

## 성층권 돌연승온이 동아시아 지표기온에 미치는 영향

송강현<sup>1)</sup> · 손석우<sup>1)</sup> · 우성호<sup>2),\*</sup>

<sup>1)</sup>서울대학교 자연과학대학 지구환경과학부, <sup>2)</sup>APEC 기후센터

(접수일: 2015년 3월 13일, 수정일: 2015년 6월 2일, 게재확정일: 2015년 6월 2일)

### Impact of Sudden Stratospheric Warming on the Surface Air Temperature in East Asia

Kanghyun Song<sup>1)</sup>, Seok-Woo Son<sup>1)</sup>, and Sung-Ho Woo<sup>2),\*</sup>

<sup>1)</sup>School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea

<sup>2)</sup>APEC Climate Center, Busan, Korea

(Manuscript received 13 March 2015; revised 2 June 2015; accepted 2 June 2015)

**Abstract** The sudden stratospheric warming (SSW), which is characterized by an abrupt increase of polar stratospheric temperature by several tens of degrees in a week, has been known to affect tropospheric weather and climate on sub-seasonal time scale in the boreal winter. Such downward coupling has been often examined in North Atlantic and Europe, but rarely examined in East Asia. In this study, by applying the two definitions of SSW to the reanalysis data, the possible impacts of the SSW on the surface air temperature (SAT) and tropospheric circulation in East Asia are analyzed. It is found that Eurasian continent, including Siberia and the Northeast Asia, tends to experience anomalously cold SAT for up to sixty days after the SSW events. The resulting SAT anomalies largely resemble those associated with negative Arctic Oscillation. However, over East Asia, SSW-related SAT change is weak and not statistically significant. Only during the extreme SSW events when the downward coupling between the stratosphere and troposphere is strong, East Asia exhibits significantly cold SAT anomalies. This relationship is presented by grouping SSW events into those followed by cold SAT anomalies over East Asia and those by warm anomalies for varying threshold values of the SSW events.

**Key words:** Sudden stratospheric warming, East Asia, surface air temperature, stratosphere-troposphere downward coupling

## 1. 서 론

겨울철 북반구 성층권은 강한 서풍에 의해 지배된다. 10 hPa 등압면을 기준으로 겨울철 평균  $30 \text{ m s}^{-1}$  이상의 강한 편서풍이 발생하며 성층권계면에서는  $50 \text{ m s}^{-1}$ 에 가까운 편서풍이 기후학적으로 존재한다. 이

를 대류권 제트류와 구분하여 극야제트(polar night jet)로 정의하는데, 이 편서풍은  $60^\circ\text{N}$ 를 중심으로 강하게 존재하고 북극을 중심으로 보면 뚜렷한 환형구조를 가진다. 이로 인해 이 강풍대를 극소용돌이(polar vortex)라 명명하기도 한다.

남반구와 달리 북반구의 극소용돌이는 강한 계절내 변동성을 보인다. 심지어 이 편서풍이 수일 만에 동풍으로 전환되는 현상이 발생하는데, 이는 주로 강한 행성파(planetary-scale wave)가 성층권으로 전파되어 극소용돌이와 상호작용하면서 발생하는 것으로 알려져 있다(Matsuno, 1971; Polvani and Waugh, 2004;

\*Corresponding Author: Sung-Ho Woo, Climate Analysis Team, Climate Research Department, APEC Climate Center, 12, Centum 7-ro, Haeundae-gu, Busan 48058, Korea.  
Phone : +82-51-745-3900, Fax : +82-51-745-3949  
E-mail : oxmanse@gmail.com

Martineau and Son, 2015). 성층권 중상부로부터 전파된 행성파는 일부 분쇄(breaking)되어 동풍 운동량을 침적시키고 이에 대한 대규모 순환의 반응으로 저위도 성층권에서는 상승운동이 고위도 성층권에서는 하강운동이 발생하게 된다. 이에 따른 고위도 단열 승온은 극성층권을 급격히 따뜻하게 만들고, 경우에 따라서는 남북방향의 온도 경도를 역전시키기도 한다. 이러한 극소용돌이의 급격한 약화와 동반된 성층권 극지역의 강한 기온 상승 현상을 성층권 돌연승온(Sudden Stratospheric Warming, SSW)이라 부른다. 이 돌연승온은 성층권의 순환장뿐만 아니라 대류권에도 계절내 시간 규모에서 큰 영향을 미친다. 일례로 돌연승온 발생 이후 대류권에서는 음의 극진동(Arctic Oscillation, AO)과 매우 유사한 순환장 패턴이 발생하는데(Baldwin and Dunkerton, 2001; Thompson et al., 2002; Mitchell et al., 2011), 이는 북반구의 날씨 및 기후에 상당한 영향을 미치는 것으로 알려져 있다.

최근 10여년 간 돌연승온과 그것의 대류권 영향에 대한 연구가 아주 활발히 이루어졌다. 그러나 선행연구들에서의 분석은 주로 동서방향 평균장의 관점에서 이루어졌다. 특히 대류권에 미치는 영향은 주로 극진동 지수를 중심으로 분석되었다. 몇몇 논문들에서 돌연승온의 지역적인 영향에 대해 분석이 이루어졌지만, 이들 연구들은 주로 북미지역 또는 유럽지역에 초점을 두었다(Ineson and Scaife, 2008; Tomassini et al., 2012; Butler et al., 2014). 이러한 선행연구들은 돌연승온과 연관된 대류권의 반응이 지역적으로 차이를 나타낼 수 있음을 제시하지만, 아직까지 동아시아 지역에 초점을 맞추어 분석한 논문은 많지 않은 실정이다.

일반적으로 겨울철 동아시아 기후 변동성은 몬순의 영향을 지배적으로 받는 것으로 알려져 있다(Gong et al., 2001; Wu and Wang, 2002). 특히 겨울철 시베리아 고기압의 변동성은 겨울 몬순과 직접적으로 연관되어 있으며, 이는 제트류 및 극진동과도 밀접하게 연관되어 있다. 일례로 음의 극진동 시기에 동아시아 기압골과 중위도 제트가 강화되며, 이 상층 대기 순환장의 변화는 하층 시베리아 고기압을 발달시켜 동아시아에 추운 겨울을 유발할 수 있다. 따라서 돌연승온이 대류권 음의 극진동을 유발하는 하나의 원인이라면 동아시아 지역은 돌연승온의 영향을 받을 가능성이 있는 지역임을 추측할 수 있다. 이러한 가능성을 바탕으로 Woo et al. (2015b)은 합성분석을 통해 북동아시아 지역에서의 돌연승온과 연관된 기온 변화의 특성을 조사하였고, 돌연승온의 발달과 소멸 과정에서 성층권과 연관된 동아시아 지역 순환장 변화가 기온 변화에 영향을 미칠 수 있음을 보였다.

본 연구에서는 Woo et al. (2015b)과 달리 동아시아 지역을 한반도를 중심으로 설정하였으며, 돌연승온 발

생 후 계절내 시간규모에서 돌연승온의 영향을 살펴 보았다. 구체적으로 돌연승온 발생 후, 60일 동안의 지위고도, 기상기온(surface air temperature, SAT)과 한랭일(cool days, 寒冷日)의 특징을 조사하여 돌연승온이 한반도를 포함한 동아시아 지표 기후에 미치는 영향을 객관적으로 조사하였다. 먼저, 2장에서 돌연승온의 정의와 본 연구에 사용된 자료와 분석 방법을 소개하였다. 3장에서는 돌연승온의 합리적인 탐지 여부를 검증하기 위해 일반적인 돌연승온의 특징을 분석하였으며, 그 다음 돌연승온 발생 이후 동아시아 지역의 기상기온의 특징과 원인에 대한 분석이 이루어졌다.

