

한반도 호우유형의 중규모 특성 및 예보 가이드스

김선영 · 송환진* · 이혜숙

국립기상과학원 인공지능예보연구팀

(접수일: 2019년 7월 23일, 수정일: 2019년 9월 2일, 게재확정일: 2019년 9월 25일)

Mesoscale Features and Forecasting Guidance of Heavy Rain Types over the Korean Peninsula

Sunyoung Kim, Hwan-Jin Song*, and Hyesook Lee

AI Weather Forecast Research Team, National Institute of Meteorological Sciences, Jeju, Korea

(Manuscript received 23 July 2019; revised 2 September 2019; accepted 25 September 2019)

Abstract This study classified heavy rain types from *K*-means clustering for the hourly relationship between rainfall intensity and cloud top height over the Korean peninsula, and then examined their statistical characteristics for the period of June–August 2013–2018. Total rainfall amount of warm-type events was 2.65 times larger than that of the cold-type, whereas the lightning frequency divided by total rainfall for the warm-type was only 46% of the cold-type. Typical cold-type cases exhibited high cloud top height around 16 km, large reflectivity in the upper layer, and frequent lightning flashes under convectively unstable condition. Phenomenally, the cold-type cases corresponded to cloud cluster or multi-cell thunderstorms. However, two warm-type cases related to Changma and typhoon were characterized by heavy rainfall due to long duration, relatively low cloud top height and upper-level reflectivity, and the absence of lightning under the convectively neutral and extremely humid conditions. This study further confirmed that the forecast skill of rainfall could be improved by applying correction factor with the overestimation for cold-type and underestimation for warm-type cases in the Local Data Assimilation and Prediction System (LDAPS) operational model (e.g., BIAS score was improved by 5%).

Key words: Rain, lightning, cold-type, warm-type, LDAPS

1. 서 론

일반적으로 한반도 여름철 강수 특성은 장마기간 동안 지속적인 강수가 이어지는 6월 중순~7월과 북태평양 고기압의 북상과 함께 대류불안정이 강화되는 8월의 한여름으로 구분된다. 장마기간 이후에는 간헐적으로 태풍이 한반도에 영향을 미치기도 한다. 호우는 시·공간적으로 강수량이 집중되는 현상으로 장마,

태풍, 저기압의 발달, 북태평양고기압 가장자리의 수렴대, 지형, 국지적 불안정 등 다양한 원인에 의해서 발생한다(Rha et al., 2005). 1979~2013년 동안 호우 및 태풍에 의한 피해액은 25조 원으로 막대한 국가적 손실을 야기하고 있다(Ahn et al., 2015). 한편, 최근 40년 동안 하계 강수량은 연 강수량의 54%(출처: 기상자료개방포털)를 차지하므로 국가적인 수자원 관리 측면에서도 중요한 역할을 담당한다. 여름철 집중호우의 중요성을 인식하여, 호우의 특성 및 발달 기작에 대한 많은 연구들이 수행되어 왔다. 여러 연구결과들을 종합하면 한반도 집중호우는 북태평양 고기압 가장자리를 따라 남서쪽에서 하층제트로 인한 수증기가 공급되는 가운데, 한반도 북서쪽에 한랭건조한 공

*Corresponding Author: Hwan-Jin Song, AI Weather Forecast Research Team, National Institute of Meteorological Sciences, 33, Seohobuk-ro, Seogwipo-si, Jeju-do 63568, Korea.
Phone: +82-64-780-6694
E-mail: hwanjinsong@gmail.com

기가 유입되어 대류불안정이 강화되며, 상층제트의 발산으로 인한 2차순환이 강화되는 환경에서 발생하는 것으로 이해되고 있다(Park et al., 1986; Hwang and Lee, 1993; Lee et al., 1998; Cho and Lee, 2006; Kim and Lee, 2006; Park and Lee, 2008; Lee et al., 2017). 그러나 많은 연구에도 불구하고 집중호우를 생성하는 강수계의 미세물리적 이해의 부족은 여전하며, 이것은 궁극적으로 호우에 대한 낮은 예측성으로 귀결되고 있다(Song and Sohn, 2018; Lim, 2019; Tapiador et al., 2019).

최근 위성 레이더 관측에 의하면, 한반도 집중호우는 대륙성 강수지역(예: 미국, 중국 등)에서처럼 키가 큰 한랭형(cold-type) 호우에 의해서가 아니라 비교적 키가 낮은 온난형(warm-type) 호우구름에 의해서 주로 발생하는 것으로 알려졌다(Sohn et al., 2013; Song and Sohn, 2015). 온난형 호우 구름은 한랭형에 비해 대기 하층에 집중된 저중심 대류셀 구조로 구성되어 있으며, 열역학적 불안정도는 낮지만 습윤한 환경에서 빗방울의 활발한 충돌 및 병합과정을 통해 집중호우로 성장하는 것으로 이해되고 있다(Song et al., 2017). 여기서 온난형 호우는 어느점고도 이하에서 발달하여 수직과정만으로 약한 강우를 생성하는 온난우(warm rain)와는 다른 개념으로, 상층 빙정과정도 일부 포함하고 있지만 집중호우를 생성하는데 있어서 한랭형에 비해 하층 수직과정이 중요하게 작용한 것을 의미한다. 온난형 호우는 6~7월 장마기간 동안 한랭형에 비해 상대적으로 높은 발생빈도를 보이는데(Song and Sohn, 2015), 동아시아 몬순에 해당하는 중국 메이유(Zhang et al., 2006)와 일본 바이유(Oue et al., 2010) 사례에 대한 지상 레이더 관측결과에서 8 km 이하의 스톱 고도를 가진 중간 깊이의 대류운(medium-depth convection)이 메이유/바이유 기간 총 강수량의 대부분을 차지한다고 보고된 적 있다.

한반도 온난형 호우 구름에 대한 다른 형태의 관측적인 증거로 위성 적외관측이 있다. 과거에 위성 적외관측을 통해 한반도 지역에서 강우강도를 추정하려는 시도가 있었지만 산출 정확도가 높지 않았으며(Oh et al., 2002), 적외관측을 사용하는 대부분의 위성 강수 산출물이 한반도 상에서 심각하게 과소추정하고 있었다(Sohn et al., 2010). 적외 위성관측을 통한 강수 추정은 운정온도가 낮을수록(운정고도가 높을수록) 강우강도가 증가하는 것을 근본적으로 가정하는데, 한반도 상에서는 운정고도가 비교적 낮은 온난형 호우가 빈번하기 때문에 이러한 가정이 적용되지 않은 것이다. 운정고도와 강우강도의 관계에 대한 활용으로 Song et al. (2019)은 한반도 상에서 K-means 군집분석을 통해 한랭형 및 온난형 호우를 구분하고 관측 특성과 현업 국지모델의 예측성을 분석한 바 있다.

