

제 6 장

고기후(Palaeoclimate)

총괄주저자

Eystein Jansen(Norway), Jonathan Overpeck(USA)

선도저자

Keith R. Briffa(UK), Jean-Claude Duplessy(France), Fortunat Joos(Switzerland), Valérie Masson-Delmotte(France), Daniel Olago(Kenya), Bette Otto-Bliesner(USA), W. Richard Peltier(Canada), Stefan Rahmstorf(Germany), Rengaswamy Ramesh(India), Dominique Raynaud(France), David Rind(USA), Olga Solomina(Russian Federation), Ricardo Villalba(Argentina), De'er Zhang(China)

기여저자

J.-M. Barnola(France), E. Bauer(Germany), E. Brady(USA), M. Chandler(USA), J. Cole(USA), E. Cook(USA), E. Cortijo(France), T. Dokken(Norway), D. Fleitmann(Switzerland, Germany), M. Kageyama(France), M. Khodri(France), L. Labeyrie(France), A. Laine(France), A. Levermann(Germany), Ø. Lie(Norway), M.-F. Loutre(Belgium), K. Matsumoto(USA), E. Monnin(Switzerland), E. Mosley-Thompson(USA), D. Muhs(USA), R. Muscheler(USA), T. Osborn(UK), Ø. Paasche(Norway), F. Parrenin(France), G.-K. Plattner(Switzerland), H. Pollack(USA), R. Spahni(Switzerland), L.D. Stott(USA), L. Thompson(USA), C. Waelbroeck(France), G. Wiles(USA), J. Zachos(USA), G. Zhengteng(China)

감수편집자

Jean Jouzel(France), John Mitchell(UK)

이장을 인용할 때는 다음과 같이 해주십시오.

Jansen, E., J. Overpeck, K.R. Briffa, J.-C. Duplessy, F. Joos, V. Masson-Delmotte, D. Olago, B. Otto-Bliesner, W.R. Peltier, S. Rahmstorf, R. Ramesh, D. Raynaud, D. Rind, O. Solomina, R. Villalba and D. Zhang, 2007: Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

목차

개요.....	459	6.6 지난 2,000년.....	492
6.1 서론.....	462	6.6.1 북반구 온도의 변동성.....	492
6.2 고기후학적 방법.....	462	박스 6.4 : '중세온난기' 의 온도.....	494
6.2.1 방법론-강제력과 반응에 대한 관측.....	462	6.6.2 남반구 온도의 변동성.....	502
6.2.2 방법론-고기후 모델링	464	6.6.3 고자료를 이용한 천년 주기 모의결과의 비교..	503
6.3 제 4기 이전의 기후.....	465	6.6.4 온도, 온실가스와 강제력 기록들의 일치성 및 프록시 기록을 이용한 탄소순환기후결합 모델의 호환성.....	508
6.3.1 이 기간 동안 이산화탄소와 온도사이의 관계는 어떠한가?.....	465	6.6.5 온도 외에 변수의 지역 변동성.....	509
6.3.2 중기 플라이오세의 기록은 무엇을 보여주는가?.....	465	6.7 중요한 불확실성에 대한 결론.....	511
6.3.3 팔레오세-에오세 최대온도 기록이 보여주는 것은 무엇인가?.....	467	자주 묻는 질문(FAQ)	
6.4 빙기-간빙기의 변동성과 역학	469	FAQ 6.1 : 무엇이 빙하기와 산업혁명 이전의 주요 기후변화들을 야기했는가?.....	474
6.4.1 빙기-간빙기 주기에 대한 기후강제력과 반응.....	469	FAQ 6.2 : 지구 역사상의 기후변화와 비교하여 현재의 기후변화는 이상한 것인가?.....	491
박스 6.1 : 궤도강제력.....	470	참고문헌.....	512
박스 6.2 : 왜 빙하기동안은 대기 중 이산화탄소의 농도가 높은가?.....	471		
6.4.2 빙기-간빙기 기록에서 급격한 기후변화.....	479		
6.4.3 마지막 빙기-간빙기의 해수면 변동.....	483		
6.5 홀로세 간빙기	485		
6.5.1 간빙기인 현재의 기후강제력과 반응.....	485		
박스 6.3 : 홀로세 빙하의 변동성.....	487		
6.5.2 현재 간빙기의 급격한 기후변화.....	490		
6.5.3 홀로세 간빙기에 엘니뇨-남방진동은 어떻게 왜 변하였는가?.....	490		

개요

과거에는 온실가스의 농도와 기후와의 관계가 어떠했는가?

- 대기 중에 잘 혼합되는 이산화탄소, 메탄가스, 아산화질소와 같은 온실가스가 지난 세기동안 지속적으로 증가하여 복사강제력을 증가시킨 속도는 최소한 지난 16,000년 동안에는 전례가 없었던 일이다. 10,000년 전부터 산업혁명 이전까지 관찰된 대기 중 온실가스의 농도는 산업혁명 이후에 증가된 양에 비하면 매우 작은 양이었으며, 이러한 작은 변화도 자연 현상에 의한 것이다.
- 현재 대기 중 이산화탄소(379ppm)와 메탄가스(1,774 ppb)의 농도는 지난 65만년동안 대기 중에 자연적으로 분포해 온 농도보다 훨씬 더 높은 것으로 보인다. 빙하를 시추한 코어(core)로부터 얻은 자료에 의하면 이 기간 동안 대기 중 이산화탄소의 농도는 180~300ppm, 메탄가스는 320~790 ppb의 범위 안에 있다. 같은 기간 동안, 남극의 기온변화와 이산화탄소의 농도변화는 일치하며, 이는 기후와 탄소순환에는 서로 밀접한 관계가 있다는 것을 보여준다.
- 지난 빙간빙기 동안의 이산화탄소의 농도변화가 기후변화를 증폭시켰을 가능성은 매우 높다. 그러나 이산화탄소의 증가가 빙하기를 끝나게 한 것 같지는 않다. 그 이유는 마지막 빙하기가 끝날 때, 남극의 대기온도는 이산화탄소가 증가하기 몇 세기 전에 이미 상승을 시작했기 때문이다.
- 과거에 대기 중 이산화탄소의 농도가 현재보다 높았던 시기에는 기온도 현재보다 높았다. 이러한 사실은 지난 수백만 년 동안 기후상태(예를 들면, 신생대 제 4기 플라이오세, 약 500~300 만 년 전)에 잘 적용되며, 그 이전에도 수십 만 년 동안(신생대 제 3기 팔레오세-에오세 Thermal Maximum 시기, 5,500만 년 전)온난한 현상이 지속되었다. 이 두 시기 동안에 온난화는 고위도 지역이 훨씬 더 심했다.

빙간빙기 기후변동의 중요성은 무엇인가?

- 기후모델링 결과에 의하면 마지막최대빙하기(Last Glacial Maximum, LGM, 약 21,000년 전) 동안에는 온실가스의 강제력과와 빙상 상태의 변화 때문에 대기의 평균기온이 현재보다 3~5℃ 정도 낮았다고 한다. 아직도 과학적으로 완전히 이해된 것은 아니지만 대기 중 먼지의 양과 식생

변화의 영향을 고려하면 추가로 전 지구의 기온이 1~2℃ 정도 더 낮았을 것으로 추정된다. LGM 이후 전 지구 표면기온은 4~7℃ 정도 높아졌지만, 이는 20세기에 일어난 지구온난화보다 10배는 더 느린 것이었다.

- 해양환경을 추적할 수 있는 프록시(proxy) 기록에 의하면 LGM 동안에 열대지역의 해수온도는 평균 약 2~3℃ 정도만 낮았을 것이고, 고위도 지방의 해양은 수온의 강하가 훨씬 컸으며, 해빙이 바다를 덮은 면적도 더 넓었을 것이라고 한다. 기후모델링은 이 기간 동안 지구의 궤도운동, 온실가스 및 육지표면의 변화를 추정하여 이러한 위도의 차이에 따른 해양환경의 변화를 추정할 수 있다. 그러므로 기후모델은 과거기후의 상태를 결정하는 주요한 과정을 적절히 나타낸다.
- LGM 동안의 육상자료에 따르면 열대지역의 기온은 상당히 낮아졌으며(약 5℃ 정도), 고위도 지역은 기온이 더 큰 폭으로 떨어졌을 것이라고 한다. 하지만 이러한 차이를 추정하는 것은 기후모델링의 방법에 따라 차이가 있다.
- 앞으로 수세기 내에 전 지구기온이 지구궤도운동에 의해 심각하게 한랭화 되지 않을 것이라는 확실하다. 지구는 앞으로 최소한 3만년 이내에 자연적으로 다시 빙하기로 돌아가지는 않을 것으로 보인다.
- LGM 동안에도 북대서양 지역에서는 지역에 따라 급격한 온난화(그린란드 지역에서 수십 년 동안 16℃까지)와 한랭화가 반복적으로 일어났다. 이러한 기후변화는 전 지구적으로 영향을 준 것으로 보이며, 그 한 예가 열대지역에 일어난 강우형태의 심각한 변화이다. 이러한 사건들이 전 지구표면온도의 변화와 연관된 것 같지는 않지만, 대서양 해수순환의 변화와 연관된 기후시스템 내의 열의 재분배와 관계가 있는 것으로 보인다.
- 약 12만 5천 년 전인 마지막빙기 동안에 지구의 평균 해수면은 20세기에 비해 4~6m 정도 높았던 것으로 보인다. 고기후적 증거와 함께 기후모델링 결과도 이 기간 동안 북극의 여름온도가 5℃까지 증가했다는 것을 보여준다. 이렇게 추정되는 온난화는 유라시아와 그린란드 북부지역에서 가장 컸으며, 반면 그린란드의 정상점은 현재보다 온도가 2~5℃ 정도 높았던 것으로 추정된다. 이러한 사실은 그린란드 남부와 북극지역의 빙하후퇴가 마지막빙기 동안에 해수면을 최대 2~4m 상승시켰고 나머지는 남극빙하가 녹으면서 영향을 주었다는 빙상모델링 결과와도 일치한다.

간빙기인 현재의 기후를 연구하면 무엇을 알 수 있는가?

- 지난 일만 년 동안을 100년 단위로 분석한 고기후의 기록을 보면 산업혁명 이전에도 지역에 따라 일시적으로 온난했던 시기들이 있었다는 증거가 있다. 그러나 잘 알려진 시기들이 전 지구적으로 동시에 발생하지는 않은 것 같다. 마찬가지로 여러 지역에서 10년 단위로 분석된 간빙기의 고기후 기록도 지역에 따라 준주기적인 기후변동이 있었다는 증거를 알려주지만, 이러한 징후들 중 어느 것도 전 지구적인 현상은 아니었으며 지난 100년 동안에 일어난 지구온난화 추세를 설명하지는 못한다.
- 북반구의 여러 산악지역에 있는 빙하는 지난 11,000~5,000년 사이에 지구궤도운동의 영향을 받은 지역적인 온난화 현상 때문에 후퇴하였으며, 5,000년 전 이전에는 20세기에 비해 빙하의 크기가 훨씬 더 작았던 (혹은 거의 없었던) 때도 있었다. 그러나 현재 전 지구적으로 일어나고 있는 산악지역 빙하의 후퇴가 이와 똑같은 자연현상이라고 보기는 어렵다. 왜냐하면 지난 수백 년 동안 북반구의 여름일사량이 감소해 왔으므로 빙하의 크기는 증가했어야 하기 때문이다.
- 대순환모델(GCM)의 결과에 의하면 홀로세 중기(약 6천 년 전) 동안에는 전 지구의 평균기온 변화는 거의 없는 (0.4℃ 미만) 중위도 의 온난화, 지구궤도운동의 변화와 일치하는 문순변화와 같은 정성적이기는 하지만 급변하는 대규모의 기후변동을 많이 보여준다. 일부 기록이 잘 된 지역에서의 모델은 수문변화를 과소평가하는 경향이 있다. 여러 가지 요인을 고려한 기후모델이 대기의 조건만을 고려한 모델보다 일반적으로 더 좋은 결과를 보이며, 이러한 사실은 기후변화에 해양과육지 표면의 역할이 매우 중요하다는 것을 알려준다.
- 기후와 식생모델은 아한대 식생한계선이 과거에 온난화되면서 북쪽으로 이동했다는 사실을 보여준다. 고기후 기록도 이러한 식생한계선의 이동이 기후변화(온난화)를 더 촉진하는 방향으로 유도했다는 것을 알려준다. 이러한 모델은 기후대의 위치와 원인(즉, 빙하, 지구궤도변화)에 의해 영향을 받는 식생구조나 육지의 탄소보존량의 변화를 복원할 수도 있다.
- 고기후 관찰결과에 의하면 지역적으로 일어나는 열대성 저기압, 홍수, 수십 년 단위의 가뭄, 아프리카-아시아 여름 몬순의 강도와 같은 10년-100년-단위의 급격한 변화는 지난 10,000년 동안에도 일어났을 가능성이 매우 높다. 하지만 이러한 급격한 변화를 일으켰던 원인은 아직도 잘 알려져 있지 않으며, 현재의 기후모델을 이용하여

충분히 연구도 되어 있다.

20세기의 기후변화는 지난 2,000년 동안의 기후와 어떻게 비교할 수 있을까?

- 1960년에서 1999년까지 40년 동안에는 지난 2,000년 전부터 산업혁명 이전까지의 어느 40년보다도 이산화탄소와 이산화탄소, 메탄가스, 아산화질소의 농도증가로 인한 복합 복사강제력의 증가 속도가 최소한 5배는 빨랐다.
- 그린란드와 북반구 중위도 의 빙하코어 자료는 산업혁명 이후에 황산염의 대기농도가 산업혁명 이전에 비해 아주 빠르게 증가했을 가능성이 높다고 알려준다.
- 3차 평가보고서 이후에 연구된 일부 자료에 의하면 지난 1,000년 동안 북반구에서 일어난 수백 년 단위의 온도변동에 비해 매우 더 다양했다는 것을 보여준다. 이러한 결과는 어느 특정한 기후지시자(proxies)가 더 좋은 자료를 만들 수 있었다는 사실과 특정한 통계처리방법이 과거의 온도변화를 추정하는데 더 성공적이었다는 사실을 알려준다. 몇몇 새로운 연구에 의해 추가로 발견된 온도변동은 주로 추위였던 시기(주로 12~14세기, 17~19세기)를 알아냈으며, 오로지 한 시기만 약간 따뜻했던 시기(12세기, 하지만 3차 평가보고서에서 제안한 온도의 변화범위 내에 포함되는 것을 추정됨)로 밝혀졌다.
- 3차 평가보고서에서는 “지난 1,000년 동안에 비해 20세기 후반은 예외적인 온난화의 시기”라고 지적하였다. 추가적인 증거들이 이 결론을 잘 뒷받침한다. 20세기 후반에 일어난 북반구 평균온도는 지난 500년 중 어느 50년 동안에 일어났던 온도변화보다 더 높았을 가능성이 높다. 또한 지난 50년간의 온도변화는 지난 1,300년 동안 어느 시기보다도 온도가 가장 높은 시기였으며, 이러한 온난화는 지난 1,300년 중 어느 50년 동안에 비해서도 지구상의 가장 넓은 지역에 영향을 주었다. 이러한 결과는 열대중위도 육지의 여름이 최근에 가장 확실한데 그 이유는 과거의 자료가 매우 빈약하기 때문일 수도 있다.
- 지난 1,000년 동안 산업혁명 이전까지의 대기 중 이산화탄소와 메탄가스의 작은 변동은 온도 프록시로부터 추정된 과거 1,000년-단위의 온도 변화와 잘 일치하고 있다. 복원된 기후변화보다 더 큰 기후변화가 일어났다면, 그것은 온실가스의 농도가 더 크게 변화했음을 의미할 것이다. 산업혁명 이전 대기 중 온실가스가 작게 변화했다는 기록은 전지구의 10년과 100년-단위의 온도변화도 작았음을 시사한다.
- 고기후 모델링 자료는 과거 1,000년간 북반구온도를 복

원한 기록과 광범위하게 일치한다. 1950년 이후 지구표면의 온도증가를 모델링하기 위해서는 인간활동에 의한 온실가스의 증가를 포함해야 가능하며, 이러한 온도증가를 20세기 전반기 한랭한 온도로부터 복원(온난화)하는 것은 어렵다.

- 과거 1,000년 간 남반구와 열대의 온도변화에 대한 정보는 이 지역의 고기후 기록이 거의 없기 때문에 매우 제한적이다.
- 과거 1,000년 동안에 일어난 기후복원자료는 20세기 관측기기로 측정된 자료보다 엘니뇨-남방진동(El Niño-Southern Oscillation)과 같이 더 공간적으로 다양한 기후의 상관관계를 확실히 잘 보여준다.
- 아메리카는 물론이고 북부와 동부 아프리카의 고기후의 기록은 지난 수십 년간의 가뭄이 과거 2,000년 동안 이 지역에 정기적으로 일어났었던 현상이라는 것을 알려준다.

고기후의 기록은 되먹임, 지생화학, 그리고 지생물리적 현상에 대해 무엇을 알려주는가?

- 잘 알려진 지구궤도이론은 빙기-간빙기의 주기가 이러한 지구궤도의 운동과 밀접한 관계를 가지고 일어났음을 제시한다. 기후시스템이 크게 반응하고 있다는 사실은 이러한 지구궤도운동에 다른 인자가 더 증폭된 영향을 주고 있다는 것을 암시한다. 이러한 증폭된 현상은 주로 온실가스의 농도변화와 빙하의 성장과 소멸, 또한 해류순환과 해빙변화, 생물리적인 되먹임과 에어러솔의 양의 변화에 의해 영향을 받아왔을 것이다.
- 지난 빙하기 동안에도 남극지역에서는 일시적으로 따뜻했던 시기가 있었다. 이 시기 동안 대기 중 이산화탄소 농도의 백년규모 변화가 25ppm보다 작았다는 것은 거의 확실하다. 이러한 사실은 북대서양심해수의 형성과 바람에 의해 불려와 남대양 내에 대규모로 유입된 철성분의 변화가 해수 중 이산화탄소의 분포에 제한적인 영향을 주었다는 것을 나타낸다.
- 해수 내 탄소순환과정은 주로 빙기-간빙기의 이산화탄소의 변화에 직접적인 책임이 있는 것 같다. 각각의 해양현상을 정량화하는 것은 매우 어려운 문제로 남아있다.
- 고환경 자료에 의하면 지역적인 식생구성과 구조가 기후변화에 매우 민감할 수 있지만, 일부 경우에는 기후변화에 따른 식생변화가 수십 년 내에 반응할 수 있다는 것을 시사한다.

6.1 서론

이 장에서는 고기후 자료와 정보를 검토하여 1년 내지 1,000년의 오랜 기간에 걸쳐 기후시스템이 어떻게 변하는지를 알아보고, 기후모델을 이용하여 이러한 기후변동을 어떻게 모의할 수 있는 지에 대해서 살펴보고자 한다. 고기후와 관련된 견해와 전망은 다른 장에도 수록되어 있다.

1970년대 이후, 고기후학 분야의 주요 관심사는 빙하시대의 기원, 가까운 미래에 빙하시대의 도래 가능성, 소위 소빙하기와 중세난간에 대한 초기 연구 등이었으며, 이후 고기후학은 상당히 발전하였다. IPCC 1차 평가보고서(IPCC, 1990)가 발표된 시기인 1990년에는 기기 관측기록 이전의 다양한 기후변동에 대해서는 잘 알려지지 않았으며, 따라서 이에 대한 이해도는 극히 낮은 실정이었다. 이로부터 15년 후, 기기 기록 이전의 기후변동에 대한 이해도는 많이 개선되었을 뿐만 아니라, 관찰과 모델링을 바탕으로 보다 정량적이고 통합적인 이해가 가능하게 되었다.

이 장에서는 여러 가지의 고기후학 연구방법과 더불어 각 방법의 장점과 약점을 간략히 소개한 후에 가장 오래된 연대순으로부터 고기후 기록을 검토해 보고자 한다. 이러한 접근법이 채택된 이유는 기후시스템이 시대에 따라 서로 다르고 끊임없이 변하기 때문이다. 한 가지 중요한 사실은 낮은 빈도의 기후변화가 높은 빈도의 기후변동성과 변화에 영향을 준다는 사실을 이해하는 것이다. 뿐만 아니라, 과거의 기후강제력이 큰 변화에 대해 기후시스템이 어떻게 반응하였는지 검토하는 것은 동일한 기후시스템이 미래의 기후강제력 변화에 어떻게 반응할지를 평가하는데 있어서도 유용할 것이다.

이렇게 시대별로 나누어 연구결과를 분석하면 기후강제력과 반응 그리고 반응을 모의하는데 이용되는 최신 기후모델의 성능을 평가할 수 있다. 평가의 불확실성을 줄일 수 있을 경우, 고기후적 관측, 이론 및 모델링을 기반으로 한 각각의 전망들은 통합하여 처리된다. 몇몇의 절에서는 급격한 기후변화와 같이 최근 들어 빠른 속도로 발전하는 영역의 최근 동향을 평가하고 있다. 급격한 기후변화란 기준과는 상당히 다른 새로운 기후레짐(예를 들면, 새로운 평균 상태 또는 변동특성)의 경계를 넘어서는 강제적 혹은 자발적인 기후변화를 의미하는데, 대체로 한 기후체제에서 새로운 기후레짐으로 넘어가는 변환시간은 각각의 기후레짐 지속 기간에 비해서 짧다(Rahmstorf, 2001; Alley et al., 2003; Overpeck and Trenberth, 2004).

6.2 고기후학적 방법

6.2.1 방법론-강제력과 반응에 대한 관측

고기후학 분야는 3차 평가보고서(Third Assessment Report: TAR)가 발표된 이후로 방법론적으로 상당한 진전이 있었다. 이 소절의 목적은 이러한 진전사항을 강조함과 동시에 이 장에서 사용된 자료에 내포되어 있는 방법론의 주요 내용을 설명하는데 있다. 많은 중요한 방법론적 세부사항들은 대해서는 이후의 소절들에서 필요한 경우 자세히 설명되어 있으며, 따라서, 이 6.2절(방법론)은 좀 더 일반적으로 구성되어 있으며, 독자들이 보다 많은 통찰력과 확신을 얻을 수 있도록 꾸며졌다. 추가적인 방법론적 세부사항들이 필요한 경우, 독자들은 몇몇 유용한 단행본이나 학술지 특별호 등을 참고하기 바란다(Bradley, 1999; Cronin, 1999; Fischer and Wefer, 1999; Ruddiman and Thomson, 2001; Alverson et al., 2003; Mackay et al., 2003; Kucera et al., 2005; NRC, 2006).

6.2.1.1. 과거의 기후강제력은 어떻게 알려져 있는가?

천문적인 요인에 의해서 야기되는 일사량의 시계열변화는 잘 알려져 있으며, 천체역학을 이용하여 계산이 가능하다(6.4절, 6.1박스 참조). 과거의 일사량 및 화산활동 강제력과 관련된 방법론은 계속해서 개선중이지만, 불확실성은 여전히 남아 있다(6.6절 참조).

6.2.1.2 전 지구적 대기조성의 과거 변화는 어떻게 알려져 있는가?

현대 고기후학의 가장 중요한 측면 중의 하나는 아마도 극지빙하내에 포획되어 있는 공기 및 빙하자체로부터 약 65만 년 전부터 현재까지 대기 중 미량기체와 에어로솔의 변화양상을 유추할 수 있다는 점일 것이다(더 이상의 방법론적 사례는 6.4절~6.6절을 참조). 제 4기 후기의 고기후 연구에서 흔한 것처럼, 직접적인 기기 샘플링을 이용하여 수행한 최근의(즉, 1950년 이후) 측정결과는 강제력과 반응 계열의 품질을 확인하는데 이용된다. 6.3절에는 비록 빙하코어 측정에 비해서는 정확도는 매우 낮기는 하지만, 과거 수백만 년 전의 대기 중의 CO₂ 농도를 어떻게 추정하는 지를 밝힌 몇 편의 논문을 소개한다. 고기후학의 전반에 걸쳐 흔히 고기후학자들은 한 가지 방법 혹은 프록시를 이용하는 경우는 드물며, 대체로 여러 가지의 방법 혹은 프록시를 이용한다. 이러한 여러 가지의 프록시 이용은 하나의 프록시로부터 나온 것에 비해 보다 풍부하고 포괄적인 기후변화 전망을 제공해

준다. 이러한 방식을 이용하면 개별 프록시로부터 온 결과들을 서로 크로스체크(상호비교)할 수 있으며, 불확실한 점도 더욱 잘 이해할 수 있다. 제4기 이전의 이산화탄소(CO₂)의 경우에도, 다중의 지화학적 및 생물학적 방법론을 이용하면 과거 CO₂변동에 대해 합리적으로 설명을 할 수 있다. 그러나 6.3절에서 지적하였듯이 이러한 추정치의 정확도는 어느 정도 제한되어 있다.

6.2.1.3 강제력과 반응의 고기후 기록의 연대는 얼마나 정확하게 측정할 수 있는가?

고기후 기록과 연관된 연대측정에 대한 많은 연구가 진행되었고, 관련된 서적이 많이 출간되었다. 따라서 더욱 상세한 내용이 필요한 독자들은 앞에서 인용된 참고서적을 참고하기 바란다. 일반적으로 시대를 거슬러 오래될수록 연대측정의 정확도는 떨어지고, 각 연대측정법은 종류에 따라 적용 가능한 시대범위가 특정하게 제한되는 경우가 많다. 나이테 기록은 대체로 가장 정확하며, 수천 년 이전까지 1년 단위나 연중 계절 단위까지 정확하게 측정할 수 있다. 층상 혹은 대상의 연륜은 다른 프록시 매체(예를 들면, 산호, 호상퇴적물, 일부 동굴퇴적층, 일부 빙하)에서도 찾아볼 수 있지만, 이들과 연관된 연대모델은 항상 특정연도까지 정확한 것은 아니다. 고기후학자들은 연대의 불확실성을 줄이기 위해서 여러 개의 출처로부터 연대정보를 얻기 위해 노력해야 하며, 또한 고기후와 관련된 해석을 할 경우에는 연대규제의 불확실성을 반드시 고려해야 한다.

방사능연대 측정분야의 상당한 발전이 계속되고 있다. 방사능계의 유용범위는 각각의 방사능계에 따라 다르며, 따라서 고기후 관련 연구결과는 분석상의 불확실성을 표기하여야 한다. 또한, 추가적인 불확실성의 가능성이 있기 때문에, 여러 가지 기본 가정을 검토하고 별개의 방법으로 연대를 검증하는 방법도 개발되고 있다. 예를 들어, 방사성탄소시계의 영년변화는 지난 12,000년에 대해서는 확실하게 규명되었으며, 지난 35,000년에 대해서도 상당히 알려져 있다. 이러한 변동과 방사성탄소시계의 정확도는 정확한 나이테 및 호상퇴적물 기록에서 산출된 연대모델 및 우라늄계열과 같은 독립적인 방사능계로부터 구한 연대 값과의 비교를 통해서 증명될 수 있다. 또한, 각각의 프록시 기록에 대해서 방사성탄소 연대학의 정확도는 측정자료의 조밀도, 연대측정에 이용된 물질 및 측정물질에 결합된 탄소의 방사성연대에 대한 정보에 따라 좌우된다.

6.2.1.4 고기후 프록시 방법은 과거의 기후역학 복원에 어떻게 사용되는가?

이 절에서 다루고 있는 고기후 복원방법의 대부분은 앞에서 얘기한 서적과 각 장과 절의 인용문헌에 자세하게 설명되어 있다. 일부 절에서 고기후 관련 불확실성의 평가에 도움을 줄 수 있는 경우, 중요한 방법론적 기초 및 논쟁에 대한 논의사항을 소개하였다.

지난 수십 년 동안 고기후의 연구방법은 상당히 발전하여 성숙단계에 도달하였다. 고기후의 복원방법은 과거변화(예를 들면, 지하수 온도 변동, 빙하코어 기포내의 기체함량, 해양퇴적물 공극수 변화 및 빙하 분포범위 변화)에 대한 직접 측정에서부터 환경(프록시 보유자가 변하거나 존재할 경우)의 과거변화를 정량적이면서 객관적으로 반영하는 화학적, 물리적 및 생물적 변수를 포함하는 프록시 측정에 이르기까지 다양하다. 이러한 방법들과 더불어, 고기후 학자들은 과거 기후의 복원을 위해 문헌자료(예를 들면, 특별한 관찰, 로그(기록) 및 농작물 수확자료 등의 형태)도 역시 이용한다. 여러 가지 측면에서 불확실성이 남아 있지만, 변화하는 기후에 반응하여 많은 생물들(예를 들면, 나무, 산호, 플랑크톤, 곤충 및 다른 생물)의 성장과 군집발달이 변한다는 사실은 현재 입증되어 받아들여지고 있다. 또한, 이러한 기후에 의해 야기되는 변화들은 살아있거나 죽은(화석) 표본이나 생물체 군집의 지난 성장과정에 잘 기록된다는 사실도 역시 입증되어 받아들여지고 있다. 나무나이테, 바다와 호수의 플랑크톤 및 화분은 백년과 천 년 전의 기후에 대해 가장 잘 알려진 개발된 프록시 중의 일부이다. 나무나이테의 폭과 밀도를 이용한 연대측정 체계는 과거의 온도와 습도를 유추하는데 사용되는데, 이 경우 온도 및 습도복원은 일시적인 실제 기기계측 자료를 이용한 포괄적인 보정을 바탕으로 수행된다. 퇴적물코어에서 채집한 화분과 플랑크톤의 과거 분포는 과거 기후의 정량적인 평가(예를 들면, 온도, 염도 및 강수량)에 사용될 수 있는데, 이러한 평가는 이들의 현재의 분포 상태 및 연관된 기후변수들에 대해 보정된 통계법을 통해 이루어진다. 여러 생물에 의한, 혹은 물리적으로 만들어진 여러 물질의 화학조성이 온도와 같은 기후변수의 측정값으로 변환될 수 있는 열역학적 작용이 잘 이해되어 있다. 주요 예로는 과거의 온도와 염도를 유추하는데 사용되는 산호나 유공충의 산소동위원소비, 온도측정에 사용되는 탄산염광물의 마그네슘/칼슘(Mg/Ca)비와 스트론튬/칼슘(Sr/Ca)비, 과거의 해수표면온도의 추정에 사용되는 해양생물(코코리스: 역자주)분자의 알케논 포화지수, 온도와 대기온만 추정에 사용되는 빙하의 산소와 수소동위원소 값, 그리고 이들과 결합된

질소 및 아르곤 동위원소 연구 등이 있다. 마지막으로 많은 자연계(예를 들면, 퇴적물과 풍성층)는 과거의 기후변화를 유추하는데 사용될 수 있을 정도로 예측 가능하게 변화한다. 고기후 복원법들은 계속해서 발전하고 개선되고 있지만, 이러한 방법들이 가지고 있는 공간적 및 계절적 편향성과 관련된 논란은 여전히 남아있다. 따라서 최근의 많은 고기후 관련 연구에서는 다중 프록시의 계열을 이용하는 것이 하나의 프록시 접근법을 이용하는 것에 비해 훨씬 정확하기 때문에 여러 가지 방법들의 조합이 이용된다. 다중 프록시 접근법을 이용할 경우에는 많은 측정값 중에서 계절적 편향값의 구분도 가능해진다. 완전한 고기후 복원방법은 없으며, 고기후 자료를 사용할 때에는 기초를 이루는 방법과 작용에 대한 정확한 지식이 요구된다.

과거의 기후변동과 기후변화에 대한 확실한 추정을 위해서 고기후학 분야는 여러 가지의 개별적인 출처로부터 구한 고기후 기록들의 반복적인 증명이나 교차검증에 크게 의존한다. 이 장에서는 특별히 확고하거나 혹은 반복적으로 증명된 방법이 이용된 추론에 가장 큰 비중을 두고자 한다.

6.2.2 방법론-고기후 모델링

기후모델은 과거 기후변화의 메커니즘을 이해하는데 도움이 되는 과거 기후사건(예를 들면, 마지막최대빙하기, 마지막간빙기 혹은 급격한 기후현상)을 모의모의하는데 사용된다. 기후모델은 밀란코비치학설(6.4절, 박스 6.1)과 같은 물리학적 가설을 정량적으로 검증하는데 열쇠와 같은 역할을 한다. 기후모델은 조사하고자 하는 과거 기후변화의 원인과 결과를 연결시켜 주기도 한다. 고기후 정보는 그 결과가 부족한 경우가 있고, 고르지 못하며, 계절에 따른 편향성을 보여주는 경우가 흔하기 때문에, 기후모델은 지역적 규모와 전지구적 규모 사이의 간극을 채우는데 도움을 주기도 한다. 예를 들어, 오래된 빙하코어 기록은 남극지역의 지역 온도와 전 지구적으로 혼합된 이산화탄소 및 메탄가스의 양 사이의 강한 상관성을 보여주지만, 이러한 변수들 사이의 인과적 연관성은 모델을 도움을 받아야 제대로 규명할 수 있다. 과거에서 미래의 기록을 찾을 수는 없으며, 따라서 미래를 대비하여 고기후를 활용하는 가장 효과적인 방법은 기후변화 메커니즘에 대한 정량적 이해를 높이고 발전시키는 것이다.

동시에, 고기후복원은 기후모델을 검증할 수 있는 가능성을 제시하는데, 특히 기후강제력이 잘 구체화되고 이에 따른 반응이 충분히 예측할 수 있는 경우에는 좀 더 정확한 검증이 가능하다. 과거(예를 들면, 현재의 홀로세 간빙기 이전)의 기후에 대해서 강제력과 반응은 보다 넓은 범위에 걸쳐

서 나타나지만, 자료는 더욱 산발적이고 불확실하다. 반면, 최근의 천년에 대해서는 보다 많은 기록을 이용할 수 있지만, 강제력과 반응은 상당히 소규모로 제한적이다. 기후모델의 모든 측면을 기기로 측정된 기후자료와 대비할 수는 없으며, 따라서 고기후 자료를 이용하여 기후모델을 시험하는 것은 중요하다. 예로써, 현재 기후에 대해 성공적인 실행을 했다고 해서 이것이 CO₂에 대한 실제 민감도에 대한 최종검증이 될 수는 없다. CO₂에 대한 실제적 민감도를 테스트하기 위해서는 크게 다른 CO₂ 농도를 이용한 기후모의도 필요하다. 뿐만 아니라, 아격자 규모의 작용들(예를 들면, 구름개개, 난류혼합 등)을 설명함에 있어서 많은 매개변수화는 현재의 관측결과를 이용하여 개발된다. 따라서 모델개발에 사용되지 않은 기후상태는 모델을 검증하는데 독자적인 기준을 제공해 준다. 고기후 자료는 실제적 기후변화의 모의에 있어 기후모델의 능력을 평가하는 열쇠이다.

대체로 오늘날의 기후 혹은 미래 기후변화 시나리오 모의에 사용되는 기후모델이 과거 기후사건의 모의에도 사용되는데, 이 경우 지정된 강제력의 차이와(아주 오래된 과거에 대해서는) 바다와 육지의 분포양상의 차이를 고려하여 모의 모의를 수행한다. 단순하고 개념적인 모델에서부터 약간 복잡한 지구시스템모델(Earth System Models of Intermediate Complexity: EMICs)과 결합기후모델(coupled General Circulation Models: GCMs)에 이르는 모든 종류의 모델(8장 참조)이 이용되고 있다(Claussen et al., 2002). 비교적 빠른 접합모델이 흔히 사용되는데, 그 이유는 일부 고기후 분야에 이러한 모델을 적용하게 되면 수천 년 동안이라는 장기간에 대한 모의가 필요한데 이 경우는 아직도 컴퓨터 용량에 제한을 받기 때문이다. 현재의 기후 모의에 사용되는 모델에서는 일반적으로 사용되지 않는 추가적인 요소들이 고기후 연구에 추가되는 경우가 점차 늘어나고 있다. 예를 들어 기후시스템의 동위원소를 추적하는 대륙빙상모델 혹은 요소는 기후시스템의 동위원소를 추적하는데 사용되는 요소로 고기후 연구에 자주 포함된다(LeGrande et al., 2006). 육지 및 해양 생태계 모듈과 식생 모듈이 포함되는 경우도 증가하고 있는데, 이들은 기후에 대한 생물리적/생화학적 되먹임을 포착하고, 프록시 고생태 자료(예를 들면, 화분)에 대한 모델의 유용성을 확인하는데 이용된다. 탄소 및 다른 영양소의 순환에 본질적으로 연계된 고환경 기록으로부터 방대한 양의 고기후 정보가 나오에 따라, 생물지화학적 추적자와 작용을 이용하게 되었는데, 이는 기후모델 모의 분야에서 매우 중요한 발전상의 하나이다.

6.3 제 4기 이전의 기후

6.3.1 이 기간 동안 이산화탄소와 온도사이의 관계는 어떠한가?

260만 년 전 이전인 제 4기 이전의 기후(예를 들면, 그림 6.1)는 대체로 오늘날보다 따뜻했으며, 당시의 따뜻한 기후는 높은 CO₂ 농도와 연관되어 있었다. 이러한 의미에서 제 4기 이전의 기후는 예상되는 미래 기후변화와 매우 유사하다고 할 수 있다(비록 전 지구적으로 나타나는 생물상과 육지의 분포 등과 같은 지리적 요소는 과거로 갈수록 현재와의 차이가 커지지만). 일반적으로, 제 4기 이전의 기후는 대기 중 온실가스의 농도가 증가할수록 따뜻한 기후가 예상된다는 일반론을 뒷받침한다. 빙하코어의 시대범위를 넘어서는 시기, 즉 대략 100만 년 전 이전의 시기를 돌아보면, 대기 중 온실가스의 농도에 관한 자료는 더욱 불확실해 진다. 하지만, 지난 6,500만년동안 따뜻했던 기후를 정량적으로 복원하고자 하는 노력은 계속되고 있다. 다음의 소절에서는 이 기간 중에 일어났던 특별한 의미의 두 가지 기후사건에 대해서 다루고자 한다.

CO₂와 온도사이의 관계는 얼마나 정확하게 알려져 있는가? 제 4기 이전의 CO₂ 농도를 알아내는데 사용되는 주요 프록시에는 네 가지가 있다(Jasper and Hayes, 1990; Royer et al., 2001; Royer, 2003). 이중 두 가지 프록시는 토양과 해수에 사는 생물들은 대기와는 뚜렷하게 구별되는 탄소동위원소비를 가진다는 사실에 기초한다(Cerling, 1991; Freeman and Hayes, 1992; Yapp and Poths, 1992; Pagani et al., 2005). 세 번째의 프록시는 붕소(boron) 동위원소비를 이용하며(Pearson and Palmer, 2000), 네 번째 프록시는 나뭇잎의 기공과 대기 중 CO₂ 함량 사이에 관찰된 관계에 기초하고 있다(McElwain and Chaloner, 1995; Royer, 2003). 그림 6.1의 하단(bottom panel)에 나타나 있듯이 복원된 CO₂ 값은 넓은 범위를 보여주지만, 일반적으로 빙하코어 자료에서 관찰되는 산업혁명 이전의 간빙기의 CO₂ 값보다는 높게 나타난다. 이러한 오랜 기간에 걸친 CO₂ 농도의 변화는 지구조적 작용들(예를 들면, 화산활동 기원 및 규산염암의 풍화량 감소: 예를 들면 Ruddiman, 1997)에 의해서 조절된 것으로 생각된다. 그림 6.1의 중단(middle panel)에 보이는 것과 같은 온도복원은 유공충의 Mg/Ca 및 알케논과 함께 산소동위원소(전 지구적 빙하체적의 변동에 대해 보정된 값)에서 유래한 것이다. 지구상의 대륙빙하 존재를 나타내는 지시자에 대한 연구결과에 의하면 지질역사를 통해서 지구는 거의 빙하가 없는 상태였으며, 대체로 따뜻한 상태였음을 나타내었다.

약 3,500~4,000만 년 전의 남극 빙하작용의 확대는 부분적으로 당시의 대기 중 CO₂ 농도가 백악기(~1억년전)의 최대값에 비해 감소한데 따른 반응으로 보인다(DeConto and Pollard, 2003). CO₂와 온도사이의 관계는 그림 6.1(상단: top panel)에 나타나 있듯이 더 오래된 경우에도 추적이 가능한데, 중생대(2억3천만~6500만 년 전)의 따뜻한 기후는 높은 CO₂ 농도와 관련된 것으로 보이며, 약 3억 년 전의 주요 빙하작용은 당시의 전후시기에 비해서 낮은 CO₂ 농도와 일치하는 것으로 보인다.

6.3.2 중기 플라이오세의 기록은 무엇을 보여주는가?

지구역사를 통해 전 지구적 평균온도가 오랫동안 상당히 높게 지속되었던 시기는 여러 차례가 있었는데, 중기 플라이오세(약 330~300만년전)는 가장 최근에 전 지구평균온도가 오랫동안 상당히 높게 지속되었던 기간이다(GCMs에 의해 추정된 바에 의하면, 산업혁명 이전의 온도에 비해서 2~3°C 높았던 것으로 추정됨)(Chandler et al., 1994; Sloan et al., 1996; Haywood et al., 2000; Jiang et al., 2005). 따라서 중기 플라이오세는 여러 가지 측면에서 21세기 후반의 지구와 유사한 세계를 살펴볼 수 있는 구체적인 사례를 제공한다. 플라이오세는 또한 대륙과 해양분지의 분포가 현재의 지리적 배치에 거의 도달했던 최근 시기이다. 이러한 사실을 종합적으로 감안하면, 중기 플라이오세 동안의 따뜻했던 시기의 평균값은 전 지구적으로 따뜻했던 기간 동안의 평형상태를 반영하며, 이 기간 동안의 대기 중 CO₂ 농도는 360~400ppm 정도였으며, 이러한 값은 산업혁명 이전의 대기 중 CO₂ 농도에 비해서 높았던 것임을 유추해낼 수 있다(Raymo and Rau, 1992; Raymo et al., 1996). 또한 지질학적 증거와 동위원소 자료는 당시에 빙상이 감소하였고 대륙이 덜 건조하였다는 사실과 함께(Guo et al., 2004), 해수면이 적어도 현재보다 15~25 m 정도 더 높았음을 보여준다(Dowsett and Cronin, 1990; Shackleton et al., 1995).

육상과 해양의 고기후 프록시들이 지시하는 바에 의하면, 고위도는 현재보다 상당히 온난하였지만, 열대지역의 해수면온도와 지표에서의 대기온도는 현재와 크게 다르지 않았다(Thompson, 1991; Dowsett et al., 1996; Thompson and Fleming, 1996). 결과적으로 당시의 대륙권 하부의 위도별 온도변화율은 현재보다 매우 낮은 상태였다고 할 수 있다. 예를 들면, 플라이오세 연구해석 및 개요도작성 그룹(Pliocene Research Interpretations and Synoptic Mapping Group)(Dowsett et al., 1996; Dowsett et al., 2005)에 의해 복원된 해수면온도를 이용한 대기대순환모델 모의 결과에 의

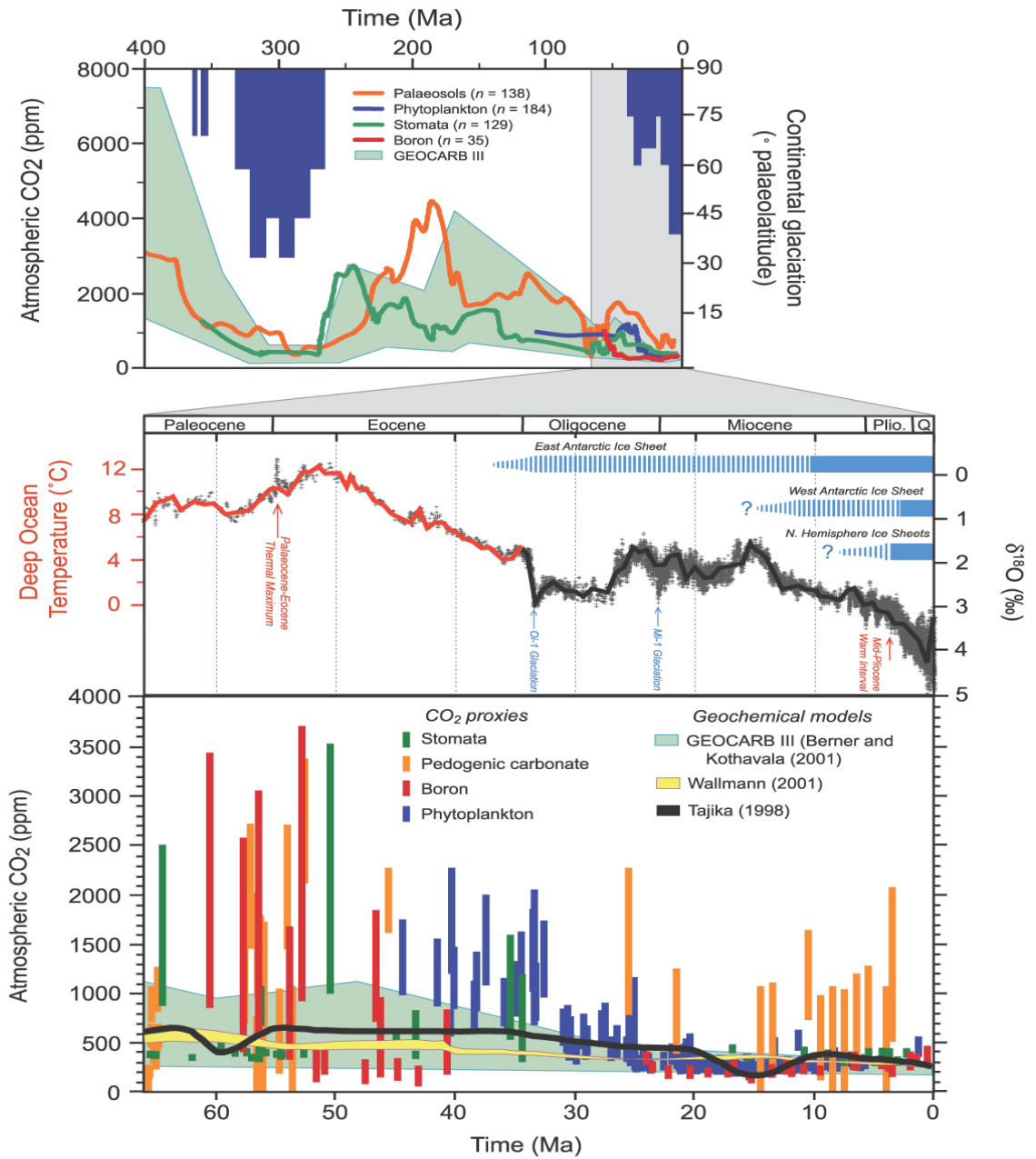


그림 6.1. (위) 400Ma부터 현재까지의 대기 중 이산화탄소와 대륙빙하 크기의 변화. 수직 파란색 막대는 빙상의 시기와 고위도상 분포규모를 표시한다(After Crowley, 1998). 선으로 표시된 CO₂기록은 네 가지 주요 프록시의 각각으로부터 구한 5점 이동평균값을 나타낸다(자세한 편집내용을 알고 싶으면 Royer, 2006 참조). 또한 탄소순환모델 GEOCARB III(Berner and Kothavala, 2001)로부터 얻어진 가능한 이산화탄소의 범위가 표시되어 있다. 모든 자료는 Gradstein et al.(2004)의 지질시대 연대표에 맞추어져 있다.(중간) 40개의 Deep Sea Drilling Program(DSDP)과 Ocean Drilling Program(ODP) 지점으로부터 얻은 심해 저서성 유공충의 산소동위원소 값을 취합한 자료(Zachos et al., 2001)로서 에오세에서 마이오세 사이의 고해상도자료(Billups et al., 2002; Bohaty and Zachos, 2003; Lear et al., 2004)가 추가되어 있다. 대부분의 자료는 저서성 유공충 중에서 가장 잘 나타나고 오랜 기간 동안 나타나는 Cibicidoides와 Nuttallides를 분석한 것이다. 속(genus) 간의 생리적 효과(vital effect)를 보정하기 위해 각각 +0.64와 +0.4가 추가되었다(Shackleton et al., 1984). 연령은 Beggren et al.(1995)의 고지자기 시간스케일이다. 초기자료를 5점 이동평균을 이용하여 완만하게 하여 평균치를 곡선으로 표시하였다. 해수의 산소동위원소 성분은 빙하가 없다고 가정된 -1‰(Standard Mean Ocean Water로 추정되는 값)이며, 따라서 이 값은 대규모의 남극빙하가 생겼던(~35 Ma) 이전의 시기에 적용된다. 올리고세 초기 이후 산소동위원소 기록의 대부분(~70%)은 남극과 북반구의 빙하체적을 반영하며, 이러한 빙하체적이 담청색 수평막대로 표시되어 있다(예, Hambrey et al., 1991; Wise et al., 1991; Ehrmann and Mackensen, 1992). 이 표시를 점으로 나타낸 것은 빙하가 항상 있는 것이 아니었거나 현재보다 빙하의 크기가 작았던 것을 나타내며, 파란색으로 채워져 있는 것은 현재와 같거나 더 컸던 빙하를 나타낸다. 서남극의 빙상(West Antarctic Ice Sheet)의 진화 와 안정도(예, Lemasurier and Rocchi, 2005)는 아직도 불확실한 부분이며, 이 자료 분석의 결과에 따라 미래 해수면변동의 추정자료가 달라질 수도 있다.(아래) 지난 65 만년 동안의 이산화탄소의 상세기록. 각각의 이산화탄소 기록과 오차표시의 색은 프록시 방법에 따라 다르게 표시되어 있다. 가능한 경우에 기록은 반복적으로 측정되었다(상세한 자료와 참고문헌을 위해 Royer, 2006을 참조). 연령오차는 보통 ±1 만년 이내이다. 각각의 이산화탄소 프록시의 오차범위는 아주 다양하며, 특히 토양 내에 나타나는 단괴를 이용한 추정치가 가장 불확실하다. 또한 세 가지의 지화학적 이산화탄소 순환모델을 이용한 추정치가 범위로 표시되어 있다.

하면 북반구 고위도의 겨울철 지표온도는 10~20°C 높았고, 북대서양 북부(~60°N)지역에 걸쳐서는 온도는 5~10°C 정도 높았다. 반면, 열대의 지표온도는 변화가 없거나 심지어는 약간 감소하였다(Chandler et al., 1994; Sloan et al., 1996; Haywood et al., 2000, Jiang et al., 2005). 반면, 400ppm의 대기 중 CO₂ 농도를 가정한 종합 대기-해양실험에 의하면, 당시의 기후는 산업혁명 이전에 비해서 북대서양 북부에서는 3~10°C, 열대지방에서는 1~3°C의 높았던 것으로 모의 결과가 산출되었는(Haywood et al., 2005), 이는 대체로 10장에서 논의될 높은 CO₂ 농도에 대한 반응과 비슷하다.

열대의 온난화가 부족하게 측정된 것은 열대의 해수면 온도 복원을 해양성 미세동물상(microfaunal) 증거에 의존한 결과이다. 마지막 최대빙하기의 경우처럼(6.4절 참조), 복원결과가 제시하듯이 열대의 민감도가 실제로 매우 작았는지에 대한 사실여부는 확실하지 않다. Haywood et al.(2005)은 열대 및 아열대 온도에 대한 알케논 측정이 이들 지역에서의 온난화를 제대로 지시하며, CO₂ 농도의 증가에 따른 기후모델의 모의 결과와도 더 잘 들어맞는다는 사실을 발견하였다(10장 참조). 위에서 언급한 연구결과에 볼 수 있듯이, 기후모델로는 해양 열전달의 많은 증가가 없이 CO₂ 증가에 따라 고위도에서는 대규모 온난화가 일어나고, 열대에서의 극미한 온도변화만 일어난다는 반응을 도출할 수는 없다.

실질적인 고위도지방에서의 반응은 해양 및 육상 고자료에서 찾아볼 수 있다. 고자료에 의하면 21세기에 대해 제시된 모델 모의에 비해 고위도에서의 반응은 열대에 비해서 CO₂의 증가에 대해 더욱 민감했던 것으로 알려지고 있다. 이러한 현상에 대한 다른 해석으로는 열염분순환의 증가(Raymo et al., 1989; Rind and Chandler, 1991), 바람응력(wind stress)의 증가에 따른 표층해류의 흐름 증가(Ravelo et al., Haywood et al., 2000), 혹은 육지와 해양의 빙하 분포면적의 감소에 따른 해양 열전달의 증가(Jansen et al., 2000; Knies et al., 2002; Haywood et al., 2005) 등이 있다. 비록 21세기에 대한 대부분의 결합모델 모의에서 나타나는 북대서양 심층수 생성의 감소(10장 참조)와 확실한 차이를 보이는 것은 없지만, 현재의 가용 프록시 자료는 플라이오세동안의 일시적 혹은 평형조건의 기후상태에 대한 설명으로 자오면 순환셀(meridional overturning cell) 강도 증가의 가능성을 뒷받침하기에는 불확실하다. 일시적인 반응은 기후가 온난해짐에 따라 평형상태에서의 반응과는 달라질 것으로 추정된다. 플라이오세의 심해상태를 설명한 자료들이 발표된 것은 그리 오래되지 않았다(Cronin et al., 2005). 플라이오세의 기후분포와 기후변화 강제력을 이해하는 것은 전 지구적으로 온난한 시기에 있어서 해양순환의 궁극적인 역할을 포함하

여 미래 CO₂ 증가에 따른 반응에 대한 예측을 개선하는데 큰 도움을 줄 것이다.

