

## IPCC WG I에 의해 채택되었으나 세부내용은 승인 되지 않은 보고서임

IPCC 실무그룹 혹은 패널 세션에서 "수락"된 IPCC 보고서들은 세부적인 토의와 협의를 거치지는 않았으나 해당 주제에 대해 포괄적이고 객관적이며 균형 잡힌 시각을 제시하고 있다.

# 기술 요약보고서 (Technical Summary)

### 총괄 주요 저자(Coordinating Lead Authors):

Susan Solomon (USA), Dahe Qin (China), Martin Manning (USA, New Zealand)

### 주요 저자(Lead Authors):

Richard B. Alley (USA), Terje Berntsen (Norway), Nathaniel L. Bindoff (Australia), Zhenlin Chen (China), Amnat Chidthaisong (Thailand), Jonathan M. Gregory (UK), Gabriele C. Hegerl (USA, Germany), Martin Heimann (Germany, Switzerland), Bruce Hewitson (South Africa), Brian J. Hoskins (UK), Fortunat Joos (Switzerland), Jean Jouzel (France), Vladimir Kattsov (Russia), Ulrike Lohmann (Switzerland), Taroh Matsuno (Japan), Mario Molina (USA, Mexico), Neville Nicholls (Australia), Jonathan Overpeck (USA), Graciela Raga (Mexico, Argentina), Venkatachalam Ramaswamy (USA), Jiawen Ren (China), Matilde Rusticucci (Argentina), Richard Somerville (USA), Thomas F. Stocker (Switzerland), Ronald J. Stouffer (USA), Penny Whetton (Australia), Richard A. Wood (UK), David Wratt (New Zealand)

### 보조 저자(Contributing Authors):

J. Arblaster (USA, Australia), G. Brasseur (USA, Germany), J.H. Christensen (Denmark), K.L. Denman (Canada), D.W. Fahey (USA), P. Forster (UK), J. Haywood (UK), E. Jansen (Norway), P.D. Jones (UK), R. Knutti (Switzerland), H. Le Treut (France), P. Lemke (Germany), G. Meehl (USA), D. Randall (USA), D.A. Stone (UK, Canada), K.E. Trenberth (USA), J. Willebrand (Germany), F. Zwiers (Canada)

### 감수자(Review Editors):

Kansri Boonpragob (Thailand), Filippo Giorgi (Italy), Bubu Pateh Jallow (The Gambia)

### 이 기술 요약보고서를 인용할 때는 아래와 같이 기술해야 한다.

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J.Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Technical Summary. In: *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.

## 목차

<b>TS.1 서론</b> .....	<b>21</b>	<b>TS.5 미래 기후변화 전망</b> .....	<b>64</b>
<b>TS.2 인위적·자연적 기후변화의 원인</b> .....	<b>21</b>	Box TS.8: 지구기후모델의 계보.....	64
Box TS.1: 실무그룹1 평가에서 불확실성 처리.....	22	TS.5.1 단기 기후변화의 이해.....	65
TS.2.1 온실가스.....	23	Box TS.9: 연관 기후변화 (Committed Climate Change).....	66
TS.2.2 에어리솔.....	28	TS.5.2 21세기 전망.....	67
TS.2.3 비행운과 권운, 토지사용 및 그 외 효과.....	30	TS.5.3 지역적 전망.....	71
TS.2.4 태양활동과 화산분출로 인한 복사강제력.....	30	Box TS.10: 지역적 규모축소.....	72
TS.2.5 순 지구 복사강제력, 지구 온난화 가능성 및 강제력 패턴.....	31	TS.5.4 기후변화와 생물지구화학 순환 간의 관계..	74
TS.2.6 지표 강제력과 수문 순환.....	35	TS.5.5 장기 전망의 기후과정과 시간스케일의 합축성.....	76
<b>TS.3 기후변화 관측</b> .....	<b>35</b>	<b>TS.6 확실한 발견과 주요 불확실성</b> .....	<b>78</b>
TS.3.1 대기의 변화: 관측기록.....	35	TS.6.1 인위적·자연적 기후 동인의 변화.....	78
Box TS.2: 기후변동성 패턴 (모드).....	39	TS.6.2 기후변화 관측결과.....	79
TS.3.2 빙권의 변화: 관측기록.....	41	TS.6.3 기후변화의 이해와 원인규명.....	82
Box TS.3: 빙상의 역학과 안정성.....	43	TS.6.4 미래 기후변화의 전망.....	83
TS.3.3 해양의 변화: 관측기록.....	46		
TS.3.4 관측치 간의 일관성.....	50		
Box TS.4: 해수면.....	50		
Box TS.5: 극단적 기상현상.....	52		
TS.3.5 고기후 전망.....	52		
Box TS.6: 궤도 강제력 (Orbital Forcing).....	55		
<b>TS.4 기후변화의 이해와 원인규명</b> .....	<b>56</b>		
Box TS.7: 대기-해양 대순환모델의 평가.....	57		
TS.4.1 기온변화 원인규명의 진전: 대기, 해양, 빙하.....	58		
TS.4.2 시·공간적 기온변화의 원인규명.....	60		
TS.4.3 순환, 강우, 기타 기후변수의 변화 원인규명.....	62		
TS.4.4 고기후를 이용한 원인규명 연구.....	62		
TS.4.5 복사강제력에 대한 기후반응.....	62		

## TS.1 서론

IPCC 제 3차 평가보고서(TAR)가 발표된 뒤 6년 동안 과거와 현재의 기후변화를 이해하고 미래의 기후변화를 예측하는 데 상당한 진전이 있었다.

그것은 새로운 데이터가 많이 생산되고, 데이터 분석이 보다 정교하며, 기후모델에서 물리적 과정에 대한 이해와 시뮬레이션이 향상되고, 모델 결과의 불확실성 범위가 더욱 광범위하게 탐구된 결과이다. IPCC 제4차 평가보고서에 제출된 이 WG I 보고서는 그러한 진전에 따라 기후학적 견지에서 높아진 확실성을 여실히 보여준다.

이 보고서는 기후변화에 대해 과학적으로 이해된 것들에 관한 새롭고 중요한 정책적 정보를 제공한다. 그러나 기후계의 복잡성과 그것의 거동을 결정하는 다중적 상호작용 때문에 지구의 향후 기후변화 과정을 완전히 이해하는 데는 한계가 있다. 기후계의 많은 요소와 그것들이 기후변화에 미치는 영향은 아직 물리적으로 완전히 이해되지 않았다. 구름, 빙하, 해양, 토지 사용, 기후-생물지구화학 간의 연관성이 주요 불확실성 부분이다. 이 보고서에서 취급하는 과학적 범위는 계속하여 급속히 발전하고 있으며, 이 평가는 2006년 중반 현재까지 살펴본 검토된 보고서에 근거한 과학적 이해를 반영한다는 것을 유의하기 바란다.

IPCC WG I의 주요 평가내용은 정책결정자를 위한 요약문(Summary for Policymakers)에 제시되어 있다. 이 기술 요약문(Technical Summary)은 그 보고서 내용들의 과학적 근거를 좀 더 자세히 설명하고 전체 보고서의 구성을 소개한다. 주요 새로운 내용을 중심으로 제3차 평가 이후 새로이 밝혀진 것들을 요약하여 소개한다.

- 2절 : 기후변화의 인위적, 자연적 요인에 대한 현재의 과학적 이해 수준
- 3절 : 관측된 기후계의 변화(대기, 해양, 빙권 포함)와 물리적 과정 간의 관계

- 4절 : 기후모델과 물리적 이해에 기초한 기후변화 해석, 기후변화의 특정 원인, 온실가스 증가에 대한 기후 민감도의 새로운 평가
- 5절 : 대기의 복사 강제력 변화에 대한 반응의 시간 척도를 비롯해 장단기 기후변화 전망과 미래의 기후변화에 대한 확률론적 정보
- 6절 : 주요 평가결과와 기후변화의 물리과학적인 면에 현재 이해된 것의 주요 불확실성

실제 결과를 보고하는 이 기술요약문의 각 문단 뒤에는 참고자료 표시로서 중괄호 ‘{}’ 를 사용하여 그 결과가 기술되어 있는 원래 보고서의 장과 절을 표시하였다. 그 참고문헌에서 과학적 자료와 추가 정보에 대한 자세한 평가내용을 찾아볼 수 있다.

## TS.2 인위적·자연적 기후변화의 원인

지구 전체 평균 기온은 태양에서 들어오는 복사 에너지와 지구표면 및 대기가 에너지를 반사, 흡수, 배출의 관계에서 결정된다. 태양 주위를 도는 지구 궤도의 변동 등으로 인한 태양 에너지 입사량의 변화는 불가피하게 지구의 에너지 수지에 영향을 준다. 그러나 대기와 지구표면의 특성 역시 중요한 역할을 하며 기후 피드백의 영향을 받는다. 기후 피드백의 중요성은 65만년 된 빙핵에 기록된 과거 기후변화의 특성에서 명백히 드러난다.

대기와 지표의 몇몇 측면에서는 지구의 에너지 수지(energy budget)를 변경시켜 기후변화를 유발할 수 있는 변화가 일어났다. 온실가스와 에어러솔의 증가가 그런 변화의 한 예이다. 온실가스는 지구에서 나가는 지구복사가 대기에 더 많이 흡수되게 하고, 에어러솔(현미경 수준의 공중 입자 혹은 물방울)은 유입되는 태양복사를 반사하고 흡수함으로써 구름의 복사특성을 변경시킨다. 이런 변화들은 기후계의 복사강제력(radiative forcing)을 더욱 유발한다.<sup>1)</sup>

강제력 요소들은 강제력의 규모뿐 아니라 공간적,

1) ‘복사강제력(radiative forcing)’ 은 지구-대기 시스템에서 유입-유출 에너지 균형을 변경시키는 요소들의 영향력을 나타낸 척도이다. 잠재적 기후 변화 메커니즘으로서 그 요소가 갖는 중요도의 지표가 된다. 양의 강제력은 지표를 가열하는 반면, 음의 강제력은 냉각시키는 경향이 있다. 이 보고서에 제시된 복사강제력 값은 1750년 산업화 이전 배경농도 대비 변화량의 강제력이고, 단위는 1 m<sup>2</sup> 당 와트(W/m<sup>2</sup>)이다. 달리 언급하지 않는 한, 전지구적 연평균 값을 의미한다. 더 자세한 내용은 용어집을 참고한다.

Box TS.1: 실무그룹1 평가에서 불확실성 처리

IPCC는 기후변화 평가보고서를 준비할 때 불확실성을 일관되고 투명하게 처리하는 것이 중요하다는 것을 명확히 인식하고 있다. 이전 평가의 공식적 불확실성 처리방법에 대해 점점 높아지는 관심은 1.6절에서 설명한다. 전체 3개 실무그룹에서 불확실성 처리방법의 일관성을 높이고자 제 4차 보고서의 저자들은 평가 시에 불확실성의 측정 및 기술 방법에 관한 짙막한 지침을 따르도록 요청 받았다. 이 Box는 제1실무그룹(WG I)이 그 지침을 어떻게 적용하였고 평가 내용 특정의 불확실성을 어떻게 처리했는지를 소개한다.

불확실성은 그 근원에 따라 몇 가지 종류로 분류할 수 있는데 중요한 두 가지는 '값의 불확실성(value uncertainties)'과 '구조적 불확실성(structural uncertainties)'이다. 값의 불확실성은 특정 값이나 결과를 불완전하게 결정한 데서 기인한다. 예를 들면, 데이터가 부정확하거나 해당 현상을 완전히 대표하지 못하는 경우가 그렇다. 구조적 불확실성은 특정 값 혹은 결과를 통제하는 과정을 불완전하게 이해한 데서 기인한다. 예를 들면 분석에 사용된 개념구조나 모델이 모든 관련 과정 혹은 관계를 포함하지 못하는 경우가 그렇다. 값의 불확실성은 일반적으로 통계 기법을 사용하여 측정하고 확률적으로 표현한다. 구조적 불확실성은 일반적으로 저자들이 결과의 옳음에 대한 자신들의 신뢰도(confidence)를 집단적으로 평가하여 표현한다. 어느 경우이든 불확실성 추정은 본질적으로 지식의 한계를 기술하는 것이며, 그런 이유로 그 지식의 상태에 대한 전문가 평가가 포함된다. 이 외 다른 종류의 불확실성은 카오스(chaotic)하거나 완전히 결정되지 않는 시스템에서 발생한다. 이것 역시 기후변화의 모든 측면을 예측하는 데 지장을 준다.

여기서 평가된 과학적 문헌들은 불확실성의 범주를 일반적 방식으로 나누고 있다. 추가 측정이 누적될수록 '임의 오차(random error)'로 인한 불확실성은 감소하는 특징이 있지만 '계통 오차(systematic error)'로 인한 불확실성은 감소하지 않는다. 기후 기록을 다룰 때 우리는 데이터 샘플링과 데이터의 분석 및 취합 방법에서 발생하는 계통 오차 혹은 의도치 않은 편향(bias)을 식별하는 데 상당한 주의를 기울였다. 기후변화의 탐지 및 원인규명, 그리고 향후의 기후변화에 대한 확률론적 예측을 위해 정량적 분석에 기초한 특수 통계처리 방법을 개발하였다. 이것들은 해당 장에 설명되어 있다.

제4차 평가보고서에서 처음으로 도입된 불확실성 처리지침은 과학적 이해의 신뢰수준과 특정 결과의 가능성을 신중히 구분한다. 이것을 사용하여 어떤 이벤트는 발생가능성이 극히 낮고(예를 들면, 주사위를 두 번 던져서 두 번 다 6이 나오는 것), 어떤 이벤트는 발생 가능성과 발생하지 않을 가능성이 반반이다(예를 들면, 동전을 던져서 앞면이 나오는 것)라고 본 평가서의 저자들은 높은 신뢰성을 표현할 수 있다. 여기 사용된 신뢰성(confidence)과 가능성(likelihood)은 서로 다른 개념이지만 실제로는 같이 쓰이는 경우가 많다.

이 보고서에서 신뢰수준을 정의하기 위해 사용한 표준용어는 IPCC 불확실성 지침에 제시된 대로이다.

신뢰성 용어	올다는 신뢰의 정도
극히 높은 신뢰성	최소 9/10의 가능성(chance)
높은 신뢰성	최소 8/10의 가능성
보통 신뢰성	최소 5/10의 가능성
낮은 신뢰성	최소 2/10의 가능성
극히 낮은 신뢰성	최소 1/10의 가능성

'낮은 신뢰성'과 '극히 낮은 신뢰성'은 주요 관심분야에서 모험적에 근거한 전망이 정당화된 경우에만 사용된다는 점을 유의해야 한다.

이와 관련하여 이 보고서의 2장에서는 복사강제력의 여러 요소들의 기여가 불확실성을 설명할 때 '과학적 이해 수준(level of scientific understanding)'이라는 용어를 사용한다. 이 용어는 제3차 평가보고서와의 일관성을 유지하기 위해 사용한 것이며, 집필자들은 불확실성 처리지침과 일치하는 여러 접근방식을 토대로 과학적 이해수준을 결정하였다. 이것은 2.9.2절과 표 2.11에 설명되어 있다.

이 보고서에서 결말 혹은 결과의 발생가능성을 확률적으로 추정할 수 있는 경우에 그 가능성을 정의하는 데 사용한 표준 용어는 아래와 같다.

'가능성' 표현 용어	사건/결과의 가능성
사실상 틀림없는 (Virtually certain)	> 99% 확률
극히 가능성 높은 (Extremely likely)	> 95% 확률
매우 가능성 높은 (Very likely)	> 90% 확률
가능성 있는 (Likely)	> 66% 확률
가능성이 없지는 않은 (More likely than not)	> 50% 확률
가능성이 절반인 (About as likely as not)	33~66% 확률
가능성 없는 (Unlikely)	< 33% 확률
매우 가능성 없는 (Very unlikely)	< 10% 확률
극히 가능성 없는 (Extremely unlikely)	< 5% 확률
사실상 가능성 없는 (Exceptionally unlikely)	< 1% 확률

위 표에 정의된 '극히 가능성 높은(extremely likely)', '극히 가능성 낮은(extremely unlikely)', '가능성이 없지는 않은(More likely than not)'이라는 용어는 IPCC 불확실성 처리지침의 용어에는 없고 이 보고서에서 원인규명과 복사강제력 등의 측면을 더욱 구체적으로 평가하기 위해 추가한 용어들이다.

따로 언급하지 않는 한 이 보고서에 제시된 값들은 최적 추정치이며 그것들의 불확실성 범위는 90% 신뢰구간이다. 즉 그 값이 범위의 하한보다 낮은 가능성이 5% 상한보다 높은 가능성이 5% 있다. 그러나 값 또는 이용 가능한 다른 정보에 대한 제약의 성격 때문에 불확실성 범위가 최적추정치에 대해 비대칭적 분포를 보이는 경우도 있다는 것을 유의하기 바란다. 그런 경우의 불확실성 범위는 최적추정치 옆에 대괄호 '['를 사용해서 표현하였다.



시간적 면에서 서로 상당히 다를 수 있다. 양(+)의 복사강제력은 지구평균 지표온도의 증가에, 그리고 음(-)의 복사강제력은 감소에 기여한다. 2.2절에서는 추정된 인위적, 자연적 복사강제력에 관해 새로이 바뀐 내용들을 다룬다.

복사강제력에 대한 지구 기후의 전반적 반응은 기후계(4.5절과 5.4절 참고)에 큰 영향을 줄 수 있는 수많은 양 또는 음의 피드백 때문에 복잡하다. 수증기는 강력한 온실가스이긴 하지만 대기 중 수증기 농도가 지표온도의 변화에 따라 변화하므로 이것은 복사강제력이 아니라 피드백 효과로 간주해야 한다. 이 절에서는 지표의 에너지 수지 변화와 수문학적 순환 간의 관계를 설명 한다. 또한 에어러솔과 같은 요소들이 강수에 미치는 효과를 설명한다.

## TS.2.1 온실가스

산업화 시대에서 지배적인 기후 복사강제력 요인은 대기에서 그 농도가 점점 증가하고 있는 여러 온실가스들이다. 몇몇 주요 온실가스는 자연적으로 발생하기도 하지만 지난 250년에 걸쳐 대기 중 온실가스 농도가 증가한 것은 인간 활동 때문이었다. 특정 기간 동안 각 온실가스의 복사강제력 기여도는 그 기간 동안 가스의 대기 중 농도 변화량과 복사수지 변동효과로 측정된다. 이 보고서에서 고려된 여러 온실가스의 현재 대기 중 농도는 가스에 따라 8 차수 이상 차이가 있고( $10^8$  인수) 복사 효율은 4 차수( $10^4$  인수) 이상 차이가 있어 그 특성과 기원이 크게 다양하다는 것을 알 수 있다.

현재 대기 중 온실가스의 농도는 과거에 배출된 후 대기에서 제거되고 남은 최종 결과이다. 이 보고서에서 고려된 여러 가스와 에어러솔은 인위적 활동에 의해 대기에 배출되거나 선임 종(precursor species)으로부터 대기 중 배출된 전지구적 물질로부터 형성된다. 그 배출물질들은 화학적, 물리적 제거과정에 의해 상쇄된다. 중요한 가스인 이산화탄소( $\text{CO}_2$ )를 제외하면, 일반적으로 가스는 이 제거과정에 의해 매년 대기에서 가스별 특정 비율로 제거되고 그 제거율의 역수가 그 가스의 평균 수명이 된다. 이 제거율은 가스 농도나 대기 특성(예: 온도나 화학적 배경 조건)

에 따라 달라지기도 한다.

$\text{CO}_2$ , 메탄( $\text{CH}_4$ ), 아산화질소( $\text{N}_2\text{O}$ ) 같은 수명이 긴 온실가스(long-lived greenhouse gas; LLGHG)는 화학적으로 안정하고 십년부터 수백 년 혹은 그 이상 동안 대기에 계속 존재한다. 그래서 그것들의 배출량은 기후에 장기적으로 영향을 끼친다. 이 가스들은 수명이 길기 때문에 제거속도보다 훨씬 빠르게 대기 전체에서 잘 혼합되기 때문에, 몇몇 지점의 데이터로부터 지구적 농도를 정확히 추정하는 것이 가능하다. 이산화탄소는 대기, 해양, 육지 생물권 사이에서 계속 순환하기 때문에 특정한 수명은 없고, 대기로부터의 순 제거율(net removal)에는 여러 시간척도(time scale)의 다양한 과정이 관련되어 있다.

이산화황과 일산화탄소 등 수명이 짧은 가스들은 화학적으로 반응성이며, 일반적으로 대기에서 자연 산화되어 제거되거나 지구표면에서 강수에 씻겨서 제거된다. 오존은 대기에서 다른 물질들의 화학반응에 의해 생성되고 파괴되는 중요한 온실가스다. 인간 활동에 의해서 대류권 오존은 주로 오존 전구물질이 변화되어 영향을 받는 반면에, 성층권 오존은 주로 CFCs와 오존감소물질등에 의하여 오존 제거율의 변화가 영향을 받는다.

### TS.2.1.1 대기의 이산화탄소, 메탄 및 아산화질소의 변화

$\text{CO}_2$ 와  $\text{CH}_4$ 의 현재의 대기 농도는 극지방 빙핵에 기록된 65만 년 전 대기조성을 분석하여 밝혀낸 산업화 이전 시대의 농도보다 훨씬 높은 수준이다. 여러 증거들을 보면 산업화 이후에 이들 가스가 증가한 원인은 자연적 메커니즘 때문이 아니라는 것이 확인된다(그림 TS.1과 TS.2 참고). {2.3, 6.3~6.5, FAQ 7.1}

장수명 온실가스인  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ 의 농도 증가로 인한 지구 기후의 총 복사강제력과 이들 가스가 원인일 가능성이 있는 1750년 이후 총 강제력 증가율은 1만년 이상 동안 전례가 없는 수준이다(그림 TS.2 참고). 지난 40년 동안 이들 온실가스의 복합적 복사강제력은 약  $+1 \text{ W/m}^2$ 의 증가율을 유지했는데 이것은 시간적 분석이 가능한 빙핵 데이터가 존재하는 산업화 이전 2천년보다 최소 6배는 빠를 가능성이 높다. 이 장수명 온실가스로 인한 복사강제력은 모든 강제력 요소 중에서 가장 신뢰수준이 높다. {2.3, 6.4}

2) IPCC 불확실성 처리 지침은 이 보고서의 별첨으로 포함되어 있다.

빙하기-간빙기 빙핵 자료

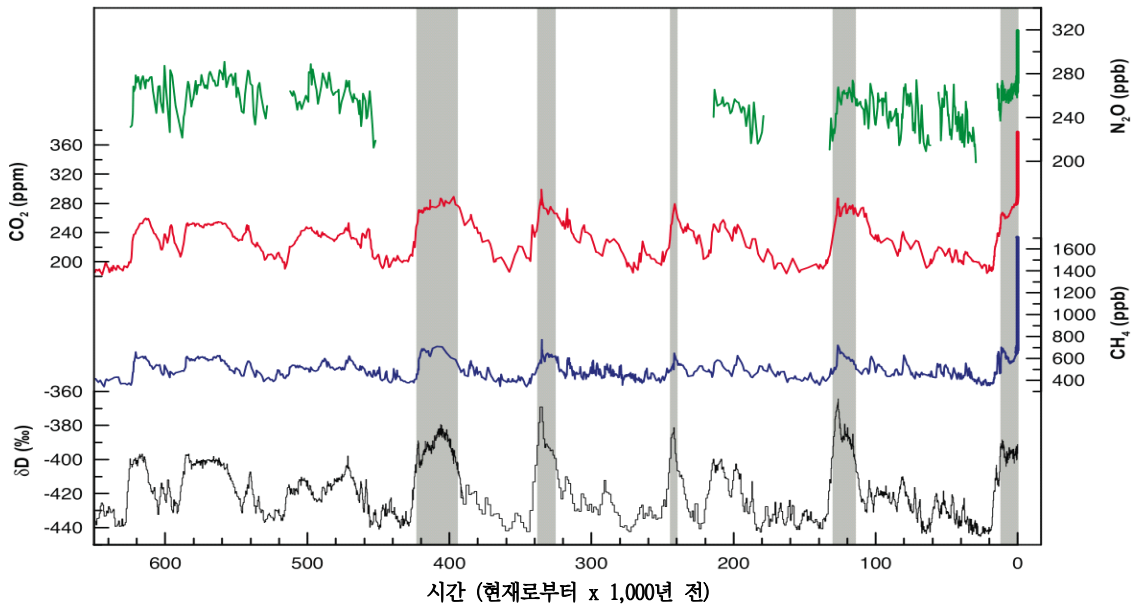


그림 TS.1. 남극 얼음의 중수소 농도 변화( $\delta D$ )와 대기의 온실가스  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ 의 농도 변화. 남극의 극지온도는 남극얼음의 프록시(Proxy) 자료를 사용하였으며, 대기의 온실가스 농도는 빙핵 내 공기와 최근 대기 측정자료로부터 분석되었다. 데이터의 범위는 650,000년이며, 음영 밴드는 현재와 과거 간빙시대 온난기를 나타낸다. {그림 6.3으로부터 편집}

빙핵과 현대 자료에서 분석된 온실가스 농도 변화

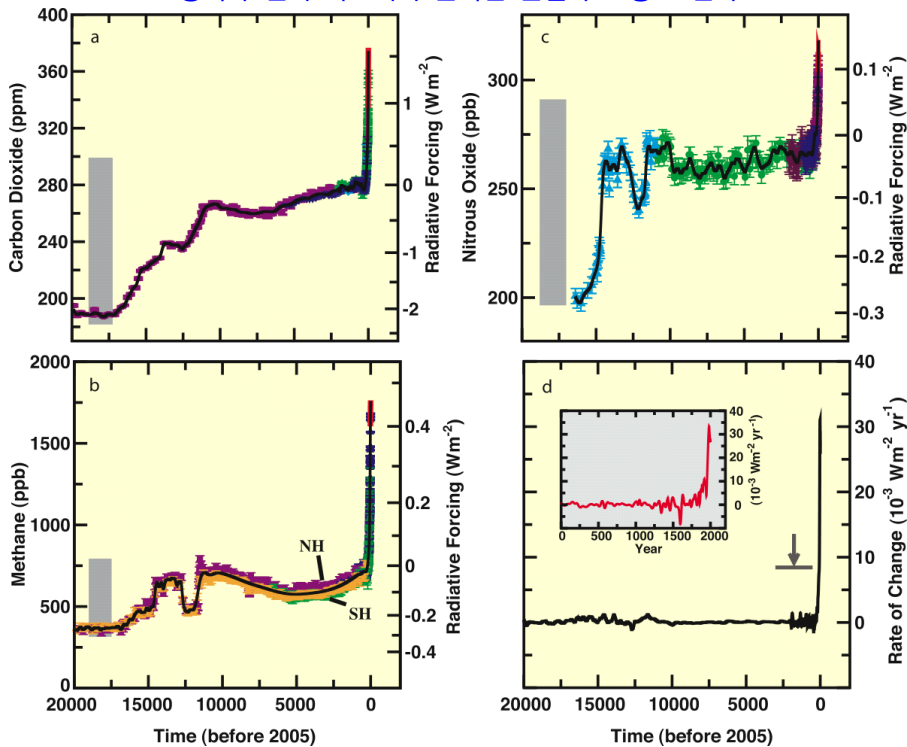


그림 TS.2. 남극과 그린랜드의 빙하 및 만년설 데이터(기호)와 직접적 대기 측정자료(붉은색 라인)로부터 재구성한 과거 2만년 동안의  $CO_2$ (a),  $CH_4$ (b),  $N_2O$ (c)의 농도와 복사강제력, 그리고 그것들의 복합 복사강제력의 변화율(d). 회색 막대는 과거 65만년에 대해 재구성된 자연적 변동량의 범위를 나타낸다. 복사강제력 변화율(그래프 d의 흑색 라인)은 그래프에서 굵은 선을 놓은 부분을 농도 데이터에 조정하여 계산된 값이다. 빙하 데이터에서 연대(age) 간격의 범위는 남극의 Law Dome과 같이 눈이 많이 쌓인 지점의 약 20년부터 남극의 Dome C와 같이 눈이 적게 쌓인 곳의 약 200년까지이다. 화살표는 인위적  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  데이터포인트를 눈이 적게 쌓인 Dome C 지점의 조건에 대응시켜 완만하게 했을 때의 복사강제력 최고 변화율이다. d 그래프에서 해상도를 높여 확대시킨 중앙의 Box에서 1600년 부근 복사강제력의 변화율이 마이너스인 것은 Law Dome 기록에서  $CO_2$ 가 약 10 ppm 감소한 때문이다. {그림 6.4}

대기 CO<sub>2</sub> 농도는 산업화 이전에는 280 ppm이었으나 2005년에는 379 ppm으로 증가하였다. 산업화 이전 8000년 동안에는 대기 CO<sub>2</sub>가 겨우 20 ppm 변화했다. 그 기간에는 수십 년~1백 년 동안의 변화량이 10 ppm 미만이었고 원인은 주로 자연적 과정 때문일 가능성이 있다. 그러나 1750년 이후로 CO<sub>2</sub> 농도가 거의 100 ppm 증가했다. CO<sub>2</sub>의 경우 지난 10년 동안의 증가율(1995~2005년 기간의 평균: 1.9 ppm/yr)이 대기측정이 연속적으로 직접 시작된 이후의 증가율(1960~2005년 평균: 1.4 ppm/yr)보다 높다. {2.3, 6.4, 6.5}

산업화 이전 시대부터 대기 CO<sub>2</sub>의 증가는 복사강제력의 +1.66±0.17 W m<sup>-2</sup> 증가율을 제공했다. 이것은 이 보고서에서 고려된 모든 복사강제력 요소 중에서 가장 큰 기여도이다. 1995년부터 2005년까지 10년 동안 대기의 CO<sub>2</sub> 증가율은 CO<sub>2</sub>의 복사강제력을 20% 증가시켰다. {2.3, 6.4, 6.5}

대기 CO<sub>2</sub> 증가의 주범은 화석연료 사용에서 배출된 CO<sub>2</sub>와 토지사용 변화로 인해 식물과 토양 탄소에서 배출된 CO<sub>2</sub>이다. 1750년 이후 인위적 CO<sub>2</sub> 배출량의 약 2/3는 화석연료 연소에서 나왔고 약 1/3은 토지사용 변화에서 비롯된 것으로 추정된다. 이 CO<sub>2</sub>의 약 45%는 대기에 잔류하였으나 약 30%는 해양에 흡수되었고 그 나머지는 육지 생물권에 의해 흡수되었다. 대기에 배출된 CO<sub>2</sub>의 약 절반은 30년에 걸쳐 제거되고 몇 세기에 걸쳐 추가로 30%가 제거된다. 나머지 20%는 일반적으로 수천 년 동안 대기에 잔존한

다. {7.3}

최근 몇 십 년 동안 CO<sub>2</sub> 배출량은 계속 증가했다 (그림 TS.3 참고). 화석연료 사용으로 인한 지구전체 연간 CO<sub>2</sub> 배출량<sup>3)</sup>은 1990년대에 평균 6.4±0.4 GtC/yr에서 2000~2005년에는 7.2±0.3 GtC/yr로 증가했다. 토지사용 변화로 인한 CO<sub>2</sub> 배출량의 추정치는 1990년대에 평균 0.5~2.7 GtC/yr, 중심값 1.6 Gt/yr였다<sup>4)</sup>. 표 TS.1은 최근 몇 십 년 동안의 CO<sub>2</sub> 공급량 추정치를 보여준다. {2.3, 6.4, 7.3, FAQ 7.1}

1980년대 이후, CO<sub>2</sub>는 자연적 흡수과정에 의해 육지 생물권 (표 TS.1에서 토지에 의한 설명미상의 제거량)과 해양에서 인위적 배출량의 약 50%가 제거되었다 (표 TS.1에서 화석연료 사용으로 인한 CO<sub>2</sub> 배출량과 토지사용 변화로 인한 플럭스). 이 제거과정은 대기 CO<sub>2</sub> 농도와 기후변화의 영향을 받는다. 해양과 육지생물권에 의한 흡수의 규모는 서로 비슷하지만 육지생물권에 의한 흡수가 좀 더 가변적이다. 육지생물권에 의한 흡수는 1980년대보다 1990년대에 약 1 GtC/yr 높았다. 관측 자료를 보면 표층 해양의 용존 CO<sub>2</sub> 농도(pCO<sub>2</sub>)는 거의 모든 곳에서 점점 증가하였고 대체로 대기 CO<sub>2</sub> 증가 양상을 따랐다. 그러나 지역적, 시간적으로 차이가 크다. {5.4, 7.3}

육지 생물권에서 탄소의 흡수저장은 식물 성장과 재조림 및 제거의 변화로 인한 탄소 흡수량과 유기영양 생물의 흡수, 경작, 삼림벌채, 화재, 오염, 그리고 바이오매스와 토양에 영향을 주는 교란 요인들로 인한 탄소 배출량 간의 최종 차이에서 생긴다. 여러 지

**표 TS.1. 전지구적 탄소 수지(global carbon budget).** 관례적으로 양의 값은 대기에 유입된 CO<sub>2</sub> 플럭스(GtC/yr), 음의 값은 대기에 의한 흡수량(즉, CO<sub>2</sub> 제거량(CO<sub>2</sub> sink))을 나타낸다. 2004~2005년의 화석 CO<sub>2</sub> 배출량은 잠정 추정치에 기초했다. 이용 가능한 연구결과가 부족하기 때문에 토지-대기 간 순 플럭스와 세부 요소의 불확실성 범위는 65% 신뢰구간이며, 1년 주기 변동성은 포함되지 않았다 (7.3절 참고). NA는 이용 가능한 데이터가 없다는 의미다.

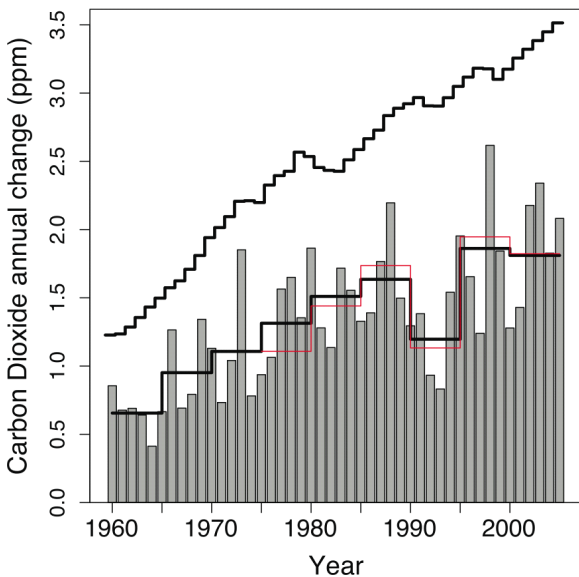
	1980년대	1990년대	2000~2005년
대기 중 CO <sub>2</sub> 증가량	3.3 ± 0.1	3.2 ± 0.1	4.1 ± 0.1
화석연료 사용으로 인한 배출량	5.4 ± 0.3	6.4 ± 0.4	7.2 ± 0.3
해양-대기 간 순 플럭스	-1.8 ± 0.8	-2.2 ± 0.4	-2.2 ± 0.5
토지-대기 간 순 플럭스	-0.3 ± 0.9	-1.0 ± 0.6	-0.9 ± 0.6
토지사용 변화로 인한 플럭스	1.4 (0.4~2.3)	1.6 (0.5~2.7)	NA
토지에 의한 설명미상의 제거량	-1.7 (-3.4~-0.2)	-2.6 (-4.3~-0.9)	NA

3) 화석 CO<sub>2</sub> 배출량에는 화석연료의 생산, 분배, 소비와 시멘트 생산으로부터의 배출이 포함된다. 1 GtC의 배출량은 3.67 GtCO<sub>2</sub>에 해당한다.

4) 7.3절에 설명한 바와 같이, 토지사용 변화에 따른 배출량의 불확실성 범위와 그로 인한 총 탄소순환 수지의 불확실성 범위는 65% 신뢰구간으로 주어질 수밖에 없다.

역에서 화재 빈도의 증가와 감소로 인해 순 탄소흡수량에 영향이 있었다. 아한대 지역에서는 최근 몇 십년 동안 화재로 인한 배출량이 증가한 것으로 보인다. 대기 데이터 네트워크를 사용하여 이것을 역추적한 연구들이 보고한 순 CO<sub>2</sub> 지표 플럭스 추정치를 보면, 북반구 중위도 지역에서는 토지에 의한 상당한 흡수가 있고 열대지방에서는 토지-대기 플럭스가 거의 영(0)에 가까워 열대지방의 삼림제거가 삼림 재생장에 의해 대체로 균형이 유지된다는 것을 암시한다. [7.3]

CO<sub>2</sub> 배출량과 증가량



**그림 TS.3.** 두 측정망의 자료에 근거한 지구평균 CO<sub>2</sub> 농도의 경년 변동(회색 막대)과 5년 평균 변동(붉은색과 흑색 계단형 실선). 5년 평균은 1972, 1982, 1987, 1997년의 강한 ENSO 현상으로 인한 단기간 섭동 (perturbations)을 평활화하여 구하였다. 붉은색 실선과 흑색 실선 간의 차이가 5년 평균의 불확실성이고, 0.15 ppm 수준이다. 맨 위의 계단 모양의 선은 모든 화석 CO<sub>2</sub> 배출량이 대기에 잔류하고 다른 CO<sub>2</sub> 배출량은 없다고 할 때의 연간 증가량이다. [그림 7.4]

대기 CO<sub>2</sub> 증가율의 단기(경년) 변동성은 주로 대기과 육지 생물권 간 CO<sub>2</sub> 플럭스의 변화에 의해 조절되고, 해양 플럭스의 변동에 의해서도 약간이긴 하지만 의미있는 수준의 조절이 이루어진다 (그림 TS.3 참고). 육지 생물권 플럭스의 변동성은 기후 변동의 영향을 받는다. 기후 변동은 식물이 성장하면서 CO<sub>2</sub>를 흡수하고 유기물질이 유기영양 생물의 호흡과 화재에 의해 CO<sub>2</sub>로 분해되어 대기로 반환되는 데 영향을 준다. 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation: ENSO) 현상은 토지 온도, 해수면 온도, 강수, 화재

를 통해 플럭스에 영향을 주기 때문에 대기 CO<sub>2</sub> 증가율의 경년 변동성의 주원인이 된다. [7.3]

대기 CO<sub>2</sub> 농도 증가가 대규모 육상 탄소흡수에 미칠 직접적 효과는 현재로서는 신뢰성 있게 정량할 수 없다. 대기 CO<sub>2</sub> 농도의 증가와 영양물 침적(비료 효과)은 식물생장을 자극할 수는 있다. 그러나 대부분의 실험 및 연구 결과를 보면 그런 반응은 비교적 한시적이고 물과 영양분의 가용성 같은 다른 효과와 강하게 연관된 것으로 보인다. 기후(온도와 습도)가 나무잔재와 토양의 유기영양 호흡에 미치는 영향을 연구한 실험과 연구들의 결과 역시 마찬가지로 모호하다. 기후변화가 탄소흡수에 미치는 효과에 대해서는 따로 TS.5.4절에서 설명한다. [7.3]

2005년의 메탄 농도는 약 1774 ppb로, 산업화 이전보다 두 배 이상 높았다. 대기의 메탄 농도는 지난 1만년 동안 580 ppb와 730 ppb 사이에서 서서히 변했으나 지난 2세기 동안에는 약 1000 ppb 증가하여 오늘날까지 8만년 중에서 가장 빠른 증가를 보였다. 메탄 증가율은 1970년대 후반과 1980년대 초반에는 최대 1%/yr 이었으나, 1990년대 초반부터는 상당히 감소하였고, 1999~2005년 6년 동안에는 증가율이 거의 0에 가까웠다. 메탄 농도의 증가는 배출량이 제거량보다 많을 때 일어난다. 최근에 메탄 증가율이 감소한 것은 배출량이 제거량과 대략 비슷하다는 것을 시사하는데, 이것은 주로 메탄이 수산화기(OH)에 의해 산화되었기 때문이다. 3차 평가 후에 두 가지 미량물질 (메틸 클로로포름과 <sup>14</sup>CO)를 이용하여 시작된 연구들은 수산화기의 지구적 농도에서 의미있는 장기적 변화는 없었다고 보고한다. 따라서 대략 1993년 이후로 대기의 메탄 증가율 속도가 둔화된 것은 총 배출량이 거의 일정한 상태에서 농도가 평형에 도달하고 있기 때문일 가능성이 있다. (2.3, 7.4, FAQ 7.1)

산업화 이전 시대부터 증가한 대기의 메탄 농도는 +0.48 ± 0.05 W/m<sup>2</sup>의 복사강제력을 제공했다. 온실가스들 중에서 이러한 메탄의 강제력은 CO<sub>2</sub> 다음으로 큰 규모다. [2.3]

현재 대기의 메탄 수준은 계속되는 인위적 메탄 배출로 인한 것이며, 인위적 배출량이 자연배출량보다 많은 상태다. 메탄의 총 배출량은 농도 관측과 제거율 추정을 통해 알아낼 수 있다. 총 배출량과는 달



리 개별 메탄 발생원의 배출량은 쉽게 정량화 되지 않는다. 메탄 발생원은 대부분 유기물이며, 습지, 반추동물, 쌀농사, 바이오매스 연소, 소량이지만 화석 연료 관련 배출을 비롯한 산업적 발생원이 있다. 메탄 발생원에 대한 지식, 과거 65만년 동안 메탄의 자연적인 낮은 농도 범위(그림 TS.1), 1750년 이후 메탄농도의 극적인 증가를 종합해보면, 관측된 장기적 메탄농도 변화는 인간의 활동 때문일 가능성이 높다. {2.3, 6.4, 7.4}

대기의 메탄농도는 지난 15년 동안 증가율이 감소한 것 외에도, 증가율의 경년 변동이 심했는데 그 원인은 아직 완전히 밝혀지지 않았다. 1996년부터 2001년까지 경년 변동성에 가장 많이 기여한 것은 습지와 바이오매스 연소에서 나온 메탄인 것으로 보인다. 몇몇 연구결과에 따르면 습지의 메탄 배출은 온도에 매우 민감하고 수문학적 변화에 의해서도 영향을 받는다. 이용 가능한 모델 추정들은 모두 미래에는 기후 변화로 인해 습지 메탄의 배출이 증가할 것이고 그런 양성 피드백 효과의 크기는 지역에 따라 차이가 있을 것임을 보여준다. {7.4}

2005년의  $N_2O$  농도는 319 ppb로, 산업화 이전보다 약 18% 높았다.  $N_2O$ 는 지난 몇 십 년 동안 거의 선형적으로 1년에 약 0.8 ppb씩 증가했다. 빙핵 데이터를 보면 대기의  $N_2O$  농도 변화량은 산업화가 시작되기 전 11,500년 동안에는 약 10 ppb 미만이었다. {2.3, 6.4, 6.5}

산업화 이전 시대부터 증가된  $N_2O$ 는 현재  $+0.16 \pm 0.02 \text{ W m}^{-2}$ 의 복사강제력을 제공하고 있으며, 그런 증가는 주로 인간의 활동, 특히 농사와 그에 관련된 토지사용의 변화가 원인이다. 총  $N_2O$  배출량의 약 40%가 인위적 배출량이라는 것이 현재의 추정이지만 개별 발생원 추정치는 상당한 불확실성을 안고 있다. {2.3, 7.4}

### TS.2.1.3 대기의 할로카본(halocarbon), 성층권 오존, 대류권 오존 및 그 외 가스의 변화

CFCs와 HCFCs(hydrochlorofluorocarbons)는 순전히 인위적으로만 발생하고 매우 다양하게 응용되는 온실가스이다. 이 두 가스는 몬트리올 의정서가 발효된 이후 단계적 사용폐지에 의해 배출량이 감소하였고, 대기의 CFC-11과 CFC-113 농도는 자연적 제거

과정에 의해 현재 감소하는 중이다. 3차 평가보고서 후에 극지방 만년설 핵 (firn core)을 관측한 덕분에 현재 이들 온실가스의 일부에 대해서는 시계열 정보가 이용 가능해졌다. 대기의 CFCs와 HCFCs 농도 증가의 원인은 산업적 발생원이라는 것이 빙핵 데이터와 현장(in situ) 데이터를 통해 확인되었다. {2.3}

몬트리올 의정서에 적용되는 가스들은 2005년에  $+0.32 \pm 0.03 \text{ W m}^{-2}$ 의 직접 복사강제력을 제공했고, CFC-12는 여전히 3번째 주요 장수명 복사강제력 요소이다. 그룹으로서 이 가스들은 장수명 온실가스인 까닭에 이들의 강제력이 총 강제력의 약 12%를 차지한다. {2.3}

