

북서태평양에서의 지구온난화로 인한 CO₂ 4 배증시 해수면의 공간적 변화 Steric sea level change due to global warming in the northwestern Pacific Ocean for a CO₂ quadrupling

최병호¹ · 김동훈² · 최영진³

Byung Ho Choi¹, Dong Hoon Kim², and Young Jin Choi³

1. 서 론

지역적 기후변동은 지구평균 변화와는 다른 양상을 가진다. 그러나, 현재 지구적 기후변동과 해수면의 변화가 국지적으로 미칠 영향에 대한 추정능력은 매우 제한되어 있다. 본 연구에서는 NCAR(국립 대기연구소)의 CSM (Climate System Model) 버전 1.2를 이용하여 지구뿐만 아니라 국지적인 시뮬레이션을 함께 수행 하였다. 특히 북서태평양과 그 부근지역에 대한 해수변화를 중점적으로 연구했다. 이 지역의 해양모형에는 자세한 수평격자를 적용하여 지역적 규모의 변화를 나타내게 하였다. 국지적 개선된 완전결합 지구 기후 시스템 모델은 145년간 (이산화탄소 4 배증은 140년)적분이 되었는데, 이산화탄소의 현재값 (CR)과 flux correction 이 없이 이산화탄소가 연 1%씩 증가하는 상황 (IR)에서 각각 수행이 되었다. 이와 같은 온도 상승의 영향으로 인한 해수면의

변화를 추정하기 위하여 rigid-rigid 가정을 취한 해양모형의 결과를 이용하여 dynamic topography 방법을 이용하였으며 황해와 같은 천해역에서의 해수면 상승폭을 구하기 위해서는 해수면 압력경도를 따라가면서 해수면 높이를 구하는 방법을 사용하였다.

2. 결함모형실험

4 개의 기본 모형에 대해 적절한 결함을 하였는데, 이는 대기, 해양, 해빙, 지표면 모델이 MPI(Message Passing Interface)병렬방법을 이용한 flux coupler를 통해 상호 교환을 하며 flux coupler(CPL) 버전 4.0 은 대기모형의 표면역학 서브루틴으로부터 비롯되었다. 대기현상의 시뮬레이션은 NCAR 의 CCM(Community Climate Model) 버전 3.3.6 을 통해 수행되었는데, 이는 Kiehl 등(1998a), Kiehl 등(1998b), Hack 등(1998), Hurrell 등(1998), 그리고 Briegleb 와 Bromwich(1998a; 19

¹ 성균관대학교 토목환경공학과 (Department of Civil Environmental Engineering, Sungkyunkwan University, Suwon 440-746, Korea, e-mail : bhchoi@yurim.skku.ac.kr)

² 연세대학교 지구환경연구소 연구소 (Global Environment Laboratory, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea, e-mail : dh@kim.to)

³ 성균관대학교 토목환경공학과 (Department of Civil Environmental Engineering, Sungkyunkwan University, Suwon 440-746, Korea, e-mail : choiyj@engineer.com)

98b) 등에 의해 서술이 되었었다. 해양부분의 모형은 NCOM(NCAR CSM Ocean Model) 버전 1.4.1(Gent 등, 1998)이며 GFDL(Geophysical Fluid Dynamic Laboratory)의 전구해수순환 모형인 MOM1.1(Bryan, 1969; Cox, 1984; Pacanowski 등 1991; Pacanowski 등, 1993)에 중규모이송, 표층경계혼합, surface forcing 부분에 대한 개량을 가하여 만든 모형이다. 해빙모형은 Bettge 등(1996)과 Weatherly 등(1998)의 CSIM(CSM Sea Ice Model) 버전 2.2.6 이다. 육지모형은 Bonan(1996;1998)의 LSM(Land Surface Model) 버전 1.1이며, 최근 CCM3 대기모형의 부분으로 이용하기 위해 최근 개발된 모형이다. NCAR CSM은 CRAY 슈퍼컴퓨터에서 설계 및 수행이 되었는데 이를 COMPAQ의 Alpha 시스템에서 이용 가능하도록 포팅작업이 본 과제를 위해 수행되었다.