6.3.3 팔레오세-에오세 최대온도 기록이 보여주는 것은 무엇인가?

약 5,500만 년 전 섭씨 수도에 이르는 갑작스러운 온난화(이 경우, 1,000년 내지 10,000년의 크기)는 ¹⁸O 동위원소 및 Mg/Ca 기록의 변화로 알 수 있다(Kennett and Stott, 1991; Zachos et al., 2003; Tripathi and Elderfield, 2004). 온난화 및 이의 영향으로 수반되었던 환경적 충격은 전 위도에 걸쳐 천해와 심해에서 모두 감지되었다. 온난화후는 약 10만 년 정도 지속되었다. 전 지구적 강우패턴의 변화에 대한 증거는 식생을 비롯한 다양한 화석기록에서 관찰된다(Wing et al., 2005). 기후이상 및 이에 수반되는 탄소동위원소의 이상 값은 팔레오세과 에오세 사이의 경계에 나타나며, 이를 팔레오세-에오세 최대온도시기(PETM)라고 한다. 이 최대온도 시기는 당시의 고해상도 기록에서 확실하게 나타난다(그림 6.2). 동시에 해양과 대륙의 퇴적기록 중의 ¹³C 동위원소 값은 ¹³C 함량이 적은 대량의 탄소가 대기와 바다로 배출되었음을 지시한다. 탄소량은 바다의 pH를 낮추어 해저의 탄산염물질의 광범위한 용해를 일으키기에 충분한 만큼 많은 양이었다(Zachos et al., 2005). 이러한 ¹³C 함량이 낮은 탄소는 해저의 포접화합물(clathrates)의 분해로 생긴 메탄(CH₄)과 화산활동에서 온 CO₂, 유기물이 풍부한 퇴적물의 산화작용 등으로부터 공급된 것으로 보고 있다(Dickens et al., 1997; Kurtz et al., 2003; Svensen et al., 2004). PETM은 전 세계의 생태계를 크게 변화시켰다(Koch et al., 1992; Bowen et al., 2002; Bralower, 2002; Crouch et al., 2003; Thomas, 2003; Bowen et al., 2004; Harrington et al., 2004). PETM은 현재 인간에 의해 빠른 속도로 대기 중으로 탄소가 배출되는 상황과 어느 정도 유사하기 때문에 집중적으로 연구되고 있다. PETM 기간 중 배출된 탄소량은 1~2 × 10¹⁸g으로 추정되는데(Dickens et al., 1997), 이 양은 다음 세기동안 배출될 온실가스의 양과 비슷한 규모이다. 게다가, 자연적인 가스 격리작용을 통해 회복되는 기간인 약 10만년은 앞으로 예측되고 있는 미래의 회복기간과 유사하다. 플라이오세에 ¹³C함량이 낮은 탄소가 배출되는 동안 고위도지방에서의 온난화는 상당하였다(~20°C; Moran et al., 2006). 당시의 실제 온난화 정도는 기후모델 모의 산출값(Sluijs et al., 2006)에 비해서도 크며, 증가된 온실가스 실험에 대한 값과 대체로 유사한 것으로 보인다(10장). PETM으로부터 기후변화의 민감도를 정량적으로 평가하기에는 자료가 매우 불확실하지만, 이 사건은 대량의 탄소배출과 이와 관련된 극단적 기후온난화의 인상적인 예로 볼 수 있다

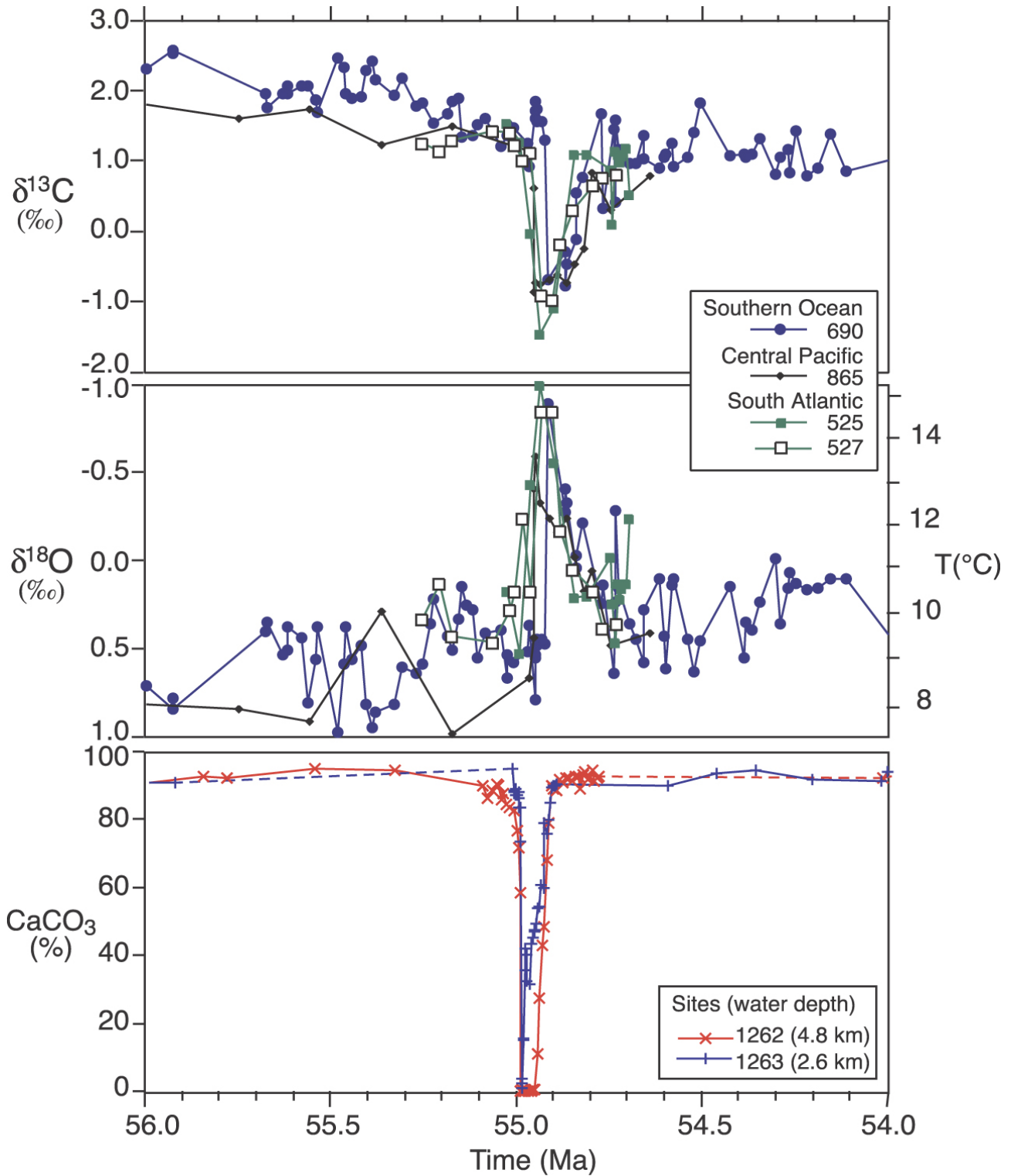


그림 6.2. 남극, 남대서양, 남태평양 해저에서 서식하는 저서성 유공충(*Nuttallides truempyi*)에 기록된 팔세오세-에오세 최대온도시기(자세한 내용을 보려면 Zachos et al., 2003을 참조). 가장 위 그림의 탄소동위원소의 급격한 감소는 약 5°C의 증가(중간 그림)에 해당하는 대기 중 온실가스인 이산화탄소와 메탄가스의 증가를 의미한다. 탄소동위원소를 이용한 모델에 의하면 해양환경으로부터 메탄가스수화물의 급격한 분해에 의해 배출된 메탄가스가 탄소증가의 주요한 요인(약 2,000 GtC)이었다는 것을 보여준다(Dickens and Owen, 1996). 이 모델과 다른 모델을 테스트하기 위해서는 탄소플럭스(Carbon flux)의 독립적이고 제한적인 요소를 필요로 한다. 이론상, 추가로 유입된 온실가스의 많은 양의 탄소는 해양으로 흡수되어, 해수의 pH를 낮추고 해저 탄산염퇴적물을 넓은 범위에서 녹게 하였다. 남대서양으로부터 시추된 두 개의 시추코어 내 퇴적물의 탄산칼슘 함량의 변화를 보여주는(Zachos et al., 2004, 2005) 이러한 반응이 아래 그림에 잘 나타난다. 관찰된 패턴에 따르면 대양의 탄산염 포화도의 수심은 급격히 2 km 이상 변동했으며, 그 이후 완충작용이 천천히 대양의 화학적 평형을 축적하면서 점차적으로 원래의 상태로 회복하였다. 초기에 탄산염퇴적물의 용해작용의 대부분은 이 시기 이전에 퇴적물에 나타났으며, 저서성 유공충의 탄소동위원소 범위가 변하기 전에 일어났다. 모델링 결과에 의하면 탄산염 포화도의 수심이 회복되는 것은 탄소동위원소가 회복된 것보다 100 kyr 정도 앞섰다고 퇴적물의 기록에 나타난다(Dickens and Owen, 1996).

6.4 빙기-간빙기의 변동성과 역할

6.4.1 빙기-간빙기 주기에 대한 기후강제력과 반응

빙하코어에는 지난 74만년의 고기후 기록(EPICA community members, 2004)이 보존되어 있고 심해퇴적물(Lisiecki and Raymo, 2005)과 펄스층(Ding et al., 2002)은 수백만 년을 포함하는 일련의 빙기-간빙기 주기가 기록되어 있다. 기록이 가장 잘 보존되어 있는 과거 43만년 동안 빙기-간빙기의 주기는 10 만년이라는 큰 진폭의 주기를 가지며, 이러한 주기는 다른 궤도주기와 일치하며(Hays et al., 1976; 박스 6.1), 또한 천 년 주기(Mcmanus et al., 2002; NorthGRIP, 2004)의 기후변화의 특징도 보인다. 각 빙기-간빙기 주기 중 평균 약 20% 정도의 짧은 기간만이 만년에서 3만년 동안 지속되었던 온난한 간빙기 모드이다(그림 6.3). 74만년과 43만년 사이 동안 더 오랜 기간을 보이는 간빙기에 대한 증거도

있지만, 이들은 제4기 후기의 전형적인 간빙기보다 더 추웠다(EPICA community members, 2004). 이러한 간빙기의 마지막 시기인 홀로세는 지금까지도 계속되고 있다.

빙하코어 기록은 빙기-간빙기 주기 동안 온실가스의 대기 중 함량이 남극의 온도와 일치하였다는 것을 보여주는데, 이는 자연적인 대기의 온실가스 변동과 기온 사이에 밀접한 관계가 있음을 의미한다(박스 6.2). 지난 42만년 동안 이산화탄소의 변동은 수세기에서 천 년의 전형적인 주기를 보이는 남극온도를 대체로 따르고 있다(Mudelsee, 2001). 해빙기(최대빙하기 조건에서 따뜻한 간빙기로 변환하는 시기) 동안 기후강제력과 반응의 연속성은 잘 알려져 있다. 해빙기 동안 온도 프록시와 이산화탄소에 대한 고해상 빙하 코어기록은 남극 온도가 이산화탄소보다 수백 년 전에 상승하기 시작하였음을 보여준다(Monnin et al., 2001; Caillon et al., 2003). 앞서 일어난 3번의 해빙기처럼 마지막 해빙기 동안 남북반구의 고위도에서 온난화의 시작은 북반구의 고위도에서 빠른 온난화에 의해 빙상이 녹으면서 수반되었던 해수면 상승

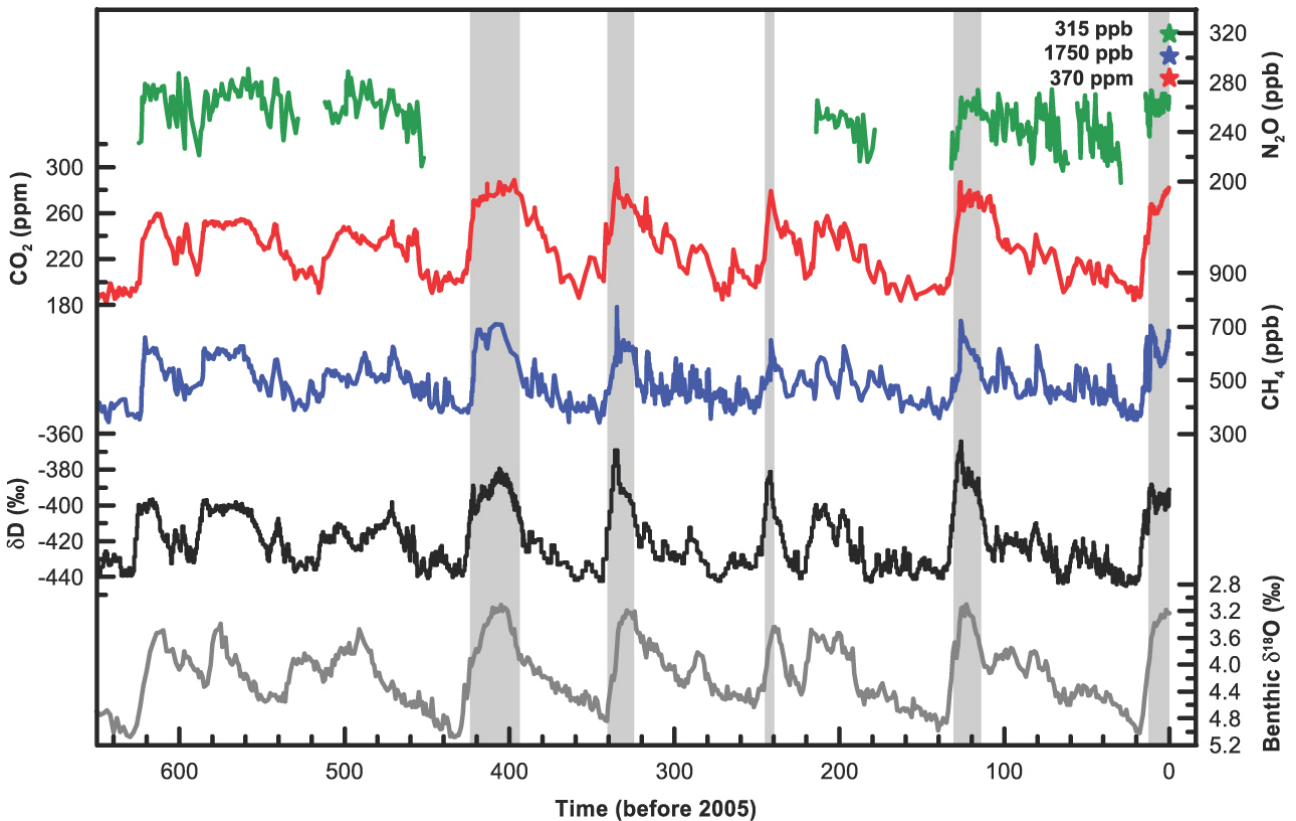


그림 6.3. 중수소(δD ;검정색), 지역적 기온의 프록시, 그리고 남극 빙하코어 속에 갇혀진 공기와 최근 대기관측에서 얻은 온실가스(이산화탄소: 빨강색, 메탄: 남색, 아산화질소: 녹색) 농도의 변동(Petit et al, 1999; Indermihle et al., 2000; EPICA community members, 2004; Spahni et al, 2005; Siegenthaler et al, 2005a,b). 회색 부분은 과거 온난했던 간빙기를 나타낸다. 간빙기는 45만년전에 역시 있었지만, 최근 제 4기의 전형적인 간빙기보다 추웠다. 현재 간빙기의 기간은 과거 65만년의 관점에서 생소하지 않다. 전 지구적으로 분포하는 57개의 저서성 $\delta^{18}O$ 해양기록(질은 회색), 전 지구적인 빙하체적의 변동에 대한 프록시는 빙하코어 자료(Lisiecki and Raymo, 2005)와 비교하기 위해 나타냈다. 아래로 향하는 저서성 $\delta^{18}O$ 곡선은 육상의 빙하증가를 반영한다. 회색막대는 빙하코어연대모델에 기초한 것이고(EPICA community members, 2004), 해양기록은 궤도 매개변수에 대해 조절된 것에 기반으로 한 원형의 시간척도에 대해 나타냈다(Lisiecki and Raymo, 2005). 별과 라벨은 2000년도의 대기 농도를 나타낸다.

박스 6.1 : 궤도강제력

태양주위를 공전하는 지구궤도의 주기적인 변화는 계절과 위도에 따라 대기의 한계로 유입되는 태양복사(일사량)를 조절하는 사실이 천문학적 계산(Berger, 1978)으로 잘 알려져 있다. 과거와 미래의 일사량변화는 높은 신뢰도를 바탕으로 수백만 년에 걸쳐 계산되어질 수 있다(Berger and Loutre, 1991; Laskar et al., 2004). 여기에서는 과거 80만 년 전부터 미래의 20만 년까지의 시간에 초점을 두었다.

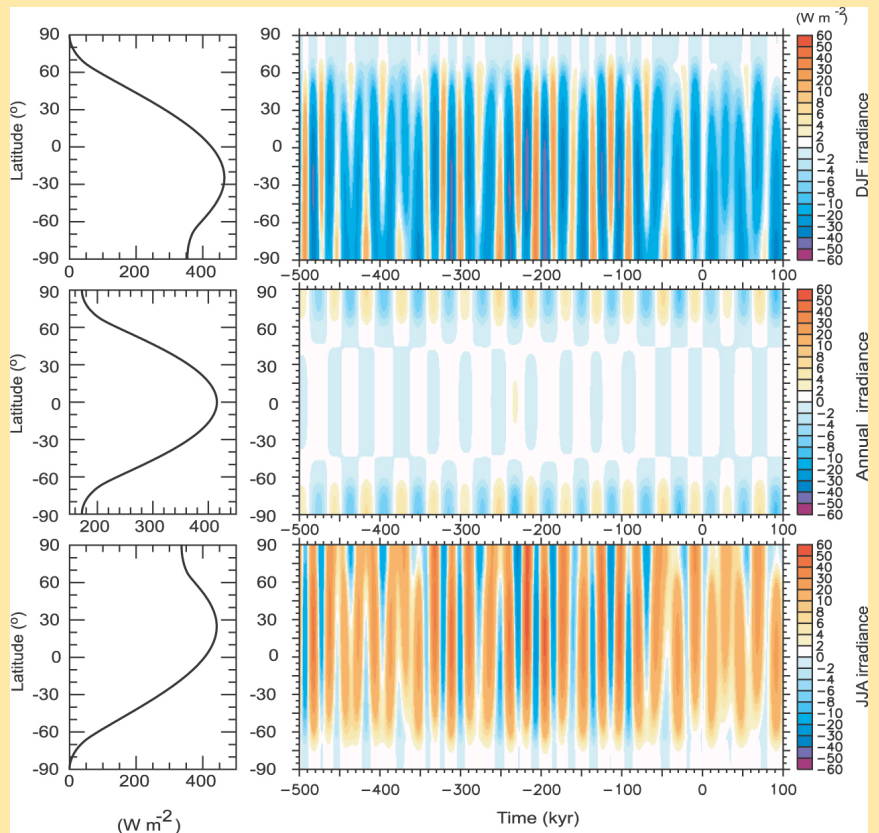
지구의 경사각은 4만1천년의 뚜렷한 주기를 가지고 22.05°~24.50° 범위에서 변화한다. 경사각의 변화는 계절적 차이에 영향을 준다. 이 경사각의 차이는 또한 저위도와 고위도(따라서 전 지구적인 평균 일사량에는 영향을 주지 않는다)에서 서로 반대의 영향을 주며 연평균 일사량의 변화를 조절한다. 지역적인 연평균 일사량의 변화는 60Wm⁻² 이하에 머무른다.

태양주위의 지구궤도 이심률은 과거 80만년에서 미래의 20만년 동안 약 0.002와 0.050 범위 안에서 변화하고 40만년과 10만년 부근에서 더욱 긴 주기를 갖는다. 이심률의 변화는 단지 태양-지구거리에 의해 조절되고 전 지구적인 연평균 일사량에 제한된 영향을 미친다. 그러나 이심률 변화는 연중 태양-지구 거리의 변화에 영향을 미치고, 그것에 의하여 경사각과 기후 세차운동에 의해 유발되는 계절과 위도영향을 뚜렷하게 조절한다.

근일점의 경도와 춘추분점의 일반적인 세차운동과 관련된 궤도의 춘추분점과 하지점의 위치의 주기적인 변화는 근일점과 관련하여 발생하고, 약 1만9천년과 2만3천년의 주기를 가지며 일사량의 계절적인 주기를 조절한다. 결론적으로 궤도의 계절적 위치변화는 위도와 계절적인 일사량의 분포를 강하게 조절한다. 계절적으로 평균 일사량 변화는 60Wm⁻²에 도달한다(박스 6.1, 그림 1). 40만 년 전과 미래의 10만 년같이 낮은 이심률을 보이는 동안 세차운동에 의해 유발되는 계절적인 일사량 변화는 상대적으로 큰 이심률의 시기동안보다 강하지 않다.(박스6.1, 그림 1) 궤도변화의 높은 빈도변화는 매우 작은 일사량 변화와 동반되어 나타난다(Bertrand et al., 2002a).

밀란코비치 이론에 의하면 빙하기는 65°N 부근에서 여름동안 최소일사량에 의해 시작되었고 겨울철에 내린 눈이 연중 내내 지속되게 하여 북반구에서 빙상이 증가하게 된다고 하였다. 예를 들면, 116±1천년a 경의 마지막빙하기의 시작(Stirling et al., 1998)은 65°N에서 오늘날 6월 중순보다 약 40Wm⁻¹정도 더 낮은 일사량과 일치한다(박스 6.1, 그림 1).

궤도운동의 변화와 과거 기후 변화의 관계에 관한 연구들은 고기후 기록과 궤도 주기성과의 관계에 대한 스펙트럼 분석; 특정한 기후변화에 대한 정확한 연대결정; 그리고 궤도강제력에 대한 기후의 모델링을 포함한다. 이러한 연구들은 기후의 역할과 생지화학적 되먹임을 강조한다. 6.4와 6.5절은 궤도강제력, 기후 되먹임과 과거 기후변화 사이의 관계에 대한 최신의 이해 정도를 설명하였다.



박스 6.1, 그림 1.(왼쪽) 12월부터 2월(상), 연평균(중)과 6월부터 8월(하)의 오늘날(1950년) 내입하는 평균 태양복사(Wm⁻²)의 위도별 분포.(오른쪽) 현재 내입하는 12월부터 2월(상), 연평균(중)과 6월부터 8월(하)의 평균 태양복사(Wm⁻²)를 고려한 과거 5만년부터 미래 10만년까지 위도별 분포 편차(Berger and Loutre, 1991; Loutre et al., 2004).

박스 6.2 : 왜 빙하기동안은 대기 중 이산화탄소의 농도가 높은가?

빙하코어 기록은 과거 65만년전의 빙기-간빙기 동안 180~300ppm의 범위에서 대기의 이산화탄소가 변화하였음을 보여준다(그림 6.3; Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005a). 이러한 이산화탄소의 양적인, 그리고 물리적인 변화에 대한 해석은 기후연구에서 풀지 못한 주요 문제 중의 하나로 남아있다. 대기와 해양 그리고 해저퇴적물과 육상에서의 작용과 해빙과 빙상의 역학은 고려되어야 한다. 빙하기의 낮은 이산화탄소 농도에 대한 수많은 가설들은 과거 20년에 걸쳐 명확해졌으며, 이용 가능한 많은 참고문헌이 있다(Webb et al., 1997; Broecker and Henderson, 1998; Archer et al., 2000; Sigman and Boyle, 2000; Kohfeld et al., 2005). 대기 중 이산화탄소가 빙기-간빙기 시간 단위로 조절할 수 있는 많은 과정들이 인지되었다. 그러나 가설을 실험하기 위한 기존의 프록시 자료는 상대적으로 드물고 정확하지 않으며 그들의 해석은 부분적으로 다른 결과를 보여주고 있다.

대부분의 해석은 빙하기에 이산화탄소의 낮은 농도에 대한 원인이 해양작용의 변화에 의한 것이라고 제안한다. 해양은 상대적으로 빠르게 교환(1천년 미만)하는 가장 큰 탄소저장소이고 또한 마지막최대빙하기에 육상에 탄소가 저장된 양은 매우 낮기 때문에 빙하기 동안의 적은 이산화탄소의 값이 육상의 변화로 설명될 수는 없다(6.4.1절 참조). 대기의 이산화탄소는 해양순환, 해양생물의 활동, 해양과 퇴적물의 상호작용, 해양의 탄산염화 작용 그리고 대기-해수 교환의 상호작용에 의해 빙기-간빙기 시간 단위로 주로 지배된다. 해수에 용해된 직후, 이산화탄소는 해수의 산 수용능력(알칼리도)에 의해 조절되는 중탄산염과 탄산염이온(CO_3^{2-})과 함께 산/염기 균형을 유지한다. 대기 중 이산화탄소는 해양에서 생물학적 활동이 활발하지 않은 조건에서 더 높다. 이산화탄소는 따뜻한 물보다 찬 물에서 쉽게 용해될 수 있다. 따라서 해양 표층과 심층의 온도변화는 대기 중 이산화탄소의 양을 변화시킬 수 있는 잠재성을 갖고 있다. 대부분의 가설들은 전 세계 대양의 대량의 차가운 심층수괴가 현재 형성되어 있으며, 대량의 생물기원의 영양염류(인과 질소)가 표층으로 용승되어 사용되지 않고 남아있는 남빙양에 초점이 맞춰져 있다. 남반구에서 이러한 작용의 중요성에 대한 강력한 주장은 남극의 온도와 대기 이산화탄소가 함께 진화한다는 것이다.

빙하기 때 낮았던 대기 중 이산화탄소 값을 설명하는 가설 중의 하나는 중요한 원인으로서는 해수의 알칼리도 증가와 재분포를 주장한다. 가능성 있는 기작들은 (i) 육지에서 CaCO_3 풍화의 증가, (ii) 천해에서 산호초 성장의 감소 또는 (iii) 유기물질과 CaCO_3 가 심층해수로 이동되는 비율의 변화이다. 이러한 기작들은 빙기-간빙기 이산화탄소 차이의 해석하기 위해 탄산염 보상이라 불리는 기작을 통해 심해 CaCO_3 의 퇴적물 양의 큰 변화를 필요로 한다(Archer et al., 2000). 이용 가능한 퇴적자료는 빙하기의 낮은 이산화탄소 농도를 해석하기 위해 탄산염 보상의 역할을 중요하게 지지하지는 않는다. 따라서 탄산염 보상은 단지 이것의 시간 규모가 수천 년에 달하는 느린 이산화탄소 변화만을 설명할 수 있다.

다른 한 그룹은 해양의 플랑크톤이 해저로 가라앉는 양의 변화로 설명한다. 이것의 가능한 기작들은 (iv) 춥고 건조한 대륙으로부터 바람에 의해 운반되어진 철을 함유한 먼지의 퇴적증가에 의해 식물플랑크톤 성장이 풍부해지고, 또한 한계 영양염류(limiting nutrients)의 재분배; (v) 전 대양에서의 영양염류의 증가(질소 고정이나 대륙붕에 노출된 물질유입을 통해서), 그리고 (vi) 유기물질에 포함된 탄소 대 다른 영양염류의 비율의 증가, 즉 그 결과로 유출된 한계 영양염류 단위 당 탄소 유출이 증가하는 것이다. 첫 번째 그룹의 가설처럼 이러한 기작들도 추정되는 이산화탄소 변화의 큰 폭을 설명할 수가 없었다. 예를 들면, 생물적 생산이 강화된 시기와 증가된 먼지(철의 공급)는 20~50ppm 정도의 이산화탄소 농도 변화와 일치한다(6.4.2절, 그림 6.7 참조). 모델 모의는 과거 이산화탄소 농도를 조절하는데 철이 제한된 역할만을 했다고 제안하였다(Bopp et al., 2002).

물리적인 작용 역시 이산화탄소 변화에 기여하였을 것이다. 가능한 기작들은 (vii) 해수온도(그리고 염분)의 변화, (viii) 해빙에 의한 대기-해수 간 가스 교환의 억제, 그리고 (ix) 남빙양에서 증가된 성층화를 포함한다. 염분과 온도의 복합적인 변화는 이산화탄소의 용해도를 증가시켜 대기 중 약 30ppm 정도의 이산화탄소의 농도 감소를 유발하였다. 일반적인 해수순환모델과 모의는 가스교환-해빙 가설을 충분히 뒷받침하지 못한다. 1980년대에 제안된 한 설명(ix)에서는 빙하기 동안 강화된 성층화, 남빙양 표층에 탄소와 풍부한 영양염류를 공급하는 용승의 약화와 깊은 곳에 증가된 탄소저장 등을 제시한다. 성층화는 표층에서 영양염류와 탄소의 고갈을 야기하지만, 표층에서 영양염류 사용에 대한 프록시 증거는 현재 논쟁 중이다. 정성적으로 느려진 해양순환시스템은 마지막최대빙기 동안에 복원된 높은 염분과 차가운 심층수가 존재하였다는 것(Adkin et al., 2002)뿐 아니라 남빙양 심해에서 탄소동위원소 비($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)가 빙하기 낮은 값을 보이는 것과도 일치한다.

결론적으로, 빙기-간빙기의 대기 중 이산화탄소 변화를 설명하는 것은 여전히 어려운 원인규명의 문제로 남아있다. 이는 일련의 기작들의 연관을 가지고 작용하는 것과 매우 비슷하다(예, Köhler et al., 2005). 미래의 도전은 빙기-간빙기의 이산화탄소 변화의 크기뿐만 아니라 대기 중 이산화탄소와 기후가 시간이 지나면서 복잡하게 변화하는 것을 설명하는 것이다.

의 첫 신호보다 수천 년 정도 앞서 일어났다(Petit et al., 1999; Shackleton, 2000; Pépin et al., 2001). 최근의 자료는 온난화가 남반구나 북반구 중 어디에서 먼저 시작하였는지 확인할 수 있을 만큼 정확하지 않다. 그러나 주요한 해빙기의 특징은 온난화 경향이 북반구와 남반구 사이에 그 강도와 강한 역전의 시기가 서로 차이가 있으며, 남·북반구에서 서로 일치하지 않으며 북반구에서 더욱 뚜렷하다(Blunier and Brook, 2001).

온실가스(특히 이산화탄소)의 되먹임은 빙하기에서 간빙기로 변하는 것과 일치하는 전 지구적인 복사열 변화에 많은 영향을 주었다(6.4.1.2절 참조). 지난 65만년 동안 남극기 온과 이산화탄소와의 관계는 서로 큰 차이가 없다. 이는 후기 플라이스토세 동안 기후와 탄소주기 관계가 보다 안정적이었음을 보여준다(Siegenthaler et al., 2005a). 대기 중 이산화탄소 변화의 비는 시간에 따라 크게 변화하였다. 예를 들면, 마지막최대빙하기에는 약 180ppm에서 전기 홀로세에는 약 265ppm으로 증가한 CO₂는 다른 기간 동안에는 다른 비율로 나타난다(Monnin et al., 2001; 그림 6.4).

6.4.1.1 빙기-간빙기 동안의 온실가스인 이산화탄소, 메탄, 아산화질소 변화는 산업혁명이후의 온실가스와 비교하여 얼마나 증가하였는가?

현재 대기 중의 이산화탄소, 메탄, 아산화질소의 농도는 지난 65만년의 빙하코어기록에서 측정된 어느 시기의 양보다 높게 나타난다(그림 6.3, 6.4). 이들 온실가스의 측정농도는 산업화 이전의 수 천년동안 CO₂와 NO₂는 4%, CH₄는 7% 이내의 적은 범위에서 변동하였으며, 제4기 후기 동안에도 제한된 범위에서 변화하였다. 그러나 제4기 후기의 자연증가 범위와 비교하면 지난 200년 동안에는 최소한 이산화탄소는 25%, 메탄은 120%, 아산화질소는 9% 초과하였다. 이 모든 기록은 산업화 동안의 인위적인 배출이 온실가스가 대규모로 증가된 영향이었음을 보여준다.

이산화탄소의 대기 중 변동은 다른 세계 온실가스보다 더 많이 복사강제력을 주도한다(그림 6.4). 산업화시기에 이산화탄소와 세 가지 온실가스들에 의한 복사강제력(2.3절)의 증가는 빙하기에서 간빙기로 변화하는 동안 증가된 크기와 비슷해 보이지만, 이 증가는 간빙기 수준에서 시작했으며 수 배~수십 배나 빠르게 일어났다(Stocker and Monnin, 2003). 지난 65만년의 빙하코어 기록에는 산업화시기와 비교될 만한 크기나 비율로 온실가스가 증가된 증거는 나타나지 않는다. 이 자료해상도는 과거 이산화탄소에 대해서는 5만년, 메탄에 대해서는 8만년, 아산화질소에 대해서는 1만6천년 동안 인위적으로 상승한 것과 비슷한 정점(peak)이 없었다고

할 만큼 충분하다. 빙하코어 기록은 산업화 동안 세 가지 온실가스에 의한 복사강제력의 평균 증가율이 지난 1만6천년 동안의 어느 때보다 컸음을 보여준다(그림 6.4). 해상도가 떨어지면서 나타날 수 있는 대기 조성의 부정확한 값(Schwander et al., 1993; Spahni et al., 2003)이 나타날 가능성은 높은 집적율을 갖는 위치인 남극 대륙의 Law Dome의 경우 매우 적다. 그 이유는 Law Dome 기록에서는 과거 2천년 동안의 10년 단위의 변화율을 보여주기 때문이다(Etheridge et al., 1996; Ferretti et al., 2005; MacFarling Meure et al., 2006). 대기 중 온실가스의 증가율을 보면 산업화 시기 이전의 지난 2천년동안 어떤 시기보다도 1960~1999년의 40년 동안에 이산화탄소의 평균 증가율은 최소 5배, 메탄가스 평균 증가율은 최소 6배, 그리고 아산화질소의 경우 최소 2배가 커졌다. 따라서 세 가지 온실가스에 의해 결부된 복사강제력의 최근 평균증가율은 AD 1~AD 1800년 동안의 어느 시기보다 최소한 6배 높게 나타났다(그림 6.4d).

6.4.1.2 마지막최대빙하기와 마지막 해빙기는 무엇을 보여주는가?

소위 '빙하기(ice ages)'라 불렸던 과거 추운 빙하기는 과거 복사력의 큰 변화에 대한 기후시스템 반응에 대한 이해와 모델링을 평가할 수 있는 방법을 제공한다. 최근의 빙하기는 궤도강제력에 반응하여(박스 6.1) 약 11만6천년 전에 빙상이 성장하고 해수면은 하강되면서 시작되어 마지막최대빙하기(Last Glacial Maximum, LGM)인 약 2만1천년 전에 최고점에 이르렀다. 마지막최대빙하기와 그 뒤에 곧 나타난 해빙기는 복사강제력, 두 시기의 경계조건과 기후반응이 비교적 잘 알려져 있어서 폭 넓게 연구되었다.

마지막최대빙하기 때 기후시스템 반응은 궤도강제력이 증폭시켰던 육상과 대기의 되먹임을 포함한다. 마지막최대빙하기 때 대기 중 온실가스의 농도는 산업화 이전(그림 6.3, 6.4)과 비교해도 더 적은 값을 보인다. 이러한 값은 전 지구적인 복사변동치인 2.8Wm⁻²의 값이며, 이 값은 2000년대의 온실가스의 복사강제력은 거의 비슷하지만 방향은 반대이다(2.3절 참조). 마지막최대빙하기 동안에 북아메리카와 유럽의 넓은 지역이 대륙빙하로 덮였고, 해수면의 하강에 의해 새로운 육지가 노출되었다. 어느 정도 마지막 최대빙하기 모의를 위한 조건으로 규정된 낮은 해수면과 빙상의 크기에 따른 복사력 변화는 약 -3.2Wm⁻²로 평가되었지만, 마지막최대빙하기 대륙의 빙하고도(Mangerud et al., 2002; Peltier, 2004; Toracinta et al., 2004; Masson-Delmotte et al., 2006)와 덮인 범위와 기후모델에서 빙하에 대한 알베도(albedo)의 변

수(Taylor et al., 2000) 등과 관련하여 불확실하게 계산되었다. 북반구 대륙에서는 동토대가 확장되고 열대우림이 감소하는 식생의 변화가 나타났고(Prentice et al., 2000), 감소된 초목분포의 결과(Mahowald et al., 1999)로써 대기 에어러솔(대부분 먼지)의 양은 부분적으로 증가하였다(Kohfeld and Harrison, 2001). 마지막최대빙하기에 식생과 대기 에어러솔

에 의한 복사력 변화는 각각 약 -1Wm^{-2} 씩 기여하는 것으로 다루어졌으나, 마지막최대빙하기 동안에 이들의 영향이 정확하게 과학적으로 이해되지는 못하였다(Claquin et al., 2003; Crucifix and Hewitt, 2005). 따라서 온실가스의 농도, 분진의 양과 초목이 덮인 정도의 변화에 의한 생지화학적 주기의 변화는 마지막최대빙하기동안 알려진 복사력 변화에

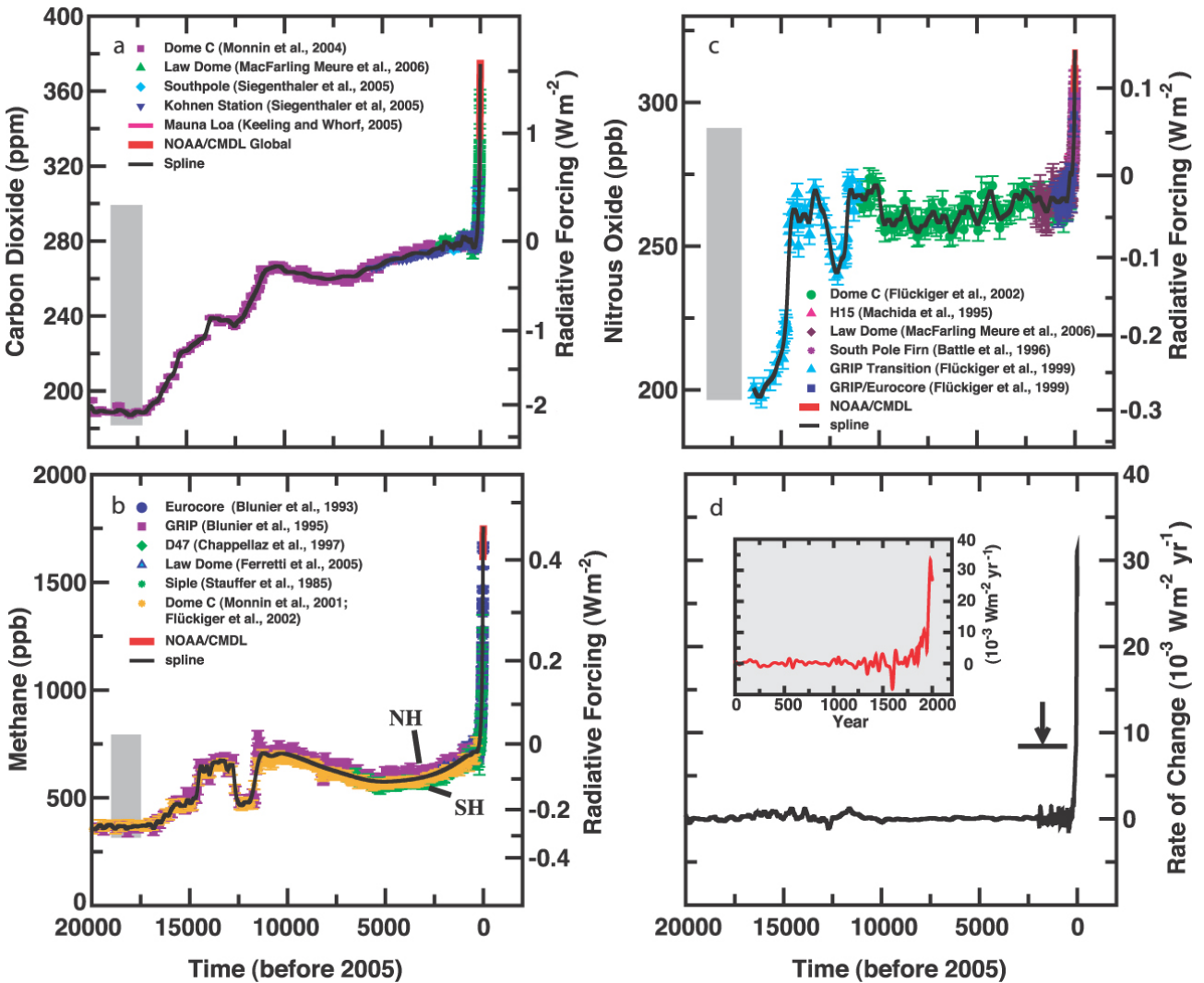


그림 6.4. 지난 2만년 동안 남극과 그린란드빙하 · 만년설 자료(기호), 직접적인 대기관측으로부터 복원된(a)이산화탄소, (b)메탄, (c)질산화물의 농도와 복사강제력의 변화 비율, 그리고 (d) 그들의 조합된 복사강제력의 변화율(붉은선과 짙은 분홍선, 회색막대는 과거 65만년 동안 자연적인 변화의 복원된 범위를 보여준다(Siegenthaler et al., 2005a; Spahni et al., 2005). 복사강제력은 2장에 간단한 설명과 함께 계산되었다(Myhre et al., 1998). 복사강제력의 변화율(검은선)은 농도자료(a와 c 그림의 검은선)의 각전일치법(Enting, 1987)으로 계산되었다. 빙하 내 기포의 연대분포 폭은 남극의 Law Dome과 같은 눈의 높은 축적률을 보이는 지역과 관련있는 약 20년에서 Dome C와 같은 낮은 축적률을 보이는 200년까지 다양하다. 과거 2천년의 Law Dome 빙하와 만년설 자료, 최근의 기기측정 자료는(d)에 삽입된 복사강제력의 변화율과 함께 40년 간격으로 분리되어 나타난다. 화살표는 마지막 빙하기의 과도기동안 낮은 축적률의 Come C 지역 상태를 적용하는 빙하 내 공기의 구내 과정 모델과 함께 이산화탄소, 케탄, 아산화질소의 인위개변의 신호 후에 방사성 강제력의 변화율의 피크가 평이해짐을 보여준다(Spahi et al., 2003). 이산화탄소 자료는 Etheridge et al.(1996); Monnin et al.(2001); Monnin et al.(2004); Siegenthaler et al.(2005b; South pole); Siegenthaler et al.(2005a; Kohnen Station); 그리고 MacFarling Meure et al.(2006)의 연구이다. 메탄 자료는 Stauffer et al.(1985); Steele et al.(1992); Blunier et al.(1994); Dlugokencky et al.(1993); Blunier et al.(1995); Chappellaz et al.(1997); Monnin et al.(2001); Flückiger et al.(2002); 그리고 Ferretti et al.(2005)의 연구이다. 아산화질소 자료는 Machida et al.(1995); Battle et al.(1996); Flückiger et al.(1999, 2002); and MacFarling Meure et al.(2006)의 연구이다. 대기의 자료는 전 지구적 평균 농도를 보여주는 National Oceanic and Atmospheric Administrations의 전 지구적 공기 시료 네트워크(건조 공기 몰 비율; Steele et al., 1992; Dlugokencky et al., 1994; Tans and Conway, 2005)과 Mauna Loa, 하와이(Keeling and Whorf, 2005)의 연구이다. 이 전지구적인 평균 자료는 <http://www.cmdl.noaa.gov/>를 통해 이용할 수 있다.

자주 묻는 질문(FAQ) 6.1

무엇이 빙하기와 산업혁명 이전의 주요 기후변화들을 야기했는가?

지구의 기후는 인간 활동이 주요한 역할을 하기 전의 오랜 기간을 포함한 모든 시간 범위에서 변화하였다. 이러한 기후변화의 원인과 기작을 이해할 후 있는 많은 진전이 이루어졌다. 지구 복사에너지의 균형 변화는 과거 기후변화의 근본적인 조절요소이지만 이 변화의 원인은 다양하다. 빙하시대, 온난하였던 공룡시대, 혹은 과거 천년 동안의 기후변동 같은 각각의 경우에 특정한 원인들은 개별적으로 설정되어야 한다. 많은 경우에 있어서 이러한 점은 만족스럽게 이루어지고 있으며, 과거의 많은 기후변화가 정량적인 모델로 재현될 수 있다.

전 지구적인 기후는 행성의 복사에너지 균형에 의해 결정된다(FAQ 1.1 참조). 기후변화를 야기하는 지구의 복사에너지 균형을 변화시킬 수 있는 3가지 근본적인 기작이 있다. (1) 지구로 유입되는 태양 복사에너지의 변화(태양이나 지구의 궤도 변화에 의해 조절됨), (2) 태양복사 에너지의 반사량의 변화(이 양은 알비도(albedo)라 불리며, 예를 들어 구름이나 에어로졸이라 불리는 미세 입자, 육지를 피복하고 있는 물질에 의해 변화한다.), 그리고 (3) 온실가스 농도 변화에 의해 달라지는 우주로 재배출되는 장파에너지 양의 변화(way) 등이 있다. 또한 지역적인 기후변화는 열에너지가 바람이나 해류에 의해 어떻게 분배되느냐에 따라 달라진다. 이러한 모든 요소들은 과거 기후 변화의 주요한 역할을 한다.

우선 과거 3백만 년 동안 일정한 주기로 오고 갔던 빙하시대는 밀란코비치 주기로 불리는 태양 주변에서의 지구 궤도의 주기적인 변화와 관련된 뚜렷한 증거가 있다(그림 1). 이러한 주기들은 각 계절마다 위도에 따라 받아들여지는 태양 복사에너지의 실제 양을 변화시키고(하지만 전 지구적 연평균엔 큰 영향을 미치지 않는다), 천문학적으로 정확히 계산될 수 있다. 빙하시대의 시작과 끝이 얼마나 정확한지에 대해서는 여전히 논쟁이 있지만, 많은 연구들은 북쪽 대륙에 들어오는 여름 햇볕의 실제양이 중요하다고 제시하고 있다: 만약 이것이 임계 값 아래로 떨어지면 지난 해 겨울에 내린 눈은 여름에 녹아 없어지지 않고 빙상은 눈이 더욱 쌓이면서 더 크게 성장을 시작한다. 기후모델 모의들은 빙하기가 이러한 방법으로 시작되었음을 확인한다. 반면, 간단한 개념적인 모델들은 궤도변화를 과거 빙하기의 원인이라고 성공적으로 계산하고 있다. 마지막 빙하기가 시작된 것

과 유사한 다음에 일어날 북반구 여름 일사량의 큰 감소는 3만년 후 시작되기로 되어있다.

기후변화의 일차적인 원인이 아님에도 불구하고, 대기 내의 이산화탄소는 빙하시대에 중요한 역할을 한다. 남극의 빙하 코어자료를 보면 이산화탄소 농도는 추운 빙하시기에 낮고(~190ppm) 따뜻한 간빙기 동안은 높았음(~280ppm)을 보여 준다. 대기 중 이산화탄소의 양은 남극의 온도변화가 일어났던 시기보다 수백 년 후에 일어났다. 빙하시대가 시작하고 끝나는 동안의 기후 변화에는 수천 년이 소요되기 때문에 이러한 대부분의 변화들은 이산화탄소에 의해 영향을 받는다. 밀란코비치 주기에 의해 일어나는 빙하기 초기의 작은 한랭화는 이산화탄소 농도가 떨어지면서 증대된다. 빙하시대 기후모델 모의는 이산화탄소의 역할이 분명해지면서 실제적인 결과를 보여준다(6.4.1의 토론 참조).

마지막 빙하기 동안 20번 이상의 급격하고 격렬한 기후변동이 북대서양 주변의 기록에 특히 뚜렷하게 나타난다(6.4 절 참조). 이들은 전 지구적인 평균기온의 대규모 변화를 수반하는 빙기-간빙기 주기와는 다르다. 그린란드와 남극에서 기후변화가 동시에 일어나지 않고, 이들은 남반구와 북반구의 대서양에서 서로 반대로 나타난다. 이러한 사실은 전 지구적인 복사량 균형의 변화가 이러한 작은 변화를 일으키는 원인은 아니라는 것을 의미한다. 즉 기후시스템 내에서 열의 재분배는 충분한 것이다. 사실 해양순환과 열수송의 변화가 이러한 돌발 기후변화에 대한 많은 특징을 설명할 수 있다는 증거가 있다. 즉 퇴적물 자료와 모델 모의는 이러한 변화들이 그 당시 대서양 부근에 존재하였던 대륙빙상의 불안정해지면서 다량의 담수가 대양으로 유입되면서 유발될 수 있었다는 것을 보여준다.

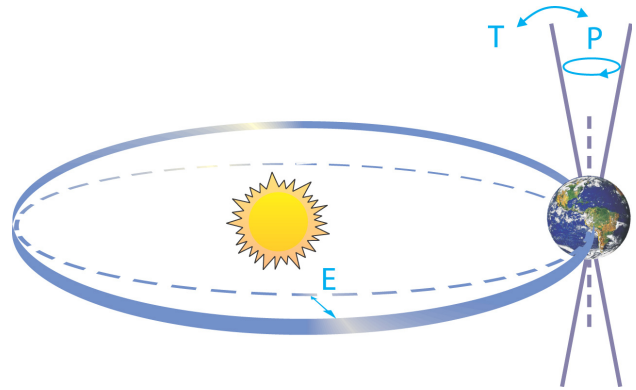
지난 5억년 동안 지구의 기후역사에서 온난했던 시기가 많이 나타나며, 지구는 그린란드와 남극이 얼음으로 덮인 현재와는 다르게 빙상이 전혀 없었던 시기가 있었다. 이러한 사실을 지질학자들은 암석에 남아있는 나뭇잎 흔적을 가지고 말할 수 있다. 남극 빙하 코어가 추정할 수 없는 백만 년 전 이전의 온실가스에 대한 자료는 아직 불확실하다. 그러나 지질시료 분석에 의하면 얼음이 없는 온난한 시기는 대기의 높은 이산화탄소 농도와 일치하고 있다. 백만 년의 시간단위에서 이산화탄소의 양은 지구조 운동에 의해 조절

되었고, 지구조운동은 해양과 대기의 이산화탄소가 암석권과 교환 비율에 영향을 미쳤다. 이러한 고기후에 대해서는 6.3절을 참고하라.

과거의 기후변화에 대해 개연성 있는 다른 원인은 태양의 에너지 배출의 변화이다. 최근 20년 동안의 관측자료에 의하면 태양 에너지 배출은 11년 주기를 가지고 0.1% 이내에서 변화한다. 태양흑점관측(17세기로 돌아가면)과 우주선에 의해 생성된 동위원소 자료는 태양활동의 장기적인 변화에 대한 증거를 제공한다. 자료대비와 모델 모의실험에 의하면 태양의 변화와 화산활동이 산업화가 시작되기 전인 지난 수 천 년 동안 기후변화에 대한 핵심적인 이유이었을 것으로 생각되고 있다.

이러한 예들은 과거에 서로 다른 기후변화가 서로 다른 원인에 의해 야기되었음을 설명한다. 과거에 기후변화를 야기하는 요인이 자연적인 현상이었다는 사실만으로 현재의 기후변화가 자연적인 현상에 의해서라고 말할 수는 없다. 즉 번개의 충돌에 의해 오랫동안 자연적으로 발화된 삼림의

화재와 부주의한 야영자에 의해 일어난 불과 같다고 할 수는 없다. FAQ 2.1은 최근의 기후변화에 기여하는 정도에 인간의 영향과 자연적인 현상을 어떻게 비교할 수 있는지를 설명한다.



FAQ 6.1, 그림 1. 빙하기 주기를 조절하는 지구 궤도의 변화(밀란코비치 주기)의 개략도. 'T'는 지구축의 경사 변화, 'E'는 궤도 이심률(타원의 단축 변화에 의한 것)의 변화, 그리고 'P'는 축 기울기의 방향 변화인 세차운동을 나타낸다. 자료: Rahmstorf and Schellnhuber(2006).

절반이상의 중요한 역할과 기여를 하였다. 전체적으로, 변화된 온실가스와 에어로솔의 농도에 의한 그리고 대륙의 표면적 변화에 의한 복사력 변화는, 에어로솔의 기여와 대륙표면 변화에 관한 추정에 있어 많은 불확실성에도 불구하고, 대략적으로 마지막최대빙하기 동안에 대략 -8Wm^{-2} 값을 보였다(그림 6.5).