교토 의정서에 적용되는 산업적 수소불화탄소 (hydrofluorocarbons: HFCs), 과불화탄소(perfluorocarbons: PFCs), 육불화황( $SF_6$ )의 농도는 상대적으로 낮지만 급속히 증가하고 있다. 이들의 2005년도 총 복사강제력은  $+0.017 \text{ W m}^{-2}$ 이었다. {2.3}

대류권 오존은 대기에 있는 전구물질의 화학적 반응에 의해 만들어지는 단수명 온실가스이며, 공간적, 시간적으로 변동이 크다. 측정과 모델링의 발달 덕분에 대류권 오존을 형성하는 화학적 전구물질들, 주로 일산화탄소, 아산화질소(발생원, 번개의 장기적 경향 포함), 포름알데히드를 더 많이 이해하게 되었다. 전반적으로 현재의 모델들은 기본 과정에 근거하여 현재 대류권 오존의 지구적 분포 특징을 성공적으로 설명해 낸다. 새로운 위성들과 현장 측정(in-situ measurements)은 그동안 장애물이 되었던 중요한 지구적 정보를 모델에게 제공한다. 그러나 이 모델들이 배출량이나 기후의 대규모 변화로 인한 오존 변화를 재현할 능력이 있는지, 그리고 20세기에 관측된 오존농도의 장기 경향을 시뮬레이션 한 것이 어느 정도 정확한지는 약간의 불확실한 면이 있다. {7.4}

대류권 오존의 복사강제력은  $+0.35[+0.25\sim+0.65] \text{ W m}^{-2}$ 로 추정되며, 과학적 이해수준은 중간이다. 이 복사강제력의 최적 추정치는 3차 평가보고서 때와 달라지지 않았다. 관측 자료를 보면, 지난 몇 십 년 동안 대류권 오존은 여러 지역에서 부호와 규모가 변하는 경향을 나타냈으나 한편으로 저위도 지역에서는 의미있는 상승 경향도 보인다. 산업화 이전부터의 대류권 오존 증가로 인한 복사강제력을 연구한 모델들은 3차 평가보고서 때의 모델들에 비하여 복잡성

과 통합성이 높아졌다. {2.3, 7.4}

**대류권 오존의 변화는 공기질과 기후변화에 관련 있다.** 여름철 낮 동안의 오존 농도가 온도와 강한 상관관계가 있다는 것을 보여주는 연구결과가 수없이 많다. 이 상관관계는 생물로부터 온도-의존성 휘발성 유기탄소의 배출, 질소산화물(NOx)의 창고역할을 하는 질산과산화 아세틸(peroxyacetylnitrate)의 열적 분해, 국지적 정체와 고온 간의 연관성에 의해 영향 받는 것으로 보인다. 1988년 여름에 이례적으로 뜨겁고 정체되었던 기상조건 때문에 그 해는 결국 미국 북동부 지역에서 지표 수준 오존이 가장 높은 해로 기록되었다. 2003년에 유럽에 닥친 여름철 열파 역시 예외적으로 높은 국지적 지표 오존 때문이었다. {Box 7.4}

**성층권 오존 파괴로 인한 복사강제력은 몬트리올 의정서 가스들에 의해 생긴다.** 이 복사강제력은 3차 평가 때보다는 다소 약하게  $-0.05 \pm 0.10 \text{ W m}^{-2}$ 로 평가되었고, 과학적 이해수준은 중간이다. 1980년대와 1990년대에 성층권 오존이 점점 심하게 고갈되던 경향은 더 이상은 일어나지 않고 있다. 그러나 지구 성층권 오존은 여전히 1980년대 값보다 약 4% 낮으며, 오존 회복이 시작되었는지 여부는 아직 확실하지 않다. 화학적 오존파괴 외에도, 동적 변화 역시 북반구 중위도 지역의 오존 감소에 기여했을지 모른다. {2.3}

**인간 활동에 의한 직접적 수증기 배출은 무시해도 될 정도로 복사강제력에 거의 기여하지 않지만 지구 평균기온이 증가함에 따라 대류권 수증기 농도가 증가하고 있다.** 이것은 핵심적인 피드백이기는 하나 기후변화의 강제력 요소는 아니다. 물 관개 등 인간 활동에 의해 대기에 직접적으로 배출된 물은 강제력 요소일 가능성은 있으나 자연적으로 발생한 대기 수증기의 1%에도 못 미친다. 화석연료 연소에 의해 수증기가 대기에 직접 주입되는 양은 농사활동에 의해 유입되는 양보다 상당히 적다. {2.5}

**화학적 수송 모델 연구에 근거하면, 메탄 산화로 인해 대류권 수증기가 증가하여 생기는 복사강제력은  $+0.07 \pm 0.05 \text{ W m}^{-2}$ 로 추정된다.** 과학적 이해수준은 낮다. 아직은 권계면 근처 수증기의 연직구조에 대한 메탄의 기여도가 불확실하기 때문이다. 복사강제력에 기여하는 성층권 수증기를 증가시킬 수 있는

인간 활동에 대해서는 거의 밝혀지지 않았다. {2.3}

## TS.2.2 에어러솔

**에어러솔의 직접 복사강제력은 전보다 훨씬 잘 정량되고 있으며, 3차 평가 이후로 이해수준이 가장 많이 진전된 부분이다.** 3차 평가 때 몇몇 요소들은 과학적 이해수준이 극히 낮았었다. 에어러솔의 복사강제력은 이번에 처음으로 제시된다. 모든 에어러솔 종류를 통틀어 에어러솔의 총 직접 복사강제력은  $-0.5 \pm 0.4 \text{ W m}^{-2}$ 로 제시되었고, 과학적 이해수준은 중저(medium-low) 수준이다. 대기 모델은 많이 발전하였고, 중요한 에어러솔 성분을 모두 포함하는 모델도 많다. 에어러솔마다 특성이 상당히 다르기 때문에 복사를 흡수하고 산란시키는 정도도 다르고, 순 냉각 또는 순 온난화 효과도 다를 수 있다. 주로 황산염, 유기탄소와 검댕, 질산염, 산업적 분진으로 구성된 산업적 에어러솔이 북반구의 여러 대륙지역에서 뚜렷이 나타나고 있다. 향상된 현장측정, 위성측정, 지표 측정(그림 TS.4 참고) 덕분에 지구 에어러솔 모델 시뮬레이션의 검증이 가능해졌다. 이런 향상을 통해 에어러솔의 총 직접 복사강제력을 처음으로 정량할 수 있게 되었고, 이것은 3차 평가 이후의 대표적인 진전이라 할만하다. 개별 에어러솔의 직접 복사강제력은 확실하진 않지만, 여러 모델로부터 황산염의 직접 복사강제력은  $-0.4 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$ , 화석연료 검댕은  $-0.05 \pm 0.05 \text{ W m}^{-2}$ ,  $+0.2 \pm 0.15 \text{ W m}^{-2}$ , 바이오매스 연소는  $+0.03 \pm 0.12 \text{ W m}^{-2}$ , 질산염은  $-0.1 \pm 0.1 \text{ W m}^{-2}$ , 광물 분진은  $-0.1 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$ 로 추정되었다. 빙핵에서 나온 데이터를 뒷받침하는 배출 인벤토리 연구 결과가 최근에 2건 발표되었는데 그 결과들은 인위적 황산염의 지구적 배출량이 1980~2000년에 감소하였고 황산염 강제력의 지리적 분포 역시 변화했다고 암시한다. {2.4, 6.6}

**바이오매스 연소, 질산염 및 광물분진의 에어러솔로 인한 직접 복사강제력의 추정치는 3차 평가보고서 때와 상당히 달라졌다.** 바이오매스 연소 에어러솔의 직접 복사강제력 추정치는 음의값에서 거의 0에 가까운 값으로 수정되었다. 구름 위에 생긴 이런 에어러솔 때문에 추정치도 큰 영향을 받은 것이다. 처음으로 질산염 에어러솔의 복사강제력이 제시되었다. 광물분진은 인위적 원인의 추정치가 감소되어 직



접 복사강제력의 범위도 감소되었다. {2.4}

인위적 에어러솔이 Water cloud에 끼치는 효과로 인해 간접적 구름 알베도 효과(indirect cloud albedo effect)가 생긴다(3차 평가보고서에서는 '1차 간접적 효과(first indirect effect)' 라고 표현되었음). 이것의 최적추정치는  $-0.7 [-0.3\sim-1.8] W m^{-2}$ 이며 이번에 처음으로 제시되었다. 3차 평가보고서 이후, 물 구름에 대한 알베도 효과의 지구적 모델 추정은 건수도 현격히 증가하고 평가 방식도 더욱 적극적이었다. 이 복사강제력은 더 많은 에어러솔을 포함시키고 에어러솔-구름 상호작용 과정을 더 상세히 다루는 다

중 모델을 통해 주로 추정되었다. 그러나 많은 수의 에어러솔을 포함시키거나 위성관측의 제약을 받는 모델연구에서 나온 결과들은 상대적으로 구름 알베도 효과가 낮은 경향이 있다. 3차 평가 이후의 발전과 진전, 강제력 추정치의 확산 감소에도 불구하고, 측정과 과정 모델링에는 여전히 큰 불확실성이 남아 있어 과학적 이해수준이 낮은 상태다. 그래도 3차 평가보고서 때의 매우 낮았던 이해수준 보다는 높다. {2.4, 7.5, 9.2}

이 외의 에어러솔 효과로는 구름 수명 효과(cloud lifetime effect), 준직접적 효과(semi-direct effect), 에어

### 총 에어러솔 광학깊이

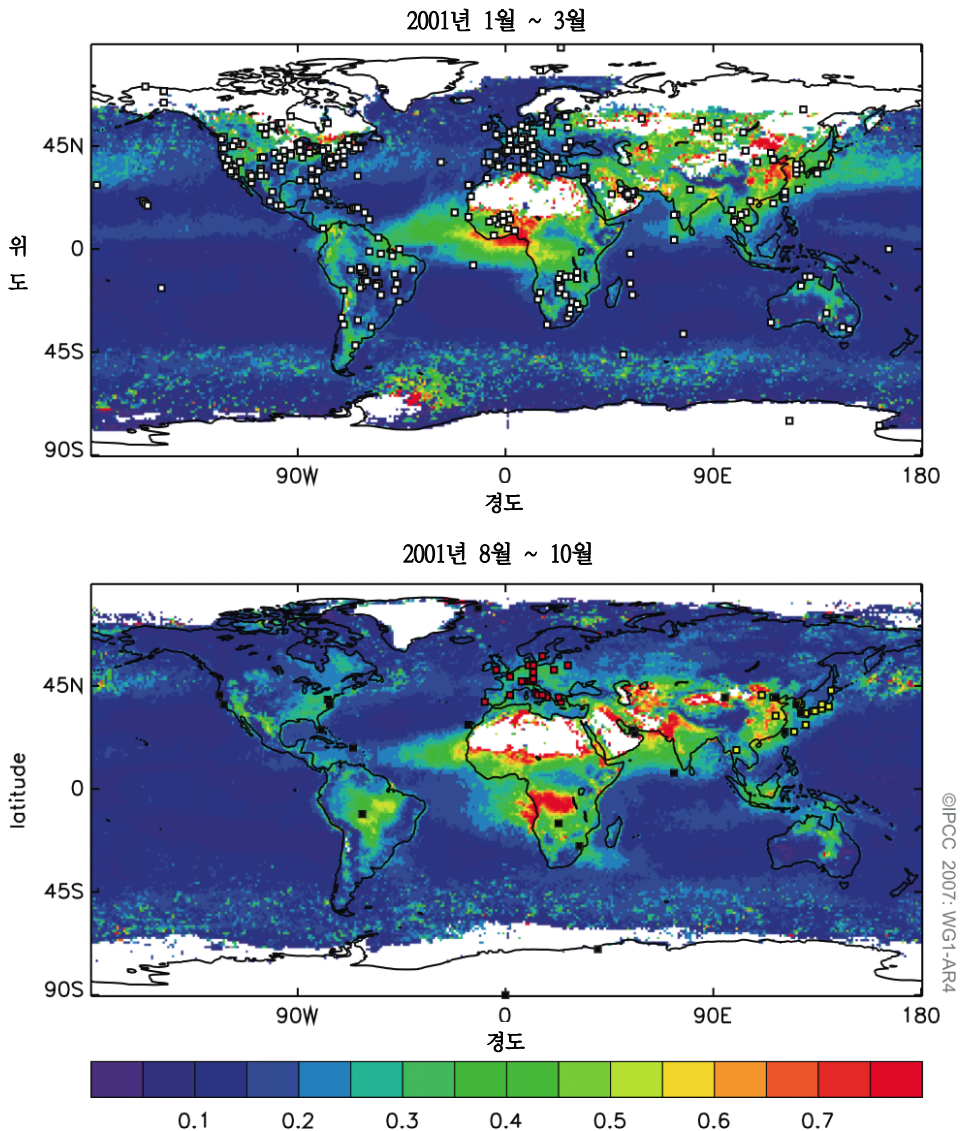


그림 TS.4. (위) 2001년 1~3월까지 위성을 통해 측정된 중간대 가시광선에서 총 에어러솔 광학 깊이 (자연 에어러솔+인위적 에어러솔로 인한 것). (아래) 2001년 8월~10월의 산업적 에어러솔과 바이오매스 에어러솔의 계절적 변화량. 위성측정 데이터를 지면에서 측정된 두 가지 측정치로 보완한 결과이다. 측정지점은 그래프에 표시되어 있다(자세한 내용은 2.4.2절 참고). {그림 2.11}

러솔-얼음구름 상호작용(aerosol-icecloud interaction) 이 있다. 이것들은 복사강제력보다는 기후반응에 속하는 것으로 간주된다. (2.4, 7.5)

### TS.2.3 비행운과 권운, 토지사용 및 그 외 효과

전 세계의 항공기로 인해 형성되는 지속적인 선형 비행운은  $+0.01$  [ $+0.003 \sim +0.03$ ]  $W m^{-2}$ 의 복사강제력을 제공하고, 이에 대한 과학적 이해수준은 낮다. 이 최적 추정치는 3차 평가보고서의 추정치보다 작는데, 비행운 커버가 새로이 관측되고 비행운의 광학 깊이 추정치가 낮아졌기 때문이다. 확산되는 비행운의 순 강제력에 관해서는 아직 최적추정치가 제시된 바 없다. 비행운의 순 강제력이 권운의 양에 끼치는 영향과 항공기 에어러솔의 지구적 효과가 배경 구름 량에 끼치는 영향은 아직 밝혀지지 않았다. (2.6)

인간에 의한 토지피복도 변화는 지구전체 지표 알베도를 증가시켜  $-0.2 \pm 0.2$   $W m^{-2}$ 의 복사강제력을 유발했다. 이 강제력은 3차 평가 때와 동일한 수치다. 과학적 이해수준은 중-저 수준이다. 눈에 침적된 검댕 에어러솔은 지표 알베도를 감소시킨다. 그로 인해  $+0.1 \pm 0.1$   $W m^{-2}$ 의 복사강제력을 제공하는 것으로 추정되지만 이에 대한 과학적 이해수준은 낮다. 3차 평가보고서 이후에, 더 나은 기법을 사용하고 평가에서 피드백을 배제하고 대규모 관측치를 훌륭히 결합시키며 토지사용 변화에 따른 강제력을 무수히 추정하였다. 이 추정의 불확실성으로는 현대의 식생과 역사적 상태에 대한 매핑(mapping) 및 특성분석, 지표 복사 과정의 모수(parameter) 결정, 모델 내 기후변수의 편향이 있다. 눈 속에 검댕입자가 존재하면 눈의 알베도가 감소되고 플러스 강제력이 생긴다. 또한 눈이 녹는 데 영향을 줄 수도 있다. 검댕이 눈에 들어가는 방식과 결과적인 광학적 특성에 관련된 불확실성은 크다. (2.5)

토지사용 변화가 기후에 끼치는 영향은 일부 지역에서는 국지적으로 중요할 것으로 예상되지만 온실가스로 인한 온난화와 비교하면 지구적 규모로는 적은 수준이다. 인간 활동으로 인한 토지 표면의 변화(식생, 토양, 물)는 복사, 운량, 지표 거칠기, 지표온도를 변화시켜 지역 기후에 상당한 영향을 줄 수 있다. 식생피복의 변화도 지역적 규모로 지표의 에너지 및 물 균형에 큰 영향을 줄 수 있다. 이 효과들은 비

복사 과정(복사강제력을 통해 정량될 수 없다는 의미도 됨)에도 관련 있고, 과학적 이해수준은 극히 낮다. (2.5, 7.2, 9.3, Box 11.4)

인위적 에너지 생산으로 인한 열의 배출은 도시지역에서는 중요할 수 있지만 지구 전체적으로는 의미 있는 정도는 아니다. (2.5)

### TS.2.4 태양활동과 화산분출로 인한 복사강제력

총 일사량 연속감시 데이터는 현재까지 28년 동안의 데이터가 축적되었다. 데이터는 유의미한 장기적 경향 없이 태양 순환의 최소부터 최대까지 0.08% 차이가 나는 안정적인 11년 주기의 발광을 보여준다. 새 데이터는 태양활동의 변화에 관련된 태양 스펙트럼 플럭스 변화를 보다 넓은 파장범위에 걸쳐 더 정확히 정량하였다. 고성능 중첩(overlapping) 측정을 사용한 진보된 교정술 역시 이해를 높이는 데 기여했다. 태양 물리에 대해 현재 이해된 것과 발광 변동성의 원인을 생각해보면 태양활동 최소기를 포함해 과거 두 번의 태양 순환 동안 상당한 수준의 발광이 있었을 것이다. 현대의 발광 변동성의 주요 원인으로 알려진 것은 태양의 흑점(복사가 국소적으로 고갈되는 조그맣고 어두운 부분)과 흰 반점(복사가 국소적으로 강해지는 넓고 밝은 부분)이다. (2.7)

1750년 이후 태양 활동의 변화로 인한 직접적 복사강제력의 추정치는  $+0.12$  [ $+0.06 \sim +0.3$ ]  $W/m^2$ 로서 3차 평가보고서 추정치의 절반보다 작고, 과학적 이해수준은 낮다. 복사강제력이 전보다 작게 추정된 것은 1610년 (마운더 극소기: Maunder Minimum) 이후 태양 발광의 장기적 변화를 지자기, 우주선 및 항성 프록시(Proxy) 자료가 필요치 않은 태양 자기플럭스(solar magnetic flux) 변동 모델을 사용하여 새로이 재구성하고, 최근의 태양 변동성 및 그것과 물리적 과정의 관계에 대한 이해도가 높아지고, 태양과 비슷한 항성들의 변동이 재평가되었기 때문이다. 덕분에 과학적 이해수준이 3차 평가보고서의 극히 낮은 수준에서 낮은 수준으로 높아지긴 하지만, 장기간 태양 변동성의 직접 관찰이 없고 이해도가 불완전하기 때문에 불확실성은 여전히 높다. (2.7, 6.6)

태양에 의해 조율되는 태양광에 의한 대기 이온화와 지구 평균 저층 구름 사이에 경험상 연관성이 있다는 보고가 있으나 태양의 체계적인 간접 효과에 대

**한 증거는 모호하다.** 대류권에 도달할 만큼 충분한 에너지를 가진 은하계 태양광이 구름의 응축핵 수를 변경시키고 그리하여 구름의 미시물리적 특성(물방울 수와 농도)을 변경시켜 대류권 에어러솔의 간접적 구름 알베도 효과와 유사한 구름형성 과정의 변화를 유발하고 기후에 대한 간접적 태양 강제력을 유발할 수 있다는 주장이 제기되었다. 연구들은 특정 지역, 제한된 구름 종류, 제한된 기간을 사용해 구름과의 다양한 상관관계를 조사했으나 우주선의 시계열은 1991년 이후의 총 운량이나 1994년 후의 저층 운량과 일치하지 않는 것으로 보인다. 게다가 입증된 물리적 메커니즘이 없고 구름 커버의 변화에 영향을 주는 다른 원인 요소들 때문에 은하계 태양광으로 인한 에어러솔 변화와 구름 형성 사이의 연관성은 명확하지 않다. {2.7}

**화산폭발은 성층권의 황산염 에어러솔 농도를 크게 증가시킨다. 한 번의 분출로도 지구평균 기후를 몇 년 동안 냉각시킬 수 있다.** 화산 에어러솔은 성층권과 지표/대류권의 복사 에너지 수지 및 기후를 단발적으로 섭동시키는데, 빙핵에서 관측되는 황산염과 온도 기록에서 과거의 많은 현상이 뚜렷이 나타난다. 상당량의 물질을 성층권으로 유입시킬 만했던 피나투보 화산의 1991년 분출 이후로 화산폭발 사례는 없다. 그러나 이 1991년 피나투보 화산 분출보다 더 큰 화산분출이 발생할 수는 있고, 그런 분출은 더 큰 복사강제력과 더 장기적인 기후계 냉각을 가져올 수도 있다. {2.7, 6.4, 6.6, 9.2}

### TS.2.5 순 지구 복사강제력, 지구 온난화 가능성 및 강제력 패턴

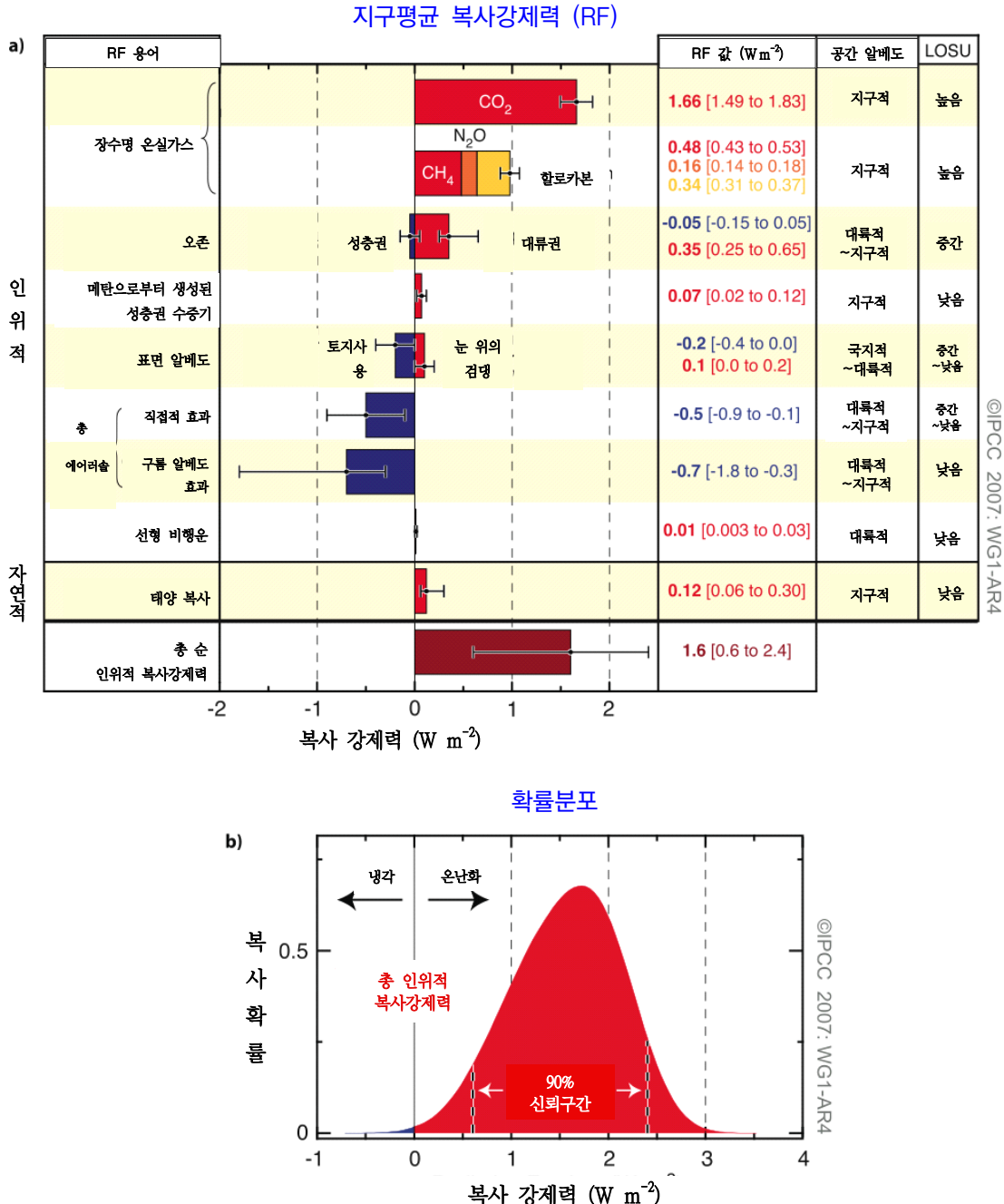
3차 평가보고서 이후, 기후 온난화와 냉각화에 미치는 인간의 영향에 대한 이해가 향상되어 1750년 이후 인간활동의 영향은  $+1.6$  [ $+0.6 \sim +2.4$ ]  $W m^{-2}$ 의 순 플러스(+) 강제력으로 매우 높은 신뢰성 속에 추정되

었다. 3차 평가보고서 이후, 강제력 메커니즘에 대한 이해가 높아지고 정량이 향상됨으로써 통합된 순 인위적 복사강제력을 처음으로 도출할 수 있었다. 각 강제력 요인의 구성분의 값과 해당 불확실성과 결합하면 그림 TS.5와 같은 결합 인위적 복사강제력 추정치의 확률분포가 나온다. 가능성이 가장 높은 값은 일사 변화로부터 추정된 복사강제력보다 약 한 자리 수가 크다. 이 추정치의 범위는  $+0.6 \sim +2.4 W m^{-2}$ 이므로 인간활동으로 인한 기후계의 순 +복사강제력에 대한 신뢰성은 매우 높다. 장수명 온실가스의 강제력을 모두 합하면  $+2.63 \pm 0.26 W m^{-2}$ 으로, 복사강제력 구성요소 중에서 가장 지배적 요소이고 과학적 이해 수준도 가장 높다. 이외는 달리 에어러솔의 총 직접 효과, 구름의 알베도 효과, 지표의 알베도 효과는 마이너스 강제력을 제공하고, 이해도는 더 낮으며 불확실성은 더 크다. 순 추정치의 범위는 마이너스 강제력 요소에 의해 증가하는데 마이너스 요소는 플러스 요소보다 불확실성이 크다. 구름 알베도 효과 추정에서는 불확실성의 성격 때문에 눈에 띄게 비대칭적인 분포가 된다. 분포는 구조적 불확실성(예: 구성분 값의 극단, 복사강제력 메커니즘에서 가중치 부재, 정량화되지 않은 설명할 수 없는 복사강제력일 가능성)과 통계적 불확실성(예: 구성분의 불확실성을 기술하는 분포 종류에 대한 가정)을 갖는다. {2.7, 2.9}

**지구온난화지수(Global Warming Potential: GWP)는 여러 장수명 온실가스 배출량의 잠재적 기후영향을 비교하는 데 유용한 척도이다(표 TS.2 참고).** 지구온난화지수는 특정 기간(예: 100년) 동안 단위질량 펄스배출에서 오는 통합 복사강제력을 비교한 것으로, 여러 온실가스 배출량으로 인한 잠재적 기후변화를 비교하는 한 가지 방법이다. 지구온난화지수 개념은 단수명 물질의 영향을 평가하는 데는 부적당하다고 알려져 있다. {2.10}

여기서 고려된 실제 강제력의 크기와 범위에 관하여, 지구평균 복사강제력과 지구평균 지표온도 반응 사이에는 대략 선형관계가 있음을 암시하는 증거가 있다. 복사강제력의 공간 패턴은 강제력 요소에 따라

다른데 기후반응의 공간적 분포는 일반적으로 강제력의 부호와 일치하지 않을 것으로 예상된다. 기후반응의 공간적 패턴은 대체로 기후과정과 피드백에 의해 조절된다. 예를 들어 해양빙하-알베도 피드백은



**그림 TS.5.** (a) 강제력 요소 및 메커니즘의 2005년 지구평균 복사강제력(RF)과 90% 신뢰구간. 우측의 RF값 칼럼은 최적추정치와 신뢰구간, 공간스케일 칼럼은 강제력의 전형적인 지리적 범위, 과학적 이해수준 (LOSU) 칼럼은 2.9절에 설명한 과학적 신뢰수준을 나타낸다. 메탄, N<sub>2</sub>O, 할로카본(할로겐화탄소)에 대한 오차는 통합시켰다. 순 인위적 복사강제력과 그 범위도 표시하였다. 일부 요소는 불확실성 범위가 비대칭적이어서 그것들을 추가하면 최적추정치와 불확실성 범위를 구할 수 없다. 위 그림에 표시된 값들은 2.9절에서 설명한 몬테카를로 기법을 사용해서 구하였다. 여기 포함되지 않은 강제력 요소는 과학적 이해수준이 매우 낮은 것으로 간주되는 것들이다. 화산 에어러솔도 추가로 자연 강제력을 제공하긴 하지만 일시적으로 발생하므로 자연강제력에 포함되지는 않는다. 선형 비행운의 범위에는 비행이 구름량에 미칠지 모를 다른 영향은 포함되어 있지 않다. (b) (a)에 표시된 모든 인위적 강제력요소의 지구평균 복합적 복사강제력의 확률분포. 각 구성요소의 최적추정치와 불확실성을 결합하여 계산되었다. 분포는 음(-)의 강제력 요소에 의해 상당히 연장되고 있는데 음의 강제력요소는 플러스 강제력보다 불확실성이 크다. {2.9.1, 2.9.2; 그림 2.20}



고위도 반응을 강화하는 경향이 있다. 반응의 공간적 패턴은 육지와 해양 지역 간의 열적 관성(thermal inertia) 차이에 의해서도 영향을 받는다. {2.8, 9.2}

**복사강제력이 대기 구조나 대기 순환에 영향주기 좋은 구조이면 복사강제력에 대한 반응패턴이 상당히 바뀔 수 있다.** 모델링 연구와 데이터 비교 자료는 중위도~고위도 순환패턴은 화산분출 같은 강제력에 의해 영향 받을 가능성이 있다고 암시하는데 이 강제력은 북반구 극진동(Northern Annular Mode; NAM)과

북대서양 진동(North Atlantic Oscillation; NAO)의 변화와 관련 있었다(3.1절과 Box TS.2 참고). 시뮬레이션 결과 역시 에어러솔, 특히 검댕 에어러솔이 흡수 되면 지표에 도달하는 태양복사가 감소될 수 있고, 대기가 지역적 규모로 온난화되면서 기온의 연직분포와 대규모 대기순환에 영향이 있을 수 있음을 암시한다. {2.8, 7.5, 9.2}

표 TS.2. CO<sub>2</sub> 기준으로 각 가스의 수명, 복사효율 및 직접적 (메탄 제외) 지구온난화지수 (GWP) {표 2.14}

산업용 명칭 혹은 일반명칭	화학식	수명 (년)	복사효율 (Wm <sup>-2</sup> ppb <sup>-1</sup> )	주어진 기간 동안의 지구온난화지수			
				SAR † (100년)	20년	100년	500년
이산화탄소	CO <sub>2</sub>	아래 참고 <sup>a</sup>	<sup>b</sup> 1.4x10 <sup>-5</sup>	1	1	1	1
메탄 <sup>c</sup>	CH <sub>4</sub>	12 <sup>c</sup>	3.7x10 <sup>-4</sup>	21	72	25	7.6
아산화질소	N <sub>2</sub> O	114	3.03x10 <sup>-3</sup>	310	289	298	153
<b>몬트리올 의정서에 의해 규제되는 물질</b>							
CFC-11	CCl <sub>3</sub> F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC-12	CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC-13	CClF <sub>3</sub>	640	0.25	10,800	14,400	14,400	16,400
CFC-113	CCl <sub>2</sub> FCClF <sub>2</sub>	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC-114	CClF <sub>2</sub> CClF <sub>2</sub>	300	0.31	8,040	10,000	10,000	8,730
CFC-115	CClF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1,700	0.18	5,310	7,370	7,370	9,990
Halon-1301	CBrF <sub>3</sub>	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
Halon-1211	CBrClF <sub>2</sub>	16	0.3	4,750	1,890	1,890	575
Halon-2402	CBrF <sub>2</sub> CBrF <sub>2</sub>	20	0.33	3,680	1,640	1,640	503
사염화탄소	CCl <sub>4</sub>	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
메틸브롬	CH <sub>3</sub> Br	0.7	0.01	17	5	5	1
메틸클로로포름	CH <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	5	0.06	506	146	146	45
HCFC-22	CHClF <sub>2</sub>	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC-123	CHCl <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC-124	CHClF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC-141b	CH <sub>3</sub> CCl <sub>2</sub> F	9.3	0.14	2,250	725	725	220
HCFC-142b	CH <sub>3</sub> CClF <sub>2</sub>	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC-225ca	CHCl <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1.9	0.2	429	122	122	37
HCFC-225cb	CHClF <sub>2</sub> CClF <sub>2</sub>	5.8	0.32	2,030	595	595	181
<b>수소불화탄소 (HFC)</b>							
HFC-23	CHF <sub>3</sub>	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC-125	CHF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC-134a	CH <sub>2</sub> FCF <sub>3</sub>	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC-143a	CH <sub>3</sub> CF <sub>3</sub>	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC-152a	CH <sub>3</sub> CHF <sub>2</sub>	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC-227ea	CF <sub>3</sub> CHFCF <sub>3</sub>	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC-236fa	CF <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC-245fa	CHF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7.6	0.28	3,380	1,030	1,030	314
HFC-365mfc	CH <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	8.6	0.21	2,520	794	794	241
HFC-43-10mee	CF <sub>3</sub> CHFCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500
<b>과불화 화합물 (PFC)</b>							
육불화황	SF <sub>6</sub>	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
삼불화질소	NF <sub>3</sub>	740	0.21	12,300	17,200	20,700	20,700
PFC-14	CF <sub>4</sub>	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC-116	C <sub>2</sub> F <sub>6</sub>	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200

표 TS.2. (계속)

산업용 명칭 혹은 일반명칭	화학식	수명 (년)	복사효율 ( $Wm^{-2}ppb^{-1}$ )	주어진 기간 동안의 지구온난화지수			
				SAR † (100년)	20년	100년	500년
PFC-218	C <sub>3</sub> F <sub>8</sub>	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C <sub>4</sub> F <sub>8</sub>	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3-1-10	C <sub>4</sub> F <sub>10</sub>	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4-1-12	C <sub>5</sub> F <sub>12</sub>	4,100	0.41		6,510	9,160	13,300
PFC-5-1-14	C <sub>6</sub> F <sub>14</sub>	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9-1-18	C <sub>10</sub> F <sub>18</sub>	>1,000 <sup>d</sup>	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
삼불화메틸	SF <sub>5</sub> CF <sub>3</sub>	800	0.57		13,200	17,700	21,200
<b>불화 에테르 (Fluorinated ethers)</b>							
HFE-125	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	136	0.44		13,800	14,900	8,490
HFE-134	CHF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	26	0.45		12,200	6,320	1,960
HFE-143a	CH <sub>3</sub> OCF <sub>3</sub>	4.3	0.27		2,630	756	230
HCFE-235da2	CHF <sub>2</sub> OCHClCF <sub>3</sub>	2.6	0.38		1,230	350	106
HFE-245cb2	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	5.1	0.32		2,440	708	215
HFE-245fa2	CHF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	4.9	0.31		2,280	659	200
HFE-254cb2	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	2.6	0.28		1,260	359	109
HFE-347mcc3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.2	0.34		1,980	575	175
HFE-347pcf2	CHF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7.1	0.25		1,900	580	175
HFE-356pcc3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	0.33	0.93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	C <sub>4</sub> F <sub>9</sub> OCH <sub>3</sub>	3.8	0.31		1,040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	C <sub>4</sub> F <sub>9</sub> OC <sub>2</sub> H <sub>5</sub>	0.77	0.3		207	59	18
HFE-43-10pccc124 (H-Galden 1040x)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OC <sub>2</sub> F <sub>4</sub> OCHF <sub>2</sub>	6.3	1.37		6,320	1,870	569
HFE-236ca12 (HG-10)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	12.1	0.66		8,000	2,800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	6.2	0.87		5,100	1,500	460
<b>과불화 에테르 (Perfluoropolyethers)</b>							
PFPME	CF <sub>3</sub> OCF(CF <sub>3</sub> )CF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	800	0.65		7,620	10,300	12,400
<b>탄화수소와 기타 화합물-직접적 효과</b>							
디메틸에테르	CH <sub>3</sub> OCH <sub>3</sub>	0.015	0.02		1	1	<<1
메틸렌	chloride	0.38	0.03		31	8.7	2.7
메틸	chloride	1.0	0.01		45	13	4

각주:

† UNFCCC에 보고하기 위해 사용된 IPCC 제2차 평가보고서 (IPCC Second Assessment Report) (1995) 참조

<sup>a</sup> CO<sub>2</sub> 반응함수는 10장에서 설명하고 있는 Bern Carbon cycle 모델의 수정본 (Bern2.5CC: Joos 외. 2001)의 것을 사용하여 배경 CO<sub>2</sub> 농도는 378 ppm을 적용한다. 시간 경과에 따른 순간 배출 CO<sub>2</sub>의 분해는  $a_0 + \sum_{i=1}^3 a_i \cdot e^{-t/\tau_i}$ 로 주어지며,  $t < 1,000$ 년 일 때,  $a_0 = 0.217$ ,  $a_1 = 0.259$ ,  $a_2 = 0.338$ ,  $a_3 = 0.186$ ,  $\tau_1 = 172.9$ 년,  $\tau_2 = 18.51$ 년, 그리고  $\tau_3 = 1.186$ 년이다.

<sup>b</sup> CO<sub>2</sub>의 복사효율은 TAR에서 제안된 IPCC (1980) 단순식을 사용하고, 배경농도는 새로 수정된 378 ppm, 섭동은 +1 ppm로 하여 계산한다 (2.10.2절 참고).

<sup>c</sup> CH<sub>4</sub>의 섭동 수명은 TAR에서와 마찬가지로 12년이다 (7.4절 참고). CH<sub>4</sub>의 지구온난화지수에는 오존과 성층권 수증기의 증가에서 오는 간접적 효과가 포함된다(2.10절 참고).

<sup>d</sup> 가정된 수명 1000년은 하한이다.



오존, 에어러솔 직접적 효과, 에어러솔-구름 상호 작용 및 토지사용에 관련된 복사강제력의 공간적 패턴은 불확실성이 상당히 크다. 이것은 장수명 온실가스에 관한 복사강제력의 공간적 패턴의 상대적으로 높은 신뢰성과와는 대조적이다. 남반구는 북반구보다 에어러솔 농도가 낮기 때문에 남반구의 순 플러스 복사강제력은 북반구보다 클 수 있다. {2.9}

### TS.2.6 지표 강제력과 수문 순환

관측치와 모델 결과들은 지표에서 복사 플럭스의 변화가 지표의 열 수지와 수분 수지에 영향을 주고 수문학적 순환에도 영향을 끼친다는 것을 보여준다. 최근의 연구결과들을 보면, 일부 강제력 요소는 구름과의 상호작용을 통해 다른 강제력 요소와는 다른 식으로 수문 순환에 영향을 줄 수 있다. 다른 강제력 요소보다 특히 에어러솔의 변화가 강수와 기타 수문 순환 측면에 영향을 주었을 수 있다. 지표에 침적된 에너지는 증발과 현열 전달에 직접적으로 영향을 준다. 즉석에서 일어나는 지표의 복사 플럭스 변화(이하 '지표 강제력(surface forcing)')는 지표의 열 수지 및 수분 수지의 변화, 그에 동반되는 기후변화를 이해하는 데 유용한 진단 도구다. 그러나 복사강제력과는 다르게 이것은 평형 지구평균 지표온도 변화에 대한 여러 요소의 영향을 정량적으로 비교하는 데는 사용되지 못한다. 북반구에서 순 복사강제력과 지표강제력의 적도-극 경도는 서로 다르고, 북반구와 남반구 간에도 차이가 있다. {2.9, 7.2, 7.5, 9.5}

## TS.3 기후변화 관측

본 4차 평가는 지구적, 지역적 기후변화의 경향, 변동성 및 과정에 대한 이해도를 높이기 위해 대기, 바다, 빙권, 대기순환 변화 같은 현상까지 고려하여 지구 기후계의 변화를 평가한다. 아래 기술한 바와 같이 직접적 방법을 활용한 관측기록은 기간이 가변적인데 지구 기온 추정은 1850년부터 출발한다. 이 장에서는 극단적인 날씨와 기후의 관측결과를 고찰하고 관측된 극단적 변화를 설명한다. 포괄적 파악을 가능하게 해주는 기후변수들 간 변화의 일관성도 설명한다. 마지막으로, 장기 스케일(최대 수백만 년)의

기후변화 정보를 얻기 위해 보통 간접적인 프록시(proxy) 자료를 사용하는 고기후 정보를 평가한다.

