Atmosphere. Korean Meteorological Society
Vol. 31, No. 2 (2021) pp. 171-183
https://doi.org/10.14191/Atmos.2021.31.2.171
pISSN 1598-3560 eISSN 2288-3266

연 구 논 문
(Article)

성층권 평균장이 중위도 제트에 미치는 영향: 역학코어 모형 실험

이재원[1)] · 손석우[1)] · 김서연[1)] · 송강현[1),2)]*
[1)]서울대학교 지구환경과학부, [2)]연세대학교 비가역적기후변화연구센터

(접수일: 2021년 1월 24일, 수정일: 2021년 3월 26일, 게재확정일: 2021년 4월 5일)

The Sensitivity of the Extratropical Jet to the Stratospheric Mean State in a Dynamic-core General Circulation Model

Jae-Won Lee[1)], Seok-Woo Son[1)], Seo-Yeon Kim[1)], and Kanghyun Song[1),2)]*
[1)]School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea
[2)]Irreversible Climate Change Research Center, Yonsei University, Seoul, Korea

(Manuscript received 24 January 2021; revised 26 March 2021; accepted 5 April 2021)

Abstract The sensitivity of the extratropical jet to the stratospheric mean state is investigated by conducting a series of idealized numerical experiments using a dynamic-core general circulation model. When the polar stratosphere is forced to be cold, the extratropical jet, defined by the 850-hPa zonal wind, tends to shift poleward without much change in its intensity. The opposite is also true when the polar stratosphere becomes warm. This jet response, however, is not exactly linear. A poleward jet shift under a cold vortex is much weaker than an equatorward jet shift under a warm vortex. The jet intensity change is also larger under a warm vortex. This result indicates that the stratosphere-troposphere downward coupling is more efficient for the warm and weak polar vortex. This finding is consistent with a stronger downward coupling during stratospheric sudden warming than vortex intensification events in the Northern Hemisphere winter, possibly providing a clue to better understand the observed stratosphere-troposphere downward coupling.

Key words: Jet, stratosphere-troposphere coupling, dynamic-core model

1. 서 론

겨울철 성층권 극 소용돌이는 계절내-계절 시간 규모에서 큰 변동성을 보인다. 극 소용돌이의 변동은 주로 대류권에서 전파한 행성파에 의해 발생하며, 성층권뿐만 아니라 대류권 및 지표 순환장에 큰 영향을 끼치는 것으로 알려져 있다(e.g., Baldwin and Dunkerton, 2001). 일례로 극 소용돌이가 붕괴되는 성층권 돌연승온(sudden stratospheric warming)이 발생하면, 약 2달에 걸쳐 유라시아 북부와 미국 동부 지상 기온 감소가 나타나고 캐나다 동부 지역은 기온 증가가 발생한다(e.g., Song et al., 2015). 돌연승온과 반대인 극 소용돌이 강화 현상은 대류권 블로킹(blocking)의 발생 빈도에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Davini et al., 2014; Huang et al., 2017). 이와 같은 결과를 토대로 Tripathi et al. (2015)에서는 중장기 예보 능력을 향상시키기 위해 성층권 돌연승온 및 극 소용돌이 강화 사례가 활용될 수 있음을 보이기도 하였다.

극 소용돌이와 연관된 성층권-대류권 접합(stratosphere-troposphere coupling) 과정은 주로 재분석자료와 기후모형을 활용해 연구되었다. 특히 기작 연구에 있어서 단순한 역학코어모형(dynamic-core GCM)부터 보다 복잡한 화학기후모형까지 다양한 기후 모형이 활용되었다. 정량적인 기후변화 연구에 사용된 화학기후모형과 달리, 역학코어모형은 그 용이성 때문에 기초 연구에

*Corresponding Author: Kanghyun Song, Irreversible Climate Change Research Center, Yonsei University, 50 Yonsei-ro, Seodaemun-gu, Seoul 03722, Korea.
Phone: +82-2-2123-4590, Fax: +82-2-2123-8234
E-mail: kanghyunsong@yonsei.ac.kr

주로 활용되었다(Polvani and Kushner, 2002; Gerber and Polvani, 2009; Kim and Son, 2015). 일례로 Polvani and Kushner (2002)는 역학코어모형을 이용해 극 성층권의 기온 감률이 성층권-대류권 접합 과정에 어떠한 영향을 미치는지 확인하였으며, Gerber and Polvani (2009)는 지형 효과를 추가하여 접합 과정에 행성 규모 파동이 미치는 영향을 살펴보았다. 또한 최근에는 습윤 역학코어모형을 활용하여 짧은 기간동안 여러 크기의 열적 강제력을 주고 이후 나타나는 연직 접합을 확인한 연구도 진행되었다(White et al., 2020)

기존의 성층권-대류권 연직접합 관련된 분석들의 경우 대부분 성층권 돌연승온과 같이 극 성층권이 따뜻해지는 경우에 집중하였으며, 모형 실험 또한 성층권이 따뜻한 시기를 중심으로 연구가 진행되어져 왔다(e.g., Haigh et al., 2005). 반면 성층권 기온이 급격히 하강하는 극 소용돌이 강화에 대한 연구는 제한적이었다. 2019/20 겨울-봄 사례와 같이 극 소용돌이 강화가 대류권에 강한 영향을 미치기도 하지만 (Lawrance et al., 2020), 이에 대한 모형 실험은 많지 않은 실정이다. 일부 연구에서는 극 소용돌이 강화 사례가 대류권 순환장의 세기, 지속시간, 그리고 공간 분포 등에서 성층권 돌연승온과는 비대칭적인 반응을 보인다고 보고한 바 있다(Limpasuvan et al., 2004, 2005). 하지만, 해당 연구에서 두 현상 간의 비대칭성을 확인하기에는 정량화된 실험이 부족했다. 이러한 한계로 Kuroda (2008)에서는 위에서 언급한 비대칭성이 유의미한 차이가 아닐 수 있음을 언급하기도 하였다.

본 연구에서는 보다 정량화된 실험을 바탕으로 극 성층권 평균장에 따른 대류권 순환 반응을 살펴보았으며, 기존 연구들과 달리 극 성층권이 평소보다 따뜻한 경우와 차가운 경우를 모두 고려하였다. 특히, 역학코어모형을 활용해 극 성층권 평균장을 한랭 상태에서 온난 상태로 체계적으로 조절함에 따라 대류권 제트의 반응을 역학적인 관점에서 살펴보았다.

역학코어모형은 기온을 복사 평형 기온(T_{eq})으로 뉴턴식 완화(Newtonian relaxation) 시키면서 적분되는데, 지표 마찰력 및 정적 불안정 발생시 적용되는 건조 기온 감률을 제외하면 그 어떤 물리 과정도 고려되지 않는다(Polvani and Kushner, 2002; Son and Lee, 2005; Kim and Son, 2015). 역학코어모형의 T_{eq}는 대류권의 경우 Held and Suarez (1994)와 Becker et al. (1997) 등 다양한 T_{eq}가 제시되었으나, 최근까지 이어져온 연구들은 대부분 사용하기 수월한 Held and Suarez (1994)에서 제시한 식을 사용하였다. 이와 달리 성층권 T_{eq}는 정형화된 식이 없으며, 연구 목적에 따라 다양하게 변형된 식이 사용되고 있다(Williamson et al., 1998; Polvani and Kushner, 2002; Jucker et al., 2014; Martineau et al., 2018). 본 연구는 겨울철 성층권 순환장을 재분석자료와 가깝게 모의하기 위해 Martineau et al. (2018)에서 사용한 성층권 T_{eq}를 일부 변형하여 사용하였다. 그리고 성층권 상태를 체계적으로 조절하기 위해 극 하부 성층권 T_{eq}를 독립 인자로 설정해, 기준 실험보다 기온이 낮은 경우와 높은 경우를 광범위하게 고려하였다.

본 논문은 다음과 같이 구성되었다. 연구에 사용된 모형 및 복사 평형 기온식은 2.1절에서 자세히 기술되었다. 민감도 실험을 위해 극 하부 성층권에 냉각 및 가열로 기온을 조절해주면서 민감도를 정량적으로 평가했다. 구체적인 실험 설계는 2.2절에서 다루었으며, 실험 결과는 3장에 자세하게 다루었다. 마지막으로 4장에 실험 결과를 요약하고 그 함의를 논의했다.