마지막최대빙하기 동안 열대지역의 육지가 얼마나 추웠는지를 이해하는 것은 설선고도 및 식생변화와 관련된 기후변화의 해석과 개선된 연대측정으로 3차 평가보고서 이후 많은 자료가 나오면서 향상되었다. 육상기후의 복원은 지역적인 분포에 따라 그리고 고도에 따라 큰 차이를 보인다. 넓은 지역에 나타나는 화분자료는 중앙아메리카와 북부 남아메리카에서 약 $5\sim 6^\circ\text{C}$ 정도 추웠음을 보여주고, 서태평양의 가장자리에서 2°C 보다 적게 약간 추웠음을 나타내고, 결과적으로 열대의 저지대가 평균적으로 $2\sim 3^\circ\text{C}$ 정도 지금보다 더 한랭했음이 밝혀졌다(Farrera et al., 1999). 설선과 화분을 기반으로 하여 추정된 열대지역 고지대의 한랭평가는 연대와 지도작성, 빙하기동안의 식생분포선과 설선변화에 대한 다중적인 기후원인(Porter, 2001; Kageyama et al., 2004), 그리고 열대의 다른 지역 간의 비동시성(Smith et al., 2005) 등과 같이 실제적으로 불확실한 것이 있음에도 불구하고 공간적으로 유사한 한랭화를 보여준다. 이러한 새로운 연구들은 열대육상의 한랭화에 관한 보다 풍부한 지역적 기록을 제공하고, 저위도 기후를 좀 더 잘 추적하기 위해서는 몇 안 되

며 흩어져 있는 지시자(proxy) 기록보다 더 많은 기록이 사용되어야 함을 강조한다(Harrison, 2005).

1980년대 초에 CLIMAP(Climatology : Long-range Investigation, Mapping, and Prediction)에 의해 수행된 해수표면온도의 복원에 의하면 열대의 대서양에서 3°C 정도의 온도하강이 있었고 적도의 태평양에서는 거의 온도하강이 없었다고 제안했다. 하지만 그 이후 마지막최대빙하기동안에 적도의 대양에서 더욱 뚜렷한 온도하강이 있었음이 제안되었다. Barbados 해안의 산호패각 기록에 의하면 $4\sim 5^\circ\text{C}$ (Guilderson et al., 1994), 그리고 유공충 중 군집 자료에 의하면 서부 남아메리카 해안의 한랭한 바다역에서는 6°C 이상(Mix et al., 1999)의 온도하강이 있었던 것으로 보고되었다. 주의 깊게 정의된 연대측서와 새로운 보정자료를 이용해 얻어진 다중 프록시의 새롭게 합성된 자료들은 선택종의 용해와 연대의 정밀도, 유사하지 않은 화합물 그리고 생물체의 환경적 선호 등의 문제점이 있음에도 불구하고 GLAMAP과 MARGO (Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface) 프로젝트를 통해 얻어지고 있다(Sarnthein et al., 2003b; Kucera et al., 2005; and references therein). 최근의 이러한 복원은 비록 지역적 상당한 변동이 있지만 마지막최대빙하기 동안 열대지역의 해수면 온도가 일반적으로 $0\sim 3.5^\circ\text{C}$ 정도 낮았음을 확인하고 있으며, 대양의 동부를 흐르는 경계해류와 적도 용승지역에서는 훨씬 더 많은 온도하강이 있었음을 보인다. 온도하강의 추정은 여러 프록시들 간

에 뚜렷한 차이점을 보인다. 동물군을 바탕으로 한 프록시는, Mg/Ca를 바탕으로 한 해수표면 수온계산이 차가운 바다역 내에서 표층 해수수온이 약화되었음을 암시하는 것과는 달리, 동부 적도태평양의 추운 갑(tongue)의 한랭화가 강화되었음을 나타낸다(Mix et al., 1999; Koutavas et al., 2002; Rosenthal and Broccoli, 2004). 다른 프록시들과 접목하는 Bayesian 방법을 이용하여 Ballantyne et al.(2005)은 마지막 최대 빙하기에 적도부근의 해수표면수온이 $2.7 \pm 0.5^\circ\text{C}$ 정도 하강했다고 추정하였다(1 표준편차).

이들 대양 프록시 종합 프로젝트는 역시 현재보다는 보다 추웠던 빙하기의 겨울철에 북대서양 해빙이 더 광범위하게 결빙되었던 반면, 여름철에는 단지 혹독한 북극해만 해빙으로 덮였으며 북부 북대서양과 Nordic해와 연결된 Fram해협

은 대부분 얼음이 덮이지 않았으며 Nordic 바다의 동쪽해역에서는 자오면 대양 표층순환이 존재하였음을 보여준다(Sarnthein et al., 2003a; Meland et al., 2005; de Vernal et al., 2006). 마지막최대빙하기동안 남극대륙 주변의 해빙 역시 겨울철에 확장하고 커다란 계절적 변화를 보인다(Gersonde et al., 2005). 북반구의 중-고위도에 걸쳐 온도의 하강이 커지면서 삼림지역은 남하하여 교체되고 대부분 감소하였으며(Bigelow et al., 2003), 북서유럽에서는 동토대 한계선이 확장되었고(Renssen and Vandenberghe, 2003), 서유럽에서는 온대성 삼림은 붕괴되고(Prentice et al., 2000; Williams et al., 2000), 초원과 동토지역이 우세하게 나타났다(Peyron et al., 2005). 극지역의 빙하코어를 통한 기후복원에 의하면 고위도인 남극대륙에서 약 9°C (Stenni et al.,

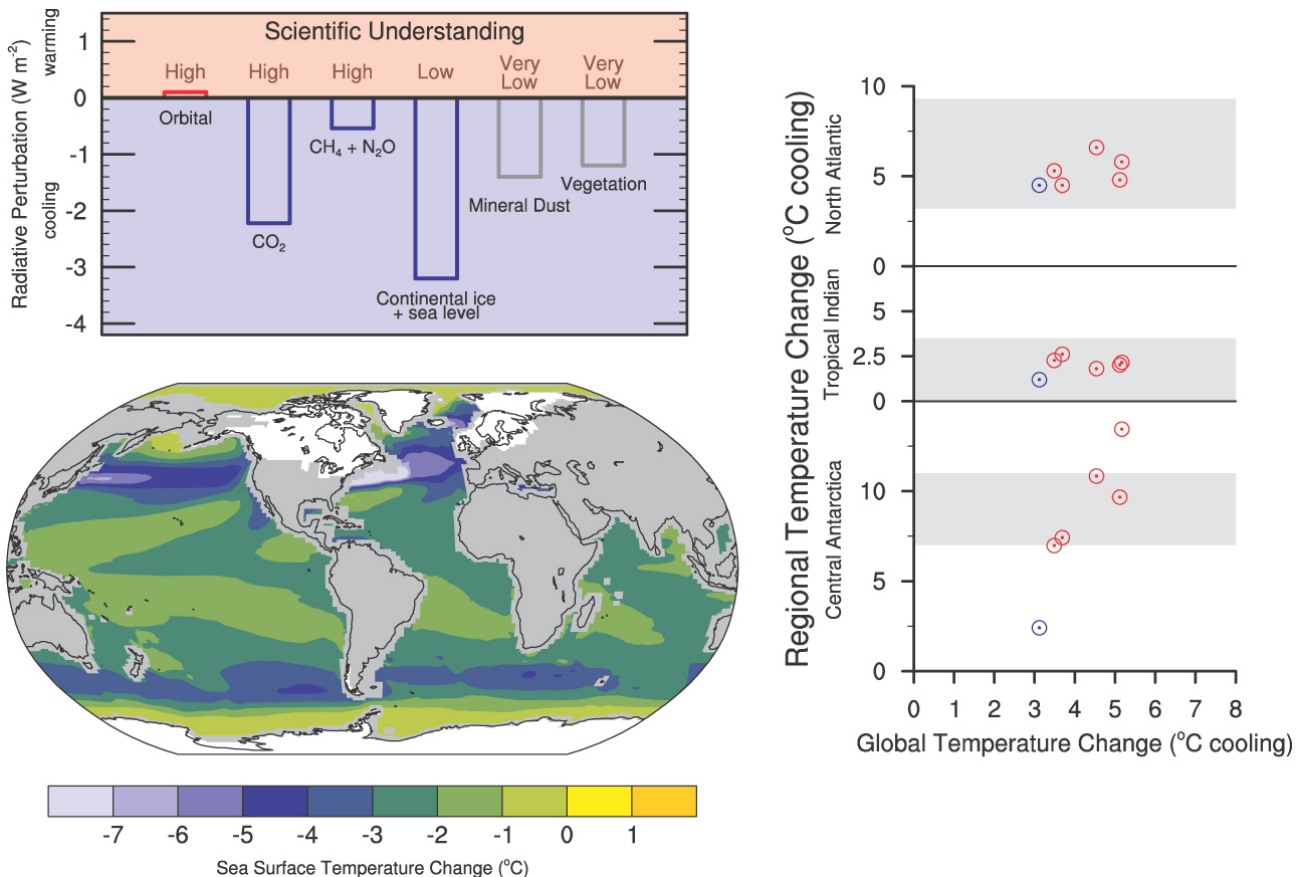


그림 6.5. 산업화 이전(1750)의 기후와 관련한 마지막최대빙하기(대략 2만1천년전)의 기후.(위쪽 왼쪽) 일반적으로 마지막최대빙하기동안의 기후변화 인자가 전 지구적 연평균 복사력에 미치는 영향은 일반적으로 빙기-간빙기를 뒤먹었지만, 마지막최대빙하기를 위한 AOGCM 모의에 대부분 명기되었다. 직사각형 막대의 높이는 분진과 식물, 빙상에 관한 모델계산과 온실가스 농도의 단순화된 설명을 이용하여 복사력의 변화와 기후변화 인자의 공식화된 값에 의해 유도된 최고 측정값이다. 참고문헌은 본문내용에 포함된다. 각 측정의 신뢰성의 판단은 복사력 효과의 물리적 이해와 기후변화 인자의 불확실성을 바탕으로 이루어진다. 아래쪽 왼쪽과 오른쪽 패널에 보인 고기후 모델 상호비교 프로젝트(PMIP-2) 모의는 마지막 최대 빙하기동안의 분진이나 식생변화에 미치는 복사력의 영향을 포함하지 않는다.(아래쪽 왼쪽) 다섯 개의 AOGCMs(CCSM, FGOALS, HadCM, IPSL-CM, MIROC)를 통한 마지막 최대 빙하기 PMIP-2 모의의 다중모델 평균 표층 해수온도 변화. 대륙에 걸친 빙하의 확장은 흰색으로 표시하였다(오른쪽). PMIP-2에서 모의된 전 지구적인 냉각과 비교한 LGM의 지역적 냉각[파란색 동그라미로 나타낸 EMIC(ECBilt-CLIO) 결과와 빨간 원으로 나타낸 AOGCM 결과 도시]. 지역적인 평균은 남극의 남극 내 빙하코어의 연중 값, 열대 인도양의 $15^\circ\text{S}-15^\circ\text{N}$, $50^\circ\text{E}-100^\circ\text{E}$ 의 연중 값, 그리고 북대서양의 $42^\circ\text{N}-57^\circ\text{N}$, $35^\circ\text{W}-20^\circ\text{E}$ 의 7월에서 9월의 기록에 의해 정의된다. 회색의 원형부분은 지역적인 냉각의 관찰된 지시자(proxy) 측정 범위를 나타낸다: 남극(Stenni et al., 2001; Masson-Delmotte et al., 2006), 열대의 인도양(Rosell-Mele et al., 2004; Barrows and Juggins, 2005), 북대서양(Rosell-Mele et al., 2004; Kucera et al., 2005; de Bernal et al., 2006; Kageyama et al., 2006).

2001), 그린란드에서 약 21°C의 큰 온도하강이 있었음을 보여준다(Dahl-Jensen et al., 1998).

마지막최대빙하기의 대서양역전순환(overturning circulation)의 세기와 수심 정도는 새롭고 다양한 해양 지시자를 통해 검증되었다(Rutberg et al., 2000; Duplessy et al., 2002; Marchitto et al., 2002; McManus et al., 2004). 이러한 추적자들은 마지막 최대 빙하기동안 북대서양심층수(NADW)와 남극대륙저층수(AABW) 사이의 경계는, 중층수와 특히 차고 염도가 높은 심해수 사이에 강화된 밀도약층과 함께, 매우 얇았음을 지시한다(Adkins et al., 2002). 해빙기는 대기 중 이산화탄소가 증가하는 시기와 같은 약 1만7천-1만년 동안에 걸쳐 나타났다(그림 6.4). 따라서 마지막최대빙하기 이후 일어난 4~7°C의 전 지구적인 온난화는 20세기의 온난화보다 평균 10배 정도 더 느리게 진행되었던 것이 분명해 보인다. 요약하면, 새 프록시의 개발, 많은 새로운 기록들, 프록시와 기후변수와의 관계에 대한 더 정확한 이해, 그리고 더 정확한 연령측정과 보정을 통한 프록시 기록의 종합을 통해 마지막최대빙하기 동안의 지역적인 기후변화의 이해에 대한 상당히 의미가 있는 연구의 진전이 있었다고 평가된다.

6.4.1.3 마지막최대빙하기의 기후모델 모의 결과는 얼마나 사실적인가?

대기모델(지정된 해수면의 온도나 단순한 slab 해양모델)을 이용한 고기후 상호비교 프로젝트 1단계의 모델상호비교는(PMIP-1), 3차평가보고서에서 다루어졌다. 단지 몇 개의 지역적 비교가 이 평가를 위하여 완성되었음에도 불구하고 현재 대기-해양 대순환모델(AOGCMs, Atmosphere-Ocean General Circulation Models)과 EMICs를 이용한 PMIP-2번째 단계로부터 마지막최대빙하기를 위한 6개의 모의가 있다. 식생이나 에어러솔 변화에 의한 영향을 아직 포함하지 않은 PMIP-2를 이용한 마지막최대빙하기 모의의 복사력 변화의 범위는 -4~7Wm²이다. 이러한 모의들은 마지막최대빙하기 동안 매우 다양한 조건에 대한 8장과 10장에서 보여주는 모델들의 부분적 반응을 평가한다.

PMP-2 다중모델에 의하면 마지막최대빙하기동안 해수면 온도의 변화는 대양순환의 변화, 해빙의 증가와 관련되어 중-고위도에서의 가장 큰 온도하강이 있었고 적도에서는 적은 온도하강이 있었음을 보여준다(그림 6.5). 마지막최대빙하기 시기의 북대서양에서 해수면온도의 자오면순환이 강화되었을 뿐 아니라 온도하강과 해빙의 확장을 모델화한 PMIP-2 모델은 프록시 지시자와 일치한다(Kageyama et al., 2006). 빙하코어에 기록된 것과 같이 극지역의 증폭된 전 지구적인 한랭화는 남극에서 재현되었지만(그림 6.5), PMIP-2 모의에

서 빙하높이의 고도에 대한 단서가 있음에도 불구하고 마지막최대빙하기 동안의 그린란드의 강력한 한랭화는 낮게 평가되었다(Masson-Delmotté et al., 2006).

PMIP-2 AOGCMs는 적도근처(15°S~15°N)에서 1.7~2.4°C의 해수 수온의 감소를 보여준다. 모델과 함께 민감도 모의는 이러한 적도의 한랭화가 빙하기에 감소된 온실가스농도에 의한 것으로 설명될 수 있음을 보여준다. 온실가스의 감소는 적도부근의 복사강제력에 직접적인 영향을 미쳤고(Shin et al., 2003; Otto-Bliesner et al., 2006b), 남빙양에서 해빙-알베도피드백이 증가하면서 증폭된 마지막최대빙하기의 냉각에 의한 간접적인 영향은 적도 수온약층과 중층수의 강한 순환이 일어나도록 기여하였다(Liu et al., 2002). 모의 실험된 적도 한랭화의 지역적인 변화는 동안경계류(eastern boundary currents)와 연안용승의 세기를 추정할 수 없는 현재의 해상도로는 모델과 부분적으로 관련된 MARGO 자료에서 나타난 한랭화보다 훨씬 더 작다. 현재 아프리카와 북대서양 사이를 원거리로 연결하는 지역인 인도양의 추정된 한랭화(그림 6.5)는 알케논(Rosell-Mele et al., 2004)과 유공층 중 조성(Barrows and Juggins, 2005)으로부터 얻어진 추정값과 잘 일치한다.

식생변화를 고려하면 마지막최대빙하기 모의 자료를 개선할 수 있고 기후-식생 피드백의 중요성을 이해할 수 있다(Wyputta and MacAvaney, 2001; Crucifix and Hewitt, 2005). 예를 들면, 마지막최대빙하기 동안 아시아에서 툰드라의 확장은 국부적인 표층의 온도하강을 야기한 반면, 더워진 열대 지역에서는 사바나가 열대 우림으로 대체되었다(Wyputta and MacAvaney, 2001). 지역적으로 기후와 식생 사이의 피드백은 중앙아프리카에 강수량이 줄어서 식생의 분포가 줄어들었고, 아시아 여름몬순을 변화(약화)시키는 시베리아에서의 온도하강(수목은 동토로 대체)이 일어난다. 식생의 이산화탄소 농도를 조절하는 생리적 효과는 전 지구적으로 숲의 변화를 정확하게 나타낼 뿐 아니라(Harrison and Prentice, 2003), 초원과 관목이 우세한 기후의 범위를 넓힌다. 전 지구적으로 역동적인 초목모델을 가지고 추정된 생물군계의 분포는 고자료에서 관찰되어진 폭넓은 특성을 재현할 수 있게 한다(예, Harrison and Prentice, 2003).

요약하면, PMIP-2 모의에 의하면 최근의 AOGCMs가 마지막최대빙하기 동안 복사강제력과 대륙의 빙상에 따라 달라지는 고자료에 의해 기록된 넓은 범위 내의 지역적 기후변화를 추적할 수 있다는 것을 확인한다. 따라서 이 모델이 과거 복사강제력이나 빙상의 변화에 의해 얼마나 과거의 기후상태가 달라지는지를 결정하는 주된 피드백을 정확하게 반영하고 있음을 지시한다. 온실가스의 강제력과 빙상 조건

의 빙기-간빙기 변화를 이용한 PMIP-2 AOGCM 모의는 PMIP-1(IPCC, 2001)에 대한 3차평가보고서에서 보고된 범위와 유사한 산업화 이전의 조건인 $-4.6\sim-7.2\text{Wm}^2$ 에 달하는 복사력 변동과 전 지구적인 평균 온도변화인 $-3.3\sim-5.1^\circ\text{C}$ 값을 제공한다. PMIP-2모의에 의해 추정된 마지막최대빙하기의 기후민감도에 의하면 대기 중 이산화탄소의 증가 된다면 추정되는 온도의 변화는 약 $2.3\sim3.7^\circ\text{C}$ 이다(9.6.3.2). 먼지함량과 식생변화에 의한 복사력 변화가 추정된다면, 이러한 영향에 대한 과학적인 이해가 매우 낮음에도 불구하고 기후모델은 $1\sim2^\circ\text{C}$ 의 추가적인 온도하강을 보인다(Crucifix and Hewitt, 2005; Schneider et al., 2006).

6.4.1.4 마지막최대빙하기에 육상탄소저장의 모의는 얼마나 사실적인가?

육상의 탄소저장은 오늘날과 비교할 때 마지막최대빙하기 동안에 감소되었던 증거가 있다. 저서성 유공충 껍질을 이용해 측정된 ^{13}C 를 바탕으로 한 질량평형계산(Mass balance calculation)에 의하면 약 $3,000\text{GtC}$ 에 이르는 산업화 이전의 값과 비교하여 $300\sim700\text{GtC}$ 정도(Shackleton, 1997; Bird et al., 1994)의 육상 생물권의 탄소저장소(inventory; 토양과 살아있는 식생) 감소를 보여준다. 생태계 복원을 바탕으로 한 육상탄소저장의 측정은 더 큰 차이를 보인다(예, Crowley, 1995). 탄소순환모델의 모의실험에 의하면 산업화 이전과 비교하여 마지막최대빙하기 때 전 지구적으로 육상의 탄소저장(stock)이 $600\sim1,000\text{GtC}$ 정도가 감소하였음이 밝혀졌다(Francois et al., 1998; Beerling, 1999; Francois et al., 1999; Kaplan et al., 2002, 2003; Liu et al., 2002; Joos et al., 2004). 이렇게 모의 실험 결과 대부분의 원인은 대기 중의 낮은 이산화탄소에 의해 야기된 식생성장의 감소 때문이다. 이산화탄소를 조절하는 중요한 역할은 Bond et al.(2003)의 모델자료 분석과 일치한다. 그들은 화재와 같은 성장방해 요소(낮은 이산화탄소 농도를 야기)의 영향 이후에 이산화탄소의 성장이 느려지는 것과 같이 빙하기에 대기의 낮은 이산화탄소는 식생을 감소시킨 중요한 요인이었다고 제안하였다. 요약하면 미래의 이산화탄소 농도를 예측하기 위해 사용되는 것처럼, 육상모델의 결과는 빙기-간빙기 동안에 육상에 저장된 탄소의 차이와 대체적으로 비슷하다.

6.4.1.5 이전의 간빙기는 얼마나 오랫동안 지속되었는가?

홀로세 전인 지난 45만년동안 4번의 간빙기[해양동위원소 Stage(Marine Isotope Stages, MIS) 5, 7, 9, 11]는 지속기간을 포함하여 여러 양상에서 모두 다르게 나타난다(그림 6.3). 가장 짧았던 Stage 7은 수천 년간 지속되었고, 가장 긴 간빙기

(Stage 11; 약 42만~39만5천년)는 약 3만년 동안 지속되었다. 다른 간빙기와 다르게 오랫동안 지속된 Stage 11은 새로운 빙하코어와 해저퇴적물 자료로부터 최근에 더욱 뚜렷해졌다. EPICA(European Programme for Ice Coring in Antarctica, 남극빙하시추 유럽프로그램)의 남극의 Dome C 빙하코어 기록에 의하면 남극의 온도는 2만 8천년 동안 거의 홀로세처럼 온난한 상태였다(EPICA community members, 2004). 전 지구적으로 분포하는 저서성 유공충의 $\delta^{18}\text{O}$ 의 57개 지점의 새로운 자료에 의하면 EPICA 결과에서 제공된 결과와 거의 일치하는 Stage 11의 연대를 나타낸다(Lisiecki and Raymo, 2005).

Stage 11이 특이하게도 긴 간빙기를 유지할 수 있던 이유는 일사량에 영향을 미치는 세차운동을 감소시키게 하는 낮은 궤도 이심률 때문이다(박스 6.1)(Berger and Loutre, 2003). 게다가 EPICA Dome C와 최근에 새롭게 보완된 보스토크(Vostok) 기록은 Stage 11 동안 산업화 이전의 홀로세 값과 유사한 이산화탄소 농도를 보여준다(Raynaud et al., 2005). 그러므로 궤도강제력과 이산화탄소 되먹임은 비정상적으로 긴 간빙기를 가능하게 할 수 있었다. 더욱이, Stage 11의 긴 주기는 문턱 메커니즘(threshold mechanism)에 기초한 제4기 기후의 개념적 모델에 의하여 추정되었다(Paillard, 1998). 이러한 모델들은 해빙기가 42만 7천년 전 최대일사량에 의해 유발되었고, 이후 최소일사량은 빙하기가 시작할 수 있을 만큼 충분히 낮지 못하였다. 따라서 간빙기는 총 2만8천년 동안의 추가적인 세차주기 동안 지속된 것이다.

6.4.1.6 간빙기 동안의 지구는 얼마나 따뜻했는가?

전 지구적으로 'Last Interglaciation'라 불리는 마지막 간빙기(LIG, 130 ± 1 에서 $116\pm 1\text{ka}$; Stirling et al., 1998) 동안 지구빙하의 크기는 지금보다 작았다. 이는 남극과 그린란드의 빙상크기가 명확한 감소하였음을 보여준다(6.4.3절 참조). 비록 증거가 지역적이며 궤도강제력의 영향과 같이 반드시 전 지구적으로 동시적으로 발생하는 것은 아니지만 마지막간빙기(LIG)의 기후는 현재보다 더 온난했다고 추정된다(Kukla et al., 2002). 이 간빙기의 전반기(13만~12만3천년)동안 궤도강제력(박스 6.1)은 북반구에서 여름 일사량의 큰 증가를 야기했다. 프록시 자료에 의하면 현재의 태평양, 대서양, 인도양뿐 아니라 지중해 일부 연안수보다도 더 따뜻했던 값은 보여주며, 알래스카 주변의 연안수에는 해빙이 감소하였고, 현재 알래스카 내륙과 시베리아의 툰드라 지역에 한대성 삼림(boreal forests)이 확장되었고 일반적으로 북극이 더 따뜻했음을 보여준다(Brigham-Grette and Hopkins, 1995; Lozhkin and Anderson, 1995; Muhs et al., 2001; CAPE Last

Interglacial Project Members, 2006). 빙하코어 자료는 마지막 간빙기 초기에 남극과 그린란드에서 현재보다 3~5°C 온도가 높았음을 지시한다(Watanabe et al., 2003; NGRIP, 2004; Landais et al., 2006). 뉴질랜드에서 얻은 고동물군(paleofauna) 증거는 마지막간빙기의 온난화는 위도와 거의 일치하는 궤도강제력과 잘 맞는 것으로 나타났다(Marra, 2003).

마지막간빙기의 기후를 복원하기 위해 이용 가능한 여러 AOGCM 모의가 이미 존재하지만, 표준화된 상호비교 모의는 아직 실행되지 못하였다. 오늘날보다 북반구에서 10% 이상 큰 여름철 일사량을 가지고 궤도강제력(박스 6.1)으로 돌렸을 때, AOGCMs는 13만년~12만5천년 동안 Baffin 섬/북부 그린란드 지역과 유라시아에 걸쳐 5°C까지 북극의 여름철 온난화를 보여준다(그림 6.6)(Montoya et al., 2000; Kaspar et al., 2005; Otto-Bliesner et al., 2006a). 여전히 식생되먹임이 최근의 모의에 포함되지 않기 때문에 시베리아의 온난화가 여전히 과소평가되지만, 모델은 보통 북극의 여름철 최대 온난화를 재현하는 프록시와 일치한다(Kaspar and Cubasch, 2006; CAPE Last Interglacial Project Members, 2006). 모의된 전 지구적인 마지막 간빙기의 연평균온도는 현재보다 궤도 강제력과 같이 아주 높지 않다.

6.4.1.7 빙하기로의 전환 메커니즘에 대해 알려진 것은 무엇인가?

빙하기 발단에 대한 성공적인 모의는 기후변화의 대한 모의를 위한 핵심 목표가 되었다. 밀랑코비치이론에 의하면 북반구 고위도에서 여름철 일사량 감소로부터 유발되어, 겨울철 강설은 연중 지속되고 북반구에서 빙하기의 빙상이 쌓이면서 빙하기가 야기된다고 한다(박스 6.1). 육상의 빙상성장과 관련된 해수면하강은 고위도 북반구에서 여름철에 도달하던 태양일사량이 최소가 되었던 약 11만6천년전경에 일어났다(Waelbroeck et al., 2002). 빙하기 발단은 육상의 빙하체적이 최소였고 안정되었던 기간에 북대서양의 저위도와 중위도 지역은 지속적으로 온난하였던 시기에 일어났다(Cortijo et al., 1999; Goni et al., 1999; McManus et al., 2002; Risebobbakken et al., 2005). 궤도 일사량 변화만을 고려하였을 때, 과거에 대기만 이용한 모델은 연중 내내 눈이 덮이게 하는 적절한 반응 정도를 알아내는데 실패하였다. 현재 모델들과 자료의 결과에 의하면 북방 수목한계선의 이동, 고위도의 해빙확장, 그리고 빙상을 만드는 수분을 공급하는 저위도 대양의 수온이 높아진 것이 고위도에서 지역적인 일사량 강제력을 증폭하고 빙상의 성장을 야기하는 되먹임을 제공한다(Pons et al., 1992; Cortijo et al., 1999; Goni et al.,

1999, Crucifix and Loutre, 2002; McManus et al., 2002; Jackson and Broccoli, 2003; Khodri et al., 2003; Meissner et al., 2003; Vettoretti and Peltier, 2003; Khodri et al., 2005; Risebobbakken et al., 2005). 빙하기가 일단 시작되면, 빙상의 빠른 성장은 강설량 증가를 야기하는 대서양의 자오선역전순환(Meridional Overturning Circulation, MOC)의 증가를 반영하는 대륙빙하에 대한 모델인 EMICs에 의하여 확인되었다. 다른 EMIC 모의에서 빙하체적의 부피와 동일한 해수면 하강이 잘 재현되어지지 않았음에도 불구하고(Waelbroeck et al., 2002; Cutler et al., 2003), 빙상의 고도증가와 확장은 중요하다(Wang and Mysak, 2002; Kageyama et al., 2004; Calov et al., 2005).

6.4.1.8 현재의 간빙기는 언제 끝날 것인가?

자연적인 온도하강 경향에 의해 최근의 전 지구적인 온난화를 완화시킬 수 있는 매커니즘의 증거는 없다. 단지 북반구 고위도에서 여름철 일사량의 뚜렷한 감소와 그와 관련된 되먹임만이 현재의 간빙기를 끝낼 수 있다. 현재의 낮은 궤도의 지구공전반경(이심율)이 앞으로 수만 년에 걸쳐 지속된다는 전제하에 세차운동의 효과가 최소화되고 지난 11만6천년 전의 빙하기가 시작되었을 때와 같이 아주 추운 여름철을 갖게 하는 궤도는 앞으로 최소한 3만년 동안 발생하지 않을 것이다(박스 6.1). 자연적인 이산화탄소 조건 하(보스톡과 EPICA Dome C 빙하코어에서 지속적으로 전 지구적인 온도와 이산화탄소가 대비되는 것)에서 앞으로 3만년 내에 다음의 빙하기가 시작될 것이라 예상은 할 수 없을 것이다(Loutre and Berger, 2000; Berger and Loutre, 2002; EPICA Community Members, 2004). 중간정도의 이산화탄소안정화 시나리오와 같이, 지속적으로 대기의 높은 온실가스 농도는 그린란드빙상을 완전히 녹게 하고(Church et al., 2001), 다음 빙하기의 시작을 더욱 지연시킬지도 모른다(Loutre and Berger, 2000; Archer and Ganopolski, 2005).

6.4.2 빙기-간빙기 기록에서 급격한 기후변화

6.4.2.1 과거의 급격한 기후변화의 증거는 무엇인가?

급격한 기후변화는 주로 30년 이내의 큰 변화(Clark et al., 2002)로 정의되거나 또는 물리적 의미에서는 임계점이상의 전이나 강제력 보다 더 빠른 반응으로 정의된다(Rahmstorf, 2001; Alley et al., 2003). Overpeak and Trenberth(2004)는 모든 급격한 변화가 외적요인에 의해 강제된 것은 아니라고 밝히고 있다. 수많은 육상, 빙상, 해양의 기후변화 기록들은 과거 빙하기 동안 광범위한 대규모의 급격한 기후변화가 반

복적으로 일어나고 있음을 보이고 있다(Rahmstorf의 리뷰참조). 고위도 지방의 기록은 빙하기의 급격한 온도변화가 홀로세의 변화보다 광범위하고 크다고 밝히고 있다. 이들 기후변화 중 가장 극적이고 급격한 기후변화는 단스가드-오슈가(Dansgaard-Oeschger; D-O)현상으로 이는 수십 년 내에 그린란드에 급격한 온난화(8~16°C 정도)가 일어난 후(Severinghaus and Brook, 1999; Masson-Delmotte et al., 2005a를 참조), 수백 년 동안에 점진적인 한랭화가 일어났던 현상이다. 다른 형태의 급격한 변화는 하인니히 이벤트(Heinrich events)로 북대서양에서 대량의 빙상의 유출로 특징지을 수 있으며 해양퇴적물에 드롭스톤의 기록을 남긴다(Hemming, 2004). 북대서양에서 하인니히 이벤트는 백년 단위의 표층수 한랭화(cooling) 뿐만 아니라 표층염분의 큰 감소(Bond et al., 1993)를 수반한다. 이런 빙기의 한랭화 기간은 수백~수천 년간 지속되었으며, 수 십 년의 짧은 온난화로 끝난다(그림 6.7; Cortijo et al., 1997; Voelker, 2002). 마지막빙하기의 마지막 부근에서는 기후가 온난해지고 해빙이 일어나는 동안에 영

거드라이아스(Younger Dryas)나 8.2ka이벤트와 같은 몇 번의 갑자기 추워진 시기가 있었다.

남·북반구에서 기후변화에 대한 반응이 서로 다르다(반대의 경향)는 것이 급격한 기후변화의 영향이 전 지구적이다. 기후변화가 지구 평균온도만의 변화가 아니라는 것을 보여주어도 온도에 관한 가장 큰 폭의 변화는 북대서양 주변에 집중된다. 강하고 빠른 변화가 전 지구 메탄농도에서 관찰되었는데(십 년 내에 100~150 ppb수준), 이는 열대습지(wetland)의 범위나 생산성의 변화(Chappellaz et al., 1993; Brook et al., 2000을 참조: Masson-Delmotte et al., 2005a), 아시아 몬순의 변화(Wang et al., 2001)를 유도할 지도 모른다. 북반구의 한랭화는 노르딕해에서 북쪽으로 흐르는 온난수의 감소와 열대수렴대(ITCZ)가 남쪽으로 이동된 것과 관련이 있으므로 결국 열대강우대(rainfall belts)의 위치와 관계 있다. 일반적으로 북반구의 한랭한 사건 동안에는 메탄농도가 낮았고 춥고 건조한 바람이센 상태와 동시에 먼지(dust) 에어러솔 농도가 높았다. 이에 수반되는 대기 중 이산화탄소

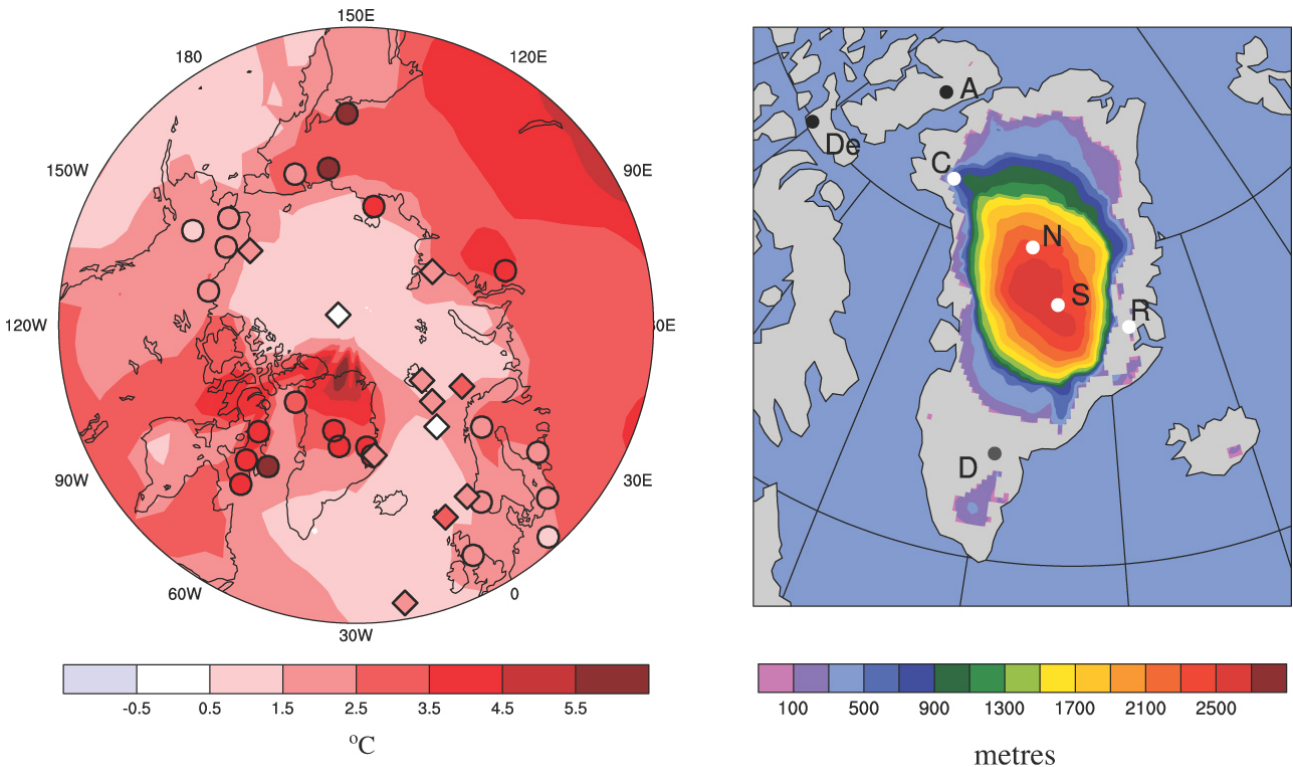


그림 6.6. 다중모델과 다중 프록시 가설에서 얻어진 마지막간빙기의 북극(왼쪽), 연간 최소 빙하두께와 그린란드와 서쪽의 북극빙하(오른쪽) 여름 동안 지표대기온도의 변화. 현재를 제외한 130만년전(Otto-Bliesner et al., 2006b)의 NCAR(National Center for Atmospheric Research)의 CCSM(Community Climate System Model)과 산업화 이전을 제외한 12만5천년전(Kaspar et al., 2005)의 ECHO-G(ECHAM4 HOPE-G) 모델에 의해 모의 실험된 여름철의 온난화 모델은 왼쪽의 패널에, CAPE 프로젝트 구성원들(2006)과 Kaspar et al.(2005)에 의해 발표된 가설에서 얻어진 육지(동그라미)과 해양(다이아몬드) 지역으로부터의 여름동안 최고 온난화의 지시자(proxy) 측정에 의해 도식화된 것이다. 그린란드빙상과 동부 캐나다, 아이슬란드빙하의 확장과 두께는 3개의 빙하모델(Tarasov and Peltier, 2003; Lhomme et al., 2005a; Otto-Bliesner et al., 2006a)로부터의 다중모델 평균과 같이 마지막간빙기의 최소팽창을 보여준다. 빙하코어 관찰(Koerner, 1989; NGRIP, 2004)은 Renland(R), 북 그린란드 빙하코어 프로젝트(North Greenland Ice Core Project), 정상(Summit, 그린란드 빙하코어 프로젝트와 그린란드 빙상 프로젝트2), 그리고 Camp Century(C)에서 마지막 간빙기의 빙하(흰색 점)를 보여주지만 동부 캐나다의 북극 Devon(De)과 Agassiz(A)에서는 마지막간빙기 빙하가 나타나지 않는다. 남부 그린란드의 Dye-3(D)에서 마지막 간빙기 빙하의 증거는 확실치 않다((회색 점;본문을 참조)).

의 농도는 상대적으로 적고(25ppm이하; 그림 6.7), 그린란드의 D-O이벤트와 상응하는 남극사건과 평행한 변화를 보인다. 아산화질소(N₂O)의 기록은 완전하지 않지만 온난기에는 약 50 ppb 정도로 증가하는 경향을 보이고 한랭기에는 30 ppb 정도 감소하는 경향을 보인다(Flückiger et al., 2004).

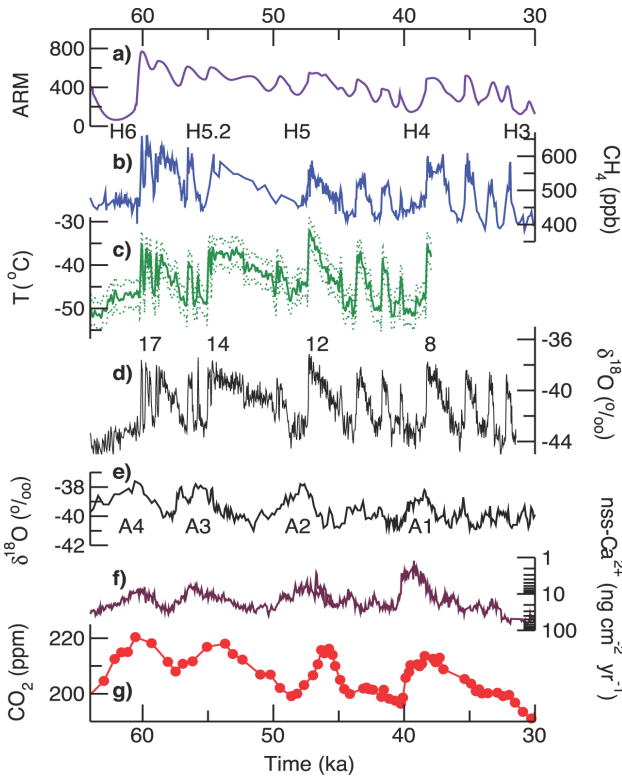


그림 6.7. 과거 6만4천~3만년 동안에 나타난 기후변화 지시자들의 변화(북반구: a~d, 남극지역: e~g). (a) Anhyseretic 잔류자화(ARM), 여기서는 노르딕해의 퇴적물에서 얻어졌으며, 대서양 MOC의 북방이동 정도를 지시함(Dokken and Jansen, 1999). (b) 그린란드 빙상코어 프로젝트(GRIP)로부터 얻어진 그린란드 빙상코어 기록, GISP, NGRIP에 기록된 메탄가스 농도(Blunier and Brook, 2001; Flückiger et al., 2004; Huber et al., 2006). 메탄가스 자료는 고분해 자료인 GRIP에서는 4~3만년, GISP에서는 6만4천~4만년기간에 대해서임. (c) 열확산(thermal diffusion)의 영향을 받는 질소 동위원소로부터 얻어진 지표 온도 추정치(Huber et al., 2006). (d) NGRIP에서 얻어진 표층온도의 지시자로서의 산소동위원소 값, 단스가드-오슈가 온난화 이벤트인 8, 12, 14, 17이 지적되었음. (e) 남극 Byrd에서 얻어진 산소동위원소 기록, A1에서 A4는 남극 온난화 이벤트를 나타냄. (f) nss-Ca²⁺ 기록, 남극 돔 C에서 얻어진 것으로 먼지와 철 성분 퇴적을 지시함(Röthlisberger et al., 2004). (g) 이산화탄소 농도(Intermühle et al., 2000), 남극 Taylor에서 얻어진 빙상코어의 이산화탄소 농도. 하인니히이벤트(대량이 IRD가 퇴적물에 기록된 기간)인 H3, H4, H5, H5.2, H6이 보여진다. 모든 자료는 그린란드 SS09해 시간 규모로 표시하였다(Johnsen et al., 2001). 메탄가스와 이산화탄소는 대기 중에서 잘 혼합된다. 메탄가스의 변동은 ±50년의 해상력에서는 그린란드 온도변동과 동일성을 가지지만, 상세한 분석결과 D-O이벤트가 시작되는 시기에는 메탄 농도의 상승은 25~70년 정도 온도상승보다 나중에 나타난다(Huber et al., 2006). 이산화탄소 농도는 남극온도와 같은 경향으로 변하고 있지만, Taylor Dome과 Byrd 사이에서 정확하게 일치하는지는 불분명하므로 온도와 이산화탄소 농도와와의 선후관계를 결정하는 것은 애매하다. 그린란드와 남극의 온도변화는 남극에서 MOC와 열수송의 재편과 함께 일치한다(Knutti et al., 2004).

한대 식생한계선(boreal treeline)이 남쪽으로 이동한 것과 다른 식생의 빠른 반응은 과거의 한랭화 사건과 관계된다(Peteet, 1995; Shuman et al., 2002; Williams et al., 2002). 식생에 있어서 수 십 년 단위의 변화가 영거 트라이아스와 8.2 ka이벤트의 시작과 끝 부분에서 매년을 기록한 나이테(annually laminated sequence)에 잘 기록되어 있다(Birks and Ammann, 2000; Tinner and Lotter, 2001; Veski et al., 2004). 200년 단위로 채취한 해양의 화분(pollen)기록 또한 빙하기 동안에 기후변동에 따라 남유럽에서의 즉각적인 식생변화를 분명하게 보여준다(Sánchez Goñi et al., 2002; Tzedakis, 2005). 마지막빙기 동안에 남아프리카에서의 식생반응은 같은 경향을 보인다(Hughen et al., 2004).

6.4.2.2 이들 급격한 기후변화의 메커니즘에 대해 알려진 것은 무엇인가?

빙하기동안 지표의 급격한 기후변화와 해양순환의 변화에 관계에 대해서 퇴적물 자료는 훌륭한 증거가 된다(Clark et al., 2002). 프록시(proxy) 자료는 북반구가 온난했을 때(지연 효과 가능)는 남대서양은 한랭했고, 그 반대의 경우도 있었다(Voelker, 2002). 또한 북반구와 남반구의 온도변화가 마치 시소(seesaw: 상반되는 동요)처럼 변하는 것은 해양 열량 전달의 변화를 지시하고 있다(Crowley, 1992; Stocker and Johnsen, 2003). 단스가드-오슈가 온난기에는 Irminger해의 염분은 크게 증가했고(Elliot et al., 1998; van Kreveld et al., 2000), 온난수의 북진은 노르딕해에서 증가했는데(Dokken and Jansen, 1999), 이는 고염의 북대서양수가 북쪽으로 전진했음을 보여준다. 대서양 심층수 특성의 급격한 변화는 심층수괴의 순환(ventilation) 복원, 심층수의 유속과 전환(overturning)을 지시하는 프록시(예를 들어, ¹³C, ²³¹Pa/²³⁰Th) 자료에 잘 기록되어 있다(Vidal et al., 1998; Dokken and Jansen, 1999; McMaus et al., 2004; Gherardi et al., 2005). 그러나 이들 증거에도 불구하고 급격한 변화에 대한 특징은 표층과 심층수 및 빙상 사이에서 일어나는 연속된 사건에 대한 정확한 시간적 제어에 대한 이해가 부족하기 때문에 아직도 이해되지 않은 부분이 많다.

하인니히 이벤트는 빙상의 불안정성에서 기인했다고 생각된다(MacAyeal, 1993). 빙산의 융해는 대서양에 많은 양의 담수를 공급하며, 이는 산소동위원소의 기록에서 추정될 수 있다. 이렇게 공급되는 담수의 양은 수백 년간(250~750년)에 수 m(15m까지)의 해수면 상승에 해당되는 것으로, 이것은 0.1 스베드립(Sv) 크기의 플럭스에 해당한다(Hemming, 2004). Roche(2004) 등은 하인니히 이벤트 4가 로렌타이드 빙상(Lautentide Ice Sheet)의 해빙으로 2±1 m의 해수면 상

승에 해당되는 양의 유입에 해당되며, 이 이벤트 기간은 250 ± 150 년 정도라고 지적했다. 그러나 담수배출의 양과 시간에 대해서는 여전히 논쟁 중이다.

담수의 유입은 마지막빙하기의 마지막 단계(그것은 영저드라이아스와 8.2 ka 이벤트)에 있어서 한랭한 이벤트를 야기한 것 같다. 빙상이 미끄러지며 공급된 것 보다는 빙상이 녹으면서 일어난 담수가 유입된 사건이었다. 즉 이 사건은 대서양에서의 자오면순환(MOC)이나 열수송을 방해하였고, 이는 북극해로 0.1 Sv에 해당하는 담수의 배출이 일어나면서 아마도 영저드라이아스를 유발했을 것이다(Tarasov and Peltier, 2005). 반면, 8.2ka 이벤트는 아마도 수 년 동안에 11~42 cm 에 달하는 해수면 상승과 동등한 담수범람(flood)과 연관된 것으로 추정된다(Clarke et al., 2004; 6.5.2를 참조). 이것은 D-O 이벤트에 대한 중요한 차이이다. 즉, 이와 관련된 해양의 강제력에 대해선 알려진 것이 없다. 하지만 모델결과는 해양순환이 어떤 임계점에 가까워지면 작은 강제력으로도 이러한 사건이 일어날 수 있었음을 제시한다(Ganopolski and Rahmstorf, 2001). 이러한 해양순환의 변화에 대한 정확한 원인과 특성은 아직 합의되지 않았다. 어떤 학자는 급격한 기후변화가 열대로부터 유발되었다(예, Clement and Cane, 1999)고 하지만, 이런 주장을 뒷받침하는 D-O 이벤트에 대한 보다 명확하고 정량적인 설명은 아직 없다.

NADW의 변화와 관련이 있었던(Knutti et al., 2004), 빙하기 남극의 온난화 이벤트에 일어난 대기 중 이산화탄소 농도 변화는 상대적으로 작다(25ppm 이하; 그림 6.7). 대기 중 이산화탄소 농도와 NADW(북대서양 심층수) 형성률의 변화 사이에 상대적으로 작은 양의 되먹임이 고기후와 전 지구온난화 모델에서 발견되었다(Joos et al., 1999; Marchal et al., 1999). 그러므로 과거의 자료와 이용 가능한 수치모델 결과에 의하면 NADW 형성되는 속도가 변하면서 일어날 수 있는 미래변화는 대기 중 이산화탄소에 단지 약간의 영향을 줄 것이다. 그러나 이러한 발견은 다른 해양에서 특히 남극해에서 순환의 변화가능성을 배제하지는 않으며 대기 중 이산화탄소 농도에 많은 영향을 줄 수 있을 것이다(Greenblatt and Sarmiento, 2004).

6.4.2.3 기후모델은 이런 급격한 변화를 모의 할 수 있는 것일까?

하인니히 이벤트를 야기한 것과 같은 빙상의 불안정성에 대한 모델은 비록 최근 결과가 희망적이기는 하지만(Calov et al., 2002), 여전히 물리적 부분이 완전히 이해되고 있지 않아 매우 어려운 문제이다. 많은 모델 연구는 빙상의 불안

정성에 의한 담수의 유입(하인니히 이벤트)이나 빙하가 녹은 후의 배출되는 담수(8.2 ka)(6.5.2를 참조)의 영향을 고려치 않고 해양순환과 기후변화에 대한 영향을 추적하였다. 이와 같은 실험은 고기후 자료로부터 추론된 대량의 담수유입이 정말 대서양 심해대순환(MOC)을 차단할 수 있음을 보여주고, 많은 자료에서 이와 같은 사실이 발견된다. 즉, 고위도의 한랭화, 열대수렴대의 이동, 북·남반구의 상반된 현상(hemispheric seesaw)에서 나타난 기후학적 반향(repercussion)이 물리적으로 가시적 설명이 가능함을 보여준다(Vellinga and Wood, 2002; Dahl et al., 2005; Zhang and Delworth, 2005). 그린란드와 남극의 온도의 상관관계(phase relation)는 NADW 형성률과 북대서양으로 이동되는 해양성 열량의 감소로 설명되어 왔으며, 이로 인해 북대서양의 한랭화와 약간 지연된 남반구의 온난화를 가져왔다(Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Stocker and Johnsen, 2003). 북대서양 심해대순환이 붕괴 될 때의 담수 모의실험의 결과는 북대서양 심층수에서 영양염이 풍부한 해수가 증가하고, 북대서양 퇴적물에서 높은 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (Marchal et al., 2000), 북반구에서 식생한계선의 후퇴(Scholze et al., 2003; Higgins., 2004; Köhler et al., 2005), 해양성 탄소순환의 재편에 반응한 대기 중 이산화탄소의 일시적 소규모 증가(10ppm), 육상 생물권에서 탄소저장능력의 변화로 야기된 이산화탄소의 변화 등을 포함한다(Köhler et al., 2005). 대기 중 이산화질소(N_2O)의 약 10ppb의 감소(Goldstein et al., 2003)는 해양-대기모델에서 발견되는데 이는 실측된 이산화질소(50 ppb까지)가 육지기원임을 보여준다. 요약하면, 모델결과는 이런 형태의 급격한 이벤트 동안에 관측된 변화를 재연 할 수 있다.

D-O이벤트는 중위도 대서양과 노르딕해사이의 해양성 대류의 위도변화와 관련이 있는 것으로 나타난다(Alley and Clark, 1999). 모델에 의하면 그린란드의 온도변화, 남대서양에서의 시소반응(seesaw response), Irminger해의 염분 변화 및 다른 관측에서 나타난 특징들은 비록 해양순환변화에 대한 기작은 완전히 이해되지 않았지만 이 메커니즘에 의해 설명될 수 있다(Ganopolski and Rahmstorf, 2001). Alley et al.(2001)은 이들 이벤트의 시기에 관한 추론적 증거를 보여줬는데, 이는 정상적인 변화와 함께 불규칙한 간섭이 함께 나타나고 있음을 제시한다. 임계 메커니즘이 이벤트와 관계되는 한 이런 현상들은 모델에 의해 현될 수 있다.

