의 육지 지역에서 온난일과 온난야의 빈도가 증가하는 반면 한랭일과 한랭야의 빈도는 감소할 가능성이 높다. 또한 모델들은 단기적으로 열파와 온난기의 지속기간과 강도, 공간 범위의 증가를 전망한다. 이러한 변화는 평균 온난화와 다른 비율로 진행될 수 있다. 가령 여러 연구에 의하면 유럽에서 높은 퍼센타일의 여름 온도가 평균온도보다 빠르게 온난화될 것이라고 전망했다(TFE.9 참고). {11.3.2}

1986-2005 기준, 전지구 평균 온도 단기 전망



**그림 TS.14 :** 단기의 전지구평균 지표기온 (GMST) 종합적 전망. (a) CMIP5 모델 기반, 전체 RCP 하에서의 GMST 1986-2050년의 연평균 GMST 전망(1986-2005년 기준 편차)(회색 및 색깔로 표시된 선, 모델 당 한 개 앙상블 멤버)과 1986-2012년에 대한 네 개 관측 추정치(HadCRUT4, ERA-Interim, GISTEMP, NOAA) (검은 선). (b) 1986-2005년을 기준으로 한 전체 RCP와 2006-2012년을 기준으로 한 전체 RCP에서 5-95% 범위의 연평균CMIP5 전망(모델 당 한 개 앙상블 멤버 이용)을 보여주는 (a) (열은 회색 음영)와 (2006-2012년)-(1986-2005년) 기간의 0.16°C에 대한 관측 편차(짙은 회색 음영). 2006년 이후의 퍼센타일은 명확하게 표현하기 위해 5년 이동 평균으로 평활화하였다. 모든 앙상블 멤버 및 1986-2005년 기준 기간을 이용해 CMIP5로부터 도출한 최대값과 최소값은 회색 선으로 표시되었다(또한 평활화하였다). 검은 선은 연평균 관측 추정치를 나타낸다. 빨간색 음영 영역은 2016-2035년의 20년 평균 GMST 편차에 대한 “전체 RCP 평가” 가능성 높음 범위(b)와 (c) 그래프에서 검은 막대로 표시)를 토대로, 2016-2035년의 연평균 GMST의 가능성 높음 범위를 나타낸다. 1850-1900년 평균 기후를 기준으로 한 온도 척도(오른쪽에 표시)는 1986-2005년 이전 시기에 대해 HadCRUT4로부터 추정된 0.61°C의 GMST 온난화를 가정한다. (c) 1986-2005년 기준, 2016-2035년 기간에 대한 평균 GMST 편차의 전망 종합. 박스와 수염도(box and whiskers)는 66%와 90% 범위를 나타낸다. 조절되지 않은 SRES CMIP3와 RCP CMIP5 전망, SRES A1B와 RCP4.5 및 8.5 시나리오에 대해 관측적으로 조절된 전망, 그래프 (b)의 두 개 기준 기간을 이용한 네 개 RCP 시나리오에 대한 조절되지 않은 전망(열은 회색과 짙은 회색 음영)(b)와 일치), 2012-2035년 기간에 대한 CMIP5 경과와 2012년 관측된 GMST 편차를 이용한 90% 추정 범위, 전체 RCP 시나리오에 대해 평가된 가능성 범위(66%)가 그래프에 표시돼 있다. CMIP5 추정치에 대한 점 표시는 전체 앙상블 구성원을 이용한 최소값과 최대값을 보여준다. 중앙값(또는 최대 가능성 추정치, 녹색 막대)이 회색 띠로 표시되었다(그림 11.25 편집). 자세한 사항은 11.3.6절 참고. {그림 11.25}

TS.5.4.3 물순환의 단기 변화 전망

고위도 지역과 일부 중위도 지역에서 지역적 평균 강수가 증가할 가능성이 매우 높고, 아열대 지역에서 평균 강수가 감소하지 않을 가능성보다 감소할 가능성이 높다. 더 지역적인 차원에서 강수 변화는 자연 내부 변동성, 화산 강제력, 인위적 에어로졸 영향의 결합에 의해 지배될 수 있다. {11.3.2}

향후 수십 년간, 지표 부근의 비습이 증가할 가능성이 매우 높다. 많은 지역에서 증발이 증가할 가능성이 높다. 토양수분과 지표 유출의 변화 전망에 대한 신뢰도는 낮다. {11.3.2}

단기적으로, 호우 현상의 빈도와 강도가 육지 전반에 걸쳐 증가할 가능성이 높다. 이러한 변화는 주로 대기 수증량 증가에 의해 유발되지만, 대기순환 변화도 이러한 변화에 영향을 미친다. 지역 규모에서 인위적 강제력의 영향은 덜 뚜렷하다. 이는 지역 규모의 변화가 자연 변동성에 의해 크게 영향을 받으며 미래 에어로졸 배출과 화산강제력, 토지이용변화에 의존적이기 때문이다 (TFE.9 참고). {11.3.2}

TS.5.4.4 대기순환의 단기 변화 전망

내부적으로 생성된 기후변동성과 다중적인 복사 강제력 요소(예: 화산, 온실가스, 오존, 인위적 에어로졸)가 대기순환의 단기 변화에 기여할 것이다. 가령, 연평균 해들리 순환과 남반구 중위도 편서풍이 극지로 이동할 가능성이 매우 높지만, 전망된 성층권 오존 회복과 온실가스 농도 증가가 해들리 순환의 폭과 남반구 폭풍경로의 자오선 위치에 대응하는 영향을 미칠 가능성이 높다. 따라서 남반구 폭풍경로가 최근 수십 년처럼 계속해서 빠르게 극지로 확장될 가능성은 낮다. {11.3.2}

북반구 폭풍경로의 위치와 강도에 대한 단기 전망의 신뢰도는 낮다. 자연 변동성이 단기적으로 전망된 온실가스의 영향보다 크다. {11.3.2}

모든 대양분지에서 21세기 중반까지의 열대 저기압 강도와 빈도의 변화에 대한 분지구도 전망의 신뢰도는 낮다. 단기 열대 저기압활동을 연구의 부족, 열대 저기압 활동에 대해 발표된 전망 간의 차이, 자연변동성의 중요한 역할 등이 이러한 낮은 신뢰도의 원인이다. 단기적인 대서양 열대 저기압 강도 증가에 대한 전망의 신뢰도는 낮다. 부분적으로 이러한 전망은 에어로졸 농도의 감소가 원인이다. {11.3.2}

TS.5.4.5 해양의 단기 변화 전망

단기적으로 전지구 평균 지표와 수직 평균한 해양 온도가 상승할 가능성이 매우 높다. 다수의 주요 화산 분출이 없을 때, 2016-2035년 기간에 대한 전지구 평균 지표와 깊이 평균 온도의 평균이 1986-2005년 기간에 대한 평균보다 높을 가능성이 매우 높다. {11.3.3}

향후 수십 년간, 염분은 열대와 (특히) 아열대 대서양에서 증가하고 열대 태평양 서부에서 감소할 가능성이 높다. 전반적으로, 2050년 대서양 자오선 순환이 감소할 가능성이 높다(중간 신뢰도). 그러나 약화의 비율과 크기가 매우 불확실 할 뿐 아니라 이러한 순환이 증가하는 수십 년의 시기가 함께 예상되고 있다. {11.3.3}

TS.5.4.6 빙권의 단기 변화 전망

RCP8.5하에서, 21세기 중반까지 9월 북극해에 빙하가 거의 없을 가능성이 높다(최소 5년 연속으로 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> 미만의 해빙면적)(중간 신뢰도). 이 평가는 기후 평균 상태와 1979-2012년 사이 북극 해빙면적에 대한 경향을 거의 근접하게 재현하는 모델들의 하위집합에 기반한다. 북극 해빙면적의 축소 및 두께 감소가 강화되고, 전지구 평균 지표 온도가 상승함에 따라 북반구 고위도 지역 봄철 적설과 지표 부근 영구동토가 감소할 가능성이 매우 높다 (그림 TS.17, TS.18 참고). 남극 해빙면적 및 규모의 단기 감소 전망의 신뢰도는 낮다. {11.3.4}

TS.5.4.7 급격한 단기 기후변화 가능성

최근 수십 년 간 실험된 비열과 비교해 급격한 전지구 또는 지역 기후변화를 이끌 수 있는 다양한 메커니즘이 존재한다. 일반적으로 장기에서보다 단기에 그러한 변화 가능성이 낮다. 이런 이유에서 관련 메커니즘은 주로 장기 변화를 다룬 TS.5절과 TFE.5에서 평가된다. {11.3.4}

TS.5.4.8 대기질의 단기 변화 전망

대기질(지표 공기내의 O<sub>3</sub> 와 PM<sub>2.5</sub>) 전망의 범위는 물리적 기후 변화보다는 주로 배출(CH<sub>4</sub> 포함)에 의해 좌우된다(중간 신뢰도). 기후 유발 변화에 대한 대기질의 반응은 배출 유발 변화에 대한 반응보다 더 불확실하다(높은 신뢰도). 전지구적으로 온난화는 배경표면 O<sub>3</sub> 를 감소시킨다(높은 신뢰도). 높은 CH<sub>4</sub> 수준(RCP8.5와 SRES A2같은)은 작은 CH<sub>4</sub> 변화 시나리오(RCP4.5 와 RCP6.0 같은)에 비해 2100년 배경표면 O<sub>3</sub> 를 평균 8 ppb(현재수준의 25%) 증가시켜서 감소를 상쇄할 수 있다. 대륙규모에서 SRES는 대기질 법안을 포함하지 않기 때문에 전망된 대기오염 수준은 SRES 시나리오보다 새로운 RCP 시나리오에서 더 낮다(높은 신뢰도). {11.3.5, 11.3.5.2; 그림 11.22와 11.23ab}

관측되고 모델링된 증거는, 다른 것은 다 동일하지만, 국지적으로 오염지역의 높은 표면온도는 O<sub>3</sub> 와 PM<sub>2.5</sub> 의 최고수준을 증가시키는 화학적인 지역 되먹임과 국지적 배출을 촉발시킬 것이라는 것을 보여준다(중간 신뢰도). 오염의 형성과 누적이 일어나기에 좋은 기상학적 조건과 배경 수준과 결합된 국지적 배출은 국지적, 지역적 규모에서 극한 오염 현상을 유발한다고 알려진다. 이러한 극한 현상과 관련된 기상학적 저지에 있어서의 변화 전망에 대한 신뢰도는 낮다. PM<sub>2.5</sub>에 있어서 기후변화는 강수정화를 비롯한 자연적 에어로졸 원천(산불, 바람에 의해 이동하는 먼지, 생체 전조물질)을 변화시킬

TS

수도 있지만 PM<sub>2.5</sub> 기여에 의한 전반적인 기후변화의 영향에 대해서는 신뢰 수준이 없다. {11.3.5, 11.3.5.2; 박스14.2}

### TS.5.5 장기적인 기후변화

#### TS.5.5.1 전지구온도의 장기변화 전망

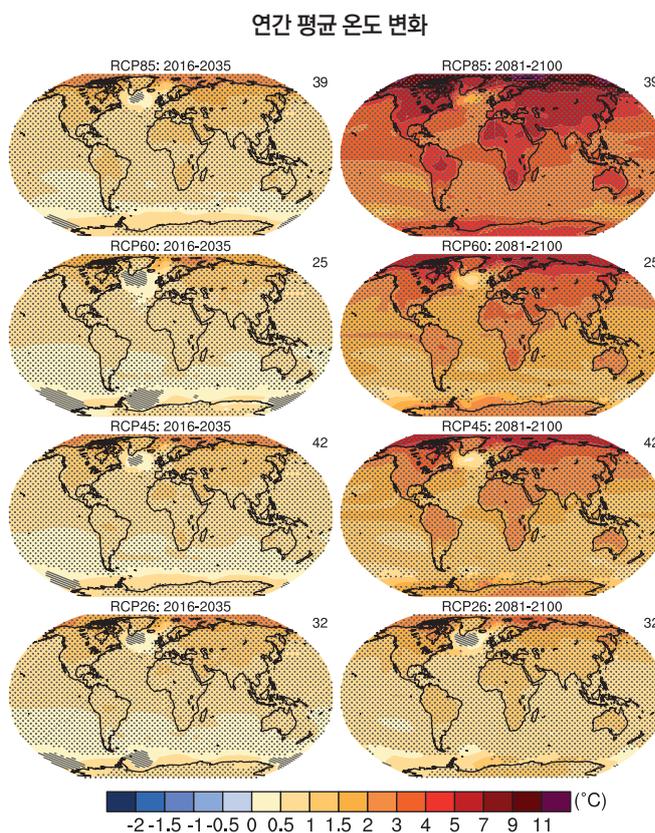
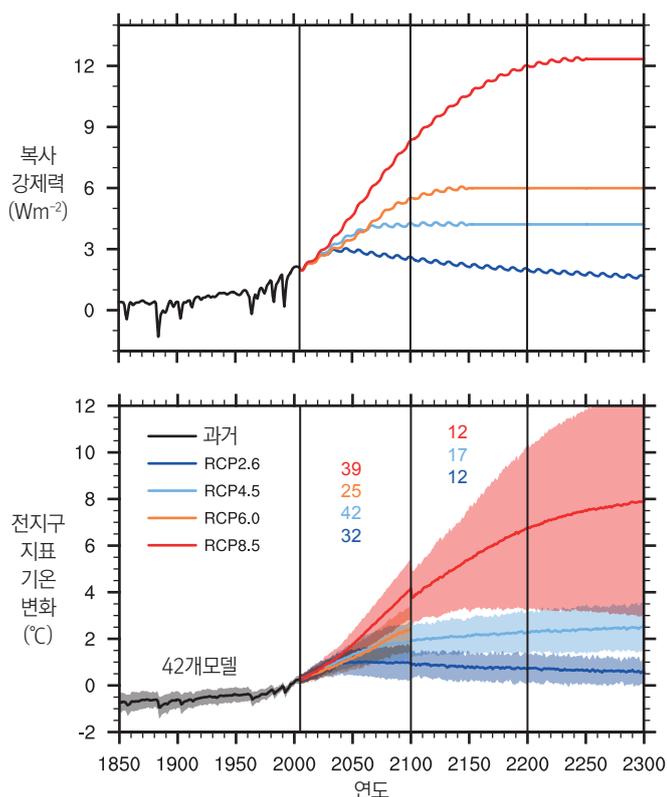
모든 RCP 하에서, 21세기 전반에 걸쳐 전지구 평균 온도가 계속해서 상승할 것이다. 21세기 중반부터 전지구 온난화 비율은 시나리오 의존성이 강해지기 시작한다(그림 TS.15). {12.4.1}

농도 기반 RCP 가정하에서 1986-2005년 기준, 2081-2100 기간의 전지구 평균 지표 온도는 CMIP5 모델의 5-95% 범위에 있을 가능성이 높다 (0.3°C-1.7°C (RCP2.6), 1.1-2.6°C (RCP4.5), 1.4°C-3.1°C (RCP6.0), 2.6°C-4.8°C (RCP8.5))(표 TS.1 참고). TCR 평가에 기반해, CMIP5 모델의 5-95%

범위는 가능성이 매우 높기보다는 가능성이 높다(높은 신뢰도)(TFE.6 참고). 전지구 평균 온도 변화에 대한 CMIP5의 5-95% 범위도 21세기 중반에 가능성이 높은 것으로 평가되지만, 신뢰도가 중간에 불과하다. 1850-1900년 평균조건과 관련해 2081-2100 기간의 전지구 온도 평균은 RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5에서 1850-1900년보다 1.5°C 높을 가능성이 높고(높은 신뢰도), RCP6.0, RCP8.5에서 2°C 높을 가능성이 높다(높은 신뢰도). RCP2.6에서, 산업화 이전 시대와 비교해 2°C 이상의 온도 변화는 가능성이 낮다(중간 신뢰도). RCP8.5를 제외한 모든 RCP에서 2081-2100 기간에 대해 4°C 이상의 온난화가 발생할 가능성이 낮으며(높은 신뢰도), RCP8.5에서는 가능성이 있다(중간 신뢰도). {12.4.1; 표 12.2, 12.3}

#### TS.5.5.2 지역 온도의 장기 변화 전망

21세기 말, 육지에서의 전지구 평균 변화가 해양에서의 변화를 1.4에서 1.7 사이 범위에서 초과할 것이라는 전망의 신뢰도는 매우 높다. 대서양 자오선



**그림 TS.15 :** (상단 왼쪽) MAGICC 에너지 수치 모델 기반, 4개 RCP 시나리오 하의 총 전지구평균 복사 강제력. CMIP5 모델에 의해 모의된 실제 강제력은 모델들 간에 약간의 차이가 있다는 점에 주의. (하단 왼쪽) CMIP5 농도 실험에 따른 전지구 연평균 지표 기온 편차의 시계열(1986-2005년 기준). 전망은 각 RCP에 대해, 연평균을 기반으로 한 다중 모델 평균(실선)과 모델 분포(음영) 전반에 걸친 ±1.64 표준편차(5-95%)로 제시된다. 1986-2005년 기준, 2081-2100년의 20년 평균을 기반으로 한 1.64표준편차 범위는 21세기 말 가능성 있는 변화로 해석된다. 2100년에 불연속 지점이 발생한 것은 21세기 이후 기간에 대해 실행된 모델의 수가 다르기 때문이며, 특별한 물리적 의미는 없다. 선과 같은 색으로 표시된 숫자는 각 기간에 기여한 다양한 모델의 수를 나타낸다. 지도: RCP2.6, 4.5, 6.0, 8.5시나리오 하에서, 2016-2035년과 2081-2100년 기간에 대한 연평균 지표기온 변화(기준 기간1986-2005년)의 다중모델 앙상블 평균. 빛금 영역은 다중모델 평균 신호가 내부 변동성의 1 표준편차보다 작은 지역을 나타낸다. 점으로 표시된 영역은 다중모델 평균 신호가 내부 변동성의 2 표준편차보다 크고 변화 신호에 대해 90% 모델이 일치하는 지역을 나타낸다. 이용된 CMIP5 모델의 수가 각 그래프 상단 오른쪽에 표시되어 있다. 관련 그림 SPM.7a 및 SPM.8a에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다. {박스 12.1; 그림 12.4, 12.5, 12.11; 부록 }

표 TS.1 : 21세기 중, 후반 전지구평균 지표기온과 전지구 평균 해수면 상승의 변화 전망. {12.4.1; 표12.2, 13.5}

		2046-2065년		2081-2100년	
	시나리오	평균	가능성 높음 범위 <sup>c</sup>	평균	가능성 높음 범위 <sup>c</sup>
전지구 평균 지표 온도 변화(°C) <sup>a</sup>	RCP2.6	1.0	0.4 - 1.6	1.0	0.3 - 1.7
	RCP4.5	1.4	0.9 - 2.0	1.8	1.1 - 2.6
	RCP6.0	1.3	0.8 - 1.8	2.2	1.4 - 3.1
	RCP8.5	2.0	1.4 - 2.6	3.7	2.6 - 4.8
전지구 평균 해수면 상승 (m) <sup>b</sup>	시나리오	평균	가능성 높음 범위 <sup>d</sup>	평균	가능성 높음 범위 <sup>d</sup>
	RCP2.6	0.24	0.17 - 0.32	0.40	0.26 - 0.55
	RCP4.5	0.26	0.19 - 0.33	0.47	0.32 - 0.63
	RCP6.0	0.25	0.18 - 0.32	0.48	0.33 - 0.63
	RCP8.5	0.30	0.22 - 0.38	0.63	0.45 - 0.82

비고:

- <sup>a</sup> CMIP5 앙상블에 기반함. 1986-2005년 기준으로 산출된 편차. HadCRUT4 및 그 불확실성 추정치(5-95% 신뢰구간)을 토대로, AR4기준 기간 1986-2005년에 대해 관측된 온난화는 각각 1850-1900년에 대해 0.61 [0.55-0.67] °C, 1980-1999년에 대해 0.11 [0.09-0.13] °C이다. 모델의 불확실성과 관측을 통합하는 분야에 일반적으로 이용 가능한 방법이 없기 때문에 이전의 기준기간에 대한 가능성 높음 범위는 평가되지 않았다. 추가적인 전망과 관측된 변화는 관측과 비교했을 때 모델 편향성의 잠재적 효과나 관측 기준 기간 동안의 자연 내부 변동성을 설명할 수 없다. {2.4; 11.2; 표12.2 및 12.3}
- <sup>b</sup> 21개 CMIP5 모델에 기반함. 1986-2005년 기준으로 산출된 편차. 특정 AOGCM 및 시나리오에 대해 CMIP5 결과를 이용할 수 없는 경우, 13장 표 13.5에서 설명한 바에 따라 추정되었다. 빙상의 급격한 역학적 변화와 인위적 육지 물 저장의 기여는 일관된 확률분포를 가지며 시나리오 독립적인 것으로 처리된다. 이러한 처리는 현재 지식으로는 의존성에 대한 정량적 평가가 가능하지 않음을 의미하는 것이지, 관련된 기여가 시나리오에 의존적이지 않을 것임을 의미하는 것이 아니다. 현재 이해 수준에 의하면, 남극지역 빙상의 해양 기반 구간 붕괴가 시작되었을 경우, 이러한 붕괴만으로 21세기 동안 전지구 평균 해수면이 가능성 높음 범위 이상으로 크게 상승할 수 있다. 이러한 추가 기여는 정확하게 정량화할 수 없지만, 21세기 동안 몇 십 센티미터를 초과하지는 않을 것이다(중간 신뢰도).
- <sup>c</sup> 5-95% 모델 범위를 기반으로 산출. 이러한 범위는 추가적인 불확실성 또는 모델의 다른 신뢰 수준이 설명된 후의 가능성 높음 범위로 평가된다. 2046-2065년 전지구 평균 지표 온도 변화에 대한 전망의 신뢰도는 중간이다. 자연 내부 변동성의 상대적인 중요성과 비온실가스 강제력과 반응의 불확실성이 2081-2100년 보다 크다. 2046-2065년의 가능성 높음 범위는 단기(2016-2035) 적으로 5-95% 모델 범위보다 낮은 전지구 평균 지표 온도 변화에 대해 평가된 범위로 이끄는 요소들의 영향 가능성을 고려하지 않는다. 과학적 이해의 부족으로 인해 이러한 요소들이 장기 전망에 미치는 영향이 정량화되지 않았기 때문이다. {11.3}
- <sup>d</sup> 5-95% 모델 범위 전망을 기반으로 산출. 이러한 범위는 추가적인 불확실성 또는 모델의 다른 신뢰 수준이 설명된 후의 가능성 높음 범위로 평가된다. 두 시계열 모두에서, 전지구 평균 해수면 상승에 대한 전망의 신뢰도는 중간이다.

역전순환의 강한 감소가 없는 상황에서, 북극 지역은 온난화가 최대일 것으로 전망된다(매우 높은 신뢰도). (그림 TS.15). 전지구 평균 지표 온도가 상승함에 따라, 대기 구역평균 온도 패턴은 대류권 전반에 걸친 온난화와 성층권의 냉각화를 보여주며, 이는 이전 평가와 일치한다. 일치 수준은 열대 상부 대류권과 북반구 고위도 지역에서 특히 높다. {12.4.3; 박스 5.1}

전지구 평균 온도가 상승함에 따라 대부분의 지역에서 극한 고온은 많아지고 극한 저온은 적어질 것이 사실상 확실하다. 이러한 변화는 일과 계절의 시간 규모 모두에서 극한으로 정의된 현상에서 예상된다. 열 스트레스와 함께 극한 고온의 빈도와 지속기간, 크기의 증가가 예상되지만, 간헐적인 추운 겨울의 극한현상이 계속될 것이다. 대부분의 지역에서 저온현상의 20년 재현값은 겨울평균온도보다 큰 속도로 증가하고 고위도 지역의 저온 재현값의 변화량이 최대가 될 것으로 전망된다. 고온 현상의 20년 재현값은 대부분의 지역에서 여름 평균 온도 상승률보다 비슷하거나 더 큰 비율로 상승할 것으로 전망된다. RCP8.5 하에서 21세기 말 대부분의 육지 지역에서 현재의 20년 고온 현상이 더 자주 발생하고(최소한 빈도가 두 배가 되지만 많은 지역에서 1년 또는 2년 주기 현상이 된다), 현재 20년 저온 현상이 극도로 드물게 될 가능성이 높다. (TFE.9 참고). {12.4.3}

모델들은 대부분의 열대지역과 중위도 지역의 미래 구름량의 감소를 모의한다. 이는 대부분 낮은 구름의 감소가 원인이다. 해양대기경계층 구름의 변화는 가장 불확실하다. 구름 양과 구름 광학 깊이 및 그로 인한 구름 반사가 남북위 50° 이상의 고위도 지역에서 모의된다. {12.4.3}

TS.5.5.3 대기순환의 장기 변화 전망

전지구 온도가 상승함에 따라 평균해면기압은 고위도 지역에서 감소하고, 중위도 지역에서 증가할 것으로 전망된다. 열대지역에서, 해들리 순환과 워커순환의 속도가 둔화될 가능성이 높다. RCP8.5 하에서 북반구와 남반구 모두 21세기 말, 중위도 제트류가 약 1-2° 정도 극쪽으로 편향될 것으로 전망되지만(중간 신뢰도), 남반구에서는 약해질 가능성이 높다. 남반구 여름에 남반구 성층권 오존 회복의 추가적인 영향이 온실가스로 인한 변화를 상쇄 하지만 순반응은 모델과 시나리오에 따라 크게 다르다. 북반구(특히 북대서양 분지) 폭풍경로 변화 전망에 있어서 상당한 불확실성과 그로 인한 낮은 신뢰도가 남아 있다. 해들리 세포는 더 넓어질 가능성이 높다. 이는 열대 지역의 경계가 넓어지고 아열대 건조 지역의 극쪽으로의 확장으로 해석된다. 성층권에서 브루워-돕슨(Brewer-Dobson) 순환이 강화될 가능성이 높다. {12.4.4}

TS.5.5.4 물순환의 장기 변화 전망

행성 규모에서 상대습도는 대략 일정할 것으로 전망되지만, 온난한 기후에서 비습은 증가할 것으로 전망된다. 전망되는 육지와 해양의 차별적인 온난화는 대기 습윤의 변화를 촉진하며, 이러한 습윤은 열대 아프리카 일부를 제외하고 대부분의 육지 지역에서 지표 부근 상대 습도를 작게 감소시킨다(중간 신뢰도) (TFE.1, 그림 1 참고). {12.4.5}

장기적으로, 전지구의 강수는 전지구 평균 지표 온도 상승과 함께 증가할 것임은 **사실상 확실하다**. °C 당 전지구 평균 강수 증가율은 대기 중 수증기 증가율보다 작다. RCP2.6 를 제외한 다른 시나리오의 경우 1-3% °C<sup>-1</sup> 증가할 가능성이 높다. RCP2.6 시나리오의 경우, 21세기 말 CMIP5 모델의 민감도 범위는 0.5-4% °C<sup>-1</sup> 이다. {7.6.2, 7.6.3, 12.4.1}

RCP8.5하에서, 온난화된 환경에서의 평균 강수의 변화는 큰 공간 변동성을 보여줄 것이다. 일부 지역은 증가를 다른 지역은 감소를 겪을 수 있고, 큰 변화를 겪지 않는 지역도 있을 것이다(그림 TS.16 참고). 전지구 온도가 상승함에 따라, 대부분의 지역에서 건조지역과 습윤 지역 간의 연평균 강수 차이와 건조 계절과 습윤 계절 간의 차이가 증가할 것이다(높은 신뢰도). 변화의 일반적인 패턴에 의하면, RCP8.5 시나리오 하에서, 이번 세기 말 온난한 대륙권의 비습 증가와 열대 지역의 수증기 이동 증가로 인해 고위도

지역에서 더 큰 강수를 겪게 될 가능성이 매우 높다. RCP8.5 시나리오 하에서, 이번 세기 말 많은 중위도 및 아열대 건조와 반건조 지역에서 강수 감소를 경험하고 습윤한 중위도 지역에서 강수 증가를 경험할 가능성이 높다. 네 개 RCP 시나리오에서의 강수변화가 그림 TS.16에 제시되어 있다. {12.4.2, 12.4.5}

전지구 규모에서 강수 현상의 짧은 지속기간과 관련해, 온도가 상승함에 따라 극심한 폭풍의 증가 및 약한 폭풍의 감소로 이어질 가능성이 높다. 온난화와 함께 대부분의 중위도 대지와 열대습윤 지역에서 극한 강수 현상이 더 극심해지고 발생 빈도가 증가할 가능성이 매우 높다. 연간최대 일강수량 20년 재현값에 대한 전지구평균 민감도는 지역규모에서 1°C 온도 상승에 4% (CMIP3 모델 평균) 에서 5.3% (CMIP5 모델 평균) 사이지만, 지역적으로 차이가 크다. {12.4.2, 12.4.5}

전지구 온도가 상승함에 따라 대부분의 해양 지역에서 연평균 증발량의 증가가 전망되며, 육지 전반에 걸쳐 강수와 비슷한 패턴을 따르는 변화가 전망된다. RCP8.5 시나리오 하에서 21세기 말 유럽 남부, 중동, 아프리카 남부에서 연간 유출량의 감소 가능성이 높다. RCP8.5 시나리오 하에서, 21세기 말 겨울과 봄철 강수가 크게 증가하는 북반구 고위도 지역에서 연간 유출량의 증가에 대한 가능성이 높고 지역 및 전지구 규모에서, 현재 건조 지역에서 토양수분 감소와 농업가뭄 위험 증가에 대한 가능성이 높다(중간 신뢰도). 증발 감소가

연평균 강수 변화(2081-2100년)

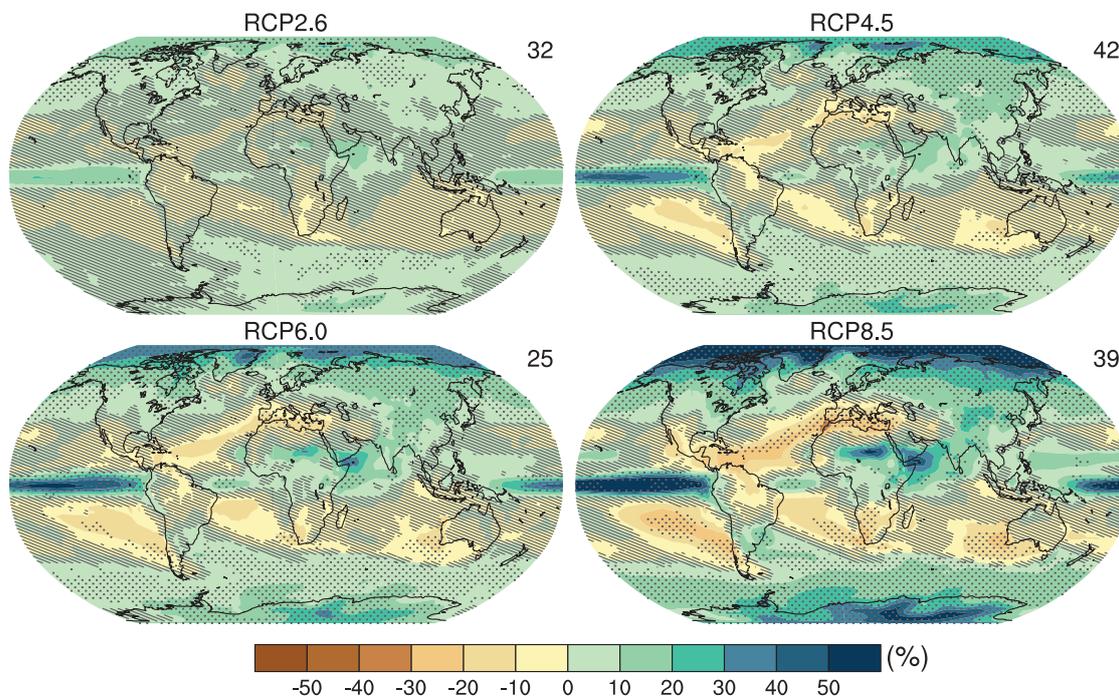


그림 TS.16 : RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 시나리오 하에서 2081-2100 년, 평균강수량의 평균변화율에 대한 다중모델에 의한 결과. 변화는 1986-2005년을 기준으로 한다. 다중모델 평균을 산출하기 위해 이용된 CMIP5 모델의 수가 각 그래프 오른쪽 상단에 표시되어 있다. 빛금 영역은 다중모델 평균이 내부 변동성의 1 표준편차보다 작은 지역을 나타낸다. 점으로 표시된 영역은 다중모델 평균이 내부 변동성의 2 표준편차보다 크고 변화에 대해 90% 모델이 일치하는 지역을 나타낸다. 관련 그림 SPM.8b에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다(박스 12.1 참고). {그림 12.22; 부록 }

우세하게 나타날 것으로 전망되는 지역은 아프리카 남부 및 남서부 지역과 지중해 지역이다. 지중해와 아프리카 남부의 토양수분 감소는 해들리 순환의 변화와 지표온도 상승의 전망과 일치한다. 따라서 RCP8.5 시나리오 하에서 전지구 온도가 상승함에 따라 21세기 말 이 지역의 지표 건조 가능성이 높다(높은 신뢰도). 지표 습윤이 전망되는 지역의 경우 20년 시간 규모에서의 자연 변동성보다 변화가 작게 나타난다. CMIP5 모델에 기반한 물순환의 전망된 변화가 TFE.1, 그림 1에 요약되어 있다. {12.4.5; 박스 12.1}

TS.5.5.5 빙권의 장기 변화 전망

전지구 평균 지표 온도가 상승함에 따라, 21세기 내내 북극 해빙면적이 계속해서 축소되고 두께가 감소할 가능성이 매우 높다. 동시에 남극에선 해빙 면적과 부피의 감소가 예상되지만, 신뢰도가 낮다. CMIP5 다중모델 전망은 1986-2005년 기준, 2081-2100년의 해빙면적의 평균적인 감소를 전망하며, 그 면적은 2월의 경우 RCP2.6에서 8%, RCP8.5에서 34%이고, 9월의 경우 RCP2.6에서 43%, RCP8.5에서 94%(중간 신뢰도)(그림 TS.17). 1979-2012년의 북극 해빙면적 경향과 기후학적 평균 상태에 가장 근사하게 재현하는 모델 평가에 의하면, 21세기 중반까지 9월의 빙하가 거의 없는 북극해(5년 연속 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> 미만의 해빙면적)는 RCP8.5 (중간 신뢰도)하에서 가능성이 높다. 일부 기후전망은 5-10년의 여름 북극 해빙의 급격한 감소를 보여준다(이는 지난 10년간 관측된 속도보다 더 가파르다). 그러한 급격한

빙하 손실이 미래에 발생할 가능성이 높다. 1년 내내 계속되는 빙하 상태에서 계절적으로 빙하가 없는 북극해 상태(해빙 손실이 계속되고 비가역적인 수준 이상)로의 전환에 있어서 전지구 기후 모델의 임계점에 대한 증거는 거의 없다. 남극 지역에서 CMIP5 다중모델 평균은 해빙면적의 감소를 전망하며, 1986-2005년 기준, 2081-2100년에 그 면적은 2월의 경우 RCP2.6하의 16%, RCP8.5하의 67%, 9월의 경우 RCP2.6하의 8%, RCP8.5하의 30%다. 그러나 이러한 전망의 신뢰도는 낮다. 광범위한 모델 간의 차이와 위성 시대 동안 관측된 남극 해빙의 전반적인 증거를 재현하는 능력 부족 때문이다. {12.4.6, 12.5.5}

다음 세기, 전지구 온도 상승에 따라 북반구 적설이 감소할 가능성이 매우 높다. 전지구 온도 상승에 따른 영구동토 면적의 후퇴는 사실상 확실하다. 적설변화는 강수 및 소실(ablation) 변화가 원인이며, 경우에 따라 반대로 적설 변화가 강수 및 소실의 변화를 야기한다. 21세기 말 북반구 봄 적설 지역은 7 [3-10]% (RCP2.6)에서 25 [18-32]% (RCP8.5) 감소할 것으로 전망된다(그림 TS.18). 하지만 전지구 기후모델에서 강설과정들은 굉장히 단순화되었기 때문에 신뢰도는 중간이다. 전망된 영구동토 변화는 온난화뿐 아니라 하부 토양에 영향을 미치는 적설 변화에 따른 반응이다. 21세기 말, 영구동토 지역은 37% (RCP2.6)에서 81% (RCP8.5) 감소할 것으로 전망된다(중간 신뢰도). {12.4.6}

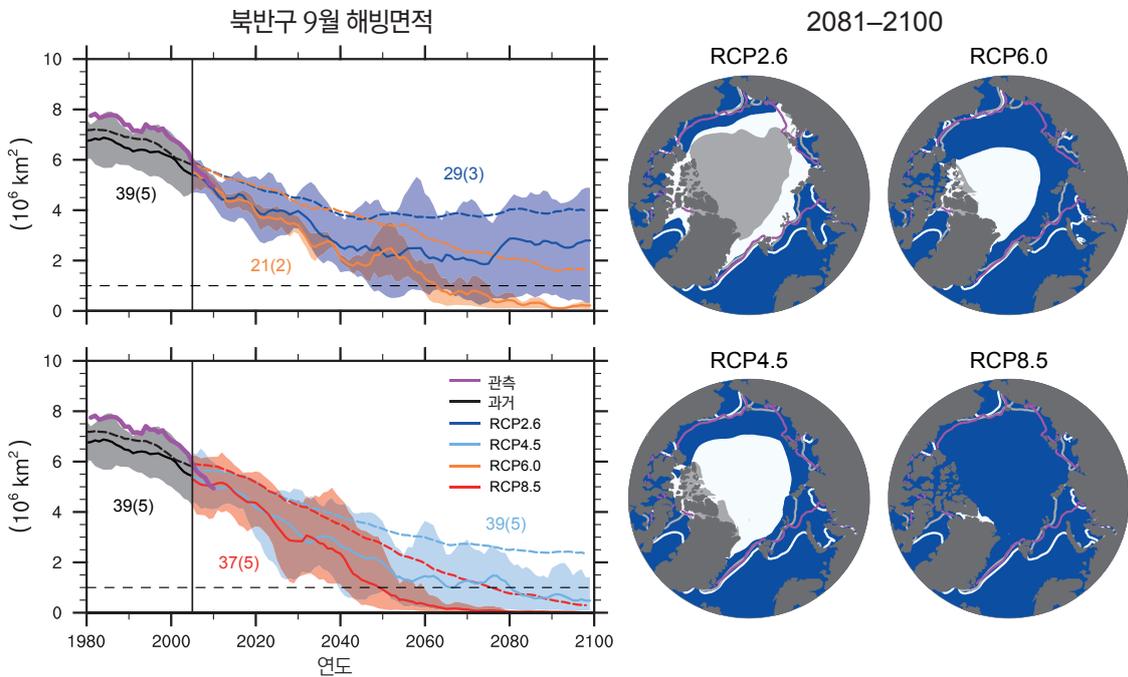
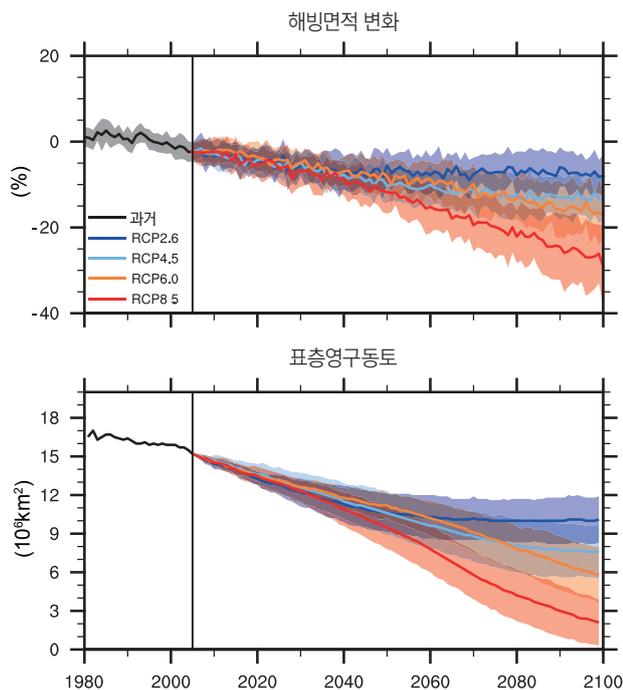


그림 TS.17 : CMIP5 모델의 RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 시나리오에서의 20세기 후반 및 21세기 전반에 걸친 북반구 9월 해빙면적과 2081-2100년의 북반구 9월 해빙면적에 대한 다중모델 결과 값을 나타낸 지도. 다중모델 평균을 계산하기 위하여 이용된 CMIP5 모델의 수가 시계열에 표시되어 있다(괄호 안의 숫자). 시계열은 5년 이동 평균으로 표현되어 있다. 기후학적 평균 상태와 1979-2012년의 북극 해빙 경향을 가장 근접하게 재현한 모델을 통해 전망된 평균 해빙면적이 실선으로 나타나 있으며, 최소-최대값 면적이 음영으로 표시되었다. 검은색(회색 음영)은 과거 복원된 강제력을 이용해 모델링된 과거를 나타낸 것이다. 파선은 CMIP5 다중 모델 평균을 나타낸다. 지도에서, CMIP5 다중 모델 평균은 흰색으로, 모델 집합의 결과는 회색으로 표시되었다. 색으로 채워진 영역은 2081-2100년의 평균을, 선은 1986-2005년의 평균 해빙면적을 나타낸다. 관측된 해빙면적은 시계열에서 분홍색으로 표시되었으며, 지도에서 1986-2005년의 평균이 분홍색 선으로 표시되었다. 관련 그림 SPM.7b 및 SPM.8c에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다. {그림 12.18, 12.29, 12.31}



**그림 TS.18** : (위) CMIP의 북반구 봄 (3, 4월 평균) 상대 적설 면적(RSCA)을 나타내며, 이는 모의된 격자에서 5년 기간으로 평활화된 봄의 적설영역(SCA)을 모의된 1986-2005년 기준기간 평균 봄 SCA로 나누어서 산출한다. (아래) CMIP의 북반구에서 조사된 영구동토 면적으로, 20년 월평균 지표 기온과 적설 깊이를 이용해 산출한다. 선은 다중모델 평균을, 음영은 모델 간 범위(1 표준편차)를 나타낸다. (그림 12.32, 12.33)

### TS.5.5.6 해양의 장기 변화 전망

모든 RCP 시나리오에서, 21세기 전반에 걸쳐 전지구 해양이 온난화된다. 가장 강력한 온난화 신호는 아열대와 열대 지역 지표에서 발견된다. 더 깊은 곳에서는 남빙양에서의 온난화가 가장 뚜렷하다. 21세기 말 1 km 깊이에서, 상층 몇 백 미터에서의 해양온난화의 최적추정치는 0.6°C (RCP2.6)-2.0°C (RCP8.5), 0.3°C (RCP2.6)-0.6°C (RCP8.5)를 초과할 수 있다. RCP4.5의 경우 21세기 말, 해양에 의해 흡수된 에너지의 절반이 상층부 700 m에, 85%가 상층부 2,000 m에 존재한다. 표층에서 심해로의 열전달의 시간 규모가 장기적이라는 점에서, 온실가스 배출이 감소하거나 농도가 일정하게 유지되더라도 해양온난화는 몇 세기 동안 계속될 것이며, 결과적으로 지속적인 해수면 상승에 기여할 것이다(TS.5.7절 참고). (12.4.3, 12.4.7)

### TS.5.6 탄소 및 다른 생지화학적 순환의 장기 전망

CMIP5 지구시스템모델(Earth System Models: ESM)을 이용한 2100년 전지구 탄소순환 전망에 의하면 광범위한 탄소순환과 물리적 기후시스템 간의 복잡한 상호작용이 있다. (6)

네 개의 대표농도경로 (Representative Concentration Pathways: RCP) 모두에서 2100년까지 인위적 CO<sub>2</sub>에 대한 해양 탄소흡수가 계속되고, 더 높은

농도 경로에서 더 높은 흡수가 발생할 것이다 (*매우 높은 신뢰도*). 육지 탄소 흡수의 미래 변화는 훨씬 더 불확실하다. 대다수 CMIP5 ESM은 2100년까지 육지 생태계에 의한 지속적인 순 탄소흡수를 전망한다. 그러나 소수의 모델은 기후변화와 토지 이용 변화의 결합 효과로 인하여 2100년까지 대기의 순 CO<sub>2</sub> 발생원을 모의한다. 모델 결과들의 범위가 크고 과정 표현이 불완전하다는 점에서, 모델링된 미래 육지 탄소 변화의 크기에 대한 *신뢰도는 낮다*. (6.4.3)

대기 CO<sub>2</sub> 증가로 인한 전구 육지 및 해양 탄소 흡수의 증가를 기후변화가 부분적으로 상쇄할 것이라는 전망의 *신뢰도는 높다*. 그러나 기후에 대한 해양 및 육지 CO<sub>2</sub> 플럭스 반응에 있어서 CMIP5 ESM 간에 지역적 차이가 존재한다. 더 온난한 기후에서 열대 생태계가 더 적은 탄소를 흡수할 것이라는 모델 사이에 높은 일치가 있다. 고위도에서 온난화가 육지 탄소 저장을 증가시킬 것이라는 CMIP5 ESM 간의 중간 일치가 있지만, 어떤 모델도 증가된 육지 탄소 저장을 상쇄시킬 수 있는 영구동토의 탄소 분해를 고려하지 않는다. 온난화로 인한 영구동토 면적의 감소는 현재 냉동된 탄소의 해동을 유발할 것이라는 전망의 *신뢰도는 높다*. 그러나 RCP8.5에서 2000-2100년 사이에 대기로의 CO<sub>2</sub>와 CH<sub>4</sub> 배출을 통한 50에서 250 PgC의 범위의 탄소 손실의 크기의 *신뢰도는 낮다*. (6.4.2, 6.4.3)

동토의 탄소 손실은 현재 결합된 ESM 전망에서 누락된 양의 복사 되먹임이 된다. CMIP5 ESM 간에, 남빙양과 북대서양에서 해양온난화와 순환 변화가 해양 탄소흡수율을 감소시키지만, 그럼에도 불구하고 이 지역의 탄소흡수가 지속될 것이라는 전망의 일치 수준이 높다. (6.4.2)

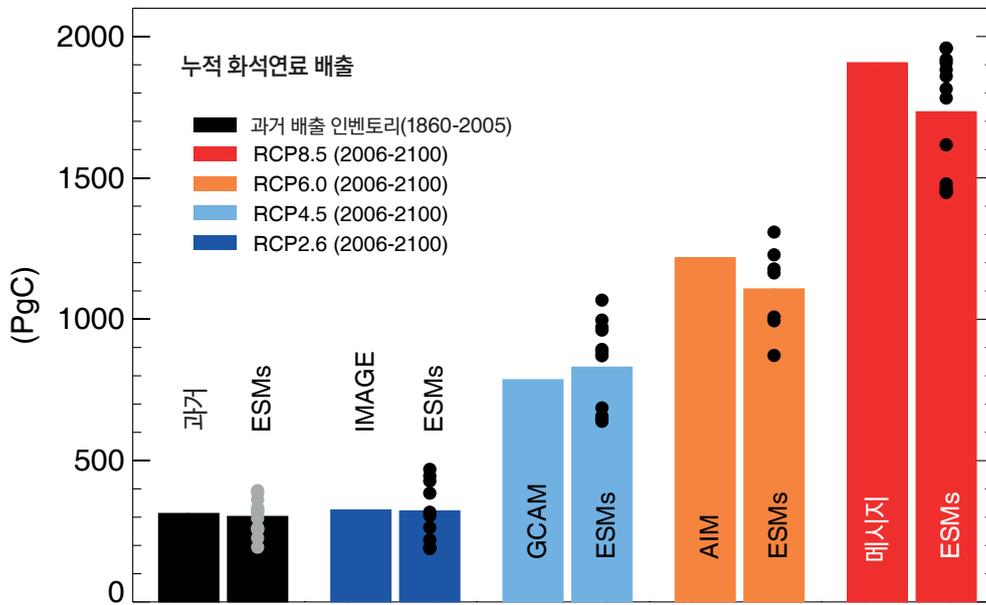
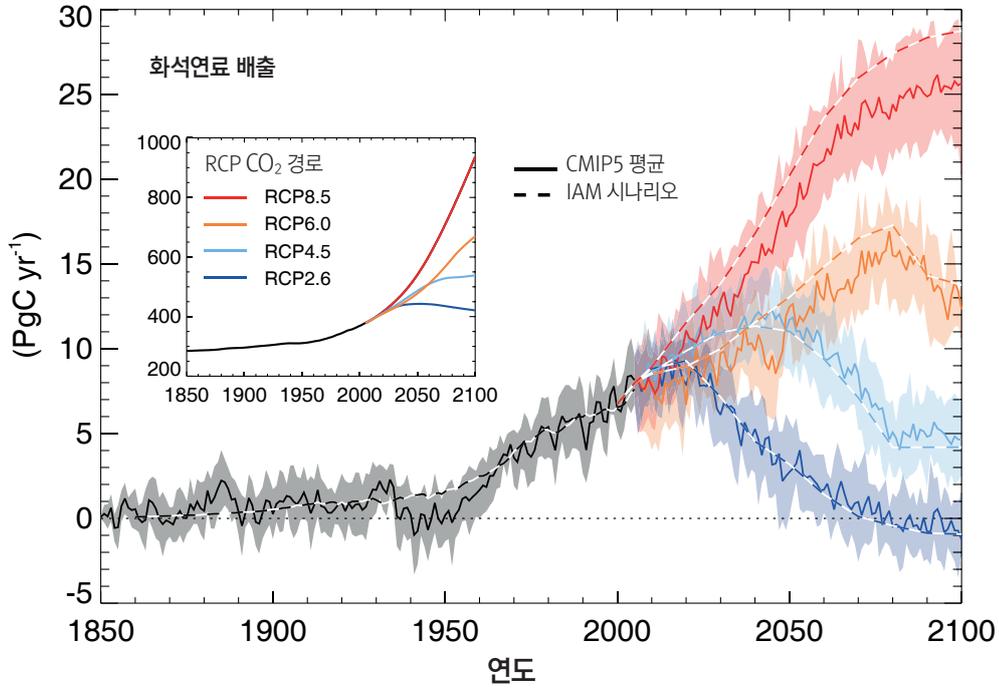
새로운 실험 결과와 모델링에 의하면 네 개 RCP 시나리오에서 영양소 부족이 대기 CO<sub>2</sub> 증가가 미래 육지 탄소 흡수에 미치는 영향을 제한할 *가능성이 매우 높다*. 인위적 질소침적을 고려하더라도 낮은 질소 효율성이 육지 탄소 저장을 제한할 것이라는 전망의 *신뢰도는 매우 높다*. 인(phosphorus) 제한의 역할은 더 불확실하다. (6.4.6)

CO<sub>2</sub> 농도에 의한 ESM 모의결과에서 육지 및 해양 탄소순환의 해석은 RCP 시나리오에 대응하는 화석연료 배출의 정량화를 가능하게 한다. 2012-2100년 ESM 결과에 의하면 누적 대응 화석연료 배출은 RCP2.6에서 270 [140-410] PgC, RCP4.5에서 780 [595-1005] PgC, RCP6.0에서 1060 [840-1250] PgC, RCP8.5에서 1685 [1415-1910] PgC이다(수치는 5PgC 단위, CMIP5 모델 분산에서 얻은 ±1 표준편차 범위) (그림 TS.19). RCP2.6에서 모델은 1990년을 기준으로 2050년까지 평균 50%(14-96% 범위)의 배출감소를 전망한다. 모델들 중 반 정도는 21세기 말에 배출량이 거의 없을 것이라고 추론했고 나머지 반은 대기 CO<sub>2</sub>의 순제거를 추론했다(박스 TS.7 참고). (6.4.3; 표6.12)

RCP8.5 CO<sub>2</sub> 농도와 달리 RCP8.5 CO<sub>2</sub> 배출 강제력을 적용했을 때, 탄소 순환과의 상호작용을 포함하는 CMIP5 ESM은 평균적으로 2100년까지 50 (-140~+210) ppm (CMIP5 모델 분산) 더 높은 대기중 CO<sub>2</sub> 농도와 0.2 (-0.4~+0.9) °C (CMIP5 모델 분산) 더 큰 전구 지표 온도 증가를 모의한다. (12.4.8)

과거 수십 년간 관측된 경향이 지속되어, 해양에 저장된 탄소 증가로 인해 미래에 산성화가 높아질 것이 *사실상 확실하다*. 표층 해양 산성화는 대기 중 CO<sub>2</sub>를 뒤따라갈 것이고 CO<sub>2</sub>가 계속해서 심해로 유입되면서 심해의 산성화가 증가할 것이다. CMIP5 모델들은 일관되게 모든 RCP 하에서 2100년까지 전세계적으로 해양 산성화가 증가할 것이라고 전망한다. 각 시나리오에

대응하는 21세기 말 표층 pH의 감소는 RCP2.6에서 0.065(0.06-0.07), RCP4.5에서 0.145(0.14-0.15), RCP6.0에서 0.203(0.20-0.21), RCP8.5에서 0.31 (0.30-0.32) 이다(CMIP5 모델 분산) (그림 TS.20). 대부분의 시나리오에서, 일부 북극 지역과 일부 해안 용승계의 경우 10년 이내, 일부 남빙양의 경우 10-30년 내에 표층수는 계절별로 아라고나이트(aragonite)



**그림 TS.19** : 네 개 RCP 시나리오에서 CMIP5 모델에 의해 모의된 대응 화석연료 배출. (위) 연간 배출 시계열(PgC yr<sup>-1</sup>). 파선은 RCP 시나리오를 정의하기 위해 사용된 통합평가모델(integrated assessment models: IAM)로 계산한 RCP 배출과 과거 추정치를, 실선과 음영 부분은 CMIP5 ESM 결과(모델 평균, 1 표준편차 음영)를 보여준다. 아래: 과거 추정과 RCP 시나리오에서, 과거 기간(1860-2005년)과 21세기(CMIP5에서는 2006-2100년으로 정의)의 누적 배출. 왼쪽 막대는 IAM의 누적 배출이며, 오른쪽 막대는 CMIP5 ESM 다중 모델 평균 추정치다. 점 표시는 개별 ESM 결과다. CMIP5 ESM 결과로부터 육지-대기-해양 시스템의 총 탄소를 추적할 수 있으며, 이곳의 총 탄소의 변화는 시스템으로의 화석연료 배출과 같아야 한다. 이런 이유로, 대응 배출량은 누적 배출률 = ΔC<sub>a</sub> + ΔC<sub>l</sub> + ΔC<sub>o</sub>로 주어지며, 배출률 = d/dt [C<sub>a</sub> + C<sub>l</sub> + C<sub>o</sub>]다. 여기서 C<sub>a</sub>, C<sub>l</sub>, C<sub>o</sub>는 각각 대기, 육지, 해양에 저장된 탄소량이다. 화산활동, 퇴적, 암석풍화와 같은 다른 CO<sub>2</sub> 발생원과 흡수원은 100년의 시간 규모에서 매우 작으며 여기서는 고려되지 않았다. (박스 6.4; 그림 6.25)

에 대한 부식성을 나타낼 것으로 전망된다. 안정성이 낮은 형태의 탄산칼슘인 미포화아라곤나이트가 500-600 ppm의 대기 CO<sub>2</sub> 수준에서 이 지역에 널리 퍼지게 된다. {6.4.4}

발생할 것이다. 그러나 잠재적인 생지화학적 영향과 열대 해양 역학의 큰 불확실성 때문에, 외해에서 저산소 및 빈산소 해수의 용량이 얼마나 커질지에 대해선 의견이 일치되지 않고 있다. {6.4.5}

21세기 동안, 지표 온난화에 대한 반응으로 해양 용존산소량이 약간 감소할 가능성이 매우 높다. CMIP5 모델들에 의하면 이러한 용존산소 감소는 강화된 성층화와 공기 유입 감소, 온난화로 인해 주로 중위도 해양 지표 아래에서

해양과 육지의 탄소순환이 21세기 동안 발생한 기후변화와 대기 중 CO<sub>2</sub> 증가에 대해 계속해서 반응할 것이다(매우 높은 신뢰도) (TFE.7 및 TFE.8 참고). {6.4}

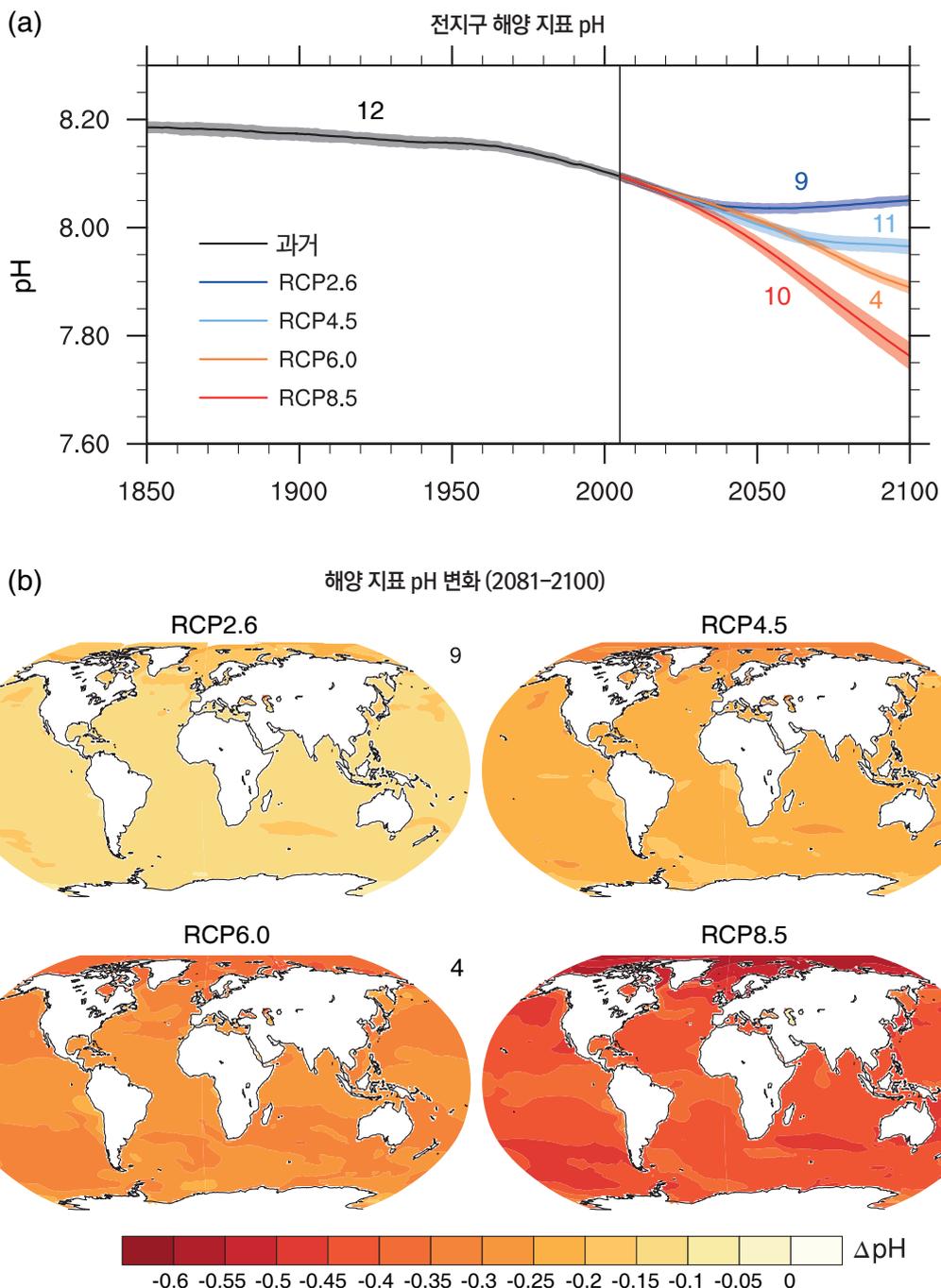


그림 TS.20 : (a) 시계열(모델평균과 최소-최대 범위), (b) RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 시나리오에서 2081-2100 기간에 대한 다중모델 해양 지표 pH를 나타낸 지도. (b)의 지도는 1986-2005년에 대한 2081-2100년의 전지구 해양 지표 pH 변화를 보여준다. 다중 모델 평균 계산을 위해 이용된 CMIP5 모델의 수가 각 그래프 오른쪽 상단에 표시되어 있다. 관련 그림 SPM.7c 및 SPM.8.d에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다. {그림 6.28}

