

자기조직화지도(Self-Organizing Map)를 이용한 최근 우리나라 여름철 극한온도 특성 분류

임원일 · 서경환*

부산대학교 지구환경시스템학부 대기환경과학과

(접수일: 2018년 7월 6일, 수정일: 2018년 8월 13일, 게재확정일: 2018년 8월 21일)

Investigation on Characteristics of Summertime Extreme Temperature Events Occurred in South Korea Using Self-Organizing Map

Won-Il Lim and Kyong-Hwan Seo*

Department of Atmospheric Sciences, Division of Earth Environmental System,
Pusan National University, Busan, Korea

(Manuscript received 6 July 2018; revised 13 August 2018; accepted 21 August 2018)

Abstract This study investigates the characteristic spatial patterns and dynamic processes associated with the summertime extreme temperature events in South Korea during the last 20 years (1995~2014) using Self-Organizing Map (SOM). The classified SOM patterns commonly have high temperature and anticyclonic circulation anomalies over South Korea. The two major teleconnection patterns are identified: one is from the subtropical western North Pacific (WNP) affecting to the north and the other is from the North Atlantic (NA) affecting downstream region. The meridional teleconnection pattern is related to the forcing of positive sea surface temperature (SST) anomaly over the WNP. The northward propagating Rossby wave generates the East Asia-Pacific (EAP) pattern to form an anticyclonic circulation anomaly over South Korea. On the other hand, NA SST anomalies generate an eastward Rossby wave train across the Eurasian continent, leading to the development of an anticyclonic circulation anomaly over South Korea. The EAP pattern occurs more frequently in July and August, whereas the midlatitude teleconnection pattern associated with NA SST anomalies develops more frequently in early summer (June).

Key words: Extreme temperature event, Self-Organizing Map (SOM), East Asia-Pacific (EAP) pattern, teleconnection, Rossby wave

1. 서 론

최근 지구온난화가 가속화됨에 따라 전 지구적으로 극한 날씨 현상의 빈도와 강도가 증가하고 있다(Perkins et al., 2015). 극한 현상은 인명피해 및 사회·경제적으로 큰 피해를 줄 뿐 아니라 자연생태계에도 큰 영

향을 미치기 때문에 중요한 연구 주제이다. 특히 여름철 강렬하고 지속적인 극한고온현상은 아시아와 유럽 및 호주를 비롯한 전세계적으로 발생빈도가 증가하고 있으며 피해가 큰 기후 현상 중 하나이다(Field et al., 2012; Hartmann et al., 2014). 일반적으로 극한 온도의 발생 빈도는 지구온난화에 의한 평균온도가 상승하기 때문에 나타난다(Coumou et al., 2013; Horton et al., 2015). 하지만 최근 기록적인 극한온도 현상은 지구온난화만으로는 설명이 부족하다(Horton et al., 2015; Kornhuber et al., 2017). 예를 들어 2003년의 서

*Corresponding Author: Kyong-Hwan Seo, Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Busan 46241, Korea.
Phone: +82-51-512-9946, Fax: +82-51-515-1689
E-mail: khseo@pusan.ac.kr

유럽과 2010년의 러시아의 극한온도현상은 로스비파에 의한 원격상관현상과 대기 블로킹 현상에 의한 고기압의 정체 때문에 발생되었다(Black et al., 2004; Lau and Kim, 2012; Schubert et al., 2014). 그 뿐만 아니라 2015년의 일본의 극한 온도현상은 태평양-일본(Pacific-Japan, PJ) 원격상관 패턴에 의해서 발생되었다(Herring et al., 2015). 이처럼 대기원격상관에 의한 극한온도현상은 최근의 극한온도 현상에 큰 영향을 미치고 있기 때문에 이런 대기패턴에 대한 연구가 극한온도의 예측을 위해 선행되어야 하며 극한온도 발생에 대한 역학적 이해에 큰 도움을 준다.

우리나라는 동아시아 여름 몬순의 영향을 받는 지역으로 기후의 경년변동성 변화가 큰 지역 중 하나이다. 동아시아 여름 몬순은 태평양뿐만 아니라 현저히 멀리 떨어져 있는 대서양의 영향도 받는 복잡한 기후 시스템이다. 북서태평양의 따뜻한 해수면 온도 아노말리는 대기-해양상호작용에 의해 그 지역 북서쪽에서 지속되고 Gill-타입(Gill-type) 반응에 의해 발생하는 저기압성 순환 아노말리를 만든다(Wang et al., 2000). 이 저기압성 순환에 의한 강수 아노말리는 북쪽으로 전파하는 로스비파의 비단열 강제력으로 작용하여 우리나라 주변에 고기압성 순환을 만든다(Seo et al., 2011, 2015). 또한 남중국해의 해수면 온도 아노말리도 북서태평양과 비슷한 역학과정으로 우리나라 폭염에 영향을 미친다(Lee and Lee, 2016). 열대뿐만 아니라 더 고위도지역인 북대서양의 해수면 온도 아노말리 변동성과 관련된 북대서양진동(North Atlantic Oscillation, NAO)도 동아시아 여름 몬순에 영향을 미친다(Ding and Wang, 2005; Wu et al., 2009). 봄철 북대서양진동과 관련된 해수면 온도 아노말리는 로스비파의 에너지원이 되며 이 로스비파는 북 유라시아를 거쳐서 동쪽으로 전파하여 여름철 우리나라 및 동아시아의 대기순환장 아노말리에 변화를 주어서 기후에 영향을 미친다(Wu et al., 2009). 이런 여러가지 대기원격상관 패턴은 우리나라의 극한온도 현상에도 영향을 미치기 때문에 극한 온도 분포 또는 대기 순환과 관련된 특징적 패턴들을 분류하여 주요 모드를 제시하는 것은 장기적인 극한온도의 계절 예측 기술향상에 도움을 준다.

최근 연구에서는 북반구 여름철 극한온도의 발생과 관련된 원격상관 패턴에 대한 자기조직화지도(self-organizing map, SOM)를 이용한 특성분류에 대한 연구가 있었다(Lee et al., 2017). 특히 자기조직화지도는 경험적직교함수(empirical orthogonal function, EOF)와는 달리 직교성을 가지지 않고 비선형적인 특성을 가지기 때문에 준 주기적인 특성을 가지지 않는 동아시아 여름 몬순의 강수와 북서태평양의 태풍 진로의 특성을 분류하는 연구에도 사용되었다(Chu et al., 2012;

Kim and Seo, 2016). 특히 우리나라의 여름철 기후는 동아시아 여름 몬순의 영향을 받는 복잡한 기후 시스템에 속하기 때문에 경험적직교함수를 이용해서 패턴을 분류하는 것 보다는 자기조직화지도를 사용해서 패턴을 분류함으로써 비선형적인 위상에 대한 공간패턴을 구분하는 것이 유리하다. 하지만 우리나라의 극한온도 현상에 대한 패턴을 이러한 비선형 방법을 사용하여 분류한 연구가 없었다.

