

북반구 하부성층권 극기온의 경년변화와 수십년주기변화의 수치모의

최우갑^{1,*} · 김유진¹ · 김동준²¹서울대학교 지구환경과학부²기상청

(2008년 12월 16일 접수; 2009년 3월 18일 승인)

A Numerical Simulation of the Interannual and Decadal Variations of the Northern Lower Stratospheric Polar Temperature

Wookap Choi^{1,*}, Yoojin Kim¹ and Dongjoon Kim²¹School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University²Korea Meteorological Administration

(Manuscript received 16 December 2008; in final form 18 March 2009)

Abstract

Seoul National University General Circulation Model (SNUGCM) has been run for 100 years to obtain daily temperature and meridional velocity at the Northern lower stratosphere. The model results are compared with the NCEP/NCAR reanalysis data. The polar temperature and the eddy heat flux from the model show that the model-produced climatology has well-known cold bias and weaker planetary wave activities. The model climatology also has a lag in the seasonal evolution. The relationship between the model-produced polar temperature and the eddy heat flux is investigated with respect to the interannual and decadal time scales. The interannual variation of the polar temperature is related with both total and stationary eddy heat flux in January and March, which is in agreement with observation. The model, however, does not reproduce the relationship between the decadal variation of the polar temperature and transient eddy heat flux, which is revealed in the observed data.

Key words: stratosphere, GCM simulation, decadal variation, polar region

1. 서 론

북반구 하부성층권의 봄철 극기온이 대류권에서 성층권으로 전파되는 행성파의 영향을 받는다는 것은 잘 알려진 사항이다 (Waugh *et al.*, 1999; Newman *et al.*, 2001). 하부성층권에서 극기온과 이에 선행하는 행성파에 의한 에디열속은 높은 상관관계를 보인다. Coy *et al.* (1997)은 1997년 북반구 봄철 하부성층권의 매우 낮은 온도는 2월과 3월의 낮은 에디열속과 관계가 있음을 보여주었고 Waugh *et al.* (1999)은 1958년부터 1999년까지

지의 자료를 이용해서 이른 봄철 극와동이 깨지는 시기에 하부성층권 극지방 온도는 선행되는 두 달 동안의 에디열속과 강한 상관관계가 있다는 것을 밝혔다.

매년 나타나는 경년변화 (interannual variation)에서는 위와 같이 극기온과 에디열속의 관계가 명확하다. 그러나 장기간의 변화를 보면 그 둘 사이의 관계가 그리 명확하지 않다. 장기간의 변화는 Randel and Wu (1999)를 따라서 정의하였다. 여기서 수십년주기변화 (decadal variation)의 기온(T_d)은 원래의 시계열로부터 다음과 같이 가중 평균하여 정의된다.

$$T_d(i) = \sum_{j=-10}^{10} T(i+j)W(j)$$

여기서 i 와 j 는 해를 뜻하는 인덱스이고, $W(j)$ 는 half-width가 4년인 Gaussian 형태의 필터이다 [$W(j)$

*Corresponding Author: Wookap Choi, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-747, Korea.
Phone: +82-2-880-6711 fax: +82-2-889-4950
E-mail: wchoi@snu.ac.kr

$= \exp(-(j/4)^2)W(j)$. 본 연구에서는 decadal variation의 실제 주기가 20-25년에 가까워서 수십년주기변화라는 용어를 사용하였다. 장기간의 변화를 보면 설명이 잘 되지 않는 부분이 있는데, 그 한 예는 수십년주기 변화 상에서는 1990년대에는 극기온이 무척 낮으나 에디열속은 그리 작지 않은 것이다. 이를 설명하기 위하여 몇몇 과학자들은 1990년대의 오존층파괴에 의한 추가냉각을 이유로 들었으나 (Randel and Wu, 1999; Waugh *et al.*, 1999; Hu and Tung, 2003) 정량적으로 완벽하게 설명되지 않았다. 자세한 대기복사, 화학반응을 포함하는 2차원모형을 이용한 최근의 계산에 의하면 (Choi and Kim, 2008) 봄철의 오존층 파괴에 의한 냉각효과는 남반구에서는 무시할 수 없어도 북반구에서는 작다는 것이 증명되었다.

Kim and Choi (2006)는 50년 동안의 National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) 재분석자료 (Kalnay *et al.*, 1996)를 이용하여 극기온과 에디열속의 관계를 연구하였는데, 특히 총에디열속을 정체에디 (stationary eddy)와 일시에디 (transient eddy)로 나누어 극기온과의 상관성을 조사하였다. 정체에디열속은 $[\bar{v'T}']$, 일시에디열속은 $[\bar{v'T}']$ 으로 표현되며 각괄호와 별표는 동서 평균과 섭동을, 그리고 바와 프라임은 시간 평균과 섭동을 의미한다 (Peixoto and Oort, 1992). 그 결과, 놀랍게도 3월 극기온은 총에디열속보다 일시에디열속과의 관계가 깊으며, 특히 정체에디와는 관계가 전혀 없다는 것이 나타났다. 그 후의 연구에서 1월에는 극기온의 수십년주기변화가 정체에디열속과 관계가 깊다는 것을 알게 되었다. 극기온의 경년변화에서는 어느 달에서나 정체에디성분과의 관계가 깊고, 일시에디와는 관계가 거의 없다.

Kim and Choi (2006)의 연구에서 나타난 한 가지 문제점은 자료의 기간이 50년으로 수십년주기변화를 연구하기에 그리 길지 않다는 점이다. 재분석자료는 관측값과 동일시할 수 있는데, 자료의 기간이 짧은 단점이 있다. 본 연구에서는 전구모형을 100년간 돌려서 얻은 결과를 관측값과 같은 방법으로 분석하여 과연 모형 결과에서도 3월의 극기온의 수십년주기 성분이 일시에디와 깊은 관계를 갖는지 조사하였다. 모형으로부터 얻은 결과의 기간은 1902년부터 1999년까지 98년이고 재분석자료로부터 얻은 기간은 1955년부터 2004년까지 50년이다. 수십년주기변화 분석을 할 때 장시간의 자료를 이용해 더 많은 주기 분석을 할 수 있다는 것은

모형결과의 장점이라 할 수 있다. 본 연구에서는 NCEP/NCAR 재분석자료를 관측값으로 간주하였다.

2장에서는 본 연구에서 사용될 모형에 대해 설명하였다. 3장에서는 모형결과로부터 얻은 극기온과 에디열속의 계절적 변화를 기술하였고, 또한 극기온의 경년변화와 수십년주기변화와 에디열속과의 상관관계를 조사하였다. 4장에서는 3장의 결과를 바탕으로 요약하고 토의하였다.

2. 모 형

본 연구에서는 Seoul National University General Circulation Model (SNUGCM)을 이용하였고 모형의 구성은 Lee *et al.* (2003)에 자세히 기술되어 있다. SNUGCM은 Center for Climate System Research/ National Institute for Environmental Studies에서 개발된 AGCM (Numaguti *et al.*, 1995)을 개량한 것이다. SNUGCM은 수직적으로는 20개의 시그마 (sigma)층이 있으며 모의의 결과로 얻어진 시그마 층의 자료는 1000 hPa에서 10 hPa까지 17개의 등압면으로 내삽되었는데 이 등압면은 NCEP/NCAR 재분석자료에 의한 관측값이 나타난 등압면과 같다. 모형에서 쓰인 시그마 층과 내삽된 등압면은 Table 1에 나타나 있다. 수평 공간 해상도는 T42

Table 1. Vertical levels of sigma layers in the SNUGCM and the interpolated pressure levels.