이산화탄소의 초기값은 363.82ppmv로 세팅이 되었으며 이는 1997년의 평균치로서 Mauna Loa Observatory (Keeling and Whorf, 1998)에 의해 제공되었다. CO2 증가에 따른 충격을 감소시키기 위해서, IR 적분은 연 1%의 비율을 월별로 나누어 증가시켰다. 월별 오존부파 혼합율은 Chervin(1986)에 의해 Dutch(1978)의 분석으로부터 유도되었는데 12시간 간격의 관측자료로부터 선형보간이 되었다. 대기모형의 수평해상도는 T31이며, 18개의 부등간격의 혼합 sigma-pressure level 이 수직적으로 구분되어 있다. 해양모형의 해상도는 경도간격은 0.6°부터 3.6°까지, 위도간격은 0.9°로부터 3.45°까지 변하는데, 경도 및 위도의 해상도는 한반도 주변에서 0.6°와 0.9°이다. 총 수직 격자수는 25개이며, tracer와 momentum에 대해서 다른 시간간격을 부여하는 가속기법을 적용하였는데, 이 기법은 Bryan(1984)에 의해 해양모형에 제시된바 있다.

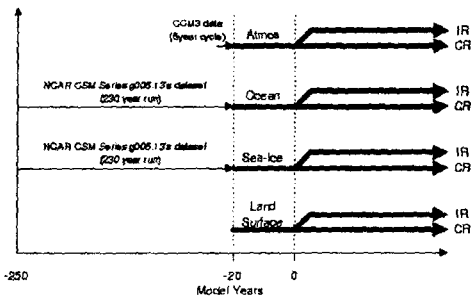


그림 1. 초기구동 및 spinup 실험

모형 상호간에 원활한 결합모형을 수행하기 위해, 적절한 초기상태가 요구된다. 완전결합된 모형은 그림 1의 spinup 자료를 이용하여 20년간 적분이 되었

다. 이 기간의 전구적 연평균 표면온도는 그림 2에 제시가 되었는데 여기서 0.8K 정도가 초기 5-10년 사이에 조정이 되면서 이후로 안정이 됨을 알 수 있다. 초기 구동은 육지에서 1.5K 정도의 온도감소에 기인한 바가 큰데, 이는 평형상태의 CCM3/LSM1 시뮬레이션 (Boville와 Gent, 1998)의 결과를 이용하지 않고 일반적인 초기값을 부주의하게 사용하였기 때문으로 생각된다. 또한 해수온도역시 초기 5-10년간 안정화 되었는데, 초기년도에는 0.5K 정도가 이후의 온도에 비해서 높았다. 결합 모형의 장기적 운용은 많은 변동성을 보여주주고 있으나, 표면온도는 향후 10년간 별 증가가 없다.

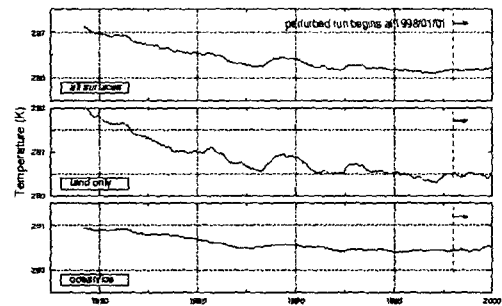


그림 2. 초기구동시의 전체표면(상), 육지(중), 해양(하)의 온도상승 시계열도

3. 지구온난화 영향

3.1 표면대기온도

70년의 모형 실행결과 계산된 전구평균 표면대기 온도 증가는 약 1.25°C로서 IPCC에서 제시한 범위인 1.5°C에서 4.5°C(그림 3)의 값을 약간 야뻐도는 값이나, NCAR CSM-1에서 계산된 1.25°C와는 근사하는 결과이다 (www.cgd.ucar.edu/csm/experiments/b0006 참조). 4배증 실험을 통해서, 전구평균 대기온도 증가는 약 2.8°C로 계산되었다.

그림 4는 100°E~160°E와 0°N~60°N의 북서태평양 지역의 표면대기온도의 평균을 나타내고 있다. 이산화탄소 배증 및 4배증에 대하여 기온변화는 각각 1.4°C와 3.0°C이다.

그림 5에서 북반구의 중위도지역 표층 대기온도의 증가는 육지부분이 해양보다 더 큰 경향을 나타냄을 알 수 있다. 육지표면에서 온도증가가 더 높은 원인은 현열 및 지구복사량의 상방 flux에 의한 net heat의 손실량이 작은데 있다.