2. 자료 및 정의

2.1 역학코어모형

본 연구에서는 성층권의 변화에 대한 대류권 제트의 반응을 정량적으로 분석하기 위해 전구 규모 역학코어모형을 사용하였다. 모형은 수평 해상도 R30 (Rhomboidal 30), 연직 해상도는 시그마(sigma) 좌표계의 40개 층을 사용하여 적분하였다. 각 층의 시그마 값은 Chen and Zurita-Gotor (2008)에 나온 식을 기반으로, 21번째 층을 100-hPa으로 하고, 가장 높은 첫 번째층을 0.01-hPa으로 하였다. 이 중 최상부 6개 층(0.01, 0.02, 0.04, 0.07, 그리고 0.1-hPa)은 스펀지 층(sponge layer)에 해당한다. 총 5,500일 동안 모형 적분을 수행하였으며 분석에는 평형상태에 도달한 마지막 4,000일간의 자료를 사용하였다.

본 모형은 초기장이 별도로 존재하지 않으며, 뉴턴식 완화(Newtonian relaxation)를 통해 복사 평형 기온에 도달하도록 하는 적분이 수행된다. 이때, 모형에 사용되는 복사 평형 기온의 경우 대류권에는 Held and Suarez (1994)에서 제시된 식과 상수들을 대부분 그대로 이용하였다. 다만 겨울철 제트에 집중하기 위하여 Walker and Schneider (2005)의 식을 활용해서 열적도(thermal equator)를 6°S으로 옮기는 비대칭 항을 추가하였다. 본 연구에 사용된 대류권의 복사 평형 기온($T_{eq,\,trop}$)은 다음과 같다.

$$T_{eq,\,trop}(\phi, p) = \max\{200, [315 - 60(\sin^2\phi - 2\sin\phi_0\sin\phi) - 10\log\left(\frac{p}{p_0}\right)\cos^2(\phi - \phi_0)]\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa}\} \quad (1)$$

위 식에서 ϕ는 위도, ϕ_0는 열적도로 위에서 언급한대로 -6°를 사용하였고 κ는 $\frac{R}{C_p}\left(=\frac{2}{7}\right)$이다. 또한 p_0는 기준 기압(1000-hPa), p는 연직층에 해당하는 기압을 의미한다.

대류권과 달리 300-hPa 이상 상층에서는 성층권 복사 평형 기온($T_{eq,\,strat}$)을 사용하였다. $T_{eq,\,strat}$은 Martineau et al. (2018)에서 제시한 복사 평형 기온을 일부 변형한 기온($T^{**}_{eq,\,strat}$)에 하부 성층권 복사 평형 기온($T^{*}_{eq,\,strat}$)을 새롭게 정의하였다.

$$T_{eq,\,strat}(\phi,p)=\begin{cases}\max[T^{*}_{eq,\,strat},\,T^{**}_{eq,\,strat}] & 10\text{ hPa}<p<100\text{ hPa}\\ T^{**}_{eq,\,strat} & \text{otherwise}\end{cases} \quad (2)$$

여기서

$$T^{*}_{eq,\,strat}(\phi,p)=T_{ref}+\left\{\left((250-230)\frac{(100-p)}{(100-10)}+230\right)-T_{ref}\right\}(2W_S(\phi)-1),$$

$$T^{**}_{eq,\,strat}(\phi,p)=T_{ref}+W_S(\phi)T_{SP}(p)+W_W(\phi)[T^{lowstrat}_{WP}(p)+T^{hightrat}_{WP}(p)],$$

그리고

$$T_{SP}(p)=\begin{cases}80\sin\left(\pi\frac{\log(p/0.001)}{\log(10/0.001)}\right) & 1\text{ hPa}<p<100\text{ hPa}\\ 0 & p<1\text{ hPa}\end{cases},$$

$$T^{lowstrat}_{WP}(p)=\begin{cases}\Delta T_{low}\sin^2\left(\pi\frac{\log(p/3)}{\log(300/3)}\right) & 3\text{ hPa}<p<300\text{ hPa}\\ 0 & p<3\text{ hPa}\end{cases},$$

$$T^{highstrat}_{WP}(p)=\begin{cases}\Delta T_{high}\sin^{1/2}\left(\pi\frac{\log(p/0.03)}{\log(30/0.03)}\right) & 1\text{ hPa}<p<30\text{ hPa}\\ 0 & p<1\text{ hPa}\end{cases},$$

$$W_W(\phi)=\begin{cases}0 & -90<\phi<45\\ \frac{\phi-45}{65-45} & 45<\phi<65\\ 1 & 65<\phi<90\end{cases},$$

$$W_S(\phi)=\begin{cases}1-1/2\left(\frac{\phi+90}{45+90}\right) & -90<\phi<45\\ 1/2-1/2\left(\frac{\phi-45}{65-45}\right) & 45<\phi<65\\ 0 & 65<\phi<90\end{cases},$$

음의 위도는 남반구를 양의 위도는 북반구를 의미한다. 여기서 $T^{lowstrat}_{WP}$, $T^{highstrat}_{WP}$는 각각 하부 성층권, 상부 성층권의 복사 평형 기온, W_W와 W_S는 각각 겨울 반구와 여름 반구의 남북 가중치 함수를 의미한다. ΔT_{low}, ΔT_{hight} (= 30 K), 그리고 T_{ref} (= 200 K)는 각각 하부 성층권, 상부 성층권의 복사 평형 기온의 크기를 조절하는 변수, 그리고 기준 기온이다. 식(1)과 (2)를 이용해 나타낸 본 연구에서 사용된 T_{eq}은 Fig. 1a와 같다.

모형의 제트와 재분석자료의 제트를 비교하기 위해, 본 연구에서는 일본기상청에서 제공하는 Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) 월평균 기온 및 동서바람 자료를 사용하였다(Kobayashi et al., 2015). 1958년부터 2019년까지 총 62년의 1월 자료를 활용하여 북대서양 지역 아열대 및 중위도 제트의 기후값을 비교 분석하였다.

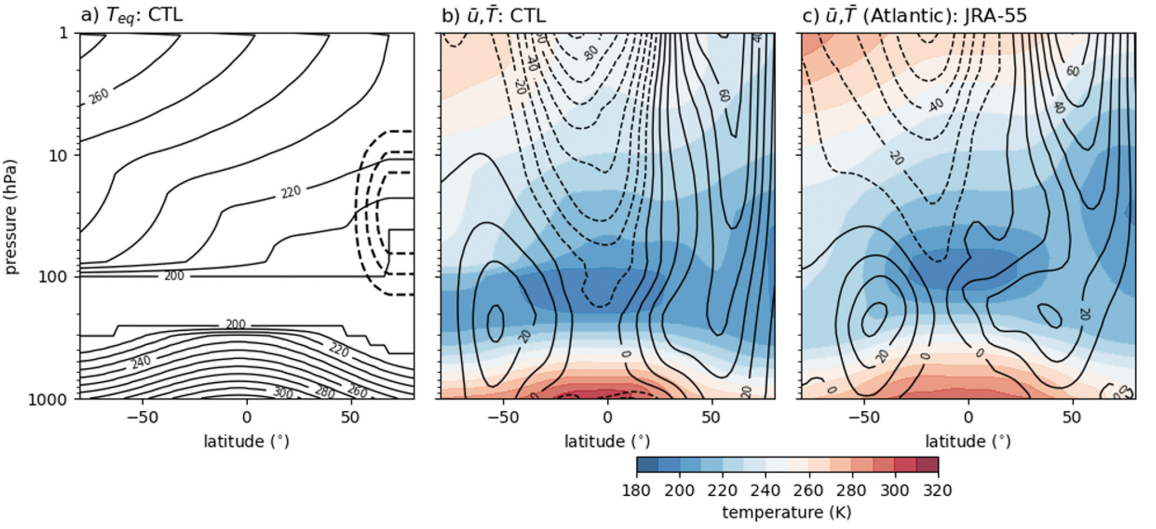

Fig. 1. (a) Profile of the radiative equilibrium temperature, T_{eq}, for the control experiment (solid contours; contour interval of 10 K) and the added cooling for 'C4' experiment (dashed contours; contour interval of 5 K). (b) Time-mean zonally-averaged zonal wind (contours; contour interval of 10 m s^{-1}) and temperature (shaded) in the control experiment. (c) Same as (b) but for JRA-55 over Atlantic (85°W-0°) averaged from 1958 to 2019 in January.

