

## 수치모형을 이용한 Last Glacial Maximum의 동아시아 기후변화 연구

김성중<sup>1\*</sup>, 박유민<sup>1</sup>, 이방용<sup>1</sup>, 최태진<sup>1</sup>, 윤영준<sup>1</sup>, 석봉출<sup>2</sup>

<sup>1</sup>한국해양연구원부설 극지연구소

<sup>2</sup>한국해양연구원

### Study of East Asia Climate Change for the Last Glacial Maximum Using Numerical Model

Seong-Joong Kim<sup>1\*</sup>, Yoo-Min Park<sup>1</sup>, Bang-Yong Lee<sup>1</sup>, Tae-jin Choi<sup>1</sup>,  
Young-Jun Yoon<sup>1</sup>, Bong-Chool Suk<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Korea Polar Research Institute, Korea Ocean Research and Development Institute, Incheon, Korea

<sup>2</sup>Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan, Korea

**요약:** 미국 해양대기청의 CCM3 기후모형을 이용하여 마지막최대빙하기 (Last Glacial Maximum (LGM))의 동아시아 기후변화를 시뮬레이션 하였다. 이용된 수치모델의 수평해상도는 약 75km로 동아시아의 비교적 상세한 지형 및 기후 기작들이 표현된다. 현재 기후는 미국 해양대기청 에서 제공한 월평균 표층해수가 경계조건으로 이용되었으며, LGM 실험은 CLIMAP 프로젝트에서 복원된 표층해수가 경계조건으로 이용되었다. 또한 LGM실험에서는 현재 의 이산화탄소농도 (330 ppm) 보다 낮았던 대기 이산화탄소농도 (200 ppm)가 적용되었고, 대륙빙하를 포함한 LGM 지표지형이 표현되었다. LGM 경계조건하에서 한국 서해와 동해의 대륙사면에서는 표층 온도가 겨울철에 약 18도 정도 현재보다 낮게 나타나며, 여름철에는 약 2도 정도 높게 나타나는데, 이와 같은 온도 변화는 한국 서해가 빙하기때 해수면 하강에 따라 지표로 드러남으로서 표층 열용량의 차이가 나타나기 때문이다. 전체적으로 마지막최대빙하기에 동아시아 내륙에서는 표층온도가 약 4-6도 감소하며, 주변해역을 포함하여 약 7.1도 하강하는 것으로 시뮬레이션 되는데, 이와 같은 온도감소는 이산화탄소농도 감소에 따른 장파복사량의 증가에 기인한다. 표층의 온도감소는 물수지의 약화를 초래하는데, 겨울철 아시아의 남동부에서 강수량이 약 1-4 mm/day 감소하며, 여름철에는 중국에서의 감수감소가 나타난다. 대체로 마지막최대 빙하기동안 동북아시아에서 현재보다 약 50%정도 감수가 감소하는 것으로 시뮬레이션 된다. 증발량도 감소하는 것으로 나타나지만, 강수의 감소가 더 커서 지남빙하기동안 동아시아는 대체로 건조한 기후가 나타나며, 이와 같은 결과는 다른 지역에서 보이고 있는 결과와 잘 일치한다. 결론적으로 고해상도 수치모델은 전 지구 영역 하에서 동아시아의 기후변화를 잘 시뮬레이션 하고 있다.

**주요어:** 마지막최대빙하기, 기온, 강수, 수치모형, 미국해양대기청

**Abstract:** The climate of the last glacial maximum (LGM) in northeast Asia is simulated with an atmospheric general circulation model of NCAR CCM3 at spectral truncation of T170, corresponding to a grid cell size of roughly 75 km. Modern climate is simulated by a prescribed sea surface temperature and sea ice provided from NCAR, and contemporary atmospheric CO<sub>2</sub>, topography, and orbital parameters, while LGM simulation was forced with the reconstructed CLIMAP sea surface temperatures, sea ice distribution, ice sheet topography, reduced CO<sub>2</sub>, and orbital parameters. Under LGM conditions, surface temperature is markedly reduced in winter by more than 18°C in the Korean west sea and continental margin of the Korean east sea, where the ocean exposed to land in the LGM, whereas in these areas surface temperature is warmer than present in summer by up to 2°C. This is due to the difference in heat capacity between ocean and land. Overall, in the LGM surface is cooled by 4-6°C in northeast Asia land and by 7.1°C in the entire area. An analysis of surface heat fluxes show that the surface cooling is due to the increase in outgoing longwave radiation associated with the reduced CO<sub>2</sub> concentration. The reduction in surface temperature leads to a weakening of the hydrological cycle. In winter, precipitation decreases largely in the southeastern part of Asia by about 1-4 mm/day, while in summer a larger reduction is found over China. Overall, annual-mean precipitation decreases by about 50% in the LGM. In northeast Asia, evaporation is also overall reduced in the LGM, but the reduction of precipitation is larger, eventually leading to a drier climate. The drier LGM climate simulated in this study is consistent with proxy evidence compiled in other areas. Overall, the high-resolution model captures the climate features reasonably well under global domain.

**Key Words:** Last Glacial Maximum, Temperature, Precipitation, Numerical Simulation, CCM3

\* Corresponding author: Seong-Joong Kim, Tel. 032-260-6232, E-mail, seongkim@kopri.re.kr

## 1. 서 론

빙하 및 해양퇴적물에 나타난 기후변화 기록을 보면 약 지난 50만년 동안에는 약 10만년의 주기를 가지고 빙하기와 간빙기가 반복적으로 나타나는데, 이와 같은 주기적 기후변화는 지구와 태양간의 상대적 위치의 변화에 따른 입사태양에너지의 주기적 변이에 기인하는 것으로 여겨진다 (Hays et al., 1976). 가장 최근의 빙하기는 약 20,000년 전에 나타났었는데, 이 시기를 Last Glacial Maximum (LGM)이라 한다. CLIMAP (1981) 프로젝트의 기록복원에 의하면, LGM 당시의 수온은 현재에 비해 지구 평균 약  $5^{\circ}\text{C}$  정도 낮았던 것으로 나타나는데, 저위도 지역에서는 매우 작은 양의 온도감소가 보이고 고위도 지역에서는 큰 온도감소가 보이고 있다. LGM 당시에는 북아메리카와 북유럽지역에 1500~2000 m 정도의 대륙빙하가 발달하였던 것으로 밝혀진다. 남극해에서는 해빙이 현재는 약  $60^{\circ}\text{S}$ 까지 진출했던 것에 반해 LGM에는 약  $50^{\circ}\text{S}$ 까지 진출했었으며 북대서양에서도 약  $45^{\circ}\text{N}$ 까지 해빙이 확장했던 것으로 보고된다 (CLIMAP, 1981). 이와 같이 LGM의 기후는 현재 기후와 현저히 달랐고 풍부한 고기후 복원 자료들이 보고되고 있기 때문에 지구의 기후변화 메커니즘을 검증하기 위한 좋은 기회를 제공한다.

CLIMAP (1979, 1981) 프로젝트에 따른 기후변화 복원 기록들을 비롯한 많은 지질학적 그리고 지화학적 proxy 자료들이 LGM 기후의 전반적 형태를 묘사하는데 이용되고 있기는 하지만, 이들 proxy 자료들만으로는 기후변화의 전반적인 메커니즘을 규명하는데 한계가 있다. 그러므로 proxy 자료와 더불어 물리 작용에 기초를 둔 기후 시뮬레이션 모델들이 기후변화 메커니즘 규명 연구를 위하여 많이 이용되고 있다. LGM 기후변화의 메커니즘 규명을 위하여 그동안 수행된 모델 연구들은 과거에는 대기모델에 단순화된 해양을 포함시킨 모델연구가 활발히 진행되어 왔으며 (Gates 1976; Manabe and Hahn 1977; Kutzbach and Guetter 1986),

최근에는 컴퓨팅 능력의 발달과 더불어 대기-해양-해빙의 요소들이 결합된 형태의 기후모델들이 이용되고 있다 (Weaver et al. 1998; Ganopolski et al. 1998; Hewitt et al. 2001; Kim et al. 2002, 2003). 이러한 연구들은 LGM 기후변화의 메커니즘을 밝힐 수 있는 많은 유용한 결과를 제공해 왔지만, 그동안 LGM 연구에 적용되었던 모델들은 대부분 공간 해상도가 낮기 때문에 작은 규모 혹은 지역적인 기후 현상들을 재현하는데 한계가 있다. 본 연구에서는 비교적 고해상도의 대기 대순환 모델을 이용하여 전지구규모의 현재 및 LGM 기후를 재현해보고, 동아시아 주변에서 기후가 현재에 비해 어떻게 얼마나 달랐는지 살펴보고자한다.

