

# 제 9 장

---

## 기후변화의 이해 및 원인규명

---

### 총괄주저자

Gabriele C. Hegerl(USA, Germany), Francis W. Zwiers(Canada)

### 주저자

Pascale Braconnot(France), Nathan P. Gillett(UK), Yong Luo(China), Jose A. Marengo Orsini(Brazil, Peru), Neville Nicholls(Australia), Joyce E. Penner(USA), Peter A. Stott(UK)

### 기여저자

M. Allen(UK), C. Ammann(USA), N. Andronova(USA), R.A. Betts(UK), A. Clement(USA), W.D. Collins(USA), S. Crooks(UK), T.L. Delworth(USA), C. Forest(USA), P. Forster(UK), H. Goosse(Belgium), J.M. Gregory(UK), D. Harvey(Canada), G.S. Jones(UK), F. Joos(Switzerland), J. Kenyon(USA), J. Kettleborough(UK), V. Kharin(Canada), R. Knutti(Switzerland), F.H. Lambert(UK), M. Lavine(USA), T.C.K. Lee(Canada), D. Levinson(USA), V. Masson-Delmotte(France), T. Nozawa(Japan), B. Otto-Bliesner(USA), D. Pierce(USA), S. Power(Australia), D. Rind(USA), L. Rotstayn(Australia), B. D. Santer(USA), C. Senior(UK), D. Sexton(UK), S. Stark(UK), D.A. Stone(UK), S. Tett(UK), P. Thorne(UK), R. van Dorland(The Netherlands), M. Wang(USA), B. Wielicki(USA), T. Wong(USA), L. Xu(USA, China), X. Zhang(Canada), E. Zorita(Germany, Spain)

### 감수편집자

David J. Karoly(USA, Australia), Laban Ogallo(Kenya), Serge Planton(France)

### 이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Hegerl, G.C., F. W. Zwiers, P. Braconnot, N.P. Gillett, Y. Luo, J.A. Marengo Orsini, N. Nicholls, J.E. Penner and P.A. Stott, 2007: Understanding and Attributing Climate Change. 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

개요.....	707	9.6 기후민감도의 관측적 제약.....	762
9.1 서론.....	709	9.6.1 기후민감도 추정 방법.....	762
9.1.1 기후변화와 기후변동은 무엇인가?.....	709	9.6.2 계기관측에 기반을 둔 기후민감도의 추정.....	763
9.1.2 기후변화의 탐지와 원인규명은 무엇인가?.....	709	9.6.3 고기후자료를 이용한 기후민감도의 추정.....	768
9.1.3 우리가 시작하는 기초.....	711	9.6.4 기후민감도의 관측적 제약에 대한 요약.....	770
9.2 복사강제력과 기후반응.....	712	9.7 인위적 기후변화의 증거 결합.....	771
9.2.1 기후변화를 모의한 복사강제력의 추정.....	713	자주 묻는 질문(FAQ)	
9.2.2 다른 강제력과 불확실성에 대한 반응의 시공간적 유형.....	716	FAQ 9.1 : 개별 극단적 현상들이 온실가스로 인한 온난화로 설명될 수 있는가?.....	740
9.2.3 20세기 기후변화를 이해하는 것.....	720	FAQ 9.2 : 20세기의 온난화는 자연 변동성에 의해 설명될 수 있는가?.....	746
9.2.4 요약.....	721	참고문헌.....	776
9.3 산업시대 이전의 기후변화에 대한 이해.....	721		
9.3.1. 왜 산업시대 이전의 기후변화를 고려해야 하는가?.....	721		
9.3.2 최근의 마지막 빙하기 최성기와 홀로세 중기로부터 무엇을 배울 수 있는가?.....	722		
9.3.3 지난 천년으로부터 무엇을 배울 수 있는가?.....	723		
9.3.4 요약.....	726		
9.4 산업시기 동안 기온변화의 이해.....	727		
9.4.1 전구규모에서 표면온도변화.....	727		
9.4.2 대륙 및 아대륙 표면온도변화.....	736		
9.4.3 극한 표면온도.....	741		
9.4.4 자유대기온도.....	742		
9.4.5 요약.....	745		
9.5 산업혁명 동안 다른 변수의 변화 이해.....	748		
9.5.1 해양기후변화.....	748		
9.5.2 해수면.....	750		
9.5.3 대기순환변화.....	752		
9.5.4 강수.....	756		
9.5.5 빙권변화.....	760		
9.5.6 요약.....	761		

## 개요

기후시스템의 외적 영향 효과에 대한 입증 사항들이 3차 평가보고서(Third Assessment Report, TAR) 이래로 누적되어 왔다. 지금 유효한 입증 자료는 실제 더욱 강력한 것으로 기후계 전반에 걸친 폭넓은 기온상승 분석 및 다양한 기후 변수들의 변화에 근거를 두고 있다.

**인간에 의해 유도된 기후계의 온난화는 폭넓다.** 기후계의 인위적 온난화는 지상, 대류권 및 해양에서 얻어진 온도 관측으로 탐지될 수 있다. 관측된 변화들에 기여하는 다른 자연적, 인위적 강제력들을 양적화하는 다중 시그널 탐지 및 원인속성 분석에 의하면 20세기 후반 50년 동안 에어러솔 및 다른 강제력들에 의한 상쇄 냉각 효과가 없었다면 온실가스 강제력 자체로 인해 관측보다 온난화가 더 크게 나타났을 것이다.

지난 20세기 후반 50년 동안 지구온난화 패턴은 외부강제력 없이 설명될 가능성이 매우 희박(5%)하며, 알려진 자연적 외적 원인 만에 기인할 가능성이 매우 낮다. 온난화는 해양과 대기 둘 다에서 발생했으며 자연적인 강제력 요인들이 냉각효과를 가져왔을 때에도 온난화가 발생했다.

온실가스 강제력은 지난 50년에 걸쳐 관측된 지구온난화의 대부분에 영향을 준 것으로 보인다. 이러한 결론은 관측 및 강제력 불확실성과 함께 태양강제력에 대한 반응이 기후 모델에 의해 과소평가될 수 있을 가능성을 고려하고 있다. 서로 다른 기후모델의 사용, 분석 기술의 변화 및 외부강제력에 대한 반응을 추정하기 위한 여러 가지 방법은 또한 인내를 요하는 것이다.

라디오존데와 위성에 근간을 둔 장비들로 측정된 자유대기의 온도에 영향을 미치는 인위적 영향에 대한 더 많은 증거가 축적되어 왔다. 대류권 승온 및 성층권 냉각이라는 관측 패턴은 인위적 강제력의 영향, 특히 온실가스와 성층권 오존 감소가 원인이 된 가능성이 높다. 대류권 승온과 성층권 냉각이 결합되어 대류권계면 고도가 증가되었을 가능성이 있다. 20세기 후반 50년 동안 인위적인 강제력은 해양의 상층 수백 미터에서 관측된 일반적인 온난화에 기여했을 가능성이 있다. 해양온난화 및 빙하 감소로부터 열적 팽창을 가져온 인위적인 강제력은 20세기 후반 50년 동안 해수면상승에 기여했을 가능성이 매우 높다. 해양의 열용량 증가에 기여한 인위적인 강제력과 현재 가능한 탐지 및 원인속성 연구로 빙하의 용해를 정량화하기는 어렵다.

**20세기 중반 이래로 남극을 제외한 모든 대륙에서 지상기온 증가에 있어 실제적인 기여가 있어왔을 가능성이 있다.**

인위적인 영향은 남극(평가를 하기에 불충분한 관측 범위를 가짐)을 제외한 모든 대륙과 몇몇 아대륙의 육지 지역들에서 탐지되었다. 대륙규모의 온도 변화 및 6개 대륙 각각에서 인위적 효과의 탐지를 모의하기 위한 결합 기후모델의 능력은 3차 평가보고서(TAR)보다 전지구 기후에 영향을 미치는 인간의 영향성에 대해 더욱 강력한 증거를 제공해 준다. 자연적 강제력 만을 사용해 온 어떤 기후모델도 20세기 후반 50년 동안 관측된 전지구 평균 온난화 경향 및 모든 개별 대륙들(남극 제외)에서의 대륙 평균 온난화 경향을 재현해 내지 못했다.

대륙 규모보다 작고 50년보다 짧은 시간 규모에 대한 온도 변화 원인규명은 여전히 어려운 상태다. 이러한 규모에서의 원인규명은 일부 예외사항을 제외하고는 아직 확립되지 못했다. 소규모 지역 평균은 대규모 지역 평균보다 자연변동성이 줄어들며 이로 인해 서로 다른 외부강제력으로부터 예상되는 변화들 사이를 구별하기 어려우며 또한 외부강제력과 변동성 사이도 구별하기 어려워진다. 게다가 몇몇 변동성 모드와 연관된 온도 변화들은 몇몇 지역과 계절에서 모델로는 잘 모의되지 않는다. 더 나아가 외부강제력의 소규모 세부사항들과 모델로 모의되는 반응은 대규모 특징들보다 신뢰성이 떨어진다.

**극한 표면온도는 인위적인 강제력에 의해 영향을 받아 왔을 가능성이 있다.** 연간 서리일수, 주간 온난 및 저온 일수, 야간의 온난 및 저온 일수를 포함한 이상 기후 및 변동성들에 대한 많은 지시자들은 온난화와 일치하는 변화를 보여준다. 인위적인 영향은 이들 지수 몇몇에서 탐지되어 왔으며, 2003년 유럽 열파와 같이 지역적으로 극단적인 고온 여름 조건의 위험성이 실제적으로 증가해 온 증거가 있다.

**기후시스템의 다른 부분들에서 인위적인 영향에 대한 증거가 있다.** 인위적인 강제력은 최근 극 지역 해빙 범위의 감소 및 빙하 감소에 기여해 온 것 같다. 관측된 전지구 적설 지역 감소 및 폭넓은 빙하 감소는 온난화와 일치하며, 이러한 용해 현상이 해수면상승에 기여해 온 가능성에 대한 증거가 된다.

최근 수 십년간 북반구 및 남반구 환상 모드에 있어서의 경향은 극 지역들에 대한 해면기압 감소와 일치하는데 양반구에서 스톱 트랙, 바람 및 온도 패턴에 영향을 주면서 부분적으로 인간활동에 관련되어 있을 가능성이 있다. 모델들은 북반구 환상 모드 경향에 대한 징후를 재현해내지만 모의된 반응은 관측보다 작다. 온실가스와 성층권 오존 변화들 다를 포함한 모델들은 남반구 환상모드의 실제적인 경향

을 모의하고 있으며 전지구 해면기압 패턴에 있어 인간이 미치는 영향을 탐지할 수 있도록 이끌고 있다.

몇몇 모델들로 모의된 화산강제력에 대한 반응은 20세기 후반 50년 동안 전지구 연평균 육지 강수량을 탐지할 수 있다. 20세기 동안 육지 강수량의 위도별 및 변화 패턴과 관측된 집중호우 증가는 인위적인 강제력에 대해 예상되는 반응과 잘 일치하는 것으로 보인다. 인위적인 영향이 가장 강력한 열대성 저기압의 빈도수 증가에 기여해 온 것은 가능성이 꽤 높다. 이러한 폭풍들에 대한 관측 비율 증가는 이론적으로나 모델링으로 제시되는 것보다 더 크며 부적당한 처리 지식, 자연변동성에 대한 불충분한 이해 및 강력한 저기압 모델링에서의 불확실성, 과거 열대성 저기압 자료에 있어서 불확실성 때문에 인위적인 요인들보다 더 강력한 원인은 현재 가능하지 않다.

**고기후자료 분석들은 기후에서 외부 영향들의 역할에 대한 신뢰를 증가시켜왔다.** 미래 기후를 예측하는데 사용된 결합 기후모델은 지난 빙하 최대기와 중기 홀로세의 과거 기후 상태를 이해하는데 사용되어져 왔다. 이러한 과거 기후의 많은 면이 여전히 불확실하지만, 중요한 특징은 이 시기의 경계조건과 복사강제력을 사용한 기후모델에 의해 재현되어져 왔다. 1950년 이전 700년에 대해 재현된 북반구 경년 기온 변동의 상당 부분은 자연 외부강제력에 기인하고, 이러한 기록에서 인위적 강제력이 20세기 전반의 명백한 온난화에 기여했음을 알 수 있다.

**기후민감도의 추정치는 관측에 의해 더 강제된다.**

관측으로 강제된 추정치들은 평형상태의 기후민감도가 2℃와 3℃ 사이의 최대값을 갖는데 1.5℃보다 클 것임을 나타냈다. 95% 상한은 관측으로부터 강제되기 어렵다. 이것은 평형상태의 기후민감도가 대략 3℃의 최대값을 가지고 2℃에서 4.5℃사이 일 것이라는 모델링과 관측 연구들에 기반을 둔 전반적인 평가를 지원한다(박스 10.2). 연간 1%씩 증가하는 CO<sub>2</sub>의 반응으로 대기 CO<sub>2</sub>가 2배가 된 시기에 일시적인 기후반응(관측의 강제에 기반한)은 1℃보다 클 것이고, 3.5℃보다 크지는 않을 것이며, 일시적인 기후반응이 3℃보다 크지는 않을 것이라는 전반적인 평가를 뒷받침한다(10장).

**전반적인 증거의 일관성.** 지표와 자유 대기온도, 해양온도와 해빙면적의 많은 관측된 변화와 20세기의 대기순환에서 몇몇 대규모의 변화들은 내부변동성과 별개이며, 인위적 강제력에 대한 기대된 반응에 일관적이다. 기후시스템의 모든 중요한 구성요소들의 에너지 부분 뿐만 아니라 다른 구성요소들의 내부와 교차로 인한 온난화의 크기와 유형의 동시적 증가는 온난화의 원인이 내부과정의 결과로는 거의 일어나지 않을 것이라는(5%) 결론을 지지한다. 정성적인 일관성

은 또한 적설면적, 빙하후퇴, 집중호우를 포함한 다른 관측에서 명백하다.

**남겨진 불확실성.** 모델과 분석기술의 향후 향상은 3차 평가보고서 이후 기후에서 외부강제력의 영향을 이해하는 신뢰의 증가를 가져올 것이다. 그러나 에어러솔 강제력과 태양 강제력의 경년변동을 포함한 몇몇 복사강제력들의 추정치들은 불확실성이 남아있다. 20세기 동안 관측된 온난화에 근거한 역 추정치로부터의 전체 에어러솔 강제력은 -1.7~0.1Wm<sup>2</sup> 범위를 보인다. 전체 에어러솔의 향후 추정치 결과(2장)의 일관성은 불확실성이 남아있다 하더라도 전체 에어러솔 추정치의 신뢰도를 강화시킨다. 그럼에도 불구하고 강제력에 대한 표면온도 원인규명 결과의 확고함과 불확실성의 반응은 모델들의(변화)범위, 강제력 표현 그리고 분석 절차로 추정되어 왔다. 남아있는 불확실성의 잠재적인 영향은 위에서 기록된 증거의 모든 부분의 전반적인 평가에서 가능한 범위로 고려되어져 왔다. 작은 공간규모에서 표면기압과 강수량과 같은 다른 변수에 대한 강제된 변화의 이해에 더 낮은 신뢰도를 보인다.

기후모델의 개선과 기기관측과 프록시 기후기록의 더 나은 이해는 모델-모의된 기후 내부변동성에 대한 신뢰도를 증가시켜 왔다. 그러나 불확실성은 남아있다. 예를 들면, 모델과 관측으로부터 얻어진 해양 열 부분 변동성의 추정값 사이에 명백한 불일치가 있다. 3차 평가보고서의 시기의 상황에 비해 불확실성이 감소했지만, 라디오존데와 위성기록의 불확실성은 여전히 대류권 기온변화에 인위적인 기여의 추정치에 대한 신뢰도에 영향을 준다. 불완전한 전지구 자료 집단들과 남겨진 모델 불확실성들은 극단적인 것의 강도, 빈도, 위험에서 변화들의 이해가 개선되었지만, 극한적인 것과 변화들이 발생시킨 원인규명에서 여전히 변화의 이해를 제한한다.

## 9.1 서론

이 장의 목적은 3장에서 6장까지 기술되어진 관측된 기후 변화가 자연적으로 발생하는 내적인 기후변동으로 인한 정도와 또는 외적인 요인으로 강제된 기후변화로 인한 정도에 관한 과학적 이해를 평가하는 것이다. 이 장에서 다루고 있는 탐지와 원인규명은 2차 평가보고서와 3차 평가보고서에서 다룬 것보다 더 광범위한 범위를 다루고 있다. 기후모델, 기후시스템의 물리적 이해, 이전의 기후변화 탐지와 원인규명 방법을 포함한 통계적 방법론을 사용해 관측된 변화를 설명한다. 9장에서 논의된 탐지와 원인규명은 지역규모, 극한현상, 온도 외에 다른 변수에 관한 연구를 포함한다. 이러한 새로운 작업은 변화하는 기후에 대해 더 광범위하게 이해하기 위해 행해졌다. 그러나 몇 가지의 변화에 대한 해석 능력은 제한적인데 이것은 관측, 기후시스템의 물리적 이해, 기후모델, 외부강제력 평가에 포함된 불확실성에서 기인한다. 이러한 관측된 기후변화로 인한 영향에 관한 연구 평가는 IPCC 실무그룹 II에서 담당한다.

### 9.1.1 기후변화와 기후변동은 무엇인가?

‘기후변화’라 함은 기후상태의 변화를 말하며, 이는(통계적 방법으로) 확인되는, 몇십년 이상 지속적인 평균값의 변화, 특성의 변화를 말한다. 기후변화는 내부과정에 의해 생길 수 있거나 외부강제력에 의해 생길 수 있다. 일사와 화산활동의 변화 등 몇 가지 외부 영향은 자연적으로 발생하며, 이것은 기후계의 전반적인 자연변동에 기여한다. 산업혁명 이래 시작된 대기조성의 변화 같은 다른 외부 변화는 인간활동의 산물이다. 이장의 주요 목적은 인간활동과 자연적인 외부강제력으로 인한 기후변화를 기후시스템의 내적인 과정으로 생기는 기후변화 및 변동과 어떻게 구별하는 가에 있다.

내적인 변동은 모든 시간규모에 걸쳐 일어나고 있다. 내적인 변동을 일으키는 대기과정은 구름 내에서 수증기의 응결 같은 아주 짧은 시간 동안 발생하는 것부터 대류권과 성층권 교환, 북반구와 남반구간 교환 등 수년에 걸쳐 발생하는 것으로 알려져 있다. 해양과 빙권 등 기후시스템의 다른 요소는 더 긴 시간규모로 변동하고 있다. 이런 구성요소들은 자신만의 내적인 변동을 겪을 뿐 아니라 또한 더 빨리 변하는 대기로 인해 생기는 변동과 합쳐진다. 내적인 변동은 또한 ENSO 현상과 같이 구성요소간의 상호 작용으로도 생긴다.

외부강제력에 의한 영향과 내적인 기후변동을 구별하기 위해서는 관측된 변화와 외부강제력으로 발생이 예상되는 변화에 대한 세밀한 비교가 요구된다. 이러한 예상은 기후시스템의 물리적 이해에 기초하고 있다. 물리적 이해는 물리적 원리에 기초하고 있다. 이러한 이해는 개념적 모델 형태를 취하거나 또는 물리에 기반을 둔 강제력 정도에 따라 가동되는 기후모델로 정량화 할 수 있을 것이다. 기후모델 진단과 상호비교 프로그램(PCMDI)의 다중모델 데이터(MMD) 셋에 기여한바 같이 간단한 에너지 균형 모델로부터 시작해 중급 정도의 복잡성을 지닌 모델, 그리고 종합적인 결합 기후모델까지 이러한 일련의 모델을 사용해 이런 방식으로 예상을 정량화할 수 있을 것이다. 종합적인 결합 기후모델은 개발자와 광범위한 조사 커뮤니티에 의해 평가받고 있다. 모델이 기후시스템의 주요 특징 및 변동성, 예를 들면 계절 사이클 등, 재생산할 수 있는 능력 정도는 기후변화 재현 신뢰도를 증가시킨다.

관측된 변화와 예상된 변화 사이의 비교는 여러 가지 방법으로 수행된다. 공식적인 탐지와 원인규명(9.1.2절)은 기후시스템 내에서 생기는 변동(내적인 변동)과 구분되는 외부강제력에 대한 예상되는 반응에 관한 증거를 관측이 포함하는 여부의 평가를 객관적인 통계적 방법에 의해 행해진다. 이러한 방법들은 일반적으로 단순 선형 경향 분석에 의존하지 않는다. 반면, 이런 방법들은 예상된 반응들의 시공패턴을 이용해 하나 또는 몇 가지 강제력에 대한 반응을 관측에서 확인을 시도한다. 강제력에 대한 반응은 반드시 선형으로 발전하지는 않는다, 그 이유는 강제력 자체가 그런 식으로 발달하지 않기 때문이거나, 또는 강제력에 대한 반응이 반드시 선형은 아니기 때문이다.

모델이 모의한 변화와 관측된 변화 사이의 비교는 예를 들면 탐지와 원인규명 방법에 있어 탐지된 변화가 변화하는 관측 시스템에 따른 인공적인 산물이 아니라는 것을 확신하기 위해 기후관측의 가용성에 관해 시간에 따른 변화를 주의 깊게 설명한다. 이것은 관측 시스템을 모사하고 관측 범위의 변화에 따라 생길 수 있는 바이어스를 피하기 위해 관측이 가능한 시간과 장소에서만 기후모델자료를 평가함으로써 보통 행해진다.

### 9.1.2 기후변화의 탐지와 원인규명은 무엇인가?

이 장에서 사용하는 기후변화 탐지와 원인규명의 개념은 3차 평가보고서에서 정의한 바와 같다. 탐지는 어떤 정의된 통계적인 관점에서 변화에 대한 근거를 제시하지 않고 기후가 변했음을 밝히는 과정이다. 이 장에서 관측에서 변화를

확인하기 위해 사용된 방법은 물리적 이해나 또는 기후모델이 모의한 대로 외부강제력(9.1.1 절)에 대해 예상된 반응에 기초하고 있다. 확인된 변화는 내적인 변동만으로 발생 가능성을 결정하기에 너무 작으면 관측에서 탐지한다. 특별한 반응을 탐지 실패는 내적인 변동과 관련한 반응이 작을 가능성 또는 변화를 탐지하는데 사용한 측정이 예상된 변화에 무관할 가능성을 포함해 여러 가지 이유로 발생한다. 예를 들면, 온실가스 강제력으로 초래되는 어떤 위도에서의 습윤화가 그 밖의 지역에서는 건조로 부분적으로 상쇄되는 된다는 예상 하에서는 전지구 연평균 강수량은 온실가스 증가가 미치는 영향에 대해 민감한 지시자가 아닐 수 있다(10장; 9.5.4.2절). 더 나아가, 탐지에 관한 연구는 본질적으로 통계적이므로 틀린 탐지 가능성은 항상 존재한다. 이러한 가능성의 위험은 일련의 보강 증거가 탐지된 변화의 가능한 원인에 대해 물리적으로 일치된 관점을 제공하고 내적인 변동과 덜 일치할 때 줄어든다(9.7절 참조).

많은 연구에서 기후모델을 사용해 외부강제력에 대한 예상 반응을 예측하고, 이러한 예측은 보통 시공간적인 변동 패턴으로 나타낸다(제8장 모델 평가 참조). 그러한 패턴 또는 '지문'은 강제력에 대해 기후모델이 모의한 변화로부터 유추된다. 또한 외부강제력에 반응해 예상되는 패턴과 기후시스템의 서로 다른 부분과 변수의 일치된 반응에 관한 개념 모델 개발을 위해 물리적 이해를 사용한다. 예를 들면, 강수와 기온은 보통 어떤 지역에서는 건조에 대해 기온상승이라는 음의 상관관계에 있다. 따라서 강수량 변화와 연관되지 않은 지역의 온난화 경향은 그 지역 기후에 미치는 외적인 영향을 나타내는 것으로 볼 수 있다(Nicholls et al., 2005; 9.4.2.3절). 또한 순전히 진단적인 접근을 사용할 수 있다. 예를 들면 Schneider와 Held(2001)는 인간활동의 강제력으로 인한 예상된 패턴 변화와 일치하는 표면온도 변화 패턴을 관측에서 확인하기 위해 느린 기후변화와 더 시간이 짧은 변동을 구분하는 기술을 사용한다.

기후변화 분석을 위한 시공간 규모는 반응의 시공간 규모에 초점을 두고 가능한 많은 내적인 변동을 걸러내고(보통 내적인 변동의 영향을 감소시키는 방법을 사용함으로써, 부록 9.A 참조) 각각의 강제력에 대한 반응을 분리하기 위해 주의 깊게 선택한다. 예를 들면 온실가스 강제력은 서서히 진행되는 대규모의 승온 패턴을 야기할 수 있는데, 이에 따라 분석자는 소규모 변동을 제거하기 위해 데이터를 평활 처리한다. 비슷하게 대기-해양 대순환 모델(AOGCMs)로부터의 자취를 사용할 때 결합모델 결과의 앙상블로 평균하면 강제력에 대한 각 모델의 반응을 모델이 모의한 내적인 변동으로부터 분리하는데 도움이 된다.

탐지는 가정된 원인에 대한 탐지된 변화의 원인규명을 단순히 의미하지 않는다. 기후변화 원인규명은 탐지된 변화에 대해 가장 가능성이 높은 원인을 정의된 신뢰도로 확립하는 과정이다. 2차 평가보고서(IPCC, 1996)와 3차 평가보고서(IPCC, 2001)에서와 같이 명확한 원인규명을 위해 기후시스템에 대해 제어된 실험을 요구한다. 그러한 것이 가능하지 않기 때문에 실제 인간활동에 의한 기후변화의 원인규명은 탐지된 변화가 인간활동에 의한 강제력과 자연적인 강제력의 결합에 대해 예상되는 반응과 일치하는 것을 보이고 주어진 강제력의 조합의 중요한 요소를 제외하고 최근 기후변화에 대해 대안으로 물리적으로 가능한 설명과 일치하지 않는 것을 보이는 것을 의미하는 것으로 이해한다(IPCC, 2001).

가설의 강제력에 대해 관측된 변화와 예상 반응과의 일치성은 관측으로부터 가정된 변화 패턴의 진폭을 평가하고 이러한 평가가 패턴의 예상 진폭과 일치하는 정도가 통계적으로 유의한지를 평가함으로써 보통 정한다. 원인규명 연구는 온실가스 증가같은 주요한 강제력에 대한 반응이 다른 강제력으로 인한 반응과 구별되는 지를 추가적으로 평가한다. 이러한 의문에 대한 조사를 위해 이상적으로 서로 뚜렷하게 구별되는 각 강제력에 대한 기후반응을 나타내는 자취(예를 들면, 뚜렷한 공간 패턴 또는 시간에 대한 변화; 9.2.2절 참조)에 대한 관측의 다중회귀를 통상적으로 사용한다. 이러한 주요 강제력에 대한 반응을 구별할 수 있다면, 그리고 다른 강제력에 대한 반응의 복원된 결합이 관측된 기후변화를 충분히 설명할 수 없다면, 우연적인 관련 증거가 상당히 늘어난다. 예를 들면, 온실가스 강제력에 대한 최근 온난화의 원인규명은 분석에서 태양강제력을 포함한 다른 강제력이 미치는 영향으로 명백히 설명될 수 있다면 더 신뢰적이 된다. 이것은 강제력 인자가 다를지라도 유사한 대규모 공간 패턴을 갖는 반응을 야기할 수 있기 때문에 상당히 도전적인 연구영역이다(9.2.2절). 원인규명 연구에서 다른 주요 요소는 다양한 증거의 물리적인 일치성에 대한 고려이다.

탐지와 원인규명 모두 보통 수 십년 또는 그 이상 규모로 일어나는 내적인 기후변동에 관한 지식을 요구한다. 외부강제력에 의한 추정 영향을 제거한 후에 계기관측에 잔존하는 잔여의 변동은 가끔 내적인 변동을 평가하는데 사용한다. 그러나 이러한 평가는 불확실 한데 그 이유는 내적인 변동의 필연적인 추정을 하기에는 계기관측 기간이 너무 짧고 강제력과 추정된 반응에 포함된 불확실성 때문이다. 따라서 내적인 기후변동은 결합기후모델의 장기간의 모의실험으로부터 추정한다. 실제적으로 위에 언급한 잔여 변동과 내적인 변동성에 관한 모델 기반의 평가 사이의 일치성을 평가하고 잔여가 이상하게 크게 나오는 분석은 신빙성이 없는 것으로

간주한다(예, 어떤 중요한 강제력이 빠지거나, 또는 모델에 의한 내적 변동이 너무 작을 때 발생한다). 관측된 여러 가지 변동 모드에 대한 모델의 모의 능력의 체계적인 상호비교, 관측과 기후모델자료에서 변동의 비교, 지난 천년간에 대해 간접적으로 복구한 정보와 기후모의와의 비교에 의해 신뢰도는 더 향상된다(6장과 9.3절).

연구 추정된 패턴의 진폭과 모델이 모의한 진폭은 실제 다르다는 점에서 연구는 기후변화에 관해 어떤 이해를 아직 제공할 수 있지만 주의가 요구된다(9.5절 참조). 기후모델의 신뢰도가 제한적이라는 점에서 변수에 대해 이러한 것이 발생하면, 그러한 결과는 모델의 약점을 단순히 반영할 뿐이다. 한편, 기후모델의 신뢰도가 더 높다는 점에서 변수에 대해 이러한 것이 발생하면, 모든 중요한 강제력이 포함되었는지의 여부, 또는 그것들이 정확한 진폭을 갖고 있는지의 여부와 같은 강제력에 관한 질문과 관측에 관한 불확실성에 관한 질문을 야기할 뿐이다.

모델과 강제력의 불확실성은 원인규명 연구에서 중요하고 고려사항이다. 이상적으로는 모델의 불확실성에 대한 평가는 모델 매개변수의 불확실성(예를 들면, 다중모델 앙상블에서 조사된 바와 같이)과 모델 물리과정의 표현의 불확실성(구조상의 불확실성)을 꼭 포함해야 한다. 그러한 완전한 평가는 모델의 상호비교 연구가 이러한 불확실성에 대한 이해를 개선한다고 해도 아직 가변적이다. 강제력에 대한 불확실성이 미치는 영향은 태양강제력과 에어러솔 강제력과 같은 강제력 기구에 대해 상당할 수 있으며 연구의 발전에도 불구하고 아직 평가하기 어렵다. 여러 모델과 강제력의 이력을 기반으로 한 탐지와 원인규명 결과는 모델과 강제력의 불확실성이 미치는 영향에 관한 정보를 제공한다. 이러한 연구는 모델의 불확실성이 중요하다 할지라도 인간이 20세기 후반의 기온변화에 미치는 영향에 관한 원인규명 같은 주요 결과는 확고하다.

인간이 미치는 영향에 관한 탐지는 여러 가지 이유로 모든 기후변수에 대해서 아직 가능하지 않다. 어떤 변수는 외부강제력에 대해 그렇게 강하게 반응하지 않거나 또는 신뢰성이 덜하게 모의되거나 관측된다. 이러한 경우에 해수면 온도 변화와 연관시킴으로써 관측된 변화를 기술하고 물리적 설명을 제공하는 연구는 실제적으로 기후변화 이해에 기여한다. 이를 본 장에서 기술한다.

위에 기술한 탐지와 원인규명 연구에 사용된 접근은 모든 불확실성을 충분히 설명하지는 못하고 따라서 주어진 기후변화가 어떤 특정한 원인 타인지의 여부에 관한 보정된 평가는 궁극적으로 전문가의 판단을 필요로 한다. 본 장에서 사용된 평가의 접근은 다양한 관측 데이터 셋, 모델, 강제

력, 분석 기법을 사용한 다중적인 연구 결과를 고려한다. 이러한 결과를 기반으로 한 평가는 통상적으로 연구 수, 탐지 결과의 유의성 연구들에 관한 합의 정도, 관측된 변화와 강제력으로부터 예상된 변화 사이의 일치성에 관한 합의 정도, 다른 형태의 증거와의 일치 정도, 알려진 불확실성이 연구에서 또는 연구들 사이에서 설명되는 정도, 주어진 기후변화에 대해 물리적으로 타당한 다른 설명이 있는 지 여부를 고려한다. 어떤 특별한 가능성에 관한 평가를 결정하고, 더 나아가 구조적인 불확실성, 또는 불확실한 강제력의 가능한 강제력 이력의 제한된 이용과 같은 여전히 남아있는 불확실성을 설명하기 위해 중압을 준다. 또한 전반적으로 평가는 여러 가지 독립된 일련의 증거가 결과를 강화시키는지의 여부를 고려해 행해진다. 본 장에서 평가된 대부분의 탐지연구에서 사용한 접근은 관측이 외부강제력에 대해 예상된 반응을 나타내는지의 여부를 많은 정책 결정자를 위해 결정하지만, 다른 방법으로 제기된 질문이 더 관련이 있을 것이다. 예를 들면, ‘인간의 활동으로 인해 사헬에서 건조한 상태가 지속될 것인가?’라고 물을 수 있다. 그러한 질문은 ‘선택 바이어스’로 알려진 통계적인 현상 때문에 대답하기 어려운 질문이다. 질문들이 관측으로부터 스스로 선택, 되었다는 사실은(대규모 관측 기후 아노말리만이 유일하게 역사적인 관계에서 그러한 질문의 주제가 될 수 있을 것이다) 동일한 관측으로부터 통계적인 유의성을 평가하기 어렵게 한다(von Storch and Zwiers, 1999). 그럼에도 불구하고 그러한 질문에 답변할 필요성은 있으며 그렇게 하기 위해 시도한 사례들을 본 장에서 논의된다.

### 9.1.3 우리가 시작하는 기초

최근의 기후변화에 인간이 미치는 영향에 관한 증거는 지난 20년 동안 꾸준히 축적되어왔다. 1차 IPCC 평가보고서(IPCC, 1990)는 인간이 기후에 미치는 영향 탐지에 관한 관측적인 증거를 거의 포함하고 있지 않았다. 그러나 6년 후 IPCC 실무그룹 I 2차 평가보고서(IPCC, 1996)는 균형된 증거로 볼 때 20세기 기후에 인간이 미친 식별할 수 있는 영향이 있었음을 제안한다고 결론지었다. 그 뒤 5년 동안 더 많은 증거들이 축적됨에 따라 인간 영향의 탐지에 관해서 뿐만 아니라 20세기 동안 그것이 기후변화에 기여한 것에 관해 3차 평가보고서(IPCC, 2001)는 더 강력한 결론을 내릴 수 있었다. 3차 평가보고서에 들어있는 증거는 상당하다. 계기 관측 기록을 이용한 일련의 탐지 연구 결과를 이용했는데, 이는 여러 기후모델로부터 내적인 기후변동의 자취와 추정을 이용해 평가되었으며, 이에 따라 20세기 온난화는 현 모

델들이 추정하는 바와 같이 내적인 변동만으로 일어날 가능성은 아주 작다는 것을 발견하였다.

인간에 의한 온실가스과 황산 에어러솔 뿐 아니라 태양과 화산강제력에 따른 20세기 전지구 평균 기온변화에 관한 모의는 일반적으로 관측과 일치하는 것으로 발견되었다. 이와 대조적으로, 알려진 자연적인 강제력만으로 인한 반응에 관한 제한된 수의 모의는 이 것이 20세기 전반에 관측된 온도 상승에 기여했으나, 20세기 후반의 기온상승뿐 아니라 또한 대기의 수직구조에서 관측된 변화에 관해 정확한 설명을 제공할 수 없음을 제공한다.

원인규명 연구는 여러 가지 다른 강제력에 대한 반응이 주로 지표기온과 자유대기 기온 관측에서 동시에 존재하는지 여부를 정하기 결정하기 위해 기술을 이용하기 시작했다. 다른 외부 영향을 명백히 고려되었는지 여부에 상관없이 분명한 온실가스 시그널을 탐지할 수 있는 것으로 발견되었으며, 모의된 온실가스 반응의 진폭이 일반적으로 관측을 기반으로 한 추정과 고려하고 있는 규모로 일치하는 것으로 발견되었다. 또한, 대부분의 연구에서 온실가스 증가만 고려해 추정된 20세기 후반의 기온상승율과 크기는 관측에 필적하거나 또는 더 컸었다. 이러한 결과는 외부강제력에 대한 반응의 추정에서 관측 불확실성과 샘플링 에러 같은 불확실성과 가정과 분석 기술에서의 차이점 같은 불확실성은 설명하기 위한 시도와 관련해 확고한 것으로 발견되었다.

전지구 기온상승, 대륙과 해양의 기온 차 증가, 북극 해빙 감소, 빙하의 감소, 고위도에서의 강수 증가를 포함해 관측된 기후변화와 인간의 강제력에 대한 모델 반응 사이의 정성적인 일치성의 일련의 증거에 관해 3차 평가보고서는 또한 보고하고 있다.

3차 평가보고서에는 많은 불확실성이 남아있다. 예를 들면, 내적인 기후변동의 추정에 있어 커다란 불확실성이 남아있다. 그러나 모델이 모의한 내부 변동에 관해 실질상(두배 이상으로) 과장된 추정은 인간이 기후에 미치는 영향 탐지를 수포로 할 정도로 크지 않을 것으로 발견되었다. 특히 인간과 관련된 에어러솔, 태양과 화산강제력에서 그리고 이에 대응한 기후반응의 크기에서 외부강제력의 불확실성이 또한 보고되었다. 이러한 불확실성은 탐지와 원인규명 연구에서의 불확실성을 야기한다. 특히 자연강제력과 온실가스 이외의 인간강제력에 의한 20세기 온난화에 대한 기여정도의 추정은 기후모의와 어떤 불일치를 보이고 모델에 의존적이었다. 이러한 결과는 관측된 기후변화를 외부 영향들을 하나의 구체적인 조합으로 그 원인을 돌리는 것을 어렵게 만들었다.

불확실성에 관한 이용 가능한 연구와 이해를 기반으로 해서 3차 평가보고서는 '새로운 증거의 관점에서 그리고 잔존

의 불확실성을 고려해 지난 50년간에 관측된 기온상승은 온실가스 증가로 인한 가능성이 높다'고 결론지었다. 3차 평가 보고서 이후 더 완벽한 강제력을 이용한 많은 모델의 모의가 가능해졌고, 더 많은 범위의 변수에 대한 증거가 분석되었으며, 많은 중요한 불확실성을 더 이용해 많은 경우에 감소되었다. 본 장에서는 이러한 발전을 평가한다.

## 9.2 복사강제력과 기후반응

이 절은 2장의 평가에 근거를 둔 복사강제력과 강제력에 대한 기후반응의 이해를 간단히 요약하고 있다. 강제력에 대한 불확실성, 기후반응에 대한 평가 그리고 기후변화의 이해와 특성에 대한 결과 또한 논의된다. 복사강제력에 대한 논의는 지난 천년, 마지막 빙하기 최성기, 홀로세 중기와 같이 이번 장에서 평가된 더 먼 과거의 기간과의 간단한 관계로 1750년 이후의 기간에 대해 주로 초점이 맞춰졌다.

계산의 두 가지 기본적인 유형이 탐지와 원인규명 연구에 사용되었다. 첫 번째는 기후(반응)의 기후시스템(강제력)에 있는 외부 변화의 효과를 산출하기 위한 모델 기후 과정의 최적의 추정치와 함께 강제력의 최적의 추정치에 사용되었다. 이 '향후 계산'은 기후시스템에 있어서 관찰되었던 변화와 직접 비교될 수 있다. 이 시뮬레이션의 불확실성은 사용된 복사강제력의 불확실성과 강제력에 대한 모의 실험 반응에서 영향을 미치는 모델의 불확실성에서 기인한다. 향후 계산은 이번 장에서 조사되며, 관측된 기후변화와 비교된다.

향후 계산 결과들은 공식적인 탐지 및 원인규명 분석에 사용된다. 이러한 연구에서 기후모델은 개별적인 강제력 또는 강제력 세트의 지문을 산출하는데 사용되며, 개별적인 강제력과 강제력 세트는 관측과 제일 적합한 것을 제공하기 위하여 선형적으로 결합된다. 이 절차는 반응의 대규모 유형의 진폭은 강제력과 선형적으로 비례하며, 다른 강제력으로 부터의 반응은 전체적인 반응을 얻기 위해 추가될 수 있음을 가정한다. 이 가정은 모든 강제력에 대해서 유지되지 않는다.(특히 더 작은 공간 규모에서) 그리고 이 가정은 강제력이 비선형적으로 영향을 주었을 때 방해받을 수 있다(예를 들면, 검댕 흡수가 운량을 감소시키고 그것에 의해 황산염 에어러솔의 간접 효과가 감소한다.). 그러나 일반적으로 위 가정은 대부분의 강제력에 대해 유지되는 것으로 기대된다.(예를 들면, Penner et al. 1997; Meehl et al. 2004). 강제력의 크기에서 또는 강제력에 대한 모델의 반응의 크기에서의 오차와 불확실성은 반응의 시공간적 유형이 정확하다면 탐지 결과에 영향을 주어서는 안된다. 그러나 반응의 선형 결합은

관측과 일치하도록 고려되어야 하며, 개별 반응 유형의 규모화 인자는 모델(강제력, 모델 반응의 진폭에 있어서 불확실성과 내부적 기후변화에 따른 추정치가 주어진) 관측과 일치하도록 재규모화 할 필요가 없다는 것을 나타내어야 한다.(9.1.2절, 9.4.1.4절) 탐지 연구를 위해 반응의 시공간적 유형이 부정확하다면 탐지 및 원인규명의 결과로서 규모화는 영향을 받을 것이다.

소위 역 계산이라 불리는 계산의 두 번째 유형에서 앞으로의 모델(적용된 강제력을 포함한)에 있는 불확실한 변수의 크기는 관측 기록과 제일 적합한 것을 제공하기 위하여 변화된다. 일반적으로 모델 변수에서 우선되는 불확실성의 정도가 커질수록 모델이 조정하는 것이 많아진다. 모델 변수와 불확실한 강제력의 확률적인 나중의 판단은 시물레이션과 관측의 일치를 비교하고, 이전의 불확실성을 고려하여 얻어진다.(9.2.1.2절, 9.6절)

## 9.2.1 기후변화를 모의한 복사강제력의 추정

### 9.2.1.1 계기관측 시기에서 미래의 강제력 추정에 대한 요약

1750년부터 앞으로 모델 계산과 관측에서의 복사강제력의 추정치(정의에 대해서 2.2 참조)는 2장에서 상세하게 재검토되며, 표 2.12에서 제공된다. 2장은 오래 지속된 온실가스의 증가, 성층권 오존의 감소, 대류권 오존의 증가, 황산염 에어러솔, 질산염 에어러솔, 화석연료의 연소로부터 발생된 검댕과 유기물, 바이오매스 연소 에어러솔, 무기물 티끌 에어러솔, 토지이용 변화, 구름의 간접적인 에어러솔 효과, 항공기 구름 효과, 태양광의 변화, 메탄과 개간으로부터의 성층권과 대류권의 수증기량 증가의 결과로부터 강제력의 추정치를 묘사한다.(이산화탄소(CO<sub>2</sub>), 메탄, 질소 산화물, 할로젠화 탄소) 단일 모델의 계산된 강제력 세트의 예가 그림 2.23에 제시되어 있다. PCMDI MMD의 몇몇 구성원들이 20세기 기후를 묘사하기 위해 이러한 강제력들의 거의 모든 목록을 포함시킨 반면에, 대부분의 탐지 연구들은 더 제한된 강제력의 세트를 가지고 모델을 수행한 것을 사용했었다. 1750년부터 2.9.2절의 추정치로부터의 인위적으로 결합된 강제력은  $1.6\text{Wm}^{-2}$ (0.6에서  $2.4\text{Wm}^{-2}$ 의 90%의 범위)로 인간이 지난 시기 동안 기후에 극도로 많은 온난화 영향을 주었음을 지적한다. 온실가스와 오존에 의해 결합된 강제력은  $2.9 \pm 0.3\text{Wm}^{-2}$ 이고, 모든 에어러솔 강제력(직접적인 것과 간접적인 구름 알베도 효과의 결합)은 실질적으로 음의 값을 나타냄이 확실하며 추정치는  $-1.3\text{Wm}^{-2}$ (-2.2에서  $-0.5\text{Wm}^{-2}$ 의 90% 불확실성 범위 : 2.9절)이다. 대조적으로 태양복사의 증가에 따른 직접적인 복사강제력은  $+0.12\text{Wm}^{-2}$ (0.06에서 0.3의 90% 범위)으

로 추정된다. 게다가 2장에서 결합된(태양과 화산) 자연적인 복사강제력은 1950년에서 2005년 기간동안 결합된 인위적인 강제력과 비교하여 온난화 영향을 가져왔다는 것을 예외적으로 일어나지 않을 것으로 결론지었다. 2장에서 주목할 이러한 강제력에서 추정된 지구평균표면온도 반응은 모든 강제력이 똑같은 효력을 갖지 않기 때문에(즉, 이산화탄소와 비교한 표면온도의 변화 효과 ; 2.8절) 강제력의 특정한 크기와 다를 것이다. 따라서, 이러한 강제력들은 반드시 지구평균표면온도 반응의 적절한 추정치를 주는 것은 아니다.

### 9.2.1.2 전체 에어러솔 강제력의 '역' 추정치 요약

에어러솔 강제력의 추정에 접근한 향후 모델은 발산의 추정치와 에어러솔 물리과정과 화학과정의 모델에 근거를 둔다. 이 모델은 다양한 에어러솔 성분과 강제 메커니즘에 의해 직접적으로 각각의 기여도를 분석한다. 이것은 역 계산으로 나온 결과를 비교했을 때 명심해야 한다.(9.6절) 예를 들면, 역 계산은 기후모델 시물레이션을 관측에 맞출 것을 요구된 전체 에어러솔 강제력을 추론한다. 이 방법들은 전지구 평균 강제력과 반응에 사용되거나 반응과 다른 외부의 강제력을 구분하는 능력을 향상시키기 위한 기후반응의 시공간적인 유형에 적용될 수 있다. 역 방법은 기후민감도(9.6절)와 다른 불확실한 기후요소들(Wigley, 1989; Schlesinger and Ramankutty, 1992; Wigley et al., 1997; Andronova and Schlesinger, 2001; Forest et al., 2001, 2002; Harvey and Kaufmann, 2002; Knutti et al., 2002, 2003; Andronova et al., 2007; Forest et al., 2006; Table 9.1 Stott et al., 2006c 참조)뿐만 아니라 하나 또는 여러 개의 불확실한 복사강제력(예를 들면, 에어러솔에 의한)을 강제하는데 사용되어 왔다. 사용된 시공간적 유형의 신뢰도는 9.2.2.1절과 9.2.2.2절에서 논의될 것이다.

과거에 향후 계산은 20세기 동안 전체 음의 복사강제력을 제외할 수 없었다(Boucher and Haywood, 2001). 그러나 2.9절은 Boucher와 Haywood의 1750부터 최근 복사강제력에 대한 추정치 분석을 경신하였고, 결합된 인위적인 복사강제력이 양의 값과 풍부한 양을 보이기 쉬움을 밝혔다(최적의 추정치 :  $+1.6\text{Wm}^{-2}$ ). 0에 가까운 총 강제력은 기후민감도가 매우 높다는 것을 함축하고, 관측된 기온의 증가와 일치시키기 매우 어렵다(9.6절, 9.7절) 역 계산은 단지 총 강제력만을 산출하고, 총 강제력은 추정된 강제력 세트의 지문 계획의 모든 강제력을 포함한다. 예를 들면, 대류권 오존강제력의 반응은 황산염 에어러솔 강제력으로 투영될 수 있다. 따라서, 향후 추정치와 역 추정치 사이의 차이는 포함된(1),(2), (3) 여러 원인 중에 하나 일 수 있다.

표 9.1. 탐지 및 원인규명 연구들과 평형상태의 기후민감도를 추정하는 연구들로부터 에어러솔 강제력의 역추정치(보다 상세한 것은 9.6절과 표 9.3 참조). 전체적 또는 최종적 화석연료와 관련된 에어러솔 강제력 범위의 5에서 95%의 추정치들( $Wm^{-2}$ )

	Forest et al. (2006)	Andronova and Schlesinger (2001)	Knutti et al. (2002, 2003)	Gregory et al. (2002a)	Stott et al. (2006c)	Harvey and Kaufmann(2002)
에어러솔 강제력을 강 제하는데 사용된 관측 자료	상층 기온, 표면과 심층 해양 시공간 온도, 20세기 중후반	1856년부터 1997년까지의 표면온도에서 전지구 평균과 반구 차이	1955년부터 1995년까지의 전지구 평균 해양열 흡수, 1860년부터 2000년까지 전지구 평균 표면온도상승	표면온도의 시공간 유형, 단일 대기해 양대순환모델 (AOGCM)	표면온도의 시공 간 유형, 3개의 대기해양대순환모델 (AOGCMs)	1856년부터 2000년 까지 표면온도에서 전지구 평균과 반 구 차이
고려된 강제력들 <sup>a</sup>	G, Sul, Sol, Vol, OzS, 육지 표면 변화	G, OzT, Sul, Sol, Vol	G, Sul, Suli OzT, OzS, BC+OM, 성층권 수증기, Vol, Sol	G, Sul, Suli, Sol, Vol	G, Sul, Suli, OzT, OzS, Sol, Vol	G, Sul, 바이오매스 에어러솔, Sol, Vol
연도 <sup>b</sup>	1980s	1990	2000	2000	2000	1990
에어러솔 강제력 ( $Wm^{-2}$ ) <sup>c</sup>	-0.14 to -0.74 -0.07 to -0.65 with expert prior	-0.54 to -1.3	간접적인 에어러솔 0 to -1.2  전체 에어러솔 -0.6 to -1.7	전체 에어러솔 -0.4 to -1.6	전체 에어러솔 -0.4 to -1.4	화석연료 에어러솔 unlikely(-1 (-1보다 작지 않을 것 같은), 바이오매스 와 먼지의 합이 unlikely(-0.5 <sup>d</sup> (-0.5보다 작지 않을 것 같은))

○ 주석 :

- a) G : 온실가스; Sul : 직접적인 황산염 에어러솔 효과; Suli : (first) 간접적인 황산염 에어러솔 효과; OzT : 대류권 오존; OzS : 성층권 오존; Vol : 화산강제력; Sol : 태양강제력; BC+OM : 화석연료와 바이오매스 연소로부터 나온 검댕과 유기물질
- b) 산업혁명 이전 상태와 관련된 에어러솔 강제력이 계산된 연도
- c) 산업혁명 이전 강제력과 관련된 연도에서 전체 에어러솔 강제력의 5에서 95% 역추정치. 에어러솔의 범위는 전체 화석연료와 관련된 에어러솔 범위에 따른다. 모든 강제력들이 직접적으로 화석연료 에어러솔과 관련된 유형으로 투영되는 원인이 되지 않는 경향을 보이고, 모든 알려지지 않은 강제력들을 포함하며 그것들은 명백하게 고려되지 않았다(예를 들면, 몇몇 연구에서 OzT와 BC+OM).
- d) 다른 연구들이 더 넓은 범위들을 조사한 반면, 기후민감도의 IPCC TAR 범위(1.5°C에서 4.5°C)를 조사하시오.

- (1) 향후 모델 계산의 크기는 부적절한 물리과정과(또는) 화학과정 때문에 부정확하다
- (2) 향후 계산은 모든 강제력과 피드백 값을 구할 수 없다.
- (3) 다른 강제력은 역 계산으로 추정된 강제력의 지문에 전망된다.

에어러솔 강제력의 역 추정치로 규정된 연구는 표 9.1에 비교되어 있다. 역 방법의 한 유형은 에어러솔 강제력과 종종(often) 자연강제력으로부터 온실가스 강제력에 대한 기후 반응을 분리하기 위해 시도된 탐지 및 원인규명 분석에서 유도된 기후변화 지문 규모 요인의 범위를 사용한다(Gregory et al., 2002a; Stott et al., 2006c; 9.4.1.4절 참조). 이것들은 관측된 기후변화와 일치하는 지문 크기의 범위를 제공하고(예를 들면, 다른 에어러솔 강제력으로부터 결합된 기온반응), 관측된 기록과 일치하는 강제력의 가능한 범위를 추론하는데 사용될 수 있다. 온실가스와 에어러솔 지문 사이의 분리는 잘 혼합된 온실가스로부터의 강제력이 잘 알려져 있는 사실을 이용하고, 따라서 모델의 변하기 쉬운 민감도에서의 오차는 모델 에어러솔 강제력의 오차로부터 분리될 수 있다.(온실가스와 에어러솔 강제력의 모델 민감도에서 유사한 오차가 있음을 생각해라, Gregory et al., 2002a; Table 9.1).

반응의 변하지 않는 시공간 유형의 규모에 의해 이 방법은 기후민감도에서의 전체적인 모델 오차와 전체 에어러솔 강제력에 주의를 기울여야 하지만, 불확실한 강제력에 대한 기온반응의 유형에서 모델의 불확실성을 완전히 고려하지는 말아야 한다.

다른 연구법은 강제력과 관측과 일치하는 결과로 만들어진 기후요소의 범위를 조사하기 위한 기후모델, 대부분 단일 기후모델 또는 Earth System Models of Intermediate Complexity (EMICs, 표 8.3)의 반응에 사용된다(Andronova and Schlesinger, 2001; Forest et al., 2002; Harvey and Kaufmann, 2002; Knutti et al., 2002, 2003; Forest et al., 2006). 탐지방법과 유사하게 이 방법은 관측된 지표면, 대기 또는 해양 온도의 시공간 유형에 적합한 것 또는 시간에서의 공간적인 의미를 찾는다. 그들은 기후민감도와 시뮬레이션과 관측의 적합(fit)에 기반을 둔 전체 에어러솔 강제력의 결합의 확률을 결정한다(9.6절). 이것들은 베이시안 방법에 근거하였고, 외부강제력의 범위에 대한 우선적인 가정은 추정된 전체 에어러솔 강제력과 기후민감도를 강제하는데 사용된다. 이러한 연구의 일부는 온실가스와 에어러솔 강제력 효과를 분리한 북반구와 남반구의 평균기온의 차이를 사용한다.(예를 들면,

Andronova and Schlesinger, 2001; Harvey and Kaufmann, 2002). 이 분석에서 반구의 에어러솔 강제력을 추론하기 위해 대류권 오존의 강제력에서 반구의 비대칭을 정확히 설명하는 것이 필수적이다. 추가적으로 바이오매스 연소로부터의 강제력은 비록 반구의 비대칭을 거의 나타내지 않는다 하더라도 전체 에어러솔 강제력에서 중요한 부분의 원인이 될 수 있다. 따라서 온실가스 강제력 전망에서 역 계산으로 구분하는 것은 어렵다. 종합적으로 결과는 단지 분석에서 가정한 시공간 유형만큼 좋을 수 있다. 강제력이 없이, 불확실성에 관한 지식의 부족, 이러한 모델들의 일부에서 크게 모수화 된 반응의 공간적인 분포는 결과의 해석을 방해할지도 모른다.

에어러솔 강제력은 1945년에서 1980년 기간동안 온실가스 강제력이 더 느리게 증가해온 반면에 빠르게 증가해왔다(Ramaswamy et al., 2001). 전세계적으로 황의 배출(황산염 에어러솔 강제력)은 1980년 이후 감소해왔고, 더욱이 에어러솔과 온실가스 각각이 시간적으로 변화를 보였다. 에어러솔 강제력에서 변화의 시간적인 유형이 대체로 정확한 만큼, 전 지구 평균기온의 시간적인 변화와 북반구와 남반구 기온의 차이에 적절하게 맞출 필요성은 전체 에어러솔 복사강제력의 유용한 강제를 제공할 수 있다(Harvey and Kaufmann, 2002; Stott et al., 2006c).

표 9.1에 요약된 역 추정값들은 20세기 동안 관측된 온난화, 총 에어러솔 강제력과 일치하며  $-1.7$ 에서  $-0.1\text{Wm}^{-2}$ 의 범위로 음의 값을 가졌음으로 생각된다. 이 평가는 다른 강제력이 지문으로 투영된 확률로 생각된다. 이 결과들은 전형적으로 전체 에어러솔 강제력에서 2장에서 주어진 추정 값보다 어느 정도 더 작은 상한값을 제공하고, 결과들은 향후 계산으로부터 도출된 것으로  $-2.2$ 에서  $-0.5\text{Wm}^{-2}$ (5 to 95%범위, 중간값  $-1.3\text{Wm}^{-2}$ )사이의 범위를 나타낸다. 역과 향후 계산으로부터 불확실성 범위는 다른 정보의 사용과 다른 불확실성들에 의해 영향을 받는 것 때문에 차이를 보임을 주의 해야 한다. 그럼에도 불구하고 에어러솔 강제력의 역과 향후 추정 값으로부터의 결과 사이의 유사성이 불확실성이 남아있음에도 불구하고 전체 에어러솔 강제력의 추정값에서 확실성을 강화시켜준다. 기후민감도에서 3차 평가보고서 범위에 초점을 둔 접근법을 사용한 Harvey와 Kaufmann(2002)은 에어러솔과 관련된 화석연료로부터의 전지구 평균 강제력이 1990년에  $-1.0\text{Wm}^{-2}$  보다 적을 것으로, 바이오매스 연소로부터의 전지구 평균 강제력과 인위적으로 증가된 토양 먼지 에어러솔이 1990년에  $-0.5\text{Wm}^{-2}$ 를 초과할 것 같지 않다고 결론지었다.

### 9.2.1.3 산업화 이전 기후변화의 복사강제력

여기서 우리는 간단히 지난 천년, 홀로세 중기, 마지막 빙하기 최성기(LGM)(9.3절)와 고기후기록을 근거로 한 기후민감도의 추정치에 대한 기후 이해로 사용된 복사강제력 추정치에 대해 논의한다(9.6.3절).

지구 궤도 변수의 규칙적인 변화는 빙하시대에서 간빙기의 시간 규모에서 기후변화의 페이스메이커로 확인되어져 왔다(Berger, 1988 참조). 천문학의 법칙으로 계산되어질 수 있는 이러한 궤도의 변화는 태양복사의 계절적 위도적 분포의 변화에 의해 기후변화를 강제하였다.

마지막 빙하기 최성기(LGM)의 일사는 오늘날과 유사하다. 그럼에도 불구하고 LGM 기후는 북반구의 넓은 빙상의 존재와 대기 이산화탄소 집중도의 감소(최근 빙하코어 추정치에 따르면 185ppm, Monnin et al. 2001) 때문에 춥게 남겨졌다. 대부분의 이 시기의 모델 연구는 빙상의 넓이와 높이 또는 이산화탄소 집중도의 징후에 대해 다루지 않았으나, 그것들을 경계 조건으로 지정했다 잘 혼합된 온실가스들의 대기 집중도의 감소로부터 LGM의 복사강제력은 약  $-2.8\text{Wm}^{-2}$ (그림 6.5 참조) 일 것이다. 빙상알베도 강제력은 약  $-3.2\text{Wm}^{-2}$ 의 전세계 평균 강제력을 유발했을 것으로 추정되며(몇몇 LGM 모의의 범위에 근거해서), 증가한 대기 에어러솔(주로 먼지와 식물)로부터의 복사강제력은 각각 약  $-1\text{Wm}^{-2}$ 였을 것으로 추정된다. 따라서 LGM 동안 총 연간 전세계 평균 복사강제력은 큰 계절적, 지리학적 변화와 중요한 불확실성을 가지고 1750년과 비교하여 대략  $-8\text{Wm}^{-2}$ 일 것이다.

최근과 비교한 주된 홀로세 중기의 강제력은 일사의 계절적 주기의 큰 변화를 이끈 궤도의 섭동 때문이다. 북반구의 연간 평균 태양의 강제력에서 단지 무시할만한 변화가 있었던데 반하여 북반구의 계절강제력은 약  $27\text{Wm}^{-2}$ 보다 컸다. 남반구에서 계절강제력은  $-6.5\text{Wm}^{-2}$ 였다. 대조적으로 세계적 연간의 평균 총 강제력은 단지  $0.011\text{Wm}^{-2}$ 였다.

지구의 궤도 변화는 지난 천년동안 연간 평균 일사에 큰 영향을 주지 못했었다. 여름철 일사는 지난 천년동안 북위 45도에서  $0.33\text{Wm}^{-2}$ 감소하였고, 겨울철 일사는  $0.83\text{Wm}^{-2}$  증가하였다(Goosse et al., 2005). 그리고 북반구에서 일사의 평균 계절 주기의 크기는  $0.4\text{Wm}^{-2}$  감소하였다. 일사의 변화는 또한 비록 과거 태양복사의 변동의 시기와 크기 둘다 매우 불확실함에도 불구하고 태양 방사선의 작은 변화로부터 발생된 것으로 생각된다.(2장과 6장 참조; Lean et al., 2002; Gray et al., 2005; Foukal et al., 2006). 예를 들면, 흑점은 대략 1675년에서 1715년(소위 태양의 불규칙 활동기라 불리는 마운더 극소기)에 대체로 사라졌었고, 따라서 태양 방사

선은 이 시기 동안 감소한 것으로 여겨졌다. 최근의 태양 방사선 주기 평균과 태양의 불규칙 활동기 사이의 추정된 차이는 0.08%로(2.7.1.2.2절), 대체로 3차 평가보고서에서 사용된 추정값 보다 낮은 약  $0.2\text{Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 해당된다.(2장)

자연적인 외부강제력 또한 화산의 폭발에 따라 그 기간 동안 전세계적으로 음의 강제력을 유발한 성층권에 유입된 에어러솔로 폭발적인 화산활동의 결과이다(2.7.2절). 일부 복원이 지난 2천년 동안 있었고 기후모델을 강제하는데 사용되어 왔다(6.6.3절) 역사적인 화산활동의 다양한 편집에서 큰 화산분출 시기에 대한 충분한 동의가 있지만, 개별적인 화산분출의 규모에 대해서는 큰 불확실성이 있다(그림 6.13). 다른 복원들은 화산분출이 더 자주 발생했을 때의 유사한 기간들을 확인한다. 화산활동 강제력의 재건의 진폭에서의 전반적인 불확실성은 또한 긴 기간동안 기온 재건에 따른 화산활동의 영향을 정량화하는데 중요하지만, 정량화하는 것이 어렵고 아마도 최적의 추정치의 기본적인 일부분일 것이다(Hegerl et al., 2006a)

## 9.2.2 다른 강제력과 불확실성에 대한 반응의 시공간적 유형

### 9.2.2.1 반응의 시공간적 유형

관측에서 서로 다른 외부강제력 요소들의 기후반응을 구별하는 능력은 그들의 반응이 별개의 크기를 가졌다는 데 의존한다(9.4.1.4절). 그림 9.1은 PCM 모델(모델의 상세함은 표 8.1)에서의 지난 100년 동안 여러 다른 강제력 요소들에 대한 동서 평균 기온반응을 설명한다. 그림 9.2는 Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) 대기모델(단일 혼합층 해양모델과 결합된)에서의 화석연료 검댕과 유기적인 물질에 대한, 바이오매스 연소 에어러솔과 함께 이러한 강제력들의 결합된 효과에 대한 평균 기온반응을 설명한다(Penner et al., 2007). 이 그림들은 기온 반응에서 모델의 연직과 동서 평균 특징이 강제력에 명백하게 의존하고 있음을 나타낸다. 그림 9.1에서 나타난 주된 특징은 서로 다른 기후모델을 사용하는 것이 확실하다는 것이다. 반면에, 검댕강제력에 대한 반응은 폭넓게 조사되지 않아왔고, 따라서 그림 9.2의 특징은 아마도 모델에 의존적일 것이다. 그림에도 불구하고 검댕 강제력에 대한 반응은 작은 것으로 여겨진다.

온실가스 강제력은 대류권의 온난화, 성층권의 냉각, 일시적인 모의에서 넓은 육지 부분 때문에 북반구의 표면 부근에서 다소 더 많은 온난화를 초래할 것으로 기대되고, 온실가스 강제력은 해양지역에서보다 온난화에 짧은 표면 반응

시간을 가진다(그림 9.1c). 온실가스 강제력에 대한 일시적인 표면 기온반응의 공간 유형은 또한 같은 이유에서 육지에서 강한 온난화의 육지-해양 유형을 전형적으로 나타낸다(Cuabsch et al., 2001). 황산 에어러솔 강제력은 더 높은 에어러솔 적재성 때문에 북반구에서 최대의 냉각을 보이며, 지구 대부분의 냉각을 유발한다(그림 9.1e; 2장 참조). 그것 때문에 온실가스로 유발된 북반구의 온난화를 부분적으로 상쇄한다. 대류권과 성층권 오존 강제력의 결합된 효과는 대류권 오존의 증가 때문에 대류권이 따뜻해질 것으로, 성층권이 차가워질 것으로(특히 성층권 오존의 손실이 최대인 고위도 지역에서)기대된다. 온실가스 강제력은 또한 전세계적으로 물의 순환을 변화시킬 것으로 기대되며, 에어러솔 강제력은 지역으로 강수에 영향을 줄 수 있기 때문에, 많은 강수량(10장 9.5.4절)이 불균형적으로 크게 증가하게 한다(9.5.4절).