Sigma level	Pressure level (hPa)
1.000	1000
0.990	925
0.970	850
0.930	700
0.870	600
0.790	500
0.700	400
0.600	300
0.500	250
0.410	200
0.330	150
0.260	100
0.200	70
0.150	50
0.100	30
0.070	20
0.050	10
0.040	
0.030	
0.020	
0.000	

truncation (2.8125°의 수평 격자 간격)이고, 위도대는 남위 88.59375°부터 북위 88.59375°까지 간격 2.8125°로 64개의 지점이 있다.

모형에서 사용한 물리과정을 간략히 정리하면 다음과 같다. 지표는 NCAR Community Climate Model의 지표 모형 (Bonan, 1996)을 이용해 모수화한다. 행성 경계층은 Holtslag and Boville (1993)에 기반한 non-local PBL/vertical diffusion scheme을 이용하여 모수화한다. 적운대류방식은 Numaguti *et al.* (1995)에 의해 단 순화된 형태의 Arakawa-Schubert 방식을 이용하는 반면, 대규모 응결 과정은 Le Truet and Li (1991)에서의 계산을 따른다. 적운과 층운 계산을 통해 극기온과 강수의 변화 등을 알 수 있다. 두꺼운 대류 과정에 비해 얇은 대류 과정은 강수를 일으키진 않지만 대규모 순환에서 역시 중요한 부분을 차지한다. 얇은 대류 과정은 Tiedtke (1989)의 방법을 따른다. 복사 과정으로는 two-stream k distribution 방식을 사용한다 (Nakajima *et al.*, 1995). 복사과정은 장파와 단파로 나누어 흡수와 방출, 산란을 고려한다. 이 때 수증기와 산소, 오존, 그리고 CFC 등의 광학 깊이를 계산하여 복사의 흡수 정도를 계산한다. 복사 과정에서 구름과 에어로솔에 의한 산란 정도도 계산하여 모형에 포함된다. 오존의 경우 모형이 생성과 소멸 과정을 포함하는 광화학 반응을 고려하지 않기 때문에 기후 월평균 자료를 이용해 각 층에서 주어지게 된다. 이 때 오존 기후 자료는 Wang *et al.*, (1995)에 의해 계산된 Total Ozone Mapping Spectrometer와 Stratospheric Aerosol and Gas Experiment 자료를 이용한다. 월평균 자료는 선형 내삽법을 통해 일자료로 수정되고 계산에 이용된다.

하부경계조건으로 이용된 해수면온도는 Extended Reconstructed SST version 2 (ERSST.v2) (Smith and Reynolds, 2004)로부터 얻어 이 연구에 이용하였다. ERSST.v2는 Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set을 바탕으로 위성과 관측 데이터에 맞도록 통계적인 방법으로 구한 것이며 이 자료는 1854년부터 시작하여 새로운 자료가 계속 추가되고 있다. 모형의 상부 경계에서는 상승속도가 영이 되는 경계조건을 이용한다.

모형을 이용하여 모의한 기간은 1900년 1월부터 1999년 4월까지이다. 모의의 초기 조건은 NCEP/NCAR 재분석자료로부터 얻은 1월 1일의 대기장과 지면장의 기후평균값이 이용되었다. 대기장에는 바람, 온도, 비습, 지면기압의 정보가 주어지며 지면장에는 해수면온도, 지표면온도, ice fraction, snow height 등의 정보가

주어진다. 모형의 시간적분간격은 9, 12, 15분으로 임의로 선택하였다. 모형결과는 이 결과를 매일 평균하여 일자료로 만들었고, 생산된 자료 중에서 기온과 남북바람속도를 사용하였다. 모형의 초기화 과정에서 나오는 인위적인 효과를 감안하여 적분초기의 1년 10개월의 자료는 제거하고 남은 98년 동안의 자료를 이용하였다.

3. 모형의 결과

3.1 SNUGCM 극기온의 계절에 따른 변화

모형자료의 결과 중에서 Kim and Choi (2006)와 비교하기 위하여 70 hPa 자료를 선택하였다. 모든 변수에 대하여 모형결과에 대해서는 98년에 대한 평균값을, NCEP/NCAR 재분석자료에 대해서는 50년 평균값을 기후평균(climatological mean)으로, 각 해의 값에서 기후평균을 뺀 값을 편차(anomaly)로 정의하였다. Kim and Choi (2006)에서는 70°N부터 90°N까지의 기온을 평균하여 극기온이라고 정의하였고 그것과 비교하기 위하여 본 모형자료에서는 70°N 와 북극 사이의 7 위도대의 평균값을 극기온으로 정의하였다.

98년 동안 매일의 극기온을 12월부터 4월까지 Fig. 1에 나타내었다. 두꺼운 흑색 실선으로 나타난 것이 극기온의 기후평균인데 적색 실선으로 보인 재분석자료와 비교하면 전체적으로 모형자료가 낮은 기온을 보인다. 이러한 한랭편중(cold bias)은 모든 전구모형에서 나타나는데, 그 이유는 모형이 성층권의 파동에 의한 열 수송을 충분히 모사하지 못하기 때문이다. 모형 자료의 또 한가지의 특징은 기후평균의 최저기온이 나타나는 시기가 관측값과 다른 점이다. 관측값에서는 겨울의 최저기온이 나타나는 시기가 12월 말인데 비하여 모형기온에서는 최저기온이 1월 말경에 나타난다. 그 이유는 모형이 1월의 행성과 크기를 과소평가하기 때문인 것으로 사료되는데, 그 결과로 모형의 계절은 관측값보다 한 달 정도 늦게 진행된다. 이것은 4월의 경년변화로도 알 수 있는데, Fig. 1에서 보이는 바와 같이 모형 기온의 4월 표준편차는 3월에 비해서 그리 작지 않다. 그러나, 관측값에서는 4월이 되면 표준편차가 급속히 감소한다. 극기온은 경년변화에서 표준편차보다 더 큰 변동은 대부분 양의 편차영역에 나타나는데, 이것은 관측값에서도 마찬가지이다. 그러나, 관측값에서는 (이 그림에서는 복잡해서 나타내지 않았으나) 표준편

