

CMIP5 기후 모형에서 나타나는 동아시아 한파의 특징

박태원^{1)*} · 허진우²⁾ · 정지훈³⁾ · 허창회²⁾

¹⁾전남대학교 지구과학교육과, ²⁾서울대학교 지구환경과학부, ³⁾전남대학교 해양학과

(접수일: 2017년 3월 10일, 수정일: 2017년 3월 29일, 게재확정일: 2017년 3월 30일)

Characteristics of East Asian Cold Surges in the CMIP5 Climate Models

Tae-Won Park^{1)*}, Jin-Woo Heo²⁾, Jee-Hoon Jeong³⁾, and Chang-Hoi Ho²⁾

¹⁾Department of Earth Science Education, Chonnam National University, Gwangju, Korea

²⁾School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea

³⁾Department of Oceanography, Chonnam National University, Gwangju, Korea

(Manuscript received 10 March 2017; revised 29 March 2017; accepted 30 March 2017)

Abstract The cold surges over East Asia can be grouped to two types of the wave-train and the blocking. Recently, the observational study proposed new dynamical index to objectively identify cold surge types. In this study, the dynamical index is applied to the simulations of 10 climate models, which participate in the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). Focusing on assessment of cold surge simulation, we discuss characteristic of the wave-train and blocking cold surges in the climate models. The wave-train index (WI) and the blocking index (BI) based on potential temperature anomalies at dynamical tropopause over the subarctic region, the northeast China, and the western North Pacific enable us to classify cold surges in the climate models into two types. The climate models well simulate the occurrence mechanism of the wave-train cold surges with vertical structure related to growing baroclinic wave. However, while the wave-train in the observation propagates in west-east direction across the Eurasia Continent, most of the models simulate the southeastward propagation of the wave-train originated from the Kara Sea. For the blocking cold surges, the general features in the climate models well follow those in the observation to show the dipole pattern of a barotropic high-latitude blocking and a baroclinic coastal trough, leading to the Arctic cold surges with the strong northerly wind originated from the Arctic Sea. In both of the observation and climate models, the blocking cold surges tend to be more intense and last longer compared to the wave-train type.

Key words: Cold surge, East Asia, dynamical index of cold surge classification, CMIP5, wave-train, blocking

1. 서 론

동아시아 겨울 몬순의 대표적인 현상인 한파는 시베리아 고기압의 강화와 함께 동아시아 지역에 하루

또는 이틀 안에 급격한 온도 변화를 가져온다. 한파에 동반되어 나타나는 강한 한랭 아노말리는 시베리아 고기압의 가장자리를 따라 북풍이 유지되는 수일 동안 동아시아 지역에 막대한 사회, 경제적 영향을 끼치게 된다. 평균적으로, 동아시아에는 한 달에 약 2회 정도의 한파가 발생하는데(Chen et al., 2004), 몇몇의 강한 한파는 그 영향 범위가 동아시아를 넘어 남중국해(Lu et al., 2007)와 북태평양을 거쳐 북아메리카에 달하기도 한다(Cohen et al., 2001; Jiang and Deng,

*Corresponding Author: Tae-Won Park, Department of Earth Science Education, Chonnam National University, 77, Yongbong-ro, Buk-gu, Gwangju 61186, Korea.
Phone: +82-62-530-2511, fax: +82-62-530-2519
E-mail: park2760@gmail.com

2011).

시베리아 고기압의 계절 내 규모에서의 강화와 함께 동아시아 한파를 발생시키는 잘 알려진 역학적 과정은 고위도 유라시아 대륙으로부터 동아시아로의 대륙권 상층 wave-train의 전파에 의한 유도이다(Takaya and Nakamura, 2005a; Jeong et al., 2006). 유라시아 대륙 상공에 상층 요란이 wave-train 형태로 성장하고 이 wave-train이 남동쪽으로 전파하면서 동아시아 동쪽 해안지역에 대륙권 기압골을 깊게 만들어서 대기 하층에 북서풍을 불게 한다(Joung and Hitchman, 1982). 이렇게 불어오는 하층 북서풍에 의해서 시베리아 지역의 차가운 공기가 동아시아로 유입된다(Zhang et al., 1997a). 북서풍에 의해 발생한 동아시아의 한랭 아노말리는 지면의 기압을 상승시키고, 이로 인하여 시베리아 고기압이 강화된다. 강화된 시베리아 고기압은 다시 상층의 기압골과 기압능을 발달시키며, 나아가 상층 wave-train으로 성장한다(Chen et al., 2002). 이 과정을 종합해서 정리하면, 유라시아 대륙을 건너 오는 wave-train이 시베리아 고기압의 강화와 시베리아 지역의 한랭 아노말리 사이의 상호작용을 통해 동아시아에 한파가 발생된다(Takaya and Nakamura, 2005a).

Wave-train에 의한 한파 발생과는 다른 형태로서, Takaya and Nakamura (2005b)는 북극해 근처의 고위도 저지고기압(blocking)이 정체 또는 천천히 서진하면서 wave-train에 의한 것과는 다른 형태의 시베리아 고기압의 강화를 통해 한파를 발생시키는 또 다른 요인이 될 수 있음을 제시하였다. Park et al. (2008)은 2005/06년 겨울 동안 발생한 강한 한파의 사례 분석을 통해 북대서양에서 기원하는 wave-train과 북태평양에서 기원하는 blocking이 각각 독립적으로 한파를 발생시킬 수 있음을 보였다. 또한 blocking에 의해 발생한 한파는 wave-train에 의한 한파보다 상대적으로 오랜 기간 동안 지속되었고 강한 강도를 보임을 발견하였다. 최근에 Park et al. (2015) (이후, P2015)는 기존의 연구에서 제시된 두 가지 형태의 한파를 객관적인 기준으로 분류하기 위해 Pelly and Hoskins (2003)의 blocking 지수를 응용하여 wave-train 한파와 blocking 한파를 역학적으로 분류하는 지수를 개발하였다. 관측 자료를 사용한 역학 지수에 의해 분류된 wave-train과 blocking 한파의 발생 역학과 지속기간, 강도 등의 특징이 기존 연구의 결과와 잘 일치하였다.

현재, 기후 변화에 관한 정부 간 협의체(Intergovernmental Panel for Climate Change; IPCC)의 5차 보고서(5th Assessment Report; AR5)에 참여한 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 기후 모형의 장기간 모의 결과가 공개된 이후, 이들 기후 모형 자료를 사용한 많은 연구가 진행되고 있다.

CMIP5 기후 모형을 사용한 겨울철 한파 관련 연구는 단순히 온도가 특정 기준 이하인 점만을 고려한 이상저온(cold extreme temperature) 현상에 초점을 맞추어 현재와 미래 기후에서 그 빈도수 변화가 주로 분석되었다(Flato et al., 2013). 하지만 동아시아 한파의 발생 기작 및 그 특성에 대한 연구는 Zhang et al. (1997b)의 연구와 같이 AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) 모형을 사용한 결과와 Park et al. (2011a)의 연구와 같이 CMIP3 모형을 사용한 결과는 있지만, 아직 CMIP5 모형을 사용한 동아시아 한파 연구는 없는 상황이다. 또한, 두 형태의 한파는 지속기간, 강도 등의 기본적인 발생 특성뿐만 아니라 예측성의 관점에서도 상이하기 때문에(Park et al., 2014), 기후 모형에서 한파는 하나의 이상저온 현상으로 분석될 것이 아니라 두 형태의 한파가 분리되어 다루어져야 함에도 불구하고 관련 연구는 아직 없는 실정이다.

본 연구에서는 P2015에 의해 제시된 한파 분류를 위한 역학 지수를 10개의 CMIP5 기후 모형에 적용한 후, 모형에 의해 모의되는 동아시아 한파 특성을 분석하고, 그 모의 능력을 평가하였다. 2장에서는 본 연구에서 사용된 관측 자료와 기후 모형 자료에 대해 설명하고, 각 자료에서 동아시아 한파를 정의한 방법을 설명하였다. 3장에서는 관측 자료를 기반으로 개발된 지수를 모형 자료에 적용하기 위한 방법을 서술하고, 본 연구에 적용된 역학 지수에 대해 자세히 설명하였다. 관측과 모형 자료에서 역학 지수에 의해 분류된 두 가지 형태의 한파 발생 역학, 지속기간, 강도 등의 특징이 4장에서 분석되었고, 5장에서는 주요 결과를 요약하고 토의하였다.

