

제2차 고기후 모형 비교프로그램에서 시뮬레이션된 마지막 최대빙하기의 남극 기온변화

김성중^{1,*} · 우은진 · 김백민
극지연구소 극지기후연구부

요 약

제2차 고기후 모델링 비교프로그램(Paleoclimate Modelling Intercomparison Program phase II, PMIP2)의 대기-해양-해빙 접합모형을 통해 얻어진 시뮬레이션 자료를 이용하여 마지막 최대 빙하기의 남극기온변화를 연구하였다. 마지막 최대 빙하기 실험에 참여한 모형은 미국 해양대기청의 CCSM, 독일 막스플랑크 연구소의 ECHAM3-MPIOM, 영국 기상청의 HadCM3M2 프랑스 라플라스 연구소의 IPSL-CM4, 프랑스 기상연구소의 CNRM-CM3, 일본 동경대 기후연구소의 MIROC3.2 그리고 중국 대기 물리연구소의 FGOALS 모형 등이다. 7 개 모형들에 의해 재현된 현재 기후를 관측에 기초로 한 재분석 자료와 비교해 본 결과 모든 모형에서 관측에 나타나는 남극기온의 특징들이 비교적 잘 재현되지만 기온은 다소 과소 모의하는 경향이 있다. 모든 기후모형들에 마지막 최대 빙하기의 대기 이산화탄소 농도를 포함한 온실기체, 지구공전궤도함수, 그리고 ICE-5G 빙상 및 지형의 경계조건이 적용되었다. 마지막 최대 빙하기 경계조건에 대하여 남극 대륙에서는 연평균 6-11°C 정도의 기온 감소가 재현되고, 모형평균 7°C의 기온 감소가 재현되었다. 제2차 고기후 모형 비교연구에서 얻어진 마지막 최대 빙하기 기온 감소 범위는 빙하코어 자료로부터 복원된 기온변화 (9-15°C 감소)에 비해 대체로 작은 기온 감소를 나타낸다. 겨울에 비해 여름의 기온 감소가 크게 나타는 특징이 있는데, 겨울에는 8-12°C의 기온 감소가 재현되었고, 여름에는 6-9°C의 기온 감소가 재현되었다. 대륙과 해양 경계부근에서 기온 감소가 대체로 나타나며 남극대륙 내부로 갈수록 기온 감소가 크게 나타났다. 그리고 대부분 모형에서 겨울철 65°S 부근에서 기온감소가 크게 나타났는데, 이는 해빙의 확장에 따른 알베도의 변화에 기인한다. 모형들 간의 기온 변화 편차가 크게 나타나는데, 중국의 FGOALS 모형에서는 15°C 이상의 기온 감소가 나타나며, 그에 반해 프랑스의 CNRM 모형은 3°C 이하의 기온 감소를 모의한다.

주요어: 마지막 최대빙하기, 남극기후, 대기-해양-해빙 접합 모형, 제2차 고기후 모형 비교 프로그램(PMIP2)

Seong-Joong Kim, Eun-Jin Woo and Baek-Min Kim, 2011, Antarctic surface temperature change for the Last Glacial Maximum (LGM) reproduced in the second phase of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Program (PMIP2). *Journal of the Geological Society of Korea*. v. 47, no. 5, p. 443-457

ABSTRACT: The Antarctic surface temperature change for the Last Glacial Maximum (LGM) was investigated using the results of atmosphere-ocean-ice coupled models from the second phase of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Program (PMIP2). In the analysis, we used seven models; the NCAR CCSM of USA, ECHAM3-MPIOM of German Max-Planck Institute, HadCM3M2 of UK Met Office, IPSL-CM4 of France Laplace Institute, CNRM-CM3 of France Meteorological Institute, MIROC3.2 of Japan CCSR at University of Tokyo, and FGOALS of China Institute of Atmospheric Physics. All seven models tend to underestimate the present Antarctic temperatures in comparison to the observed. In the LGM simulations, the atmospheric CO₂ concentration and other greenhouse gases were reduced to the LGM level, the 5-G ice sheet reconstruction data were implemented, and orbital parameters of 21,000 years BP were used. With the implemented LGM conditions, the temperature over Antarctica has simulated about 8-12°C below compared to the present in austral winter, while in summer it is 6-9°C below. Overall, the annual mean surface temperature is about 7°C below the present climate which is slightly lower than the temperature change obtained in the proxy evidence (about 10°C). The surface temperature reduction tends to bigger toward the high latitudes and biggest temperature reduction is found around the south pole. In austral winter, the surface temperature reduction is bigger around 65°S than in 70°S. This seems to be due to the increase in sea ice extent in the LGM in those latitudes.

* Corresponding author: +82-32-260-6232, E-mail: seongjikim@kopri.re.kr

Key words: Last Glacial Maximum, Antarctic surface temperature, atmosphere-ocean-ice coupled model, Paleoclimate Modelling Intercomparison Program

(Seong-Joong Kim, Eun-Jin Woo and Baek-Min Kim, Division of Polar Climate Research, Korea Polar Research Institute, Songdo Techno Park, 7-50, Songdo-dong, Yeosu-gu, Incheon 406-840, Korea)

1. 서론

신생대 제4기로 오면서 지구의 기후는 빙하기와 간빙기의 극심한 변동을 겪게 된다. 해양 및 빙하퇴적물에 나타난 기록을 보면 200만 년 전에서 약 140만 년 전까지는 약 4만 년 주기로 빙하기와 간빙기가 반복되다가 80만 년 전 이후 홀로세까지는 약 10만 년 주기로 빙하기가 반복되는 경향을 보인다(Lisieki and Raymo, 2005, 2007; Raymo *et al.*, 2006). 이는 지구공전궤도 변수 중 황도경사(obliquity)의 변동에 따른 에너지 수지 변화 때문인 것으로 알려져 있다. 가장 최근의 간빙기는 약 13만 년 전에 있었는데(Kukla *et al.*, 2002), 이 시기는 해수면이 약 4 m 정도 높았으며 전 지구 평균 기온도 현재보다 1-3°C 정도 높았던 것으로 기록되어 있다(CAPE-LIG Project Members, 2006). 그리고 인디안 몬순은 현재보다 약 50% 강화되었고 기후구가 약 10° 정도 극 쪽으로 치우친 기록이 있으며, 겨울철 북극/아시아의 기후가 현재보다 약 2-6°C 온난했던 기록이 있고(Tarasov *et al.*, 2005), 수치모형결과도 이와 유사한 결과를 얻은바 있다(Kim *et al.*, 2010).

마지막 최대 간빙기가 끝나고 약 11만 5천 년 전부터 여름철의 한랭한 기후로 인해 고위도에서 빙하가 생성되기 시작하여 상대적으로 몇 차례 온난하였던 시기를 겪다가 약 2만 1천 년 전에 빙하기가 나타났는데, 이 시기가 지구 기후 역사상 가장 추웠던 시기인 마지막 최대 빙하기(Last Glacial Maximum, LGM)이다. 대륙빙하가 북아메리카와 북유럽까지 확장했었고 빙하의 두께는 대략 2,000-2,500 m 정도였던 것으로 알려져 있다(Peltier, 2004). 빙하의 생성에 따라서 해수면이 현재보다 약 120 m 정도 낮았으며 이에 따라 염분이 약 1% 증가했다(Yokoyama *et al.*, 2000). 대기 중 이산화탄소 농도는 마지막 최대 간빙기보다 약 100 ppm 정도 낮은 185 ppm 정도였고, 다른 온실가스 농도도 대체로 현재보다 낮았다(Siegenthaler *et al.*, 2005).