### TS.3.1 대기의 변화: 관측기록

이 4차 평가는 지구평균, 남/북반구 평균, 육상 및 해상 변화, 그리고 위도, 경도, 고도에 따른 경향 분포를 분석한다. 3차 평가보고서 이후, 관측과 교정술의 향상, 자세한 분석방법, 확장된 시계열을 통해 대기 온도, 강수, 습도, 바람, 순환을 비롯해 기후변화를 더 심층적으로 분석할 수 있었다. 극한기후(extreme climate)는 핵심적으로 표현해야 할 기후 변동성이고, 이 4차 평가는 열파, 가뭄, 집중호우, 열대성 저기압(허리케인과 태풍 포함)을 비롯한 많은 종류의 극단적 현상에서 보이는 변화를 더 잘 통찰할 수 있도록 새로운 데이터를 담고 있다. {3.2~3.4, 3.8}

더욱이 3차 평가보고서 이후, 얼마나 많은 계절적, 장기적 변화가 기후변동성 패턴에 의해 설명될 수 있는가를 이해하는 데서 상당한 진전이 있었다. 이 패턴들은 내부 상호작용에서 비롯되고, 육지와 바다의 대기, 산, 온도상승의 변화에 대한 차별적 영향에서 비롯된다. 그것들의 반응은 대기의 대규모 파장에 연관된 대기 원격상관(atmospheric teleconnections)을 통해 물리적 원인이 상당히 제거된 지역에서도 종종 발견된다. 지역적 이상기후(climate anomaly)와 그것들이 지구적 규모에서는 달라지는 이유를 이해하기 위해서는 지배적인 기후변동성 패턴에 연관된 기온 및 강수 이상을 이해하는 것이 필수적이다. 폭풍 진로의 변화, 제트 기류, 탁월한 저지고기압(preferred blocking anticyclone), 몬순 변화 역시 이런 탁월한 변동성 패턴에 관련하여 발생한다. {3.5-3.7}

#### TS.3.1.1 지구 평균기온

2005년과 1998년은 지구 지표온도 기록에서 1850년 이래 가장 더운 해였다. 1998년의 지표 온도는 심각했던 1997~1998년 엘니뇨로 인해 상승했지만 2005년만큼 강한 이상온도를 보이지는 않았다. 지난 12년(1995~2006년) 중 11년 - 1996년은 제외 - 은 1850년 이래 기록상 가장 더운 해였다. {3.2}

지구 평균 지표온도는 1950년 이후로 계속 증가했다. 갱신된 100년 경향(1906~2005년)  $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ 는 3차 평가보고서 시기(1901~2000년)의 100년 온난화 경향  $0.6^{\circ}\text{C} \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 보다 높아졌다. 1850~1899년 기간에서 2001~2005년 기간까지 총 기온상승 폭은  $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$ 이다. 지난 50년간의 평균 온난화속도 ( $0.13^{\circ}\text{C} \pm 0.03^{\circ}\text{C}$ )는 과거 100년 간 속도의 거의 두 배이다. 지구적 스케일의 추정 3가지 모두 일관된 온난화 경향을 보인다. 육지 데이터와 해양 데이터 사이에도, 해수면 온도(SST)와 야간 해양기온 사이에도 일관성이 나타난다(그림 TS.6 참고) {3.2}

최근의 연구결과들을 보면, 도시화와 토지사용 변화가 지구 기온에 끼치는 효과는 반구 및 대륙 평균에 관해서는 무시할만한 수준이다(육지에서는 10년에  $0.006^{\circ}\text{C}$  미만, 바다에서는 0이다). 모든 관측치는 잠재적 편향을 수정하기 위해 데이터 품질관리와 일관성 검사를 받는다. 도시지역에서 나타난 국지적 효과는 사용된 육지 기온데이터에서 잘 설명된다. 도시화와 토지사용의 영향은 그동안 관측된 광범위한 해양 온난화와는 관련 없다. 도시의 열섬효과도 강수, 구름, 일교차(Diurnal Temperature Range: DTR)에 영향을 준다는 증거가 점점 증가하고 있다. {3.2}

지구 평균 일교차는 감소를 멈췄다. 3차 평가보고서는 1950~1993년 기간에 대략  $0.1^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 의 일교차 감소를 보고했었다. 갱신된 관측치를 보면, 일교차는 1979년부터 2004년까지 변하지 않았고, 주간 온도와 야간 온도 모두 동일한 속도로 상승했다. 이 경향은 지역에 따라 매우 차이가 있다. {3.2}

라디오존데와 위성의 저층 및 중간층 대류권 온도 측정자료를 새로이 분석한 결과, 1958~2005년과 1979~2005년에 두 층의 온난화 속도는 각각의 불확실성 범위 내에서 서로 일치하고, 지표온도 기록과도 일치하였다. 3차 평가보고서에서 언급된 불일치는 대부분 이것으로 해결된다(그림 TS.7). 라디오존데 기록은 지표 기록보다 공간적으로 완전치 못하다. 또한 많은 라디오존데 데이터세트가 열대지역에 관해서는 신뢰성이 떨어진다는 것을 암시하는 증거가 증가하고 있다. 위성에 탑재된 MSU (Microwave Sounding Unit)와 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) 복사계의 1979년 이후 측정치로부터 추정된 여러 대류권 온도경향에는 불일치가 존재하며, 모든 추정에

잔류오차가 있을 가능성이 있다. 그러나 3차 평가보고서 이후, 위성의 위치 변동, 궤도 붕괴, 지역 교차 시간의 이동(일주기 효과)을 조정함으로써 경향 추정이 상당히 향상되었고 데이터세트 간의 차이도 줄었다. MSU 채널2에 대한 성층권의 영향이 해명된다면 위성의 대류권 온도기록은 지표온도 경향과 대체로 일치할 것으로 보인다. MSU를 이용한 대류권 온도 추정치의 범위가  $0.12 \sim 0.19^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 인 것에 비해 여러 데이터 세트에서 1979년 이후 지구 지표온난화 범위는  $0.16^{\circ}\text{C} \sim 0.18^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 이었다. 열대 지방에서는 지표에서부터 대류권의 많은 부분까지 고도가 올라갈수록 온난화가 증가하고 성층권에서는 뚜렷이 냉각이 일어나며 대류권계면에서 고도가 올라갈수록 냉각되는 경향이 있다. {3.4}

조정된 라디오존데, 위성 및 재분석을 통해 추정된 성층권 온도는 모두 일치하고, 1979년 이후로  $0.3 \sim 0.6^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 의 냉각을 보이고 있다(그림 TS.7 참고). 장기적 라디오존데 기록(1958년까지 거슬러 올라간) 역시 성층권의 냉각을 나타내고 있지만 기기의 불확실성이 상당히 크다. 냉각속도는 1979년 후부터 증가하였으나 최근 10년 동안에는 느려졌다. 존데의 변동은 아직 고려되지 않았기 때문에 라디오존데 기록은 성층권 냉각을 과대평가했을 가능성이 있다. 중요한 화산분출에 이어 일어나는 성층권 온난화 때문에 경향은 단조롭지 않다. {3.4}

### TS.3.1.2 기온, 순환 및 관련 변수의 변화의 공간적 분포

남반구와 북반구 모두 육지 지역의 표면온도가 바다 지역보다 빠르게 온난화 되었다. 유효한 장기 데이터를 보면, 과거 20년 간 육지가 해양보다 상당히 더 빠른 속도로 온난화 되었다(10년 동안 약  $0.27^{\circ}\text{C}$  vs  $0.13^{\circ}\text{C}$ ). {3.2}

온난화는 지난 30년 동안 지구 전체에서 광범위하게 일어났고, 북반구에서 위도가 높을수록 더 현저했다. 가장 심한 온난화는 북반구에서 겨울(12~2월)과 봄(3~5월)에 일어났다. 지난 100년 동안 북극의 평균 기온은 지구의 나머지 지역의 거의 두 배 속도로 상승했다. 그러나 북극 기온은 매우 심하게 변한다. 북극에서는 현재와 거의 비슷하게 따뜻한 약간 긴 온난기가 1925년부터 1945년까지 관측되었다. 그러나 그

것은 지구 전체적인 범위가 아니었기 때문에 그 지리적 분포는 최근 온난화 분포와는 차이가 있었을 것으로 보인다. {3.2}

지구 기온 경향

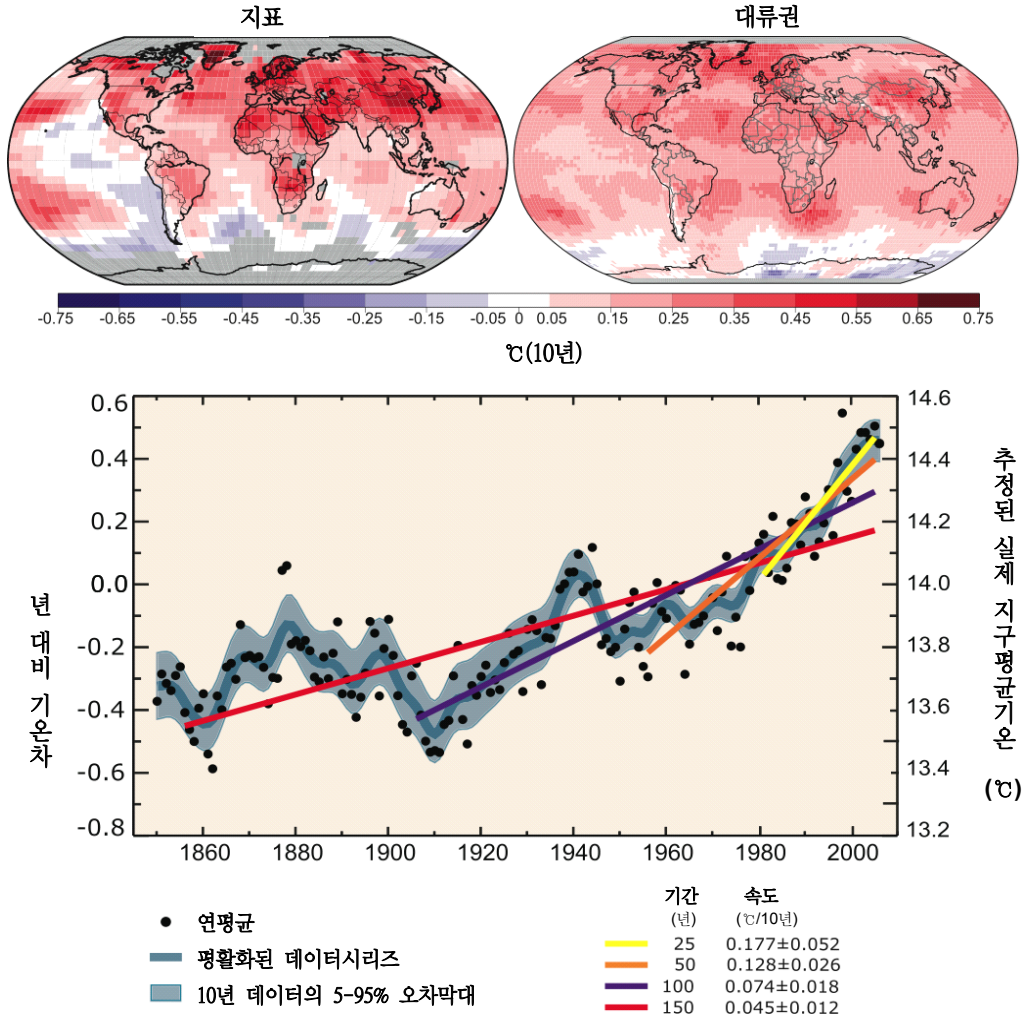


그림 TS.6. (위) 1979~2005년에 대해 전지구적으로 추정된 지표온도(좌)와 대류권온도(우, 위성자료 이용)의 선형 변화 패턴. 회색은 데이터가 불완전한 지역을 의미한다. (아래) 데이터에 선형적으로 적합화시킨 지구평균 연간기온(흑색 점). 왼쪽 축은 1961~1990년 대비 기온 편차(°C), 오른쪽 축은 추정된 실제온도(°C)이다. 최근 25년(노랑색), 50년(주황색), 100년(다홍색), 150년(빨강색) 동안의 선형경향을 표시하였다. 완만한 곡선(파란색)은 10년 변동치(부록 3.A 참고)이며 그 주변의 열은 파란색 선은 90% 오차범위이다. 1850~1899년 기간부터 2001~2005년 기간까지 총 온도상승폭은 0.76°C±0.19°C였다. {FAQ 3.1, 그림 1}

편서풍이 극지로 이동하면서 강화되는 등 대규모 대기순환의 장기적 변화가 있다는 증거가 있다. 지역적 기후 경향은 기후계의 대기, 바다, 그 외 다른 요소들의 순환과 상호작용의 변화를 반영하면서 지구 평균과는 매우 다를 수 있다. 적어도 1979년부터 1990년대 후반까지 거의 계절마다 더 강한 중위도 편서풍 최대시기가 남반구와 북반구 모두에서 발생했고, 그에 대응하는 대서양 남부 한대전선대 제트류가 극지 쪽으로 자리 이동했다는 기록이 있다. 북반구에서 편서풍 세기의 증가는 해양에서 대륙으로의 흐름

을 변화시키고, 중위도와 고위도 지역에서 관측된 폭풍 진로, 관련 강수 패턴, 온도 경향의 겨울철 변화에 관련된 주요 요인이 된다. 바람과 파고의 분석결과는 재분석 기록이 시작되는 1970년대 후반부터 1990년대 후반까지 북반구 온대성 폭풍에서 생긴 변화에 대한 재분석 기반의 증거를 뒷받침 한다. 이 변화들은 대류권 전체와 하층 성층권에서 겨울에 극 회오리가 강해지는 경향을 동반한다. {3.2, 3.5}

지역적 기후변화는 기후변동성의 탁월한 패턴에 관련 있는데 탁월한 패턴의 세기와 단계의 특징이 되



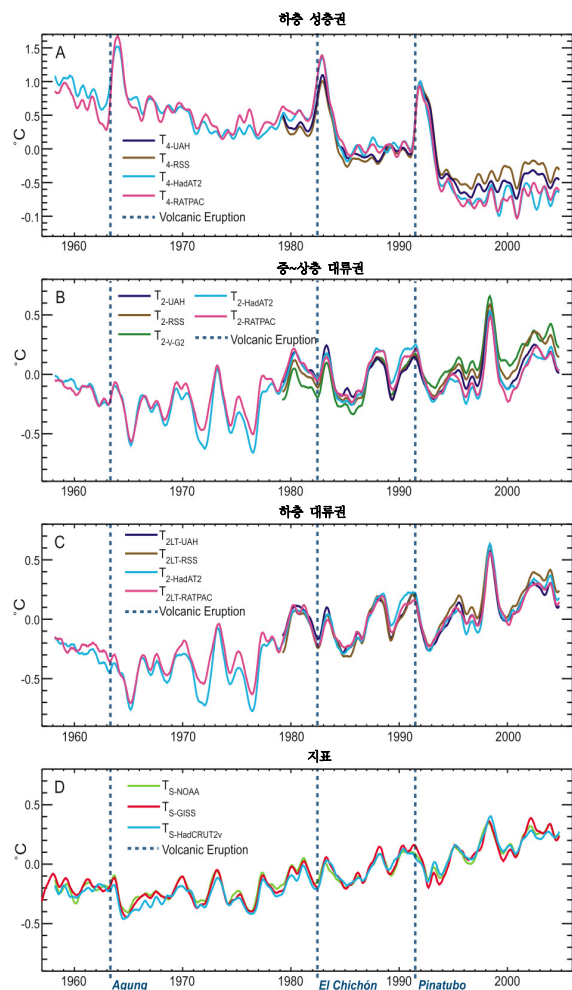
는 지표들의 출현이 변하는 것이라고 말할 수 있다. 모든 시간 스케일에서 북대서양의 편서풍과 폭풍경로의 변동이 중요하다고 자주 언급되었는데 이 변동은 NAO(Box TS.2에서 이것과 탁월한 패턴에 대한 설명을 참고)로 설명할 수 있다. 남반구와 북반구에서 반구별로 평균화된 편서풍의 변동 특징이 최근 각각의 ‘극진동(Annular Modes)’, 즉 NAM(Northern Annular Modes)와 SAM(Southern Annular Modes)에 의해 설명되었다. 관측된 변화들은 순환이 탁월한 패턴에 관련된 구조 쪽으로 변화되는 것이라고 말할 수 있다. 북대서양에서 중위도 편서풍이 증가한 것 역시 NAO나 NAM 중의 하나를 반영하는 것이라고 볼 수 있다. 몇 십 년 주기의 변동성도 대서양의 대기와 해양에서 나타난다. 남반구에서, 1960년대부터 현재까지 SAM 증가에 관련된 순환의 변화는 남극 반도에서 일어난 강한 온난화와 관련 있고, 정도는 덜하지만 남극대륙에서 부분적으로 일어난 냉각과도 관련 있다. 태평양에서는 해양-대기 상호작용의 변화도 관측되었다. 전지구적 경년 변동성의 지배적 모드는 ENSO이지만 ENSO가 덜 나타나는 경우도 있었다. 1976~1977년의 이상기후는 태평양 10년 진동(Pacific Decadal Oscillation; PDO)이 점점 엘니뇨 현상화 되어 가고 ENSO 발생이 변화된 것에 관련 있는데, 열대 몬순 지역 대부분을 포함해서 많은 지역에 영향을 주었다. 한 예로, 북미에서는 ENSO와 태평양-북미(Pacific-North America) 원격상관에 관련된 변화가 아메리카 대륙 전체에 걸쳐 대조적인 변화를 일으켰던 것으로 보인다. 서부지역이 동부지역보다 더 온난화되었는데 그동안 동부지역에서는 구름이 더 많이 끼고 비가 더 많이 왔다. 20세기에 태평양권에서는 상당히 낮은 빈도로 대기 변동이 있었고 약화된 기간이 연장(1900~1924; 1947~1976) 되었을 뿐 아니라 순환도 강해졌다(1925~1946; 1977~2003). {3.2, 3.5, 3.6}

**기온 극값들의 변화는 온난화와 일치하고 있다.** 관측치를 보면, 서리 발생일의 수가 중위도 지역에서 폭 넓게 감소하고, 최고기온을 보이는 날의 수(온난일과 온난한 밤의 상위 10%)는 증가하며, 일최저기온을 보인 날의 수(한랭일과 한랭한 밤의 상위 10%)는 감소한 것을 보여준다(Box TS.5). 가장 두드러진 변화는 한랭한 밤(Cold night)에 대한 것인데, 데이터가 존재하는 모든 지역(육지의 76%)에서 1951~2003

년 동안 한랭한 밤이 감소했다. {3.8}

**열파는 20세기 후반이 시작되던 무렵에 증가했다.** 2003년 여름에 서부 및 중부 유럽에 발생했던 기록적인 열파는 최근의 이례적인 극단적인 기상현상의 한 예이다. 그 해 여름(6~8월)은 관측기록이 시작된 1780년경 이후로 가장 무더웠다(이전의 최고 무더위 기록인 1807년보다 1.4℃ 높았다). 유럽에서 육지 표면의 봄철 건조는 극단적인 2003년 기온의 발생에 중요한 요인이었다. 다른 지역에서도 열파의 발생빈도와 발생기간이 증가했다고 암시하는 증거가 있다. 여름 동안 열대 육지에서 관측되는 건조함과 고온 사이의 매우 강한 상관관계는 기후 조절에서 수분이 수행하는 중요한 역할을 부각시킨다. {3.8, 3.9}

### 기온 관측치



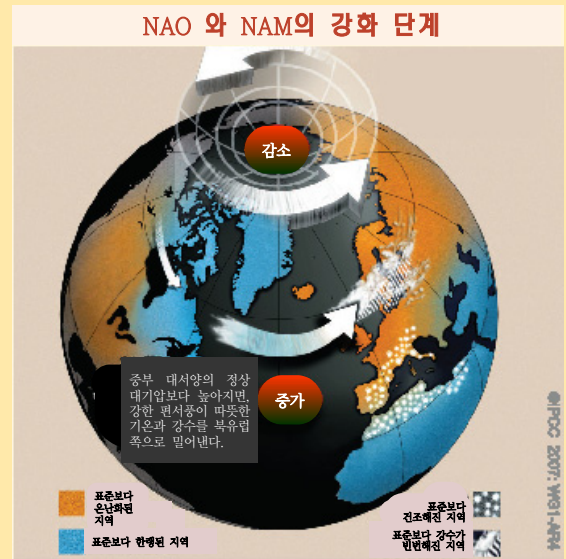
**그림 TS.7.** 관측된 지표(d), 하층 대류권(c), 중~상층 대류권(b), 하층 성층권(a) 기온의 1979~1997년 대비 월평균 기온 편차. 데이터는 7개월 관측 평균 필터로 평활하게 하였다. 점선은 중요한 화산분출이 있었던 시기를 나타낸다. {그림 3.17}

Box TS.2: 기후변동성 패턴 (모드)

대기 및 기후 변동성의 분석결과에 의하면, 이것은 탁월한 변동성 패턴의 지표(index)의 진폭과 부호가 변동하는 것이라고 설명할 수 있다. 이 지표들 중에서 가장 많이 알려진 것들은 아래와 같다.

- 엘니뇨-남방 진동(ENSO): 대기와 적도 태평양의 결합 변동으로, 주로 2년~약 7년 동안 일어난다. 타히티(Tahiti)와 다윈(Darwin)의 해면기압 변화의 차이와 적도태평양 중부와 동부의 SST를 통해 측정된다. ENSO는 전지구적 원격상관(teleconnection)이 있다.
- 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation; NAO): 아이슬란드 저기압과 아조레스(Azores) 고기압의 세기, 그리고 그 사이에서 주로 겨울에 부는 편서풍의 척도가 된다. 북대서양 진동은 폭풍 진로, 기온, 강수가 북대서양에서 유라시아 쪽으로 변동하는 데 관련 있다(Box TS.2, 그림 1 참고)
- 북반구 극진동(Northern Annular Mode; NAM): 북극의 낮은 해면기압과 강한 중위도 편서풍이 특징인 패턴의 진폭이 겨울에 변동하는 현상이다. 북반구 극진동은 북극 회오리와 관련 있어 성층권에 영향을 준다.
- 남반구 극진동(Southern Annular Mode; SAM): 남극의 낮은 해면기압과 강한 중위도 편서풍이 특징인 기후패턴이 변동하는 것이다. NAM과 비슷하지만 SAM은 연중 내내 존재한다는 것이 다르다.
- 태평양-북미(Pacific-North American; PNA) 패턴: 대류권의 이상 고기압과 이상 저기압이 아열대 서태평양에서 북미 동부해안 쪽으로 확장되는 대기의 대규모 변동.
- 태평양 10년 진동(Pacific Decadal Oscillation; PDO): 북태평양 SST의 척도로, 알류산 저기압의 깊이에 대한 북태평양 지표(North Pacific Index; NPI) 척도와 강한 상관관계가 있다.

변동성의 이 모든 탁월한 패턴이 어느 정도까지 기후계의 진짜 모드로 간주될 수 있는가가 현재 연구의 주제이다. 그러나 이 패턴들은 예상보다 더 큰 폭으로 강제력에 지역적 반응을 할 수 있다는 증거가 있다. 관측된 20세기 기후변화의 많은 것들은 이들 패턴의 변화라고 바꿔 말할 수 있다. 따라서 기후모델이 이것들을 시뮬레이션 해낼 수 있는 능력이 중요하고(TS.4절, Box TS.7 참고), 이 패턴에 관련된 변화와 내부 변동성 혹은 인위적 기후변화의 관련 정도를 고려해야 한다. {3.6, 8.4}



Box. TS.2. 그림 1. NAO와 NAM의 강화단계에 관련된 변화. 기압과 바람의 변화를 강수 변화와 함께 나타냈다. 붉은색은 평소보다 더워진 지역, 파랑색은 평소보다 기온이 낮아진 지역의 의미한다.

공간적으로 소규모인 토네이도, 우박, 번개, 먼지 폭풍 등의 현상에 경향이 존재하는지 여부를 결정할 증거로는 충분치 않다. {3.8}

TS.3.1.3 물 순환의 변화: 수증기, 구름, 강수, 열대성 폭풍

대류권의 수증기는 증가하고 있다 (그림 TS.8). 지표의 비습은 1976년 이후 육지와 해양의 온도상승과 밀접한 연관 속에 증가했다. 수증기 전량은 지구 전체 해양에서 1988년부터 2004년까지 10년 당 1.2±0.3%(95% 신뢰한계) 증가했다. 관측된 지역적 변화는 그 패턴과 양에서 SST 변화와 일치하고, 거의 일정한 상대습도에서 수증기 혼합비가 증가한다는 가정과 일치한다. 대기에 추가되는 수증기는 비가 되어

내릴 수 있는 수분이 증가한다는 의미이다. {3.4}

상층 대류권의 수증기도 증가하고 있다. 계측기의 한계 때문에, 복사에 중요한 상층 대류권에 있는 수증기의 장기적 변화는 평가하기 어렵다. 그러나 현재 이용 가능한 데이터는 지난 20년 동안 상층 대류권의 비습이 지구적으로 증가했다는 증거를 보여준다(그림 TS.8). 이 관측결과는 관측된 기온상승과 일치하며, 3차 평가보고서 이후의 중요한 진전을 의미한다. {3.4}

구름 변화는 ENSO에 의해 좌우된다. 대륙 DTR이 널리(도처에서는 아니고) 감소하는 것과 동시에 구름 양은 증가했다. 해양에서 총 구름 및 저층 구름 변화에 대하여 지표 관측치와 위성 관측치는 서로 일치하지 않는다. 그러나 1980년대부터 1990년대까지 대기

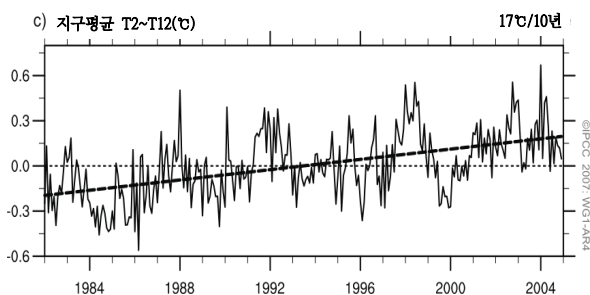
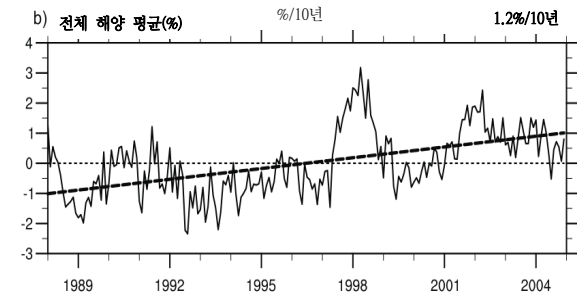
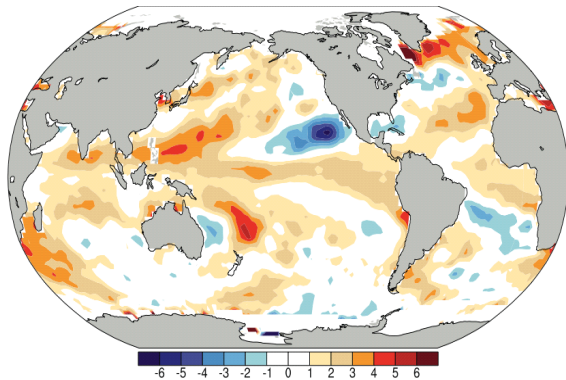
상부의 복사 변화는(아마도 부분적으로는 ENSO 현상과 관련 있을 것이다) 열대 상층부 구름 커버의 감소로 인한 것으로 보이며, 에너지 수지 변화와 관측된 해양 열용량의 변화와 일치한다. {3.4}

‘글로벌 디밍(global dimming)’은 범위가 전지구적이지는 않고 1990년 이후에는 일어나지 않았다.

지표에 도달하는 태양복사가 1970년부터 1990년까지 감소했다는 보고에는 도시 편이(urban bias)가 있다. 더욱이 대략 1990년부터는 태양복사가 증가했다.

### 대기의 수증기

a) 총 수증기량, 해양만 포함: 1988-2004년 경향



**그림 TS.8.** (a)강수 가능한 물의 양 (총 수증기량)의 1988~2004년 선형 경향, (b)선형 경향의 전체 해양에서 위 기간 대비 월간 편차, (c)상층 대류권 수증기증가의 지구평균 (80°N ~ 80°S) 복사 신호. 여러 위성의 1982~2004년 대비 월간 휘도온도차 (°C)로 표시했다. 점선은 주요 휘도온도의 선형경향 (°C/10년)을 의미한다. {3.4, 그림 3.20과 3.21}

인간 활동으로 인한 에어러솔 부하의 증가는 지역 공기질과 지표에 도달하는 태양복사를 감소시킨다. 동유럽 등 일부 지역에서 최근 이 효과의 역전현상(부호가 바뀐 것)이 관측된 것은 태양복사의 변화와 동시에 공기질이 개선된 것과 관련 있다. {3.4}

1990년부터 2005년까지 강수량의 장기적 경향이 여러 지역에서 관측되었다(그림 TS.9). 남북 아메리카, 북유럽, 북부 및 동부 아시아에서 상당한 강수량 증가가 관측되었다. 사헬, 지중해, 남아프리카, 남아시아 일부에서는 건조화가 관측되었다. 강수는 공간적, 시간적으로 차이가 컸다. 이 외 다른 권역에서는 뚜렷한 장기적 경향이 확정되지 않았다.<sup>5)</sup> {3.3}

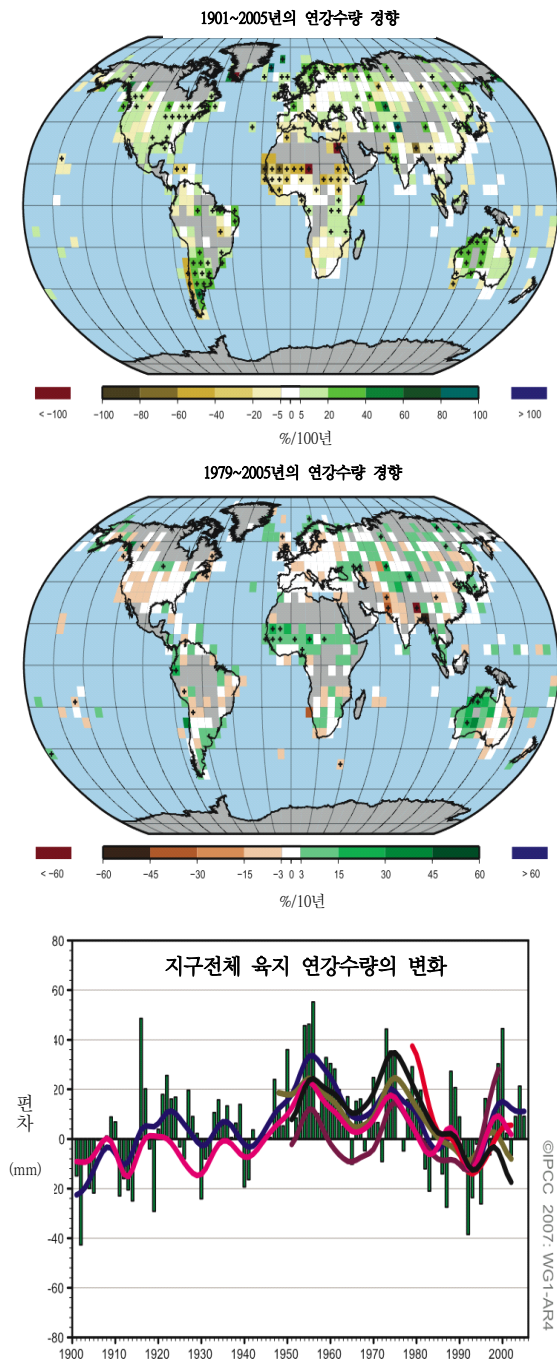
집중호우 빈도가 상당히 증가한 것이 관측되었다. 여러 지역에서, 심지어 총 강수량이 감소한 지역에서도 1950년 이후로 집중호우(95 퍼센타일 이상) 발생수가 증가했다. 강우가 점점 감소(50년에 1회)했다는 보고도 있으나 그 경향을 신뢰성 있게 평가할 데이터가 충분한 지역은 몇 군데에 불과하다(그림 TS.10 참고). {3.8}

북대서양 지역에서는 약 1970년 이후 강한 열대성 저기압 활동이 증가했다는 관측상의 증거가 있고 이것은 열대 SST의 증가와 상관이 있다. 데이터 품질이 우려되긴 하지만 다른 지역에서도 강한 열대성 저기압 활동이 증가한 것으로 보인다. 몇 십 년 주기의 변동성과 약 1970년에 위성관측이 시작되기 전의 열대 저기압 데이터의 품질 때문에 열대 저기압 활동의 장기 경향을 도출하는 것은 복잡하다. 그리고 열대 저기압의 연간 발생횟수도 경향이 뚜렷하지 않다. 열대 저기압의 잠재적 파괴력에 대한 추정들은 이것이 1970년대 중반 이후 상당한 심화 경향과 함께 수명은 더 길어지고 강도는 더 세지는 경향이 있음을 암시한다. 열대성 저기압의 발달에 영향을 주는 것으로 알려진 중요한 변수인 SST에도 명백한 경향이 보인다(그림 TS.11 참고). 열대성 저기압 총 발생수의 변동은 ENSO와 10년 변동성으로 인한 것이다. 이것 역시 열대성 폭풍의 발생 횟수와 경로를 재분포시킨다. 북대서양에서 허리케인 발생 수는 1995년부터 2005년까지 중 9년은 평균 이상(1981~2000년 기준)이었다. {3.8}

5) 이 지역들은 TAR의 지역전망 장(chapter)과 이 보고서의 11장에서 고려된 지역들이다.



지구평균 강수량



**그림 TS.9.** (위) 1901~2005년(%/100년)과 1979~2005년(%/10년)에 육지 연강수량의 선형경향 분포. 회색으로 표시된 지역은 신뢰성 있는 경향을 추정할 데이터가 부족한 곳이다. %는 1961~1990년 기간을 기준으로 산출했다. (아래)기준기간 1961~1990년 대비 1990 ~ 2005년의 지구전체 육지의 연강수량 변화. 완만한 곡선은 여러 데이터세트를 통합하여 산출한 10년 변동치이다(부록 3.A 참고). {3.3, 그림 3.12와 3.13}

전보다 더 강하고 장기적인 가뭄이 1970년 이후 여러 지역에서, 특히 열대지역과 아열대지역에서 관측되었다. 가뭄의 척도는 여러 가지가 있지만 많은 연구에서 주로 기온과 강수변화가 사용되었다.<sup>6)</sup> 높은 기온과 육지의 강수량 감소로 인해 건조지역이 증가하였으며, 이로 인해 이러한 변화를 가져다주었다.

TS.3.2 빙권의 변화: 관측기록

현재 육지의 10%는 얼음에 영구적으로 덮여 있고 남극과 그린란드 이외에서도 아주 소량이지만 얼음이 형성되고 있다. 바다 역시 연평균으로 대략 7%가 얼음에 덮인다. 한겨울에 북반구 육지의 대략 49%는 눈에 덮인다. 눈과 얼음의 중요한 특성 한 가지는 표면 알베도가 높다는 것이다. 일사량의 최고 90%가 눈에 덮이지 않은 바다나 숲에 의해 반사되기 때문에 눈과 얼음 피복도의 변화는 기후변화에서 중요한 피드백 메커니즘이다. 게다가 눈과 얼음은 효과적인 단열재이다. 눈으로 덮인 지역(snow cover)보다는 계절적으로 얼어붙는 지면이 훨씬 방대하고, 그런 동토의 존재는 에너지 및 수분 플럭스에 중요하다. 그러므로 동토는 에너지 및 기후 과정에서 중요한 역할을 한다. {4.1}

세계 담수의 약 75%는 빙권에 저장되어 있다. 지역적 규모에서, 산악 스노우팩(mountain snowpack), 빙하, 소규모 만년설의 변화는 담수 가용성에 중요한 역할을 한다. 얼음에서 물로의 변화는 특정 온도에서 일어나기 때문에 얼음은 충분한 온난화가 일어나면 돌연한 변화를 겪을 수 있는 기후계 요소이다. 3차 평가보고서 이후, 얼음의 변화를 비롯해 산악빙하 축소, 적설 지역 감소, 영구동토 및 동토의 변화, 북극 해양빙하 범위의 감소, 강설량 증가로 인한 그린란드 내륙 얼음층의 강화보다 해안 얼음층의 빠른 감소, 계절적 동토와 강 및 호수의 얼음 커버 감소 등에 대한 관측과 분석이 확대되고 향상되었다. 이것들을 이용하면 최근 해수면 변화에 대한 빙권의 기여도를 비롯해 빙권의 변화에 대한 이해를 높일 수 있다. 직접적으로 측정된 빙하 질량균형 데이터와 빙상 높이 관측치의 가용성 때문에 이 보고서는 1961년부터 현재까지 그리고 1993년부터 현재까지의 기간에 중점을 둔다. {4.1}

6) 이 보고서에서 고려된 가뭄 척도 중 하나인 팔머 가뭄지수(Palmer Drought Severity Index; PDSI)는 강수와 기온을 결합한 지수이다. PDSI에 풍속, 태양복사, 구름량, 수증기는 포함되지 않지만 강수량을 사용한 척도보다 우수하다.

연강수량 경향

1951~2003년 최고 강우일의 연강수량 기여도 경향 (%/10년)

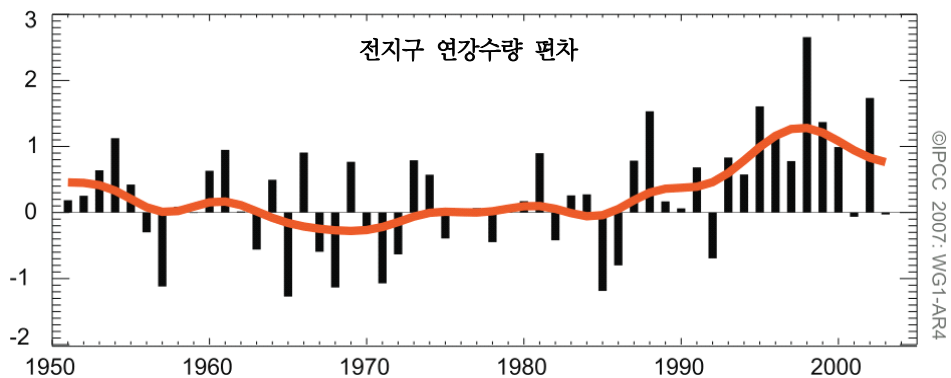
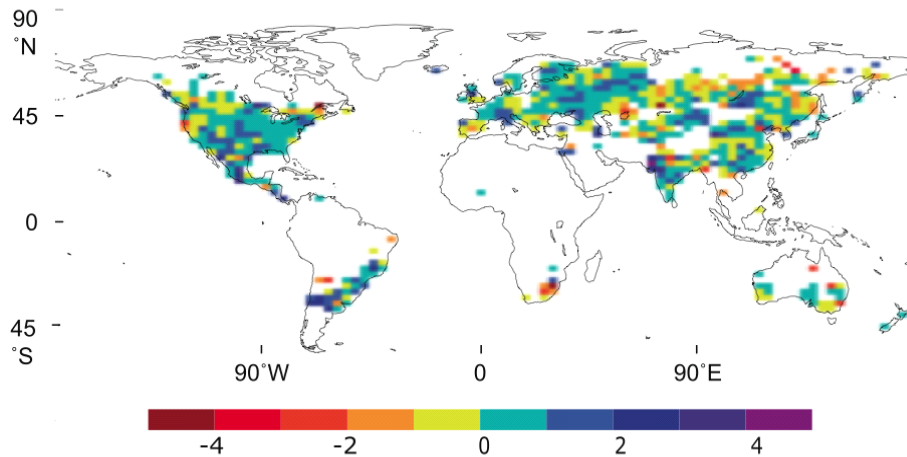


그림 TS.10. (위) 1951~2003년의 총 연강수량에서 일강우량이 많은 날의 기여도(즉, 95 퍼센타일 이상) 경향(%/10년). 하얗게 표시된 지역은 경향을 분석할 데이터가 부족한 곳이다. (아래) 위 그래프에 표시된 지역에서 1961~1990년 대비 연강우일수의 차이(%). 차이 %는 기준 기간 평균(22.5%)과의 % 차이로 정의된다. 주황색 곡선은 10년 변동치를 나타낸다(부록 3.A 참고). {그림 3.33}

연 해수면온도 편차

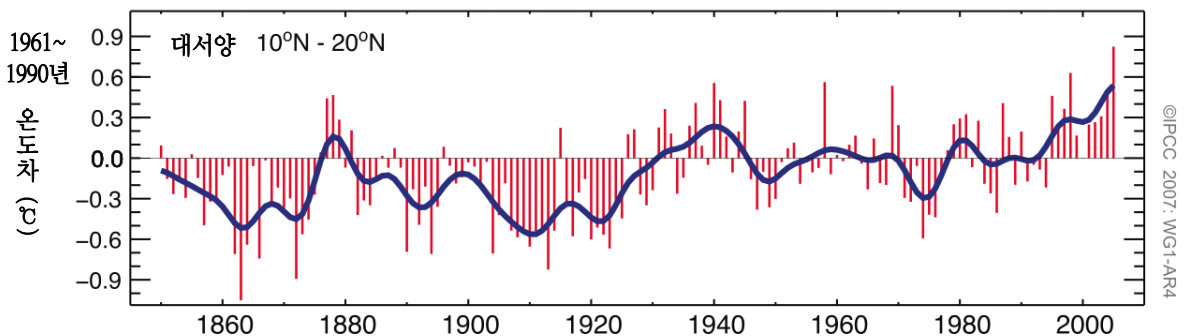


그림 TS.11. 대서양 허리케인 형성지역에서 열대 대서양 (10°N ~ 20°N) SST의 1961~1990년 평균 대비 경년 변화 (°C). {그림 3.33}

적설 지역은 대부분의 지역에서 특히 봄철에 감소했다. 1966년부터 2005년까지 위성으로 관측된 북반구 적설 지역은 11월과 12월을 제외한 모든 달에 감소했고 1980년대 후반에는 연평균이 단계적으로 5%씩 감소했다(그림 TS.12). 남반구의 경우, 몇 안

되는 장기 관측 혹은 프록시(proxy)는 적설 지역이 지난 40년 이상 동안 감소하거나 변화 없는 것을 보여준다. 북반구에서 4월의 적설 지역 범위는 40~60°N 지역의 기온과 강한 상관관계를 보여주었고 있어 눈과 기온 사이의 피드백을 반영한다. (4.2)

**Box TS.3: 빙상의 역학과 안정성**

빙상(ice sheet)은 주로 눈이 압축되어 형성된 두껍고 널찍한 얼음 덩어리다. 빙상은 자체 무게로 인해 확장되면서 질량을 가장자리 쪽으로 전달한다. 가장자리는 녹아서 지표수로 유출되거나 빙산이 작은 바다나 호수로 쪼개지면서 소실된다. 빙상은 얼음 내부 변형에 의해 흘러가거나 녹은 물이 윤활유 작용을 해서 그 아래 물질 위를 미끄러지며 흘러간다. 기반이 빠르게 움직이기 위해서는 지구내부의 열이 얼음 녹은 물에 의해 전달되어 혹은 얼음 움직임의 ‘마찰’로 생긴 열에 의해 기저 온도가 녹는점까지 상승되어야 한다. 중력으로 인한 응력 아래서 슬라이딩 속도는 변형 가능한 퇴적물의 존재 여부, 기질의 거칠기, 물의 공급과 분포에 따라 몇 자리 수까지 차이가 날 수 있다. 기초 조건은 일반적으로 특성 파악이 거의 되어 있지 않아서 빙상 안정성을 이해하는데 상당한 불확실성을 주고 있다. {4.6}

얼음 흐름은 빠르게 이동하는 빙류(ice stream)(천천히 이동하는 빙벽들 사이에서 흐르는)나 배출 빙하(암벽을 가진)로 흘러드는 경우가 많다. 빙류의 흐름이 강화되는 것은 기반암 계곡의 두꺼운 얼음에 더 높은 중력 응력이 작용하거나 기저 윤활이 증대되기 때문이다. {4.6}

해안으로 배출된 얼음은 빙상에 붙은 채로 떠다니는 빙봉이 된다. 빙봉은 앞으로 나아가면서 자체 무게에 의해 퍼져 얇아지고, 표면에는 눈이 쌓이고 빙상으로부터 얼음이 유입된다. 빙봉 측면과 국소적 여울목에 가해지는 마찰로 인해 빙봉의 흐름과 빙상의 배출이 느려진다. 빙봉은 전면의 빙산이 쪼개지고 기저부가 녹아 해양 동공(ocean cavity)이 되면서 질량을 잃는다. 연구들에 의하면, 해수온도가 1°C 상승하면 빙봉 기저부는 10 m/yr 녹을 수 있다. 그러나 빙봉 동공은 대체로 접근 불가능하여 알려진 바가 적기 때문에 그런 추정치의 정확도는 제한적이다. {4.6}

과거 빙하기의 고대 기록을 보면, 빙상은 온난화에 반응하여 축소되고 냉각에 반응하여 성장하며, 축소가 성장보다 훨씬 빠르게 진행될 수 있다. 그린란드 빙상과 남극 빙상의 양은 해수면을 각각 7 m와 57 m 상승시킬 수 있는 양이다. 고기후 데이터는 과거에 이 두 빙상 중 하나가 혹은 둘 다 상당히 해빙되었을 가능성이 있음을 보여준다. 그러나 빙핵 데이터는 과거에 최소 1백만 년의 온난한 기간 동안 두 빙상 중 어느 것도 완전히 제거되지 않았다는 것을 보여준다. 빙상은 환경 강제력에 매우 오랜 시간 동안 반응할 수 있고, 이것은 현재의 온난화로부터 미래 변화가 관계될 수도 있다는 것을 암시한다. 예를 들어, 지표 온난화가 지층에 침투하여 그곳의 온도를 변화시키는 데 1만년 이상 걸릴 수도 있다. 빙상 하나에 대한 얼음 속도는 빙상 모양이나 표면 온도의 변화에 반응하여 천천히 변하지만 빙류와 배출 빙하에서는 기저 조건의 변화, 지표수의 기반암 침투, 흘러들어갈 빙봉의 변화에 반응하여 큰 속도변화가 급속히 일어날 수 있다. {4.6, 6.4}

현재 장기간 통합을 위해 구성된 모델들은 TAR에 관한 한, 표면 침적(accumulation)이나 소실(ablation)의 처리방식에서는 대부분 신뢰할만하지만 얼음 역학을 전적으로 포함하지는 않는다. 따라서 그런 모델을 사용한 과거 변화나 미래 전망의 분석은 얼음 흐름이 해수면 상승에 미치는 효과를 과소평가할 수 있다. 그러나 그런 효과의 규모는 알려져 있지 않다. {8.2}

**산악눈의 함량 (mountain snow water equivalent)과 적설 깊이에 대한 연간 시계열데이터에 근거하여 세계 몇몇 지역에서 산악 스노우팩(snow pack)이 감소했다고 보고되었다.** 비에서 눈으로의 전환이 빙결 고도와 밀접한 관련이 있는 온대 기후 지역에서는 산악의 눈은 작은 온도 변화에도 민감하다. 북반구 서부와 스위스 알프스 지역에서 산악 스노우팩의 감소는 고도가 낮고 따뜻한 곳일수록 현저하다. 산악눈(mountain snow)의 물 함량은 1950년 이후 북미 서부의 관측소 중 75%에서 감소했다. 알프스 산맥과 오스트레일리아 남동부에서는 산설의 깊이도 감소했다. 안데스 산맥은 적설깊이의 직접 관측치가 너무 부족해서 변화를 판단할 수 없지만 온도측정치는 눈이 출현하는 (강설 한계선 위에서) 고도가 남아메리카 산악지역에서는 위쪽으로 상승했다는 것을 암시한다. {4.2}

**영구동토와 대부분 지역의 계절적 동토는 최근 10년 동안 큰 변화를 보여준다.** 영구동토 조건의 변화는 강의 유출수, 물 공급, 탄소 교환, 녹화 안정성에 영향을 줄 수 있고, 기반시설에 피해를 야기할 수 있다. 영구동토층 상부의 온도가 1980년대 이후 최대

3°C 상승했다고 보고되었다. 영구동토의 온난화도 다양한 정도로 캐나다 북극, 시베리아, 티벳고원, 유럽에서 관측되었다. 영구동토의 기반은 알래스카의 0.04 m/yr부터 티벳고원의 0.02 m/yr에 이르는 속도로 해동되고 있다. {4.7}