2. 자료 및 방법

2.1 자료

본 연구에서는 관측 한파의 특징에 대한 모형의 모의 능력을 분석하기 위해 CMIP5 기후 모형을 사용한 IPCC-AR5의 다양한 시나리오 중 현재기후 모의실험(historical run) 자료를 사용하였다. 모형 결과의 비교 분석을 위한 관측 자료로써 경도 1.5°, 위도 1.5° 간격의 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Re-analysis (ERA-Interim)를 사용하였다(Dee et al., 2011). 한파 정의를 위해 일평균 지면 온도(Surface Air Temperature; SAT)와 해면 기압(Sea Level Pressure; SLP)을 사용하였고, 한파 형태의 분류와 분류된 각 한파 형태의 특징 분석을 위해 등압면에서의 일평균 지위고도(Z), 온도(T), 동서바람(U), 남북바람(V) 자료를 사용하였다. 관측과 모형 자료의 기간을 일치시키기 위해 분석 기간은 1979/80년부터 2004/05년까지의 26년의 겨울철(11월~3월)로 하였다.

Table 1. Description of the CMIP5 models used in this study.

CMIP5 ID	Modeling group	Resolution
ACCESS1-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation and Bureau of Meteorology, Australia	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$
ACCESS1-3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation and Bureau of Meteorology, Australia	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$
BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	T42
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	T63
CMCC-CESM	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	T31
CMCC-CMS	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	T63
GFDL-ESM2G	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	$2.5^\circ \times 2^\circ$
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology	T63
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology	T63
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre	$1.9^\circ \times 2.5^\circ$

한파의 정의에는 기본적으로 일평균 변수가 필요하고, 본 연구에서 수행되는 두 가지 형태 한파의 정의를 위해서는 연직 방향으로의 내삽이 필요하기 때문에 자료가 여러 층의 연직 등압면 상의 변수를 포함하고 있어야 한다. 또한 대기 상, 하층에서의 특성 분석을 위해 온도, 지위고도, 동서바람, 남북바람 등의 변수가 여러 연직 등압면 상에서 제공되어야 한다. 한파 분석에 필요한 일평균 등압면 자료의 활용가능성 여부를 고려하여 우선 CMIP5 기후 모형 자료를 선택하였고, 한파 정의의 기본이 되는 시베리아 고기압의 기후값 분포를 잘 모의하지 못하는 모형을 분석에서 제외하였다. 그 결과 본 연구에서는 10개의 CMIP5 기후 모형 자료가 분석되었다. 각 모형의 CMIP5 ID, Modeling Group, 해상도에 대한 정보를 Table 1에 정리하였다. 본 연구에서는 10개 각각의 기후 모형에 대한 한파 모의 능력을 분석하였고, 기후 모형의 전체적인 한파 모의 능력 분석을 위해 10개 모형 자료의 앙상블 평균을 수행하였다. 이를 위해 10개 모형의 해상도를 가장 저해상도 모형인 CMCC-CESM의 해상도인 경도 3.75° , 위도 3.75° 에 맞춰 내삽하여 분석하였다.

2.2 한파 정의

동아시아 한파 발생은 시베리아 고기압의 강화와 단기간 동안의 급격한 온도 감소로 정의된다(Zhang et al., 1997a). 이러한 정의 기준을 고려하여, 본 연구에서는 P2015의 방법을 따라 관측과 기후 모형에서의 한파 발생을 정의하였다. 먼저, 시베리아 남부 지역($90^\circ\sim 115^\circ\text{E}$, $35^\circ\sim 55^\circ\text{N}$)에서 지면 고기압 중심의 해면기압(Fig. 1)이 $1,030\text{ hPa}$ 이상인 날을 강한 시베리아 고기압의 날로 정의하였다. 이때 지면 고기압 중심은 $1,000\text{ hPa}$ 지위고도의 값이 주위를 둘러싼 8개의 격자의 값보다 크게 나타나는 격자를 가리킨다

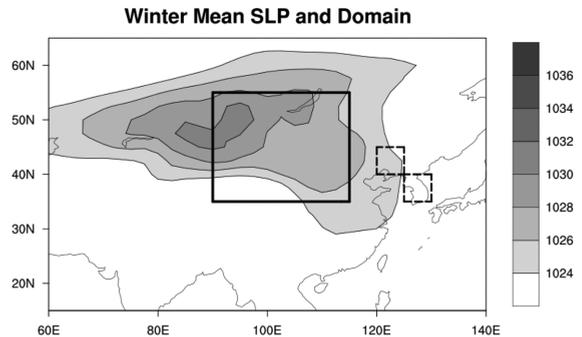


Fig. 1. The Siberian high domain (solid lines) and two East Asian domains used for cold surge definition (dotted lines). Shadings indicate the climatological sea level pressure for the winter of 1979/80~2004/05 in the ERA-Interim.

(Zhang and Wang, 1997). 다음으로, 시베리아 고기압이 강하게 발달된 날 중에서 중국 북동부($120^\circ\sim 125^\circ\text{E}$, $40^\circ\sim 45^\circ\text{N}$) 또는 한반도($125^\circ\sim 130^\circ\text{E}$, $35^\circ\sim 40^\circ\text{N}$)에서 평균된 지면온도(Fig. 1)가 이들 안에 분석 기간의 겨울철(11월~3월) 일평균 지면온도 표준편차(σ)의 1.5배 이상 되는 날을 한파 발생일로 정의하였다. 그리고 급격한 온도 감소에도 평년보다 지면온도가 높은 날, 즉 양의 지면온도 아노말리가 나타난 날은 한파 발생일에서 제외하였다. 한파 발생일 이후, 지면온도 아노말리가 -0.5σ 이상이 되었을 때 한파가 종료된 것으로 정의하였고, 한파 종료일 이전에 연속적인 한파가 발생한 경우는 이전의 한파와 같은 한파로 간주하였다. 또한 한파의 특성으로써 한파 발생일과 종료일 사이의 기간을 한파의 지속기간, 한파 지속기간 동안의 지면온도 아노말리의 합을 한파의 강도, 한파 지속기간 동안 시간 평균된 지면온도 아노말리를 평균 강도로 정의하였다.

Table 2. The number of all, wave-train, blocking, and local cold surges and the ratio of wave-train to blocking cold surges in the ERA-Interim and the CMIP5 models for the winters (November through March) of 1979/80~2004/05.

	All	Wave-train	Blocking	Local	Ratio (WT/B)
ERA-Interim	262	130	85	47	1.53
ACCESS1-0	157	96	38	23	2.53
ACCESS1-3	264	151	82	31	1.84
BNU-ESM	217	121	71	25	1.70
CanESM2	281	149	100	32	1.49
CMCC-CESM	223	135	56	32	2.41
CMCC-CMS	240	137	75	28	1.83
GFDL-ESM2G	216	126	60	30	2.10
MPI-ESM-LR	254	140	83	31	1.69
MPI-ESM-MR	233	113	85	35	1.33
NorESM1-M	267	153	76	38	2.01

위에서 정의한 기준에 의해 ERA-Interim과 10개의 CMIP5 기후 모형에서 정의된 한파의 발생 횟수를 Table 2에 정리하였다. 관측에서는 분석한 26년(1979/80~2004/05) 겨울 동안 262회가 발생하였고, ACCESS1-3, CanESM2, NorESM1-M은 각각 264, 281, 267회로 관측보다 약간 많게 모의하였고, 나머지 모형은 관측보다 한파 발생 횟수를 적게 모의하였다. 특히 ACCESS1-0은 같은 분석 기간 동안 관측의 약 60%에 해당하는 157회의 한파 발생만을 모의하였다. ACCESS1-3가 관측과 가장 가깝게 264회의 한파 발생을 모의하였다. ACCESS1-0과 ACCESS1-3은 같은 모형을 기반으로 함에도 불구하고 발생 빈도 모의가 매우 크게 차이가 났다(157회 vs 264회). 같은 모형을 기반으로 개발되었지만, 역학적 과정이나 물리적 과정의 수정을 통해 한파 모의 능력이 달라질 수 있음을 알 수 있다. 하지만, CMCC-CESM과 CMCC-CMS에서의 발생 횟수는 각각 223회와 240회로 거의 비슷했으며, MPI-LR과 MPI-MR도 254회와 233회의 한파 발생을 모의하여 서로 비슷한 결과를 나타내었다.

3. 한파 지수를 사용한 한파의 분류

본 연구에서는 ERA-Interim 자료를 사용하여 P2015에서 개발된 한파 분류 역학 지수를 10개의 CMIP5 기후 모형에 적용하여 한파를 분류하고, 분류된 한파의 특징을 각 기후 모형이 얼마나 잘 모의하는지를 분석하였다. 역학 지수는 2-PVU (Potential Vorticity Unit) 면에서의 온위(θ)에 근거하여 정의된다. 종관계에서 2-PVU에 역학적 대류권계면(dynamical tropopause)이 위치하고 있으며, 이 면에서의 온위는 한파와 관련된 주요 상층 패턴인 wave-train과 blocking의 형태를 잘 나타낸다(Pelly and Hoskins, 2003).

