
기술요약 보고서 (Technical Summary)

Co-ordinating Lead Authors

D.L. Albritton (USA), L.G. Meira Filho (Brazil)

Lead Authors

U. Cubasch (Germany), X. Dai (China), Y. Ding (China), D.J. Griggs (UK), B. Hewitson (South Africa), J.T. Houghton (UK), I. Isaksen (Norway), T. Karl (USA), M. McFarland (USA), V.P. Meleshko (Russia), J.F.B. Mitchell (UK), M. Noguer (UK), B.S. Nyenzi (Tanzania), M. Oppenheimer (USA), J.E. Penner (USA), S. Pollonais (Trinidad and Tobago), T. Stocker (Switzerland), K.E. Trenberth (USA)

Contributing Authors

M.R. Allen (UK), A.P.M. Baede (Netherlands), J.A. Church (Australia), D.H. Ehhalt (Germany), C.K. Folland (UK), F. Giorgi (Italy), J.M. Gregory (UK), J.M. Haywood (UK), J.I. House (Germany), M. Hulme (UK), V.J. Jaramillo (Mexico), A. Jayaraman (India), C.A. Johnson (UK), S. Joussaume (France), D.J. Karoly (Australia), H. Kheshgi (USA), C. Le Quere (France), L.J. Mata (Germany), B.J. McAvaney (Australia), L.O. Mearns (USA), G.A. Meehl (USA), B. Moore III (USA), R.K. Mugara (Zambia), M. Prather (USA), C. Prentice (Germany), V. Ramaswamy (USA), S.C.B. Raper (UK), M.J. Salinger (New Zealand), R. Scholes (S. Africa), S. Solomon (USA), R. Stouffer (USA), M-X. Wang (China), R.T. Watson (USA), K-S. Yap (Malaysia)

Review Editors

F. Joos (Switzerland), A. Ramirez-Rojas (Venezuela), J.M.R. Stone (Canada), J. Zillman (Australia)

제1 실무그룹 보고서의 기술요약보고서 (Technical Summary, TS)

A. 서론

A.1 IPCC와 IPCC의 실무그룹들

정부간 기후변화패널(the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)은 1988년 세계기상기구(WMO)와 유엔 환경프로그램(UNEP)에 의해 설립되었다. 이 협의회의 목적은 어떻게 인간 활동이 기후변화를 일으키고, 기후변화가 인간 활동에 어떤 영향을 미치는가를 포함하여 기후변화의 전반적인 분야에 대한 이해를 평가하는 것이다. 인위적인 활동에 의한 온실가스의 배출이 기후시스템을 변화시킬 수 있는 가능성이 있으며 그 영향은 양면적일 수 있다는 것은 널리 인식되었으며(Box 1 참조), 이러한 전지구적 규모의 문제를 해결하기 위해서 전 세계의 전문가들에 의한 문제의 인식의 평가를 포함한 전지구 규모의 조직을 필요로 하였다.

IPCC는 첫 번째 회의에서 세 분야의 실무그룹을 구성하였다. 현재 실무그룹의 위원회는 제1실무그룹은 기후시스템과 기후변화의 과학 분야를 담당하고, 제2실무그룹은 기후변화의 영향과 대응 전략을 담당하며, 제3실무그룹은 기후변화 완화 방안을 담당한다. IPCC는 1990년 1차 평가보고서를 발간하였으며, 2차 보고서는 1996년 발간되었다.

IPCC 보고서는 (i) 기후시스템과 관련 요소에 대한 과학적 이해에 대한 최신 정보를 서술하고, (ii) 국제적인 전문가들의 방대한 지식에 기초하며, (iii) 공개 전문 평가 과정에 의한 생산되며, (iv) 정책입안자들을 위하여 발표된 과학적 논문 요약에 기반을 두고 있다. 평가된 정보가 정책분야에 관련되어 있으나 IPCC는 국가정책을 입안하거나 주장하지는 않는다.

제1실무그룹의 평가보고서의 범위는 기후시스템에서 일어나는 현재 기후변화와 추세 분석, 과거의 변화와 추세 복원, 이러한 변화를 일으키는 과정의 이해, 기후변화의 원인 규명 및 기후시스템에 자연적 및 인위적인 요인에 의한 미래 변화를 모의할 수 있는 모델에 이러한 지식을 접합시키는 것을 포함한다.

A.2 제1실무그룹의 1차 및 2차 평가보고서

1990년 1차 평가보고서에서 제1실무그룹은 과거

수 십년간 연구에 의한 기후시스템과 기후변화에 관한 이해의 정도를 전반적으로 서술하였다. 몇 가지 중요한 사실들이 강조되었다. 온실효과는 지구의 자연적인 특성이며, 기본적인 물리 과정은 잘 이해되고 있다. 대기 중 온실가스의 농도는 주로 인류의 활동에 의해 증가하고 있다. 온실가스 배출의 지속적인 증가 추세는 지표면의 평균기온의 상당한 증가를 초래할 것으로 전망되고 있으며, 그 증가는 지난 수 천년간 자연 변동량의 한계를 능가할 정도이며 매우 천천히 역전될 수 있을 것이다. 지난 세기에는 거의 0.5°C의 지표 온난화가 발생하였으며 이것은 온실가스 증가에 의한 기후모델의 전망과 대체적으로 일관성이 있으나 그때까지 알려진 자연 변동성에 의한 값과 필적할 만하였다. 마지막으로, 그때까지의 이해의 정도와 기후모델의 능력이 특정 지역의 기후변화를 예측할 수 있는 정도에 지나지 않는다는 것이 지적되었다.

추가적인 연구와 중간 시기에 발간된 특별보고서에 기초하여 IPCC 제1실무그룹은 1996년 2차 보고서에 새로운 이해 상태를 평가하였다. 이 보고서는 “온실가스의 대기 중 농도가 계속 증가할 것이며, 온실가스의 농도를 안정화시키기 위해서 상당한 감축이 필수적이다”라는 것을 강조하였다(이것은 기후변화협약(Framework Convention on Climate Change, FCCC) Article 2의 궁극적인 목표이다). 또한 전지구 기온은 지속적으로 증가하였으며 적어도 1860년 이후 최근이 가장 따뜻하였다. 기후모델의 관측된 현상과 추세를 모의하는 능력은 특히 황산염 에어러솔과 성층권 오존을 기후모델의 복사강제력으로 포함하면서 향상되었다. 이러한 지역 기온 변화의 관측 패턴에 대한 모의 능력을 이용하여 인간 활동이 전지구의 기후에 미치는 영향을 정량화하는 능력은 제한되어 있다고 보고되었다. 인위적인 기후변화에 대하여 기대하는 시그널(signal)이 자연변동성에 의한 노이즈(noise)와 구별되기 시작하고 있으나 다른 주요 사항이 가지는 불확실성 때문에 한계가 발생한다. 그럼에도 불구하고 보고서는 “전지구 기후에 인위적인 영향이 나타난다는 것을 분명히 제시하는 증거가 있다”고 결론지었다. 마지막으로 미래의 온실가스 농도에 따른 시나리오 범위에 근거하여 기후시스템의 여러 반응들이 모의되었다.

A.3 3차 보고서: 기술요약서

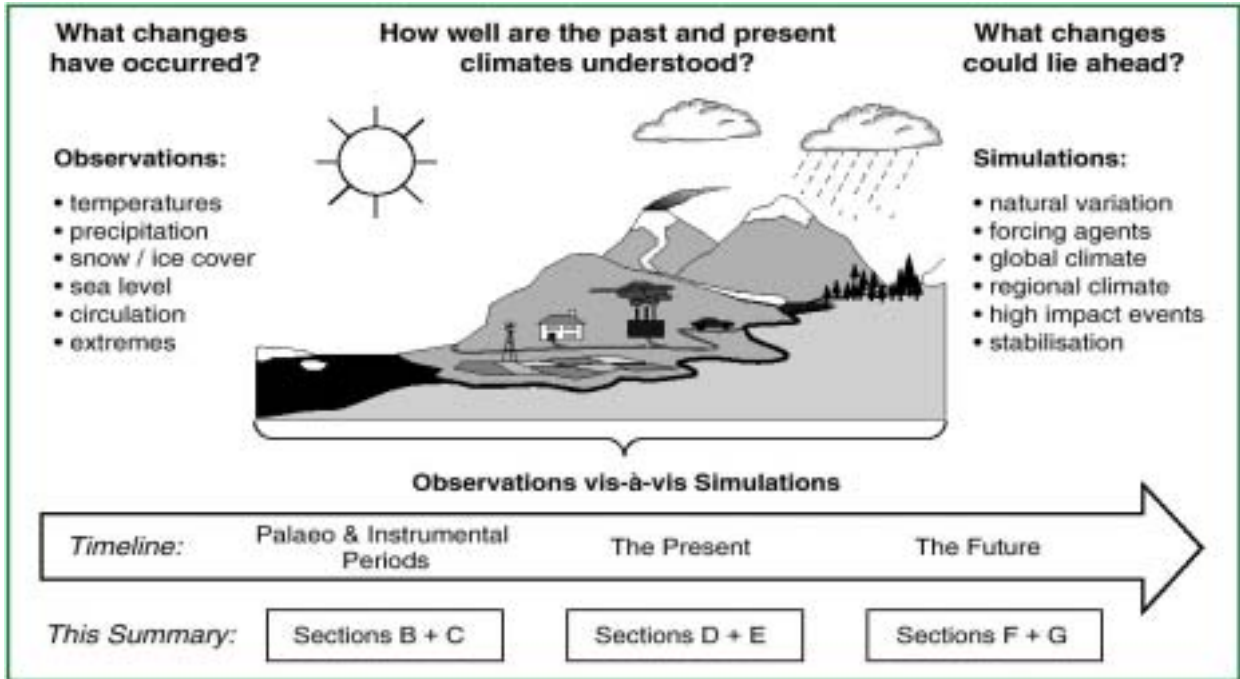


그림 1: 기후시스템과 인류와의 관계에 대한 주요 사항. 이 기술요약서는 본보고서에 기술된 정보를 바탕으로 그림 속에 제시된 다양한 문제의 답에 대한 보고서이다.

IPCC 제1실무그룹의 3차 평가보고서는 과거의 평가를 토대로 작성되고 지난 5년간의 기후연구의 결과로 보완되었다. 이 기술요약서는 본 보고서의 정보에 입각하여 작성되었으며 부록의 원전과 상호 연계되어 있다. 이 요약서는 21세기 벽두에 기후시스템과 기후변화에 대한 이해의 주요 상황을 기술하는 것을 목적으로 한다(그림 1). 특히

- 관측 기록은 전지구적이거나 지역적으로 평균이나 특이값에 대하여 무엇을 보여주는가? (B절)
- 태양복사와 같은 자연적인 또는 온실가스와 같은 인위적인 현상을 포함하여 기후를 변화시키는 요인에 대한 이해가 얼마나 정량화되었는가? (C절)
- 이러한 강제력 요인에 대한 기후시스템의 반응을 모의하는 현재의 능력은? 특히, 주요한 물리과정과 생화학과정 등이 현재 기후모델에 의해 얼마나 잘 기술되고 있는가? (D절)
- 오늘날의 관측자료와 모델의 예측 능력을 기준으로, 비교 분석은 오늘날의 기후에 인위적인 영향에 대하여 무엇을 보여주는가? (E절)
- 또한 현재의 예측 도구를 사용하여 기후의 미래는 어떻게 전망될까? 여러 종류의 기후강제력 요인에 대한 다양한 전망에 대하여 현재 우리가 알고 있는 지식으로 전지구기온, 지역강수량 패턴, 해수면 높이 및 특히 기후의 변화를 어떻게 전망하는가? (F절)

마지막으로 기후시스템에 관한 이해를 증진시키고 미래 기후변화에 대한 불확실성을 줄이기 위하여 가장 시급한 연구분야는 무엇인가?

IPCC 제1실무그룹의 3차 보고서는 선진국과 개발도상국의 수 백명의 과학자들이 작성하고 검토한 결과이다. 이 보고서에 기술된 내용은 기후에 대한 우리의 이해를 요약한 것이다.

B. 기후시스템에서 관측된 변화

지구의 기후는 변화하는가에 대한 답은 명백히 ‘그렇다’이다. 관측자료는 이러한 결론을 뒷받침하며 그러한 변화의 급격함에 대한 통찰력을 제공한다. 관측자료는 ‘(지구의 기후가) 왜 변하는가?’(E절에서 논의)라는, 보다 어려운 질문에 대한 답을 작성할 때에도 근거가 된다.

이 절에서는 과거에 기후시스템이 어떻게 변화했는지 설명할 수 있는 관측 결과를 요약하고자 한다. 기후시스템의 많은 변수들은 직접 장비에 의해 측정된다. 즉, “계기관측기록”인 것이다. 예를 들면, 19세기 중반에 광범위하게 지표기온을 직접 관측하기 시작하였다. 강수나 바람과 같은 다른 지표기상요소들의 광범위한 관측의 역사는 백년 정도라고 할 수 있다. 해수면 높이는 100년이 넘

Box 1. 무엇이 기후를 변화하게 하는가?

지구는 태양복사를 주로 지표에서 흡수한다. 이 에너지는 대기와 해양 순환에 의해서 재분배되고 우주 공간으로 장파장(적외선 영역)으로 복사하여 방출한다. 지구 전체의 연평균으로 볼 때, 들어오는 태양복사에너지는 지구에서 나가는 복사에너지와 거의 평형을 이루고 있다. 태양으로부터 들어오는 복사나 지구에서 나가는 복사를 변화하게 하거나 대기 중이나 대기, 육지, 해양 사이의 에너지의 재분배를 변화하게 하는 요인은 기후에 영향을 미친다. 전지구 지구-대기 시스템에 사용 가능한 복사에너지의 변화는 이전의 IPCC 보고서와 같이 복사강제력이라고 정의한다. 양의 복사강제력은 지구의 표면과 대기 하층을 온난화시키는 경향이 있으며, 음의 복사강제력은 냉각화시키는 경향이 있다.

온실가스 농도의 증가는 지표면에서 우주로 복사 방출하는 효율을 떨어뜨린다. 지표에서 배출되는 지구 복사가 대기에 더 많이 흡수되고 높은 고도에서 낮은 온도로 재 방출된다. 이것은 양의 복사강제력으로 지표와 대기의 하층을 온난화시키는 경향이 있다. 외계로 방출되는 열이 적어지기 때문에 자연적으로 발생하는 온실가스(수증기, 이산화탄소, 오존, 메탄, 아산화질소)로 인하여 수 십억년 동안 지구의 대기에 작용해 온 효과가 강화되어 온실효과가 증가된다. 온난화의 정도는 각 온실가스의 농도 증가율, 포함된 기체의 복사 특성과 이미 대기 중에 있는 다른 온실가스의 농도에 따라 좌우된다. 또한 대부분의 온실가스는 대기 중에 배출되면 수세기 동안 대기 중에 체류하므로 장기간에 걸친 양의 복사강제력으로 작용하게 된다.

화석연료나 생물체(biomass)의 연소에서 발생한 인위적인 에어러솔은 태양복사를 반사시킴으로써 기후시스템을 냉각화시킨다. 검댕(black carbon, soot)은 태양복사를 흡수하여 기후시스템을 온난화시키기도 한다. 또한 에어러솔의 농도가 변하면, 구름의 성질과 수명에 영향을 미침으로써 구름의 양이나 구름의 반사도가 변할 수 있다. 대부분의 경우 대류권 에어러솔은 음의 복사강제력을 일으켜 기후를 냉각시키는 경향이 있다. 대류권의 에어러솔은 대부분의 온실가스(수 십년에서 수세기)의 수명에 비해 매우 짧은 수명(수일 내지 수주)을 가지고 있어서 배출량의 변화에 대해 농도가 매우 빠르게 변한다.

화산활동으로 많은 양의 황을 포함한 기체(주로 이산화황)가 성층권으로 배출되는데 이 물질은 황산염 에어러솔로 변환된다. 이로 인하여 수 년동안 지표면과 대기권 하부를 냉각시키는 음의 복사강제력이 커진다.

태양의 에너지 방출은 11년 주기로 적은 양(0.1%)이 변하며 좀더 긴 기간의 변동이 일어날 수 있다. 잘 알려진 바와 같이 지구 궤도의 느린 변동에 의한 수 천년~수 만년 시간규모에서 태양복사의 계절별, 위도별 분포가 변화한다.(역자 주: 밀란코비치 이론으로 알려진 지구의 공전 및 자전 운동의 변동은 ① 지구공전궤도의 이심률 변동, ② 지구자전축의 기울기 변동, ③ 동지와 하지의 위치가 지구공전 궤도에 따라 이동하는 현상을 포함하며, 장기간의 변동 주기를 가진다.) 이러한 변화는 빙하기나 간빙기와 같은 오래 전 과거의 기후변동을 조절하는데 중요한 역할을 해 왔다.

복사강제력이 변하면 기후시스템은 다양한 시간규모로 반응한다. 이러한 시간규모 중 가장 긴 현상은 심해의 열용량과 빙하의 역학적 조정에 의한 것이다. 이러한 변화는 음이나 양의 변화에 대한 일시적인 반응은 수 천년에 걸쳐 일어날 수 있다는 것을 의미한다. 온실가스나 에어러솔의 증가를 포함한 지구의 복사평형의 변화는 전지구 물순환과 대기와 해양 순환을 변화시킴으로써 일기패턴과 지역의 기온과 강수량에 영향을 미친다.

기후에 있어서 인위적인 변화는 전체적인 시간 및 공간 규모에서 일어나는 배경의 자연적 기후변동과 중첩된다. 태양복사의 세기가 변하거나 화산이 폭발할 때 생기는 에어러솔의 변화와 같이 기후시스템에 미치는 강제력의 자연적인 변동의 결과로 기후변동이 발생한다. 자연적인 기후변동은 대기와 해양 사이의 결합 과정과 같은 기후시스템 내의 구성 성분 사이의 복잡한 상호작용의 결과로서 자연적인 기후변동은 일어날 수 있다. 엘니뇨-남방진동(ENSO) 현상은 그러한 자연적인 “내부” 변동성의 한 실례이다. 자연적 변동으로부터 인위적 기후변화를 구별하기 위하여 자연적인 기후변동의 배경적 “노이즈(잡음)”에 대해서 인위적인 “시그널(신호)”을 확인하는 것이 필요하다.

는 지역도 있지만 장기간에 걸친 검조기(tidal gauge) 관측은 제한적인 지역에 지나지 않는다. 1940년대에 체계적인 고층 관측이 시작되었다. 19세기 중반부터 선박에 의한 해수면 관측과 1970년대에는 해양기상관측장비인 부이에 의한 관측자료가 있다. 거의 지구 전반에 걸친 수면하의 해수은

도 관측은 1940년대 후반부터 활용할 수 있다. 1970년대 이후, 지구관측위성은 기후시스템의 다양한 요소에 관한 전지구적인 관측정보를 제공하는데 활용되었다. 또한, 나무, 산호, 퇴적물이나 빙하로부터 산출된 고기후자료는 점차 확대되어 지금으로부터 수 백년, 수 천년 전의 지구 기후에 관한

정보를 얻을 수 있게 되었다.

이 절은 기온, 강수량, 대기 중 수분, 눈덮임, 육지와 해양의 빙하, 해수면, 대기와 해양의 순환 패턴, 특히 기상과 기후 현상, 기후변동성의 전반적인 특징 등 주요 기후 요소에 나타난 과거 변화에 대한 현재의 지식에 특히 중점을 두었다. 이 절의 결론에서는 다양한 기후 지시자에 나타난 관측된 추세를 비교하여 보다 총체적인 그림이 나타나는지 보았다. 이러한 본질적인 일관성은 기후시스템에 대한 이해 정도의 신뢰도를 평가하는데 결정적인 요소이다.

B.1 기온에 나타난 관측 변화

계기 관측자료(instrumental record)에 의한 육지와 해양의 기온

19세기 후반 이후 전지구평균기온은 $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ 상승하였다. 계기 관측자료에 의하면 1861년 이후 1990년대는 가장 더운 10년이고, 이 중 1998년은 가장 더운 해라고 할 수 있다(그림 2). 2차 보고서 이후 지구온난화가 0.15°C 높게 추정된 것은 1995년부터 2000년까지 지속된 기록적인 고온화가 주원인이라고 할 수 있다. 두 번째 원인은 변화를 추정하는 방법이 개선된 것과 관련이 있다. 최근에 신뢰범위($\pm 0.2^\circ\text{C}$, 95% 신뢰구간)가 오히려 늘어난 것은 보다 더 객관적인데 근거하고 있다. 또한, 19세기 후반 이후의 전지구 기온 상승의 추정치 신뢰도에 대한 과학적 근거는 SAR 이후 강화되었다. 이것은 새로운 연구 결과에 의한 것으로, 해수면 온도에 있어서 시간에 따른 편향

(bias)의 보정을 위한 독립적인 시험과 도시의 '열섬효과'가 전지구 육지기온 추세에 미치는 영향에 대한 새로운 분석을 포함한다. 그림 2에 보이는 바와 같이 19세기 후반 이후 전지구기온 증가량의 대부분은 1910~1945년, 1976~2000년에 발생하였다. 두 기간에 대한 기온 증가율은 10년에 약 0.15°C 이다. 최근의 기온 증가 추세는 해양보다는 육지에서 높으며, 1950년부터 1993년까지 해수면 온도의 상승은 육지-해양 평균기온의 증가량의 반 정도이다. 1997/98 엘니뇨현상에 관련된 전지구평균기온의 고온화는 최근의 온난화 추세를 감안하더라도 특이 현상이라고 볼 수 있다.

20세기 초반에 나타난 온난화 지역 패턴은 후반에 나타난 패턴과 다르다. 그림 3은 20세기 전체와

부분적인 기간에 나타난 온난화 패턴을 나타낸 것이다. 가장 최근인 1976~1999년의 온난화는 전지구적으로 나타났으며, 특히 북반구의 중·고위도에서 기온이 가장 크게 상승하였다. 북대서양의 북서부와 북태평양의 중앙에서는 연중 기온 하강 추세가 확실하지만 북대서양의 하강 추세는 최근 반전되는 경향이 있다. 기온변화에 대한 최근의 지역적 패턴은 부분적으로 북대서양-극 진동(North Atlantic-Arctic Oscillation, NAO)이나 태평양 십년주기 진동(Pacific Decadal Oscillation, PDO)과 같은 대기-해양 진동의 다양한 형태와 관련이 있는 것으로 보인다. 그러므로 지역기온경향은 기후시스템의 지역적인 변동성에 크게 영향을 받으며 때에 따라서는 전지구 평균과 다른 경우도 있다. 1920~1945년의 온난화는 초기에는 북대서양에 집중되었다. 대조적으로 1946~1975년은 북반구 대부분에서 하강하였으며, 특히 북대서양에서 두드러졌으나 남반구에서는 상승하였다.

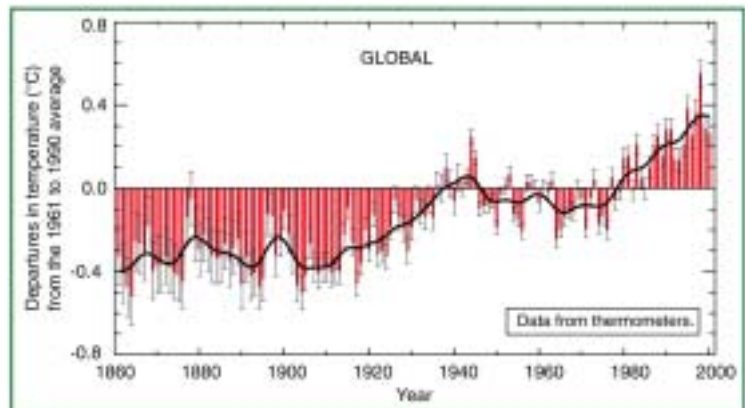


그림 2: 1861~2000년 지구평균 기온편차 시계열(평년 1961~1990년 사용). 표준편차의 2배인 신뢰구간이 막대로 표시되어 있다. [그림 2.7c 참조]

새로운 분석에 의하면 전지구 해양의 열용량은 1950년 이후 상당히 증가하였다. 열용량의 반 이상은 상층 300m에서 증가하였으며 이 층에서 $0.04^\circ\text{C}/10\text{년}$ 의 온도 증가율에 해당한다.

1950년부터 1993년까지 지표면의 일최고기온과 일최저기온에 대한 새로운 분석은 일교차가 모든 지역은 아니지만 광범위한 지역에서 지속적으로 감소하고 있음을 보여준다. 평균적으로 최저기온의 증가는 최고기온의 증가율의 두 배에 달한다 (0.2 대 $0.1^\circ\text{C}/10\text{년}$).

위성과 고층기상기구에 의한 관측자료로부터 구한 지표면 상층의 기온
지표와 고층관측 및 위성 기온추정에 의하면 대류

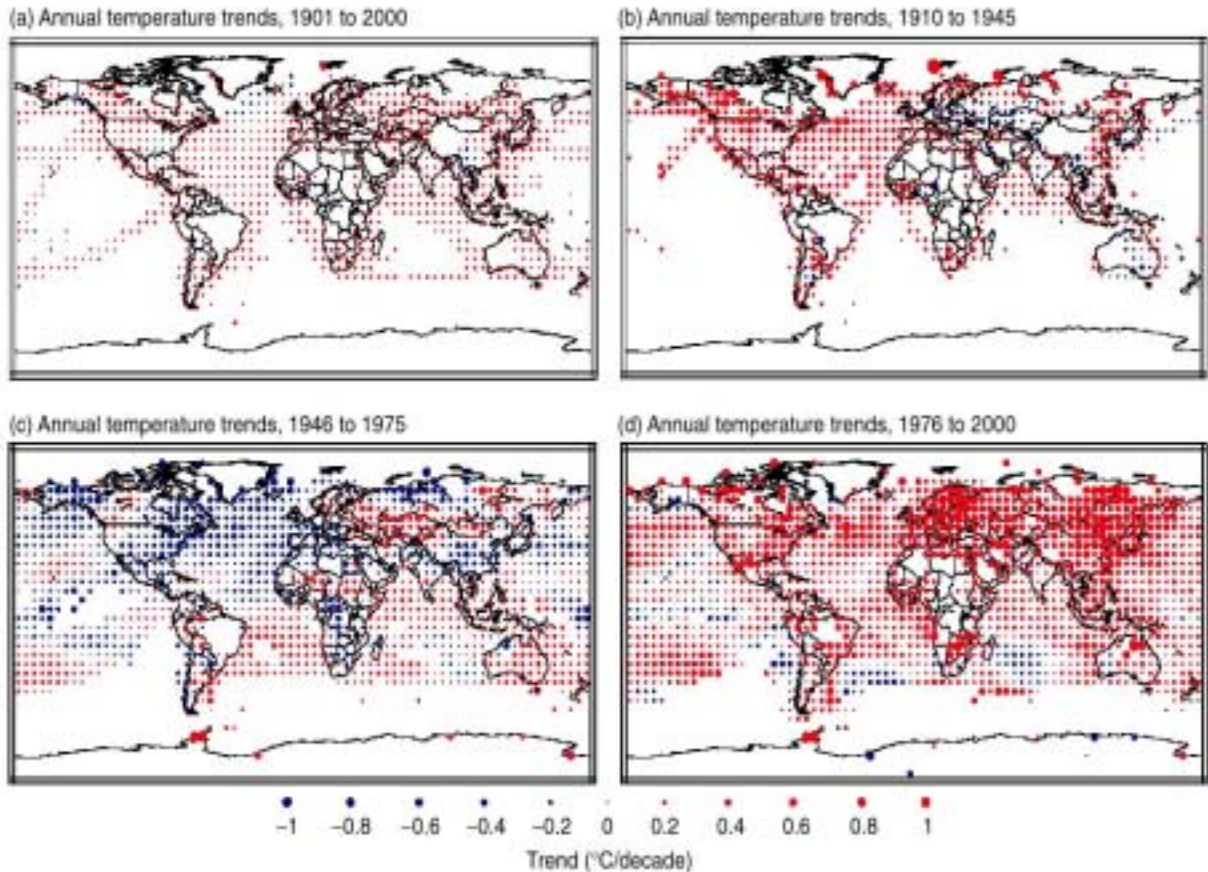


그림 3: 연평균기온 변화 추세: 차례로 1901-1999, 1910-1945, 1946-1975, 1976-2000. 상승추세는 빨간원, 하강추세는 파란원, 변화가 적은 곳은 초록원으로 표시하였다. 적어도 10개월 이상의 자료를 사용한 연간 편차를 계산하여 구한 연평균 격자자료를 이용하여 추세를 계산하였다. 1901년부터 2000년까지 100년동안 적어도 66년의 연편차가 있는 격자에 대하여 추세를 계산하였다. 1910-1945년, 1946-1975년, 1976-2000년에 대한 최소자료 개수는 각각 24, 20, 16이다. (그림 2.9 참조)

권과 지표면은 온도가 증가하고 있으며 성층권은 온도가 하강하고 있음을 보여준다. 위성과 고층관측 자료가 모두 있는 1979년 이후의 짧은 기간에 고층관측과 위성자료는 대류권 중층에서 지표에서 관측된 것보다 기온이 적게 증가한 것으로 나타났다. 1958년 이후 지표와 8km 이하의 층에서 기온의 추세 분석은 그림 4a에서 볼 수 있는 바와 같이 약 $0.1^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 의 상승률로 비슷하다. 그러나 1979년 이후 위성관측이 시작된 이후 위성과 고층관측에 의한 기온자료는 대류권의 중하층에서는 약 $0.05\pm 0.10^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 의 상승을 보이고 있다. 전지구 지상 평균기온은 10년에 $0.15\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ 로 상당히 증가하였다. 이러한 기온 증가율의 차이는 통계적으로 유의하다. 대조적으로 1958~1978년에는 대기의 8km 이하의 증가 추세가 10년에 0.2°C 를 보이는 한편, 지상기온의 추세는 거의 0이다. 1979년 이후 관측된 기온증가의 차이는 지표와 고층관측의 공간해상도의 차이와 일련의 화산활동과 이 기간에 발생한 비교적 강한 엘니뇨(엘니뇨에 대한

설명은 Box 4 참조)에 의한 물리적인 영향이 혼합되어 나타나는 것으로 보인다. 나머지 차이는 관측에 의한 편이라고 하기보다는 사실이라고 할 수 있다. 이것은 주로 대기의 8 km 하층에서 1979년 이전에는 기온 변화율이 빠르게 진행되었으나 그 이후에는 열대와 아열대의 기온 변화율의 차이가 감소되었기 때문이다. 북반구의 중위도 육지지역에서 증가율의 차이는 유의하지 않은 것으로 나타났다. 대류권의 상층에서는 1960년대 초 이후에는 유의한 전지구기온의 추세가 탐지되지 않았다. 그림 4b에서 보이는 바와 같이 위성과 고층관측은 성층권에서 화산분출에 의한 1~2년의 뚜렷한 상승에 피크스에 의해 중단되기는 했지만 상당한 하강을 보인다.

프록시(proxy)자료에 의한 관측 이전 시대의 지표기온

20세기의 기온 온난화의 비율과 기간은 지난 1,000년간 다른 시대에 비하여 크다고 볼 수 있다. 1990

년대는 북반구에서 천년간 가장 따뜻한 10년이라고 볼 수 있으며, 1998년은 가장 따뜻한 해라고 볼 수 있다. 지난 천년에 발생한 기온변화에 대한 이해는 특히 기온의 종합적 복원으로 상당히 진보하였다. 그림 5는 북반구의 새로운 기온 기록이다. 북반구에서 11세기부터 14세기에 비교적 온난한 기간과 15세기부터 19세기까지 비교적 냉각된 기간이 나타난다. 그러나 ‘중세온난기’와 ‘소빙하기 (little ice age)’가 전지구적으로 동시에 발생하였다는 증거는 없다. 그림 5에 나타난 바와 같이 20

지난 빙하기와 간빙기(10만년전과 1만년전)로 진행되는 기간에 특히 북반구의 고위도 지방에서 급격한 십년 주기(dedacal-scale)의 기온변화가 나타난 것으로 볼 수 있다. 간빙기로 진행되는 기간에 어떤 지방에서는 지역적으로 수 십년 동안에 기온이 5~10℃ 상승한 것으로 보인다. 지난 만년 동안에 자연적인 기후변동성의 일부로서 급격한 지역적인 기후변화 발생의 증거가 나타나고 있다.

B.2 강수량과 대기 수분장에서 관측된 변화

2차 보고서(SAR) 발간 이후, 동아시아를 제외한 북반구 중고위도대에서 육지의 연강수량이 지속적으로 증가하였다(0.5~1%/10년, very likely). 10°N~30°N의 아열대지역에서는 10년 동안에 약 0.3% 비율로 감소하였다가 최근에는 회복되는 것으로 보인다. 열대지역의 육지강수량은 20세기에 10년 동안에 0.2~0.3% 증가한 것으로 보이지만 지난 수 십년간 증가 추세는 뚜렷하지 않았으며, 10°N~10°S 위도대에서 해양에 비하여 육지의 면적은 비교적 작다. 그러나 강수량의 직접 관측과 모델 재분석에 의한 자료는 대부분의 열대 해양에서 증가 추세를 보인다. 활용 가능한 자료가 있는 지역에서 유출량은 국지적인 강수량의 변화와 좋은 상관성을 보인다. 북반구 중고위도대 육지에서 강수량의 증가는 장기적인 구름량의 증가와 높은 상관성을 보인다. 북반구와는 대조적으로 남반구의 넓은 영역에서 강수량의 체계적인 변화는 탐지되지 않았다.

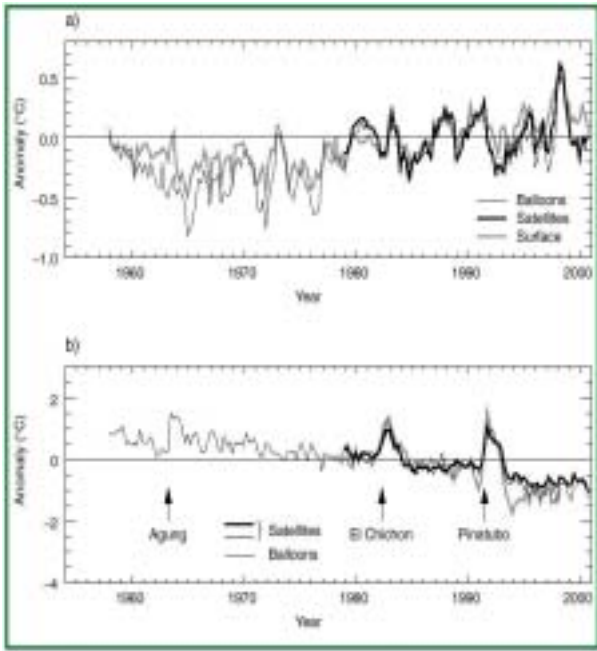


그림 4: (a) 지표와 고층과 위성관측에 의한 대륙권의 계절기온편차의 시계열. (b) 고층과 위성관측에 의한 성층권 하부의 계절기온편차 시계열.

세기 북반구에 나타난 온난화의 발생기간과 세기는 천년간 전례가 없으며, 이것은 단순히 15세기부터 19세기에 나타난 소빙하기로부터의 회복이라고 간주될 수 없다. 이러한 분석은 활용 가능한 고기후자료의 공간적 대표성에 관한 민감도 실험에 의해 보완되었으며, 지난 천년간 가장 따뜻한 기간에 비하여 최근 10년의 온난화가 기온 불확실성의 95% 신뢰 구간 밖에 있다는 것을 보여준다. 또한, 몇개의 다른 분석이 이제 완료되었으며 각각의 결과는 지난 10년간 북반구 기온은 지난 6~7세기에서 다른 어떤 시대보다 온난하다는 것을 제시한다. 이 기간은 북반구의 연륜, 빙하 코어, 산호와 대용자료를 이용하여 계산할 수 있는 연별 해상도의 기온 자료의 기간이다. 1,000년 이전이나 남반구의 대부분에서는 1861년 이전의 자료가 부족하기 때문에 연평균에 대하여 알려진 것이 많지 않다.