## 2. 연구 자료 및 방법

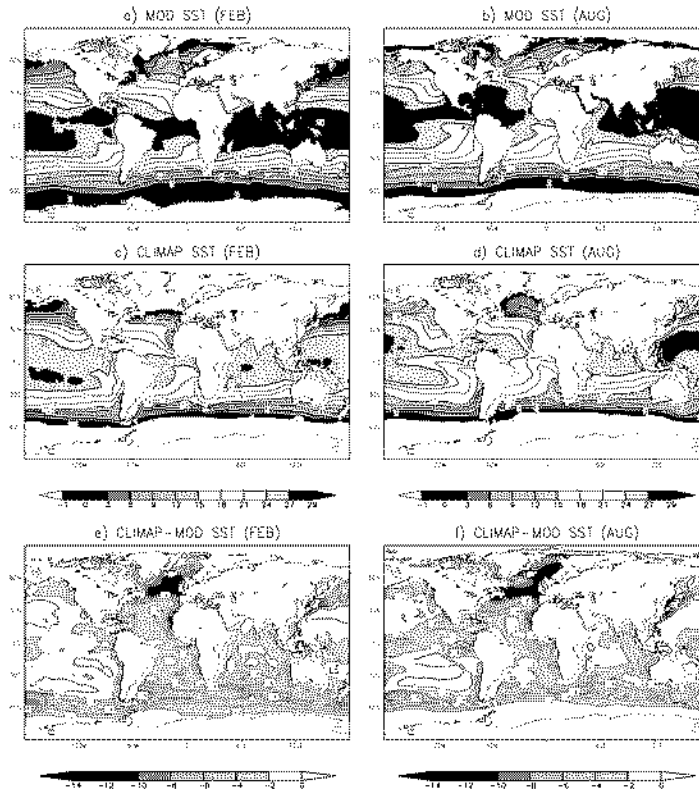
시뮬레이션에 이용된 수치모델은 T170의 해상도를 가지는 CCM3 대기 순환 모델로서 가우시안 그리드로 변형했을 때 격자  $512 \times 256$  셀을 가지고 있으며 거리는 약 75 km 정도이다. 본 연구에서는 CCM3.6.6 물리적 특징을 기초로 개선된 CCM3.10.11 모델 버전이 이용되었다. 이 모델은 CCM3.6.6과 물리적으로 동일하지만, 모델의 계산적인 측면이 대규모의 병렬 컴퓨터에서 효율적으로 작동할 수 있도록 수정되었다 (Duffy et al., 2003).

본 연구에서 이용된 CCM3 모델은 혼합된 수직 좌표를 가지는 18개의 층으로 구성되어 있는데 지표에서는 지형을 따라가는 시그마 격자로 표현되고, 상층에서는 기압 좌표계를 따르며 최상층 기압은 2.9 hPa이다. CCM3은 NCAR 지표 모델 (LSM; Bonan 1998)로 알려진 지표기작의 종합적인 모사를 포함한다. 이 모델의 중요한 물리적인 과정은 Kiehl et al. (1998a, b)에 자세하게 기술되어 있으며, 본 연구의 시뮬레이션에서는 T170에서 수행된 시뮬레이션의 결과에서 보여진 bias를 최소화하기 위해 구름과 증발량의 모수화에 있어 일부 인자값이 T42 모델로부터 이용된 인자값으로 조정되었다. 고해상도 모델에 대한 좀 더 자세한 사항은 Duffy et al.

(2003)에 기술되어 있다.

본 연구는 현재와 LGM의 기후변화를 고해상도의 모델을 이용하여 얻어진 결과를 기술한다. 현재기후 시뮬레이션에서는 NCAR에 의해 제공된 월평균 해수 표면 온도와 해빙의 분포, 이산화탄소 농도 (335 ppm), 그리고 현재 지표경계와 지형이 적용되었으며 이 실험은 "MOD"라 칭한다. LGM 실험에서는 기후적으로 평균된 LGM의 월별 해양 표층 수온과 해빙 분포가 이용되었는데 이는 CLIMAP (1981)에 의해 복원된 8월과 2월의 표층 수온을 바탕으로 내삽법을 이용하여 얻어졌다. Fig. 1은 현재와 CLIMAP (1981) 프로젝트에 의해 복원된 LGM의 해수 표면 온도 및 현재와의 해수표면온도 차이의 공간적 분포를 보여준다. 해수온도는 LGM 당시 최대 14° C 이상까지 감소했음을 알 수 있다.

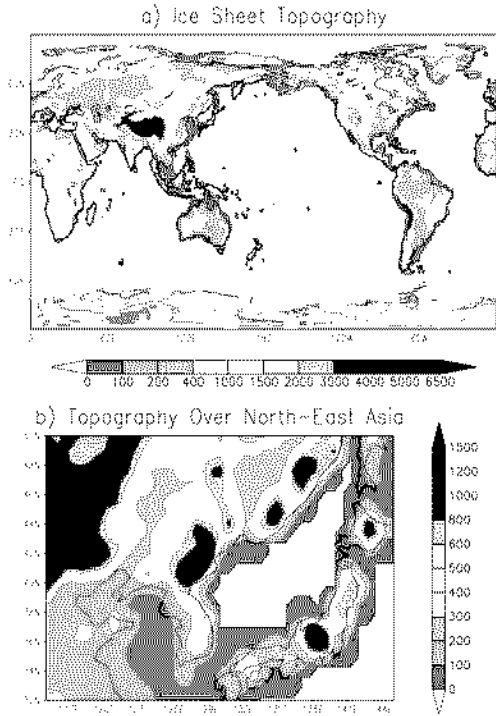
가장 큰 온도감소는 북대서양과 북동 태평양에서 나타나는데, 이지역들에서 해수온도는 LGM 당시 최대 14° C 이상까지 감소했음을 알 수 있다. 이와 같은 온도감소는 LGM 당시 해빙의 확장에 따른 해수의 온도감소에 기인한다. 남극해에서도 LGM 당시 해빙이 약 50° S까지 진출했던 것으로 나타나는데 이로 인해 비교적 큰 표층의 수온감소가 남위 40° ~50° 에서 보인다. 이와 같이 전반적인 표층의 수온 감소에도 불구하고 남북 아열대 해역에서는 현재보다 LGM 수온의 온도감소가 매우 작거나 지역에 따라서는 다소 높게 나타나는데 이는 최근의 온도복원 결과들에 비교하여 차이점이 있다. 최근에 다른 proxy 기록들 (snow line depression, noble gas, coral, tropical ice core, pollen 등)은 5° C 이상의 표층 수온 감소를 보이고 있어, CLIMAP에



**Fig. 1.** Geographic distribution of the observed modern a) February, b) August sea surface temperature (SST), CLIMAP c) February, d) August SST, the change (LGM minus MOD) for e) February, f) August.

의해 복원된 수온변화는 다소 비현실적인 것으로 여겨진다 (Kim et al., 2003). 그러므로 최근의 proxy 기록과 맞추기 위하여 원래 CLIMAP 표층 수온보다 저위도 (30° S ~30° N)에서 1°C 낮게 조절되었다.

LGM 지표 지형은 Peltier (1994)의 ICE-4G 지형 자료가 적용되었다 (Fig. 2).



**Fig. 2.** Distribution of the surface topography with the LGM ice sheet for the a) entire globe, b) northeast Asia. Contour lines over gray color represent the thickness of ice sheets in the LGM.

