

2009-1-199

ISSN 1226-8448



# 第四紀學會誌

第 23 卷 第 1 號(通卷 第 32 號)

강릉 정동진 지역 단구 고토양층의 특징과 퇴적 환경

이선복, 이용일, 임현수 ..... 1

제주도 주변해역 대륙붕 퇴적물의 지화학적 조성과 점토광물 연구

윤정수 ..... 25

화성에서의 고수문학적 활동과 환경변화

James M. Dohm, 김경자 ..... 38

기후변화에서 지표환경의 역할에 대한 고찰

김성중 ..... 42

2009年 6月

韓國 第四紀學會

## 기후변화에서 지표환경의 역할에 대한 고찰

김성중

한국해양연구원 부설 극지연구소  
인천시 연수구 송도동 7-50 송도 테크노파크 갯벌타워

### Review of the Role of Land Surface in Global Climate Change

Seong-Joong Kim

*Korea Polar Research Institute, Korea Ocean Research and Development Institute, 7-50 Songdo-dong, Songdo Techno Park, Get Pearl Tower, Yeonsu-gu, Incheon 406-840, Korea*

**요 약** : 최근 급격한 온실가스 증가에 기인하여 대기와 해양 그리고 빙권의 변화가 나타나고 또한 기온과 수분의 함량 변화에 따라서 지표 환경도 서서히 변하기 시작하는 것으로 보고되고 있다. 지표환경의 반응은 생지화학적 반응과 생물리학적 반응으로 구분 할 수 있는데, 생지화학적 반응은 기후변화에 따른 광합성이나 이와 유사한 지표환경의 변화 그리고 이에 따른 화학적인 피드백을 지칭하며 이는 대기의 온실가스 농도를 변화 시키는 역할을 한다. 생물리학적 반응은 기후변화에 따라 식생의 분포가 변하게 되고 이에 따른 태양에너지의 입사를 변화 등과 같은 물리적 반응을 나타낸다. 과거 기후변화역사에도 식생의 변화가 기후변화에 미치는 영향이 매우 컸던 경우가 있었고, 앞으로의 기후변화는 거대하고 급격하게 일어날 것으로 예측되기 때문에, 미래 기후변화의 정확한 예측을 위해서는 지표환경변화의 물리 화학적 변화를 이해하고 예측 모형에 정확히 포함시킬 필요가 있다.

**주요어** : 기후변화, 지표환경, 생지화학, 생물리학, 기후모형

**Abstract** : In response to the abrupt climate change in recent years, atmosphere, ocean and cryosphere are reported to be altered. In addition to these changes, the land surface is also gradually changing and its impact on the global climate may not be negligible. The land surface change impacts the global climate via two ways, the biogeochemical and biophysical feedbacks. The biogeochemical change in the land surface modifies the atmospheric trace-gas concentrations through a change in photo synthesis, while biophysical changes of the land surface alters the surface albedo, which influences the amount of the short wave radiative heat fluxes. There are many examples in the past that the change in land surface greatly influences the global climate change. The recent IPCC report has suggested that the climate change will occur rather abruptly in the near future. In order to predict the future climate accurately, the impact of the land surface change is fully considered.

**Key Words** : Climate Change, Land Surface, Biogeochemical, Biophysical, Climate Model

### 1. 서론

전지구 기후계는 대기권, 해양권, 빙권, 암권, 그리고 생물권으로 나누어진다. 기후변화의 반응 정도를 보면 대기권의 반응은 수일에서 수년 까지 비교적 짧은 시간에 반응하며, 해양은 수개월에서 극지역과 심층으로 갈수록 수천 년의 반응 시간을 가진다. 빙권은 수년에서 수만 년의 반응 시간을 가지며 암권은 대륙의 이동에 따른 해양 순환의 변화나 표층 알베도차이 그리고 풍화와 대기 이산화탄소의 변화 등과 관련하여 수만 년에서 수천만 년 규모의 긴 반응 시간을 가진다. 지표권은 대기권과 해양의 사이에서 수년에서 수십 년의 반응 시간을 가지고 기후변화의 영향을 받기도 하며 또한 기후변화에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다.

지표 환경은 지구기후시스템에서 지표와 대기의 에너지, 물, 에어로졸 등의 교환에 중요한 역할을 한다. 또한 지표는 전 지구 탄소순환과 질소순환에 영향을 미쳐 생지화학적 순환에 큰 영향을 미친다. 그동안 온실가스 증가에 따른 대기와 해양 그리고 빙권의 변화에 대한 많은 연구가 진행되어 왔다. 하지만 온실가스증가에 따른 지표환경의 변화나 지표환경 변화에 따른 온실가스의 변화에 대한 연구는 아직 심도 있는 연구가 되어 있지 않아 불확실성이 높다. 미래기후변화를 정확히 예측하기 위해서는 대기와 해양의 순환 변화에 따른 효과 뿐 아니라 기후변화에 대응하는 지표의 반응과 이 반응에 대한 지표의 변화가 다시 기후에 미치는 역할을 정확히 이해할 필요가 있다.

최근의 기후변화 종합 보고에 의하면 (IPCC, 2001, 2007), 미래의 기후변화는 정도가 거대할 것으로 예측되기 때문에, 고기후 기록의 정보 없이 미래의 생지화학 과정 및 지역규모의 기후변화를 예측하기는 매우 어렵다. 현재의 시기를 대상으로 하는 지표과정 연구는 아주 짧은 시간의 지표역학과정을 이해하는데만 국한되며, 적어도 수십 년 이상의 변화를 이해하기 위해서는 고환경의 이해가 필수적이다. 나아가 과거의 지표과정 연구는 인위적 기후변화의 효과를 배제할 수

있기 때문에 앞으로 일어날 변화와 비교해 볼 수 있는 좋은 기회도 제공해 준다. 미래기후는 과거에 유래를 찾아보기 어려울 정도로 빠르게 온난화 될 것으로 보고되고 있어 (e.g., Crowley, 1990), 수치모형을 이용한 예측의 필요성이 더욱 증대되고 있으며, 이를 위해서는 과거 환경변화의 이해가 수반되어야 한다.

