

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)의 WG I에 수록된 후 아직 세부 승인은 되지 않은 보고서에 기초함

자주 묻는 질문 (FAQ)

- FAQ 1.1 지구의 기후를 변화시키는 인자들은 무엇인가?
- FAQ 1.2 기후변화와 기상은 어떤 관계가 있는가?
- FAQ 1.3 온실효과란 무엇인가?
- FAQ 2.1 인간활동은 기후변화에 어떻게 기여하고, 자연적 영향력과 어떻게 비교되는가?
- FAQ 3.1 지구의 기온은 어떻게 변하고 있는가?
- FAQ 3.2 강수는 어떻게 변하고 있는가?
- FAQ 3.3 열파, 가뭄, 홍수, 허리케인 등과 같은 극단적 현상에 변화가 있었는가?
- FAQ 4.1 지구의 눈과 얼음의 양은 감소하고 있는가?
- FAQ 5.1 해수면은 상승하고 있는가?
- FAQ 6.1 무엇이 빙하기와 산업혁명 이전의 주요 기후변화들을 야기했는가?
- FAQ 6.2 현재의 기후변화는 과거의 기후변화에 비해 비정상적인가?
- FAQ 7.1 산업시대에 대기 CO₂와 온실가스는 인간 활동에 의해 증가했는가?
- FAQ 8.1 미래 기후변화를 전망하는 데 사용되는 모델은 어느 정도나 신뢰할만한가?
- FAQ 9.1 개별 극단적 현상들이 온실가스로 인한 온난화로 설명될 수 있는가?
- FAQ 9.2 20세기의 온난화는 자연 변동성에 의해 설명될 수 있는가?
- FAQ 10.1 지구 기후가 변함에 따라 열파, 가뭄, 홍

수와 같은 극단적 현상도 변할 것이라 예상되는가?

- FAQ 10.2 빙상 소실이나 지구 해양순환의 변화와 같은 중요한 돌발적 기후변화가 일어날 가능성은 어느 정도인가?

- FAQ 10.3 온실가스 배출량은 감소했는가? 대기의 온실가스 농도는 얼마나 빨리 감소하는가?

- FAQ 11.1 전망된 기후변화는 지역마다 다른가?

본 FAQ를 인용할 때 주의사항 :

본 FAQ는 원래 보고서의 해당 장(chapter)에서 직접 발췌하고 정리한 것이다. 각 FAQ를 참고 문헌으로 인용할 때는 원래 보고서의 해당 장을 밝혀야 한다.

본 FAQ 전체를 인용할 때는 아래와 같이 기술해야 한다.

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

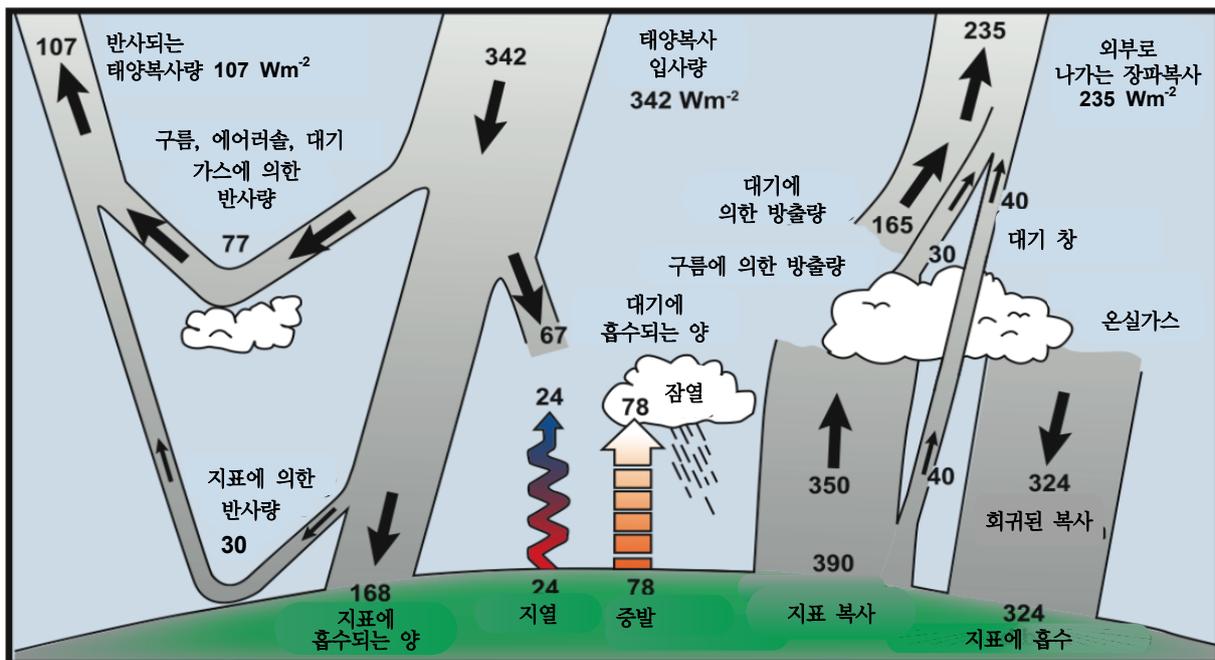
FAQ 1.1

지구의 기후를 변화시키는 인자들은 무엇인가?

기후계는 대기, 육지, 눈, 얼음, 바다, 기타 수원, 생물체가 서로 복잡하게 상호작용 하며 구성하고 있는 계(system)이다. 기후계의 요소 중에서 기후를 가장 뚜렷이 특징짓는 것은 대기이다. 기후는 종종 '평균기상(average weather)'으로 정의되는데 수개월에서 수백만 년까지(일반적으로 30년) 일정 기간 동안 기온의 평균 및 변동성, 강수, 바람 측면에서 기술한다. 기후계 내부 역학의 영향과 기후에 영향을 주는 외부 인자들('강제력(forcing)'이라고 부름)의 변화로 인해 기후계는 시간이 지나면서 발달하게 된다. 외부 강제력에는 화산분출이나 태양활동의 변화 같은 자연현상뿐 아니라 인간에 의한 대기조성 변화 등 인위적 변화도 포함된다. 기후계의 동력원은 태양 복사(solar radiation)이다. 지구의 복사 균형이 변하게 되는 주요 3가지 방식은 1) 태양복사 입사량의 변화(예: 지구 궤도의 변화 혹은 태양 자체의 변화에 의한), 2) 태양 복사가 반사되는 비율('알베도'라고 불림)의 변화(예: 운량이나 대기 입자, 식생 등의 변화에 의한), 3) 지

구에서 외부로 되돌아가는 장파복사의 변화(예: 온실 가스 농도 변화에 의한)이다. 이에 기후계는 다양한 피드백 메커니즘을 통해 그런 변화에 직, 간접적으로 반응한다.

낮에 태양 쪽 지구 대기의 상부 1 m²에 1초 동안 들어오는 태양에너지의 양은 약 1,370 와트(W)이며, 지구 전체를 평균하면 1초 동안 1 m²에 도달하는 일광의 약 30%는 반사되어 다시 우주로 돌아간다. 이 반사량의 약 2/3는 구름과 '에어러솔(aerosol)'로 알려진 대기의 작은 입자들에 의해 반사되고, 나머지 1/3은 지구 표면의 밝은 색 부분 -주로 눈과 얼음, 사막-에 반사된다. 에어러솔로 인한 반사의 가장 극적인 변화는 화산이 크게 분출하여 분출물이 아주 높이 방출될 때 발생한다. 이 에어러솔은 일반적으로 비를 통해 1~2주 내에 대기로부터 씻기지만, 폭발적인 화산분출에서 나온 물질이 최고층 구름너머까지 분출된 경우에는 약 1~2년 동안 기후에 영향을 준 다음에야 대류권으로 떨어져 강수에 의해 지표에 떨어진



FAQ 1.1, 그림 1. 지구의 연간 지구평균 에너지균형 추정. 장기적으로, 지구와 대기에 입사되는 태양복사의 양은 지구와 대기가 외부로 방출하는 동량의 장파복사에 의해 균형이 유지된다. 입사되는 태양복사의 약 절반이 지표에 흡수된다. 이 에너지는 지표에 접하는 공기의 가열, 증발, 구름과 온실가스에 흡수되는 장파 복사에 의해 대기에 전달된다. 이에 대기는 다시 지구와 우주로 장파복사를 방출한다. 출처: Kiehl 및 Trenberth (1997)

다. 따라서 거대한 화산분출은 평균 기온을 약 0.5℃ 하강시킬 수 있으며, 이 상태는 수개월에서 수년까지 지속될 수 있다. 일부 인위적 에어러솔 역시 일광을 상당히 반사한다.

우주로 반사되지 않은 에너지는 지구 표면과 대기에 흡수된다. 이 양은 1 m² 당 대략 240 W이다. 입사되는 에너지와 균형을 유지하기 위해 지구는 평균적으로 동량의 에너지를 우주로 방출한다. 이것은 외부로 나가는 장파 복사를 방출함으로써 이루어진다. 지상의 모든 것은 계속해서 장파복사를 방출한다. 우리가 불에서 느끼는 열에너지도 바로 이렇게 방출된 열에너지다. 물체가 따뜻할수록 그 물체는 더 많은 열에너지를 복사하고 있는 것이다. 240 W/m²를 방출하려면 표면의 온도는 약 -19℃이어야 할 것이다. 이것은 지표의 실제 온도보다 훨씬 낮은 온도이다(지구 평균 기온은 약 14℃이다). 이 -19℃는 지표 위 5 km에서 나타난다.

지표가 이렇게 따뜻한 이유는 온실가스가 존재하기 때문이다. 온실가스는 지표에서 나오는 장파복사의 부분적 담요 역할을 한다. 이 담요 효과를 자연적 온실효과(natural greenhouse effect)라고 부른다. 가장 중요한 온실가스는 수증기와 이산화탄소이다. 대기에 가장 많이 존재하는 두 성분인 질소와 산소는 그런 효과를 내지 않는다. 반면에 구름은 온실가와 비슷한 담요효과를 발휘한다. 그러나 이 효과는 구름의 반사성에 의해 평균적으로 상쇄되어 버리기 때문에 결국 구름은 기후에 냉각 효과를 주는 경향이 있다(국지적으로는 따뜻한 효과를 느낄 수도 있다: 구름이 많이 낀 밤은 구름이 없는 밤보다 따뜻한 상태로 유지되는 경향이 있다. 이것은 구름이 장파 에너지를 지표로 다시 돌려보내기 때문이다). 인간활동은 온실가스 방출을 통해 이 담요 효과를 강화시킨다. 한 예로, 대기의 CO₂ 양은 산업 시대에 약 35% 증가했는데 이 증가분은 인간활동, 그 중에서도 주로 화석연료 연소와 삼림제거 때문인 것으로 알려져 있다. 따라서 인류는 지구 대기의 화학적 조성을 극적으로 변경시키며 기후에 실질적 영향을 준 것이다.

지구는 구(sphere) 형태이기 때문에 고위도보다는 적도지역에 단위 면적 당 더 많은 태양에너지가 도달한다. 고위도에서는 일광이 적도에서보다 작은 각도로 대기에 충돌한다. 에너지는 폭풍을 비롯해 대기순

환과 해양순환을 통해 적도지역에서 고위도지역으로 전달된다. 에너지는 바다나 육지표면에서 물을 증발시키기 위해서도 필요한데 잠열이라고 불리는 이 에너지는 수증기가 구름 안에서 응축될 때 방출된다(그림 1 참고). 대기순환은 주로 이 잠열이 방출됨으로써 일어난다. 대기 순환은 해양의 표층수에 대한 바람의 작용, 해양의 해수면 온도 및 염도의 변화, 그리고 강수와 증발을 통해 해양순환의 많은 부분을 일으킨다.

지구가 회전하기 때문에 대기순환 패턴은 남북 방향보다는 동서 방향의 경향을 갖는다. 중위도 편서풍에 포함된 대규모 기상계는 열을 극지로 전달하는 작용을 한다. 이 기상계가 바로 우리에게 익숙한 이동성 저기압 및 고기압 시스템, 그에 관련된 한랭전선, 온난전선이다. 이 순환계의 지구적 규모의 대기 파동(atmospheric waves)은 육지와 바다 간 온도 차이와 산맥이나 빙상 같은 장애물 때문에 대륙과 산악에 의해 지리적으로 정체되는 경향이 있지만 규모는 시간과 함께 변할 수 있다. 파동 패턴 때문에, 북미의 추운 겨울은 북반구 다른 지역의 특별히 따뜻한 겨울과 관련 있을 수 있다. 기후계의 다양한 측면, 이를테면 빙상의 크기, 식생의 종류와 분포, 대기나 해양의 기온 같은 것들의 변화는 대기와 해양의 대규모 순환에 영향을 준다.

기후계에는 기후강제력 변화의 효과를 강화(‘양의 피드백’)시키거나 감쇠(‘음의 피드백’)시킬 수 있는 피드백 메커니즘이 많이 있다. 예를 들어, 온실가스 농도가 증가하면 지구 기후가 온난화되고 눈과 얼음이 녹기 시작한다. 이렇게 융해되면 눈과 얼음에 덮여 있던 육지와 수면이 드러나게 되고, 이 부분 때문에 태양의 열이 더 많이 흡수되어 더 많은 온난화가 야기된다. 이것은 다시 더 많은 융해를 야기하고 이런 식으로 자동강화 순환을 돌게 된다. ‘얼음-알베도 피드백(ice-albedo feedback)’이라고 불리는 이 피드백 반복과정은 온실가스 농도의 증가에 의해 야기된 초기 온난화를 증폭시킨다. 기후 피드백을 탐지, 이해, 정확히 정량하는 것이 바로 지구 기후의 복잡성을 파헤치는 과학자들의 연구 초점이었다.

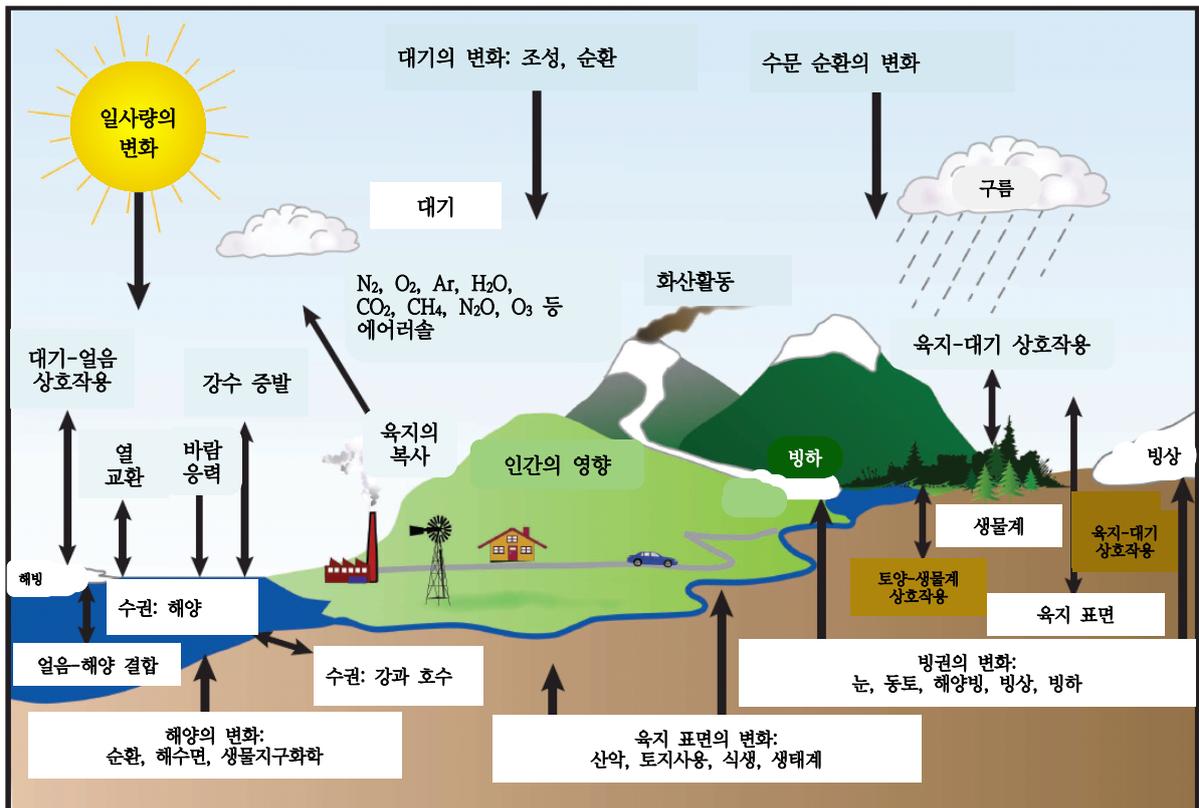
FAQ 1.2

기후변화와 기상은 어떤 관계가 있는가?

일반적으로 기후는 평균기상(average weather) 이라고 정의되고, 그런 식으로 기후변화와 기상이 얽혀 있다. 관측치를 보면 기상에 변화가 있다는 것을 알 수 있는데, 기후변화를 확인해주는 것이 이러한 시간 경과에 따른 기상변화의 통계자료이다. 기상과 기후는 서로 밀접히 관련되어 있지만 중요한 차이점이 있다. 기상과 기후를 흔히 혼동하는 예 중의 하나는 과학자들에게 지금부터 몇 주 후의 기상을 예측할 수 없는데 향후 50년 뒤의 기후를 어떻게 예측할 수 있는지 묻는 경우이다. 기상의 카오스 성격 때문에 며칠 이상은 예측 불가능하다. 대기 조성이나 기타 인자들의 변화로 인한 기후 변화(즉, 장기적 평균 기상)를 전망(projecting)하는 것은 그것과는 매우 다른 일이며 다루기도 훨씬 쉽다. 유사한 예로서, 어떤 남자가 몇 살에 사망할 지 예측하기는 불가능하지만 선진국 남성의 평균 사망연령이 약 75세라는 것은 확신 있게 말할 수 있다. 또 하나 흔히 혼동하는 것 한 가

지는 지구상의 추운 겨울 혹은 냉각점(cooling spot)을 지구 온난화의 증거라고 생각 하는 것이다. 기후가 변함에 따라 그 빈도와 세기는 변할지라도 극단적인 더위와 추위는 항상 존재한다. 그러나 기상 데이터를 공간적, 시간적으로 평균해보면 지구가 온난화되고 있다는 사실이 명확히 나타난다.

기상학자들은 기상계의 하루하루 발달 상태를 관찰, 이해, 예측하는 데 대단한 노력을 기울인다. 대기가 물을 이동, 가열, 냉각, 강우, 강설, 증발시키는 방식을 다룬 물리학 기반의 개념을 이용해서 기상학자들은 앞으로 며칠 간의 기상은 성공적으로 예측할 수 있다. 며칠 이상의 기상을 예측하는 데 제약이 되는 주요 인자는 바로 대기의 역학적 특성이다. 1960년대에 기상학자 Edward Lorenz는 초기 조건의 매우 미약한 차이가 예측 결과에 매우 큰 차이를 가져올 수 있다는 것을 발견했다. 이것이 이른바 나비 효과(butterfly effect)이다. 즉, 어떤 한 지점에서 나비의



FAQ 1.2, 그림 1. 기후계의 구성요소, 구성요소들의 과정 및 상호작용

날개 짓 한 번(또는 다른 작은 현상)이 결국엔 멀리 떨어진 곳의 기상패턴을 변경시킬 수 있다는 것이다. 이 효과의 핵심에는 카오스 이론(chaos theory)이 있다. 카오스 이론은 복잡한 계에서 특정 변수들의 작은 변화가 어떻게 뚜렷한 임의성(randomness)을 야기할 수 있는가를 다룬다.

그렇더라도 카오스 이론은 질서의 총체적 부재를 함축하지는 않는다. 예를 들어, 과정 초기에서 약간 다른 조건은 폭풍이 도달할 날이나 폭풍의 정확한 경로를 변동시킬 수 있지만 그래도 그 지역에서 그 기간의 평균 기온과 강수량(즉, 기후)은 여전히 같을 것이다. 기상 예보가 직면한 중대한 문제점은 예보기간 시작점의 모든 조건을 아는 것이 때문에, 기후를 기상의 배경 조건을 다루는 것이라고 생각하는 것이 유리할 수도 있다. 더 정확히 말하면 기후는 대기, 육지, 해양, 눈, 얼음, 생물체를 포함하여 전체 지구계의 상태를 다루는 것이라고 볼 수도 있다(그림 1 참고). 이것들이 전지구적 배경 조건으로 작용하면서 기상패턴을 결정하는 것이다. 이것의 한 예가 페루 해안의 기상에 영향을 주는 엘니뇨일 것이다. 엘니뇨는 확률 효과(random effect)가 생길 수 있는 기상패턴의 확률적 발달을 제한한다. 라니냐는 이와는 다른 제한을 가할 것이다.

또 하나의 예는 우리에게 익숙한 여름과 겨울의 차이이다. 계절의 진행은 지구계가 흡수하고 복사로 방출하는 에너지의 지리적 패턴이 변화되기 때문에

생긴다. 마찬가지로 미래 기후에 대한 전망은 지구계에서 열에너지의 근본적 변화, 특히 지표 근처의 열을 가두는 온실효과의 점점 증가하는 세기의 변화를 통해 도출된다. 온실효과의 세기는 대기의 CO₂와 기타 온실가스의 양에 의해 결정된다. 그러나 지금부터 50년 동안 온실가스의 변화로 인한 기후변화를 전망하는 것은 이와는 다른 일이며, 앞으로 몇 주 동안의 기상패턴을 예측하는 일보다 훨씬 쉽게 해결되는 문제다. 다른 식으로 생각하면, 대기조성의 변화에 의해 일어나는 장기적 변동은 개별 기상현상보다 예측하기가 훨씬 더 쉽다. 한 예로, 동전이나 주사위를 한 번 던졌을 때의 결과를 예측할 수는 없지만 그런 시도를 수 회 했을 때의 통계적 행동은 예측할 수 있다.

많은 인자들이 계속해서 기후에 영향을 주고 있지만 과학자들은 인간활동이야말로 지배적인 강제력이었고 지난 50년 간 관측된 온난화의 대부분도 인간 활동이 원인이었다고 결론을 굳혔다. 인간에 의해 야기된 기후변화는 대기 온실 가스량의 변화뿐 아니라 작은 입자들(에어로솔)의 변화, 토지사용의 변화에서 생긴 결과였다. 기후가 변함에 따라 특정 종류의 기상현상이 일어날 확률도 영향을 받는다. 예를 들면, 지구 평균기온이 상승하자 어떤 기상현상은 빈도와 세기가 더 강해졌고(예: 열파와 집중호우), 반면에 어떤 기상현상은 더 드물게 출현하고 더 약해졌다(예: 극단적 한파).

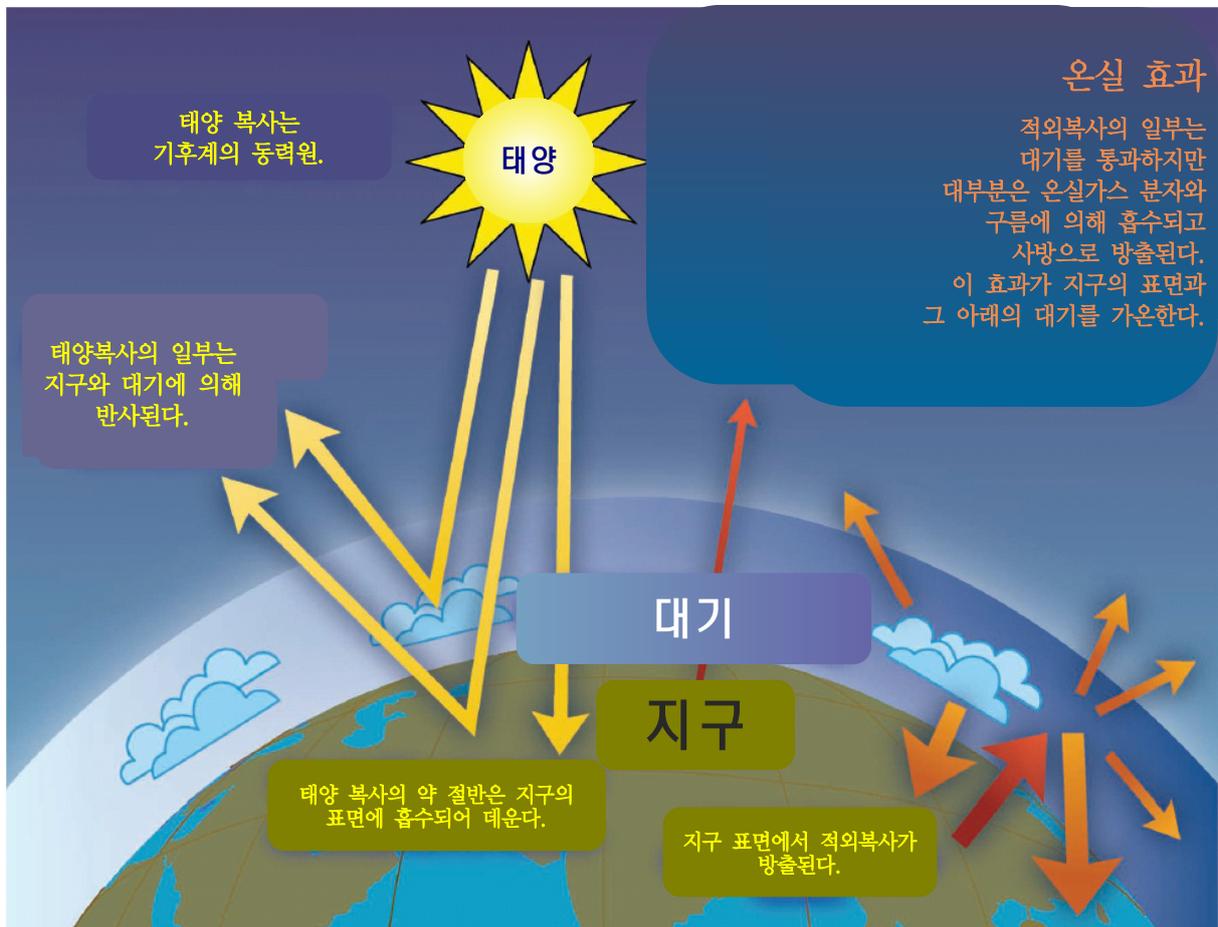
FAQ 1.3

온실효과란 무엇인가?

태양은 매우 짧은 파장의 에너지, 주로 스펙트럼의 가시부 혹은 근가시부(즉, 자외선)를 방출하여 지구 기후에 동력원이 된다. 지구대기의 상부에 도달하는 태양 에너지의 약 1/3은 곧장 우주로 반사된다. 나머지 2/3는 지표와 양은 적지만 대기에 흡수된다. 흡수된 입사 에너지와 균형을 유지하려면 지구는 동일한 양의 에너지를 우주로 방출해야 한다. 지구는 태양보다 온도가 훨씬 낮기 때문에 태양보다 긴 파장, 주로 적외선을 방출한다(그림 1 참고). 육지와 바다가 방출하는 이 열 복사의 많은 부분이 구름을 포함해 대기에 흡수되어 다시 지구로 방출된다. 이것을 온실효과라고 부른다. 온실의 유리벽은 공기흐름을 감소시키고 내부 공기 온도를 상승시킨다. 이와 비슷하게,

그러나 물리적으로는 약간 다른 과정을 통해 지구의 온실효과도 지구표면을 가온한다. 자연적 온실효과가 없다면, 지표의 평균 기온은 물의 어는점보다 낮을 것이다. 따라서 지구의 자연적 온실효과 때문에 지구상에 생명체의 존속이 가능해진다. 그러나 인간 활동, 주로 화석연료의 연소와 삼림제거로 인해 이 자연적 온실효과가 크게 강화되었고 지구 온난화가 야기되었다.

대기를 가장 많이 차지하고 있는 두 성분, 질소(건조공기의 약 78%)와 산소(건조공기의 약 21%)는 거의 전혀 온실효과를 일으키지 않는다. 오히려 온실효과는 이들보다 더 복잡하고 훨씬 더 희소한 분자들로 부터 생긴다. 가장 중요한 온실가스는 수증기이고,



FAQ 1.3, 그림 1. 자연적 온실효과와의 이상화 모델. 설명은 본문을 참고.

두 번째로 중요한 온실 가스는 CO₂이다. 대기에 소량으로 존재하는 CH₄, N₂O, 오존, 몇몇 다른 가스들도 온실효과에 기여한다. 습한 적도지역에서는 공기에 수증기가 무척 많아 온실효과가 매우 크기 때문에 CO₂나 물이 소량 추가되어도 하향 적외선 복사에 미치는 직접적 영향은 작다. 그러나 춥고 건조한 극지역에서는 CO₂나 물이 소량만 증가해도 큰 효과가 생긴다. 이것은 춥고 건조한 대기 상층부에서도 마찬가지다. 대기 상층부에서는 수증기량이 약간만 증가해도 지표 근처에서 수증기가 동량으로 증가할 때보다 온실효과에 훨씬 큰 영향이 생긴다.

기후계의 몇몇 구성요소, 특히 해양과 생물체는 온실가스의 대기 농도에 영향을 준다. 가장 대표적인 예가 식물인데 식물은 광합성을 통해 대기로부터 CO₂를 흡수하고 그 CO₂와 물을 탄수화물로 전환시킨다. 산업 시대에는 주로 화석연료 연소와 삼림 제거를 통한 인위적 원인으로 대기에서 온실가스 농도가 증가했다.

CO₂ 같은 온실가스가 대기에 더 많이 추가될수록 온실효과는 강화되고 그럼으로써 지구 기후의 온난화도 심화된다. 온난화의 양은 여러 피드백 메커니즘

에 달렸다. 예를 들면 온실가스 농도 증가로 인해 대기가 온난화될수록 대기의 수증기 농도가 증가하게 되고 이것은 다시 온실효과를 더욱 심화시킨다. 이것이 또 더 많은 온난화를 야기하고 이런 식으로 자동 강화 순환이 반복된다. 이 수증기 피드백은 추가된 CO₂ 단독에 의한 온실효과보다 거의 두 배나 강력할 수 있다.

또 하나 중요한 피드백 메커니즘은 구름과 관련 있다. 구름은 적외복사를 잘 흡수하기 때문에 큰 온실효과를 일으키고 그리하여 지구를 온난화 시킨다. 구름은 태양복사를 반사하기도 하기 때문에 지구를 식히기도 한다. 구름의 특징, 이를테면 구름의 종류, 위치, 함수량, 형성 고도, 입자의 크기와 모양, 수명 등이 약간만 변해도 구름에 의한 지구 온난화 혹은 냉각의 정도가 달라진다. 어떤 변화는 온난화를 증폭시키는가 하면 어떤 변화는 온난화를 완화시킨다. 기후 온난화에 반응하여 구름이 어떻게 변화하는가, 그 변화들이 여러 피드백 메커니즘을 통해 기후에 어떻게 영향을 주는가를 더 잘 이해하기 위한 많은 연구들이 진행 중에 있다.

FAQ 2.1

인간활동은 기후변화에 어떻게 기여하고, 자연적 영향력과 어떻게 비교되는가?

인간활동은 대기의 온실가스, 에어러솔(작은 입자들), 구름의 양적 변화를 야기함으로써 기후변화에 기여한다. 알려진 것 중 기여도가 가장 높은 것은 화석연료의 연소인데, 화석연료가 연소되면서 CO₂ 가스가 대기로 방출된다. 온실가스와 에어러솔은 지구의 에너지 균형을 이루는 입사되는 태양복사량과 외부로 나가는 적외(열적외) 복사량을 변동시킴으로써 기후에 영향을 준다. 이들 가스의 대기 농도 혹은 특성의 변화는 기후계의 온난화 혹은 냉각으로 이어질 수 있다. 산업시대가 시작된(약 1750년) 이후, 기후에 대한 인간활동의 전반적 효과는 온난화 쪽으로 영향을 주었다. 산업 시대에 인간이 기후에 미친 영향은 태양활동의 변화나 화산분출 같은 자연적 과정의 변화로 인한 영향을 훨씬 초과했다.

온실 가스

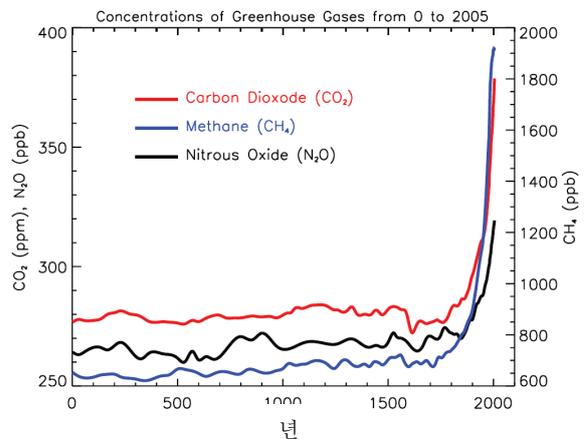
인간활동은 주요 온실가스 4가지, 즉 CO₂, CH₄, N₂O, 할로카본(불소, 염소, 브롬을 함유하는 일단의 기체)을 방출한다. 이 가스들은 대기에 축적되어 시간이 지날수록 농도가 증가하게 된다. 이 가스들 모두 산업 시대에 상당히 증가했다(그림 1 참고). 이 증가는 모두 인간활동에 원인이 있다.

- CO₂는 교통, 건물의 냉난방, 시멘트 및 기타 상품의 제조에 화석연료가 사용됨으로써 증가했다. 삼림벌채(deforestation)는 CO₂를 방출시키고 식물의 CO₂ 흡수를 감소시킨다. CO₂는 식물 잔재의 분해 같은 자연적 과정에서도 방출된다.
- CH₄은 농사, 천연가스 보급 및 매립에 관련된 인간활동의 결과로서 증가했다. 메탄은 습지에서 일어나는 자연적 과정으로부터도 발생한다. 지난 20년간 메탄의 증가율이 감소했기 때문에 현재는 대기의 메탄 농도가 증가하지 않고 있다.
- N₂O 역시 비료 사용, 화석연료 연소 같은 인간

활동에 의해서 방출된다. 토양과 바다의 자연적 과정에서도 N₂O가 발생한다.

- 할로카본 가스의 농도는 주로 인간활동에 의해서 증가했다. 자연적 과정에서도 소량 발생한다. 주요 할로카본으로는 CFCs(예: CFC-11과 CFC-12)가 있는데 이 가스들이 성층권 오존 고갈을 야기한다는 것이 밝혀지기 전에는 냉매와 기타 산업공정에서 광범위하게 사용되었다. CFC 가스의 농도는 오존층 보호를 위한 국제 규제가 시행된 결과로 감소 중에 있다.