그림에서 회색 부분은 LGM 당시 대륙빙하가 위치했던 곳을 나타내는데, LGM에는 현재와 달리 북아메리카와 북유럽에 두께 1500 m에서 2000 m 규모의 대륙빙하가 위치해 있었고 현재 빙하가 존재하는 남극이나 그린란드에서도 현재보다 빙하의 두께가 현저히 두꺼웠음을 알 수 있다. 대륙빙하는 해양에서 증발한 수분으로 구성되는데, 대륙빙하의 양에 상당하는 해수면이 LGM 당시 약 120 m 정

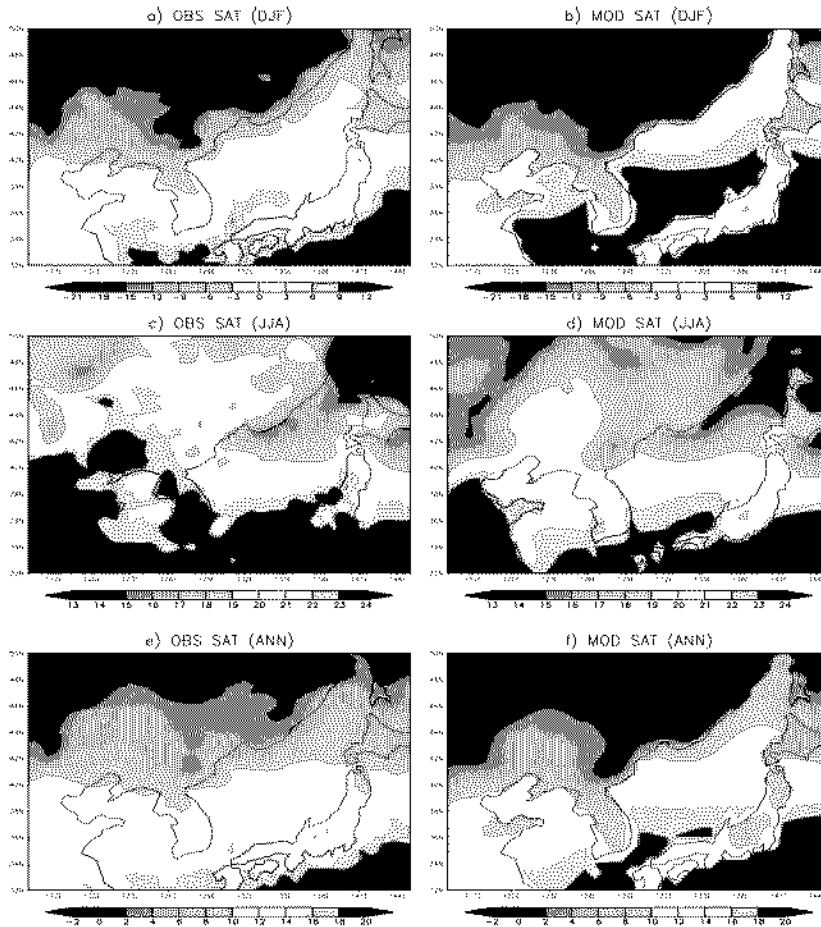
도 낮았던 것으로 proxy 자료들은 보여주고 있다 (Fairbanks, 1989). 낮아진 해수면에 따라 드러난 지표 경계가 Fig. 2에 파란색으로 보여진다.

Fig. 2b는 모델에 이용된 동아시아의 지형을 보여주는데, T170 해상도는 한반도 북부의 백두산에서 지리산까지 지형을 상세히 보여주며 일본과 중국의 지형도 잘 나타내고 있다. 모델의 해상도 때문에 백두산은 약 1,500 m의 고도를 보이며 설악산은 약 600 m 정도의 고도를 보여 실제보다 약 1,000 m 낮게 표현되고 있다. 하지만 전지구 규모의 모델에서 이 정도 표현은 아주 고무적이라 할 수 있다. 해수면의 하강에 따라 서해 전체와 동해의 대륙사면이 육지로 드러났음을 보여주고 있다. 대기 중 이산화탄소농도는 ice core의 공기방울들을 분석해서 얻어진 이산화탄소 농도값(200 ppm)이 적용되었으며, 지구 궤도 인자값(eccentricity, obliquity, precession)은 20,000년 전으로 변경하였다. 이 실험은 "LGM" 이라 칭한다.

### 3. 결 과

#### 3.1 표층 기온 및 열수지

MOD와 LGM 실험 모두 6년간 적분하였고, 마지막 4년을 평균하여 분석에 적용하였다. Fig. 3은 NCAR에서 제공된 지상기온 관측치와 MOD 실험에서 얻어진 겨울철 평균(12월, 1월, 2월)과 여름철 평균(6월, 7월, 8월), 그리고 연평균 기온 (Surface Air Temperature, SAT)의 공간적 분포를 보여주고 있다. 겨울철에는 지표가 해양에 비해 열용량이 적기 때문에 주변 해양에 비해 한반도 내륙에서 급격한 온도감소가 관측되는데, 이와 같은 특징은 MOD 시뮬레이션에서도 아주 잘 묘사되고 있다. 한편 여름철에는 지표가 빨리 데워지기 때문에 주변해역에 비해 한반도 내에서 20°C 이상 높게 관측된다. 이와 같은 특징들은 모델에서도 대체로 잘 묘사되고 있지만, 표층온도가 한반도에서 여름철에 1~2°C정도 낮게 시뮬레이션 되는 경향이 있다. 여름철에도 공간적인 분포는 대체로 잘 묘사되고 있으나 중국 내륙 및 한반도 일본에 걸쳐 표



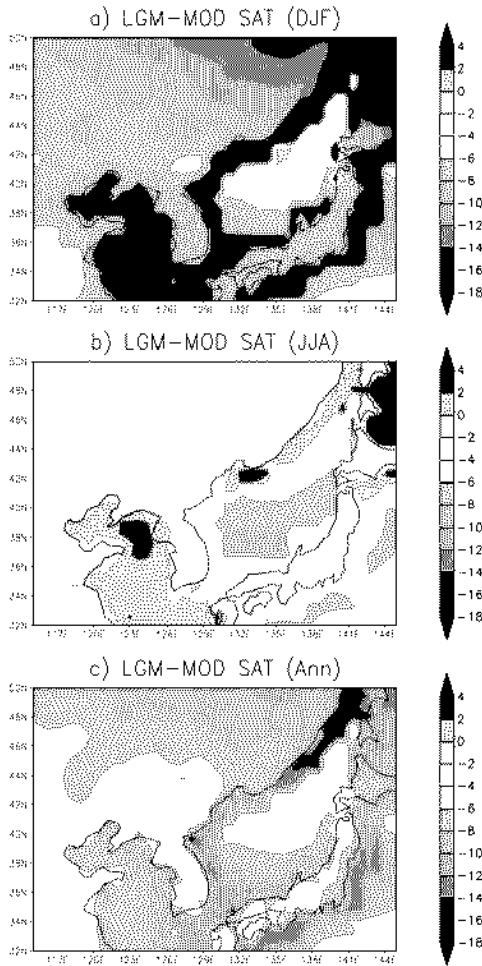
**Fig. 3.** Geographic distribution of observed surface air temperature (SAT) for a) winter (December–January–February), c) summer (June–July–August), e) annual-mean, simulated in the MOD for b) winter, d) summer, f) annual-mean.

층 온도가 관측에 비해 2~3℃정도 낮게 시뮬레이션 된다.

Fig. 4는 LGM과 MOD 사이의 표면 기온 차이에 대한 겨울, 여름, 연평균의 공간적인 분포를 보여주고 있다. 겨울철에 LGM 실험에서 지상 기온의 가장 큰 감소 ( $T < -18^{\circ}\text{C}$ )는 서해와 동해의 대륙주변부에서 보이고 있으며 여름철에는 이 지역에서 온도증가를 보이고 있다. 이 지역들은 빙하기 동안 지표로 드러났었던 지역으로 지표가 해양보다 훨씬 적은 열용량을 가지기 때문에 겨울철 외부에너지의 변화에 대해 반응하는 정도가 크기 때문에 나타나는 현상이다.

응하는 정도가 크기 때문에 나타나는 현상이다.