일부 저자들은 과거의 급격한 기후변화의 정도와 크기를 과소평가하는 경향이 있다고 주장하며(Alley et al., 2003), 미래의 기후변화의 위험요소를 과소평가하는 경향이 있다고 지적한다. 그러나 이러한 일반적인 결론은 너무 성급한 것이다. 고기후 기록에서 잘못 해석한 효과나 현재의 모델에서

과소평가 되었을 지도 모르는 메커니즘에 대한 개별적 평가가 필요하다. 이러한 문제는 미래의 위험을 평가하는데 중요하다. 즉, 다음 세기에 예상되는 급격하고 빠르게 일어날 수 있는 온난화는 마지막빙하기 마지막 단계의 온난화로 해결 방법을 찾을 수 있을 것이다. 과거의 영저드라이아스나 8.2ka 사건과 같이 빙상의 용빙에 의해 공급되는 담수는 해양순환에 큰 영향을 미칠 수 있는 중요한 요인이 될 수 있다. 약 천 년에 걸친 그린란드빙상의 용해(7m의 해수면에 상당)는 평균 0.1 Sv에 해당하는 담수유입에 기인하며, 이것은 과거의 급격한 기후변화 이벤트와 관계되는 담수유입과 견줄 만 한 규모이다. 미래의 시나리오를 위한 대부분의 기후모델은 빙상의 용해에 의한 담수유출을 고려하지 않는다. 담수유입에 관한 모델들 간의 비교실험 결과 대서양 순환을 정지시킬 정도에 해당하는 담수량에 대해서는 모델들 간에 상당한 차이를 보였는데 그 이유는 잘 이해되고 있지 않다(Rahmstorf et al., 2005; Stouffer et al, 2006). 현재 알고 있는 지식을 바탕으로 한다면, 해양순환의 변화에 기인한 미래의 급격한 기후변화는 배제할 수 없다.

6.4.3 마지막 빙기-간빙기의 해수면 변동

6.4.3.1 현재 해수면 변화에 대한 과거 빙하 제적변화의 영향은 무엇인가?

과거 해수면변화의 기록은 해수면상승과 관계되어 일어나는 자연적 변화를 이해할 수 있는 결정적인 원리를 제공한다. 현재 기후시스템에 작용하는 인위적인 영향이 없다 할지라도 상대적 해수면(Relative sea level; RSL) 변동에 대한 측정가능하고 중요한 변화가 여전히 일어나고 있다. 해수면에 있어 이런 자연적 변화의 주된 원인은 마지막간빙기 이벤트에 일어난 사건과 관계가 있다. 소위 빙하의 영향에 의한 지각균형적응(glacial isostatic adjustment; GIA) 과정을 통해서 해빙기 후에 중력평형은 복원된다. 이 복원은 지각의 융기(rebound)뿐만 아니라 해양분지에서 같은 힘을 가지는 중력장에서 해양표층수를 유지하는데 필요한 해수의 수평적 재분배과정을 통해서 중력평형은 복원된다.

전 지구적 GIA 과정에 대한 모델은, Peltier(1996)의 모델 ICE-4G(VM2)에 대한 년 간 -0.28mm, Peltier(2004)의 모델(ICE-5G)의 년간 -0.36mm에 해당하는 TOPEX/Poseidon(T/P) 위성에 의해 측정된 현재 해수면 상승률에 대한 기여를 분리해 낼 수 있다. 이들 분석들은(Peltier, 2001) 전 지구적 해수면상승에 대한 현재의 기후변화 영향은 보정되지 않는 T/P 측정에서 암시하는 것보다는 크다는 것을 의미한다(5장을 참조).

플라이스토세 후기에 일어난 빙하의 주기와 극지방에 있는 대규모의 극빙상의 용해의 영향에 기인한 지구의 자전 상태에 대한 영향을 예측하기 위해 같은 방법을 적용함으로써 과거 백년만에 걸친 빙상의 질량감소의 정도를 예측할 수 있다. Peltier(1998)의 이런 분석은 빙상의 질량감소에 의한 해수면 상승은 상한선으로 년 간 약 0.5mm로 예측했다. 이것은 극의 빙상의 크기와 빙상용해가 전 지구적으로 해수면이 상승하는 폭에 맞는 양이라는 가능성을 지시한다(4.5장 참조).

6.4.3.2 빙기-간빙기의 해수면 변화의 규모는 어느 정도였나?

모델에 기초한 과거의 해수면분석은 마지막 최대빙하기부터 홀로세까지 가장 최근의 빙기-간빙기 전환기 동안에 일어난 전 지구적 해수면상승을 보다 정확하게 추정할 수 있을 것이다. 카리브해(Caribbean Sea)의 바베이도스섬(Barbados)으로부터 얻어진 산호에 근거한 RSL변화(Fairbanks, 1989; Peltier and Fairbanks, 2006)는 특히 중요하데, 이는 이 지역에서 얻어진 RSL 역사가 빙하의 크기에 의한 전 지구적 해수면변동의 훌륭한 근사치를 제공할 수 있기 때문이다(Peltier, 2002). Fairbanks의 자료에 관한 ICE-5G모델의 예측 적합성은 그림 6.8b에 나타났듯이, 2만1천년 동안 순수한 빙하효과에 대등한 해수면 상승은 118.7m인데 이 값은 심해 유공층에 의해 계산된 120m(예, Shackleton, 2000)와 매우 가까운 값이다. Waelbroeck 등(2002)는 산호기록에 근거하여 심해퇴적물의 산소동위원소 기록에서 심해 해양분지 온도의 영향을 보정한 후에 전 빙기-간빙기 주기 동안에 해수면을 복원하였다. 이러한 기록(그림 6.8)은 마지막최대빙하기의 즉 거의 120m에 달하는 빙하의 증가에 따른 해수면 하강의 가장 정확한 추정이다. Siddal 등(2003)에 의해 수행된 홍해의 산소동위원소 기록에 대한 분석은 Peltier와 Fairbank(2006)에 의해 수행된 바베이도스 기록에 대한 해석의 타당성을 뒷받침한다.

Lambeck와 Chappell(2001)의 빙상의 용해에 의한 해수면 변동 곡선은 여러 가지 다른 자료로부터 기초했는데, 바베이도스 산호기록, 인도네시아의 Sunda 대륙붕으로 부터의 측정(Hanebuth et al., 2000), 북오스트레일리아의 Bonapart 만에서의 관측(Yokoyama et al., 2000)을 포함하고 있다(그림 6.8b). 이것은 빙상용해에 의한 해수면변동의 기록이 바베이도스의 상세한 기록에서 얻어진 해수면변동 기록과 맞지 않음을 제시한다. 첫째로, LGM 때의 최저 해수면 높이는 바베이도스의 기록에서 요구하는 120m 라기보다는 현재보다 약 140m 아래 있었다. 둘째로 바베이도스 자료는 Yokoyama 등(2000)이 제시한 1만9천에서 급격한 해수면 상승의 가능성을

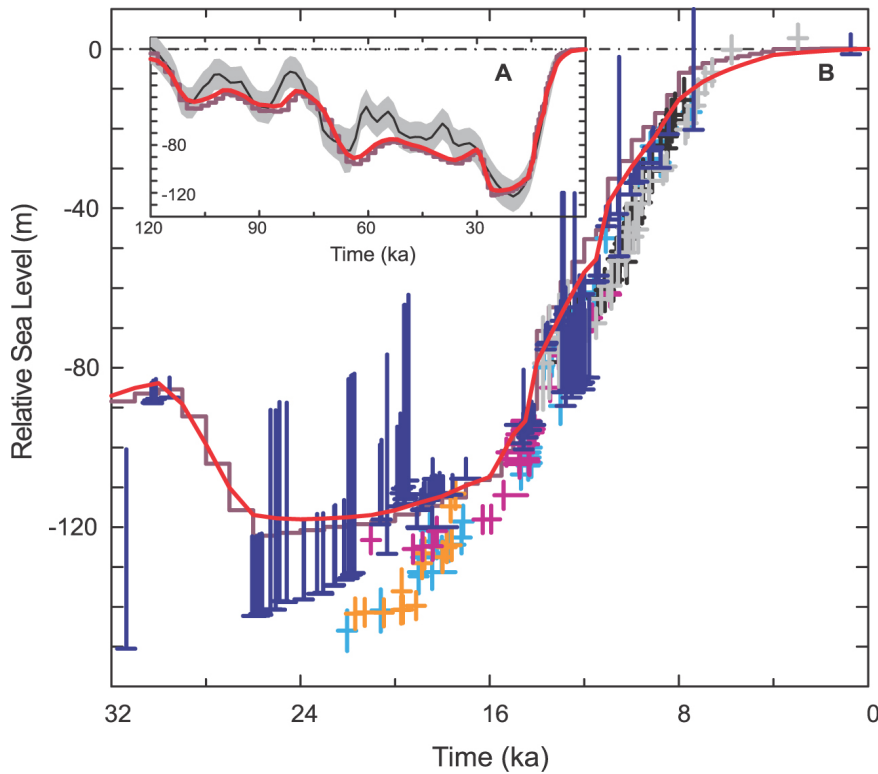


그림 6.8. (A) Waelbroeck et al.(2002)의 분석에 따른 빙기-간빙기에 걸친 빙상의 크기에 따라 변하는 전 지구적 해수면변화 역사. 완만한 검은선은 측정된 각 연대의 중간값을 나타내고 있으며, 주변의 음영부분은 오차범위이다. 빨간선은 바베이도스에 대한 ICE-5G(VM2)모델의 예측값이다. 이 모델에서는 RSL 관측치가 빙상의 크기 변화에 따른 해수면변동과 매우 근사치를 보인다.(B) 과거 3만2천년에서 현재까지 카리브해의 바베이도스 섬에서 산호로부터 얻어져 추가된 RSL기록에 대한 ICE-5G(VM2) 모델 예측의 적합도(빨간색 라인)(Fairbanks, 1989; Peltier and Fairbanks, 2006). 이 모델에 대한 실질적인 빙상 크기에 따른 해수면 변동 곡선은 단계적인 불연속 다갈색 선으로 보인다. 개별적인 산호기록에 기초한 RSL 측정치(청색)는 산호의 종류에 따른 오차범위를 가진다. 짧은 오차범위로 표시된 측정치는 *Acropora palmata* 종으로부터 계산되었다. 이 종은 상대적 해수면변동에 대한 가장 정확한 값을 주는 종으로 주로 현생 산호의 경우 해수면에서 5m 이내에 서식한다. 긴 오차범위로 표시된 측정치는 20m의 오차범위를 가지는 *Montastrea annularis* 산호종이나 보다 넓은 심도범위에 서식하는 종에서부터 계산되었다(가장 큰 오차 범위). 이들 보충자료는 해수면 저하의 최저값을 정하는데 유용하다. 컬러는 빙상의 크기에 따라 변화하는 해수면변동 곡선으로 Barbados (청록색), Tahiti(회색), Huon(검은색), Bonaparte 해(오렌지색), Sunda 대륙붕(자홍색)에 대해 Lambeck와 Chappell(2001)에 의해 복원되었다.

배제했다. ICE-5G모델을 사용하여 바베이도스에서 예측한 RSL 변화 값은 같은 모델에서 얻어진 빙상의 변화에 의한 해수면 변동과 이론적으로 일치하고 있음을 그림 6.8에서 볼 수 있는데, 그림 6.8에서 빨간커브는 모델 예측치이며 자숫 및 계단모양의 커브는 빙상의 크기변화에 의한 해수면변동 곡선이다.

6.4.3.3 마지막간빙기 동안 현재보다 높은 해수면의 중요성은 무엇인가?

해수면변동에 관한 기록은 LIG(마지막간빙기)까지 확장되었다. 연안의 퇴적물 연구에 근거한 직접적인 해수면 관측과 열대역 산호(판구조론적으로 안정된 상태)는 해수면이 마지막간빙기에는 현재보다 약 4~6m정도 높았음을 알아냈다(예, Rostami et al., 2000; Muhs et al., 2002). 12만3천년동안 교란되지 않은 북 그린란드 빙상 코어(NGRIP) 기록과 약간 오래되었지만 교란된 LIG의 그린란드 빙상코어(GRIP), 그리고

그린란드 빙상코어 프로젝트2(GISP2)의 기록들은 그린란드 정상부가 LIG 동안 빙상으로 덮여 있었음을 제시한다(Raynaud et al., 1997; NGRIP, 2004). Camp Century와 Renland 코어에서 나타난 비슷한 동위원소 차이(Johnson et al., 2001)는 북 그린란드에서 LIG 동안에 상대적으로 증가된 해수면 차이는 그렇게 크지 않음을 지시한다(NGRIP, 2004). 남 그린란드의 Dye-3 빙상 코어의 해석은 명백하지 않다. Dye-3 빙상(아마도 LIG 빙상) 코어의 밑 부분에서 동위원소 값이 높은 빙상이 존재한다는 것은 LIG 동안에 남 그린란드 빙상의 두께가 감소한 것으로 해석되었다(NGRIP, 2004). 마찬가지로 설득력 있는 해석은 그린란드 빙상의 남쪽 돕은 간빙기 최고 온난기에 없어졌으며 또한 빙상이 남 그린란드에서 다시 형성되었을 때(Koerner and Fisher, 2002) Dye-3은 늦은 LIG 기간에 빙상의 성장을 기록하고 있거나, 빙상이 그린란드 중앙으로 흘러갔거나, 남쪽 돕과 격리되어 남아있었음을 제시한다(Lhomme et al., 2005a). 동부 캐나다

극 지역에서 대규모 만년설빙이 LIG 이전에 없었다는 것은 이들이 LIG 동안 완전히 용해되었음을 지시한다(Koerner, 1989).

LIG 동안의 전 지구적 해수면상승은 극 빙상의 용해결과임이 틀림없다. 여러 자료로부터 얻어진 그린란드온도 시나리오로부터 조절된 그린란드빙상 모델(Cuffey and Marshall, 2000; Tarasov and Peltier, 2003; Lhomme et al., 2005a), 혹은 AOGCM으로부터 얻어진 온도와 강수량(Otto-Bliesner et al., 2006a)는 중앙과 북쪽 그린란드에서 단계적으로 떨어져 나가는 최소 LIG 그린란드빙상을 수치모델화 했다(그림 6.6). 다른 북극지역의 빙상 지대와 함께 추정된 빙상의 크기는 LIG 초기 동안 수천 년 간에 걸쳐 2~4m보다 낮은 해수면 상승을 유도했다. 이 해수면상승에 대한 그린란드의 기여는 극에서 궤도강제력에 의한 여름철 온난화에 의해 야기된 것 같다(6.4.1을 참조). 해수면이 현재보다 4~6m 정도 높았다는 것은 남극의 기여가 있었음을 의미한다(Scherer et al., 1998; Overpeck et al., 2006). Overpeck et al.(2006)은 북극 주변부에 일어난 LIG 온난화는 미래 이산화탄소 농도가 2배가 되었을 때에 예상되는 기후와 매우 유사하며, 이 상황에서 그린란드빙상이 대규모로 후퇴한다고 예상할 수 있다. LIG 기간에 해수면상승이 그린란드 빙상의 해빙에 의해 전부 설명될 수 없기 때문에 미래의 이런 상황에서 남극빙상의 일부가 후퇴할 것으로 예측할 수 있다(Scherer et al., 1998; Tarasov and Peltier, 2003; Domack et al., 2005; Oppenheimer and Alley, 2005를 참조).

6.4.3.4 전 지구 평균해수면상승률에 대해 극 빙상 용해는 장기적으로 어떻게 기여하는가?

홀로세 관측과 함께 수행된 후빙기 RSL 역사에 관한 모델은 20세기 동안에 연간 2mm정도로 상승한 세계평균해수면이 극빙상에서 일어나는 최근의 부분적 해빙이 얼마나 중요한 역할을 하는지를 평가하는데 사용될 수 있다. 16개의 적도태평양 도서에서 얻어진 홀로세 해수면에 대한 지질학적 관측(Peltier, 2002; Peltier et al., 2002)에 근거한 3차평가보고서 발간 이후 측정에근거한다면, 과거 2천년에 걸친 평균 해수면 상승률은 0이었으며 대부분 년 간 0~0.2 mm정도다(Lambeck, 2002).

6.5 홀로세 간빙기

현재의 간빙기(홀로세), 즉 약 1만1천6백년 전 부터 현재까지는 인간활동이 지역적(예: 토지 이용)으로 또는 전 지구

적(예: 대기 조성)으로 증가하여 환경에 크게 영향을 미치게 된 기간이다. 다양한 프록시 기록을 통하여 홀로세 동안의 정밀한 시공간적 기후변화를 파악할 수 있다. 과거 2,000년 동안의 기후변화 기록에 관련된 사항은 6.6을 참고하면 된다. 홀로세 동안의 기후변화의 원인과 이에 따른 반응의 관계에 대해서는 지난 간빙기 보다 훨씬 더 공간적으로, 연령 측정 방법, 시간해상도에 이르기까지 더 잘 기록되어 있다. 홀로세 동안의 온도, 강수량, 몬순, 엘니뇨-남방진동 등의 장기간에 걸친 변화나 급격한 변화를 유발하는 주요한 기후변화 원인에 대한 증거는 대부분 자세하게 밝혀져 있다. 홀로세 동안의 기후강제력의 중대한 변화가 복잡한 기후반응을 유발했다는 증거는 명백한데, 이에겐 온도, 강수량, 몬순, 엘니뇨-남방진동 등의 장기간 및 급격한적인 변화가 포함된다. 특히 약 6,000년 전의 홀로세 중기와 같은 몇몇 시기에 대해서는 과거 기후변화 기록이나 모델링을 상호 비교하고 종합하는 등, 과학자들이 집중적인 노력을 기울여 왔다. 이렇게 폭넓은 증거자료를 바탕으로 지구궤도강제력에 대해 기후시스템이 어떻게 반응하는지를 파악하는 기모델 평가에 과학적인 근거를 마련할 수 있다.

6.5.1 간빙기인 현재의 기후강제력과 반응

6.5.1.1 홀로세의 주요한 기후강제력은 무엇인가?

홀로세 동안 지구의 궤도변화에 의해서 일사량이 위도별, 계절별로 다르게 되었다(박스 6.1). 남극이나 북극의 빙하시추를 통하여 홀로세 동안 성층권의 에어로솔이 어떻게 변화했는지를 정량적으로 알아보고자 하는 연구는 지금도 계속되고 있는데(Zielinski, 2000; Castellano et al., 2005), 이 연구를 통해 화산활동의 빈도나 규모가 홀로세 동안 특히 많이 변화하였다는 것을 알 수 있다. 우주기원 동위원소(ice core 내 ^{10}Be 과 나무나이테 내 ^{14}C 등)의 변동은 태양활동변화의 기록으로 사용되어 왔다(예, Bond et al., 2001). 그러나 태양 복사량과의 정량적 관계는 아직 명확하게 밝혀지지 않았으며, 태양복사량이 아닌 다른 요인의 영향을 어떻게 평가할 것인지도 과제로 남아있다(Muscheler et al., 2006). 마지막빙하기에 만들어진 대륙빙하는 현재 간빙기의 전반기에 이미 많이 녹았다(그림 6.8). 대륙 빙하의 태양광 알베도는 궤도강제력에 의한 지역적 기후반응을 부분적으로 조정하는 것으로 알려져 있다(예, Davis et al., 2003).

빙하 시추시료를 통하여 홀로세 의 대기 중 미량 가스 변화는 많이 연구되었다(그림 6.4). 대기 중 이산화탄소(CO_2) 농도는 약 11,000년에서 8,000년까지 7ppm 정도 감소하였다가, 산업혁명 이전까지 20ppm 정도 증가하게 된다(Monnin

et al., 2004). 북반구의 값(Mixed gas refrigeration method)으로 계산한 대기 중 메탄가스(CH₄)의 농도는 약 10,000년 전에 730ppb이었다가, 6,000년 전에는 580ppb로 감소하였고, 산업혁명 이전까지는 730ppb로 서서히 증가한다(Chappellaz et al., 1997; Fluckiger et al., 2002). 대기 중 아산화질소(N₂O)는 대체로 이산화탄소의 변화추세와 비슷하다. 홀로세 초기에는 약 10ppb 정도 감소하였다가, 8,000년에서 2,000년 사이에는 약 10ppb 정도 증가하는 경향을 보인다(Fluckiger et al., 2002). 이러한 온실가스의 변화에 의한 복사강제력(radiative forcing)은 CO₂의 경우 0.4Wm⁻², N₂O나 CH₄의 경우 0.1Wm⁻² 정도가 된다.

6.5.1.2 홀로세 온실가스 농도는 왜 산업혁명 이전까지 변화하였는가?

최근 탄소순환 기후모델과 모의에 전 지구 식생변화 예측 모델을 결합하여 모의한 결과, 홀로세 초기의 이산화탄소의 감소는 로렌타이드빙상이 감소하고 그 곳에 숲이 형성되었기 때문인 것으로 밝혀졌다. 그러나 이는 해양퇴적물의 탄산염 보상작용으로 어느 정도 지연되었을 것이다(Joos et al., 2004). 빙기-간빙기 변환기와 홀로세 초기의 육상의 탄소흡수와 산호초 발달은 뒤이어 일어나는 이산화탄소의 증가에 기여했을 것이다(Broecker and Clark, 2003; Ridgwell et al., 2003; Joos et al., 2004). 반면 최근 탄소동위원소 자료(Eyer, 2004)나 모델결과(Brovkin et al., 2002; Kaplan et al., 2002; Joos et al., 2004)를 보면 육상의 탄소저장능력은 7,000년 전부터 산업혁명이전까지 대체로 안정했던 것으로 나타난다. 습지에 저장된 탄소량의 변화가 대기 중 이산화탄소 변화에 기여했던 것으로 보인다. 이러한 자연적인 변화 보다는 산업을 통한 인위적인 가스 배출이 보다 더 큰 영향을 미친다. 인위적인 배출이 없었다면 대기 중 이산화탄소는 290ppm 이하 수준에 있었을 것이다(Gerber et al., 2003).

보스토크(Vostok) 빙하 시추시료에서 이산화탄소 자료를 보면(Petit et al., 1999), 홀로세의 선사시대 농경활동으로 인하여 육상탄소와 메탄을 배출되지 않았다면 대기 중 이산화탄소는 지난 8,000년 동안 20ppm 정도 감소하였을 것으로 예측할 수 있다(Ruddiman, 2003; Ruddiman et al., 2005). 이러한 가정에서 산업화 이전의 온실가스 배출 때문에 홀로세 후기의 고위도 빙하 형성이 어려웠을 것으로 추측할 수 있다. 그러나 이러한 가설은 여러 다른 증거와 상충된다. 이전의 3번의 간빙기 동안 지구궤도의 변화는 홀로세와는 많이 달랐으며, 28,000년이나 지속된 긴 간빙기 시기인 Stage 11 동안에는 이산화탄소 농도가 훨씬 높았다(Siegenthaler et al., 2005a; Figure 6.3). 이러한 가설에 따르면, 홀로세의 빙하 시

추시료에서 나타난 것 보다 훨씬 큰 대기 중 탄소안정동위원소의 비(¹³C/¹²C)를 보여야 한다(Eyer, 2004). 또한 자연식생에 저장된 탄소량과 현재의 식생을 비교하여 추정된 것 보다 토지이용에 따른 탄소 배출량이 훨씬 커야 한다(Joos et al., 2004).

6.5.1.3 현재 간빙기에 20세기 후반 보다 더 온난했던 시기가 있었는가?

홀로세의 기온변동은 여러 지역에서 밝혀진 바 있다. 특정 계절에 더 민감하게 반응하는 프록시를 이용하여 백년 단위의 해상도로 복원된 지역도 있다(6.1절 참조). 북대서양과 북극해 등 고위도 지역에서 10,000년에서 8,000년 사이의 홀로세 초기에는 여름철 온도 최고치가 나타나는 경향을 보인다. 이는 해빙의 크기에 여름 일사량이 크게 영향을 미쳤음을 제시하는 것이다(Kim et al., 2004; Kaplan and Wolfe, 2006). 중고위도 지역의 기후복원 자료를 보면, 온난한 홀로세 초-중기에서 한랭한 후기의 산업화 이전 시기로 가면서 해수면온도가 점차 하강하는 것을 알 수 있다(Johnsen et al., 2001; Marchal et al., 2002; Andersen et al., 2004; Kim et al., 2004; Kaplan and Wolfe 2006). 이는 그 위도에서 연평균 및 여름 일사량의 변화에 기인한것이다(Renssen et al., 2005). 북유럽이나 북아메리카의 빙하 주변부에서는 여름철 최고온도가 나타나는 시점이 지역에 따라 지연되기도 하는데, 이는 빙하고도, 반사도, 대기와 해양의 열 전도율, 지구궤도변화 등의 상호작용 때문인 것으로 보인다(MacDonald et al., 2000; Davis et al., 2003; Kaufman et al., 2004). 북유럽과 북서 북아메리카에서 가장 더웠던 시기는 7,000년에서 5,000년 사이로 나타난다(Davis et al., 2003; Kaufman et al., 2004). 홀로세 중기 동안에 전 지구적으로 존재하는 화분자료(Prentice and Webb, 1998; Prentice et al., 2000)와 거화석(macrofossil) 자료(MacDonald et al., 2000)를 보면, 북부 온대림이 북쪽으로 확장하고 빙하가 후퇴하였음을 알 수 있다(Bigelow et al., 2003; Kaplan et al., 2003)(박스 6.3절 참조). 북반구의 중-고위도 지역에서 홀로세 초기-중기 동안에 따뜻했었다는 증거는 대심도 시추시료에서도 확인할 수 있다(Huang et al., 1997). 이렇게 홀로세 초기에 따뜻한 기후였다는 증거는 태평양 서쪽 적도 부근(Stott et al., 2004), 중국(He et al., 2004), 뉴질랜드(Williams et al., 2004), 남아프리카(Holmgren et al., 2003), 남극(Masson et al., 2000) 등 여러 곳에서 나타난다. 남반구의 고위도 지역에서는 홀로세 초기의 온난 기후를 지역적인 여름 일사량 변화로 설명하기 어려우며(박스 6.1 참조), 대규모의 열 순환이 있었음을 유추할 수 있다. 한편, 해양기록으로부터 복원된 열대의 기온변

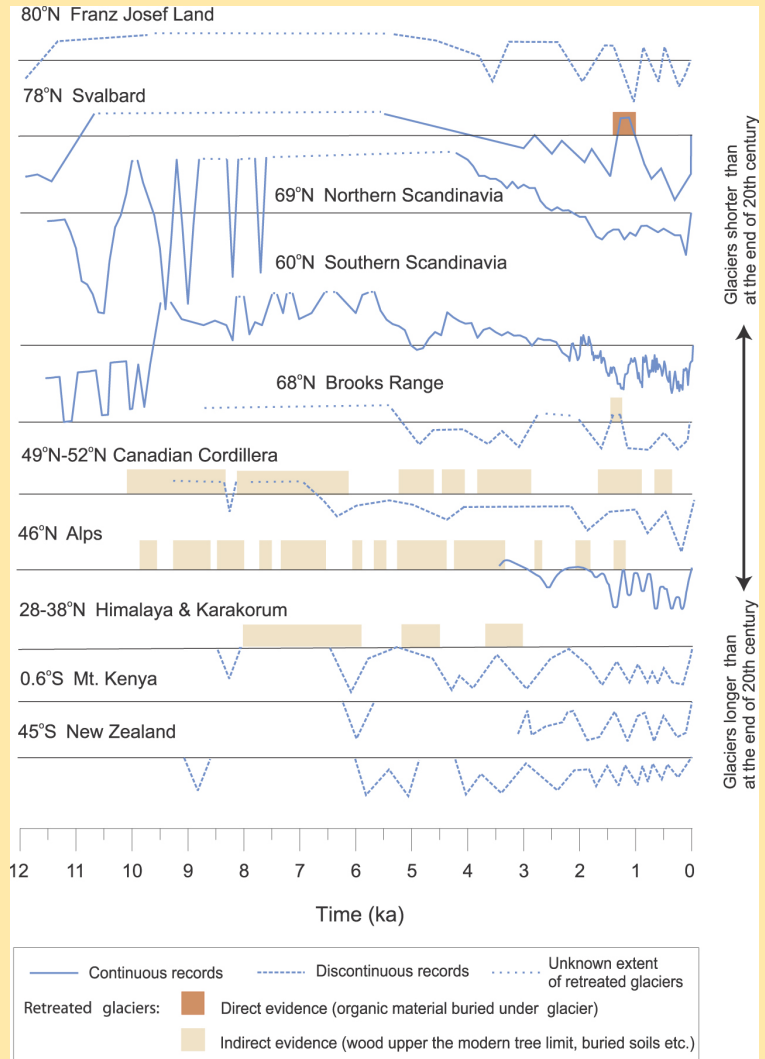
박스 6.3 : 홀로세 빙하의 변동성

전 지구적으로 고산빙하가 줄어들고 있는 것은 20~21세기 기후변화의 가장 두드러진 증거라 할 수 있다(4장을 참고). 보다 장기간의 관점에서 봤을 때 이러한 빙하의 후퇴가 어떤 의미를 갖는지에 대해 의문을 품지 않을 수 없다. 빙하의 전진 또는 후퇴의 원인이 되는 기후조건은 빙하가 위치한 기후대에 따라 달라질 수 있다(4장을 참고). 과거 빙하활동을 정확하게 복원하기 위해서는 기후 구분이 필수적이다.

홀로세의 빙하 변동 기록은 현재 빙하의 후퇴를 평가하는데 기본적인 배경이 된다. 하지만, 대부분 산악 지역에서 과거의 빙하 기록은 단속적이며 해상도 또한 매우 낮다 (박스 6.3, 그림 1참고). 홀로세의 동안 연속 적이며 일관된 기록은 스칸디나비아 지역에서 찾아 볼 수 있는 것이 유일하다(예, Nesje et al., 2005).

빙하가 홀로세의 기후변화에 대한 어떤 정보를 줄 수 있는가?

북반구와 적도 에서 11,000년부터 5,000년 까지의 빙하에 대한 정보를 찾는 것은 어렵다. 그러나 홀로세 중기 이후에는 빙하가 다시 형성되어 확장하게 된다. 이러한 경향은 지구궤도변화에 따른 여름철 일사량의 변화에 기인하는 것으로 본다(박스 6.1을 참고). 하지만, 태양일사량의 장기간에 걸친 변화만으로는 복잡한 빙하와 기후(강수와 온도)상 호작용에 의해서 유도되는 짧은 시간 동안의 지역적이고 다양한 빙하의 반응을 설명하기는 어렵다. 보다 짧은 시간규모에서 북대서양진동이나 엘니뇨-남방진동과 같은 기후현상이 빙하의 질량균형에 영향을 미치게 되며, 이로써 지역 간의 불일치를 설명할 수 있다. 알프스나 스칸디나비아 같은 곳에서 빙하의 질량균형의 불일치 등을 예로 들 수 있다(Reichert et al., 2001; Six et al., 2001). 현재의 빙하후퇴와 홀로세의 빙하변동을 비교해 보면, 비록 대부분 지역에서 완벽하게 과거자료를 복원하지는 못했지만, 현재 전 지구적으로 나타나는 빙하의 후퇴경향과 비슷한 경향을 과거에서 찾기는 어렵다. 현재의 빙하후퇴는 GCM의 모의실험을 한 어떠한 결과보다 더욱 두드러지게 나타나며, 이러한 사실은 빙하의 후퇴에 인위적인 영향이 분명히 작용하였을 것으로 판단할 수 있다(Reichert et al., 2002).



박스 6.3, 그림 1. 남반구와 북반구의 빙하변동의 시기와 상대적 규모. 여러 증거를 통해서 본 홀로세의 빙하분포 양상의 변화는 매우 복잡하며, 강수량과 기온의 관점에서 지역적으로 해석하는 것이 바람직하다. 대부분의 경우, 빙하후퇴의 정도는 잘 알려지지 않았으며, 상대적인 규모로만 판단할 수 있다. 가로축 위의 선들은 20세기 후반의 빙하 크기보다 작은 것을 나타내며, 아래의 선들은 20세기 후반의 빙하 크기보다 큰 빙하와 그 시기를 나타낸다. 탄소연대는 모두 보정값이며, 캘린더 연도로 표기한 것이다. Franz Josef Land(Lubinski et al., 1999), Svalbard and Svendsen, Mangerud(1997) 등을 기준으로 Humlum et al.(2005), Northern Scandinavia(Bakke et al., 2005a,b; Nesje et al., 2005), Southern Scandinavia(Dahl and Nesje, 1996; Matthews et al., 2000, 2005; Lie et al., 2004), Brooks Range(Ellis and Calkin, 1984), Canadian Cordillera(Luckman and Kearney, 1986; Osborn and Luckman, 1988; Koch et al., 2004; Menounos et al., 2004), 알프스(Holzhauser et al., 2005; Jorin et al., 2006), 히말라야 Karakorum(Rothlisberger and Geyh, 1985; Bao et al., 2003), 케냐산(Karlen et al., 1999), 뉴질랜드(Gellatly et al., 1988) 등을 보정한 것이다.

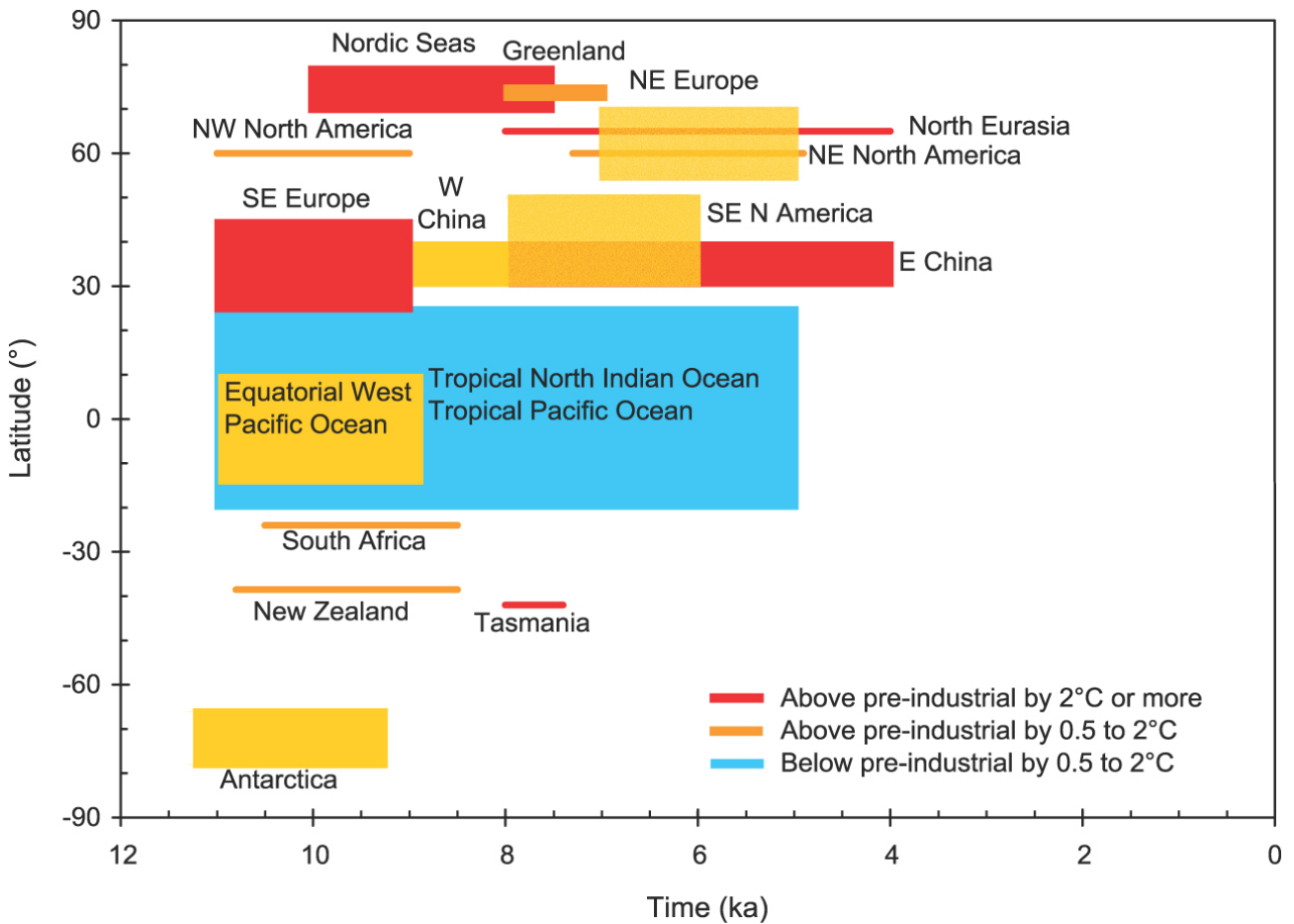


그림 6.9. 산업혁명 이전의 최고온도치의 시기 및 강도 편차. 수직축은 위도를 나타내며, 수평축은 현재 이전의 천년 단위의 기간을 나타낸다. 산업혁명 이전의 온도 중 0.5~2°C 높은 것은 오렌지색, 2°C 이상 높은 것은 빨간색으로 나타내었다. 산업혁명 이전의 온도 중 0.5~2°C 낮은 것은 파란색으로 나타내었다. 이들 자료는 Barents Sea(Duplessy et al., 2001), 그린란드(Johnsen et al., 2001), 유럽(Davis et al., 2003), 아메리카 북서와 북동(MacDonald et al., 2000; Kaufman et al., 2004), China(He et al., 2004), tropical oceans(Rimbu et al., 2004; Stott et al., 2004; Lorentz et al., 2006), north Atlantic(Marchal et al., 2002; Kim et al., 2004), Tasmania(Xia et al., 2001), East Antarctica(Masson et al., 2000), southern Africa(Holmgren et al., 2003), New Zealand(Williams et al., 2004) 등을 참고하였다.

화 자료는 지중해, 대서양, 태평양, 인도양 등의 해수면온도가 현재 간빙기 시작부터 점차 증가하였다는 것을 보여준다(Kim et al., 2004; Rimbu et al., 2004; Stott et al., 2004). 이는 열대의 연평균 일사량이 증가하였음을 반영하는 것으로 볼 수 있다(박스 6.1, 그림 1 참조).

온대의 백년 주기 해상도 기록은 지난 수십년 동안 보다도 홀로세 초기-중기 동안에 지역적으로 온도가 몇 °C 이상 수백년 동안 높았다는 것을 보여준다. 이러한 지역적 온난기는 전 지구적으로 시기가 일치하는 것은 아니었으며, 열대해양의 일부 지역에서는 현재보다 더 기온이 낮았던 곳도 있었다는 증거도 나오고 있다(그림 6.9)(참고문헌 빠짐). 기후 모델과 EMICs를 결합한 최신기술을 이용하면 지역온도와 강수량의 변화를 복원할 수 있다(6.5.1.4와 6.5.1.5절 참조). 그러나 지구궤도의 계절성을 고려한 전지구적 평균 온도는 대체로 0.4°C 이하로 크게 변하지 않는다(Masson-Delmotte et al., 2005b)(박스 6.1). 적도에서 고위도 까지 지역에 따른

온도차이는 분명히 존재하기 때문에 홀로세 중기 온난최적기(mid-Holocene thermal optimum)라든가 건조기(altilthermal) 등의 용어는 전 지구적으로 사용하기에 부적합하며, 잘 연구된 지역에 한하여 적용하여야 한다. 홀로세 기후의 시공간적인 분포와 연대측정에 대한 자료를 바탕으로 20세기 후반의 기후변화와 비교할 정도의 수십 년 정도 기간의 전 지구적 온난화가 홀로세 동안 있었는지를 판단하기에는 어려움이 많다.

6.5.1.4 홀로세 중기의 몬순강화와 지구궤도변화는 관련이 있는가?

홀로세 초기에서 중기 동안 호수수위와 식생변화를 복원한 결과를 보면 북아프리카 지역에서 강수량이 크게 증가하였다는 것을 알 수 있다(Jolly et al., 1998). 이렇게 아프리카 몬순이 강화된 것은 PMIP에서 기후모델을 구축하는데 필요한 기준으로 널리 알려져 있다. 홀로세 중기에는 지구궤도변화로 인하여 일사량이 증가하고 식생과 해수면온도가 현재 수준에 이르렀다는 점을 고려한 대기모델을 이용하면 북반구 대륙의 여름철 온도증가와 여름몬순의 증가를 어느 정도 재현할 수 있다. 그러나 사하라 지역에 까지 이르는 강수량의 증가는 재현하기 어렵다(Joussaume et al., 1999; Coe and Harrison., 2002; Braconnot et al., 2004). 이렇게 모델에 따라 차이가 나는 이유는 평균 열대온도를 고려한 대기모델 특성 때문이다(Braconnot et al., 2002). 3차 평가보고서에서 제시한 바와 같이, 식생과 지표알베도 되먹임이 아프리카 몬순을 강화시키는데 중요한 역할을 한다(예, Claussen and Gayler, 1997; de Noblet-Ducoudre et al., 2000; Levis et al., 2004). 최신 해양-대기 결합모델의 모의는, 늦여름의 양극화된 해수 온도분포 양상과 해양 혼합층 깊이의 변화때문에 해양 되먹임이 대륙으로 몬순흐름을 강화하고 몬순계절의 길이도 길게 하는 것으로 나타났다(Braconnot et al., 2004; Zhao et al., 2005). 식생 및 토양의 특성과 해양 되먹임 작용을 결합하여 보면 모델로 재현된 강수량이 실제 복원자료와 거의 근접하게 된다(Braconnot et al., 2000; Levis et al., 2004). EMICs로 재현한 홀로세 기후의 변화를 보면 지표되먹임 이 급작스러운 몬순변화에 관련이 있을 가능성도 있다(6.5.2절 참조). 해양-대기 결합모델을 보면, 북오스트레일리아, 인도, 남아메리카 몬순 등이 홀로세 중기에 강화된 것은 지구궤도변화에 따른 기후반응이며 이는 해양의 되먹임에 의하여 더욱 증폭된 것으로 나타난다(Harrison et al., 2003; Liu et al., 2004; Zhao et al., 2005).

6.5.1.5 중위도와 고위도의 홀로세 중기 기후와 지구궤도변화 사이에 어떤 관계가 있는가?

홀로세 중기의 육상기록을 보면 북반구의 중위도와 고위도 지역에서 툰드라 식생이 줄어들면서 숲이 크게 늘었음을 알 수 있다(MacDonald et al., 2000; Prentice et al., 2000). 3차평가보고서 발간 이후 최근의 PMIP-2 모델을 포함한 해양-대기 결합모델에서는 약 6,000년 전의 홀로세 중기 동안 지구궤도변화와 기후시스템의 반응을 조사한 바 있다(6.6.1, 박스6.1 참조). 대기-해양-식생결합모델에서 보면, 북아메리

카에서 겨울철 온난화에 따라 온대숲이 북쪽으로 확장하고, 여름철 온난화에 따라 한대숲 북방 한계가 북쪽으로 옮겨가는 것을 알 수 있다(Wohlfahrt et al., 2004). 고위도에서는 식생-눈알베도와 해양되먹임이 봄과 가을의 온난화를 촉진하였으며, 계절별 지구궤도 영향이 년 단위의 반응으로 발달하고 있다(Crucifix et al., 2002; Wohlfahrt et al., 2004). 홀로세 동안의 해양변화는 보통 크지는 않지만 정량화하기는 어렵다. 이는 해수표층의 층상화와 계절별 변화에 반응하는 프록시 자료가 확실하지 않기 때문이다(Waelbroeck et al., 2005). 대기와 slab형구조 해양모델에서는 홀로세 중기 동안 열대지역 태평양의 평균해수온도의 변화가 라니냐 변화와 같이 변하여 홀로세 중기의 북아메리카 가뭄을 유발한 것으로 나타났다(Shin et al., 2006). 북대서양의 해수면온도 자료에 의하면 홀로세 초기에서 중기에 이르는 변화양상은 북유럽의 자오선 레짐(meridional regime)에서 북대서양진동(NAO)의 양의 상과 같은 평균상태로 옮겨간 것으로 나타난다(Rimbu et al., 2004). PMIP2 상호 비교를 통하여 보면 9개 중 3개의 모델이 산업혁명 이전 시기와 비교하여 홀로세 중기에는 북대서양진동(NAO)의 양의 상과 비슷한 대기순환이 있었다는 것을 나타내고 있으며, 북대서양진동(NAO)에 큰 변화는 없었다(Gladstone et al., 2005).

6.5.1.6 홀로세에도 현재의 온난화와 같은 장주기의 기후변화가 있었는가?

홀로세의 많은 프록시 자료는 백년 또는 천년 단위의 해상도로 기후변화를 기술하고, 같은 시간규모에서 기후변동성의 자연 주기성을 인지하기에도 충분하다(Haug et al., 2001; Gupta et al., 2003). 초기 연구에서는 홀로세 천년 단위의 주기 변화가 북대서양에서 볼 수 있는 빙하주기와 비슷한 빈도 특성을 갖는 것으로 알려졌었지만(Bond et al., 1997), 이러한 가정은 최근 의문이 생긴다(Risebrobakken et al., 2003; Schulz et al., 2004). 여러 기록에서 보면 홀로세 동안 특정한 백년이나 천년 주기를 갖는 지속적인 변화는 나타나지 않으며, 다소 복잡한 주기 양상을 보이고 있다(Moros et al., 2006). 열대 지역과 북대서양의 백년-천년 주기의 변화가 동시에 일어나는 것(de Menocal et al., 2000; Mayewski et al., 2004; Y.J. Wang et al., 2005)은 남반구에서는 흔하지 않으며(Masson et al., 2000; Holmgren et al., 2003), 이는 천년 단위의 변화로 현재의 온난화 경향을 설명하기에 적합하지 않다는 점을 시사한다. 태양활동의 변화와 관련한 우주기원 동위원소(^{10}Be or ^{14}C) 변화에 근거하여 몇몇 연구자는 태양활동이 백년-천년 주기 변화의 원인이라고 주장하기도 한다(Karlen and Kyulensierna, 1996; Bond et

al., 2001; Fleitmann et al., 2003; Y.J. Wang et al., 2005). 기후시스템(예를 들어, 심해순환과 관련된)에서의 변동 양상의 중요성 또한 주목받고 있다(Bianchi and McCave, 1999; Duplessy et al., 2001; Marchal et al., 2002; Oppo et al., 2003). 현재의 지식으로는 다양한 자료에서 찾아낼 수 있는 일관성이 부족하므로, 천년 단위의 큰 규모의 기후변화 양상을 태양활동이나 화산활동의 강도 등 외적 요인이나 기후시스템 내적 요인으로 설명하기는 어렵다.

6.5.2 현재 간빙기의 급격한 기후변화

6.5.2.1 중위도-고위도 지역의 해양 및 대기순환의 급격한 변화는 무엇을 의미하는가?

그린란드의 빙하 시추시료에서 약 8.2ka 전에 2~6℃ 정도 급격하게 온도가 내려가는 현상이 보고된 바 있다(Alley et al., 1997; Alley and Agustsdottir, 2005). 이는 유럽과 북아메리카의 육상 고해상도 자료에서도 인지되었다(Klitgaard-Kristensen et al., 1998; von Grafenstein et al., 1998; Barber et al., 1999; Nesje et al., 2000; Rohling and Palike, 2005). 이때에 대기 중 메탄농도가 수십 ppb 정도 감소하였는데(Spahn et al., 2003), 이는 급격한 8.2ka 사건이 큰 규모 대기순환의 변화와도 관련이 있다는 것을 시사한다. 이러한 변화는 북극에서 열대지역에 이르는 건조화 현상과도 관련이 있다(Hughen et al., 1996; Stager and Mayewski, 1997; Haug et al., 2001; Fleitmann et al., 2003; Rohling and Palike, 2005). 8.2ka 사건은 북대서양의 심해대순환(MOC)이 짧은 기간에 재구성되면서 일어난 것으로 해석하고 있으나(Bianchi and McCave, 1999; Risebrobakken et al., 2003; McManus et al., 2004), 사실 심해해수층이 형성되었다는 증거는 없다. 홀로세 초기에 대륙빙하가 녹으면서 흘러나온 막대한 양의 담수가 북대서양과 북극해에 흘러들게 된 것을 원인 중 하나로 보기도 한다(Nesje et al., 2004). 빙하호인 Agassiz호수가 1014m³의 담수를 허드슨만으로 매우 빠른 속도로 쏟아 부으면서 8.2ka 사건을 일으켰다는 주장도 있다(0.5년간 5Sv, Clarke et al., 2004). 기후모델을 통하여 이러한 가정을 확인할 수 있으며, 해양이나 대기순환이 담수유출에 어떻게 변화하는지를 평가할 수 있다(Alley and Agustsdottir, 2005 6.4.2.2를 참조). EMICs(Renssen et al., 2002; Bauer et al., 2004)과 해양-대기 결합모델(Alley and Agustsdottir, 2005; LeGrande et al., 2006)을 이용한 앙상블모의는 경계조건과 담수의 유입조건을 달리하면(ITCZ의 이동을 포함) 8.2ka 사건과 유사한 현상을 모의할 수 있다.

약 5,000년에서 4,000년 사이의 홀로세 중기에는 넓은 지

역에 걸쳐 많은 사건들이 빠르게 진행되면, 북반구의 해양빙하가 급격하게 증가하거나(Jennings et al., 2001), 그린란드에서 중수소 함량이 감소하는데서 나타나듯이 해수순환이 변화하고(Masson-Delmotte et al., 2005b), 유럽 일대의 급격한 온도하강이 발생하거나(Seppa and Birks, 2001; Lauritzen, 2003), 북아메리카에서 수백 년 간 한발이 지속되거나(Booth et al., 2005), 남아메리카의 기후가 변화하기도 한다(Marchant and Hooghiemstra, 2004). 이러한 현상들의 원인은 아직 명확하게 밝혀지지 않았다. 지구궤도변화로 인한 지역적인 온난화 시기 끝부분에서 이러한 특정 사건들이 일어나므로(박스 6.1, 6.5.1절 참조), 점진적인 기후강제력 상태에서 기후시스템은 급격한 변화를 일으킬 수 있다는 것을 암시한다.

6.5.2.2 몬순의 급격한 변화를 어떻게 이해할 수 있는가?

열대지역에서 강수량을 잘 기록하고 있는 자료와 모델을 보면 아프리카, 인도, 동남아시아 등에서의 여름몬순은 홀로세 초기와 중기에 지구궤도변화로 인하여 강화되었으며, 이로 인하여 내륙의 온도구배가 증가하고 열대수렴대(intertropical convergence zone, ITCZ)의 위치가 변하게 된다. 고해상도의 강수량 기록을 보면 지역적으로 홀로세 초기의 습윤 조건에서 건조 조건으로 몇 단계에 걸쳐 전이하는 과정을 살펴볼 수 있다(Guo et al., 2000; Fleitmann et al., 2003; Morrill et al., 2003; Y. J. Wang et al., 2005). 홀로세 초기에는 북아프리카 지역과 지중해에 걸쳐서 몬순과 관련된 담수 유출과 습윤 조건이 크게 증가한다. 이는 지중해 해수순환의 변화와 관련이 있는데, 사프로펠(sapropel) 퇴적층이 그 증거이다(Ariztegui et al., 2000). EMICs를 이용하여 홀로세 기후의 모의실험을 할 때 지구궤도와 관련된 매개변수가 중요하다. 이러한 모델에서는 식생과 몬순 역학 사이의 비선형 상호작용으로 인한 아프리카 몬순의 강화 등, 지구궤도 변화에 반응하여 급격한 기후변화 사건들이 어떻게 일어났는지를 살펴볼 수 있다(Claussen et al., 1999; Renssen et al., 2003).

6.5.3 홀로세 간빙기에 엘니뇨-남방진동은 어떻게 왜 변화하였는가?

산호, 고고학적 패총, 호수 및 해양퇴적물 등 다양한 고해상도의 고기후학적 기록을 살펴보면, 홀로세 초기와 중기에는 ENSO가 약했음을 보여준다. 이것이 지난 수천 년 동안 현재와 같이 점차로 강해졌다(Shulmeister and Lees, 1995; Gagan et al., 1998; Rodbell et al., 1999; Tudhope et al.,

자주 묻는 질문(FAQ) 6.2

지구 역사상의 기후변화와 비교하여 현재의 기후변화는 이상한 것인가?

기후는 지구 역사를 통하여 계속 변화하여 왔다. 현재의 기후변화는 몇몇 측면에서 비정상적이다. 지난 50만년 동안 대기 중 이산화탄소 농도가 이렇게 높았던 적이 없었으며, 증가 속도도 예외적으로 빠르다. 현재 지구 온도는 최소한 지난 500년 동안 최고이며, 아마도 지난 1,000년 동안과 비교해도 가장 높을 것이다. 만약에 온난화가 이렇게 계속 지속된다면, 21세기 후반에는 지질시대를 통틀어 비정상적으로 가장 이상한 기후가 될 것이다. 또 최근의 기후변화의 비정상적인 측면은 바로 기후변화의 원인이다. 과거 기후변화는 자연환경 변화 그 자체가 원인인데 비하여 현재의 50년간의 온난화는 인간의 활동이 그 원인이 된다.