온실가스의 대기농도 (0~2005년)



FAQ 2.1, 그림 1. 주요 장수명 온실가스의 과거 2000년 동안의 대기 농도. 약 1750년 이후의 농도 증가는 산업시대의 인간활동에 원인이 있다. 농도의 단위는 ppm 혹은 ppb이다. 이것은 각각 대기 샘플의 공기 분자 1백만 개와 10억 개 당 들어있는 온실가스 분자의 수를 뜻한다.(데이터는 이 보고서의 6장과 2장에서 취하여 병합 및 단순화하였다.)

- 오존은 대기에서 계속 화학반응에 의해 만들어지고 파괴되는 온실가스다. 인간활동은 CO, 탄화수소, N₂O 같은 가스들의 방출을 통해 대류권 오존을 증가시켰다. 이 가스들은 화학적으로 반응하여 오존을 생성한다. 앞에서 언급한 바와 같이, 인간활동에 의해 방출된 할로카본은 성층권의 오존을 파괴하는데 남극대륙 상공의 오존 구멍은 이 때문에 생겼다.

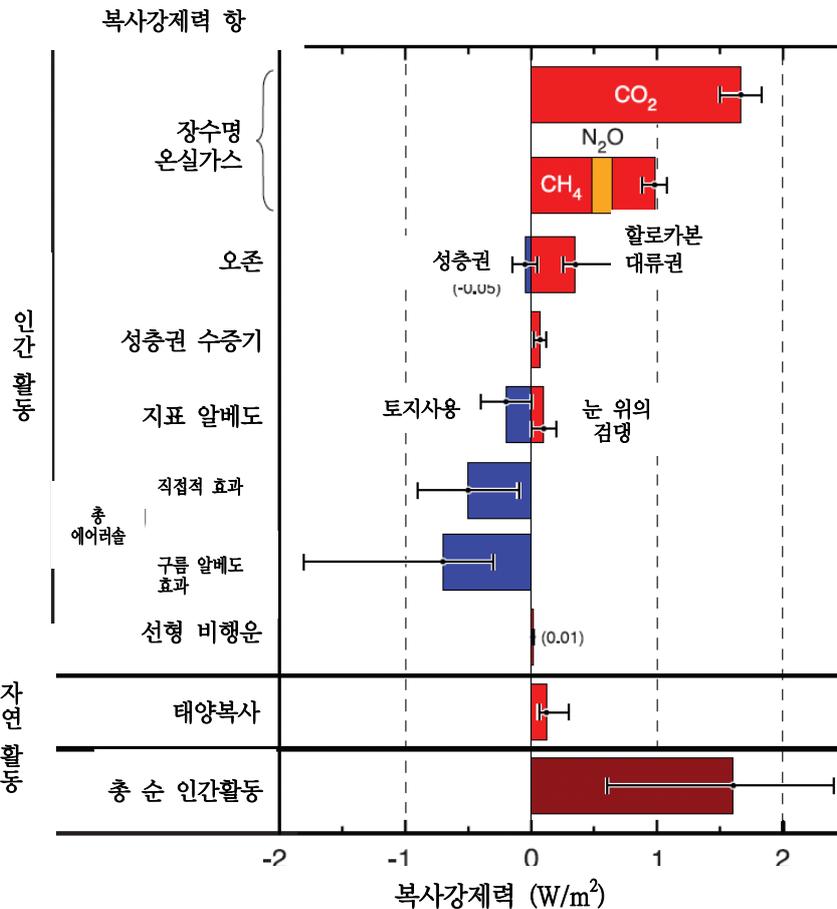
- 수증기는 대기에 가장 많이 존재하는 가스이자 가장 중요한 온실가스다. 그러나 인간활동이 대기 수증기에 직접적으로 미치는 영향은 아주 작다. 인간은 기후를 변화시킴으로써 간접적으로 수증기에 영향을 줄 수 있다. 온도가 높은 대기일수록 더 많은 수증기를 함유하기 때문이다. 인간활동은 메탄 방출을 통해서도 수증기량에 영향을 준다. 메탄은 성층권에서 화학적으로 파괴되어 소량의 수증기를 내놓기 때문이다.
- 에어러솔은 대기에 있는 작은 입자들로, 그것들의 크기, 농도, 화학적 조성은 매우 다양하다. 직접적으로 대기에 방출되는 에어러솔도 있고 방출된 화합물로부터 생성되는 에어러솔도 있다. 에어러솔에는 자연적으로 발생한 것과 인간활동의 결과로서 방출된 것 둘 다 포함된다. 화석연료와 바이오매스 연소로 인해 황화합물, 유

기화물, 검댕(black carbon, 그을음 soot)을 함유하는 에어러솔이 증가했다. 노천 채광(surface mining), 산업공정 같은 인간활동은 대기의 분진을 증가시켰다. 자연 에어러솔로는 지표에서 방출된 광물성 먼지(mineral dust), 해양 에어러솔, 육지와 바다의 생물체에서 기원한 에어러솔, 화산분출에서 나온 황염 및 분진성 에어러솔이 있다.

인간활동의 영향을 받는 인자들의 복사강제력

인간활동의 영향을 받는 인자들의 복사강제력 기여도를 그림 2에 나타냈다. 각 수치는 산업 시대가 시작되던 때(약 1750년)와 비교한 총 복사강제력이다. 모든 증가한 온실가스는 인간활동으로 인한 것이라고 묵시적으로 동의된다. 온실가스는 외부로 나

1750~2005년의 기후 복사강제력



FAQ 2.1, 그림 2. 기후변화 복사강제력의 주요 요소. 이 그림의 모든 복사강제력은 기후에 영향을 주고 본문에 설명된 인간활동이나 자연적 과정에 관련 있는 한 가지 이상의 인자들로부터 생긴다. 수치는 산업시대가 시작되던 때(약 1750년)의 값을 기준한 2005년의 강제력이다. 인간활동은 장수명 가스, 오존, 수증기, 지표 알베도, 에어러솔, 비행운의 큰 변화를 야기한다. 1750년과 2005년 사이에 중요한 자연 강제력 중에서 유일 하게 증가한 것은 태양복사였다. 양(+)의 강제력은 기후의 온난화를 가져오고 음(-)의 강제력은 냉각을 가져온다. 각 색상의 막대에 연결된 검은색 가는 라인은 각 값들의 불확실성 범위를 나타낸다.(이 그림은 이 보고서의 그림 2.20로부터 편집했음)

FAQ 2.1, 박스 1: 복사강제력 (Radiative Forcing)이란 무엇인가?

기후 변화를 야기할 수 있는 인자(예: 온실가스)의 영향력을 복사강제력이라는 용어로 평가한다. 복사강제력은 기후에 영향을 주는 인자가 변할 때 지구-대기 시스템의 에너지 균형이 어떤 영향을 받는지를 나타낸 척도이다. '복사'라는 단어는 입사되는 태양 복사와 외부로 나가는 지구대기 적외복사의 균형(balance)이 변동되기 때문에 사용되었다. 이 복사 균형(radiative balance)이 지구 표면의 기온을 조절한다. '강제력'이라는 용어는 지구의 복사균형이 정상상태를 벗어나고 있는 중임을 나타내기 위해 사용되었다. 복사강제력은 '대기 상부에서 측정된 지구 단위면적 당 에너지 변화율'로서 측정하고, 단위는 W/m²를 사용한다(그림 2 참고). 인자 혹은 인자 집단의 복사강제력이 양수(+)이면 지구-대기 시스템의 에너지는 결국 증가할 것이고, 계의 온난화를 가져올 것이다. 반대로 음의 복사강제력을 가지면 이 에너지는 궁극적으로 감소하고 지구-대기 시스템은 냉각될 것이다. 기후 과학자들에게 중요한 도전거리는 기후에 영향을 주는 모든 인자와 그것들의 강제력 발휘 메커니즘을 파악하여 각 인자의 복사강제력을 정량하고 인자 집단의 총 복사강제력을 평가하는 것이다.

가는 적외복사를 흡수하기 때문에 그것들의 강제력은 플러스 값을 갖는다. 온실가스 중에서도 CO₂의 증가가 이 기간 동안 가장 큰 강제력을 야기했다. 대류권 오존의 증가 역시 온난화에 기여했다. 반면에 성층권 오존 감소는 냉각에 기여했다.

에어러솔 입자들은 대기에서 태양복사와 적외복사를 반사하고 흡수함으로써 강제력에 직접적으로 영향을 준다. 일부 에어러솔은 양의 강제력을 야기하고 일부는 음의 강제력을 야기한다. 모든 에어러솔을 합산하여 산출된 직접 복사강제력은 음수이다. 에어러솔은 구름 특성의 변화를 야기함으로써도 간접적으로 음의 복사강제력을 야기한다.

산업 시대 이후로 인간활동은 주로 경작지, 목초지, 삼림의 변화를 통해 지구 전체 육지피복도의 성격을 변화시켰다. 또한 눈과 얼음의 반사 특성도 변화시켰다. 인간활동의 결과로서 전반적으로 지구 표면에서 더 많은 태양복사가 반사되고 있는 중일 가능성이 있다. 이 변화는 음의 강제력을 발휘한다.

항공기는 적절히 낮은 기온과 높은 습도를 갖는 지역에서는 응축물의 지속적인 선형 흔적(비행운)을 만든다. 비행운은 태양복사는 반사하고 적외복사는 흡수하는 권운 종류이다. 전지구적 항공기 운항에서 생긴 선형 비행운들이 지구의 구름량(cloudiness)을 증가시켰다. 이것은 작은 양의 복사강제력을 야기하

는 것으로 추정된다.

자연적 변화로 인한 복사강제력

자연 강제력은 태양의 변화와 폭발적인 화산분출로 인해 생긴다. 태양 방출에너지는 산업혁명 이후 점차 증가하여 소량의 플러스 복사강제력을 야기했다(그림 2 참고). 이것은 11년 주기를 따르는 태양복사의 주기적 변화에 더하여 일어난다. 태양 에너지는 기후계를 직접적으로 가열한다. 또한 대기의 여러 온실가스에도 영향을 주어 이틀테민 성층권 오존에도 영향을 줄 수 있다. 폭발적인 화산분출은 성층권에서 황산염 에어러솔의 일시적 증가를 유발하여 단수명(2~3년) 마이너스 강제력을 일으킬 수 있다. 1991년의 큰 화산분출(피나투보 화산) 이후로는 현재 성층권에 화산성 에어러솔은 없다.

현대와 산업화 시작 무렵에 태양발광 변화 및 화산으로부터 추정된 복사강제력의 차이는 인간활동으로부터 추정된 복사강제력의 차이에 비하면 매우 작다. 그 결과, 현재 및 미래의 기후변화에서는 인간활동으로 인한 현재 대기의 복사강제력이 자연 과정의 변화로부터 추정된 복사강제력 보다 훨씬 더 중요하게 기여한다.

FAQ 3.1

지구의 기온은 어떻게 변하고 있는가?

지난 157년 동안의 기온 관측치를 보면 지표 기온이 전지구적으로 상승했고 지역적으로 편차가 크다. 지구 평균적으로 지난 세기의 온난화는 두 단계에 걸쳐 일어났는데 첫 번째는 1910년대부터 1940년대까지 0.35℃ 상승한 것이고, 두 번째는 1970년대부터 현재까지로 좀 더 심하게 0.55℃ 상승한 것이다. 지난 25년 동안 온난화 속도는 점차 증가했고, 기록상으로 가장 더웠던 12해 중 11해가 지난 12년 동안에 출현했다. 지표에서 측정된 1950년대 말 이후의 전지구적 관측치를 보면 대륙권(약 10 km 고도까지)이 지표보다 약간 빠른 속도로 온난화 되었고, 반면에 성층권(약 10~30 km)은 1979년 이후 뚜렷이 냉각되었다. 이것은 물리학적 예상 및 대부분의 모델 결과와 일치한다. 지구 온난화는 바다의 온난화, 해수면 상승, 빙하 해빙, 북극 해양빙의 퇴각, 북반구의 적설 면적(snow cover) 감소에서 확인 된다.

하나의 온도계로 지구전체 기온을 측정하지는 못한다. 그보다 전 세계 육지에 설치된 수천 개의 관측소에서 매일 측정된 개별 온도 측정치를 해양의 이동 선박에서 측정된 수천 건의 해수면 온도 데이터와 결합하여 월별 지구 평균 기온을 추정한다. 시간 경과에 따른 일관된 변화를 획득하기 위해서는, 편차(anomaly)(각 지점의 기온 평균과의 편차)를 중점적으로 분석해야 한다. 이것들이 유효 데이터를 좌우하기 때문이다. 측정치는 1850년 것부터 존재하지만 19세기 후반의 데이터는 지구 전체를 범위로 삼지 못했고, 남극대륙에서 측정이 시작된 1957년 이후의 데이터는 그보다 우수하며, 위성측정이 시작된 약 1980년 이후의 데이터가 가장 우수하다.

지구 평균으로 표현하면 지표 기온은 지난 100년 동안(1906년과 2005년) 약 0.74℃ 상승했다(그림 1 참고). 그러나 이 온난화는 계절이나 장소에 따라 일정하지도 않고 동일하지도 않았다. 1850년부터 약 1915년까지는 자연 변동성에 관련된 상승과 하강을 제외하면 전반적으로 그다지 크게 변하지 않았고, 그 상승과 하강조차도 부분적으로는 부실한 샘플링 때문

일지 모른다. 1910년대부터 1940년대까지 지구 평균 기온은 0.35℃ 상승하였고, 그 후 약간 냉각(0.1℃)되었으며, 그 뒤부터 2006년 말까지는 급속히 온난화(0.55℃) 되었다(그림 1). 이 기온 시리즈에서 가장 기온이 높았던 해는 1998년과 2005년이었고(통계적으로 두 해에 차이 없음), 가장 기온이 높은 12해 중 11해가 지난 12년 동안(1995년~2006년)에 출현했다. 온난화, 특히 1970년대 이후의 온난화는 일반적으로 해양보다 육지에서 더 높았다. 계절적으로는 겨울 계절의 반구에서 약간 더 높은 온난화가 일어났다. 도시와 도심지에서도 온난화(도시 열섬효과(urban heat island effect)라고 부르는)가 일어나긴 하지만 공간적으로 범위가 한정적이며, 그 효과는 지구 기온 데이터에서 침범 지역을 가급적 많이 제외하고 오차범위(그림에서 파란색 띠)를 증가시키면 설명된다.

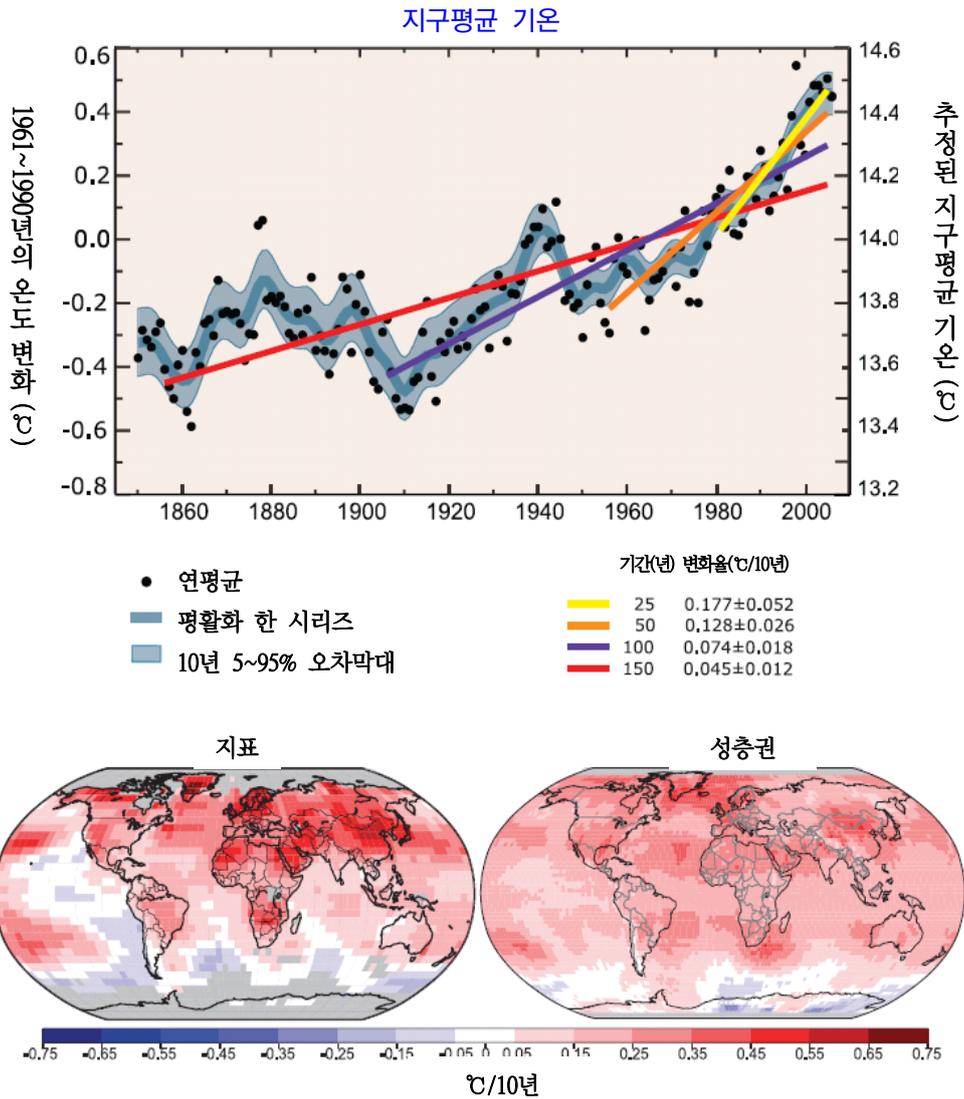
1901년 이후로 냉각된 지역은 몇 안 되는데 대부분은 남부 그린란드 근처의 북대서양 북부 지역이다. 이 기간의 온난화는 아시아와 북아메리카 북부의 내륙지방에서 가장 현저했다. 그러나 이 지역들은 경년(year-to-year) 변동성이 크기 때문에 가장 뚜렷한 온난화 신호는 중위도 및 저위도 일부 지역, 특히 열대 해양에서 발생했다고 보아야 한다. 그림 1의 좌측 하단 패널은 1979년 이후의 기온 경향을 보여주는데 태평양의 패턴을 보면 엘니뇨와 관련된 온난화 및 냉각 지역이 두드러진다.

최근에 전 세계 여러 지역의 극단적 일기온(daily temperature extreme)의 장기 변화에 대한 분석이 가능해졌다(북아메리카와 남아메리카 남부의 일부, 유럽, 북아시아, 동아시아, 남아프리카, 오스트랄라시아). 이 기록들은 특히 1950년대 이후로 매우 추운 낮과 밤의 수는 감소하고 극단적으로 더운 낮과 따뜻한 밤의 수는 증가한 것을 보여준다(FAQ 3.3 참고). 서리가 끼지 않는 계절의 길이가 남반구와 북반구의 대부분의 중위도 및 고위도 지역에서 증가했다. 북반구에서는 봄이 일찍 시작되고 있는 것으로 이것이 확실히 증명된다.

앞에 설명한 기온 데이터 외에, 1958년 이후에는 풍선을 사용해서 육지 지역을 합리적으로 포함하며 지표 위 기온이 측정되었고 1979년 이후에는 위성자료가 사용되었다. 모든 데이터에서 기기의 변화가 조정되었고, 필요한 곳에서는 측정방법이 관찰되었다. 초단파(microwave) 위성자료를 사용해 대류권(지표부터 약 10 km까지)과 하층 성층권(약 10~30 km)을 비롯한 두꺼운 대기층의 ‘위성 기온기록’이 생산되었

다. 그러나 1979년 이후 사용된 여러 위성들의 13개 기기에 대한 교차교정과 관측시간 및 위성 고도의 변화에 대한 보정을 개선하여 몇 번 새로이 분석했음에도 불구하고, 경향에는 아직 불확실성이 존재한다.

1950년대 이후 전지구적 관측치 중 최근 버전의 유효 데이터 세트는 대류권이 지표보다 약간 빠른 속도로 온난화 되었고 성층권은 1979년 이후 뚜렷이 냉각되었다는 것을 보여준다. 이것은 물리학적 예상 및



FAQ 3.1, 그림 1. (위) 데이터를 간단히 적합화한 연간 지구 평균 기온 관측치¹⁾(흑색 점). 왼쪽 축은 1961~1990년 평균기온과의 편차 (anomaly), 오른쪽 축은 추정된 실제 기온(°C)을 나타낸다. 노란색 선은 지난 25년(1981~2005년)에 적합화한 선형경향이며, 주황색은 50년(1956~2005년), 다홍색은 100년(1856~2005년), 빨강색은 150년(1856~2005년)에 대해 적합화한 선형경향이다. 최근을 향해 더 짧은 기간에서 구배는 더 크게 나타나고 있는데 이것은 가속된 온난화를 의미한다. 파란색 곡선은 10년 변동성을 포착하기 위해 평활화한 것이다. 이 변동이 의미 있는 것인지 여부를 판단하기 위해서 그 라인의 10년 오차범위를 5~95%(연한 파랑색)로 하였다(따라서 연간 기온은 이 한도를 초과하지 않는다). 20세기에 대해 추정된 복사강제력을 사용한 기후모델의 결과(9장 참고)는 1915년 전에는 변화가 거의 없었고, 20세기 초반 변화의 상당한 부분은 태양복사 변화, 화산활동, 자연변동성을 비롯한 자연발생적 영향력이 기여한 것임을 암시한다. 제2차 세계대전 이후 약 1940년부터 1970년까지 산업화 증가는 북반구의 오염을 증대시켜 냉각에 기여하였고, 1970년대 중반 이후에 관측된 온난화는 CO₂ 및 기타 온실가스의 증가가 지배적 원인이다. (아래) 위성자료로부터 추정된 지표(좌)와 대류권(지표에서 약 10 km 고도)의 1979~2005년 지구적 선형 기온경향 패턴. 회색 부분은 데이터가 불안정한 지역이다. 위성자료에서 대류권은 공간적으로 좀 더 균일하게 온난화되고 있는 반면에 지표기온 변화는 육지 및 바다와 더 뚜렷한 관계를 보인다.

¹⁾출처: HadCRUT3 data set.

대부분의 모델 결과와 일치한다. 모델 결과들은 대류권 온난화와 성층권 냉각에서 온실가스 증가의 역할을 입증하고 있다. 오존 고갈도 성층권 냉각에 상당히 기여한다.

관측된 지표기온 증가와 일치하게, 강과 호수가 동결하는 계절의 길이가 짧아졌다. 더욱이 20세기에 는 거의 지구 전체에서 빙하의 질량과 규모가 감소했

다. 최근에는 그린란드 빙상(Greenland Ice Sheet)의 해빙이 명백해졌다. 북반구의 여러 지역에서 적설 면적(snow cover)이 감소했다. 해양빙의 두께와 범위는 북극에서 모든 계절에, 특히 봄과 여름에 극적일 정도로 감소했다. 해양이 온난화 되고 있고, 해양의 열 팽창과 육지빙의 해빙으로 인해 해수면이 상승하고 있다.

FAQ 3.2

강수는 어떻게 변하고 있는가?

관측치를 보면, 강수의 양, 강도, 빈도, 종류가 변하고 있다. 강수 특징들은 일반적으로 자연변동성이 크고, 엘니뇨와 대기순환 패턴(예: 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation))의 변화에 크게 영향을 받는다. 일부 지역의 강수량에서 1900~2005년의 뚜렷한 장기적 경향이 관측되었다. 북미와 남미의 동부 지역, 북유럽, 북부 및 중앙아시아에서는 강수가 상당히 증가했고, 사헬지역과 남아프리카, 지중해, 남아시아는 건조해졌다. 북부 지방은 현재 강수가 눈보다는 비로 더 많이 내리고 있다. 도처에서, 심지어 총 강수량이 감소한 지역에서도 집중호우 현상이 증가한 것으로 관측되었다. 이런 변화들은 세계, 특히 저위도의 해양이 온난화되면서 대기의 수증기가 증가한 것과 관련 있다. 가뭄과 홍수가 둘 다 증가한 지역도 있다.

강수(precipitation)는 구름으로부터 떨어지는 비(rainfall), 눈(snowfall), 기타 형태의 빙정(frozen water) 혹은 물방울을 일반적으로 부르는 용어다. 강수는 간헐적으로 발생하며, 강수의 성격은 온도와 기상 조건에 크게 좌우된다. 기상 조건에 따라 수분이 바람과 표면증발을 통해 공급되는 방식과 증발된 수분이 구름으로서 모여 폭풍이 되는 방식이 결정된다. 강수는 팽창한 후 식기 시작하는 상승 공기에서 수증기가 응축할 때 형성된다. 이 상승 운동은 산 위로 상승하는 공기, 찬 공기 위로 타고 오르는 따뜻한 공기(온난전선), 따뜻한 공기 아래서 밀어 올리는 찬 공기(한랭전선), 표면의 국소 가열로 인한 대류, 기타 기상 및 구름계로 인해 생긴다. 그러므로 이런 특징 중 어느 것이라도 변하면 강수가 변하게 된다. 강수 지도는 점점이 불규칙하게 분포하는 경향이 있기 때문에, 강수의 전반적 경향은 팔머 가뭄 지수(Palmer Drought Severity Index) (그림 1 참고)로 나타낸다. 팔머 가뭄지수는 강수량과 개략적인 증발량 변화 추정치를 사용해 토양 수분을 정량하는 척도이다. 지표 수분이 충분히 존재한다고 가정하면(항상 해양과 기타 습한 곳에 존재하므로), 인위적으로 강화된

온실효과 때문에 가열이 증대되면 결국 증발량이 증가하게 된다. 증발에 사용된 열은 공기를 데우기 보다는 습하게 만드는 작용을 하므로 결국 표면 수분은 효과적인 ‘에어컨’ 역할을 한다. 이것의 결과로서 관측된 것이 바로 여름의 덥고 건조한 혹은 춥고 습한 경향이다. 북미와 남미의 동부 지역은 비가 더 많아졌고(그림 1), 기온은 다른 곳보다 덜 상승했다(온난일 변화에 관해서는 FAQ 3.3, 그림 1 참고). 그러나 북쪽 대륙에서는 겨울에 강수가 증가했는데 그것은 기온 상승과 관련 있다. 따뜻한 조건에서는 대기의 수분 보유 용량이 증가하기 때문이다. 이들 지역에서는 강수가 일반적으로 다소 증가했지만, 기온 증가(FAQ 3.1)로 인해 건조화가 증가했기 때문에 그림 1에서는 강수 변화가 덜 뚜렷하게 나타났다.

기후가 변함에 따라 몇몇 직접적 영향인들이 강수의 양, 세기, 빈도, 종류를 변화시킨다. 온난화는 육지표면의 건조화를 가속시키고 가뭄의 잠재적 발생 및 심각도를 증대시키는데 이미 세계 여러 지역에서 관찰되었다(그림 1). 그러나 널리 확립된 물리적 법칙(Clausius-Clapeyron relation)에 따르면, 기온이 1°C 상승할 때 대기의 수분 보유력은 약 7% 증가한다. 상대습도 경향에 대한 관측치는 불확실하기는 하지만 지표부터 대류권 전체에 걸쳐 상대습도가 전반적으로 동일하게 유지되었다는 것을 암시한다. 그러므로 기온 증가는 결국 수증기 증가를 가져올 것이다. 해수온도 변화에 기초하면, 20세기 동안 대기 수증기는 해양 위의 대기에서 약 5% 증가한 것으로 추정된다. 강수는 대기에 저장된 수증기를 공급받는 기상계에서 주로 생기기 때문에, 이 증가는 강수 세기와 호우(heavy rain) 및 폭설의 위험성을 증대시켰다. 기초 이론, 기후모델 시뮬레이션, 경험적 증거는 모두 수증기 증가로 인한 기후 온난화는 총 강수량이 약간 감소하는 지역에서조차도 집중 강수를 증가시킬 수 있고, 전반적 강수량이 증가하는 경우에는 더 심각한 현상도 예상된다는 것을 확인해 준다. 그러므로 기후가 온난해지면 발생 시간과 장소는 달라도 비

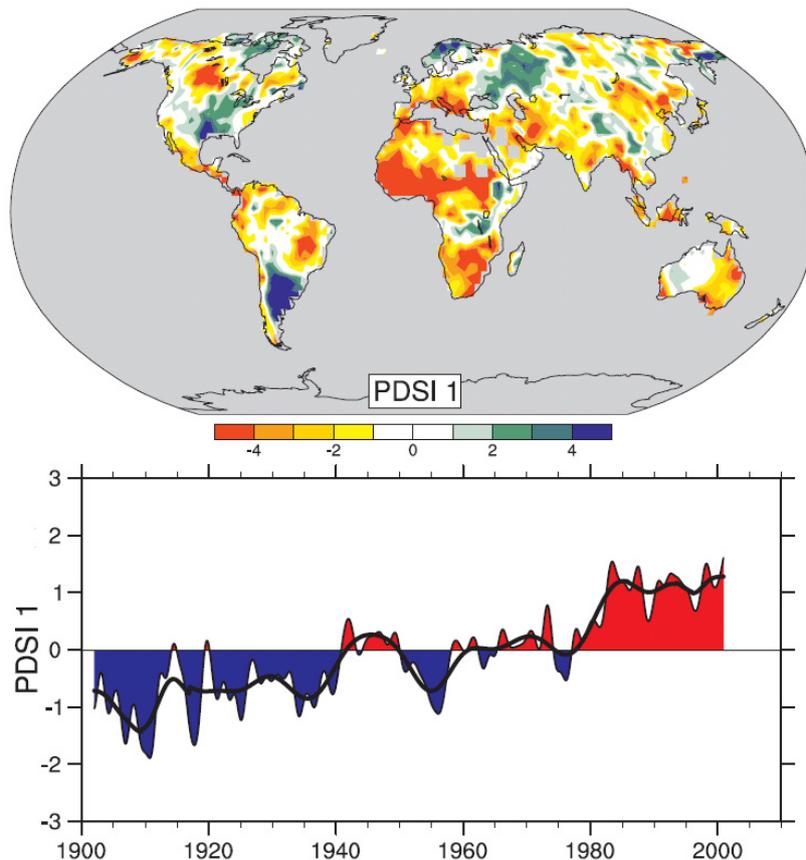
가 오지 않는 곳의 가뭄 위험과 비가 내리는 곳의 홍수 위험이 둘 다 증가한다. 예를 들어, 유럽에서 2002년 여름에는 곳곳에서 홍수가 발생했고 1년 뒤인 2003년에는 기록적인 열파와 가뭄이 닥쳤다. 특히 열대 지역과 중위도 태평양 주변 국가들에서 홍수와 가뭄의 분포 및 시기는 엘니뇨현상의 주기에 가장 크게 영향을 받는다.

에어러솔 오염 때문에 직사일광이 가려지는 지역에서는 증발이 감소하여 대기의 전반적 수분 공급도 감소한다. 집중호우 잠재력은 수증기량 증가에서 비롯되는데 대기에 수증기를 다시 채우는 데는 더 오랜 시간이 걸리므로 기상현상의 지속시간과 발생빈도는 감소될 수 있다.

강수 특성인 국지적, 지역적 변화 역시 엘니뇨, 북대서양 진동(NAO; 겨울에 북대서양 상에서 편서풍의 강도에 대한 척도), 기타 패턴의 변동성에 의해

크게 좌우된다. 순환에서 관측된 이 변화들 중 일부는 기후변화와 관련 있다. 이에 관련한 폭풍 경로의 이동은 일부 지역에는 더 자주 비를 내리고 일부 지역(근처의 지역)은 더 건조하게 만들어 복잡한 패턴의 변화를 야기한다. 예를 들어 유럽의 경우, 1990년대에 좀 더 왕성한 NAO로 인해 북유럽에는 더 자주 비가 내리고 지중해와 북아프리카 지역은 더 건조해졌다(그림 1). 사헬지역에서 계속된 가뭄(그림 1 참고)은 1960년대 말부터 1980년대 말까지 두드러졌는데, 전만큼 아주 강하지는 않더라도 여전히 계속되고 있다. 이것은 대기순환의 변화를 통해 태평양, 인도양 및 대서양 해분의 열대 해수온도 패턴의 변화와 관련되었다. 가뭄은 아프리카 전체의 곳곳에서 출현했고 열대 및 아열대 지역에서는 더 흔해졌다.

기온이 상승함에 따라, 기온이 거의 빙점에 가까운 지역에서는 눈 내리는 계절의 시작과 끝인 가을과



FAQ 3.2, 그림 1. 1900~2002년 기간에 팔머 가뭄지수(PDSI)의 가장 중요한 공간 패턴 (위). PDSI는 가뭄에 대한 팔머 지수로서, 전년도 강수량과 대기에 유입된 수분량(대기온도에 기초한) 추정치를 수문학적 산정 시스템 (hydrological accounting system)에 결합하여 표층토양 수분의 누적 부족분(지역 평균에 비한)을 측정한다. 하단의 패널은 이 패턴의 부호와 세기가 1900년 이후 변했다는 것을 보여준다. 완만한 검은색 곡선은 10년 변동이다. 시계열은 대략 경향에 대응되고, 이 패턴과 그것의 변동은 지구상 육지 지역의 1900~2002년 PDSI 선형경향의 67%를 차지한다. 그러므로 이것은 아프리카의 가뭄이 널리, 특히 사헬지역에서 증가하고 있는 것이 특징이다. 북미와 남미의 동부지역 및 북부 유라시아에서는 비가 더 자주 내리고 있다는 점도 주목해야 한다. 이 그림은 Dal 등(2004)의 자료를 편집한 것임.

봄에 눈보다 비가 내릴 가능성이 증가한다. 그런 변화가 북반구 중위도 및 고위도 육지의 여러 지역에서 관측되고 있다. 이것은 강우는 증가시키고 스노우팩(snowpack)은 감소시키며, 결과적으로 물이 가장 많이 필요한 여름에 수자원을 감소시킨다. 그렇더라도 강수의 불규칙하고 간헐적인 성격은 관측된 변화 패턴이 복잡하다는 것을 의미한다. 장기 기록을 보면

강수 패턴은 해마다 약간씩 다르며 심지어는 몇 년간 지속된 가뭄이 한 해의 폭우에 의해 종결되곤 한다. 엘니뇨의 영향력이 느껴지는 예이다. 미국 남서부에서 가뭄이 6년간 지속되고 스노우팩이 보통 이하가 된 후 2004~2005년 겨울에 비가 많이 내렸던 것도 한 예일 수 있다.