2.2 민감도 실험

본 연구에서는 성층권 극 소용돌이의 강도(intensity) 변화를 주기 위해 하부 성층권의 기온($T_{WP}^{lowstrat}$)을 조절해주었다. 여기에 ΔT_{low}를 이용하여 재분석장에서 기온의 극소치가 나타나는 극 성층권 30-hPa 부근 기온을 조절하였다. 이를 통해 겨울철 성층권의 기본적인 순환장 구조를 유지하면서, 극 소용돌이의 강도를 조절할 수 있다. ΔT_{low}은 0 K를 기준 실험(control experiment, CTL)으로 하여 –25 K부터 25 K까지 5 K 간격으로 바꿔주었다. –25 K부터 –5 K까지의 실험을 냉각 실험, 5 K부터 25 K까지의 실험을 가열 실험이라 칭하였으며, –25 K 실험을 ‘C5’ 실험이라 정의한 뒤 순차적으로 ‘C4’, ‘C3’, ‘C2’, ‘C1’, ‘CTL’, ‘W1’, ‘W2’, ‘W3’, ‘W4’와 ‘W5’라고 명명하였다.

2.3 제트 및 극 소용돌이의 정의

본 연구에서는 동서평균 관점에서 성층권 극 소용돌이와 대류권 제트를 중심으로 분석을 수행하였다. 대류권 제트의 경우 중위도 제트와 아열대 제트를 구분하여 각각의 위치와 강도를 정량적으로 정의하였다. 성층권 극 소용돌이의 강도는 10-hPa에서 중위도(40~70°N) 영역 평균된 동서바람을 사용하였다. 중위도 제트는 하층 850-hPa 동서평균 동서바람으로 정의하였다. 하층 바람의 최대 지점을 중위도 제트의 위치, 그 위치에서 동서방향 평균 풍속을 중위도 제트의 강도라 정의하였다. 정확한 위치와 강도를 추정하기 위해 3차 스플라인 보간법(cubic spline interpolation)을 적용하였다(e.g., Kim and Son, 2020).

아열대 제트의 위치는 100-hPa부터 400-hPa까지 기압 가중 평균된 동서평균 동서바람에서 850-hPa의 동서평균 동서바람을 뺀 값이 10°N와 중위도 제트 사이에서 최대가 되는 위도로 정의하였다(Adam et al., 2018). 아열대 제트의 강도의 경우 200-hPa부터 300-hPa까지 기압 가중 평균된 동서평균 동서바람의 최댓값으로 정의하였다.

3. 결 과

3.1 기준 실험

Figure 1b는 CTL에서 모의된 동서평균 기온과 바람장을 보여준다. 먼저 기온을 살펴보면, 적도 부근 대류권계면과 북반구 극 하부 성층권의 낮은 기온이 특징적이다. 성층권에서는 남극부터 북극까지 이어지는 기온 감소를 보이며, 특히 양반구의 중위도에서 기온경도가 크게 나타난다(Fig. 1b의 음영). 남반구 중위도의 강한 남북방향 기온경도는 남반구 상부 성층권에 동풍을 야기한다. 반면 북반구 중위도의 강한 남북방향 기온경도는 북반구 성층권에 강한 서풍을 야기하며, 이는 상부 성층권에서부터 대류권계면까지 뚜렷하게 확인된다(Fig. 1b의 등고선). 약 250-hPa에서 최댓값을 보이는 대류권 제트는 크게 아열대 제트와 중위도 제트로 나뉘어 확인이 된다. 아열대 제트는 북위 약 30° 부근에서 최댓값을 보이며, 급격한 바람 시어(shear)에 따라 고도가 낮아질수록 세기가 감소한다. 중위도 제트 역시 250-hPa 부근 북위 약 55° 근방에서 최댓값을 보이며, 아열대 제트와 달리 지표 근처까지 동서바람이 존재하는 순압(barotropic) 구조를 보인다. 이러한 기준 실험 결과는 재분석자료에서 나타나는 최근 62년(1958~2019) 북대서양의 1월 평균장과 매우 유사하다(Fig. 1c). 북대서양 지역은 성층권-대류권 연직 접합이 가장 두드러진 지역으로, 계절내-계절 예보에 있어서 성층권이 매우 중요한 지역으로 알려져 있다(e.g., Scaife et al., 2005). 그렇기 때문에 이 지역의 평균장을 유사하게 모의하는 것이 연직접합 모형실험에서 필수적이라 할 수 있다.

본 연구의 모형 실험에서는 대륙분포 및 산악지형과 같은 지형 효과 등 동서비대칭성(zonally asymmetry)을 반영된 인자가 고려되지 않았기 때문에, 관측 자료에서 확인되는 연직 접합의 동서비대칭성을 고려하기 어렵다는 실험적 한계를 가진다. 이를 고려하여 연직 접합에서 우선적으로 중요한 북대서양 지역 순환장을 복사 평형 기온식에 최대한 반영하고자 하였다. 모형 실험 결과(Fig. 1b)는 북대서양 1월 평균장(Fig. 1c)을 유사하게 모의하고 있음을 보여준다.

3.2 민감도 실험

C1부터 C5까지, W1부터 W5까지 총 열 개의 실험에서 나타난 동서평균 기온은 Fig. 2에 나타나 있다. 이는 하부 성층권의 냉각 및 가열에 의한 성층권과 대류권의 기온 반응에 해당한다. C1(5 K 냉각 실험)에서 C5(25 K 냉각 실험)로 바뀜에 따라, 극 하부 성층권 냉각 또한 최대 25 K까지 기온 감소가 확인된다(Figs. 2a, c, e, g, i). 50°N 부근의 상부 성층권(1~10-hPa)에서는 기온이 3 K 이상 증가하는 것이 확인되는데(Figs. 2c, e, g, i), 이는 브루어-돕슨(Brewer-Dobson) 순환과 같은 2차 순환으로부터 기인한 단열 기온 상승 효과로 추정된다(Butler et al., 2010; Kim and Son, 2015). 이를 통해 간접적으로 10~100-hPa 사이의 기온 하강에는 복사 평형 기온의 조절에 의한 직접적인 기온 하강뿐만 아니라, 2차 순환으로부터 기인한 간접적인 기온 하강 효과가 부가적으로 존재한다는 것을 알 수 있다. 이러한 하부 성층권 기온의 반응은 상대적으로 50°N 이상의 고위도에 집중되어 있으며, 성층권에 한정되어 확인된다.

냉각 실험과 마찬가지로 가열 실험에서도 기온 변화는 복사 평형 기온을 조절한 북반구를 중심으로 나

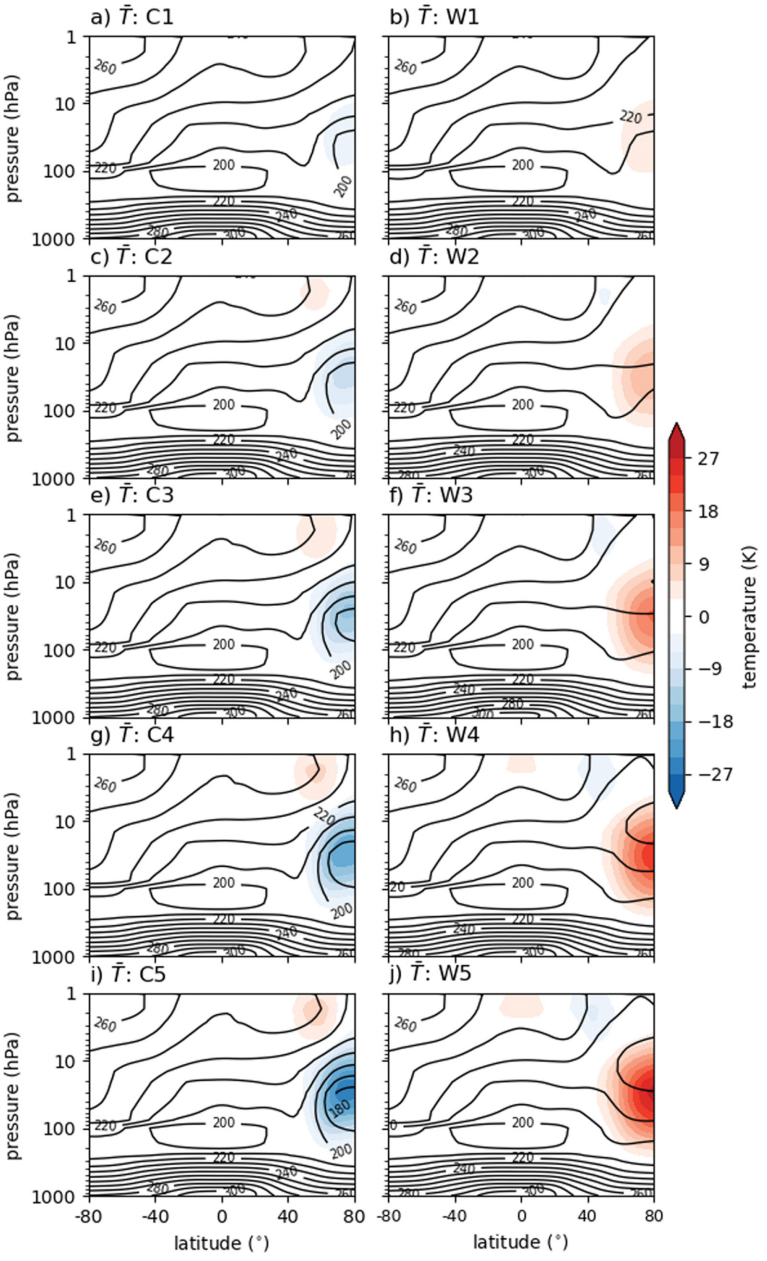

Fig. 2. Time-mean zonally-averaged temperature (contours) for each experiment and its difference from control experiment (shaded). Contour intervals are 10 K.