한편, 낙뢰빈도는 한랭형 호우에 대한 강력한 증거로 사용될 수 있다. 과냉각수적과 빙정의 충돌로 인한 전하 분리가 낙뢰를 발생시킨다고 알려져 있으며(William et al., 1991), 다량의 빙정 존재가 낙뢰발생을 위한 선결조건이기 때문이다. Kar and Ha (2003)는 한반도에서 강수량과 낙뢰빈도간의 관계를 조사했는데, 서해안을 따라서 강수량에 비해 낙뢰빈도가 높다는 결과를 얻었다. 이러한 결과는 서해안을 따라 동진하는 시스템에 의한 한랭형 호우가 빈번하다는 Song and Sohn (2015)의 결과와도 일치한다. 하지만 한국과 일본은 동일 위도대에서 강수량이 가장 많은 기후학적 특성에도 불구하고, 낙뢰발생빈도 및 낙뢰를 동반한 깊은 대류운의 발생빈도가 현저하게 적은 것으로 알려져 있다(e.g., Zipser et al., 2006; Cecil et al., 2014). Takahashi et al. (2015)는 일본지역에서 비디오 관측자료를 통해 낙뢰를 동반한 호우 사례에서는 상층에서 싸락눈에 의한 성장이 크게 나타났지만, 낙뢰를 거의 동반하지 않은 집중호우 구름의 상층에서는 싸락눈에 비해 밀도가 높은 언 입자(frozen drop)에 의한 급격한 성장이 레이더 반사도 관측에서 나타나는 것을 발견했다. 서태평양 연변을 포함하여 한국과 일본은 싸락눈과 언 입자의 영향이 혼재한 지역에 해당하며(Takahashi, 2006), 이러한 지역은 Song and Sohn (2015)에서 온난형 호우가 우세한 몬순지역과 일치한다. 따라서 언 입자 성장에 의한 낙뢰의 부재는 한반도 온난형 호우에 대한 상층의 중요한 특징으로 추정되고 있다.

본 연구는 Sohn et al. (2013)과 Song and Sohn (2015)에 의해 수행된 위성 레이더 관측결과를 위성 적외 및 낙뢰 관측으로 확장하여 한반도 호우 유형에 대한 통계적 특성을 상세화하는 것을 첫 번째 목적으로 한다. 위성 적외관측 및 강우강도를 호우 유형 구분에 활용한 선행연구(Song et al., 2019)가 있지만 본 연구에서는 관측적인 측면에서의 통계적 특성 분석에 집중했다. 특히, 본 연구의 낙뢰 관측 분석은 Song et al. (2019)과 비교하여 새롭게 시도되는 부분이다. 두 번째로 한랭형 및 온난형 호우의 대표 사례를 선정하고 이에 대한 중규모 특성을 기술함으로써 현상학적 이해를 심화시키고자 한다. 마지막으로 한반도 호우 유형의 특징을 기상청 현업 국지예보모델에 적용함으로써 예보가이드스로 활용할 수 있는 방안을 모색한다.

2. 자 료

본 연구에서는 한반도 발생 집중호우의 유형을 구분하기 위해 2013~2018년 여름철 동안(6~8월) 1시간 간격의 누적강수량 및 운정고도 자료를 사용했다. 시간별 누적 강수량은 기상청 수치모델링센터에서 생산

한 강수재분석 격자자료로부터 확보했다. 이 자료는 전국 800개 이상의 Automatic Weather Station (AWS) 지점에서 관측된 지상강수량 자료와 10분 간격의 480 km 범위 지상 레이더 자료를 합성한 것으로 5 km 공간해상도 및 1시간 간격의 시간해상도를 가진다. 남한 육지 영역에 대해서는 AWS와 레이더를 함께 사용하기 때문에 강수량 자료의 정확도가 높지만, AWS가 존재하지 않는 북한 및 해양 지역에 대해서는 레이더 추정에만 의존하기 때문에 강수자료의 품질이 낮을 수밖에 없다. AWS가 위치한 지점에 대해서는 관측 값으로 대체하기 때문에 강수재분석 자료에 대한 검증은 어렵지만, AWS와 레이더를 합성하여 연속적인 자료를 생산했다는 관점에서 의미가 있는 자료이다. 운정고도는 국가기상위성센터에서 제공하는 천리안위성의 공식산출물을 사용했으며, 5 km 공간해상도를 가지고 있다. 해당자료는 위성 적외영상에서 측정된 운정온도를 현업 전지구모델의 온도 연직분포를 이용하여 운정고도로 변환한 것으로, 흑체복사 가정이 성립되는 강수구름에 대한 운정고도 산출 불확실성은 ± 0.5 km로 알려져 있다(Choi et al., 2007). 1시간 간격의 강수자료가 매시마다 누적된 값이므로 대표성 측면에서 매시 30분마다의 운정고도 자료를 통계 분석에 사용했다(사례 분석에서는 정시 관측자료를 사용). 운정고도와 유사한 의미로 지구장파복사(Outgoing Longwave Radiation; OLR)는 구름-복사 상호작용, 대류활동, 몬순 및 기후변화 연구 등 여러 분야에서 널리 활용되고 있는 관측 변수이다. 본 연구에서는 천리안위성의 지구장파복사 자료를 추가적으로 분석했다. Kim et al. (2015)에서 분석한 바에 의하면 천리안위성 지구장파복사의 산출정확도는 복사속 표준편차 $0.5 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ 이하의 균질한 대상에 대해서 9.8 W m^{-2} 의 평균계급근오차를 보이는 것으로 알려져 있다. 호우유형에 대한 추가적인 통계 분석을 위해 기상청 기상레이더센터에서 제공하는 낙뢰 자료를 사용했다. 국내 낙뢰관측망은 2013년 7개소에서 2015년 9월 15일 이후 21개소로 확대되었다. 낙뢰자료는 2013~2015년 여름철에는 3개소 이상, 2016~2018년 여름철에는 5개소 이상에서 관측된 대지방전(구름방전 제외) 횡수를 5 km 격자에서 1시간 누적한 것이다. 모든 관측자료는 모두 동일한 0.05° 격자로 변환하여 분석을 수행했다.

중규모 특성 기술을 위한 사례분석에서는 통계분석에서 사용된 자료 이외에 지상일기도와 레이더 연직단면자료를 추가적으로 사용했다. 해당 사례일의 중심 에코에 해당하는 임의의 수평 라인을 지정하여 18 km 고도까지의 레이더 연직단면을 분석했으며, 해당 자료는 기상레이더센터로부터 제공받았다. 중규모 특성과 관련된 열역학 환경 분석을 위해 유럽중기예보

센터(ECMWF) ERA5 재분석자료(0.25° 격자 및 1시간 간격)의 대류가용잠재에너지(Convective Available Potential Energy; CAPE)와 총 수증기량(Total Precipitable Water; TPW)을 분석했다. 대류가용잠재에너지와 총 수증기량은 각각 한랭형과 온난형 호우의 발생 메커니즘과 관련된 주요 인자로 Song and Sohn (2015)의 장기간 통계분석이나 Song et al. (2017)의 수치실험에서 사용된 바 있다.

호우 유형에 대한 예보가이던스 개발은 기상청 현업 국지예보모델(Local Data Assimilation and Prediction System; LDAPS)을 대상으로 했다. LDAPS는 기상청의 자체적인 자료동화 과정도 포함하고 있지만, 모델은 영국 Met Office의 Unified Model (UM) 기반이다. 국지예보모델은 2016년 6월이후로 UM 10.1 버전을 유지하고 있기 때문에 2016~2018년 여름철을 분석시간으로 설정했다. 모델은 1.5 km 수평격자와 40 km 고도까지의 70개 연직격자로 구성되어 있는데, 매 6시간 초기장(0000/0600/1200/1800 UTC)에 대해서 36시간까지 예측을 수행한다. 본 연구에서는 예측시간을 0~6시간(6 h), 6~12시간(12 h), 12~18시간(18 h), 18~24시간(24 h), 24~30시간(30 h), 30~36시간(36 h)으로 구분하여 분석을 수행했다. 1.5 km 격자는 관측 자료와 동일하게 0.05° 격자로 평활화 처리되었다. 모델 적분은 1분 간격으로 수행되지만, 자료저장 주기인 1시간 간격의 누적강수량 및 운정고도를 분석에 사용했다. 강수물리과정 관련된 중요한 물리모수화로 Smith (1990)의 진단적인 구름 기법 및 Wilson and Ballard (1999)의 구름미세물리 과정이 고려되었다. UM 모델에 대한 상세한 내용은 Walters et al. (2017)에 설명되어 있다.