ERA-Interim 자료와 달리 CMIP5 기후 모형은 2-

PVU 면에서의 온위를 변수로써 포함하고 있지 않다. 본 연구에서는 등압면에서의 동서바람, 남북바람, 온도를 이용하여 잠재와도와 온위를 계산한 후, 2-PVU 면에서의 온위를 산출하였다. Figure 2a는 북반구 겨울철 온위와 잠재와도의 기후값을 나타낸다. Figure 2a에서 2-PVU 선은 300 hPa 약간 아래쪽에 위치하고 있다. 기후값에서는 등온위선과 등잠재와도선이 거의 평행하기 때문에 2-PVU 면에서 온위의 변화는 거의 나타나지 않는다. 그런데 기후학적으로 2-PVU는 대기 상공에 한 개만 존재하지만 종관 분석에서는 같은 지점 상공에 여러 개의 2-PVU 면이 나타날 수 있다. 따라서 기후 모형에서 2-PVU 면에서의 온위를 산출하는 과정 중에도 같은 지점의 대기 상공에 2개 이상의 2-PVU 면이 나타나는 사례가 발생할 수 있다. 그 예로서 Figs. 2b와 2c에 각각 1980년 1월 24일과 1985년 3월 2일의 온위와 잠재와도, 그리고 2-PVU 선을 나타냈다. 1980년 1월 24일에 2-PVU 선이 북위 70°와 80° 사이에 하층으로 내려와서 형성되어 있으며 상공에서 꺾여 있다. 이로 인해서 북위 75°의 700 hPa, 550 hPa, 450 hPa 상공에 3개의 2-PVU 선이 동시에 위치한다. 1985년 3월 2일의 경우에는 상층에서 발달한 2-PVU 선 외에 하층에서 2-PVU 선이 독립적으로 나타났다. 이 경우에도 북위 75° 상공에는 동시에 3개의 2-PVU 선이 존재하였다. Figures 2b와 2c와 같은 사례가 분석 기간 중 종종 발생하였다. 본 연구에서는 같은 지점의 상공에 여러 개의 2-PVU이 나타나는 경우, ERA-Interim 자료에서 2-PVU을 구하는 방법을 따라(Berrisford et al., 2011), 96 hPa부터 지상으로 내려오면서 처음 만나는 2-PVU을 선택하였다. 그 결과, 기후학적인 dynamical tropopause의 위치(Fig. 2a)에 가장 가까운 2-PVU 면이 선택되었고, 그 면에서 온위를 산출하였다.

Figures 3a와 3b는 ERA-Interim 자료에서 역학 지

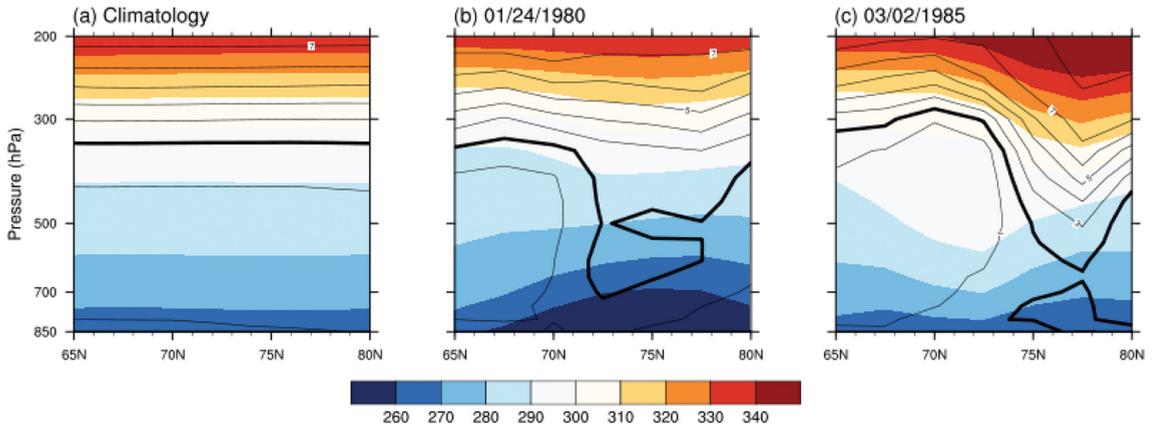


Fig. 2. Vertical cross sections of potential vorticity (contour; 1 PVU interval) and potential temperature (shading; 10 K interval) for the winter climatology, (b) on 24 January 1980, and (c) on 2 March 1985 in ERA-Interim. Thick solid lines indicate 2-PVU.

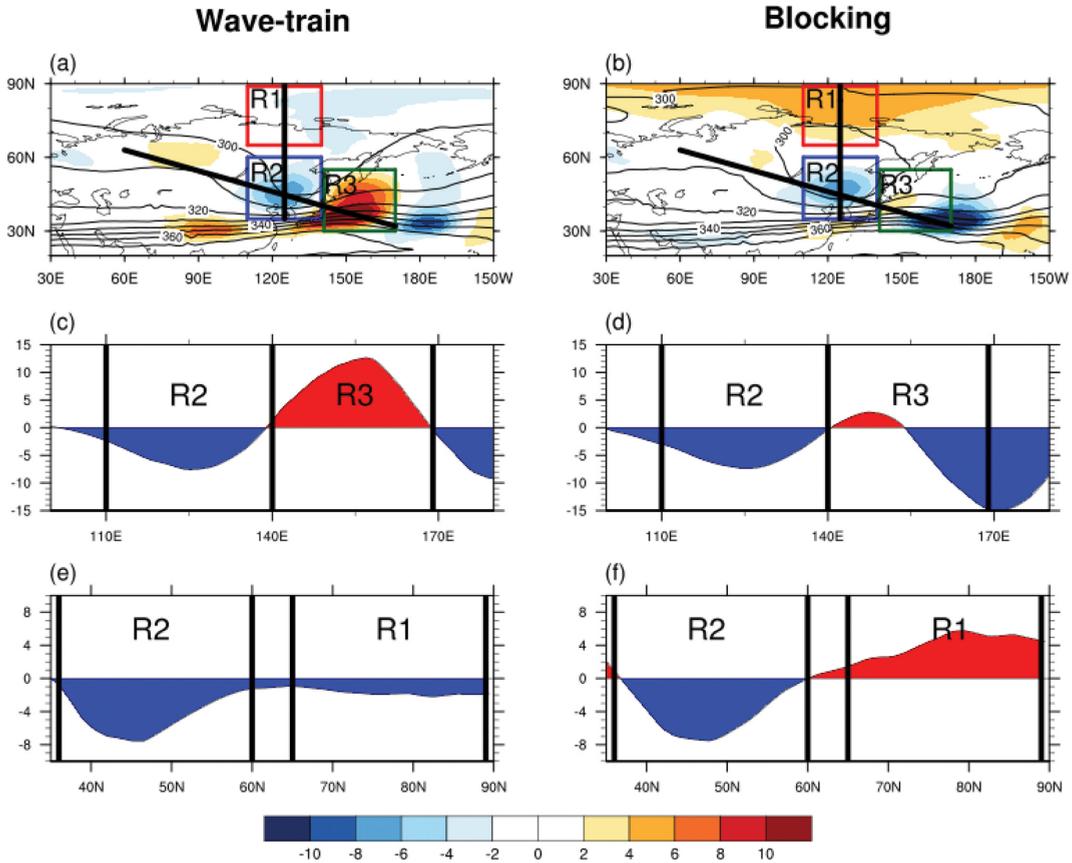


Fig. 3. Climatological potential temperature (contour; 10 K interval) and composite of anomalous potential temperature (shading) on 2-PVU for (a) wave-train and (b) blocking cold surges classified by dynamical cold surge index in ERA-Interim. Anomalous potential temperature on 2-PVU across line over (c, d) R2 and R3 and (e, f) R2 and R1. Thick solid lines in (c-f) indicate boundaries of R1, R2, and R3 domains.