빙하기 동안의 기온 변화는 지역에 따라 많은 편차를 보이는데, 대륙빙하가 확장했던 북미와 북유럽에서 21°C 정도의 기온이 하강하였고(Cuffey *et al.*, 1995; Dahl-Jensen *et al.*, 1998), 남극에서는 9-15°C의 기온이 내려갔었다(Salatatin *et al.*, 1998; Brook *et al.*, 2008). 중위도에서는 5-7°C의 기온이 감소하였고(Stute *et al.*, 1995; Farrera *et al.*, 1999), 저위도에서는 약 2.5-5°C의 기온이 하강하였다(Mix *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2008과 참고문헌). 해수 수온도 지역에 따라 다른 수온변화 분포를 보여주었는데, CLIMAP (1981) 프로그램을 통해 복원한 빙하기의 해수표층 수온 및 변화를 보면 빙하기 해빙이 진출했던 북대서양은 15°C 이상, 북태평양은 10°C 이상 온도가 하강하였음을 보여주고 있다. 저위도에서는 온도하강이 크지 않고 일부지역에서는 빙하기에 현재보다 온도가 더 높게 나타나지만, CLIMAP (1981) 이후의 다른 프록시 기록들에 의하면 저위도 온도하강이 적어도 2°C 이상이었을 것으로 보고되고 있다(Pirrehumbert, 1999; Barrows *et al.*, 2000; Elderfield and Ganssen, 2000). 현재 온난한 북대서양 해류가 북동해역까지 유입되기 때문에 대서양의 북동부에 위치한 노르웨이 연안은 계절적으로 얼음이 얼지 않고 있는데 반해, 마지막 최대빙하기 동안에는 북대서양의 심층수 생성이 둔화되었고 해양의 극전선이 약 45° 부근까지 남하했으며 해빙도 북위 50° 근처까지 남하했던 것으로 알려져 있다(Crowley and North, 1991). 또한 북대서양 심층수의 생성량도 현재에 비해 50% 이상 줄어든 것으로 기후변화 프록시 결과들과 수치모형결과들이 보여준다(Boyle and Keigwin, 1987; Duplessy *et al.*, 1988; Oppo and Horowitz, 2000; Rutberg *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2003; Lynch-Stieglitz *et al.*, 2007). 현재 남극 해빙의 면적은 약 15×10^6 km² 인데 비하여, 마지막 최대빙하기 동안 해빙의 면적은 현재의 두 배 정도로 남극의 해빙도 큰 변화가 있었던 것으로 보인다(CLIMAP, 1981).

기후변화 프록시 기록만으로는 마지막 최대빙하

기의 기후변화 기작을 이해하는데 한계가 있기 때문에 수치모형을 이용해 마지막 최대빙하기 기후를 재현하고 프록시 자료와 비교하는 연구들이 활발하게 이루어지고 있다. 각국에서 개발한 수치모형들은 동일한 외부강제력 변화에 대한 기후변화 반응(climate sensitivity)이 다르기 때문에, 동일한 조건을 주고 모형들이 어떻게 반응하는지 비교하는 연구도 활발히 진행되고 있다. 1900년대 말부터 제1차 고기후 모형 비교 연구 프로젝트(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, PMIP1)가 수행되었다(Joussaume and Taylor, 2000). PMIP1에서는 각국에서 개발한 대기순환 모형에 홀로세 중기(6,000 years BP)와 마지막 최대빙하기(20,000 years BP)의 동일한 경계조건을 적용하여 고기후 변화를 재현하고 모델 결과들을 비교하는 연구가 수행되었다. PMIP1에서는 마지막 최대빙하기 실험을 위해 CLIMAP (1976, 1981) 프로그램에서 복원한 표층 수온을 적용한 실험과 단순한 에너지 교환(Slab Ocean Model)에 의해 표층수온을 계산하는 기후 실험이 병행되었다. 이 결과 CLIMAP 표층 수온이 적용되었을 때에는 연평균 기온이 약 4°C 감소하는 것으로 나타나지만, 표층 수온을 수치 모델에서 계산했을 때에는 표층 기온 하강이 2°C 에서 6°C까지의 편차를 보였다. 그리고 제2차 고기후 모형 비교 프로그램(PMIP2)이 2002년부터 시작되었다(Harrison *et al.*, 2002). PMIP2에서는 3차원 해양-대기-해빙-식생 접합 모형을 이용해 과거 경계조건을 적용하여 홀로세 중기와 마지막 최대빙하기의 기후를 재현하는 연구가 이루어졌다. PMIP2에서 얻어진 수치모델 자료를 이용한 분석 결과를 보면, 북대서양과 유라시아의 모형 프록시 비교연구(Kageyama *et al.*, 2006), 빙하기 기후 민감도 분석(Crucifix, 2006), 빙하기 북대서양 열염분 순환 변화(Weber *et al.*, 2007), 홀로세 중기와 빙하기의 대규모 대기순환 특징들과 적도 열대 수렴대의 변화 연구(Bracconot *et al.*, 2007) 등이 보고되었다.

북반구와 저위도에 대한 마지막 최대빙하기의 모형 연구는 활발히 진행되고 있지만, 남극주변의 연구는 심도 있게 진행되지 않았다. 더욱이 남극해는 서풍의 변화에 따른 이산화탄소 농도의 변동과 연계하여 최근에 매우 중요하게 다루어지고 있다. 빙하기 동안 북쪽으로 치우쳤던 남극해 서풍이 해양의 에크만 펌핑(Ekman pumping)을 약화시키고 궁극적

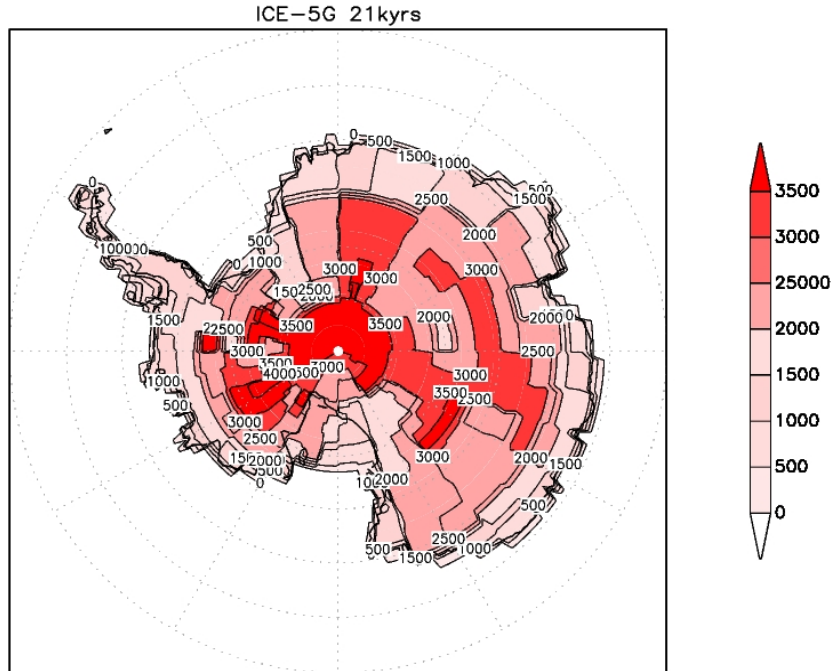
으로 심해의 이산화탄소를 표층으로 적게 공급함으로써 대기 이산화탄소 농도 감소에 기여하는 것으로 알려졌다(Toggweiler *et al.*, 2006; Anderson *et al.*, 2009; Kim and Lee, 2009; Toggweiler, 2009). 또한 최근의 남극 기온변화 추세를 보면 남극 반도와 서남극에서 온난화가 뚜렷이 나타나는 반면, 동남극에서는 기온 변화가 거의 없다(Steig *et al.*, 2009; O'Donnell *et al.*, 2010). 기후가 추웠던 빙하기부터 현재까지의 기온 변화는 미래의 기후변화 추세를 이해하기 위한 중요한 열쇠가 된다. 본 연구에서는 PMIP2 해양-대기-해빙 접합모형에서 도출된 마지막 최대빙하기의 남극지역 수치모델 결과를 이용하여 빙하기의 기온변화를 비교하고 미래 온난화에 따른 남극지역 기온변화의 예측성을 가늠해 보고자 한다.