## 2. 자료 및 분석방법

### 2.1 JRA-55 재분석 자료

본 연구는 일본기상청에서 제공하는 Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) 일평균 자료를 사용하였다(Kobayashi et al., 2015). JRA-55 자료는 1958년 1월 1일부터 2012년 12월 31일까지 55년 기간을 가지고 있으며,  $1.25^\circ \times 1.25^\circ$  수평 해상도와 37개의 연직층으로 구성되어 있다. 이 재분석 자료에는 GPS Radio occultation 등 최신의 위성자료가 동화되어 있고 약 25개 성층권 층(200~1 hPa 기준)을 갖는 모델이 사용되어, 돌연승온을 탐지하고 그와 연관된 대류권 및 지표 기후 변화를 조사하는 데 있어 최적의 자료로 판단된다. 또한 JRA-55 재분석 자료는 신뢰할 수 있는 장기간 자료를 제공하므로 다수의 돌연승온 사례를 확보할 수 있어 통계적 유의성 측면에서도 돌연승온 분석에 적절한 자료라고 판단된다. 분석 변수로는 지표 2 m의 기상기온(SAT)과 지위고도를 사용하였다.

돌연승온과 관련된 분석을 진행함에 있어 Martineau and Son (2010)은 재분석 자료의 종류에 상관없이 분석 결과는 유사함을 제시하였다. 또한 본 연구를 진행하기에 앞서 재분석 자료에 따른 돌연승온 발생일 차이를 확인해 보았을 때, 평균적으로 1일 이내의 차이를 보임을 확인했다. 이 결과를 통해 재분석 자료에 따라 분석 결과가 크게 달라지지 않을 것으로 사료된다.

### 2.2 성층권 돌연승온의 정의

기존 연구에서 돌연승온은 다양한 방법으로 정의되었다. 일례로 성층권 특정 고도와 경도(10 hPa,  $60^\circ\text{N}$  또는  $65^\circ\text{N}$ )에서의 동서평균 동서바람, 극지역( $65\text{--}90^\circ\text{N}$ ) 평균 지위고도(polar cap geopotential height index; PCI), Northern Annular Mode (NAM) 지수, 소용돌이도 운동량(vortex momentum) 등 다양한 변수와 방법으로 돌연승온이 정의된다(Butler et al., 2015). 본 연구에서는 대표적으로 많이 사용되는 동서바람과 PCI

값을 이용하여 돌연승온을 정의하였다. 이를 통해 돌연승온 정의에 따른 결과의 불확실성을 고려했다.

PCI 값을 이용하여 돌연승온을 정의할 경우, 50 hPa에서의 PCI 값이 분석 기간의 PCI 값의 90% 백분위 값 이상이 되는 첫 번째 날을 돌연승온 시작일로 정의하였다(90p SSW; Kolstad et al., 2010). 보다 구체적인 설명하면, 50 hPa에서의 PCI 값을 큰 값부터 작은 값 순서대로 나열한 뒤, 전체 개수의 90%에 해당하는 값을 돌연승온 정의를 위한 기준 값으로 설정하였다. 그리고 시간에 따라 변화하는 50 hPa PCI 값이 이 기준 값을 넘을 때를 돌연승온 발생일로 정의하였으며, 발생일이 30일 이내로 겹칠 경우 같은 돌연승온으로 간주하여 먼저 발생한 돌연승온을 돌연승온 발생일로 간주하였다. 동서바람을 이용하여 돌연승온을 정의할 경우, Charlton and Polvani (2007, CP07)에서 제시한 방법에 따라 60°N와 10 hPa에서 동서평균 바람이 서풍에서 동풍으로 변한 첫 번째 날을 돌연승온 시작일로 정의하였다( $U_{rev}$  SSW). 돌연승온을 동서평균 동서바람의 역전으로 정의할 때, 봄철 태양 복사에 의한 동서평균 동서바람이 서풍에서 동풍으로 변하는 계절진동 현상(최종승온, final warming)을 돌연승온으로 정의할 수 있게 된다. 최종승온의 경우, 돌연승온과 역학적인 발생과정이 다르므로 이 둘을 구분해야 하는데, 최종승온을 제거하기 위해 본 연구에서는 CP07에서 사용한 기준을 따랐다. 기준에 따라 최종승온은 동풍에서 서풍으로 역전된 바람이 10일 이내에 다시 서풍으로 회복되지 않는 경우로 정의하였으며, 이를 돌연승온 발생일에서 제외하였다. PCI 정의의 경우 최종승온을 따로 제거할 수 없기 때문에, PCI 정의에 따른 돌연승온 중 CP07에서 선택된 최종승온 발생일과 비슷한 시기(15일 이내)에 발생한 사례는 최종승온으로 간주하였다.

CP07에 따라 돌연승온을 정의할 경우, 1970년 1월 25일과 2008년 3월 29일이 돌연승온 사례일에 포함된다. 하지만 이 사례들은 돌연승온 발생 전 동서바람이 최대  $5 \text{ m s}^{-1}$ 를 넘지 않을 정도로 약한 돌연승온에 해당한다. 본 연구에서는 이 사례들을 정성적으로 돌연승온으로 정의되기 어렵다고 판단하여 돌연승온 사례일에서 제외하였다. 두 가지 정의 방법에 따라 1958~2012년 겨울철 동안(11~3월, NDJFM) 각각 40개(90p)와 33개( $U_{rev}$ )의 돌연승온이 탐지되었다. 또한 돌연승온 강도에 따른 지표 반응의 민감도를 조사하기 위해 PCI에 의한 돌연승온 정의 기준을 95% 백분위 값(95p)과 99% 백분위 값(99p)으로 변화시켜 가며 돌연승온을 정의하였고, 각각의 결과를 비교하였다. 정의된 돌연승온의 발생일은 Table 1에 제시하였다.

돌연승온 발생과 연관된 순환장과 기온의 변화를 조사하기 위해 돌연승온 발생 전후 90일 혹은 발생 후

**Table 1.** Central date of SSW events for (middle column) 90<sup>th</sup> percentile and (right column) wind reversal definitions.