자연강제력에 대한 모의된 반응은 앞에서 묘사된 인위적인 강제력에 의한 반응과 구분된다. 태양강제력은 온실가스로부터 기대되는 것과 유사한 표면 온난화의 유형으로 대기의 일반적인 온난화를 이끌지만,(그림 9.1a) 온실 온난화 반응과는 대조적으로 모의된 태양에 의해 강제된 온난화는 대기 전체로 퍼진다(Cubasch et al., 1997). 독립적인 분석의 다수는 솔라 맥시멈 동안 전반적인 대류권의 온난화 습윤화를 가정하여 태양 주기와 연관되어 나타난 대류권의 변화를 확인한다(van Loon and Shea, 2000; Gleisner and Thejll, 2003; Haigh, 2003; White et al, 2003; Coughlin and Tung, 2004; Labitzke, 2004; Crook and Gray, 2005), 전 지구적으로 태양 주기의 반응에서의 최고에서 최저 진폭은 지표 부근에서 대략  $0.1^{\circ}\text{C}$ 로 추정된다. 11년 태양 주기 동안 이러한 변화는 탐지 및 원인규명 연구에서 수 십년 간의 자료가 사용되는 것이 필수적임을 나타낸다. 태양 주기는 또한 성층권에서의 기온과 바람의 가능한 영향인 대기 오존의 집중도에 영향을 받으며, 우주복사를 통해 구름에 영향을 줄 수 있다고 가정되어 왔다(2.7.1.3절). 위성 주기가 태양주기의 길이에 비하여 짧고, 반응이 내부적인 기후변화와 화산 분출에 대한 반응으로부터 분리시키기 어렵기 때문에 태양 주기 변화에 대한 기후반응의 증명에서 많은 불확실성이 있음을 주의해야 한다.

화산의 이산화황( $\text{SO}_2$ ) 분출은 성층권으로 황산염 에어러솔을 분출하고, 지표와 대류권 냉각, 지난 수년 동안 화산 분출 후 몇 달 동안 성층권의 최대 온난화를 유발하는 강제력을 이끈다. 화산강제력은 또한 아한대 겨울 대기순환에서의 반응과 육지 강수량에서의 감소를 이끌기 쉽다(Robock and Liu, 1994; Broccoli et al., 2003; Gillett et al., 2004b). 화산강제력에 대한 반응은 화산 분출의 빈도와 강도에서의

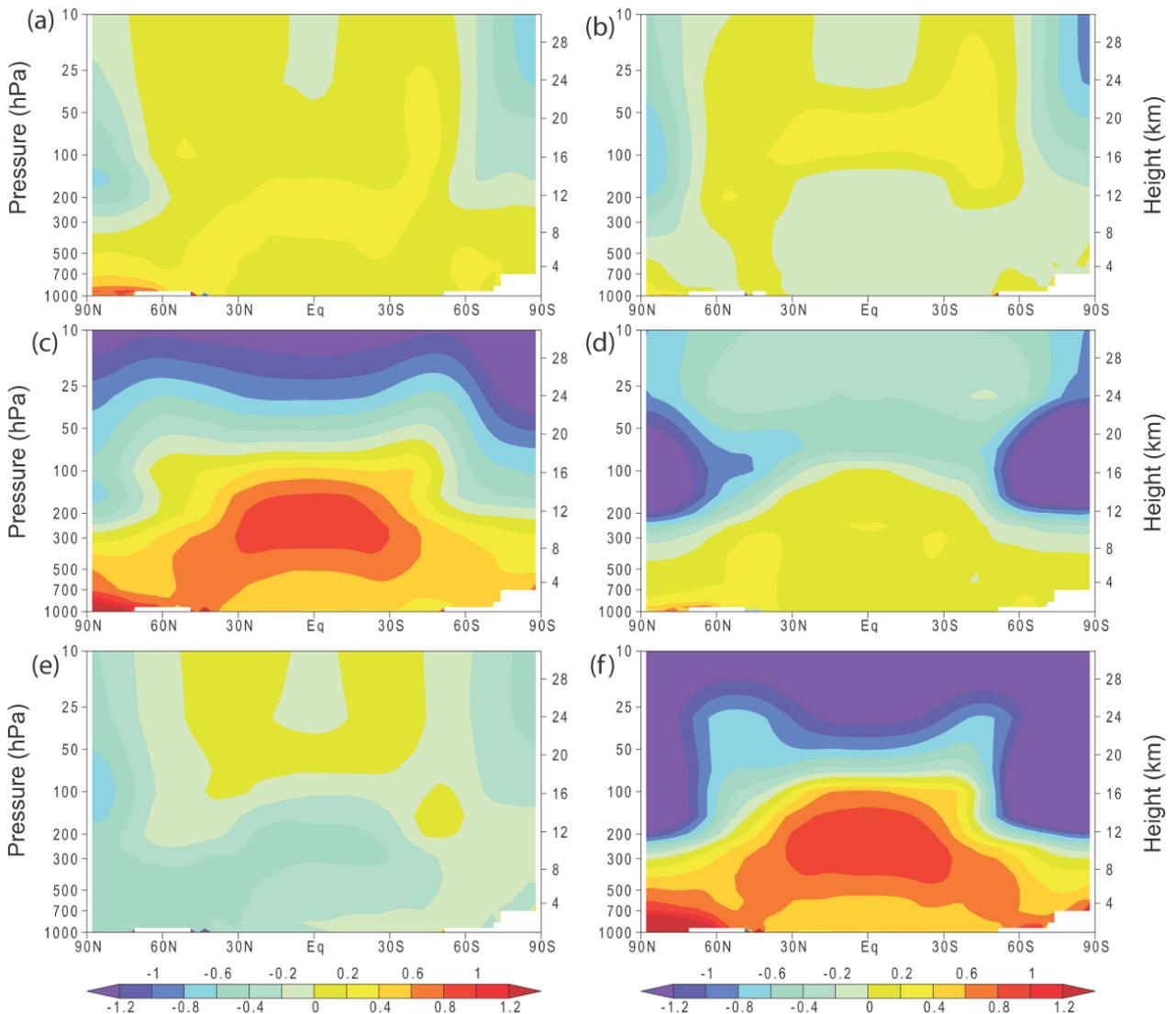


그림 9.1. PCM 모델로 시뮬레이션 된 1890년부터 1999년까지 지구 평균 대기 기온변화(°C per century)(a) 태양강제력, (b) 화산활동, (c) 잘 혼합된 온실가스, (d) 대류권과 성층권 오존의 변화, (e) 직접적인 황산염 에어로솔 강제력, (f) 모든 강제력들의 합. 그림은 1000hPa부터 10hPa까지(왼쪽)와 0km에서 30km까지(오른쪽). Santer et al.(2003a)에 근거하였다.

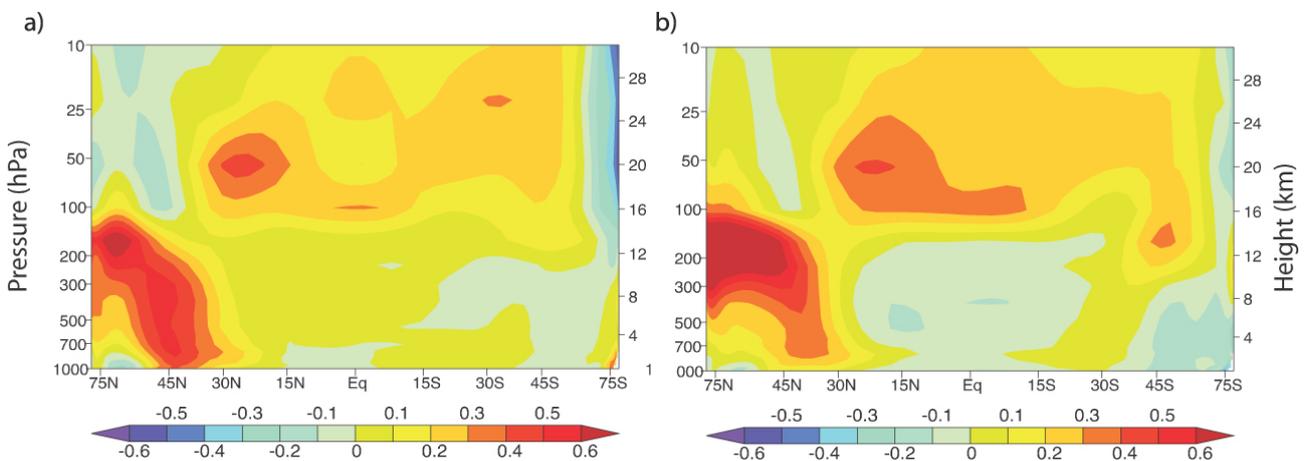


그림 9.2. 현재에서 혼합층 해양모델과 결합된 CSIRO 대기모델에 의한 산업혁명시기의 시뮬레이션을 뺀 지구 평균 평형상태의 기온변화(°C)(a) 화석연료 검댕과 유기물질(BC+OM)로 부터의 직접적인 강제력, (b) 화석연료 BC+OM과 바이오매스 연소의 합. 그림은 1000hPa부터 10hPa까지 (왼쪽)와 0km에서 30km까지(오른쪽). 그림 9.1과 색의 크기가 다름을 주목해라. Penner et al.(2007)에 근거하였다.

변화 때문에 20세기 동안 전체적인 냉각을 유발했다. 이것은 20세기 이전 보다 20세기 끝 무렵에 화산강제력이 강해졌음을 나타낸다. PCM에서 화산강제력 증가는 성층권 하부와 고위도의 지표부근에서 작은 온난화를 나타냈다(다른 곳은 낮음)(그림 9.1b).

결합된 모든 강제력의 전체적인 효과는 양의 강제력(주로 온실가스)과 온실가스와 성층권 오존 강제력으로부터 주된 결과인 성층권의 냉각으로 지배된 지표 부근의 북반구 기온 변화의 유형이다(그림 9.1f). 결과들은 검댕, 유기물질, 바이오매스 에어러솔이 그림 9.1f에서 보여진 것처럼 북반구 온난화를 조금 높였다는 가정을 한 CSIRO 모델(그림 9.2)으로 얻어졌다. 반면에 화석연료 에어러솔로부터의 간접적인 에어러솔 강제력은 CSIRO와 PCM모델에서 나타난 직접적인 효과보다 더 클 것이다. 이 경우 북반구 온난화는 얼마간 감소할 수 있다. 또한, 지표 사용 변화가 지역적으로, 계절적으로 상당한 강제력을 유발하는 동안 그것의 강제력과 반응은 넓은 공간 규모에서 단지 작은 영향을 가질 것으로 기대된다(9.3.3.3절, 7.2.2절; 그림 2.20, 2.23).

기후모델 반응의 공간적인 특징은 강제력의 특징과는 초기의 강제력에 관한 되먹임의 세기 때문에 여간해서 유사하지 않다. 이것은 기후시스템의 되먹임들이 공간적으로 변하고, 대기와 해양의 순환이 전 지구적으로 에너지의 재분배를 일으키기 때문에 발생한다. 예를 들면, 해빙 알베도 반응들은 이산화탄소의 강제력과 같은 양의 강제력과 황산염 에어러솔의 강제력과 같은 음의 강제력 둘 다를 포함하여 고위도 반응을 증가시키는 경향을 보인다(Mitchell et al., 2001; Rotstayn and Penner, 2001). 구름 반응들은 주어진 강제력에 대한 반응의 공간적인 특징과 기온에서 복사강제력의 자취에 관한 변화의 자취 둘 다를 포함하여 영향을 미칠 수 있다(8.6절). 예를 들면, 숲 검댕에 의한 가열은 운량을 감소시킬 수 있다(Ackerman et al. 2000). 만일 검댕이 지표 부근에 있다면, 표면온도를 상승시킬 수 있고, 고위도라면 표면온도를 줄일 수 있다(Hansen et al., 1997; Penner et al., 2003). 되먹임들은 또한 강제력에 대한 기후모델의 공간적인 반응이 이러한 반응들과 과정의 설명에 의존하기 때문에 주어진 강제력들에 대한 다른 모델들의 반응에서 차이를 이끌 수 있다. 반응의 공간적인 유형에 영향을 미치는 추가적인 요소들은 육지와 바다, 다양한 강제력들의 수명 사이에서 온도 관성의 차이를 포함한다. 짧은 수명을 갖는 에어러솔은 공간적으로 더욱 뚜렷한 형태를 갖는 경향이 있으며, 따라서 지역적으로 뚜렷한 반응 특징들을 기대할 수 있다.

복사강제력에 대한 반응의 유형은 대기순환이 강제력에 의해 영향을 받는다면 또한 실질적으로 충분히 바뀔 수 있

다. 모델 연구들과 자료 비교들은 화산 에어러솔(Kirchner et al., 1999; Shindell et al., 1999; Yang and Schlesinger, 2001; Stenchikov et al., 2006)과 온실가스 변화(Fyfe et al., 1999; Shindell et al., 1999; Rauthe et al., 2004)가 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation(NAO)) 또는 북반구 환상모드(Northern Annular Mode(NAM))를 바꿀 수 있음을 시사했다. 예를 들면, 특히 유라시아에서 연 평균적으로 화산 분출의 전반적인 냉각 효과의 감소로 유라시아의 겨울철이 온난화 됨에 따라(Perlwitz and Graf, 2001; Stenchikov et al., 2002; Shindell et al., 2003; Stenchikov et al., 2004; Oman et al., 2005; Rind et al., 2005a, Miller et al., 2006; Stenchikov et al., 2006) 고위도 분출을 제외한 화산 분출은 종종 NAM 또는 NAO의 양의 위상을 유발한다(Stenchikov et al., 2006). 대조적으로 태양강제력에 대한 NAM 또는 NAO의 반응들은 계절 또는 다른 상태의 반응에 의존하는 연구, 반응의 일부 징후와 변화가 일어나지 않는 일부 결과 사이에서 변화가 발생한다(Shindell et al., 2001a, b; Ruzmaikin and Feynman, 2002; Tourpali et al., 2003; Egorova et al., 2004; Palmer et al., 2004; Stendel et al., 2006; Gray et al., 2005 참조).

공간적인 유형과 더불어 다른 강제력들의 시간적인 전개(그림 2.23)는 일반적으로 다른 강제력들로부터의 반응들 사이를 구별시켜주는데 도움을 준다. 예를 들면, Santer et al.(1996b,c)는 반구 온도의 대조에서 시간적인 유형이 20세기의 후반에 남반구의 온난화가 북반구의 온난화보다 이 시기의 처음 20년 동안 남반구 온난화가 북반구보다 더 많을 것이고, 그 후에 온실가스와 에어러솔 강제력의 상대적인 강도 변화의 결과로서 북반구의 온난화가 남반구보다 많을 것으로 기대했다. 그러나 주목해야만 한다. 해양의 통합적인 효과가 기후반응들이 강제력들이 서로서로 존재하는 것보다 다른 강제력들 사이에서 조만간 더 유사해 질 것이라는 것을 나타내고 있고, 황산염 에어러솔 강제력과 연관된 반구 기온 차이의 증가에서 충분한 불확실성이 있음을 주목해야 한다.

#### 9.2.2.2 모델과 관측에서 에어러솔 변동과 구름의 되먹임

에어러솔 강제력의 반사에 대한 관측 증거의 한 라인은 시간이 흐르면서 대기 최상층에서 나가는 단파복사속 변화의 위성관측으로부터 변해왔다. 나가는 단파복사속의 증가는 에어러솔 반사의 증가, 구름의 증가 또는 구름과 수증기의 연직 분포의 변화 또는 표면 알베도의 증가에 의해 발생할 수 있었다. 에어러솔과 구름의 증가는 지표 복사속의 감소와 지표 온난화의 감소를 발생시킬 수 있다. 이 가능성의 관심

은 계속되어 왔다(Gilgen et al., 1998; Stanhill and Cohen, 2001; Leipert, 2002). 때때로 ‘글로벌 디밍’이라 불리는 이 현상은 1990년 이래로 반대로 되었다(Pinker et al., 2005; Wielicki et al., 2005; Wild et al., 2005; 3.4.3절). 그러나 1984년부터 2001년 전체 기간동안에 지표 태양복사는 평균적으로 약  $0.16\text{Wm}^{-2}\text{y}^{-1}$  증가하였다(Pinker et al., 2005). 그림 9.3은 PCMDI의 MMD로부터 계산된 대기 최상층에서 나가는 단파복사속의 편차를 나타내며, Earth Radiation Budget Satellite(ERBS; Wong et al., 2006)에 의해서 관측된 값과 비교하였고, Internatioal Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)의 플릭스 자료(FD)(Zhang et al., 2004)로부터 추론하였다. 나가는 태양복사의 감소 경향은 Pinker et al.에 의해 발견된 장기간의 표면 복사에서 상승 경향과 일치한다. 1991년 피나투보 화산의 분출 효과는 나가는 단파복사속의 증가를 나타내고(지표에서 디밍과 대응하고) 그것의 효과는 MMD의 대부분(모두는 아님)의 모델에 포함되어 있다. 피나투보 화산 시그널에 대한 ISCCP 플릭스 편차는 ERBS의 편차보다 거의  $2\text{Wm}^{-2}$  크고, 아마도 성층권 에어러솔 시그널이 ISCCP 구름 속성들에 포함되어 위신호가 생겼기 때문이다. 전반적으로 1984년에서 1999년까지의 ISCCP FD( $\pm 0.11\text{Wm}^{-2}$ 의 95% 신뢰구간에서  $-0.18$ )와 ERBS자료( $-0.13 \pm 0.08\text{Wm}^{-2}$ )의 경향은 5%의 유의수준에서 상당한 차이를 보이지 않으며, 적도 경도가 고려된다면 (Wong et al., 2006) 오히려 더 나은 일치성을 보일 것이다. 이 관측들은 구름양 변화의 추정치가 불확실하지만, 에어러솔과 구름의 전반적인 감소를 제시한다(3.4.3절). 모델 예측 경향은 또한 이 시기에 음의 경향을 보이지만, 대부분의 모델에서 ERBS관측보다 더 작은 값을 보였다(ISCCP FD보다 더 정확하다고 생각됨). Wielicki et al.(2002)는 구름의 감소에 의한 관측된 감소 경향을 설명하고, 10년 단위 시간규모에서 모델들은 잘 나타내지 못한다고 하였다(Chen et al., 2002; Wielicki et al., 2002).

9.2.2.3 반응의 공간 패턴에 있어서의 불확실성

대부분의 탐지방법은 관측값에 최적값을 제공하는 강제력 (소위 ‘지문’)에 대한 반응의 공간-시간 패턴의 규모를 식별해낸다. 이 ‘지문’은 과거 강제력을 보정한 대개 기후모델 모의의 앙상블로부터 추정해낸다. 다양한 강제력 보정법과 기후모델 연구를 통해 강제력과 모델의 불확실성을 제공한다. 그러나 강제력의 공간 패턴에 있어서의 불확실성이 반응의 공간 패턴의 불확실성에 어떻게 영향을 끼치는지에 대한 연구는 거의 없다. 체류시간이 짧은 성분의 경우, 강제력의 공간 패턴의 불확실성은 배출 패턴의 불확실성, 기후모델 또는 화학 수송 모델 내의 불확실성(특히 에어러솔에 대한 불확실성), 상대습도나 구름에 있어서의 불확실성 등과 관련이 있다. 이러한 불확실성은 강제력의 공간 패턴에 영향을 준다. 예를 들어, 여러 연구결과로부터 계산된 남반구/북반구 전체 에어러솔 강제력과 관련된 간접 에어러솔 강제력의 비는  $-0.12 \sim 0.63$ (최적값은 0.29)의 범위를 가지며, 해양과 육지 강제력의 비는  $0.03 \sim 1.85$ 의 범위를 가진다.(그림 7.21 참조; Rotstayn and Penner, 2001; Chuang et al., 2002; Kristjansson, 2002; Lohmann and Lesins, 2002; Menon et al., 2002a; Rotstayn and Liu, 2003; Lohmann and Feichter, 2005).

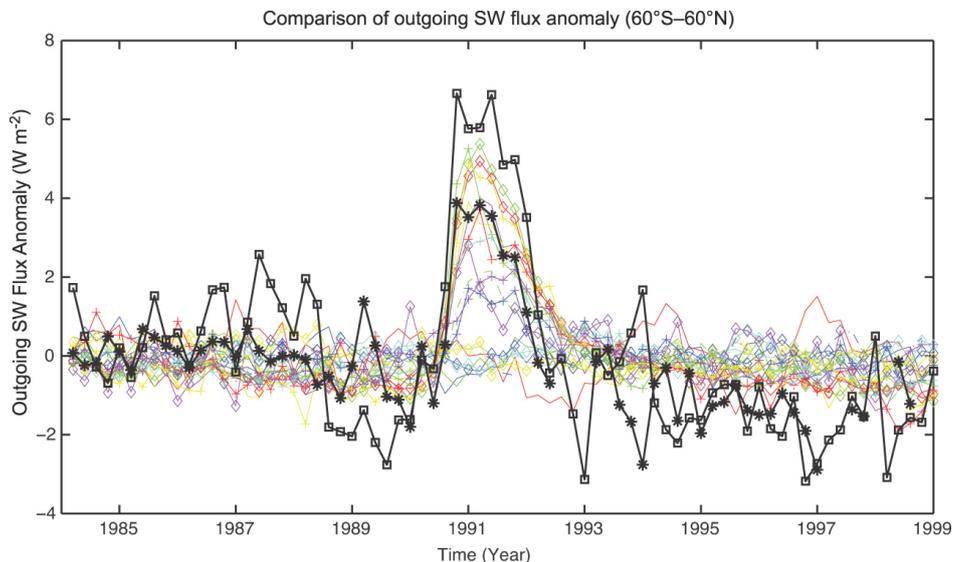


그림 9.3. ERBS 위성 데이터(별표의 검은선; Wong et al., 2006)와 ISCCP 플릭스 데이터(정사각형의 검은선; Zhang et al., 2004)를 가지고 PCMDI에 보관된(색선) MMD에 있는 여러 모델들로부터 외부로 나가는 단파복사 속 편차(전체 기간에 대하여 계산된, 단위는  $\text{Wm}^{-2}$ )의 비교이다. 제시된 모델들은 CCSM3, CGCM3.1(T47), CGCM3.1(T63), CNRM-CM3, CSIRO-MK3.0, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-EH, GISS-ER, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MRI-CGCM2.3.2(모델 세부내용에 대해서는 표 8.1을 참조). ERBS 데이터가 이 지역에 대해서 더 정확한 것으로 생각되기 때문에 비교는  $60^{\circ}\text{S}$ 에서  $60^{\circ}\text{N}$ 까지로 제한되었다. 모든 모델들이 피나투보(1991-1993)산의 화산강제력을 포함하지는 않았으며, 따라서 외부로 나가는 태양복사에서 관측된 증가를 예측할 수 없음을 주목하라.

#### 9.2.2.4 반응의 시간 패턴에 있어서의 불확실성

기후모델 연구 역시 강제력의 시간적 발달에 있어서의 불확실성에 대한 효과를 체계적으로 조사하지는 않았다. 이 불확실성은 주로 배출의 시-공간 표현에 있어서의 불확실성과, 몇몇 강제력에 대해서는, 시간에 따른 가능한 변화의 근본적인 이해에 의존한다.

온실가스에 의해 증가되는 강제력은 비교적 잘 알려져 있다. 더구나, 다른 체류시간이 짧은 에어러솔 성분보다 강제력의 큰 부분을 차지하는 이산화황 배출은 전지구적으로 잘 조절되고 있다. 1990년까지 전지구적인 인위적 황배출의 시간의 이력의 일곱 가지 다른 재현은 1890년과 1990년 사이에 20% 이하의 상대표준편차를 가진다. 이 확실한 시간 이력은 황산염 에어러솔과 온실가스 강제력의 효과를 분리하기 위한 감지 및 원인규명 연구 결과의 신뢰도를 높여준다(9.4.1절).

반대로, 체류시간이 짧은 다른 성분의 인위적 배출과 강제력에 미치는 영향에 관련된 불확실성은 크다. 예를 들어, 화석연료 연소를 통한 역사적 배출량은 도시 대기 오염과 관련된 체류시간이 짧은 성분의 배출 계수(연소된 연료에 대한 배출 가스 또는 에어러솔의 비)의 변화를 설명하지 않는다(예, van Aardenne et al., 2001). 이러한 배출 계수의 변화는 약 1970년 이후 일산화질소 뿐 아니라 이산화질소의 배출을 늦추고, 화석연료 사용에 대한 단일 배출 계수에 의해 표현되는 증가에 비해 함께 증가하는 대류권 오존 방출도 늦춰왔다. 더구나, 이산화탄소 배출 절정의 변화는 황산염 에어러솔의 체류시간과 방출 및 효과 사이의 관계를 변화시켜왔다. 화석연료 연소로 인한 검댕 배출과 관련된 또 다른 예가 있다. Ito and Penner(2005)에 의해 재현된 대륙에서 공간 및 시간적 배출은 Novakov et al.(2003)와 방법을 사용하여 재현된 것과 크게 다르다. 예를 들어, 아시아 지역에서의 배출은 Ito and Penner(2005)에서보다 Novakov et al.(2003)에 근거한 목록에서 훨씬 빠르게 증가한다. 또한, Ito and Penner(2005) 목록을 사용한 1988년 이전 동유럽의 배출량 증가는 Novakov et al.(2003)에 근거한 증가보다 빠르다. 이러한 공간 및 시간적 불확실성은 순 강제력에 있어서의 공간 및 시간적 불확실성과 강제력과 반응의 분포에 있어서의 공간 및 시간적 불확실성에 영향을 줄 것이다.

스펙트럼 변동(특히 11년 주기보다 긴 시간 규모)뿐 아니라 총 태양복사 변화와 관련된 낮은 빈도의 강제력의 변화에도 큰 불확실성이 존재한다. 총 태양복사의 변화에 대한 이전의 추정치는 지난 수 세기에 걸친 태양복사의 느린 변화를 계산하기 위해 흑점의 수를 사용했다. 하지만, 이것은

현재 이해 수준으로는 반드시 지지받고 있지는 않으며, 추정된 낮은 빈도의 변화 규모는 3차 평가보고서 이후 대체적으로 감소하고 있다(Lean et al., 2002; Foukal et al., 2004, 2006: 6.6.3.1절, 2.7.1.2절). 또한, 주요 화산 폭발과 관련된 복사강제력의 규모는 불확실하며 폭발 시간이 잘 기록되어 있음에도 불구하고 복원 간에도 모두 다르다.

#### 9.2.3 20세기 기후변화를 이해하는 것

모의된 반응과 관측된 반응을 비교하는 관측된 기후변화의 평가는 기후모델과 그에 상응하는 반응에 존재하는 강제력의 오차와 불확실성에 영향을 받을 것이다. 앞서 기술한 바와 같이, 탐지 연구는 관측값에 가장 잘 맞도록 서로 다른 강제력에 대한 반응 패턴을 규모화한다. 따라서 강제력 규모 또는 강제력에 대한 모델 반응의 규모에 존재하는 오차는(정확하지 않지만, 대략적인 기후민감도의 함수) 대규모의 반응의 공간-시간 패턴이 보정된 탐지 결과에 영향을 주어서는 안 된다. 원인규명 연구는 모델-모의된 반응의 크기와 관측으로부터 추정된 반응 크기 사이의 일관성을 평가한다. 불확실한 강제력의 경우, 규모화 요인은 관측을 재생산하는 데 필요한 강제력(및 반응) 세기에 대한 정보와 모의된 패턴 또는 반응의 세기가 부정확한 가능성에 대한 정보를 제공한다. 그러나 강제력 불확실성이 주어진 관측과 일치한다고 여겨지는 모델 모의의 경우, 모델에 사용된 강제력은 향후 모델의 강제력 추정치의 불확실성 범위와 일치해야 한다.

외부강제력에 대한 반응을 동시에 구별하기 위한 탐지 및 원인규명 연구는 여러 강제력에 대한 반응 패턴의 유사성과 강제력과 반응의 불확실성에 의해 영향 받을 수 있다. 여러 강제력에 대한 반응, 특히 공간 패턴에 대한 여러 반응 사이의 유사성은 여러 외부강제력에 대한 반응들을 더욱 구별하기 어렵게 만들지만, 반응 패턴이 강제력의 분포와 규모의 적절한 오차에 대해 상대적으로 강할 것임을 내포하고 있다. 여러 종류의 강제력(예를 들어, 온실가스 대 황산염 에어러솔)의 시간 이력 사이의 차이는 반응의 공간 패턴 사이의 유사성의 문제점을 상당히 개선한다. 예를 들어, 태양강제력에 대한 표면 온도의 공간 반응은 인위적 온실가스 강제력으로 인한 공간 반응과 유사하다(Weatherall and Manabe, 1975; Nesme-Ribes et al., 1993; Cubasch et al., 1997; Rind et al., 2004; Zorita et al., 2005). 여러 종류의 복사력에 대한 대기 반응의 연직 구조의 두드러진 특징은 다른 원인의 강제력을 구분하는 데 더욱 도움을 준다. 이후 절에서 설명된 관측된 기후를 해석하는 연구는 그러한 전략을 이용하며, 이 장의 전반적인 평가는 기후요소와 관측 범위 결과를 이

용한다.

조합된 시-공간적 반응은 공간 단일 혹은 시간 단일 반응 패턴 한 가지보다 더 뚜렷한 양상을 갖기 때문에, 많은 탐지 연구는 관측에 있어 주어진 강제력에 대한 온도 반응의 시간적 양상과 공간적 양상을 동일시하는 시도를 한다. 배출과 여러 강제력의 원인 물질은 시간에 따라 변하기 때문에, 순 강제력과 변화율은 시간에 따라 다르다. 순강제력에 있어서 명백한 불확실성을 산출하긴 어렵더라도(9.2.2.3절과 9.2.2.4절 참조), 모델은 다양한 외부 요인을 사용한다. 이러한 모의를 이용하는 탐지와 원인규명 연구에 따르면 결과는 보통의 강제력 불확실성에 그다지 민감하지 않다. 표본 다양성으로 인한 서로 다른 강제력에 대한 반응사이의 의사 시간 상관 때문에 다른 문제가 발생한다. 예를 들어, 20세기 일부의 태양과 화산강제력에 대한 기후반응 사이의 의사 상관(North and Stevens, 1998)이 Douglass and Clader(2002)에서처럼 서로 바뀌어 잘못 규명되었다.

몇몇 모델과 진단 프로그램에서 에어러솔 강제력에 대한 온도 반응의 공간 패턴은 CO<sub>2</sub>에 대한 공간 패턴과 상당히 다르지만(Hegerl et al., 1997), 다른 모델에서는 차이가 좀 더 적다(Reader and Boer, 1998; Tett et al., 1999; Hegerl et al., 2000; Harvey, 2004). 만약 온난화와 화석연료에 관련된 에어러솔 냉각화의 공간 패턴을 구별하는 것이 불가능하다면, 지난 세기에 관측된 온난화는 상당한 에어러솔 냉각화에 의해 균형잡힌 큰 규모의 온난화 또는 에어러솔 냉각화가 거의 없거나 전혀 없는 작은 규모의 온난화로 설명될 수 있을 것이다. 그렇지만, 에어러솔 강제력에 대한 모의 반응은 모델에 따라 다르지만, 20세기 온실 강제력에 대한 반응 폭의 탐지 연구로부터의 추정치는 상당히 유사하다(Gillett et al., 2002a; Hegerl and Allen, 2002). 세 기후모델을 비교해보면, Stott et al.(2006c)은 Santer et al.(1996a; 9.4.1.5절 참조)에서처럼 에어러솔 강제력에 대한 가능한 반응 범위에 대한 중요한 강제요소는 전지구 평균과 반구의 온도차의 시간적인 발전이라고 결론짓고 있다.

#### 9.2.4 요약

강제력의 공간 패턴과 규모에 있어서의 불확실성은 강제력마다 상당히 다르다. 예를 들어, 잘 혼합된 온실가스 강제력은 상대적으로 잘 정립되어 있고 공간적으로 균일하다. 반대로, 많은 비온실가스 강제력의 불확실성은 크다. 기후변화 탐지 연구에 사용되는 것과 밀접하게 관련된 방법을 사용하는 역 모델 연구에 따르면, 총 에어러솔 순강제력의 크기는  $-1.7\sim-0.1\text{W/m}^2$ 의 범위를 가진다. 2장에서 요약한 바와 같이,

관측된 기후변화 또는 강제력에 대한 일시적인 반응을 모의하는 기후모델의 역량에 대한 이해에 의존하지 않는 향후의 계산에 따르면 에어러솔 복사강제력은 역모델 추정치와 상당히 일치하는 결과( $-2.2\sim-0.5\text{W/m}^2$ ; 5~95%)를 보인다; 역모델과 향후 결과의 불확실성 범위는 다른 정보를 사용하기 때문에 발생한다. 총 에어러솔 순강제력의 큰 불확실성은 관측으로부터 기후민감도를 정확하게 추정하기 더 어렵게 만든다(9.6절). 이는 또한 관측된 기후변화를 일으키는 원인을 규명하는 결과의 불확실성을 증가시키고(9.4.1.4절), 일부는 미래 기후변화에 대한 확률 전망의 차이를 발생시키기도 한다(10장). 지금까지 대부분의 탐지 연구에서 고려하지 않았던 검댕, 화석연료 유기물 및 바이오매스 소각 에어러솔로 인한 강제력은 작을 것 같지만, 강제력의 크기에 비해 상당히 큰 불확실성이 존재한다.

불확실성은 자연적인 강제력과 때로는 같은 강제력에 대해서도 다른 시간 규모 사이에서도 다르다. 예를 들어, 11년 태양강제력 주기는 잘 알려져 있지만, 더 낮은 주기의 변화는 매우 불확실하다. 게다가 태양강제력에 대한 반응 물리와 되먹임은 여전히 잘 알려져 있지 않다. 반대로, 그 강제력의 크기가 불확실하더라도 거대 화산 폭발로 인해 생성권으로 방출된 에어러솔에 의한 강제력의 시기와 지속시간은 계기 관측 시기에는 잘 알려져 있다.

시간 진화의 외부강제력에 대한 기후반응의 공간 패턴 차이는 온실가스와 황산염 에어러솔 강제력에 대한 반응 같은 관측에 있어서의 강제력에 대한 반응을 제한적으로 분리 가능하게 한다. 이와 대조적으로, 다른 인위적 강제력의 기후반응과 시간 진화는 더욱 불확실성이 크며, 기후반응 모의와 관측에서의 탐지를 더 어렵게 한다. 자연적 강제력에 대한 기후반응의 시간 진화, 어느 정도의 공간적 연직 패턴은 또한 인위적 강제력과는 상당히 다르다. 이는, 앞서 기술한 태양 강제력의 시간적 흐름에 있어서의 불확실성에도 불구하고, 태양과 화산강제력에 대한 기후반응과 인위적 강제력에 대한 반응의 분리를 가능하게 한다.

## 9.3 산업시대 이전의 기후변화에 대한 이해

### 9.3.1. 왜 산업시대 이전의 기후변화를 고려해야 하는가?

지구시스템은 과거에도 대규모 기후변화를 경험해 왔는데(6장 참조), 이런 과거의 기후변화 속에는 현재와 미래의 기후변화를 이해하기 위한 중요한 교훈이 들어 있다. 이러한 기후변화는 자연의 외부강제력으로부터 발생하는데, 일부

사례에서 보면 이들 강제력은 LGM 사례(6장)에서와 같이 강한 되먹임들을 촉발시키기도 한다. 과거 시대들은 계기관측 기록으로부터는 얻어낼 수 없는 정보를 제공할 수 있는 잠재력을 가지고 있는데, 반면에 계기관측 기록은 자연의 외부강제력 뿐만 아니라 인류 발생에 의해서도 영향을 받으며 또한 기후변동성과 10년 이내 그리고 더 긴 시간 규모들에 대한 기후변동성과 주요 기후시스템 되먹임들을 충분히 이해하기에는 너무나 기간이 짧은 기록이다. 계기관측 시대(3장)의 더 이전시대에 대해서는 기후변동성을 추론하기 위해서 간접적인 지시자(나무 나이테의 폭과 밀도와 같은 프록시 자료들)가 사용되었다. 이러한 자료와 그들의 불확실성에 대해서는 6장에서 설명하였다.

이 절에서의 논의는 모델링과 관측 증거 자료가 외부강제력에 대한 기후의 반응을 이해하는 실험에 비교될 수 있는 몇몇 시대에 대해 한정하기로 한다. 그러한 기간 중에 하나는 최근 1천년의 시기이며, 이 시기는 더 다양한 상황에 대하여 계기관측 기록이 존재한다(Mitchell et al., 2001). 지난 1천년의 분석 자료는 주로 자연의 강제력(태양복사와 화산활동의 변화)에 대한 기후의 반응에 그리고, 계기관측 기록의 최근 부분에서의 인류 발생 강제력의 역할에 초점을 맞추고 있다. PMIP(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 고기후모델링 상호비교 프로젝트, Joussaume and Taylor, 1995; PMIP2, Harrison et al., 2002)에서 분석되었던 두 개의 시기, 즉 홀로세 중기(6ka)와 LGM시기(21ka) 또한 고려하였다. 이 두 시기는 현재와 비교하면 사실상 다소 다른 기후를 가지고 있었으며, 모델 모의 실험과 자료 동화로 부터는 비교적 좋은 정보가 나오고 있다(Braconnot et al., 2004; Came et al., 2006). 20세기와 21세기의 기후 모의에 사용되는 모델과 동일하거나 관련이 있는 EMICs 또는 AOGCMs(Atmosphere-Ocean General Circulation Models 대기-해양 대순환 모델)이 이러한 시기의 모의를 위해서 사용되고 있다.

### 9.3.2 최근의 마지막 빙하기 최성기와 홀로세 중기로부터 무엇을 배울 수 있는가?

GPM(Global Palaeovegetation Mapping, 전지구 고식물 지도, BIOME 6000) 프로젝트의 일부로써, 그리고 LGM 시기와 홀로세 중기를 위해서 비교적 고품질의 전지구 지상 기후 복원 자료가 존재한다(Prentice and Webb, 1998; Prentice and Jolly, 2000). LGM 시기의 해수면온도에 대한 CLIMAP (Climate: Long-range Investigation, Mapping and Prediction, 기후에 대한 장기 조사, 지도 및 예측, 1981) 복원 자료 또한 개선되어 왔다(6장). LGM 시기의 기후는 이 시기에 존재했

었던 광대한 툰드라와 스텝 식생에 의해 알 수 있는 바와 같이 현재 기후보다 더 한랭하고 더 건조하였다. 대부분의 LGM 시기의 프록시 자료를, 북대서양에서의 다른 프록시 자료로부터 기온에 대한 평가에서 큰 차이가 발견되었음에도 불구하고, 열대 해양 지역이 현재 보다 약 2°C 더 한랭하였고, 남구와 북구의 전선대 지역이 적도 쪽으로 편향되었음(Kucera et al., 2005)을 제시하고 있다.

3차 평가보고서 이후로 LGM 시기에 대한 몇몇 새로운 AOGCM 모의가 생산되어졌다. 이 모의는 LGM 시기의 온실가스와 얼음 층 경계조건을 구성할 경우 근사적으로 약 3.5°C에서 5.2°C의 전지구 냉각이 나타남을 보여주며, 이는 3차 평가보고서 시기에 대해 논의되었던 더 단순한 모델들로부터의 PMIP 결과인 -1.8°C에서 -6.5°C의 범위 안에 포함된다(McAvaney et al., 2001). 단지 하나의 모의에서만 대략 10°C의 냉각을 갖는 매우 강한 반응을 보여준다(Kim et al., 2002). 이런 모의들 전부는 해양에서의 감소된 증발과 육지에서의 대륙 규모의 건조를 보이며, 현대 기후와 관련이 있는 매우 약화된 물 순환을 보여주고 있다. 온실가스 농도의 변화들은 모의된 열대 지역 냉각의 약 반 정도를 설명할 수 있으며(Shin et al., 2003), 그리고 남쪽 해양 깊은 곳에서 발견되는 더 차고 염분이 더 높은 해수의 생산을 설명할 수 있다(Liu et al., 2005). 결합 모델에 의해 생산된 대부분의 LGM 시기 모의들은 북대서양 심해수의 구성을 남쪽으로 이동시켰으나, 대서양 남북 방향 역전 순환의 강도에 있어서는 모델 사이에 큰 차이가 존재하였다. 식생의 변화를 포함하는 것은 LGM 시기 모의의 현실성을 개선시켜 주는 것으로 보인다(Wyputta and McAvaney, 2001). 더욱이 식생에 대한 대기 이산화탄소 농도의 생리학적인 효과를 포함하는 것은 무시할 수 없는 영향을 가지고 있으며(Levis et al., 1999), 그것은 지구상의 탄소 저장량(예, Kaplan et al., 2002; Joos et al., 2004; 6장 참조)과 전지구 삼림 지역(Harrison and Prentice, 2003)의 변화들을 적절하게 표현하는데 필수적이다. 요약하면, 불확실성이 크에도 불구하고 LGM 시기의 모의는 고기후자료에서 발견되는 다양한 모습들을 잡아내었으며, 또한 더욱 최근의 모델들과 해양, 해빙, 그리고 식생과 토양 습기와 같은 지표특성(6장)들로부터의 더욱 완벽한 되먹임을 이용함으로써, 새로운 결합 모델 모의들로부터 좀더 일치하는 결과를 획득하였다.

현재와 좀더 가까운 시기인 홀로세 중기 동안에는, 기후 변화에 대한 가장 주목할 만한 지시자 중의 하나는 북반구 온대 삼림 지역의 북쪽 확장이며(Bigelow et al., 2003), 이는 현재보다 더 더운 여름철을 반영한다. 열대 지역에 대해서, 현재의 건조한 사하라 부근 지역의 꽃가루 기록들로부터 추

리되는 식물이 좀더 무성했던 상태는, 강화된 여름 몬순에 기인하여 현재보다 더욱 습한 상태였음을 가리키고 있다(Braconnot et al., 2004 참조). AOGCMs을 이용한 홀로세 중기 모의 결과(9.2.1.3절 참조)는 평균 계절 순환에서 대략 0.5°C에서 0.7°C 정도 온도의 증폭을 만들어 내었다. 이러한 범위는 PMIP1에서 대기만의 모델을 이용해 얻어진 0.5°C -1.2°C보다 다소 작은데, 그 차이는 해양의 열적 반응에 기인한다(Braconnot et al., 2000). 해양순환에서 모의된 변화는 열대 지역 대부분에서 해수면 온도의 계절 순환이 1°C에서 2°C 증폭되는 계절적 특색을 보이는데(Zhao et al., 2005), 이는 인도 몬순과 아프리카 몬순에 영향을 미친다. 아프리카 서부 지역에 대하여 대기-해양대순환모델에서 모의된 연평균 강수량의 변화들은 대기모델 모의들에서 보다 5%에서 10% 정도 더 많이 나타났으며, 이는 복원 자료들과 더 잘 일치하는 것이다(Braconnot et al., 2004). 인도 몬순과 서남 아시아 몬순에 대한 결과는 모델들 사이의 일치성이 더 낮았다.

3차 평가보고서에서 주목했던 바와 같이(McAvaney et al., 2001), 홀로세 중기 동안의 식생 변화는 수문 순환에서의 변화들을 유발시키는 것으로 보이며, 이는 사하라 지역에 널리 퍼져 있는 습한 상태를 설명해주는데, 이러한 습한 상태는 해양 되먹임에 의해 훨씬 강화되며(Ganopolski et al., 1998; Braconnot et al., 1999) 토양 습기가 해양 되먹임에 대해 일부 반대로 작용하기도 한다(Levis et al., 2004). Wohlfahrt et al.(2004)에서는 중위도와 고위도에서 식생과 해양 되먹임이 봄과 가을에 약 0.8°C 정도 온난화를 강화시켰음을 보여준다. 그러나 모델은 유라시아의 대륙 중부의 건조를 과대평가하는 경향이 있으며, 그러한 경향은 식생 되먹임들이 포함될 경우 훨씬 강하게 나타난다(Wohlfahrt et al., 2004).

홀로세 중기 동안의 ENSO 변동성에 관한 정보를 담고 있는 다양한 범위의 프록시 자료 또한 현재 활용가능하다(6.5.3절). 이러한 자료는 현재부터 대략 5kyr 전의 시대가 오늘날보다 ENSO 변동성이 더 약했다고 제시하고 있다(Moy et al., 2002; Tudhope and Collins, 2003). 몇몇 연구에서 모델 모의결과로부터 경년 변동성의 이러한 변화를 분석하려고 시도해 왔다. 일부 결과는 논쟁의 여지가 있지만 전체적으로 일치되는 모습이 홀로세 중기에도 나타났는데, 이 시기에 대해 모의된 결과는 열대 지역 대부분의 해양에서 강수에 관한 변동성을 감소시켰다(Liu et al., 2000; Braconnot et al., 2004; Zhao et al., 2005). Cane-Zebiak 모델에서 얻어진 결과는 Bjerknes(1969) 되먹임 메커니즘이 모델 내에서 ENSO 반응의 주요한 요소라고 제시한다. 북반구 여름철에 증가된 홀로세 중기의 태양 가열은 동태평양보다는 서태평

양에서 더 많은 온난화를 만들어내며, 이는 무역풍을 강화시키고 ENSO의 발달을 억제한다(Clement et al., 2000, 2004). 규모와 제안된 메커니즘들에 큰 차이가 있고 조합된 원격연결에 불일치하는 반응들이 존재함에도 불구하고, 대기-해양대순환모델은 또한 ENSO 사례를 강하지 않게 모의하는 경향이 있고, 자료와는 정성적으로는 일치하고 있다(Otto-Bliesner, 1999; Liu et al., 2000; Kitoh and Murakami, 2002; Otto-Bliesner et al., 2003).

### 9.3.3 지난 천년으로부터 무엇을 배울 수 있는가?

현재와 관계가 있는 외부강제력은 홀로세 중기와 LGM 기간에 비해 지난 천년 기간이 대체로 작았다. 그럼에도 불구하고 기후시스템의 자연 내부변동성과 함께 강제력에 대한 기후반응이 잘 정의된 몇몇 기후 사례를 만들어 냈다는 증거가 존재하는데, 예를 들면, 17세기 동안의 한랭한 상태들 또는 천년시대 초기의 상대적으로 온난한 기간들이 해당된다.

#### 9.3.3.1 지난 천년 동안의 기후에 대한 외부 영향의 증거

북반구의 연평균 또는 십년평균 표면온도에 대한 충분히 많은 수의 프록시 복원 자료가 현재 활용가능하다(그림 6.11, Jones et al., 2001 and Jones and Mann, 2004 참조). 몇몇 새로운 복원 자료가 발표되고 있으며, 이들 중 일부 자료들은 3차 평가보고서 시기에 평가된 변동성보다 지난 천년 동안에 대해 더 큰 변동성을 제시하고 있지만 십년 내 변동에서 백년 내 변동의 규모에 대해서는 여전히 불확실성이 남아있다. 이런 불확실성은 여러 연구들이 서로 다른 프록시 자료 또는 서로 다른 복원 방법들의 이용에 기반을 두기 때문에 발생한다(6.6.1절). 그럼에도 불구하고, 20세기 후반 50년의 북반구 평균 기온은 지난 1.3kyr 기간 중의 어떤 50년 기온보다도 더 온난한 것으로 보이며(6장), 지난 500년 기간 동안의 어떤 50년 기온보다도 훨씬 더 온난한 것으로 나타났다. 온도는 연속적으로 감소하였으며 특히 최근 100년 동안은 급격히 감소하였다. 이런 장기적인 경향은 실제로 나타나는 좀더 짧은 기간에 대한 변동성으로 귀결된다(그림 6.10). 예를 들면, 20세기 평균 기온보다 0.5°C에서 1°C 더 낮아지는 한랭한 상태들은 17세기와 18세기 초기에 발견되고 있다.

지난 천년에 대한 많은 모의는 (그림 6.13)일련의 모델들을 이용하여 수행되어 왔는데 여기에는 AOGCM들을 사용한 일부 모의들도 포함되어 있다(예, Crowley, 2000; Goosse and Renssen, 2001; Bertrand et al., 2002; Bauer et al., 2003;

Gerber et al., 2003; see also Gonzalez-Rouco et al., 2003; Jones and Mann, 2004; Zorita et al., 2004; Weber, 2005; Tett et al., 2007). 이런 모의들은 외부강제력, 특히 태양과 화산, 그리고 온실가스의 강제력에 대한 서로 다른 복원 자료를 사용하며, 이 복원 자료에는 종종 식생의 변화들이 포함되기도 한다(e. g., Bertrand et al., 2002; Stendel et al., 2006; Tett et al., 2007). 서로 다른 모델과 강제력 복원 자료의 사용으로 인하여 서로 다른 결과가 만들어 지기는 하지만, 북반구 연평균 표면온도에 대해 모의된 전개 과정은 자료의 일반적인 모습들과 일치하는 모델들 사이에 일부 공통되는 특성들을 보여주고 있다(그림 6.13, 9.4). 예를 들면, 모든 모의들이 자연강제력에 대한 반응에서 대략 1675년~1715년 동안에 상대적으로 한랭한 상태들을 보여주는데, 이는 프록시 복원 자료들과 정성적으로 일치하는 것이다. 그림 6.13에서 보여주고 있는 모든 모의들에서는, 20세기 후반부가 지난 천년 동안의 어떤 수 십년 기간들보다 더 온난한 것으로 나타났다. 게다가 모의된 변동성과 복원 자료의 변동성 사이에는 상당히 높은 상관성이 존재한다(예, Yoshimori et al., 2005). 지난 1kyr 동안의 대기 이산화탄소 농도에 대한 모의 결과와 관측값의 비교를 통하여, Gerber et al.(2003)은 단순 기후모델들과 EMICs에 의해 모의된 온도 전개 과정의 진폭이 이산화탄소의 관측된 전개 과정과 일치함을 제시하였다. 외부강제력의 복원 자료가 실질적으로 과거 온도의 복원 자료와는 무관하기 때문에, 이러한 광범위한 일치하는 최근 기후 변동성에 대한 외부강제력의 역할에 대한 이해와 복원 자료들의 일반적인 모습들에 대한 신뢰를 높여 준다. 또한 모의 결과들은 최근 온난화에 대한 인간활동의 영향을 강조하면서, 태양과 화산의 강제력 복원 자료를 사용함에도 불구하고 인류 발생 강제력이 없이는 20세기 대규모 온난화를 재생하는 것이 불가능함을 보여주고 있다(Crowley, 2000; Bertrand et al., 2002; Bauer et al., 2003; Hegerl et al., 2003, 2007).

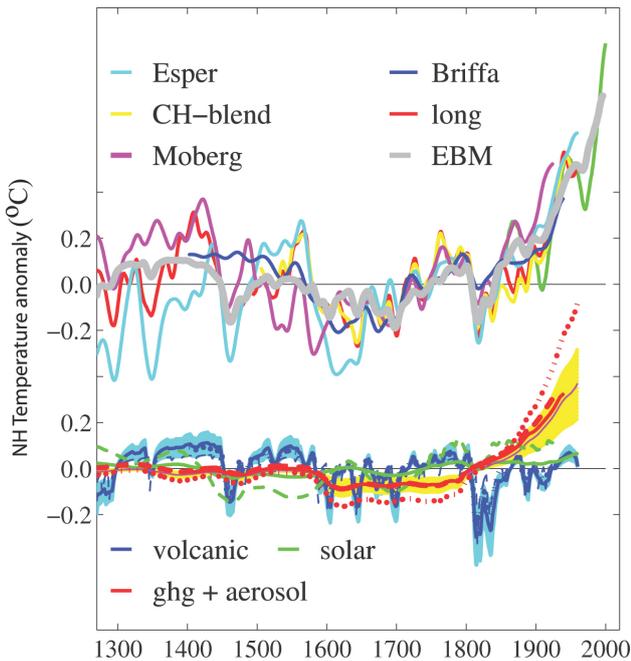
모의된 온도들과 복원된 온도들 사이에 광범위한 정성적 일치가 존재하기는 하지만, 복원 자료들의 역사적 변동성들의 규모 면에서의 불확실성과 외부강제력에 대한 민감도의 차이들 때문에 모델에서 모의된 변동성을 완전하게 평가하기는 어렵다(표 8.2). 내부변동성의 역할이 십년 또는 더 긴 시간 규모들에서의 반구 온도 평균들에 대해 강제된 변동성의 역할보다 더 작다고 알려져 왔으며(Crowley, 2000; Hegerl et al., 2003; Goosse et al., 2004; Weber et al., 2004; Hegerl et al., 2007; Tett et al., 2007), 따라서 내부변동성은 북반구 평균온도에 대한 여러 모의들 사이의 차이점들에 대한 기여도가 상대적으로 더 작다고 할 수 있다. 모의에서의 불확실성에 대한 다른 소스들로는 모델 해양 초기 조건들이

포함되는데, 예를 들면, 천년 기간의 처음 부분에 대한 Zorita et al.(2004)의 모의에서 발견된 온난 상태는 이러한 모델 해양 초기 조건들에 의해 설명이 가능하다.

### 9.3.3.2 화산활동과 태양복사의 역할

화산 폭발은 각 반구와 전지구의 평균온도를 급격히 하강시키며, 화산강제력에 의해 유도되는 기후 모의에서 보면(그림 6.13; Crowley, 2000; Bertrand et al., 2002; Weber, 2005; Yoshimori et al., 2005; Tett et al., 2007) 수년에 걸쳐 점진적으로 온도가 회복되는 것으로 나타난다(9.2.2.1절). 이러한 모의된 변화들은 프록시 복원 자료에서의 한랭 사례와 일치하는 것으로 보인다(그림 6.13). 이런 함축적인 일치하는 모의 결과와 복원 자료에서 나타나는 다양한 화산 폭발에 수반되는 온도 조합 사이의 비교를 통하여 확신하게 되었다(Hegerl et al., 2003; Weber, 2005). 게다가 대규모 폭발의 빈도수의 변화들은 결과적으로 10년 또는 가능한 더 긴 시간규모에서 기후변동성을 만들어 낸다(Crowley 2000; Briffa et al., 2001; Bertrand et al., 2002; Bauer et al., 2003; Weber 2005). Hegerl et al.(2003; 2007)은, 태양, 화산, 온실가스 강제력의 자취를 모의하는 EBM(Energy Balance Model)에 기초를 둔 다중 회귀 접근법을 사용하여, 매우 중요한 의미를 갖는 북반구 평균 연별 온도들과 계절 이상 기간의 온도(그림 9.4)의 평균에 대한 많은 프록시 복원 자료에서 화산과 온실가스 강제력에 대한 반응들을 동시에 검출하였다. 그들은 사용된 복원 자료들에서 십년 변동의 대부분이 외부강제력에 의해서 설명될 수 있음을 발견하였다(10년 변동의 49%에서 70%가 복원 자료에 의존).

태양강제력의 영향에 대해서는 더 많은 불확실성이 존재한다. 수 십년에서 수백 년의 시간 규모에 대한 태양 변화량의 시기 측정과 진폭에 대한 실질적인 불확실성은 태양강제력에 대한 평가가 낮아지는 방향으로 수정되어 왔음에도 불구하고(9.2.1.3절, 2.7.1절) 3차 평가보고서 이후에 증가되어 왔으며, 이러한 실질적인 불확실성에 추가하여, 태양강제력에 대한 표면온도의 공간적 반응이 온실가스 강제력에 기인하는 공간적 반응과 유사하기 때문에 불확실성이 또한 발생한다(9.2.3절). 태양과 화산강제력들의 시간적 전개 과정에서의 차이점들을 이용하는 분석 결과들은 두 강제력 사이의 차이를 더욱 뚜렷이 보여줄 수 있다(9.2.3절; 20세기에 대하여 9.4.1.5절 참조). 그러한 분석에서는, 태양강제력의 효과가 일부 시간-공간 분석 결과들(9.4.1.5절) 중에서 20세기의 여러 부분들에 걸쳐 검출되어 왔으며 모의 결과들과 몇몇 프록시 복원 자료들(Weber, 2005; Waple, 2002 참조)이 존재함에도 불구하고, 태양강제력은 일부 복원 자료(Hegerl et



**그림 9.4.** 북반구 온도 아노말리들의 몇몇 고-변동에 대한 외부강제력의 기여(Eesper et al., 2002; Briffa et al., 2001; Hegerl et al., 2007, termed CHblend and CHblend long; and Moberg et al., 2005). 상단 그림에서는 화산, 태양, 인류 발생 강제력에 의해 강제된, 북반구 30°N-90°N 평균온도의 EBM 모의결과(equilibrium climate sensitivity of 2.5°C)에 대한 복원 자료를 비교하였다. 모든 시계열들이 1500-1925 평균에 중심을 두고 있다. 계기관측된 온도자료는 녹색 실선으로 나타나며, 이들은 1880-1960기간에 대한 CHblend(혼합) 평균과의 일치에 중심을 두고 있다. 보이는 자료들은 명확하게 하기 위하여 20년 절단의 low-pass filter가 수행되었다. 하단 그림은 각각의 복원 자료에 대한 화산(청색 실선, 불확실성은 음영 표현)과 태양(녹색 실선), 온실기체와 에어러솔(적색 실선과 황색 음영 표현, 에어러솔은 20세기만의 자료) 강제에 대한 반응의 평가된 기여를 보여준다(모든 시계열 자료는 분석기간의 중간에 해당). 평가 자료들은 개개의 강제력에 대한 지문들에 관한 복원 자료들의 다중회귀에 근거하고 있다. 서로 다른 복원 자료들에 대한 기여들은 서로 다른 선들로 표시된다(Briffa et al., : solid, fat; Esper et al., : dotted; Moberg: dashed; CHblend: solid, thin; 각각의 검출가능한 시그널에 대한 최선의 평가치에 대해 음영처리된 90% 신뢰수준을 갖는다). 모든 복원 자료들은 주로 의미있는 화산 시그널을 보여주며, Moberg et al.(1925년에 끝남)를 제외한 모든 자료들은 5% 유의수준에서 검출 가능한 온실가스 시그널을 보여준다. 후자는 더 작은 유의수준에서 검출 가능한 온실가스 시그널을 보여준다. 단지 Moberg et al.만이 검출 가능한 태양 시그널을 담고 있다(단지 이러한 자료들과 CHblend에 대해서만 보여지며, 여기에서는 검출 가능하지는 않는다). 모든 자료들은 매10년마다 평균되어진다. 복원 자료들은 지역별, 계절별로 약간의 차이를 보이는데: Esper et al.(2002)는 30°N-90°N 육지 온도에 대해서, CHblend와 CHblend long(Hegerl et al., 2007)은 30°N-90°N 평균온도에서, Moberg et al.(2005)는 0°N-90°N 온도에서 조정이 있었다. Hegerl et al.(2007)에서 인용함.

al., 2003, 2007)에서의 일정 기간에 대한 화산과 온실가스 강제력의 효과로부터 유일하게 검출되고 구별될 수 있다. 모델 모의 결과(Shindell et al., 2003)는 태양강제력이 역학적 되먹임들에 기인하는 지역적 편차들에 있어서 실질적인 역할을 수행할 것이라고 제시하였다. 지난 천년 동안의 기후

사례들에 대한 여러 강제력들의 기여에서 나타나는 이러한 불확실성들은, 이러한 효과들이 모델 모의 과정에서 고려되는 방식의 차이들을 반영할 뿐만 아니라 또한 과거의 태양과 화산강제력에 대한 경험에 있어서 실질적인 불확실성을 반영한다.

종합적으로 모델링과 검출과 속성의 연구들은, 비록 태양 강제력의 역할이 최근 들어 의심을 받긴 하지만(Foukal et al., 2006), 지난 천년의 다양한 온도 전개 과정을 설명해 주는 화산과 온실가스 그리고 아마도 태양강제력까지의 역할을 확인하여 준다. 외부강제력에 대한 반응들의 평가 결과들이 제거된 이후에도 여전히 프록시 복원 자료들에 남아있는 변동성은, 비록 불확실성들이 크다고 할지라도 AOGSMs에 대한 유용한 점검 과정을 제공해 주면서, AOGCM에서 모의된 내부변동성과 광범위한 일치를 보여 준다(예, Hegerl et al., 2003, 2007). 그러한 연구들은 또한 지난 천년 동안의 기후에 대한 사례들을 설명하는데 도움을 준다. 예를 들면, 몇몇 모델링 연구들은, 화산활동이 1675년에서 1715년까지 널리 나타났던 한랭한 상태들을 설명하는데 있어서 지배적인 역할을 하였음을 제시하고 있다(Andronova et al., 2007; Yoshimori et al., 2005). 반대로 Rind et al.(2004)에서는 모델 모의 결과들로부터, 오늘날에 비해서 상대적으로 더 한랭한 기온이 감소된 온실가스 강제력과 주로 관련이 있고 또한 태양강제력으로부터의 중요한 기여를 갖는다고 평가하였다.

외부강제력에 대한 반응이 기후변동성의 방식들에 영향을 미칠 수 있는 프록시 자료로부터 일부 증거가 또한 존재한다. 예를 들면, Cobb et al.(2003)은 화석 산호들을 사용함으로써, 지난 천년시대에 걸쳐 ENSO 기록들을 역순으로 확장하려고 시도하였다. 그들은 ENSO 사례들이 17세기 중반 동안에도 계기관측 시기동안 만큼 강하고 자주 있어 왔으며 1997-98의 강한 엘니노 사례에 필적할 만한 사례도 있었음을 발견하였다. 반면에, 12세기와 14세기 동안에 상당히 적은 ENSO 변동성이 존재하였으며 북동태평양에서는 또한 더 한랭한 상태가 존재하였고(Mac Donald and Case, 2005), 북미대륙의 중앙지역에서는 가뭄의 증거가 존재하였다(Cook et al., 2004). Cobb et al.(2003)에서는 복원된 ENSO 변동성에서의 변동들이 열대 태평양 또는 전지구 평균기후에서의 평균상태의 변화들과 상관있는 것으로 보이지 않음을 발견하였다. 반면에 Adams et al.(2003)은 폭발적인 열대 화산 분출에 뒤이은 첫 수년 동안 엘니노와 유사한 아노말리에 대한 통계적인 증거를 발견하였다. Cane-Zebiak 모델은, 화산활동과 태양강제력으로 설명되는 시기인 지난 천년시대에 걸친 화산강제력과의 연관성을 뒷받침하는 Cobb et al.(2003) 자료에서의 변화들과 유사한 변화를 모의한다(Mann et al.,

2005). 그러나 이전의 연구가 결정적이지는 못하기 때문에 (Robock, 2000), 이러한 관계에 대한 완전한 평가를 위해 다른 모델들을 이용한 추가적인 연구들이 필요하다.

열대지역 이외의 지역들에서의 변동성 또한 화산강제력에 반응하는 것으로 보인다. 대규모 화산 분출에 뒤이은 겨울철 동안, 동서 순환이 더욱 강화될 수 있으며, 이는 화산에서 분출된 에어러솔에 기인하는 직접 냉각을 부분적으로 상쇄시키는 추운 계절 동안에 대륙 전역에 걸친 상대적인 온난화에 원인이 있다(9.2.2.1절, 8.4.1; Robock, 2000; Shindell et al., 2003). 감소된 태양 입사 기간 동안의 음의 NAO 상태로 편향된 경향은 북반구에 대한 이러한 유형의 복원에서 일부 발견되며(Shindell et al., 2001b; Luterbacher et al., 2002, 2004; Stendel et al., 2006), 이런 경향은 1700년경의 북반구 대륙들에서의 냉각과 같은 다소 장기간의 지역적인 변화들에서의 태양강제력의 역할을 가능한 포함한다(Shindell et al., 2001b; 9.2.2절). 17세기에서 18세기 전반에 걸친 태양 복사량이 적었던 시기 동안의 ENSO 변동성의 변화에 대한 지시자들은 논쟁의 여지가 있다(예, D'Arrigo et al., 2005).

### 9.3.3.3 불확실성에 대한 다른 강제력과 소스들

위에서 논의된 강제된 불확실성들에 추가하여, 또다른 많은 불확실성들이 산업시대이전의 기후변화에 대한 이해에 영향을 주고 있다. 예를 들면, 육지 뒤덮임의 변화는 산업시대이전의 기후에 영향을 줄 수 있으며(Bertrand et al., 2002; Bauer et al., 2003), 일부 모델 모의결과에서 농경이전시대의 식물들이 현재의 식물들로 대체될 경우 북미와 유라시아의 주요 경작지역에 겨울과 여름철 동안 1-2°C의 지역적 냉각을 만들어낸다(Betts, 2001). 가장 큰, 인류에 의한 육지 뒤덮임의 변화는 삼림의 감소를 포함한다(2장). 삼림 감소의 가장 큰 규모는 북반구 온대지역에서 발생되어 왔다(Ramankutty and Foley, 1999; Goldewijk, 2001). 유럽은 1860년까지 농경지역의 약 80%를 제거하였으며, 반면에 북미에서의 삼림 제거의 약 절반이 1860년 이후에 발생하였는데(Betts, 2001), 주로 19세기 후반이다(Stendel et al., 2006). 지난 20년 동안, 토지이용의 변화에 의해 발생한 이산화탄소 유출은 열대지역 삼림 감소에 의해서 지배되어 왔다(7.3.2.1.2절). 기후모델 모의 결과들은 토지이용 변화의 영향이 반구 또는 전지구에 비해서 아마도 작으며, 자연적인 농경이전시대의 식물에 관하여 -0.02°C로(Betts, 2001), 1700년 이후로는 -0.1°C보다 작은 값으로(Stendel et al., 2006), 20세기에는 약 -0.05°C로 평가되며, 관측된 경향들에서 통계적으로 검출되기에는 너무 작은 값을 제시하였다(Matthews et al., 2004). 그러나 근래의 저자들은 육지 뒤덮

임 변화의 서로 다른 대표지역에 대한 민감도를 조사하였을 때, 1700년 이후에 -0.06°C에서 -0.22°C 사이의 더 큰 냉각 효과를 발견하였다.