2. 수치모델 및 경계조건

PMIP2 프로젝트에서는 대기와 해양의 3차원 순환모형이 이용되었고 일부에서는 식생 모형을 적용하였다(Bracconot *et al.*, 2007). 실험은 현재와, 홀로세 중기, 그리고 마지막 최대빙하기를 대상으로 기후변화 재현 실험이 수행되었다. 현재기후(0 ka) 모의는 산업혁명이전인 약 1,750년을 기준으로 하였고, 마지막 최대빙하기는 21,000년 전(21 ka)을 기준으로 하였다. 표 1은 PMIP2에서 이용된 현재와 마지막 최대빙하기의 경계조건을 나타낸다. 마지막 최대빙하기 경계조건의 가장 큰 특징은 대륙빙하의 발달이다. 대륙빙하의 복원은 토론토 대학에서 이루어졌는데, PMIP2에서는 제5세대 빙하복원 자료인 ICE-5G가 이용되었다(Peltier, 2004). 마지막 최대빙하기 동안에 로렌타이드 빙상(Laurentide Ice Sheet)이 최대 4,000 m 이상의 두께로 북미 전체를 덮었으며 북미의 미네소타 근처까지 확장한 기록이 있고, 그린란드 빙하도 중앙에서는 현재보다 두꺼웠다(Peltier, 2004). 북유럽에서 발달한 빙하는 스칸디나비아 빙하라 칭하는데, 스칸디나비아 반도 전체와 북극의 카라 해(Kara Sea)가 빙하로 덮여있었던 것으로 관측된다. 빙하의 두께는 대부분 2,000-2,500 m 정도이며, 북미의 캐나다 중앙에서는 3,000 m 가 넘는 곳도 관측되었다. 남극의 빙하기 빙상지역 복원양상을 보면, 현재는 동남극에 3,000 m 이상의 빙상지형이 발달하지만, 마지막 최대빙하기에는 남극점에서

Table 1. Boundary conditions for 0 ka and 21 ka used in PMIP2 experiments.

	Ice Sheet	Topography	CO ₂ (ppm)	CH ₄ (ppb)	NO ₂ (ppb)	Eccentricity	Obliquity	Precession
0 ka	Modern	Modern	280	760	270	0.016774	23.446	102.04
21 ka	ICE-5G	ICE-5G	185	350	200	0.018944	22.949	114.42

**Fig. 1.** Ice sheet topography over Antarctica for Last Glacial Maximum 21 ka from Peltier (2004).

약간 서쪽의 지역에서 4,000 m 이상의 두꺼운 빙상 지형이 나타난다(그림 1).

대륙빙하의 성장은 해수의 증발에 따른 수분 공급에 의해 이루어졌기 때문에 마지막 최대빙하기 동안의 해수면은 현재보다 약 120 m 정도 낮았던 것으로 프록시 결과들은 보여준다(Yokoyama *et al.*, 2000). 해수면이 100 m 이상 낮았기 때문에 현재 해양의 대륙붕은 대부분이 육지로 드러났고 빙하기 동안의 해양과 대륙의 경계는 해수면 하강에 근거하여 결정되었다. 해수면 하강은 약 3%의 해수 증발과 약 1%의 염분 증가를 의미하는데, PMIP2 모형에서는 해수면 변화에 따른 염분의 변화가 해양 순환에 미치는 영향이 미미한 것으로 보고되었기 때문에(Weaver *et al.*, 1998), 해수면 하강에 따른 염분 증가 효과는 마지막 최대빙하기 실험에서는 고려되지 않았다.

산업혁명 이후 인위적인 화석연료 사용의 증가에

따라 대기 이산화탄소 농도는 급격히 증가 추세에 있다. 그러나 산업혁명 이전의 대기 이산화탄소 농도는 현재보다 약 100 ppm 이상 낮은 약 280 ppm 이었는데, 외부 강제력 변화에 대한 자연 변동량을 비교하기 위하여 산업혁명 이전의 이산화탄소 값이 현재(0 ka) 실험에 적용되었다. 마지막 최대빙하기의 이산화탄소 농도는 남극 빙핵(ice core) 자료로부터 추론된 185 ppm (e.g., Brook *et al.*, 2008)이 적용되었다. 메탄과 아산화질소의 농도도 현재에 비해 빙하기 동안 낮게 관측되며 모형에 이용된 값은 표 1에서 볼 수 있다.

지구공전궤도 함수는 세 가지로 구성된다. 첫째, 약 10만 년 주기를 가지며 태양주위의 공전궤도의 타원율(이심률)이 변화하는데 빙하기 동안 이심률이 현재보다 약간 더 컸음을 알 수 있다. 둘째로 지구의 지축의 기울기 값은 현재 23.44도가 적용되었고, 빙

Table 2. Coupled models used in the analyses with their horizontal and vertical resolutions.

Model	Organization	Atmosphere Resolution (levels)	Ocean Resolution (levels)	References
CCSM3	National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA	T42 (26)	1° x 1° (40)	Otto-Bliesner <i>et al.</i> (2006)
HadCM3M2	UK Meteorological Office, Hadly Center, UK	3.75° x 2.5° (19)	1.25° x 1.25° (20)	Gordon <i>et al.</i> (2000)
IPSL-CM4-V1-MR	Institute Pierre-Simon Laplace (LSCE), France	3.75° x 2.5° (19)	2° x 0.5° (31)	Marti <i>et al.</i> (2005)
ECHAM5-MPIOM1	Max-Planck Institute, Germany	T31 (19)	1.875° x 0.84°	Roeckner <i>et al.</i> (2003)
CNRM-CM3	Center National de Recherches Meteorologiques (CNRM), France	T42 (45)	2° x 0.5° (31)	Royer <i>et al.</i> (2002)
FGOALS-g1.0	Institute of Atmospheric Physics (IAP), China	2.8° x 2.8° (26)	1° x 1° (33)	Yu <i>et al.</i> (2002)
MIROC3.2	Center for Climate System Research, University of Tokyo, Japan	T42 (20)	1.4° x 0.5°	K-1 Model-Developers (2004)

하기동안은 22.9도가 적용되었다. 마지막으로 지구의 세차운동(precession)은 현재 102.04도이며 마지막 최대빙하기에는 114.42도가 적용되었다. 현재의 지구 공전궤도함수 값은 1950년도 값이 적용되었는데, 온실가스의 기준인 1750년에 비해 지구 공전궤도함수 값 변화에 따른 태양에너지의 차이는 무시할 만한 수준임을 밝혀둔다. 마지막 최대빙하기 동안 지구공전궤도인수 값이 현재와 유사하기 때문에 지구공전궤도인자가 태양에너지의 변화에 미치는 영향은 미미한 것으로 알려져 있다(Brocchi, 2000). PMIP2 프로그램에서 사용된 현재와 빙하기의 경계 조건은 Bracconot *et al.* (2007)에 자세히 기술되어있다.

10개 이상의 수치모형그룹들이 PMIP2 프로젝트에 참여하였지만, 본 연구에서는 중간 정도의 복잡도(complexity)를 가지는 모형들(e.g., ECBilt-CLIO, FOAM, etc.)은 제외하고 기온과 강수를 제공하는 총 7개의 수치모형 즉, 미국 해양대기청의 CCSM, 독일 막스플랑크 연구소의 ECHAM3-MPIOM, 영국 기상청의 HadCM3M2, 프랑스 라플라스연구소의 IPSL-CM4, 프랑스 기상연구소의 CNRM-CM3, 일본 동경대 기후연구소의 MIROC3.2 그리고 중국 대기물리연구소의 FGOALS을 이용하였다. 분석에 이용된 수치모형들의 수평, 수직 해상도를 표 2에 정리하였다. 각각의 모형들은 대기부분의 수평 해상도

는 2.5도 이상인데 반해, 해양의 해상도가 더 높은 경향을 보이는데, 이는 해양의 공간 규모가 대기에 비해 작기 때문에 고해상도로 나타낼 필요가 있기 때문이다.

3. 결 과

3.1 현재의 남극기온 재현

마지막 최대빙하기 동안 남극 기후를 분석하기 전에 각각의 수치모형들이 현재의 남극 기후를 어떻게 모사하는지 조사할 필요가 있다. 다른 지역에 대한 모형의 품질들은 이전의 논문들에서 대체로 상세히 기술되었기 때문에(e.g., Kageyama *et al.*, 2006; Bracconot *et al.*, 2007; Weber *et al.*, 2007), 본 연구에서는 남극의 기온변화 재현 정도만 조사해 보았다. 그림 2는 PMIP2에서 재현한 0 ka의 기온과 관측의 기온을 비교한 그림이다. 관측에 이용된 기온은 미국 워싱턴 대학에서 1900년부터 2008년까지의 제공한 값 중에서 1900-1920년까지 평균한 값을 이용하였다. 0 ka 실험이 산업혁명 이전(1750년)의 대기 이산화탄소값(280 ppm)을 이용하였기 때문에, 산업혁명 이전의 관측 값을 이용해야 한다. 그러나 산업혁명 이전의 관측 기온은 몇 정점의 프록시 자료 외에는 없기 때문에, 기온자료의 초기 구간인 1900