Year	90p	Urev
1957~1958	27 JAN 1958	30 JAN 1958
1958~1959	29 NOV 1958	-
1959~1960	2 JAN 1960	17 JAN 1960
1960~1961	12 DEC 1960	-
-	21 JAN 1961	-
1961~1962	-	-
1962~1963	30 JAN 1963	30 JAN 1963
-	3 MAR 1963	-
1963~1964	-	-
1964~1965	-	-
1965~1966	11 DEC 1965	18 DEC 1965
-	20 FEB 1966	23 FEB 1966
1966~1967	-	-
1967~1968	5 JAN 1968	7 JAN 1968
1968~1969	28 NOV 1968	29 NOV 1968
1969~1970	29 DEC 1969	2 JAN 1970
-	8 FEB 1970	-
1970~1971	14 JAN 1971	18 JAN 1971
-	-	20 MAR 1971
1971~1972	-	-
1972~1973	2 FEB 1973	31 JAN 1973
1973~1974	13 MAR 1974	-
1974~1975	-	-
1975~1976	-	-
1976~1977	24 DEC 1976	10 JAN 1977
1977~1978	-	-
1978~1979	21 FEB 1979	22 FEB 1979
1979~1980	18 MAR 1980	29 FEB 1980
1980~1981	2 MAR 1981	6 FEB 1981
-	-	4 MAR 1981
1981~1982	-	4 DEC 1981
1982~1983	-	-
1983~1984	27 FEB 1981	24 FEB 1984
1984~1985	27 DEC 1984	1 JAN 1985
1985~1986	-	-
1986~1987	23 JAN 1987	23 JAN 1987
1987~1988	2 DEC 1987	8 DEC 1987
-	-	14 MAR 1988
1988~1989	-	-
1989~1990	-	-
1990~1991	4 FEB 1991	-
1991~1992	-	-
1992~1993	-	-
1993~1994	5 JAN 1994	-
1994~1995	-	-
1995~1996	-	-
1996~1997	19 NOV 1996	-
1997~1998	31 DEC 1997	-
1998~1999	17 DEC 1998	15 DEC 1998
1999~2000	-	20 MAR 2000

Table 1. Continued.

Year	90p	Urev
2000~2001	14 DEC 2000	-
2001~2002	30 DEC 2001	31 DEC 2001
2002~2003	19 JAN 2003	18 JAN 2003
2003~2004	1 JAN 2004	5 JAN 2004
2004~2005	-	-
2005~2006	16 JAN 2006	21 JAN 2006
2006~2007	25 FEB 2007	24 FEB 2007
2007~2008	-	22 FEB 2008
2008~2009	25 JAN 2009	24 JAN 2009
2009~2010	9 DEC 2009	9 FEB 2010
-	26 JAN 2010	24 MAR 2010
2010~2011	-	-
2011~2012	7 FEB 2012	-
2012~2013	25 DEC 2012	-

60일까지의 자료가 필요하였다. 일관성 있는 자료 확보를 위해, 1957~1958년 겨울과 2012~2013년 겨울 돌연승온은 제외하였다. 따라서 본 연구에서는 38개의 PCI 정의에 따른 돌연승온 사례와 32개의  $U_{rev}$  정의에 따른 돌연승온 사례를 사용하였다.

### 2.3 분석 방법

기존 연구에 따르면 돌연승온에 의한 성층권 순환장의 변화는 계절내 시간규모에서(최대 60일간) 대류권에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Baldwin and Dunkerton, 2001; Thompson et al., 2002). 이를 고려하여, 본 연구에서는 합성장 분석을 통해 돌연승온 발생 이후 60일 동안의 지상기온 아노말리와 한랭일 발생빈도를 조사하였다. 또한 돌연승온과 연관된 기온 변화의 원인을 조사하기 위해 돌연승온 발생 후 성층권(50 hPa)과 대류권 중층(500 hPa), 그리고 하층(850 hPa)에서의 지위고도장을 분석하였다. 여기서 지상기

온과 지위고도 아노말리는 격자점별로 각각의 원시 자료에서 일 기후값 및 지구온난화의 선형 추세를 제거하여 계산하였다. 한랭일은 지구온난화 선형추세가 제거된 지상기온 값에서 분석 기간 중 하위 10% 백분위 값보다 작은 값을 가지는 날을 구한 뒤, 해당 값의 일 기후 값을 제거하였다(Kolstad et al., 2010).

본 연구에서는 돌연승온과 연관된 지표 기온의 변화를 한반도 중심의 동아시아 지역에서 보다 상세히 조사하기 위해 110~145°E, 30~45°N 영역을 동아시아 영역으로 설정하였다. 또한 자료분석의 통계적 유의성을 확인하기 위해 t-검정을 이용하였으며, 모든 자료는 95% 신뢰수준에서 통계적 유의성을 검정하였다. T-검정을 시행하기 위하여, 기후 값이 평균이라는 가정하에 표본집단인 아노말리 평균이 모집단의 평균인 0으로부터 어느 정도 떨어져있느냐를 기각 조건으로 설정하였다. 그리고 기각 조건에 해당하는 t 값은 양측검정에서 95%에 해당하는 값으로 정하였다.

## 3. 결 과

Figure 1은 본 연구에 사용된 두 가지 돌연승온 정의를(PCI와  $U_{rev}$ 를 이용한 정의) 기준에 따른 발생 횟수를 월별로 보여준다. PCI를 이용한 정의의 경우(Fig. 1a), 돌연승온 강도에 따른 발생 횟수도 함께 조사하였다.  $U_{rev}$ 를 이용한 정의에서는 12월에 돌연승온이 다소 적게 발생하지만, 두 정의 모두에서 돌연승온은 한 겨울철에 많이 발생하였다. 두 정의가 성층권 극소용돌이의 약화라는 같은 현상을 정의함에도 불구하고 돌연승온 발생일에 차이가 나타난다. 이것은 성층권 극소용돌이와 극지역 평균 지위고도장 사이에 높은 음의 상관관계에도 불구하고,  $U_{rev}$  정의에서 사용한 북위 60도 기준은 실제 극소용돌이의 경계와 약 5도 가량 차이가 존재할 뿐만 아니라(Butler et al., 2015) 두 정의 방법에서의 돌연승온 발생을 탐지하는 기준

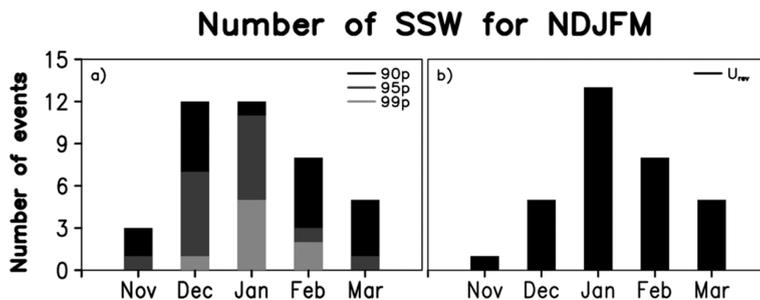
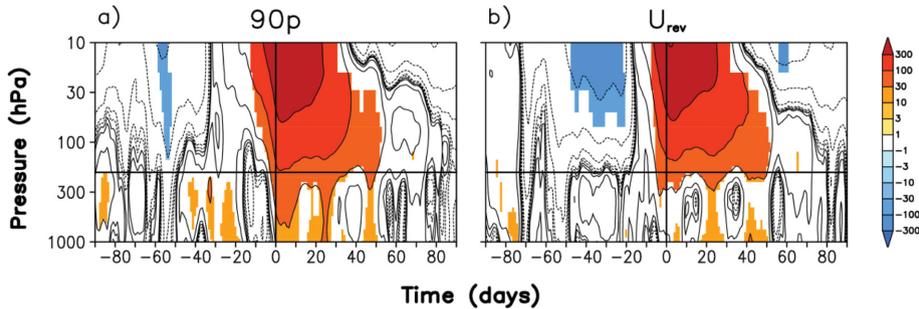


Fig. 1. The number of SSW events during extended winter (NDJFM) for (a) PCI and (b)  $U_{rev}$  definitions. Black, dark grey and grey bar indicate the number of 90p, 95p, and 99p SSWs in a), respectively. Also, black bar denotes the number of  $U_{rev}$  SSWs in b).