정책관련 주요주제

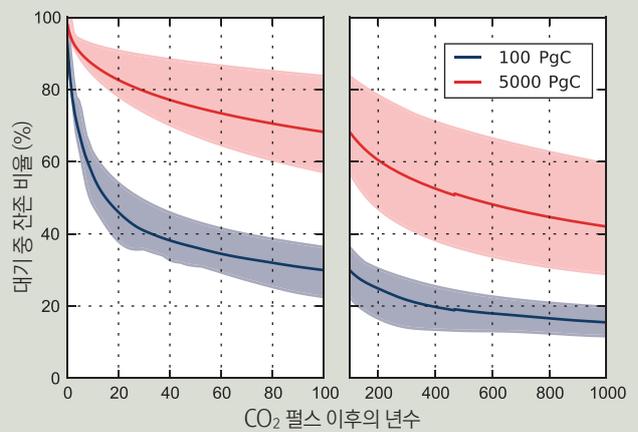
TFE.7: 탄소순환 섭동과 불확실성

산업혁명(약 1750년)이 시작된 이후, 대기로의 인위적 CO<sub>2</sub> 배출로 인해 자연 탄소순환이 섭동되어 왔다. 이러한 인위적 CO<sub>2</sub> 배출은 시멘트 생산에 의한 작은 기여와 함께 사실상 대부분이 화석연료 연소와 토지이용 변화에 기인한 것이다. 화석연료 연소는 에너지 생산과 관련된 과정이다. 화석연료 탄소는 수 백만 년간 지구 지각에 묻혀 있던 석탄, 오일, 가스의 지질학적 매장층으로부터 온다. 토지 이용 변화로 인한 CO<sub>2</sub> 배출은 식량, 사료, 목재 생산을 위해 자연 생태계를 관리 생태계로 전환하는 것과 관련이 있으며, 이러한 전환은 식물성 재료는 연소와 죽은 식물 및 토양 유기탄소의 분해를 통해 CO<sub>2</sub> 를 배출한다. 예를 들어, 산림이 개간될 때, 식물성 재료의 연소를 통해 빠르게 대기로 배출되거나 죽은 바이오매스와 토양 탄소가 스스로 부패하면서 수년에 걸쳐 대기로 배출될 수 있다. {6.1, 6.3; 표 6.1}

인간이 유발한 대기 중의 과잉 CO<sub>2</sub>는 육지 생태계와 해양의 탄소 흡수를 통해 대기로부터 부분적으로 제거되고, 현재 CO<sub>2</sub> 배출량의 절반 이하가 대기에 남아있다. 자연 탄소 흡수는 다양한 시간 규모에서 일어나는 물리적, 생물학적, 화학적 과정들에 기인한다. 대기 중의 과잉 CO<sub>2</sub>는 식물 바이오매스 형태 또는 토양 내부에 저장되는 식물의 광합성에 의한 CO<sub>2</sub> 고정을 지원한다. 육지에 저장된 탄소의 체류시간은 저장유형(식물/ 토양) 과 유기탄소 조성에 따라 며칠에서부터 수세기까지 달라진다. 토지 이용변화에 영향을 받지 않은 육상 생태계의 저장 증가는 더 높아진 CO<sub>2</sub> 수치와 질소침적 조건에서의 강화된 광합성과 증위도 및 고위도 지역에서의 길어진 성장 시기와 같이 탄소 흡수를 용이하게 하는 기후변화가 그 원인일 가능성이 있다. {6.3, 6.3.1}

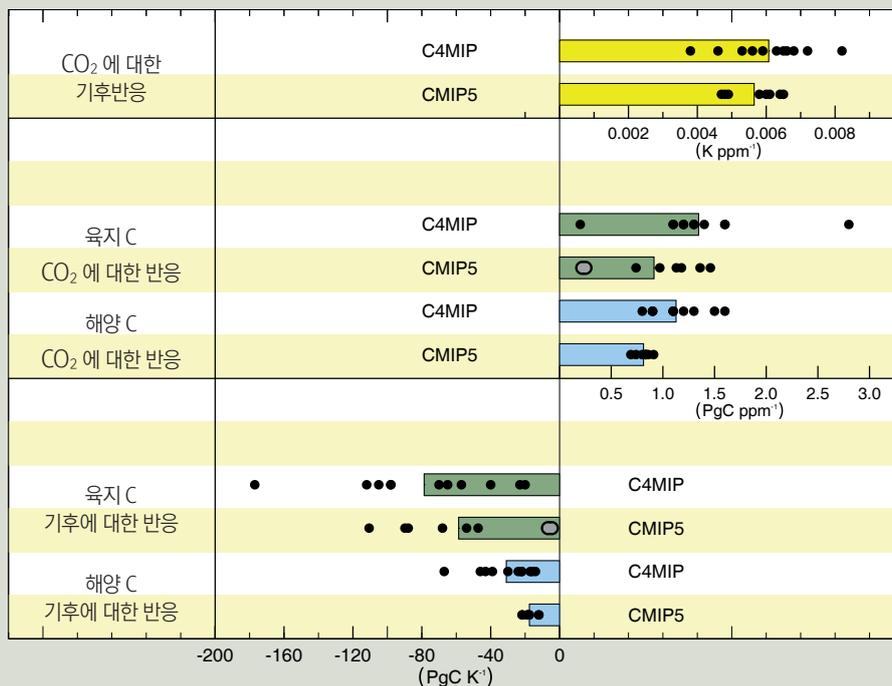
해양에 의한 인위적 CO<sub>2</sub> 흡수는 주로 대기 CO<sub>2</sub> 증가에 대한 반응이다. 해양 표층에 의해 흡수되거나 수상 시스템(예: 강, 지하수)을 통해 해양으로 이동된 대기 중 과잉 CO<sub>2</sub>는 연안 퇴적물에 묻히거나 심해로 이동돼 수십 - 수세기 동안 저장된다. 수세기-수천 년의 시간 규모에서, 심해 탄소는 과잉 CO<sub>2</sub>를 저장하기 위하여 해양 탄산 퇴적물을 용해할 수 있다. 천 년 내에 CO<sub>2</sub> 배출량의 대기 잔존 비율은 방출된 탄소 량에 따라 15-40% 사이가 될 것이다(TFE 7, 그림 1). 10,000년 이상의 지질학적 시간 규모에서, CO<sub>2</sub>는 추가적으로 암석 풍화에 의해 느린 속도로 대기로부터 제거되며, 이로 인해 잔존 대기 CO<sub>2</sub> 비율은 10,000년 이후 10-25% 로 떨어진다. {박스 6.1}

미래기후와 CO<sub>2</sub> 변화에 대한 탄소순환 반응은 두 개의 강하고 상반된 되먹임으로 이해될 수 있다. 농도-탄소 되먹임은 증가된 CO<sub>2</sub>로 인한 저장의 변화를 결정하고, 기후-탄소 되먹임은 기후변화로 인한 탄소 저장을 결정한다. 증가된 대기 CO<sub>2</sub>가 육지와 해양의 탄소 흡수 증가로 이어질 것이라는 전망의 신뢰도는 높지만, 그 증가량은 불확실하다. CO<sub>2</sub> 증가에 대한 육지와 해양 반응의 양의 신호에 대해선 모델들이 일치하지만, 해양과 육지의 탄소 흡수량 크기에 대해선 일치 수준이 중간이거나 낮다(TFE.7, 그림2). 미래 기후변화는 일정한 기후와 비교해 육지와 해양의 탄소 흡수를 감소시킬 것이다(중간 신뢰도). 이러한 전망은 고기후 관측뿐 아니라 수 세기에서 천년의 시간 규모에서 기후와 탄소 순환 간의 양의 되먹임을 보여주는 모델링에 의해 뒷받침된다. 전지구 규모에서 기후변화에 대한 육지와 해양 반응의 음의 신호에 대해선 모델들이 일치하지만, 이러한 반응의 크기에 대해선 특히 육지에서 일치 수준이 낮다(TFE.7, 그림 2). AR4 이후 갱신된 주요한 사항은 일부 육상 탄소 모델에 특히 질소 가용성에 의한 식물 성장 제한을 두는 영양 역학이 도입된 것이다. 전지구 규모에서, CMIP5 탄소만 포함한 ESM과 비교해 육상 질소 순환을 포함하는 CMIP5 ESM는 육지 생태계의 농도-탄소 되먹임과 기후-탄소 되먹임 모두의 강도를 감소시킬 것이라는 전망의 신뢰도는 높다(TFE.7, 그림 2). 질소순환 과정의 포함은 CMIP5 앙상블 간의 분산을 증가시킨다. CO<sub>2</sub> 와 기후에 대한 해양 민감도의 CMIP5 분산은 AR4와 비교해 감소한 것으로 보인다(TFE.7, 그림 2). {6.2.3, 6.4.2}



TFE.7, 그림 1 : 0년에 이상화된 즉각적인 CO<sub>2</sub> 배출 펄스에 대한 반응으로, 다양한 기후-탄소 순환이 결합된 모델의 범위를 토대로 계산된 대기 중 남아 있는 초기 대기 CO<sub>2</sub> 섭동 비율. 즉각적인 배출 펄스 100 PgC(파란선) 및 5,000 PgC(빨간 선)후에 100년(왼쪽그래프)과 1,000 년(오른쪽 그래프) 동안 모의 된 다중 모델 평균(실선)과 불확실성 구간(최대값 모델 범위, 음영). {박스 6.1, 그림 1}





**TFE.7, 그림 2 :** SRES-A2 시나리오 하에서 AR4 (C4MIP)시점의 7개 GCM과 4개 EMIC과 140년간 연간 1% CO<sub>2</sub> 증가를 가정하는 시나리오 하에서 8개 CMIP5 모델 간의 탄소순환 되먹임 지표 비교. 검은 점은 단일 모델 모의결과를, 색깔 표시된 막대는 다중 모델 결과의 평균을 나타내며, 회색 점은 결합된 육상 질소 순환이 결합된 모델에 사용된다. C4MIP 모델과의 비교는 맥락을 위한 것이지만 이러한 지표는 다양한 시나리오와 변화율에 따라 변한다고 알려져 있다(6.4.2절 참고). SRES A2 시나리오에는 연간 0.5% CO<sub>2</sub> 증가를 가정하는 시나리오에 보다 더 가깝다. 이런 점에서 CMIP5 기후-탄소 민감도 조건은 비교할만한 것으로 기대되어야 하지만, 농도-탄소 민감도 조건은 C4MIP 보다 CMIP5 에서 20% 작을 가능성이 높으며, 이는 더 높은 CO<sub>2</sub> 증가율에 대한 육지와 해양의 반응 능력의 차이 때문이다. 이러한 시나리오 의존성은 CMIP5 탄소순환 되먹임이 C4MIP와 얼마나 차이가 나는지에 대한 정량적 진술의 신뢰도를 낮춘다. {그림 6.21}

네 개 모든 RCP 시나리오에서 2100년까지 인위적CO<sub>2</sub> 배출의 해양 탄소흡수가 계속되고, 높은 농도 경로에서 더 높은 흡수가 이뤄질 것이라는 전망의 **신뢰도는 매우 높다**. 육지 탄소 흡수의 미래 변화는 훨씬 더 불확실하며, 모든 RCP 시나리오 하에서 대다수의 모델들이 지속적인 순 탄소 흡수를 전망하지만, 기후변화와 토지이용 변화의 결합 효과로 인하여 육지 탄소의 순손실을 모의하는 모델도 있다. 모델 결과들의 범위가 크고 과정 표현이 불완전하다는 점에서, 모델링 된 미래 육지 탄소 변화의 크기에 대한 **신뢰도는 낮다**. [6.4.3, 그림 6.24]

미래 기후시스템에서 가장 중요한 역할을 하는 것은 탄소순환이지만 탄소 순환 이외의 다른 생지화학적 순환과 되먹임의 역할도 중요하다. CO<sub>2</sub> 발생원 및 흡수원과의 상호작용 외에도 질소순환의 변화는 육지와 해양으로부터의 N<sub>2</sub>O 배출에 모두 영향을 미친다. 지난 20년간 인간에 의한 반응성 질소의 생성은 꾸준히 증가했고, 이러한 과정은 콩과 식물 경작과 화석연료 연소가 주된 기여를 하는 비료와 공업에 필요한 암모니아 생산에 지배 받는다. {6.3}

그러나 기후-생지화학 결합 모델에서 많은 과정(예. P, Si, Fe와 같은 다른 생물기원 원소와 관련된 과정) 들이 아직 해석되지 않고 있으며, 따라서 실제 또는 보다 단순한 모델을 통해 이들 과정의 규모가 추정될 필요가 있으며, 이러한 점이 이런 과정들의 정량적인 평가를 어렵게 하고 있다. 이러한 많은 과정들 사이의 비선형 상호작용이 존재할 것이지만, 아직 잘 정량화되지 않았다. 따라서 기후와 생지화학적 순환 간의 미래 되먹임에 관한 평가는 여전히 큰 불확실성을 포함하고 있다. {6.4}

TS

**박스TS.7: 기후 지구공학 방법**

지구공학(geoengineering)은 기후변화가 지구에 미치는 바람직하지 않은 영향에 대응하기 위해 의도적으로 지구시스템에 대규모의 개입을 실행하는 것으로 정의된다. 이산화탄소 저감(Carbon Dioxide Reduction: CDR) 목표는 미래에 증가할 것으로 예측되는 대기 CO<sub>2</sub> 농도의 증가 속도를 늦추거나, CO<sub>2</sub> 농도를 감소시키고 대기 중 CO<sub>2</sub>의 자연 제거를 가속화하며, 육지와 해양, 지질학적 저장소에 저장되는 탄소를 증가시키는 것이다. 태양복사관리(Solar Radiation Management: SRM)의 목표는 기후시스템이 흡수하는 일광의 양을 감소시킴으로써 온실가스 농도 증가와 관련된 온난화에 대응하는 것이다. 관련 기술은 상충운량을 바꿔 온실가스가 기후시스템에 미치는 영향을 줄이는 방법을 모색하고 있다. {6.5, 7.7; FAQ 7.3}

CO<sub>2</sub>가 저감될 수 있을 경우, CDR은 기후변화 완화 효과를 제공할 수 있지만 불확실성과 부작용, 위험이 존재하며, CDR 실행이 경제, 정치, 윤리적 고려사항에 따른 기술 성숙도에 의존적이라는 문제가 있다. CO<sub>2</sub> 농도를 대폭 줄일 수 있으려면 적어도 한 세기에 걸쳐 대규모로 CDR을 보급할 필요가 있을 *가능성이 높다*. 생지화학적 기술적 한계로 인해, 현재로서는 CDR의 가능성을 정량적으로 추정하기가 어렵다. CDR에 의한 대기 CO<sub>2</sub> 제거는 과거 해양과 육지에 저장소에 저장되어 있던 CO<sub>2</sub>의 배출에 의해 부분적으로 상쇄될 수 있다. CDR의 기후 및 환경 측면 부작용 중 일부는 조림으로 인해 변경된 지표 알베도, 해양시비(ocean fertilization)로 인한 해양 탈산소화, N<sub>2</sub>O 배출 강화와 관련이 있다. 육지 기반 CDR은 육지에 대한 경쟁적 수요에 직면할 수 있다. CDR 효율성 및 탄소와 기타 생지화학적 순환에 대한 부작용 측면의 *신뢰도는 낮다*. {6.5; 박스 6.2; FAQ 7.3}

태양복사관리(SRM)은 아직 실행되거나 시험되지 않고 있지만 실행될 경우 전지구온도 상승과 그로 인한 영향을 상쇄할 수 있다. 성층권 에어로졸 주입을 통해 CO<sub>2</sub> 농도가 두 배가 되는 시점에서 예상되는 기후 영향과 복사강제력(RF)에 대응할 수 있도록 SRM을 확대할 수 있다(*중간 신뢰도*). 에어로졸-구름 상호작용에 대한 이해 부족으로 인해 구름표백(cloud brightening) SRM을 통해 큰 RF가 달성될 수 있는지 여부에 대해서 합의가 이뤄지지 않고 있다. 육지 알베도 변화에 대한 SRM이 큰 RF를 만들어내지 못하는 것으로 보인다. 다른 SRM 방법에 대한 자료 한계로 인해 평가가 어렵다. {7.2.2, 7.7.3}

SRM의 다양한 부작용과 위험, 단점이 파악되었다. SRM은 온실가스에 의한 RF에 대해 정확하지 않은 보상을 생성할 수 있다. 여러 증거들에 의하면 SRM은 전지구 지표 온도가 유지될 경우, 작지만 유의미하게 전지구 강수량을 감소시킬 수 있다(지역 규모에서 차이가 크다). 비교적 잘 특징지어진 또 다른 부작용은 성층권 에어로졸 SRM과 관련된 극성층권 오존 파괴의 가능성이 존재한다는 점이다. 또한 아직 예측하지 못하는 다른 결과들이 존재할 수 있다. {7.6.3, 7.7.3, 7.7.4}

온실가스 농도가 계속해서 증가하는 한, SRM은 그에 상응하는 증가를 요구하며 부작용을 악화시킬 수 있다. 또한 상당한 수준으로 SRM을 확대하는 경우, 어떠한 이유에서든 SRM 이 중단될 위험이 있다. 온실가스 강제력과 일치하는 수준까지 지표 온도가 급격하게 상승할 수 있으며(10년 또는 20년 이내), 결과적으로 기후변화 속도에 대한 시스템 민감도를 강화할 것이라는 전망의 신뢰도는 높다. 마지막으로 SRM은 CO<sub>2</sub> 증가로 인한 해양 산성화를 보상하지 않을 것이다. {7.7.3, 7.7.4}

**TS.5.7 해수면 변화의 장기 전망**

**TS.5.7.1 21세기 전지구 평균 해수면 변화 전망**

RCP하에서, 2081-2100년(1986-2005년 기준) 기간에 대한 전지구 평균 해수면 상승은 발표된 문헌에서 평가된 빙상의 역학적 변화 가능성과 더불어, 과정 기반 모델 빙하와 빙상 SMB(Surface Mass Balance)와 결합된 CMIP5 기후전망의 5-95% 범위에 있을 *가능성이 높다*. 이러한 가능성 높음 범위는 0.26-0.55 m (RCP2.6), 0.32-0.63 m (RCP4.5), 0.33-0.63 m (RCP6.0), 0.45-0.82 (RCP8.5) m이다 (중간 신뢰도) (표 TS.1과 그림 TS.21). RCP8.5

에서 2100년 범위는 0.52-0.98 m이다. 모든 시나리오에서 세기 중반까지 전지구 평균 해수면 상승에 대한 전망 중간값은 0.05 m 범위 내에 놓이지만 이후로 분산되기 시작하여 세기 말이 되면 약 0.25 m의 범위를 갖는다. 세기 말에는 RCP4.5와 RCP6.0의 상승률이 매우 비슷하지만 세기 초에는 RCP4.5의 상승률이 더 크다. GMSL 상승은 총 누적뿐만 아니라 CO<sub>2</sub> 배출 경로에도 의존한다. 총 누적 규모가 같을 때, 후기보다 초기의 배출 감소가 더 큰 해수면 상승 완화로 이어진다. {12.4.1, 13.4.1, 13.5.1; 표 13.5}

*가능성 높음* 범위에 대한 전망의 신뢰도는 과정 기반 모델과 관측 및 물리적 이해 간의 일관성으로부터 나온다. 더 높은 값의 전망에 대한 근거가

고찰되었는데, 결과적으로 가능성 높음 범위 이상의 특정 수준까지 상승할 확률을 평가하기에는 현재 증거가 충분하지 않다는 결론에 도달했다. 현재 이해 수준에 의하면, 남극지역 빙상의 해양 기반 구간 붕괴가 시작되었을 경우, 이러한 붕괴만으로 21세기 동안 GMSL 이 가능성 높음 범위 이상으로 크게 상승할 수 있다. 그러한 붕괴 확률에 대한 일치가 부족하며, 잠재적인 추가 기여는 정확하게 정량화할 수 없지만, 21세기 동안 해수면 상승이 몇 cm를 초과하지는 않을 것이다(중간 신뢰도). {13.5.1, 13.5.3}

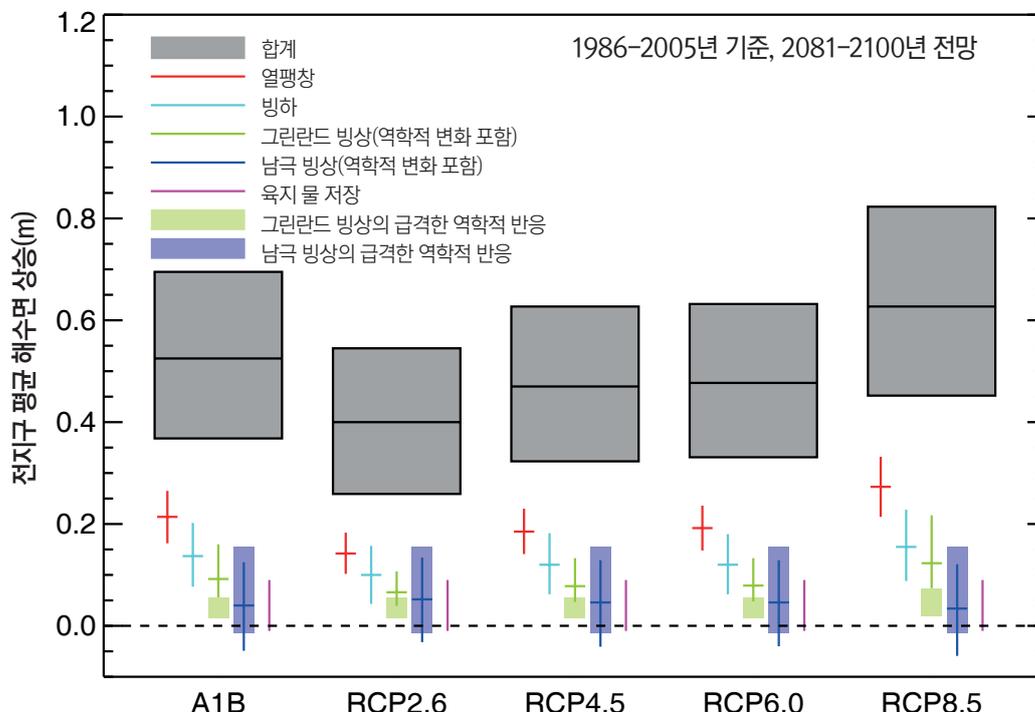
모든 RCP 시나리오 하에서 21세기 동안, 기간 평균 전지구 평균 해수면 상승률은 1971-2010년 동안 관측된 상승률을 초과할 가능성이 매우 높다. 전망값들에서 상승률은 초기에 증가한다. RCP2.6에서 상승률은 거의 일정하다(중간 전망 ~4.5 mm yr<sup>-1</sup>) 중반 이후부터 약간 감소한다. RCP4.5와 RCP6.0에서 상승률은 세기 말까지 대체로 일정하지만, RCP8.5에서는 세기 전반에 걸쳐 가속화가 지속된다(2081-2100년 동안 11 [8-16] mm yr<sup>-1</sup>에 도달). {13.5.1; 표 13.5}

모든 RCP 시나리오에서, 열팽창은 해수면 상승에 대한 전체 기여 중 30-55%의 비중을 차지하며 가장 큰 기여를 한다. 두 번째로 큰 기여를 하는 것은 빙하이고 15-35%를 차지한다. RCP2.6에서, 2100년까지 현재 빙하 체적의 15-55%가 소멸하고 RCP8.5에서는 35-85%가 소멸할 것으로 전망된다(중간 신뢰도). 그린란드의 지표녹음 증가 속도가 축적 속도를 뛰어 넘을

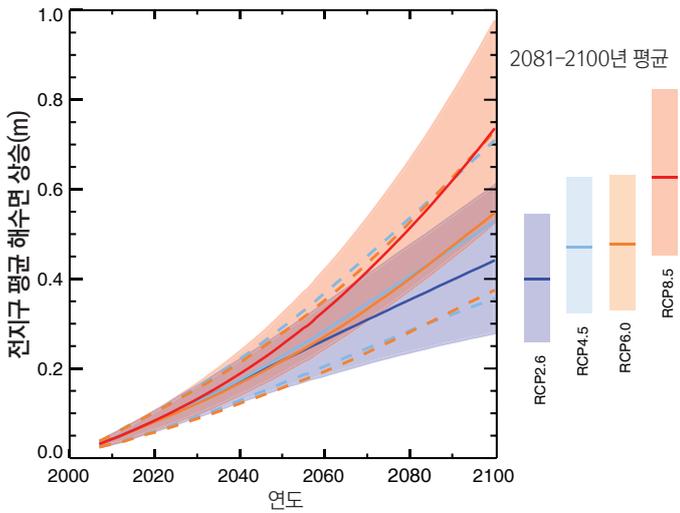
것으로 전망되며, 21세기 동안 그린란드 빙상의 지표질량균형 변화가 해수면 상승에 양의 기여를 할 것이다(높은 신뢰도). 남극 빙상의 경우 지표녹음이 여전히 작게 나타날 것으로 전망되지만 강설 증가에 대한 신뢰도는 중간이다(그림 TS.21). {13.3.3, 13.4.3, 13.4.4, 13.5.1; 표13.5}

수십 년 시간규모에서 빙상 역학의 급격한 미래 변화의 모델링 능력은 중간 신뢰도를 갖는다. AR4 시점에서는 그러한 변화 가능성을 평가하기에는 과학적 이해수준이 부족했지만, AR4 발표 이후 관련 과정에 대한 이해가 높아지고 모의가 가능한 새로운 빙상 모델이 개발되는 등의 큰 발전이 있었다. 그러나 발표된 문헌들은 아직 특정 시나리오와 관련된 전망의 근거만을 부분적으로 제공할 뿐이다. 두 개의 빙상을 결합했을 때, 2081-2100년의 GMSL 상승에 관한 전망에서 급격한 빙하유출 변화로부터의 가능성 높음 범위는 0.03-0.20 m이며, AR4에서 나온 값들보다 전망이 더 커진 가장 중요한 이유는 무엇보다 이를 포함했기 때문이다. {13.1.5, 13.5.1, 13.5.3}

반경험적 모델들은 보정 기간에 관측된 해수면 기록의 재현을 목표로 하지만, 해수면상승의 원인을 개별 물리적 성분에서 찾지 않는다. RCP 하에서 일부 반경험적 모델들은 과정에 기반한 가능성 높음 범위와 중복되는 범위를 전망하지만, 다른 모델들은 과정 기반 모델보다 2배 큰 중앙값과 95퍼센타일 값을 전망한다. 거의 모든 사례에서 반경험적 모델의 95퍼센타일 값은 과정 기반의 가능성 높음 범위보다 더 높다. 2081-2100년(1986-2005년 기준)에 대해,



**그림 TS.21** : 1986-2005 기준, AR4에 이용된 SRES A1B 시나리오와 네 개 RCP 시나리오에 따라 2081-2100년의 전지구 평균 해수면 상승과 그 기여에 대해 과정 기반 모델들에서 전망한 가능성 높음 범위와 중앙값들. 빙상의 기여도는 별도로 표시된 빙상의 급격한 역학적 변화를 포함한다. 빙상의 급격한 역학과 인위적 육지 물 저장의 기여도는 균일한 확률분포를 가지며, 시나리오 독립적(RCP8.5하에서 그린란드 빙상 유출에 높은 변화율이 이용된다는 점 제외)인 것으로 처리된다. 이러한 처리는 현재 지식으로는 의존성에 대한 정량적 평가가 가능하지 않음을 의미하는 것이지, 관련된 기여가 해당 시나리오에 의존적이지 않을 것임을 의미하는 것이 아니다. 방법론에 대해선 13.5.1 및 13.5.3절과 보충자료의 논의를 참고. 현재 이해 수준에 의할 때, 남극지역 빙상의 해양 기반 구간 붕괴가 시작되었을 경우, 이러한 붕괴만으로 21세기 동안 전지구 평균 해수면이 가능성 높음 범위 이상으로 크게 상승할 수 있다. 이러한 잠재적인 추가 기여는 정확하게 정량화할 수 없지만, 21세기 동안 몇 십 cm를 초과하지는 않을 것이다(중간 신뢰도). (그림 13.10)



**그림 TS.22** : 1986-2005년 기준, RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 배출 시나리오에 따른 과정 기반 모델의 전지구 평균 해수면 상승 전망. 실선은 전망의 중앙값을, 파선은 RCP4.5 및 RCP6.0의 가능성 높음 범위를, 음영 영역은 RCP2.6 및 RCP8.5의 가능성 높음 범위를 나타낸다. 색깔 표시된 막대는 2081-2100년에 대한 기간 평균을 나타낸다. 방법론에 대해선 13.5.1 및 13.5.3절과 보충자료 참고. 현재 이해 수준에 의할 때, 남극지역 빙상의 해양 기반 구간 붕괴가 시작되었을 경우, 이러한 붕괴만으로 21세기 동안 전지구 평균 해수면이 가능성 높음 범위 이상으로 크게 상승할 수 있다. 이러한 잠재적인 추가 기여는 정확하게 정량화할 수 없지만, 21세기 동안 몇 십 cm를 초과하지는 않을 것이다(중간 신뢰도). 관련 그림 SPM.9에 대한 자세한 설명은 TS 보충자료에서 제공된다.(표 13.5; 그림 13.10, 13.11)

RCP4.5 하의 환경형적 모델들은 0.56-0.97 m 사이의 중간 전망과 약 1.2 m로 확대된 95퍼센타일 값을 제공한다. 이러한 차이는 과정 기반 모델에 의해 현재 파악되지 않았거나 과소평가된 기여가 존재하거나 환경형적 모델의 전망이 과대평가되었음을 시사한다. 환경형적 모델을 이용한 전망은 미래 해수면 변화와 복사강제력 또는 전지구 평균 온도 변화 간의 관계가 과거와 동일할 것임을 가정한다. 잠재적인 비선형 물리과정이 과거를 토대로 보정될 수 있는 방식으로 미래에 규모가 조정되지 않을 경우 이러한 가정은 지지되지 않을 수 있다. 학계에서 SEM(Semi-empirical Model) 전망의 신뢰도에 관한 학계 의견이 일치하지 않으며, 그러한 전망의 신뢰도는 낮게 평가되고 있다. {13.5.2, 13.5.3}

TS.5.7.2 2100년 이후 전지구 평균 해수면 변화 전망

2100년 이후에도 전지구 평균 해수면 상승이 계속될 것이 *사실상 확실하다*. 몇몇 이용 가능한 모델의 2100년 이후까지의 결과에 의하면 2300년 GMSL 상승은 산업화 이전 시대 수준(280 ppm 대기 CO<sub>2</sub> 농도로 정의됨)보다 높을 것이고 RCP2.6 시나리오에서와 같이 최고치를 기록하고 감소하여 500 ppm 미만으로 유지되는 CO<sub>2</sub> 농도에 상응하는 RF에 의해 상승정도는 1 m 미만일 것이다. RCP8.5 시나리오에서는 700-1500 ppm인 CO<sub>2</sub> 농도에 상응하는 RF에 의한 상승전망은 1 m-3 m 이상일 것이다(중간 신뢰도). {13.5.4}

해양 열 팽창으로 인한 해수면 상승은 몇 세기에서 몇 천 년간 계속될 것이다. 해양 열팽창의 양은 전지구 온난화와 함께 증가한다(모델에 의하면, 0.2-0.6 m °C<sup>-1</sup>의 범위를 제시). 시간이 지나면서 빙하의 체적(현재 ~0.43 m 해수면 상당)이 감소함에 따라 빙하의 기여도도 감소한다. 2100년 이후 및 고농도 온실가스 시나리오에 의하면, 남극 지역의 지표녹음 증가 속도가 축적 속도를 넘어설 수 있다. {13.5.2, 13.5.4}

이용 가능한 증거에 의하면 특정 임계값 이상의 전지구 온난화는 천 년 이상에 걸쳐 그린란드 빙상의 거의 완전한 손실로 이어져, 전지구 평균 해수면을 7 m 정도 높일 수 있다. 고정된 현재 빙상 지형을 이용한 연구들에 의하면 임계값은 2°C 보다 크지만 산업화 이전 시대 전지구 평균 지표 온도 상승폭인 4°C보다는 작다(중간 신뢰도). 빙상역학 연구에 의하면 임계값은 산업화 이전 시대 기준 전지구 평균 온난화 1°C보다 크다. 현재의 과학적 불확실성을 고려했을 때, 가능성 높음 범위를 정량화하기 어렵다. 빙상이 완전히 손실되기까지는 천년 이상이 걸리기 때문에 이를 결코 피할 수 없는 것은 아니다. 즉 빙상이 소멸되기 전에 온도가 하강하면 빙상이 다시 증가할 수 있다. 그러나 빙상이 지역 기후와의 상호작용을 통해 다중 정상 상태를 가질 수 있는 점에서 임계값의 초과 정도 및 지속기간에 따라 일부 질량손실은 비가역적일 수 있다. {13.4.3, 13.5.4}

현재 이용 가능한 정보들에 의하면, 빙상의 역학적 기여는 2100년에도 계속될 것으로 보이지만 전망의 신뢰도는 낮다. 그린란드에서 해양과의 상호작용으로 인한 빙하 유출은 제한적이다. 빙상 주변부가 해안에서 육지로 후퇴하기 때문이다. 반면, 남극 기반암 지형은 빙하 후퇴로 인해 질량손실의 비율이 강화될 수 있다. 3.3 m 전지구 해수면 상당의 서남극 빙상은 하향 경사면에 자리잡고 있어 해양 빙상 불안정성을 통해 빙하가 손실될 가능성이 있다. 기후 강제력에 반응하는 남극빙상 해양기반 부분의 잠재적인 불안정성으로 인한 급격하고 비가역적은 빙하손실이 가능하다. 하지만 현재의 증거와 이해수준은 정량적 평가를 하기에 부족하다. 상대적으로 강설이 약하고 내부에서 느린 속도로 빙하가 이동하는 남극 지역의 특성 상, 서남극지역 빙상이 역동적인 빙하 배출로 인해 소멸되었다가 다시 증가하기 위해선 적어도 수천 년이 걸릴 것이다. 결과적으로 다음 세기 내에 서남극지역의 심각한 빙하 손실이 발생할 경우, 이는 수백-수천 년 시간 규모에서 비가역적일 것이다. {5.8, 13.4.3, 13.4.4, 13.5.4}

TS.5.7.3 지역 해수면 변화 전망

역학적인 해양순환 변화와 해양 열용량 변화, 전체 지구시스템의 질량 재분포, 대기압 변화로 인해 지역 해수면이 변화할 것이다. 역학적 해양 변화는 관련된 순환의 변화와 바람과 부력 강제력(열과 담수) 변화와 열 및 담수의 재분포에 기인한다. 며칠 이상의 시간 규모에서, 지역 해수면은 해양 평균 기준 지역 해면기압의 변화에 거의 평형적으로 조정된다. 빙상 질량손실(현재 및 과거), 빙하 질량손실, 육지 수문 변화는 빙권, 육지, 해양 간의 물 질량 재분포의 원인이 되고 이는 다시 암석권 지구, 지구 자전, 중력장의 뚜렷한 지역 변화로 이어진다. 일부 해안 지역에서 수문학적 순환, 인위적 활동과 관련된 지반침하,

지각 과정, 해안 과정의 변화가 상대적인 해수면 변화(육지에 대한 해면고도 변화)를 지배할 수 있다. {13.1.3, 13.6.2, 13.6.3, 13.6.4}

21세기 말, 해수면 변화는 변동성 보다는 강한 지역적 패턴이 우세할 것으로 보이며, 많은 지역이 전지구 평균 변화와 큰 차이를 겪을 가능성이 높다(그림 TS.23). 95% 이상의 해양이 지역규모에서의 상대적인 해수면 상승을 겪고, 현재 또는 과거 빙하와 빙상 부근에 위치한 지역의 대부분이 해수면 감소를 겪을 가능성이 매우 높다. 지역 해수면 변화는 해양 지역의 30%와 9%에 대한 전지구 평균 전망에 대하여 각각 10%와 20% 이상 차이가 난다. 가령 지역 해수면 변화는 남빙양과 북아메리카 주변 지역에서는 전지구 평균보다 최대 30%, 적도 지역에서는 10%에서 20%까지 높게 발생하고 북극과 일부 남극 주변 지역에서는 전지구 평균보다 50%까지 낮게 발생한다. 전세계 해안지역의 약 70%가 전지구 평균 해수면 변화의 20% 내에서 해수면 변화를 겪을 것으로 전망된다. 기후 변동성으로 인한 10년 간의 지역 해수면 변화율은 전지구 평균 변화율과 100% 이상 차이가 있을 수 있다. {13.6.5}

TS.5.7.4 21세기 극한 해수면과 파랑 변화에 대한 전망

미래 극한 해수면 발생이 21세기 말에 크게 증가할 가능성이 매우 높고 21세기 초에 증가할 가능성은 높다(TFE.9, 표1 참고). 이러한 증가는 주로 평균해수면 증가의 결과이며(높은 신뢰도), 21세기 말 일부 지역에서 극한 재현 기간은 최소 한 자리 수가 감소할 것이다. 폭풍 및 관련 폭풍 해일에 대한 지역 전망의 신뢰도는 낮다. {13.7.2}

풍속 강화 결과, 남빙양에서 연평균 유의파고가 증가할 가능성이 높다(중간 신뢰도). 남빙양에서 생성된 너울이 주변 해양 분지의 파고와 주기와 파향에 영향을 미칠 가능성이 높다. 해빙면적의 감소로 북극해의 파고와 고파랑 계절의 지속기간이 증가할 가능성이 매우 높다. 일반적으로 열대 및 중위도저기압 폭풍 전망의 신뢰도가 낮고, 저해상도 기후모델로부터 구하는 미래 바람 상태 상세화의 어려움으로 인해서 지역 전망에 대한 신뢰도가 낮다. {13.7.3}

1986-2005년 기준 2081-2100년 해수면 상대변화

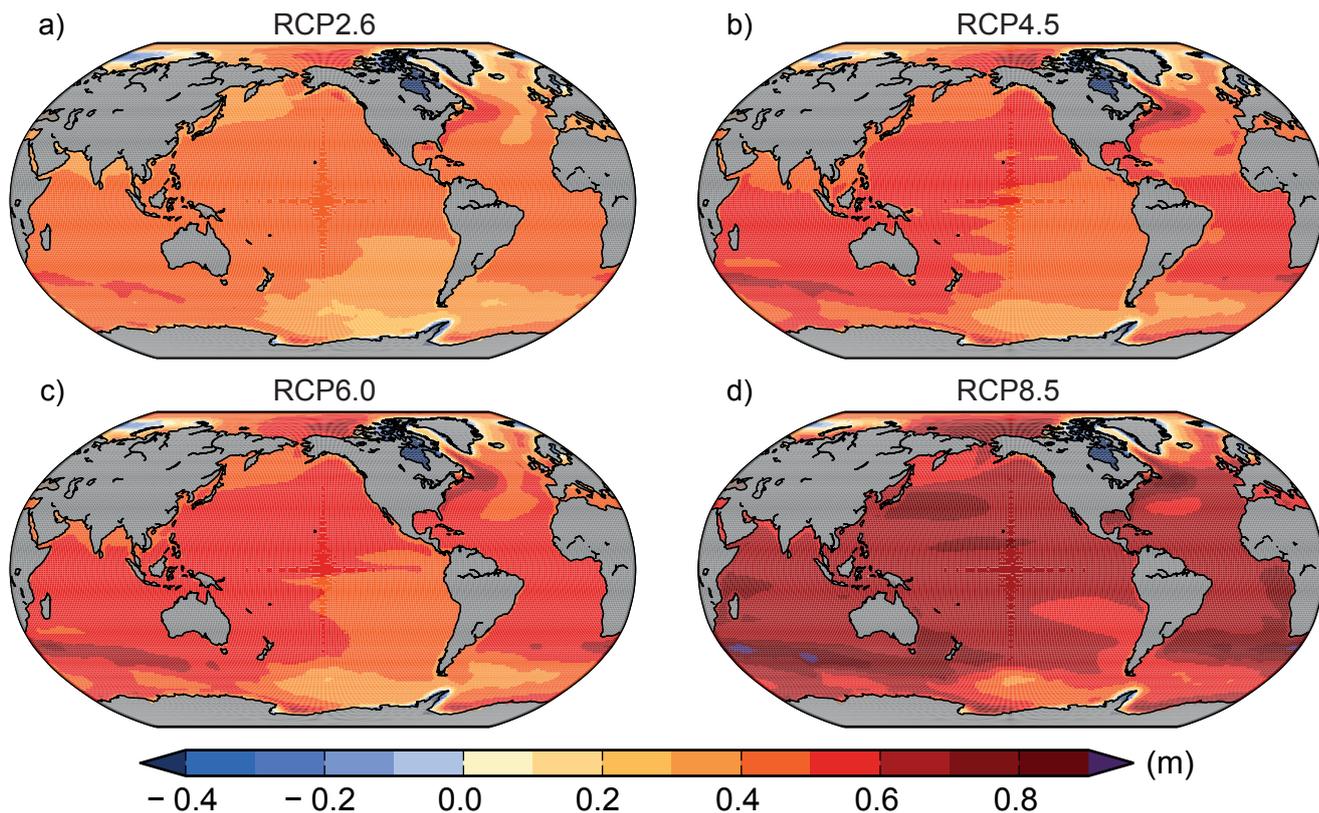


그림 TS.23 : 1986-2005년에서 2081-2100년, RCP 시나리오 (a) 2.6, (b) 4.5, (c) 6.0 (d) 8.5하의 21개 CMIP5 모델을 통해 평가된 앙상블 평균 지역 해수면의 순변화(m). 각 지도는 대기 부하, 육지 빙하, GIA(Glacial Isostatic Adjustment), 육지 수원의 영향을 포함한다. {그림13.20}

정책관련 주요주제

**TFE.8: 기후목표와 안정화**

안정화의 개념은 UNFCCC의 궁극적인 목표(“기후시스템에 대한 위험한 인위적 개입을 방지하는 수준까지, 대기 온실가스 농도의 안정화를 [...] 달성하는 것”)와 큰 관련이 있다. 최근의 정책논의는 UNFCCC 세부목표 맥락에서의 기후 목표인 온실가스 농도보다 전지구 온도 상승을 제한하는 것에 초점이 맞춰져 있다. 가장 폭넓게 논의되고 있는 것은 2°C 즉, 산업화 이전 시대를 기준으로 전지구 온도 상승을 2°C 이내로 억제하는 것이지만, 2°C 외에 목표들도 제안되었다(예: 산업화 이전 시대를 기준으로 전지구 온난화를 1.5°C 이내로 회복 또는 대기 CO<sub>2</sub> 농도를 350 ppm 이내로 회복). 일반적으로 기후목표는 사전에 정의된 임계값 이상의 온난화를 방지하는 것을 말한다. 그러나 기후의 영향은 지리적으로 다양하고 부문별로 다르며, 어떤 목표도 개입이 위험해지는 때가 언제인지에 대한 객관적인 한계점을 정의하지 않고 있다. 일부 변화는 지연되거나 비가역적일 수 있으며, 어떤 영향은 특이 될 수도 있다. 따라서 가치판단이나 현재와 미래 비용과 혜택을 어떻게 합할 것인가에 관한 가정 없이 하나의 객관적인 임계값을 정의하는 것은 불가능하다. 이 절은 특정 임계값이나 목표를 옹호하거나 그러한 목표의 경제적, 정치적 타당성을 판단하는 것을 목표로 하지 않는다. 즉, 기후 및 탄소순환 되먹임을 토대로 기후 목표의 맥락에서 RCP 시나리오에 따른 기후전망과 허용 탄소배출과 관련된 다양한 장기 온도 안정화 목표에 대한 시사점을 평가하는 것이 이 절의 목표다. 다음은 온도 안정화가 반드시 전체 지구시스템의 안정화를 의미하는 것이 아님을 강조한다. {12.5.4}

온도 목표는 총 복사강제력(RF)의 상한선을 의미한다. 2030년까지 네 개 RCP 시나리오 간의 RF 차이는 비교적 작지만, 21세기 말이 되면 매우 커지고 CO<sub>2</sub> 강제력에 의해 지배된다. 결과적으로 단기에 전지구평균 지표 온도가 네 개 RCP 시나리오의 증가율과 비슷하게 계속해서 상승할 것으로 전망된다. 21세기 중반부터 전지구 온난화율은 시나리오 의존성이 높아지기 시작한다. 21세기 말에는 모든 RCP 시나리오에서 전지구평균온도가 현재보다 더 높아지지만, 전지구 온도의 변화는 RCP8.5에서 최대를 나타내며(10년 당 0.3°C 초과) RCP2.6에선 특히 전지구 지표 온도 반응이 안정화(이후 감소)되는 2050년 이후 크게 낮아진다 (그림 TS.15 참고). {11.3.1, 12.3.3, 12.4.1}

단기적으로(2016-2035년), 전지구 평균 지표 온난화가 1850-1900년 평균을 기준으로 1°C를 초과할 가능성이 발생하지 않을 가능성보다 발생할 가능성이 높으며, 1.5°C를 초과할 가능성은 매우 낮다(1850-1900년에서 1986-2005년 사이에 0.61°C의 온난화가 발생했다고 가정) (중간 신뢰도). 1850-1900년을 기준으로 세기 말(2081-2100년) 전지구 평균 지표 온난화는 RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5에서 1.5°C를 초과할 가능성이 높으며(높은 신뢰도) RCP6.0과 RCP8.5에서 2°C를 초과할 가능성이 높다(높은 신뢰도). RCP4.5에서 2°C를 초과할 가능성은 초과하지 않을 가능성보다 높다(중간 신뢰도). RCP2.6 에서 2°C 이상의 전지구 평균 지표 온난화가 발생할 가능성은 낮다(중간 신뢰도). RCP8.5를 제외한 모든 RCP에서 2081-2100년에 4°C 이상의 전지구 평균 지표 온난화가 발생할 가능성은 낮으며(높은 신뢰도), RCP8.5에서는 가능성이 있다(중간 신뢰도). {11.3.6, 12.4.1; 표12.3}

RCP8.5확장에서 2100년 이후 지속적인 온실가스 배출은 2300년 12 Wm<sup>-2</sup> 이상의 총 복사강제력을 유발하고 2281-2300년 전지구온난화는 1986-2005년 기준으로 7.8[3.0-12.6]°C에 도달한다. 2100년 이후 복사강제력이 일정하게 유지되는(약 4.5 Wm<sup>-2</sup>) RCP4.5 확장 하에서, 전지구온난화는 2.5[1.5 - 3.5]°C에 도달한다. 지속적인 음의 배출이 복사강제력 감소를 강화함에 따라 2300년 복사 강제력이 현재 수준 아래로 떨어지는 RCP2.6 확장 하에서 전지구 온난화는 0.6[0.0 - 1.2]°C 에 도달한다. 박스 TS.7 참고. {12.3.1, 12.4.1, 12.5.1}

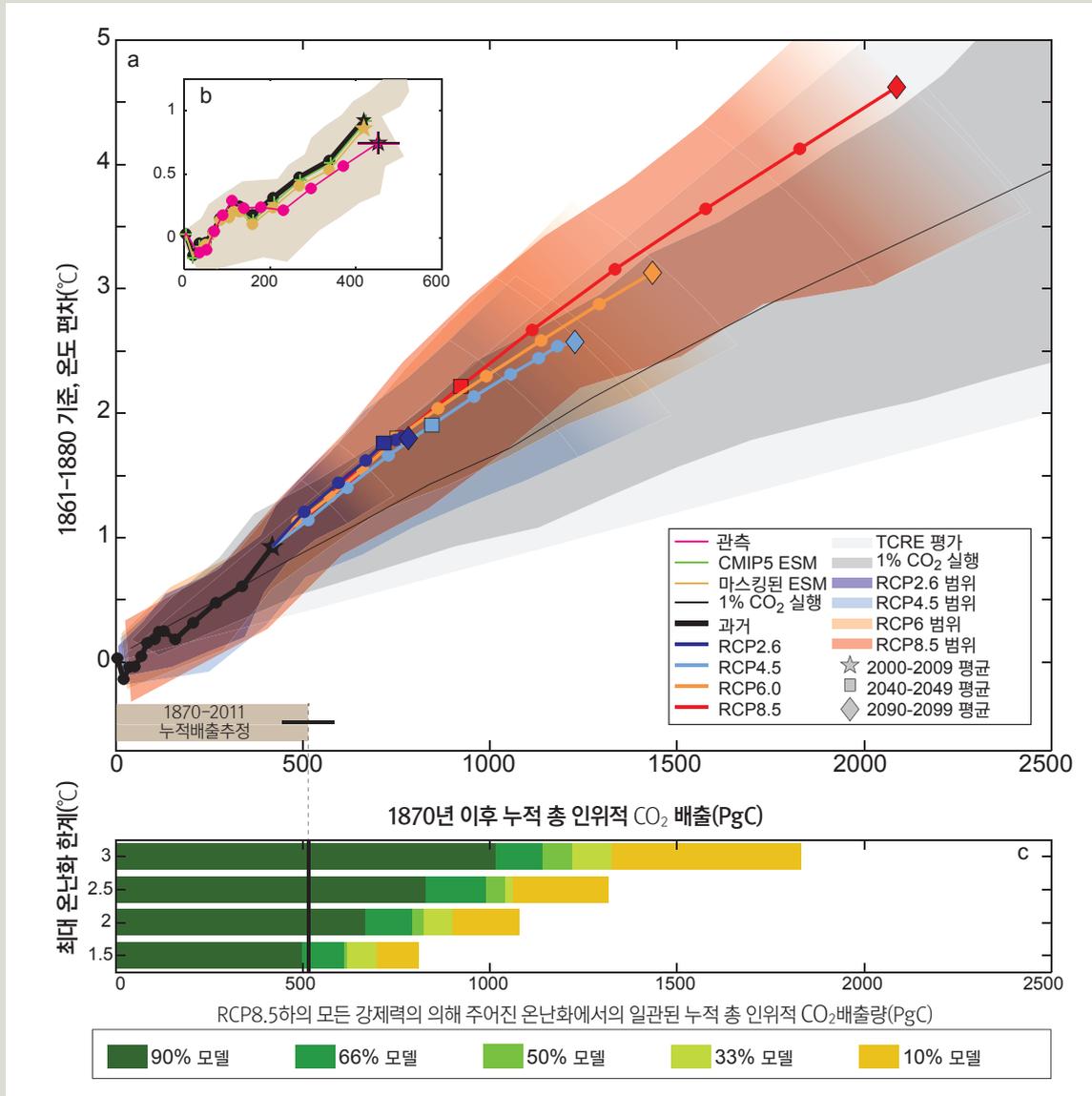
산업화 이전 시대 이후 대기로 방출되는 총 인위적 CO<sub>2</sub> 양(CO<sub>2</sub> 배출에만 적용되기는 하지만 종종 누적탄소배출량으로 불림)은 대기 CO<sub>2</sub> 농도와 그로 인한 전지구 온난화 반응을 나타내는 좋은 지표다. 총 누적 인위적 CO<sub>2</sub> 배출 대비 전지구 평균 지표 온도 변화율은 시간이 지남에 따라 비교적 일정하고 시나리오에 독립적이다. 총 CO<sub>2</sub> 배출과 전지구 온도변화 간의 거의 선형적인 이러한 관계를 통해 새로운 정량화 즉 일반적으로 1,000 PgC로 주어지는 누적 인위적 CO<sub>2</sub> 배출량에 대한 점진적 전지구 평균 지표 온도 변화로서, 누적 탄소 배출에 대한 점진적 기후반응(TCRE)을 새롭게 정의할 수 있다(TFE.8, 그림 1). TCRE는 누적 공중 CO<sub>2</sub> 와 점진적 기후반응(둘 다 그 양에 있어서 모델 간에 큰 차이가 있다)의 함수라는

점에서, 모델 의존적이다. 다양한 증거(관측, 모델, 과정 이해)로부터 이용 가능한 정보를 고려했을 때, 누적 CO<sub>2</sub> 배출과 최대 전지구 평균 온도 간의 선형에 가까운 관계가 확실히 자리를 잡고 있으며, 최대 2,000 PgC까지의 총 누적 CO<sub>2</sub> 배출에 대해서도 이러한 관계가 적용된다. 이는 과거 누적 CO<sub>2</sub> 배출과 관측된 온난화로부터 추론된 관계와 일치하고 탄소순환과 전지구 에너지 수지에 관한 과정 이해에 의해 뒷받침되며 전체 계층 모델의 확실한 결과로서 새롭게 부각되고 있다. 가용 증거에 기반한 전문가 평가에 의하면 온도가 최고점에 도달할 때까지 누적 탄소배출은 2,000 PgC 미만이며, 이러한 누적 탄소배출에 대한 TCRE 은 1,000 PgC 당 0.8°C 에서 2.5°C 사이일 가능성이 높다(TFE.8, 그림 1a). {6.4.3, 12.5.4; 박스 12.2}

CO<sub>2</sub> 유발 온난화는 배출이 완전히 중단된 이후에도 수백 년간 거의 일정할 것으로 전망된다. 이런 점에서 CO<sub>2</sub> 배출이 꽤 오랜 기간에 걸쳐 강한 음의 값인 경우를 제외하고, 인류의 시간 규모에서 기후변화의 상당 부분은 비가역적이다. 다른 복사강제력은 무시하고 인위적 탄소배출 만에 의한 온난화를 1861-1880년 기간 이후에 >33%, >50%, >66%의 확률로 2°C 이하로 제한한 TCRE평가를 기반으로 하여(1000 PgC 당 0.8-2.5°C 범위 ±1 표준편차 정규분포라고 가정) 1870년 이후 모든 인위적 요인에 의한 총 CO<sub>2</sub> 배출의 누적수치가 각각 약 1,570 PgC, 1,210 PgC, 1,000 PgC가 되어야만 한다. 515 [445-585] PgC 의 양이 1870-2011년에 배출되었다(TFE.8, 그림 1a,b). 초기 수십 년 기간에서 배출량이 많다는 것은 후기에 더 작은 배출량 또는 음의 배출량(배출량 감소)을 의미한다. 최대 온난화에 대한 비 CO<sub>2</sub> 강제력이 설명될 경우, 누적 CO<sub>2</sub> 배출은 낮아진다. 비 CO<sub>2</sub> 강제력의 구성성분은 중요하며, CO<sub>2</sub> 배출량 감소가 다른 강제력 변화 또는 별도의 배출수치, 장수명 및 단수명 가스에 대한 기후 모델링과 어떠한 관련이 있는지에 대한 가정을 필요로 한다. 지금까지 비 CO<sub>2</sub> 강제력을 고려한 연구들은 많지 않았지만 비 CO<sub>2</sub> 강제력을 고려한 연구들에 의하면, 비 CO<sub>2</sub> 강제력은 에어로졸과 같은 단수명 가스의 돌발적 배출 감소와 관련해 소수점 첫 번째 단위를 바꿀 정도의 온난화에 큰 영향을 미친다. 영구동토와 메탄수화물로부터의 예상되지 않은 온실가스 배출은 여기서는 평가된 연구에 포함되지 않았지만 주어진 온도 목표에 대응하는 인위적 CO<sub>2</sub> 배출을 감소시킬 것이다. 주어진 온도 목표 이하로의 온도 유지와 관련해 더 높은 가능성의 요구는 대응하는 배출을 더 크게 감소시킬 것이다(TFE.8, 그림 1c). RCP시나리오에서의 비 CO<sub>2</sub> 강제력을 설명할 때, 1870년부터의 대응 탄소 배출은 1861-1880년 기간부터의 온난화를 2°C 보다 낮게 제한하기 위해서 각각 >33%, >50%, >66%의 확률로 약 900 PgC, 820 PgC, 790 PgC로 감소되었다. 이 추정치는 TFE.8 그림 1c 에서 보여지는 것처럼 RCP8.5에 따라 주어진 누적 배출에 있어서 2°C 이하로 유지되는 CMIP5 ESMs와 EMICs의 일부를 계산하여 얻어낸 값이다. RCP 8.5의 비 CO<sub>2</sub> 강제력은 RCP2.6에서 보다 높다. 보정된 IPCC 표현에서의 가능성에 관한 모든 서술은 개구간이기 때문에 제공된 추정치는 모든 RCP 시나리오의 비 CO<sub>2</sub> 강제력에 있어서 유효한 보수적이고 일관적인 선택이다. >33% 혹은 >50%의 확률로 온난화를 2°C로 제한하고 대응누적배출을 직접적으로 추론하기 위해 사용되어질 수도 있는 RCP 시나리오는 없다. >66%의 확률에 있어서 RCP2.6이 비교대상으로 사용될 수 있다. 2012-2100년의 RCP2.6 역산된 화석연료 탄소배출 평균(270 PgC)과 과거추정치 평균인 515 PgC를 합산하면 785 PgC가 되고 10 PgC단위로는 790 PgC가 된다. 추정치인 785 PgC가 미래 토지이용 변화 배출의 명확한 평가를 배제하고 있기 때문에 790 PgC값 역시 전체적인 가능성 평가와 일관된 보수적인 추정치가 된다. 배출의 범위가 하나의 시나리오와 제한된 모델 샘플에 기반을 두고 있기 때문에 복수의 RCP 시나리오에 기반을 둔 세 개의 가능성에 대한 배출의 범위는 다소 제한적이다. TCRE와는 반대로 관측된 제약조건을 포함하고 있지 않거나 모델에 의해 샘플링되지 않은 불확실성의 근원을 설명하지 않는다. 고정된 누적 CO<sub>2</sub> 수지의 개념은 2°C 외에도 모델을 이용해 지금까지 연구해온 온도 수치 전반에 적용된다(최대 5°C, 그림 12.44-12.46). 온도 목표가 더 클수록 더 큰 누적수치가 필요 하고, 낮을수록 낮은 누적수치를 필요로 한다. (TFE.8, 그림 1). {6.3.1, 12.5.2, 12.5.4}

기후시스템의 시간 규모는 다양한 열과 탄소 저장에 따라 1년에서부터 수천 년에 이르기까지 다양하다. 이러한 장기적인 시간 규모는 “이미 계획된” 온난화를 이끈다. 강제력의 안정화가 온난화의 즉각적인 안정화로 이어지지는 않을 것이다. RCP 시나리오와 2300년까지의 확장 시나리오에서, 복사강제력이 안정화될 때, 실현될 온난화는 평형 온난화의 75-85%가 될 것이다. 2 × CO<sub>2</sub> 또는 4 × CO<sub>2</sub> 및 이후의 일정한 강제력까지 1% yr<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub>로 증가하는 경우, 강제력이 일정하게 유지될 때 실현될 온난화는 약 40 - 70%가 될 것이다. 심해의 시간 규모가 길기 때문에, 완전한 평형은 수백 - 수천 년 이후에야 도달된다. {12.5.4}

과거 배출은 수백 년간의 지속적인 온난화로 이어지며, 이러한 온난화는 배출이 중단되었을 때 실현된 온난화 수준에서 지속된다. 배출이 중단된 이후에도 CO<sub>2</sub>-유발 온난화가 지속되는 것은 위에서 설명한 지연된 온난화와 해양 및 육지 탄소 흡수로 인한 대기 CO<sub>2</sub> 의 느린 감소 간의 상쇄가



**TFE.8, 그림 1** : 여러 증거에 기반한 총 누적 전지구 CO<sub>2</sub> 배출 함수로서 1861-1880년 이후의 전지구 평균 온도 상승. (a) 10년 평균 결과를 각 RCP에 대한 전체 CMIP5 EMIC와 ESM에 대해 나타낸다. 색으로 나타낸 선(다중 모델 평균), 10년 식별표시(점), 별, 사각형, 다이아몬드로 표시된 세 개 10년(2000-2009년, 2040-2049년, 2090-2099년)이 표시되었다. 과거 2000-2009년은 2006-2010년에 대해 RCP8.5에 의해 연장된 CMIP5 과거 실행을 토대로 하며, 검은색 굵은 선과 검은색 기호로 표시되었다. 색깔로 표시된 범위는 전체 CMIP5 ESM와 EMIC간의 모델 분산도(90% 범위)를 나타내며, 공식적인 불확실성 평가를 설명하지 않는다. 범위는 모든 모델의 자료가 이용 가능한 최대 온도까지 색으로 채워졌으며, 설명을 목적으로 그 이후엔 열게 표시되었다. 1% yr<sup>-1</sup> CO<sub>2</sub> 증가만을 포함하는 CMIP5 모의결과는 짙은 회색 영역(위의 RCP들과 유사한 범위)과 검은색 가는 선(다중모델 평균)으로 표시되었다. 원뿔 모양의 열은 회색 영역은 CO<sub>2</sub> 단독 배출에 대한 점진적 기후반응(TCRE)의 보고서 평가를 나타낸다. 1870-2011년의 불확실성과 관련된 과거 추정 누적 CO<sub>2</sub> 배출은 그래프 (a) 하단의 회색 막대로 표시했다. (b) 과거 모델 결과와 관측의 비교. 자홍색 선과 불확실성 범위는 2010년까지 전지구 탄소프로젝트(Global Carbon project) 값에 의해 확장된 CDIAC로 관측된 배출과 HadCRUT4의 관측온도 추정을 토대로 한다. 지난 10년간 관측의 불확실성은 이 보고서의 평가를 토대로 한다. 검은 색 굵은 선은 (a)그래프의 검은색 굵은 선과 동일하다. 십자 표시가 있는 녹색 얇은 선은 검은 선에서 ESM가 제외된 것이다. 노란색-갈색 선과 범위는 HadCRUT4의 시간이 지남에 따라 불완전해지는 지리적 범위가 수정된 2010년까지의 ESM 결과를 보여준다. 모든 값은 1861-1880년을 기준으로 한다. 장기 경향을 설명하기 위해 모든 시계열은 10년 평균을 토대로 한다. 관측은 내부변동성을 따르며, 0.1°C의 불확실성을 추가한다. (c) 전체 산업시대에 걸친 누적 CO<sub>2</sub> 배출로, 모든 강제력에 의한 온난화를 고려했을 때 네 개 최대 전지구 온도 한계(각 1.5°C, 2°C, 2.5°C, 3°C)에 대응한다. 가로 막대는 최소한 주어진 온도 한계 이하의 온난화를 지지하는 일부 모델(CMIP5 ESM와 EMIC)의 함수로서 일관된 누적 배출 수치를 나타낸다. 일부 모델은 확률로서 해석될 수 없다. 누적 배출량 수치는 21세기 전반에 걸쳐 비교적 높은 비 CO<sub>2</sub> 강제력을 포함하는 RCP8.5 실행을 토대로 한다. 비 CO<sub>2</sub> 강제력이 크게 감소할 경우, 특정 온도 한계에 대응하는 CO<sub>2</sub> 배출이 약간 더 높을 수 있지만 크게 낮은 비 CO<sub>2</sub> 강제를 가정한 그래프 (a)에서 색깔 표시된 다른 선들에 의해 보여지는 것처럼 제한적인 상승에 그친다. 관련 그림 SPM.10에 대한 추가 세부사항은 TS 보충자료에 나와있다. {그림 12.45}

