

## 대기 CO<sub>2</sub>의 점증에 따른 대기/해양 접합 모형 지표 기온의 일시적 변동성 분석

하 경 자 · 하 은 호 · 류 정 희 · 이 효 신 · 김 기 영  
부산대학교 대기과학과 · 연세대학교 통계학과  
(1997년 7월 28일 접수)

### Transient Variations of the Surface Air Temperature Field of a Coupled Atmosphere-Ocean Model to Gradual Changes of Atmospheric CO<sub>2</sub>

Kyung-Ja Ha, Eun-Ho Ha<sup>\*</sup>, Jung-Hee Ryu, Hyo-Shin Lee, and Ki-Young Kim  
Dept. of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Pusan, Korea  
<sup>\*</sup>Dept. of Statistics, Yonsei University, Wonju, Korea  
(Manuscript received 28 July 1997)

The present study intends to investigate the transient response of an atmosphere/ocean general circulation model to a gradual increase of atmospheric carbon dioxide. To detect the climatic change of the surface air temperature due to gradual increasing carbon dioxide for 100 years, two runs of GFDL CGCM for 1 % CO<sub>2</sub> run with increasing CO<sub>2</sub> and the control run with fixed CO<sub>2</sub> are compared.

From results it is noted that the transient response of surface air temperature is more increased over the Northern Hemisphere than the Southern Hemisphere. However, in Northern Hemisphere the transient response of the surface air temperature due to the gradual increase of atmospheric carbon dioxide is slowly increased with latitudes and is clearly larger over continents than oceans. The annual global mean temperature is continuously increased with 0.03552 per one year with strong S/N ratio and distinguished from the natural variability. The time dependent response of the gradual increasing CO<sub>2</sub> has the strong seasonal variability with small change in summer and large change in winter, and the strong regionality in the Asian and the American continents. It has been suggested that the direct and the feedback processes in the climate systems should be investigated by the detailed sensitivity runs to get the meaningful estimate of the CO<sub>2</sub> forced variability.

#### 1. 서 론

산업혁명이 시작될 무렵의 대기중 이산화탄소의 비율은 300ppm에 못 미치는 양이었으나, 1990년대에 들어와 350ppm을 넘어섰다(IPCC, 1990). 이산화탄소외의 다른 온실 기체의 증가에 대한 우려도 여러 보고서나 논문(Kimball, 1985; Mitchell, 1991; Parry and Swaminathan, 1992)을 통해 알려지고 있다. 이산화탄소외의 온실 기체로 메탄(methane), 프레온 가스(chloro-fluoro-carbon 계) 등이 기후 변화를 유발할 수 있는 잠재력은 이산화탄소의 온난화 강제력의 크기보다 큰 것으로 보고되고 있다(Crutzen and Golitsyn, 1992; IPCC, 1990). 그러나 이산화탄소는 산업 혁명 이후 꾸준히 증가하고 있고 대기에서의 기체의 지속 시간이 길기 때문에 그 증가가 주목을 받고 있다. 또한 이산화탄소는 대기의 주요 구성 원소로서 기권 뿐만 아니라 다른 권역과의 상호 작용으로 기후계 전체에 영향을 미칠 수 있어

주요 온실 기체로 간주되고 있다.

온실기체의 증가에 따른 국지적 기후 변화와 지구 후계(climate system)의 변화가 주요한 기후 변화 문제로 인식되면서 특히 지구 기후 변화에 대한 이산화탄소의 온실 효과를 이해하려는 노력은 대순환 모형(general circulation model, 이하 GCM)의 실험을 통해 이루어졌다. GCM을 사용한 기후 변화의 연구는 기후계의 자연적 변동성(natural variability)과 기후계의 배경 잡음에 대한 정보를 주게 되어, 자연적 변동성과 강제된 기후 변화를 함께 이해하는 것을 용이하게 하고 있다.

이산화탄소의 증가에 따른 지표 기온의 변화에 대한 GCM 연구는 크게 두 가지 부류로 나뉘어졌는데(Kimball, 1985; Mitchell, 1991; Parry and Swaminathan, 1992) 온실 기체의 증가를 가정하고 이에 포화되어 반응하는 대기를 살펴보는 평형반응실험

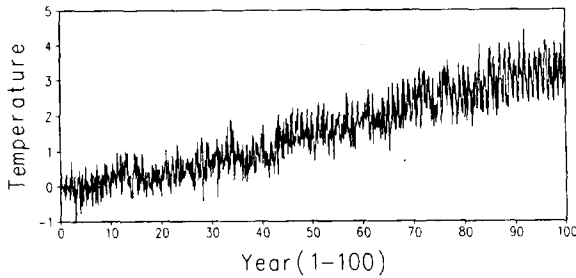


Fig. 1. Global averaged surface air temperature anomaly of GFDL CGCM due to CO<sub>2</sub> gradual increase during 100 year.

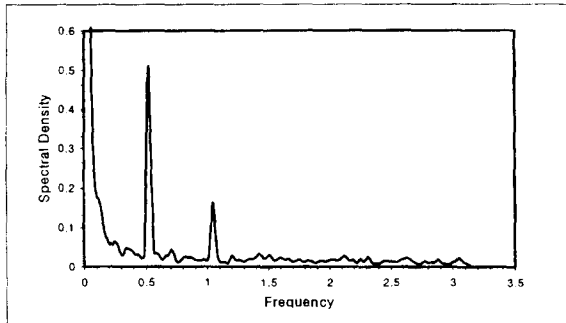


Fig. 2. Spectral density estimates a function of frequency of the temperature anomaly due to CO<sub>2</sub> gradual increase for 100 year.

(equilibrium response experiment)과 온실 기체의 점진적 증가에 따라 시간에 의존적으로 일시적인 대기 반응을 모사하는 일시반응실험(transient response experiment)이다. 이 두 부류의 GCM 실험 결과에서 지구 전체적으로 기온의 증가가 일어난다는 점에 일치점을 보이고 있는데 이는 이산화탄소의 온실 효과를 대표하는 것이다. 그러나 지역적으로는 모형에 따라 이산화탄소의 증가에 따른 기온 변화가 다르게 나타나는 것을 Mitchell(1991), Boer et al.(1992) 등에서 지적한 바 있다. 그리고 아직도 GCM 실험을 통하여 이산화탄소에 기인된 기후 변동의 크기를 정확히 묘사하는 데는 모형의 불완전성, 모형 시그날의 불확실성, 자연 변동의 불확정성 및 속성 문제 등이 남아있는 것이 현실이다 (Santer et al., 1993). 그러나 이 연구에서는 하나의 시나리오로서 대기/해양 접합 대순환 모형의 이산화탄소의 점진적 증가에 따른 지표 기온의 변화 모습을 조사하여 지구 온난화 과정의 시간 및 공간적 구조를 살펴보고자 한다. 자료는 GFDL 대기/해양 접합 모형(Manabe et al., 1991)이 연간 1%의 이산화탄소 증가에 대해 생산한 100년간의 지표 기온이며, 이산화탄소 증가에 따른 지표 기온의 시간 발전을 알기 위해 1958년의 관측값으로 이산화탄소의 양을 고정시킨 기준 실험(control run)의 결과와 비교 분석하였다.