북반구의 대부분의 지역에서 대기 중 총수분량은 수%/10년 정도 증가하였다. 지난 25년간 수분장(field)의 변화를 지상의 직접관측과 위성과 고층관측에 의한 대륙권 하층 관측자료를 이용하여 분석하였다. 지난 수 십년간 지표와 대륙권 하층의 전반적인 수분 패턴의 증가는 가장 신뢰할 수 있는 자료에서 나타났는데, 이러한 증가는 자료의 시간적인 편의와 지역적인 추세일 수 있다고 보인다. 성층권 하층의 수분도 1980년 관측이 시작된 이후 10%/10년 정도 증가한 것으로 보인다.

북반구 중고위도대의 대륙에서 총구름량은 20세기 이후 2% 정도 증가한 것으로 보이며, 이것은 일교차의 감소와 밀접한 상관관계가 있다. 남반구에서 유일하게 분석된 호주대륙에서도 유사한 변화가 나타난다. 총구름량의 변화는 아열대와 열대의 육지와 해양에서는 불확실하다.

B.3 눈덮임과 해빙 면적에서 관측된 변화

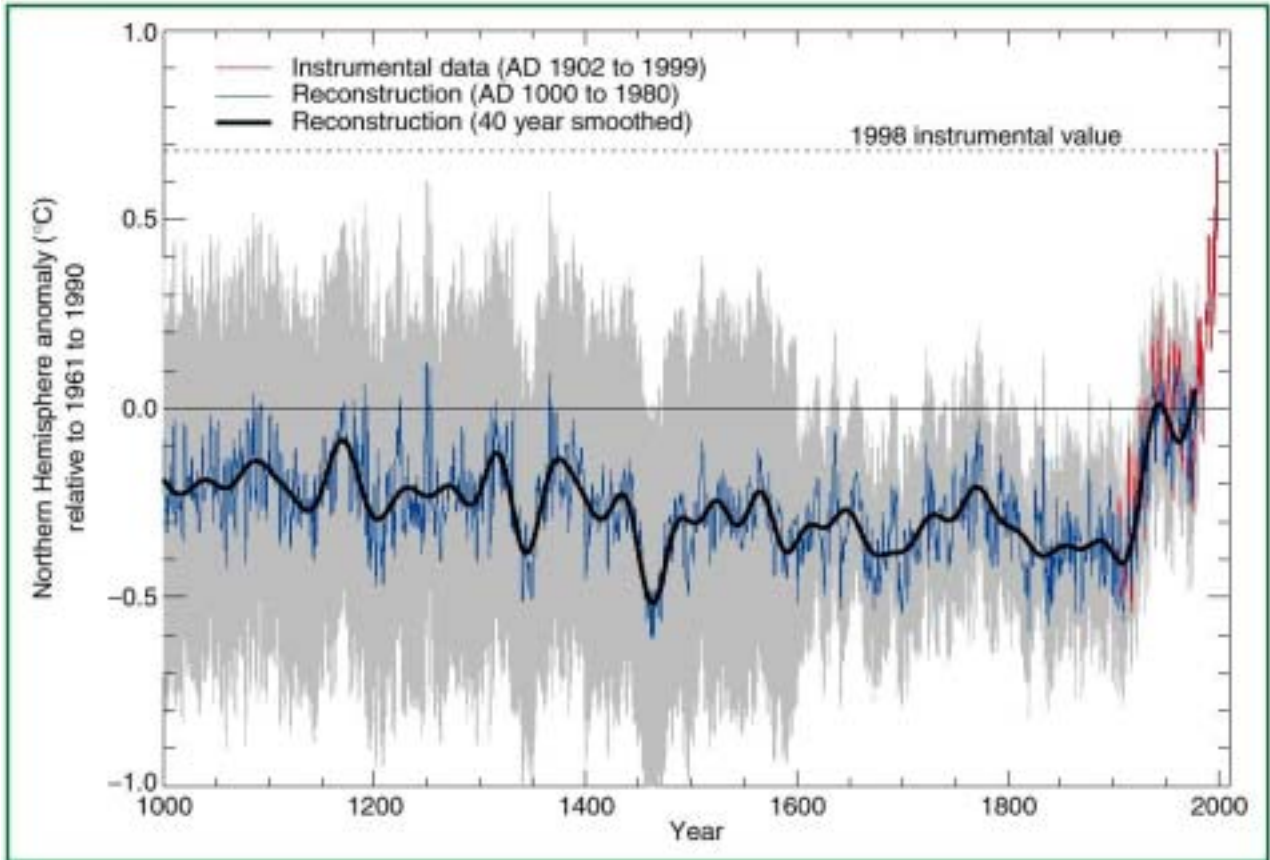


그림 5: 북반구 천년(1,000~1999년) 온도 복원 (나이테, 산호, 빙하 코어 및 역사기록) 자료와 관측자료. 진한 선은 평활화된 자료이며, 2σ(표준편차)에 해당하는 오차 한계는 회색으로 표시하였다. (그림 2.20 참조).

눈덮임과 육지 빙하 범위의 감소는 육지의 지표기온의 상승과 지속적으로 양의 상관관을 보인다. 위성 자료는 1960년대 말 이후 눈덮임 면적이 감소하고 있다는 것을 보여준다. 20세기 온난화에 대한 반응으로 산악지대나 대륙의 빙하가 두드러지게 후퇴하였다는 증거는 많이 있다. 해양과 인접한 지역에서는 지역적인 대기순환의 변화로 인한 강수량의 증가로 지난 20년간 기온의 상승을 무색하게 하였으며, 빙하가 다시 전진하였다. 지난 100~150년 동안, 지상관측은 북반구의 중고위도에서 호수나 강의 얼음이 어는 기간이 두 주정도 짧아진 것이 거의 확실하다.

북반구 해빙의 양은 감소하고 있으나 남극지방의 해빙 범위의 유의한 추세는 나타나지 않는다. 1950년대 이후 봄과 여름에 북극의 해빙의 10~15% 후퇴는 봄 기온의 상승과 더불어 고위도에서 봄보다는 작기는 하지만 여름 기온의 상승과 일치한다. 북극의 해빙 범위가 주변의 기온이 상승하는 경우 겨울철에 축소된다는 증거는 거의 없다. 대조적으로 1973년 이후 남극 기온의 십년 주기 변동과 해

빙 범위 사이에 뚜렷한 관계는 없다. 1970년대 중반에 최초로 감소한 이후 남극의 해빙 범위는 안정적이거나 또는 약간 증가하였다.

새로운 자료에 의하면 1958~1976년과 1990년대 중반에 늦여름과 초가을에 북극 해빙의 두께는 약 40% 감소하였으나, 겨울에는 상당히 적은 감소를 나타낸다. 비교적 짧은 관측기간과 불완전한 샘플링은 이러한 자료를 해석하는데 제약 조건이 된다. 경년변동(interannual variation)과 십년주기 변동은 이러한 변화에 영향을 미칠 수 있다.

B.4 해수면에서 관측된 변화

계기관측 자료에 나타난 변화

검조기 자료에 의하면, 20세기의 전지구 평균 해수면 상승률은 1.0~2.0 mm/yr 범위이며, 중간값은 1.5 mm/yr이다(중간값을 기대값이라고 해석해서는 안된다). (해수면에 영향을 미치는 요인에 관해서 Box 2 참조.) 그림 6에 나타난 바와 같이 국지 해수면의 가장 오래된 관측(200~300년)자료는 검조기 자료이다. 몇 개밖에 되지 않는 장기간 검조기

Box 2: 해수면 상승의 원인

해안선에서 해수면 높이는 수시간(조석)에서 수 백만년(판구조 운동과 퇴적작용에 의한 해양의 변화)에 이르는 다양한 시간규모의 지구 환경 요인들에 의해 결정된다. 수 십년부터 수 백년 시간규모로 해수면에 영향을 미치는 요인들은 기후와 기후변화 과정과 연계되어 있다.

우선 해양에서 물은 온도가 상승하면 팽창한다. 관측된 해수온도와 모델 자료에 의하면, 열팽창은 과거의 해수면 변화에 가장 큰 요인이라고 믿어진다. 또한 열팽창은 향후 수 백년 동안 해수면 상승에 가장 큰 요인이 될 것으로 생각된다. 심해의 온도는 매우 서서히 변화하므로 열팽창은 온실가스의 대기 중 농도가 안정화된 이후에도 수 백년간 지속될 것이다.

온난화 정도와 영향을 받는 깊이는 지역에 따라 다르다. 또한 주어진 온도 변화에 대하여 따뜻한 물은 차가운 물에 비하여 더 많이 팽창한다. 해수면 변화의 지리적인 분포는 열팽창 변동, 염분도, 바람과 해양순환에 의해 결정된다. 지역변화의 범위는 전지구평균 해수면의 상승과 비교하여 크다.

해수면은 해양의 물의 양이 증가하거나 감소할 때 변한다. 이것은 해수가 육지에 저장된 물과 교환될 때 발생한다. 가장 큰 육지의 저장소는 빙하나 얼음평상에 얼어 있는 물이다. 마지막 빙하시대에 해수면이 낮았던 주요한 이유는 북반구 육지에 덮여 있던 거대한 얼음평상에 막대한 물이 저장되어 있었기 때문이다. 열팽창 이외에는 산악의 빙하나 산꼭대기의 얼음이 녹음으로써 앞으로 수 백년간 해수면 상승의 가장 큰 요인이 될 것이다. 빙하나 산꼭대기의 얼음은 육지의 얼음의 수%에 지나지 않으나 그린랜드나 남극의 얼음평상보다 기후변화에 더 민감하다. 왜냐하면 이 얼음평상들은 강수량이 적고 녹는율이 낮은 추운 기후에 있기 때문이다. 결과적으로 거대한 얼음평상들은 향후 수 십년간 해수면 상승에 어느 정도 기여할 것이다.

해수면은 기후변화에 명시적으로 연관되지 않은 과정에도 영향을 받는다. 지구의 물 저장량(그러므로 해수면도 포함하여)은 지하수의 추출, 저수지의 건설, 저수지 및 관개지에서 지하의 대수층으로의 침투 등에 의해 변화한다. 이러한 요인들은 열팽창과 빙하의 용해로 인한 해수면 상승 속도를 상당 부분 상쇄시킬 수 있다. 또한 하구 삼각주 지역의 연안 침강은 국지적인 해수면에 영향을 미친다. 지구의 맨틀의 운동이나 판구조 운동에 의한 지각 변위와 같은 자연적인 지질 과정에 의한 연직 방향의 육지 운동은 기후에 의한 영향에 비교될 정도의 영향을 미칠 수 있다. 마지막으로, 해수면은 대기와 해양의 역학적 변동에 계절, 경년, 또는 십년주기로 반응하는데 가장 뚜렷한 예는 엘니뇨현상이 발생할 때 나타난다.

자료에 의하면 해수면의 평균 상승률은 19세기보다 20세기에 더 크다. 20세기 중 해수면의 상승률에서 유의한 가속은 탐지되지 않았다. 이것은 상쇄되는 요인과 제한적인 자료 때문에 모델 결과와 상반되지 않는다.

계기관측 이전의 변화

2만년전 빙하가 전성했던 이래, 현재와 멀리 떨어진 지역에서 해수면과 얼음평상(ice sheet)은 이 얼음평상이 녹으면서 120m 이상 상승하였다. 얼음평상에서 해양으로 질량 이동으로 인하여 융기 또는 침강하는 육지의 연직 운동이 일어나고 있다. 15,000~6,000년 전에 전지구 해수면이 10mm/yr의 비율로 가장 빠르게 상승하였다. 지질학적 자료에 의하면, 전지구(eustatic) 해수면은 지난 6,000년간 0.5mm/yr로 상승하였으며, 지난 3,000년 동안은 0.1~0.2mm/yr의 비율로 상승하였다. 이 비율은 20세기의 변화율의 1/10 정도에 지나지 않으며, 100~1,000년 시간 규모의 전지구 해수면의 진동은 0.3~0.5m를 넘지 않는 것으로 보인다.

B.5 대기와 해양순환에서 관측된 변화

ENSO(남방진동(El Nino-Southern Oscillation), 일반적인 설명은 Box 4 참조)는 지난 100년 동안과 비교하여, 1970년대 이후 라니냐보다 비교적 자주 지속적이며 강한 엘니뇨가 발생하는 특이한 변화를 보였다. ENSO의 최근 변화는 전지구 열대와 아열대의 대부분 지역에서 강수와 기온의 변화에 반영되었다. 전반적인 효과는 지난 수 십년간 전지구 평균기온의 상승에 약간 기여한 것으로 보인다. 수 십년 주기의 태평양 진동(Inter-decadal Pacific Oscillation, IPO)과 태평양 십년주기 진동(Pacific Decadal Oscillation, PDO)은 태평양 해역의 십년주기 및 수 십년주기 기후변동성과 연관되어 있다. 이러한 진동은 ENSO와 관련된 기후변동성을 조절하는 것으로 보인다.

전지구의 대규모 지역의 기후에 영향을 미치는 중요한 다른 순환 형태에 대하여 분석되었다. 북대서양진동(North Atlantic Oscillation, NAO)은 대서양과 중위도 유라시아의 편서풍의 세기와 연계되어

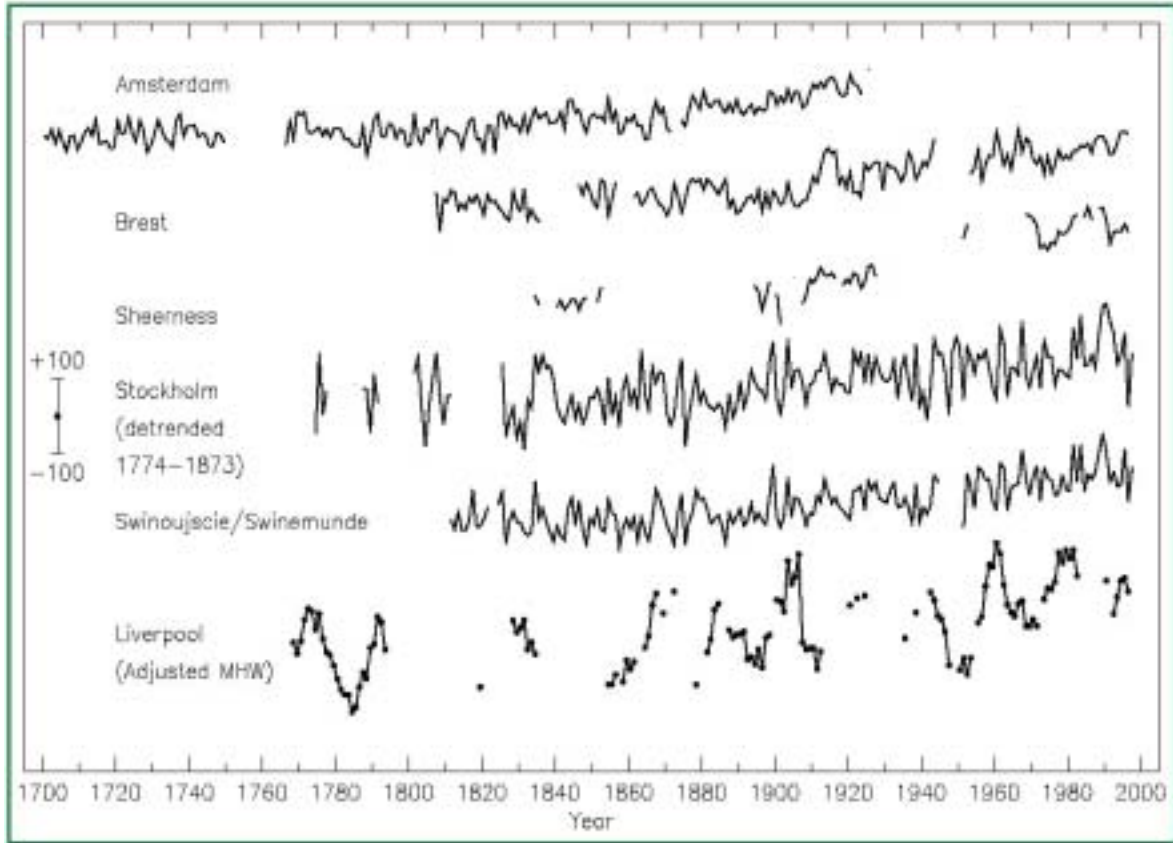


그림 6: 북유럽의 지난 300년간 해수면의 시계열(네덜란드 암스텔담; 프랑스 브레; 영국 쉬어니스; 스웨덴 스톡홀름(빙하기 이후 반동으로 인한 해수면 상승효과를 없애기 위해 1774~1873년 기간에 대해 추세 제거); 폴란드 Swinoujscie (과거 독일의 쉬네문데); 영국 리버풀(평균 해수면이 아니라 ‘보정된 평균 만조’ 자료로 18.6년 주기 포함)). 축적은 ±100mm 이다.

있다. 겨울철에 NAO는 경년에서 수 십년 주기 시간규모의 불규칙적인 진동을 한다. 1970년대 이후 겨울철 NAO는 추운 계절에 유라시아를 따뜻하게 하는 강한 편서풍에 기여하는 양상을 보인다. 새로운 증거에 의하면 NAO와 북극 해빙의 변화는 밀접하게 결합되어 있는 것으로 보인다. NAO는 북반구의 중고위도 대부분에 영향을 미치는 대규모 극진동(Arctic Oscillation, AO)의 일부분이라고 믿어진다. 유사한 남극진동(Antarctic Oscillation)이 최근 15년간 강화된 양의 위상이 지속되어 남극해에서 편서풍이 강화되었다.

B.6 기후변동성과 특이 일기/기후 현상에 관측된 변화

새로운 분석은 총강수량이 증가된 지역에서 집중호우의 발생 빈도가 증가한 것을 보여준다. 반대의 경우도 맞는다. 그러나 어떤 지역에서는 호우와 특이현상(즉, 상위와 하위 10%로 정의된)이 총강수량이 감소하였거나 변화지 않았을 경우에도 증가하였다. 이것은 강수 현상의 빈도가 감소하였기 때

문이다. 전반적으로 주로 북반구의 중고위도에서 총강수량 중에서 호우가 차지하는 비중이 통계적으로 유의한 수준으로 증가하였다. 20세기 후반에 호우의 빈도가 2~4% 증가하였다. 20세기(1900~1995년)에는 극심한 가뭄이나 홍수가 비교적 적게 증가하였다. 아시아와 아프리카의 일부지역에서는 최근 수 십년간 가뭄의 빈도와 세기가 증가한 것으로 관측되었다. 대부분의 지역에서 이러한 변화는 ENSO 현상이 따뜻한 현상(즉 엘니뇨)쪽으로 편이 되는 것과 같은 수 십년 주기 변동에 의한 것이다. 대부분의 지역에서 일교차는 감소하였으며 중고위도 지역에서 최저기온의 상승으로 서리가 없는 날이 증가하였다. 1950년 이후 지구의 대부분의 지역에서 평년보다 매우 낮은 계절기온의 빈도가 감소하고 평년 보다 매우 높은 계절기온은 약간 증가하였다.

열대와 중위도 폭풍의 특성이 변화하였다는 확실한 증거는 없다. 열대성 폭풍의 세기와 빈도의 변화는 예를 들면, 열대 북대서양에서는 유력할 수 있는 십년~수 십년주기 변동이 우세하다. 불완전

(a) 기후 지시자들

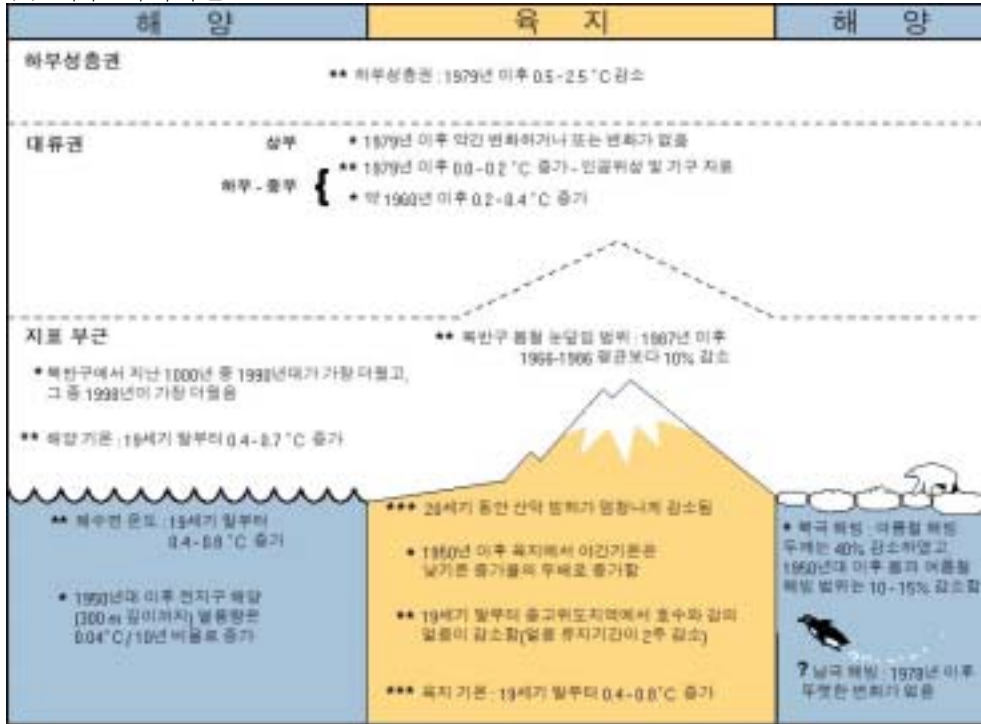


그림 7a: 기온 지표의 관측된 변화의 모식도 (그림 2.39a 참조).

- ※ 신뢰도 표현: *** 거의 확실(가능성>99%);
 ** 매우 그럴 것임(99%≥가능성≥90%)
 * 그럴 것임(90%>가능성>66%)
 ? 그럴 것으로 봄(66%≥가능성>33%)

(b) 수문, 폭풍 관련 지시자들

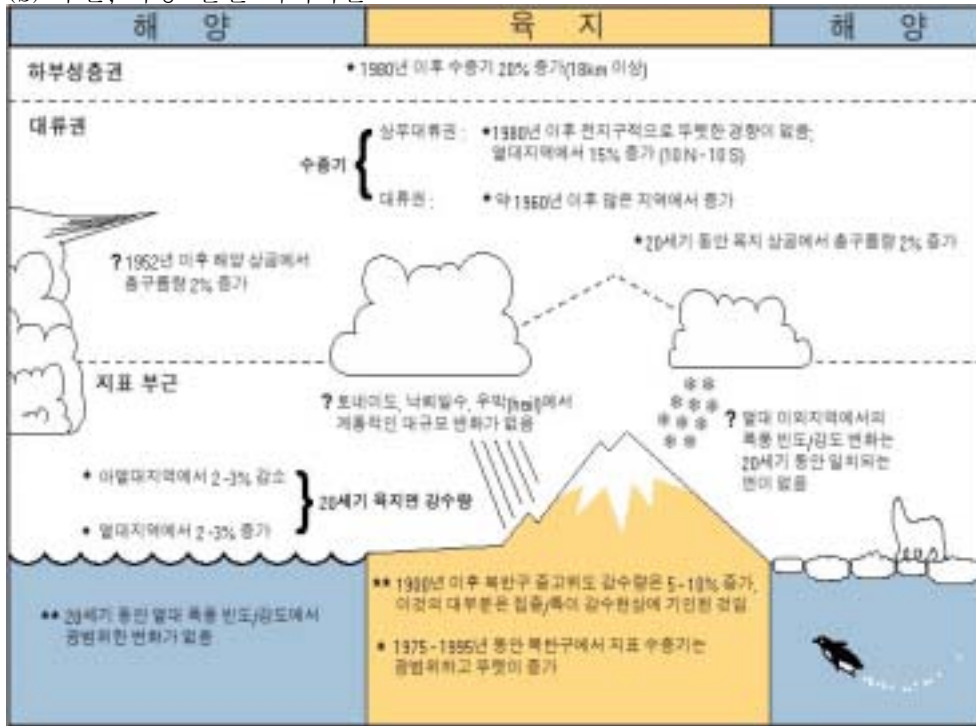


그림 7b: 수문과 폭풍 관련 지표의 관측된 변화의 모식도 (그림 2.39b 참조).

- ※ 신뢰도 표현: *** 거의 확실(가능성>99%);
 ** 매우 그럴 것임(99%≥가능성≥90%)
 * 그럴 것임(90%>가능성>66%)
 ? 그럴 것으로 봄(66%≥가능성>33%)

Technical Summary

한 자료와 제한적이며 서로 모순되는 분석에 따르면, 북반구에서 중위도 폭풍의 세기와 빈도가 장기적이고 대규모로 증가하였다는 것은 불확실하다. 지역적으로 북태평양, 북미대륙의 일부, 유럽에서 지난 수 십년간 증가하였다는 것은 확인되었다. 남반구에서는 많은 분석이 이루어지지 않았으나 1970년대 이후 중위도 폭풍 활동의 감소를 제시한다. 일부 지역에서 토네이도, 뇌우 발생일, 우박과 같은 악기상의 변화에 관한 최근 분석은 장기간에 걸친 변화를 제시하지 않는다. 일반적으로 악기상의 추세는 넓은 지역에서 비교적 드물게 나타나기 때문에 탐지하는 것이 매우 어렵다.

B.7 종합적인 그림: 온난화된 세상과 기후시스템의 다른 변화들

위에서 요약된 바와 같이 기후변화는 직접 관측이 증가함에 따라 지난 백년간, 특히 최근 수 십년 동안 잘 기록되었다. 그림7은 기온 지표(그림7a)와 수문 및 폭풍 관련 지표(그림7b)에 나타난 추세와 변화에 대한 확실성에 대한 표시를 나타내고 있다.

종합적으로 이러한 추세는 온난화된 세계의 종합그림을 묘사한다:

- 육지와 해양의 지표기온은 측정되었으며 독립적으로 조정되었다. 모든 자료는 1910~1945년과 1976~현재의 전지구적인 온난화 기간을 포함하여 전지구 상승 추세를 보인다. 전지구 육지기온은 해양의 기온보다 더 빨리 상승하는 추세가 나타나기 시작했다.
- 라디오존데 관측은 1958년이래 대류권 하층의 기온이 상승하였으며, 1979년 이후에는 상승추세가 감소하였다는 것을 보인다. 1979년이래 위성자료는 라디오존데 자료와 같은 추세를 보인다.
- 대륙의 일교차의 감소는 구름량, 강수량과 가장수량의 증가와 일치한다.
- 거의 전세계적인 산악빙하와 얼음의 질량 감소는 전세계적인 기온의 상승과 일치한다. 일부 해안지역에서 증가하는 예외는 대기 순환과 이에 관련된 강수 증가와 일치한다.
- 눈덮임 면적의 감소와 호수와 강의 결빙 계절의 축소는 북반구 육지기온의 상승과 잘 연관된다.
- 북극에서 봄과 여름의 해빙 범위와 두께의 체계적인 감소는 대부분 주변의 육지와 해양의 기온의 상승과 잘 일치한다.
- 해양의 열용량은 증가하였으며, 전지구 해수면

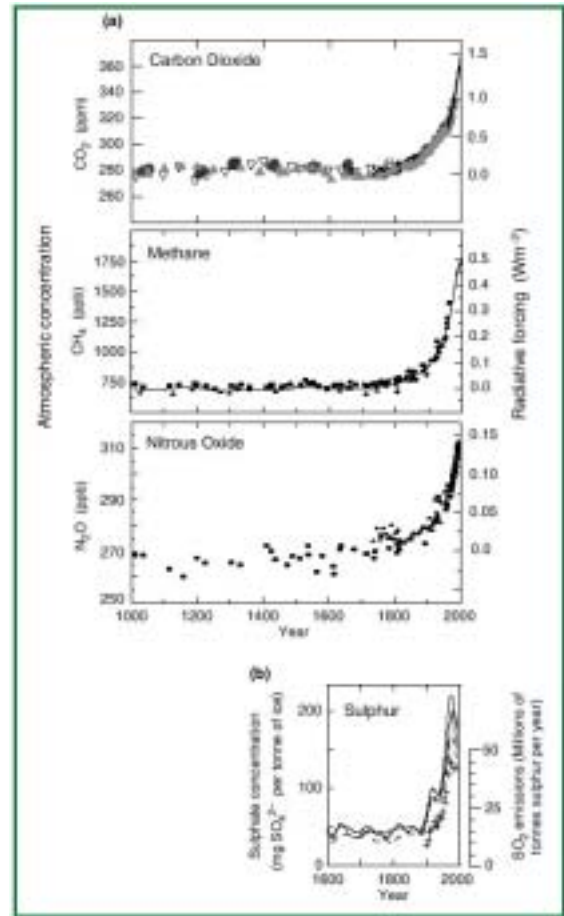


그림 8: 대기 조성성분의 변화 기록. (a) 지난 1000년간 CO₂, CH₄, N₂O의 대기 중 농도. 남극대륙과 그린랜드의 관측지점(부호로 표시)의 빙하시추와 만년설 자료는 최근 수 십년간의 직접관측자료를 추가하였다(CO₂는 선으로 표시; CH₄의 전지구 평균곡선에 포함). 이 기체에 의한 복사강제력은 오른쪽에 표시하였다. (b) 그린랜드의 빙하시추자료에서 화산폭발로 인한 영향을 제거한 황의 농도(선)와 미국과 유럽의 SO₄ 발생일(+). [(a)는 그림 3.2b (CO₂), 그림 4.1a 및 b (CH₄), 그림 4.2 (N₂O); (b)는 그림 5.4a 참조].

은 상승하였다.

- 지난 25년간 대류권의 총수증기량의 증가는 대류권 기온이 상승과 수문순환의 강화와 정성적으로 일치하며 북반구의 중고위도 지역과 같은 곳에서 강수량의 증가로 더 극심한 강수 현상을 초래한다.

일부 중요한 기후요소는 변화하지 않은 것으로 보인다.

- 남반구의 일부와 남극대륙의 일부에서는 최근 기온이 상승하지 않았다.
- 1978년, 체계적인 위성관측 이후 남극의 해빙은 유의한 추세를 보이지 않는다.

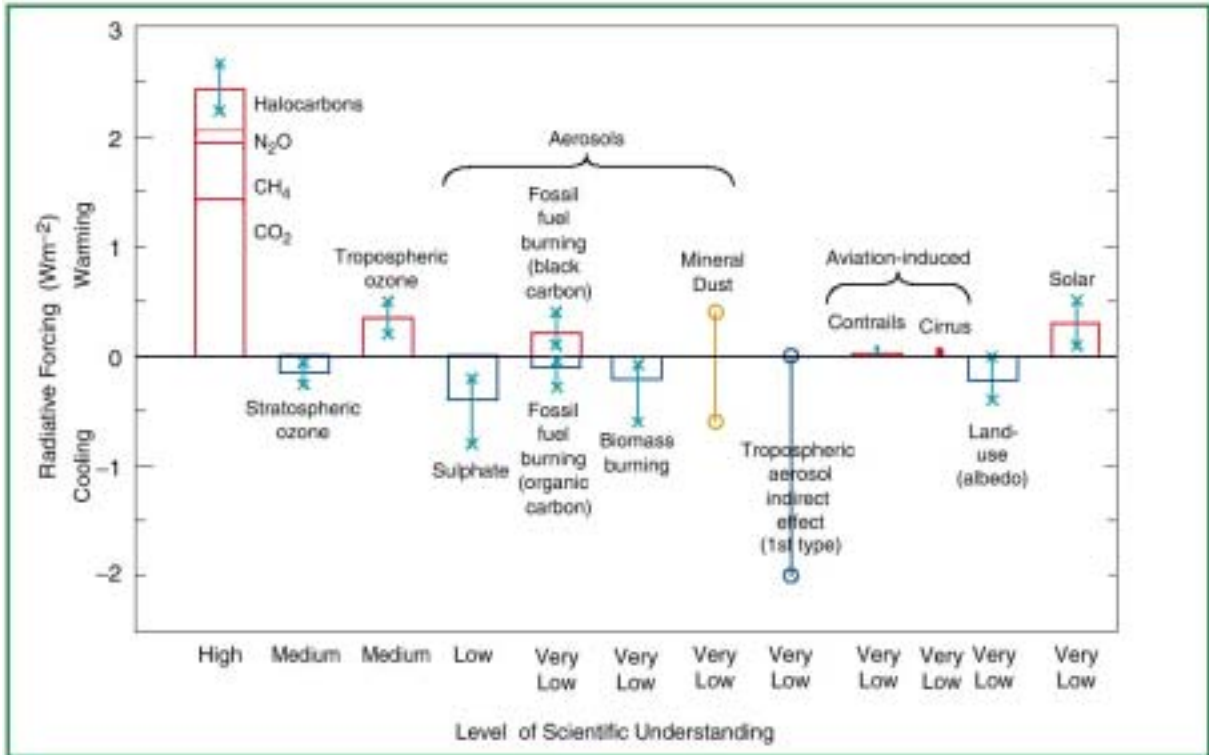


그림 9: 산업화(1750년) 이전부터 현재(1990년대 후반; 2000년)까지 다양한 물질에 의한 전지구 연평균 복사 강제력(Wm⁻²)(수치자료는 제6장의 표 6.11에 수록). 자세한 설명은 6.13절을 참고. 사각기둥의 높이는 중앙값 또는 최적 추정치를 의미하며, 없는 경우는 최적 추정치가 없음을 의미한다. 사각기둥 위에 'x'로 연결된 직선은 강제력에 대한 논문들에 발간된 값들에서 추정된 불확실 구간을 나타낸다. 사각기둥이 없이 'o'로 연결된 직선은 불확실성이 너무 커서 중앙값을 추정하지 못한 경우를 의미한다. 여기에 표시된 불확실성의 범위는 통계적인 근거가 약하며, 이 보고서의 다른 부분에서 다르게 쓰일 수 있다. '과학적 이해 정도'는 각 강제력에 대하여 높음(high), 중간(medium), 낮음(low), 매우 낮음(very low)으로 구분하였다. 이것은 강제력 추정치의 신뢰성에 대하여, 강제력을 평가하는데 필요한 가정이나 강제력을 결정하는 물리적/화학적 메커니즘에 대한 이해의 정도, 강제력의 정량적 추정과 관련된 불확실성과 같은 요인들을 감안한 주관적인 평가를 의미한다(표 6.12 참조). 잘 혼합된 온실가스는 CO₂, CH₄, N₂O와 할로카본 족에 의한 각각의 기여를 구분하여 하나의 사각기둥으로 표시하였다(표 6.1과 6.11 참조). 화석연료의 연소는 '검댕(black carbon)'과 '유기 탄소(organic carbon)'로 구분하였다. 광물 먼지에 의한 영향은 부호조차 불확실하다. 대류권의 에어러솔에 의한 간접적인 영향은 잘 이해되지 못하고 있다. 항공기가 비행운과 고층운에 미치는 영향에 의한 강제력도 마찬가지이다. 단지 액체 구름에 적용할 수 있는 에어러솔에 의한 간접적인 영향의 일차유형만이 여기서 고려되었다. 이차유형은 개념적으로 중요하지만 정량적인 추정에 거의 확신할 수 없다. 화산폭발에 의한 성층권 에어러솔과 관련된 강제력은 기간 중에 변동성이 매우 커서 이 그림에서는 표시하지 않았다(그림 6.8 참조). 여기 나타난 강제력은 모두 공간과 계절 패턴을 보이고 있으므로(그림 6.7), 전지구 연평균은 복사의 변동을 완전히 보일 수 없다. 이 그림은 상대적인 의미로 전지구, 연평균 규모로 일차적인 견해를 보여주는 것을 목적으로 하기 때문에 총괄적인 자연적 및 인위적 강제력에 대한 기후 반응을 얻기 위해 사용할 수는 없다. SAR에서와 마찬가지로, 양 및 음의 전지구평균 강제력은 합산하여 선형적으로 완전한 전지구 기후 영향을 계산할 수 없다는 것이 강조되고 있다. [그림 6.6 참조]

- 제한적인 자료에 의하면, 열대와 중위도의 폭풍의 세기와 빈도에서 관측된 변화는 수 십년 주기 진동이 나타나기는 하나 20세기 후반에 명확한 추세를 보이지 않는다.