원인이다. 또한 이러한 지속성은 대기 CO<sub>2</sub>에 대한 복사강제력의 비선형 의존성 때문이기도 하다. 즉 관련된 강제력 감소가 관련된 CO<sub>2</sub> 농도 감소보다 작다. 기후 민감도가 높고 황산염 에어로졸 배출이 온실가스 배출과 동시에 제거될 때 과거 배출의 기여는 큰 양의 값을 가질 수 있으며, 이는 감소된 에어로졸 배출에 대한 빠른 반응과 감소된 CO<sub>2</sub>에 대한 느린 반응이 중첩된 결과이다. {12.5.4}

전지구 온도의 안정화가 곧 모든 측면의 기후시스템 안정화를 의미하는 것은 아니다. 식생 변화, 빙상 변화, 심해 온난화 및 그로 인한 해수면 상승 등과 관련된 과정과 잠재적인 되먹임과의 연결(가령, 해양과 빙상)은 본질적으로 긴 시간 규모를 갖는다. 해양 산성화는 해양이 계속해서 대기중 CO<sub>2</sub>를 흡수하는 한 미래에도 계속될 가능성이 높다. 육지 생태계의 탄소순환 변화는 21세기 말 이후 더 분명해 질 것이다. 2100년 이후에도 수백-수천 년간 계속되는 열팽창으로 인한 해수면 상승과 함께, 전지구 평균 해수면 상승이 계속될 것이 *사실상 확실하다*. 전지구 평균 해수면 상승은 총 누적 배출뿐 아니라 CO<sub>2</sub> 배출 경로에 의존적이며, 총 누적 배출이 동일한 경우, 후기보다 초기 배출이 감소할 때 해수면 상승의 완화가 더 커진다. {6.4.4, 12.5.4, 13.5.4}



### TS.5.8 기후 현상과 지역 기후변화

이 절은 지역기후에 영향을 미치는 대규모 기후 현상에 관한 21세기 전망을 평가한다(표 TS.2). 이러한 현상들의 일부는 기후학(예: 몬순)적으로 정의되고, 일부는 연간 변동성(예: 엘니뇨) 등에 의해 정의된다. 여기서 연간 변동성은 홍수, 가뭄, 열파와 같은 기후 극한에 영향을 미친다. 열대저기압과 중위도 저기압 폭풍과 같은 기후현상의 통계적 변화가 요약 제시되어 있다. {14.8}

#### TS.5.8.1 몬순 시스템

21세기에 지역 및 여름 강수에 의한 몬순의 전지구적 관측은 증가하지만, 몬순 순환은 약화될 가능성이 높다. 몬순 시작일은 빨라지거나 크게 변하지 않을 가능성이 높지만 종료 일은 지연될 가능성이 높아져 결과적으로 몬순 기간이 길어진다(그림 TS.24). 계절 평균 강수량의 증가는 동아시아와 남아시아 여름 몬순에서 뚜렷하게 나타나지만, 다른 몬순 지역의 변화는 불확실성이 크다. {14.2.1}

미래에는 몬순 관련 연간 강수 변동성이 커질 것이다(중간 신뢰도). 남아메리카, 아프리카, 동아시아, 남아시아, 동남 아시아, 오스트레일리아에서 미래의 몬순 관련 극한 강수가 증가할 가능성이 매우 높다. {14.2.1, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.9, 14.8.11-14.8.13}

아시아-오스트레일리아 몬순과 관련된 강수량은 전반적으로 증가하지만, 남북 간의 차이가 있다(중간 신뢰도). 즉 인도 몬순 강수는 증가하는 반면 오스트레일리아 여름 몬순 강수의 변화는 작을 것으로 전망된다. 인도 여름

몬순 순환이 약해지지만 증가된 대기 수분 함량이 이를 상쇄해 강수 증가로 이어진다(중간 신뢰도). 동아시아 여름 몬순의 경우, 몬순 순환과 강수 모두 증가할 것으로 전망된다. {14.2.2, 14.8.9, 14.8.11, 14.8.13}

북아메리카와 남아메리카 몬순 강수 변화에 대한 전망의 신뢰도는 낮지만, 북아메리카 몬순은 연 주기에서 늦게 시작해서 늦게 끝날 것이라는 전망의 신뢰도는 중간이다. 한편 남아메리카 몬순 지역의 확대에 대한 신뢰도는 높다. {14.2.3, 14.8.3-14.8.5}

서아프리카에서 우기의 시작이 다소 지연되고 늦은 우기의 강수가 강화될 것이라는 전망의 신뢰도는 낮다. 지역에 대한 모델 모의결과의 제한된 기술로 인해 전망의 신뢰도는 낮다. {14.2.4, 14.8.7}

#### TS.5.8.2 열대 현상

강수 변화의 공간적 차이는 *사실상 확실하다*. 즉 일부 지역에선 증가가 일부 지역에선 감소가 나타난다. 열대 강수 변화의 공간 분포는 현재 기후와 해양 온난화 패턴에 의해 결정될 가능성이 높다. 첫 번째 효과는 현재 다우지역 부근의 강수 증가로 나타나고, 두 번째 효과는 해양온난화가 열대 평균 이상인 지역의 강수 증가로 나타날 것이다. 열대 강수와 관련해 연평균 변화에 대한 전망보다 계절 전망의 신뢰도가 더 높다(중간 신뢰도). {7.6.2, 12.4.5, 14.3.1}

미래에 적도 부근 열대수렴대의 계절 평균 강수가 증가하고 아열대(북아메리카와 중앙아메리카, 카리브해 지역, 남아메리카, 아프리카, 서아시아 지역 포함)의 강수가 감소할 것이라는 전망의 신뢰도는 중간이다. 동서로 발달하는

**표 TS.2:** 지역별 변화 전망과 주요 기후현상과의 관계에 대한 개요. 주어진 지역에 미치는 영향에 관한 신뢰도와 현상이 변화(특히 RCP4.5 혹은 그 이상의 시나리오 하의 변화)할 것이라는 신뢰도가 둘 다 충분할 때, 현상이 유의미하다고 고려된다. 이러한 변화에 대한 신뢰도와 지역 기후와의 관련성에 관한 전체 평가는 14.8 절 및 표14.2, 14.3 참고. {14.8; 표14.2, 14.3}

지역	현상 관련 주요 변화 전망
북극 {14.8.2}	NAO의 작은 증가 전망에 따른 겨울철 온도와 강수의 변화. 온난화 및 해빙의 녹음 강화. 세기 중반까지 중위도저기압의 강수량 증가로 강수량의 뚜렷한 증가.
북아메리카 {14.8.3}	문순 강수는 연주기에서 늦게 시작해서 늦게 끝날 것이다. 중위도저기압의 강수 증가는 북쪽 대륙의 1/3에서 겨울 강수를 크게 증가시킬 것이다. 미국 및 멕시코 서부 해안, 멕시코만, 미국 및 캐나다 동부 해안을 따라 상륙한 열대 저기압의 극한 강수 증가.
중앙아메리카와 카리브해 지역 {14.8.4}	평균 강수량의 감소와 극한 강수의 증가가 전망된다. 동부 및 서부 해안을 따라 상륙한 열대 저기압의 극한 강수의 증가.
남아메리카 {14.8.5}	남대서양수렴대의 남쪽으로 이동이 남동부 지역의 강수를 증가시킨다. 남극 진동의 양의 경향으로 인해 중위도 폭풍경로가 남쪽으로 이동함으로써 칠레 중앙의 강수가 감소하고, 남아메리카 남쪽 끝 지역의 강수가 증가한다.
유럽과 지중해 지역 {14.8.6}	동부 지중해에서 폭풍 관련 극한 강수의 증가, 폭풍 관련 강수의 빈도 감소.
아프리카 {14.8.7}	서아프리카의 여름 문순 강수 강화. 인도양 온난화 패턴으로 인해 동아프리카의 단기 강수(short rain) 증가. 동부 해안(마다가스카르 포함)에서 육지로 상륙하는 저기압으로 인한 극한 강수 증가.
중앙 및 북 아시아 {14.8.8}	여름 강수량의 증가. 북아시아의 겨울 온난화 강화.
동아시아 {14.8.9}	여름 문순 강수의 증가. 해안에서 상륙하는 태풍으로 인한 극한 강수 증가. 중위도저기압의 한겨울 억제 약화.
서아시아 {14.8.10}	아라비아 반도에서 육지로 상륙하는 저기압으로 인한 극한 강수의 증가. 중위도저기압 폭풍경로의 북쪽 이동으로 인해 북서아시아의 강수량 감소.
남아시아 {14.8.11}	여름 문순 강수의 강화. 벵갈만과 아라비아해 해안에서 육지로 상륙하는 저기압으로 인한 극한 강수 증가.
동남아시아 {14.8.12}	인도양 온난화 패턴으로 인해 7월부터 10월 사이 인도네시아 강수량 감소. 남중국해, 타이만, 안다만해 해안에서 육지로 상륙하는 저기압으로 인한 극한 강수 증가.
오스트레일리아와 뉴질랜드 {14.8.13}	북오스트레일리아의 여름 문순 강수량이 증가할 수 있다. 남태평양수렴대의 더 잦은 발생빈도가 북동 오스트레일리아의 강수량을 감소시킬 수 있다. 남극 진동의 양의 단계로 인해 뉴질랜드 및 남오스트레일리아의 온난화가 증가, 강수량 감소. 열대 및 중위도저기압 폭풍과 관련된 극한 강수량 증가.
태평양 제도 {14.8.14}	열대 수렴대의 변화가 강수와 그 극한현상에 영향을 미친다. 열대저기압 관련 극한 강수.
남극지역 {14.8.15}	남극 진동의 양의 단계와 관련된 남극 반도와 서남극 지역의 온난화 증가. 폭풍경로의 극 이동으로 인한 해안지역 강수량 증가.

남태평양 수렴대 현상의 연간 발생이 증가함에 따라 태평양 남서부 지역에 더 많은 빈도의 가뭄이 발생할 가능성이 높다(중간 신뢰도). 남대서양수렴대가 남쪽으로 이동함에 따라 남아메리카 남동부에 강수가 증가하고, 수렴대 북부의 강수가 즉각적으로 감소할 것이라는 전망의 신뢰도는 중간이다. {14.3.1, 14.8.3-14.8.5, 14.8.7, 14.8.11, 14.8.14}

열대 인도양은 동부(인도네시아 포함)의 경우 온난화와 강수가 감소하고 서부(동아프리카 포함)의 경우 온난화와 강수가 강화되는 지역적인 패턴을 나타낼 가능성이 높다. 인도양 다이폴 모드(Indian Ocean dipole) 현상의 연간 변동성이 계속 활성화돼 동아프리카, 인도네시아, 오스트레일리아 기후 극한에 영향을 미칠 가능성이 매우 높다. {14.3.3, 14.8.7, 14.8.12}

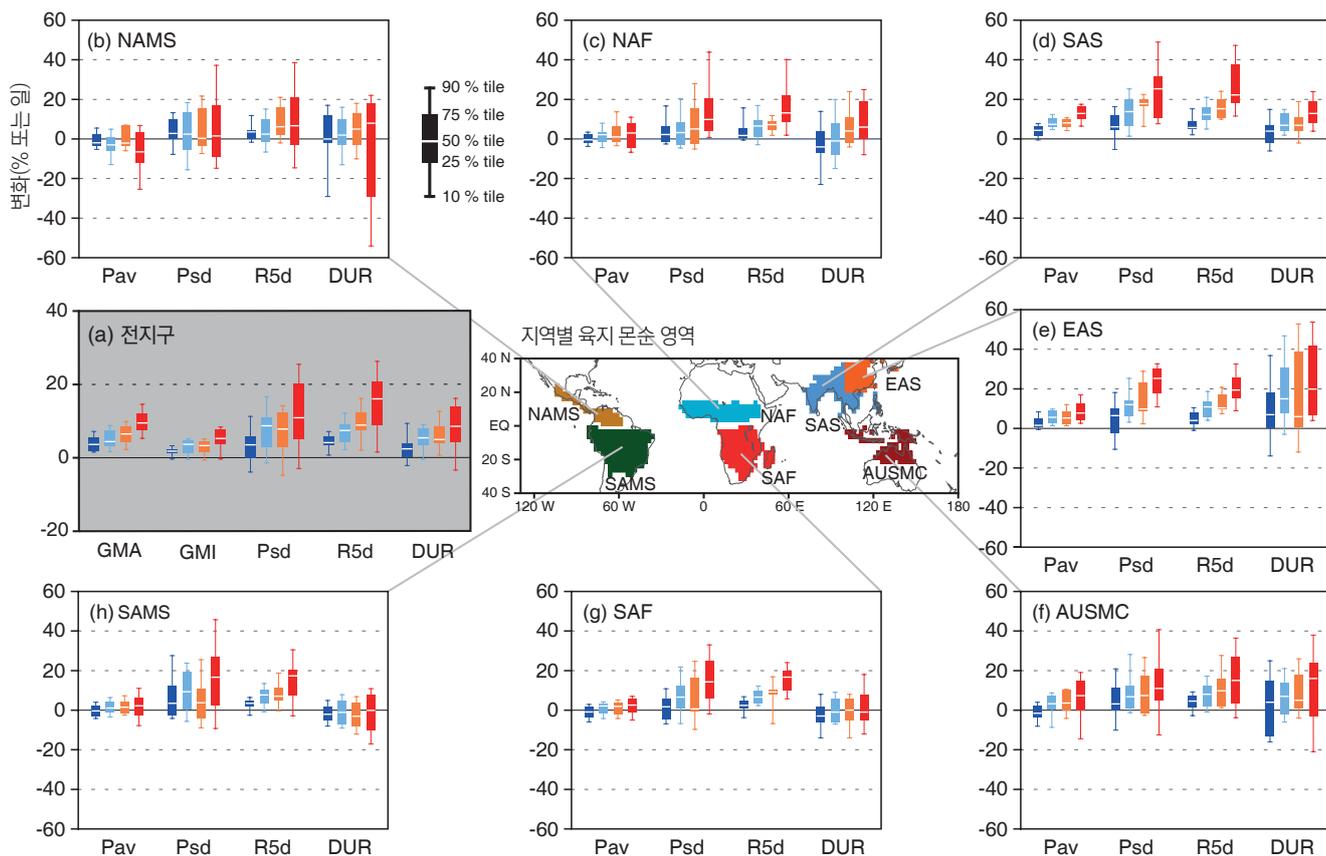
평균과 연간 모드 측면에서 열대 대서양 전망에 대한 신뢰도는 낮다. 지역 모델 모의결과의 오차가 큰 것이 원인이다. 이런 점에서 대서양 허리케인과 열대 남아메리카, 서아프리카 강수의 미래 전망의 신뢰도는 낮다. {14.3.4, 14.6.1, 14.8.5, 14.8.7}

이러한 계절 현상의 모델 모의결과의 낮은 숙련도와 해양온난화 패턴에

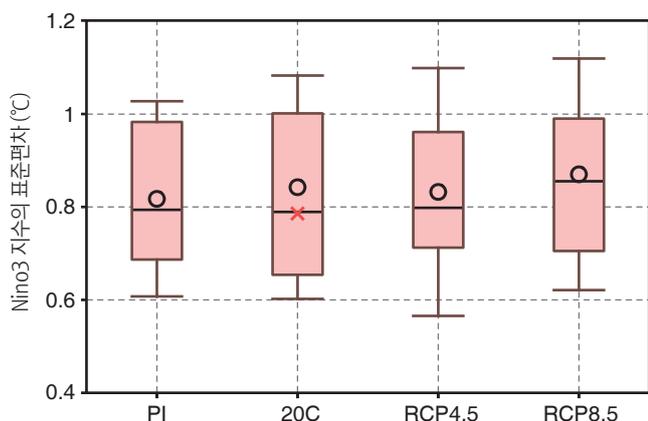
대한 민감도로 인해 현재에는 계절안 진동(Madden-Julian Oscillation)의 미래 변화에 대한 전망을 평가하는 것은 불가능하다. 서아시아, 동남아시아, 오스트레일리아에서의 지역 기후 극한에 대한 미래 전망의 신뢰도는 낮다. {9.5.2, 14.3.4, 14.8.10, 14.8.12, 14.8.13}

**TS.5.8.3 엘니뇨 남방진동**

미래에도 엘니뇨 남방진동은 21세기에 전지구적인 영향과 함께 지배적인 자연적 기후변동성 모드가 될 것이라는 것에 대한 신뢰도는 높고, 그로 인한 지역 강수 변동성이 강화될 가능성이 높다. 엘니뇨 남방진동의 공간 패턴과 변동에 대한 자연 변조가 커서, 21세기 전망된 모든 변화의 신뢰도가 낮다. 전망된 엘니뇨 진폭 변화는 모델 간의 변화 범위와 비교하여 볼 때 RCP4.5 와 RCP8.5 모두에서 작다(그림 TS.25). 미래에 북태평양과 북아메리카 전반에 걸쳐 엘니뇨 및 라니냐(원격상관)와 관련된 온도와 강수 편차 패턴이 동쪽으로 이동할 가능성이 높지만(중간 신뢰도) 중앙 아메리카, 남아메리카, 카리브해지역, 아프리카, 아시아 대부분, 오스트레일리아, 대부분의 태평양 섬을 비롯한 다른 지역에 미치는 영향에 대한 신뢰도는 낮다. 온난한 기후에서 대기습윤 증가는 대기 순환 변동성이 변하지 않아도 강수의 시간 변동성을



**그림 TS.24** : RCP2.6 (짙은 파란색, 18개 모델), RCP4.5 (파란색, 24개), RCP6.0 (노란색, 14개), RCP8.5 (빨간색, 26개) 모의 하의 CMIP5양상물에 기반한 현재(1986-2005년)와 미래(2080-2099년)의 몬순 통계의 미래전망. (a) 전지구: 전지구 몬순 지역(Global monsoon area: GMA), 전지구 몬순 강도(global monsoon intensity: GMI), 연간 계절강수 변동성의 표준편차(Psd), 계절 5일 최대강수량(R5d), 몬순지속기간(DUR). 지역별 육지 몬순 영역은 현재에 대한 24개 다중 모델 평균 강수량에 의해 결정된다. (b)-(h)는 지역 육지몬순 통계의 미래 변화(b) 북아메리카(NAMS), (c) 북아프리카(NAF), (d) 남아시아(SAS), (e) 동아시아(EAS), (f) 오스트레일리아-해양 대륙(AUSMC), (g) 남아프리카(SAF), (h) 남아메리카(SAMS)에서의 Pav(Seasonal Average Precipitation), Psd, P5d, DUR)를 나타낸다. 단위는 DUR (일)을 제외하고 모두 %다. 박스와 수염도는 10, 25, 50, 75, 90 퍼센타일을 나타낸다. 모든 지수는 각 모델의 몬순 영역에 대해 여름(북반구의 경우 5월에서 9월, 남반구의 경우 11월에서 3월)을 기준으로 계산하였다. {그림 14.3, 14.4, 14.6, 14.7}



**그림 TS.25** : 적도동태평양(Nino3 지역: 5°S-5°N, 150°W-90°W) 해수면 온도변동성에 대한 CMIP5 다중 모델 양상물 표준편차, 즉, 산업화 이전(PI) 통계, 20세기(20C) 모의결과, RCP4.5와 RCP8.5를 이용한 21세기 전망별 엘니뇨 진폭 측정치. 원 표시는 다중모델 양상물 평균을, 빨간색 x 표시는 20세기에 대해 관측된 표준 편차를 나타낸다. 박스와 수염도는 16, 25, 50, 75, 84 퍼센타일을 보여준다. {그림14.14}

강화시킨다. 이것은 ENSO에 의해 유발된 강수변동성에도 적용되는데 ENSO의 원격상관변화 가능성이 강수변동성을 다소 지역이존적으로 만들어 종합적인 결론을 내리는 것을 어렵게 한다. {12.4.5, 14.4, 14.8.3-14.8.5, 14.8.7, 14.8.9, 14.8.11-14.8.14}

#### TS.5.8.4 저기압

21세기 전망에 의하면 전지구 평균 열대 저기압 최대 풍속과 강수율의 증가 가능성과 함께 전지구 열대 저기압 빈도가 감소하거나 큰 변화가 없을 가능성이 높다(그림 TS.26). 미래 기후변화가 열대 저기압에 미치는 영향은 지역별로 차이가 있을 가능성이 높지만, 특정 지역 전망에 대한 신뢰도는 낮다. 일부 해양 분지에서 극심한 폭풍 빈도가 크게 증가하지 않을 가능성보다 증가할 가능성이 높다. 북아메리카, 중앙아메리카, 동아프리카, 서아시아, 동아시아, 남아시아, 동남아시아, 오스트레일리아, 많은 태평양 섬들에서 열대 저기압의 중심 부근의 더 극심한 강수가 발생할 가능성이 높다. {14.6.1, 14.8.3, 14.8.4, 14.8.7, 14.8.9-14.8.14}

기술 요약보고서

전지구 규모에서 중위도저기압의 수가 약간 감소할 가능성은 매우 낮으며, 폭풍의 미래 변화는 자연적인 연간 변동성과 모델 간의 큰 차이와 비교해 작을 가능성이 높다. 남반구 폭풍경로는 약간 극으로 이동할 가능성이 높지만, 그러한 변화의 규모는 모델에 따라 다르다. 기후전망에서 북대서양 폭풍경로의 반응이 단순한 극으로 이동할 가능성은 매우 낮다. 북태평양 폭풍경로의 극 이동 전망에 대한 신뢰도는 중간이다. 지표에서 폭풍경로 변화가 지역기후에 미치는 영향에 대한 신뢰도는 낮다. 중위도저기압에서의 강수 증가는 북극, 북유럽, 북아메리카, 남반구 중, 고위도 지역의 겨울 강수량의 증가로 이어진다. {11.3.2, 12.4.4, 14.6.2, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.5, 14.8.6, 14.8.13, 14.8.15}

TS.5.8.5 극진동 및 쌍극진동의 변동성

미래 북반구 겨울의 북대서양 진동은 과거에 관측된 것과 같이 큰 자연 변동성을 보여줄 가능성이 매우 높다. 북대서양 진동은 약간 더 높은 양의 값을 가질 가능성이 높지만(평균적으로), 북극, 북아메리카, 유라시아의 겨울

조건에 대해선 증거가 충분하지 않다. 21세기 증반 성층권 오존이 회복됨에 따라 남극진동에서 남반구 여름/가을의 양의 경향은 상당히 약해질 가능성이 높지만, 남아메리카, 아프리카, 오스트레일리아, 뉴질랜드, 남극지역에 대해선 증거가 충분하지 않다. {11.3.2, 14.5.2, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.13, 14.8.15}

TS.5.8.6 추가 현상

평균 기후변화에 따라 대서양 수십 년 진동의 양상이 변화할 가능성은 낮다. 그러나 향후 수십 년 간에 걸친 대서양 수십 년 진동의 자연 변동성이 지역 기후에 영향을 미칠 가능성이 높으며, 이러한 영향은 최소한 인간으로 인한 변화가 대서양 주요 허리케인 빈도, 서아프리카 몬순, 북아메리카와 유럽 여름 조건에 미치는 영향만큼 강할 것이다. {14.2.4, 14.5.1, 14.6.1, 14.7.6, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.6, 14.8.8}

북반구와 남반구 저지의 빈도가 증가하지 않을 것이고, 저지 강도와 지속성 경향은 불확실하다는 것에 대한 신뢰도는 중간이다. {박스 14.2}

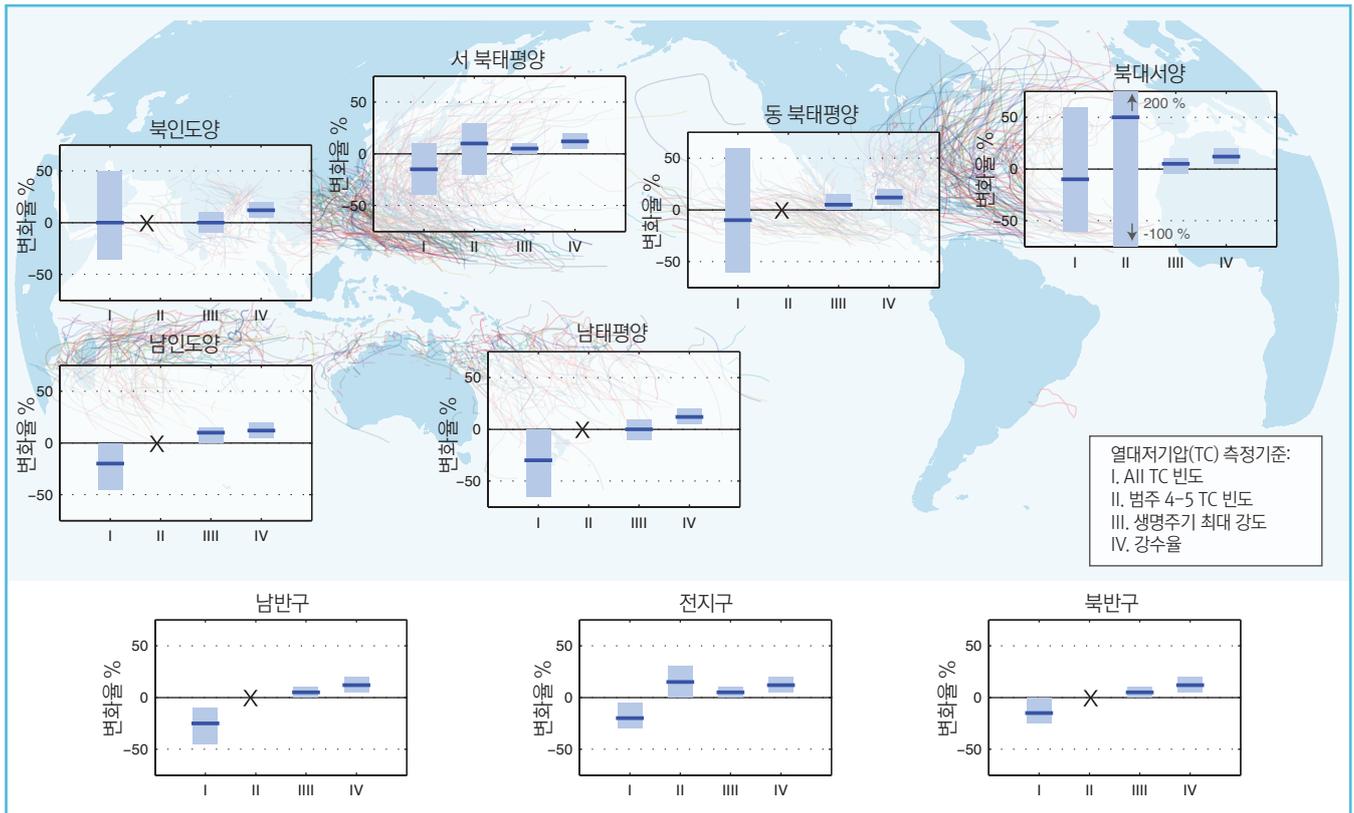


그림 TS.26 : 열대 저기압의 통계 변화 전망. 모든 수치는 A1B 유사 시나리오 하에서 2000-2019년을 기준으로 2081-2100년 평균에 대해 예상되는 변화를 나타내며, 모델 전망의 주관적 정규화 후에 전문가 평가를 토대로 한다. 네 개 측정기준 즉: I) 열대 폭풍의 연간 빈도 변화율, II) 카테고리 4와 5 폭풍의 연간 빈도 변화율, III) 생명주기 최대 강도(Lifetime Maximum Intensity: LMI: 폭풍의 수명 동안 도달할 수 있는 최대 강도) 평균 변화율, IV) LMI 시점에서 폭풍 중심으로부터 200km 내 강수율의 변화율이 고려되었다. 각 측정기준에 따라 그래프에서, 파란색 실선은 예상되는 변화율의 최적 추정치이며, 색깔로 표시된 막대는 이 수치에 대해 67% (가능성) 신뢰도 구간을 제공한다(북대서양에서 카테고리 4와 5 폭풍의 연간빈도의 경우 신뢰구간은 -100%~+200%임에 주의). 그래프로 표시되지 않은 측정기준의 경우, 평가하는 데 이용 가능한 자료가 충분하지 않은 것이다("X"로 표시). 과거 폭풍경로에서 무작위로 도출된(색깔로 표시) 선택 영역이 열대 저기압 활동 지역을 파악하기 위한 토대로 이용되었다. 자세한 사항에 대해선 14.6.1 절 참고. {14.6.1}

정책관련 주요주제

**TFE.9: 극한기후**

극한기후 변화에 대한 평가가 특별히 어려운 것은 단순히 그러한 현상들이 근본적으로 드문 자연현상이어서가 아니라 항상 파괴적인 상황과 함께 발생하기 때문이다. 이러한 현상들은 소규모 및 대규모의 기상패턴과 변동성 모드, 열역학 과정, 육지-대기 되먹임, 이전 조건에 의해 큰 영향을 받는다. AR4 이후, IPCC SREX(Special Report on Managing the Risk of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation)에 의해 수행된 극한현상에 관한 종합적인 평가를 비롯해 많은 진전이 있었으며, 이용 가능한 관측 정보가 증가함에 따라 극한 현상에 대한 모델 모의 능력과 우리의 이해 수준이 높아졌다. {1.3.3, 2.6, 7.6, 9.5.4}

가뭄, 홍수, 열파 등과 같은 일부 극한기후의 경우, 극한 현상을 생성하기 위해 몇 가지 요인이 결합되어진다. 많은 문헌에서 20-100년에 한 번 꼴로 발생하는 드문 극한 현상과 관련하여 극단치 이론(Extreme Value Theory)을 이용한 분석을 제공한다. 한편 특정 극한 현상과 특정 인과관계 간의 연관성 제고를 목표로 하는 “부분적으로 원인규명이 가능한 위험”의 개념과 관련해 최근 발전이 있었다. {1.3.3, 2.6.1, 2.6.2, 10.6.2, 12.4.3; 박스 2.4}

TFE.9, 표1은 지난 50년간 극한 기상 및 기후의 범위에서 관측된 변화와 그러한 변화에 대한 인류의 기여, 그러한 극한 현상이 미래에 어떻게 변할 것인가에 대한 전망을 보여준다. 또한 적용 가능한 경우 AR4 와 SREX의 평가와 현재 평가를 비교한다. {2.6, 3.7, 10.6, 11.3, 12.4, 14.6}

**극한온도, 열파, 온난기**

20세기 중반 이후 대부분의 육지 지역에서 최고 기온과 최저기온 극한 모두 온난화되었을 가능성이 매우 높다. 이러한 변화는 현재 기후 모델에 의해 잘 모의되며, 인위적 강제력이 이러한 극한 빈도에 영향을 미쳤을 가능성이 매우 높고, 앞으로도 변화가 발생할 것이 사실상 확실하다. 인위적 강제력 성분에 대한 신뢰도가 더 높지만, 이 결과는 AR4와 SREX 결론을 뒷받침한다. {2.6.1, 9.5.4, 10.6.1, 12.4.3}

자료가 충분한 육지의 경우, 온난일과 온난야의 발생일이 증가하고 한랭일과 한랭야의 발생일이 감소했다. 이 기간 동안 대부분의 대륙에서 이례적인 온난일과 온난야의 증가 및/또는 서리를 포함한 이례적인 한랭일과 한랭야의 감소가 발생했을 가능성이 매우 높다. 연속적인 극한 고온일 또는 고온야를 포함하는 온난기 또는 열파는 주로 준정체(quasi-stationary) 고기압 순환 편차와 관련이 있으며, 특히 수분이 부족한 지역에서 열파를 심화시키거나 더 습하게 만들 수 있는 기존 토양조건과 토양수분 편차의 지속성에 의해서 영향을 받는다. 몇몇 예외가 있지만 대부분의 육지 지역에서 20세기 중반 이후 더 많은 열파가 발생했다. 몇몇 연구에 의하면, 평균온도의 상승은 열파 빈도 변화를 대부분 설명하지만, 열파 강도/규모는 온도 변동성 변화와 온도 분포 형태와 열파 정의에 높은 민감도를 나타낸다. 일부 지역에서는 1950년대 이전 기기관측 기간에 더 많은 열파가 발생했지만(예: 미국), 유럽과 같은 지역에선 장기 시계열에서 1950년대 이후 기간의 열파 빈도 증가가 눈에 띈다. {2.6, 2.6.1, 5.5.1; 박스 2.4; 표 2.12, 2.13; FAQ 2.2}

극한 온도와 열파의 관측된 특징은 기후모델에 의해 잘 모의 되고 있으며, 대부분의 지역에서 관측 기반 추정치 간의 범위와 비슷하다. 이제 지역적인 규모축소는 극한현상 평가에 필요한 공간 규모에 관한 신뢰할 수 있는 정보를 제공한다. 또한 CMIP3부터 CMIP5의 엘니뇨/남방진동과 다른 대규모 현상에 대한 모의결과가 향상되었다. 그러나 관측자료의 가용성과 품질 문제로 인해 그리고 블로킹과 같은 주요 순환 특징의 평균 변화와 특정 되먹임을 신뢰도 있게 모의할 수 있는 능력으로 인해 극한 현상의 빈도와 강도 변화에 대한 모의결과가 제한적이다. {2.6, 2.7, 9.4, 9.5.3, 9.5.4, 9.6, 9.6.1, 10.3, 10.6, 14.4; 박스 14.2}

AR4 이후, 극한현상의 변화를 이끄는 메커니즘과 되먹임에 대한 이해가 향상되었다. 일부 지역의 극한 온도와 열파의 관측된 빈도에 있어서 인류가 미치는 영향을 뒷받침하는 증거가 강화되고 있다. 단기(10년) 전망에 의하면 극한 온도의 상승 가능성이 높지만, 배출 시나리오 간에 큰 차이는 없다(TFE.9, 그림 1). 그러나 변화는 평균 온난화와 다른 속도로 진행될 수 있다. 하지만 몇몇 연구에 의하면 유럽에 대해 전망된 여름온도의 높은

**TFE.9. 표 1 :** 극한 기상 및 기후 현상: 최근 관측된 변화와 그러한 변화에 대한 인류의 기여, 21세기 초반(2016~2035년)과 후반(2081~2100년)의 변화 전망에 관한 전지구 규모의 평가. 굵은 표시는 AR5 (검은색)가 SREX (파란색) 또는 AR4 (빨간색)와 비교해 수정된\* 전지구 규모 평가를 제공하는 경우를 나타낸다. 이전 평가 보고서에서는 21세기 초 전망이 제공되지 않았다. 다르게 지정되지 않은 이상 AR5의 전망은 1986~2005년을 기준으로 하며, 새로운 RCP 시나리오를 이용한다. 극한기상 및 기후현상의 정의는 용어사전 참조.

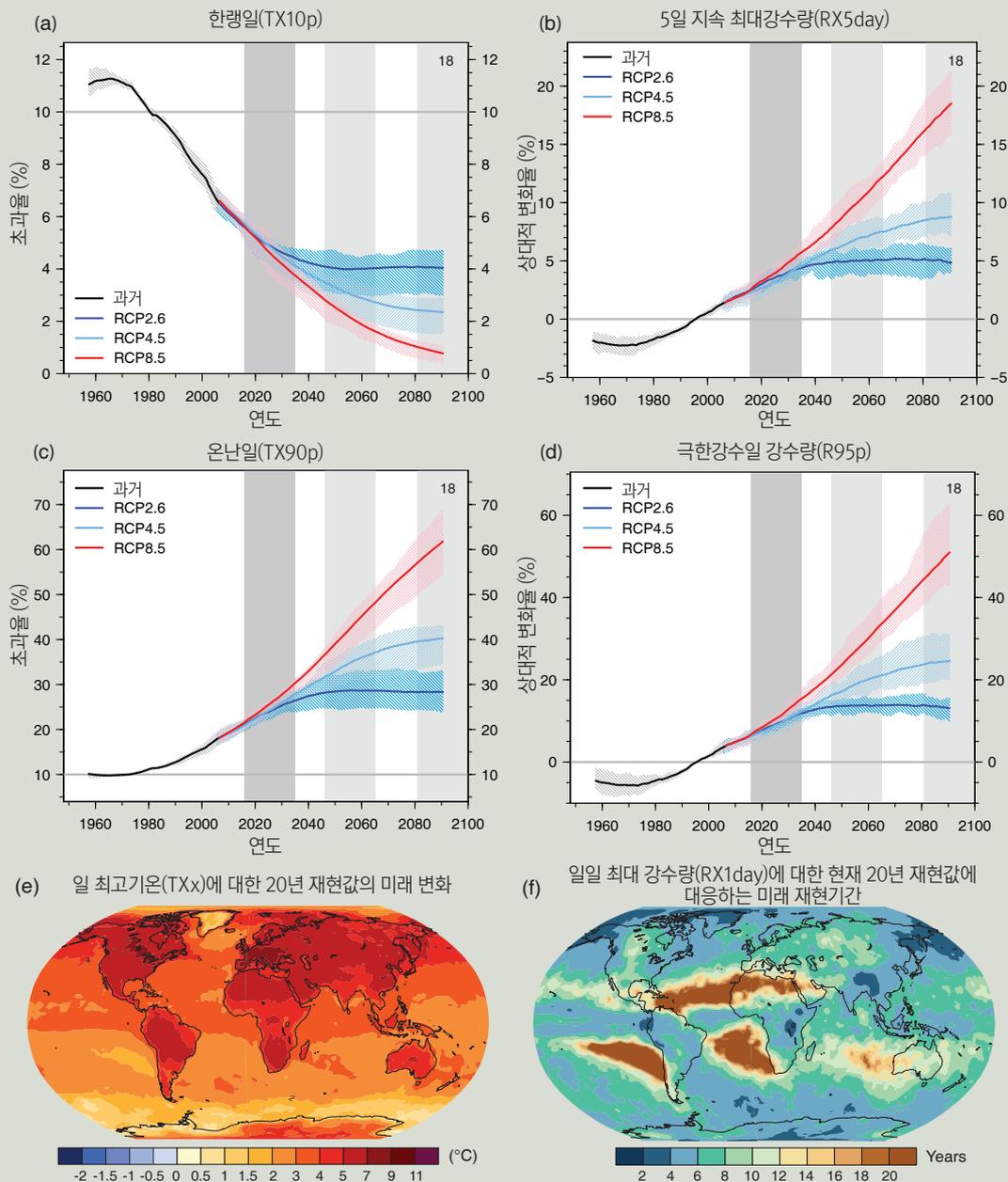
현상 및 경향의 방향	발생된 변화에 대한 평가 (특별한 언급이 없는 한 1950년 이후)	관측된 변화에 대한 인류의 기여 평가	미래 변화 가능성
			21세기 초반
대부분의 육지 지역에서 한랭일, 한랭야의 온난화 강화 및/또는 감소	가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[2.6] 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[10.6] 가능성이 높다 - 가능성이 확실하다
대부분의 육지 지역에서 열대일, 열대야의 온난화 강화 및/또는 빈도 증가	가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[2.6] 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[10.6] 가능성이 높다 - 가능성이 확실하다
온난기/열파, 대부분의 육지 지역에서, 빈도 및/또는 지속기간 증가.	<b>전지구 규모에서 증가, 신뢰도</b> 유럽·아시아·오스트레일리아 대부분의 지역에서 가능성이 높다 (정부는 아니지만) 많은 지역에서 낮은 신뢰도 <b>가능성이 높다</b>	[2.6] 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[10.6] 가능성이 매우 높다 - 가능성이 확실하다 [11.3] 공식적으로 평가되지 않음 <sup>(b)</sup> [11.3] 가능성이 매우 높다
추운 현상: 홍수의 빈도, 강도 및/또는 호우량의 증가	감소하는 지역보다 증가하는 지역이 더 많을 가능성이 높다 <sup>(c)</sup> [2.6] 감소하는 지역보다 증가하는 지역이 더 많을 가능성이 높다. <b>대부분의 지역에서 가능성이 높다</b>	[2.6] 가능성이 매우 높다 [7.6, 10.6] 가능성이 매우 높다	[11.3] 가능성이 매우 높다 - 가능성이 매우 높다 [12.4] 대부분의 중위도 육지 지역과 열대습윤 지역에서 가능성이 매우 높다 [12.4] 많은 지역에서 가능성이 높다 대부분의 육지 지역에서, 가능성이 매우 높다
기온의 강도 및/또는 지속기간 증가	<b>전지구 규모에서 낮은 신뢰도</b> 일부 지역에서 변화 가능성이 높다 <sup>(d)</sup> 일부 지역에서, 중간 신뢰도 <b>1970년 이후, 많은 지역에서 가능성이 높다<sup>(e)</sup></b>	[2.6] 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[11.3] 낮은 신뢰도 <sup>(e)</sup> [11.3] 낮은 신뢰도 [12.4] <b>지역 및 전지구 규모에서 가능성이 높다(중간 신뢰도)<sup>(m)</sup></b> 일부 지역에서, 중간 신뢰도 <b>가능성이 높다<sup>(e)</sup></b>
강한 열대 저기압 활동 증가	<b>장기적인(100년) 변화에 대해 낮은 신뢰도</b> 1970년 이후, 북대서양에서 사실상 확실하다 낮은 신뢰도 <b>가능성이 높다 (1970년 이후, 일부 지역에서)</b>	[2.6] 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다	[10.6] 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 가능성이 매우 높다 [11.3] 북대평양 서부와 북대서양에서 발생하지 않을 가능성이 높다 <sup>(f)</sup> [14.6] 일부 분지에서는 발생하지 않을 가능성이 높다. 발생할 가능성이 높다. 가능성이 높다.
극한 고수위의 발생빈도 및/또는 규모 증가	가능성이 높다 (1970년 이후) 가능성이 높다 (20세기 후반) <b>가능성이 높다</b>	[3.7] 가능성이 매우 높다 <sup>(k)</sup> 가능성이 매우 높다 <sup>(k)</sup> 발생하지 않을 가능성이 높다 <sup>(k)</sup>	[13.7] 가능성이 매우 높다 <sup>(l)</sup> [13.7] 가능성이 매우 높다 <sup>(m)</sup> <b>가능성이 높다</b>

\* 보고서 간의 평가를 직접 비교하는 것은 어렵다. 일부 기후변수의 경우, 다른 측면에서 평가가 이뤄졌다. SREX 와 AR5의 경우, 불확실성에 대한 개정된 지침이 이용됐다. 새로운 정보의 기온성, 과학적 이해 수준의 향상, 자료와 모델의 지속적인 분석, 평가 연구에 적용된 방법론들 간의 구체적인 차이 등이 수정된 평가 결과에 기여했다.

비고:

- (a) 원인은 이용 가능한 사례연구에 기반한다. 인류의 영향이 일부 지역에서 관측된 열파의 발생 가능성을 크게 증가시켰을 가능성이 높다.
- (b) 모델은 열파와 온난기의 지속기간과 강도, 공간 범위에 대한 단기적인 증거를 제공한다.
- (c) 계절적 및/또는 지역적 변동성과 함께 호우의 빈도 및/또는 강도 증가가 일어났을 가능성이 높다.
- (d) 기온의 빈도와 강도는 지중해와 서아프리카에서 증가하고 북아메리카 중앙과 오스트레일리아 북서부 지역에서 감소할 가능성이 높다.
- (e) AR5는 기온의 영향을 받은 지역을 평가했다.
- (f) 강수와 온도변화에 대한 인위적 영향을 결과적인 효과를 기반으로 SREX는 인위적 영향이 20세기 후반 관측된 기온 패턴의 변화에 기여했다는 것은 중간 신뢰도를 가진다고 평가했고 단일지역 수준의 변화의 원인이라는 것에는 낮은 신뢰도를 가진다고 평가했다.
- (g) 동수분의 변화 전망에 대한 신뢰도는 낮다.
- (h) 지역 및 전지구 규모에서, 동수분 감소와 동양적 기온의 증가 전망은 RCP8.5 시나리오 하에서 이번 세기 말 현재 건조 지역에서 가능성이 높다(중간 신뢰도), 지중해, 미국 남서부, 아프리카 남부 지역의 토양 수분의 건조현상은 해들리 순환 변화와 지표온도 상승 전망과 일치한다. 이런 점에서 RCP8.5 시나리오 하에서 이번 세기 말 이 지역의 지표의 건조 가능성이 높다(낮은 신뢰도).
- (i) 북대서양의 에어로졸 강제력 감소는 적어도 부분적으로 그 지역의 1970년대 이후 관측된 열대저기압활동 증가에 기여했다(중간 신뢰도).
- (j) SREX A1B(굵은 유사한) 시나리오를 사용한 전망에 대한 전문가의 평가와 판단에 근거
- (k) 원인은 극한 해수면과 평균 해수면의 관측된 변화 간의 긴밀한 관계를 토대로 한다.
- (l) 극한 고해수면 증가는 주로 평균 해수면 증가에 기인한다(낮은 신뢰도). 폭풍과 관련된 폭풍해일과 폭풍에 대한 지역 특정 전망에 대한 신뢰도는 낮다.
- (m) SREX 평가에 의하면, 평균 해수면 상승이 미래 해안 고수위의 증가, 홍수에 기여할 가능성이 매우 높다.

퍼센타일이 평균 온도보다 더 빠르게 상승할 수 있다. 장기적으로 극한 온도의 상승과 관련해 미래 변화가 발생할 것이 *사실상 확실하며*, 이러한 변화는 배출 시나리오의 강도에 따라 달라진다. 즉 더 큰 인위적 배출이 더 큰 극한 온난화를 일으킬 수 있다(TFE.9, 그림 1). 고농도 배출 시나리오의 경우에 대부분의 육지 지역에서 현재 20년에 한 번 꼴로 발생하는 최고기온 현상은 그 빈도가 두 배 이상이 되지만 많은 지역에서 21세기 말에는



**TFE.9, 그림 1 :** (a) 한랭일 (TX10p)- 1961-1990년에 일 최고 지표기온(Tmax)이 10퍼센타일 미만인 날의 연간 비율, (b) 5일 지속 최대강수량 (RX5day) - 1986-2005 기준 연간 총 5일 지속 최대강수량의 비율 변화, (c) 온난일 (TX90p)- 1961-1990년 기간에 일 최고 지표기온(Tmax)이 90퍼센타일을 초과하는 날의 연간 비율, (d) 극한강수일의 강수량(R95p) - 1986-2005년을 기준으로 일 강수량이 95퍼센타일을 초과하는 날에 발생한 연강수량의 비율 변화 발생에 관한 전지구 전망. 결과는 RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 시나리오 하의 CMIP5에 기반한다. 실선은 앙상블 중앙값을, 음영 영역은 개별 전망들 간의 사분 범위(25에서 75퍼센타일)를 나타낸다. 지도는 (e) 1986-2005년에서 2081-2100년까지, 일 최고기온(Txx)의 20년 재현값(RV)의 변화와 (f) 드문 일 강수량(RX1day)에 대해, 1986-2005년에 20년 재현기간(RP)을 갖는 2081-2100년 재현기간을 보여준다. 다중모델평균을 얻기 위해 사용된 모델의 수는 각 표에 명시되어있다. 지수 정의에 대해선 박스 2.4, 표 1 참고. {그림 11.17, 12.14, 12.26, 12.27}

1년 또는 2년에 한 번 꼴로 발생하는 현상이 될 가능성이 높다. 고온 극한과 저온 극한의 규모는 최소한 평균기온과 같은 속도로 증가할 것으로 예상되지만, 저온 현상에 대한 20년 재현 값은 대부분 지역에서 겨울 평균기온보다 더 빠른 속도로 증가할 것으로 전망된다. {10.6.1, 11.3.2, 12.4.3}

**극한 강수**

20세기 중반 이후, 육지의 호우 현상이 감소한 지역보다 증가한 지역이 더 많을 가능성이 높으며, 이러한 증가에 인위적 강제력이 기여했을 것이란 전망의 신뢰도는 중간이다. {2.6.2, 10.6.1}

더 현실적인 극한 강수를 모의 할 수 있는 능력에 있어서, CMIP3와 CMIP5 간에 큰 발전이 있었다. 그러나 증거에 의하면, 대다수의 모델이 온도 변동성과 경향(특히 열대지역)에 대한 극한 강수의 민감도를 과소평가하고 있다. 이는 모델이 전망된 미래 극한 강수의 증가를 과소평가할 수 있음을 시사한다. 극한 강수를 유발하는 과정에 대한 이해 수준은 높아졌지만 모델에서 구름과 대류효과를 정량화하는 것은 여전히 어려움이 따른다. 큰 지역규모에서 해양 전반에 걸쳐 습한 지역은 더 습해지고, 건조한 지역은 더 건조해지는 경향이 나타나지만, 지표와 대기 과정의 복잡함으로 인해 강수 변화에 대한 지역(특히 육지) 전망의 신뢰도가 제한된다. 그렇기는 하지만 기후가 온난해짐에 따라 극한 강수율(예: 일간 시간 규모에서)이 평균보다 더 빠르게 증가할 것이라는 전망의 신뢰도는 높다. 1일 또는 그 이하의 시간 규모에서 지역 극한 강수량의 변화는 단위 상승 °C 당 5~10% 증가할 것을 예상된다(중간 신뢰도). {7.6, 9.5.4}

장단기적으로 CMIP5 전망은 AR4에서 확인된 전지구 평균에서 호우 현상의 명확한 증가 경향을 뒷받침하지만, 지역별로 큰 차이가 있다(TFE.9, 그림 1). 더 온난해진 대부분의 중위도 육지와 열대습윤지역에서 극한 강수의 강도와 빈도가 증가할 가능성이 매우 높다. {11.3.2, 12.4.5}

**홍수와 가뭄**

기기관측 기록 전반에 걸쳐 전지구 규모에서 가뭄의 규모 및/또는 빈도의 경향과 관련된 증거가 여전히 부족하며, 이런 점에서 신뢰도 또한 낮다. 1900년 이후 기록된 홍수보다 더 큰 홍수들이 유럽 중앙과 북부 지역, 지중해 서부 지역, 아시아 동부지역에서 지난 5세기 동안 발생했다(높은 신뢰도). 현대의 대규모 홍수는 규모 및/또는 빈도 측면에서 극동지역, 인도, 북아메리카 중앙 지역의 과거 홍수와 비슷하거나 그 이상이다(중간 신뢰도). {2.6.2, 5.5.5}

20세기 중반 이후 가뭄 및/또는 건조에 의해 영향을 받는 육지 지역의 증가에 관한 찬반 논쟁은 관측 및 원인 규명할 대규모의 경향에 대한 평가의 낮은 신뢰도로 이어진다. 이는 주로 직접 관측 부족과 질, 지수선택에 있어서 추론된 경향의 의존성, 경향의 지리적 불일치, 장기 경향과 10년 규모의 변동성 간의 식별 어려움 등이 원인이다. 천 년의 시간 규모에서 프록시 정보는 20세기 동안 많은 지역에서 관측된 것보다 크기가 더 크고, 지속시간이 더 긴 가뭄을 뒷받침하는 증거들을 제공한다(높은 신뢰도). 중세온난기(950-1250년)와 비교해 소빙하기(1450-1850년)에 건조한 중앙아시아와 남아메리카 몬순지역에서 습한 환경이 지배적이었고 몬순 아시아 환경에서 더 많은 대가뭄이 발생했다(중간 신뢰도). {2.6.2, 5.5.4, 5.5.5, 10.6.1}

RCP8.5 시나리오 하에서 세기 말 전망에 의하면, 가뭄의 증가된 위험은 지역 및 전지구 규모의 토양수분 감소 전망과 관련된 건조 지역에서 발생할 가능성이 높다(중간 신뢰도). 토양수분의 건조화는 지중해, 미국 남서부, 아프리카 남부에서 가장 두드러지는데 이는 해들리 순환의 변화와 지표 온도 상승 전망과 일치한다. 또한 RCP8.5시나리오 하에서 세기 말 이 지역의 지표 건조화가 발생할 가능성이 높다(높은 신뢰도). {12.4.5}

**극한 해수면**

1970년 이후 극한 해수면 현상의 규모가 증가했으며, 이러한 증가의 대부분이 평균 해수면 상승에 의해 설명될 수 있을 가능성이 높다. 평균 해수면 변화를 고려했을 때, 극한 해수면 변화는 검조계의 94%에서 5 mm yr<sup>-1</sup> 미만으로 감소한다. 미래에는 과거 관측과 비슷하게 극한 해수면의 발생이 크게 증가할 것이며, 이러한 증가는 주로 평균 해수면 상승의 결과일 가능성이 매우 높다. {3.7.5, 13.7.2}

## 열대 및 중위도저기압

관측 능력의 과거 변화를 고려한 열대성 저기압활동의 장기적인(100년) 변화에 관한 *신뢰도는 낮다*. 그러나 위성시대 전반에 걸쳐 북대서양에서 극심한 폭풍의 빈도와 강도가 증가한 것이 확실하다(*매우 높은 신뢰도*). 그러나 이러한 증가의 원인에 대해서는 논란이 있다. 또한 관측 증거가 부족하고 인위적 기후 원인과 열대 저기압 활동 간의 관련성에 대한 이해 수준이 낮으며, 내부 변동성, 인위적 강제력, 자연 강제력의 상대적 중요성에 대해 연구들 간의 일치 수준이 낮다는 점에서 인류의 영향과 열대 저기압 활동의 변화 간의 인과관계에 대한 *신뢰도는 낮다*. {2.6.3, 10.6.1, 14.6.1}

일부 고해상도 대기 모델은 현실적으로 열대 저기압의 경로와 수를 모의 했다. 일반적으로 모델들은 AR4 이후 개선된 증거를 이용해 폭풍경로와 중위도 저기압의 일반적인 특성을 파악할 수 있게 되었다. 북대서양에서 태풍경로의 편향성이 약간 발전했지만 모델들은 여전히 너무 구획에 국한된 태풍경로를 생산하고 저기압 강도를 과소평가하고 있다. {9.4.1, 9.5.4}

전망에 의하면 전지구 평균 열대 저기압 최대 풍속과 강수량의 증가 가능성과 함께 전지구 열대 저기압 빈도가 감소하거나 큰 변화가 없을 *가능성이 높지만*, 빈도와 강도에 대한 지역 전망의 *신뢰도는 낮다*. 그러나 모델 해상도와 규모 축소법 개선으로 인해, 21세기 온난화 전망 하에서 일부 해양 분지의 극심한 폭풍 빈도가 크게 *증가하지 않을 가능성보다 증가할 가능성이 높다*(그림 TS.26 참고). {11.3.2, 14.6.1}

AR4와 SREX 이후의 연구가 1950년대 이후 폭풍경로의 극으로 이동 *가능성을 뒷받침*한다. 그러나 지난 세기에 걸쳐, 연구들 간의 불일치와 일부 지역(특히 남반구)에 대한 장기 자료 부족으로 인해 폭풍의 명확한 경향에 대한 *신뢰도가 낮다*. {2.6.4, 2.7.6}

폭풍경로 모의결과의 시스템 편향에도 불구하고, 대부분의 모델과 연구들은 전지구의 중위도 저기압 수가 약간 감소할 *가능성이 낮을 것*이라는 전망에 대해 의견이 일치한다. 남반구 폭풍경로의 약한 극으로 이동 *가능성이 높다*. 북태평양 폭풍경로의 전망된 극으로 이동은 *일어나지 않을 가능성보다 일어날 가능성이 높지만 (중간 신뢰도)*, 북태평양 폭풍경로의 반응이 단순한 극으로 이동일 *가능성은 낮다*. 지역 폭풍경로 변화의 규모와 그러한 변화가 지역 지표 기후에 미치는 영향에 대한 *신뢰도는 낮다*. {14.6.2}

## TS.6 주요 불확실성

기술 요약보고서의 마지막 절은 기후시스템의 이해와 인위적 영향에 반응하는 변화를 전망하는 능력에서의 주요 불확실성을 독자에게 간략하게 제시한다. 이러한 개요는 종합적이지 않으며, 이들 결과에 대한 구체적인 근거를 기술하지 않는다. 이들 결과는 기술 요약보고서의 본문에 제시되어 있으며, 각각의 항목에 관련된 본문의 장이 종괄호로 표시되어 있다.

### TS.6.1 기후시스템 변화 관측에 대한 주요 불확실성

- 대류권 온난화의 변화 비율과 그 수직 구조에 대한 *신뢰도는 중간에서 낮음*에 불과하다. 대류권 온난화 비율에 대한 추정치는 지표 온난화 비율 추정을 포함한다. 성층권의 냉각 비율과 수직구조에 대한 *신뢰도는 낮다*. {2.4.4}
- 자료의 불완전성으로 인해 1951년 이전 육지 전반에 걸친 전지구 강수량 변화의 *신뢰도는 낮으며*, 그 이후의 *신뢰도는 중간이다*. {2.5.1}
- 전지구 규모에서 관측된 구름 변동성과 경향은 불확실성이 크고, 이로 인해 *신뢰도가 낮다*. {2.5.6}
- 전지구 규모에서 관측된 가뭄 또는 건조도(강수 부족)의 경향성은 *신뢰도가 낮다*. 이는 직접 관측의 부족, 방법론적 불확실성과 선택, 경향성의 지리적 불일치 등이 원인이다. {2.6.2}
- 관측 능력의 과거 변화를 고려했을 때, 열대 저기압 특성에 대해 보고된 장기(100년) 변화가 확실하다는 사실의 *신뢰도는 낮다*. {2.6.3}
- 대규모 대기순환의 장기 변화와 관련해, 현재로서는 확실한 결론을 내리는 것이 불가능하다. 경년에서 10년 시간 규모에서 큰 변동성이 있고 자료세트 간에 차이가 존재하기 때문이다. {2.7}
- 다양한 시간과 기간에 대한 전지구 규모의 표층 해양 온도 추정에 의하면, 온도 및 상층(0-700m) 열용량의 10년 이내 변동성으로 인해 여전히 과거 기록을 특성화하기 어렵다. {3.2}
- 700m 수심 아래 해양에서, 공간과 시간적으로 표본이 매우 희박해 2005년 이전의 연간 전지구 해양 온도와 열용량을 추정하기 어렵다. {3.2.4}
- 2,000m 이상 수심의 심해 관측 범위는 여전히 제한적이며, 이로 인해 전지구 해양 열용량 및 탄소함량의 변화를 확실하게 추정하기 어렵다. 또한 이는 해수면 상승에 대한 심해 온난화의 기여를 정량화하기 어렵게 만든다. {3.2, 3.7, 3.8; 박스 3.1}
- 기후 관련 해양 순환 (예: 자오면 순환)의 강도를 계속적으로 측정하는

관측 시계열의 수가 제한적이며, 기존 시계열은 지나치게 짧아 10년 이상의 경향을 평가하기 어렵다. {3.6}.