인위적인 현재 기후변화와 자연적인 과거 기후변화를 비교하려면, 먼저 세 가지를 구분하여야 한다. 첫 번째, 같은 종류의 변수끼리 비교하는지를 확실하게 하여야 한다. 즉, 온도를 비교할 것인지, 온실가스 농도를 비교할 것인지, 아니면 다른 기후 요인을 비교할 것인지, 또 절대값을 비교할 것인지 또는 변화 속도를 비교할 것인지를 알아야 한다. 두 번째, 지역적인 변화와 전 지구적인 변화를 혼동하지 말아야 한다. 보통 지역적인 변화가 전 지구적인 변화 보다 훨씬 큰데, 지역적인 요소(지역적 해양순환 또는 대기순환)가 열이나 습도의 이동을 변화시킬 수 있으며 또한 지역적인 되먹임 작용(해양빙하의 되먹임 작용)도 한 역할을 한다. 전 지구적 평균온도 상승 같은 큰 규모의 변화가 일어나기 위해서는 온실가스 증가나 태양활동과 같은 보다 큰 원동력이 필요하다. 세 번째, 시간 척도에 따른 구분이 필요하다. 백만 년 정도에 걸친 기후변화는 백년 정도에 걸친 기후변화와 비교하여 규모도 크고 원인도 대륙이동 등과 같이 다양하다.

현재의 기후변화에 대해 걱정을 하는 주된 이유는 대기 중 온실가스 농도의 증가가 지난 제 4기(약 200만 년 전 부터 현재까지) 동안 전례가 없는 일이기 때문이다. 남극 빙하 시추시료에서 지난 65만년 동안의 이산화탄소 농도를 정확하게 파악할 수 있다. 이 기간 동안 이산화탄소 농도는 추운 빙하기 때에 180ppm 정도까지 낮아졌다가 간빙기 때에는 300ppm 정도까지 올라간다. 지난 세기 동안에 이산화탄소 농도는 이러 범위를 급격하게 벗어나서 현재 379ppm까지 올라갔다. 마지막 빙하기가 끝나고 이산화탄소 농도가 80ppm 정도 올라가는데 약 5,000년이 걸렸다. 현재보다 높

았던 시기는 수백만 년 전에 있었을 뿐이다.

과거 이산화탄소 농도를 복원하는 것보다 온도를 복원하는 것은 더 복잡하다. 이산화탄소는 전 지구적으로 잘 섞이지만, 온도는 지역에 따라 차이가 많이 나기 때문에 빙하 시추시료만 가지고는 이야기하기 어렵다. 지역적인 온도는 수십 년 정도 기간에서도 몇 도 이상 변화할 수 있다. 20세기 동안의 전 지구적 온난화가 0.7°C라는 것을 감안하면 지역적 온도변화는 매우 큰 것이다.

전 지구적 온도 변화는 지역적 온도 편차를 제거하고 보다 큰 규모의 평균 온도를 분석하여야 의미가 있다. 전 지구적으로 충분한 기상 측량을 하게 된 것은 150년 정도 밖에 되지 않는다. 그 이전 시기의 온도는 나무나이테나 빙하 시추시료 등 여러 프록시 자료를 종합하여 유추하게 되는데, 수천 년 이전으로 갈수록 자료의 공간적 분포가 제한되게 된다. 이러한 복원에는 각각 방법도 다르고 그 중요성도 불확실하지만, 지금까지 보고된 복원 자료를 보면 중세 시대에는 온난했으며 17, 18, 19세기 동안에는 온도가 낮았고, 그 이후에는 빠르게 온난화되고 있는 경향이 확실하다. 중세 시대에 얼마나 따뜻했는지는 불확실하다. 하지만, 20세기 중반 이후에는 중세 시대보다 더 온난하게 되었다. 이러한 결론은 기후 모델로도 확인할 수 있다. 2,000년 이전 시기에는 큰 규모의 평균 온도 변화를 체계적으로 복원하기 어렵다. 그러나 홀로세 동안 현재와 같은 전 지구적 온난화가 있었다는 증거도 또한 없다. 약 300만 년 전 정도에는 현재와 같은 높은 온도에 빙하가 줄어들고 해수면이 상승했던 시기가 있었다. 따라서 현재의 온난화는 지난 수천 년 동안을 배경으로 보았을 때는 매우 비정상적인 것이다. 그러나 온실가스 농도를 자연적으로 매우 천천히 변화시킬 수 있는 판구조 활동과 같은 보다 긴 시간척도로 보면 정상적이라고도 할 수 있다.

또 다른 문제는 현재 온난화의 속도이다. 이렇게 빠른 변화속도가 과거에도 있었는가? 지난 수만 년 동안 가장 큰 온도 변화는 빙하 주기였다. 그 동안 전 지구적 평균 온도는 빙하기 때에 4°C, 간빙기 때에 7°C 정도로 변화하여 왔다. 물론 대륙빙하 근처의 지역 같은 경우는 지역적 온도 변화 폭이 훨씬 컸다. 그러나 이들 자료를 보면 빙하기가 끝난 뒤 전 지구적 온난화가 약 5,000년 정도에 걸쳐 서서히 진행된 것으로 나타난다. 그러므로 현재의 온난화 속도는 과거의

변화에 비춰볼 때 무척 빠르고 비정상적인 것이다. 그 동안 많이 토의되었던 빙하기 동안의 급격한 기후변화는 해양의 열전달 과정의 변화에 기인한 것으로 전 지구적 평균 온도에 큰 영향을 주지 않았기 때문에 현재 기후변화에 대한 과거의 예로서는 적절하지 않다.

빙하 시추시료에 기록된 것 보다 더 오래된 과거의 기록은 퇴적물이라든지 다른 기록매체에서 찾을 수 있는데, 이들 기록은 현재의 온난화 같이 빠른 변화를 해석할 수 있을

만큼 해상도가 좋지는 못하다. 따라서 과거에 큰 규모의 급격한 기후변화가 있었는지 확실하지는 않지만, 현재의 온난화 속도처럼 빠르게 변화하는 기후변화가 과거에 있었다는 증거는 불충분하다. 21세기에 5°C 이상 온난화가 계속된다면 지구 환경은 마지막 빙하기 이후 지구의 평균 온도가 상승하였을 때와 같은 정도의 변화를 겪을 것이다. 지난 5,000만년 동안 이에 필적할 만한 전 지구적 기후변화가 있었다는 증거는 없다.

2001; Moy et al., 2002; McGregor and Gagan, 2004). 대부분의 자료는 불연속적이며, 대체로 평균조건이나 년 단위의 변화 정도까지만 볼 수 있기 때문에, 현재의 상황으로 어떤 속도로 어떻게 전이하였는지 정확하게 규명하기는 어렵다.

태평양과 대기를 결합한 간단한 모델에 일사량의 변화를 추가하면, 일사량의 계절적 변화가 ENSO 양상의 체계적 변화를 야기하였음을 알 수 있다(Clement et al., 1996, 2000; Cane, 2005). 이 모델은 Bjerknes 되먹임 과정(Bjerknes, 1969)과 해양의 역학 열균형(ocean dynamical thermostat; Clement and Cane, 1999; Clement et al., 2001; Cane, 2005)으로 인해 홀로세 동안에 주기와 진폭이 점차적으로 불규칙하게 증가하였음을 보여준다. 특정 시기를 단편적으로 모의할 수 있는 GCMs 모델에서도 홀로세 초기에서 현재에 이르기까지 변화 크기는 약간씩 차이가 있지만 대체로 ENSO가 점차로 강화되었음을 보여준다. 두 모델의 결과와 자료의 종합적 해석 모두 홀로세 중기 이전의 태평양 열대지역은 라니냐와 비슷한 상태였음을 보여준다(Clement et al., 2000; Liu et al., 2000; Kitoh and Murakami, 2002; Otto-Bliesner et al., 2003; Liu, 2004). GCMs 등 모델을 통하여 ENSO의 원격상관(teleconnections)이 홀로세 중기의 지구궤도 영향으로 약했었다는 것도 밝혀졌다(Otto-Bliesner, 1999; Otto-Bliesner et al., 2003).

로서, 지난 1,300년 동안 변화해 온 지구의 평균온도를 보여준다. 이 중 그림 6.10a는 1,850년 이후 북반구에서 진행된 연평균온도변화를 나타낸 것이며, 육지에서만 측정된 기록과 육지 및 해양의 자료를 결합하여 만든 기록을 보여주고 있다(3장 참조). 또한 후자에 해당하는 기록에는 불확실성도 함께 표시하였다(육지와 해양의 30년 평활. 이러한 불확실성은 주로 측정지점의 공간적인 부족에서 비롯되었으며(Jones et al., 1997), 그 불확실성은 20세기에서 19세기로 갈수록 증가하는 경향을 보인다. 하지만 이러한 불확실성에도 불구하고 지난 150년간의 기간 중 특히 최근 20~30년의 기록에서는 온난화 경향이 뚜렷하다. 이와 유사하게 육지정보에만 기초한 기록도 유사한 변동성을 보여주지만, 온난화의 속도는 1980년 이후부터 상대적으로 더욱 빨라졌다. 이러한 육지만의 기록은 19세기 이전까지 존재하며 최고 1781년의 기록부터 시작한다. 하지만 이 육지 시계열의 초기 부분은 공간적으로 훨씬 적은 측정지점에 기초하고 있다. 특히 처음 20년 동안에는 유럽 23개 지점과 북미 1개 지점에서만 측정되었으며, 첫 번째 아시아 지역의 측정은 1820년대에서야 비로소 시작되었다. 4개 지점(잉글랜드 중부, De Bilt, 베를린, Uppsala)에서 측정한 유럽의 온도변화 기록은 보다 더 긴 정보를 제공하지만 지역적으로 편중된 정보만을 제공하고 있다. 이 기록에서 나타난 지난 약 20~30년 간의 온난화 경향은 앞에서 설명한 전체 북반구 육지에서 관찰된 것보다도 더욱 크다.

위의 기록에서 초기의 측정지점이 유럽 지역에 치우쳐 있는 것을 감안하더라도 1850년 이전에 존재한 기기관측 온도 자료는 1980년 이후의 온난화가 지난 280년 동안 관찰된 온도변화 수준에 비해 전례 없이 높다는 것을 보여준다.(이것은 20세기의 많은 관측지점에 비하여 초기자료의 평균에 존재하는 커다란 분산을 고려해도 사실이다.) 또한 유럽지역의 온도를 복원하기 위한 측정기록, 문헌기록, 프록시 기록의 분석 역시 20세기의 전례 없는 온난화를 지적하고 있으며,

6.6 지난 2,000년

6.6.1 북반구 온도의 변동성

6.6.1.1 고기후 프록시를 이용한 고기후의 복원은 무엇을 보여주는가?

그림 6.10은 기기 및 프록시 기록을 그래프로 나타낸 것으

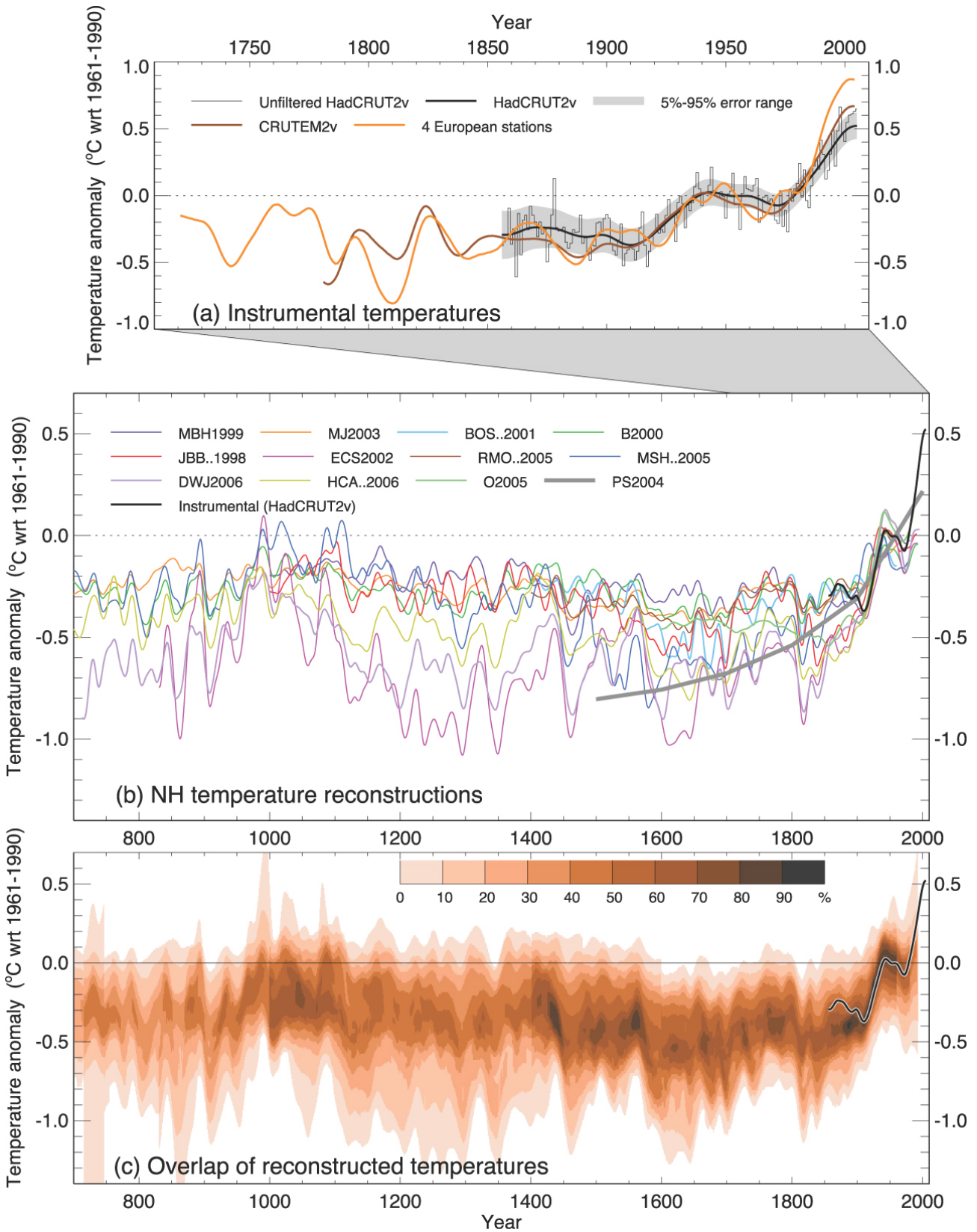


그림 6.10. 지난 1,300년 동안의 북반구 온도 변화 기록. (a) 표 6.1에 나타낸 정보에 기초한 연평균 기온 기록. (b) 표 6.1에 나타낸 다중 프록시 기록을 이용한 온도 복원그래프로서, TAR에서 논의한 3가지 기록(JBB., 1998, MBH., 1999 그리고 BOS., 2001)과 검은색 선으로 표시한 HadCRUT2v 기온 기록을 함께 도식하였다. (c) 표 6.1에 나타낸(RMO., 2005와 PS2004는 제외) 모든 온도복원 기록들의 불확실성을 중첩시킨 수십 년 규모의 불확실성 범위로서, 복원 'scoring' 10%의 표준 오차 ±1 내의 온도와 5~95% 범위에서 'scoring' 5% 내의 지점(최대인 100%는 모든 복원들의 표준 오차 ±1 내에 포함되는 온도만 해당된다)으로 나타내었다. HadCRUT2v 온도 기록은 검은색 선으로 함께 나타내었다. 모든 연속기록은 30년 미만 규모의 변동성을 제거하기 위해 Gaussian-weighted 필터링을 적용하였다; 그 결과 값들은 인접한 값의 평균치로 추가된 기록으로 각 기록의 두 끝에서 연결되었다. 모든 온도는 1961년부터 1990년까지의 평균 온도편차로 표현한다.

박스 6.4 : '중세온난기'의 온도

적어도 이미 20세기 초부터 북아메리카, 스칸디나비아, 동유럽 지역의 과학자들은 지난 2,000년 동안의 기후변화에 대한 증거를 찾는 연구를 수행했다(Brooks, 1922). 아이슬란드와 그린란드에 관해 Pettersson(1914)은 아이슬란드의 많은 지역들이 10세기경에 경작지로 이용되고 있었다는 증거를 인용하였다. 또한 같은 시기에 스칸디나비아의 정착민들은 그린란드 지역을 개척하였고, 해빙(sea ice)의 감소로 인해 상대적으로 한랭한 14세기 때보다 훨씬 더 북쪽 지역으로 규칙적인 항해가 이루어졌다. Brooks(1922)는 15, 16세기의 몇 번의 온화한 시기 직후 17세기에 크게 한랭해진 기후조건을 다음과 같이 묘사하였다; 아이슬란드의 경작지는 얼음으로 덮혔다. 그러므로 적어도 북대서양 북부 지역의 경우 1,000년 경 상대적으로 더 따뜻했던 기후조건을 상상할 수 있었으나, 그 이후 특히 17세기에 찾아 온 훨씬 한랭한 조건의 증거와 비교된다.

Lamb(1965)은 서유럽 지역의 다양한 증거들을 통해 여러 지역에서 더 따뜻한 기후가 나타난 1000년부터 1200년까지의 기간에 대해 '중세온난기' 또는 '소최적기(Little optimum)'라는 새로운 표현을 처음으로 사용하였다(Lamb, 1982). 또한 Lamb은 여러 지역의 여러 기간 동안 발생한 가장 따뜻한 기후조건을 파악하고자 하였다: 유럽 쪽의 러시아 지역(European Russia)과 그린란드 지역의 경우 이 기간에 해당하는 시기는 950년부터 1200년 사이였으나, 대부분의 유럽 지역에서는 900년대 후반 온난화 과정을 거쳐 이보다 다소 늦은 1150년부터 1300년 사이에 따뜻한 기후조건을 이루었다(Lamb, 1977).

Lamb에 의해 사용된 많은 증거들은 역사기록, 한계선(treeline) 및 식생변화 곡식과 포도경작에 관한 기록과 같이 매우 다양한 기록을 토대로 수집되었다. 또한 일부 그린란드 빙하코어(core)의 기록과 유럽 지역의 나무나이테 기록에 대한 초기적 자료를 이용하여 이 시기의 기후를 추정하기도 하였다. 그러나 대부분의 이러한 증거들은 정확한 정량적 온도자료라고 간주하기는 어렵다. 또한 이러한 많은 증거들은 식생과 빙하 분포의 변화처럼 강제력(forcing)과 이에 의한 식생 또는 빙하의 반응(response) 사이의 복잡한 물리적 또는 생물학적 작용으로 인해 시간이 지체되기 때문에 정확한 연대측정이 어려웠다. Lamb은 고려했던 많은 증거들에 대해 통합적 통계적 보정을 실시하기도 하였다. 이러한 일련의 연구과정을 통해 그는 '고온의 중세시기(High Medieval)'의 온도가 유럽의 여러 지역에서 측정된 20세기 초반의 온도보다 약 1.0 ~ 2.0°C 정도 더 높았을 것이라고 결론지었다(Lamb, 1977; Bradley et al., 2003a).

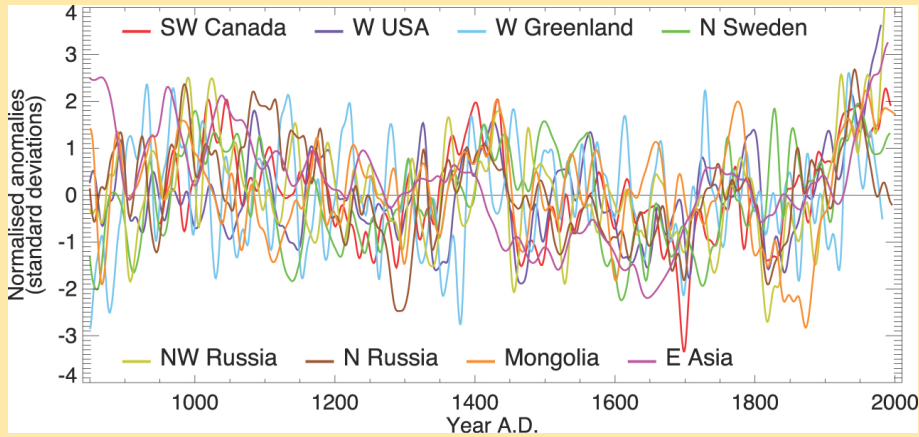
이후 다른 여러 학자들이 정확한 연대측정법과 특정 온도반응 이론을 확립하면서 보다 정량적 증거에 기초한 연구가 진행될 수 있었으며, 이러한 연구에서는 전 지구 중 어떤 특정 지역에서 상대적으로 더 따뜻한 기후조건이 지배적이었다는 사실 이외에는 어떤 결과도 제시할 수 없다고 결론지었다(Hughes and Diaz, 1994).

중세시기 동안 현재와 같은 기후변화가 모든 지역에서 같은 방향과 같은 정도로 진행되었다고 보기는 어려울 것이다(박스 6.4의 그림 1). 이와 함께 어떤 특정 시기에 일부 지역은 20세기에 지배적으로 나타나는 온난화의 온도보다도 더 따뜻한 조건을 이 시기 동안 경험했을지도 모른다(예, Bradley et al., 2003a). 그러나 많은 증거들이 지역적으로 제한되어 있기 때문에 그리고 여기에 더해 연대측정마저 부정확하다면, 중세시기의 기후가 전 지구적으로 현재만큼 또는 현재보다 더 더웠는지에 대한 질문에 정확히 답할 수 없다. 지역적 기후변동은 지역에 제한된 기후 작용에 의해 쉽게 진행될 수 있다. 단지 큰 규모의 평균기후만이 최근 천년동안 영향을 미친 전 지구적인 강제력을 반영하는 것으로 간주할 수 있을 뿐이다(Mann and Jones, 2003; Goosse et al., 2005a). 현재의 대규모 온난화의 정도와 원인을 밝히는 데 중요한 역할을 할 수 있는 중세 온난화에 대한 연구는 더 넓은 지역과 더 길고 연속적인 고기후학적 증거들을 일정한 방법으로 일치시킴으로써 이루어질 수 있을 것이며, 20세기 온난화에 대한 정량적 비교를 위해서는 최근 측정된 온도와 비교하는 과정이 필요하다(그림 6.10).

공간적으로 매우 큰 규모의 기후변화 복원을 위해서 시도되었던 수많은 연구들은 같은 결론을 제시한다: 그것은 중세의 온난화 정도가 특정 시기와 위치에서 다르게 나타난다는 점이다(Crowley and Lowery, 2000; Folland et al., 2001; Esper et al., 2002; Bradley et al., 2003a; Jones and Mann, 2004; D'Arrigo et al., 2006).

북반구평균온도에 대한 고기후학적 평가의 불확실성은 기록이 매우 부족한 1600년 이전의 시기동안 크다(Mann et al., 1999; Briffa and Osborn, 2002; Cook et al., 2004a). 하지만 그림 6.10은 20세기 이전의 가장 더운 기간이 950년과 1100년 사이에 발생했을 것이고, 이 시기의 온도는 아마도 1961년부터 1990년의 평균온도 보다 0.1°C 내지 0.2°C 정도 낮았을 것이며, 1980년 이후 기기측정 기록에 의한 온도보다는 크게 밑돌 것이라는 것을 보여준다.

불확실성을 줄이기 위해 20년 전부터 연구된 수많은 증거들, 특히 훨씬 더 오래되고, 지리적으로 더 넓은 지역을 포함하는 고기후 기록들을 업데이트하는 것이 필수적이다. 또한 현재 전 지구적인 중세 온난화를 평가하기 위한 프록시 기록이 매우 부족한 실정이다(그림 6.11). 여기에 더해 해양, 열대지역 남반구에서의 단기 변화를 보여줄 수 있는 연속적인 고해상도 기록이 필수적이다.



박스 6.4, 그림 1. ‘중세온난기’ 동안 지역적 기후의 이질성은 북반구평균온도복원에 이용한 개별 기록들의 넓은 값의 범위로 알 수 있다. 이 기록들은 개별 프록시 기록 또는 Mann and Jones(2003), Esper et al.(2002), Luckman and Wilson(2005)이 이용한 기록으로 비교한 지역평균기록이다. 하지만 시계열이 짧거나 국지도의 민감도에 대한 자료가 없으면 배제하였다. 이들 기록들을 보정하진 않았지만, 각 기록들은 20년 필터로 도식하였으며 1001년부터 1980년 동안 평균값이 0이 되도록 표준화하였다.

여러 지역에서 추가적인 증거가 더 필요하지만 17세기의 한랭한 기후조건과 비교할 때 중세시기(950~1100년)는 지난 2000년의 기간 중 북반구 평균 온도가 높은 기간에 속하다는 증거가 보고되었다(Osborn and Briffa, 2006). 그러나 그 증거가 있다고 할지라도 중세시기동안 반구규모의 평균온도가 20세기만큼 높았다고 보긴 어렵다(Jones et al., 2001; Bradley et al., 2003a,b; Osborn and Briffa, 2006).

표 6.1. 그림 6.10을 그리기 위해 이용된 북반구 온도 자료들.

기기관측온도									
종류	기간	설명	참고문헌						
HadCRUT2v ^a	1856-2005	북반구의 육지 및 해양온도	Jones and Moberg, 2003; errors from Jones et al., 1997						
CRUTEM2v ^b	1781-2004	북반구의 육지온도	Jones and Moberg, 2003; extended using data from Jones et al., 2003						
4 European Stations	1721-2004	잉글랜드 중부, De Bilt, 베를린, Uppsala의 평균	Jones et al., 2003						
기기관측온도에 기초한 프록시									
종류	기간	복원된 계절	지역	프록시위치				참고문헌	
				H	M	L	O		
JBB..1998	1000-1991	여름	육지, 20°N-90°N	▲	▲	□	□	Jones et al., 1998; calibrated by Jones et al., 2001	
MBH1999	1000-1980	전년	육지+해양, 0-90°N	■	■	▲	▲	Mann et al., 1999	
BOS..2001	1402-1960	여름	육지, 20°N-90°N	■	▲	□	□	Briffa et al., 2001	
ECS2002	831-1992	전년	육지, 20°N-90°N	▲	▲	□	□	Esper et al., 2002; recalibrated by Cook et al., 2004a	
B2000	1-1993	여름	육지, 20°N-90°N	▲	□	□	□	Briffa, 2000; calibrated by Briffa et al., 2004	
MJ2003	200-1980	전년	육지+해양, 0-90°N	▲	▲	□	□	Mann and Jones, 2003	
RMO..2005	1400-1960	전년	육지+해양, 0-90°N	■	■	▲	▲	Rutherford et al., 2005	
MSH..2005	1-1979	전년	육지+해양, 0-90°N	▲	▲	▲	▲	Moberg et al., 2005	
DWJ2006	713-1995	전년	육지, 20°N-90°N	■	▲	□	□	D' Arrigo et al., 2006	
HCA..2006	558-1960	전년	육지, 20°N-90°N	▲	▲	□	□	Hegerl et al., 2006	
PS2004	1500-2000	전년	육지, 0-90°N	▲	■	□	□	Pollack and Smerdon, 2004; reference level adjusted following Moberg et al., 2005	
O2005	1600-1990	여름	전구 육지	▲	■	□	□	Oerlemans, 2005	

주 : a Hadley 센터/기후 연구 단위는 지표 온도(수정된 버전 2 분산)를 격자로 나누었다.

b 기후 연구 단위는 육지 지표 온도(보정된 버전 2 분산)를 격자로 나누었다.

c H=고위도 육지, M=중위도 육지, L=저위도 육지, O=해양에서 산출된 프록시 기록들은 □(없거나 매우 부족함), ▲(제한된 범위), ■(중간 정도 또는 넓은 범위)로 표시하였다.

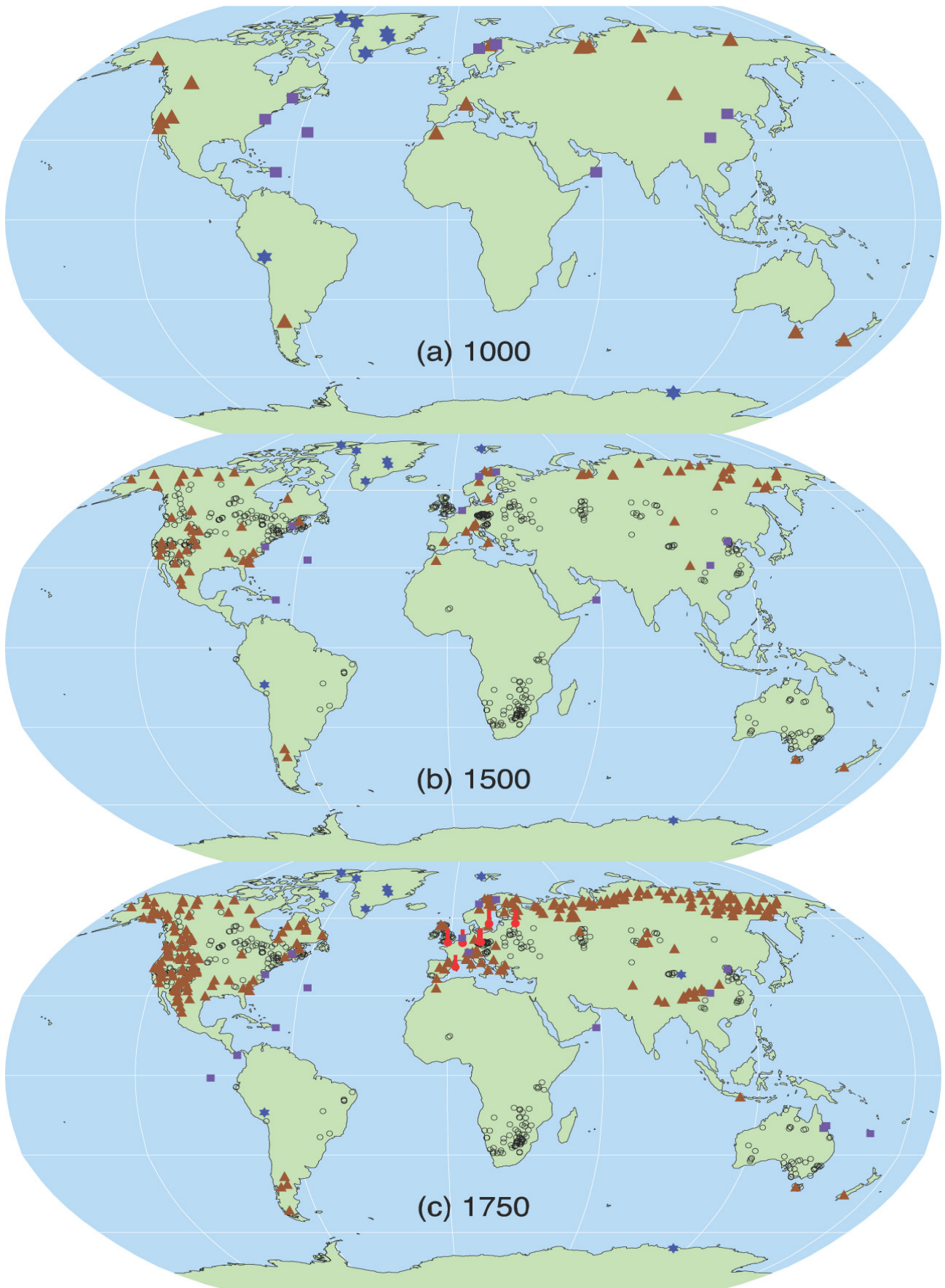


그림 6.11. 1000년, 1500년, 1750년까지 복원된 프록시 기록들의 위치(기온 온도 기록: 붉은 색 온도계 모양; 나무 나이테: 갈색 삼각형; 시추공: 검은색 원; 빙하 코어/빙하 시추공: 파란색 별 모양; 이외의 저해상도 기록들: 자주색 사각형). 이 기록들은 그림 6.10에서 북반구나 남반구 온도를 복원하기 위해 사용되었거나(2005를 제외) 남반구의 지역적 온도를 나타내기 위해 사용되었다(그림 6.12).

2003년에 기록된 가장 더운 여름은 지난 500년의 기간 동안 발생된 그 어떤 해의 여름보다도 더웠다는 사실을 보여주고 있다(Luterbacher et al., 2004; Guiot et al., 2005; 박스 3.6).

최근의 온도변화를 이해하고 그 변화에 대한 메커니즘과 원인을 올바르게 해석하려면 기후에 영향을 줄 수 있는 다양한 요인에 대한 미세한 변화 뿐 만 아니라 더 오래되고 넓은 지역의 기기관측 이전의 기후역사를 복원하기 위한 많은 노력들이 필요하다(Bradley et al., 2003b; Jone and Mann, 2004).

3차 평가보고서에서는 AD 1000년 이후의 북반구평균온도 변화를 복원하기 위해 프록시 기록을 이용한 다양한 시도가 있었고, 그 중 그림 6.10에 나타낸 1년 간격의 복원들이 대표적이다. 이들 중 첫 번째 복원(Mann et al., 1999)은 연평균온도를 지시하며, 나무나이테, 빙하 코어, 문헌기록으로부터 정보를 추출하였다; 또한 이 복원은 18세기 이후의 수많은 기기측정 자료(온도와 강수량)도 포함하고 있다. 기기 측정자료에 의해 밝혀진 20세기 전반부의 급격한 온난화(~0.4℃)와 그 직후 0.15℃의 한랭화는 이 복원 기록에서 0.3℃의 온도 감소로서 관찰되었으며, 지난 900년 동안 이와 유사한 수십 년 주기의 변동이 존재해 왔다. 여러 복원 기록들 중에서 Jones et al.(1998)의 기록은 훨씬 적은 수의 프록시 정보에 기초한 반면, Briffa et al.(2001)은 비록 AD 1400년까지의 상대적으로 짧은 기록만을 보여주지만 열대 이외의 넓은 지역으로부터 완전한 나무나이테 연속 기록을 복원하였다. 이들 두 복원기록은 열대 이외의 육상환경에 집중되며, 연평균 온도보다는 온난한 계절이 더 잘 기록되는 특징이 있다. 이들 기록에서는 20세기 이전 수백 년 시간 규모에서 더 큰 변동성이 관찰되며, 17세기 동안에는 Mann et al.(1998, 1999)이 표현한 것 보다 조금 더 한랭한 기후가 지배적이었던 것으로 나타났다.

Mann et al.(1999)이 제시한 ‘하키막대’ 모양의 온도변화 그래프는 일부 연구의 주요 주제로 다루어진 바 있다. Soon and Baliunas(2003)는 20세기가 반구규모에서 가장 따뜻했다는 결론에 대해 반대하는 연구결과를 발표하였다. 그들은 넓은 지역에 퍼져 있는 다양한 프록시 기록들로부터 각각 ‘중세온난기(Medieval Warm Period)’와 ‘소빙하기(Little Ice Age)’라고 불리는 기간 내에서 상대적으로 더 따뜻하거나 추운 조건 혹은 건조하거나 습한 조건을 나타낸 시기에 대해 면밀히 조사하였다. 하지만 이들의 정성적 연구로는 20세기 온난화와 직접 비교할 수 있는 정량적 평가를 내릴 수 없었다(Mann and Jones, 2003; Osborn and Briffa, 2006). 박스 6.4에는 ‘중세온난기’에 대한 더 자세한 내용이 소개되어 있다.

McIntyre and McKittrick(2003)가 Mann et al.(1998)의 연구

결과와 동일한 결과를 이끌어낼 수 없었다고 보고하였으나, 이후 Wahl and Ammann(2007)은 그 이유가 McIntyre and McKittrick(2003)이 수행한 연구방법의 차이에서 온 결과라는 것을 보여주었으며, 원래의 프록시 정보를 이용하여 매우 유사한 결과를 낼 수 있음을 증명하였다. McIntyre and McKittrick(2005a, b)은 Mann et al.(1998)의 세부적인 연구방법에 관한 추가적인 주의점을 알려주었으며, 19세기의 온도 측정 기록의 검증과 분석을 위한, 그리고 북미 서부 지역의 나무 나이테 연구로부터 기후변화의 기록을 추출하기 위한 방법에 대해 언급하였다. 후자의 경우 일부의 이론적 기초가 연구되어왔지만, Wahl and Ammann(2006)은 최종적인 복원 시 그 변화 정도가 너무 작다는 사실을 보여주었다(~0.05℃; 보다 상세한 검토를 위해서 Huybers, 2005참고; McIntyre and McKittrick, 2005c, d; von Storch and Zorita, 2005).

3차 평가보고서 이후 지난 1000년 내지 2000년 동안의 북반구 평균 온도 변화를 반영하는 수많은 프록시 기록들이 연간 또는 준-연간(near-annually) 해상도로 비교되어왔다(Esper et al., 2002; Crowley et al., 2003; Mann and Jones, 2003; Cook et al., 2004a; Moberg et al., 2005; Rutherford et al., 2005; D'Arrigo et al., 2006). 이러한 연구들은 그림 6.10b에서 AD 700년부터 나타낸 TAR의 보고에 따라 이루어졌다. TAR의 보고에서와 같이 새로운 기록들도 일부 실제 기록 외의 추가적인 예상치를 포함하기 때문에 엄밀한 의미에서 독립적인 온도복원이라고는 할 수 없지만, 기후변화 기록의 시공간적 확장에 기여하기도 한다(그림 6.10과 6.11).

Briffa(2000)는 수백 년 규모의 기후변동성을 반영하고 있는 나무 나이테 연대학을 확립하기 위해 통계적 기술을 도입하여 페노스칸디아(Fennoscandia) 북부와 시베리아 북부 지역을 가로지르는 지점에서 성장한 나무 나이테 기록을 이용하여 더욱 긴 기간의 과거기후변화를 복원하였다. 이 기록을 통해 북부 유라시아의 여름 온도 조건이 매우 명확하게 복원되었고, 추가적으로 북반구 육지에서의 평균 기록이 간단한 선형 회귀법으로 표준화되었다(Briffa et al., 2004). Esper et al.(2002)은 유라시아와 북아메리카에 있는 14개 지점으로부터 나무 나이테 기록을 추출하였으며, 이전의 프로세싱 방법과 비교하여 긴 시간 규모의 기후강제력의 증거를 더 잘 나타내는 더욱 세밀한 여러 가지 통계적 기술을 적용하였다. 또한 이러한 결과들은 Mann et al.(1998)에 포함된 1900년부터 1977년까지의 기록과 일치시켜 평균화, 안정화, 표준화되었다. 이 결과는 12세기부터 14세기 말까지 다른 결과에서 보다 더 뚜렷한 한랭화 경향을 보였다. 이 한랭화 경향은 개량된 기기측정 온도로 다시 보정하였을 때(Cook et

al., 2004a)나 연 온도자료로 보정하였을 때(Briffa and Osborn, 2002) 차이가 다소 줄었으나, 최근까지 밝혀진 온도 범위 중에서도 여전히 가장 추운 범위에 속한다.

Mann and Jones(2003)는 온도의 민감도를 고려한 8개의 표준화된 시계열을 이용하여 지난 1,800년 동안의 북반구 연 평균온도를 나타내었다. 이 8개의 기록 중 4개는 나무 나이테 뿐 만 아니라, 빙하코어의 산소동위원소 기록과 문헌기록을 포함하는 다중 프록시 기록에 해당한다. 이러한 십 년 단위의 기록들에 대한 평균과 표준편차는 1856년부터 1980년 사이의 기간 동안 북반구 육지/해양의 십 년 평균치와 일치하도록 표준화되었다. Moberg et al.(2005)은 북반구 장단기 규모의 변화를 파악하기 위해 여러 개의 나무 나이테 기록 및 다양한 다른 프록시 기록의 결합을 시도하였다. 7개의 나무 나이테 기록은 80년 미만의 시간규모에 대한 정보만을 제공하기 때문에 이를 보완하기 위해 상대적으로 정확성이 부족한 연령측정법을 사용하는 11개의 저해상도 기록(빙하 용해의 기록, 호수 구조류 및 화분의 기록, 해양성 패각 및 유공충의 지화학적 특성, 그린란드 시추공 내 온도 기록)이 추가적으로 종합되었다. 이후 이 기록은 1856년부터 1979년 사이의 온도자료의 평균, 표준편차와 일치시키는 과정을 거쳤다. 이 연구의 결과는 다른 복원 결과와 비교할 때 10세기와 11세기 초 동안이 가장 더웠던 시기에 속하지만, 여전히 1980년 이후 관찰된 온난화보다는 덜 더운 시기에 속한다.

위에서 언급한 다양한 복원 연구들에 이용된 연단위 해상도의 프록시 기록들은 1,400년까지 기후장 복원기술을 도입하여 새롭게 복원되었다(Rutherford et al., 2005). 이 연구에서는 목표지역과 시점 뿐 만 아니라 결과의 정확도에 대해서도 방법론적으로 고찰하였다. 그 결과, 이 연구는 프록시의 종류와 통계적 복원기술에서 차이를 합리적으로 해석하였으며, 결과는 신빙성이 높은 것으로 결론지어졌다.

D'Arrigo et al.(2006)은 나무 나이테 자료만을 이용하였지만, 특히 북미 북부 지역에서는 사용된 적이 없는 자료를 다수 포함시켰다. Esper et al.(2002)의 결과와 유사한 이들의 복원결과는 9세기, 13세기, 14세기 대부분의 기간 동안 다른 복원결과에 비해 뚜렷하게 한랭화 기간이 나타나고, 이로 인해 지난 1,000년 중 가장 큰 변동성을 보인다. Hegerl et al.(2006)은 나무 나이테 자료로부터는 얻을 수 없는 14개 지역으로부터 획득한 3개의 자료(그린란드 빙하의 산소 동위원소 기록, 중국, 유럽 지역의 기기, 문헌자료, 그리고 다양한 기록을 종합한 두 개의 연속자료)을 종합적으로 연구하였다. 여기서 사용된 많은 종류의 자료들은 기존의 다른 연구들에서도 흔히 이용되어 왔다. 하지만 이 연구에서는 여러 가지 회귀접근 방법들에 내재되어 있는 저빈도 변동의 손실

을 방지하기 위한 회귀 접근법을 사용하여 종합 및 표준화하였다. 그 결과, 다른 복원에서 나타난 범위의 중앙값에 가까운 결과를 보였다.

다양한 고기후 프록시 기록들을 그림 6.10과 같은 북반구 평균온도로 변환하기위해 다양한 통계적인 방법이 이용되었다(Jones and Mann, 2004; Rutherford et al., 2005). 이 과정은 지역 기록을 평균화하고 이를 분석하여 복원 자료의 평균과 표준편차가 관찰된 기록의 특정기간과 일치되도록 표준화하고(Jones et al., 1998; Crowley and Lowery, 2000), 과거 온도의 시공간적 변화를 계산할 수 있는 다변수 변환함수(multivariate transfer function)를 거쳐 복잡한 기후 장의 복원을 시도하고, 큰 평균온도변화가 필요한 지역에 대해 기후 추정치를 평균화하여 추정하였다(Mann et al., 1998; Rutherford et al., 2003, 2005). 통계적 변환함수를 도입하기 전에 지역화 과정(regionalisation)을 포함해서 자료는 적지만 잠재적으로 더욱 중요한 지역 예측인자(predictor)를 포함시킴으로써, 무엇이 필연적으로 이들 두 접근법 사이의 중간적 적용인지를 알기위한 다른 여러 가지 복원 연구들을 검토할 수 있다(Briffa et al., 2001; Mann and Jones, 2003; D'Arrigo et al., 2006). 이러한 연구들 중 일부는 열대 이외 지역의 복원기록에 기초하여 복원하며, 지역간 기후패턴의 안정성을 가정한다. 하지만 이 가정은 열대와 열대 이외 지역의 기후 변동성이 다를 수 있다는(Rind et al., 2005)것과 ENSO와 관련된 열대 이외 지역의 원격상관이 시간에 따라 변화한다는 사실을 제시하는 관찰결과와 모델결과에 의해 의문시 되어 왔다(6.5.6 절).

Oerlemans(2005)는 169개의 빙하길이 기록에 기초하여 전 지구적인 온도 역사를 복원하였다. 그는 각 빙하의 특정 반응시간과 기후에 대한 민감도를 내포하는 간단한 빙하 역학을 이용했다. 복원결과는 20세기 중반 약 0.6°C 온난화 경향을 보이는 전 지구적 온난화가 19세기 중반 이후 발생되었다고 제안하고 있다. 25년 한랭화에 이어 온도는 1970년 이후 다시 올라갔지만, 전체 해석에 수많은 지역적 고빈도의 변동성은 존재한다. 그러나 이 접근법은 시간에 따라 변화하는 빙하의 민감도에 대한 논의가 없으며, 이는 곧 1,900년 이전 정보의 신빙성을 훼손하는 원인이 된다. 예를 들면, 빙하의 질량평형 분석, 부피변화, 길이변화를 이용한 서유럽 알프스 지역의 온도자료에 따르면(Vincent et al., 2005), 1760년부터 1830년 사이의 빙하 전진은 20세기 평균치에 비해 25% 증가했던 강수량에 의한 것이며, 평균온도는 큰 차이가 없었다는 것을 제시한다. 1830년 이후 빙하의 후퇴는 20세기 초 겨울철 강수량 감소와 여름 온난화의 영향 때문이다. 남부 노르웨이에서 관찰된 18세기 초 빙하의 전진은

낮은 온도 때문이라기보다는 겨울 강수량의 증가에 의해 이루어졌을 가능성이 있다(Nesje and Dahl, 2003).

물리적인(빙하의 동위원소 조성 등) 또는 생물적인(나무나 이테의 폭 또는 산호의 화학적 조성 등) 프록시의 변화는 기후변화에 대한 특정한 변수(평균온도 또는 총강수량 등) 혹은 특정한 '계절'(6월부터 8월 또는 1월부터 12월)에 대한 변수의 변화에 정확하게 혹은 완전하게 반영하지 않는다. 이러한 이유 때문에 이러한 수년 동안 변동기록을 가지고 있는 프록시 기록들은 가능한 기기 측정기록과 비교하는 방법으로 프록시 기록이 '보정'되어야만 하며, 특정한 온도변화의 인자를 대변하는 프록시의 표준화와 관련된 통계적인 불확실성을 정량화해야한다. 그러므로 모든 프록시 복원은 특정 '목표'의 선택에 대한 혹은 영향을 미치는 기후변수에 대한 어느 정도의 절충이 내포되어 있다. 그림 6.10b에 표현된 여러 가지 온도 복원들 사이에 존재하는 차이들은 프로세싱 방법의 차이를 포함하여 예상 연속기록의 선택뿐만 아니라 이와 관련된 한계 때문이다. 또한 다른 통계적 표준화 방법의 사용(기록이 표준화 이전 필터링 되었는지 유무와 이러한 표준화가 수행되는 시간의 차이를 포함)은 다양한 복원의 뚜렷한 차이에 영향을 미친다. 이러한 주제에 대한 논의는 Harris and Chapman(2001), Beltrami(2002), Briffa and Osborn(2002), Esper et al.(2002), Trenberth and Otto-Bliesner(2003), Zorita et al.(2003), Jones and Mann(2004), Pollack and Smerdon(2004), Esper et al.(2005) and Rutherford et al.(2005)에서도 찾아 볼 수 있다.

개별 프록시 복원과 연관된 중요한 불확실성(수십 년 규모에서의 표준오차는 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$)은 회귀잔차분석에 기초하여 계산한 몇 가지 연구들에 나타나있다(Mann et al., 1998; Briffa et al., 2001; Jones et al., 2001; Gerber et al., 2003; Mann and Jones, 2003; Rutherford et al., 2005; D'Arrigo et al., 2006). 프록시 기록의 보정 과정에서 분명해진 오차로부터 계산된다. 이들은 초기 프록시시계열의 통계적 확신이 감소된 것과 같이 보정기간 동안에 확실치 않은 다른 기원의 오차를 고려하지 않기 때문에 불확실성이 최소화된다(Briffa and Osborn, 1999; Esper et al., 2002; Bradley et al., 2003b; Osborn and Briffa, 2006).

시추공 및 빙하를 통한 복원을 제외한 이 절에서 다루고 있는 모든 대규모 온도 복원들은 나무나이테자료를 포함한다. 나무나이테 너비 및 밀도 연대학에서는 기후변화의 증거를 모호하게 만들 수도 있는 비기후(non-climate) 경향성을 제거시키기 위해 통계적 프로세싱을 수행한다. 하지만 특정한 경우 이 과정은 나무의 성장에 영향을 준 기후변동성 중에서 장기간 규모의 변화를 표현하지 못하는 문제점을 유발

할 수도 있다; 실제로는 과거 기후의 잘 처리된 자료를 제공한다. 하지만 이 과정은 그림 6.10에 포함되어 있는 복원자료에서는 적용하지 않았다. 이렇게 사용된 연대학이나 나무나이테를 이용한 기후복원의 거의 모든 결과는 수십 년, 수백 년 시간규모의 변동성을 보존하는 방법을 이용하였다. 다른 모든 생물학적 프록시들에서와 같이 나무나이테 기록에 관한 보정은 어떤 특정한 기후변수에 대해 선형회귀분석을 실시하고 기후와 나무의 성장 사이에서 필연적으로 발생하는 복잡한 작용들의 시간에 따른 변화를 간단하게 나타낸다. 하지만 이러한 보정의 단순화가 정당하다고 인정되는 것은 보정한 결과 간의 관계들이 일반적인 추정에 잘 맞았고 독립적인 기기 측정기록을 이용한 검증과정을 통해 밝혀졌기 때문이다. 항상 변화하고 있는 대기 CO₂ 혹은 토양의 화학조성과 같은 비기후 요인들이 회귀분석에 기초한 기후해석에 내재되어 있는 불변성의 가정에 사실상 영향을 줄 수는 있으나, 이렇게 해석된 어떤 복원결과에 이런 것들이 사실이라는 증거는 없다. 지난 100년 간 성장률이 증가하는 특징을 보인 미 서부 고산지역의 나무나이테 폭의 기록(LaMarche et al., 1984)이 증가하는 대기 CO₂ 효과에 의한 것인지를 고찰하기 위해 Mann et al.(1998, 1999)에 의해 제시된 프록시 기록에 함께 비교되었다. 하지만 미 서부의 나무나이테 기록은 대기 CO₂효과를 줄이기 위해서만 보정하였다. 여러 범위의 온도에 대한 민감도를 파악하기 위해 수행한 나이테 너비 및 일부 밀도분석에서는 나무나이테 자료가 20세기 초반 동안 발생한 온난화를 반영하고 연 단위 규모의 기기측정 자료에서 관찰된 온도와 매우 유사한 대비를 지속적으로 보여주었지만, 최근 수십 년 동안 기기 온도 자료에 의해 증명된 전반적인 온난화 경향을 잘 보여주지는 않는다(Briffa et al., 2004; D'Arrigo, 2006). 이러한 나무나이테기록이 뚜렷한 경향을 보이지 않고 넓은 범위의 변동성(발산)을 보이는 것은 분명히 특정 북부 고위도 지역에 제한되지만, 그 지역에서조차 분명한 것은 아니다. 나무나이테 밀도 자료에 기초한 대규모 온도복원에서 Briffa et al.(2001)은 복원기록의 앞부분에 대한 평가가 한쪽으로 치우치는 것을 방지하기 위해(그러므로 이 기록은 그림 6.10에 나타내지 않았음), Cook et al.(2004a)이 주장했던 것처럼 '발산'은 단지 최근의 현상이라는 것을 가정하여 기기기록에 대한 보정을 실시할 때 1960년 이후의 기록을 배제하였다. 그러나 다른 연구자들은 습도에 의한 스트레스가 현재의 추가적인 성장을 제한한다는 사실을 넘어서는 임계초과(threshold exceedance)을 구하여 지속적 온난화에 대한 나무성장의 선형반응분석을 실시해야한다고 주장한다(D'Arrigo et al., 2004). 만약 이 주장이 옳다면 북부 고위도 지역에서 더 일찍 시작된 온난화를

복원하기 위한 제한 요소들이 나타내어졌을 것이다. 현재로서는 이러한 문제에 관한 통합적인 논의가 없으며(NRC, 2006을 참조) 이에 대한 추가적인 연구가능성은 이 장에서 논의된 나무나이테 정보 이후 여러 지점에서 연구된 나무나이테의 최근정보가 부족하기 때문에 지연되고 있다.

그림 6.10b는 지난 1,000년 동안 수백 년 시간 규모로 최근의 복원된 기록이 3차 평가보고서에 나타낸 것보다 얼마나 변동이 더 큰지를 나타낸다. 이 중 일부가 계절적인 온도 또는 다른 크기의 연평균온도를 나타낸다는 사실에도 불구하고 그림 6.10b에 포함된 각각의 복원이 원래의 정보대로 발표되었기 때문에 표준화되어야 한다는 사실이 강조되어야 한다. 시추공 내 온도곡선(Pollack and Smerdon, 2004)과 빙하길이의 변화(Oerlemans, 2005)를 제외한 기록들은 다양한 통계적 표준화 접근법을 사용하여 기기측정기록에 대해 보정되었다. 이러한 보정을 거쳤기 때문에 해당 복원기록들은 상대적인 진폭 변화를 보여주는 것이라고 기대할 수 있다.