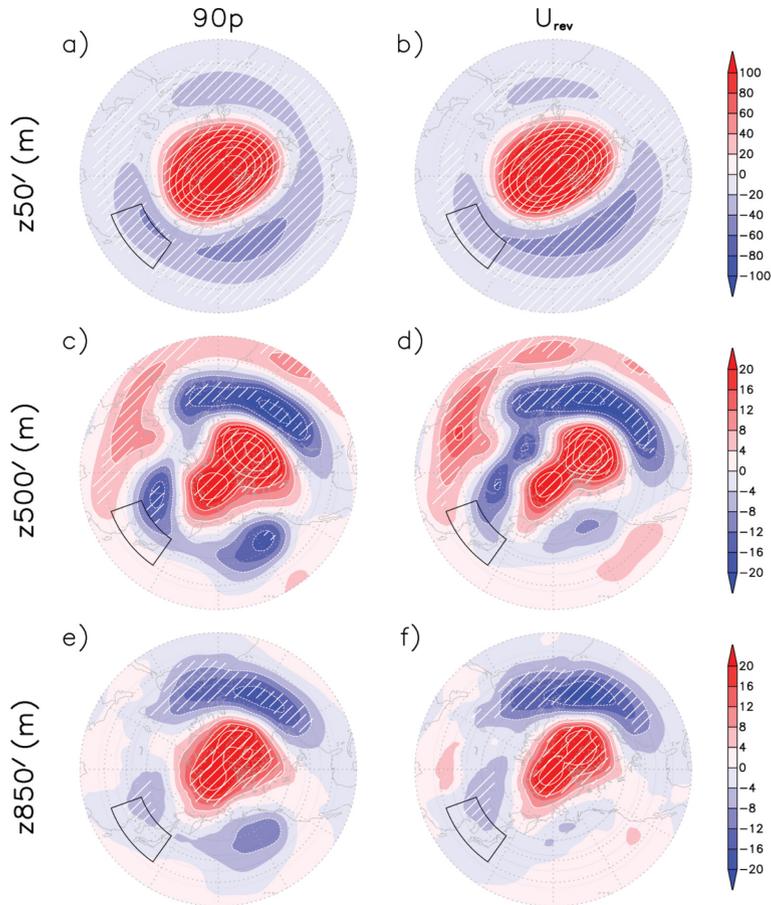
**Fig. 2.** Lead-lag composite of PCI during the life cycle of SSW event for (a) 90p and (b)  $U_{rev}$  definitions. Lag 0 means the central date of SSW (vertical-black line). The tropopause (~200 hPa) is shown with horizontal black line. Shaded areas indicates statistical significance at the 95% confidence level according to a Student's t-test. Values are shown on logarithmic scale.

(criteria)이 다르기 때문인 것으로 판단된다. 구체적으로 PCI 정의에서만 탐지되는 돌연승온의 경우 PCI는 매우 강하고 극소용돌이도 급격히 약해지지만, 극소용돌이가 동풍으로 전환되지 않는 사례가 존재한다. 반대로 극소용돌이가 동풍으로 전환되지만 PCI의 경우 90% 백분위 값을 넘지 못하는 사례 또한 존재한다. 위의 이유로 인해 정의에 따라 돌연승온 발생일에 차이가 존재하지만, 이러한 사례들 또한 돌연승온의 특성을 잘 보여주는 것으로 알려져 있다(Kolstad et al., 2010). 실제로 두 정의에서 모두 돌연승온의 특성이 잘 나타난다. Figure 2는 두 가지 정의 방법에 따른 돌연승온 발생 이후 PCI의 연직구조를 보여준다. 여기서 PCI는 앞서 언급한 바와 같이 65°N부터 북극까지 영역 평균된 지위고도 아노말리로, 전 층에 걸쳐 NAM 지수와 음의 상관 관계를 가지며 -1을 곱하면 NAM 지수와 물리적으로 같은 의미를 가진다(Baldwin and Thompson, 2009). 돌연승온 발생 이전 약 20일 전부터 성층권 중상층에서는 양의 지위고도 아노말리가 나타나기 시작하여 돌연승온 발생일 부근에서 그 최대값이 나타난다. 이는 성층권 극지역 온도 상승이 2~3주만에 이루어짐을 보여준다. 이러한 성층권 PCI의 변화는 돌연승온 발생 이후 약 50일까지 지속되는데, 이는 극소용돌이가 북상냉각에 의해 원래 상태로 돌아가는데 평균적으로 1~2개월의 시간이 소요됨을 시사한다. Figure 2에서 또 하나의 뚜렷한 특징은 성층권의 급격한 변화가 성층권에만 머무르지 않고 대류권에 영향을 미친다는 점이다. 돌연승온 이후 양의 PCI가 대류권으로 전파되며, 특히 지표 근처까지 통계적으로 유의한 영향을 미친다. 이러한 성층권-대류권 접합 현상은 지속적으로 발생하지 않지만, 돌연승온 발생 이후 약 60일 동안 대류권 순환장에 영향을 미칠 수 있음을 알 수 있다. 이러한 돌연승온 발생 이후 PCI의 변화 경향은 두 돌연승온 정의에서

매우 흡사하게 나타난다. 또한 이러한 특징들은 지금까지 잘 알려진 돌연승온 발생 이후 성층권 및 대류권 아노말리의 특징을 잘 나타내고 있다(Baldwin and Dunkerton, 2001; Thompson et al., 2002; Mitchell et al., 2013).

성층권-대류권 접합 현상의 공간 분포를 살펴보기 위해 돌연승온 발생 이후 60일 동안 평균된 성층권과 대류권 중상층의 지위고도 아노말리를 조사하였다(Fig. 3). 두 돌연승온 정의에서 모두 극지역에서의 양의 지위고도장 아노말리와 중위도 지역에서의 음의 아노말리가 성층권부터 대류권까지 뚜렷하게 발생하여 전형적인 음의 극진동 형태를 보여준다. 잘 알려진 바와 같이 대류권의 반응은 북대서양에 집중되며, 유라시아 지역의 지위고도 아노말리는 제한된 지역에서만 통계적으로 유의하다. 그러나 이러한 순환장 변화에 따른 온도이류는 동아시아 지역에 유의미한 영향을 미칠 수 있다.

돌연승온과 연관된 대류권 순환장의 변화는 북반구 전역의 기온변화와 밀접하게 연관되어 있다. Figure 4a는 돌연승온 발생 이후 60일 동안 북반구 지상기온 아노말리의 공간 구조를 보여준다. 돌연승온 발생 이후 북유라시아에서는 강한 음의 아노말리가 뚜렷하다. 반면 캐나다 동부지역과 그린란드 남부지역에서는 강한 양의 아노말리가 나타나고 미국 동부 지역에서는 음의 아노말리가 뚜렷하다. 본 연구의 관심사인 한반도 지역에서는 통계적으로 유의하지 않은 아주 약한 음의 아노말리가 나타나고 동아시아 영역에서는 약한 음과 양의 아노말리가 혼재되어 나타난다. 이러한 지상기온 패턴은 음의 극진동과 연관된 기온 패턴과 매우 유사하다(Thompson and Wallace, 2000). 또한 두 돌연승온 정의 방법에 따른 결과를 비교하였을 때 (Figs. 4a, b),  $U_{rev}$ 로 정의한 경우 북유럽과 미국 동부 지역의 음의 아노말리가 상대적으로 강하지만 전반적