- 남극에서 가용 자료는 해빙의 많은 특성의 변화 상태(예: 두께와 부피)를 평가하기에 적절하지 않다. {4.2.3}
- 전지구 규모에서 분리된 빙하와 빙산의 녹음에 의한 질량손실은 아직 종합적으로 평가되지 않았다. 빙하의 질량손실과 관련해 불확실성이 가장 큰 지역은 남극이며, 빙상 주변에서의 빙하-해양 상호작용의 관측 기록은 여전히 부족하다. {4.3.3, 4.4}

### TS.6.2 기후변화 원인에 대한 주요 불확실성

- 에어로졸-구름 상호작용과 관련한 복사강제력의 불확실성은 여전히 크다. 결과적으로, 관련 대기 과정에 대한 이해가 향상되고 전지구 위성 모니터링의 이용 가능성이 개선되었음에도 불구하고, 에어로졸 강제력의 불확실성은 순 인위적 강제력의 전반적인 불확실성에 지배적인 기여를 한다. {2.2, 7.3-7.5, 8.5}
- 구름 되먹임은 양이 될 *가능성이 높지만*, 그에 대한 정량화는 여전히 어려움이 따른다. {7.2}
- 고기후 복원과 지구시스템 모델에 의하면, 기후와 탄소순환 간에는 양의 되먹임이 존재하지만, 되먹임의 강도(특히 육지 지역에서)에 대한 *신뢰도는 여전히 낮다*. {6.4}

### TS.6.3 기후시스템과 최근 기후시스템 변화에 대한 이해의 주요 불확실성

- AR4 이후 AOGCM 구름 모의결과는 어느 정도 개선이 이뤄졌지만 여전히 어려움이 따른다. {7.2, 9.2.1, 9.4.1, 9.7.2}
- 온도 외의 기후변수에 대한 관측 불확실성, 에어로졸과 같은 강제력의 불확실성, 과정 이해의 한계 등은 다양한 측면에서 기후시스템 변화의 원인규명을 어렵게 만든다. {10.1, 10.3, 10.7}
- 물순환 변화에 관한 모델링은 그 변화와 내부 변동성 모두에 있어서 확실히 신뢰도가 낮고, 원인규명 평가의 신뢰도를 제한한다. 관측의 불확실성이 존재하고 관측된 강수에 내부 변동성이 미치는 영향이 크다는 점은 신뢰도 있는 강수 변화의 원인 평가를 제한한다. {2.5.1, 2.5.4, 10.3.2}
- 모델 해상도 및 관련 과정의 결합에 따른 모델링 불확실성은 지역 규모에서 더 중요하며, 내부 변동성의 영향이 더 중요해지고 있다. 따라서 지역 규모에서 관측된 변화의 원인을 외부강제력에 규명시키는 것은 어려움이 따른다. {2.4.1, 10.3.1}

- 극한 현상의 빈도와 강도 변화를 모의 하는 능력은 주요 특징의 평균 변화를 신뢰도 있게 모의 할 수 있는 모델의 능력에 의해 제한된다. {10.6.1}
- 가뭄 변화, 열대 저기압 활동 변화, 남극 온난화, 남극 해빙면적, 남극 질량균형 등을 비롯한 기후시스템의 일부 측면에서 모델링 불확실성과 과학적인 연구 간의 낮은 의견 일치 수준으로 인해, 인류의 영향에 대한 원인 규명의 *신뢰도가 여전히 낮다*. {10.3.1, 10.5.2, 10.6.1}

#### TS.6.4 전지구 및 지역 기후변화 전망에 대한 주요 불확실성

- 모델 결과를 토대로, 전지구 평균과 일부 지역에서 온도의 경년 및 10년 평균 예측 가능성의 *신뢰도는 제한적이다*. 강수에 대한 다중모델 결과는 일반적으로 낮은 예측성을 보여준다. 단기 기후전망도 자연강제력 전망의 불확실성에 의해 제한된다. {11.1, 11.2, 11.3.1, 11.3.6; 박스 11.1}
- 북반구 폭풍경로와 편서풍의 북으로 이동에 대한 단기전망의 *신뢰도는 중간이다*. {11.3.2}
- 일반적으로, 21세기 열대저기압의 빈도 및 강도의 유의미한 경향에 대한 대양분지 차원의 전망은 *신뢰도가 낮다*. {11.3.2, 14.6.1}
- 토양수분 및 지표 유출량 변화에 대해 전망은 많은 지역에서 확실하지 않다. {11.3.2, 12.4.5}
- 기후시스템의 다양한 구성 요소 또는 현상은 잠재적으로 급격하거나 비선형적인 변화를 나타낼 수 있다. 그러나 21세기 전반에 걸쳐 그러한 현상의 발생 가능성은 *신뢰도가 낮고*, 의견의 일치 수준도 낮다. {12.5.5}
- 영구동토가 녹을 때 대기로 배출되는 CO<sub>2</sub> 또는 CH<sub>4</sub> 로 인한 탄소 손실 규모에 대한 *신뢰도가 낮다*. 습지 변화와 해저의 가스 수화물 배출 변화로 인해 자연발생원으로부터의 전망된 미래 메탄 배출에 대한 *신뢰도는 낮다*. {6.4.3, 6.4.7}
- 21세기 해수면 상승에 대한 빙상역학의 모델에 의해 전망된 기여는 *신뢰도가 중간이며*, 2100년 이후에 대한 *신뢰도는 낮다*. {13.3.3}
- 반경험적 모델에 의한 전지구 평균 해수면 상승 전망의 *신뢰도는 낮으며*, 신뢰도에 관한 학계 의견 일치가 이뤄지지 않고 있다. {13.5.2, 13.5.3}
- 기후 변동성의 규모와 공간 패턴 모드 변화를 포함해, 지역 기후변화에 영향을 미치는 기후 현상의 많은 측면에 대한 전망의 *신뢰도는 낮다*. {9.5.3, 14.2-14.7}







# FAQ

## 자주 묻는 질문 (FAQ)



### FAQ 1.1: 기후시스템에 대한 이해도가 높아졌다면 기온전망의 범위가 왜 줄어들지 않았는가?

IPCC가 기온전망을 산출하기 위해서 사용하는 다양한 모델들의 경우, 전 세계적인 미래 기온변화의 방향에 대해서는 일치하지만 이런 변화의 규모는 정확하게 예측할 수 없다. 우리가 미래의 온실가스 배출속도를 정확하게 예상할 수 없고, 그 이면에 존재하는 물리적 과정들을 아직 완벽하게 이해하고 있지 못하기 때문에 이를 모델링 하는 것은 어렵다. 이런 불확실성들과 기후의 자연적인 경년 변동성으로 인해서 기온전망에서 “불확실성 범위”가 발생하는 것이다.

전망된 온실가스 및 에어로졸의 전조물질 배출량(미래의 사회적 및 경제적 여건에 대한 예측에 따라 달라질 수 있음)과 관련한 불확실성 범위는 크게 줄어들 수 없다. 그럼에도 불구하고 관측 주속 조건을 주고, 기후변화에 대한 더 깊은 이해 및 더 발전된 기후모델을 통해서 다양한 배출량 변화에 대한 기후반응에 영향을 미치는 일부 요인들과 관련된 불확실성 범위를 줄일 수는 있다. 그렇지만 기후시스템은 복잡하기 때문에 불확실성 범위를 줄이는 것이 느리게 진행 될 수 밖에 없다(FAQ1.1, 그림 1).

기후과학(Climatology)은 빙권, 대기, 육지, 생물권 및 해양시스템에 대한 관측 및 자료분석 기술의 발전에 힘입어 지난 번 IPCC 평가 보고서 이후 다양하고 중요한 발전을 이뤄냈다. 또한 과학자들도 구름, 해빙, 에어로졸, 소규모 해양혼합, 탄소순환 및 기타 과정의 역할에 대해 더 많은 것을 알게 되었고, 그것을 모델링 할 수 있는 더 좋은 도구들을 이용할 수 있게 되었다. 더 많은 관측자료가 쌓이게 되면서 모델들을 더 철저하게 평가할 수 있게 되었고, 전망을 더 잘 제약할 수 있게 되었다. 예를 들면, 모델과 관측분석이 발전하면서 더 정확하게 해수면 상승을 전망하게 되었고, 현재의 해수면 상승 수지에 근접하게 되었다.

이렇게 기술이 발전했음에도 불구하고 미래의 전 지구와 지역의 기후에 대한 전망치에는 여전히 일정한 범위가 존재한다. 과학자들은 이것을 “불확실성 범위”라고 한다. 이런 불확실성 범위는 고려되는 변수(예: 강수량 vs 기온)와 공간적 범위 및 시간적 범위(예: 지역 평균 vs 전 지구 평균)에 따라 달라진다. 기후 전망에 있어서 불확실성이 발생하는 것은 자연적 변동성과 미래의 배출율과 그에 대한 기후의 반응이 불확실하기 때문이다. 일부 과정들이 아직 명확하게 정립되지 않았고, 어떤 일부 과정들은 모델들에 포함되지 않았기 때문에 불확실성이 발생한다.

기후시스템 자체가 지속적으로 변하기 때문에 연기온을 정확하게 전망하는 것에는 기본적으로 한계가 있다. 더구나, 심해의 온도와 같은 십 년 규모 전망은 잘 이해하지 못해서 우세한 조건에 따라 매우 민감하게 바뀔 수 있다. 수 십 년 동안의 자연변동성은 해양, 대기, 육지, 생물권 및 빙권 사이의 상호작용에 의해서 발생하게 되며, 엘니뇨/남방진동(ENSO)과 북대서양진동 등의 현상과도 연결되어 있다(기후변동성의 패턴 및 지수와 관련된 세부적인 내용은 박스 2.5 참조).

화산폭발과 태양에너지 배출량의 변화도 자연변동성에 일조하지만 이런 것들은 외부에서 압력이 가해지는 것이고 설명이 가능하다. 이 자연 변동성은 기후기록(climate record) 상에서 “잡음(noise)”의 일부로 볼 수 있으며, 인위적 기후변화의 “징후(signal)”를 탐지할 수 있는 배경을 제공한다.

자연변동성은 대륙 규모 또는 전 지구 규모에서 보다는 지역 규모 또는 국지 규모에서 불확실성에 더 큰 영향을 미친다. 자연 변동성은 지구시스템에 내재되어 있는 것이기 때문에 더 많은 지식이 쌓인다고 해도 그로 인해 발생하는 불확실성을 제거할 수는 없다. 그러나 조금 더 발전하는 것은 가능하다. 특히, 몇 년 앞에 대한 전망의 경우, 빙권이나 해양 조건 및 과정에 대한 지식이 쌓여감에 따라서 어느 정도의 진전을 기대할 수 있다.

이 분야는 활발한 연구가 진행되고 있는 분야이다. 몇 십 년 또는 더 긴 기간 동안에 걸친 기후변수들의 평균을 내면 내부 변동성의 상대적 중요도가 줄어들게 되고, 결과적으로 장기적인 징후가 더욱 명확해지게 된다(FAQ1.1, 그림 1). 이 장기적인 예측은 30년 이상의 기간 동안의 평균으로서 일반적인 기후정의와 일치한다.

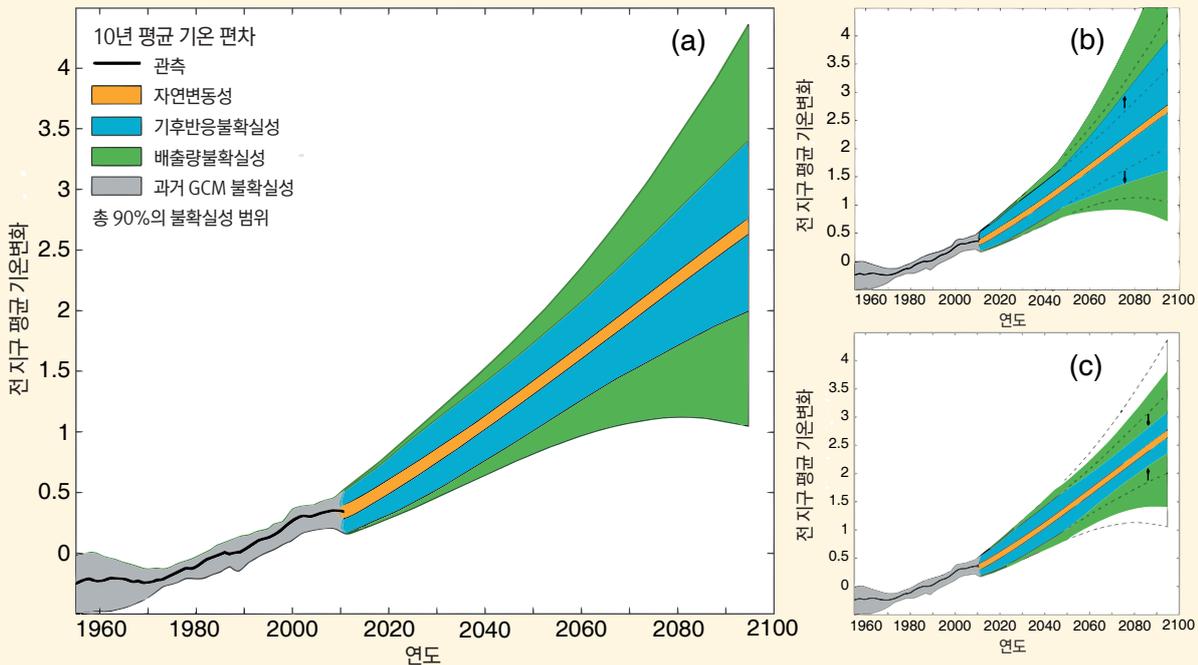
두 번째 불확실성의 원인은 전 지구적 온실가스와 에어로졸 전조물질의 미래 배출율이 아직 정해지지 않았다는 사실과 토지이용과 관련한 미래의 경향이 어떻게 변할 지 알 수 없다는 사실에서도 기인한다. 그럼에도 불구하고 기후전망은 이런 변수들의 입력값에 의해서 달라질 수 있다. 그렇기 때문에 과학자들은 이런 추정치를 얻기 위해서 인구, 경제변화 및 기술변화 그리고 정치적 선택 등과 관련된 미래 인간 사회에 대한 여러 가지 다른 시나리오를 고려한다. 그런 다음, 각 시나리오 별로 예상할 수 있는 배출량을 추정한다. IPCC는 정책결정자들에게 정보를 제공한다. 그렇기 때문에 서로 다른 배출량 시나리오에 대한 기후전망은 정책결정자들이 서로 다른 정책적 결정을 내렸을 때 그에 따른 기후변화 양상을 보여주는 데 유용할 수 있다. 이런 시나리오들은 기후정책의 유무 여부와 상관 없이 현재의 과학적 문헌들에 기술되어 있는 배출량의 전체 범위와 호환될 수 있도록 마련된 것이다. 이처럼 이런 시나리오들은 미래 시나리오에서 불확실성을 샘플링 할 수 있도록 설계되었다.

향후 수 년 및 수십 년 동안에 대한 전망은 에어로졸과 메탄 등과 같이 단수명 화합물의 배출량에 따라 민감하게 달라질 수 있다. 그렇지만 더 먼 미래에 대한 전망은 장수명 온실가스 배출량과 관련한 여러 가지 시나리오에 따라 더 민감하게 달라질 수 있다. 이런 시나리오 기반 불확실성은 기후과학이 발전해도 줄어들지 않을 것이며, 더 먼 미래의 기후를 예측하는 데 있어서 주된 불확실성이 될 것이다(예: 2100년) (FAQ 1.1, 그림 1).

마지막으로 미래에 인간에 의한 배출량과 토지이용 변화로 인해서 기후가 어떻게 반응하고 변할 것인지에 대해서 우리가 완벽하게 알고 있지 못하다는 점도 불확실성 범위가 존재하는 이유 중 하나이다. 과학자들은 원칙적으로 이런 기후의 반응을 추정하기 위해서 컴퓨터 기반 전 지구 기후모델을 사용한다. 전 세계적으로 여러 과학자 그룹들이 개발한 다양한 전 지구 기후모델이 있다. 모든 기후모델들이 동일한 물리법칙을 기반으로 하지만 기후시스템이 매우 복잡하기 때문에 어느 정도의 추정이 필요하다. 그룹에 따라서 구름 등과 같이 대기 중에서 발생하는 특정 과정을 나타내기 위해서 약간씩 다른 추정값을 선택한다. 이로 인해서 기후모델에 따라 기후 추정치가 다른 것이다. 불확실성 범위의 원인이 되는 이것을 ‘반응 불확실성(response uncertainty)’ 또는 ‘모델 불확실성(model uncertainty)’이라고 표현한다.

지구시스템이 복잡하기 때문에 미래의 기후는 여러 가지 서로 다른 시나리오 중 한 가지로 발현될 수 있다. 그렇지만 현재 이해하고 있는 사실과 모델에서 크게 벗어나지는 않는다. 관측자료가 축적되고 기후모델이 향상됨에 따라서 과학자들은, 자연변동성의 범위 안에서, 향후 수 십 년 동안 전망할 수 있는 기온의 범위를 좁힐 수 있을 것이다(FAQ 1.1, 그림 1). 현재의 해양과 빙권의 상태에 대한 정보를 사용하여 최대 향후 수 년간의 전망을 더 정확하게 만드는 것도 가능하다.

과학이 발달함에 따라서 새로운 지구 물리학적 과정이 기후모델에 추가될 수 있으며, 이미 포함되어 있는 과정이 향상될 수도 있다. 이런 기술의 발달로 인해서 기후반응 불확실성의 모델 기반 추정치가 증가할 수 있지만 이렇게 증가한 것은 단순히 이전에 측정되지 않은 불확실성의 원인들을 정량화하는 것에 불과하다(FAQ 1.1, 그림 1). 중요한 과정들이 점점 더 많이 추가됨에 따라서 정량화되지 않은 과정들의 영향은 줄어들게 되고, 추정치에 대한 신뢰도는 높아질 것이다.



**FAQ 1.1, 그림 1** : 서로 다른 불확실성들의 상대적인 중요도와 시기에 따른 그 변화 상황을 보여주는 다이어그램. a) 과거기록 10년 평균 지표 온도 변화(°C), (검정색 선) 기준, 과거기간의 불확실성에 대한 기후모델 추정치(화색) 및 미래의 기후 전망 및 불확실성. 수치들은 1961-1980년 평균으로 정규화되었다. 자연변동성(오렌지색)은 모델 경년 변동성에서 도출하였고, 시간의 흐름과 관계 없이 일정한 것으로 추정된다. 배출량 불확실성(녹색)은 서로 다른 시나리오들의 전망 간 모델평균 차이로 추산된다. 기후반응 불확실성(파랑 단색)은 기후모델의 분산도를 기반으로 하며, 탄소순환으로 인한 부가 불확실성과 모델링이 잘 되지 않은 과정들로 인한 추가 불확실성에 대한 대략적 추정치를 포함한다. Hawkins and Sutton (2011) 과 Huntingford 외 (2009)를 기반으로 한다. b) 새로운 과정이 관련이 있는 것으로 밝혀지는 경우, 기후반응 불확실성이 증가하는 것으로 보일 수 있지만 이런 증가 현상은 이전에 측정되지 않은 불확실성의 정량화를 반영하거나 혹은 c) 모델의 개선과 관측 제약조건으로 인해서 감소할 수도 있다. 90%의 불확실성 범위는 기온이 해당 범위 내에 들 확률이 90%로 추정된다는 것을 의미한다.

**FAQ 2.1: 지구가 온난화되었음을 어떻게 알 수 있는가?**

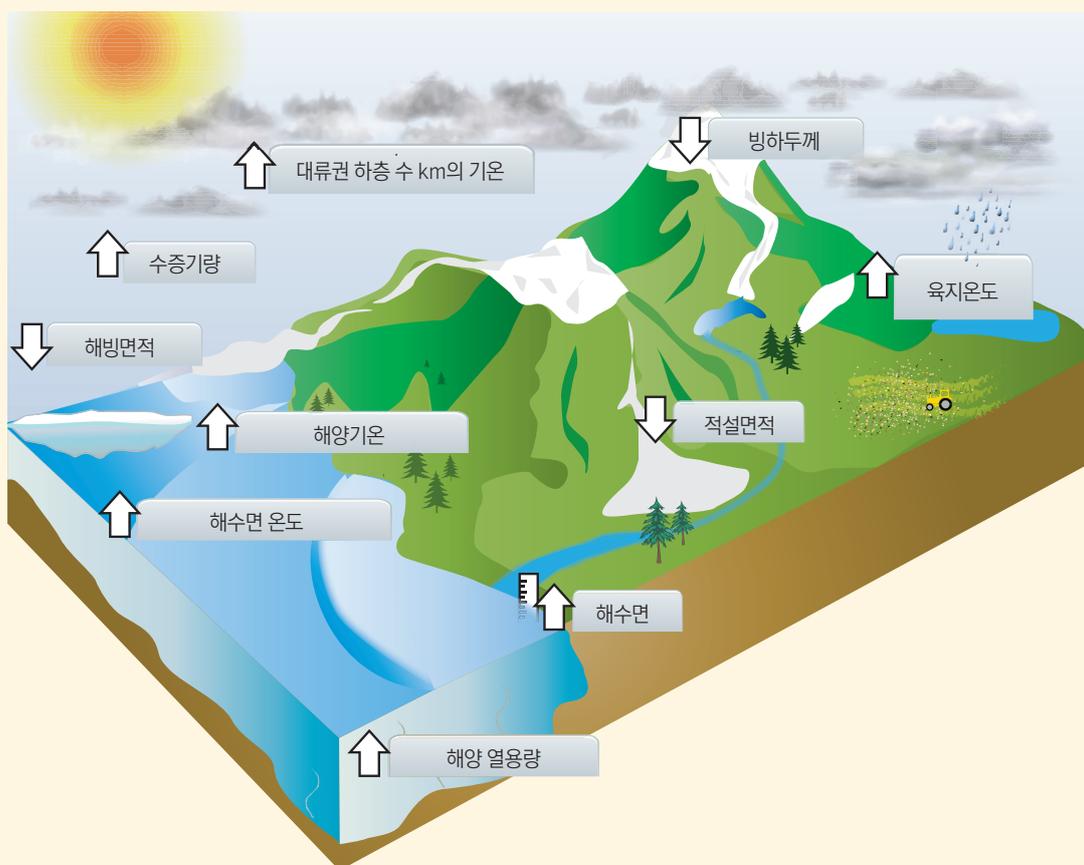
지구가 더워지고 있다는 증거는 상층 대기에서부터 심해에 이르기까지 다양한 곳에서 확인되는 여러 가지 개개 기후 지표에서 나오고 있다. 지구온난화의 증거로는 지표, 대기, 해양온도, 빙하, 적설량, 해빙, 해수면 고도, 대기 중 수증기 등의 변화를 들 수 있다. 전 세계 과학자들이 여러 번에 걸쳐서 각자 독립적으로 이런 증거들을 검증했다. 19세기 이후 지구가 더워지고 있다는 것은 명백한 사실이다.

기후 온난화에 대한 토론은 거의 지상 기상관측소에서 관측된 온도기록에서 보이는 잠재적 잔차 편향성을 중심으로 진행된다. 이 기록들은 매우 중요하지만 기후시스템에서 나타나는 변화의 한 지표만을 대표하는 것이다. 기후시스템에서 서로 강력하게 연결되어 있는 여러 가지 다른 요소들에 대한 독립적이고, 물리적으로 일관성 있는 관측을 통해서 지구온난화에 대한 더 광범위한 증거들을 확인할 수 있다(FAQ 2.1, 그림 1).

전 지구 평균 지표온도의 상승은 가장 잘 알려진 기후변화의 징후이다. 비록 일년 혹은 십년 단위로 비교해봤을 때 항상 그 이전 기간보다 더 더워지진 않았지만, 전 지구 지표온도는 1900년 이후 상당히 높아진 상태이다.

육지온도가 점점 더 더워지는 경향은 해양에서 관찰되는 온난화 경향과 밀접하게 관련되어 있다. 다양한 독립적 분석에 의해 증명된 것처럼 배에서 측정된 해양기온과 해수면온도의 온난화 경향이 일치한다.

대기와 해양은 모두 유체이기 때문에 표면에서의 온난화는 하층 대기나 심해에서도 관찰되어야 하는데, 실제 관측자료를 보면 이런 사실을 확인할 수 있다. 라디오존데와 위성을 이용하여 관측된 값들을 분석한 결과를 보면 대기 중의 기상활동층인 대류권의 온난화를 일관성 있게 확인할 수 있다. 적어도 1970년대 이후 기후시스템이 흡수한 초과 에너지의 90% 이상이 해양에 축적되었다. 이런 사실은 1950년대부터 기록된 전지구해양의 열용량 기록을 통해 확인할 수 있다.



**FAQ 2.1, 그림 1 :** FAQ 2.1, 그림 2에서 볼 수 있듯이 온난화와 일치하여 지구 온난화 경향에서 변화할 것으로 예상되는 기후시스템의 다양한 요소들에 대한 독립적 분석.(화살표 방향은 변화의 징후를 나타냄)

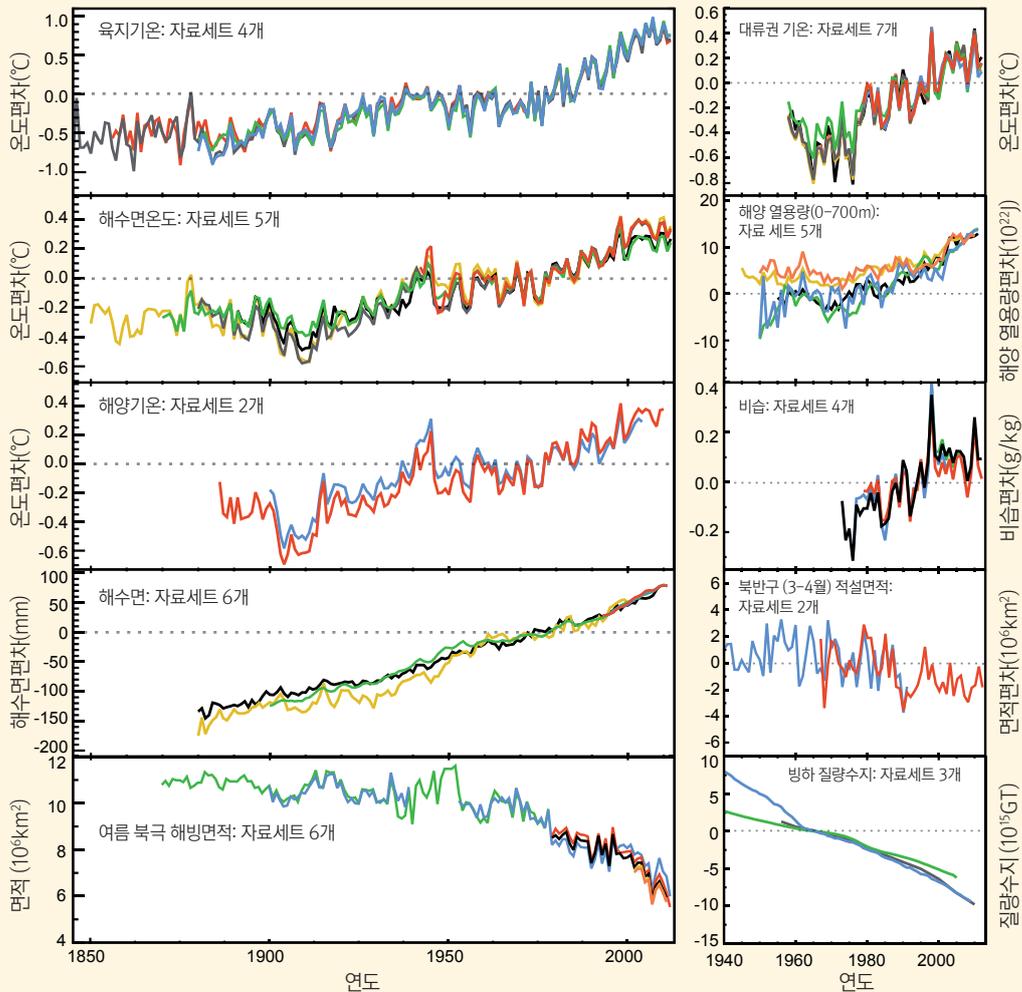
FAQ

해양이 온난화되면서 바닷물 자체가 팽창한다. 이런 팽창현상이 지난 세기 동안 독립적으로 관측된 해수면 상승의 주요 원인 중 하나이다. 육지에서의 물 저장과 사용의 변화처럼 빙하와 빙상이 녹는 것도 해수면 상승의 원인이 된다.

공기는 온도가 높을수록 더 많은 수증기를 포함할 수 있기 때문에 지구온난화는 곧 더 습한 지구를 의미하기도 한다. 전지구적으로 수행된 분석결과를 보면 대기 중 수증기의 양을 측정하는 비습이 육지와 해양에서 모두 증가했음을 알 수 있다.

지구의 얼어 있는 부분(빙권으로 총칭되는)은 기온의 국지적 변화에 영향을 미치고 또 그 영향을 받는다. 빙하에 포함된 얼음의 양이 전지구적으로 20년 이상 매년 줄어들고 있으며, 이렇게 사라진 얼음은 일부는 해수면 상승에 기여한 면이 있다. 적설면적은 특히 눈이 녹기 시작하는 봄에 온도 변화에 민감하다. 봄 기간의 적설면적은 1950년대 이후 북반구 전체에서 감소하고 있는 경향이다. 인공위성을 통한 기록이 시작된 이후 북극해 빙하의 상당 부분이 사라지는 일이 계속 관측되고 있다. 이런 현상은 연중 융빙 시기(melt season)의 끝인 9월의 북극해 빙하의 면적이 가장 작은 시점에 특히 더 확연하게 나타난다. 이와는 대조적으로 남극 해빙의 증가량은 더 적어지고 있다.

개별적으로, 단일 분석의 경우 결과에 대한 설득력이 떨어질 수 있지만 이러한 각기 다른 지표와 독립적인 자료세트를 분석하는 과정을 통해서 수많은 독립적인 연구그룹들이 모두 동일한 결과에 도달하게 되었다. 깊은 바다에서부터 대류권의 상층부에 이르기까지 점점 더 더워지는 대기와 바다 그리고 빙하의 용해 및 해수면 상승 등을 증명하는 모든 증거들이 명확하게 한 가지 사실을 가리키고 있다. 그것은 바로 지구가 19세기 후반 이후 계속 더워지고 있다는 사실이다(FAQ 2.1, 그림 2).



FAQ 2.1, 그림 2 : 변화하고 있는 전 지구 기후에 대한 여러 가지 독립적인 지표들. 각각의 선은 기후요소의 변화에 대해 독립적으로 도출한 추정치를 나타낸다. 각 패널에서 모든 자료세트는 동일 관측기간으로 정규화되었다. 원자료 세트의 전체 세부 사항이 어떤 패널에 속하는지는 보충자료(Supplementary Material 2.SM.5)에 명시되어 있다.

### FAQ 2.2: 극한기후의 변화가 있었는가?

온난화로 인해서 20세기 중반 이후 열파를 포함한 극한기후에 변화가 초래되었다는 강력한 증거가 있다. 같은 기간 동안 호우도 증가했을 가능성이 높지만 지역별로 차이가 있다. 그렇지만 열대저기압의 발생빈도 등과 같은 다양한 극한기상 현상의 경우, 일부 지역을 제외하고는 관찰기간에 눈에 띄는 변화가 있었다는 사실에 대하여 확실하다고 말하기 어렵다.

열파에서부터 한파 또는 가뭄 그리고 홍수에 이르기까지 극한기후를 기록하고 분석하는 작업에는 독특한 문제들이 따른다. 단순히 이런 극한기후현상들이 드물게 발생하기 때문만이 아니고, 다른 문제가 되는 기상조건들과 반드시 함께 발생하기 때문이다. 더구나, 무엇이 극한적인 기후현상인지에 대해서 과학계의 일관된 정의가 없고, 그렇기 때문에 전지구적으로 비교를 통한 평가 작업이 어려운 것이다.

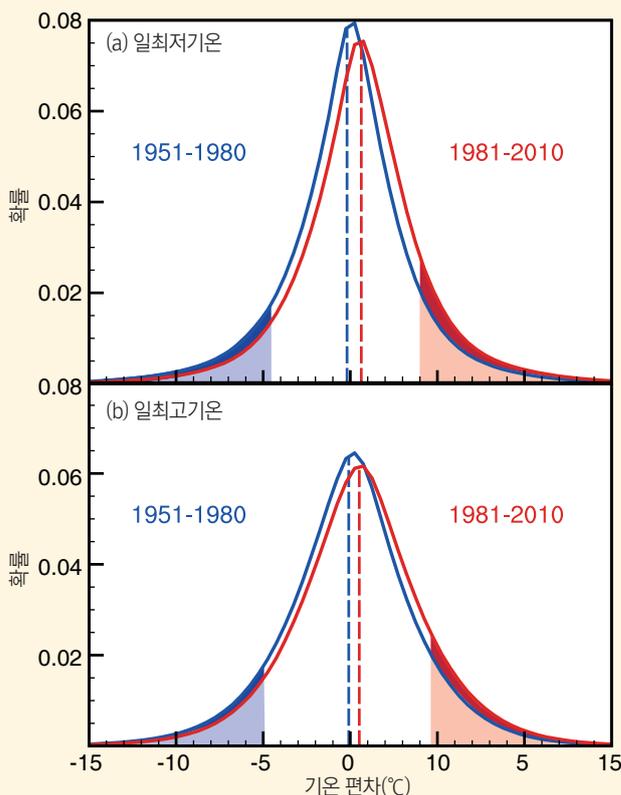
물론 절대적 관점에서 극한 기후 현상은 발생하는 장소에 따라서 다를 것이다. 예를 들어, 열대지역에서의 더운 날이 중위도지역의 더운 날과 같은 수는 없다. 그렇지만 극한기후현상들을 모니터링하고자 하는 국제적인 노력을 통해서 몇 가지 눈에 띄는 전지구적 변화가 발견되었다.

예를 들어, 추운 날(<10<sup>th</sup> 퍼센타일)과 더운 날(>90<sup>th</sup> 퍼센타일)에 대한 일관된 정의를 사용함으로써 전 지구 대부분의 지역에서 더운 날이 증가하였고 추운 날이 감소하였다는 사실을 발견했다. 북아메리카 대륙의 중부와 동부 그리고 남아메리카 지역의 남부 등이 예외적이긴 하지만 대부분이 낮 기온과 관련된 사항에서만 다른 결과를 보였다. 이런 변화들은 최저기온 극한(예: 따뜻한 밤)에서 일반적으로 가장 두드러지게 나타났다. 자료의 한계로 인해서 이를 평균기온의 상승과 연결시키는 것은 어렵지만, FAQ 2.2의 그림 1을 보면 전 지구 일 평균 극한기온이 변했음을 알 수 있다. 이런 변화들이 단순히 일 기온의 평균 상승(FAQ 2.2, 그림 1의 점선)과 연관되어 있는지 또는 주간과 야간 기온 분포의 다른 변화 때문인지에 대해서 아직도 논의가 진행되고 있다.

매우 더운 낮과 밤이 연속적으로 발생하는 기간을 의미하는 온난기(warm spell) 또는 열파도 평가되었지만, 열파의 특성에 대한 연구는 온난한 낮이나 밤의 변화를 단순히 비교하는 연구에 비해 적은 상황이다. 지구 상에서 자료를 확인할 수 있는 대부분의 육지 지역에서는 20세기 중반 이후 더 많은 열파가 발생했다. 미국 남동부 지역은 예외인데, 이 지역에서는 열파의 발생 빈도와 기간이 전반적으로 감소하였다. 이런 예외 현상은 이 지역의 소위 '온난화 구멍(warming hole)'이라고 불리는 현상과 연관이 있다. 이 지역에서는 강수량도 증가했다. 이런 예외 현상은 육지와 대기 사이의 상호 작용, 대서양과 태평양의 장기적인 변화 등과 관련이 있을 수 있다. 그렇지만 대부분의 지역, 특히 아프리카와 남아메리카 지역에는 열파의 변화에 대한 정보는 제한적이다.

과거 기온복원 자료를 수 백 년 전 것까지 확보할 수 있는 유럽 같은 지역의 경우, 일부 지역에서 최근 수십 년 동안 열파가 발생하는 빈도가 비정상적이라는 것을 알 수 있다.

다른 기후변수들의 극한 변화는 자료가 부족하고, 연구 자료, 지역 및/또는 계절에 따라서 상이한 경우가 많기 때문에 일반적으로 기온에서 관측된 변화보다는 일관성이 떨어진다. 그렇지만 따뜻한 기후와 극한 강수량의 증가는 일치한다. 자료가 충분한 육지 지역에 대한 분석결과를 보면 최근 수십 년 동안 극한 강수량의 빈도와 강도가 증가한 것을 확인할 수 있지만 그 결과는 지역과 계절에 따라 크게 다르게 나타난다. 예를 들면, 북아메리카와 중앙 아메리카 그리고 유럽의 경우에는 호우가 증가하고 있다는 증거가 매우 우세하게 나타나고 있지만, 오스트레일리아 남부 지역과 서아시아 등과 같은 일부 지역의 경우에는 감소하고 있다는 증거가 나타나고 있다. 이와 비슷하게, 가뭄에 대한 연구들도 지역 별로 나타나는 경향에 차이가 있으며, 가뭄을 어떻게



**FAQ 2.2, 그림 1** : HadGHCND 자료세트를 이용하여 1961-1990년 평균값과 비교한 1951-1980년 (파란색)과 1981-2010년 (빨간색)의 두 기간에 대한 (a) 일 최저기온 편차와 (b) 일 최고기온 편차의 분포. 흐린 파란색과 흐린 빨간색으로 덮여 있는 영역은 각각 1951-1980년에 (a) 밤과 (b) 낮의 가장 추운 10%와 가장 온난한 10%를 나타낸다. 어둡게 처리된 부분은 1981-2010년 동안 1951-1980년과 비교하여 가장 추운 낮과 밤의 일수가 얼마나 감소하였는지(질은 파란색)와 가장 온난한 낮과 밤의 일수가 얼마나 증가하였는지(질은 빨간색)를 나타낸다.

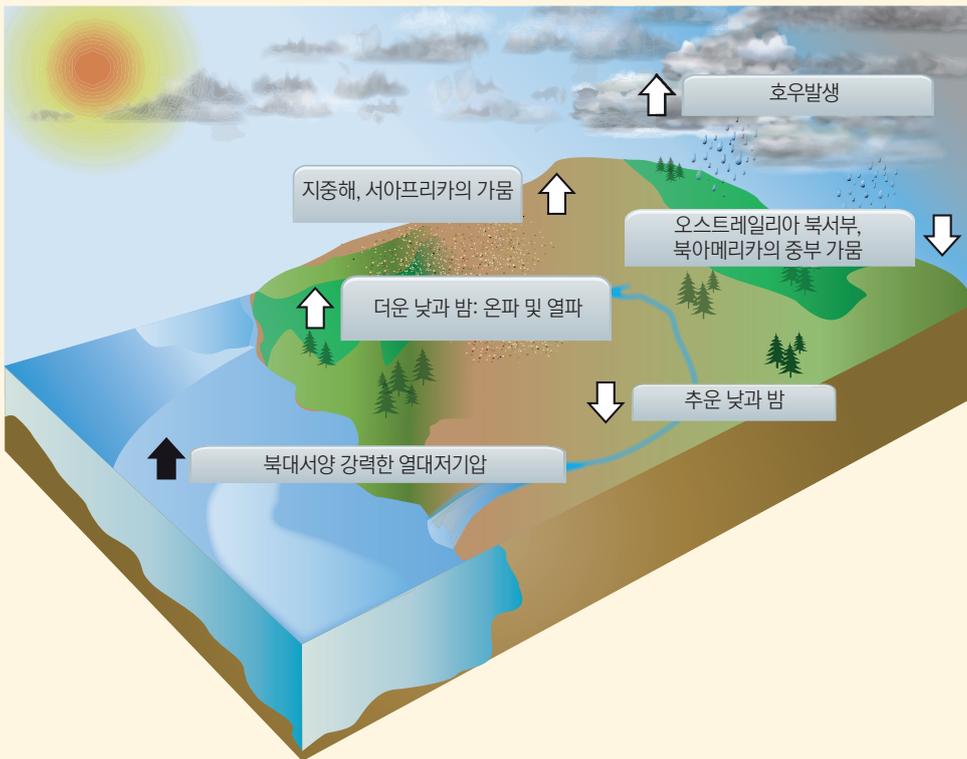
FAQ

정의하느냐에 따라 전지구적인 경향의 징후들에 대해서는 서로 일치하지 않는다. 그렇지만 20세기 중반 이후 일부 지역(예: 지중해 지역)에서는 가뭄이 증가했고, 또 다른 지역(예: 북아메리카의 중부)에서는 감소했음을 보여주는 증거가 존재한다.

열대저기압 등의 다른 극한 기상현상과 관련한 최근 평가 결과를 보면 과거의 관측 능력의 부족으로 인해서 장기적인 경향에 대해 결론을 내리기 어렵다는 것을 알 수 있다. 그렇지만 1970년대 이후 북대서양에서 폭풍 활동이 증가했음을 보여주는 매우 강력한 증거들이 존재한다.

관측방법들에서 불확실성을 고려하고 100년 정도의 기간에 수집된 증거들을 보면 북대서양과 남태평양 지역에서 육지에 상륙한 열대저기압의 빈도가 약간 감소한 것을 알 수 있다. 다른 해양 분지의 더 장기적인 경향에 대한 증거는 거의 없다. 온대저기압의 경우, 지난 50년 동안 북반구와 남반구에서 모두 극으로의 이동이 명백하게 나타났으며, 중위도 지역에서는 폭풍우의 빈도가 줄어들었다는 제한적인 증거가 있다. 강도도 증가했음을 시사하는 몇몇 연구가 있지만 표본 추출 문제로 인해서 이런 평가에 대한 신뢰가 저해되고 있다.

FAQ 2.2의 그림 2에는 극한 기후 현상과 관련하여 일부 관찰된 변화 양상이 요약되어 있다. 전반적으로 극한 기후 현상과 관련된 가장 강력한 전지구적변화는 일기온의 관측값(어느 정도의 열파도 포함)에서 나타나고 있다. 극한 강수 현상도 증가하는 것으로 나타나고 있지만, 지역에 따른 편차가 크고, 가뭄과 관련하여 관측된 경향은 몇몇 지역을 제외하고 아직까지는 불확실한 상태이다. 1970년대 이후 북대서양 지역에서 열대저기압의 발생 빈도와 활동이 크게 증가했음을 확인할 수 있지만, 그 원인에 대해서는 아직도 논란이 이어지고 있다. 20세기 중반 이후 다른 기후변수와 관련된 극한 기후 현상의 변화에 대한 증거는 매우 제한적이다.



FAQ 2.2, 그림 2 : 20세기 중반 이후(1970년대부터 관측된 북대서양 지역의 폭풍은 예외) 다양한 극한 기후 현상의 발생 빈도(또는 강도)에 나타난 경향(화살표 방향은 변화의 방향을 나타냄).

### FAQ 3.1: 해양온난화가 진행되고 있는가?

네, 모든 곳에서 지속적인 것은 아니지만, 여러 지역과 다양한 깊이, 시간에 걸쳐 바다는 더워지고 있다. 해양온난화의 증거는 지구 또는 해양분지 차원에서 10년 이상을 평균했을 때 가장 명확하게 나타난다.

어느 곳이든 해수의 온도는 계절에 따라 크게 달라질 수 있고, 경년 또는 10년 단위의 기간별로도 크게 다를 수 있다. 그 이유는 해류가 바뀌고 해양과 대기 사이에 열교환이 발생하기 때문이다.

해수의 온도를 측정하기 시작한 것은 수 세기도 넘었지만 특정 연도에 바다의 수심 수 백 미터에 해수의 전 지구 평균 온도를 추정할 수 있을 만큼 충분히 포괄적인 측정을 시작한 것은 1971년에 이르러서였다. 사실 2005년에 국제적으로 아르고 온도/염도 프로파일링 플로트 어레이가 완성되기 전에는 특정 연도의 전 지구해양 상부 평균 온도는 그것을 측정하는 방법에 따라 영향을 많이 받았다.

전 지구 해양 상부 평균 온도는 1971-2010년까지 10년 단위를 기준으로 볼 때 계속 높아지고 있다. 비록 대부분 연평균 값의 불확실성이 크긴 하지만 이 온난화 현상은 확실한 결과이다. 같은 기간에 해양의 수심 75m에서 전 지구 평균 온난화 경향이 10년에 0.11[0.09-0.13]°C 상승했다. 이 온난화 경향은 일반적으로 해수면에서 중간 수심으로 가며 줄어들어서 200m 수심까지는 10년에 약 0.04°C 줄어들고, 500m 수심까지는 0.02°C 미만으로 줄어든다.

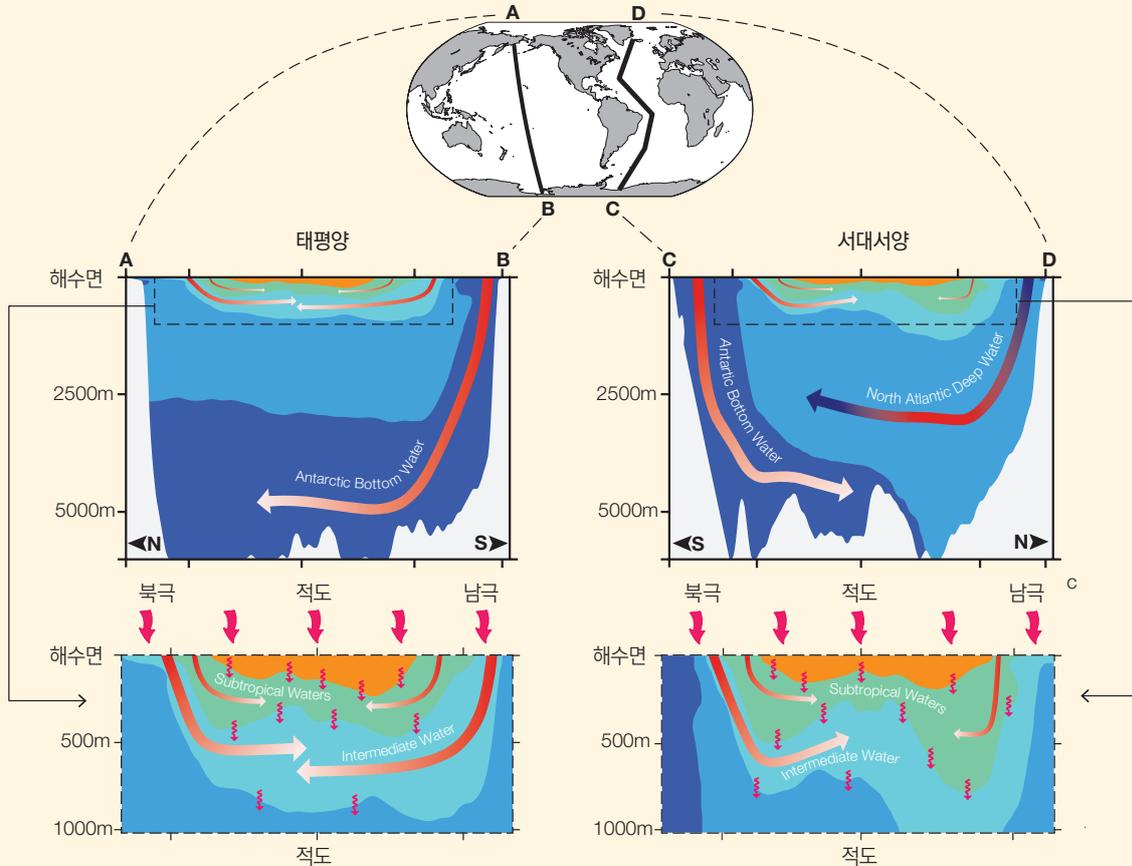
해수온도 편차는 해수면 아래로 상승의 해수와 혼합되는 과정에 더하여 경로를 따라서 전달된다(FAQ3.1, 그림 1). 고위도 지역의 더 차갑고 그로 인해 밀도가 더 높은 바닷물은 해수면 아래로 가라앉게 되고, 저위도 지역의 더 따뜻하고 밀도가 낮은 바닷물은 아래로 이동하여 적도까지 확산된다. 북대서양의 북쪽과 남극 주위의 남빙양 등의 몇몇 바다에서는 바닷물이 너무 차갑게 냉각되어 매우 깊은 곳까지 가라앉아 심지어 해저까지 내려가게 된다. 이렇게 가라앉은 바닷물은 대부분 다른 심해까지 확산된다. 바다의 수면 부근 해수온도가 높기 때문에 이렇게 가라앉은 바닷물도 시간이 지남에 따라 더워지게 되고, 가열된 표층의 바닷물이 아래로 혼합되면서 온도가 올라가는 것보다 훨씬 빠르게 바다 내부의 온도가 올라가게 된다.

북대서양의 경우, 심해 바닷물의 온도는 십년 변동성을 가져서 우세한 겨울 대기패턴에 따라서 어떤 기간에는 더워지고 어떤 기간에는 차가워진다. 남극 주변의 경우, 1992 - 2005년경부터 해저 바닷물의 온도가 크게 올라갔다. 아마도 지난 수 십 년 동안 남빙양 주변의 서풍이 강력해지면서 남쪽을 향해 불었기 때문일 것이다. 전 세계 바다의 심해에 존재하는 가장 차가운 해저 바닷물의 이런 온난화 징후는 충분히 탐지가 가능한 수준이지만 인도양, 대서양 및 태평양 북쪽으로 갈수록 이런 경향이 약해진다. 심해 바닷물의 온난화율은 일반적으로 해수면의 온난화율에 비해 적게 나타난다. 남극대륙 주변의 심해 바닷물은 1990년대 이후 10년에 약 0.03°C 높아졌고, 다른 곳의 심해 바닷물의 경우 그 변화폭이 더 작았다. 그렇지만 온도변화가 대규모로 발생하기 때문에 심해 바닷물의 온난화는 해수 온도 상승에 크게 기여한다.

전 지구 평균해수온도의 과거 변화에 대한 추정치는 조직적 측정오차를 인식하고 줄일 수 있게 됨으로써 최근 몇 년에 걸쳐 더 정확해졌다. 과학자들은 비교적 덜 정확한 측정값들을 같은 시간대에 주변 지역에서 측정된 드물고 더 정확한 측정값들과 세심하게 비교함으로써 과거기록에서 기기오차를 일부 줄일 수 있게 되었다. 이런 기술발전에 힘입어 전 지구 평균 해수온도가 2008년 이전에 보고된 것보다 매년 더 일관적으로 상승했다는 사실을 밝혀냈다. 그럼에도 불구하고 전 지구 평균 온난화율은 시간에 따라 일정하지 않을 수 있다. 어떤 해에는 해양이 평균보다 더 빠르게 더워지고 다른 해에는 평균보다 느리게 더워지는 것으로 보인다.

해양은 우선 크기가 방대하고 열용량이 크기 때문에 방대한 에너지를 저장할 수 있다. 같은 온도가 상승할 때 대기보다 1,000배 이상 많은 에너지를 저장할 수 있다. 지구는 지구가 우주로 배출하는 열보다 더 많은 열을 흡수하고 있고, 이렇게 흡수한 열의 대부분은 바다로 흡수되어 저장된다. 해양은 1971- 2010년에 더워진 대기, 해양 및 육지, 녹은 빙하에 의해 저장된 모든 열의 약 93%를 흡수했다.

해양은 방대한 열용량과 느린 순환으로 인해서 엄청난 열관성을 갖는다. 해수면 근처의 해수온도가 온실가스 농도의 변화 등과 같은 기후강제력(12.5 절)에 반응하여 조정되는 데에는 약 10년이 소요된다. 그렇기 때문에 온실가스 농도를 현재 수준으로 유지할 수 있다면 지구의 지표온도 상승세는 약 10년 내에 늦출 수 있다. 그렇지만 심해 온도는 수 백 년에서 수 천 년까지 계속 온난화가 지속될 것이고(12.5 절), 그 결과로 해수면도 수 백 년에서 수 천 년까지 계속 상승할 것이다(13.5 절).



**FAQ 3.1, 그림 1** : 해양의 열 흡수 경로. 해수는 층을 이루고 있으며 심해에 가장 차갑고 밀도가 높은 바닷물이 존재한다(위쪽 패널: 위쪽의 지도 참조). 차가운 남극 저층수(짙은 파란색)는 남극 주변에서 심해로 가라앉고, 해저를 따라 북쪽으로 확산되어 태평양 중심부(좌측 상단 패널: 빨간색에서 흰색으로 변하는 화살표가 가장 최근에 해수면과 접한 해저 바닷물이 더 확연하게 더워지고 있음을 나타냄)와 대서양 서쪽(우측 상단 패널) 그리고 인도양(표시되지 않음)으로 흘러 간다. 덜 차갑기 때문에 더 가벼운 북대서양 심층수(엷은 파란색)는 북대서양 북쪽에서 가라앉고(우측 상단 패널: 심해의 빨간색 및 파란색 화살표가 10년 별 온난화와 냉각화를 나타냄) 남극 저층수 위를 따라 남쪽으로 확산된다. 이와 비슷하게 해양의 상층(좌측 하단 패널에는 태평양에 대한 세부 사항이 표시되어 있고 우측 하단 패널에는 대서양에 대한 세부 사항이 표시되어 있음)에서는 차가운 중층수(청록색)가 아극(sub-polar) 지대(빨간색에서 흰색으로 변하는 화살표가 시간에 따른 온난화를 나타냄)에서 가라앉고, 더 따뜻한 아열대 해수(녹색) 아래에서 적도 쪽으로 확산되기 전에 다시 가라앉아서(빨간색에서 흰색으로 변하는 화살표가 가장 최근에 수면과 접촉한 중층수와 아열대 해수가 더 따뜻하게 되었음을 나타냄) 3곳의 해양 모두에서 가장 따뜻하고, 가벼운 열대 지역 해수(오렌지색) 아래에서 적도를 향해 확산된다. 해수면에 유입되는 과도한 열이나 냉기(위쪽의 휘어진 빨간색 화살표)도 서서히 아래쪽으로 혼합된다(수면 아래의 구불구불한 빨간색 화살표).

### FAQ 3.2: 지구의 물순환 체계가 변했다는 증거가 있는가?

지구의 물순환 체계는 지구 표면에서 발생하는 습기의 증발과 강수를 포함한다. 대기 중 수증기 함량의 변화는 지구의 물순환 체계가 온난해진 기후에 이미 반응하고 있다는 강력한 증거가 된다. 해수 염분의 분포 변화도 역시 추가적인 증거가 된다. 전 지구 해양에 대한 장기간의 강수량과 증발량 관측자료가 부족하기 때문에 해수 염분의 분포 변화는 강수량 측정을 대체할 수 있는 중요한 방법이다.

온난한 공기는 더 많은 습기를 함유할 수 있기 때문에 기후가 온난화되면 물순환이 강화될 것으로 예상된다. 대기는 기온이 1°C 높아질 때마다 7% 정도 더 많은 수증기를 함유할 수 있다. 1970년대 이후 관측된 결과를 보면 지표와 하층 대기의 수증기량이 계속 증가했고(FAQ 3.2, 그림 1a), 관측된 온난화와 그 속도가 일치한다. 더구나, 온난해진 기후에서는 증발과 강수가 한층 더 강해질 것으로 전망된다.

지난 50년 동안 기록된 해양 염분 변화는 앞에서 이야기한 전망의 증거가 된다. 해수에는 염수와 담수가 모두 포함되어 있으며 해수의 염분은 바닷물에 녹아 있는 소금의 무게로 계산하는 것이다. 암석의 풍화작용에 의해서 생긴 소금의 총량은 인간의 시간 범주 내에서는 변하지 않기 때문에 해수의 염분은 며칠 또는 수 세기에 걸쳐서 일어나는 담수의 유입 또는 증발에 의해서만 변할 수 있다.

대기는 증발된 수증기를 이동시켜 담수의 유입량이 유출량보다 많은 해양과 유출량이 유입량보다 많은 해양 간에 균형을 유지할 수 있게 한다. 해양표층의 염분 분포는 증발량에서 강수량을 뺀 것(E-P), 육지에서의 유출량 및 해빙 과정 등의 공간 패턴을 주로 반영한다. 해류로 인해서 패턴이 약간 바뀌기도 한다.

아열대 해양의 경우, 증발량이 강수량보다 많기 때문에 염분이 높은 반면에 증발량보다 강수량이 많은 고위도 지역과 열대 지역의 바닷물은 염분이 비교적 낮다(FAQ 3.2, 그림 1b, d). 염분이 가장 높은 바다인 대서양은 강수를 통해 유입되는 담수의 양보다 증발을 통해 손실되는 담수의 양이 더 많다. 태평양의 경우에는 증발량과 강수량이 거의 비슷하고, 남빙양(남극대륙 주변 지역)의 경우에는 강수량이 더 많다.

표층수 와 상층부 염분의 변화가 평균 염분 패턴을 강화시켰다. 증발량이 훨씬 더 많은 아열대 지역의 경우 염분이 증가했고, 강수량이 더 많은 아극지대와 열대 지역의 바닷물은 염분이 낮아졌다. 수심 500m 부분의 염분 변화를 기준으로 하면 증발량이 더 많은 대서양에서 염분이 증가했고, 증발량과 강수량이 거의 같은 태평양과 강수량이 더 많은 남빙양은 염분이 낮아졌다(FAQ 3.2, 그림 1c).

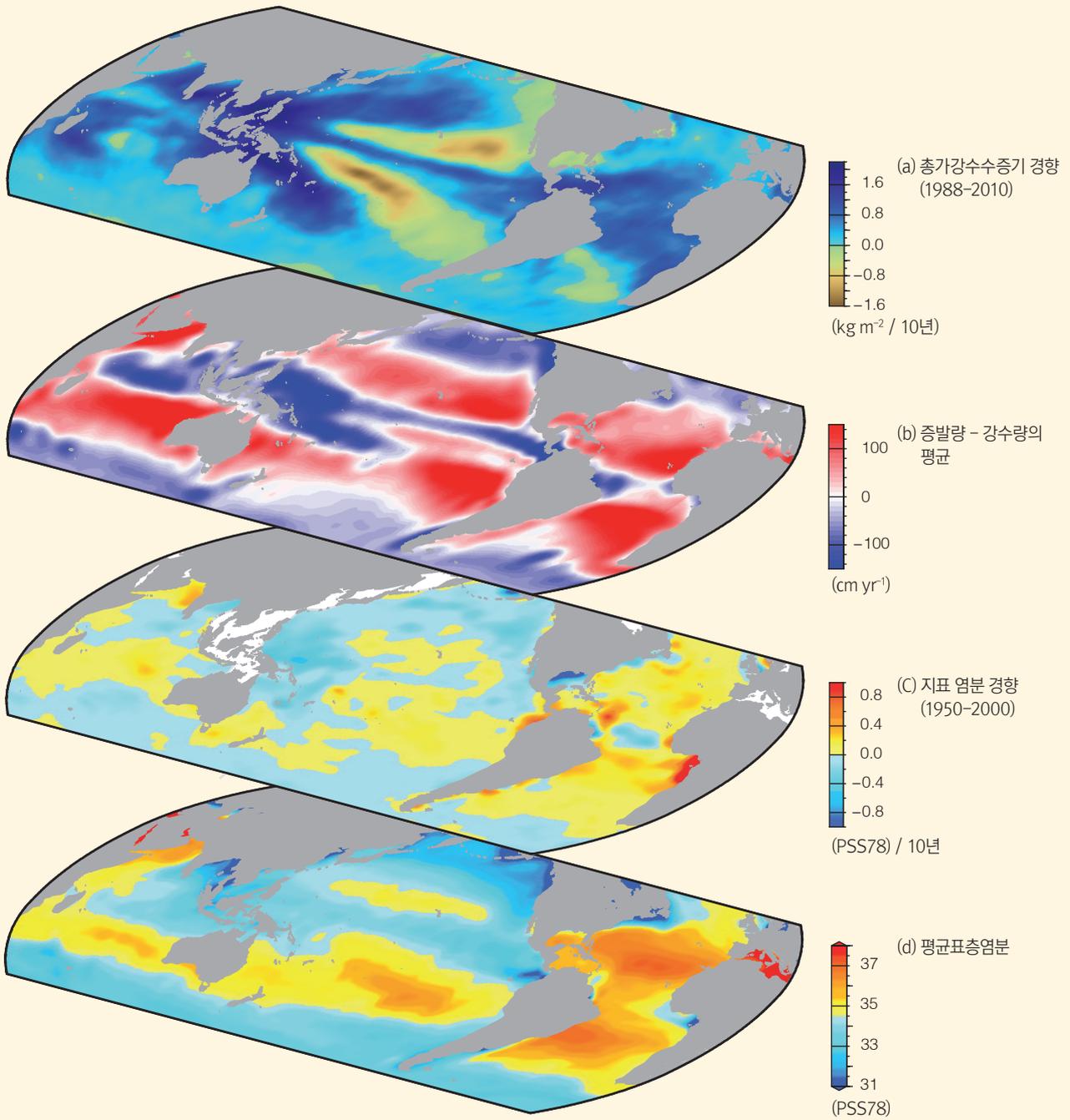
대기와 해양 사이에서 발생하는 담수의 교환 활동이 지구표면의 70%를 덮고 있는 해양에서 일어나기 때문에 강수량과 증발량 변화를 전지구적으로 직접 관측하는 것은 어렵다. 장기적인 강수량 기록은 육지에서만 확보할 수 있으며, 증발량에 대한 장기적인 측정값은 존재하지 않는다.

육지에서 관측한 값을 보면 일부 지역에서는 강수량이 증가했고 다른 지역에서는 감소했음을 알 수 있다. 그렇기 때문에 전지구적으로 통합된 결과를 구축하는 것은 어렵다. 육지에서 관측한 결과를 보면 고위도 지역에서 일찍 녹은 눈으로 인해서 더 많은 호우와 홍수가 발생하고 있음을 알 수 있다. 그렇지만 이런 경향은 지역적으로 매우 편중되어 있다. 육지에서 관측한 결과는 아직까지 가뭄의 변화를 증명하기에는 충분하지 않다.

반면 해수 염분은 해양의 강수량을 측정할 수 있는 민감하고 효과적인 수단으로 이용할 수 있다. 그리고 해수 염분은 강수를 통해 해양에 유입된 물의 양과 증발을 통해 손실된 물의 양 차이를 반영하고 평활한다. 강수와 증발은 매우 국지적이고 산발적으로 발생한다. 해수 염분은 대륙에서 흘러 들어오는 물과 해빙 또는 빙하의 용해와 형성에 의해서도 영향을 받는다. 육지의 얼음이 녹으면서 유입된 담수는 전 지구평균염분을 변화시키겠지만 현재까지 그 변화가 너무 작아서 관측할 수 없다.

과거 50년 동안의 자료를 보면 해양 상층부의 염분 변화를 확인할 수 있고 이것은 강수량과 유출량에서 증발량을 뺀 양의 체계적 변화를 보여준다. 이런 사실을 FAQ 3.2, 그림 1에 정리했다.

FAQ 3.2은 2장과 3장에서 제시된 관측결과와 9장과 12장의 모델 분석 결과를 기반으로 한다.



**FAQ 3.2, 그림 1 :** 해수면의 염분 변화는 증발량 빼기 강수량(E-P)의 대기 패턴과 총 가장수 수증기의 경향성과 관계가 있다. a) 인공위성에서 관측한 총 가장수 수증기(지구의 표면에서부터 전체 대기 내에서 통합된 수증기(10년 당 kg m<sup>-2</sup>)의 선형 경향(1988-2010년) (Special Sensor Microwave Imager) (Wentz 외, 2007년) (파란색 영역은 습하고 노란색 영역은 건조함). b) 기상학적 재분석을 통해 얻은 1979-2005년 평균평균 순 E-P (cm yr<sup>-1</sup>) (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research; Kalnay 외, 1996) (빨간영역: 순 증발량, 파란 영역: 순 강수량). c) 해수면 염분의 변화 경향(1950-2000)(50년 당 PSS78) (Durack and Wijffels, 2010) (파란 영역: 염분 감소, 노란 영역과 빨간 영역: 염분 증가). d) 평균 표층수 염분(PSS78) (파란 영역 <35, 노란 영역과 빨간 영역 >35).