분석된 지표에 나타난 변동과 추세는 단기간과 지역적인 변화가 있기는 하지만 20세기 전지구 지표면 온도의 추세는 일반적으로 증가한다는 것이 거의 확실하다.

C. 기후변화를 일으키는 강제 요인들

지구기후의 과거 변동과 변화뿐만 아니라 기후변화의 원인물질의 변화에 대해서 관측 결과를 분석하였다. 이 사항 중에서 가장 특기할 사항은 지구의 복사수지(輻射收支)와 기후에 영향을 미칠 수 있는 중요한 요인인 온실가스와 에어러솔의 증가와 태양 활동의 변동이다. 기후 강제 물질의 관측

표 1: 인간활동에 의하여 영향을 받는 온실가스의 실례.

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	HFC-23	CF ₄
산업혁명 이전	~280ppm	~700ppb	~275ppbv	zero	zero	40ppt
1998년 농도	365ppm	1745ppb	314ppbv	268ppt	268ppt	80ppt
농도변화율 ^b	1.5ppm/년 ^a	7.0ppb/년 ^a	0.8ppb/년	-1.4ppt/년	0.55ppt/년	1ppt/년
대기 중 수명(년)	5~200년 ^c	12년 ^d	114년	45년	260년	>50,000년

- a 1990~1999년 동안 변화율은 CO₂는 0.9ppm/yr에서 2.9ppm/yr, CH₄는 0에서 13ppb/yr로 변동한다.
- b 변화율은 1990~1999년 기간에 대하여 계산하였다.
- c 이산화탄소에 대하여 단일 수명을 규정할 수 없다. 왜냐하면 서로 다른 소멸 과정에 의한 흡수율이 다르기 때문이다
- d 기체가 자신의 잔류시간에 미치는 간접 효과를 고려하여 보정한 시간으로 규정된다.

기록은 앞의 절에 언급한 과거 기후변화를 이해하고, 기후변화가 앞으로 어떻게 진행될지 예측하는데 필수적인 자료이다. (F절 참조).

과거의 기후변화에 관한 기록처럼, 강제물질에 관한 자료세트는 기간이나 품질이 다양하다. 태양복사의 직접관측은 단지 20년에 지나지 않는다. 이산화탄소의 대기 중 농도의 지속적인 직접감시는 20세기 중반에 시작되었으며 20세기 말에는 생존주기가 길고 혼합이 잘되는 메탄과 같은 기체에 대한 관측이 시작되었다. 빙하 코어에 의한 과거 대기 자료는 몇 종류의 온실가스에 대한 수 천년 동안의 농도 변화를 밝혔다. 대조적으로 대기 중 체재 기간이 짧은 에어로솔과 같은 강제 물질은 측정하기가 어렵고 농도가 균질하지 않기 때문에 시계열이 상대적으로 짧다. 현재 자료세트는 인간 활동이 수명이 긴 온실가스와 짧은 강제물질의 대기 중 농도에 영향을 나타내고 있다. 그림 8은 산업화 기간에 온실가스와 에어로솔의 원인물질인 이산화황의 인위적인 배출에 의해 커다란 증가 효과를 보여준다.

강제 원인물질의 변화에 따른 전지구 지구대기시스템에 유용한 에너지의 변화는 기후시스템의 복사강제력(Wm⁻²)이다(Box 1 참조). 이렇게 정의된 기후변화의 복사강제력은 다양한 자연적 및 인위적 원인이 지표-대류권 시스템에 미치는 상대적인 전지구평균 영향지수를 구성한다. 이 절에서는 산업화 이전부터 현재까지 기후변화의 복사강제력에 관한 지식을 갱신하고자 한다. 그림 9는 산업화 초기(1750년)부터 1999년까지 정량화 할 수 있는 자연적 및 인위적 강제물질에 의한 복사강제력의 추정값을 보여준다. 돌발적인 특성 때문에 그림에는 포함되지 않았지만, 화산폭발은 또 다른 중요한 자연 강제력이다. 각 강제력에 대한 정보는 다음의 소절에 요약하였다.

그림 9에 포함된 강제 요인은 형태, 세기와 공간 분포가 크게 변한다. 온실가스 중 일부는 대기 중으로 직접 배출되며, 다른 일부는 다른 배출물질로부터 화합물이다. 온실가스 중 일부는 대기 중 체류시간이 길고 따라서 대기 중에서 잘 혼합되어 있다. 다른 종류는 수명이 짧아서 지역적인 농도가 불균질하다. 대부분의 기체는 자연적이나 인위적으로 발생한다. 그림 9에 보인 바와 같이 개별 원인물질에 의한 복사강제력은 지표를 온난화시키거나 냉각화시킨다.

C.1 잘 혼합된 온실가스 농도와 복사강제력에 관측된 변화.

산업화 기간 이전의 천년 동안 온실가스의 대기 중 농도는 비교적 일정하였다. 그러나 그때 이후 대부분의 온실가스의 농도는 인간 활동 때문에 직접 또는 간접적으로 증가하였다.

표 1은 일부 온실가스의 1750년, 1998년 농도와 1990년대 변화 및 대기 중 수명을 요약한 것이다. 한 종류의 물질이 기후변화에 대한 복사강제력에 기여하는 정도는 기체의 분자의 복사특성과 대기 중 농도의 증가 규모, 배출된 이후 대기 중 수명에 따라 달라진다. 온실가스의 대기 중 수명은 정책과 매우 밀접한 관계를 가진다. 대기 중 수명이 긴 온실가스의 배출은 수 십년, 수 백년 또는 수 천년간 자연과정에 의해 제거되기 전에는 지속적인 복사강제력이 거의 비가역적(quasi-irreversible)으로 작용한다.

이산화탄소(CO₂)

CO₂의 대기 중 농도는 1750년 280ppm에서 1999년에는 367ppm으로 증가하였다(31%, 표 1). 오늘날 CO₂의 농도는 지난 42만년 동안 가장 높으며, 2천만년 동안에도 가장 높은 것으로 보여진다. 지난 세기의 증가율은 적어도 지난 2만년 동안 유례가

표 2: 대기 중 CO₂와 O₂ 농도 측정자료를 이용한 전지구 CO₂ 수지(PgC/yr). 양수는 플럭스가 대기 중으로 배출되는 것을 의미하며, 음수는 대기로부터 흡수를 의미한다. [표 3.1과 3.3 참조]

	SAR ^{a,b}	TAR ^a	
	1980~1989	1980~1989	1990~1999
대기 중 증가	3.3±0.1	3.3±0.1	3.2±0.1
배출(화석연료, 시멘트) ^c	5.5±0.3	5.4±0.3	6.3±0.4
해양-대기 플럭스	-2.0±0.5	-1.9±0.6	-1.7±0.5
지표-대기 플럭스 ^d	-0.2±0.6	-0.2±0.7	-1.4±0.7

a 이 표에 인용된 불확실성은 ±1 표준오차이다. SAR에서 사용된 불확실성은 ±1.6 표준오차(즉 약 90% 신뢰구간)이다. SAR에서 인용된 불확실성은 ±1 표준오차로 조정되었다. 오차구간은 경년변화(오차구간보다 훨씬 큼)가 아니라 불확실성을 의미한다.

b 과거의 IPCC 보고서에서 해양의 흡수는 모델에서 지표-대기는 잔차로 구한 것이다.

c 1980년대의 화석연료에 의한 배출은 SAR이후 하향 조정되었다

d 지표-대기 플럭스는 지표이용도 변화에 의한 양의 항과 잔여 지표흡수의 균형을 의미한다. 이 두 항은 현재의 대기 측정자료에서 구분할 수 없다. 1980~1989년에 대한 지표이용도 변화 성분을 추정하기 위하여 독립적인 분석을 사용하였으며, 잔여 지표흡수는 다음과 같이 추정된다: 지표이용도 변화 1.7 PgC/yr (0.6~2.5); 잔여 지표흡수 -1.9 PgC/yr (-3.8~0.3). 1990년대에 대한 자료는 아직 계산에 포함되지 않았다.

5 미량가스의 대기 중 농도는 건조공기에 대하여 몰 비율로 보고되었다. (ppm = 10⁻⁶, ppb = 10⁻⁹, ppt = 10⁻¹²). 대기 중 총량은 기체의 질량으로 보고되었다 (예, Mt = Tg = 10¹² g). 전지구탄소순환은 PgC = GtC로 표시하였다.

없다(그림 10). CO₂의 동위원소 구성과 관측된 산소분자의 감소에 의하면, 관측된 CO₂의 증가는 주로 화석연료의 연소와 삼림의 파괴에 따른 탄소 유기물의 산화에 의한 것이라고 할 수 있다. 수십만년 동안 빙하에 갇힌 공기로부터 얻은 과거 대기 자료는 산업화 기간에 CO₂ 농도의 증가 추세 상황을 제공한다(그림 10). 이전 수 천년 동안 안정된 CO₂의 농도에 비하여 산업화 기간의 증가는 극적이다. 1980년 이후 평균 증가율은 0.4%/yr이다. 이 증가는 CO₂ 배출의 결과이다. 지난 20년간 배출량의 대부분은 화석연료의 연소이며 나머지(10~30%)는 주로 토지 이용도의 변화 특히 삼림의 황폐화에 의한 것이다. 그림 9에 보인 바와 같이 CO₂는 인위적인 온실가스 중에서 가장 우세하며 현재 복사강제력은 1.46 Wm⁻²로 수명이 긴 온실가스 농도 변화의 60%를 차지한다.

지난 40년간 직접 관측된 CO₂ 농도는 CO₂ 농도 증가율의 연별 변화가 크다는 것을 보여준다. 1990년대에는 CO₂의 연변화는 0.9~2.8ppm/yr 즉 1.9~6.0 PgC/yr로 증가하였다. 이러한 연변화는 통계적으로 단기적 기후변동과 관련이 있으며, 해양과 육지의 CO₂의 흡수와 배출을 변화시킨다. CO₂의 증가율이 가장 높은 해는 엘니뇨가 강한 해이다(Box 4). 이러한 높은 증가율은 엘니뇨 해에는 지표에 의한 흡수 감소 경향이 해양에 의한 흡수 증가 경향을 압도하는 것으로 설명할 수 있다.

지난 이십년간 인위적인 CO₂의 대기 중 증가와 육지와 해양의 흡수를 대기 관측자료에서 계산하여 구분할 수 있다. 표 2는 1980년대(SAR에서 해양모델을 이용하여 계산한 것과 유사함)와 1990년대의 CO₂ 수지를 나타낸 것이다. 대기 중 산소(O₂)의 감소와 CO₂의 증가에 대한 측정은 이 새로운 수지 계산에 사용되었다. 이 접근 방법의 결과는 대기 중 CO₂의 동위원소 구성비와 해수에서 CO₂와 ¹³CO₂의 측정에 근거한 다른 분석과 일치한다. 1990년대의 수지는 새로운 측정 자료에 근거하여 1989년과 1998년의 수지를 SAR의 방법론을 사용하여 IPCC의 ‘토지 이용도, 토지 이용도 변화와 삼림에 관한 특별보고서(Special Report on Land-Use, Land-Use Change and Forestry, 2000)’에서 갱신하였다. 지구 생물권은 전체적으로 1980년대와 1990년대에 탄소량이 증가하였다. 즉, 토지 이용도의 변화(주로 열대 삼림의 파괴)에 의해 배출된 CO₂는 북반구 중위도와 적도에 위치한 다른 지구 흡수원에 의하여 더 많이 흡수되었다. 지표의 사용 변화에 의한 CO₂ 배출의 추정(그러므로, 지구의 흡수원의 크기도 역시)과 관련하여 불확실성은 아직 크다.

물리과정 모델(지표 및 해양 탄소모델)은 전지구탄소순환의 메커니즘의 예비 정량화가 가능하게 하였다. 지표모델 결과는 CO₂의 고농도화(풍부한 CO₂)와 인위적인 질소의 침적은 위에 서술한 잔여 지표 흡수의 잠재적인 원인으로, 지표-관리방법의

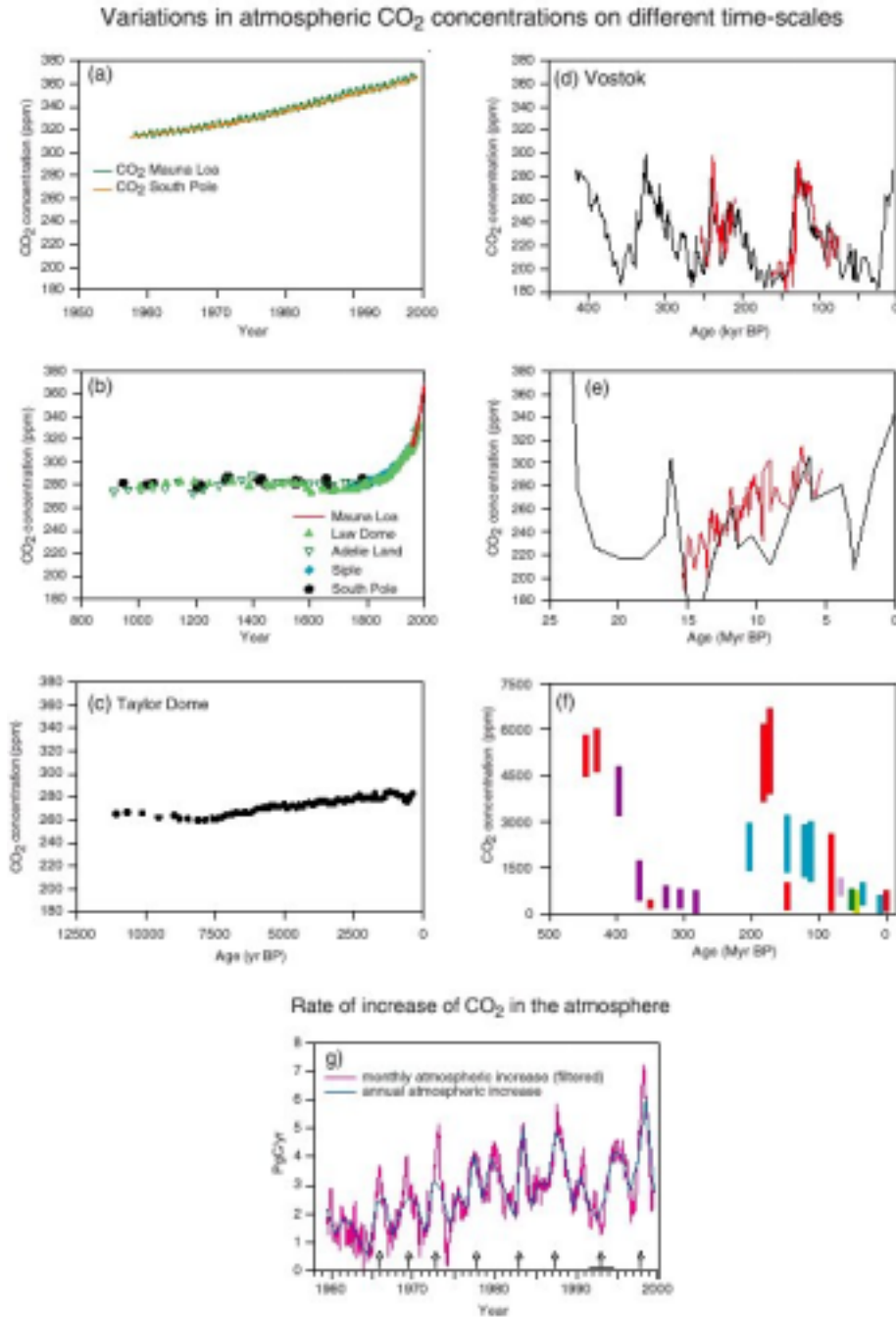


그림 10: 다른 시간 규모에 따른 CO₂의 대기 중 농도 변화. (a) 대기 중 CO₂의 직접관측. (b) 지난 천년간 남극 빙하 코어의 CO₂ 농도. 최근의 마우나 로아(Mauna Loa, 하와이)의 직접 관측을 나타냈다. (c) 남극 Taylor Dome의 빙하 코어에서 구한 CO₂ 농도. (d) 남극 Vostok 빙하 코어의 CO₂ 농도. (다른 색은 다른 연구결과를 의미) (e 와 f) 지화학적으로 유추한 CO₂ 농도. (다른 색은 다른 연구 결과를 의미) (g) CO₂의 대기 중 농도의 연별 증가추세. 연별 증가율은 계절변화를 제거하기 위해 여과하였다. 화살표는 엘니뇨해를 나타낸다. 수평직선은 1991~1994년 장기적인 엘니뇨를 정의한다. [그림 3.2와 3.3 참조]

변화와 같은 다른 제시된 메커니즘과 함께 CO₂ 흡수를 상당히 증가시켰다. 1980년대에 지표 흡수에 대한 기후변화의 모델 효과는 작을 뿐만 아니라 부호도 불확실하다.

메탄(CH₄)

대기 중 메탄(CH₄)의 농도는 1750년 이후 약 150% 증가하였다. 현재 CH₄의 농도는 지난 42만 년 동안 가장 높다. 메탄(CH₄)은 습지와 같은 자연 발생원과 경작, 천연가스나 매립지와 같은 인위적인 발생원을 모두 가지고 있는 온실가스이다. 현재 CH₄ 배출의 반 이상이 인위적이다. 메탄은 화학과

정에 의하여 대기 중에서 소멸된다. 그림 11에 보인 바와 같이 대기 중 CH₄의 농도에 대한 전지구를 대표할 수 있는 체계적인 측정은 1983년 이후 시작되었으며, 대기 중 농도는 빙하 코어나 만년설로부터 과거에 대한 자료가 추가되었다. CH₄에 의한 현재의 직접 복사강제력, 0.48 Wm⁻²는 수명이 긴 온실가스 모두에 의한 총량의 20%이다.

대기 중 메탄(CH₄)의 농도는 1983년 1,610ppb에서 1998년 1,745ppb로 계속 증가하였으나 관측된 연 증가율은 이 기간에 감소하였다. 이 증가율은 1990년대에 매우 변화가 크다. 이러한 변동성에 대하여

확실한 정량화된 설명은 없다. 2차 보고서 이후 논과 같은 CH₄의 인위적인 발생원의 정량화는 개선되었다.

대기 중 CH₄의 증가율은 발생원과 흡수원의 작은 불균형에 의한 것으로서 미래의 농도 예측을 어렵게 한다. 전지구 CH₄ 수지에 기여하는 주요 요인들은 확인된 것으로 보이지만 매우 변동적인 생물권의 배출율을 평가하는데 어려움이 있기 때문에 확인된 요인들 중 대부분은 정량적으로 불확실하다. CH₄ 발생원 세기의 불충분한 정량화 및 특성 분석의 한계 때문에 주어진 인위적 배출 시나리오에 대하여 미래의 대기 중 CH₄ 농도(복사강제력의 기여 정도도 포함하여)를 예측하는 것이 어렵다. 이것은 특히 CH₄의 자연 발생과 소멸이 기후변화에 의해 상당히 영향을 받기 때문이다.

아산화질소(N₂O)

아산화질소(N₂O)의 대기 중 농도는 산업화에 의해 지속적으로 증가하였으며 1750년에 비하여 현재 16%(46ppb) 높아졌다. 현재 N₂O 농도는 적어도 지난 천년 동안 가장 높다. 아산화질소는 자연 상태와 인위적인 발생원이 있는 온실가스의 하나로, 대기 중에서 화학반응에 의하여 제거된다. N₂O의 대기 중 농도는 지속적으로 0.25%/yr (1980~1998년) 비율로 증가하고 있다. N₂O 농도는 증가추세에서 1991년부터 1993년까지 연 증가 추세가 50% 정도 약해지는 강한 경년변화가 관측되었다. 질소 비료 사용의 감소, 생물에서 배출되는 양의 감소, 화산활동에 의한 순환 변화로 인한 성층권으로의 유입 증가 등 여러 가지의 원인이 제시되었다. 1993년 이후 N₂O 농도의 증가는 1980년대에 관측된 증가율과 유사한 정도로 회복하였다. 이 관측 결과는 대기 중 N₂O의 반응을 조정하는 과정에 대한 실마리를 제공하기는 하지만 이 온실가스의 여러 해에 걸친 추세는 대부분 설명되지 못하고 있다.

아산화질소의 전지구수지는 SAR에서 보다 더 균형을 이루고 있으나 각 발생원으로부터 배출에 대한 불확실성은 아직 매우 크다. N₂O의 자연 발생량은 10TgN/yr(1990년)으로, 토양에서 65%, 해양에서 30%를 배출된다고 추정된다. 인위적인 배출량(경작, 산불, 산업활동, 축산업)에 대한 새로운 추정량이 약 7TgN/yr로 증가함에 따라 2차 보고서에 비하여 발생/흡수 추정치가 더 균형을 이루게 되었다. 그러나 이 중요한 수명이 긴 온실가스를 예측하기 위한 이해는 지난 평가 이후 크게 개선되지 않았다. 복사강제력은 온실가스의 총 복사강제력의 6%에 해당하는 0.15 Wm⁻²이다(그림 9

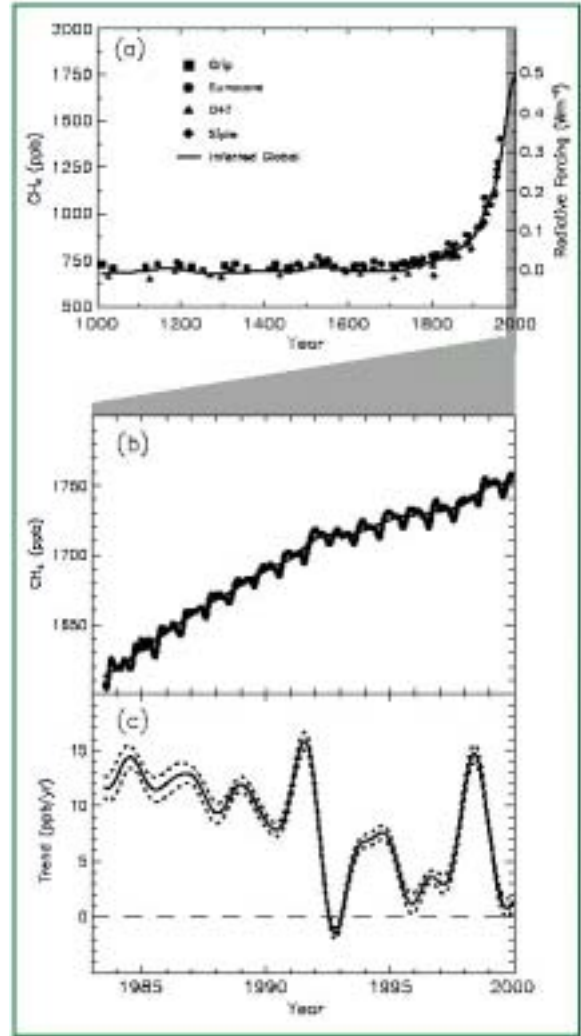


그림 11: (a) 지난 천년 동안 빙하 코어와 만년설로부터 측정된 CH₄ 농도 변화(몰 비율,ppb=10⁻⁹). 산업화 이전부터 선형적으로 구한 복사강제력의 근사치는 오른쪽 축에 표시하였다. (b) 1983~1999년 전지구 평균 CH₄(월변동 포함)와 계절변동이 제거된 CH₄(평활 곡선) 농도. (c) 1983~1999년 전지구 대기 중 CH₄ 농도 연증가율로 위의 시계열에서 계산하였다. 불확실성(점선)은 ±1 표준편차이다. [그림 4.1 참조]

참조)

할로카본과 유사 화합물

오존 파괴를 유발하고 온실가스인 이러한 기체들의 대기 중 농도는 몬트리얼 의정서와 개정서(Amendment)의 규제하에 배출량이 감소함에 따라 감소하거나(CFC-11, CFC-13, CH₃CCl₃, CCl₄), 증가추세가 감소하고(CFC-12) 있다. 이러한 할로카본의 대부분은 복사과정에 효율적으로 작용하며 수명이 긴 온실가스이다. 할로카본은 불소, 염소, 브롬 또는 요오드를 함유하고 있는 탄소

Technical Summary

화합물이다. 이러한 화합물의 대부분은 인간 활동이 유일한 발생원이다. 염소(예, CFCs)와 브롬(할론)을 함유하고 있는 할로카본은 성층권의 오존층 파괴를 유발하며 몬트리올 협약에 의해 규제되고 있다. 이러한 규제의 결과로서 오존층을 파괴하는 기체의 농도는 1994년을 정점으로 서서히 감소하고 있다. 주요 온실가스 중의 하나인 할로카본의 일부는 그림 12에서 CFC-11의 경우와 마찬가지로 최고값을 지나 감소하는 추세이다. 대류권의 CFCs와 불화탄소의 농도는 보고된 배출과 일치한다. 할로카본은 전지구 온실가스의 총 복사강제력의 14%인 0.34 Wm^{-2} 을 기여한다.

CFCs의 대체물질의 대기 중 농도는 증가하는 것으로 관측되었으며, 그 중 일부는 온실가스이다. HCFCs (Hydrochlorofluorocarbon)와 HFCs (Hydrofluorocarbon)의 농도는 이전에 CFCs 대체물질로 계속 사용되었기 때문에 증가하고 있다. 예를 들면, HFC-23의 농도는 1978년부터 1995년까지 3배 이상 증가하였다. 현재의 농도가 비교적 낮기 때문에 HFC는 복사강제력에 크게 기여하지는 않는다, HCFCs의 복사강제력에 대한 기여도 역시 비교적 작으며 미래의 배출은 몬트리올 협약에 의해 규제 받고 있다.

PFCs (Perfluorocarbon, 예를 들면, CF_4 와 C_2F_6)와 SF_6 는 인위적인 발생원을 가지고 있으며, 대기 중 수명이 길고 강한 적외선 흡수원이다. 그러므로 이러한 화합물은 비교적 적은 양이 배출되더라도 미래의 기후에 영향을 미칠 수 있는 잠재력이 있다. CF_6 는 대기 중에서 5만년 이상 체류한다. CF_4 는 자연적인 발생원이 있으나 현재 인위적인 배출량은 1,000배 이상이며, 이것은 관측된 증가의 원인

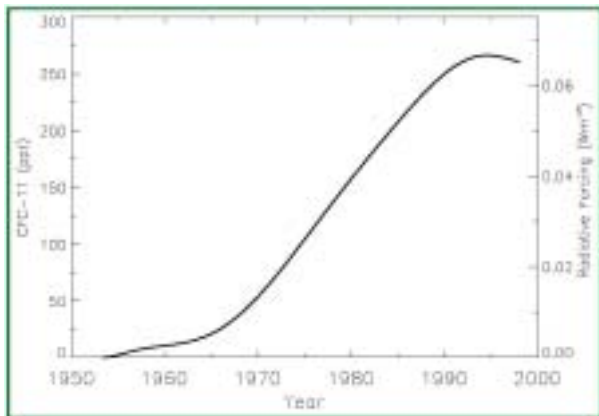


그림 12: 1950~1998년 월터된 측정과 배출모델에 근거한 CFC-11(CFCl_3)의 대류권 전지구평균농도(ppt). CFC-11의 복사강제력은 오른 축에 나타냈다. [그림 4.6 참조]

이다. SF_6 는 질량 기준으로 CO_2 에 비해 22,200배 이상 효율적인 온실가스이다. 현재 농도는 4.2ppt로 매우 작으나 증가율은 0.44ppt/yr로 상당히 큰 편이다. SF_6 의 관측된 대기 중 증가율은 판매 및 저장 자료에 근거한 배출량과 잘 부합된다.

C.2 복사효과가 중요한 다른 기체의 관측변화

대기 중 오존(O_3)

오존은 성층권과 대류권에 모두 존재하는 중요한 온실가스이다. 대기복사수지에서 오존의 역할은 농도 변화가 일어나는 고도에 크게 의존한다. 오존 농도는 공간적으로도 변화한다. 또한 오존은 직접 배출되는 물질은 아니며, 자연적 또는 인위적인 원인물질(precursor) 기체로부터 광화학 반응을 통해서 대기 중에서 생성된다. 일단 형성된 후 대기 중에서 오존의 수명은 수주에서 수 개월 정도로 짧다. 결과적으로 오존의 복사 효과에 대한 추정 수명이 길고 잘 혼합된 다른 온실가스에 비하여 더 복잡하고 더 불확실하다.

지난 20년간 관측된 성층권 오존의 감소로 말미암아 지표 대류권에 $0.15 \pm 0.1 \text{ Wm}^{-2}$ 의 음의 강제력(즉 냉각화 경향)을 가한다. '기후변화 1992: IPCC 과학적 평가에 대한 보완 보고서'에서 할로카본에 의한 오존의 감소는 음의 복사강제력을 초래한다고 보고되었다. 그림 9에 보인 추정값은 지난 5년간 지속된 오존 감소로 인해 SAR에 보고된 것보다 약간 크며, 최근 활성화된 모델링 결과에서도 더 확실해졌다. GCM을 이용한 연구는 불균질적인 오존 소멸(특히 고위도의 성층권 하층)에도 불구하고 이러한 음의 강제력은 전지구지표 기온의 하강과 관련이 있다. 그러므로 지난 20년간 복사강제력은 수명이 긴 온실가스(그림 9)에 의한 양의 강제력을 어느 정도 상쇄해 왔다. 음의 강제력 추정에서 불확실성의 주요한 원인은 대류권 권계면 부근의 오존층 소멸에 대한 이해의 불확실성 때문이다. 성층권 오존의 소멸에 따라 자외선 복사의 대류권 침투가 증가하고 이에 따라 CH_4 와 같은 기체의 소멸이 증가함으로써 오존 소멸에 의한 음의 강제력을 강화시킨다. 몬트리올 협약의 영향으로 미래에 오존층이 회복하면 향후 성층권 오존에 의한 복사강제력은 현재와 비교하여 양의 값이 될 것이다.

산업화 이후 대류권 오존의 증가로 인한 전지구 평균 복사강제력은 인위적인 온실가스의 강제력을 $0.35 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 정도 강화시킨 것으로 추정된다. 대류권 오존이 CO_2 , CH_4 에 이어 세 번째로 중요한

온실가스라고 할 수 있다. 오존은 광화학반응에 의해 형성되며 CH₄와 대기 오염물질의 배출에 의해 미래의 변화가 결정된다. 오존 농도는 오염물질의 배출 변화에 비교적 빠르게 반응한다. 제한적인 관측과 소수의 모델링 연구에 의하면 대류권 오존은 산업화 이후 지역적인 차이는 있으나 35% 정도 증가한 것으로 추정된다. 정기적으로 관측하는 청정 지역의 관측지점 중 수 개 지점에서 전지구 대류권의 오존 농도가 증가가 거의 관측되지 않는다. 북미와 유럽에서 증가가 관측되지 않은 것은 이 지역에서 오존 발생 물질의 배출이 증가하지 않았다는 것과 관련 있다. 그러나 일부 아시아 관측지점은 동아시아의 배출량의 증가와 관련되었을 것으로 생각되는 대류권 오존의 증가 가능성을 확인하였다. 과거에 비해 개선된 모델링 연구의 결과는 대류권 오존 강제력의 추정에 대한 신뢰도를 높였다. 이 신뢰도는 온실가스의 경우보다 낮으나 에어러솔의 강제력보다는 높다. 산업화 이전의 오존 분포와 현대(1960년 이전의)의 전지구 경향을 평가하기 위한 정보의 부족 때문에 불확실성이 생긴다.

복사에 대한 간접적인 영향을 가진 기체

활성 NO_x, 일산화탄소, 휘발성유기화합물 등 화학적으로 반응하는 기체의 일부는 오존 농도와 마찬가지로 대류권의 산화능력을 부분적으로 조절한다. 이러한 오염물질은 오존뿐만 아니라 CH₄와 다른 온실가스의 수명에도 영향을 미침으로써 간접적인 온실가스로 작용한다. NO_x와 CO는 주로 인간 활동에 의해 배출된다.

일산화탄소는 중요한 간접 온실가스로 정의된다. 모델 결과는 CO의 배출량 100 Mt은 CH₄ 5 Mt의 배출과 같다. 북반구 CO의 농도는 남반구 농도의 두 배이며 산업화와 인구 증가와 함께 20세기 후반에 증가하였다.

활성질소화합물 NO와 NO₂(총칭하여 NO_x)는 대류권 화학작용에서 중요한 화합물이며 복사강제력은 정량화 하기에 부족하다. 복사수지에서 NO_x 농도의 증가는 예를 들면, 메탄과 HFC의 감소와 대류권 오존의 증가 등과 같이 온실가스의 농도를 변화시키기 때문에 중요하다. NO_x의 반응 결과물의 침적은 생물권을 비옥하게 함으로써 대기 중 CO₂를 감소시킨다. 정량화하는 것은 어렵지만 2100년까지 전망된 NO_x의 증가는 온실가스의 심각한 변화를 초래한다.

C.3 에어러솔의 관측과 모델 변화

에어러솔은 지구대기 복사수지에 크게 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 에어러솔의 복사 영향은 두 종류로 크게 구분할 수 있다: i) 직접효과, 에어러솔에 의한 태양과 지구 복사의 산란과 흡수, ii) 간접효과, 에어러솔은 구름의 미기상적 특성과 복사 특성을 바꾼다. 에어러솔은 먼지폭풍과 화산활동 등을 포함하는 자연 과정과 화석연료 및 생물체연소와 같은 인위적인 과정 등 다양한 과정에 의해 생성된다. 인위적인 에어러솔 입자와 원인물질(precursor)의 배출 증가에 의하여 대류권 에어러솔의 대기 중 농도 증가는 복사강제력의 증가를 초래한다. 에어러솔은 수 km 이하의 대류권 하층에서 주로 발견되지만, 대부분의 에어러솔 복사 영향은 연직 분포에 민감하다. 에어러솔은 특히 구름 내부와 대기 중에서 물리화학적 변화가 일어나며 강수에 의해 비교적 빨리 제거된다(일주일 이내). 이렇게 짧은 수명과 발생원의 비균질성 때문에 에어러솔은 발생원 부근에서 최고값이 나타나며 대류권 내에 비균질적으로 분포한다. 에어러솔에 의한 복사강제력은 공간 분포뿐만 아니라 크기, 모양, 입자의 화학조성과 물순환과 관련된 구름 형성 등 다양한 요인에 의존한다. 관측과 이론적 관점에서 볼 때 이러한 요인의 결과로서 강제력의 정확한 추정치를 얻는 것은 매우 어렵다.

그럼에도 불구하고 다양한 종류의 에어러솔의 직접효과를 보다 잘 정의하는 분야에 상당히 진보하였다. SAR에서는 황산염 에어러솔, 생물체 연소에 의한 에어러솔과 화석연료의 검댕 등 세 종류의 인위적인 에어러솔의 직접효과를 고려하였다. 관측에 의하면 화석연료와 생물체연소와 같이 유기물질의 중요성을 보여준다. SAR 이후, 화석연료의 유기 탄소 에어러솔의 농도를 추정에 포함함으로써 산업 에어러솔과 관련된 광깊이 예측이 증가하였다(결과적으로 음의 강제력 증가). 관측과 에어러솔 및 복사모델 분야의 진보는 이러한 각 성분을 정량적으로 추정하는 것은 물론, 그림 9에 나타난 바와 같이 광물질 먼지에 의한 복사강제력의 범위를 추정하는 것이 가능하게 되었다. 직접복사 강제력은 황산염은 -0.4 Wm^{-2} , 생물체 연소에 의한 에어러솔은 -0.2 Wm^{-2} , 화석연료에 의한 유기탄소는 -0.1 Wm^{-2} , 화석연료에 의한 검댕은 $+0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 로 추정된다. 그러나 불확실성은 비교적 크다. 대기 중 에어러솔 농도와 복사 특성을 결정하고 탄산염 에어러솔의 발생원 등 인위적인 에어러솔이 차지하는 부분을 결정하는데 어려움이 있다. 에어러솔에 따라 총량은 2~3배 차이가 나며 연직 분포는 10배까지 차이가 난다. 인위적인 먼지 에어러솔 역시 정량화가 부족하다. 위성관측은 모델 계산과 통합하여 맑은 하늘에서 총 에어러솔의 복사

Technical Summary

강제력의 공간적 시그널을 확인하는데 사용되지만 정량적인 크기는 아직 불확실하다.