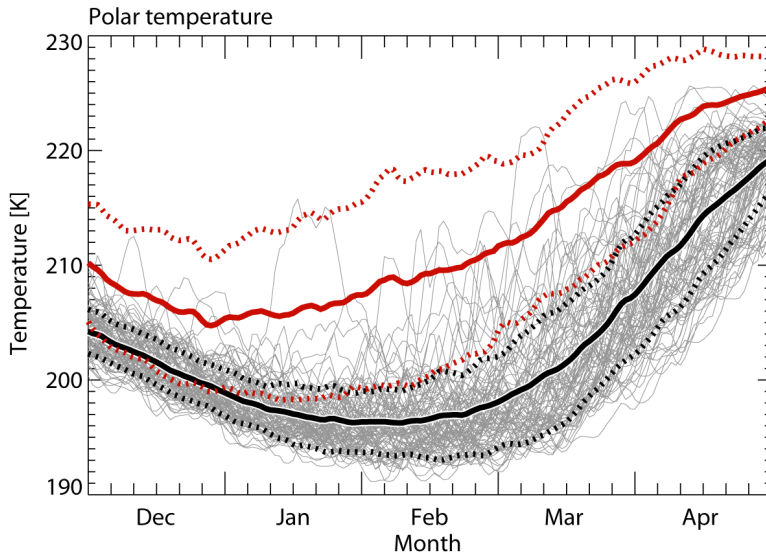


Fig. 1. The thin curves represent the daily polar temperature at 70 hPa for each year from 1902 through 1999 in the NH from 1 December to 30 April (from 1 December 1902 for the first curve). The thick solid and dotted curves denote their mean and ± 1 standard deviations for each day, respectively. The red solid and dotted curves denote the mean and ± 1 standard deviations for each day, respectively, based on the NCEP/NCAR reanalysis data.

차를 벗어나는 큰 음의 편차가 종종 보이는데 (Choi and Kim 2008), 모형결과에서는 보이지 않는다. 그 이유 중의 하나는 모형이 오존층의 경년변화를 충분히 포함하고 있지 못하다는 것이다. 3월의 오존층 파괴는 90년대 말에 특히 심해졌고, 모형에 포함된 오존 양은 이 기간의 변화를 나타내지 않는다.

3.2 극기온과 에디열속

모형의 결과로 나온 북반구 하부성층권의 극기온과 에디열속의 시계열을 한겨울과 이른 봄을 대표하는 1월과 3월에 대하여 Figs. 2와 3에 나타내었다. 적색으로 나타낸 모형결과와 비교를 하기 위하여 청색 선으로 관측값도 같이 나타내었다. Fig. 2a와 3a에서 나타낸 극기온의 경년변화를 보면 모형결과와 관측값의 변화형태가 같다고 볼 수 없다. 변동폭을 보면 모형결과가 관측값보다 일반적으로 작는데, 특히 3월보다 1월에서 그렇다. 이것은 위에서 언급한대로 모형결과의 계절이 관측보다 지연되는 것과 일치한다.

Figs. 2와 3에서 보인 에디열속은 중위도 행성파의 효과를 모두 포함시키기 위해서 45°N 부터 85°N 까지 평균한 값이다. Newman *et al.* (2001)에서 보인 바와 같이 에디열속이 기온에 영향을 끼치는 데는 지연시간

이 필요하다. 이 지연시간은 하부성층권에서 약 한 달이고 (Newman and Rosenfield, 1997) 에디열속을 평균하는 기간은 Kim and Choi (2006)에서와 같이 60일로 잡았다. 즉, Fig. 2에 나타낸 1월 평균 극기온은 1월 15일에 해당되며, 에디열속은 11월 17일부터 1월 15일까지 60일 평균을 사용하였다. 마찬가지로 Fig. 3에서는 3월 평균 극기온과 1월 15일부터 3월 15일까지 60일 평균된 에디열속과 비교하였다.

Figs. 2와 3에는 총에디열속 이외에 정체에디와 일시에디의 열속도 보였다. 에디열속도 모형과 관측값의 경년변화가 다르며 변동폭 또한 모형결과가 관측값에 비해 작다. 특히 1월의 에디열속이 3월에 비해서 관측값보다 작으며, 이것은 극기온의 경년변화와도 일치한다. 수십년주기변화는 Figs. 2a와 2b에서 보이는 것처럼 모형결과와 극기온과 총에디열속의 편차는 서로 비슷한 시간 변화를 보인다. Kim and Choi (2006)에서는 3월 극기온 관측값의 수십년주기변화가 총에디열속보다 일시에디열속과 깊은 관계를 가지며, 1월 극기온은 정체에디열속과 연관성이 있는데, 여기서 보인 모형의 결과에서는 그 관계가 잘 나타나지 않는다.

Figs. 2와 3에서 나타낸 모형결과와 관측값에서 얻은 극기온과 각 에디열속의 기후평균과 경년변화의 표준편차가 Table 2에 정리되어 있다. 기후평균을 보면