대기/해양 접합 GCM의 실험에서는 이산화탄소의 증가에 따른 온난화율의 결정에 있어 해양의 역할을 강조한 실험이 Stouffer et al.(1989)와 Manabe et al.

(1990) 등에서 있었으며, 이산화탄소의 점증에 따른 접합 모형의 지표 기온의 분석은 온실기체에 기인된 기후 변화 과정을 이해하기 위해 앞으로도 계속 연구되어야 할 과제로 본다. 따라서 이 연구에서는 모형의 지표 기온 반응의 감응성을 조사하고, 온난화의 시·공적인 감지 분석을 시행하며, 시간 의존적 지구 온난화 과정을 파악하고 온난화 시계열에 내포된 추세 요인 및 계절 요인 등의 특성을 파악하고자 한다.

## 2. 지표 기온의 온난화 과정의 시계열 분석

이산화탄소의 증가에 따른 대기의 반응은 복사를 조절함으로써 얻을 수 있는 직접 효과와 구름-복사(Wetherald and Manabe, 1988; 허창희, 1994) 및 지표에서의 피드백 과정(feedback process)을 통한 간접적 영향이 복합적으로 나타나게 된다(Meehl, 1994). 그리고 각 기후 변수들이 각각 서로 다른 시간 지연과 크기로 나타내게 된다. 그래서 이 연구에서는 지표 기온(이하 간단히 기온)을 온실 기체에 의한 기후 변동을 가장 민감하게 분석할 수 있는 기후 인자로 보고 분석하였다. 특히 기온은 대기/지표 혹은 대기/해양의 조건에 따라 그의 열적 상호 작용의 분석이 용이하여 온실 기체에 의한 기후 변동에서 해양의 역할을 이해하는데도 도움이 된다. 기온은 해양의 큰 열적 관성 때문에 전구의 지표 조건의 함수로 나타나며 이러한 이유로 전구 평균과 더불어 기후 변동의 공간 구조가 중요하게 파악되어야 할 것이다.

GFDL의 대기/해양 접합 모형(Manabe et al., 1991; 1992)을 이용하여 연간 1%씩 100년간 점진적으로 증가시켜 적분한 실험(이하 1% Run)의 기온을 분석하고 자연 변동의 불확실성을 완화시키고 이산화탄소의 증가에 따른 강제 변동도 나타내기 위해 초기의 이산화탄소의 양으로 100년 동안 고정시킨 기준 실험(control Run, 이하 CT Run)의 적분 결과를 함께 분석하였다.

이산화탄소를 배증하여 기온의 변화를 살펴볼 때 있어서 우리가 관심을 가지는 값은 1달(혹은 1년 혹은 10년) 간에 온도는 얼마만큼 상승 또는 하강하느냐 하는 것이다. 우선 1% Run과 CT Run의 차이를 이산화탄소의 증가에 따른 기후 변동치로 보고, 이 변동치의 전구 평균 기온의 100년간 시계열을 Fig. 1에 보였다. 이 그림에서 기온은 시간이 지남에 따라 전반적으로 상승하는 것을 알 수 있는데 이러한 상승 추세는 이산화탄소의 증가에 따른 기온 변화로 설명될 수 있다. 그리고 기온이 상승하는 추세는 거의 선형적이나 연내 변동의 크기와 경년 변동의 크기는 점증에 따라 달라지고 있다.

따라서 관찰된 100년간의 기온( $Z_t$ 로 나타내기로 하자)은 다음과 같이 모형화 할 수 있다.

$$Z_t = T_t + S_t + \epsilon_t \quad (t=1, 2, \dots, 1200) \quad (1)$$

이 식에서  $T_t$ 는 기온이 상승하는 추세를 표현하여 주는 부분이고  $S_t$ 는 계절성을 나타내어 주는 부분으로  $S_t = S_{t-12}$ 를 만족시켜 준다. 이러한 요인은 우리가 관찰한 시간 이후에도 계속되리라고 생각되는 부분이므로 시간에 관한 결정적함수로 표현할 수가 있다. 그리고,  $\epsilon_t$ 는 기온에서  $T_t$ 와  $S_t$ 로 설명할 수 없는 부분을 나타내어 주

는 오차항이다. Fig. 1에서 볼 수 있는 것처럼 기온이 시간이 갈수록 증가하므로  $T_t$ 는 시간에 대한 선형함수로 나타낼 수 있다.

그리고 각 월에 관한 평균기온을 살펴보면 기온은 7월에 제일 낮은 값을 가지고 11월경에 정점을 보이는 계절성을 가지고 있음을 알 수 있다. 이러한 계절성을 잘 표현하여 주는 그림이 Fig. 2이다. Fig. 2는 기온에 대한 피어리어도그램을 평활화시켜 얻은 스펙트럴함수인데 X축은 각진동수(angular frequency)를 나타낸다. 이 그림을 살펴보면 각진동수 0.5와 1근방에서 정점을 이루는 것을 볼 수가 있다. 이것은 이산화탄소 배증에 따른 기온아노말리가 두 개의 뚜렷한 주기를 가지고 있음을 알 수 있는데 여기서는 진동수 0.5 및 1 근방은 바로 1년과 6개월의 탁월 주기를 의미한다. 본 연구에서는 이산화탄소 점증에 기인한 기온의 장기적인 추세를 나타내어 주는 모수를 추정하고 통계적 유의성을 검정하고자 한다. 또한 모형이 생산한 기온 변화를 적절하게 나타낼 수 있는 통계적모형을 설정하여 향후의 기온 변동에 대한 예측값을 제시하고자 한다.

본 연구에서 설정한 통계적 모형은 다음과 같다.

$$Z_t = \alpha + \beta t + S_t + X_t \quad (2)$$

통상적인 회귀분석에서는 오차항  $X_t$ 를 백색잡음이라고 가정하여 추세를 나타내어 주는  $\beta$ 를 추정하고  $\beta=0$ 인 가를  $t$  검정법을 사용하여 통상적으로 검정하고 있다.