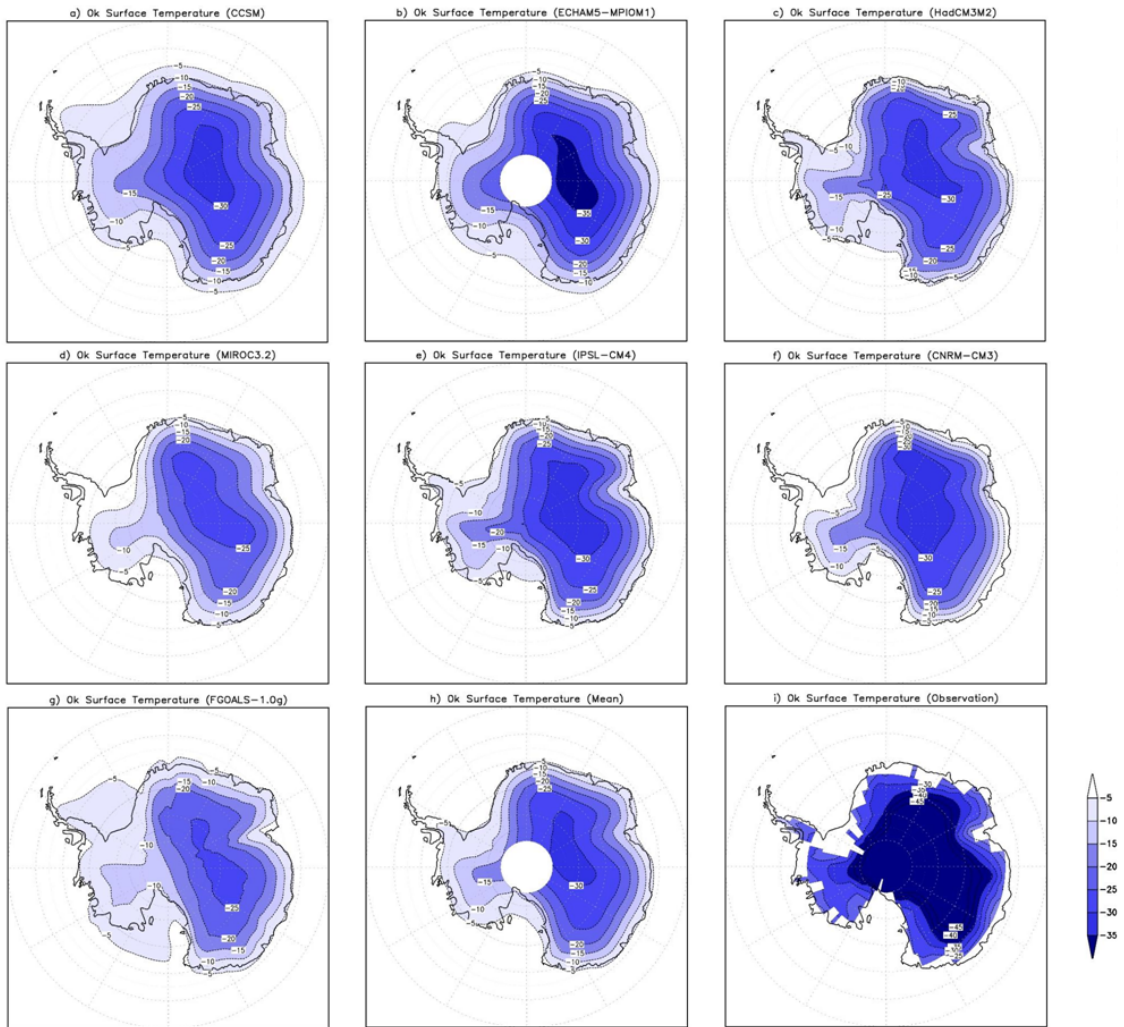


Fig. 2. Annual mean simulated modern 0 ka surface air temperature at 2 m.

년에서 1920년까지 평균하여 비교하였다. 이 기간 동안의 대기 이산화탄소 농도는 약 297 ppm 으로 산업혁명 이전보다 약 17 ppm 증가했는데, 전체적인 기온 경향에는 큰 영향이 없는 것으로 보인다.

관측 자료에 의하면 남극의 연평균 기온은 남극 연안에서는 -5°C 이상의 상대적으로 높은 기온을 보이는데 반해 남극 대륙으로 갈수록 -45°C 이하의 낮은 온도를 보이고 있다(그림 2). 연안에서 높은 온도를 보이는 이유는 해양의 수온이 -1.9°C 이하로 온도가 내려갈 수 없는 물리적 특성을 가지기 때문에 상층의 대기 기온도 대체로 높게 유지될 수 있다. 이와 반대로 내륙에는 태양에너지의 반사율이 해양(0.1

에 비해 높은 눈과 얼음(0.7-0.8)으로 구성되며, 또한 남극 대륙을 중심으로 발달하는 강력한 서풍(westerly polar vortex)과 서풍해류인 남극 순환류(Antarctic Circumpolar Current)로 인해 저위도에서 고위도로 열 공급이 원활하지 않기 때문에 연중 매우 낮은 온도를 보인다. 또한 동남극의 고도가 3,000 m 이상으로 높는데, 체감율(lapse rate)에 의해 약 1,000 m 고도가 높아질수록 약 6°C 온도가 감소한다. 이는 적어도 -20°C 이하의 기온이 동남극을 중심으로 항상 나타나게 된다. 모든 모형에서 동남극의 기온이 서남극에 비해 낮고 연안으로 갈수록 기온이 낮은 특징을 잘 모의하고 있다(그림 2). 모형간의 다소 차이

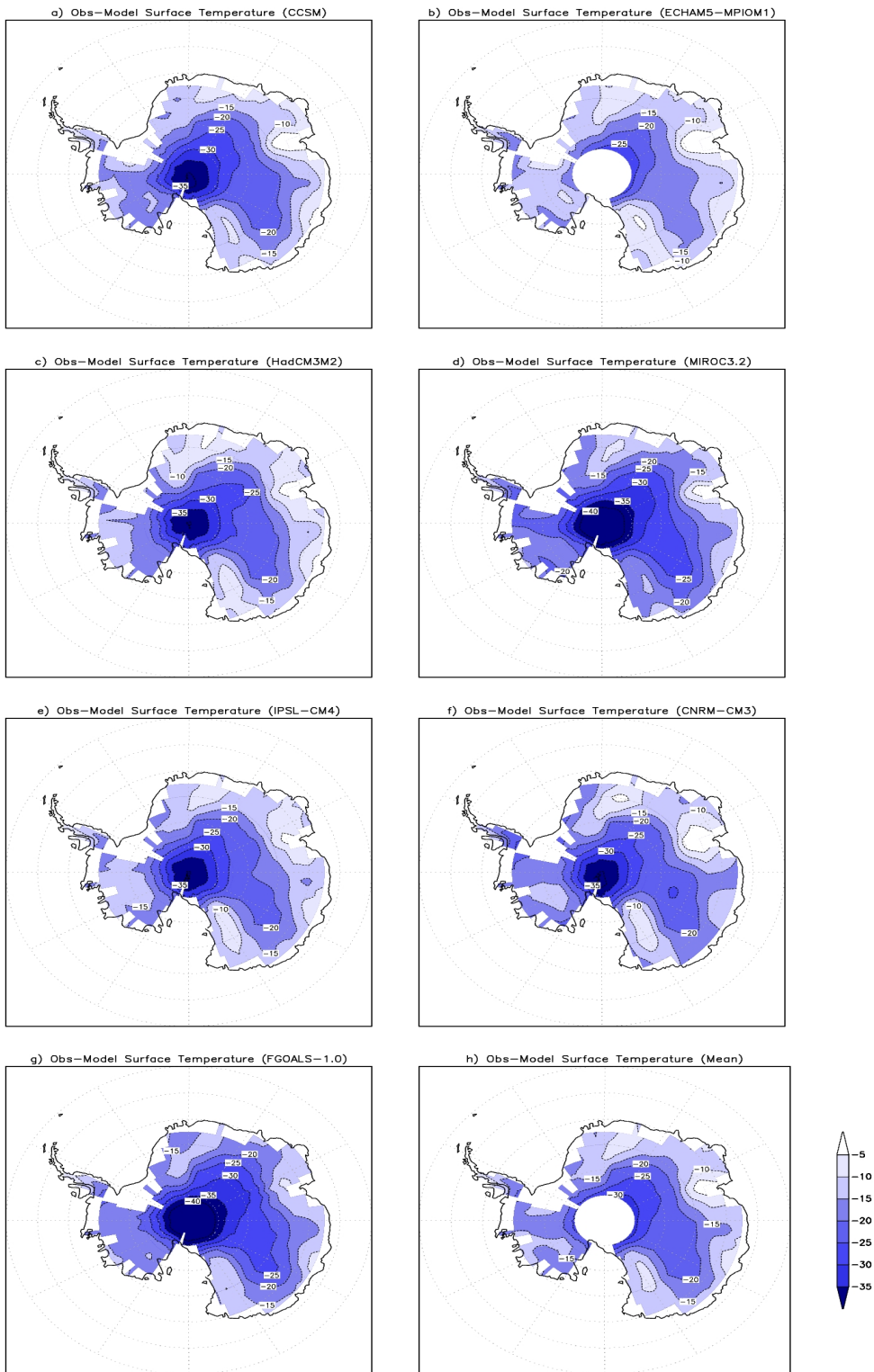


Fig. 3. Annual mean difference between simulated 0 ka and observed surface air temperature.