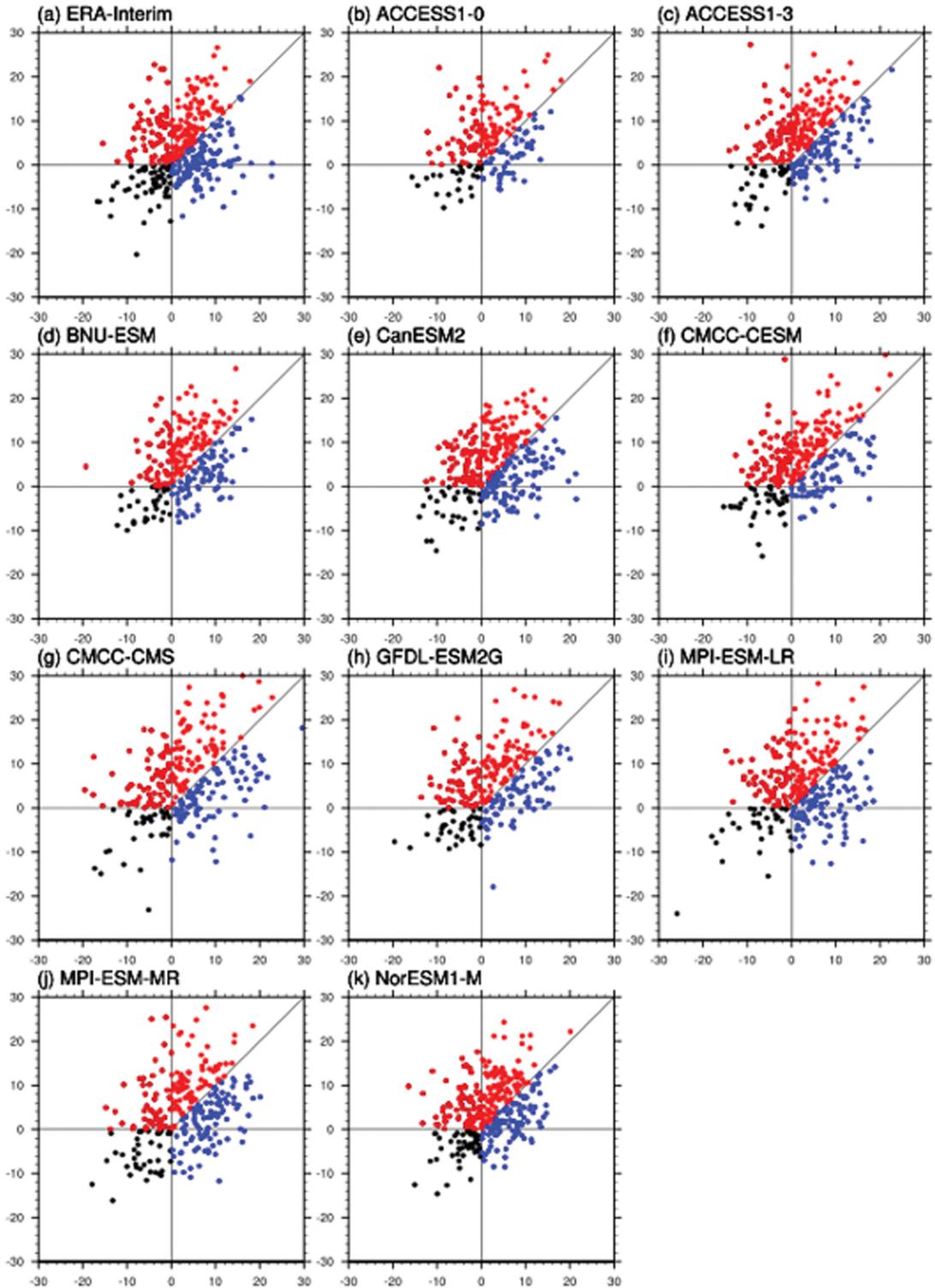


Fig. 4. Scatter plots of *BI* (x-axis) versus *WI* (y-axis) for wave-train (red dots), blocking (blue dots), and unclassified cold surges (black dots) grouped by dynamical cold surge index in (a) ERA-Interim and (b-k) CMIP5 models.

수에 의해 분류된 wave-train과 blocking 한파 발생일 동안의 2-PVU 면에서의 온위와 온위 아노말리를 나타낸 그림이다. Wave-train 한파 시기에 중국 북동부 상공에 음의 온위 아노말리와 북서태평양 상공에 양의 아노말리가 뚜렷이 나타난다. Blocking 한파 시기에 중국 북동부 상공의 음의 온위 아노말리는 위치하지만, 양의 아노말리는 북극해 근처 고위도 지역에 위치하고 있다. 각 한파 시기의 뚜렷한 온위 아노말리가 나타나는 지역으로 R1 (110°~140°E, 65~90°N), R2 (110°~140°E, 35~60°N), R3 (140°~170°E, 30~55°N)를 정의하였다. R2와 R3를 지나가는 선을 따라 온위 아노말리를 살펴보면, wave-train 한파 시기에는 R2의 음의 값과 R3의 양의 값이 뚜렷하지만(Fig. 3c), blocking 한파 시기에는 R2의 음의 값만 나타나고 있다(Fig. 3d). 유사한 방식으로 R2와 R1을 지나가는 선을 따라 온위 아노말리를 살펴보면, blocking 한파 시기에는 R2의 음의 값과 R1의 양의 값이 뚜렷한 반면(Fig. 3e), wave-train 한파 시기에는 R2의 음의 값만 나타나고 있다(Fig. 3f). 본 연구에서는 wave-train과 blocking 한파 시기의 온위 아노말리의 특징을 고려하여 R1, R2, R3에서 평균된 온위 아노말리를 사용하여 blocking 한파 지수(BI)와 wave-train 한파 지수(WI)를 다음과 같은 방법으로 계산하였다.

$$BI = \theta_{R1} - \theta_{R2} \quad (1)$$

$$WI = \theta_{R3} - \theta_{R2} \quad (2)$$

P2015가 제안한 역학 지수의 정의에 따르면, WI가 크면 클수록 한파는 wave-train 형태에 가깝고, BI가 크면 클수록 blocking 형태에 가깝게 된다. 본 연구에서는 ERA-Interim 자료를 사용하여 정의된(Fig. 3) BI와 WI의 계산방법을 기후 모형 자료에 적용하였다. Figure 4는 ERA-Interim과 10개의 CMIP5 기후 모형에서 발생한 동아시아 한파의 BI와 WI의 산포도를 나타낸다. 산포도에서 WI가 BI보다 큰 사례를 wave-train 한파로, BI가 WI보다 큰 사례를 blocking 한파로 정의하였다. WI와 BI가 모두 0 이하의 값을 갖는 사례는 wave-train이나 blocking 같은 체계적인 상층 순환을 동반하지 않고 국지적으로 발생한 한파로 간주하고 이후에서 이뤄진 특징 분석을 하지 않았다. 본 연구에서는 wave-train과 blocking 형태의 한파로만 분류하였는데, 실제 WI와 BI가 모두 큰 값으로 나타나는 한파의 사례는 한파 발생 시기 상층에 유라시아를 지나서 진행해오는 wave-train과 북극해 근처에서 정체되어 있는 blocking이 동시에 발달하는 혼합형(mixed) 한파로 분류될 수 있다(Jeong et al., 2016).

BI와 WI의 산포도에 근거하여 ERA-Interim와 10개의 CMIP5 기후 모형에서 산출한 wave-train과 blocking

한파의 발생 횟수를 Table 2에 정리하였다. 관측과 모든 기후 모형에서 wave-train 한파의 발생 횟수가 blocking 한파의 발생 횟수보다 많았다. ERA-Interim에서 blocking 한파 발생 횟수에 대한 wave-train 한파 발생 횟수의 비는 1.53로 10개의 기후 모형 중 MPI-ESM-MR과 CanESM2는 각각 1.49와 1.33의 값을 보여 관측에 비해 상대적으로 blocking 한파의 발생 비율이 높았다. 나머지 8개의 기후 모형은 모두 관측에 비해 wave-train 한파 발생 비율이 높았고, 특히 ACCESS1-0, CMCC-CESM, GFDL-ESM2G, NorESM1-M는 wave-train 한파가 blocking 한파에 비해 2배 이상 많이 발생하였다. 전체 한파 발생 횟수를 ERA-Interim (262회)보다 약간 과대모의했던 CanESM2 (281회)는 blocking 한파 발생 횟수에 대한 wave-train 한파 발생 횟수의 비(1.49)에 있어서는 ERA-Interim (1.53)과 가장 비슷하게 모의했다.