해양과 지표의 열용량의 변화에 따른 민감도를 조사하기 위하여, 한 계절동안 지표와 해양의 온도변화에 필요한 에너지를 구해보면 다음과 같다. 어떤 물질이 일정기간동안 온도변화를 일으키는데 드는 에너지는  $\Delta E = C_p \cdot m \cdot \Delta T$ 로 표현된다. 여기서  $m$ 은 어떤 물질의 질량이고  $C_p$ 는 비열을 나타낸다. 한 계절동안 대기의 에너지 변화에 반응하는 해양의 부피는 약  $100 \text{ m}^3$ 이며, 지표는 약  $1 \text{ m}^3$ 이다. 물과 지표의 밀도는 각각  $1000 \text{ kg/m}^3$ 와  $3000 \text{ kg/m}^3$ 이며, 비열은 물의



**Fig. 4.** Geographic distribution of the change in SAT for a) winter, b) summer and c) annual-mean.

경우  $4186 \text{ J/kg} \cdot ^\circ\text{C}$ 이고 지표(암석기준)는 약  $800 \text{ J/kg} \cdot ^\circ\text{C}$ 이다. 한 계절동안 온도변화는 통상 해양은  $10^\circ\text{C}$  정도이며 지표는 약  $20^\circ\text{C}$  정도이기 때문에, 이와 같은 온도변화를 위해 요구되는 에너지는 해양에서는  $4.186 \times 10^9 \text{ Joules}$ 이며 지표에서는  $4.8 \times 10^7 \text{ Joules}$ 로 해양이 지표에 비해 약 100배 정도 더 많은 에너지가 요구됨을 알 수 있다. 이와 같은 해양과 지표의 열용량의 차이에 의한 변화에 더해서, 해양과 지

표의 알베도 즉 태양에너지의 입사량에 대한 반사율의 차이에 의해서 표면 온도변화에 영향을 받는다. 더해서 지표의 알베도(0.2)가 해양의 알베도(0.1)보다 약간 더 크기 때문에 나타나는 영향도 작용한다.

지표면의 변화가 있었던 지역을 제외한 겨울과 여름철 온도변화를 보면 다음과 같다. 동해 북부에서 겨울철에 상대적으로 작은 온도감소가 나타나는 반면, 여름철에는 큰 온도감소가 보이는데, 이 또한 해양의 열용량이 지표에 비해 크기 때문이다. 지표에서는 겨울철에 동아시아 북동부에서  $14^\circ\text{C}$  이상의 강한 온도감소를 보이다가 남쪽으로 내려오면서 점차 온도감소율이 작아지는 경향을 보이고 있다. 하지만 한반도는 주변 지역의 큰 온도감소에 기인하여 한반도 북부 지역보다  $2^\circ\text{C}$  정도 더 큰 온도 감소를 보이며 전체적으로  $6\sim 8^\circ\text{C}$  정도의 온도감소를 보인다. 한편 여름철에는 온도 감소율이 겨울철에 비해 대체로 낮으며  $0\sim 8^\circ\text{C}$  정도의 온도감소를 보인다. 연평균 온도변화를 보면, 한반도 및 중국 일본은 내륙에서  $4\sim 6^\circ\text{C}$ 의 온도감소를 보이는 것으로 시뮬레이션 된다.

LGM 경계 조건 적용에 따른 지표 온도 변화는 표면 열 플럭스(열속)에 의해 좌우되고, 지표의 온도 변화는 다시 표면 열속에 영향을 주며 새로운 열속 평형 상태에 도달한다. Fig. 5는 복사(단파와 장파) 열 플럭스와 난류(잠열과 현열) 열 플럭스의 연평균 변화의 공간적인 분포를 보여준다. 그림에서 양의 플럭스는 표층이 에너지를 받음을 나타내는 것이고, 음의 플럭스는 표층이 에너지를 잃을 때를 나타낸다. 동아시아 지역에서 LGM 당시 지표로 드러났던 지역은 앞에서 기술한 바와 같이 해양에 비해 높은 알베도를 가지기 때문에 입사 태양에너지에 대한 더 큰 반사를 유발하여 단파에너지의 감소를 초래한다. 하지만 이 지역을 제외하고는 대체로 단파복사에너지가 증가되는 것으로 시뮬레이션 된다. 반면에, 표층에서 외부로 방출되는 장파복사 에너지는 감소하는 것으로 나타나는데, 이 결과는 LGM 실험에서 표층온도의 감소는 장파복사 에너지의 증가에 따른 열손실에 기인함을 나타

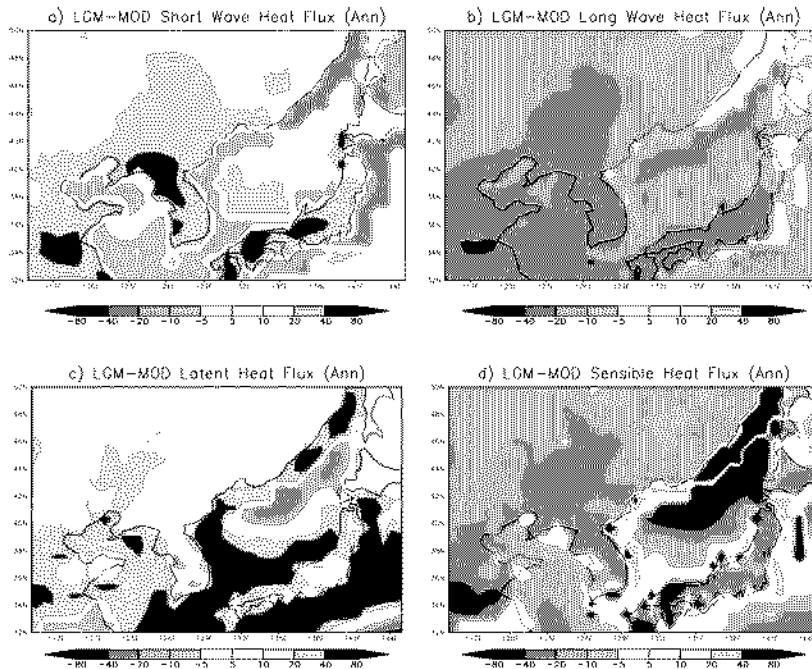
내고 있다. 즉 LGM 당시 80 ppm 정도 감소한 이산화탄소량은 대기의 수증기량의 감소를 유발하며 이에 따라 온실효과도 감소하여 궁극적으로 대기방출 복사에너지의 증가를 일으킨다.

한반도 주변에서 LGM 조건에 대해 단파복사에서지가 감소하고 반면 장파복사에서에너지가 증가하는 것은 대부분 운량의 감소에 기인한다. Fig. 6은 MOD에서 시뮬레이션한 연평균 수직적으로 적분된 운량의 분포 및 LGM과의 차이를 보여준다. 동아시아에서 운량이 가장 적게 나타나는 지역은 중국 내륙과 동해의 북부임을 알 수 있다. LGM 실험에는 대부분의 지역 특히 한반도 서해 및 일본의 남부에서 운량이 감소함을 보이고 있다. 운량의 감소는 표층기온의 하강에 따른 증발량의 둔화 및 이산화탄소량 감소로 인한 대기 수증기량의 감소에 기인한다.

다 (Fig. 5c). 잠열 획득은 특히 한반도 남부와 동부 그리고 일본의 남부에서 크게 나타나는데 이것은 표면 냉각이 크기 때문이다. 이와 반대의 경우가 동해의 북동부에서 보이는데 이는 상대적으로 적은 온도감소와 잘 일치한다. LGM 현열 플럭스는 남극해와 노르웨이해 표면에서 온난하게 반응하고, 반면 남극해의 북부 해빙과 북서 태평양의 표면에서는 한랭하게 반응한다.

### 3.2 강수 및 물수지

온도의 변화는 표층의 증발량 및 대기의 역학적 변화를 유발하여 물수지의 변화에 영향을 준다. 온도분포에 비해 강수의 분포는 수치모델에서 재현하기 매우 힘든 변수중의 하나이긴 하지만 매우 중요한 기후요소이기 때문에 이에 대한

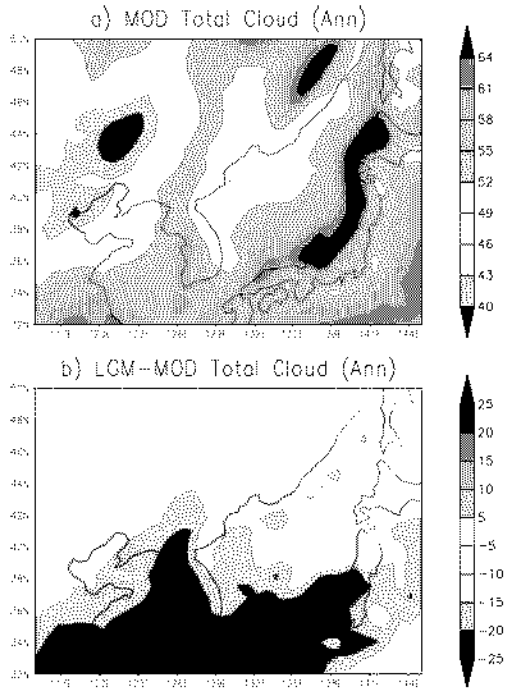


**Fig. 5.** Geographic distribution of the change in a) short-wave radiative, b) long-wave radiative, c) latent, d) sensible heat fluxes. Units are in  $W m^{-2}$ .