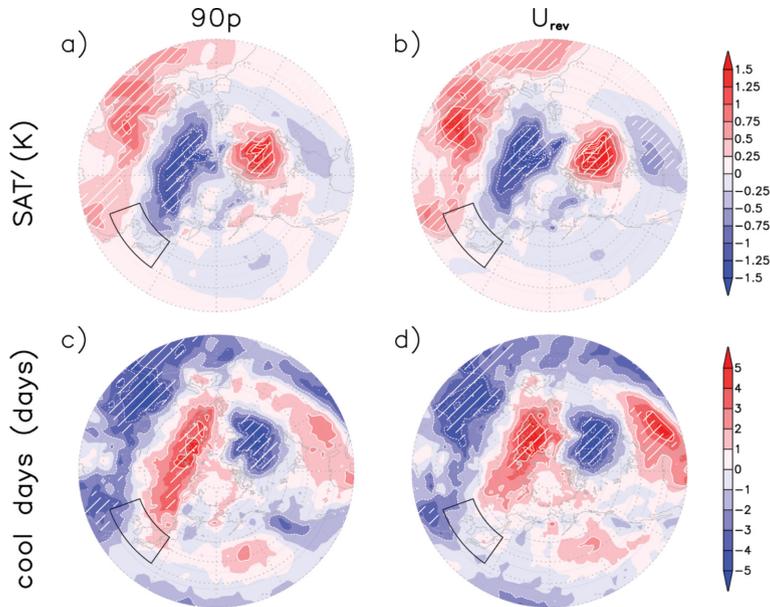
**Fig. 3.** Composite map of geopotential height anomalies at (top) 50 hPa, (middle) 500 hPa, and (bottom) 850 hPa over north of 20°N averaged during 60 days after onset date of SSW. Left (right) column shows geopotential height field for 90p ( $U_{rev}$ ). Contouring intervals are twice bigger than shading intervals. Black boxes indicate the area of East Asia (110-145°E, 30-45°N). Hatched lines show statistical significance at the 95% confidence level according to a Student's t-test.

인 특징은 두 돌연승온 정의에서 모두 공통적으로 나타난다(Fig. 4b). 이러한 특징은 한랭일 아노말리의 공간 분포에서도 뚜렷하다(Figs. 4c, d). 돌연승온 발생 이후 지상기온이 음의 아노말리가 뚜렷했던 북유럽아시아와 북미 남동부 지역에서는 한랭일이 증가하는 반면 양의 지상기온 아노말리가 강했던 그린란드와 서아시아지역에서는 한랭일의 감소가 뚜렷하다. 앞선 지상기온 아노말리 결과와 유사하게 동아시아 지역의 한랭일의 증감 또한 상대적으로 그 크기가 약하다.

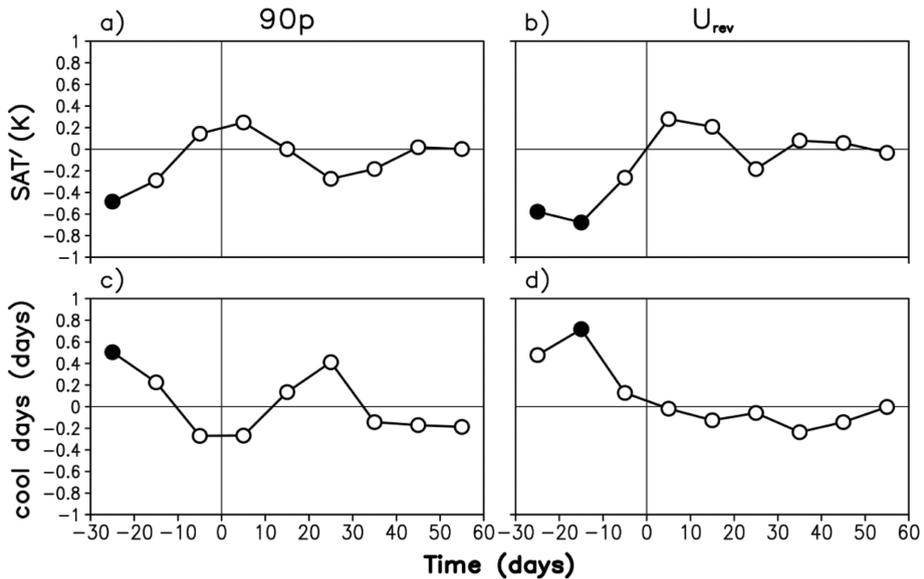
돌연승온 발생 후 시간의 흐름에 따라 동아시아 지역의 기온 변화의 가능성이 존재하므로, 더 작은 시간 규모(10일 평균)에서의 돌연승온에 대한 동아시아 지역 기온 아노말리의 변화를 조사하였다. Figures 5a, c는 90p 기준의 돌연승온 발생 30일 전부터 60일 후까지를 10일 간격으로 평균한 지상기온과 한랭일의

아노말리를 보여준다. 60일 평균된 한반도를 포함한 동아시아 지역의 기상기온 아노말리와 비슷하게(Figs. 4a, b), 10일 간격으로 평균된 동아시아 기온 아노말리 또한 돌연승온 발생 후 그 변화가 미미하였다. 오히려 돌연승온 발생 20일 이전에 통계적으로 유의한 수준에서 기온의 하강과 한랭일의 증가가 나타나는데, 이는 돌연승온 발생의 전조현상(precursor)으로 알려진 북유럽 지역 고기압 발달에 따른 풍하측 동아시아 기압골의 강화가 동아시아 지역의 기온 하강에 영향을 준 것으로 판단된다(Martius et al., 2009; Kolstad et al., 2010; Cohen and Jones, 2011). 돌연승온을  $U_{rev}$ 로 정의했을 경우에도 발생 후 60일 동안 통계적으로 유의한 지상기온과 한랭일 아노말리는 나타나지 않아 90p 사례와 일관성을 보였다(Figs. 5b, d)

위 결과는 돌연승온 발생 이후 동아시아 지상기온



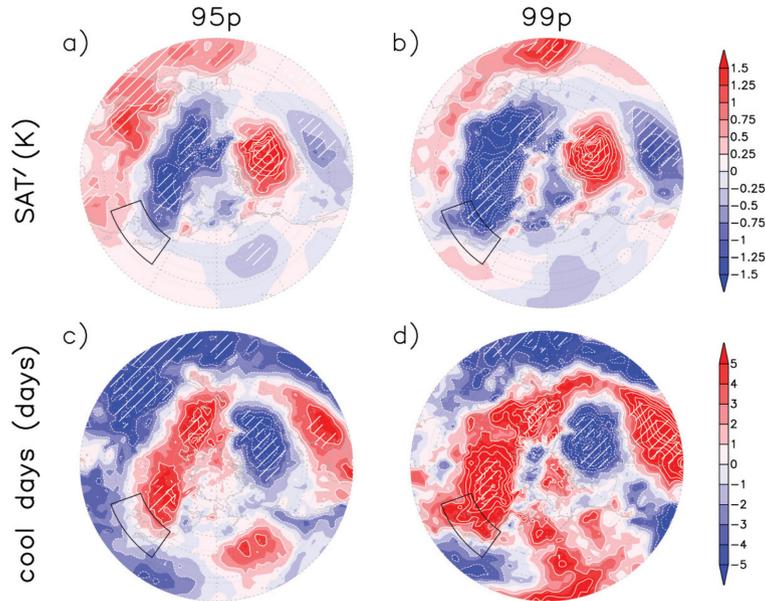
**Fig. 4.** Composites of (top) SAT anomalies and (bottom) cool days over north of 20°N during 60 days after onset date of SSW for (left) 90 percentile and (right) wind reversal definitions. Contour interval of SAT anomalies (cool days) is 0.5 K (2 days) with white. Black boxes demonstrate the area of East Asia (110-145°E, 30-45°N). Hatched lines show statistical significance at the 95% confidence level according to a Student's t-test.