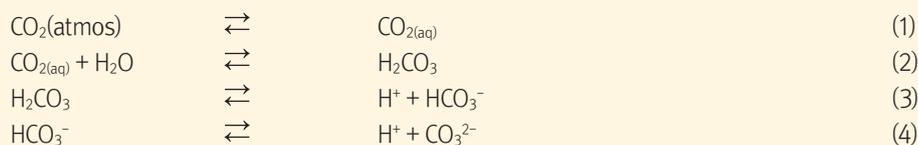
### FAQ 3.3: 인위적 해양산성화와 기후변화 사이에는 어떤 관계가 있는가?

인위적 기후변화와 해양 산성화의 원인은 대기 중 이산화탄소의 농도가 증가하는 것이다. 다른 온실가스와 함께 대기 중 이산화탄소의 양이 증가하면서 지구 표면에서 배출되는 열을 지구 대기에 가두게 되고, 그 결과 기후시스템이 간접적으로 변하게 된다. 현재 인류가 배출한 대기 중 이산화탄소의 약 30%를 해양이 흡수하고 있기 때문에 인위적 해양 산성화의 직접적인 원인은 이산화탄소 농도의 증가라고 할 수 있다.

해양산성화는 일정 기간 동안 pH값이 낮아지는 것을 의미하며 이는 주로 해수가 대기로부터 이산화탄소를 흡수하기 때문에 발생한다. pH는 산도를 측정하는 단위이다. 해양산성화가 pH 변화의 방향성을 설명하는 것이지 해수가 산성이 된다는 것이 아니다. 다시 말해서, 바닷물 pH가 낮아지고 있긴 하지만 산성(pH < 7)이 될 것으로 예상되지는 않는다. 해양산성화는 자연적 원인(예: 화산활동의 증가, 메탄하이드레이트 배출, 순호흡 용의 장기적인 변화) 또는 인위적 원인(질소와 황화합물의 대기 중 배출)으로 인해 바닷물에서 화학물질이 추가되거나 없어지기 때문에 발생할 수 있다. 인위적 해양산성화는 인간의 활동에 의해 초래되는 pH 감소현상을 의미한다.

약 1750년 이후 인간의 산업과 농업활동으로 발생한 이산화탄소로 인해서 전지구 평균 대기 이산화탄소 농도가 2011년에 278 - 390.5 ppm 까지 상승하게 되었다. 현재 대기 중 이산화탄소 농도는 최소한 지난 80만 년 내에 가장 높으며, 인류가 화석 연료에 의존하고 있기 때문에 앞으로도 계속 높아질 것으로 예상된다. 현재까지 해양은 대기로부터 약 155 ± 30 PgC의 이산화탄소를 흡수했는데 이것은 산업화 이전부터 인류의 활동으로 인해 배출된 이산화탄소 총량(555 ± 85 PgC)의 약 1/4에 해당하는 것이다. 이렇게 자연적으로 일어나는 흡수 활동으로 인해서 대기 중 온실가스의 양이 상당히 줄어들며, 지구 온난화의 영향을 최소화하고 있다. 그렇지만 해양이 이산화탄소를 흡수하면서 해수의 화학적 조성에 큰 영향을 미치게 되었다. 해양 표층수의 평균 pH는 산업혁명이 시작된 이후 약 8.2에서 8.1로 이미 0.1 정도 떨어졌다. 전망된 미래의 대기 중 및 해양 내 이산화탄소 농도 추정치를 보면 이번 세기 말까지 해양 표층수의 평균 pH가 현재 수준보다 0.2 - 0.4까지 더 낮아질 가능성이 있다. pH 규모는 대수적이기 때문에 pH 1 단위가 변하는 것은 10배의 수소 이온 농도화를 의미한다.

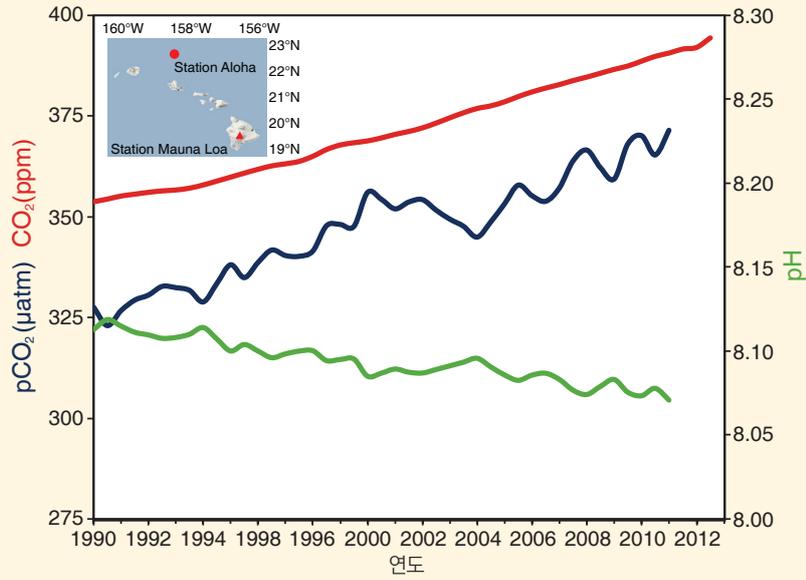
대기 중 이산화탄소가 대기와 해양이 맞닿는 부분에서 교환될 때 탄소성분(용존 이산화탄소(CO<sub>2(aq)</sub>), 탄산(H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), 중탄산염(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>))의 농도를 증가시키는 4가지 일련의 화학작용을 통해 해수와 반응한다.



이런 반응을 통해서 수소 이온(H<sup>+</sup>)이 생성된다. 이렇게 해양 속 수소 이온 농도가 증가하면 pH값이 떨어지게 된다(즉, 산성이 증가한다). 정상적인 해수 조건 하에서는 생성된 수소 이온의 99.99% 이상이 탄산염 이온(CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)과 결합하여 더 많은 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>가 생성된다. 그렇기 때문에 인류에 의해 배출된 이산화탄소가 바다에 흡수되면 pH값이 낮아지고, 탄산염 이온을 소비하게 된다. 이런 화학반응은 반대로도 그대로 일어날 수 있으며, 이 반응의 기본적인 열역학도 잘 알려져 있다. pH값이 약 8.1인 경우, 탄소의 약 90%가 중탄산 이온의 형태를 가지며, 9%는 탄산염 이온, 나머지 1%만이 용존 이산화탄소의 형태를 가진다. 실험실, 현장 및 모델링 연구 등의 결과와 지질학적 기록에서 얻은 증거들을 볼 때, 해양 생태계가 해양 이산화탄소의 증가와 그에 따른 pH 및 탄산염 이온의 감소에 매우 민감하다는 것을 알 수 있다.

기후변화와 인위적 해양산성화는 별개로 일어나지 않는다. 해양에 흡수된 이산화탄소는 온실가스로 인한 온난화에 기여하지 않지만, 해양온난화가 진행되면 해수의 이산화탄소 용해성이 떨어진다. 결과적으로 해수가 대기 중에서 흡수할 수 있는 이산화탄소의 양이 줄어든다. 예를 들어, 산업화 이전 CO<sub>2</sub> 농도가 2배가 되고 기온이 2°C 높아진 상황에서는 온도가 상승하지 않은 상황과 비교(표 1의 4번째 열과 6번째 열 비교)하여 이산화탄소를 약 10% 적게 흡수한다(10% 적은 총 탄소량, C<sub>T</sub>). 그렇지만 pH는 거의 변하지 않고 그대로 유지된다. 그렇기 때문에 해수의 온도가 높으면 대기 중에서 이산화탄소를 흡수할 수 있는 능력이 작아지지만, 그럼에도 불구하고 여전히 해양산성화를 겪게 된다. 이런 현상이 발생하는 이유는 더 따뜻한 바다에서 중탄산염이 탄산염으로 바뀌면서 수소이온을 배출하고 그 결과로 pH값이 안정화되기 때문이다.

북태평양 CO<sub>2</sub> 시계열



**FAQ 3.3, 그림 1:** 마우나 로아(Mauna Loa) 관측소에서 측정된 대기 중 CO<sub>2</sub> 몰(mole) 분율(ppm)의 평활화된 시계열(위쪽 빨간색 선), CO<sub>2</sub>의 해양 표층수 분압(pCO<sub>2</sub>, 가운데 파란색 선), 1990 - 2011년에 하와이 북부의 아열대 북태평양에 있는 알로하(ALOHA) 관측소에서 관측한 해양 표층수 pH(아래쪽 녹색 선) (Doney 외, 2009; Dore 외, 2009의 자료). 결과를 보면 해양 표층수 pCO<sub>2</sub> 경향이 일반적으로 대기 중 이산화탄소 농도 증가와 일치하지만 해양과정의 대규모 경년 변동성으로 인해서 변동성이 더 크다는 것을 알 수 있다.

**FAQ 3.3, 표 1:** 산업화 이전의 대기보다 이산화탄소의 양이 2배가 되고 기온이 2°C 상승한 경우와 상승하지 않은 경우, 해양 표층수에서 발생하는 해양 pH 및 탄소시스템 변수의 변화<sup>a</sup>.

변수	산업화 이전 (280 ppmv) 20°C	2 x 산업화 이전 (560 ppmv) 20°C	(산업화 이전과 비교 시 변화 %)	2 x 산업화 이전 (560 ppmv) 22°C	(산업화 이전과 비교 시 변화 %)
pH	8.1714	7.9202	-	7.9207	-
H <sup>+</sup> (mol kg <sup>-1</sup> )	6.739e <sup>-9</sup>	1.202e <sup>-8</sup>	(78.4)	1.200e <sup>-8</sup>	(78.1)
CO <sub>2</sub> (aq) (μmol kg <sup>-1</sup> )	9.10	18.10	(98.9)	17.2	(89.0)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1723.4	1932.8	(12.15)	1910.4	(10.9)
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	228.3	143.6	(-37.1)	152.9	(-33.0)
CT(μmol kg <sup>-1</sup> )	1960.8	2094.5	(6.82)	2080.5	(6.10)

주: <sup>a</sup> CO<sub>2(aq)</sub> = 용존 CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = 탄산, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> = 중탄산염, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> = 탄산염, CT= 총 탄소량 = CO<sub>2(aq)</sub> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>.

## FAQ 4.1: 북극과 남극에서 해빙은 어떻게 변화 중인가?

북극해와 남극해의 해빙면적은 서로 아주 다른 특성을 갖고 있고, 시간이 지나면서 각기 다른 변화를 보이고 있다. 지난 34년(1979-2012년) 동안 북극에서 연평균 해빙면적은 10년에 3.8%씩 감소하는 경향이 있었다. 북극해 해빙의 평균 겨울철 두께는 1978년과 2008년 사이에 약 1.8 m 얇아졌고, 북극해빙의 총 부피(질량)는 연중 내내 감소했다. 여름 최소 시기 때에 해빙면적의 더 급속한 감소는 이 경향의 결과이다. 이와는 달리 지난 34년 동안 남극해빙의 총 면적은 10년에 1.5%씩 증가를 보이지만 남극 주변의 변화에는 강한 국지적 차이가 있다. 남극해빙의 두께 측정 횟수가 너무 적어서 해빙의 총 부피(질량)가 감소 중인지, 일정한지, 증가 중인지 판단할 수 없다.

총 북극해빙 면적의 많은 부분이 북위 60° 위에 있고(FAQ 4.1, Figure 1), 캐나다 북극해 제도(Canadian Arctic Archipelago), 베링해, 바렌츠해, 그린란드해의 입구가 있는 남쪽은 육지에 둘러싸여 있다. 북극분지 내 빙하의 일부는 몇 계절이 지나도록 녹아 없어지지 않고 기저부에서 해수가 얼고, 변형(상승 및 이동)되면서 점점 두꺼워진다. 계절해빙은 약 2 m 두께 정도만 성장하지만, 1년 이상 된 해빙(다년빙)은 몇 미터까지 두꺼워질 수 있다. 북극해빙은 분지 내에서 바람과 해류에 이끌려 표류한다. 평균표류패턴은 북극 서부에서의 시계방향 순환패턴과 시베리아 해빙을 북극을 가로질러 운반하고 프람 해협(Fram Strait)을 통해 분지로부터 내보내는 극지 횡단 표류(Transpolar Drift Stream)에 의해서 결정된다.

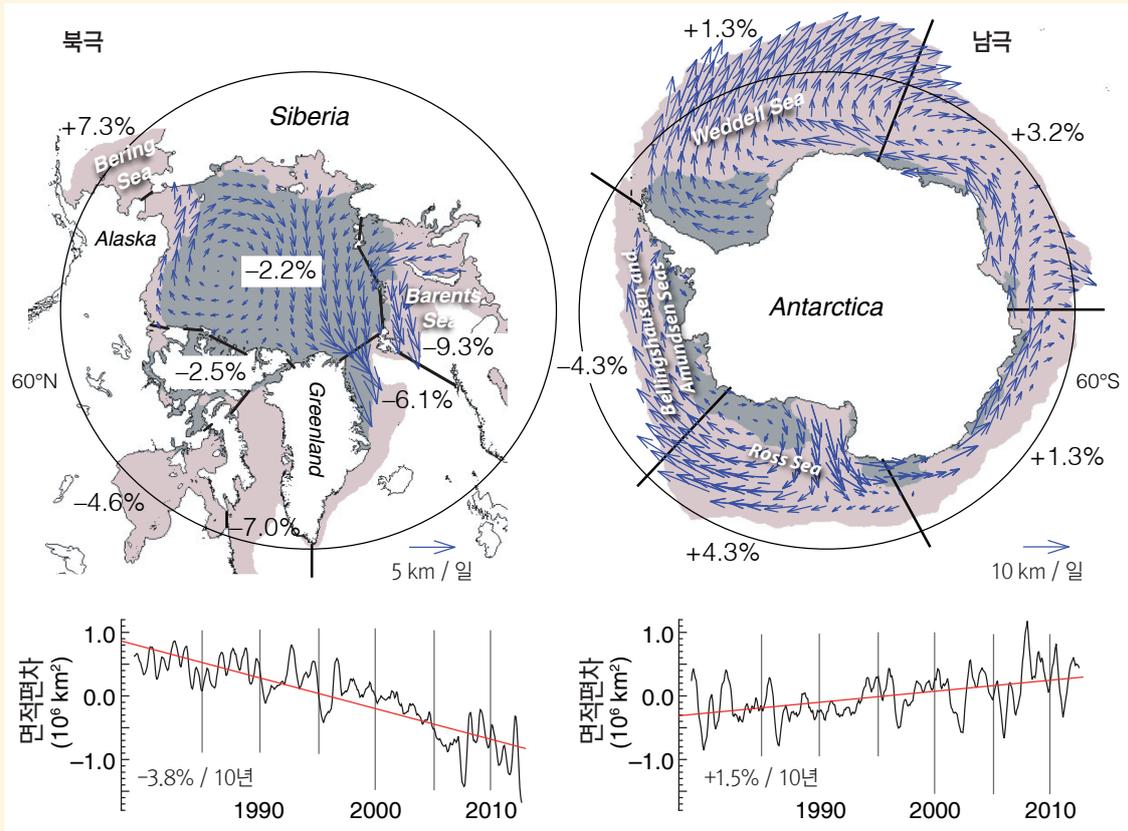
해빙과 개빙 구역(open water)을 구분할 수 있는 인공위성을 이용하여 해빙면적의 변화를 파악할 수 있다. 1979년부터 북극에서 연평균 빙하면적은 10년에 3.8%씩 감소했다. 늦은 여름(9월 말)에 빙하면적의 감소는 그보다 큰 10년에 11% 정도였고, 2012년에는 최소 면적을 기록했다. 9월 최소 북극 빙하면적의 10년 평균면적은 위성기록이 시작된 이래 10년마다 감소했다. 잠수함과 위성기록은 북극 빙하의 두께가 감소하는 중이고, 따라서 총 부피도 감소 중임을 시사한다. 다년빙과 계절빙하의 상대적 양의 변화는 빙하부피의 감소에 기여하고 있다. 34년간의 기록 중 이런 유형의 해빙은 기저부에서 녹아서 유출되어 1979년 이래로 10년당 약 17%, 1999년 이래로 10년당 약 40%씩 감소되었다. 북극해빙에 덮인 면적은 가변적 계절 빙하성장 때문에 해에 따라 변동할 수 있지만, 두꺼운 다년빙의 비율과 총 해빙부피는 오직 느리게 회복될 수 있다.

북극과는 달리 남극 주변의 해빙면적은 남극대륙이 존재하기 때문에 남위 78°의 북쪽 위도에 제한되어 존재한다. 남극 해빙면적은 대체로 계절에 따라 다르며, 평균두께는 9월에 최대면적에 이를 때 약 1 m 정도이다. 단지 소량의 빙하면적이 2월 하계최소기에 살아 남으며, 2년 이상 유지되는 남극해빙은 극히 적다. 빙하 가장자리(ice edge)는 외해에 노출되어 있고, 남극해빙의 강설율(snowfall rate)은 북극에서보다 높다. 강설로 인한 눈 부하가 빙하 표면을 해수면 밑으로 누르면 해수가 눈쌓임의 기저부에 침투하고 그로 인해 생긴 슬러시가 얼면 눈-얼음이 형성된다. 결국 눈에서 얼음으로의 전환(뿐 아니라 북극에서 일어나는 것과 같은 기저부 동결)은 남극에서 빙하두께의 계절적 성장과 총 빙하부피에 기여한다. 눈-얼음 형성은 강수변화에 민감하고 따라서 지역기후의 변화에 민감하다. 남극 해빙두께와 부피에 대한 강수변화의 영향은 여전히 중점적으로 연구해야 할 분야이다.

남극 해빙면적 중에 육지 경계에 제약 받지 않는 위도 범위는 매우 가변적이다. 남극 해안에서는 해빙이 동에서 서로 지배적으로 표류하지만, 더 북쪽에서는 서에서 동으로 표류하고 매우 분산된다. 빙하를 북쪽으로 수송하는 뚜렷한 시계방향 순환 패턴이 웨델해와 로스해에서 나타나지만, 이 순환은 남극 동부 주변에서 더 가변적이다. 북쪽으로 향하고 있는 해빙면적부분은 해안선을 따라 지속적으로 존재하는 빙호(polynyas)에 겨울철에 새 빙하를 형성시킬 수 있는 분기하는 표류에 의해 부분적으로 조절된다. 이들 빙하형성 지역은 해수의 염분농도를 높여 밀도를 높이고, 지구상 해양의 가장 깊은 심층수의 주 공급원 중 하나가 된다.

같은 34년간의 위성기록 중 남극의연해빙면적은 10년당 약 1.5%씩 증가했다. 그러나 벨링스하우젠 해(Bellingshausen sea)와 아문센 해(Amundsen sea)해에서 나타난 감소 경향에서 지역적 차이가 있지만, 로스해에서 해빙면적이 더 크게 증가해 전반적인 경향을 지배한다. 남극 해빙면적은 해마다, 대륙 주변의 장소마다 너무 많이 달라지기 때문에 남극 해빙면적이 종합적으로 더 적게 증가한 것이 기후의 지표로서 의미가 있는지 여부는 불확실하다. 최근 연구결과는 빙하면적의 이 상반된 경향이 지역적 풍속과 바람 패턴의 경향 때문일 수 있음을 시사한다. 빙하두께와 빙하부피의 더 정확한 추정치 없이는 남극 해빙면적이 기후변화에 어떻게 반응 중인지 또는 어떤 기후 변수가 가장 영향력이 큰지 특정 짓기 어렵다.

북극과 남극 해빙면적의 상태에 영향을 주고 기후변화에 대한 그것들의 상이한 반응에 기여하는 물리 환경 및 과정에는 큰 차이가 있다. 중단 없이 관측한 장기 위성기록은 북극 해빙면적의 감소에 대한 명확한 그림을 제공했지만, 이용 가능한 증거로는 남극해빙의 전반적 변화와 그 원인에 대하여 확실히 진술하기 어렵다.



FAQ 4.1, 그림 1 : 북극과 남극의 여러 지역에서 해빙의 평균순환패턴과 해빙면적의 연편차(즉, 계절주기를 제거한 후)의 10년 별 경향(%). 화살표는 표류빙(ice drift)의 평균방향 및 규모를 가리킨다. 주황색(회색) 음영은 위성관측 된 1979-2012년의 평균 해빙면적의 최대(최소) 면적을 의미한다.

#### FAQ 4.2: 산악지역의 빙하는 사라지고 있는가?

세계의 많은 산악지역에서 지난 수십 년간 대기온도 상승으로 인하여 빙하가 사라지고 있다. 빙하 손실은 캐나다 북극과 로키산맥(Canadian Arctic and Rocky Mountains), 안데스산맥, 파타고니아, 유럽 알프스산맥, 텐산(Tien Shan), 남아메리카, 아프리카, 아시아의 열대산맥 등에서 보고되었다. 이 지역에서 지난 수십 년간 600개 이상의 빙하가 사라졌다. 더 이상의 온난화가 진전되지 않더라도 더 많은 빙하가 사라질 것이다. 일부 산맥의 빙하는 전부는 아니어도 대부분 소실될 것이다.

빙하가 현재 존재하는 모든 산악지역에서는 빙하 부피가 지난 150년간 상당히 감소했고, 그 기간에 작은 빙하들은 많이 사라졌다. 국지적으로 예외는 있지만 전지구적으로 빙하가 축소(면적과 부피감소)하였고, 특히 1940년대와 1980년대 이후로 뚜렷하게 나타난다. 그러나 1890년대, 1920년대, 1970년대에는 상대적 안정기도 있었다는 것이 길이변화의 장기간 측정과 질량수지 모델링에서 나타난다. 전통적인 현장측정과 점점 증가하는 항공측정 및 위성측정은 대부분의 빙하 지역에서 빙하면적의 감소율이 그 전보다 지난 20년 동안 더 높았고, 빙하가 계속 축소되고 있다는 강력한 증거를 보여준다. 일부 제한된 지역에서 개별 빙하가 이와는 다르게 변화하면서 빙하가 증가한 지역도 있었지만 대부분의 다른 빙하들은 (예: 뉴질랜드 해안, 노르웨이 해안, 남부 파타고니아(칠레)의 해안, 아시아의 카라코람 산맥) 축소되었다. 일반적으로 이런 빙하의 증가는 특수한 지형조건 혹은 기후조건(예: 강수 증가)의 결과이다.

빙하의 면적이 기후의 즉각적 변화에 조정되기까지는 수십 년 걸릴 수 있기 때문에 현재 대부분의 빙하는 현재의 기후와 균형을 이룰 경우의 면적보다 더 넓은 상태이다. 조정에 걸리는 시간은 빙하 크기에 비례하기 때문에 대규모 빙하일수록 기온이 안정되더라도 앞으로 몇 십년 동안 계속 축소될 것이다. 소규모 빙하들도 계속 축소 되겠지만 소규모 빙하일수록 조정속도가 더 빠를 것이고, 결국엔 완전히 사라져버리는 것도 많을 것이다.

빙하의 규모, 경사, 고도 범위, 고도별 면적의 분포, 표면 특징(예: 잔해 면적(debris cover)의 양) 등과 같은 많은 요인들이 개개 빙하의 향후 변화와 궁극적으로 사라질지 여부에 영향을 준다. 이 요인들은 실질적으로 지역에 따라 다르고 이웃 빙하 간에도 다르다. 외부 요인들 이룰때면 주변 지형과 기후체제(climatic regime)도 미래의 빙하 변화에 중요한 요소다. 짧은 기간(10년 내지 20년)에는 개개 빙하가 기후변화에 세부적으로 각기 다르게 반응한다.

50년 이상 긴 기간에는 빙하의 반응이 좀더 일관적이고 국지적인 환경특성에 덜 의존적이다. 이것은 빙하 변화의 장기경향을 잘 모델링 할 수 있다는 의미다. 예측모델은 기초 물리법칙의 이해도에 기초한다. 예를 들어, 강수량 변화 없이 국지적 평균기온 상승은 기온이 1°C 상승할 때마다 빙하 평형선 고도가 약 150m씩 산 정상으로 이동할 것이다. 이러한 고도 상승과 이것이 다양한 빙하 규모와 고도범위를 가진 빙하에 미치는 영향이 FAQ 4.2의 그림 1에 제시되어 있다.

초기에 모든 빙하의 집적대(흰색)는 ELA보다 높은 곳에 있고, 소모대(하늘색)는 ELA보다 낮은 곳에 위치한다(FAQ 4.2, 그림 1a). ELA가 산 정상으로 이동할수록 집적대는 축소하고 소모대는 확장되어, 얼음이 녹아 손실되는 면적이 증가한다(FAQ 4.2, 그림 1b). 이 불균형은 빙하를 전반적으로 축소시킨다. 몇 년 후에는 빙하전선이 후퇴하고 소모대는 빙하의 규모가 새로운 기후에 조정할 때까지 축소된다(FAQ 4.2, 그림 1c). 기후변화가 ELA를 빙하의 최고점 위로 영구적으로 상향시킬 정도로 충분히 강하면(FAQ 4.2, 그림 1b, 오른쪽), 빙하는 결국 완전히 사라질 것이다(FAQ 4.2, 그림 1c, 오른쪽). 집적대가 높은 빙하는 줄어들 것이지만 사라지지는 않을 것이다(FAQ 4.2, 그림 1c, 왼쪽과 가운데). 대형 곡빙에서는 빙설(ice tongue)이 대부분 사라지고 아마도 그 자리에 호수가 생길 것이다(FAQ 4.2, 그림 1c, 왼쪽). 기온 외에 강수량과 강수 계절성의 변화도 ELA의 이동에 영향을 준다. 빙하역학(예: 이동속도)도 역할을 하지만, 이런 단순화된 방안으로는 고려되지 않는다.

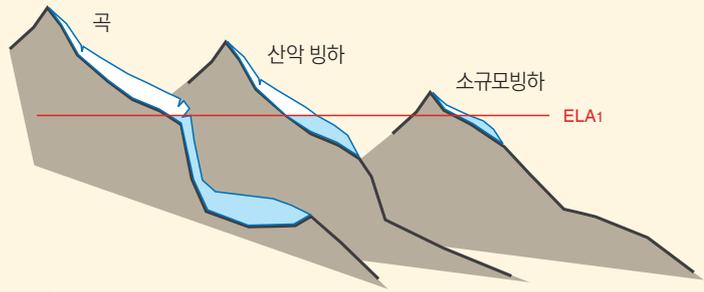
빙하유형에 따라 최근 기후변화에 각기 다르게 반응한다는 것이 많은 관측에서 확인되었다. 예를 들어, 대형 곡빙의 평평하고 낮은 빙설(예: 알래스카, 캐나다, 알프스 산맥에 있는 빙설)은 대체로 그 양상, 음영, 잔해면적에 상관 없이 현재 가장 강력한 질량손실을 보인다. 이런 유형의 빙하는 빙하규모를 새로운 기후조건에 서서히 조정시키고 커다란 말단부의 후퇴 없이 얇아지는 것으로 반응한다. 이와는 달리 소규모 산악빙하는 일정한 경사가 있어 소모대의 면적을 급속히 변화시킴으로써 새로운 기후에 더 빠르게 조정된다(FAQ 4.2, 그림 1c, 가운데).

대부분 빙하 유형의 장기적인 반응은 FAQ 4.2, 그림 1의 접근법으로 잘 도출할 수 있다. 그러나 단기 빙하의 반응이나 좀 더 복잡한 빙하유형(예: 잔해면적이 두껍고, 눈사태에 인해서 확장되거나, 단절된 집적대를 가지거나, 상승하는 유형이거나, 바다 속으로 갈라지는 빙하)의 장기 반응은 모델링 하기가 어렵다. 이런 경우, 질량수지, 빙하두께 분포, 내부 수력학 같은 다른 빙하특징에 대한 상세한 정보를 필요로 한다. 전 세계 빙하의 대부분에 대한 그와 같은 자료가 존재하지 않기 때문에 기후변화에 대한 빙하의 반응을 FAQ 4.2의 그림 1의 단순화된 방안을 이용해 근사치만 구할 수 있다.

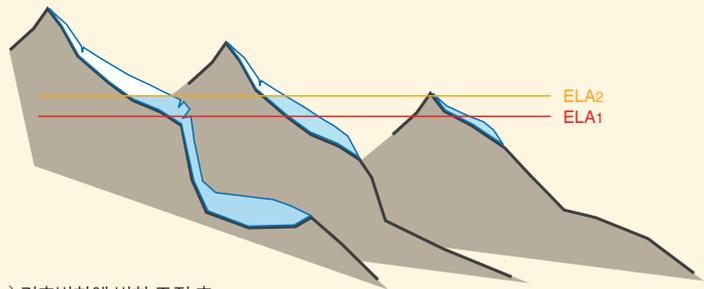
예를 들어 카라코람-히말라야 산맥(Karakoram-Himalaya mountain range)은 빙하유형과 기후조건이 아주 다양하고 빙하의 특징이 아직도 많이 알려지지 않았다. 이것은 특히 향후 빙하의 변화를 불확실하게 한다. 그러나 앞으로는 위성자료의 사용(예: 빙하 인벤토리를 취합하거나 이동속도를 도출하기 위해) 증가와 지상 측정망의 확대로 인해 해결되지 않은 지식이 상당히 줄 것으로 예상된다.

요약하자면 빙하의 운명은 빙하의 고유한 특징과 미래의 기후조건에 따라 변할 것이다. 더 많은 빙하는 사라질 것이고, 어떤 빙하는 하단부를 대부분 잃을 것이고, 어떤 빙하는 실질적으로 변화가 없을지도 모른다. ELA가 이미 특정 빙하의 최고 고도보다 위에 있는 경우, 그 빙하는 기후가 냉각되지 않는 한 모두 사라질 운명이다. 비슷하게 ELA가 향후 빙하의 최고 고도보다 높이 올라가는 지역에서는 모든 빙하가 사라질 것이다.

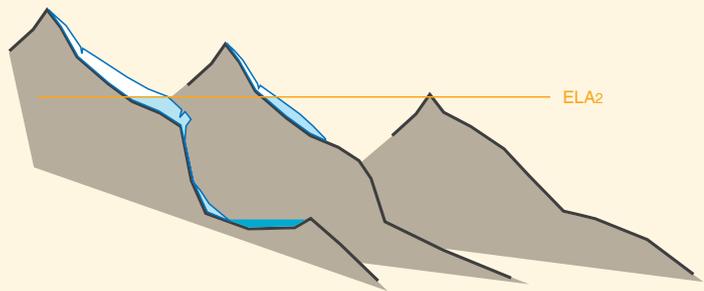
a) 기후변화 전



b) 기후변화 이후 빙하 조정 전



c) 기후변화에 빙하 조정 후



**FAQ 4.2, 그림 1** : 각기 다른 고도에 위치한 세 유형의 빙하와 평형선 고도(ELA)의 상향 이동에 대한 그 빙하들의 반응. a) 특정 기후에서, ELA는 특정 고도(ELA1), 모든 빙하는 특정 규모를 갖고 있다. b) 기온상승으로 인해 ELA가 새 고도(ELA2)로 상향 이동하고 그 결과 처음에는 모든 빙하에서 집적대가 감소하고, 소모대는 확장한다. c) 빙하규모가 새 ELA에 조정되고 난 후, 곡빙(좌)의 빙설은 사라지고, 소규모 빙하(우)는 완전히 사라졌다.

### FAQ 5.1: 태양은 최근 기후변화의 주요 원인인가?

총 태양복사조도(TSI, 8장)는 태양으로부터 대기 상한에 도달한 총 에너지의 양이다. TSI는 수십억 년부터 수일까지의 다양한 시간규모에 따라 다르지만 지난 140년 동안에는 변동이 비교적 작았다. 태양조도의 변화는 화산 분출과 인위적 요인과 더불어 기후변동성의 중요 원인이다(제1장의 그림 1.1 참고). 그래서 태양 조도는 기기관측기간(FAQ 5.1 그림 1, 제10장)과 지난 1000년 동안 관측된 지구 표면온도의 변화를 설명하는 데 도움이 된다. 태양변동성은 20세기 초 지구 표면온도의 변화에 뚜렷이 기여했을지도 모르지만, 1970년대 말에 TSI 위성측정이 시작된 이래 관측된 증가를 설명하지는 못한다(제8장, 제10장).

태양의 중심부는 수소를 헬륨으로 전환시키는 커다란 핵 융합리이다. 이 과정은 태양계 전체에 방사되는 전자기 복사 에너지를 생산한다. 지구의 대기 상한에 도달하는 에너지의 양은 태양에 의한 전자기 에너지의 생성 및 배출과 지구의 태양 공전궤도에 따라 다르다.

위성관측은 1978년부터 TSI를 직접적으로 측정했고, 지구의 대기 상한에 평균 약 1361 W/m<sup>2</sup> 로 도달한다는 것을 보여준다. 지표의 일부와 대기오염 및 구름이 거울처럼 작용해 TSI의 약 30%를 우주로 반사한다. 태양활동이 더 활발할 때일수록 TSI 값도 높아진다. 복사량의 변동(Irradiance variation)은 약 11년 흑점주기를 따른다. 최근 흑점주기 동안 TSI 값은 평균 0.1% 변동했다.

위성측정 이전에는 TSI 변동을 흑점 숫자나(1610년까지), 대기에서 형성되고 극 빙하와 나무 나이테에 저장된 방사성 동위원소로부터 추정했다. 태양활동이 매우 현저하게 저조했던 약 50-100년 기간(예: 1645-1715년 마운더 극소기(Maunder Minimum))을 흔히 대극소기(grand solar minima)라고 일컫는다. 마운더 극소기와 현재의 TSI 차이에 대한 대부분의 추정치는 약 0.1% 수준이고, 11년 변동성의 규모와 비슷하다.

태양변동성은 지난 1870년까지의 지구표면온도 관측기록을 어떻게 설명해줄 수 있을까? 이 질문에 답하려면 저마다 지역 기후반응의 특징적 패턴을 만드는 다양한 기후원인들이 관련되어 있다는 것을 이해해야 한다. 그러나 관측된 기후변화를 유발하는 것은 다양한 기후원인 모두의 복합 작용이다. 태양변동성과 화산분출은 자연적 요인이다. 반면 인위적(인간에 의한) 요인에는 온실가스 농도의 변화, 가시적 대기오염물질(에어로졸)의 배출과 인간활동에서 나오는 기타 물질의 배출이 있다. '내부 변동성'이란 예를 들어 기상 변동성이나 엘니뇨-남방진동 같은 현상으로 인한 기후시스템 내 변동을 말한다.

자연적 요인과 인위적 요인의 상대적 기여도는 시간에 따라 변한다. FAQ 5.1의 그림 1은 태양 강제력, 화산 강제력, 인위적 강제력 및 내부 변동성과 선형 관계가 있는 4가지 구성요소의 합계로 평균 지구 표면온도의 변동성을 나타낸 매우 간단한 계산에 기초해서 기여도를 나타낸 것이다. 지구 표면온도는 1870-2010년에 대략 0.8°C 상승했다(FAQ 5.1 그림 1a). 그러나 이 상승은 균일하지 않았다. 지구 표면을 냉각시키는 요인들(화산 분출, 태양활동 감소, 대부분의 인위적 에어로졸 배출물질)이 온실가스 같은 온난화 요인을 때때로 능가했고, 기후시스템 내에서 발생한 변동성은 외부 영향력과는 무관한 추가 변동을 일으켰다.

지구 표면온도의 변화에서 태양의 기여도는 11년 태양주기에 의해 지배되는데 이것이 지구 기온변동 최대치와 최소치 사이에 대략 0.1°C까지의 변동을 설명해줄 수 있다(FAQ 5.1 그림 1b). 20세기 초 태양활동의 장기 증가 경향은 내부 변동성, 온실가스 증가, 화산활동 중단과 더불어 그 기간에 기록된 온난화를 증가시켰을 수 있다. 그러나 이것은 1970년대 말 이후의 관측된 증가를 설명해주지 못한다. 그리고 1986-2008년에 TSI가 약간 감소하는 경향도 있었다(8장, 10장).

화산 분출은 에어로졸을 일시적으로 대기에 주입하여 지구 표면을 냉각시킴으로써 지구 표면온도 변화에 기여한다(FAQ 5.1, 그림 1c). 1991년 피나투보 화산(Mt. Pinatubo) 분출 같은 대형 화산 분출은 지구 표면을 최장 3년 동안 약 0.1°C - 0.3°C 냉각시킬 수 있다.

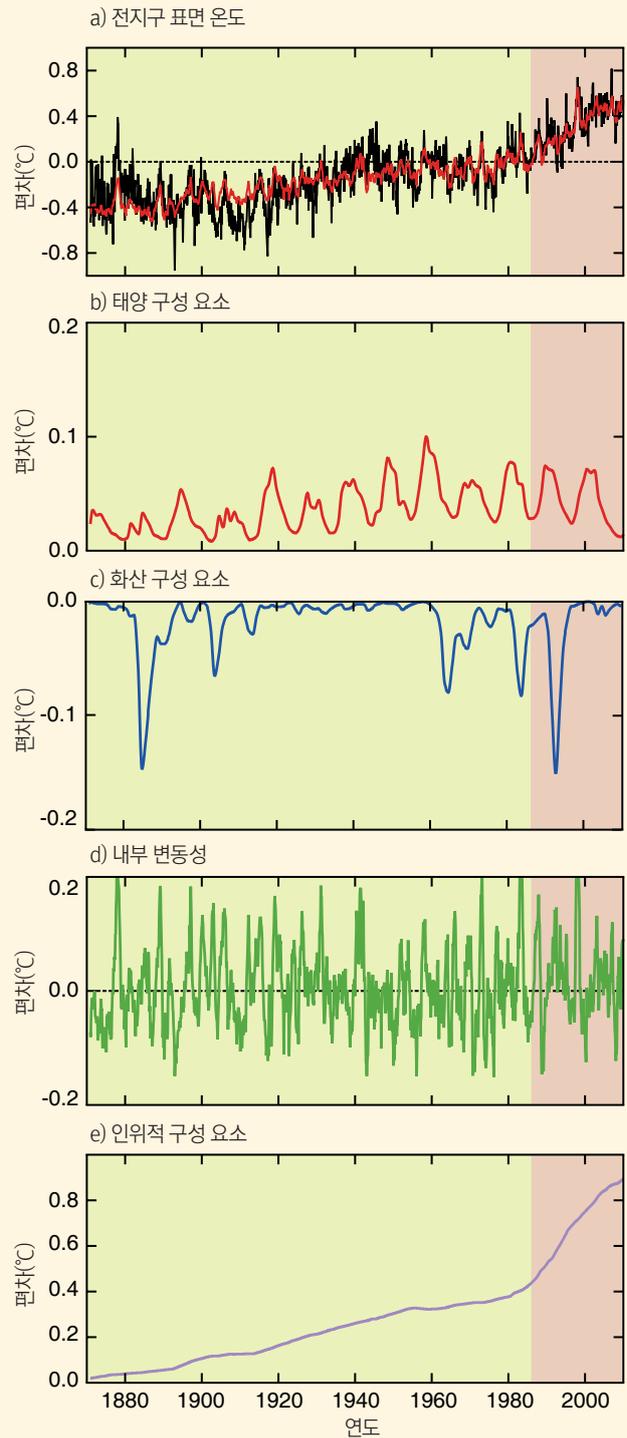
내부 기후 변동성의 가장 중요한 성분은 열대 및 지구 평균 기온의 경년 변화(year-to-year variation)에 큰 영향을 주는 엘니뇨-남방 진동이다(FAQ 5.1, 그림 1d). 1997-1998년과 같은 엘니뇨 시기에는 상대적으로 연간 기온이 높았다.

1870-2010년 지구 표면온도 관측치의 변동성(그림 1a)은 자연적 요인들(태양, 화산, 내부 변동성; FAQ 5.1, 그림 1b-d)의 복합 영향력이 인위적 요인에 의한 수십 년의 온난화 경향(FAQ 5.1, 그림 1e)에 중첩된 것을 보여준다.

온실가스와 에어로졸의 인위적 배출이 보다 적었던 1870년 이전에는 태양 활동, 화산 활동 및 내부 변동성의 변화가 더 중요한 역할을 했지만 지구 표면온도에서 이 개별 요인들의 특정 기여도는 덜 확실하다. 몇 십년간 지속되는 극소기(Solar minima)는 종종 냉각 조건과 연관 있었다. 그러나 그 기간은 종종 화산 분출에도 영향을 받기 때문에 태양 기여도를 정량화 하기는 어렵다.

지역 규모에서 보면 태양 활동의 변화는 인도-태평양, 북아시아, 북대서양 지역에서 표면 기후 및 대기 순환의 변화와 관련 있었다. 대략 11년 태양주기로 TSI의 비교적 작은 변동의 지역적 효과를 증폭시키는 메커니즘은 상층 대기와 하층 대기 간 또는 해양 해수면 온도와 대기 간 역학적 상호작용과 관련 있고, 지구 평균 기온에는 거의 영향을 주지 않는다(박스 10.2 참고).

끝으로 몇 년 전 과거의 극소기 동안 태양활동의 감소(FAQ 5.1, Figure 1b)는 기후에 대한 그것의 미래 영향력에 대하여 의문을 낳는다. 미래 태양활동의 불확실성에도 불구하고, 대극대기(grand solar maxima)와 대극소기의 범위 내에서 태양활동의 효과는 인위적 효과로 인한 변화보다 훨씬 작을 것이라는 높은 확신이 있다.



**FAQ 5.1, 그림 1 :** 1870- 2010년 전 지구 표면온도 편차와 그것에 영향을 주는 자연적 요인(태양, 화산, 내부)과 인위적 요인. (a) 평균 전 지구 표면온도(1961-1990) (흑색 선) 기준 전 지구 표면온도 기록(1870-2010). 지구 표면온도 변화 모델(a: 적색 선)은 자연적 요인(b, c, d)과 인위적 요인(e)에 미치는 영향의 합계를 사용해서 산출되었다. (b) 태양 강제력에 대한 기온 반응 추정. (c) 화산 분출에 대한 기온 반응 추정. (d) 엘니뇨 남방 진동과 관련 있는 내부 변동성으로 인한 추정 기온 변동성. (e) 온실가스에서 기인하는 온난화 성분과 대부분의 에어로졸에서 기인하는 냉각 성분으로 구성된 인위적 강제력에 대한 기온 반응 추정.

## FAQ 5.2: 현재의 해수면 변화율은 얼마나 이례적인가?

전 지구 평균 해수면 변화율(20세기 통틀어 평균  $1.7 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ , 1993년부터는  $2.8\text{--}3.6 \text{ mm yr}^{-1}$  (13장))은 지난 2천년 동안 100년 규모 변동성에 있어 이례적이다. 그러나 빙하기와 간빙기 사이의 과도기 같이 과거에 빙상이 급속히 해체되던 기간에는 훨씬 더 해수면이 급속하게 변화했다. 이례적인 지질구조 효과도 지역 해수면의 급속한 변화를 이끌 수 있어 지역적인 속도가 현재 전 지구적 변화율을 초과할 수 있다.

‘해수면’은 해양이 육지와 만나는 지점이라고 흔히 생각한다. 지구과학자는 해수면을 육지에 대한 해양 표면의 위치의 척도라고 정의한다. 육지와 해양표면은 둘 다 지구의 중심을 기준으로 이동 중일 수 있다. 그러므로 해수면 척도는 지구물리 요인과 기후 요인의 복합작용을 반영한다. 해수면에 영향을 주는 지구물리 요인에는 지반 침하 또는 융기와 빙하 지각평형 적응(지구상에서, 구체적으로 해양수와 육지빙하의 질량분포 변화에 대한 지구-해양 시스템의 반응)이 있다.

기후 영향으로는 해양 온도의 변동이 있다. 해수의 확장 또는 수축을 유발하는 해양온도 변동은 빙하와 빙상의 용적과 해류 이동을 변화시킨다. 이 기후요인과 지구물리 요인의 국지적, 지역적 변화는 지구적 해수면 변화 평균 비율 추정치에서 상당한 편차를 낳는다. 예를 들어 국지적 해수면은 마지막 빙하기 후에 대륙빙하가 녹으면서 일어난 지속적인 해수면 상승으로 인해 스웨덴 북부 해안(보스니아 만)에서는 약  $10 \text{ mm yr}^{-1}$  속도로 낮아지는 중이다. 이와는 달리, 방콕 남부에서는 주로 지하수 취수로 인한 지반침하로 인해 1960-2005년에  $\sim 20 \text{ mm yr}^{-1}$  속도로 상승했다.

해수면 변화는  $\sim 150$ 년 전부터 검조소(tide gauge station)에서 기록되어 왔고 20년 전부터는 위성 고도계로도 기록되어 왔다. 겹치는 기간에 두 자료세트의 결과는 서로 일치한다. 20세기에 지구 평균 해수면 상승률은  $\sim 1.7 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ 이었고 지난 20년 동안에는 이것의 약 2배였는데 몇 자리 수 더 높을 수 있는 지구 전체의 파도 및 조수 진동의 관측치에 비하면 작아 보일 수 있다. 그러나 이 비율이 장기간 지속된다면, 이 규모는 해수면이 약간만 상승해도 육지면적이 상당히 침수될 수 있는 인구가 밀집된 저지대 해안지역에 중요한 영향을 준다.

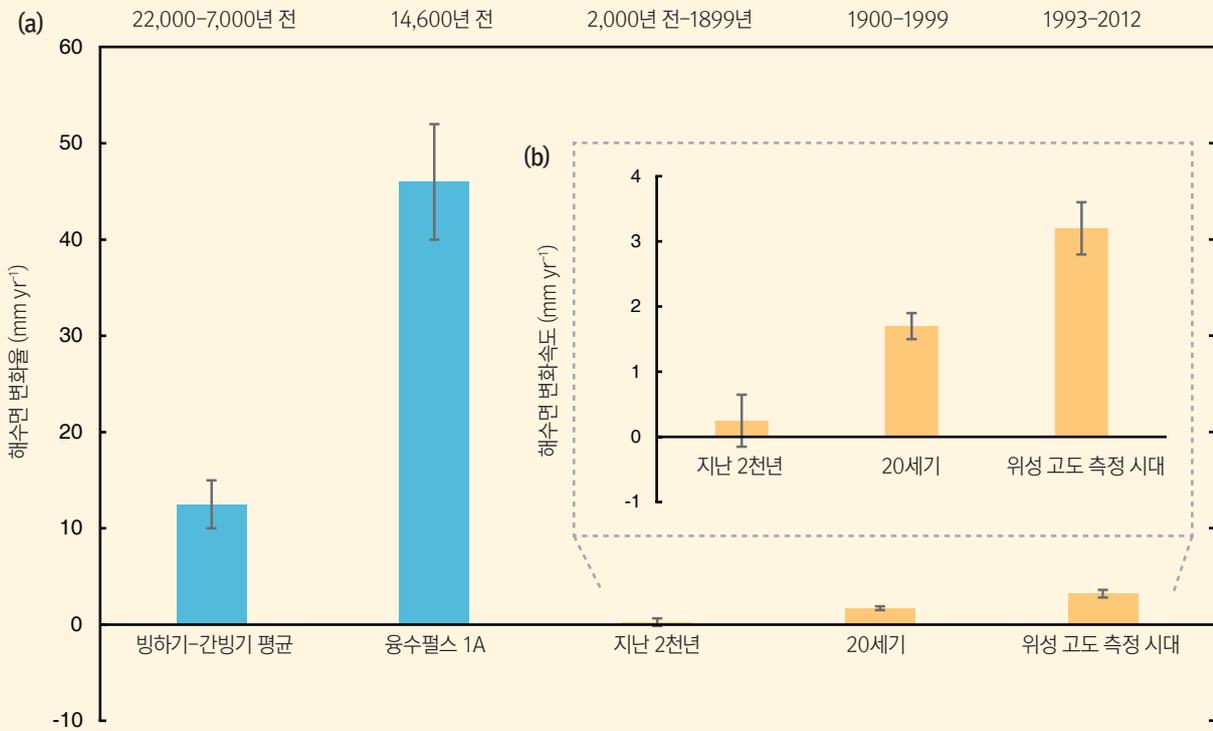
계측시대 이전에는, 지역적 해수면 변화율은 퇴적물, 화석, 고고학 아카이브에 기록된 간접 척도로부터 추정했다. 이 프록시 기록들은 공간적으로 제한되어 있고 지역적 조건과 전 지구적 조건 둘 다 반영한다. 그래도 상당히 다른 환경의 개별 프록시 기록들이 공통적 징후와 만나면서 전 지구적 징후의 복원이 다시 강화된다. 중요한 점은 지질학 아카이브, 특히 20,000년 전의 지질 아카이브는 흔히 1,000년 기간의 해수면 변화를 포착할 뿐이라는 점이다. 그러므로 100년의 해수면 변화율 추정은 1,000년의 정보에 기초한다. 하지만 그런 자료가 더 급속한 100년 해수면 변화율은 꼭 불가능하게 만드는 것은 아니라는 것을 인지해야 한다

지난 2,000년 동안의 해수면 복원은 프록시 기록을 사용해서 기기관측 기간과 기기관측 기간 이전 시대를 추적할 기회를 제공한다. 최근 예로는 미국의 대서양 해안의 해수 소택지(salt-marsh) 퇴적물을 검조 자료와 모델 예측치에 기초한 해수면 복원과 결합하여 19세기 말 이후의 해수면 변화 평균비율  $2.1 \pm 0.2 \text{ mm yr}^{-1}$ 를 문서화 한 것이다. 이 100년 해수면 상승은 이 해안의 같은 부분에 대하여 전체 2,000년 기록 전체 중 어떤 100년 변화율 보다도 크다.

기간을 더 길게 잡으면, 훨씬 더 큰 비율과 진폭의 해수면 변화가 때때로 나타났다. 지난 500,000년 동안의 빙하기-간빙기 기후 사이클은 최고 약 120 - 140 m의 전 지구 해수면 변화를 초래했다. 이 해수면 변화의 상당 부분은 완전 빙하기에서 간빙기로의 과도기였던 10,000 - 15,000년 전에 10 - 15  $\text{mm yr}^{-1}$ 의 평균 비율로 일어났다. 이 높은 비율은 지구가 극한 빙하기에서 나와 큰 빙상이 해양과 접촉할 때에만 지속 가능하다. 예를 들어 최후 최대 빙하기(last glacial maximum) (약 21,000년 전)에서 현재의 간빙기(홀로세기, 지난 11,650년)로의 과도기 동안에 화석 산호초 퇴적물은 지구 해수면이 500년도 채 지나지 않아 갑자기 14 - 18 m 상승한 것을 보여준다. 이 사건을 융수 펄스(Meltwater Pulse) 1a라고 하는데 이 때의 해수면 상승률은  $40 \text{ mm yr}^{-1}$ 을 넘었다.

이러한 긴 기간의 예들은 현재의 관측치보다 높은 해수면 상승률을 보여주지만 그것들은 모두 특수한 환경에서 즉 완전 빙하기에서 간빙기 상태로 가는 과도기 때, 그 전이의 장기 효과가 여전히 일어나고 있는 곳, 중요한 지각 변동이 일어난 지역 또는 중요한 델타지역에서 일어났다는 것을 유념해야 한다. 그런 곳에서는 퇴적물 압착으로 인한 지반 침하(때때로 지하수 취수에 의해 증폭된다)가 지배적이다.

기기관측 및 지질 기록은 현재의 평균 지구 해수면 변화율이 지난 2,000년 동안에 관측/추정된 비율과 비교해 특이하다는 결론을 뒷받침 한다. 지질 기록에서는 특히 빙하기에서 간빙기로의 과도기 동안 더 높은 비율이 관측되었다.



**FAQ 5.2, 그림 1 :** (a) 선택된 5개 기간의 전 지구 평균 해수면 변화의 평균 비율(in mm yr<sup>-1</sup>): 최후 빙하기-간빙기 과도기; 응수 펄스 1A; 최근 2,000년; 20세기; 위성 고도측정 시대 (1993-2012). 파란 막대는 빙하기에서 간빙기로의 과도기를 의미하고, 주황색 막대는 현재의 간빙기를 의미한다. 흑색 바는 전 지구 평균 해수면 변화 평균비율의 가능한 값의 범위이다. 빙하기와 간빙기 사이의 과도기에 전반적으로 전 지구 평균 해수면 변화율이 더 높은 것이 특징이다. (b) 현재 간빙기의 세 기간의 전 지구 평균 해수면 변화율의 확대도.

**FAQ 6.1: 영구동토의 해동이나 해양의 온난화에 의한 메탄과 이산화탄소의 급속한 배출이 실질적으로 온난화를 증가시킬 수 있을까?**

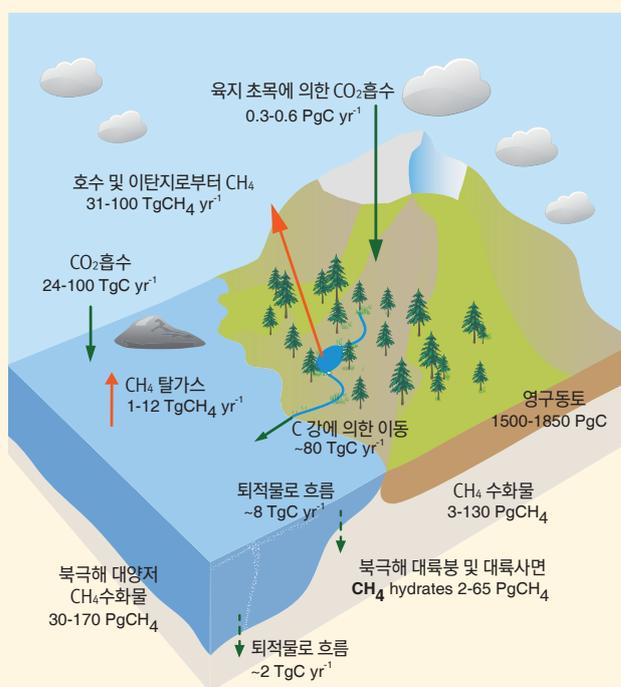
영구동토는 영구적으로 얼어 있는 땅이며, 주로 북극의 고위도에서 나타난다. 북극해의 얇은 대륙붕에 있는 해저 영구동토를 비롯해 영구동토는 오래된 유기탄소 퇴적물을 함유한다. 일부는 최후 빙하기의 잔존물(relict)로, 현재 대기에 CO<sub>2</sub>로서 존재하는 탄소량보다 최소 2배의 탄소를 보유한다. 이 탄소의 상당량이 메탄과 이산화탄소로서 배출된다면 대기 농도가 증가할 것이고 따라서 대기 온도도 높아질 것이다. 그러면 더 많은 양의 메탄과 탄소가 배출될 것이고 양성 되먹임이 일어나 지구 온난화가 증폭될 것이다.

북극 영역은 현재 전 지구 육지 싱크(sink)의 약 10%를 차지하는 자라나는 초목에서 약  $0.4 \pm 0.4 \text{ PgCyr}^{-1}$ 의 이산화탄소 순 싱크(제거)를 보여준다. 이것은 보통 수준의 메탄 발생원이기도 하다: 전 지구 습지 메탄 발생원의 약 10%에 해당하는  $15 - 50 \text{ Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ 가 계절적 부동(unfrozen) 습지로부터 대부분 배출된다. 해동(thawing)이 현재 이 두 온실가스의 전 지구 수지에 상당히 기여한다는 확실한 증거는 없다. 그러나 지속된 북극의 온난화에 따라 모델링 연구와 전문가들의 판단은 총 CO<sub>2</sub>e 350 PgC의 이산화탄소 환산에 달하는 잠재적 복합 배출이 2100년까지 일어날 수 있다는 것에 중간 정도의 일치 수준을 보인다.

육지와 대륙붕에 있는 영구동토 토양은 해동되고 미생물에 의해 분해되어야만 주로 이산화탄소로서 배출될 수 있는 방대한 유기탄소 풀을 함유한다. 침수토양 같이 산소가 제한된 곳에서는 일부 미생물도 메탄을 생산한다.

육상 영구동토는 여름에 해동되어 툰드라 생태계의 일부를 형성하는 표면 '활동층(active layer)'으로 덮여 있다. 봄과 여름 기온이 평균적으로 더 온난해지면 활동층이 두꺼워질 것이고, 미생물에게 분해될 수 있는 유기 탄소량이 더 많아질 것이다. 그러나 여름이 더 온난해지면 북극 초목이 광합성을 통해 이산화탄소를 더 많이 흡수하게 된다. 그것은 순 북극 탄소 균형이 탄소 흡수 강화와 탄소 배출 강화 사이의 까다로운 것임을 의미한다.

여름 해동기 동안의 수문학 조건도 중요하다. 과잉의 저빙(ground ice)이 녹으면 웅덩이와 호수에 물이 정체되는 조건이 생길 수 있는데 그럴 때 산소가 부족하면 메탄이 생산될 것이다. 기후 온난화 하에서 북극 환경의 복잡성은 이 여러 과정 중 어떤 것이 지역 규모에서 지배적일지에 대한 신뢰도가 낮다는 것을 의미한다. 열 확산과 영구동토 해동에는 시간이 걸린다. 사실, 북극의 심층 영구동토는 아직도 서서히 침식 중이고 최후 빙하기의 잔존물이라고 볼 수 있다. 그래서 영구동토 토양 탄소의 상당한 소실은 긴 기간에 걸쳐 일어날 것이다.



**FAQ 6.1, 그림 1:** 육상 영구동토, 대륙붕, 해양을 비롯한 북극 영역에서 현재의 주요 탄소 풀 및 흐름의 단순도(McGuire 외, 2009; Tarnocai 외, 2009). TgC = 10<sup>12</sup> gC, PgC = 10<sup>15</sup> gC.

산소가 충분하면, 토양에서 유기물이 분해될 때 미생물(퇴비와 비슷한)에 의해 열이 배출되므로 여름에는 영구동토 해동이 더욱 자극될 수도 있다. 영구동토의 탄소 및 얼음 함량과 수문학 레짐에 따라서 이 메커니즘이 온난화 아래서 비교적 급속한 지역적 영구동토 퇴화를 촉발할 수도 있을 것이다.

영구동토 역학과 온실가스 배출에 대한 모델링 연구들은 수백 년의 시간규모에서 비교적 느린 양성 되먹임을 보여준다. 2100년까지 최고 250 PgC의 이산화탄소와 최고 5 Pg의 메탄이 배출될 수 있을 것이다. 메탄의 더 강한 온실가스 온난화 가능성을 생각하면, 5 Pg의 메탄은 2100년까지

FAQ

CO<sub>2</sub>e 100 PgC의 배출에 해당한다. 이 양은 규모 면에서 다른 생화학 되먹임, 예를 들어 육지 토양의 전 지구적 온난화에 의해 배출된 추가적 이산화탄소와 비슷하다. 그러나 현재의 모델들은 영구동토 해동 시에 일어나는 북극 과정(예: 호수와 연못의 형성)의 복잡성을 포함하지 않는다.

메탄 수화물은 영구동토 심부 토양, 대륙붕, 대륙 사면, 심층 해저 퇴적물 등에 존재하는 또 다른 형태의 동결 탄소(frozen carbon)이다. 이것들은 저온 고압의 특정 영역에서만 안정적인 메탄 및 물분자 클러스터로 구성되어 있다. 육지와 해양에서 이 수화물의 대부분은 적절한 온도-기압 조건 하에서 산소 없이 분해되어 수중 환경 안에 갇혀 있는 해양 또는 육지 생원성(biogenic) 탄소에서 기인한다.

영구동토 토양, 해양수, 퇴적물 중 어느 것이라도 온난화되거나 압력 변화가 생기면 이 수화물이 불안정해져 메탄이 해양으로 배출될 수 있다. 더 많은 양이 더 산발적으로 배출될 때는 그 메탄의 일부가 대기로도 배출될 수 있다. 이 수화물의 커다란 풀이 존재한다. 북극에 수화물로서 저장된 메탄량만 해도 전지구 대기에 있는 메탄량보다 10배 이상 많을 수 있다.

영구동토 해동과 같이 육지에서의 수화물 유리도 느린 과정이어서 수십 년에서 수백 년 걸린다. 해양 심층 지역과 바닥 침전물이 내부의 수화물을 불안정화시킬 정도로 충분히 온난화되는 데는 더 오래 걸려 수백 년에서 수천 년까지 걸릴 것이다. 더욱이 심층수에 배출된 메탄은 표면과 대기에 도달해야만 기후학적으로 활성화될 수 있는데 대부분은 도달하기도 전에 미생물에게 섭취될 것으로 예상된다. 시베리아 동부의 북극해 같은 얇은 대륙붕에서 수화물로부터 생긴 메탄만이 실제로 대기에 도달해 기후에 영향을 줄 수도 있다.

몇몇 최근 연구는 북극 시베리아 대륙붕과 시베리아 호수에서 지역적으로 상당량의 메탄이 배출되었다고 보고했다. 이 메탄 중 얼마나 많은 양이 유기탄소 분해에서 왔는지 또는 수화물 불안정화에서 왔는지는 알려지지 않았다. 이 발생원이 최근 지역적 온난화에 의해 자극된 것인지 여부 또는 항상 존재하던 것인지 여부를 규명하는 데 이용할 수 있는 증거도 없다. 이 메탄 누출이 최후 퇴빙기(deglaciation) 이래로 존재해 왔을 가능성은 있다. 어떤 경우든 이 발생원은 지구 메탄 수지에 5%도 안되게 기여한다. 이것은 북극에서 실질적인 증가를 보이지 않은 대기 메탄 농도 관측에 의해서도 확인된다.