FAQ 3.3

열파, 가뭄, 홍수, 허리케인 등과 같은 극단적 현상에 변화가 있었는가?

1950년 이후, 열파 발생횟수가 증가했고 더운 밤이 발생한 일수도 도처에서 증가했다. 가뭄이 발생한 지역의 범위도 증가했는데 그것은 육지의 강수는 최소한으로 증가한 반면에 온난한 조건으로 인해 증발량은 증가했기 때문이다. 어디서나 그런 것은 아니지만 일반적으로 홍수로 이어지는 집중호우 일수도 증가했다. 열대성 폭풍과 허리케인 빈도는 해마다 상당히 다르지만 증거들은 1970년대 이후로 그 강도와 지속기간이 실질적으로 증가했다는 것을 암시한다. 아열대 지역에서 폭풍의 경로 및 강도의 변동은 북대서양 진동 같은 대기순환의 주요 특징의 변동을 반영한다.

세계의 몇몇 지역에서는 다양한 종류의 극단적 기후현상의 변화를 나타내는 징후가 발견되었다. 극단(extreme)은 보통 그 때의 1, 5, 10%(한 쪽 외향) 혹은 90, 95, 99%(다른 쪽 외향)를 초과한 값으로 간주한다. 따뜻한 밤 혹은 더운 낮(아래에 설명)은 기온의 90 퍼센타일을 초과한 밤 혹은 낮이고, 추운 밤 혹은 낮은 10 퍼센타일 아래의 낮 혹은 밤이다. 집중호우(heavy precipitation)는 일강우량이 95 퍼센타일('초집중(very heavy)' 강우는 99 퍼센타일) 이상인 경우로 정의된다.

샘플 육지지역의 경우 지난 50년간 추운 밤의 연간 일수는 상당히 감소했고 따뜻한 밤의 연간 일수는 상당히 증가했다(그림 1). 추운 낮 출현일수의 감소와 더운 낮 출현일수의 증가는 널리 발견되기는 하나 일반적으로 덜 뚜렷하다. 지난 50년간 최저 및 최고 기온의 분포가 전반적 온난화와 일치하게 더 상승했을 뿐 아니라 한랭 극값이 온난 극값보다 더 많이 상승했다(그림 1). 온난 극값의 상승은 열파 발생빈도의 증가를 함축한다. 이 외에도 대부분의 중위도 지역에서 평균 온난화에 관련하여 서리 끼는 일수의 감소 경향이 관측된 것도 이를 뒷받침 한다.

극단적 기상변화(change in extreme)는 지난 50년간 중위도 지역에서 관측된, 심지어 평균 강우량이 증가하지 않는 곳에서도 집중강우가 증가한 증거에

서 가장 뚜렷이 나타난다(FAQ 3.2 참고). 초집중 강우도 증가 경향이 보고되고 있으나 유효한 결과는 몇몇 지역에만 존재한다.

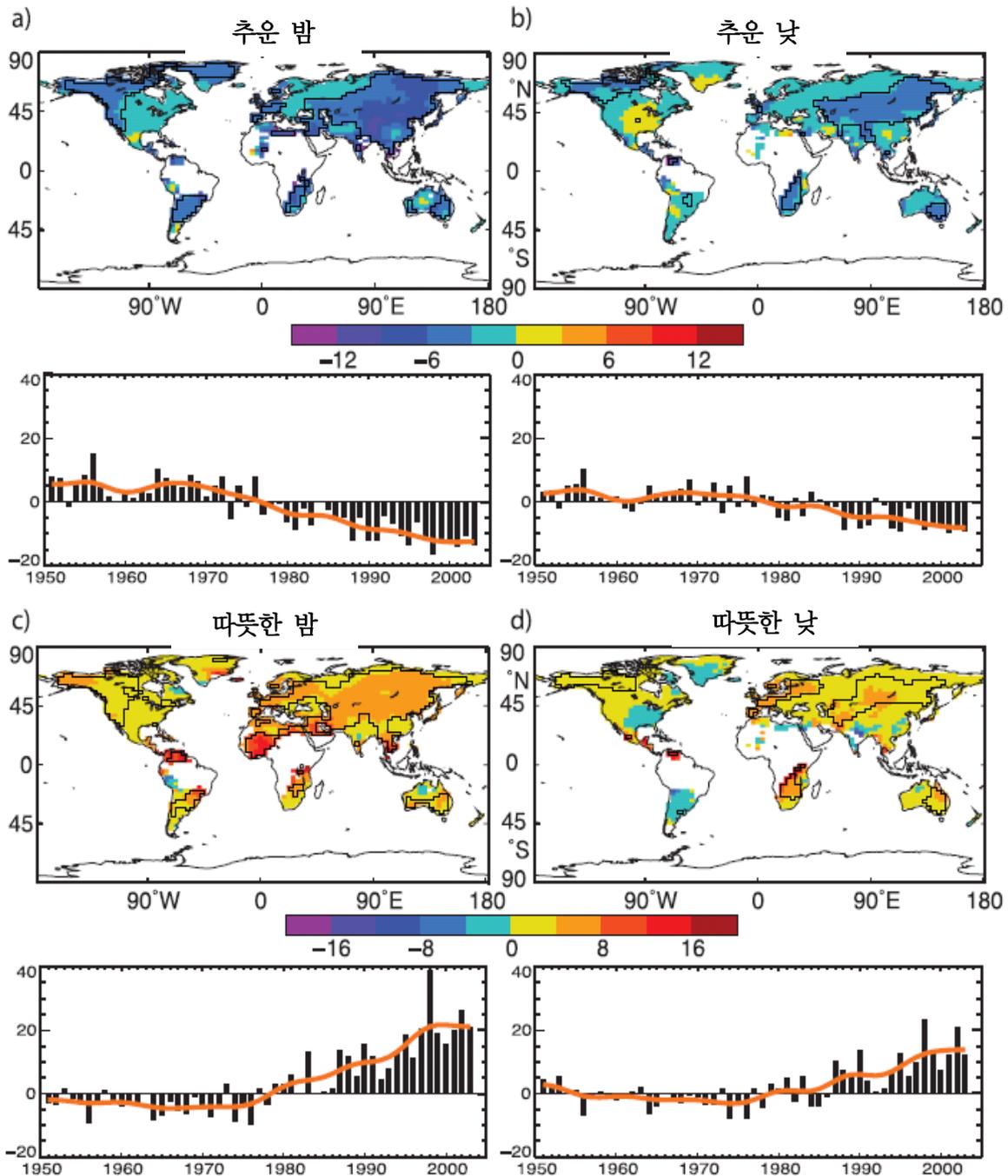
가뭄은 지속기간이 길기 때문에 측정하기가 더 쉽다. 많은 가뭄 지수 및 도량형이 있지만 연구에는 보통 월강수량 총계와 기온평균을 팔머 가뭄지수(PDSI)라 불리는 척도에 결합시켜 사용한다. 20세기 중반부터 계산된 PDSI를 보면 1950년대 중반 이후로 북반구 육지 지역의 많은 부분에서 건조화 경향이 크게 나타나고 있는데 유라시아 남부, 아프리카 북부, 캐나다와 알래스카에서는 건조화가 확산되고(FAQ 3.2, 그림 1) 남미와 북미의 동부지역에서는 그 반대 경향이 나타나고 있다. 남반구의 육지는 1970년대에는 비가 내렸으나 1960년대와 1990년대에는 비교적 건조했고, 1974년부터 1998년까지는 건조화 경향이 있었다. 유럽의 경우, 20세기 전체에 대한 장기 기록에 유의미한 경향은 보이지 않는다. 1950년대 이후 육지의 강수량 감소가 건조화 경향의 주원인일 가능성이 있지만 지난 20~30년간의 방대한 지표온난화역시 건조화에 기여했을 가능성이 있다. 한 연구결과에 의하면, 1970년 이후 지구의 매우 건조한 육지지역(PDSI에서 -3.0 미만으로 정의)의 범위가 두 배 이상 증가했는데 그것은 엘니뇨-남방진동에 관련하여 초기에 강수량이 감소하고 지표온난화로 인한 결과적으로 강수량이 증가한 것과 관련 있다.

큰 자연변동성 때문에 열대성 폭풍과 허리케인의 빈도 및 세기의 변화는 덜 눈에 띈다. 엘니뇨-남방진동은 전 세계 열대성 폭풍의 발생장소와 활동에 크게 영향을 준다. 지구 전체적으로, 허리케인의 잠재적 파괴력 추정치를 보면 1970년대 중반 이후로 폭풍 지속기간은 길어지고 세기는 더 강해지면서 파괴력이 상당히 강해지는 경향이 있다. 허리케인의 활동은 열대 해수온도와 강한 상관관계가 있다. 1970년 이후 대부분의 해분에서 사이클론의 총 발생 수와 사이클론 일수는 약간 감소했을지라도 전지구적으로는 강

한 허리케인의 발생 수와 비율이 매우 증가했다는 것이 이 관련성을 더욱 뒷받침 한다. 구체적으로는 4등급(category 4)과 5등급 허리케인의 발생 수가 1970년 이후 약 75% 증가했다. 가장 많이 증가한 곳은 북태평양, 인도양, 남서 태평양이다. 그러나 북대서양의 허리케인 발생 수 역시 지난 11년 중 9년은 평균 이상이었고, 기록적이었던 2005년 허리케인 시즌에는

정점에 달했다.

지표와 상부 대류권의 여러 측정치에 기초하면, 20세기 후반 50년 동안 북반구 겨울철 폭풍경로가 극지로 이동했을 뿐 아니라 증가했을 가능성이 있다. 이 변화는 북대서양 진동에 관련하여 발생한 변동의 일부이다. 1979년부터 1990년대 중반까지의 관측치를 보면, 대류권 전체와 하부 성층권에서 12월부터 2



FAQ 3.3, 그림 1. 1951~2003년 관측치에서 극단기온 경향(일/10년). 극단기온은 1961~1990년 기온을 기준으로 정의하였고, (a) 추운 밤과 (b) 추운 낮은 10 퍼센타일, (c) 따뜻한 밤과 (d) 따뜻한 낮은 90 퍼센타일을 사용했다. 이 기간 내에 최소 40년 동안의 데이터가 존재하고 1999년까지의 데이터가 존재하는 격자에 대해서만 경향을 도출하였다. 흑색 선은 경향이 5% 수준에서 유의한 지역들이다. 각 지도 아래의 시계열은 전지구의 기온편차 시계열(1961~1990년 기준대비)이다. 주황색 선은 10년 변동성이다. 경향은 전구 전체 지수에 대해 5% 수준에서 의미하다. Alexander 등(2006)으로부터 편집했음.

월까지 주극성 편서 대기순환(circumpolar westerly atmospheric circulation)이 더 강해진 경향이 있고, 제트류가 극지로 자리이동하고 폭풍경로 활동이 증가하였다. 소범위의 심각한 기상현상(토네이도, 해일, 천둥 등)의 변화에 대한 관측상의 증거는 대부분 지

역적이며, 너무 산발적이어서 결론을 일반화시킬 수는 없다. 일반인의 인지도가 높아지고 이런 현상의 보고서를 수집하려는 노력이 향상된 덕분에 여러 지역에서 증거 수집이 증가되고 있다.

FAQ 4.1

지구의 눈과 얼음의 양은 감소하고 있는가?

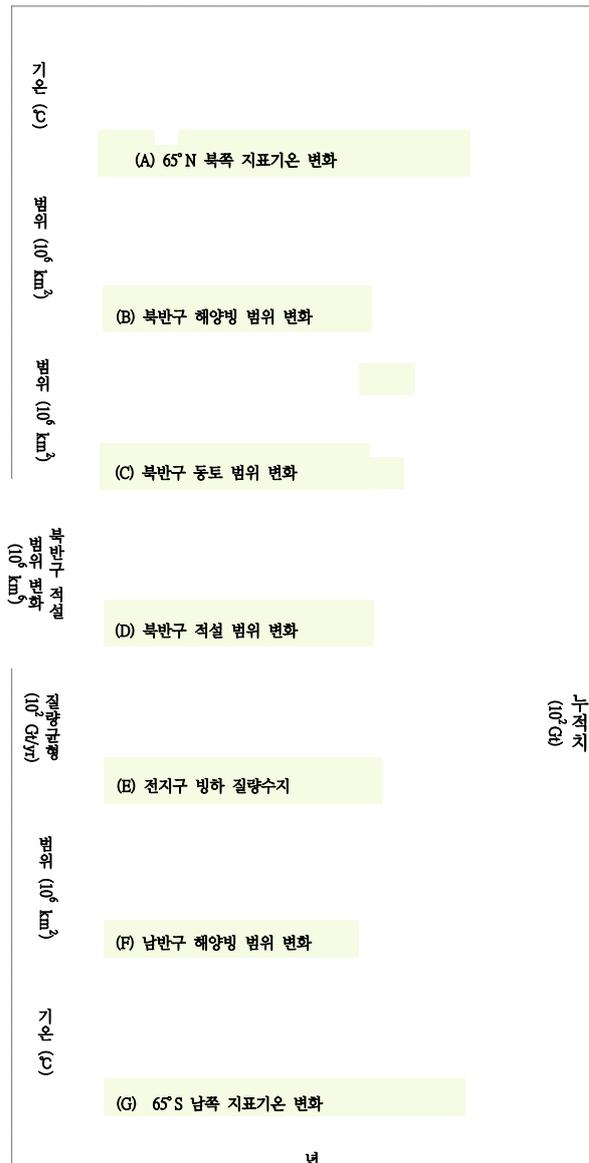
감소하는 중이다. 관측치를 보면 눈과 얼음은 어떤 지역에서는 증가하고 어떤 지역에서는 거의 변화가 없기도 하지만 지구 전체적으로는 수년 동안, 특히 1980년 이후 감소하였고 지난 10년 동안에는 증가했다(그림 1). 대부분의 산악빙하는 축소되고 있다. 봄에 적설(snow cover)이 사라지는 시기가 더 빨라지고 있다. 북극의 해양빙은 모든 계절에 축소되고 있으며 특히 여름에 가장 극적으로 축소되고 있다. 영구동토, 계절적 동토, 강과 호수의 얼음도 감소되었다고 보고 되었다. 그린랜드와 서부 남극대륙의 빙상의 중요 해안지역과 남극반도의 빙하는 얇아지면서 해수면 상승에 기여하고 있다. 빙하, 만년설(ice cap) 및 빙상의 해빙이 해수면 상승에 기여한 정도는 1993~2003년에 1.2 ± 0.4 mm/yr인 것으로 추정된다.

위성 연속측정은 지구 육지의 계절적 적설의 대부분을 포착한다. 북반구의 경우, 가을이나 초겨울에는 거의 변화가 없지만 봄철의 적설은 1966년 이후 10년 당 약 2% 감소하였다. 봄철에 강수량이 증가했음에도 불구하고 적설이 감소된 지역이 많다.

위성데이터는 아직은 호수와 강의 얼음 조건 혹은 계절적 동토나 영구동토의 얼음 조건을 유사하게 신뢰할 만하게 측정해내지는 못한다. 그러나 수많은 국지적, 지역적 보고서들이 발표되었고, 일반적으로 영구동토의 온난화, 여름에 영구동토층 위 해동층(thawed layer)의 두께 증가, 계절적 동결 지역에서 겨울철 동결깊이의 감소, 영구동토 지역 범위의 감소, 강과 호수의 계절적 얼음의 지속기간 감소를 나타내는 것 같다.

1978년 이후, 위성데이터는 북극 및 남극 지역의 해양빙 범위를 연속적으로 포착하였다. 북극의 경우, 평균 연간 해양빙 범위는 10년 당 $2.7 \pm 0.6\%$ 감소하였고 여름철 해양빙 범위는 10년 당 $7.4 \pm 2.4\%$ 감소하였다. 남극 해양빙 범위에서는 아무 유의미한 경향이 보이지 않는다. 해양빙의 해저 두께에 대한 자료는 존재하기는 하나 북극 중심부에 한해서이다. 이 자료에 의하면 이곳의 해양빙 해저 부분 두께는 1958

년과 1977년 사이 그리고 1990년대에 약 40% 얇아졌다. 북극지역 전체로 보면 이 두께감소율은 과대평가 되었을 가능성이 있다.



FAQ 4.1, 그림 1. 변화(장기적 평균과의 차이) 시계열: 극지 기온(A, G), 북극과 남극의 해양빙 범위(B, F), 북반구 동토의 범위(C), 북반구 적설 범위(G), 지구 빙하 질량균형(E). E 그래프의 빨간 선은 전지구 누적 빙하 질량균형, F와 G 그래프의 빨간 선은 10년 변동을 나타낸다 (부록 3.A 참고).

대부분의 산악빙하와 만년설은 축소되는 중이고, 이 축소는 아마도 약 1850년부터 시작되었을 것이다. 북반구 빙하의 많은 것들은 1970년 전후로 몇 년간 준균형을 이루었지만 그 후에는 축소가 심화되었다. 빙하와 만년설의 용해는 1991~2004년에 해수면 상승에 0.77 ± 0.22 mm/yr 기여했다.

그린란드 및 남극대륙의 빙상은 축소되면서 1993~2003년에 그린란드 빙상이 해수면 상승에 약 0.2 ± 0.1 mm/yr, 남극대륙 빙상이 0.2 ± 0.35 mm/yr 기여했을 가능성이 높다. 2005년까지 질량손실이 가속되었다는 증거가 있다. 그린란드와 동부 남극대륙의 고위도 추운 지역에서 빙상 두께가 증가한 것은 아마도 강설량 증가 때문일 것인데, 얼음 배출 증가와 그린란드 표면의 용해 증가로 그린란드 및 서부 남극대륙의 해안지역에서 일어난 두께감소에 상쇄되는 것 이상으로 두꺼워졌다.

얼음은 주변의 기후와 복잡한 방식으로 상호 작용

을 한다. 그래서 특정 변화의 원인이 항상 분명하지는 않다. 그래도 지역 기온이 어느 점 이상일 때 얼음이 녹는다는 것은 피할 수 없는 사실이다. 여러 지역에서 강설량 증가에도 불구하고 적설 및 산악 빙하가 감소하였는데 이것은 곧 기온 상승을 생각하게 한다. 이와 유사하게, 적설의 변화가 동토와 호수 및 강의 얼음에 영향을 끼치긴 해도 관측된 변화를 설명하기에는 충분치 않은데 이것은 국지적 기온 상승이 중요하게 관여했음을 암시한다. 관측된 북극 해양빙 감소는 기록상의 순환 및 기온 변화를 사용한 모델에서 꽤 잘 시뮬레이션 될 수 있다. 한랭한 중심 지역 내 빙상의 강설량 증가, 해안 지역의 표면 용해 증가, 여러 해안을 따라 심부 빙상의 용해 증가는 모두 온난화와 일치한다. 지리적으로 널리 발생한 이러한 눈 및 얼음 변화의 성격은 널리 일어난 온난화가 지구의 전반적 얼음 소실의 원인이라는 것을 암시한다.

FAQ 5.1

해수면은 상승하고 있는가?

상승하고 있다. AD 0년~1900년에는 거의 변화가 없었으나 20세기에는 전지구적으로 해수면이 점차 상승하였고 현재는 상승 속도가 증가된 채 상승하는 중이라는 강력한 증거가 있다. 금세기에는 더 빠른 속도로 해수면이 높아질 것으로 전망된다. 지구적 해수면 상승의 주요 2가지 원인은 해양의 열팽창(물은 따뜻해지면 팽창한다)과 용해 증가로 인한 육지 얼음의 소실이다.

전지구의 해수면은 마지막 빙하기가 끝난 후(대략 21,000년 전) 몇 백 년 동안 약 120 m 상승하였고, 3,000~2,000년 전에 안정화 되었다. 해수면 지시자(indicator)는 이때부터 19세기 말까지는 지구적 해수면에 유의한 변화는 없었다는 것을 암시한다. 현대의 해수면 변화에 대한 기기 측정기록은 19세기 중에 해수면 상승이 시작되었다는 증거를 보여준다. 20세기에 대한 추정치는 전지구적으로 해수면이 약 1.7 mm/yr 속도로 상승했다는 것을 보여준다.

거의 지구 전체를 망라하며 1990년대 초반 것부터 존재하는 위성측정 데이터는 좀 더 정확한 해수면 데이터를 제공한다. 이 10년 길이의 위성 측고데이터를 보면, 1993년 이후로 해수면은 약 3 mm/yr 속도로 상승해왔고 이 속도는 지난 반세기의 평균 상승속도보다 유의하게 높은 수준이다. 해안의 검조 데이터는 이 관측치를 확증해 주며, 몇 십 년 전에도 이와 비슷한 속도가 출현했다는 것을 보여준다.

기후 모델과 일치하게, 위성데이터와 수위(hydrography) 관측치는 해수면이 전 세계에서 균일하게 상승하지는 않고 있다는 것을 보여준다. 일부 지역에서는 지구 평균보다 몇 배 빠른 속도로 상승하는가 하면 또 어떤 지역에서는 하강 중이기도 하다. 수위 관측치에서도 해수면 변화 속도의 상당한 공간적 차이가 감지된다. 해수면 상승속도의 공간적 차이는 주로 기온과 염도의 비균일한 변화 때문이며 해양 순환의 변화와 관련 있다.

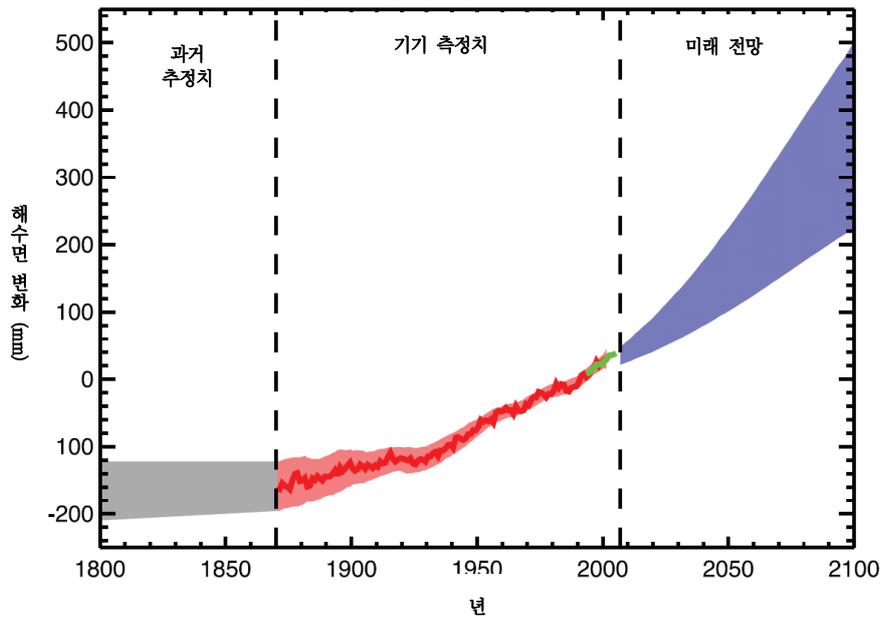
최근에 사용 가능해진 준지구적 해수온도 데이터

세트 덕분에 열팽창을 직접 계산할 수 있게 되었다. 평균적으로 1961~2003년 기간에는 관측된 해수면 상승의 약 1/4을 열팽창이 기여했고 반면에 육지빙의 용해는 절반 이하를 기여한 것으로 생각된다. 따라서 IPCC 3차 평가보고서에 보고 된 바와 같이 이 기간의 해수면 상승하는 동안의 관측된 전체 규모는 그런 자료세트로는 만족스럽게 설명되지 못했다.

관측시스템이 더 향상된 최근(1993~2003년) 데이터에서는 비록 추정치에 불확실성은 있지만 열팽창과 육지빙 용해가 해수면 상승의 대략 절반씩을 차지한다.

최근에는 해수면 상승 관측치와 열팽창 및 육지빙 용해 합계가 합리적으로 일치하므로 이로부터 육지의 수분 저장량 변화 규모의 상한을 추정할 수 있다. 이것은 상대적으로 잘 알려져 있지 않았다. 모델 결과들을 보면 기후변화에 따른 육지 수분저장량에 순경향은 보이지 않으나 연간(interannual) 및 10년 변동은 크게 나타난다. 그러나 최근 기간인 1993~2003년에 해수면 상승 관측치와 기지의 기여도 합계가 약간 불일치하는 것은 정량되지 않은 인위적 과정(예: 지하수 추출, 저수지 충전, 습지 배수, 삼림제거) 때문일 수도 있다.

전지구적 해수면은 21세기에는 1961~2003년 기간보다 더 빠른 속도로 상승할 것으로 전망된다. IPCC SRES A1B 시나리오(IPCC Special Report on Emission Scenarios; SRES A1B) 아래서는 2090년대 중반까지 지구의 해수면이 1990년 수준보다 0.22~0.44 m 상승하고 약 4 mm/yr 속도로 상승할 것이다. 과거에서처럼 미래의 해수면 변화도 지리적으로 균등하지 않을 것이며, 지역에 따라 전형적 모델 전망의 평균에서 약 ±0.15 m 내의 차이가 있을 것이다. 열팽창은 평균 상승고의 절반 이상을 기여할 것으로 전망되지만 육지빙은 시간이 지날수록 점차 더 빠르게 소실될 것이다. 과거에 관측된 바와 같이 빙상의 얼음 배출이 얼음흐름의 가속화 결과로 계속 증가할 것인가 여부



FAQ 5.1, 그림 1. 과거와 미래에 전망된 지구평균 해수면 상승 시계열(1980~1999년 평균과의 차이). 1870년 이전 기간은 지구 해수면 측정치가 존재하지 않는다. 회색 음영은 해수면의 장기적 변화 속도 추정치다 (6.4.3절). 빨간색 선은 검조 데이터로부터 재구성된 지구 평균 해수면이다(5.5.2.1절). 빨간색 음영은 평활 곡선과의 차이의 범위이다. 녹색선은 위성측고계로부터 관측된 지구 평균 해수면, 파란색 음영은 SRES A1B 시나리오에서 1980~1999년 평균에 기준한 21세기 전망의 범위이고, 관측치로부터 독립적으로 계산되었다. 2100년을 지나면 이 전망은 방출시나리오에 점점 더 의존적이다(이 보고서에서 다뤄진 다른 시나리오의 해수면 상승 전망은 10장을 참고). 수백 년 혹은 1천년 후에는 해수면이 몇 미터 상승해 있을 수도 있다 (10.7.4절).

는 중요한 불확실성 항목이다. 이것이 해수면 상승에 보태질 것이지만, 얼마나 보태질지 정량적 전망은 관련 과정에 대한 이해가 아직은 불충분하기 때문에 확신 있게 도출될 수가 없다.

그림 1은 과거의 지구 평균 해수면 상승 양상과 SRES A1B 시나리오에 따른 21세기 해수면 상승 전망이다.

FAQ 6.1

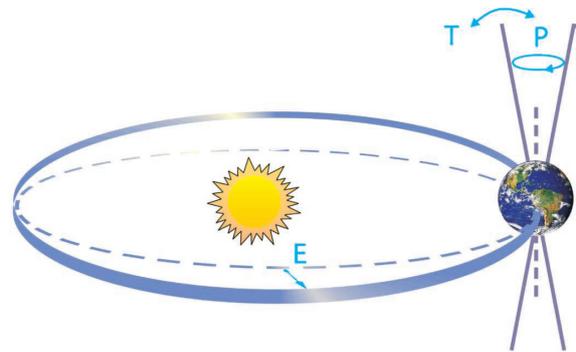
무엇이 빙하기와 산업혁명 이전의 주요 기후변화들을 야기했는가?

지구의 기후는 인간활동이 기후에 영향을 주기 오래 전부터 모든 시간범위에서 계속 변해왔다. 이런 기후변화의 원인과 메커니즘에 대한 이해가 상당히 진전되었다. 지구 복사균형의 변화가 과거 기후변화의 주요 요인이었으나 그런 변화의 원인은 달라진다. 빙하기이든 공룡시대의 온난화이든 혹은 과거 1천년간의 변동이든 각 경우별로 원인을 밝혀야 한다. 현재는 높은 확신을 가지고 이러한 원인구명을 할 수 있으며, 많은 과거 기후변화들을 정량적 모델을 통해 재현할 수 있다.

지구 기후는 지구의 복사균형에 의해 결정된다 (FAQ 1.1 참고). 지구의 복사균형이 변하여 기후변화가 일어날 수 있는 방식은 다음과 같이 크게 3가지다. (1) 태양복사 입사량의 변화(지구 궤도나 태양 자체의 변화에 의해), (2) 태양복사 반사량의 변화(이분율을 알베도라고 부른다. 알베도는 구름 커버, 에어러솔이라고 불리는 작은 입자들, 토지피복도에 의해 변할 수 있다), (3) 우주로 재방출 되는 장파에너지의 변화(온실가스 농도의 변화에 의해). 이 외에, 지역 기후도 열이 바람과 해류에 의해 분포되는 방식에 좌우된다. 이 모든 인자들이 과거의 기후변화에서 기여했다.

과거에 거의 3백만 년 동안 정기적 사이클로 왔다가 사라진 빙하기부터 시작해서, 이것이 태양 주위를 도는 지구 궤도의 정기적 변화, 이른바 밀란코비치 순환(Milankovitch cycle, 그림 1)과 관련 있다는 강력한 증거가 있다. 이 순환 때문에 각 계절에 각 위도에 도달하는 태양복사량이 변한다(그러나 지구 연평균에는 거의 영향을 주지 않는다). 이 순환은 천문학적 정밀도로 계산이 가능하다. 이 순환이 정확히 언제 빙하기를 개시하고 끝내는지에 관해서는 아직도 의견이 분분하지만 많은 연구들은 북반구 대륙의 여름철 일사량이 임계값 이하로 줄면 그 전 겨울에 쌓였던 눈이 여름에 다 녹아 없어지지 않으며, 눈이 쌓

여갈수록 빙상은 더욱더 성장하기 시작한다. 기후모델의 시뮬레이션은 빙하기가 이런 식으로 시작 될 수 있다는 것을 확인해 준다. 간단한 개념적 모델을 사용해서 궤도 변화에 기초해 과거 빙결의 개시를 성공적으로 '예측(hindcast)'하였다. 과거의 빙하기를 시작 시켰던 것과 유사한 북반구 여름철 일사량의 다음 번 대량 감소는 3만년 후에 시작될 것이다.



FAQ 6.1, 그림 1. 빙하기 순환을 주도하는 지구궤도의 변화(밀란코비치 순환). 'T'는 지구 자전축의 기울기(혹은 황도경사각), 'E'는 궤도의 편심성의 변화(타원의 단축(minor axis)의 변동으로 인한), 'P'는 세차, 즉 궤도상 한 지점에서 축 기울기의 방향의 변화를 뜻한다. 출처: Rahmstorf와 Schellnhuber (2006).

일차적 원인은 아니지만 대기의 이산화탄소도 빙하기에 중요한 역할을 한다. 남극 빙핵 데이터를 보면 CO₂ 농도는 한랭한 빙하시대에는 낮았고(~190 ppm), 따뜻한 간빙기에는 높았다(~280 ppm). 대기 CO₂는 몇 백 년 동안 일정한 간격(lag)를 보이면서 남극대륙의 기온변화를 따르고 있다. 빙하기가 시작하고 끝날 때의 기후변화는 몇 천 년이 걸리기 때문에 이 변화의 대부분은 CO₂의 플러스 피드백의 영향을 받는다. 즉, 밀란코비치 순환으로 인한 초기의 약간의 냉각은 CO₂ 농도 감소에 따라 추후에 증폭된다. 빙하기 기후에 대한 모델 시뮬레이션(6.4.1절의 토의를 참고)은 CO₂의 역할이 설명되는 경우에만 현실적인 결과를 보여준다.

마지막 빙하기 동안, 20회가 넘는 돌발적이고 극적인 기후변화가 일어났는데 특히 북대서양 주변 기

록에서 두드러진다(6.4절 참고). 이것은 빙하기-간빙기 사이클과는 다르다. 빙하기-간빙기 사이클에는 지구 평균 기온의 큰 변화는 없다. 변화는 그린랜드와 남극대륙에서 동시적이지 않으며, 남대서양과 북대서양에서는 서로 반대 방향이다. 이것은 이런 변화를 일으키기에는 지구적 복사균형의 큰 변화가 필요하지 않았을 것이라는 의미다. 기후계 내에서 열의 재분포로 충분했을 것이다. 해양순환 및 열전달의 변화가 이런 돌발 현상의 많은 특징들을 설명해낼 수 있다. 퇴적물 데이터와 모델 시뮬레이션은 이런 변화의 일부는 그 당시 대서양을 둘러싸고 있던 빙상의 불안정성과 그에 관련해 담수가 대양으로 방출된 것에 의해 개시되었을 수 있다는 것을 보여준다.

기후 역사(climate history)에는 훨씬 따뜻한 시대도 있었다. 과거 5억년의 대부분 동안 지구에는 그린랜드와 남극대륙이 얼음에 덮여있는 오늘날과는 달리 아마도 빙상이 전혀 없었을 것이다(지질학자들은 얼음이 암석에 남긴 마크를 구분해낼 수 있다). 수백만 년 전으로 거슬러 올라간, 즉 남극 빙핵의 연대 범위보다 앞선 시대의 온실가스 분포에 관한 데이터는 여전히 다소 불확실하다. 그래도 지질 표본의 분석 결과는 얼음 없이 따뜻한 기간과 높은 대기 CO₂ 농도가 일치한다는 것을 암시한다. 1백만 년 시간범위에서

CO₂ 농도는 구조 활동(tectonic activity)으로 인해 변하는데 이것은 해양, 대기, 육지 간의 CO₂ 교환 속도에 영향을 준다. 고대 기후에 관해서는 6.3절을 참고한다.

과거의 기후변화에 대한 또 하나 가능한 원인은 태양 에너지 방출량의 변동이다. 최근 몇 십 년 간의 측정치를 보면 태양의 방출에너지는 11년 주기로 약간 달라진다(거의 0.1%만큼). 흑점 관측치(17세기까지 거슬러 올라가는)뿐 아니라 우주선 복사에 의해 생성된 동위원소 분석데이터도 태양활동의 장기변화에 대한 증거를 제공한다. 데이터 상관성과 모델 시뮬레이션을 보면 태양 변동성과 화산 활동이 산업시대가 시작되기 전 1천년 동안의 기후 변동의 주 원인이었을 가능성이 있다.

