

고해상도 수치모델을 이용한 6000년 전의 아시아 몬순순환변화 연구

김성중¹, Tom Crowley², 이방용¹, 석봉출³

¹한국해양연구원 부설 극지연구소

³한국해양연구원

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호

²Division of Earth and Ocean Sciences Duke University
Durham, NC 27708, USA

1. 서론

몬순 지역은 지구상 가장 활발히 이류가 발생하는 곳으로서, 대기의 열과 수분을 전달하는 역할을 하며 동남아시아와 호주의 기후, 문화, 경제에 지대한 영향을 미친다. 몬순 세기의 연 변화는 농작물의 수확량에 지대한 영향을 미치는 것으로 밝혀지고 있다. 즉 몬순이 약한 해에는 정상적인 해에 비해 강수량이 적어 수확량이 작게 되며, 강한 몬순 시기에는 수확량이 많지만 너무 많은 비는 오히려 홍수를 유발하기도 한다. 이와 같이 인간 활동에 지대한 영향을 끼치는 몬순의 기작을 연구할 필요가 있다.

6000년 전에는 태양으로부터 지표로 입사하는 일사량이 여름철 북반구 65°N에서 약 7%(30 W/m²) 증가했었으며 반대로 남반구 65°S에서는 약 3.5%(15 W/m²) 정도 감소했었다. 태양에너지 입사량의 시간적 변화는 태양에 대한 지구의 상대적 위치를 결정하는 세 가지 궤도 변수 인자들 즉 Eccentricity, Obliquity, Precession에 의해 결정된다. 특히 지난 홀로세 중기의 경우 지구의 Obliquity (지구 공전축의 기울기)가 약 24.1°로 현재 (23.44°)보다 더 컸으며, Precession의 경우

도 현재와 약 100° 정도의 차이를 보이고 있다. 이와 같은 지구 궤도 변수의 변화로 인해 입사 일사량의 계절적인 변화가 일어난다. 본 연구에서는 고해상도(약 75 km) 수치모형을 이용하여 지난 홀로세 중기에 아시아 몬순 변화와 관련된 세부적인 특징들을 모의실험 해보고자 한다.

2. 수치모형 및 실험

이 연구에서 이용된 모형은 미국 대기청 (NCAR: National Center for Atmospheric Research)에서 개발된 CCM3 (Community Climate Model) 대기 순환 모형으로서, 이 연구에서는 모형버전 CCM3.10.11이 사용되었다. 이 연구에서 이용된 모형의 수평해상도는 T170 truncation으로 512×256개의 셀을 가지며 가우시안 격자 상에서의 거리는 약 75 km이다. 그리고 이 모형에는 자세한 지표현상들 (land surface processes)이 표현되어 있다 (Bonan 1998). CCM3 모형 버전의 물리적 표현들에 관한 사항은 Kiehl *et al.* (1998a, b)에 자세히 기술되어 있다.

이 연구에서는 현재와 홀로세 중기의 기후에 관한 두 가지 실험이 실행되었는데, 현재 (MODern) 기후 실험은 편의상 MOD라 칭하고 홀로세 중기(mid-HOLocene)의 기후 실험은 HOL이라 하였다. MOD와 HOL의 기후재현 실험의 해양 표층 경계조건으로는 NCAR에서 제공된 월평균 표층 수온과 해빙의 분포가 적용되었으며, 현재의 지형이 모형의 지표경계조건으로 이용되었다. HOL 실험에서 해수의 온도와 해빙의 분포를 동일하게 사용하였는데, 이는 해수면의 온도 차가 매우 작은 것으로 관측되며 (e.g., Ruddiman and Mix, 1993) 또한 기존의 홀로세 중기 모델 실험들에서도 표층해수온도를 현재값으로 적용하였다 (de Noblet *et al.*, 1996).