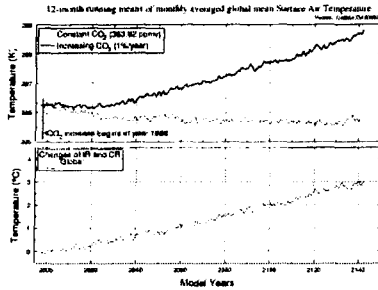


그림 3. 전구 월평균 표면 대기온도

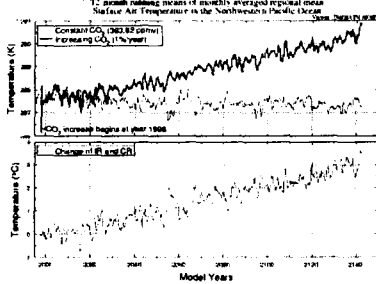


그림 4. 북서태평양 지역 월평균 표면 대기온도

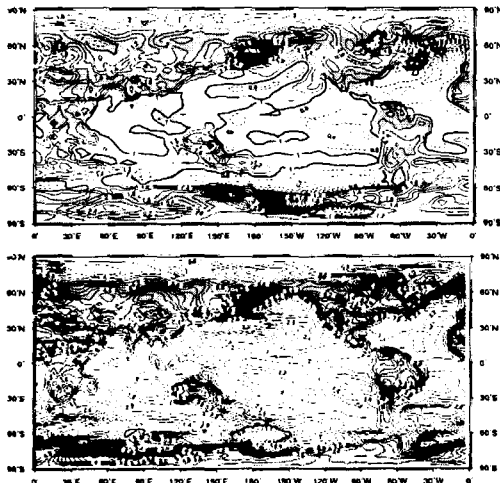


그림 5. CO₂ 2 배증(상) 과 4 배증(하)시 10년평균 표면 대기온도차 분포도

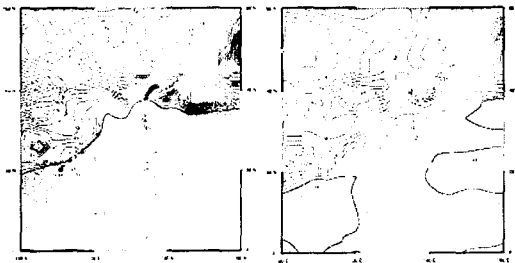


그림 6. 그림 5의 지역평균 분포도

표면대기온도의 변화는 남반구의 극지 주변에서 부분적으로 더딘 것을 볼 수 있는데 그곳은 물의 수직 혼합이 매우 깊은 곳까지 이루어지기 때문인 것으로 생각된다. 북반구의 기온증가가 남반구에 비해 크며, 이로 인해 북반구와 남반구의 현격한 비대칭적 기온증가가 나타난다. 이러한 결합모형의 비대칭적 결과는 남반구의 표층과 심층의 수직 혼합이 완전 혼합모형의 일반적 양상인 것에서 비롯된다.

북서태평양부근의 표층대기온도의 변화는 그림 6에 제시되었다. 육지부근의 온도증가는 해양보다 높게 나타나며, 쿠로시오의 이안지점이 북쪽으로 이동되는 부근에서 특히 온도가 높은 것을 볼 수 있다.

3.2 해수표면온도 및 염도

혼합에 의한 열 순환이 매우 깊은 곳까지 이루어지는 고위도의 해양지역에서 표층대기온도 및 해수표면온도는 거의 변화하지 않는다(그림 5와 7). 예를 들어, 해수표면온도의 변화는 남반구의 극지방해역에서 변화가 매우 작다.