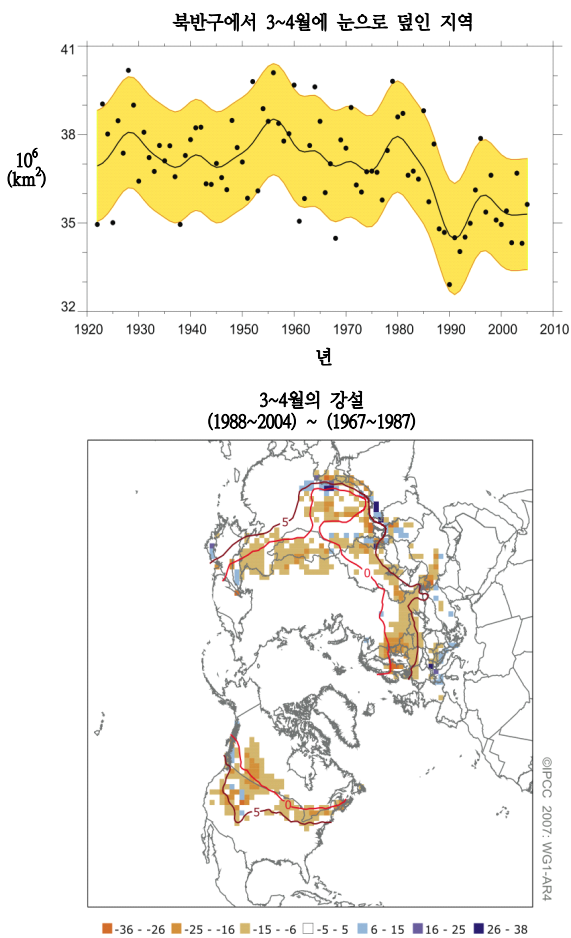
**20세기 후반에 북반구에서는 계절적 동토의 최대 면적이 약 7% 감소하였고, 봄에는 최대 15% 감소하였다.** 동토의 최대 깊이는 유럽에서 20세기 중반 이후로 약 0.3 m 감소했다. 게다가 1956년부터 1990년까지 러시아 북극에서는 최대 계절적 해동 깊이도 약 0.2 m 감소했다. {4.7}

**지난 150년 간 북반구 강과 호수의 일반 경향을 보면, 처음으로 얼음이 어는 날은 평균적으로 100년 당 5.8±1.9일 늦어졌고, 얼음이 풀리는 날은 100년 당 6.5±1.4일 빨라졌다.** 그러나 공간적으로 상당한 차이가 관측되었고, 일부 지역에서는 이와 반대 경향을 보이기도 했다. {4.3}

**위성자료에 근거한 북극의 연평균 해양빙하 범위는 1978년 이래 2.7±0.6% 축소되었다 (그림 TS.13 참고).** 해양빙하의 범위는 겨울보다 여름에 더 많이 감소했는데 여름의 빙하감소 속도는 최소 약

7.4±2.4%/10년이었다. 다른 데이터는 여름철 해양빙하 감소가 약 1970년부터 시작되었다는 것을 보여준다. 남극의 비슷한 관측치는 이보다 더 큰 연내 변동성을 보여주지만 위성관측 기간 동안 일관된 경향이 나타나지는 않았다. 빙상이나 빙하 같은 대륙 빙하의 변화와는 대조적으로, 해양빙하의 변화는 해수면 변화에 직접적으로 기여하지 않는다 (이미 바다에서 부유하는 중이기 때문에). 그러나 담수 유입을 통해 염도 변화에 기여할 수 있다. {4.4}

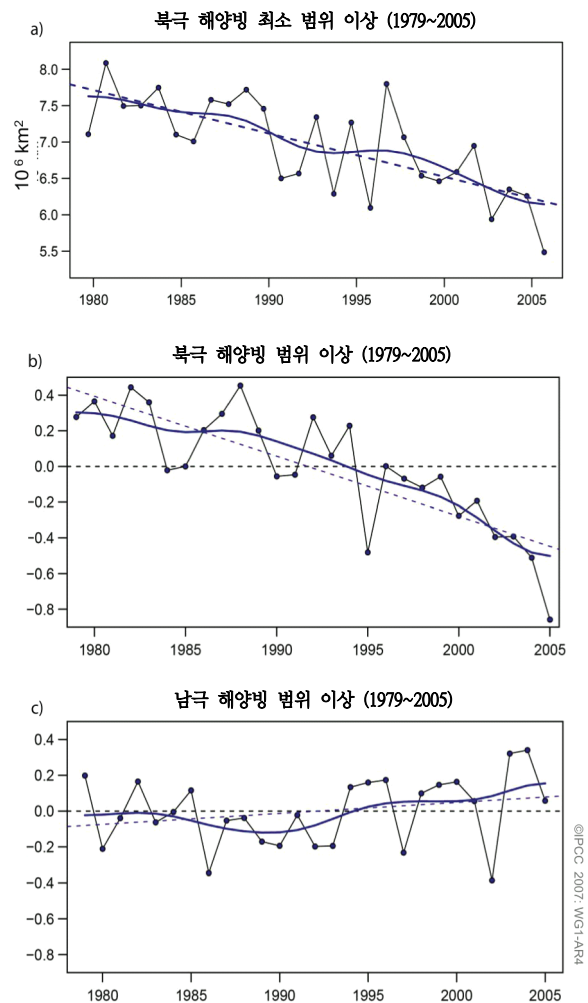
### 눈 덮인 지역의 변화



**그림 TS.12.** (위) 북반구에서 3~4월에 눈으로 덮여있는 지역. 관측치로부터 구한 적설 지수(snow cover index)(1972년 이전)와 위성 데이터(1972년 이후)를 이용하였다. 완만한 곡선은 10년 변동치(부록 3.A 참고), 노란색 음영은 데이터의 5~95% 범위를 나타낸다. (아래) 위성관측 초반(1967~1987년)과 후반(1988~2004년)에 3~4월 눈 덮인 지역 분포의 차이. 검은색으로 표시된 곳은 눈 덮인 면적이 감소한 곳이다. 붉은색 곡선은 CRU(Climatic Research Unit)의 CRUTEM2v 데이터를 이용한 1967~2004년의 3~4월 평균 0°C와 5°C 등온선이다. 최대 감소가 일반적으로 0°C와 5°C 등온선을 따르고 있어 눈과 기온 사이의 강한 피드백을 반영한다. {그림 4.2, 4.3}

20세기에 빙하와 만년설은 대대적인 질량손실을 겪었고 그러면서 해수면 상승에 기여했다. 빙하와 만년설(그린랜드와 남극대륙의 빙상 주변의 것들은 제외)의 질량손실은 1961~2003년에는 상당 해수면(Sea Level Equivalent: SLE)으로 0.50±0.18 mm/yr, 1991~2003년에는 0.77±0.22 mm/yr 로 추정된다. 20세기 후반의 빙하 소실은 1970년 후의 온난화에 대한 반응이었을 가능성이 있다. {4.5}

### 해양빙 범위의 변화



**그림 TS.13.** 1979~2005년의 (a) 북극 해양빙하의 최소 범위, (b) 북극 해양빙하 범위의 변화, (c) 남극 해양빙하 범위의 변화. 기호는 연간 값을, 파란색 완만한 곡선은 10년 변동치를(부록 3.A를 참고), 점선은 선형경향을 나타낸다. (a) 결과는  $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{yr}$  혹은  $-7.4\%/10\text{년}$ 의 선형경향을 보여준다. (b) 선형경향은  $-33 \pm 7.4 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{yr}$  (대략  $-2.7\%/10\text{년}$ )이고, 95% 신뢰수준에서 유의미하다. (c) 남극 결과는  $5.6 \pm 9.2 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{yr}$  로 약간 증가하는 경향을 보여주는데 통계적으로 유의미하지는 않다. {그림 4.8과 4.9}



최근 관측치들은 일부 지역에서 얼음 흐름이 급속히 변하면서 해수면 상승에 기여하고 얼음 이동의 역학이 빙봉, 해안 빙하, 빙상의 향후 기후변화 반응의 핵심 인자일 수 있음을 암시하는 증거를 보여준다. 그린랜드, 남극반도, 남극 서부의 일부 근해 지역에서 빙봉이 얇아지거나 소실된 것은 근처 빙하와 빙류의 흐름이 가속된 것과 관련 있었다. 이것은 빙봉(수 km 혹은 수십 km 길이의 짧은 빙봉을 포함하여)이 이전에 생각되었던 것보다 얼음 이동의 안정화 내지 억제에 더 큰 역할을 할 수도 있다는 것을 암시한다. 해수온도와 대기온도 모두 이 변화에 기여하는 것으로 보인다. 남극반도 지역에서 일어난 여름철의 심한 온난화는 빙하 녹은 물을 증가시킴으로써 뒤이은 2002년의 Larsen B Ice Shelf의 급속한 붕괴에 중요한 역할을 했다. 빙하 녹은 물이 크레바스에 흘러들어 쪼개지게 만든 것이다. 모델은 관측된 빙산 분열(Larsen B의 붕괴에서와 같은)에 관련된 것으로 보이는 물리적 과정 전부를 정확히 포착하지 못한다. [4.6]

그린랜드 빙상과 남극 빙상이 함께 지난 10년 간 해수면 상승에 기여했을 가능성이 높다. 그린랜드 빙상은 1993년부터 2003년까지 해안 지역에서는 해빙이 증가하고 중앙 지역은 해빙을 상쇄하는 것 이상으

로 두꺼워지며 전체적으로 축소되었을 가능성이 높다. 그 빙상들이 10년 이상에 걸쳐 성장하고 있는지 축소하고 있는지 여부는 관측치로부터 확실히 밝혀지지 않았다. 기법과 몇 안 되는 추정 사이에 일치하는 점이 없기 때문에 빙상 질량균형의 변화에 대한 최적추정이나 통계적으로 확실한 오차범위를 도출하는 것은 어렵다. 한편, 배출 빙하가 촉진되면 내부로부터 얼음이 배출되는데 두 빙상 모두 배출빙하가 촉진된 것으로 관측되었다(그림 TS. 14 참고). 데이터와 기법의 평가결과는 그린랜드 빙상의 질량균형이 1993년부터 2003년까지  $-50 \sim -100$  Gt/yr(지구 해수면을 계속해서  $+0.14 \sim +0.28$  mm/yr 상승시키는 수축)이었고, 2005년에는 손실이 더욱 컸다는 것을 암시한다. 과거 시간대와 남극에 관해서는 불확실성이 더 크다. 1961~2003년 기간의 그린랜드 빙상 질량균형으로 추정된 범위는 성장 25 Gt/yr부터 감소 60 Gt/yr( $-0.07 \sim +0.17$  mm/yr SLE)이다. 모든 데이터를 평가하면 남극 빙상의 전반적 질량균형 범위는 1961~2003년 기간에는 성장 100 Gt/yr부터 감소 200 Gt/yr( $-0.27 \sim +0.56$  mm/yr SLE)까지, 1993~2003년 기간에는  $+50 \sim -200$  Gt/yr( $-0.14 \sim +0.55$  mm/yr SLE)로 산출된다. 얼음 흐름의 최근 변화는 추정된 남극 질량균형의 거의 전부를 설명하기에 충분한 가능성

해수면 상승률의 변화

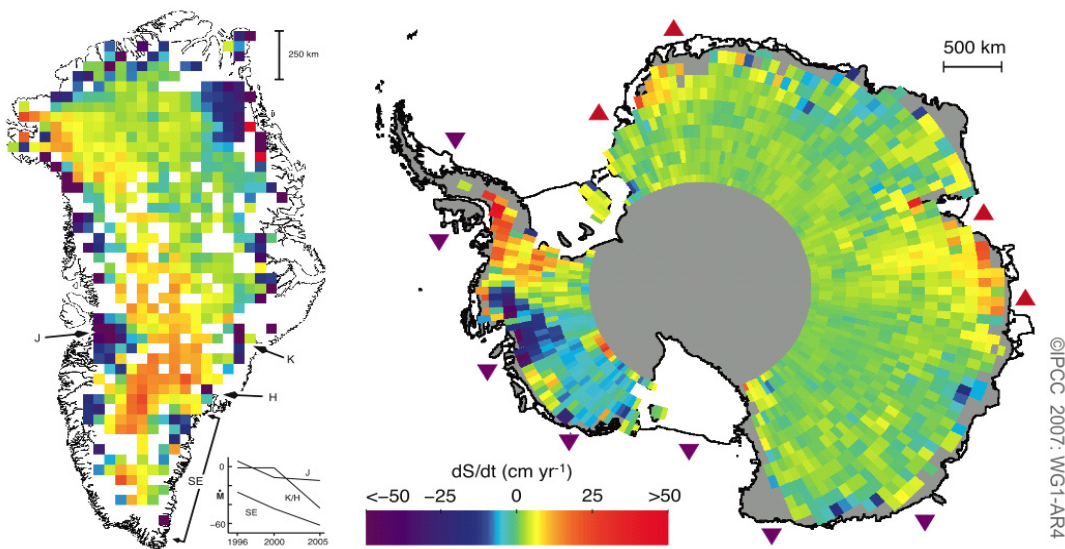


그림 TS.14. 그린랜드(좌; 1989~2005년)와 남극(우; 1992~2005년)의 최근 해수면 상승률 변화. 붉은색 계열은 해수면 상승을, 파랑색 계열은 해수면 하강을 의미한다. 해수면 상승/하강은 일반적으로 한 지점에서 얼음 질량의 증가 혹은 손실을 의미하지만 시간 경과에 따른 기반암 상승의 변화나 표층 밀도의 변화도 관련 있을 수 있다. 그린랜드 그림에서 J, K, H, SE는 급속히 얇아지고 있는 배출 빙하 Jakobshavn(J), Kangerdlugssuaq(K), Helheim(H), 남동부 해안지역(SE)이며, 그 옆의 그래프는 이 지역의 시간 vs 질량균형 추정치이다. K와 H는 통합하여 표시하였고 단위는 Gt/yr이다. 음수값은 빙상에서 바다로의 질량손실을 의미한다. 남극 그림에서 자주색 역삼각형은 연간 30 cm 이상 얇아지는 것으로 추정된 빙상이고 붉은색 정삼각형은 연간 30 cm 이상 두꺼워지는 것으로 추정된 빙상이다. {그림 4.17과 4.19 참고}

이 있고, 얼음 흐름, 적설량, 얼음 녹은 물의 유출에서의 최근 변화는 그린랜드의 질량균형의 불균형을 설명하기에 충분한 가능성이 있다. {4.6, 4.8}

### TS.3.3 해양의 변화: 관측기록

바다는 기후와 기후변화에서 중요한 역할을 한다. 그리고 대기와의 질량, 에너지, 모멘텀 교환에 의해 영향 받는다. 바다의 열용량은 대기보다 약 1,000배 이상 크고, 따라서 순 열흡수량도 대기보다 몇 배는 크다(그림 TS.15 참고). 바다에 흡수되는 열의 전지구적 관측치는 지구 에너지수지 변화에 대한 확정 시험으로 볼 수 있다. 바다의 상층부에 흡수되는 열의 양적 변화도 엘니뇨 같은 계절~1년 주기 기후변동에 중요한 역할을 한다. 열과 SST 수송의 변화는 전세계적으로 여러 지역기후에 중요한 영향을 주었다. 바다의 생명체는 바다의 생물지구화학적 상태에 의존하고 바다의 물리적 상태 및 순환의 변화에 영향을 받는다. 해양 생물지구화학의 변화 역시 CO<sub>2</sub> 같이 복사 활성이 있는 가스의 흡수나 배출을 통해 기후계에 피드백 할 수 있다. {5.1, 7.3}

지구평균 해수면 변동은 해양부피의 열적 팽창 혹은 수축을 통한 밀도 변화에 의해 추진된다. 해수면의 지역적 변화 역시 온도 및 염도 변화로 인한 밀도 변화와 관련 있다. 게다가 해양과 그 밖의 수원(예: 빙상, 산악빙하, 육지의 수원, 대기) 간의 물 교환은 해수량을 변화시킬 수 있고, 그리하여 해수면 변화에도 기여할 수 있다. 해양순환 변화 같은 과정이 지구 전체적으로 균등하지 않기 때문에 해수면 변화도 지리적으로 균등하지 않다(Box TS.4 참고). {5.5}

해양 변수는 기후변화를 탐지하는 데, 특히 변동성은 더 작고 신호-잡음 비(signal-to-noise ratio)는 더 큰 표층 혼합층 아래의 온도와 염도의 변화를 탐지하는 데 유용할 수 있다. 3차 평가보고서 이후, 관측치 분석결과는 지구 해양의 열용량과 염도, 해수면 높이, 해수면 상승에 대한 열팽창의 기여도, 수량(water mass) 증가, 생물지구화학 순환의 변화에 대한 새로운 증거를 제공했다. {5.5}

### 기후계의 에너지 함량

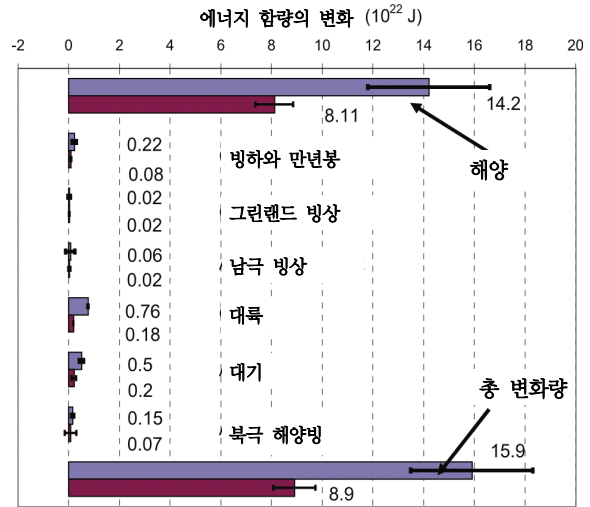


그림 TS.15. 1961~2003년과 1993~2003년 기간에 지구시스템 구성 요소의 에너지함량 변화. 파란색 막대는 1961~2003년 기간, 검붉은색 막대는 1993~2003년 기간을 나타낸다. 에너지함량의 변화가 양수(+)인 것은 저장된 에너지, 즉 해양의 열용량, 얼음량이나 해양빙하량의 감소로 인한 잠열, 영구동토의 변화로 인한 잠열을 제외한 대륙의 열용량, 대기의 잠열과 현열 및 위치에너지와 운동에너지가 증가했음을 뜻한다. 모든 오차 추정은 90% 신뢰구간이다. 대륙의 열 획득(heat gain)에 대한 신뢰도는 추정되지 않았다. 결과 중 일부는 두 기간에 대해 발표된 기존 결과의 스케일을 이용했다. {그림 5.4}

#### TS.3.3.1 해양의 열용량 및 순환의 변화

지구의 바다는 1955년 이래 온난화되었고 그 기간의 지구기후계의 열용량 변화의 80% 이상을 차지했다. 총 790만 건의 해양온도 연직프로파일로부터 향상된 지구 시계열을 구축할 수 있었다(그림 TS. 16). 지구 해양 열수지 분석은 몇몇 독립적 분석사례에서 재현성이 있었고, 사용된 방법은 확실했다. 데이터 커버리지의 제약 때문에 심해에 대해서는 십년 평균을 사용해야 하고, 관측된 지구적 열용량의 10년 변동성은 완전히 이해되어 있지 않다. 그러나 불충분한 데이터 분포(특히 남대양과 남태평양)가 열용량의 10년 변동성에 기여할 수도 있다. 1961~2003년 기간에 0~3,000 m 해수층은 약 14.1x10<sup>22</sup> J을 흡수했는데 이것은 0.2 W/m<sup>2</sup>(지표의 단위면적 당)의 가열속도에 해당한다. 1993~2003년에 이보다 얇은 0~700 m 해수층의 온난화 속도는 이보다 더 높아 약 0.5±0.18 W/m<sup>2</sup>였다. 1961~2003년에 비해 1993~2003년 기간의 온난화 속도가 높았으나 2004년과 2005년에는 2003년에 비해 약간의 냉각이 있었다. {5.1~5.3}



해양의 열용량 (0~700 m)

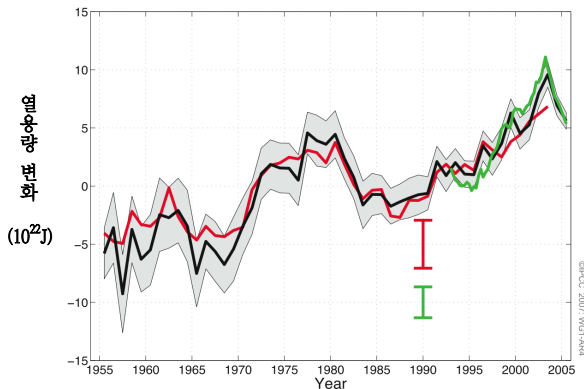


그림 TS.16. 지구 해양 0~700 m 층의 열용량( $10^{22}$  J) 시계열. 3색의 곡선은 각기 다른 분석자들이 해양 데이터를 분석한 결과이다. 검정색과 붉은색 곡선은 1961~1990년 평균에 대한 편차, 녹색 곡선은 검정색 곡선의 1993~2003년 평균에 대한 편차를 의미한다. 회색 음영은 검정색 곡선의 90% 불확실성 범위이다. 붉은색과 녹색 곡선의 90% 불확실성 범위는 해당 색깔의 오차막대로 나타났다. {그림 5.1}

해양 온난화는 지구 해양의 상층부 700 m에서 광범위하게 일어나고 있다. 대서양은 45° N 남부를 온난화 시켰다. 이 온난화는 북대서양에서 발생하는 심층 역전순환 셀(deep overturning circulation cell)로 인해서 태평양, 인도양, 남대양보다 대서양 해분(Atlantic Ocean Basin)에서 더 깊이 침투하고 있다. 이용 가능한 데이터에 근거하면 남반구 심층 역전순환에서는 변화의 증거가 거의 보이지 않는다. 그러나 남대양의 상층은 전반적 온난화에 크게 기여한다. 적어도 아열대 위도의 두 바다(지중해와 동해/동지나해)는 온난화 되고 있다. 지구적 경향은 온난화이지만, 중요한 10년 변동이 지구 시계열에서 관측되었고, 바다가 냉각되고 있는 권역도 있다. 북대서양, 북태평양, 적도 태평양의 일부는 지난 50년 동안 냉각되었다. 태평양의 변화는 ENSO와 비슷한, 부분적으로 PDO와 관련된 공간 패턴을 보인다. {5.2, 5.3}

대서양 자오선 순환의 일부는 상당한 10년 변동성을 나타내지만 데이터에서는 그것을 뒷받침하는 일관된 경향이 보이지 않는다. {5.3}

### TS.3.3.2 해양 생물지구화학의 변화

1750년 이후 인위적 탄소의 흡수는 해양을 점점 산성화시켰고 표층 pH를 0.1 감소시켰다.<sup>7)</sup> 해양에 의한 CO<sub>2</sub> 흡수는 CO<sub>2</sub>의 화학적 평형을 변화시킨다. 용존 CO<sub>2</sub>는 약산을 형성하므로 용존 CO<sub>2</sub> 농도가 증가할수록 pH는 감소한다(즉, 해양이 점점 산성화 된다). 전반적 pH 변화는 인위적 탄소의 흡수량 추정치와 간단한 해양 모델을 사용해서 계산한다. 이용 가능한 관측소에서 지난 20년 간 직접 관측한 pH 역시 10년 당 약 0.02라는 속도의 pH 감소 경향을 보여준다. 해수 pH의 감소는 탄산칼슘 용해가 시작되는 수심을 하강시키고, 해양 유기체가 껍질을 형성하는 데 사용하는 아라고나이트(aragonite, 준안정 형태의 탄산칼슘)와 방해석에 불포화되는 양을 증가시킨다. 표층수 pH의 감소와 해수온도 증가 또한 해수의 CO<sub>2</sub> 완충용량을 감소시키고 여분의 대기 CO<sub>2</sub>를 흡수할 수 있는 속도를 감소시킨다. {5.4, 7.3}

환기 수온약층(약 100~1000 m)의 산소 농도는 대부분의 해분에서 1975~1995년에 감소했다. 이 변화는 상층부 온난화에 관련된 환기속도의 감소와 생물학적 활동의 변화를 반영하는 것일 수도 있다. {5.4}

지난 반세기 동안 환류 및 해분 규모의 해양염도 변화를 보여주는 증거가 도처에 존재하고(그림 TS.17 참고), 증발량이 많은 지역에서는 표층수에서 거의 모든 해분의 염도가 증가하였다. 이런 염도변화는 해양의 수문학적 순환의 변화를 암시한다. 남북반구 고위도 지역의 표층수는 강수량이 증가한 지역과 일치하는 전반적인 담수화(freshening)를 보이고 있는데, 높은 유출수량, 얼음 해동, 이류, 자오선 순환 변화에 역시 기여를 할 수 있다. 남북반구에서 아열대 위도의 지역들은 상층 500 m에서 염도가 증가하는 특징이 있다. 그 패턴들은 지구의 수문학적 순환의 변화, 특히 강수 변화와, 저위도부터 고위도까지, 대서양부터 태평양까지 예상되는 대기의 수분수송 증대와 일치한다. {5.2}

7) 산도(acidity)는 수소이온 농도의 척도이고 pH라는 단위로 표현한다.  $pH = -\log(H^+)$ 이다. pH가 1 감소했다는 것은 H<sup>+</sup>농도 혹은 산도가 10배 증가했다는 의미이다.

TS.3.3.3 해수면 변화

1961~2003년 기간 동안, 지구평균 해수면 상승속도의 평균은 조위계(Tide gauge) 데이터에 근거하여  $1.8 \pm 0.5$  mm/yr로 추정되었다(그림 TS. 18 참고). 해수면 수치를 검사하기 위해 모든 육지빙하의 기여도에 최적추정치와 5~95% 신뢰구간을 적용한다.

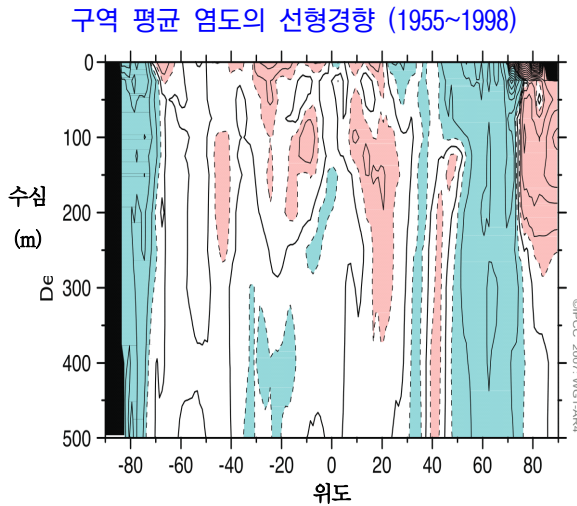


그림 TS.17. 세계 해양의 지역 평균 얼도(실질적 얼도 스케일)의 선형경향(1955~1998년). 등염선 간격은 0.01/10년이다. 점선은  $\pm 0.05/10$ 년, 굵은 실선은 제로(0) 등염선이다. 붉은색 음영은 0.005/10년 이상의 얼도변화, 파란색 음영은 -0.005/10년 이하의 얼도변화를 나타낸다. {그림 5.5}

이 기간 동안 해수면 상승에 대한 열팽창 평균 기여도는  $0.42 \pm 0.12$  mm/yr였고 10년 변동이 상당히 컸다. 반면에 빙하, 만년설, 빙상의 기여도는  $0.7 \pm 0.5$  mm/yr로 추정되었다(표 TS.3 참고). 따라서 지난 약 40년 동안의 기후 관련 추정 기여도의 총합은  $1.1 \pm 0.5$  mm/yr가 되는데, 이것은 조위계 관측치에서 나온 최적 추정치보다 작다(TAR에서 언급된 불일치와 비슷한 경우다). 그래서 1961~2003년의 해수면 수치는 만족스럽게 마무리 되지 못했다. {4.8, 5.5}

TOPEX/Poseidon 위성 측고법으로 1993~2003년에 측정된 지구 해수면 평균 상승속도는  $3.1 \pm 0.7$  mm/yr이다. 최근 기간에 대한 이 관측치는 기후 관련 기여도에서 열팽창의 추정 기여도( $1.6 \pm 0.5$  mm/yr)와 육지빙하 변화의 추정 기여도( $1.2 \pm 0.4$  mm/yr)를 합한 총 추정치  $2.8 \pm 0.7$  mm/yr와 비슷하다. 따라서 이 해수면 수지에 대한 이해와 더불어 해수면 수치(알려진 오차범위 내에서 비슷한)의 주요 요인이 되는 기후 기여도에 대한 이해는 최근 기간

동안 상당히 향상되었다. 1961~2003년 기간에 비해 빨라진 1993~2003년의 상승속도가 10년 변동성을 반영하는지 장기적 경향의 증가를 반영하는지는 확실하지 않다. 조위계 데이터는 1993~2003년에 관측된 것과 비슷한 상승속도 증가가 1950년 이래 다른 지역에서도 발생했다는 것을 보여준다. {5.5, 9.5}

조위계와 지질학적 데이터에 기초하여, 19세기 중반~20세기 중반에 해수면 상승속도가 가속되었다는 높은 신뢰성이 있다. 유효한 최적 조류 데이터를 이용해 1870년까지 거슬러 해수면 변화를 재구성한 결과는 1870~2000년 기간에 해수면 상승 속도가 가속되었다는 높은 신뢰성을 제공한다. 지질 관측치는 이전 2,000년 동안에는 해수면 변화가 작았고 평균 속도는 0.0~0.2 mm/yr이었다는 것을 보여준다. 고고학적 자료에서 나온 해수면 프록시(proxy) 데이터는 지중해에 잘 들어맞으며, 약 AD 1년~1900년의 해수면 진동이  $\pm 0.25$  m를 넘지 않았다는 것을 나타낸다. 그 증거자료는 현재의 해수면 상승의 발단이 19세기 중반~20세기 중반에 시작되었다는 것을 보여준다. {5.5}

지구평균 해수면 높이

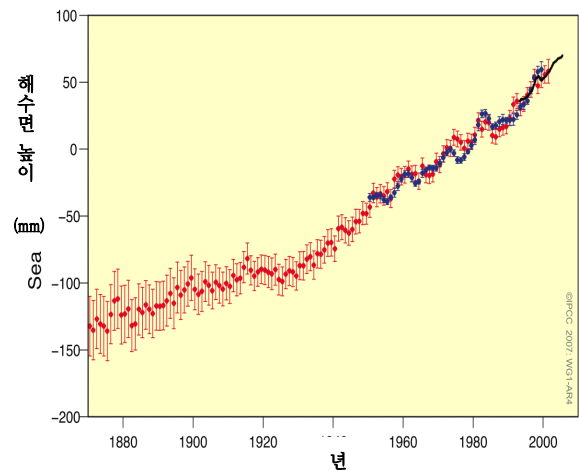


그림 TS.18. 연평균 지구평균 해수면. 붉은색 그래프는 1870년부터의 해수면 필드, 파란색은 1950년부터의 조위계 측정치, 검은색은 1992년부터의 위성 측고데이터로부터 재구성된 1961~1990년 기간의 평균 대비 해수면이다. 오차막대는 90% 신뢰구간을 나타낸다. {그림 5.13}

1993년 이후 정밀 위성자료는 해수면 변화의 지역적 변동성에 대한 분명한 증거를 제공한다. 일부 지역에서 이 기간 동안의 상승률이 지구평균의 몇 배에 달하지만 해수면이 하강하는 지역도 있다. 1992년 이후 해수면 상승이 가장 크게 일어난 지역은 서태평양

**표 TS.3. 관측치와 모델링에 근거한 해수면 상승 기여도. 모델 세부정보는 9.5절과 부록 10.A를 참고한다. 값들은 1993~2003년과 최근 40년 동안의 해수면 상승고 및 관측된 종합 상승고이다. {표 5.3과 9.2절로부터 각색}**

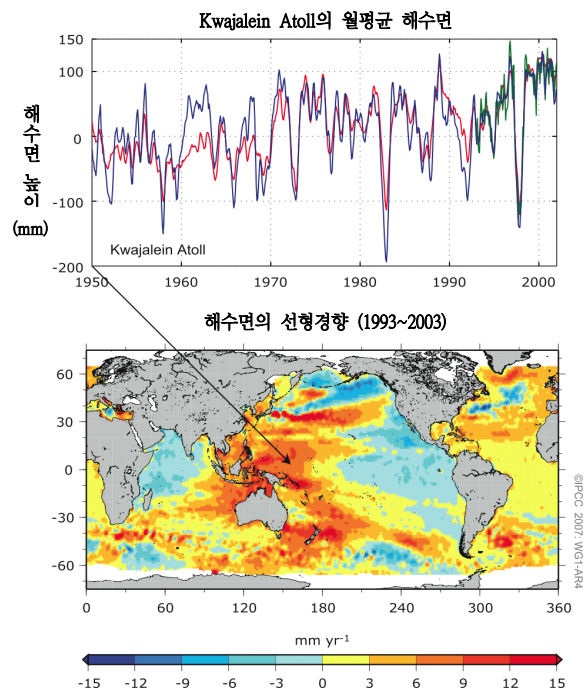
해수면 상승 (mm/yr)				
해수면 상승의 원인	1961 ~ 2003년		1993 ~ 2003년	
	관측치	모 델	관측치	모 델
열팽창	0.42 ± 0.12	0.5 ± 0.2	1.6 ± 0.5	.5 ± 0.7
빙하와 만년설	0.50 ± 0.18	0.5 ± 0.2	0.77 ± 0.22	0.7 ± 0.3
그린란드 빙상	0.05 ± 0.12 <sup>a</sup>		0.21 ± 0.07 <sup>a</sup>	
남극 빙상	0.14 ± 0.41 <sup>a</sup>		0.21 ± 0.35 <sup>a</sup>	
개별 기여도의 합계	1.1 ± 0.5	1.2 ± 0.5	2.8 ± 0.7	2.6 ± 0.8
관측된 총 해수면 상승	1.8 ± 0.5 (조위계)		3.1 ± 0.7 (위성)	
차이 (관측된 총 해수면상승 - 개별 기후기여도 합계)	0.7 ± 0.7		0.3 ± 1.0	

주 :  
<sup>a</sup> 관측치에 근거 (9.5절 참고)

과 동인도양이다(그림 TS.19 참고). 지난 10년 동안 대서양의 거의 전부는 해수면 상승을 보이고 있고, 반면에 동태평양과 서인도양의 해수면은 하강하고 있다. 지역적 해수면 상승에서 이러한 시간적, 공간적 변동은 ENSO와 NAO를 포함해 여러 패턴의 해양-대기 변동성에 의해 영향 받는다. 관측된 1992년 이후 해수면 변화의 패턴은 해수온도 변화로부터 계산된 열팽창과 유사하기는 하나 지난 50년간의 열팽창 패턴과는 차이가 있어 지역적 10년 변동성의 중요성을 보여준다. [5.5]

관측치는 1975년 이후 세계 곳곳에서 해수면의 극단적인 상승이 증가하는 것을 암시한다. 그보다 오랜 기록은 공간적으로 한정되고 시간적으로 샘플링 수가 적어서 20세기 전체에 대한 지구적 분석은 타당하지 않다. 많은 지역에서 그러한 장기적인 극단적 변화는 평균 해수면의 변화와 유사했다. 다른 지역에서는 폭풍 같은 대기 조건의 변화가 장기적 경향의 판정에서 더 중요하게 관여했다. 극단적 해수면 상승의 경년 변동성은 지역 평균 해수면뿐 아니라 태평양에서 ENSO, 대서양에서 NAO 같은 지역 기후의 지표와도 양의 상관관계가 있었다. [5.5]

**해수면 변화 패턴**



**그림 TS.19. (위) Kwajalein(8° 44' N, 167° 44' E)의 1950~2000년 월평균 해수면(mm). 파랑색 곡선은 해수면 관측치(조위계 측정치), 붉은색 곡선은 재구성된 해수면, 초록색 곡선은 위성 측고치를 나타낸다. 각 시계열에서 1년과 6개월 부호는 제거했고, 조위계 데이터는 평활화 시켰다. (아래) TOPEX/Poseidon 위성 측고 데이터에 기초한 1993~2003년 평균 해수면의 단기 선형경향(mm/yr)의 지리적 분포. {그림 5.15와 5.18}**

Box TS.4: 해수면

해안가의 해수면은 수 시간에서 수일(조류와 날씨), 수년에서 천년(기후), 그 이상 등 매우 넓은 시간대에서 다루지는 여러 인자로 측정한다. 육지는 자체적으로 융기와 하강을 할 수 있다. 따라서 해안가 해수면에 대한 해양기후 변화의 영향을 평가하기 위해 조위계 측정치를 사용할 때는 그런 지역적 육지 이동을 고려해야 한다. 해안 조석 데이터는 지구평균 해수면이 20세기에 상승했다는 것을 나타내고 있다. 1990년대 이후로 해수면은 거의 지구전체를 범위로 삼는 위성을 통해 계속 관측되고 있다. 위성 측정치와 조위계 측정치는 매우 넓은 범위에서 일치하고 있고, 지구 평균 해수면이 이 기간 동안 계속해서 상승했다는 것을 보여준다. 해수면 변화는 해수온도, 염도, 바람, 해양순환의 변화의 분포를 비롯한 여러 인자들 때문에 지리적으로 차이를 보인다. 지역 해수면은 엘니뇨와 NAO 등으로 인한 보다 단기적인 기후 변동성에 영향을 받아 지구적 경향보다 훨씬 더 강하거나 약할 수도 있는 지역적 연간 변동을 겪는다.

해수온도 관측치에 의하면, 해수가 따뜻해질 때 일어나는 해수의 열팽창이 최근 몇 십 년 동안 해수면 상승에 상당히 기여했다. 기후모델의 결과는 해양 관측치와 일치하고 있고, 열팽창이 다음 100년 동안에도 계속해서 해수면 상승에 기여할 것으로 예상되는 것을 보여준다. 심해온도는 서서히 변하기 때문에 대기의 온실가스 농도가 안정화되더라도 열팽창은 수세기 동안 계속될 것이다.

지구 평균 해수면은 물이 육지에서 바다로 혹은 그 반대로 이동할 때도 상승하거나 하강한다. 일부 인간활동은 특히 지표수 추출과 저수지 건설을 통해 해수면 변화에 기여할 수 있다. 그러나 중요한 육지 담수원은 빙하, 만년설, 빙상에 얼어 있는 물이다. 해수면은 빙하기에는 북반구 대륙의 많은 부분을 덮고 있는 빙상 때문에 100 m 이상 낮았었다. 오늘날 빙하와 만년설의 퇴각은 해수면 상승에 상당히 기여하고 있다. 이 기여는 다음 100년 동안에도 계속될 것으로 예상된다. 그리고 그 다음 몇 세기 동안에는 이 담수 저장량이 줄어들어 따라 그 기여도가 감소될 것이다.

그린란드 빙상과 남극 빙상은 훨씬 많은 얼음을 포함하고 있어서 수 세기에 걸쳐 크게 기여할 수 있을 것이다. 최근 몇 년 동안 그린란드 빙상은 전보다 강한 해빙을 겪었는데 이것은 앞으로 더 증가할 것으로 전망된다. 보다 따뜻한 기후에서는, 빙상은 더 많은 눈을 축적할 수 있을 것이고 그래서 해수면을 낮추기 쉬울 것이라고 모델은 암시한다. 그러나 최근 몇 년 동안에는 아마도 빙상의 일부 가장자리에서 관측된 얼음흐름 가속과 배출 증대가 그런 경향보다 더 중요하게 작용했을 것이다. 가속된 얼음흐름의 관련 과정은 아직 완전히 이해되지 않았으나 미래에 빙상으로 인한 종합적 순 해수면 상승을 가져올 수도 있다.

해수면이 기후와 날씨에 관련해 끼치는 최대 영향은 열대성 저기압과 중위도 폭풍에 관련된 수일, 수 시간 규모의 극단적 현상 때문이다. 낮은 대기압과 강한 바람은 지역 해수면에 큰 진폭, 소위 '폭풍 해일(storm surge)'을 일으키는데 이것은 밀물과 동시에 일어날 때는 특히 심각하다. 이런 극단적 해수면의 발생빈도의 변화는 평균 해수면의 변화와 극단을 일으키는 기상현상의 변화에 의해 영향 받는다. {5.5}

TS.3.4 관측치 간의 일관성

이 3.4절에서는 대기, 빙권, 해양을 비롯한 여러 기후변수들의 물리적 관계에 대한 개념적 이해를 토대로 각 변수 및 변수들 간의 변동성과 경향의 일관성을 검사한다. 예를 들어 기온 상승은 대기의 수분 보유 용량을 증대시킬 것이다. 기온 및 강수의 변화는 빙하에서 나타난 변화와 일치해야 한다. 서로 다른 기술과 변수를 사용한 독립적 관측치 간의 일관성은 이해된 것들을 검증하는 열쇠가 되고 그리하여 신뢰도를 향상시킨다. {3.9}

대기, 빙권, 해양의 변화는 세계가 온난화되고 있다는 것을 명확히 보여준다. {3.2, 3.9, 4.4~4.8, 5.2, 5.5}

육지 기온과 SST 모두 온난화를 나타내고 있다. 해양이 육지보다 훨씬 더 큰 열적 관성 (thermal inertia)을 갖고 있는 것과 일치하게 남반구와 북반구 모두 과거 몇 십 년 동안 육지가 해양보다 더 빠른 속도로 온난화 되었다. {3.2}

기후 온난화는 중위도 지역에서 극단적 무더위를 보인 일수는 증가하고 극단적 혹한을 보인 일수는 감소하며 서리 끼는 일수가 감소한 것과 일치한다. {3.2, 3.8}

1979년 이후 지표온도의 경향은 현재 고위도 지역에서 나타나는 경향과 일치한다. 기본 물리적 과정에 근거한 예상과 그동안 성층권 오존 고갈과 더불어 온실가스의 증가가 관측된 바에 일치하게 지표보다 대류권이, 그리고 고도에 비례하여 대류권계면이 약간 더 많이 온난화 되고 있을 가능성이 있다(likely). {3.4, 9.4}

기온 변화는 거의 전세계적인 빙권 축소와 대체로 일치한다. 산악 빙하의 양과 범위는 도처에서 감소했다. 눈 덮인 지역, 적설 깊이, 북극 해양빙하의 범위, 영구동토층의 두께와 온도, 계절적 동토의 범위, 강 및 호수 얼음이 어는 계절의 길이 등이 감소한 것도 온난화와 일치하는 기후 변화를 나타낸다. {3.2, 3.9, 4.2-4.5, 4.7}

1993년 이후의 해수면 상승 관측결과는 해양의 열



용량과 빙권에서 관측된 변화와 일치한다. 해수면은 전지구적 측고데이터가 있는 1993~2003년에 3.1±0.7 mm/yr 상승했다. 관측된 이 기간의 총 해수면 상승은 해양의 열용량 증가 및 그에 관련된 해양 확장과 함께 빙하, 만년설, 빙상 퇴각의 기여도와 거의 균형이 맞다는 것이 관찰되었다. 이 균형은 그동안 관측된 해수면 상승이 온난화의 중요한 지시자라는 신뢰성을 높여준다. 그러나 해수면 수치는 그보다 더 긴 기간인 1961~2003년 기간에 대해서는 균형이 맞지 않는다. (5.5, 3.9)

관측치는 수증기와 기온 간에 예상되는 연관성, 그리고 온난한 지역에서 강해지고 있는 강우 현상과 일치한다. 수증기 전량과 상층 대류권의 수증기량은 증가했고, 비습은 온난화 지역에서 증가하며 기후변화에 대한 중요한 양의 피드백을 의미한다는 간단한 물리 모델의 가정을 뒷받침 한다. 대기에서 수증기량이 증가하는 것과 일치하게, 집중호우 발생 수가 광범위하게 증가했고, 많은 육지 지역에서는 총 강수량이 감소한 지역에서조차도 홍수 가능성이 증가했다. 해양 염도의 변화를 관측한 결과는 열대 및 아열대

**표 TS.4.** 20세기 후반의 경향 증거가 있는 극단적 기상 및 기후현상의 최근 경향, 경향에 대한 인간의 영향력 평가 및 전망. D열의 표시는 인간 영향력의 가능성을 평가하기 위해 전문가 평가와 함께 공식적 탐지 및 원인규명 연구를 사용했다는 것을 나타낸다. 이 표시가 없는 곳의 인간 영향력 가능성은 변수 평균의 변화나 물리적 관련 변수들의 변화에 대한 원인규명 결과에 기초해서, 또는 관측된 변화와 모시된 변화의 정성적 유사성에 기초해서 평가하고 전문가 평가를 결합시켰다. (3.8, 5.5, 9.7, 11.2-11.9; 표 3.7, 3.8, 9.4)

현상 <sup>a</sup> 과 변화방향	20C 후반에 발생한 경향의 가능성 (1960년대 이후)	관측된 경향에 대한 인간의 기여 가능성	D	SRES <sup>b</sup> 시나리오를 사용한 21세기 전망에서 미래 경향의 가능성
육지 대부분에서 온난일과 온난한 밤(warmer days and nights)은 증가, 한랭한 밤과 한랭야(colder days and nights)는 감소	가능성 높음 <sup>c</sup>	가능성 있음 <sup>e</sup>	*	사실상 틀림없음 <sup>e</sup>
육지 대부분에서 더 온난해지고, 열대일과 열대야의 출현빈도 증가	가능성 높음 <sup>d</sup>	가능성 있음 (밤에) <sup>e</sup>	*	사실상 틀림없음 <sup>e</sup>
온난기(warm spell)/열파: 육지 대부분에서 빈도 증가	가능성 있음	가능성 없지는 않음		가능성 높음
집중호우 출현 육지 대부분에서 빈도(또는 총 강수량에서 집중호우량의 비율) 증가	가능성 있음	가능성 없지는 않음		가능성 높음
가뭄 지역 증가	1970년대 이후로 여러 지역에서 가능성 있음	가능성 없지는 않음	*	가능성 있음
강력한 열대성 저기압 활동 증가	1970년대 이후로 일부 지역에서 가능성 있음	가능성 없지는 않음		가능성 있음
극단적 해수면 상승현상 출현 증가 (쓰나미 제외) <sup>f</sup>	가능성 있음	가능성 없지는 않음		가능성 있음 <sup>h</sup>

주:

<sup>a</sup> 용어의 정의는 표 3.7을 참고.