남극의 빙하 기록을 보면 지난 450,000년 동안 지구 기후는 10만 년 주기로 빙하기와 간빙기를 반복했는데 (Paillard, 2001), 빙하기동안은 북아메리카와 북유럽에 빙하가 발달했으며 해수면도 약 120m 정도 낮았던 것으로 관측 되었다 (Kim, 2008). 마지막 최대빙하기동안은 대륙빙하의 확장 및 해수면변화 그리고 기후변화에 의해 지표 식생과 생물권 및 이에 따른 대기의 온실가스 변화 등을 초래 하였다 (Kim *et al.*, 2003). 하지만 미래에는 기후변화의 정도가 매우 빠르고 규모가 커서 육상 생물권의 변화가 신생대 제4기 동안에 보였던 변화와는 매우 다를 것으로 예측된다. 게다가 최근 출간된 IPCC (2007) 제4차보고서에 의하면 미래의 기후는 자연적인 변화의 범위를 넘을 것으로 예측되며 적어도 지난 천 년간의 변화보다는 클 것으로 보인다 (그림 1). 그림 1에 의하면 지난 5천만 년 전에서 현

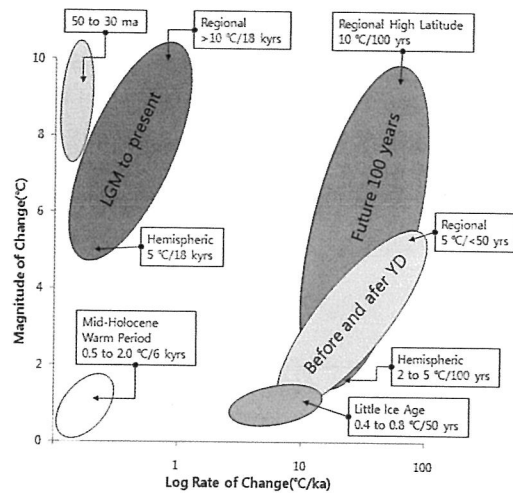


Fig. 1 The rates and magnitudes of climate change for the past and future Redrawn from Jackson and Overpeck (2000).

제까지 온도변화가 약 8-10°C 정도였으며, 마지막 최대빙하기에서 현재까지의 온도변화는 지역에 따라 다르긴 하지만 약 5-10°C 정도로 나타나고 있다. 그리고 영겨드라이어스가 끝나고 급격한 기후변화가 있었는데 북대서양 근처에서는 50년간 약 5°C 이상 온도변화를 보였으며 북반구 전체로는 100년 동안 약 2-5°C의 온도변화가 관측되었다. 그리고 홀로세 중기(약 6000년 전)에서 현재까지 약 0.5-2°C 정도 온도변화가 있었으며, 소빙하기 동안은 50년 동안 약 0.4-0.8°C 온도변화가 관측되었다. 하지만 최근의 온실가스 증가에 의한 온도증가 예측을 보면 반구정도 규모로는 100년간 약 2-5°C 정도의 온도증가가 예상되며 고위도는 온도변화가 커서 약 100년 동안 약 10°C의 급격한 온도증가가 예상되고 있다. 이러한 급격한 미래 기후변화에 반응하여 지표 식생의 적응도 오랜 시간이 걸릴 것으로 예측되며, 또한 식생의 변화가 기후변화에 미치는 역할도 불분명하여 이에 대한 연구가 절실하다.

과거 기후변화에서 육상 생물권의 물리·화학적 역할을 조사해보고 미래에 어떤 역할을 하게 될 지 조사해 보고자 한다. 생물권의 역동적 변화는 양의 피드백을 유발하는 것으로 알려져 있어 미래에 온도나, 강수, 그리고 다른 기후변수들의 변화를 확장시키는 역할을 할 것으로 알려져 있다. 또한 육상 생물권은 대기의 에어로졸과 온실가스의 양 변화에 중요한 역할을 하고 있다. 이 논문의 목적은 기후변화에서 지표과정의 중요성을 알아보고 기후계 수치모형에서 지표 모형의 현황을 파악하며, 향후 기후변화에 대하여 지표의 전 과정들이 어떻게 변화하는지 기술하고자 한다.

## 2. 본론

### 2.1 기후계에서 지표 생물권의 역할

#### 2.1.1 생지화학적 역할

지표환경의 변화는 온실가스의 중요한 요소인 대기 이산화탄소 농도를 조절하는 역할을 한다. 산업혁명 이후 대기의 이산화탄소는 급격히 증가하고 있는데, 이 중 약 80%는 화석연료의

사용에 기인하며 약 20%는 산림 파괴나 경작활동에 의한 지표환경 변화에 기인한다. 지난 10년 동안 인위적으로 배출된 이산화탄소의 양은 약 8 Gt이며, 이중 약 30% 정도(2.6 Gt)를 육상생물권이 흡수하여 대기 이산화탄소를 제거하는데 중요한 역할을 하고 있다 (Watson *et al.*, 2000; 그림 2). 육상생물권에 있는 탄소의 양은 총 2300 Gt이며 (그림 2), 이중 약 30%는 식생에 약 70%는 토양에 포함되어 있는데 (Schlensinger and Andrews, 2000), 규모가 거대하기 때문에 미래의 전 지구 탄소순환에 중요한 역할을 할 것으로 여겨진다.