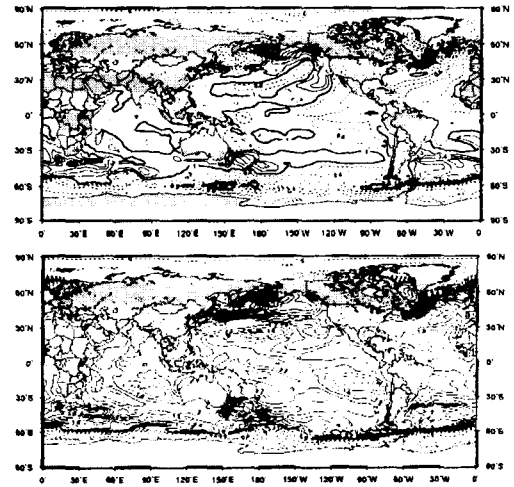


그림 7. CO₂ 2 배증(상) 과 4 배증(하)시 10년평균 해수 표면온도차 분포도

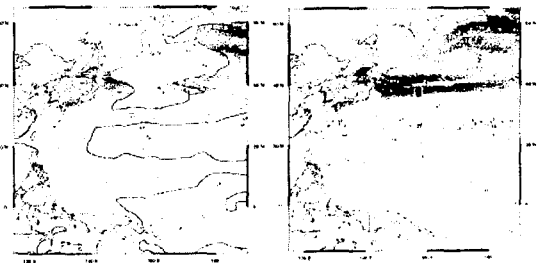


그림 8. 그림 7의 지역평균 분포도

해수표면온도의 증가는 표면대기온도와 현격히 다른데, 이는 부분적으로 해수와 대기사이에서 열교환을 감소시키는 해빙의 존재의 영향때문인 것으로 추정된다. 매우 심한 염분경도에 의해 수직 혼합이 작은 북극해의 경우, 해수표면온도의 증가역시 잔류해빙이 해수표면온도를 빙점부근으로 유지시키기 때문에 매우 작은 값은 갖게된다.

극지방의 고위도에서는 이상가열현상이 매우 크며 이는 해양의 열염순환을 약하게 한다. 열염순환의 변화는 고위도로부터 적도까지 열을 재분배하는 역할을 하며, 다른 원인보다 더 규칙적인 해수면상승을 극지방에서 야기한다. 이는 해수를 덮고있는 빙산이 온도의 상승을 저지하는 때문인 것으로 보인다.

그림 8은 이산화탄소 배증 및 4 배증에 대해 해수표면온도의 변화를 나타내고 있는데, 쿠로시오의 이안점과 북위 40도를 중심으로한 광범위한 지역에서 상대적으로 높은 온도의 증가가 일어남을 알 수 있다. 쿠로시오 이안점 부근의 격심한 온도변화는 지구온난화로 인한 이안점의 북쪽이동에 기인하고 있다.

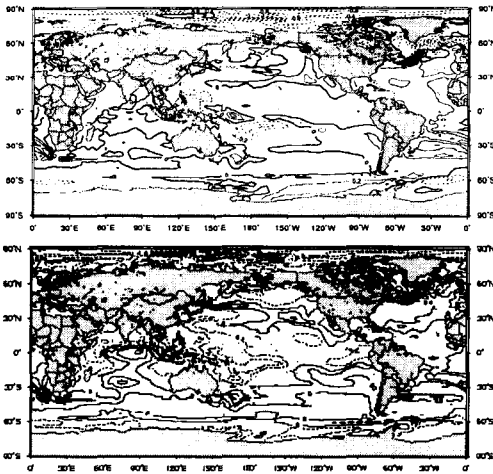


그림 9. CO₂ 2 배증(상) 과 4 배증(하)시 10년평균 해수표면온도차 분포도

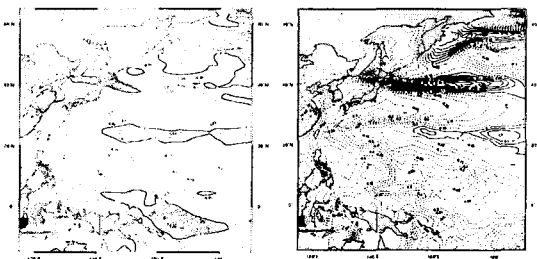


그림 10. 그림 9의 지역평균 분포도

염도변화의 가장 중요한 특징은 중위도지역의 염도상승경향과 극지방의 염도감소이다. 그림 9는 담수유입의 증가로 인한 양 반구의 고위도지역에서의 명확한 염분의감소를 나타내고 있다. 이러한 감소는 북극해 및 북대서양의 북쪽에서 보고된 바 있다. 열염순환의 약화 및 감소는 결국 상대적으로 염도가 낮은 물의 상방향 이류작용의 감소를 야기하며, 그로인해 저위도 지방에서 표층부근의 염도를 증가시킨다. 쿠로시오의 이안점의 북쪽이동으로 인한 이안점 부근에서의 상대적으로 강한 표층염도 변화역시 특징할 만한 사항이다(그림 10).