Fig. 4에서 살펴본 것처럼 표면의 온도는 증발의 감소를 유발하고, 마침내는 잠열 플럭스가 감소되어 상대적으로 열을 얻는 효과를 낸

변화를 살펴보고자 한다. Fig. 7은 Xie와 Arkin (1997)에 의해 정리된 겨울철과 여름철의 강수와 MOD 실험에서 시뮬레이션된 강수를

비교하고 있다. 강수의 분포는 대기의 바람장 분포와 밀접한 연관이 있기 때문에 바람장의 변화도 같이 기술해본다. Fig. 8은 MOD와 LGM에서 시뮬레이션 된 바람장의 벡터와 크기를 나타내며 LGM과 MOD의 차이를 보여준다.



**Fig. 6.** Geographic distribution of a) the mean annual, b) the change in cloud cover integrated in all vertical levels. Units are in percent.

관측에서 나타나는 동아시아 지역의 겨울철 강수 분포를 보면, 중국 북동부 지역의 강수량이 0.5 mm/day 이하로 매우 작게 관측되지만 남서쪽으로 증가하는 경향을 보이며, 일본의 동쪽 해안에서 최대 4 mm/day의 강수를 보인다. 겨울철 대륙에서 강수가 매우 적게 나타나는 이유는 Fig. 7에 보이는 바와 같이 시베리아 고기압의 발달에 따라 북서풍을 타고 불어오는 대륙의 건조한 공기에 기인하며, 동해 남동부에서 강수가 대체로 크게 나타나는 이유는 동해 남동부를 따라 흐르는 쓰시마 난류의 존재에 의한 온수가

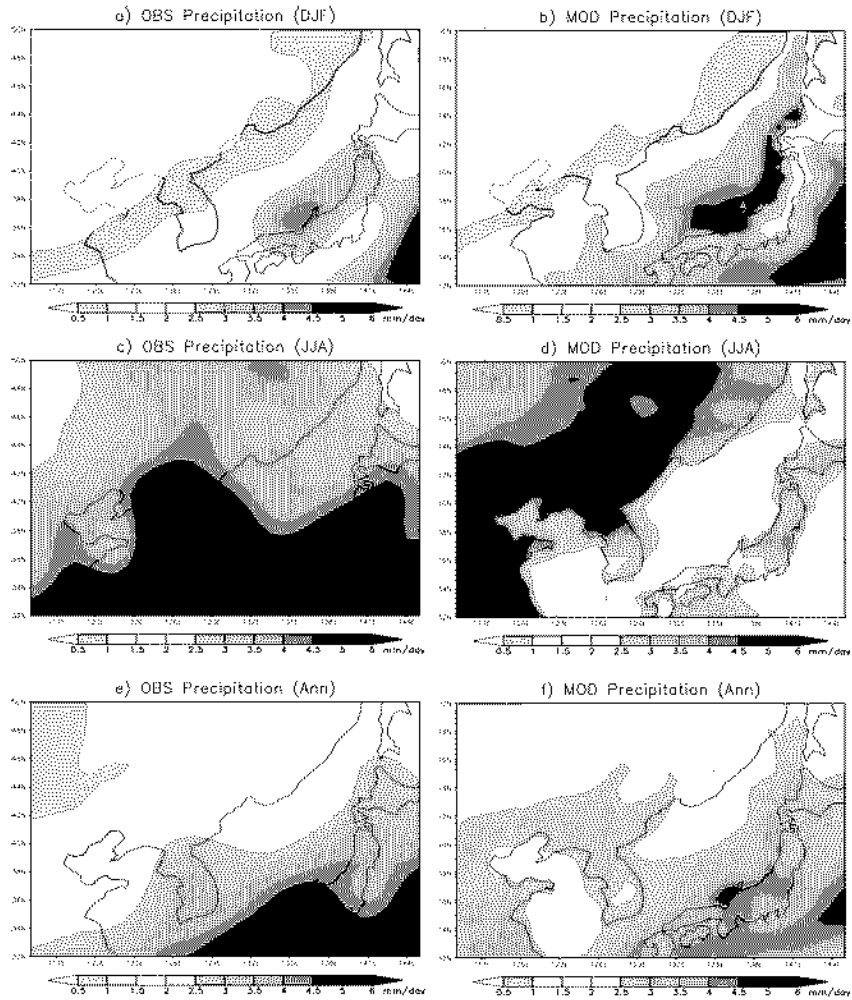
대륙에서 불어오는 건조한 바람과 만나서 유발된 많은 양의 증발에 기인한다. 모델의 결과와 비교해 보면, 관측에 비해 강수가 비교적 크게 나타나는 경향이 있지만, 겨울철 관측에서 보여지는 공간적 분포는 대체로 잘 일치됨을 볼 수 있다.

여름철 관측강수 분포를 보면, 많은 양의 강수가 한반도와 일본의 서부에서 나타나는데 이는 여름철 북태평양 고기압의 발달로 인해 나타나는 남풍계열의 바람에 기인한다 (Fig. 8b). 하지만 모델의 결과에서는 여름철 최대 강수역이 중국쪽으로 치우쳐 나타남을 알 수 있다. 그리고 동해와 서해에서 대체로 2.5 mm/day 이하의 강수가 모사되는데 반해, 관측값은 3 mm/day 이상의 값을 보임을 알 수 있다. 이와 같은 결과는 전지구 규모의 모델을 이용하여 지역 규모의 강수패턴을 재현해 내기에는 아직 한계가 있음을 시사한다. 연평균 강수량도 전체적인 공간적 분포는 일치 하지만 세세한 점들은 잘 일치되지 않음을 알 수 있다.

Fig. 9는 LGM과 MOD의 겨울철, 여름철, 연평균 강수의 차이를 보여주고 있다. LGM 실험에서 모든 계절에 강수가 감소하고 있다. 특히, 겨울철에는 해양주변에서 많은 양의 감소가 보이는데 반해, 여름철에는 내륙에서 뚜렷한 감소가 보인다. 전체적으로 LGM 당시 한반도 주변 및 중국 연안에서는 1~2 mm/day의 강수 감소가 시뮬레이션 되고 일본의 남쪽에서는 2~4 mm/day의 강수 감소가 시뮬레이션 된다. 이와 같이 LGM에 강수가 전반적으로 감소한 것은 부분적으로 바람장의 변화에 기인한다. Fig. 8에 보이는 바와 같이 LGM 실험에서 겨울철에는 대륙에서 불어오는 북서풍이 강화되며 이로 인해 한반도 지역은 더 건조해지며, 여름철에는 습한 남풍계열의 바람이 약화됨에 따라 강수가 감소하고 있다.

Fig. 10은 MOD에서 시뮬레이션 된 동아시아 지역의 증발량 및 LGM과의 차이에 대한 공간적 분포를 보여주고 있다. 겨울철에는 동해와 서해 그리고 일본의 남쪽 해에서 많은 양의 증발이 일어나는데, 이는 대륙에서 불어오는 차고 건조한 공기와 해양 표층의 상대적으로 따뜻한 공기





**Fig. 7.** Geographic distribution of the winter precipitation e) a) observed, b) simulated, the summer c) observed, d) simulated, the annual-mean e) observed and f) simulated. The observed precipitation is from Xie and Arkin (1977) and the simulation from the MOD. Units are in  $\text{mm day}^{-1}$ .

(동해의 북쪽에서  $3^{\circ}\text{C}$ , 남쪽에서  $15^{\circ}\text{C}$ )가 만나 이루어지는 것으로 여겨진다. 한편 여름철에는 해양에 비해 내륙에서 많은 강수가 보이는데, 이는 지표의 기온이 해양에 비해 빨리 상승하기 때문이다.

LGM 결과와의 차이를 보면, 겨울철과 여름철에 변화가 크게 보이는 LGM에 지표로 드러난 곳으로 겨울철에는 이 지역에서 증발이 감소하고 여름철에는 증가한다. 겨울철에 감소하는 것

은 해양에서 지표로 바뀔에 따라 수분의 기원이 없어지기 때문이며, 여름철 증발 증가는 표층 기온 증가에 기인한다. 연평균 변화를 보면 아시아 동아시아 지역에서는 증발이  $1\sim 4 \text{ mm/day}$  정도 감소하는 것으로 시뮬레이션 된다.