**Fig. 5.** Temporal evolutions of (top) SAT anomalies and (bottom) cool days averaged over East Asia (110-145°E, 30-45°N) and for each 10 days interval from lag -30 to lag 60. Lag 0 means the central date of SSW (vertical-black line). Closed circles show statistical significance at the 95% confidence level according to a Student's t-test.

과 한랭일의 변화가 통계적으로 유의하지 않음을 의미한다. 이 결과가 돌연승은 강도에 얼마나 민감한지

파악하기 위해 강한 돌연승은 사례에 대해서 별도의 합성장 분석을 수행하였다(Fig. 6). 여기서 돌연승은의



**Fig. 6.** Composites of (top) SAT anomalies and (bottom) cool days over north of 20°N averaged during 60 days after onset date of SSW for (left) 90 and (right) 95 percentile definitions. Contour interval of SAT anomalies (cool days) is 0.5 K (2 days) with white. Black boxes demonstrate the area of East Asia (110-145°E, 30-45°N). Hatched lines show statistical significance at the 95% confidence level according to a Student's t-test.

강도는 95p와 99p 돌연승온 정의를 사용해 변화시켰다(총 23개와 8개의 돌연승온이 선택되었다). 그림으로 보여주지 않았지만, 95p와 99p 기준으로 정의된 돌연승온이 발생한 뒤에 평균적으로 60일 동안 음의 NAM 패턴이 강화되는 것을 확인할 수 있었다. 이 패턴은 성층권뿐만 아니라 대류권에서도 강해짐을 알 수 있었다. 음의 NAM 패턴에서는 극지역에서 양의 지위고도장 아노말리가 강해지며, 중위도에서는 음의 아노말리가 강해지는 특징이 나타난다. 특히 Fig. 3c에서도 뚜렷하게 나타났던 시베리아와 북동아시아 지역의 음의 지위고도 아노말리는 돌연승온 강도가 강해질수록 상대적으로 동아시아 지역으로 확장되고 강해지는 것을 확인할 수 있다. 이는 돌연승온 이후 동아시아 기압골이 강화되어 하층에서 북풍 계열의 바람이 강화됨을 의미한다. 이로 인한 한랭 이류는 시베리아 지역을 냉각시키고 동아시아까지 영향을 미칠 수 있음을 시사한다. 실제로 돌연승온의 강도가 강할수록 유라시아 지역의 기온 하강 범위가 넓어지고 더 강한 기온 하강이 나타나는 것을 확인할 수 있다(Figs. 6a, b). 이러한 특징은 극한 기후값인 한랭일 아노말리에서도 나타난다. Figures 4c, 6c, d를 비교하면 돌연승온의 강도가 강해질수록 유라시아 지역에서 한랭일의 증가가 뚜렷하게 나타난다. 특히 한랭일의 증가는 동아시아와 한반도에서 더욱 강하게 나타남을 알

수 있다. 비록 발생 표본이 적기는 하지만, 강한 돌연승온이 발생하였을 경우 돌연승온이 한반도에도 직접적으로 영향을 미칠 수 있음을 보여준다.

강한 돌연승온이 발생하였을 때, 동아시아 지역 기온은 상승보다는 하강 가능성이 많지만, 소수의 케이스에서는 따뜻하거나 한랭일 아노말리의 변화가 거의 나타나지 않기도 한다(그림으로 보여주지 않음). 이는 돌연승온이 강하게 발생할수록 동아시아 지표기후에 영향을 미칠 가능성이 증가하지만 예외가 존재함을 알 수 있다. 이를 구체적으로 살펴보기 위해 돌연승온 발생 이후의 동아시아 지역 기온에 따라 돌연승온 사례들을 분류하여 대기 순환장에 어떤 특징이 나타나는지를 조사하였다. 사례 선정을 위해 먼저 NDJFM 기간 동안 동아시아 지역에서 60일 이동평균된 지상 기온 아노말리 표준편차(std-0.88 K)와 표준편차의 1/2(1/2std-0.44 K)을 기준으로 설정하였다. 돌연승온 발생 이후 60일 동안 평균된 기온 아노말리 값이 음의 표준편차 혹은 음의 표준편차의 1/2보다 낮을 경우, 동아시아에 기온 하강이 발생한 돌연승온 사례(cold East Asia, CA)로 분류하고, 양의 표준편차 및 양의 표준편차의 1/2보다 높을 경우는 기온 상승이 발생한 돌연승온 사례(warm East Asia, WA)로 분류하였다. 또한 동아시아 기온 변화가 크지 않은, 즉 음의 기준과 양의 기준 사이의 기온 아노말리를 가질 때를 중립

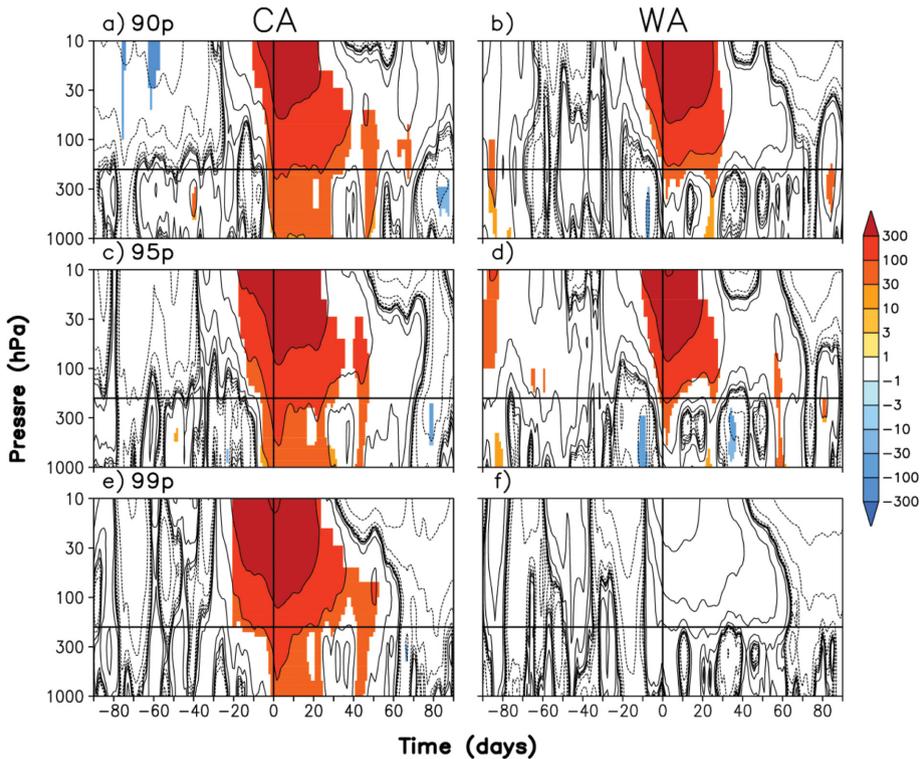
**Table 2.** The number of 90p, 95p, and 99p SSW events for cold East Asia (CA), warm East Asia (WA), and neutral East Asia (NA).