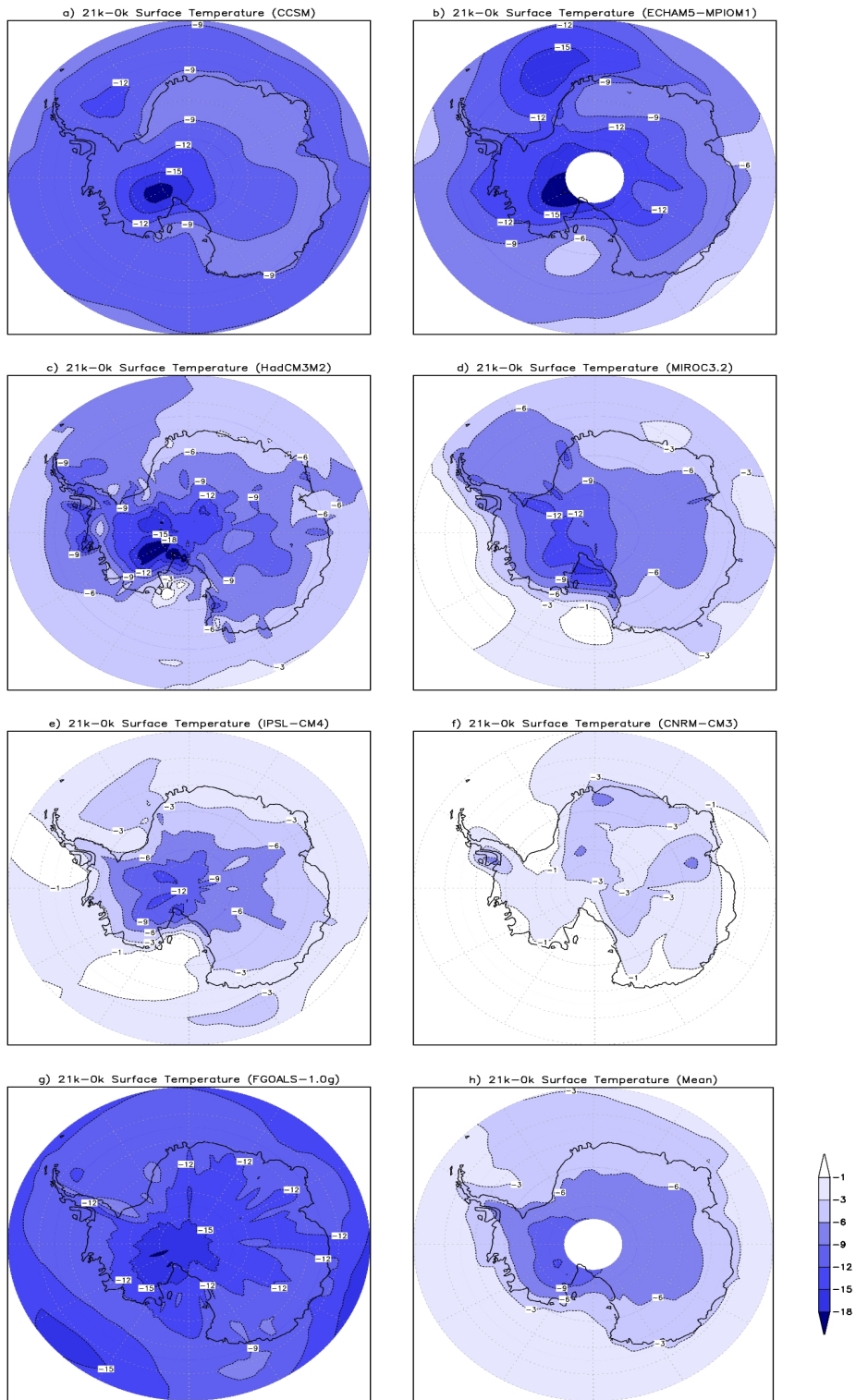


Fig. 4. Annual mean difference between simulated 0 ka and 21 ka surface air temperature.

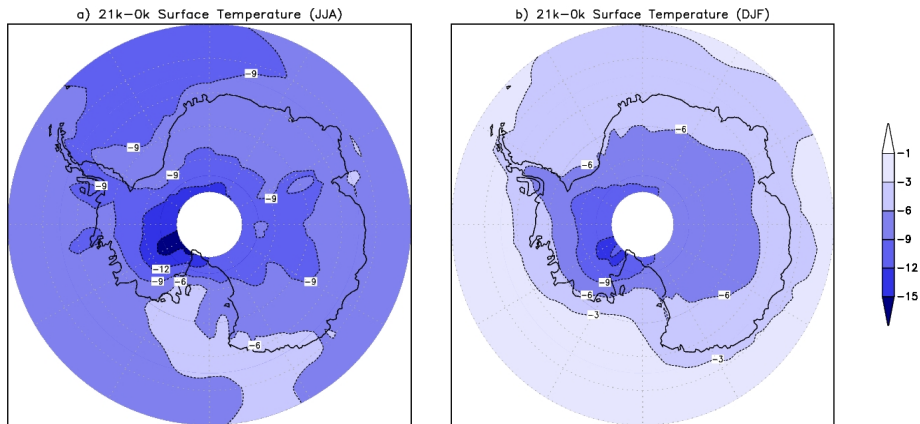


Fig. 5. Seasonal mean (a) JJA, (b) DJF difference in surface air temperature between simulated 0 ka and 21 ka.

는 있지만 대부분 모형에서 동남극의 산맥 부근에서 -25°C 이하의 낮은 온도를 보이고 서남극과 연안으로 갈수록 높은 온도를 보이고 있다. 하지만 재현된 온도는 관측에 비해 모든 모형에서 더 높은 온도를 모의하는 것으로 나타났다.

수치모형으로 재현된 현재의 연평균 남극 기온 분포가 실제 관측 자료와 비교되었다(그림 3). 관측은 대륙 내부에서의 기온은 -40°C 이하로 낮은 기온을 보이는데 반해, 모형들은 남극점 부근에서 대부분 모형에서 관측에 비해 30°C 이상 높은 온도를 보이고 있다. 나아가 모든 모형에서 관측과 기온 차이가 가장 큰 지역은 남극점 부근에서 나타난다. 대체로 수치모형들이 실제 관측 자료를 거의 유사하게 재현하지만, 재현된 기온이 관측보다 너무 높게 모의되어, 앞으로 남극의 기후변화 예측성 향상을 위해 남극의 기후변화 모수화에 대한 개선이 요구된다.

3.2 마지막 최대빙하기의 남극기온 재현

마지막 최대빙하기의 경계조건을 적용하여 얻어진 남극 주변의 기온변화를 살펴보면, 대부분 모형에서 연안에서는 현재에 비해 6°C 이하로 온도가 감소하며 내륙으로 갈수록 기온의 감소가 커진다. 특히, 남극점의 약간 서쪽 부근에서 최대의 온도변화를 보이는데, 18°C 이상 온도가 하강한다. 이는 마지막 최대빙하기에 현재보다 약 2,000 m 더 두꺼웠던 빙상지형 때문으로 여겨진다. 모형에 따라 빙하기 기온변화가 다르게 나타나는데, 프랑스 CNRM 모형에서 빙하기와 현재의 온도 차이가 3°C 이하로 가

장 작게 나타나지만, 중국의 FGOALS 모형은 남극 연안에서 내륙까지 12°C 이상 가장 크게 온도가 감소한다(그림 4). 서남극의 웨델 해와 로스 해를 잇는 산맥에서 동남극보다 대체로 온도가 크게 하강하는데, 이는 고해상도 대기모형을 이용하여 얻어진 수치실험의 결과와도 잘 일치한다(Kim *et al.*, 2008).