본 연구에서는 1995년부터 2014년까지 20년의 기간 동안 우리나라 여름철 극한온도가 발생한 날들을 자기조직화지도를 이용해서 그 특성을 분류한 후, 분류된 군집(cluster)들 중에서 중요하게 작용하는 강제력을 규명한 후 이 강제력이 어떻게 우리나라의 극한온도 발생빈도에 영향을 주는지에 대한 역학적인 과정을 분석하고자 한다.

제시된 목표에 따라 분석에 사용된 자료와 극한온도지수, 자기조직화지도와 모형의 정보를 2장에서 제시했다. 3장에서는 자기조직화지도를 이용해서 극한온도의 유형을 분류한 결과를 분석했다. 그리고 분류된 유형 중에서 중요하게 생각되는 유형과 관련된 해수면 온도 아노말리의 반응을 살펴보기 위해서 모형 실험을 수행한 결과를 나타냈다. 마지막으로 4장에서는 3장에서 분석한 결과를 요약 및 정리하였다.

2. 자료 및 분석방법

2.1 자료

본 연구에서 우리나라 극한온도의 발생빈도를 계산하기 위해서 기상청 45개 기상관측소의 일최고 온도 자료를 사용했다. 극한온도와 관련된 대기장의 패턴을 알아보기 위해서 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 격자간격을 가지고 있는 NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy) R2 재분석자료의 지위고도장과 동서, 남북바람과 2 m 온도자료를 사용했다(Kanamitsu et al., 2002). 또한 전 지구 해양 및 대기변동성을 분석하기 위해 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 격자 간격의 NOAA OISST (National Oceanic and Atmospheric Administration Optimum Interpolation SST version 2) 해수면 온도 자료를 사용하였다(Reynolds et al., 2007). 본 연구에서는 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 로 보간하여 사용하였다. 분석 기간은 1995년부터 2014년까지의 여름이다.

2.2 극한온도 지수

본 연구에서 사용한 여름철 극한온도발생 빈도를 정량화하기 위해 사용한 지수는 the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI)에서 제안한 TX90p로써 여러 연구에서 사용되고 있으며 연도별로 1개의 값을 가지고 있다(Alexander et al.,

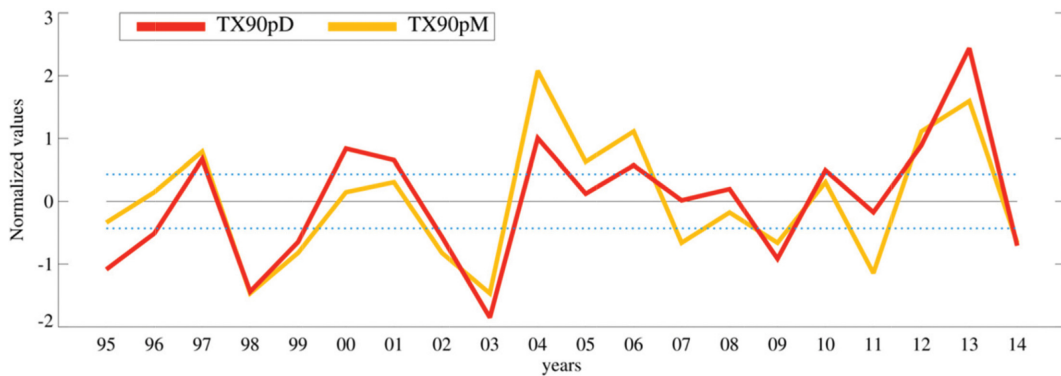


Fig. 1. TX90pD (red line) and TX90pM (orange line) for the period from 1995 to 2014. Their correlation coefficient is about 0.84. The blue dotted horizontal lines are ± 0.43 standard deviations, which represent the thresholds for upper 33.3 percentile and lower 33.3 percentile.

2006). 본 연구에서는 TX90p를 TX90pD로 표현했으며 이 지수는 일최고온도 기후값의 90번째 백분위수보다 최고온도가 높은 날들의 수에 대한 전체 날짜의 비율로 정의가 되며 각 일별(92일)에 대한 90백분위수의 임계치를 각각 가지는 것이 특징이다. 한편 TX90pD와는 같은 방법이지만 각 일별마다 임계치를 가지는 것이 아니라 각 월별(6~8월) 90백분위수에 해당하는 임계치를 가지는 TX90pM 지수를 사용할 수 있다. 현재 기상청에서 이용하고 있는 이 지수는 TX90pD와 마찬가지로 그 임계치를 넘는 날들의 비율을 계산한 지수로써 본 연구에서는 TX90pD와 TX90pM 두 지수를 사용했다. 일별 임계치를 가진 TX90pD는 92개의 임계치를 가지며 6월 말에 비해 상대적으로 온도가 낮은 6월 초의 임계치가 낮게 설정되기 때문에 6월 초의 극한온도의 발생을 모의하기 쉬운 장점이 있다. TX90pM은 월별로 1개의 임계치를 가지기 때문에 3개의 임계치를 가지고 있으며 상대적으로 TX90pD에서의 6월초의 임계치보다는 높은 6월의 임계치를 가지기 때문에 6월 초보다는 6월 말의 폭염발생이 큰 비중으로 계산된다(이것은 실질적으로 중위도에 위치한 곳에서 더 타당하게 느껴지는 지수이기도 하다). 우리나라 기후에 큰 영향을 주는 동아시아 여름 몬순은 1994/95에 큰 수십년 변화(decadal variation)가 있었으며 이 영향을 받는 우리나라 여름철 극한기온지수도 큰 영향이 있었을 것을 유추할 수 있다(Kwon et al., 2005). Lepage test (Lepage, 1971; Yonetani and McCabe, 1994)를 통해서 TX90pD와 TX90pM 두 지수 모두 1995년 근처에서 유의미한 변화가 있었다(not shown). 따라서 본 연구에서는 1995년부터 20년기간의 우리나라 여름철 극한기온의 특성을 분석했다.

Figure 1은 TX90pD와 TX90pM를 1995년부터 2014

년까지 나타낸 그림이다. 빨간색 선은 TX90pD를 주황색 선은 TX90pM의 표준화된 값을 나타내고 있으며 파란색 점선은 상위 33.3%와 하위 33.3%를 나타내는 표준화된 값 ± 0.43 을 나타내고 있다. 두 지수의 상관관계는 0.84 이상으로 지수의 변동이 매우 유사하다. 즉 일기준을 바탕으로 한 지수와 월기준을 이용한 지수는 서로 비슷한 경년 변동을 보이는 것이다. 이 높은 상관성을 가지는 두 지수를 이용해서 군집 분류한 패턴도 유사한지 뒤에서 살펴볼 것이다.