4. 두 가지 형태 한파의 특징

Figure 5는 ERA-Interim과 CMIP5 기후 모형에서의 wave-train 한파 발생일에 나타나는 250 hPa과 850 hPa 지위고도 아노말리 합성장을 나타낸 그림이다. 모든 모형이 바이칼호 북쪽, 중국 북동부, 북서 태평양의 양-음-양의 상층 지위고도 아노말리로 나타나는 전형적인 wave-train 한파를 잘 모의하고 있다. 하지만, MPI-ESM-LR을 제외한 나머지 9개의 모형에서는 바이칼호 북서쪽의 상층의 양의 지위고도 아노말리가 다소 약하게 모의되고 있다. 하층 지위고도 아노말리장에서 바이칼호 남동쪽의 시베리아 고기압의 확장이 잘 나타나고 있으며, 이어지는 하층 wave-train으로써 한반도의 음의 아노말리와 북서태평양의 양의 아노말리도 뚜렷하게 나타났다. 상·하층 wave-train의 전체 구조는 하층에 비해 상층 wave-train이 상대적으로 서쪽에 위치하고 있는 전형적인 경압파의 성장을 잘 보여주고 있다(Park et al., 2014). ERA-Interim에서는 카스피 해 북쪽의 하층 wave-train이 시작되는 음의 아노말리가 유라시아 대륙 내부의 40°E, 60°N 근처에 중심이 위치하고 있다. 하지만, GFDL-ESM2G를 제외한 모든 모형에서는 시베리아 고기압으로 이어지는 음의 지위고도 아노말리가 유라시아 대륙 내부가 아니라 카라해의 90°E, 75°N 근처에 중심이 나타난다. 그 결과 관측되는 하층 wave-train은 동서방향으로 나열되어 유라시아 대륙을 건너서 동진하며 대륙을 빠져나가는 특징을 보이는 반면, 모형에 의해 모의되는 하층 wave-train은 카라해에서 남동쪽으로 전파되고 동아시아에서 다시 동진하여 대륙을 빠져나가는 형태를 보여주고 있다. 이러한 CMIP5 모형의 전체적인 특징은 앙상블 평균에서 뚜렷이 나타난다. 또한, CMIP5

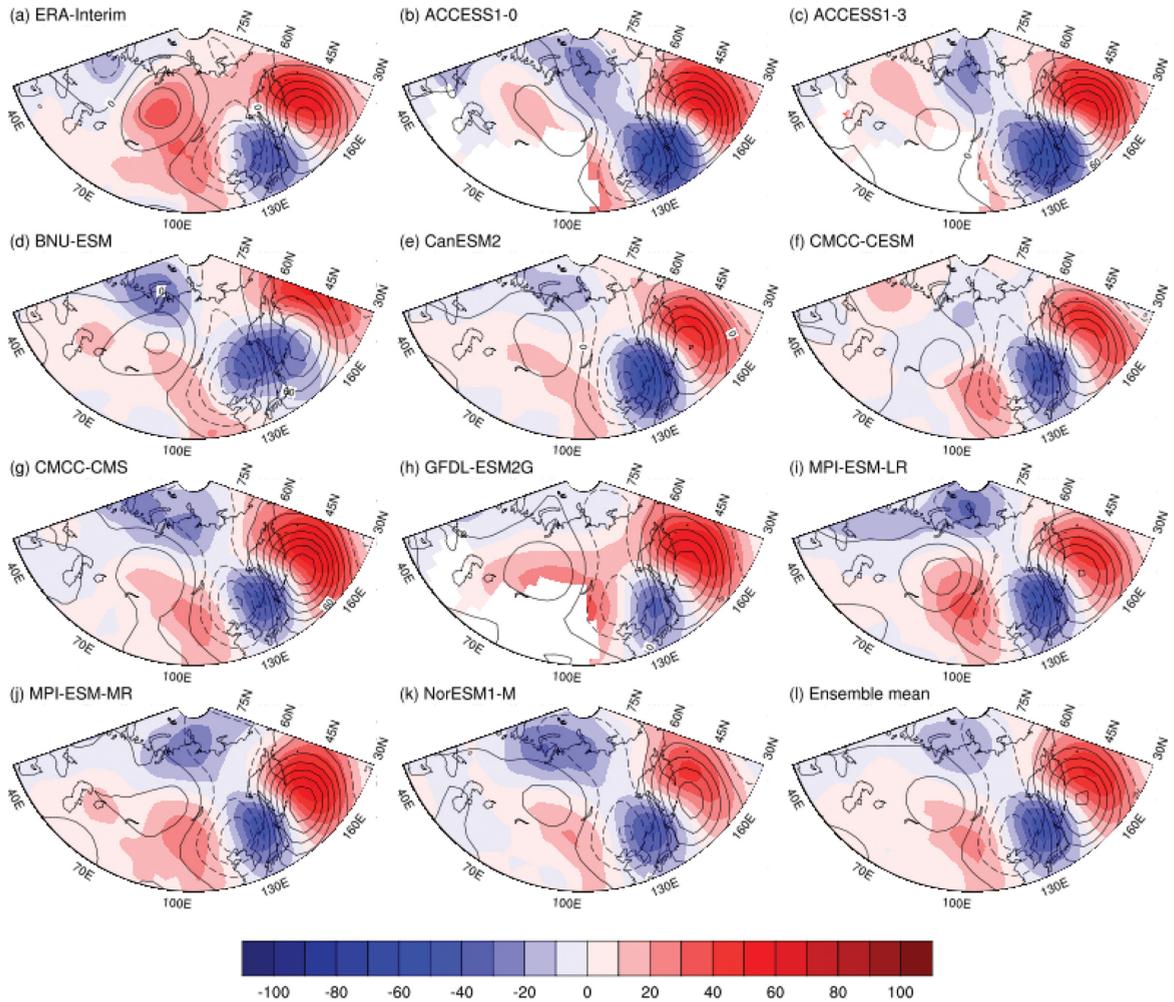


Fig. 5. Composite of anomalous geopotential height at 250 hPa (contour; 30 m interval) and 850 hPa (shading; 10 m interval) during wave-train cold surge occurrences in (a) ERA-Interim, (b-k) CMIP5 models, and (l) ensemble mean.

모형은 wave-train 한파 발생 전의 상하층의 양, 음의 지위고도 편차가 서쪽에 위치하고 경압과의 성장과 함께 한파가 발생한 후에, 상하층의 순압적인 구조로 인해 경압파가 소멸되는 것을 잘 모의하였다(그림 생략).

다음으로, ERA-Interim과 CMIP5 기후 모형에서의 blocking 한파 발생일의 상하층 지위고도 아노말리를 분석하였다(Fig. 6). 상층에서 북극해 근처의 blocking 형태의 강한 양의 지위고도 편차와 중국 북동부의 음의 지위고도 편차로 이루어진 쌍극자 형태의 구조가 관측과 모형에서 잘 나타나고 있다. 하층에서는 강한 양의 지위고도 편차가 북극해부터 기원하여 시베리아 남부를 거쳐 중국 동쪽 지역까지 시베리아 고기압의 확장으로 이어지고 있으며, 한반도 동쪽에 중심을 저기압성 아노말리가 형성되어 있다. 기압골의 상·하

층 구조는 상층의 기압골이 하층의 기압골의 서쪽에 위치하고 있어 경압 불안정에 의해 저기압이 발달하는 형태를 보여주고 있다. 반면에 blocking의 상·하층 구조는 BNU-ESM을 제외하고 관측과 9개의 모형에서 상층과 하층의 blocking 중심 지역이 거의 일치하는 순압적인 연직구조가 나타나고 있다. 이는 Takaya and Nakamura (2005b)와 Park et al. (2014)에서 제시한 전형적으로 blocking 한파가 발달했을 때의 모습이다. ERA-Interim의 상층과 하층 순환장에서 기압골의 동쪽에 양의 지위고도 아노말리가 관측되어 고위도의 blocking이 북서태평양 쪽으로 뺏어 나온 형태를 나타나고 있다. 이를 우리나라 북쪽을 중심으로 중위도 지역에서 보면 음의 아노말리 양쪽에 양의 아노말리가 위치하고 있어 wave-like 패턴으로 보인다. 이