3. 결 과

3.1 선행 연구

Song and Sohn (2015)은 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 강수레이더의 연직반사도 관측자료를 Contoured Frequency by Altitude Diagrams (CFADs) 형태로 분석하고, K-means 군집분석을 수행함으로써 동아시아 및 한반도 여름철 호우유형을 한랭형과 온난형으로 구분했다. TRMM 강수레이더 관측은 한반도 일 방문횟수가 2회 정도로 제한되며, 최대 관측위도가 36°N 정도로 남부지역에 국한된다는 단점이 있었다. 후속 위성인 Global Precipitation Measurement (GPM)는 위도 범위가 65°N 로 확장되어 한반도 전역을 관측할 수 있지만 TRMM 위성에 비해 한반도 일 방문횟수는 절반 이하로 감소했다. 또한, TRMM 강수레이더는 약한 강수 측정에 한계가 있으며, 한반도 일부 지역만을 관측하는 사례도 빈번하게 발생하기 때문에, 호우 유형 분석은 시간당 10 mm 이상의 강수강도를

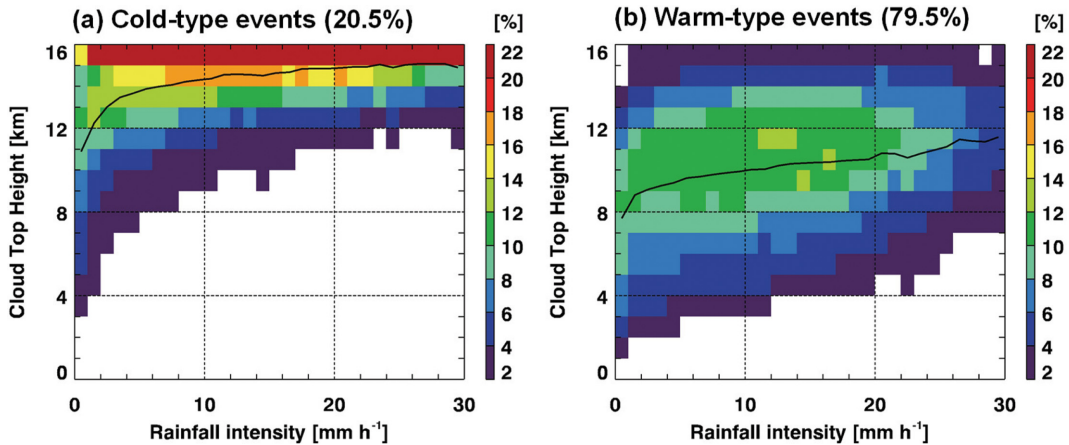


Fig. 1. Frequency distributions of hourly cloud top height normalized by rainfall intensities for (a) cold-type and (d) warm-type heavy rain events. Black line represents the average of cloud top height for rainfall intensity bin.

가지는 집중호우 중심지역에 대해서만 수행되었다.

또 다른 시도로 Song et al. (2019)에서는 2016~2018년 여름철 동안 남한 육지 영역에서 1시간 누적 강수량(또는 강수강도) 및 운정고도 관계를 *K-means* 군집분석하여 한랭형과 온난형 호우를 구분했다. 강수강도 구간에 따른 운정고도의 빈도분포를 6시간 누적한 자료가 *K-means* 군집분석의 입력자료로 사용되었다. 집중호우 중심지역만 분석한 Song and Sohn (2015)과는 다르게 Song et al. (2019)에서는 남한 육지 범위 내에서 중심지역에 동반된 전체 강수구름 시스템에 대한 호우유형 구분을 시도했다. Song et al. (2019)는 관측 특성에 대한 기술보다는 국지예보모델의 예측성 검증에 목적이 있었기 때문에 모델 초기장 간격에 해당하는 6시간을 호우 유형 구분 주기로 선정했다. 호우 유형 분류는 무 강수일에 대해서는 무의미하고 남한 면적에 비해서 매우 좁은 지역에만 집중호우가 나타나는 경우에는 유용하지 않기 때문에, 6시간 집중호우(시간당 강수량이 10 mm h^{-1} 이상) 면적이 675 km^2 이하인 사례들은 분석에서 제외했다. 제거된 약한 강수 사례는 누적 집중호우 면적의 하위 1%와 총 강수량의 6%(관측 7%, 모델 5%)를 차지했다. 최종적으로 관측과 모델의 1시간 누적강수량에 따른 운정고도 빈도분포를 6시간 동안 누적하고 *K-means* 군집분석에 동시에 입력함으로써 한랭형 및 온난형 호우에 대한 대표적인 강수 및 운정고도 관계를 얻었다. $0\sim 30 \text{ mm h}^{-1}$ 강수강도 구간에 대한 운정고도 평균은 한랭형 사례가 13.5 km, 온난형 사례가 8.5 km로 나타났다.

3.2 통계 분석

본 연구의 호우 유형 구분 방법은 Song et al. (2019)

과 거의 유사하지만, 연구기간을 2013~2018년 여름철로 확장했다. 본 연구는 Song et al. (2019)에서와 다르게 관측 특성 기술을 목적으로 하기 때문에 1시간 간격 자료를 *K-means* 군집분석의 입력자료로 사용하여 1시간 간격으로 호우 유형을 구분했다. 이때, 총 13,248 사례(2013~2018년 여름철) 중에서, 1시간 집중호우($> 10 \text{ mm h}^{-1}$) 면적이 $1,000 \text{ km}^2$ 이하인 사례는 분석에서 제외함으로써 총 강수량의 31%를 차지하는 사례들을 배제했다. 약한 강수 및 국지적으로 발달한 사례들이 제거된 사례에 포함된다. Figure 1은 *K-means* 군집분석을 통해 구분된 한반도 호우 유형의 대표적인 구조를 보여준다. 남한 육지 영역에 대해 3,860개의 0.05° 격자가 존재하므로 전체 영역에 대해서 다양한 강수강도와 운정고도가 혼재하는 상황에서의 평균적인 빈도분포를 보여주는 것이다. Figure 1의 검정 실선은 강수강도 구간에 따른 평균 운정고도를 나타내는데, 강수강도가 증가에 따라 평균적으로 운정고도가 증가하는 양상을 확인할 수 있다. 1시간 간격으로 구분된 호우 유형은 한랭형이 328 사례(20.5%) 온난형이 1,274 사례(79.5%)로 나타났다. 한랭형 호우는 대체로 운정고도가 높은 사례들로 구성되어 있는 반면, 온난형 호우는 한랭형에 비해서 운정고도가 낮은 가운데 대체로 넓은 범위에 걸쳐서 운정고도가 분포하고 있다(1 mm h^{-1} 강수강도 구간에 대해 7~14 km). Song et al. (2019)에서와 비교할 때 집중호우 면적 조건을 엄격하게 설정했기 때문에 $0\sim 30 \text{ mm h}^{-1}$ 강수강도 구간에 대한 운정고도 평균은 한랭형 사례가 14.3 km, 온난형 사례가 10.2 km로 선행연구에 비해 높은 값을 나타내었다. 참고로 Song et al. (2019)에서와 동일하게 6시간 간격 및 6시간 집중호우 면적이 675 km^2 이하인 사례를 고려하면, 총 강수량의 11%가 제거되

Table 1. Statistics for duration hours of cold-type and warm-type events.