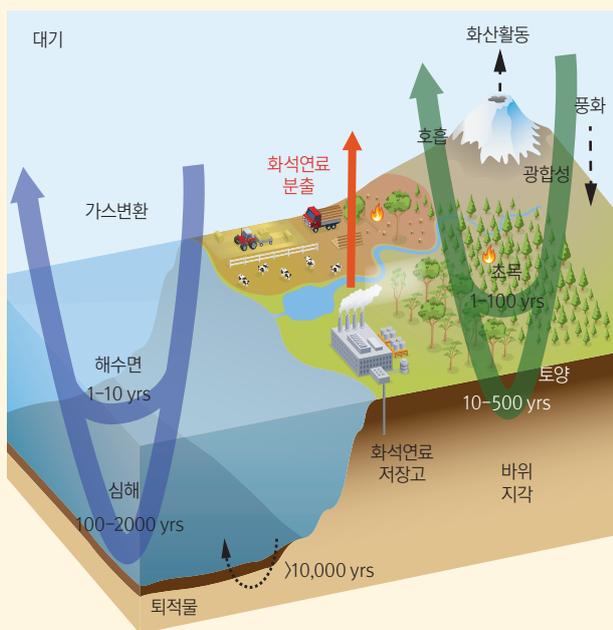
그러나 모델링 연구와 전문가 판단에 의하면 메탄 배출량과 이산화탄소 배출량은 북극 온난화 아래서 증가할 것이고 양의 기후 되먹임을 줄 것이다. 수세기 동안은 이 되먹임이 다른 기후-육지 생태계 되먹임과 비슷한 보통 규모일 것이다. 그러나 천년 이상 기간에서는 관련된 커다란 탄소 풀과 메탄 풀 때문에 영구동토와 대륙붕/대륙붕 사면으로부터의 이산화탄소 및 메탄 배출이 훨씬 더 중요하다.

**FAQ 6.2: 이산화탄소는 대기에 배출된 뒤에 어떤 일이 발생 하는가?**

이산화탄소는 대기에 배출되면 대기, 상층 해양, 초목 사이에 급속히 퍼진다. 그 후, 탄소는 토양, 심층수, 바위 같은 전 지구 탄소순환의 여러 저장고 사이로 계속 옮겨진다. 이 교환 중 일부는 매우 느리게 일어난다. 배출된 CO<sub>2</sub> 량에 따라 15% - 40%는 대기에 최장 2,000년 잔류하고, 그 후 대기, 육지 생물권, 해양 사이에 새로운 균형이 수립된다. 지질 과정에 의해 탄소는 수십 년 내지 수천 년 혹은 더 오래 걸려서 지질학적 저장고로 재분포 된다. 그러므로 현재 배출물의 기후 영향과 연관 있는 높은 CO<sub>2</sub> 대기 농도는 향후 매우 오래 동안 남아 있을 것이다.

이산화탄소는 대체로 비 반응성 가스여서 1년도 못되어 대류권 전체에서 급속히 혼합된다. 대기에서 흡수 과정에 의해 제거되고 분해되는 메탄 같은 반응성 화합물과는 달리, 탄소는 전 지구 탄소순환의 여러 저장고에 재 분포되어 궁극적으로 여러 시간 규모로 대기에 되돌아간다. FAQ 6.2, 그림 1은 전 지구 탄소순환의 단순도이다. 개방형 화살표는 탄소 원자가 여러 저장고를 통해 이동하는 전형적인 시간 규모를 의미한다.

산업화 이전에는 전 지구 탄소순환이 대략 균형을 이루고 있었다. 이것은 산업화 이전 몇 천년 동안에 대기 CO<sub>2</sub> 농도가 거의 일정함을 보여주는 빙하핵 측정 결과로부터 추론할 수 있다. 그러나 이산화탄소가 대기에 인위적으로 배출되면서 그 평형이 교란되었다. 전 지구 CO<sub>2</sub> 농도가 증가함에 따라 CO<sub>2</sub>와 표층 해양 및 초목 간의 교환 과정이 변하고, 그 후에는 육지, 해양, 궁극적으로 지각에서 탄소 저장고 내부와 저장고 간에 교환된다. 추가 탄소는 여러 탄소 저장고 사이의 탄소 교환이 새로운 대략적인 평형에 도달할 때까지 이런 식으로 전 지구 탄소순환에 의해 재분포 된다.



**FAQ 6.2, 그림 1** : 탄소가 주요 저장고를 통해 이동하는 전형적인 전환기간을 나타낸 지구 탄소순환 개조도.

해양에서는 CO<sub>2</sub> 분자가 가스 교환에 의해 공기-바다 인터페이스를 통과한다. 해수에서 CO<sub>2</sub>는 물 분자와 반응해 탄산을 형성하고, 탄산은 해양에 있는 용존 무기탄소(중탄산 이온과 탄산 이온)의 대량 저장고와 매우 빠르게 반응한다. 해류와 침강류 형성에 의해 탄소는 표층과 심층 사이로 운반된다. 해양 생물상도 탄소를 재분포 시킨다. 해양 유기체는 표층수에서 유기조직과 석회질 껍질을 발달 시키고, 죽은 후에는 심층수에 가라앉아 용해와 미생물 분해를 거쳐 용존 무기탄소 저장고로 돌아간다. 일부는 해저에 도달해 퇴적물이 된다.

인위적 배출로 인한 과잉 탄소는 대기의 CO<sub>2</sub> 분압을 증가시켜 CO<sub>2</sub> 분자의 대기-바다 교환을 증가시킨다. 표층 해양에서는 탄산 화학이 그 과잉 CO<sub>2</sub>를 빠르게 수용한다. 그 결과, 얇은 표층수는 1년 내지 2년 내에 대기와 균형을 이룬다. 탄소가 표층수에서 중층수와 심층수로 이동하는 데는 더 오래 걸려 보통은 수십 년에서 수백 년 걸린다. 그보다 더 오랜 기간에서는 CO<sub>2</sub> 침투에 의한 산성화가 해저에서 탄산 퇴적물을 용해시켜 해양 흡수를 더욱 강화한다. 그러나 현재의 지식에 의하면 플랑크톤 성장은 대기 CO<sub>2</sub>의 해양 흡수에 그다지 기여하지 않는 무기 탄소의 가용성이 아니라 영양물질과 빛 같은 환경요인에 의해 주로 제한되기 때문에, 상당한 해양 순환 변화가 일어나지 않는 한, 플랑크톤 성장에는 거의 변화가 없을 것이다.

육지에서는 초목이 광합성을 통해 CO<sub>2</sub>를 흡수하고 무기물질로 전환시킨다. 이 탄소 분율은 식물의 호흡에 의해 CO<sub>2</sub>로서 즉시 대기로 돌아간다. 식물은 나머지 탄소를 성장에 사용한다. 죽은 식물은 토양에 결합되고 궁극적으로 미생물에게 분해된 다음에 호흡되어 CO<sub>2</sub>로서 대기로 돌아간다. 초목과 토양 안의 탄소도 화재, 곤충, 초식동물뿐 아니라 추수 후에 가축이나 인간에게 섭취되어 다시 CO<sub>2</sub>로 전환된다. 일부 유기탄소는 하천이나 강에 의해 해양으로 운반된다.

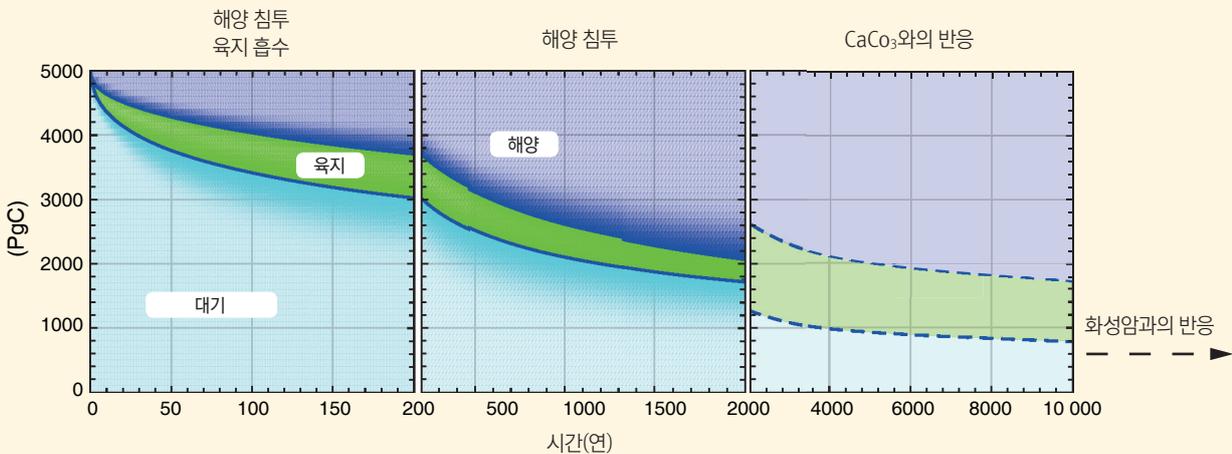
FAQ

대기 중 CO<sub>2</sub>의 증가는 광합성을 자극해 탄소 흡수를 자극한다. 또한 상승된 CO<sub>2</sub> 농도는 건조 지역의 식물이 지하수를 더 효율적으로 사용하는 데도 도움이 된다. 이것은 결국 초목과 토양에서 바이오매스를 증가시켜 육지에서 탄소 흡수를 촉진한다. 그러나 이 흡수의 규모는 물과 영양분의 가용성 같은 다른 요인들에 매우 의존한다.

탄소순환 기후 결합모델(Coupled carbon-cycle climate model)은 양성 기후 되먹임을 구성하는 기후가 온난화로 인해 더 적은 탄소가 해양과 육지에 흡수된다는 것을 보여준다. 이 효과에는 많은 요인이 기여한다. 예를 들어 해수온도가 높아질수록 CO<sub>2</sub> 용해도가 감소하고, 그로 인해 달라진 화학 탄소 반응 때문에 해양은 대기의 과잉 CO<sub>2</sub>를 덜 흡수하게 된다. 육지에서는 기온과 위도가 높을수록 성장 기간이 더 길어질 뿐 아니라 토양탄소의 호흡도 촉진된다.

새로운 탄소분포 균형에 도달하는 데 걸리는 시간은 여러 저장고를 통한 탄소의 전이 시간에 따라 다르고, 여러 시간 규모에 걸쳐 일어난다. 탄소는 먼저 대기, 표층수, 육지 초목, 토양 같은 '고속' 탄소저장고에서 최장 몇 천년의 기간에 걸쳐 교환된다. 더 긴 기간 동안에는 매우 느린 2차 지질 과정(탄산 퇴적물이 분해되고, 지각에 매립된다)이 중요해진다.

FAQ 6.2, 그림 2는 대기에 배출된 과도한 양의 CO<sub>2</sub>(5000 PgC, 또는 산업화 이후 현재까지 배출된 누적 CO<sub>2</sub>량의 10배)의 붕괴와 그 후 육지와 해양에서의 재분포 과정을 보여준다. 첫 200년 동안에는 해양과 육지가 흡수하는 탄소량이 서로 비슷하다. 더 긴 기간 동안에는 해양의 저장고 크기(~38,000 PgC)가 육지(~4000 PgC)와 대기(산업화 이전에 589 PgC)에 비해 더 크기 때문에 지배적으로 해양에 흡수된다. 해양 화학 때문에 초기 유입량의 크기가 중요하다. 배출량이 클수록 CO<sub>2</sub>의 더 많은 부분이 대기에 잔류할 것이다. 2000년 후에도 대기에는 초기 CO<sub>2</sub> 배출량의 15-40%가 남아 있을 것이다. 탄산 퇴적물 분해에 의해 추가 감소되고 규산염 풍화와 퇴적물 매장 같은 화성암과의 반응이 일어나는 데는 수만 년 내지 수십만 년 혹은 그 이상 걸릴 것이다.



**FAQ 6.2, 그림 2 :** 탄소순환 기후 결합모델에 의해 산출된 제로 시점에 대기에 배출된 과잉의 CO<sub>2</sub> 5000 PgC의 퇴조와 추후에 시간의 함수로서 육지와 해양에서 재분포. 유색 띠의 크기는 각 저장고의 탄소흡수를 의미한다. 첫 두 그림은 모델 상호비교 프로젝트(Joos 외, 2013)에서 나온 다중모델 평균을 보여준다. 마지막 그림은 탄소질 퇴적물의 해양 용해를 비롯한 더 긴 기간의 재분포를 중간 복잡성 지구시스템 모델(Earth System Model of Intermediate Complexity) (after Archer 외, 2009b)로 산출한 것이다.

### FAQ 7.1: 구름은 기후와 기후변화에 어떻게 영향을 주는가?

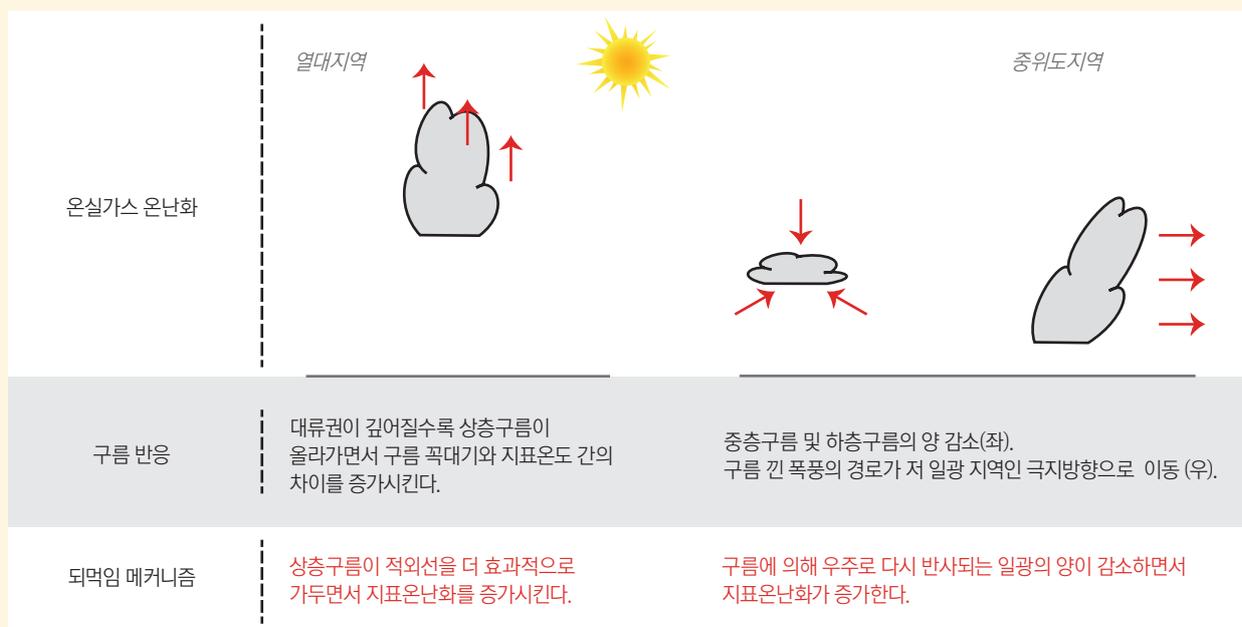
구름이 현재의 기후에 강하게 영향을 주지만 미래의 온난한 기후에 어떻게 영향을 줄지는 관측치만으로 알 수 없다. 구름 변화를 포괄적으로 예측하려면 전 지구 기후 모델이 필요하다. 그런 모델은 관측된 것과 대략 비슷한 구름장을 모의 하지만 중요한 오차와 불확실성이 남는다. 각기 다른 기후모델은 구름이 온난한 기후에서 어떻게 변할지에 대한 각기 다른 예측을 낳는다. 이용 가능한 모든 증거에 의하면 순 구름-기후 되먹임은 전 지구 온난화를 증폭시킬 가능성이 높다. 그럴 경우, 그 증폭의 강도는 여전히 불확실한 상태다.

1970년대 이후 과학자들은 기후시스템과 기후변화에 구름이 아주 중요하다는 것을 인정하고 있다. 구름은 다양한 방식으로 기후시스템에 영향을 준다. 구름은 육지 생물 대부분에게 필요한 강수(비와 눈)를 만든다. 구름은 수증기를 응축하면서 대기를 온난화 한다. 응축수의 일부가 다시 증발하긴 하지만 지표에 도달한 강수는 공기의 순 온난화를 보여준다. 구름은 대기를 통해 일광(지구를 온난화함)과 적외선(우주로 복사됨에 따라 지구를 냉각함)의 흐름에 강하게 영향을 준다. 결국 구름은 공기를 지표 부근에서 높은 곳으로 급속히 운반할 수 있는 강력한 상승기류를 함유한다. 상승기류는 에너지, 습기, 모멘텀, 미량가스, 에어로졸 입자를 운반한다. 오랫동안 기후 과학자들은 구름이 일간 기상, 계절 주기, 경년 변화(예: 엘니뇨와 관련된)에 따라 어떻게 변화하는지를 관측과 모델을 사용해 연구해왔다.

모든 구름 과정은 기후상태가 변화함에 따라 변화할 가능성이 있다. 구름 되먹임은 기후변화에 있어서 매우 흥미롭다. 기후변화에 의해 발생하여 기후에 영향을 주는 구름 과정 변화는 구름-기후 되먹임을 의미한다. 구름은 일광 및 적외선과 매우 강하게 상호작용하기 때문에 작은 구름량의 변화조차도 기후시스템에 강한 효과를 미칠 수 있다

구름량, 구름 꼭대기 높이 및/또는 구름 반사도 등의 변화에 관련된 많은 유형의 구름-기후 되먹임이 제안되어 왔다 (FAQ7.1, 그림 1). 문헌들은 높은 구름이 대기와 지표가 배출한 적외선과 상호작용 하면서 전 지구 온난화를 증폭시킨다는 것을 일관되게 보여준다. 그러나 하층구름과 관련 있는 되먹임과 구름량과 구름 반사도와 관련 있는 되먹임에 대해서는 높은 불확실성이 존재한다.

두꺼운 상층구름은 일광을 효율적으로 반사한다. 두꺼운 상층구름과 얇은 상층구름 모두 대기와 지표가 우주로 배출하는 적외선 량을 급격하게 감소시킨다. 이 두 효과로 인한 보상은 지표 온도를 하층 구름량의 변화보다 상층 구름량의 변화에 다소 덜 민감하게 만든다. 이 보상은 두꺼운 상층



FAQ 7.1, 그림 1 : 중요한 구름 되먹임 메커니즘

구름으로부터 얇은 권운으로 또는 그 반대로의 체계적 변화가 있는 경우에 교란될 수 있다. 이 가능성을 배제할 수는 없지만 현재 이것을 뒷받침하는 증거는 없다. 한편, (해당 상층 구름량에 대한) 상층 구름 고도의 변화는 지표 온도에 강하게 영향을 줄 수 있다. 상층 구름의 상향 이동은 지표와 대기가 우주로 배출하는 적외선을 감소시키지만 일광 반사에는 거의 영향을 주지 않는다. 더 온난한 기후에서 그런 이동이 있다는 강력한 증거가 있다. 그런 이동은 대기와 지표에 의해 배출된 추가 적외선의 일부가 기후시스템을 떠나지 못하게 만들어 지구 온난화를 증폭시킨다.

하층 구름은 다량의 일광을 우주로 반사하지만 대기와 지표의 특정한 상태에서는 지구에 의해 우주로 배출되는 적외선의 양에 그다지 영향을 주지 않는다. 그 결과, 하층 구름은 현재의 기후에 순 냉각효과를 준다. 중층 구름도 그보다 정도는 약해도 그런 효과를 준다. IPCC가 평가한 대부분의 기후모델에 의하면 온실가스 증가로 온난해진 미래 기후에서는 저층 구름과 중층 구름이 감소할 것이고, 그에 따라 일광 흡수가 증가해 온난화 증가 경향이 있을 것이다. 그러나 그 감소의 정도는 모델에 따라 매우 다르다.

더 온난한 기후에서 구름은 다른 방식으로 변화할 수 있다. 바람 패턴과 폭풍 경로의 변화는 구름량과 강수의 지역적, 계절적 패턴에 영향을 줄 수 있다. 일부 연구에 의하면, 기후 모델에서 나타난 그런 경향의 신호(중위도 폭풍 경로에 연관된 구름의 극지방방향 이동)가 이미 관측기록에서 감지 가능하다. 더 적은 일광을 받는 지역으로 구름을 이동시킴으로써 전 지구 온난화를 증폭시킬 수 있다. 액적으로 구성된 구름이 더 많아질 수 있다. 이런 구름은 크기는 작지만 액적으로 더 많아서 같은 질량의 더 큰 얼음 결정으로 이루어진 구름에 비해 일광을 더 많이 우주로 반사한다. 순 온난화 효과를 발휘하고 기후 모델로 모의 하기가 매우 어려운 얇은 권운은 모델에 의해 모의 되지 않은 방식으로 변화할 수도 있다. 하지만 이에 대한 증거는 없다. 다른 과정들도 지역적으로 중요할 수 있다. 예를 들어, 해빙이 녹는 해양과 식물 증산작용이 감소된 육지에서는 구름과 지표 간의 상호작용이 변할 수 있다.

장기간의 구름 경향 또는 그보다 짧은 기간 동안의 변동성에 대한 관측으로부터 전 지구적 구름 되먹임을 추론하는 널리 인정된 방식은 아직 없다. 그럼에도 불구하고 현재의 평가(그리고 IPCC의 과거 두 번의 평가)에 사용된 모든 모델은 인위적 온실가스 온난화를 강하게 뒷받침하거나 전반적인 효과를 거의 주지 않는 순 구름 되먹임을 내놓는다. 되먹임은 모델에 “포함되지 않지만”, 모의 된 대기에서의 구름의 기능과 기후시스템에서의 에너지의 흐름과 변형에 대한 구름의 효과에서 나타난다. 여러 모델이 내놓은 구름 되먹임 강도의 차이는 온실가스 농도 변화에 대한 모델들의 민감도가 각기 다른 이유를 대부분 설명해준다.

### FAQ 7.2: 에어로졸은 기후와 기후변화에 어떻게 영향을 주는가?

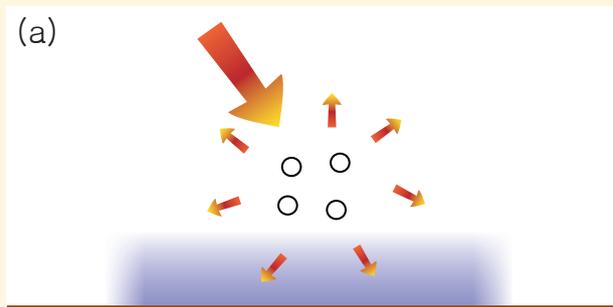
대기 에어로졸은 대기에 떠있는 큰 구름 입자와 강수 입자 이외의 작은 액체나 고체 입자로 이루어져 있다. 대기 에어로졸은 자연적, 인위적 배출원에서 나오며, 복사 및 구름과의 상호작용을 통해 여러 복잡한 방식으로 기후에 영향을 줄 수 있다. 종합적으로 모델과 관측에 의하면 인위적 에어로졸은 산업화 이전 시대부터 지구에 냉각 영향력을 발휘해왔고, 그것이 인위적 에어로졸이 없는 상태에서 발생했을 온실가스로부터의 전 지구 평균 온난화를 일부 차단했다. 대기질 정책에 따라 미래에 인위적 에어로졸 배출이 감소하면 결국 이로 인한 온난화가 나타날 것이다.

대기 에어로졸의 일반적인 수명은 대류권에서 하루 내지 2주이고 성층권에서는 약 1년이며, 크기, 화학 조성, 모양이 매우 다양하다. 분진과 파도 비말(sea spray) 같은 에어로졸은 거의 전적으로 자연에서 기원하는 반면, 황산염이나 스모크 같은 에어로졸은 자연적 배출원과 인위적 배출원에서 나온다.

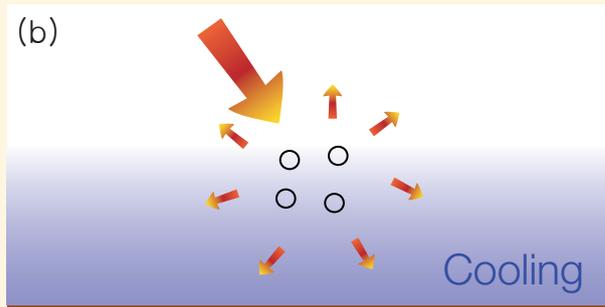
에어로졸은 여러 방식으로 기후에 영향을 준다. 첫째, 에어로졸은 일광을 산란시키고 흡수하여 지구의 복사 수지를 수정한다(FAQ.7.2, 그림 1). 에어로졸 산란은 대체로 지구로부터의 반사를 늘리므로 기후를 냉각하는 경향이 있는 반면, 에어로졸 흡수는 그 반대의 효과를 주므로 기후시스템을 온난화하는 경향이 있다. 냉각과 온난화 사이의 균형은 에어로졸 특성과 환경 조건에 좌우된다. 많은 관측 연구들이 인위적 에어로졸과 자연적 에어로졸의 국지적 복사 효과를 정량화해 왔지만 에어로졸의 전지구적 영향을 결정하기 위해서는 위성 자료와 모델이 필요하다. 나머지 불확실성 중 하나는 산란 에어로졸보다 측정하기 어려울 뿐 아니라 복잡한 구름 반응을 유발하는 흡수 에어로졸인 검댕에서 생긴다. 그러나 대부분의 연구는

#### 에어로졸-복사 상호작용

##### 산란 에어로졸

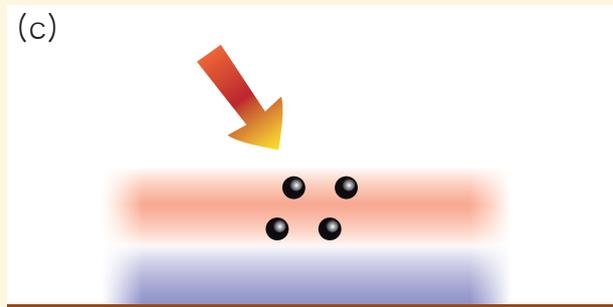


(a) 에어로졸은 태양복사를 산란시킨다. 지표에 도달하는 태양복사가 감소되면 지역적 냉각이 일어난다.

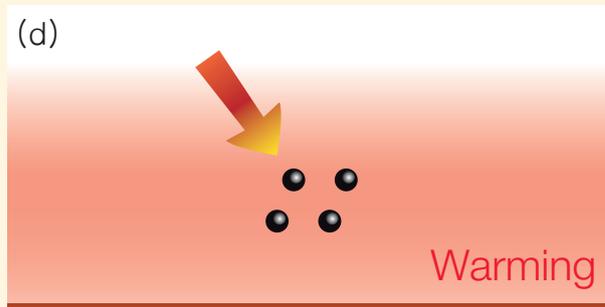


(b) 대기 순환과 혼합 과정은 냉각을 지역적으로 수직적으로 확산시킨다.

##### 흡수 에어로졸



(c) 에어로졸은 태양복사를 흡수한다. 이것은 에어로졸 층을 가열하지만 지표는 태양복사를 덜 받게 되어 지역적으로 냉각될 수 있다.



(d) 대기 순환과 혼합 과정이 열에너지를 재 분포 시키기 때문에, 더 큰 범위에서는 지표와 대기의 순 온난화가 발생한다.

FAQ 7.2, 그림 1 : 에어로졸과 태양복사 간의 상호작용과 그것이 기후에 미치는 영향. 좌: 에어로졸의 순간 복사 효과. 우: 기후시스템이 에어로졸의 복사 효과에 반응하고 난 후의 종합 효과.

FAQ

인위적 에어로졸의 종합 복사 효과가 지구를 식힐 것이라는 데 동의한다.

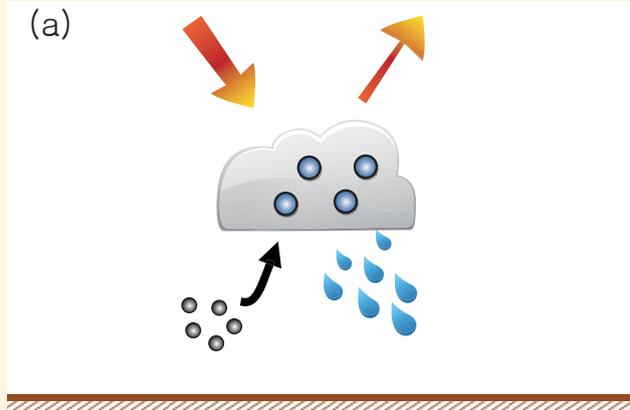
에어로졸은 구름 액적을 형성하는 응축핵 역할도 하고 얼음 입자를 형성하는 얼음핵 역할도 한다(FAQ.7.2, 그림 2). 더 많은 에어로졸 입자에 의해 영향 받을 때, 액적으로 이루어진 구름은 더 작고 더 많은 액적을 함유하는 경향이 있기 때문에 더 많은 태양복사를 반사하게 된다. 그 외에도 많은 에어로졸-구름 상호작용 경로가 있다. 특히 얼음(혹은 액체와 얼음의 혼합물)-구름에서 액체와 빙수 간의 위상 변화는 에어로졸 농도와 특성에 민감하다. 에어로졸 농도 증가가 저층구름의 양도 증가시킬 것이라는 초기 견해에 반박하며, 많은 중화(counteracting) 과정이 작용한다. 에어로졸이 구름의 양과 특성에 끼치는 종합 영향을 정량화하기는 당연히 어렵다. 기후 모델과 위성 관측에 기초한 연구들에 의하면 일반적으로 인위적 에어로졸이 구름에 끼치는 순 효과는 기후시스템 냉각이다.

에어로졸은 대기에서 불균일하게 분포하므로 날씨 변화를 유도할 수 있는 패턴으로 기후시스템을 가열하고 냉각할 수 있다. 이 효과는 복잡하여 현재의 모델로는 모의 하기 어렵지만 몇몇 연구에 의하면 이 효과는 일부 지역에서 강수에 상당한 영향을 준다.

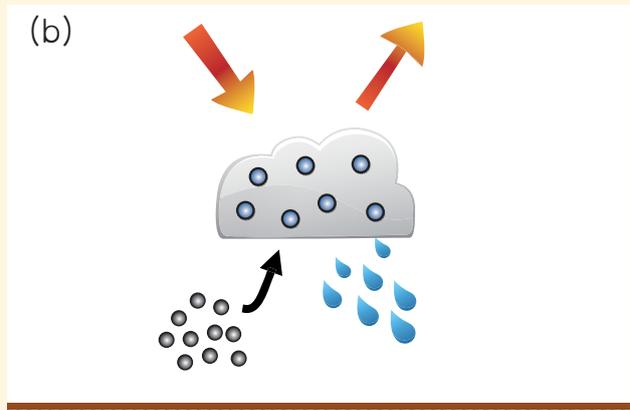
에어로졸은 수명이 짧기 때문에 에어로졸의 풍부한 정도와 그것의 기후 효과는 시간이 지나면서 에어로졸과 가스단계의 전구체(예: SO<sub>2</sub>, VOC 등)의 인위적 배출에 대략적으로 비례하여 달라졌다. 인위적 에어로졸 배출량이 산업화 시대에 상당히 증가했고, 그것이 잘 혼합된 온실가스(WMGGH; well mixed greenhouse gases)의 농도 증가로부터 발생했을 온난화의 일부를 상쇄했다. 엘 치촌(El Chichón) 화산분출, 피나투보 화산분출 같은 대형 화산분출에서 나와 대류권에 들어가는 에어로졸도 대개 1년 혹은 2년 지속되는 냉각기를 일으켰다.

지난 20년 동안 인위적 에어로졸 배출량은 일부 선진국에서는 감소했지만 많은 개도국에서 증가했다. 그러므로 그 특정 기간에 에어로졸이 전 지구 평균 표면온도에 미친 영향은 작다고 생각된다. 그러나 인위적 에어로졸의 배출량은 대기질 정책에 의해 궁극적으로 감소하리라고 예측된다. 그것은 지표에 대한 인위적 에어로졸의 냉각 영향력을 억제할 것이므로 온난화 증가로 이어질 것이다.

에어로졸-구름 상호작용



에어로졸은 액적이 형성될 수 있는 응축핵으로 작용한다.



더 많은 에어로졸은 더 작은 액적이 더 크게 응집되어 더 밝은 구름을 만들게 한다. 그러나 이 효과를 증폭 또는 감쇄할 수 있는 다른 에어로졸-구름-강수 과정이 많다.

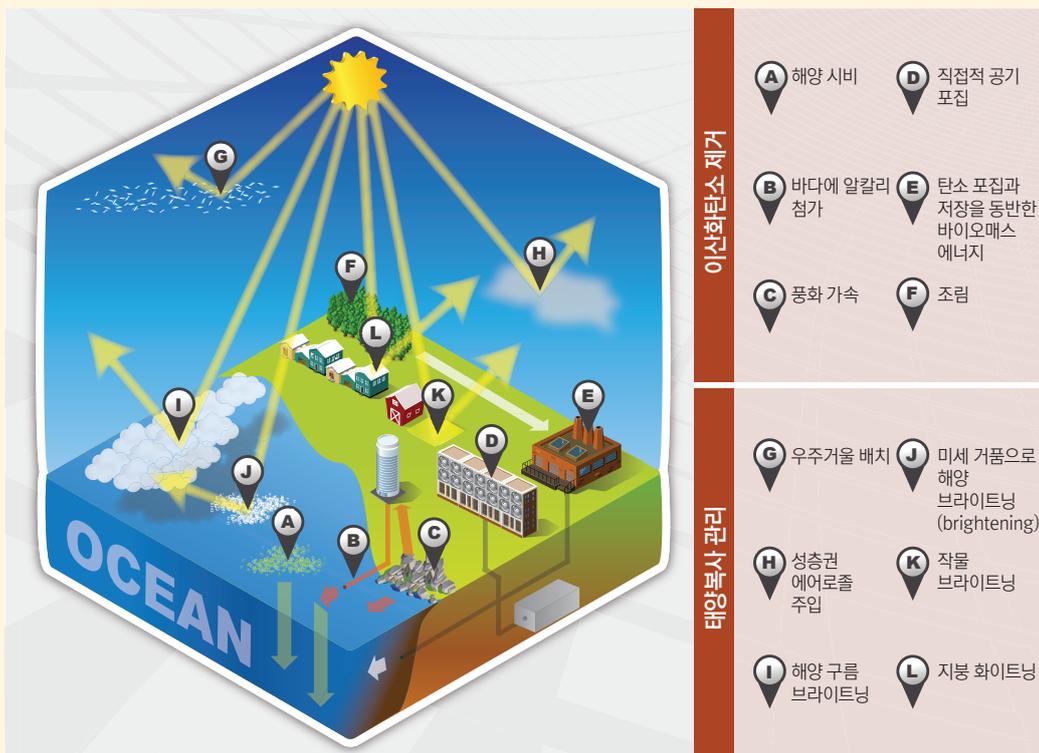
FAQ 7.2, 그림 2 : 에어로졸-구름 상호작용과 그것이 기후에 끼치는 영향. (a)는 맑은 저층구름, (b)는 오염된 저층구름을 의미한다.

**FAQ 7.3: 지구공학(Geoengineering)은 기후변화를 저지할 수 있을까? 어떤 부작용이 생길 수 있는가?**

지구공학(기후공학이라고도 한다)은 기후변화의 영향을 완화하기 위해 의도적으로 기후시스템을 변경하는 방법과 기술의 방대한 집합이라고 정의된다. 보통은 크게 두 범주의 지구공학 방법이 고려된다. 태양복사 관리(Solar Radiation Management; SRM, 7.7절 참고)는 지구의 반사량을 증가시킴으로써 인위적 온실가스로 인한 온난화를 상쇄하는 것을 목표로 하는 반면에, 이산화탄소 제거(Carbon Dioxide Removal; CDR, 6.5절 참고)는 대기 CO<sub>2</sub> 농도를 감소시키는 것을 목표로 한다. 두 범주는 각기 다른 물리원칙과 각기 다른 기간에서 운용된다. 모델들에 의하면, SRM 방법이 실현 가능할 경우 기온상승을 저지하는 데 효과가 있을 것이고, 다른 기후변화를 저지하는 데에도 정도가 약하긴 해도 효과가 있을 것이다. SRM이 기후변화의 모든 효과를 저지하지는 못할 것이고, 제안된 모든 지구공학 방법도 위험과 부작용을 가지고 있다. 아직은 SRM과 CDR에 대한 과학적 이해도가 낮기 때문에 추가적인 영향은 예측하지 못한다. 이 보고서의 범위를 넘어서는 지구공학 관련 문제(정치적, 윤리적, 실용성)도 많다.

**이산화탄소 제거(CDR) 방법**

CDR 방법은 탄소순환 과정을 의도적으로 변경시켜 또는 산업적(예: 화학적) 접근법을 이용해 대기에서 CO<sub>2</sub>를 제거하는 것을 목표로 한다. 대기에서 제거된 탄소는 그 후 육지, 해양, 혹은 지질 저장고에 저장될 것이다. 일부 CDR 방법은 대규모 조림/재조림, 바이오숯(biochar)을 통한 토양의 탄소 제거, 탄소 포집 및 저장을 동반한 바이오 에너지(bioenergy with carbon capture and storage; BECCS), 해양 시비(ocean fertilization) 같은 생물학적 과정을 이용한다. 육지나 해양에서 규산염이나 탄산암의 가속 풍화 같은 지질과정을 이용하는 방법들도 있다(FAQ.7.3, 그림 1). 대기에서 떨어져나간 CO<sub>2</sub>는 유기적인 형태로 육지 저장고, 또는 무기 형태로 해양과 지질 저장고에 저장될 것이고, CDR 효과가 있으려면 그곳에 적어도 수백 년 동안 저장되어 있어야 할 것이다.



**FAQ 7.3, 그림 1** : 제안된 지구공학 방법의 개요. 이산화탄소 제거 방법(6.5절 참고): (A) 영양분을 바다에 첨가하여(바다 시비) 표층의 해양 생산성을 증가시키고 그 결과 발생한 생체 탄소(biogenic carbon)의 일부가 아래 쪽으로 운반되게 한다. (B) 고형 미네랄의 알칼리성을 바다에 첨가하여 대기 CO<sub>2</sub>가 바다에 더 많이 용해되게 한다. (C) 규산염의 풍화율은 높여 용존 탄산염 미네랄이 해양으로 운반되게 한다. (D) 대기 CO<sub>2</sub>를 화학적으로 포집해 지하나 바다에 저장한다. (E) 발전소에서 바이오매스를 연료로 사용하면서 탄소를 포착하고 포착된 CO<sub>2</sub>를 지하나 바다에 저장한다. (F) 조림과 재조림을 통해 CO<sub>2</sub>를 포착하여 육지 생태계에 저장한다. 태양복사 관리 방법 (7.7절 참고): (G) 태양복사를 반사하도록 반사체를 우주에 배치한다. (H) 에어로졸을 성층권에 주입한다. (I) 더 많이 반사하도록 해양 구름을 뿌린다. (J) 더 많이 반사하도록 바다 표층에 미세기포를 일으킨다. (K) 더 많이 반사하는 작물을 재배한다. (L) 지붕과 기타 건축물에 흰색을 사용한다.

FAQ

CDR 방법은 대기에서 CO<sub>2</sub>를 제거하고 제거된 탄소의 대기 진입을 방지하는 데 효과가 있는 만큼 CO<sub>2</sub>의 복사강제력을 감소시킬 것이다. 어떤 방법들은 해양 산성화를 감소시킬 테지만(FAQ 3.2 참고), 해양 저장에 관련된 방법들은 탄소가 용존 CO<sub>2</sub>로서 제거되면 해양 산성화를 증가시킬 수도 있다. CDR 방법의 효과에 관련된 주요 불확실성은 저장 용량과 저장된 탄소의 영속성이다. 대기 중 CO<sub>2</sub> 농도가 감소한다면 CDR을 통한 영구적 탄소 제거와 저장은 장기적으로 기후 온난화를 감소시킬 것이다. 그러나 비영구적 저장 전략은 CO<sub>2</sub>가 다시 대기로 돌아가는 것을 가능케 하므로 온난화에 다시 기여할 것이다. CDR을 통한 의도적 CO<sub>2</sub> 제거는 해양과 육지의 탄소 저장고의 반응에 의해 부분적으로 상쇄될 것이다. 이것은 해양과 육지의 탄소 저장고가 저장되어 있던 인위적 CO<sub>2</sub>를 대기에 배출할 것이기 때문이다. 따라서 과거의 인위적 CO<sub>2</sub> 배출을 완전히 상쇄하려면 CDR 기술은 산업화 이전부터 대기에 축적된 CO<sub>2</sub>뿐 아니라 이전에 육지 생물권과 해양에 흡수된 인위적 탄소도 제거할 필요가 있다.

생물학적 CDR과 대부분의 화학적 풍화 CDR 방법은 무한 확대가 불가능하며, 육지 수요 경쟁 같은 다양한 물리적 혹은 환경 구속조건에 의해 반드시 제한된다. CDR 방법들을 조합해서 달성 가능한 최대 CDR 제거율이 200 PgC/100년이라고 가정하면, 지난 50년간 배출된 CO<sub>2</sub>를 제거하기까지는 150년 걸릴 것이므로 설령 CDR 방법을 추가하더라도 기후변화를 급속히 완화하기는 어렵다. 직접적 대기 포집 방법은 원칙적으로 훨씬 더 급속하게 작동할 수 있지만 에너지 사용과 환경 구속조건을 비롯한 대규모 이행으로 제한될 수 있다.

CDR은 기후와 환경에 부작용도 줄 수 있다. 예를 들어, 강화된 조림 생산성은 CO<sub>2</sub>보다 훨씬 더 강력한 온실가스인 N<sub>2</sub>O의 배출을 증가시킬 수 있다. 조림이나 에너지 작물을 통해 조림 면적을 크게 증가시키면 표면 반사도와 난류 플럭스 같은 지표 특성이 변할 수 있다. 일부 모델링 연구에 의하면 계절적으로 눈에 덮이는 북쪽 지역에서의 조림은 실제로 지구 온난화를 가속시킬 수 있는 반면, 열대지역에서의 조림은 지구 온난화를 늦추는 데 효과가 있을 수도 있다. 생물학적 생산(즉, 해양 시비)에 의존하는 해양 기반의 CDR 방법들은 해양 생태계와 해양 산성화에 많은 부작용을 일으킬 것이고, 비CO<sub>2</sub> 온실가스 배출을 일으킬 수 있다.

**태양복사 관리(Solar Radiation Management; SRM) 방법**

전 지구 평균 표면온도는 대기와 지표에 흡수되어 기온을 높이는 일광량, 온실가스 효과의 존재, 에너지가 우주로 복사되는 방식에 온실가스와 구름이 영향을 주는 과정에 의해 크게 좌우된다. 온실가스 효과가 증가하면 표면 온도는 새 평형이 이루어질 때까지 계속 상승한다. 지구의 반사량이 증가해 더 적은 유입 일광이 흡수되거나 온실가스 효과가 감소해 에너지가 더 효과적으로 우주로 배출되면 전 지구 평균 표면온도는 하강할 것이다.

지구의 유입 및 유출 에너지(incoming and outgoing energy) 흐름의 관리를 목표로 제안된 지구공학 방법들은 이 기본 물리원칙에 기초한다. 이 방법들의 대부분은 대기, 구름 또는 지표를 더 밝게 만듦으로써 지구에 도달하는 일광을 줄이거나 지구의 반사도를 증가시킬 것을 제안한다(FAQ 7.3, 그림 1). 또 하나의 기법은 온실가스 효과가 큰 권운이라는 상층구름을 억제할 것을 제안한다. 기초 물리학에 의하면 이 방법들 중 하나라도 에너지 흐름을 예상대로 바꾸면 지구가 냉각될 것이다. 그러나 이 과정은 에너지 흐름, 대기 순환, 기상과 결과적인 기후의 상호작용을 지배하는 여러 복잡한 물리과정들 때문에 복잡하다.

전 지구 평균 표면온도는 지표에 도달하는 일광량의 변화 또는 온실가스 효과의 변화에 반응하겠지만, 주어진 시간과 지점에서의 온도는 많은 다른 요인들에 좌우되므로 SRM으로 인한 냉각량은 온실가스가 유발한 온난화의 양과 대체로 같지 않을 것이다. 예를 들어, SRM은 주간 가열율만 변화시키지만 증가하는 온실가스는 주간 및 야간 온도 모두 변화시킬 수 있다. 이 부정확한 보상은 설령 평균 표면온도가 불변하더라도 표면온도의 주간 주기에 영향을 줄 수 있다. 또 다른 예로 모델 계산은 표면에 도달하는 일광이 균일하게 감소하면 전 지구 평균 CO<sub>2</sub>에 의해 유발되는 온난화가 상쇄될 수도 있지만 일부 지역은 다른 지역들보다 덜 냉각될 것임을 보여준다. 모델에 의하면 인위적 온실가스 온난화가 성층권 에어로졸에 의해 완전히 보상되면, 극지는 약간의 잔류 온난화를 겪는 반면에 열대 지역은 산업화 이전 시대보다 약간 더 냉각될 것이다.

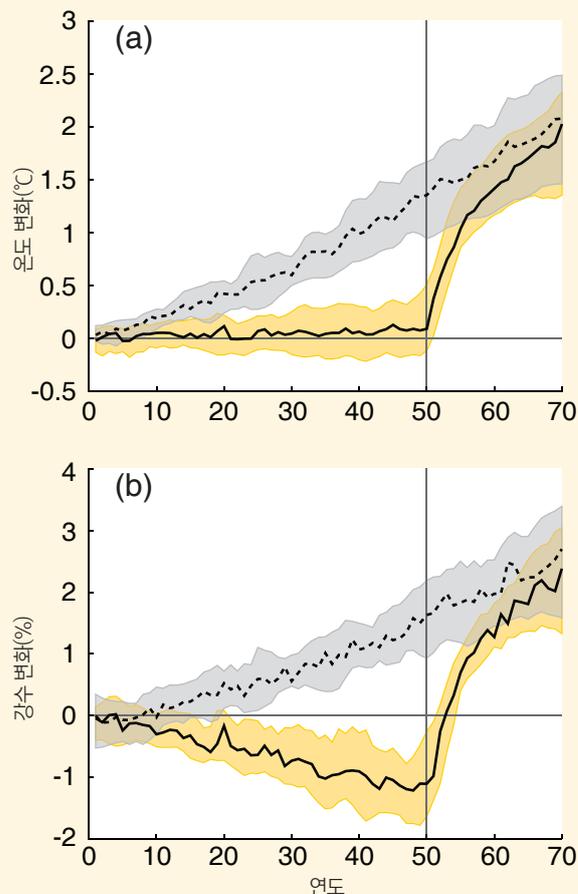
SRM은 이론적으로 인위적 기후변화를 급속히 저지할 수 있고, 그리하여 10년 혹은 20년 안에 지구를 산업화 이전 수준으로 냉각시킬 수 있다. 이것은 기후모델뿐 아니라 대형 화산분출의 기후기록에서도 알려져 있다. 1991년 피나투보 화산분출은 성층권 에어로졸을 일시적으로 증가시키고 지표온도를 급속히 약 0.5°C 하강시켰다.

기후는 지표온도 외에도 여러 요인으로 구성되어 있다. 강수, 토양수분, 하천 유량, 스노우팩, 해빙, 생태계 같은 다른 기후 특징들의 영향도 중요할 수 있다. 모델과 이론에 의하면 증가된 온실가스 효과를 표면온도를 안정화하기 위해 보상하면 SRM으로 전 지구 평균 강수량이 약간 감소할 것이고(FAQ 7.3, 그림 2 이상화된 모델 결과 참고), 지역적 변화도 있을 것이다. 지역 및 전 지구 기후패턴에서 그런 부정확한 보상은 SRM이 현재나 과거의 기후와 “꼭 닮은” 미래 기후를 발생시키는 것을 불가능하게 한다. 그러나 이용 가능한 기후모델에 의하면 SRM을 이용해 지구공학적으로 유도된 기후와 높은 대기 중 CO<sub>2</sub>는 CO<sub>2</sub> 농도가 높아지고 SRM이 없는 미래 기후보다 20세기 기후에 대체로 더 가까울 것이다.

SRM 기법은 아마도 다른 부작용도 있을 것이다. 예를 들어, 이론, 관측, 모델에 의하면 화산분출과 자연적 배출에 의한 성층권 황산염 에어로졸은 특히 CFC 배출로 인한 염소가 대기에 잔류하는 동안 성층권 오존을 고갈시킨다. SRM 때문에 성층권에 들어간 에어로졸은 똑같은 효과를 줄 것으로 예상된다. 오존 고갈은 지표에 도달하는 자외선 양을 증가시켜 육지와 해양의 생태계를 손상시킬 것이다. 성층권 에어로졸은 지표에 도달하는(일반적으로 식물 생산성을 증가시키는) 확산 광에 대한 직사 광의 비율도 증가시킬 것이다. 황산염 에어로졸 SRM이 산성비를 증가시킬 것이라는 우려도 있었지만, 모델 연구에 의하면 성층권 에어로졸 SRM으로 인한 산성비 생산물은 오염원으로 인한 현재의 생산량보다 훨씬 작을 것이므로 산성비는 아마도 주요 우려사항이 아닐 것이다 SRM은 대기 CO<sub>2</sub> 농도 증가와 그것이 해양 생태계에 끼치는 영향에 연관된 해양 산성화도 다루지 않을 것이다.

재래식 완화 노력이나 잠재적 CDR 방법이 없으면, 인위적 배출로 인한 높은 CO<sub>2</sub> 농도는 대기에서 수천 년간 지속될 것이고, SRM은 CO<sub>2</sub> 농도가 높은 한 유지되어야만 할 것이다. CO<sub>2</sub> 농도가 여전히 높은 상태에서 SRM을 중단하면 10년 혹은 20년 동안 급속히 온난화가 일어나(FAQ7.3, 그림 2), 생태계와 인간의 적응을 매우 어렵게 할 것이다.

CO<sub>2</sub> 농도 증가의 영향을 방지하기 위해 SRM을 사용한다면 SRM 규모가 커질수록 위험, 부작용, 단점도 분명히 커질 것이다. 기후 임계값에 걸친 전이나 불가피한 티핑 포인트(tipping point)를 방지하기 위한 공격적인 CO<sub>2</sub> 농도 저감 전략과 함께 기간이 한정된 양의 SRM을 사용하는 접근법들이 제안되었다. 그런 접근법들을 평가하려면 이 보고서의 범위를 한참 벗어나는 매우 신중한 위험이득 분석이 필요할 것이다.



**FAQ 7.3, 그림 2 :** 이상화된 두 실험에서 (a) 전 지구 평균 표면온도의 변화(°C)와 (b) 전 지구 평균 강수의 변화(%). 실선은 태양복사 관리(SRM)를 사용해 50년까지 CO<sub>2</sub> 농도의 1%/년 증가를 유지한 후에 SRM을 중단하는 것을 모의 한 것이다. 점선은 CO<sub>2</sub> 농도의 1%/년 증가와 SRM 부재를 모의 한 것이다. 노란색과 회색 영역은 8가지 모델의 각각 25 퍼센타일과 75 퍼센타일을 의미한다.

**FAQ 8.1: 수증기는 기후변화에 얼마나 중요한가?**

자연적 온실가스 효과에 가장 크게 기여하는 수증기는 지구의 기후에서 필수적인 역할을 한다. 그러나 대기 내 수증기량은 배출량이 아니라 기온에 의해 주로 조절된다. 그런 이유로 과학자들은 수증기를 기후변화 강제력이 아니라 되먹임 에이전트로 간주한다. 관개나 발전소 냉각을 통해 인위적으로 배출된 수증기가 전 지구 기후에 끼치는 영향은 무시할 만한 수준이다.

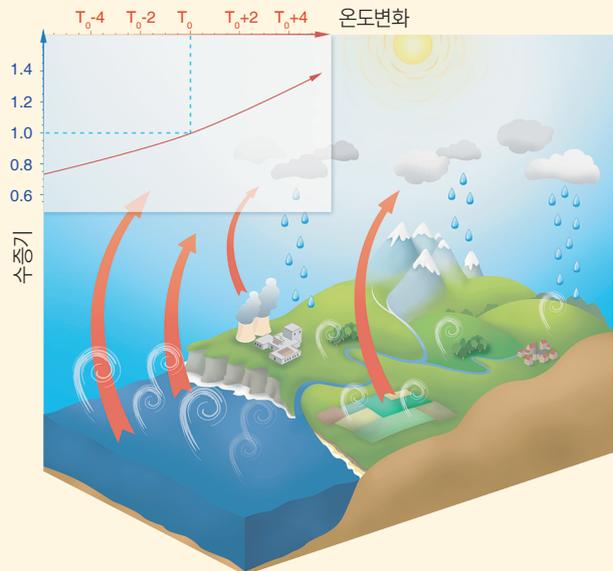
수증기는 지구 대기의 주요 온실가스이다. 자연적 온실가스 효과에 대한 이산화탄소의 기여도와 비교해 수증기의 기여도는 계산방법에 따라 다르지만 대략 2-3배 더 크다고 간주할 수 있다. 그 외에도 수증기는 인위적 활동, 즉 주로 관개(irrigated) 작물의 증발 증가뿐 아니라 발전소 냉각과 미미하지만 화석연료 연소를 통해서도 대기에 투입된다. 그러므로 사람들은 기후변화 강제력으로서 수증기보다 이산화탄소에 훨씬 더 중점을 두는 이유가 의문스러울 수 있다.

수증기는 근본적으로 이산화탄소와는 다르게 움직인다. 수증기는 응축 후 눈이나 비로 내릴 수 있다. 습도가 높은 공기는 식으면 수증기의 일부가 액적이나 얼음 입자로 응축해 강수가 된다. 대기에서 수증기의 전형적인 잔류시간은 10일이다. 인위적 배출원에서 대기에 유입되는 수증기 플럭스는 '자연적' 증발로 인한 것보다 상당히 더 적다. 그러므로 인위적 수증기 플럭스는 수증기의 종합적인 농도에 거의 영향을 주지 않으며, 장기적 온실가스 효과에도 크게 기여하지 않는다. 이런 이유로 대류권 수증기(전형적으로 10 km 고도 이하)는 복사강제력에 기여하는 인위적 가스로 간주되지 않는다.

인위적 배출량은 지상으로부터 약 10 km 위에 있는 대기 부분인 성층권 안의 수증기에 상당한 영향을 준다. 인간 활동으로 인한 메탄농도 증가는 산화를 통해 물의 추가 공급원이 된다. 이것은 성층권에서 관측된 변화를 부분적으로 설명해 준다. 성층권의 물 변화는 복사 영향력을 가지고 있으며, 강제력으로 간주되며, 평가 가능하다. 성층권 물 농도는 지난 몇 십 년간 상당히 달라졌다. 이 변화의 전체 범위는 충분히 이해되지 않았지만 아마도 자연적 변동성에 추가된 되먹임 과정보다는 약한 강제력일 것이다. 온난화 강제력과 되먹임에 대한 성층권 수증기의 기여도는 메탄이나 이산화탄소보다 훨씬 작다.

공기 내 수증기의 최대량은 기온으로 조절된다. 극지에서 지표부터 성층권까지 이어진 전형적인 공기 기둥은 고작 몇 kg/m<sup>2</sup>의 수증기를 함유할 수 있다. 반면에 열대지역에서는 비슷한 공기 기둥이 최고 70 kg의 수증기를 함유할 수 있다. 기온이 매우 극한인 경우, 대기는 수증기를 약 7% 더 보유할 수 있다(FAQ 8.1, 그림 1의 왼쪽 상단 참고). 이러한 농도 증가는 온실가스 효과를 증폭시켜 온난화를 증가시킨다. 수증기 되먹임이라고 칭하는 이 과정은 잘 알려져 있고 잘 정량화되어 있다. 수증기 되먹임은 기후변화를 추정하기 위해 사용되는 모든 모델에서 발생하며, 수증기 되먹임의 강도는 관측치와 일치한다. 대기 수증기가 증가한 것이 관측되었지만 이 변화는 기후 되먹임(기온 증가로부터의)으로 인정되므로 인위적 배출로 인한 복사 강제력으로 해석하지 않아야 한다.

현재로서는 수증기가 지구 대기에서 온실가스 효과를 가장 많이 일으킨다. 그러나 대기에서 수증기의 존재를 지속시키는 데는 다른 온실가스들, 주로 이산화탄소가 필요하다. 실로 이 다른 가스들이 대기에서 제거된다면 대기 온도는 수증기 감소를 유발할 정도로 충분히 떨어질 것이고 그러면 온실가스 효과가 급격하게 감소하여 지구는 냉동상태로 곤두박질 칠 것이다. 수증기 이외의 온실가스는 대기 수증기의 현재 수준을 지탱하는 기온구조를 제공한다. 그러므로 비록 이산화탄소가 기후 조절의 주요 인위적 온실가스이긴 하지만, 수증기는 초기 강제력을 대체로 2-3배 증폭시키는 강력하고 신속한 되먹임이다. 수증기의 초기 강제력은 크지 않지만 기후변화의 근본적인 매개체이다.



**FAQ 8.1, 그림 1** : 물순환 및 물순환과 온실가스 효과의 상호작용. 좌측 상단의 그래프는 온도 증가에 따른 공기의 잠재 수증기 함량의 상대적 증가를 보여준다(대략 7%/°C). 흰색 회오리는 강수에 의해 물수지(water budget)에 가깝게 보상되는 증발을 나타낸다. 붉은색 화살표는 수증기와 다른 가스에 부분적으로 흡수되는 유출 적외선이다. 이 과정은 온실가스 효과의 구성요소 중 하나다. 성층권 과정은 그림에 포함되지 않았다.

### FAQ 8.2: 공기질 개선은 기후변화에 효과가 있는가?

효과가 있다. 그러나 어떤 오염물질을 제한하는가에 따라 기후를 냉각시키거나 온난화시킬 수 있다. 예를 들어, 이산화황 배출량 저감은 온난화를 증가시키지만, 질소산화물 배출 통제는 냉각 효과(대류권 오존 감소를 통해)와 온난화 효과(메탄 수명과 에어로졸 생산에 끼치는 영향을 통해) 모두 있다. 공기 오염도 강수 패턴에 영향을 줄 수 있다.

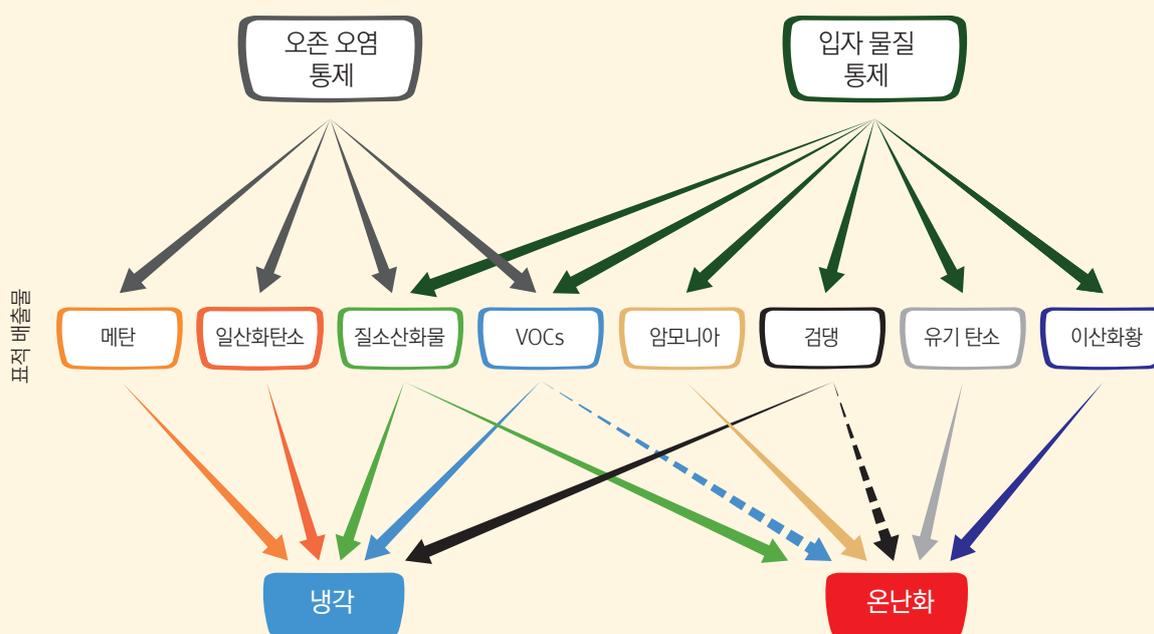
공기질은 오존, 일산화탄소, 질소산화물, 에어로졸(고체 혹은 액체 입자상 물질) 같은 공중 표면 오염물질의 명목상 척도이다. 그런 오염물질에 노출되면 호흡기 및 심혈관 질환이 악화되고 식물에 해롭고 건물이 손상된다. 이런 이유로 대부분의 주요 도시는 공중 오염물질 배출을 통제한다.