비록 따뜻한 구름에서 에어러솔에 의한 음의 강제력에 대한 관측 증거가 있기는 하지만 인위적인 에어러솔에 의한 간접 복사강제력의 추정치는 아직도 문제점이 남아 있다. 에어러솔의 간접효과를 추정하는 데는 경험법칙과 구조적인 방법이 있다. 전자는 산업 에어러솔의 영향을 추정하는데 적용되며, 후자는 황산염, 화학연료에 의한 탄산에어러솔과 바이오매스 연소에 의한 에어러솔의 효과를 추정하는데 적용된다. 또한 간접효과에 대한 모델은 구름 입자 크기와 농도 변화(1차 간접효과) 및 강수 효율에 나타난 추가적인 변화(2차 간접효과)를 추정하는데 활용된다. 그림 9에 나타난 연구는 이러한 효과의 범위에 대하여 최초로 전문가에 의한 판단을 제공한다. 범위는 SAR보다 약간 넓어졌으며 2차 간접효과와 관련된 복사의 섭동은 같은 부호이며 1차 효과에 비하여 비슷한 크기일 수 있다.

에어러솔의 간접복사효과는 빙정과 혼합상태(빙정과 수적이 공존)의 구름에 미치는 영향을 포함하는 것으로 지금은 이해되고 있으며 이러한 간접효과가 양일 가능성은 있으나 크기가 알려져 있지 않다. 현재 인위적인 빙정핵의 수를 추정하는 것은 불가능하다. 수적이 모두 빙정으로 되는 균질 핵화(homogeneous nucleation)가 주요 과정인 -45°C 이하인 저온을 제외하고 구름에서 빙정 생성과정은 알려져 있지 않다.

C.4 기타 인위적 강제력 요인에서 관측된 변화

토지 이용도(알베도) 변화

토지 이용도의 변화는 삼림파괴가 주요 원인이며 $-0.2\pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 의 복사강제력을 가하는 것으로 보인다(그림 8). 가장 큰 영향은 고위도로 추정된다. 이것은 삼림이 파괴되면 비교적 알베도가 낮은 눈 덮인 숲이 알베도가 높은 광활한 눈이 덮인 평원으로 대체되기 때문이다. 위에서 언급한 추정치는 산업화 이전의 식생이 현재의 토지 이용도 패턴으로 대체된 것을 모의한 것을 기본으로 한다. 그러나 이러한 강제력에 대한 이해 정도는 매우 낮으며 이 보고서에 포함된 다른 요인에 대한 조사연구에 비해 매우 적은 수가 조사되었다.

C.5 태양 및 화산 활동에 나타난 관측 및 모델 변화

태양복사 변화에 의한 기후시스템의 복사강제력은 1750년부터 지금까지 $0.3\pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ 로 추정되며(그림 8), 대부분의 변화는 20세기 초반에 일어난 것으로 추정된다. 지구 기후시스템의 모든 에너지의 원천은 태양복사이다. 그러므로, 태양에서 방출되는 에너지의 변화는 복사강제의 원인이다. 지구에 입사하는 총태양복사조도(TSI)의 절대값은 약 4 Wm^{-2} 라고 알려져 있으나, 1970년대 말 시작된 위성관측이 지난 두 번의 흑점주기에 약 0.5%의 변동을 나타내었는데 이 값은 복사강제력 0.2 Wm^{-2} 에 해당한다. 위성관측 이전에는 태양복사조도(irradiance)가 측정되지 않았다. 더 긴 기간에는 변동이 클 수 있으나 흑점수 자료와 같은 대용자료에서 과거의 TSI를 복원하려는 기술은 충분히 검증되지 않았다. 태양의 변동은 자외선 영역에서 더 많이 변하며, 기후모델을 사용한 연구는 태양복사의 변화를 파장별로 분광하고 태양에 의한 오존의 변화를 포함하는 것은 태양 변동이 기후에 미치는 영향을 모의하는 것을 향상시킬 수 있다고 주장하고 있다. 태양이 기후에 미치는 영향을 강화시키는 다른 메커니즘이 제안되었으나 객관적인 이론이나 관측 배경이 없다.

화산 폭발에 의한 성층권 에어러솔은 수년간 음의 강제력을 가진다. 1880~1920년이나 1960~1991년에 일련의 화산이 폭발하였다. 화산 폭발에 의한 성층권 에어러솔의 농도 증가는 태양복사의 변화와 함께 과거 20년 또는 40년 가까이 자연강제력을 음으로 유지하였다.

C.6 잠재 지구온난화지수

복사강제력과 잠재 지구온난화지수(Global Warming Potential, GWP)는 다양한 기체 종류에 대해 표3에 정리하였다. GWP는 일정한 기간에 대하여 어떤 기체의 CO_2 와 비교한 상대적인 복사효과의 척도이다. 표3에 추가된 기체는 할로카본의 대체물질로 제안된 에테르 종류인 불화유기분자를 포함한다. 실험실에서 수명을 측정하지 못하는 기체들은 특히 GWP의 불확실성이 크다. 직접 GWP는 CO_2 복사강제력 계산의 개선, CO_2 펄스에 대한 SAR 반응함수 및 할로카본족의 복사강제력과 수명의 새로운 값들을 이용하여 CO_2 에 상대적으로 계산되었다. 간접적인 복사강제력 효과에 의한 간접 GWP는 일산화탄소를 포함한 새로운 기체에 대하여 계산되었다. 수명이 잘 특성화된 기체들의 직접 GWP는 $\pm 35\%$ 내에서 정확하지만 간접 GWP는 덜 정확하다.

표 3: 이산화탄소에 비교한 직접 장래 지구온난화지수(수명이 충분히 알려진 기체들의). GWP는 CO₂ 1 kg의 배출과 비교하여 어떤 기체 1 kg이 배출되었을 때 상대적인 지구온난화에 대한 기여도를 측정하는 지수이다. GWP는 다른 기체에 따라 대기 중 수명효과를 보여주는 다양한 시간 간격으로 계산되었다.(표 6.7 참조)

기체명	화학식	수명(년)	GWP(시간범위)		
			20년	100년	500년
이산화탄소	CO ₂	가변	1	1	1
메탄 ^a	CH ₄	12.0 ^b	62	23	7
아산화질소	N ₂ O	114 ^b	275	296	156
Hydrofluorocarbons					
HFC-23	CHF ₃	260	9400	12000	10000
HFC-32	CH ₂ F ₂	5.0	1800	550	170
HFC-41	CH ₃ F	2.6	330	97	30
HFC-125	CHF ₂ CF ₃	29	5900	3400	1100
HFC-134	CHF ₂ CHF ₂	9.6	3200	1100	330
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	13.8	3300	1300	400
HFC-143	CHF ₂ CH ₂ F	3.4	1100	330	100
HFC-143a	CF ₃ CH ₃	52	5500	4300	1600
HFC-152	CH ₂ FCH ₂ F	0.5	140	43	13
HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	1.4	410	120	37
HFC-161	CH ₃ CH ₂ F	0.3	40	12	4
HFC-227ea	CF ₃ CHFCF ₃	33	5600	3500	1100
HFC-236cb	CH ₂ FCF ₂ CF ₃	13.2	3300	1300	390
HFC-236ea	CHF ₂ CHFCF ₃	10	3600	1200	390
HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	220	7500	9400	7100
HFC-245ca	CH ₂ FCF ₂ CHF ₂	5.9	2100	640	200
HFC-245fa	CHF ₂ CH ₂ CF ₃	7.2	3000	950	300
HFC-365mfc	CF ₃ CH ₂ CF ₂ CH ₃	9.9	2600	890	280
HFC-43-10mee	CF ₃ CHFCHFCF ₂ CF ₃	15	3700	1500	470
Fully fluorinated species					
육불화황	SF ₆	3200	15100	22200	32400
과불화메탄	CF ₄	50000	3900	5700	8900
과불화에탄	C ₂ F ₆	10000	8000	11900	18000
과불화프로판	C ₃ F ₈	2600	5900	8600	12400
과불화부탄	C ₄ F ₁₀	2600	5900	8600	12400
과불화사이클로부탄	c-C ₄ F ₈	3200	6800	10000	14500
과불화펜탄	C ₅ F ₁₂	4100	6000	8900	13200
과불화헥산	C ₆ F ₁₄	3200	6100	9000	13200
Ethers and Halogenated Ethers					
CH ₃ OCH ₃		0.015	1	1	≪1
HFE-125	CF ₃ OCHF ₂	150	12900	14900	9200
HFE-134	CHF ₂ OCHF ₂	26.2	10500	6100	2000
HFE-143a	CH ₃ OCF ₃	4.4	2500	750	230
HCFE-235da2	CF ₃ CHClOCHF ₂	2.6	1100	340	110
HFE-245fa2	CF ₃ CH ₂ OCHF ₂	4.4	1900	570	180
HFE-254cb2	CHF ₂ CF ₂ OCH ₃	0.22	99	30	9
HFE-7100	C ₄ F ₉ OCH ₃	5.0	1300	390	120
HFE-7200	C ₄ F ₉ OC ₂ H ₅	0.77	190	55	17
H-Galden 1040x	CHF ₂ OCF ₂ OC ₂ F ₄ OCHF ₂	6.3	5900	1800	560
HG-10	CHF ₂ OCF ₂ OCHF ₂	12.1	7500	2700	850
HG-01	CHF ₂ OCF ₂ CF ₂ OCHF ₂	6.2	4700	1500	450

a 메탄의 GWP는 성층권의 H₂O와 O₃ 생산에 의한 간접 기여를 포함한다.

b 메탄과 아산화질소에 대한 값은 각 기체의 배출에 의한 간접적인 효과를 포함한 보정된 시간이다.

D. 기후시스템과 변화에 대한 모의

앞의 두 절은 기후요소와 기후변화 요인의 관측을 통하여 과거부터 현재까지 기후를 분석하였다. 이 절에서는 미래의 기후변화를 정량적으로 추정할 수 있는 유일한 도구인 수치모델에 대해 서술함으로써 미래의 기후와 연결하고자 한다. 지구시스템의 에너지 평형에 대한 기본적인 이해는 매우 간단한 모델로 일부 전지구 평균변수의 개략적인 정량적 추정을 제공할 수 있으나 보다 정확한 되먹임과정과 지역적인 상세화는 더 복잡한 기후모델로만 얻을 수 있다. 기후시스템의 복잡한 과정들은 미래 전망을 위해 통계방법이나 경험적 방법을 사용하여 외삽하는 것을 불가능하게 한다. 기후모델은 미래의 강제력 요인의 다양한 변화 시나리오에 대한 기후반응을 모의하는데 사용될 수 있다(F 절). 다양한 저장소로의 상대적인 흡수(sequestration)와 같은 배출된 CO₂와 다른 온실가스의 운명에 대한 전망은 이에 관련된 생화학 과정의 이해와 이러한 이해를 탄소순환에 관한 수치모델에 적용시키는 것을 필요로 한다.

기후모델은 지구기후시스템의 단순화된 수치적 표현이다(Box 3 참조). 모델이 기후시스템의 반응을 모의할 수 있는 정도는 기후시스템을 지배하는 물리, 지구물리, 화학 및 생물과정의 이해단계에 크게 의존하고 있다. SAR 이후, 모델을 이용한 지구 기후시스템의 모의는 상당히 개선되었다. 우선, 기후시스템을 지배하는 중요한 과정의 일부에 대한 현재 이해와 현재 기후모델에 얼마나 잘 표현되었는가를 요약하였다. 다음으로, 이 절에서는 미래 기후에 대한 유용한 전망을 만들 수 있는 현재 모델의 전반적인 능력을 평가하였다.

D.1 기후과정과 되먹임

기후시스템의 과정은 기후시스템의 자연변동성과 온실가스의 대기 중 농도 증가와 같은 섭동에 대한 반응을 결정한다. 중요한 기본적인 기후과정의 대부분은 잘 알려져 있고 잘 모델화되어 있다. 되먹임과정은 초기의 섭동에 대한 반응으로 변화가 증폭되거나(양의 되먹임) 또는 약화(음의 되먹임) 됨으로써 기후 변동과정을 모의하는데 매우 중요하다.

수증기

CO₂ 농도의 증가에 대한 반응으로 기후모델에 의한 강한 온난화를 설명하기 위한 주요 되먹임과정은 대기 중 수증기의 증가이다. 대기의 기온 상승

은 수증기를 포함할 수 있는 용량을 증가시킨다. 그러나 대부분의 대기가 불포화되어 있기 때문에, 이 사실이 자동적으로 수증기가 증가해야 한다는 것을 의미하지는 않는다. 경계층(대기의 1~2 km 하층)내에서 수증기는 기온이 상승하면 증가한다. 온실효과가 매우 중요한 경계층 위의 자유대기에서 상황은 정량화 하기 어렵다. 현재의 모델에서 유추한 수증기 되먹임과정은 수증기를 고정시켰을 때보다 온난화가 두 배로 증가한다. SAR 이후 구름에서 수증기 유출(detrainment)은 아직 불확실하고 모델의 수증기 분포가 관측과 상이한 점이 있음에도 불구하고 모델에서 수증기를 취급하는 기술은 크게 개선되었다. 모델은 열대와 아열대의 습윤지역과 건조지역을 모의하고 계절에 따른 변화과정과 경년변화를 모의할 수 있는 능력이 있다. 모의결과에서 발견된 것과 같은 정도의 크기로 양의 맑은 하늘의 수증기 되먹임과정에 대한 증거가 더 많기는 하지만 이것은 되먹임과정을 확인하지는 못한다.

구름

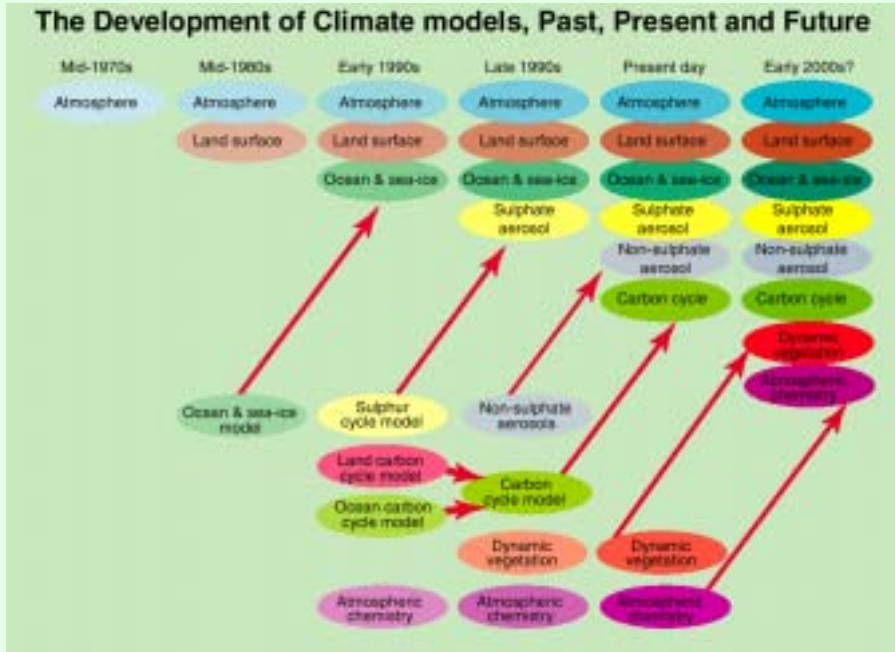
1990년 IPCC의 1차 평가보고서에서와 마찬가지로 기후에 대한 미래 전망에서 가장 큰 불확실성은 구름과 복사과정에서 비롯된다. 구름은 태양복사를 반사하거나 흡수하며(그러므로 지표층을 냉각화함), 장파복사를 흡수(그러므로 지표층을 온난화함)한다. 이러한 효과들은 구름의 높이, 두께와 복사 특성에 의존한다. 구름의 복사 특성과 발달은 대기의 수증기, 수적, 빙정, 에어로솔과 구름 두께의 분포에 의존한다. 구름 매개변수화의 물리적 원리는 구름의 물수지 방정식에 구름의 미세물리 특성을 매개변수화함으로써 상당한 불확실성이 남아 있음에도 불구하고 크게 개선되었다. 구름은 기후모의에 잠재적인 오차의 대표적인 중요한 원인을 대표한다. 모델이 체계적으로 구름의 태양 에너지 흡수를 과소 추정하는 것은 쟁점으로 남아있다. 구름의 순되먹임의 부호는 아직 불확실하며 다수의 모델에서 상당히 다르게 나타난다. 이외의 불확실성은 강수과정의 일변화와 강수량 및 회수를 정확하게 모의하는 것이 어렵다는 점에서 발생한다.

성층권

성층권의 구조와 복사과정 및 역학과정에서의 중요한 역할에 대한 인식 때문에 기후시스템에서 성층권의 중요성에 대하여 인식이 새로워지고 있다. 성층권을 포함한 대기 기온의 연직분포는 탐지와 원인 규명 연구에 중요한 지표이다. 성층권 하층 기온에서 관측된 하강은 CO₂ 농도의 증가라고 하기도는 남극의 오존 홀(Ozone hole)과 같은 오존의 감소가 원인이다. 대류권에서 생성된 파동은

BOX 3: 기후모델: 어떻게 만들어지며 어떻게 적용되는가?

종합적인 기후모델은 수학 방정식에 의해 표현되는 물리법칙에 기반을 두고, 지구 위에 3차원 격자를 이용하여 푼다. 기후모의를 위해서 기후시스템의 주요 성분들은 간단한 모델들(대기, 해양, 지표면, 빙권과 생물권)과 이들 성분들 사이의 과정들과 함께 표현된다. 이 보고서의 결과의 대부분은 이러한 모든 성분들 중의 일부를 포함하는 모델의 결과에서 얻어졌다. 대기과 해양 성분이 결합된 전구기후모델은 대기-해양 전구기후모델(AOGCM)이라고 부른다. 예를 들면, 대기 모듈에서 대규모의 운동량, 열과 수분을 묘사하는 방정식을 풀게 된다. 해양에 대해서도 비슷한 방정식을 푼다. 현재 대기모델의 해상도는 수평방향으로 250 km, 경계층 위에서 연직방향으로 1 km이다. 대표적인



Box 3, Figure 1: The development of climate models over the last 25 years showing how the different components are first developed separately and later coupled into comprehensive climate models.

해양모델의 해상도는 연직방향으로 200~400m이며, 수평방향으로 125~250 km이다. 모델의 적분간격은 약 30분이다. 예를 들어 구름이나 해양의 대류와 관련된 대부분의 물리과정들은 모델의 격자보다 작은 공간규모이기 때문에 모델에서 명시적으로 풀 수 없다. 이러한 작은 규모 과정의 효과는 대규모 변수를 이용하여 간단한 방법으로 물리적인 관계를 이용하여 평균된다. 이러한 기술은 매개변수(또는 모수)화 방법이다.

미래 기후변화를 정량적으로 전망하기 위해서 미래의 기후변화과정을 지배하는 중요한 모든 물리과정을 모의할 수 있는 기후모델을 활용하는 것이 필수적이다. 기후모델은 컴퓨터의 계산능력이 향상되면서 지난 수 십년간 발전되었다. 그 기간에 대기, 해양, 육지와 해빙과 같은 주요 성분의 모델은 따로 개발되어 점진적으로 통합되었다. 다양한 성분들을 결합시키는 것은 매우 어렵다. 최근에는 황의 배출과 공기 중에서 산화하여 황산염 에어로졸 입자를 생성하는 것을 묘사하기 위하여 황의 순환과정이 결합되었다. 일부 모델에서 육지와 해양의 탄소순환의 결합이 진행 중에 있다. 대기화학성분은 중심 기후모델과 연계되지 않은 상태에서 분리되어 개발되고 있다. 물론 궁극적인 목표는 지구의 기후시스템 전체를 가능한 많이 포함하여 모든 성분이 상호작용할 수 있고 이를 통해서 기후변화에 관한 전망은 각 성분들 간의 되먹임의 효과를 연속적으로 포함할 수 있다. 위의 그림은 기후모델의 과거, 현재와 미래의 발달과정을 보여준다.

어떤 모델들은 모의된 기후를 관측된 기후와 유사하게 하기 위해서 시간에 대하여 고정된 대기와 해양의 경계면에서 경험적인 플럭스 보정법을 통하여 오차와 지표플럭스 불균형을 상쇄시킨다. 모델의 오차에 의한 효과의 대부분을 제거하는 기후실험을 수행하려는 전략이 설계되었다. 이러한 방법으로 우선 '기준' 기후모의를 먼저 수행한다. 예를 들어 모델 대기에 CO₂를 증가시키면서 기후변화 시나리오 실험을 수행한다. 마지막으로 섭동에 의한 기후변화를 추정하기 위하여 차이를 계산한다. 차이를 계산하는 방법은 모델의 인위적인 보정과 두 번의 모델 수행에서 공통인 계통오차의 대부분을 제거한다. 그러나 서로 다른모델의 결과의 비교분석은 일부 오차는 지속적으로 결과에 영향을 미친다는 것을 보인다.

지구 기후시스템의 대부분의 특성은 혼란(chaos)이며, 발달과정은 초기조건에서 작은 섭동에 민감하다. 이러한 민감도는 일기의 상세한 발달과정의 예측성을 2주로 제한한다. 그러나 기후의 예측성은 기후시스템의 서서히 변하는 성분이 대기에 체계적인 영향을 미치지 때문에 이렇게 제한되지 않는다. 그럼에도 불구하고 초기조건과 모델의 불확실성을 포함하는 상태에서 신뢰성 있는 예측을 생산할 수 있으려면, 다른 초기 섭동 조건과 다양한 전지구모델을 사용하여 예측을 반복하는 것이 필요하다. 이러한 앙상블은 기후상태의 확률적 예측의 근간이다.

종합적인 AOGCM은 매우 복잡하며 수행하는데 계산시간이 많이 필요하다. 다양한 온실가스의 배출 시나리오와 모델의 가정이나 매개변수의 근사의 영향을 더 확실히 실험하기 위해서 단순화된 모델도 광범위하게 사용된다. 단순화는 저해상도와 단순화된 역학과 물리과정들을 포함한다. 단순모델, 중간모델과 종합모델은 함께 기후모델의 계급조직을 형성하며 매개변수기법의 선택과 기후변화의 확고함을 평가하기 위해서 필요하다.

Technical Summary

성층권으로 전파되어 흡수된다. 결과로서 성층권의 변화는 이러한 파동의 흡수를 변화시키며, 그 영향은 아래로 대류권까지 미친다. 특히 자외선 영역에서 태양빛의 세기의 변화는 광화학적으로 생성되는 오존 변화를 일으킴으로써 대류권의 순환을 변화시킬 수 있는 성층권의 가열율을 변화시킨다. 해상도의 한계와 일부 성층권 과정의 비교적 빈약한 묘사는 모델 결과에 불확실성을 부가한다.

해양

특히 열수송과 같은 해양과정의 모델링에서 주요한 개선이 이루어졌다. 이러한 개선은 해상도의 향상과 함께 모델의 플럭스 보정에 대한 필요성을 저감시키고 자연적인 대규모 순환패턴의 현실적인 모의와 엘니뇨(Box 4) 모의의 개선에 중요하다. 해류는 열대에서 고위도 쪽으로 열을 수송한다. 해양은 열, 물(증발과 강수를 통한)과 CO₂를 대기와 교환한다. 막대한 질량과 열용량 때문에 해양은 기후변화를 느리게 진행하게 하며 해양-대기 시스템의 변동성의 시간규모에 영향을 미친다. 기후변화에 관련된 해양 과정을 이해하는데 상당히 진척되었다. 해상도의 증가와 중요한 아격자규모 현상(예, 중규모 에디)의 개선된 표현(매개변수화)은 모의의 현실화를 증가시켰다. 주요 불확실성은 아직 범람(overflow) (그린랜드와 아이슬랜드 사이와 같은 좁은 해협을 통한 흐름), 서쪽 경계해류(즉 해안선을 따라 흐르는 대규모의 좁은 해류), 대류와 혼합과 같은 소규모 과정의 표현에 있다. 기후모의에서 경계류는 자연에서 보다 약하며 넓으며, 이러한 현상이 결과적으로 기후에 미치는 영향은 분명하지 않다.

설빙권

해빙과정에 대한 표현은 얼음 역학의 물리적 접근 방법을 적용하는 일부 기후모델의 개발에 따라 지속적으로 개선되었다. 전지구기후모델의 육빙과정의 표현은 초보 상태에 머무르고 있다. 설빙권은 영구적으로 또는 계절적으로 눈이나 얼음으로 덮여있는 지역을 포함한다. 해빙은 해양의 표면보다 태양복사를 많이 반사하고(즉 알베도가 높다), 겨울철 열손실로부터 해양을 보온하기 때문에 중요하다. 그러므로 해빙의 감소는 고위도에서 기후 온난화에 양의 되먹임과정이다. 또한 해빙은 해수보다 염분을 적게 포함하기 때문에 해빙이 생성되면 해양의 표층에서 염분도(salinity)와 밀도가 증가한다. 이것은 해양의 심층과 물순환을 촉진시킴으로써 해양 순환에 영향을 미친다. 빙하의 형성과 얼음평상의 용해는 육지에서 해양으로 민물이 흐름으로써 이러한 과정의 변화를 변화는 표층 염분도

를 변화시켜 해양순환에 영향을 미칠 수 있다. 눈은 육지 표면보다 알베도가 높아서 눈덮인 지역의 감소는 해빙보다 약하기는 하나 역시 양의 되먹임을 한다. 알베도와 대기-해양 교환에 영향을 미칠 수 있는 눈과 얼음의 범위와 두께를 표현하는 점차 복잡한 기법이 일부 모델에 사용되었다.

육지 표면

최신 지표과정을 포함하는 모델을 이용한 연구는 CO₂ 증가가 식물 생리에 미치는 직접적인 영향은 열대지역에서 지구온난화 효과에 의해 예상되는 지역적인 온난화와 건조화와 관련된 증발산의 상대적인 감소를 유발할 수 있다는 것을 제시한다. 지표면의 변화는 인위적인 기후변화(예를 들면, 기온 상승, 강수량 변화, 순복사 가열의 변화와 CO₂의 직접 효과)가 지표면 상태(예를 들면, 토양수분, 알베도, 지면거칠기와 식생)에 영향을 미침에 따라 중요한 되먹임을 제공한다. 지표면과 대기의 에너지, 운동량, 물, 열 및 탄소의 교환은 모델에서 위성탐측에 의해 개선된 지표 자료세트에 기초한 국지 식생의 유형과 밀도, 토양의 깊이와 물리적 특성의 함수로 정의될 수 있다. 식생의 광합성과 물 사용에 대한 이해에 있어 최근의 진보는 새로운 세대의 지표면 매개변수화 모델에서 지구의 에너지, 물과 탄소 순환과 결합하는데 활용되었으며, 지표면 매개변수화 모델은 야외관측에 의해 검증되었으며, 이를 장착한 GCM에서 지표면-대기 플럭스 모의가 명백히 개선되었다. 그러나 토양수분 과정, 강수유출, 지표이용도 변화 및 눈과 아격자규모의 비균질성을 취급하는데 풀어야 할 중요한 문제가 남아 있다.

토지 이용도의 변화는 여러 방법으로 전지구기후에 영향을 미칠 수 있다. 습윤한 열대(예를 들면 남미와 남동아시아)의 대규모 삼림 파괴는 증발을 감소시키며 지표기온을 상승시키기 때문에 가장 중요한 지표과정으로 확인되었다. 이러한 영향은 대부분의 모델에서 정성적으로 재생되었다. 그러나 아마존지역의 대규모 삼림파괴가 물순환에 미치는 영향을 정량적으로 평가하기에는 불확실성이 크다.

탄소 순환

물리과정에 기초한 지표와 해양의 탄소순환 모델과 관측에 대한 검증의 최근 진보는 향후 시나리오 연구에 사용함에 있어 더 많은 확신을 주었다. CO₂는 대기, 해양과 육지에서 빠르게 순환한다. 그러나 대기로부터 인간 활동에 의한 CO₂ 섭동의 제거는 훨씬 더 시간이 걸린다. 이것은 해양과 지표의 탄소를 저장할 수 있는 비율을 제한하는 과정

BOX 4: 엘니뇨-남방진동(ENSO)

경년규모에서 가장 강한 자연적인 기후변동은 엘니뇨-남방진동(El Nino-Southern Oscillation, ENSO)이다. ‘엘니뇨’라는 용어는 원래 페루 연안에 크리스마스 부근에 나타나는 남쪽으로 흐르는 약간 따뜻한 해류에 적용되었으나 그 후에 예외적인 강한 온난화와 연관되었다. 그러나 연안의 온난화는 날짜변경선까지 광범위한 지역의 해양의 온난화와 관련되어 있고 이 태평양 분지의 현상은 전지구 이상기후 패턴과 연관된다. 엘니뇨에 연결된 대기현상은 ‘남방진동’이라고 한다. 과학자들은 대기와 해양을 함께 ENSO라고 부른다.

ENSO는 자연현상으로 수 천년동안 지속되었다는 증거가 산호초와 안데스산맥의 빙하로부터 발견되었다. 열대 태평양의 해양과 대기 조건은 평균 상태인 적은 거의 없으며 약 3~6년 주기로 엘니뇨현상에서 태평양 분지의 냉각화인 라니냐 현상으로 불규칙하게 진동한다. 강한 현상은 일년 정도 지속된다. 태평양에서 해수면 온도의 특징적인 패턴은 ENSO 현상의 무대를 제공한다. 주요한 양상으로 열대 서태평양은 전세계에서 가장 해수의 온도가 높은 ‘Warm Pool’이며, 반대편인 동태평양은 냉수대가 형성되는데, 이 냉수대는 10월에 가장 발달하고 3월에는 약화된다. 열대지방의 무역풍은 편동풍으로 따뜻한 물을 서쪽에 쌓으며, 이에 따라 동쪽보다 서쪽에서 해수면이 0.60m 정도 높아진다. 바람은 표층해류가 어디로 해류가 흐르며, 갈라지는지를 유도한다. 그러므로 적도부근의 남미대륙 서안을 따라 차갑고 영양분이 풍부한 해수를 용승시켜서 식물성 및 동물성 플랑크톤과 이에 따라서 어류도 풍부하다. 대류와 뇌운은 따뜻한 물위에서 발달하기 때문에 해수면온도의 패턴은 열대의 강수량 패턴을 결정하고 이에 따라 잠열의 방출로 인한 대기가열 패턴을 결정한다. 가열은 열대에서 대규모의 문순 형태의 순환을 발생시키며, 결과적으로 바람을 결정한다. 열대지방에서 대기와 해양의 이러한 강한 결합과정은 엘니뇨현상을 발생시킨다.

엘니뇨 동안 열대 서태평양의 따뜻한 물은 무역풍이 약화됨에 따라 동쪽으로 이동하며, 열대의 폭풍우 패턴을 이동시키고, 무역풍을 더욱 약화시킴으로써 해수온도의 변화를 더욱 강화시킨다. 서쪽에서 해수면은 하강하고 적도를 따라 따뜻한 물이 동쪽으로 이동함에 따라 0.25m 까지 상승한다. 그러나 대기순환의 변화는 열대에 국한되지 않고 전지구로 확장하여 중위도의 제트기류와 폭풍의 진로(storm track)에 영향을 미친다. 라니냐현상이 발생하면 거의 반대되는 영향이 발생한다.

ENSO와 관련된 변화는 매년 일기와 기후에 심한 변동의 원인이다. 이 현상은 때때로 동반된 가뭄, 홍수, 열과 및 다른 변화 때문에 인류사회에 심각한 영향을 미치며, 농업, 수산업, 환경, 에너지수요, 대기질에도 심각하게 영향을 미칠 뿐만 아니라, 화재위험도도 변한다. ENSO는 대기의 CO₂ 교환의 조절에도 중요한 역할을 한다. 열대 태평양에서 영양분이 풍부하고 CO₂가 많이 포함된 해수의 용승은 엘니뇨가 발생하면 중지된다.

때문이다. 인위적인 CO₂는 해양의 높은 용해성 때문에 해양에 녹지만 해양에 의한 용해(탄산 화학 과정에 의한)는 연직 혼합의 유한한 속력에 의해 제한된다. 인위적인 CO₂는 예를 들면 토지 사용관리, CO₂ 비료(대기 중 CO₂ 농도의 증가로 인한 식물 성장의 증가) 및 인위적인 질소 유입과 같은 다양한 메커니즘을 통해 흡수된다. 이 흡수는 장기간 저장(목질과 부엽토)될 수 있는 식물 탄소의 비교적 적은 양에 의해 제한된다. 해양과 육지에 의해 흡수되는 CO₂의 배출량 중 일부는 CO₂ 농도가 증가됨에 따라 감소될 것으로 기대된다. 해양과 육지의 탄소순환의 과정모델(물리, 화학 및 생물과정의 묘사를 포함)이 개발되어 자연 탄소순환 관측자료에 대하여 평가되었다. 그러한 모델은 탄소순환에 미치는 인위적인 변화를 모의하도록 설정되었으며, 관측된 전지구 변화 경향과 대체적으로 일치하는 해양과 육지의 흡수 시계열을 생성할 수 있다. 모델간에는 해양순환과 기후에 대한 육지 생태계의 지역적인 반응을 다루는 방법에는 아직 상당한 차이가 있다. 그럼에도 불구하고 현재 모델은 기후변화가 고려되었을 때 해양과 육지의 CO₂ 흡

수가 적어진다는 것을 일관되게 나타낸다.

D.2 결합 시스템

D.1항에서 논의한 바와 같이 대부분의 상호작용은 기후시스템의 각 구성성분(대기권, 해양, 설빙권 및 육지 표면) 내에서 작용한다. 그러나 대부분의 중요한 과정과 상호작용은 기후시스템의 구성성분들이 결합되어 발생한다. 이들의 표현은 대규모 반응을 예측하는데 중요하다.

자연변동성

ENSO나 NAO와 같은 자연 순환패턴이 전지구 기후의 경년 및 장기간의 변동성에 대하여 중요한 역할을 한다는 것을 차츰 알게 되었다. 경년 규모에서 가장 강한 자연 변동은 ENSO 현상이다(Box 4 참조). ENSO는 본질적으로 가장 강한 변화가 열대 태평양에서 일어나지만 전세계의 지역기후에 영향을 미치는 대기-해양 결합모드이다. 전지구 기후모델은 적도의 남북방향 해상도를 증가시킴으로써 열대 태평양에서 ENSO와 유사한 변동성을 보

Technical Summary

여주기 시작하고 있다. 경년 규모의 ENSO 기간에 나타나는 패턴과 유사한 해수면온도와 대기순환의 패턴은 십년 규모나 더 장기간의 규모에도 나타난다.

북대서양 진동(The North Atlantic Oscillation, NAO)은 북반구 겨울철 대기순환 변동성에서 중요한 패턴이며, 더욱 현실적으로 모의되고 있다. NAO는 북극 주변에서 고리 모양의 성분인 극진동(The Arctic Oscillation, AO)과 밀접하게 연관되어 있다. NAO는 대류권과 성층권을 포함하는 지구 내부과정에서 발생한다는 분명한 증거가 있다. 대서양의 해수면온도(Sea Surface Temperature, SST)의 진동은 NAO의 세기와 연관되어 있으며 NAO와 대서양 사이의 적당한 상호작용은 십년 주기 변동을 유발하며 기후변화를 전망하는데 중요하다고 알려졌다.

기후변화는 지난 30년간 NAO 지수가 양의 값으로 나타나는 관측 추세와 1976년 열대 태평양에서 나타난 기후 “변이(shift)”와 같이, 평균의 변화뿐만 아니라 특정 기후 영역(regime)의 변화 징조가 나타날 수 있다. 결합모델은 NAO와 ENSO와 같은 자연 기후변동성의 관측된 양상을 모의하며 이것은 적합한 과정들이 모델에 포함되었다는 것을 의미하며, 이러한 자연과정들을 정확하게 묘사하기 위해서 더욱 진보되어야 할 것이다. 또한, ENSO와 NAO는 지역기후변화에 주요한 결정요소이며 급격하거나 역방향의 직관적인 변화가 일어날 수 있기 때문에 지역변화에 결정적으로 의존하는 기후변화 양상에 있어서 불확실성이 증가하게 된다.