2.3 자기조직화지도

여름철 극한온도발생의 특성을 분류하기 위해서 자기조직화지도도를 사용했다. 자기조직화지도도는 인공신경망과 유사한 방식의 자율학습을 통해서 외부도움 없이 스스로 훈련데이터로부터 군집을 분류하는 분석 방법이다(Kohonen, 1990, 1997). 자기조직화지도는 임의의 차원을 가지는 연속 입력층과 1차원 또는 2차원의 출력층을 가지는 구조를 가지며 크게 훈련(training)과 매핑(mapping), 두 과정을 거친다. 훈련과정은 M개의 최적화된 군집의 참조벡터(reference vector)를 결정하는 과정이다. 이 훈련과정은 M개의 군집의 참조벡터를 무작위하게(randomly) 설정한 후 입력벡터와 M개의 군집의 참조벡터와 입력벡터들 사이의 유클리드 거리(Euclidean distance)값이 최소가 되도록 선택하는 경쟁(competitive)의 반복을 통해서 참조벡터를 결정한다. 훈련과정이 끝나면 입력벡터들은 유클리드 거리가 가장 가까운 참조벡터를 찾아서 가장 유사한 패턴에 할당 시키는 매핑과정을 통해서 분류된다. 입력벡터는 1995년부터 2014년까지 TX90pD와 TX90pM의 지수에 의해서 극한온도인 날로 정해진 184일의 우리나라를 포함하는 20°~50°N, 110°~150°E 영역의 2 m 온도이다. 참조벡터의 수는 여러 번의 실험을 반

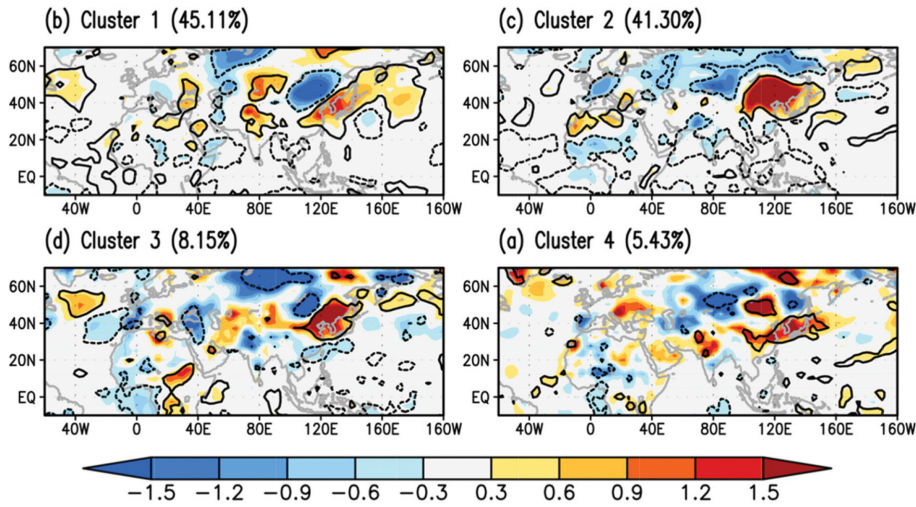


Fig. 2. Composite field of 2-m temperature anomaly (shading, K) from the SOM analysis for TX90pD. Contours indicate statistically significant regions at the 90% confidence level.

복한 결과 가장 효율적으로 SOM 패턴을 분류할 수 있는 것으로 결정했다. 또한 각 군집들이 서로 통계적으로 구별할 수 있는지 확인하는 통계기법인 false discovery rate test (FDR test)를 만족해야 한다 (Benjamini and Hochberg, 1995; Wilks, 2006; Kim and Seo, 2016). 결과적으로 2×2 SOM 패턴이 가장 효율적으로 극한온도의 특성을 분류한다고 판단했기 때문에 참조벡터의 수를 4개로 결정했다.

2.4 선형 경압 모형

선형대기모델은 분류된 군집에서 강제력으로 작용한 해수면 온도 아노말리의 역할을 알아보기 위해서 선형 경압 모형(Linear Baroclinic Model, LBM)의 드라이 버전(dry version)이 사용되었다(Watanabe and Kimoto, 2000, 2001). 선형 경압 모형은 비단열 가열 아노말리나 해수면 온도 아노말리에 대한 대기순환장의 변화를 모의하는 간단한 전 지구 역학 모형으로써 원시방정식의 선형화 된 모델이며 수평적으로는 T42 가우시안 격자(gaussian grid)를 가지고 20개의 시그마 좌표(sigma coordinate) 연직층을 가진다. 이 실험을 통해서 이상적인 강제력에 대한 대기장의 반응을 알 수 있도록 강제력의 수평구조는 타원형으로, 연직구조는 비단열 가열이 최대를 이루는 층을 중심으로 감마곡선으로 표현했다. 얇은 대류지역인 중위도에서는 하층이 최대가 되도록 표현했으며 열대에서는 파동의 에너지원으로써 비단열 가열항인 강수 아노말리를 모의하는 깊은 대류를 표현할 수 있도록 중층을 최대가 되도록 설정했다(Hall et al., 2001; Lin, 2009; Wu et al., 2009). 이 모형실험에서 배경장은 1995년부터 2014

년까지의 20년의 여름철 대기장을 평균하여 사용했다.

3. 결과 및 분석

Figure 2는 TX90pD에 의해 여름철 극한온도로 표현된 날들을 자기조직화지도를 통해 4개로 분류한 군집별의 시간정보를 이용한 2 m 온도자료를 합성장(composite) 분석결과이다. 그림의 음영은 합성장 분석을 통해서 나타난 2 m 온도 자료이고 등치선은 90% 유의한 영역을 표현한다. 4개의 SOM 패턴 모두 우리나라에 높은 온도가 나타나며 1번 군집이 약 45%, 2번 군집이 약 41%를 차지하며 두 군집을 합쳐 약 86% 이상의 높은 비중을 가진다. Figure 3은 Fig. 2와 같지만 TX90pM에 대한 그림이다. TX90pM을 통해서 나타난 우리나라 여름철 극한온도인 날들을 분류한 4개의 군집 패턴들 모두 TX90pD와 같이 우리나라에 높은 온도가 나타나며 1번 군집이 약 43% 이상, 2번 군집이 약 41% 이상의 높은 비율을 차지한다. 우리나라의 북서쪽과 남동쪽의 음의 온도 아노말리와 우리나라를 덮고 있는 양의 온도 아노말리가 나타나는 TX90pD의 1번 군집(Fig. 2a)과 TX90pM의 1번 군집(Fig. 3a)의 패턴이 유사하다. 1번 군집은 다른 군집들에 비해 양의 온도 아노말리 분포가 남쪽에서 시작하여 북동쪽으로 이어지는 넓은 지역에 나타난다. 1번 군집에서 우리나라를 덮고 있는 양의 온도 아노말리가 TX90pD이 TX90pM보다 좀더 북동쪽으로 확장되지만 북서쪽의 음의 온도 아노말리는 이와 다르게 TX90pD에서 TX90pM보다 조금 더 작은 영역에 분포되어 있다. TX90pD의 2번 군집(Fig. 2b)과 TX90pM