해양 과정들과 대기-해양 상호작용은 또한 지난 천년시대 동안의 기후 전개에 대한 역할을 수행하였을 것이다(Delworth and Knutson, 2000; Weber et al., 2004; van der Schrier and Barkmeijer, 2005). 일반적으로 기후모델들은 태양복사 감소에 대한 반응에서의 해양 남북 역전 순환의 강도에 대한 증가 역제를 약화시킨다(Cubasch et al., 1997; Goosse and Renssen, 2004; Weber et al., 2004). 깊은 해양에 의한 열 아노말리 수송 및 저장에 기인하는 자연강제력의 지연 반응은 14-15세기경의 따뜻한 남부 해양을 설명하기 위해 제시되어 왔다(Goosse et al., 2004).

### 9.3.4 요약

외부강제력들에 대한 기후의 반응을 이해하기 위해서, 3차 평가보고서 이후로 고려할만한 진행이 수행되어 왔다. 홀로세 중기와 LGM 같은 기간은 지금은 미래 기후 모의에 사용될 기후모델들을 위한 척도로서 이용되고 있다(6장). 이런 기간들에 대한 기후복원 자료들과 기후모델을 강제하는데 사용되는 경계조건에는 고려해볼만한 불확실성이 여전히 남아있는 반면에, LGM과 홀로세 중기에서의 모의된 조건과 복원된 조건 사이의 비교자료는 모델이 온도와 강수 유형들의 다양한 모습들을 잡아내는 것을 증명해 준다. 이러한 연구는 또한 태양과 온실가스 강제력을 결정하는 것에 대한 해양과 식물의 피드백들의 역할들에 대한 이해를 증가시켜 준다. 더욱이, 이러한 기간 동안에 고기후의 경년 및 다중 10년 변동성에 대한 프록시 자료들이 여전히 큰 불확실성을 가지고 있음에도 불구하고, 외부강제력이 과거 기간동안 ENSO와 관련된 것과 같은 기후변동성에 영향을 미쳐왔다는 평가가 증가하고 있다.

과거 1천년 동안의 기후변동성 및 변화에 대한 이해와 원인들은 또한 3차 평가보고서 이후에 개선되어 왔다(IPCC, 2001). 크기 면에서 다소 불확실성이 남아있음에도 불구하고, 주요 기후 이벤트의 시간측정에 대해 모든 천년 복원 자료에 교차하여 일치점이 존재한다. 그럼에도 불구하고, 3차 평가보고서에 대한 것 보다 더 크고 더 많이 조사가 되었던 고기후로부터의 복원 자료의 모음은 20세기 후반 동안 북반구 평균온도가 과거 1300년 동안 어떠한 50년 기간들보다도 더 온난했을 것임을 가리킨다(6장). 외부강제력에 대한 반응을 평가하는데 사용된 모델과 강제된 복원 자료, 그리고 온도에 불확실성이 여전히 남아있음에도 불구하고, 사용가능

한 연구와 모델링, 그리고 다른 증거들이 화산과 가능한 태양강제력들이 과거 천년시대에 걸쳐 북반구 평균온도에 영향을 주고, 외부강제력들이 과거 시대의 10년 온도 변동성의 대부분을 설명해준다는 결론을 지지하고 있다. 또한 사용가능한 증거는 자연적인 강제력이 1700년 전후의 한랭 상태와 같은 각 시대들의 기후 상태에 영향을 줄 수 있음을 지적하고 있다. 온실가스 증가에 대한 기후의 반응이 기록들의 마지막에 의해서 프록시 복원 자료들에서 검출되어질 수 있다.

지난 천년시대 동안 외부강제력의 평가와 함께 유도된다면, AOGCM들은 강제하는 복원 자료와 프록시 기후 복원 자료들, 그리고 모델들에 있어서 신뢰도를 증가시키면서, (불확실성을 제공하는) 프록시 복원 자료들과 대부분 일치하는 각 반구의 평균온도의 변화를 모의한다. 게다가 강제력에 의해 설명되지 않는 프록시 기후 복원 자료들의 나머지 변동성들은 AOGCM이 모의한 내부변동성과 대부분 일치하고 있다. 종합적으로, 지난 천년시대의 온도 변화에 대한 영향은 계기관측 시대의 기후변화에 대한 이해와 대부분 일치한다.

## 9.4 산업시기 동안 기온변화의 이해

### 9.4.1 전구규모에서 표면온도변화

#### 9.4.1.1 관측된 변화

3차 평가보고서 이후 추가된 6년간의 기온 관측에서 지표면 근처의 온난화가 계속되고 있음을 보여주었다. 3차 평가보고서 이후 매년의 전지구 연평균기온은 계기관측이 시작된 이래 가장 온난했던 10년에 속한 해들이었다. 대륙 및 해수면 평균한 전구 평균기온은 계기관측 초기 50년(1850-1899)과 최근 5년(2001-2005)사이에  $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$  상승했다(3장; 최근 100년간(1906-2005) 전구평균기온은  $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$  상승했다). 최근 50년간의 온난화율은 최근 100년의 거의 두 배에 달했다(각각의 10년당 온난화율  $0.13^{\circ}\text{C} \pm 0.03^{\circ}\text{C}$  대  $0.07^{\circ}\text{C} \pm 0.02^{\circ}\text{C}$ ). 3차 평가보고서에서 이용 가능했던 것보다 더 많은 수의 과거 자료로부터 구축한 프록시들은 최근 500년에서 다른 어떠한 50년 기간보다 20세기 후반기동안 북반구 평균기온이 더 따뜻해진 것을 나타내었으며 과거 1300년 동안 가장 온난했던 시기였다. 전구 평균기온은 오직 온실가스 농도 증가에 인한 강제력에 영향을 받기 받지 않던 간에 1900년대 이후에 꾸준히 상승하지 않았다(주., 자연변동성과 그 이외의 다른 강제력이 역할을 가지지 않는다면 2장의 9.2.1절 참조). 또한 지표 근처에서의 온도 상승은 최근 30년보다 더 이전에 뚜렷한 경향성을 보

이지 않는 20세기 초반 동안에 수 십년에 걸쳐 발생하였다. 1970년대 중반 이후, 대륙 지역은 양 반구에서 해양보다 더 빠른 온난화가 진행되었으며 이 시기 동안 남반구 지역의 온난화는 북반구보다 더 작은 경향성을 나타냈다. 반면에 20세기 초의 온난화율은 대륙과 해양에 걸쳐 비슷한 경향을 보였다.

#### 9.4.1.2. 20세기의 모의

훨씬 더 많은 결합 다양성에서 더 많은 강제력의 다양성을 포함하여 3차 평가보고서 사용할 수 있는 것 보다 훨씬 더 많은 수의 전구 표면의 계기관측 기록 기간에 대한 AOGCM의 기후모의 능력이 있다. 이러한 모의성은 여러 가지 기후민감도와 해양 열의 흡수율, 강제력의 규모 및 종류를 가진 모델들을 사용했다. 그림 9.5는 모의들이 인위적 강제력, 온실가스 농도 증가와 에어러솔 영향과 자연적 외부강제력을 포함하는데, 이는 관측 기온의 일관된 설명을 제시하고, 반면에 모사들은 단지 자연적 강제력만을 포함하고 지난 30년에 걸쳐 관측된 온난화를 모사하지는 않는다. 다양한 강제력들은 이러한 모사들에서 이용된다. 예를 들어, 어떤 인위적으로 강제된 모사들은 황산염 에어러솔의 직, 간접적인 효과 모두를 포함하지만, 다른 것들은 단지 직접적 효과만을 포함하고, 모델에서 계산된 에어러솔 강제력은 물리적 표현의 차이로 인해 다른 면을 보인다. 유사하게, 대류권과 성층권 오존 변화의 효과는 일부 모의들을 포함하지만 다른 것은 그렇지 않다. 일부 모의들은 탄소성 에어러솔 및 토지이용 변화들의 효과를 포함하지만 자연적으로 강제된 모의들은 태양과 화산강제력 변화의 여러 설명들을 포함한다. 이러한 부가적인 불확실성에도 불구하고, 인위적 강제력을 가진 모의들과 그렇지 않은 것들 간에 분명한 구분이 그림 9.5에 나타난다.

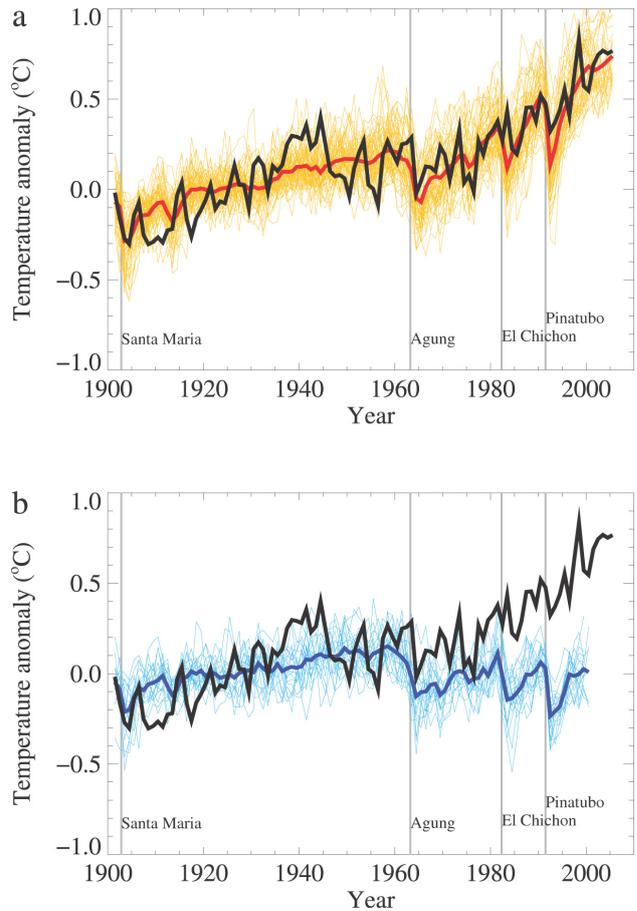
다중-십년 시간의 전구 평균 및 반구 규모에서의 온도는 외부강제력에 크게 영향을 받는다. 이러한 외부 영향력은 동일한 강제력(인위적 또는 자연적이든 상관없이)을 가진 모델 모의들의 앙상블로서 설명된다. 그러한 멤버들은 다중-십년 시간 규모에서 전구 평균 기온과 아주 유사한 모의를 나타낸다. 더 큰 연변동성은 20세기 앙상블 평균모델 모의에서 더 큰 관측치로 나타난다. 왜냐하면 과정을 평균한 앙상블은 모델에서 모의된 자연적 내부 연변동성의 많은 부분을 제거하기 때문이다. 각 모의치들의 연변동성은 그림 9.5에서 명백하게 나타나는데, 현재 모델들은 일반적으로 대규모 자연적인 내부변동성을 잘 모의한다. 또한 더 짧은 시간 규모에서 화산 폭발과 관련한 냉각도 모의한다. 9.4.1.3은 지표 근처 온도 관측과 모의의 변동성을 추정하는 것이다.

기후모델은 인위적인 강제력을 포함시킬 때 단지 20세기에 관측한 전구 평균 기온변화만을 재생산할 수 있다. 그리고, 기후모델에서 인위적인 강제력을 배제시켰을 때 이를 생산할 수 없다. 이러한 사실은 전구 기후에서 인간의 영향에 대한 증거를 나타낸 것이다. 더 많은 증거는 기온변화의 공간 패턴으로 제시된다. 그림 9.6은 전구를 대상으로 관측된 지표 근처의 기온경향(맨 윗줄)과 인위적 및 자연강제력을 포함한 기후모델로 모의한 것(두 번째 줄), 자연강제력만을 포함한 기후모델로 모의한 것(두 번째 줄)을 비교한 그림이다. 20세기 관측된 기온경향은 미국 남동부, 북대서양 북부, 아프리카와 남미에서 값이 존재하지 않는 곳을 제외하면 거의 모든 곳에서 온난화를 나타내고 있다. 그러한 온난화 패턴은 내부적 기후변동성의 알려진 모드와 연관되어 있지 않다. 예를 들면, 엘니뇨 또는 엘니뇨와 같은 십년 변동성은 종종 연평균 기온의 상승의 결과를 나타나게 하지만, 그러한 온난화와 연관된 공간 패턴은 북태평양과 남태평양의 냉각화를 동반하여 더 복잡하다. 대조적으로, 기후모델 모의의 경향은 인위적 및 자연강제력을 포함하는데 이는 관측된 것과 공간적으로 거의 동일한 온난화 패턴을 보여준다. 단지 자연적인 강제력만을 포함했을 때, 관측에서 나타난 온난화의 대체적인 발전과 모델로 모의한 온난화 간에 매우 큰 유사성이 있다(그림 9.6 세 번째 줄). 그림 9.6(네 번째 줄)은 인위적 강제력을 포함하고 인위적 강제력을 배제시켰을 때 재생산 할 수 없는 기후모델이 1901-2005년과 1979-2005년에 걸쳐 수평 평균한 지표 근처 온도 경향의 관측 패턴만 재생산할 수 있는 것을 나타낸다. 고위도보다 저위도에서 온난화가 덜하다더라도 저위도에서 내부적인 변동성이 덜하고 인위적 강제력을 포함 및 포함하지 않은 기후 모의치의 더 큰 차이를 보여주게 된다.

기후 모의치는 1970년대 이후 관측된 전구 평균 온난화가 단지 모델이 인위적 강제력을 포함하는 외부강제력의 결합에 강제되었을 때 재생산될 수 있는 것을 일관적으로 보여준다(그림 9.5). 이러한 결과는 여러 다양한 인위적 강제력에도 불구하고 나타나며 이러한 모델에 포함되어 진행된다. 모든 경우에서, 잘 혼합된 온실가스로부터 강제력에 대한 반응은 모델에서 인위적 온난화를 지배한다. 단독으로 자연강제력만 이용한 어떠한 기후모델도 20세기 후반에 관측된 전구 온난화 경향을 재생산하지 않는다. 그러므로, 모델링 연구는 20세기 말 온난화가 구체적인 탐지 및 원인규명 방법에 의존하는 연구들에 의해 확립되어 밝혀져서 원래의 자연적인 원인보다 인위적인 요인이 훨씬 클 것이라고 제시하였다.

또한, 비록 태양강제력이 더 중요하고 반면에 다른 연구들에서는 화산 폭발에 의한 강제력 또는 내부적 변동성이

더 중요했을 수 있다는 일부 연구들과 같이 영향을 미치는 강제력의 차이가 있다고 추정할 수도 있지만 모델링 연구들은 인위적 및 자연강제력 모두 고려된 때인 20세기 초반부 동안의 관측치와 비교적 잘 일치한다. 단지 온실가스 강제력만을 포함하는 모의치와 황산염 에어러솔의 냉각 효과를 포함하는 모의치 간의 차이는 1950-1970년 사이에 온실가스 농도 증가에도 불구하고, 황산염 에어러솔의 냉각 효과가 온난화를 일부 저지시킨 것으로 생각할 수 있다. 대조적으로,



**그림 9.5.** 관측(검은색)으로부터의 전구 평균 표면온도 아노말리(°C)로 나타낸 인위적 및 자연적 강제력 모두를 고려한 AOGCM 모의간의 비교(a)와 자연적 강제력만을 나타낸 것(b). 모든 자료들은 1901년에서 1950년까지 기간에 대한 전구 평균 기온 아노말리로 나타냈으며 관측(검은색, Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set(HadCRUT3); Brohan et al., 2006)(a)는 인위적 및 자연적 강제력 모두를 고려한 14개 모델에서 생산된 58개 모의치들로부터 얻어졌다. 다중 모델 앙상블 평균은 두꺼운 적색 선으로 나타났고 각각의 모의는 얇은 노란색 선으로 나타냈다. 회색의 수직 선은 주요 화산활동의 시점들 나타낸 것이다. 그러한 모의치들은 2005년 이전까지 모의되어 있으며 이는 여기서 이용할 수 있는 각각의 20세기 모의로부터 계속 되어온 방출 시나리오에 대한 IPCC 특별 보고서(SRES) A1B 시나리오 모의들의 초기 일부 해들을 사용하여 2005년까지 연장된 것이다.(b)에서 모의된 전구 평균 기온 아노말리는 오직 자연적 강제력만을 고려한 5개 모델로 생산된 19개 모의로부터 나온 것이다. 다중 모델 앙상블 평균은 두꺼운 청색 선으로 나타나고 각각의 모의는 얇은 청색 선으로 나타난다. 모의는 그것들의 조정 모의치들에서 과도한 편향성을 보이지 않았다(세기마다 0.2°C 이하). 관측치에 대응하는 범위에서 각각의 모의는 표본화 되었다.

Nagasima et.al.(2006)은 탄소성 에어러솔은 20세기 중반에 지표 근처 기온의 관측된 변화를 통계적으로 일정한 표현을 제시하기 위하여 MIROC 모델을 요구한다. 모델은 중세 시대의 냉각화를 일부 지역에서 모의하고 이는 바이오매스 연소와 관련된 유기물과 검댕의 지역적 규모의 음의 복사강제력에 의한 모델에서 나타난다. 대서양 다중-십년 진동의 변동성은 계기관측 시대 동안 전구 및 반구 평균 기온상승의 일부를 설명할 수 있다. Knight et. al.(2005)는 대서양 다중-십년 진동의 변동성은 북반구의 10년 평균 기온이 0.2°C의 최고-최저치의 변화를 나타낼 수 있음을 추정하였다.

9.4.1.3. 관측과 모델에 의한 기온변동성

그림 9.5a에서 관측과 모델 수행된 변동성의 변동에 의해 설명될 수 있음에 따라 대부분 최근 모델에 의해 모의된 전구 평균 기온의 연변동성은 관측치로 적절하게 비교한다. 모델에 의해 나타난 변화성에 인한 더 정량적인 값은 전구 평균 기온에 대한 관측값과 모델값의 파워스펙트럼 비교로 나타낼 수 있다. 그림 9.7은 관측의 파워스펙트럼과 계기관측 기간의 일시적인 모의들의 파워스펙트럼을 비교한 것이다.

이는 모델의 장기간의 수행치로부터 추정된 변동성과 관측된 변동성을 비교하기 위한 것을 피하는 것이다. 그리고 이는 관측이 간순 선형 경향성을 빼서 확실히 제거할 수 없는 외부강제력에 대한 대응성을 포함하는 것이기 때문에 어렵다. 고려된 모의들은 인위적 및 자연강제력 모두를 포함하고 PCMDI의 MMD 결합 모델 모의치에서 대부분의 20세기 기후를 포함한다. 그림 9.7은 모델이 전구 규모에서 분산을 가지는 것을 보여주며 탐지 및 원인규명에 대해 중요한 10년내 시간규모에서 10년에 대해 5%의 유의수준에서 관측된 분산이 일관적이다. 그림 9.8은 또한 비록 모델 불확실성이 대륙보다 더 작은 규모들에서 더 크지만 이러한 것이 대륙 규모에서 일반적인 경우임을 보여준다.

강제력에 의해 설명되지 않은 잔차 변동성이 내부변동성의 추정과 일치하든지 간에 탐지와 원인규명 연구들은 정기

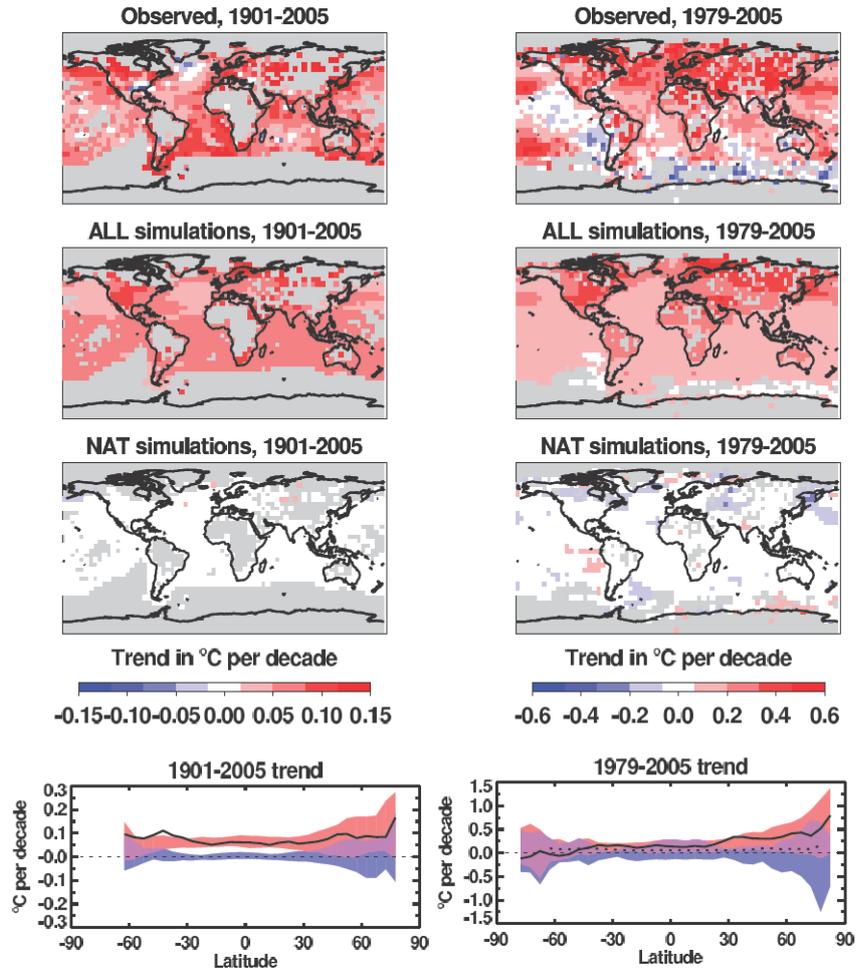
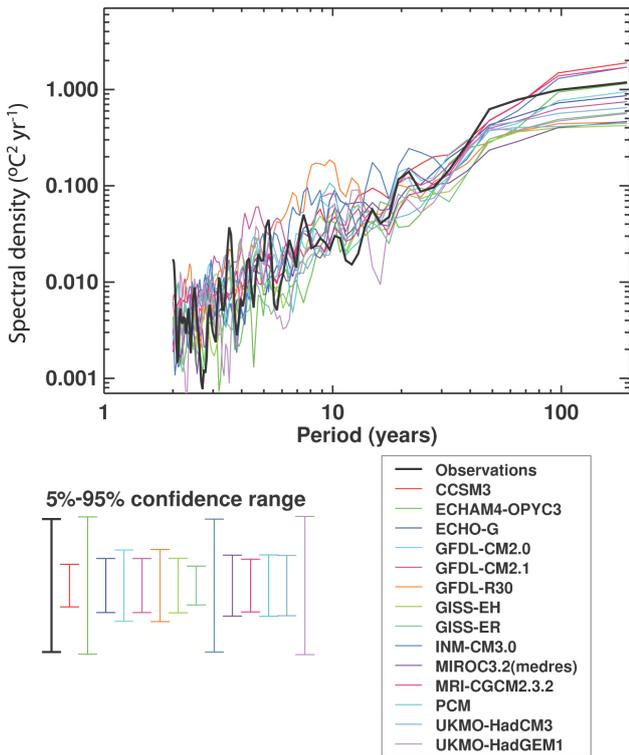


그림 9.6. 관측 기록(Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set(HadCRUT3))으로부터 전지구 연 평균 기온의 시간 규모의 작용으로서 변동성의 비교를 위해 Broha et al.(2006)과 인위적 및 자연적 강제력 모두를 포함한 AOGCM 모의를 나타내었다. 모든 파워 스펙트럼은 97년 범위의 Tukey-Hanning 필터를 사용하여 추정되었다. 나타난 모델 스펙트럼은 각각의 앙상블 멤버들로부터 추정된 각각의 스펙트럼의 평균이다. 동일한 58개 모의들과 14개 모델들은 그림 9.5a에서 사용된다. 모델 모델들은 10년 규모 및 그보다 더 긴 규모에서 변동성을 모의하고 10% 유의수준에서 관측치와 동일하다.

적으로 수행된다. 게다가, 강제력에 의해 설명되지 않는 고기후 복원의 변동성은 모델에서 그러한 것보다 더 강하다. 그리고 지난 1천년간의 모의들은 복원에서의 변동성과 유사한 것을 보여준다. 8장은 변동성에서 주요 모드의 모의와 모델에 의해 모의된 그것들의 범위를 논의하였다(10년 내 시간 규모에서 10년을 포함하는).

9.4.1.4 온실가스의 영향과 전구 표면온도에서 총 인위적 강제력

3차 평가보고서 이후, 장기 관측 기록, 향상된 모델과 더 강력한 신호 대 잡음비에 기초한 수많은 연구들은 계기관측 기록에서 인위적인 신호 탐지에서 확신성이 증가하였다. 많은 탐지와 원인규명 연구들은 현재 3차 평가보고서에서 이용 가능한 것보다 더 많아졌고 이러한 것들은 이전 연구들



**그림 9.7.** 그림 9.7처럼, 대륙 평균 기온만을 나타낸 것이다. 스펙트럼은 그림 9.7처럼 동일한 방법으로 계산된다. 모델은 10년 규모 및 그보다 더 긴 규모의 변동성을 모의하고 남미의 두 개 모델과 아시아의 5개 모델, 호주의 2개 모델을 제외하고 모든 경우에서 관측치와 일치한다.

보다 더 최근의 기후자료를 이용하였으며 수많은 인위적 및 자연적 강제력 모두 더 정교하게 처리한 훨씬 더 다양한 기후모의들을 이용하였다.

지문 연구는 기후모델로부터 추정된 기후변화 시그널을 사용한다. 관측된 온난화에 대하여 인위적 기여의 탐지는 모델 불확실성, 강제력 불확실성, 분석 기법의 광범위한 범위의 결과를 설명한다. 이러한 연구들은 모의와 관측된 전구 평균 기온변화 간의 일치가 결과적으로 우연일 수 있다. 이는 매우 큰(또는 매우 작은) 음의 에어러솔 강제력 또는 태양 변화에 의한 매우 작은(또는 매우 큰) 온난화와 매우 큰(또는 매우 작은) 모델 민감도를 들 수 있다. 다중-시그널 탐지 및 원인규명 분석은 그러한 일치성에 의존하지 않는다. 왜냐하면 그것들은 모델로 추정된 반응 패턴과 잡음 감소 수준을 사용하지만 관측으로부터 그것들의 폭을 결정하여 개별 강제력에 대한 반응과 관련한 관측된 기온변화를 설명하는 것을 요구하기 때문이다. 9.2.2.1절에서 논의한 것처럼, 이러한 접근 방법은 관측에서 그것들의 효과를 분리하는 강제력에 대한 시·공간적 반응의 차이를 이용하는 것이다.

3차 평가보고서 이후, 관측된 온난화에 대한 온실가스 기여를 정량화하는 것과 에어러솔의 냉각 효과와 같은 인위적

요인과 화산 폭발 및 태양복사의 변화와 같은 자연적 요인들로부터 이러한 기여를 설명하는 것을 강조하는 것이 증가되었다.

네 가지 다른 모델을 사용한 결과들의 비교는 관측된 온난화에 대한 주요 온실 온난화 기여도의 강력한 증명을 보였다. 즉, 에어러솔에 의해 지배된 그 시기에 걸쳐 다른 인위적인 강제력으로부터 주요한 순 냉각을 보인 최근 50년에 걸쳐 관측된 온난화보다 더 크다. Stott et al.(2006c)는 UKMO-HadCM3, PCM, GFDL R30모델을 이용하여 얻어진 20세기의 결과들을 비교하였다. 그들은 0.1°C에서 0.7°C의 에어러솔 냉각 효과와 관련된 인위적인 요인과 한 세기 동안 -0.1°C에서 0.1°C의 작은 기여를 가지는 자연적 요인들로 인해 상쇄된 0.6°C에서 1.3°C(5%에서 95%)의 세기 말과 세기 초의 기온 차이로 표현된 온난화에 기여할 수 있는 온실가스에 대해 일관적인 추정치를 나타냈다. 3가지 강제력에 대한 모델 반응의 변환 요소가 그림 9.9a에 나타났다. MIROC3.2 모델에 대한 유사한 분석(표 8.1 참조)은 다른 인위적 요인과 매우 작은 자연적 순 기여로부터 0.6°C에서 0.8°C의 냉각화로 1.2°C에서 1.5°C의 온실가스로부터의 다소 큰 온난화 기여도를 밝혔다(그림 9.9b). 모든 경우에서, 최근 15년간 온실가스에 기인한 온난화는 20세기의 최근 50년간 관측된 온난화보다 더 크다(그림 9.9c).

온실가스 시그널의 탐지 및 추정에는 모델 불확실성에 대해 더 완전하게 설명한다. 3가지 모델로부터 결과를 결합한 것과 이러한 3개 모델의 반응의 불확실성을 통합한 분석은 온실가스들이 1950년에서 1999년에 더 온난해지게 만들 원인이었음을 각각의 모델 결과들이 뒷받침해주었다. 이러한 결과들은 초기의 분석 결과와 일치하며, 5개 모델로부터 평균 반응 패턴을 계산하였고 모델 불확실성의 더 단순한 추정을 포함하였다(장기간의 모델 수행으로 추정된 변동성의 재계산으로 얻어졌다. 그러므로 모델 내부의 불확실성은 내부 변동성과 같은 동일한 공분산 구조를 가진다는 것을 가정한다; Gillett et al., 2002c). Gillett et al.(2002c)와 Huntingford et al.(2006)은 내부 모델의 차이가 불확실성 탐지 및 원인규명을 크게 증가시키지 않으며, 평균한 지문들은 탐지 결과들을 향상시킨다.

대규모의 인위적인 시그널은 완전한 다중 시그널 탐지 및 원인규명 분석에 대해 필요한 각각의 강제력에 대한 반응들을 직접적인 추정이 요구되는 전체 범위의 모의치를 갖지 않는 광범위한 기후모델에서 발견된다(Stone et al., 2007a,b). 이러한 경우에서, 각각의 강제력에 대응하는 모델 패턴의 추정은 각각의 강제력에 대한 전구 평균의 시간 독립적 반응성을 규명하기 위하여 모든 강제력에 대한 평균 결합 모델

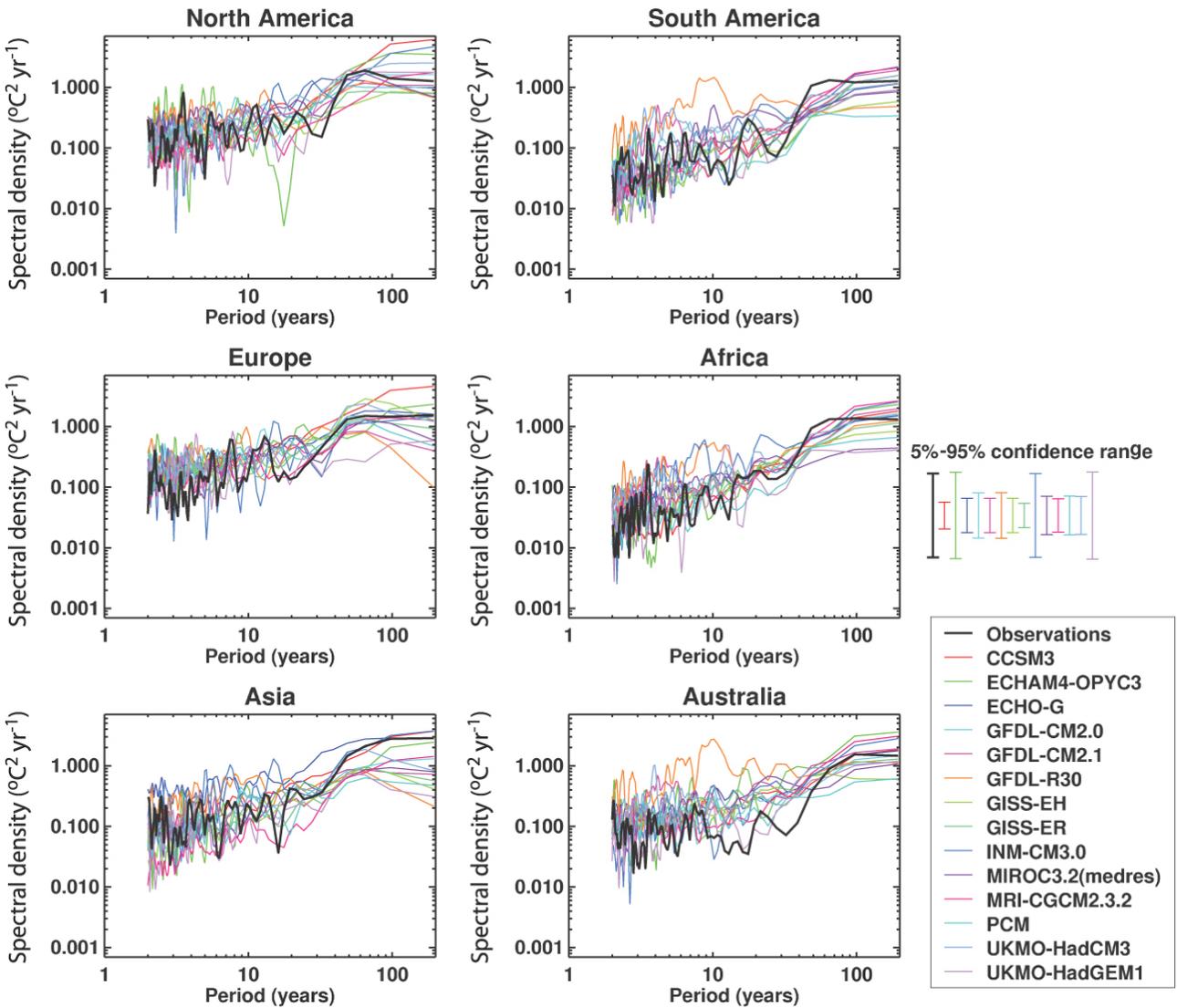
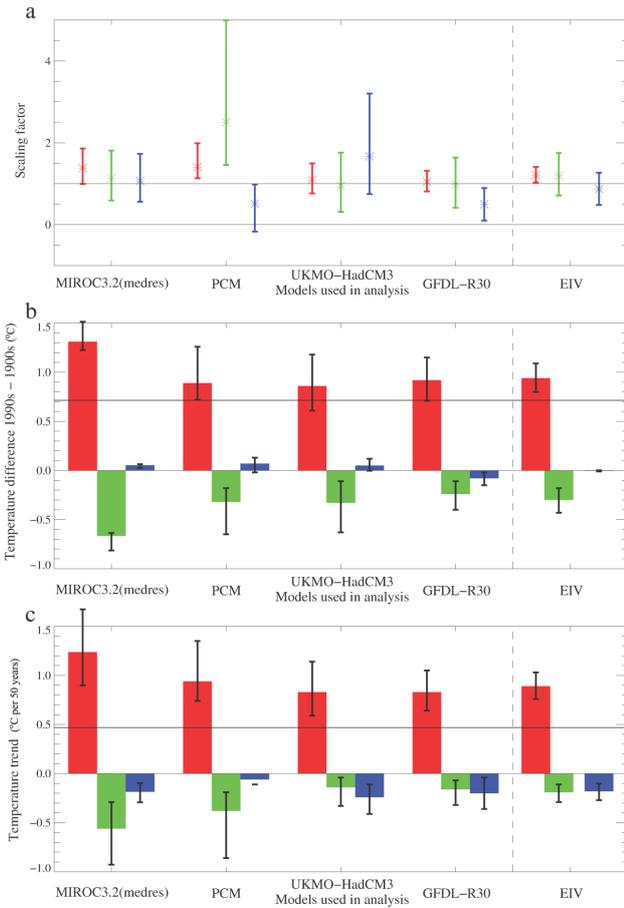


그림 9.8. 그림 9.7처럼, 대륙 평균 기온만을 나타낸 것이다. 스펙트럼은 그림 9.7처럼 동일한 방법으로 계산된다. 모델은 10년 규모 및 그보다 더 긴 규모의 변동성을 모의하고 남미의 두 개 모델과 아시아의 5개 모델, 호주의 2개 모델을 제외하고 모든 경우에서 관측치와 일치한다.

반응성에 대하여 일련의 EBM에 적합한지에 의해 규명될 수 있다. 이러한 시간 시그널은 탐지 방법을 사용한 관측으로부터 추정될 수 있다(Stone et al., 2007a,b). 1901에서 2005년 기온변화의 일시적인 모의를 나타내었던 13개 다른 기후모델들을 적용했을 때 Stone et al.(2007a)는 이 시기에서 온난화가 온실가스 모델에서 대규모로 탐지되었음을 밝혀냈다. 비록 여러 강제력에 기인하여 규명할 수 있는 기온변화는 시·공간 패턴을 고려하였을 때보다 더 크다. 관측에 대하여 EBM을 조정하고, 내부변동성을 추정하기 위해 AOGCM 단독으로 사용함에 있어서, Stone과 Allen(2005b)는 1900년에서 2004년에 화산과 태양강제력의 효과는 아니지만, 관측된 온실가스와 대류권 황산염 에어러솔의 효과를 탐지하였다. 인위적 시그널 탐지는 여러 가지 방법들을 사용하여 강력해졌다. 예를 들어, 베이지안 탐지 분석은 지표 근처 기온변

화에 미치는 인간의 영향을 잘 탐지한다. 이러한 연구들에서, 베이즈 요인들(홀수가 나온 다음과 전의 비)은 경합하는 가정들을 뒷받침하여 증거를 추정하기 위해 사용되었다. 7개 기후모델의 베이지안 분석 및 MMD 20C3M의 모의의 베이지안 분석은 인위적인 강제력의 영향에 대한 결정적인 증거를 밝혔다. Lee et al.(2005)는 Berliner et al.(2000)에 의해 제시된 방법을 이용하여, 1900년에서 1949년에 시작하여 1950년에서 1999년까지 여러 50년 동안의 관측에서 CGCM1과 CGCM2로부터 추정된, 통합된 온실가스와 황산염 에어러솔 시그널의 존재에 대한 증거를 평가하였다. 매우 강력한 증거가 이전 분포의 선택없이 20세기의 절반들 모두의 기간에서 강제된 반응성의 탐지를 밝혀내었다. 하지만, 원인규명에 대한 증거는 관측된 자료가 인위적 시그널 규모에서 과거에 규모가 작았던 불확실성을 좁히게 하는 범위에 기초한



**그림 9.9.** ‘최적의 탐지 분석에 기초하여(Appendix 9.A), 관측된 전지구 평균 표면온도에 대한 온실가스(적색), 다른 인위적(녹색)성분, 자연적(청색)성분의 추정된 기여도(a)는 20세기에 걸친 분석에 기초한 규모화 요인(무한)에 대한 5에서 95%의 불확실성,(b)는 1990년에서 1990년 평균 기온과 1900년에서 1909년 평균 기온(c) 간의 차이로 표현된 20세기 기온변화에 대해 강제된 변화의 추정된 기여도,(c)는 1950년에서 1999년 동안 기온경향성에 대해 추정된 기여도이다.(b)와(c)의 검은 수평선은 Hadley Centre/Climatic Research Unit의 격자 표면 온도 자료(HadCRUT2v; Parker et al., 2004)에서 관측된 기온변화를 나타낸다. 각각의 강제력을 포함하는 모의의 앙상블로부터 최소 제곱 알고리즘(Allen and Stott, 2003)을 사용한 시-공간 최적 탐지 분석의 결과(Nozawa et al., 2005; Stott et al., 2006c)가 MIROC3.2(medres), PCM, UKMO-HadCM3 and GFDL-R30 네 가지 모델에서 나타났다. 또한, ‘EIV’는 각각의 세가지 강제력에 대한 3가지 모델(PCM, UKMO-HadCM3 and GFDL-R30)으로부터 통합된 시-공간 반응성 패턴을 사용하여 최적 탐지 분석을 나타낸 것이다. 그러므로 내부-모델 불확실성을 통합한 것이다(Huntingford et al., 2006).

접근 방법에 기초하고 있다. Lee et al.(2005)가 강력해진 인위적 시그널에 따라 다음 20년 내에 나타날 수 있는 그들의 접근 방법을 정의함에 따라 원인규명에 대한 강력한 증거를 추정하였어도 그 증거는 아주 강력한 것으로 밝혀지지 않았다.

더 많은 연구에서, 인위적 강제력이 10년의 전구 규모 기온변화의 예측성을 강화시켰던 아닌건 간에 Lee et al.(2006)은 강제력과 관련된 예측성의 강화는 20세기 기후에서 그것의 역할의 더 많은 표식들을 제공해 줄 것이라 하였다. 황산

염 에어러솔 강제력을 가지고 20세기에 앙상블 모의를 이용하여, 그들은 1930-1939년을 시작으로 각 10년마다 평균 이상 기온의 확률 예측을 한 Lee et al.(2005)의 방법과 유사하게 베이저안 기법을 이용하였다. 여기서 ‘평균’은 과거 30년의 평균 기온으로 정의되었다. 이러한 확률 예측속련도의 기준 척도와 전구 평균 기온 아노말리의 하인드캐스트에 대한 신뢰성 범위에 의하여 하인드캐스트는 그것들의 Brier skill scores에 의해 설명됨에 따라 20세기 중 최근 20년 동안 속련됨을 보였다(그림 9.10). 이는 온실가스 강제력이 20세기 말에 10년 기온변화의 예측성에 기여함을 나타낸다.

분석의 또 다른 형태는 관측된 반구 기온의 지연된 공분산 구조의 Granger 인과 분석이다. 그것은 또한 인위적 시그널에 대한 증거를 제시하여 준다. 그러한 증거가 기후모델로부터 부가 정보 없이 그것 자신에 대해 확실하지는 않을 것이다. 일관적으로, 신경망 모델은 인위적 강제력이 고려되지 않았다면 1860년에서 2000년 까지 관측된 기온 기록을 복원할 수 없을 것이다(Pasini et al., 2006). 게다가, 복원된 기온의 범위로부터 분석된 것처럼 북반구 평균 기온의 장기간의 지속성에 대한 최근 기후변화의 추정은 복원의 사용 없이 최근의 온난화가 단독으로 자연적 요인에 의해서 설명될 수 있는 것이 아님을 제시하였다. 유사하게, Fomby와 Vogelsang (2002)는 일련의 상관성 효과를 설명하는 경향성의 검증을 이용하여 20세기 동안의 전구 평균 기온 증가가 자연적 기후변동이 강력한 일련의 상관성을 가지는 것을 고려한다 하더라도 통계적으로 유의함을 밝혔다.

#### 9.4.1.5 다른 인위적 및 자연적 강제력의 영향

에어러솔이 지배적인 다른 인위적 요인들에 기인한 주요 냉각화는 광범위한 탐지 분석중 가장 주된 형태이다. 이러한 분석은 단독적인 온실가스로 20세기 중 최근 50년에 걸쳐 관측된 온난화보다 더 크게 발생시킬 요인이 될 것임을 나타내고 있다. 자연적 및 다른 인위적 요인들, 특히, 잘 혼합된 온실가스의 그것과 관련 있는 대기에서 매우 짧은 잔존 시간을 가지는 에어러솔 같은 냉각 효과에 의해 일부 온난화가 상쇄되기도 한다(Schwartz, 1993). 에어러솔 지문을 인지하는 주요 요인과 온실 온난화에 반작용 역할을 하는 에어러솔 냉각화의 양은 반구 기온이 서로 대비적으로 나타나는 시간에 따른 변화이다. 그리고 이는 해양 지역이 더 많은 남반구의 더 큰 열적 관성력 뿐만 아니라 두 반구의 에어러솔 강제력의 서로 다른 변화에 의해 영향을 받는다(Santer et al., 1996b,c; Hegerl et al., 2001; Stott et al., 2006c). 기온반응성의 지역 및 계절적 측면은 에어러솔 반응으로부터 온실가스 증가에 대한 더 큰 반응성을 설명하는 데 도움이 될 것

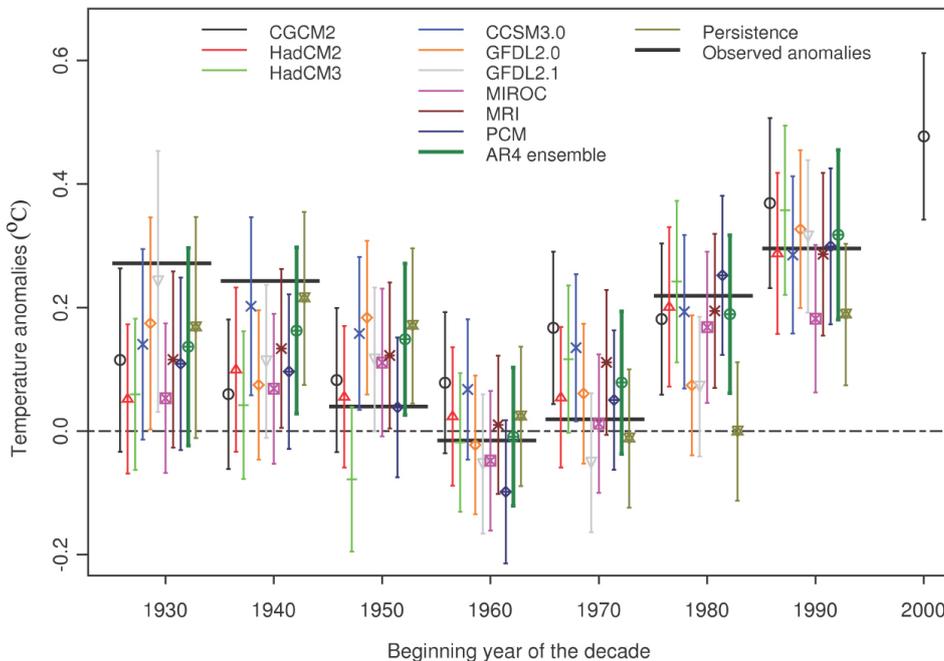
이다(Ramanathan et al., 2005; Nagashima et al.,2006).

인위적 강제력의 중요성 및 기여도에 대한 결과는 서로 다른 접근 방법들에 따라 다른 온실가스의 경우보다 변화가 더 크다. 예를 들어, 베이지안 분석은 그들이 에어러솔 효과에 대해 발견한 증거에 관한 것과 다르다. 예를 들어, Schnur와 Hasselman(2005)는 에어러솔 영향에 대한 결정적인 증거를 발견하지 못했다. 그들은 이러한 것이 에어러솔에 대한 반응성의 불확실성에 대한 모델링의 고려에 기인할 수 있음을 가정했다. 그러나 황산염 에어러솔의 분명한 탐지를 발견한 불확실성에 대한 모델링을 포함하는 빈도 방법을 사용한 다른 두 연구들은, 다중 모델의 사용이 불확실성을 감소시키고, 황산염 에어러솔 효과의 탐지를 향상시키는데 도움을 줄 것이라고 제시하였다(Gillett et al., 2002c; Huntingford et al., 2006). 유사하게, 1900년에서 1996년까지 반구 평균 기온의 베이지안 연구는 에어러솔 냉각 효과에 대한 결정적인 증거를 발견하였다(Smith et al., 2003). 다중 시그널 접근 방법에 미치는 황산염 에어러솔 영향 탐지에 대한 방법들의 차이들은 Gillett et al.(2002a)에 의해 나타난 것으로 적용된 특징 차이(Tett et al.(1999)의 시공간 분석 대 Hegerl et

al.(1997, 2000)의 공간 분석)들을 반영할 수 있다.

최근의 추정(그림 9.9)은 태양과 화산강제력의 결합된 효과로부터 작은 순 냉각화를 고려한 20세기 후반의 전구 평균 기온상승에 대한 자연적 강제력의 상대적으로 작은 통합 효과를 나타낸 것이다. 결합 모델들은 온실가스 강제력(Cubasch et al., 1997; Broccoli et al., 2003; Meehl et al., 2004)보다 태양강제력 단독에 대한 반응성에서 20세기에 걸친 온난화보다 훨씬 덜 모의하였다(2장). 여러 연구들은 태양 및 화산강제력 각각의 기여도 추정을 시도하였다. 그러므로 과정에 기인한 관측의 태양 반응성 강화의 가능성 발생은 모델에서 설명하지 않는다. 관측에서 태양 및 다른 강제력에 대한 반응성을 구분하려는 최적의 탐지 연구들은 과거 태양강제력의 전체 규모에서 큰 오차를 설명할 수 있고 반응성의 시-공간 패턴을 규모화함에 의해 불확실성이 남아있게 된다(9.2.2.1절). 그러한 방법을 사용하여, Tett et al.(1999)는 Hoyt와 Schatten(1993)에 의한 태양강제력 복원을 사용하였을 때도 20세기 후반의 인위적인 순 온난화가 발생한 태양의 온난화보다 훨씬 더 컸다는 사실을 추정했으며 이는 최근 복원된 것보다 시간에 따라 더 커진 태양강제력

Change in global mean temperature relative to the previous three decades



**그림 9.10.** 각 10년에 대하여 관측과 하인드캐스트의 이전에 설명했던 30년에 관한 10년 표면온도 아노말리를 표현한 것이다. 관측 아노말리는 검은색 수평선으로 나타났다. 하인드캐스트 10년 아노말리와 그것들의 불확실성(5에서 95% 신뢰 범위)은 수직선으로 표현되었다. 하인드캐스트는 시간적 외부강제력에 대해 추정된 반응성을 사용한 베이지안 탐지 분석에 기초하였다. CGCM2, HadCM2(3차 평가보고서 표 8.1 참조)와 HadCM3(이번 보고서 표 8.1을 볼 것)로 생산된 하인드캐스트는 단지 인위적 강제력(범례의 왼쪽)에 대해 추정된 반응성을 사용하였고 반면에 그러한 것은 인위적 및 자연적 강제력을 사용한 MMD 20C3M 모델을 선택하여 생산되었다(범례의 중간 컬럼의 모델 설명은 표 8.1 참조). 선택된 20C3M 모델들의 앙상블 평균으로 생산된 하인드캐스트는 두꺼운 녹색 선으로 나타났다. 이전 10년에서 지속한 아노말리에 기초한 하인드캐스트가 또한 제시되었다. 하인드캐스트는 1950년 이후부터 관측과 잘 일치한다. 1930년대와 1940년대 10년에 대한 하인드캐스트는 과정에 매우 민감하다. 캐나다 기후모델링 센터와 결합된 지구 기후모델 분석(CGCM2)에서 수행된 모의에 기초한 1970년에서 1999년 기후값에 대한 2000년에서 2009년 10년간 전지구 평균 아노말리에 대한 예측이 나타나 있다(Lee et al., 2006).

과 서로 다른 온난화의 진전을 설명하였다(2.7.1절). 하지만 서로 다른 모델이지만 동일한 태양 복원을 사용한 Stott et al.(2003b)는 태양강제력이 태양 및 온실 강제력 간에 대한 반응 패턴을 설명하기가 어려움에 따라 20세기에 온실가스 강제력보다 더 큰 원인이 되었다는 발생 가능성을 완전히 제거할 수 없었다. 이는 Lean et al.(1995)의 다른 복원 대안에 기초한 태양강제력에 대한 반응성을 사용하였을 때의 경우는 아니었다. 그들은 태양으로 인한 온난화가 1950년 이후 온실가스 온난화보다 더 컸을 수 있는 발생 가능성(약 10%에 대비되는 1%보다 더 작음)이 아주 작음을 발견하였다. 최근 태양강제력 구축은 Lean et al.(1995)과 Hoyt and Schatten(1993)를 비교하여 태양강제력의 낮은 빈도로 나타나는 변동성의 규모가 대체로 감소되고 있다는 것을 보였다는 것을 주지해야 한다.

온실가스 온난화는 태양으로 인한 온난화가 PCMDI에서 MMD과 미국 국립대기연구소(NCAR)의 공동 기후시스템 모델(CCSM1.4; Stone et al., 2007b)의 13개 모델들을 사용한 탐지 및 원인규명 분석에 의하여 더 뒷받침되어 태양으로 인한 온난화보다 더 우세한 결과를 갖는다. 이러한 모든 분석에서, 모델의 태양강제력에 대한 반응은 인위적 및 자연적 강제력 효과를 통합한 결합 평균 모델 반응에서 일련의 EBM에 적합함을 나타내었다. 게다가 지표면예과 HadCM3를 사용한 대기 깊이를 통한 결과와 Lean et al.(1995)의 태양 구축이 결합된 반응 분석은 1960년에서 1999년 동안 태양강제력에 대한 지표면 근처 기온반응성이 온실가스에 대한 반응성보다 훨씬 더 작았다고 결론지었다. 이러한 결론은 기후변화의 수직 패턴에 의해 뒷받침 되고, 태양강제력(그림 9.1)보다 온실가스에 대한 반응성에 더 일치하였다. 지배적인 태양의 역할에 대한 더 많은 증거가 태양 반응성을 탐지함을 목적으로 했던 더 오래된 분석으로부터 나타났다(North and Stevens, 1998). 이러한 탐지 결과에 기초하여, 기후모델에서 설명되지 않은 과정에 의한 태양 영향력의 확대가 발생하였다. 우리는 최근 50년에 걸쳐 온실가스가 태양복사량 변화보다 전지구 온난화에 더 큰 원인이 되었음을 결론지었다.

연구들의 모델링 뿐만 아니라 탐지 및 원인규명은 최근의 온난화보다 20세기 초의 온난화 원인에 관한 더 많은 불확실성을 나타내었다. 수많은 연구들이 20세기 초 온난화에 주요한 자연적 기여를 탐지하였다(Tett et al., 2002; Stott et al., 2003b; Nozawa et al., 2005; Shiogama et al., 2006). 비록 어떠한 탐지 연구가 태양 및 화산강제력에 대한 대략적으로 동일한 역할을 했다고 밝혔고, 다른 연구들이 화산강제력 또는 자연적 내부변동성의 실질적인 기여가 중요하게 됨을 발견했다더라도 일부 연구들은 1950년 이전의 다른 강제력

보다 태양강제력에 대한 더 큰 역할을 발견하였다(Stott et al., 2003b). 또한 20세기 초 온실가스 온난화의 초기 분석이 있었다(Tett et al., 2002; Hegerl et al., 2003, 2007).

#### 9.4.1.6 일시적인 기후반응성에 대한 결과

과거 기온변화에 대한 온실가스 및 다른 강제력 요인들에 대한 기여도의 정량화는 일시적인 기후반응성에 대한 관측의 제약을 가져온다. 이는 외부강제력에 대한 전지구 기온반응성의 신속성과 강도를 결정하며 미래 온난화를 억제하는데 도움을 줄 것이다. 탐지 분석으로부터 유도된 규모화 된 요인은 전구 평균 기온변화의 모델 예측에서 비례 오차가 상수라는 것을 가정함에 의한 미래 변화의 예측을 규모화 하기 위해 사용될 수 있다(Allen et al. 2000, 2002; Allen and Stainforth, 2002; Stott and Kettleborough, 2002). 이러한 기온변화에서 과거 및 미래의 비례 오차 간의 선형 관계는 부가적인 불확실성이 거의 없음을 설명하는 다수의 실제적인 강제력 시나리오에서 충분히 발견되었다(Kettleborough et al., 2007). 탐지 및 원인규명 방법들에 기초한 이러한 접근 방법은 10.5.4.5절에서 확률 전망을 생산하기 위한 다른 접근 방법과 비교되었다. 서로 다른 규모화 요인들은 온실가스 및 다른 인위적 강제력(특히, 에어러솔)에 대한 반응성에 적용되었다. 이러한 것은 모델과 에어러솔 강제력에서 발생할 수 있는 오차들을 고려하여 사용된 규모화 요인들을 구분하였다. 이러한 방법으로 계산된 불확실성은 이용 가능한 결합 AOGCM에 의한 모의에서 유도된 불확실성 범위보다 더 신뢰성이 있는 것으로 보인다. 그러한 양상들은 그것들이 불확실성을 모델링 하는 것을 계통적으로 조사할 수 없기 때문에 불확실성 예측의 잘못된 추정을 제시할 수 있다(Allen et al., 2002; Allen and Stainforth, 2002). Stott et al.(2006c)는 민감도의 범위를 가진 3가지 결합 기후모델로부터 관측적으로 제약된 예측들을 비교하며 이러한 방법으로 만들어진 예측들은 이들을 생산하기 위해 이용했던 특정 모델의 선택에 상대적으로 영향을 받지 않는 것으로 보인다. 그러한 관측적으로 제약된 예측의 모델 선택에 대한 것은 MMD 양상블에 대하여 Stone et al.(2007a)에 의해 설명되었다. 매년 이산화탄소 1%의 점증에 따라 대기 중 이산화탄소의 두 배가 되는 시기에서 관측적으로 제약된 일시적인 기후반응성은 1.5°C에서 2.8°C(9.6.2절, 그림 9.21)의 기온상승을 제시한 Stott et al.(2006c)에 의해 추정되었다. 그러한 접근 방법은 IPCC 배출 시나리오(SRES)에 따른 전구 평균(Stott and Kettleborough, 2002; Stone et al., 2007a)과 대륙 규모 기온의 관측적으로 제약된 예측치를 제공하기 위해 또한 사용되었으며 이는 10.5.4.5절과 11.10절에서 논의되었다.

#### 9.4.1.7 기온변화 지수들의 연구

관측 기록에서 기후변화의 지문들을 판정하기 위한 또 다른 방법은 인위적 강제력에 대해 예상된 반응성의 측면들을 반영한 지표 기온 패턴의 단일 지수들을 사용하는 것이다(Karoly and Braganza, 2001; Braganza et al., 2003). 육지-해양 기온의 차이, 북반구와 남반구 기온 차이, 육지 온도에서 연 순환의 평균 규모, 북반구 중위도에서 남북의 기온 평균 경도를 포함하는 그러한 지수들에서 모델화되고 관측된 변화를 비교함에 의하여, Braganza et al.(2004)는 1946년에서 1995년에 관측된 거의 모든 온난화에 대해 고려한 인위적 강제력을 추정하였다. 반면에 1896년에서 1945년의 온난화는 인위적 및 자연적 강제력과 내부변동성의 조합에 의해 설명되었다. 이러한 결과들은 시-공간 탐지 기법들을 사용한 연구들의 결과와 일치한다(9.4.1.4절).

일교차는 1980년 이전에 발생한 대부분의 변화를 고려하여 최근 50년 동안 육지에서 약 0.4°C 감소했다(3.2.2.1절). 이러한 감소 경향은 모델로 추정된 자연적 내부변동성의 범위를 벗어난 것으로 보였다. Hansen et al.(1995)는 에어러솔과 관련하여, 대류권 에어러솔에 대류의 운량 증가의 합이 일교차의 관측된 감소를 설명할 수 있다. 하지만 모델이 온실가스 및 에어러솔의 인위적 변화를 포함할 때 모델이 일교차 감소를 모의한다 하더라도, 관측된 감소는 모델에서 모의된 감소보다 더 크다.(Stone and Weaver, 2002, 2003; Braganza et al., 2004). 이러한 불일치는 다른 분석에 의해 나타난 결과(Dai et al., 1999; Stone and Weaver, 2002, 2003)인 일 최고 기온이 관측된 것보다 더 크게 모의된 증가와 관련되어 있으며 운량이 관측된 것보다 더 작게 모의된 증가와 관련되었을 수도 있다(Braganza et al., 2004; 관측에서 3.4.3.1절 참조).

#### 9.4.1.8 남아있는 불확실성

3차 평가보고서(추가보고서, 표S9.1)에서 보다 이용 가능한 범위가 더 커진 강제력의 조합과 기후모델 모의가 탐지 연구들에서 분석되었다. 탐지 및 원인규명 분석은 기후에 미치는 인위적 영향에 대한 강력한 증거를 나타내었다. 하지만 일부 강제력이 많은 모델에서 여전히 생략되었고 불확실성은 대부분 모델에 포함된 그러한 강제력의 문제가 남아있다.

대부분의 연구는 두 가지 강제력을 제외하였다. 이는 이 름 하여 탄소질 에어러솔과 토지이용 변화인데, 특히 지역적 규모에서 중요한 효과들을 가질 수 있다. 하지만 기후모의에 기초한 탐지 및 원인규명 분석들은 이러한 강제력(Stott et al., 2006b)을 포함하며 검댕 에어러솔 및 황산염 에어러솔에

대한 반응에 대한 지면 근처의 패턴이 큰 공간 규모(비록 예측과는 다르지만)에서 매우 유사할 수 있다 하더라도 20세기 기온 관측에 미치는 주요한 인위적 영향을 탐지가 계속되었으며 탐지 분석은 그것들 간의 설명을 불가능하게 할 수 있게 한다(Jones et al., 2005). 열대 지방의 별채가 알베도 변화의 냉각화와 반대의 효과인 증발량을 증가시키며 기후를 온난(2.5.5절)하게 할 수 있다 하더라도 토지이용 변화에 기인한 지표면 알베도 변화의 강제력은 전구적으로 음의 강제력을 가지는 것으로 예측된다(2.5.3절, 7.3.3절, 9.3.3.3절). 하지만 알베도로 야기된 냉각 효과는 작은 것으로 예측되고 Matthews et al.(2004)에 의한 연구에서 관측된 경향성이 탐지되지 않았다.

그러한 강제력에 대해서는 원인규명 분석이 포함되었고, 강제력의 시·공간 패턴과 관련된 불확실성은 결과들에 영향을 미칠 수 있다. 과거의 태양강제력(2.7.1절) 추정과 관련된 대규모 불확실성과 일부 화학적, 역학 대응 메커니즘의 생략은 20세기 온난화에 대한 태양강제력의 기여를 신뢰적으로 추정하는 것에 어려움을 갖게 한다. 그럼에도 불구하고, 위에서 논의한 바대로, 이것들이 관측에 대한 반응성의 증폭을 일으킨다 하더라도 일반적인 결과들은 기여도가 작다고 설명한다. 그리고 원인규명 분석에서 사용한 모의는 20세기의 태양강제력 변화의 여러 가지 다른 추정치를 이용한다. 여러 가지 다른 화산 복원은 9.4.1.2절(Sato et al., 1993; Andronova et al., 1999; Ammann et al., 2003)에서 설명한 모델링 연구를 포함한다. 일부 모델들은 대기 상층에서 입사하는 단파복사의 단순 섭동에 의한 화산 효과를 포함한다. 반면에 다른 것들은 성층권에서 에어러솔의 복사 효과를 명백하게 모의하였다. 게다가 일부 모델들은 구름에서 대류권 황산염 에어러솔의 간접 효과를 포함한다(Tett et al., 2002). 반면에, 다른 것들은 단지 직접적인 복사 효과(Meehl et al., 2004)를 고려한다. 간접 효과를 포함하는 모델에서, 오프라인 계산에 따른 구름 알베도 변화(Tett et al., 2002)와 서로 영향을 미치는 구름에 대한 에어러솔 효과를 다루는 방법(Stott et al., 2006b)을 포함하여 간접 효과를 다루는 여러 가지 방법들이 사용되었다. 여러 모델로부터 유도된 원인규명 결과들 간의 일관성의 수준(그림 9.9와 같이), 20세기 동안 대규모 기온변화를 모의한 기후모델의 능력(그림 9.5와 9.6)은 그러한 모델 차이가 지표면에서 대규모 기온변화의 원인 규명 결과들에 대해 상대적으로 작은 영향을 가지는 것으로 나타났다.

더 완전하게 불확실성을 고려한 원인규명 분석의 결과를 가지는 방법론적인 향상이 있다. 정상적으로, 원인규명 분석은 관측된 기후변화에 대한 모델이 잘 맞는지 또는 아닌지

를 평가하는 요인들을 포함한 여러 가지 다른 강제력에 대한 모델의 반응성 패턴의 규모에서 오차를 직접적으로 고려한다. 이러한 규모화 요인들은 강제력에 대한 모델 반응성의 폭을 과소 또는 과대 추정하는 것에 보상한다. 더 오래된 분석(Tett et al., 2002)은 한정된 멤버 앙상블로부터 추출한 시그널 추정에 기인한 불확실성을 고려하지 않았다. 이는 특히, 규모화 추정 분석에서 규모가 작은 강제력에 대해 작은 편차를 가져올 수 있다(Allen and Stott, 2003; Stott et al., 2003a). 하지만 불확실성 추출을 고려한 것은(그림 9.9에서 나타난 것을 포함한 가장 최근의 탐지 및 원인규명 연구를 행한 것에 따라) 규명할 수 있는 추정에 대해 상대적으로 거의 차이가 발생하지 않고, 특히, 온실가스에 기인한 것에서 그러하다. 그리고 가장 큰 차이들은 태양강제력에 대한 반응성과 같은 작은 시그널에 대한 상위 경계치의 추정에서 발생한다(Allen and Stott, 2003; Stott et al., 2003a). 최근에 모델과 분석 기법 결과를 비교한 연구들은 기후변화의 지문들을 결정하기 위한 다중 모델들을 사용하였고(Gillet et al., 2002c; Huntingford et al., 2006; Stott et al., 2006c; Stott et al., 2006c; Zhang et al., 2006) 과거 기온변화에서 인위적 시그널의 강력한 탐지를 발견했다.