열염분순환(THC)

열염분순환(Thermohaline Circulation, THC)은 대서양의 남북방향 열수송에 중요한 역할을 한다. THC는 온도와 염분도에 의해 발생하는 밀도 차이에서 구동되는 전지구규모의 해양의 대순환(overtun)이다. 대서양에서 열은 북쪽으로 흐르는 따뜻한 표층수와 심해에서 되돌아오는 북대서양의 차고 찬 해수에 의해 수송된다. 대서양의 THC의 변화는 표층의 부력의 섭동에 의해 유발될 수 있는데 표층의 부력은 강수, 증발, 육지에서의 유입, 해빙의 형성 및 열교환이나 전지구 또는 지역 기후변화의 결과로 변화할 수 있는 과정들에 의해 영향을 받는다. 대기와 해양의 상호작용은 THC와 관련되어 십년주기와 더 긴 시간규모에 중요하다. 대규모 대기 강제력은 저위도의 온난화와 증발현상 및 고위도의 냉각화와 강수현상과 상호작용하여 현재 대서양의 THC의 잠재 불안정의 원인이 된다. ENSO도 열대 대서양의 담수(fresh water) 평형을 변화시켜 대서양의 THC에 영향을 미침으로써 저위도

와 고위도의 결합을 제공한다. 대륙붕이나 좁은 협을 흐르는 작은 규모의 흐름과 해양의 대류 현상을 표현할 때 불확실성은 THC에서 상당한 변화를 포함하는 상황을 모의하는 모델의 능력을 제한한다. 북태평양은 염분도가 낮으므로 깊은 THC가 태평양에서 발생하지 않는다는 것을 의미한다.

비선형 현상과 급격한 기후변화

기후시스템에는 급격하고 비가역적인 변화의 가능성이 존재하지만 이러한 변화에 관련된 메커니즘이나 이에 따라 그러한 변이의 가능성이나 시간규모에 대하여 상당한 정도의 불확실성이 있다. 기후시스템은 복잡한 비선형적인 방법으로 작용하는 많은 과정들과 되먹임을 포함한다. 상호작용에 의해 시스템이 충분히 교란된다면 기후시스템이 (다른 기후상태로) 급격히 변화할 수 있는 문턱값(threshold)까지 올라갈 수 있다. 극빙하로부터 대기의 영역은 수년 동안에 변할 수 있으며, 대규모 반구규모의 변화는 수 십년 내에 발전될 수 있다는 증거가 있다. 예를 들면, 대서양 THC가 붕괴상태로 가는 급격한 변이에 대한 문턱값의 가능성은 여러 단계의 모델에 의해 입증되었다. 그러나 이러한 문턱값이 얼마이고 인간 활동이 그러한 문턱값을 넘게 할 가능성이 얼마인지는 확실하지 않다(F.6 참조). 대기순환은 ENSO나 NAO/AO 또는 빠르게 일어나는 위상 변화에 기인하는 서로 다른 패턴에 의해 구별할 수 있다. 기본 이론과 모델은 기후변화가 이러한 패턴의 발생 횟수의 변화에서 먼저 나타날 수 있다고 제시한다. 식생의 변화는 직접적인 인위적 삼림 파괴나 지구온난화에 의한 삼림 파괴를 통하여 급격히 발생할 수 있으며 더 이상의 기후변화를 유도할 수 있다. 5,500년전 사하라사막의 급격한 생성은 육지표면에서 나타난 비선형 변화의 예라고 생각된다.

D.3 지역기후기법

지역기후정보는 SAR에서는 제한적으로 언급되었다. 지역적으로 구체화하는데 사용된 기법은 SAR 이후 상당히 개선되었으며 광범위하게 적용되었다. 이러한 기법은 세 종류로 구분할 수 있다: 고해상도 및 변동 해상도의 AOGCM; 지역기후모델(RCM) 또는 등지형 제한지역 기후모델; 경험/통계 및 통계/역학 모델이다. 각 기법들은 서로 다른 장단점을 가지고 있으며 대륙 규모에 대하여 적용할 때 각각의 모델을 활용 필요성에 크게 의존한다.

저해상도의 AOGCM은 일반적인 대기순환 양상을 잘 모의한다. 지역규모 모델은 면적평균 편이가 지

역과 모델에 따라 크게 다르며 대륙보다 작은 규모에서 계절기온의 편이는 대표적으로 $\pm 4^{\circ}\text{C}$, 강수량은 $-40\sim 80\%$ 를 보인다. 이러한 값들은 SAR에서 평가된 AOGCM과 비교하여 중요한 개선이라고 할 수 있다.

SAR 이후 고해상도/변동해상도 AGCM의 개발은 모델 역학과 대규모 순환은 해상도가 증가함에 따라 개선된다는 것을 보여준다. 그러나 발표된 소수의 결과에서 계통오차는 저해상도에 비교하여 악화된다.

고해상도 RCM은 SAR 이후 상당히 개선되었다. 지역모델은 일반적으로 AGCM에 비하여 모의된 기후의 공간적 세부사항을 개선한다. 관측된 경계 조건에 의해 수행된 RCM은 지역규모가 $10^5\sim 10^6$ km에 대하여 지역평균 기온 편이가 일반적으로 2°C 이하, 강수량 편이는 50% 이하라는 것을 보여 주었다. 지역 연구는 상세규모에서는 대규모 평균 결과와는 크거나 부호가 다를 수 있다는 것을 제시한다. 모델들 간에 비교적 변동범위가 크며, 그 원인은 분명하지 않다.

D.4 전반적인 역량의 평가

결합모델은 SAR 이래 상당히 진보되고 개선되었다. 일반적으로 모델은 아대륙(Sub-continental) 규모와 계절에서 십년 시간규모에 대하여, 믿을만한 기후모의를 제공한다. 결합모델은 미래의 기후를 전망하는데 적절한 도구라고 사료된다. 이러한 모델은 기후의 모든 점을 모의할 수는 없다(예를 들면, 1979년 이래 지표-대류권 기온차이의 관측된 변화). 구름과 인위적인 활동은 중요한 불확실성의 원인이나, 이러한 사항을 모의하는데 점진적인 개선이 있었다. 어떠한 하나의 모델도 ‘최고’라고 할 수 없으며 다른 방식의 효과를 실험하기 위해서 조심스럽게 평가된 다양한 결합모델의 결과를 활용하는 것이 중요하다. 모델에 대한 증가된 확신에 대한 논리적 근거는 다음의 분야에서 모델의 성과에서 기인한다.

플럭스(flux) 보정

플럭스 보정을 사용하지 않는 여러 모델의 개선된 성과에 의해 모델 전망의 전반적인 신뢰는 증가되었다. 이러한 모델들은 기후변화 전망에 사용될 수 있으며 충분한 품질을 가진 지표기후 모의를 수백년간 안정하게 유지한다. 플럭스 보정 없이 수행할 수 있는 모델로의 변화는 대기와 해양 성분의 개선에 의한 것이다. 대기모델에서 대류, 경계층,

구름, 지표 플럭스의 개선은 가장 주목할 만하다. 해양모델에서 해상도, 혼합층, 맨돌이의 표현이 개선되었다. 플럭스 보정 모델과 플럭스 보정이 없는 모델에 의한 기후변화연구의 결과는 대략적으로 일치하지만 안정된 플럭스 보정과정이 없는 모델은 미래의 기후를 모의하는 능력에 대한 신뢰도를 높인다.

20세기의 기후

미래기후를 전망할 수 있는 모델의 능력에 대한 확신은 온실가스와 황산염 에어러솔의 증가에 따른 20세기 지표기온의 온난화 추세를 재현할 수 있는 여러 모델의 능력에 의해 증가되었다. 이것은

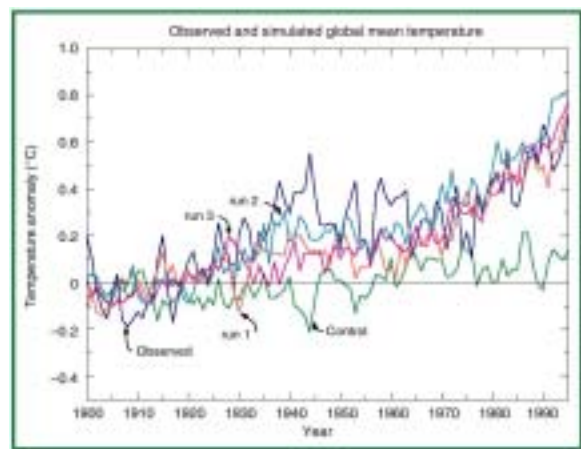


그림 13: 1900~1990년에 관측 평균에 대한 관측과 모의된 전지구 평균기온편차($^{\circ}\text{C}$). AOGCM을 이용한 기준모의와 동일한 온실가스와 에어러솔 강제력에 대하여 초기조건을 달리하여 독립적으로 수행된 3 모의사례이다. 온실가스와 에어러솔 시나리오에 대한 모의는 ‘run1’, ‘run2’, ‘run3’로 표시하였다. (그림 8.15 참조)

그림 13에 표시하였다. 그러나 황산염 에어러솔의 이상(理想)적인 시나리오만이 사용되었으며 일부 부가적인 과정과 강제력은 모델에 포함되지 않았다. 일부 모델링 연구는 태양 변동성과 황산염 에어러솔과 같은 강제력의 포함은 20세기 기후변동성의 모의를 부분적으로 개선할 수 있다고 제시한다.

특이현상

기후모델에서 모의된 특이 현상, 특히 폭풍의 진로와 발생 횟수에 대한 분석과 신뢰는 아직 시작 단계이다. 열대폭풍과 유사한 소용돌이(vortex)는 기후모델에서 모의되었으나 열대 태풍의 변화를 전망한 것으로 해석하기에는 불확실성이 아직 남아 있다. 그러나 일반적으로 관측과 결합모델에서 특이 현상의 분석은 미흡하다.

경년변화

결합모델의 ENSO 모의능력은 개선되었으나 변동성은 서쪽으로 전이되었고 세기는 과소 평가되었다. 표면 바람과 수면 아래 해양 자료로 적합하게 초기화되어 일부 결합모델은 ENSO 현상을 예측하는데 어느 정도 성공하였다.

모델 상호비교

모델의 체계적인 상호비교는 기후모델의 성능 향상의 주요한 증거이다. 예를 들면 결합모델상호비교사업(Coupled Model Intercomparison Project, CMIP)을 통하여 보다 종합적이며 체계적인 평가와 표준화된 구성과 표준화된 강제력에 반응하는 결합모델 결과의 상호 비교가 가능해졌다. 결합모델의 성능 개선의 정량화 정도가 증명되었다. 고기후모델 상호비교사업(Paleoclimate Model Intercomparison Project, PMIP)은 홀로세(Holocene) 중간인 6,000년전과 마지막 빙하기인 21,000년 전에 대한 모델의 결과를 상호 비교한다. 고기후의 일부 양상을 모의하기 위한 이러한 모델의 능력은 고기후 대응(프록시)자료와 비교함으로써 다양한 강제력 범위에 대한 모델(적어도 대기 성분)에 대한 확신을 준다.

E. 기후변화에 대한 인류의 영향의 확인

B와 C 절은 기후와 강제력 요인에서 관측된 과거 변화의 특성을 요약하였다. D절은 강제력의 변화에 대한 기후시스템의 반응을 예측하기 위한 기후모델의 능력을 분석하였다. 이 절에서는 현재까지 인위적인 기후변화를 확인할 수 있는지에 관한 문제를 분석하기 위해서 그러한 정보를 활용한다.

이것은 처리해야 하는 중요한 점이다. SAR에서는 “증거에 의하면 전지구 기후에 인위적인 영향을 식별할 수 있다”고 결론지었다. 인위적인 기후변화 시그널의 검출과 원인 규명은 점진적인 증거의 축적을 통해 성취할 수 있다. SAR에서는 내부 변동성, 강제력과 반응의 세기 및 패턴을 포함하는 다양한 요인의 불확실성을 지적하였으며, 이것은 더 강한 결론을 내리지 않았다.

E.1 탐지와 원인 규명의 의미

탐지(detection)는 관측된 변화가 자연변동성에 의해 설명될 수 있는 것보다 통계적으로 유의하게 다르다는 것을 증명하는 과정이다. **원인 규명(attribution)**은 다양한 가정들을 평가하여 정해진 일정 수준의 확신을 가지고 원인과 결과를 입증하

는 과정이다. 기후강제력에서 인위적인 변화에 대한 반응은 자연변동성과 외적인 요인에 의한 기후 변동성 배경에 대하여 발생한다. 내부 기후변동성 즉 외적인 요인에 의해 강제되지 않는 기후변동성은 수주에서 수 백년, 수 천년에 달하는 시간규모에서 발생한다. 해양과 같은 서서히 변하는 구성 성분은 일기 변동성을 조정하기 때문에 수 십년~수 백년 시간규모에서 특히 중요한 역할을 한다. 그러므로 기후는 외적 영향이 없이 장기 시간 규모에서 상당한 세기의 변동을 발생시킬 수 있다. 외적으로 강제된 기후변동(시그널)은 태양복사나 화산폭발과 같은 자연적인 강제 요인의 변화, 온실가스나 에어로솔의 농도 증가와 같은 인위적인 강제 요인에 의해 일어날 수 있다. 이러한 자연적 기후변동성의 존재는 인위적인 기후변화의 탐지와 원인 규명은 통계적인 “신호 대 잡음(signal to ratio)” 문제라는 것을 의미한다. 탐지에 관한 연구는 관측된 변화가 확률적인 관점에서 매우 발생할 가능성이 없는 것인지를 확인하지만 이것은 우리가 그 원인을 이해한다는 것을 꼭 포함한다고 볼 수는 없다. 기후변화가 인위적 요인에 의한 것인지에 대한 원인 규명은 통계적 분석과 주어진 오차 범위내에서 관측된 변화가 아래와 같다는 것을 복

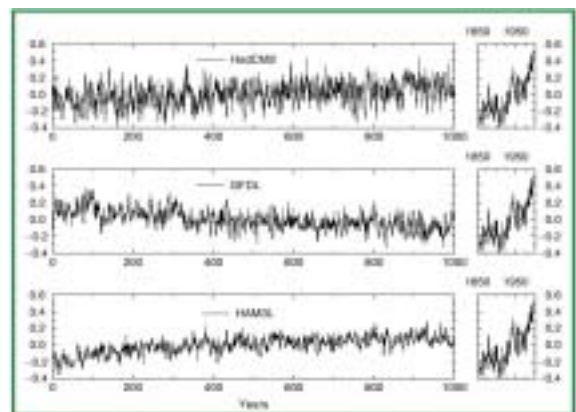


그림 14: 세 종류(해들리, GFDL, 함부르크)의 기후 모델에 의한 1,000년 규준실험에 의한 전지구평균 지표기온 편차와 최근의 계기관측자료의 비교. 모델규준실험은 관측된 추세와 같은 강한 추세를 보이지 않는다. 만약 이 모델들의 내부변동성이 맞는다면 최근의 온난화는 기후시스템 내부에서 산출된 변동성에 의한 것이 아니라고 보인다. (그림 12.1 참조).

합적인 증거에 대한 조심스러운 평가를 포함한다.

- 전적으로 내부변동성에 의한 것이라고 보기 매우 어렵다;
- 주어진 인위적, 자연적 강제력의 조합에 대한 추정된 반응과 일치한다;
- 주어진 강제력의 조합의 중요한 요소를 제외한

최근 기후변화에 대한 물리적으로 이해될 수 있는 설명이 일치하지 않는다.

경향을 보이지 않는다.

E.2 연장된, 더 세밀히 분석된 관측기록

지난 5년 중에서 3년(1995, 1997, 1998)은 계기관측사상 전지구적으로 가장 더운 해였다. 전지구 및 반구 평균기온자료에 대하여 관측오차의 영향이 추정되었다. 위성(마이크로파 센서, Microwave Sounding Unit, MSU)에 의한 기온자료의 오차와 불확실성에 대한 이해가 증진되었다. MSU와 라디오존데 자료의 차이는 대체적으로 해결되었으나 지표와 대류권 하층의 기온의 차이는 완전히 설명되지 못한다(B절 참조). 지난 1,000년간에 대한 복원된 기온자료는 고기후 복원과정의 불확실성을 고려하더라도 지난 100년간 기온변화가 자연적이라고 보기는 어렵다.(B절 참조)

E.3 내부 변동성의 새로운 추정치

지난 100년간 온난화는 현재 모델에 의해 추정된 바에 따르면 내부 변동성에만 의한 것은 아니라고 보여진다. 계기관측은 짧으며 인위적인 영향을 받은 기간을 포함한다. 고기후자료는 태양빛과 주요 화산폭발의 횟수 변화와 같은 자연적으로 강제된 변동을 포함한다, 이러한 제약은 기후의 내부변동성을 추정하기 위하여 결합모델을 이용한 장기간의 '제어(control)' 모의를 사용할 수밖에 없다. SAR 이후 더 많은 모델들은 기후의 내부변동성의 크기를 추정하기 위해 사용되었으며 대표적인 결과를 그림14에 나타내었다. 그림에서 볼 수 있듯이 이러한 모델에서 전지구규모의 내부변동성의 범위가 매우 크다. 탐지와 원인 규명 연구에 적합한 더 장기간 규모의 변동성의 추정은 경년과 십년주기 규모에 대하여 불확실하며 일부 모델은 외적 요인에 의한 변동성을 포함하지 않았음에도 불구하고 비슷하거나 더 큰 변동성을 보인다. 인위적인 신호 탐지에 대한 결론은 내부변동성을 추정하기 위해 사용된 모델에 대하여 민감하지 않으며 최근의 변화는 모의된 내부변동성을 두 배 이상으로 증가시킨다고 해도 순수한 내부변동성으로 설명할 수 없다. 가장 최근의 탐지 및 원인 규명 연구는 지표에서의 모델에 의해 추정된 내부변동성이 탐지 및 원인 규명 연구에 사용된 대규모 시공간규모의 인위적인 신호를 제거하고 난 잔여 변동성과 불일치한다는 증거는 찾지 못하였다. 그러나 불일치성을 탐지할 수 있는 능력은 제한되어 있다는 것을 주의해야 한다. 그림 14에서 나타낸 바와 같이 어떠한 모델의 규준실험도 지난 1,000년간 관측된 기온의

E.4 자연강제력의 새로운 추정치

이론과 모델 모의에 근거한 평가는 최근에 관측된 지구온난화나 대기 연직 기온구조의 관측된 변화를 자연강제력만으로는 설명할 수 없는 것으로 보인다. 해양-대기 결합모델은 기후변동과 변화에 대한 자연강제력의 기여도를 추정하기 위하여 지난 100~300년 동안 태양과 화산 강제력의 복원자료를 사용하였다. 자연강제력의 복원이 불확실하지만 이러한 영향을 포함하는 것은 수 십년 변동과 같은 장기 시간규모에서 변동성이 증가한다. 이것은 느린 주기의 변동성은 고기후복원에 의해 추출된 변동성과 비슷하다. 태양과 화산 등 순 자연강제력은 지난 20년간 동안이나 아마도 지난 40년간 음의 값을 갖는다. 통계적 평가는 내부와 외적으로 강제된 모의된 자연변동성은 20세기 후반에 발생한 온난화를 설명할 수 없다는 것을 확인한다(그림 15). 그러나 특히 20세기 초반에 태양과 화산활동이 기후에 영향을 미쳤다는 증거가 있다. 모델들은 태양과 화산 강제력에 대한 반응의 세기를 과소 추정하지만, 시공간 분포 패턴은 20세기에 관측된 기온변화를 설명할 수 없다.

E.5 기후변화 시그널 추정에 대한 민감도

관측된 기후변화와 인위적인 강제력에 대한 모델의 반응 사이에 정성적인 일치에 대하여 다양한 증거가 있다. 전지구기온의 상승, 육지와 해양의 기온 차의 증가, 해빙의 감소, 빙하의 퇴각 및 북반구 고위도의 강수량의 증가를 모델과 관측에서 같이 나타냈다. 그러나 모델은 위성이나 라디오존데에 의한 관측에 나타난 것보다 더 빠른 온난화를 예측한다는 사실을 포함하여 일부 정량적 불일치가 남아있다.

탐지연구에 활용하기 위한 온실가스와 황산염 에어러솔에 대한 모든 모의는 지난 30년간 지표와 대류권의 추세를 설명하기 위하여 상당한 인위적인 요인에 의한 기여를 필요로 한다는 것을 발견했다. SAR 이후 온실가스의 증가와 에어러솔의 효과를 일부 포함하는 모의실험자료가 제공되고 있다. 여러 연구는 온실가스의 명시적인 표현을 포함하고 있다(CO₂의 증가 상당량에 대응하여). 일부는 대류권의 오존 변화, 상호적인 황 순환, 황산염 에어러솔의 산란에 대한 명시적 복사 계산 및 성층권 오존 변화에 대한 개선된 추정 등을 포함하고 있다. 전반적으로 이러한 인위적인 요인에 대한 기

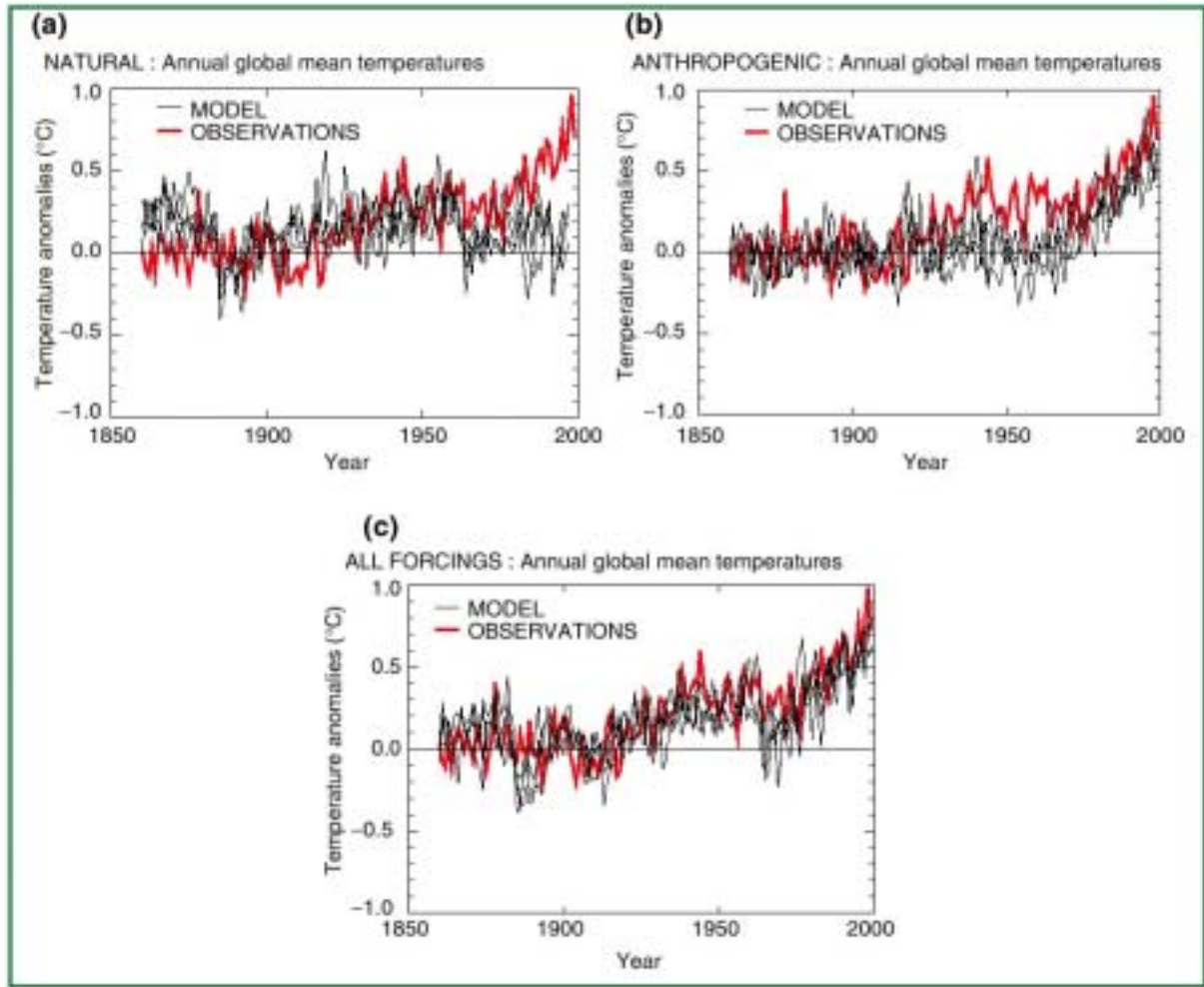


그림 15: 1880-1920 관측기록평균을 이용해서 산출된 전지구평균지표온도 편차를 해양-대기결합기후모델을 이용한 4개 멤버모의 앙상블과 비교(Stott *et al.*, 2000b; Tett *et al.*, 2000). (a)태양과 화산강제력을 포함했을 때. (b)온실가스, 성층권과 대류권오존변화, 황산염 에어러솔의 직접·간접효과를 포함한 인위적 강제력. (c) 자연과 인위적 강제력 모두를 포함. 굵은 선은 기기관측자료들, 가는 선은 4개 멤버 앙상블에 포함된 각각의 모델모의결과를 보여준다. 자료는 연평균값이다. 모델자료는 관측이 있는 위치에서만 샘플되었다. 황산염 에어러솔의 변화는 상호비교하에 계산되었고, 대류권 오존의 변화는 물질수송모델을 이용하여 분리계산하였다. 구름뱁기의 변화(황산염 에어러솔의 첫 번째 간접효과)는 분리모의(Jones *et al.*, 1999)에 의해서 계산되고, 모델에 포함되었다. 성층권 오존의 변화는 관측에 근거했다. 화산강제력은 Sato *et al.*(1993)의 자료에 근거했고, Lean *et al.*,(1995)의 태양강제력은 1997년까지 갱신되어 사용되었다. 1990년에 순인위적 강제력은 황산염 에어러솔로 인한 1.0 Wm^{-2} 의 냉각을 포함하여, 1.0 Wm^{-2} 이다. 1860년에 대한 1990년의 순자연강제력은 0.5 Wm^{-2} 이고, 1992년은 피나투보화산 폭발 때문에 2.0 Wm^{-2} 의 순냉각이 있었다. 인위적 강제력을 포함한 다른 모델들은 b에서 보여지는 것과 유사한 결과를 보인다(8장의 8.6.1, 그림 8.15참도; Hasselmann *et al.*, 1995; Mitchell *et al.*, 1995b; Haywood *et al.*, 1997; Boer *et al.*, 2000a; Knutson *et al.*, 2000). (그림 12.7 참조)

후의 반응의 탐지는 때때로 모호하지만 지난 50년간 지표기온 변화에 대한 온실가스의 영향을 탐지하는 것은 확실하다. 일부에서는 모의 앙상블이 시간의 함수인 반응 추정치에서의 노이즈를 줄이기 위해 수행되었다. 어떤 연구에서는 반응의 계절 변화를 분석하였다. 추정된 기후변화 시그널의 불확실성은 관측된 기후변화의 원인을 특정한 자연적 및 인위적인 요인의 조합으로 설명하는 것을 매우 어렵게 한다. 그러나 모든 연구에서 적어도 지난

30년간 지표와 대류권의 추세를 설명하기 위해서 인위적인 영향이 중요하다는 것을 발견하였다.

E.6 탐지기술의 다양화

기온

기후에 대한 인류의 영향에 대한 증거는 다양한 탐지기술을 통해서 얻을 수 있다. SAR 이후 주요

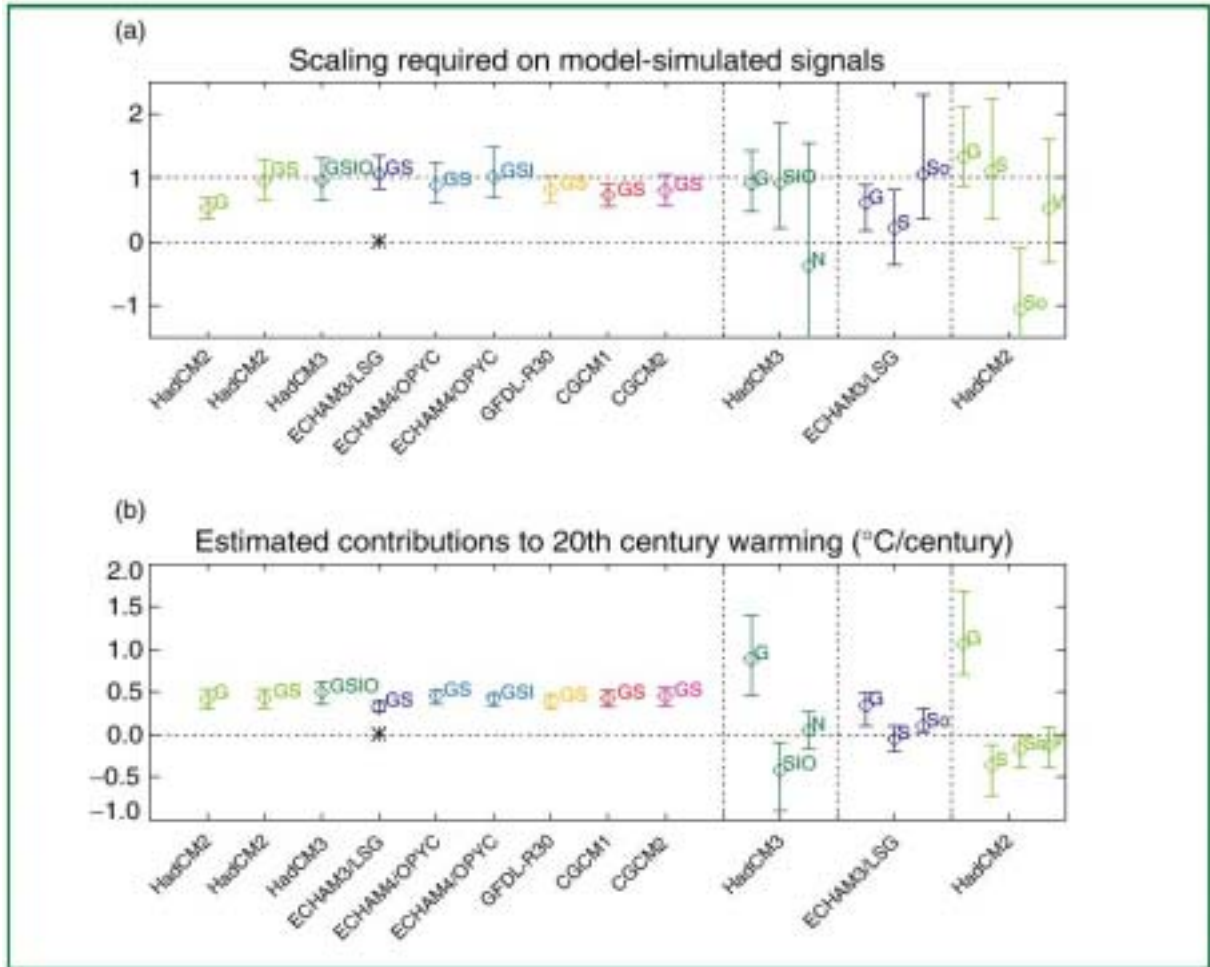


그림 16: (a) 관측기록에 나타난 변화를 재현하기 위하여 모델에 의해 모의된 시그널의 세기에 곱해야 하는 ‘규모화 인자(scaling factor)’에 대한 추정. 수직 막대는 내부변동성에 의한 5~95% 불확실성을 나타낸다. 1을 포함하는 범위는 강제력 세기와 모델에서 모의된 반응의 조합은 대응하는 관측된 변화와 부합한다는 것을 의미한다. 한편 0을 포함하는 범위는 모델에서 모의된 시그널이 탐지하기가 어렵다는 것을 의미한다. 시그널은 외적 강제력에 대한 앙상블 평균 반응으로 1896~1996년 평균에 대한 1946~1996년의 대규모(>5,000 km) 지표기온에 나타난 것으로 정의된다. 처음 기재사항 G는 규모화 인자와 관측은 온실가스와 내부변동성에 대한 반응으로 구성되어 있다는 가정 하에 구한 5~95% 신뢰구간을 보여 준다. 범위는 1보다 작으며 (다른 모델의 결과와 부합한다), 온실가스에 의해 강제된 모델은 관측된 온난화 시그널을 과대평가한다는 것을 의미한다. 다음 8개의 기재사항은 온실가스와 황산염 에어로솔의 강제력에 대한 모델의 모의 반응에 대한 규모화 인자를 보여주는데(GS), 간접 황산염 에어로솔과 대류권 오존의 강제력을 포함하는 사례와 성층권의 오존 감소를 포함하는 사례가 포함되어 있다(각각 GSI와 GSIO이다). 단지 한 사례(CGCM1)만이 규모화 인자가 1이다. 그러므로 모델들이 모델에서 모의된 GS 시그널과 내부변동성이 충분히 표현되었다는 가정(즉 자연 강제력은 이 진단과정에서 순영향이 거의 0에 가깝다)하에 관측된 반응의 세기를 체계적으로 과소 또는 과대 예측한다는 증거가 희박하다. 관측된 잔여 변동성은 ECHAM3(* 표시)를 제외하고 이 가정과 일치한다. 인위적인 반응의 모의만이 가능한 모델을 포함한다는 가정을 할 수밖에 없으나 자연 강제력에 대한 반응의 불확실성을 설명할 수 없기 때문에 이러한 시그널 사례들의 불확실성 추정치는 완전하지 않다. 그러나 이러한 범위는 최근 지표 근처 온도변화의 설명으로써 다양한 모델에 의해서 모의되는 것처럼 내부변동성을 기각할 수 있는 높은 신뢰도를 보여준다.

보다 완전한 불확실성분석은 다음 3개의 기재사항에 의해서 제공되는데, 이것들은 적절한 모의가 수행되어진 경우에 대해서 개개 온실(G), 황산염(S), 태양+화산(N), 태양(S), 화산(V)에 일치하는 규모화 인자를 제시한다. 이런 경우는 자연적으로 강제된 반응의 규모에 존재하는 불확실성을 설명하기 위해서 동시에 다중인자를 추정했다. 불확실성은 증가하지만, 온실효과 시그널은 일관성 있게 탐지가 가능한 것으로 남아있다. 하나의 경우(ECHAM3)에 모델은 온실반응을 과대평가하는 것으로 나타났지만, 이 결과는 기준의 구성요소가 탐지공간을 정의하는데 사용된 것에 민감하다. 모델이 화산시그널의 포함에 어떻게 반응하는지도 잘 알려져 있지 않다. 태양과 화산강제력을 둘 다 포함한 모델(HadCM2와 HadCM3) 경우에, G와 S시그널은 탐지 가능한 것으로 남아있고, 자연시그널이 결합되어 추정되었거나 분리되어 추정되었거나(S와 V 반응에 대한 다른 오차를 허용)에 독립적인 unity와 일치한다. (b)5~95% 신뢰구간을 가지고 (a)에 제시된 결과에 근거한 20세기 전지구 평균온난화에 추정된 기여도. 비록 추정치는 모델이 시그널과 어떤 강제력이 가정되었는지에 따라 달라지고, 한 개 이상의 시그널이 추정되면 덜 확실하지만, 모든 모델은 20세기의 온난화에 대한 인위적 기후변화의 주요한 기여를 보여준다(Allen *et al.*, 2000a). (그림 12.12 참조)

Technical Summary

진보는 기술의 다양화와 결과가 이러한 기술을 적용함에 있어 사용된 가정과 얼마나 독립적인가 하는 정도의 평가의 증가이다. 패턴 상관 하나 혹은 그 이상의 패턴과 시간에 따라 변하는 패턴을 이용한 탐지의 최적화 연구와 여러 종류의 다른 기술에 의한 연구가 수행되었다. 연구 횟수의 증가, 기술의 폭, 기후에 대한 인위적인 강제력의 역할에 대한 평가의 엄밀성 증가와 이러한 기술을 적용할 때 사용한 가정에 따른 결과의 확실함(robustness) 등은 탐지와 원인 규명에 대한 확신을 증가시켰다.