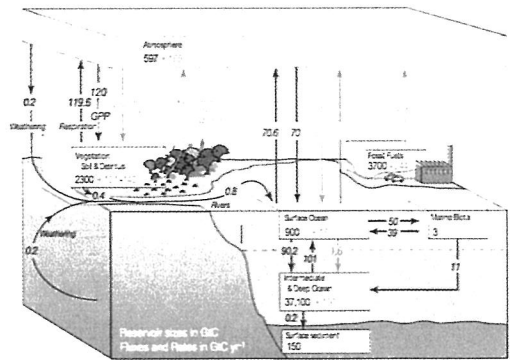


Fig. 2 The global carbon cycle for the 1990s, showing the main annual fluxes in GtC yr<sup>-1</sup>: pre-industrial 'natural' fluxes are in black and anthropogenic fluxes in red. Figure from IPCC (2007).

탄소순환은 시간 규모에 따라 영향의 미치는 인자들이 다르게 나타나는데, 계절변동의 짧은 시간 동안에는 식생의 광합성과 호흡이 중요한 역할을 하며, 수년에서 수십 년 간의 변화에서는 대기와 육상의 식생 그리고 해양 표층의 상호작용이 중요한 역할을 하며, 수십 년에서 수백 년의 변화에서는 대기와 중층해양 그리고 토양의 탄소의 양 변화 뿐 아니라 기후변화에 변화된 식생의 분포도 중요한 역할을 한다. 이보다 긴 수천 년의 변화에서는 대기, 해양, 상부퇴적층, 토양의 탄소와 식생의 변화 등이 중요한 역할을 하며, 수백만 년의 변화에서는 지각의 변동과 연관된 암석과의 상호작용이 탄소순환에 중요한 역할을 한다.



지난 10년 간 대기의 이산화탄소, 메탄, 그리고 아산화질소 농도변화는 비교적 활발히 연구되어 왔는데 (Petit *et al.*, 1999), 이들 결과를 보면 앞에서 언급된 가스들의 농도는 일정한 범위 내에서 변동되어 왔음을 알 수 있다. 하지만 이들의 변동을 유발한 이유는 잘 밝혀져 있지 않은데, 특히 육상 식생과 토양의 역할이 아직 잘 이해되지 않고 있다. 장기변동에 있어서, 대기의 이산화탄소와 아산화질소는 육상의 식생과 해양에 의해 변동되는 반면에 메탄의 경우 지표식생의 변화가 중요한 역할을 한다. 예를 들어 지난 50만 년 동안의 빙하기와 간빙기에는 대기 이산화탄소의 농도가 약 200ppm에서 280ppm 정도 변동성을 보여 왔는데, 이는 빙하기동안 건조한 기후에 따른 철의 증가로 남극해에서의 생산성이 증가되어 대기 이산화탄소의 농도를 감소시킨 것으로 설명되고 있다 (e.g., Sigman and Boyle, 2000).

과거의 대기 중 trace-gas의 농도 변화를 모사하기 위해서는 과거 기후변화에 따른 지역 규모의 식생과 토양의 변동성을 재현해 내야 된다. 대류권 에어로졸의 농도를 재현하는데도 같은 원리가 적용되는데, 이는 식생이 토양을 안정시키는 역할을 하며 대기 먼지 에어로졸의 양을 조절하기 때문이다 (Kohfeld and Harrison, 2000). 식생이 불에 타면서 생성되는 에어로졸도 기후계에 매우 중요한 역할을 한다 (Watson *et al.*, 2000).

2.1.2 생물리학적 역할

지표식생은 대기와 에너지, 물, 그리고 운동량의 교환에 지대한 영향을 미치기 때문에 기후계에서 생물리학적으로 중요한 역할을 한다. 15년 전만 해도 식생의 알베도가 기후에 미치는 역할에 치중해 있었는데, 최근의 기후모형에서는 육상 식생의 알베도뿐만 아니라 식물의 증산작용, 표면의 상태, 그리고 식생이 눈의 상태에 미치는 영향 등도 고려되고 있다 (Hansen *et al.*, 1984; Eugster *et al.*, 2000; Foley *et al.*, 2000; Notaro *et al.*, 2005, 2006; Liu *et al.*, 2006).

기후계에서 식생의 물리적 역할은 저위도의

기후변동과 관련하여 오랫동안 연구되어오고 있다. 아마존의 식생감소나 20세기 사하라지역과 북아프리카 지역의 기후와 연관된 연구가 활발히 진행되었으며 (Dickinson and Kennedy, 1992; Wang and Elfaith, 2000), 최근의 연구에 의하면 지표식생은 열대와 아열대지역에서 기후 민감도를 증가시킨 것으로 밝혀졌다. 특히 현재는 사막인 북아프리카가 6000년 전 홀로세 중기에는 식생이 발달했다는 연구결과가 보고된 후부터 (Street-Perrot *et al.*, 1990; Hoelzmann *et al.*, 1998; Jolly *et al.*, 1998; Prentice *et al.*, 2000), 북아프리카의 식생을 재현하기 위하여 밀란코비치 시간 스케일의 외부 강제력 변화에 따라 지표식생의 피드백 역할을 규명하기 위한 연구가 고기후모

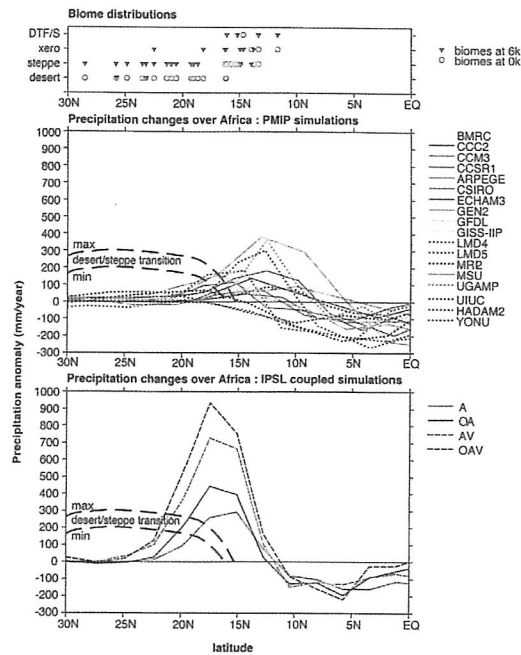


Fig. 3 Annual mean precipitation changes (mm/yr) over Africa (20°W to 30°E) for the mid-Holocene. (Upper) Proxy reconstructions of land surface at 6000 yr BP from biome project, (middle) changes in precipitation simulated in the first phase of Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP-1), (lower) changes in precipitation simulated in the IPSL coupled atmosphere - ocean, atmosphere - vegetation, and atmosphere - ocean - vegetation models. Figure from IPCC (2001).