그러나 온난화 과정에서의 기온은 시간이 변함에 따라 관찰되는 자료이기 때문에 오차항이 백색잡음과정이라는 가정은 현실적이지 못하다. 본 연구에서는 위에서 제시한 모형에서 오차항을 백색잡음과정이라고 가정하지 않고 시계열자료의 분석에서 널리 사용되는 승법계절누적 자기회귀 이동 평균 모형(multiplicative seasonal integrated autoregressive moving average (MSARIMA) model)을 사용하여 장기추세에 대한 계수를 추정하는 방법에 대해서 논하고 적당한 모형을 수립하여 향후의 기온에 대한 예측모형을 제시하고자 한다.

$$\phi(B)(1-B)^{12}X_t = \theta(B)\theta(B)a_t \quad (3)$$

이 식에서  $a_t$ 는 백색잡음을 가지는 오차항이고  $\phi(B), \theta(B), \theta(B), \theta(B)$ 는 다음과 같고  $B$ 는 후진연산자로  $B^k X_t = X_{t-k}$ 이다.

$$\begin{aligned} \phi(B) &= 1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_p B^p \\ \theta(B) &= 1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_q B^q \\ \Theta(B) &= 1 - \theta_1 B^{12} - \theta_2 B^{24} - \dots - \theta_p B^{12p} \end{aligned} \quad (4)$$

그리고 이 모형에서 1달간에 있어서 온도의 상승(또는 하강)을 나타내는 것은 모수  $\beta$ 이며, 모수  $\beta$ 를 추정하기 위한 모형으로 변화시키기 위해서 먼저 식 (3)에 계절차분을 취하면 계절차분된 자료  $W_t = Z_t - Z_{t-12}$ 에 대한 모형을 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$\begin{aligned} W_t &= 12\beta + (S_t - S_{t-12}) + (X_t - X_{t-12}) \\ &= 12\beta(1 - \phi_1 - \phi_2 - \dots - \phi_p) + \phi_1 W_{t-1} + \dots \\ &\quad + \phi_p W_{t-p} + \theta(B)\theta(B)a_t \end{aligned} \quad (5)$$

따라서, 계절차분된 시계열  $W_t$ 는 상수항을 포함하는 승법계절자기회귀모형 MSARMA(p,q)×(P,Q)s을 가지게

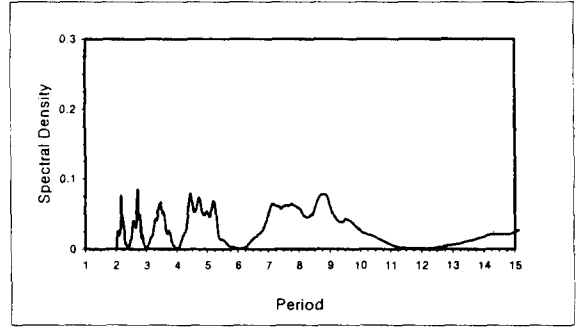


Fig. 3. Spectral density estimates as a function of period(month) of temperature anomaly with omitted seasonal cycle.

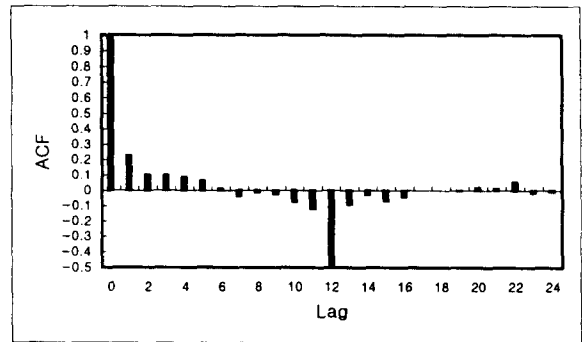


Fig. 4. The autocorrelation function of the time series  $W_t$  with seasonal difference of 12 months.

된다. 즉,  $W_t$ 는 상수항을 가지는 계절자기회귀이동평균 모형(seasonal autoregressive moving average (SARMA) model)으로 나타낼 수 있고 우리가 관심을 가지는 장기추세에 대한 모수  $\beta$ 의 추정값은 계절차분된 시계열  $W_t$ 의 평균인  $12\beta$ 를 추정함으로써 구할 수 있다.

먼저  $W_t$ 에 대한 모형을 식별하기 위해서 계절차분된 시계열  $W_t$ 의 표본스펙트럴함수인 Fig. 3에서 살펴보면 스펙트럴함수는 주기 2, 3, 9 개월 근방에서 정점을 가지므로  $W_t$ 는 여전히 계절성을 가지고 있음을 알 수 있다. 그리고  $W_t$ 의 표본자기상관함수인 Fig. 4를 보면 자기상관함수는 시차 12에서 큰 값을 가지고 또한 시차 1, 11, 13등에서도 유의적으로 0과 다른 값을 가지고 있음을 알 수 있다. 그리고 표본부분자기상관함수도 시차 1, 11, 12, 13 등에서 큰 값을 가진다. 따라서, 계절차분된 시계열  $W_t$ 에 적당한 시계열모형으로는 다음의 승법계절자기회귀모형 MSARMA(1,1)×(0,1)12임을 알 수 있다.

$$W_{t-12} = \beta + \phi_1(W_{t-12}) + (1 - \theta B)(1 - \Theta B^{12})a_t \quad (6)$$

이렇게 식별된 모형에 대해서 최우추정법(maximum likelihood estimator)을 사용하여 모수를 추정된 결과는 다음과 같다.

따라서, 기온 아노말리값에 대한 모형은 다음 식으로 추정되었다.

$$W_t - 0.03552 = 0.79593(W_{t-12} - 0.03552)$$

Table 1. The estimated parameters of MSAMA(1,1)\*(0,1)12 using maximum likelihood estimation method

모수(parameter)	$12\beta$	$\phi$	$\theta$	$\Theta$
추정값	0.03552	0.79593	0.61215	0.90384
t 값	17.63	16.24	9.59	66.01

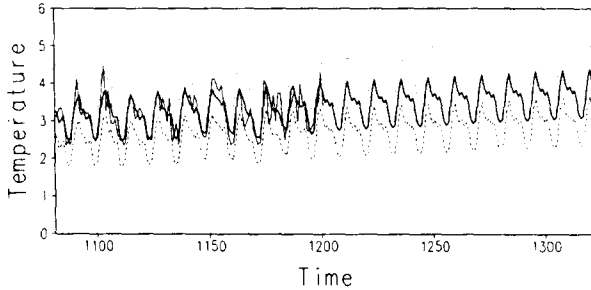


Fig. 5. The estimated time series(thick solid line) of global surface air temperature anomaly for the last 10 years and further 10 years using a seasonal autoregressive moving average model with the parameters in Table 1. The thin solid line denotes the temperature anomaly due to CO<sub>2</sub> gradual increase. The two dashed lines mean the upper and lower interval of 95% significant level.

$$+(1-0.62215B)(1-0.90384B^{12})a_t \quad (7)$$

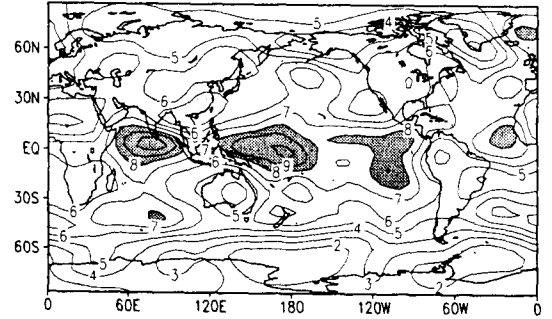
추정된 모형이 타당함에 대한 모형의 적합성 검진을 알아 보기 위하여 계산된 퍼트넨토우 통계량값이 시차 12, 24, 36 등에서 큰 값을 가지므로 우리가 추정하였던 모형이 타당함을 보여주고 있다.