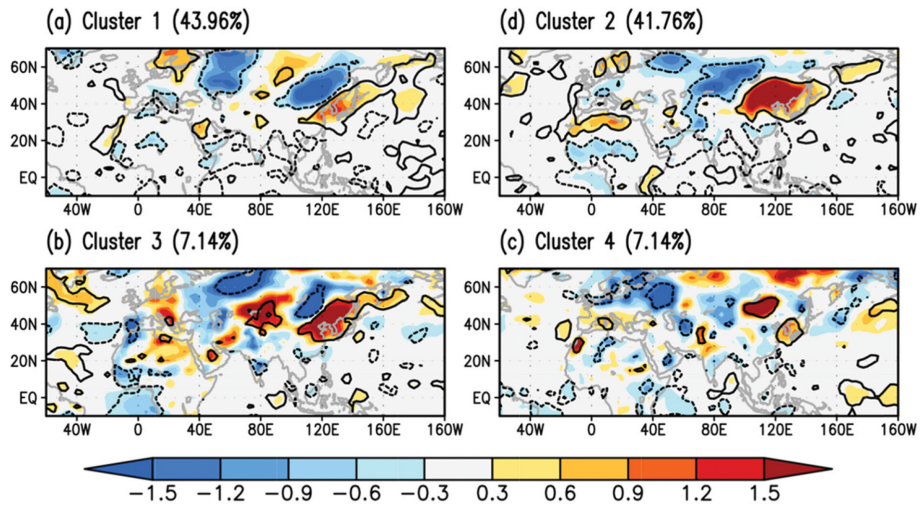


Fig. 3. Same as Fig. 2 except for TX90pM.

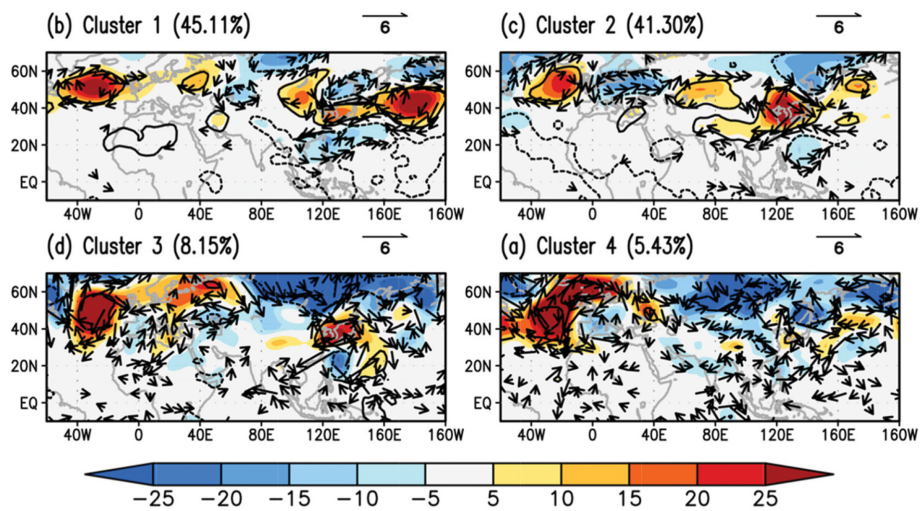


Fig. 4. Composite field of 850-hPa geopotential height anomaly (shading, gpm) and wind anomaly (vector, $m\ s^{-1}$) from the SOM analysis for TX90pD. Contours indicate statistically significant regions at the 90% confidence level.

의 2번 군집(Fig. 3b)에서 우리나라를 덮고 있는 양의 온도 아노말리와 그 북서쪽에서 넓게 나타나는 음의 온도 아노말리가 분포하는 유사한 패턴이 나타난다. 2번 군집에서 TX90pD와 TX90pM를 비교하면 우리나라 북쪽과 북서쪽에 위치한 음의 온도 아노말리의 모습이 약간 다르지만 전체적으로 우리나라를 덮고 있는 양의 온도 아노말리는 강도와 범위가 비슷하다. 3번 군집에서는 TX90pD와 TX90pM 모두 우리나라에 양의 온도 아노말리가 나타나고 그 북서쪽에 음의 온도 아노말리가 나타나지만 TX90pD는 TX90pM과는 달리 우리나라 남쪽에 음의 온도 아노말리가 나타난

다(Figs. 2c, 3c). 4번 군집에서는 우리나라를 덮고 있는 양의 온도 아노말리와 그 북서쪽에 나타나는 양의 온도 아노말리가 나타나는 패턴이 비슷하다(Figs. 2d, 3d). 하지만 TX90pD가 TX90pM에 비해 우리나라를 포함한 양의 온도 아노말리가 동서방향으로 넓은 방향으로 분포한다.

전체적으로 TX90pD와 TX90pM의 유형들은 비슷한 패턴을 보인다. 이는 TX90pD와 TX90pM의 상관관계가 높기 때문에 비슷한 군집들끼리 분류되었기 때문인 것으로 판단된다(Fig. 1). TX90pD와 TX90pM에서 높은 비중을 차지하는 2개의 군집들을 합치면

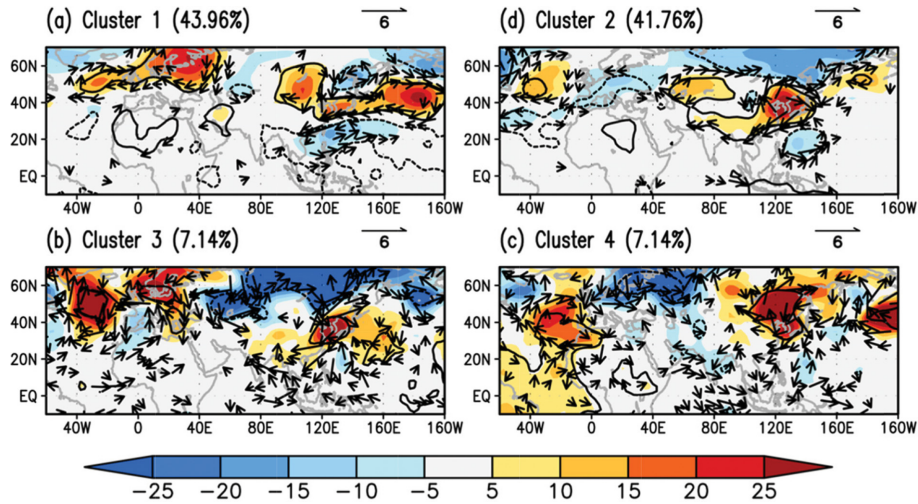


Fig. 5. Same as Fig. 4 except for TX90pM.

각각 85% 이상의 높은 비중을 차지하기 때문에 본 연구에서는 TX90pD와 TX90pM의 두 지수의 자기조직화지도를 통해서 분류한 우리나라 여름철 극한온도의 군집들 중에서 중요하게 생각되는 2개의 군집인 TX90pD와 TX90pM의 1번과 2번에 대해서 자세히 다룰 것이다.