탐지 기법의 일반적 측면들은 그것들이 부가적인 강제력의 조합에 대한 모델의 반응성을 가정하는 것이다. 이는 PCM, 해들리 센터 기후모델 버전 2(HadCM2; Gillett et al., 2004c)와 GFDL CM2.1(표 8.1 참조) 모델(Knutson et al., 2006)에서 황산염 에어러솔의 간접적 효과를 전혀 고려하지 않았음에도 불구하고 지표면 부근 기온에 대한 경우로 나타났다(Meehl et al., 2004). Sexton et al.(2003)은 온실가스 효과와 관측된 해수면온도로 수행된 HadCM3의 대기 버전에서 황산염 에어러솔의 간접 효과 간의 비선형 상호 작용에 대한 일부 증거를 밝혔다. 온실가스와 간접적 에어러솔 효과를 통합한 부가적인 효과는 각각의 효과보다 훨씬 작지만 대류권 오존 증가에 기인한 온난화에 필적함을 발견하였다. 게다가 Meehl et al.(2003)은 부가성이 PCM의 태양 및 온실 강제력에 대한 지역적 반응성에 대하여 잘 나타내지 않는다는 것을 밝혔다. 선형적 부가성은 대류권 고도 변화 및 위성체의 Microwave Sounding Unit(MSU) 기온에 대한 PCM모델에서 잘 나타난다(Christy et al., 2000; Mears et al., 2003; Santer et al., 2003b).

불확실성의 더 많은 원인이 모든 탐지 분석에서 필요로 하는 내부변동성 추정으로부터 유도된다. 이러한 추정은 탐지 연구에서 고려된 시·공간 규모에서 관측 기록으로부터 신뢰성 있는 내부변동성을 얻기가 어렵기 때문에 일반적으로 모델에 기초하게 된다. 하지만 모델은 지표면 부근 기온

자료에서 온실가스 탐지를 없애기 위해 그것들의 표준편차 2를 초과하는 요인들의 변동성을 과소 추정하는 것이 필요할 것이다(Tett et al., 2002). 전구 및 대륙 규모(그림 9.7과 9.8)에서 모델과 관측 간에 일치가 나타나지 않았고, 최근 1000년의 북반구 기온의 재구성에서 기온변동성에 대한 추정에 관해서는 일치함이 나타났다. 에어러솔을 포함하는 다른 강제력 효과의 탐지는 더 민감해진 것으로 나타났다(내부변동성의 추정에서 40%의 증가는 HadCM3에서 에어러솔과 자연적 강제력 탐지를 없애는 데 충분하다; Tett et al., 2002).

매우 부족한 탐지 연구들은 지표면 근처 기온변화에 대한 관측적 불확실성의 영향을 명백하게 고려하였다. 하지만 Hegerl et al.(2001)은 관측에서 추출된 불확실성의 포함은 탐지 결과의 상대적으로 거의 없는 효과를 가지며 랜덤 계기오차는 매우 적은 효과를 가진다. 측정 행위 변화 또는 도시화와 같은 계통 계기오차는 이러한 오차들이 대규모 공간에서 상대적으로 작게 계산된다 하더라도, 관측 초기에 매우 중요한 원인이 될 수 있다. 도시화 효과는 대륙 및 반구 평균 기온에 대해서 무시해도 될 만큼의 효과를 가지는 것으로 나타났다(3장). 관측의 불확실성은 작은 규모의 지역에서 평균한 지표면 기온변화(9.4.2절)와 자유 대기 기온변화 분석에서 매우 중요해질 수 있다(9.4.4절).

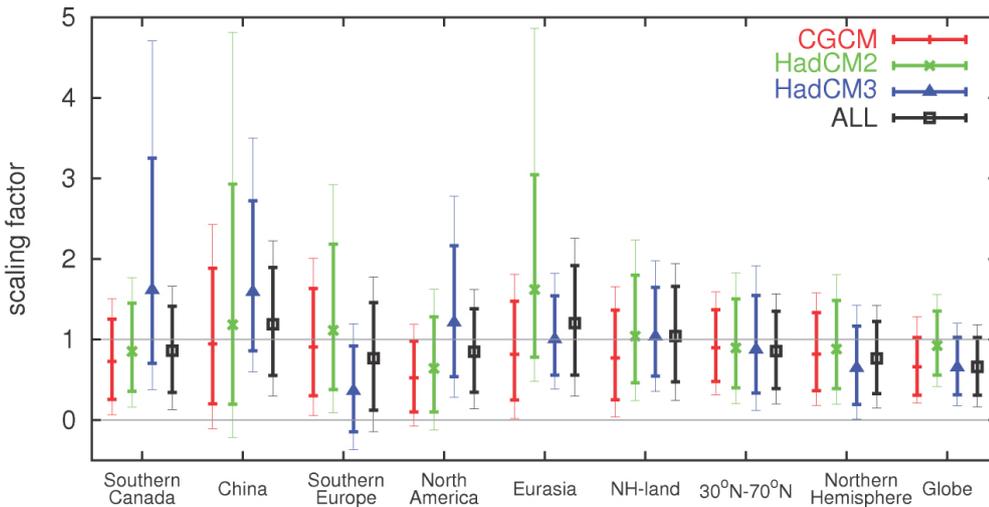
## 9.4.2 대륙 및 아대륙 표면온도변화

### 9.4.2.1 관측된 변화

1901년부터 2005년에 걸쳐 그린란드 남부와 북부의 일부, 남미를 제외하고 대부분의 지구 표면에서 온난화가 발생하였다(그림 3.9와 3.2.2.7절, 그림 9.6 참조). 온난화는 아시아와 대륙 내부와 북미 북서부, 브라질 남동부뿐만 아니라 남반구 일부 중위도 해양지역에서 가장 강하게 발생하였다. 1979년 이후로, 관측자료를 가진 거의 모든 육지 지역에서는 온난화를 보이고 있다(그림 9.6). 온난화는 북반구보다 남반구에서 더 규모가 작고, 중위도 해양 일부에서는 냉각화가 일어났다. 온량 증가와 일치하게 1950년대 이후로 대륙의 일교차가 광범위한 규모로 감소하였다(3.4.3.1절).

### 9.4.2.2 시공간 패턴에 기초한 연구들

시·공간 탐지 기법을 사용한 전구 규모 분석들은 20세기 전구 기후에서 인위적 강제력의 영향을 명확하게 나타내었다(9.4.1.4절). 현재 많은 연구들이 아전구규모를 고려하기 위하여 이러한 분석들을 부가하여 수행하고 있다. 두 가지 방법이 사용되었다. 하나는 전지구를 다른 연구들이 아전구



**그림 9.11.** 전구에서 아대륙 공간 규모 범위에서 온실가스외 에어러솔 강제력 반응성(GS)이 '최적'의 탐지 분석을 고려하였을 때 관측과 모사된 10년의 지표면 부근 기온변화(1950-1999)간의 대응을 나타낸 규모화 요인들이다. 두꺼운 선들은 규모화 요인들에서 90% 신뢰도를 나타내고 얇은 선들은 내부변동성이 두 배가 됨에 따라 변동성을 추적할 때 이러한 신뢰도의 증가된 폭을 나타내었다. 규모화 요인들과 불확실성은 캐나다(70°N 이남의 캐나다 육지 지역), 중국, 남부 유럽(10°W에서 40°E, 35°N에서 50°N), 북미(30°N에서 70°N 사이의 북미 육지 지역), 유라시아(30°N에서 70°N 사이의 유라시아 지역), 30°N에서 70°N 사이의 중위도 육지 지역(북반구 육지), 북반구 중위도 지역(30°N에서 70°N의 육지 및 해양), 북반구, 전지구의 여러 공간 규모에서 나타났다. GS 시그널은 HadCM2, HadCM3를 포함한 CGCM1과 CGCM2와 이러한 4개 모델을 모두 포함한 것에서 얻어진다 (Zhang et al., 2006; Hegerl et al., 2006b).

규모들에서 정보를 제공할 수 있는 범위를 추정하는 것이고, 다른 하나는 특정 지역들에서 기후에 미치는 외부강제력의 영향을 추정하는 것이다. 작은 공간 규모를 사용함에 있어서 제한점과 문제점들은 이 장 말미에 제시하였다.

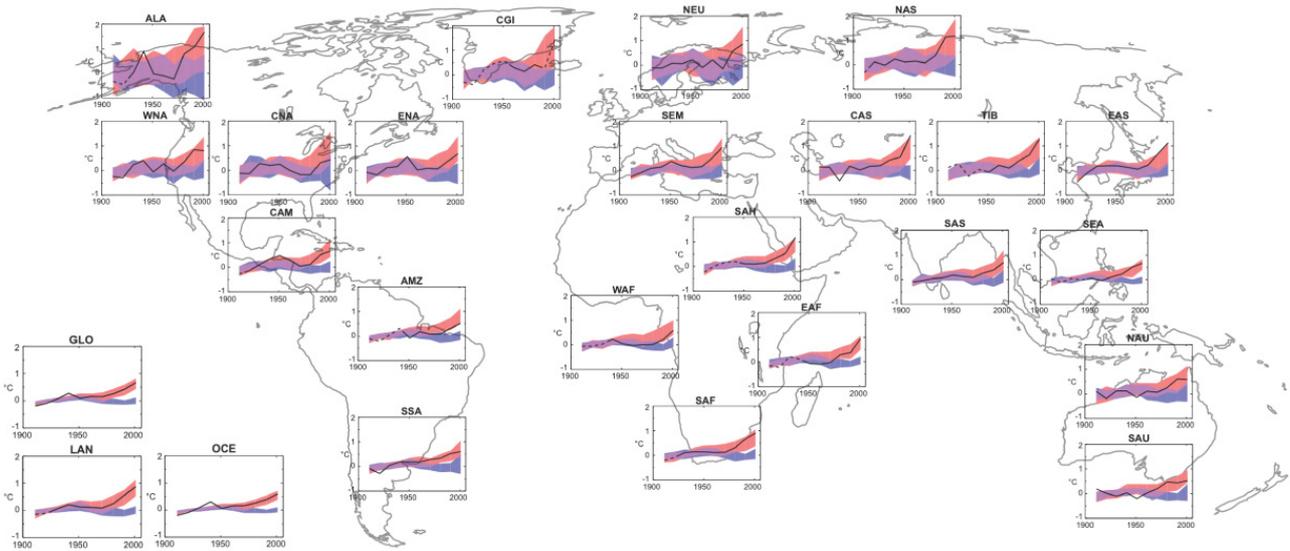
IDAG(2005)이 제시했던 방법은 전구적으로 평균한 온난화 경향을 제거하거나 각 해의 분석에서 연평균 전구 평균을 제거한 이후 얻어진 결과들을 가진 전체 시·공간장을 대상으로 한 분석들을 비교한 것이었다. 인위적인 기후변화의 탐지는 단지 모델과 관측간의 일정한 전구 평균 기온경향에 의함이 아닌 시·공간에서 관측된 온난화 패턴으로 수행된다. 이러한 결과들은 온실 온난화가 아전지구규모에서 탐지될 수 있음을 제시한다(Barnett et al., 1999 참조). 또한 기 대한 대로 높은 신호 대 잡음비를 가지고 있는 전구 평균 정보가 무시되었을 때 불확실성들은 증가한다(North et al., 1995 참조).

외부강제력의 지역적 영향을 추정하기 위한 또 다른 방법은 특정 대륙 또는 아대륙 규모 지역에서 관측에 대한 탐지 및 원인규명을 적용하는 것이다. 모델의 범위를 사용하고 다양한 대륙 또는 아대륙 규모의 육지 지역들을 다루는 많은 연구들은 1900년부터 100년 기간을 고려하거나 1950년부터 50년을 고려하여 20세기 기온변화에 대해 탐지할 수 있는 인간의 영향을 발견하였다. Stott(2003)은 HadCM3 시뮬레이션을 이용하여 1900에서 2000년에 걸쳐 6개 대륙 규모의 온

실 지체 농도 증가로 인한 온난화 효과를 탐지하였다. 대부분 지역에서, 황산염 에어러솔의 냉각 효과가 일부 온실 온난화를 상쇄하는 것을 발견하였다. 그러나 지역 규모의 분석에서 황산염 에어러솔 시그널의 분리된 탐지는 더 낮은 신호 대 잡음비 여러 시그널을 구별하는데 도움이 되는 반구의 불균형과 같은 대규모 공간 대응 형태의 손실과 작은 규모에서 더 큰 모델링과 강제력 불확실성 때문에 어려운 것으로 남아있다. Zwiers and Zhang (2003)은 지역들 시계열에서 1950년에서 2000년에

걸쳐 전지구영역에 대해 시작하고 북미 및 유라시아에서 육지 영역을 구분하는 두 개의 모델을 사용하여 인간의 영향을 탐지하였다(CGM1, CGM2; 표 8.1 McAvaney et al., 2001 참조). Zhang et al.(2006)는 부가 모델을 이용하여 이 연구를 갱신했다(HadCM2, HadCM3). 그들은 대륙 영역들 모두의 기후는 1950년부터 2000년 동안에 인위적인 배출에 영향을 받았다(그림 9.11). 이러한 발견은 중앙아시아의 온난화 부분과 관련되고 인위적 강제력과 그것이 관련될 수 있는 변동성과 관련된 NAO/OA가 배제됨이 강하게 나타났다(9.5.3 절). 고려된 공간 규모는 더 작아짐에 따라, 신호 대 잡음비는 줄어들고(그림 9.11의 연직막대의 크기로 설명됨), 추정된 시그널의 폭의 불확실성은 더 커졌다(Stott and tett, 1998 참조). 하지만, 신호 대 잡음비는 기후변화와 자연변동성의 지역 수준 크기에 의존한다. 그러므로 지역간에 차이가 난다. 조정 모의로부터 내부적 기후변동성의 추정이 두 배가 된다면 위에서 언급한 대부분의 결과들은 고정된다.

대륙 및 아대륙 규모에서 관측된 기온변화와 변동성의 많은 측면들을 모의하기 위한 모델의 능력과 대륙 각각에 대한 인위적 영향력의 탐지는 기후에 미치는 인간의 영향력의 더 큰 증거를 제공하며 이는 3차 평가보고서보다 더 이용 가치가 있다. PCMDI(전구평균기온을 나타낸 그림 9.5 와 같은 모의를 사용한)에서 MMD를 가지고 만들어진 지역 기온변화의 20세기 모의들의 큰 양상들 간의 비교는 거의 모든 아



**그림 9.12.** Hadley Centre/Climatic Research Unit의 격자 표면온도 자료(HadCRUT3; Brohan et al., 2006)로부터 1906년에서 2005년까지 관측된 10년 평균 기온변화에서 모든 강제력(적색 면)과 자연적 강제력만을 포함한 20C3M 모델 모의의 다중 모델자료를 비교한 것이다. GLO는 전지구 평균에 대한 비교를 보여주며; LAN은 전구 육지; OEC는 전구 해양 자료를 나타낸다. 나머지 차트들은 22개 아대륙 규모에 대한 결과이다. 이 그림은 아대륙 지역을 사용한 것을 제외하고, FAQ 9.2의 그림 1과 동일하게 만들어 진 것이다. 음영처리된 선들은 다중 모델 앙상블로 추정된 90%범위를 나타낸 것이다. 모델 모의는 어떠한 방법으로 규모화 되지 않는다. 동일한 모의가 그림 9.5에서 사용되었다(14개 모델로부터 모든 강제력을 사용한 58개 모의치와 5개 모델로부터 자연적 강제력만 사용한 19개 모의치). 각각의 모의치 범위는 관측 범위와 같고 관심 지역에 대한 모의에 의해 얻어진 1901년부터 1950년 평균과 관련하여 중심에 위치하게 된다. 각 지역에서 관측은 동일한 기간에 대하여 중심에 위치하게 된다. 각 지역에서 관측은 인위적 및 자연적 강제력을 포함하는 모델 모의와 일반적으로 일치하며, 반면에 다수의 지역에서 단지 자연적 강제력을 포함한 모델 모의와 동일한 결과가 나타났다. 50% 미만의 공간 범위에서는 점선으로 나타났다.

대륙지역에 대하여 지역 기온변화에서 관측된 변화들을 요약한 다중 모델 앙상블을 나타낸 것이다(그림 9.12; FAQ 9.2, 그림 1과 11장에서 관련된 그림을 참조). 많은 지역들에서, 인위 및 자연적 강제력 모두 포함한 것과 자연적 강제력만을 포함한 앙상블 모의들 간에 분명한 구분이 있다. 하나의 특정 모델의 더 상세한 분석인 HadCM3는 여러 지역에서 관측된 기온변화 및 변동성의 많은 측면들을 재생산한다. GFDL-CM2모델(표 8.1 참조)은 전구 많은 지역들에서 기온변화 전개 과정의 많은 부분들을 재생산한다(Knutson et al., 2006). 다른 연구들에서는 모델이 인위 및 자연적 강제력을 포함하였을 때 지역 규모 온도를 모의하는 것에서 성공하는 것을 보였다. Wang 외(2007)는 모든 MMD 20C3M 모의들은 20세기 말 여러 단계에서 북극 온난화를 모의한 것을 보였다. 반면에 강제되고 조정 모의들은 관측된 20세기 온난화 사상과 규모에서 비슷한 여러 해에서의 북극 온난화 아노말리를 재생산한다.

현재 인위적 시그널은 일정한 탐지 기법들을 이용하여 일부 아대륙 규모에서 탐지될 수 있다는 일부 증거가 있다. 비록 이러한 증거는 대륙 규모에서보다는 약하다. Zhang 외(2006)은 중국과 캐나다 남부에서 인위적인 지문들을 탐지했다. Spagnoli et al.(2002)는 프랑스에서 여름의 일 최저기온

의 30년 경향성에서 인간이 미친 일부 증거를 발견했다. 그러나 그들은 미래 기후변화의 모의로부터 추정된 지문을 사용했고 여름 일 최고기온 및 겨울 기온을 포함한 다른 지표들에 대한 인위적인 영향을 탐지하지 않았다. Min et al.(2005)는 베이지안 구조에서 동아시아 기온변화에 미치는 인위적인 영향을 발견했지만 그들 분석에서 인위적인 에어러슬 또는 자연적 강제력을 고려하지는 않았다. 관측된 해수면온도에 강제된 대기대순환모델(AGCM) 모의는 결합모델 분석보다 더 작은 시·공간 규모에서 인위적 영향력을 잠재적으로 탐지할 수 있다. 그러나 이는 관측된 해수면 온도 변화를 설명하지 않는 약점을 갖는다(Sexton et al., 2003). 두 연구들은 연관된 변수들의 변화에 대한 추정을 생산하기 위해 아대륙 기온에 대한 원인규명 분석을 적용하였다. Stott et al.(2004)는 과거 50년의 남부 유럽 여름 평균 기온에 미친 인위적인 영향을 탐지하였고 극한 기온 임계치를 초과하는 가능성을 추정하였다. Gillett et al.(2004a)는 캐나다 여름철 온난화에 대해 인위적인 요인의 기여도를 탐지하였으며 산불로 타버린 지역과의 통계적인 연관성을 설명하였다. 그러나 모델 또는 분석 방법 선정과 같은 요인들에 대하여 이러한 결과들은 아대륙 규모에서 주어진 제한된 수의 연구들에서 확증되었다.

Knutson et al.(2006)은 열대 및 아열대 육지 및 해양 지역을 포함하며 전구의 0.3%에서 7.4% 면적을 대상으로 하는 세계의 지역 기온변화를 산출하였다. 그들은 모델이 그들이 분석한 많은 지역들에서 탐지할 수 있는 인위적인 온난화 시그널을 의미하는 인위적인 강제력을 배제하는 것보다 이를 더 많이 포함할 때 기후모의와 관측 간에 훨씬 더 많은 일치성이 있음을 밝혔다. 이는 이러한 많은 지역들에서 인위적인 온난화를 탐지하기 위한 정규적인 탐지에 대한 잠재성을 설명하는 것일지도 모른다. Knutson et al.(2006)이 일부 지역에서 기후모의가 매우 현실적이지 않으며 이러한 일부 불일치성이 극진동(AO)과 같은 모델 변동성과 관련되어 있음을 나타내었다.

Karoly와 Wu(2005)는 2002년을 끝으로 하는 30-, 50-, 100-년 기간에 걸쳐 전구적으로  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  격자에서 관측된 기온의 경향성과 3개 모델(GFDL R30, HadCM2, PCM)에 의해 모의된 것과 같은 내부적인 변동성, 그러한 모델에서 온실가스과 황산염 에어러솔에 대해 모의된 반응을 비교하였다(또는 Knutson et al., 1999 참조). 그들은 엄청나게 많아진 격자들의 비율이 우연히 기대할 수 있는 것보다 모델로 추정된 내부변동성과 불일치한 경향성을 보여주었으며 그것은 격자의 큰 부분이 특히 두 개 짧은 기간들에서 강제된 모의들과 일치하는 변화를 나타낸다. 이러한 추정은 본질적으로 전구 규모 탐지 결과이다. 왜냐하면 그것의 해석은 격자 규모 통계치의 전구 합성치에 의존하기 때문이다. 본 평가보고서에서 논의한 바대로, 이러한 결과는 개별 격자들의 경향성이 여러 외부강제력 조합들에 의해 설명될 수 있는 가능성을 배제하지 않는다. 특히 이러한 모델에서 제외된 토지이용 변화 또는 검댕 에어러솔과 같이 자연적 강제력과 강제력들이 작은 공간 규모에서 중요해질 수 있다. 본 연구에서 모델과 관측 간에 지역적 일치성의 논쟁은 반드시 포함하지 않는다. 관측된 변화들은 특정 격자에서 인위적 강제력에 대해 원인규명이 될 수 있고 그러한 규모에서 변화에 대한 인위적 기여도의 신뢰성 있는 추정을 고려하지 않는다.

모델은 모든 지역들에서 관측된 기온변화를 잘 재생산하지 않는다. 기온변화가 일부 모델에서 특별히 잘 모의되지 않은 지역들은 북미(Knutson et al., 2006), 중아시아(IDAG, 2005)의 부분들을 포함한다. 이는 내부적 변동성(재생산을 기대할 수 없는 모델의 결과), 지역적으로 중요한 불확실한 강제력 또는 모델 오차에 의해 야기된 지역적 경향 또는 변동에 기인한 것일 수 있다. 불확실한 강제력의 예는 전구적으로 작은 역할을 하지만 지역적으로는 더 중요할 수 있는 토지이용 변화의 효과(9.2절, 9.3절) 또는 대기의 갈색 구름들이다. 후자는 남아시아 및 인도양 북부에서 관측된 온도

경향을 설명하는 데 중요할 수 있다(Ramanathan et al., 2005; 2장 참조).

MMD20C3M 실험의 분석은 다중 10년 내부변동성이 1901년과 1940년 사이에 미국 중부 지역에서 나타난 일부 급격한 온난화와 1940년과 1979년 사이의 급격한 냉각화에 대한 원인이 될 수 있다(Kunkel et al., 2006). 또한 지역 온도는 북대서양 진동(NAO)과 관련된 온도 변화와 같은 기후 역학에서의 변동성과 변화에 의해 더 크게 영향을 받으며 그것은 인위적인 영향(9.5.3.2절) 또는 대서양 10년 진동(AMO)을 나타낼 것이고 일부 지역과 계절이 모델에 의해 모의되지 않을 수 있으며 외부강제력에 대해 기대된 기온반응을 혼동시킬 수 있다. 그러므로 인위적 시그널은 다른 것보다 일부 지역에서 인식하는 것이 더 쉬울 수도 있다. 그러한 지역에서 온도변화는 원인규명하기에 가장 어려운 다중 10년 규모 변동성에 의해 거의 영향을 받고, 그러한 변화는 내부변동성이 추정된 모델과 일치하지 않으므로 탐지할 수 있다.

아대륙 규모에서 온도 변화가 인위적 강제력에 대한 원인 규명을 할 수 있게 하는 범위 및 지역 온도 경향에 대한 온실가스 강제력의 기여도를 추정할 수 있는 범위는 더 많은 연구 주제로 남아있다. 이상화된 연구들(예, Stott and Tett, 1998)은 표면온도 변화가 주로 수 천 km단위의 큰 공간 규모에서 주로 탐지할 수 있음을 제시하였다(기후변화의 시그널이 21세기에서 강화됨에 따라, 표면온도 변화는 작은 규모에서 점차 더 탐지할 수 있음을 기대할 수 있더라도). 탐지 및 원인규명은 격자 규모에서 수행하기 어렵다. 왜냐하면 이러한 대규모 강제력과 관련이 없는 각각 및 지역적 영향력으로부터의 온실가스, 태양 및 화산강제력, 기후에 미치는 대규모 외부적 영향력을 상대적으로 잘 이해했던 효과를 구별하기가 어려워졌기 때문이다. 이러한 것은 내부적 기후변동성으로부터의 기여도가 작은 규모에서 증가하고, 공간적인 세부성은 대규모에서 여러 강제력 간의 설명을 위해 도움이 될 수 있기 때문인데, 이들은 작은 규모에서 이용할 수 없고 신뢰성이 낮다. 그리고 강제력은 토지이용 변화 또는 검댕 에어러솔과 같은 작은 공간 규모에서 더 중요할 수도 있기 때문인데 이것들은 불확실하고 탐지를 위해 이용된 모델이 포함되지 않을 수도 있다. 모델들은 육지의 대륙 규모와 격자 규모에서도(Karoly and Wu, 2005) 온도의 자연적 내부변동성을 일반적으로 과소 추정하지 않음에도 불구하고(그림 9.8), 모델에 의해 모의된 소규모 기후에서 세부 사항의 신뢰성은 대규모에서보다 더 낮다. 온도의 대규모 결합성은 특정 격자에서 그러한 격자에서 지역에 걸쳐 평균한 온도 변동성의 실질적인 부분이 적절하게 나타났음을 의미한다. 지역 규모 과정으로부터 존재하는 변동성과 작은 규모에

자주 묻는 질문(FAQ) 9.1

개별 극단적 현상들이 온실가스로 인한 온난화로 설명될 수 있는가?

화석연료 사용 등 인간 활동에 의한 대기 온실가스의 증가 때문에 기후가 온난화됨에 따라 극단적 기후현상의 변화가 예상된다. 그러나 특정한 단일 극단적 현상이 온실가스 증가 같은 특정 원인에 의한 것인지 여부는 판정 불가능하지는 않더라도 다음 2가지 이유 때문에 쉽지는 않다. 1) 극단적 현상은 보통은 복합적 인자들에 의해 일어나고, 2) 기후가 변하지 않을 때에도 보통은 매우 다양한 극단적 현상이 일어난다. 그렇더라도 지난 세기에 관측된 온난화를 분석한 결과는 열파 같은 일부 극단적 현상의 발생 가능성이 온실가스 증가로 인해 증가했다는 것과 서리나 극단적으로 추운 밤 같은 다른 현상들의 발생 가능성도 증가했다는 것을 암시한다. 최근의 한 연구는 2003년 유럽의 무더운 여름 같은 매우 무더운 여름이 유럽에서 다시 발생할 위험성이 2배 이상 증가했다고 추정한다.

극단적 기상현상에 영향 받는 사람들은 기후에 대한 인간의 영향이 어느 정도인지 묻곤 한다. 근래에 극단적 현상들이 많이 나타났고 일부 논평가들은 온실가스 증가 때문이라고 연관지었다. 오스트레일리아의 장기적 가뭄, 2003년 유럽의 극단적 무더위, 2004년과 2005년의 강력한 북대서양 허리케인 시즌, 2005년 7월 뭄바이(Mumbai)와 인도의 극단적 강우현상 등이 그런 극단적 현상이었다. 과연 대기의 온실가스 농도 증가 같은 인위적 영향이 그런 극단적 현상의 어느 하나라도 ‘야기’할 수 있었을까?

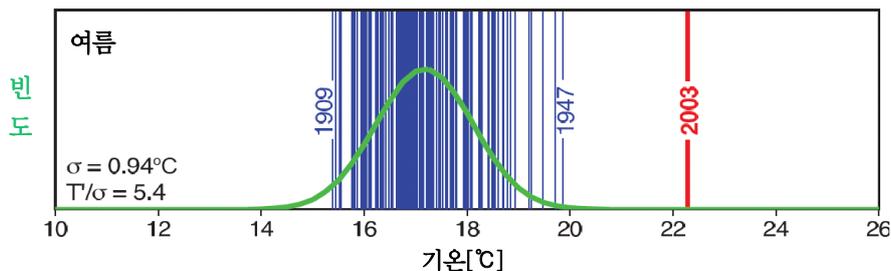
극단적 현상은 보통 여러 인자들의 복합작용으로 일어난다. 2003년 유럽에서 매우 청명한 하늘과 관련 있는 지속적인 고기압과 건조한 토양을 포함해 극단적으로 무더웠던 여름은 몇몇 인자들이 함께 기여하였다. 토양이 건조하여 토양의 수분을 증발시키는 데 태양에너지가 적게 소비되었기 때문에 더 많은 태양에너지가 남아 토양을 가열하였다. 비슷한 경우로, 허리케인이 형성되려면 따뜻한 해수온도와 특정 대기순환 조건이 필요하다. 해수온도 같이 인간의 영향을 크게 받는 인자가 있는가 하면 그렇지 않은 인자도 있기

때문에 하나의 특정 극단적 현상에 대해 인간의 영향력을 감지하는 것은 단순하지 않다.

그래도 기후모델을 사용해 인간의 영향이 특정 종류의 극단적 현상의 발생가능성을 변화시켰는지 여부를 판정하는 것은 가능할 수 있다. 2003년 유럽의 열파의 경우, 화산활동과 태양 방출에너지의 변화 같은 자연적 기후영향인자의 변화 기록만을 사용해 기후모델을 구동하였다. 그 다음에는 모델에 인위적 인자와 자연적 인자 둘 다 포함시켜 구동하였다. 그 결과, 유럽 기후의 발달이 실제로 일어났던 것과 매우 가깝게 시뮬레이션 되었다. 이 경험에 기초하여, 20세기에 인간의 영향은 유럽에 2003년만큼 무더운 여름이 발생할 위험도를 2배 이상 증가시켰고 인간의 영향이 없다면 그 위험도는 수백 년 지나도 동일할 것이라고 추정되었다. 파리 같은 대도시에서 연속적으로 매우 따뜻한 밤이 발생하는 등과 같은 충격이 큰 현상의 발생 위험도의 변화를 추정하려면 더 세밀한 모델링이 필요할 것이다.

이러한 확률적 접근법 - ‘인간의 영향이 기상현상의 발생가능성을 변화시키는가?’ - 의 가치는 특정 기상현상(열파, 서리 등)의 발생빈도에 대한 온실가스 증가 같은 외부인자의 영향을 추정하는 데 사용될 수 있다는 것이다. 그래도 늦봄의 서리 같은 개별 극단적 현상의 발생가능성은 기후변동성의 변화뿐 아니라 평균 기후조건의 변화로 인해 변할 수 있으므로 신중한 통계분석이 필요하다. 그런 분석은 기후모델에 기초한 기후변동성 추정에 의존하므로 기후모델은 그 변동성을 충분히 대표해야 한다.

호우(heavy rainfall)나 홍수의 빈도 변화를 조사하는 데도 이와 똑같은 가능성(likelihood) 기반의 접근법을 사용할 수 있다. 기후모델은 인간의 영향이 극단적 강우를 비롯해 여러 종류의 극단적 현상을 증가시킬 것이라고 예측한다. 그 증거는 이미 나타났다. 최근 몇 십 년간 일부 지역에서는 극단적 강우가 증가하여 홍수도 증가했다.



FAQ 9.1, 그림 1. 스위스의 1864년~2003년 여름철 기온(녹색선). 평균적으로 약 17°C이다. 2003년의 극단적으로 무더운 여름에는 평균 기온이 22°C 이상이었다(빨간색 세로선). 세로선들은 137개년 기록의 각 년도의 기온을 나타낸다. 녹색은 적합화 시킨 가우시안 분포이다. 1909, 1947, 2003년은 기록상 극단적 해이기 때문에 라벨을 표시했다. 좌측 하단의 수치는 표준편차( $\sigma$ )와 1864년~2000년 표준편차( $T/\sigma$ )에 의해 정규화된 2003년 이상기온이다. 출처: Schar 등 (2004).

서 큰 규모까지 상향류 대 비선형 상호작용은 격자 규모에서 모델을 잘 대표하지 않을 수도 있다. 유사하게, 짧은 시 규모 분석은 신호 대 잡음을 감소시키며 여러 강제력 간의 구별을 위해 시간 정보를 이용한 능력을 감소시킨다. 이는 대부분의 탐지와 원인규명 연구가 50년 또는 더 많은 해의 시간 규모를 이용하는 이유이다.

#### 9.4.2.3 온도 변화 지수에 기초한 연구 및 시간-강수 관련성

온도 변화 지수에 기초한 연구들은 대륙 규모의 육지 지역에 미치는 인간의 영향력에 대한 탐지를 지원한다. 북미 대륙 규모의 온도변화 지수의 관측된 경향성(지역 평균, 육지-해양 평균온도 차이 및 연 순환을 포함하는) 20세기 후반부에 온실가스 및 황산염 에어로솔로부터의 시간적 강제력의 변화에 따라 모의된 경향성과 일반적으로 일치하는 Karoly et al.(2003)의 연구에 의해 분석되었다. 대조적으로, 그들은 이러한 기간동안 단지 자연적 강제력에 의한 경향성과 작게나마 일치하는 것을 발견했다. 6개 결합 기후모델을 사용한 호주의 평균, 일 최고, 일 최저 기온 및 일교차 변화 분석은 증가한 온실가스 및 황산염 에어로솔로부터 호주의 관측된 온난화에 크게 기여함을 보였다(Karoly and Braganza, 2005a). 이상 온난화는 1970년대 초반 이후 연평균 최고기온과 강수량간의 변화된 관계와 연관되어 호주의 모든 곳(Nicholls, 2003)과 뉴 사우스 웨일즈(Nicholls, 2005)에서 발견되었다. 반면에 최근 수 십년에 이전보다 더 많은 강수량이 내렸는데, 이 지역에서 연강수량 및 연평균기온 변동은 역의 상관관계에 있다. 호주 기온 변동에서 강수와 관련된 부분을 제거하고, 그것에 의해서 신호 대 잡음이 강화하여 Karoly와 Braganza(2005b)는 강수 관련 기온변동성의 제거와 연관된 일부 불확실성에 의해 영향을 받지만 호주 남동부에서 인위적인 온난화 시그널을 탐지하였다. 수단과 사헬 지역에 적용된 유사한 기법은 이 지역의 최근 60년에 걸친 기온 변화의 모델 모의와 관측간의 일치성을 향상시켰고(Douville, 2006) 강수가 지표 에너지 수지에 영향을 미치는 곳인 다른 지역들에서 지역 기온 시그널의 탐지 능력을 향상시킬 수 있었다(Trenberth and Shea, 2005).

### 9.4.3 극한 표면온도

#### 9.4.3.1 관측된 변화

극한 온도의 관측된 변화는 관측된 온난화와 일치하며(Alexander et al., 2006) 이는 3.8.2.1.절에서 요약했다. 최근 수 십년에서 중위도 지역의 서리일의 큰 감소, 극한 더위, 더운 밤의 증가, 극한 한랭일, 추운 밤의 감소가 발생했다.

많은 지역 규모의 연구 모두는 전반적인 온난화와 일치하는 극한현상 변화의 패턴을 나타냈지만 기온 분포의 양 꼬리의 관측된 변화는 전체 분포의 단순 이동과 일반적으로 일치하지 않는다.

#### 9.4.3.2 전지구 추정

단시간 지속되는 극한현상의 관측된 변화에 대한 증거는 고려된 지역과 분석 방법에 일반적으로 의존한다(IPCC, 2001). 전구 분석은 자료 품질이 보정되고 동질화된 일 자료의 제한된 이용 가능성에 의해 한정된다. 극한 기온 지수들은 일 지점 자료가 배포되지 않은 지역의 일부 지수들을 포함한 지점의 자료를 가지고 계산되었다. Kiktev et al.(2003)은 정해진 해수면온도에 의해 수행된 대기모델 모의로부터의 지문들을 이용함에 의해 그러한 지수들의 부분 집합을 분석했다. 그들은 북반구 많은 곳에서 서리일의 감소와 매우 온난한 밤의 유의한 증가를 밝혀냈다. 관측과 모델 경향성 추정치의 비교는 인간의 영향이 서리일과 더운 밤의 변화에 대해 중요한 기여자임을 설명하여, 이러한 극한 기온변화의 모의를 향상하는 모델 통합의 인위적인 효과의 포함을 나타내었다. Tebaldi et al.(2006)은 8개의 다중 10년 모델로 모의된 변화들이 최근 40년에 걸쳐 열파, 더운 밤, 서리일의 관측된 경향성과 잘 일치함을 보였다.

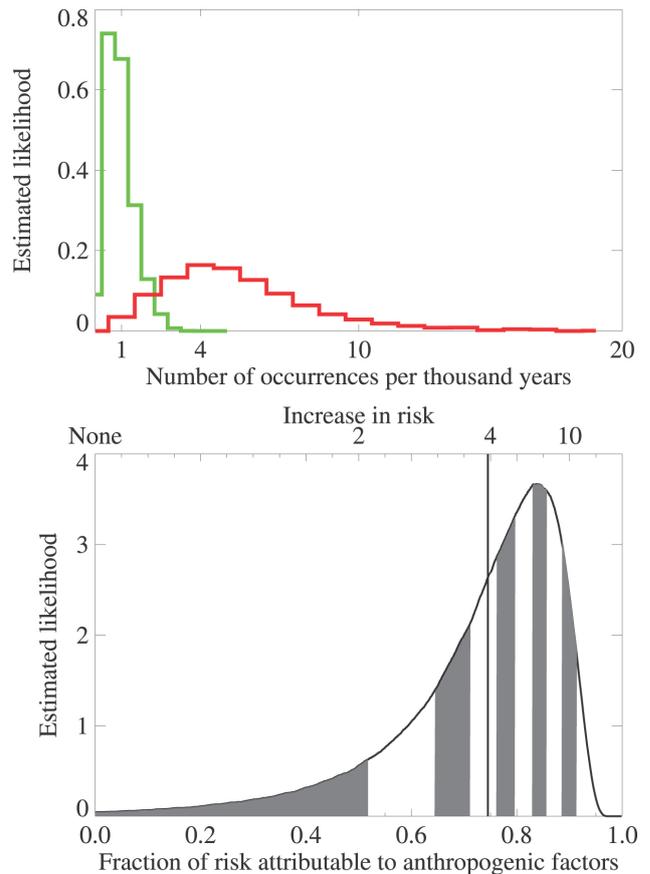
Christidis et al.(2005)는 한 해동안 가장 극한일 중 1, 5, 10, 30일의 평균 기온을 가지고 원인규명에 대한 잠재성을 분석한 Hegerl et al.(2004)가 나타낸 지수들을 이용하여 새로이 격자화 된 일 기온자료를 분석했다. Christidis et al.(2005)는 모델이 열대야의 관측된 온난화를 과대 추정하는 일부 지표들이 있지만, HadCM3 모델로 추정된 시그널을 사용한 극한적으로 더운 열대야 지수에서 인위적인 변화를 탐지했다. 그들은 또한 추운 날과 추운 밤에 미친 인간의 영향력을 탐지했다. 하지만 이러한 경우에서 모델은 관측된 변화들, 특히, 한 해동안 가장 추웠던 경우를 과소 추정하였다. 인위적인 영향력은 극한으로 더운 날들의 관측된 변화를 탐지하지 못했다.

#### 9.4.3.3 극한현상의 위험성 변화

기후변화에 대해 많은 중대한 영향성은 빈도 변화 또는 극한현상 발생 가능성을 통해 나타날 것이다. 반면에 각각의 극한현상들은 외부 영향력에 대한 원인을 규명할 수 없다. 그러한 사상들의 발생 가능성의 변화는 외부적인 영향성에 대해 원인을 규명할 수 있다(Palmer, 1999; Palmer and Räisänen, 2002). 어떤 연구에서는 인위적 강제력이 2003년 유럽의 열파처럼 남부 유럽에 걸쳐 극한적으로 더운 여름

조건들의 위험을 유의적으로 증가시켰다고 추정하였다. Stott et al.(2004)는 특정한 규모를 초과하는 사상의 위험성에 대한 외부강제력의 기여를 설명함에 의하여 기후사상에서 특정 유형의 발생 가능성의 변화에 대해 정량적인 서술을 이끌어 내기 위한 방법들을 적용했다(Allen, 2003; Stone and Allen, 2005a). 만약에  $PI$ 가 기후시스템의 인위적 강제력을 현재에 발생하는 기후사상(열파와 같은)의 가능성이라면  $PO$ 는 인위적 강제력이 존재하지 않는다면 현재의 위험성은 과거 온실가스 배출(FAR)에 기인한 것이고 이는  $FAR=1-PO/PI$ (Allen, 2003)으로 주어진다. 발생 가능성을 나타낸 것이다. Stott et al.(2004)는 대규모의 유럽 대륙과 지중해 연안의 여름철 평균 기온에 대해서 FAR 개념을 적용하였다. 탐지 및 원인규명 분석을 이용하여, 그들은 지역적인 여름철 평균 기온이 인위적 강제력에 의해 증가하는 것이고 관측된 변화는 자연강제력과 일치하지 않는다는 것으로 확증했다. 이후, 그들은 1851년 관측이 시작된 이래로 다른 어떤 해에서도 발생하지 않았지만, 2003년에 크게 초과했던 지역규모에서 여름 평균 기온에 대한 특정의 극한 임계치와 관련된 FAR를 추정하기 위하여 HadCM3 모델을 이용했다. Stott et al.(2004)는 인간의 영향이 이러한 임계치를 초과하는 지역규모에서 여름 평균 기온의 위험성을 두 배 이상 갖게 한다(그림 9.13).

본 연구는 단지 계절 평균온도의 대륙 평균치를 고려했다. 단기간 및 작은 규모 열파의 고려는 더 높은 해상도 모델링을 요구하며 육지면 과정과 같은 복잡성을 고려할 필요가 있을 것이다(Schär and Jendritzky, 2004). 또한 Stott et al.(2004)는 그들이 고려한 지역의 내부변동성이 변하지 않음을 가정했고(그들이 고려한 지역의 여름 평균 기온에 대한 HadCM3 21세기 기후전망의 경우), 그것에 의해서 평균 기온 증가에 대한 위험성 증가가 발생한다고 하였다(그림 1, Box TS.5에서 나타난 것처럼 평균 분포 변화는 극한치 빈도의 큰 증가를 일으킬 수 있다). 그러나 1961년에서 2004년 기간동안 여름철 유럽 기온변동성의 약한 증가(겨울철은 감소)에 대한 일부 증거가 존재하며(Scherrer et al., 2005), 극한현상이 발생할 가능성 증가에 대해 기여했을 수 있다. Schär et al.(2004)는 2003년 중부 유럽 열파가 토양 수분 및 식생 되먹임에 기인한 모델로 예측한 기온변동성의 증가와 일치한다. 게다가 자오선 순환(MOC)와 관련된 대서양의 유역 규모 변화와 연관된 다중 10년 규모의 변동성은 유럽 여름 기온의 변화에 기여하였다(Sutton and Hodson, 2005). Klein Tank et al.(2005)는 봄, 여름의 유럽 기온 변동에 대한 패턴 변화는 자연변동성으로부터 기대된 기온 변동에 대한 패턴 변화와 일치하지 않는다고 하였다. 2003년 유럽 열파의



**그림 9.13.** 1961년에서 1990년의 평균 기온을 1.6°C 초과하는 유럽 여름 기온의 위험성 변화를 나타낸 것으로서 문턱값은 1851년 계기관측이 시작된 이래, 처음으로 2003년에 이를 초과했다. 상단의 그림은 발생률로 표현된 인위적 변화의 존재(적색 선) 및 부재(녹색 선)를 나타낸 것으로 1990년대에 문턱값 1.6°C초과의 위험성의 발생 가능성을 나타낸 빈도 히스토그램이다. 하단의 그림은 FAR를 나타낸 것이다. 수직선은 '최적치 FAR를 나타낸 것이며 분포에서 평균한 인위적 요인들에 기여할 수 있는 평균 위험을 나타낸 것이다. 회색과 흰색 선들 간의 대체는 추정된 FAR 분포를 나타낸다.(a)에서 녹색에서 적색 분포의 이동은 그러한 사상(b)의 4배 증가에 대응하는 평균 0.75를 가진 FAR 분포를 포함한다(Stott et al., 2004).

기상학적인 측면은 박스 3.6에서 논의하였다.

## 9.4.4 자유대기온도

### 9.4.4.1 관측된 변화

관측된 자유대기온도 변화는 3.4.1절에서 논의하였으며 Karl et al.(2006)은 포괄적인 견해를 제시하였다. 라디오존데 관측(1958년 이래로 현재는 전지구 대부분이 관측범위에 포함됨), 위성에 기초한 온도 측정(1978년 말부터 최초관측)은 대류권의 온난화 경향과 성층권의 냉각화 경향을 나타내었다. 모든 자료들은 전구 평균 및 열대 대류권이 1958년부터 현재에 이르기까지 기온이 상승했고 대류권의 온난화 경향은 지표면에서보다 약간 더 크다. 1979년 이래로, 불확실성

이 관측된 대류권 온난화 경향성에 남아있고 이러한 것이 지표면 경향성보다 더 크거나 작다고 할지라도, 지면에서보다 대류권에서 약간 더 큰 온난화 경향이 발생하는 것으로 여겨진다. 1979년 이후, 전구 평균 대류권 온도 경향의 범위(여러 자료들에 기인한)는 전지구 표면 온난화에 대하여 10년에 0.16°C에서 0.18°C의 범위와 비교한 위성을 이용한 추정치에 기초해서 10년에 0.12°C에서 0.19°C이다. 반면에 모든 자료들은 성층권이 1958년 및 1979에서 현재까지 온도가 상당히 하강하였고, 여러 자료들로부터 추정된 선형 경향성의 큰 차이가 존재한다. 그러나 선형 경향성은 성층권과 열대 지방의 모든 층에서의 자료와 잘 맞지 않는다(3.4.1절). 관측 기록에서 불확실성은 3.4.1절과 Karl et al.(2006)에 의해 상세히 논의되었다. 불확실성은 열대 대류권에서 순냉각을 추정하는데 잘못된 결과가 나타날 수 있는 동질화된 라디오존데 자료에 존재한다. 대류권 위성 자료에서 여러 가지 버전으로부터의 기온경향성간의 차이는 여러 위성으로부터 자료가 어떻게 통합되는지의 차이에서 발생한다.

#### 9.4.4.2 대류권계면 고도 변화

대류권계면의 고도는 성층권과 대류권의 열적 구조 변화에 민감하며, 지표면 온도 정도 변화에 영향을 받는다(Schneider, 2004). 라디오존데 자료의 분석은 과거 30년에서 40년에 걸쳐 대류권계면 고도가 상승했다고 기록되어 있다(Highwood et al., 2000; Seidel et al., 2001). 유사한 증가들은 유럽중기예보센터(ECMWF) 15년 및 40년 재분석(ERA-15와 ERA-40), NCAR- 국립환경예측센터(NCEP) 재분석, 인위적 및 자연적 강제력을 통합한 모델 모의들의 3가지 다른 분석 결과물로부터 추정되었다. 모델과 재분석 자료 모두, 위성 및 라디오존데 시대에 걸쳐서 대류권 고도 변화는 열대에서 가장 작고 남극대륙에서 가장 크다(Santer et al., 2003a,b, 2004). 개개의 강제력을 가진 모델 모의는 모델에서 대류권 고도 증가의 주요 인자가 오존 감소로 인한 성층권의 냉각화 및 온실가스 증가로 인한 대류권 온난화임을 나타내었다(Santer et al., 2003a). 그러나 초기 모델 연구는 성층권 오존 변화 단독으로 대류권 고도가 변화하기에는 어려운 것으로 밝혀졌다(Thuburn and Craig, 2000). Santer et al.(2003c)는 인위적 및 자연적 강제력이 통합된 것에 대한 모델로 모의된 것의 반응은 여러 재분석 결과물에서 탐지할 수 있고, 태양과 화산강제력 단독으로는 대류권 고도 증가를 설명할 수 없다(그림 9.14). 재분석을 통한 기후자료, 특히, Santer et al.(2003a)에 의해 분석된 '1세대' 재분석은 입력 자료의 이용 가능성과 품질 변화와 관련된 비동질성 같은 일부 결함이 있을 수 있다. 재분석 스킴에서 여러 특정한 기술

적 선택을 해야한다(논의를 위해 Santer et al., 2004를 참조). 또한, NCEP 재분석 탐지 결과는 성층권이 NCEP 재분석에서 대류권에 더 많은 관련성을 가지고 냉각되지만 반면에 대류권은 온난해지기 때문에 재분석에서 과도한 성층권 냉각화 때문에 보정한 오차들에 기인할 수 있다. 대조적으로, '2세대' ERA-40분석에서 대류권 고도에 미치는 중요한 인위적인 영향의 발견은 모델과 재분석 모두에서 유사한 대규모 변화에 의한 것이다. 탐지 결과들은 전구 평균 대류권 고도 상승을 제거하는 것이 남아있다.

#### 9.4.4.3 전체 대기 온도 변화

자유대기온도에 미치는 인위적 영향은 위성 자료 분석이 사용되어 민감성이 설명되었음에도 불구하고 1979년 이후의 위성 자료 분석에서 탐지되었다. 1978년에 시작한 위성체의 MSU는 대기의 두꺼운 층들의 온도를 추정하였다. 주요 층들은 하층 대류권(T<sub>2LT</sub>), 중층 대류권(T<sub>2</sub>), 하층 성층권(T<sub>4</sub>)(3.4.1.2.1절)을 의미한다. Sante et al.(2003c)는 헨츠빌의 엘라바마 대학교와 원격 탐사 시스템 위성 자료와 함께 인위적 및 자연적 강제력을 포함하는 PCM 모델로 모의된 T<sub>2</sub>와 T<sub>4</sub> 온도 변화를 비교하였다. 그들은 인위적 및 자연적 강제력이 통합된 것에 대한 T<sub>4</sub> 모델 지문은 위성 자료들 모두에서 일치하게 탐지되었다. 반면에 T<sub>2</sub>반응은 단지 RSS 자료에서 발견되었다. 그러나 전구 평균 변화가 제거되었을 때, T<sub>2</sub> 지문은 전구 평균 차로 기초된 반응의 일반적인 공간 패턴을 제시하는 모든 자료에서 탐지된다. 자유대기온도에 미치는 인위적 영향성은 HadCM2와 HadCM3 모델로 추정된 여러 다양한 특징들과 지문들에 의한 해들리 센터 라디오존데 기온자료의 다양한 버전을 분석한 많은 연구들에서 탐지되었다(Tett et al., 2002; Thorne et al., 2002, 2003; Jones et al., 2003). 반면에 동서 평균 자유대기온도 변화의 공간 패턴은 자연적 강제력에 대한 반응과 화산 에어러솔과 태양복사량 변화의 영향을 탐지한 시·공간 패턴의 분석, 게다가 온실가스 및 황산염 에어러솔의 효과를 탐지할 수 없다(Tett et al., 2002). 게다가 Cooks(2004)는 다른 시그널들로부터 태양 시그널을 추출하기 위해 선택된 것이 이용되었을 때 HadRT2.1s 라디오존데 자료에서 나타내었던 대기 온도 변화의 태양 시그널을 탐지하였다. 이러한 연구들에서 사용된 모델은 성층권에서 수직 해상도가 낮고, 성층권의 변동성을 상당히 과소 추정한다. 혹은 이러한 탐지된 시그널들의 중요성을 과대 추정한다(Tett et al., 2002). 그러나 민감도 연구(Thorne et al., 2002)는 자유대기온도 변화에 미치는 인간의 영향력의 탐지가 성층권 온도를 포함하는 것에 의존하지 않는다. 광대한 대기 층과 층간의 감율에 대한 지표에서 평균

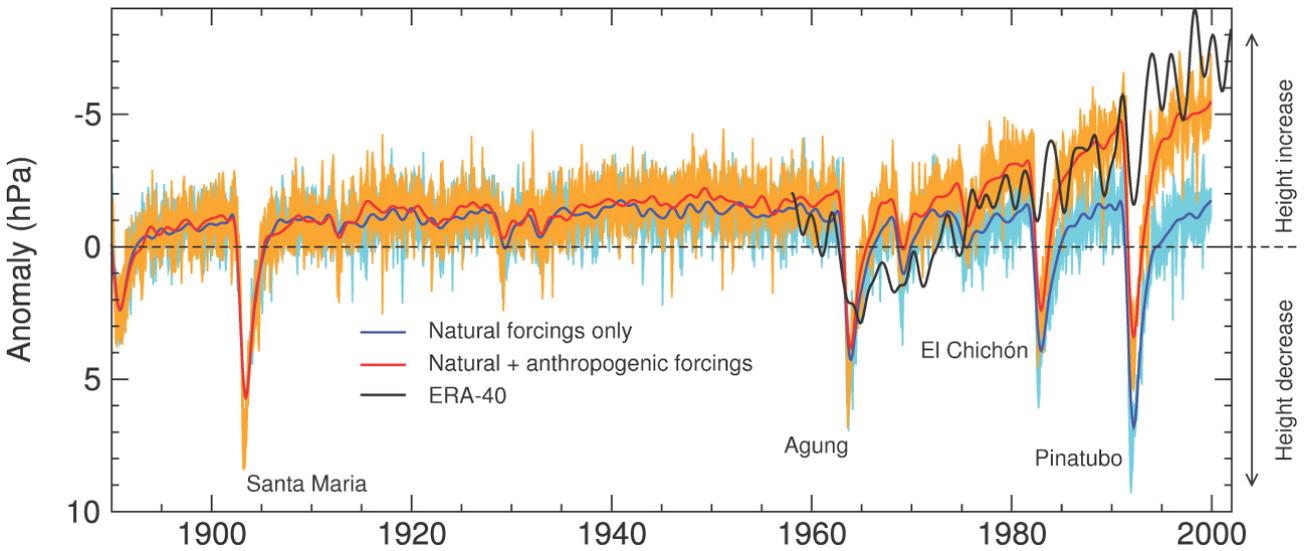


그림 9.14. 재분석과 기후모델로 모의된 대류권 고도에서 전구 월평균 아노말리간의 비교이다. 모델 결과는 자연강제력 또는 자연 및 인위적 강제력을 사용하는 두 개의 PCM 앙상블 실험으로부터의 결과이다. 각 실험의 4가지 실제성이 있다. 가장 높은 값과 낮은 값 간의 low-pass 필터된 앙상블 평균과 필터되지 않은 범위 모두가 나타났다. 모든 모델 아노말리들은 1890년에서 1999년에 걸쳐 계산된 월평균기후값에 대하여 정의된다. ERA-40으로 추정된 재분석 자료를 기초로 한 대류권 고도 아노말리는 모델자료와 같은 방법으로 필터된다. ERA-40 기록은 1957년에서 2002년까지 확장하며 1960년에서 1999년에 모든 것에서 동일한 평균을 가지고 강제된다(Santer et al., 2004).

한 대규모 지역에서 나타나는 기온변화의 공간 분포 분석은 불확실성의 범위가 지문 및 라디오존데와 기후모델자료의 선택과 관련하여 조사되었을 때 기후에 미치는 인위적인 영향의 탐지를 나타내었다(Thorne et al., 2003). 그러나 Thorne et al.은 분석된 모델(HadCM2와 HadCM3)이 라디오존데 자료에 의해 추정된 자유 대기 온난화를 과대 추정하며 또한 위성 자료 시대동안 Douglass et al.(2004)에 의해 나타난 효과 때문에 외부강제력의 특정한 결합에 대한 최근 관측된 대류권 온도 변화를 규명할 수 없었다. 그러나 위성 자료 시기 동안 라디오존데 자료는 냉각화 경향을 잘 표현하지 못하여 자료가 일관적이지 못하게 했다. 그리고 라디오존데 자료 분석을 위해 사용된 기법의 선택으로부터 발생한 구조적인 불확실성 때문에 여전히 정량화되지 않았고(Thorne et al., 2005), 모델자료 불일치가 모델 또는 관측의 부족에 기인하든지 간에 단독으로 이러한 분석에 기초하여 추정하기에는 어렵다. 그러나 더 많은 정보가 모델화 되고 관측된 대류권 감율 분석으로 제시되며 9.4.4.4절에서 논의된다.

이러한 방법으로 추정된 대기 온도 변화 시그널의 연직 프로파일이 동일한 외부강제력을 가진 결합 모델로 추정된 동일한 시그널과 상당한 차이가 발생할 수 있더라도, 다양한 접근방법은 관측된 해수면온도에서 강제된 대기대순환모델 모의를 가지고 대기의 높이를 통해 관측된 기온변화의 발견하는 것이다. Sexton et al.(2001)은 인위적 효과의 포함이 HadRTt1.2 자료로부터 동서 평균한 상층 온도 변화의 모의를 향상시킨다는 것을 밝혔다. 이는 인위적 시그널이

1976-1994년에 걸쳐 8년 평균치를 오버랩하여 계산하고 1961-1975년을 기초로 하여 아노말리로 표현한 계절 평균 기온변화 패턴에서 5% 유의수준에서 탐지된다. 게다가 각 해 동안 연 평균 기온변화 패턴 분석은 인위적 시그널이 분석 기간 말미에 많은 해에서 연 시간 규모에서 탐지됨을 나타냈다.

#### 9.4.4.4 차별적 기온경향

자유 대기에서 지표면의 기온경향을 제거하는 것은 모델에서 예측된 대류권 감율 경향이 라디오존데 및 위성으로 관측된 것과 일치하던지 간에 이러한 층과 검증들 간에 수많은 일반적인 변동성을 제거하는 것이다(Karl et al., 2006). 1979년 이후, 대류권 감율의 전구 평균 모델 경향성은 관측된 것과 일치한다. 그러나 이는 대부분의 모델들이 지표에서 보다 지표 위에서 더 온난해지지만 대부분의 관측치는 대류권에서보다 지표면에서 더 온난한 것으로 나타나는 열대에서의 경우는 아니다(Karl et al., 2006). Karl et al.(2006)은 이러한 것의 체계적인 연구를 수행했다. 대류권 온도 변화에 대하여 특히, 대류권에 대해서 성층권 냉각화 효과가 고려되었을 때, 일부 위성을 통한 측정에서 열대 지방에서 모의된 것과 관측된 것 간에 나타난 온난화의 더 큰 일치성이 있었다(Karl et al., 2006). 온실가스 변화보다 다른 외부강제력은 일부 온난화를 조정하는 것에 도움이 될 수 있다. 이는 화산 폭발과 성층권 오존 고갈 모두가 최근 수십 년간 지표면보다 대류권에서 더 냉각화가 있을 것으로 예상되기 때문이다

(Santer et al., 2000, 2001; IPCC, 2001; Free and Angell, 2002; Karl et al., 2006). 하지만 모델과 관측 모두에서, 이러한 강제력에 의해 야기된 서로 다른 냉각화를 정량화 하는 것에서 불확실성은 강제력의 불확실성과 강제력에 대한 모델 반응성에서 발생한다. 관측된 지표면 및 대류권 기온에서 ENSO나 NAM 같은 변동성에서 자연적 모드의 서로 다른 효과는 지표면 및 대류권에서 이러한 모드의 폭이나 공간 표현의 차이로부터 발생한다. 이는 관측된 지표면과 대류권 온난화율의 차이에 단지 음으로 기여하게 만든다(Santer et al., 2001; Hegerl and Wallace, 2002; Karl et al., 2006).

19개 MMD 모델로 모의된 것을 가진 열대 지역의 감율의 라디오존데(Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate(RATPAC); Free et al., 2005; and Hadley Centre Atmospheric Temperature(HadAT), Thorne et al., 2005)와 위성체 관측 추정치 간의 상호 비교는 월 및 연 시간 규모에서 나타난다. 지표면 기온은 일정한 크기로 모델과 관측 모두에서 상층으로 갈 수록 증가한다(Santer et al., 2005; Karl et al., 2006). 단지 장기간 규모에서 모델과 관측 간 기온 감률의 차이가 발생했는데, 이러한 불일치는 관측 기록의 비균질성으로 발생한 시간 규모이다. 단지 어떤 관측 자료(RSS)는 단기간 및 장기간 규모 모두의 모델과 일치하는 것으로 밝혀졌다. Vinnikov et al.(2006)은 대류권 하층의 것을 생산하지 않은 반면에, 그들의 T2 기온경향(그림 3.18)의 추정은 모델 모의와 일치한다(Karl et al., 2006). 일부 관측 기록들이 그들의 장기간 경향성에 영향을 미치는 오차들에 의해 뒤섞여 버릴 수 있지만, 규모 효과들이 단기간 및 장기간 모에서 서로 다른 물리적 메커니즘에 의해 조정되는 가능성이 있다(3.4.1절; Karl et al., 2006).

#### 9.4.5 요약

3차 평가보고서 이후, 인간의 영향으로 지표면 근처의 전지구 온도가 상승한다는 증거가 강화되고 있다. 3차 평가보고서 발간 이후의 매해는 지표 근처 온도에 대하여 전지구의 계기를 이용한 기록에서 가장 온난했던 10년에 속했다. 기후시스템에서 가장 중요한 강제력을 포함할 때 최근 세기 동안 관측한 것과 일치하는 전지구 평균 기온변화를 모의하기 위해 현재 많은 기후모델들이 이용가능하다. 어떠한 결합 모델 모의도 전구 기후에 대한 인간의 영향에 대한 강한 증거인 인위적 강제력을 배제하고 20세기의 전지구 기온변화를 재생산할 수 없다. 이러한 결론은 모델 형식의 변화를 가져오며 강제력의 불확실성은 현재 이용 가능한 다중 모델 앙상블에서 발견되었다(그림 9.5).

많은 연구들이 다양한 통계적 기법을 적용하고 여러 가지 많은 기후모의들을 이용하여 지표 근처 기온변화에 미치는 인간의 영향을 탐지하였다. 관측치들의 비교는 이러한 연구들에서 사용된 모델이 탐지를 위해 중요한 10년 이내 시간 규모에 대한 10년 내 변동성의 적합한 설명을 가진다는 것을 보여주었다(그림 9.7). 베이지안 구조를 평가했을 때, 아주 강력한 증거가 사전 분포에 대한 선택 없이 전지구 기온 변화에 미치는 인간의 영향이 발견되었다.

3차 평가보고서 이후, 온실가스 증가와 다른 인위적 및 자연적 요인들로부터의 기여에 대해 관측된 온난화의 구분에 대한 강조가 증가하고 있다. 이러한 연구들은 온실가스 강제력이 최근 50년에 걸쳐 관측된 전지구 온난화의 지배적인 원인일 것이라는 결론을 이끌어 내었다. 그리고, 모의되고 관측된 기온변화 간의 일치가 외부강제력의 여러 조합으로 재생산될 수 있다는 가능성에 대해 설명하였다. 이는 또한 관측에서 모델을 통해 모의된 시·공간 반응 패턴의 존재성을 탐지하는 것이며 그러한 분석은 이러한 패턴에서 모델을 통해 모의된 것과 관측 간에 일치성을 요구한다.

탐지 및 원인규명 분석은 과거 세기 동안 온실가스 농도 증가로 인한 일부 온난화 영향과 그 반대의 경향을 가지는 에어러솔과 자연적 강제력으로부터의 냉각화 영향이 있었던 것을 밝혔다(그림 9.9). 공간 정보는 에어러솔의 영향을 신뢰적으로 탐지하고 증가한 온실가스의 영향으로부터 그것들을 설명하기 위해 시간 정보를 부가적으로 필요로 한다. 특별히, 에어러솔 강제력의 변화에 의존하여 시간에 따른 변화에 따라 북반구와 남반구 간의 온난화와 냉각화가 일어나는 원인을 에어러솔을 통해 제시할 수 있고, 이러한 시-공간적 지문은 세기에 걸쳐 에어러솔로 인해 발생할 수 있는 냉각 범위를 규정하는데 도움이 될 것이다. 에어러솔 강제력과 기후 반응성에서 불확실성이 계속됨에도 불구하고, 일부 온난화가 에어러솔과 다른 자연적 및 인위적 요인들로 인한 냉각화와 상쇄됨과 더불어 온실가스 단독으로 최근 50년 동안 관측된 것보다 더 큰 온난화가 야기되었다. 최근 100년에 걸쳐 온도 분석으로부터의 증거에 따라 계기를 통한 표면온도 및 자유대기온도 자료를 이용한 연구에서 종합적인 증거는 최근 50년의 온난화에 대한 태양강제력으로부터 기여는 온실가스 강제력의 기여보다 더 크지 않았음을 설명하였다.