<sup>b</sup> SRES는 IPCC Special Report on Emission Scenarios (IPCC 배출시나리오 특별 보고서)를 말한다. SRES 시나리오의 종류와 예시는 <Summary for Policymakers>의 말미의 Box에 요약되어 있다.

<sup>c</sup> 한랭일과 한랭한 밤의 빈도 감소 (가장 추운 낮과 밤의 상위 10%)

<sup>d</sup> 열대일과 열대야의 빈도 증가 (가장 더운 낮과 밤의 상위 10%)

<sup>e</sup> 그 해 가장 극단적인 고온을 보인 낮/밤

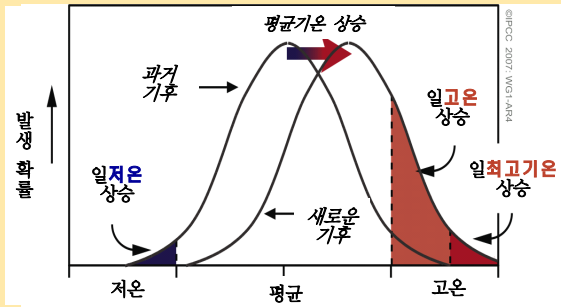
<sup>f</sup> 극단적 해수면 상승현상은 평균 해수면과 지역 기상체계에 따라 다르다. 여기서는 주어진 기준 기간 동안 관측소에서 관측된 시간당 최고 해수면의 상위 1%로 정의한다.

<sup>g</sup> 관측된 극단적 해수면 상승현상의 변화는 평균 해수면 변화와 거의 비슷한 양상을 띤다(5.5.2.6). 인간활동이 평균 해수면의 상승에 기여했을 가능성이 높다. (9.5.2)

<sup>h</sup> 모든 시나리오에서 2100년도 지구평균 해수면 전망은 기준기간의 해수면보다 높다(10.6). 지역 기상체계의 변화가 극단적 해수면 상승현상에 미치는 영향은 평가되지 않았다.

Box TS.5: 극단적 기상현상

극단적 기상현상(예: 2003년에 유럽에서 극단적으로 뜨거웠던 여름, 2005년 7월에 인도 뭄바이(Mumbai)의 폭우에 영향 받는 사람들은 인간이 기후에 끼치는 영향이 그런 극단적 기상현상의 원인이 아닌가 묻곤 한다. 기후 변화가 없는 대부분의 지역에서조차도 매우 다양한 극단적 기상현상이 예상되고, 따라서 개별 현상을 기후변화 탓으로 돌리기는 어렵다. 대부분의 지역에서, 변동성 관측기록의 범위는 일반적으로 약 150년 밖에 되지 않고, 그래서 얼마나 극단적이고 드문 기후현상이 일어날 수 있을는지 특성화할 정보는 부족하다. 더욱이 극단적 기상현상을 일으키기 위해서는 보통은 몇 가지 인자들이 결합되어야 한다. 따라서 특정 극단적 기상현상을 단일 특정 원인에 연관짓는 것은 문제가 있다. 일부 경우에는 극단적 기상현상 발생확률의 변화에 대한 인간활동의 기여도를 추정하는 것이 가능할 수도 있다.



Box TS.5. 그림 1. 기온 정규분포에서 평균기온의 상승이 극단적 기온상승에 미치는 효과를 나타낸 모식도.

그러나 간단한 통계적 추론들은 극단적 기상현상 출현빈도

의 실질적 변화 (그리고 가능한 극단적 기상현상의 변화, 예를 들면 특정 지역에 최대 24시간 비가 오는 것)는 기상 혹은 기후 변수의 분포에서 일어난 상대적으로 작은 변화에서 비롯된다는 것을 보여준다.

극단적 기상현상(extreme)은 어떤 변수값 범위의 상한과 하한에서 드물게 출현하는 현상을 말한다. 이 범위의 값들이 출현할 확률을 확률 분포 함수(probability distribution function; PDF)라고 부르며, 일부 변수의 경우 '정규분포(normal)' 혹은 '가우시안 분포(Gaussian)' 곡선('종곡선(bell curve)')이라고도 부름)과 비슷한 모양을 한다. Box TS.5의 그림 1은 그런 PDF를 나타낸 것이며, 작은 이동(분포의 평균 혹은 중심값의 작은 변화)이 분포의 한쪽 끝에서 극단적 기상현상의 출현빈도에 끼칠 수 있는 영향을 도식화해서 보여준다. 한쪽 극단적 기상현상의 빈도 증가(예: 더운 일수의 증가)는 종종 반대쪽 극단적 기상현상(이 경우에는 서리와 같은 추운 날의 출현 수)의 빈도감소를 동반한다. 변동성 혹은 분포모양의 변화는 간단한 이 그림을 복잡하게 만들 수 있다.

IPCC 2차 평가보고서(SAR)는 데이터와 기후변화 관련 극단적 기상현상의 분석이 빈약했다고 언급했다. 3차 평가보고서 이후부터는 극단적 기상현상의 변화에 관한 모니터링이 향상되고 데이터가 이용 가능했으며, 극단적 기상현상의 전망을 제공하기 위해 기후모델이 분석되고 있었다. 3차 평가 보고서 이후에는, 극단적 기상현상을 분석할 관측 기반이 상당히 증가했고, 그래서 일부 극단적 기상현상은 현재 대부분의 육지 지역에서 조사되고 있다(예: 일 기온과 강우의 극단적 기상현상). 극단적 기상현상의 시뮬레이션과 전망에 더 많은 모델이 사용되었고, 시작조건을 달리하여 다중 통합시킨 모델들(앙상블)로부터는 PDF와 극단적 기상현상에 대한 더 확실한 정보가 제공되었다. 3차 평가보고서 이후, 지구적 극단적 기상현상 통계의 변화를 중심으로 기후변화를 탐지하고 그 원인을 해석하는 연구들이 수행되었다(표 TS.4). 일부 극단적 기상현상의 경우(예: 열대성 저기압의 세기), 아직도 데이터 문제나 부적합한 모델 문제가 있다. 일부 평가는 온난화에 따라 극단적 기상현상이 어떻게 변할 것으로 예상되는가(예: 온난화는 더 많은 열파로 이어질 것으로 예상할 수 있다)에 대하여 여전히 간단한 추론에 의존하기도 한다. 관측된 변화와 모델에서 나온 변화 사이의 정성적 유사성에 의존하는 평가도 있다. 간접적 증거에 기초하여 평가된 변수들의 경우, 인간활동이 경향에 기여할 가능성이 적게 평가된다.

지역 이외에서 강수량과 강물 유출량의 증가, 저위도 지역에서 해양으로부터 대기로 담수의 전달 증가를 나타내는 관측결과와 일치하는 방식으로 지구의 수문학적 순환이 변했다는 시각을 뒷받침 한다. (3.3, 3.4, 3.9, 5.2)

**비록 강수량이 지구 전체의 많은 지역에서 증가했지만 가뭄 지역 역시 증가했다. 가뭄 지속기간과 강도도 증가했다.** 과거에도 가뭄은 발생했지만 오늘날 가뭄이 공간적으로 넓은 지역에 걸쳐 발생하고 있는 것은 온난화 아래서 예상되는 수문학적 순환의 변화와 대체로 일치한다. 지구 기온이 상승할수록 지표 수분이 존재하는 곳에서 증발량이 증가하기 때문에 수증기도 증가하며, 이것은 강수량을 증가시키게 된다. 그러나 대륙 기온의 증가는 증발량과 건조의 증가로 이어질 것으로 예상되는데, 이것은 특히 지표 수분이 한정된 건조지역에서 중요하다. 스노우팩, 적

설, 대기순환 패턴과 폭풍경로의 변화도 유효 계절 수분을 감소시키고 가뭄에 기여할 수 있다. SST의 변화와 그에 관련된 대기 순환 및 강수의 변화는 특히 저위도 지역에서 가뭄에 기여했다. 그 결과, 1970년 이후 열대 및 아열대 지역에서는 가뭄이 더 자주 발생하게 되었다. 오스트레일리아와 유럽에서는, 극단적 고온과 열파, 그에 동반된 최근의 가뭄이 지구 온난화와 직접적 관련이 있다고 추론되었다. (3.3, 3.8, 9.5)

TS.3.5 고기후 전망

고기후 연구는 시추공의 기온, 해양 퇴적물의 공극수 변화, 빙하 범위의 변화로부터 도출된 과거 변화의 측정뿐 아니라 프록시가 늘어나거나 존재했던 곳의 과거 환경변화를 반영하는 화학적, 물리적, 생물학적 변수의 변화를 포함하는 프록시 측정을 이용

한다. 고기후 연구는 결과를 교차검증하고 불확실성을 더 잘 이해할 수 있도록 다중 프록시에 의존한다. 유기체(나무, 산호, 플랑크톤, 동물 등)는 변하는 기후에 반응하여 성장이나 개체수 역학을 변경시키고 이렇듯 기후로부터 유발된 변화는 살아있는 종 및 죽은(화석) 종 혹은 유기체 집단의 과거 성장에 잘 기록되어 있다는 것은 현재 널리 인정되고 검증되어 있다. 나이테 폭과 나이테 밀도 연대학은 시간적으로 중복되는 측정치를 이용한 교정치에 기초하여 과거 기온변화를 추론하는 데 사용된다. 이 방법들은 비록 많이 사용되기는 하지만 유효한 측정치의 분포, 지구 전체에 대한 대표성, 사용한 방법의 공간적, 계절적 편향의 정도 혹은 최근 기후변화와의 관계에서 명백한 차이 등은 우려된다. {6.2}

20세기 후반의 북반구 평균 기온은 지난 500년 동안 어느 50년 기간보다도 높았을 가능성이 높고, 최소한 과거 1300년 중에서 가장 따뜻했을 가능성이 있다. 이 결론을 뒷받침하는 데이터는 여름철 온대 육지지역에서 가장 광대하게 나타난다(특히 기간이 더 길수록. 그림 TS.20 참고). 이 결론은 나무의 나이테, 얼음의 동위원소 조성, 산호의 성장밴드(growth band)의 화학적 조성 같은 프록시(proxy) 데이터에 기초하고, 따라서 온도 정보와 관련 불확실성을 도출하기 위한 분석이 필요하다. 주요 불확실성은 온도와 강수가 일부 경우에는 구분이 쉽지 않거나 1년 연중보다는 특정 계절만을 대표한다는 것이다. 3차 평가보고서 이후로, 측정지점 수 증가, 시추공 기온데이터 분석 향상, 빙하, 산호, 퇴적물의 분석범위 확대 등 데이터가 품질이 향상되고 범위가 확대되었다. 그러나 고기후 데이터는 1850년 이래의 관측기록보다 시간적으로나 공간적으로 제한적이어서 통계적 방법을 이용해 지구평균을 구하는데 이것 역시 불확실성을 낳는다. 현재의 데이터는 측정데이터가 존재하기 전의 남반구 온도를 비슷하게 평가하기에는 너무 제한적이다. {6.6, 6.7}

TAR 이후의 연구들은 사용된 프록시(proxy), 통계 처리 방법, 과거 기온을 표현하기 위한 스케일링으로 인해 북반구 몇 백 년 변동성이 TAR 때보다 크게 나온다. 이 추가 변동성은 주로 12~14세기와 17~19세기에 냉각이 있었음을 암시한다. 이것들은 화산분출이나 태양활동으로 인한 자연강제력과 관련 있을

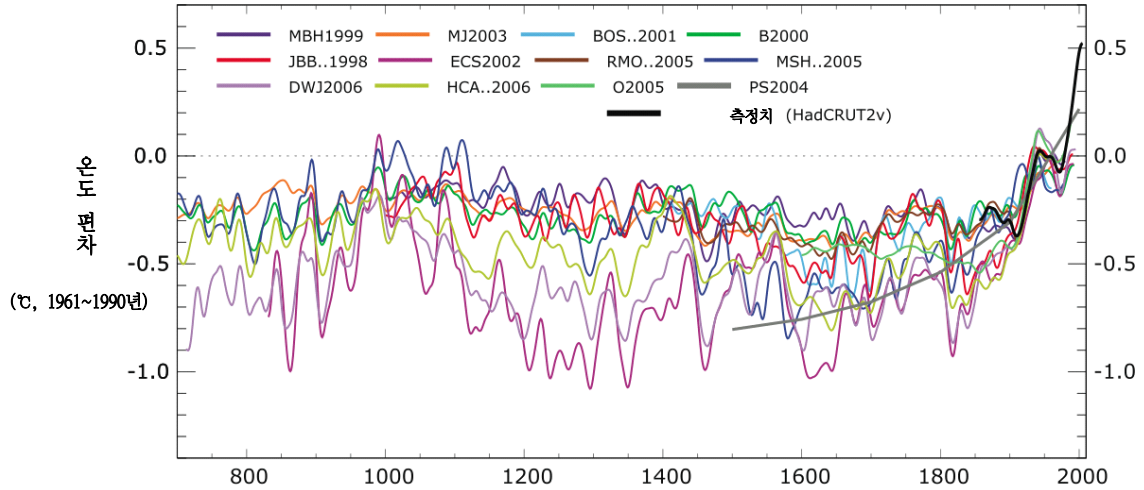
가능성이 있다(likely). 예를 들면, 재구성된 데이터는 현재에 비해 17세기에는 태양활동은 감소했고 화산 분출은 증가했다는 것을 암시한다. 재구성 사례 하나는 11세기가 TAR에서 제시된 것보다 약간 더 따뜻했다는 것을 암시하지만 그것은 TAR에서 인용한 불확실성 범위 안에 있다. {6.6}

과거 1천년 동안의 빙핵 CO<sub>2</sub> 기록은 자연 기후 변동성에 관한 추가 제약을 가한다. 프록시 데이터를 이용해 재구성한(<1℃) 산업화 이전 북반구의 10년 기온변화의 진폭은 빙핵 CO<sub>2</sub> 기록과 탄소순환-기후 피드백에 대한 이해와 대체로 일치한다. 남극의 대기 CO<sub>2</sub>와 기온은 과거 65만년 동안 함께 변동했다. 유효한 데이터는 CO<sub>2</sub>가 강화 피드백으로 작용한다는 것을 암시한다. {6.4, 6.6}

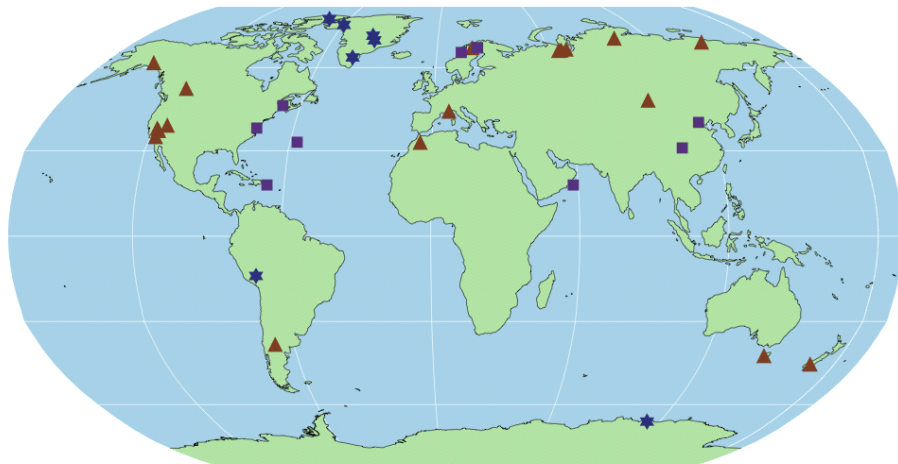
빙하 변화는 홀로세(Holocene age) 데이터에서 명백히 나타나지만 그 변화들은 20세기 후반의 퇴각과는 다른 과정에 의해 유발되었다. 북반구에서 몇몇 산악지역의 빙하는 11,000~5,000년 전에 기후강제력에 의한 지역적 온난화에 반응하여 퇴각하였고, 5,000년 그 이전의 시기에는 (아예 없었거나) 20세기 말보다 크기가 더 작았다. 현재 거의 전지구적인 빙하 퇴각은 그와 똑같은 이유에서 일리는 없다. 왜냐하면 북반구에서 지난 몇 천 년 간 여름 일사량 감소는 빙하의 성장을 촉진하기 때문이다. {6.5}

고기후 데이터는 많은 지역기후 변화의 증거를 제공한다. ENSO의 세기와 발생빈도는 과거의 기후에서는 달랐다. 아시아 몬순의 세기가 갑자기 변할 수 있고 그래서 강수량도 갑자기 변할 수 있다는 증거가 있다. 북부 및 동부 아프리카, 북부 아메리카의 고기후 기록은 수십 년에서 수백 년 지속되는 가뭄이 이들 지역의 기후에서 반복하여 나타나는 특징이고, 그래서 북아메리카와 북아프리카의 최근 가뭄은 전례가 없지는 않다는 것을 나타낸다. 개별적 십년 단위 해상도의 고기후 데이터는 지역적으로 준주기적 기후 변동성의 존재를 뒷받침한다. 그러나 이런 지역적 특징이 전지구적 스케일에서도 일치했을 가능성은 없다. {6.5, 6.6}

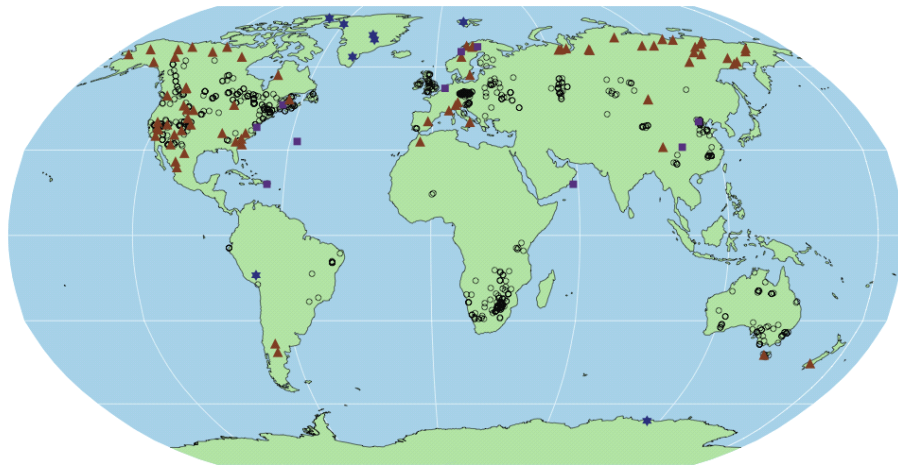
재구성된 북반구 기온



Proxy Record Locations: AD 1000



Proxy Record Locations: AD 1500



©IPCC 2007: WG1-AR4

**그림 TS.20.** (위) 지난 1300년 동안 북반구 온도변화. 색깔별 12개 곡선은 다중 기후 프록시(proxy) 기록과 관측기록(검은색 곡선)를 사용해 재구성된 온도를 나타낸다. (가운데와 아래 그림) AD 1000년과 AD 1500년까지 거슬러 올라가는 온도 민감도 프록시(proxy) 기록이 있는 지점(갈색 삼각형: 나이테, 검은색 동그라미: 시추공, 파란색 별: 빙핵/빙하의 시추공, 자주색 사각형: 기타 저해상도 기록). 데이터 소스는 표 6.1과 그림 6.10에 제시되어 있고, 6장에 설명되어 있다. {그림 6.10과 6.11}



Box TS.6: 궤도 강제력 (Orbital Forcing)

지구 공전궤도의 특징이 주기적으로 변하기 때문에 대기 상부에 입사되는 태양복사(이하 '일사(isolation)')가 계절과 위도에 따라 달라진다는 것은 천문 계산으로부터 잘 알려져 있다. 과거 및 미래의 일사량 변화는 수백 년 기간에 대해서도 높은 신뢰성 속에 계산이 가능하다. {6.4}

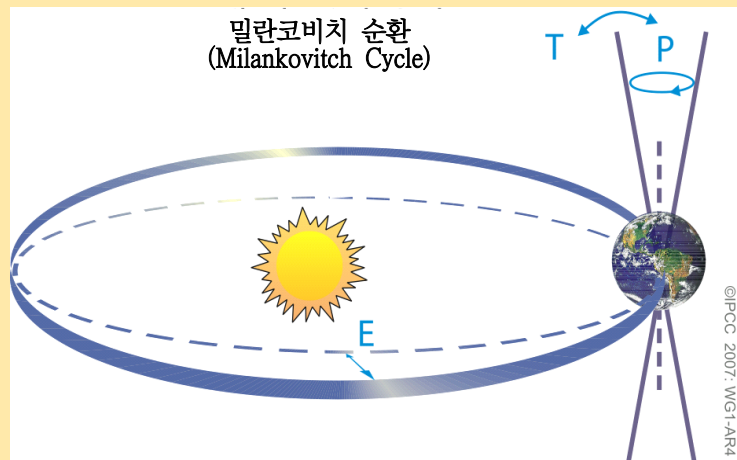
세차(precession)란 지구가 약 19,000년 ~ 23,000년 준주기(quasi-periodicity)로 1년 중 태양에 가장 가까이 가는 시기가 변하는 것을 말한다. 그 결과, 궤도에서 계절의 위치 및 기간의 변화가 일사량의 위도 및 계절적 분포를 강하게 조절하게 된다. 계절별 일사량 차이는 연평균 차이보다 훨씬 크고, 60 W/m<sup>2</sup>까지 차이가 날 수 있다 (Box TS.6, 그림 1).

지구 자전축의 황도경사각(기울기)은 약 22°와 24.5° 사이에서 변하고, 두 경사각은 약 41,000년을 준주기로 변한다. 경사각의 변화는 계절 차이뿐 아니라 연평균 일사량 변화도 조절하고 저위도와 고위도에 서로 반대의 효과를 준다 (그래서 지구 평균 일사량에는 영향이 없다). {6.4}

지구 공전궤도의 이심률은 400,000년과 약 100,000년의 좀 더 긴 준주기를 갖는다. 이심률만 변해도 태양과 지구간의 거리가 약간 변하게 되어 일사량에 제한적으로 영향이 생긴다. 그러나 이심률 변화는 경사각과 춘-추분점의 세차에 의해 유발된 계절적 효과와 상호작용을 한다. 약 400,000년 전과 다음 100,000년과 같이 이심률이 작은 기간 동안 세차로 인한 계절별 일사량 차이는 이심률이 큰 기간만큼 크지 않다 (Box TS.6, 그림 1). {6.4}

밀란코비치 (Milankovitch) 이론 혹은 빙하기의 '궤도' 이론은 현재 잘 발전되어 있다. 빙하기는 일반적으로 북반구 고위도 일사량의 최소시기에 의해 일어나는데, 이것은 겨울에 내린 눈이 녹지 않고 1년 내내 유지되게 하고 점점 쌓여서 북반구 빙하의 빙상을 키운다. 이와 유사하게, 궤도 변화에 의해 북반구 고위도 여름 일사량이 특별히 강한 시기는 급속한 해빙, 그로 인한 기후변화, 해수면 상승을 일으키는 것으로 생각된다. 이러한 궤도 강제력이 기후변화의 속도를 결정한다. 반면에 그에 대한 강한 반응은 궤도 강제력을 증폭시키는 강한 피드백 과정에 의해 결정되는 것으로 보인다. 궤도강제력도 지구의 주요 몬순, 전지구적 해양 순환, 대기의 온실가스 농도와 같은 주요 기후계에 수천년에 걸쳐 중대한 영향을 끼친다. {6.4}

유효한 증거들은 현재의 온난화는 빙하 조건 쪽으로 가는 자연적 냉각경향에 의해서는 완화되지 않을 것이라고 보여준다. 궤도강제력에 대한 지구의 반응이 이해된 바에 의하면, 지구는 적어도 30,000년 동안 또 하나의 빙하기에 자연적으로 들어가지는 않을 것이다. {6.4, FAQ 6.1}



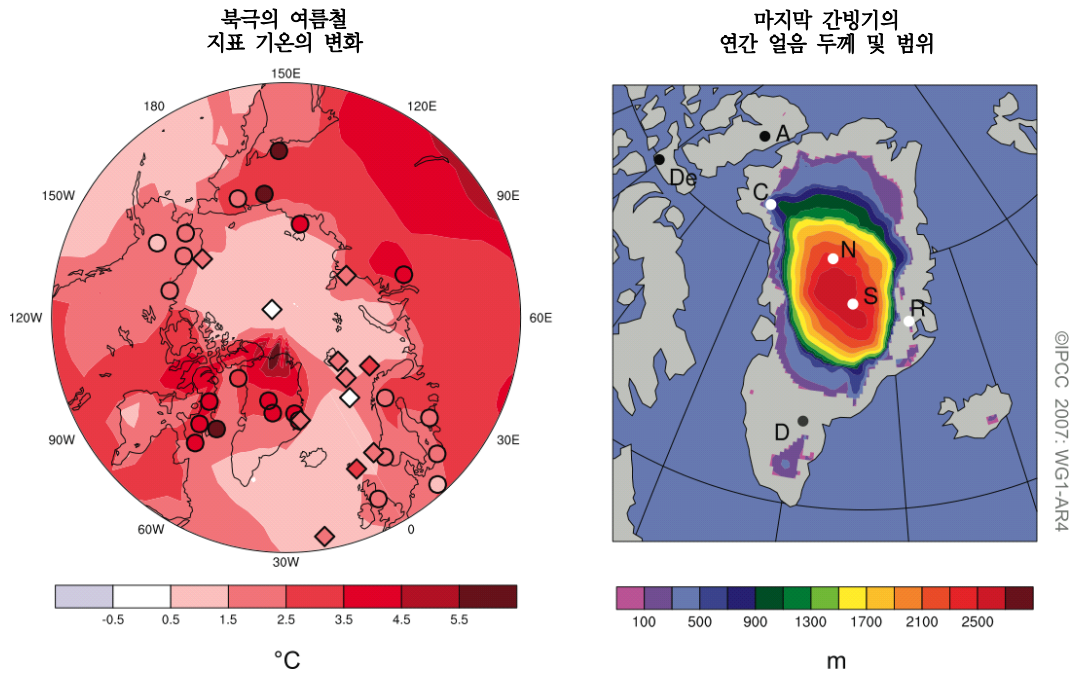
Box TS.6, 그림 1. 빙하기 주기를 조절하는 지구의 궤도 변화(Milankovitch cycle). 'T'는 지구 자전축 기울기(혹은 경사각)의 변화, 'E'는 지구궤도 이심률의 변화, 'P'는 세차(precession), 즉 궤도의 한 지점에서 자전축의 기울기 방향의 변화를 뜻한다. {FAQ 6.1, 그림 1}

해양 퇴적물 데이터와 모델링에서 나온 강한 증거는 지난 빙하기와 빙하기-간빙기 과도기 동안의 갑작스런 기후변화가 대서양 순환의 변화와 관련 있을 수 있다고 암시한다. 현재의 이해도는 해양순환은 중요한 문턱을 넘으면 불안정해지고 급속히 변할 수 있다고 암시한다. 이런 현상은 그린란드에서 최대 16℃의 온도상승에 영향을 주었고, 열대 강우 패턴에 영향을 주었다. 이런 현상들은 아마도 지구평균 기온의 큰 변화보다는 북반구와 남반구간 열의 재분포와 연관 있었을 것이다. 그런 현상들은 지난 8,000년 동안에는 발견되지 않았다. {6.4}

현재 사용 중인 모델이 과거의 기후 조건을 시뮬레이션 할 능력이 향상되어 과거의 기후변화와 궤도

강제력의 변화에 대한 이해도의 신뢰성이 강화되었다. Last Glacial Maximum(LGM; dir 21,000년 전의 마지막 '빙하기')와 홀로세 중기(6,000년 전)의 기후는 현재와는 달랐는데 그 원인은 불규칙한 변동성(random variability) 때문이 아니라 지구궤도의 차이와 관련된 계절적, 지구적 강제력의 변동 때문이었다 (Box TS.6). 생화학적 피드백과 생물지구물리적 피드백이 궤도강제력에 대한 그런 반응을 증폭시켰다. LGM 상태의 시뮬레이션 결과와 데이터 재구성 결과를 비교한 결과, 모델은 기온 및 강수 패턴에서 추정된 변화의 다양한 특징을 포착해낸다는 것이 입증되었다. 홀로세 중기에 대해, 결합 기후모델들은 중위도 온난화와 강화된 몬순을 시뮬레이션 해낼 수 있

### 북극과 마지막 간빙기



**그림 TS.21.** 현재 기온과 비교한 약 12만 5천 년 전 마지막 간빙기의 북극 여름철 지표온도 변화(좌)와 그린랜드 및 서부북극 빙하의 두께와 범위(우). 다중 모델과 다중 프록시(proxy)를 합성하여 사용했다. (좌) 마지막 간빙기의 여름철 온난화에 대한 다중모델 시뮬레이션 결과에 육지(동그라미)와 해양(마름모) 프록시(proxy)의 최대 여름 온난화 추정치를 결합시켰다. (우) 마지막 간빙기에 최소 규모에 있던 동안의 그린랜드 빙상과 캐나다 서부 및 아이슬랜드 빙하의 범위와 두께. 3개 빙하 모델로부터 구한 다중모델 평균으로 나타냈다. 빙핵 관측치를 보면 마지막 간빙기 동안 Renland(R), 북부 그린랜드 빙핵 프로젝트(N), 정상(S, GRIP, GISP2), Camp Century(C)에는 빙해(하얀 점)가 있었지만 Devon (De)과 Agassiz (A)에는 빙하가 없었다. Dye-3의 LIG 빙하(D, 화색 점)에 대한 증거는 모호하다. {그림 6.6}

고, 그 결과를 보면 지구 평균 기온의 변화는 거의 없고( $<0.4^{\circ}\text{C}$ ) 궤도강제력에 대한 우리의 이해와 일치한다. {6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

지구 평균 해수면은 약 125,000년 전 마지막 간빙기 동안에는 주로 극지방 얼음의 퇴각으로 인해 20세기 동안보다 4~6 m 높았을 가능성이 있다(그림 TS.21). 빙핵 데이터는 그린랜드 정상 지역이 그 기간 동안 얼음으로 덮여 있었다는 것을 암시하면서도 남부 그린랜드의 일부에서 빙상 범위의 감소를 나타낸다. 또한 빙핵 데이터는 그 시기의 극지방 평균 기온이 지구궤도의 차이 때문에 20세기보다 3~5 $^{\circ}\text{C}$  높았다는 것을 나타낸다. 그린랜드 빙핵과 북극 얼음필드는 관측된 해수면 상승의 4 m 정도만 기여했을 가능성이 있는데, 이것은 남극으로부터의 기여도 있었을지 모른다는 것을 함축한다. {6.4}

### TS.4 기후변화의 이해와 원인규명

원인규명에서는 관측된 변화가 여러 강제력에 대해 잘 검증된 모델들로부터 도출된 정량적 반응과는 일치하고 물리적으로 용인할만한 대체 설명과는 일치하지 않는지 그 여부를 평가한다. IPCC 1차 평가보고서(FAR)는 기후에 대해 탐지 가능한 인위적 영향력에 대해 관측에 근거한 증거를 거의 제시하지 못했다. 6년 후, 2차 평가보고서(SAR)는 증거의 균형이 20세기 기후에 대한 인간의 영향력을 암시한다고 결론지었다. 3차 평가보고서(TAR)은 ‘지난 50년 간 관측된 온난화의 대부분은 온실가스 농도의 증가 때문이었을 법하다’고 결론지었다. 최근의 기후변화에 대한 인간 기여도의 평가에 대한 신뢰성은 TAR 이후에 상당히 증가했다. 그것은 부분적으로는 더 긴 시간의 기록으로부터 더 강한 신호를 확보하고, 범위가 확대되고 향상된 관측을 통해 온난화의 원인규명을

### Box TS.7: 대기-해양 대순환모델의 평가

대기-해양 대순환 모델(Atmosphere-Ocean General Circulation Model; AOGCM)은 과거 기후변동성의 이해와 원인규명, 미래 전망에서 일차적으로 사용되는 도구이다. 21세기에 예상되는 인위적 섭동과 완전히 유사한 복사강제력의 섭동 기록은 없기 때문에, 모델의 신뢰도는 아래 설명하는 여러 간접적 방법을 통해 높여야 한다. 이 분야는 TAR 이후 상당히 진전되었고 모델의 전반적 신뢰성이 높아졌다. {8.1}

공동 조건으로 수행되는 모델실험의 결과를 수집하고 보급하기 위해 국제적으로 조정되는 연구를 통해서 모델 거동에 대한 향상된 정밀검사 및 분석이 용이해졌다. 덕분에 다양한 전망을 포함한 포괄적이고 개방적인 모델평가가 촉진되었다. {8.1}

**여러 스케일과 여러 기간에 대한 지구 기후 모델의 전망.** 기후모델은 미래의 몇 십 년 혹은 그보다 긴 기간의 기후를 전망한다. 개별 기상체계의 세부적인 것은 추적하거나 예보하지 않기 때문에 초기 대기조건은 기상예보 모델에서보다는 훨씬 덜 중요하다. 기후전망을 위해서는 강제력이 훨씬 더 중요하다. 강제력에는 지구에 도달하는 태양에너지의 양, 화산분출로부터 대기에 들어가는 입자성 물질의 양, 인위적 가스 및 입자의 대기 중 농도가 포함된다. 관심 영역이 지구전체에서 지역으로, 그리고 지방으로 이동할 수록 또는 관심 시간대가 짧아질수록 기상에 관련된 변동성의 진폭은 장기 기후변화의 신호에 비례하여 증가한다. 이 때문에 작은 스케일에서는 기후변화 신호를 탐지하기가 더 어렵다. 1년이나 10년 스케일을 다룰 때는 해양 조건도 중요하게 관여한다. {FAQ 1.2, 9.4, 11.1}

**모델의 공식(Model formulation).** AOGCM의 공식은 향상된 공간 해상도와 수치기법 및 모수(예: 해양빙하, 대기경계층, 해양혼합)의 향상을 통해 발전했다. 강제력에 중요한 수많은 핵심 과정(예: 에어로졸은 현재 많은 모델에서 대화형으로 모델링 된다)을 비롯해 더 많은 과정(process)이 모델에 포함되었다. 해양의 느린 과정 등으로 인해 일부 장기 경향이 AOGCM control integration에 남아 있긴 하지만 현재 대부분의 모델은 플럭스 조정을 사용하지 않은 채 안정된 기후를 유지하고 있다. {8.2, 8.3}

**현재 기후의 시뮬레이션.** 모델 공식이 향상됨으로써 현재의 평균 기후의 여러 측면에 대한 시뮬레이션도 향상되었다. 열대 강우에 대해서는 아직 부족한 점이 있지만 강우, 해면기압, 지표온도의 시뮬레이션이 전반적으로 향상되었다. 구름(그리고 기후 민감도에 영향을 주는 해당 피드백) 시뮬레이션에 중요한 결함이 있긴 하지만 특정 구름 종류(특히 바다의 층적운)의 시뮬레이션에서 향상을 보여준 모델들도 있다. 극단적 기상현상(특히 극단적 기온)의 시뮬레이션은 향상되었으나 모델들은 일반적으로 가장 극단적인 기상현상에서 너무 적은 강우를 보여준다. 온대성 저기압의 시뮬레이션은 향상되었다. 열대성 저기압의 변화를 전망하는 데 사용된 일부 모델은 관측된 열대성 저기압의 빈도와 분포를 성공적으로 시뮬레이션 할 수 있다. 해양 수괴 구조(ocean water mass structure), 자오선 순환, 해양 열 전달의 시뮬레이션이 향상되었다. 그러나 대부분의 모델은 남대양 시뮬레이션에서 약간의 편향을 보인다. 이것은 기후가 변할 때의 해양의 열 흡수량에 대한 불확실성이 된다. {8.3, 8.5, 8.6}

**기후변동성 시뮬레이션.** 모델들은 관측된 것(NAM/SAM, PNA, PDO)과 닮은 지배적인 모드의 온대 기후 변동성을 시뮬레이션하지만 그 특징을 표현하는 데서 여전히 문제를 보인다. ENSO의 중요한 특징을 모사할 수 있는 모델들이 있긴 하지만 메든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation)의 시뮬레이션은 일반적으로 만족스럽지 못한 상태다. {8.4}

**과거 기후변동성의 시뮬레이션.** 과거 기후 변동성의 시뮬레이션은 향상되었다. 기후변화의 원인규명과는 별개로, 관측된 여러 시간 스케일의 기후 변동성에 대해 물리적으로 모순 없는 설명을 제공할 수 있는 기후모델은 21세기 기후 발달의 핵심 과정들을 잘 포착해낸다는 신뢰성이 높아진다. 20세기에 훨씬 더 다양한 범위의 기후변동성(예: 대륙 규모의 지표 온도 및 극단적 현상, 해양빙하의 범위, 해양의 열 함량 경향, 육지의 강우)에서 관측된 변화를 모델링 하는 데 성공한 것은 최근 진전 중의 하나다. 현재의 기후를 연구하는 데 사용되는 것과 동일하거나 관련 있는 모델을 사용해서 홀로세 중기나 LGM 같은 현재와 매우 다른 과거 기후의 일반적 특징들을 모델링 하는 능력이 많이 향상되었다. 고기후 계산에서 경계조건으로 삼은 팩터에는 그 기간 중 빙상의 여러 상태를 포함시켰다. 증가하는 온실가스에 대한 반응으로 지구 기온이 증가하는 것에 대한 초기 기후모델의 대략적인 전망은 이후의 관측들에 의해 뒷받침 되었다. 이것은 가까운 장래의 기후 전망에 대한 신뢰성과 관련 기후변화 관계량에 대한 이해를 높여 준다. {6.4, 6.5, 8.1, 9.3-9.5}

**기후모델을 사용한 기상 및 계절 전망.** 몇 개의 기후모델이 일기예보 스케일(며칠)부터 계절적 기후변동 스케일까지 초기값 예측 능력을 시험하여 능력을 입증했다. 검사에서 초기화에는 적절한 관측치를 사용했다. 이런 운영 모드의 모델은 온실가스 같은 기후 강제력 요소의 변화에 대해 옳은 반응을 보여주리라고 암시할 정도의 예측능력을 가질 필요는 없지만, 그런 예측능력은 그 모델이 기후계의 핵심 과정과 원격상관을 적절하게 표현하고 있다는 신뢰성을 높이게 된다. {8.4}

**모델전망의 정확도 척도.** 위에 언급된 평가방법을 토대로, 모델의 기후 전망에 정략적 제약을 가함으로써 불확실성을 줄일 수 있는 모델능력 발전가능성 척도('메트릭스')가 모델 앙상블에서 처음으로 탐구되었다. 이 방법은 유망한 것으로 나타났다. 그러나 아직은 입증된 척도세트를 확정해야 하는 일이 남아 있다. {8.1, 9.6, 10.5}

기후계의 다른 변화와 함께 좀 더 전면적으로 다룰 수 있게 되었기 때문이다. 관측기록에서 보이는 일부 불일치(예: 기온변화의 연직분포)는 대체로 해결되었다. 현재의 평균 기후의 여러 측면과 그것의 계절 단위 규모부터 십년 단위 규모의 변동성에 대한 시뮬레이션이 향상되었다. 그래도 불확실성은 여전히 존재한다(Box TS.7). 현재 이 모델들은 에어러솔 및 그 외 강제력에 관련된 과정을 더 세부적으로 표현한다. 20세기 기후변화의 시뮬레이션에는 TAR 때 이용 가능했던 것보다 더 많은 모델이 사용되고 훨씬 더 많은 완전한 인위적, 자연적 강제력이 사용되었다. 사용 중인 다중모델 앙상블은 모델 불확실성의 개선된 표현이 가능하여 원인규명 결과의 신뢰성을 높이고 있다. 인위적 신호는 전지구 범위의 대기온도를 넘어 전지구적 해양 열용량의 변화, 대륙 기온경향의 변화, 극단적 기온현상, 순환, 북극 해양빙하 규모의 변화를 비롯한 기후계의 여러 측면에 대한 공식적 원인규명 연구에서 뚜렷이 부상했다. {9.1}

#### TS.4.1 기온변화 원인규명의 진전: 대기, 해양, 빙하

인간에 의한 기후계 온난화는 널리 만연되어 있고, 지표, 자유대기, 해양의 온도 관측치에서 탐지된다. {3.2, 3.4, 9.4}

인위적, 자연적 외부 영향요소가 기후계에 미치는 영향의 증거는 TAR 이후 계속 축적되었다. 모델과 데이터의 개선, 에어러솔 및 온실가스 강제력과 더불어 다른 영향력에 대한 앙상블의 시뮬레이션과 향상된 표현은 대부분의 현재 모델들이 대규모 강제력에 의한 변동성을 십년 스케일과 10년 주기 스케일로 아주 잘 재현한다는 높은 신뢰성을 준다. 이런 진전은 공간적으로 넓은 스케일의 과거 기후 변동성이 외부 강제력에 강하게 영향 받았다는 것을 확인시켜 준다. 그러나 잘 혼합된 온실가스 이외의 다른 강제력은 강제력에 대한 모델 반응의 불확실성 등 때문에 그 추정된 기여도의 크기와 출현 시간에 여전히 불확실성이 존재한다. 검명 에어러솔(Black Carbon Aerosol) 같은 일부 잠재적으로 중요한 강제력은 대부분의 공식적 탐지 및 원인규명 연구에서 아직 고려되지 않았다. 자연적으로 내재된 기후 변동성의 추정치에는 불

확실성이 잔류한다.