Figures 4, 5는 TX90pD와 TX90pM을 통해 극한온도로 정의된 날들의 2 m 온도자료를 자기조직화지도를 통해서 분류한 군집들의 시간정보를 이용해서 하층의 대기순환장인 850 hPa 지위고도장을 합성분석한 그림이다. 그림의 음영은 850 hPa 지위고도장 아노말리를 합성정한 값을 나타내고 등치선은 90% 유의한 영역을 백터는 동서방향, 남북방향의 바람 아노말리를 나타낸다. 4개의 군집 모두 고기압성 순환 아노말리가 우리나라를 덮고 있는 것을 확인할 수 있다. 이것은 강한 태양복사에너지의 지속적인 유입을 동반하는 고기압성 순환 아노말리가 우리나라의 극한온도에 큰 영향을 끼치는 것을 의미한다. 2 m 온도의 합성장 분석과 같이 하층 지위고도장 아노말리에서도 TX90pD의 1번 군집(Fig. 4a)과 TX90pM의 1번 군집(Fig. 5a)은 유사한 패턴을 가지고 있다. 이 패턴을 살펴보면 아열대 서태평양에 저기압성 순환 아노말리가 나타나고 우리나라에 고기압성 순환 아노말리가 나타나며 그 북쪽에 저기압성 순환이, 동쪽에 고기압성 순환이 형성된다. 이것은 열대 온난 해수지역(warm pool)인 북서태평양 또는 남중국해의 비단열 가열에 의한 로스비 반응에 의해 생성되는 원격상관 패턴인 태평양-일본 패턴(Nitta, 1987) 혹은 동아시아-태평양(East Asia-Pacific, EAP) 패턴과 유사하다(Huang and Li, 1987). 마찬가지로 TX90pD의 2번 군집(Fig. 4b)과 TX90pM

의 2번 군집(Fig. 5b)의 하층 지위고도장 아노말리도 비슷한 패턴을 보인다. 이 패턴을 살펴보면 북대서양에서 시작한 고기압성 순환 아노말리에서 북 유라시아 대륙을 거쳐서 우리나라로 이어지는 대기순환장 패턴이 나타난다. 하층 뿐만 아니라 상층인 300 hPa 지위고도장에서도 우리나라를 덮고 있는 고기압성 순환과 하층과 유사한 대기순환장 전과 패턴이 나타난다(not shown). 이 대기순환장 패턴은 봄철 북대서양 진동과 관련된 해수면 온도 아노말리 패턴이 에너지 원으로 작용하는 순압 로스비파와 상관이 있으며 여름철에 동아시아 몬순에 영향을 주는 것으로 알려져 있다(Wu et al., 2009). 결과적으로 유사한 두 하층 지위고도장 패턴을 종합해보면 우리나라 여름철 극한온도가 발생하기 위해서는 우리나라에 고기압성 순환 아노말리가 덮고 있어야 하며, 이 고기압성 순환은 적도나 아열대의 영향을 받는 동아시아-태평양 패턴과 중위도에서 동쪽으로 이동하는 로스비파에 의한 두 개의 원격상관 패턴에 의해서 형성되는 것을 유추할 수 있다.

위의 두 원격상관패턴들의 해수면 온도 아노말리와 관련성을 확인하기 위해서 분류된 군집들에 해당하는 날짜들의 90일과 60일, 30일 이전 시간차이와 0일(극한온도 발생일)의 해수면 온도 아노말리를 합성장 분석했다(Figs. 6, 7). 우리나라 여름철 폭염발생일에서 60일과 90일 이전은 평균적으로 4월과 5월에 해당하므로 봄철 지면 경계 강제력으로 작용하는 해수면 온도 아노말리를 알아보기에 적당한 시간 간격이며 30일 이전과 0일의 해수면 온도 아노말리를 통해서 봄철 해수면 온도 아노말리가 여름까지 지속되는지 확인할 수 있다. Figures 6a, c, e, g는 TX90pD의

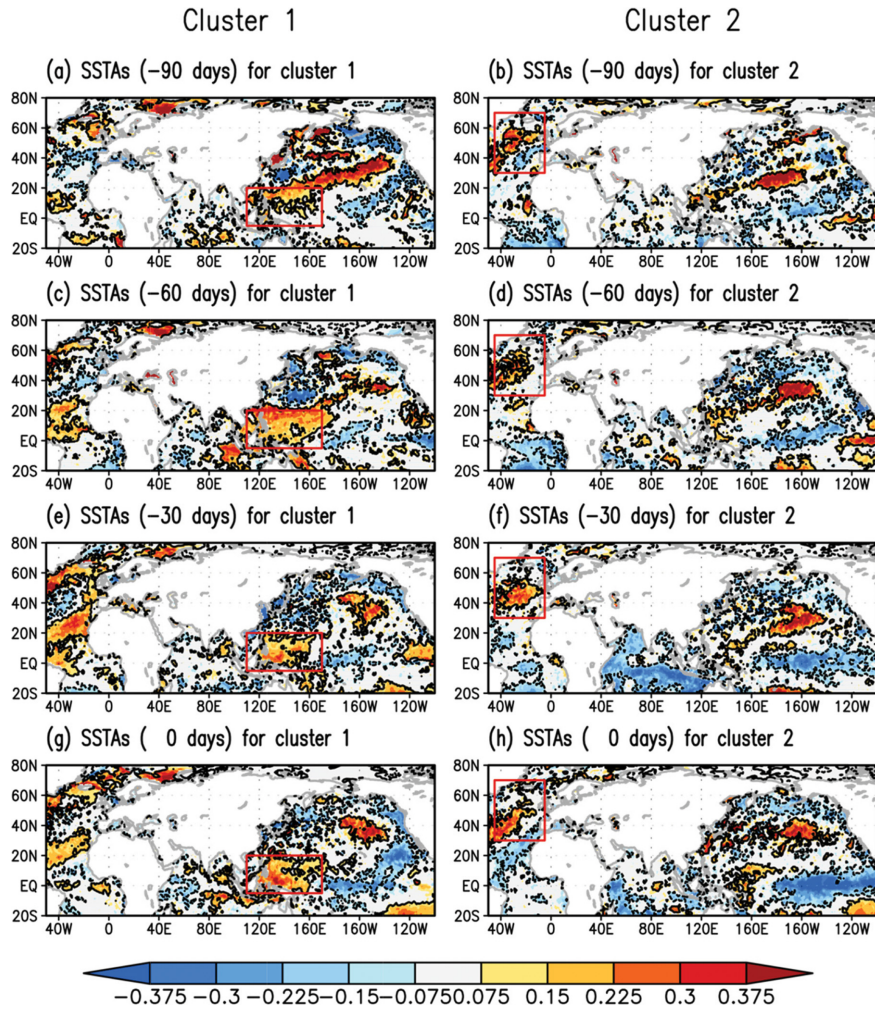


Fig. 6. Composite field of SST anomaly (shading, K) at lag days -90, -60, -30, and 0 from the SOM analysis for TX90pD. Left panel indicates cluster 1 and right panel denotes cluster 2. Contours indicate statistically significant regions at the 90% confidence level. Red boxes denote the two major boundary forcing areas analyzed from this study.