이 예들은 과거의 서로 다른 기후변화에는 서로 다른 원인이 있었다는 것을 보여준다. 자연 인자들이 과거의 기후변화를 야기했다는 사실이 현재의 기후변화가 자연적이라는 것을 뜻하지는 않는다. 마찬가지로, 산불이 오랫동안 천둥번개에 의해 일어났다는 사실이 산불은 부주의한 야영자에 의해서도 일어날 수 없다는 것을 뜻하지는 않는다. 자연적 영향에 비해 인위적 영향이 최근의 기후변화에 어떻게 기여하는가에 관한 문제는 FAQ 2.1을 참고한다.

FAQ 6.2

현재의 기후변화는 과거의 기후변화에 비해 비정상적인가?

기후는 지구 역사 내내 모든 시간대에서 변해왔다. 현재의 기후변화에는 이상한 측면도 있고 그렇지 않은 측면도 있다. 대기의 CO₂ 농도는 과거 5천 년 전에 비해 기록적으로 높은 수준인데다 유례없이 빠른 속도로 도달했다. 현재의 지구 기온은 적어도 과거 500년 전보다 높고, 어쩌면 1천 년 전보다도 높을 것이다. 온난화가 계속하여 완화되지 않는다면 금세기 내에 지질학적 측면에서 극히 이상한 기후변화가 일어날 것이다. 최근 기후변화의 또 다른 이상한 측면은 이 기후변화의 원인이다. 과거의 기후변화는 자연적 원인으로 일어났으나(FAQ 6.1 참고) 지난 50년간 온난화의 대부분은 인간활동에 원인이 있다.

현재의 기후변화를 과거의 자연적 기후변화와 비교할 때 3가지를 구분해야 한다. 첫째, 어떤 변수를 비교할 것인가를 명확히 해야 한다. 온실가스 농도를 비교할 것인가 기온(혹은 다른 기후 모수)을 비교할 것인가, 그리고 변수의 절대적 값을 비교할 것인가 변화속도를 비교할 것인가? 둘째, 지역적 변화를 지구적 변화와 혼동하지 않아야 한다. 지역적 기후변화는 지구적 변화보다 큰 경우가 많다. 지역적 인자(예: 해양순환의 변화 혹은 대기순환의 변화)가 한 지점에서 다른 지점으로 열이나 수분의 전달을 변화시킬 수 있고 지역적 피드백도 작용하기 때문이다(예: 해양빙 피드백). 이와는 달리 지구 평균기온이 크게 변하는 데는 지구적 강제력(온실가스 농도나 태양활동의 변화 같은)이 필요하다. 셋째, 시간범위를 구분하는 것이 중요하다. 수천 년에 걸친 기후변화는 1백 년 기간의 기후변화에 비해 변화의 폭도 크고 원인(예: 대륙 이동)도 다를 수 있다.

현재의 기후변화를 우려하는 주요 이유는 대기 CO₂ 농도의 증가(그리고 다른 온실가스의 증가) 때문인데 이 농도는 제4기(Quaternary, 대략 최근 2백만 년)치고는 매우 이상하다. 현재는 남극 빙핵으로부터 과거 65만 년 전의 CO₂ 농도가 정확히 알려져 있다. 이 시대의 CO₂ 농도는 차가운 빙하시대의 최저 180

ppm과 따뜻한 간빙기의 최고 300 ppm 사이에서 변화했다. 지난 100년 동안에는 CO₂ 농도가 이 범위를 상당히 벗어나며 급속히 증가했고 현재는 379 ppm이다(2장 참고). 비교 차원에서, 과거 빙하기 말기에 CO₂ 농도가 대략 80 ppm 상승하는 데는 5,000년 이상 걸렸다. 현재 수준보다 높은 농도는 수백만 년 전에만 발생했었다(FAQ 6.1 참고).

기온은 CO₂(지구적으로 잘 혼합되는 가스)보다 재구성하기 어려운 변수이다. 기온은 지구 전체적으로 동일하지 않고, 그래서 하나의 기록(예: 빙핵)은 한정된 값만을 가진다. 단지 몇 십 년 동안이라 해도 지역기온의 변동폭은 몇 도(°C)가 될 수 있는데 이 변동폭은 지난 세기의 지구적 온난화 신호인 약 0.7°C보다 높다.

지구적 변화에 좀 더 의미 있는 것은 대범위(지구 전체 혹은 반구) 평균이다. 이런 대범위에서는 여러 지역 변동의 평균이 산출되고 변동성은 더 작다. 기기 측정기록의 커버리지가 충분해진 것은 겨우 150년 밖에 안 된다. 그 이전에는 1천년 이상 거슬러 올라가는 나이테, 빙핵 등의 프록시(proxy) 데이터를 취합해 사용했고 과거로 갈수록 공간적 커버리지가 작다(6.5절 참고). 그런 재구성 자료 간에는 차이가 있고 불확실성도 상당히 크지만 발표된 모든 재구성 자료들은 중세에는 기온이 따뜻했고 17, 18, 19세기에는 점점 하강하였으며 그 이후에는 급속히 상승했다는 것을 보여준다. 중세의 온난화 수준은 불확실하지만 20세기 중반에 다시 그 수준에 도달하였고 그 이후로는 계속 그보다 높았을 가능성이 있다. 이 결론은 기후 모델링에 의해서도 뒷받침 된다. 2,000년 전 이전의 기온변동을 체계적으로 취합하여 넓은 범위의 평균을 산출하지는 못했지만 그것들은 홀로세(Holocene: 11,600년 전; 6.4절 참고)까지 과거로 거슬러 올라가도 현재의 지구 연평균 기온보다 따뜻했다는 증거는 보이지 않는다. 지구의 빙하가 대폭 감소하고 해수면이 상승하면서 현재보다 따뜻한 기후

가 대략 3백만 년 전까지 만연했다는 강력한 증거들이 있다. 따라서 현재의 따뜻함은 과거 1천년 정황에서는 이상해 보이지만 구조활동의 변화(온실가스 농도를 자연적으로 서서히 변동시킬 수 있다)에 관련된 더 긴 시간범위에서는 이상하지 않다(박스 6.1 참고).

현재의 온난화 속도는 이와는 다른 문제이다. 프록시(proxy) 데이터에 현재보다 급속한 전지구적 기후변화가 기록되어 있는가? 과거 1백만 년 중 가장 큰 기온변화는 빙하기 주기였고, 그 때 빙하기와 따뜻한 간빙기 사이에 지구 평균 기온은 4~7℃ 변했다(대륙 빙상 근처의 지역적 변화는 훨씬 더 크다). 그러나 그 데이터는 빙하기 끝의 지구적 온난화는 약 5,000년 걸린 점진적 과정이었다는 것을 보여준다(6.3절 참고). 따라서 현재의 기후변화 속도는 과거의 변화 정황에 비춰보면 훨씬 급속하고 매우 이상한 것이 분명하다. 많이 논의된 빙하시대의 돌발적 기후

변이(6.3절 참고)는 반대 예가 아니다. 이것은 아마도 해양의 열 전달 변화 때문에 일어났을 것이고 해양의 열 전달이 지구 평균 기온에 영향을 주었을 가능성은 없기 때문이다.

빙핵 데이터가 존재하기 전의 과거에 대해, 퇴적물의 핵(core)과 여타 보존자료(archive)의 시간을 해상해보면 현재의 온난화처럼 급속한 변화는 보이지 않는다. 따라서 과거에 큰 기후변화가 일어났다 하더라도 그것이 현재의 온난화보다 빠른 속도로 일어났다는 증거는 없다. 금세기에 대략 5℃ 온난화(온난화 범위의 상한)되리라는 전망이 실현된다면 지구는 마지막 빙하기가 끝날 때 겪었던 것과 똑같은 양의 지구 평균 온난화를 겪게 될 것이다. 미래 지구적 변화의 이 속도와 일치하게 지난 5천만년 동안 지구 기온이 비슷하게 상승한 적이 있다는 증거는 없다.

FAQ 7.1

산업시대에 대기 CO₂와 온실가스는 인간활동에 의해 증가했는가?

인위적으로 증가했다. 산업시대의 대기 CO₂ 및 온실가스 증가는 인간활동으로 인한 것이다. 사실, 대기 CO₂ 농도에서 관측된 증가분은 1959년 이후 인간에 의해 방출된 CO₂의 겨우 55%만 차지할 뿐이어서 인위적 방출물의 전체 범위를 나타내지는 않는다. 그 나머지는 육지의 식물과 해양에 흡수되었다. 어느 경우이든, 대기의 온실가스 농도와 그 증가는 방출(인간활동과 자연계에서 가스가 방출되는 것)과 제거(sink, 여러 화학적 화합물로 전환되어 대기에서 제거되는 것) 간의 균형에 의해 결정된다. 화석연료 연소(와 이보다 기여도는 작지만 시멘트 제조)는 인위적 CO₂ 방출량의 75% 이상을 차지한다. 토지사용 변화(주로 삼림벌채)가 그 나머지를 차지한다. 또 하나의 중요한 온실가스인 메탄의 경우, 인위적으로 생성된 방출량은 지난 25년 동안 자연적 방출량을 초과했다. 아산화질소(N₂O)는 인위적 방출량과 자연적으로 대기에 방출된 양이 같다. 할로젠 원소를 포함하는 장수명 가스(예: 염화불화탄소)들의 대부분은 인위적으로 제조되고, 산업화 이전에는 대기에 존재하지 않았다. 평균적으로 현재의 대류권 오존은 산업화 이전 시대 이후로 38% 증가했고, 그 증가는 인위적으로 방출된 단수명 오염물질들이 대기에서 반응한 결과이다. 현재의 CO₂ 농도는 379 ppm, 메탄 농도는 1,774 ppb 이상으로, 둘 다 최소한 65만 년 전(이 때의 CO₂ 농도는 180 ppm과 300 ppm 사이, 메탄 농도는 320 ppb와 790 ppb 사이였다)보다 훨씬 높을 가능성이 있다. 최근의 변화 속도는 극적이며 전례가 없는 수준이다. CO₂ 증가폭은 1천년 동안 30 ppm을 초과한 적이 없었으나 지금은 지난 17년 만에 30 ppm 증가했다.

이산화탄소 (CO₂)

화석연료 연소로 인한 CO₂ 방출량(그림 1a)은 시멘트 제조에서 방출된 CO₂량과 함께 산업화 이후 대기 CO₂ 농도 증가량의 75% 이상을 차지한다. 나머지는 삼림제거(및 관련 바이오매스 연소)를 위주로 한 토지사용 변화와 농사법 변화 등에서 기인한다. 이 모든 증가는 인간 활동에 의한 것이다. 자연적 탄소 사이클로는 대기의 CO₂가 지난 25년간 3.2~4.1 GtC/yr 증가한 것이 설명되지 않는다.(1 GtC는 탄소 10⁵ g, 즉 10억 톤이다).

광합성, 호흡, 분해, 해수면 가스교환 같은 자연적 과정으로 CO₂의 대량 교환, 즉 CO₂ 방출과 제거가 육지와 대기 간에(~120 GtC/yr로 추정), 해양과 대기 간에(~90 GtC/yr로 추정) 이루어진다(그림 7.3 참고). 탄소의 자연적 제거원에 의한 CO₂ 순 흡수량은 지난 15년간 대략 3.3 GtC/yr로서 인위적 방출량을 부분적으로 상쇄하였다. 지난 15년간 인위적으로 생성된 CO₂의 거의 절반을 흡수한 자연적 제거원이 없었다면 대기의 CO₂ 농도는 훨씬 더 심각하게 증가했을 것이다.

대기 CO₂ 농도의 증가는 인간활동에 의해 야기된 것으로 알려져 있다. 대기 CO₂의 특성, 특히 ¹³C/¹²C 비가 화석연료 탄소의 추가 때문일 수 있는 방식으로 변했기 때문이다. 게다가 CO₂가 증가함에 따라 대기의 산소/질소 비가 감소했다. 화석연료가 연소될 때는 산소가 소모되므로 이것은 예상된 바이다. 탄소의 무거운 형태, 즉 C-13 동위원소는 식물과 과거 식물로부터 형성된 화석연료에는 덜 들어 있고 해양과 화산 방출물 혹은 지열 방출물(geothermal emission)에 더 많이 들어있는 탄소형태이다. 대기의 C-13 상대적 함유량은 감소했는데 그것은 추가된 탄소가 화석연료와 색생에서 나온 것임을 의미한다. 탄소 역시 희귀 방사성 동위원소가 있다. C-14가 그것인데 대

기의 CO₂에는 존재하지만 화석연료에는 들어 있지 않다. 핵무기의 대기 실험이 수행되기 전에는 C-14량의 상대적 감소는 대기에 화석연료 탄소가 추가되고 있다는 것을 의미했다.

할로겐 함유 가스 (Halogen-containing gases)

할로겐 함유 장수명 가스들이 대기에 대량 존재하는 이유는 인간 활동 때문이다. 산업화 전에는 브롬화 메틸, 염소화브롬 등 몇몇 자연 발생적인 할로겐 함유 가스만이 존재했다. 화학적 합성 신기술이 개발됨에 따라 결국 20세기의 후반 50년에는 화학적으로 제조된 할로겐 함유 가스들이 증가했다. 인위적으로 생산된 주요 할로겐 함유 가스들의 방출량을 그림 1b에 나타냈다. CFC(염화불화탄소; hydrochlorofluorocarbon)의 대기 내 수명은 45~100년이고, HCFC(수소염화불화탄소; Hydrochlorofluorocarbon)는 1~270년이다. 그림에는 표시되지 않았지만 PFC(과불화탄소; per-fluorocarbon)는 대기에 수천 년 동안 잔존한다. CFC를 비롯해 몇몇 중요한 할로겐함유 가스들의 농도는 오존층 파괴물질에 관한 몬트리올 의정서와 그 수정안이 발효된 결과로 현재는 안정화되거나 감소하는 중이다. 2030년까지 생산을 단계적으로 폐지하게 되어 있는 HCFC와 교토의정서에 적용되는 가스인 HFCs와 PFCs의 농도는 현재 증가하는 중이다.

메탄 (CH₄)

메탄은 인위적 발생량이 자연적 발생량을 초과했다(그림 1c). 1960년과 1999년 사이에 메탄 농도는 1800년 이전 2천년의 어느 40년 기간보다 최소 6배 이상 빠른 속도로 증가했다. 대기에 유입되는 메탄의 주요 자연적 발생원은 습지이다. 이 외에도 흰개미(termites), 해양, 식생, 메탄 수화물(CH₄ hydrates)이 있다. 메탄의 인위적 발생원은 석탄과 천연가스를 이용한 발전시설, 폐기물 처분 매립지, 성장하는 반추동물(예: 소, 양), 쌀농사, 바이오매스 연소 등이다. 메탄은 일단 방출되면 주로 대류권에서 화학적 반응에 의해 제거되기 까지 대기에 대략 8.4년 잔류한다.

이 외에 토양에 의한 흡수나 성층권에서 궁극적 분해를 통해서도 소량 제거된다.

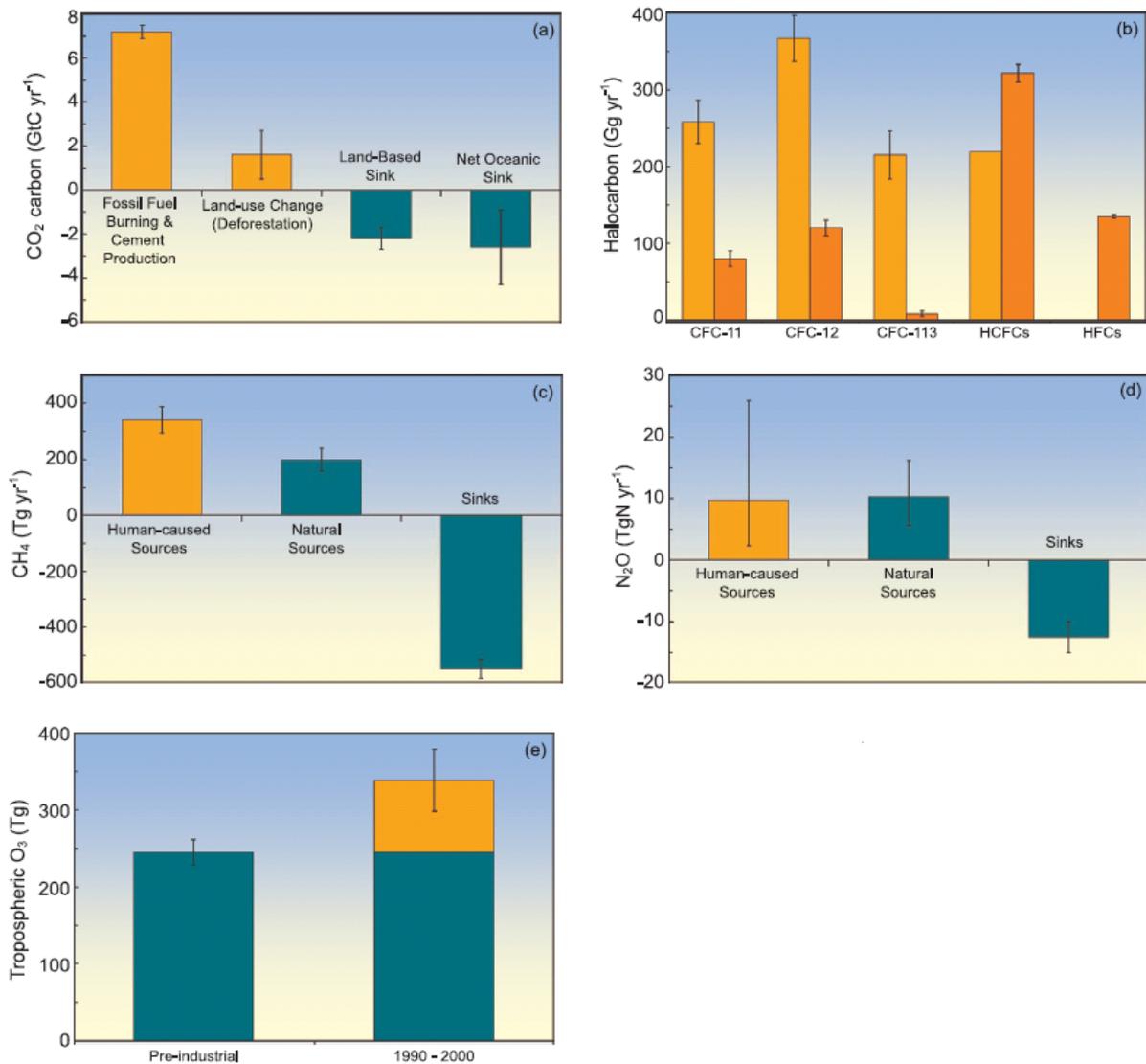
아산화질소 (N₂O)

대기에 유입되는 아산화질소의 인위적 발생량은 자연적 발생량과 대략 같은 수준이다(그림 1d). 1960년부터 1999년 사이에 N₂O 농도는 1800년 이전 2,000년의 어느 40년 기간보다도 최소 2배는 빠르게 증가했다. N₂O의 자연적 발생원으로는 해양, 대기 중 암모니아의 화학적 산화, 토양이 있다. 열대 토양이 특히 중요한 N₂O 발생원이다. N₂O를 발생시키는 인위적 활동으로는 비료질소(N₂O로 변형된 뒤 농지에서 방출된다), 바이오매스 연소, 반추동물의 성장, 산업활동(나일론 제조 등)이 있다. 일반 방출되면 N₂O는 주로 성층권에서 파괴되어 제거되기까지 대기에 대략 114년 동안 잔류한다.

대류권 오존 (Tropospheric Ozone)

대류권 오존은 대기에서 CO, CH₄, VOC, NO_x(질소산화물) 같은 전구물질들의 광화학 반응에 의해 생성된다. 이 화학물질들은 자연적인 생물학적 과정에 의해서도 방출되고 토지사용 변화와 연료 연소를 비롯한 인간활동에 의해서도 방출된다. 대류권 오존은 대기에 수일 내지 수주 존재하는 상대적으로 단수명 가스이기 때문에 그 분포는 매우 가변적이고 전구물질의 농도, 수증기 및 일광에 좌우된다. 대류권 오존의 농도는 도시의 상공, 도심지의 풍하 부분, 바이오매스 연소 지역에서 상당히 더 높다. 산업화 이전 시대 이후로 대류권 오존 농도가 38%(20~50%) 증가한 것은 인간활동 때문이다.

1960년부터 1999년까지 CO₂, CH₄, N₂O의 결합 복사강제력 증가속도는 1800년 이전 2000년 중 어느 40년 기간보다도 최소 6배는 빨랐을 가능성이 높다.



FAQ 7.1, 그림 1. 대기의 온실가스 농도 변화에 대한 기여도. 4장과 7장의 정보에 기초하였다. (a)~(d)에서 인위적 발생원은 주황색, 자연적 발생원과 제거원은 청록색으로 표시하였다. (e)에서 인위적 대류권 오존량은 주황색, 자연적 오존량은 청록색으로 표시하였다. (a) CO₂(GtC) 발생원과 제거원. 해마다 화석연료 연소와 토지사용 변화를 비롯한 인위적 원인으로 CO₂가 대기에 방출된다. 인위적으로 방출된 CO₂량의 57-60% 만이 대기에 잔류한다. 일부는 해양에 용해되고 일부는 식물에게 섭취되어 성장에 사용된다. 토지 관련 플럭스는 1990년대 자료이고, 화석연료 및 시멘트 플럭스, 순 해양 흡수량은 2000-2005년 자료이다. 값과 불확실성 범위는 표 7.1에서 취하였다. (b) CFC 및 다른 할로겐 함유 화합물의 1990년(연한 주황색)과 2002년(진한 주황색) 전지구적 방출량. 이 화합물들은 예외적으로 인위적으로만 생성된다. 여기서 'HCFCs'는 HCFC-22, -141b, -142b이고, 'HFCs'는 HFC-23, -125, -134a, -152a이다. 1 Gg은 10⁹ g(1,000톤)이다. 데이터의 대부분은 2장에 기술된 보고서에서 취하였다. (c) 1983-2004년의 메탄 발생원과 제거원. 메탄의 인위적 발생원은 발전시설, 매립지, 반추동물(예: 소, 양), 쌀농사, 바이오매스 연소 등이다. 1 Tg은 10¹² g (1백만 톤)이다. 값과 불확실성은 표 7.6에서 메탄에 해당되는 값들의 평균과 표준편차이다. (d) N₂O의 발생원과 제거원. N₂O의 인위적 발생원으로는 비료 질소(농지에서 N₂O로 변환되어 방출된다), 바이오매스 연소, 소, 산업공정(나일론 제조 등)이 있다. 방출원의 값과 불확실성은 표 7.7의 중간점과 범위한도에서 취하였다. N₂O 손실량은 7.4절에 기초했다. (e) 19세기와 20세기 초반 및 1990-2000년의 대류권 오존. 대류권 오존 생성량은 인위적 원인으로 증가하는 것이며, 화석연료나 바이오연료의 연소에서 방출된 오염물질이 대기에서 화학적으로 반응한 결과이다. 산업화 이전 기간에 대한 값과 불확실성 범위는 IPCC TAR의 표 4.9에서 취하였으며, 재구성된 관측치로부터 추정된 값이다. 현대에 대한 총계와 불확실성 범위는 이 보고서의 표 7.9에 인용된 모델 결과의 평균과 표준편차이며 TAR의 것들은 제외하였다.

FAQ 8.1

미래 기후변화를 전망하는 데 사용되는 모델은 어느 정도나 신뢰할만한가?

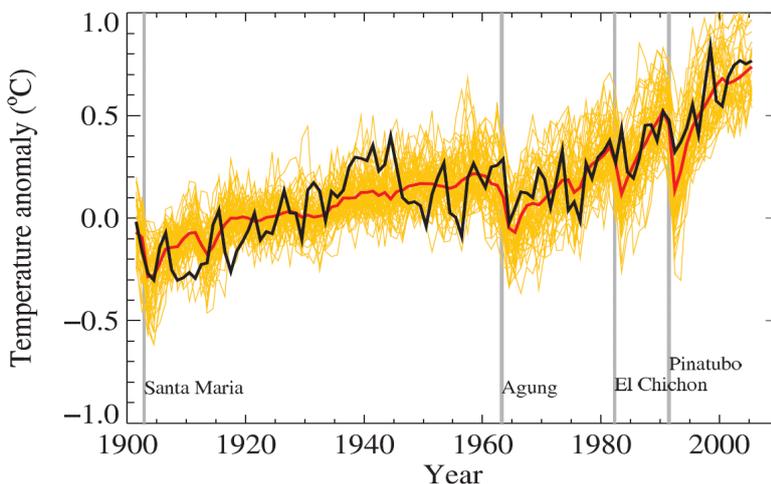
기후모델은 미래의 기후변화에 대해 대략 및 그 이상 범위에서 신뢰할만한 정량적 추정치를 제공한다. 상당한 확신이 있다. 이 확신은 모델들이 인정된 물리 원칙을 토대로 하고 현재 및 과거의 기후변화에서 관측된 특징들을 재현할 능력이 있다는 데서 나온다. 기후변수 중에는 모델 추정치에 대한 확신이 다른 변수들(예: 강수)에 비해 높은 것(예: 기온)이 있다. 몇 십 년간의 개발과정에서 모델들은 온실가스 증가에 반응하여 일어난 상당한 기후 온난화에 대해 확실하고 분명한 그림을 일관되게 제공하였다.

기후모델은 기후계를 수학적으로 나타낸 것으로, 컴퓨터 코드로 표현되고 강력한 컴퓨터에서 구동된다. 모델에 대한 확신은 우선은 모델이 풍부한 관측치와 질량보존, 에너지, 모멘텀 등 확립된 물리적 법칙을 토대로 하고 있다는 데서 기인한다.

확신의 두 번째 근거는 모델들이 현재 기후의 중요한 특징들을 시뮬레이션 할 능력이 있다는 데서 기인한다. 모델은 시뮬레이션 결과를 대기, 해양, 빙권 및 육지표면에 대한 관측치와 비교함으로써 일상적으로 광범위하게 평가된다. 지난 10년간 유기적 다중모델 '상호비교(inter-comparisons)' 형태로 전례 없는 수준의 평가가 이루어졌다. 모델들은 넓은 범위의 대기 온도, 강수, 복사, 바람, 해수온도, 해류, 해양빙 범위

등의 분포 같은 많은 중요한 평균 기후특징을 표현하는 데서 중요한, 점차 향상된 기술을 보여주고 있다. 또한 다양한 시간범위로 관측된 많은 기후변동성 패턴의 중요한 측면들, 이를테면 주요 몬순 시스템의 발달과 퇴각, 기온의 계절적 변화, 폭풍 경로, 강우 벨트(rain belt), 아열대 표면기압의 반구 규모의 시소 현상(남반구 및 북반구 '극진동(annular mode)') 등을 시뮬레이션 해낼 수 있다. 일부 기후모델이나 밀접히 관련된 변종 모델들도 기상 예측이나 계절 예보에 사용되어 시험되었다. 이 모델들은 그런 예보 기술을 입증해내면서 짧은 시간범위의 대순환(general circulation)뿐 아니라 계절적 연간 변동성의 중요한 특징들을 표현해낼 수 있다는 것을 보여주었다. 모델들이 이 중요한 기후특징들을 표현해낼 수 있다는 것은 모델들이 미래 기후변화의 시뮬레이션에 중요한 근본적 물리 과정들을 표현해낸다는 확신을 높여준다.(기후모델이 며칠 이상의 기상을 예보하는 데 한계가 있다고 해서 기후모델의 장기적 기후변화 전망 능력이 제한되지는 않는다. 그 둘은 서로 매우 다른 종류의 예측이다. FAQ 1.2 참고).

확신의 세 번째 근거는 모델이 과거 기후 및 기후 변화의 특징을 재현할 능력이 있다는 데서 나온다. 모델들을 사용해서 6,000년 전의 따뜻한 홀로세 중기



FAQ 8.1, 그림 1. 20세기 지구평균 지표근처 기온의 변화. 검은색 선은 관측치, 노란색 선은 자연적 기후영향인자와 인위적 기후영향인자를 둘 다 사용한 14개 기후모델의 58건 시뮬레이션 결과이다. 빨간색 두꺼운 선은 모델의 모든 결과의 평균치이다. 기온차이는 1901~1950년 평균에 대한 차이이다. 회색 세로선은 중요한 화산폭발이 있었던 시점을 나타낸다.(9장의 그림 9.5를 편집한 그림이다. 자세한 내용은 해당 그림의 캡션을 참고한다.)

나 최대 21,000년 전의 마지막 빙하기 같은 고대 기후가 시뮬레이션 되었다(6장 참고). 모델들은 마지막 빙하기 동안의 해양 냉각의 정도 및 대범위에 걸친 패턴 같은 많은 특징들을 재현할 수 있다(과거 기후 재구성의 불확실성을 고려하여). 모델들은 기기측정이 시작된 이래 관측된 기후변화의 특징들도 시뮬레이션 할 수 있다. 예를 들면, 기후에 영향을 주는 자연적 인자와 인위적 인자 둘 다 사용하면 지난 세기의 전지구적 기온(그림 1)을 훌륭히 모델링할 수 있다. 모델들은 또한 다른 관측된 변화들, 낮 기온보다 밤 기온의 더 빠른 상승, 북극에서 정도가 더 높은 온난화, 1991년의 피나투보 화산폭발 같은 중요한 화산폭발 후에 일어난 약간의 단기적 전지구적 냉각(및 그 후의 회복)도 재현해낼 수 있다(FAQ 8.1의 그림 1 참고). 지난 20년 동안 도출된 지구 기온 전망 역시 그 기간의 관측치와 전반적으로 일치하였다(1장).

그래도 모델들은 아직은 상당한 오차를 보인다. 일반적으로 작은 범위를 다룰수록 더 큰 오차를 보이지만 넓은 범위에 관한 문제도 남아 있다. 예를 들면, 열대 강우, 엘니뇨-남방진동, 메이든-줄리안 진동(Madden-Julian Oscillation, 30~90일 시간범위의 열대 바람과 강우에서 관측된 변동)의 시뮬레이션은 아직 부족한 점이 있다. 이러한 오차가 생기는 궁극적 원인은 많은 중요한 소범위 과정들은 모델로 명확히 표현할 수 없기 때문에 대범위적 특징들과 상호작용 하는 점을 이용해 대략적 형태로 포함시켜야 한다는 데 있다. 이것은 부분적으로는 컴퓨터 연산능력의 한계 때문이지만 과학적 이해정도의 한계 혹은 일부 물리 과정의 상세한 관측치의 가용성 한계로 인한 결과이기도 하다. 구름에 관련한 불확실성은 상당히 커서 결과적으로 기후변화에 대한 구름 반응에도 큰 불확실성이 남아 있다. 결국 모델들은 구체적 온실가스 복사력에 대응한 실질적 범위의 지구 기온 변화를 보여준다(10장 참고). 그러나 그런 불확실성에도 불구하고

모델들은 온실가스가 증가하는 상황의 실질적 기후온난화에 대해 서로 일치하는 전망을 내놓으며, 그 전망된 온난화의 정도는 기후변화 관측치나 과거의 기후 재구성 같은 다른 출처에서 나온 개별 추정치와 일치한다.

지구 모델로 전망된 변화에 대한 확신은 소범위일수록 감소하기 때문에 지역적, 국지적 범위의 기후변화를 연구하기 위해 지역적 기후모델 사용이나 규모 축소(downscaling) 같은 다른 기법이 개발되었다(FAQ 11.1 참고). 그러나 지구 모델은 계속 발전하고 있고 해상능도 계속 향상하고 있기 때문에 극단적 기상현상의 변화 같은 중요한 소범위 특징들을 연구하는 데 점차 유용해지고 있으며, 컴퓨터 연산능력의 증가와 함께 지역 범위의 표현도 향상될 것으로 예상된다. 모델들은 기후계를 점점 더 포괄적으로 다루어가고 있고, 기후변화에 잠재적으로 중요하다고 간주되는 물리적, 생물물리적(biophysical) 과정 및 상호작용에 대한 긴 시간범위의 표현도 점차 명확해지고 있다. 근래에 일부 지구 기후 모델에 식물 반응, 해양의 생물학적, 화학적 상호작용, 방상 역학 등이 포함된 것이 그 예이다.

요약하자면, 모델에 대한 확신은 그것들의 물리적 편향과 관측된 기후 및 과거 기후변화를 표현해내는 기술에서 기인한다. 모델들은 기후를 시뮬레이션 하고 이해하는 데 극히 중요한 도구인 것으로 판명되었고, 넓은 범위의 미래 기후변화에 대한 신뢰할만한 정량적 추정치를 제공할 수 있다는 높은 확신을 주었다. 예측된 기후변화의 크기와 시기 및 지역적 세부 사항에 불확실성을 남길 수 있는 구름을 표현하는 데는 여전히 상당한 한계가 있지만 몇 십 년간의 발달 과정에서 모델들은 온실가스 증가에 대응한 중요한 기후온난화에 대해 확실하고 분명한 그림을 일관되게 제공해 왔다.

FAQ 9.1

개별 극단적 현상들이 온실가스로 인한 온난화로 설명될 수 있는가?

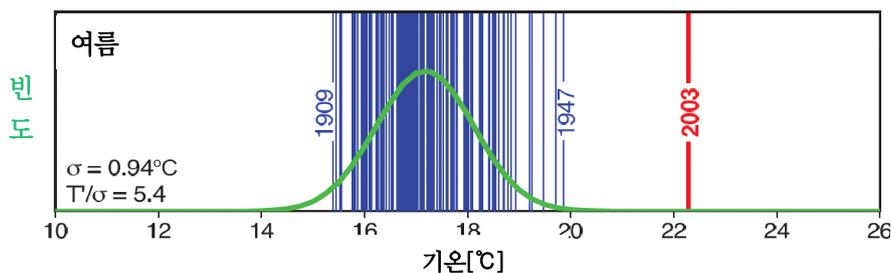
화석연료 사용 등 인간 활동에 의한 대기 온실가스의 증가 때문에 기후가 온난화됨에 따라 극단적 기후 현상의 변화가 예상된다. 그러나 특정한 단일 극단적 현상이 온실가스 증가 같은 특정 원인에 의한 것인지 여부는 판정 불가능하지는 않더라도 다음 2가지 이유 때문에 쉽지는 않다. 1) 극단적 현상은 보통은 복합적 인자들에 의해 일어나고, 2) 기후가 변하지 않을 때에도 보통은 매우 다양한 극단적 현상이 일어난다. 그렇더라도 지난 세기에 관측된 온난화를 분석한 결과는 열파 같은 일부 극단적 현상의 발생 가능성이 온실가스 증가로 인해 증가했다는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

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

현상의 어느 하나라도 ‘야기’할 수 있었을까?