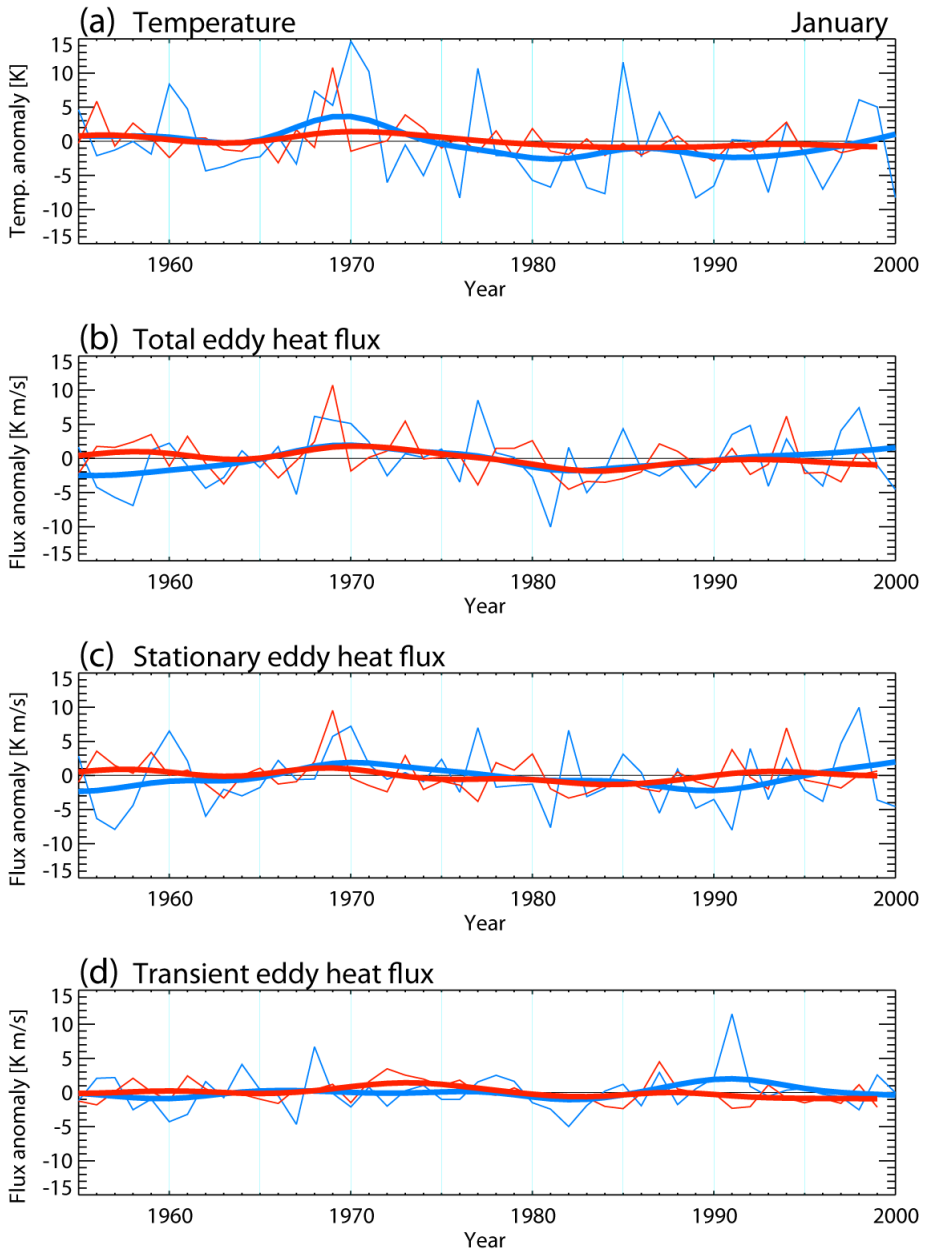


Fig. 2. Anomalies for (a) monthly mean polar temperature, (b) total, (c) stationary, and (d) transient eddy heat fluxes (K m s^{-1}) for January at 70 hPa. The red and blue curves are from model results and reanalysis data, respectively. The thin and thick curves represent each year and decadal-scale components, respectively. Eddy heat fluxes are averaged for 60 days from November 17 to January 15.

모형결과가 관측값에 비해 작다는 것을 알 수 있으며 총에디열속과 정체에디열속 또한 모형결과가 관측값에 비해 작게 나타난다. 그러나 일시에디열속의 경우 모형결과와 관측값은 크게 차이가 없고, 3월의 경우에

는 오히려 모형결과가 관측값에 비해 크다. 모형결과에서는 정체에디열속의 크기가 총에디열속의 반도 안 될 정도로 작은 부분을 차지하지만 관측값의 경우는 2/3정도를 차지한다. 앞의 Figs. 1, 2와 3을 통해서도

Table 2. Climatological means and standard deviations of the polar temperature (K), and eddy heat fluxes ($K m s^{-1}$) for January and March. Model results and reanalysis data are averaged from 1955 to 1999 and from 1955 to 2004, respectively.

		Mean		Standard Deviation	
		SNUGCM	NCEP/NCAR	SNUGCM	NCEP/NCAR
January	Polar temp.	197.23	206.29	2.44	6.02
	Total eddy	9.85	17.25	2.96	4.06
	Stat. eddy	4.46	10.78	2.61	4.50
	Trans. eddy	5.39	6.47	1.58	2.79
March	Polar temp.	201.77	215.24	3.89	5.83
	Total eddy	12.50	17.00	3.47	4.56
	Stat. eddy	5.06	10.47	3.45	4.04
	Trans. eddy	7.44	6.53	2.44	3.22

알 수 있듯이 극기온과 각 에디열속의 모형결과의 표준편차는 관측값에 비해 작다. 특히 1월의 모형결과와 관측값의 표준편차의 차이는 3월에 비해 크다.

3.3 경년변화

극기온의 경년변화는 계절에 상관없이 총에디열속과 밀접한 관계를 갖고 있다는 사실이 잘 알려져 있다 (Newman *et al.*, 2001; Kim and Choi, 2006). 모형결과도 같은 관계를 보이는데 알기 위해서 70 hPa 극기온과 에디열속장의 경년변화 시계열의 상관계수를 구하였다 (Figs. 4, 5). 계산된 상관계수는 Figs. 2, 3에 나타난 기온과 에디열속 사이의 관계로 동시상관이 아니라 지연상관에 가깝다. Fig. 4의 경우에는 1월의 월평균기온과 11월 17일부터 1월 15일까지 60일 평균된 에디열속의 상관계수를 보이며, Fig. 5의 경우에는 3월의 월평균기온과 1월 15일부터 3월 15일까지 60일 평균된 에디열속의 상관계수를 보인다. 1월과 3월에서 모두 총에디열속과 정체에디열속은 극기온과 상관관계가 크다. 이러한 현상은 70 hPa에서 국한된 것이 아니라 그 보다 높은 10 hPa 까지도 영향을 미친다. 이는 고위도에서 하부성층권의 온도는 해당 고도만이 아니라 그보다 높은 층의 에디열속과도 관계가 있음을 보여주며 따라서 하부성층권에서 에디열속의 경년변화는 수직적으로 연속성을 가짐을 의미한다. 일시에디열속과 극기온의 상관계수는 계절에 관계없이 그 값이 작다 (Figs. 4c, 5c). 따라서 3월에도 1월과 마찬가지로 극기온의 경년변화와 높은 상관관계를 가지는 것은 총에디열속과 정체에디열속이다. 이 논문에서는 보이지 않았지만 이와 같은 특징들은 관측값에서도 비슷하게 나타난다. 따라서 모형결과에서 보이는 극기온과 에디

열속의 경년변화폭은 관측값에 비해 작게 나타나지만 (Figs. 1, 2) 극기온과 에디열속 경년변화의 상관관계의 크기는 모형과 관측값이 큰 차이가 없다.

3.4 수십년주기변화

모형결과로 얻은 극기온과 에디열속의 수십년주기변화의 성분을 Figs. 6, 7에 보였다. 모형결과와 비교가 되는 관측값은 다른 연구에서 보고되었으므로 (Kim and Choi, 2006) 여기서는 기후평균과 편차시계열의 표준편차만을 적색 선으로 보였다. 기후평균값에서 관측값이 모형결과와 비교하여 가장 큰 차이를 보이는 점은 정체에디열속이 일시에디열속보다 작다는 점이다. 이 차이는 특히 정체에디와 일시에디를 구분하여 그 영향을 해석하고자 하는 본 연구에서는 심각한 문제이다. 본 연구에서 사용한 전구모형은 대류권으로부터 성층권으로 전파되는 겨울철 정체형성파가 약하게 모사되며, 계절의 변화도 지나치게 지연되는 것으로 생각된다.

극기온과 각 에디열속의 수십년주기변화의 편차는 위도와 시간에 대하여 Figs. 6, 7의 아래쪽에 보이는 것처럼 나타난다. 극기온의 수십년주기편차의 크기는 극지방에서 가장 크고 저위도 쪽에서는 작아지는데, 1월과 3월 모두 같은 현상이다. 또한 극기온의 편차가 위도에 따라 부호가 달라지지 않는데 이는 관측값에서도 나타나는 현상이다. 반면에 에디열속의 수십년주기편차는 $60^{\circ}N$ 부터 $80^{\circ}N$ 사이의 위도대에서 크다. 그리고 에디열속의 위도에 따른 편차는 관측값만큼 많은 차이가 나지는 않지만 상당히 큰 편이다. 이와 같은 그림에서 극기온과 총에디열속, 정체에디열속, 일시에디열속을 정량적으로 비교하기는 쉽지 않으며 정량적인 상관