예를 들면, 모델과 관측치에서 나온 각각의 해양 열용량 변동 추정치는 서로 불일치한다. 그래도 세계 해양의 부실한 샘플링으로 이 불일치의 원인을 설명할 수도 있다. 게다가, 내부 변동성은 유효 관측기록으로부터 추정하기가 어려운데 그 이유는 이런 관측치들은 외부 강제력의 영향을 받고, 십년 및 그 이상 스케일로 변동성을 완전히 묘사하기에는 계기 데이터는 기록이 충분히 장기적이지 않고 프록시(proxy) 재구성데이터는 충분히 정밀하지 않기 때문이다(그림 TS.22와 Box TS.7) {8.2~8.4 m8.6, 9.2~9.4}

**지난 반세기 동안 관측된 지구 온난화 패턴이 외부 강제력 없이 설명될 수 있을 가능성은 극히 낮다 (<5%).** 이 변화들은 비인위적 강제력 요인(즉, 태양 및 화산 강제력의 합)이 온난화가 아닌 냉각을 일으켰을 가능성이 있는 기간에 발생했다(그림 TS.23). 원인규명 연구들의 결과는 이 자연강제력 요인들만으로는 그간 관측된 온난화를 설명해 내지 못한다는 것을 보여준다(그림 TS.23). 자연적 내부 변동성은 그간 관찰된 변화를 해명할 수 없다는 것도 신뢰성이 증가했으며 이는 부분적으로는 온난화는 관측된 열염량 손실과 함께 해양과 대기 둘 다에서 일어났다는 것을 보여주는 향상된 연구들 덕분이다. {2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

인간에 의한 온실가스 증가가 20세기 중반 이후 관측된 지구 평균 기온 상승의 대부분을 야기했을 가능성이 높다. 대기 에어러솔의 냉각 효과를 제외하면, 온실가스 단독으로도 지난 50년 동안 관측된 지구 평균 기온 상승보다 훨씬 더 큰 기온상승을 일으켰을 가능성이 있다. 에어러솔의 자취를 파악하고 온실화에 반작용하는 냉각량을 확인하는데 핵심이 되는 인자는 시간 경과에 따른 온도변화(그림 TS.23 참고)와 남/북반구의 온난화 대비이다. 온실가스 강제력이 지배적이었다는 결론은 관측치 불확실성과 강제력 불확실성을 고려한 것이며, 여러 기후모델, 외부 강제력에 대한 반응을 추정하는 여러 방법, 여러 분석기법을 사용되고 있어도 흔들림 없이 확고하다. 또한 이 결론은 태양강제력에 대한 반응을 증폭시키는 것도 가능케 한다. {2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

**널리 만연된 온난화는 해수온도에서도 탐지되었다.** 공식적 원인규명 연구들은 인위적 강제력이 20세



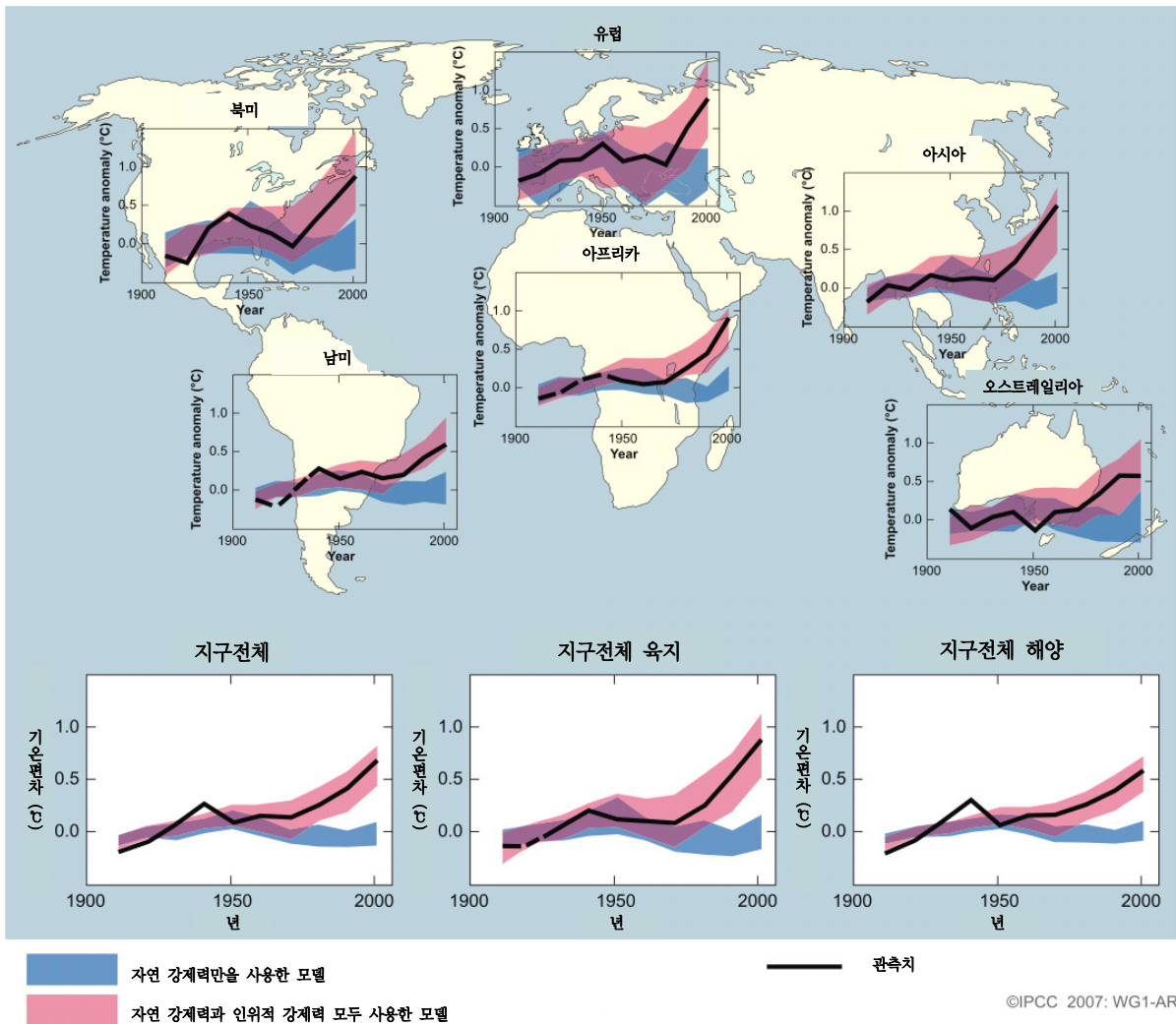
기 후반 지구 해양의 상층부 몇 백 m의 온난화에 기여했을 가능성이 있다고 암시한다. {5.2, 9.5}

**인위적 강제력이 최근 북극 해양빙하 범위의 감소에 기여했을 가능성이 있다.** 강화된 북극 온난화가 관측된 것을 고려하면 북극 해양빙하의 변화가 예상된다. 원인규명 연구와 해양빙하 및 해양 열전달에 대한 모델링 표현의 향상은 이 결론에 대한 신뢰성을 높여준다. {3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

**인위적 강제력에 대한 반응이 20세기 후반의 해수면 상승에 기여했을 가능성이 높으나, 해수면 상승의 10년 변동성은 이해가 빈약한 상태로 남아있다.** 해수면 상승에 대한 열팽창의 기여도를 모델링하여 추정

한 결과는 1961~2003년 관측치에 근거한 추정과 잘 일치하지만 그 기간 동안의 해수면 상승 수치는 완료되지 않은 상태이다. 빙하와 만년설에서 관측된 질량 손실 속도의 증가는 물리적 고려사항으로부터 정성적으로 예측된 대로 지구평균 기온상승과 비례한다 (표 TS.3 참고). 1961~2003년보다 1993~2003년의 해수면 상승속도가 큰 것은 인위적 강제력의 증가와 관련 있을 수 있는데, 그 인위적 강제력이 관측된 해양상층부 온난화와 빙하 퇴각에 기여했을 가능성이 있다. 반면에 지구 평균 해수면의 조위계 기록은 이와 비슷한 속도의 해수면 상승이 1950년 이후 10년 기간들 동안 발생했는지도 모른다는 것을 암시한다. 이것은

지구 전체와 대륙의 온도 변화



©IPCC 2007: WG1-AR

**그림 TS.22.** 대륙 및 지구 스케일의 지표온도 변화: 관측치와 기후모델 시뮬레이션 결과 비교. 기후모델은 자연 강제력과 인위적 강제력을 사용해서 시뮬레이션 했다. 흑색 실선(관측치)은 1906~2005년 관측치의 10년 평균 지표온도와 1901~1950년의 10년 평균 지표온도의 차이를 각 10년의 중간점에 표시한 것이다. 포함지역(spatial coverage)이 50% 미만인 곳은 대시(-)로 표시하였다. 파랑색 띠는 태양활동과 화산 때문에 자연강제력만을 사용한 5개 기후모델의 19개 시뮬레이션의 5~95% 범위이다. 사용된 데이터 소스와 모델은 9.4절, FAQ 9.2, 표 8.1, 9장의 보충자료를 참고한다. {FAQ 9.2, 그림 1}

자연적 내부 변동성도 1993~2003년의 높은 상승률의 한 요인일 수 있다는 의미가 된다. 조위계 기록에서 관측된 10년 변동성은 관측데이터로 추정된 열팽창 및 육지빙하 변화의 변동성으로 설명할 수 있는 것보다 크다. 더욱이, 열팽창에서 관측된 10년 변동성은 모델로 20세기에 대해 시뮬레이션한 것보다 크다. 따라서 조위계 기록에서 보이는 10년 변동성의 원인은 불확실하다. 1961~2003년의 해수면 상승과 그것의 10년 변동성에 관련된 이러한 미해결 문제들은 1993~2003년에 더 높아진 해수면 상승속도의 얼마나 많은 부분이 자연적 내부변동성 때문인지 그리고 얼마나 많은 부분이 인위적 기후변화 때문인지를 불확실하게 만든다. {5.5, 9.5}

### TS.4.2 시공간적 기온변화의 원인규명

대류권 온난화와 성층권 냉각에서 관측된 패턴은 인위적 강제력의 영향, 특히 온실가스 증가와 성층권 오존 고갈 때문일 가능성이 높다. 3차 평가보고서 이후 새로운 분석결과에는 이 패턴이 주로 온실가스 증가와 성층권 오존 고갈 때문일 가능성이 있는 대류권계면 고도의 증가와 일치한다는 것을 보여준다. 라디오존데 기록에서 나온 대류권 기온 경향 추정치에는 상당한 불확실성이 존재한다. {3.2, 3.4, 9.4}

20세기 중반 이후 남극대륙을 제외한 모든 대륙의 평균 지표온도 증가에 인간활동이 상당히 기여했을 가능성이 있다. 남극대륙은 평가를 하기에는 관측된 범위가 불충분하다. 인위적 온난화는 아(亞)대륙 육지 지역에서도 확인되었다. 결합 기후모델(Coupled Climate Model)이 각 6대륙의 온도 전개를 시뮬레이

지구평균 지표온도 편차

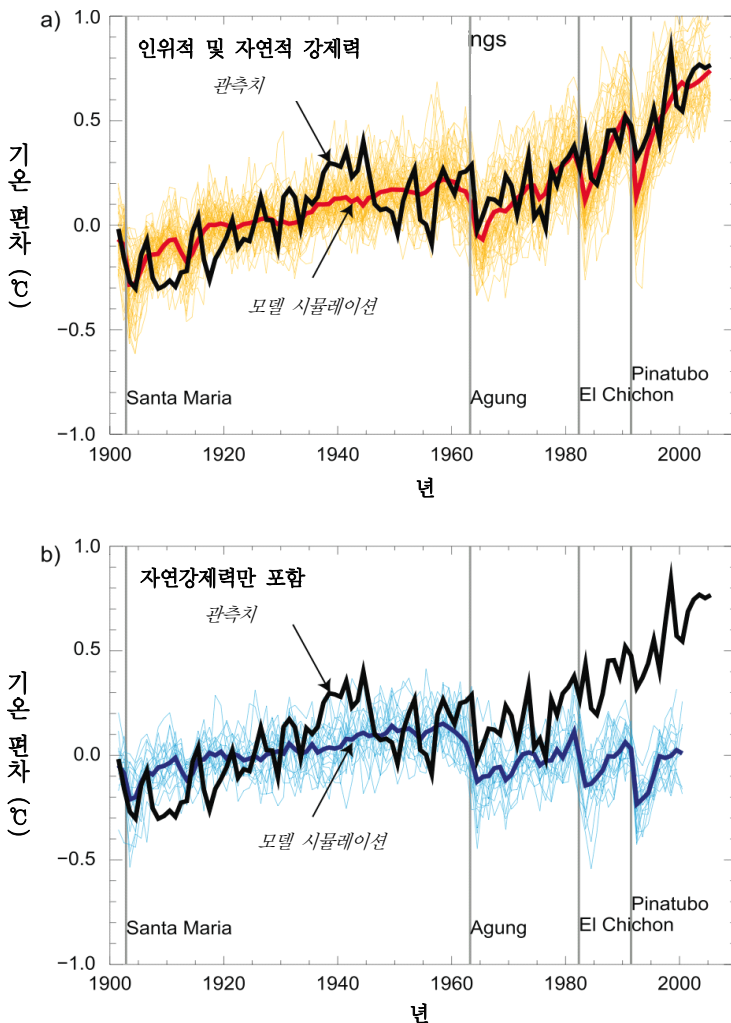


그림 TS.23. (a) 1901~1950년 대비 지구평균 지표온도의 변화에 대한 관측치(검은색 실선)과 인위적, 자연적 강제력을 모두 사용한 시뮬레이션 결과. 붉은색 굵은 곡선은 다중모델 종합 평균이고, 노란색 가는 곡선은 개별 시뮬레이션 결과이다. 회색 세로선은 중요한 화산분출이 있었던 시점을 나타낸다. (b) 시뮬레이션에 자연강제력만을 사용했다는 것 외에는 (a)와 같다. 파랑색 굵은 곡선은 다중모델 종합 평균이고, 옅은 파랑색의 가는 곡선은 개별 시뮬레이션 결과를 나타낸다. 시뮬레이션 지점은 관측 지점과 일치하게 샘플링 했다. {그림 9.5}

선 할 능력은 지구기후에 대한 인간의 영향력에 대해 3차 평가보고서 때보다 강한 증거를 제공한다. 자연 강제력만을 사용한 결합 지구기후모델은 어느 것도 20세기 후반에 관측된 지구평균 온난화 경향이나 개별 대륙(남극 제외)의 대륙평균 온난화 경향을 재현하지 못했다. (9.4)

공간적으로 대륙보다 작은 범위나 시간적으로 50년 이하의 범위에서는 기온변화의 원인규명을 하는데 어려움이 있다. 이런 범위의 원인규명 결과는 약간의 예외는 있지만 아직 확정되지 않았다. 작은 지역을 평균 하면 넓은 지역을 평균한 경우보다 자연 변동성이 작아지고, 변화(외부강제력에서 예상되는)와 변동성을 구분하기가 어려워진다. 게다가, 일부 변동성 모드에 관련된 기온변화는 일부 지역과 계절

에서는 모델에서 부실하게 시뮬레이션 된다. 작은 범위의 외부강제력 세부사항과 모델에 의해 시뮬레이션된 반응은 큰 범위의 것들보다 신뢰가 떨어진다. (8.3, 9.4)

극단적 지표온도 현상은 인위적 강제력에 영향 받았을 가능성이 있다. 고온 및 저온 연간 일수, 최고 기온과 최저 기온, 서리 낀 날의 수 등 많은 극단적 현상의 지시자는 온난화와 일치하는 변화를 보여준다. 이런 지표들에서 인위적 영향력이 탐지되었고, 인위적 강제력이 2003년 유럽의 열파처럼 지역적으로 여름의 이상 무더위 위험을 상당히 증가시켰다는 증거가 있다. (9.4)

12월~1월의 해면 기압 경향

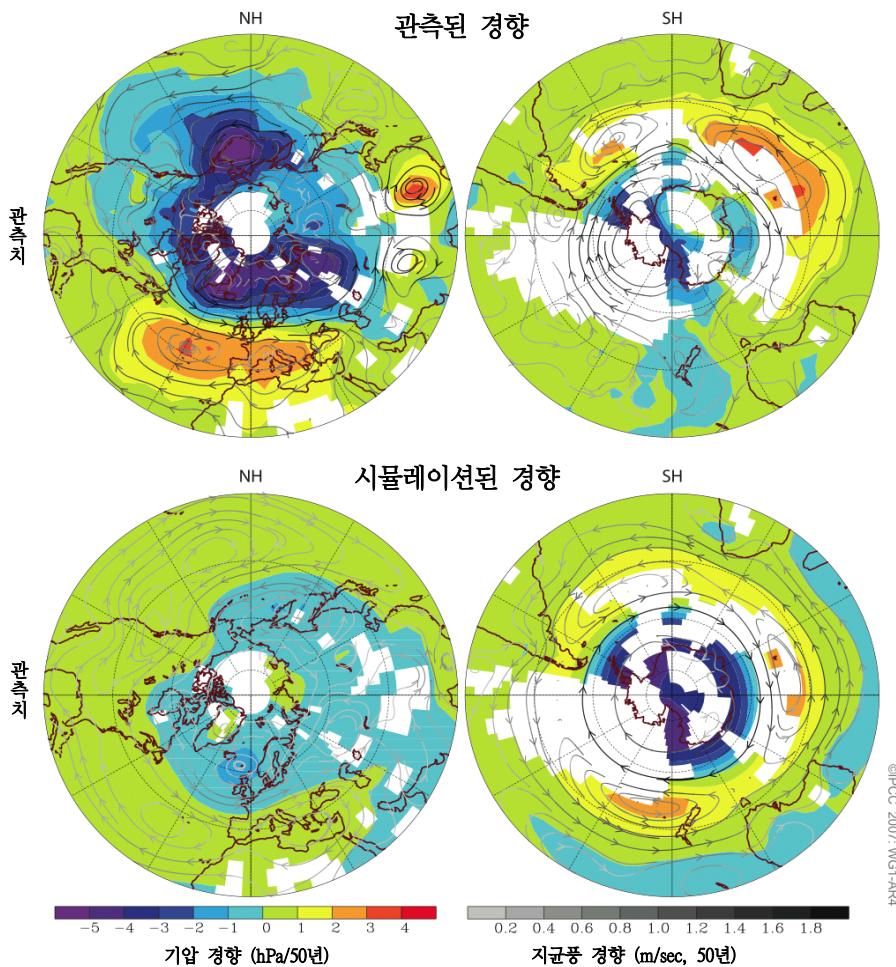


그림 TS.24. 1955~2005년의 10년 평균에 기초한 12~1월의 해면 기압 경향. (위) 관측치로부터 추정된 해면기압 경향이며, 관측점이 있는 지역의 경향만 표시했다. (아래) 인위적, 자연적 강제력에 대한 반응 시뮬레이션에서 나타난 평균 경향. 8개 결합모델로 시뮬레이션 했고, 관측치에 근거한 경향이 표시된 곳에만 나타냈다. 유선은 해면기압 경향으로부터 도출한 지균풍(Geostrophic wind) 경향의 방향을 나타내며, 유선의 음영은 그 변화의 규모, 진한색 유선은 변화가 더 큰 지균풍에 해당된다. 데이터 소스와 모델은 9장과 그것의 보충자료에 있고, 표 8.1에 모델의 세부내용이 있다. {그림 9.16}



### TS.4.3 순환, 강우, 기타 기후변수의 변화 원인규명

최근 몇 십 년 동안 남, 북반구 극진동(Annular Mode: AM)의 경향은 남,북극 해면기압 감소와 관련 대기순환 변화와 일치하는데, 일부분 인간활동과 관련 있을 가능성이 있다(그림 TS.24 참고). 모델들은 북반구 극진동(Northern Annular Mode : NAM) 경향의 부호는 재현해내지만 시물레이션 된 반응은 관측된 그것보다 작다. 온실가스와 성층권 오존 변화를 모두 포함하는 모델은 남반구 극진동(Southern Annular Mode : SAM)의 실제 경향을 시물레이션 해낸다. 여기에서 탐지되는 지구 해면기압에 대한 인간의 영향은 남극대륙 일부에서 관측된 지표 기후 냉각 경향과 일치한다. 이러한 반구 순환의 변화와 그것의 원인을 인간활동으로 해석한 것은 인위적 효과가 중위도와 고위도의 순환 변화와 기온 패턴의 변화는 물론, 바람과 폭풍 경로의 변화에 기여했을 가능성이 있다는 의미를 함축한다. 그러나 북반구의 20세기 강제력 변화에 대한 반응 시물레이션 결과는 그 변수들의 관측결과와 정성적으로만 일치하고 정량적으로는 일치하지 않기 때문에 정량적인 영향은 불확실하다. {3.6, 9.5, 10.3}

수문 순환에 대한 외부 영향력의 증거가 있다. 20세기에 관측된 육지 강수의 대규모 변화 패턴은 인간의 영향을 암시하는 시물레이션 결과와 일치한다. 20세기 후반에 관측된 전지구적인 가뭄 증가 경향이 인위적 강제력과 자연강제력을 고려한 모델에서 재현되었다. 토지를 지나치게 목초지화 하고 습지를 농지로 전환 하는 등 토지사용의 변화가 사헬과 오스트레일리아 지역의 가뭄의 일차적 원인이었을 가능성은 없다는 것이 많은 연구에서 입증되었다. 관측치와 시물레이션을 비교한 결과는 몬순, 폭풍의 세기, 사헬 지역의 비 등의 변화가 적어도 일부는 관측된 SST 변화와 관련 있다는 것을 암시한다. 지구 해수면온도(SST)의 변화는 인위적 강제력의 영향을 받을 것으로 예상되지만 지역적 SST 변화와 강제력 간의 연관성은 아직 확정되지 않았다. 강우현상의 변화는 SST 뿐만 아니라 시공간적 SST 패턴의 변화와 대기순환의 지역적 변화에도 달려있어 그 원인을 인간의 영향에서 찾기는 어렵다. {3.3, 9.5, 10.3, 11.2}

### TS.4.4 고기후를 이용한 원인규명 연구

1950년 이전 최소 7백 년 동안의 기후 변화가 강제력 없는 변동성 때문만은 아니었을 가능성은 매우 낮다. 탐지 및 원인규명 연구들은 산업화 이전 북반구에 대해 재구성한 데이터에서 보이는 그 기간의 10년 주기 기온변동성의 상당 부분은 자연적 외부 강제력에 원인이 있을 가능성이 매우 높다는 것을 나타낸다. 그런 강제력에는 알려진 화산분출로 인한 일시적 냉각(빙핵 등의 증거에 근거한 20세기의 그것보다 강했다)과 태양복사의 장기 변동성(예:마운더 극소기 동안의 태양복사 감소)이 있다. 더욱이, 인위적 강제력은 이 기록들에서 명백히 보이는 20세기 초반 온난화에 기여했을 가능성이 있다. 온도 재구성과 강제력 재구성은 서로 다른 프록시(proxy)를 이용하기 때문에 둘의 불확실성이 서로 일치할 것 같지는 않다. {6.6, 9.3}

### TS.4.5 복사강제력에 대한 기후반응

이 보고서에서 평형 기후 민감도(equilibrium climate sensitivity)<sup>8)</sup>의 가능한 범위와 가장 가능성 높은 값을 명시하게 된 것은 복사 강제력에 대한 기후계 반응의 정량화에서 3차 평가 이후의 큰 진전을 뜻하고, 이해를 높이기 위한 30년 넘게 지속된 도전의 큰 성과이다. 평형 기후 민감도의 범위 - CO<sub>2</sub> 농도가 산업화 이전 농도(약 550 ppm)의 2배로 지속되는 경우 새로 도달하게 될 평형 지구평균 온난화 -는 3차 평가보고서에서는 1.5~4.5℃로 제시되었다. 최적 추정치를 제시하거나 기후 민감도가 이 범위 밖으로 나갈 확률을 추정하는 것이 전에는 가능하지 않았다. 기후 민감도를 억제하기 위해 4차 평가보고서에서는 대기-해양결합모델(AOGCM)을 사용하고, 지난 150년 동안의 점진적 기온 변화(지표, 상층 공기, 해양)를 검사하고, 화산분출로 인한 강제력 변화(그림 TS.25 참고)의 지구 기후계의 급속한 반응을 검사하는 등 몇 가지 접근법을 사용했다. 그리고 과거 1천 년 간의 북반구 기온 기록과 LGM(Last Glacial Maximum)을 재구성하는 등 고기후에 기초한 추정으로 보충하였다. 기후모델 앙상블의 시물레이션은 모델의 현재 기후 모사 능력이 기후 민감도를 제약하는 데 중요하

8) 기후민감도의 정의는 용어집을 참고.



다는 것을 보여주었다. {8.1, 8.6, 9.6, Box 10.2}

관측치와 함께 모델을 분석한 결과, 평형 기후 민감도는 2~4.5°C 범위일 가능성이 있고 최적추정치는 약 3°C이다. 평형기후 민감도가 1.5°C 이하일 가능성은 매우 낮다. 4.5°C보다 높은 값도 배제할 수는 없으나 관측치와의 일치도가 앞서 제시한 범위만큼 좋지 않다. 여러 정보와 접근법을 통해 도출된 확률 밀도 함수는 일반적으로 4.5°C 보다 높은 값 쪽으로 길어지는 경향이 있다. 과거 수백 년에 걸친 기후 및 강제력 진화의 분석과 모델 앙상블 연구는 기후민감도가 6°C 이상이 되는 것도 배제하지 않는다. 이것의 한 가지 사실은 에어러솔의 간접적 냉각효과가 불확실성 범위의 상한에 달해서 온실가스의 양(positive)의 강제력 대부분을 상쇄하는 경우에 20세기 순 복사 강제력이 적게 나올 가능성이 있다. 그러나 각 연구의 서로 다른 가정을 고려한 개별 결과들로부터 하나의 확률밀도함수를 추정하는 확정된 방법은 없다. 높은 기후민감도를 제한할 강력한 제약이 없기 때문에 95 퍼센타일 경계값이나 매우 가능성 높은 기후민감도 범위를 명확히 정하지는 못한다. {Box 10.2}

모델 분석과 모델 간 비교 및 모델과 관측치 간 비교가 향상된 덕분에, 기후민감도에 중요한 핵심 기후

과정에 대한 이해의 신뢰성이 높아졌다. 수증기 변화는 기후민감도에 영향을 주는 피드백을 좌우하며, 이에 대한 이해는 전보다 높아졌다. 관측과 모델링에서 나온 새로운 증거들은 대순환모델(GCM)에서 나타난 것과 비슷한 수증기-기온감률 결합 피드백(coupled water vapor-lapse rate feedback)<sup>9)</sup>을 강하게 뒷받침한다. 즉, 지구기온이 1°C 상승할 때마다 대략 1 W/m<sup>2</sup> 증가한다는 것인데 이것은 지구 평균 온난화의 약 50% 증폭에 해당한다. 이 GCM들은 육지와 해양의 상층 대류권에서 계절 및 10년 주기의 습도 변동을 모사할 능력을 입증했고, 화산분출과 관련 있는 지표온도 및 습도의 변화 관측치를 성공적으로 시뮬레이션 해냈다. 구름(특히 저층 구름)의 피드백은 가장 큰 불확실성을 주고 있다. 적설의 변화 등 빙권 피드백은 구름이나 수증기의 피드백만큼 모델의 기후민감도 추정치를 오히려 늘리지 않는 것으로 나타났다. 그래도 중위도와 고위도의 지역적 기후반응에서 중요하게 작용할 수 있다. 새로운 모델 상호비교 결과는 복사 전달 공식의 차이도 민감도 범위에 기여한다고 암시한다. {3.4, 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, Box 10.2}

기후민감도의 정량화가 향상된 덕분에, CO<sub>2</sub> 농도가 지구 에너지균형에 기초한 여러 농도수준으로 안

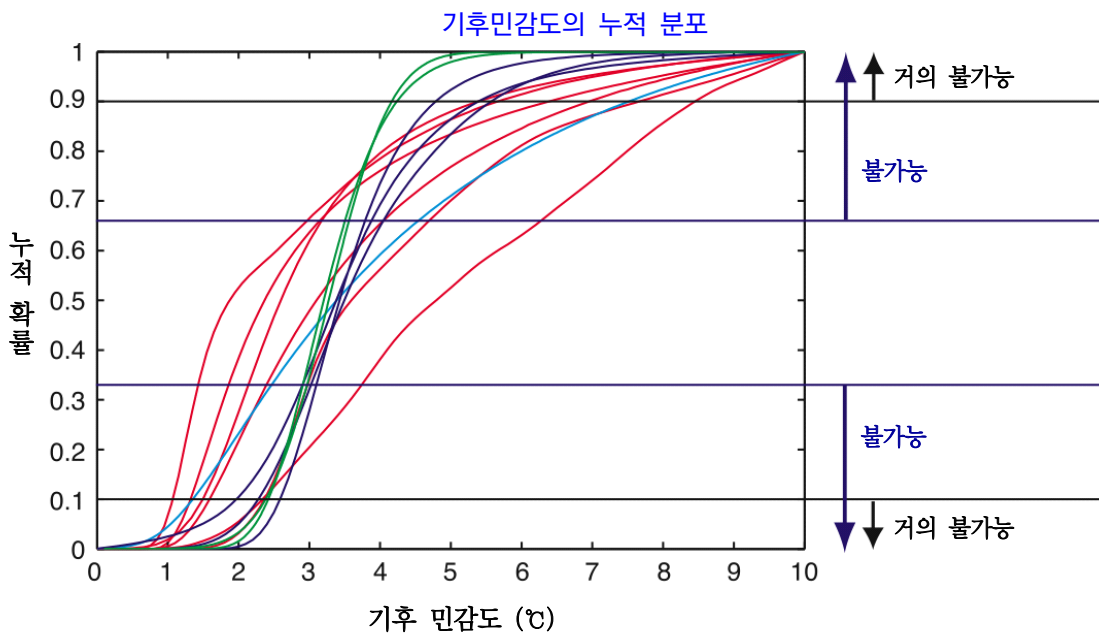


그림 TS.25. 20세기 온난화 관측치(빨간선), 모델 기후(파란선), proxy data(남색선), 대기-해양결합모델(AOGCM:녹색선)에서 도출된 기후민감도 누적 확률 분포. 가로선과 화살표는 IPCC 제4차 평가 불확실성 지침(Box TS.1 참고)에 정의된 가능성 추정수준을 나타낸다. {Box 10.2, 그림1과 2}

9) 고도에 따라 기온이 감소하는 비율.

정화 되는 경우 예상될 수 있는 기온의 최적추정치와 기온범위의 추정이 가능해졌다(표 TS.5 참고). 기후 민감도 추정에서처럼 가능성 높은 상한 범위는 확정할 수 없다. 복사강제력과 기후민감도의 개념에 따른 한계를 고려해야 한다. 겨우 몇 개의 AOGCM만이 상승된 CO<sub>2</sub> 농도 아래서 평형에 도달했다. 그리고 일부 결과는 기후 피드백이 장기간 스케일에서는 변할 수도 있고, 혼합층 해수 모델과 과거 기후변화로 부터 추론한 평형 기후 민감도 기반의 온난화 추정과 상당한 차이를 가져올 수도 있다는 것을 보여준다. (10.7)

전망된 점진적 기후변화(transient climate change)에 대한 모델간 일치도 역시 3차 평가 이후 향상되었다. 모델들 사이의 점진적 기후 변화의 범위(CO<sub>2</sub>가 1%/yr 속도로 증가할 때 현재 농도의 2배가 되는 시점을 중심으로 20년 동안의 지구평균기온으로 정의된다)는 평형 기후 민감도에서 보인 범위보다 작다. 이 모수(parameter)는 다중모델 앙상블과 관측치 비교를 통해 전보다 잘 조절되고 있는데, 1°C보다 높을 가능성은 높고 3°C보다 높을 가능성은 매우 낮다. 점진적 기후 반응은 민감도와 비선형적으로 관련 있어서 높은 민감도는 단기적 반응에서 는 즉시 검증되지 않는다. 점진적 기후 반응은 해양의 열흡수에 의해 강하게 영향 받는다. 해양 모델이 향상되긴 했지만, 시스템상의 모델 편향과 해양의 점진적 열 흡수

를 평가하기에는 부족한 해수온도 데이터는 현재 추정치의 정확도에 영향을 준다. (8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5)

표 TS.5. CO<sub>2</sub>-eq 복사강제력으로 인한 산업화 이전 대비 지구평균 평형 지표온도의 상승 (°C): 최적추정치, 가능한 범위 및 매우 가능한 범위의 하한. (기후민감도에 따름)

평형 CO <sub>2</sub> -eq (ppm)	기온 상승 (°C)		
	최적 추정치	매우 가능한 범위의 하한	가능한 범위
350	1.0	0.5	0.6-1.4
450	2.1	1.0	1.4-3.1
550	2.9	1.5	1.9-4.4
650	3.6	1.8	2.4-5.5
750	4.3	2.1	2.8-6.4
1000	5.5	2.8	3.7-8.3
1200	6.3	3.1	4.2-9.4

## TS.5 미래 기후변화 전망

3차 평가보고서 이후, 기후변화 전망에서 많은 진전이 있었다. 모델링 센터 소속이 아닌 외부 연구자들이 모델의 새 결과를 즉각적으로 검사할 수 있도록 하기 위한 전례 없는 노력이 시작되었다. 10개국에 참여한 14 AOGCM 모델링 그룹에 의해 23개 모델을 사용하여 일단의 조정된 표준 실험이 수행되었다. 다

### Box TS.8: 지구기후모델의 계보

지구평균 기온과 열평창으로 인한 지구평균 해수면 상승의 변화는 단순 기후 모델(Simple Climate Model; SCM)을 사용해서 추정할 수 있다. SCM은 해양-대기 시스템을 하나의 지구 상자 혹은 반구 상자로 표현하고, 에너지균형 공식, 기후민감도 지정 값, 해양 열흡수의 기본 표시(representation)를 사용하여 지표 온도를 예측한다. 이런 모델은 단순 생물지구화학 주기 모델에도 결합시킬 수 있고 다양한 배출 시나리오에 대한 기후반응을 신속히 추정할 수 있다. (8.8, 10.5)

ESMICS(Earth System Models of Intermediate Complexity)은 대기순환과 해양순환의 역학, 또는 그것들의 모수를 포함하고, 종종 생물지구화학 순환 표시를 포함하지만 공간적 해상도는 떨어진다. 이 모델들을 사용해서 대륙 단위의 기후변화를 조사할 수 있고, 여러 대륙에서 대형 앙상블의 모델실행 또는 실행을 사용하는 지구시스템 구성요소 간 결합의 장기적이고 넓은 스케일의 효과를 조사한다. SCM과 EMIC은 더 포괄적인 기후모델로 튜닝하면서 생기는 모수의 불확실성을 고려하고 관측치와 전문가 평가를 매치하여 모수 공간을 철저히 샘플링 하는 것이 컴퓨터 연산 측면에서 가능하다. 그래서 두 모델 모두 미래 기후의 확률적 전망을 수행하는 데 적합하며, 기후모델 모수의 불확실성에서 오는 '반응 불확실성'을 배출 시나리오 범위에서 생기는 '시나리오 범위'와 비교할 수 있다. EMIC은 전보다 더 심도 있게 평가되었고, 장기 스케일에 관련있거나 대형 앙상블의 시뮬레이션을 요구하는 문제를 조사하는 데 유용한 상호비교 성능을 가진 것이 입증되었다. (8.8, 10.5, 10.7)

가장 포괄적인 기후모델은 AOGCM이다. 이것은 대기, 해양, 육지표면 과정뿐 아니라 해양빙하에 관련된 역동적 구성요소와 기타 구성요소들을 다룬다. 3차 평가 후에 많은 진전이 있었고(Box TS.7 참고), 여러 센터에서 20개 이상의 모델이 기후 시뮬레이션을 하고 있다. 이 모델들의 대규모 다이내믹이 포괄적이긴 하지만 모수화는 구름형성과 강수, 파장 과정(wave process)으로 인한 해수 혼합, 수괴(water mass) 형성과 같은 미해결된 물리적 과정을 표현하기 위해 여전히 사용된다. 기후전망이 AOGCM마다 다른 주 이유는 모수화의 불확실성이다. AOGCM의 해상능이 급속히 발전하고는 있으나 지역 기후변수의 미세 스케일의 구조는 충분히 포착하지 못하는 경우가 많다. 그런 경우에는, AOGCM에서 나온 출력을 사용해서 AOGCM에 필적하는 프로세스 표현의 포괄성과 높은 공간 해상능을 결합한 지역한정(또는 지역기후) 모델을 유도할 수 있다. (8.2)

중모델 결과 데이터베이스가 생산되었고 이것은 전 세계 수백 명의 연구자들에 의해 분석되고, 이 모델 결과 평가의 많은 부분에 기초가 되었다. 단일 모델 (예: 초기조건에 대한 반응의 민감도를 시험하기 위한)을 결합한 다중멤버 앙상블과 다중모델 앙상블 덕분에 많은 진전을 거두었다. 이 두 종류의 앙상블을 사용해서 모델결과의 범위를 더 확고히 연구하고, 모델결과를 관측치와 정량적으로 비교평가 하며, 모사된 통계적 변동성에 대한 정보를 제공할 수 있었다. {8.1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

3차 평가보고서 후로, 지구 평균 및 세부 지역을 위해 확률적 기후변화 전망을 제공하기 위한 수많은 방법이 제시되었는데 그것은 이 보고서의 초점이기도 하다. 이런 방법들로는 관측 제약을 공식 적용하지 않은 AOGCM 앙상블의 결과에 기초한 방법뿐 아니라 탐지 알고리즘과 기후변화 관측 및 그것의 불확실성과 일치하는 전망을 제공하는 대형 앙상블 모델에 기초한 방법도 있었다. 일부 방법은 기후 피드백, 해양의 열 흡수, 복사강제력, 탄소순환 같은 주요 불확실성 발생원을 명료하게 설명해 낸다. 단기 전망은 최근경향의 관측결과를 통해 비슷하게 조절되었다. 일부 연구는 인간의 영향으로 인해 일어날 수 있는 열과 같은 극단적 현상의 미래 변화 가능성 같은 추가적 확률적 문제를 조사했다. 더 넓은 범위의 관계 기후변화 연관 연구와 탄소-기후 피드백 연구를 통해서도 추가로 진전이 있었다. {8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

기후변화 모델링의 이런 진전은 서로 다른 SRES 마커(Marker) 시나리오의 기후변화전망을 구분하는데 확률 토대를 제공한다. 이것은 TAR와는 대조적인데 3차 평가보고서에서는 서로 다른 마커시나리오의 범위를 확률을 동원해 제시할 수 없었다. 그 결과, 이 평가는 기후모델링에서 생기는 불확실성과 온실가스 배출량에 영향을 줄 사전 의사결정 지식의 부재에서 생기는 불확실성 간의 캐릭터 차이를 구분하고 정량화 한다. 정책 관련 정보의 부재는 확률적 전망을 결합하기 때문일 것이다. 이런 이유로, 이 보고서에서는 서로 다른 배출 시나리오의 전망을 결합시키지 않았다.

여기 사용된 모델 시뮬레이션은 이상적인 배출량

이나 농도를 가정하여 여러 미래 조건에 대한 물리적 기후계의 반응을 고려한다. 이것들은 온실가스 및 에어러솔을 2000년 수준으로 일정하게 유지한 실험, CO<sub>2</sub> 농도를 2 배와 4배로 한 실험, 2001~2100에 대한 SRES 마커 시나리오, 온실가스와 에어러솔을 2100년 이후에 일정하게 유지한 실험이 포함되며, 장기 기후변화 및 안정화의 물리적 특징에 대한 정보를 제공한다. SRES 시나리오는 기후 이니셔티브를 포함하지 않았다. 이 실무그룹<sup>1</sup> 평가는 특정 배출 시나리오의 타당성 혹은 가능성은 평가하지 않는다. {10.1, 10.3}

EMICs(Earth System Models of Intermediate Complexity)을 사용한 새 다중모델 데이터세트는 AOGCM을 보충하여 시간대를 몇 세기 더 확장한다. 이것은 더 넓은 범위의 모델 반응을 평가에 제공하고 온실가스와 에어러솔이 일정하게 유지될 때의 장기적 기후변화 정보를 제공한다. {10.1}

### TS.5.1 단기 기후변화의 이해

기후계에 대한 지식과 모델의 시뮬레이션 결과에 의하면, 온실가스 농도의 과거 변화는 연관 온난화(Committed warming: 이 용어의 정의는 Box TS.9 참고)와 미래 기후변화를 가져올 것이 확실하다. 모든 강제력 성분의 농도를 일정하게 유지한 실험에서 새로 나온 결과들은 기후계, 특히 해양의 반응시간이 길기 때문에 당장이 아닌 이후에 발생하게 될 대기 변수의 연관 변화를 우수하게 추정한다. {10.3, 10.7}

이전의 IPCC 미래 기후전망을 최근의 관측치와 비교할 수 있어 단기 전망의 신뢰성과 몇 십년 동안의 연관 기후변화의 기본 물리적 이해를 높일 수 있다. FAR과 SAR는 1990 ~ 2005년 전망에서 지구평균 기온상승을 약 0.3°C/10년과 0.15°C/10년으로 전망했다.<sup>10)</sup> 두 평가에서 서로 차이가 있는 이유는 2차 평가에서는 에어러솔의 냉각효과가 포함되었지만 1차 평가 당시에는 그렇게 할 정량적 기초데이터가 없었기 때문이다. TAR의 전망은 SAR와 비슷했다. 이 결과들은 관측치인 약 0.2°C/10년과 비슷하여(그림 TS.26) 단기 전망의 폭넓은 신뢰성을 보여준다. 이 온난화 중 일부는 과거 평가 시기 이전 온실가스 농

10) IPCC First Assessment Report, Policymakers Summary, Second Assessment Report, Technical Summary 및 그림 18 참고.

Box TS.9: 연관 기후변화(Committed Climate Change)

온실가스와 에어러솔 농도가 변화 기간 후에 일정하게 유지되는 경우, 해양과 빙상의 열 관성, 그것들의 장시간 조정 때문에 기후계는 계속 반응하게 될 것이다. 여기서 '연관 온난화(committed warming)'는 대기조성과 그에 따른 복사강제력이 일정하게 유지된 후의 지구 평균 기온의 추가 변화로 정의된다. 복사활성이 있는 가스의 농도를 일정하게 유지한다는 것은 계속되는 배출량은 자연적 제거율과 일치한다는 것을 의미하는데, 해당 모델 실험을 배출 시나리오로 간주할 예정이 아니라 해도 대부분의 가스에서 이것은 배출량의 대량 감소와 동등할 것이다. {FAQ 10.3}

대류권은 경계조건의 변화에 한 달보다 짧은 시간에 순응한다. 상층 해양은 수년에서 수십 년, 심층해양과 빙상은 수백 년에서 천년에 걸쳐 반응한다. 복사강제력이 변할 때 대기의 내부 특성은 빠르게 순응하는 경향이 있다. 그러나 대기는 해양 혼합층과 강하게 연결되어 있고 이것은 차례로 심층해양과도 강하게 연결되기 때문에, 대기변수가 평형에 도달하는 데는 매우 긴 시간이 걸린다. 이 긴 기간 동안 지표기후가 매우 서서히 변하는 곳에서는 대기는 준평형 상태에 있고 대부분의 에너지는 바다에 흡수된다고 생각할 수 있다. 그래서 해양의 열흡수가 기후변화의 핵심 척도이다. {10. 7}

도 변화의 관계 효과이다. {1.2, 3.2}

2000년도 대기조성으로 인한 연관 기후변화 (Box TS.9 참고)는 화산 강제력이나 태양 강제력의 큰 변화가 없는 경우 다음 20년 동안 0.1℃/10년의 온난화 경향에 해당한다. 배출량이 SRES 마커 시나리오의 범위에 드는 경우에는 이것의 약 2배의 온난화(0.2℃

/10년)가 있을 것이다. 이 결과는 SRES 마커 시나리오의 종류에 민감하지 않다. SRES 마커 시나리오 중 기후 이니셔티브를 고려한 것은 없다. 2050년까지 예상 온난화의 범위는 선택된 SRES 시나리오에 따라 제한적 민감도를 보여주는데(1980~1999년에 대해 1.3~1.7℃), 그것의 약 1/4은 모든 강제력 성분이 오늘 안정화 되는 경우의 연관 기후변화 때문이다.

지구 평균 온난화 : 관측치 대비 모델 전망

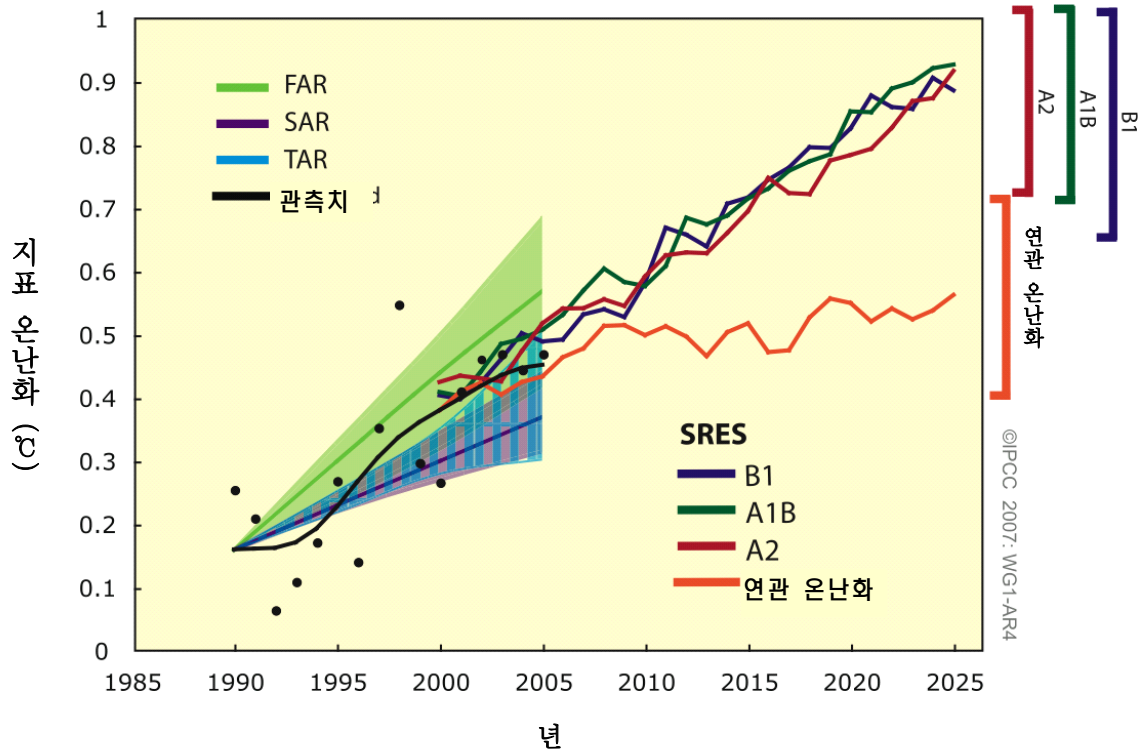


그림 TS.26. 모델의 지구평균 온난화 전망과 관측된 온난화의 비교. 검정색 점선은 관측된 이상기온 (그림 TS. 6 참고)의 연 평균 (검정색 점선), 검정색 실선은 10년 평균을 나타낸다. 녹색 실선과 암갈색 실선은 IPCC FAR (녹색)과 SAR (암갈색)에서 전망된 경향과 범위를 나타내고, 파랑색 세로 막대는 FAR에서 전망된 범위를 나타낸다. 전망은 1990년의 관측 10년 평균에서 시작하도록 조정하였다. 파랑색, 녹색, 붉은색 곡선은 각각 SRES B1, A1B, A2 시나리오 (그림 TS.32)에 대해 이 보고서에서 나온 다중모델 평균 전망이고, 오른쪽 축은 이들의 불확실성 범위이다. 주황색 곡선은 온실가스와 에어러솔의 농도가 2000년부터 일정하게 유지되는 경우의 온난화 전망, 즉 연관 온난화를 나타낸다. {그림 1.1과 10.4절}



{10.3, 10.5, 10.7}

해수면은 다음 몇 십 년 동안 계속 상승할 것으로 예상된다. AOGCM 앙상블에서 SRES A1B 시나리오 아래서는 2000~2020년의 열팽창 속도는  $1.3 \pm 0.7$  mm/yr일 것으로 전망되고, A2나 B1 시나리오 아래서도 크게 다르지 않다. 전망된 이 속도는 관측된 1993~2003년의 열팽창 속도,  $1.6 \pm 0.6$  mm/yr의 불확실성 범위 내에 든다. 위층 열팽창과 연관 열팽창(2000년 상태의 일정한 대기 조성에 의해 야기되는)의 비(2000년 이후에 발생하는 열팽창과 2000년 전후에 발생하는 열팽창의 비)는 지구 평균 지표온도의 그 비보다 크다. {10.6, 10.7}

### TS.5.2 21세기 전망

이 절에서는 지구 기후 전망과 21세기 대규모 패턴에 영향을 줄 과정들에 관해 이해에서 진전된 점들을 다룬다. 지역 스케일의 변화의 자세한 내용은 TS.5.3에서 다룬다.