Std.	0.5			1.0		
	90p	95p	99p	90p	95p	99p
CA	12	8	7	8	5	4
WA	13	9	1	8	5	1
NA	13	6	0	22	13	3

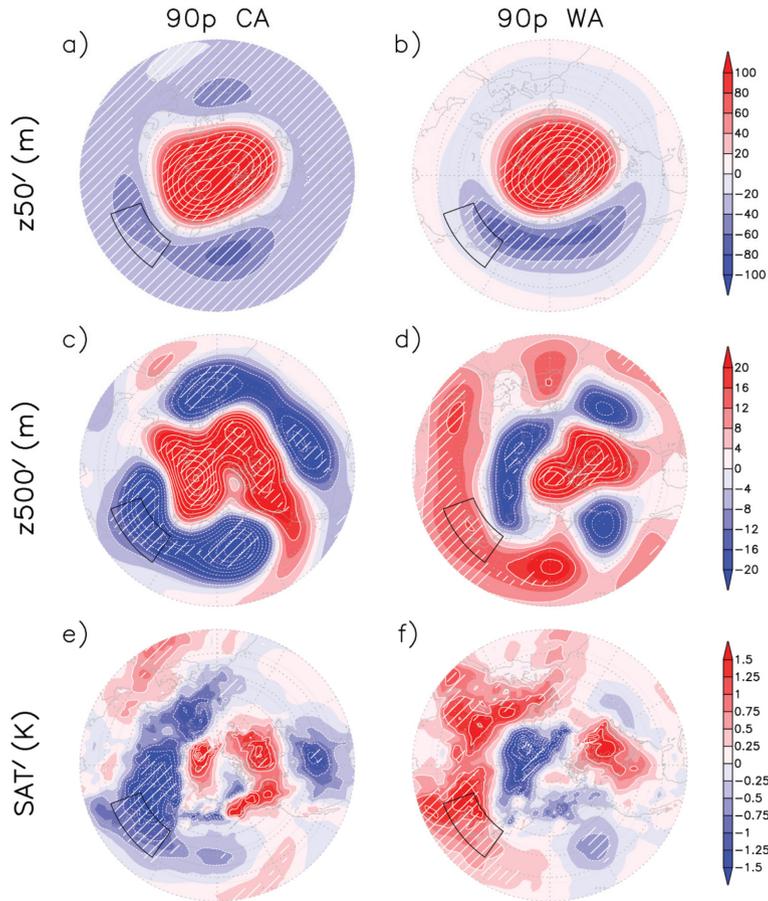
사례(neutral East Asia, NA)로 분류하였다. Table 2는 위의 기준에 따라 구별했을 때의 돌연승온 발생 횟수를 90p, 95p, 99p와 대해 보여준다. 1/2std 기준의 90p로 정의된 돌연승온의 경우, 전체 38개의 사례 중 12개의 사례(31.6%)에서 동아시아 기온 하강이 나타났고, 13개의 돌연승온 사례(34.2%)에서는 기온 상승이 나타났다. 보여주진 않았지만  $U_{rev}$  정의를 이용했을 때 도 비슷한 결과를 나타냈다. Figure 7은 돌연승온이 강해짐에 따라 1/2std 기준의 CA와 WA 사례에서의 PCI 연직구조를 시간에 따라 보여준다. 전체적으로 CA 사례에서는 돌연승온의 강도에 크게 관계없이 성층권-대류권 접합이 뚜렷하게 나타나는 반면 WA 사

례에서는 성층권에서만 강한 양의 PCI가 보이며 대류권과의 접합은 거의 나타나지 않았다. 이는 동아시아 지상기온의 변화가 성층권-대류권 접합이 활발할수록 뚜렷하게 발생함을 보여준다. Figures 8a, c, e는 Fig. 7에서 보여준 CA 사례 중 90p 정의의 성층권 및 대류권 중층의 순환장과 지상기온 아노말리를 보여준다. 성층권 고위도에서 전반적으로 강한 양의 지위고도장 아노말리가 뚜렷하고 중위도에서는 음의 아노말리가 분포한다. 이는 잘 알려진 돌연승온 시 지위고도장 패턴이다. 특히 극지역의 양의 지위고도장은 북미와 유라시아 대륙쪽으로 약간 기울어진 타원형의 형태를 보여주는데(Fig. 8a), 대류권 중층에서도 북미와 북대서양 그리고 북유라시아 지역에 중심을 둔 강한 양의 지위고도장 패턴이 나타난다(Fig. 8c). 그와 연관되어서 북미 동부해안과 동아시아 지역에서는 강한 음의 지상기온 아노말리가 나타나게 되고, 특히 동아시아 지역의 음의 지상기온 아노말리는 한반도 남쪽까지 유의하게 나타난다(Fig. 8e). 이러한 특징들은  $U_{rev}$ 을 이용했을 때 도 동일하게 나타난다.

반면 WA 사례의 경우(Figs. 8b, d, f), 성층권에서는 CA의 사례와 비슷하게 극지역 양의 지위고도장 아노말리가 나타나지만(Fig. 8b) 대류권 중층 지위고도장



**Fig. 7.** Same as Fig. 2, but for (left) CA and (right) WA cases.



**Fig. 8.** Composite map of geopotential height anomalies at (top) 50 hPa, (middle) 500 hPa, and (bottom) SAT anomalies over north of 20°N averaged during 60 days after onset date of SSW. Left (right) column shows each variable for CA (WA) cases. Contouring intervals are twice bigger than shading intervals. Black boxes indicate the area of East Asia (110-145°E, 30-45°N). Hatched lines show statistical significance at the 95% confidence level according to a Student's t-test.

패턴은 CA 사례와 큰 차이를 보인다(Fig. 8d). CA 사례의 경우 북유라시아와 북미 지역까지 양의 지위고도장이 나타나는데 반해, WA 사례는 대륙권 중층 지위고도장 아노말리가 북극해 영역에서 한정되어 나타나고, CA 사례에서 양의 아노말리가 강했던 북유라시아 지역에서 음의 아노말리가, 음의 아노말리가 강했던 동아시아 지역은 통계적으로 유의한 양의 아노말리가 분포하고 있다. 이러한 순환장 패턴으로 인해 돌연승온과 연관된 음의 지상기온 아노말리가 북유라시아 지역에 한정되고 동아시아와 유라시아 지역 대부분에서 양의 기온 아노말리가 발생한다.

Table 2를 통해 돌연승온 강도가 증가함에 따라 CA와 WA 사례 발생 횟수의 차이가 있음을 확인할 수 있는데, 이 결과는 앞서 Fig. 6에서 돌연승온 강도가 증가함에 따라 동아시아 기온하강이 더 강해진다는

결과와 맥락을 같이한다. 또한 표준편차 기준에 따른 분류와 상관없이 돌연승온의 강도가 강해짐에 따라 CA 사례의 비율이 증가하는 것을 확인할 수 있는데, 구체적으로 90p와 95p에서는 CA와 WA 사례의 비율이 비슷한데 반해 99p의 경우 CA와 WA 사례 발생 횟수의 차이가 급격히 증가하였다. 이를 통해 강한 돌연승온 발생시 동아시아 기온하강이 더 빈번히 일어남을 확인할 수 있다.