그림 6.10c는 그림 6.10b에 기초하여 나타낸 것으로서, 가장 신빙성 있고 통계적 불확실성을 설명하는 데 이용되고 있는 지난 1,300년 동안의 반구규모의 평균온도 변화를 보여준다. 각각의 복원기록을 하나로 묶어 표준오차 신뢰구간 2로 만든 포락선(envelope)들은 여러 복원 기록들 내에 일치시키기 위해 겹쳐 놓았다(표준오차 신뢰구간 1 보다 더 넓게 함). 그 결과는 17세기와 19세기 초에는 상대적으로 더 한랭한 조건을 11세기와 15세기 초에는 더 온난한 조건을 제시하지만, 무엇보다도 가장 온난한 조건은 20세기에 뚜렷하게 나타난다. 모든 복원자료를 포함시킬 정도로 오차범위를 넓혔을 경우, 실제로 모든 복원기록은 3차 평가보고서에서 제시한 불확실성 내에 존재한다. 다양한 프록시 복원자료들 사이에 존재하는 주된 차이는 12세기부터 14세기, 17세기부터 19세기에 발생했던 과거 한랭화 정도와 관련된다. 일부의 복원기록은 1,000년 직전 단기간 온도 최대시기를 제시하지만, Moberg et al.(2005)의 복원은 1940년대와 1950년대만큼 온도가 높고 오랜 기간 동안 지속되었던 반구적 기후조건을 제시한다(즉, 990년부터 1050년까지와 1080년부터 1120년까지의 기간). 하지만 이 복원에서 나타난 장기변동성은 최근의 기기온도자료으로는 확실하게 보정할 수 없는 저해상도 프록시 자료에 의해 결정되었다는 문제점이 있다(Mann et al., 2005b). 그림 6.10에 나타난 복원 중 20세기 이전의 어떠한 기록에서도 지난 20년 동안 측정된 온도에 근접하는 결과는 관찰되지 않는다.

전체적으로 북반구 지역에서 산출된 양질의 프록시 기록들의 수가 부족하다는 것, 특히 17세기 이전의 기록이 절대적으로 부족하다는 것은 중요한 문제이다(그림 6.11). 프록

시 자료는 대개 열대 이외의 육상환경에 집중되어 있으며, 대개 겨울철(또는 연간)의 기후조건보다는 여름철이나 연평균의 기후조건을 가장 잘 반영한다. 계절변화는 주로 여름기후에 민감하게 반응하는 프록시들로부터 추정된 연 온도를 왜곡시킬 것이다(Jones et al., 2003). 현재 열대지역에 위치한 온도 프록시의 수는 매우 적은 실정이다. 높은고도에 위치한 빙하코어의 안정동위원소 자료는 장기간의 기후 기록을 제공하는 동시에 과거의 온도변동성을 반영하는 것으로 해석되어왔으나(Thompson, 2000), 최근 남미와 티벳 북부로부터 산출된 기록의 보정 연구와 모델링 연구들(Hoffmann et al., 2003; Vuille and Werner, 2005; Vuille et al., 2005)은 적어도 계절적 내지 수십 년 시간 규모에서는 이 기록들이 지역 강수량 변화를 반영한다고 보고하였다. 높은고도에 위치하여 온난화의 영향이 더 심각한(Gaffen et al., 2000; 제4장) 열대지역 빙하(ice cap)의 전례 없는 급격한 용해는 최근 수십 년 동안 관찰되어왔다(Thompson et al., 2000; Thompson, 2001; 박스 6.3). 산호의 산소동위원소 조성 Sr/Ca 비는 SST를 반영하지만, 이중 산소동위원소 조성은 강수량의 변화와 연관된 염분변화에 의해서도 영향을 받는다(Lough, 2004). 불행히도 이러한 기록들은 매우 조건이 좋을 때조차도 대개 수백 년 단위로 짧으며, 1 내지 2%의 연령 불확실성을 내포하고 있다. 그림에도 불구하고 열대 인도-태평양 지역으로부터 최근 복원된 모든 산호기록들은 20세기의 이례적인 온난화를 제시하고 있으며(Cole, 2003), 열대 인도양에서 복원된 다수의 동위원소기록은 더 강한 온난화 경향을 보여준다(Charles et al., 1997; Kuhnert et al., 1999; Cole et al., 2000). 수백 년 전까지 연장된 산호의 연속기록에서 20세기 후반의 기후는 지난 100년부터 300년까지의 어떤 시기보다도 더 온난하다.

지난 수천 년 동안의 전 지구기후를 밝히기 위해 GCM 모의로부터 추출한 가프록시 네트워크를 사용한 von Storch et al.(2004)은 온도 복원이 긴 시간 규모에서의 차이를 완전히 표현하지 못할 것이라고 제안하였다. 이는 발간된 복원의 불확실성 범위에 의해 유발되는 불규칙한 오차와는 별개의 것으로서 바이어스(bias)를 의미한다는 것이다. 현재 특정한 복원에서 바이어스의 범위는 가프록시 연구들에 의해 나타내어졌던 것처럼 불확실한 실정이다(통계적 회귀모델의 선택과 가프록시를 제공하는데 이용되는 기후 모델 모의에 의존). 그러나 Burger and Cubash(2005)와 Wahl et al.(2006)이 논의했던 것처럼 어떤 바이어스가 Mann et al.(1998)의 복원에 대해 von Storch et al.(2004)가 제안했던 것보다 두 배 정도 클 것이라는 것은 매우 비현실적이다. 하지만 바이어스는 과거의 기후가 보정기간의 온도의 범위와의 차이에 따라

(Mann et al., 2005b; Osborn and Briffa, 2006) 그리고 장단기 규모에서 발생하는 온도변동성의 비율에 따라 달라질 것이다(Osborn and Briffa, 2004). 어떤 경우에는 이 바이어스가 한랭한 기간의 온도가 더욱 한랭한 조건을 표현하도록 하는 추가적으로 빗나가는 범위의 크기를 감소시키는 역할을 하겠지만, 유사한 온도를 보이는 기간(예를 들면, 그림 6.10에서 950년과 1150년 기간) 동안에는 크게 치우치지 않을 것이다. 단 하나의 복원 기록만(Moberg et al., 2005)이 보정기간에 대해서 평균값보다 더 뚜렷한 초기 온난화 기간을 나타내었기 때문에 바이어스는 20세기의 상대적 온난화라는 일반적인 결론에는 영향주지 않았다.

그러므로 최근의 다중 프록시 증거는 앞선 400년간의 온도수준과 비교할 때 3차 평가보고서가 나타낸 것 보다 더 강한 20세기 온난화를 제시한다. 이전의 증거와 1,000년 이상된 4개의 새로운 복원에 따르면 20세기의 기후는 적어도 지난 1,300년의 기간 중에서 가장 온난했을 것이다. 최근의 기기측정자료와 더욱 길게 연장된 프록시 증거를 모두 고려해 볼 때 20세기 후반의 북반구 평균 온도는 지난 500년 중 어떠한 50년간의 온도보다도 높았을 가능성이 매우 높다. 프록시에 의한 개별 년도의 온도평가에서 발생하는 더욱 큰 불확실성은 1998년, 2005년과 같이 지난 수천 년의 기간 중에서 온도가 극대화된 년도의 중요성 혹은 순위를 정하는 것이 더욱 어렵다는 것을 뜻한다.

6.6.1.2 지하 온도 측정을 통해 추정된 대규모 온도 변화는 무엇을 보여주는가?

육상의 시추공 내 온도측정을 통해 복원된 반구 또는 전지구 지표온도(GST) 역사는 일부지열 연구그룹에 의해 시도되었다(Huang et al., 2000; Harris and Chapman, 2001; Beltrami, 2002; Beltrami and Bourlon, 2004; Pollack and Smerdon, 2004): 이 방법에 대한 정보는 Pollack and Huang(2000) 참고하면된다. 시추공 온도복원은 2004년 북반구의 695개 지점과 남반구의 166개 지점에서 수행되었으며(그림 6.11), 이들은 시추공 온도와 기후복원(Huang and Pollack, 1998)에 관한 공개된 데이터베이스에 기록되었다. 고체 지구는 아래쪽으로 퍼지는 온도 신호에 관한 low-pass filter로 작용하기 때문에 시추공 온도 복원은 연간 해상도로 분해될 수 없다. 따라서 일반적으로 수십 년 내지 수백 년 변화만을 표현할 수 있다. 이러한 지열복원은 다중 프록시 복원과 비교하기 위한 지표온도의 독립적 평가자료를 제공한다. 그림 6.10b는 Pollack and Smerdon(2004)에 의해 밝혀진 북반구평균지표온도를 보여준다. Huang et al.(2000)에 의해 밝혀진 결과와 매우 유사한 이 기록은 지난 5세기동안 지

표환경에서 약 1.0°C의 전체적인 온난화가 진행되었음을 보여준다. 여기서 나타내진 않았지만, 이들의 연속기록에 대한 표준오차 신뢰구간 2의 불확실성은 각각 1500년에서 0.20°C, 1800년에서 0.10°C, 1900년에서 0.04°C이다. 이들은 통합을 통한 지엽적 노이즈 제거와 다양한 지역 가중치에 관한 오차들이다(Pollack and Smerdon, 2004). 복원 결과는 16세기, 17세기 동안에는 다중 프록시 자료 중 다소 한랭한 기록과 유사한 것으로 나타났지만, 19세기와 20세기 초에는 다중 프록시 자료의 중간치와 일치했다. Huang et al.(2000)의 결과를 이용한 Mann et al.(2003; Rutherford and Mann, 2004 참조)에 의한 지공간적(geospatial) 분석은 Pollack and Smerdon(2004)와 Beltrami and Bourlon(2004)이 논쟁한 결론인 기존의 결과에 비해 크게 낮은 전체 지구온난화를 제시하였다. 공개된 데이터베이스에 기초한 지열복원은 60°N에 위치한 시추공 기록의 부족으로 인해 전반적으로 다소 약해진 20세기 온난화 경향을 산출한다. 수많은 시추공 중 약 절반에 해당하는 수는 온도측정을 실시한 시점까지 중요한 온난화 시기인 지난 20년간의 온도에는 노출되어 있지 않았다(Taylor et al., 2006; Majorowicz et al., 2004).

복원한 GST가 표면대기온도(SAT)를 적절하게 알려줄 수 있다는 가정은 관찰기록과 모델 연구 모두를 통해 검증되어 왔다. SAT와 GST 연구는 시간규모와 계절 시간규모에서 차이를 보이며, 1년간의 SAT와 GST 기록을 일치시키는 것이 쉽지 않다(Sokratov and Barry, 2002; Stieglitz et al., 2003; Bartlett et al., 2004; Smerdon et al., 2006). 눈 덮힘 현상 그리고/또는 계절적 동결과 용해가 빈번한 지역(Gosnold et al., 1997; Smerdon et al., 2004; Taylor et al., 2006)에서 뿐만 아니라, 이러한 효과가 없는 지역(Smerdon et al., 2006)에서도 연평균 GST는 연평균 SAT와 다르게 나타난다. 또한 연평균 값에서의 차이가 긴 시간 규모에서도 동일하게 나타나는 지를 확인하기에는 지표온도의 시계열 기록이 충분히 길지 않다. 장기간의 SAT와 GST를 일치시키는 연구는 전지구 3차원 결합기후모델을 통해 대기과 토양 온도 모두를 모의함으로써 검토한다. GISS Model E를 이용한 50년간의 시험에서 Mann and Schmidt(2003)은 Chapman et al.(2004)에 의해 문제 제기된 것처럼 계절적 영향과 눈 덮힘 현상의 변동성에 의해 GST 복원이 치우친 결과를 보였음을 제안하였다. ECHO-G를 이용한 Gonzalez-Rouco et al.(2003, 2006)의 3000년간 모의는 두 가지 온도변화를 일치시키는 데 있어서 계절적 차이라는 문제는 긴 시간 규모에서 중요한 문제가 아니라는 것을 제안한다. 이들은 또한 깊은 토양 내 온도가 육상의 연 SAT를 나타내는 훌륭한 프록시라는 사실과 시추공의 공간적 배열로 표현할 수 있는 평균 북반구 SAT를

복원하는 데 적합하다는 사실을 지시한다. 감안할 것은 이러한 기후모델 중 어떤 것도 시간에 따라 변화하는 식생요인을 포함하지 않는다는 것이다.

6.6.2 남반구 온도의 변동성

남반구의 경우 북반구에 비해 믿을 만하게 연령측정이 이루어진 프록시 기록이 훨씬 적으며(그림 6.11), 결과적으로 지난 수천 년 간 대규모 평균온도가 얼마나 변화하였는지에 대한 증거가 부족한 실정이다. Mann and Jones(2003)은 지난 1,500년 동안의 남반구 연평균온도변화를 알아보기 위해 3개의 연속기록을 이용하였다. 1856년부터 1980년 기간 동안의 남반구 육지와 해양의 연평균온도에 대한 평균값과 표준편차를 대비(수십 년 시간 규모에서)하기 위해 개별적으로 표준화된 연속자료를 기온화하였다. 1980년의 복원 끝부분까지의 최근 프록시에 기초한 온도 평가로는 기온도기록에서 알려진 온난화의 전체적인 변화규모를 탐지하지 못한다. 약 700년과 1,000년 초기에서는 20세기의 기온 수준보다 상대적으로 더 온난한 것으로 복원되었으며, 지난 20년간의 온도만큼 온난하다. 또한 현재 남반구 프록시 기록의 부족이라는 문제점은 반구온도평가의 불확실성이 북반구보다 훨씬 클 것이라는 점을 알려주며, 부족한 온도 변화에 관한 지역 증거를 확보하는 것이 현재로서는 가장 필요하다(그림 6.12).

Tasmania의 나무나이테 복원에서 확인된 온난한 계절의 장기온도변동은 최저기온을 제외하고는 지난 30년이 지난 1,000년 동안 중에 가장 더운 수십 년의 기간이었다고 제안한다(Cook et al., 2000). 기후 조건으로는 1300년부터 1500년까지라는 더 긴 기간 동안 전반적으로 온난한 기후에 영향을 받았다는 것이다(그림 6.12). 뉴질랜드 남섬으로부터 연구한 기록에 기초하여 복원한 남반구 여름온도의 나무나이테 기록은 지난 1,100년간의 기록을 포함하며, 이는 해당 지역에서는 아직까지도 가장 긴 기록으로 알려져 있다(Cook et al., 2002a). 나무나이테 채취지점에서 발생한 특정한 기후 사건이 1950년대까지인 약 70년간의 기록에 불리하게 작용하지만, 나무나이테와 기기측정 기록의 비교연구는 지난 1,000년(약 12세기 중반과 13세기 초반, 약 1,500년) 내에 기록된 일부의 온난한 기간에 비해 20세기가 특별하게 온난

하지 않았다는 것을 보여준다.

남아메리카 안데스(37°S부터 55°S까지) 남부에서 산출된 나무나이테의 온도복원연구는 20세기동안의 연온도가 과거 4세기 동안의 기온변화 중 예외적으로 높았다는 것을 지시한다. 1900년부터 1990년 기간 동안 Patagonia 북부와 남부의 연평균온도는 1640년부터 1899년의 평균값 보다 각각 0.53°C와 0.86°C 높았다(그림 6.12). Patagonia 북부에서 가장 높은 온도는 1940년대에 발생했으며, 1998년 Patagonia 남부는 과거 4세기 중 기온이 가장 높았다. 1850년부터 1920년까지의 온도 증가율은 과거 360년의 기간중에 가장 빨랐다(Villalba et al., 2003).

그림 6.12는 남부 아프리카(92개 기록)와 오스트레일리아(57개 기록)의 지역적으로 통합된 시추공 온도(Huang et al., 2000)로 계산된 지난 500년 동안의 GST 변화를 보여준다(그림 6.11). 이들 지역에서의 기기측정기록에 의하면 시추공 온도를 측정된 시기 이후에 더욱 온난한 조건으로 변화하였다. 따라서 가장 최근의 온난화는 이 시추공온도곡선에는 기록되어 있지 않다. 오스트레일리아의 지열복원에 관한 세밀한 분석(Pollack et al., 2006)은 과거 5세기 동안 발생한 온난화가 같은 기간 동안 북반구에서 진행된 온난화의 단지 절반 정도였다는 것을 지시하고 있으며, 이와 같은 결과는 Tasmania와 뉴질랜드에 대한 나무나이테 복원결과와 잘 일치한다. 남극 Law Dome의 온도변동증거는 빙하 동위원소 분석과 시추공 내 온도곡선의 계산으로 얻어졌다(Dahl-

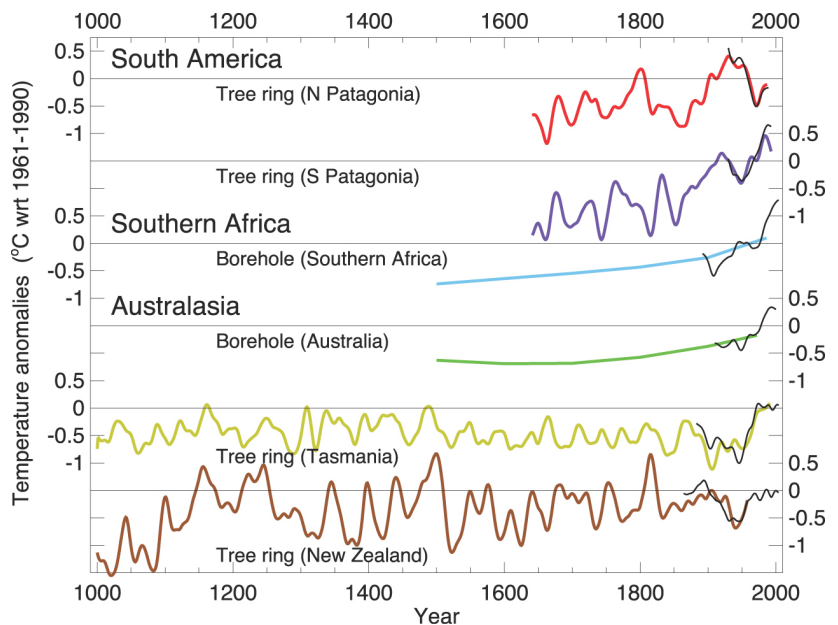


그림 6.12. 남반구 일부 지역에 대한 온도복원: 남미 나무나이테 자료에서 복원한 2개의 연평균온도 시계열(Villalba et al., 2003); 남아프리카와 호수에서의 시추공 변화를 통한 연 온도 시계열(Huang et al., 2000); Tasmania와 뉴질랜드의 나무 나이테로부터 평가한 여름 온도 시계열(Cook et al., 2000, 2002a). 검은 색 곡선은 각 지역에 대한 여름 또는 연간 기온도이다. 모든 나무나이테와 기기기록은 25년 필터로 도식하였으며, 1961년부터 1990년 평균값에 대한 편차(°C)로 나타내었다(수평선으로 나타내었음).

Jensen et al., 1999; Goosse et al., 2004; Jones and Mann, 2004). 시추공 분석에 의하면 약 1250년부터 1850년까지 더 한랭한 기후조건이 영향을 미쳤으며, 그 이후 현재까지 0.7°C의 점진적인 온난화가 이루어졌음을 지시한다. 동위원소 기록은 20세기 동안 상대적으로 한랭하였고, 1000년부터 1750년에 더 온난하였다는 것을 보여준다.

종합하자면 부족하지만 기기측정기간 이전 남반구온도의 증거들은 이례적인 온난화가 일부 지역에서 발생 중에 있다는 사실을 암시한다. 하지만 추가적인 프록시 자료가 온난화 경향을 명확하게 검증하기위해 필요하다.

6.6.3 고자료를 이용한 천년 주기 모의결과의 비교

자연강제력과 인위적 강제력을 고려하여 지난 500년부터 1,000년간 북반구온도를 추정하기 위하여 일련의 복잡한 기후모델이 사용되었다(그림 6.13). 에너지 수지 공식(Crowley et al., 2003; Gerber et al., 2003), 2~3차원의 복잡성이 축소된 모델(Bertrand et al., 2002b; Bauer et al., 2003) 및 3개의 완전결합 AOGCMs(Ammann et al., 2003; Von Storch et al., 2004; Tett et al., 2007) 등이 이런 모델들에 포함된다.

고기후 모의에서 산출된 자료의 비교와 평가는 모델 내외 지리적 및 계절적으로 특수한 복사에너지가 기록되는 다양한 강제력 역사에 대한 간접적인 증거를 사용하는 방식뿐만 아니라 다양한 역사적 강제력을 사용하기 때문에 복잡해진다. 태양과 관련한 지구궤도변화요소는 정확하게 계산될 수 있고(예: Berger, 1977; Bradley et al., 2003b), 또한 이들 요

소는 대기층 상부에서 단파복사 유입이 위도별과 계절별로 변한다는 점에서 직접적으로 사용될 수 있다. 비록 이 강제력이 대부분의 모델에 잘 맞지만, 기후에 대한 이들의 영향은 지난 2천년 동안에는 다른 강제력들과 비교했을 때 무시해도 괜찮다(Bertrand et al., 2002b).

퇴적율이 높았던 빙하코어로부터 최근 수천 년에 대한 가스기포분석은 거의 10년 단위의 해상도로 온실가스변화에 대한 양질의 증거를 제공한다(그림 6.4). 다른 요소들, 즉 토지이용변화(Ramankutty and Foley, 1999)와 대류권 에어러솔과 오존의 농도와 분포는 아직까지 잘 알려져 있지 않다(Mickley et al., 2001). 그러나 태양복사력과 화산영향의 과거 불확실한 자료는 규모 때문에 산업화 이전 시기에 더 중요하다.

6.6.3.1 태양강제력

인공위성을 이용한 태양복사력의 직접측정은 약 30년 전부터 시작되었고, 이 기간 동안 약간의 변화만이 뚜렷하게 인지되었다(최근 태양흑점주기의 최고와 최저사이에서 0.1%의 변화, 이것은 복사강제력에서 단지 약 $0.2Wm^{-2}$ 변화와 같다; Fröhlich and Lean(2004); 2.7 참조). 모델 모의에서 사용된 과거 복사력 변화의 추정은 태양흑점수와 빙하코어에 기록된 우주기원 동위원소(베릴륨-10)의 생성 및 나이테(탄소-14)등의 증거와 함께 직접 비교하여 이루어졌다(Lean et al., 1995; Crowley, 2000).

태양활동에 있어 여러 프록시 기록들, 즉 우주기원 동위

표 6.2. 그림 6.13에 도시된 기후모델 모의

시리즈	모델 ^a	모델 타입	강제력 ^b	참고문헌
GSZ2003	ECHO-G	GCM	SV-G—	Gonzalez-Rouco et al., 2003
ORB2006	ECHO-G/MAGICC	GCM adj. using EBM ^c	SV-G-A-Z	Osbron et al., 2006
TBC..2006	HadCM3	GCM	SVOG-ALZ	Tett et al., 2007
AJS..2006	NCAR CSM	GCM	SV-G-A-Z	Mann et al., 2005b
BLC..2006	MoBiDiC	EMIC	SV-G-AL-	Bertrand et al., 2002b
CKB..2003	-	EBM ^c	SV-G-A-	Crowley et al., 2003
GRT..2005	ECBilt-CLO	EMIC	SV-G-A-	Goosse et al, 2005b
GJB.2003	Bern CC	EBM ^c	SV-G-A-Z	Gerber et al., 2003
B..03-14C	Climber2	EMIC(solar from ¹⁴ C)	SV-C-L-	Bauer et al., 2003
B..03-10Be	Climber2	EMIC(solar from ¹⁰ Be)	SV-C-L-	Bauer et al., 2003
GBZ..2006	ECHO-G	GCM	SV-G—	González-Rouco et al., 2006
SMC2006	ECHAM4/OPYCS	GCM	SV-G-A-Z	Stendel et al., 2006

주석 : ^a 모델: ECHO-G = ECHAM4 대기대순환모델/HOPE-G 해양대순환모델, MAGICC = 온실가스에 의한 기후변화 평가용 모델, HadCM3 = Hadly Center결합모델3, NCAR CSM = NCAR기후시스템모델, MoBiDic = 기후이차원모델, ECBilt-CLIO = ECBilt-결합 대규모 빙양(ice ocean), Bern CC = 베른탄소순환기후모델, CLIMBER2 = 기후생물권모델2, ECHAM4/OPYC3 = ECHAM4 대기대순환모델/해양등밀도(isopycnal) 대순환모델3

^b 강제력: S = 태양, V = 화산, O = 궤도, G = 잘 혼합된 온실가스, C = 이산화탄소, 다른 온실가스는 제외, A = 대류권 황산염 에어러솔, L = 토지이용변화 Z = 대류권 성층권 오존 변화 탄화수소

^c EBM = 에너지 균형 모델

원소, 태양흑점수 또는 오로라 관측 및 잘 알려진 11년 태양 주기를 명확히 묘사하는 연단위 분해기록(annually resolved records)의 진화는 일반적으로 잘 일치한다(Muscheler et al., 2006). 예를 들면, 고기후학적 베릴륨-10과 탄소-14의 값

들은 태양흑점수가 낮거나 없을 때 더 높다. 이들 기간 동안에는 베릴륨-10과 탄소-14의 생산이 높는데, 이유는 태양의 개방자기장이 약할 때 생성된 우주선(cosmic rays)으로부터 지구 대기권이 보호되기 때문이다(Beer et al., 1998). 그러나

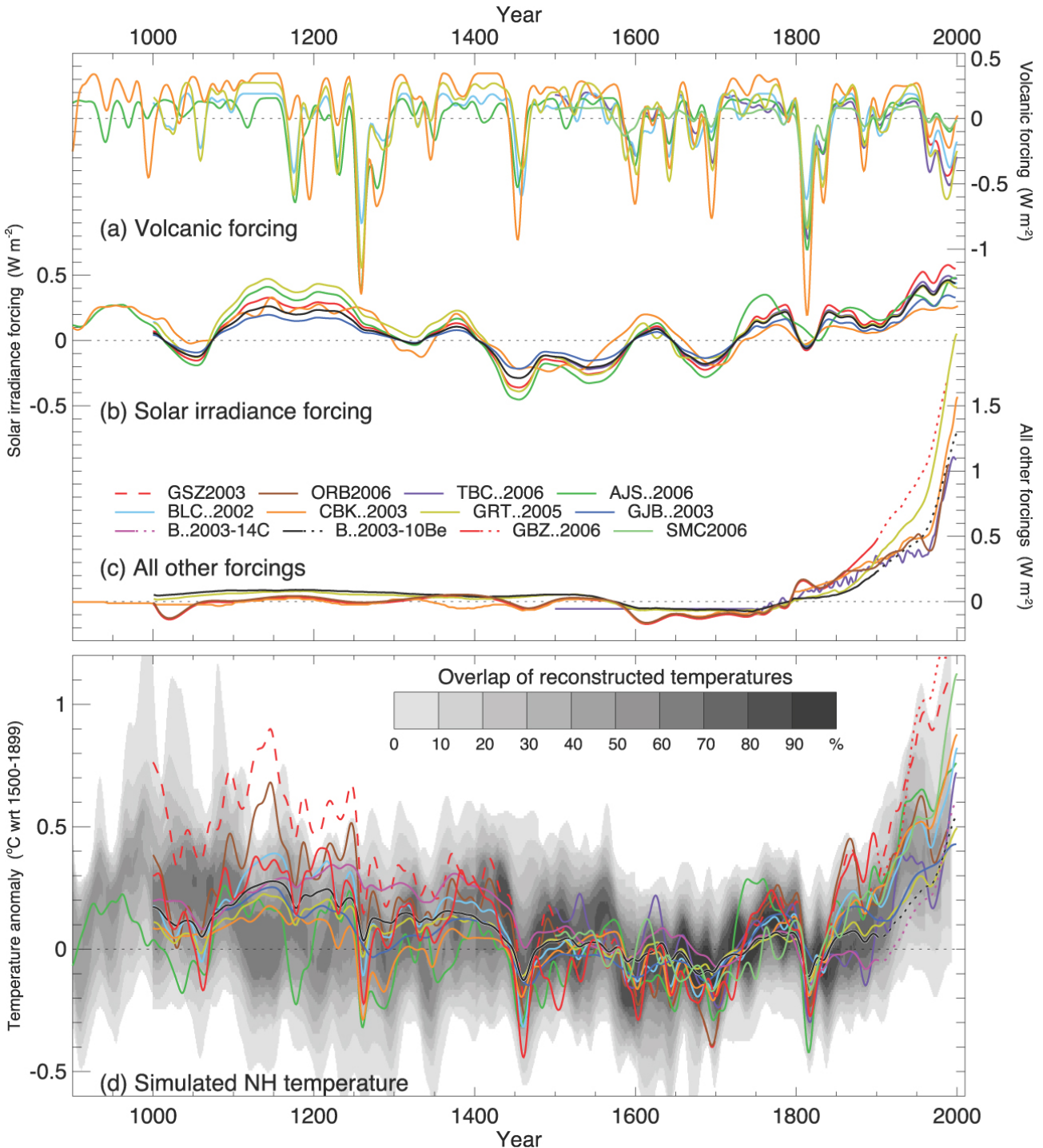


그림 6.13. 지난 1,100년간 복사강제력과 모의된 온도. 아래와 같은 원인(a-c)을 고려하여 기후 모의의 구동을 위해 사용된 전 지구의 평균복사강제력 (Wm^{-2}):(a) 화산강제력,(b) 태양 복사에너지 변동 강제력,(c) 그 외에 다른 모든 강제력(모델들과의 변화, 그러나 온실가스 대류권 황산염 에어로졸은 항상 포함되며, 1900년 이후 점선으로 표시된 강제력들은 제외),(d)(a)~(c)에 표시된 강제력 범위로부터 모의된 북반구의 연평균온도($^{\circ}C$)와 다른 방법으로 구해진 북반구 온도복원 값들과의 비교(회색 음영으로 표시, 1500년~1899년간 참고시기의 자료를 설명하기 위해 그림 6.10c를 수정함). 모든 강제력과 온도는 1500년~1899년의 평균값으로부터의 편차로 표현하였으며, 30년 보다 짧은 시간규모의 변동을 제거하기 위해 Gaussian-Weighted 필터로 평활화하였음. 개별 시계열은 표 6.2에서 설명된다.

태양의 개방자기장을 암시하는 우주선기원 동위원소 기록들과 태양 흑점 수 및 태양의 폐쇄자기장 또는 에너지 생산 등의 연관성은 아직까지 완전히 이해된 상태는 아니다(Wang and Sheeley, 2003).

우주기원 동위원소 기록들은 많은 기후 모의에도태양에너지 배출을 추정하기위해 선형으로 스케일화되었다(Bard et al., 2000). 최근 더 많은 연구에서는 물리기반의 모델을 사용함으로써 동위원소생산성과 지자기장 내에서 태양으로부터 오는 개방자기장 플럭스 및 변위들 사이의 비선형성을 고려하여 우주기원 동위원소의 생산비로부터 태양에너지를 측정한다(Solanki et al., 2004; Muscheler et al., 2005). 이런 접근방식에 따라서 Solanki et al.(2004)은 태양활동의 현재 수준은 지난 8천년 동안 전례가 없었다고 제안하였다. 이 제안은 지난 1천년 동안 태양 활동이 인공위성 시대 때보다 높았거나 혹은 더 높았던 3번의 시기(약 1785년, 1600년과 1140년)를 인지한 분석기기 측정자료와 연결하여 구해진 동위원소 프록시 기록의 분석자료와는 완전히 다르다(Muscheler et al., 2006).

태양발광의 장주기 추세의 규모는 아직도 불확실하다. 항성자료(Hall and Lockwood, 2004)의 재평가는 중요한 장주기 태양발광 변화를 함축하고 있고, 또한 그 이전의 몇몇 자료에 대해서 반박한 Baliunas and Jastrow(1990)의 분석을 검증 혹은 반박할 수 없었다(2.7 참조). 몇몇의 새로운 연구(Lean et al., 2002; Foster, 2004; Foukal et al., 2004; Y.M. Wang et al., 2005)들은 장주기 복사력변화는 상당수의 3차 평가보고서 기후변화 모의와 그림 6.13d에서 보여준 대다수의 모의에서 사용되었던 초기 복원(Hoyt and Schatten, 1993; Lean et al., 1995; Lockwood and Stamper, 1999; Bard et al., 2000; Fligge and Solanki, 2000; Lean, 2000)한 장주기 발광 변화보다 현저하게 작다고 제안하였다.

기존 복원에서 17세기 '마운더극소기' 총 발광은 현재 평균보다 이하인 0.15%~0.65%(발광변화 약 2.0~8.7 Wm⁻²; 복사강제력 약 0.36~1.55 Wm⁻²)이었다(그림 6.13b). 대부분의 최근 연구들은(Solanki and Krivova, 2003은 제외) 오직 약 0.1%(-1 Wm⁻² 차수의 발광변화; -0.2 Wm⁻² 복사강제력; 2.7 장) 감소만을 계산하였다. 이들 결과를 따르면, 마운더극소기를 다루는 제9장에서 이용된 복사강제력의 규모는 상대적으로 작다(상대적으로 오늘날 규모의 -0.2 Wm⁻²).

6.6.3.2 화산강제력

최근 수천 년 동안의 화산강제력을 추정하는 것도 역시 불확실한데, 그 이유는 빙하코어로부터 산성도와 황산염 성분만을 측정하여 간접적으로만 추정할 수 있는 상황에서 대

기의 광학두께 변화(시간적 정확성과 지속성뿐만 아니라 지리학적 정밀성 포함)를 추정하는 것이 필요하기 때문이다(그림 6.14와 6.15). 현재 모델을 기반으로 한 고기후 모의에서 이용된 과거 모든 화산활동의 역사는 극지역의 빙하코어의 분석자료를 근거로 하고 있으며, 이들 빙하코어들은 최소한의 불확실한 연대자료와 분명한 지리적인 편차를 포함한다.

어느 빙하코어를 연구하느냐에 따라 반구 및 지역적인 화산강제력의 변화(Robock and Free, 1995; Robertson et al., 2001; Crowley et al., 2003)를 계산하는데 많은 어려움 있는데, 이것은 화산분출물의 성층권 침투범위, 그리고 다른 화산 에어러솔의 복사특성과 성층권에서 이들의 잔류시간 등의 가정이 필요하기 때문이다. 화산활동을 기록한 후에도, 이 자료를 사용하는 모델들의 사용방법에 있어서는 주요 차이점들이 있다. 어떤 모델은 공간차별(von Storch et al., 2004) 없이 지구복사강제력을 직접적으로 환산하지만, 다른 모델은 복사강제력에 있어 지리적 변화를 사전에 규정한다(Crowley et al., 2003; Goosse et al., 2005a; Stendel et al., 2006). 더욱 복잡하고 정교하게 복사를 분류하여 사용하는 모델은 규정된 에어러솔 광학두께 변화를 통합시킬 수 있으며, 섭동된(장파와 단파) 복사량 수치를 상호연관성 있게 계산 할 수 있다(Tett et al., 2007). 따라서 규정된 혹은 진단된 화산강제력의 유효수준은 모의 간 상당한 변화를 보여준다(그림 6.13a).

6.6.3.3 산업화 시대의 황산염 에어러솔

그린란드와 북반구 중위도의 빙하코어자료(Schwikowski et al., 1999; Bigler et al., 2002)는 현대 산업화 시대의 대기 권으로의 이산화황 배출(Stern, 2005)과 대류권으로의 황산염 에어러솔이 산업화 이전의 값을 웃도는 급속한 증가의 증거를 제시하는데, 아주 최근에는 이들 배출이 감소하는 것으로 나타났다(그림 6.15). 빙하코어의 자료에 의하면 인위적인 이산화황 근원지로부터 아주 멀리 떨어진 남극에서는 황산화물 에어러솔 퇴적은 전혀 변하지 않았다. 빙하기록은 황산화물 에어러솔의 지역적 규모로부터 반구 규모의 대기 중에 적재량을 나타내는데, 황산화물 에어러솔은 대류권에서 단 몇 주간의 수명을 가지기 때문에 지역에 따라 변한다. 최근 몇 년간 이산화황 배출은 전 지구적 및 북반구의 여러 지역에서 감소하였다(Stern, 2005; 제2장 참조). 일반적으로 대류권 황산화물 에어러솔은 음의 온도강제력을 가지며, 만약 대기에서 이산화황 배출과 황산화물 적재가 계속적으로 감소한다면 그 양은 감소될 것이다.

6.6.3.4 북반구평균온도 모의와 고기후 관측자료의 비교

다양한 기후모델을 사용하여 산출된 북반구(평균 육지와 바다) 지표온도의 다양한 모의결과와 이들을 구동하는데 이용된 강제력들을 그림 6.13에 도식하였다. 여러 강제력의 변화에 있어 정밀성과 완성도가 다름에도 불구하고, 여러 주요 특성을 고려한 모의결과는 정량적으로 서로 잘 일치하는 경향을 보인다: 12~14세기는 대부분 온난한 시기; 17세기, 15세기 중기와 19세기 초기는 더 낮아진 온도가 지속된 시기; 20세기 말에는 전례 없이 온난화가 급격히 상승한 시기이다. 이러한 다중모델 앙상블 간의 차이는 1500년~1899년간의 참고시기 동안에는 작았으나(Osborn et al., 2006을 선택적으로

따름), ECHO-G 모의를 제외하면 모델 간의 차이는 1000년 전까지 작아진 값을 보인다(Von Storch et al., 2004). 1840년 이후 온난화 속도의 추정을 위한 대형화된 모델의 적용은 처방된 강제력과 각 모델 민감도에서 오는 다양한 차이점이 모의가 결정된 후에야 명료해 질 것이다(Goosse et al., 2005b). 전체적으로 ECHO-G 모의(그림 6.13d, 빨간색 점선)는 특히 1300년 전과 1900년 후에 뚜렷한 온난하게 나온 것으로 보아 앙상블과는 잘 맞지 않는다. Osborn et al.(2006)은 이들에게 나타나는 서로의 차이는 인간 기원의 대류권 에어로솔의 커다란 초기 불균형과 부족에 의한 결과 때문이

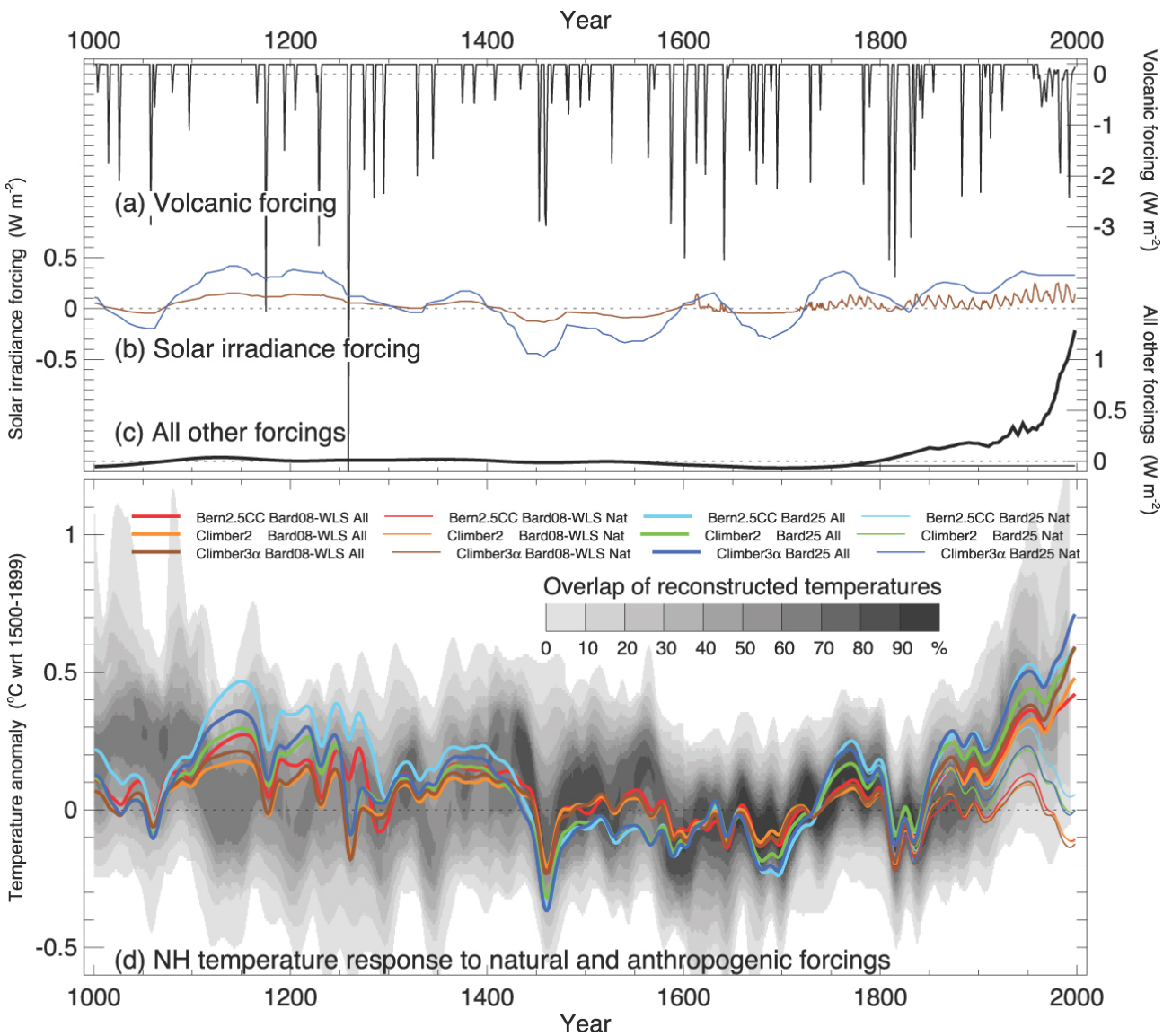


그림 6.14. 인간에 의한 강제력의 유·무와 태양복사변화의 강약에 따른 지난 1천 년 간 추정 온도. (a) 화산강제력, (b) 강한(파란색)과 약한(갈색) 태양발광변화, (c) 온실가스와 대류권 황산염 에어로솔 포함한 기타 모든 강제력(1765년 이후 가늘고 평탄한 선은 'Nat' 모의에서 사용된 고정된 인위적 강제력을 나타냄)에 기인한 기후모델 모의를 구동하기 위해 사용된 지구평균복사강제력(Wm^{-2}). (d) (a)~(c)에 표시된 강제력의 범위에서 모의된 연평균북반구온도($^{\circ}C$), 다른 방법을 이용해 추정된 다른 북반구온도 복원값과의 비교(회색 음영으로 표시됨, 1500년~1899년간 참고시기의 자료를 설명하기 위해 그림 6.10c를 수정함). 'All'(굵은 선)은 인위적 강제력과 자연적 강제력을 나타냄; 'Nat'(가는 선)은 자연적 강제력만 나타냄. 모든 강제력과 온도는 1500년~1899년의 평균 이상치로 표현하였으며, 30년 보다 짧은 시간규모의 변동을 제거하기 위해 Gaussian-Weighted 필터로 평활화하였음. 화산강제력의 수직단위가 다른 강제력과 다름. 개별 시리즈(individual series)는 표 6.3에 식별하였다.

라고 하였다(그림 6.13c 참조). 다른 모의와 비교하였을 때, 또 하나의 모의(González-Rouco et al., 2006)도 역시 20세기 초 온난화에서 매우 큰 편차를 나타내지만, 유사하게도 강제력 중 대류권 에어리솔은 포함하지 않는다. 따라서 그림 6.13d의 모의에서 회색 음영 하에 표시된 증거(그림 6.10c에서 가져옴)에서 보는 바와 같이 모든 모의결과들은 과거 북반구 온도 복원과 거의 일치하는 것으로 나타난다.

그림 6.13에서 보여준 산업화 이전의 모의된 온도변화의 대부분은 추정된 태양 강제력과 이 강제력의 규모를 이용하여 구동되었음을 알아야 한다. 따라서 비록 반구 규모에서 자료와 모의가 일치해도 복원된 북반구 변화와 총 복사강제력의 불확실성이 매우 크기 때문에 이들은 모델의 강력한 검증결과가 되지 못한다. 태양복사력 변화와 모의된 북반구 지표온도에 대한 인위적인 강제력의 효과는 그림 6.14에 더 자세히 도식화되었다. EMICs(Petoukhov et al., 2000; Plattner et al., 2001; Montoya et al., 2005)는 지난 1천년간(그림 6.14b) 태양발광의 장주기 세기에 대해 대소변화의 영향을 비교하기 위해 2개의 다른 태양복사력으로 그 범위가 정해졌다(Bard et al.,

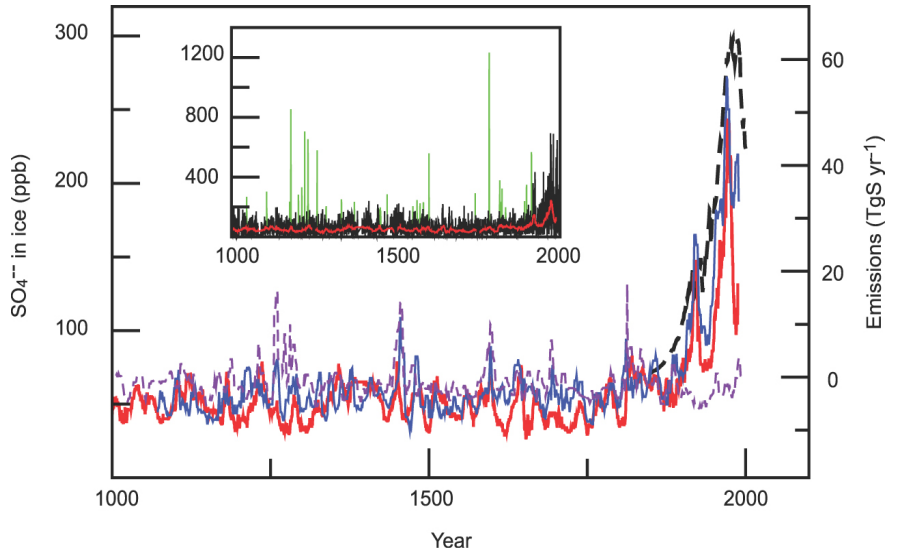


그림 6.15. 그린란드빙하코어(Bigler et al., 2002, 빨간선; Mieding, 2005, 파란선)와 남극빙하코어(Traufetter et al., 2004, 보라색 점선)로부터 얻어진 지난 1천 년 간의 황산염(SO₄²⁻)의 농도. 북반구에서 측정된 인간활동에 의해 발생한 황(S)의 배출량이 표시됨(Stern, 2005, 검정색 점선). 빙하코어자료들은 10년 이동평균 필터로 평활화됨으로써 주요 화산분출의 피크를 제거함. 삼입도표는 지난 1천 년 간 화산가스 배출의 영향을 도식화하였고, 10년 주기 필터(빨간색, Bigler et al., 2002)를 사용한 월주기 황산염 측정치 ppm(초록색), 인지된 화산 스파이크는 제거된(검정색, 대부분 최근 화산작용은 포함시키지 않았거나 제거하지도 않았음) 자료를 보여줌. 상기 기록들은 도식적인 일례들을 나타내며, 지역적인 퇴적 결과에 의해서도 영향을 받을 수 있음.

2000; Y.M. Wang et al., 2005). 화산폭발(Crowley, 2000), 대기 이산화탄소 및 기타 인위적 요인(Joos et al., 2001)과 관련된 복사강제력은 각각의 모델 모의내에서 동일하게 처방되었다. 인위적 강제력이 포함되지 않은 그 외의 모의는 20세기와 그 이전 시기의 반구 온도의 변화에 대한 ‘자연적’ 대 ‘모두(즉, 자연적+인위적)’ 강제력을 비교할 수 있다.

모의에 사용된 다른 태양발광 자료는 이들의 저주파 진폭

표 6.3. 그림 6.14에 표시된 중간 복잡성 기후모델을 이용한 모의

모델 ^a :	
Bern2.5CC	Plattner et al., 2001
Climber2	Petoukhov et al., 2000
Climber3α	Montoya et al., 2005
강제력:	
화산	모든 모델 실행에 이용된 Crowley(2000)의 강제력
태양	베릴륨-10 기록은 마운더극소기에 적용기 위해 크기 조절한 것을 기반으로 하여 ‘Bard25’ 실행에서 강한 태양 발광 변화를 사용하였음(Bard et al., 2000) 태양흑점기록과 Y. M. Wang et al.(2005)의 1610년 이후의 태양자기장유입의 모델을 이용한 실행한 ‘Bard08-WLS’은 약한 태양발광 변화를 사용하였음. 또한 이 시기 이전까지는 오늘날 보다 0.08% 더 낮은 마운더극소기 동안의 복사력을 적용하기 위해 베릴륨-10 기록을 사용
인위적	‘모든’ 모델의 실행은 Joos et al.(2001)의 모델을 이용하여 1765년 이후의 인위적 강제력을 포함 ‘Nat’ 실행은 어떤 인위적 강제력도 포함 되지 않음.

주석: ^a Models: Bern2.5CC = Bern 2.5D 탄소순환기후모델, CLIMBER = 기후생물권 모델

들과 약 3배 정도 차이가 난다. ‘고진폭’(강한 태양복사강제력)의 경우 그림 6.13b에 보여준 많은 모의에서 추정된 발광 변화수준과 대체적으로 일치하지만, ‘저진폭’(약한 태양복사강제력)의 경우는 태양발광변화(6.6.3에서 토의된 것처럼)에서 가장 최근에 복원한 모델을 대표한다. 고진폭 강제력의 역사(‘Bard25’, 표 6.3)는 현재와 비교하여 마운더극소기 동안 태양발광을 0.25% 평균적으로 축소한 빙하의 베릴륨-10 기록을 기초로 하였다. 저진폭 변화(‘Bard08-WLS’)는 오늘날과 비교하였을 때 마운더극소기의 축소를 0.08%로 한 Bard et al.(2000) 기록을 기초로 1610년에서 현재(Y.M. Wang et al., 2005)까지 태양흑점수와 태양 폐쇄자기플럭스(closed magnetic flux) 모델을 이용하여 추정되었다. 비록 완전한 별도의 관측자료(태양흑점 대 우주기원 동위원소)를 근거로 하였고 1610년 이후 다른 방법(단순 선형 스케링대 모델화된 태양자기플럭스)으로 생성되었어도, 이들 복원된 2개의 저주파 진화는 매우 유사하다(그림 6.14).

그림 6.13d와 같이 그림 6.14의 EMIC 모의는 그림 6.10c에서 나타난 프록시 기반의 다양한 북반구 온도복원에 들어가며, 인간에 의한 강제력만을 고려했을 때 복원하고 관측한 20세기 온난화와 일치한다. 북반구 SAT의 수십 년 변동성의 표준편차는 더 약한 태양강제력(Bard08-WLS)보다 더 강한 태양강제력(Bard25, 표 6.3)이 $0.04^{\circ}\text{C}\sim 0.07^{\circ}\text{C}$ 더 크다. 2개의 태양복사력 변화가 가장 맞을 것 같은 모의를 기반으로 하였을 때, 프록시기반으로 한 모델의 온도복원과 기후민감도를 연계한 불확실성은 너무 크다. 그러나 인위적 강제력을 포함하지 않는 모의에서 북반구 온도는 태양복사력이 강한 경우와 약한 경우 모두 20세기 중반에 절정에 도달하였지만, 그 이후에는 감소하였다. 이것은 관측된 20세기 온난화에 자연적 강제력의 기여는 미약하다는 것을 나타내며, 태양과 화산강제력이 20세기 후반부에 발생하였던 온난화에 있어 크게 관여하지 않았음을 알 수 있다. 이것은 다양한 기후 모델(Crowley and Lowery, 2000; Bertrand et al., 2002b; Gerber et al., 2003; Hegerl et al., 2006; Tett et al., 2007; 9장 참조)을 기초로 한 초기 연구의 증거자료와 일치한다.

지난 500년~2,000년 동안 반구 평균온도변화역사는 다양한 모델링 연구뿐만 아니라 얻어진 기기관측자료와 프록시 증거를 통하여 다음과 같은 결론에 도달할 수 있다. 즉, 20세기 후반에 관측된 특이한 반구 평균온도가 증가된 온난화에는 온실가스가 모든 강제력과 함께 포함되어야 한다는 것이다. 이런 온난화는 20세기 이전의 혹한기로부터 단지 회복하는 현상만은 아닌 것 같다.