일산화탄소와 기타 혼합온실가스(well mixed greenhouse gases: WMGHG)와는 달리, 대류권 오존과 에어로졸은 대기에서 며칠 내지 몇 주 동안만 지속될 수도 있지만 지구시스템 내에서 간접 결합(indirect coupling)이 그 영향을 연장시킬 수 있다. 이 오염물질들은 보통은 배출된 지역 혹은 형성된 지역 부근에서 가장 강력하므로 설령 그 물질들의 전 지구 평균 효과가 작더라도 그 배출 부근에서는 기후에 국지적 혹은 지역적 섭동을 강제할 수 있다.

공기 오염물질은 각자의 물리적 화학적 특징에 따라 각기 다르게 기후에 영향을 준다. 오염에서 발생한 온실가스는 주로 단파 및 장파 복사를 통해 기후에 영향을 주는 반면, 에어로졸은 그 외에도 구름-에어로졸 상호작용을 통해 기후에 영향을 줄 수 있다.

지표 오존을 낮추기 위해 인위적 메탄 배출을 통제한 것은(FAQ 8.2, 그림 1) 모두에게 이로운 상황으로 확인되었다. 다른 오존 전조물질들의 통제 결과가 언제나 확실한 것은 아니다. 예를 들어, 질소산화물 배출 통제는 대류권 오존을 저감하므로 냉각 효과를 줄 것이라고 예상할 수 있다. 하지만 메탄 수명과 에어로졸 형성에 대한 그 영향이 오히려 전반적으로 온난화를 야기할 가능성이 있다.

위성 관측에 의하면 대기의 이산화황(산란 황산염 에어로졸의 주요 전구체) 농도가 지난 몇 십 년 동안 동아시아 지역의 화력발전으로 인해 증가했다. 최신 발전소는 스크러버를 사용해서 이산화황 배출을 줄인다(비록 동시에 발생하는 이산화탄소 배출과 그에 따른 장기적 기후 온난화를



FAQ 8.2, 그림 1 :오염물질 통제가 특정 배출물 및 기후 영향에 끼치는 영향. 흑색 실선은 알려진 영향, 점선은 불확실한 영향을 의미한다.

FAQ

줄이지는 못함). 이것은 공기질을 향상 시키지만 황산염 에어로졸의 냉각효과도 감소시키므로 온난화를 악화시킨다. 에어로졸 냉각은 에어로졸-복사 상호작용과 에어로졸-구름 상호작용을 통해 일어나는데 산업화 이전 시대 이래로  $-0.9 \text{ Wm}^{-2}$ (모든 에어로졸을 다 합쳐서, 8.3.4.3 참고)로 추정되며, 인위적 배출이 급격히 증가한 20세기 하반기에 특히 증가했다.

반면에 검댕 또는 그을음은 대기에서 열을 흡수하고(그리하여 인위적 화석연료 및 바이오연료 연소 배출물로부터  $0.4 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력을 발생), 눈에 퇴적되면 눈의 알베도, 즉 눈의 일광 반사 능력을 감소시킨다. 따라서 검댕 배출 저감은 냉각효과를 주지만 검댕과 구름의 상호작용은 불확실하며, 온난화를 약간 저지할 수도 있다.

공기질 통제는 교통이나 전력 발전 같은 특정 인위적 활동 분야를 표적으로 삼을 수도 있다. 그런 경우, 표적 분야에서 함께 배출된 화학종들이 복합한 화학물질 혼합체를 만들고 기후 섭동을 초래할 수 있다. 예를 들어 바이오연료 연소에서 나오는 연기는 흡수성 입자와 산란성 입자뿐 아니라 오존 전구체도 함유하므로 이것들의 복합 기후영향은 규명하기 어려울 수 있다.

따라서 지표 공기질 통제는 기후에 약간의 영향을 줄 것이다. 표적물질 배출량과 기후 간의 결합은 공기 오염물질이 강수 패턴에 끼치는 효과를 비롯해 이해나 규명이 여전히 미미한 상태여서 결합의 영향을 완전히 정량화 하기가 어렵다. 공기질에 대한 기후변화의 잠재 효과에서도 중요한 왜곡이 있다. 특히, 오염된 지역의 지표 오존과 지표 기온 간에 관측된 상관관계는 기후변화로 인한 기온 상승만으로도 여름철 오염이 악화될 수 있어 “기후 벌칙(climate penalty)”을 암시할 수 있다는 것을 보여준다. 이 벌칙은 특정 목표를 달성하기 위해서는 더 엄격한 지표 오존 통제가 필요할 것이라는 의미를 함축한다. 그 외에 정체현상의 빈도 및 지속시간의 전망된 변화도 공기질 조건에 영향을 줄 수 있다. 이 특징들은 지역적으로 가변적이고 평가하기 어려울 것이다. 하지만 그 과정들을 더 잘 이해하고 정량하고 모델링 하면 공기 오염물질과 기후 간의 종합 상호작용이 명확해질 것이다.

### FAQ 9.1: 기후 모델은 점점 나아지고 있는가, 그것을 어떻게 알 수 있는가?

기후 모델은 기후시스템에 대한 지식을 압축한 극도로 복잡한 컴퓨터 프로그램이며, 대기, 해양, 지표면, 눈, 빙하, 전 지구 생태계, 그리고 다양한 화학 과정과 생물학적 과정 간의 복잡한 상호작용을 현재 가능한 최대한의 정확도로 모의 한다.

기후 모델의 복잡성(구름과 지표면의 상호작용 같은 물리 과정을 표현하는 모델도 있고, 전지구 탄소순환과 황순환을 표현하는 모델도 많다)은 1990년 IPCC 1차 평가 보고서 때부터 실질적으로 증가했고, 그런 의미에서 현재의 지구 시스템 모델은 그 시절의 모델보다 훨씬 “더 우수하다”. 이 발전은 4차 평가 때부터 계속되고 있는데 다른 요인들도 모델 발전에 기여했다. 더욱 강력한 슈퍼컴퓨터는 현재의 모델들이 더 공간을 더 미세하게 분해할 수 있게 해준다. 오늘날의 모델들은 기후 과정이 어떻게 작용하는지에 대한 발전된 지식도 반영한다. 그 지식은 새로이 향상된 관측과 더불어 지속적인 연구와 분석에서 나온 것이다.

현재의 기후 모델들은 원칙적으로 이전 모델보다 우수하다. 그러나 모의 된 기후의 일부 측면을 개선하기 위하여 추가된 복잡성으로 인해 새로운 오차 원인(예: 불확실한 변수를 통해)이 발생한다. 또한 기후시스템의 다른 측면에 대한 모델 모의결과를 일시적으로라도 저하시킬 수 있는 모델 요소 간의 새로운 상호작용이 발생한다. 더욱이 그간의 진전에도 불구하고, 많은 과정에 관하여 여전히 과학적 불확실성이 남아 있다.

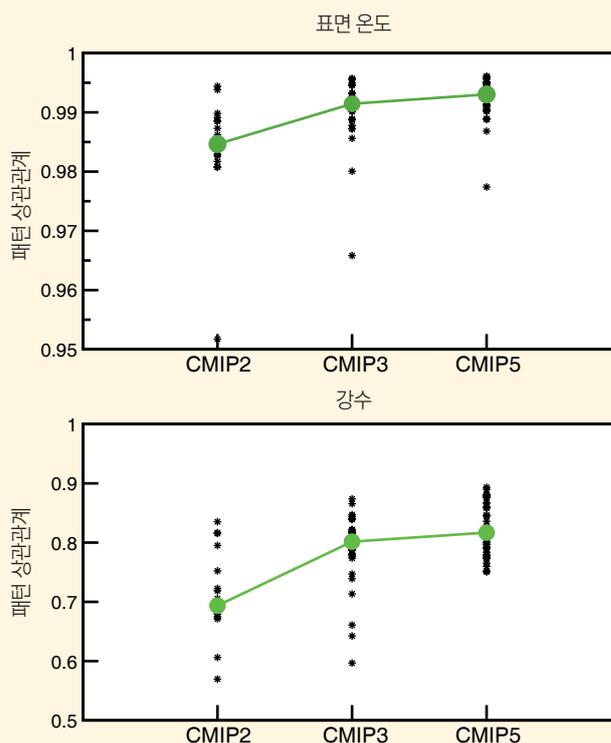
중요한 것은 모델 성능은 자연적 내부변동성을 고려하면서 그간의 관측에 비추어서만 평가할 수 있다는 것이다. 그런 모델의 미래 전망을 확신하기 위해서는 과거 기후(및 그것의 변동성과 변화)가 잘 모의 되어야 한다.

이용 가능한 관측의 종류와 양, 잘 조율된 모델 실험의 가용성, 다양한 성능 척도의 폭넓은 사용 측면에서 모델 평가의 범위는 모델 성능에 대한 훨씬 더 정량적인 정보를 제공해왔다. 그러나 이것만으로는 충분치 않을 수 있다. 기상 예측과 계절 기후 예측은 규칙적으로 검증할 수 있지만 100년 이상에 걸친 기후 전망은 검증하지 못한다. 특히 인위적 강제력이 기후시스템을 기가계속 시대에 관측된 적 없는 조건으로 이끄는 경우에 그렇다. 이것은 언제나 제약이 될 것이다.

모델 성능의 정량화는 이전의 모든 IPCC 실무그룹 I 보고서에서 포함되었던 주제이다. 그러한 이전 보고서들을 읽어보면 그간 이루어진 개선을 전반적으로 파악할 수 있다. 과거의 보고서들은 기후의 여러 수량에 대한 모델 계산치와 관측상의 추정치 간의 차이를 보여주면서 모델 성능에 대한 다소 방대한 조사결과를 제시했다.

불가피하게 어떤 모델이 특정 기후변수에서 다른 모델들보다 더 우수한 성능을 보이기는 하지만, 어떤 개별 모델도 종합적으로 ‘가장 우수’한 모델로 뚜렷이 나타나지는 않는다. 최근에는 다양한 성능 척도를 연산하는 데 진전이 있었다. 즉, 단순 수치 점수에 따라 일련의 여러 가지 관측치에 대하여 모델 성능을 합성한다. 물론 그런 점수의 정의, 연산 방법, 사용된 관측치(자체의 불확실성을 가진), 점수를 취합하는 방식이 모두 중요하며 최종 결과에 영향을 준다.

그러나 척도를 꾸준히 연산한다면 각기 다른 세대의 모델들을 비교해 볼 수 있다. 그 비교의 결과에 의하면 각 세대는 다양한 성능을 보이지만 평균 모델 성능 지수는 각 세대 사이에 꾸준히 향상되었다. 시간이



**FAQ 9.1, 그림 1** : 최근에 3단계로 수행된 결합 모델 상호비교 프로젝트(Coupled Model Intercomparison Project) (CMIP2는 약 2000년부터의 모델들, CMIP3는 약 2005년부터의 모델들, CMIP5는 현 세대의 모델들)의 결과로 나타난, 모델들의 연평균 기온 및 강수 패턴 모의 능력. 그림은 기온(위 그림)과 강수(아래 그림)의 관측치와 모델 계산치 간의 상관관계(패턴 유사성의 척도)를 보여준다. 값이 클수록 관측치와 모델 계산치 간의 유사성이 더 높다. 흑색 기호는 개별 모델의 상관계수, 큰 녹색 기호는 중앙값을 의미한다 (즉, 모델 결과의 절반은 그 값 위에 있고 나머지 절반은 값 밑에 있다). 연이은 모델들에서 상관관계가 높아진 것을 보면 모델 성능이 향상된 것이 명백하다.

FAQ

지나면서 모델 성능이 어떻게 변했는지의 예를 보여주는 FAQ 9.1, 그림 1은 보통 수준의 성능 향상이긴 해도 지속적으로 향상되어 온 것을 보여준다. 흥미로운 점은 가장 부실한 모델과 가장 우수한 모델 둘 다 성능이 향상되고 있으며, 이는 모델 복잡성이 증가하고 대기와 해양 결합의 인위적 조정(소위 '플렉스 조정')이 제거된 것과 궤를 같이 한다는 점이다. 이 성능 향상은 다양한 기후과정에 대한 지식이 증가했고 기후 모델에서 그 과정이 더 잘 표현되었기 때문이다. 또한 더욱 포괄적인 지구 관측도 성능 향상을 이끌고 있다.

기후 모델은 점점 발전하고 있고, 우리는 그것을 과거 관측에 기초한 정량적 성능 척도를 가지고 입증할 수 있다. 미래 기후 전망을 직접적으로 평가할 수는 없지만, 기후 모델의 상당 부분이 검증 가능한 물리 원칙에 기초하므로 외부 강제력에 대한 과거의 여러 중요 부분들을 재현할 수 있다. 이런 식으로 모델들은 인위적 강제력의 각기 다른 시나리오에 대한 기후 반응에 대한 과학적으로 타당한 예측을 제공한다.

### FAQ 10.1: 기후는 항상 변화 중이다. 관측된 변화의 원인은 어떻게 결정하는가?

관측된 장기간(시간 규모에서 10년 이상) 기후변화의 원인은 기후변화의 각기 다른 원인의 예상 ‘흔적(fingerprint)’이 과거 기록에 존재하는지 여부를 결정하여 평가한다. 이 흔적은 개별 기후강제력이 유발한 각기 다른 기후변화 패턴을 모의 하여 도출한다. 수십 년 시간규모에서 이 강제력은 온실가스의 증가 또는 일광 밝기(solar brightness)의 변화 같은 과정을 포함한다. 모의 된 흔적 패턴을 관측된 기후변화와 비교함으로써, 관측된 변화를 가장 잘 설명하는 것이 흔적 패턴인지 아니면 강제력 없이 일어나는 자연 변동성인지를 결정할 수 있다.

관측된 20세기 기후변화의 패턴에서는 인위적 온실가스 증가의 흔적이 뚜렷이 보인다. 그 관측된 변화는 자연 강제력의 흔적으로 또는 기후모델 모의결과에서 나온 자연 변동성 말고 달리 설명할 수 없다. 그러므로 원인규명 연구는 “인간 활동은 관측된 1951-2010년 지구평균 표면온도 상승의 절반 이상을 유발했을 가능성이 대단히 높다”는 결론을 뒷받침 한다.

지구의 기후는 언제나 변하는 중이고 그런 변화는 여러 이유로 일어날 수 있다. 관측된 변화의 주 원인을 결정하려면 우선은 관측된 기후변화가 전혀 강제력 없이 일어나는 다른 변동과 다른지 여부를 확인해야 한다. 강제력 없는 기후 변동성(내부 변동성이라고 한다)은 기후시스템 내 과정들의 결과이다. 10년-100년 시간규모에서 내부 기후 변동성의 지배적 원인은 태평양의 엘니뇨-남방진동 변동 같은 대규모 해양 변동성이다.

기후 변화는 화산 분출이나 태양 밝기의 변화 같은 기후시스템 외부의 자연강제력의 결과일 수도 있다. 그런 강제력은 지질 기록에 분명하게 기록된 엄청난 기후변화와 연관 있다. 인위적 강제력에는 온실가스 배출 또는 입자 물질 대기오염이 있다. 자연 강제력이나 인위적 강제력이나 이 강제력은 내부변동성에 영향을 줄 뿐 아니라 평균기후의 변화도 유발한다. 원인규명 연구(Attribution study)는 관측된 기후에서 발견된 변화의 원인을 규명하려 시도한다. 지난 세기 전 지구 평균 기온이 상승했고, 관측된 변화가 강제력에 의한 것이라면 주요 강제력은 냉각이 아니라 온난화를 유발하는 강제력이어야 한다는 것을 우리는 알고 있다.

공식적인 기후변화 원인규명 연구는 기후모델을 이용한 통제된 실험을 이용해서 수행된다. 특정 기후 강제력에 대한 모델을 통해 모의 된 반응을 그 강제력의 흔적이라고 부른다. 기후 모델은 의미 있는 기후변화 원인규명 평가를 내놓기 위해서는 개별 강제력에 관련된 흔적 패턴뿐 아니라 자연적 내부 변동성의 패턴도 신뢰도 있게 모의 해야 한다. 어떤 모델도 기후의 모든 특성을 완벽히 재현할 수는 없지만 많은 세부 연구들에 의하면 현재의 모델을 이용한 모의결과는 원인규명 평가를 수행하기에 충분히 신뢰도가 있다.

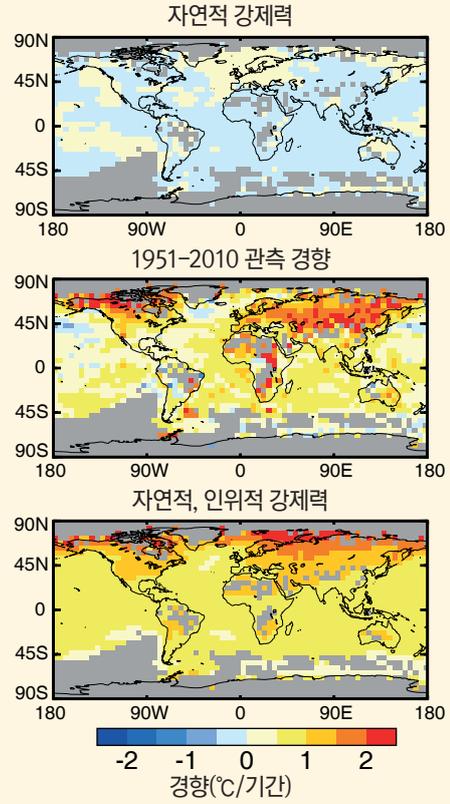
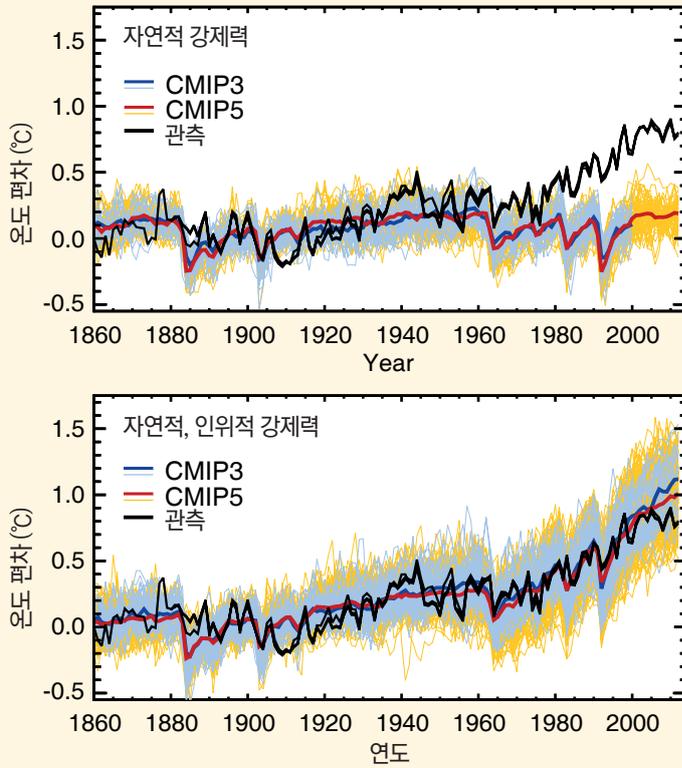
FAQ 10.1, 그림 1은 20세기 말 전 지구 표면 온도변화의 흔적 평가를 일부 보여준다. 좌측 그림에서 검은색 시계열이 의미하는 20세기 후반기에 관측된 변화는 내부 변동성으로부터 예상된 것보다 크다. 오직 자연강제력에 의한 모의(좌측 상단 그림에서 노란선과 파란선)는 관측된 변화 패턴(우측 중간 그림)과는 완전히 다른 공간적 변화 패턴(우측 상단 그림)을 가진 20세기 말 지표의 전 지구적 온난화를 재현하지 못한다. 자연 강제력과 인위적 강제력 모두 포함한 모의는 변화의 시간율(time rate)(좌측 아래 그림)과 관측된 지표 온도 변화의 공간 패턴(우측 아래 그림)을 훨씬 더 잘 표현한다.

좌측에 있는 두 그림은 1982년과 1991년 화산분출 같은 중요 화산분출로부터 1년 혹은 2년 뒤에 관측된 자연적으로 강제된 지표 냉각을 컴퓨터 모델이 재현한 것이다. 자연강제력 모의는 화산분출에 뒤이은 단수명 온도변화를 포착하지만 자연강제력+인위적 강제력 모의는 장수명 온난화 경향을 모의 한다.

좀더 완전한 원인규명 평가는 FAQ 10.1, 그림 1 같은 표면온도 결과뿐 아니라 지표 위 온도와 어쩌면 다른 기후변수들도 조사할 것이다. 평가에서 더 많은 변수가 고려되면 개별 강제력에 연관된 흔적 패턴을 구별하기가 더 쉬워진다.

종합적으로 FAQ 10.1, 그림 1은 관측된 온도변화의 패턴이 자연강제력 단독에 대한 반응 패턴과 상당히 다르다는 것을 보여준다. 인위적 강제력을 비롯한 모든 강제력에 대한 반응의 모의 결과는 지표에서 관측된 변화와 잘 들어맞는다. 온실가스, 성층권 오존, 에어로졸을 비롯한 인위적 강제력에 대한 반응을 포함시키지 않고서는 관측된 최근 기후변화를 정확히 모의 할 수 없다. 변화의 자연적 원인은 여전히 기후시스템에서 작용 중이지만

최근 기온경향은 주로 인위적 강제력에서 기인한다.



**FAQ 10.1, 그림 1 :** 좌: 1860-2010년 전 지구 연평균 표면온도 변화의 시계열. 좌측 상단 그림은 자연 강제력만 포함시킨 기후모델들의 두 앙상블에서 나온 결과(얇은 파란선과 노란선)를 보여준다. 두꺼운 파란선과 빨간선은 앙상블 평균 온도변화를, 검은선은 관측된 3가지 추정치를 의미한다. 좌측 하단 그림은 동일 모델에 자연강제력과 인위적 온실가스 및 에어로졸 변화를 포함시켜 모의 한 결과이다. 우측: 1951-2010년 지역적 표면온도 경향의 공간 패턴. 상단 그림은 자연강제력만 포함시킨 CMIP5 모의결과와 대규모 앙상블에서 나온 경향의 패턴이다. 하단 그림은 자연 강제력과 인위적 강제력을 포함시킨 모의의 해당 앙상블에서 나온 경향이다. 중간 그림은 같은 기간에 HadCRUT4 자료세트로부터 관측된 경향의 패턴이다.

## FAQ 10.2: 기후에 대한 인위적 영향(human influence)은 지역적 규모에서 언제 명백해질 것인가?

인위적 온난화는 이미 일부 열대지역 육지에서 따뜻한 철에 지역적으로 뚜렷해지고 있다. 온난화는 중위도 지역에서 앞으로 몇 십 년 내에(먼저 여름에) 뚜렷이 나타날 것이고, 겨울에는 좀더 서서히 나타날 것으로 예상된다. 자연적 기후변동성은 적도와외의 거리에 비례하여 동절기에 증가하기 때문이다. 여러 지역에서 이미 감지된 온도 경향이 인위적 영향에서 기인하였다. 온도에 민감한 기후변수(예: 북극 해빙)도 감지된 경향의 원인이 인위적 영향에서 기인했음을 보여준다.

지구적 변화에 연관된 온난화 경향은 일반적으로 지역 온도의 시계열보다 전지구적 온도의 평균에서 좀더 명백하다(여기서 '지역적'이란 일반적으로 개별 장소 또는 작은 지역평균을 말한다). 그 이유는 지역 기후의 지역 변동성의 대부분은 지구평균 안에서 평균을 산출하기 때문이다. 여러 지역에서 감지된 수십 년 기간 온난화 경향은 기후시스템의 자연적 내부 변동성으로부터 예상할 수 있는 경향의 범위 밖이라고 간주된다. 그러나 그런 경향은 지역 평균 기후가 경년 변동성의 "잡음"에서 벗어날 때만 명백해질 것이다. 이것이 얼마나 빨리 일어날지는 온난화 경향의 비율과 지역 변동성의 양에 달렸다. 미래의 온난화 경향은 특히 지역 규모로는 정확하게 예측할 수 없기 때문에 미래에 온난화 경향이 나타나는 시점도 세밀하게 추정할 수 없다.

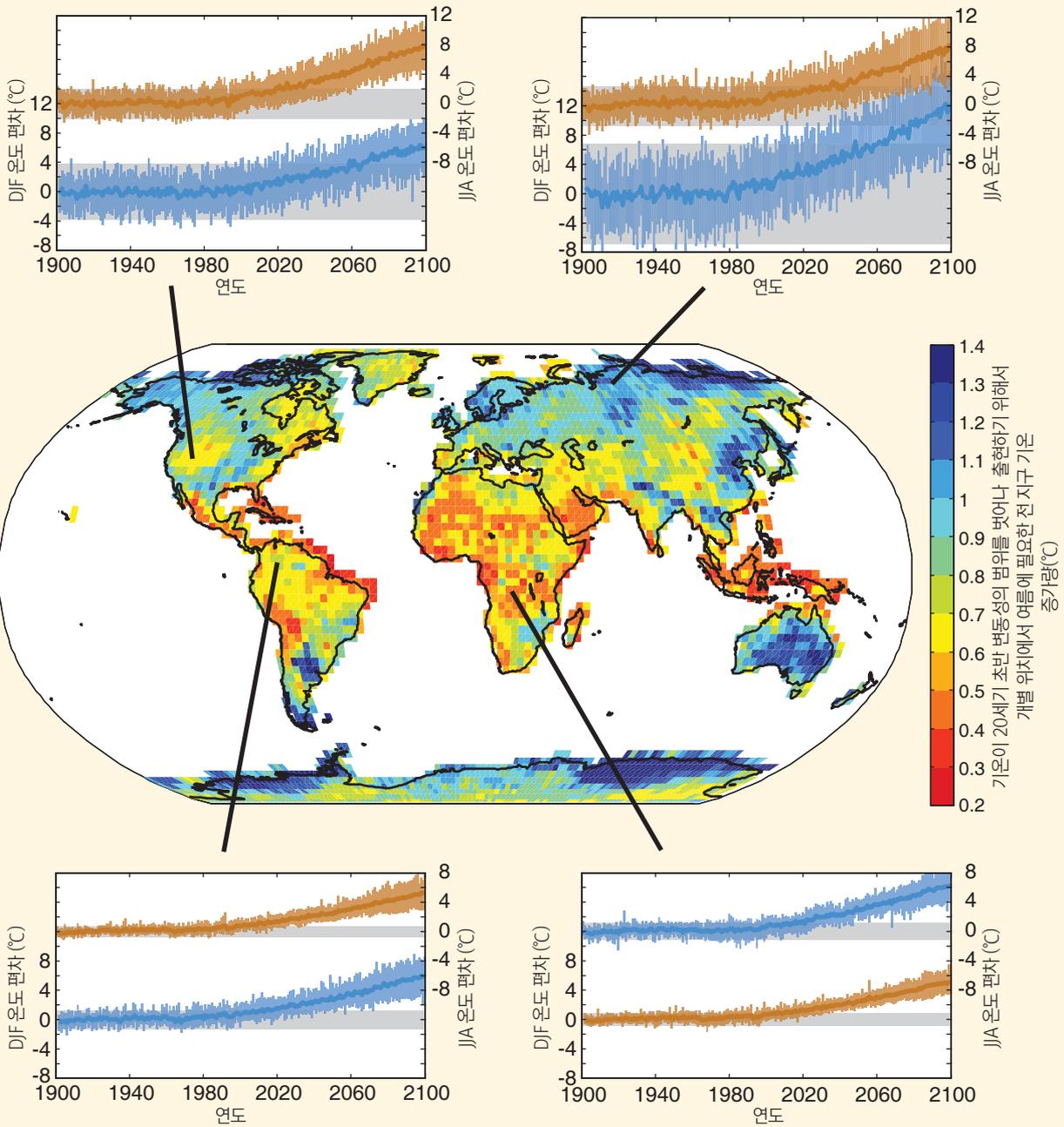
일부 열대지역에서는 온난화 경향이 이미 지역 변동성을 벗어났다(FAQ 10.2, 그림 1). 온난화 경향이 열대지역에서 더 빨리 일어나는 이유는 지구의 다른 지역보다 열대지역에서 온도 변동성이 더 적기 때문이다. 온난화 경향이 중위도 지역에서 더 크더라도, 지역 기온 변동성은 열대지역에서보다 실질적으로 더 크기 때문에, 전망된 온난화는 중위도 지역에서 21세기 중반까지 나타나지 않을 수 있다. 계절적으로 보면 지역 기온변동성은 겨울보다 여름에 더 작은 경향이 있다. 그러므로 온난화는 겨울에 온난화 경향이 더 큰 지역, 이를테면 FAQ 10.2, 그림 1의 중앙 유라시아 같은 지역에서조차도 더 따뜻한 시기에 먼저 나타나는 경향이 있다.

지표면 온도 이외의 변수, 즉 일부 해양지역 같은 변수도 자연 변동성과는 다른 장기 변화율을 보인다. 북극 해빙 면적은 매우 급속히 감소 중이고 이미 인위적 영향을 보이고 있다. 한편, 대부분의 지역은 강수 변동성이 매우 크기 때문에 지역적 강수 경향은 감지하기가 매우 어렵다. 여름 고온 기록이 경신될 확률이 북반구의 여러 지역에서 증가했다. 현재 극한 고온으로 간주되는 고온은 앞으로 몇 십 년에 걸쳐 일반적인 온도에 더 가까워질 것으로 전망된다. 한파를 비롯한 다른 극한현상의 발생 확률은 감소했다.

현재 기후에서 각각의 극한 기상현상은 명확히 기후변화 때문이라고 볼 수 없다. 그런 현상은 변화 없는 기후에서도 일어날 수 있기 때문이다. 그러나 그런 현상의 발생 확률이 특정 지역에서는 상당히 변할 수 있다. 온실가스의 인위적 증가가 일부 열파 발생 확률에 크게 기여해온 것으로 추정된다. 비슷하게, 기후모델 연구에 의하면 증가된 온실가스는 북반구에서 관측된 폭우현상을 심화 시켜왔다. 그러나 다른 극한 기상현상의 확률은 실질적으로 변하지 않았을 수도 있다. 그러므로 모든 새로운 기상 기록을 기후변화 때문이라고 보는 것은 옳지 않다.

전망된 온난화 경향이 미래에 등장할 시점도 일시적으로 온도를 상승 또는 하강시킬 수 있는 지역적 기후변동성에 좌우된다. 더욱이, 지역 기온 전망 곡선(FAQ 10.2, 그림 1)은 동일하게 가정된 미래 배출 시나리오를 강제력으로서 포함하는 여러 기후모델 모의에 기초한다. 각기 다른 대기 온실가스 축적비율은 각기 다른 온난화 경향을 유발할 것이므로 모델 온난화 전망의 범위(FAQ 10.2, 그림 1에서 유색 음영)는 그림에 온실가스 배출 시나리오의 범위가 포함되는 경우 더 넓어질 것이다. 여름 기온 변화가 20세기 지역 변동성에서 벗어나는 데(변화에 상관 없이) 필요한 증가는 FAQ 10.2, 그림 1의 가운데 지도에 나와 있다.

지역 기후에 대한 인위적 영향이 언제 명백해질 것인가에 대한 완전한 대답은 충분히 "명백하다"고 간주되는 증거의 강도에 달렸다. 지역 규모의 기후변화 효과에 대한 가장 확실한 과학적 증거는 지구 전체의 변화에 대한 분석과 기후시스템에서 관측된 많은 변화를 인위적 영향과 연결시키는 풍부한 증거에서 나온다.



**FAQ 10.2, 그림 1** : 대표적인 4군데 장소에서 여름철(빨간색 곡선은 열대지역과 북반구의 부지 JJA 또는 남반구의 DJF를 의미한다)과 겨울철(파란색 곡선) 기온변화 전망의 시계열. 각 시계열은 20세기 초 조건으로 모의 된 자연적 지역 변동성의 회색 범위(envelope)를 벗어나는, 24가지 모의에서 산출된 전말 변화 범위(분홍색은 지역적으로 온난한 계절, 파란색은 지역적으로 추운 계절)로 에워싸여 있다. 온난화 신호는 여름에 열대지역에서 먼저 나타난다. 가운데 지도는 여름에 개별 장소의 온도가 20세기 초 변동성 엔빌로프를 벗어나는 데 필요한 전 지구적 기온 증가량(°C)을 보여준다. 따뜻한 색깔은 필요한 최소한의 기온상승을 의미하고, 따라서 가장 빠른 등장시점을 의미한다. 모든 계산은 RCP8.5 배출 시나리오를 강제력으로 포함한 CMIP5 지구 기후모델 모의 결과에 기초한다. 전망 변화 및 자연 변동성의 범위는 ±2 표준편차로 정의되어 있다. Mahlstein 외(2011)로부터 발췌 및 업데이트.

### FAQ 11.1: 다음 달 기상을 예측할 수 없다면 앞으로 몇 십 년 동안의 기후는 어떻게 예측할 수 있는가?

기상과 기후는 결부되어 있지만 사실은 서로 별개의 것이다. 기상은 특정 시간에 특정 장소에서 대기의 상태라고 정의되며 시간 및 날마다 변할 수 있다. 반면에 기후는 일반적으로 10년 이상에 걸친 기상조건의 통계를 말한다.

기상을 정확히 예측할 필요가 없다면 미래 기후를 예측할 능력은 더욱 평범해 보일 수도 있다. 예를 들어, 봄철 말미에 멜버른의 다가오는 여름의 기상을 1주 이상 정확하게 예측하지는 못해도 다가오는 여름철의 평균 기온이 최근 봄철 평균 기온보다 높을 가능성이 매우 높다고 정확히 예측할 수는 있다. 이 간단한 예는 다가오는 어떤 기간의 기후변화를 예측하는 기술(skill)을 보강해줄 수 있고, 같은 기간의 기상을 예측하는 정확도에 좌우되지 않는 요인들(이 경우에는 남반구에 도달하는 태양복사의 계절 주기)이 존재한다는 것을 보여준다.

기후를 정의하는 데 사용된 기상조건 통계는 기온과 강수의 장기 평균 뿐 아니라 그것들의 변동성 통계(예: 장기 평균으로부터 경년 강수 변동성의 표준 편차, 5°C 이하 기온의 빈도 등)도 포함한다. 기후변수의 장기간 평균을 기후 평균이라고 한다. 기후 평균은 개별적인 달, 계절 혹은 1년 전체에 적용될 수 있다. 기후 예측은 “다가오는 여름철의 평균 기온이 지난 여름의 장기간 평균보다 높을 가능성은 얼마일까?” 또는 “다음 10년이 지난 몇 십년보다 따뜻한 가능성은 얼마일까?” 같은 문제를 다룰 것이다. 더 구체적으로 말해서, 기후 예측은 “중국에서 앞으로 10년 동안의 평균 기온이 중국의 지난 30년 동안의 평균기온을 넘을 확률은 얼마인가?” 라는 질문에 답을 제공할지도 모른다. 기후 예측은 미래의 상세한 일일 기상전개를 예보하는 것이 아니다. 그보다는 미래 기후변수 통계의 장기적 변화 확률을 제공한다.

반면에 기상 예보는 미래의 특정 시점에서의 일일 기상을 예측한다. 기상 예보는 “내일 비가 올 것인가?” 같은 문제를 다룬다. 때때로 기상 예보는 확률로 주어지기도 한다. 예를 들어, 기상 예보는 “서사모아의 수도 아피아(Apia)에서 내일 비가 올 가능성은 75%이다” 라고 말할지도 모른다.

정확한 기상예측을 하려면 예보관은 대기의 현재 상태에 대한 매우 자세한 정보가 필요하다. 혼란스러운 대기의 본질은 ‘초기 상태’를 조금만 틀리게 묘사해도 1주일 이상의 부정확한 예보를 초래한다는 것을 의미한다. 이것을 소위 ‘나비효과’라고 한다.

기후 과학자들은 다가오는 계절, 연 혹은 10년에 걸친 기상의 자세한 향후 전개를 예측하려 하거나 예측한다고 주장하지 않는다. 반면에 나비효과에도 불구하고 부정확하게나마 기후의 특징을 예측할 수 있다고 주장할 타당한 과학적 근거는 있다. 예를 들어 장수명 대기 온실가스 농도의 증가는 향후 몇 십 년 동안 표면기온을 상승시키는 경향이 있다. 따라서 과거로부터의 정보는 미래 기후를 예측하는 데 도움이 될 수 있고 도움이 되고 있다.

자연적으로 발생하는 소위 ‘내부’ 변동성의 일부 유형은 적어도 이론적으로는 미래 기후를 예측할 능력을 확장시킨다. 내부 기후변동성은 기후시스템의 자연적 불안정성에서 기인한다. 그런 변동성이 상층 해수 온도의 광범위한 장수명 편차를 포함하거나 유발하는 경우에는 그 위 대기의 변화를 지역적으로도 원격으로도 추진시킬 것이다. 엘니뇨-남방진동 현상이 아마도 그런 종류의 내부 변동성의 가장 유명한 예일 것이다. 엘니뇨-남방진동에 연결된 변동성은 부분적으로 예측 가능한 방식으로 드러나고 있다. 나비효과가 존재하긴 하지만 엘니뇨-남방진동에 연결된 변동성의 일부에 영향을 주기까지는 더 오랜 시간이 걸린다.

기상청과 기타 기관들은 이것을 활용해 왔다. 그들은 입증 가능한 예측 스킬을 가지고 계절 기후 편차를 일상적으로 예측할 수 있도록 계절-경년 예측시스템을 개발했다. 이 스킬은 장소마다 변수마다 뚜렷이 다르다. 미래에 대해 더 멀리 예측하려고 파고들수록 기술은 더 약화되는 경향을 보이며 어떤 지역에서는 기술이 아예 없는 경우도 있다. 여기서 “스킬(skill)”은 기술적 의미로 사용된다. 스킬은 최근 편차가 그 예측 기간 동안 지속될 것이라고 가정하는 식의 전형적인 단순 예측방법의 정확도에 비해 예측의 정확도가 얼마나 더 높은가에 대한 척도이다.

기상 예측, 계절-경년 예측, 10년 예측 시스템은 여러 면에서 비슷하다(예: 모두 대기에 관하여 같은 수학적방정식을 사용하고, 예측을 시작하는 초기 조건을 지정해야 하고, 나비효과로 인한 예보 정확도의 한계가 있다). 그러나 기상예측이나 계절-경년 예측과는 달리 10년 예측은 아직도 초보단계다. 그럼에도 불구하고 10년 예측시스템은 적어도 9년까지는 지구상 많은 지역의 지표근처 기온을 추산(hindcasting)하는 데 어느 정도

스킬을 보여준다. '추산'은 예측에 사용된 예측시스템에 사건 이전의 관측치만을 입력해서 과거 사건을 예측하는 것이다. 이 스킬의 대부분은 외부강제력에서 기인한다고 생각된다. '외부 강제력'은 기후 과학자들이 기후시스템 밖에서 기후시스템의 변화를 야기하는 강제력 요소를 가리켜 사용하는 용어다. 외부 강제력의 예로는 장수명 온실가스의 농도 증가가 있다.

이론에 의하면 10년 강수를 예측하는 스킬은 10년 표면온도를 예측하는 스킬보다 약하며, 추산 결과도 이 예상과 일치한다.

현재의 연구는 10년 예측시스템을 향상시키고 명확한 기술의 경우 그 근거에 대한 이해를 높이는 것을 목표로 한다. 내부 변동성에서 나온 추가 정보가 실제로 스킬 증가에 어느 정도로 기여했는지를 확인하는 것이 핵심 문제이다. 예측 시스템은 앞으로 몇 십 년 동안 향상될 것으로 예상되지만 기후시스템의 혼란스러운 본질과 그로 인한 나비효과는 불가피하게 언제나 예측 스킬을 제한할 것이다. 다른 불확실성 원인들도 존재한다. 예를 들어, 화산분출은 기후에 영향을 줄 수 있지만 그 시기와 규모를 예측할 수는 없기 때문에 미래의 화산분출은 수많은 불확실성 원인 중 하나를 제공한다. 10년 예측을 개시하고 평가할 해양 자료가 충분한 기간이 부족한 것도 주요 문제 중 하나다.

끝으로, 10년 예측시스템은 외부에서 강제된 예측성 자료와 내부에서 생긴 예측성 근거(sources of predictability) 둘 다 이용하도록 설계된다. 기후 과학자들은 10년 예측과 10년 전망을 구분한다. 전망은 외부 강제력에서 기인하는 예측능력만을 이용한다. 이전의 IPCC 평가보고서들은 전적으로 전망에 초점을 맞추었지만 이 보고서는 10년 예측 연구와 그것의 과학적 근거도 평가한다.

**FAQ 11.2: 화산분출은 기후와 기후예측 능력에 어떻게 영향을 주는가?**

대형 화산분출은 이산화황 가스를 상층대기(일명 성층권)에 주입하여 그것이 물과 반응해 황산 구름을 형성함으로써 기후에 영향을 준다. 이 구름은 일광을 반사해 우주로 돌려보내기 때문에 일광 에너지가 지표에 도달하지 못해 하층대기와 더불어 지표가 냉각된다. 또한 이 상층대기 황산 구름은 태양, 지구, 하층대기로부터 온 에너지를 지역적으로 흡수하여 상층 대기를 가열한다(FAQ 11.2, 그림 1). 지표 냉각에 관하여 1991년 필리핀 피나투보 화산의 분출은 이산화황 약 2,000만 톤을 성층권에 주입시켜 지구를 1년 동안 약 0.5℃ 냉각시켰다. 지구 전체적으로 화산분출은 강수도 감소시킨다. 지표에서 단파 유입 감소가 잠열(즉, 증발과 증발로 인한 강수)감소에 의해 보상되기 때문이다.

기후 예측을 목적으로, 그 다음 약 1년 동안 상당한 전 지구 지표 냉각과 상층대기 가열을 유발하는 화산분출을 예상할 수 있다. 문제는 좀더 활발해진 화산을 감지할 수는 있지만 정확한 분출 시기 또는 상층대기로 주입된 이산화황의 양과 그것의 확산 방식은 예측할 수 없다는 점이다. 이것은 기후예측에서 불확실성의 한 원인이다.

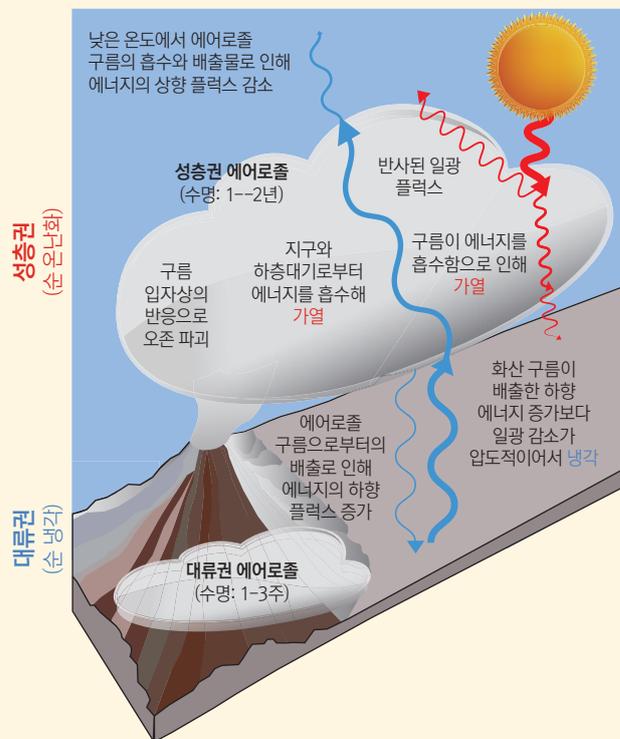
대형 화산분출은 재 혹은 테프라(tephra)라고 부르는 입자를 다량 생산한다. 그러나 이 입자들은 대기에서 며칠 혹은 몇 주 내에 빠르게 땅으로 떨어지므로 전 지구 기후에 영향을 주지 않는다. 예를 들어, 1980년 헬렌화산 분출은 미국 북서부의 지표 온도에 며칠 동안 영향을 주었지만 이산화황을 성층권에 거의 주입시키지 않았기 때문에 감지될 만한 정도의 전 지구 기후영향은 없었다. 만약 고위도 지역의 대형 화산분출이 성층권에 황을 주입시킨다면 그 영향은 그 반구만 받을 것이고 기껏해야 1년 지속될 것이다. 그 분출로 생긴 성층권 구름의 수명이 몇 개월 정도이기 때문이다.

그에 비해 열대지역 또는 아열대지역의 화산은 전 지구 지표나 대류권을 그보다 더 많이 냉각시킨다. 그 이유는 화산분출로 인해 상층대기에 생긴 황산 구름이 1-2년 지속되어 지구의 상당 부분을 덮을 수 있기 때문이다. 그러나 성층권 황산염 에어로졸의 확산은 분출 시점의 대기 바람 조건에 크게 좌우되기 때문에 지역적 기후영향은 예측하기 어렵다. 더욱이 지표 냉각효과가 대체로 균일하지 않다. 대륙이 바다보다 더 빨리 식기 때문에 여름철 몬순이 약해져 아시아와 아프리카에서 강수가 감소할 수 있기 때문이다. 열대지역 화산분출로 생긴 상층대기 구름은 일광과 지구로부터 배출된 열도 흡수하기 때문에 고위도 지역보다 열대지역에서 상층대기 온난화가 더 많이 일어난다는 사실도 기후반응을 더욱 복잡하게 만든다.

지난 250년간의 대형 화산분출 사건들은 과학적 연구를 활발하게 만들었다. 1783년 아이스란드 라키(Laki) 화산 분출 후에 유럽에서 기록적으로 온난한 여름 기온과, 그 이후 매우 추운 겨울이 있었다. 1809년 상세미상의 대형 화산분출과 1815년 탐보라(Tambora) 화산 분출은 1816년을 ‘여름이 없는 해’로 만들었다. 유럽과 미국에서는 흉작하여 식량부족, 기근, 폭동으로 이어졌다.

50년 래 가장 큰 규모의 화산분출인 1963년 아궁(Agung) 화산분출은 관측과 기후모델 계산을 비롯한 많은 근대 연구로 이어졌다. 이후의 대형 화산분출 2건, 즉 1982년 엘 치촌 화산분출과 1991년 피나투보 화산 분출은 화산분출이 기후에 미치는 영향에 대한 현재의 이해를 가져온 연구들로 이어졌다.

화산 구름은 성층권에 2년만 잔류하기 때문에 기후에 미치는 영향도 그만큼 짧다. 그러나 연이은 대형 화산 분출은 더 오래 동안 영향을 줄



**FAQ 11.2, 그림 1 :** 열대 혹은 아열대지역의 대형 화산분출이 상층대기(성층권)와 하층대기(대류권) 온도에 영향을 주는 방식.

FAQ

수 있다. 예를 들어, 13세기 말에 대형 화산 4개가 10년마다 한 개씩 분출했다. 먼저 1258년에 1,000년만의 최대 화산분출이 있었다. 그 분출의 영향으로 북대서양과 북극 해빙의 온도가 낮아졌다. 또 하나 흥미로운 기간은 3개의 대형 화산과 그보다 작은 규모의 화산 몇 개가 분출한 1963-1991년 기간이다(이 화산분출들이 어떻게 대기 조성에 영향을 주고 지상의 단파 복사를 감소시켰는지에 대해서는 8장 참고).

화산학자는 화산 활동이 언제 더 활발해지는지를 감지할 수는 있지만 화산이 분출할지 여부나 분출한다면 얼마나 많은 황을 성층권에 주입할지는 예측할 수 없다. 그럼에도 불구하고 화산은 기후를 예측할 능력에 3가지 방식으로 영향을 준다. 첫째, 화산분출이 상당량의 이산화황을 성층권에 주입한다면 그 효과를 기후예측에 포함시킬 수 있다. 그 과정에는 화산구름 관측정보 수집, 화산 구름의 수명 동안 화산구름의 이동과 변화에 대한 계산 등 상당한 문제와 불확실성 요인이 존재한다. 그러나 관측과 최근 분출의 성공적 모델링에 기초해 대형 화산분출의 효과 중 일부를 예측에 포함시킬 수는 있다.

두 번째 효과는 화산분출은 예측에 있어서 불확실성의 잠재적 원인이라는 것이다. 화산분출을 미리 예측할 수는 없지만 화산분출은 일어날 것이고, 지역 규모와 전 지구 규모에서 단기간 기후영향을 야기할 것이다. 원칙적으로 이 잠재 불확실성은 무작위 분출 또는 시나리오에 기초한 분출을 근시일(near term) 양상불 기후 예측에 포함시킴으로써 설명될 수 있다. 이 연구분야는 더욱 연구가 필요하다. 이 보고서에서 미래 전망은 미래 화산분출을 포함하지 않는다.

셋째, 관측된 황산염 에어로졸의 추정치와 더불어 과거 기후 기록을 사용해서 기후 모의결과와 정확도를 검증할 수 있다. 폭발성 화산분출에 대한 기후 반응은 다른 기후강제력과 유사하긴 하지만 한계가 있다. 예를 들어, 어떤 한 화산분출의 영향에 대한 성공적 모의는 계절 및 경년 예측에 사용된 모델을 검증해줄 수 있다. 그러나 다음 세기의 전 지구 온난화에 관련된 모든 메커니즘을 이런 식으로 검증하지는 못한다. 그 메커니즘에는 개별 화산분출에 대한 반응보다 더 긴 시간규모를 가진 장기 해양 되먹임이 관련되어 있기 때문이다.

### FAQ 12.1: 기후변화를 전망하는 데 그렇게 많은 모델과 시나리오가 사용되는 이유는 무엇인가?

부분적으로 미래 기후는 온실가스, 에어로졸, 자연 강제력, 인위적 강제력의 미래 배출규모에 의해 결정된다. 이 강제력은 기후시스템의 외부에 존재하지만 기후시스템의 거동을 변화시킨다. 미래 기후의 양상은 이 강제력에 대한 지구의 반응과 더불어 기후시스템 고유의 내부 변동성에 의해 결정된다. 미래 배출의 규모와 속도에 대한 다양한 가정들은 과학자가 기후모델 전망의 기초가 되는 다양한 배출 시나리오를 개발하는 데 도움이 된다. 반면에 각기 다른 기후모델은 강제력에 대한 지구의 반응과 자연적 기후변동성을 각기 다르게 표현한다. 다양한 시나리오에 대한 반응을 모의하는 모델 앙상블은 가능한 다양한 미래를 예측하고, 그것의 불확실성을 이해하는 데도 도움을 준다.

사회경제 발전을 예측하는 것은 물리계의 변화를 예측하기보다 훨씬 더 까다롭다. 그것은 인간 행동, 정책 선택, 기술 발전, 국제 경쟁 및 협력에 대한 예측을 수반한다. 공동된 접근법은 이치에 맞는 미래 사회경제 발전의 시나리오를 사용해 미래의 온실가스 배출과 기타 강제력 요소를 도출하는 것이다. 일반적으로 개별 강제력 시나리오에 가능성을 할당하는 것은 가능하지 않다. 오히려 일련의 가능성을 아우르기 위해 대안 세트가 사용된다. 각기 다른 강제력 시나리오에서 나온 결과는 고려할 대안과 일련의 가능한 미래를 정책 입안자에게 제공한다.

기후의 내부 변동은 대기와 해양 같은 구성요소 사이의 상호작용에 의해 자연적으로 발생한다. 근시일 기후변화의 경우, 기후 내부변동이 온실가스 증가 같은 외부 섭동의 효과를 지배할 수 있다(11장 참고). 그러나 장기적으로는 오히려 외부 강제력의 효과가 지배할 것으로 예상된다. 기후모델 모의결과에 의하면 몇 십 년 후 미래의 인위적 온실가스와 기타 강제력 요소(그리고 그것들에 대한 기후시스템의 반응)에 대한 각기 다른 시나리오는 평균 전 지구온도의 변화에 각기 다르게 영향을 줄 것으로 전망된다(FAQ 12.1, 그림 1, 좌). 그러므로 특히 정책결정을 고려할 때는 다양한 시나리오 및 반응의 결과를 평가하는 것이 극히 중요하다.

기후모델은 기후시스템을 지배하는 물리원칙의 기초와 경험적 이해에 기반하고, 과거와 미래의 기후 및 기후변화를 모의하는 데 필요한 복잡한 상호작용 과정을 표현한다. 과거 관측으로부터의 유사선 또는 최근 경향으로부터의 추정만으로는 전망하기에는 부적당한 전략이다. 미래는 지금까지의 단순 연속이 아닐 것이기 때문이다.

대기와 해양의 움직임을 결정하는 유체 운동의 방정식을 세우기는 가능하지만, 항공공학이 유사 유형의 방정식의 수치 모의결과에 어떻게 의존하는지와 비슷하게 컴퓨터 모델 모의결과를 통한 수치 알고리즘을 사용하지 않고서 방정식을 풀기는 불가능하다. 또한 여러 소규모 물리적, 생물학적, 화학적 과정들(예: 구름 과정)을 그런 방정식으로 묘사하지 못한다. 우리는 그 과정들을 직접적으로 모의할 정도로 충분히 미세한 해상도로 시스템을 묘사할 연산 능력이 없기 때문이거나 그 과정들을 이끄는 메커니즘에 대한 과학적 이해가 아직도 부분적이기 때문이다. 그 과정들은 기후모델 내에서 소위 모수화(종종 관측된 거동에 기초해 직접적 모의 수치와 근사치 간의 수학적 관계를 구하는)를 통해 근사치를 구할 필요가 있다.

연산과 관측의 한계를 고려해, 기후시스템을 모델링 하기 위한 대안적이고 타당성 있는 다양한 수치 표현, 솔루션, 근사화가 있다. 이 다양성은 기후 모델링 커뮤니티의 건강한 특징으로 간주되며 타당성 있는 전 지구적, 지역적 규모의 기후변화 전망을 가져온다. 이 범위는 전망의 불확실성을 정량화하는 데 기초가 되지만, 모델 개수가 비교적 적고 모델 결과를 공공 아카이브에 기부하는 것도 의무적이지 않고 자발적이기 때문에 가능한 미래에 대한 샘플링은 체계적이지도 포괄적이지도 않다. 또한 모든 모델에는 공통된 약점이 있다. 각기 다른 모델은 각기 다른 장단점이 있다. 관측을 통해 평가될 수 있는 모의의 품질의 어떤 측면이 미래 모델 모의에 대한 우리의 평가를 이끌어야 하는가가 아직 명확하지 않다.

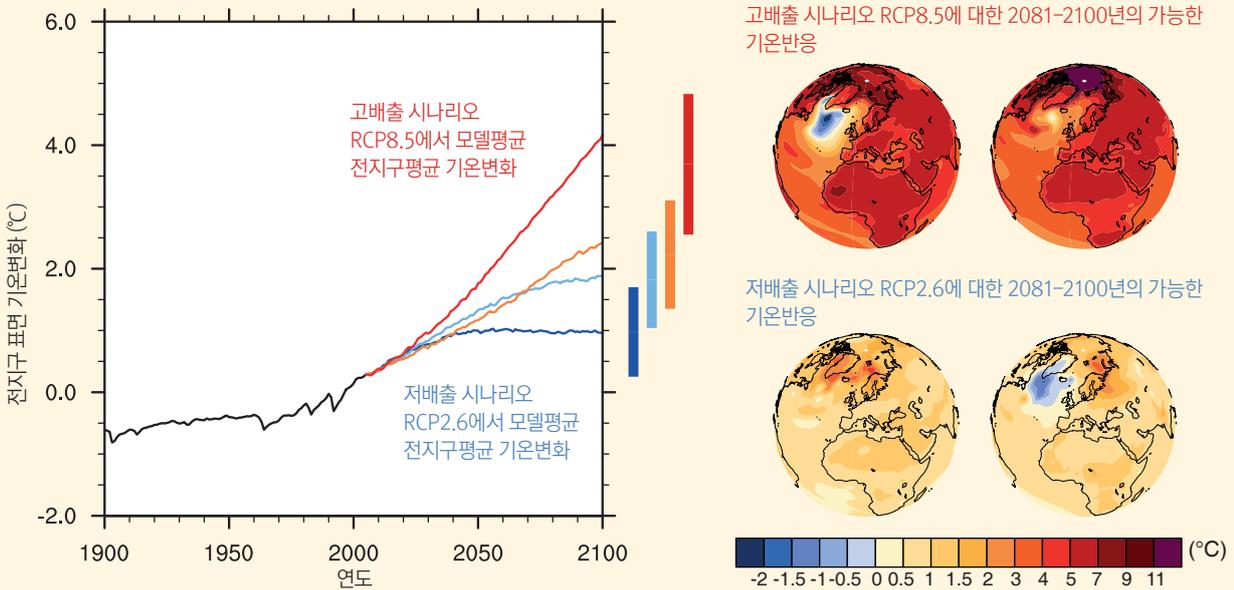
보통은 각기 다른 복잡성의 모델이 각기 다른 전망에 사용된다. 수 백 년에 걸친 장기 모의가 필요하거나 다중 실현이 필요한 경우에는 해상도가 낮은 더 빠른 모델, 또는 일부 기후과정의 단순 묘사가 사용될 수 있다. 단순 모델은 전 지구 평균 기온 같은 대규모 평균 수량을 충분히 표현할 수 있지만 지역 강수량 같은 더 미세한 정보는 복잡한 모델로만 모의가 가능하다.

결합 모델 상호비교 프로젝트(Coupled Model Intercomparison Project; CMIP), 세계 기후 연구 프로그램(World Climate Research Program), 그것들의 기후 모델 실무 그룹(Working Group on Climate Model) 같은 그룹들은 모델 실험 및 결과의 조율을 통해, 과거와 현재의 기후를 모의

하고, 미래 기후변화 전망을 비교하는 모델의 능력을 평가해왔다. 이 ‘다중 모델’ 접근법은 현재 기후과학계가 특정 기후변수의 전망을 평가하는 데 사용하는 표준 기법이다.

FAQ 12.1, 그림 1, 우측 그림은 2개의 모델과 최고 및 최저 RCP 시나리오에서 나온 21세기 말까지의 기온반응을 보여준다. 모델들은 지표 온난화의 대규모 패턴에서 일치된 결과를 보인다. 예를 들어, 육지가 해양보다 빠르게 온난화될 것이고 북극이 열대지역보다 빠르게 온난화될 것이다. 그러나 같은 시나리오에서 전 지구적 반응의 규모와 소규모 지역적 반응 측면에서는 차이를 보인다. 예를 들어, 북극 증폭의 규모가 모델에 따라 상이하고, 모델들의 한 아집단은 심층수 형성 감소와 해류 변화의 결과로 북대서양에서 더 약한 온난화 또는 약간의 냉각을 보여준다.

미래 외부강제력과 그것에 대한 기후시스템의 반응에는 불가피한 불확실성이 존재한다. 기후시스템 반응은 내부에서 발생하는 변동성에 의해 더욱 복잡해진다. 다중 시나리오 및 모델의 사용은 그것들을 평가하고 특성화해서 지구 기후의 다양한 미래 변화를 묘사할 수 있도록 하기 위해 표준 선택이 되었다.



**FAQ 12.1, 그림 1 :** 4가지 RCP 시나리오에서 모든 CMIP5 모델을 평균한 전 지구 평균 기온변화(1986-2005): RCP2.6(진청색), RCP4.5(하늘색), RCP6.0(주황색), RCP8.5(빨간색); 이 4개의 시나리오에 각각 32개, 42개, 25개, 39개 모델이 사용되었다. 세로막대는 21세기 말까지 전 지구 기온변화의 가능성이 있는 범위이다. 이 범위는 1985-2005년과 2081-2100년, 2개의 20년 평균의 차이에 해당한다. 그래서 세로막대의 중앙은 연간 궤적의 종점보다 더 작은 값에 있다. 최고 시나리오(RCP8.5)와 최저 시나리오(RCP2.6)의 경우, 21세기 말 지표 기온 변화의 지도(1986-2005년 대비 2081-2100년)는 CMIP5 모델 2개의 결과이다. 이 모델들은 다소 넓은 범위의 반응을 보여주기 위해 선택되었지만 이 특정 세트는 모델 반응 불확실성의 어떠한 척도도 대표하지 않는다.

## FAQ 12.2: 지구의 물순환은 어떻게 변할 것인가?

지구 기후시스템에서 물의 흐름과 저장은 매우 가변적이지만 금세기 말까지 자연 변동성으로 인한 것 이상의 변화가 예상된다. 보다 온난한 지역에서는 강수, 표면 증발, 식물 증산의 순 증가가 있을 것이다. 그러나 변화는 지역 간에 상당한 차이가 있을 것이다. 어떤 지역에서는 강수가 증가하고 육지에 물이 축적되었지만 어떤 지역에서는 지역적 건조와 눈과 빙하 면적의 소실로 인해 물의 양이 감소할 것이다.

물순환은 지구 기후시스템을 통한 물의 이동과 더불어 지구상에 저장된 모든 단계의 물로 구성된다. 대기에서 물은 주로 가스(수증기)로 존재하지만 구름 안에 얼음과 액상 물로도 존재한다. 해양은 주로 액체 물로 되어 있지만 극 지역의 해양은 부분적으로 빙하에 덮여 있다. 액체 형태의 육지수는 지표수(예: 호수, 강), 토양 수분, 지하수로 존재한다. 고형 육지수는 지표 위와 영구동토 및 계절동토 안에 빙상, 빙하, 눈, 얼음으로 존재한다.

미래 기후에 대한 진술은 종종 물순환이 가속될 것이라고 말하는데 엄격히 말하면 이것은 물순환이 시간이 지날수록 모든 곳에서 점점 더 빨라질 것이라는 의미를 함축하는 것으로 오인될 수 있다. 세계의 여러 지역에서는 더 많은 물이 수송되고 물이 더 급속히 저장고에 드나들면서 물순환이 강화될 것이다. 그러나 기후시스템의 다른 부분에서는 물이 상당히 고갈되어 물의 이동이 감소할 것이다. 물의 일부 저장고는 사라질 수도 있다.