#### 4. 요약 및 토의

본 연구는 성층권 돌연승온과 동아시아 지표기온 및 한랭일 발생일수 사이의 연관성을 분석하였다. 돌연승온 발생시 북유라시아 지역에서는 직접적인 기온하강이 발생하지만 한반도를 포함하는 동아시아에서

는 통계적으로 유의한 기온 및 한랭일수의 변화가 나타나지 않았다(Figs. 4, 5). 그러나 강한 돌연승은 발생시에는 동아시아 지상기온의 하강이 두드러지는 경향을 보였다(Table 2, Fig. 6). 돌연승은 영향 기간 중 동아시아에서 강한 기온 하강이 발생하는 경우는(CA 사례) 성층권과 대류권 모두에서 음의 극진동과 유사한 지위고도 아노말리가 발생하는 등 성층권-대류권 접합이 강하게 존재한다. 그러나 동아시아 지역 기온 상승이 나타났던 사례들은(WA 사례) 제한된 지역에서만 성층권-대류권 접합이 발생해 동아시아에는 직접적인 영향을 미치지 않았다(Figs. 7, 8). 이것은 돌연승온과 연관된 동아시아 지표기온의 변화가 성층권-대류권 접합의 특징에 따라 달라질 수 있음을 의미한다. 이러한 접합 특성의 차이는 돌연승온과 연관된 성층권 자체의 특성 차이 또는 대류권 상태에 따른 접합의 특성 변화 등에 의해 야기될 수 있지만, 본 연구에서는 다루지 않았다.

역학적인 원인을 설명할 수 있는 실마리가 되는 특징이 북태평양과 북미지역에 나타난다(Fig. 8). CA 사례의 경우, 대류권 중층에서 북태평양 지역의 강한 음의 지위고도장 아노말리가 나타나고 파동형태를 띠며 캐나다 서부에 양의 아노말리와 미국 동부에 음의 아노말리가 뚜렷하다. 반면 WA 사례의 경우에는 반대 위상을 가지는 패턴이 뚜렷하다. 이는 El Niño-Southern Oscillation (ENSO)이나 Pacific Decadal Oscillation (PDO)과 같은 해양의 변동과 연관되어 있어 보인다. 최근 연구에 따르면 ENSO나 PDO에 의한 대류권 순환장의 변화가 돌연승온을 발생시키는 연직전파 행성파의 공간 크기에 강한 영향을 미치는 것이 밝혀졌다 (Barriopedro and Calvo, 2014; Woo et al., 2015a). 따라서 돌연승온을 유발하는 행성파의 공간 크기는 돌연승온의 유형(displacement와 split type)에도 잠재적으로 영향을 미칠 수 있다(Charlton and Polvani, 2007; Matthewman et al., 2009). 그리고 Displacement 돌연승온에 비해 split 돌연승온이 발생하였을 때 성층권-대류권 접합이 더 강하게 발생하고 유라시아와 동북미 지역에 유의한 수준의 차이를 보이는 특징을 고려한다면(Mitchell et al., 2013), 돌연승온과 연관된 동아시아 지역의 기온 변화도 ENSO와 PDO에 의한 영향을 받을 가능성이 있다. 하지만 이러한 결론을 내리기에는 아직까지 더욱 상세하고 역학적인 조사가 필요할 것으로 판단된다.

최근 성층권-대류권 접합 과정에 대한 다양한 역학적 분석이 이루어지고 있지만(Baldwin et al., 2003; Song and Robinson, 2004), 제한된 사례와 사례마다의 다양한 변동성 때문에 역학적인 메커니즘 규명이 충분히 이루어지지 않고 있다. 따라서 돌연승온이 동아시아 지역에 미치는 영향을 구체적으로 살펴보기 위

해서는 돌연승온에 대한 사례연구를 바탕으로 각 사례별 동아시아 지역에 나타나는 반응을 연구할 필요가 있다.

## 감사의 글

이 논문은 2015년 서울대학교 서울대-연세대 협력 연구 프로그램 지원사업의 후원을 받아 수행된 연구 결과물임.

## REFERENCES

- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- \_\_\_\_\_, and D. W. Thompson, 2009: A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1661-1672.
- \_\_\_\_\_, D. B. Stephenson, D. W. Thompson, T. J. Dunkerton, A. J. Charlton, and A. O'Neill, 2003: Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636-640.
- Barriopedro, D., and N. Calvo, 2014: On the relationship between ENSO, Stratospheric Sudden Warmings and Blocking. *J. Climate*, **27**, 4704-4720.
- Butler, A. H., L. M. Polvani, and C. Deser, 2014: Separating the stratospheric and tropospheric pathways of El Niño-Southern Oscillation teleconnections. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 024014.
- \_\_\_\_\_, D. J. Seidel, S. C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, and A. Match, 2015: Defining sudden stratospheric warmings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in press.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani, 2007: A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*, **20**, 449-469.
- Cohen, J., and J. Jones, 2011: Tropospheric precursors and stratospheric warmings. *J. Climate*, **24**, 6562-6572.
- Gong, D. Y., S. W. Wang, and J. H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2073-2076.
- Ineson, S., and A. A. Scaife, 2008: The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geosci.*, **2**, 32-36.
- Kobayashi, S., and Coauthors, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan Ser. II*, **93**, 5-48.
- Kolstad, E. W., T. Breiteig, and A. A. Scaife, 2010: The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemi-

- sphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 886-893.
- Martineau, P., and S. W. Son, 2010: Quality of reanalysis data during stratospheric vortex weakening and intensification events. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L22801.
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 2015: Onset of circulation anomalies during stratospheric vortex weakening events: The role of planetary-scale waves. *J. Climate*, **28**, 7347-7370.
- Martius, O., L. Polvani, and H. Davies, 2009: Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L14806.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- Matthewman, N. J., J. G. Esler, A. J. Charlton-Perez, and L. M. Polvani, 2009: A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *J. Climate*, **22**, 1566-1585.
- Mitchell, D. M., A. J. Charlton-Perez, and L. J. Gray, 2011: Characterizing the variability and extremes of the stratospheric polar vortices using 2D moment analysis. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1194-1213.
- \_\_\_\_\_, L. J. Gray, J. Anstey, M. P. Baldwin, and A. J. Charlton-Perez, 2013: The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J. Climate*, **26**, 2668-2682.
- Polvani, L. M., and D. W. Waugh, 2004: Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J. Climate*, **17**, 3548-3554.
- Song, Y., and W. A. Robinson, 2004: Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1711-1725.
- Thompson, D. W., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- \_\_\_\_\_, M. P. Baldwin, and J. M. Wallace, 2002: Stratospheric connection to Northern Hemisphere winter-time weather: Implications for prediction. *J. Climate*, **15**, 1421-1428.
- Tomassini, L., E. P. Gerber, M. P. Baldwin, F. Bunzel, and M. Giorgetta, 2012: The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe. *J. Adv. Model. Earth Sys.*, **4**, M00A03.
- Woo, S.-H., B.-M. Kim, and J.-S. Kug, 2015b: Temperature Variation over East Asia during the lifecycle of weak stratospheric polar vortex. *J. Climate*, **28**, 5857-5872.
- \_\_\_\_\_, M.-K. Sung, S.-W. Son, and J.-S. Kug, 2015a: Connection between weak stratospheric vortex events and the Pacific Decadal Oscillation. *Clim. Dynam.*, 1-12.
- Wu, B., and J. Wang, 2002: Winter Arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 3-1-3-4.