3차 평가보고서 이후 주요한 진전은 대륙 및 아대륙 규모의 육지에서 1950년 이후 표면온도 변화의 인위적 시그널의 탐지이다. 이러한 규모에서 온도 변화의 많은 측면을 모의하기 위한 모델의 능력(그림 9.12)과 6개 대륙 각각에서 주요한 인위적인 효과의 탐지는 전지구 기후에 미치는 인간의 영향에 대하여 3차 평가보고서에서 이용가능했던 것보다 더

## 자주 묻는 질문(FAQ) 9.2

## 20세기의 온난화는 자연 변동성에 의해 설명될 수 있는가?

20세기의 온난화가 자연적 원인으로 설명될 가능성은 매우 낮다. 20세기 말기는 이상할 정도로 따뜻했다. 고기후 재구성 결과를 보면 20세기의 후반 50년은 북반구에서 지난 1300년 중 가장 따뜻한 50년 기간이었을 가능성이 있다. 이 급속한 온난화는 기후가 지난 세기에 일어났던 것과 같은 급속한 온실가스 증가에 어떻게 반응할 것인가에 대한 과학적 이해와 일치하지만 화산활동이나 태양 방출에너지의 변동성 같은 자연적 외부인자에 어떻게 반응할 것인가에 대한 과학적 이해와는 불일치한다. 기후모델은 지구의 기후에 대한 여러 영향력을 연구하는 데 적절한 도구이다. 온실가스 증가 수준의 효과뿐 아니라 자연적 외부 인자들을 모델에 포함시키면 모델은 지난 세기에 일어났던 온난화를 훌륭히 시뮬레이션 해낸다. 그러나 자연적 인자만을 사용하여 구동하면 관측된 온난화를 재현해내지 못한다. 인위적 인자들을 포함시키면 지구 전체 기온변화의 지리적 패턴을 최근 몇 십 년 동안 나타났던 것과 비슷하게 시뮬레이션 해낸다. 북반구 고위도로 갈수록 온난화가 현저한 특징이 있는 이 패턴은 내부 기후과정에 관련된 자연적 기후변동성(예: 엘니뇨)의 가장 중요한 패턴과는 다르다.

시간이 지남에 따라 지구의 기후는 엘니뇨 같은 자연적 내부과정뿐 아니라 외부 영향의 변화에 의해 변동된다. 이런 외부 영향은 화산활동이나 태양방출에너지 변화 같은 자연적인 것일 수도 있고 온실가스 방출, 인위적 에어러솔, 오존 고갈, 토지사용 변화 같은 인위적인 것일 수도 있다. 자연적 내부 과정의 역할은 관측된 기후 변동을 조사하고 외부 기후 영향인자의 변화 없이 기후모델을 구동함으로써 추정할 수 있다. 모델에서 이런 인자들에 변화를 주고 관련 과정에 대한 물리적 이해를 사용하면 외부 영향의 효과를 추정할 수 있다. 자연적 내부 변동성과 외부 변동성의 결합 효과는 나이테, 빙핵, 산업화 이전의 자연 '온도계'에 기록된 기후 정보를 사용해서 추정할 수 있다.

기후에 영향을 주는 자연적 외부 인자로는 화산활동과 태양 방출에너지 변화가 있다. 위력적인 화산폭발은 대량의 분진과 황산염 에어러솔을 대류권까지 분출시켜 일시적으로 지구를 차폐하고 일광을 우주로 반사시킨다. 태양 방출에너지는 11년 주기로 변하는데 그보다 긴 기간으로 변동할 수도 있다. 지난 100년 동안 인간의 활동, 주로 화석연료 사용은 대기의 이산화탄소 및 온실가스 농도를 급속히 증가시켰다.

산업화 이전에 이런 가스들의 농도는 수천 년 동안 거의 일정하였다. 인간 활동은 대기에서 반사하는 미세한 입자들, 즉 에어러솔의 농도도 특히 1950년대와 1960년대에 증가시켰다.

엘니뇨 같은 자연적 내부 기후과정이 지구 평균 기온을 상대적으로 짧은 기간 동안 변동시킬 수 있지만 분석결과에 따르면 외부인자들이 더 많이 기여한다. 1991년의 피나투보 화산폭발 같이 중요한 화산폭발 후에는 짧은 기간 동안 지구가 냉각되었다. 20세기 초반에는 지구 평균 기온이 상승했는데 그 기간에 온실가스 농도가 상승하기 시작했다. 태양 방출에너지는 아마도 증가하고 있었을 것이고 화산활동은 거의 없었을 것이다. 1950년대와 1960년대에 평균 지구기온은 일정하게 유지되었는데 화석연료 및 기타 발생원에서 방출된 에어러솔이 증가하여 지구를 냉각시켰기 때문이다. 1963년의 아궁 화산(Mt. Agung) 폭발 역시 대량의 반사성 분진을 상층 대기로 분출하였다. 1970년대 이후의 급속한 온난화는 온실가스 증가가 다른 모든 인자들을 압도한 기간에 일어났다.

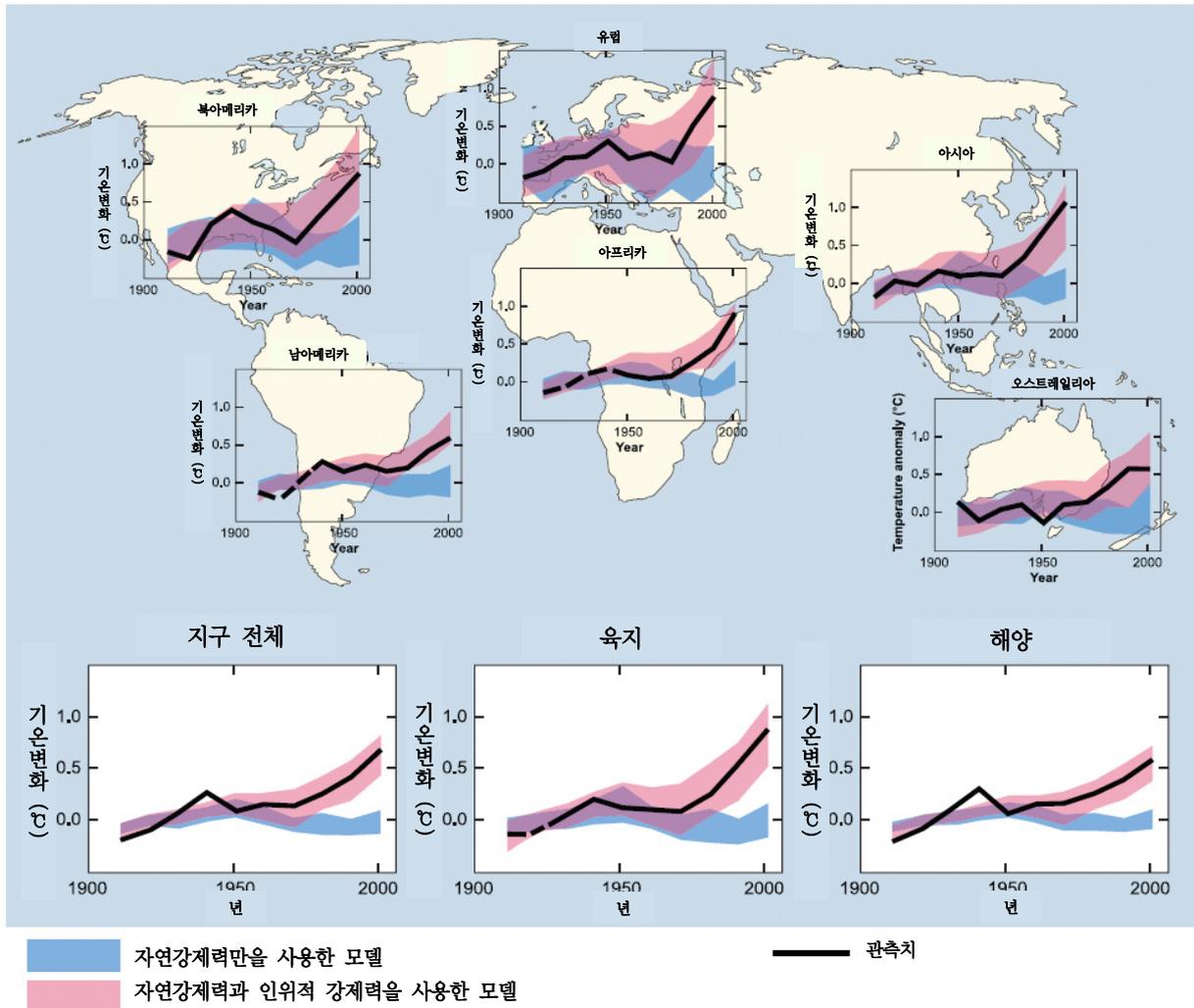
20세기 기후변화의 원인을 분석하기 위해 기후모델을 사용해 수많은 실험이 수행되었다. 그 실험 결과들을 보면 모델에 태양 방출에너지와 화산활동의 변동만 사용한 경우에는 최근 몇 십 년의 급속한 온난화가 재현되지 않는다. 그러나 그림 1에서 보는 바와 같이, 온실가스 등의 인위적 인자와 자연적 외부 인자를 비롯해 중요한 외부 인자를 거의 모두 포함시키면 관측된 20세기 기온 변화를 시뮬레이션 해낼 수 있다. 지구 전체와 개별 대륙(관측치가 불충분한 남극대륙은 제외)에서 외부 인자에 대한 반응(모델로 추정된)이 감지된다. 지난 반세기 동안 인간의 기후 영향력은 지구 평균 지표기온의 변화에 대한 다른 모든 원인을 압도했을 가능성이 높다.

불확실성의 주요 원인은 인위적 에어러솔 등 일부 외부 인자에 대한 불확실한 지식이 있다. 게다가 기후모델 자체도 불완전하다. 그럼에도 불구하고 모든 모델은 인간 활동으로 인한 온실가스 증가에 대해 같은 패턴의 반응을 보여주며 그 패턴은 관측된 변화 패턴과 비슷하다. 이 패턴에는 해양보다 육지에서 더 현저한 온난화도 포함되어 있다. 이 변화 패턴은 엘니뇨 같은 자연적 내부 변동성에 관련된 기온변화의 주요 패턴과는 다르기 때문에 온실가스에 대한 반응을 자연적 외부 인자에 대한 반응과 구분하는 데 도움이 된다. 모델과

관측치 역시 대기의 하층 부분(대류권)은 온난화 되고 성층권에서 고도가 높아질수록 냉각되고 있는 것을 보여준다. 이것은 기후에 대한 인위적 영향의 결과를 나타내는 변화 ‘지문’이다. 태양 방출에너지의 증가가 최근 기후 온난화의 원인이었다면 대류권과 성층권 둘 다 온난화 되었어야 한다. 그리고 인위적 외부 영향과 자연적 외부 영향의 작용시기의 차이에서도 이런 인자들에 대한 기후 반응이 구분된다. 그런 고려사항들은 자연 인자보다는 인위적 인자들이 지난 50년간 관측된 지구적 온난화의 주원인이었다는 확신을 높여준다.

기온변화에 따라 폭과 밀도가 달라지는 나이테 등의 자연 ‘온도계’와 기상기록에 기초하여 추정된 지난 1~2천 년의

북반구 기온은 20세기의 온난화가 자연적 내부 변동성과 자연적 외부 복사강제력만으로는 설명될 수 없다는 추가 증거가 된다. 이 추정에 대한 확신이 높아진 이유는 모델이 보여주는 산업화 이전 북반구 평균기온의 변동의 많은 것들이 대규모 화산폭발과 태양 방출에너지의 변화에 의해 야기된 일시적 냉각으로 설명될 수 있기 때문이다. 나머지 변동은 기후모델에서 자연적, 인위적 외부 인자를 포함시키지 않은 채 시뮬레이션 된 변동성과 일반적으로 일치한다. 불확실성은 존재하지만 과거 기후 추정치는 20세기 후반 50년이 지난 1300년 동안 가장 따뜻한 50년 기간이었을 가능성이 있다는 것을 보여준다. 자연적 인자로 인한 추정 기후 변동성은 강력한 20세기 온난화에 비하면 작다.



FAQ 9.2, 그림 1. 대륙, 지구 전체, 육지, 해양에서 1901~1950년 10년 평균 기온에 대한 1906~2005년의 10년 평균 기온의 차이(°C); 검은색 선은 관측된 기온변화를, 음영 부분은 최근 모델 시뮬레이션에 90% 포함되는 범위이다. 붉은색은 자연적 인자와 인위적 인자를 포함하는 시뮬레이션 결과이고 파란색은 자연적 인자만을 포함한 시뮬레이션 결과이다. 검은색 점선은 관측치가 거의 없는 대륙 지역의 10년 값이다.

강력한 증거를 제공한다. 대륙 규모보다 더 작고 50년보다 더 작은 규모에서 기온변화의 원인규명에서 난제들이 남아 있다. 제한된 예외성을 가지고 이러한 규모에서 원인규명은 아직까지 확립되지 않았다. 전체 또는 부분적으로 자연 야기될 수 있는 일부 변동성 모드와 관련된 온도 변화는 일부 지역 및 계절에서 모델로 거의 모의되지 않았고 외부강제력에 대한 예측된 기온반응을 어렵게 할 수 있다. 더 작은 지역에 걸쳐 평균한 것은 외부강제력에 의해 예측된 변화를 설명하기가 더 어려워져 대규모 지역에 걸쳐 평균한 것보다 자연변동성의 감소가 덜하다. 게다가 소규모에서 외부강제력의 상세한 설명과 모델로 모의된 반응은 대규모에서 나타나는 특징보다 확실성이 덜하다. 전체적으로, 관측되고 모델로 모의된 기후변동성의 불확실성 및 더 작은 공간 규모에서 변화는 대륙보다는 더 작은 규모에서, 50년보다 더 짧은 시간 규모에서 기온변화에 대한 인위적 강제력의 기여도를 추정하는 것을 현재 어렵게 한다.

현재 인위적 강제력이 극한 기온에 영향을 미쳤다는 일부 증거가 있다. 서리일 빈도의 유의한 감소와 더운 밤 빈도의 유의한 증가가 나타났다. 탐지 및 원인규명 분석은 극한적으로 더운 밤의 패턴 변화에 미치는 인간의 영향이 유의하게 나타났고 1년 중 가장 추운 밤과 낮에서 인위적인 온난화에 대한 증거도 보였다. 기후변화에 미치는 중요한 영향들은 일부 지역에서 열파 빈도 증가와 다른 지역에서 극한한랭현상 빈도의 감소를 통해 명백히 나타났다. 한 연구에 기초하여, 모델을 통한 기온변동성을 추정했을 때, 과거 인간의 영향력은 2003년 기록적으로 높았던 유럽의 여름철 평균 기온의 위험성을 두 배 이상 갖게 한다.

3차 평가보고서 이후, 더 많은 증거는 1950년대 말 라디오존데로부터 사용할 수 있는 광범위한 관측으로부터 자유대 기온도에 미치는 주요한 인위적인 영향이 있다는 사실이 누적되어 왔다. 대류권 온도에 대한 온실가스의 영향이 탐지되었고, 성층권 온도에 성층권 오존 감소가 영향이 있음이 밝혀졌다. 대류권 온난화와 성층권 냉각화는 대류권계면 고도를 상승하게 하고 모델자료 비교에서 온실가스 및 성층권 오존 변화가 크게 관련이 있음을 보여주었다(그림 9.14).

반면에, 월 및 연 시간 규모에서, 지표면에서 열대 지방의 온도 변화는 MMD 모의와 관측 모두에서 위쪽으로 상승하였고 장기간 규모에서, 지표면과 자유 대기 간의 열대 지방 온난화율 차이의 모의는 일부 관측 기록과 일치하지 않는다. 여러 해에서 불일치가 발생할 수 있으나 그보다 더 짧은 시간 규모에서는 설명하기가 어렵고 그러한 확대 효과는 여러 물리적 메커니즘에 의해 지배되기 때문이다. 그러나 일부 관

측 기록들은 장기적 경향에 영향을 미치는 오차들로 인해 품질 저하가 발생하기도 한다.

## 9.5 산업혁명 동안 다른 변수의 변화 이해

이 장의 목적은 기온 외 해양기후, 대기순환, 강수, 빙권, 그리고 해면고도를 포함한 다른 변수들의 대규모 기후변화를 평가하는 것이다. 이 장은 3장, 4장, 5장, 8장에서 많이 얘기하였다. 가능하다면, 여기서는 강수 변화에 해수면온도 변화의 어떤 면을 관련시키는 것처럼, 다른 변수의 변화 사이의 관련성을 규정하는 것을 시도한다. 또한 규격화된 탐지 연구에서 가능한 외부강제력의 역할에 대해 얘기한다.

### 9.5.1 해양기후변화

#### 9.5.1.1 해양 열 함량 변화

3차 평가보고서부터, 기후변화의 징후는 지역 및 지구 규모 모두 해양에 축적되었다(5장). 세계 해양의 전반적인 열 함량은 1961에서 2003년 동안  $14.2 \times 10^{22}$  J 증가한 것으로 추정된다(5.2.2절). 이 전반적인 증가는 강한 경년과 10년이상 주기변동에 나타난다. 20세기 후반동안 지구시스템의 가장 큰 열 저장고인 해양(Levitus et al., 2005; 그림 5.4 참조)이 열을 얻었다는 것은 기후시스템의 양의 순 복사강제력과 일관된다. 20세 후반 해양 열 함량 변화는 지구의 해양-대기-빙권 시스템의 어떤 다른 성분의 에너지 함량 증가보다 적어도 한 단위정도 더 크다(그림 5.4; Levitus et al., 2005)

모든 분석이 지구 해양 열 함량의 양의 변화에서 큰 인위적 성분을 보인다. Levitus et al.(2001)과 Gregory et al(2004)는 GFDL R30과 HadCM3 모델 모의를 각각 분석하여, 모델이 온실가스 성분과 황산염 에어러솔 증가로 인한 인위적 강제력을 포함할 때, 기후모의 결과가 관측 변화와 매우 일관됨을 보였다. Gent and Danabasoglu(2004)은 CCSM2(통합 기후시스템 모델)의 장기 기준 적분 모의를 통해, 관측된 추세가 자연적 내부변동성에 의해서 설명되지 않는다는 것을 보였다. Barnett et al.(2001)과 Reichert et al.(2002b)은 해양 전반에 걸친 해양 열 함량의 관측된 공간-시간 패턴 내의 모델-모의 해양기후변화 시그널을 탐지하는 9.4절에서 묘사된 것과 유사한 탐지 분석을 사용하였다.

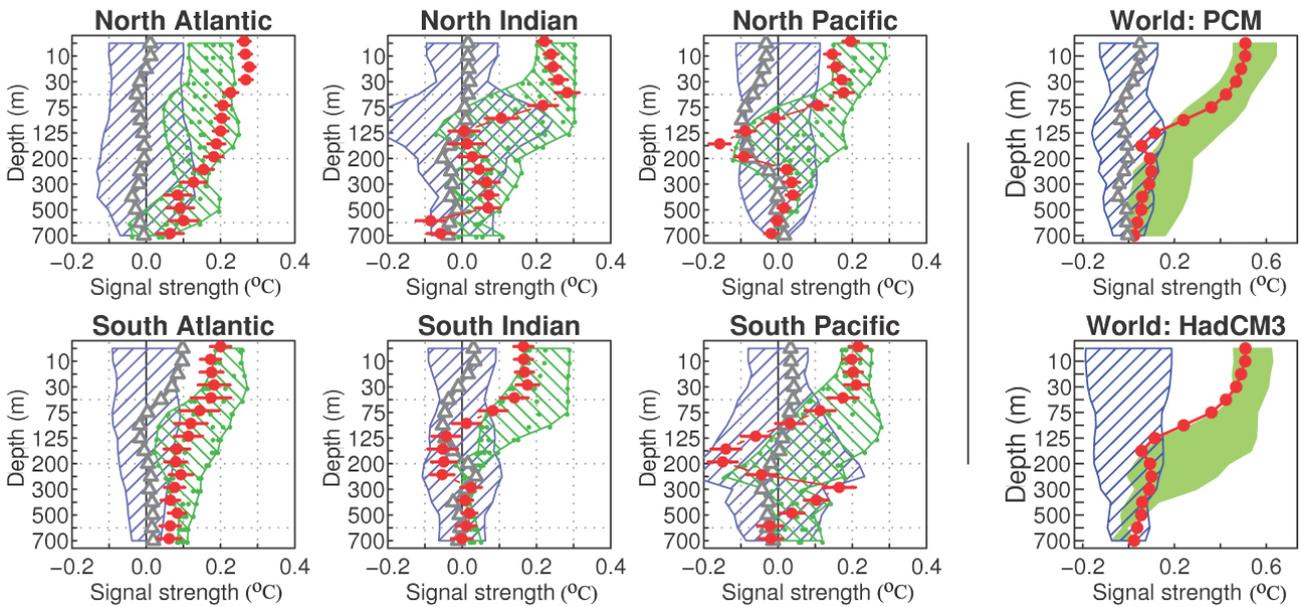
Barnett et al.(2005)은 해양 상부 700m의 온도 변화의 시간적 변화 basin 분석을 통해 이전 탐지 및 원인규명 분석을 해양 열 함량 변화에서 basin으로 확장하였다(Pierce et al.,

2006). 그들은 2개의 기후모델(PCM 과 HadCM3)에 의해 모의된 내부변동성과 자연 외부강제력에 대한 반응이 관찰된 변화와 일관되지는 않았지만, 인위적 인자(혼합층 온실가스와 황산염 에어로솔을 포함)에 의해 모의된 해양온난화가 관측된 변화와 일관되고 개개의 해양 basin에 많은 다른 반응을 재생산하며(그림 9.15), 복잡한 연직적, 지리적 구조를 가지는 세계 해양의 사람에 의해 유발된 온난화는 두개의 대기-해양 대순환모델에서 꽤 잘 모의되었다고 보고하였다. Barnett et al.(2005)은 Barnett(2001)의 초기 결론이 Levitus (2005) 개정된 Levitus(2000)의 해양 열 함량 자료에 영향을 받지 않는다는 것을 밝혔다. 대조적으로, 태양강제력의 변화는 잠재적으로 해양 열 함량의 증가의 추정에 근거하여 관측에 입각한 작은 부분만을 설명하며(Crowley et al., 2003), 자연(화산) 및 인위적 에어로솔의 냉각 영향은 마지막 반세기 내내 해양온난화를 감속하였다. Delworth et al.(2005)은 이러한 강제력들이 온실가스만 증가한 반응과 비교하여, 용승 확산 EBМ에 근거한 결과와 일관된 GFDL-CM2 모델 모의에서 2-3 크기의 온난화의 감소와 수 십년의 지연을 찾아냈다(Crowley et al., 2003). 해양 열 함량의 감소는 기후모의에서 화산 폭발에 의해 발견되며(Church et al., 2005), Krakatoa 폭발에 따른 깊이에 따른 해양 한랭화의 100년 시

간 규모의 일정함이 포함된다(Gleckler et al., 2006).

비록 해양의 열 흡수가 인위적 강제력의 영향 없이 설명되지 않는다하더라도, 모델에서 열이 얼마나 빨리 해양 혼합층 아래로 침투하는지를 과대 추정하는 몇몇 증거들이 있다 (Forest et al., 2006; 그림 9.15 참조). 자연강제력에 인위적 강제력을 추가한 모의 결과, 8개 결합기후모델에서 1961~2003 동안  $0.26 \pm 0.06 \text{Wm}^{-2}$  (표준편차  $\pm 1$ )의 열 흡수를 모의하고 있으며, 해양 온도 변화의 관측 결과는  $0.21 \pm 0.04 \text{Wm}^{-2}$ 의 열 흡수를 보인다(5.2.2.1). 이것은 그들의 불확실성 안에서 일관될 수 있으나, 해양 열 흡수를 과대 추정하는 기후모델의 추세를 암시할지도 모른다.

추가로 Levitus et al.(2000, 2005)(5.2.2)에 보인 경년에서 십년 변동은 모델에서 과소 추정함: Gregory et al.(2004)는 1957년에서 1994년 동안 3000m 위 세계 해양 열 함량의 5년 이동 평균의 선형 추세에서의 경년 편차가 관측과 모델 사이에 유의한 차이가 있음을 보였다. 몇몇 연구들은 몇몇 성긴 표본 지역에서 자료를 채우는 방법의 선택의 잠재적 중요성을 얘기하는 동안(Gregory et al., 2004; Achutarao et al., 2006), Levitus et al.(2005)에 의한 다른 과정의 자료들의 일관성, Ishii et al.(2006)와 Willis et al.(2004)는 기후변화 연구의 추세 분석에서 그들이 사용하는 것에 신뢰도를 추가



**그림 9.15.** 세계 해양과 각 해양에서 깊이에 따른 모델-모의된 온난화 신호와 관측 강도(단위: °C, 강도 계산은 Barnett et al., 2005 and Pierce et al., 2006 참조). 각 해양에 대한 신호는 PCM(표 8.1)에서 추정되며, 세계 해양은 PCM과 HadCM3(표 8.1)에서 추정됨. 붉은색 점선은 온난화 형태의 모델-기반으로 일반화된 관측 온도변화 추이를 표현함. 모든 해양이 그 기간동안 순 승온을 보였다하더라도, 지난 40년 동안 승온된 해양에서 실질적인 해양 대 해양의 차이를 보임. 붉은색 막대는 불확실성과 관련된  $\pm 2$  표준편차 경계를 표현함. 파란색 사선은 자연적 내부변동성 크기의 90% 신뢰도 경계를 표현함. 녹색 사선은 각 해양에서 PCM에서 모의된 고정된 강제력의 현실과의 차이로부터 추정된 인위적인 강제력에 의한 범위를 표현하며(녹색 사선 안의 작은 점은 개별의 현실값), 녹색 음영 지역은 PCM과 HadCM3에서 세계 해양에 대해 모의된 강제력의 현실과의 차이로부터 추정된 인위적인 강제력에 의한 범위임(PCM과 HadCM3는 인위적 강제력에 대한 다른 재현을 사용함). 태양과 화산강제력을 사용하는 4개의 PCM에서 모의된 온난화 신호의 양상을 평균 강도 또한 보였음(회색 삼각형). 출처 : Barnett et al.(2005) and Pierce et al.(2006).

하는 분석을 한다(5장). Gregory et al.(2004)은 북반구 잘-관측되는 상부 해양(300m 위)에서 모델과 관측 사이의 일관성이 더 좋으며, 관측이 잘되는 지역 이외의 관측자료에서 자료 메우기 방법에 더 큰 민감도를 가진다는 것을 보였다. 그들은 HadCM3 모의에서는 보이지 않는, 500m 깊이 부근에서 Levitus 자료의 최고 강한 변동성이 보이는 것을 발견하였으며, Levitus 자료의 인위성과 모델 결합가능성을 보였다. Achutarao et al.(2006)은 또한 많은 해양에 온도 변동의 관측적 추정치는 실제적으로 성긴 관측지역과 자료 메우기 방법에 영향을 받을지도 모른다는 것을 발견하였다.

### 9.5.1.2 수괴 특성

해양 표면에서 직접적 순환을 하는 내부 수괴는 열과 담수 사이의 지표 변화에 높은 변화를 가져오며, 따라서 지구 변화의 지표로 제공될 수 있다(Stark et al., 2006). 어떤 연구들은 3차원 수괴 특성의 변화 계산을 시도하였다(5.3장). 준-남극 모드 물(Sub-Antarctic Mode Water, SAMW)와 아열대 순환은 1960년 이후 인도양과 태평양에서 승온되었으며, 고위도에서 물은 상부 500m에서 담수화하였고, 몇몇 아열대 순환에서는 염도가 증가하였다. 이러한 변화는 고위도에서 강수 증가를 유발하고(5.2.3절; Wong et al., 1999), 중위도에서 강수와 증발의 차이를 감소시키는(5.6절) 최근 50년 동안 해양의 남북 수분 속의 증가와 일관된다. 이것은 탐지 가능한 염도 변화를 일으키기 위해 해양이 강우 변화를 통합할 지도 모른다는 것을 제시한다. Boyer et al.(2005)는 1955년에서 1998년 동안 40°S의 남극 극지 부근 지역과 아열대 북대서양에서의 염도를 이용하여 지구 해양에 대한 염도의 선형 추세를 추정하였는데, 준-극 대서양에서 담수화되고 있다(그림 5.5 와 그림 5.7). 그러나 다른 부분(예, 해양 담수 수송)에서의 변동이 관측된 염도 변화를 실질적으로 구성하거나, 양을 결정할 지도 모른다.

1960년에서 1990년 사이의 남 인도양의 SANW의 관측된 담수화는 HadCM3으로부터 모의된 인위적 강제에 일관됨을 보이지만(Banks et al., 2000), 보이는 추세가 관측적인 자연 변동이나 가변적 관측 범위의 앨리어싱 된 효과를 표현하기 때문에, 성긴 수문지리 자료를 통합하는데 주의를 기울여야 한다. SAMW가 1960년대 보다 1987년대에 등밀도선을 따라 더 담수하였기 때문에, 2002년에는 1960대 값 근처의 염도가 다시 나타난다(Bindoff and McDougall, 2000; Bryden et al., 2003). 관찰된 대기속과 해수면온도의 강제력을 받는 해양모델의 분석은 이것이 자연변동성과 연관된다는 것을 나타내며(Murray et al., 2007), 그 결과는 HadCM3의 20세기 모의 분석에 의해서 지지받으며, 내부변동성으로 인한 관측

과의 차이 때문에 귀무가설을 기각하는 것이 불가능한데(Stark et al., 2006), 이 모델이 지표 승온과 수문 변화에 대규모 반응을 하기 때문에 21세기에 장주기 담수화 추세를 생산하여도 그러하다(Banks et al., 2000).

### 9.5.1.3 남북방향 역전 순환(Meridional Overturning Circulation)의 변화

인위적, 자연적 강제력이 대서양의 MOC에 영향을 줄지 모른다는 것은 가능하다(박스 5.1 참조). 기후변화의 해양의 결과 중 하나의 가능성은 MOC의 감속 또는 심하게는 정지이다. 위도 25°N를 따라 대서양 횡단 단면도에 근거를 두는 역전 순환 및 관련된 열 수송의 추정은 1957에서 2004년 사이의 5가지 표본에서 대서양 MOC가 약 30% 감속되었음을 보였으며(Bryden et al., 2005), 비록 추세 추정이 확고하다할 지라도 주어진 부정기적 표본과 고려할 변동성이 명확하지는 않다(박스 5.1). 북동 대서양의 심해의 담수화가 관찰되었으며(Dickson et al., 2002; Curry et al., 2003; 그림 5.6), 고위도의 강수와 증발 사이의 차이가 강해지고, MOC의 감속이 일관되게 나타났다. Wu et al.(2004)는 관찰된 담수화 추세가 인위적, 자연적 강제력 모두를 고려하는 HadCM3 양상을 모의에서 잘 재현됨을 보였는데, 이 담수화가 MOC의 약화보다는 강화시키는 결과를 보였다. 그러므로 이 분석은 염분도 순환을 감속하는 초기 신호와 같은 북대서양의 관측된 담수화 추세 결과와는 일관되지 않는다. Dickson et al.(2002)는 극지에 가까운(subpolar) 북대서양의 관측된 담수화를 움직이는데 있어 북극의 가능한 역할을 제시하였다. Wu et al.(2005)는 북극 강 흐름의 관측된 증가(Peterson et al., 2002)가 인위적, 자연적 강제력을 포함한 HadCM3에서 잘 모의되며, 자연강제력 인자만을 포함한 HadCM3에서는 보이지 않으며, 이 증가는 인위적에 의한 것이다. 그러나 이 담수 근원의 증가와 Labrador 해의 담수화 사이의 관계는 HadCM3 모의에서 뚜렷하지 않으며, Wu et al.(2007)은 Labrador 해의 최근 담수화는 인위적 강제력보다는 자연적 강제력에 의해 지배될 때, 모델에 의해 모의된다고 밝혔다. 중요한 사실은, 담수화는 NAO(상자 5.1)와 AMO(상자 5.1, Vellinga and Wu, 2004; Knight et al., 2005)와 연관된 10년 또는 수십년 변동과 관련된다는 것이다.

### 9.5.2 해수면

인간활동 강제력 뿐아니라 자연적인 강제력을 포함하는 모의에서는 1961년~2003년의 기간에는 수 차례의 대규모 화산 폭발이 기후를 냉각시켰기 때문에(Gleckler et al., 2006)

화산강제력이 없는 기간보다 일반적으로 해양열흡수가 적다. 이 때문에 완전한 모델 모의 세트(표 9.2의 'ALL/ANT')보다 관측된 해양온난화에 기초한 열적 팽창 추정치(5.5.3절) 반영된 모의들이 더 잘 일치하게 된다. 1993년~2003년 기간에, 자연적인 강제력을 포함한 모델들은 관측과 잘 일치하고 있다. 이러한 결과가 1999년 이후로 모의가 서로 다른 날짜에 종료하기 때문에 다소 불확실성이 존재하긴 하지만, PCM을 이용한 Church et al.(2005)과 HadCM3를 이용한 Gregory et al.(2006)의 결과와 일치하며, 이들 결과는 지난 십년간  $0.5\text{mmyr}^{-1}$ 의 추세는 1991년 피나투보산 화산 폭발에서 회복됨으로써 발생한 온난화에 기인했을 것임을 의미한다. 1961년~2003년과 1993년~2003년 기간을 비교해보면 화산이 단기간과 장기간에 서로 다르게 해양에 영향을 미치는 것을 알 수 있다. 1993년~2003년의 급속한 팽창은 피나투보산 화산 폭발로 인한 냉각화에 이어 상층 해양이 급속히 온난화됨에 따른 것이었다. 반면, 화산 폭발로 인한 심해의 냉각 편차는 훨씬 오래 지속되므로 수 십년의 반응은 지속적으로 영향을 받는다(Delworth et al., 2005; Gleckler et al., 2006; Gregory et al., 2006).

관측과 모델 결과 모두 빙하와 빙모의 전지구 평균 질량 수지는 전지구 평균 기온변화에 선형적으로 의존함을 보여주고 있다. 하지만 최근 수 년 간 가속화된 질량 결손 관측을 보면 모델에 의한 모의보다 더 민감한 것으로 나타났다. 전지구 평균 질량 수지 민감도가  $0.80\text{mmyr}^{-1}\text{C}^{-1}$ (해수면 상당)이고 1900년~1929년의 기후가 빙하의 정상상태를 유지할 수 있는 온도보다  $0.16\text{C}^{\circ}$  높다고 가정하여 AOGCM으로 모의한 전지구 평균기온은 1961년~2003년과 1993년~2003년 기간의 빙하와 빙모가 해수면 변화에 기여한 정도의 관측 추정치와 잘 일치한다(10.6.3.1절, 표 9.2).

기후변화에 따른 빙상의 지표 질량 수지 변화 계산(Gregory and Huybrechts, 2006과 10.6.3.1절의 방법에 따름)에 따르면 1993년~2003년 동안 작긴 하지만 그린란드에서  $0.1 \pm 0.1\text{mmyr}^{-1}$ (5%-95% 범위), 남극에서  $-0.2 \pm 0.4\text{mmyr}^{-1}$

의 작지만 불확실성이 있는 기여를 한 것으로 나타난다; 남극의 경우 AOGCM 모의에서의 기온상승이 현재의 적설량을 증가(반면 거의 녹지 않는다)하게 함에 따라 음의 값으로 계산된다. 관측 추정치(4.6.2절와 5.5.6절)는 그린란드에서  $0.21 \pm 0.07\text{mmyr}^{-1}$ , 남극에서  $0.21 \pm 0.35\text{mmyr}^{-1}$ 이다. 빙상의 경우, 최근 빙류의 가속화가 얼음이 바다로 더 녹게 하도록 크게 기여하는데, 이 효과는 그 원인과 기작에 대한 적절한 이해가 부족하기 때문에 모델에 포함되지 않고 있다(4.6.2절, 10.6.4절). 따라서, 지표 질량 수지 모델은 빙상이 녹아 해수면상승에 기여한 정도를 과소평가한다. 또한 모델에 기초한 추정치와 관측 추정치는 차이가 있는 이유는 모델에 기초한 추정치는 SRES 시나리오 상에서 21세기 빙상에 대한 전지구 평균기후변화와 지역 기후변화 사이의 관계 추정치를 이용해 얻어진 것이기 때문이다. 이 관계는 빙상에 대한 최근의 변화를 재현하지 못할 수도 있다.

모델에 의한 열적 팽창, 전지구 빙하, 그리고 만년설 기여도와 빙상 기여도의 관측 추정치를 더해보면, 1961년~2003년과 1993년~2003년 사이에 관측된 전지구 평균 해수면상승 속도보다 작다. 표 9.2에서 보는 바와 같이, 모델에 의해 잘 재현되고 있다. 그럼에도 불구하고 전체값에서(특히 1961년~2003년) 차이가 나는 것은 해수면상승을 충분히 설명할 수 없음을 뜻한다. 이는 또한 관측 수지가 어려운 이유이기도 하다(5.5.6절).

모델과 관측 사이의 차이는 조절 모의로부터 10년 추세에 열팽창 요소의 표준편차( $\sim 0.2\text{mmyr}^{-1}$ )를 얻을 수 있는 기후 시스템에서 내부적으로 발생한 변동성으로도 일부 설명될 수 있다. 열적 팽창에 있어서 관측값의 10년 추세에 대한 표준편차는  $0.7\text{mmyr}^{-1}$  이므로 이 변동성은 모델에 의해 과소 평가될 수도 있다(5.5.3절, 9.5.1.1절; Gregory et al., 2006).

최근 온난화와 열적 팽창이 대부분 인간활동에 의한 것이기 때문에(9.5.1.1 절) 모델 결과는 1993년~2003년 사이의 상승 속도가 1961년~2003년보다 더 큰 것이 인간활동에 의한 강제력이 증가했기 때문임을 보여준다. 그러나 10년 추세에

**표 9.2.** 모델 및 관측에서 추정된 전지구 평균 해수면상승( $\text{mmyr}^{-1}$ ) 요소. 모든 범위가 5%-95% 신뢰도 간격이다. 관측 요소와 관측된 해수면상승 속도('Obs' 열)는 5.5.6절과 표 5.3에서 다시 언급된다. 'ALL' 열은 자연적인 강제력과 인간활동에 의한 강제력(모델 3, 9, 11, 12, 14, 15, 19, 21: 표 8.1 참조)을 모두 포함하는 8개의 20C3M 모의(Gregory와 Huybrechts(2006)과 10.6.3.1절의 방법 이용)와 16개 모의(8개의 ALL과 인간활동 강제력만 반영된 다른 8개)로부터 얻어진 'ALL/ANT' 열로부터 계산된다.

	1961-2003			1993-2003		
	Obs	ALL	ALL/ANT	Obs	ALL	ALL/ANT
열 확장	$0.42 \pm 0.12$	$0.5 \pm 0.2$	$0.7 \pm 0.4$	$1.60 \pm 0.50$	$1.5 \pm 0.7$	$1.2 \pm 0.9$
빙하와 빙모	$0.50 \pm 0.18$	$0.5 \pm 0.2$	$0.5 \pm 0.3$	$0.77 \pm 0.22$	$0.7 \pm 0.3$	$0.8 \pm 0.3$
관측된 빙상		$0.19 \pm 0.43$			$0.41 \pm 0.35$	
각 성분 합계	$1.1 \pm 0.5$	$1.2 \pm 0.5$	$1.4 \pm 0.7$	$2.8 \pm 0.7$	$2.6 \pm 0.8$	$2.4 \pm 1.0$
관측된 상승 비율	$1.8 \pm 0.5$			$3.1 \pm 0.7$		

서 조류 측정 추정치에 따르면 모델보다 더 큰 변동성이 존재하고 속도는 지난 십년 간 발생한 것과 1993년~2003년에 관측된 것이 비슷하다(5.5.2.4절).

전체적으로, 지난 20세기 하반기의 인간활동 강제력에 대한 반응으로 해수면상승에 기여했을 가능성이 매우 크다. 인간활동과 자연적인 강제력을 포함하는 모델은 1961년 이후의 관측된 열적 팽창을 제법 잘 모의한다. 인간활동 강제력은 모델에 의해 모의된 표면온도 변화에 우세하게 작용하고, 관측된 해양 상층의 온난화와 넓은 지역에 걸친 빙하의 퇴각에도 기여하는 것 같다. 20세기 하반기의 온난화는 알려진 자연적 원인에 의해서만 발생한 것 같지는 않다. 인간활동 강제력의 해양 열함량 증가와 빙하 녹음에의 기여도를 정량화하는 연구가 부족하고, 관측 수지와의 차이가 있기 때문에 인간활동의 기여도를 추정하기가 어렵다. 그럼에도 불구하고, 모델링과 해양 열함량 연구에 기초한 전문 평가에 따르면 인간활동 강제력이 20세기 하반기의 해수면상승에 최소 1/4~1/2 정도를 기여했을 것으로 본다(Woodworth et al., 2004).

인간활동 강제력은 해수면상승을 가속화할 것으로 예상된다(Woodworth et al., 2004). 반면, 자연적인 강제력은 20세기 초 해수면상승 속도를 증가시켰지만 20세기 하반기에는 감소시켜 인간활동 강제력과 함께 고려한다면 20세기 전체에 대해 정상 속도가 되게 했다(Crowley et al., 2003; Gregory et al., 2006). 20세기 가속화에 대한 관측의 증거는 분명치 않지만, 해수면상승 속도는 19세기보다 20세기에 더 컸다(5.5.2.4절). 19세기 초 상승 속도가 높았던 징후는 자연적 요인, 특히 1815년 탐보라 화산 폭발 영향으로부터의 회복에 의한 것이었고, 이로써 인간활동 강제력이 19세기 하반기에 중요하게 되었다.

### 9.5.3 대기순환변화

기후의 자연적으로 낮은 빈도를 가지는 변화는 ENSO(엘니뇨 남방진동), PDO(태평양 10년 진동), NAM(북반구 환상 모드), SAM(남반구 환상 모드)(3.5절, 박스 3.4)와 같은 소수의 대규모 순환 패턴에 의해 지배된다. 연간~십년 규모의 대륙 기후에 대한 이러한 모드들의 영향이 알려져 있지만 그 활동이 시작되거나 외부강제력에 의해 대체되는 정도는 불확실한 상태이다. 어떤 모드들은 심화된 온난화 효과와 같은 인간활동의 영향의 결과로 변화될 수 있지만, 그러한 변화의 방향이나 양에 대한 선험적인 기대는 거의 할 수는 없다.

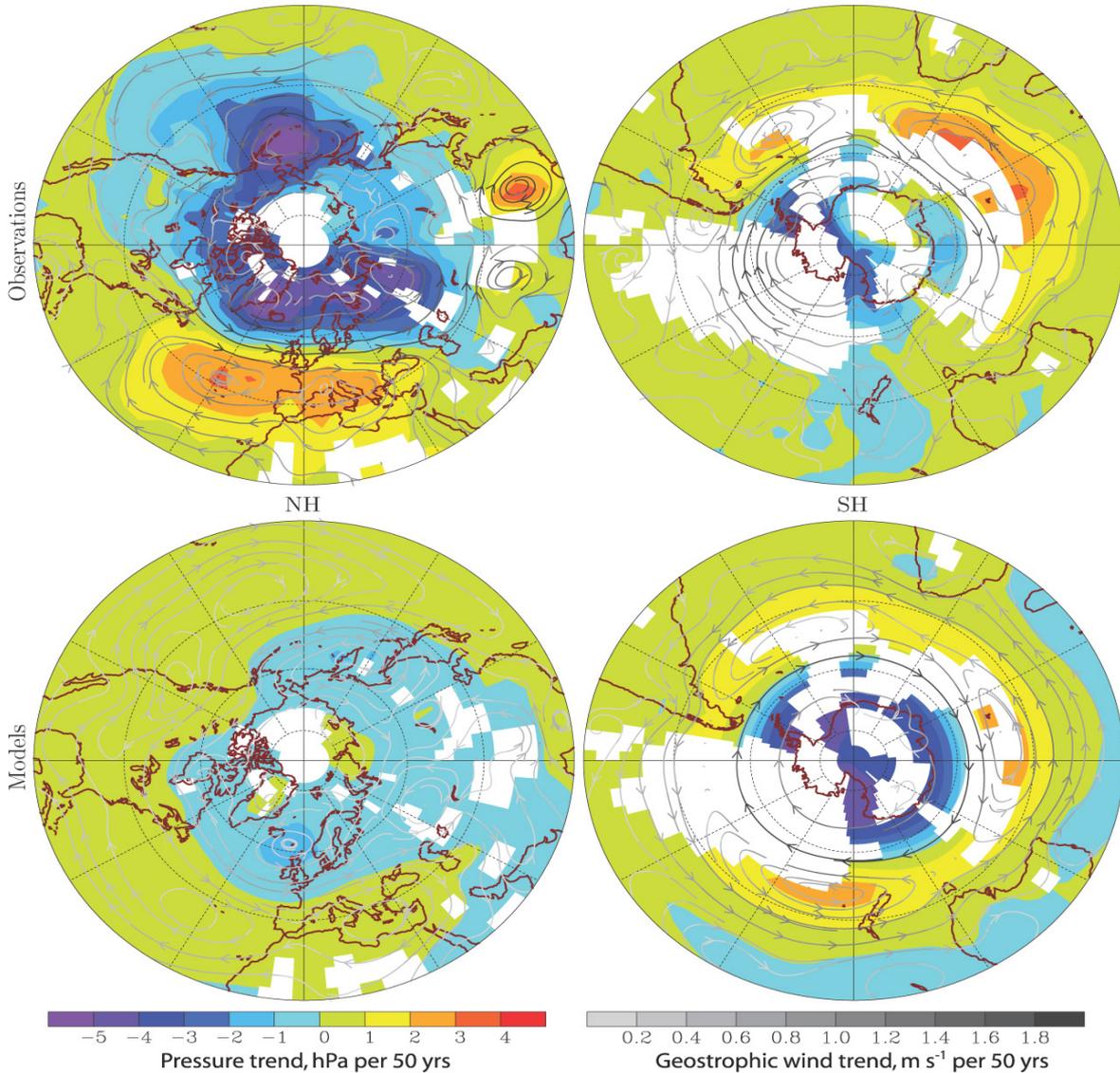
#### 9.5.3.1 엘니뇨-남방진동/태평양 10년 진동

엘니뇨-남방진동은 열대 태평양 지역에서의 변화성에 있어 우세한 모드이며, 전지구 기후에 영향을 미친다(3.6.2절). 20세기 ENSO 지수(적도 동태평양지역의 평균 해수면온도 편차로 정의된다)에는 1970년대 후반 이후로 발생해 열대 동태평양 지역의 온난화의 일부 원인이 되었던 더 강한 엘니뇨를 포함하는 등, 수 십년의 진동이 있어 왔다(Mendelsohn et al., 2005). 미래 기후변화에 대한 모델 예측에 따르면 열대 동태평양 지역에 온난화가 심화되고 워커순환이 약해지면서 엘니뇨 같은 상태로 치우쳐질 것으로 나타난다(10.3.5.3절); 지난 140년에 걸쳐 워커순환이 약화되는 것이 관측되었다는 근거가 있다(Vecchi et al., 2006). 인간활동 영향에 대한 반응 모의에 따르면, 온실가스 증가에 대한 반응으로 ENSO 변동성이 증가함을 보이기도 하고(Timmermann, 1999; Timmermann et al., 1999; Collins, 2000b), 변화가 없거나(Cllins, 2000a) 변동성이 감소하는 것을 보이기도 한다(Knutson et al., 1997). 15 MMD AOGCM의 대기 중 이산화탄소 배증에 따른 반응 모의를 보면(Merryfiel, 2006) 세 개 모델에서는 ENSO 변동성이 크게 증가하고, 다섯 개 모델에서는 크게 감소하였으며, 일곱 개 모델에서는 큰 변화를 보이지 않는 것으로 조사됐다. 따라서, 관측에서는 ENSO 변동성이 감지되지 않았기 때문에, 인간활동 강제력에 대한 반응의 변화의 정도를 예측하는 데 있어 일치된 모의는 없다.(10.3.5.3절)

북태평양의 십년 변동성은 북태평양 해수면온도 변화와 결합된 알류산 저기압 강도의 변동성으로 설명된다(3.6.3절, 8.4.2절). 북태평양의 십년 변동성의 우세 모드는 대개 PDO로 나타내며, 대기와 북태평양 상층에서 ENSO와 관련한 패턴과 비슷한 공간 구조를 가진다. 최근 한 연구에 따르면, 관측된 PDO와 모의된 PDO 패턴 사이에 차이가 있고, 다른 연구가 부족하며, 결과의 신뢰도가 제한적이긴 하지만, 관측과 인간활동 강제력을 포함한 MIROC 모델을 이용한 모의에서 PDO가 양의 위상으로 치우치는 경향이 일치했다(Shiogama et al., 2005).

#### 9.5.3.2 북대서양 진동/북반구 환상 모드

NAM(북반구 환상 모드)은 북반구 변동성의 동서 방향 대칭 모드(Thompson and Wallace, 1998)이며, NAO(북대서양 진동)는 NAM의 대서양쪽 대응모드로 볼 수 있다(Hurrell, 1996; 3.6.4절). NAM 지수는 북극의 지상기압 감소와 아열대 북대서양 지상기압 감소에 상응하여, 1960년대와 1990년대 사이에 양의 위상 쪽으로 두드러지게 치우치는 경향을



**그림 9.16.** 1955년~2005년 기간 10년 평균자료의 북반구(왼쪽) 및 남반구(오른쪽)에서 12월-2월의 해면기압 경향(hPa/50년)의 관측(위) 및 모델 모의(아래) 비교. 관측된 추세는 해들리센터 평균 해면기압 자료에 근거하고 있다(HadSLP2r, 빠짐없는 관측자료; Allan 과 Ansell, 2006). 모델이 모의하는 추세는 8개의 결합모델(CCSM3, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-EH, GISS-ER, MIROC3.2(medres), PCM, UKMO-HadCM3; 모델 설명은 표 8.1 참조)에서 온실가스, 황산염 에어러솔, 성층권 오존, 화산 에어러솔 및 태양복사 변화에 대해 평균적으로 모의된 반응이다. 유선은 해면기압 추세에서 파생된 지형풍의 속도 경향( $ms^{-1}/50년$ )을 나타내고, 유선의 음영 표시는 변화의 정도를 나타내며, 진한 유선일수록 지형풍 변화가 큼을 뜻한다. 백색 부분은 관측속 측정값이 충분하지 않음을 나타낸다. Gillett et al.(2005)에 의해 갱신됨.

보였다(3.6.4절 참조; Hurrell, 1996; Thompson et al., 2000; Gillett et al., 2003a). 몇몇 연구는 이 경향이 모의된 내부변동성과 일치하지 않음을 보였다(Osborn et al., 1999; Gillett et al., 2000, 2002b; Osborn, 2004; Gillett, 2005). NAM 지수가 1990년대 중반 최고치를 기록한 이후 다소 감소했고, NAO 지수의 경향이 한 개 모델에서 내부변동성과 잘 일치한 연구 결과가 있더라도(Selten et al., 2004), 최근 수십년간 계산된 경향은 대부분의 모델에서 모의된 내부변동성에 비해 5% 신뢰도 구간에서 유의하다(Osborn, 2004; Gillett, 2005).

일반적으로 모의된 경향이 관측된 경향보다 작다고 하더라도(Gillett et al., 2002b, 2003b; Osborn, 2004; Gillett, 2005; 그림 9.16 참조), 대부분의 기후모델들은 NAM 지수가 온난화 가스 농도 증가에 따라 다소 증가하는 것으로 모의하고 있다(Fyfe et al., 1999; Paeth et al., 1999; Shindell et al., 1999; Gillett et al., 2003a,b; Osborn, 2004; Rauthe et al., 2004). 모의된 해수면 기압 변화는 두 지점간 NAO 지수보다 반구의 NAM 지수에 일반적으로 더 강하게 반영된다(Gillett et al., 2002b; Osborn, 2004; Rauthe et al., 2004). 몇몇 연구는 NAM에 오존 감소(Volodin and Galin, 1999;

Shindell et al., 2001a), 태양복사의 변화(Shindell et al., 2001a)와 화산 폭발(Kirchner et al., 1999; Shindell et al., 2001a; Stenchikov et al., 2006)이 영향을 미친다고 주장했다. Stenchikov et al.(2006)은 20세기 모의의 MMD 20C3M 앙상블에서 9번의 화산 폭발에 따른 해면기압의 변화를 평가하여, 비록 관측한 것보다 적긴 해도 모델들이 화산에 대한 반응으로 양의 NAM을 모의함을 알아냈다. 그럼에도 불구하고, 오존, 태양복사, 화산강제력 변화는 최근 수 십년간 관측된 NAM 경향에 일반적으로는 크게 기여하지 않는 것으로 나타났다(Shindell et al., 2001a; Gillett et al., 2003a). 모의된 경향이 모든 경우에 관측보다 작다고 할지라도 이는 모의와 관측 경향이 5% 신뢰도 구간에서 일치하지 않음을 보여준다. 모든 주요 인간활동과 자연강제력을 포함시킨 MMD 20C3M 모의에 따르면 20세기 후반에 NAM이 약간 증가하는 것으로 보인다(Gillett, 2005; Miller et al., 2006; 그림 9.16).

북반구 순환변화에 근원이 되는 기작은 논란 거리로 남아 있다. 전지구 또는 아열대지역에서 외부강제력의 영향을 일부 받았을 수도 있는 관측 해수면온도 변화가 반영된 모의에서는 NAO가 양의 위상을 가지는 최근 경향의 절반 정도를 표현해내며(Hoerling et al., 2005; Hurrell et al., 2005), 이 경향이 해수면온도 변화, 특히 인도양(Hoerling et al., 2005)의 온도 변화와 일부 관련이 있을 수 있음을 의미한다. 성층권 바람의 실제 경향이 반영된 다른 모의에서는 NAO의 관측 경향을 재현했다(Scaife et al., 2005). Rind et al.(2005a,b)의 결과에 따르면 성층권 변화와 해수면온도 변화 모두 NAM과 NAO 변화의 강제력으로 작용할 수 있으며, 해수면온도 변화가 보다 우세한 강제 기작이다.

1968년~1997년 NAM의 경향은 해양 대기의 대륙 이류가 증가함에 따른 유라시아 겨울철 지표 온난화와 약 50% 정도 관련이 있었지만, 북반구 온대지역 연평균 온난화 추세의 아주 일부(16%)를 차지한다(Thompson et al., 2000; 3.6.4절; 그림 3.30). 이 경향은 또한 폭풍 진로가 북쪽으로 변함에 따른 남부 유럽의 겨울철 강수 감소 및 북부 유럽의 겨울철 강수 증가와 관련이 있다(Thompson et al., 2000).

### 9.5.3.3 남반구 환상 모드

남반구 환상 모드(SAM)는 북반구보다 좀 더 동서방향으로 대칭이다(Thompson and Wallace, 2000; 3.6.5절). 또한, 2000년 이후 평균 SAM 지수가 1990년대 후반 평균값보다 작고 장기간 평균보다는 크지만(그림 3.32), 남극과 북반구 중위도 지역의 지상기압 감소에 따라 지난 30년간 두드러지게 상승하는 추세를 보인다(그림 9.16). SAM의 상승 추세는

모든 계절에 나타나지만, 가장 큰 경향은 남반구 여름철에 관측되었다(Thompson et al., 2000; Marshall, 2003). Marshall et al.(2004)은 SAM의 추세 관측이 HadCM3의 내부변동성 모의와 일치하지 않음을 보이고 있으며 이는 외부 요인이 있음을 암시한다. 반면, Jones와 Widmann(2004)은 대부분 중위도 기압 측정에 근거한 여름철 SAM 지수의 95년 재현을 개발하고, 재현된 SAM 지수는 1990년대 후반처럼 1960년대 초반에도 높은 것으로 나타났다. 그러나, 남극 자료와 다른 방법을 사용해 보다 신뢰성 높은 1958년부터의 재현에 따르면, 여름 SAM 지수는 관측이 시작된 이래 1990년대 후반에 가장 높았다(Marshall et al., 2004).

남반구 관측된 경향 구조와 계절성 분석에 기초하여, Thompson과 Solomon(2002)은 이들 상당부분이 성층권 오존 감소에 따른 것이라고 주장했다. 몇 가지 모델 연구에서는 성층권 오존 감소에 따라 특히 남반구 여름철 SAM의 상승 경향을 모의하고 있다(Sexton, 2001; Gillett and Thompson, 2003; Marshall et al., 2004; Shindell and Schmidt, 2004; Arblaster and Meehl, 2006; Miller et al., 2006). 성층권 오존 감소는 봄철 남극의 소용돌이를 냉각시켜 강하게 만들며, 관측 및 모델은 이러한 성층권 서풍의 강화가 대류권으로 전달될 수 있음을 나타낸다(Thompson and Solomon, 2002; Gillett and Thompson, 2003). 오존 감소가 우세한 원인일 수 있지만, 다른 연구 결과들은 온실가스 증가 역시 기여하고 있음을 보여주고 있다(Fyfe et al., 1999; Kushner et al., 2001; Stone et al., 2001; Cai et al., 2003; Marshall et al., 2004; Shindell and Schmidt, 2004; Stone and Fyfe, 2005; Arblaster and Meehl, 2006). 남반구의 여름 동안, SAM의 추세는 남반구 해양의 극지 주변 서풍이 약  $3\text{ms}^{-1}$  증가한 것과 관계가 있다. 이 순환의 변화가 남극 대륙 여름철 지표 냉각의 대부분과 북극 반도 온난화(Thompson and Solomon, 2002; Carril et al., 2005; 3.6.5절)의 약 1/3~1/2 정도를 설명하는 것으로 추정되며, 다른 요소들이 이 온난화에 영향을 주는 것 같긴 하지만(Vaughan et al., 2001)이는 북극 반도의 동쪽에 가장 큰 영향을 미치는 것이다(Marshall et al., 2006).

### 9.5.3.4 해면기압 감지와 특성

지난 50년간 관측된 전지구의 12월-2월 해면기압의 변화는 모의된 내부변동성과 일치하지 않지만(Gillett et al., 2003b, 2005), 8개 MMD 결합 모델에 의한 20C3M 모의에 기초한 온실가스, 성층권 오존, 황산염 에어러솔, 화산 에어러솔 그리고 태양복사 변화에 대한 반응 모의와는 일치하는 결과를 보인다(Gillett et al., 2005; 그림 9.16). 이 결과는 성층권 오존 감소를 포함한 모의와 관측 해수면기압 변화가

일치하게 되는 남반구에서 더 뚜렷하다. 북반구에서는, 모의된 해수면기압 경향은 관측보다 훨씬 적다(Gillett, 2005). 대기 중 수증기 증가와 관련된 전지구 평균 해수면기압 변화는 해수면기압 관측값 변화의 공간 변동에 비해 적고 관측 불확실성이 크므로 감지하기 어렵다(Trenberth and Smith, 2005).

### 9.5.3.5 몬순 순환

현재 몬순 지역의 기후변화를 이해 수준은 순환과 강수에 관해서 큰 불확실성으로 남아 있다(3.7절, 8.4.10절, 10.3.5.2절). MMD 모델에서 아시아 몬순 순환은 SRES A1B 시나리오로 21세기 후반 15% 감소하는 것으로 나타났지만(Tanaka et al., 2005; Ueda et al., 2006), 20세기 추세는 계산되지 않았다. Ramanathan et al., (2005)은 검댕이 증가함에 따라 1985년~2000년 사이에 아시아 몬순 순환이 두드러지게 약화됨을 모의했다. Chase et al., (2003)은 1950년~1998년 기간에 4개의 주요 열대 몬순 순환(동남아시아, 아프리카 서부, 아프리카 동부, 호주/해양)에 대한 몇 가지 지수 변화를 시험했다. 이 연구에서는 이 결과가 NCEP 재분석자료에 영향을 주는 관측체계 변화 때문에 불확실성이 있다 할지라도, 각 지역의 몬순 순환이 크게 감소함을 알아냈다(3.7절). 이 결과들은 인간활동 요인으로 인해 몬순 약화되는 모의와 일치하고 있지만, 이를 확실히 하기 위한 심도 있는 모델 연구와 경험 연구가 필요하다.

### 9.5.3.6 열대저기압

2004년, 2005년에 활발했던 북대서양 허리케인, 2004년 3월 브라질 남부 해안을 강타한 아열대지역 남대서양의 저기압 시스템의 비정상적 발달, 2005년 10월 이베리아 반도 근처의 허리케인 등의 최근의 몇몇 사건들은 열대저기압 활동에 대한 기후변화의 가능한 영향력에 대해 대중과 언론의 관심을 끌었다. 3차 평가보고서의 결론은 ‘열대 및 온대 폭풍의 특성이 변화된 것을 나타내는 강력한 증거는 없지만’ 열대 바람 강도 최고치가 온실 효과가 심화된 일부지역에서 일어날 수 있다는 것이다(박스 3.5; Trenberth, 2005 참조). 대부분의 기후모델의 공간 해상도는 현실적으로 열대저기압을 모의하는 모델의 성능을 제한하므로, 허리케인의 변화가 반영된 대부분의 연구는 고해상도 대기모델과 정해진 해수면온도를 포함한 time slice 실험이나 저해상도 대순환모델(General Circulation Models, GCMs)에 삽입된 허리케인 모델 중 하나를 사용한다(10.3.6.3절). 결과들이 서로 다소 다르지만, 이러한 연구는 일반적으로 온실가스가 증가함에 따라 열대저기압의 빈도가 감소되었으나, 대부분의 강력한 저

기압의 강도는 증가하였음을 보여준다. 모의된 빈도 감소는 이산화탄소 농도 증가와 관련한 복사 냉각화의 감소로 인한 결과일 수 있음을 보여준다(Sugi and Yoshimura, 2004; Yoshimura and Sugi, 2005; 10.3.6.3절; 박스 3.5). 반면, 온난화 상태에서 증가된 대기 수증기는 위치에너지를 증가시키고 이에 따른 저기압의 강도도 증가시킨다(Trenberth, 2005).

적어도 1990년대 후반까지 전지구 열대저기압의 전체 빈도가 낮게 관측되는 경향에 대한 근거가 거의 없다(예: Solow and Moore, 2002; Elsner et al., 2004; Pielke et al., 2005; Webster et al., 2005). 그러나 열대저기압의 강도가 강해졌다는 몇몇 증거가 있다. Webster et al.(2005)에 따르면 지난 35년간 가장 강력한 열대저기압 개수와 비율이 전지구적으로 증가하고 있다. Emanuel(2005)의 1970년대 중반 이후 북태평양 서부와 북대서양에서 열대저기압의 소멸 지표(저기압이 존재하는 동안의 최고 풍속 세제곱의 적분값)인 세력소산지수(PDI)가 크게 증가하고 있다고 발표했으며, 이는 저기압의 지속시간과 최고 강도 모두 명백히 증가함을 나타내는 것이다. 최근 PDI가 더 높다고는 하지만(Emanuel, 2005; 3.8.3절), 북대서양(Landsea, 2005)과 북태평양(Chan, 2006)에서의 열대저기압의 활동성이 1950년~1970년 사이에도 높았다는 연구 결과들이 있다. Chan과 Liu(2004)는 북태평양 서부에서 유사한 상관성을 찾지 못했지만, Emanuel (2005)과 Elsner et al.(2006)은 PDI와 열대 대서양 해수면온도 사이에 상관성이 높다고 발표했다. 북대서양 해수면온도 변화가 AMO와 일부 관련이 있는 반면, 최근 온난화는 주로 전지구 기온상승과 관련이 있다(3.8.3.2절: Mann and Emanuel, 2006; Trenberth and Shea, 2006). 열대저기압의 발달은 수직성 바람 시어와 정적 안정성에도 크게 영향을 받는다(박스 3.5). 온실가스 농도 증가는 해수면온도의 온난화에 기여하기 쉬운 반면, 정적 안정성과 바람 시어에 대한 효과는 이러한 열대저기압 생성에 대한 영향과는 일부 상반될 수도 있다. 따라서, 외부 영향에 따른 허리케인 관측 강도 또는 주기의 변화에 대한 탐지와 속성은 열대저기압에 대한 이론적 이해와 모델링 및 장기 감시가 부족한 탓에 어려운 실정이다(예, Emanuel, 2005; Landsea, 2005; Pielke, 2005). 이 때문에 인간활동 요인이 열대저기압 강도 증가에 기여했다는 평가보다 더 강한 결론을 내리는 데는 한계가 있다.

### 9.5.3.7 온대저기압

MMD 20C3M 모델 앙상블에서의 21세기 기후변화 모의는, 모든 모델에서 재현되는 것은 아니나(Bengtsson et al., 2006; 10.3.6.4절), 일반적으로 남반구와 북반구 모두에서 온대저기압의 총 개수는 감소하나 가장 강한 저기압의 발생

수는 증가함을 보여주고 있다(Lambert and Fyfe, 2006). 많은 21세기 모의에서 남반구와 북반구 모두 폭풍 진로가 극지방으로 치우치는 경향을 보인다(Bengtsson et al., 2006; 10.3.6.4절). 최근의 겨울철 북반구 폭풍에 대한 관측 연구에 따르면 폭풍 진로는 극지방으로 치우치고 있으며 폭풍 강도는 증가하고 있지만, 20세기 중반 이후의 전체 폭풍 발생 개수는 감소하고 있다(3.5.3절). 관측된 바람과 유의파고를 분석한 결과에 따르면 북반구에서의 폭풍 활동이 증가하고 있다. 남반구에서는 폭풍 진로가 극쪽으로 치우쳐있으며, 폭풍 반경과 깊이는 증가하나 빈도는 감소하고 있다. 이러한 특성들은 SAM과 NAM의 관측 경향과 연관이 있는 것 같다. 따라서, 온대저기압의 모의된 변화와 관측된 변화는 대체적으로 일치하지만, 관측 체계의 변화로 인한 문제점과 내부변동성이 크기 때문에 인간활동 영향은 감지되지 않고 있다(3.5.3절).