따라서 이 모형에서 1년만에 있어서 온도의 상승(또는 하강)을 나타내는 모수  $12\beta$ 에 대한 추정값은 위의 표에서 알 수 있는 것처럼  $12\beta=0.03552$ 이다. 또한 이 추정량은 다른 모수의 추정량  $\phi, \theta, \Theta$ 와 상관관계가 거의 없는 것으로 나타나기 때문에  $\beta=0$ 이라는 가설을 검정하는데 위의 Table 1에 사용된 t값을 사용하는 것은 타당성을 가진다. 즉, 총 100년간 GFDL 대기/해양 접합 모형이 1% 이산화탄소 증가에 대해 생산한 100년간의 기온에서 CT Run의 기온자료를 뺀 기온아노말리는 1년에 0.03552만큼 증가하며 이는 유의적으로 0과 다르다.

100년간의 적분 기간중의 마지막 10년간의 기온의 변화와 Table 1의 통계 모형의 모수들을 사용한 모형 추정값의 변동과 100년 적분기간 후의 10년 기간에 대한 모형 추정값을 Fig. 5에 보였다. 이 그림에서 뚜렷한 연내 변동은 북반구 여름철에 작은 값과 겨울철에 큰 값을 가지는 특성을 알 수 있으며, 점증에 따라 기온은 계속 선형적으로 상승하는 것을 알 수 있다. 변동치의 아래와 위에 각각 점선으로 95%의 유의구간을 표현하였다.

3. 이산화탄소 점증에 따른 강제 변동의 감지 분석

(a) S/N ratio 70-79



(b) S/N ratio 91-100

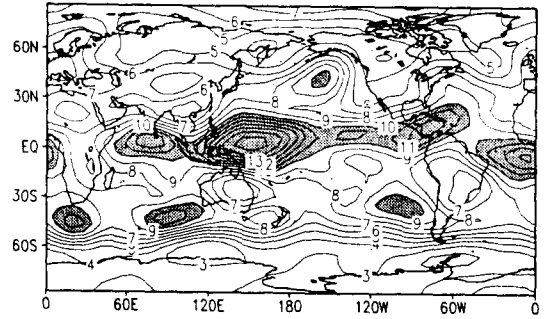


Fig. 6. The spatial distribution of signal to noise ratio for ten year period of (a) 70-79 and (b)91-100.

앞절에서 전구 평균 기온의 강제력이 계절적으로 다르게 나타나는 것을 알 수 있다. 즉, 7월과 11월을 정점으로 6월과 8월 사이에는 음으로 10월부터 2월까지의 반대로 작용하는 것을 알 수 있다. 또한 이산화탄소 증가에 따른 기온의 상승 효과에서 볼 수 있는 계절적 변동 요인은 북반구와 남반구의 육지와 해양에 따라 다르게 나타나는 것을 짐작할 수 있게 한다. 따라서 기온의 온난화 과정에서 나타나는 공간적 구조를 분석하는 것이 이산화탄소 점증의 효과를 이해하는데 중요하다.

이산화탄소 양의 점증에 따른 기온 변동이 기후 변동의 시그널로 감지될 수 있는지의 문제에 대한 답은 흔히 잡음에 대한 시그널의 비로서 나타낼 수 있다.

온실 기체 효과의 크기를 Signal/Noise 비( S/N 비)로 다음과 같이 나타낸다.

$$S/N = \frac{|S_{2x} - S_{1x}|}{\sigma} \quad (8)$$

여기서  $S_{2x}$ 와  $S_{1x}$ 는 각각 1% Run과 CT Run의 주어진 해의 연평균으로, 분자는 이들의 차이이며 분모의 값은 CT Run의 주어진 기간 동안의 평균에 대한 표준 편차

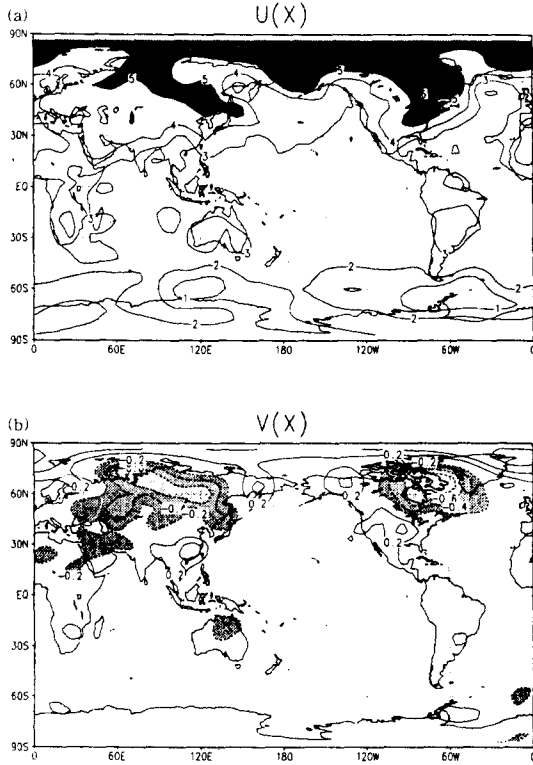


Fig. 7. The spatial distribution of (a)  $u(x)$  and (b)  $v(x)$  in Equation 9.

$u(x)$  means the annual mean differences between 1% Run and control run.

$v(x)$  denotes the spatially largest coherent pattern, the finest EOF of control run.

로 자연적인 변동의 크기로 볼 수 있으며 S/N 비는 주어지는 기간의 함수로 공간 분포를 나타낼 수 있는데 전구 평균된 S/N 비가 시그널의 척도로 이용된다. 이 비가 크게 되면 1% 이산화탄소의 증가에 따른 일시 반응이 기후 변화의 시그널로 인지될 수 있을 것이다.

Fig. 6은 각 격자점에서 10년 평균에 대한 각 연평균 기온 아노말리의 표준편차에 대한, 연평균 아노말리의 비를 구한 것이다. 값이 크다는 것은 표준편차(즉, 자연 변동 또는 noise)에 비해 아노말리(signal)가 상대적으로 크다는 것이고, 값이 작다는 것은 자연변동 또는 noise가 상대적으로 더 크다는 것이다. Fig. 6의 위 그림은 이산화탄소 점증에 의해 초기값의 2배가 되는 70년부터 79년까지의 10년동안의 S/N 비이고 아래 그림은 마지막 10년의 적분기간의 S/N 비이다. S/N 비는 고위도 지역보다 적도 지역에서 크게 나오며 남반구에서보다 북반구에서 더 큰값을 가진다. 또한 이산화탄소의 점증이 커지는데 따라 시그널이 커져 적분 기간이 긴 91-100년 동안이 큰 값을 가진다. 큰 값을 가지는 적도 및 북반구 지역에서 강제 변동의 시그널이 자연 변동에 비해 유의한 기후 변화로 감지될 수 있음을 보여준다. 두 기간의 S/N 비의 공간 평균은 각각 5.3과 6.8이

$F_c(t)$  : Climate transient response function  
Annual Mean

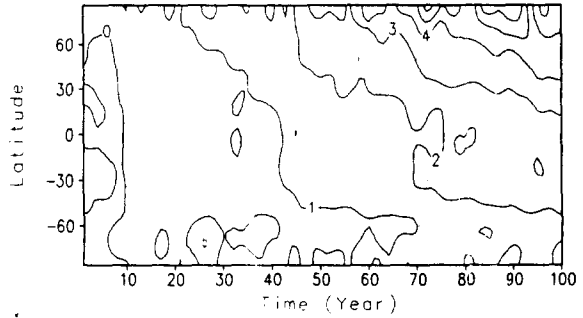


Fig. 8. The latitudinal climatic transient response function computed from the temperature change from 1% CO<sub>2</sub> increase run.