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

그래도 기후모델을 사용해 인간의 영향이 특정 종류의 극단적 현상의 발생가능성을 변화시켰는지 여부를 판정하는 것은 가능할 수 있다. 2003년 유럽의 열파의 경우, 화산활동과 태양 방출에너지의 변화 같은 자연적 기후영향인자의 변화 기록만을 사용해 기후모델을 구동하였다. 그 다음에는 모델에 인위적 인자와 자연적 인자 둘 다 포함시켜 구동하였다. 그 결과, 유럽 기후의 발달이 실제로 일어났던 것과 매우 가깝게 시뮬레이션 되었다. 이 경험에 기초하여, 20세기에 인간의 영향은 유럽에 2003년만큼 무더운 여름이 발생할 위험도를 2배 이상 증가시켰고 인간의 영향이 없다면 그 위험도는 수백 년 지나도 동일할



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

것이라고 추정되었다. 파리 같은 대도시에서 연속적으로 매우 따뜻한 밤이 발생하는 등과 같은 충격이 큰 현상의 발생 위험도의 변화를 추정하려면 더 세밀한 모델링이 필요할 것이다.

이러한 확률적 접근법 - ‘인간의 영향이 기상현상의 발생가능성을 변화시키는가?’ - 의 가치는 특정 기상현상(열파, 서리 등)의 발생빈도에 대한 온실가스 증가 같은 외부인자의 영향을 추정하는 데 사용될 수 있다는 것이다. 그래도 늦봄의 서리 같은 개별 극단적 현상의 발생가능성은 기후변동성의 변화뿐 아니라 평균 기후조건의 변화로 인해 변할 수 있으므로

신중한 통계분석이 필요하다. 그런 분석은 기후모델에 기초한 기후변동성 추정에 의존하므로 기후모델은 그 변동성을 충분히 대표해야 한다.

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

FAQ 9.2

20세기의 온난화는 자연 변동성에 의해 설명될 수 있는가?

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

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

기후에 영향을 주는 자연적 외부 인자로는 화산활

동과 태양 방출에너지 변화가 있다. 위력적인 화산폭발은 대량의 분진과 황산염 에어러솔을 대류권까지 분출시켜 일시적으로 지구를 차폐하고 일광을 우주로 반사시킨다. 태양 방출에너지는 11년 주기로 변하는데 그보다 긴 기간으로 변동할 수도 있다. 지난 100년 동안 인간의 활동, 주로 화석연료 사용은 대기의 이산화탄소 및 온실가스 농도를 급속히 증가시켰다. 산업화 이전에 이런 가스들의 농도는 수천 년 동안 거의 일정하였다. 인간 활동은 대기에서 반사하는 미세한 입자들, 즉 에어러솔의 농도도 특히 1950년대와 1960년대에 증가시켰다.

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

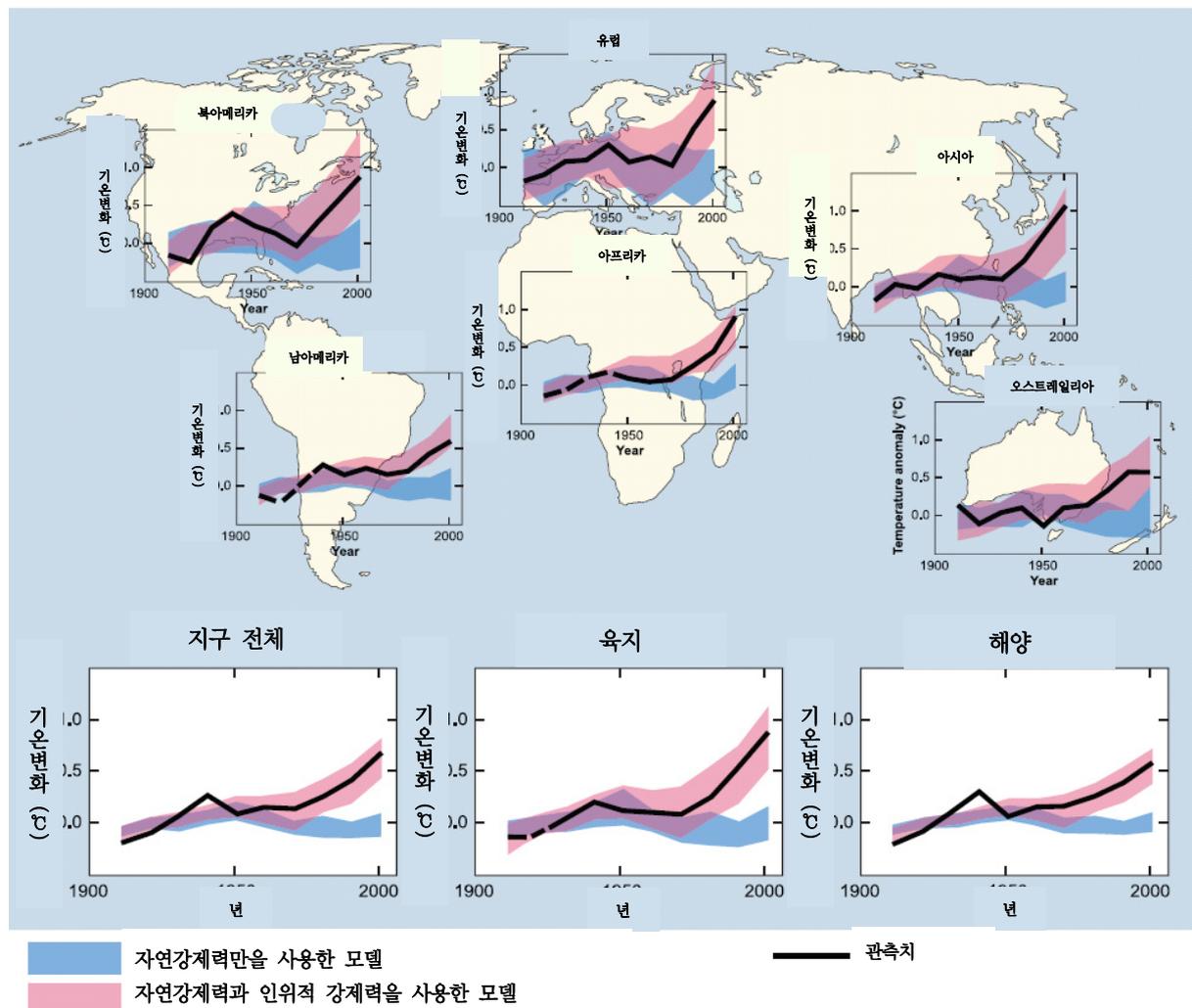
20세기 기후변화의 원인을 분석하기 위해 기후모델을 사용해 수많은 실험이 수행되었다. 그 실험 결과들을 보면 모델에 태양 방출에너지와 화산활동의 변동만 사용한 경우에는 최근 몇 십 년의 급속한 온난화가 재현되지 않는다. 그러나 그림 1에서 보는 바와 같이, 온실가스 등의 인위적 인자와 자연적 외부 인자를 비롯해 중요한 외부 인자를 거의 모두 포함시키면 관측된 20세기 기온 변화를 시뮬레이션 해낼 수 있다. 지구 전체와 개별 대륙(관측치가 불충분한 남극대륙은 제외)에서 외부 인자에 대한 반응(모델로

추정된)이 감지된다. 지난 반세기 동안 인간의 기후 영향력은 지구 평균 지표기온의 변화에 대한 다른 모든 원인을 압도했을 가능성이 높다.

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

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

기온변화에 따라 폭과 밀도가 달라지는 나이트 등의 자연 '온도계'와 기상기록에 기초하여 추정된 지난 1~2천 년의 북반구 기온은 20세기의 온난화가 자연적 내부 변동성과 자연적 외부 복사강제력만으로는



FAQ 9.2, 그림 1. 대륙, 지구 전체, 육지, 해양에서 1901~1950년 10년 평균 기온에 대한 1906~2005년의 10년 평균 기온의 차이(°C); 검은 색 선은 관측된 기온변화를, 음영 부분은 최근 모델 시뮬레이션에 90% 포함되는 범위이다. 붉은색은 자연적 인자와 인위적 인자를 포함하는 시뮬레이션 결과이고 파란색은 자연적 인자만을 포함한 시뮬레이션 결과이다. 검은색 점선은 관측치가 거의 없는 대륙 지역의 10년 값이다. 각 그래프와 그래프 도출에 사용된 방법에 관한 자세한 설명은 보충자료(Supplementary Material)의 부록 9.C를 참고한다.

설명될 수 없다는 추가 증거가 된다. 이 추정에 대한 확신이 높아진 이유는 모델이 보여주는 산업화 이전 북반구 평균기온의 변동의 많은 것들이 대규모 화산 폭발과 태양 방출에너지의 변화에 의해 야기된 일시적 냉각으로 설명될 수 있기 때문이다. 나머지 변동은 기후모델에서 자연적, 인위적 외부 인자를 포함시

키지 않은 채 시뮬레이션 된 변동성과 일반적으로 일치한다. 불확실성은 존재하지만 과거 기후 추정치는 20세기 후반 50년이 지난 1300년 동안 가장 따뜻한 50년 기간이었을 가능성이 있다는 것을 보여준다. 자연적 인자로 인한 추정 기후 변동성은 강력한 20세기 온난화에 비하면 작다.

FAQ 10.1

지구 기후가 변함에 따라 열파, 가뭄, 홍수와 같은 극단적 현상도 변할 것이라 예상되는가?

변할 것으로 예상된다. 지구 기후가 변함에 따라 극단적 현상의 종류, 빈도, 세기도 변할 것으로 예상된다. 이런 변화는 상대적으로 평균 기후변화가 작은 상황에서도 발생할 수 있다. 일부 극단적 현상의 변화는 이미 관측되었다. 열파와 집중호우의 빈도와 세기가 증가했다(FAQ 3.3 참고).

미래에 더 따뜻한 기후에서는 더 강력하고 더 빈번하고 더 오래 지속되는 열파가 발생할 위험도가 증가할 것이다. 2003년의 유럽 열파는 며칠에서 1주일 까지 지속되는 극단적 열파의 한 예인데 미래의 더 따뜻한 기후에서는 더 흔해질 가능성이 있다. 극단적 기상현상에 관련된 특징 하나는 대부분의 지역에서 일교차가 감소될 가능성이 있다는 것이다. 또한 미래의 따뜻한 기후에서는 서리 끼는(즉, 야간 기온이 영하 이하로 떨어지는) 날의 수도 감소할 가능성이 있다. 경작철의 길이는 서리 끼는 날의 수와 관련 있는데 기후가 온난해짐에 따라 증가할 것으로 전망되었다. 북반구 대부분의 지역에서는 겨울에 한파(즉, 극단적으로 찬 공기가 며칠에서 1주일 이상 지속되는 기간) 발생빈도가 감소할 가능성이 있다. 대기순환의 변화로 북아메리카 서부, 북대서양, 유럽 남부, 아시아에서 극단적 추위가 최소로 감소하는 지역은 예외가 될 수도 있다.

대부분의 대기-해양 대순환 모델(AOGCM)은 따뜻한 미래 기후에서는 북반구 중위도 및 고위도 지역의 대부분에서 여름철 건조와 겨울철 강우가 증가할 것으로 전망한다. 여름철 건조는 가뭄 위험도가 증가한다는 것을 뜻한다. 건조화 위험도와 더불어, 따뜻한 대기의 수분 보유력 증가로 인해 강력한 강우 및 홍수가 증가할 가능성이 있다. 이것은 이미 관측되었고, 앞으로도 계속될 것으로 전망된다. 따뜻한 조건에서는 강우는 내릴 때 집중적으로 내리고 그 사이에는 전혀 비가 오지 않는 기간이 길어지는 경향이 있기 때문이다. 따라서 강하고 집중적인 폭우가 산발적으로 일어나고 상대적으로 건조한 기간은 더

길어질 것이다. 변화 전망의 또 하나의 특징은 평균 강우량이 증가할 것으로 예상되는 여러 지역에서 극단적 강우가 더 심해질 것으로 전망되고, 평균 강우량이 감소할 것으로 전망되는 지역에서는 극단적인 건조화가 더 심각해질 것으로 전망된다는 것이다.

극단적인 집중 강우가 증가할 것이라는 결과와 일치하게, 미래에는 폭풍의 바람 세기가 변하지 않을지라도 극단적인 폭우 강도는 증가할 것이다. 특히 북반구 육지의 경우, 중부 및 북부 유럽의 많은 지역에서는 폭풍이 있는 동안 집중강우의 증가로 인해 겨울에 비가 많아질 가능성이 증가할 것으로 전망된다. 이것은 유럽과 기타 중위도 지역에서는 유출량을 증가시키는 심한 눈비로 인해 홍수 발생 가능성이 증가한다는 것을 암시한다. 여름철 강우에 대한 결과도와 비슷한데 그것은 아시아 몬순 지역과 다른 열대 지역에서 홍수가 증가하리라는 의미가 된다. 이런 변화의 일부는 이미 진행 중인 경향의 연장일 것이다.

미래에는 열대성 저기압이 더욱 심각해지고 풍속과 집중강우가 더 강해질 것이라는 모델링 결과가 있다. 연구 결과들은 그런 변화가 이미 진행 중일 수도 있음을 암시한다. 4등급과 5등급 허리케인의 연간 발생수가 지난 30년 동안 증가했다는 징후가 있다. 일부 모델링 연구들은 따뜻해진 기후에서는 열대 대류권의 안정성이 증가하여 지구적으로 열대성 저기압의 발생 수가 감소할 것이며, 약한 폭풍은 감소하고 강력한 폭풍은 증가하는 특징이 있을 것이라고 전망했다. 또한 수많은 모델링 연구들은 열대 이외의 지역에서는 폭풍의 세기는 증가하고 발생 수는 감소하는 일반적 경향이 있을 것이고, 몇몇 지역에서는 심화된 저기압으로 인해 극단적 바람은 증가하고 파고는 높아지는 경향이 있을 것이라고 전망했다. 이 외에도 남반구와 북반구 모두 폭풍 경로가 극지 쪽으로 위도를 몇 도 이동할 것이라고 전망되었다.

FAQ 10.2

빙상 소실이나 지구 해양순환의 변화와 같은 중요한 돌발적 기후변화가 일어날 가능성은 어느 정도인가?

현재의 유효한 모델 결과에 기초하면 21세기에는 돌발적 기후변화, 이를테면 서대서양 빙상의 붕괴, 그린랜드 빙상의 급속한 소실, 해양순환의 대규모 변화 같은 것들은 발생하지 않을 것으로 생각된다. 그러나 기후계가 간섭을 많이 받을수록 그런 변화의 발생 가능성은 점차 높아진다.

그린랜드 빙핵, 남대서양 및 다른 곳의 해양 퇴적물, 과거 기후에 대한 여러 자료를 물리적, 화학적, 생물학적으로 분석한 결과, 몇 년 내에 지역 기온, 바람 체계, 물 순환 사이클이 변할 수 있다고 입증되었다. 전 세계 서로 다른 지역의 기록에서 나온 결과들을 비교해보면 과거에 반구 규모에서 지구 규모의 중요한 변화가 있었다는 것이 나타난다. 이에 돌발적 기후변화 단계를 겪은 불안정한 과거 기후가 주목되었다. 우려되는 점 하나는 온실가스 농도의 지속적 증가가 기후계의 돌발적 변화를 개시할 만큼 충분히 강한 간섭이 될 수 있다는 것이다. 기후계에 대한 그런 간섭은 지구적으로 중대한 결과를 가져올 수도 있기 때문에 위협하게 생각된다.

그런 변화의 예를 논하기 전에, '돌발적(abrupt)'이라는 용어와 '중요한(major)'이라는 용어를 정의할 필요가 있다. '돌발적'이다라는 것은 변화를 유발하는 간섭보다 훨씬 빠르게 변화가 일어난다는 의미를 전한다. 달리 말하면 그 반응은 비선형적이다. '중요한' 기후 변화는 현재의 자연변동성 범위를 초과하고 그 공간적 범위가 몇 천 km에서 지구 전체에 달하는 그런 변화이다. 국지적 범위에서 지역적 범위까지 돌발적 변화는 자연적 기후변동성의 일반적 특징 중의 하나다. 여기서는 '극단적 현상(extreme event)'이라고 칭해야 적절한 고립된, 단기적 현상은 다루지 않으며, 그보다는 급속히 일어나고 몇 년에서 몇 십 년 동안 지속되는 대범위 변화를 다룬다. 1970년대 중반에 동태평양 해수온도의 변화나 1980년대 이후 라브라도 해(Labrador Sea)의 상층 1000 m의 염도 감소는 국지적 내지 지역적 결과를 가져온 돌발적 현상

의 예이며, 여기서 중점을 두는 대범위의 장기적 현상과는 반대 경우이다.

한 예로 대중의 큰 관심을 끌었던 멕시코 만류(Gulf Stream)의 잠재적 붕괴 혹은 정지가 있다. 멕시코 만류는 바람에 의한 북서 대서양의 주요 수평 해류이다. 대서양 대순환의 안정된 특징인 북쪽 연장은 그린랜드-노르웨이-아이스란드 해에 심층수가 형성되게 하고 그것을 통해 상당량의 열을 그 바다와 근처 육지에 전달한다. 이것은 그 지역 표층수의 밀도 변화에 강하게 영향을 받는다. 이 해류는 대서양 해분의 서쪽 경계를 따라 일어나며, 해분 규모로 순환하는 자오선 순환(MOC)의 북쪽 끝을 이룬다. 기후모델 시뮬레이션에서 나온 이와 일치하는 결과 하나는 온난화나 염도 감소로 인해 북대서양 표층수의 밀도가 감소하면 MOC의 세기가 감소하고 그와 함께 그 지역으로의 열 전달도 감소한다는 것이다. 강력하고 지속적인 염도 감소는 훨씬 더 큰 감소를 유발하거나 MOC를 완전히 중단시킬 수도 있다고 모든 기후모델들이 전망한다. 그런 변화가 먼 과거에 실제로 일어났었다.

현재의 이슈는 대기에 대한 인위적 영향의 증가가 그런 변화를 유발할 만큼 충분히 강력히 MOC를 간섭할 수 있는지 여부이다. 대기의 온실가스 증가는 온난화를 야기하고 물 순환 사이클을 강화하며, 물순환 사이클의 강화는 북대서양 표층수의 염도를 낮추게 된다. 강수량 증가로 인해 그 지역의 강으로부터 더 많은 담수가 해양으로 유출되기 때문이다. 온난화 역시 육지빙의 용해를 야기하여 담수를 보태게 되므로 해양 표층수의 염도를 더욱 낮추게 된다. 두 효과 모두 표층수의 밀도를 감소시킬 것이고(표층수는 MOC를 운반하기 위해 가라앉을 만큼 충분한 밀도로 무거워야 한다), 이것은 21세기에 MOC의 감소를 야기할 것이다. 이 감소는 온난화를 저지하는 방식으로 진행될 것으로 예측된다. 현재의 모델 중에 금세기 중의 돌발적(비선형적) 감소나 완전 중단이라는 결과

를 내놓은 것은 없다. 모델에서 시뮬레이션 된 MOC 감소의 범위는 사실상 거의 반응 없음부터 21세기 말 까지 50% 이상 감소한다는 것까지 여전히 범위가 넓다. 이러한 모델간 차이는 모델에서 시뮬레이션 된 대기와 해양의 피드백 세기의 차이 때문이다.

MOC의 장기적 거동에 대해서도 불확실성이 존재한다. 많은 모델들은 기후가 안정되면 MOC가 회복될 것이라고 예측한다. 그러나 일부 모델은 MOC에 대한 문턱값을 갖고 있고, 그것들은 강제력이 충분히 강하고 충분히 오래 지속되는 경우야 통과된다. 그런 시뮬레이션에서는 MOC가 점차적으로 약화되고 기후가 안정된 후에도 계속 약화될 것이라고 나타난다. 이런 일이 일어날 가능성을 정량하는 것이 이 단계에서는 가능하지 않다. 그래도 만약 이런 일이 일어난다면, 증가하는 온실가스에 의해 야기된 복사강제력이 MOC 약화로 인한 냉각을 압도할 것이기 때문에 유럽은 여전히 온난화를 겪을 것이다. 그러므로 MOC 중단으로 인해 빙하기 시작이 개시될 것이라고 암시하는 재앙적 시나리오는 단지 숙고용일 뿐이다. 어느 기후모델도 그런 결과를 내놓은 적은 없었다. 빙하기에 이르는 과정은 충분히 이해되어 있는데 여기서 논의된 것들과는 완전히 다른 과정이다. 따라서 우리는 이 시나리오는 확신 있게 배제할 수 있다.

MOC의 장기적 전개와는 별개로, 모델 시뮬레이션들은 온난화와 그 결과적인 염도 감소로 인해 다음 몇 십 년 동안에 라브라도 해의 심층수와 중층수가 상당히 감소될 것이라는 데 일치한다. 이것은 북대서양 중층 수괴(intermediate water mass)의 특성을 변동시킬 것이고 결국 심해에 영향을 줄 것이다. 그런 변

화의 장기적 결과는 알려져 있지 않다.

널리 논의되는 돌발적 기후변화의 다른 예로는 그린란드 빙상의 급속한 분해 혹은 서대서양 빙상의 갑작스런 붕괴가 있다. 모델 시뮬레이션과 관측치를 보면, 북반구 고위도의 온난화가 그린란드 빙상의 용해를 가속하고 있으며 물순환 사이클의 강화로 인한 강설량 증가는 이 용해를 보상하지는 못할 것이다. 결과적으로 그린란드 빙상은 다음 몇 세기 후에는 상당히 가라앉을 것이다. 더욱이 그린란드 빙상이 완전히 사라질 수도 있는 임계온도 문턱값이 있고 그 문턱값을 금세기에 넘을 것이라고 암시하는 결과도 있다. 그린란드 빙상의 완전한 용해는 지구 전체 해수면을 몇 미터 상승시킬 것이다. 그러나 그 과정은 느려서 완료되는 데는 수백 년 걸릴 것이다.

빙붕 분해에 관련 있는 빙류의 최근 위성데이터와 현장 관측치에서는 빙상들의 급속한 반응이 눈에 띈다. 이것은 서대서양 빙상의 전반적 안정성에 대해 새로운 우려를 일으킨다. 서대서양 빙상이 붕괴되면 해수면의 5~6 m 상승이 개시될 것이기 때문이다. 이 빙류들은 앞에 있는 빙봉에 의해 지탱되는 것으로 보이는데 빙상의 상대적으로 한정된 지역의 지탱력이 약화되거나 실패할 때 정말로 많은 빙류의 대대적 배출이 시작되어 서대서양 빙상 전체의 불안정이 개시될지 여부는 현재 알려진 바가 없다. 빙상 모델들은 빙하의 기저부 및 빙상 주변 해양의 복잡한 상호작용에 관련된 소범위의 역학적 과정을 이제 막 포착하기 시작하는 중이다. 따라서 그런 현상이 일어날 가능성이나 시기에 관해 현재의 빙상모델로부터 유효한 정량적 정보를 얻기는 어렵다.

FAQ 10.3

온실가스 배출량이 감소한다면 대기의 온실가스 농도는 얼마나 빨리 감소하는가?

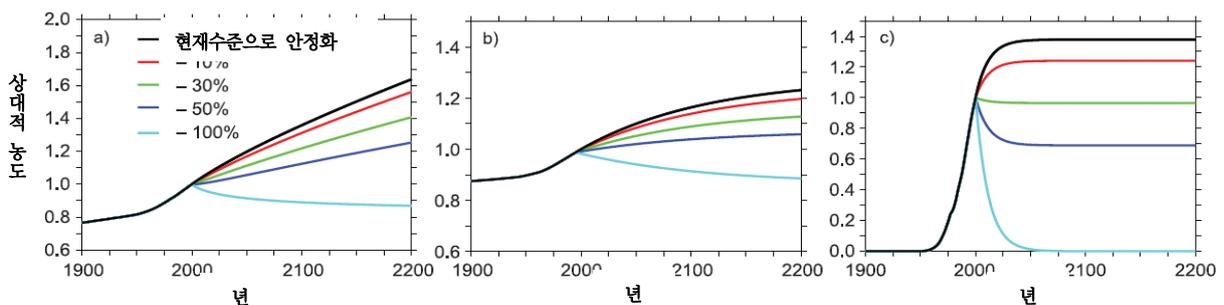
배출량 감소 효과가 대기의 온실가스 농도에 나타나기는 대기에서 가스가 감소되는 화학적, 물리적 과정에 달렸다. 일부 온실가스 농도는 배출량 감소에 반응하여 거의 즉각적으로 감소하지만 어떤 것들은 배출량이 감소해도 수 세기 동안 계속 증가할 수도 있다.

대기의 온실가스 농도는 대기로 배출되는 속도와 대기에서 제거되는 속도의 경쟁에서 어느 쪽이 우세한가에 달렸다. CO₂는 대기-해양 간 가스 전달, 화학적 과정(예: 기상현상), 생물학적 과정(예: 광합성) 같은 과정들을 통해 대기, 해양, 육지 사이에서 교환된다. 배출된 CO₂의 절반 이상이 1세기 내에 대기에서 제거되지만 일부(약 20%)는 대기에 수천 년 동안 잔류한다. 제거과정이 느리기 때문에 대기의 CO₂는 배출량이 현재 수준보다 상당히 감소하더라도 장기간 계속 증가할 것이다. 메탄은 대기에서 화학적 과정으로 제거되고, N₂O와 일부 할로카본은 상층 대기에서 태양복사에 의해 파괴된다. 이 과정들은 수년에서 1천 년까지 서로 다른 시간범위에서 일어난다. 이것의 척도가 가스의 대기 내 수명이며, 섭동에 의해 초기량의 37%까지 감소되는 데 걸리는 시간으로 정의된다. 대기에서 메탄, 일산화질소, 기타 미량가스들(예: 냉매로 사용되는 HCFC-22)의 수명은 합리적으로 분석이 가능하지만(메탄의 수명은 12년, N₂O는 110년,

HCFC-22는 약 12년), CO₂의 수명은 정의할 수가 없다.

미량가스 농도의 변화는 부분적으로는 배출량이 시간 경과에 따라 어떤 거동을 하는가에 달렸다. 시간이 지날수록 배출량이 증가한다면 대기에서의 수명에 상관없이 시간이 지날수록 대기 내 농도가 증가할 것이다. 그러나 배출량 감소를 위한 조치가 취해지는 경우, 미량가스 농도의 운명은 배출량뿐 아니라 제거과정의 상대적 변화에 좌우될 것이다. 배출량이 감소할 때 가스의 수명과 제거과정에 따라 가스 농도가 어떤 양상으로 변화되는지를 아래에 설명한다. FAQ 10.3의 그림 1은 3가지 미량가스의 농도가 배출량 변화(펄스 배출량 변화)에 어떻게 반응할 것인지를 나타낸 예시이다. 특정한 수명이 없는 CO₂, 백년 수준의 장수명 미량가스(예: N₂O), 10년 수준의 단수명 미량 가스(예: CH₄, HCFC-22, 혹은 다른 할로카본)를 예로 든다. 각 가스에 대해 미래 배출량을 5가지로 가정하였다. 즉, 배출량을 현재 수준에서 안정화, 배출량을 즉각적으로 10%, 30%, 50%, 100% 감소시키기는 경우다.

CO₂(그림 1a)는 수명이 잘 정의된 다른 미량가스들과는 완전히 다른 거동을 보인다. CO₂ 배출량을 현재 수준으로 안정화시키면 대기 CO₂는 21세기와 그 이후에도 계속 증가할 것이다. 반면에 백년 수준의 수명(그림 1b)이나 십년 수준의 수명(그림 1c)을



FAQ 10.3, 그림 1. (a) 대기 CO₂ 농도의 변화 시뮬레이션: 현재 수준으로 안정화(검은 선), 현재 수준보다 10% 낮은 농도에서 안정화(빨간선), 30% 낮게 안정화(녹색선), 50% 낮게 안정화(진한 파란선), 100% 낮게 안정화(연한 파란선). (b)는 (a)와 동일하되 미량가스의 수명을 120년으로 하고 자연적, 인위적 강제력 둘 다 사용한 시뮬레이션. (c): (a)와 동일하되 미량가스의 수명을 12년으로 하고 인위적 플럭스만을 사용한 시뮬레이션.

가진 가스는 배출량을 현재 수준으로 안정화시키면 각각 100~200년 내와 10~20년 내에 현재보다 높은 수준의 농도에서 안정화 될 것이다. 사실 CO₂는 CO₂ 배출을 완전히 근절하는 경우에만 대기 CO₂가 현재 수준의 농도에서 안정화될 수 있다. CO₂ 배출량을 중등도 감소시킨 다른 경우는 모두 기후계에서 탄소 사이클에 관련된 독특한 교환 과정 때문에 농도 증가를 보인다.

구체적으로, 현재 CO₂ 방출 속도는 제거속도를 대단히 초과하고 있으며, 이 느리고 불완전한 제거는 배출량을 약간~중등도 감소시켜도 CO₂ 농도가 안정화되지는 않고 단지 다음 몇 십 년 동안 증가율만 줄일 뿐이라는 의미를 함축한다. CO₂ 배출량의 10% 감소는 증가율을 10% 감소시키고, 30% 감소는 증가율을 30% 감소시킬 것으로 예상된다. 50% 감소는 대기 CO₂를 안정화시키기는 하겠으나 10년이 못되는 동안만 그럴 것이다. 그 후에는 잘 알려진 화학적, 생물학적 적응 때문에 토지와 해양에서의 제거량이 감소하므로 대기 CO₂가 다시 증가할 것으로 예상된다.

CO₂ 배출을 완전히 근절하면 대기 CO₂는 21세기에 서서히 약 40 ppm 감소될 것이다.

수명이 잘 정의된 다른 미량가스들의 상황은 이와 완전히 다르다. 1백년 수준의 수명을 가진 미량가스의 경우(예: N₂O), 현재 수준에 가까운 농도에서 안정화되려면 배출량을 50% 이상 줄여야 한다(그림 1b). 일정하게 방출하면 농도는 몇 세기 내에 안정화에 도달하게 된다.

단수명 가스의 현재 소실량은 배출량의 약 70%이다. 배출량을 30% 미만 감소시키면 농도는 단기적으로 여전히 증가할 것이다. 그러나 CO₂와는 달리 10~20년 내에 농도가 안정화 될 것이다(그림 1c). 그런 가스의 농도 안정화 수준을 낮추는 것은 배출량 감소와 직비례 한다. 따라서 이 경우에는 현재보다 상당히 낮은 수준의 농도에서 안정화시키려면 그 가스의 배출량을 30% 이상 감소시켜야 한다. 10년 수준의 수명을 가진 미량가스의 경우에는 배출을 완전히 중단하면 100년 못 되어서 산업화 이전 시대의 농도로 낮아질 것이다.

FAQ 11.1

전망된 기후변화는 지역마다 다른가?

기후는 지역마다 다르다. 이런 차이는 태양복사 입사량의 불균일한 분포, 대기와 해양 및 육지표면의 개별적 반응, 이것들 간의 상호작용, 지역의 물리적 특징 때문에 생긴다. 지구적 변화를 일으키는 대기 구성요소의 섭동이 이런 복잡한 상호작용의 일부 특징에 영향을 준다. 일부 인위적 기후영향인자(‘강제력’)은 지구 전체에 작용하지만 일부는 지역에 따라 다르게 작용한다. 예를 들어 온난화를 야기하는 CO₂는 어디서 방출되는지와 상관없이 지구 전체에 고르게 분포한다. 반면에 온난화를 약간 상쇄하는 황산염 에어러솔(작은 입자들)은 지역에 따라 분포가 다른 경향이 있다. 더욱이 강제력에 대한 반응은 부분적으로 피드백에 의해 좌우되는데 이 피드백은 강제력이 최고인 지역과 그렇지 않은 지역에서 서로 다르게 작용할 수 있다. 따라서 전망되는 기후변화 역시 지역에 따라 다를 것이다.

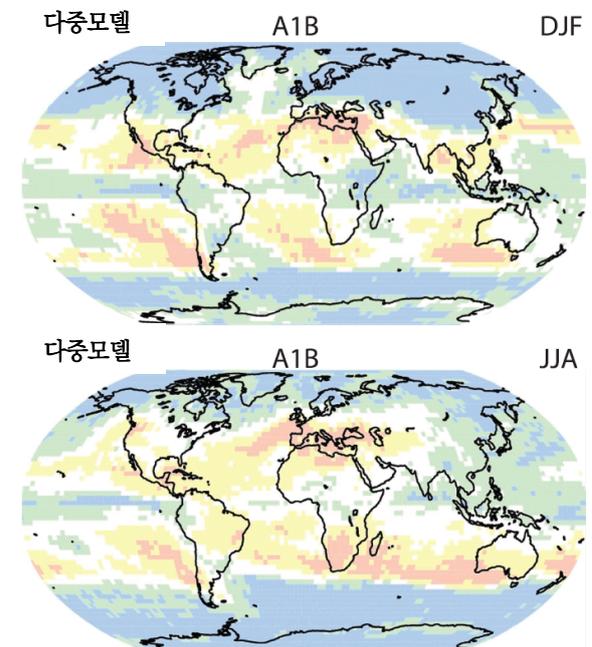
기후변화가 지역에 어떤 영향을 줄 것인가를 고려할 때 좋은 출발점은 위도이다. 온난화는 지구 전체에서 예상되지만 전망된 온난화의 양은 일반적으로 북반구에서 열대에서 극지로 갈수록 증가한다. 강수는 좀 더 복잡하지만 역시 위도 의존적 특징이 있다. 극지 근처의 위도에서는 강수가 증가할 것으로 전망되는 반면에 열대 근처 지역에서는 감소할 것으로 전망된다(그림 1 참고). 열대 강수량은 우기(예: 몬순)에 특히 열대 태평양에서 증가할 것으로 전망된다.

해양과 산맥에 관련된 지역도 중요한 인자이다. 일반적으로 대륙은 내륙이 해안보다 더 온난화될 것으로 전망된다. 강수반응은 대륙의 지형뿐 아니라 근처 산맥의 형상과 풍향에도 민감하다. 몬순, 아열대 저기압, 허리케인/태풍은 이러한 지역 특이적 특징에 따라 서로 다른 영향을 받는다.

지역기후를 이해하고 전망하는 데 있어서 가장 어

려운 측면은 대기 및 해양 순환의 변화와 그것들의 변동성 패턴에 관한 것이다. 여러 지역에 대해 정량적으로 비슷한 기후로 일반적 진술을 할 수 있는 경우도 있지만 거의 모든 지역이 어떤 면에서는 각각 특유하다. 사하라 사막의 남부 한계를 조절하는 것이 아열대 지중해를 둘러싼 해안유역인지, 멕시코 만류로부터 수분을 전달하는 북대서양 내륙의 극단적 기상인지, 식생 분포, 해수온도, 대기순환 간의 상호작용인지가 바로 그렇다.