델 비교연구의 일환으로 활발히 진행되었다 (Kutzbach *et al.*, 1996; Claussen and Gayler, 1997; Joussaume and Taylor, 2000; Notaro *et al.*, 2008). 대부분의 모형에서 식생의 피드백 없이는 북아프리카 사하라 사막에서 식생이 번창할 정도의 강수가 제대로 생성되지 않음을 밝혔다 (그림 3). 그리고 최근에 식생의 변화를 고려한 모형을 이용했을 때 북아프리카에서 마지막 최대빙하기와 홀로세중기동안 기후민감도가 증가하고 따라서 강수량도 증가함을 밝혀냈다 (Claussen and Gayler, 1997; Kutzbach and Liu, 1997; Notaro *et al.*, 2008).

최근에는 고위도에서 지표 식생의 물리학적 변화가 기후에 미치는 영향에 대한 연구가 진행되어오고 있는데, 고위도에서는 식생과 눈 그리고 온도와와의 상호작용의 변화가 기후에 영향을 준다 (Bonan *et al.*, 1992; Eugster *et al.*, 2000; Notaro *et al.*, 2005). 초기 식생의 역할에 대한 수치모형연구에서는 한대지역의 눈과 관련하여 양의 피드백 역할에 중점을 두었으나, 최근의 연구에 의하면 홀로세중기 동안 한대림 주변의 온난

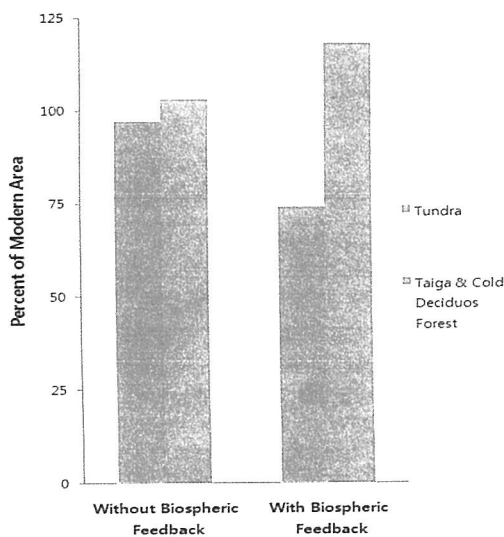


Fig. 4 The comparison of climate change response with biospheric feedback and without biospheric feedback. Redrawn from Foley *et al.* (1994).

화는 식생의 확장에 따른 효과라기보다는 해양의 역할이 중요했음을 밝히고 있다 (그림 4; Hewitt and Mitchell, 1998). 이 연구결과는 식생과 해양이 기후변화에 미치는 역할을 좀 더 충분히 이해할 필요가 있음을 시사한다. 몇몇 수치모형연구에 의하면, 지표 식생의 변화가 기후에 미치는 영향은 때로 상반된 결과를 내기도 한다. 예로 Chase *et al.* (2000) 과 Govindasamy *et al.* (2001)은 같은 지표자료를 다른 두 개의 수치모형에 도입한 결과, Chase *et al.* (2000)은 전지구 온도변화가 없음을 모사한 반면 Govindasamy *et al.* (2001)은 인위적으로 야기된 지표 변화에 의하여 지난 1000년 동안 약 0.25도 정도의 온도감소를 모의하였다.

최근에 이루어진 식생의 물리적 역할에 대한 수치모형 연구는 아직 시작에 불과하다. 아직도 해양의 역할에 대한 식생의 역할이라든가, 기후계 모형에 식생의 부분을 좀 더 현실적으로 개선하여 기후변화예측에서 식생의 역할을 밝혀낼 필요가 있다. 나아가, 지표과정의 전반적 이해 및 모형의 예측성 향상을 위하여 과거 지표 작용과 관련된 식생, 표면의 상태, 에어로졸 등에 대한 관측이 필요하다.

## 2.2 과거 지표환경의 변화

과거 지표환경의 기록을 보면 식물이나 동물들은 기후변화에 대하여 끊임없이 반응해 오고 있음을 알 수 있다. 예로 기후변화에 반응하여 나타나는 나무 나이테의 변화를 이용하여 과거 온도, 수분, 그리고 식생에 미치는 영향 등을 연구하고 있으며 (Briffa *et al.*, 1995, 2001), 나무가 소멸된 환경적 이유를 밝히는 연구도 진행되었다. 식생의 성장과 소멸에 대한 작용이 아직은 대부분 수치 모형에 포함되어있지 않아 이에 대한 심도 있는 연구가 절실하다.

지표 식생은 성장할 때의 온도와 겨울철 온도 그리고 증산에 필요한 수분 등이 생장에 중요하기 때문에 기후변화에 대응하여 한 곳에서 다른 곳으로 주로 대륙정도의 규모를 가지고 이주하는데, 기후변화에 따른 식생의 이주는 신생대 제 4기 동안의 기록에 뚜렷이 나타나 있다. 예로,