4. 해수면 변화

불행히도 해수면은 해양모형에서 명확히 제시되지 못한다, 이는 rigid-rid의 가정을 빠르게 움직이는 외부중력과의 제거를 위해 사용했기 때문이다. 이 연구에서는 해양모형으로부터 해수면 변화를 추정하는데 두 개의 다른 방법이 사용되었는데, 첫 번째는 dynamic topography를 이용하는 것으로 이는 표층압력분포가 전체적으로 상부의 수층에서의 밀도변화에 의해 상쇄된다고 가정하는 것이다. 또다른 하나는 rigid-rid 해양모형의 해수면 압력경도를 이용하여 유체정역학 방정식으로부터 해수면 변화를 얻는 것이다. 전구에 대한 계산을 위해, 1000 미터의 수심을 기준해 dynamic topography 방법이 사용되었으며, 수심이 1000 미터 이하인 지역에 대해 두 번째 방법을 적용하였다.

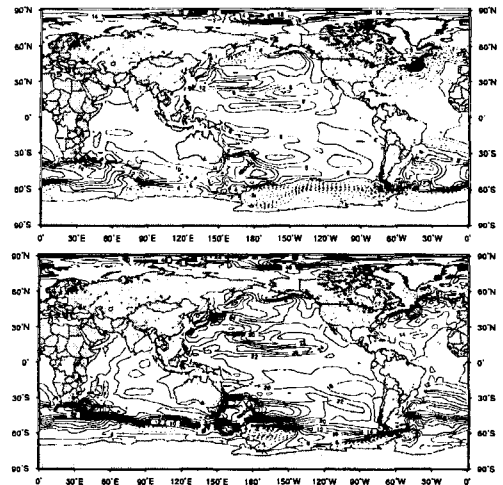


그림 11. dynamic topography에 의한 CO₂ 배증(상)과 4

배증(하)시 10년평균 해수면 상승

Bryan(1996)과 Motoi 등(1996)에 의해 알려진 바와 같이, 그림 11은 적도 동부 태평양과 남극주변의 해양에서의 작은 해수면상승을 나타낸다. ACC 북쪽의 태평양과 인도양에서 이산화탄소 배증과 4배증시 상대적으로 높은 수치인 8cm와 20cm 이상의 해수면상승을 보이는데 반해, 남극해에서는 2-6cm와 6-10cm의 상승만을 보일 뿐이다.

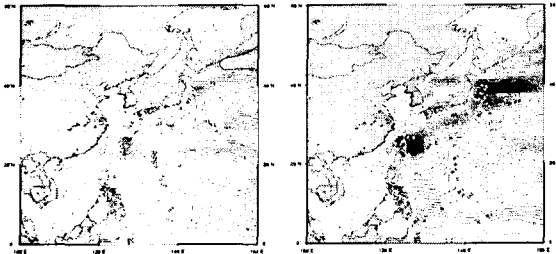


그림 12. CO₂ 배증(좌)과 4배증(우)시 북서태평양지역의 10년평균 해수면상승 분포도

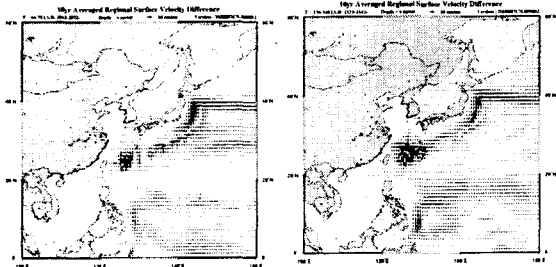


그림 13. CO₂ 배증(좌)과 4배증(하)시 북서태평양지역의 10년평균 해류변화 분포도

그림 12는 일본 동쪽의 쿠로시오 이안점을 보여주고 있는데, 이산화탄소 배증과 4배증에 대해 각각 8-11cm와 27-34cm의 dynamic topography의 차이를 보인다. 11cm와 34cm의 최대 상승값을 배증과 4배증에서 각각 보이는 지점은 북위 40도 남쪽인데 쿠로시오의 이안점의 북상(그림 12)으로 인한 것으로 보여진다. 일본남동부에서는 10cm 이상과 20cm 이상의 배증과 4배증시의 해수면 상승을 보인다.