타나며, ΔT_{low}가 증가함에 따라 극 성층권 기온 증가 및 상부 성층권의 약한 기온 감소가 나타난다(Figs. 2b, d, f, h, j). 냉각 실험과 비교하였을 때, 가열 실험에서 같은 크기의 ΔT_{low} 변화에 대해 기온의 변화가 상대적으로 더 넓고 크게 나타났다. 예를 들면, C5에서는 기온 반응이 성층권에 한정되어 나타난 것과는 달리, W5에서는 기온의 상승이 약 250-hPa 상부 대류권까지도 나타나는 것을 확인할 수 있다(Figs. 2i, j). 또한, 적도 근처에서 약한 기온 상승이 나타나며, 상부 성층권의 기온 변화도 상대적으로 저위도에서 나타나는 등 냉각 실험과 차이를 보인다. 이는 같은 크기의 ΔT_{low} 변화에도 불구하고, 냉각과 가열에 따라

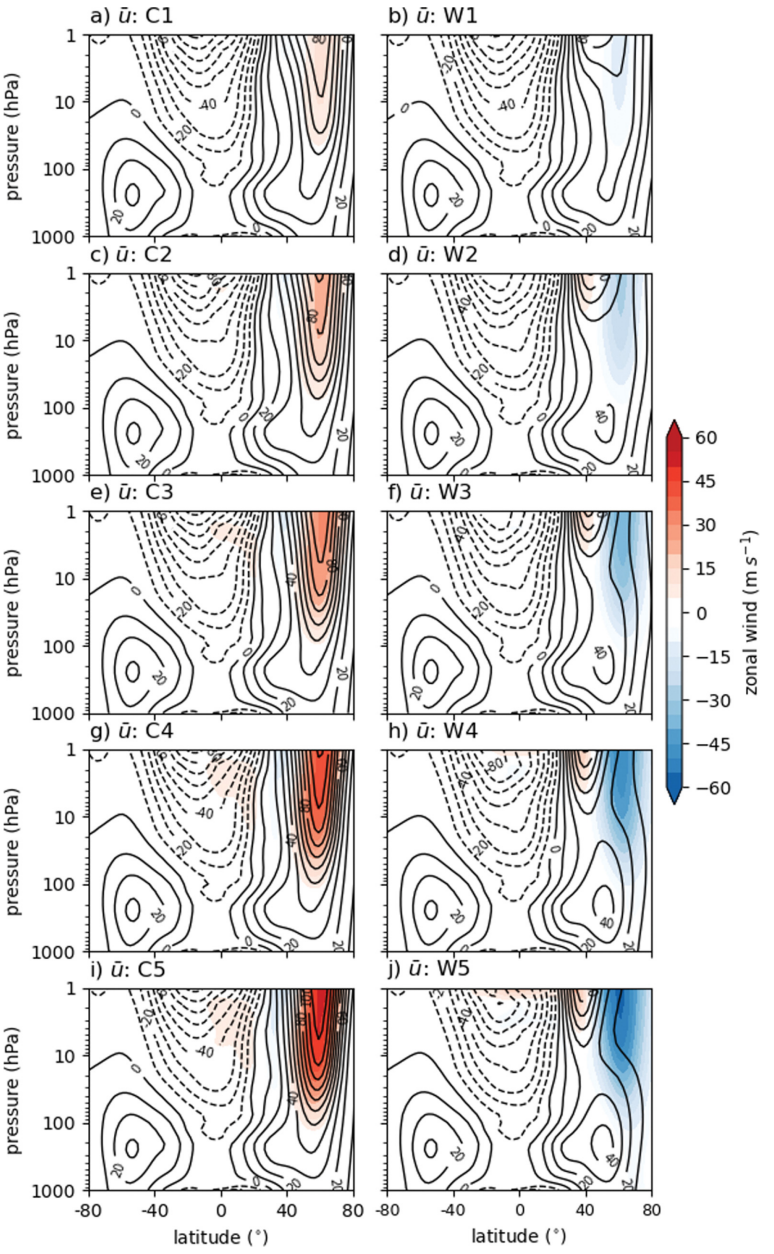

Fig. 3. Same as Fig. 2 but for time-mean zonally-averaged zonal wind. Contour intervals are 10 m s^{-1}.

나타나는 기온 반응이 비대칭일 수 있음을 보여준다.

ΔT_{low} 변화에 따른 동서평균 동서바람의 반응은 Fig. 3에 나타나 있다. 먼저 냉각 실험을 살펴보면, 기온 반응과 마찬가지로 순환장의 반응은 성층권 북위 40° 이상에서 두드러지게 나타났다(Figs. 3a, c, e, g, i). 일부 적도 성층권 지역에서 약한 양의 편차가 확인되지만, 북극 지역과 비교하였을 때 그 크기가 미미하다. 또한, 전반적으로 대류권보다 성층권에서 순환장의 반응이 두드러지게 나타나며, ΔT_{low}가 감소함에 따라 극 소용돌이가 강화되는 것을 확인할 수 있다(빨간색). 구체적으로 살펴보면, CTL의 60°N 부근 10-hPa 동서바람은 약 60 m s^{-1}의 속력을 보였다면(Fig. 1b), 가장 강한 냉각 실험인 C5에서는 약 100 m s^{-1}까지 증가한 것이 확인되었다(Fig. 3i). 이러한 극 소용돌이 강도

증가는 극 하부 성층권의 기온이 하강함에 따라 강해진 남북 기온 경도가 동서바람 연직 시어를 유도한 것 때문으로 생각된다(Fig. 2i). 이와 같이 냉각 정도에 따라 극 소용돌이 강도가 뚜렷하게 변하는 것이 확인되었으나, 상부 성층권 최대 풍속의 위치는 크게 변하지 않았다.

가열 실험에서의 순환장 반응 또한 냉각 실험과 마찬가지로 주로 북위 40° 이상에서 나타난다(Figs. 3b, d, f, h, j). 냉각 실험에서 극 소용돌이가 강화된 것과는 반대로, 가열 실험에서는 전반적으로 극 소용돌이의 약화가 확인된다(파란색). 극 소용돌이의 강도만 변했던 냉각 실험과는 달리, 가열 실험에서는 상부 성층권 최대 풍속의 위치 변화 또한 확인된다. 특히, CTL에서는 60°N 부근에 위치하던 10-hPa 최대 풍속의 위치가 W5에서는 40°N 부근까지 내려오는 모습을 보였다(Figs. 1b, 3j). 바람장은 전반적으로 앞선 온도장의 변화와 일관되게 온도풍 균형으로 설명된다. Figures 2와 3에서 북반구 극 성층권 기온 변화에 따