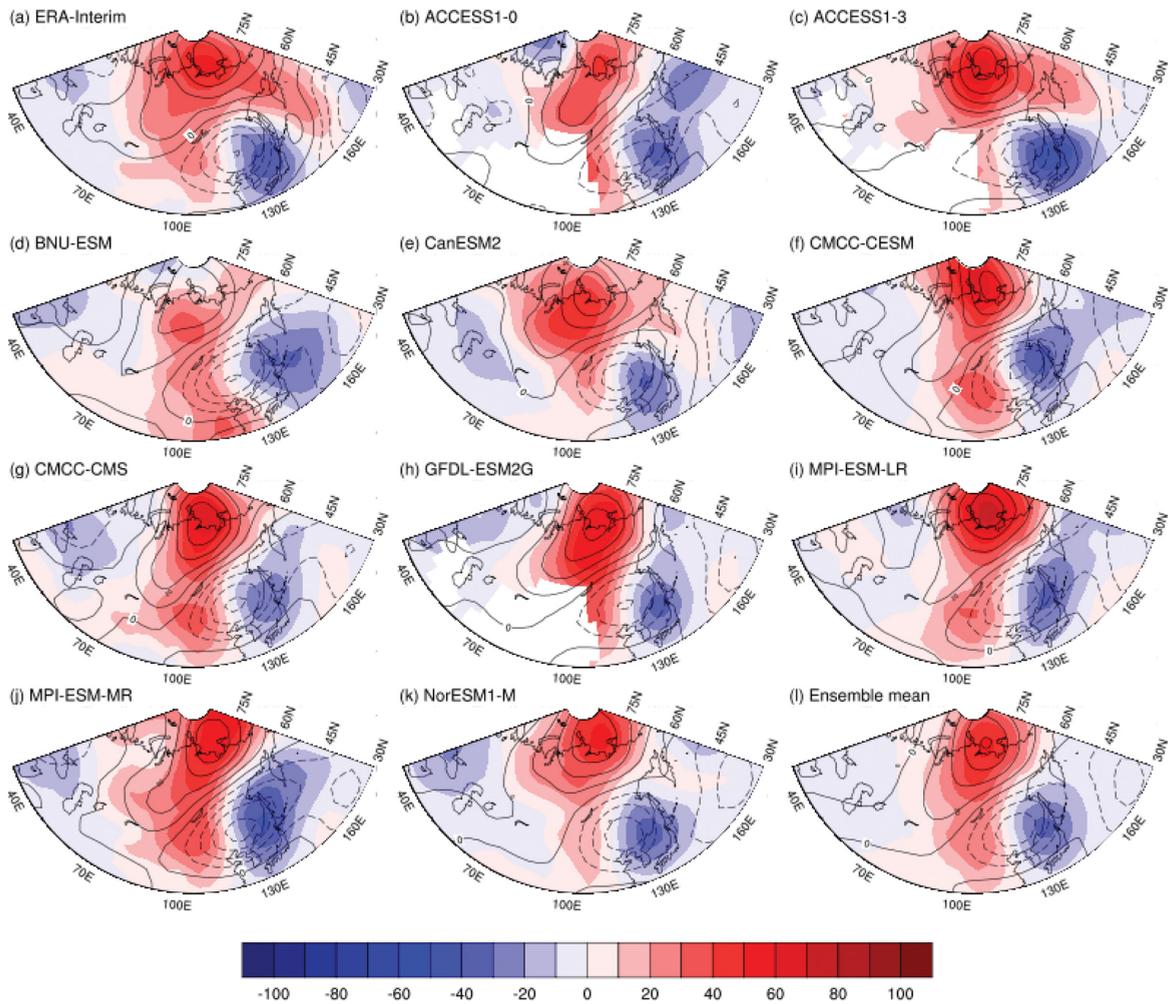


Fig. 6. Same as Fig. 5, but for during blocking cold surge occurrences.

는 한파 지수에 의해 blocking으로 분류된 사례임에도 불구하고 관측 자료에서는 wave-train의 특징이 일부 포함되는 혼합형의 사례가 많이 존재하기 때문이다(P2015). 반면에 기후 모형은 ACCESS1-3만 약한 wave-like 패턴을 보일 뿐 나머지 9개의 모형에서는 이상적인 blocking 형태만을 보이고 있다. Blocking 한파의 발생일 전에 고위도 blocking이 천천히 서진하고 중위도 기압골이 동진하는 형태와 발생일 이후에 기압골은 동진하여 소멸하는 반면에 고위도 blocking은 정체되어 상대적으로 긴 시간 동안 유지되는 관측의 전형적인 blocking 한파의 특징을 모형에서도 잘 모의되었다(그림 생략).

Figure 7은 wave-train 한파 발생과 관련된 850 hPa 온도 아노말리와 바람 아노말리를 나타낸다. ERA-Interim에서 나타나는 한반도 북쪽의 60°N 근처의 유

라시아 대륙 내부에서 기원하는 북풍/북서풍과 북서태평양의 강한 남풍을 모든 기후 모형이 잘 모의하고 있다. 또한 중국 북동부와 한반도의 한랭 아노말리와 우랄 산맥과 북서태평양에 위치하는 온난 아노말리도 관측과 모형이 거의 유사한 형태를 보이고 있다. 전체적으로 앙상블 평균과 관측을 비교했을 때, 모형이 강도를 약간 약하게 모의하는 것을 제외하고 모형의 wave-train 한파와 관련된 하층 온도와 바람의 형태는 관측을 매우 잘 따르고 있다.

Figure 8에서 나타나는 blocking 한파 시기의 바람은 북극해 근처의 blocking 중심 지역(Fig. 6)에서 기원하고 있으며, 북동풍이 한반도의 한랭 아노말리를 발생시키고 있다. Blocking이 위치하고 있는 지역에서는 온난 아노말리가 나타나고 있다. 이와 같은 형태는 북극에서 기원하는 한파 시기에 중위도의 온도가

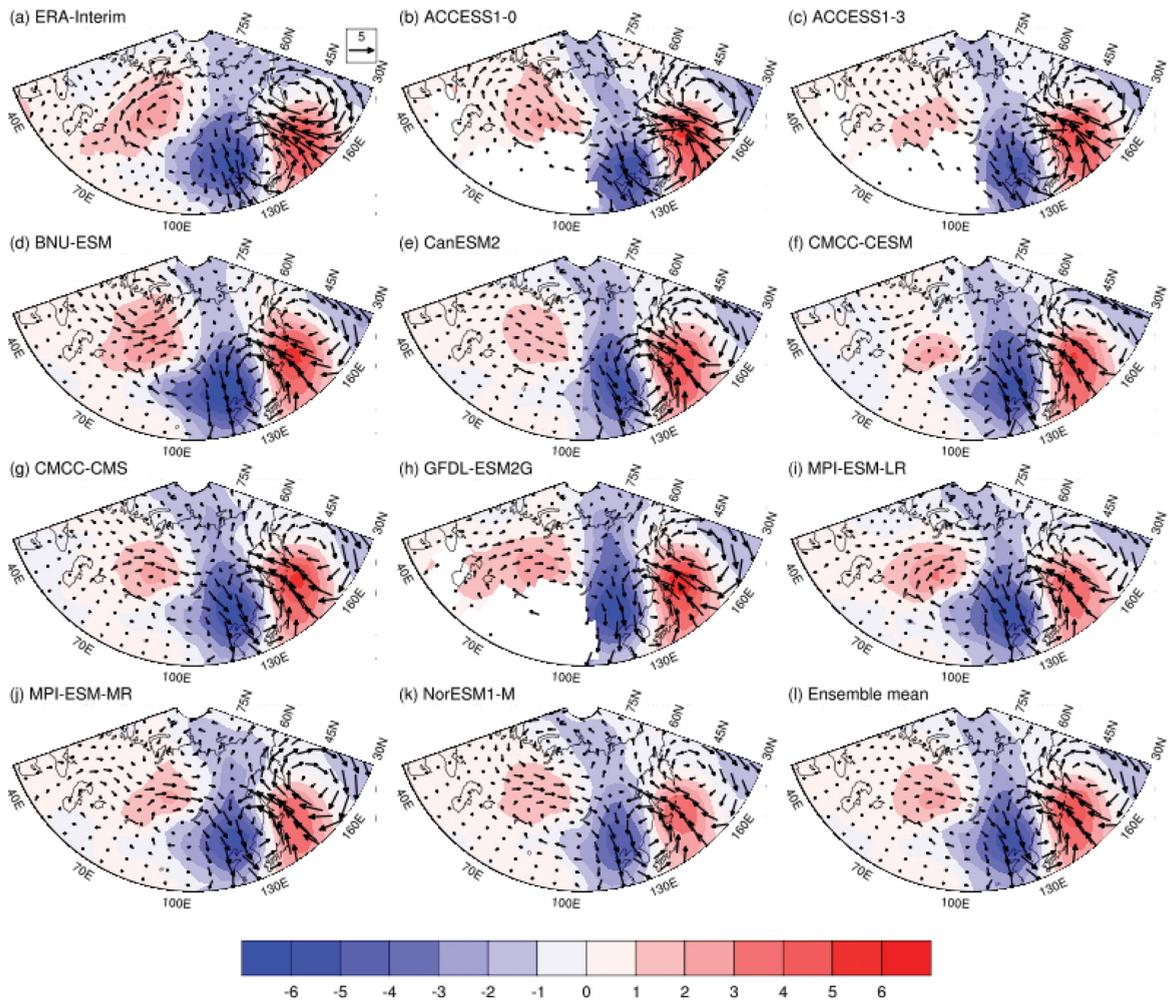


Fig. 7. Composite of anomalous temperature (shading; 1 K interval) and anomalous wind (vectors) at 850 hPa during wave-train cold surge occurrences in (a) ERA-Interim, (b-k) CMIP5 models, and (l) ensemble mean.