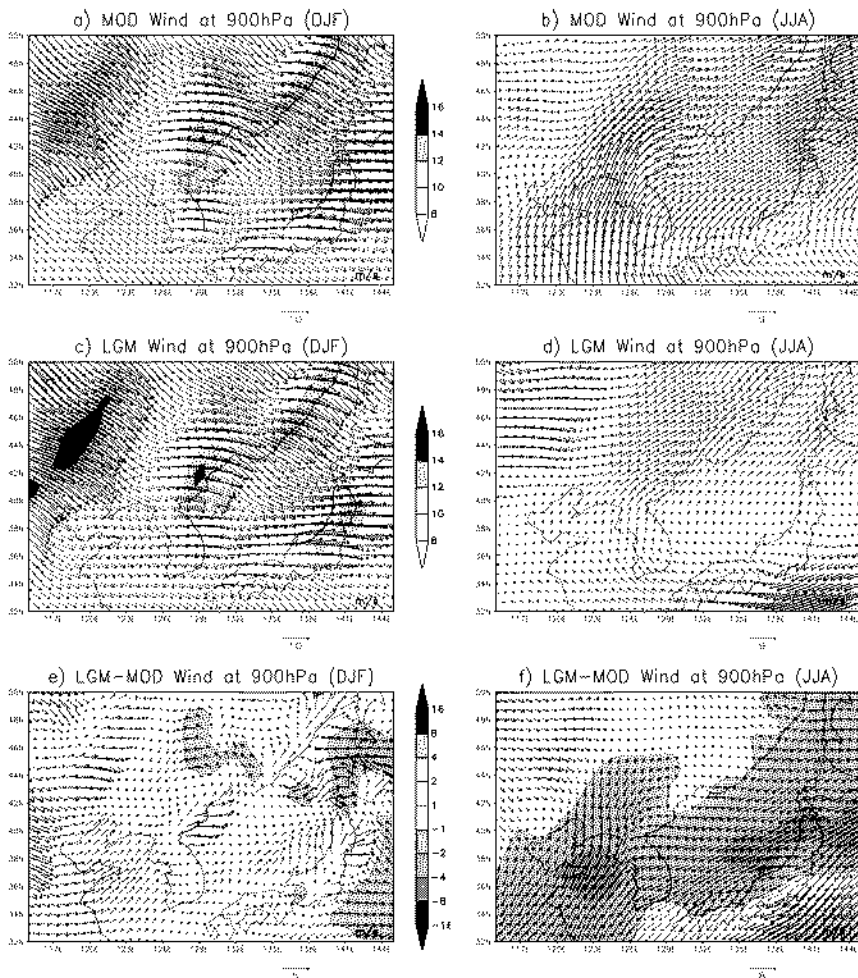
Fig. 11은 MOD에서 시뮬레이션 된 동아시아 지역의 강수량-증발량(P-E)의 공간적 분포 및 LGM과의 차이를 보여주고 있다. MOD 실험에서 P-E의 분포를 보면 겨울철 해양에서는 증발

량이 강수량을 초과하며, 내륙에서는 강수량이 증발량을 초과하는 것으로 나타난다. 하지만 여름철에는 남한과 일본의 남부를 제외하고는 동아시아 지역에서 강수가 증발을 초과하는 것으로 시뮬레이션 된다. 연평균 분포를 보면, 내륙에서는 대체로 습윤한 것으로 나타나고, 해양에서는 건조한 것으로 시뮬레이션 된다.

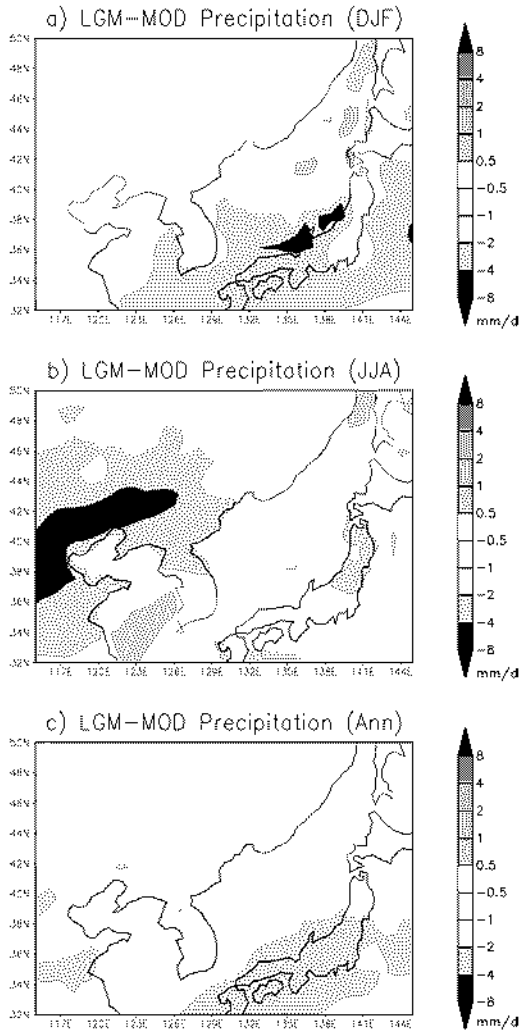
LGM의 겨울철에는 한반도, 일본, 중국 내륙과 동해의 중심부가 현재보다 건조했던 것으로 시뮬레이션 되며, 지표로 드러났던 부분은 LGM

당시 현재보다 습윤한 것으로 시뮬레이션 된다. 여름철에는 동아시아 대부분 지역이 현재보다 건조한 것으로 나타나며, 연평균 분포에서도 지표로 드러났던 부분을 제외하고는 대체로 현재보다 더 건조했던 것으로 시뮬레이션 된다.

종합적으로 보면 동아시아에서 LGM 당시 강수량이 대체로 줄었으며 기후가 더 건조한 것으로 시뮬레이션 되는데 이러한 결과는 LGM에 현재보다 대체로 건조했던 프락시 기록들과 기록된 대기의 먼지 농도의 증가와 심해 core에서 aeolian 퇴적



**Fig. 8.** Geographic distribution of the simulated wind vectors in the MOD for a) winter, b) summer, in the LGM for c) winter, d) summer, and the change for e) winter, and f) summer. Units are in  $\text{ms}^{-1}$ .



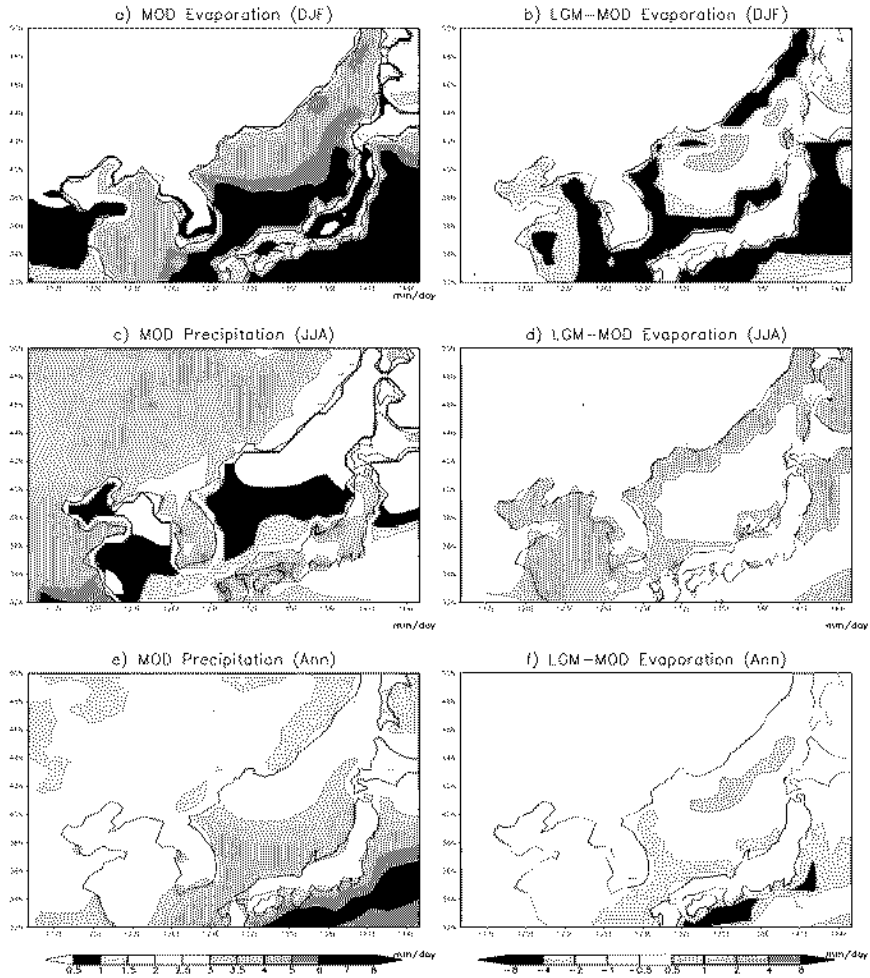
**Fig. 9.** Geographic distribution of the change in precipitation for a) winter, b) summer, c) annual-mean. Units are in  $\text{mm day}^{-1}$ .