6.6.4 온도, 온실가스와 강제력 기록들의 일치성 및 프록시 기록을 이용한 탄소순환기후결합 모델의 호환성

지난 1천년의 프록시 기록들로부터 기후민감도를 추정하기는 어렵다(9장 참조). 전술한 바와 같이, 여러 프록시기록의 해석을 통해서 얻어진 반구 온도변화에 대한 증거와 추정된 태양강제력과 복원된 화산강제력을 통한 대기 미량 온실가스의 증거는 불확실한 정도가 다양하다. 온도복원자료에 의하면 20세기 이전의 2천년(그림 6.10) 동안 10년 평균 북반구온도는 1°C 혹은 더 낮은 범위 내에서 변화하였으나, 복원된 저주파 변화의 규모는 여러 복원 자료에 따라 약 2배까지 달라진다고 제안되었다. 자연강제력(태양과 화산)의 복원은 이 시기에는 불확실하다. 만약 자연강제력이 본질적으로 음의 에너지 수지(감소된 태양복사, 증가된 화산활동)를 만들어낸다면, 기후민감도의 저-중 추정(low to medium estimates)은 복원된 온도변화 범위 내에서 일치할 수 있다(그림 6.1). 그러나 태양복사력 변화에 대한 기후시스템의 민감도와 화산폭발이 온실가스 혹은 다른 강제력 요인 변화에 대한 민감도와 다르지 않다고 추정할 때, 태양강제력과 화산강제력을 단지 약하게만 변했다면 중-고 기후민감도는 특히 한랭화를 보여주는 곳(제9장 참조)에서 온도복원과 일치할 수 있다.

온실가스기록은 산업화 시기 이전(1~1750년)인 지난 2천년 동안 저주파 반구 규모 기후변화를 제한된 범위 내에서 간접적인 증거를 제공한다. 온실가스의 농도가 기후변화에 민감하게 반응하는 것을 보여주는 모델뿐만 아니라 빙하코어 기록(그림 6.3과 6.7)의 증거가 있음에도, 이산화탄소(CO_2), 메탄가스(CH_4), 아산화질소(N_2O)의 온실가스 변동역사는 지난 2천년이란 기간 동안 아주 미세한 변화만을 보여준다(MacFarling Meure et al., 2006; 그림 6.4).

결합 탄소순환-기후모델에서 모의된 바와 같이 기후변화에 대한 대기 이산화탄소의 민감도는 빙하코어 이산화탄소 기록과 프록시기반 복원자료에서 산업화 이전의 10년 평균 북반구 온도변화의 진폭과 대체적으로 일치한다(Joos and Prentice, 2004). 이산화탄소의 기후민감도는 북반구 온도변화에 대한 상대적인 대기 이산화탄소의 변화라고 정의할 수 있으며, 단위는 $\text{ppm}/^{\circ}\text{C}$ 이다. 이산화탄소 농도의 기후민감도에 대한 정도는 해수의 이산화탄소 용해도 변화, 온도와 강우에 대한 육상에서의 생산성과 종속영양호흡의 반응 등을 포함한 여러 가지 요인들에 의존한다(7.3장 참조). 민감도는 지난 1천년의 태양복사와 화산강제력으로 구원한 베른탄소순환기후모델을 이용한 온도변화에 대한 모의(Gerber et al., 2003)와 산업화시기의 탄소순환-기후결합모델 상호비교 프로젝트(C^4MIP)에 참여한 모델들을 이용한 모의

(Friedlingstein et al., 2006)으로부터 북반구 온도변화의 약 1°C 미만의 온도변화에 대해서 추정되었다. 이산화탄소의 기후에 대한 민감도의 범위는 C⁴MIP 상호비교(기후변화의 유무를 이용한 모의사이인 1990년대 10년간의 대기 이산화탄소의 차이점을 1860년대 10년으로부터 1990년 10년간 북반구 온도증가로 나누는 것으로 평가함)에 참여한 10개의 모델에 의한 것으로 4~6ppm/°C이다. 이것은 6~10ppm 범위의 이산화탄소 변동에 의해 얻어진 10~17ppm/°C 범위와 일치하며, (Etheridge et al., 1996; Siegenthaler et al., 2005b) 또한 10년 평균 북반구온도가 0.6°C 이내에 변화하였다는 추정과도 일치한다.

6.6.5 온도 외에 변수의 지역 변동성

6.6.5.1 엘니뇨-남방진동시스템의 변화

ENSO 시스템에 대한 많은 관심으로 ENSO의 고기후복원을 위한 수많은 시도가 행해졌다. ENSO의 고기후복원은 남방진동지수(SOI)의 북반구겨울철(boreal winter; 12월~2월) 복원을 포함하는데, 이 복원을 위해 ENSO에 민감한 나이트지시자(Shahle et al., 1998), 연간 그리고 10월~3월 니뇨(Niño)3 지수(5°N~5°S와 150°W~90°W범위의 평균 해양표층수온 편차; Mann et al., 2005a,b) 및 열대산호에 의한 니뇨(Niño)3.4 해양표층수온 복원(Evans et al., 2002)을 사용했다. 열대 태평양 팔미라섬(Palmyra Island)의 산호기록은 지난 1,100년 동안의 30년에서 150년 단위의 ENSO의 변동을 보여준다(Cobb et al., 2003). 마지막으로 12월~2월 니뇨(Niño)-3 해양표층수온의 600년 복원이 최근에 새롭게 개발되었으며(D'Arrigo et al., 2005), 이것은 기존 시리즈보다 훨씬 더 길다. 비록 전적으로 독립적인 것은 아니지만(즉, 복원은 상당수의 공통된 기록을 가짐), 고기록들은 중요한 공통적인 변화양상을 보여줌(고기록들은 상호 검증시기 동안은 전형적으로 30% 이상의 공통점을 가짐)으로써 과거 수세기동안 비교적 일관된 엘니뇨의 역사를 제안하였다(Jones and Mann, 2004). 서태평양과 인도양의 대부분 산호기록에 나타난 후기 20세기 온난화는 과거 100~300년 동안 전례가 없었던 것이었다(Bradley et al., 2003b). 그러나 산호의 지화학적 기록에 대한 일관되고 신뢰할만한 해석에 있어서는 아직까지 문제가 있다(Lough, 2004). 열대 이외 지역의 온도와 대기순환 특징(예, 북태평양 지수)의 복원은 과거 3~4세기동안 열대와 고위도간의 태평양 연결성 대한 증거를 지지하는 열대 측정값과 상당히 잘 일치한다(Evans et al., 2002; Linsley et al., 2004; D'Arrigo et al., 2006).

ENSO는 지난 1천년동안 태양과 화산변동으로 야기된 북

사강제력에 대한 반응이라할 수 있다(Adams et al., 2003; Mann et al., 2005a). 모델 모의는 통계적으로 ENSO가 복사량 변화에 대한 중요한 반응이라는 것을 뒷받침한다. 즉, 더 많은 복사량이 유입될 때, 더 강한 무역풍을 유발하는 더 강해진 지역적 해양표층 수온변화의 결과로 만들어진 라니냐 같은 조건이 만들어지며, 그 반대의 경우도 일어난다(Mann et al., 2005a). 과거 1천년의 자료와 모델결과를 비교해보면 더 온난한 배경조건은 더 많은 변화와 연관되어 있다(Cane, 2005). 수치실험에 의하면 ENSO의 역학은 과거 복사강제력 변화에 대한 기후대응에 있어 중요한 역할을 한다(Mann et al., 2005b). 팔미라섬 산호로부터 ENSO의 복원에 의해 나타난 변위의 진폭과 평균상태를 나타내는 저주파변화는 과거 1천년동안 열대지역 화산복사강제력변화를 나타내는 모델과 잘 대비되는 것으로 나타났으며, 여기서 태양강제력은 2번째로 중요한 역할을 한다.

프록시기록은 ENSO에 의한 전 지구 기후 흔적이 시간이 지남에 따라 변화했음을 나타내며, 이는 ENSO의 예측하기 어렵다는 것을 나타낸다. ENSO와 가뭄지수의 비교는 과거 150년간 미국에서 ENSO와 수분수지 간의 연관성 변화를 분명하게 보여준다. ENSO-가뭄의 중요한 상관관계가 미국의 남서지역에서 일관되게 존재하는 것으로 나타났지만, 대륙 내부가 점차 습윤한 기후를 보이는 정도는 점차 증가하는 것으로 나타났다(Cole and Cook, 1998; Cook et al., 2000). 복원된 Niño3 해수면온도와 전 지구온도양상을 비교해 보면, 태평양 동부 열대해역과 북남미 대륙 서해안의 온난화 되는 것은 아주 두드러지지만, 반면 북아메리카, 대서양과 유라시아 간의 원격상관관계는 서로 일치하지 않는 것으로 나타난다(Mann et al., 2000). 1801~1850년 동안 공간상관관계 재현에 의하면 ENSO가 멀리 떨어진 지역 간에 서로 일치하지 않는 경향을 보여주며, 이는 열대 태평양의 온난화가 전형적인 양상이 없다는 것을 제시한다(Mann et al., 2000).

6.6.5.2 과거 대서양변동성의 기록

북대서양의 기후변동은 북대서양진동(NAO)(Hurrell, 1995)과 대서양수십년주기진동(Atlantic Multidecadal Oscillation)(Delworth and Mann, 2000; Sutton and Hodson, 2005) 변화와 관련이 있다. 1980년~1995년 동안 NAO는 하나의 극한상황(extreme phase)으로 유지하려하고, 이것은 유럽과 북 유라시아지역에 장시간의 따뜻한 겨울이 지속되는 것을 설명할 수 있었다. 북대서양지역은 장기간의 관측자료와 수많은 문헌기록, 다중기원 프록시기록들을 모두 가지는 유일한 지역이다. 그러나 NAO의 주기와 폭풍경로 파악을 위한 관측소가 부족하고 대기압을 측정할 수 있는 프록시를 설정하기

가 어렵기 때문에 NAO을 포함한 지배적인 기후변동모드에 대한 과거 변동자료를 문서화하기는 어렵다. 여러 번의 NAO 복원이 제안되었다(Cook et al., 2002b; Cullen et al., 2002; Luterbacher et al., 2002). 비록 여러 견지에서 복원한 자료의 차이는 있지만, 20세기보다 17~18세기동안 일반적으로 더 많은 NAO의 음의 지수 경향을 보인다. 따라서 음의 지수는 17세기가 20세기보다 더 많은 대기의 지역화 패턴의 특징을 보이며 더 추운 평균기후를 의미한다. 유럽에서 가장 추웠던 것으로 복원된 1708년/1709년의 겨울, 그리고 1684년~1738년(+0.32°C/10년)사이에 강한 온난화는 NAO의 음의 지수와 복사강제력의 증가에 따른 NAO의 반응에 의한 것이었다(Luterbacher et al., 2004). 대기대순환모델(GCMs)을 사용한 지역 간의 차이를 해결한 모의에 의하면 태양강제력과 화산강제력들이 높은 NAO 지수 쪽으로의 변화와 연관된 대륙의 온난화를 유도하는 것으로 나타난다(Shindell et al., 2001, 2003, 2004; Stendel et al., 2006). 17세기 말에서 18세기 전반기까지의 태양복사력의 증가는 높은 NAO 지수 쪽으로 전이를 유도하였다(Shindell et al., 2001; Luterbacher et al., 2004; Xoplanki et al., 2005).

NAO는 유럽의 겨울철 온도와 강수량에 가장 강력한 영향을 미치지만, 이런 관련성의 강도는 시간과 장소에 따라 변할 수 있다는 것이 이미 잘 알려져 있다(Jones et al., 2003). Luterbacher et al.(2002)의 NAO 복원에서 나타난 18세기 초기에 NAO 양의 지수 쪽으로 강력하게 변화하려던 경향은 북서유럽의 겨울철 강수량의 증가와 현저한 해빙확장과 연관되어 있으며, 이런 경향은 최근 수십 년 동안 겨울철 강수량의 증가가 동일한 빙하에 미친 영향과 비슷한 것이다(Nesje and Dahl, 2003; Pauling et al., 2006).

6.6.5.3 아시아몬순의 변동

동아시아몬순 영향권에 있는 중국에서 지난 1천년 동안 15번의 극심한(3년 혹은 그 이상의 기간을 보이는) 가뭄이 발생하였다(Zhang, 2005). 고가뭄(palaeodroughts)은 과거 50년 내에 동일한 지역에서 발생했던 가뭄보다 일반적으로 더 극심하였다. 반대로, 남아시아(인도)몬순 영향을 받는 건조지역에서의 인도몬순은 강우량을 감소하는 쪽의 그 경향에서 반대로 되었다. 또한 최근 몬순강우의 역전현상은 아라비아해 서부지역에서 추정된 계절풍이 동시적으로 증가하는 것(Anderson et al., 2002)과 티벳고원 주변에서 여름온도가 높아지는 것과 잘 일치하는 것으로 나타났다(Brauning and Mantwill, 2004; Morrill et al., 2006).

6.6.5.4 북동부아프리카의 수문변동

호수퇴적물과 역사문헌자료에 의하면 북부아프리카와 사헬지역(Sahel region)은 수십 년에서 수 세기동안 지속되는 극심한 가뭄을 겪었던 것으로 나타났다(Kadomura, 1992; Verschuren, 2001; Russell et al., 2003; Stager et al., 2003; Nguetsop et al., 2004; Brooks et al., 2005; Stager et al., 2005). 비록 이들 건조시기와 태양변동을 관련지으려는 시도가 있었으나, 특별히 가정된 태양 프로시와 총 태양복사력의 변화와의 관계에 대한 확실한 증거를 제시하지 못했다(Stager et al., 2005)(6.6.3 참조). 고기후 기록에 의하면 지속적인 가뭄은 북부와 동부아프리카 기후의 공통적인 특징이었다. 그러나 이들 가뭄자료가 대기-해양결합모델에서 모의될 수 있을지는 검증되지 않았다.

6.6.5.5 아메리카대륙의 수문변동성과 변화 기록

나이테, 퇴적물, 역사문헌 및 호수퇴적물 기록을 포함하는 다중프로시는 북아메리카에서 20세기동안 발생했던 가뭄보다 지난 2천년 동안에는 더 넓은 지역에 더 오랫동안 더 빈번하게 가뭄이 있었던 시기를 명백하게 제시하였다(Stahle and Cleaveland, 1992; Stahle et al., 1998; Woodhouse and Overpeck, 1998; Forman et al., 2001; Cook et al., 2004b; Hodell et al., 2005; MacDonald and Case, 2005). 10년 이상 지속되는 '대가뭄'(Woodhouse and Overpeck, 1998)을 포함한 과거의 가뭄은 비정상적인 해수 온도상태가 오래 지속되면서 일어날 가능성이 높지만(Hoerling and Kumar, 2003; Schubert et al., 2004; MacDonald and Case, 2005; Seager et al., 2005), 해양-대기결합모델로 이들을 모의하기는 아직도 어렵다. 따라서 고기후기록은 수 년, 수십 년, 심지어 천년 기간의 건조한 기간이 앞으로 북아메리카, 특별히 미시시피강 서쪽지역의 기후 특성으로 남을 가능성이 높다고 제안한다.

북반구 평균 여름온도가 보다 더 높았던 과거 시기 동안에 북아메리카 가뭄이 지역적으로 더 넓고 극심하면서 빈번하였다는 증거들이 있다(예: 중세시대와 중기 홀로세 동안; Forman et al., 2001; Cook et al., 2004b). 북아메리카 수문학레짐(hydrologic regime)의 변화는 기후강제력의 변화율과 그 이후의 기후형태가 발생하는 기간에 따라 급격하게 발생할 수 있다는 증거가 있다. 가뭄주기와 가뭄기간의 갑작스런 변화는 북아메리카 서부지역의 고수문적 기록에서 발견되었다(Cumming et al., 2002; Laird et al., 2003; Cook et al., 2004b). 이와 유사하게도 미시시피강의 상부유역과 그 외의 지역에서도 대홍수의 주기와 규모에 갑작스러운 변화가 있

었던 것을 볼 수 있다(Kno, 2000). 최근 미국 남동부의 과거 대규모 허리케인(large hurricane)의 활동에 대한 조사에 의하면 거대 허리케인의 지역적인 발생 주기의 변화는 더 점진적인 강제력에 따라 급격하게 전이될 수 있다고 제안되었다(Liu, 2004). 비록 고기후기록들이 가뭄, 홍수 및 열대폭풍의 변화가 급격하게(예: 수년 이내) 발생할 수 있다고 하지만, 대기-해양 결합모델을 이용하여 과거 돌발변화를 모사할 수는 없다. 칠레 중부에 일어난 십년 주기의 강수량 변화는 20세기 전보다 더 컸었는데, 과거에는 더 강하고 긴 가뭄이 있었다. 나이테를 이용한 지난 800년 동안의 강수량 복원에 의하면 14세기와 16~18세기에 20세기의 10년 단위의 가뭄 추정치를 능가하는 가뭄사건을 밝혀준다(LeQuesne et al., 2006).

6.7 중요한 불확실성에 대한 결론

이 장에서 다루고 있는 여러 단계의 서로 다른 고기후적 시간단위는 기후시스템이 자연적으로 어떻게 변화하고 있으며, 기후를 조절하는 요인의 변화에 따라 어떻게 반응하는지를 이해하는데 기여하고 있다. 현존하는 지식은 이 장에서 주장하고 있는 것을 뒷받침하기에 충분하다. 또한 중요한 사실이지만 아직도 불확실한 사실들이 남아있으며, 이러한 불확실한 것들이 줄어들게 되면 확실한 자료는 더 많이 만들어질 것이다.

빙기-간빙기의 기후와 온실가스의 변화에 대해 많은 사실이 알려져 있지만, 아직도 이러한 변화에 대한 충분하고 기작적인 설명으로 표현되고 있는 것들이 좀 더 유기적으로 설명되어질 필요가 있다. 마찬가지로 급격한 기후변화(예를 들면, 해양순환과 가뭄의 주기) 현상과 중요한 기후메커니즘도 아직 잘 이해되지 못한다. 중요한 기후의 메커니즘은 일단 시작이 되면 해수면의 상승을 가속화하거나 지역 기후변화를 야기할 수 있기 때문에 잘 이해되어야 한다. 뿐만 아니라 해수순환, 가뭄주기, 홍수주기, ENSO의 발생, 몬순강도 등과 같은 실제적으로 급격한 기후변화를 모의할 수 있는 능력도 아직은 부족하다. 또한 과거에 빙하가 성장하고 축소되었던 속도와 이것이 일어났었던 과정도 잘 이해하지 못하고 있다.

남반구와 열대지역의 지난 1,000~2,000년간의 기후변동에 대한 지식은 이 지역에 대한 고기후 기록의 부재로 매우 제한되어 있다. 북반구의 상황은 좀 더 나은 편이지만 북반구 자료에서조차도 열대지역과 해양기록이 부족하여 고기후 자료가 매우 제한적이다. 북반구 지역에서 과거 백년-단위로 복원된 온도차이와 온도변화의 패턴이 실제 프록시자료나 통계적으로 보정된 방법과 서로 차이가 나는 것은 해결될 필요가 있다. 마찬가지로 과거에 극단적인 기후(온도와 수문-기후학적 요인)가 어떻게 변화했는지를 아직도 잘 이해하지 못하고 있다. 마지막으로 이러한 평가는 현재까지 적용되는 프록시 자료들에 대한 강한 네트워크 구축을 통해서 개선될 수 있다. 이렇게 되면 이러한 프록시들이 지난 20세기에 관찰된 급속한 지구온난화에 대해 어떻게 반응했는지를 이해하는데 도움이 될 것이고, 온도와 관련되지 않은 환경변화가 지난 수십 년 동안 이러한 온도에 민감한 프록시의 기후에 대한 반응에 얼마나 영향을 주었는지를 더 잘 이해할 수 있게 될 것이다.

참고문헌

- Adams, J.B., M.E. Mann, and C.M. Ammann, 2003: Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing. *Nature*, **426**(6964), 274-278.
- Adkins, J.F., K. McIntyre, and D.P. Schrag, 2002: The salinity, temperature, and $\delta^{18}\text{O}$ of the glacial deep ocean. *Science*, **298**, 1769-1773.
- Alley, R.B., and P.U. Clark, 1999: The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **27**, 149-182.
- Alley, R.B., and A.M. Agustsdottir, 2005: The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1123-1149.
- Alley, R.B., S. Anandakrishnan, and P. Jung, 2001: Stochastic resonance in the North Atlantic. *Paleoceanography*, **16**, 190-198.
- Alley, R.B., et al., 1997: Holocene climatic instability: A large, widespread event 8200 years ago. *Geology*, **25**, 483-486.
- Alley, R.B., et al., 2003: Abrupt climate change. *Science*, **299**(5615), 2005-2010.
- Alverson, K.D., R.S. Bradley, and T.F. Pedersen (eds.), 2003: *Paleoclimate, Global Change and the Future*. International Geosphere Biosphere Programme Book Series, Springer-Verlag, Berlin, 221 pp.
- Ammann, C.M., G.A. Meehl, W.M. Washington, and C.S. Zender, 2003: A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 1657, doi:10.1029/2003GL016875.
- Andersen, C., N. Koç A. Jennings, and J.T. Andrews, 2004: Non uniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, **19**, 1-16.
- Anderson, D.M., J.T. Overpeck, and A.K. Gupta, 2002: Increase in the Asian southwest monsoon during the past four centuries. *Science*, **297**(5581), 596-599.
- Archer, D., and A. Ganopolski, 2005: A movable trigger: Fossil fuel CO₂ and the onset of the next glaciation. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **6**, Q05003.
- Archer, D.A., A. Winguth, D. Lea, and N. Mahowald, 2000: What caused the glacial/interglacial atmospheric CO₂ cycles? *Rev. Geophys.*, **12**, 159-189.
- Ariztegui, D., et al., 2000: Paleoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **158**, 215-240.
- Bakke, J., S.O. Dahl, and A. Nesje, 2005a: Late glacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *J. Quat. Sci.*, **20**(2), 179-198.
- Bakke, J., et al., 2005b: Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Late glacial and Holocene. *The Holocene*, **15**(4), 518-540.
- Baliunas, S., and R. Jastrow, 1990: Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars. *Nature*, **348**, 520-522.
- Ballantyne, A.P., et al., 2005: Meta-analysis of tropical surface temperatures during the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05712, doi:10.1029/2004GL021217.
- Bao, Y., A. Brauning, and S. Yafeng, 2003: Late Holocene temperature fluctuations on the Tibetan Plateau. *Quat. Sci. Rev.*, **22**(21), 2335-2344.
- Barber, D.C., et al., 1999: Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, **400**, 344-347.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel, 2000: Solar irradiance during the last millennium based on cosmogenic nucleides. *Tellus*, **52B**, 985-992.
- Barrows, T.T., and S. Juggins, 2005: Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1017-1047.
- Bartlett, M.G., D.S. Chapman, and R.N. Harris, 2004: Snow and the ground temperature record of climate change. *J. Geophys. Res.*, **109**, F04008, doi:10.1029/2004JF000224.
- Battle, M., et al., 1996: Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole. *Nature*, **383**(6597), 231-235.
- Bauer, E., A. Ganopolski, and M. Montoya, 2004: Simulation of the cold climate event 8200 years ago by meltwater outburst from Lake Agassiz. *Paleoceanography*, **19**, PA3014, doi:10.1029/2004PA001030.
- Bauer, E., M. Claussen, V. Brovkin, and A. Huenerbein, 2003: Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(6), 1276, doi:10.1029/2002GL016639.
- Beer, J., S. Tobias, and N. Weiss, 1998: An active sun throughout the Maunder Minimum. *Sol. Phys.*, **181**(1), 237-249.
- Beerling, D.J., 1999: New estimates of carbon transfer to terrestrial ecosystems between the last glacial maximum and the Holocene. *Terra Nova*, **11**(4), 162-167.
- Beltrami, H., 2002: Paleoclimate: Earth's long-term memory. *Science*, **297**(5579), 206-207.
- Beltrami, H., and E. Bournon, 2004: Ground warming patterns in the Northern Hemisphere during the last five centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**(3-4), 169-177.
- Berger, A., 1977: Long-term variations of earth's orbital elements. *Celestial Mechanics*, **15**(1), 53-74.
- Berger, A., 1978: Long-term variation of caloric solar radiation resulting from the earth's orbital elements. *Quat. Res.*, **9**, 139-167.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre, 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, **10**, 297-317.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre, 2002: An exceptionally long

- interglacial ahead? *Science*, **297**, 1287–1288.
- Berger, A.L., and M.F. Loutre, 2003: Climate 400,000 years ago, a key to the future? In: *Earth's Climate and Orbital Eccentricity* [Droxler, A.W., R.Z. Poore, and L.H. Burckle (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 17–26.
- Berggren, W.A., D.V. Kent, C.C.I. Swisher, and M.P. Aubry, 1995: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* [W.A. Berggren (ed)]. Special Publication No. 54, Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK, 386 pp.
- Berner, R.A., and Z. Kothavala, 2001: GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over phanerozoic time. *Am. J. Sci.*, **301**(2), 182–204.
- Bertrand, C., M.F. Loutre, and A. Berger, 2002a: High frequency variations of the Earth's orbital parameters and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015622.
- Bertrand, C., M.F. Loutre, M. Crucifix, and A. Berger, 2002b: Climate of the last millennium: a sensitivity study. *Tellus*, **54A**(3), 221–244.
- Bianchi, G., and I.N. McCave, 1999: Holocene periodicity in north Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland. *Nature*, **397**, 515–518.
- Bigelow, N., et al., 2003: Climate change and Arctic ecosystems: 1. Vegetation changes north of 55 degrees N between the last glacial maximum, mid-Holocene, and present. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002558.
- Bigler, M., et al., 2002: Sulphate record from a northeast Greenland ice core over the last 1200 years based on continuous flow analysis. *Ann. Glaciol.*, **35**, 250–256.
- Billups, K., J.E.T. Channell, and J. Zachos, 2002: Late Oligocene to early Miocene geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. *Paleoceanography*, **17**(1), 1004, doi:10.1029/2000PA000568.
- Bird, M.I., J. Lloyd, and G.D. Farquhar, 1994: Terrestrial carbon storage at the LGM. *Nature*, **371**(6498), 566–566.
- Birks, H.H., and B. Ammann, 2000: Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000–9,000 calendar years B.P.) from Europe. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **97**, 1390–1394.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, **97**(3), 163–172.
- Blunier, T., and E.J. Brook, 2001: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, **291**, 109–112.
- Blunier, T., et al., 1993: Atmospheric methane record from a Greenland ice core over the last 1000 years. *Geophys. Res. Lett.*, **20**(20), 2219–2222.
- Blunier, T., et al., 1995: Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, **374**(6517), 46–49.
- Blunier, T., et al., 1998: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, **394**, 739–743.
- Bohaty, S.M., and J.C. Zachos, 2003: Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, **31**(11), 1017–1020.
- Bond, G., et al., 1993: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143–147.
- Bond, G., et al., 1997: A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257–1266.
- Bond, G., et al., 2001: Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **294**, 2130–2136.
- Bond, W.J., G.F. Midgley, and F.I. Woodward, 2003: The importance of low atmospheric CO₂ and fire in promoting the spread of grasslands and savannas. *Global Change Biol.*, **9**(7), 973–982.
- Booth, R.K., et al., 2005: A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene*, **15**, 321–328.
- Bopp, L., K.E. Kohlfeld, C. Le Quéé and O.O. Aumont, 2002: Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ in glacial periods. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**(15A), A91, Suppl. 1, Aug. 2002.
- Bowen, G.J., et al., 2002: Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary. *Science*, **295**(5562), 2062–2065.
- Bowen, G.J., et al., 2004: A humid climate state during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, **432**(7016), 495–499.
- Braconnot, P., O. Marti, S. Joussaume, and Y. Leclanché, 2000: Ocean feedbacks in response to 6 kyr insolation. *J. Clim.*, **13**, 1537–1553.
- Braconnot, P., et al., 2002: How the simulated change in monsoon at 6 ka BP is related to the simulation of the modern climate: results from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. *Clim. Dyn.*, **19**(2), 107–121.
- Braconnot, P., et al., 2004: Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the Mid-Holocene. In: *Past Climate Variability through Europe and Africa*, Vol. 6 [Battarbee, R.W., F. Gasse, and C.E. Stickley (eds.)], Springer, Dordrecht, The Netherlands, 515–534.
- Bradley, R.S., 1999: Climatic variability in sixteenth-century Europe and its social dimension - Preface. *Clim. Change*, **43**(1), 1–2.
- Bradley, R.S., M.K. Hughes, and H.F. Diaz, 2003a: Climate in Medieval time. *Science*, **302**(5644), 404–405.
- Bradley, R.S., K.R. Briffa, J. Cole, and T.J. Osborn, 2003b: The climate of the last millennium. In: *Paleoclimate, Global Change and the Future* [Alverson, K.D., R.S. Bradley, and T.F. Pedersen (eds.)]. Springer, Berlin, pp. 105–141.
- Bralower, T.J., 2002: Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, **17**(2), 1023, doi:10.1029/2001PA000662.
- Bräning, A., and B. Mantwill, 2004: Summer temperature and summer monsoon history on the Tibetan plateau

- during the last 400 years recorded by tree rings. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(24), L24205, doi:10.1029/2004GL020793.
- Briffa, K.R., 2000: Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quat. Sci. Rev.*, **19**(1-5), 87-105.
- Briffa, K.R., and T.J. Osborn, 1999: Perspectives: Climate warming - Seeing the wood from the trees. *Science*, **284**(5416), 926-927.
- Briffa, K.R., and T.J. Osborn, 2002: Paleoclimate - Blowing hot and cold. *Science*, **295**(5563), 2227-2228.
- Briffa, K.R., T.J. Osborn, and F.H. Schweingruber, 2004: Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. *Global Planet. Change*, **40**(1-2), 11-26.
- Briffa, K.R., et al., 2001: Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *J. Geophys. Res.*, **106**(D3), 2929-2941.
- Brigham-Grette, J., and D.M. Hopkins, 1995: Emergent marine record and paleoclimate of the last interglaciation along the northwest Alaskan coast. *Quat. Res.*, **43**, 159-173.
- Broecker, W.S., and G.M. Henderson, 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography*, **13**, 352-364.
- Broecker, W.S., and E. Clark, 2003: Holocene atmospheric CO₂ increase as viewed from the sea floor. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(2), doi:10.1029/2002GB001985.
- Brook, E.J., et al., 2000: On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**(2), 559-572.
- Brooks, C.E.P., 1922: *The Evolution of Climate*. [Preface by Simpson, G.C.] Benn Brothers, London, 173 pp.
- Brooks, K., et al., 2005: Late-Quaternary lowstands of Lake Bosumtwi, Ghana: evidence from high-resolution seismic-reflection and sediment-core data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **216**(3-4), 235-249.
- Brovkin, V., et al., 2002: Carbon cycle, vegetation and climatic dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 model. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, 1139, doi:10.1029/2001GB001662.
- Burger, G., and U. Cubasch, 2005: Are multiproxy climate reconstructions robust? *Geophys. Res. Lett.*, **32**(23), doi:10.1029/2005GL024155.
- Caillon, N., et al., 2003: Timing of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature changes across Termination III. *Science*, **299**, 1728-1731.
- Calov, R., A. Ganopolski, V. Petoukhov, and M. Claussen, 2002: Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2216, doi:10.1029/2002GL016078.
- Calov, R., et al., 2005: Transient simulation of the last glacial inception. Part II: Sensitivity and feedback analysis. *Clim. Dyn.*, **24**, 563-576.
- Cane, M.A., 2005: The evolution of El Niño, past and future. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **230**(3-4), 227-240.
- CAPE Last Interglacial Project Members, 2006: Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **25**(13-14), 1383-1400.
- Castellano, E., et al., 2005: Holocene volcanic history as recorded in the sulfate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06114, doi:10.1029/2004JD005259.
- Cerling, T.E., 1991: Carbon dioxide in the atmosphere: Evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *Am. J. Sci.*, **291**, 377-400.
- Chandler, M.A., D. Rind, and R.S. Thompson, 1994: Joint investigations of the middle Pliocene climate II: GISS GCM Northern Hemisphere results. *Global Planet. Change*, **9**, 197-219.
- Chapman, D.S., M.G. Bartlett, and R.N. Harris, 2004: Comment on "Ground vs. surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions" by M. E. Mann and G. Schmidt. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(7), L07205, doi:10.1029/2003GL019054.
- Chappellaz, J.A., I.Y. Fung, and A.M. Thompson, 1993: The atmospheric CH₄ increase since the last glacial maximum. *Tellus*, **B45**(3), 228-241.
- Chappellaz, J., et al., 1997: Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. *J. Geophys. Res.*, **102**(D13), 15987-15997.
- Charles, C.D., D.E. Hunter, and R.G. Fairbanks, 1997: Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of tropical climate. *Science*, **277**(5328), 925-928.
- Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 639-693.
- Claquin, T., et al., 2003: Radiative forcing of climate by ice-age atmospheric dust. *Clim. Dyn.*, **20**, 193-202.
- Clark, P.U., N.G. Pisias, T.F. Stocker, and A.J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**, 863-869.
- Clarke, G.K.C., D.W. Leverington, J.T. Teller, and A.S. Dyke, 2004: Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 389-407.
- Claussen, M., and Gayler, V., 1997: The greening of Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. *Global Ecol. Biogeogr. Lett.*, **6**, 369-377.
- Claussen, M., et al., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(14), 2037-2040.
- Claussen, M., et al., 2002: Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*, **18**(7), 579-586.
- Clement, A.C., and M.A. Cane, 1999: A role for the

- tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part I: A modeling study of tropical Pacific variability. In: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales* [Clark, P.U., R.S. Webb, and L.D. Keigwin (eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 363-371.
- Clement, A.C., R. Seager, and M.A. Cane, 2000: Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the earth's orbit. *Paleoceanography*, **15**(6), 731-737.
- Clement, A.C., M.A. Cane, and R. Seager, 2001: An orbitally driven tropical source for abrupt climate change. *J. Clim.*, **14**(11), 2369-2375.
- Clement, A.C., R. Seager, M.A. Cane, and S.E. Zebiak, 1996: An ocean dynamical thermostat. *J. Clim.*, **9**(9), 2190-2196.
- Cobb, K.M., C.D. Charles, H. Cheng, and R.L. Edwards, 2003: El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, **424**(6946), 271-276.
- Coe, M.T., and S.P. Harrison 2002: The water balance of northern Africa during the mid-Holocene: an evaluation of the 6 ka BPPMIP simulations. *Clim. Dyn.*, **19**(2), 155-166.
- Cole, J., 2003: Global change - Dishing the dirt on coral reefs. *Nature*, **421**(6924), 705-706.
- Cole, J.E., and E.R. Cook, 1998: The changing relationship between ENSO variability and moisture balance in the continental United States. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(24), 4529-4532.
- Cole, J.E., R.B. Dunbar, T.R. McClanahan, and N.A. Muthiga, 2000: Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries. *Science*, **287**(5453), 617-619.
- Cook, E.R., J.G. Palmer, and R.D. D'Arrigo, 2002a: Evidence for a 'Medieval Warm Period' in a 1,100 year tree-ring reconstruction of past austral summer temperatures in New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(14), 1667, doi:10.1029/2001GL014580.
- Cook, E.R., R.D. D'Arrigo, and M.E. Mann, 2002b: A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since AD 1400. *J. Clim.*, **15**(13), 1754-1764.
- Cook, E.R., J. Esper, and R.D. D'Arrigo, 2004a: Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(20-22), 2063-2074.
- Cook, E.R., B.M. Buckley, R.D. D'Arrigo, and M.J. Peterson, 2000: Warm-season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. *Clim. Dyn.*, **16**(2-3), 79-91.
- Cook, E.R., et al., 2004b: Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, **306**(5698), 1015-1018.
- Cortijo, E., et al., 1997: Changes in the sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean (40-60°N). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 29-45.
- Cortijo, E., et al., 1999: Changes in meridional temperature and salinity gradients in the North Atlantic Ocean (30°-72°N) during the last interglacial period. *Paleoceanography*, **14**(1), 23-33.
- Cronin, T.M., 1999: *Principles of Paleoclimatology*. Perspectives in Paleobiology and Earth History. Columbia University Press, New York, NY, 560 pp.
- Cronin, T.M., et al., 2005: Mid-Pliocene deep-sea bottom-water temperatures based on ostracode Mg/Ca ratios. *Mar. Micropaleontol.*, **54**(3-4), 249-261.
- Crouch, E.M., et al., 2003: The Apectodinium acme and terrestrial discharge during the Paleocene-Eocene thermal maximum: new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **194**(4), 387-403.
- Crowley, T.J., 1992: North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. *Paleoceanography*, **7**, 489-497.
- Crowley, T.J., 1995: Ice-age terrestrial carbon changes revisited. *Global Biogeochem. Cycles*, **9**(3), 377-389.
- Crowley, T.J., 1998: Significance of tectonic boundary conditions for paleoclimate simulations. In: *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions* [Crowley, T.J., and K.C. Burke (eds.)]. Oxford University Press, New York, pp. 3-17.
- Crowley, T.J., 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, **289**(5477), 270-277.
- Crowley, T.J., and T.S. Lowery, 2000: How warm was the medieval warm period? *Ambio*, **29**(1), 51-54.
- Crowley, T.J., et al., 2003: Modeling ocean heat content changes during the last millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(18), 1932, doi:10.1029/2003GL017801.
- Crucifix, M., and M.F. Loutre, 2002: Transient simulations over the last interglacial period (126-115 kyr BP). *Clim. Dyn.*, **19**, 417-433.
- Crucifix, M., and C.D. Hewitt, 2005: Impact of vegetation changes on the dynamics of the atmosphere at the Last Glacial Maximum. *Clim. Dyn.*, **25**(5), 447-459.
- Crucifix, M., et al., 2002: Climate evolution during the Holocene, a study with an Earth System model of intermediate complexity. *Clim. Dyn.*, **19**, 43-60.
- Cuffey, K.M., and S.J. Marshall, 2000: Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. *Nature*, **404**, 591-594.
- Cullen, H.M., A. Kaplan, P.A. Arkin, and P.B. Demenocal, 2002: Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow. *Clim. Change*, **55**(3), 315-338.
- Cumming, B.F., et al., 2002: Persistent millennial-scale shifts in moisture regimes in western Canada during the past six millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **99**(25), 16117-16121.
- Cutler, K.B., et al., 2003: Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **206**, 253-271.
- Dahl, K., A. Broccoli, and R. Stouffer, 2005: Assessing the role of North Atlantic freshwater forcing in millennial scale climate variability: a tropical Atlantic perspective.

- Clim. Dyn.*, **24**(4), 325-346.
- Dahl, S.O., and A. Nesje, 1996: A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: A case study from Hardangerjkulen, central southern Norway. *The Holocene*, **6**(4), 381-398.
- Dahl-Jensen, D., V.I. Morgan, and A. Elcheikh, 1999: Monte Carlo inverse modelling of the Law Dome (Antarctica) temperature profile. *Ann. Glaciol.*, **29**, 145-150.
- Dahl-Jensen, D., et al., 1998: Past temperature directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, **282**, 268-271.
- D'Arrigo, R., R. Wilson, and G. Jacoby, 2006: On the long-term context for late twentieth century warming. *J. Geophys. Res.*, **111**(D3), doi:10.1029/2005JD006352.
- D'Arrigo, R.D., et al., 2004: Thresholds for warming-induced growth decline at elevational tree line in the Yukon Territory, Canada. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**(3), GB3021, doi:10.1029/2004GB002249.
- D'Arrigo, R., et al., 2005: On the variability of ENSO over the past six centuries. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(3), L03711, doi:10.1029/2004GL022055.
- Davis, B.A.S., et al., 2003: The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1701-1716.
- de Menocal, P., J. Ortiz, T. Guilderson, and M. Sarnthein, 2000: Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, **288**(5474), 2198-2202.
- de Noblet-Ducoudre, N., R. Claussen, and C. Prentice, 2000: Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. *Clim. Dyn.*, **16**(9), 643-659.
- de Vernal, A., et al., 2006: Comparing proxies for the reconstruction of LGM sea-surface conditions in the northern North Atlantic. *Quat. Sci. Rev.*, **25**(21-22), 2820-2834.
- DeConto, R.M., and D. Pollard, 2003: Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, **421**(6920), 245-249.
- Delworth, T.L., and M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**(9), 661-676.
- Dickens, G.R., and R.M. Owen, 1996: Sediment geochemical evidence for an early-middle Gilbert (early Pliocene) productivity peak in the North Pacific Red Clay Province. *Mar. Micropaleontol.*, **27**(1-4), 107-120.
- Dickens, G.R., M.M. Castillo, and J.C.G. Walker, 1997: A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, **25**(3), 259-262.
- Ding, Z.L., et al., 2002: Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, **17**(3), 1033, doi:10.1029/2001PA000725.
- Dlugokencky, E.J., L.P. Steele, P.M. Lang, and K.A. Masarie, 1994: The growth rate and distribution of atmospheric methane. *J. Geophys. Res.*, **99**, 17021-17043.
- Dokken, T.M., and E. Jansen, 1999: Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. *Nature*, **401**, 458-461.
- Domack, E., et al., 2005: Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. *Nature*, **436**, 681-685.
- Dowsett, H.J., and T.M. Cronin, 1990: High eustatic sea level during the middle Pliocene: evidence from southeastern U.S. Atlantic coastal plain. *Geology*, **18**, 435-438.
- Dowsett, H., J. Barron, and R. Poore, 1996: Middle Pliocene sea surface temperatures: A global reconstruction. *Mar. Micropaleontol.*, **27**(1-4), 13-25.
- Dowsett, H.J., M.A. Chandler, T.M. Cronin, and G.S. Dwyer, 2005: Middle Pliocene sea surface temperature variability. *Paleoceanography*, **20**(2), doi:10.1029/2005PA001133.
- Duplessy, J.C., L. Labeyrie, and C. Waelbroeck, 2002: Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 315-330.
- Duplessy, J.C., et al., 2001: Holocene paleoceanography of the northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas*, **30**, 2-16.
- Ehrmann, W.U., and A. Mackensen, 1992: Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice-sheet in Eocene Oligocene time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **93**(1-2), 85-112.
- Elliot, M., et al., 1998: Millennial scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, **13**, 433-446.
- Ellis, J.M., and Calkin, P.E., 1984: Chronology of Holocene glaciation, central Brooks Range, Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 897-912.
- Enting, I.G., 1987: On the use of smoothing splines to filter CO₂ data. *J. Geophys. Res.*, **92**, 10977-10984.
- EPICA community members, 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, **429**(6992), 623-628.
- Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber, 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, **295**(5563), 2250-2253.
- Esper, J., D.C. Frank, R.J.S. Wilson, and K.R. Briffa, 2005: Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(7), doi:10.1029/2004GL021236.
- Etheridge, D.M., et al., 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.*, **101**(D2), 4115-4128.
- Evans, M.N., A. Kaplan, and M.A. Cane, 2002: Pacific sea surface temperature field reconstruction from coral $\delta^{18}\text{O}$ data using reduced space objective analysis.

- Paleoceanography*, **17**(1), 1007, doi:10.1029/2000PA000590.
- Eyer, M., 2004: *Highly Resolved $\delta^{13}C$ Measurements on CO₂ in Air from Antarctic Ice Cores*. PhD Thesis, University of Bern, 113 pp.
- Fairbanks, R.G., 1989: A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Paleoceanography*, **342**, 637-642.
- Farrera, I., et al., 1999: Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Clim. Dyn.*, **15**, 823-856.
- Ferretti, D.F., et al., 2005: Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years. *Science*, **309**, 1714-1717.
- fischer, G., and G. Wefer (eds.), 1999: *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer, Berlin, 735 pp.
- Fleitmann, D., et al., 2003: Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, **300**, 1737-1740.
- Fligge, M., and S.K. Solanki, 2000: The solar spectral irradiance since 1700. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2157-2160.
- Flükiger, J., et al., 1999: Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes. *Science*, **285**(5425), 227-230.
- Flükiger, J., et al., 2002: High resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**, doi:10.1029/2001GB001417.
- Flükiger, J., et al., 2004: N₂O and CH₄ variations during the last glacial epoch: Insight into global processes. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, doi:10.1029/2003GB002122.
- Folland, C.K., et al., 2001: Observed climate variability and change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 99- 181.
- Forman, S.L., R. Oglesby, and R.S. Webb, 2001: Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. *Global Planet. Change*, **29**(1-2), 1-29.
- Foster, S., 2004: *Reconstruction of Solar Irradiance Variations for Use in Studies of Global Climate Change: Application of Recent SOHO Observations with Historic Data from the Greenwich Observatory*. Ph.D. Thesis, University of Southampton, Southampton, UK.
- Foukal, P., G. North, and T. Wigley, 2004: A stellar view on solar variations and climate. *Science*, **306**(5693), 68-69.
- Francois, L.M., C. Delire, P. Warnant, and G. Munhoven, 1998: Modelling the glacial-interglacial changes in the continental biosphere. *Global Planet. Change*, **17**, 37-52.
- Francois, L.M., et al., 1999: Carbon stocks and isotopic budgets of the terrestrial biosphere at mid-Holocene and last glacial maximum times. *Chem. Geol.*, **159**, 163-189.
- Freeman, K.H., and J.M. Hayes, 1992: Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ levels. *Global Biogeochem. Cycles*, **6**, 185-198.
- Friedlingstein, P., et al., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis, results from the C⁴MIP model intercomparison. *J. Clim.*, **19** (14), 3337-3353.
- Frölich, C., and J. Lean, 2004: Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. *Astron. Astrophys. Rev.*, **12**, 273-320.
- Gaffen, D.J., et al., 2000: Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science*, **287**(5456), 1242-1245. Gagan, M.K., et al., 1998: Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. *Science*, **279**, 1014-1018.
- Ganopolski, A., and S. Rahmstorf, 2001: Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, **409**, 153-158.
- Gellatly, A.F., T.J. Chinn, and F. Röhlisberger, 1988: Holocene glacier variations in New Zealand: a review. *Quat. Sci. Rev.*, **7**, 227-242.
- Gerber, S., et al., 2003: Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Clim. Dyn.*, **20**(2-3), 281-299.
- Gersonde, R., X. Crosta, A. Abelmann, and L. Armand, 2005: Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum - a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quat. Sci. Rev.*, **24** (7-9), 869-896
- Gherardi, J.M., et al., 2005: Evidence from the North Eastern Atlantic Basin for variability of the Meridional Overturning Circulation through the last deglaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **240**, 710-723.
- Gladstone, R.M., et al., 2005: Mid-Holocene NAO: a PMIP2 model intercomparison. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16707, doi:10.1029/2005GL023596.
- Goldstein, B., F. Joos, and T.F. Stocker, 2003: A modeling study of oceanic nitrous oxide during the Younger Dryas cold period. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016418.
- Goni, M.F.S., F. Eynaud, J.L. Turon, and N.J. Shackleton, 1999: High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**(1), 123-137.
- González-Rouco, F., H. von Storch, and E. Zorita, 2003: Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(21), 2116, doi:10.1029/2003GL018264.
- González-Rouco, J.F., H. Beltrami, E. Zorita, and H. von Storch, 2006: Simulation and inversion of borehole temperature profiles in surrogate climates: Spatial

- distribution and surface coupling. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(1), L01703, doi:10.1029/2005GL024693.
- Goosse, H., H. Renssen, A. Timmermann, and R.S. Bradley, 2005a: Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1345-1360.
- Goosse, H., et al., 2004: A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06203, doi:10.1029/2003GL019140.
- Goosse, H., et al., 2005b: Modelling the climate of the last millennium: what causes the differences between simulations? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06710, doi:10.1029/2005GL022368.
- Gosnold, W.D., P.E. Todhunter, and W. Schmidt, 1997: The borehole temperature record of climate warming in the mid-continent of North America. *Global Planet. Change*, **15**(1-2), 33-45.
- Gradstein, F.M., J.G. Ogg, and A.G. Smith (eds.), 2004: *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp.
- Greenblatt, J.B., and J.L. Sarmiento, 2004: Variability and climate feedback mechanisms in ocean uptake of CO₂. In: *The Global Carbon Cycle* [field, C.B., and M.R. Raupach (eds)]. Island Press, Washington, DC, pp. 257-275.
- Guilderson, T.P., R.G. Fairbanks, and J.L. Rubenstone, 1994: Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science*, **263**, 663-665.
- Guiot, J., et al., 2005: Last-millennium summer-temperature variations in Western Europe based on proxy data. *The Holocene*, **15**(4), 489-500.
- Guo, Z.T., N. Petit-Maire, and S. Kropelin, 2000: Holocene non-orbital climatic events in present-day arid areas of Northern Africa and China. *Global Planet. Change*, **26**(1-3), 97-103.
- Guo, Z.T., et al., 2004: Late Miocene-Pliocene development of Asian aridification as recorded in the Red-Earth formation in northern China. *Global Planet. Change*, **41**(3-4), 135-145.
- Gupta, A.K., D.M. Anderson, and J.T. Overpeck, 2003: Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **421**, 354-357.
- Hall, J.C., and G.M. Lockwood, 2004: The chromospheric activity and variability of cycling and flat activity solar-analog stars. *Astrophys. J.*, **614**, 942-946.
- Hambrey, M.J., W.U. Ehrmann, and B. Larsen, 1991: Cenozoic glacial record of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, Vol. 119. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 77-131.
- Hanebuth, T., K. Statterger, and P.M. Grootes, 2000: Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, **288**(5468), 1033-1035.
- Harrington, G.J., S.J. Kemp, and P.L. Koch, 2004: Palaeocene-Eocene paratropical floral change in North America: responses to climate change and plant immigration. *J. Geol. Soc. London*, **161**, 173-184.
- Harris, R.N., and D.S. Chapman, 2001: Mid-latitude (30°-60° N) climatic warming inferred by combining borehole temperatures with surface air temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(5), 747-750.
- Harrison, S.P., 2005: Snowlines at the last glacial maximum and tropical cooling. *Quat. Int.*, **138**, 5-7.
- Harrison, S.P., and I.C. Prentice, 2003: Climate and CO₂ controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and paleoclimate simulations. *Global Change Biol.*, **9**, 983-1004.
- Harrison, S.P., et al., 2003: Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality. *Clim. Dyn.*, **20**(7-8), 663-688.
- Haug, G.H., et al., 2001: Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, **17**(293), 1304-1308.
- Hays, J.D., J. Imbrie, and N.J. Shackleton, 1976: Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Haywood, A.M., P.J. Valdes, and B.W. Sellwood, 2000: Global scale paleoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: initial results. *Global Planet. Change*, **25**, 239-256.
- Haywood, A.M., P. Dekens, A.C. Ravelo, and M. Williams, 2005: Warmer tropics during the mid-Pliocene? Evidence from alkenone paleothermometry and a fully coupled ocean-atmosphere GCM. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **6**, Q03010, doi:10.1029/2004GC000799.
- He, Y., et al., 2004: Asynchronous Holocene climatic change across China. *Quat. Res.*, **61**, 52-63.
- Hegerl, G.C., T.J. Crowley, W.T. Hyde, and D.J. Frame, 2006: Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, **440**, 1029-1032.
- Hemming, S.R., 2004: Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.*, **42**(1), RG1005, doi:10.1029/2003RG000128.
- Higgins, P.A.T., 2004: Biogeochemical and biophysical responses of the land surface to a sustained thermohaline circulation weakening. *J. Clim.*, **17**, 4135-4142.
- Hodell, D.A., M. Brenner, and J.H. Curtis, 2005: Terminal classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quat. Sci. Rev.*, **24**(12-13), 1413-1427.
- Hoerling, M., and A. Kumar, 2003: The perfect ocean for drought. *Science*, **299**(5607), 691-694.
- Hoffmann, G., et al., 2003: Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), doi:10.1029/2002GL014870.
- Holmgren, K., et al., 2003: Persistent millennial-scale climate variability over the past 25,000 years in Southern Africa. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 2311-2326.
- Holzhauser, H., M.J. Magny, and H.J. Zumbuhl, 2005:

- Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, **15**(6), 789-801.
- Hoyt, D.V., and K.H. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations. *J. Geophys. Res.*, **98**, 18895-18906.
- Huang, S.P., and H.N. Pollack, 1998: *Global Borehole Temperature Database for Climate Reconstruction*. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series #1998-044, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, CO.
- Huang, S.P., H.N. Pollack, and P.Y. Shen, 1997: Late Quaternary temperature changes seen in the world-wide continental heat flow measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1947-1950.
- Huang, S.P., H.N. Pollack, and P.Y. Shen, 2000: Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, **403**(6771), 756-758.
- Huber, C., et al., 2006: Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **243**(3-4), 504-519.
- Hughen, K.A., J.T. Overpeck, L.C. Peterson, and S. Trumbore, 1996: Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, **380**(6569), 51-54.
- Hughen, K.A., T.I. Eglinton, L. Xu, and M. Makou, 2004: Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. *Science*, **304**(5679), 1955-1959.
- Hughes, M.K., and H.F. Diaz, 1994: Was there a Medieval Warm Period, and if so, where and when? *Clim. Change*, **26**(2-3), 109-142.
- Humlum, O., et al., 2005: Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. *The Holocene*, **15**(3), 396-407.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation - regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**(5224), 676-679.
- Huybers, P., 2005: Comment on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance" by S. McIntyre and R. McKittrick. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(20), doi:10.1029/2005GL023395.
- Indermüle, A., et al., 2000: Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(5), 735-738.
- IPCC, 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [Houghton, J.T., G.J. Jenkins, and J.J. Ephraums (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 362 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Jackson, S.C., and A.J. Broccoli, 2003: Orbital forcing of Arctic climate: mechanisms of climate response and implications for continental glaciation. *Clim. Dyn.*, **21**, 539-557.
- Jansen, E., T. Fronval, F. Rack, and J.E.T. Channell, 2000: Pliocene-Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr. *Paleoceanography*, **15**(6), 709-721.
- Jasper, J.P., and J.M. Hayes, 1990: A carbon isotope record of CO₂ levels during the late Quaternary. *Nature*, **347**, 462-464.
- Jennings, A.E., et al., 2001: A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene*, **12**, 49-58.
- Jiang, D., et al., 2005: Modeling the middle Pliocene climate with a global atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **110**, D14107, doi:10.1029/2004JD005639.
- Jöin, U.E., T.F. Stocker, and C. Schlüchter, 2006: Multi-century glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, **16**(5), 697-704.
- Johnsen, S.J., et al., 2001: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quat. Sci.*, **16**, 299-307.
- Jolly, D., S.P. Harrison, B. Damnati, and R. Bonnefille, 1998: Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quat. Sci. Rev.*, **17**, 629-657.
- Jones, P.D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Clim.*, **16**(2), 206-223.
- Jones, P.D., and M.E. Mann, 2004: Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, **42**(2), RG2002, doi:10.1029/2003RG000143.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 1997: Estimating sampling errors in large-scale temperature averages. *J. Clim.*, **10**(10), 2548-2568.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, and K.R. Briffa, 2001: The evolution of climate over the last millennium. *Science*, **292**(5517), 662-667.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, and T.J. Osborn, 2003: Changes in the Northern Hemisphere annual cycle: Implications for paleoclimatology? *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), 4588, doi:10.1029/2003JD003695.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, T.P. Barnett, and S.F.B. Tett, 1998: High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, **8**(4), 455-471.
- Joos, F., and I.C. Prentice, 2004: A paleo-perspective on changes in atmospheric CO₂ and climate. In: *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate and the Natural World* [field, C.B., and M.R. Raupach (eds.)]. Island Press, Washington DC, pp. 165-186.
- Joos, F., et al., 1999: Global warming and marine carbon cycle feedbacks on future atmospheric CO₂. *Science*, **284**, 464-467.
- Joos, F., et al., 2001: Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios.