3. 결과

몬순을 나타내는 지표로 가장 흔히 적용되는 것이 강수와 바람장이다. 홀로세 중기 아시아 지역의 몬순 변화를 조사하기 위해 강수와 바람장의 변화를 살펴보았다. 우선 모의실험 된 MOD의 겨울철 강수를 살펴보면 중국의 북서부, 몽골, 만주, 인도 북동부, 사우디아라비아, 그리고 북아프리카 등지에서 강수량이 매우 적게 나타난다 (Fig. 1a). 한편 여름철 강수 패턴을 보면 벵갈만 지역과 인도의 남서부를 비롯한 남아시아 주변에서 대체로 하루 평균 8 mm 이상의 많은 강수가 나타난다 (Fig. 1c). 인도 주변의 많은 강수는 강한 해수의 증발 및 남서풍 바람장의 영향을 받은 것으로, 여름철 몬순 순환에 기인한 것 같다. 이들 지역에 비해 사우디아라비아 북부 및 중동 아시아 지역은 여름철에도 적은 강수가 나타난다.

홀로세 중기의 계절별 강수량을 보면, 겨울철에는 대륙 내부에서는 인도 북부 히말라야 부근과 남부에서 감소가 약간 감소한 것을 제외하곤 강수량에 큰 차이가 없음을 알 수 있다. 대륙 내부와는 달리 주변해역에서는 강수의 변화를 보여주는데, 북태평양과 아라비아해에서는 강수가 증가하며, 인도양과 태평양에서는 강수가 감소하는 것으로 시뮬레이션 된다. 여름철에는 겨울철과 다른 강수 변화를 보여주는데, 아라비아 반도, 중동 아시아, 인도 그리고 남아시아 전역에 걸쳐 강수가 증가한 것으로 나타난다. 한편 주변 해역, 특히 북동태평양에서는 강수가 감소한 것으로 나타난다 (Fig. 1d).

홀로세 중기의 겨울철과 여름철의 바람장과 강수 변화를 보면 겨울철에 북동풍이 강화되며, 특히 이 현상은 아라비아해와 인도양에서 뚜렷하다. 그리고 이 지역에서 북동풍의 강화는 이란 부근과 인도 북부의 강수 감소에 기여하는 것 같다. 북서태평양에서는 홀로세 중기에 북서풍이 약간 감