물의 입자 크기 증가 등은 LGM 기후가 건조했음을 보여주는 증거들이다 (Petit et al., 1981; Sarinthein et al., 1981; Crowley and North, 1991). 특히 동아시아 지역의 여름철 강수 감소는 여름 몬순의 약화를 의미하는 것으로 Clemens and Prell (2003) 그리고 Sirocko et al. (1993) 등에 의해 복원되고 몬순 복원 자료들의 결과와도 잘 일치하고 있다.

#### 4. 요약 및 결론

본 연구에서는 비교적 고해상도의 전지구 규모의 기후모형을 이용하여 동아시아의 현재기후를 재현하여 관측과 비교해보고, LGM 경계 조건을 적용하여 LGM의 기후 특징들을 시뮬레이션 하여 현재기후와의 차이점을 분석해 보았다. 시뮬레이션은 수평 해상도가 약 75 km와 일치하는 T170 NCAR CCM3 대기 대순환 모델을 이용하여 수행하였는데, 이 모델은 18개의 수직층으로 구성되어 있고, 상세한 지표 기작들을 포함한다. LGM 경계 조건들은 대기상층에서는 이산화탄소 농도가 현재의 농도(355 ppm)에 비해 감소된 LGM 당시의 농도값(200 ppm)이 적용되었으며, 지구궤도함수(Oblivity, Precession, Eccentricity)도 현재와 달리 20,000년 전의 값들이 적용되었다. 대기 하층에서는 다음과 같은 경계조건들이 적용되었다. 첫째, 지표에서는 LGM 당시 1500~2000 m 정도의 대륙빙하가 북미(Laurentide ice sheet)와 북유럽(Fenoscandian)에 발달하였기 때문에 Peltier (1994)에 의하여 복원된 LGM 당시 지형이 적용되었으며, 대륙빙하의 발달에 상응하는 해수면의 하강(약 120 m)을 고려하여, 빙하의 대륙 경계면이 적용되었다. 해상도가 비교적 높기 때문에 전 지구 규모에서 백두산과 지리산 등 한반도내의 지형들이 상세하게 표현되고 있다. 해양에서는 관측된 기후 평균 표층수온 값으로 고정하여 실험하였는데 현재기후 실험에서는 NCAR에서 제공된 기후적 월평균 표층 수온이 이용되었고, LGM 실험에서는 CLIMAP(1981)에 의해 복원된 2월과 8월의 표층수온을 내삽법을 이용하여 얻어진 월평균값이 적용되었다. CLIMAP에 의해 복원된 표층수온은 저위도에서 최근의 복원결과에 비해 약간 높게 복원된 것으로 밝혀짐에 따라, LGM 해수 표면 온도는 모든 곳에서 CLIMAP 보다  $1^{\circ}\text{C}$  낮게 적용되었다.

현재의 경계조건을 적용하여 얻어진 표층의 기온분포는 겨울과 여름 그리고 연평균 모두 대체로 관측과 잘 일치하고 있다. 특히 겨울철 관측 기온분포를 보면 해양과 지표의 열용량 차이

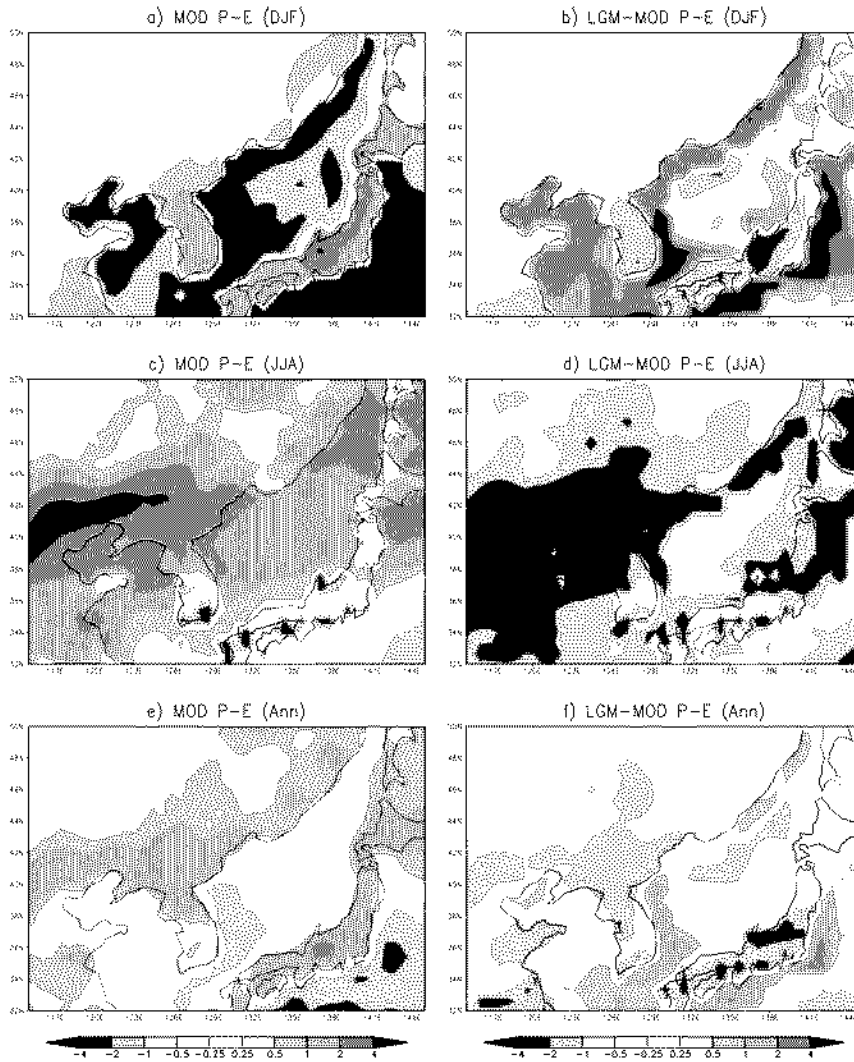


**Fig. 10.** Geographic distribution of evaporation simulated in the MOD for a) winter. c) summer, and e) annual-mean, the change between the LGM and MOD for b) winter. d) summer, and f) annual-mean. Units are in  $\text{mm day}^{-1}$ .

에 의해 주변 해역에 비해 한반도 내륙에서 기온이 급격히 감소함을 보이는데, 이와 같은 특징들이 잘 재현되고 있다. LGM 경계조건을 적용했을 때 연평균온도 분포를 보면 예상했던 바와 같이 동아시아 주변에서 온도감소가 시뮬레이션된다. 동아시아에서 가장 큰 온도변화는 LGM에 해양이 지표로 드러났던 지역인데, 이곳에서 겨울에는  $18^{\circ}\text{C}$  이상의 온도감소가 보이는데 반해 여름철에는  $0^{\circ}\text{C}$  이상의 온도 증가가 얻어진다.

이와 같은 급격한 계절적 온도 변화는 지표의 열용량(암석기준 약  $800 \text{ J/kg} \cdot ^{\circ}\text{C}$ )이 해양의 열용량 ( $4186 \text{ J/kg} \cdot ^{\circ}\text{C}$ )에 비해 약 5배 정도 낮기 때문에 외부 강제력의 변화에 민감하게 작용하기 때문이다.

대체로 LGM에 한반도 주변에서는 연평균  $4\sim 6^{\circ}\text{C}$ 의 온도감소를 보이고 있다. 표층의 열수를 분석한 결과 태양입사에너지는 운량의 감소로 인하여 동아시아의 대부분 지역에서 증가



**Fig. 11.** Geographic distribution of precipitation minus evaporation simulated in the MOD for a) winter. c) summer, and e) annual-mean, the change between the LGM and MOD for b) winter. d) summer, and f) annual-mean. Units are in  $\text{mm day}^{-1}$ .