결과는 시공간 규모에 민감하다. 수 십년의 자료가 내부변동성과 강제된 시그널을 구분하기 위하여 필수적이다. 이론적인 연구에서 지표기온변화는 5,000km 규모 이상에서 탐지될 수 있다고 증명되었다. 이러한 연구는 패턴 상관 연구에서 모의와 관측 사이의 합의 수준은 이론적으로 기대할 수 있는 것에 유사하다는 것을 보였다.

지난 50년간에 대하여 많은 원인 규명 연구는 온실가스 농도 증가에 의한 지구온난화의 증가율과 세기는 관측된 온난화와 비슷하거나 더 크다는 것을 발견하였다. 원인 규명 연구는 “특정한 강제 요인에 대한 모의된 반응의 세기가 관측 결과와 일치하는가”에 대한 문제를 탐구하는 것이다. 다원-시그널 기술은 기후에 미치는 다른 요인들의 영향을 구분하는 것을 가능하게 하였다. 시간에 따라 변하는 시그널의 포함은 자연적, 인위적 강제력을 구분하는데 기여하였다. 더 많은 반응 패턴이 포함됨에 따라 패턴의 다른 조합들이 관측에 대해 거의 비슷하게 맞기 때문에 퇴보의 문제가 일어난다. 그럼에도 불구하고 분석에 모든 주요한 반응들이 포함되어도 온실가스 시그널은 여전히 탐지된다. 또한 대부분의 모델들은 온실가스와 황산염 에어러솔을 포함하는 추정값은 이 기간에 대한 관측과 일치한다. 지난 140년간 모델 모의와 관측의 가장 좋은 동의를 인위적인 요인과 자연적인 요인을 함께 포함하였을 때라는 것이 밝혀졌다(그림 15 참조). 이러한 결과는 포함된 강제력은 관측된 변화를 설명하기에 충분하다는 것을 보이지만 다른 강제력들의 기여 가능성을 배제하지는 않는다. 전반적으로 온실가스 농도의 증가에 대한 기온 반응의 크기는 관측과 일치되는 되지만(그림 16) 다른 자연적 요인과 인위적 요인에 대한 모델과 관측의 반응 사이에 차이가 남아있다.

포함된 다른 강제력의 불확실성은 지난 50년간 인위적인 온실가스의 영향을 확인하는 것을 방해하지 않는다. 황산염 에어러솔의 강제력은 불확실하지만 이 기간에는 음이었다. 이 기간 동안 자연강

제력의 변화는 역시 음으로 추정된다. 그러므로 인위적인 온실가스의 영향을 탐지하는 것은 황산염 에어러솔의 강제력의 불확실성이나 자연 강제력이 모든 모델 모의에 다 포함된 것이 아니기 때문에 제거할 수는 없다. 온실가스, 황산염 에어러솔, 자연 강제력에 대한 각각 분리된 반응을 구분하는 연구는 황산염 에어러솔과 자연 강제력의 세기에 대하여 추정이 불확실하지만, 거의 모든 연구는 최근 기후 기록에서 인위적인 온실가스의 시그널을 탐지할 수 있다.

사용된 탐지와 원인 규명 방법은 각각의 강제력에 대한 전지구 평균 반응의 세기의 오차에 민감해서는 안된다. 이 보고서에서 사용된 시그널 추정 방법에서 시그널의 세기는 모의된 반응의 세기가 아니라 관측에서 추정된다. 그러므로 추정치는 모델의 기후 민감도와 같은 반응의 모의된 세기를 결정하는 이러한 요인들과는 무관하다. 또한 주어진 강제력에 의한 시그널이 개별적으로 추정된다면 세기는 반응을 일으키는 강제력의 크기와 무관하다. 태양과 간접 황산염 에어러솔 강제력의 세기의 불확실성은 추정된 시그널의 세기에 영향을 미치지 않는다.

해수면

20세기 온난화는 해수의 열팽창과 육빙의 감소를 통해서 관측된 해수면 상승에 상당히 기여한 것 같다. 현재의 불확실성으로 관측과 모델은 20세기 동안에 유의한 해수면 상승이 나타나지 않는다는 것에 대하여 일치한다.

E.7 탐지와 원인 규명에 남아있는 불확실성

불확실성을 줄이는데 어느 정도 진보하였으나 SAR에서 확인된 불확실성의 대부분 원인은 아직 남아 있다. 이것들은:

- 모델과 관측 사이에 존재하는 대류권 기온변화의 연직구조의 차이. 이러한 차이는 모델에서 보다 현실적인 강제력을 사용함으로써 전체적으로 해결하지는 못했지만 감소되었다. 또한, 지난 20년간 지표와 대류권 하층의 추세는 모델 모의에서 완전히 재생되지 않는다.
- 모델과 관측으로부터 내부 기후변동성의 추정의 불확실성. 위에서 언급한 바와 같이 내부변동성은 탐지할 수 있는 기후변화가 일어났다는 주장을 무효화할 수 있을 정도로 크지는 않은 것으로 보인다(거의 확실하다).
- 지난 20년을 제외하고 대용자로나 제한된 관측

BOX 5: 배출 시나리오에 관한 특별보고서(Special Report on Emission Scenarios, SRES)

A1. A1 줄거리와 시나리오 집단은 미래 세계를 매우 빠른 경제성장, 세계인구가 중반에 정점에 도달하였다가 그 이후 감소, 효율적인 신기술의 도입으로 설명한다. 주요한 기본 테마는 지역 간의 수입의 격차가 상당히 줄어들어 따라 지역 간의 수렴, 가능성의 축적 및 사회 문화적 교류의 증대이다. A1 시나리오 집단은 에너지 시스템의 기술 변화의 대안 방향에 따라 세 그룹으로 발전된다. A1의 시나리오 그룹은 기술의 강조 방향에 따라 구분될 수 있다: 화석연료 중심(A1FI), 비화석연료 중심(A1T) 및 모든 에너지공급원의 균형(A1B) (균형은 모든 에너지 공급원과 활용 기술의 동등한 발전의 가정 하에 특정한 종류의 에너지원에 의존하지 않는 것으로 정의된다).

A2. A2 줄거리와 시나리오 집단은 매우 혼합적인 세계를 설정한다. 주요한 기본 테마는 자기 의존과 지역 주체성을 보존하는 것이다. 지역에 따른 인구 증가는 매우 느리게 수렴하며 결과적으로 인구가 지속적으로 증가한다. 경제성장은 지역 중심으로 자본 대비 경제성장과 기술 진보는 다른 줄거리에 비하여 단편적이고 더디다.

B1. B1 줄거리와 시나리오 집단은 A1 줄거리와 같은 세계를 설정하지만 물질력의 감소와 깨끗하고 재사용적인 기술의 도입으로 경제구조가 서비스와 정보 경제로 급격히 변화한다. 강조되는 것은 경제, 사회, 환경분야의 지속가능성과 새로운 기후 이니셔티브를 제안하지 않은 형평성의 개선에 대한 세계적인 해결책이다.

B2. B2 줄거리와 시나리오 집단은 경제, 사회, 환경분야의 지속가능성에 대한 지역 해결책을 강조한 세계를 설정한다. 이 세계는 지속적으로 A2보다는 낮은 비율로 인구가 증가하고 경제성장은 보통 수준이며, A1과 B1 줄거리에 비하여 덜 빠르지만 다양한 기술 변화가 있는 세계이다. 이 시나리오는 환경보호와 사회적 형평성으로 향하고 있지만 지역적인 수준에 초점을 둔다.

자료에 근거한 태양과 화산 강제력의 불확실성. 기후에 대한 온실가스의 영향 탐지는 태양강제력에 대한 패턴이나 시간적 변화가 달라지지 않는다면, 오존-태양복사 또는 태양복사-구름 상호작용에 의해 태양강제력의 강화가 확실한 것으로 보인다. 이러한 과정에 의한 태양강제력의 강화는 모델에 아직 포함되지 않았지만 더 이론적으로 남아 있다.

- 에어러솔의 영향에 관련된 인위적인 강제력의 불확실성. 유기 탄소, 검댕, 생물체 에어러솔 및 지표 사용의 변화를 포함하는 일부 인위적인 요인의 영향은 탐지와 원인 규명 연구에 포함되지 않았다. 각각의 영향은 비교적 작은 것으로 추정되지만 이러한 강제력의 크기와 지리적 분포에 대한 추정은 상당히 변화한다.
- 같은 강제력에 대한 다른 모델의 반응의 차이. 이러한 차이는 동일 모델이 에어러솔을 포함하거나 또는 포함하지 않은 경우에 나타나는 반응의 차이보다 더 큰 차이가 나타나도 하지만, 이러한 차이는 기후변화 예측의 불확실성이 크다는 것과 불확실성을 정량화하고 보다 나은 관측자료와 모델 개선을 통하여 감소시키려는 요구를 강조한다.

새로운 증거와 남아있는 불확실성에 비추어 볼 때 지난 50년 동안 발생한 관측된 온난화의 대부분은 온실가스의 증가에 의한 것으로 보인다.

F. 지구 기후의 미래 전망

기후모델은 앞으로 발생할 수 있는 미래의 기후변화를 전망하기 위하여 온실가스와 에어러솔과 같은 기후에 영향을 미치는 강제 요인들의 미래 시나리오와 함께 활용된다. F.1 절은 IPCC 배출 시나리오에 관한 특별보고서(Special Report on Emission Scenarios, SRES)에서 주어진 강제 요인의 시나리오에 관해 설명하였다. F.2 절부터 F.9 절은 미래 기후에 대한 변화의 전망을 제시하였다. 마지막으로 F.10 절은 온실가스의 농도 안정화 시나리오에 근거한 미래 전망의 결과를 제시하였다.

F.1 IPCC 배출 시나리오에 관한 특별보고서(Special Report on Emission Scenarios, SRES)

1996년 IPCC는 잘 알려진 IS92 시나리오를 갱신하기 위하여 새로운 배출시나리오를 개발하였다. 승인된 배출 시나리오는 IPCC 배출 시나리오에 관한

E.8 종합

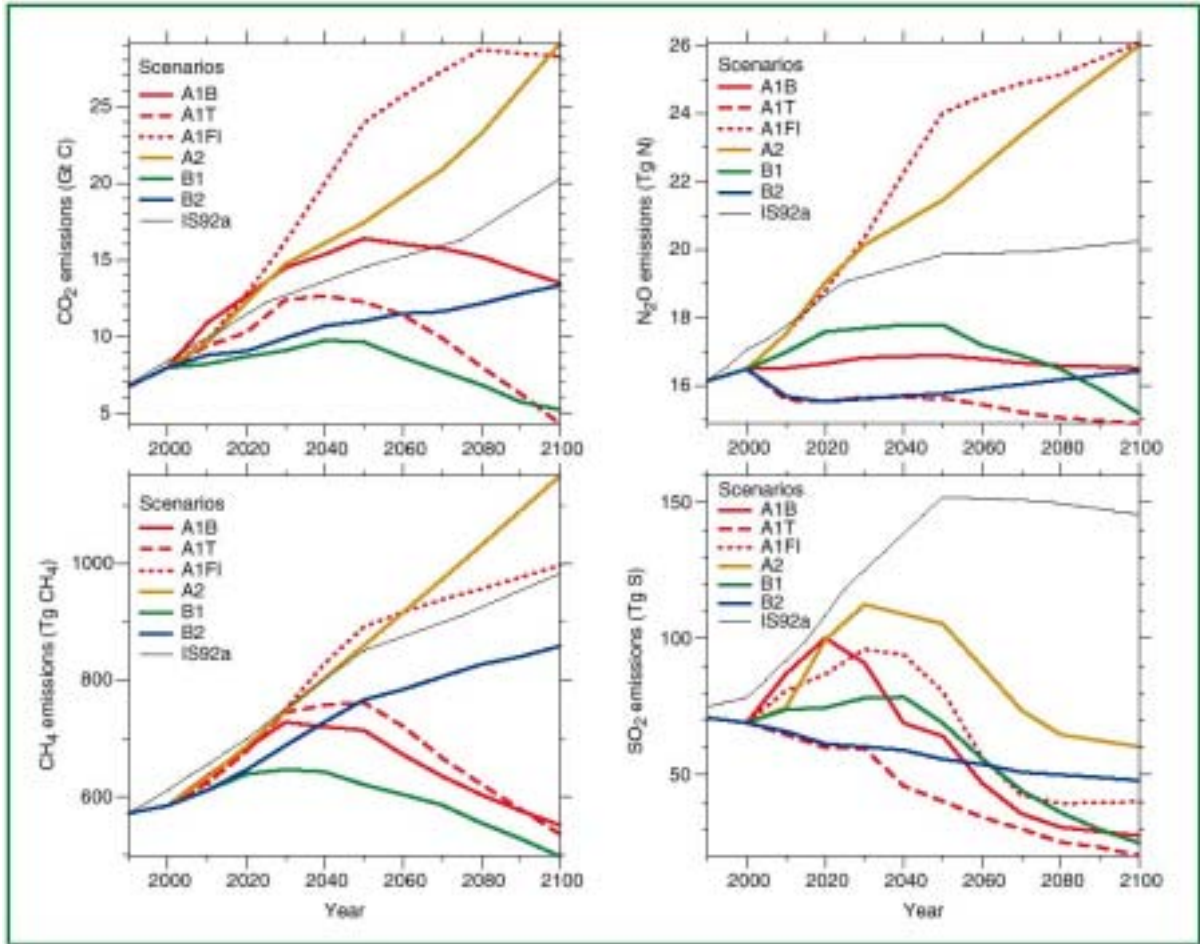


그림 17: 6 종의 SRES 시나리오(A1B, A2, A1, B2, A1FI, A1T)에 따른 CO₂, CH₄, N₂O와 이산화황의 인위적인 배출량. 비교를 위하여 IS92a 시나리오를 표시하였다. (IPCC SRES에 근거함)

특별보고서(Special Report on Emission Scenarios, SRES)에 발간되었다. 배출을 유도하는 역학과 전개 과정의 관계를 일관성 있게 설명하고 시나리오 정량화에 배경을 제공하기 위하여 네 종류의 줄거리가 개발되었다. 40 종류의 시나리오(35종은 기후 모델에 작용하는 강제력에 필요한 모든 기체들이 포함되었다)는 미래의 온실가스 및 황의 배출에 관련된 인구통계, 경제 및 기술 발달을 광범위하게 포함하였다. 각 시나리오는 네 종류의 줄거리 중 하나를 정량화 한 것이다. 같은 줄거리에 근거한 시나리오들은 시나리오 집단을 구성한다(Box 5 참조, 네 종류의 SRES 줄거리와 시나리오 집단의 주요 특성을 간단히 소개). SRES 시나리오는 유엔 기후변화협약(United Nations Framework Convention on Climate Change, UNFCCC)이나 교토의정서의 배출목표의 실행을 명시적으로 가정하는 시나리오를 포함하는 추가적인 이니셔티브를 포함하지 않았다. 그러나 온실가스 배출은 다른 목적(예, 대기질)을 위한 기후변화와 관련되지 않는 정책에 의해 직접적으로 영향을 받는다. 또한 인구변화, 사회경제적

발전, 기술발전, 자원활용과 오염관리 등에 관련된 국가의 정책은 어느 정도까지 온실가스 배출에 영향을 미칠 수 있다. 이 영향은 대략적으로 줄거리와 시나리오에 반영되었다.

SRES가 2000년 3월 15일까지 승인되지 않았기 때문에 모델전문가들이 모델에 이 시나리오를 적용하여 그 결과를 3차 보고서에 활용할 수 있도록 하기 위해서는 시기적으로 너무 늦었다. 그러나 1998년 IPCC 이사회의 결정에 따라 시나리오의 초안이 기후모델 전문가에게 결과를 3차 보고서에 반영할 수 있도록 미리 제공되었다. 이 때에 각 줄거리(A1B, A2, B1, B2)에 근거한 대표 시나리오가 하나씩 선정되었다. 대표 시나리오 선정의 기준은 초기 정량화가 줄거리와 특정 모델의 특성을 가장 잘 반영할 수 있는 것이다. 대표 시나리오는 특정 줄거리를 잘 표현한다고 간주된다. 다른 요인들을 일정하게 놓고 대안적 기술개발을 검토하기 위한 A1 집단에서 두 종류의 시나리오 그룹을 표현하기 위해서 추가적으로 채택되었다. 그러므로 결과적으

로 6종의 시나리오 그룹에서 대표적인 시나리오가 채택되었다. 2종의 시나리오는 이 과정의 마지막에 선정되었기 때문에 이 보고서에는 AOGCM 모델 결과는 4종의 초안 시나리오의 2종만이 반영되었다. 현재, A2와 B2 시나리오만이 한 종류 이상의 AOGCM에 의해 수행되었다. AOGCM 결과는 6종의 시나리오를 모두 포함하는 간단한 기후모델의 결과에 의해 확대·보완되었다. SAR에 보고된 결과와 직접적인 비교를 위해서 IS92a 시나리오는 여러 사례들이 조사되었다.

SRES에 포함된 마지막 4종의 대표 시나리오는 이 보고서 반영된 AOGCM에서 활용된 시나리오 초안과 약간 차이가 있다. SRES 시나리오의 초안과 최종안의 차이에 의한 영향을 확인하기 위해 간단한 기후모델을 이용하여 초안과 최종안을 연구하였다. 대표 시나리오 중 3종(A1B, A2, B2)에 대하여 초안과 최종안의 기온변화는 매우 비슷하다. 주된 차이는 모든 시나리오에 대해 공통적으로 기준값을 1990년에서 2000년으로 대체에 따른 변화이다. 이것은 기간의 초기에 더 강한 강제력을 초래한다. 순 강제력에 작은 차이가 있으나 감소하여 2100년에는 두 종류의 안에 따른 기온변화의 차이는 1~2%를 보인다. 그러나 B1 시나리오에 대해서 온실가스 전체에 대하여 일반적으로 배출량이 적기 때문에 2100년 기온변화는 20%가 된다.

CO₂, CH₄와 N₂O 등 주요 온실가스의 인위적인 배출과 SO₂의 인위적인 배출은 그림 17에 SRES 시나리오에 따라 나타내었다. 이 시나리오들은 배출이 광범위하게 변한다. 비교를 위하여 IS92a를 표시하였다. SI92 시나리오와 비교하여 지역적인 대기오염에 대한 우려로 인한 에너지 시스템의 구조적인 변화로 모든 SRES 시나리오는 이산화황의 배출이 매우 낮다는 것은 주목할 만 하다.

F.2 온실가스과 에어러솔에 대한 미래 전망

모델은 SRES 시나리오는 매우 다른 CO₂ 농도 변화를 초래한다고 확인하였다(그림 18). 2100년까지 탄소순환모델은 SRES 대표 시나리오에 대하여 대기 중 CO₂의 농도가 540~970ppm(1750년의 농도 280ppm에 비하여 90~250%)에 도달할 것으로 전망하였다. 모델에 의해 확인된 육지와 해양 기후상호작용의 순영향은 해양과 육지의 CO₂ 흡수를 감소시킴으로써 대기 중 CO₂의 농도를 더 증가시킨다. 이 전망은 육지와 해양의 기후 상호작용을 포함한 것이다. 특히 육지생태계의 상호작용의 크기에 대한 불확실성은 각 시나리오에서 -10~+30% 정도의 변화를 초래한다. 총범위는 490~1260ppm(1750

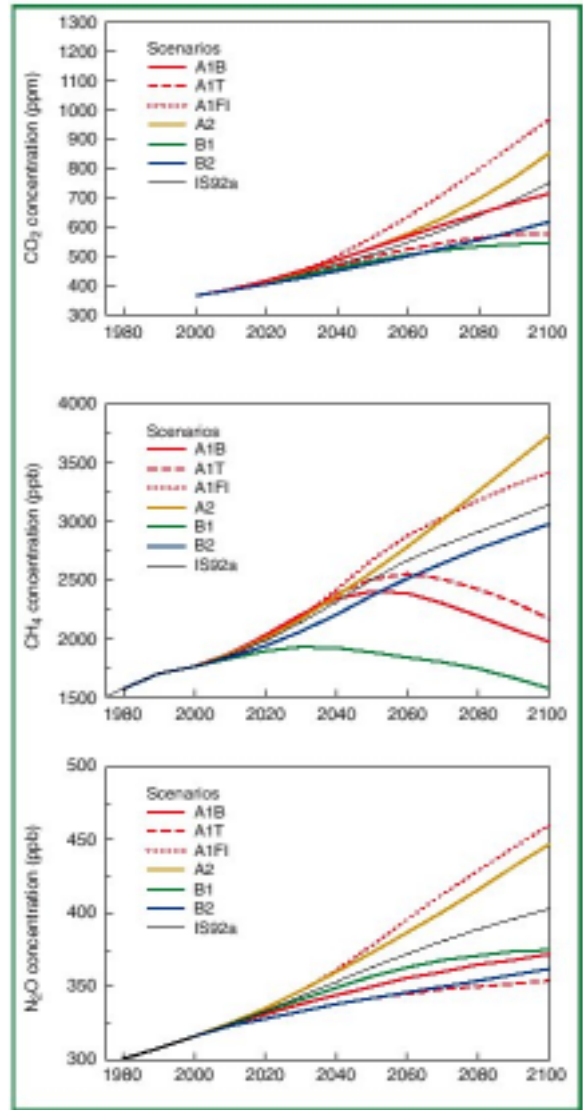


그림 18: SRES 시나리오와 IS92a 시나리오에서 최근의 방법으로 계산된 CO₂, CH₄와 N₂O의 대기 중 농도. (그림 3.12와 4.14 참조)

년 농도에 비하여 75~350%)이다.

유기 생태계에 탄소저장량을 증가시키기 위한 척도는 대기 중 CO₂의 농도에 영향을 미칠 수 있으나, 그러한 방법에 의한 CO₂ 농도의 저감의 상한은 40~70ppm이다. 과거의 지표변화에 의한 탄소 배출량이 모두 21세기에 육지 생태계에 다시 저장된다면(예, 삼림복구), CO₂ 농도는 40~70ppm 정도 낮아질 것이다. 그러므로 화석연료에 의한 CO₂ 배출은 대기 중 CO₂ 농도의 추세에 가장 중요한 요소로 남는다.

2100년까지 다른 온실가스의 농도에 대한 모델 계산은 6종의 SRES 대표 시나리오에 대하여 상당히 다르다. 일반적으로 A1B, A1T와 B1은 가장 적게

Technical Summary

증가하고 A1FI와 A2가 가장 많이 증가한다. 1998년부터 2100년까지 CH₄ 농도 변화는 -190~1970ppb (-11~+112%)이며 N₂O는 +38~144ppb (+12~+46%) 증가한다(그림 17b와 c 참조). HFCs(134a, 143a와 125)는 오늘날 거의 없는 상태에서 수백~천ppb까지 도달할 것이다. PFC CF₄는 200~400ppt로 증가할 것으로 전망되며 SF₆는 35~65ppt로 증가할 것으로 전망된다.

SRES 대표 배출 시나리오에 대하여 간접 온실가스(NO_x, CO, VOC)의 배출 전망은 CH₄의 변화와 더불어 다음 세기에 대류권의 수산화(OH)의 농도를 -20~+6% 변화시킬 것으로 전망된다. 대류권 화학에서 OH의 중요성 때문에 다른 부호지만 비슷한 크기의 변화가 온실가스인 CH₄와 HFCs의 생애에 발생한다. 이 영향은 NO_x와 CO 배출의 세기와 균형에 크게 의존한다. 대류권 오존(O₃)은 2100년까지 -12~62% 변화가 예상된다. 21세기에 가장 큰 증가는 A1FI와 A2 시나리오에서 나타나며 산업화 이후 증가율의 두 배 이상이 될 것이다. 이러한 오존의 증가는 인위적인 NO_x와 CH₄의 배출의 증가와 동시에 발생한다.

21세기 SRES 대표 시나리오 일부에서 전망된 바와 같이 온실가스와 다른 오염물질의 배출량의 증가는 기후변화 이외에도 지구 환경을 손상시킬 것이다. SRES A2와 A1FI 시나리오에서 전망된 변화는 대류권 O₃의 배경 농도를 증가시킴으로써 전 지구 대부분에서 대기질을 손상시킬 것이다. 여름철 북반구 중위도에서 지표면 부근의 O₃의 평균은 30ppb 이상 증가하여, 배경농도가 80ppb 수준으로 증가함으로써 대부분의 도시에서 대기질의 기준을 지키는 것이 어려우며 농업지대에서도 작물과 삼림의 생산성을 위협할 수 있다. 이 문제는 대륙내에서 발생하며 반구 규모에서 NO_x 배출과 결합한다.

황산염과 검댕을 제외하고 모델은 에어러솔의 농도는 배출에 선형적으로 의존한다는 것을 보인다. 검댕의 제거 비율을 결정하는 과정은 모델에 따라

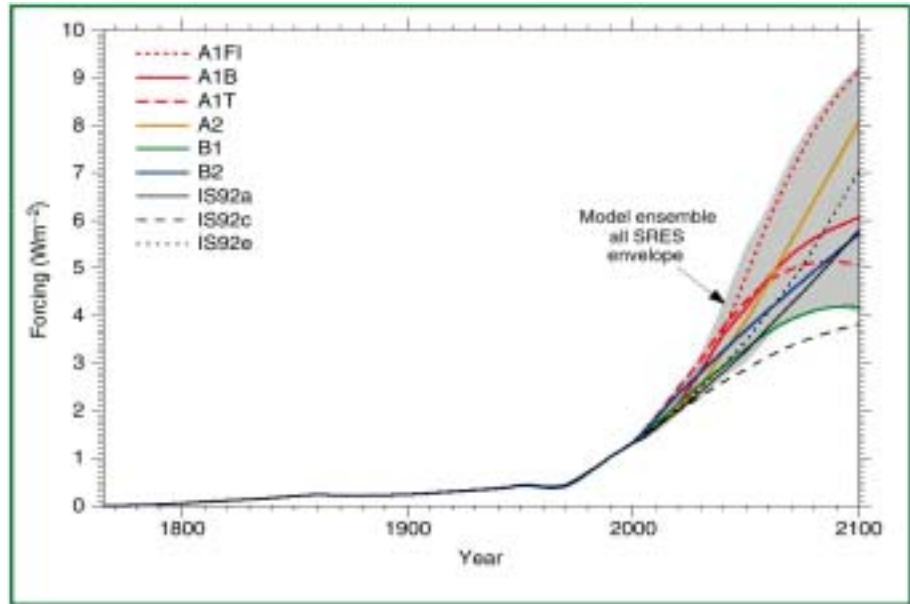


그림 19: 간단한 모델의 결과: 2000년까지 역사적인 인위적 복사강제력의 추정치와 SRES 대표 시나리오에 의한 복사강제력의 변화. 음영은 총 SRES 시나리오에 의한 강제력을 포함한다. 계산방법은 본문에 상세히 설명되었다. 이 값들은 7 AOGCM에서 CO₂ 배출에 대한 복사강제력에 근거한 것이다. IS92a, IS92c, IS92e는 같은 방법으로 계산하여 나타내었다. (그림 9.13a 참조)

매우 다르기 때문에 검댕의 미래 전망에 주요한 불확실성을 초래한다. 해염이나 먼지와 같은 자연적인 에어러솔의 배출과 테르펜(terpene), 이산화황(SO₂), dimethyl sulphide oxidation과 같은 에어러솔의 가스상 원인물질의 배출은 기후와 대기화학의 변화로 증가할 수도 있다.

6종의 SRES 대표 시나리오는 SRES 시나리오의 전체 집합에 나타날 수 있는 강제력의 거의 전체 범위를 다룬다. 1765~1990년 역사적인 인위적 복사강제력의 추정치와 SRES 시나리오에 의한 강제력은 그림 19에 나타났다. 총 35 SRES 시나리오의 강제력은 각 시나리오의 강제력이 시간에 따라서 서로 비켜갈 수 있기 때문에 음영으로 표시하였다. 생물체 연소로 인한 에어러솔에 의한 직접강제력은 삼림파괴 비율로 조정하였다. SRES 시나리오는 화석연료의 사용범위와 오염물질의 배출에 관한 정책에 의존하는 인위적인 에어러솔(예, 황산염 에어러솔, 생물체 에어러솔, 검댕 및 유기탄소 에어러솔)의 증가나 감소의 가능성을 포함하고 있다. 이러한 배출을 예상하는 두 가지 방법은 이 보고서에서 포함되었다. 화석연료와 생물체 에어러솔의 배출을 CO 배출에 조정하는 방법과 SO₂와 삼림파괴에 대하여 조정하는 방법. 두 번째 방법이 기후 전망에 사용되었다. 비교하기 위하여 IS92a 시나리오의 복사강제력을 나타내었다. 새로운 SRES 시나리오의 범위가 IS92 시나리오에 비하여 약간 높

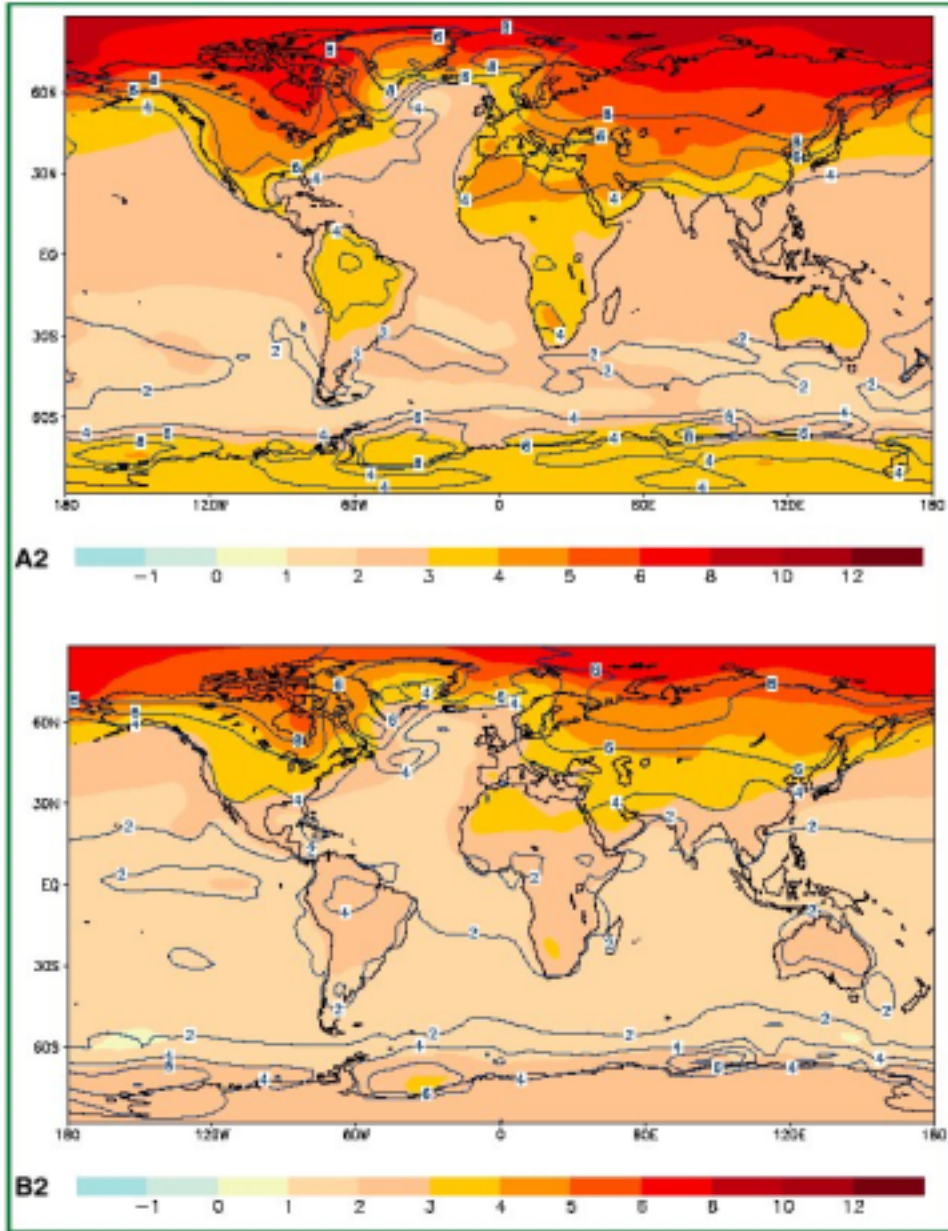


그림 20: SRES A2 시나리오(위 그림)와 B2 시나리오(아래 그림)에 대한 연평균 기온 변화(색깔로 표시)와 기온변화 범위(등치선, 단위: °C). 두 시나리오 모두 AOGCM을 이용하여 모의된, 1961-1990 기간에 대한 2071-2100 기간의 상대적인 차이를 나타냄. [그림 9.10d와 9.10e 참조]

은 것을 확인할 수 있다. 이것은 SI92 시나리오에 비하여 SRES 시나리오에서 SO₂ 배출이 감소되었고 일부 SRES 시나리오에서 탄소 배출이 약간 높기 때문이다.

거의 모든 SRES 시나리오에서 CO₂, CH₄, N₂O와 대류권 O₃에 의한 복사강제력은 CO₂가 총량의 반에서 3/4 정도 증가할 것으로 예상되므로 총 복사강제력에 대해 부분적으로 꾸준히 증가한다. O₃ 파괴 물질로 인한 복사강제력은 성층권의 오존 파괴를 막기 위한 배출 조절의 도입으로 감소한다. 에어러솔(황산염, 검댕과 유기탄소의 합)의 직접 복사강제력은 다른 시나리오에 따라 부호가 다르다. 에어러솔의 직접과 간접 효과는 CO₂의 효과에 비하여 크기가 작다. 공간적 분포에 대하여 추정하지

않았다. 에어러솔의 구름에 대한 간접 효과는 단순한 기후모델에 포함되었으며 SAR과 마찬가지로 현재의 값을 -0.8 Wm^{-2} 로 가정하여 SO₂ 배출과 비선형적으로 조정되었다.