1번 군집의 해수면 온도 아노말리를 합성장 분석한 결과이다. 음영은 해수면 온도 아노말리의 합성장 분석을 한 값이고 등치선은 90% 유의한 영역을 나타낸다. 90일 이전에는 적도를 포함하는 열대 북서태평양에서 양의 해수면 온도 아노말리가 나타나며 60일 이전에는 적도서태평양에서 양의 해수면 온도 아노말리의 영역이 줄어들지만 여전히 따뜻한 해수면 온도 아노말리가 30일 이전과 극한온도가 발생한 날까지 유지된다(red box in Figs. 6a, c, e, g). TX90pD의 1번 군집의 90일과 60일, 30일, 0일 이전의 해수면 온도 아노말리를 나타내는 Figs. 7a, c, e, g에서도 TX90pD의 1번 군집의 해수면 온도 아노말리 합성장 분석의 결과보다는 약하지만 적도 서태평양에서 양의 해수면

온도 아노말리가 나타난다. 북서태평양의 양의 해수면 온도 아노말리는 그 지역의 기압을 낮추고 이에 의한 하층 수렴이 강수 아노말리를 유발한다. 강수를 동반하는 대류 가열은 Gill-타입 반응에 의해서 저기압성 순환 아노말리를 만들고 이에 의해서 북서태평양에 강수 아노말리와 저기압성 순환이 유지된다(Gill, 1980). 이 가열항은 자오선방향으로 전파하는 로스비 파를 촉발시켜서 한반도에 고기압성 순환을 형성할 수 있다(Ueda et al., 1995; Kawamura et al., 1996; Ueda and Yasunari, 1996). 이것으로 보아 앞서 유추한 바와 같이 TX90pD의 1번 군집과 TX90pM의 1번 군집은 적도와 열대의 양의 해수면 온도 아노말리에 의한 로스비 반응에 의해 나타나는 동아시아-태평양

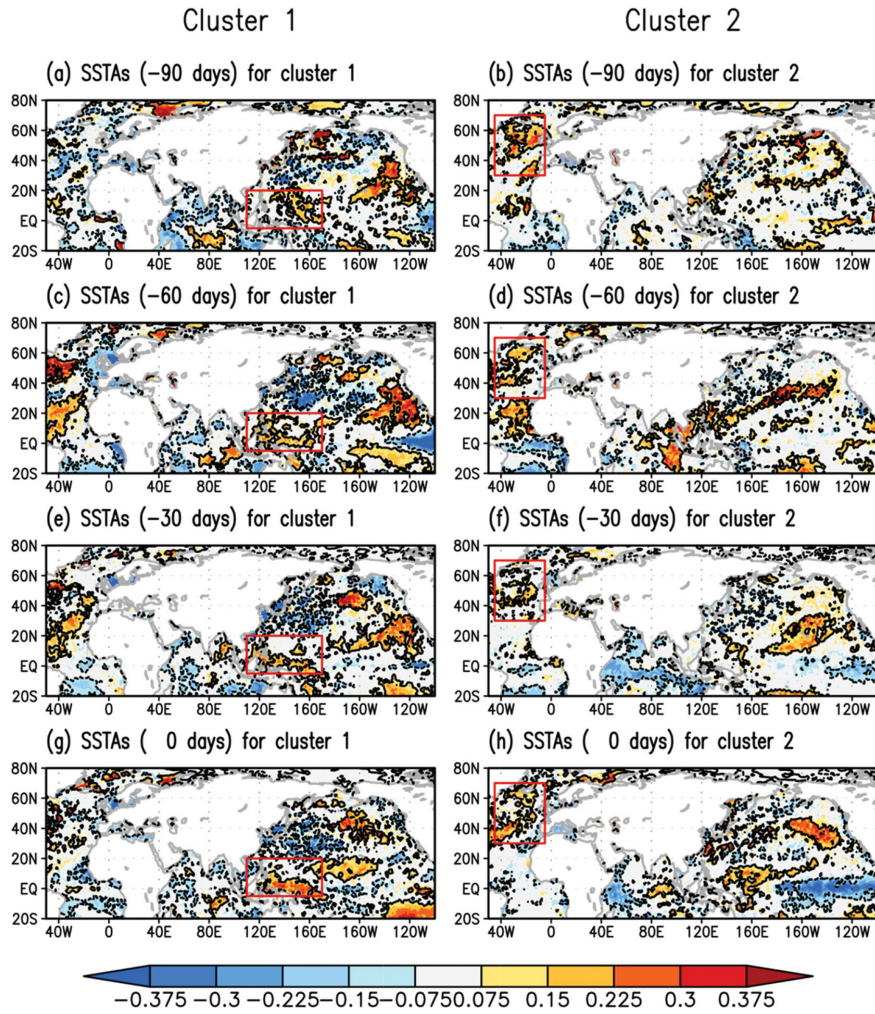


Fig. 7. Same as Fig. 6 except for TX90pM.

패턴과 유사한 원격 상관성이 우리나라에 고기압성 순환 아노말리를 형성한다. 북서태평양의 해수면 온도의 반응을 확인하기 위해서 선형 경압 모형실험을 수행했다. Figure 8a는 북서태평양에 강제력을 준 후 모형 실험을 통해서 대기장의 변화를 살펴본 그림이다. 등치선은 강제력을 표현하고 있으며 음영은 그 강제력에 대한 850 hPa 지위고도장 반응이 평형상태에 도달되었다고 판단된 때를 나타낸 것이다. 선형 경압 모형실험의 경우 평형상태에 도달하면 패턴의 변화는 거의 없고 강도만 강해진다. 평형상태 이후의 결과는 강도가 과대해져서 패턴이 잘 식별되지 않을 수 있기 때문에 보통 평형상태에 도달했을 때의 모형결과를 나타낸다. SOM 패턴(Figs. 4a, 5a)과 마찬가지로 북서태평양에 저기압성 순환이 나타나고 한반도를 덮고 있는 고기압성 순환이 발생한다. 따라서 북서태평양

의 양의 해수면 온도 아노말리는 한반도에 고기압성 순환 아노말리를 형성함으로써 우리나라 여름철 극한 온도의 발생에 기여한다.

다음으로 TX90pD의 2번 군집과 TX90pM의 2번의 북대서양에서 시작되어 북 유라시아대륙을 거쳐서 우리나라로 이어지는 대기 순환장 패턴의 해수면 온도 아노말리를 살펴본 결과 북대서양에 양의 해수면 온도 아노말리 또는 북쪽(~50°N)에는 양의 아노말리 남쪽(~40°N)에는 음의 아노말리를 가지는 쌍극자 패턴이 나타난다(red box in right panel Figs. 6, 7). TX90pD의 2번 군집과 TX90pM 2번 군집의 봄철 해수면 온도 아노말리가 850 hPa 지위고도장 아노말리 그림(Figs. 4b, 5b)에서 나타나는 순환장 패턴을 생성할 수 있는지 확인하기 위해 마찬가지로 선형 경압 모형실험을 수행했다. 강제력은 북대서양의 양의 해