필리핀 앞바다에서, 작은 온도상승과 염도 변화로 인해 해수면상승은 그리 크지 않다. 동해 남부에서의 해수면상승은 배증과 4배증에 대해 각각 10cm와 25cm로 계산이 되었으며, 이는 쿠로시오 분지의 유입 때문인 것으로 생각된다. 배증 및 4배증에 대해 각각 12cm와 25cm로 높은 상승을 보이는 황해북부는 염도의 급격한 감소로 인한 효과로 보인다. 그림 13은 북서태평양 지역에서의 배증 및 4배증시의 해류의 수평적 변화를 보여준다. 쿠로시오 이안점의 변

화로 인해 그 부근에서 큰 변화를 보이는 것을 발견할 수 있다. 이는 매우 큰 SST의 증가를 야기한다.

10년평균된 해수면상승은 배증시 7cm이며 4배증시 22cm이다(그림 14). 그림 15에서는 배증시 북서태평양 지역에서의 해수면 상승은 8.6cm이며, 4배증시 25cm로서 전구평균치보다 높은 값을 나타내는 것을 볼 수 있다.

북서태평양지역에서의 표면 압력경도에 의해 계산된 해수면상승은 dynamic topography 방법으로 구한 값보다 높다. 이러한 결론은 해수면 상승이 해안에서도 계산되었기 때문인 것으로 보인다. 심해는 표층보다 천천히 가열이 되기 때문에, 해수면의 공간적 상승은 대기중의 이산화탄소의 증가가 멈춘 뒤에도 약 한 세기동안 계속될 것으로 기대된다 (Manabe와 Stouffer, 1994).

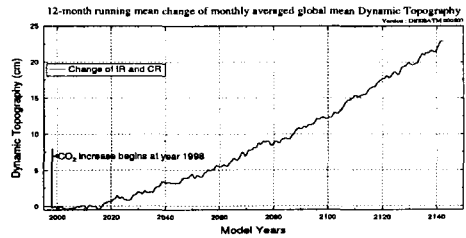


그림 14. 전구 월평균 해수면 높이 변화

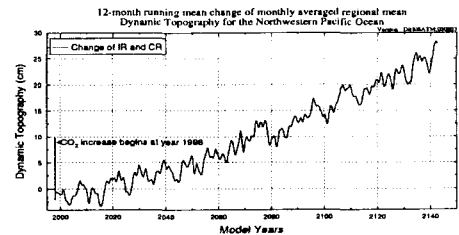


그림 15. 북서태평양 해역의 월평균 해수면 높이 변화

5. 결 론

NCAR Climate System Model 버전 1.2를 이용하여 국지적으로 고해상도로 개선된 결합모형의 145년 적분을 수행하였다(배증은 70년, 4배증은 140년).

대기중의 이산화탄소의 점증에 대해, 극지방에서 온난화는 가장 크게 나타났으며 육지표면에서의 온난화는 해양에서의 온도증가보다 크게 나타났다. 북반구에서의 온도증가가 수직혼합이 깊이 일어나는 남반구보다 높기 때문에 양 반구의 대칭적 온도변화 양상을 볼 수 있었다. 일반적으로 양 극지에 가까운 지역일수록 열복사의 유입이 가장 크기 때문에 가장 높은 해수면 상승이 보고되고 있다. 해양의 가열의

차이가 극지방의 위도에서 가장 크기 때문에 이는 해양의 열염순환을 약화시킨다. 모형의 해석은 대부분의 열의 유입은 고위도지역에서 이루어짐을 볼 수 있으나, 상대적으로 저위도에 대해 일정한 해수면상승을 보이는 것이 양 반구를 통해 확인되었다. 북서태평양 지역에서도 역시 육지표면에서의 대기온도의 증가는 해양에서보다 크게 나타났으며, 쿠로시오 해류의 이안점의 북상으로 인한 이안점부근에서의 급격한 온도증가와 해수면 상승을 관찰할 수 있었다. 모형으로부터 이산화탄소의 배증시 지구평균 7cm, 북서태평양 평균 8.6cm의 해수면 상승을 관찰할 수 있었으며, 표면대기온도는 1.25°C와 1.4°C의 증가를 각각 보였으며, 4배증을 통해서는 전구와 북서태평양의 온도증가가 각각 2.8°C와 3.0°C로 나타났다. 해수의 열팽창으로 인한 해수면의 상승은 각각 22cm와 25cm이며, 대륙의 육빙이 녹아 해양으로 유입될 경우 더 증가가 될 수 있다.