F.3 기온의 미래 변화 예측

대기해양결합모델(AOGCM) 결과

기후 민감도는 1.5~4.5°C 범위에 있는 것 같다. 이 추정값은 1990년에 발간된 첫 번째 IPCC 평가보고서 그리고 1995년의 두 번째 평가보고서(SAR)의 결과들과 다르지 않다. 기후민감도란 상당 CO₂ 농도가 두 배에 달할 때 전지구의 지표기온이 반응하여 평형에 도달할 때의 온도를 말한다. 기후모델과 그 안에서의 되먹임 작용, 특히 구름과 관련

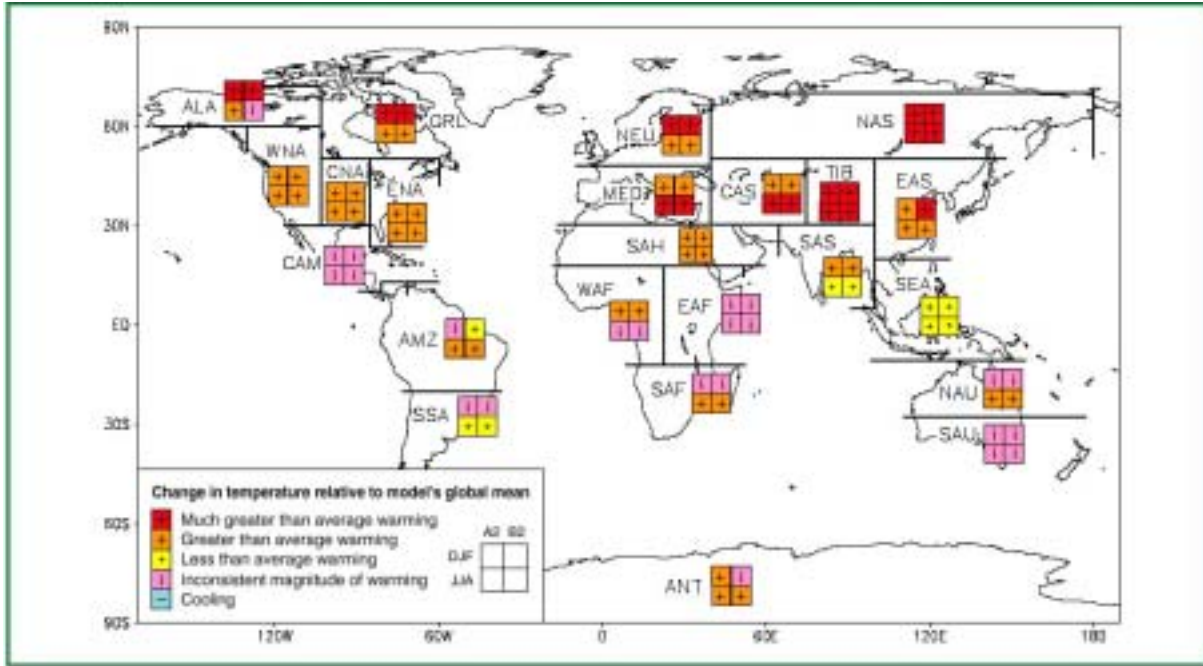


그림 21: 지역적인 상대적 온난화에 있어서 일관성을 보이는 모델간 분석(각 모델의 전지구 평균 온난화에 대한 상대적 크기). 지역들은 다음과 같은 범주로 분류됨. 즉, 일관적으로 전지구 평균 온난화 보다 40% 이상 크게 나타남(‘전지구 평균 온난화 보다 매우 큼’), 일관적으로 전지구 평균 온난화 보다 크게 나타남(‘전지구 평균 온난화 보다 큼’), 일관적으로 전지구 평균 온난화 보다 작게 나타남(‘전지구 평균 온난화 보다 작음’), 지역적인 상대적 온난화의 정도가 모델들 사이에 일관성 있게 나타나지 않음(‘온난화의 정도가 일관성이 없음’), 냉각화에 대한 범주도 또한 표시됨(결과에는 나타나지 않음). 일관성 있는 결과로 표시되기 위해서는 9개의 모델 중 적어도 7개에서 일치된 결과를 보여야 함. 모델에 의한 전지구 연 평균 온난화의 범위는 A2 시나리오의 경우 1.2~4.5°C, B2 시나리오의 0.9~3.4°C 임. 따라서 지역적 온난화 정도가 평균보다 40%를 상위하기 위해서는 A2 시나리오의 경우 1.7~6.3°C, B2 시나리오의 1.3~4.7°C의 온도 증가를 나타내야 함.[10장, 글상자 1, 그림 1 참조]

된 과정에서의 불확실성으로 인해 추정값의 범위는 커지게 된다. 점증기후반응(Transient Climate Response; TCR)은 이번 IPCC 보고서에서 처음으로 사용된 개념이다. TCR이란 CO₂ 1%/yr 점증실험에서 CO₂의 양이 두 배가 될 때, 전지구 평균 지표기온의 변화로 정의된다. 이러한 CO₂ 증가 비율은 다른 모든 온실가스에 의한 복사강제력을 표현하는 것이다. TCR은 모델 민감도의 요소와 반응에 영향을 주는 인자들을 결합시킨다(예, 해양의 열 흡수). 현재의 대기해양 결합모델(AOGCMs)들의 TCR은 1.1~3.1°C 범위에 있다.

황산염 에어러솔의 직접적인 영향을 고려하면 21세기 중반의 전지구 평균적인 온난화 정도는 감소한다. 황산염 에어러솔을 고려하느냐 하지 않느냐는 주어진 모델에서의 지표기온 반응 패턴을 크게 변화시키지 않는다. 오히려 같은 강제력을 두 개의 별개 모델에 사용했을 때의 차이가 더 크게 나타난다.

모델은 몇몇 광범위한 규모의 기후변수의 변화를 예측한다. 기후시스템의 복사강제력이 변화함에 따

라 육지는 해양보다 더 빨리 그리고 더 많이 가열되고 고위도에서도 상대적으로 더 많이 가열된다. 모델 결과에 의하면, 북대서양과 극 주위의 남쪽해양에서는 지구 평균보다 상대적으로 적은 지표기온 증가가 나타난다. 여러 지역에서 낮 최고기온보다 밤 최저기온이 더 크게 증가함으로써 기온의 일교차가 감소할 것이라는 예측도 있다. 대부분의 모델 결과에 의하면, 북반구 육지지역에서는 일반적으로 겨울철 지표기온의 일 변동이 감소하고, 여름철 지표기온의 일 변동은 증가하는 것으로 나타난다. 기후가 온난해짐에 따라 북반구의 적설량과 해빙의 넓이는 줄어들 것이다. B절에서도 지적했듯이, 이러한 변화들은 최근의 관측 추세와 일치하는 것이다.

대기해양결합모델(AOGCM)들의 다중-모델 앙상블(multi-model ensemble)을 통한 다양한 시나리오 오는 모델의 광범위한 결과들로 인한 불확실성과 기후변화의 평균값을 정량화 하기 위해 사용된다. 잠정적인 A2 시나리오에 의하면 21세기 후반(2071-2100)의 전지구 평균 지표기온은 1961-1990 기간에 비해 3.0°C(1.3~4.5°C 범위) 증가하고, 잠정

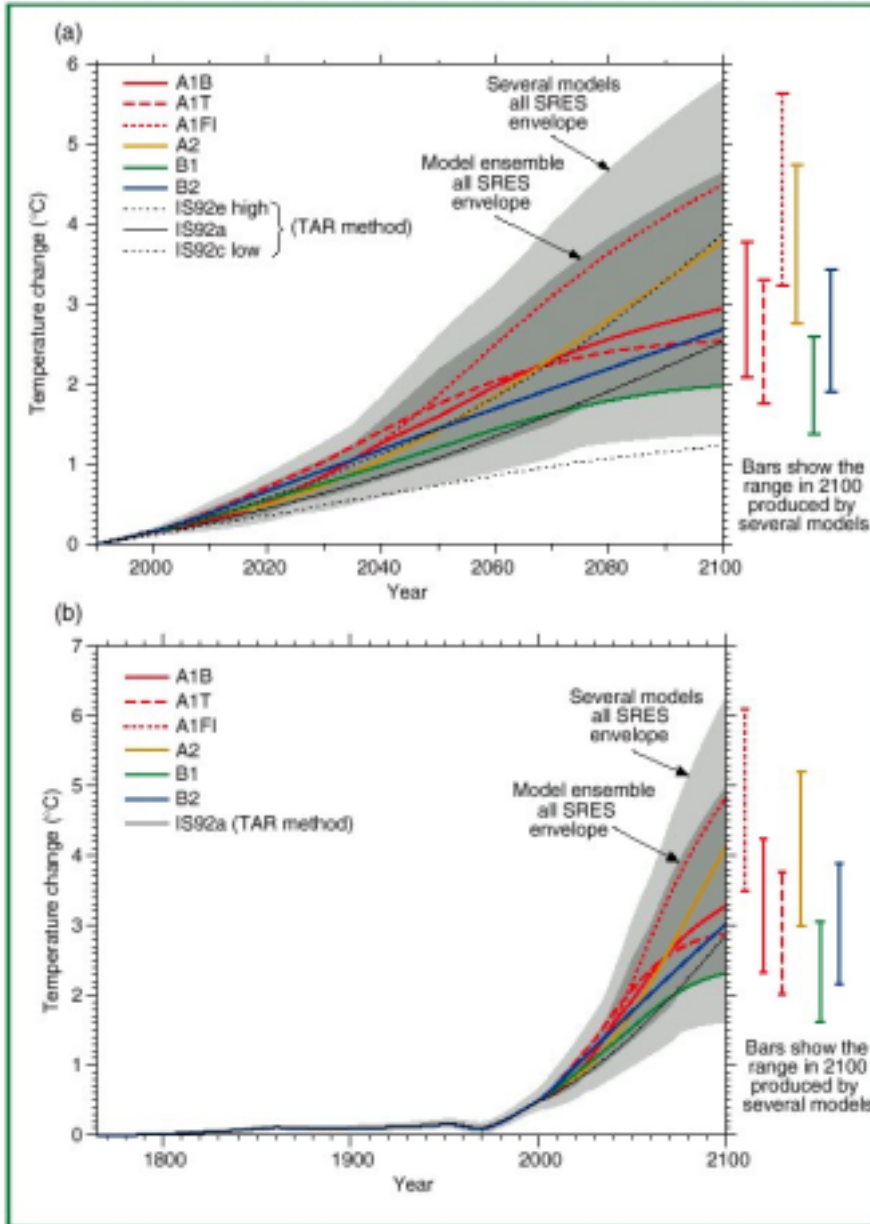


그림 22: 간단한 모델 결과: (a) 간단한 모델을 이용하여 6개의 SRES 시나리오에 대해 전구 평균 기온을 예측함. 이 간단한 모델은 광범위한 기후 민감도를 가진 여러 복잡한 모델로부터 보정됨. 또한 비교를 위해, 같은 방법을 이용한 IS92a 시나리오의 결과를 나타냄. 어둡게 색칠된 부분은 모델결과의 평균값(평균 기후 민감도는 2.8°C 임)을 이용하여 35개의 SRES 시나리오를 모두 적용한 결과의 범위를 나타냄. 밝게 색칠된 부분은 총 7개 모델의 예측 결과 범위임(기후 민감도의 범위는 1.7~4.2°C임). 막대그림은 6개의 SRES 시나리오 각각을 적용하여 얻은 2100년에 대한 간단한 모델 결과의 범위를 나타냄(간단한 모델은 7개의 AOGCM으로부터 보정됨). (b) 추정된 과거의 인위적 강제력을 사용한 것을 제외하고는 (a)와 동일함.[그림 9.14와 9.13b 참조]

적인 B2 시나리오에 의하면 2.2°C(0.9~3.4°C) 증가한다. B2 시나리오는 CO₂ 농도 증가 비율이 상대적으로 낮기 때문에 기온증가도 그만큼 작다.

최근 수 십년간의 시간규모에서 관측된 온난화 비율은 기후민감도의 불확실성에도 불구하고 주어진 시나리오에 대한 기후의 반응을 예측하는데 있어 제약 조건이 될 수 있다. 단순한 모델을 분석하고 이상적인 강제력 시나리오에 대한 AOGCM의 반응 결과를 비교해 보면 앞으로 수 십년간에 대한 대부분의 시나리오에 있어서 광범위한 기온 예측의 오차는 전체적인 반응의 크기에 비례하여 증가하는 경향이 있다. 현재 관측된 온난화 비율의 추정된 크기와 그 오차는 인간의 영향에 기인한 것이기 때문에 대부분의 시나리오에서 수 십년간의

예측값들은 상대적으로 모델과 상관없는 불확실성을 갖게 된다. 최근의 관측과 일치하기 위해서는 IS92a 시나리오의 경우에 앞으로 수 십년간의 인위적 온난화의 범위가 0.1~0.2°C/10년 사이가 될 것이다. 이 값은 그림 22에서 보이는 바와 같이 간단한 7개의 모델에 근거한 동일한 시나리오에 대한 반응의 범위와 유사하다.

SRES 시나리오 실험에서 나타난 지역적 반응의 대부분의 특징은 다른 시나리오들과 유사하고(그림 20 참조) 또한 이상적인 CO₂ 1%/year 점증 실험의 결과와도 유사하다. 황산염 에어러솔을 포함하지 않는 CO₂ 1%/year 점증 실험과 SRES 실험과의 가장 큰 차이는 SRES 실험의 경우에는 산업지역에서의 온난화가 지역적 감소를 나타낸다는

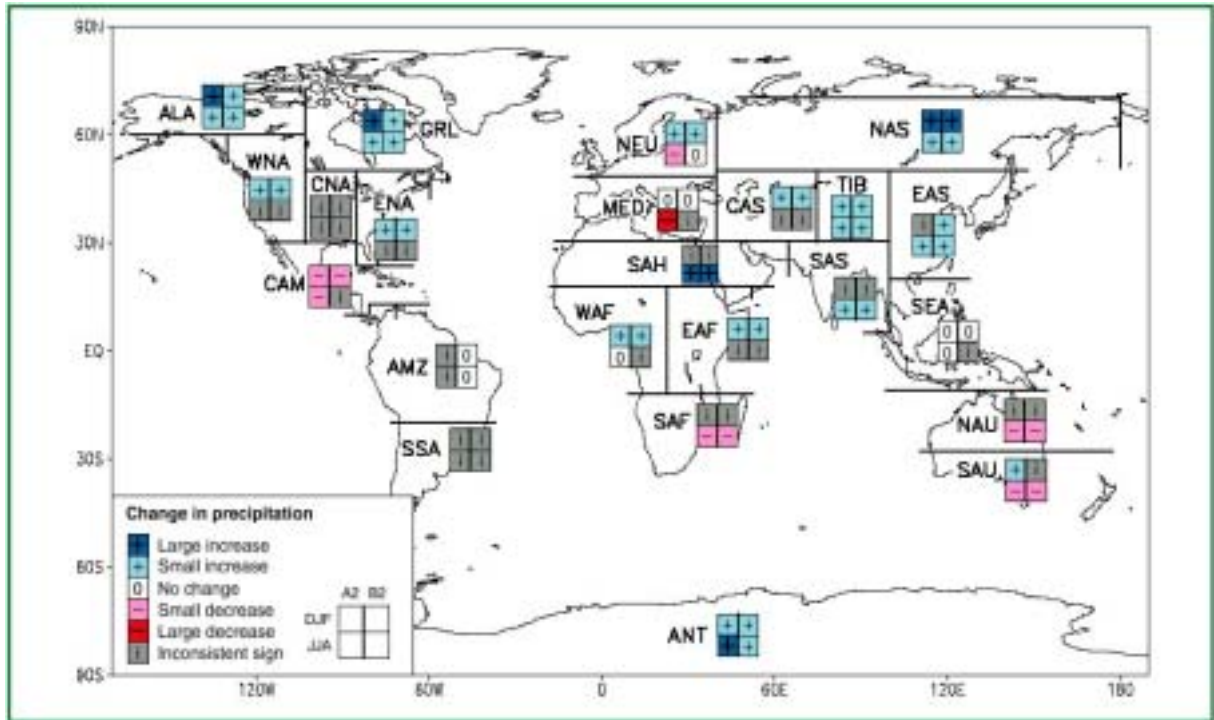


그림 23: 지역적인 상대적 강수변화에 있어서 일관성을 보이는 모델간 분석. 지역들은 다음과 같은 범주로 분류됨. 즉, 일관적으로 평균 20% 이상 증가함(‘크게 증가’), 일관적으로 평균 5~20% 증가함(‘약간 증가’), 일관적으로 평균 -5~+5% 사이에서 변화함(‘변화 없음’), 일관적으로 평균 5~20% 감소함(‘약간 감소’), 일관적으로 평균 20% 이상 감소함(‘크게 감소’), 강수량 변화정도가 모델들 사이에 일관성 있게 나타나지 않음(‘일관성이 없음’), 일관성 있는 결과로 표시되기 위해서는 9개의 모델 중 적어도 7개에서 일치된 결과를 보여야 함.[10장, box 1, 그림 2 참조]

것이다. 산업이 발달한 지역에서는 황산염 에어러솔이 가장 많이 분포하여 음의 강제력을 가진다. 이러한 지역적 효과는 SAR에서 오직 두 개의 모델만이 모의하였다. 그러나 최근에는 더 많은 모델들에서 이러한 효과가 일치하는 반응으로 나타난다.

거의 모든 육지지역에서 지구 평균보다 더 빨리 온난화가 일어나는 경향이 있다. 특히 겨울철에 북반구 고위도에서 이러한 경향은 두드러진다. SRES A2와 B2 시나리오를 적용한 최근의 AOGCM 모사 결과를 보면(그림 21 참조) 각 모델의 결과에서 겨울철 북반구 고위도 지역의 온난화 정도는 지구 평균에 비해 40% 이상 크게 나타난다.

다(시나리오를 적용한 모델들의 온난화 범위는 1.3~6.3°C 임). 여름철의 경우에는 중앙 및 북아시아 지역의 온난화 정도가 지구 평균보다 40% 크다. 오직 6/7/8월의 남아시아와 남미 대륙에서, 그리고 여름/겨울철의 남동 아시아에서만 모델들의 결과가 일관성 있게 지구 평균보다 적은 온난화를 나타낸다.

간단한 기후모델의 결과

계산 비용이 크기 때문에 AOGCM은 제한된 숫자의 시나리오에 대해서만 수행이 가능하다. 간단한 모델은 전지구 평균된 AOGCM의 반응들을 포함하도록 보정될 수 있고, 훨씬 더 많은 수의 시나리오 실험을 할 수 있다.

⁶ 복잡한 물리과정에 근거한 기후모델은 미래 기후변화를 예측하는 주요 도구이다. 시나리오 범위를 조사하기 위해서, 간단한 기후모델을 이용하여 복잡한 기후모델에 상응하는 기온 및 해수면 고도 반응을 산출하고 이를 보정함으로써 보완적으로 수행한다. 이 예측 결과들은 간단한 기후모델을 이용하여 얻어진 것이다. 이 간단한 모델의 기후민감도와 해양의 열 흡수는 7개의 복잡한 기후모델로부터 보정된 것이다. 이 간단한 기후모델에 사용된 기후민감도의 범위는 1.7~4.2°C인데, 이는 통상적 허용 범위인 1.5~4.5°C에 상응한다.

⁷ 이 범위는 복사강제력 모델링에서의 불확실성(예를 들면, 에어러솔 강제력의 불확실성)을 포함하지 않는 것이다. 작은 탄소 순환과 기후 되먹임이 포함되었다.

표 4: 관측과 예측에 있어서의 특이 기상 및 기후 현상의 변화에 대한 신뢰도 추정. 이 표는 지난 20세기 후반 동안의 관측된 특이 기상 및 기후 변화에 대한 신뢰도의 평가를 나타냄(왼쪽 열). 또한 21세기 기간에 대한 예측된 변화에 대한 평가를 나타냄(오른쪽 열)^a. 이 평가는 흔히 사용되는 모든 시나리오에 대한 미래 예측의 물리적 가능성에 근거할 뿐만 아니라, 관측과 모델 연구에도 근거를 둠. 또한 전문가의 판단에 근거하고 있음(각 주 4 참조). [표 9.6 참조]

관측된 변화에 있어서의 신뢰도(20세기 후반부)	현상의 변화	예측된 변화에 있어서의 신뢰도(21세기)
그럴 것임(L)	거의 대부분의 육지지역에서 최고기온과 더운 날이 증가함	매우 그럴 것임(VL)
매우 그럴 것임(VL)	거의 대부분의 육지지역에서 최저기온이 증가하고, 추운 날과 서리일이 거의 발생하지 않음	매우 그럴 것임(VL)
매우 그럴 것임(VL)	대부분의 육지지역에서 기온의 일교차가 줄어듦	매우 그럴 것임(VL)
많은 지역에 걸쳐 그럴 것임(L)	육지지역에서 열지수 ⁸ 가 증가함	대부분 지역에 걸쳐 매우 그럴 것임(VL)
북반구 중·고위도의 많은 지역에 걸쳐 그럴 것임(L)	폭우 현상이 증가함 ^b	많은 지역에 걸쳐 매우 그럴 것임(VL)
몇몇 지역에서 그럴 것임(L)	여름철 대륙의 건조현상과 가뭄이 증가함	대부분 중위도 대륙의 내륙에 걸쳐 그럴 것임(L) ⁷⁾ (다른 지역에서는 일관된 예측이 결여됨)
활용된 몇 개의 분석에서 관측되지 않음	열대 태풍의 최대풍속의 강도가 증가함	몇몇 지역에 걸쳐 그럴 것임(L) ⁷⁾
평가할 자료가 부족함	열대 태풍의 평균 및 최대 강수 강도가 증가함 ^c	몇몇 지역에 걸쳐 그럴 것임(L) ⁷⁾

^a 더 자세한 사항은 2장(관측)과 9,10장(예측) 참조

^b 다른 지역에 대해서는 분석에 대한 자료가 불충분함

^c 열대 태풍의 발생 장소와 빈도에 대한 과거 및 미래 변화는 불확실함

⁸ 열지수: 인간의 안락함에 영향을 끼치는 척도로서 기온과 습도의 결합으로 이뤄짐

1990~2100년 기간 동안, 전지구 평균된 지표기온의 증가는 1.4~5.8 °C로 예측되었다(그림 22a). 이러한 결과들은 35개의 SRES 시나리오 모두를 많은 수의 기후모델들에 적용하여 얻은 것이다.^{6,7} 기온의 증가는 SAR의 결과보다 높게 예측되었다. SAR에서는 6개의 IS92 시나리오를 적용하여 1.0~3.5°C의 기온 증가를 예측하였다. 기온 증가가 더 높게 예측되고 증가 범위도 더 넓어진 주된 이유는, IS92 시나리오에서 보다 SRES 시나리오에서 SO₂의 배출이 더 낮게 예측되었기 때문이다. 예측된 온난화의 비율은 20세기에 관측된 것보다 훨씬

크다. 또한 이는 고기후 자료에 비춰 보면 적어도 지난 10,000년 동안에는 없었던 온난화 정도이다.

전 지구 평균 기온의 관점에서 보면 SRES 시나리오의 상대적인 순위는 시간에 따라 변한다. 특히, 많은 화석연료 사용을 가정한 시나리오(따라서 더 많은 이산화탄소 배출을 가정함, 예 : A2 시나리오)에서는, SO₂ 배출 또한 높아진다. 가까운 시기(2050년 경)에, A2 시나리오에서와 같은 온실가스 배출의 증가로 인한 온난화는, SO₂ 배출의 증가로 인한 냉각 효과에 의해 급격히 감소될 것이다. B1과 B2 시나리오에서는 반대의 효과가 나타나는데, 이들 시나리오는 SO₂뿐만 아니라 화석연료 배출도

Technical Summary

작게 가정되어 있기 때문에, 짧은 기간에 대해서 더 많은 온난화를 유발하게 된다. 그러나 더 긴 기간 동안에는, CO₂와 N₂O 같이 대기 중에 오래 잔류하는 온실가스의 배출이 기후변화에 있어서 결정적인 역할을 하게 될 것이다.

SRES 시나리오에서의 배출량의 차이와 기후모델 반응의 차이가 2100년의 전지구 기온 변화 범위에 비슷한 불확실성을 부여한다. 더 심한 불확실성은 복사강제력의 불확실성에서 비롯된다. 가장 큰 복사강제력의 불확실성은 황산염 에어러솔에 의한 것이다.

F.4 강수량의 미래 변화 예측

수증기량, 증발량, 그리고 강수량의 전지구적 평균 값은 증가하는 것으로 예측된다. 지역적인 규모에서는 강수량의 증가와 감소가 모두 포착된다. *SRES* A2와 B2 배출 시나리오를 적용한 최근의 AOGCM 결과에 의하면(그림 23), 고위도 지역에서는 여름철과 겨울철 모두 강수량이 증가하는 경향이 있다. 겨울철에는 북반구 중위도, 열대 아프리카, 그리고 남극 지역에서 강수 증가가 나타나고, 여름철에는 남부 및 동부 아시아에서 강수 증가가 나타난다. 호주, 중앙 아메리카, 그리고 남부 아프리카에서는 겨울철에 강수가 감소한다.

최근의 AOGCM과 예전의 GCM을 이용한 제한된 수의 연구들, 그리고 지역적 연구들로부터 도출된 경향에 근거해 보면, 강수의 경년 변동과 평균 강수량 사이에는 큰 상관성이 존재한다. 미래의 평균 강수량 증가는 강수 변동을 유발할 가능성이 있다. 이와 반대로, 강수 변동은 평균 강수량이 줄어든 지역에서는 감소하게 될 것이다.

F.5 특이 기상 현상의 미래 변화 예측

관측된 특이 기상 및 기후 현상의 변화가 모델의 결과와 비교되기 시작한 것은 겨우 최근의 일이다(표 4). 대부분의 육지지역에서는 더 많은 폭염일과 열파가 발생하고 있는 추세이다. 이러한 증가 현상은 토양 수분의 감소가 일어나는 지역에서 주로 가장 크게 나타날 전망이다. 일 최저기온의 증가는 거의 모든 육지지역에서 나타날 것이고 일반적으로 눈과 얼음이 후퇴하는 지역에서 더 크게 증가할 것이다. 서리일과 한파는 매우 드물게 발생할 것이다. 지표기온과 지표 절대습도의 변화는 열지수를 증가시킬 것으로 예상된다(열지수는 기온과 습도의 결합효과를 나타내는 척도이다). 지표

기온의 증가는 또한 “냉방도일(cooling degree days)”(이는 주어진 날에 기온이 어떤 주어진 값을 넘어서는데 필요한 냉각량의 척도이다)의 증가와 “난방도일(heating degree days)”의 감소를 유발할 것이다. 강수량은 예상된 평균값과 강도의 증가를 뛰어넘는 정도로 특이 현상이 더욱 늘어날 것이다. 강수량의 특이 현상의 발생 빈도는 거의 모든 지역에서 증가할 것이다. 여름철에는 대륙의 중앙지역에서 대체적으로 건조 현상이 발생할 것이다. 이는 기온과 잠재 증발량의 증가가 강수량의 증가와 균형을 이루지 않으면서 결합적으로 작용한 때문이다. 중위도 지역에서 폭풍의 강도와 빈도 그리고 변동성이 앞으로 어떻게 변할 지에 대해서는 아직까지 모델들 간에 일치되는 결과가 보이지 않는다. 열대 태풍의 발생 빈도와 생성 지역의 변화에 대한 예측에 있어서도 일치된 결과가 나타나지 않는다. 그러나 일부 관측에 의하면 태풍의 강도는 증가할 것으로 보이고 또한 일부의 이론적 연구와 모델링 연구에 의하면 이러한 태풍 강도의 상한선은 증가할 것으로 보인다. 열대 태풍에 의한 강수의 평균값과 최대값은 눈에 띄게 증가할 것이다.

환경과 사회에 중요한 영향을 끼치는 다른 특이 현상들에 대해서는 그 최근 추세를 평가하기에는 현재까지도 정보가 매우 불충분하다. 또한 확고한 예측 결과를 내놓기에는 모델의 결과와 이에 대한 이해도 부적절하다. 특히 너우, 토네이도, 우박, 번개 등과 같은 매우 작은 규모의 현상들은 전지구 모델에서 모의되지 않는다. 비열대지역의 태풍이 어떻게 변화할 지에 대해서도 충분한 분석이 이루어지지 않고 있다.

F.6 열염분 순환의 미래 변화 예측

대부분의 모델은 북반구 열염분순환(THC)의 약화를 나타낸다. 이 순환은 북대서양에서의 지표 온난화를 완화시키는데 기여한다. 그러나 THC의 약화를 나타내는 모델에서조차 온실가스 증가로 인하여 유럽지역에서의 온난화는 여전히 나타난다. 대기 중의 온실가스 농도가 현재의 두 배에서 안정화됨을 가정하는 모델 실험에서 북대서양의 THC는 100~300년 안에는 초기의 약화 현상으로부터 회복되는 것으로 예측된다. 만일 복사강제력의 변화 비율이 충분히 커서 오랫동안 영향을 미친다면 THC는 어느 한 반구(半球)에서는 완전히 붕괴될 수도 있다. 모델 실험에 의하면, THC의 약화는 섭동에 대한 그 회복력의 감소로 이어진다. 즉, THC가 일단 약화되면 불안정해지고 이렇게 되면 완전히 순환이 멈출 가능성이 있다. 그러나 THC가 돌

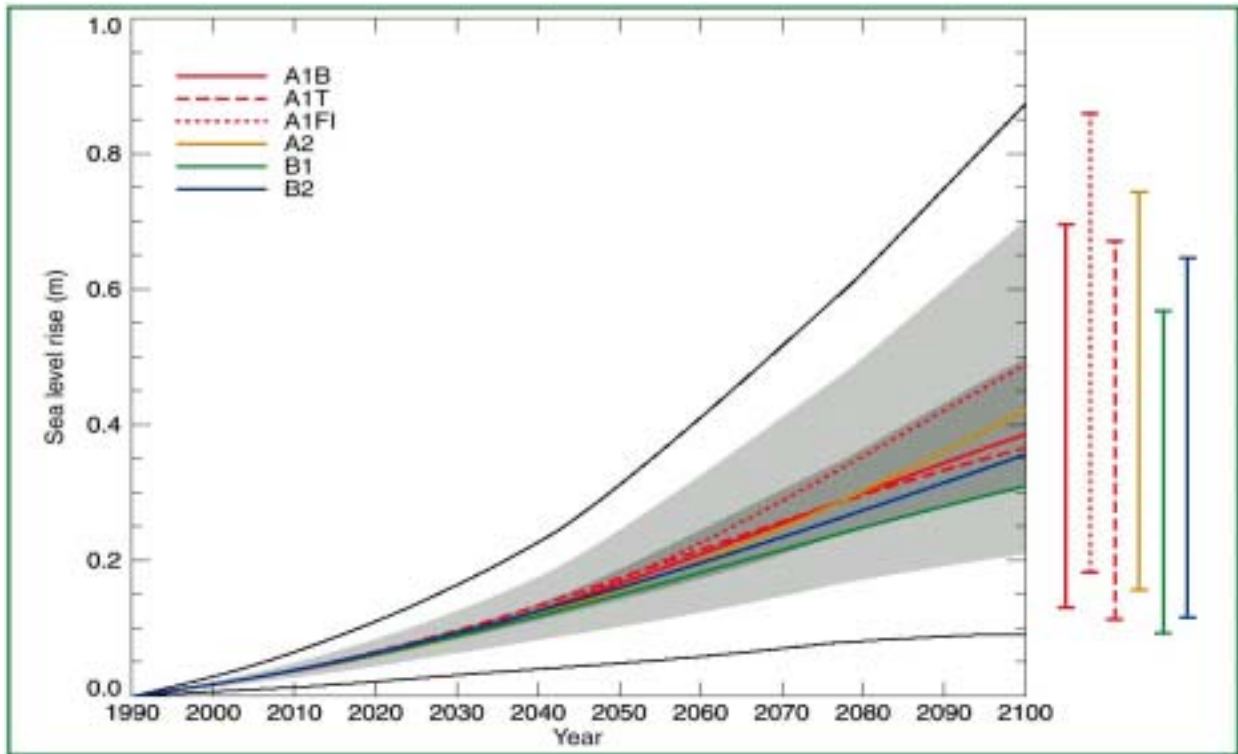


그림 24: SRES 시나리오에 따른 1990년부터 2100년 기간동안의 지구 평균 해수면 고도 상승. 열적 팽창과 육지 얼음의 변화는 간단한 기후모델을 이용하여 계산되었다. 이 간단한 모델은 7개의 AOGCM으로부터 각각 독립적으로 보정되었다. 또한 동토의 변화에 의한 기여, 퇴적물 침적의 효과, 그리고 과거 기후변화에 대한 얼음 평상의 장기적인 적응이 추가되었다. 그림에 나타난 6개의 선들은 6개의 각 시나리오에 대한 AOGCM의 평균값을 각각 나타낸다. 어둡게 색칠된 부분은 35개의 SRES 시나리오 전체에 대한 AOGCM들의 평균값을 나타낸다. 밝게 색칠된 부분은 35개의 SRES 시나리오 전체에 대한 모든 AOGCM의 결과를 나타낸다. 가장 바깥쪽의 상한 및 하한선은 육지 얼음 변화, 동토의 변화, 그리고 퇴적물 침적의 불확실성을 포함할 때, 모든 AOGCM의 결과 범위를 나타낸다. 이 범위는 서부 남극 얼음평상(WAIS)에서의 얼음 역학 변화와 관련된 불확실성을 의미하지는 않는다. [그림 11.12 참조]

이킬 수 없는 붕괴로 진행될지 아닐 지에 대해서 단언하기에는 아직 이르다. 또한 어떠한 시점에서 그러한 일이 발생할지 이로 인한 기후변화의 영향은 어떠한 지를 속단하기도 무리이다. 결합기후모델에 의한 현재의 예측으로는 2100년까지 THC가 완전히 멈추는 일은 발생하지 않는다. 대부분의 모델에서 북대서양 THC의 약화가 나타남에도 불구하고 해면 열 및 담수 플럭스의 상대적인 역할은 모델마다 각기 다르게 나타난다. 바람 응력의 변화는 일시적인 반응에서 오직 미미한 역할을 하는 것으로 나타난다.

F.7 자연 변동성 모드의 미래 변화 예측

많은 모델들은 열대 태평양에서 평균적으로 엘니뇨 같은 반응을 나타내는데 이는 열대 중-동태평양의 해수면 온도가 열대 서태평양의 온도보다 높게 나타나고 이에 상응하는 평균 강수가 동태평양으로 편향됨을 의미한다. 많은 모델들에서 열대 태

평양 해수면 온도의 평균 상태 변화가 엘니뇨 같은 양상으로 나타내지만 그 원인은 확실치 않다. 이는 몇몇 모델 안에서 구름 복사강제력의 변화나 동-서 해수면 온도 차이로 인한 수증기 공급의 변화에 연관된 것으로 생각된다. 복잡한 모델 안에서 엘니뇨를 모의하는 능력이 어느 정도 부족하기 때문에 열대 태평양에서 엘니뇨현상의 발생 빈도와 크기, 공간 패턴의 미래 변화를 예측하는 데는 확신이 떨어진다. 현재의 예측 결과로는 앞으로 100년 동안 엘니뇨현상의 크기에는 거의 변화가 없거나 약간 증가하는 것으로 나타난다. 그러나 엘니뇨의 진폭이 거의 변화가 없을 지라도 많은 지역에서는 엘니뇨 발생과 맞물린 지구온난화로 인해 건조 현상과 폭우 등 특이 기상이 증가하고, 또한 가뭄과 홍수 발생의 위험성도 증가할 것이다. 온실가스 농도 증가와 관련된 온난화는 또한 아시아 여름 몬순의 강우 변동을 증가시키는 원인으로 작용할 것이다. 몬순의 평균 지속 기간과 강도의 변화는 세부적인 배출 시나리오에 따라 달라진다. 이러

Technical Summary

한 예측에 있어서의 신뢰도는 기후모델들이 문순의 계절적 진행을 얼마나 세밀히 잘 모의하느냐에 달려 있다. 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation)과 같은 자연 변동성 모드의 구조나 빈도의 변화에 대해서는 확실한 일치성을 보이지 않는다. 다시 말하면, 모델에 따라서 이러한 변화의 크기와 특징이 달라진다.

F.8 지표 얼음(빙하, 얼음모자, 얼음평상), 해빙, 그리고 적설의 미래 변화 예측

빙하와 얼음모자는 21세기에도 지속적으로 폭넓게 후퇴할 것이고 북반구의 적설과 해빙도 더 감소할 것으로 예상된다. 최근에는 AOGCM 실험 결과를 이용하여 계절 및 지리적으로 달라지는 지표기온 변화 패턴으로부터 빙하의 녹는 정도를 추정할 수 있는 기법이 개발되었다. 모델 연구에 의하면, 지구 평균으로 볼 때 빙하의 질량 변화는 강수의 변화보다는 기온의 변화에 의해 주로 영향을 받는다.

남극의 얼음평상은 강수의 증가로 인해 그 질량이 늘어나고, 반면에 그린랜드의 얼음평상은 강수 증가보다 유출량이 더 많이 증가하여 질량이 감소한다. 서부 남극 얼음평상(West Antarctic Ice Sheet; WAIS)은 특별한 관심을 끌고 있는데 왜냐하면, 이 지역은 해수면 고도를 6m 더 높일 만한 충분한 얼음을 포함하고 있고 또한 지면이 해수면보다 낮아 불안정하여 주변의 얼음평상이 약화되면 급작스럽게 얼음을 배출할 수 있기 때문이다. 그러나 21세기 기간 동안에는 비록 긴 시간규모에 대한 예측에 있어서 이와 관련된 역학이 아직도 부적절하게 이해되고 있긴 하지만 지면 얼음의 감소와 이로 인한 급작스런 해수면 상승은 일어나지 않을 것이라는 전망이 폭넓게 받아들여지고 있다.

F.9 해수면 고도의 미래 변화 예측

IS92a 시나리오(황산염 에어러솔 배출의 직접적인 효과 포함)를 적용한 AOGCM들의 결과를 보면 1990년부터 2100년 기간의 전지구 평균 해수면 고도의 증가는 0.11~0.77m 범위에 있다. 이 범위는 모델의 계통적인 불확실성을 반영한다. 이러한 해수면 고도 상승의 주요 인자는 다음과 같다.