Duration (hours)	Cold-type events	Warm-type events	Duration (hours)	Cold-type events	Warm-type events
1	35	142	11	0	3
2	16	63	12	2	1
3	16	38	13	0	4
4	12	28	14	0	5
5	7	20	15	0	3
6	2	8	16	0	3
7	6	10	17	0	2
8	3	9	18	0	1
9	2	10	28	0	1
10	1	6			

고 한랭형 및 온난형 호우 유형의 비율은 36:64로 선행연구 및 본 연구에 비해 한랭형 호우의 비율이 크게 나타났다. 고려하는 집단(예: 1시간 간격 관측, 6시간 간격 관측, 6시간 간격 관측 및 모델)에 따라 K-means 군집분석이 수행하는 중심모드가 달라지기 때문에 통계 결과에 차이가 있을 수 있다.

Table 1은 호우 유형 사례별로 지속시간의 통계값을 보여주고 있다. 호우유형 구분이 1시간 간격으로 수행되기 때문에 지속시간을 1시간 간격으로 조사했다. 한랭형 및 온난형 호우 사례 모두 1시간만 유지된 사례들이 가장 많은 비중을 차지한다. 해당 사례들은 시간당 10 mm 이상의 집중호우 면적이 1,000 km² 이상인긴 했지만, 전후 시간대에서는 호우가 나타나지 않아 총 강수량 측면에서 의미가 약한 사례들이다. 또한, 한랭형에서 온난형으로, 온난형에서 한랭형 사례로 전환된 경우도 상당 부분 존재한다(각각 38 및 42 사례). 6시간 이상 동일한 호우 유형을 유지한 사례는 한랭형이 16개, 온난형이 66개로 나타났고, 13시간 이상 지속된 한랭형 사례는 0개, 온난형 사례는 19개로 조사되었다. 호우 시스템이 높은 운정고도 형태로 오랜 시간 지속되기는 어렵지만 비교적 낮은 운정고도는 빈번하기 때문에 이와 관련된 호우 빈도가 많은 것으로 해석된다. 2013~2018년 여름철 기간 중 가장 긴 지속시간을 기록한 것은 2018년 태풍 솔릭 사례로 총 28시간 동안 온난형 호우가 지속되었다. 2018년 태풍 솔릭에 대해서는 사례분석에서 다시 논하기로 한다.

한랭형 328 사례 및 온난형 1,274 사례에 대한 남한 육지면적 평균 강수량은 각각 48.4 mm day⁻¹, 33.0 mm day⁻¹로, 발생빈도를 고려한 총 강수량은 각각 27.4%, 72.6%로 나타났다. 온난형 호우 사례들은 대체로 한랭형에 비해 강수강도는 약하지만 발생빈도가 높고 지속시간이 길게 유지되는 이유로 총 강수량이 많은 것으로 해석된다. 한랭형 및 온난형 사례에 대해 강수와 비강수역을 모두 포함한 남한 육지면적 평

균 운정고도는 각각 9.4 km, 7.0 km로 나타났다. 운정고도와 유사한 의미로 생각할 수 있는 지구장파복사 평균은 한랭형이 178.5 W m⁻², 온난형이 204.1 W m⁻²로 조사되었다. 한랭형 호우 사례들은 평균적으로 운정온도가 낮기 때문에(운정고도가 높기 때문에) 단위면적당 복사에너지가 온도의 4제곱에 비례하는 슈테판-볼츠만 법칙에 따라 지구장파복사도 낮게 나타나는 것이다. 한편, 단위면적당 평균 낙뢰 빈도는 한랭형 사례가 2073회로 온난형(575회)에 비해 높은 값을 보였다.

Figure 2는 호우 유형에 대한 총 강수량, 낙뢰발생빈도, 강수량 대비 낙뢰발생빈도의 공간분포를 보여주고 있다. 한랭형 호우 사례의 총 강수량과 낙뢰발생빈도는 대체로 서해안을 따라 높은 값을 보이는데, 이와 같은 사실은 Kar and Ha (2003)과 Song and Sohn (2015)에서 논의된 특성과 일치한다. 한랭형 사례에 대해서 강원 및 제주 지역은 강수량 대비 가장 낮은 낙뢰발생빈도를 나타내고 있다. 온난형 호우의 총 강수량은 중부지방 및 남부지방으로 구분된 강수량 분포를 보이고 있으며, 이러한 양상은 한반도의 기후학적 강수 특징을 대변한다. 온난형 사례들은 총 강수량 대비 낙뢰발생빈도가 한랭형에 비해 현저하게 낮은 분포를 보이고 있다(46% 수준). 경상도 지역에서 강수량 대비 낙뢰빈도가 타 지역에 비해서 높은 것은 해당지역의 총 강수량이 적음에도 불구하고 낙뢰발생빈도가 높은 특성에 기인하고 있다. 남한 육지 전체적으로는 온난형 호우 사례로 구분되었지만, 소백산맥의 풍하층에 위치한 경상도 지역의 지형성 요인(예: 국지적인 소나기)이 분석 결과에 영향을 미쳤을 가능성도 생각해볼 수 있다. 해당 문제에 대해서는 추후에 지역별 상세 연구가 필요할 것으로 사료된다. 총 강수량이 적은 특징에 기인한 것으로 보인다. 한편, 남한 육지 전체적으로는 강수강도와 운정고도 관계에 의해 온난형 호우 사례로 분류되었지만, 낙뢰는 호우 중심지역에서 국지적으로 나타나는 현상이기