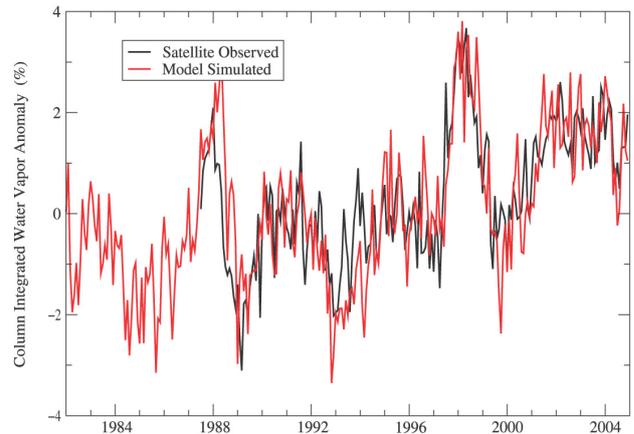
## 9.5.4 강수

### 9.5.4.1 대기 수증기량의 변화

Clausius-Clapeyron 방정식에 의하면 포화수증기압은 온도에 따라 증가하므로 온난화 기후에서 대기의 습기 함유량은 증가할 것으로 기대된다(Trenberth et al., 2005). SSM/I (Satellite-borne Special Sensor Microwave/Imager) 측정치에 의하면 1988년 이래로 수증기량은 라디오존데나 재분석자료(Trenberth et al., 2005)보다 품질이 더 좋은 것으로 나타나고 있는데 전지구 해양에 대해서 평균된 가강수량은 십년당  $1.2 \pm 0.3\%$  정도 통계적으로 유의한 상승 경향을 보여준다(3.4.2.1절). Soden et al.(2005)은 상승 경향을 포함한 관측 변화들은 관측된 SST가 지정될 때 GFDL 대기모델에서 잘 모의되고 있음을 보여준다(그림 9.17). 모의실험과 관측은 낮은 빈도의 변동성을 잘 보여주는데 이는 ENSO와 큰 관련성이 있다. Soden et al.(2005)은 상층대류권에서의 수증기 변화 또한 모델에 의해 현실적으로 모의되고 있음을 보이고 있다. 전지구 해양 지역에서 관측된 온난화는 대개 인위적으로 것으로 보이는데 이는 인위적인 영향이 해양 지역의 대기 수증기량 증가에 기여했음을 암시하는 것이라고 하겠다.

### 9.5.4.2 전지구 강수량 변화

온난화와 관련하여 대기의 습기 함유량 증가는 전지구 평균 강수량의 증가를 유도할 것으로 기대될 수 있다(9.5.4.1절). 전지구 육지 지역의 연평균 강수량은 작지만 불확실하지만 20세기 동안 10년 당 1.1mm 정도의 상승 경향을 보여주었다(3.3.2.1절과 표 3.4). 그러나 기록은 큰 10년 주기의 변



**그림 9.17.** 관측된 SST를 강제력으로 사용한 GFDL AM2-LM2 AGCM 모의실험(빨간색) 및 SSM/I 위성 관측(검은색, Wentz and Schabel, 2000)으로부터 얻어진 연직적분된 수증기량(%)에 있어서 전지구 해양 평균 편차(1987년-2000년 평균값 사용). Soden et al.(2005) 제공.

동성을 보여주며 전지구 육지의 연평균 강수량은 1950년 이래로 유의하지 않은 감소를 보여준다(그림 9.18; 표 3.4).

#### 9.5.4.2.1 강수량의 외적 영향 탐지

Mitchell et al.(1987)은 전지구 평균강수량 변화는 응결잠열이 복사냉각과 평형을 이루는 대류권의 에너지 수지에 의해 주로 통제를 받고 있다고 주장한다. 대류권 온난화는 냉각률을 강화시켜서 강수량을 증가시키지만 대기 중 이산화탄소 증가에 의한 복사냉각 효율 감소에 의해 부분 상쇄될 수 있다(Allen and Ingram, 2002; Yang et al., 2003; Lambert et al., 2004; Sugi and Yoshimura, 2004). 이는 화산 에어러솔과 같은 단파 강제력은 복사냉각 효율에 영향을 주지 않고 대류권 온도를 변화시키므로 전지구 평균강수량은 이산화탄소 강제력보다 단파 강제력에 더 크게 반응해야 함을 의미한다. 이는 큰 화산 분출 이후 모의된 강수량 감소와 일치하는 것으로(Robock and Liu, 1994; Broccoli et al., 2003), Lambert et al.(2004)이 에너지 수지 인자에 육지 지역 자료만 적용할 때 주의를 요구했다 하더라도 왜 인위적인 영향이 전지구 평균강수량의 측정(Ziegler et al., 2003; Gillett et al., 2004b)에서 탐지되지 않는지에 대한 이유를 설명해 줄 수 있다. 전지구 강수량 증가를 유도한 온실가스는 인위적 에어러솔에 의한 감소로 상쇄되어 왔을 수 있다(Ramanathan et al., 2001).

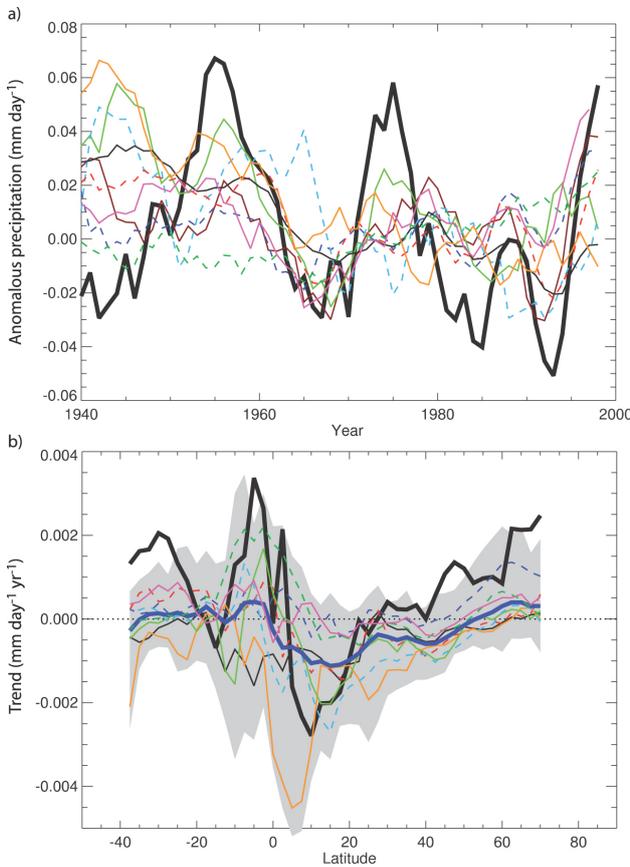
몇몇 연구들에 의하면 자연적 강제력 및 인위적 강제력 둘 다를 포함한 기후모델 적분에서 모의된 육지 평균 강수량은 통계적으로 유의성 있게 관측된 것과 상관관계가 있으며(Allen and Ingram, 2002; Gillett et al., 2004b; Lambert et al., 2004), 그로 인해 강수량의 관측에 있어 외적 영향을 탐

지할 수 있다. Lambert et al.(2005)은 인위적 및 자연적 강제력(그림 9.18a)을 포함한 9개의 MMD 20C3M 모델들에 있어서 강수량 변화를 조사해서 9개의 모델 가운데 5개에 대한 모의결과에서 관측된 육지 지역 평균 강수량을 탐지할 수 있음을 알아내었다(그림 9.18a). Lambert et al.(2004)은 HadCM3을 사용해서 육지 평균 강수량에 있어서 장파 강제력이 아닌 단파 강제력에 대한 반응을 탐지해냈다. Gillett et al.(2004b)는 PCM을 사용해서 화산강제력에 대한 반응을 유사하게 탐지해냈다. 기후모델들은 관측된 것(Gillett et al., 2004b; Lambert et al., 2004, 2005)에 비해 육지 평균 강수량

의 변동을 과소평가하는 것처럼 보이지만 이러한 불일치가 단파 강제력(Gillett et al., 2004b)에 대한 과소평가된 반응 때문인지, 내적변동성의 과소평가 때문인지 관측 오차인지 아니면 이 모든 결과가 합성된 결과인지는 분명하지 않다.

온실가스 증가는 아열대지역 및 열대 일부 지역 건조화(Kumar et al., 2004; Neelin et al., 2006)를 이끄는 것으로 기대되는 수증기의 수평 수송 강화와 함께 더 나아가 열대 지역과 고위도에서의 강수 증가(Emori and Brown, 2005; Held and Soden, 2006)를 이끌 것으로 예측된다. 20세기 동서평균된 육지 강수량 모의실험에 의하면 일반적으로 고위도 지역과 적도 부근으로 증가하며 북반구 아열대 지역에서 감소된 결과를 보여준다(Hulme et al., 1998; Held and Soden, 2006; 그림 9.18b). 21세기에 투명한 결과에는 이와 유사한 효과를 보여준다(그림 10.12). 이러한 모의된 북반구 아열대 지역 건조와 ITCZ의 남향 이동은 에어러솔 효과가 없는 모의실험 또한 북반구 아열대지역에서 건조 현상을 보인다(Hulme et al., 1998) 하더라도 부분적으로 황산염 에어러솔 효과에 관련될 수 있다(Rotstajn and Lohmann, 2002). 이러한 동서평균된 강수량 변화는 비록 관측된 기록이 큰 십년이상 주기 변동성의 특징을 가진다 하더라도 20세기 동안 관측된 것과 광범위하게 일치한다(그림 9.18b; Hulme et al., 1998; Allen and Ingram, 2002; Rotstajn and Lohmann, 2002). 동서평균된 강수량 경향에 대해 관측된 것과 모의실험된 것이 일치하는 것은 모의실험에서 화산 분출 강제력의 포함에 민감하지 않은데 이는 인위적인 영향이 이러한 진단에 명확하다는 것을 의미한다.

유출량 변화들이 강수량 변화에 따른 증가 및 감소와 더불어 전세계적으로 많은 곳에서 관측되어 왔다(3.3.4 절). 기후모델들에 의하면 유출량은 북반구 고위도와 같이 강수량이 증발량보다 빨리 증가하는 지역에서 증가할 거라는 것을 암시한다(10.3.2.3절과 그림 10.12; Milly et al., 2005 참조; Wu et al., 2005). Gedney et al.(2006)은 20세기 후반 수 십년 동안에 있어 대륙지역의 유출량 증가는 부분적으로 CO<sub>2</sub>가 유도한 기공 폐쇄에 의한 증산 억제가 원인이 된 것으로 보고 있다. 이들은 비록 그 결과가 유출량 자료에 있어 상당한 불확실성이 있다 하더라도 강수량 변화를 포함한 관측된 기후변화들만으로는 유출량 증가를 설명하기에 불충분하다는 것을 알게 되었다. 게다가, Qian et al.(2006)은 관측된 온도 및 강수량 만에 대한 반응으로 관측된 유출량 변화들을 모의실험했으며, Milly et al.(2005)은 MMD 모델들에 의해 모의실험된 20세기 유출량 경향들이 관측된 유출량 경향들과 유의성있게 상관관계가 있음을 설명하고 있다. Wu et al.(2005)은 북극 지역으로 관측된 강물의 유출 증가는 자연



**그림 9.18.** (a) 지구 평균강수량에 있어서 모의된 편차 및 관측 편차 (1961-1990 기간에 대한), (b) 1901-1998 기간동안 동서 평균된 강수량의 경향. 관측치(두꺼운 흑색선)들은 지구상의 격자화된 우량계 측정치에 근거를 두고 있다(Hulme et al., 1998). 모델자료는 다음의 결합 기후모델로부터 인위적 강제력, 태양강제력, 화산강제력을 가진 20세기 MMD 적분으로 얻어진 것이다(상세 모델에 대해서는 표 8.1 참조): UKMO-HadCM3(갈색), CCSM3(진한 청색), GFDL-CM2.0(연한 녹색), GFDL-CM2.1(연한 청색), GISS-EH(적색), GISS-ER(가늘은 흑색), MIROC3.2(주황색), MRI-CGCM2.3.2(녹색 파선)과 PCM(분홍색). 색깔이 있는 곡선들은 개개의 모델로부터 얻어진 앙상블 평균이다.(a)에서 ENSO와 같은 자연변동성 원인들을 제거하기 위해 5년 이동평균되었다.(b)에서 회색 영역은 개개의 앙상블 멤버들에 의해 모의된 경향들의 범위를 나타내며 두꺼운 청색선은 다중모델 앙상블 평균을 의미한다. 전지구 평균 강수량에 영향을 미치는 관측치의 외적 영향은 위쪽 패널에 있는 연속 선들로 보여지는 강수 모의치로 탐지된 것이다. Lambert et al.(2005)로부터 인용.

적인 강제력 만을 가진 모의실험에서가 아닌 인위적인 강제력을 가진 결합 모델 실험에서 재현되고 있다고 설명한다.

중위도 여름철 건조현상은 온실가스 강제력에 대한 또 다른 예상 반응이라 할 수 있는데(10.3.6.1절), 건조 경향들은 1950년대 이래로 북반구와 남반구 둘 다에서 관측되어 왔다(3.3.4절). 모든 자연적 및 인위적인 외부강제력을 가진 HadCM3 모델과 Dai et al.(2004)에 의한 관측치로부터 모아진 전지구 파머 가뭄지수를 사용해서 Burke et al.(2006)은 비록 모델 경향이 관측보다 약하고 자연적 외부강제력과 인위적 강제력들의 상대적인 기여도를 평가할 수 없다 하더라도 20세기 후반 50년 동안에 가뭄 증가에 대한 관측된 전지구 경향을 공식적으로 탐지할 수 있었다. 모델은 또한 브라질과 호주 북서부에서 강수가 더 많아지는 경향은 있지만 아프리카와 남아시아의 많은 지역들에서와 같이 관측된 가뭄 경향에 대한 몇몇 공간 패턴 측면을 모의하고 있다.

#### 9.5.4.2.2 이상 강수량 변화

Allen and Ingram(2002)은 전지구 연평균 강수량이 대류권의 에너지 수지에 의해 제한된다 하더라도 이상 강수량은 Clausius-Clapeyron 방정식에 의해 예상되듯이 대기의 습기 함유량에 의해 제한을 받고 있다. 따라서 이들은 주어진 온도변화에 대해 평균 강수량보다 이상 강수량에 있어 더 큰 변화를 예상하고 있는데 이는 HadCM3 반응과 일치하고 있다. 이러한 발견들과 일치하는 것으로 Emori and Brown(2005)은 평균 강수량 및 이상 강수량의 역학, 열역학적인 성분들의 변화를 지배하는 물리적 메커니즘을 토의하고 있는데, 역학적인 성분(순환변화에 기인한 것 등)에 관련된 변화들은 모델들에서 보여지는 평균 강수량에 있어서보다 이상 강수량에 있어서 더 큰 증가를 설명하는 간접적인 요인들이라고 결론짓고 있다. Meehl et al.(2005)은 중위도 강수량 강도 증가는 수증기 증가 분포에 영향을 미치는 순환변화들에 관련되는 반면 열대 강수량 강도 증가는 수증기 증가에 관련된다고 설명한다.

기후자료들에 의하면 가장 강한 강수량은 온난 지역들에서 발생하며(Easterling et al., 2000) 진단 분석에 의하면 총 강수량에 있어서 어떤 변화가 없을 때조차도 더 높은 온도가 호우나 집중호우 현상에 있어서 총 강수량의 더 큰 부분을 유도하는 것으로 나타났다(Karl and Trenberth, 2003). 게다가 Groisman et al.(1999)는 경험적으로, Katz(1999)는 이론적으로 총 강수량이 증가함에 따라 빈도수가 일정하다면 더 많은 부분들이 호우나 집중호우로 떨어진다고 설명한다. 지구온난화 아래에서는 이와 유사한 특징들이 예상된다(Cubasch et al., 2001; Semenov and Bengtsson, 2002;

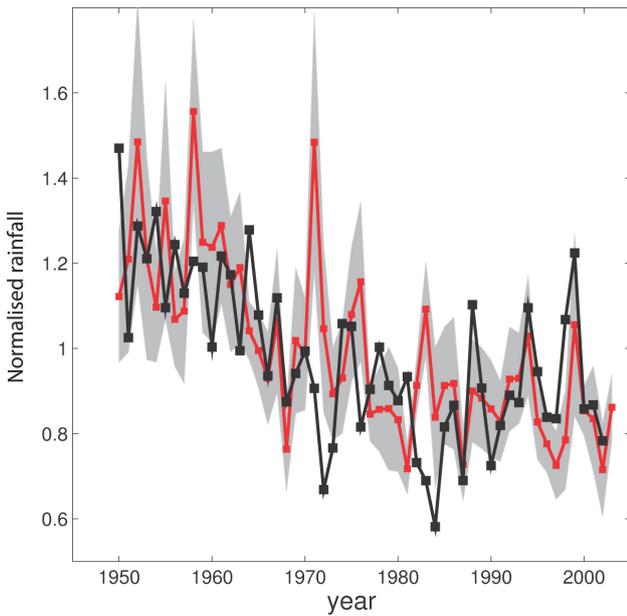
Trenberth et al., 2003). Trenberth et al.(2005)은 대기의 습기 함유량은 총 강수량보다 기온 증가의 결과로 더 빨리 상승할 것으로 보이기 때문에 이는 폭풍 강도 증가를 이끌며 지속시간이나 현상 빈도 감소로 상쇄될 것으로 지적하고 있다.

모델 결과들은 이상 강수량에 있어서 미래의 변화는 평균 강수량에 있어서의 변화보다 더 클 것으로 또한 제시하고 있다(10.3.6.1절; 모델로 모의된 이상 강수량 평가에 대해 8.5.2절 참조). 전지구 연평균 강수량 및 이상 강수량에 있어서 모의된 변화들은 모델들 사이에서 꽤 일치하는 것처럼 보인다. 평균 강수량에 비해 호우가 더 많아지고 공간적으로 더 균일한 증가가 나타남으로써 이상 강수량 변화는 더욱더 확고히 탐지할 수 있게 해 줄 수 있다(Hegerl et al., 2004).

단기 지속성을 가지는 이상 강수량의 관측치에 있어서 변화에 대한 입증은 고려되는 지역(Alexander et al., 2006)과 사용된 분석 방법(Folland et al., 2001; 3.8.2.2절)에 따라 변한다. 관측된 이상 강수량에 있어서 통계적 유의성 있는 증가는 미국과 같은 일부 지역에 대해 보고되어 왔는데 이 지역에서 증가는 온실 온난화 하에서 예상되는 변화들과 유사하다(Karl and Knight, 1998; Semenov and Bengtsson, 2002; Groisman et al., 2005). 그러나 모델에서 모의된 지역 기반 이상기상 이벤트 수와 관측소 자료 사이에 양적 비교는 포함된 규모가 달라 어렵다(Osborn and Hulme, 1997). Frich et al.(2002) 지수에 기반한 첫 시도는 지정된 SST를 가진 대기모델 실험(Kiktev et al., 2003)으로부터 지문을 사용해서 다른 연구들(Semenov and Bengtsson, 2002; Groisman et al., 2005)에서 발견된 질적 유사성에 비교해서 모의실험된 것과 관측된 이상 강수량 사이에서 유사성을 거의 찾지 못했다. Tebaldi et al.(2006)은 8개의 MMD 20C3M 모델들이 과거 40년 동안 호우 현상 수의 빈도가 증가한 경향을 보이는데 북반구 고위도에서 가장 잘 맞고 관측된 변화와 대체로 일치한다고 보고하고 있다(Groisman et al., 2005).

#### 9.5.4.3 지역 강수량 변화

1901년~2003년 기간 동안 관측된 연강수량 경향이 자료가 가능한 지역에 대해 그림 3.13에 주어져 있다. 지역 강수량 경향에 있어 외부강제력에 대한 반응들은 시그널 대 노이즈 비가 낮은 것으로 예상되며 강수량의 대기순환에 대한 의존 및 지형 요인들 때문에 공간적인 변동성이 강할 것으로 보인다. 특정 지역에 대해 강수량에 영향을 미치는 인위적 영향에 대한 몇몇 제안 사항들이 있는데 이에 대해 아래에 토의된다.



**그림 9.19.** 사헬 지역 7월-9월 강우량에 대해 관측된(기후연구 단위 TS 2.1; Mitchell and Jones, 2005) 것(검은색)과 관측된 SST로 강제력을 주고 GFDL-CM2.0 모델(모델 상세 사항은 표 8.1 참조)의 대기/육지 성분 10개 모의실험의 앙상블 평균 결과(적색) 비교. 관측과 모델 모두 1950-2000 기간 평균에 대해 정규화되었다. 회색 밴드는 앙상블 간 변동성의  $\pm 1$  표준편차를 표시한다. Held et al.(2005) 이후 Lu and Delworth(2005) 결과에 근거를 두었음.

9.5.4.3.1 사헬 가뭄

1950년대부터 적어도 1980년대 말까지 사헬 지역의 강수량이 실질적으로 감소했다(Dai et al., 2004; 그림 9.19, 그림 3.37 참조). 강우량이 1920년~1965년 기간의 전형적인 수준으로 돌아오지 못했다 하더라도 1990년경 이래로 부분적으로 회복되어 왔다. Zeng(2003)은 2가지 주요 가정들이 확장된 가뭄의 원인으로 제안되어 왔다는 것을 알리고 있다. 즉, 첫 번째는 과도한 가축 방목 및 지상 알베도를 증가시키고 대기로 습기 공급을 감소시키는 삼림지의 농경지 전환이며 두 번째는 인위적 및 자연적인 원인으로 인한 전지구 해수면온도의 10년 변화에 관련된 대규모 대기순환변화이다(Nicholson, 2001). 검은 탄소 또한 기여성분으로 제시되어 왔다(Menon et al., 2002b). Taylor et al.(2002)은 1961년 이래로 사헬 지역 토지이용도 변화의 추정으로부터 강제력을 줘서 단순화모델을 수행해 지표이용도 변화 영향을 조사했다. 그들은 사하라 지역 강수량이 1996년까지 약 5% 정도로 감소한 것으로 모의했으며 최근의 토지이용도 변화의 영향이 가뭄의 주요 원인이 될 정도로 충분치 않다고 결론지었다.

최근 몇몇 연구들은 지정된 관측 해수면온도를 사용한 일련의 대기모델들이 사헬 지역 강우량의 관측된 10년 주기 변동성을 재현해 낼 수 있다고 설명하는데(Bader and Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Rowell, 2003; Haarsma et al.,

2005; Held et al., 2005; Lu and Delworth, 2005; 그림 9.19 참조; Hoerling et al., 2006) 이는 이전의 결과들(Folland, 1986; Rowell, 1996)과 일치한다. Hoerling et al.(2006)에 의하면 비록 모델과 관측치가 일치하지 않는 것은 아니다 하더라도 관측된 해수면온도 변화를 가진 대기대순환모델은 전형적으로 관측된 강수 변화의 크기를 과소평가하고 있다. 이들 연구들은 그들이 알아낸 해수면온도가 어떤 해양에서 가장 중요한지에 대한 관점에서 다소 다른 결과를 보여준다. 즉 Giannini et al.(2003)과 Bader and Latif(2003)은 열대 인도양 온난화의 역할을 강조하며, Hoerling et al.(2006)은 건조 경향이 북대서양에 대한 남대서양의 점진적인 온난화가 원인이 된 것으로 보고 있다. Rowell(2003)은 지중해 해수면온도가 사헬 지역 강수량에 있어 십년 주기 변동성의 중요한 기여 성분이 된다고 하였다. 결합모델 모의실험의 다중모델 앙상블에 근거해서 Hoerling et al.(2006)은 사헬 지역의 관측된 건조 경향은 모의된 내적 변동성 자체와 일치하지 않는다고 결론지었다.

이와 같이 최근의 연구 결과들은 비록 지표면 특성 변화가 사헬 지역 강수에 기여할 수도 있지만 해수면온도 변화가 지배적인 영향을 준다고 지적한다(Taylor et al., 2002). 그러나 무엇이 지역에 따른 해수면온도 변화의 차이를 가져다 주었을까? Rotstayn and Lohmann(2002)는 공간적으로 변하는 인위적인 황산염 에어러솔 강제력(직·간접적으로)이 사헬 강수의 차이를 이끄는 저위도 대기순환을 변경시킬 수 있다고 제시한다. 이들은 황산염 에어러솔의 최근 인위적 변화 강제력을 가진 기후모델 실험에서 구름 알베도와 구름 지속시간의 변화에 따른 해수면온도 반응이 양 반구에서 비대칭으로 나타나면서 열대 강우량이 남쪽으로 치우친 현상을 발견해 냈다. Williams et al.(2001) 또한 황산염 에어러솔의 간접효과에 따른 반응으로서 열대 강우량의 남쪽 편향 현상을 발견했다. 이러한 결과들은 비록 완전한 원인 분석이 아직 수행되지 않았으나 황산염 에어러솔 변화가 북반구 열대 해양의 온난화 감소를 이끌 수 있으며 이것이 차례로 육지-대기 상호작용을 통해 강화되어 사헬 지역 강수량 감소를 유도시킨다고 제안하고 있다. Held et al.(2005)는 GFDL-CM2.0과 CM2.1 모델 둘 다를 가지고 과거기간에 대한 기후 모의실험 수행 결과 20세기 후반 50년 동안에 대해 사하라 지역의 건조 경향이 나타났는데 이는 온실가스와 황산염 에어러솔 변화들이 합성되어 나타난 결과라고 하였다. 모의된 강우량에 있어 경향들의 공간 패턴들은 또한 관측과 몇몇 일치하는 결과를 보여준다. 그러나 Hoerling et al.(2006)은 지정된 인위적 강제력을 가진 8개의 다른 결합 기후모델들은 1950년~1999년 기간에 대해 사헬 지역 강수량에 대해

통계적으로 유의한 경향들을 모의하지 못한다는 것을 알아냈다.

#### 9.5.4.3.2 호주 남서지역 가뭄

호주 남서부 최극단 지역에서 겨울철 초기(5월-7월) 강수량은 1970년대 중반에 약 15% 감소(IOCI, 2002)했으며 이후에도 여전히 적은 상태이다. 강우량 감소는 주변지역의 대규모 대기순환의 변화로 수반된 것이다(Timbal, 2004). 순환 및 강수량 변화는 온실가스 증가에 대한 반응으로 기후모델에 의해 모의된 결과와 어느 정도 일치하나 그 값은 더 크다. IOCI(Indian Ocean Climate Initiative)는 강우량 감소와 대규모 대기순환의 변화 사이의 관련성으로 인해 지표면 변화가 강우량 감소의 주원인이라고 결론지었으며 자연변동성과 온실 강제력 둘 다 유사하게 기여하고 있다는 IOCI(2002)의 결론을 다시 확인했다. Timbal et al.(2005)는 이러한 결론의 중요성이 불확실하다고 하더라도 PCM으로부터 상세화된 기후변화 시그널이 관측된 경향과 어느 정도 유사성이 있다고 설명하고 있다.

Karoly(2003)과 같은 몇몇 저자들은 강우량 감소가 SAM의 인위적 변화와 관련되어 있다고 했다(9.5.3.3절 참조). 그러나 호주 남서부 지역에서 가장 큰 강우량 감소가 초겨울(5월-7월)에 발생하는 반면 가장 큰 SAM 경향은 남반구 여름 동안 발생하므로 호주 남서부 지역 가뭄에 영향을 미치는 순환변화는 여전히 불확실하다.

#### 9.5.4.3.3 몬순 강수량

1948년~2003년 기간 동안 미국과 호주 북서부 지역에서 강수량이 증가해 온 반면, 인도네시아, 적도 중서부 아프리카, 중미, 남동아시아 및 호주 동부지역에서는 강수량의 감소 경향이 관측되어 왔다(3.7절). 3차 평가보고서(IPCC, 2001, pp. 568)은 남동아시아 여름 몬순 강수량 증가가 기후모델에서 온실가스 증가에 대한 반응으로 모의되나 이런 효과가 황산염 에어러솔의 증가로 감소되며 따라서 몬순 강수량을 감소시키는 경향이 있다고 결론지었다. 그 이후로, 부가적인 모델링 연구들은 몬순 강수량 변화에 관해 서로 모순되는 결론을 가져왔다(Lal and Singh, 2001; Douville et al., 2002; Maynard et al., 2002; May, 2004; Wardle and Smith, 2004; 9.5.3.5절 참조). Ramanathan et al.(2005)은 흑탄소 에어러솔 효과를 포함시켜서 특히 1950년과 1970년 사이에 발생한 인도 몬순 강우량의 실제적인 변화들을 모의할 수 있었다. 관측과 모델 둘 다에서 이러한 변화들은 인도양 지역으로 해수면온도 경도 감소 및 대류권 안정도 증가와 연관되어 있는데 온실가스와 황산염 에어러솔 변화 만을 가진 모의실험에서는 재현되지 않았다.

## 9.5.5 빙권변화

### 9.5.5.1 해빙

광범위한 온난화는 다른 상쇄(보상) 효과의 부재에서 해빙, 눈, 빙하, 빙상의 면적과 두께에서 감소를 이끌 것이다. 북극의 해빙으로 덮인 연 평균 넓이는 최근 수 십년 동안 약간 적어졌으며, 겨울보다 여름에 큰 감소 경향을 가지고 감소되어 왔다(4.4절). Gregory et al.(2002b)은 모든 주요한 인위적인, 자연적인 강제 요소들을 포함한 HadCM3의 4개 멤버 앙상블 적분에서 북극 해빙의 면적이 1980년에서 1999년 기간동안 10년에 약 2.5% 감소하는 것을 모의됨을 밝혔고, 이것은 1978년에서 2004년 위성 관측 기간동안 10년에 2.7%의 관측된 감소와 유사하다. 인위적인 강제력이 북반구 해빙 면적에서 이 감소 추세에 기여할 것임을 지적하면서도, 이 감소 경향은 모의된 내부의 기후변동과 자연강제력 단독의 반응과는 일치하지 않는다(Vinnikov et al., 1999; Gregory et al., 2002b; Johannssen et al., 2004). Rothrock et al.(2003)라 참고문헌에 묘사된 것과 같은 모델들은 최소한 꽤 넓은 지역을 평균했을 때, 빙하 두께의 관측된 경년 변동들을 재현할 수 있다. 과거 북극 빙하의 두께 또는 부피(Goebler and Gerdes, 2003; Rothrock et al., 2003)의 모의는 1980년대 후반에 시작해서 빙하 두께의 현저한 감소를 보이지만, 추세와 또는 더 이전 세기에서의 변동과 관련해서 얼마간은 일치하지 않는다. 비록 추론된 극적인 변화의 일부가 시간이 흐르면서 빙하 부피의 공간적인 재분포의 결과라 하더라도, 열역학적 변화들 역시 중요하다고 여겨진다. 저주기 대기 변동(북반구 환상모드(NAM)와 연결된 순환의 경년 변화와 같은)은 북극지역 밖의 얼음 소멸에 중요하게 나타나고, 여름에 얼어붙지 않은 물의 양의 증가와 빙하-반사도 되먹임을 통한 열역학적 얹아짐을 강화시켰다(예, Lindsay and Zhang, 2005). 변동의 대규모 모드는 대기에서의 바람의 유도와 열수송에 영향을 주었고, 빙하 형성, 성장 그리고 녹음의 경년 변동에 기여했다. 따라서 북극 해빙 면적의 감소와 얹아짐은 전체적으로는 아니지만, 온실가스 강제력에 의해 대규모로 나타난다.

북극과는 다르게 위성 관측의 시기 동안 남극에서의 해빙 면적의 강한 감소는 관측되어지지 않았다(4.4.2.2절). Fichefet et al.(2003)은 1958년에서 1999년 기간을 포함하여 대기 강제력에 기반을 둔 관측을 사용한 남극 빙하 두께의 모의를 수행하였다. 그들은  $\pm 0.1\text{m}$ 의 차이로 변하는(대략 0.9m의 평균 두께와 비교하여) 빙하 두께의 지역 평균으로부터 명백한 10년 변동성을 알아냈지만, 장기적인 경향은 없었다. 그러나 Gregory et al.(2002b)은 그들의 모델로부터 관측과 반

대되는 남극 해빙 면적의 감소를 발견하였다. 그들은 해빙 면적에서 관측과 모델 사이의 일관성 부족은 빙하 모델의 결함이라기보다는 극 주변의 지역적인 온난화의 비현실적인 모의를 반영한 것이라고 밝혔다. Holland and Raphael(2006)은 성층권 오존 감소를 포함한 6개의 MMD 20C3M 모의로 해빙 변동성을 실험하였다. 그들은 모델이 해빙 면적의 경년 변동성을 위성 관측보다 크게 나타낸다 하더라도 1979년부터 2000년까지의 관측된 경향성을 재현하는 몇몇 모의를 통하여 남극 해빙 면적의 관측된 약한 증가는 모의된 내부의 변동성과 일치하지 않는다고 결론지었다.

### 9.5.5.2 설토와 동토

위성으로부터 측정된 북반구의 적설 면적은 특히 이른 봄부터 여름까지 과거 30년 동안 상당히 감소하였다(4.2절). 적설 깊이와 면적의 경향성은 강수량 또는 기온경향성으로부터 유도될 수 있다. 최근 수 십년의 경향성은 일반적으로 하층과 중층 고도에서의 온난화로 유도되어져 왔다. 이것의 증거는 다음을 포함한다.

(a) 북반구 4월 적설 면적의 경년변동은 4월 40°N에서 60°N까지의 기온과 강한 상관성을 갖는다( $r=-0.68$ );(b) 적설(물당량, 깊이 또는 지속기간)의 경년 변동성은 북미지역 하층과 중층 고도에서의 기온과 강한 상관성을 갖는다(Mote et al., 2005);(c) 적설상당물량 또는 적설 깊이의 경향성은(온난화가 강설과 눈 녹음에 더 영향을 주기 쉬운 하층, 따뜻한 고도에서 더 큰 감소를 갖는) 북미의 서쪽과 스위스에서의 고도 또는 겨울 평균기온에 강한 의존성을 보인다.(d) 북미, 스위스, 호주에서의 경향성이 온난화로 잘 설명되는 것으로 알려져 왔고, 강수량의 변화에 의해서는 설명될 수 없다. 몇몇 매우 추운 지역에서 적설 깊이의 증가는 관측되어져 왔고, 더 많은 강수량으로 관련되어져 왔다.

광범위한 영구동토의 온난화와 붕괴는 여름 대기 기온의 상승과 적설면적의 깊이와 지속기간에서의 변화들의 결과로 나타난다(4.7.2절). 계절 동토의 두께는 겨울 온난화와 적설 깊이의 증가의 반응으로 감소하였다(4.7.3절).

### 9.5.5.3 빙하, 빙상 그리고 빙봉

20세기 동안 빙하는 일반적으로 1930년대와 1940년대 그리고 1990년 이후 가장 크게 크기가 줄었다(4.5절). 대규모의 축소가 비록 대기 수분의 적도지역의 변화가 기여할 수 있다고 하더라도 가능한 원인으로(Oerlemans, 2005) 광범위한 온난화를 포함하여 나타났다(4.5.3절). 최근 반세기 동안 전지구 평균 겨울 축적량과 여름의 녹는 양 둘 다 꾸준히 증가되었고(Ohmura, 2004; Dyurgerov and Meier, 2005; Greene,

2005), 최소한 북반구에서 겨울 축적량과 여름 녹는 양이 반구상의 대기 온도와 양의 상관관계를 나타낸다(Greene, 2005); 기온을 포함한 순 수지의 음의 상관관계는 각각의 빙하 변동을 강제하는 기온의 주된 역할임을 나타낸다.

특정 지역의 빙하에 대한 경향성의 가능한 원인을 찾기 위한 몇몇 연구가 진행되어 왔다. 북미 서부의 빙하에 대한 질량 균형은 전지구 평균 겨울(10월-4월) 기온과 강한 상관관계를 갖고 있고, 빙하 질량 균형의 감소 경향은 1968년 이래 온도 상승과 동등했다(Meier et al., 2003). Reichert et al.(2002a)는 빙하 질량 균형 모델에 대기해양대순환모델 기준 모의로부터 얻은 규모 축소된 자료로 Nigardsbreen과 Rhone 빙하들에 대한 강제력을 주었고, 소빙기 이전의 빙하의 비율이 최근의 쇠퇴를 설명할 수 없지만, 두 빙하들의 내부 기후변동성에 의해 설명될 수 있음으로 결론지었다. 두 빙하들의 최근의 쇠퇴는 아마도 외부적으로 강제된 기후변화에 의한 것이라는 것을 포함한다. 또한, 몇몇 극 빙하의 얇아짐과 쇠퇴 가속은(예, Thomas et al., 2004) 해양과 대기의 온난화에 의해 유도된 빙상의 분리라는 결과로 나타난다.

합쳐서 생각해 보면 그린란드와 남극의 빙상은 줄어들고 있다. 그린란드 내륙에 약간의 두꺼워짐은 해안 근처의 얇아짐으로 더 상쇄된다(4.6.2.2절). 온난화는 그린란드에서 하층의 녹음과 상층의 강수량의 증가를 유발한다; 고도측정 자료는 이전 효과가 지배적이라는 것을 시사한다. 그러나 빙상의 일부가 단지 기후변화에 느리게 반응하기 때문에, 과거의 강제력은 진행되는 변화, 최근 경향성의 복잡한 속성에 영향을 받을 수 있다.

### 9.5.6 요약

3차 평가보고서에서 기후에 대한 인위적 영향의 양적인 증거는 거의 대부분 대기와 표면온도에 기반을 뒀다. 인위적 영향은 또한 해양 열 함량, 대기압, 해빙 면적과 같은 다른 기후 변수들의 범위 안으로 간주되어 왔고, 이에 따라 기후에 대한 인위적 영향의 더 많은 증거를 확인하고 기후모델의 신뢰성을 향상시켜 왔다.

해양 열함량 부분에 관측된 변화들은 모의된 자연적 기후 변동과 일치하지 않지만, 지구 규모와 개별의 해양 유역에서 자연적 영향과 인위적 영향의 결합과는 일치하는 것으로 알려져 왔다. 모델들은 해수면상승에 인위적인 부분이 상당히 기여한 것으로 시사하지만, 관측된 실제 상승보다는 낮게 추정하였다. 몇몇 연구들이 고위도 강수의 인위적인 증가가 북극해와 북대서양 심층 해수의 담수화하는데 기여할 것이라고 시사하지만 이러한 결과들은 여전히 불확실하다.

20세기 ENSO 활동이 자연적인 변동과는 구분될 것이라는 어떠한 증거도 없다. 대조적으로 전지구 해면기압에서 발견할 수 있는 인위적인 영향은 있어 왔다. 북반구 환상모드(NAM)와 남반구 환상모드(SAM) 둘 다 뚜렷한 경향성을 보였다. 모델들은 NAM 경향성의 크기가 아닌 신호를 재현하였고, 온실가스와 오존을 포함한 모델들은 SAM의 실질적인 경향성을 모의하였다. 비록 강한 열대저기압의 빈도가 명백히 증가했고, 이것과 수온상승과의 관계는 인위적인 영향을 연상시킨다 하더라도 열대저기압과 온대저기압 어느 쪽에서도 인위적인 영향은 발견되지 않았다.

해양들에서 평균된 전체 대기 수증기의 모의와 관측은 모의가 관측된 해수면온도에 의해 제약을 받을 때, 가깝게 일치하고, 인위적인 영향이 전체 대기 수증기 증가에 기여했음을 시사한다. 그러나 전지구 평균 강수는 수증기의 이용도에 의해 통제되지 않고, 응축된 잠열과 대류권의 복사냉각 사이의 균형에 의해 통제된다. 이것은 화산 에어러솔의 영향이 발견되어진 반면에, 인위적 영향이 전지구 강수에서 발견되지 않았었던 이유로 설명될 수 있다. 그렇지만 육지 강수의 위도 분포의 관측된 변화는 파머가뭄지수로 측정된 가뭄의 발생 증가가 가능한 인간의 영향을 의미함을 제시한다. 관측된 증거는 가장 강한 호우가 대기 수증기 집중에 따라 증가하기 쉽다는 것을 보여주는 모델 모의로부터 일반적인 함의로 많은 내륙 지역들에서 호우 빈도가 증가한다는 것을 보인다. 대부분의 AOGCM(대기해양대순환모델)들이(사헬지역) 강수의 감소를 모의하지 않았다고 하더라도, 많은 AGCM(대기대순환모델)들은 관측된 해수면온도로 수행하였을 때 사헬의 강수가 감소하는 것을 포착했다. 하나의 연구는 비록 인위적인 강제력에 대한 반응에서 문순에 관한 결론이 다르다 하더라도 아시아 문순 강수의 관측된 감소가 단지 검댕 에어러솔에 대한 반응으로 모의될 수 있다고 밝혔다.

남반구 해빙 면적은 감소하지 않았지만 북극 해빙 면적에서 관측된 감소는 모의된 내부변동성과 일치하지 않고 인위적인 영향에 대해 모의된 반응과 일치하는 것으로 보여 왔다. 전지구 적설 면적과 빙하의 광범위한 녹음에서의 감소 경향은 광범위한 온난화와 일치한다. 인위적인 강제력은 20세기 동안 광범위한 빙하 쇠퇴에 상당히 기여해 왔다.

## 9.6 기후민감도의 관측적 제약

이 장은 기후의 관측된 변화로부터 평형기후민감도와 점증기후반응을 추론하는 최근의 연구를 평가한다. ‘평형기후민감도’(ECS)는 상당 대기 CO<sub>2</sub>가 산업혁명 이전 농도의 두 배일 때, 평형 연 지구 평균온도 반응으로, 온실가스 강제력에 대한 기후시스템의 최종 반응 측도이다. ‘점증기후반응’(TCR)은 CO<sub>2</sub> 농도가 매년 1%씩 증가하는 기후 실험에서 CO<sub>2</sub> 농도가 두배가 되었을 때 연 지구 평균온도의 변화이다(자세한 정의는 사전 및 8.6.2.1절 참조). TCR은 온실가스 강제력에 대한 기후반응의 강도와 속도의 측도이며, 해양의 열 흡수 비율에 부분적으로 의존한다. 온실가스 강제력에 의한 직접 온도 변화는 상대적으로 직선적인 방법으로 계산 가능하지만, 대기 되먹임(8.6절 참조)의 불확실성은 미래 기후변화 추정에 불확실성을 유발한다. 8장은 각각의 되먹임을 평가하였으나, 이 장의 목적은 관측된 기후변화에 기반한 ECS와 TCR 추정치를 평가하는 것이다. 관측된 기후변화 성분으로부터의 기후민감도 추정은 기후모델에서 불확실 매개변수를 다양하게 하고, 관측된 평균기후를 재현하는 능력의 검증에 의해 평가된다(10.5.4.4절 참조). 관측된 기후변화가 미래 기후변화와 매우 분명하게 관련된 이점이 있지만, 추정된 반응의 불확실성 때문에, 기후민감도에 유발된 제약은 그리 강력하지 않다(9.2절). 기후변화와 평균기후를 모의하는 모델의 능력과, 다른 접근 방법에 기반한, ECS와 TCR 평가의 전반적인 요약은 상자 10.2에 주어졌다. 이 장은 지역적 기후민감도와 CO<sub>2</sub> 이외의 다른 강제력에 대한 민감도를 평가하지 않는다는 점에 유의하라.

### 9.6.1 기후민감도 추정 방법

기후민감도를 추정하는 가장 직선적인 접근은 복사강제력의 알려진 변화를 관측된 기후변화와 관련시키는 것이다. 이런 접근은 평형기후상태의 변화에서만 맞다. 과거의 평형에 근접하였던 기후상태는, 종종 산업혁명 이전이나 현재의 기후보다는, 다른 기후와 관련된다(Hansen et al., 2005). 그 예로 마지막 빙하기 최성기(LGM)의 기후가 있다(6장과 9.3장 참조). 그러나, 외부강제력에 대한 기후민감도는 되먹임 현상에 영향을 미치는 두 요소인 평균기후상태와 강제력의 근원에 의존할 것이다(8장). 따라서, 강제력에 대한 반응의 비율로부터 민감도를 직접 추정하는 것은 이상화된 조건 하에서 CO<sub>2</sub>를 두배로 하였을 때의 기후민감도와 직접 비교할 수 없다. 이 장에 보고된 대부분의 연구에서 그 동안 추진되었

던 다른 접근 방법으로는 모델의 ECS에 영향을 주는 기후모델의 다양한 매개변수에 기반을 두고, 유사한 기후변화 실험의 현실화에 근거한 다른 ECS 값이 발생할 확률을 가정하는 것이다. 이것은 기후상태에 의존하는 되먹임 문제로, 그러나 모델에서 되먹임 현상이 현실적으로 표현되고, 되먹임에 관련된 모든 매개변수 안의 불확실성이 변화한다는 가정에 의존한다. 불확실성에도 불구하고, 과거 기후와 최근 기후변화(9.3절-9.5절)의 모의 결과는 이 가정에 확신을 준다. 여기에서 토의되는 ECS와 TCR 추정치는 일반적으로, 강제력의 모델 민감도에 영향을 주는 매개변수의 불확실성이 다양함으로 인해, 다양한 복잡성을 가지는 기후모델을 이용한 모의의 많은 앙상블에 기반을 둔다. ECS, 해양의 열 흡수 비율, 경우에 따라서는 에어러솔 강제력의 강도와 같은 주요 기후와 모델의 강제력 매개변수는 연구마다 그럴 듯한 범위 안에서 변화한다. ECS는 간단한 기후모델과 어떤 EMICs(8장 참조)에서는 직접적으로 변화될 수 있으며, 그리고 예를 들면, 구름 매개변수화에서 대기의 되먹임의 강도를 좌우하는 모델 매개변수의 변화로 더 복잡한 EMICs 그리고 AOGCMs(대기 해양대순환모델)에서 간접적으로 변화될 수도 있다. 관측된 기후변화로부터 ECS와 TCR를 추정하는 연구는 EMICs 나 EBM의 성능에 있어, 종종, 그러나 항상 그렇지는 않지만, 과거 기후변화 모의에(수백에서 수천 범위의) 매우 많은 앙상블을 요구한다.

이 접근의 바탕이 되는 아이디어는 매개변수 조정의 주어진 조합 가능성은 관측자료가 있는 과거 기후의 모의 결과의 일치로부터 결정될 수 있다는 것이다. 이것은 베이저안 방법에 의해 전형적으로 평가된다(이 방법에 대해서는 부록 9.B를 참조). 베이저안 접근은 자료로부터 추정된 매개변수에 관한 정보를 가진 매개변수 값의 불확실성에 대하여 설명하는 사전 분포를 결합해서 매개변수 값을 결정한다(Kennedy and O'Hagan, 2001). 균일한 분포는 다른 접근 방법에서 이용한 자료에서 얻어진 강제의 비교를 가능하게 하는 사전 분포로 널리 사용하였다. 균일한 사전 분포에 의해 규정된 ECS 범위는 모델 앙상블 크기에 컴퓨터 시간의 제약을 가지나, 일반적으로 전문가들에 의해 고려되는 범위는, 0°C에서 10°C정도이다. ECS를 위한 균일한 사전 분포는, 가능한 범위에 대한 전문가적 평가만을 요구하는데, 일반적으로 불균일한 사전 분포는 전문가적 평가에 크게 의존하는 반면, 높은 민감도에 대한 높은 사전 믿음을 할당한다는 점을 인식해야 한다(예, Forest et al., 2006). 추가로, Frame et al.(2005)은 균일한 사전 분포를 고정할 때, 주의를 기울여야 한다는 것을 지적한다. 예를 들면, 기후되먹임 매개변수를 위한 균일한 사전 분포는 두 매개변수 사이의 비선형 관계 때문에

ECS를 위한 비균일한 사전 분포를 함축한다. ECS의 위 경계에 있어 관측적 강제가 아직 약하기 때문에(아래에 제시), 이런 사전 가정은 결과 산출에 영향을 준다. Frame et al.(2005)는 미래 온도 경향이 강제될 것인 경우 이것이 추정의 표본인 경우 ECS나 TCR에서 고정된 사전 분포를 선택하는 것을 주장한다. 대조적으로, 디자인에 대한 통계적인 연구 및 컴퓨터 실험의 해석은 모델 입력 매개변수를 위한 사전 분포의 사용을 제안한다.(예, Kennedy and O'Hagan, 2001; Goldstein and Rougier, 2004 참조). 그런 베이저안 연구는, 일반적으로 다른 사전 믿음에 대한 결과의 민감도를 탐구하는 유용한 실습이다(Tol and Vos, 1998; O'Hagan and Forster, 2004 참조). 심지어, Annan and Hargreaves(2005)와 Hegerl et al.(2006a)에 제시된, 기후민감도에 대한 다수의 독립적인 선들의 증명은, 다른 시점에서의 기후변화 분석과 같이, 다른 선의 증명의 분석을 통한 사전 정보를 이용하여, 하나의 선 증명의 정보를 이용하여 조합할 수 있다. 증명의 다른 선들로의 확장은 기후민감도를 결정하는 물리적 기작과 되먹임이 여전히 활동적인 연구 지역이라는 기반 하에 복잡한 정보를 제공한다. 다음으로 추정의 표적인 균일한 사전 분포는 특별한 다른 규정이 없는 한 사용된다.

불확실성의 더 포괄적인 처리를 통합하는 방법은 일반적으로 추정된 기후 매개변수를 위해 더 넓은 불확실성 범위를 정한다. 이 방법은 해양 확산과 같은 불확실 매개변수는 변하지 않으며, 불확실성 분석의 과정에서 특정 값에 제한이 되는 기후민감도에 대한 확률적 분포를 야기할 것이며, 기후민감도의 불확실성을 과소 추정할 것이다. 다른 한편으로, 모든 유효한 증명을 사용하지 않는 접근은 더 포괄적인 관측 값을 사용한 추정정보는 더 넓은 불확실성의 범위를 가질 것이다.

## 9.6.2 계기관측에 기반을 둔 기후민감도의 추정

### 9.6.2.1 20세기 온난화에 기반을 둔 기후민감도 추정

다수의 최근 학문은 기후민감도 추정에 지표, 해양 및 대기 온도 변화의 계기 기록을 이용했다. 대부분의 학문은 20세기 마지막 150년 내내 관찰한 표면온도변화를 이용한다.(3장 참조). 추가로, 몇몇 학문은 또한 Levitus et al.(2000, 2005)(5장)에 근거를 둔 1955년부터 추정된 해양 열 흡수, 그리고 자유 대기에 있는 온도 변화(3장, 표 9.3 참조)를 이용한다. 예를 들면, Frame et al.(2005)과 Andronova and Schlesinger(2000)는 표면 대기 온도만을 사용하였고, Forest et al.(2002, 2006), Knutti et al.(2002, 2003) 과 Gregory et al.(2002a)은 기후민감도 강제에 표면 대기 온도와 해양 온도

변화 둘 다 사용하였다. Forest et al.(2002, 2006)와 Lindzen and Giannitsis(2002)는 표면 대기 온도에 추가하여 라디오존데로 부터의 자유대기온도 자료를 사용하였다. Forest et al.(2006)은 기후민감도 추정에 있어 라디오존데의 대기 온도 자료의 영향은 지표와 해양 온도 상승 자료의 영향에 비해 더 작다는 것을 설명하였다 하더라도, 라디오존데 자료를 사용하는 학문이 최근에 발견한 이질성(3.4.1.1절 참조)에 영향을 받을지도 모른다는 점을 인식해야 한다. 더 최근 학문은 강제력과 기후의 관측된 변화로부터 기후되먹임(과 ECS) 추정을 위해 표면온도변화를 사용하는 것 이외에 대기 복사 수지 실험(ERBE) 자료(Forster and Gregory, 2006)를 사용한다.

Wigley et al.(1997)은 강제력과 반응의 불확실성이 ECS 강제에 당시 기후모델들에 의해 계산된 범위(1.5°C-4.5°C)에, 부분적으로 그 범위의 상한 경계값은, 연속적인 학문에 의해 확인되는 결론, 비해 더 구속적인 관측된 지구 온도 변화를 사용하는 것은 불가능하다는 것을 지적하였다. 다수 연속적인 간행물은 질적으로 관측된 변화를 재현하기 위해 모델에서 허용하는 매개변수 값을 기술하였으나, 기후민감도 확률밀도함수(PDF) 직접적으로 추정하지는 않았다. 예를 들면, Harvey and Kaufmann(2002)는 1°C-5°C의 범위에서 2.0°C의 최적 ECS를 찾아내고, 화석연료와 바이오매스 에어러솔 강제력을 제약하였다(9.2.1.2절 참조). Lindzen and Giannitsis(2002)는 1976년 부근 대류권(850hPa-300hPa) 온도의 급격한 변화가 1°C 보다는 더 적은 기후민감도로 모델화 되는 표면온도의 자연 반응을 유발했다는 가설을 내놓았다. 그러나 그들의 추정은 대부분 현재까지 1976년의 급속한 대류권 온난화의 내부 기후변동의 역할과 관련되었던, 이런 짧은 기간의 분석에 있는 실질적 불확실성을 설명하지 않는다. 1976년~1977년 기후전이는 PDO의 상전이를 따라 발생하였으며, 해양의 동반된 변화(3.6.3절 참조)는 대류권 강제력에 의해 시작된 변화로 Lindzen and Giannitsis(2002) 가정을 모순되게 나타났다. 첨부로, 그들은 민감도가 고정된 간단한 모델에 있는 불확실성에 대하여 설명하지 않는다. Lindzen and Giannitsis의 발견은 매우 긴 시간 규모에서 지표와 고층 대기 온도의 표면과 고층 대기 온도의 합동 발전을 고려한 Forest et al.(2002, 2006)의 결과와 대비적이다.

몇몇 최근 학문은 모델과 진단을 이용하여 ECS에 대한 확률 추정을 유추하였다. 모델-모의와 관측된 변화를 비교하는, 진단은 종종 전지구 평균 지표 기온과 해양 평균 온난화, 또는 남반구와 북반구 사이의 다른 온난화(전지구 평균과 함께, Andronova and Schlesinger, 2001)와 같은 간단한 온도 지표이다. 기후의 시공간적 발전에 관한 세부 사항 정보를 사용하는 결과는 더 간단한 지표를 사용하는 그들보다

는 더 단단한 강제를 제공할 수 있을지도 모른다. Forest et al.(2002, 2006)는 동서 평균된 온도 변화의 관측 패턴과 모델-모의 사이의 적합성을 진단하는 소위 '최적의'검출 방법(9.4.1.4절 참조)를 사용하였다. Frame et al.(2005)는 다른 인위적, 자연적 강제력에 대해 온실가스 반응을 분리하는 여러 다중-모델 대기해양대순환모델(AOGCM) 지문(9.4.1.4절 참조)에 바탕을 둔 분석을 통해 결과를 탐지하였다(Stott et al., 2006c). 유사하게 Gregory et al.(2002a)는 지문 탐지 결과를 바탕으로 에어러솔 강제력의 범위를 역추정하였다. 지문 탐지 접근의 결과가 온실가스와 에어러솔 강제력 사이에서 각각의 불확실성에 의해 영향을 받지만, 온실가스 강제력에 반응하는 근접-표면온도의 추정에서의 결과의 불확실성은 상대적으로 작다는 것을 인식해야 한다(9.2.3절, 9.4.1.4절 참조).

이 결과 추정에 있어 더 고려할 사항은, 그리고 강제력 불확실성을 포함하는, 실제 강제력 추정에 사용하는 범위이다. 대부분의 학문은 Knutti et al.(2002, 2003)와 같이, 때로는 직접적으로 간접 강제력의 효과를 포함하는, 때로는 강제력의 광범위를 사용하는 간접 효과에 대하여 간접적으로 설명하는, 온실가스와 황산염 에어러솔 강제력을 포함한 인위적 강제 요인의 범위를 고려한다(예, Andronova and Schlesinger, 2001; Forest et al., 2002, 2006). 또한 많은 학문은 대류권 온도를 고려한다(예, Andronova and Schlesinger, 2001; Knutti et al., 2002, 2003). Forest et al.(2006)은 특히 동일한 해양온난화 추정에 사용된 경우에, 20세기 후반 순 음의 자연강제력이 초기 자연강제력을 무시한 결과보다 더 민감하다고, 자연적 강제력 효과를 포함하는 것은 기후민감도 PDF 추정에 영향을 미친다고 설명한다(Forest et al., 2002; 그림 9.20 참조). 자연강제력을 포함으로 발생한 변화의 일부는, 초기 자료(Levitus et al., 2001; Forest et al., 2006)보다 해양 열 흡수를 보다 적게 계산한, 최근의 역 해양온난화 자료(Levitus et al., 2005)를 사용함으로써 상쇄됨을 인식해야한다. 몇몇의 추정에서만 에어러솔보다는 다른 강제력에서의 불확실성을 설명하지만(예, Gregory et al., 2002a; Knutti et al., 2002, 2003), 다른 어떤 학문은 예를 들면, 자연강제력에서, 설명되지 않는 강제력 효과의 불확실성을 추정하기 위하여 민감도 실험을 수행한다(예, Forest et al., 2006; 전반적인 설명은 표 9.1 참조).

해양의 열 흡수에 있어 불확실성의 처리는, 해양 혼합 매개변수의 광범위한 범위를 허용하기 위해 시도되는(Knutti et al., 2002, 2003), 모델의 해양 확산에 고정값을 가정하거나(Andronova and Schlesinger, 2001) 또는 해양의 효율적인 확산을 체계적으로 변화하도록 한다(예, Forest et al., 2002, 2006; Frame et al., 2005). 게다가, 모든 접근들이 독립으로

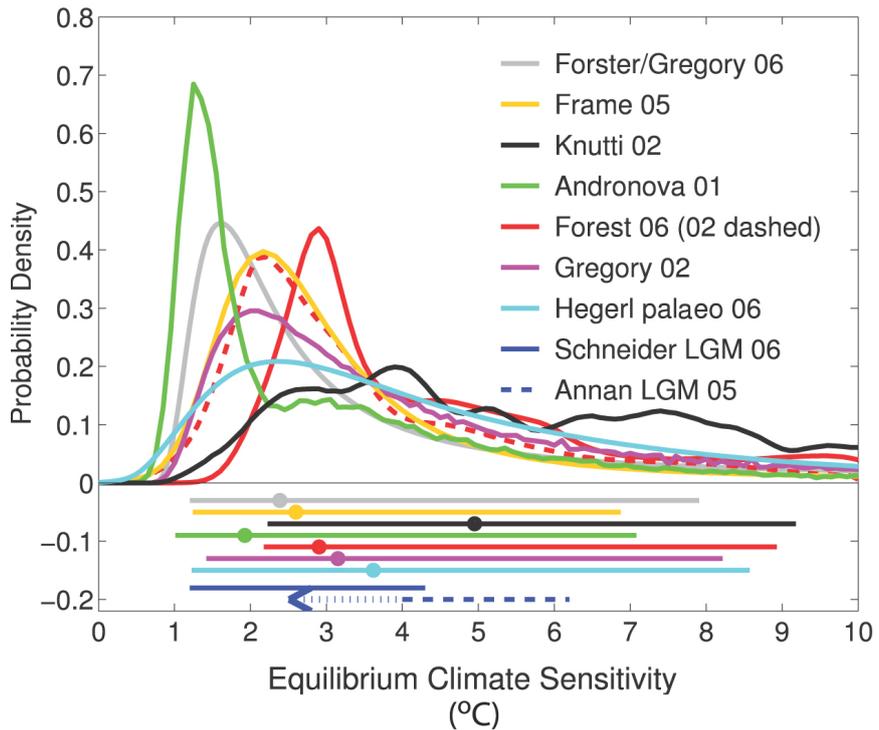
하든(Andronova and Schlesinger, 2001), 그 결과를 사용하는 지문 학문의 소음 모델을 사용하든(Frame et al., 2005), 또는 직접적이든(Forest et al., 2002, 2006) 어느 쪽이든, 내부 기후변동성에 기인한 불확실성에 대한 설명을 위해 기후의 시간 발전성을 사용한다.

그림 9.20은 이러한 연구 결과를 비교하였다. 모든 PDFs는 ECS의 균일한 사전 분포에 근거를 두고, 균일한 사전 분포의 다른 범위의 결과와 비교가 가능하도록 10°C까지 모든 양의 민감도를 재구성하였다(이것은 원래 추정치가 더 넓은 균일한 범위를 가질 경우, 중간값과 95% 값에 영향을 미친다). 따라서, 0의 사전 확률은 10°C를 초과하는 민감도와 많은 결과에서 고려하지 않은 음의 민감도로 추정된다. 음의 기후민감도는 양의 강제력에 대해 음의 반응을 유발하며, 시스템의 에너지 균형을 이해하는데 일관되지 않는다(Stouffer et al., 2000; Gregory et al., 2002a; Lindzen and Giannitsis, 2002). 이 그림에서 ECS의 최적 추정치는 과거 유효한 자료로부터 파생된 제약으로부터 추정될 때, 더 포괄적인 기후모델로부터 추정이 일치할 때 전형적으로 1.2°C-4°C 범위를 가진다. 대부분의 연구에서 제안한 기후민감도의 5% 정도는 1°C이상이다. 상위 95%는 잘 나타나질 않는데, 특히 이 연구에서 예를 들면, 20세기 복사강제력과 해양 열 흡수에 대한 불확실성에 대해 계산한다. 상한의 꼬리는 대규모 평균 자료에 기반한 진단자료를 사용하는 이 연구에서 특히 길게 나타나는데, 온실가스 반응을 에어러솔 반응으로부터 분리하거나, 기후변동성이 이런 진단으로는 알기는 매우 어렵기 때문이다(Andronova and Schlesinger, 2001; Gregory et al., 2002a; Knutti et al., 2002, 2003).

Forest et al.(2006)는 기후민감도에 대해 2.1°C-8.9°C가 5%- 95% 범위 임을 발견하였는데(표 9.3), 인위적 강제력에만 기반을 둔 이전의 결과(Forest et al., 2002)에 비해 넓은 범위이다. Frame et al.(2005)는 10°C 민감도를 충분히 넘어서 확장하는 균일한 사전 분포를 사용하여, ECS의 5%-95%의 불확실성의 범위가

1.2°C-11.8°C라고 주장하였다. 연구들은 일반적으로 기후 체계가 심해로 열을 혼합하는 비율에서 의미있는 강제력을 찾아내지는 않는다(예, Forest et al., 2002, 2006). 그러나, Forest et al.(2006)은 많은 대기해양대순환모델에서 열 흡수에 근거를 둔 비교(9.5.1.1절)에서 넓게 일관되게, 심해로의 열 혼합이 아주 급속하게 발생함을 발견하였다. 그러나 Forest et al.의 비교에 많은 MMD 대기해양결합모델이 포함되지 않았고, 또 상대적으로 간단한 해양모델을 사용하였기 때문에, 이 발견에 대한 타당성은 불분명하다. Knutti et al.(2002)는 강한 음의 에어러솔 강제력을, 여러 관측 연구(Anderson et al., 2003)에서 제시되었던, 지난 세기 동안 관측 온난화 경향에 상반되는 결과를 도출하였다(9.2.1.2절과 표 9.1).

몇몇 연구는 비균일 사전 분포를 사용하기 위해서 더 시도하였다. Forest et al.(2002, 2006)는 전문적인 사전 분포를 사용할 때 더 좁은 불확실성 범위를 얻었다(표 9.3). 그들이



**그림 9.20.** ECS(°C)를 위한 PDF의 다른 추정(관계되는 가능성) 사이의 비교. 모든 PDFs/가능성은 0°C-10°C ECS 사이로 단일화하기 위해 규모화하였다. 막대는 각각 5%-95% 범위, 점은 중간값을 의미한다. PDFs/가능성은 Andronova and Schlesinger(2001), Forest et al.(2002; 파선, 인위적 강제력만 고려), Forest et al.(2006; 실선, 인위적 자연적 강제력 고려), Gregory et al.(2002a), Knutti et al.(2002), Frame et al.(2005), 그리고 Forster and Gregory(2006) 으로부터 나온 유효한 자료에 기반하며, Frame et al.(2005) 이후 방법에서 사용된 ECS의 일정한 사전 분포가 변형되었다. Hegerl et al.(2006a)은 최근 700년 동안의 북반구 평균온도의 다중 고기후 재현에 기반을 둔다. 또한 다른 구조적 성질을 가지는 모델에 기반을 둔 LGM으로부터 두개의 추정치(파선: Annan et al., 2005, 실선:Schneider von Deimling et al., 2006)는 대략 5%-95% 범위를 보인다. Annan et al.(2005)에 정의된 범위의 확장 영역은 점선으로, Annan et al. 이후 사용된 기후모델의 표준화 범위는 화살표로 표시하였다. 단지 상한 임계치만 제공하였다. Hegerl et al.(2006a) 이후 가능성 추정 에 대한 세부 사항은 표 9.3를 참조하십시오.