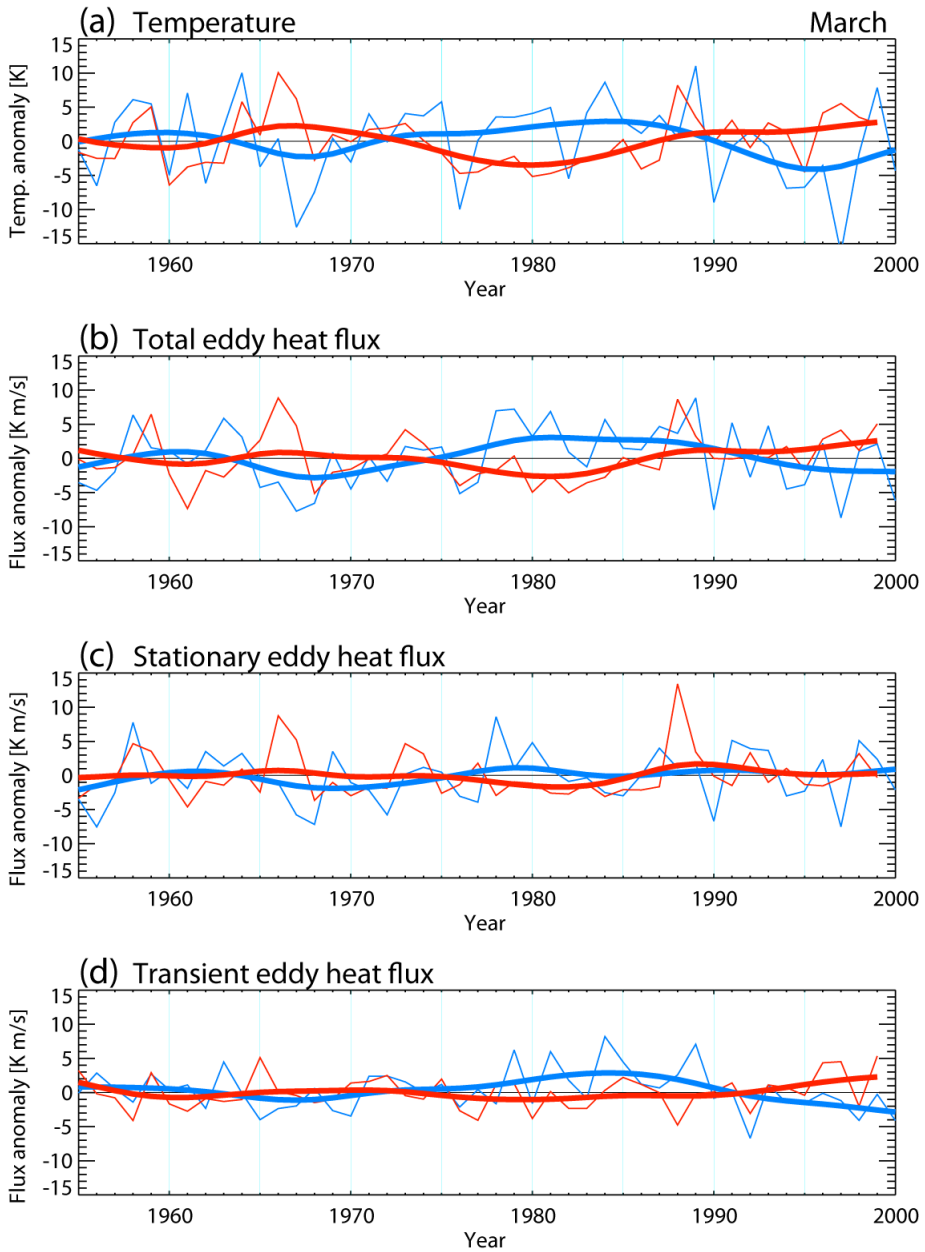


Fig. 3. Same as in Fig. 2, but for March. Eddy heat fluxes are averaged for 60 days from January 15 to March 15.

관계를 알기 위하여 Fig. 8의 산포도를 나타내었다. 산포도상에서 한 점의 값은 특정 위도의 에디열속과 그 위도부터 북극까지의 평균기온으로 이루어져 있다. 각 산포도에는 회귀 직선과 R^2 값을 나타내었는데 R^2 값은 선형 회귀된 변량의 분산과 원래의 변량의 분산의 비를 나타낸 것이다 (Wilks, 1995). 따라서 R^2 가 클수

록 회귀직선이 두 변량의 관계를 잘 설명한다.

1월과 3월 모두 모형결과의 극기온은 비록 관측값만큼은 아니더라도 총에디열속과 깊은 관계를 갖는다 (Figs. 8a, 8d). 그리고 극기온과 총에디열속의 관계가 정체 또는 일시에디보다 깊은데, 이는 관측값과 다른 현상이다. 관측값에서는 극기온이 1월에는 정체열속

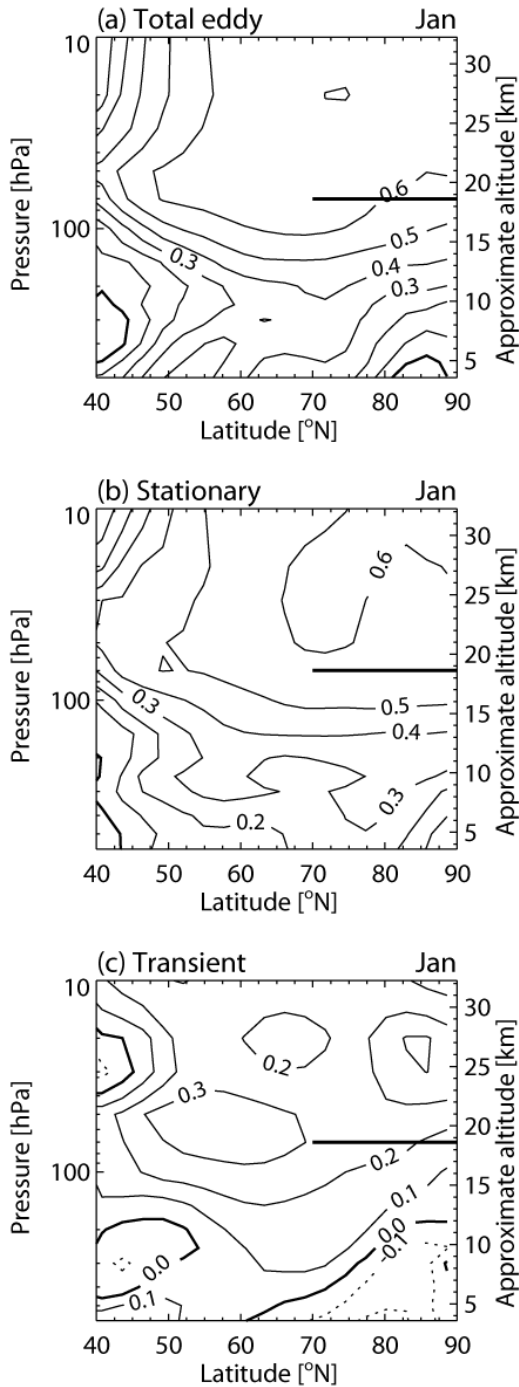


Fig. 4. Correlation coefficients of the 98-year time-series (1902-1999) of the January polar temperature at 70 hPa averaged between 70°N and 90°N with the (a) total, (b) stationary, and (c) transient components of the eddy heat flux fields. Eddy heat fluxes are averaged for 60 days from November 17 to January 15. Linear trends are removed from each time series.