다. 그리고 지역별로 점증에 따라 다른 크기로 나타나는 데 이는 전구 평균으로 강제된 기후 변화를 이해하는 것보다 공간적인 패턴이 분석되어야 하며, 또한 이산화탄소의 점증에 따른 기온의 시그널이 강제 변동의 평형 반응보다 일시적 반응으로 분석되어야 강제 기후 변화를 이해하는데 더 유의할 것으로 보여진다.

기온에 대한 전구 기후의 자연적 변동은 공간적으로 다양한 모습을 갖게 되는데 자연적 진동의 공간 구조와 이산화탄소의 증가에 대한 시그널의 공간 구조는 서로 구분될 수 있어야 한다. 이를 위해 패턴 상관 함수 (pattern correlation function)를 비유사성 척도(a measure of dissimilarity)로 이용할 수 있으며, 이 패턴 상관 함수는 아래의 식으로 얻을 수 있다(Barnett et al., 1991).

$$\gamma = \frac{\langle u(x)v(x) \rangle_x}{\langle u^2(x) \rangle_x^{1/2} \langle v^2(x) \rangle_x^{1/2}} \quad (9)$$

여기서  $u(x) = S_{2x} - S_{1x}$ 로,  $v(x) = CT$  Run의 첫 번째 EOF로 가장 뚜렷한 공간적 패턴으로 첫째 경험적 적고 함수로서 가장 높은 상관을 지니는 공간 패턴으로 두었다. 이 연구에서는 연평균 값을 마지막 10년 기간에 대한 비유사성 척도로 패턴 상관 함수를 얻어 살펴보았다. 첫 번째 EOF가 자연적 진동의 대표적 공간 구조로 선택된 것은 첫 EOF가 총 변동의 가장 큰 분산을 가지는 패턴이기 때문이다. 대개 자연적 변동은 온실 기체의 온실 효과의 시그널이 갖는 시간 규모보다 상대적으로 짧은 시간 규모의 변동을 가진다. 그러므로 온실 기체의 시그널이 자연적 변동처럼 짧은 변동으로 나타나면 이 패턴 상관 함수는 1이 되며 작은 값을 가질때 이산화탄소의 점증에 따른 변화가 하나의 강제 변동의 시그널로 간주될 수 있다.

Fig. 7의 (a)와 (b)는 각각 100년간의 적분 기간중에 마지막 10년간의 이산화탄소 점증의 평균적 공간 구조와 자연적 변동의 분산의 공간 구조에서 가장 상관된 공간 구조인 첫 번째 EOF의 공간구조이다. 이 그림에서 육지와 해양의 차이를 대조적으로 볼 수 있는 것은 공통적이다.  $u(x)$ 의 두 실험의 차이는 북미 북동지역과 북극 해 부근의 찬 지역과 시베리아 지역에서 큰 차이를 보인

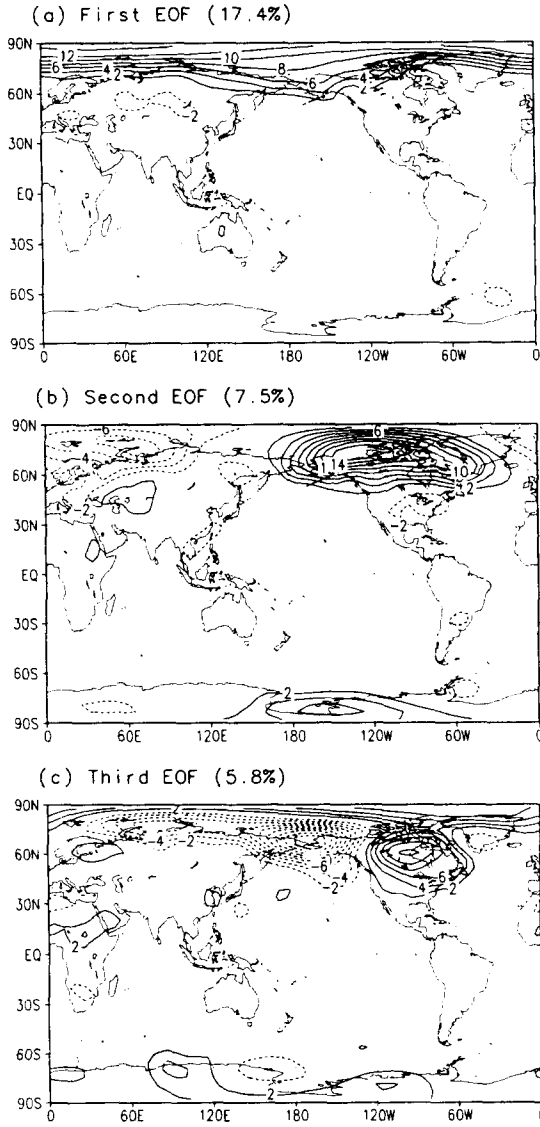


Fig. 9. The spatial structures of the leading three EOFs of temperature anomaly due to CO<sub>2</sub> increase for the 10-year of 70-79 integration.

다. 그리고 우리나라 및 일본의 북부 지역에서는 높은 기온 아노말리로 온난화 과정이 뚜렷하고 아시아 및 북미 대륙 북부 동안에서 온난화가 크게 나타나는 것을 알 수 있다. 첫째 주성분은 가장 뚜렷한 경년 자연 변동의 구조인데 대륙의 동안 부근에서 큰 값을 가지는 것은 공통적이거나 온난화 과정이 동서 방향으로 더 광범위하게 나타난다.  $u(x)$ 와  $v(x)$ 의 두 공간 구조의 패턴 상관 함수는 -0.1 정도이며, 이 값은 온실기체의 시그널이 자연변동의 시그널과 구분되는 것을 설명해 준다.

#### 4. 점진적 발전의 유사성 분석

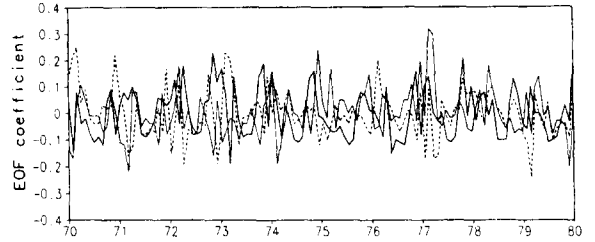


Fig. 10. The temporal structures associated with the leading three EOFs in Fig. 9. Thick solid line, thin solid line, and dashed line indicate the first, the second, and the third EOFs respectively.