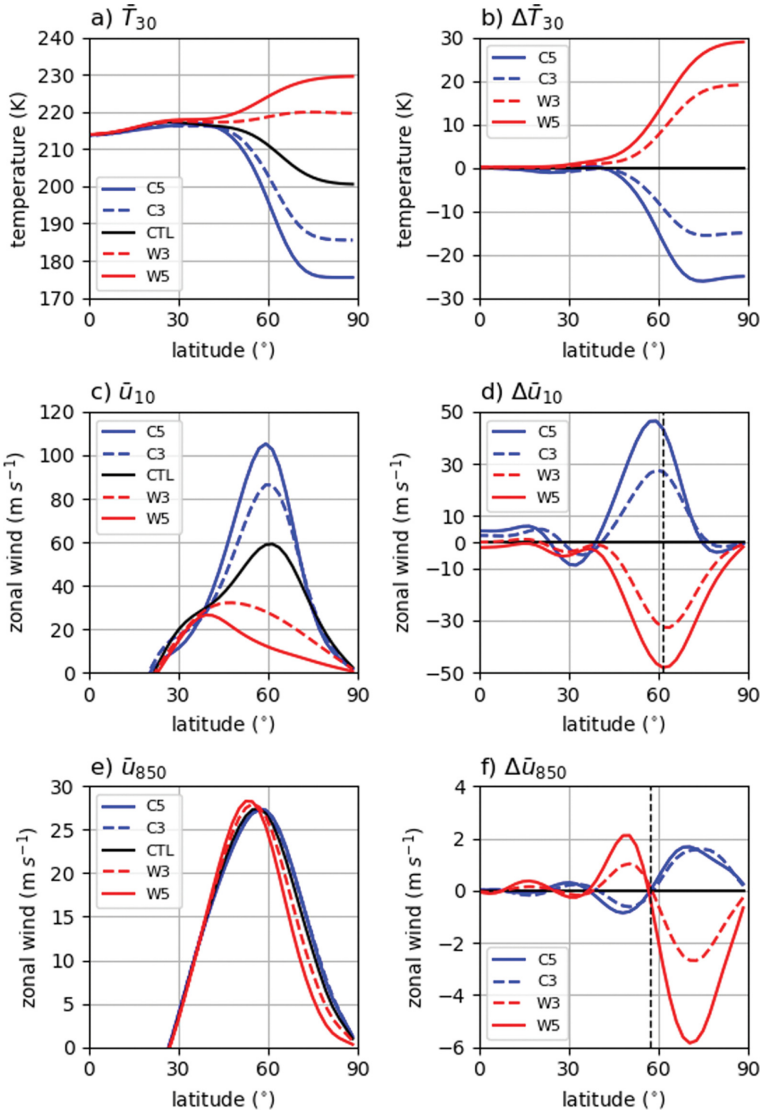

Fig. 4. (a) Zonally-averaged temperature at 30-hPa for C5, C3, CTL, W3, and W5 and (b) its difference from CTL. Same for (c) zonally-averaged zonal wind at 10-hPa and (d) its difference from CTL, and (e) zonally-averaged zonal wind at 850-hPa and (f) its difference from CTL. (c, e) Only wind over 0 m s^{-1} is shown. (d, f) Dashed lines denote the latitude of maximum zonal wind at (d) 10-hPa and (f) 850-hPa from CTL.

른 남반구의 반응은 미미한 것을 확인하였기에, 이후 분석은 북반구에 집중하였다.

냉각 및 가열 실험에 대한 성층권 및 대류권의 반응을 보다 자세하게 확인하기 위해, 위도에 따른 10-hPa 및 850-hPa 동서평균 동서바람을 30-hPa 동서평균 기온과 함께 Fig. 4에 나타냈다. 실험에 따른 반응을 보다 구체적으로 확인하기 위해 C5, C3, W3 그리고 W5의 네 개의 실험만을 CTL과 비교하였다. 30-hPa 기온 변화는 극지방에서 가장 두드러지며, 하부 성층권 가열이 심화됨에 따라 약 175.5 K에서 229.5 K까지 상승한다(Fig. 4a). 이러한 기온 상승으로 인해 W3와 W5에서 남북방향 기온 경도가 역전되는 것을 확인할 수 있다(빨간색 선). 특히, 냉각 및 가열 실험에서의 성층권 기온변화를 CTL과의 차이로 보면 앞서 Fig. 2에서 나타났던 비대칭적 기온 반응이 보다 뚜렷하게 확인된다. 냉각 실험에서는 조절된 ΔT_{low}와 유사한 정도의 기온 감소가 확인된 반면, 가열 실험에서는 조절된 ΔT_{low}보다 큰 기온 증가가 확인되었다(Fig. 4b). 예를 들면, ΔT_{low}가 약 –25 K인 C5에서는 극 성층권 기온 변화 또한 약 –26.1 K으로 나타나나, ΔT_{low}가 25 K인 W5 실험에서의 극 성층권 기온 변화는 약 28.9 K 가량으로 보다 크게 나타난다. 이는 앞서 Fig. 2에서 나타난 2차 순환에 의한 단열 기온 상승 효과로 추정된다.

성층권 기온 변화가 고위도에서 두드러진 것과 달리, 성층권 바람장의 변화는 상대적으로 낮은 위도(60°N 부근)에서 뚜렷한 차이를 보였다(Figs. 4c, d). C5에서 W5로 하부 성층권이 가열됨에 따라, 60°N 부근 성층권 바람의 풍속은 약 105.3 m s^{-1}에서 12.2 m s^{-1}까지 감소함을 확인할 수 있다(Fig. 4c). 보다 구체적으로 살펴보면, 냉각 실험에서는 ΔT_{low}이 감소함에 따라 전반적인 풍속의 증가만 확인될 뿐, 최대 풍속이 나타나는 위도는 CTL과 비교하여 큰 차이가 없었다(파란색 선, Fig. 4c). 반면, 가열 실험에서는 ΔT_{low}가 증가함에 따라 60°N 부근의 풍속이 감소할 뿐만 아니라, 해당 풍속이 상대적으로 저위도(40°N 부근)보다 약해진 이후 최대 풍속의 위치가 60°N에서 40°N 부근으로 급격하게 바뀌게 되는 것을 확인할 수 있다(Fig. 4c의 빨간색 선). 특히, 앞선 결과들과 일관되게 냉각 실험 보다 가열 실험에서 성층권 풍속이 더 크게 변하는 비대칭 반응을 확인할 수 있다(Fig. 4d). C3와 W3는 최대 풍속 변화 정도사이에 약 5.1 m s^{-1}의 차이를 보이고 C5와 W5는 약 1.7 m s^{-1}로 차이가 줄었지만 여전히 비대칭적인 반응이 나타남을 알 수 있다. 이렇듯 하부 성층권의 기온 조절 방향에 따라 성층권 기온과 풍속은 비대칭적으로 반응하고 있음을 알 수 있다.

하부 성층권 기온 변화 실험에 따른 대류권 중위도 제트의 반응 또한 성층권 극 소용돌이 반응처럼 가열 실험의 반응이 상대적으로 냉각 실험보다 더 크게 나타났다(Figs. 4e, f). 냉각 실험에서는 ΔT_{low}가 감소함에 따라 중위도 제트가 CTL의 제트보다 고위도에서 나타난다(Fig. 4e의 파란색 선). 반면, 가열 실험의 중위도 제트는 ΔT_{low}가 증가하면서 CTL보다 그 강도가 증가하며, 보다 저위도에 위치한다(Fig. 4e의 빨간색 선). 냉각 실험은 중위도 제트의 고위도 측면(polar flank)에서의 풍속 강화 및 저위도 측면(tropical flank)에서의 풍속 약화가 나타났으며(Fig. 4f의 파란색 선), 반대로 가열 실험에서는 고위도 측면에서의 풍속 약화 및 저위도 측면에서의 풍속 강화가 확인되었다(Fig. 4f의 빨간색 선). 이때, 대류권 제트의 고위도 측면에서의 풍속 변화가 저위도 측면에서의 풍속 변화보다 크게 나타난 것을 확인할 수 있었다. 이러한 풍속 변화는 냉각 실험보다 가열 실험에서 더 두드러졌다. 예를 들어, W5에서는 제트의 고위도 측면에서 약 5.8 m s^{-1} 풍속이 감소했으며, 저위도 측면에서는 약 2.1 m s^{-1} 풍속이 증가한 것으로 확인되었다. 상대적으로 C5에서는 반응의 강도가 약하게 확인되었으며, 제트의 고위도 측면 및 저위도 측면에서 풍속이 각각 약 1.7 m s^{-1} 증가 및 0.9 m s^{-1} 감소함을 확인할 수 있었다. 특히, C3와 C5간의 차이도 상대적으로 약하게 나타나 ΔT_{low} 변화에 대한 반응 또한 가열 실험이 더 크다는 것을 알 수 있다.