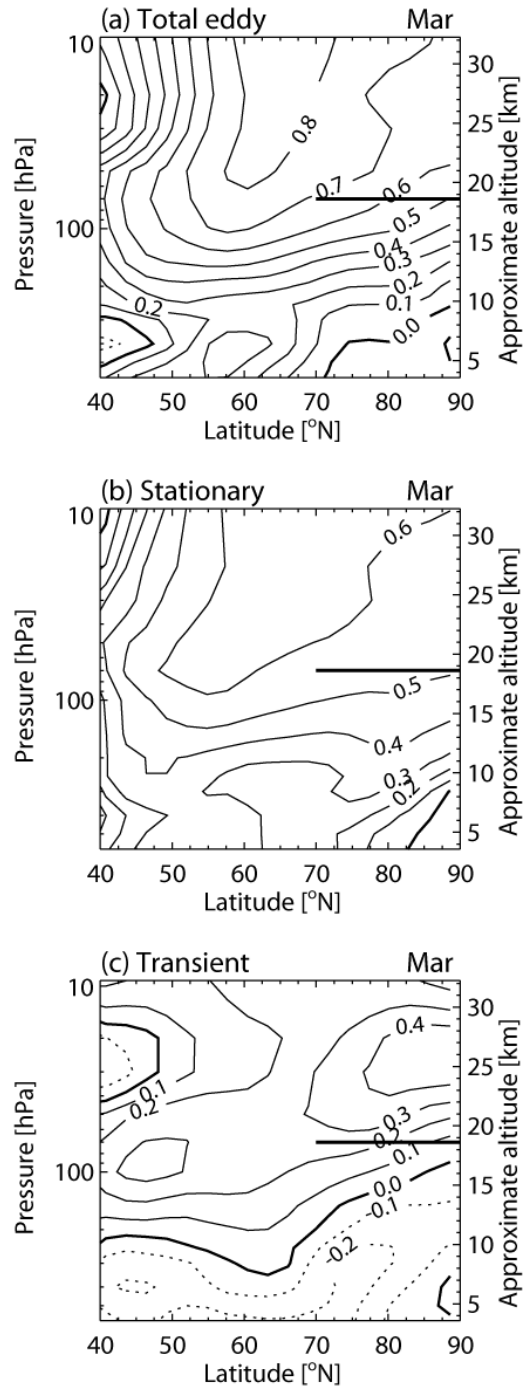


Fig. 5. Same as in Fig. 4, but for March. Eddy heat fluxes are averaged for 60 days from January 15 to March 15.

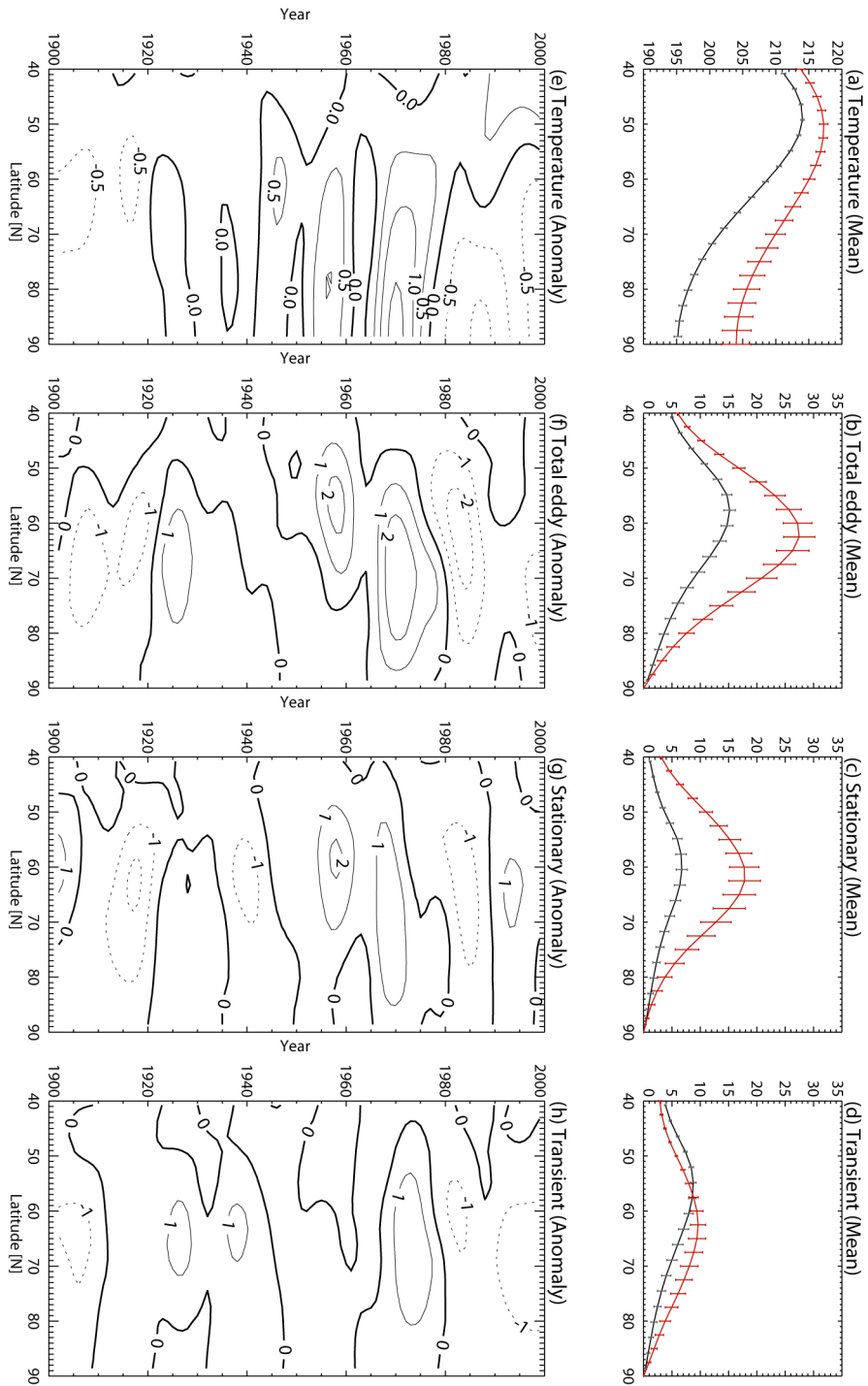


Fig. 6. Climatological mean of (a) temperature (K) and (b) total, (c) stationary, and (d) transient eddy heat fluxes (K m s^{-1}), and anomaly of the decadal component of (e) temperature (K) and (f) total, (g) stationary, and (h) transient eddy heat fluxes (K m s^{-1}) at 70 hPa for January. Vertical bars on the curves denote ± 1 standard deviation of the anomaly time series. The red solid curves in the upper panels denote the climatological mean based on the NCEP/NCAR reanalysis data. Vertical bars on the curves denote ± 1 standard deviation of the anomaly time series of the reanalysis data.