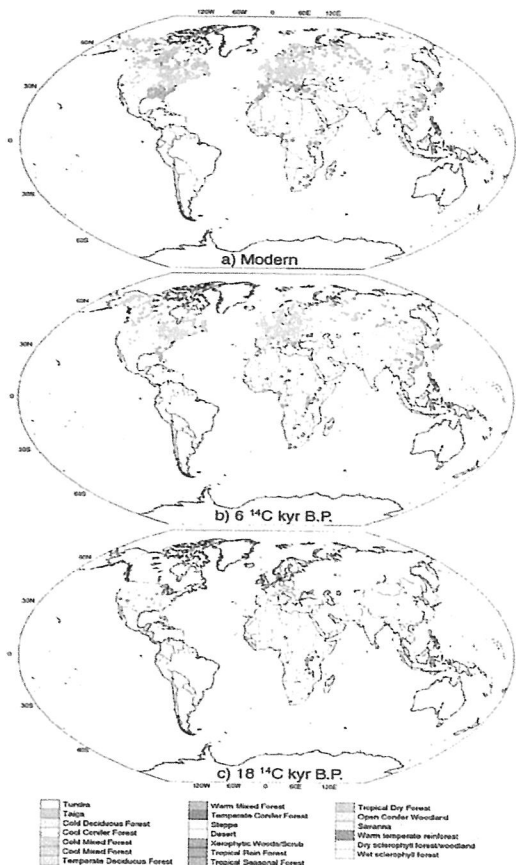


Fig. 5 Land surface distribution for a) modern, b) mid-Holocene, c) Last Glacial Maximum. Figure from Kohfeld and Harrison (2000).

수치모형의 경계조건으로 과거의 식생을 이용하기 위한 목적으로 화분이나 화산의 자료를 이용하여 홀로세 중기 (6000년 전)와 마지막 최대빙하기 (21,000년 전)의 식생을 복원하기 위하여 BIOME6000라 불리는 과거 식생복원 프로젝트가 이루어 졌다 (Prentice and Webb, 1998). 그림 5는 BIOME6000에서 복원한 홀로세 중기와 마지막 최대빙하기의 식생분포를 보여주는데, 홀로세 중기에는 북극의 성장한계선이 현재보다 북쪽에 위치했었고 온대 식물들이 매우 번성했었는데, 이와 같은 조건을 맞추기 위해서는 겨울철이 현재보다 더 온난해야 되는 조건이 필요하다. 강화되었던 아시아의 몬순은 중국대륙의 숲이 현재

보다 더 발달했으며, 사하라 사막지역에 식생이 존재하였고, 아프리카의 열대우림이 감소했었다. 마지막 최대빙하기 동안에는 춥고 건조한 기후 때문에 툰드라와 스텝 식생이 확장했었고, 북반구에서는 온대 수림이 적도로 치우쳤으며, 열대 우림지역도 대부분 감소했었다.

기후변화에 대응하여 식생군집의 구조가 변하기도 하는데, 빙하기-간빙기동안 이주하는 식생의 자리를 새로운 군집들이 매우면서 군집구조가 바뀌었다. 또한 수십 년에서 수백 년 동안에 군락의 구조가 급격히 변하는 경우도 있다. 또한 기후가 변하면 식생이 진화를 하거나 완전히 절멸되는 경우도 있다.

기후변화는 온도뿐 아니라 강수량의 변화도 가져오기 때문에 호수면의 장기적 변동도 야기시킨다. 과거 호수의 수위, 면적, 부피 등을 복원하기 위한 연구가 진행되어 왔다 (Farrera et al., 1999). 그림 6은 복원된 호수면 자료를 바탕으로 홀로세 중기와 마지막 최대빙하기 동안 기후변화를 보여주고 있다. 홀로세 중기에 아프리카의 북쪽과 남쪽 그리고 아시아 호주남부 등은 현재보다 습윤했지만, 북아메리카와 유럽은 대체로 현재보다 건조했음을 보여준다. 빙하기 동안에

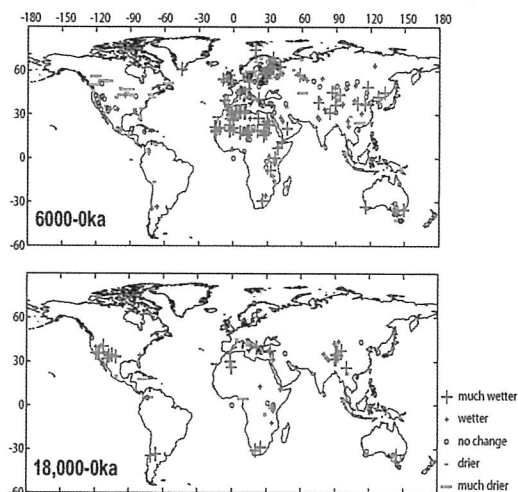


Fig. 6 The moisture climate change in the mid-Holocene and Last Glacial Maximum reconstructed from lake level. Data are from Kohfeld and Harrison (2000).

는 남북위 30도 부근에서는 대체로 습윤한 반면 적도지역에서는 건조한 기후를 보이고 있는데, 이는 미래 기후변화 예측 시뮬레이션에서 보여주는 결과와 상반되는 것으로 빙하기의 지표환경 복원 결과는 온난화하에서의 지표환경 변화를 유추해볼 수 있는 정보이다.

과거 지표환경은 기후변화의 시간 규모에 따라 변해왔는데, 대기의 진화나 대륙의 이동에 따른 해양의 재배치 등에 의해 100만년 이상의 시간규모 동안에는 지구가 지속적으로 냉각했으며 빙하가 출현 하였고 새로운 식생이 출현하고 대멸종 하였다. 지구공전궤도함수(Eccentricity, Obliquity, Precession)의 주기적 변동에 따른 10,000년에서 100만년 정도의 시간동안에는 태양에너지의 계절변동에 의해 빙하기와 간빙기가 주기적으로 나타남에 따라 식생의 번성과 소멸이 반복 되었고 군락의 변화가 나타났다. 1,000년에서 10,000년 정도의 규모에서는 빙하와 대기의 온실가스의 변동이 대기-해양의 상호작용에 영향을 미쳐 해양 열염분 순환의 양도 반복적으로 증감하였고, 이에 따라 식생이 대륙규모로 이주하였다. 10년에서 1000년 규모의 시간동안에는 기후계내부의 상호작용변동과, 태양흑점 주기에 따른 태양에너지의 변동, 화산분출 등에 의해 기후변화가 일어나고 식생의 군집의 구조 변화나 생리적 변화 등이 나타난다. 10년 이하의 기후변화 기간 동안에는 지역에 따라서 강풍과 가뭄이 나타나며 식생의 생리적 변화가 나타났다.