대류권 제트의 반응은 성층권에 비해 고위도에서 나타난다(Figs. 4d, f). 성층권 극 소용돌이의 중심과 대류권 제트의 중심은 각각 약 62°N과 58°N로 유사하다(수직 파선). 그러나 성층권 풍속의 변화는 CTL의 성층권 극 소용돌이 중심 부근에서 가장 뚜렷하게 나타나는 반면(Fig. 4d), 대류권 동서바람은 CTL의 대류권 제트의 극 측면에서 크게 변하였다(Fig. 4f). 풍속의 변화를 비교해보면, 성층권 동서바람은 CTL에서 약 60 m s^{-1}의 최대 풍속을 가지며 48 m s^{-1}의 감소 및 46 m s^{-1}의 증가가 나타난다. 반면, 대류권 동서바람은 CTL에서 약 27 m s^{-1}의 최대 풍속을 보이며, –5.8 m s^{-1}에서 2.1 m s^{-1} 범위의 풍속 변화가 나타났다.

이렇게 극 하부 성층권에 기온을 조절해 주었을 때, 단순 역학 모형임에도 성층권의 반응 및 이와 연관된 대류권 순환장 변화가 정성적으로 확인됨을 알 수 있었다. 특히, 넓은 범위의 온도 변화를 통해 냉각 및 가열 실험에서 비대칭적인 순환장 변화를 확인할 수 있었고, 이는 선행연구에서 확인된 연직접합 비대칭성을 보다 정량적으로 분석해야 함을 시사한다.

3.3 극 성층권 상태와 중위도 제트 반응 관계

극 성층권 상태에 따른 대류권의 비대칭적인 반응

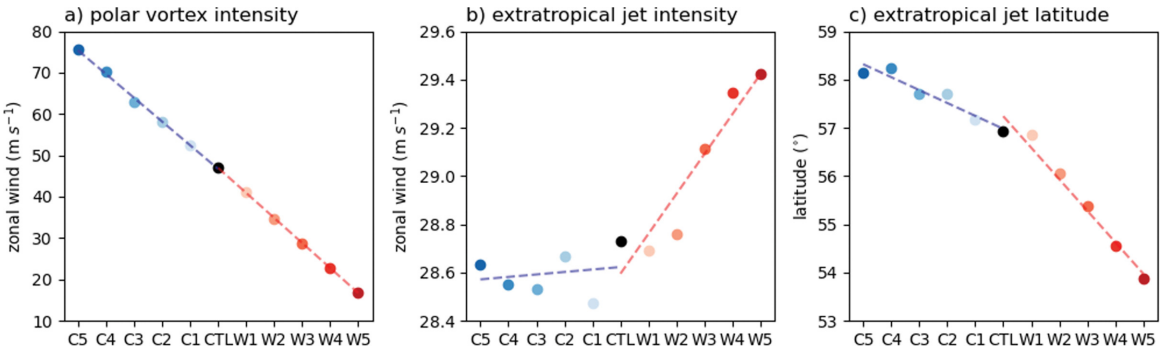

Fig. 5. The responses of (a) polar vortex intensity, (b) extratropical jet intensity, and (c) extratropical jet latitude from C5 to W5. Dashed lines denote the linear regression line for variable from (blue) CTL and cooling (C1-C5) and from (red) CTL and warming (W1-W5) experiments.

을 보다 정량적으로 살펴보기 위하여, 극 하부 성층권의 냉각 및 가열에 따른 성층권 극 소용돌이의 강도 변화와 대류권 중위도 제트의 변화를 Fig. 5에서 확인하였다. Figure 5a를 살펴보면, 냉각에서부터 가열 실험에 이르기까지 극 소용돌이의 강도 변화를 살펴볼 수 있다. 전반적으로 실험 강도 변화에 따라 극 소용돌이 강도 반응은 선형적으로 확인되고 있으나, Figs. 4c, d에서와 같이 냉각 실험보다 가열 실험에서 상대적으로 극 소용돌이 강도 변화가 더 큰 것을 확인할 수 있다. 구체적으로, 냉각 실험에서는 ΔT_{low}가 1 K 증가할 때 극 소용돌이의 세기가 1.15 m s^{-1} 감소하는 반면, 가열 실험에서는 1 K 증가 시 1.21 m s^{-1} 감소하였다.

냉각 및 가열 실험에 대한 대류권 중위도 제트의 강도 및 위치의 변화는 그 비대칭성이 뚜렷하게 확인된다(Figs. 5b, c). 냉각 실험을 먼저 살펴보면, 중위도 제트의 강도는 약 28.6 ± 0.07 m s^{-1}로 냉각 크기와 관계없이 대부분 일정하게 유지되었다(Fig. 5b의 파란색 점). 이는 앞서 Fig. 4에서 확인한 바와 같이 극 하부 성층권 냉각은 대류권 중위도 제트의 강도에는 큰 영향을 주지 못하는 것을 의미한다. 반면, 가열 실험에서는 ΔT_{low}가 증가함에 따라 중위도 제트의 강도 또한 선형적으로 증가한다(Fig. 5b의 빨간색 점). 특히, W2와 W3 사이에는 비교적 큰 변화가 나타나는데, 이는 성층권 최대 풍속 위치 변화와 연관이 있는 것으로 추정된다. 대류권 중위도 제트 위치의 경우, 냉각 실험에서는 ΔT_{low}가 증가함에 따라 적도 방향의 변화가 확인되나, C5에서 CTL 사이의 평균 이동은 10 K 당 –0.54°로 상대적으로 작게 나타났다. 반면, 가열 실험에서는 CTL에서 W5 사이의 평균 제트의 위치 이동은 10 K 당 –1.3°로 ΔT_{low} 변화에 대해 제트의 위치가 크게 변하였다.

Figure 5에서는 민감도 실험 결과를 정량화 하여 분석함으로써 대류권 중위도 제트의 반응이 냉각 실험과 가열 실험 사이에 비대칭성이 존재함을 확인할 수 있었다. 이러한 비대칭성은 선행연구의 재분석자료 결과에서도 일관성 있게 나타난 부분이기 때문에(e.g., Limpasuvan et al., 2005), 본 실험 결과 역시 비대칭성의 원인이 성층권-대류권 연직접합과 연관되어 있을 것이라 추정하였다. 때문에, 대류권 제트 반응의 비대칭성이 성층권-대류권 연직 접합 과정과 연결되어 있음을 확인하기위해, Fig. 6에서 극 소용돌이 강도와 대류권 제트의 강도 및 위치 간의 상대적인 관계를 확인하였다.

앞서 냉각 및 가열 실험에서 대류권 반응의 비대칭이 두드러진 것과 같이 성층권 극 소용돌이의 강도에 따라서도 대류권 반응의 비대칭성이 나타났다. 대류권 중위도 제트의 강도 반응은 극 소용돌이 강도가 CTL (약 47.1 m s^{-1})보다 약한 실험(W1-W5)과 강한 실험(C1-C5)으로 크게 두 집단으로 나뉘는 것을 확인할 수 있다(Fig. 6a). 극 소용돌이가 약한 실험에서는 극 소용돌이 강도와 대류권 중위도 제트 강도 사이에서 뚜렷한 음의 상관성이 확인된다. 구체적으로, 극 소용돌이 강도가 10 m s^{-1} 약화됨에 따라 대류권 중위도 제트는 약 0.27 m s^{-1} 강해지는 것을 확인할 수 있다. 반면, 극 소용돌이가 강한 경우 대류권 중위도 제트의 강도는 28.6 m s^{-1} 부근에서 큰 변화를 확인하기 어렵고, 상관계수도 약 –0.18으로 선형성이 거의 나타나지 않는다.