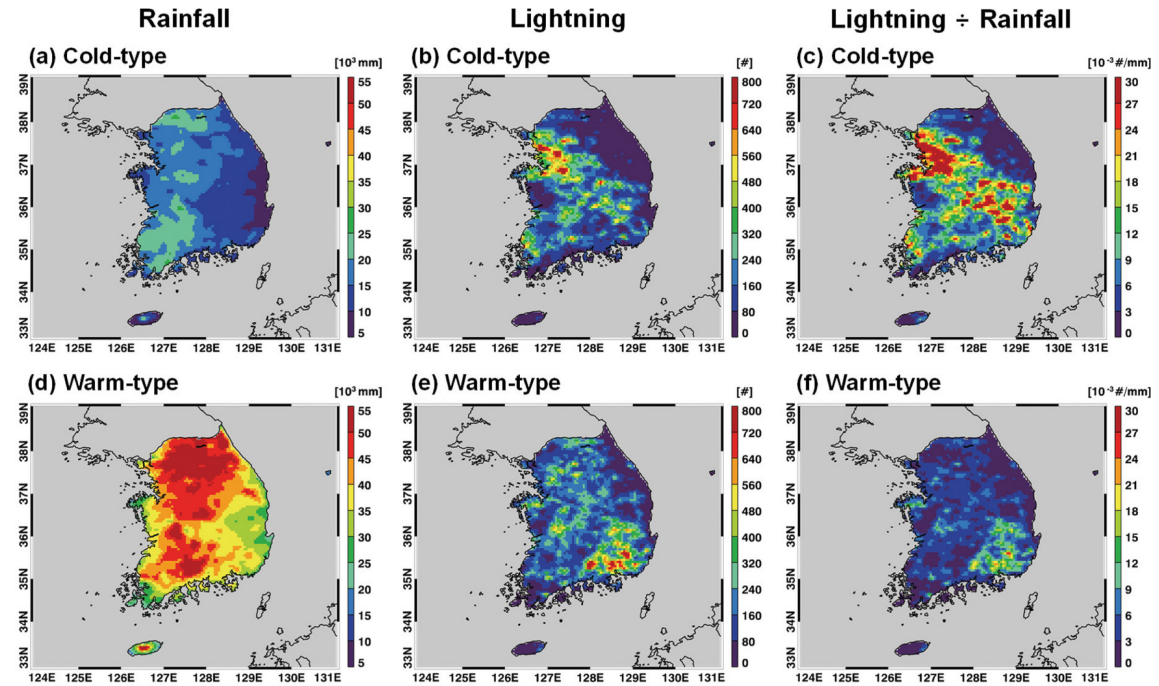


Fig. 2. (a), (d) Total accumulated rainfall, (b), (e) lightning occurrence, and (c), (f) lightning occurrence divided by rainfall for cold-type and warm-type events.

때문에, 운정고도와 낙뢰간에 불일치가 발생할 수 있다. 이러한 불일치 사례들이 온난형에 대한 평균 낙뢰발생에 영향을 주었다고 생각할 수 있다. 향후에 강수강도와 운정고도 관계뿐만 아니라 낙뢰 자료를 추가함으로써 보다 정교한 호우 유형 구분이 가능할 것이라 전망한다.

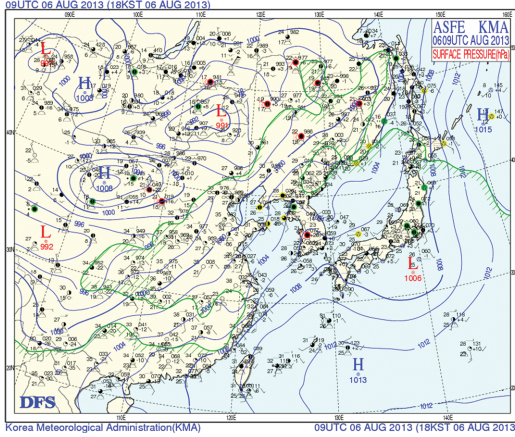
3.3 중규모 특성

한랭형 및 온난형 호우에 관한 선행연구들이 장기 간 통계적인 특성, 모델 실험 및 검증 등을 수행했지만(Sohn et al., 2013; Song and Sohn, 2015, 2018; Song et al., 2017, 2019), 현상학적 이해를 위한 사례 분석은 아직까지 수행된 바가 없다. 본 연구에서는 호우 유형에 대한 중규모 특성을 고찰하기 위해서 한랭형과 온난형에 대해 대표 사례를 각각 2개씩 선정하여 상세 분석을 수행했다. 한랭형은 6시간 주기를 고려했으며, 온난형 사례의 경우 한랭형에 비해 지속시간이 긴 경우가 많기 때문에 12시간을 고려했다. 한랭형 사례1은 2013년 8월 6일 0500~1100 UTC, 한랭형 사례2는 2015년 8월 8일 0300~0900 UTC, 온난형 사례1은 2013년 7월 12일 1100~2300 UTC, 온난형 사례2는 2018년 8월 23일 1300 UTC에서 8월 24일 0100 UTC이다. 한랭형 사례1은 북태평양 고기압 가장자리를 따라서 남서쪽에서 수증기가 공급되는 가운데, 강

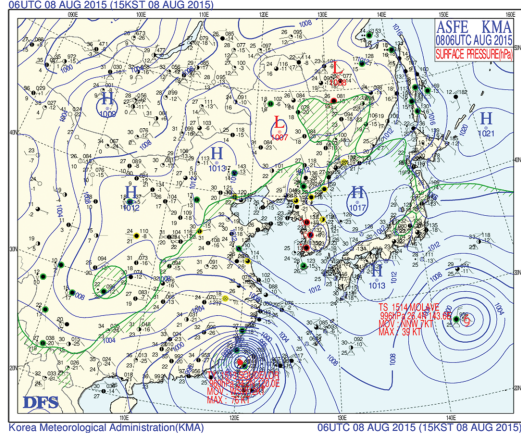
한 대류불안정으로 인하여 호우가 발달한 경우이다(Fig. 3a). 한랭형 사례2는 대만에 위치한 2015년 태풍 사우델로르에 의해 남쪽에서 다량의 수증기가 한반도로 공급되는 가운데 동해상에 위치한 고기압에 가로막혀 대류불안정성이 강화된 사례이다(Fig. 3b). 온난형 사례1은 대만에 위치한 2013년 7호 태풍 솔릭의 간접적 영향으로 남쪽에서 다량의 수증기가 공급되고, 한반도 중부지방에 장마전선을 따라 호우가 기록된 사례로 전형적인 장마 패턴이다(Fig. 3c). 태풍의 간접적 영향이 한반도 집중호우에서 중요한 역할을 담당하는 것은 Byun and Lee (2012)에서 강조된 바 있다. 온난형 사례2는 2018년 태풍 솔릭이 한반도를 관통한 사례이다(Fig. 3d). 2018년 19호 태풍 솔릭은 제주와 전라남도 해상에서 태풍 등급(Typhoon; TY)을 유지하다가 한반도에 상륙하면서 강한 열대폭풍(Severe Tropical Storm; STS) 및 열대폭풍(Tropical Storm; TS) 등급으로 약화되었는데, 한반도 전체 관점에서는 STS 및 TS 등급 기간에 강수량이 가장 많았기 때문에, 본 연구에서는 해당기간을 온난형 호우로 분석했다. 단, 태풍의 전성기에는 운정고도가 매우 높아 한랭형 호우로 구분될 여지가 있기 때문에 본 연구의 해석에는 주의가 필요하다.

Figure 4는 한랭형 사례1(2013년 8월 6일 0500~1100 UTC)에 대한 중규모 특성을 보여주고 있다. 먼

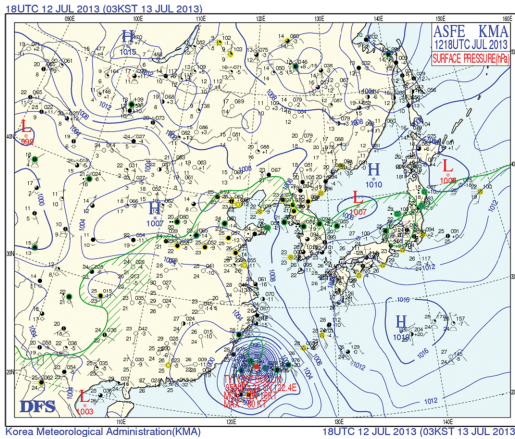
(a) 2013-08-06/0900UTC



(b) 2015-08-08/0600UTC



(c) 2013-07-12/1800UTC



(d) 2018-08-23/1800UTC

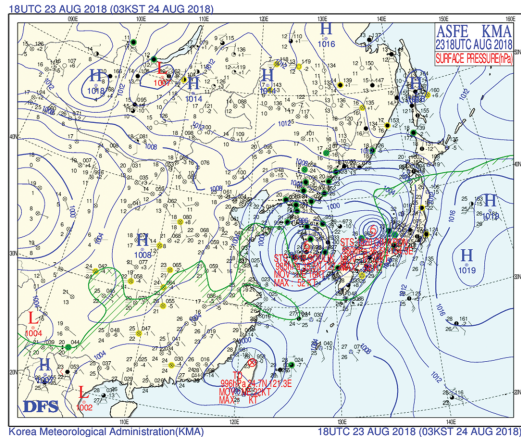


Fig. 3. Synoptic surface charts for two (a), (b) cold-type and (c), (d) warm-type events (Source: Korea Meteorological Administration).