이산화탄소의 점증에 의한 기온 변동의 크기는 점증에 따른 기온의 차이로서 CT Run의 일시적 기후 반응 함수(climate transient response function)로 나타낼 수 있는데 동서 평균된 기온 변동의 함수를 위도에 따라 나타내어 Fig. 8에 보였다. Fig. 8은 마지막 10년 동안의 이산화탄소의 증가에 따른 기온 변화를 보인 공간 구조이다. 이 그림에서 점증 효과가 시감에 따라 커지며 전반적으로 남반구에서 북반구 고위도로 가면서 커지는 것을 알 수 있다. 즉, 동서 평균된 기온아노말리가 남반구에 비해 북반구에서 증가량이 더 크며, 북반구에서 고위도로 갈수록 기온의 증가는 더 커진다. 북반구의 경우 북미 대륙에서 가장 크게 나타났으며, 60N 이북에서 최대로 나타나고 있다. 아시아 대륙의 경우 한반도와 일본에서 크게 나타난 반면, 적도 해양에서의 변화는 작으며, 특히 60S 부근에서는 적분 초기에 음의 기후 반응이 보이는데 남극 주위의 해양 순환의 특성인 깊은 대류 혼합의 효과로 볼 수 있다. 여기서 이산화탄소의 증가에 따라 반응하는 지역의 기온 변화가 이산화탄소의 증가량이 작은 초기에는 역학적 기여에 의해 더 크게 영향을 받는 것을 알 수 있다(Trenberth and Hurrell, 1994; Wallace et al., 1996). 연 평균 아노말리의 크기는 초기 이산화탄소에 비해 배증되는 시기인 70년 적분 기간 부근에서 남반구 30S 부근에서부터 전 북반구까지 동서 평균된 기온이 2°C 이상 상승한 것을 알 수 있으며 최대 5°C 이상인 지역이 북위 60 이북에서 나타난다.

이산화탄소 점증에 따른 기온 변화의 가장 뚜렷한 공간 패턴을 알아보고 시간적으로 공간 구조가 얼마나 유사한지를 살펴보기 위해 이산화탄소양이 배증되는 70년부터 10년 기간과 마지막 10년 기간 동안의 1% Run과 CT Run의 월 평균 기온의 차이의 공간 분포로부터 EOF 분석을 행하였다. 70년부터 10년 기간에 대한 주요 모드를 Fig. 9에서 살펴 볼 수 있는데, 가장 뚜렷한 3개의 모드를 차례로 표현하였으며, Fig. 10에서 이 세 모드의 시간 구조를 보였다. 그리고 마지막 10년 기간에 대한 같은 분석 결과를 Fig. 11과 Fig. 12에 나타내었다. 이 그림들에서 첫째는 두 기간에 대해 모두 북반구에서 뚜렷한 증가를 보이는 것으로 시간 구조에서도 모두 연내 변동을 가지고 진동한다. 그러나 둘째 및 셋째의 구조는 다른 양상을 보이는데 특히 아시아 대륙의 온난화는 70년 적분 기간중에는 약한 진폭으로 나

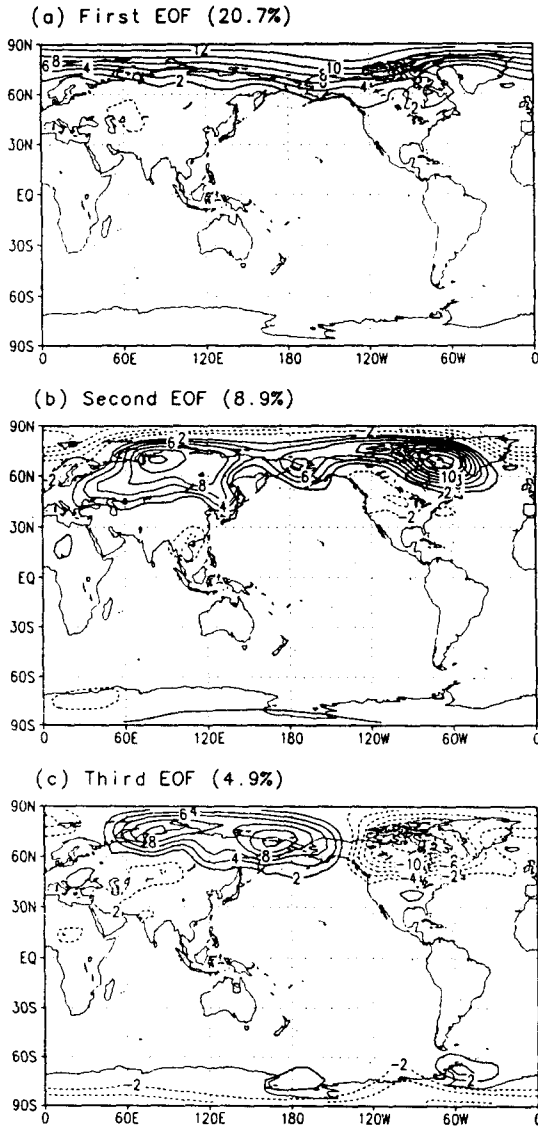


Fig. 11. As in Fig. 9 except for the last 10 years of 100 years integration.

타나는 반면 북미 대륙의 온난화는 큰 진폭으로 나타난다.

첫째 모드는 120개의 시·공 구조의 총 분산의 각각 17.4%와 20.7%를 설명하며, 이산화탄소 증가에 대한 지표 기온의 변화에 복사 효과와 더불어 지표 알베도의 피드백 효과의 결합에 의해 강하게 나타난 것으로 볼 수 있다. 이 첫 번째 모드는 4월부터 9월정도 까지의 기간과 10월부터 이듬해 봄까지 서로 반대 부호를 가지며 북반구 여름철에는 약하고 겨울철에는 강한 모드이다.

두 번째 모드는 연내 변동보다 경년 변동의 모습을 뚜렷이 보이는 시간 구조를 가지나 고위도 지역의 육지와 해양의 대조적 양상을 보이는 것이다. 이 모드는 이산화탄소의 점증 효과가 해양에서보다 육지에서 강하여 지

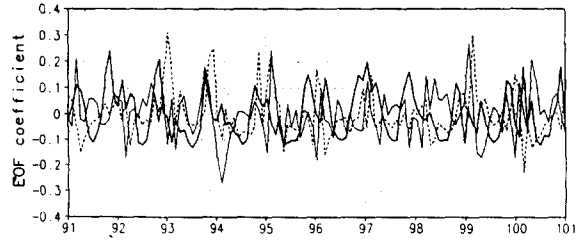


Fig. 12. The temporal structures associated with the leading three EOFs in Fig. 11. Thick solid line, thin solid line, and dashed line indicate the first, the second, and the third EOFs respectively.