지구가 온난화될수록 단순히 온난한 기후에 대한 반응으로 변화의 일반 특징이 나타날 것이다. 그런 변화는 전 지구 온난화가 기후시스템에 보편 에너지의 양에 좌우된다. 모든 형태의 빙하는 더 급속히 녹고 덜 스며들 것이다. 예를 들어, 이 보고서에서 평가된 일부 모의결과의 경우, 여름철 북극 해빙은 금세기 중반 전에 사라진다. 대기에서 수증기가 증가할 것이고, 관측과 모델 결과는 이미 그러하다는 것을 보여준다. 21세기 말까지 대기의 평균 수증기량은 인위적 온실가스 배출량과 연기 같은 비교적 활성인 입자들의 양에 따라 5~25% 증가할 수 있다. 물은 지표에서 더 빠르게 증발할 것이다. 해수 온난화가 확대되고 육지 얼음이 녹아 해양에 흘러 들어가서 해수면이 상승할 것이다(FAQ 13.2 참고).

이 일반적인 변화들은 기후시스템의 복잡성에 의해 변경되므로 변화가 모든 장소에서 또는 같은 장소에서조차도 똑같이 일어나리라고 예상하지 않아야 한다. 예를 들어, 대기, 육지, 해양에서의 물순환은 기후가 변함에 따라 변하면서 어떤 장소에서는 물을 축적하고 어떤 장소에서는 고갈시킨다. 변화는 연중에도 달라질 수 있다. 어떤 계절이 다른 계절보다 더 강수량이 많은 경향이 있다. 이 보고서에서 평가된 모델 모의결과들은 북아시아에서 겨울철 강수량은 50% 이상 증가할 수 있고, 여름철 강수량은 거의 변하지 않을 것임을 보여준다. 인간도 물 관리와 토지사용 변화를 통해 물순환에 직접적으로 개입한다. 인구분포의 변화와 물 사용 관행은 물순환을 더욱 변화시킬 것이다.

물순환 과정은 수분, 수시간, 수일, 혹은 더 긴 시간 동안 일어날 수 있고, 수 미터부터 수 킬로미터 이상의 거리에서 일어날 수 있다. 이 규모의 변동성이 대체로 기온 변동성보다 크기 때문에 강수에서의 기후변화를 구분하기가 더 어렵다. 이런 복잡성에도 불구하고, 미래 기후전망은 많은 모델과 기후강제력 시나리오에 공통되는 변화를 보여준다. 그와 비슷한 변화가 4차 평가 보고서에서 보고되었다. 집단적으로 그 결과들은 비록 모델과 강제력에 따라 규모는 다르지만 잘 이해된 변화 메커니즘이 있음을 암시한다. 여기서 우리는 물순환의 변화가 인간과 자연계에 가장 큰 영향을 주는 곳인 육지에서의 변화에 초점을 맞춘다.

이 보고서에서 평가된 모의결과에서 나온 기후변화 전망에 의하면(FAQ 12.2, 그림 1 참고), 가장 극한인 배출 시나리오 아래서 금세기 말까지 열대지역과 극 지역의 강수는 50% 넘게 증가할 수 있다. 반대로 아열대지역의 상당 지역에서는 강수가 30% 이상 감소할 수 있다. 열대지역에서의 이 변화는 대기 수증기의 증가와 대기 순환의 변화가 열대지역 수증기를 농축해 더 많은 열대 강수를 촉진하기 때문인 것으로 보인다. 아열대 지역에서의 이 순환 변화는 이 지역의 온난화에도 불구하고, 동시에 강수 감소를 촉진한다. 아열대 지역은 세계 사막의 대부분이 존재하는 곳이기 때문에 이 변화는 이미 건조한 지역의 건조도 증가와 사막의 확대 가능성을 내포한다.

고위도 지역에서의 강수 증가는 기온 상승으로 인해 대기 내 수분이 증가하여 더 많은 물이 눈과 비로 내릴 수 있기 때문이다. 온난한 기후는 중위도지역의 폭풍 전선이 전형적인 바람강도의 실질적 변화를 요하지 않고도 더 많은 수증기를 더 높은 위도 지역으로 이동시킬 수 있게 한다. 위에서 보았듯이 고위도 지역의 변화는 추운 계절에 더 뚜렷하다.

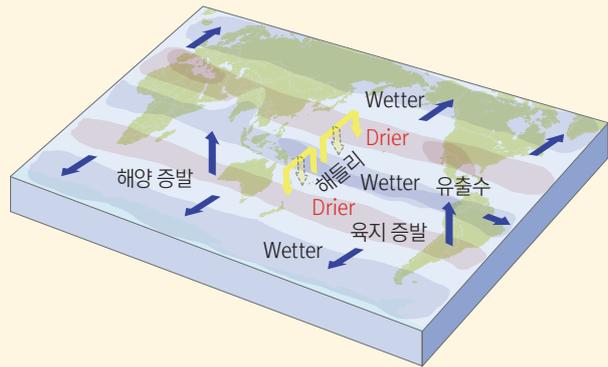
육지가 더 건조해질지 아니면 더 습해질지는 강수 변화뿐 아니라 지표 식물의 증발과 발산(합쳐서 '증발산'이라고 한다)의 변화에도 좌우된다. 온난한 대기는 더 많은 수증기를 함유할 수 있기 때문에 충분한 육지수로부터 더 많은 증발산을 유도할 수 있다. 그러나 대기에서의 이산화탄소 증가는 식물의 발산량을 감소시켜 부분적으로 온난화 효과를 저지한다.

열대지역에서는 증발산이 증가해 토양 수분에 대한 강수 증가의 효과를 저지하는 경향이 있고, 아열대지역에서는 이미 토양수분이 적기 때문에 증발산 변화가 거의 없다. 아열대 위도보다 높은 위도의 지역에서는 강수 증가가 대체로 예상 기후에서의 증발산 증가를 능가하여, 연평균 유출수량 증가와 토양수분의 혼합 변화를 일으킨다. FAQ 12.2, 그림 1에서 순환 변화가 암시하듯이, 고습도 또는 저습도 지역의 경계도 이동할 수 있다.

더욱 복잡한 요인은 강수의 특징이다. 모델들은 부분적으로 대기 내 수분이 증가할 것이기 때문에 강수가 더 강해질 것이라고 전망한다. 따라서 이 보고서에서 평가된 모의결과의 경우, 육지의 대부분에서는 현재 평균적으로 20년마다 발생하는 1일 강수 현상이 21세기 말까지는 10년마다 발생하거나 더 자주 일어날 수 있다. 또한 전망에 의하면 전체적인 강수 빈도는 감소하는 경향이 있을 것이다. 이 변화는 겉보기에 상반된 두 가지 효과를 낳는다. 즉 집중 호우가 증가해 홍수가 증가하지만 강수 사이의 건기가 길어져 가뭄이 증가할 것이다.

고위도 지역과 고도가 높은 지역에서는 동결수 소실로 인해 변화가 더 일어날 것이다. 그 중 일부는 현세대의 지구 기후 모델(global climate model: GCM)에서 해결되지만, 일반적으로 모델에서 해결되지 않는 즉, 모델에 포함되지 않는 빙하 같은 특징을 포함하는 일부 변화는 추론할 수밖에 없다. 온난한 기후는 눈이 늦은 가을에 쌓이기 시작하고 이른 봄에 녹는 경향이 있다는 것을 의미한다. 이 보고서에서 평가된 모의결과에 의하면 북반구 3-4월 적설량은 금세기 말까지 온실가스 시나리오에 따라 평균적으로 대략 10-30% 감소할 전망이다. 봄철에 눈 녹는 시기가 빨라지면 눈 녹은 물이 들어가는 하천의 봄철 첨두 유량 발생시기도 달라진다. 그 결과, 나중에 유량이 감소할 것이고 잠재적으로 수자원 관리에 영향을 줄 것이다. 이런 특징들이 GCM 모의에 등장한다.

영구동토가 소실되면 수분이 더 땅 속 깊이 스며들 수 있지만 땅도 온난해질 수 있으므로 증발산이 강화될 수 있다. 그러나 현재 GCM의 대부분은 영구동토 변화를 잘 모의 하는 데 필요한 모든 과정을 포함하지는 않는다. 토양 동결을 분석하는 연구 또는 GCM 결과를 사용해서 더 상세한 육지 모델을 모의 하는 연구들은 금세기 말까지 영구동토가 상당히 손실될 것임을 암시한다. 그 외에 현재의 GCM이 빙하 변화를 명시적으로 포함하지는 않더라도 우리는 빙하가 계속 감소할 것이고, 그에 따라 일부 지역에서는 여름에 빙하로부터 하천에 제공되는 물의 양이 감소될 수 있다고 예상할 수 있다. 빙하 손실은 봄철 강물 유량의 감소에도 기여할 것이다. 그러나 연평균 강수(눈이나 비)가 증가한다면 이 결과가 반드시 연평균 강물 유량이 감소할 것을 의미하지는 않는다.



**FAQ 12.2, 그림 1 :** 물순환의 주요 구성요소들의 변화 전망. 파란색 화살표는 지구 기후시스템을 통한 물 이동 변화의 주요 유형, 즉 중위도 바람에 의한 물의 극지방방향 이동, 지표로부터 증발산, 육지에서 바다로의 유출수를 의미한다. 음영 지역은 더 건조해지거나 더 습해질 가능성이 있는 지역을 의미한다. 노란색 화살표는 해들리(Hadley) 순환에 의한 중요한 대기순환 변화를 의미한다. 이것의 상향 이동은 열대 강수를 촉진하는 반면에 아열대 강수를 억제한다. 모델 전망에 의하면 해들리 순환은 북반구와 남반구에서 하향 가지를 극지방방향으로 이동시키며 건조하게 할 것이다. 고위도 지역에서는 더 온난한 대기로 인해 강수가 증가해 그 지역으로 물이 더 많이 이동하면서 더 습한 조건이 될 것으로 전망된다.

### FAQ 12.3: 오늘 당장 배출을 중단하면 미래 기후에 어떤 일이 생길 것인가?

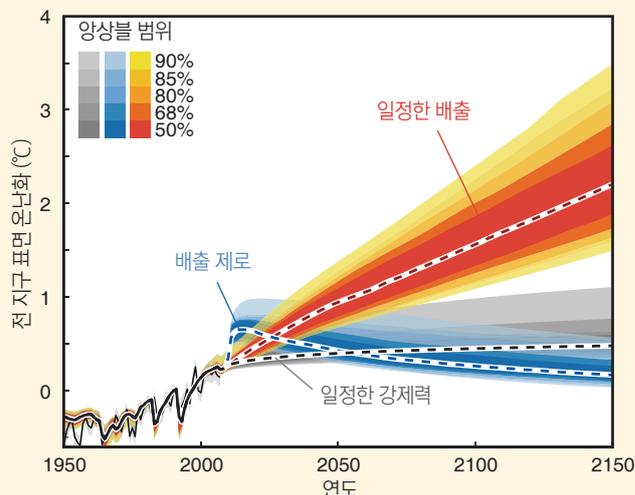
오늘 당장 배출을 중단하는 것은 타당성 없는 시나리오지만 기후시스템과 탄소순환의 반응을 통찰할 수 있는 이상적인 경우 중 하나다. 기후시스템 내 다중 시간규모의 결과로 배출 변화와 기후 반응 간의 관계는 아주 복잡하며, 어떤 변화는 배출 중단 후에도 오래 동안 일어난다. 모델링 결과와 과정 지식에 의하면 큰 해양 관성과 많은 온실가스, 주로 이산화탄소의 긴 수명으로 인해 온난화의 상당 부분은 온실가스 배출 중단 후에도 수세기 동안 지속될 것이다.

대기에 배출된 온실가스는 대기의 다른 반응성 성분들과의 화학반응을 통해 제거되거나 이산화탄소의 경우, 해양 및 육지와 교환된다. 이 과정은 대기 중 가스의 수명을 특징짓는다. 수명은 농도 펄스가 e(2.71) 팩터 만큼 감소하는 데 걸리는 시간이라고 정의한다. 대기에서 온실가스와 에어로졸의 지속시간은 며칠부터 수천 년까지 아주 다양하다. 예를 들어, 에어로졸의 수명은 몇 주이고, 메탄(CH<sub>4</sub>)은 약 10년, 아산화질소(N<sub>2</sub>O)는 약 100년, 육불화황(C<sub>2</sub>F<sub>6</sub>)은 1만 년이다. 이산화탄소(CO<sub>2</sub>)는 더 복잡하게도 해양과 육지에서의 여러 물리적, 생지화학적 과정을 통해 대기에서 제거된다. 이 모든 과정은 각기 다른 시간규모로 일어난다. 약 1000 PgC의 배출 펄스에서 약 절반은 몇 십 년 안에 제거되지만 나머지는 대기에 훨씬 더 오래 잔류한다. CO<sub>2</sub> 배출 펄스의 약 15-40%는 1,000년 후에도 대기에 잔류한다.

주요 인위적 온실가스의 수명이 상당히 길기 때문에 과거 있었던 배출로 인해 증가된 대기 농도는 배출이 중단된 후에도 오래 동안 지속될 것이다. 온실가스 농도는 배출이 중단되어도 산업화 이전 수준으로 즉시 돌아가지 못할 것이다. 메탄 농도는 약 50년이 지나면 그리고 N<sub>2</sub>O 농도는 몇 백년이 지나면 산업화 이전의 농도 수준과 비슷한 수치로 돌아갈 것이다. 하지만 CO<sub>2</sub>는 우리 사회와 관련된 시간규모에서 결코 산업화 이전 수준으로 돌아가지 못할 것이다. 반면에 에어로졸 같은 단수명 종들의 배출 변화는 거의 즉각적으로 농도 변화를 가져올 것이다.

온실가스와 에어로졸 강제력에 대한 기후시스템 반응은 주로 해양이 주도하는 관성(inertia)으로 특징지어진다. 해양은 열 흡수 용량이 매우 크고 표층수와 심층수의 혼합속도가 느리다. 이것은 해양 전체가 온난화 되고, 변경된 복사강제력과 평형에 도달하기까지 수백 년이 걸릴 것이라는 의미다. 표층 해양(과 대륙)은 표면 온도가 새 복사강제력과 평형을 이룰 때까지 계속 온난해질 것이다. 4차 평가 보고서(AR4)는 온실가스 농도가 현재 수준으로 일정하게 유지된다면 지구 표면 온도는 21세기 동안에 2000년 수준보다 약 0.6°C 상승할 것이라고 보고했었다. 이것이 FAQ 12.3, 그림 1에서 회색으로 표시된 기후의 현재 농도 위탁(climate commitment) (또는 일정 조성 위탁(constant composition commitment))이다. 현재 수준으로 일정하게 배출된다면 대기 농도는 더욱 증가할 것이고, 결국 지금까지 관측된 것보다 훨씬 더 심한 온난화를 초래할 것이다 (FAQ 12.3, 그림 1, 빨강선).

인위적 온실가스 배출이 당장 중단되더라도 이 장수명 온실가스 농도로 인한 복사강제력은 향후 서서히 감소할 것이고 그 감소율은 그 가스의 수명(위 설명 참고)에 의해 결정된다. 더욱이 복사강제력에 대한 지구 시스템의 기후 반응은 심지어 더 느릴 것이다. 전 지구 기온은 온실가스 농도 변화에 빠르게 반응하지 않을 것이다. CO<sub>2</sub> 배출을 근절하기만 해도 기온이 몇 세기 동안 거의 일정할 것이다. 동시에 황산염 에어로졸에서 단수명 음성 강제력을 제거하면 (예: 공기오염 저감대책을 통해), FAQ 12.3, 그림 1에서 파란선으로 표시된 바와 같이, 기온은 일시적으로 몇 십 분의 1도(°) 상승할 것이다. 그러므로 모든 배출을 0으로 설정하면 짧은 온난화 후에 기후는 몇 세기 동안 거의 안정상태에 도달할 것이다. 이것을 과거 배출로부터의 위탁(또는 0의 미래 배출 위탁)이라고 한다. 온실가스 농도가 감소할 것이고, 따라서 복사강제력도 감소하지만 기후시스템의 관성은 기온 반응을 지연시킬 것이다.



FAQ 12.3, 그림 1 : 2010년부터 일정한 대기 조성(일정한 강제력, 회색), 일정한 배출 (적색), 미래 배출 제로(파란색)를 가정할 때, 불확실성 추정치와 함께 에너지 수지 탄소순환 모델 MAGICC에 기초한 전망. 단순 탄소순환 기후모델을 모든 CMIP3 및 C4MIP 모델에 맞춰 교정한 Hare 및 Meinshausen(2006) 으로부터 발췌한 그림(Meinshausen 외, 2011a; Meinshausen 외, 2011b). 결과는 산업화 이전 시점부터 시작해 모든 복사강제력 요소를 사용하는 완전히 일시적인 모의(full transient simulation)에 기초한다. 얇은 검은선과 음영은 관측된 온난화와 불확실성을 의미한다.

기후와 탄소순환의 관성이 크기 때문에 장기간의 전 지구 기온은 CO<sub>2</sub>가 언제 배출 되었는지와는 상관 없이 그동안 축적된 총 CO<sub>2</sub> 배출량에 의해 주로 조절된다. 그러므로 전 지구 온난화를 어떤 수준(예: 산업화 이전보다 2°C 높은 수준) 밑으로 제한한다는 것은 특정 CO<sub>2</sub> 수치(budget)를 의미한다. 즉, 더 일찍 더 많이 배출한다는 것은 더 늦게 더 많이 감소한다는 것을 의미한다. 더 높은 기후 목표치는 더 높은 CO<sub>2</sub> 농도 최대치를 허용하고, 따라서 더 많은 누적 CO<sub>2</sub> 배출량을 허용한다(예: 필요 배출량 감소의 지연을 허용한다).

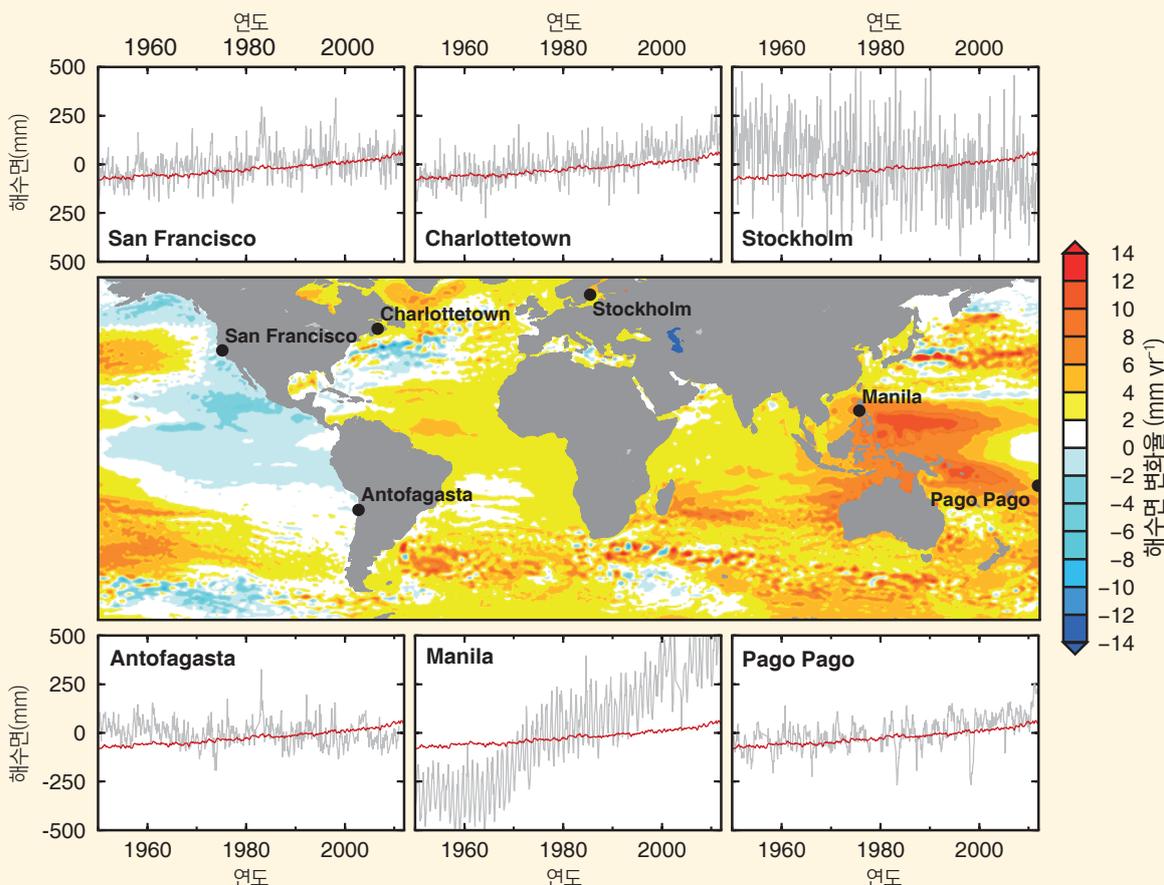
전 지구 기온은 기후변화의 규모를 설명하는 데 유용한 집단적 수치이지만 모든 변화가 전 지구 기온에 선형적으로 비례하지는 않는다. 예를 들어, 물순환의 변화는 강제력의 종류(예: 온실가스, 에어로졸, 토지사용 변화)에도 좌우되고, 해수면 상승과 빙상 같은 지구 시스템의 느린 요소들은 반응하는 데 훨씬 더 오래 걸릴 것이며, 기후시스템에서는 중대한 임계값 혹은 급격하거나 돌이킬 수 없는 변화가 생길 수 있다.

**FAQ 13.1: 왜 지역적 해수면 변화는 전 지구 평균 해수면 변화와 차이가 있는가?**

지상풍 이동, 해수 온난화 확대, 빙하가 녹은 물의 유입은 해류를 변경시킬 수 있고 결과적으로 장소에 따라 해수면 변화의 차이를 초래할 수 있다. 과거와 현재의 육지 얼음 분포 차이는 지구의 모양과 중력장에 영향을 주어 해수면의 지역적 변동을 야기한다. 퇴적물 압밀과 구조지질(tectonics) 같은 좀더 지역적인 과정의 영향도 해수면을 추가로 변화시킨다.

해안을 따라, 해수면이나 육지표면의 수직 운동은 육지를 기준으로 한 해수면(상대적 해수면(relative sea level))이라고 한다)의 변화를 야기할 수 있다. 예를 들어 해수면 높이의 증가 또는 육지 높이의 감소는 지역적 변화를 야기할 수 있다. 비교적 짧은 기간(수시간에서 수년)에 조류, 폭우 및 기후 변동성(예: 엘니뇨)의 영향력이 해수면 변화를 지배한다. 지진과 산사태도 육지 높이의 변화와 간혹 쓰나미를 야기함으로써 영향을 줄 수 있다. 장기간(수십 년에서 수백 년)에는 기후변화의 영향력(그 결과로 해수량과 육지 얼음량이 변함)이 대부분의 지역에서 해수면 변화의 주요 원인이다. 그보다 긴 기간에는 다양한 과정이 육지 표면의 수직 이동을 일으키고, 그로 인해 결국 상대적 해수면이 실질적으로 변할 수 있다.

20세기 말부터 위성은 지구 중심에 상대적인 해수면(지구중심 해수면(geocentric sea level)이라 한다)의 높이를 측정했다. 이 측정에 의하면 지구중심 해수면 변화율은 전 세계에서 상이했다(FAQ 13.1, 그림 1 참고). 예를 들어, 1993-2012년에 태평양 서부에서는 해수면 변화율이 전 지구 평균값인 약 3 mm/yr보다 약 3배 높았던 반면, 같은 기간에 태평양 동부에서의 해수면 변화율은 전 지구 평균 값보다 낮았고, 미주대륙 서부해안의 상당 부분에서는 해수면 높이가 감소했다.



**FAQ13.1, 그림 1 :** 위성 해면고도측정에 의한 1993-2012년 기간의 해수면 높이(지구중심 해수면) 변화율의 지도(회색선)와 검조소에서 측정된 1950-2012년 상대적 해수면 변화이다. 비교를 위해 각각의 검조 시계열과 함께 전 지구 평균 해수면 변화 추정치(빨간선)가 표시되어 있다. 지역 해수면(회색선)의 비교적 큰 단기 변동은 본문에 설명된 자연적 기후 변동성 때문이다. 예를 들어, 파고파고(Pago Pago)에서의 크고 규칙적인 이탈은 엘니뇨 남방진동과 연관 있다.

FAQ

FAQ 13.1 그림 1에 표시된 공간적 변화의 상당 부분은 약 1년부터 몇 십 년에 대한 시간규모에 걸친 자연적 기후 변동성(예: 엘니뇨, 태평양 10년 진동)의 결과이다. 이 기후 변화는 지상풍, 해류, 해수온도, 염도를 변화시켜 해수면에 영향을 준다. 그런 과정들의 영향력은 21세기 동안 계속될 것이고, 지상풍, 해류, 해수온도, 염도, 해수량의 변화를 통해서도 일어나는 장기 기후변화에 연관된 해수면 변화의 공간 패턴에 중첩될 것이다. 그러나 자연적 변동성과는 달리 장기적인 경향은 시간이 지나면서 누적되므로 이 경향이 21세기 동안 지배적으로 나타날 것으로 예상된다. 결과적으로 그 장기간 동안의 지구중심 해수면의 변화율은 FAQ 13.1, 그림 1과는 매우 다른 패턴을 보일 수 있다.

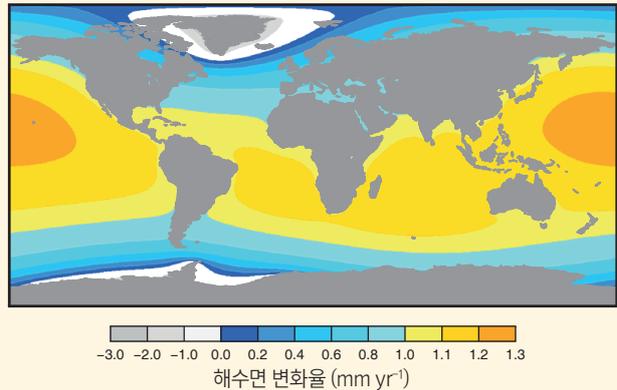
검조계(Tide gauge)는 상대적 해수면을 측정하므로 지표면과 해수면의 수직 운동으로 일어나는 변화를 포함한다. 많은 해안지역에서 육지 수직운동은 작고, 그래서 해안 검조계와 섬 검조계에 기록된 장기간 해수면 변화율은 전 지구 평균과 비슷하다(FAQ 13.1, 그림 1에서 샌프란시스코와 파고 파고(Pago Pago)에서의 기록 참고). 일부 지역에서는 육지 수직운동이 중요한 영향을 끼쳐왔다. 예를 들어, 스톡홀름에서 기록된 꾸준한 해수면 하강(FAQ 13.1, 그림 1)은 20,000년 전부터 9,000년 전 사이에 마지막 빙하기가 끝날 때 커다란(두께 > 1 km) 대륙 빙상이 녹으면서 이 지역이 융기됨으로써 발생한 것이다. 고대 빙상의 융해에 대한 반응으로 나타나는 지속적인 육지 변형은 마지막 빙하기의 절정기에 커다란 대륙 빙상에 덮여 있던 북미와 유라시아 북서부에서의 지역적 해수면 변화의 중요한 원인이다.

기타 지역에서는 이 과정이 지반 침하를 초래할 수 있다. 지반 침하는 전 지구 평균 해수면 상승율에 비해 비교적 큰 상승이 관측된 샬럿타운(Charlottetown)에서처럼 상대적으로 해수면을 상승시킨다(FAQ 13.1, 그림 1). 지구 지각구조판(tectonic plate)의 운동으로 인한 수직 육지운동도 일부 지역, 특히 하나의 구조판이 다른 구조판 밑으로 미끄러져 들어가는 활발한 섭입대(subduction zone)에 근접한 지역에서는 전 지구 평균 해수면 경향으로부터의 이탈을 발생시킬 수 있다. 안토파가스타(Antofagasta)의 경우(FAQ 13.1, 그림 1), 이것이 꾸준한 지반융기 및 상대적 해수면 하강으로 나타난 것으로 보인다.

수직 육지운동이 상대적 해수면 변화에 끼치는 지역적 영향력 외에도 일부 과정이 급속하고 매우 지역적인 지반운동을 초래한다. 예를 들어, 마닐라에서 관측된 전 지구 평균 상승률보다 훨씬 높은 해수면 상승률은(FAQ 13.1, 그림 1) 집중적 지하수 취수로 인한 지반침하가 지배적 원인이다. 지하수 취수나 탄화수소 추출 같은 자연적, 인위적 과정들로 인한 지반침하는 여러 해안지역, 특히 큰 하성 삼각주에서 흔하다.

빙하의 융해나 그린란드와 남극 빙하의 융해는 마치 욕조를 물로 채우듯 전 지구의 해수면을 균일하게 상승시킬 것이라고 일반적으로 가정된다. 사실 그런 융해는 해류, 바람, 지구 중력장, 지반 높이 등의 변화를 비롯한 다양한 과정으로 인해 해수면의 지역적 차이를 발생시킨다. 예를 들어, 후자의 두 과정을 모의 하는 컴퓨터 모델은 빙하와 해수 간의 중력이 감소하는 데다가 빙하가 녹으면서 육지가 상승하는 경향이 있기 때문에 빙상이 녹는 지역 부근에서는 상대적 해수면이 하강할 것이라고 예측한다(FAQ 13.1, 그림 2). 그러나 빙상이 녹는 곳으로부터 멀리 떨어진 곳에서의 해수면 상승은 전 지구 평균 값에 비해 클 것이다.

요약하자면 다양한 과정이 해수면 높이와 해저 높이의 변화를 일으켜서 국지적, 지역적 규모에서 해수면 변화의 뚜렷한 공간 패턴을 초래한다. 이 과정들의 조합은 시간이 지나면서 각 과정의 상대적 기여도가 변함에 따라 달라지는 복잡한 패턴의 총 해수면 변화를 일으킨다. 전 지구 평균 해수면 변화는 기후 과정(육지얼음 융해와 해양온난화)의 기여를 반영하는 유용한 단일 값이며, 여러 해안지역에서의 해수면 변화 추정치를 표현한다. 그러나 다양한 지역적 과정이 강력한 징후를 발생시키는 곳에서는 전 지구 평균치와의 큰 편차가 생길 수 있다.



FAQ13.1, 그림 2 : 그린란드 빙상과 남극서부 빙상의 각각 0.5 mmyr<sup>-1</sup> 비율의 융해(이로 인해 전 지구 평균 해수면 상승률은 1 mm yr<sup>-1</sup> 가 된다)로 인한 상대적 해수면 변화를 보여주는 모델링 결과. 모델링 된 해수면 변화는 빙하가 녹는 곳 가까이에서는 전 지구 평균치보다 작지만 먼 곳에서는 커진다. Milne 외(2009)로부터 발췌.

## FAQ 13.2: 그린란드 빙상과 남극 빙상이 금세기 남은 기간 동안 해수면 변화에 기여할 것인가?

그린란드 빙상, 남극 서부 빙상, 남극 동부 빙상은 지구상 담수의 최대 저장고이다. 이 빙상들은 지질학적 시대와 현대의 해수면 변화에 기여해왔다. 이 빙상들은 강설 축적을 통해 질량을 얻고, 해양 경계에서 표면침식(주로 빙하 융해) 되어 부동 빙봉으로 유출되거나 빙산 분리를 통해 해양으로 직접 유출됨으로써 질량을 잃는다. 강설축적 증가는 전 지구 평균 해수면 하강을 야기하는 반면, 표면침식 및 유출의 증가는 전 지구 평균 해수면 상승을 야기한다. 이 질량 플럭스의 변동은 빙상 내부와 대기 및 해양에서의 다양한 과정에 좌우된다. 그러나 금세기 동안에 질량손실 발생원이 질량증가 발생원을 추월하기 시작했으므로 전 지구 해수면에 지속적으로 양의 기여를 할 것으로 예상할 수 있다. 이 FAQ는 이 주제에 대한 현재의 연구를 간추려 설명하고, 종합 평가에서 나온 다양한 세기말 해수면 기여도의 규모(1986-2005년 기준 2081-2100년)를 제시한다. 기여도는 모든 배출 시나리오에서 3분의 2 확률 범위로 보고되었다.

1천 년 동안 빙상의 느린 수평 흐름은 질량을 순 축적 지역(일반적으로 높은 고도의 내륙)으로부터 순 손실 지역(대체로 낮은 고도의 경계 및 해안 경계)으로 흐른다. 현재 그린란드의 축적된 빙하는 약 절반은 표면침식, 나머지 절반은 분리에 의해 손실되고 있다 반면에 남극은 가두리 빙봉으로부터의 분리와 해양 융해에 의해 사실상 모든 축적 빙하를 손실 중이다. 빙봉은 떠다니고 있으므로 빙봉 손실이 해수면에 끼치는 직접적 영향은 무시해도 좋을 정도로 미미하지만 빙봉 손실은 기원 빙봉의 질량수지를 변경시킴으로써 해수면에 간접적으로 영향을 줄 수 있다(아래 참고).

위성 레이더 해면고도측정 연구는 남극 동부에서 강설이 증가했음을 보여주지만 최근 대기 모델링과 중력변화 위성 측정에 의하면 유의한 증가는 없다. 이 명백한 불일치는 비교적 작은 장기간 경향이 강설의 강력한 경년 변동성으로 감춰지기 때문일 수 있다. 전망에 의하면 대기 온난화가 더 많은 수분을 극 지역으로 실어 나를 수 있기 때문에 남극 강설은 21세기에 실질적으로 증가할 것이다. 대기 순환의 지역적 변화가 아마도 2차적 역할을 할 것이다. 남극 빙상 전체로 보면 이 과정은 해수면을 0-70 mm 하강시킬 것으로 전망된다.

현재 남극 주변의 기온은 실질적인 표면침식이 일어나기에는 너무 춥다. 그러나 현장 관측과 위성 관측은 소수의 국지적 해안지역에서(빙하표면이 하강한 것을 보여주어) 유출이 강화된 것을 보여준다. 이 지역들(남극 서부의 Pine 섬과 Thwaites 빙하, 남극 동부의 Totten 빙하와 Cook 빙하)은 모두 남극의 대륙빙의 가장자리 쪽으로 나 있는 1 km 깊이의 기저암 골 내에 위치한다. 유출 증가는 해양 순환의 지역적 변화에 의해 따뜻한 물이 떠다니는 빙봉과 접촉되며 시작된 것으로 생각된다.

좀더 북쪽에 있는 남극 반도에서 기록된 빙봉 붕괴는 최근 몇 십 년 동안의 대기 온난화에 의해 표면 융해가 증가한 것과 관련 있어 보인다. 그 후 빙하가 얇아지면서 이 빙봉 속으로 배수된 것이 해수면에 약간의 양의 효과를 주었는데 남극반도에서 그런 현상은 얼마든지 더 일어날 것이다. 21세기 대기 온도 변화의 지역 전망에 의하면 이 과정은 아마도 남극 동부와 서부의 큰 빙봉들의 안정성에 영향을 주지 않을 전망이지만 이 빙봉들은 미래의 해양 변화(아래 참고)에 의해 위협 받을 수 있다.

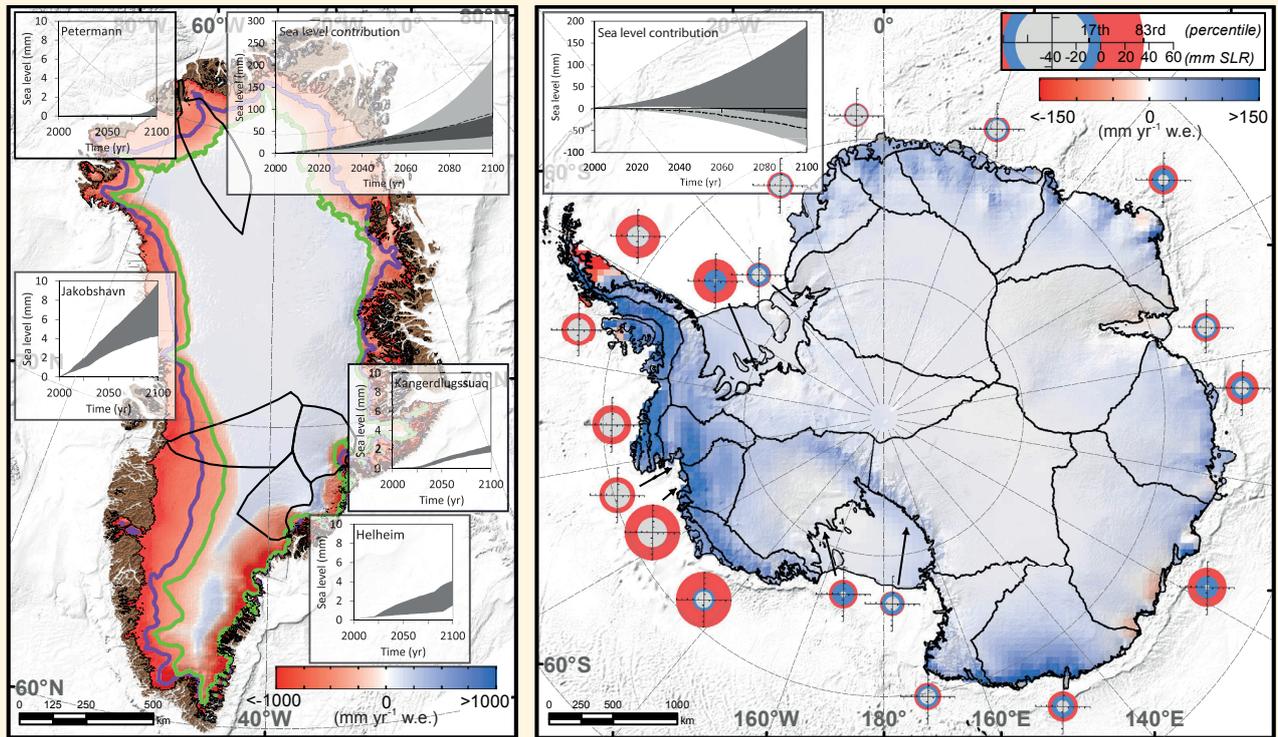
지난 몇 십 년 동안 해수면에 대한 남극 빙상 기여도의 추정치는 편차가 크지만 관측치 조정에 있어 최근에 큰 진전이 있었다. 강화된 유출(주로 남극 서부에서)이 현재 눈 축적 증가(주로 남극 동부에서)를 능가하여 해수면 상승 경향을 함축한다는 강력한 암시가 있다. 21세기 동안의 유출을 신뢰도 있게 전망하기 위해서는 빙하 흐름을 모의 하는 모델을 개선할 필요가 있다. 특히 떠다니는 빙하를 기저암에 얹혀 있는 빙하와 분리하는 지반선(grounding line)의 변화와 빙봉과 해양 간의 상호작용에 대한 모델을 개선해야 한다. “해양 빙상 불안정(marine ice-sheet instability)”이라는 개념은 지반선에 있는 빙하가 더 두꺼워서 더 빠른 속도로 흐른다면 해수면 아래 기저암에 얹혀 있는 빙상으로부터 유출이 증가한다는 발상에 기초한다. 빙상 내부 쪽 아래로 기울어 있는 기저암에서 이것은 유출 증가의 악순환을 일으켜 지반선의 빙하를 얇아지게 하고 떠다니게 만든다. 그 후 지반선은 더 두꺼운 빙하 속으로 하향 퇴각하여 추가적인 유출 증가를 일으킨다. 이 되먹임은 지반선이 빙상 내부 쪽으로 깊어지는 골과 분지를 따라 퇴각하기 때문에 잠재적으로 빙상 일부의 급속한 손실을 초래할 수 있다. 미래 기후강제력이 그런 불안정한 붕괴를 촉발시킬 수 있고, 그 후에 그 붕괴는 기후와 상관 없이 계속될 수 있다. 이 잠재 붕괴는 남극 서부와 남극 동부 지역의 개별 기저암 골에서 수세기 동안 일어날지도 모른다. 많은 연구들이 이 이론적 개념이 그런 빙상에 얼마나 중요한가를 이해하는 데 중점을 두고 있다. 해양 불안정의 효과가 중요해지면 해수면이 상승할 수 있다. 그러나 현재로서는 그런 불안정한 퇴각의 전조현상을 명확히 식별할 충분한 증거가 없다. 유출 변화는 2100년까지 해수면 상승에 -20 mm(즉, 하강) ~ 185 mm 기여할 것으로 전망되지만, 해양 빙상 불안정의 불확실한 영향이 이 수치를 10 cm 이내로 증가시킬 수도 있다. 종합적으로,

강설 증가는 유출 증가로 일어난 해수면 상승을 부분적으로만 상쇄하기 시작한 것으로 보인다.

그린란드에서 표면침식과 유출을 통한 질량 손실은 내부에 축적이 증가할 가능성이 있는 최근 경향의 주요 원인이다. 표면침식으로 인한 추정 질량손실은 1990년대 초반 이후 2배로 증가했다. 이 경향은 다음 세기에 더 많은 빙상이 더 오래 표면침식을 경험하게 되므로 다음 세기에도 계속될 것으로 예상된다. 21세기 전망에 의하면 질량손실 증가는 주간 축적 증가보다 우세할 것이다. 빙상에 높이 쌓인 스노우 팩 안에서의 융해수 재동결은 대기 온난화와 질량손실 간의 관계에 중요한(일시적이더라도) 감쇄효과를 준다.

관측된 분출빙하(outlet glacier)의 반응이 복잡하고 변동성이 높긴 하지만 그린란드의 주요 분출빙하들로부터의 빙산 분리가 지난 10년간 상당히 증가했으며, 주목할만한 추가적 질량손실을 이루고 있다. 이것은 따뜻한 물이 그린란드 주변 해안지역에 유입된 것과 관련 있어 보인다. 하지만 이 현상이 북대서양 진동 같은 10년 주기 변동성(inter-decadal variability)과 관련 있는지, 혹은 온실가스로 인한 온난화에 연관된 장기 경향과 관련 있는지 여부는 확실치 않다. 따라서 이것이 21세기 유출에 끼치는 효과를 전망하기는 어려우나 그 전망은 해양온난화에 대한 유출의 뚜렷한 민감도를 강조한다. 표면 융해수 증가가 빙상 베드의 윤향에 끼치는 효과와 더 따뜻한 빙하가 더 쉽게 변형될 능력은 흐름비율 증가로 이어질 수 있지만 최근 유출증가와 연관성은 명확하지 않다. 표면 침식과 축적 간의 순차이의 변화는 해수면 상승에 10~160 mm 기여할 것으로 전망되고, 유출증가는 10~70 mm 기여할 것으로 전망된다(Table 13.5).

그린란드 빙상은 지난 몇 십 년 동안 전 지구 평균 해수면 상승에 기여했고, 이 경향은 금세기에 증가할 것으로 예상된다. 남극과는 달리 그린란드는 21세기에 해수면의 급격한 상승을 일으킬 대규모 불안정성이 있다고 알려져 있지 않다. 그러나 역치가 존재할 수 있고, 따라서 기후가 100년 시간규모 동안 산업화 이전 수준으로 돌아가더라도 그간 지속된 수축은 수 세기에 걸쳐 회복 불가능해질 수도 있다. 빙산 분리를 통한 질량손실이 미래에 몇 십 년 동안 증가할 수 있지만 이 과정은 빙상의 큰 부분이 상주하는 해수면 위 기반암 위로 빙하 가장자리가 퇴각할 때에야 끝날 것이다.



**FAQ 13.2, 그림 1** : 2100년까지 (a) 그린란드와 (b) 남극 빙상의 SMB 및 유출의 변화 전망. 지도상의 색상은 미래 온난화 시나리오 A1B(남극)과 RCP4.5(그린란드) 아래서 RACMO2 지역 기후 모델을 사용해 21세기 초와 21세기 말의 SMB 변화를 전망한 것이다. 그린란드의 경우, 이 두 기간 동안의 평균 평형선 고도는 각각 자주색과 녹색으로 표시되어 있다. 빙상 섹터인 빙상 경계와 지반 선은 검은 선으로 표시되어 있다. 그린란드의 경우, 주요 분출빙하 4개의 흐름라인(flow line) 모델링 결과가 삽입 그림으로 나와 있고, 남극의 경우는 관측된 경향의 통계적 외삽에 기초한 유출 변화의 전망이 유색 동그라미로 표시되어 있다. 각 고리의 바깥 반경과 내측 반경은 각각 17 퍼센타일과 83 퍼센타일을 의미한다. 빨간색은 질량손실(해수면 상승), 파란색은 질량이득(해수면 하강)을 의미한다. 끝으로, 각 빙상의 총 해수면 기여도(지도 상단의 삽입그림)에서 밝은 회색은 SMB(SMB 지도 작성에 사용된 모델실험은 점선으로 나와 있다)를, 진회색은 유출을 의미한다.

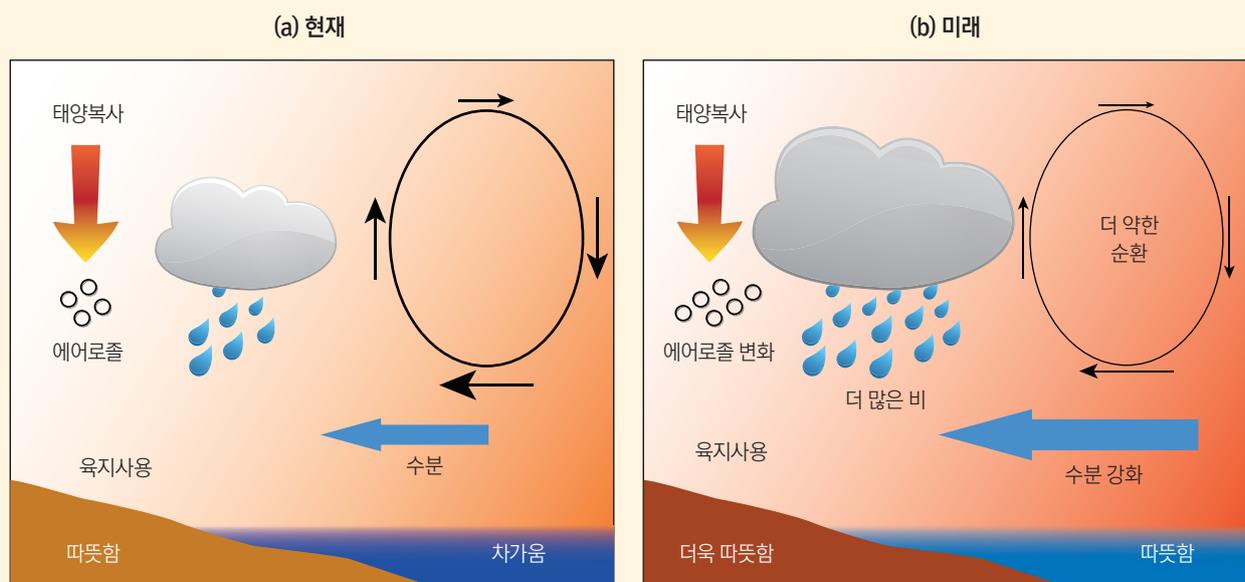
**FAQ 14.1: 기후변화는 몬순에 어떻게 영향을 주고 있는가?**

몬순은 열대지역에서 계절 기후변화의 가장 중요한 모드로 여러 지역에서 연간 강수량의 큰 부분을 차지한다. 몬순의 세기와 시기는 대기의 수분함량, 육지-바다 온도 대비(land-sea temperature contrast), 토지 면적, 토지사용, 대기 에어로졸 농도, 기타 요인과 관련 있다. 종합적으로 미래에는 기온 상승에 따라 대기 수분함량이 증가하기 때문에 몬순 강수가 더 강해지고 더 넓은 지역에 영향을 줄 전망이다. 그러나 지역적 몬순 강도 및 다양성에 대한 기후변화의 국지적 효과는 복잡하고 좀더 불확실하다.

몬순 강수는 모든 열대 대륙, 즉 아시아, 호주, 미주, 아프리카에 내린다. 몬순 순환은 태양열 분포에 따라 계절적으로 차이가 있는 육지-바다 온도차에 의해 발생된다. 강수 지속시간과 강수량은 대기의 수분함량, 대기순환의 구조 및 강도에 좌우된다. 육지와 바다의 지역적 분포도 지형과 같이 기여를 한다. 예를 들어, 티벳 고원은(적설과 표면 가열에서 편차를 통해) 복잡한 아시아 몬순 전선의 세기를 조절한다. 몬순 강수는 남서부 인도처럼 습한 해풍이 산의 풍상측에서는 거세지고, 각 산의 풍하측(lee side)에서는 약해진다.

대기순환의 변화로 인해 1970년대 후반부터 동아시아 여름 몬순은 약해졌고 초반만큼 북쪽으로 멀리 전개되지 않고 있다. 그로 인해 중국 북부에서는 가뭄이 증가했고, 남쪽의 양쯔강 계곡에서는 홍수가 증가했다. 이와는 달리 인도-호주 몬순전선과 서태평양 몬순전선은 20세기 중반 이래로 아무런 일관된 경향을 보이지 않았지만, 엘니뇨-남방진동에 의해 강하게 조절된다. 비슷하게 남미 몬순전선에서 지난 몇 십 년간 관측된 변화는 ENSO 변동성과 강한 관련이 있다. 북미 몬순전선의 경향 증거는 한정적이지만 주요 몬순지역의 북부 쪽에서 강수가 더 심해지는 경향이 관측되었다. 인도 몬순이나 아프리카 몬순의 거동에서는 체계적인 장기 경향이 나타나지 않았다.

지표면이 바다 표면보다 더 빨리 가열되기 때문에 대부분의 지역에서 표면 온도 대비가 증가 중이다. 그러나 열대지역 대기의 에너지 수지 제약조건으로 인해 기후가 온난해지기 때문에 열대지역 대기 역전 순환(atmospheric overturning circulation)은 평균적으로 느려진다. 대기순환의 이런 변화는 몬순 세기, 면적 및 시기의 지역적 차이를 초래한다. 몬순에 영향을 줄 수 있는 기후변화의 효과는 그 외에도 많다. 표면 가열은 태양복사 흡수 강도에 따라 달라지는데 이 흡수 강도는 지표면의 반사도(알베도)를 변화시키는 토지사용 변화의 영향을 받는다. 또한 공기오염 같은 대기 에어로졸 부하의 변화도 지상에 도달하는 태양복사의 양에 영향을 준다. 이것은 지표면의 여름철 태양열 가열을 변경시켜 몬순 순환을 변화시킬 수 있다. 반면에 에어로졸에 의한 태양복사 흡수는 대기를 온난화하면서 대기 가열 분포를 변화시킨다.



**FAQ 14.1, 그림 1 :** 인간 활동이 몬순 강수에 영향을 주는 여러 방식. 더 온난한 기후는 더 많은 수증기를 함유하기 때문에 기후가 온난해지면 바다에서 육지로 수송되는 수증기량이 증가한다. 이것은 폭우 잠재력도 증가시킨다. 온난화로 인한 대규모 순환의 변화는 종합 몬순 순환의 세기와 범위에 영향을 준다. 토지사용 변화와 대기 에어로졸 부하도 대기와 육지에 흡수되는 태양복사의 양에 영향을 줄 수 있기 때문에 육지-바다 온도차를 조절할 잠재력이 있다.

기후변화가 몬순에 끼치는 가장 강한 효과는 대기 온난화로 인해 대기 수분을 증가시켜 설령 몬순순환의 세기가 약해지거나 불변하더라도 총 몬순강수를 증가시키는 것이다.

21세기 기후모델 전망은 주로 대기 수분함량 증가로 인한 총 몬순강수의 증가를 보여준다. 일반적으로 열대지역이 극지 방향으로 확대되면서 몬순의 영향을 받는 총 표면적이 증가할 것으로 전망된다. 시나리오에 따라 다르지만 기후모델은 전 지구 몬순 강수가 5-15% 증가할 것이라고 전망한다. 총 열대 몬순 강수는 증가하지만 일부 지역에서는 열대풍 순환 약화로 인해 몬순 강수가 감소할 것이다. 몬순 시작일은 빨라지거나 그다지 변하지 않을 가능성이 높고, 몬순이 종료되는 날은 늦어져서 몬순이 길어질 가능성이 높다.

미래의 몬순 세기 및 시기의 지역적 경향은 세계 여러 곳에서 불확실한 채로 남아 있다. 많은 열대지역에서 몬순의 경년 변화는 ENSO의 영향을 받는다. ENSO가 미래에 어떻게 변화할지, 그리고 몬순에 대한 ENSO의 효과가 어떻게 변화할지도 불확실한 상태다. 그러나 몬순 강수가 종합적으로 증가한다는 전망은 대부분의 지역에서 극단적 강수 현상의 위험이 그에 상응해 증가한다는 것을 의미한다.

**FAQ 14.2: 지역 기후의 미래 전망은 전 지구 평균 기후전망과 어떤 관계가 있는가?**

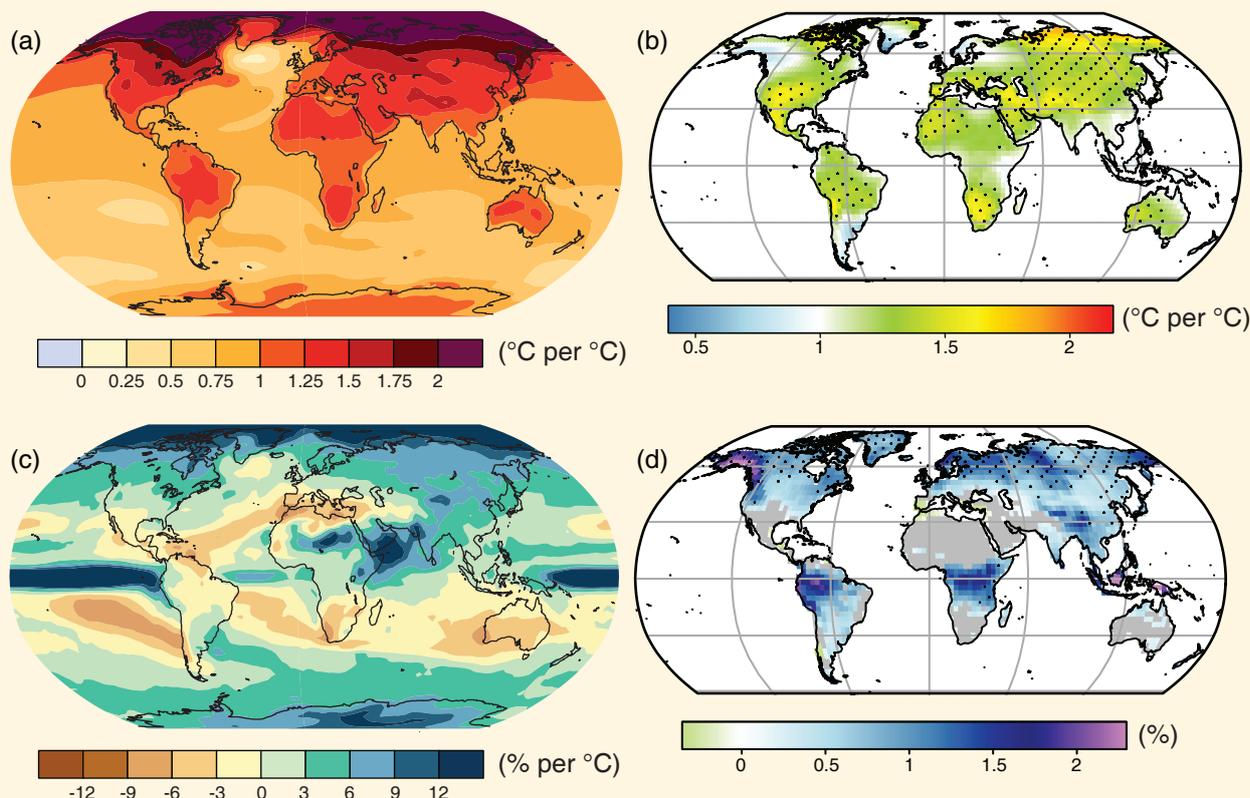
지역 기후변화와 전 지구 평균 기후변화 간의 관계는 복잡하다. 지역 기후는 장소에 따라 매우 차이가 커서 전 지구적 영향력의 변화에 각기 다르게 반응한다. 전 지구 평균 변화는 많은 다양한 지역기후 반응들을 사실상 용이하게 요약한 것이다.

열, 수분, 열과 수분의 변화는 몇 가지 이유로 지구에서 고르게 분포하지 않는다.

- 외부 강제력이 공간적으로 각기 다르다 (예: 태양복사는 위도에 좌우되고, 에어로졸 배출과 토지사용 변화는 지역적이다).
- 표면조건(예: 육지/바다 대비(contrast), 지형, 해수면 온도, 토양의 수분함량)이 공간적으로 각기 다르다.
- 기상 시스템과 해류가 열과 수분을 지역에 걸쳐 재분포 시킨다.

기상 시스템은 몬순, 열대 수렴대, 폭풍 경로, 중요 기후변동성 모드(예: ENSO, NAO, SAM 등) 같은 지역적으로 중요한 기후현상과 연관이 있다. 지역적 온난화를 조절하는 것 외에도 일부 기후현상은 미래에 변할 것으로 전망되며, 그런 경우 지역 기후에 더욱 영향을 주게 될 수 있다(표 14.3 참고).

표면온도와 강수의 변화 전망은 지역 편차가 크다(FAQ14.2, 그림 1). 고위도 대륙 지역과 북극해에서는 표면 온난화가 심해질 것으로 전망되는 반면, 다른 해양들과 저위도 지역에서는 전 지구 평균 변화에 가까운 변화가 예상된다(FAQ14.2, 그림 1a). 예를 들어, 북미의 Great Lakes 지역



**FAQ 14.2, 그림 1 :** 표면기온과 강수의 연평균 및 연간 극단치(육지에서)의 21세기 변화 전망: a) 전 지구 평균 표면온도 변화 1°C 당 평균 표면온도, b) 전 지구 평균 최고기온 1°C 당 일간 최고기온의 90 퍼센타일, c) 평균 강수(전 지구 평균 온도변화 1 °C 당 %), d) 95 퍼센타일을 넘는 강수일의 분율. 출처: 그림 a)와 c)는 RCP4.5 시나리오 하에서 CMIP5 모의에서 나온 1986-2005년 평균과 2081-2100년 평균의 변화 전망(12장의 그림 12.41 참고), 그림 b)와 d)는 1980-1999년과 2081-2100년 육지 극한온도의 변화 전망이다(그림 7.12에서 발췌 Orlowsky 및 Seneviratne, 2012).

FAQ

근처의 온난화는 전 지구 평균 온난화보다 약 50% 클 것으로 전망된다. 더 극단적 기온의 변화 전망도 지역적 편차가 크다(FAQ14.2, 그림 1b). 강수 변화 전망은 몬순과 열대 수렴대 같은 기후현상으로 조절되어 심지어 기온 변화보다도 더 지역 편차가 크다(FAQ14.2, 그림 1c-d). 적도 근처 위도에서는 평균 강수가 증가할 것으로 전망되는 반면, 아열대 지역의 극지쪽 끝자락은 평균 강수가 감소할 전망이다. 고위도 지역에서는 평균 강수가 증가하고, 특히 중위도저기압으로부터의 극단적 강수가 증가할 전망이다.

극 지역은 지역 기후변화에 관련된 과정들의 복잡성을 보여준다. 북극 온난화는 주로 빙하와 눈의 융해가 태양으로부터 더 많은 열의 흡수를 가능케 함으로써 지역 되먹임을 일으키기 때문에 전 지구 평균 온난화 이상으로 상승할 전망이다. 이것이 더욱 온난화를 일으켜 빙하와 눈이 더 많이 녹게 된다. 그러나 남극대륙과 주변 해양에서의 온난화는 부분적으로 남극 진동(Southern Annular Mode)의 더 강한 증가 경향 때문에 덜 뚜렷할 것으로 전망된다. 중위도 남빙양의 서풍은 남극대륙 위 성층권 오존의 손실과, 온실가스 농도 증가로 인한 대기 기온구조 변화가 복합적으로 작용해 최근 몇 십 년 동안 증가했다. 남극진동의 이 변화는 기후모델로 잘 포착되며, 남극대륙에 수송되는 대기 열을 감소시키는 효과를 준다. 그럼에도 불구하고 남극반도(Antarctic Peninsula)는 서풍대(westerly wind belt)의 따뜻한 공기 기단에게 영향 받을 만큼 북쪽으로 충분히 멀리까지 뻗어있기 때문에 여전히 급속히 온난화 중이다.

## 교 정 및 감 수

---

최영은(건국대학교), 문자연(건국대학교), 민승기(포항공과대학교), 박창용(포항공과대학교)  
예상욱(한양대학교), 장찬주(한국해양과학기술원), 홍진규(연세대학교), 정혜원(에코파이)  
권원태(기상청 전문위원), 윤원태(국가태풍센터장), 기후정책과

## CLIMATE CHANCE 2013 - The Physical Science Basis -

기후변화 2013  
- 과학적근거 -

---

**발 행 :** 기상청

**발행일 :** 2014년 5월

**편 집 :** 기상청 기후과학국 기후정책과

**전 화** 02-2181-0403

**팩 스** 02-2181-0469

**이 메 일** clpol@korea.kr

**Website** www.Climate.go.kr