저, 한랭형 사례1은 2013~2018년 여름철 동안 가장 많은 낙뢰발생빈도를 기록한 대표적인 한랭형 호우 사례이다. 천둥번개를 동반한 대륙성 강수가 빈번한 미국, 중국 등과는 다르게, 한반도는 온난형 호우가 지배적인 해양성 강수 지역에 해당하기 때문에 한랭형 사례1처럼 낙뢰빈도가 높은 사례가 흔하지 않다. 6시간 누적 강수량(Fig. 4a)과 낙뢰(Fig. 4b)의 공간분포는 경기도, 충청북도, 경상도를 따라서 호우와 낙뢰 발생이 집중되었음을 보여주고 있다. 한랭형 사례1은 해당기간 동안 경기도부터 경상도까지 남동진하는 양상을 보였다. Figures 4c-f는 해당사례의 중심시각에 해당하는 자료를 나타내고 있다. Figure 4c에서 16 km에 가까운 운정고도가 타원형으로 집중되어 있는 형태를 확인할 수 있으며, 인접한 청천역과 큰 대조를 이루고 있다. Lee and Kim (2007)의 분류에 의하면

한랭형 사례1은 위성영상에서 볼 때 타원형의 구조로 나타나고 있으므로 구름무리(Cloud Cluster)에 해당한다. 해당 사례는 Maddox (1983)의 정의에 의하면 10^5 km^2 이상의 면적, 6시간 이상의 지속시간, 단축과 장축의 비율이 0.7 이상으로 원형에 가깝다는 측면에서 중규모대류복합체(Mesoscale Convective Complex)로도 간주될 수 있다. 중규모대류복합체는 서태평양, 남아시아, 아프리카, 남아메리카, 미국 등 대륙성 강수가 지배적인 지역에서 주로 발생하는 것으로 알려져 있으며, 한반도에서는 드물게 나타난다(Laing and Fritsch, 1997). 해당 시점(2013년 8월 6일 0800 UTC)에 가장 많은 낙뢰빈도를 기록한 Fig. 4c의 붉은색 실선(A-B)을 따라 레이더 반사도의 연직단면을 분석했다(Fig. 4d). 34 dBZ 이상의 반사도가 15 km, 50 dBZ 이상의 반사도가 8 km까지 나타나고 있어 많은 양의

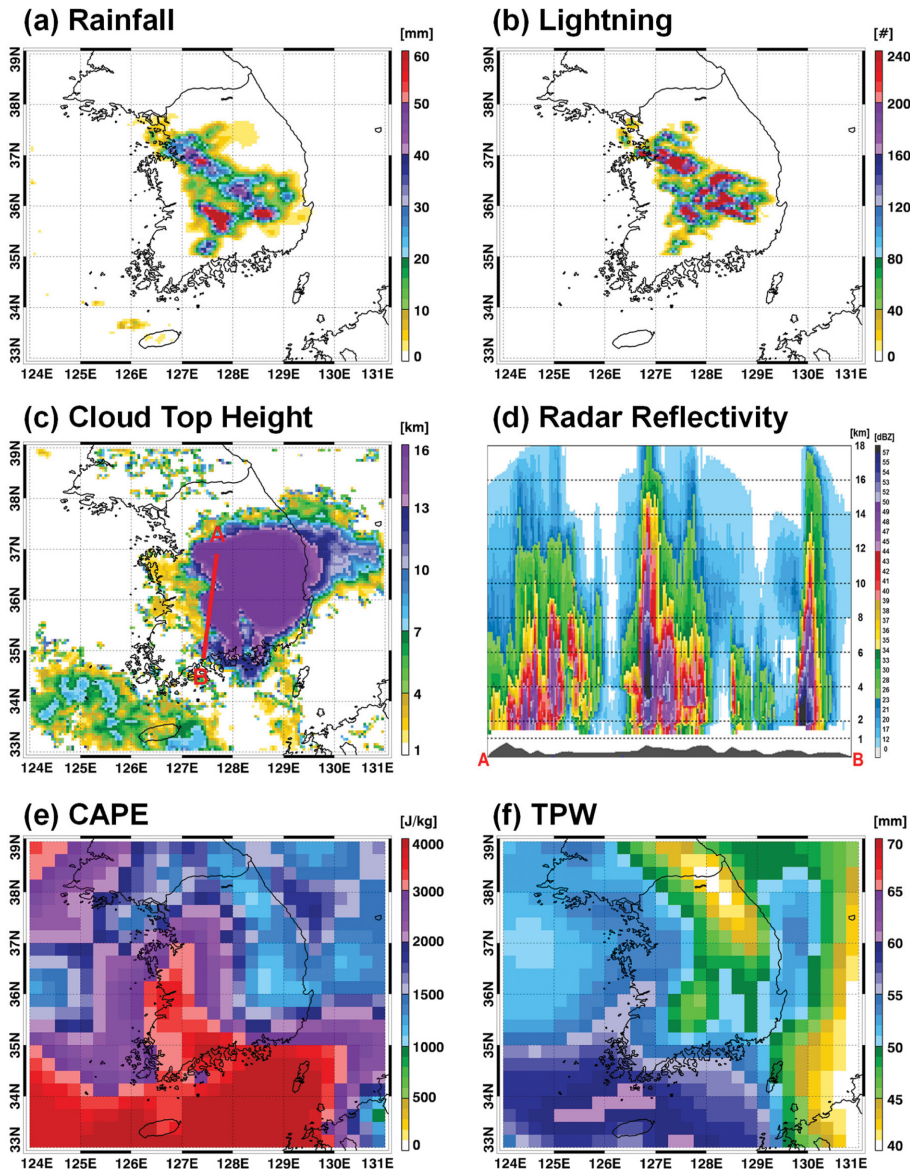


Fig. 4. Six hourly (± 3 hours) accumulated (a) rainfall and (b) lightning occurrence, hourly (c) cloud top height, (d) radar reflectivity, (e) convective available potential energy (CAPE), and (f) total precipitable water (TPW) for 0800 UTC 06 August 2013.