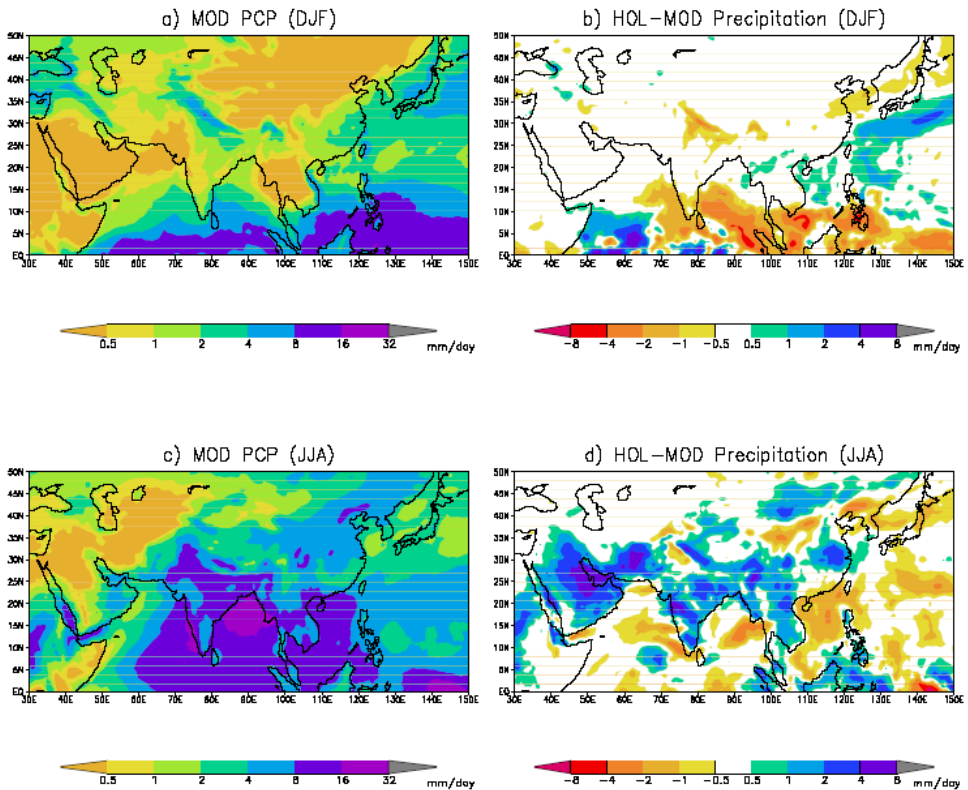


Fig. 1 Geographic distribution of the change in precipitation in winter a) mean, b) change and in summer c) mean, d) change. Units are mm d^{-1} .

소하는 것으로 모의실험 된다. 한편 여름철에는 아라비아해에서 남서 계절풍이 강화한 것으로 나타나는데, 이는 아라비아반도, 인도 그리고 남아시아 전역에 걸쳐 나타난 강수 증가에 영향을 준 것 같다.

강수량과 증발량의 차이는 지역의 물수지를 나타내는 중요한 변수인데, Fig. 2에 보이는 호수면 변화를 이용하여 복원한 아시아 지역에서의 물수지 변화를 보면, 아라비아 반도, 인도 북부, 그리고 몽골 등지에서 현재보다 홀로세 동안 더 습윤했던 것으로 나타난다. 이외에도 아시아 지역에서 산발적으로 복원한 고기후 자료들을 보면, 위에 열거한 지역뿐 아니라 중국의 남서부에서도 습윤했던 것으로 보여진다 (Yu and Harrison 1996;

de Noblet *et al.* 1996). 이 결과들은 홀로세 중기때 여름철 몬순이 대체로 증가했음을 시사해주는 증거들이다.