- Global Biogeochem. Cycles*, **15**(4), 891-907.
- Joos, F., et al., 2004: Transient simulations of Holocene atmospheric carbon dioxide and terrestrial carbon since the Last Glacial Maximum. *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, doi:10.1029/2003GB002156.
- Joussaume, S., et al., 1999: Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.*, **26**(7), 859-862.
- Kadomura, H., 1992: Climate change in the West African Sahel-Sudan zone since the Little Ice Age. In: *Symposium on the Little Ice Age* [Mikami, T. (ed.)]. Tokyo Metropolitan University, Tokyo, pp. 40-45.
- Kageyama, M., et al., 2004: Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL021339.
- Kageyama, M., et al., 2006: Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe, and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-base reconstructions. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 2082-2102.
- Kaplan, J.O., I.C. Prentice, W. Knorr, and P.J. Valdes, 2002: Modeling the dynamics of terrestrial carbon storage since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015230.
- Kaplan, J.O., et al., 2003: Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodata-model comparisons, and future projections. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002559.
- Kaplan, M.R., and A.P. Wolfe, 2006: Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. *Quat. Res.*, **65**, 223-231.
- Karlé, W. and J. Kuylenstierna, 1996: On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *The Holocene*, **6**, 359-365.
- Karlé, W., et al., 1999: Glacier fluctuations on Mount Kenya since ca 6000 cal. years BP: implications for Holocene climatic change in Africa. *Ambio*, **28**(5), 409-418.
- Kaspar, F., and U. Cubasch, 2006: Simulations of the Eemian interglacial and the subsequent glacial inception with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. In: *The Climate of Past Interglacials* [Sirocko, F., M. Claussen, M.F. Sánchez-Goñ and T. Litt (eds.)], Elsevier Science, Amsterdam, pp. 499-516.
- Kaspar, F., N. Kuhl, U. Cubasch, and T. Litt, 2005: A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L11703, doi:10.1029/2005GL022456.
- Kaufman, D.S., et al., 2004: Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W). *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 529-560.
- Keeling, C.D., and T.P. Whorf, 2005: Atmospheric CO₂ records from sites in the SiO air sampling network. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN.
- Kennett, J.P., and L.D. Stott, 1991: Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, **353**, 225-229.
- Khodri, M., G. Ramstein, N. De Noblet, and M. Kageyama, 2003: Sensitivity of the northern extratropics hydrological cycle to the changing insolation forcing at 126 and 115 ky BP. *Clim. Dyn.*, **21**, 273-287.
- Khodri, M., et al., 2005: The impact of precession changes on the Arctic climate during the last interglacial glacial transition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 285-304.
- Kim, J.H., et al., 2004: North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 2141-2154.
- Kitoh, A., and S. Murakami, 2002: Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography*, **17**, 1047, doi:10.1029/2001PA000724.
- Klitgaard-Kristensen, D., et al., 1998: The short cold period 8,200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *J. Quat. Sci.*, **13**(2), 165-169.
- Knies, J., J. Matthiessen, C. Vogt, and R. Stein, 2002: Evidence of 'Mid-Pliocene (similar to 3 Ma) global warmth' in the eastern Arctic Ocean and implications for the Svalbard/Barents Sea ice sheet during the late Pliocene and early Pleistocene (similar to 3-1.7 Ma). *Boreas*, **31**(1), 82-93.
- Knox, J.C., 2000: Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **19**(1-5), 439-457.
- Knutti, R., J. Flükiger, T.F. Stocker, and A. Timmermann, 2004: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, **430**(7002), 851-856.
- Koch, J., B. Menounos, J. Clague, and G.D. Osborn, 2004: Environmental change in Garibaldi Provincial Park, Southern Coast Mountains, British Columbia. *Geoscience Canada*, **31**(3), 127-135.
- Koch, P.L., J.C. Zachos, and P.D. Gingerich, 1992: Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Paleocene Eocene boundary. *Nature*, **358**(6384), 319-322.
- Koerner, R.M., 1989: Ice core evidence for extensive melting of the Greenland Ice-sheet in the last interglacial. *Science*, **244**(4907), 964-968.
- Koerner, R.M., and D.A. Fisher, 2002: Ice-core evidence for widespread Arctic glacier retreat in the Last Interglacial and the early Holocene. *Ann. Glaciol.*, **35**, 19-24.
- Kohfeld, K., and S.P. Harrison, 2001: DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth Sci. Rev.*, **54**, 81-114.
- Kohfeld, K.E., C. LeQuéré, S.P. Harrison, and R.F. Anderson, 2005: Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles. *Science*, **308**, 74-78.
- Köler, P., F. Joos, S. Gerber, and R. Knutti, 2005: Simulating changes in vegetation distribution, land carbon storage, and atmospheric CO₂ in response to a collapse of the North Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Dyn.*, **25** (7-8), 689-708.

- Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T.M. Marchitto Jr., and J.P. Sachs, 2002: El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, **297**, 226–230.
- Kucera, M., et al., 2005: Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 813–819.
- Kuhnert, H., et al., 1999: A 200-year coral stable oxygen isotope record from a high-latitude reef off western Australia. *Coral Reefs*, **18**(1), 1–12.
- Kukla, G.J., et al., 2002: Last interglacial climates. *Quat. Res.*, **58**, 2–13.
- Kurtz, A.C., et al., 2003: Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulphur cycles. *Paleoceanography*, **18**(4), doi:10.1029/2003PA000908.
- Laird, K.R., et al., 2003: Lake sediments record large-scale shifts in moisture regimes across the northern prairies of North America during the past two millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **100**(5), 2483–2488.
- LaMarche, V.C., D.A. Graybill, H.C. Fritts, and M.R. Rose, 1984: Increasing atmospheric carbon dioxide: Tree ring evidence for growth enhancement in natural vegetation. *Science*, **225**, 1019–1021.
- Lamb, H.H., 1965: The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **1**(13), 13–37.
- Lamb, H.H., 1977: *Climates of the Past, Present and Future*. Vol. I and II. Methuen, London.
- Lamb, H.H., 1982: *Climate History and the Modern World*. Routledge, London and New York, 433 pp.
- Lambeck, K., 2002: Sea-level change from mid-Holocene to recent time: An Australian example with global implications. In: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth* [Mitrovica, J.X., and L.A. Vermeersen (eds.)]. Geodynamic Series Vol. 29, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 33–50.
- Lambeck, K., and J. Chappell, 2001: Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292**(5517), 679–686.
- Landais, A., et al., 2006: The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes. *Clim. Dyn.*, **26**(2–3), 273–284.
- Laskar, J., et al., 2004: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.*, **428**(1), 261–285.
- Lauritzen, S.E., 2003: Reconstruction of Holocene climate records from speleothems. In: *Global Change in the Holocene* [Mackay, A., R. Battarbee, J. Birks, and F. Oldfield (eds.)]. Arnold, London, pp. 242–263.
- Le Quesne, C., et al., 2006: Ancient *Austrocedrus* tree-ring chronologies used to reconstruct Central Chile precipitation variability from AD 1200 to 2000. *J. Clim.*, **19**(22), 5731–5744.
- Lea, D.W., D.K. Pak, L.C. Peterson, and K.A. Hughen, 2003: Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, **301**(5638), 1361–1364.
- Lean, J., 2000: Evolution of the sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(16), 2425–2428.
- Lean, J.L., Y.M. Wang, and N.R. Sheeley, 2002: The effect of increasing solar activity on the sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(24), 2224, doi:10.1029/2002GL015880.
- Lean, J.L., et al., 1995: Correlated brightness variations in solar radiative output from the photosphere to the corona. *Geophys. Res. Lett.*, **22**(5), 655–658.
- Lear, C.H., Y. Rosenthal, H.K. Coxall, and P.A. Wilson, 2004: Late Eocene to early Miocene ice sheet dynamics and the global carbon cycle. *Paleoceanography*, **19**(4), PA4015, doi:10.1029/2004PA001039.
- LeGrande, A.N., et al., 2006: Consistent simulations of multiple proxy responses to an abrupt climate change event. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **103**(4), 837–842.
- Lemasurier, W.E., and S. Rocchi, 2005: Terrestrial record of post-Eocene climate history in Marie Byrd Land, West Antarctica. *Geografiska Annaler*, **87A**(1), 51–66.
- Levis, S., G. B. Bonan, and C. Bonfils 2004: Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model. *Clim. Dyn.*, **23**, 791–802.
- Lhomme, N., G.K.C. Clarke, and S.J. Marshall, 2005: Tracer transport in the Greenland Ice Sheet: constraints on ice cores and glacial history. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 173–194.
- Lie, Ø., et al., 2004: Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(18–19), 1925–1945.
- Linsley, B.K., et al., 2004: Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years. *Clim. Dyn.*, **22**(1), 1–11.
- Lisiecki, L.E., and M.E. Raymo, 2005: A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Liu, K.B., 2004: Paleotempestology: Principles, methods, and examples from Gulf coast lake-sediments. In: *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future* [Murnane, R., and K. Liu (eds.)]. Columbia University Press, New York, pp. 13–57.
- Liu, Z., J.E. Kutzbach, and L. Wu, 2000: Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2265–2268.
- Liu, Z., S.P. Harrison, J.E. Kutzbach, and B. Otto-Bleisner, 2004: Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Clim. Dyn.*, **22**, 157–182.
- Liu, Z., et al., 2002: Tropical cooling at the last glacial maximum and extratropical ocean ventilation. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1409, doi:10.1029/2001GL013938.
- Lockwood, M., and R. Stamper, 1999: Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2461–2464.
- Lorentz, S.J., et al., 2006: Orbitally driven insolation forcing

- on Holocene climate trends: evidence from alkenone data and climate modeling. *Paleoceanography*, **21**, doi:10.1029/2005PA001152.
- Lough, J.M., 2004: A strategy to improve the contribution of coral data to high-resolution paleoclimatology. *Palaeogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.*, **204**, 115-143.
- Loutre, M.F., and A.L. Berger, 2000: Future climate changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? *Clim. Change*, **46**, 61-90.
- Loutre, M.F., D. Paillard, F. Vimeux, and E. Cortijo, 2004: Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **221**(1-4), 1-14.
- Lozhkin, A.V., and P.M. Anderson, 1995: The last interglaciation in northeast Siberia. *Quat. Res.*, **43**, 147-158.
- Lubinski, D.J., S.L. Forman, and G.H. Miller, 1999: Holocene glacier and climate fluctuations on Franz Josef Land, Arctic Russia, 80° N. *Quat. Sci. Rev.*, **18**(1), 85-108.
- Luckman, B.H., and M.S. Kearney, 1986: Reconstruction of Holocene changes in alpine vegetation and climate in the Maligne Range, Jasper National Park, Alberta. *Quat. Res.*, **26**(2), 244-261.
- Luckman, B.H., and R.J.S. Wilson, 2005: Summer temperatures in the Canadian Rockies during the last millennium: a revised record. *Clim. Dyn.*, **24**(2-3), 131-144.
- Luterbacher, J., et al., 2002: Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Clim. Dyn.*, **18**(7), 545-561.
- Luterbacher, J., et al., 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, **303**(5663), 1499-1503.
- MacAyeal, D.R., 1993: Binge/Purge oscillations of the Laurentide Ice-Sheet as a cause of the North-Atlantic Heinrich Events. *Paleoceanography*, **8**(6), 775-784.
- MacDonald, G.M., and R.A. Case, 2005: Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(8), doi:10.1029/2005GL022478.
- MacDonald, G.M., et al., 2000: Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. *Quat. Res.*, **53**, 302-311.
- MacFarling Meure, C., et al., 2006: The Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14810, doi:10.1029/2006GL026152.
- Machida, T., et al., 1995: Increase in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 250 years. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2921-2924.
- Mackay, A., R. Battarbee, J. Birks, and F.E. Oldfield (eds.), 2003: *Global Change in the Holocene*. Hodder Arnold, London, 480 pp.
- Mahowald, N., et al., 1999: Dust sources and deposition during the Last Glacial Maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15859-15916.
- Majorowicz, J.A., W.R., Skinner, and J. Safanda, 2004: Large ground warming in the Canadian Arctic inferred from inversions of temperature logs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **221**, 15-25.
- Mangerud, J., V. Astakhov, and J.I. Svendsen, 2002: The extent of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 111-119.
- Mann, M.E., and P.D. Jones, 2003: Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1820, doi:10.1029/2003GL017814.
- Mann, M.E., and G.A. Schmidt, 2003: Ground vs. surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 1607, doi:10.1029/2003GL017170.
- Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, **392**(6678), 779-787.
- Mann, M.E., R.S. Bradley, and M.K. Hughes, 1999: Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(6), 759-762.
- Mann, M.E., R. Bradley, and M.K. Hughes, 2000: Long-term variability in the El Niño/Southern Oscillation and associated teleconnections. In: *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts* [Diaz, H.F., and V. Markgraf (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 357-412.
- Mann, M.E., M.A. Cane, S.E. Zebiak, and A. Clement, 2005a: Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *J. Clim.*, **18**(3), 447-456.
- Mann, M.E., S. Rutherford, E. Wahl, and C.M. Ammann, 2005b: Testing the fidelity of methods used in 'proxy-based' reconstructions of past climate. *J. Clim.*, **18**(20), 4097-4107.
- Mann, M.E., et al., 2003: Optimal surface temperature reconstructions using terrestrial borehole data. *J. Geophys. Res.*, **108**(D7), doi:10.1029/2002JD002532.
- Marchal, O., R. Francois, T.F. Stocker, and F. Joos, 2000: Ocean thermohaline circulation and sedimentary ²³¹Pa/²³⁰Th ratio. *Paleoceanography*, **6**, 625-641.
- Marchal, O., et al., 1999: Modelling the concentration of atmospheric CO₂ during the Younger Dryas climate event. *Clim. Dyn.*, **15**, 341-354.
- Marchal, O., et al., 2002: Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, **21** (4-6), 455-483.
- Marchant, R., and H. Hooghiemstra, 2004: Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present : a review. *Earth Sci. Rev.*, **66**, 217-260.
- Marchitto, T.N.J., D.W. Oppo, and W.B. Curry, 2002: Paired benthic foraminiferal Cd/Ca and Zn/Ca evidence for a greatly increased presence of Southern Ocean Water in the glacial North Atlantic. *Paleoceanography*, **17**, 1038, doi:10.1029/2000PA000598.
- Marra, M.J., 2003: Last interglacial beetle fauna from New

- Zealand. *Quart. Res.*, **59**, 122-131.
- Masson, V., et al., 2000: Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice cores isotopic records. *Quat. Res.*, **54**, 348-358.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2005a: Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**(10-11), 935-946.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2005b: GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin. *Science*, **309**(5731), 118-121.
- Masson-Delmotte, V., et al., 2006: Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Clim. Dyn.*, **26** (5), 513-529.
- Matthews, J.A., et al., 2000: Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 1625-1647.
- Matthews, J.A., et al., 2005: Holocene glacier history of Bjørnreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen, Norway, based on proximal glaciofluvial stream-bank mires. *Quat. Sci. Rev.*, **24**(1-2), 67-90.
- Mayewski, P.A., et al., 2004: Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62** (3), 243-255.
- McElwain, J.C., and W.G. Chaloner, 1995: Stomatal density and index of fossil plants track atmospheric carbon dioxide in the Palaeozoic. *Ann. Bot.(London)*, **76**, 389-395.
- McGregor, H.V., and M.K. Gagan, 2004: Western Pacific coral $\delta^{18}\text{O}$ records of anomalous Holocene variability in the El Niño-Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(11), doi:10.1029/2004GL019972.
- McIntyre, S., and R. McKittrick, 2003: Corrections to the Mann et al. (1998) proxy database and northern hemispheric average temperature series. *Energy Environ.*, **14**, 751-771.
- McIntyre, S., and R. McKittrick, 2005a: Hockey sticks, principal components, and spurious significance. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(3), L03710, doi:10.1029/2004GL021750.
- McIntyre, S., and R. McKittrick, 2005b: The M&M critique of the MBH98 Northern Hemisphere climate index: Update and implications. *Energy Environ.*, **16**, 69-99.
- McIntyre, S., and R. McKittrick, 2005c: Reply to comment by von Storch and Zorita on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance". *Geophys. Res. Lett.*, **32**(20), L20714, doi:10.1029/2005GL023089.
- McIntyre, S., and R. McKittrick, 2005d: Reply to comment by von Huybers on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance". *Geophys. Res. Lett.*, **32**(20), L20713, doi:10.1029/2005GL023586.
- McManus, J.F., et al., 2002: Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quat. Res.*, **58**, 17-21.
- McManus, J.F., et al., 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, **428**, 834-837.
- Meissner, K.J., A.J. Weaver, H.D. Matthews, and P.M. Cox, 2003: The role of land surface dynamics in glacial inception: a study with the UVic Earth System Model. *Clim. Dyn.*, **21**, 7-8.
- Meland, M.Y., E. Jansen, and H. Elderfield, 2005: Constraints on SST estimates for the northern North Atlantic/Nordic Seas during the LGM. *Quat. Sci. Rev.*, **24**(7-9), 835-852.
- Menounos, B., et al., 2004: Early Holocene glacier advance, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(14-15), 1543-1550.
- Mickley, L.J., D.J. Jacob, and D. Rind, 2001: Uncertainty in preindustrial abundance of tropospheric ozone: Implications for radiative forcing calculations. *J. Geophys. Res.*, **106**(D4), 3389-3399.
- Mieding, B., 2005: *Reconstruction of Millennial Aerosol-Chemical Ice Core Records from the Northeast Greenland: Quantification of Temporal Changes in the Atmospheric Circulation, Emission and Deposition*. Reports on Polar and Marine Research No. 513, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 119 pp.
- Mix, A.C., A.E. Morey, N.G. Pisias, and S.W. Hostetler, 1999: Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics. *Paleoceanography*, **14**, 350-359.
- Moberg, A., et al., 2005: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, **433**(7026), 613-617.
- Monnin, E., et al., 2001: Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, **291**(5501), 112-114.
- Monnin, E., et al., 2004: Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **224**(1-2), 45-54.
- Montoya, M., H. von Storch, and T.J. Crowley, 2000: Climate simulation for 125 kyr BP with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *J. Clim.*, **13**, 1057-1072.
- Montoya, M., et al., 2005: The Earth System Model of Intermediate Complexity CLIMBER-3 α Part I: description and performance for present day conditions. *Clim. Dyn.*, **25**, 237-263.
- Moran, K., et al., 2006: The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, **441**, 601-605.
- Moros, M., J.T. Andrews, D.E. Eberl, and E. Jansen, 2006: Holocene history of drift ice in the northern North Atlantic: Evidence for different spatial and temporal modes. *Paleoceanography*, **21**, PA2017, doi:10.1029/2005PA001214.
- Morrill, C., J.T. Overpeck, and J.E. Cole, 2003: A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, **13**, 465-476.
- Morrill, C., et al., 2006: Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. *Quat. Res.*, **65**(2), 232-243.

- Moy, C.M., G.O. Seltzer, D.T. Rodbell, and D.M. Anderson, 2002: Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, **420**, 162-165.
- Mudelsee, M., 2001: The phase relations among atmospheric CO₂ content, temperature and global ice volume over the past 420 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **20**, 583-589.
- Muhs, D.R., T.A. Ager, and J.E. Beget, 2001: Vegetation and paleoclimate of the last interglacial period, central Alaska. *Quat. Sci. Rev.*, **20**, 41-61.
- Muhs, D.R., K.R. Simmons, and B. Steinke, 2002: Timing and warmth of the last interglacial period: New U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 1355-1383.
- Muscheler, R., F. Joos, S.A. Müller, and I. Snowball, 2005: Climate - How unusual is today's solar activity? *Nature*, **436**(7050), E3-E4.
- Muscheler, R., et al., 2007: Solar activity during the last 1000 years inferred from radionuclide records. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 82-97.
- Myhre, G., E.J. Highwood, K.P. Shine, and F. Stordal, 1998: New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2715-1718.
- Nesje, A., and S.O. Dahl, 2003: The 'Little Ice Age' - only temperature? *The Holocene*, **13**(1), 139-145.
- Nesje, A., S.O. Dahl, and J. Bakke, 2004: Were abrupt late glacial and early-Holocene climate changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic oceans? *The Holocene*, **14**, 299-310.
- Nesje, A., S.O. Dahl, C. Andersson, and J.A. Matthews, 2000: The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 1047-1065.
- Nesje, A., et al., 2005: Holocene climate variability in the Northern North Atlantic region: A review of terrestrial and marine evidence. In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* [Drange, H., et al. (eds.)]. Geophysical Monographs Vol. 158, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 289-322.
- NGRIP (North Greenland Ice Core Project), 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, **431**, 147-151.
- Nguetsop, V.F., S. Servant-Vildary, and M. Servant, 2004: Late Holocene climate changes in west Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(5-6), 591-609.
- NRC (National Research Council), 2006: *Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years*. National Academies Press, Washington, DC, 196 pp.
- Oerlemans, J., 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, **308**(5722), 675-677.
- Oppenheimer, M., and R.B. Alley, 2005: Ice sheets, global warming, and Article 2 of the UNFCCC. *Clim. Change*, **68**(3), 257-267.
- Oppo, D.W., J.F. McManus, and J.L. Cullen, 2003: Deepwater variability in Holocene epoch. *Nature*, **422**, 277-278.
- Osborn, G., and B.H. Luckman, 1988: Holocene glacier fluctuations in the Canadian Cordillera (Alberta and British Columbia). *Quat. Sci. Rev.*, **7**(2), 115-128.
- Osborn, T.J., and K.R. Briffa, 2004: The real color of climate change? *Science*, **306**(5296), 621-622.
- Osborn, T.J., and K.R. Briffa, 2006: The spatial extent of 20th-century warmth in the context of the past 1200 years. *Science*, **311**(5762), 841-844.
- Osborn, T.J., S.C.B. Raper, and K.R. Briffa, 2006: Simulated climate change during the last 1,000 years: comparing the ECHO-G general circulation model with the MAGICC simple climate model. *Clim. Dyn.*, **27** (2-3), 185-197, doi:10.1007/s00382-006-0129-5.
- Otto-Bliesner, B.L., 1999: El Niño La Niña and Sahel precipitation during the middle Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 87-90.
- Otto-Bliesner, B.L., S.J. Marshall, J.T. Overpeck, and G. Miller, 2006a: Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the Last Interglaciation. *Science*, **311**, 1751-1753.
- Otto-Bliesner, B.L., et al., 2003: Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial-interglacial cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(23), doi:10.1029/2003GL018553.
- Otto-Bliesner, B.L., et al., 2006b: Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2567-2583.
- Overpeck, J., and K.E. Trenberth, 2004: *A Multi-Millennia Perspective on Drought and Implications for the Future*. Proceedings of a joint CLIVAR/PAGES/IPCC Workshop, 18-21 Nov. 2003, Tucson, AZ. University Corporation for Atmospheric Research, Boulder CO, 30 pp.
- Overpeck, J.T., et al., 2006: Paleoclimatic evidence for future ice sheet instability and rapid sea level rise. *Science*, **311**(5768), 1747-1750.
- Pagani, M., et al., 2005: Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, **309**(5734), 600-603.
- Paillard, D., 1998: The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*, **391**, 378-381.
- Pauling, A., J. Luterbacher, C. Casty, and H. Wanner, 2006: 500 years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Clim. Dyn.*, **26**, 387-405.
- Pearson, P.N., and M.R. Palmer, 2000: Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, **406**, 695-699.
- Peltier, W.R., 1996: Mantle viscosity and ice age ice sheet topography. *Science*, **273**, 1359-1364.
- Peltier, W.R., 1998: Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Rev. Geophys.*, **36**(4), 603-689.
- Peltier, W.R., 2001: Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: *Sea Level Rise: History and Consequences*

- [Douglas, B.C., M.S. Kearney, and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, San Diego, CA, pp. 65–95.
- Peltier, W.R., 2002: On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, **21**(1–3), 377–396.
- Peltier, W.R., 2004: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 111–149.
- Peltier, W.R., and R.G. Fairbanks, 2006: Global glacial ice volume and last glacial maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3322–3337.
- Peltier, W.R., I. Shennan, R. Drummond, and B. Horton, 2002: On the postglacial isostatic adjustment of the British Isles and the shallow viscoelastic structure of the earth. *Geophys. J. Int.*, **148**(3), 443–475.
- Péin, L., D. Raynaud, J.-M. Barnola, and M.F. Loutre, 2001: Hemispheric roles of climate forcings during glacial–interglacial transitions, as deduced from the Vostok record and LLN–2D model experiments. *J. Geophys. Res.*, **106**(D23), 31885–31892.
- Peteet, D., 1995: Global Younger Dryas. *Quat. Int.*, **28**, 93–104.
- Peterson, L.C., G.H. Haug, K.A. Hughen, and U. Röhl, 2000: Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, **290**, 1947–1951.
- Petit, J.R., et al., 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429–436.
- Petoukhov, V., et al., 2000: CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. *Clim. Dyn.*, **16**(1), 1–17.
- Pettersson, O., 1914: Climate variations in historic and prehistoric time. *Svenska Hydrogr. – Biol. Komm. Skrifter*, **5**, 1–26.
- Peyron, O., et al., 2005: Lateglacial climate in the Jura Mountains (France) based on different quantitative reconstruction approaches from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quat. Res.*, **62**(2), 197–211.
- Plattner, G.K., F. Joos, T.F. Stocker, and O. Marchal, 2001: Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming. *Tellus*, **53B**(5), 564–592.
- Pollack, H.N., and S.P. Huang, 2000: Climate reconstruction from subsurface temperatures. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 339–365.
- Pollack, H.N., and J.E. Smerdon, 2004: Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. *J. Geophys. Res.*, **109**(D11), D11106, doi:10.1029/2003JD004163.
- Pollack, H.N., S. Huang, and J.E. Smerdon, 2006: five centuries of climate change in Australia: The view from underground. *J. Quat. Sci.*, **21**(7), 701–706.
- Pons, A., J. Guiot, J.L. Debeaulieu, and M. Reille, 1992: Recent contributions to the climatology of the last glacial interglacial cycle based on French pollen sequences. *Quat. Sci. Rev.*, **11**(4), 439–448.
- Porter, S.C., 2001: Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.*, **20**, 1067–1091.
- Prentice, I.C., and T. Webb, 1998: BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *J. Biogeogr.*, **25** (6), 997–1005.
- Prentice, I.C., D. Jolly, and BIOME 6000 participants, 2000: Mid-Holocene and glacial–maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *J. Biogeogr.*, **27**, 507–519.
- Rahmstorf, S., 2001: Abrupt climate change. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Vol.1 [Steele, J., S. Thorpe, and K. Turekian (eds.)]. Academic Press, London, pp. 1–6.
- Rahmstorf, S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**, 207–214.
- Rahmstorf, S., and H.J. Schellnhuber, 2006: *Der Klimawandel*. Beck Verlag, Munich, 144 pp.
- Rahmstorf, S., et al., 2005: Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(23), doi:10.1029/2005GL023655.
- Ramankutty, N., and J.A. Foley, 1999: Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochem. Cycles*, **13**(4), 997–1027.
- Ravelo, A.C., et al., 1997: Pliocene carbonate accumulation along the California margin. *Paleoceanography*, **12**, 729–741.
- Raymo, M.E., and G.H. Rau, 1992: Plio-Pleistocene atmospheric CO₂ levels inferred from POM δ¹³C at DSDP Site 607. *Eos*, **73**, 95.
- Raymo, M.E., B. Grant, M. Horowitz, and G.H. Rau, 1996: Mid-Pliocene warmth: Stronger greenhouse and stronger conveyor. *Mar. Micropaleontol.*, **27**(1–4), 313–326.
- Raymo, M.E., et al., 1989: Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, **4**, 413–446.
- Raynaud, D., J. Chappellaz, C. Ritz, and P. Martinerie, 1997: Air content along the Greenland Ice Core Project core: A record of surface climatic parameters and elevation in central Greenland. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26607–26614.
- Raynaud, D., et al., 2005: The record for marine isotopic stage 11. *Nature*, **436**(7047), 39–40.
- Reichert, B.K., L. Bengtsson, and J. Oerlemans, 2001: Midlatitude forcing mechanisms for glacier mass balance investigated using general circulation models. *J. Clim.*, **14**(17), 3767–3784.
- Reichert, B.K., L. Bengtsson, and J. Oerlemans, 2002: Recent glacier retreat exceeds internal variability. *J. Clim.*, **15**(21), 3069–3081.
- Renssen, H., and J. Vandenberghe, 2003: Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 209–223.
- Renssen, H., H. Goosse, and T. Fichefet, 2002: Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: the influence of high frequency climate variability. *Paleoceanography*, **17**, 1020, doi:10.1029/

- 2001PA000649.
- Renssen, H., V. Brovkin, T. Fichefet, and H. Goosse, 2003: Holocene climate instability during the termination of the African humid period. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1184, doi:10.1029/2002GL016636.
- Renssen, H., et al., 2005: Simulating the Holocene climate evolution at northern high latitudes using a coupled atmosphere-sea ice-ocean-vegetation model. *Clim. Dyn.*, **24**(1), 23-43.
- Ridgwell, A.J., A.J. Watson, M.A. Maslin, and J.O. Kaplan, 2003: Implications of coral reef buildup for the controls on atmospheric CO₂ since the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, **18**(4), doi:10.1029/2003PA000893.
- Rimbu, N., et al., 2004: Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Clim. Dyn.*, **23**, 215-227.
- Rind, D., and M.A. Chandler, 1991: Increased ocean heat transports and warmer climate. *J. Geophys. Res.*, **96**, 7437-7461.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005: AO/NAO response to climate change: I. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *J. Geophys. Res.*, **110**(D12), doi:10.1029/2004JD005103.
- Risebrobakken, B., T.M. Dokken, and E. Jansen, 2005: Extent and variability of the meridional Atlantic circulation in the eastern Nordic seas during marine isotope stage 5 and its influence on the inception of the last glacial. In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* [Drange, H., et al. (eds.)]. Geophysical Monographs Vol. 158, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 323-340.
- Risebrobakken, B., et al., 2003: A high resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, **18**, 1-14.
- Robertson, A., et al., 2001: Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *J. Geophys. Res.*, **106**(D14), 14783-14803.
- Robock, A., and M.P. Free, 1995: Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *J. Geophys. Res.*, **100**(D6), 11549-11567.
- Roche, D., D. Paillard, and E. Cortijo, 2004: Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. *Nature*, **432**, 379-382.
- Rodbell, D.T., et al., 1999: An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, **283**, 516-520.
- Rohling, E.J., and H. Palike, 2005: Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, **434**, 975-979.
- Rosell-Mele, A., et al., 2004: Sea surface temperature anomalies in the oceans at the LGM estimated from the alkenone-U^K'₃₇ index: comparison with GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L03208, doi:10.1029/2003GL018151.
- Rosenthal, Y., and A.J. Broccoli, 2004: In search of Paleo-ENSO. *Science*, **304**, 219-221.
- Rostami, K., W.R. Peltier, and A. Mangini, 2000: Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina. Comparisons with predictions of ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 1495-1525.
- Röhlisberger, F., and M.A. Geyh, 1985: Glacier variations in Himalayas and Karakorum. *Z. Gletscherkunde Glazialgeologie*, **21**, 237-249.
- Röhlisberger, R., et al., 2004: Ice core evidence for the extent of past atmospheric CO₂ change due to iron fertilisation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(16), L16207, doi:10.1029/2004GL020338.
- Royer, D., 2003: Estimating latest Cretaceous and Tertiary atmospheric CO₂ from stomatal indices. In: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* [Wing, S.L., P.D. Gingerich, B. Schmitz, and E. Thomas (eds.)]. Special Paper Vol. 369, Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 79-93.
- Royer, D.L., 2006: CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**(23), 5665-5675.
- Royer, D.L., et al., 2001: Paleobotanical evidence for near present-day levels of atmospheric CO₂ during part of the tertiary. *Science*, **292**(5525), 2310-2313.
- Ruddiman, W.F. (ed.), 1997: *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Press, New York, 535 pp.
- Ruddiman, W.F., 2003: Orbital insolation, ice volume and greenhouse gases. *Quat. Sci. Rev.*, **15-17**, 1597-1629.
- Ruddiman, W.F., and J.S. Thomson, 2001: The case for human causes of increased atmospheric CH₄. *Quat. Sci. Rev.*, **20**(18), 1769-1777.
- Ruddiman, W.F., S.J. Vavrus, and J.E. Kutzbach, 2005: A test of the overdue-glaciation hypothesis. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1-10.
- Russell, J.M., T.C. Johnson, and M.R. Talbot, 2003: A 725 yr cycle in the climate of central Africa during the late Holocene. *Geology*, **31**(8), 677-680.
- Rutberg, R.L., S.R. Hemming, and S.L. Goldstein, 2000: Reduced North Atlantic deep water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios. *Nature*, **405**, 935-938.
- Rutherford, S., and M.E. Mann, 2004: Correction to "Optimal surface temperature reconstructions using terrestrial borehole data" by Mann et al. *J. Geophys. Res.*, **109**, D11107, doi:10.1029/2003JD004163.
- Rutherford, S., M.E. Mann, T.L. Delworth, and R.J. Stouffer, 2003: Climate field reconstruction under stationary and nonstationary forcing. *J. Clim.*, **16**(3), 462-479.
- Rutherford, S., et al., 2005: Proxy-based Northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to method, predictor network, target season, and target domain. *J. Clim.*, **18**(13), 2308-2329.
- Sàchez Goñ, M.F., et al., 2002: Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.*, **19**, 95-105.
- Sarnthein, M., U. Pflaumann, and M. Weinelt, 2003a: Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred

- from foraminiferal paleotemperature estimates. *Paleoceanography*, **18**, doi:10.1029/2002PA000771.
- Sarnthein, M., et al., 2003b: Overview of the Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000). *Paleoceanography*, **18**, 1030, doi:10.1029/2002PA000769.
- Scherer, R.P., et al., 1998: Pleistocene collapse of the West Antarctic ice sheet. *Science*, **281**(5373), 82–85.
- Schneider von Deimling, T., A. Ganopolski, H. Held, and S. Rahmstorf, 2006: How cold was the Last Glacial Maximum? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi: 10.1029/2006GL026484.
- Scholze, M., W. Knorr, and M. Heimann, 2003: Modelling terrestrial vegetation dynamics and carbon cycling for an abrupt climate change event. *The Holocene*, **13**, 327–333.
- Schubert, S.D., et al., 2004: Causes of long-term drought in the US Great Plains. *J. Clim.*, **17**(3), 485–503.
- Schulz, M., A. Paul, and A. Timmermann, 2004: Glacial-interglacial contrast in climate variability at centennial-to-millennial timescales: observations and conceptual model. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 2219–2230.
- Schwander, J., et al., 1993: The age of the air in the firn and the ice at Summit, Greenland. *J. Geophys. Res.*, **98**(D2), 2831–2838.
- Schwikowski, M., A. Döcher, H.W. Gägeler, and U. Schotterer, 1999: Anthropogenic versus natural sources of atmospheric sulphate from an Alpine ice core. *Tellus*, **51B**, 938–951.
- Seager, R., et al., 2005: Modeling of tropical forcing of persistent droughts and pluvials over western North America: 1856–2000. *J. Clim.*, **18**(19), 4065–4088.
- Seppa, H., and H.J.B. Birks, 2001: July mean temperature and annual precipitation trends during Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. *The Holocene*, **11**, 527–539.
- Severinghaus, J.P., and E.J. Brook, 1999: Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, **286**(5441), 930–934.
- Shackleton, N.J., 1977: Carbon-13 in Uvigerina: Tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Ocean* [Andersen, N., and A. Malahoff (eds.)]. Plenum, New York, pp. 401–428.
- Shackleton, N.J., 2000: The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, **289**, 1897–1902.
- Shackleton, N.J., M.A. Hall, and A. Boersma, 1984: Oxygen and carbon isotope data from Leg-74 foraminifers. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 74. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 599–612.
- Shackleton, N.J., J.C. Hall, and D. Pate, 1995: Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Vol. 138. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 337–356.
- Shin, S.I., et al., 2003: A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR CSM. *Clim. Dyn.*, **20**, 127–151.
- Shin, S.I., et al., 2006: Understanding the mid-Holocene climate. *J. Clim.*, **19**(12), 2801–2818.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller, and M.E. Mann, 2003: Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *J. Clim.*, **16**(24), 4094–4107.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, and G. Faluvegi, 2004: Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. *J. Geophys. Res.*, **109**(D5), D05104, doi:10.1029/2003JD004151.
- Shindell, D.T., et al., 2001: Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, **294**(5549), 2149–2152.
- Shulmeister, J., and B.G. Lees, 1995: Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 BP. *The Holocene*, **5**, 10–18.
- Shuman, B., W. Thompson, P. Bartlein, and J.W. Williams, 2002: The anatomy of a climatic oscillation: vegetation change in eastern North America during the Younger Dryas chronozone. *Quat. Sci. Rev.*, **21**(16–17), 1777–1791.
- Siddall, M., et al., 2003: Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853–858.
- Siegenthaler, U., et al., 2005a: Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science*, **310**(5752), 1313–1317.
- Siegenthaler, U., et al., 2005b: Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium. *Tellus*, **57B**(1), 51–57.
- Sigman, D.M., and E.A. Boyle, 2000: Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **407**, 859–869.
- Six, D., L. Reynaud, and A. Letréuilly, 2001: Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, **333**, 693–698.
- Sloan, L.C., T.J. Crowley, and D. Pollard, 1996: Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general circulation model. *Mar. Micropaleontol.*, **27**, 51–61.
- Sluijs, A., et al., 2006: Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, **441**, 610–613.
- Smerdon, J.E., et al., 2004: Air-ground temperature coupling and subsurface propagation of annual temperature signals. *J. Geophys. Res.*, **109**(D21), D21107, doi:10.1029/2004JD005056.
- Smerdon, J.E., et al., 2006: Daily, seasonal and annual relationships between air and subsurface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **111**, D07101, doi:10.1029/2004JD005578.
- Smith, J.A., et al., 2005: Early local last glacial maximum in the tropical Andes. *Science*, **308**, 678–681.
- Sokratov, S.A., and R.G. Barry, 2002: Intraseasonal variation

- in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 4374, doi:10.1029/2001JD000489.
- Solanki, S.K., and N.S. Krivova, 2003: Can solar variability explain global warming since 1970? *J. Geophys. Res.*, **108**, 1200, doi:10.1029/2002JA009753.
- Solanki, S.K., et al., 2004: Unusual activity of the sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, **431**, 1084-1087.
- Soon, W., and S. Baliunas, 2003: Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Clim. Res.*, **23**(2), 89-110.
- Spahni, R., et al., 2003: The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(11), doi:10.1029/2003GL017093.
- Spahni, R., et al., 2005: Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science*, **310**(5752), 1317-1321.
- Stager, J.C., and P.A. Mayewski, 1997: Abrupt early to Mid-Holocene climatic transition registered at the equator and the poles. *Science*, **276**, 1834-1836.
- Stager, J.C., B.F. Cumming, and L.D. Meeker, 2003: A 10,000-year high-resolution diatom record from Pilkington Bay, Lake Victoria, East Africa. *Quat. Res.*, **59**(2), 172-181.
- Stager, J.C., et al., 2005: Solar variability and the levels of Lake Victoria, East Africa, during the last millennium. *J. Paleolimnol.*, **33**(2), 243-251.
- Stahle, D.W., and M.K. Cleaveland, 1992: Reconstruction and analysis of spring rainfall over southeastern U.S. for the past 1000 years. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **73**, 1947-1961.
- Stahle, D.W., et al., 1998: Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**(10), 2137-2152.
- Stauffer, B., G. Fischer, A. Neftel, and H. Oeschger, 1985: Increase of atmospheric methane recorded in Antarctic ice core. *Science*, **229**(4720), 1386-1388.
- Steele, L.P., et al., 1992: Slowing down of the accumulation of atmospheric methane during the 1980s. *Nature*, **358**, 313-316.
- Stendel, M., I.A. Mogensen, and J.H. Christensen, 2006: Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Clim. Dyn.*, **26**(1), 1-15.
- Stenni, B., et al., 2001: An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science*, **293**, 2074-2077.
- Stern, D.I., 2005: Global sulfur emissions from 1850 to 2000. *Chemosphere*, **58**, 163-175.
- Stieglitz, M., S.J. Dery, V.E. Romanovsky, and T.E. Osterkamp, 2003: The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(13), 1721, doi:10.1029/2003GL017337.
- Stirling C.H., T.M. Esat, K. Lambeck, and M.T. McCulloch, 1998: Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 745-762.
- Stocker, T.F., and S.J. Johnsen, 2003: A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, **18**(4), doi:10.1029/2003PA000920.
- Stocker, T.F., and E. Monnin, 2003: Past rates of carbon dioxide changes and their relevance for future climate. *Pages News*, **11**(1), 6-8.
- Stott, L., et al., 2004: Decline in surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in Holocene epoch. *Nature*, **431**, 56-59.
- Stouffer, R.J., et al., 2006: Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *J. Clim.*, **19** (8), 1365-1386.
- Sutton, R.T., and D.L.R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **309**(5731), 115-118.
- Svensen, J.I., and J. Mangerud, 1997: Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, **7**, 45-57.
- Svensen, H., et al., 2004: Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, **429**, 542-545.
- Tajika, E., 1998: Climate change during the last 150 million years: reconstruction from a carbon cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**(3-4), 695-707.
- Tans, P.P., and T.J. Conway, 2005: Monthly atmospheric CO₂ mixing ratios from the NOAA CMDL Carbon Cycle Cooperative Global Air Sampling Network, 1968-2002. In: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, TN.
- Tarasov, L., and W.R. Peltier, 2003: Greenland glacial history, borehole constraints, and Eemian extent. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2143, doi:10.1029/2001JB001731.
- Tarasov, L., and W.R. Peltier, 2005: Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature*, **435**(7042), 662-665.
- Taylor, A.E., et al., 2006: Canadian arctic permafrost observatories: detecting contemporary climate change through inversion of subsurface temperature time-series. *J. Geophys. Res.*, **111**, B02411, doi:10.1029/2004JB003208.
- Taylor, K.E., et al., 2000: Analysis of forcing, response, and feedbacks in a paleoclimate modeling experiment. In: *Proceedings of the Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) Workshop, 48 Oct. 1999, La Huardière, Canada* [Braconnot, P. (ed.)]. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 43-49.
- Tett, S.F.B., et al., 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim. Dyn.*, **28**(1), 3-34.
- Thomas, E., 2003: Extinction and food at the sea floor: a high-resolution benthic foraminiferal record across the Initial Eocene Thermal Maximum, Southern Ocean Site 690. In: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates of the Paleogene* [Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, B., and Thomas, E., (eds.)]. Special Paper Vol. 369, Geological Society of America, Boulder, CO,

- pp. 319-332.
- Thompson, L.G., 2000: Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future. *Quat. Sci. Rev.*, **19**(1-5), 19-35.
- Thompson, L.G., 2001: Stable isotopes and their relationship to temperature as recorded in low latitude ice cores. In: *Geological Perspectives of Global Climate Change* [Gerhard, L.C., W.E. Harrison, and B.M. Hanson (eds.)]. Studies in Geology No. 47, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 99-119.
- Thompson, L.G., et al., 2000: A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, **289**(5486), 1916-1919.
- Thompson, R.S., 1991: Pliocene environments and climates in the Western United States. *Quat. Sci. Rev.*, **10**, 115-132.
- Thompson, R.S., and R.F. Fleming, 1996: Middle Pliocene vegetation: Reconstructions, paleoclimate inferences, and boundary conditions for climate modeling. *Mar. Micropaleontol.*, **27**, 27-49.
- Tinner, W., and A.F. Lotter, 2001: Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology*, **29**, 551-554.
- Toracinta, E.R., R.J. Oglesby, and D.H. Bromwich, 2004: Atmospheric response to modified CLIMAP ocean boundary conditions during the Last Glacial Maximum. *J. Clim.*, **17**, 504-522.
- Traufetter, F., et al., 2004: Spatio-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica. *J. Glaciol.*, **50**, 137-146.
- Trenberth, K.E., and B.L. Otto-Bliesner, 2003: Toward integrated reconstruction of past climates. *Science*, **300**(5619), 589-591.
- Tripathi, A.K., and H. Elderfield, 2004: Abrupt hydrographic changes in the equatorial Pacific and subtropical Atlantic from foraminiferal Mg/Ca indicate greenhouse origin for the thermal maximum at the Paleocene-Eocene Boundary. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **5**, doi:10.1029/2003GC000631.
- Tudhope, A.W., et al., 2001: Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, **291**, 1511-1517.
- Tzedakis, P.C., 2005: Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1585-1599.
- van Kreveld, S., et al., 2000: Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60-18 kyr. *Paleoceanography*, **15**, 425-442.
- Vellinga, M., and R.A. Wood, 2002: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Change*, **54**(3), 251-267.
- Verschuren, D., 2001: Reconstructing fluctuations of a shallow East African lake during the past 1800 yrs from sediment stratigraphy in a submerged crater basin. *J. Paleolimnol.*, **25**(3), 297-311.
- Veski, S., H. Seppa, and A.E.K. Ojala, 2004: Cold event at 8200 yr BP recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology*, **32**(8), 681-684.
- Vettoretti, G., and W.R. Peltier, 2003: Post-Eemian glacial inception. Part II: Elements of a cryospheric moisture pump. *J. Clim.*, **16**(6), 912-927.
- Vidal, L., L. Labeyrie, and T.C.E. van Weering, 1998: Benthic $\delta^{18}\text{O}$ records in the North Atlantic over the last glacial period (60-10 kyr): Evidence for brine formation. *Paleoceanography*, **13**(3), 245-251.
- Villalba, R., et al., 2003: Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Clim. Change*, **59**(1-2), 177-232.
- Vincent, C., et al., 2005: Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**(1-2), 97-106.
- Voelker, A.H.L., 2002: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quat. Sci. Rev.*, **21**(10), 1185-1212.
- von Grafenstein, U., et al., 1998: The cold event 8,200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Clim. Dyn.*, **14**, 73-81.
- von Storch, H., and E. Zorita, 2005: Comment on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance" by S. McIntyre and R. McKittrick. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(20), doi:10.1029/2005GL022753.
- von Storch, H., et al., 2004: Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, **306**(5296), 679-682.
- Vuille, M., and M. Werner, 2005: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Clim. Dyn.*, **25**(4), 401-413.
- Vuille, M., M. Werner, R.S. Bradley, and F. Keimig, 2005: Stable isotopes in precipitation in the Asian monsoon region. *J. Geophys. Res.*, **110**(D23), doi:10.1029/2005JD006022.
- Waelbroeck, C., et al., 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.*, **21**(1-3), 295-305.
- Waelbroeck, C., et al., 2005: A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: Relationship between surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 853-858.
- Wahl, E.R., and C.M. Ammann, 2007: Robustness of the Mann, Bradley, Hughes reconstruction of Northern Hemisphere surface temperatures: Examination of criticisms based on the nature and processing of proxy climate evidence. *Clim. Change*, in press.
- Wahl, E.R., D.M. Ritson and C.M. Ammann, 2006: Comment on "Reconstructing past climate from noisy data". *Science*, **312**, 529.
- Wallmann, K., 2001: Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂ and climate. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **65**(18), 3005-3025.

- Wang, Y.J., et al., 2001: A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, **294**, 2345-2348.
- Wang, Y.J., et al., 2005: Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, **308**, 854-857.
- Wang, Y.M., and N.R. Sheeley, 2003: Modeling the sun's large-scale magnetic field during the Maunder minimum. *Astrophys. J.*, **591**(2), 1248-1256.
- Wang, Y.M., J.L. Lean, and N.R. Sheeley, 2005: Modeling the sun's magnetic field and irradiance since 1713. *Astrophys. J.*, **625**, 522-538.
- Wang, Z., and L.A. Mysak, 2002: Simulation of the last glacial inception and rapid ice sheet growth in the McGill paleoclimate model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015120.
- Watanabe, O., et al., 2003: Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, **422**, 509-512.
- Webb, R.S., et al., 1997: Influence of ocean heat transport on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature*, **385**, 695-699.
- Williams, J.W., T.I. Webb, P.H. Richard, and P. Newby, 2000: Late Quaternary biomes of Canada and the eastern United States. *J. Biogeogr.*, **27**, 585-607.
- Williams, J.W., et al., 2002: Rapid and widespread vegetation responses to past climate change in the North Atlantic region. *Geology*, **30**(11), 971-974.
- Williams, P.W., D.N.T. King, J.-X. Zhao, and K.D. Collerson, 2004: Speleotherm master chronologies : combined Holocene ^{18}O and ^{13}C records from the north Island of New Zealand and their palaeoenvironmental interpretation. *The Holocene*, **14**, 194-208.
- Wing, S.L., et al., 2005: Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. *Science*, **310**(5750), 993-996.
- Wise, S.W.J., J.R. Breza, D.M. Harwood, and W. Wei, 1991: Paleogene glacial history of Antarctica. In: *Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics* [Müller, D.W., J.A. McKenzie, and H. Weissert (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 133-171.
- Wohlfahrt, J., S.P. Harrison, and P. Braconnot, 2004: Synergistic feedbacks between ocean and vegetation on mid- and high- latitude climates during the mid-Holocene. *Clim. Dyn.*, **22**, 223-238.
- Woodhouse, C.A., and J.T. Overpeck, 1998: 2000 years of drought variability in the central United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**(12), 2693-2714.
- Wyputta, U., and B.J. McAvaney, 2001: Influence of vegetation changes during the Last Glacial Maximum using the BMRC atmospheric general circulation model. *Clim. Dyn.*, **17**, 923-932.
- Xia, Q.K., H.X. Zhao, and K.D. Collerson, 2001: Early-Mid Holocene climatic variations in Tasmania, Australia: multi-proxy records in a stalagmite from Lynds Cave. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **194**(1-2), 177-187.
- Xoplaki, E., et al., 2005: European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15713, doi:10.1029/2005GL023424.
- Yapp, C.J., and H. Poths, 1992: Ancient atmospheric CO₂ pressures inferred from natural goethites. *Nature*, **355**, 342-344.
- Yokoyama, Y., et al., 2000: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, **406**(6797), 713-716.
- Zachos, J., et al., 2001: Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**(5517), 686-693.
- Zachos, J.C., et al., 2003: A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, **302**(5650), 1551-1554.
- Zachos, J.C., et al., 2004: *Early Cenozoic Extreme Climates: The Walvis Ridge Transect, Sites 1262-1267*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Vol. 208, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Zachos, J.C., et al., 2005: Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, **308**(5728), 1611-1615.
- Zhang, D.E., 2005: Severe drought events as revealed in the climate record of China and their temperature situations over the last 1000 years. *Acta Meteorol. Sin.*, **19**(4), 485-491.
- Zhang, R., and T.L. Delworth, 2005: Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.*, **18**(12), 1853-1860.
- Zhao, Y., et al., 2005: A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene. *Clim. Dyn.*, **25**, (7-8), 777-800.
- Zielinski, G.A., 2000: Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quat. Sci. Rev.*, **19**(1), 417-438.
- Zorita, E., F. Gonzalez-Rouco, and S. Legutke, 2003: Testing the Mann et al. (1998) approach to paleoclimate reconstructions in the context of a 1000-yr control simulation with the ECHO-G coupled climate model. *J. Clim.*, **16**(9), 1378-1390.