21세기 말(2090~2099년)의 지구평균 지표온난화 전망은 시나리오마다 다른데, 실제 온난화는 실제 배출량에 의해 크게 영향 받을 것이다. 6개 SRES 시나리오와 일정하게 2000년 농도를 사용하여 1980~1999년과 비교한 온난화의 최적추정치와 가능한 온난화 범위를 표 TS.6에 나타냈다. 이 결과들은 AOGCM, 관측 제약점, 모델반응 범위를 정량한 방법을 기초로 했다(그림 TS.27 참고). 여러 라인의 증거를 결합하여 결과적 범위의 가능성을 산출하였는

데 이것은 3차 평가보고서 이후의 중요한 진전이다. {10.5}

3차 평가보고서 때보다 복잡한 범위의 모델과 기후-탄소 순환 피드백을 고려했기 때문에 불확실성 범위는 TAR보다 크게 산정되었다. 온난화는 육지와 해양의 대기 CO<sub>2</sub> 흡수를 감소시키는 경향이 있어서 대기에 인위적 배출량이 더 많이 잔류하게 된다. 예를 들면 A2 시나리오의 경우, CO<sub>2</sub> 피드백은 2100년의 해당 지구 평균 온난화를 1°C 이상 높인다. {7.3, 10.5}

6개 SRES 마커 시나리오에 대한 1980~1999년 대비 21세기 말(2090~2099년)의 지구평균 해수면상승 전망은 모델 결과의 퍼짐(spread) 정도에 기초하여 5~95% 범위를 표 TS.6에 나타냈다. 열팽창은 각 시나리오에서 최적추정치의 70~75%를 기여했다. 해양의 열흡수와 열팽창을 평가하기 위해 AOGCM을 사용한 것은 3차 평가 이후 향상된 점이다. 이것 역시 3차 평가에 사용된 단순모델에 비해 전망치가 낮아졌다. B1을 제외한 모든 SRES 마커 시나리오에서 21세기 동안 해수면상승 평균 속도는 1961~2003년 평균속도( $1.8 \pm 0.5$  mm/yr)를 초과할 가능성이 높다. 평균적인 모델에서, 시나리오의 해수면 상승 스프레드는 금세기 중반까지는 0.02 m이지만 금세기 말까지는 0.15 m이다. 탄소순환 피드백이나 얼음흐름 과정의 불확실성은 이 범위들에 포함되어 있지 않다. 발표된 문헌들에 편향이 없기 때문이다. {10.6, 10.7}

각 시나리오마다, 2090~2099년에 대한 이 범위의 중간점은 TAR 모델 평균의 10% 이내인데, TAR 전

표 TS.6. 21세기 말의 지구평균 지표온난화 및 해수면상승 전망. {10.5, 10.6, 표 10.7}

경우	온도 변화 (1980~1999년 대비 2090~2099년, °C) <sup>a</sup>		해수면 상승 (1980~1999년 대비 2090~2099년, m)
	최적추정치	가능범위	모델 기반의 범위 (미래에 얼음흐름의 급속한 역학적 변화는 제외)
2000년 수준으로 농도 고정 <sup>b</sup>	0.6	0.3 - 0.9	NA
B1 시나리오	1.8	1.1 - 2.9	0.18 - 0.38
A1T 시나리오	2.4	1.4 - 3.8	0.20 - 0.45
B2 시나리오	2.4	1.4 - 3.8	0.20 - 0.43
A1B 시나리오	2.8	1.7 - 4.4	0.21 - 0.48
A2 시나리오	3.4	2.0 - 5.4	0.23 - 0.51
A1FI 시나리오	4.0	2.4 - 6.4	0.26 - 0.59

각주:

<sup>a</sup> 이 추정치는 1개의 단순 기후 모델, 몇 개의 EMIC, 다수의 AOGCM을 포함한 모델 계층으로부터 산출되었다.

<sup>b</sup> 2000년도 일정 조성은 AOGCM으로부터만 도출하였다.

망은 2100년에 대한 것인 반면에 이 보고서의 전망은 2090~2099년에 대한 것이라는 점을 주지해야 한다.

이 전망들의 불확실성은 TAR보다 작는데 그 이유는 육지빙하 모델의 불확실성은 기온 및 팽창 전망의 불확실성과 무관하다고 가정하였고, 빙하의 최근 질량 손실에 대한 관측이 향상되어 관측 제약이 더 우수했고, 이 보고서는 불확실성 범위를 표준편차 $\pm 1.65$ 와 동등한 5~95%로 한 반면에 TAR는 불확실성 범위를  $\pm 2$  표준편차로 했기 때문이다. TAR가 불확실성 범위를 이 보고서와 같은 식으로 주었다면 TAR의 해수면 상승 전망도 이 보고서와 비슷했을 것이다. {10.6, 10.7}

빙권의 상승은 21세기에도 해수면 상승에 계속 영향을 줄 것이다. 빙하, 만년설, 그린란드 빙상은 21세

기에는 해빙량 증가가 강설량 증가를 초과할 것이기 때문에 질량이 손실될 것으로 전망된다. 현재의 모델은 남극빙상은 광범위하게 해빙되기에는 너무 차가운 상태를 유지할 것이고 미래에는 강설량 증가를 통해 질량이 늘어날 수도 있어 해수면을 감소하는 역할을 할 수도 있다고 암시한다. 얼음 역학의 변화는 21세기 해수면 상승에 대한 그린란드와 남극의 기여도를 증가시킬 수 있을 것이다. 일부 그린란드 배출빙하의 최근 관측은 빙상이 제거되면서 흐름이 강화되었다는 강력한 증거를 주고 있다. 서중부 그린란드에서 얼음흐름 속도의 계절적 변동을 관측하고 여름철 기온변동과의 상관관계를 관측한 바에 따르면, 하부 빙하로 연결되고 얼음흐름을 순환시키는 배출시스템

2090~2099년 온난화 전망

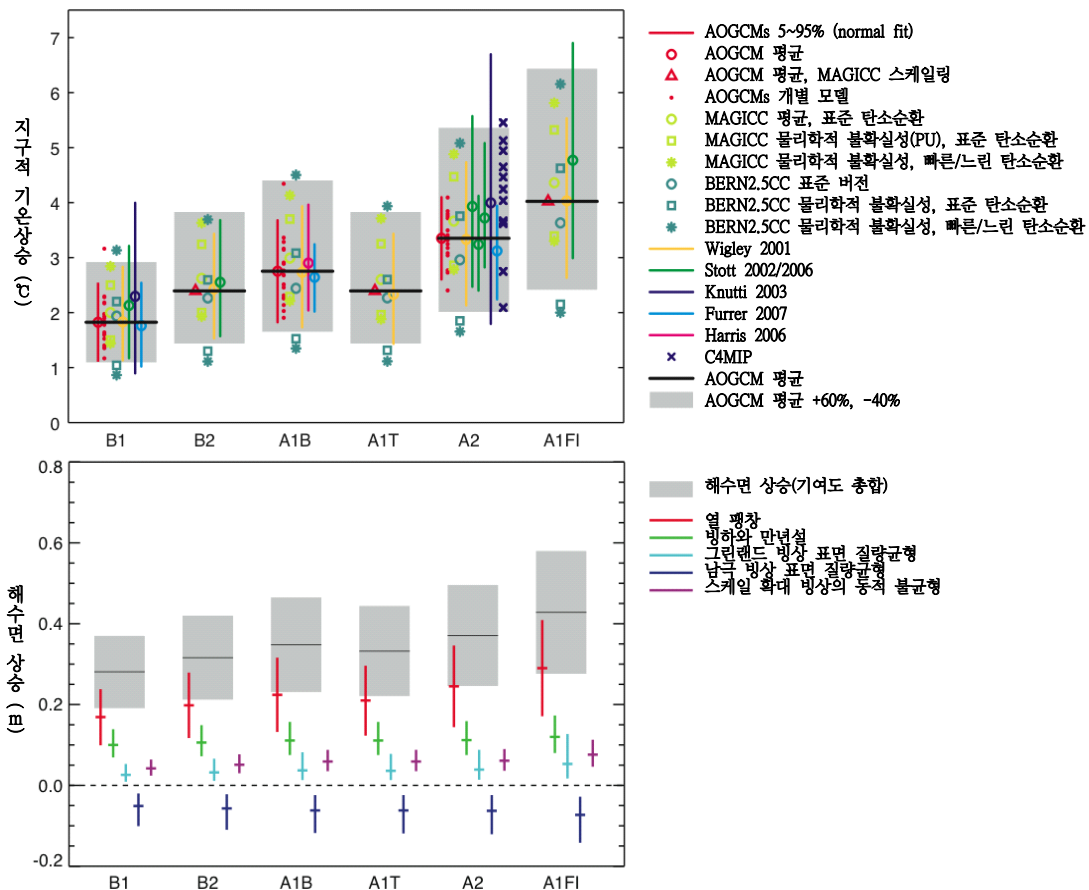


그림 TS.27. (위) 각기 다른 모델의 결과에 기초한 6가지 SRES 마커 시나리오의 1980~1999년 대비 2090~2099년 지구평균 기온변화 전망. 검정색 선은 다중모델 AOGCM 평균, 회색 막대는 평균-40% ~ 평균+60% 범위를 나타낸다. 탄소순환 불확실성은 A2 시나리오에 대해서는 C4MIP 모델(Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project)의 결과에 기초해 추정했고(진한 파란색 십자표시), 마커 시나리오는 모두 EMIC 모델의 결과를 사용했다(연한 파란색 십자). 그 외 기호들은 개별 연구를 나타낸다(구체적 모델은 그림 10.29를 참고). (아래) 6가지 SRES 시나리오에 대한 2090~2099년(1980~1999년 대비) 지구평균 해수면 상승 전망. 불확실성은 모델 결과의 스프레드(spread)의 5~95% 범위이고, 탄소순환 불확실성은 포함되지 않았다. 기여도는 AOGCM 결과의 스케일을 조정하고 기온변화로 부터 육지빙하의 변화를 추정하여 도출했다(자세한 내용은 부록 10.A를 참고). 총 해수면 상승은 개별 기여도를 모두 더하여 구했고 빙상의 동적 불균형의 기여도는 포함시키지 않았다. 그 이유는 현재 수준의 이해로는 최적추정을 할 수 없기 때문이다. {그림 10.29와 10.33}

으로 표면의 녹은 물이 함유할 수도 있다는 것이 암시된다. 이 두 메커니즘에 의해 21세기에는 더 강한 표면해빙이 얼음흐름과 배출의 가속화를 야기하고 해수면 기여도를 증가시킬 수 있을 것이다. 남극대륙 서부의 일부에서는 최근에 얼음흐름의 대량 가속화가 일어났는데 이것은 해수 온난화로 인해 얼음판이 얇아져서 발생했을지도 모른다. 아직은 이것의 원인이 온실가스로 인한 인위적 기후변화 때문이라고 규명된 것은 아니지만, 미래의 온난화가 더 빠른 질량 손실과 더 큰 해수면상승을 야기할 수 있다는 것을 암시한다. 이 효과에 대해서는 신뢰성 있게 정량적으로 전망할 수가 없다. 최근 관측된 그린랜드 빙상과 남극빙상의 얼음 배출속도의 증가가 지구평균 기온 변화를 선형적으로 증가시킨다면, 해수면 상승 범위의 상한이 0.1~0.2 m 높아질 것이다. 그렇게 될 가능성을 평가하거나 최적추정치를 제시하기에는 이 효과에 대한 이해가 너무 제한적이다. {4.6, 10.6}

TAR에서 전망된 지구적, 지역적 기온 패턴과 강수 패턴은 새세대 모델과 앙상블의 결과에서도 유지된다(그림 TS.28 참고). 전반적인 모델 시뮬레이션이 향상되었는데도 이 결과가 대체로 변함없다는 것은 이 패턴의 확고함에 대한 신뢰성을 높여준다 (Box

TS.7). 이 패턴들은 기후계가 온난화되면서 겪는 기본적인 물리적 제약을 반영한다는 신뢰성을 높여준다. {8.3~8.5, 10.3, 11.2~11.9}

21세기 기후변화 전망을 보면 어느 지역에서나 기온이 상승한다. 육지와 북반구 최고위도에서 겨울에 가장 현저하고, 해안에서 대륙 내부로 갈수록 증가한다. 지리적으로 비슷한 지역에서는 습한 지역보다 건조한 지역에서 일반적으로 온난화가 현저하다. {10.3, 11.2~11.9}

이와는 대조적으로 온난화가 가장 최소인 지역은 남대양과 북대서양 일부이다. 북대서양과 유럽은 자오선순환(MOC)이 약해질 것으로 전망됨에도 불구하고 온실가스 증가의 영향이 훨씬 더 크기 때문에 기온상승이 전망된다.

지역평균 대기온도 변화패턴 전망은 열대 상층대류권에서 최대의 온난화가, 성층권에서는 냉각이 있을 것을 보여준다. 해양의 지역평균 온난화는 해수면과 북부 중위도에서 시작되어 점차 해양 내부에 도달하고 수직혼합이 최대인 고위도에서 가장 심할 것으로 전망된다. 변화패턴에 대한 전망은 어느 시나리오 할 것 없이 마지막 세기에는 서로 매우 유사하다. 평균온난화로 정규화된 지역 평균 필드는 검사된 시나

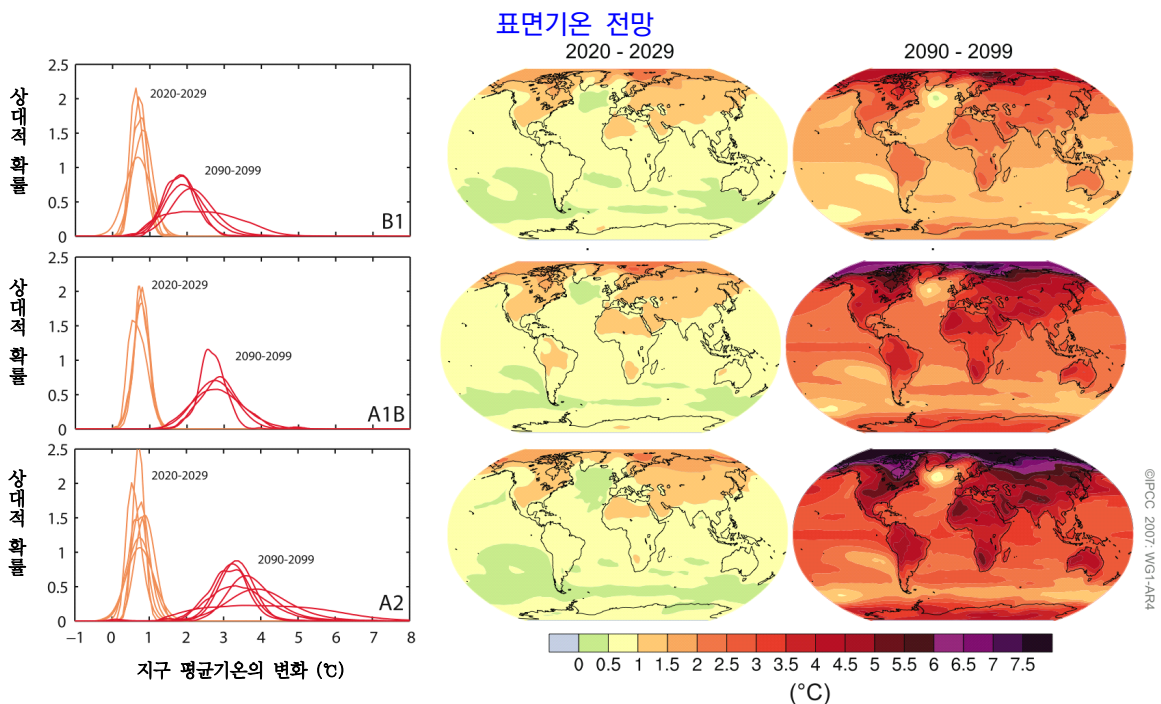


그림 TS.28. 1980~1999년 대비 21세기 초반과 후반의 해수면 온도 변화 전망. 가운데 그래프와 우측 그래프는 SRES 시나리오 B1(맨 위), A1B(가운데), A2(아래)에 대해 AOGCM 다중모델을 사용한 2020~2029년 10년(가운데)과 2090~2099년 10년(우측)의 평균전망(°C)이다. 왼쪽 그래프는 해당 불확실성을 AOGCM과 EMIC 모델에서 동일 기간에 대해 추정된 지구 평균 온난화의 상대적 확률로 나타낸 것이다. SRES 시나리오의 하위집단이나 여러 모델 버전의 결과만 제시하는 연구도 있다. 그러므로 왼쪽 그래프에서 곡선 개수의 차이는 이용 가능한 결과의 개수 차이일 뿐이다. {그림 10.8과 10.28로부터 각색}

리오 모두 매우 유사하다(그림 TS.28 참고) {10.3}

21세기가 진행되는 동안 북대서양 MOC는 약화될 가능성이 높다. SRES 배출 시나리오 A1B의 경우, 다중모델 결과는 2100년까지 평균 25% 감소한다(0~약 50%). 대서양 지역의 기온은 그런 감소에도 불구하고 온실가스 증가로 인한 훨씬 큰 온난화 때문에 상승할 것으로 전망된다. 전망된 MOC 약화는 고위도 지역의 기온 증가와 강수 증가의 결합 효과, 즉 북대서양 표층수 밀도의 감소 때문이다. 이로부터 Labrador Sea Water의 형성이 상당히 감소하게 될 수 있다. 그린란드 빙상이 녹아서 생기는 담수의 영향을 포함한 AOGCM 연구는 거의 없지만 이것이 MOC의 완전한 소멸로 이어질 것이라고 암시하지 않는 연구는 있다. 종합해보면, MOC는 감소될 가능성은 높지만 21세기에 갑자기 큰 전환을 겪을 가능성은 매우 낮다. MOC의 더 장기적 변화는 신뢰성 있게 평가할 수 없다. {8.7, 10.3}

모델 결과를 보면 21세기의 해수면 상승이 지리적으로 균등하지는 않을 것이다. 2070~2099년에 대한 A1B 시나리오 아래서, AOGCM은 공간 표준편차 중앙값을 0.08 m로 보여주는데, 이것은 지구평균 해수면 상승의 추정치 중심의 약 25%이다. 미래 해수면 상승의 지리적 패턴은 주로 해양의 열과 염도 분포의 변화와 이에따른 해양순환의 변화에서 생긴다. 전망된 패턴은 TAR보다 높은 모델 간 유사성을 보여준다. 공통된 특징은 남대양의 평균 해수면상승은 더 작고, 북극의 평균 해수면상승은 더 크고, 남대서양과 인도양을 가로질러 좁은 폭으로 두드러진 해수면 상승을 보여준다는 것이다. {10.6}

향상된 모델을 사용하고 다중모델 앙상블에 기초하여 모델 스프레드를 더 정확히 평가함으로써 열파의 빈도 등 극단적 기상현상의 변화패턴이 TAR에서 보다 잘 정량되었다. TAR는 극단적 기온현상이 증가할 위험이 있고 더 많은 극단적 무더위 현상이 미래 기후에서 일어날 것이라고 결론 내렸었다. 이 결과는 최근 연구들에서 확인되었다. 미래에는 표면 특성(예: 적설이나 토양 수분)이 변하는 곳을 제외한 세계 대부분의 지역에서 평균 기온의 증가에 따라 극단적 기온현상이 증가할 것으로 전망된다. 3개 시나리오에 대한 14개 모델의 시뮬레이션에 근거하면 다중모델 분석은 극단적인 계절(12~2월과 6~8월) 기온의 변화

를 조사했다. 여기서 ‘극단적(extreme)’이란 시뮬레이션된 20세기 온도분포의 95 퍼센타일 이상으로 정의된다. 전망된 극단적인 온난시즌 확률은 21세기 말까지는 열대지역의 많은 부분에서 90% 이상으로 올라가고, 다른 곳에서는 약 40%에 육박한다. 최근 몇몇 연구에서는 미래에 열파의 변화가 있을 수 있다고 언급했는데, 미래 기후에서 열파가 더 강해지고, 더 오래 가고, 더 자주 출현할 것으로 예상되는 것을 발견했다. 8개로 구성된 다중모델 앙상블에 기초하면, 열파는 20세기 후반 동안 증가해온 것으로 시뮬레이션 되고, 전지구적으로 대부분의 지역에서 증가할 것으로 전망된다. {8.5, 10.3}

미래의 온난 기후에 관해 모델들은 대부분의 지역에서 현재 북반구 겨울에 비해 한파(cold air outbreak)의 빈도가 50~100% 감소할 것으로 전망한다. 9개 모델로 구성된 다중모델 앙상블의 결과는 시뮬레이션 된 20세기 서리(frost) 일수의 감소가 21세기에 지구 전체 대부분의 지역에서 계속되는 것을 보여준다. 계절의 길이가 길어지는 것은 서리 끼는 일수와 관련 있는데 미래 기후에서는 증가할 것으로 전망된다. {10.3, FAQ 10.1}

적설은 감소할 것으로 전망된다. 해동 깊이(thaw depth)는 대부분의 영구동토 지역에서 폭넓게 증가할 것으로 전망된다. {10.3}

서로 다른 몇몇 시나리오(SRES A1B, A2, B1)에 의하면, 북극해의 많은 부분은 현재처럼 1년 내내 덮여있는 얼음커버가 21세기 말에는 더 이상은 존재하지 않을 것으로 예상된다. 북극의 해양빙하는 온난화에 민감하게 반응한다. 전망된 겨울 해양빙하 범위의 변화는 보통 수준이지만, 일부 모델에서 A2 시나리오에 의하면 늦여름 해양빙하는 21세기 말로 갈수록 거의 완전히 사라질 것으로 전망된다. 이 감소는 기후계의 수많은 양성 피드백에 의해 가속된다. 얼음-알베도 피드백은 얼음 없는 수면에 여름 동안 태양으로부터 더 많은 열이 들어가게 하고, 해양빙하의 단열효과는 감소되며, 해수는 북극에 더 많은 열을 전달하게 된다. 모델 시뮬레이션을 보면, 늦여름 해양빙하 커버가 상당히 감소하고 일반적으로 동일한 시간 스케일에 걸쳐 지구온난화로서 발달된다. 남극 해양빙하 범위 역시 21세기에는 감소될 것으로 전망된다. {8.6, 10.3, Box 10.1}



해면기압은 아열대 지역과 중위도에서는 증가하고, 고위도에서는 해들리 순환(Hadley Circulation)과 극진동(NAM/NAO와 SAM)의 변화로 인해 감소할 것으로 전망된다(Box TS.2 참고).

NAM/NAO 및 SAM 지수의 플러스 경향이 여러 모델에서 전망된다. 이 증가는 일반적으로 SAM에서 더 크고, 모델들마다 스프레드가 상당히 크다. 이런 변화의 결과로 폭풍경로는 극지 쪽으로 이동하고, 열대 지역 이외에서는 결과적으로 바람, 강수, 기온의 패턴이 변하고, 지난 반세기 동안 관측된 변화의 다양한 패턴이 계속될 것으로 전망된다. 일부 연구에서는 중위도 지역에서 폭풍이 감소할 것이 암시된다. 폭풍경로와 순환의 변화에 관련된 극단적 파고의 변화를 암시하는 것도 있다. {3.6, 10.3}

대부분의 모델에서, 적도태평양 중부와 동부의 SST는 적도태평양 서부보다 높아지고, 강수에서는 평균이 동쪽으로 이동한다. ENSO의 경년 변동성은 증가하는 것으로 모든 모델에서 전망되는데 변화 정도는 모델마다 다르다. 엘니뇨 진폭의 변화에 대한 전망이 모델마다 차이가 크고 모델에서 엘니뇨의 변동성이 100년 시간스케일로 다루지기 때문에 엘니뇨의 변동성 경향은 명확하게 전망할 수가 없다. {10.3}

분해능이 약 100 km~20 km인 향상된 지구모델을 사용한 최근 연구들은 향후 열대성 저기압(태풍과 허리케인)의 발생수와 강도가 미래에 변할 것이라고 암시한다. 현재까지의 모델 결과를 합성하면, 미래의

온난화된 기후의 경우, 향후 열대성 저기압에서 바람의 최고 세기가 증가하고, 강우의 평균 및 최고 강도가 증가하며, 상대적으로 약한 허리케인의 수는 감소할 가능성이 있고, 강력한 허리케인의 수는 증가할 것을 나타낸다. 그러나 전지구적으로 열대성 저기압의 총 발생 수는 감소할 것으로 전망된다. 1970년 이후 일부 지역에서 관측된 매우 강한 허리케인의 비율 증가는 여전히 증가하는 중이지만 이론적 모델로 예측된 것보다 훨씬 크게 증가했다. {10.3, 8.5, 3.8}

**TAR 이후, 전망된 강우패턴에 대한 이해가 높아졌다.** 강수량은 고위도에서는 증가할 가능성이 매우 높고, 대부분의 아열대 육지 지역에서는 감소(A1B 시나리오에서는 2100년에 약 20%까지)할 가능성이 있다. 50° 이상 극지 쪽으로 대기의 수증기 증가로 인해 평균 강수량이 증가하고, 결과적으로 저위도로부터 수증기 수송이 증가할 것으로 전망된다. 적도 쪽으로 가면서 아열대 지역(20°~40° 위도)에서는 대부분 강우가 감소한다. 아열대지역으로부터 수증기 수송이 증가하고 아열대 고압 시스템이 극지 쪽으로 팽창하기 때문에 건조화 경향은 특히 아열대 지역의 고위도 변두리에서 두드러질 것이다(그림 TS.30 참고). {8.3, 10.3, 11.2-11.9}

모델들은 자연적 변동성보다 큰 평균 강수량 변화가 기온 신호(Signal)보다 서서히 일어날 것이라고 암시한다. {10.3, 11.1}

유요한 연구를 보면, 여러 지역에서 집중강우 현

### Box TS.10: 지역적 규모축소(Downscaling)

AOGCM에서 지역기후 시뮬레이션은 향상되었고, 그 결과, 네스티드(nested) 지역기후모델과 경험적 규모축소 기법(empirical downscaling technique)에서도 향상되었다. 역학적 규모축소와 경험적 규모축소 방법은 현행 AOGCM 해상 스케일의 대기상태 관측치를 인풋으로 사용할 때 현재 기후의 지역적 특징을 시뮬레이션 하는 데서 향상된 기술을 보여준다. 규모축소의 가용성과 지역에 초점을 맞춘 연구들은 지리적으로 고르지 않은 상태여서 평가, 특히 극단적 기상 현상의 평가에서 불균등을 야기한다. 규모축소 연구들은 특히 복잡한 지형의 지역에서는 지역적 강수량 변화가 대규모 수문학적 반응 패턴으로부터의 예상과 상당히 다를 수 있다는 것을 보여준다. {11.10}

지역적 기후변화에 대한 전망 능력을 제한하는 중요한 불확실성 요인이 수없이 많다. 핵심적인 아한대 지역(subpolar region)과 아열대 지역의 수문학적 반응은 상대적으로 확실하지만, 강수량 증가와 감소의 경계지역의 명확한 위치는 불확실성이 있다. 지역기후에 중요한 영향을 주는 중요한 기후 과정들이 있지만, 그에 대한 기후변화 반응은 별로 알려진 것이 없다. 이런 기후과정으로는 ENSO, NAO, 저지(blocking), 열염순환(thermohaline circulation), 열대성 저기압 분포의 변화가 있다. 지형에 의해 기후 패턴이 통제되는 지역들의 경우, 세밀하게 해상된 지형의 기후변화 정보는 불충분한 경우가 많다. 극단적 기상현상에 대한 연구가 매우 부족한 지역도 있다. 더욱이 전망된 기후변화 신호가 보다 작은 공간 스케일과 시간 스케일에서는 더 큰 내부 변동성과 거의 비슷해지는데 이것은 모델 성능을 평가하는 데 최근 경향을 활용하는 것을 어렵게 만든다. {Box 11.1, 11.2~11.9}

상이 증가하는 경향이 나타나는데 평균 강우량이 감소할 것으로 전망되는 지역도 있다. 후자의 경우, 강우량 감소의 원인은 강우 강도보다는 강우일수의 감소 때문인 경우가 많다. {11.2~11.9}

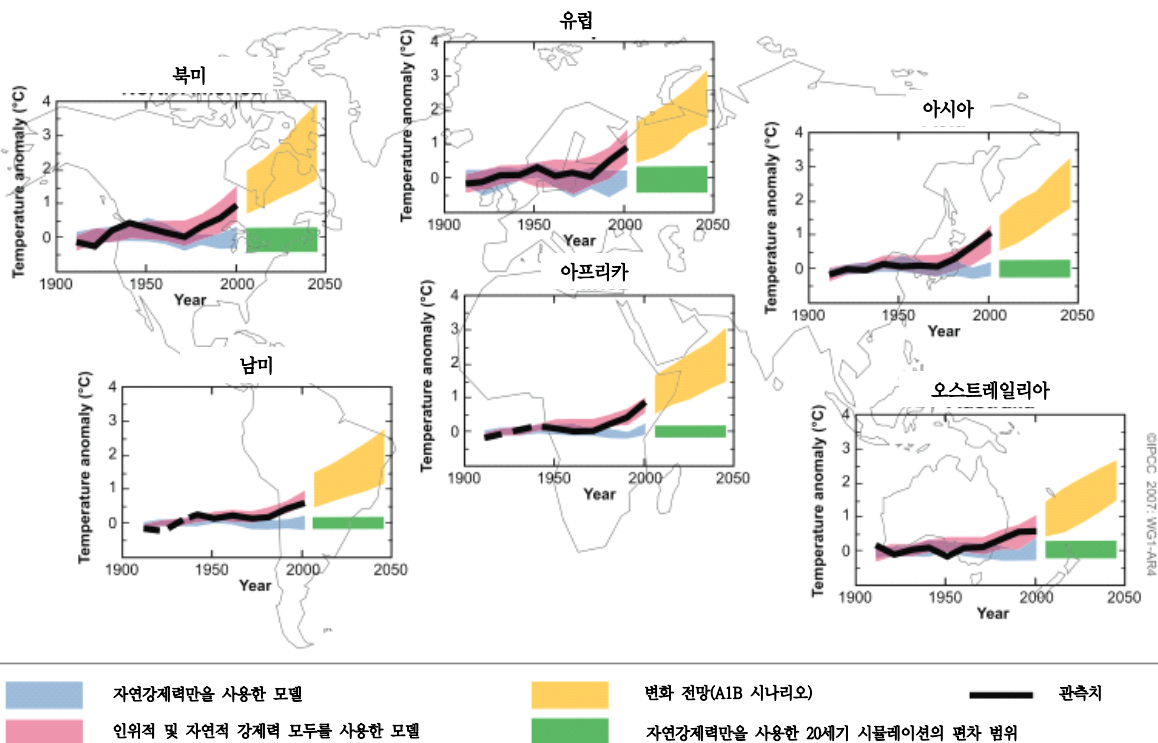
### TS.5.3 지역적 전망

SRES 배출 시나리오에 따른 2000~2050년 각 대륙의 온난화 전망은 지구평균보다 크고 지난 1백 년 동안 관측된 온난화보다도 크다. 대륙 평균으로 보았을 때, 21세기의 다음 몇 십 년간의 온난화는 남극대륙을 제외하면 모든 대륙에서 자연 강제력이 있는 경우와 없는 경우의 20세기 변동성 추정치를 상당히 초과할 것이다(그림 TS.29 참고). 모델의 최적추정 전망을 보면, 남극대륙을 제외한 모든 대륙에서 2030년까지 십년 평균 온난화는 모델로 추정된 20세기의 10년 평균 자연적 변동성보다 최소 2배 높을 가능성이 높

다. 시뮬레이션 된 이 기간의 온난화는 SRES 시나리오의 종류(그림 TD.32)에 그다지 민감하지 않다. 더 장기적 스케일에서는 그림 TS.28에서 보는 바와 같이 시나리오의 종류에 따라 크게 다르다. SRES 시나리오의 2000~2050년 온난화 전망 역시 대부분의 아(亞)대륙 지역을 평균하면 자연적 변동성 추정치를 초과한다. {11.1}

북반구에서는 아한대 강수는 증가하고 아열대 강수는 감소하는 확실한 패턴이 북미와 유럽의 지배적인 21세기 강수 패턴이고, 아열대 건조화는 아시아에서는 덜 나타난다(그림 TS.30). 거의 모든 모델이 북아메리카의 북부 지역 대부분에서는 강수가 증가하고 중앙아메리카에서는 강수가 감소하며, 미국 내륙의 많은 부분과 북부 멕시코는 계절을 따라 남으로 북으로 이동하는 보다 불확실한 전환대(transition zone)에 놓일 것이라고 전망한다. 남부 유럽과 지중

대륙의 표면온도 편차 : 관측치와 전망



**그림 TS.29.** 1906~2005년 대륙의 지표기온편차: 관측치와 시뮬레이션의 10년 평균(°C) 및 2001~2050년 전망. 기온편차는 1901~1950년 평균과의 차이로 계산하였다. 검정색 실선은 관측치를 나타내고, 빨간색 띠는 20세기에 대해 자연강제력과 인위적 강제력을 포함시켜 시뮬레이션 된 평균 기온편차, 파란색 띠는 자연강제력만을 포함시켜 시뮬레이션 된 평균 기온편차이다(그림 TS.22 참고). 노랑색 음영은 SRES A1B 배출시나리오에 따라 전망된 변화의 5~95 퍼센타일 범위다. 녹색 막대는 자연강제력(즉, 자연적 10년 변동성의 척도)만 포함시킨 20세기 시뮬레이션의 10년 평균기온편차의 5~95 퍼센타일 범위다. 관측치에서 10년 평균은 달력상으로 10일 경계의 중간점이다. 즉, 1996~2005년의 경우 마지막 데이터포인트는 2000년이다. 범위를 구하기 위해, 모든 시뮬레이션은 적용된 강제력을 고려하여 기후 발달을 독립적으로 구현한다고 간주하였다. 이로부터 14개 모델에서 58개 시뮬레이션(붉은색 곡선), 5개 모델(14개 모델의 하위집단)에서 19개 시뮬레이션(파랑색 곡선과 초록색 막대), 18개 모델에서 47개 시뮬레이션(노랑색 곡선)이 생산되었다. {FAQ 9.2.1의 그림 1, Box 11.1의 그림 1}

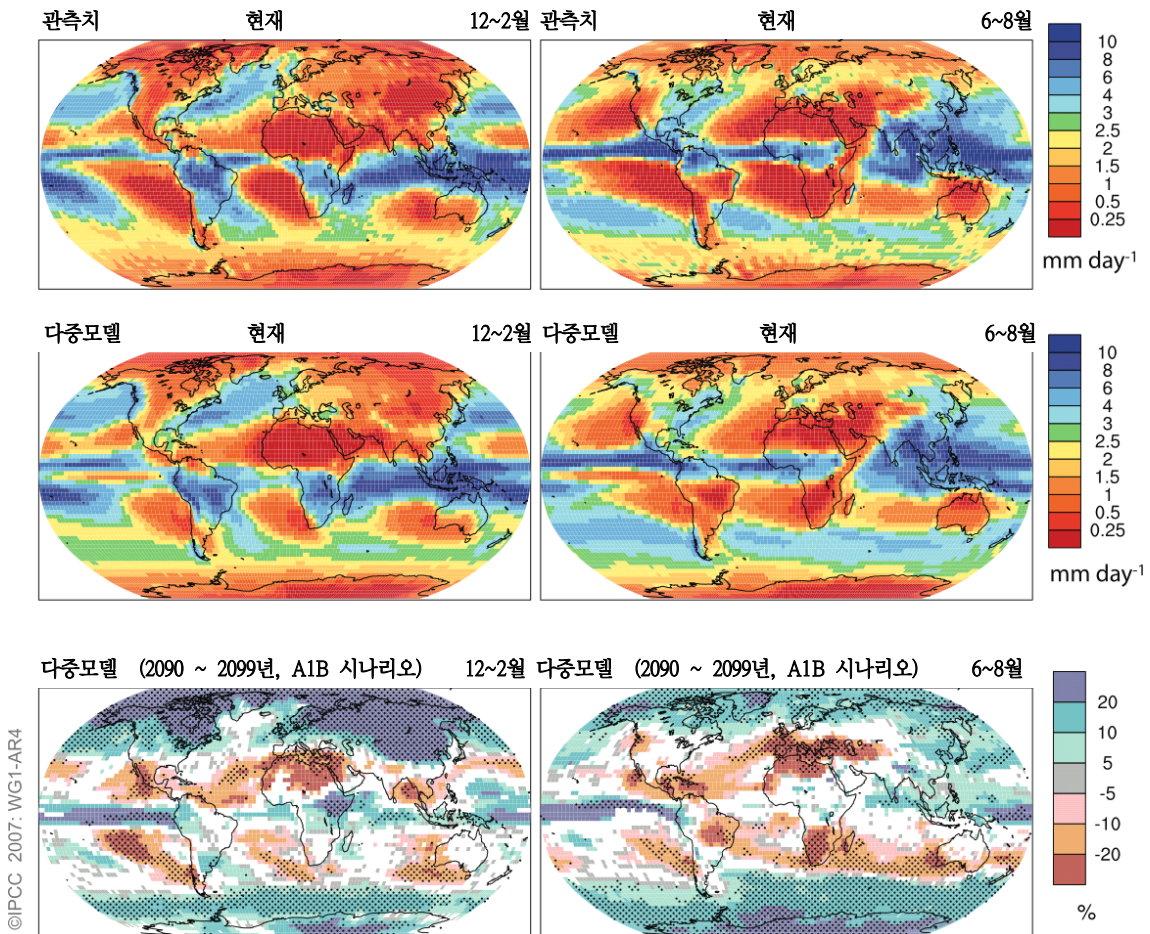
해 아프리카에서는 강수가 감소할 것으로 확실히 전망되고, 북유럽은 강수 증가로 전환될 것이다. 이 전환지대가 여름에 극지 쪽으로 이동하고 증발량이 증가하기 때문에 유럽과 아프리카 대륙에서는 건조화가 광범위하게 일어난다. 북아시아 대부분에서는 아한대 강수가 증가할 것으로 전망되지만, 몬순이 중앙아시아에서 동쪽으로 이동함에 따라 뚜렷한 몬순 신호가 들어선 지중해 지역으로부터 아열대 건조가 확장될 것이다. {11.2~11.5}

남반구에서는 21세기에 아한대 다습이 전망되는 지대에 속하는 육지 지역은 거의 없고 아열대 건조화가 더 뚜렷하다(그림 TS.30 참고). 뉴질랜드 남쪽 섬(South Island)과 Tierra del Fuego는 아한대 강수 증가 지대에 들어가고, 아프리카 남단, 남아프리카의 남부 안데스, 오스트레일리아 남부에는 아열대 지역

의 전형적인 건조화 경향이 나타난다. {11.2, 11.6, 11.7}

열대 육지 지역의 강수 전망은 고위도 지역의 그것보다 더 불확실하다. 그러나 열대 이류와 대기-해양 상호작용에 대한 모델링에 상당한 부적합성이 있고 열대성 저기압에 관련된 불확실성이 추가됨에도 불구하고, 모델들은 일부 확실한 특징을 보여준다. 남아시아 및 남동아시아의 여름철 몬순 시즌의 강우가 대부분의 모델에서 증가하는데, 이것은 동아프리카에서도 마찬가지다. 강수 반응의 부호는 아마존 지역과 아프리카 사헬 지역에서는 덜 확실해 보인다. 이 지역들은 잠재적 식생-기후 연관성 때문에 불확실성이 증가한 지역이고, 식생 피드백을 포함시키지 않더라도 모델들의 확실성이 떨어지는 지역이다. {8.3, 11.2, 11.4, 11.6}

계절 평균 강수량



**그림 TS.30.** 1979~1993년 계절평균 강수량(mm/day)에 대한 관측치(맨 위줄)와 다중모델 평균(가운데 줄)의 공간적 패턴과 SRES A1B 시나리오에 기초한 1980~1999년(변화율%) 대비 2090~2099년까지의 변화에 대한 다중모델 평균(아랫줄). 왼쪽의 칼럼은 12~1월 평균, 가운데 칼럼은 6~8월 평균이다. 아래쪽 그래프에서는 변화의 부호가 모델의 66%이상에서 일치하는 지역의 변화만 플로팅 하였다. 스트리핑은 변화의 부호가 모델의 90% 이상에서 같은 지역을 나타낸다. {그림 8.5, 10.9와 동일한 데이터 베이스}



### TS.5.4 기후변화와 생물지구화학 순환 간의 관계

탄소순환과 기후변화의 관계를 다루는 모든 모델은 육지와 바다의 CO<sub>2</sub> 흡수를 억제하는 작용을 하는 온난화와 함께 양성 피드백 효과를 보여주어 결국 배출 시나리오에서 더 큰 대기 CO<sub>2</sub> 증가와 더 큰 기후 변화로 이어지고 있지만, 이 피드백 효과의 강도는 모델마다 뚜렷이 다르다. TAR 이후, 탄소순환을 기후 모델에 완전히 결합하여 몇 가지 새로운 전망을 도출하고 비교하였다. SRES A2 시나리오의 경우, 다양한 모델 결과에 기초한 21세기 대기 CO<sub>2</sub> 농도의 증가전망은 이 피드백을 제외한 전망보다 10~25% 높을 가능성이 있고, 더 높은 배출량 시나리오의 2100년까지의 평균 온난화 전망에 1℃를 추가한다. 이에 따라, 이 효과에 의해 생긴 CO<sub>2</sub> 흡수의 감소는 안정화 수준 목표치에 맞는 CO<sub>2</sub> 배출량을 줄인다. 그러나 육지 생태계와 토양의 역할에 대한 이해가 아직 부족하기 때문에 이에 관해서는 아직도 상당한 불

확실성이 있다. {7.3, 10.4}

대기 CO<sub>2</sub> 농도의 증가는 곧바로 표층해양의 산성화 증가로 이어진다. SRES 시나리오에 기초한 전망은 21세기에 해수의 pH가 0.14~0.35 감소할 것이라고 전망하는데(시나리오에 따라 다르다), 이것은 현재 산업화 이전보다 0.1 더 낮아지는 것이다. 해양 산성화는 얇은 물의 탄산염 퇴적물을 용해시키게 될 것이다. 남대양 표층수는 SRES 시나리오 대부분이 21세기 후반에 초과될 것이라고 산정한 600 ppm 이상의 CO<sub>2</sub> 농도에서는 CaCO<sub>3</sub>에 불포화 될 전망이다. 저위도 지역과 심층해양도 영향 받을 것이다. 이런 변화는 CaCO<sub>3</sub>로부터 외골격을 형성하는 해양 생물에 영향을 줄 수도 있을 것이다. 그러나 아직은 해양에서 탄소의 생물학적 순환에 대한 순 효과가 충분히 이해되지 않았다. {Box 7.3, 10.4}

지구 대기에서 강제력 가스들의 수명이 서로 제각각이기 때문에 과거의 배출량으로 인한 연관 기후변화는 강제력 가스마다 상당히 다르다(Box TS.9). 과