**표 9.3. 관측자료, 개개의 화산 폭발, 최근 천년의 자료, 그리고 LGM 모의 등으로부터 ECS(°C)를 관측적으로 추정하는 주요 연구 결과. 마지막 세 연구는 비균일 사전 분포를 사용하며, 다른 연구는 ECS의 균일한 사전 분포를 사용한다.**

연구자	사용한 관측자료	모델	포함된 외부강제력	불확실성의 취급	5%-95% ECS 추정치(°C)
<b>계기관측자료</b>					
Forest et al.(2006)	상층 대기, 지표, 심해의 20세기 시공간 온도 0°C-10°C 분포	2차원 EMIC(~E6)	G, Sul, Sol, Vol, Ozs, 육지 지표 변화 (2002:G, Sul, Ozs)	$\epsilon_{obs}$ , 소음, $\kappa$ $\epsilon_{aer}$ , 태양/화산에 대한 민감도 실험, 강제력 불확실성	2.1-8.9(1.4-7.7 자연강제력이 없을 경우)
Andronova and Schlesinger(2001)	1856년~1997년 지표 기온에서 지구 평균과 북반구 차이	EBM	G, OzT, Sul, Sol, Vol	소음(부트스트랩 장치), 복사 강제력 요소 선택	1.0-9.3 확률-54% 1.5-4.5 ECS 이외
Knutti et al. (2002, 2003)	지구 평균 해양 열 흡수 (1955-1995), 평균 지표 기온(1860-2000) 0°C-10°C 분포	EMIC(~E1) puls neural net	G, OzT, OzS, 화석연료와 BC+OM을 점화하는 바이오매스, 성층권 수증기, Vol, Sol, Sul, Suli	$\epsilon_{obs}$ , IPCC(2001)의 다수 강제력에 의한 $\epsilon_{forc}$ , $\kappa$ , 다른 해양 혼합 스킴	2.2-9.2 확률-50 % 1.5-4.5 ECS 이외
Geogory et al.(2002a)	지표 기온의 지구 평균 변화와 해양 열 변화(1861년~1900년, 1957년~1994년)	1-Box	G, Sul, Suli(Stott et al., 2001 에 비해 성층에서 하향), Sol, Vol	$\epsilon_{obs}$ , $\epsilon_{forc}$	1.1-∞
Frame et al.(2005)	표면온도의 지구 변화	EBM	G, 지문에 의한 다른 인위적 및 자연적 강제력 계산, Sul, Nat	소음, 자연적 및 인위적 강제력의 패턴은 없지만 진폭의 불확실성, 강제력과 반응(규모화 요소들), $\kappa$ (해양온난화와 일관된 범위)	1.2-11.8
Forster and Gregory(2006)	1985년~1996년 ERBE 60°N-60°S 자료, 지구 표면온도 0°C-18.5°C 분포, Frame et al.(2005)에 전환	1-Box	G, Vol, Sol, Sul	$\epsilon_{obs}$ , $\epsilon_{forc}$	1.2-14.2
<b>개개의 화산 폭발</b>					
Wigley et al.(2005a)	지구 평균 표면온도	EBM	화산폭발 강제력만 고려	El Niño	아궁:1.3-6.3 엘치존:0.3-7.7 피나투보화산:1.8-5.2
<b>최근 천년</b>					
Hegerl et al.(2006a)	다중 재현에 의한 산업혁명 (1270년/1505년~1850년) 북반구 평균 표면온도	2D EBM	G, Sul, Sol, Vol	소음(잔차로부터), $\kappa$ , 태양과 화산 폭발 강제력 재현 크기의 불확실성	1.2-8.6
<b>LGM</b>					
Schneider von Deimling et al.(2006)	LGM 적도 SSTs와 다른 LGM 자료	EMIC(~E3)	LGM 강제력 : 온실가스, 먼지, 빙하, 식생, 일사	가상-근거한 빙하 시대 SSTs의 불확실성(한종류의 자료); 구조상 불확실, 불확실 강제력 추정에 대한 시도	1.2-4.3 (여러 범위에 근거한)
Annan et al.(2005)	LGM 적도 SSTs, 모델 매개변수의 사전 분포 표본화를 위한 많은 변수들의 최-일 계열 순환	혼합층 해양을 고려한 AGCM	PMIP2 LGM 강제력	적도 SST 추정의 관측적 불확실 (한종류의 자료)	민감도 6을 넘을 가능성 7% 미만
<b>비균일한 사전 분포</b>					
Forest et al. (2002, 2006)	사전 전문가, 20세기 온도 변화	Forest et al. 참조	윗 참조	개별 추정 참조	1.9-4.7
Annan et al.(2006)	LGM으로부터 추정, 화산 활동을 포함한 20세기 변화	Annan et al. 참조	윗 참조	개별 추정 참조	1.7 초과-4.5
Hegerl et al.(2006a)	1950-2000 표면온도변화 (Frame et al., 2005), 100년부터 산업혁명 이전까지 북반구 평균 지표 기온	Hegerl et al.과 Frame et al. 참조	윗 참조	개별 추정 참조	1.5-6.2

주석 : a. 0°C-20°C 보다 범위가 좁다면 이전 분포형태의 범위를 취한다.  
 b. 종종 용승-화산 해양을 포함하는 에너지 수지 모델(EBM); 1-상자 에너지 균형 모델; EMIC(수는 표8.3에 기술된 EMICs를 의미한다)  
 c. G: 온실가스; Sul: 직접적 황산염 에어러솔 효과; Suli:(첫째) 간접적 황산염 효과; OzT: 대류권 오존; OzS: 성층권 오존; Vol: 화산 활동; Sol: 태양; BC+OM: 검정 탄소와 유기물  
 d. 고려되는 불확실성(예, 해양 확산 K 또는 전 에어러솔 강제력  $\epsilon_{forc}$  의 불확실성). 이상적으로, 모델 불확실성, 강제력 불확실성(예, 에어러솔 강제력  $\epsilon_{aer}$  또는 자연적 강제력  $\epsilon_{nat}$ ), 관측의 불확실성  $\epsilon_{obs}$ 와 내부기후변동('잡음')를 설명하는 연구

ECS의 신용할 수 있는 사전 범위를 반영하는 동안, 이전에 연구를 먼저 수행했던 전문가들은 또한 관찰된 기후변화에 관한 지식에 좌우될지도 모르며, 따라서 동일한 자료와 결합될 때 과도하게 확실하게 추정할지도 모른다(보충 자료). Frame et al.(2005)은 중간값 2.3℃를 가지는 1.2℃에서 5.2℃에 추정된 ECS에 있는 TCR 결과에서 균일하게 표본을 추출하였다. 추가로, 몇몇 접근은 기후되먹임의 균일한 사전 분포에 기반을 둔다. ECS 추정 결과를 해석하는 것은 더 적은 민감도에 호의적인 사전 분포를 사용하는 것과 동등하며, 그러므로 더 좁은 ECS 범위의 결과로 가는 경향이 있다(Frame et al., 2005). Forster and Gregory(2006)은 시간에 따라 에어러솔 강제력에 거의 변화가 없는 관측자료를 이용하여, 회귀적 접근에 기반을 둔 관측 지표 기온을 조합한 ERBE의 복사수지 자료를 기반으로 ECS를 추정하였다. 그들은 위에서 논의된 더 낮은 민감도를 강조하는 사전의 분포를 사용하였을 때, 1.0℃-4.1℃의 5%-95% ECS 범위에 대응하는, 그리고 사전 분포가 민감도에 균일하고(표 9.3) 재구성하였을 때 더 넓은 범위에 대응하는,  $2.3 \pm 1.4 \text{Wm}^{-2}$ 의 기후되먹임 매개변수를 발견하였다. MMD 대기해양결합모델에서 기후되먹임 매개변수는  $0.7 \sim 2.0 \text{Wm}^{-2} \text{C}^{-1}$ 로 추정된다.

### 9.6.2.2 개별적인 화산 폭발에 근거하는 추정

여러 최근 분석은 Pinatubo 화산 폭발의 잘-관찰된 강제력 및 반응으로부터, 또는 20 세기 동안에 다른 중요한 폭발에서 ECS로 통찰력을 파생하는 것을 시도했다. 그 같은 사건은 물리적 과정과 되먹임 연구를 가능하게 하였으며, 8.6 절에서 상세히 토론되었다. 예를 들면, Soden et al.(2002)는 기후민감도 3℃를 가지는 혼합층 해양과 결합된 대기대순환 모델(AGCM)을 기반으로 모의된 반응과 관측 반응이 일치하며, 만약 이 모델에서 수증기 되먹임이 작동하지 않는다면, 이 일치성이 깨어짐을 제시하였다. Yokohata et al.(2005)는 4.0℃의 민감도를 가지는 MIROC 기후모델이 모델의 구름되먹임이 자료에서 비일관적으로 나타나는 6.3℃의 민감도를 가지는 모델에 비해 파나투보 화산 폭발을 더 잘 모의함을 발견하였다. 두 결과 다 분석된 모델에 국한되었을지도 모른다는 것에 유의하여야 한다.

짧은 시간의 화산강제력의 반응이 ECS에 있어서는 매우 비선형적이기 때문에, 개별적인 화산 폭발의 관측된 반응에서 ECS를 강요하는 것은 어렵다(Frame et al., 2005; Wigley et al., 2005a). 그것을 노이즈가 많은 배경 기후에서 구별하는 것은 매우 어렵다. 그 짧고 강한 강제력에 반응하여 나타나는 해양에 의한 열 흡수률의 불확실성 때문에 더 큰 어려움이 생긴다. Wigley et al.(2005a)는 하층 경계와 20세기 주

요 화산폭발에 대해 모의된 반응과 관측의 비교를 통해 구한 최적 추정치가 1.5℃-4.5℃ 범위의 3차 평가보고서와 일치하며, 파나투보 화산에 의한 반응은 5.2℃의 95% 상한치에 3.0℃ 최적 고정 민감도를 가진다고 제시하였다. 그러나 저자에 의해 지적되는 것과 같이, 이 추정은 강제력에 대한 불확실성에 대해서는 설명하지 않는다. 반대로 Douglass and Knox(2005)의 상자 모델에 기반하여 매우 적은 기후민감도(1℃ 이하)와 파나투보 화산 폭발에 의한 음의 기후되먹임을 제시하였다. Wigley et al.(2005b)는 Douglass and Knox(2005) 분석 방법이 알려진 민감도를 가진 모델에 적용하는 경우, 기후민감도를 크게 과소추정(3가지 요인에 의해)한다고 주장하였다. 게다가 Frame et al.(2005)에 의해 지적되는 것과 같이, 기후 배경장의 추정에서 노이즈의 효과는 만약 고려하지 않았다면, 불확실성의 실질적인 과소추정을 유도할 수 있다.

요약하자면, 개별적인 화산 폭발에 대한 반응은 기후모델에서 되먹임에 대한 유용한 실험을 제공한다(8.6절). 그러나, 반응에 포함된 물리현상 때문에, 그런 개별적인 사건이 ECS에 확고한 영향을 줄 수는 없다. 대부분의 그런 연구에서 매우 높은 민감도의 추정은, 그렇지만, 다른 분석에 근거를 둔 결과들과 일관된다.

### 9.6.2.3 점증 기후반응에 대한 강제

ECS는 CO<sub>2</sub>가 두배가 되었을 때 나타나는 평형 전지구 평균 온도 변화인 반면, TCR은 CO<sub>2</sub> 량을 매년 1%씩 증가시키는 이상화된 시나리오에서 CO<sub>2</sub>가 두배가 되었을 때, 전지구 평균 기온변화를 의미한다(Cubasch et al., 2001; 8.6.2.1절 참조). TCR은 외부강제력에 관련된 온도 경향의 지표로, 관측 양과 온실가스 강제력에 기인한 관측된 온난화 경향에 의해 강제될 수 있다. 외부강제력은 다가올 세기에 증가하는 것을 계속할 가능성이 높기 때문에, TCR은 ECS보다 근접한 기후변화를 결정하는데 더 관련될 지도 모른다. Stott et al.(2006c)는 3개의 다른 모델 모의에서 지문을 이용하여서만(그림 9.21), 온실가스의(3-패턴 최적 탐지 분석에서 에어러솔과 자연강제력을 제외한) 반응을 규모화한 인수에 근거하여 TCR을 추정하고, 상대적으로 강력한 강제력을 찾아내었다. 3개 모델 모의 결과를 함께 사용하였을 때,(매년 CO<sub>2</sub>를 1%로씩 증가하여) CO<sub>2</sub>가 두배가 되었을 때 TCR의 추정 중간값은 2.1℃이며, 5%-95% 범위는 1.5℃-2.8℃이다. TCR은 추정된 규모화 인자에서의 에러가 선형적으로 규모화되므로, 추정치에서 ECS의 경우와 같은, 상한 경계의 긴 꼬리 경향은 보이지 않는다는 것에 유의하십시오. 그러나, 다중-지문분석에서 다른 외부강제력에 의한 반응으로부터 온실가스에 의한 반응을 분리하는 것은 3개의 모델(그림 9.21) 사

이의 작은 차이에 의해 설명되는, 작은 불확실성을 가진다. 평형 민감도는 되먹임 강도에 지배받는 반면(Frame et al., 2005에 제시됨), 점증 반응은 해양이 내부로 열을 수송하는 속도에 크게 영향을 받기 때문에, TCR은 ECS과 선형적으로 규모화되지 않는다.

TCR의 있을법한 범위의 추정은 둘 사이의 직접 선형 관계(Frame et al., 2005)가 있기 때문에 최적 탐지 분석에서 얻어진 온실 온난화에 기인한 추정으로부터 역시 직접적으로 추정할 수 있다. 그림 9.9로부터 추론된 온실 온난화율은, 비록 개개의 모델에 근거한 탐지 및 속성 분석에서 하위 5%(1.3), 상위 95%(3.3°C)로 추정하여, 그림 9.21에서 보인 5%-95% 범위의 1.5°C-2.8°C를 벗어나지만, 일반적으로 그림 9.21에서 보인 TCR 범위를 유지한다.

연구 결과들의 범위를 포함하는 하한 및 상한 임계치를 결정하는 것과 추정치에 있는 구조적 불확실성을 설명하기 위하여 유의수준을 긴축시키는 것은 TCR이 1°C보다 적거나, 3.5°C보다 클 가능성이 희박하다는 결론을 가져온다. 10장에서 논의되는 모델에 근거한 정보는 TCR 강제에 대해 추가 정보를 줄 것이다(10.5.4.5절 참조)

### 9.6.3 고기후자료를 이용한 기후민감도의 추정

고기후의 기록은 외부강제력의 변화에 대한 기후모델의 반응을 평가하는 기회를 제공한다. 이 섹션은 지난 천년의 고기후기록과 마지막 빙하기 최성기(LGM)의 기후를 바탕으로 한 추정치를 다루고 있다. 후자(LGM의 기후)는 온난화로 예상되는 되먹임과는 다른 시각을 제시하고, 그에 따라 기후모델의 물리에 대한 시험대를 제공한다. 이산화탄소의 빙하코어 관측으로 덮인 65만 년 전의 기온과 이산화탄소 사이에는 양의 관계가 있어 보인다(6.3절).

9.6.2에서 언급된 계기기록 분석처럼, 고기후자료를 이용한 일부 연구들 역시 모델 요소를 다양하게 변화시켜가면서 ECS에 대한 확률밀도함수(PDF)를 추정했다. 배경 기후 상태와 계절 특성에 따라 기후 되먹임과 그에 따른 민감도는 다를 수 있기 때문에, 복사강제력과 기후모델을 이용하지 않은 기후반응 사이의 직접 비교를 통한 ECS 추정치는 큰 불확실성을 가지고 있다(예, Montoya et al., 2000). 따라서, 이 기간 동안 강제력에 대한 민감도는 대기

중 이산화탄소의 배증에 따른 반응 민감도와 직접 비교될 수 없다.

#### 9.6.3.1 지난 천년의 자료에 기초한 기후민감도 추정

장시간에 기초한 강제력과 반응 사이의 관계는 온도와 복사강제력(특히 화산활동과 태양강제력)을 지난 천 년에 대해 기후적으로 재현함으로써 연구가 가능하다. 그러나, 강제력과 기온 재현 모두 큰 불확실성을 가질 수 있다(6장 참조). 재현의 불확실성을 설명하는 데 있어, 1850년까지 산업혁명 이전 시대에 대한 ECS 추정치를 제한하기 위해 Hegerl et al.(2006a)은 지난 천 년간 북반구의 온대 지역의 몇 가지 프록시 재현 자료를 사용했다(Briffa et al., 2001; Esper et al., 2002; Mann and Jones, 2003; Hegerl et al., 2007). 이 연구는 화산(Crowley, 2000, updated), 태양(Lean et al., 2002) 및 온실가스 강제력(이러한 외부 영향의 탐지 결과는 9.3.3절 참조)의 재현이 반영된 에너지 평형 모델로 수행한 지난 천년의 모의를 앙상블하여 사용했다. 이들이 추정한 ECS에 대한 확률분포함수는 전체 범위(효능의 불확실성을 설명하려는 시도 포함)의 불확실성 추정치를 포함하고 있지만, 화산과 태양강제력의 시간 진화(time evolution)은 포함하지 않는다. 또한 재현된 온도 폭의 불확실성을 설명하고(Hegerl et al., 2007), 다른 것들의 진폭 변화에 대한 결과의 민감도를 평가하고자 했다. 모든 재현값은 3.4°C의 기후민감도 중간값과 5%-95% 범위인 1.2°C-8.6°C 사이의 값을 보여준다(그림 9.20). 과거 기후변화의 폭이 큰 재현(예, Esper et al., 2002;

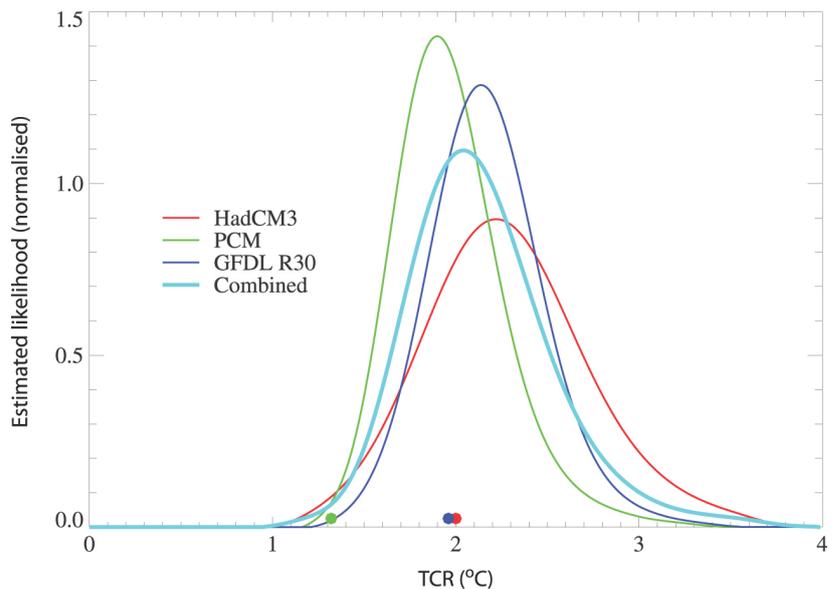


그림 9.21. HadCM3(표 8.1, 빨강), PCM(표 9.1, 녹색), GFDL R30(Delworth et al., 2002, 파랑) 모델에 대한 20세기 온도변화로 한정된 TCR의 확률분포(이산화탄소 배증 시의 온난화로 표현). 각 모델의 확률분포함수의 평균은 청록색으로 표시. 색칠한 동그라미는 각 모델의 TCR이다(after Stott et al., 2006c).

Hegerl et al., 2007)은, 변화 폭이 적은 재현(예 : Mann and Jones, 2003)에 비해서, 높은 ECS 추정치를 뒷받침해준다. ECS 제한은 주로 빈도 변화와 관련된 낮은 빈도의 온도 변화 및 화산활동에 대한 반응(9.3.3 참조)을 확실히 탐지할 수 있는 화산활동 강도에서 기인함을 유념해야 한다.

Andronova et al.(2004)의 결과는 이러한 추정치들과 대체적으로 일치한다. Andronova et al.(2004)은 2.3°C-3.4°C 범위의 기후민감도는 Mann and Jones(2003) 재현과 비교해서 1500 이후의 북반구 평균 기온과 산업 시대를 합당하게 모의하고 있다. 재현이 대체적으로 더 불확실한 남반구의 재현 기온에 대해서는 크게 일치하지 않는다(6장 참조).

Rind et al.(2004)은 기후민감도의 직접 측정을 위해 1675년~1715년의 기간을 대상으로 연구를 수행했다. 이 기간은 태양복사 및 온실가스가 적고 화산강제력이 크므로, 현재에 비해 복사강제력을 감소시켰다(9.2.1.3절). 다른 북반구 기온 재현(그림 6.10)은 20세기 후반에 비해 기후모델 모의로 계산된 냉각화 추정값의 범위가 크다. 이 냉각화 기간의 기후는 복사 평형에 가까웠지만(Rind et al., 2004), 현재의 몇 가지 강제력은 정확히 파악되지 않았다( $0.85 \text{ Wm}^{-2}$  정도로 추정 ; Hansen et al., 2005). 따라서, 복사강제력과 기후반응 사이의 비교에 근거한 ECS 추정치는 큰 불확실성을 가지기 쉽지만, 앞서 언급한 추정치와 대체로 비슷하다. 다시 말하면, 이 기간에 강한 강제력을 동반한 재현은 약한 강제력이 있는 재현보다 기후민감도가 더 큼을 의미한다(results updated from Rind et al., 2004).

### 9.6.3.2 마지막 빙하기 최성기(LGM)에 근거한 기후민감도 추론

마지막 빙하기 최성기(LGM)는 경계 조건 변화에 따른 유사 평형상태의 기후반응을 표현하기 때문에 ECS를 추정하는 중요한 기간 중 하나이다(Hansen et al., 1984; Lorius et al., 1990; Hoffert and Covey, 1992). 온실가스 농도 변화와 빙상 경계 조건의 양과 높이로 제한을 하면, 20세기와 21세기 모의에 사용되는 것과 동일하거나 유사한 대기해양대순환모델 또는 EMIC 계산에 따르면  $4.6\text{--}7.2 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력에 대한 반응으로 이 기간의 냉각화는  $3.3\text{--}5.1\text{ }^\circ\text{C}$  범위의 값을 가진다(6.4.1.3절 및 9.3.2절, MAsson-Delmotte et al., 2006). 열대 지역의 모의된 냉각화는  $1.7\text{--}2.4\text{ }^\circ\text{C}$ 의 범위를 가진다. PMIP2에서 사용된 모델의 ECS는  $2.3\text{--}3.7\text{ }^\circ\text{C}$ 사이이며(표 8.2), 민감도가 큰 모델일수록 마지막 빙하기 최성기(LGM)에 대해 더 큰 값의 열대 지역 냉각화를 계산해내는 경향이 있지만, 이러한 상관성이 그다지 크지는 않다. 모의된 기후변화와 재현된 기후를 비교하는 것은 강제력과 자료의 큰 불확실성에 영향을 받는다(6장 및 9.2.1.3절). 예를 들어,

PMIP2 강제력은 미네랄 더스트의 강제력에 대한 과학적 이해 수준이 매우 낮으므로, 이 변화를 설명하지 않는다(그림 6.5). 모의된 기온의 변화 범위는 얼음으로 덮인 지역의 모델간 복사 영향 차이에 따라 영향을 받는다(Taylor et al., 2000). 그럼에도, PMIP2 모델은 LGM 기후변화를 대체로 프록시 정보와 일치하는 것으로 모의한다(6장).

최근의 연구(Annan et al., 2005; Schneider von Deimling et al., 2006)에서는 모델 불확실성을 체계적으로 조사하여 LGM을 앙상블 모의함으로써 ECS의 확률밀도함수를 추정하였다. 위의 두 연구 모두, CO<sub>2</sub> 변화에 영향을 많이 받는 기후민감도와 LGM 열대 해수면온도 사이의 관계를 연구했다. 섭동 물리 앙상블에서 Schneider von Deimling et al.(2006)은 CLIMBER-2 EMIC(표 8.3)와 함께 LGM의 1000개 멤버의 앙상블 모의에서 11개의 해양과 대기 요소를 다르게 했다. 연구 결과, 모델 요소, 강제력 및 고기후자료의 불확실성을 설명하려는 시도를 하여, 모델에서의 ECS와 열대 해수면온도 냉각 사이 관계가  $1.2\text{--}4.3\text{ }^\circ\text{C}$ 인 ECS의 5%-95% 범위임을 알아냈다. 열대 해수면온도 대신 LGM 남극 기온의 프록시 재현이 사용될 때 기후민감도에 대한 비슷한 강제가 나타난다(Schneider von Deimling et al., 2006). 반대로, Annan et al.(2005)은 MIROC3.2 모델 변수들의 계절 평균기후를 재현하기 위해 모델의 능력으로부터 결정한 사전의 분포에 일정 범위의 모델 요소를 섭동시키며, 모델의 대기 요소의 저해상도 버전에 기초한 섭동 물리 앙상블을 이용했다. 이 연구는 최적의 민감도인 약  $4.5\text{ }^\circ\text{C}$ 를 찾아냈고,  $6\text{ }^\circ\text{C}$  초과에 대한 민감도는 LGM 열대 냉각의 관측 추정치 및 열대 해수면온도와 모델의 민감도사이의 관계를 설명할 수 없을 것 같다. 섭동 물리 앙상블이  $4\text{ }^\circ\text{C}$  이하의 민감도를 생산하지 않기 때문에, 이 결과는 하한이나 ECS에 대한 확률분포함수를 제공할 수 없다.

두 연구에서 추정한 상한의 차이는 아마도 복사강제력과 모델간의 구조적 차이에서 기인할 것이다. Annan et al.(2005)의 모의는 초목 덮임과 먼지의 변화에서 기인한 강제력을 포함하고 있지 않으며, 이는, Schneider von Deimling et al.(2006)에 따르면, Annan et al. 결과의 ECS 추정치를 감소시키고 두 연구 결과가 더 잘 일치하게 한다. 그러나, 이러한 강제력의 효과와 다른 LGM 강제력과의 상호 작용은 불확실성이 크며, 그 효과의 추정치에 있어 유의성을 제한한다(그림 6.5). 모델들의 구조적 차이 또한 영향이 있는 것 같다. Annan et al.(2005)의 추정에 따르면 Schneider von Deimling et al.(2006)에서보다 열대 해수면온도 변화와 ECS 사이의 관계가 약하다. Annan 등은 혼합층 해양모델을, Schneider von Deimling은 단순화된 해양모델을 사용했기 때

문에, 두 모델은 열대 해수면온도에 영향을 주는 전체 해양 반응을 잡아 내지 못할 수 있다. Schneider von Deimling가 사용한 대기모델은 대체로 Annal et al.(2005)에서 사용한 모델보다 더 단순하다. 전체적으로, LGM의 기후민감도 추정은 다른 기후민감도 추정, 예를 들어 산업 시대에 추정한 값과 대체로 잘 일치한다.

#### 9.6.4 기후민감도의 관측적 제약에 대한 요약

관측으로부터 얻어진 기후민감도의 어떤 제약이든 가정에 근거하여 해석되어야 한다. 가정들은(i) 탐구하는 매개변수 범위를 포함한, 각각의 모델 매개변수(9.6.1절 참조)에서 사전 분포의 선택, (ii) 효율적 해양 확산과 같은, 추정에 영향을 주는 다른 매개변수의 취급, (iii) 불확실성을 계산하는 방법들, 예를 들면 이전 분포에서는 표현되지 않는 구조적인, 강제력의 불확실성 등을 포함한다. 추정에 있어 불확실성의 중요한 기원을 무시하는 것은, 알려진 ECS나 TCR의 확실성을 과장하는 어떤 과도하게 좁은 범위를 유발한다. 강제력이나 모델 반응에 대한 가정의 오차는 또한 비현실적인 형태의 모델 모의나, 잘못된 모드(최대 확률) 및 PDF 모양을 유발한다. 다른 한편, 모든 유용한 정보보다 더 적게 사용하는 것은, 유용한 자료의 최적의 사용보다 더 적은 제약에 의한 결과를 유발할 것이다.

다양한 중요한 불확실성(예, 복사강제력, 해양으로의 열 혼합)이 대부분의 연구에서 고려되는 동안(표 9.3), 몇몇 경고는 남아있다. 어떤 과정과 되먹임은 특히, 간단한 모델이나 많은 중간 복잡성 모델에서, 불완전하게 재현되거나 빠진다. 모델의 구조적 불확실성은, 예를 들면 구름되먹임 과정의 재현(8장)이나 해양 혼합의 물리 과정, 기후민감도 결과에 영향을 미치며, 그 양을 결정하는 것은 아주 어렵다. 추가로 강제력 사이의 효율의 차이는 비록 불확실성이 강제력 불확실성에 포함되어질지 모르나(예, Hegerl et al., 2003, 2007), 직접적으로 간단한 모델에서 재현되지는 않으며, 그래서 추정에 영향을 줄 수 있다(예, Tett et al., 2007). ECS의 하나의 값 사용은 한층 더 매마침 일정하다는 가정을 한다. 그렇지만, 몇몇 저자(예, Senior and Mitchell, 2000; Boer and Yu, 2003)는 ECS가 그들의 모델에 모의된 기후와 맞추어 변화한다는 것을 보였다. 계기관측자료와 마지막 천년기의 결과는 현재 기후로부터 그리 멀지 않은 평형에서의 기후민감도만 재현하는, 주로 10년에서 100년 규모의 변화에 주로 우세하다. 또한 대기 CO<sub>2</sub> 배증(<10%, 2장 참조)에 의한 복사강제력의 작은 불확실성은 대부분의 연구에서 고려되지 않으나 기후민감도에 관측적 제약을 유발한다.

여러 연구에서 다른 단계로 계산되는 이런 불확실성에도 불구하고, 신뢰도는 개별의 ECS 추정 사이의 유사성으로 인해 증가된다(그림 9.20). 대부분의 학문은 1°C와 2.2°C 사이의 하한 5% 경계를 보이며, 상대적으로 복잡한 방법을 사용하는 연구들은 일반적으로 2°C와 3°C사이의 값일 가능성이 높음을 보였다(그림 9.20). 기후민감도의 높은 상한 경계에서의 제약은 특히 동일한 복사강제력을 사용하는 미래 기후의 확률 예측에 있어, 매우 중요하다. ECS의 상한 95% 경계는 5°C에서 10°C이거나, 또는 사전 분포의 고정된 항목의 사용을 포함하는 많은 불확실성을 고려하는 접근에 근거하는 다른 연구에서는 그보다 더 크다. 이런 넓은 범위는 강제력과 반응의 불확실성과 비선형성으로 인해 더 커진다. 그 예로, 높은 에어러솔 강제력은 20세기 동안 온실가스 강제력을 거의 상쇄할 수 있기 때문에, 높은 민감도를 제거하는 것은 어렵다. 만약 에어러솔과 온실가스 강제력 사이의 시공간적 형태의 차이가 관측에서 두 반응을 분리하는데 사용한다면, 이 문제는 어느 정도까지 고려될 수 있다(예, in Gregory et al., 2002a; Harvey and Kaufmann, 2002; Frame et al., 2005). 추가로, 점증 강제력 반응의 비선형성은 관측 점증 강제력 반응에 기반한 ECS의 상층 경계의 제약을 더 어렵게 한다(Frame et al., 2005). 기후변화의 근접함에 더 관련되었을지 모르는 TCR은 관측가능성과 더 선형적으로 관련되었기 때문에 제약하기 더 쉽다. 최근 천년기의 초기-계기관측 부분은 온도와 강제력 재구현에 불확실성이 있으며, ECS와 화산 반응 사이에 비선형 관계를 가지며, 더 단단한 제약을 방해한다. 기후민감도의 추정은 계기관측 기간으로부터 발견된 범위를 넓게 지지하는 LGM의 기후 조건을 재현하는 기후모델의 능력에 기반하는데, 비록 단단한 제약은 적도 온도 변화의 불확실성, 강제력의 불확실성, 구조적 모델의 불확실성의 효과 때문에, 그 기간동안 혼자 얻기는 역시 어렵다. 추가로, 독립적인 접근과 대리 자료의 보충 기원을 사용하는 고기후자료로부터 PDFs 추정하는 많은 연구들에 한계가 있다.

따라서, ECS의 간단한 균일 사전 분포를 사용하는 대부분의 연구는 1.5°C에서 4.5°C(IPCC, 1990)의 전통적인 IPCC 첫 번째 평가 보고서 범위를 넘는 가치를 제외할 수 없다. 그러나, ECS에 모든 유효한 증명을 고려하면 증명의 개별의 선보다는 더 강한 제약을 제공한다. 베이지안 방법은 Annan and Hargreaves(2006)과 Hegerl et al.(2006a)처럼 ECS의 꼬리 분포를 다듬기 위한 다수 선 증명을 통합하도록 이용될 수 있다. Annan and Hargreaves(2006)는 ECS가 4.5°C를 초과하는 것은 확률적으로 5%보다 적은, 소위 20세기 온난화, 개별 화산 폭발의 반응과 LGM 반응, ECS의 단단한 추정 결과

등 3가지 증명 선을 사용하였다. 저자는 불확실성에 대한 더 보수적인 가정하에 5개의 선 증명을 통하여 유사한 제약을 찾아냈다(소빙하기 동안의 냉각의 추가와 기후학적 평균에 일치하기 위한 다양한 모델 매개변수에 근거한 연구들, 박스 10.2참조). 그러나 Annan and Hargreaves(2006)은 다수 선 증명의 통합은 만약 모든 한개 선 증명이 완전하게 다른 것에 독립적이라면, 또 의존성이 명확하게 계산되어 질 수 있다면, 지나치게 확고한 추정을 가져올 수 있다고 하였다. Hegerl et al.(2006a)은 계기관측 온도는 20세기 후반동안 변화한다는 것은 근본적으로 최근 천년기의 고기후기록과 고기후기록을 측정하는 것에 사용할 수 있는 20세기 초반 계기관측자료가 독립적이라고 주장하였다. Hegerl et al.(2006a)는 그러므로 최근 20세기 결과로부터 기후민감도가 사전 확률 분포에 기반하며, 모든 사전 분포의 재구성으로 5%-95% 범위를 이전의 1.2°C-8.6°C에서 1.5°C-6.2°C로 감소시켰다. 비록 약한 강제만 제공하더라도 베이지안 분석에 제대로 결합될 때, 독립적인 추정이 기후민감도에 더 단단한 제약을 제공한다는 것을 두 결과 다 설명한다. 이 학문은 또한 관측된 온도 변화에 실질적으로 영향을 주는 온실가스 온난화를 추정하여, 20세기 기후변화에만 기반을 두는 여러 연구들과 일치하는, 1.5°C 또는 그 이상의 5% 보다 낮은 경계를 찾았다(9.4.1.4절).

전반적으로 몇몇 선 증명은 ECS의 현 추정에 있는 신뢰를 강화하고, 객관적인 분석에 근거를 둔 새로운 결과는 이전에 전문가 의견에 따라 평가된 기후민감도 범위에 대한 확률을 가능하게 한다. 이것은 뜻 깊은 발전을 의미한다. 관측된 기후변화 연구와 다른 시간 주기로부터 추정값의 일치성은 ECS가 2°C-3°C에서 매우 높은 가치를 가지는 1.5°C보다는 더 크다는 것을 나타낸다. 하한 경계값은 기후민감도에 영향을 미치는 모든 대기 되먹임의 합계가 양이라는 관점과 일치한다. 비록 상한 경계가 다수 선 증명의 결합으로부터 얻어질 수 있더라도, 개별적인 추정에 대해 계산되지 않는 불확실성(구조적 모델 불확실성과 같은)은 남아있으며, 개개의 선 증명이 현 ECS의 상한 95% 경계의 불확실성을 만들 가능성이 있다. 그럼에도 불구하고, 관측된 기후변화의 제약은 2°C-4.5°C에서 대략 3°C(상자 10.2)의 매우 높은 가치를 가지는 ECS 평가를 전반적으로 보인다.

## 9.7 인위적 기후변화의 증거 결합

다른 기후계에서의 변화(9.5절)와 더불어 관측된 지표면온도(9.4.1절, 9.4.2절, 9.4.3절), 자유대기 온도(9.5.1절)에서 감지되는 폭넓은 변화는 온실가스 강제력이 과거 수 십년 동안의 온난화의 주요 원인이라는 결론을 확장시켜 준다. 이러한 결합된 증거는 표 9.4에 요약되어 있다시피 전지구 지상 기온 그 자체의 관측된 변화(그림 3.6)로 얻을 수 있는 것보다 더 강력한 증거가 된다.

지상기온 관측치로부터의 증거는 강력한 것이다. 즉 관측된 온난화는 비록 모델로부터 얻어졌어도 관측기구에 의한 자료나 고기후 재생산 자료 둘 다로부터 얻어진 추정치와 일치하는 내적 기후변동성의 추정에 대한 매우 신뢰할 만한 것이다. 최근의 지구온난화는 엘니뇨로부터 발생하는 것(9.4.1절)과 같은 내적 변동성만으로 일어날 가능성은 극히 낮다(<5%). 어떠한 내적 변동성 모드도 과거 수 십년 동안 관측된 폭넓은 거의 전지구적인 온난화를 설명하지는 못한다. 엘니뇨와 같은 내적 변동성 모드들이 제한된 시간 기간 동안 전지구 평균 온난화를 이끌 수 있다 해도 이러한 승온 현상은 지역에 따라 변하며 일부 지역에서는 온도 하강 현상이 나타나기도 한다(그림 3.27과 3.28). 더구나 고기후적인 증거 또한 20세기 동안 엘니뇨 변동성이 그 이전 기간과 큰 차이가 없음을 보여주고 있다. 고기후자료에 의하면 이러한 폭넓은 온난화는 적어도 과거 1300년 동안 북반구에서 관측되지 않았음(Osborn and Briffa, 2006)을 보여주고 있는데 이것은 나아가 최근의 온난화가 자연적인 내적 변동성에 기인한 것이 아니라는 증거에 힘을 실어주고 있다. 게다가 인위적인 강제력에 대한 반응은 남극과 일부 대륙 지역을 제외하고는 모든 대륙지역에서 감지할 수 있다. 기후모델들은 인위적인 강제력과 더불어 자연적인 강제력이 포함될 때 20세기 전지구 온난화를 재현해낸다(그림 9.5). 자연적인 강제력만을 사용한 어떠한 모델도 관측된 전지구 온난화 경향 및 남극을 제외한 모든 대륙에서의 평균적인 승온 경향을 재현해내지 못했다. 자연적 원인과 인위적인 원인(그림 9.4와 표 9.4) 둘 다로부터 20세기 및 고기후 재현에 미치는 외적 영향에 대한 감지 및 속성은 관측된 변화가 내적 기후변동성에 대해 매우 특이한 것이라는 결론을 타당하게 한다.

관측된 폭넓은 대기 온난화와 관련된 에너지 함유량 변화는 해양의 에너지 함유량 변화에 비해 작고 또한 빙권과 같은 다른 성분과 연관된 것보다 더 작다. 더구나 고체 지구 또한 시추공에서 승온에 대한 증거를 보여주고 있다(Huang et al., 2000; Beltrami et al., 2002; Pollack and Smerdon,

2004). 지표 근처의 온난화가 그 시스템의 또 다른 성분의 열 함유량의 감소에 따라 발생했을 수 있다는 것은 이론적으로 가능한 것이다. 그러나 모든 빙권 부분들(빙하, 작은 빙모, 빙상, 해빙)이 지난 50년 동안 범위가 축소했다. 이는 인위적인 강제력(9.5.5절, 표 9.4)과 일치하는데 빙권이 열을 소모했으며 이로 인해 대기 승온을 위해 열이 제공되지 못했었을 수 있다는 것을 의미한다. 더욱 중요한 것은 해양의 열용량(기후계에서 가장 큰 열원임)이 증가했다는 것인데 이는 기후계의 다른 부분들보다 더욱 큰 것이다(그림 5.4; Handsen et al., 2005; Levitus et al., 2005). 지난 50년 동안 해양 상부의 온난화는 인위적인 강제력에 기인한 것 같다(Barnett et al., 2005; 9.5.1.1절; 표 9.4). 본 연구에서 온난화는 두 개의 다른 기후모델들에 의해 추정되다시피 해양의 내적 변동성으로 설명될 수 없다는 통계적인 입증이 확실한 반면, 모델과 관측치 간에 해양의 열용량 변동성에 대한 추정치에 있어 차이점이 존재하기 때문에 비록 전세계 해양 자료 수집이 좋지 않아 그럴수 있다하더라도 불확실성이 존재한다. 그러나 해저 깊이에 따른 해양의 온난화 공간 패턴이 양의 값을 가지는 순 복사강제력으로부터 발생하는 해양의 승온과 잘 일치한다. 이는 중위도와 고위도에서는 열이 더 깊이 침투하는 반면 저위도에서는 열이 더 얇게 침투하는 등 온난화가 해양의 상부 층으로부터 아래 방향으로 진행하기 때문이다(Barnett et al., 2005; Hansen et al., 2005). 이와 같이 관측된 해양의 온난화 패턴은 해면과 심해 사이의 열의 재분배와 일치하지 않는 것이다.

이와 같이 그러한 증거는 지표면 온난화의 원인이 해양과 대륙이라는 사실과 일치하지 않는 것처럼 보인다. 아울러, 관측된 SST 변화를 가지고 수행되는 모의실험은 온실가스의 증가가 없는 대류권에서 온난화를 완벽하게 설명할 수 없을(Sexton et al., 2001) 뿐만 아니라 더 나아가 온난화가 해양으로부터 기원하지 않는다는 증거를 강화시키는 것이다. 강제적인 변화에 대한 확장된 증거는 폭넓은 빙권의 용해(9.5.5절), 대기에서의 수증기 증가(9.5.4.1절) 및 강제력에 있어서의 변화와 일치하는 상부 대기 복사의 변화로부터 발생한다는 것이다.

1300년 동안에 있어 지난 50년이 가장 기온이 높았다는 사실과 더불어 기후시스템의 모든 주요 성분 들에 있어 에너지 함유량의 동시적인 증가와 온난화의 진폭 및 패턴은 온난화의 원인이 내적 과정 자체 만에 있지는 않다는 것을 제시하고 있다. 다른 입증 분야들과의 일치성은 지표면에서 관측된 온난화에 미치는 인간의 주된 영향에 대한 강력한 지원요소가 된다. 관측된 지표면 온도와 해양 열용량 변화는 기후민감도 및 순수 기후 강제력 범위에 대한 이해와 일

치한다. 기후시스템의 순 강제력에 대한 관측치 및 모델 추정치와 일치하면서 양의 값을 가지는 순복사강제력만이 관측되어온 기후계의 큰 열용량 증가를 설명하도록 해 준다.

**표 9.4. 기후변화 감지 결과 종합** : (a) 지표면 및 대기온도 증거, (b) 다른 변수들에 의한 증거. 가능성 평가들은 연구에서 바로 설명되지 않는 강제력과 모델 불확실성과 같은 남아 있는 불확실성(9.1.2절)을 고려하기 위해 개개의 연구와 비교해 보정된 것에 주목해야 한다. 가능성 평가는 표준 IPCC 가능성 정도는 아니지만 괄호 속의 백분율 항들로 제시되어 있다.

결 과	지 역	가능성	가능성 평가에 기여하는 요인
<b>지표온도</b>			
지난 50년 동안 외적 복사강제력 없이 설명될 수 없는 온난화	전지구	극히 높음 (>95%)	인위적인 변화가 매우 높은 신뢰 수준을 가지고 지상온도에서 감지되어 왔다(1% 오차 확률보다 적음). 이런 결론은 높은 신뢰 수준을 가지고 해양 상부에서의 인위적인 변화 감지로 타당성이 높아졌다. 해양 상부의 온난화는 자연적인 내적 과정에 기인한 지표 온난화에 대해 논쟁이 되어 왔다. 관측된 변화는 기후모델로 실험된 내부변동성에 대한 것보다 더욱 크다. 모델들에 의해 모의실험된 지상기온변동성은 관측기구에 의한 기록이나 고기후기록들로 추정된 변동성과 잘 일치한다. 강제력과 내부변동성으로부터의 주요 불확실성이 추정한다(9.4.1.2절, 9.4.1.4절, 9.5.1.1절, 9.3.3.2절, 9.7절).
과거 50년 동안의 승온이 알려진 자연적인 원인들에만 의존하지 않는다	전지구	매우 높음	이러한 승온은 비인위적인 외적 요인들이 냉각효과를 산출했을 때 발생했다. 알려진 강제력 원인들의 결합 효과가 승온을 가져왔을 가능성이 매우 높다. 자연적인 강제력을 사용한 어떤 기후모델도 과거 50년 동안의 관측된 지구온난화를 재현해내지 못했다. 주요한 불확실성은 태양과 모델결과 반응 및 내적 변동성 추정치를 포함한 강제력으로부터 발생한다(2.9.2절, 9.2.1절, 9.4.1.2절, 9.4.1.4절; 그림 9.5, 9.6, 9.9).
온실가스 강제력이 20세기 후반 50년 동안 관측된 지구 온난화의 주요 원인이 되어 왔다.	전지구	매우 높음	모든 다중 시그널 감지 및 속성 연구들은 매우 높은 통계적 유의성을 가지고 온난화는 내적 변동성을 포함해서 고려되는 모든 다른 원인들의 결합보다 온실가스로 때문인 것으로 보고 있다. 이러한 결론은 관측, 모델 및 강제력 불확실성과 태양강제력에 대한 반응이 모델들에 의해 과소평가될 수 있을 가능성을 설명해 준다. 주요한 불확실성은 태양과 모델결과 반응 및 내적 변동성 추정치를 포함한 강제력으로부터 발생한다(9.4.1.4; 그림 9.9).
화산 및 인위적 에어러솔들에 의한 상쇄 효과 때문에 온실가스 농도 자체의 증가만이 지난 20세기 후반 50년 동안 관측된 것보다 더 큰 온난화를 초래했다.	전지구	높음	서로 다른 모델들을 사용한 다른 분석들로부터의 추정치에 의하면 5% 신뢰 구간에서 지난 50년 동안 관측보다 더 큰 온난화가 있는 공동된 결과를 보여준다. 그러나 에어러솔과 같은 비온실가스의 강제력에 대한 반응과 온실가스의 강제력에 대한 반응의 분리는 모델들 간에 따라 다르다(9.4.1.4절; 그림 9.9)
지난 20세기 중반 이래로 남극을 제외한 모든 대륙에서 지상온도 증가에 있어 실제적인 인위적 기여가 있어왔다	아프리카, 아시아, 호주, 유럽, 북미, 남미	높음	인위적인 변화가 남극을 제외한 모든 개별 대륙에서 감지 및 속성 방법을 사용해 추정되어 왔다. 다른 대륙지역들에 비해 좀 더 큰 변동성은 유럽지역의 감지가 중요하지 않게 하고 있다. 자연적인 강제력만을 사용한 어떤 기후모델도 최근 50년 동안 관측된 대륙지역의 평균적 온난화를 재현해내지 못했다. 불확실성은 표본추출 효과가 전지구적 규모에서 서보다 대륙지역에서 시그널대 오차 비율이 더 낮기 때문에 생기는 것이다. 서로 다른 강제력들에 대한 반응 분리는 이러한 공간 규모에서 더욱 어렵다(9.4.2절; FAQ 9.2, 그림 1).
20세기 초 온난화는 부분적으로 외부강제력에 기인한다.	전지구	매우 높음	많은 연구들은 인위적인 강제력으로부터의 승온을 포함해 20세기 초 온난화에 있어서 외부강제력의 영향을 감지해내고 있다. 자연적인 강제력과 반응은 둘 다 불확실하며 연구 결과들마다 서로 다른 강제력이 탁월한 것으로 보고 있다. 몇몇 연구에 의하면 내적 변동성이 20세기 초 온난화에 크게 기여할 수 있었다는 것을 보여주고 있다. 20세기 초 경향에 있어서 몇몇 관측적인 불확실성(9.3.3.2절, 9.4.1.4절; 그림 9.4와 9.5).
<b>지표온도</b>			
산업화 이전의 온도는 자연적인 외부강제력에 의해 영향을 받았다(연구된 기간은 지난 7세기)	북반구 (대부분 중위도)	매우 높음	감지 연구들에 의하면 외부강제력은 북반구 온도 재현에 있어 십년이상 변동성의 실제적인 부분을 설명하고 있다. 산업화 이전 강제력 추정치에 대한 반응 모의실험들은 개별적인 재현 특징을 보여준다. 재구성 및 과거 강제력들에서의 실제적인 불확실성은 온도 재구성 및 강제력 재구성이 모두 독립적으로 유도되므로 이들 사이의 그럴만한 일치로 이끌 것 같지는 않다(9.3.3절; 그림 9.4, 6.13).
극한 기온현상은 인위적인 강제력에 기인해서 변했다.	북반구 육지와 호주결합	높음	일련의 관측값에 의하면 극단적인 기온은 변하고 있음을 보여준다. 연간 1, 5, 10, 30일 가장 온도가 높은 밤, 가장 낮은 낮 혹은 밤 기온들에 미치는 인위적인 영향은 공식적으로 감지되어 왔고 한 연구에서도 속성이 밝혀졌다. 그러나 연간 가장 온도가 높았던 낮 기온에서의 관측된 변화는 모의실험된 변화와 잘 일치하지 않는다. 극한 이상기온에서의 변화 감지는 모델과 관측 사이의 다른 비교에 의해 뒷받침된다. 극한 이상기온변화에서의 모델 불확실성은 평균온도보다 더 크며 제한된 관측 범위와 실제적인 관측 불확실성이 존재한다(9.4.3절).

결 과	지 역	가능성	가능성 평가에 기여하는 요인
<b>자유대기 변화</b>			
20세기 후반 50년 동안 대류권계면 고도 증가는 감지할 수 있고 인위적 강제력 탓으로 돌릴 수 있다.	전지구	높음	대류권계면 고도 증가의 인위적 영향에 대해서 확고한 감지가 있어왔다. 모의실험된 대류권계면 고도 증가는 주로 온실가스 증가 및 성층권의 오존 감소로부터 생긴 결과이다. 탐지 및 속성 연구들은 재분석자료에 의존하는데 이 자료는 비록 대류권계면 고도 증가가 또한 라디오존데 관측치에서 식별된다 하더라도 입력자료의 품질과 다른 유용성과 관련된 비균질성에 귀속되기 쉽다. 대류권의 승온과 성층권 냉각이 부분적으로 다른 자료들에서 부분적으로 그럴만한 일치를 가져온다 하더라도 최근 모델과 ERA-40 같은 재분석자료에서 전반적인 대류권계면 고도 증가는 대기온도에서의 유사한 대규모 변화로 유도되는 것처럼 보인다(9.4.4.2절; 그림 9.14).
20세기 후반 50년 동안 대류권의 승온은 감지할 수 있고 인위적 강제력 탓으로 돌릴 수 있다.	전지구	높음	대류권 승온에 미치는 인위적 영향의 확고한 탐지 및 원인규명이 있어왔는데 이는 반응 청사진 패턴에서의 성층권 냉각을 포함함을 의미하는 것이 아니다. 라디오존데와 인공위성 기록들에는 관측적인 불확실성이 있다. 일반적으로 모델들은 1979년 이래로 열대지방에서의 온도와 비교해 자유대기에서 상대적 승온을 예측하는데 이것이 라디오존데 기록(아마도 라디오존데 기록에서의 불확실성에 기인)에서는 보이지 않지만 한 가지 종류의 인공위성 기록에서는 - 다른 위성들은 아니다 하더라도 - 보여진다(9.4.4.3절).
20세기 후반 50년 동안 인위적인 강제력 영향에 따른 동시적인 대류권 승온 및 성층권 냉각이 관측되어 왔다.	전지구	매우 높음	자연적 요인에 의해 대류권 승온과 성층권 냉각이 동시에 일어나는 것은 대류권 승온이나 성층권 냉각 하나 만의 효과보다 가능성이 낮다. 성층권의 냉각은 부분적으로 성층권 오존 감소와 연관되어 있다. 성층권 관측시스템과 기후모델에서 성층권 과정들 및 변동성을 상대적으로 잘 표현하지 못하는 등에 기인한 부가적인 불확실성을 가지고 대류권 승온을 포함해 토의됐다시피 모델 및 관측적인 불확실성 존재(9.4.4.3절).
<b>해양의 변화</b>			
20세기 후반 50년 동안 인위적 강제력은 해양의 상부 수 백 미터 온도를 상승시켰다.	전지구 (그러나 몇몇 지역에서의 제한된 자료 추출임)	매우 있음	해양 온도변화 및 열용량에 있어서 세 가지 다른 모델들로부터 인위적 지문에 대한 확고한 탐지 및 원인규명은 높은 가능성을 제시하지만 관측 및 모델 불확실성은 여전히 있다. MMD 모델들로 수행한 20세기 모의실험들은 인위적 강제력이 포함되는 경우에만 관측과 필적할 만한 승온을 모의한다. 모의실험된 변동성과 관측된 변동성은 일치하지 않는 것처럼 보이는데 이는 관측에서의 표본추출 오차나 모델에서의 과소평가되는 내적 변동성에 기인한다. 몇몇 해양 구역에서의 제한된 지리적 범위(9.5.1.1절; 그림 9.15).
20세기 후반 50년 동안 인위적 강제력이 해수면상승에 기여했다.	전지구	매우 높음	자연적인 요인들 만이 관측된 해양의 열적 팽창이나 해수면상승을 만족스럽게 설명하는 것은 아니다. 인위적 및 자연적 강제력을 포함하는 모델들은 1961년 이래로 관측된 열적 팽창을 꽤 합리적으로 모의한다. 인위적인 강제력은 모델들에 의해 실험된 지상기온변화를 지배하며 관측된 해양 상부의 승온 및 폭넓은 빙하의 후퇴에 기여해 온 것 같다. 과거 20세기 후반동안 온난화는 자연적으로 알려진 원인들에 기인한 것 같지는 않다. 따라서 인위적인 강제력이 해양의 열적 팽창 및 빙하의 후퇴와 연관된 해수면상승에 기여한 가능성이 높다. 그러나 해수면상승과 빙하의 후퇴에 기여한 인위적인 기여 정도를 양적화하는 적절한 연구들이 유효하지 않고, 관측된 해수면상승 수치는 달혀 있지 않기 때문에 해수면상승에 있어 인위적인 기여를 추정하는 것은 여전히 어려운 문제다(표 9.2; 9.5.2절).
<b>순환</b>			
20세기 후반 50년 동안 해면 기압은 감지할 수 있는 인위적인 사인을 보여준다.	전지구	높음	유사한 자연 변화들 양 반구에서 관측되며 이는 양적이 아닌 질적으로 모델 실험들과 일치한다. 모델과 관측에 있어 불확실성. 모델들은 많지 않은 연구들에 근거를 두고 이해되지 않는 이유로 관측된 북반구에 있어서의 변화를 과소평가한다. 20세기 강제력들에 대한 모의실험된 반응은 성층권 오존 고갈 효과가 포함된다면 남극에서의 관측치와 일치한다(9.5.3.4절; 그림 9.16).
인위적인 강제력은 1970년대 이래로 가장 강력한 열대 저기압 빈도수 증가에 기여했다.	열대지역	일어날 확률이 큼 (50% 이상)	최근의 관측 증거에 의하면 강력한 폭풍들의 빈도수가 증가하고 있음을 보여준다. 강도 증가는 이론적인 기대치와 일치한다. 모델과 관측에 기인한 큰 불확실성. 모델 연구들에 의하면 일반적으로 온실가스 강제력에 대한 반응으로 열대 저기압의 빈도는 줄지만 가장 강력한 저기압의 강도는 증가시킨다. 자료 보정이 수행되어 온 열대 저기압에 있어서의 실제적인 비균질성의 영향을 받는 관측적 입증결과에 의하면 1970년대 이래로 저기압 강도 증가는 해수면온도와 대기의 수증기 증가와 연관되어 있다(3.8.3절, 박스 3.5와 9.5.2.6절).
<b>강수, 가물, 유출량</b>			
화산강제력은 총 강우량에 영향을 준다.	전지구 육지	일어날 확률이 큼 (50% 이상)	몇몇 모델들에 대해 관측치에서 탐지할 수 있는 모델 반응 및 이론적인 이해로 지원되는 결과. 그러나 모델, 강제력 및 관측치에서의 불확실성. 제한된 관측 표본 추출, 특히 남반구(9.5.4.2절; 그림 9.18).

결 과	지 역	가능성	가능성 평가에 기여하는 요인
20세기 후반 50년 동안 집중 호우의 증가는 인위적인 강제력과 일치한다.	전지구 육지 (제한적 표본추출)	일어날 확률이 큼 (50% 이상)	관측되고 있는 집중호우 증가는 인위적인 강제력에 대한 반응의 기대치와 일치하는 것처럼 보인다. 모델은 집중호우를 잘 표현할 수 없다. 관측치들은 표본 추출 부적절성의 문제가 있다.
20세기 후반 50년 동안 인위적인 강제력에 기인한 가뭄 위험성 증가	전지구 육지	일어날 확률이 큼 (50% 이상)	한 탐지 연구에 의하면 높은 신뢰성을 가지고 전지구 파머가뭄지수 자료에 있어서 인위적인 청사진을 발견해 냈다. 그러나 인위적 및 자연적인 강제력이 결합된 모의실험에서의 반응이 관측보다 약하며 모델은 관측보다 10년이상 주기 변동성이 더욱 약한 것처럼 보인다. 몇몇 지역에서의 연구들에 의하면 그 지역의 가뭄이 인위적인 에어러솔 강제력에 관련된 해수면온도 변화나 인위적인 강제력에 대한 순환 반응(예를 들면, 남서 호주)에 관련되어 있는 것으로 지적하고 있다. 모델, 관측치 및 강제력 모두가 불확실성에 기여한다(9.5.3.2절).
<b>빙권</b>			
20세기 후반 50년 동안 인위적인 강제력이 북반구 해빙 범위 감소에 기여했다.	극지방	높음	관측된 변화는 극지방의 온난화 아래서 해빙 융해라는 대부분의 모델들과 예상에 대해 모델 실험된 변화와 질적으로 일치한다. 사용된 모델은 극지방의 해빙 연변화와 그 범위에 있어 몇몇 결점을 가지고 있다. 결론은 다른 기후모델과의 실험 및 물리적인 예상치에 의해 뒷받침되고 있다. 내적 변동성에 의해 설명되는 범위 내에서 남반구 해빙의 변화 가능성(9.5.5.1절).
20세기 동안 인위적인 강제력이 폭넓은 빙하의 후퇴에 기여했다.	전지구	높음	관측된 변화들은 이론적인 예상치 및 온도 탐지와 질적으로 일치한다. 입체적 변화에 대한 인위적 기여는 추정하기 어렵다. 감지 및 원인분석 연구들이 거의 없지만, 광대한 빙하의 후퇴는 폭넓은 온난화로 예상되는 반응과 일치한다(9.5.5.3절)

## 참고문헌

- AchutaRao, K.M., et al., 2006: Variability of ocean heat uptake: Reconciling observations and models. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05019.
- Ackerman, A.S., et al., 2000: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**, 1042-1047.
- Adams, J.B., M.E. Mann, and C.M. Ammann, 2003: Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing. *Nature*, **426**(6964), 274-278.
- Alexander, L.V., et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Allan, R.J., and T.J. Ansell, 2006: A new globally-complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2): 18502004. *J. Clim.*, **19**, 5816-5842.
- Allen, M.R., 2003: Liability for climate change. *Nature*, **421**, 891-892.
- Allen, M.R., and S.F.B. Tett, 1999: Checking for model consistency in optimal fingerprinting. *Clim. Dyn.*, **15**, 419-434.
- Allen, M.R., and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, **419**, 224-232.
- Allen, M.R., and D.A. Stainforth, 2002: Towards objective probabilistic climate forecasting. *Nature*, **419**, 228-228.
- Allen, M.R., and P.A. Stott, 2003: Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, Part I: Theory. *Clim. Dyn.*, **21**, 477-491.
- Allen, M.R., J.A. Kettleborough, and D.A. Stainforth, 2002: Model error in weather and climate forecasting. In: *ECMWF Predictability of Weather and Climate Seminar* [Palmer, T.N. (ed.)]. European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, <http://www.ecmwf.int/publications/library/do/references/list/209>.
- Allen, M.R., et al., 2000: Quantifying the uncertainty in forecasts of anthropogenic climate change. *Nature*, **407**, 617-620.
- Ammann, C.M., G.A. Meehl, W.M. Washington, and C. Zender, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 1657.
- Anderson, T.L., et al., 2003: Climate forcing by aerosols: A hazy picture. *Science*, **300**, 1103-1104.
- Andronova, N.G., and M.E. Schlesinger, 2000: Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(14), 2137-2140.
- Andronova, N.G., and M.E. Schlesinger, 2001: Objective estimation of the probability density function for climate sensitivity. *J. Geophys. Res.*, **106**(D19), 22605-22611.
- Andronova, N.G., M.E. Schlesinger, and M.E. Mann, 2004: Are reconstructed pre-instrumental hemispheric temperatures consistent with instrumental hemispheric temperatures? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12202, doi:10.1029/2004GL019658.
- Andronova, N.G., et al., 1999: Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 to 1994. *J. Geophys. Res.*, **104**, 16807-16826.
- Andronova, N.G., et al., 2007: The concept of climate sensitivity: History and development. In: *Human-Induced Climate Change: An Interdisciplinary Assessment* [Schlesinger, M., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, in press.
- Annan, J.D., and J.C. Hargreaves, 2006: Using multiple observationally-based constraints to estimate climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06704, doi:10.1029/2005GL025259.
- Annan, J.D., et al., 2005: Efficiently constraining climate sensitivity with paleoclimate simulations. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 181-184.
- Arblaster, J.M., and G.A. Meehl, 2006: Contributions of external forcing to Southern Annular Mode trends. *J. Clim.*, **19**, 2896-2905.
- Bader, J., and M. Latif, 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(22), 2169.
- Banks, H.T., et al., 2000: Are observed decadal changes in intermediate water masses a signature of anthropogenic climate change? *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2961-2964.
- Barnett, T.P., D.W. Pierce, and R. Schnur, 2001: Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, **292**, 270-274.
- Barnett, T.P., et al., 1999: Detection and attribution of recent climate change. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 2631-2659.
- Barnett, T.P., et al., 2005: Penetration of a warming signal in the world's oceans: human impacts. *Science*, **309**, 284-287.
- Bauer, E., M. Claussen, V. Brovkin, and A. Huenerbein, 2003: Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1276.
- Beltrami, H., J.E. Smerdon, H.N. Pollack, and S. Huang, 2002: Continental heat gain in the global climate system. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1167.
- Bengtsson, L., K.I. Hodges, and E. Roechner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Clim.*, **19**, 3518-3543.
- Berger, A., 1978: Long-term variations of caloric solar radiation resulting from the earth's orbital elements. *Quat. Res.*, **9**, 139-167.
- Berger, A., 1988: Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.*, **26**, 624-657.
- Berliner, L.M., R.A. Levine, and D.J. Shea, 2000: Bayesian climate change assessment. *J. Clim.*, **13**, 3805-3820.
- Bertrand, C., M.F. Loutre, M. Crucifix, and A. Berger, 2002: Climate of the last millennium: a sensitivity study. *Tellus*, **54A**(3), 221-244.
- Betts, R.A., 2001: Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near surface temperature and radiative forcing. *Atmos. Sci. Lett.*, **2**, 39-51.
- Bigelow, N.H., et al., 2003: Climate change and Arctic ecosystems: 1. Vegetation changes north of 55 degrees N between the last glacial maximum, mid-Holocene, and present. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 8170, doi:10.1029/2002JD002558.
- Bindoff, N.L., and T.J. McDougall, 2000: Decadal changes along an Indian Ocean section at 32S and their interpretation. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**(6), 1207-1222.

- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 163-172.
- Boer, G.J., and B. Yu, 2003: Climate sensitivity and climate state. *Clim. Dyn.*, **21**, 167-176.
- Boucher, O., and J. Haywood, 2001: On summing the components of radiative forcing of climate change. *Clim. Dyn.*, **18**, 297-302.
- Boyer, T.P., et al., 2005: Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01604.
- Braconnot, P., S. Joussaume, O. Marti, and N. de Noblet, 1999: Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2481-2484.
- Braconnot, P., O. Marti, S. Joussaume, and Y. Leclainche, 2000: Ocean feedback in response to 6 kyr BP insolation. *J. Clim.*, **13**(9), 1537-1553.
- Braconnot, P., et al., 2004: Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the Mid-Holocene. In: *Past Climate Variability through Europe and Africa* [Battarbee, R.W., F. Gasse, and C.E. Stickley (eds.)]. Springer, London, UK, pp. 515-533.
- Braganza, K., et al., 2003: Simple indices of global climate variability and change: Part I - Variability and correlation structure. *Clim. Dyn.*, **20**, 491-502.
- Braganza, K., et al., 2004: Simple indices of global climate variability and change: Part II - Attribution of climate change during the 20th century. *Clim. Dyn.*, **22**, 823-838.
- Briffa, K.R., et al., 2001: Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *J. Geophys. Res.*, **106**(D3), 2929-2941.
- Broccoli, A.J., et al., 2003: Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. *J. Geophys. Res.*, **108**(D24), 4798.
- Brohan, P., et al., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Bryden, H.L., E. McDonagh, and B.A. King, 2003: Changes in ocean water mass properties: oscillations of trends? *Science*, **300**, 2086-2088.
- Bryden, H.L., H.R. Longworth, and S.A. Cunningham, 2005: Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, **438**, 655-657.
- Burke, E.J., S.J. Brown, and N. Christidis, 2006: Modelling the recent evolution of global drought and projections for the 21st century with the Hadley Centre climate model. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 1113-1125.
- Caesar, J., L. Alexander, and R. Vose, 2006: Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures, 1946-2000. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05101, doi:10.1029/2005JD006280.
- Cai, W., P.H. Whetton, and D.J. Karoly, 2003: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO<sub>2</sub>. *J. Clim.*, **16**, 1525-1538.
- Cane, M., et al., 2006: Progress in paleoclimate modeling. *J. Clim.*, **19**, 5031-5057.
- Carril, A.F., C.G. Menéndez, and A. Navarra, 2005: Climate response associated with the Southern Annular Mode in the surroundings of Antarctic Peninsula: A multimodel ensemble analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16713, doi:10.1029/2005GL023581.
- Chan, J.C.L., 2006: Comment on "Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment". *Science*, **311**, 1713.
- Chan, J.C.L., and K.S. Liu, 2004: Global warming and western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *J. Clim.*, **17**, 4590-4602.
- Chase, T.N., J.A. Knaff, R.A. Pielke, and E. Kalnay, 2003: Changes in global monsoon circulations since 1950. *Natural Hazards*, **29**, 229-254.
- Chen, J., B.E. Carlson, and A.D. Del Genio, 2002: Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. *Science*, **295**, 838-841.
- Christidis, N., et al., 2005: Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20716, doi:10.1029/2005GL023885.
- Christy, J.R., R.W. Spencer, and W.D. Braswell, 2000: MSU tropospheric temperatures: Dataset construction and radiosonde comparison. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **17**, 1153-1170.
- Chuang, C.C., et al., 2002: Cloud susceptibility and the first aerosol indirect forcing: Sensitivity to black carbon and aerosol concentrations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D21), 4564, doi:10.1029/2000JD000215.
- Church, J.A., N.J. White, and J.M. Arblaster, 2005: Volcanic eruptions: their impact on sea level and oceanic heat content. *Nature*, **438**, 74-77.
- Clement, A.C., R. Seager, and M.A. Cane, 2000: Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*, **15**(6), 731-737.
- Clement, A.C., A. Hall, and A.J. Broccoli, 2004: The importance of precessional signals in the tropical climate. *Clim. Dyn.*, **22**, 327-341.
- CLIMAP (Climate: Long-range Investigation, Mapping and Prediction), 1981: *Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum*. Map Series Technical Report MC-36, Geological Society of America, Boulder, CO.
- Cobb, K.M., C.D. Charles, H. Cheng, and R.L. Edwards, 2003: El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, **424**(6946), 271-276.
- Collins, M., 2000a: The El-Niño Southern Oscillation in the second Hadley Centre coupled model and its response to greenhouse warming. *J. Clim.*, **13**, 1299-1312.
- Collins, M., 2000b: Understanding uncertainties in the response of ENSO to greenhouse warming. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3509-3513.
- Cook, E.R., et al., 2004: Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, **306**(5698), 1015-1018.
- Coughlin, K., and K.K. Tung, 2004: Eleven-year solar cycle signal throughout the lower atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21105, doi:10.1029/2004JD004873.
- Crooks, S., 2004: *Solar Influence On Climate*. PhD Thesis, University of Oxford.
- Crooks, S.A., and L.J. Gray, 2005: Characterization of the

- 11-year solar signal using a multiple regression analysis of the ERA-40 dataset. *J. Clim.*, **18**(7), 996-1015.
- Crowley, T.J., 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, **289**(5477), 270-277.
- Crowley, T.J., et al., 2003: Modeling ocean heat content changes during the last millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(18), 1932.
- Cubasch, U., et al., 1997: Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.*, **13**(11), 757-767.
- Cubasch, U., et al., 2001: Projections of future climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 99-181.
- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev, 2003: A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **426**, 826-829.
- Dai, A., K.E. Trenberth, and T.R. Karl, 1999: Effects of clouds, soil, moisture, precipitation and water vapour on diurnal temperature range. *J. Clim.*, **12**, 2451-2473. Dai, A., et al., 2004: The recent Sahel drought is real. *Int. J. Climatol.*, **24**, 1323-1331.
- D'Arrigo, R., et al., 2005: On the variability of ENSO over the past six centuries. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(3), L03711, doi:10.1029/2004GL022055.
- Delworth, T.L., and T.R. Knutson, 2000: Simulation of early 20th century global warming. *Science*, **287**, 2246-2250.
- Delworth, T.L., and M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**(9), 661-676.
- Delworth, T.L., V. Ramaswamy, and G.L. Stenchikov, 2005: The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24709, doi:10.1029/2005GL024457.
- Delworth, T., et al., 2002: Review of simulations of climate variability and change with the GFDL R30 coupled climate model. *Clim. Dyn.*, **19**, 555-574.
- Dickson, R.R., et al., 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **416**, 832-837.
- Douglass, D.H., and B.D. Clader, 2002: Climate sensitivity of the Earth to solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(16), 1786.
- Douglass, D.H., and R.S. Knox, 2005: Climate forcing by volcanic eruption of Mount Pinatubo. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05710, doi:10.1029/2004GL022119.
- Douglass, D.H., B.D. Pearson, and S.F. Singer, 2004: Altitude dependence of atmospheric temperature trends: Climate models versus observation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020103.
- Douville, H., 2006: Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02701, doi:10.1029/2005GL024967.
- Douville, H., et al., 2002: Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Clim. Dyn.*, **20**, 45-68.
- Dumas, J.A., G.M. Flato, and A.J. Weaver, 2003: The impact of varying atmospheric forcing on the thickness of Arctic multi-year sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1918.
- Dyurgerov, M.B., and M.F. Meier, 2005: *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 117 pp.
- Easterling, D.R., et al., 2000: Climate extremes: Observations, modeling and impacts. *Science*, **289**, 2068-2074.
- Egorova, T., et al., 2004: Chemical and dynamical response to the 11-year variability of the solar irradiance simulated with a chemistry-climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06119, doi:10.1029/2003GL019294.
- Elsner, J.B., X. Niu, and T.H. Jagger, 2004: Detecting shifts in hurricane rates using a Markov chain Monte Carlo approach. *J. Clim.*, **17**, 2652-2666.
- Elsner, J.B., A.A. Tsonis, and T.H. Jagger, 2006: High-frequency variability in hurricane power dissipation and its relationship to global temperature. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 763-768.
- Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686-688.
- Emori, S., and S.J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
- Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber, 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, **295**(5563), 2250-2253.
- fichefet, T., B. Tartinville, and H. Goosse, 2003: Antarctic sea ice variability during 1958-1999: A simulation with a global ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 3102-3113.
- Folland, C.K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901-85. *Nature*, **320**, 602-607.
- Folland, C.K., et al., 2001: Observed variability and change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 881pp.
- Fomby, T.B., and T.J. Vogelsang, 2002: The application of size-robust trend statistics to global-warming temperature series. *J. Clim.*, **15**, 117-123.
- Forest, C.E., M.R. Allen, A.P. Sokolov, and P.H. Stone, 2001: Constraining climate model properties using optimal fingerprint detection methods. *Clim. Dyn.*, **18**, 277-295.
- Forest, C.E., et al., 2002: Quantifying uncertainties in climate system properties with the use of recent observations. *Science*, **295**, 113.
- Forest, D.J., P.H. Stone, and A.P. Sokolov, 2006: Estimated PDFs of climate system properties including natural and anthropogenic forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01705, doi:10.1029/2005GL023977.

- Forster, P.M.D.F., and J.M. Gregory, 2006: The climate sensitivity and its components diagnosed from Earth radiation budget data. *J. Clim.*, **19**, 39–52.
- Foukal, P., G. North, and T. Wigley, 2004: A stellar view on solar variations and climate. *Science*, **306**, 68–69.
- Foukal, P., C. Froehlich, H. Sruit, and T.M.L. Wigley, 2006: Variations in solar luminosity and their effect on Earth's climate. *Nature*, **443**, 161–166, doi:10.1038/nature05072.
- Frame, D.J., et al., 2005: Constraining climate forecasts: The role of prior assumptions. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L09702, doi:10.1029/2004GL022241.
- Free, M., and J.K. Angell, 2002: Effect of volcanoes on the vertical temperature profile in radiosonde data. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD001128.
- Free, M., et al., 2005: Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC): A new dataset of large-area anomaly time series. *J. Geophys. Res.*, **110**, D22101, doi:10.1029/2005JD006169.
- Frich, P., et al., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193–212.
- Fyfe, J.C., G.J. Boer, and G.M. Flato, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1601–1604.
- Ganopolski, A., et al., 1998: The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science*, **280**, 1916–1919.
- Gedney, N., et al., 2006: Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, **439**, 835–838.
- Gent, P.R., and G. Danabasoglu, 2004: Heat uptake and the thermohaline circulation in the Community Climate System Model, Version 2. *J. Clim.*, **17**, 4058–4069.
- Gerber, S., et al., 2003: Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO<sub>2</sub>. *Clim. Dyn.*, **20**(2–3), 281–299.
- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, 1027–1030.
- Gibson, J.K., et al., 1997: *ERA Description*. ECMWF Reanalysis Project Report Series Vol. 1. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK, 66 pp.
- Gilgen, H., M. Wild, and A. Ohmura, 1998: Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data. *J. Clim.*, **11**, 2042–2061.
- Gillett, N.P., 2005: Northern Hemisphere circulation. *Nature*, **437**, 496.
- Gillett, N.P., and D.W.J. Thompson, 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **302**, 273–275.
- Gillett, N.P., H.F. Graf, and T.J. Osborn, 2003a: Climate change and the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact* [Hurrell, Y.K.J., G. Ottersen, and M. Visbeck (eds.)]. Geophysical Monograph Vol. 134, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 193–209.
- Gillett, N.P., R.J. Allan, and T.J. Ansell, 2005: Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(19), L19714, doi:10.1029/2005GL023640.
- Gillett, N.P., G.C. Hegerl, M.R. Allen, and P.A. Stott, 2000: Implications of changes in the Northern Hemispheric circulation for the detection of anthropogenic climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 993–996.
- Gillett, N.P., F.W. Zwiers, A.J. Weaver, and P.A. Stott, 2003b: Detection of human influence on sea level pressure. *Nature*, **422**, 292–294.
- Gillett, N.P., A.J. Weaver, F.W. Zwiers, and M.D. Flannigan, 2004a: Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(18), L18211, doi:10.1029/2004GL020876.
- Gillett, N.P., A.J. Weaver, F.W. Zwiers, and M.F. Wehner, 2004b: Detection of volcanic influence on global precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(12), L12217, doi:10.1029/2004GL020044.
- Gillett, N.P., M.F. Wehner, S.F.B. Tett, and A.J. Weaver, 2004c: Testing the linearity of the response to combined greenhouse gas and sulfate aerosol forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14201, doi:10.1029/2004GL020111.
- Gillett, N.P., et al., 2002a: Reconciling two approaches to the detection of anthropogenic influence on climate. *J. Clim.*, **15**, 326–329.
- Gillett, N.P., et al., 2002b: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases? *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000589.
- Gillett, N.P., et al., 2002c: Detecting anthropogenic influence with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015836.
- Gleckler, P.J., et al., 2006: Krakatoa's signature persists in the ocean. *Nature*, **439**, 675.
- Gleisner, H., and P. Thejll, 2003: Patterns of tropospheric response to solar variability. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 44–47.
- Goeberle, C., and R. Gerdes, 2003: Mechanisms determining the variability of Arctic sea ice conditions and export. *J. Clim.*, **16**, 2843–2858.
- Goldewijk, K.K., 2001: Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE Database. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**(2), 417–433.
- Goldstein, M., and J. Rougier, 2004: Probabilistic formulations for transferring inferences from mathematical models to physical systems. *SIAM J. Sci. Computing*, **26**(2), 467–487.
- Gonzalez-Rouco, F., H. von Storch, and E. Zorita, 2003: Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(21), 2116, doi:10.1029/2003GL018264.
- Goosse, H., and H. Renssen, 2001: A two-phase response of the Southern Ocean to an increase in greenhouse gas concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(18), 3469–3472.
- Goosse, H., and H. Renssen, 2004: Exciting natural modes of variability by solar and volcanic forcing: idealized and realistic experiments. *Clim. Dyn.*, **23**(2), 153–163.
- Goosse, H., et al., 2004: A late medieval warm period in the

- Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophys. Res. Lett.*, **31**(6), L06203, doi:10.1029/2003GL19140.
- Goosse, H., et al., 2005: Modelling the climate of the last millennium: What causes the differences between simulations? *Geophys. Res. Lett.*, **32**(6), L06710, doi:10.1029/2005GL022368.
- Gray, L.J., R.G. Harrison, and J.D. Haigh, 2005: *The Influence of Solar Changes on the Earth's Climate*. Hadley Centre Technical Note 62, The UK Met Office.
- Greene, A.M., 2005: A time constant for hemispheric glacier mass balance. *J. Glaciol.*, **51**(174), 353-362.
- Gregory, J.M., and P. Huybrechts, 2006: Ice-sheet contributions to future sea-level change. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **364**, 1709-1731.
- Gregory, J.M., J.A. Lowe, and S.F.B. Tett, 2006: Simulated global-mean sea-level changes over the last half-millennium. *J. Clim.*, **19**, 4576-4591.
- Gregory, J.M., et al., 2002a: An observationally based estimate of the climate sensitivity. *J. Clim.*, **15**(22), 3117-3121.
- Gregory, J.M., et al., 2002b: Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2175.
- Gregory, J.M., et al., 2004: Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15312.
- Groisman, P.Y., et al., 1999: Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Clim. Change*, **42**, 243-283.
- Groisman, P.Y., et al., 2005: Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Clim.*, **18**, 1326-1350.
- Haarsma, R.J., F. Selten, N. Weber, and M. Kliphuis, 2005: Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17702, doi:10.1029/2005GL023232.
- Haigh, J.D., 2003: The effects of solar variability on the Earth's climate. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **361**, 95-111.
- Hansen, J.E., M. Sato, and R. Ruedy, 1995: Long-term changes of the diurnal temperature cycle: implications about mechanisms of global climate change. *Atmos. Res.*, **37**, 175-209.
- Hansen, J.E., M. Sato, and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.
- Hansen, J., et al., 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* [Hansen, J.E., and T. Takahashi (eds.)]. Geophysical Monographs Vol. 29, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 130-163.
- Hansen, J., et al., 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D18), 4347.
- Hansen, J., et al., 2005: Earth's energy imbalance: Confirmation and implications. *Science*, **308**, 1431-1435.
- Harrison, S., and C. Prentice, 2003: Climate and CO2 controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and palaeoclimate simulations. *Global Change Biol.*, **9**, 983-1004.
- Harrison, S., P. Braconnot, C. Hewitt, and R.J. Stouffer, 2002: Fourth international workshop of The Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP): launching PMIP Phase II. *Eos*, **83**, 447.
- Harvey, L.D.D., 2004: Characterizing the annual-mean climatic effect of anthropogenic CO2 and aerosol emissions in eight coupled atmosphere-ocean GCMs. *Clim. Dyn.*, **23**, 569-599.
- Harvey, L.D.D., and R.K. Kaufmann, 2002: Simultaneously constraining climate sensitivity and aerosol radiative forcing. *J. Clim.*, **15** (20), 2837-2861.
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models. Part 1. Theory. *Tellus*, **28**, 473-485.
- Hasselmann, K., 1979: On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies. In: *Meteorology of Tropical Oceans* [Shaw, D.B. (ed.)]. Royal Meteorological Society, Bracknell, UK, pp. 251-259.
- Hasselmann, K., 1997: Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. *Climate Dyn.*, **13**, 601-612.
- Hasselmann, K., 1998: Conventional and Bayesian approach to climate-change detection and attribution. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 2541-2565.
- Hegerl, G.C., and M.R. Allen, 2002: Origins of model-data discrepancies in optimal fingerprinting. *J. Clim.*, **15**, 1348-1356.
- Hegerl, G.C., and J.M. Wallace, 2002: Influence of patterns of climate variability on the difference between satellite and surface temperature trends. *J. Clim.*, **15**, 2412-2428.
- Hegerl, G.C., P.D. Jones, and T.P. Barnett, 2001: Effect of observational sampling error on the detection and attribution of anthropogenic climate change. *J. Clim.*, **14**, 198-207.
- Hegerl, G.C., F.W. Zwiers, V.V. Kharin, and P.A. Stott, 2004: Detectability of anthropogenic changes in temperature and precipitation extremes. *J. Clim.*, **17**, 3683-3700.
- Hegerl, G.C., T. Crowley, W.T. Hyde, and D. Frame, 2006a: Constraints on climate sensitivity from temperature reconstructions of the past seven centuries. *Nature*, **440**, doi:10.1038/nature04679.
- Hegerl, G.C., et al., 1996: Detecting greenhouse gas induced climate change with an optimal fingerprint method. *J. Clim.*, **9**, 2281-2306.
- Hegerl, G.C., et al., 1997: Multi-fingerprint detection and attribution of greenhouse-gas and aerosol-forced climate change. *Clim. Dyn.*, **13**, 613-634.
- Hegerl, G.C., et al., 2000: Detection and attribution of climate change: Sensitivity of results to climate model differences. *Clim. Dyn.*, **16**, 737-754.
- Hegerl, G.C., et al., 2003: Detection of volcanic, solar and greenhouse gas signals in paleo-reconstructions of Northern Hemispheric temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 1242.
- Hegerl, G.C., et al., 2006b: Climate change detection and attribution: beyond mean temperature signals. *J. Clim.*, **19**, 5058-5077.
- Hegerl, G.C., et al., 2007: Detection of human influence on a new 1500yr climate reconstruction. *J. Clim.*, **20**, 650-666.
- Held, I.M., and B.J. Soden, 2006: Robust responses of the hy-

- drological cycle to global warming. *J. Clim.*, **19**, 5686–5699.
- Held, I.M., et al., 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**(50), 17891–17896.
- Highwood, E.J., B.J. Hoskins, and P. Berrisford, 2000: Properties of the Arctic tropopause. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1515–1532.
- Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, J. Eischeid, and A. Phillips, 2006: Detection and attribution of twentieth-century northern and southern African rainfall change. *J. Clim.*, **19**, 3989–4008.
- Hoerling, M.P., et al., 2005: Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming. *Clim. Dyn.*, **23**, 391–405.
- Hoffert, M.I., and C. Covey, 1992: Deriving global climate sensitivity from paleoclimate reconstructions. *Nature*, **360**, 573–576.
- Holland, M.M., and M.N. Raphael, 2006: Twentieth century simulation of the southern hemisphere climate in coupled models. Part II: sea ice conditions and variability. *Clim. Dyn.*, **26**, 229–245.
- Holloway, G., and T. Sou, 2002: Has Arctic sea ice rapidly thinned? *J. Clim.*, **15**, 1691–1701.
- Hoyt, D.V., and K.H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992. *J. Geophys. Res.*, **98**, 18895–18906.
- Huang, S.P., H.N. Pollack, and P.Y. Shen, 2000: Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, **403**(6771), 756–758.
- Hulme, M., T.J. Osborn, and T.C. Johns, 1998: Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3379–3382.
- Huntingford, C., P.A. Stott, M.R. Allen, and F.H. Lambert, 2006: Incorporating model uncertainty into attribution of observed temperature change. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05710, doi:10.1029/2005GL024831.
- Hurrell, J.W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665–668.
- Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, A.S. Phillips, and T. Xu, 2005: Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: Assessing determinism. *Clim. Dyn.*, **23**, 371–389.
- IDAG (International Ad Hoc Detection and Attribution Group), 2005: Detecting and attributing external influences on the climate system: A review of recent advances. *J. Clim.*, **18**, 1291–1314.
- IOCI, 2002: *Climate Variability And Change In South West Western Australia, September 2002*. Indian Ocean Climate Initiative, Perth, Australia, 34 pp.
- IOCI, 2005: *Indian Ocean Climate Initiative Stage 2: Report of Phase 1 Activity*. Indian Ocean Climate Initiative, Perth, Australia, 42 pp.
- IPCC, 1990: *Climate Change: The Intergovernmental Panel on Climate Change Scientific Assessment* [Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 365 pp.
- IPCC, 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of the Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.-I. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62**, 155–170.
- Ito, A., and J.E. Penner, 2005: Historical emissions of carbonaceous aerosols from biomass and fossil fuel burning for the period 1870–2000. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**(2), GB2028, doi:10.1029/2004GB002374.
- Johannssen, O.M., et al., 2004: Arctic climate change: observed and modeled temperature and sea-ice variability. *Tellus*, **56A**, 328–341.
- Jones, G.S., S.F.B. Tett, and P.A. Stott, 2003: Causes of atmospheric temperature change 1960–2000: A combined attribution analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1228.
- Jones, G.S., et al., 2005: Sensitivity of global scale attribution results to inclusion of climatic response to black carbon. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14701, doi:10.1029/2005GL023370.
- Jones, J.M., and M. Widmann, 2004: Early peak in Antarctic Oscillation index. *Nature*, **432**, 290–291.
- Jones, P.D., and M.E. Mann, 2004: Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, **42**(2), RG2002, doi:10.1029/2003RG000143.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 2001: The evolution of climate over the last millennium. *Science*, **292**(5517), 662–667.
- Joos, F., et al., 2004: Transient simulations of Holocene atmospheric carbon dioxide and terrestrial carbon since the Last Glacial Maximum. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, 1–18.
- Joussaume, S., and K.E. Taylor, 1995: Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. In: *Proceedings of the first International AMIP Scientific Conference, WCRP-92, Monterey, USA*. WMO/TD-No. 732, Geneva, Switzerland, pp. 425–430.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kaplan, J.O., I.C. Prentice, W. Knorr, and P.J. Valdes, 2002: Modeling the dynamics of terrestrial carbon storage since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(22), 2074.
- Karl, T.R., and R.W. Knight, 1998: Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the USA. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 231–241.
- Karl, T.R., and K.E. Trenberth, 2003: Modern global climate change. *Science*, **302**, 1719–1723.
- Karl, T.R., S.J. Hassol, C.D. Miller, and W.L. Murray (eds.), 2006: *Temperature Trends in the Lower Atmosphere: Steps for*

- Understanding and Reconciling Differences*. A Report by the Climate Change Science Program and Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, 180pp, <http://www.climate-science.gov/Library/sap/sap1-1/final-report/default.htm>.
- Karoly, D.J., 2003: Ozone and climate change. *Science*, **302**, 236-237.
- Karoly, D.J., and K. Braganza, 2001: Identifying global climate change using simple indices. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2205-2208.
- Karoly, D.J., and K. Braganza, 2005a: Attribution of recent temperature changes in the Australian region. *J. Clim.*, **18**, 457-464.
- Karoly, D.J., and K. Braganza, 2005b: A new approach to detection of anthropogenic temperature changes in the Australian region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **89**, 57-67.
- Karoly, D.J., and Q. Wu, 2005: Detection of regional surface temperature trends. *J. Clim.*, **18**, 4337-4343.
- Karoly, D.J., et al., 2003: Detection of a human influence on North American climate. *Science*, **302**, 1200-1203.
- Kass, R.E., and A.E. Raftery, 1995: Bayes Factors. *J. Am. Stat. Assoc.*, **90**, 773-795.
- Katz, R.W., 1999: Extreme value theory for precipitation: Sensitivity analysis for climate change. *Adv. Water Resour.*, **23**, 133-139.
- Kaufmann, R.K., and D.L. Stern, 2002: Cointegration analysis of hemispheric temperature relations. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4012.
- Kennedy, M.C., and A. O'Hagan, 2001: Bayesian calibration of computer models. *J. Roy. Stat. Soc. Ser. B*, **63**(3), 425-464.
- Kettleborough, J.A., B.B.B. Booth, P.A. Stott, and M.R. Allen, 2007: Estimates of uncertainty in predictions of global mean surface temperature. *J. Clim.*, **20**, 843-855.
- Kiktev, D., D. Sexton, L. Alexander, and C. Folland, 2003: Comparison of modelled and observed trends in indices of daily climate extremes. *J. Clim.*, **16**, 3560-3571.
- Kim, S.J., G.M. Flato, G.J. Boer, and N.A. McFarlane, 2002: A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, part 1: Transient multi-decadal response. *Clim. Dyn.*, **19**(5-6), 515-537.
- Kirchner, I., et al., 1999: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, **104**, 19039-19055.
- Kistler, R., et al., 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 247-267.
- Kitoh, A., and S. Murakami, 2002: Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography*, **17**(3), 1047, doi:10.1029/2001PA000724.
- Klein Tank, A.M.G., and G.P. Könen, 2003: Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *J. Clim.*, **16**, 3665-3680.
- Klein Tank, A.M.G., G.P. Könen, and F.M. Selten, 2005: Signals of anthropogenic influence on European warming as seen in the trend patterns of daily temperature variance. *Int. J. Climatol.*, **25**, 1-16.
- Knight, J.R., et al., 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Knutson, T.R., S. Manabe, and D. Gu, 1997: Simulated ENSO in a global coupled ocean-atmosphere model: Multidecadal amplitude modulation and CO<sub>2</sub> sensitivity. *J. Clim.*, **10**(1), 138-161.
- Knutson, T.R., T.L. Delworth, K.W. Dixon, and R.J. Stouffer, 1999: Model assessment of regional surface temperature trends (1949-1997). *J. Geophys. Res.*, **104**, 30981-30996.
- Knutson, T.R., et al., 2006: Assessment of twentieth-century regional surface temperature trends using the GFDL CM2 coupled models. *J. Clim.*, **19**, 1624-1651.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos, and G.-K. Plattner, 2002: Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature*, **416**, 719-723.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos, and G.-K. Plattner, 2003: Probabilistic climate change projections using neural networks. *Clim. Dyn.*, **21**, 257-272.
- Kristjansson, J.E., 2002: Studies of the aerosol indirect effect from sulfate and black carbon aerosols. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi: 10.1029/2001JD000887.
- Kucera, M., et al., 2005: Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quat. Sci. Rev.*, **24**(7-9), 951-998.
- Kumar, A., F. Yang, L. Goddard, and S. Schubert, 2004: Differing trends in the tropical surface temperatures and precipitation over land and oceans. *J. Clim.*, **17**, 653-664.
- Kunkel, K.E., X.-Z. Liang, J. Zhu, and Y. Lin, 2006: Can CGCMS simulate the twentieth century "warming hole" in the central United States? *J. Clim.*, **19**, 4137-4153.
- Kushner, P.J., I.M. Held, and T.L. Delworth, 2001: Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. *J. Clim.*, **14**, 2238-3349.
- Labitzke, K., 2004: On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere and its modulation by the quasi-biennial oscillation. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, **66**, 1151-1157.
- Lal, M., and S.K. Singh, 2001: Global warming and monsoon climate. *Mausam*, **52**, 245-262.
- Lambert, F.H., P.A. Stott, M.R. Allen, and M.A. Palmer, 2004: Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(10), L10203, doi:10.1029/2004GL019545.
- Lambert, F.H., N.P. Gillett, D.A. Stone, and C. Huntingford, 2005: Attribution studies of observed land precipitation changes with nine coupled models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18704, doi:10.1029/2005GL023654.
- Lambert, S.J., and J.C. Fyfe, 2006: Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim. Dyn.*, **26**, 713-728.
- Landsea, C.W., 2005: Hurricanes and global warming. *Nature*, **438**, E11-E12.

- Lean, J.L., J. Beer, and R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance changes since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195.
- Lean, J.L., Y.M. Wang, and N.R. Sheeley, 2002: The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(24), 2224, doi:10.1029/2002GL015880.
- Lee, T.C.K., F.W. Zwiers, X. Zhang, and M. Tsao, 2006: Evidence of decadal climate prediction skill resulting from changes in anthropogenic forcing. *J. Clim.*, **19**, 5305–5318.
- Lee, T.C.K., et al., 2005: A Bayesian approach to climate change detection and attribution. *J. Clim.*, **18**, 2429–2440.
- Leroy, S.S., 1998: Detecting climate signals: Some Bayesian aspects. *J. Clim.*, **11**, 640–651.
- Levis, S., J.A. Foley, and D. Pollard, 1999: CO<sub>2</sub>, climate, and vegetation feedbacks at the Last Glacial Maximum. *J. Geophys. Res.*, **104**(D24), 31191–31198.
- Levis, S., G.B. Bonan, and C. Bonfils, 2004: Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model. *Clim. Dyn.*, **23**(7–8), 791–802.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Levitus, S., J. Antonov, T.P. Boyer, and C. Stephens, 2000: Warming of the world ocean. *Science*, **287**, 2225–2229.
- Levitus, S., et al., 2001: Anthropogenic warming of the Earth's climate system. *Science*, **292**, 267–270.
- Liepert, B., 2002: Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1421.
- Lindsay, R.W., and J. Zhang, 2005: The thinning of arctic sea ice, 1988–2003: Have we passed a tipping point? *J. Clim.*, **18**, 4879–4894.
- Lindzen, R.S., and C. Giannitsis, 2002: Reconciling observations of global temperature change. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014074.
- Liu, Z.Y., J. Kutzbach, and L.X. Wu, 2000: Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(15), 2265–2268.
- Liu, Z.Y., et al., 2005: Atmospheric CO<sub>2</sub> forcing on glacial thermohaline circulation and climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(2), L02706, doi:10.1029/2004GL021929.
- Lohmann, U., and G. Lesins, 2002: Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. *Science*, **298**, 1012–1016.
- Lohmann, U., and J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: A review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 715–737.
- Lorius, C., et al., 1990: The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, **347**, 139–145.
- Lu, J., and T.L. Delworth, 2005: Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22706, doi:10.1029/2005GL023316.
- Luterbacher, J., et al., 2002: Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.*, **2**(114–124).
- Luterbacher, J., et al., 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, **303**(5663), 1499–1503.
- MacDonald, G.M., and R.A. Case, 2005: Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(8), L08703, doi:10.1029/2005GL022478.
- Mann, M.E., and P.D. Jones, 2003: Global surface temperature over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1820.
- Mann, M.E., and K.A. Emanuel, 2006: Atlantic hurricane trends linked to climate change. *Eos*, **87**, 233–241.
- Mann, M.E., M.A. Cane, S.E. Zebiak, and A. Clement, 2005: Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *J. Clim.*, **18**(3), 447–456.
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J. Clim.*, **16**, 4134–4143.
- Marshall, G.J., A. Orr, N.P.M. van Lipzig, and J.C. King, 2006: The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *J. Clim.*, **19**, 5388–5404.
- Marshall, G.J., et al., 2004: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14205, doi:10.1029/2004GL019952.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2006: Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Clim. Dyn.*, **26**, 513–529.
- Matthews, H.D., et al., 2004: Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. *Clim. Dyn.*, **22**(5), 461–479.
- May, W., 2004: Potential future changes in the Indian summer monsoon due to greenhouse warming: analysis of mechanisms in a global time-slice experiment. *Clim. Dyn.*, **22**, 389–414.
- Maynard, K., J.F. Royer, and F. Chauvin, 2002: Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon. *Clim. Dyn.*, **19**, 499–514.
- McAvaney, B.J., et al., 2001: Model evaluation. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 471–525.
- Mears, C.A., and F.J. Wentz, 2005: The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature. *Science*, **309**, 1548–1551.
- Mears, C.A., M.C. Schabel, and F.J. Wentz, 2003: A reanalysis of the MSU channel 2 tropospheric temperature record. *J. Clim.*, **16**, 3650–3664.
- Meehl, G.A., J.M. Arblaster, and C. Tebaldi, 2005: Understanding future patterns of precipitation extremes in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18719, doi:10.1029/2005GL023680.
- Meehl, G.A., et al., 2003: Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the 20th century. *J. Clim.*, **16**, 426–444.
- Meehl, G.A., et al., 2004: Combinations of natural and anthropogenic forcings in 20th century climate. *J. Clim.*, **17**,

- 3721-3727.
- Meier, M.F., M.B. Dyurgerov, and G.J. McCabe, 2003: The health of glaciers: Recent changes in glacier regime. *Clim. Change*, **59**, 123-135.
- Mendelsohn, R., S.J. Bograd, F.B. Schwing, and D.M. Palacios, 2005: Teaching old indices new tricks: A state-space analysis of El Niño related climate indices. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07709, doi:10.1029/2005GL022350.
- Menon, S., A.D. Del Genio, D. Koch, and G. Tselioudis, 2002a: GCM Simulations of the aerosol indirect effect: Sensitivity to cloud parameterization and aerosol burden. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 692-713.
- Menon, S., J.E. Hansen, L. Nazarenko, and Y. Luo, 2002b: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, **297**, 2250-2253.
- Merryfield, W.J., 2006: Changes to ENSO under CO2 doubling in a multimodel ensemble. *J. Clim.*, **19**, 4009-4027.
- Miller, R.L., G.A. Schmidt, and D.T. Shindell, 2006: Forced variations in the annular modes in the 20th century IPCC AR4 simulations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Milly, P.C.D., K.A. Dunne, and A.V. Vecchia, 2005: Global patterns of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, **438**, 347-350.
- Min, S.-K., and A. Hense, 2006a: A Bayesian approach to climate model evaluation and multi-model averaging with an application to global mean surface temperatures from IPCC AR4 coupled climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08708, doi:10.1029/2006GL025779.
- Min, S.-K., and A. Hense, 2006b: A Bayesian assessment of climate change using multi-model ensembles. Part I: Global mean surface temperature. *J. Clim.*, **19**, 3237-3256.
- Min, S.-K., A. Hense, and W.-T. Kwon, 2005: Regional-scale climate change detection using a Bayesian decision method. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03706, doi:10.1029/2004GL021028.
- Min, S.-K., A. Hense, H. Paeth, and W.-T. Kwon, 2004: A Bayesian decision method for climate change signal analysis. *Meteorol. Z.*, **13**, 421-436.
- Mitchell, J.F.B., C.A. Wilson, and W.M. Cunningham, 1987: On CO2 climate sensitivity and model dependence of results. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **113**, 293-322.
- Mitchell, J.F.B., et al., 2001: Detection of climate change and attribution of causes. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 695-738.
- Mitchell, T.D., and P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climatological observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693-712.
- Moberg, A., et al., 2005: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, **433**, 613-617.
- Monnin, E., et al., 2001: Atmospheric CO2 concentrations over the last glacial termination. *Science*, **291**(5501), 112-114.
- Montoya, M., H. von Storch, and T.J. Crowley, 2000: Climate simulation for 125,000 years ago with a coupled ocean-atmosphere General Circulation Model. *J. Clim.*, **13**, 1057-1070.
- Mote, P.W., A.F. Hamlet, M.P. Clark, and D.P. Lettenmaier, 2005: Declining mountain snowpack in western North America. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 39-49.
- Moy, C.M., G.O. Seltzer, D.T. Rodbell, and D.M. Anderson, 2002: Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, **420**(6912), 162-165.
- Murray, R.J., N.L. Bindoff, and C.J.C. Reason, 2007: Modelling decadal changes on the Indian Ocean Section I5 at 32°S. *J. Clim.*, accepted.
- Nagashima, T., et al., 2006: The effect of carbonaceous aerosols on surface temperature in the mid twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04702, doi:10.1029/2005GL024887.
- Neelin, J.D., et al., 2006: Tropical drying trends in global warming models and observations. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **103**, 6110-6115.
- Nesme-Ribes, E., et al., 1993: Solar dynamics and its impact on solar irradiance and the terrestrial climate. *J. Geophys. Res.*, **98**, 18923-18935.
- New, M.G., M. Hulme, and P.D. Jones, 2000: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Clim.*, **13**, 2217-2238.
- Nicholls, N., 2003: Continued anomalous warming in Australia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017037.
- Nicholls, N., 2005: Climate variability, climate change, and the Australian snow season. *Aust. Meteorol. Mag.*, **54**, 177-185.
- Nicholls, N., P. Della-Marta, and D. Collins, 2005: 20th century changes in temperature and rainfall in New South Wales. *Aust. Meteorol. Mag.*, **53**, 263-268.
- Nicholson, S.E., 2001: Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Clim. Res.*, **17**, 123-144.
- North, G.R., and M. Stevens, 1998: Detecting climate signals in the surface temperature record. *J. Clim.*, **11**, 563-577.
- North, G.R., K.-Y. Kim, S.S.P. Shen, and J.W. Hardin, 1995: Detection of forced climate signals. Part 1: filter theory. *J. Climate*, **8**, 401-408.
- Novakov, T., et al., 2003: Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1324.
- Nozawa, T., T. Nagashima, H. Shioyama, and S. Crooks, 2005: Detecting natural influence on surface air temperature in the early twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20719, doi:10.1029/2005GL023540.
- Oerlemans, J., 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, **308**, 675-677.
- O'Hagan, A., and J. Forster, 2004: *Kendall's Advanced Theory of Statistics. Volume 2b, Bayesian Inference*. Arnold, London, 480 pp.
- Ohmura, A., 2004: Cryosphere during the twentieth century, the state of the planet. In: *The State of the Planet:*

- Frontiers and Challenges in Geophysics* [Sparks, R.S.J., and C.J. Hawkesworth (eds.)]. International Union of Geodesy and Geophysics, Washington, DC, pp. 239–257.
- Oman, L., et al., 2005: Climatic response to high latitude volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.*, **110**, D13103, doi:10.1029/2004JD005487.
- Osborn, T.J., 2004: Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, **22**, 605–623.
- Osborn, T.J., and M. Hulme, 1997: Development of a relationship between station and grid-box rainfall frequencies for climate model evaluation. *J. Clim.*, **10**, 1885–1908.
- Osborn, T.J., and K.R. Briffa, 2006: The spatial extent of 20th-century warmth in the context of the past 1200 years. *Science*, **311**, 841–844.
- Osborn, T.J., S. Raper, and K.R. Briffa, 2006: Simulated climate change during the last 1000 years: comparing the ECHO-G general circulation model with the MAGICC simple climate model. *Clim. Dyn.*, **27**, 185–197.
- Osborn, T.J., et al., 1999: Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim. Dyn.*, **15**, 685–702.
- Otto-Bliesner, B.L., 1999: El Niño La Niña and Sahel precipitation during the middle Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(1), 87–90.
- Otto-Bliesner, B.L., et al., 2003: Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial-interglacial cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(23), 2198, doi:10.1029/2003GL018553.
- Paeth, H., A. Hense, R. Glowienka-Hense, and R. Voss, 1999: The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. *Clim. Dyn.*, **15**, 953–960.
- Palmer, M.A., L.J. Gray, M.R. Allen, and W.A. Norton, 2004: Solar forcing of climate: model results. *Adv. Space Res.*, **34**, 343–348.
- Palmer, T.N., 1999: Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. *Rep. Prog. Phys.*, **63**, 71–116.
- Palmer, T.N., and J. Räisänen, 2002: Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. *Nature*, **415**, 512–514.
- Parker, D.E., L.V. Alexander, and J. Kennedy, 2004: Global and regional climate in 2003. *Weather*, **59**, 145–152.
- Parker, D.E., et al., 1997: A new global gridded radiosonde temperature database and recent temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1499–1452.
- Pasini, A., M. Lorè and F. Ameli, 2006: Neural network modelling for the analysis of forcings/temperatures relationships at different scales in the climate system. *Ecol. Model.*, **191**, 58–67.
- Peltier, W.R., 1994: Ice age paleotopography. *Science*, **265**, 195–201.
- Peltier, W.R., 2004: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G(VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 111–149.
- Penner, J.E., S.Y. Zhang, and C.C. Chuang, 2003: Soot and smoke aerosol may not warm climate. *J. Geophys. Res.*, **108**(D21), 4657, doi:10.1029/2003JD003409.
- Penner, J.E., et al., 1997: Anthropogenic aerosols and climate change: A method for calibrating forcing. In: *Assessing Climate Change: Results from the Model Evaluation Consortium for Climate Assessment* [Howe, W., and A. Henderson-Sellers (eds.)]. Gordon & Breach Science Publishers, Sydney, Australia, pp. 91–111.
- Penner, J.E., et al., 2007: Effect of black carbon on mid-troposphere and surface temperature trends. In: *Human-Induced Climate Change: An Interdisciplinary Assessment* [Schlesinger, M., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, in press.
- Perlwitz, J., and H.-F. Graf, 2001: Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 271–274.
- Peterson, B.J., et al., 2002: Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science*, **298**, 2171–2173.
- Pezza, A.B., and I. Simmonds, 2005: The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15712, doi:10.1029/2005GL023390.
- Pielke, R.A. Jr., 2005: Are there trends in hurricane destruction? *Nature*, **438**, E11.
- Pielke, R.A. Jr., et al., 2005: Hurricanes and global warming. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **86**, 1571–1575.
- Pierce, D.W., et al., 2006: Anthropogenic warming of the oceans: observations and model results. *J. Clim.*, **19**, 1873–1900.
- Pinker, R.T., B. Zhang, and E.G. Dutton, 2005: Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science*, **308**, 850–854.
- Pollack, H.N., and J.E. Smerdon, 2004: Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11106, doi:10.1029/2003JD004163.
- Prentice, I.C., and T. Webb, 1998: BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *J. Biogeogr.*, **25**(6), 997–1005.
- Prentice, I.C., and D. Jolly, 2000: Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *J. Biogeogr.*, **27**(3), 507–519.
- Qian, T., A. Dai, K.E. Trenberth, and K.W. Oleson, 2006: Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2002: Part I: Forcing data and evaluations. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 953–975.
- Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119–2124.
- Ramanathan, V., et al., 2005: Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102**, 5326–5333.
- Ramankutty, N., and J.A. Foley, 1999: Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**(4), 997–1027.
- Ramaswamy, V., et al., 2001: Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349–416.

- Randel, W.J., and F. Wu, 2006: Biases in stratospheric temperature trends derived from historical radiosonde data. *J. Clim.*, **19**, 2094-2104.
- Raper, S.C.B., J.M. Gregory, and R.J. Stouffer, 2002: The role of climate sensitivity and ocean heat uptake on AOGCM transient temperature response. *J. Clim.*, **15**, 124-130.
- Rauthe, M., A. Hense, and H. Paeth, 2004: A model inter-comparison study of climate change-signals in extra-tropical circulation. *Int. J. Climatol.*, **24**, 643-662.
- Reader, M., and G. Boer, 1998: The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulphate aerosols. *Clim. Dyn.*, **14**, 593-607.
- Reichert, B.K., L. Bengtsson, and J. Oerlemans, 2002a: Recent glacier retreat exceeds internal variability. *J. Clim.*, **15**, 3069-3081.
- Reichert, B.K., R. Schnur, and L. Bengtsson, 2002b: Global ocean warming tied to anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(11), 1525.
- Rigor, I.G., J.M. Wallace, and R.L. Colony, 2002: Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J. Clim.*, **15**, 2648-2668.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005a: AO/NAO response to climate change. Part I: The respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12107, doi:10.1029/2004JD005103.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005b: AO/NAO response to climate change. Part II: The relative importance of low and high latitude temperature changes. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12108, doi:10.1029/2004JD005686.
- Rind, D., et al., 2004: The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder Minimum and the present. *J. Clim.*, **17**(5), 906-929.
- Robock, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, **38**(2), 191-219.
- Robock, A., and Y. Liu, 1994: The volcanic signal in Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model simulations. *J. Clim.*, **7**, 44-55.
- Rothrock, D.A., J. Zhang, and Y. Yu, 2003: The arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 3083, doi:10.1029/2001JC001208.
- Rotstayn, L.D., and J.E. Penner, 2001: Forcing, quasi-forcing and climate response. *J. Clim.*, **14**, 2960-2975.
- Rotstayn, L.D., and U. Lohmann, 2002: Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Clim.*, **15**, 2103-2116.
- Rotstayn, L.D., and Y. Liu, 2003: Sensitivity of the first indirect aerosol effect to an increase of cloud droplet spectral dispersion with droplet number concentration. *J. Clim.*, **16**, 3476-3481.
- Rowell, D.P., 1996: Reply to comments by Y.C. Sud and W.K.-M. Lau. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 1007-1013.
- Rowell, D.P., 2003: The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Clim.*, **16**, 849-862.
- Ruzmaikin, A., and J. Feynman, 2002: Solar influence on a major mode of atmospheric variability. *J. Geophys. Res.*, **107**(D14), doi:10.1029/2001JD001239.
- Rybski, D., A. Bunde, S. Havlin, and H. von Storch, 2006: Long-term persistence in climate and the detection problem. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06718, doi:10.1029/2005GL025591.
- Santer, B.D., T.M.L. Wigley, T. Barnett, and E. Anyamba, 1996a: Detection of climate change and attribution of causes. In: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 407-444.
- Santer, B.D., et al., 1996b: A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere. *Nature*, **382**, 39-46.
- Santer, B.D., et al., 1996c: Reply to "Human effect on global climate?" *Nature*, **384**, 522-525.
- Santer, B.D., et al., 2000: Interpreting differential temperature trends at the surface and in the lower troposphere. *Science*, **287**, 1227-1231.
- Santer, B.D., et al., 2001: Accounting for the effects of volcanoes and ENSO in comparisons of modeled and observed temperature trends. *J. Geophys. Res.*, **106**, 28033-28059.
- Santer, B.D., et al., 2003a: Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, **301**, 479-483.
- Santer, B.D., et al., 2003b: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.*, **108**(D1), 4002.
- Santer, B.D., et al., 2003c: Influence of satellite data uncertainties on the detection of externally-forced climate change. *Science*, **300**, 1280-1284.
- Santer, B.D., et al., 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JD005075.
- Santer, B.D., et al., 2005: Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science*, **309**, 1551-1556.
- Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick, and J.B. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22987-22994.
- Scaife, A.A., J.R. Knight, G.K. Vallis, and C.K. Folland, 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.
- Schä, C., and G. Jendritzky, 2004: Hot news for summer 2003. *Nature*, **432**, 559-560.
- Schä, C., et al., 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature*, **427**, 332-336.
- Scherrer, S.C., C. Appenzeller, and M. Laternser, 2004: Trends in Swiss alpine snow days - the role of local and large scale climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020255.
- Scherrer, S.C., C. Appenzeller, M. A. Linger and C. Schä, 2005: European temperature distribution changes in observations and climate change scenarios. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL024108.
- Schlesinger, M.E., and N. Ramankutty, 1992: Implications for global warming of intercycle solar irradiance variations. *Nature*, **360**, 330-333.
- Schlesinger, M.E., and N. Ramankutty, 1994: An oscillation in



- the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, **367**, 723–726.
- Schneider, T., 2004: The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1317–1340.
- Schneider, T., and I.M. Held, 2001: Discriminants of twentieth-century changes in Earth surface temperatures. *J. Clim.*, **14**, 249–254.
- Schneider von Deimling, T., H. Held, A. Ganopolski, and S. Rahmstorf, 2006: Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. *Clim. Dyn.*, **27**, 149–163.
- Schnur, R., and K. Hasselmann, 2005: Optimal filtering for Bayesian detection of climate change. *Clim. Dyn.*, **24**, 45–55.
- Schwartz, S.E., 1993: Does fossil fuel combustion lead to global warming? *Energy Int. J.*, **18**, 1229–1248.
- Schwartz, S.E., 2004: Uncertainty requirements in radiative forcing of climate change. *J. Air Waste Manage. Assoc.*, **54**, 1351–1359.
- Seidel, D.J., R.J. Ross, J.K. Angell, and G.C. Reid, 2001: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7857–7878.
- Selten, F.M., G.W. Branstator, H.A. Dijkstra, and M. Kliphuis, 2004: Tropical origins for recent and future Northern Hemisphere climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21205, doi:10.1029/2004GL020739.
- Semenov, V.A., and L. Bengtsson, 2002: Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Clim. Dyn.*, **19**, 123–140.
- Senior, C.A., and J.F.B. Mitchell, 2000: The time dependence of climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2685–2689.
- Sexton, D.M.H., 2001: The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3697–3700.
- Sexton, D.M.H., D.P. Rowell, C.K. Folland, and D.J. Karoly, 2001: Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM. *Clim. Dyn.*, **17**, 669–685.
- Sexton, D.M.H., H. Grubb, K.P. Shine, and C.K. Folland, 2003: Design and analysis of climate model experiments for the efficient estimation of anthropogenic signals. *J. Clim.*, **16**, 1320–1336.
- Sherwood, S., J. Lanzante, and C. Meyer, 2005: Radiosonde daytime biases and late-20th century warming. *Science*, **309**, 1156–1159.
- Shin, S.I., et al., 2003: A simulation of the last glacial maximum climate using the NCAR-CCSM. *Clim. Dyn.*, **20**(2–3), 127–151.
- Shindell, D.T., and G.A. Schmidt, 2004: Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18209, doi:10.1029/2004GL020724.
- Shindell, D.T., R.L. Miller, G.A. Schmidt, and L. Pandolfo, 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452–455.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and D. Rind, 2001a: Northern Hemispheric climate response to greenhouse gas, ozone, solar and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7193–7210.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and M.E. Mann, 2003: Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *J. Clim.*, **16**(24), 4094–4107.
- Shindell, D.T., et al., 2001b: Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, **294**(5549), 2149–2152.
- Shiogama, H., M. Watanabe, M. Kimoto, and T. Nozawa, 2005: Anthropogenic and natural forcing impacts on ENSO-like decadal variability during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21714, doi:10.1029/2005GL023871.
- Shiogama, H., et al., 2006: Influence of volcanic activity and changes in solar irradiance on surface air temperatures in the early twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09702, doi:10.1029/2005GL025622.
- Simmons, A.J., and J.K. Gibson, 2000: *The ERA-40 Project Plan*. ERA40 Project Report Series, Vol. 1, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK, 62 pp.
- Smith, R.L., T.M.L. Wigley, and B.D. Santer, 2003: A bivariate time series approach to anthropogenic trend detection in hemispheric mean temperatures. *J. Clim.*, **16**, 1228–1240.
- Soden, B.J., R.T. Wetherald, G.L. Stenchikov, and A. Robock, 2002: Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296**(5568), 727–730.
- Soden, B.J., et al., 2005: The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**(5749), 841–844.
- Solow, A.R., and L.J. Moore, 2002: Testing for trend in North Atlantic hurricane activity, 1900–98. *J. Clim.*, **15**, 3111–3114.
- Spagnoli, B., et al., 2002: Detecting climate change at a regional scale: the case of France. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014619.
- Stanhill, G., and S. Cohen, 2001: Global dimming, a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with a discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agric. Forest Meteorol.*, **107**, 255–278.
- Stark, S., R.A. Wood, and H.T. Banks, 2006: Reevaluating the causes of observed changes in Indian Ocean water masses. *J. Clim.*, **19**, 4075–4086.
- Stenchikov, G.L., et al., 2002: Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4803.
- Stenchikov, G., et al., 2004: Arctic Oscillation response to the 1991 Pinatubo eruption in the SKYHI GCM with a realistic Quasi-Biennial Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03112, doi:10.1029/2003JD003699.
- Stenchikov, G., et al., 2006: Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.
- Stendel, M., I.A. Mogensen, and J.H. Christensen, 2006: Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Clim. Dyn.*, **26**, 1–15.

- Stern, D.I., 2005: Global sulfur emissions from 1850 to 2000. *Chemosphere*, **58**, 163-175.
- Stone, D.A., and A.J. Weaver, 2002: Daily minimum and maximum temperature trends in a climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014556.
- Stone, D.A., and A.J. Weaver, 2003: Factors contributing to diurnal temperature trends in twentieth and twenty-first century simulations of the CCCma coupled model. *Clim. Dyn.*, **20**, 435-445.
- Stone, D.A., and M.R. Allen, 2005a: The end-to-end attribution problem: From emissions to impacts. *Clim. Change*, **71**, 303-318.
- Stone, D.A., and M.R. Allen, 2005b: Attribution of global surface warming without dynamical models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18711, doi:10.1029/2005GL023682.
- Stone, D.A., and J.C. Fyfe, 2005: The effect of ocean mixing parameterisation on the enhanced CO<sub>2</sub> response of the Southern Hemisphere mid-latitude jet. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06811, doi:10.1029/2004GL022007.
- Stone, D.A., A.J. Weaver, and R.J. Stouffer, 2001: Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. *J. Clim.*, **14**, 3551-3565.
- Stone, D.A., M.R. Allen, and P.A. Stott, 2007a: A multi-model update on the detection and attribution of global surface warming. *J. Clim.*, **20**, 517-530.
- Stone, D.A., M.R. Allen, F. Selten, and M. Kilphuis, 2007b: The detection and attribution of climate change using an ensemble of opportunity. *J. Clim.*, **20**, 504-516.
- Stott, P.A., 2003: Attribution of regional-scale temperature changes to anthropogenic and natural causes. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL017324.
- Stott, P.A., and S.F.B. Tett, 1998: Scale-dependent detection of climate change. *J. Clim.*, **11**, 3282-3294.
- Stott, P.A., and J.A. Kettleborough, 2002: Origins and estimates of uncertainty in predictions of 21st century temperature rise. *Nature*, **416**, 723-726.
- Stott, P.A., M.R. Allen, and G.S. Jones, 2003a: Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, Part II: Application to general circulation models. *Clim. Dyn.*, **21**, doi:10.1007/s00382-003-0314-8.
- Stott, P.A., G.S. Jones, and J.F.B. Mitchell, 2003b: Do models underestimate the solar contribution to recent climate change? *J. Clim.*, **16**, 4079-4093.
- Stott, P.A., D.A. Stone, and M.R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, **432**, 610-614.
- Stott, P.A., J.A. Kettleborough, and M.R. Allen, 2006a: Uncertainty in predictions of continental scale temperature rise. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/GL024423.
- Stott, P.A., et al., 2000: External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, **290**, 2133-2137.
- Stott, P.A., et al., 2001: Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Clim. Dyn.*, **17**, 1-21.
- Stott, P.A., et al., 2006b: Transient climate simulations with the HadGEM1 model: causes of past warming and future climate change. *J. Clim.*, **19**, 2763-2782.
- Stott, P.A., et al., 2006c: Observational constraints on past attributable warming and predictions of future global warming. *J. Clim.*, **19**, 3055-3069.
- Stouffer, R.J., G.C. Hegerl, and S.F.B. Tett, 2000: A comparison of surface air temperature variability in three 1000-year coupled ocean-atmosphere model integrations. *J. Clim.*, **13**, 513-547.
- Sugi, M., and J. Yoshimura, 2004: A mechanism of tropical precipitation change due to CO<sub>2</sub> increase. *J. Clim.*, **17**, 238-243.
- Sun, S., and J. Hansen, 2003: Climate simulations for 1951-2050 with a coupled atmosphere-ocean model. *J. Clim.*, **16**, 2807-2826.
- Sutton, R.T., and L.R. Hodson, 2005: Atlantic ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **309**, 115-118.
- Tanaka, H.L., N. Ishizaki, and N. Nohara, 2005: Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker and Monsoon Circulations in the global warming predictions. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 77-80.
- Taylor, C.M., et al., 2002: The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Clim.*, **15**, 3615-3629.
- Taylor, K.E., et al., 2000: Analysis of forcing, response, and feedbacks in a paleoclimate modeling experiment. In: *Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP): Proceedings of the Third PMIP Workshop, La Huardière, Canada, 4-8 October 1999* [P. Braconnot (ed.)]. WCRP-111, WMO/TD-1007, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, pp. 271.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl, 2006: Going to extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim. Change*, **79**, 185-211.
- Tett, S.F.B., et al., 1999: Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. *Nature*, **399**, 569-572.
- Tett, S.F.B., et al., 2002: Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, **107**(D16), 4306, doi:10.1029/2000JD000028.
- Tett, S.F.B., et al., 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim. Dyn.*, **28**, 3-34, doi:10.1007/s00382-006-0165-1.
- Thomas, R., et al., 2004: Accelerated sea level rise from West Antarctica. *Science*, **306**, 255-258.
- Thompson, D.W.J., and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D.W.J., and J.M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, **13**, 1000-1016.
- Thompson, D.W.J., and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899.
- Thompson, D.W.J., J.M. Wallace, and G.C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation: Part II, Trends. *J. Clim.*, **13**, 1018-1036.
- Thorne, P.W., et al., 2002: Assessing the robustness of zonal

- mean climate change detection. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015717.
- Thorne, P.W., et al., 2003: Probable causes of late twentieth century tropospheric temperature trends. *Clim. Dyn.*, **21**, 573–591.
- Thorne, P.W., et al., 2005: Revisiting radiosonde upper air temperatures from 1958 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18105, doi:10.1029/2004JD005753.
- Thuburn, J., and G.C. Craig, 2000: Stratospheric influence on tropopause height: The radiative constraint. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 17–28.
- Timbal, B., 2004: Southwest Australia past and future rainfall trends. *Clim. Res.*, **26**, 233–249.
- Timbal, B., J.M. Arblaster, and S. Power, 2005: Attribution of late 20th century rainfall decline in South-West Australia. *J. Clim.*, **19**, 2046–2062.
- Timmermann, A., 1999: Detecting the nonstationary response of ENSO to greenhouse warming. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2313–2325.
- Timmermann, A., et al., 1999: Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, **398**, 694–696.
- Tol, R.S.J., and A.F. De Vos, 1998: A Bayesian statistical analysis of the enhanced greenhouse effect. *Clim. Change*, **38**, 87–112.
- Tourpali, K., et al., 2003: Stratospheric and tropospheric response to enhanced solar UV radiation: A model study. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), doi:10.1029/2002GL016650.
- Trenberth, K.E., 2005: Uncertainty in hurricanes and global warming. *Science*, **308**, 1753–1754.
- Trenberth, K.E., and D.J. Shea, 2005: Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14703, doi:10.1029/2005GL022760.
- Trenberth, K.E., and L. Smith, 2005: The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses. *J. Clim.*, **18**, 864–875.
- Trenberth, K.E., and D. Shea, 2006: Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L12704, doi:10.1029/2006GL026894.
- Trenberth, K.E., J. Fasullo, and L. Smith, 2005: Trends and variability in column-integrated water vapour. *Clim. Dyn.*, **24**, 741–758.
- Trenberth, K.E., A. Dai, R.M. Rasmussen, and D.B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1205–1217.
- Triacca, U., 2001: On the use of Granger causality to investigate the human influence on climate. *Theor. Appl. Climatol.*, **69**, 137–138.
- Tudhope, S., and M. Collins, 2003: Global change – The past and future of El Niño. *Nature*, **424**(6946), 261–262.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako, and M.E. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon simulated by 8 GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- van Aardenne, J.A., et al., 2001: A  $1^\circ \times 1^\circ$  resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890–1990. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**, 909–928.
- van der Schrier, G., and J. Barkmeijer, 2005: Bjerknes' hypothesis on the coldness during AD 1790–1820 revisited. *Clim. Dyn.*, **24**(4), 355–371.
- van Loon, H., and D.J. Shea, 2000: The global 11-year solar signal in July–August. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2965–2968.
- Vaughan, D.G., et al., 2001: Devil in the detail. *Science*, **293**, 1777–1779.
- Vecchi, G.A., et al., 2006: Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, **44**, 73–76.
- Vellinga, M., and P. Wu, 2004: Low-latitude freshwater influence on centennial variability of the thermohaline circulation. *J. Clim.*, **17**, 4498–4511.
- Vinnikov, K.Y., et al., 1999: Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*, **286**(5446), 1934–1937.
- Vinnikov, K.Y., et al., 2006: Trends at the surface and in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **111**, D03106, doi:10.1029/2005JD006392.
- Volodin, E.M., and V.Y. Galin, 1999: Interpretation of winter warming on Northern Hemisphere continents in 1977–1994. *J. Clim.*, **12**, 2947–2955.
- von Storch, H., and F.W. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 484 pp.
- Wang, M., et al., 2007: Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the 20th century. *J. Clim.*, **20**, 1084–1098.
- Waple, A.M., M.E. Mann, and R.S. Bradley, 2002: Long-term patterns of solar irradiance forcing in model experiments and proxy based surface temperature reconstructions. *Clim. Dyn.*, **18**, 563–578.
- Wardle, R., and I. Smith, 2004: Modeled response of the Australian monsoon to changes in land surface temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16205, doi:10.1029/2004GL020157.
- Weatherall, R.T., and S. Manabe, 1975: The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2044–2059.
- Weber, S.L., 2005: A timescale analysis of the NH temperature response to volcanic and solar forcing in the past millennium. *Climate of the Past*, **1**, 9–17.
- Weber, S.L., T.J. Crowley, and G. van der Schrier, 2004: Solar irradiance forcing of centennial climate variability during the Holocene. *Clim. Dyn.*, **22**(5), 539–553.
- Webster, P.J., G.J. Holland, J.A. Curry, and H.-R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**(5742), 1844–1846.
- Wentz, F.J., and M. Schabel, 2000: Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature*, **403**, 414–416.
- White, W.B., M.D. Dettinger, and D.R. Cayan, 2003: Sources of global warming of the upper ocean on decadal period scales. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3248, doi:10.1029/2002JC001396.
- Wielicki, B.A., et al., 2002: Evidence of large decadal variability in tropical mean radiative energy budget. *Science*, **295**, 841–844.
- Wielicki, B.A., et al., 2005: Changes in Earth's albedo measured by satellite. *Science*, **308**, 825.

- Wigley, T.M.L., 1989: Climate variability on the 10–100-year time scale: Observations and possible causes. In: *Global Changes of the Past: Papers Arising from the 1989 OIES Global Change Institute* [Bradley, R.S. (ed.)]. University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO, pp. 83–101.
- Wigley, T.M.L., P.D. Jones, and S.C.B. Raper, 1997: The observed global warming record: What does it tell us? *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **94**, 8314–8320.
- Wigley, T.M.L., C.M. Ammann, B.D. Santer, and S.C.B. Raper, 2005a: Effect of climate sensitivity on the response to volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09107, doi:10.1029/2004JD005557.
- Wigley, T.M.L., C.M. Ammann, B.D. Santer, and K.E. Taylor, 2005b: Comment on “Climate forcing by the volcanic eruption of Mount Pinatubo” by David H. Douglass and Robert S. Knox. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20709, doi:10.1029/2005GL023312.
- Wild, M., et al., 2005: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth’s surface. *Science*, **308**, 847–850.
- Williams, K.D., et al., 2001: The response of the climate system to the indirect effects of anthropogenic aerosol. *Clim. Dyn.*, **17**, 845–856.
- Willis, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, 2004: Interannual variability in upper ocean heat content, temperature and thermocline expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, **109**, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.
- Wohlfahrt, J., S.P. Harrison, and P. Braconnot, 2004: Synergistic feedbacks between ocean and vegetation on mid- and high-latitude climates during the mid-Holocene. *Clim. Dyn.*, **22**(2–3), 223–238.
- Wong, A.P.S., N.L. Bindoff, and J. Church, 1999: Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans. *Nature*, **400**, 440–444.
- Wong, T., et al., 2006: Reexamination of the observed decadal variability of the Earth Radiation Budget using altitude-corrected ERBE/ERBS nonscanner WFOV data. *J. Clim.*, **19**, 4028–4040.
- Woodworth, P.L., J.M. Gregory, and R.J. Nicholls, 2004: Long term sea level changes and their impacts. In: *The Sea* [Robinson, A.R. and K.H. Brink (eds.)]. Harvard University Press, Cambridge, MA, pp. 715–753.
- Wu, P., R. Wood, and P.A. Stott, 2004: Does the recent freshening trend in the North Atlantic indicate a weakening thermohaline circulation? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL018584.
- Wu, P., R. Wood, and P.A. Stott, 2005: Human influence on increasing Arctic river discharges. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02703, doi:10.1029/2004GL021570.
- Wu, P., R. Wood, P.A. Stott, and G.S. Jones, 2007: Deep North Atlantic freshening simulated in a coupled model. *Progr. Oceanogr.*, accepted.
- Wyputta, U., and B.J. McAvaney, 2001: Influence of vegetation changes during the Last Glacial Maximum using the BMRC atmospheric general circulation model. *Clim. Dyn.*, **17**(12), 923–932.
- Yang, F., and M. Schlesinger, 2001: Identification and separation of Mount Pinatubo and El Niño–Southern Oscillation land surface temperature anomalies. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14757–14770.
- Yang, F., A. Kumar, M.E. Schlesinger, and W. Wang, 2003: Intensity of hydrological cycles in warmer climates. *J. Clim.*, **16**, 2419–2423.
- Yokohata, T., et al., 2005: Climate response to volcanic forcing: Validation of climate sensitivity of a coupled atmosphere–ocean general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.
- Yoshimori, M., T. Stocker, C.C. Raible, and M. Renold, 2005: Externally forced and internal variability in ensemble climate simulations of the Maunder Minimum. *J. Clim.*, **18**, 4253–4270.
- Yoshimura, J., and M. Sugi, 2005: Tropical cyclone climatology in a high-resolution AGCM –Impacts of SST warming and CO<sub>2</sub> increase. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 133–136.
- Zeng, N., 2003: Drought in the Sahel. *Science*, **302**, 999–1000.
- Zhang, X., F.W. Zwiers, and P.A. Stott, 2006: Multi-model multi-signal climate change detection at regional scale. *J. Clim.*, **19**, 4294–4307.
- Zhang, Y., J.M. Wallace, and D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J. Clim.*, **10**, 1004–1020.
- Zhang, Y.-C., et al., 2004: Calculation of radiative flux profiles from the surface to top-of-atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19105, doi:10.1029/2003JD004457.
- Zhao, Y., et al., 2005: A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene. *Clim. Dyn.*, **25**, 777–800.
- Ziegler, A.D., et al., 2003: Detection of intensification in global- and continental-scale hydrological cycles: Temporal scale of evaluation. *J. Clim.*, **16**, 535–547.
- Zorita, E., et al., 2004: Climate evolution in the last five centuries simulated by an atmosphere–ocean model: Global temperatures, the North Atlantic Oscillation and the Late Maunder Minimum. *Meteorol. Z.*, **13**(4), 271–289.
- Zorita, E., et al., 2005: Natural and anthropogenic modes of surface temperature variations in the last thousand years. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(8), L08707, doi:10.1029/2004GL021563.
- Zwiers, F.W., and X. Zhang, 2003: Toward regional scale climate change detection. *J. Clim.*, **16**, 793–797.