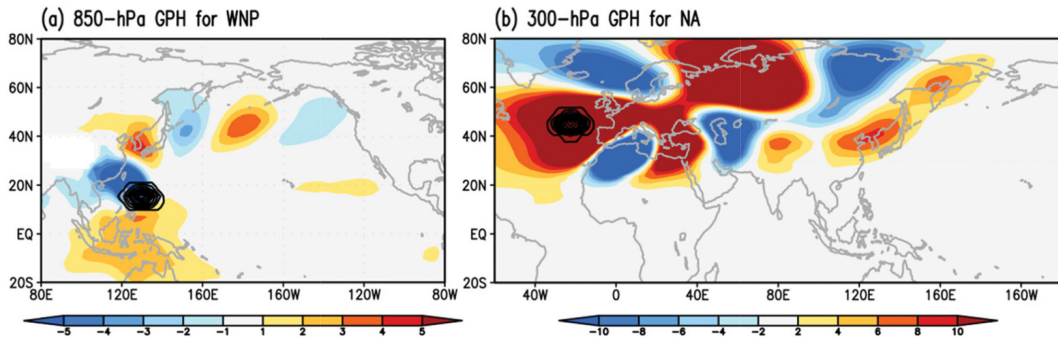


Fig. 8. (a) The 850-hPa geopotential height anomaly (shading, gpm) response and (b) 300-hPa geopotential height anomaly (shading, gpm) response to LBM experiment. Black contours (forcing region) indicate vertically averaged heating rate ($K day^{-1}$) with intervals of $0.1 K day^{-1}$.

수면 온도가 나타나는 위치에 주었다(Fig. 8b 검정 등치선). 북대서양에서 시작하여 동아시아로 전파하는 로스비파는 중층과 상층의 제트를 타고 이동하기 때문에 모형실험의 결과에서 대기순환장의 전파 패턴을 확인하기 위해 상층인 300 hPa 지위고도장 아노말리 반응을 살펴보았다(Fig. 8b). 그 결과 SOM 패턴(Figs. 4b, 5b)과 유사하게 북 유라시아를 따라서 동쪽으로 이동하는 경로와 중위도($\sim 40^{\circ}N$)를 따라서 동쪽으로 이동하는 2개의 경로를 통해 전파되는 로스비파가 나타난다. 하층인 850 hPa의 지위고도장 반응에서도 상층패턴과 유사한 로스비파의 전파 패턴과 우리나라를 덮고 있는 고기압성 순환 아노말리가 나타난다(not shown). 따라서 북대서양 해수면 온도 아노말리를 에너지원으로 사용하는 순압구조의 로스비파가 우리나라에 고기압성 순환을 형성하여 우리나라 여름철 극한기온 발생 빈도에 영향을 끼친다.

최종적으로 중요하게 생각되는 2개의 SOM 패턴인 열대의 영향을 받는 패턴과 중위도 원격상관의 패턴이 자주 나타나는 기간을 알아보기 위해서 주요 군집의 월별 분포를 Fig. 9에 나타냈다. 적도와 열대의 영향을 받는 TX90pD와 TX90pM의 1번 군집은 모두 7월과 8월에 높은 비중을 나타낸다. 이것으로 적도와 열대는 우리나라의 늦여름 극한기온 발생 빈도에 더 큰 영향을 끼치는 것을 확인할 수 있다. 중위도 원격상관의 영향을 받는 TX90pD와 TX90pM의 2번 군집은 7월과 8월에 비해 상대적으로 6월에 큰 분포를 가지는 것으로 보아 북대서양의 해수면 온도 아노말리는 늦여름 보다는 초여름의 우리나라 극한온도 발생과 관련이 있다.

4. 요약

본 연구에서는 1995년부터 2014년의 20년간 동

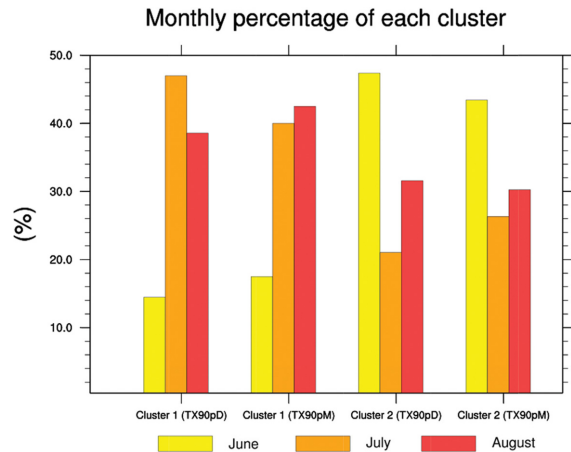


Fig. 9. Monthly percentage of clusters 1 and 2 for TX90pD and of clusters 1 and 2 for TX90pM. Yellow, orange, and red bars indicate percentage for June, July, and August. The total sum of the percentage for each cluster is 100%.

안 우리나라 여름철 극한온도를 나타내기 위해서 일별 임계치를 가지는 TX90pD와 월별 임계치를 가지는 TX90pM을 정의하여 그 유사성을 살펴본 후 극한온도가 나타나는 날들의 유형을 자기조직화지도를 이용해서 분류하였다. TX90pD와 TX90pM은 임계치를 정의하는 방법이 다름에도 불구하고 그 유사성이 아주 높았으며 자기조직화지도를 통한 유형분류에서 유사한 패턴이 나타났다. 4개로 분류한 군집에서 모두 우리나라에 높은 온도가 나타났으며 고기압성 순환 아노말리가 우리나라를 덮고 있는 것을 보아 우리나라 여름철 극한온도의 주된 요인은 고기압성 순환 아노말리에 의한 강한 일사 때문인 것을 유추할 수 있다. 자기조직화지도를 통해서 4개의 군집으로 분류한 극한온도의 패턴을 분류한 결과 주요한 2개의 모드를

찾았으며 적도와 열대 해수면온도 아노말리의 영향을 받는 동아시아-태평양 패턴과 유사한 원격상관패턴과 중위도 영향을 받는 북대서양에서 시작하여 동쪽으로 이동하는 대기 순환장 패턴이 나타나며 합쳐서 약 85% 이상의 높은 비중을 차지하고 있다. 이 두 패턴과 관련된 해수면 온도 아노말리를 살펴 본 결과 첫 번째로 동아시아-태평양 패턴과 유사한 원격상관 패턴은 봄철 북서태평양에서의 양의 해수면 온도 아노말리와 관련이 있다. 이 따뜻한 해수면 온도 아노말리에 의해 저기압성 순환이 생성되고 대기-해양 상호작용에 의해서 저기압성 순환 아노말리는 강수 아노말리를 만들면서 유지된다(Xie and Philander, 1995; Wang et al., 2000). 이 때 발생하는 강수 아노말리는 비단열 가열항으로 작용하여 자오선방향으로 전파하는 로스비파를 만들어서 우리나라에 고기압성 순환 아노말리를 형성한다. 두 번째로 중위도 원격상관 패턴은 봄철 북대서양에서의 양의 해수면 온도 아노말리 패턴과 관련이 있다. 봄철 북대서양의 해수면 온도 아노말리는 동쪽으로 전파하는 로스비파의 에너지원으로 작용하여 동아시아 여름 몬순에 영향을 준다(Wu et al., 2009). 이 로스비파의 전파에 의해서 한반도에 단과 복사의 지속적인 유입을 동반하는 고기압성 순환이 형성되어 우리나라의 지표면 온도를 높이는 것에 기여함과 동시에 극한온도의 발생 빈도를 증가시킨다.