#### 기후변화 연관

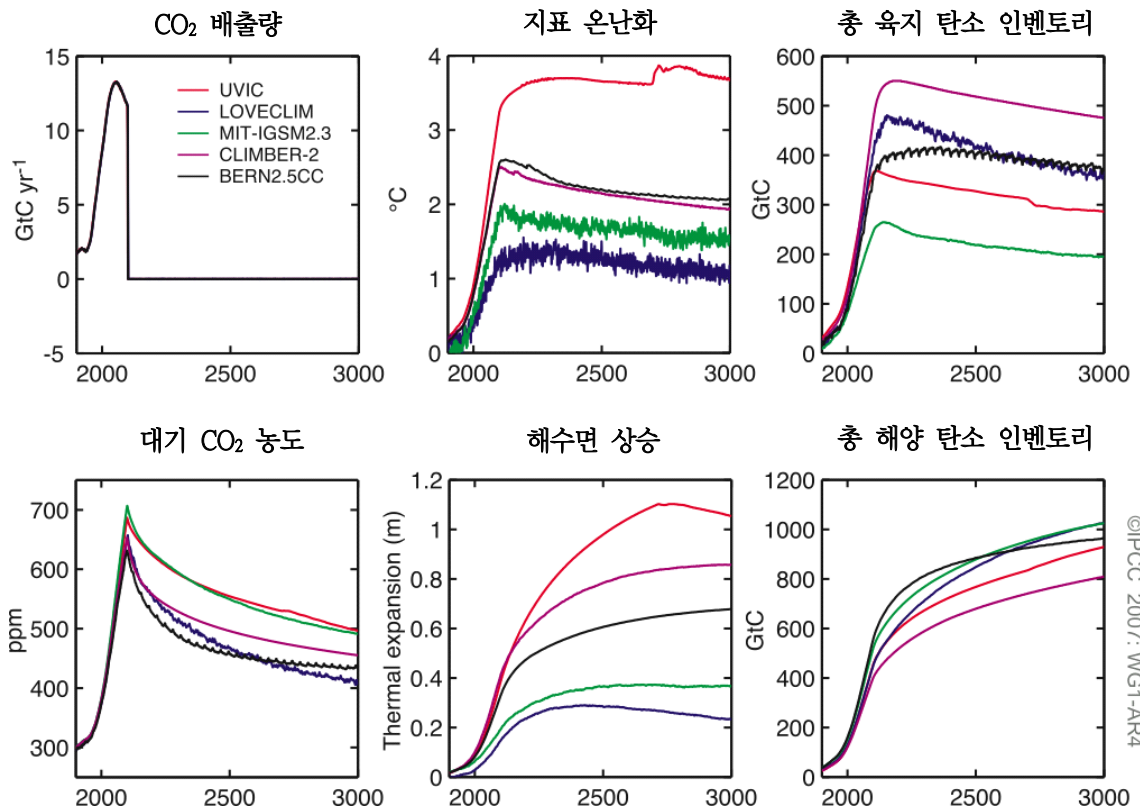


그림 TS.31. 이상적 시나리오와 5개 EMIC 모델로부터 계산된 과거 배출량으로 인한 연관 기후변화. 이상적 시나리오는 CO<sub>2</sub> 배출량이 대기 중 농도 750 ppm에서 안정화 되는 경로를 따라다가 이 목표치에 도달하기 전에 2100년에 갑자기 0으로 감소되는 시나리오다. (좌) CO<sub>2</sub> 배출량과 대기의 CO<sub>2</sub> 농도. (가운데) 지표 온난화와 열팽창으로 인한 해수면 상승. (우) 산업화 이전부터 누적된 육지 및 해양의 총 탄소 인벤토리의 변화. {그림 10.35}



거 배출량으로 인한 연관 기후변화는 (i) 기후계가 복사강제력의 변화에 반응하는 시간의 지연(time lag), (ii) 배출된 강제력 가스들이 각각의 수명 차이 때문에 대기에 잔류하는 시간 스케일을 고려한다. 이런 이유로, 과거 배출량으로 인한 연관 기후변화에는 일반적으로 추가로 기온이 상승하는 초기 기간이 있고, 복사강제력이 감소함에 따라 장기적 감소가 뒤따른다. CH<sub>4</sub>, CO와 같은 온실가스의 대기 내 수명은 수십 년 혹은 그 이하로 상대적으로 짧는데 반해, N<sub>2</sub>O 같은 가스들의 수명은 1백년 수준이고, 어떤 가스는 수명이 1천 년되기도 한다(SF<sub>6</sub>, PFCs). 대기의 CO<sub>2</sub> 농도는 배출이 멈추는 경우에도 수명이 명확하게 끝나지 않는다. 대기로 배출된 CO<sub>2</sub>의 제거는 여러 시간대에 걸쳐 일어나지만 일부 CO<sub>2</sub>는 수천 년 동안 대기에 잔류하기 때문에 CO<sub>2</sub> 배출량은 기후변화에 매우 오랫동안 관계된다. CaCO<sub>3</sub> 퇴적물 피드백을 비롯해 해양의 느리고 장기적인 완충 때문에 대기 CO<sub>2</sub> 농도가 평형에 도달하는 데는 30,000~35,000년 필요하다. 결합 탄소순환 성분을 사용하여 EMIC는 과거의 CO<sub>2</sub> 배출량으로 인한 연관 기후변화가 1000년 이상 지속되고, 그래서 이 긴 시간이 흐른 뒤에도 기온과 해수면은 산업화 이전 시대 수준으로 돌아가지 않는다는 것을 보여준다. 연관 기후변화의 장시간 스케일은 750 ppm에서 안정화되는 경로를 따르는 인위적 CO<sub>2</sub> 배출량을 지정하여 구하지만 임의로 배출량을 2100년에 0으로 설정한다. 탄소는 대기에서 육지와 해양으로 지속적으로 그러나 서서히 전달되기 때문에 이 시범 사례에서 대기의 CO<sub>2</sub> 농도가 최대 농도(650~700 ppm)에서 산업화 이전 농도의 2배 수준(약 560 ppm)으로 떨어지는 데는 모델에 따라 100 ~ 400년 걸린다(그림 TS.31 참고) {7.3, 10.7}

**비-CO<sub>2</sub> 온실가스와 그것들의 전구물질의 미래 농도는 미래의 기후변화에 관련될 것으로 예상된다. CH<sub>4</sub> 증가율의 최근 변동에 대한 이해가 불충분하기 때문에 메탄의 미래 전망은 특히나 불확실성이 높다.** 습기로부터 CH<sub>4</sub>의 배출은 온난하고 비가 많은 기후에서는 증가하고 온난하고 건조한 기후에서는 감소할 가능성이 있다. 관측기록도 영구동토의 해동을 겪고 있는 북반구 토탄지대에서 배출된 CH<sub>4</sub>의 증가를 암시한다. 그러나 이 효과의 크기는 잘 정량되지 않았다. 기온, 습도, 구름의 변화도 유기체에서 기원한

오존 전조물질(예: VOC)의 배출에 영향을 줄 수 있을 것이다. 기후변화는 또한 화학 및 수송 변화를 통해서도 대류권 오존에 영향 줄 것으로 예상된다. 기후변화는 습도 변화를 통해 OH기의 변화를 유도할 수 있을 것이고, 성층권 오존 농도를 변경시켜 대류권의 태양 자외복사에 변화를 줄 수 있을 것이다.{7.4, 4.7}

**에어러솔과 그 전조물질의 미래 배출량은 기후변화의 영향을 받을 것으로 예상된다.** 몇몇 기후 및 토지사용 시나리오 아래서 추정된 미래의 분진배출량 변화는 미래의 분진배출량 통제에서는 토지사용의 변화보다 기후변화의 영향이 더 중요할 것이라고 암시한다. 한 연구에서 나온 결과를 보면, 미래에 아시아의 분진배출량과 그로 인한 아시아 분진 폭풍의 발생에는 사막화보다 기상과 기후가 더 큰 영향력을 발휘한다. 2차적 유기성 에어러솔의 중요한 발생원인 유기체의 VOC 배출은 기온에 매우 민감하고 기온과 함께 증가한다고 알려져 있다. 그러나 에어러솔 수율은 기온과 함께 감소하고 강수 및 생리적 적응을 변화시키는 효과는 불확실하다. 따라서 온난화된 기후에서 유기체로부터 유기성 에어러솔의 발생의 변화는 유기체 VOC 배출의 반응보다 상당히 낮을 수도 있을 것이다. 기후변화는 해양으로부터 디메틸 설파이드(dimethyl sulphide)(황산염 에어러솔의 전조물질) 에어러솔과 해염(sea salt) 에어러솔의 플럭스에 영향을 줄 수 있다. 그러나 그것이 기온과 강수에 미치는 효과는 아직 불확실하다. {7.5}

**CO<sub>2</sub>의 온난화 효과는 수세기 동안 관계되지만 에어러솔은 단 며칠 만에 대기에서 제거된다. 따라서 에어러솔로 인한 마이너스 복사 강제력은 에어러솔이나 에어러솔 전구물질의 배출 변화에 반응하여 급속히 변화될 수도 있을 것이다.** 황산염 에어러솔은 현재 상당한 마이너스 복사강제력을 발휘하고 있을 가능성이 높기 때문에 미래의 순 강제력은 황산염 배출량의 변화에 매우 민감하다. 한 연구결과는 만일 인위적 황산염 에어러솔 입자의 현재 부하 전체가 대기에서 제거되면 10년, 20년 내에 지구평균 기온이 약 0.8℃ 급속히 상승될 것이라고 암시한다. 에어러솔의 변화는 강수에도 영향을 주기 쉽다. 따라서 기후변화의 완화를 목적으로 하는 환경전략은 온실가스와 에어러솔 배출량의 변화를 고려할 필요가 있다.

에어러솔 배출량의 변화는 공기질을 개선하기 위해 이행되고 그리하여 기후변화에 기여할 수도 있는 대책들로부터 비롯될 수 있다. [Box 7.4, 7.6, 10.7]

기후변화는 공기질을 관리하는 수많은 화학적, 물리적 과정들을 변경시킬 것이다. 그 순효과는 지역마다 다를 가능성이 있다. 기후변화는 오염물질의 확산 속도, 에어러솔과 용해성 물질이 대기에서 제거되는 속도, 오염물질이 생성되는 화학적 환경, 생물권으로부터의 배출 강도, 산불, 분진을 변경시킴으로써 공기질에 영향을 줄 수 있다. 기후변화는 지구적 오존배경도 감소시킬 것으로 예상된다. 전반적으로 기후변화가 공기질에 미치는 순효과는 매우 불확실하다. [Box 7.4]

### TS.5.5 장기 전망의 기후과정과 시간스케일의 함축성

복사강제력이 안정화된 뒤의 연관 기후변화는 약 0.5~0.6℃일 것이고 대부분이 다음 세기에 일어날 것으로 예상된다. 온실가스와 에어러솔 농도를 2000년 수준으로 안정화시켜 20세기 기후 시뮬레이션을 하고 추가로 100년 더 시뮬레이션 하면, 2100년 시점

의 다중모델 평균은 약 0.6℃의 온난화이다 (1980~1999년에 비해)(그림 TS.32 참고). B1이나 A1B 시나리오에 21세기 배출량을 적용하고 그 수준에서 안정화시킨 경우, 안정화 이후의 추가 온난화는 비슷하게 대략 0.5℃이고, 대부분이 다음 100년 내에 일어난다. [10.3, 10.7]

기후변화와 탄소순환 간의 양성 피드백의 크기는 불확실하다. 그래서 대기 CO<sub>2</sub> 농도의 안정화 수준을 달성하는 데 필요한 CO<sub>2</sub> 배출량의 궤도도 불확실하다. 기후-탄소순환 피드백의 현재 이해도에 기초한 모델 연구에 의하면, CO<sub>2</sub>를 450 ppm에서 안정화시키기 위해서는 21세기 누적 배출량이 모델평균으로 대략 670 [630~710] ppm GtC에서 대략 490 [375~600] GtC로 감소되어야 한다. CO<sub>2</sub>를 1000 ppm에서 안정화시키려면, 누적 배출량은 이 피드백에 의해 모델평균으로 대략 1415 [1340~1490] GtC에서 대략 1100 [980~1250] GtC로 감소되어야 한다. [7.3, 10.4]

A1B 시나리오에서 복사강제력이 2100년에 안정화된다면, 열팽창은 단독으로도 2030년까지 해수면을 0.3~0.8 m 상승시킬 것이고(1980~1999년에 비해),

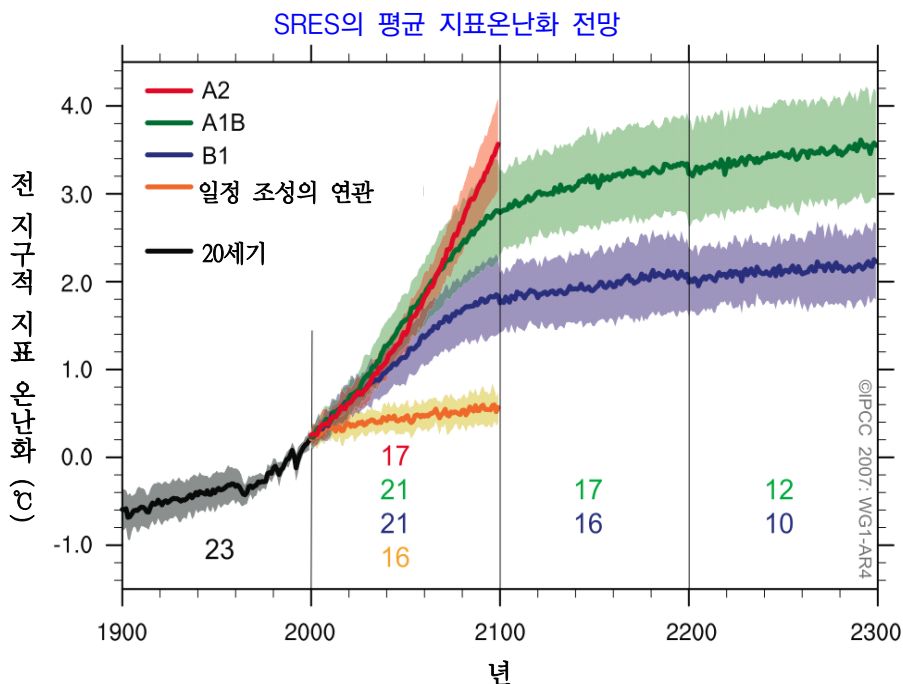


그림 TS.32. SRES 시나리오 A2(빨간색), A1B(녹색), B1(파란색)에 대한 다중모델 평균 지표온난화(기준기간인 1980~1999년 대비). 20세기 시뮬레이션에 연장하여 표시하였다. A1B와 B1 시나리오는 강제력을 일정하게 유지한 채(Box TS.9에서 정의된 연관 기후변화) 2100년 이후에도 계속된다. 주황색은 강제력을 2000년 수준으로 유지한 추가 실험의 결과이다. 해당 대조실험에서 나온 선형 경향은 이 시계열에서 제외하였다. 라인은 다중모델 평균, 음영은 ±1 표준편차 범위를 나타낸다. 기간 간의 불연속성은 물리학적 의미는 없고 주어진 시나리오를 가동한 모델의 수가 기간과 시나리오마다 다른 데서 생긴 결과일 뿐이다. 같은 이유로, 시나리오 간의 불확실성을 이 그림으로부터 해석해서는 안 된다(불확실성 추정에 대해서는 10.5절 참고). [그림 10.4]

열을 심해와 혼합하는 느린 과정으로 인해 점차 감소되는 속도로 수세기 동안 계속될 것이다. {10.7}

그린랜드 빙상의 축소는 2100년 이후에도 해수면 상승에 계속 기여할 것으로 전망된다. A1B 시나리오의 농도로 2100년에 안정화 되는 경우, 열팽창으로 인한 0.03~0.21 m/100년의 속도가 전망된다. 산업화 이전에 비해 1.9~4.6°C의 지구평균 온난화가 1천년 동안 계속된다면, 그린랜드 빙상은 대체로 제거되고 산악빙하만 남을 것이다. 이것은 해수면을 약 7 m 상승시킬 것인데 회복 불가능할 수도 있을 것이다. 이 온도는 125,000년 전의 마지막 간빙기 때의 온도와 비슷하다. 마지막 간빙기의 고기후 정보는 극지의 얼음규모가 감소했고 4~6 m의 해수면 상승이 있었음을 암시한다. {6.4, 10.7}

현재의 모델에 포함되지는 않지만 최근 관측에서 암시되는 역학적 과정이 온난화에 대한 빙상의 취약성을 증가시킬 수도 있을 것이다. 이 과정에 대한 이해도는 아직 부족하고, 그래서 그것들의 가능한 크기에 대해 일치된 의견은 없다. {4.6, 10.7}

현재의 지구모델 연구에 의하면, 남극빙상은 표면이 폭넓게 해빙되기에는 너무 차가운 상태를 유지할 것이고 강설량 증가 때문에 질량이 증가할 것이라고 전망된다. 그러나 역학적 빙하 배출이 빙상의 질량수지를 좌우한다면 얼음질량의 순손실이 발생할 수도 있을 것이다. {10.7}

이 평가에 사용된 모델들은 21세기에 MOC가 갑자기 중단될 것이라고 암시하지는 않지만, 복잡성을 줄인 일부 모델은 충분히 강한 온난화에 대한 장기적 반응으로서 MOC가 중단될 것이라고 암시하기도 한다. 그러나 이런 현상이 발생할 가능성은 신뢰성 있게 평가할 수가 없다. 복잡성이 다른 모델을 사용한 몇 안 되는 유효 시뮬레이션에서는 오히려 100년 스케일의 중단이 암시된다. 복사강제력이 안정화되는 경우 MOC가 회복될 가능성은 있지만 그러기에는 수 세기가 걸릴 것이다. 체계적인 모델 비교 연구는 기후변화에 대한 해양의 반응(특히 해양의 열흡수) 모델링에서 차이를 유발하는 핵심 과정들을 정립하는데 도움이 되었다. {8.7, FAQ 10.2, 10.3}

## TS.6 확실한 발견과 주요 불확실성

### TS.6.1 인위적, 자연적 기후 동인(Drivers)의 변화

#### 확실한 발견:

현재 대기의 CO<sub>2</sub>와 CH<sub>4</sub> 농도, 이것들의 양(positive)의 복사강제력은 지난 65만 년 전의 빙핵 측정자료에서 분석한 농도와 강제력보다 훨씬 높다. {6.4}

화석연료 사용, 농사, 토지사용이 지난 250년 간 온실가스 증가의 주원인이었다. {2.3, 7.3, 7.4}

화석연료 연소, 시멘트 생산, 유전에서 가스 태움(flaring)에 의한 CO<sub>2</sub> 연간 배출량은 1990년대에 평균  $6.4 \pm 0.4$  GtCyr<sup>-1</sup>에서 2000~2005년 기간에  $7.2 \pm 0.3$  GtCyr<sup>-1</sup>로 증가했다. {7.3}

지난 40년간 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O 복사강제력의 지속적인 증가율은 과거 2000년 동안의 어느시기 보다 컸다. {6.4}

해양과 육지 생물권에 의한 자연적 CO<sub>2</sub> 흡수 과정에 의해 인위적 배출량(즉, 화석 CO<sub>2</sub> 배출량과 토지사용

에 의한 배출 플럭스)의 약 50~60%가 제거된다. 최근 수십 년 동안 해양과 육지 생물권에 의한 CO<sub>2</sub> 흡수는 크기가 서로 비슷하나 육지생물권에 의한 흡수가 좀 더 가변적이다. {7.3}

인위적 에어러솔은 남반구보다 북반구에서 더 큰 크기를 가지는 음의 순 복사강제력(냉각효과)을 만든다는 것이 사실상 틀림없다. {2.9, 9.2}

온실가스, 에어러솔, 육지표면의 변화로 인한 복합적 인위적 강제력의 새로운 추정에 의하면, 인간 활동이 1750년 이후 기후에 상당한 순온난화 영향(net warming influence)을 주었을 가능성이 극히 높다. {2.9}

일사량이 지구평균 복사강제력에 기여하는 정도는 산업화 이후 온실가스 증가에 의한 기여도보다 상당히 적다. {2.5, 2.7}

#### 주요 불확실성:

에어러솔에 의해 구름특성이 변화되는 모든 과정은 충분히 이해되지 않았고, 관련된 간접적 복사 효과의 크기도 충분히 분석되지 않았다. {2.4, 7.5}

성층권 수증기량의 변화 원인과 복사강제력은 충분히 측정되지 않았다. {2.3}

20세기에 에어러솔 변화로 인한 복사강제력의 지리적 분포와 시간적 발달양상은 충분히 특성화 되지 않았다. {2.4}

대기의 CH<sub>4</sub> 농도 증가율의 최근 변화의 원인은 충분히 이해되지 않았다. {7.4}

산업화 이후 성층권 오존농도를 증가시키는 여러 인자들의 역할은 충분히 특성화되지 않았다. {2.3}

토지표면 특성과 토지-대기 간 상호작용은 복사강제력을 유발하는데 아직 충분히 정량되지 않았다. {2.5}

복사강제력에 대한 과거 태양활동 변화의 1백 년 동안의 기여도에 대한 지식은 직접 측정에 근거한 것이 아니기 때문에 물리적 이해도에 크게 좌우된다. {2.7}



## TS.6.2 기후변화 관측결과

### TS.6.2.1 대기와 지표

#### 확실한 발견 :

지구평균 지표온도는 계속 증가하고 있다. 지난 12년 중 11년이 1850년 이후 기록에서 가장 기온이 높은 해를 차지한다. {3.2}

지표온도의 상승속도는 1970년 중반에 증가했고, 그 때부터 전지구적 육지표면은 해수면 온도상승 속도 보다 거의 두 배 속도로 상승해 왔다. {3.2}

지표기온의 극값 변화는 기후온난화와 일치한다. {3.8}

중간층 및 하층 대류권 온도 경향의 추정은 상당히 향상되었다. 하층 대류권 온도는 1958~2005년 지표

온도 상승속도보다 약간 더 빠르게 상승하고 있다. {3.4}

1900~2005년 장기 경향이 여러 지역의 강수량에서 관측되었다. {3.3}

집중호우 현상의 발생수가 증가했다. {3.8}

가뭄이 1970년 이후 특히 열대지역과 아열대 지역에서 전보다 흔해졌다. {3.3}

대류권 수증기량은 적어도 1980년대 이후 증가했다. {3.4}

#### 주요 불확실성 :

라디오존데 기록은 지표기록보다 공간적으로 덜 완전하고, 특히 열대지역의 라디오존데 기록은 신뢰할 만하지 못하다고 암시하는 증거가 있다. 모든 대류권 온도경향 기록은 여전히 잔차(residual errors)를 포함할 가능성이 있다. {3.4}

대규모 대기순환의 변화가 명백히 나타나고 있으나 분석 품질은 1979년 이후의 것만 우수하여 변화와 변동성의 분석 및 그 둘 간의 구분이 어렵다. {3.5, 3.6}

해양의 총 구름량과 저층구름량에 대한 지상관측과 위성관측은 서로 일치하지 않는다. {3.4}

DTR의 몇 십년 주기의 변화는 충분히 이해되지 않았고, 그 이유는 부분적으로는 구름양과 에어로솔의 변화에 대한 관측이 충분치 않기 때문이다. {3.2}

강수량 측정의 어려움은 지구적, 지역적 강수량 경향을 정량화하는 데 한 가지 문제로 남아 있다. {3.3}

토양수분과 하천유량 기록은 매우 단기적인 것이 많고, 몇몇 지역의 자료만 있다. 이것은 가뭄의 변화를 완전히 분석하는 데 지장을 준다. {3.3}

관측데이터의 가용성 때문에 분석 가능한 극단적 기상현상의 종류가 제한된다. 드문 극단적 현상일수록 유효 사례가 적어서 장기적 변화를 파악하기가 더 어렵다. {3.8}

허리케인의 발생빈도와 세기에 대한 정보는 위성관측 시대 이전에는 제한적이었기 때문에 위성기록의 해석에 대하여 의문이 남는다. {3.8}

공간적으로 소규모인 토네이도, 해일, 천둥, 분진폭풍에 경향이 존재하는지 여부를 결정할 증거가 충분치 않다. {3.8}

### TS.6.2.2 눈, 얼음, 동토

#### 확실한 발견 :

지구상 얼음의 양은 점점 감소하고 있다. 19세기 말 이후로 산악빙하의 퇴각이 곳곳에서 일어났다. 빙하와 그린란드 빙상의 질량손실 속도는 점점 증가하고 있다. {4.5, 4.6}

북반구의 적설 범위는 감소했다. 계절적 강 얼음과 호수 얼음의 지속기간도 과거 150년 동안 짧아졌다. {4.2, 4.3}

1978년 이후로, 북극 해양빙하의 연평균 범위가 점차 감소해왔고, 북극 얼음의 여름철 최소 범위도 감소했다. {4.4}

얼음이 얇아지는 현상이 1990년대에 남극반도와 아문센 빙붕(Amundsen shelf ice)에서 일어났다. 부속된 빙하들이 가속되었고, Larsen B Ice Shelf는 2002년에 완전히 붕괴되었다. {4.6}

북극 영구동토층 상부의 온도는 1980년대 이후 최대 3°C 상승했다. 계절적 동토의 최대 범위는 1990년대 이후 북반구에서 약 7% 감소했고, 최대 깊이는 20세기 중반 이후 유라시아에서 약 0.3 m 감소했다. {4.7}

#### 주요 불확실성 :

1960년 전에는 지구전체적으로 취합된 현장 측정 눈 데이터가 없었다. 위성측정 시대에 와서도 잘 교정된 눈의 물 함량 데이터(snow water equivalent data)는 이용 가능하지 않다. {4.2}

남극 해양빙하 두께의 경향에 대하여 결론을 도출할 만한 데이터가 충분치 않다. {4.4}

빙하 질량손실 추정치의 불확실성은 부족한 전지구적 인벤토리 데이터, 불완전한 면적-부피 관계, 불균등한 지리적 분포에서 생긴다. {4.5}

남극대륙 빙붕과 빙상의 질량균형 추정은 위성 측고와 중력 측정으로 탐지한 변화의 교정과 검증에 의해 제약을 받는다. {4.6}

기저 과정(basal process)과 빙붕 역학에 대해 알려진 것이 적기 때문에 얼음흐름 과정과 빙상 안정성에 대한 이해의 불확실성이 크다. {4.6}

### TS.6.2.3 해양과 해수면

#### 확실한 발견 :

해양의 전지구적 온도(또는 열용량)는 1955년 이래 상승하고 있다. {5.2}

지역적으로 일관된 염도 경향이 최근 몇 십 년 간 관측되었는데, 아한대 지역의 물은 담수화 되고 열대 및 아열대 지역의 얇은 곳에서는 염도가 증가하였다. 이런 경향은 강수량의 변화와 일치하고, 저위도에서 고위도로, 대서양에서 태평양으로 대기의 수분 수송이 증가한 것과 일치한다. {5.2}

지구평균 해수면은 20세기에 상승했다. 해수면 상승 속도가 19세기 중반과 20세기 중반 사이에 증가했다는 것은 신뢰성이 높다. 1961~2003년보다 1993~2003년에 해수면은 더 빠르게 상승했다. {5.5}

해양의 열팽창과 빙하 및 만년설의 질량손실은 관측된 해수면 상승에 상당히 기여했다. {5.5}

1993~2003년의 해수면 상승 속도 관측치는 열팽창과 육지빙하 손실에서 관측된 기여도의 합과 일치한다. {5.5}

최근 몇 십 년 간 해수면 상승속도는 지리적으로 균등하지 않았다. {5.5}

1750년 이후 인위적 CO<sub>2</sub>가 흡수된 결과로 표층해양의 산성화가 증가되었다. {5.4, 7.3}

**주요 불확실성 :**

해양 샘플링의 한계는 전지구적 열용량, 염도, 해수면 변화의 10년 변동성이 보통(Moderate)의 신뢰성으로밖에 평가될 수 없다는 의미를 함축한다. {5.2, 5.5}

1961~2003년의 지구평균 해수면 상승은 열팽창과 육지빙하의 해빙으로 설명할 수 있는 것보다 높은 것 같다. {5.5}

MOC의 경향 관측치는 신뢰성이 낮다. {Box 5.1}

**TS.6.2.4 고기후**

**확실한 발견 :**

약 125,000년 전 마지막 간빙기 동안에는 주로 극지빙하의 퇴각으로 인해서 전지구적 해수면이 현재보다 약 4~6 m 높았을 가능성이 있다. {6.4}

생물지구화학적 피드백과 생물지구물리학적 피드백은 과거에 기후변화를 증폭시켰다. {6.4}

수많은 과거의 갑작스런 기후변화는 대서양 순환의 변화와 연관 있을 가능성이 높았고, 북반구 기후에 대체로 영향을 주었다. {6.4}

20세기 후반의 북반구 평균 기온은 과거 500년 동안 어느 50년 기간보다도 기온이 높았을 가능성이 높고, 과거 1300년 동안 어느 50년 기간보다도 기온이 높았을 가능성이 있다. {6.6}

지구가 적어도 3만년 동안 또 한 번의 빙하기에 자연적으로 들어갈 가능성은 매우 낮다. {6.4}

고기후 기록은 수십 년 혹은 그 이상 지속되는 가뭄이 지난 2000년 동안 몇몇 지역의 기후에서 특징적으로 재발했다는 것을 신뢰성 높게 나타낸다. {6.6}

**주요 불확실성 :**

거의 갑작스런 기후변화의 발생 및 발달 메커니즘과 그에 관련된 기후 문턱은 충분히 이해되지 않았다. 이 때문에 사실적인 돌발 변화를 시뮬레이션 할 기후 모델의 능력의 신뢰성이 제한된다. {6.4}

북반구의 1천년 동안의 기온 재구성에서 관측된 서로 다른 여러 규모와 변동성, 그러한 차이와 선택된 프록시(proxy) 데이터 및 통계적 교정방법 간의 관계는 여전히 조정이 필요하다. {6.6}

과거에 빙상이 퇴각한 정도, 그런 변화의 속도, 관련된 과정은 충분히 밝혀지지 않았다. {6.4}

지난 20년 동안의 기온에 대한 광범위한 프록시(proxy) 데이터망의 부재는 그런 프록시(proxy)들이 급속한 기후온난화에 어떻게 반응하는지, 다른 환경 변화의 영향은 무엇인지를 이해하는 데 제약을 준다. {6.6}

남반구와 열대지역의 지난 몇 백 년 동안의 기후변동성에 대한 지식은 고기후 기록의 부재로 인해 제약을 받는다. {6.6}

### TS.6.3 기후변화의 이해와 원인규명

#### 확실한 발견 :

온실가스 강제력이 지난 50년 간 관측된 지구온난화의 대부분을 야기했을 가능성이 높다. 에어러솔과 그 밖의 강제력의 상쇄적인 냉각효과가 없었다면 지난 반세기 동안의 온실가스 강제력만으로도 관측된 온난화 보다 더 큰 온난화를 가져왔을 가능성이 있다. (9.4)

지난 반세기의 온난화의 지구적 패턴이 외부 강제력 없이 설명될 수 있을 가능성은 극히 낮고, 알려진 자연적 외부 원인에 의해서만 일어났을 가능성도 매우 낮다. 온난화는 해양과 대기 모두에서 일어났다. 온난화가 일어났을 때 자연적 외부 강제력 팩터가 냉각

을 일으켰을 가능성이 있다. (9.4, 9.7)

인위적 강제력은 20세기 후반에 해양의 몇 백 m 상층부에서 관측된 전반적 온난화에 기여했을 가능성이 있다. 인위적 강제력은 해양 온난화와 빙하의 질량손실로부터 열팽창을 일으켜 20세기 후반의 해수면 상승에 기여했을 가능성이 높다. (9.5)

과거 몇 세기를 재구성한 북반구 10년 주기 기온 변동성의 상당한 부분은 자연적 외부 강제력 (화산분출, 태양 변동성)에 원인이 있을 가능성이 높다. (9.3)

#### 주요 불확실성 :

기후변화 현상의 원인을 인위적 영향에서 찾는 것의 신뢰성은 복사강제력의 불확실성, 피드백과 관측치의 불확실성에 의해 제약을 받는다. (9.4, 9.5)

공간적으로 대륙보다 작은 범위와 시간적으로 50년 이하의 범위에서 원인규명을 하는 것은 범위가 작을수록 기후변동성이 큰데다가 범위가 작은 외부강제력 세부정보의 불확실성, 모델에 의해 시뮬레이션 된 반응의 불확실성, 범위가 작은 내부 변동성 시뮬레이션의 불확실성, 변동성 모드와의 관계의 불확실성에 의해 제약을 받는다. (9.4)

강제력에 의한 강수 변화와 표면기압 변화에 대한 이해는 온도 변화에 대한 이해보다 신뢰성이 낮다. (9.5)

원인규명 진술의 범위는 공식적인 탐지 및 원인규명 연구가 없고, 있어도 매우 적은 수이고, 일부 현상

(예 : 일부 극단적 현상)만 다룬 것이어서 제약이 있다. (9.5)

극값 분석에 필요한 전구 자료의 부족과 모델 불확실성이 여전히 수행될 수 있는 극값 탐지 연구의 지역과 형태를 제한한다. (9.4, 9.5)

향상된 이해에도 불구하고, 모델로 시뮬레이션 된 내부 기후변동성의 불확실성은 원인규명 연구에 제약이 된다. 예를 들어, 모델에서 나온 해양의 열용량 변동성과 관측치는 겉보기에도 일치하지 않는 부분이 있다. (5.2, 9.5)

1961~2003년의 노천 해수면 수지와 함께 해양의 열용량 증가 혹은 빙하 해빙에 대한 인위적 강제력의 기여도를 정량하는 연구가 없는 것도 해수면 상승에 대한 인위적 기여도의 정량에서 불확실성 요인이 된다. (9.5)



## TS.6.4 미래 기후변화의 전망

### TS.6.4.1 모델 평가

#### 확실한 발견 :

기후모델은 정립된 물리 원칙에 기초한다. 그리고 최근 기후변화와 과거 기후변화의 특징을 재현하는 것으로 입증되었다. AOGCM이 대륙 및 그 이상 규모로 미래 기후변화를 신뢰할만하게 정량적으로 추정한다는 데는 높은 신뢰성이 있다. 이런 추정치의 신뢰성이 높은 변수(예: 기온)도 있고 낮은 것(예: 강수)도 있다. {FAQ 8.1}

모델의 신뢰성은 다음과 같은 이유로 높아졌다.

- 중요한 기후변동성 모드, 극단적 온난기와 한랭기를 비롯해 현재 기후의 여러 측면에 대한 시

물레이션의 발전.

- 모델 해상도, 컴퓨터연산 방법 및 모수화(parameterizations)의 발전, 추가과정 삽입.
- 관측치를 초기조건으로 하여 수일~1년 범위로 예측하는 모델 능력에 대한 시험을 비롯해 더 포괄적인 진단 시험.
- 강화된 모델 정밀검사. 공통조건으로 수행된 모델실험의 결과를 수집하고 보급하기 위한 국제 조정연구를 통해 용이해진 모델거동의 확대 진단분석. {8.4}

#### 주요 불확실성 :

시물레이션과 관측치를 비교하는 모델 매트릭스의 부재, 이것을 사용해서 기후전망의 범위를 좁힐 수 있다. {8.2}

대부분의 모델은 특히 심해의 기후 이동을 조절하는데 계속 곤란을 겪고 있다. 이 이동은 여러 해양 변수의 변화를 평가할 때 해명해야 하는 부분이다. {8.2}

기후계에서 서로 다른 피드백의 강도에 대한 추정이 모델마다 상당히 다르다. {8.6}

일부 변동성 모드, 특히 Madden-Julian Oscillation, 반복되는 대기 저지(atmospheric blocking), 극단적 강수현상의 시물레이션에 문제가 있다. {8.4}

남대양의 시물레이션에서 시스템적인 편향이 발견되었는데 이것은 점진적 기후반응의 불확실성으로 이어진다. {8.3}

기후모델은 보다 방대한 앙상블을 가동하고 추가과정을 포함시키려고 하면 현재의 컴퓨터 자원으로 달성 가능한 공간 해상도의 제약을 받는다. {8.1~8.5}

### TS.6.4.2 평형 및 점진적 기후민감도

#### 확실한 발견 :

여러 관측치와 모델링 제약에 기초한 평형 기후 민감도의 범위는 2~4.5°C, 가장 가능성 높은 값은 3°C이다. 이것이 1.5°C 보다 낮을 가능성은 매우 낮다. {8.6, 9.6, Box 10.2}

점진적 기후 반응은 평형 기후민감도보다 잘 제약된다. 이것은 1°C보다 클 가능성이 높고 3°C보다 클 가능성은 낮다. {10.5}

여러 모델에서 평형 기후민감도에 차이가 있는 원인은 잘 이해되어 있다. 모델 간 평형 기후민감도 차이의 1차 원인은 구름의 피드백이고, 저층 구름이 가장 큰 원인이다. {8.6}

새로운 관측치와 모델링 증거는 AOGCM에서 발견되는 것과 비슷한 강도의 수증기-기온감률 결합 피드백을 강력히 뒷받침 한다. {8.6}

주요 불확실성 :

구름이 지구 기후변화에 반응하는 방식에 대한 불확실성이 크다. {8.6}

TS.6.4.3 지구적 전망

확실한 발견 :

복사강제력 성분의 농도가 안정화되더라도 주로 해양 과정에 관련된 시간 지연으로 인해서 추가적인 연관 온난화와 그에 관련된 기후변화가 일어날 것으로 예상된다. {10.7}

단기(near term) 온난화 전망은 시나리오 가정의 차이나 모델 민감도의 차이에 거의 영향 받지 않으며, 지난 몇 십 년 간의 관측치와 일치한다. 이 보고서에서 다뤄진 모든 AOGCM에서 1980~1999년 대비 2011~2030년을 평균한 다중모델 평균 온난화는 3가지 SRES 시나리오, B1, A1B, A2에서 0.64~0.69℃의 좁은 범위를 보여준다. {10.3}

전망된 온난화의 지리적 패턴은 북반구 고위도와 육지에서 가장 높은 기온상승을, 남대양과 북대서양에서 가장 작은 기온상승을 보여준다. {10.3}

강수의 변화는 확실한 대규모 패턴을 보여준다. 강수는 일반적으로 열대 강수 최대량이 증가하고, 아열대 지역에서는 감소하며, 지구 수문 순환이 전반적으로 강화된 결과로 고위도에서 증가한다. {10.3}

기후가 따뜻해짐에 따라 적설과 해양빙하 범위는 감소한다. 빙하와 만년설은 질량을 잃고 해수면 상승에 기여한다. 해양빙하 범위는 21세기에 북극과 남극 지역 모두에서 감소한다. 적설 감소는 북극에서 양성

피드백에 의해 가속된다. 영구동토 지역의 많은 부분에서 해동 깊이가 증가한다. {10.3}

현재의 시뮬레이션에 의하면, 대서양의 MOC는 2100년까지는 약화될 가능성이 높다. 그러나 MOC가 21세기 동안에 갑작스런 큰 전환을 겪을 가능성은 매우 낮다. {10.3}

열파는 미래의 온난화된 기후에서는 더 자주 출현하고 더 오래간다. 서리 끼는 날의 수는 중위도와 고위도의 거의 모든 지역에서 감소할 전망이고, 계절의 길이는 길어질 것이다. 중위도 대륙지역에 여름철 건조화 경향이 있어 그 지역의 높은 가뭄 위험도를 나타낸다. {10.3, FAQ 10.1}

미래의 온난화는 지구 시스템(육지와 바다)의 인위적 CO<sub>2</sub> 흡수 용량을 감소시키는 경향이 있을 것이다. 그 결과로, 온난한 기후 아래 인위적 CO<sub>2</sub>의 점점 더 많은 양이 대기에 잔류할 것이다. 이 피드백은 그런 피드백이 없는 가상의 경우에 비해, 주어진 대기 CO<sub>2</sub> 수준의 안정화와 부합되는 누적 배출량 감소를 요구한다. 안정화 농도가 높을수록 기후 변화량이 더 커지고 필요한 감축량이 더 많아진다. {7.3, 10.4}

주요 불확실성 :

21세기가 끝난 후에 MOC가 갑자기 큰 변화를 겪을 가능성은 아직은 신뢰성 있게 평가할 수 없다. 대기 온실가스 농도가 2100년 후에 안정화되는 저배출 및 보통배출 시나리오의 경우, MOC는 초기의 약화상태에서 1~7세기 안에 회복된다. 강제력이 강하고 충분

히 오래 간다면 MOC의 영구적 감소도 배제할 수 없다. {10.7}

모델의 극단적 강수현상 전망은 기온 전망보다 더 넓은 범위의 진폭과 지리적 분포를 보여준다. {10.3, 11.1}

ENSO 등 중요한 기후변동성 모드의 반응은 아직 모델마다 차이가 있는데 그것은 현재 조건을 시간적, 공간적으로 표시하는 방법의 차이로 인한 것일 수도 있다. {10.3}

기후변화에 대한 열대 저기압의 모델 반응에서 확실성은 여전히 일반 기후모델의 해상도에 의해 제약된다. {10.3}

지구적, 지역적 기후변화를 촉진하는 핵심 과정의 변화는 알려진 것이 적다 (예: ENSO, NAO, 차단(blocking), MOC, 토지표면의 피드백, 열대 저기압의 분포). {11.2~11.9}

미래 탄소순환 피드백의 크기는 여전히 측정된 것이 부족하다. {7.3, 10.4}

#### TS.6.4.4 해수면

##### 확실한 발견 :

해수면은 열팽창과 육지빙하의 소실로 인해 21세기에도 계속 상승할 것이다. 해수면 상승은 과거에 지리적으로 균등하지 않았고 미래에도 그럴 것이다. {10.6}

21세기의 온실가스 배출로 인해 전망된 온난화는 수세기 동안 계속 해수면 상승에 기여할 것이다. {10.7}

열팽창과 빙상의 질량손실로 인한 해수면 상승은 복사강제력이 안정화되더라도 수세기 혹은 1천년 동안 계속될 것이다. {10.7}

##### 주요 불확실성 :

남극 빙상과 그린란드 빙상의 급속한 큰 역학적 변화에 기여하여 해양으로 얼음배출을 증가시킬 수도 있는 핵심 과정을 다루는 모델은 아직 존재하지 않는다. {10.6}

지구 기후변화에 대한 빙상 표면 질량균형의 민감도(해빙과 강수)는 아직은 관측치에 의해 잘 제약되지 않으며, 모델에서 스프레드가 길다. 따라서 그린란드 빙상을 사라지게 만들 지구온난화의 세기(온난화가 지속되는 경우)는 큰 불확실성이 있다. {10.7}

#### TS.6.4.5 지역적 전망

##### 확실한 발견 :

인간이 거주 가능한 모든 대륙과 아대륙 육지의 평균 기온은 다음 50년 동안 지구평균 기온 상승속도보다 더 큰 속도로, 그리고 자연적 변동성을 상당히 초과하는 폭으로 상승할 가능성이 높다. {10.3, 11.2~11.9} 강수는 대부분의 아한대 및 극지역에서 증가할 가능성이 있다. 강수 증가에 대한 발견은 특히 확고한데, 연강수량은 북유럽 대부분과 캐나다, 미국 북동부, 북극지대에서, 여름 강수는 북아시아와 티벳 고원에서 증가할 가능성이 높다. {11.2~11.9}

강수는 아열대 여러 지역, 특히 아열대 지역의 극지

쪽 변두리에서 감소할 가능성이 있다. 강수 감소에 대한 발견도 확고한데, 연강수량은 지중해와 경계를 접하는 유럽과 아프리카 지역에서, 겨울 강우는 남서부 오스트레일리아에서 감소할 가능성이 높다. {11.2~11.9}

극단적 일강수량 현상이 여러 지역에서 증가할 가능성이 있다. 일강수량 증가는 북유럽, 남아시아, 동아시아, 오스트레일리아, 뉴질랜드에서 증가할 가능성이 높다. 이 목록은 기존에 발표된 연구결과에서 포함지역이 지리적으로 불균등했던 것을 반영한다.

{11.2~11.9}

**주요 불확실성 :**

---

일부 지역의 연구는 지역적 기후변화의 핵심 측면만, 특히 극단적 현상에 관련된 것만 제한적으로 다루었다. {11.2~11.9}

AOGCM은 일부 중요 지역(예: 남아메리카 북부, 오스트레일리아 북부, 사헬 지역)에서 지역적 강수변화 시뮬레이션의 일관성을 보이지 않는다. {10.3, 11.2~11.9}

지형에 의해 기후가 미세한 공간범위로 달라지는 지역에서는, 기후변화가 그런 미세한 스케일에서 어떤 식으로 나타날 것인가에 대한 정보가 충분치 않다. {11.2~11.9}