### 2.3 수치모형을 이용한 지표환경 연구

#### 2.3.1 지표환경 모형

기후계 수치모형에서 지표환경을 적용해주기 위해서는 대기모형에 지표의 환경들을 지정해 주고 시간에 따라 변동하지 않는 경우와 식생이나 토양 그리고 지표 환경 등이 시간에 따라 변하는 경우가 있다. 최근에 수행했던 미국 해양대기청의 CCM3 수치모형을 예로 지표 모형에 대하여 개략적으로 설명하면 다음과 같다. CCM3의 경우 기후를 모사하기 위하여 총 6개의 지표

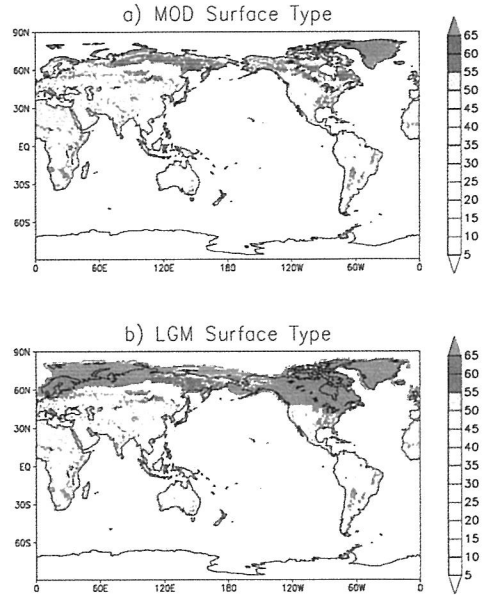


Fig. 7 Land surface type for a) modern and b) Last Glacial Maximum used in the CCM3 climate model.

변수들을 지정해 준다. 첫째, 지표면 형태를 총 72개로 나누어 지정해 주고 있는데 (그림 7), 이 분류는 식물의 잎, 줄기, 뿌리, 높이, 잎의 구조, 광학적 성질, 생리적 요소, 표면 거칠기 등 12개의 식물군으로 나누고 이 식물군들을 지표 상태와 조합하여 지표형태를 구분한다. 각각의 지표면 형태에 따라 알베도가 다르고 표면 상태가 다르기 때문에 지표에서의 열에너지 교환이 다르게 적용된다. 그림 7b는 마지막 최대빙하기의 경우로서 북아메리카와 북유럽의 경우 빙하가 확장했었기 때문에 현재의 그린랜드와 같은 지표 타입으로 그리고 칠레남부에서 확장한 빙하는 현재의 남극과 같은 표층 형태로 설정해 주고 마지막 최대 빙하기 실험을 모사하였다 (Kim *et al.*, 2008). 둘째, 지표 토양의 상태에 따라 색을 달리 지정해 주는데, 예로 사막과 빙하에서는 아주 밝은 색으로 지정해 주고 열대 우림지역에서는 파란색 계통으로 지정해주어 토양 색에 따라 알베도 같은 물리적 특성을 구분해 준다. 셋째, 토양의 상태를 좀 더 세밀히 구분하여 모래,



실트, 클레이 세 가지 성분이 한 격자점에서 이루는 구성비를 나누어 지정해 주는데, 이는 토양의 열적 특성(열용량과 열전도도)과 수리적 특성(공극율, 투수율 등)을 구분해 주기 위함이다. 넷째, 지표의 구성 성분 중 습지의 양도 퍼센트로 세분하여 지정해 주고 호수의 상태와 집수구역 등을 구분하여 준다.

지표모형은 대기 모형에 표면 알베도(가시광선과 적외선 영역을 분리해서), 장파복사, 현열속, 잠열속, 수증기 량, 표면 강도 등의 정보를 제공해주며, 대기 모형은 지표모형에 입사 단파복사에너지, 입사 장파복사 에너지, 이류에 의한 것과 안정 상태에서의 강수량, 그리고 가장 낮은 고도의 온도, 바람장, 절대 습도, 압력 등의 정보를 매 모형 시간 단위별로 제공해 준다.

위에서 언급된 지표의 환경들은 눈이나 얼음을 제외하고는 시간이 지남에 따라 식물이나 토양의 상태가 변하지 않는데, 현실적으로 지표환경을 모사하기 위해서는 시간 혹은 적어도 계절 따라 온도, 수분과 같은 기후 요소들이 변하기 때문에 이에 따라 식생이 변해야 된다. 하지만, 현 단계의 수치모형에서는 아직 이와 같은 조건까지는 많이 고려되고 있지 않고 있다.

### 2.3.2 미래 지표환경 변화 예측

최근 발간된 제4차 IPCC보고서에 의하면 지난 100년 간 전지구 평균 약 0.74°C가 상승했으며, 21세기 말에는 1.4에서 5.8°C 정도 온도가 상승할 것으로 예측하고 있다. 해양에 비해 육상에서의 기온 증가가 크고 특히 고위도에서의 온도 증가가 저위도에 비해 클 것으로 예측된다. 강수 패턴도 적도지역과 고위도지역은 현재보다 습윤해지고 중위도 지역은 겨울철과 여름철에 현재보다 더 건조할 것이며, 해양의 열염분 순환도 약화 될 것으로 예측된다.