이 연구를 통해서 자기조직화지도를 통해서 한반도 여름철 극한온도를 대표하는 두 개의 중요 원격상관 패턴을 분류했다. 이 두 SOM 패턴과 관련된 봄철 북서태평양의 양의 해수면 온도 아노말리와 북대서양의 해수면 온도 아노말리를 지면 강제력으로 규명하여 여름철 우리나라 극한온도의 발생을 예측할 수 있는 잠재적 예측인자를 발견했다. 이 두 지역의 봄철 해수면 온도 아노말리의 지속적인 모니터링을 통해서 우리나라 여름철 극한온도의 발생 빈도를 어느 정도 예측할 수 있으며 특히 6월에 큰 발생 빈도를 나타내는 북대서양해수면 온도를 통해서 초여름의 극한온도 발생 빈도를, 7월과 8월에 더 큰 분포를 가지는 북서태평양의 해수면 온도를 통해서 늦여름의 극한기온 발생 빈도를 알아낼 수 있을 것으로 기대한다.

감사의 글

이 논문은 부산대학교 기본연구지원사업(2년)의 지원으로 연구되었음. 세심한 조언을 해 주신 두 심사위원님께 감사를 드립니다.

REFERENCES

Alexander, L. V., and Coauthors, 2006: Global observed

changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.

Benjamini, Y., and Y. Hochberg, 1995: Controlling the false discovery rate: A practical and powerful approach to multiple testing. *J. Roy. Stat. Soc.*, **57**, 289-300.

Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, and J. Methven, 2004: Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, **59**, 217-223.

Chu, J.-E., S. N. Hameed, and K.-J. Ha, 2012: Nonlinear, intraseasonal phases of the East Asian summer monsoon: Extraction and analysis using self-organizing maps. *J. Climate*, **25**, 6975-6988, doi:10.1175/JCLI-D-11-00512.1.

Coumou, D., A. Robinson, and S. Rahmstorf, 2013: Global increase in record-breaking monthly-mean temperatures. *Climatic Change*, **118**, 771-782, doi:10.1007/s10584-012-0668-1.

Ding, Q., and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483-3505.

Field, C. B., V. Barros, T. F. Stocker, and Q. Dahe, Eds., 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Cambridge University Press, 582 pp.

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462, doi:10.1002/qj.49710644905.

Hall, N. M. J., J. Derome, and H. Lin, 2001: The extratropical signal generated by a midlatitude SST anomaly. Part I: Sensitivity at equilibrium. *J. Climate*, **14**, 2035-2053.

Hartmann, D. L., and Coauthors, 2014: Observations: Atmosphere and surface., In T. F. Stocker et al., Eds., *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 159-254.

Herring, S. C., M. P. Hoerling, J. P. Kossin, T. C. Peterson, and P. A. Stott, 2015: Explaining extreme events of 2014 from a climate perspective. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, S1-S172, doi:10.1175/BAMS-ExplainingExtremeEvents2014.1.

Horton, D. E., N. C. Johnson, D. Singh, D. L. Swain, B. Rajaratnam, and N. S. Diffenbaugh, 2015: Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. *Nature*, **522**, 465-469, doi:10.1038/nature14550.

Huang, R., and W. Li, 1987: Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia. *Proc. Int. Conf. on the*

- General Circulation of East Asia*, Chengdu, China, ICGC, 40-51.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- Kawamura, R., T. Murakami, and B. Wang, 1996: Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 867-890.
- Kim, H.-K., and K.-H. Seo, 2016: Cluster analysis of tropical cyclone tracks over the western North Pacific using a self-organizing map. *J. Climate*, **29**, 3731-3751, doi:10.1175/JCLI-D-15-0380.1.
- Kohonen, T., 1990: The self-organizing map. *Proc. IEEE*, **78**, 1464-1480, doi:10.1109/5.58325.
- _____, 1997: *Self-Organizing Maps*. 2nd ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 30, 426 pp.
- Kornhuber, K., V. Petoukhov, S. Petri, S. Rahmstorf, and D. Coumou, 2017: Evidence for wave resonance as a key mechanism for generating high-amplitude quasi-stationary waves in boreal summer. *Climate Dyn.*, **49**, 1961-1979, doi:10.1007/s00382-016-3399-6.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between East Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.
- Lau, W. K. M., and K.-M. Kim, 2012: The 2010 Pakistan flood and Russian heat wave: Teleconnection of hydrometeorological extremes. *J. Hydrometeorol.*, **13**, 392-403, doi:10.1175/JHM-D-11-016.1.
- Lee, M.-H., S. Lee, H.-J. Song, and C.-H. Ho, 2017: The recent increase in the occurrence of a boreal summer teleconnection and its relationship with temperature extremes. *J. Climate*, **30**, 7493-7504, doi:10.1175/JCLI-D-16-0094.1.
- Lee, W.-S., and M.-I. Lee, 2016: Interannual variability of heat waves in South Korea and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, **36**, 4815-4830, doi:10.1002/joc.4671.
- Lepage, Y., 1971: A combination of Wilcoxon's and Ansari-Bradley's statistics. *Biometrika*, **58**, 213-217.
- Lin, H., 2009: Global extratropical response to diabatic heating variability of the Asian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2697-2713.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Perkins, S. E., D. Argüeso, and C. J. White, 2015: Relationships between climate variability, soil moisture, and Australian heatwaves. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 8144-8164, doi:10.1002/2015JD023592.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473-5496.
- Seo, K.-H., J.-H. Son, and J.-Y. Lee, 2011: A new look at Changma. *Atmosphere*, **21**, 109-121 (in Korean with English abstract).
- _____, _____, _____, and H.-S. Park, 2015: Northern East Asian monsoon precipitation revealed by air-mass variability and its prediction. *J. Climate*, **28**, 6221-6233, doi:10.1175/JCLI-D-14-00526.1.
- Schubert, S. D., H. Wang, R. D. Koster, M. J. Suarez, and P. Y. Groisman, 2014: Northern Eurasian heat waves and droughts. *J. Climate*, **27**, 3169-3207, doi:10.1175/JCLI-D-13-00360.1.
- Ueda, H., and T. Yasunari, 1996: Maturing process of the summer monsoon over the western North Pacific: A coupled ocean/atmosphere system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 493-508.
- _____, _____, and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convection activity over the western Pacific in the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 795-809.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate?. *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Watanabe, M., and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- _____, and _____, 2001: Corrigendum. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 733-734.
- Wilks, D. S., 2006: On "field significance" and the false discovery rate. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 1181-1189, doi:10.1175/JAM2404.1.
- Wu, Z., B. Wang, J. Li, and F.-F. Jin, 2009: An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **114**, D18120, doi:10.1029/2009JD011733.
- Xie, S.-P., and S. G. H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus A*, **46**, 340-350.
- Yonetani, T., and G. J. McCabe, 1994: Abrupt changes in regional temperature in the conterminous United States, 1895-1989. *Climate Res.*, **4**, 13-23, doi:10.3354/cr004013.