본 연구와 관련된 모형에 대해 공식적으로 발표된 결과들이 매우 드물기 때문에 본 연구로부터 얻은 결과중 여전히 확신하지 못하는 부분들이 있지만, 해양에 의한 열 흡수가 지구온난화를 지연시켰다는 점을 감안하더라도, 반응양상은 quasi-equilibrium 모형과 유사할 것으로 기대되기 때문에, 현재의 결과가 유용할 것으로 생각된다.

사 사

본 연구는 자연재해 경감연구 (Critical Technology 21) 제 1 단계사업(1996-2000) 후반부(1998-2000) 2차년도(1999-2000)의 일부분으로 수행되었으며, 과학기술부와 KISTEP, 그리고 자연재해 방지연구센터의 지원을 받아 수행되었다.

참고문헌

- Bettge, T. W., J. W. Weatherly, W. M. Washington, D. Pollard, B. P. Briegleb, and W. G. Strand, Jr., 1996: The CSM Sea Ice Model, *NCAR Technical Note NCAR/TN-425+STR*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Bonan, G. B., 1996: A Land Surface Model (LSM Version 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide, *NCAR Technical Note NCAR/TN-417+STR*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Bonan, G. B., 1998: The Land Surface Climatology of the NCAR Land Surface Model Coupled to the NCAR Community Climate Model, *J. Clim.*, **11**, 1307-1326.
- Boville, B. A. and P. R. Gent, 1998: The NCAR Climate System Model, Version One, *J. Clim.*, **11**, 1115-1130.
- Briegleb, B. P., and D. H. Bromwich, 1998a: Polar radiation budgets of the NCAR CCM3, *J. Clim.*, **11**, 1246-1269.
- Briegleb, B. P., and D. H. Bromwich, 1998b: Polar climate simulation of the NCAR CCM3, *J. Clim.*, **11**, 1270-1286.
- Bryan, K., 1969: A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, **4**, 347-376.
- Bryan, K., 1984: Accelerating the convergence to equilibrium of ocean-climate models, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 666-673.
- Chervin, R. M., 1986: Interannual variability and seasonal climate predictability, *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 510-514.
- Cox, M. D., 1984: A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean, *GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 1*, GFDL/Princeton University, Princeton, NJ.
- Dutch, H. U., 1978: Vertical ozone distribution on a global scale, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 511-529.
- Gent, P. R., F. O. Bryan, G. Danabasoglu, S. C. Doney, W. R. Holland, W. G. Large, and J. C. McWilliams, 1998: The NCAR Climate System Model Global Ocean Component, *J. Clim.*, **11**, 1287-1306.
- Hack, J. J., J. T. Kiehl, and J. Hurrell, 1998: The hydrologic and thermodynamic characteristics of the NCAR CCM3, *J. Clim.*, **11**, 1179-1206.
- Hurrell, J., J. J. Hack, B. A. Boville, D. Williamson, and J. T. Kiehl, 1998: The dynamical simulation of the NCAR Community Climate Model version 3 (CCM3), *J. Clim.*, **11**, 1207-1236.
- Keeling, C. D. and T. P. Whorf, 1998: Atmospheric CO₂ concentrations (ppmv) derived from in situ air samples collected at Mauna Loa Observatory, Hawaii, *Scripps Institution of Oceanography (SIO), University of California*, La Jolla, California USA 92093-0220.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, D. L. Williamson, and P. J. Rasch, 1998a: The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Clim.*, **11**, 1131-1149.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, and J. Hurrell, 1998b: The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3, *J. Clim.*, **11**, 1151-1178.
- Manabe, S. and R. Stouffer, 1994: Multiple century

response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide, *J. Clim.*, **7**, 5-23.

Pacanowski, R. C., K. Dixon, and A. Rosati, 1991: The GFDL modular ocean model users guide, *GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 2.*, GFDL, Princeton, NJ.

Pacanowski, R. C., Dixon, K., and Rosati, A., 1993: The GFDL modular ocean model users guide, *GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 2.*, GFDL, Princeton, NJ.

Weatherly, J. W., Briegleb, B. P., and Large, W. G., 1998: Sea Ice and Polar Climate in the NCAR CSM, *J. Clim.*, **11**, 1472-1486.