이와 같은 기후변수들의 변화에 대응하여 지표 식생의 상태도 변화할 것으로 예측되는데, 수치모형을 이용하여 대기 이산화탄소량이 두 배 혹은 네 배가 되었을 때 나타나는 지표 식생의 반응을 알아보는 연구가 많이 진행되어 왔다 (Sykes *et al.*, 1999; Notaro *et al.*, 2007). 평형상태

에서 지표식생에 나타나는 중요한 결과들은 과거 환경변화 시뮬레이션에서 식생의 변화를 고려해주지 않은 경우 기후변화를 과소 모사하는 경향이 있다는 것이고, 미래 기후변화에 대응하여 식생들이 고위도로 옮겨갈 전망이다. 예를 들어 영국의 헤들리 센터 모형 (HADCM2), 캐나다 기후모형 (CGCM1), 그리고 호주의 기후모형 (CSIRO) 을 이용하여 북아메리카에서 2090-2099년에 현재에 비해 5가지 식생들의 변화를 예측하였는데 (Shafer *et al.*, 2001), 대부분 식생의 남쪽은 줄어드는 반면에 북쪽으로 확장하는 경향을 보인다. 또 다른 예로 대기의 이산화탄소량이 네 배가 되었을 때의 지표환경변화를 실험해본 결과 고위도의 툰드라와 극지 사막지역은 대부분 사라지고 이 지역은 초목 지역으로 대체되는 것으로 시뮬레이션되고 있는데 (그림 8), 이는 온난화 뿐 아니라 식생의 생리 작용의 변화에 기인하는 것으로 밝혀졌다.

앞에서 언급한 결과들은 평형상태에서의 결과들을 보여주는데, 현재의 기후변화 정도로 보아서는 이산화탄소량의 변화가 급격하게 일어나고 있기 때문에 앞으로의 연구에서는 평형상태

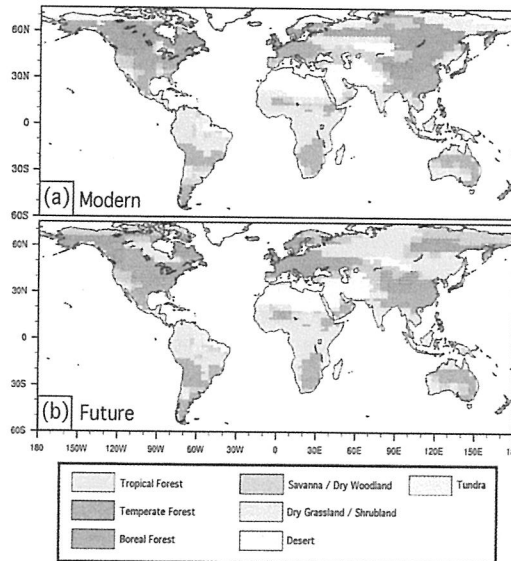


Fig. 8 Mean biome distribution for (a) modern and (b) 4x CO<sub>2</sub> equilibrium. Figure from Notaro *et al.* (2007).



보다는 실시간으로 변하는 transient 상태의 실험이 더 적합할 것으로 생각된다. 과거 마지막 최대빙하기(20,000년 전)에서 홀로세 간빙기(10,000년 전)로 전환하는데 약 10,000년이 걸렸고 이 시기동안 전 지구 온도는 약 5°C 상승했기 때문에 약 백년에 0.05°C 상승한 결과가 된다. 하지만 미래에는 100년 동안 최소 1.5°C정도 상승할 것으로 예측되어 이 정도의 온도변화에 적응하기 위해서는 과거의 식생분포 변화와 현재 진행되고 있는 식생의 팽창률을 통해 볼 때 연간 약 200-2000미터 정도 확장할 것으로 예상된다. 그리고 더욱 우려스러운 것은 향후 100년 동안 적어도 전지구 평균 1.5°C 온도가 상승할 것으로 예측되는데, 과거에는 물론 지역에 따라서는 급격한 기후변화가 관측 되었지만, 전 지구적으로는 이와 같은 정도의 기후변화가 없었기 때문에 앞으로 식생들의 평형상태는 찾아보기 어려울 것이다. 또 대부분 식생들이 기후변화의 적응에 실패할 가능성이 있다. 온난화와 더불어 산불이나, 병리학적 현상, 가뭄이나 폭풍 같은 악기상은 예측이 더욱 어렵기 때문에 식생의 변화에 다른 변수로 작용할 것이다.

### 3. 결론

IPCC (2001, 2007) 보고서들은 향후 100년 동안 적어도 1°C 이상은 전 지구 평균 온도가 상승할 것으로 예견하고 있지만, 이보고서에 이용된 대부분의 수치 모형들이 해양과 식생을 포함한 지표의 많은 과정들이 기후 민감도에 미치는 영향을 고려하고 있지 않고 있다. 그러므로 식생의 영향을 고려할 경우 미래 기후변화는 기존에 보고된 것보다 더 커질 수 있기 때문에 기후계 수치모형에서 지표모형의 개선이 더욱 절실히 요구된다. 나아가 급격한 기후변화로 인해 지표 식생의 불균형은 생물 다양성을 파괴할 수 있기 때문에 지표 수치모형을 더욱 개선하여 향후 지표과정들의 변화를 정확히 예측하고 또 지표의 변화가 기후변화에 주는 영향도 고려되어야 할 것이다.

## 사 사

논문수정에 도움을 주신 극지연구소 채남이 박사님, 이초영 연구원님께 감사사를 드립니다. 본 연구는 해양연구원 부설 극지연구소에서 수행하는 “극지대기 관측 및 기후변화 연구사업 (PE09030)” 으로부터 연구비를 지원받아 수행되었다.