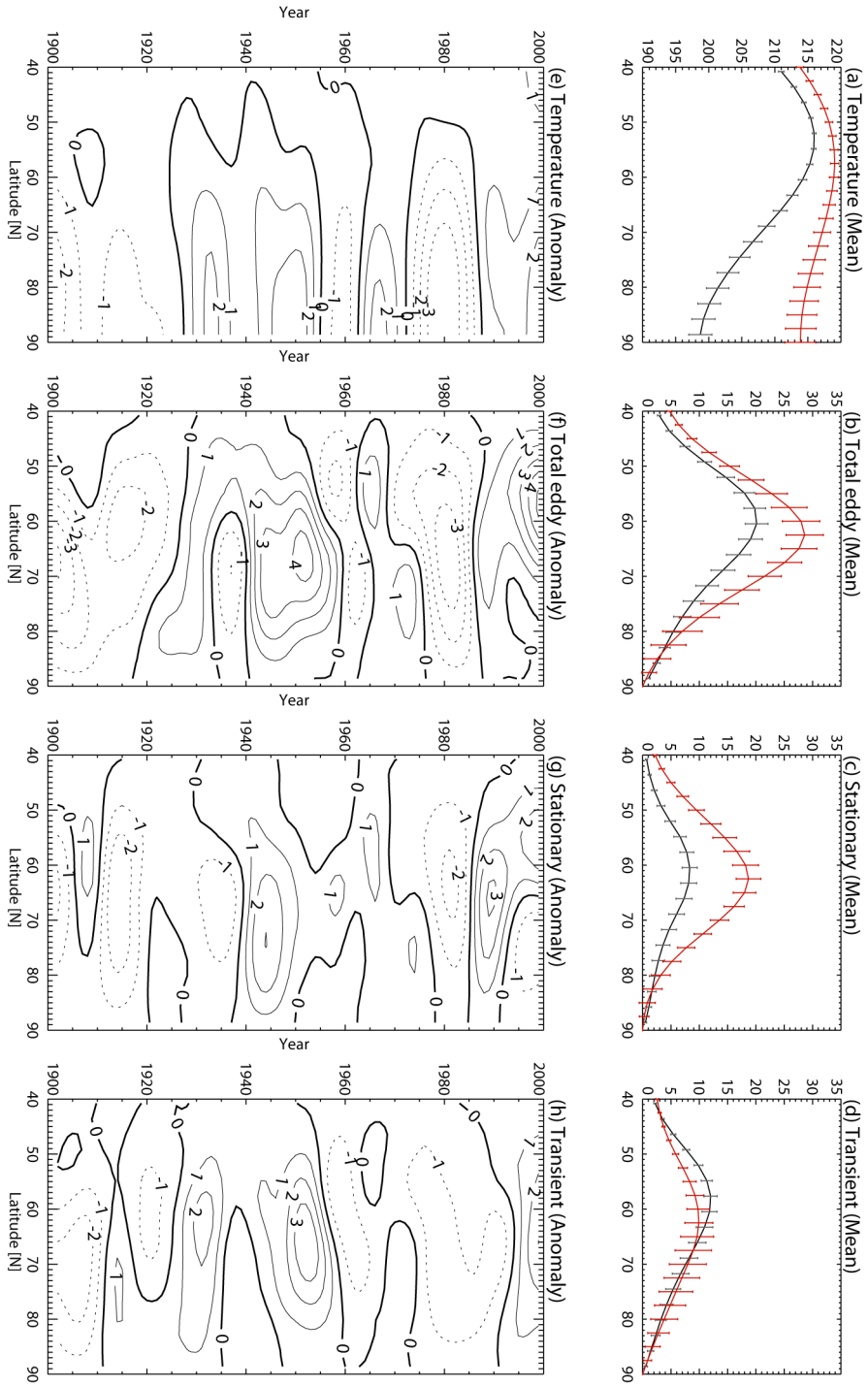


Fig. 7. Same as in Fig. 6, but for March.

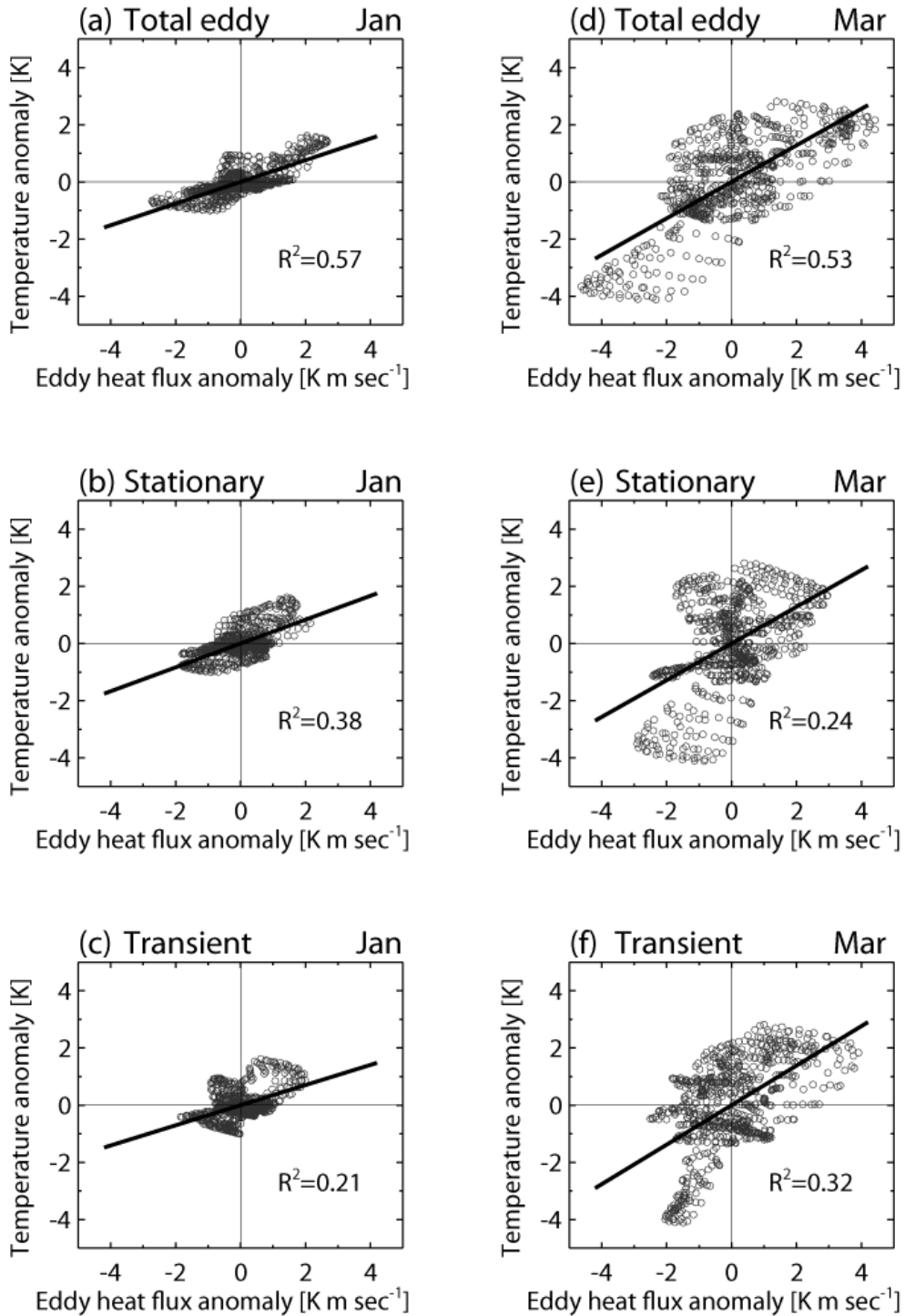


Fig. 8. Scatter plots of decadal of (a) total, (b) stationary, and (c) transient eddies between 60°N and 80°N versus decadal anomaly of the polar temperature averaged between the latitude of the eddy and the pole for January. (d), (e), and (f) are the same as (a), (b), and (c), but for March. Lines are least-square linear regression lines, and R^2 are defined in the text. Linear trends are removed from the each time series.