표에서의 피드백 과정과 결합되어 중요한 것을 보이는 것이며, 해양의 큰 열적 관성을 반영하고 있는 것이다. 그러나 이 모드의 두 시간대에 매우 다른 패턴을 보이는데, 특히 아시아 대륙에서 두 기간 동안 뚜렷한 차이가 있어 이산화탄소의 점증 효과가 북미 대륙보다 아시아 대륙에서 더 느리게 진행되거나 이산화탄소의 더 큰 증가에 반응하는 것을 시사해준다.

세 번째 모드의 총 분산은 5% 이내로서 북반구 고위도에 주로 한정되어 전구 규모의 두 대륙에 각각 강한 아노말리를 가지는 패턴을 보여주고 있다. 이것은 이산화탄소의 복사 효과와 역학적 효과를 함께 나타낸 것으로 볼 수 있을 것 같다. 이상의 주요 세 모드의 분석을 통하여 이산화탄소의 점증에 따른 기온의 변화에는 복사 효과가 가장 크게 작용하며, 특히 고위도에서 해빙, 눈 덮이, 토양 수분을 포함한 복사 기여가 가장 중요하게 작용하는 것을 알 수 있다.

앞서 살펴보았던 기온 변화의 공간 구조에서의 위도별 특성과 더불어 육지 및 해양의 영향을 자세히 살펴보기 위해 이산화탄소 점증에 따른 연평균 기온 변화의 동서 평균값을 위도 및 육지, 해양 격자내의 평균으로 분리하여 Fig. 13에 나타내었다.

이 그림의 (a), (b)와 (c)는 각각 마지막 10년 기간에서의 연평균, 겨울철(10월부터 이듬해 3월까지), 여름철(4월부터 9월까지) 평균의 기온 변화를 보인 것이다. 이 그림에서 육지 격자는 총 격자의 34%이고 해양은 66%이며, 육지 지역과 해양 지역에서 동서 평균되었으며, 그림의 점선과 가는 실선으로 나타내었다. 대체로 적도를 중심으로 낮은 기온 변화가 있으며, 두 계절과 연평균에서 공통적으로 육지에서의 온난화가 더 크며, 위도별로 북반구 고위도에서 크다. 가장 낮은 기온 변화는 60S 부근에서 나타나고 겨울철 40N 이북으로 급속한 증가가 나타난다. 겨울철에 50N 부근의 해양 격자에서의 기온 변화가 육지에서의 기온 변화보다 다소 크게 나타나며, 이러한 특성은 여름철에도 보이나 그 위도가 60-70N 부근에 나타난다. 이것은 고위도 해빙의 계절별 분포와 관련이 있으며 이를 통해 기온 특성이 눈녹음과 토양 수분에 영향을 받는 것을 알 수 있다.

1% Run과 CT Run의 두 적분의 마지막 10년의 지구 평균 기후 상태의 차이는 통계적으로 유의성이 높다.

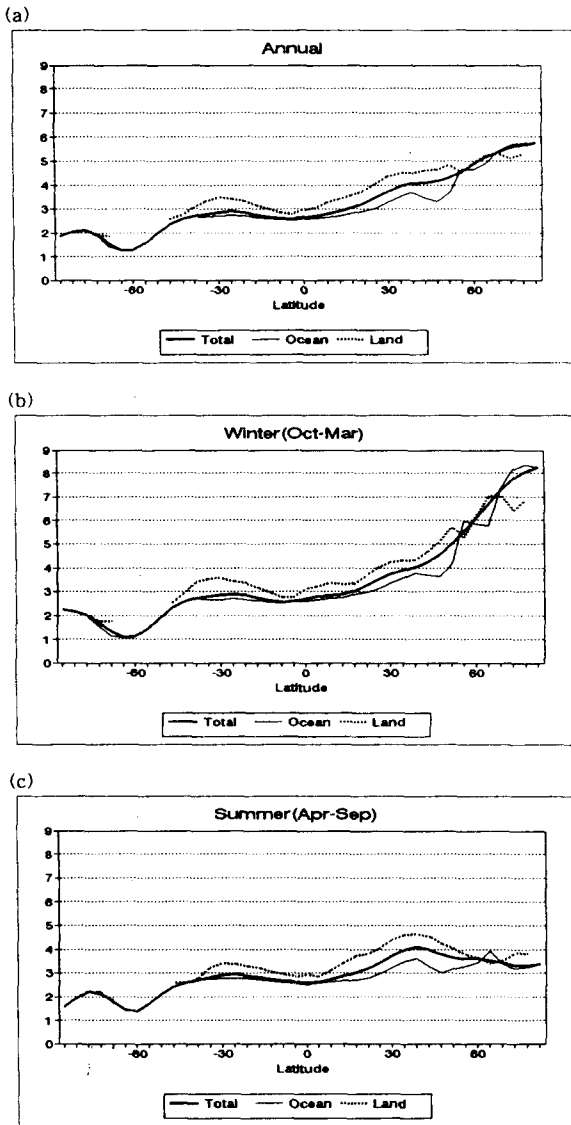


Fig. 13. Zonal means of (a)annual, (b)wintertime (Oct.-Mar.), and (c)summertime (Apr.-Sep.) mean surface air temperature anomaly due to CO<sub>2</sub> increase for the last 10 years. The global coverages for gridpoints are 66% for ocean and 34% for land.

그러나 지역별 기후 변화에 대한 통계적 유의성을 평가하기란 쉽지 않다. 그러나 지역별로 두 적분의 차이를 기후 변화로 보고 동아시아 지역의 온난화를 살펴볼 수 있다. 마지막 10년 동안의 동아시아 지역의 두 적분의 차이를 연평균과 겨울철 및 여름철에 나누어 Fig. 14에 표현하였다. 앞의 Fig. 7(a)에서 살펴보았듯이 이산화탄소의 증속에 의한 기후 변화가 북반구 고위도에서 뚜렷이 나타나고 있고, 동아시아 북부 지역은 아시아 대륙 북부의 큰 기온 변화 지역과 연결되어 큰 온난화 지역이

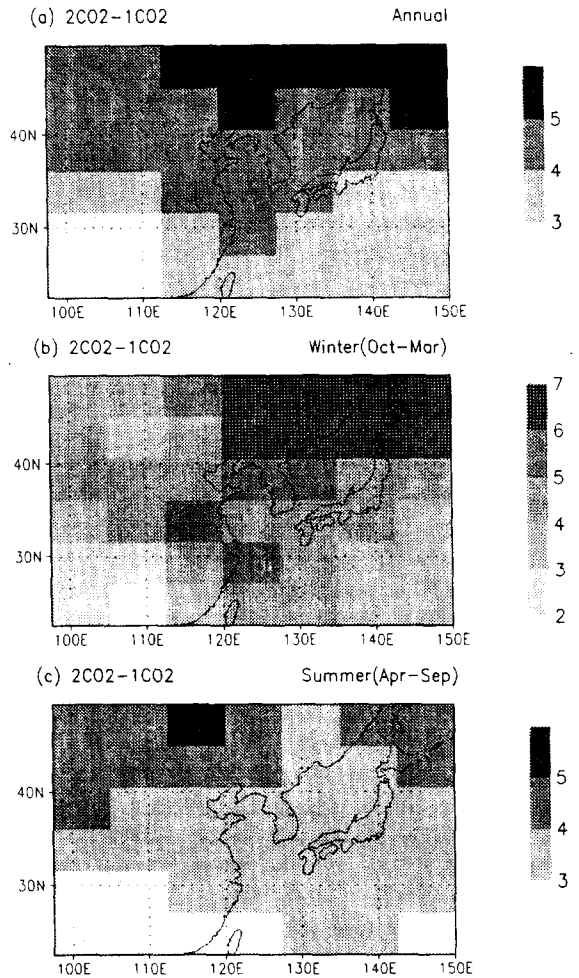


Fig. 14. Distribution of (a)annual, (b)wintertime, and (c)summertime mean surface air temperature anomaly due to CO<sub>2</sub> increase over East Asia.