대류권 중위도 제트의 위치는 성층권 극 소용돌이가 강해짐에 따라 최대 4°만큼 고위도로 이동하는 것을 확인할 수 있었다(Fig. 6b). 특히, 극 소용돌이 강도가 CTL보다 약한 실험에서는 극 소용돌이 강도가 10 m s^{-1} 변할 때마다 약 1.1° 가량의 뚜렷한 위치 변화를 보인 반면, 극 소용돌이 강도가 CTL보다 강한 실험에서는 강도가 10 m s^{-1} 변할 때 약 0.47° 바뀌는

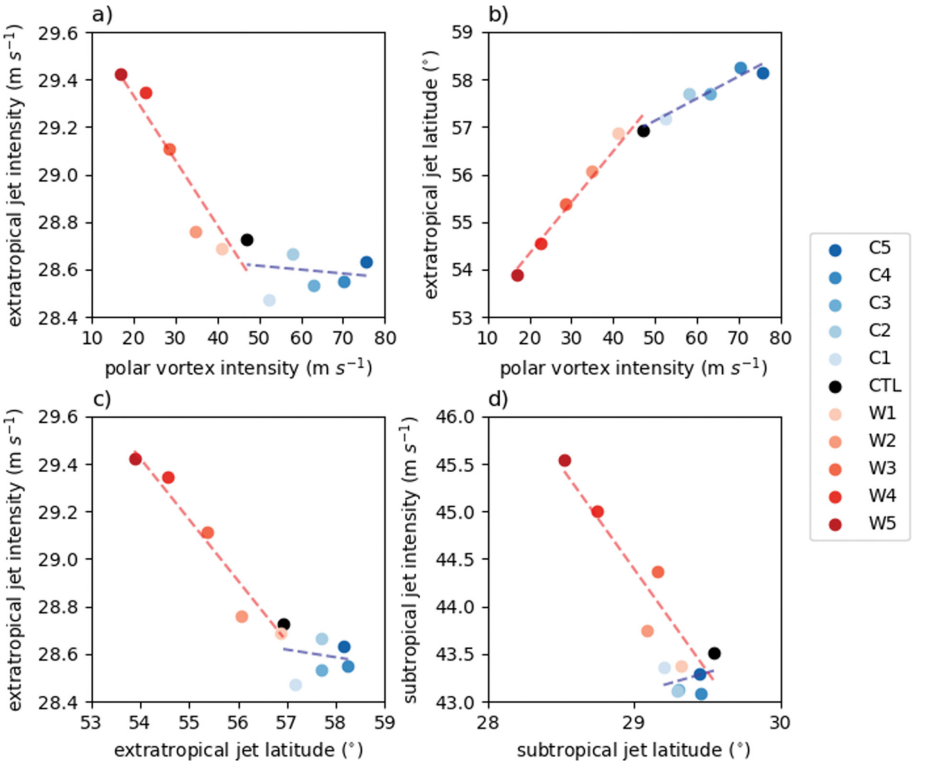

Fig. 6. (a) Intensities and (b) latitudes of the extratropical jet in response to the polar vortex intensity from C5 to W5. (c) The relationship between the intensity of the extratropical jet and its latitudes for all experiments. (d) Same as (c) but for the subtropical jet. Dashed lines denote the linear regression line for variable from (blue) CTL and cooling (C1-C5) and from (red) CTL and warming (W1-W5) experiments.

등 제트의 위치 변화율이 크게 감소하는 경향을 보였다. 이러한 극 소용돌이 세기에 따른 비대칭적 대류권 제트의 반응은 기존 역학코어모형의 결과(e.g., Polvani and Kushner, 2002)와 반대로 나타났으며 실제 대류권의 비대칭적 반응을 잘 보여준다. Polvani and Kushner (2002)에서는 극 소용돌이의 강도가 약할 때 지표 최대 풍속의 위치와 강도 변화가 극 소용돌이의 강도 변화에 무관하게 거의 일정하고, 극 소용돌이의 강도가 강할 때는 강도가 증가함에 따라 지표 최대 풍속이 증가하면서 고위도로 이동하는 것을 보였다. 이와는 달리, 본 연구 결과에서는 반대로 극 소용돌이의 강도가 약할 때 강도 변화에 따른 대류권 중위도 제트의 위치와 강도 변화가 상대적으로 크게 나타나고, 극 소용돌이의 강도가 강할 때는 대류권 중위도 제트의 위치 변화만 약하게 나타난다. 이와 같은 차이는 성층권 T_{eq}의 차이에서 비롯된 것으로 추정된다.

Figure 6c에서는 성층권 변화 실험에 따른 대류권 중위도 제트의 강도와 위치의 상관관계를 보여주었다. 둘의 관계는 앞선 결과와 일관되게, 상대적으로 중위도 제트가 저위도에 위치하는 가열 실험에서는 음의 상관관계가 뚜렷하게 확인되는 반면, 중위도 제트가 고위도에 위치할 때는 상대적으로 그 둘의 관계가 거의 확인되지 않았다. 구체적으로, 중위도 제트의 위치가 CTL (약 56.9°)에서보다 저위도에 있을 경우 1° 만큼 적도 방향으로 이동할 때 강도는 약 0.26 m s^{-1} 증가한다. 반면, CTL보다 고위도에 있을 때는 상관계수도 약 –0.18으로 선형성이 거의 나타나지 않는다. 다시 말해, 극 소용돌이가 뚜렷하게 약해진 경우에서는 대류권 중위도 제트의 위치가 적도 방향으로 움직이면서, 그 강도는 강해진다. 대류권 중위도 제트 강도 및 위치의 변화는 극 소용돌이가 약했던 가열 실험에서 두드러지게 확인할 수 있었다. 대류권 중위도 제트 위치의 변화는 최대 4.4°까지 무시할 수 없는 수준으로 변한 것을 확인할 수 있었다. 다만, 제트 강도의 변화는 최대 0.95 m s^{-1}로 크지 않은 변화를 보였으며, 유의미한 수준의 변화라고 보기는 어렵다. 이는 성층권 변화에 따른 대류권 중위도 제트 반응은 강도

보다 위치에서 두드러진다고 볼 수 있다.

마지막으로, 성층권 변화 실험에 따른 대류권 아열대 제트의 변화를 살펴본 결과, 중위도 제트와 유사하게 저위도에 위치한 아열대 제트의 강도가 고위도에 위치한 아열대 제트보다 더 크게 나타났다(Fig. 6d). 단, 중위도 제트에서는 강도 차이 보다는 위치 차이가 두드러진 것과 달리, 아열대 제트는 강도 차이가 더 두드러졌다. 구체적으로, 아열대 제트는 C5-W5에서 약 1.0°의 위치 변화를 보인 반면, 강도 변화는 2.5 m s^{-1} 가량 확인되었다. 또한, 중위도 제트와 마찬가지로 아열대 제트에서도 극 소용돌이가 두드러지게 약할 때 상대적으로 저위도에 위치하고 강도가 크며, 위치와 강도의 변화 폭이 크게 확인되었다.

본 연구에서 수행한 성층권 냉각 및 가열에 따른 대류권의 반응은 성층권-대류권 연직접합 역학 과정을 설명하는 이론 중 'downward control'과 연결점을 찾을 수 있다(Haynes et al., 1991). 연직접합 과정을 설명하는 이론의 대부분들은 연직 접합과정에서의 시간 변화를 고려하나, 'downward control'의 경우 본 연구의 실험과 같이 정상상태(steady state)를 가정하므로 해당 이론으로 연직 접합과정을 설명할 수 있다. 해당 이론에 따르면, 성층권에 냉각 혹은 가열과 같은 동서방향 외력이 존재하게 되면 이와 균형을 맞추고자 대류권에는 2차 순환이 발달한다. 결과적으로 단순히 정상상태의 외력을 성층권에 처방해주는 것만으로도 대류권 순환은 변하게 된다. 다만 해당 이론만으로는 본 연구에서 강조하고 있는 냉각 및 가열에 따른 비대칭성을 설명하기 어렵다는 한계가 존재한다. 그렇기 때문에 본 연구에서 나타난 대류권의 비대칭적인 반응은 성층권 기온 변화에 따른 대류권의 종관규모 파동 활동 차이와 관련 있을 것으로 생각된다. 최근 습윤 역학코어모형에서 연직 접합 실험을 살펴본 선행연구에서도 돌연승온 발생 후 연직 접합과정에서 대류권 종관규모 파동 활동이 중요한 역할을 하였음을 보인 바 있다(White et al., 2020).

4. 요약 및 토의

본 연구는 역학코어모형에서 극 하부 성층권 기온을 조절했을 때 성층권과 대류권 순환장의 반응을 분석했다. 극 성층권 기온 증가에 따라 극 소용돌이의 강도는 선형적으로 감소함을 확인하였으며, 대류권 중위도 제트와 아열대 제트의 반응은 냉각 및 가열 실험에 따라 비대칭적임을 확인하였다. 극 성층권이 가열됨에 따라 대류권 중위도 제트와 아열대 제트는 저위도로 이동하며 강도가 증가하였으나, 냉각에 대해서는 위치와 강도 모두 크게 변하지 않았다. 극 성층권 가열에 따라 중위도 제트는 위치 변화가 강도 변화보다 더 뚜렷한 반면, 아열대 제트는 속력 변화가 더 뚜렷하게 나타났다. 냉각 및 가열에 따라 극 소용돌이는 일관되게 강화 및 약화되었으나, 대류권의 반응은 극 소용돌이가 약화되는 가열 실험에서만 유의미하게 확인되었다. 이는 역학코어모형에서 극 소용돌이가 강화되거나 약화됨에 따라 대류권 제트의 반응이 비대칭적으로 나타날 수 있음을 의미한다.