급격히 떨어지는 동안 북극해 지역은 오히려 강한 온도 상승이 나타나는 것을 제시한 기존의 연구 결과와 일치한다(Kug et al., 2015). 모든 기후 모형은 이러한 북극해의 온난 아노말리-동아시아 한랭 아노말리의 쌍극자 온도 구조를 매우 잘 모의하고 있다. Figures 6a와 6c에서 나타난 바와 같이, ERA-Interim과 ACCESS1-3은 다른 모형과 달리 blocking 한파 시기에 북서태평양 지역에 양의 지위고도 아노말리가 형성되어 wave-like 패턴을 보여준다. 그 결과 온도와 바람장에서 다른 모형은 북서태평양 지역에 주목할만한 변화가 없는 반면, ERA-Interim과 ACCESS1-3에는 북서태평양에서 강한 남풍과 그로 인한 온난 아노말리가 나타난다. 이는 Fig. 7에서 보여준 wave-train 한파 시기의 온도 패턴과 유사하다. 혼합형의 한파로 인해 ERA-

Interim과 ACCESS1-3에서의 blocking 한파가 뚜렷이 분류가 되지 못한 것으로 여겨진다. 보다 정확한 한파의 특징 분석을 위해 혼합형 한파를 따로 분류할 필요가 있다고 생각된다.

관측과 모형에서의 wave-train과 blocking 한파의 기본적인 특성을 보여주기 위해 Fig. 9에 지속기간, 강도, 평균 강도를 나타내었다. BNU-ESM을 제외하고, 관측과 10개의 CMIP5 모형에서 blocking 한파가 wave-train 한파보다 오래 지속되고, 한파 발생일의 큰 온도 감소로 강한 강도를 나타내었다. 지속기간 동안 온도 아노말리의 평균으로 나타난 평균 강도에서는 BNU-ESM도 차이가 작긴 하지만, 모든 분석 결과에서 blocking 한파의 값이 크게 나타났다. 특히, CanESM2는 wave-train과 blocking 한파의 지속기간, 강도, 평

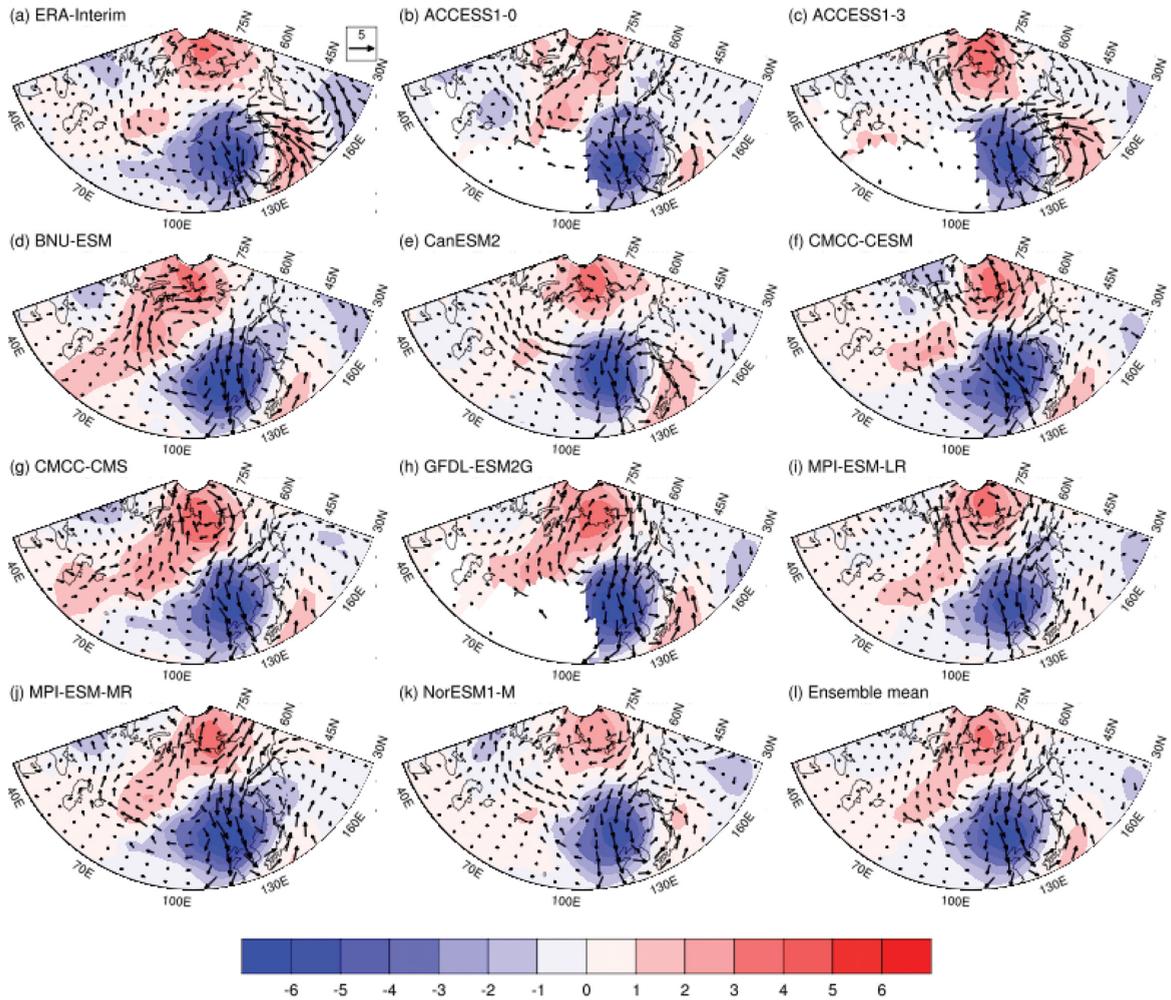


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for during blocking cold surge occurrences.

균 강도가 가장 크게 차이가 나는 것으로 모의했다. CanESM2 자료에서 blocking 한파의 지속기간은 약 2 배, 강도는 약 2.5배, wave-train 한파보다 길고 강했다. 각 모형에 따라 지속기간, 강도, 평균 강도의 차이는 있지만, 양상별 평균된 수치는 관측과 유사하게 나타났다.

5. 요약 및 결론

동아시아 한파는 오랜 기간 동안 발생 기작과 특징이 연구되어 왔으며, 주로 유라시아 대륙을 건너오는 wave-train과 그로 인한 시베리아 고기압의 남동진이 주요 발생 기작으로 간주되었다. 하지만 wave-train과는 별개로 북극해 근처에서 발달한 blocking에 의한 시베리아 고기압의 강화가 기존의 한파 발달 형태와

는 구분된다는 것이 발견되었다(Takaya and Nakamura, 2005b). 이후 관측 자료를 사용하여 한파를 분류하고 각각의 형태에 대한 분석이 이뤄져 왔다. 본 연구에서는 기존의 연구에서 관측 자료에 기반하여 제안된 한파를 분류하는 역학 지수(P2015)를 10개의 CMIP5 기후 모형에 적용하여 관측에서 나타나는 wave-train과 blocking 형태의 한파 기작과 각 형태의 특징이 모형에서 잘 모의되는지 살펴보고, 기후 모형의 두 가지 형태의 한파 모의 능력을 평가하였다.

관측에서 정의된 역학 지수를 모형에 적용하기 위해 CMIP5 기후 모형의 등압면 온도, 동서바람, 남북바람 자료를 사용하여 2-PVU 면 상의 온위를 산출하였다. 북극해 근처 고위도 지역, 중국 북동부, 북서태평양 상공의 역학적 대류권계면에서의 온위에 의해 정의된 WI와 BI의 값에 따라 동아시아 한파를 wave-

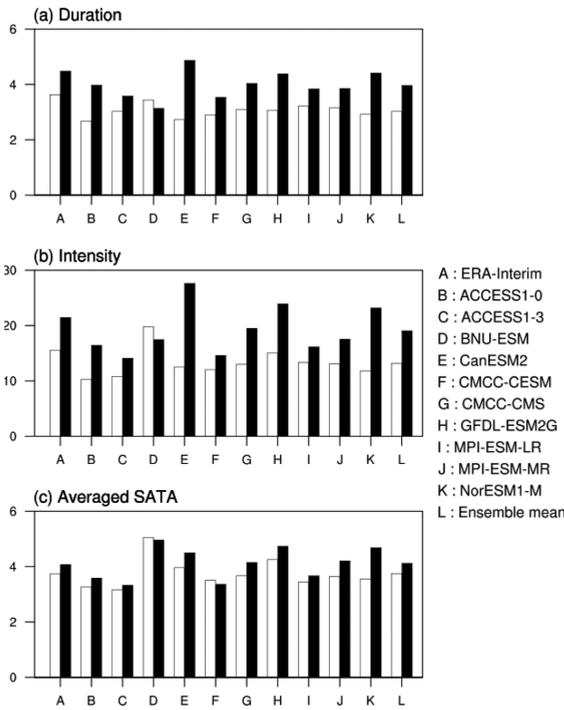


Fig. 9. (a) Duration, (b) intensity, and (c) surface air temperature anomalies averaged during duration for wave-train (white bar) and blocking cold surges (black bar) in ERA-Interim, CMIP5 models, and ensemble mean.