계절별로 보면 남극의 겨울철(June-July-August)의 기온변화가 여름철(December-January-February)보다 더 크게 나타난다(그림 5). 그림 5는 모든 모형의 겨울과 여름의 평균 온도 변화를 나타낸다. 겨울철에는 남극 대륙 대부분 지역에서 6°C 보다 더 크게 온도가 감소하고, 대륙 내부에서는 9°C 이상 온도가 감소한다. 남극의 여름철에 연안에서는 $3-6^{\circ}\text{C}$ 의 온도 감소가 일어나고 남극 대륙 내부에서는 6°C 이상의 기온이 감소한다.

경도별로 평균한 위도별 여름과 겨울 그리고 연평균 기온변화를 나타내었다(그림 6). 위에서 언급한 바와 같이 모든 모형에서 마지막 최대빙하기의 기온 감소는 남극 대륙 중심으로 갈수록 가장 크고 위도가 낮아질수록 온도변화가 작아지는 경향이 있다. 프랑스 CNRM의 경우 약간 다른 경향을 보이는데, 남극점 부근보다는 약 85°S 부근에서 더 낮은 온도 감소가 나타난다. 모든 위도에서 남극의 겨울철에 기온이 감소하는 것이 여름철에 비해 더 크게 나타난다. 프랑스 IPSL과 CNRM 모형은 65°S 보다 위도가 낮은 북쪽에서 남극의 여름철 기온 감소는 거의 나타나지 않으며, MIROC과 HadCM3M2 모형에서도 여름철의 온도감소는 2°C 이하로 매우 낮게

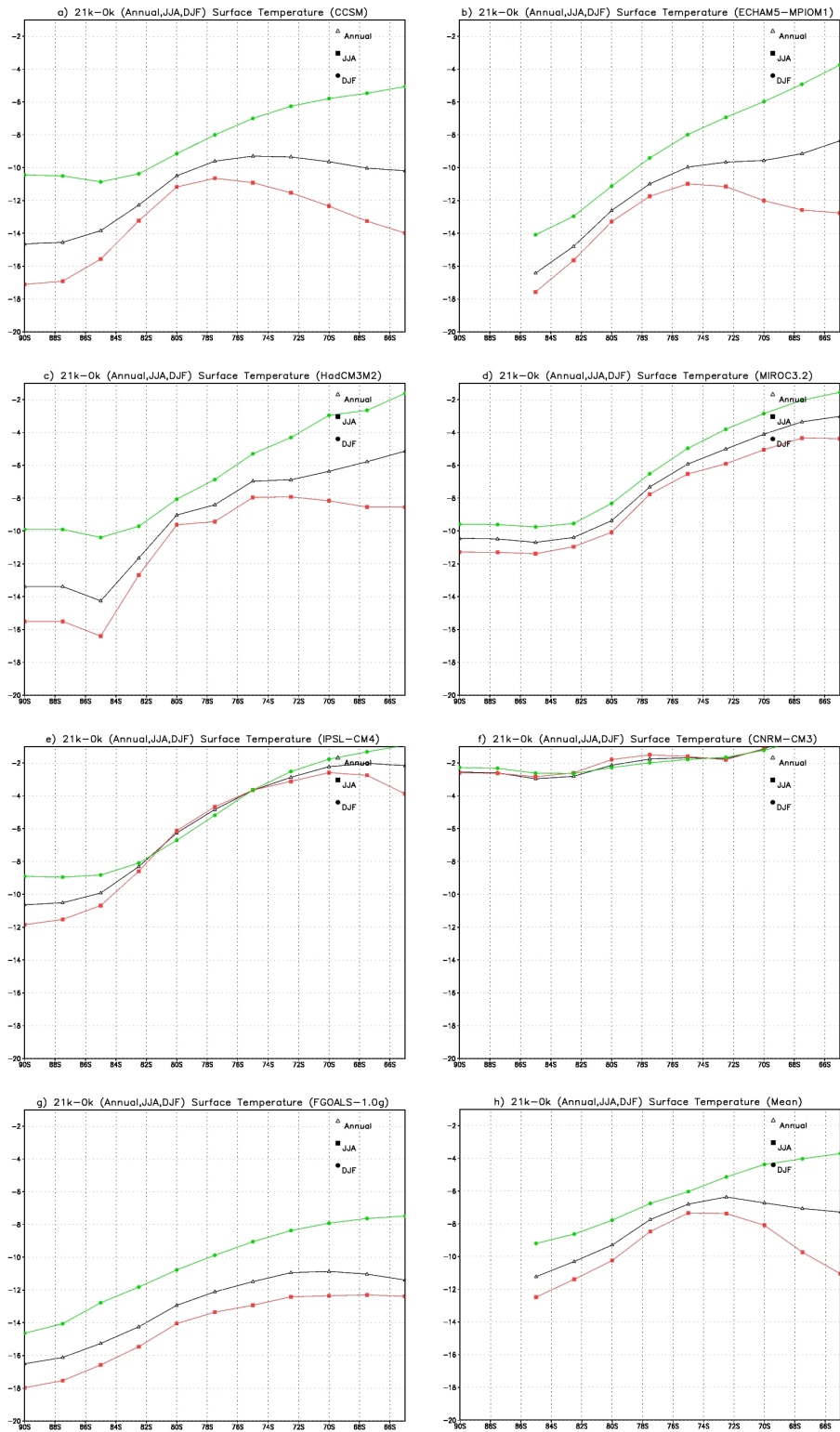


Fig. 6. Zonally averaged annual-mean difference in surface air temperature between simulated 0 ka and 21 ka.

Table 3. Annual, JJA(June-July-August), and DJF (December-January-February) mean surface temperature change between 0 ka and 21 ka averaged over north of 65°N.

Coupled models	Annual	JJA	DJF
	(21 to 0 ka)	(21 to 0 ka)	(21 to 0 ka)
CCSM3	-9.3	-12.4	-7.0
ECHAM5-MPLOW1	-9.4	-12.5	-7.6
HadCM3M2	-6.9	-9.2	-5.0
MIROC3.2	-5.5	-6.6	-4.8
IPSL-CM4	-4.2	-4.3	-3.8
CNRM-CM3	-2.0	-1.1	-1.9
FGOALS-1.0 g	-11.8	-13.1	-9.3
Mean	-7.0	-8.5	-5.6

나타난다. 반면에 FGOALS의 경우는 65°S 북쪽에서도 7°C 이상 크게 온도가 감소하는 현상이 나타난다. 겨울에는 대부분 모형에서 70°S 부근보다 65°S 부근에서의 온도감소가 더 크게 나타나는데, 이는 겨울철 현재에 비해 빙하기에 65°S 부근까지 확장하는 해빙과 관련이 있는 것으로 생각된다.

모형에서 얻어진 마지막 최대빙하기의 남반구(남위 65도 이상) 기온변화를 요약해보면 연평균은 7°C 하강하였고, 남극 겨울철(JJA)에는 8.5°C 감소하여 여름철(DJF)에 5.6°C 감소한 것보다 크게 나타났다(표 3). 모형간의 온도변화를 볼 때, NCAR CCSM과 ECHAM 모형의 경우 겨울철 기온이 12°C 이상 크게 감소한 반면, 프랑스 CNRM 모형의 경우 1.1°C로 기온감소가 작게 나타난다. 이는 남극에서 기후 예측에 모형을 이용할 때, 모형들 간의 민감도 차이가 고려되어야 한다는 사실을 지시한다.