극 소용돌이 강화 및 약화에 따른 비대칭적인 성층권-대류권 접합 반응은 이미 관측에서도 확인된 바 있으며(e.g., Limpasuvan et al., 2005), 그 둘의 역학 과정에 대한 차이 또한 논의된 바 있다(Perlwitz and Harnik, 2003, 2004; Song and Robinson, 2004; Dunn-Sigouin and Shaw, 2015). 본 연구는 기존 연구에서 직접 비교하기 어려웠던 극 소용돌이 상태에 따른 비대칭적인 연직 접합과정을 동등한 조건하에 비교하였으며, 관측에서만 분석되던 극 소용돌이 강화 사례에 대한 연직 접합 과정을 모형 실험을 통해 재검증 할 수 있었다. 또한, 이러한 비대칭적인 연직 접합이 물리과정을 제외한 건조 역학만으로 어느 정도 설명될 수 있다는 점에서 본 연구는 연직 접합에서 파동활동의 내부 역학과정이 중요하다는 것을 다시 한번 강조한다.

추가적으로 본 연구를 통해 성층권-대류권 연직 접합이 하부 성층권의 변화만으로도 구현될 수 있음을 확인할 수 있다. 이는 성층권이 대류권 순환장을 바꾸기 위해서 성층권 돌연승온과 같은 10-hPa 부근의 극 소용돌이 변동성이 필수조건이 아님을 시사한다(Karpechko et al., 2017; Martineau et al., 2018). 다만, 보다 정량화된 결과를 얻기 위해서는 고도에 따른 기온 조절이 연직접합에 어떠한 영향을 미치는지 추가 분석이 필요할 것으로 판단된다.

본 연구에서 사용된 역학코어모형은 성층권-대류권 접합을 모의하였으나, 해당 모형은 지형 효과 및 수증기와 관련된 물리 과정들이 고려되지 않았다는 한계를 가진다. 특히, 지형 효과의 부재는 대류권에서 기인하는 행성파(planetary-scale wave)를 과소모의 한다는 점에서 본 연구의 한계점이라 할 수 있다. 행성파의 경우 성층권 변동 및 이와 연관된 연직 접합에 중요한 역할을 할 수 있기 때문에(Charney and Drazin, 1961; Gerber and Polvani, 2009; Sheshadri et al., 2015), 추후 연구에서 고려해야할 것으로 판단된다. 또한, 수증기 자체는 대류권에 비해 극 성층권에서 중요한 역할을 하는 것은 아니지만, 대류권과의 연직 접합 과정을 고려하였을 때 이 또한 중요한 지표가 될 수 있다. 따라서, 추가 연구에서는 수증기에 의한 물리 과정들이 고려된 습윤 역학 모형을 같이 사용한다면 성층권-대류권 연직 접합과정에 대한 이해를 높일 수 있을 것이다.

감사의 글

이 성과는 정부(과학기술정보통신부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 연구임(No. 2021R1C1C2006868).

REFERENCES

Adam, O., K. M. Grise, P. Staten, I. R. Simpson, S. M. Davis, N. A. Davis, D. W. Waugh, T. Birner, and A. Ming, 2018: The TropD software package (v1): standardized methods for calculating tropical-width diagnostics. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 4339-4357, doi: 10.5194/gmd-11-4339-2018.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.

Becker, E., G. Schmitz, and R. Geprägs, 1997: The feedback of midlatitude waves onto the Hadley cell in a simple general circulation model. *Tellus A*, **49**, 182-199.

Butler, A. H., D. W. J. Thompson, and R. Heikes, 2010: The steady-state atmospheric circulation response to climate change-like thermal forcings in a simple general circulation model. *J. Climate*, **23**, 3474-3496, doi:10.1175/2010JCLI3228.1.

Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.

Chen, G., and P. Zurita-Gotor, 2008: The tropospheric jet response to prescribed zonal forcing in an idealized atmospheric model. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2254-2271.

Davini, P., C. Cagnazzo, and J. A. Anstey, 2014: A blocking view of the stratosphere-troposphere coupling. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 11100-11115, doi:10.1002/2014JD021703.

Dunn-Sigouin, E., and T. A. Shaw, 2015: Comparing and contrasting extreme stratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 1374-1390, doi:10.1002/2014JD022116.

Gerber, E. P., and L. M. Polvani, 2009: Stratosphere–troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The importance of stratospheric variability. *J. Climate*, **22**, 1920-1933.

Haigh, J. D., M. Blackburn, and R. Day, 2005: The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature. *J. Climate*, **18**, 3672-3685.

Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, and K. P. Shine, 1991: On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-678.

Held, I. M., and M. J. Suarez, 1994: A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1825-1830.

Huang, J., W. Tian, J. Zhang, Q. Huang, H. Tian, and J. Luo, 2017: The connection between extreme stratospheric polar vortex events and tropospheric blockings. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **143**, 1148-1164, doi: 10.1002/qj.3001.

Isaksen, I. S. A., and Coauthors, 2012: Attribution of the Arctic ozone column deficit in March 2011. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L24810, doi:10.1029/2012GL053876.

Jucker, M., S. Fueglistaler, and G. K. Vallis, 2014: Stratospheric sudden warmings in an idealized GCM. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 11054-11064, doi:10.1002/2014JD022170.

Karpechko, A. Y., P. Hitchcock, D. H. Peters, and A. Schneidereit, 2017: Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **143**, 1459-1470, doi:10.1002/qj.3017.

Kim, J., and S.-W. Son, 2015: Formation and maintenance of the tropical cold-point tropopause in a dry dynamic-core GCM. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3097-3115, doi: 10.1175/JAS-D-14-0338.1.

Kim, S. Y., and S. W. Son, 2020: Breakdown of the linear relationship between the Southern Hemisphere Hadley cell edge and jet latitude changes in the Last Glacial Maximum. *J. Climate*, **33**, 5713-5725, doi:10.1175/JCLI-D-19-0531.1.

Kobayashi, S., and Coauthors, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II*, **93**, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.

Kuroda, Y., 2008: Effect of stratospheric sudden warming and vortex intensification on the tropospheric climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **113**, D15110.

Lawrence, Z. D., J. Perlwitz, A. H. Butler, G. L. Manney, P. A. Newman, S. H. Lee, and E. R. Nash, 2020: The remarkably strong Arctic stratospheric polar vortex of winter 2020: Links to record-breaking Arctic oscillation and ozone loss. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **125**, e2020JD033271, doi:10.1029/2020JD033271.

Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann,

2004: The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate*, **17**, 2584-2596.

_____, D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev, and Y. L. Yung, 2005: Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **110**, D24101.

Martineau, P., G. Chen, S.-W. Son, and J. Kim, 2018: Lower-stratospheric control of the frequency of sudden stratospheric warming events. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 3051-3070, doi:10.1002/2017JD027648.

Perlwitz, J., and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Climate*, **16**, 3011-3026.

_____, and _____, 2004: Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *J. Climate*, **17**, 4902-4909.

Polvani, L. M., and P. J. Kushner, 2002: Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1114.

Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland, 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18715.

Sheshadri, A., R. A. Plumb, and E. P. Gerber, 2015: Seasonal variability of the polar stratospheric vortex in an idealized AGCM with varying tropospheric wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 2248-2266, doi:10.1175/JAS-D-14-0191.1.

Son, S.-W., and S. Lee, 2005: The response of westerly jets to thermal driving in a primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3741-3757.

Song, K., S.-W. Son, and S.-H. Woo, 2015: Impact of sudden stratospheric warming on the surface air temperature in East Asia. *Atmosphere*, **25**, 461-472, doi:10.14191/Atmos.2015.25.3.461 (in Korean with English abstract).

Song, Y., and W. A. Robinson, 2004: Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1711-1725.

Tripathi, O. P., A. Charlton-Perez, M. Sigmond, and F. Vitart, 2015: Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 104007, doi:10.1088/1748-9326/10/10/104007.

Walker, C. C., and T. Schneider, 2005: Response of idealized Hadley circulations to seasonally varying heating. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06813.

White, I. P., C. I. Garfinkel, E. P. Gerber, M. Jucker, P. Hitchcock, and J. Rao, 2020: The generic nature of the tropospheric response to sudden stratospheric warmings. *J. Climate*, **33**, 5589-5610, doi:10.1175/JCLI-D-19-0697.1.

Williamson, D. L., J. G. Olson, and B. A. Boville, 1998: A comparison of semi-Lagrangian and Eulerian tropical climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1001-1012.