지구적 인자와 지역적 인자의 올바른 균형에 대한 이해를 높여야 하는 일이 남아 있지만 이런 인자들에 대한 이해가 꾸준히 향상되고 있어 지역적 전망에 대한 확신이 높아지고 있다.



FAQ 11.1, 그림 1. 금세기 말까지의 강수량 전망. 파란색과 녹색 부분은 경험상 강수량이 증가할 것으로 전망된 지역이고, 노랑색과 분홍색은 강수량이 감소할 것으로 전망되는 지역이다. 상단의 지도는 12, 1, 2월에 대한 전망, 아래쪽 지도는 6,7,8월을 다룬 전망이다.

부속서 I

용어집

편집자: A.P.M. Baede (네덜란드)

주의: 이 용어집은 주요 저자들이 이 보고서의 정황에서 해석하도록 의도한 특정 용어들을 정의한 것이다.

붉은색 이탤릭체 단어는 이 용어집에 정의되어 있는 단어라는 표시다.

8200년 전 현상(8.2ka event): 마지막 포스트-빙하기 온난화 후, 약 8200년 전(kilo years ago)에 냉각(약 400년간 지속)을 동반해 일어난 급속한 **기후** 진동. *8.2 kyr event*라고도 한다.

돌발적 기후변화(Abrupt climate change): **기후계**의 **비선형성** 때문에 돌발적인 기후변화가 일어날 수 있다. **급속한 기후변화**, 돌발 현상 혹은 기습(surprise)이라고도 불린다. ‘돌발적(abrupt)’이라는 용어는 원인 강제력의 전형적인 시간범위보다 더 급속한 시간범위를 말한다. 그러나 모든 돌발적 기후변화에 외부 강제력이 필요하지는 않다. 가능한 돌발 현상으로 제기된 것들은 **열염순환**(thermohaline circulation)의 극적인 재편성, **영구동토**(permafrost)의 급속한 **해빙**(deglaciation)과 대량 해동, **탄소순환**의 급속한 변화로 이어지는 토양 **호흡**(respiration)의 증가 등이다. 비선형계의 급속히 변하는 강한 강제력으로 인한 완전히 예상 밖의 돌발현상도 있을 수 있다.

활성층(Active layer): **영구동토** 지역에서 해마다 해동과 동결을 겪는 지면층(Van Everdingen, 1998).

단열과정(Adiabatic process): 계에서 외부 열의 획득이나 손실이 전혀 일어나지 않는 과정.

이의 반대는 **열교환 과정** (*diabatic process*)이다.

적응 시간(Adjustment time): **수명**, **반응시간** 참고.

이류(Advection): 물이나 공기 같은 유체가 운동에 의해 특성(예: 온도, 화학적 추적자)과 함께 수송되는

것. 이류와 **대류**(convection)를 일반적으로 구분해보면, 이류는 **대기**나 해양이 주로 수평 방향으로 대규모로 움직이는 것을 말하고, 대류는 주로 국소적으로 유도된 수직방향의 움직임을 말한다.

에어러솔(Aerosols): 공기 중 고체 혹은 액체 입자들의 집합. 전형적인 크기는 0.01~10 μm이고, 최소 몇 시간 동안 **대기**에 잔류한다. **에어러솔**은 자연적으로 발생하거나 **인위적**으로 발생할 수 있다. 에어러솔은 몇 가지 방식으로 **기후**에 영향을 줄 수 있는데, 복사를 산란시키거나 흡수함으로써 직접적으로 영향 주거나, 간접적으로는 **구름 응결핵**으로 작용함으로써 또는 구름의 광학특성 및 수명을 변경시킴으로써 영향을 준다(**에어러솔의 간접 효과** 참고).

조림(Afforestation): 역사적으로 산림이 없었던 곳에 새로이 산림을 조성하는 것. **산림**(forest)과 조림(afforestation), **재조림**(reforestation), **삼림벌채**(deforestation) 등 관련 용어에 관해서는 <IPCC 특별보고서: **토지사용**, 토지사용 변화 및 산림(IPCC Special Report on Land Use, Land-Use Change and Forestry)> (IPCC, 2000)을 참고한다. 또한 <Report on Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types(인간에 의한 직접적인 산림붕괴 및 식생 붕괴로 인한 인벤토리 배출량의 정의와 방법론적 옵션에 관한 보고서)> (IPCC, 2003)를 참고한다.

기단(Air mass): 특성이 대략 균일하고, 널리 퍼져 있는 공기 덩어리. 기단의 특성은 그 공기가 (1) 지표의

특정 **지역(region)**에 위치한 동안 정해지고, (2) 발생 지역으로부터 이동하면서 변경된다(AMS, 2000).

알베도(Albedo): 표면이나 물체에 반사된 **태양복사(solar radiation)** 비율이며, %로 표현한다. 눈에 덮인 표면은 알베도가 높고, 토양의 표면 알베도는 높은 것부터 낮은 것까지 다양하다. 식생으로 덮인 표면과 해양은 알베도가 낮다. 지구의 알베도는 다양한 운량, 눈, 얼음, 활엽 지역, 토지피복에 일어난 변화에 따라 달라진다.

알베도 피드백(Albedo feedback): 지구의 **알베도** 변화가 관련 있는 **기후 피드백(climate feedback)**. 보통은 **빙권(cryosphere)**의 변화를 말한다. 빙권의 알베도는 지구 알베도 평균(~0.3)보다 훨씬 크다(~0.8). 온난화 되는 기후에서는 빙권이 축소될 것으로 예상되므로, 지구의 전반적 알베도는 감소하고 **태양복사**는 더 많이 흡수되어 지구가 더욱 온난화될 것이다.

알칼리도(Alkalinity): 용액이 산을 중화시키는 능력의 척도

고도측정(측고)(Altimetry): 정해진 육지 기준틀 내에서 지구 중심에 대한 바다, 호수, 강, 토지, 얼음표면의 높이를 측정하는 기법. 관례상 이 높이는 지구의 타원모양과 비슷한 **기준 타원체(reference ellipsoid)**에 관한 높이이다. 현재는 레이더나 레이저를 사용해 cm 수준의 정밀도로 우주에서 측정할 수 있다. 측고법의 장점은 조위계(**tide gauge**)처럼 **지각**과의 높이를 측정하는 것이 아니라 지구중심으로부터의 높이를 측정하고 거의 지구 전체를 범위로 삼을 수 있다는 점이다.

극진동(Annular modes): 구역평균 중위도 편서풍의 변화에 해당하는 **대기순환**의 우선적 변화패턴. **북반구 극진동(Northern Annular Mode)**은 북대서양 편향이 있고, **북대서양 진동(North Atlantic Oscillation)**과 높은 상관관계가 있다. **남반구 극진동(Southern Annular Mode)**은 남반구에서 일어난다. 중위도 편서풍의 변동성 역시 **동서류(zonal flow)**(또는 **바람**) 동요인 것으로 알려졌고, **동서 지수(zonal index)**가 정

의되어 있다. 해당 순환지수에 관해서는 박스 3.4를 참고.

인위적(Anthropogenic): 인간으로 인해 발생하거나 인간에 의해 만들어진.

북대서양 수십 년 진동(Atlantic Multi-decadal Oscillation; AMO): 북대서양에서 발생하는 수십 년 주기(65~75년)의 진동. **해수 온도**는 대략 1860~1880년 기간과 1930~1960년에는 온난 단계를 보였고, 1905~1925년과 1970~1990년 기간에는 0.4℃ 수준의 범위에서 한랭 단계를 보였다.

대기(Atmosphere): 지구를 둘러싸고 있는 기체. 건조 공기는 질소(78.1% volume mixing ratio)와 산소(20.9% volume mixing ratio)가 대부분을 차지하고, 나머지는 다수의 미량 가스들, 이를테면 아르곤(0.93% volume mixing ratio), 헬륨, 복사활성이 있는 CO₂(0.03% volume mixing ratio)와 오존 등의 온실가스가 차지한다. 실제 **대기**는 온실가스인 수증기를 포함하고 있다. 수증기량은 매우 가변적이지만 일반적으로 대략 1% volume mixing ratio가 함유되어 있다. **대기**에는 구름과 **에어로솔**도 포함되어 있다.

대기 경계층(Atmospheric boundary layer): 지표와 접하여 지표와의 마찰, 열과 기타 변수들의 수송을 통해 지표에 영향을 주는 **대기층**(AMS, 2000). **대기 경계층**의 하위 10 m 부근에서는 기계적인 난류 발생이 지배적으로 일어나는데 이 부분을 소위 **지표경계층(surface boundary layer)** 또는 **지표층(surface layer)**이라고 부른다.

대기 내 수명(Atmospheric lifetime): **수명** 참고.

원인규명(Attribution): **탐지와 원인규명** 참고.

자가영양 호흡(Autotrophic respiration): **광합성** 식물에 의한 **호흡**.

베이즈 방법(Bayesian method): 통계분석 방법의 한 가지. 미지의 불확실한 수량에 대한 통계 분석을 두 단계로 수행한다. 1단계로, 기존 지식에 기초하여 1차 확률분포를 구성한다(전문가 견해를 도출하거나 기존 데이터 및 연구결과를 사용하여). 이 1단계에서는, 주관성 요소가 선택에 영향을 줄 수도 있으나 분석의 최종 결과에 영향을 주지 않기 위해 가급적 중용적으로 이전의 확률분포를 선택하는 경우가 많다. 2단계에서는, 새로이 획득한 데이터를 베이즈 정리를 사용해 대입하여 이전의 확률분포를 후차적 경험적 확률분포로 업데이트 한다. 베이즈 정리는 이것을 정리한 영국 수학자 베이즈(Bayes, 1702~1761)의 이름을 본 딴 정리이다.

바이오매스(Biomass): 어느 지역 혹은 부피에 있는 생물체의 총량. 죽은 식물도 죽은 **바이오매스**로서 포함될 수 있다.

생물 군계(Biome): **생물권**에서 **산림**, 강, 연못, 늪 등 몇몇 **생태계**로 이뤄진 지역. 전형적인 동식물 집단이 있는 것이 특징이다.

생물권(Biosphere) (육지 생물권과 해양 생물권): **대기**, 육지(**육지 생물권**), 바다(**해양 생물권**)의 모든 **생태계**와 생물체로 이루어진 지구계. 이에는 유기 쓰레기, 토양 유기질, 바다의 유기분해물 같이 유기체의 시체에서 비롯된 물질도 포함된다.

검댕(Black carbon; BC): 빛 흡수특성, 화학 반응성, 열 안정성에 기초하여 편이상 **에어로솔**의 하나로 정의된다. **그을음(soot)**, **숯(charcoal)**, 빛을 흡수하는 난분해성 유기물질로 이뤄져 있다(Charlson and Heintzenberg, 1995, p. 401).

저지 고기압(Blocking anticyclone): 중위도~고위도에서 거의 정체 상태로 1주일 이상 머물면서 고기압과 저기압의 정상적 동쪽방향 진행을 저지하는 고기압.

보원 비(Bowen ratio): 지구의 지표로부터 **대기**로 유입되는 **현열 플럭스(sensible heat flux)** 대 **잠열 플럭스(latent heat flux)**의 비. 보원비는 바다와 같은 젖은

표면에서는 낮고(0.1 수준), 사막이나 **가뭄** 지역에서는 2보다 크다.

가스 함량(Burden): **대기**에서 관심 대상 가스상 물질의 총량.

¹³C: 탄소의 안정동위원소. 원자량은 대략 13이다. CO₂ 분자량의 ¹³C/¹²C비를 사용해서 **탄소순환**의 중요도, **기후** 과정, 육지 탄소 저장고의 크기를 추론한다.

¹⁴C: 탄소의 불안정동위원소. 원자량은 대략 14, 수명은 약 5,700년이다. ¹⁴C는 과거 40,000년까지의 연대 추정에 사용된다. 태양과 지구의 자기장은 이것의 시간 변동에 영향을 준다. 즉, 우주선(cosmic ray)으로부터 ¹⁴C가 만들어지는 데 영향을 준다(**우주 기원 동위원소** 참고).

C3 식물(C3 plants): **광합성** 하면서 C3 화합물을 생성하는 식물. 대부분의 나무와 농작물(벼, 밀, 콩, 감자, 채소)이 **C3 식물**에 속한다.

C4 식물(C4 plants): **광합성**하면서 C4 화합물을 생성하는 식물. 잔디, 농업에 중요한 목초, 사탕수수, 기장, 수수를 포함해 주로 열대지역이 원산지인 식물들이 이에 포함된다.

탄소성 에어러솔(Carbonaceous aerosol): 주로 유기 물질과 다양한 형태의 **검댕(black carbon)**으로 이뤄진 **에어로솔**(Charlson and Heintzenberg, 1995, p. 401).

탄소순환(Carbon cycle): **대기**, 바다, 육지 **생물권** 및 **지각(lithosphere)**을 통한 탄소(예: CO₂) 흐름.

이산화탄소(CO₂): 자연적으로도 발생하고, 석유, 가스, 석탄 같은 화석탄소 퇴적물로 만들어진 화석연료를 연소할 때 부산물로 생성되기도 한다. **바이오매스**를 연소할 때도 부산물로 생성되고, **토지사용** 변화 및 그 밖의 산업 공정으로부터도 부산물로 생성된다. 이산화탄소는 지구의 복사 균형에 영향을 주는 **인위적 온실가스** 중 주도적인 가스이다. 이산화탄소는 다른 온실가스를 측정하는 데 기준이 된다. 즉, 이산화

탄소의 **지구온난화 지수(Global Warming Potential)**는 1이다.

이산화탄소 시비효과(CO₂ fertilization effect): 대기의 CO₂ 농도가 증가한 결과로 식물성장이 증대되는 효과. 식물의 **광합성** 메커니즘에 따라 일부 식물은 **대기** CO₂ 농도의 변화에 다른 식물보다 더 민감하게 반응한다. 특히 **C3 식물**은 일반적으로 **C4 식물**보다 CO₂에 더 큰 반응을 보인다.

CFC: **할로카본(Halocarbons; 할로겐화 탄소)** 참고.

카오스(Chaos): **기후계**처럼 비선형적 결정 등식에 좌우되는(**비선형성** 참고) 동적인 계(dynamical system)는 계의 초기상태에 적시의 아주 작은 변화만 생겨도 시간 경과에 따른 발달이 예측 불가능하게 크게 변할 수 있다는 점에서 변덕스럽거나 카오스 거동을 보일 수 있다. 그런 카오스 거동은 비선형 동적 체계의 예측가능성에 제약이 된다.

숯(Charcoal): **바이오매스**가 불에 까맣게 타서 된 물질. 보통은 식물조직 특유의 현미경 수준의 조직을 갖는다. 화학적으로는 주로 교란된 흑연구조의 탄소로 이뤄져 있고, 그 보다 양은 적지만 산소와 수소도 포함되어 있다(Charlson and Heintzenberg, 1995, p. 402). **검댕, 숯** 참고.

연표(Chronology): 사건을 발생 순서에 따라 배열한 것.

클라스레이트(Clatrate) (메탄): 메탄가스와 얼음이 부분적으로 살짝 얼어있는 혼합물. 퇴적물에서 발견된다.

기후(Climate): 좁은 의미로는 평균 기상, 좀 더 엄밀히 말하면 관련된 양을 수개월에서 수천 년 혹은 수백만 년 동안의 평균과 변동성 측면에서 통계적으로 설명한 것을 말한다. 세계기상기구(WMO)가 정한 평균 산출기간은 30년이다. 관련된 양은 출현빈도가 가장 높은 지표변수, 이를테면 온도, 강수, 바람 등이다. 넓은 의미의 기후는 통계적 설명을 포함해 **기후계**의 상태를 말한다. 이 보고서에서는 20년 등 다양

한 기간의 평균이 사용되었다.

기후변화(Climate change): 기후의 상태변화가 기후 특성의 평균이나 변동성의 변화를 통해 확인되고(예: 통계 시험을 사용해서) 그 변화가 일반적으로 10년 이상 지속되는 것을 말한다. 기후변화는 자연적 내부 과정, 즉 **외부 강제력** 때문이거나 **대기** 조성 또는 **토지 사용**의 지속적인 **인위적** 변화 때문일 수 있다. **UN기후변화협약**(Framework Convention on Climate Change)(UNFCCC) 제1조는 기후변화를 “**대기** 조성을 변경시키는 인간 활동에 직간접적인 원인이 있고 그에 더해 상당한 기간 동안 관측된 자연적 기후 변동에도 원인이 있는 기후변화”로 정의한다. 다시 말해 UNFCCC는 대기 조성을 변경시키는 인간 활동으로 인한 기후변화와 자연적 원인 때문일 수 있는 기후 변동성을 구분한다. **기후 변동성; 탐지와 원인규명** 참고.

기후변화 연관(Climate change commitment): **대기** 조성이 현재 수준으로 일정하게 유지된다 해도 해양의 열 관성과 **생물권, 빙권**, 육지표면에서 일어나는 느린 과정으로 인해 **기후**는 계속해서 변할 것이다. 대기 조성의 과거 변화는 위탁된 기후변화를 일으키는데 이것은 복사 불균형이 계속되는 한 **기후계**의 모든 구성요소가 새로운 상태에 적응될 때까지 계속된다. 대기 조성이 일정하게 유지된 후의 추가적 기온 변화를 **일정 조성 기온 연관(constant composition temperature commitment)** 혹은 간단히 **연관된 온난화(committed warming)** 혹은 **온난화 연관(warming commitment)**이라고 부른다. 연관 기후변화에는 수문 순환의 변화, **극단적 기상현상(extreme weather)**과 기후현상의 변화, **해수면 변화** 등도 포함된다.

기후 피드백(Climate feedback): 최초 과정의 결과가 2차 과정에 변화를 일으키고 그것이 다시 초기 과정에 영향을 주는 식의 **기후계** 과정들 간 상호작용 메커니즘. 양성 피드백은 애초의 과정을 강화하고 음성 피드백은 약화시킨다.

기후 피드백 모수(Climate Feedback Parameter): **복사강제력**(단위: W m⁻² °C)으로 인한 **전지구적 지표온**

도의 변화에 대한 **기후계**의 복사반응을 정량하는 방식의 하나. 유효 **기후민감도**와 반비례 한다. 공식적으로 기후 피드백 모수(A)는 $A = (\Delta Q - \Delta F) / \Delta T$ 로 정의된다. Q는 지구평균 복사강제력, T는 지구평균 기온, F는 바다에 들어가는 열 플럭스, Δ 는 섭동되지 않은 **기후**에 관련한 변화를 의미한다.

기후 모델(스펙트럼 혹은 계통)(climate model): **기후계** 구성요소들의 물리적, 화학적, 생물학적 특성, 구성요소 간 상호작용 과정, **피드백** 과정을 토대로 이미 알려진 특성의 전부나 일부를 고려하여 기후계를 수치로 표시한 것. 기후계는 복잡성을 달리한 모델을 통해 표현될 수 있다. 즉, 하나의 구성요소나 복합적인 여러 구성요소에 대해, 공간 치수, 물리적, 화학적, 생물학적 과정이 명확히 표현될 수 있는 정도, 경험적 **모수화(parameterization)**가 관련되는 수준을 달리하는 다양한 모델 스펙트럼 혹은 계통을 사용할 수 있다. 대기-해양 대순환 모델(AOGCMs)은 현재의 스펙트럼 내에서 최대한 반영할 수 있는 기후계를 표현한다. 화학과 생물학을 대화형으로 모델링하는 것을 포함해 좀 더 복잡한 모델 쪽으로 진화하는 중이다(8장 참고). 기후모델은 기후를 연구하고 모사하기 위한 연구도구로서 사용되고, 월, 계절 및 연내 기후 예측을 비롯해 운영 목적에 사용된다.

기후 예측(Climates prediction): 기후 예측 혹은 **기후 예보**는 계절, 연내, 장기간 등 향후에 기후가 실제로 어떻게 발달할지 추정할 결과물이다. **기후계**의 미래 발달은 초기 조건에 매우 민감할 수 있으므로 그런 예측은 보통 확률적 성격을 갖는다. **기후 전망, 기후 시나리오, 예측가능성**을 참고.

기후 전망(Climates projection): 온실가스와 **에어로솔**의 배출 혹은 농도 시나리오나 **복사강제력** 시나리오에 대해 **기후계**의 반응을 전망한 것. 보통은 기후모델을 통한 시뮬레이션에 기초한다. **기후전망**은 기후 예측과는 다르다. 기후전망은 사용된 배출/농도/**복사강제력** 시나리오에 기초한다. 이 시나리오들은 미래의 사회경제적, 기술적 발달에 관한 가정들에 기초하는데 이 가정들은 미래에 실현될 수도 실현되지 않을 수도 있으므로 상당히 높은 불확실성이 적용된다.

기후 반응(Climates response): **기후 민감도** 참고.

기후 시나리오(Climates scenario): 내부적으로 모순 없는 기후학적 관계에 기초해서 미래의 **기후**를 타당하고 간단하게 표현한 것. **인위적 기후변화**의 잠재적 결과를 연구하기 위해 구성되고, 종종 영향 모델(impact model)의 입력 자료로 사용된다. 기후전망은 기후 시나리오를 구성할 때 원시 자료로 사용되기도 한다. 그러나 기후 시나리오는 관측된 현재 기후 같은 추가 정보를 필요로 하는 경우가 많다. 기후변화 시나리오는 기후 시나리오와 현재 기후의 차이이다.

기후 민감도(Climates sensitivity): IPCC 보고서에서 말하는 평형 기후 민감도(equilibrium climate sensitivity)는 **대기의 CO₂ 상당 농도(equivalent carbon dioxide concentration)**가 2배가 된 후의 평형상태에서 **지구 표면온도**의 연평균 변화를 말한다. 컴퓨터 연산의 한계 때문에 **기후모델**에서 평형 **기후민감도**는 보통은 혼합층 해수모델과 결합시킨 대기 대순환모델을 실행하여 추정한다. 평형 기후 민감도는 대체로 대기 과정에 의해 결정되기 때문이다. 효율적인 모델은 동적인 바다와 평형을 이룰 때까지 실행될 수 있다.

유효 기후민감도(effective climate sensitivity)는 평형 요건에 관련된 척도이다. 이것을 평가해서 비평형 조건을 전개시킨다. 이것은 특정 시점의 **기후피드백** 세기의 척도이며, 강제력 이력(history)과 **기후** 상태에 따라 달라질 수 있다. 기후민감도 모수(단위: $^{\circ}\text{C}(\text{W m}^{-2})^{-1}$)는 **복사강제력**이 1단위 변한 후 **연평균 지표온도**의 평형 변화를 말한다.

점진적 기후반응(transient climate response)은 대기 CO₂ 농도가 2배가 되는 시점, 즉 전지구적 결합 기후모델을 사용한 화합물 CO₂ 1%/yr 증가 실험에서 70년이 되는 해를 중심으로 20년 동안을 평균한 지구 지표온도의 변화이다. 이것은 **온실가스** 강제력에 대한 지표온도 반응의 세기 및 신속성의 척도이다.

기후 전이 혹은 기후형태 전이(Climates shift or climate regime shift): 평균값이 갑자기 변하거나 풀쩍 뛰어올라 **기후형태**의 변화를 신호하는 것. **엘니뇨-남방진동**의 거동 변화에 대응한 것으로 보이는

1976/1977년 기후전이에 관련해서 사용되는 용어다.

기후계(Climatic system): 기후계는 5가지 주요소, 즉 대기, 수권(hydrosphere), 빙권(cryosphere), 육지표면(land surface), 생물권(biosphere), 그리고 이들의 상호작용으로 이루어진 매우 복잡한 시스템이다. 기후계는 자체의 본질적 동력학의 영향 아래 화산분출, 태양 변동 같은 외부 강제력과 대기의 조성변화, 토지사용 변화 같은 인위적 강제력으로 인해 시간이 지나면서 서서히 전개된다.

기후 변동성(Climatic variability): 개별 기상현상을 넘어 모든 시공간 범위의 기후에서 평균 상태와 통계수치(표준편차, 극단적 현상 발생횟수 등)가 변동하는 것. 변동성은 기후계 내의 자연적인 내부 과정(내부 변동성) 때문일 수도 있고, 자연적 혹은 인위적 외부 강제력(외부 변동성) 때문일 수도 있다. 기후 변화를 참고.

구름 응결핵(Cloud condensation nuclei ; CCN): 물의 응결이 일어날 최초 지점이 되는 공중 입자. 이것으로부터 구름 액적이 형성된다. 에어리솔 참고.

구름 피드백(Cloud feedback): 대기의 변화에 반응하여 구름 특성이 변화되는 기후 피드백. 구름 피드백을 이해하고 구름 피드백의 크기와 부호를 결정하기 위해서는 기후의 변화가 구름 종류, 구름 조각, 구름 높이, 구름의 복사특성에 미치는 영향, 그리고 이런 변화가 지구의 복사수지에 미치는 영향에 대한 추정을 이해하는 것이 필요하다. 현재로서는 구름 피드백이 기후민감도 추정에서 가장 큰 불확실성으로 남아 있다. 구름의 복사강제력, 복사강제력 참고.

구름의 복사강제력(Cloud radiative forcing): 모든 하늘 상태의 지구 복사수지와 맑은 하늘의 지구 복사수지 사이의 차이를 말한다(단위: $W m^{-2}$).

CO₂ 상당(CO₂-equivalent): CO₂ 상당을 참고

신뢰성(Confidence): 이 보고서에서는 결과가 옳다는 것의 신뢰수준을 박스 1.1에 정의된 표준 용어를 사용

해서 표현한다. 가능성, 불확실성을 참고.

대류(Convection): 정적 불안정(static instability)에서 생기는 부력에 의한 수직 운동. 보통은 표면 근처의 냉각이나 바다의 경우 염도 증가, 대기의 경우 표면 근처 온난화로 인해 일어난다. 대순환에서 수직 스케일과 수평 스케일이 큰 대비를 보이는 것과는 반대로 대류가 일어나는 곳에서는 수평 스케일과 수직 스케일이 대략 같다. 보통은 순 수직 질량수송이 상승과 하강 교환보다 훨씬 작다.

우주 기원 동위원소(Cosmogenic isotopes): 고에너지 우주선이 현장의 원자핵과 충돌할 때 생성되는 희귀 동위원소. 종종 태양 자기활동(우주선을 차단할 수 있음)의 지시자나 대기 수송의 추적자로서 사용된다. 우주 기원 핵종(cosmogenic nuclide)이라고도 한다.

빙권(Cryosphere): 지표와 바다의 위아래가 온통 눈, 얼음, 동토(영구동토 포함)로만 구성된 기후계 요소. 빙하, 빙상 참고.

단스가드-오슈가 이벤트(Dansgaard-Oeschger events): 돌발적 온난화 후에 점진적 냉각이 일어났던 현상. 이 돌발적 온난화와 점진적 냉각은 주로 그린란드 빙핵과 북대서양 근처의 고기후 기록에서 발견된다. 다른 지역에서는 빙하기에 1,500~7,000년 간격으로 좀 더 완만한 온난화에 이은 점진적 냉각이 발견되기도 했다.

삼림벌채(Deforestation): 삼림이 무삼림으로 전환된 것. 삼림과 조림, 재조림, 삼림벌채 등 관련 용어에 관해서는 <토지사용, 토지사용 변화 및 삼림에 관한 IPCC 특별보고서(IPCC Special Report on Land Use, Land-Use Change and Forestry)> (IPCC, 2000)를 참고한다. 또한 <직접적으로 인간에 의한 삼림 붕괴 및 식생퇴화로 인한 인벤토리 배출의 정의 및 방법론적 옵션(Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types)>(IPCC, 2003)에 관한 보고서도 참고한다.

사막화(Desertification): 건조, 반건조 및 건조한 저습

지역에서 기후변동과 인간활동을 비롯한 여러 인자로 인해 토지가 황폐화된 것. UNCCD(United Nations Convention to Combat Desertification: 사막화 방지 UN협약)가 정의한 토지 황폐화는 건조, 반건조 및 건조한 저습 지역에서 생물학적 혹은 경제적 생산성과 천수답 경작지, 관개수 경작지, 방목지, 목초지, **삼림**, 숲의 복잡성이 감소되거나 소실되는 것으로서, **토지 사용**으로 인해 또는 인간 활동 및 서식지 패턴에서 기인한 과정들을 비롯해 하나 또는 복합적 과정으로 인해 (i) 바람이나 물에 의해 야기된 토양 침식, (ii) 토양의 물리적, 화학적, 생물학적 혹은 경제적 퇴화, (iii) 자연 식생의 장기적 소실이 일어난 것을 말한다.

탐지와 원인규명(Detection and attribution): **기후**는 모든 시간 범위에서 계속 변한다. **기후변화** 탐지는 기후가 통계적 의미에서 변했다는 것을 그 변화의 근거를 제시하지는 않은 채 증명하는 과정이다. 기후변화의 원인규명은 탐지된 그 변화의 가장 가능성 있는 원인을 정해진 일정한 **신뢰** 수준에서 확립하는 과정이다.

규조류(Diatoms): 실트 크기의 조류. 호수, 강, 바다의 표층수에서 성장하고 오팔(opal)의 껍질을 형성한다. 대양 바닥에서 이것들의 분포는 과거의 **해수 온도**와 관련 있는 경우가 많다.

일교차(Diurnal temperature range): 24시간 동안 최고 기온과 최저 기온의 차.

돕슨 단위(Dobson unit; DU): 지표 위 연직칼럼의 오존 전량을 측정하는 단위(**오존 전량**). DU 수치는 오존 칼럼을 0℃, 1기압에서 균일한 밀도층으로 압축했을 때의 두께를 10⁻⁵ m 단위로 표현한 것이다. 1 DU는 오존 칼럼 1 m² 당 2.69x10²⁰개의 오존 분자가 들어있는 것이다. 지구 대기 연직칼럼의 오존량은 매우 가변적이지만 일반적으로 300 DU이다.

규모축소(Downscaling): 큰 스케일의 모델이나 데이터분석으로부터 국지적 내지 지역적 스케일(10~100 km)의 정보를 도출하는 방법. 크게 **동적 규모축소**

(*dynamical downscaling*)와 **경험적/통계적 규모축소**(*empirical/statistical downscaling*)로 구분된다. 동적 규모축소는 지역 기후모델, 가변적 공간 해상도를 갖는 지구 모델, 고해상도 지구 모델의 결과를 사용한다. 경험적/통계적 규모축소에서는 대규모 대기 변수와 국지적/지역적 기후변수를 관련시키는 통계적 관계를 개발한다. 어느 경우이든 규모축소된 결과물의 품질은 원래 모델의 품질에 의해 좌우된다.

가뭄(Drought): 일반적 의미의 가뭄은 ‘장기간 동안 강수가 없거나 두드러지게 부족한 것’, ‘강수 부족으로 끝내 일부 활동이나 집단에게 물 부족이 일어나는 것’, 또는 ‘강수가 없어 수문학적으로 심각한 불균형이 야기될 만큼 오랫동안 비정상적으로 건조한 기상이 지속된 기간’이다(Heim, 2002). 가뭄은 수많은 방식으로 정의되었다. 농사 가뭄(Agricultural drought)은 농작물에 영향을 주는 표층토양 1 m 정도의 깊이(뿌리 지역)에 수분이 부족한 것이고, 기상 가뭄(meteorological drought)은 주로 강수가 장기간 부족한 것이며, **수리적 가뭄(hydrologic drought)**은 하천, 호수, 지표수의 수위가 정상보다 낮은 것과 관련 있다. **대가뭄(megadrought)**은 오래 지속되는 대대적인 가뭄을 말하는데 보통 10년 이상으로 평소보다 훨씬 길게 지속된다. 더 자세한 내용은 박스 3.1을 참고한다.

역학계(Dynamical system): 시간의 흐름에 따른 발달이 결정론적 물리법칙의 지배를 받는 계. **기후계**는 역학적인 계이다. **돌발적 기후변화, 카오스, 비선형성, 예측가능성**을 참고.

생태계(Ecosystem): 생물체들이 상호간에 그리고 물리적 환경과 상호작용하는 계. 생태계라고 부를 수 있는 것의 경계는 관심 혹은 연구 대상에 따라 다소 임의적이다. 따라서 생태계의 범위에는 공간적으로 매우 작은 범위부터 궁극적으로 지구 전체까지 포함될 수 있다.

효능(Efficacy): **이산화탄소**의 상당 **복사강제력**에 비해 **인위적** 혹은 자연적 메커니즘에서 비롯된 **복사강제력**이 평형 **지구 표면온도**를 변화시키는 데 얼마나 효과적인가를 나타내는 척도. 정의에 의해 CO₂ 증가

의 효능은 1.0이다.

에크만 펌핑(Ekman pumping): 두 유체(대기와 바다)가 접하는 면이나 유체와 인접 고체표면(지표)이 접하는 면의 마찰 응력은 순환을 일으킨다. 결과적인 질량 수송이 수렴하는 경우, 질량 보존을 위해 접면으로부터 수직흐름이 필요하다. 이것을 에크만 펌핑이라고 부른다. 이 반대는 발산(divergence)이며 *에크만 흡인(Ekman suction)*이라고 한다. 이 효과는 대기와 바다 모두에서 중요하다.

에크만 수송(Ekman transport): 콜리올리 힘과 바람이 해수면에 일으키는 마찰응력 간에 균형이 이루어져 생기는 총 수송량. *에크만 펌핑*을 참고.

엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation; ENSO): 엘니뇨란 단어는 처음에 에콰도르와 페루 해안을 따라 주기적으로 흐르면서 그 지역의 어업에 피해를 주던 난류를 설명하기 위해 사용되었다. 그 후, 날짜 변경선의 열대 태평양 동부 전 유역이 온난화되면서 확인되었다. 이 해양 현상은 남방 진동이라 불리는 지구적 규모의 열대 및 아열대 해면기압 패턴과 관련 있다. *대기-해양*에 결합된 이 현상은 2년에서 약 7년에 걸쳐 일어나고, 총칭해서 엘니뇨-남방진동이라고 부른다. ENSO는 다윈(Darwin)과 타히티(Tahiti) 간의 해면기압 이상(surface pressure anomaly)의 차이와 중부 및 적도 태평양 상의 *해수 온도*를 통해 측정한다. ENSO가 발생하면 주된 무역풍이 심하게 약화되어 해수의 용승이 감소되고 해류가 변경되어 해수 온도가 따뜻해지는데 이것이 더욱 무역풍을 약화시킨다. 이 현상은 열대 태평양의 바람, 해수 온도, 강수 패턴에 큰 영향을 준다. ENSO는 지구적 *원격상관(teleconnection)*을 통해 태평양 전 *지역*과 세계의 여러 지역의 기후에 영향을 준다. ENSO의 한랭 단계를 *라니냐(La Niña)*라고 부른다.