3.3 프록시 복원 기록과 비교

남극대륙이 빙하로 덮여있었던 마지막 최대빙하기 동안 기후변화 프록시 자료를 이용하여 기온을 복원하는 것이 저위도에 비해 매우 적기 때문에, 모델 결과와 프록시 복원 자료를 서로 광범위하게 비교하는 검증이 사실상 어렵다. 남극 보스톡(Vostok) 기지에서 얻어진 빙핵의 동위원소비 자료에 의한 기온 변화 복원 기록을 보면, 당시 약 9-15°C 정도의 기온 하강이 나타났다(Salamatin *et al.*, 1998; Kawamura, 2007; Brook *et al.*, 2008). PMIP2 수치모형으로부터 얻어진 21 ka 와 0 ka의 기온 변화는 연평균 2.0-11.8°C 범위로 나타나기 때문에 프록시 자료로부터 얻어진 기온 변화에 비해 대체로 과소 모의하는 것으

로 나타났다. 미국 해양대기청의 고해상도 대기 순환 모형을 이용하여 재현된 마지막 최대빙하기 기후를 저해상도 모형에서 얻어진 결과와 비교해 본 결과, 고해상도(T170) 모형에서는 13°C 이상의 온도 감소가 나타나는 것으로 재현된 반면, 저해상도(T42) 모형에서는 9.5°C의 온도 하강이 얻어졌다(Kim *et al.*, 2008). 이는 고해상도 모형이 빙하기의 남극을 포함한 지구 기온 변화를 잘 모의할 수 있음을 지시한다. 표 2에 정리된 것처럼 PMIP2에서 이용된 수치 모형들의 해상도가 대부분 T42 이하의 저해상도 모형이기 때문에 남극의 기온 변화가 대체로 과소 모의된 것으로 여겨진다. 또한 해양이 3차원으로 표현되고, 기온변화에 민감한 해빙의 모의가 어렵기 때문에 대기-해양 접합모형의 경우 대기 순환 모형에 비해 프록시 결과와의 오차가 크게 나타나는 것으로 여겨진다.

4. 요약 및 결론

과거를 재현할 수 있는 여러 가지 프록시는 과거의 기후변화를 파악하기 위한 중요한 요인들이다. 프록시를 이용한 기후 복원 연구 뿐 아니라, 과거의 기후변화가 어떤 기작에 의하여 일어났는지를 밝히기 위한 기후계 수치 모델들도 과거의 기후변화를 재현할 수 있어 고기후 자료들과 비교할 수 있다. 현재까지 두 차례에 걸쳐 고기후 모형 비교연구 프로젝트(PMIP)가 진행되었다. 제1차 고기후 모형 비교연구 프로젝트(PMIP1)에서는 현재와 빙하기의 해양 표층수온 경계조건(CLIMAP, 1981) 자료를 이용한 대기 모형 실험이 있었으며, 해양 혼합층 모형

(Slab Ocean Model)을 이용하여 과거의 기후를 재현하였는데, 마지막 최대빙하기와 홀로세 중기의 기후를 재현하는 실험이 수행되었다. 제2차 고기후 모델링 비교 프로그램(PMIP2)에서는 해양의 역학이 해수의 경계조건에 결정적 영향을 미치기 때문에 3차원 해양 모형을 결합한 수치모형을 이용하여 홀로세 중기와 마지막 최대빙하기의 기후를 재현하는 실험을 수행하였다. 본 연구에서는 PMIP2에서 얻어진 마지막 최대빙하기의 기온 자료를 이용하여 현재까지 많은 연구가 이루어지지 않은 남극의 기온변화를 분석하였다.

미국 해양대기청의 CCSM, 독일 막스플랑크 연구소의 ECHAM5-MPIOM, 영국 기상청의 HadCM3M2, 프랑스 라플라스연구소의 IPSL-CM4, 프랑스 기상연구소의 CNRM-CM3, 일본 동경대 기후연구소의 MIROC3.2 그리고 중국 대기물리연구소의 FGOALS 모형이 포함된 총 7개의 수치모형들이 분석에 이용되었다. 7개 모형들에 의해 재현된 현재 기온을 관측에 기초로 한 재분석 자료와 비교해 본 결과, 관측에서 나타나는 남극 기온의 특징은 고도가 높은 동남극에서 낮은 기온을 보이며 연안으로 갈수록 해양의 영향으로 상대적으로 높은 온도를 보이는데, 이러한 공간 분포 특징들이 모든 모형에서 비교적 잘 재현되었다. 그러나 재현된 현재의 기온은 관측에 비해 모든 모형에서 더 높게 모의하는 것으로 나타난다.

마지막 최대빙하기의 기후를 재현하기 위하여 대기 이산화탄소 농도를 산업혁명 이전의 280 ppm에서 마지막 최대빙하기 실험에서는 185 ppm으로 낮추었고, 메탄과 아산화질소의 농도도 760 ppb와 270 ppb에서 350 ppb와 200 ppb로 각각 낮추어 시뮬레이션 하였다. 또한 지구공전궤도합수도 20,000년 전 값을 적용하였으며, 빙상 및 지형의 경계조건도 빙하기로 적용되었다.

대기-해양-해빙 접합모형을 이용하여 마지막 최대빙하기 기온변화 경향을 보면, 모형에 따라 큰 편차를 보인다. 프랑스의 CNRM 모형의 경우 남극 대륙에서 3°C 이하의 작은 온도 감소를 보이는 반면에, FGOALS, CCSM 과 ECHAM5-MPIOM의 경우 9°C 이상의 큰 온도 감소를 보이는 것으로 나타났다. 대체로 연안보다는 내륙에서의 온도 감소가 더 크게 나타나며, 동남극보다는 서남극에서의 온도 감소가 크게 나타났다. 특히 서남극 메리버드랜드 부근의

대부분 모형에서 큰 온도 감소를 보이는데, 이는 빙하기 동안 현재보다 더 높았던 고도 차이에 의한 것으로 생각된다. 모형 평균적으로 남극 내부에서는 약 7°C 정도의 온도 감소를 보이는데, 이는 프록시에서 보여주는 온도 감소 범위(9-15°C)에 비해 낮은 값이다. 하지만 프록시 복원 기온변화 자료가 많지 않기 때문에 마지막 최대빙하기의 남극 기온변화에 대한 명확한 결론을 도출하기 위해서는 보다 많은 프록시 복원 자료가 필요하다. 계절적으로 보면, 남반구 겨울철(JJA)의 온도가 평균 8.5°C 감소하여 평균 5.6°C 감소하는 여름철(DJF)의 온도에 비해 크게 나타난다. 이는 당시 해빙의 확장으로 인한 65°S 부근의 온도 감소가 70°S 부근의 온도 감소에 비해 크게 나타나는 것으로 보인다.

결론적으로 PMIP2에서 재현한 마지막 최대빙하기의 기후는 현재보다 현저히 낮은 기온 분포를 보이지만 북반구의 기온 변화보다는 작게 나타나는 것을 알 수 있다. 그러나 중위도보다는 크게 나타나기 때문에 미래에도 남극의 온난화가 중위도나 저위도에 비해 더 크게 나타날 수 있음을 의미한다.

사 사

본 연구는 해양연구원 부설 극지연구소에서 수행하는 “서남극 기후변화 원인 규명을 위한 남극진동(SAM) 구성 요소 재현 및 관측 연구(PE11010)” 사업 및 기상청 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업(CATER 2009-1150) 으로부터 연구비를 지원받아 수행하였다. 논문의 내용 개선에 도움을 주신 두분의 심사위원과 편집위원님께 감사를 드립니다.

참고문헌

- Anderson, R.F., Ali, S., Bradtmiller, L.I., Nielsen, S.H.H., Fleisher, M.Q., Anderson, B.E. and Burckle, L.H., 2009, Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science*, 323(5920), 1443-1448.
- Barrows, T.T., Juggins, P., Deckker, D., Theide, J., Martinez, J.I., 2000, Sea-surface temperatures of the southwest Pacific Ocean during the Last Glacial Maximum. *Paleoceanogr*, 15, 95-109.
- Boyle, E.A., Keigwin, L., 1987, North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to