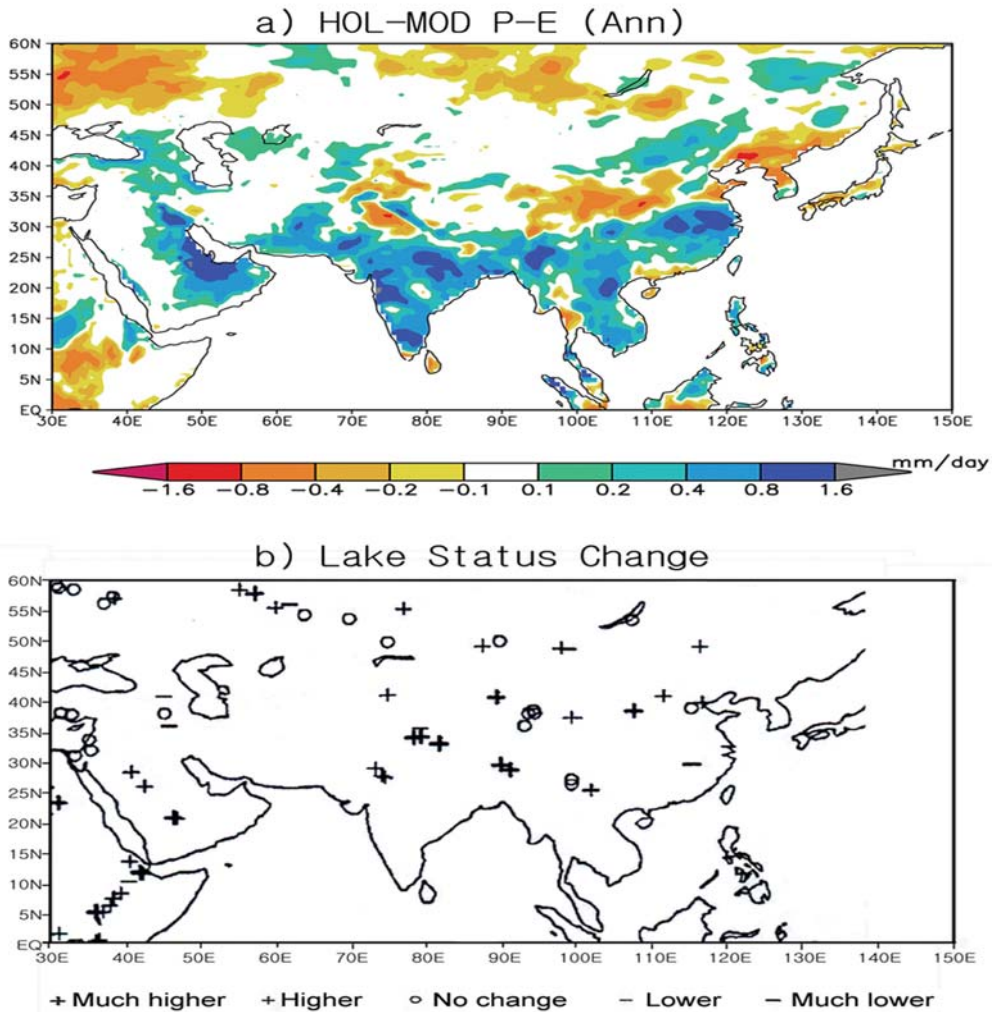


Fig. 2 Geographic distribution of the change in annual-mean a) precipitation minus evaporation, b) hydrological budget estimated from lake status (adapted from *de Noblet et al.*, 1996). Units are mm d^{-1} .

4. 결론

위의 결과들을 종합해보면, 홀로세 중기 동안 아시아 지역의 겨울철에

는 지표온도 하강과 관련하여 내륙에서 주변 해역으로 불어나가는 바람장이 강화되어 인도 북부지역과 남부지역의 강수 감소에 기여하나 강수의 변화는 대체로 적은편이다. 한편 여름철에는 아시아 대륙내부의 지표온도 상승과 더불어 육상으로 불어나는 바람장이 특히 아라비아해에서 강화되며 아라비아 반도와 인도 등 주변 내륙의 강수 증가에 기여한다.

사 사

이 연구는 한국해양연구원 부설 극지연구소에서 수행하는 ‘북극환경 특성 연구 (PE05007)’ 와 한국해양연구원의 ‘아시아 몬순순환재현 수치실험 (PG04001)’ 사업으로부터 연구비를 지원 받아 수행하였다.

참고 문헌

Bonan, G. 1998. The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J. Climate*, 11, 1307-1326.

de Noblet, N., P. Braconnot, S. Joussaume, and V. Masson. 1996. Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115, 6 kBP. *Clim. Dyn.*, 12, 589-603.

Duffy, P.B., B. Govindasamy, J.P. Iorio, J. Milovich, K.R. Sperber, K.E. Taylor, M.F. Wehner, and S.L. Thompson. 2003. High-resolution simulations of global climate, part 1: present climate. *Clim. Dyn.*, 21, 371-390.

- Kiehl, J.T., J.J. Hack, B.G. Bonan, B.A. Boville, D.L. Williamson, and P. Rasch. 1998a. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Climate*, 11, 1131–1149.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, and J. Hurrell. 1998b. The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3. *J. Climate*, 11, 1151–1178.
- Ruddiman, W.F., and A.C. Mix. 1993. The north and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 yr BP. p. 94–124. In: *Global climates since the Last Glacial Maximum*. eds. by H.E.J. Wright, J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein. Univ. Minnesota Press, Minneapolis.
- Yu, G., and S.P. Harrison. 1996. An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 yr BP using lake status data. *Clim. Dyn.*, 12, 723–735.