빙정을 상층으로 상승시킬 수 있는 강한 연직운동이 존재했음을 짐작할 수 있다. Figure 4c에서 16 km의 운정고도 상한은 천리안위성 산출 알고리즘의 대류권 계면 설정에 의한 것이기 때문에, 최대 18 km까지 나타나는 레이더 반사도의 패턴을 생각할 때(Fig. 4d), 일부 중심지역에 대해서는 실제로 16 km 이상의 운정고도가 있었다고 예상할 수 있다(예: 17~18 km). 하층에서도 57 dBZ 이상의 큰 반사도가 발견되어 강우

강도가 큰 호우 시스템이 통과하고 있음을 알 수 있다. ERA5 재분석자료는 청천역에 대해서 3000 J kg^{-1} 이상의 대류가용잠재에너지를 나타내고 있으며(영역 내 최대값은 5754 J kg^{-1}), 구름역에 대해서도 $1000\sim 2500 \text{ J kg}^{-1}$ 정도의 강한 대류불안정을 보였다(Fig. 4e). 특히, 전라도 광주지점(35.11°N , 126.81°E)의 라디오존데 관측 단일선도는 해당시점에 14 km의 평형고도와 3198 J kg^{-1} 의 대류가용잠재에너지를 보여주고 있어

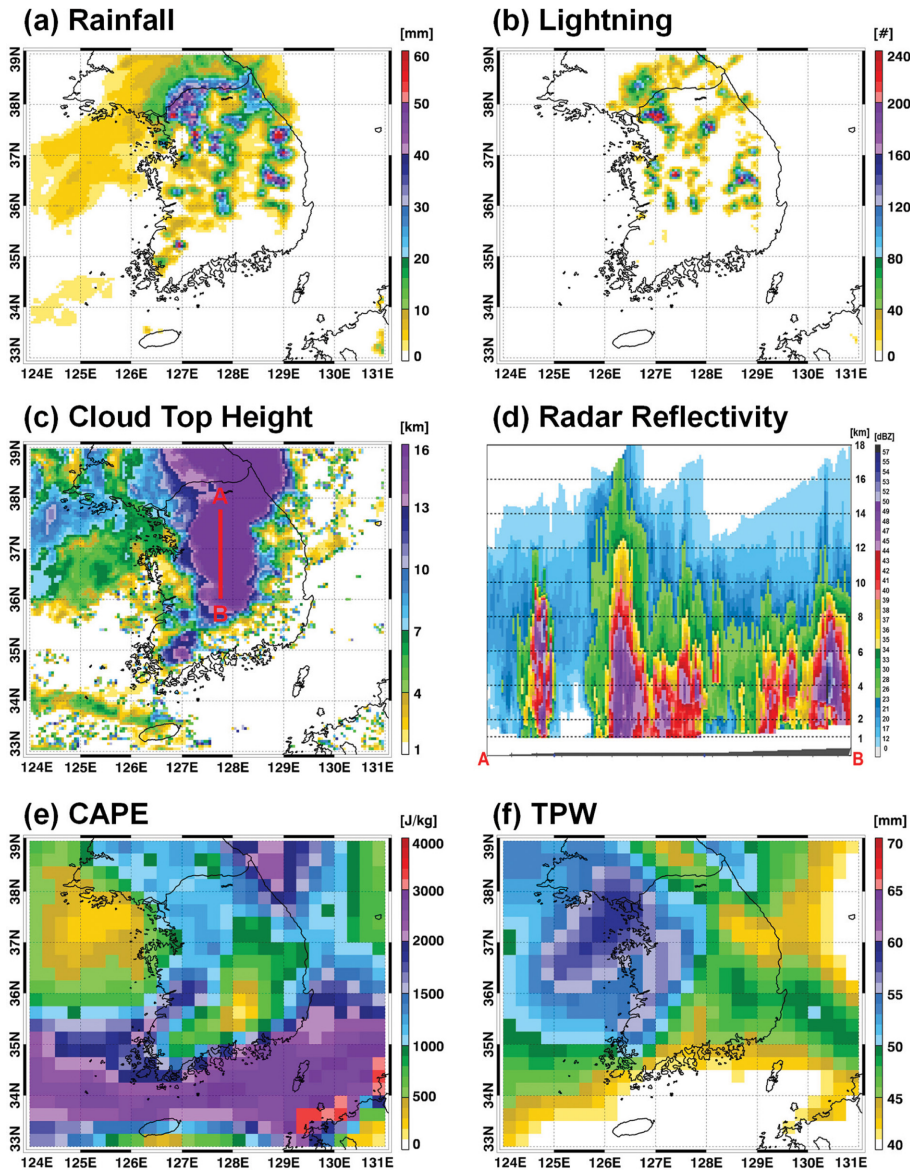


Fig. 5. Six hourly (± 3 hours) accumulated (a) rainfall and (b) lightning occurrence, hourly (c) cloud top height, (d) radar reflectivity, (e) convective available potential energy (CAPE), and (f) total precipitable water (TPW) for 0600 UTC 08 August 2015.

(Fig. 8a), ERA5 재분석자료의 신뢰성을 뒷받침하고 있다. Jung et al. (2015)의 장기간 라디오존데 관측결과에서도 8월에 주로 나타나는 북태평양 고기압 가장자리에서 유발된 집중호우가 장마와 태풍에 의한 호우 사례에 비해 대류가용잠재에너지가 $1000\sim 3500 \text{ J kg}^{-1}$ 범위에서 높게 나타나, 본 연구의 한랭형 호우사례에서와 유사한 결과를 보이고 있다. 해당 사례의 총 수증기량은 구름 영역에 대해서 50 mm 정도였다(Fig.

4f). 종합하면 한랭형 사례1은 대류불안정이 강한 환경에서 깊은 대류운으로 발달하고, 상층에 다량의 빙정이 존재하여 낙뢰가 빈번하게 발생하는 특징을 나타냈다고 해석된다. 오후시간 동안 지표 가열로 인한 지상으로부터의 대류불안정 강화도 한랭형 호우의 발달에 촉매제가 되었을 것으로 짐작된다.