- high-latitude surface temperature. *Nature*, 330, 35-40.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Hewitt, C.D., Kageyama, M., Kitoh, A., Laine, A., Loutre, M.F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S.L., Yu, Y. and Zhao, Y., 2007, Results of the PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum Part 1: Experiments and large scale features. *Climate Of The Past*, 3, 261-277.
- Broccoli, A.J., 2000, Tropical cooling at the Last Glacial Maximum: An atmosphere-mixed layer ocean model simulation. *Journal of Climate*, 13, 951-976.
- Brook, E., 2008, Windows on the greenhouse. *Nature*, 453, 291-292.
- CAPE-Last, Interglacial Project Members., 2006, Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Research*, 25, 1383-1400.
- CLIMAP, 1976, The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191, 1131-1136.
- CLIMAP, 1981, Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America. Map Chart Serial, MC-36.
- Crowley, T.J., North, G.R., 1991, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 18. Oxford University Press, Paleoclimatology, New York.
- Crucifix, M., 2006, Does the Last Glacial Maximum constrain climate sensitivity?. *Geophysical research letters*, 33, L18701, doi:10.1029/2006GL027137.
- Cuffey, K.M., Clow, G.D., Alley, R.B., Stuiver, M., Waddington, E.D. and Saltus, R.W., 1995, Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. *Science*, 270, 455-458.
- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G.D., Johnsen, S.J., Hansen, A.W., Balling, N., 1998, Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282, 268-271.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988, Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanogr*, 3, 343-360.
- Elderfield, H., Ganssen, G., 2000, Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 405, 442-445.
- Farrera, I., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P.J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, W., von Grafenstein, U., Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M., Yu, G., 1999, Tropical climates at the last glacial maximum: a new synthesis of terrestrial paleo-climate data, I Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics*, 15, 823-856.
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.F.B., and Wood, R.A., 2000, The Simulation of SST, Sea-Ice Extents and Ocean Heat Transports in a Version of the Hadley Centre Model without Flux Adjustments. *Climate Dynamics*, 16, 147-168.
- Harrison, S., Braconnot, P., Hewitt, C. and Stouffer, R.J., 2002, Fourth international workshop of The Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP): launching PMIP Phase II. *Eos*, 83, 447.
- Joussaume, S. and Taylor, K.E., 2000, The paleoclimate modeling intercomparison project (PIMIP). *Proceedings of the third PIMIP Workshop*, Braconnot, P. (eds.), Canada, 9-24.
- K-1 Model Developers., 2004, K-1 coupled model (MIROC) description. Technical Report1, Center for Climate System Research. University of Tokyo, 34.
- Kageyama, M., Laine, A., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Cortijo, E., Crucifix, M., de Vernal, A., Guiot, J., Hewitt, C.D., Kitoh, A., Kucera, M., Marti, O., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rosell-Melé, A., Vettoretti, G., Weber, S.L., Yu, Y. and MARGO Project Members., 2006, Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea - surface temperatures and pollen-based reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2082-2102.
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L.E., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J. P., Hutterli, M.A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M.E., Matsumoto, K., Nakata, H., Motoyama, H., Fujita, S., Goto-Azuma, K., Fujii, Y. and Watanabe, O., 2007, Northern hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448, 912-916.
- Kim, S.J., Crowley, T., Erickson, D., Govindasamy, B., Duffy, P. and Lee, B.Y., 2008, High-resolution climate simulation of the Last Glacial Maximum. *Climate Dynamics*, 31, 1-16.
- Kim, S.J., Flato, G.M., Boer, G.J., 2003, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: approach to equilibrium. *Climate Dynamics*, 20, 635-661.
- Kim, S.J., Lee, B.Y., 2009, Westerly winds in the Southern Ocean during the Last Glacial Maximum Simulated in CCM3. *Ocean and Polar Research*, 31(4), 297-304.
- Kim, S.J., Lu, J.M., Yi, S., Choi, T., Kim, B.M., Lee, B.Y., Woo, S.H., Kim, Y., 2010, Climate response over Asia/Arctic to change in orbital parameters for the last interglacial maximum. *Geosciences Journal*, 14(2), 173-190.

- Kukla, G.J., Bender, M.L., de Beaulieu, J.L., Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L.D., Knudsen, K.L., McManus, J.F., Merkt, J., Muhs, D.R., Müller, H., Poore, R.Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N.J., Turner, C., Tzedakis, P.C. and Winograd, I.J., 2002, Last interglacial climates. *Quaternary Research*, 58, 2-13.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005, A Pliocene - Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2007, Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quaternary Science Reviews* 26, 56-69.
- Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J.F., Curry, W.B., Dokken, T., Hall, I.R., Herguera, J.C., Hirschi, J.J.M., Ivanova, E.V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T.M., McCave, I.N., McManus, J.F., Mulitza, S., Ninnemann, U., Peeters, F., Yu, E.F. and Zahn, R., 2007, Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Last Glacial Maximum. *Science*, 316(5821), 66-69.
- Marti, O. and Coauthors., 2005, The New IPSL Climate System Model. IPSL-Cm4, Note du Pôle de Modélisation, 26, 1288-1619.
- Mix, A.C., Morey, A.E., Pisias, N.G., Hostetler, S.W., 1999, Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age Tropics. *Paleoceanography*, 14, 350-359.
- O'Donnell, R., Lewis, N., McIntyre, S., Condon, J., 2010, Improved methods for PCA-based reconstructions: case study using the Steig *et al.*, 2009, Antarctic temperature reconstruction. *Journal of Climate*, in press.
- Oppo, D.W., Horowitz M., 2000, Glacial deep water geochemistry: South Atlantic benthic foraminiferal Cd/Ca and d^{13}C evidence. *Paleoceanogr*, 15, 147-160.
- Otto-Bliesner, B.L., Esther, C.B., Caluzet, G., Tomas, R., Levis, S. and Kothavala, Z., 2006, Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCM3. *Journal of Climates*, 19, 2526-2544.
- Peltier, W.R., 2004, Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ice-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 32, 111-149.
- Pierrehumbert, R.T., 1999, Huascaran $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 26, 1345-1348.
- Raymo, M.E., Lisiecki, L.E., Kerim, H.N., 2006, Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate and the Global $\delta^{18}\text{O}$ Record. *Science*, 313, 492-495.
- Roeckner, E., and Coauthors., 2003, The Atmospheric General Circulation Model Echam 5, Part I: Model Description. internal report. 349, 144.
- Royer, J.F., Cariolle, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Hu, R.M., Planton, S., Rascol, A., Ricard, J.L., Salas y Méliá, D., Sevault, F., Simon, P., Somot, S., Tytéca, S., Terray, L. and Valcke, S., 2002, Simulation des changements climatiques au cours du 21-ième siècle incluant l'ozone stratosphérique. *Journal of Geophysics Research*, 334, 147-154.
- Rutberg, R.L., Hemming S.R., Goldstein S.L., 2000, Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios. *Nature*, 405, 935-938.
- Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Y., Barkov, N.I., Jouzel, J., Petit, J.R., Raynaud, D., 1998, Ice core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica). *Journal of Geophysics Research*, 103, 8963-8977.
- Sigenthaler, U., Monnin, E., Kawamura, K., Spahni, R., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Barnola, J.M. and Fischer, H., 2005, Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO_2 changes during the past millennium. *Tellus*, 57B, 51-57.
- Steig, E.J., Schneider, P.D., Rutherford, S.D., Mann, M.E., Comiso, J.C. and Shindell, D.T., 2009, Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 457, 459-463.
- Stute, M., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S. and Bonani, G., 1995, A 30,000 yr continental paleotemperature record derived from noble gases dissolved in groundwater from the San Juan Basin. *New Mexico. Quaternary Research*, 43, 209-220.
- Tarasov, P., Granoszewski, W., Bezrukova, E., Brewer, S., Nita, M., Abzaeva, A. and Oberhäsl, H., 2005, Quantitative reconstruction of the last interglacial vegetation and climate based on the pollen record from Lake Baikal Russia. *Climate Dynamics*, 25, 625-637.
- Toggweiler, J.R., 2009, Shifting Westerlies. *Science*, 323, 1434-1435.
- Toggweiler, J.R., Russell, J.L. and Carson, S.R., 2006, Midlatitude westerlies atmospheric CO_2 and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21.
- Weaver, A.J., Eby, M., Fanning, A.F. and Wiebe, E.C., 1998, Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the last glacial maximum. *Nature*, 394, 847-853.
- Weber, S.L., Drijfhout, S.S., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Eby, M., Ganopolski, A., Murakami, S., Otto-Bliesner, B. and Peltier, W.R., 2007, The Modern and Glacial Overturning Circulation in the Atlantic Ocean in PMIP

Coupled Model Simulations. *Climates of the Past*, 3, 51-64.
Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker, P.D., Johnston, P. and Fifield, L.K., 2000, Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716.
Yu, Y.Q., Yu, R.C., Zhang, X.H. and Liu, H.L., 2002, A

Flexible Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model. *Advances in Atmospheric Science*, 19, 169-190.

투 고 일 : 2011년 7월 12일
심 사 일 : 2011년 7월 22일
심사완료일 : 2011년 9월 20일