- 21세기에 가속되고 있는 열적 팽창에 의해 0.11~0.43m 증가
- 빙하로 인해 0.01~0.23m 증가
- 그린랜드로 인해 -0.02~+0.09m 변화
- 남극으로 인해 -0.17~+0.02m 변화

또한 영구동토의 해동, 퇴적물 침적, 그리고 지난 최빙기(Last Glacial Maximum) 이후 현재까지 지속되는 기후변화로 인한 얼음평상의 더 작은 기여도가 전체 변화를 계산하는데 포함되었다. 다른 SRES 시나리오 선택의 결과로 인한 해수면 고도의 범위를 결정하기 위해서 여러 개의 AOGCM에 의해 보정된 간단한 모델에 열적 팽창과 육지 얼음 변화를 적용하고 그 결과를 사용한다(F.3 장의 기온과 같은 과정으로 함).

SRES 시나리오에 전체에 대해 1990년부터 2100년까지의 해수면 고도 상승은 폭은 0.09~0.88m 범위로 예측된다(그림 24 참조). 이러한 상승은 주로 열적 팽창, 그리고 빙하와 얼음모자의 질량 감소에 기인한 것이다. 이 범위의 중간값은 0.48m로서 이는 20세기 동안의 상승 비율보다 두 배~네 배의 평균 상승 비율에 해당하는 값이다. IS92 시나리오에 근거한 SAR에서는 해수면 고도의 상승이 0.13~0.94m 정도였다. 이번 평가에서는 더 높은 기온변화가 예상됨에도 불구하고 해수면 고도의 증가는 상대적으로 약간 작게 예측된다. 이는 주로 개선된 모델들을 사용하였기 때문인데 이 모델들에서는 빙하와 얼음평상의 기여도가 상대적으로 더 작게 주어졌다. 만일 육지의 얼음 저장량이 현재의 비율을 계속 유지한다면 해수면 고도 변화는 -0.21~+0.11m 범위로 될 수도 있다. AOGCM들의 평균적인 값에 대해서 SRES 시나리오는 21세기 전반기에 0.02m 정도 다른 결과를 나타낸다. 2100년까지 이는 중간값의 약 50%에 달하는 범위에서 변한다. 21세기를 넘어서면 해수면 고도 상승은 배출 시나리오에 따라 거의 결정된다.

모델들의 결과에 의하면, 해수면 고도 변화의 지역적인 변동 범위는 지구 평균의 해수면 고도 상승에 비교했을 때 상당히 높아질 것이라는 일치되는 정성적 결론을 보인다. 그러나 AOGCM들로부터 얻어진 해수면 고도 변화의 지역적인 분포 예측에 있어서는 큰 신뢰도를 부여하기 힘들다. 왜냐하면, 비록 거의 모든 모델들이 북극해에서는 평균보다 높게 예상하고 남쪽 해양에서는 평균보다 낮게 예상하고 있긴 하지만 모델들 사이에 유사성이 거의 없게 나타나기 때문이다. 또한 21세기 기간 동안에도 기후변화에 영향을 받지 않는 비율로 지각 균형적인, 구조적인 육지의 움직임은 계속될 것이다. 2100년에는 현재 해수면 고도 감소가 나타나는 많은 지역들에서 상대적으로 해수면 고도 증가가 나타날 것이다. 결국, 평균 해수면 고도의 증가로 인해 해일과 같은 매우 극심한 해수면 고도 상승 현상이 자주 발생할 것이다. 기후변화의 결과로 인해 폭풍의 발생 빈도와 강도가 증가한다면, 이러한 현

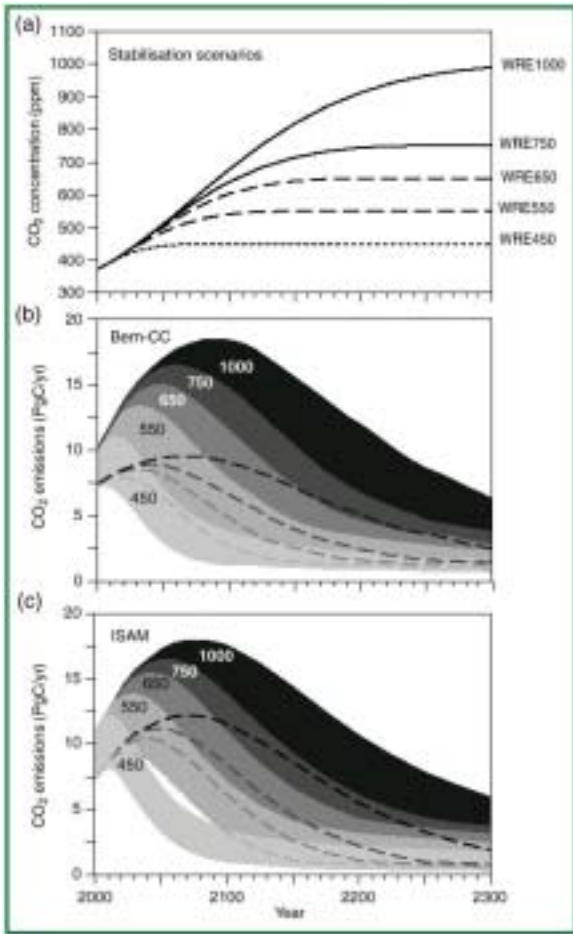


그림 27: 각기 다른 최종값을 가정할 때, 대기 중 CO₂ 농도의 안정화를 이루기 위해 필요한 CO₂ 배출량. (a) CO₂ 농도의 추정된 변화량(WRE 시나리오). (b)와 (c) 두 개의 빠른 탄소 순환 모델(Bern-CC와 ISAM)을 이용하여 예측한 CO₂ 배출량. ISAM의 모델 범위는, 모델간의 비교로부터 CO₂와 기후에 대한 반응의 범위에 근접하도록 모델을 조정하여 얻은 것임. 이 접근방법은 탄소 순환 반응에 있어서의 불확실성에 대한 하한경계를 생성한다. Bern-CC의 모델 범위는, CO₂ 비축화 효과의 행동, 기온에 대한 지층 범위 호흡의 반응, 그리고 해양의 변환 시점에 대한 다른 경계 가정들을 결합하여 얻어졌다. 이 접근방법은 탄소 순환 반응에 대한 상한경계를 생성한다. 각 모델에 대해서, 상한 및 하한경계는 색깔된 영역의 상부와 하부로 표시된다. 또한 하한 경계(감춰진 부분)는 평행선으로 표시된다. [그림 3.13 참조]

상은 더 자주 발생하게 될 것이다.

F.10 CO₂ 농도 안정화에 대한 반응의 미래 변화 예측

온실가스과 에어러솔

안정화에 대한 모든 연구들은 CO₂ 배출이 결국에

는 현재 수준 이하로 떨어질 것을 요구한다. 인위적인 CO₂ 배출은 450에서 1,000ppm 수준에서 안정화 될 것으로 보이는데 이는 규정된 CO₂ 양으로부터 추론되었던 것이다(그림 25a). 이 결과는 SAR에서 보여진 것들과 큰 차이를 보이지는 않는다(그림 25b). 그러나 그 범위는 더 크게 나타난다. 그 이유는 주로 모델들이 지표 탄소 배출에 대해 다른 가정을 함으로써 그 예측 범위가 커졌기 때문이다. CO₂의 농도를 450, 650, 또는 1,000ppm으로 안정화시키기 위해서는 수 십년안에, 약 100년 안에, 또는 약 200백년 안에 인위적 배출을 1990년 수준으로 낮추고 그 이후에도 지속적으로 배출량을 줄여야 한다. 대기 중으로 배출되는 인위적인 CO₂ 양의 70~80% 정도를 해양에서 흡수할 만한 충분한 여력이 있기는 하지만 이러한 과정은 해양 혼합의 비율로 볼 때 수 백년이 걸린다. 결과적으로 배출이 일어난 이후 수세기가 지나도 배출로 인한 농도 증가량의 약 4분의 1 정도는 대기 중

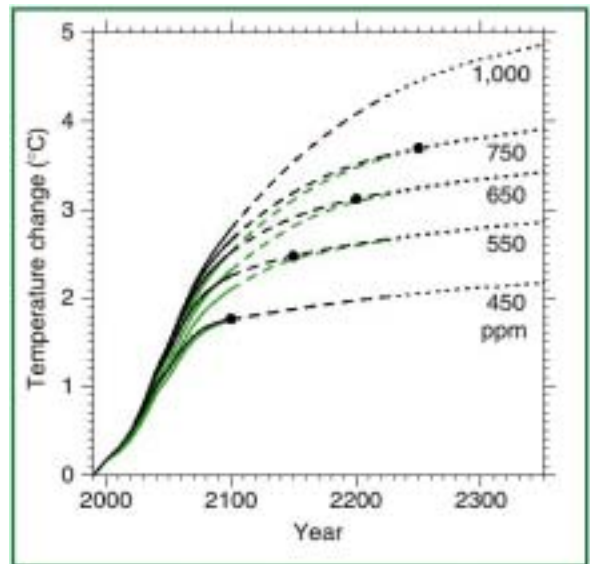


그림26: 간단한 모델 결과: WRE 시나리오에 따라 CO₂ 농도가 안정화되었을 때, 전지구 평균 기온 변화의 예측(9장 9.3.3절 참조). 비교를 위해서, SAR에서의 S 프로파일 결과 그림을 초록색으로 같이 나타냄(S1000은 사용 불가능함). 이 결과들은 7개의 AOGCM에 의해 보정된 한 개의 간단한 기후모델 결과의 평균값이다. 가장 아래의 선은 시나리오 A1B인데, 이것은 오직 2100년에 국한된 것이다. 2100년 이후에, CO₂를 제외한 다른 온실가스의 방출은 A1B 시나리오의 2100년의 값과 동일한 수준에서 유지될 것으로 가정된다. 예측 결과들에는 CO₂의 안정화 수준에 맞춰서 그 숫자가 그림에 표시되었다. 2100년 이후에 파선으로 표시된 부분은 이 기간에 대한 간단한 기후모델에서의 불확실성의 증가를 나타낸다. 검은 점은 CO₂의 안정화 시기를 나타낸다. WRE1000 시나리오에 대한 안정화 시기는 2375년이다. [그림 9.16 참조]

Technical Summary

에 여전히 잔류하게 된다. 2300년 이후에 CO₂ 농도를 일정하게 유지하기 위해서는 그 시기의 탄소 흡수 비율에 맞춰서 배출량을 줄여야 한다. 자연적인 육지와 해양에서의 소산은 수백 또는 수 천년 동안 지속되는 용량이나 그 양은 적다(<0.2 PgC/yr).

기온

해양에서의 긴 시간규모로 인해서 지구 평균 기온은 CO₂ 농도가 안정화된 이후에도 앞으로 수 백년 동안은 세기당 1°C 미만의 비율로 계속 증가할 것이다. CO₂ 농도가 450ppm~1,000ppm 사이에서 안정화될 때의 기온 반응을 간단한 기후모델을 이용하여 연구하였다. 이 간단한 모델은 2.8°C의 평균 기후민감도를 갖는 7개의 AOGCM들에 대해 보정된 것이다. 안정화를 이루는 모든 경로에 대해서 고려해 보면 기후시스템은 21세기와 그 이후 기간에서도 상당한 온난화를 겪을 것으로 보인다(그림 26 참조). 안정화되는 농도가 낮으면 낮을수록, 전체 기온변화는 적어질 것이다.

해수면 고도

만일 온실가스 농도가 안정화된다고 하더라도(심지어 현재의 수준에서), 해수면 고도는 수 백년 동안 계속 증가할 것이다. 500년 후에는 열적 팽창으로 인한 해수면 고도의 증가가 예측된 최종적 수준의 겨우 절반 정도에만 도달할 수도 있다. 모델에 의하면 CO₂ 농도가 산업화 이전의 두 배 또는 네 배가 될 경우 해수면 고도의 증가는 최종적으로 각각 0.5~2.0m 또는 1~4m의 범위가 될 것으로 예측되었다. 긴 시간규모의 특징은 심해로 열을 수송하는 확산과 순환 과정이 약하고 느리다는 것이다.

전체 빙하 질량 중에서 상당 부분이 줄어들고 있는 것 같다. 현재 빙하의 가장자리 지역들도 대부분 얼음이 없는 곳으로 바뀔 것이다.

만일 기후가 안정화된다고 하더라도, 앞으로 수 천년 동안은 얼음평상이 기후변화에 지속적으로 반응을 할 것이다. 이와 더불어 남극과 그린랜드의 얼음평상에는 해수면 고도를 거의 70m나 상승시킬 수 있는 충분한 물이 포함되어 있기 때문에 그 부피가 아주 조금만 변한다고 하더라도 매우 심각한 영향을 끼칠 수 있다.

모델 결과에 의하면, 3°C 이상의 지역적인 연평균 온난화가 천년 동안 지속될 경우 그린랜드의 얼음평상이 완전히 녹아서 해수면을 약 7m 정도 상승시킬 수 있다. 11장에서 사용된 모델 결과의 범위를 보면 그린랜드의 기온은 지구 평균 기온보다

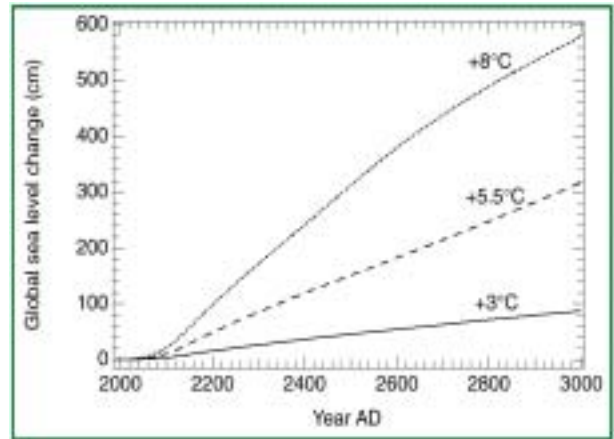


그림 27: 3000년 기간 동안, 세 개의 기후 온난화 시나리오에 대한 그린랜드 얼음평상의 반응이 전지구 해수면 고도의 변화에 상응하도록 표시되었다. 곡선에 표시된 숫자는 3000년엔 그린랜드에서의 연평균 기온 상승 예측값을 나타낸다. 이는 2차원 기후-해양 모델에, 2130년까지 온실가스 농도를 상승시키고 그 이후에는 농도를 일정하게 유지하도록 강제력을 적용하여 예측한 결과이다. 그린랜드에서의 기온 예측결과, 11장에서 사용된 모델의 전지구 평균 기온 상승범위보다 1.2에서 3.1 배정도 더 크게 나타남에 주목하라. [그림 11.16 참조]

1.2~3.1배정도 더 높게 증가할 것으로 예상된다. 그린랜드에서의 5.5°C 기온 증가 정도는 중간 범위의 안정화 시나리오와 일치하는 것으로(그림 26 참조), 그린랜드의 얼음평상은 1,000년 안에 약 3m 정도의 해수면 고도 증가에 기인할 것이다. 8°C가 상승하게 되면 얼음평상의 많은 부분은 녹게 되어, 해수면 고도 증가는 6m에 달하게 된다(그림 27 참조).

현재의 얼음 역학 모델에 의하면, 얼음평상에 심각한 변화가 일어난다 할지라도 서부 남극 얼음 판(WAIS)은 앞으로 수 천년 동안 약 3mm/year 정도의 해수면 고도 상승을 유발하게 될 것이다. 이러한 결과는 모델에서 차용하는 기후변화 시나리오, 얼음 역학, 그리고 다른 요소들의 가정에 따라 크게 달라진다. 내부적인 얼음 역학 불안정성의 가능성을 배제하더라도, 표면의 해동은 남극 얼음평상의 장기간 변동성에 영향을 줄 것이다. 간단한 유출 모델에 의하면 10°C 이상의 온난화일 경우에 총 질량 감소 지역은 얼음평상의 표면에서 진행될 것이라고 예측된다. 일단 WAIS의 경계에서 표면 해동이 되면서 부피 감소가 시작되면 이는 높은 지면으로는 후퇴할 수 없기 때문에 결국 WAIS의 비가역적인 붕괴가 나타난다. 이러한 붕괴는 최소한 수 천년이 걸린다. 표면 해동에 의해서 동부 남극 얼음평상이 완전히 붕괴되려면 20°C 이상의 온

난화가 일어나야 한다. 그러나 이러한 상황은 적어도 1천 5백 만년 동안은 발생하지 않았으며 현재 고려되고 있는 어떠한 기후변화 시나리오에서도 예측되지 않고 있다.

G. 향상된 이해

앞 절에는 과거와 현재의 기후에 대한 지식의 현재 상태, 강제력 작용과 기후시스템에서의 과정에 대한 현재 이해, 그리고 이러한 것들이 기후모델에서 얼마나 잘 표현되었는지에 대한 설명들을 담고 있다. 지금까지의 지식에 의하면 가장 좋은 평가는 기후변화가 탐지될 수 있는지 아닌지, 그리고 이러한 변화가 인간 활동에 기인한 것인지 아닌지에 관한 것이다. 현재 활용 가능한 가장 좋은 도구를 가지고 여러 가지 다른 온실가스 배출 시나리오에 대하여 미래에는 기후가 어떻게 변할 것인지를 예측하였다.

이 절에서는 다른 방법으로 미래를 고찰하려고 한다. 온실가스와 에어러솔의 배출에서부터 이들이 기후시스템과 사회에 미치는 영향에 이르기까지 이 연결 고리에 대한 각 단계에서의 불확실성이 나타난다(그림 28 참조). 많은 인자들이 현재 기후변화의 탐지와 규명 및 이해, 그리고 미래 기후변화가 어떻게 될 것인지에 대한 예측 능력을 계속 제한하고 있다. 아홉 개의 넓은 영역에 있어서 심도 있는 작업이 필요하다.

G.1 자료

세계 여러 지역에서의 관측망의 감소를 저지해야 한다. 관측망이 상당히 개선되지 않으면 세계 많은 지역에서 기후변화 탐지가 어렵거나 불가능해진다.

정확하고, 시·공간적 범위가 확대된 장기간의 자료를 기후연구에 제공하기 위해서는 관측 기반이 확장되어야 한다. 기후시스템은 복잡하고 또한 고유의 수십년(multi-decadal) 시간규모를 가지고 있기 때문에 기후와 환경 변화를 조사하고 예측하기 위해서는 장기간의 일관성 있는

자료가 필요하다. 현재 및 최근 과거의 자료와 지난 수 세기 및 수 천년 동안의 기후 관련 자료 모두 필요하다. 극 지역의 자료와 지구 규모에서의 특이 현상의 정량적 평가에 대한 자료가 특히 부족하다.

G.2 기후 과정들과 모델링

온실가스 및 에어러솔의 미래 배출과 농도를 더 잘 추정해야 한다. 현재와 미래의 온실가스, 특히 에어러솔 배출로부터의 농도 추정, 생물지구화학적 격리와 순환의 표현, 그리고 CO₂ 원천과 소산의 시-공간적 분포 결정에 있어서의 개선들은 특히 중요하다.

대기, 생물계, 육지와 해양 표면, 그리고 심해에서의 지배적인 과정들(예, 해양 혼합)과 이의 되먹임 작용(예, 구름과 해빙 등)을 더 완전히 이해하고 특성화해야 한다. 이러한 하부-시스템, 현상, 그리고 과정들은 중요하고, 또한 일반적으로 진단 능력을 개선하기 위한 부분으로서 주목을 받는다. 관측과 모델의 상호작용은 진보를 위한 열쇠가 될 것이다. 비선형계에서의 갑작스런 강제력은 매우 높

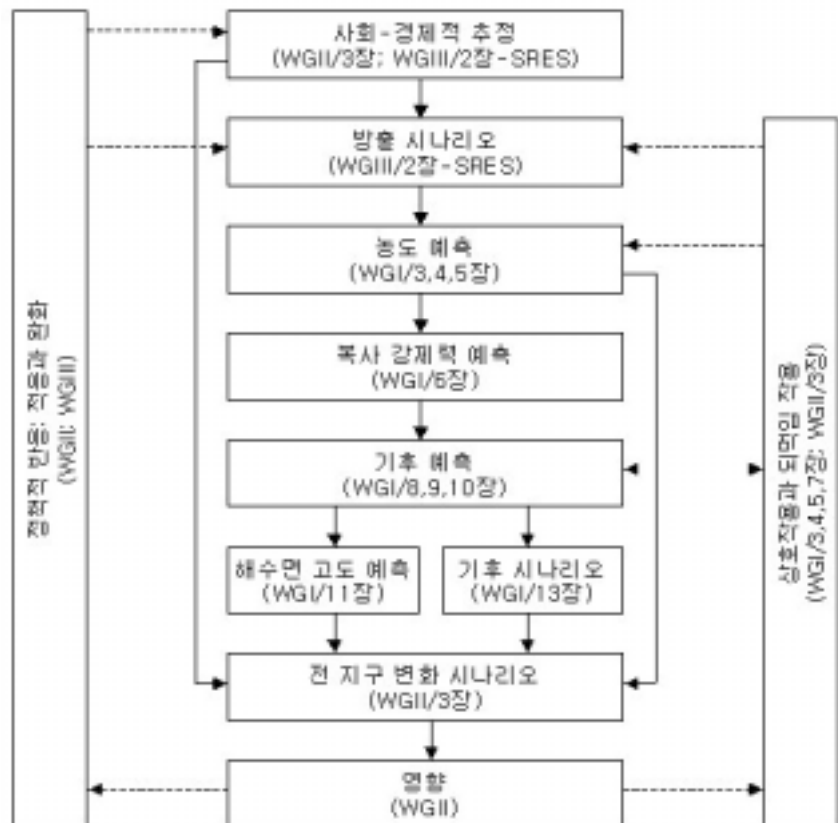


그림 28: 기후변화 영향, 적응, 그리고 완화 평가를 위한 기후관련 시나리오 개발에서 고려되어야 할 예측 불확실성들의 흐름도. [그림 13.2 참조]

Technical Summary

랄 만한 결과를 예상하게 만든다.

장기간의 기후변동성 패턴을 완전히 다루어야 한다. 이 주제는 모델 계산과 실제 기후시스템 모두에 적용된다. 모델 계산에 있어서 기후 표류의 발생은 부분적으로 좀더 명확해져야 할 필요가 있다. 왜냐하면, 이는 신호와 잡음을 구별하는데 있어 어려움을 증가시키기 때문이다. 기후시스템 자체에서의 장기간 자연 변동성에 관하여서는 이러한 변동성을 이해하고, 또한 ENSO와 같은 조직적인 변동성의 패턴을 예측할 수 있는 최신 기법들을 확장하는 것이 중요하다.

모델 계산의 다중 앙상블 기법을 개발함으로써 미래 기후상태에 대한 개연성 있는 특성을 더욱 충분히 조사해야 한다. 기후시스템은 결합된 비선형의 혼돈계이다. 그러므로 미래의 정확한 기후상태에 대한 장기간의 예측은 불가능하다. 앙상블 모델 계산을 통해서, 기후시스템의 미래 상태에 대한 확률적 분포를 예측하는데 초점을 맞추는 것이 낫다.

지역적 영향과 특히 기상 현상에 대한 모사 능력을 개선하는데 역점을 두는 방향으로 전지구 및 지역 기후모델의 통합적인 계층 구조를 개선해야 한다. 이를 위해서는 대기, 해양, 그리고 육지들 간의 결합에 대한 이해 증진이 필요하고 모델의 모사 능력을 평가하고 개선할 수 있도록 광범위한 모델 진단 실험과 관측 연구가 이루어져야 한다. 특히 현상의 변화에 대한 물음에 답할 수 있는 자료의 적절성이 특히 중요하다.

G.3 인위적인 측면

물리적인 기후-생물지구화학 모델과 인간 시스템 모델을 더욱 확고히 연결해야 한다. 이를 통해서 지구 시스템의 인위적인 그리고 비-인위적인 요소를 연결하는 가능한 원인-영향-원인 패턴을 폭 넓게 조사할 근거를 제공해야 한다. 현재는 일반적으로 기후시스템에 외부강제력으로 작용하는 배출 시나리오만을 통하여 인간의 영향이 다루어진다. 앞으로는 다양한 기여 활동, 되먹임, 그리고 반응 과정을 통해서, 인간 활동이 물리적, 화학적, 그리고 생물학적 하부 시스템의 역학 과정과 상호작용할 수 있는 좀 더 포괄적인 모델이 필요하다.

G.4 국제적인 협력 구조

국제적인 협력 구조를 강화함으로써 기후변화를 이해하는 데에 있어 국제적인 진전을 가속화 시켜

야 한다. 이를 위해서는 연구, 계산, 그리고 관측 자원들이 전체적인 이점을 극대화하는 방향에서 사용될 수 있도록 국가 및 연구소들 간에 공동 노력이 필요하다. 이러한 협력 구조는 다음과 같은 국제적 프로그램들에서 이루어진다. 즉, 국제과학단체연합(International Council of Scientific Unions; ICSU), 세계기상기구(World Meteorological Organization; WMO), 국제연합환경프로그램(United Nations Environment Programme; UNEP), 국제교육연합(United Nations Education), 국제연합교육과학문화기구(Scientific and Cultural Organization; UNESCO) 같은 기관들이다. 국제적인 연구 공동체 안에서 협력을 증진하고 많은 지역에서 연구 역량을 확립하고자 하는 필요성이 대두된다. 또한 이러한 평가의 목적에 부합하도록 결정 창출에 합당한 관점에서 연구의 진보를 효과적으로 기술할 필요가 있다.

Source Information: Technical Summary

This Appendix provides the cross-reference of the topics in the Technical Summary (page and section) to the sections of the chapters that contain expanded information about the topic.

Section A: Introduction

Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.

TS page	Technical Summary Section and Topic - Chapter Section	20-21	A.3 The Third Assessment Report: This Technical Summary
20	<i>A.1 The IPCC and its Working Groups</i> Introduction to the Intergovernmental Panel on Climate Change (from the IPCC Secretariat, Geneva) or the IPCC web page at http://www.ipcc.ch		Background to these questions is in Chapter 1. Box 1: What drives changes in climate?- Chapter 1.
20	<i>A.2 The First and Second Assessment Reports of Working Group I</i> IPCC, 1990a: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 365 pp. IPCC, 1992: Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. J.T. Houghton, B.A. Callander and S.K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 198 pp.	Section B: The Observed Changes in the Climate System 23-25	<i>B.1 Observed Changes in Temperature</i> Temperatures in the instrumental record for land and oceans - Chapter 2.2.2 and 2.3. Temperatures above the surface layer from satellite and weather balloon records - Chapter 2.2.3 and 2.2.4. Surface temperatures during the pre-instrumental record from the proxy record Last 1,000 years - Chapter 2.3. Last glacial and deglaciation - Chapter 2.4.
	IPCC, 1994: Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios. J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 339 pp. IPCC, 1996a: Climate Change 1995: The Science of Climate Change.	25 25-26	<i>B.2 Observed Changes in Precipitation and Atmospheric Moisture</i> Annual land-surface precipitation - Chapter 2.5.2. Water vapour - Chapter 2.5.3. Cloud amounts - Chapter 2.5.5. <i>B.3 Observed Changes in Snow Cover and Land- and Sea-Ice Extent</i> Snow cover and land-ice extent - Chapter 2.2.5. Sea-ice extent - Chapter 2.2.5. Arctic sea-ice thickness - Chapter 2.2.5.

Technical Summary

26-27	<p><i>B.4 Observed Changes in Sea Level Changes During the Instrumental Record</i></p> <p>Tide gauge data for the 20th century – Chapter 11.3.2.</p> <p>Box 2: What causes sea level to change? – Chapter 11.2.</p> <p>Changes during the pre-instrumental record – Chapter 11.3.1.</p>	37	<p><i>Radiatively Important Gases</i></p> <p>Atmospheric ozone – Chapter 4.2.2 and 4.2.4, Chapter 6.13.</p> <p>Gases with only indirect radiative influence – Chapter 4.2.3, Chapter 6.13</p>
27-28	<p><i>B.5 Observed Changes in Atmospheric and Oceanic Circulation Patterns</i></p> <p>El Nino–Southern Oscillation (ENSO) – Chapter 2.6.2 and 2.6.3.</p> <p>North Atlantic, Arctic, and Antarctic oscillations – Chapter 2.6.5 and 2.6.6.</p>	37-39	<p><i>C.3 Observed and Modelled Changes in Aerosols</i></p> <p>Observed and modelled changes in aerosols – Chapter 5.1, 5.2, 5.3 and 5.4, Chapter 6.7 and 6.8.</p>
28-29	<p><i>B.6 Observed Changes in Climate Variability and Extreme Weather and Climate Events</i></p> <p>Heavy and extreme precipitation – Chapter 2.7.2.</p> <p>Tropical and extra-tropical storms – Chapter 2.7.3.</p>	39	<p><i>C.4 Observed Changes in Other Anthropogenic Forcing Agents</i></p> <p>Land-use (albedo) change – Chapter 6.13.</p>
29-30	<p><i>B.7 The Collective Picture: A Warming World and Other Changes in the Climate System</i></p> <p>A warming world – Chapter 2.8.</p> <p>Little or no change – Chapter 2.2.5 and 2.7.3.</p>	39	<p><i>C.5 Observed and Modelled Changes in Solar Activity</i></p> <p>Observed and modelled changes in solar activity – Chapter 6.10.</p>
<p>Section C: The Forcing Agents That Cause Climate Change</p>			<p><i>C.6 Global Warming Potentials</i></p> <p>Global warming potentials – Chapter 6.12</p>
32-35	<p><i>C.1 Observed Changes in Globally Well-Mixed Greenhouse Gas Concentrations and Radiative Forcing.</i></p> <p>Carbon dioxide – Chapter 3.2.2, 3.2.3, 3.3.1, 3.3.2, and 3.5, Chapter 6.13</p> <p>Methane – Chapter 4.2.1, Chapter 6.13.</p> <p>Nitrous Oxide – Chapter 4.2, Chapter 6.13.</p> <p>Halocarbons and Related Compounds – Chapter 4.2.2, Chapter 6.13.</p>	39-42	<p>Section D: The Simulation of the Climate System and Its Changes</p>
35-37	<p><i>C.2 Observed Changes in Other</i></p>	42-44	<p><i>D.1 Climate Processes and Feedbacks</i></p> <p>Box 3: Climate Models: How are they built and how are they applied? – Chapter 8.3.</p> <p>Water vapour – Chapter 7.2.1.</p> <p>Clouds – Chapter 7.2.2 and 7.2.3, Chapter 8.5.1.</p> <p>Stratosphere – Chapter 7.2.4 and 7.2.5, Chapter 8.5.1.</p> <p>Ocean – Chapter 7.3, Chapter 8.5.2.</p> <p>Cryosphere – Chapter 7.5, Chapter 8.5.3.</p> <p>Land surface – Chapter 7.4, Chapter 8.5.4.</p> <p>Carbon cycle – Chapter 3.6.</p>
			<p><i>D.2 The Coupled Systems</i></p> <p>Modes of natural variability –</p>

	Chapter 7.6, Chapter 8.7.		
	Box 4: The El Niño/Southern Oscillation (ENSO) – Chapter 7.6.5, Chapter 8.7.1	48	<i>E.5 Sensitivity to Estimates of Climate Changes Signals</i>
	The thermohaline circulation – Chapter 7.3.7 and 7.7, Chapter 9.3.4.		Responses to anthropogenic forcing – Chapter 12.2.3.
	Non-linear events and rapid climate change – Chapter 7.7.		Significant anthropogenic forcing contribution – Chapter 12.2.3.
		48–50	<i>E.6 A Wider Range of Detection Techniques</i>
44	<i>D.3 Regionalisation Techniques</i>		Temperature – Chapter 12.3 and 12.4.
	Categories of techniques – Chapter 10.1, 10.2, Chapter 13.		Sea level – Chapter 11.4.
	Coarse resolution AOGCMs – Chapter 10.3, Chapter 13.	50	<i>E.7 Remaining Uncertainties in Detection and Attribution</i>
	High resolution RCMs – Chapter 10.5, Chapter 13.		Summary – Chapter 12.5.
44–45	<i>D.4 Overall Assessment of Abilities</i>	50	<i>E.8 Synopsis</i>
	Flux adjustment – Chapter 7.2, 7.3 and 7.6, Chapter 8.4 and 8.9.		Most of the observed warming over the past 50 years – Chapter 12.6.
	Climate of the 20th century – Chapter 8.6.		
	Extreme events – Chapter 8.8.		
	Interannual variability – Chapter 8.7.		
	Model intercomparisons – Chapter 8.6.2 and 8.10.	51–52	
			Section F: The Projections of the Earth’s Future Climate
			<i>F.1 The IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES)</i>
			SRES scenarios – Chapter 6.15.2, SRES Report.
			Box 5: The Emission Scenarios of the Special Report on Emission Scenarios (SRES) – Chapter 6.15.2, SRES Report, Appendix II.
46	<i>E.1 The Meaning of Detection and Attribution</i>	53–54	<i>F.2 Projections of Future Changes in Greenhouse Gases and Aerosols</i>
	Detection/Attribution – Chapter 12.1.1 and 12.2.		CO ₂ concentration trajectories – Chapter 3.3 and 3.7, Appendix II.
46	<i>E.2 A Longer and More Closely Scrutinised Observational Record</i>		Carbon storage in terrestrial ecosystems – Chapter 3.2 and 3.6.
	Three of last five years – Chapter 12.2.1.		Abundance of the non-CO ₂ greenhouse gases – Chapter 4.3, Chapter 6.15, Appendix II.
46–47	<i>E.3 New Model Estimates of Internal Variability</i>		Emissions of indirect greenhouse gases and atmospheric chemistry – Chapter 4.4.4 and 4.4.5, Chapter 6.15.
	The warming over the past 100 years – Chapter 12.2.2.		Emissions of indirect greenhouse gases and air quality – Chapter 4.4.5
47–48	<i>E.4 New Estimates of Responses to Natural Forcing</i>		Dependence of the abundance of aerosols on emissions – Chapter 5.5, Chapter 6.15, Appendix II.
	Natural forcing alone – Chapter 12.2.3.		

Technical Summary

	Projected aerosol emissions and the SRES scenarios – Chapter 5.5		Chapter 3.7.3.
	Radiative forcing – Chapter 6.15, Appendix II.		Temperature – Chapter 9.3.3. Sea level – Chapter 11.5.4.
54–59	<i>F.3 Projections of Future Changes in Temperature</i> AOGCM Results – Chapter 9.3 Simple Climate Model Results – Chapter 9.3		Section G: Advancing Understanding
59–60	<i>F.4 Projections of Future Changes in Precipitation</i> Globally averaged precipitation and variability – Chapter 9.3.	65	<i>G.1 Data</i> Decline of observational networks and the observing system – Chapter 14.2.1.
60	<i>F.5 Projections of Future Changes in Extreme Events</i> Changes in extreme events – Chapter 9.3.6.	65–66	<i>G.2 Climate Processes and Modelling</i> Greenhouse gases and aerosols – Chapter 14.2.6. Processes – Chapter 14.2.3. Patterns of variability – Chapter 14.2.2. Ensembles of model results – Chapter 14.2.2. Hierarchy of models – Chapter 14.2.2
60	<i>F.6 Projections of Future Changes in Thermohaline Circulation</i> Weakening of Thermohaline Circulation – Chapter 9.3.4.	66	<i>G.3 Human Aspects</i> Physical system/human system – Chapter 14.3, Chapter 13.1
60–61	<i>F.7 Projections of Future Changes in Modes of Natural Variability</i> Changes in modes of natural variability – Chapter 9.3.5.	66	<i>G.4 International Framework</i> Co-ordination – Chapter 14.4.
61–62	<i>F.8 Projections of Future Changes in Land Ice (Glaciers, Ice Caps and Ice Sheets), Sea Ice and Snow Cover</i> Glaciers, ice caps, and ice sheets – Chapter 11.5.4.		
62	<i>F.9 Projections of Future Changes in Sea Level</i> Global average sea level change – Chapter 11.5.1. Regional sea level change – Chapter 11.5.2. Extremes of sea level – Chapter 11.5.3.		
62–64	<i>F.10 Projections of Future Changes in Response to CO₂ Concentration Stabilisation Profiles</i> Greenhouse gases and aerosols –		