train과 blocking 한파로 분류하였다. 모형은 wave-train 한파의 발달과 관련된 전형적인 경압파의 성장을 보여주는 상·하층 간의 연직 구조와 하층의 온도와 바람 패턴을 잘 모의하였다. 그러나 관측은 wave-train이 동서방향으로 유라시아를 건너오는 반면에, 1개의 모형을 제외하고 나머지 모형은 wave-train이 카라해 근처에서 기원해서 남동진하는 형태를 보였다. Blocking 한파의 모의에 있어서, 북극해 근처 blocking의 순압적인 발달과 중국 북동부 기압골의 경압적인 발달이 관측과 모형에서 매우 유사하게 잘 나타났다. 그러나 모형에서는 blocking과 기압골의 쌍극자 형태가 매우 뚜렷하게 나타난 반면, 오히려 관측에서는 혼합형 한파의 영향으로 wave-like한 패턴이 쌍극자 형태에 섞여서 나타났다. Blocking 한파 시기에 북극에서 기원하는 북풍이 동아시아에 강한 한랭 아노말리와 함께 북극 한파를 가져오는 것이 모든 기후 모형에서 잘 모의되었다. 한파의 기본적인 특성인 지속기간, 강도, 지속기간 동안의 평균 강도 등을 모의함에 있어서 1개의 모형을 제외하고 모든 모형이 관측과 마찬가지로 wave-train 한파보다 blocking 한파를 길고 강하게 모의하였다.

기후 모형에 의한 겨울철 동아시아 한파의 예측에 있어서 고전적으로 한파의 발생 역학으로 다루어진 wave-train 형태뿐만 아니라 한파를 이해한다면 예측성을 향상시키는데 있어서 한계가 있을 것으로 생각된다. 본 연구는 관측 자료에서 나타나는 전혀 다른 두 형태로 발달하는 한파가 각각의 발생 빈도수, 발생 역학, 그리고 발생 이후의 여러 특징이 모형에서도 잘 모의되었음을 보였다. Wave-train과 blocking 한파의 발생 이전에 다른 예비 신호(precursory signal)가 나타나는데 (Park et al., 2014), 이는 한파 예측에 있어서 각각 다른 요소가 예측 인자로 활용될 수 있음을 의미한다. 기후 모형의 wave-train과 blocking 한파의 모의 성능을 분석한 본 연구의 결과는 기후 모형을 사용한 한파의 계절 예측성 향상에 기여할 수 있을 것이라 생각된다. 더 나아가 시나리오 자료 분석을 통한 미래 기후에서의 한파 변화를 다양한 관점에서 세분화시켜서 분석하는 데에도 도움이 될 것으로 기대된다.

기존의 많은 연구들은 관측 자료를 사용하여 동아시아 한파와 여러 기후 변동성 간의 상관성에 대한 연구를 수행하였다. Zhang et al. (1997a)과 Chen et al. (2004)는 엘니뇨 시기에 한파의 빈도수가 증가함을 보였다. 음의 북극진동 시기에는 한파의 발생 빈도수와 강도가 증가하였고(Jeong and Ho, 2005), wave-train 한파보다는 blocking 한파의 발생이 빈번하게 일어났다(Park et al., 2011b). 열대 계절내 진동은 대륙 중심이 인도네시아 근처에 위치할 때 동아시아 한파 발생을 강화시켜 매우 강한 한파의 발생이 자주 일어났다(Jeong et al., 2005). 본 연구에서는 한파 자체의 모의 성능에 대해 한정하고 있지만, 기존에 알려진 동아시아 한파와 여러 기후 변동성과의 상관성이 모형에서 어떻게 모의되고 있는지를 향후에 연구한다면 이 결과는 앞의 한파 이해 및 예측성 향상에 크게 기여할 수 있을 것으로 생각된다.

전체적으로 본 연구에서 사용된 기후 모형이 관측되는 한파의 특징을 잘 모의하고 있는 것으로 분석되었지만, 모형별 차이도 존재하며 모의 성능이 좋은 모형에서도 관측과 여전히 차이를 보이고 있다. 겨울철 동아시아 한파의 정확한 예측을 위하여 기후 모형에 대한 지속적인 개발과 성능 향상이 필요하다고 생각한다.

감사의 글

이 논문은 전남대학교 학술연구비(과제번호: 2015-0470) 지원에 의하여 수행되었습니다.

REFERENCES

Berrisford, P., and Coauthors, 2011: *The ERA-Interim*

- Archive Version 2.0*. European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 23 pp.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, W.-R. Huang, and W. A. Gallus Jr., 2002: An East Asian cold surge: Case study. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2271-2290.
- _____, W.-R. Huang, and J. Yoon, 2004: Interannual variation of the east Asian cold surge activity. *J. Climate*, **17**, 401-413.
- Cohen, J., K. Saito, and D. Entekhabi, 2001: The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 299-302.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- Flato, G., and Coauthors, 2013: Evaluation of climate models. In T. F. Stocker et al. Eds., *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 741-866.
- Jeong, J.-H., and C.-H. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023024.
- _____, _____, B.-M. Kim, and W.-T. Kwon, 2005: Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11104, doi:10.1029/2004JD005408.
- _____, B.-M. Kim, C.-H. Ho, D. Chen, and G.-H. Lim, 2006: Stratospheric origin of cold surge occurrence in East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14710, doi:10.1029/2006GL026607.
- _____, T.-W. Park, J.-H. Choi, S.-W. Son, K. Song, J.-S. Kug, B.-M. Kim, H.-K. Kim, and S.-Y. Yim, 2016: Assessment of climate variability over East Asia-Korea for 2015/16 winter. *Atmosphere*, **26**, 337-345, doi:10.14191/Atmos.2016.26.2.337 (in Korean with English abstract).
- Jiang, T. Y., and Y. Deng, 2011: Downstream modulation of North Pacific atmospheric river activity by East Asian cold surges. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi:10.1029/2011GL049462.
- Joung, C. H., and M. H. Hitchman, 1982: On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1224-1237.
- Kug, J.-S., J.-H. Jeong, Y.-S. Jang, B.-M. Kim, C. K. Folland, S.-K. Min, and S.-W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nat. Geosci.*, **8**, 759-762, doi:10.1038/ngeo2517.
- Lu, F. C., H. M. H. Juang, and C. C. Liao, 2007: A numerical case study of the passage of a cold surge across Taiwan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **95**, 27-52, doi:10.1007/s00703-006-0192-9.
- Park, T.-W., J.-H. Jeong, C.-H. Ho, and S.-J. Kim, 2008: Characteristics of atmospheric circulation associated with cold surge occurrences in East Asia: A case study during 2005/06 winter. *Adv. Atmos. Sci.*, **25**, 791-804, doi:10.1007/s00376-008-0791-0.
- _____, C.-H. Ho, S.-J. Jeong, Y.-S. Choi, S.-K. Park, and C.-K. Song, 2011a: Different characteristics of cold day and cold surge frequency over East Asia in a global warming situation. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2010JD015369.
- _____, _____, and S. Yang, 2011b: Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia. *J. Climate*, **24**, 68-83, doi:10.1175/2010JCLI3529.1.
- _____, _____, and Y. Deng, 2014: A synoptic and dynamical characterization of wave-train and blocking cold surge over East Asia. *Climate Dyn.*, **43**, 753-770, doi:10.1007/s00382-013-1817-6.
- _____, _____, J.-H. Jeong, J.-W. Heo, and Y. Deng, 2015: A new dynamical index for classification of cold surge types over East Asia. *Climate Dyn.*, **45**, 2469-2484, doi:10.1007/s00382-015-2483-7.
- Pelly, J. L., and B. J. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743-755.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- _____, and _____, 2005b: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.
- Zhang, Y., and W. C. Wang, 1997: Model-simulated northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. *J. Climate*, **10**, 1616-1634.
- _____, K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997a: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605-2619.
- _____, and Coauthors, 1997b: East Asian winter monsoon: Results from eight AMIP models. *Climate Dyn.*, **13**, 797-820.