Table 3. Amplitude (K) of wave number 1 of monthly mean temperature at 60°N from the reanalysis data and at 60.46875°N from model results at 70 hPa.

Mon	NCEP/NCAR	SNUGCM	Difference
November	6.20	2.97	3.23
December	7.37	2.49	4.87
January	8.45	3.99	4.46
February	7.67	5.21	2.46
March	5.98	4.39	1.59
April	3.23	2.28	0.95

과 관계가 깊으며, 3월에는 일시열속과 관계가 깊은데 (Kim and Choi, 2006) 총에디열속과의 관계보다 더 깊다. 따라서 일차적으로는 전구모형에 의한 모의가 관측결과를 모의해 내지 못했다고 말할 수 있다. 한가지 희망적인 사항은 1월과 3월에서의 R^2 값을 비교해보면 1월에는 정체에디가, 그리고 3월에는 일시에디가 더 큰 값을 갖는다는 것이다. 비록 본 연구에서 사용한 전구모형 SNUGCM이 극기온의 수십년주기변화를 나타냄에 있어서 관측값이 가지고 있는 특성을 완벽하게 나타내지는 못해도, 어느 정도 정체에디와 일시에디를 구별하는 역학적 특성을 가지고 있는 것으로 보인다.

4. 요약과 토의

지금까지 SNUGCM을 100년간 모의한 결과를 이용하여 북반구 하부성층권의 겨울과 이른봄의 극기온변화를 분석한 결과를 보였다. 다른 전구모형에서처럼 겨울에 하부성층권 한랭편이가 나타나고, 모형내의 계절변화는 실제보다 한 달 정도 지연된다. 모형결과의 특성은 관측값과 정성적으로 유사하지만 정량적으로는 다르다. 모형의 경년변화와 수십년주기변화의 변동폭이 관측값에 비해서 작게 나타난다. 특히 1월 극기온과 에디열속의 변동폭이 작다. 에디열속의 크기를 이해하기 위하여 12월에서 4월까지 70 hPa 고도에서 60°N에서의 관측값과 모형의 60.46875°N에서 평균된 월평균기온을 조화분석해서 얻은 파수 1의 진폭을 각 달별로 Table 3에 나타내었다. 모든 달에서 모형에서 얻은 파수 1 진폭은 관측값보다 작다. 관측값에서는 1월에 진폭이 가장 큰데 반해서 모형결과에서는 2월에 가장 크다. 모형의 결과에서 1월 극기온과 에디열속의 변동폭이 작게 나타나는 이유는 이 시기에 행성파가 약

하게 모의되었다는 데에서 찾을 수 있다.

모형결과에서 보인 극기온과 에디열속의 경년변화는 비록 관측값보다 작다 하더라도 그 상관관계는 관측값과 유사하다. 즉, 극기온과 에디와의 상관관계는 1월과 3월 모두 총에디열속과 정체에디열속이 큰 상관관계를 갖는데, 이는 관측값과 같은 성질이다. 그러나 수십년주기변화는 경년변화의 특성과 달라서 두 달 모두 총에디열속과 가장 큰 상관관계를 갖는다. 이는 1월에는 정체에디열속과, 3월에는 일시에디열속과 큰 상관관계를 갖는 관측값과 다른 점이다. 이런 관점에서 보면 본 연구에서 사용한 모형은 실제 관측값과 다른 기후변화특성을 보인다고 할 수 있다. 한가지 고무적인 사항은 1월에는 정체에디가, 3월에는 일시에디가 극기온과 더 큰 상관관계를 갖는다는 것이다. 본 모형의 상부경계는 10 hPa 정도로 성층권을 완벽하게 구현하지 못한다. 그것이 하나의 문제점으로 사료되며, 추후 좀더 정확한 전구모형을 이용한 추가연구가 필요하다.

감사의 글

SNUGCM의 모의와 결과해석에 대하여 도움을 준 국종성, 최일대, 김대현, 이동민에게 감사를 드립니다. 이 연구는 기상지진기술개발사업(CATER 2009-4111)의 지원으로 이루어졌습니다.

참고문헌

- 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*. Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colorado, 150 pp.
- Choi, W., and D. Kim, 2008: Variations of the Polar Temperature in the Lower Stratosphere during 1955-2004. *Atmosphere*, **18**, 429-439.
- Coy, L., E. R. Nash, and P. A. Newman, 1997: Meteorology of the Polar Vortex: Spring 1997. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2693-2696.
- Holtslag A. A. M., and B. A. Boville, 1993: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, **6**, 1825-1842.
- Hu, Y., and K. K. Tung, 2002: Interannual and decadal variations of planetary-wave activity, stratospheric cooling, and Northern Hemisphere annular mode. *J. Climate*, **15**, 1659-1673.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven,

- L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-472.
- Kim, D., and W. Choi, 2006: Decadal and year-to-year variations of the Arctic lower-stratospheric temperature for the month of March and their relationship with eddy heat flux. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1125-1132.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, and B. E. Mapes, 2003: Impacts of cumulus convection parameterization on aqua-planet AGCM simulations of tropical intraseasonal variability. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **81**, 963-992.
- Le Treut, H., and Z.-X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175-187.
- Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsusima, and A. Numaguti, 1995: Modelling of the radiative processes in a AGCM, in *Climate system dynamics and modeling*, vol. I-3, edited by T. Matsuno. Cent. for Clim. Syst. Res., University of Tokyo, Tokyo, 104-123.
- Newman, P. A., and J. E. Rosenfield, 1997: Stratospheric thermal damping times. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 433-436.
- _____, E. R. Nash, and J. E. Rosenfield, 2001: What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.*, **106**, 19,999-20,010.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi, 1995: Development of an atmospheric general circulation model, in *Climate System Dynamics and Modeling*, vol. I-3, edited by T. Matsuno. Cent. for Clim. Syst. Res., Univ. of Tokyo, Tokyo, 1-27.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *Physics of climate*. Am. Inst. of Phys., New York, 520 pp.
- Randel, W. J., and F. Wu, 1999: Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *J. Climate*, **12**, 1467-1479.
- Smith, T. M., and R. W. Reynolds, 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *J. Climate*, **17**, 2466-2477.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for Cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- Wang, W.-C., X.-Z. Liang, M. P. Dudek, D. Pollard, and S. L. Thompson, 1995: Atmospheric ozone as a climate gas. *Atmos. Res.*, **37**, 247-256.
- Waugh, D. W., W. J. Randel, S. Pawson, P. A. Newman, and E. R. Nash, 1999: Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27,191-27,201.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 467 pp.