속한다. 이산화탄소의 증속에 따라 나타난 91년에서 100년 까지의 적분 기간 동안 연평균 기온은 현재보다 3-5도 정도의 기온 차이를 보이고 겨울철과 여름철에 각각 4-5도 및 3-4도의 기온 변화를 보인다. 특히 우리나라 부근은 겨울철에 큰 값을 가져 5도 정도의 온난화가 예상된다.

#### 5. 토의 및 결론

이산화탄소의 증속에 따른 대기/해양 모형의 기온 변화는 지구 온난화 과정을 잘 보여 주었다. 이산화탄소의 증속에 따른 기후 변화를 감지하기 위해 자연적 변동과 구분되는 S/N 비를 얻었으며, 이로부터 본 연구에서는 지표 기온을 유용한 기후 변화의 감지 인자로 취급하였다. 전구 평균된 온난화 시계열 분석으로부터 100년 동안 연간 0.03552도 만큼의 증가가 유의하게 얻어졌으며, 연내 변동이 강하여 뚜렷한 계절성을 지니는 온난화



과정의 통계 모형을 얻을 수 있었다.

자연적 변동과 이산화탄소의 점증에 따른 변동으로 분리된 공간 구조를 얻었는데 이산화탄소의 점증에 따른 온난화의 공간 구조가 자연적 변동의 공간 구조와 서로 다른 구조를 가져 이산화탄소의 점증에 따른 기온 변동을 하나의 강제 변동으로 간주할 수 있었다. 온난화 과정의 공간 분포는 다시 연간 1%씩 점증되는 과정에서 증가율에 따라 다르게 나타났다. 이에 따라 점증에 따른 기온 변화의 추이는 평형 반응 실험과 다르게 해석되어야 될 것으로 본다.

전구 평균 기온의 시간적 발전은 점증에 따라 선형적으로 증가하나 강한 계절성을 가지는데, 특히 북반구 여름철에는 3-4도 정도의 기온 변화로서 겨울철의 3-5도 정도의 기온 변화보다 작게 나타났으며, 육지와 해양의 차이가 뚜렷하게 나타났다. 또 적분 기간이 70년이 지나 이산화탄소량이 초기에 비해 배증되었을 때 아시아 지역의 기온에는 배증 효과가 북미 대륙에 비해 약하였으나 100년 적분의 마지막 10년간에는 아시아 지역의 북부에서는 큰 기온 변화가 나타났다. 이는 지표 기온의 변화를 가져오는 단파 및 장파의 흡수와 관련된 직접 복사 효과와 해빙, 눈덮이, 토양 수분을 포함하는 열역학적 피드백과 관련된 복사 기여가 모두 작용하여 유의한 기후 변화를 가지고 올 수 있는 강제항의 크기가 시간적으로, 지역적으로 다르게 나타나는 것을 알려준다. 즉 이산화탄소의 점증에 따라 지표 기온의 강제 변동이 지표 기온의 결정 메카니즘 전체에 기여하므로 이산화탄소 등의 온실 기체의 대기로의 기후 변화 추정을 정확히 이해하기 위해서 대기의 복사 과정과 기후계의 복합적 시스템의 상호 과정을 정확히 분석해야 될 것으로 본다.

감사의 글

이 연구는 환경부의 선도기술개발 사업중 지구 규모 대기 환경 기초 및 기반 기술 : 기후 변화 예측기술개발의 일환으로 수행되었습니다. 이 연구에서의 모든 계산은 시스템공학 연구소의 슈퍼컴퓨터를 이용하였기에 이에 감사드립니다.

참 고 문 헌

허창희, 1994, 이산화탄소 증가에 따른 기후변화의 모델 연구, 서울대학교 박사 학위논문, 168pp.  
 Barnett, T. P., M. E. Schlesinger, and X. Jiang, 1991, On Greenhouse gas signal Detection strategies in *Greenhouse-Gas-Induced Climate Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Schlesinger, M. E., eds.; Elsevier.  
 Boer, G. J., N. A. McFarlane, and M. Lazare, 1992, Greenhouse gas-induced Climate Change simulated with the CCC second-generation general circulation model, *J. Clim.*, 5, 1045~1077.  
 Crutzen, P. J. and G. S. Golitsyn, 1992, Linkages between global warming, ozone depletion,

acid deposition and other aspects of global environmental change in *Climate Change*, Mintzer, I. M., eds; Cambridge Univ. Press, 365pp.  
 Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC), 1990, *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Houghton, J. T., G. J. Jenkins and J. J. Ephraums, eds.; Cambridge University Press, 365pp.  
 Kimball, B. A., 1985, In *Direct Effects of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation*, Strain, B. A. and J. D. Cure, eds., National Technical Information Service, US Dept. Commerce, Springfield, Virginia, 185~204.  
 Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman, and K. Bryan, 1991, Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>, Part I: Annual mean response, *J. Clim.*, 4, 785~818.  
 Manabe, S., M. J. Spelman, and R. J. Stouffer, 1992, Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>. Part II: Seasonal response, *J. Clim.*, 5, 105~126.  
 Meehl, G. A., 1994, Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal feedbacks, *J. Clim.* 7, 1033~1049.  
 Mitchell, J. F. B., 1991, The equilibrium response to doubling atmospheric CO<sub>2</sub> in *Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Schlesinger, M. E., eds.; Elsevier, 49~62.  
 Parry, M. L., and M. S. Swaminathan, 1992, Risk, Implications and Responses, in *Climate Change*; Mintzer, I. M., eds.; Cambridge University Press, 382pp.  
 Santer, B. D., U. Cubasch, U. Mikdajewicz and G. Hegerl, 1993, The use of general circulation models in detecting climate change induced by greenhouse gases. *PCMDI Report No.10*, Program for climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory.  
 Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1994, Decadal atmosphere-ocean variability in the Pacific, *Clim. Dyn.*, 9, 303~319.  
 Wallace, J. M., Y. Zhang, and L. Bajuk, 1996, Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface temperature, *J. Clim.*, 9, 249~259.  
 Wetherald, R. T., and S. Manabe, 1988, Cloud feedback processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 45(8), 1397~1415.