## 참고문헌

- Bonan, G., Pollard, D., Thompson, S., 1992, Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359, 716-718.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Shiyatov, S.G. and Cook, E.R., 1995, Unusual 20<sup>th</sup> century summer warmth in a 1000 year temperature record from Siberia. *Nature*, 376, 156-159.
- Briffa, K.R., Osborn, T.J., Schweingruber, F.H., Harris, I.C., Jones, P.D., Shiyatov, S.G. and Vaganov, E.A., 2001, Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *Journal of Geophysical Research*, 106D, 2929-2941.
- Chase, T., Pielke, R., Kittel, T., Nemani, R. and Running, S., 2000, Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Climate Dynamics*, 16, 93-105.
- Claussen, M. and Gayler, V., 1997, The greening of the Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6, 369-377.
- Crowley, T.J., 1990, Are there any satisfactory geologic analogs for a future greenhouse warming? *Journal of Climate*, 3, 1282-1292.
- Dickinson, R.E. and Kennedy, P., 1992, Impacts on regional climate of Amazon deforestation. *Geophysical Research Letters*, 19, 1947-1950.
- Eugster, W., Rouse, W., Pielke, R., McPadden, J.,

- Bqaldocchi, D., Kittel, T., Chapin, F., Liston, G., Vidale, P., Vaganov, E. and Chambers, S., 2000, Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate. *Global Change Biology* 6, 84-115.
- Farrera, I., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P.J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, W., Grafenstein, U., von Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.E., Ono, Y., Pinot, S. and Stute, M & Yu G., 1999, Tropical climates at the Last Glacial Maximum: A new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics*, 15, 823-856.
- Foley, J., Kutzbach, J., Coe, M. and Levis, S., 1994, Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 371, 52-54.
- Foley, J., Levis, S., Costa, M.H., Cramer, W. and Pollard, D., 2000, Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. *Journal of Applied Ecology*, 10(6), 1620-1623.
- Govindasamy, B., Duffy, P.B. and Cadeira, K., 2001, Land use changes and northern hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 28, 291-294.
- Hansen, J., Lacic, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R. and Lerner, J., 1984, Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Ame. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 130-163.
- Hewitt, C.D. and Mitchell, J.F.B., 1998, A fully coupled GCM simulation of the climate of the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 25, 361-364.
- Hoelzmann, P., Jolly, D., Harrison, S.P., Laarif, F., Bonnefille, R. and Pachur, H.-J., 1998, Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian Peninsula: a data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochemical Cycles*, 12, 35-52.
- IPCC, 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, 881 pp.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. by Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, Avert, M.K.B., Tignor, M. and Miller, H.L., Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY. USA, 996 pp.
- Jackson, S.T. and Overpeck, J.T., 2000, Responses of plant populations and communities to environmental changes of the late Quaternary. *Paleobiology*, 26, 194-220.
- Jolly, D., Prentice, I.C. and Bonnefille, R., et al., 1998, Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data from Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. *Journal of Biogeography*, 25, 1007-1027.
- 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.
- Kim, S.-J., Flato, G., and Boer, G., 2003, A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 2: Approach to equilibrium. *Climate Dynamics*, 20, 635-661.
- Kim, S.-J., 2008, Late Quaternary climate fluctuations and their causes: A brief review. *Journal of the Geological Society of Korea*, in press.
- 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*, DOI 10.1007/s00382-007-0332-z.
- Kohfeld, K.E. and Harrison, S.P., 2000, How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. *Quaternary Science Reviews*, 19, 321-346.
- Kutzbach, J.E., Bonan, G., Foley, J. and Harrison, S., 1996, Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. *Nature*, 384, 623-626.
- Kutzbach, J.E. and Liu, Z., 1997, Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the Middle Holocene. *Science*, 278, 440-443.
- Liu, Z., Notaro, M., Kutzbach, J. and Liu, N., 2006, An observational assessment of global vegetation-climate feedbacks. *Journal of Climate*, 19, 787-814.
- Notaro, M., Liu, Z., Gallimore, R., Vavrus, S.J., Kutzbach, J.E., Prentice, I.C. and Jacob, R.L., 2005, Simulated and observed preindustrial to modern vegetation and climate changes. *Journal of Climate*, 18, 3650-3671.
- Notaro, M. and Willians, J.W., 2006, Observed vegetation climate feedbacks in the United States. *Journal of Climate*, 19, 763-789.
- Notaro, M., Varus, S. and Liu, Z., 2007, Global vegetation and climate change due to future increases in CO<sub>2</sub> as projected by a fully coupled model with dynamic vegetation. *Journal of Climate*, 20, 70-90.
- Notaro, M., Wang, Y., Liu, Z., Gallimore, R. and Levis, S., 2008, Combined statistical and dynamical assessment of simulated vegetation-rainfall interactions in North Africa during the mid-Holocene, *Global Change Biology*, 14, 347-368, doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01495.x.
- Paillard, D., 2001, Glacial Cycles: Toward a new paradigm. *Review of Geophysics*, 39, 3, 325-436.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M., 1999, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Prentice, I.C. and Webb, T., III, BIOME 6000, 1998, reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from paleoecological records. *Journal of Biogeography*, 25, 997-1005.
- Prentice, I.C. and Jolly, D., BIOME 6000 Participants, 2000, Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography*, 27, 507-519.
- Schlesinger, W.H. and Andrews, J.A., 2000, Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, 48, 7-20.
- Shafer, S., Bartlein, P.J. and Thompson, R.S., 2001, Potential changes in the distributions of western North America tree and shrub taxa under future climate scenarios. *Ecosystems*, 4, 200-215.
- Sigman, D.M. and Boyle, E.A., 2000, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407, 859-869.
- Street-Perrot, F.A., Mitchell, J.F., Marchand, D.S. and Brunner, J.S., 1990, Milankovich and albedo forcing of the tropical monsoons: a comparison of geological evidence and numerical simulations for 9000 yBP. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, 407-427.
- Sykes, M.T., Prentice, I.C. and Laarif, F., 1999,

Quantifying the impact of global climate change on potential natural vegetation. *Climatic Change*, 41, 37-52.

Wang, Y.J. and Elfaith, A.-E., 2000, Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 27, 795-298.

Watson, A.J., Barker, D.C.E., Ridgwell, A.J., Boyd, P.W. and Law, C.S., 2000, Effect of iron supply on Southern Ocean CO<sub>2</sub> uptake and implications for glacial atmosphere CO<sub>2</sub>. *Nature*, 407, 730-733.