하여 표층의 온도증가에 기여하지만, 운량의 감소 등에 의한 지표에서 대기로 방출되는 장파복사에너지의 양 증가가 더 크기 때문에 궁극적으로 표층의 온도감소가 나타난다. 표층의 온도감소는 증발을 둔화시키기 때문에 동아시아 대부분 지역에서 증발잠열의 변화는 표면의 온도증가에 기여하며, 현열플럭스의 변화는 표면의 온

도감소에 기여하는 것으로 시뮬레이션 된다.

고해상도 모델을 이용하여 MOD 실험에서 얻어진 강수량의 분포는 겨울철에는 중국 내륙에서는 아주 적은 강수를 보이지만 남동 방향으로 가면서 증가하는 분포를 보이는데, 이런 분포는 관측 분포와 대체로 잘 일치한다. 하지만 여름에는 시뮬레이션 된 강수 분포 중 최대 강수역이

관측에서는 일본 남부와 한반도에 나타나는 반면, 모델에서는 중국 내륙을 따라 분포함을 보여 여름철 강수는 잘 재현되지 못한다. 연평균 강수량도 전체적인 유사성을 가지나, 상세한 특징들은 일치하지 않고 있어, 전지구 규모의 모델에서 동아시아의 지역적인 강수를 재현하는데는 한계가 있음을 보여준다.

LGM 실험에서 표면의 온도 감소는 동아시아 물 순환의 둔화를 유발한다. 강수량은 동아시아 대부분 지역에서 모든 계절에 1~4 mm/day 정도 감소하는 경향을 보이는데, 이는 겨울철에는 차고 건조한 북서 계절풍의 강화에 기인하며, 여름철에는 습한 남풍의 약화에 기인한다. MOD 실험에서 증발은 겨울철 해양에서 활발히 일어나는 반면, 여름철에는 육지에서 활발히 일어나는데 이는 겨울철 (여름철) 육지가 해양에 비해 빨리 냉각(온난)화 하기 때문이다. LGM 겨울철에는 현재에 비해 증발이 감소하지만, 여름에는 지표로 드러났던 부분에서는 증가하고 나머지 지역에서는 약간 감소하는 것으로 나타난다. 연평균 증발량의 차이를 보면, LGM에 증발은 0.5~2 mm/day 정도 감소한다. 강수량과 증발량의 차이를 보면, 현재기후 모형의 경우 겨울철 육상에서는 강수가 증발을 초과하고 해양에서는 반대의 경우가 나타난다. 여름철에는 육상의 온도상승으로 인하여 한반도와 일본 남부를 제외하고는 강수가 증발을 초과하는 것으로 시뮬레이션 된다. 연평균 분포를 보면, 대체로 육상이 해양보다 더 습윤한 것으로 시뮬레이션 된다. 강수량과 증발량의 차이에 대한 LGM과 현재의 변화는 겨울철 지표로 드러났던 서해와 동해 연안에서는 현재보다 더 습윤하고, 육상과 동해 중앙에서는 LGM에 더 건조한 것으로 시뮬레이션 된다. 대체로 LGM은 동아시아 지역이 현재보다 더 건조했던 것으로 나타나는데, 이는 다른 지역에서 호수면 상태와 식물 수분으로부터 복원된 프락시 증거들이 보여주는 결과와 일치한다 (Crowley and North, 1991; Kohfeld and Harrison, 2000).

결론적으로 전 지구를 대상으로 하여 고해상

도 기후 모델을 적용해본 결과 동아시아의 지역적 규모의 기후적 특징들을 대체로 잘 모사하고 있다. 하지만 한반도를 비롯한 동아시아 주변의 기온, 강수량, 증발량, 바람장 등에 대한 복원 자료가 충분하지 않아 본 연구에서는 직접적 비교를 할 수 없었지만, 앞으로 고기후 복원자료들과 비교하여 동아시아 주변의 고기후 변화 메커니즘을 밝힐 필요가 있다.

## 사 사

이 연구는 한국해양연구원 부설 극지연구소에서 수행하는 “극지대기 및 기후변화연구(COMFAC) (FE06030)” 와 한국해양연구원에서 수행하는 “아시아 몬순순환재현 수치실험 (PG05020)” 사업으로부터 연구비를 지원받아 수행하였다. 본 연구는 한국과학기술정보연구원의 제 9차 슈퍼컴퓨팅 응용연구 전략지원 프로그램을 통해 수행되었습니다. 컴퓨팅 자원을 제공해 준 슈퍼컴퓨팅센터와 기술지원을 해 준 이상민 박사(연구원)에게 감사드립니다.

## 참 고 문 헌

- Bonan, G., 1998, The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model, *J. Clim.*, 11, 1307-1326.
- Clemens, S.C. and Prell, W.L., 2003, A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea, *Marine Geology*, 201 (1-3), 35-51.
- CLIMAP, 1979, 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, *Geol. Soc. Amer. Map Chart*

- Ser., MC-36.
- Crowley, T.J. and North, G.R., 1991, *Paleoclimatology*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics 18, Oxford University Press, New York.
- Duffy, P.B., Govindasamy, B., Iorio, J.P., Milovich, J., Sperber, K.R., Taylor, K.E., Wehner, M.F. and Thompson, S.L., 2003, High-resolution simulations of global climate, part 1: present climate, *Clim. Dyn.*, 21, 371-390.
- Fairbanks, R.G., 1989, A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-642.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V. and Claussen, M., 1998, Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity, *Nature*, 391, 351-356.
- Gates, W.L., 1976, Modelling the Ice-Age climate, *Science*, 191, 1138-1144.
- Hays, J.D., Mobrie, J.I. and Shackleton, N.J., 1976, Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages, *Science*, 158, 1121-1132.
- Hewitt, C.D., Broccoli, A.C., Mitchell, J.F. and Stouffer, R.J., 2001, A coupled model study of the last glacial maximum: Was part of the North Atlantic relatively warm? *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1571-1574.
- Kiehl, J.T., Hack, J.J., Bonan, B.G., Boville, B.A., Williamson, D.L. and Rasch, P., 1998a, The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Clim.*, 11, 1131-1149.
- Kiehl, J.T., Hack, J.J. and Hurrell, J., 1998b, The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3, *J. Clim.*, 11, 1151-1178.
- Kim, S.-J., Flato, G.M., Boer, G.J. and McFarlane, N.A., 2002, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1: Transient multi-decadal response, *Clim. Dyn.*, 19, 515-537.
- Kim, S.-J., Flato, G.M. and Boer, G.J., 2003, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: approach to equilibrium, *Clim. Dyn.*, 20, 635-661.
- Kohfeld, K.E. and Harrison, S.P., 2000, How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global paleoenvironmental datasets, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 321-346.
- Kutzbach, J.E. and Guetter, P., 1986, The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years, *J. Atmos. Sci.*, 43, 1726-1738.
- Manabe, S. and Hahn, D.G., 1977, Simulation of the tropical climate of an ice age, *J. Geophys. Res.*, 82, 3889-3911.
- Peltier, W.R., 1994, Ice age paleotopography, *Science*, 265, 195-201.
- Petit, J.R., Briat, M. and Royer, A., 1981, Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, *Nature*, 293, 391-394.
- Sarnthein, M., Tetzlaff, G., Koopman, B., Wolter, K. and Pflaumann, U., 1981, Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and north-west Africa, *Nature*, 293, 193-196.

- Sirocko, F., Sarnthein, F. and Erlenkeuser, H., 1993, Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years, *Nature*, 364, 322–324.
- 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.
- Xie, P. and Arkin, P.A., 1997, Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539–2558.

---

**투 고 일: 2006. 5. 22.**

**심 사 일: 2006. 5. 23.**

**심사완료일: 2006. 7. 20.**

**김성중, 박유민, 이방용, 최대진, 윤영준**

406-840, 인천광역시 연수구 송도동 7-50 송도테크노파크 한국해양연구원부설 극지연구소(Korea Polar Research Institute, KORDI Songdo Techno Park, 7-50, Songdo-dong, Yeonsugu, Incheon 406-840, Korea)

**석봉출**

425-600, 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호 한국해양연구원(Korea Ocean Research and Development Institute Ansan P.O. Bx 29, Seoul 425-600, Korea)