배출 시나리오(Emission scenario): 추진력(인구통계 및 사회경제적 발달과 기술 변화 같은)과 그것들의 주요 관계에 대한 일관되고 내부적으로 모순 없는 일단의 가정에 기초해서, 잠재적으로 복사 활성이 있는 물질들(예: *온실가스, 에어로솔*)의 배출량의 미래 발

달을 표현한 것. *농도 시나리오(Concentration scenario)*는 배출 시나리오에서 유도된 것으로, *기후 전망*을 산출하기 위해 *기후모델*의 입력자료로서 사용된다. IPCC(1992)에서 제시한 배출 시나리오는 IPCC 기후 전망(1996)의 기초자료로서 사용되었다. 이 배출 시나리오들을 흔히 IS92 시나리오라고 부른다. <배출 시나리오에 관한 IPCC 특별 보고서(IPCC Special Report on Emission Scenarios)>(Nakicenovic와 Swart, 2000)에서는, 소위 SRES 시나리오라고 하는 새로운 시나리오가 발표되었는데 그 중 일부는 IPCC(2001)의 9장과 11장, 그리고 이 보고서의 10장과 11장에 제시된 기후전망에 기초자료로서 사용되었다. 이 시나리오들에 관련된 용어는 *SRES 시나리오*를 참고한다.

에너지 균형(Energy balance): 들어오는 총 에너지와 나가는 총 에너지의 차이. 이 균형이 양(+)이면 온난화가 일어나고, 음(-)이면 냉각이 일어난다. 지구 전체를 장기간에 걸쳐 평균하면 이 균형은 0이어야 한다. *기후계*의 에너지는 사실상 전부가 태양으로부터 오기 때문에, 에너지 균형이 0이라는 것은 지구 전체 평균 일사량이 반사되어 나가는 태양복사와 *기후계*에 의해 배출되어 나가는 열적외선 복사의 합과 같아야 한다는 의미가 된다. *인위적*이든 *자연적*이든 이 지구복사 균형이 섭동(perturbation)하는 것을 *복사강제력*이라고 부른다.

앙상블(Ensemble): *기후 전망*에 사용되는 병렬 모델 시뮬레이션 집단. 앙상블 모델들의 결과의 차이(variation)를 통해 *불확실성*을 추정할 수 있다. 같은 모델을 사용하지만 초기조건을 달리 준 앙상블은 내부 *기후변동성*에 관련된 불확실성만을 특성화하는 반면에, 몇몇 모델의 시뮬레이션을 포함하는 다중모델 앙상블은 모델의 차이에서 오는 영향도 포함한다. 섭동된 모수 앙상블은 모델 모수를 체계적인 방식으로 변화시켜서 일반적인 다중모델 앙상블보다 더 객관적인 모델링 불확실성의 추정치를 생산한다.

평형 기후 실험과 과도 기후실험(Equilibrium and transient climate experiment): *평형 기후 실험*은 *기후모델*을 *복사강제력*의 변화에 완전히 적응시키는 실험

이다. 이 실험은 모델의 초기상태와 최종상태의 차이에 대한 정보는 제공하지만 시간에 따른 반응 정보는 제공하지 못한다. 만약 강제력이 정해진 배출 시나리오에 따라 점진적으로 전개되게 하면 기후모델의 시간 종속적 반응을 분석할 수 있다. 이런 실험을 **과도 기후실험**이라고 부른다. **기후전망**을 참고.

평형선(Equilibrium line): 빙하에서 얼음질량의 순 연간손실(침식 지역)이 있는 지역과 순 연간증가(축적 지역)가 있는 지역 간의 경계. 이 경계의 고도를 **평형선 고도(equilibrium line altitude)**라고 부른다.

CO₂ 상당 농도(Equivalent carbon dioxide concentration): 이산화탄소와 다른 온실가스의 혼합물이 야기할 것과 동일한 양의 **복사강제력**을 야기할 CO₂ 농도.

CO₂ 상당 배출량(Equivalent carbon dioxide emission): 일정 기간 동안, 잘 혼합된 온실가스 혹은 잘 혼합된 온실가스 혼합물의 배출량이 야기할 것과 동일한 양의 종합 **복사강제력**을 야기할 CO₂ 배출량. CO₂ 상당 배출량은 잘 혼합된 온실가스의 일정 시간 동안의 배출량에 그것의 **지구온난화 지수**를 곱하여 산출한다. 온실가스 혼합물의 경우에는 각 가스의 CO₂ 상당 배출량을 모두 더해서 구한다. CO₂ 상당 배출량은 각 온실가스의 배출량을 비교하는 데 유용한 표준 **도량형**이지만 해당 **기후변화** 반응의 정확한 상당을 의미하지는 않는다(2.10절 참고).

증발산(Evapotranspiration): 지표로부터의 증발(evaporation)과 식생으로부터의 발산(transpiration)이 결합된 과정.

외부 강제력(External forcing): **기후계** 밖에서 기후계에 변화를 야기하는 강제력 요소. 화산분출, 태양 변동, **대기** 조성의 **인위적** 변화, **토지사용 변화**는 모두 외부 강제력이다.

극단적 기상현상(extreme weather event): 한 해의 특정 시간 및 장소에서 보기 드문 기상현상. ‘드물다(rare)’의 정의는 다양하지만 극단적 기상현상은 대체로 관측된 확률밀도 함수의 10 퍼센타일 내지 90 퍼

센타일보다 드물다. 정의상 소위 극단적 기상현상이라는 것의 특징은 절대적 의미에서는 장소마다 다를 수 있다. 단일 극단적 기상현상을 간단히 직접적으로 **인위적** 기후변화 때문이라고 단정할 수는 없다. 제한적이거나 문제의 그 현상이 자연적으로 발생했을지도 모를 가능성이 있기 때문이다. 극단적 기상현상 패턴이 한 계절 등 얼마간 지속되는 경우, 특히 평균이나 총계가 그 자체로 극단적인 경우(예: 한 계절 내내 **가뭄**이나 집중호우가 지속된 경우)에는 극단적 기후현상(extreme climate event)으로 분류될 수도 있다.

태양의 흰 반점(Faculae): 태양의 밝은 반점. 태양활동이 커지는 기간에는 흰 반점으로 덮인 지역이 더 커진다.

피드백(Feedback): **기후 피드백** 참고.

지문(Fingerprint): 특정 강제력에 대한 **기후** 반응의 시공간 패턴을 지문이라고 한다. 지문은 관측치에 이 반응이 존재하는지 탐지하기 위해 사용되며, 보통은 강제된 **기후모델** 시뮬레이션을 사용해서 추정한다.

플럭스 조정(Flux adjustment): 결합 AOGCM이 비현실적인 **기후**상태에 들어가는 문제를 막기 위해, 먼저 조정 항에 **대기-해양 열 플럭스**, 수분 플럭스 (그리고 때로는 해수면에 대한 바람의 효과로 생기는 표면 응력 플럭스)를 적용한 다음에 이 플럭스들을 모델 바다와 **대기**에 부여할 수 있다. 이 조정은 결합 모델의 통합과 독립적이라도 미리 계산되기 때문에 통합되는 동안 발달하는 편차(anomalies)와는 상관이 없다. 이 보고서의 8장은 이 보고서에 사용된 대부분의 모델(4차 평가보고서의 AOGCM)이 플럭스 조정을 사용하지 않았으며 플럭스 조정을 사용하는 모델은 일반적으로 적다고 결론짓고 있다.

삼림(Forest): 나무가 지배적으로 많은 식생. **삼림**에 대해서는 전 세계에서 많은 정의가 사용되고 있는데 그것은 생물지구물리적 조건, 사회구조, 경제 사이에 폭넓은 차이가 있음을 반영하는 것이다. 삼림과 **조림**, **재조림**, 삼림벌채 등 관련 용어는 <**토지사용**, **토**

지사용 변화 및 삼림에 관한 IPCC 보고서(IPCC Report on Land Use, Land-Use Change and Forestry)(IPCC, 2000)를 참고한다. 또한, <직접적으로 인간에 의한 삼림 붕괴 및 식생퇴화로 인한 인벤토리 배출의 정의 및 방법론적 옵션(Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types)>(IPCC, 2003)도 참고한다.

화석연료의 온실가스 배출량(Fossil fuel emissions): 석유, 가스, 석탄 같은 화석연료 저장물로 만든 연료가 연소될 때 발생하는 **온실가스** (특히 CO₂)의 배출량

기후변화협약(Framework Convention on Climate Change): **UN기후변화협약(United Nations Framework Convention on Climate Change)(UNFCCC)**를 참고.

자유대기(Free atmosphere): 지표와의 마찰에 의한 영향이 무시할만한 수준인 대기층. **대기경계층** 위에 있다.

동토(Frozen ground): 공극수의 일부 혹은 전부가 얼어있는 토양이나 암석(Van Everdingen, 1998). 동토에는 **영구동토**도 포함된다. 해마다 얼었다가 녹는 지면은 **계절적 동토(seasonally frozen ground)**라고 부른다.

대순환(General circulation): 자전하는 지구에서 차별적 가열로 인해 일어나는 **대기**와 바다의 대규모 움직임. 이것은 열과 모멘텀의 수송을 통해 지구계의 **에너지 균형을** 복구하는 경향이 있다.

대순환모델(General Circulation Model; GCM): **기후 모델**을 참고.

지오이드(Geoid): 천문조, 해양순환, 수리와 빙권 및 **대기**의 영향, 지구의 자전 변동과 극의 이동, 지축의 미동(nutation)과 세차(precession), 구조 영향(tectonic), **포스트빙하기 반동(post-glacial rebound)** 같은 효과가 없을 때의 평균 해수면(**상대적 해수면** 참고)에 최적인 등전위면(각 지점의 중력 퍼텐셜이 동일한 면). 지오이드는 지구 전체의 대륙, 바다, 빙상으로 연장되며, 현

재는 영구 조석의 효과(태양과 달의 제로(0)빈도의 중력효과)를 포함한다. 천문관측에서는 측지수준 측량(geodetic levelling)의 기준면이 되고, 바다의 경우에는 수리와 빙하 및 기후 모델링의 기준면이 된다. 지오이드에 관해서는 앞에 언급한 시간변수 효과를 모델링하는 방식에 따라 여러 가지 정의가 존재한다.

지균풍 혹은 지균류(Geostrophic winds or currents): 수평방향의 기압경도 및 코리올리 힘과 균형을 이루고 있어 마찰의 영향권 밖에 있는 바람이나 해류. 지균풍은 등압선과 평행하고, 그 스피드는 등압선 간격과 반비례 한다.

빙하 지각균형 조정(Glacial isostatic adjustment): **포스트빙하기 반동** 참고.

빙하(Glacier): 중력을 받아(내부 변형과 기저부의 미끄러짐을 통해) 아래로 흐르고 내부 응력과 기저부 및 측면의 마찰에 의해 제약을 받는 육지얼음 덩어리. 고도가 높은 곳은 눈이 축적되고 고도가 낮은 곳은 녹거나 바다로 배출되어 균형이 유지된다. **평형선, 질량 균형을** 참고.

글로벌 디밍(Global dimming): 약 1961년부터 1990년경 까지 지표에 입사되는 태양복사가 대대적으로 감소했던 현상.

지구 표면온도(Global surface temperature): 지구 표면온도는 추정된 지구평균 표면온도다. 그러나 시간에 따른 변화에 관해서는 일반적으로 지역 가중치를 적용한 지구평균 **해수 온도** 편차와 **육지표면 기온** 편차에 기초하여 기후에서 벗어난 기온편차(temperature anomaly)만 사용된다.

지구 온난화 지수(Global Warming Potential; GWP): 잘 혼합된 온실가스의 복사 특성에 기초하여, 현재 **대기**의 잘 혼합된 온실가스 단위 질량의 **복사강제력**을 일정 기간에 대해 적분하여 CO₂의 **복사강제력**과 비교한 지수. GWP는 이 가스들이 **대기**에 잔류하는 시간과 **열적의 복사**를 흡수하는 상대적 효율을 결합한 것이다. **교토의정서**는 100년 동안의 펄스 배출에

서 비롯되는 GWP에 기초하였다.

온실 효과(Greenhouse effect): 온실가스는 지표, 대기, 구름에 의해 배출된 열적외 복사를 효과적으로 흡수한다. 대기 복사는 지표 방향을 포함해 사방으로 배출된다. 따라서 온실가스는 지표-대류권 시스템 안에 있는 열을 가두게 되는데 이것을 온실 효과라고 부른다. 대류권의 열적외 복사는 그 열적외 복사가 배출된 고도의 대기 온도와 강하게 연관되어 있다. 대류권에서는 일반적으로 고도가 높아질수록 기온이 감소한다. 우주로 배출되는 적외복사는 평균 온도가 -19°C 인 고도에서 기원하여 태양복사의 순 입사량과 균형을 이루는 반면에, 지표는 그보다 훨씬 높은 온도, 평균적으로 $+14^{\circ}\text{C}$ 의 온도를 유지한다. 온실가스 농도 증가는 대기의 적외선 불투명도를 증가시키게 되고 그리하여 온도가 더 낮은 더 높은 고도에서 유효 복사가 우주로 배출되게 한다. 이것은 온실 효과를 강화시키는, 소위 강화된 온실 효과(enhanced greenhouse effect)를 일으키는 복사강제력을 야기한다.

온실가스(Greenhouse gas; GHG): 온실가스는 지표, 대기, 구름에 의해 방출된 열적외 복사 스펙트럼 내 특정 파장의 복사를 흡수하고 배출하는 가스상 대기 성분이며, 인위적으로도, 자연적으로도 발생한다. 열적외 복사를 흡수하고 방출하는 이 속성이 온실가스 효과를 야기한다. 대기의 주요 온실가스는 수증기(H_2O), 이산화탄소(CO_2), 질산화물(N_2O), 메탄(CH_4), 오존(O_3)이다. 대기에는 할로카본(halocarbon; 할로겐화 탄소), 염소 함유물질, 브롬 함유물질 등 전적으로 인위적으로 생성되는 온실가스도 있는데, 이것들은 몬트리올 의정서(Montreal Protocol)에 따라 통제된다. CO_2 , N_2O , CH_4 외에도 교토 의정서는 온실가스인 육불화황(SF_6), HFCs(hydrofluorocarbons), PFCs(perfluorocarbons)도 다룬다.

총 일차 생산량(Gross Primary Production; GPP): 광합성을 통해 대기로부터 고정되는 에너지량.

토양빙(Ground ice): 동토, 계절적 동토, 영구동토에 포함된 모든 종류의 얼음을 칭하는 용어(Van

Everdingen, 1998).

지온(Ground temperature): 지면(표면으로부터 10 cm 깊이 이내)의 온도. 토양 온도(soil temperature)라고도 한다.

기저면/기저부(Grounding line/zone): 빙하 혹은 빙상(ice sheet)과 빙붕(ice shelf)의 접합부/얼음이 부유하기 시작하는 지점.

환류(Gyre): 해분(ocean basin) 범위에서 느린 흐름으로 해분을 순환하고 서쪽 측면의 강하고 좁은(폭 100~200 km) 경계 해류에 의해 닫히는 해양 수평순환 패턴. 각 대양의 아열대 환류는 환류 중심부의 고기압과, 아한대 환류는 저기압과 연관되어 있다.

해들리 순환(Hadley Circulation): 대기에서 열에 의해 추진되는 직접적 역전 셀이다. 상층 대류권의 극방향 흐름, 아열대 고기압 속으로 함몰되는 공기, 지표 근처 무역풍의 일부로서 회귀 흐름, 열대 수렴대(Inter-Tropical Convergence Zone)의 적도 근처 공기의 상승이 특징이다.

할로카본(Halocarbon; 할로겐화 탄소): 부분적으로 할로겐화된 유기물의 총칭. 염화불화탄소(chlorofluorocarbons; CFCs), 수소화염화불화탄소(hydrochlorofluorocarbons; HCFCs), 수소화불화탄소(hydrofluorocarbons; HFCs), 할론(halon), 염화메틸(methyl chloride), 브롬화메틸(methyl bromide) 등이 있다.

염분변화(Halosteric): 해수면 변화를 참고.

HCFC: 할로카본 참고.

HFC: 할로카본 참고.

이영양 호흡(Heterotrophic respiration): 유기물질이 식물 이외의 유기체에 의해 CO_2 로 전환되는 것.

홀로세(Holocene): 지질시대 제4기(Quaternary)의 두 개의 세(epochs) 중 뒤의 것. 약 11,600년 전에 시작

되어 현재까지 계속된다.

수권(Hydrosphere): 기후계에서 지표수와 지하수로 구성된 부분. 대양, 바다, 강, 담수호, 지하수 등.

빙하기(ice age): 빙하기 혹은 빙하시대는 지구 기후의 온도가 장기간 감소하여 대륙 빙상과 산악 빙하가 성장(빙결)했던 기간이다.

만년설(ice cap): 보통 고지(highland)지역을 덮고 있는 둥근 지붕 모양의 얼음 덩어리. 규모는 빙상보다 상당히 작다.

빙핵(ice core): 빙하나 빙상에서 원통형으로 뽑아낸 얼음.

빙상(ice sheet): 밑의 기반암 지형의 대부분을 덮기에 충분히 깊어서 모양이 주로 역학(내부적 변형과 기저부 미끄러짐을 통한 얼음의 흐름)에 의해 결정되는 육빙 덩어리. 표면이 평균적으로 약간 경사진 높은 중심부 얼음지대로부터 바깥 방향으로 흘러간다. 보통은 변두리가 좀 더 경사져 있고, 대부분의 얼음은 빠르게 흐르는 빙류 혹은 배출 빙하를 통해 배출되는데 바다나 바다 위를 떠다니는 빙붕 속으로 배출되는 경우도 있다. 현재는 3개의 빙상만이 존재하는데 하나는 그린랜드 빙상이고, 나머지 두 개는 남극대륙에서 남극횡단산맥(Transantarctic Mountains)에 의해 분리되어 있는 동부 남극빙상과 서부 남극빙상이다.

빙붕(ice shelf): 해안으로부터 상당히 두껍게 뻗어있는(보통은 가로로 길게 뻗어 있고 표면은 평평하거나 약간 경사져 있다) 떠다니는 얼음 널판. 빙상 해안의 만(embayment)을 채우고 있는 경우가 많다. 거의 모든 빙붕은 남극대륙에 있고, 바다 쪽으로 배출된 얼음의 대부분은 빙붕 속으로 흘러간다.

빙류(ice stream): 주변의 빙상보다 빠르게 흐르는 얼음 흐름. 느리게 움직이는 얼음벽 사이로 바위 대신에 빙하가 흐르는 것이다.

에어로솔 간접효과(indirect aerosol effect): 에어로솔

은 구름 응축핵으로서 작용하거나 구름의 광학 특성과 수명을 변경시킴으로써 기후계의 간접적 복사강제력이 될 수 있다. 에어로솔의 간접효과는 크게 두 가지로 나뉜다.

구름 알베도 효과(Cloud albedo effect)

인위적 에어로솔이 증가하여 야기된 복사강제력 때문에 일정한 물 함량에서 물방울 농도는 증가하고 물방울 크기는 감소되어 구름 알베도가 증가하게 되는 효과. 1차 간접효과(first indirect effect) 혹은 투메이 효과(Twomey effect)라고도 부른다.

구름 수명 효과(Cloud lifetime effect)

인위적 에어로솔이 증가하여 야기된 복사강제력 때문에 물방울 크기가 감소되어 강수 효율이 감소하고 그로 인해 물 함량, 구름 두께, 구름의 수명이 변경되는 효과. 2차 간접효과(second indirect effect) 혹은 알브레히트 효과(Albrecht effect)라고도 부른다.

이러한 간접효과와는 별개로 에어로솔은 반직접 효과도 일으킬 수 있다. 반직접 효과란 에어로솔을 흡수함으로써 태양복사를 흡수하는 것을 말한다. 이것은 공기를 가열시키고 지표에 비해 정적안정도(static stability)를 증가시키는 경향이 있다. 또한 구름 물방울의 증발도 야기할 수 있다.

산업혁명(Industrial revolution): 19세기 후반에 영국에서 시작되어 유럽으로, 나중에는 미국을 비롯한 다른 국가로까지 확산되며 사회, 경제적으로 큰 영향을 주고 급속히 산업이 성장했던 기간. 스팀엔진이 발명된 것이 이 발달의 중요한 단초였다. 산업혁명 때부터 화석연료 사용과 화석 CO₂ 배출량이 대폭 증가하기 시작했다. 이 보고서에서 산업화 이전(pre-industrial)과 산업화 이후(industrial)는 다소 임의적이긴 해도 1750년 전과 그 후를 말한다.

적외선 복사(Infrared radiation): 열적외 복사를 참고.

일사량(Insolation): 지구에 도달하는 위도별, 계절별 태양복사의 양. 일사량이라고 하면 보통은 대기의 맨

위에 도달하는 태양복사를 말한다. 때로는 지표에 도달하는 복사를 말한다고 명시되기도 한다. **총 일사량**을 참고.

간빙기(Interglacials): 빙하기의 빙결 사이에 따뜻했던 기간. 대략 129~116 ka부터 시작된 과거 간빙기를 마지막 간빙기(*Last Interglacial*)라고 부른다(AMS, 2000).

내부 변동성(Internal variability): **기후변동성** 참고.

열대 수렴대(Inter-Tropical Convergence Zone; ITCZ): 적도 근처에서 북동 무역풍이 남동 무역풍과 만나는 적도 저압대(equatorial zonal belt of low pressure). 이 무역풍들이 수렴하므로 습한 공기는 상승되고 결국 집중호우 밴드가 형성된다. 이 밴드는 계절에 따라 이동한다.

지각 균형(Isostatic 혹은 Isostasy): 지각균형이란 **지각**과 맨틀이 표면 하중의 변화에 점성과 탄성으로 반응하는 것을 말한다. 지각과 맨틀의 하중이 육빙 질량, 바다 질량, 퇴적물, 침식 또는 조산운동의 변경에 의해 변화되면 새로운 하중에 균형 맞추기 위해 지각 균형이 수직방향으로 조정된다.

교토 의정서(Kyoto Protocol): **UN기후변화협약**(UNFCCC)의 교토의정서는 1997년에 일본 교토에서 열린 UNFCCC 당사국 회의 제3차 세션(Third Session of the Conference of the Parties to the UNFCCC)에서 채택되었다. 이 의정서의 별첨B에 포함된 국가들(대부분 경제협력개발기구 소속 국가와 전환경제 국가들)은 2008~2012년 약속기간 동안 자국의 **인위적 온실가스** 배출량(CO₂, CH₄, N₂O, HFC, PFC, SF₆)을 1990년 수준보다 최소 5% 감축시키기로 합의했다. 교토 의정서는 2005년 2월 16일부터 발효되었다.

토지사용과 토지사용 변화(Land use and Land use change): **토지사용**은 토지피복(land cover)에 가해진 모든 준비, 활동, 주입 등의 인간활동을 말한다. 토지 사용이란 용어는 토지를 관리하는 사회, 경제적 목적

(예: 방목, 목재 생산, 보존 등)의 의미로도 사용된다. **토지사용 변화(Land use change)**는 인간에 의해 토지의 사용이나 관리가 변한 것을 말하는데 이러한 토지 사용 변화는 토지피복의 변화로도 이어질 수 있다. 토지피복과 토지사용 변화는 **표면 알베도, 증발산, 온실가스 발생원과 제거원**, 혹은 **기후계**의 기타 특성에 영향을 줄 수 있고, 그리하여 국소적으로든 지구적으로든 기후에 **복사강제력**과 그 밖의 영향을 줄 수 있다. <IPCC 특별보고서: 토지사용, 토지사용 변화 및 산림(IPCC Special Report on Land Use, Land-Use Change and Forestry)>” (IPCC, 2000)을 참고한다.

라니냐(La Niña): **엘니뇨-남방진동** 참고.

토지표면 기온(Land surface air temperature): 지면으로부터 1.5 m 높이의 잘 환기된 스크린에서 측정된 표면 기온.

감률(Lapse rate): 대기변수의 고도에 따른 변화율. 예, ‘기온감률’은 대기변수가 고도에 따라 감소할 때 감률은 양의 값으로 나타낸다.

마지막 빙하기 최성기(Last Glacial Maximum; LGM): 대략 21,000년 전의 마지막 빙결(glaciation) 기간에 **빙상**이 최대 크기였던 때를 말한다. 이 기간의 **복사 강제력**과 경계조건이 상대적으로 잘 알려져 있는 데다 이 기간의 지구적 냉각이 21세기의 온난화 전망과 비슷하기 때문에 이 기간에 대해서는 폭넓게 연구가 이루어져 있다.

마지막 간빙기(Last Interglacial; LIG): **간빙기**를 참고.

잠열 플럭스(Latent heat flux): 지구 표면에서 **대기**로 들어가는 열 플럭스. 지표에서 일어나는 수증기의 증발 혹은 응축과 관련 있다. 지표 에너지 균형의 구성 요소이다.

과학적 이해수준(Level of Scientific Understanding; LOSU): **기후변화**에 영향을 주는 **복사강제력** 요소의 과학적 이해 정도를 표현하기 위한 5단계 지수(높음, 중간, 중저, 낮음, 매우 낮음). 각 강제력 요소의

LOSU 지수는 그 요소의 강제력을 결정하는 물리적/화학적 메커니즘의 증거에 대한 주관적 판단과 정량적 추정 및 그 불확실성에 대한 의견일치 정도를 나타낸다.

수명(Lifetime): 미량 가스의 농도에 영향을 주는 과정 속도를 특성화한 여러 시간범위를 일반적으로 부르는 용어. 수명은 아래와 같이 구분할 수 있다.

전환 시간(Turnover time; T)(전지구적 대기 수명(global atmospheric lifetime)이라고도 한다): 저장고(reservoir)에 있는 질량 M(예: 대기의 가스상 화합물)과 저장고에서 제거되는 속도 S의 비율, 즉 $T=M/S$ 이다. 각 제거과정마다 전환시간이 정의될 수 있다. 토양탄소 생물학에서는 이것을 평균 체류시간(Mean Residence Time)이라고 부른다.

적응시간 혹은 반응시간(Adjustment time or response time; Ta): 저장고에 순간적으로 펄스 주입된 것의 붕괴를 특성화한 시간범위. 적응시간이라는 용어는 발생원(source) 세기가 단계적으로 변한 후에 저장고 질량이 적응되는 것을 특성화할 때도 사용된다. 반감기 혹은 붕괴상수는 1차 지수형 붕괴반응을 정량적으로 나타내기 위해 사용된다. 기후 변동에 관련된 여러 정의에 대해서는 **반응 시간**을 참고한다.

수명이라는 용어는 간단히 적응시간의 대응어로도 사용된다.

간단한 경우로 화합물의 지구적 제거율이 저장고의 총 질량과 직비례 하는 경우에는 적응시간과 전환시간이 같다. 즉, $T=Ta$ 이다. 한 예로 CFC-11는 성층권의 광화학 과정에 의해서만 대기에서 제거된다. 이보다 복잡한 경우로 몇 개의 저장고가 관련 있거나 제거율이 총 질량과 비례하지 않는 경우에는 등식 $T=Ta$ 가 성립되지 않는다. CO₂는 극단적인 예이다. CO₂의 전환시간은 대기와 해양 및 육지 생물상 간의 급속한 교환 때문에 약 4년밖에 되지 않는다. 그러나 그 CO₂의 많은 부분이 몇 년 내에 대기로 반환된다. 따라서 대기에서 CO₂의 적응시간은 실제로는 CO₂ 해양의 표층에서 심층으로 제거되는 속도에 의해 결정된다. 대기에서 CO₂의 적응시간으로 대략 100년이라는 값이 주어질 수도 있으나 실제 적응

은 처음에는 이보다 빠르고 나중에는 이보다 느리다. CH₄의 경우, 적응시간이 전환시간과 다른데 그 이유는 CH₄ 제거가 주로 OH기와의 화학반응을 통해 일어나고 OH 농도는 CH₄ 농도에 달렸기 때문이다. 그래서 CH₄ 제거율 S는 CH₄ 총량에 비례하지는 않는다.

가능성(Likelihood): 확률적으로 추정 가능한 일이나 결과의 가능성. 이 보고서에서는 박스 1.1에 정의한 표준용어를 사용해서 표현한다. **불확실성, 신뢰성**을 참고.

지각(Lithosphere): 대륙과 육지의 맨 위층이며, 모든 지각의 암석과 맨틀 최상부의 차갑고 탄력적인 부분을 구성하는 부분이다. 화산활동은 지각의 일부이기는 해도 기후계의 일부로 간주되지는 않으며, 외부강제력 인자로 작용한다. **지각균형** 참고.

소빙하기(Little Ice Age; LIA): 대략 AD 1400~1900년 사이의 기간. 이 때 북반구, 특히 유럽의 온도는 일반적으로 현재보다 낮았다.

질량균형(Mass balance)(빙하, 만년설, 빙상의 질량균형): 얼음 덩어리의 질량 획득(축적)과 질량손실(침식, 빙산 분열) 간의 균형. 질량균형에 관련하여 아래 용어들이 사용된다.

비질량균형(Specific mass balance): **빙하** 표면의 한 지점에서 수문 순환이 한 번 도는 동안의 순 질량손실 혹은 질량획득.

총 질량균형(Total mass balance)(빙하): 전체 빙하기에 대해 적분된 비질량균형. 수문 순환이 한 번 도는 동안 빙하 한 덩어리가 얻거나 잃은 총 질량.

평균 비질량균형(Mean specific mass balance): 빙하의 단위 면적 당 총 질량균형. 표면을 지정한 경우(비 표면질량균형 등), 얼음흐름의 기여도는 고려되지 않는다. 다른 경우에는 질량균형에 얼음 흐름과 빙산 분열의 기여도가 포함된다. 비표면 질량균형은 축적지역에서는 양(+)이고 침식지역에서는 음(-)이다.

평균 해수면(Mean sea level): 상대적 해수면 참고.

중세 온난기(Medieval Warm Period; MWP): 소빙하기가 오기 전 AD 1000~1300년에 북반구 일부 지역에서 소빙기 때보다 약간 온난했던 기간.

자오선 순환(Meridional Overturning Circulation; MOC): 대양 심층 혹은 밀도층에서 일어나는 질량수송의 동-서 합계를 통해 측정된 자오선(남북) 순환. 북대서양에서는 아한대 지역과 떨어진 곳에서 종종 MOC(원칙적으로 관측 가능한 양이다)가 열염 순환(Thermohaline Circulation)과 함께 확인되는데 이것은 개념적으로 해석한 것이다. 그러나 MOC는 더 얇고 바람에 의해 추진되는 역전 셀도 포함할 수 있으므로 열대 및 아열대 지역의 상층 대양에서도 일어난다는 것을 주지해야 한다. 이런 경우, 극지로 이동하는 따뜻한(가벼운) 물은 약간 더 고밀도의 물로 변화되고 더 심층에서는 적도 방향으로 빠져든다.

메타데이터(Metadata): 기상 및 기후 데이터에 관련해서 측정시기, 측정방법, 데이터 품질, 알려진 문제점, 그 밖의 특징에 대한 정보.

도량형(Metric): 달리 정량하기 어려운 물체나 활동의 특징을 일관된 방법으로 측정한 것.

완화(Mitigation): 온실가스의 발생원을 감축하거나 제거원을 강화하기 위한 인간의 중재.

혼합비(Mixing ratio): 물 분율 참고.

모델 계통도(Model hierarchy): 기후 모델(스펙트럼 혹은 계통도) 참고.

기후변동성 모드(Modes of climate variability): 기후계에서 계절이나 그보다 긴 기간의 자연적 변동성은 대기순환의 역학적 특징과 육지 및 해양의 표면과의 상호작용을 통해 우선적 공간패턴과 시간범위로 발생한다. 그 패턴을 기후형태(regime), 모드(mode) 혹은 원격상관(teleconnection)이라고 부른다. 그런 패턴의 예로는 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation), 태평양

-북아메리카 패턴(Pacific-North American pattern), 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation), 북반구 진동(Northern Annular Mode, 전에는 북극 진동(Arctic Oscillation)이라고 불렸음), 남반구 극진동(Southern Annular Mode, 전에는 남극 진동(Antarctic Oscillation)이라고 불렸음)이 있다. 기후변동성의 주요 모드는 3.6절에 설명되어 있다. 기후변동성 패턴을 참고한다.

몰 분율(Mole fraction): 몰분율 혹은 혼합비는 주어진 부피 안에 있는 모든 성분의 총 몰수에 대한 그 성분의 몰수의 비이다. 보통은 건조공기에서의 몰분율을 말한다. 장수명 온실가스의 일반적인 몰분율 값은 umol/mol (ppm), nmol/mol (ppb), fmol/mol (ppt) 수준이다. 몰분율은 부피 혼합비(volume mixing ratio)와는 다르다. 부피 혼합비는 비이상적 가스에 대해 보정하여 ppmv 등으로 표현한다. 이 보정은 여러 온실가스의 측정 정밀도에서 아주 중요하다(Schwartz and Warneck, 1995).

몬순(Monsoon): 지상풍과 그에 관련된 강수에서 열대와 아열대 계절이 역전되는 것. 육지(대륙) 질량과 주변 대양 간의 차별적 가열에 의해 야기된다. 몬순 우기는 주로 여름에 육지에서 발생한다.

몬트리올 의정서(Montreal Protocol): 오존층 파괴 물질에 관한 몬트리올 의정서는 1987년에 몬트리올에서 채택되었고, 이후로 런던(1990), 코펜하겐(1992), 비엔나(1995), 몬트리올(1997), 베이징(1999)에서 조정되고 수정되었다. 몬트리올 의정서는 성층권 오존을 파괴하는 염소계 화학물질과 브롬계 화학물질, 이를테면 CFC, 염화메틸, 4염화탄소 등의 소비와 생산을 통제한다.

마이크로파 사운드링 장치(Microwave Sounding Unit; MSU): 위성에 탑재되는 사운더(sounder)의 일종이다. 60 GHz 부근 배출라인 복합체로부터 산소분자의 열배출을 측정하여 두꺼운 대기층의 온도를 추정하는 장치다. 9기로 구성된 MSU로 이런 측정을 시작한 것은 1978년부터다. 후속 시리즈의 기기들, 즉 Advanced MSU는 1998년 중반부터 가동되기 시작했다.

MSU: *마이크로파 사운딩 장치* 참고.

비선형성(Nonlinearity): 원인과 결과 사이에 간단한 비례 관계가 없는 과정을 *비선형적(nonlinear)*이라고 한다. *기후계*는 그런 비선형 과정을 많이 포함하고 있어 결국은 잠재적으로 매우 복잡한 거동을 보이는 계가 된다. 그런 복잡성은 *돌발적 기후변화*를 일으킬 수 있다. *카오스, 예측가능성* 참고.

북대서양 진동(North Atlantic Oscillation; NAO): 북대서양 진동은 서로 반대로 변동하는 아이슬란드 근처 기압과 아조레스(Azores) 근처 기압으로 이뤄져 있다. 그래서 이 진동은 대서양을 건너 유럽으로 불어가는 편서풍의 세기의 변동과 일치하고, 포함된 저기압과 관련 전선계의 변동에도 일치한다. 박스 3.4의 NAO 인덱스를 참고.

북반구 극진동(Northern Annular Mode; NAM): 북극의 표면 저기압과 중위도의 강한 편서풍을 특징으로 하는 패턴의 진폭이 겨울에 변동하는 것이다. 북반구 극진동은 성층권으로 들어가는 북극 와류와 관련 있다. 이것의 패턴은 북대서양 편향이 있고, *북대서양 진동*과 강한 상관관계가 있다. 박스 3.4의 NAM 인덱스를 참고.

해양 산성화(Ocean acidification): 해수에 *인위적* CO₂가 흡수되어 해수의 pH가 낮아지는 것.

해양의 열흡수 효율(Ocean heat uptake efficiency): 지구 표면온도가 상승할 때 지구전체 해양의 열 저장량이 증가하는 속도를 나타내는 척도(Wm⁻²°C⁻¹). 이것은 *복사강제력*이 단조롭게 변하는 *기후변화* 실험에 유용한 모수이다. 즉, 기후변화 속도를 측정할 때 이것과 *기후민감도* 모수를 비교하여 기후반응의 상대적 중요도와 해양의 열흡수를 평가할 수 있다. 대기 CO₂가 1%/yr 증가하는 실험에서 과도 기후반응에 대한 지구평균 상층대기 의 순 하향 복사플럭스의 비를 구하면 그것이 해양의 열흡수 효율이다(*기후 민감도*를 참고).

유기성 에어러솔(Organic aerosol): 주로 유기화합물,

즉 탄소, 수소, 산소가 주를 이루고 적은 양의 기타 원소로 이루어진 *에어러솔* 입자(Charlson and Heintzenberg, 1995, p. 405). *탄소성 에어러솔* 참고.

오존(Ozone): 3원자 형태의 산소(O₃). 가스상 *대기* 성분이다. *대류권*에서 자연적으로도 생성되고 인간 활동에서 생긴 가스의 광화학반응(스모그)에 의해서도 생성된다. 대류권 오존은 *온실가스*로서 작용한다. 성층권에서는 태양 자외복사와 산소분자(O₂)의 상호 작용에 의해 생성된다. 성층권 오존은 성층권 복사균형에서 주도적인 역할을 한다. 오존 농도는 *오존층* (ozone layer)에서 가장 높다.

오존 구멍(Ozone hole): *오존층* 참고.

오존층(Ozone layer): 성층권에는 오존 농도가 가장 높은 층, 소위 오존층이라 불리는 층이 있다. 오존층은 지표 위 12 km부터 40 km까지 이어진다. 오존 농도는 20~25 km 높이에서 최대이다. 이 층이 인간에 의해 배출된 염소 및 브롬 화합물에 의해 파괴되는 중이다. 해마다, 남반구의 봄철에 남극 지역에서는 *인위적* 염소화합물과 브롬화합물이 그 지역의 특정 기상조건과 결합하여 일으키는 매우 심한 오존층 고갈 현상이 발생한다. 이 현상을 오존 구멍이라고 부른다. *몬트리올 의정서* 참고.

태평양 십년 변동성(Pacific decadal variability): 태평양 해분(Pacific Basin)의 *대기* 순환과 해양의 결합 10년~10년 이상 주기의 변동성. 북태평양에서 가장 두드러지게 발생한다. 북태평양에서 겨울철 알류산 저기압(Aleutian Low pressure system) 세기의 변동은 북태평양 *해수온도*와 같이 변동하는데, *대기순환*과 *해수온도* 및 태평양 해분 전체 해양 순환의 10년 변동성과 관련 있다. 이 변동은 엘니뇨-*남방진동* 순환을 조절하는 효과가 있다. 태평양 10년 변동성의 주요 척도는 *북태평양 지수(North Pacific Index)*, *태평양 10년 진동 지수(Pacific Decadal Oscillation Index)*, *10년 이상 주기의 태평양 진동 지수(Inter-decadal Pacific Oscillation Index)* 등이다. 이것들의 정의는 박스 3.4를 참고.

태평양-북아메리카 패턴(Pacific-North American (PNA) pattern): 아열대 서태평양부터 북아메리카 동부해안까지 일련의 대류권 이상 고기압과 이상 저기압을 주 특징으로 하는 대규모 대기 파동 패턴. 박스 3.4의 PNA 패턴 인덱스를 참고.

고기후(Palaeoclimate): 측정기기가 개발되기 전의 **기후**. 유효 자료가 프록시(proxy) 기후 기록뿐인 유사 시대 지질연대도 고기후에 포함된다.

모수화(Parametrization): **기후모델**에서 모수화는 모델의 시공간적 해상도로는 명확히 해상될 수 없는 과정(세부격자 규모의 과정)을 모델에서 해상된 대규모 흐름과 그 과정(그 세부격자 규모의 과정)의 지역평균 혹은 시간평균 간의 관계를 통해 표현하는 기법을 말한다.

기후변동성 패턴(Patterns of climate variability): **기후 변동성 모드**를 참고.

퍼센타일(Percentile; 백분위수): 어떤 데이터세트에서 그 값보다 작거나 같은 값들의 백분율을 의미하는 백분위수. 퍼센타일은 종종 분포의 외항(extreme)을 추정하는 데 사용된다. 예를 들면, 90 퍼센타일과 10 퍼센타일을 외항의 각각 상한과 하한의 문턱값으로 사용할 수 있다.

영구동토(Permafrost): 온도가 최소 2년 연속해서 0°C 이하인 지면(토양 혹은 암석, 포함된 얼음과 유기물질)(Van Everdingen, 1998).

pH: 수소이온(H^+) 농도로 물(혹은 용액)의 산도를 나타내는 무차원 척도. pH는 로그 스케일로 측정된다. $pH = \log_{10}(H^+)$ 이다. pH가 1 감소한 것은 H^+ 농도 혹은 산도가 10배 증가한 것에 해당한다.

광합성(Photosynthesis): 식물이 **대기**로부터 CO_2 를 흡수하여 탄수화물을 만드는 과정. 그 과정에서 산소가 배출된다. 광합성은 대기의 CO_2 농도에 반응을 달리하며 몇 가지 경로로 일어난다. **이산화탄소 비료화, C3 식물, C4 식물**을 참고.

플랑크톤(Plankton): 수계의 상층부에 서식하는 미생물. 식물성 플랑크톤과 동물성 플랑크톤으로 나뉜다. 식물성 플랑크톤은 에너지공급을 **광합성**에 의존하고, 동물성 플랑크톤은 식물성 플랑크톤을 먹고 산다.

홍적세(Pleistocene): **제4기(Quaternary)**의 두 세(epoch) 중 앞의 것. 약 180만 년 전에 선신세(Pliocene)가 끝난 후부터 약 11,600년 전에 홀로세(Holocene)가 시작될 때까지 계속되었다.

화분 분석(Pollen analysis): 상대적 연대와 환경을 재구성하는 기법. 토탄, 호수 퇴적물, 그 외 매장물에 보존된 화분(꽃가루) 종류를 확인하고 개수를 측정한다. **프록시(proxy)** 참고.

포스트빙하기 반동(Post-glacial rebound): **마지막 빙하기 최성기**(21,000년 전) 이후로 얼음 질량의 하중 감소를 뒤따라 일어난 육지와 바다 바닥의 연직 운동. 이 반동은 **지각균형설**에 따른 육지 운동의 하나이다.

가강수량(Precipitable water): 단위 단면적의 연직칼럼에 든 대기 수증기의 총량. 동일한 단면적의 용기에서 완전히 응축되었을 때의 물의 높이로 표현된다.

전조물질(Precursor): **온실가스**나 **에어러솔**은 아니지만 이것들의 생산 혹은 파괴 속도를 조절하는 물리적/화학적 과정에 참여함으로써 온실가스나 에어러솔 농도에 영향을 주는 대기 중 화합물.

예측가능성(Predictability): 체계의 현재 및 과거 상태에 대한 지식을 토대로 미래 상태가 예측될 수 있는 정도. **기후계**의 과거 및 현재 상태에 대한 지식이 일반적으로 불완전하기 때문에 이 지식을 활용해서 기후 예측을 하는 모델도 마찬가지로 불완전하다. 그리고 **기후계**는 본질적으로 비선형적이고 카오스 성질로 인해 **기후계**의 예측가능성은 본질적으로 한정적이다. 임의로 정확한 모델과 관측자료를 사용한다 하더라도 그런 비선형계의 예측가능성에는 여전히 한계가 있을 수 있다(AMS, 2000).

산업화 이전(Pre-industrial): *산업혁명* 참고.

확률밀도함수(Probability Density Function; PDF): 변수의 여러 결과의 상대적 발생 가능성을 나타내는 함수. PDF는 개체를 정의된 영역에 대해 적분하는 것이며, 하위영역의 적분치는 변수의 결과가 그 하위영역 내에 있을 확률과 같다. 예를 들어, 특정 방식으로 정의된 이상 온도(temperature anomaly)가 0보다 클 확률은 그것의 PDF를 0보다 큰 모든 이상 온도에 대해 적분하여 구한다. 2개 이상의 변수를 동시에 다루는 PDF는 서로 유사하게 정의된다.

전망(Projection): 어떤 양이 잠재적으로 미래에 어떻게 전개될 것인가를 나타낸 것. 보통은 모델을 이용해 산출된다. 전망은 예측과는 다르다. 전망은 실현될 수도 실현되지 않을 수도 있는 미래의 사회경제적, 기술적 발달에 관한 가정을 포함하며, 그래서 상당한 불확실성이 적용된다. *기후 전망, 기후 예측*을 참고.

프록시(Proxy): 프록시 기후 지표(proxy climate indicator)는 과거의 기후관련 변동을 표현하기 위해 물리적, 생물학적 원리를 이용해 해석되는 국지적 기록이다. 이런 방식으로 도출된 기후관련 데이터를 프록시 데이터라고 부른다. 프록시의 예로는 *화분분석, 나이테* 기록, 산호의 특성, 빙핵에서 도출된 여러 데이터가 있다.

제4기(Quaternary): 지질시대에서 제3기(Tertiary)(6천 5백만 년 전 ~180만 년 전) 다음의 기간. 현재의 정의(현재 개정 중에 있음)에 따르면, 제4기는 180만 년 전부터 현재까지 계속된다. *홍적세(Pleistocene)*와 *홀로세(Holocene)*, 두 개의 세로 나뉜다.

복사강제력(Radiative forcing): CO₂ 농도의 변화, 태양 복사의 변화 등 *기후변화*를 일으키는 외부 요인들의 변화로 인한 *대류권*의 순 복사조도(irradiance, W/m²)의 변화(하향 복사량 마이너스 상향복사량의 변화). *복사강제력*은 대기의 모든 속성을 섭동되지 않은 값에 고정시키고 성층권의 온도를 감안하여, 만약 섭동된 경우에는 역학적 복사 평형으로 재조정 한

후에 산출된다. 성층권 온도에 변화가 없다는 것을 고려하여 복사강제력은 순간적이라고 간주된다. 이 보고서를 위해 복사강제력을 추가로 정의하자면, 복사강제력은 달리 언급하지 않는 한 1750년에 비교한 변화량이고, 지구적 연평균 값이다. 복사강제력을 *구름 복사강제력*과 혼동해서는 안 된다. 구름 복사강제력은 대기 상층부의 복사량에 대한 구름의 영향을 나타내는 척도로서, 비슷해 보이지만 해도 복사강제력과는 관계가 없다.

복사강제력 시나리오(Radiative forcing scenario): 대기 조성이나 토지사용 변화에 일어난 변화에 관련하여 또는 태양복사의 변동 같은 외부 인자에 관련하여 *복사강제력*이 미래에 어떻게 전개될지를 표현한 것. 복사강제력 시나리오는 *기후전망*을 산출하기 위한 단순 *기후모델*에 입력자료로 사용될 수 있다.

급속한 기후변화(Rapid climate change): *돌발적 기후변화* 참고.

재분석(Reanalysis): 대기와 해양의 온도, 바람, 해류, 그 밖의 기상학적, 해양학적 양에 대한 분석. 과거의 기상 데이터와 해양 데이터를 고정 첨단 기상예보 모델과 데이터 동화 기법으로 처리하여 분석한다. 고정 데이터 동화는 운영 분석에서 발생하는 분석 시스템의 변화를 피할 수 있어 그로 인한 영향을 막을 수 있다. 연속성이 향상되고는 있지만 전지구적 재분석은 여전히 관측 시스템의 포함범위 및 편향의 변화 때문에 고충이 있다.

재구성(Reconstruction): 기후 지표를 사용해 *기후*(일반적으로 과거의 기후)를 분석하는 것.

재조림(Reforestation): 과거에는 삼림이 있었으나 다른 용도로 전환돼버린 토지에 숲을 조성하는 것. *산림(forest)*이라는 용어와 *조림, 재조림, 삼림벌채* 등 관련 용어에 관해서는 <IPCC 특별보고서: 토지사용, 토지사용 변화 및 산림(IPCC Special Report on Land Use, Land-Use Change and Forestry)> (IPCC, 2000)을 참고한다. 또한 <Report on Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from

Direct Human-induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types (인간에 의한 직접적인 산림붕괴 및 식생 붕괴로 인한 인벤토리 배출량의 정의와 방법론적 옵션에 관한 보고서)) (IPCC, 2003)을 참고한다.

기후형태(Regime): 기후계의 우선적 상태. **기후변동성**의 지배적인 패턴이나 모드의 단계를 의미하는 경우가 많다.

지역(Region): 특정한 지리적, 기후적 특색으로 특징지어지는 영토. 한 지역의 기후는 지형, **토지사용** 특성, 호수 등 지역적, 국소적 규모의 강제력뿐 아니라 다른 지역으로부터의 원격 영향력에 의해 영향을 받는다. **원격상관** 참고.

상대적 해수면(Relative sea level): 바다 밑의 육지에 관련해 조위계로 측정된 해수면. 평균 해수면(Mean sea level)은 보통 한 달이나 1년 등 파동이나 조석 같은 일시적인 것의 평균을 산출하기에 충분히 긴 기간 동안의 상대적 해수면의 평균으로 정의된다. **해수면 변화** 참고.

저장고(Reservoir): 대기를 제외한 기후계의 구성요소, 대기는 탄소, **온실가스**, **전구물질** 등 관심대상 물질을 저장, 축적 혹은 배출할 능력이 있기 때문이다. 바다, 토양, **삼림**이 탄소 저장고의 예이다. 비슷한 용어로 풀(pool)이 있다(풀이라는 용어의 정의에는 종종 대기도 포함된다). 특정 시간에 하나의 저장고에 유지되어 있는 관심대상 물질의 절대량을 **재고(stock)**라고 한다.

호흡(Respiration): 살아있는 유기체가 유기물질을 **이산화탄소**로 전환시키면서 에너지를 배출하고 산소분자를 소모하는 과정.

반응시간(Response time): 반응시간 혹은 적응시간은 외부 및 내부 과정 혹은 피드백에서 생긴 강제력 이후에 **기후계**나 기후계 구성요소가 새로운 상태로 재평형되는 데 걸리는 시간이다. 이 시간은 **기후계**의 구성요소에 따라 매우 차이가 크다. 대류권의 반응시간은 수일에서 수주까지 상대적으로 짧은 반면에, 성층권은

일반적으로 몇 달 걸려서 평형에 도달한다. 바다는 열용량이 크기 때문에 반응시간도 훨씬 더 길다. 일반적으로는 수십 년이지만 수백 년 혹은 1천년 걸리기도 한다. 강하게 결합된 지표-대류권 계의 반응시간은 그래서 성층권의 그것에 비해 느리며, 주로 바다에 의해 결정된다. **생물권**은 가뭄 등에는 빠르게 반응할 수 있으나 부여된 변화에는 역시 매우 느리게 반응한다. 미량가스의 농도에 영향을 주는 과정의 속도에 관련된 반응시간의 여러 가지 정의에 관해서는 **수명**을 참고한다.

재현 기간(Return period): 정의된 사건이 발생한 후 다시 발생하기까지의 평균 시간(AMS, 2000).

반환값(Return value): 변수의 최고치(혹은 최저치). 주어진 기간 동안(예: 10년 동안) 평균적으로 한 번 발생한다.

시나리오(Scenario): 추진하는 힘과 주요 관계에 대한 일관되고 내부적으로 모순 없는 가정들에 기초하여 미래가 어떻게 전개될지 간단히 기술한 것. 시나리오는 전망으로부터 도출될 수 있으나 다른 정보원의 추가 정보에 기초하는 경우가 많고, 설명적 줄거리(narrative storyline)를 포함하기도 한다. **SRES 시나리오**, **기후 시나리오**, **배출 시나리오**를 참고.

해양빙(Sea ice): 바다에서 해수가 얼어서 생긴 모든 얼음형태. 해양빙에는 불연속적 조각(떠다니는 얼음: 유빙), 즉 바람과 해류에 의해 대양 표면에서 이동하는 유빙괴(pack ice)나 해안에 붙어 움직이지 않는 얼음판(육지에 고정된 얼음)도 있을 수 있다. 생성된 지 1년이 안 된 해양빙은 **1년생 얼음(first-year ice)**이라고 부르고, 적어도 한 번의 여름 해동철을 지난 얼음은 **다년생 얼음(Multi-year ice)**이라고 부른다.

해수면 변화(Sea level change): 해수면은 (i) 해분 모양의 변화, (ii) 총 수괴의 변화, (iii) 해수밀도의 변화로 인해 지구적으로도 지역적으로도 변할 수 있다. 해수밀도의 변화로 인한 해수면 변화를 비부피 **변화(steric)**라고 부른다. 온도 변화에 의해서만 유발된 밀도변화는 **열적 변화(thermosteric)**, 염분 변화에 의해 유발된 밀도변화는 **염분 변화(halosteric)**라고 부른다.

상대적 해수면, 열팽창 참고.

상당 해수면(Sea level equivalent; SLE): 바다에 일정한 양의 물이나 얼음이 추가되거나 제거될 경우 발생할 지구평균 해수면 변화.

계절적 동토(Seasonally frozen ground): 동토 참고.

해수 온도(Sea surface temperature; SST): 대양의 상층 몇 미터 내의 해수 온도. 선박, 부표, 표류물에 의해 측정된다. 선박의 경우, 해수 샘플을 물통에 담아 측정하던 방법은 1040년대에 대부분 엔진을 이용한 샘플링으로 바뀌었다. 위성에서 자외선으로 해양의 피부 온도(skin temperature) (최상층, 1 mm 깊이)를 측정하거나 마이크로파로 최상층 1 cm 정도를 측정하는 방법도 사용되는데 해수온도와 호환되도록 조정해야 한다.

현열 플럭스(Sensible heat flux): 물의 위상변화에 관련 없이 지구 지표에서 대기로 나가는 열플럭스. 지표 에너지균형의 요소이다.

격리(Sequestration): 흡수 참고.

유효 파고(Significant wave height): 특정 기간 동안 발생한 파고 중 최고치 1/3의 평균 파고(해수와 너울(swell)).

제거(Sink): 온실가스, 에어리솔, 이것들의 전구물질 을 대기로부터 제거하는 과정, 활동, 메커니즘의 총칭.

슬래브 오션 모델(Slab-ocean model): 기후모델에서 바다를 수심 50~100 m의 움직임 없는 해수층으로 간단히 표현한 것. 슬래브 오션을 사용한 기후모델은 주어진 강제력에 대한 기후의 평형 반응을 추정할 뿐 기후의 과도적 전개는 추정하지 못한다. 평형 및 과도 기후실험을 참고.

적설 한계선(Snow line): 영구 적설의 하한선. 이 아래로는 눈이 쌓이지 못한다.

토양 수분(Soil moisture): 육지 표면에 저장되어 있어 증발될 수 있는 물.

토양 온도(Soil temperature): 지면 온도를 참고.

태양 활동(Solar activity): 태양은 수많은 흑점에서 관측된 강한 활동기는 물론 복사 배출, 자기장 활동, 고에너지 입자 배출을 보여준다. 이 변동들은 수백만 년에서 수천년까지 다양한 시간범위로 일어난다. 태양 순환을 참고.

태양 (11년) 순환(Solar ('11 year') cycle): 태양활동이 진폭을 달리하며 9~13년 기간으로 거의 규칙적으로 변조되는 것.

태양 복사(Solar radiation): 태양이 배출하는 전자기 복사. 단파 복사라고도 한다. 태양 복사는 태양의 온도에 의해 결정되는 뚜렷한 파장범위(스펙트럼)를 갖고 있는데 가시광선 영역에서 절정을 이룬다. 열적외 복사, 일사량 참고.

그을음(Soot): 가스를 식히는 동안 유기성 증기 불꽃의 가장자리에 형성되는 입자. 주로 탄소로 이뤄져 있고, 그보다 적은 양의 산소와 수소가 카르복실기와 페놀기로 존재하면서 불완전한 흑연 구조를 보인다. 검댕, 숯 참고(Charlson and Heintzenberg, 1995, p. 406).

발생원(Source): 온실가스, 에어리솔, 이것들의 전구 물질을 대기로 배출하는 모든 과정, 활동, 혹은 메커니즘.

남반구 극 진동(Southern Annular Model; SAM): NAM과 비슷한 패턴으로 남반구에서 일어나는 변동. 박스 3.4의 SAM 인덱스를 참고.

남방 진동(Southern Oscillation): 엘니뇨-남방진동 참고.

시공간 스케일(Spatial and temporal scales): 기후는 매우 넓은 범위의 시공간 규모로 달라질 수 있다. 공

간 범위는 국지적(10만 km²) 범위부터 지역적 범위(10만 ~ 1천만 km²), 대륙 범위(1천만~1억 km²)까지 이룰 수 있다. 시간 범위는 계절적 범위부터 지질시대 범위(최장 1억년까지 있을 수 있다).

SRES 시나리오: Nakicenovic과 Swart(2000)에 의해 개발된 것 중 이 보고서의 10장에 제시된 기후전망의 기초로 사용된 배출 시나리오. 아래 용어들은 SRES 시나리오 세트의 구조와 용도를 더 잘 이해하기 위한 용어들이다.

시나리오 패밀리(Scenario family) 인구통계적, 사회적, 경제적, 기술적 변화에 대한 줄거리가 비슷한 시나리오들. SRES 시나리오 세트는 A1, A2, B1, B2의 4가지 시나리오 패밀리로 구성되어 있다.

설명 시나리오(Illustrative Scenario) Nakicenovic와 Swart (2000)의 <정책결정자를 위한 요약문>에 반영된 6개 시나리오를 설명하는 각각의 시나리오. A1B, A2, B1, B2 시나리오군 각각의 수정 시나리오 마커(revised scenario marker)와 추가로 A1FI 과 A1T 시나리오군의 각각의 시나리오가 있다. 이 모든 시나리오군은 똑같이 견고하다.

마커 시나리오(Marker Scenario) SRES 웹사이트에 해당 시나리오 패밀리를 대표하여 초안 형태로 맨 처음 게시되었던 시나리오. 마커 시나리오의 초기 정량 중에서 어느 것이 시나리오 줄거리를 가장 잘 반영하는가와 특정 모델의 특징에 기초하여 선택되었다. 마커 시나리오는 다른 시나리오와 마찬가지로 가능성이 없지만, SRES 저술팀은 그것들이 해당 줄거리를 설명해준다고 간주한다. 이것들은 Nakicenovic와 Swart (2000)의 수정 시나리오에 포함되어 있다. 이 시나리오들은 저술팀 전체의 면밀 검증을 받았고 SRES 오픈 프로세스(open process)를 거쳤다. 시나리오들은 다른 두 시나리오군을 설명하도록 선택되기도 했다.

줄거리(Storyline) 시나리오(혹은 시나리오 패밀리)를 설명하는 글. 시나리오의 주요 특징, 주요

추진력들의 관계, 그것들의 전개 역학을 설명한다.

비부피 변화(Steric): 해수면 변화를 참고.

재고(Stock): 저장고를 참고.

폭풍 해일(Storm surge): 극단적인 기상 조건(저기압, 강한 바람)으로 인해 특정 지역에서 바다의 높이가 일시적으로 증가하는 것. 폭풍해일은 그 시간과 그 장소에서 해수면이 조석 변동 단독만으로 예상되는 것보다 높아지는 것이라고 정의된다.

폭풍 경로(Storm tracks): 원래는 개별 저기압 기상의 경로를 칭하는 말이었으나 현재는 온대 저기압(extratropical cyclone) 교란의 주 경로가 저기압과 고기압 순서로 발생하는 지역을 칭하는 말로 확대되었다.

성층권(Stratosphere): 대류권 위의 대기에서 고도로 층을 이루고 있는 지역. 약 10 km~50 km 고도에 있다.

섭입(Subduction): 해양에서 표층수가 *에크만 펄프*와 평행 *이류*를 통해 표면 혼합층으로부터 바다 내부로 빠져드는 해양 과정. 평행 이류는 표층수가 국소적으로 표층 밀도가 더 낮은 지역으로 이루어져 그 표층 아래로 미끄러져야 할 때 발생하며, 보통은 밀도 변화가 없다.

태양 흑점(Sunspots): 태양의 작고 어두운 부위. 흑점의 수는 태양활동이 강한 기간에 많아지고, 태양 순환에 따라 달라진다.

표층(Surface layer): 대기경계층 참고.

표면온도(Surface temperature): 지구 표면 온도, 지면 온도, 육지표면 온도, 해수 온도 참고.

원격상관(Teleconnection): 서로 멀리 있는 곳들 간에 기후변동이 서로 연결되어 있는 것. 물리적 의미에서 원격상관은 대규모 파동 운동의 결과이며, 그에 의해

서 에너지가 발생지점으로부터 우선 경로를 따라 **대기**에 전달된다.

열팽창(Thermal expansion): 해수면과 관련된 열팽창은 해수가 따뜻해진 결과로 해수 부피가 증가(그리고 밀도는 감소)하는 것을 말한다. 해수 온난화는 대양 부피를 팽창시키게 되고 그럼으로써 해수면 상승을 가져온다. **해수면 변화**를 참고.

열적외 복사(Thermal infrared radiation): 지구표면, **대기**, 구름에 의해 배출된 복사. **육지 복사** 혹은 **장파 복사**라고도 한다. 태양 스펙트럼의 일부인 근적외 복사(near-infrared radiation)와는 다르다. 적외 복사는 일반적으로 스펙트럼의 가시 영역에 있는 붉은색 파장보다 긴 독특한 파장 범위(스펙트럼)를 가지고 있다. 열적외 복사의 스펙트럼은 태양과 지구 **대기**의 온도차 때문에 단파복사 혹은 태양복사의 스펙트럼과는 뚜렷이 구분된다.

수온약층(Thermocline): 해양에서 연직 온도경도가 최대인 층. 해양의 표층과 심층 사이에 있다. 아열대 지역에서는 고위도에서 적도 쪽으로 빠져들어 이동한 표층수가 원인이 되어 생긴다. 고위도에서는 수온약층이 없고 대신에 염분 약층(halocline)이 출현하는 경우가 있다. 염분약층은 연직 염분경도가 최대인 층이다.

열염 순환(Thermohaline circulation; THC): 저밀도 상층 해수를 고밀도 중간층 및 심층 해수로 변화시키고 그 해수를 다시 상층 해양으로 돌려보내는 대규모 해양 순환. 이 순환은 비대칭적이다. 고밀도 해수로의 전환은 고위도의 제한된 지역에서만 일어나고, 표층으로의 반환에는 지리적으로 더 넓은 지역에서 느리게 용승하고 확산되는 과정과 관련 있다. 열염순환은 표층이나 표층 근처에서 차가운 온도와 높은 염도에 의해 야기된 고밀도에 의해 추진되지만, 열염순환이라는 이름에서 예상되는 것과는 달리, 바람이나 조석 같은 기계적 힘에 의해서도 추진된다. 열염순환은 종종 자오선 순환과 같은 의미로 사용되기도 한다.

열카르스트(Thermokarst): 얼음이 많은 영구동토가 해동되거나 대량의 육빙이 녹아서 독특한 육지가 생기는 과정(Van Everdingen, 1998).

열적 비부피 변화(Thermosteric): **해수면 변화**를 참고.

조위계(Tide gauge): 해안(및 일부 심해)에서 주변 육지에 대해 해수면 높이를 계속 측정하는 장치. 그 때까지 기록된 해수면의 시간당 평균을 구하면 **상대적 해수면**의 장기적 변화 관측치가 된다.

총 일사량(Total solar irradiance; TSI): 입사 복사에 수직이고 지구와 태양의 평균 거리에 있는 면이 지구의 **대기** 밖에서 받는 태양복사의 양. 태양복사의 신뢰할만한 측정은 우주에서만 할 수 있고, 정밀 기록은 1978년부터 시작되었다. 일반적으로 용인되는 값은 1366 W/m^2 로, 정확도는 약 0.2%다. 소수점 한 자리 수 %의 변동이 흔한데 보통은 흑점이 태양 원반을 통과하는 것과 관련 있다. 총 일사량의 **태양 순환** 변동은 0.1% 수준이다(AMS, 2000). **일사량** 참고.

점진적 기후반응(Transient climate response): **기후 민감도** 참고.

나이테(Tree rings): 목본 식물의 몸통 횡단면에서 보이는 2기 나무의 동심원 고리. 겨울의 치밀하고 작은 세포를 가진 겨울나무(late wood)와 그 다음 봄철의 넓은 세포를 가진 봄 나무(early wood) 간의 차이를 통해 나무의 나이를 추정할 수 있다. 나이테의 폭이나 밀도는 온도나 강수 같은 기후 모수와 관련이 있을 수 있다. **프록시(proxy)**를 참고.

경향(Trend): 이 보고서에서 경향이라는 단어는 일반적으로 시간과 변수값의 단조로운 변화를 뜻한다.

대류권계면(Tropopause): **대류권**과 성층권의 경계.

대류권(Troposphere): **대기**의 최하층 부분이며 구름과 기상현상이 발생하는 층이다. 중위도 지역에서는 지면으로부터 약 10 m 고도에 있고, 평균적으로 고위도에서는 9 km, 열대지역에서는 16 km 고도에 있

다. 대류권에서는 고도가 높아질수록 일반적으로 온도가 감소한다.

전환 시간(Turnover time): *수명* 참고.

불확실성(Uncertainty): 값(예: *기후계*의 미래 상태)이 알려져 있는 정도. 불확실성은 알려진 것이나 알 수 있는 것에 대한 정보가 없거나 일치하지 않아서 생길 수 있다. 불확실성의 원인은 데이터의 정량 오류부터 모호하게 정의된 개념이나 용어, 또는 인간 행동에 대한 불확실한 전망 등 많은 유형의 것이 있을 수 있다. 불확실성은 다양한 모델을 통해 계산된 값의 범위 등 정량적 측정치나 전문가팀의 판단을 반영하는 정량적 진술에 의해 표현될 수 있다(Moss and Schneider, 2000; Manning et al., 2004 참고). *가능성, 신뢰성* 참고.

UN기후변화협약(United Nations Framework Convention on Climate Change; UNFCCC): 이 협약은 1992년 5월 9일에 뉴욕에서 채택되었고, 1992년 리오데자네이로 지구 정상회담에서 150개 이상의 국가와 EC가 승인하였다. 이 협약의 궁극적 목적은 ‘*대기*의 온실가스 농도가 *기후계*를 *인위적*으로 간섭하지 못할 수준으로 안정화시키는 것’이며, 모든 당사국이 헌신할 것을 포함하고 있다. 이 협약 아래, 별첨I에 포함된 당사국들(모두 OECD 회원국이고 전환경제 국가들임)은 몬트리올 의정서에 포함되지 않는 온실가스의 배출량을 2000년까지는 1990년 수준으로 감축할 것을 목적으로 한다. 이 협약은 1994년 3월부터 발효되었다. *교토 의정서* 참고.

흡수(Uptake): 관심대상 물질이 저장고에 추가되는 것. 탄소 함유 물질, 특히 CO₂가 흡수되는 것을 탄소 격리(carbon sequestration)라고 부른다.

도시 열섬(Urban heat island; UHI): 도시가 주변 시골 지역보다 상대적으로 온난화 된 것. 강우 유출의 변화, 콘크리트 정글이 열 보유에 미치는 효과, *표면 알베도*의 변화, 오염과 *에어러솔* 등의 변화와 관련 있다.

환기(Ventilation): 해양 특성이 *대기*경계층과 활발히 교환되어 그 특성 농도가 *대기*와의 평형 값에 더 가까워지는 것(AMS, 2000).

부피 혼합비(Volume mixing ratio): *볼 분율* 참고.

워커 순환(Walker Circulation): 열대 태평양 상의 *대기*에서 열적으로 직접 추진되는 동서(zonal) 역전 순환. 서태평양에서는 공기가 상승하고 동태평양에서는 가라앉는다.

수괴(Water mass): 독특한 형성 과정으로 인해 뚜렷한 특성(온도, 염분, 밀도, 화학적 트레이서)을 가진 해수 덩어리. 수괴는 특성(예: 염분)의 수직 혹은 수평 극값을 통해 확인한다.

소한랭기(Younger Dryas): 12,900~11,600년 전에 해빙이 일어나던 동안 여러 지역, 특히 북대서양 주변에서 일시적으로 한랭 상태로 복귀했던 기간.

교정 및 감사

김병철, 김성균, 류상범, 문재인, 엄원근, 오성남, 윤원태, 정연양, 최재천,
허 은 (이상 기상청), 권원태, 부경은, 이희상 (이상 국립기상연구소), 김명수,
김상백, 김정식, 홍기만 (이상 지구대기감시센터)

기후변화 2007

- 과학적 근거 -

CLIMATE CHANCE 2007

- *The Physical Science Basis* -

발 행 : 기상청

발행일 : 2008년 2월

편 집 : 기상청 기후정보화국 기후정책과
서울특별시 동작구 기상청길 45

- 전화/팩스 : (02)2181-0460/(02)2181-0469

- E-mail : ci_pol@kma.go.kr

- Website : www.climate.go.kr