한랭형 호우 사례2(2015년 8월 8일 0300~0900 UTC)는 한랭형 사례1보다 강수 및 낙뢰발생이 산발적으로

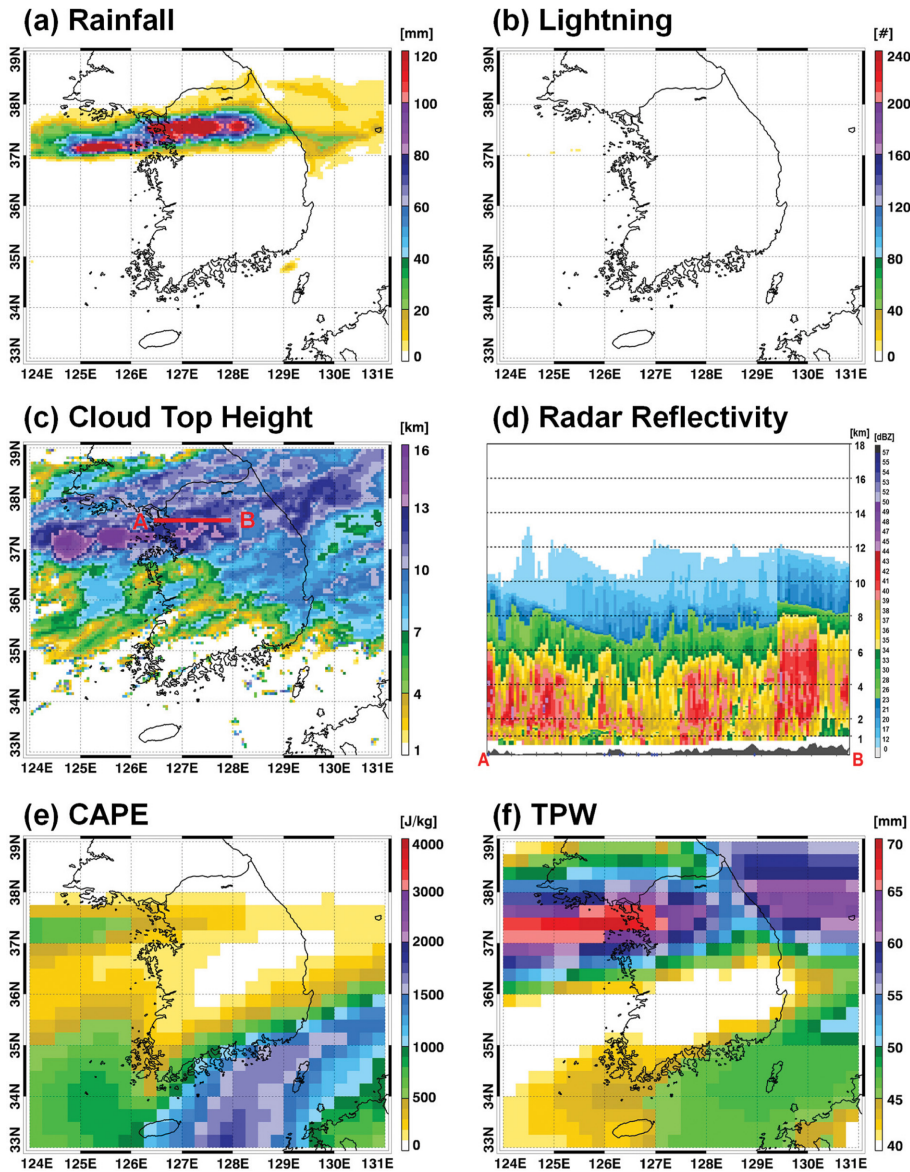


Fig. 6. Twelve-hourly (± 6 hours) accumulated (a) rainfall and (b) lightning occurrence, hourly (c) cloud top height, (d) radar reflectivity, (e) convective available potential energy (CAPE), and (f) total precipitable water (TPW) for 1700 UTC 12 July 2013.

분포하는 특징이 있었다(Figs. 5a-b). 경기 북부 및 내륙 산간지역을 중심으로 낙뢰가 국지적으로 발생했다. 한랭형 사례2는 다세포 대류운 시스템의 형태로 뇌우가 산발적으로 발생한 사례이다. 한랭형 사례2의 총강수량은 한랭형 사례1과 유사한 정도였으나 낙뢰발생 총합은 40% 정도로 다소 적었다. 한랭형 사례2는 해당기간 동안 서해안에서 동해안으로 남동진하는 양상을 보였고, 전성기에 해당하는 2015년 8월 8일 0600 UTC에는 남북으로 길게 늘어진 운정고도 분포를 보

였다(Fig. 5c). 구름 중심의 운정고도는 16 km 정도로 매우 높으며, A-B 라인을 따라 설정된 레이더 연직단면에서도 23 dBZ 이상의 반사도가 17 km까지 발견되었다(Fig. 5d). 특히, 34 dBZ 이상의 반사도가 12 km 고도까지 나타나고 있어서, 해당 사례일에 상승운동이 강했으며 상층에 많은 양의 빙정이 존재하고 있음을 알 수 있다. 한랭형 사례2의 총 수증기량(Fig. 5f)은 한랭형 사례1과 유사한 수준이었고, 대류가용잠재에너지(Fig. 5e)의 크기는 1000 J kg^{-1} 부근으로 상대

적으로 작았다. 라디오존데 단열선도에서도 한랭형 사례2가 한랭형 사례1에 비해서 온도와 이슬점온도의 차이가 작고, 상대적으로 낮은 평형고도(12.6 km)와 대류가용잠재에너지(1725 J kg^{-1})를 나타내는 것을 확인할 수 있다(Fig. 8b). 이로 인하여 한랭형 사례2의 낙뢰발생 빈도와 상층 레이더 반사도가 한랭형 사례1보다 전반적으로 낮게 나타난 것으로 해석된다.

온난형 사례1(2013년 7월 12일 1100~2300 UTC)는 전형적인 장마패턴으로 경기 및 강원 지역을 따라 선형태로 길게 늘어진 강수 분포를 기록하고 있다(Fig. 6a). 해당 사례일에 구름패턴은 동진하는 양상을 보였는데, Lee and Kim (2007)에서는 이렇게 강수밴드와 평행한 방향으로 진행하는 시스템을 대류밴드(Convection Band)로 구분했다. 해당 사례는 중규모 대류시스템(Houze, 2004) 관점에서는 선형형태로 구분될 수도 있다. 온난형 사례1에서는 서해상 극히 일부 지역을 제외하고 낙뢰가 전혀 관측되지 않았다(Fig. 6b). 운정고도 분포는 서해상 2개 지역에 대해서 13 km 이상의 높은 운정고도도 일부 발견되지만, 육상에서는 대체로 13 km 이하의 구름역이 분포하고 있으며(Fig. 6c), 이러한 구름들이 주로 강수를 생성했다. 따라서 한반도 전체적인 관점에서 온난형 호우 사례로 구분된 것이다. 레이더 반사도 연직분포를 살펴보면 일부 중심지역을 제외하고는 대체로 23 dBZ 고도가 7~9 km 정도이고, 34 dBZ 이상이 나타나는 최대 고도도 8 km에 불과했다(Fig. 6d). Sohn et al. (2013)에서는 하층 레이더 반사도가 지상으로 갈수록 급격하게 증가하는 것이 빗방울의 충돌/병합과 관련하여 온난형 호우 생성에 중요한 과정임을 보였지만, Fig. 6d의 하층에서는 이러한 특징이 약하게 발견되고 있다. 실제로 빗방울의 충돌 및 병합과정이 약해서 집중호우로 이어지지 못한 사례들이 온난형 사례에 포함되어 있을 가능성이 있다. 하지만, 지상 레이더의 연직분포 합성과정에서 지형에 의한 차폐와 더불어 공간 내삽 과정에서 지표부근의 반사도 값이 과소 추정될 가능성도 있으며, 이러한 문제점이 결과에 해석을 방해하고 있는 것으로 짐작된다. 한편, 중부지방 대부분에서 대류가용잠재에너지는 500 J kg^{-1} 이하의 작은 값을 보였고(Fig. 6e), 대신에 총 수증기량이 60 mm 이상으로 나타나 대류불안정은 약하지만 습윤한 환경에서 온난형 호우가 생성되었음을 알 수 있다. 온난형 호우의 또 하나의 중요한 특징으로 발생시간이 야간-새벽에 분포한다는 점이 있다(Song and Sohn, 2015). 야간에는 태양에 의한 지표가열이 없기 때문에 대류불안정도가 대체로 낮은 편이고, 대신에 복사냉각에 의한 상대습도 증가가 강수 생성에 중요한 역할을 하는 것으로 알려져 있다. 또한, 해당 사례를 전후로 장마전선에 의해 지속적으로 영향을 받고 있었기 때문에 한반도

대부분이 구름으로 뒤덮여 있었고, 이로 인해 지표가열에 의한 대류불안정은 충분하지 못했을 것이다. 경기도 오산지점(37.10°N, 127.03°E)에 대한 라디오존데 단열선도 분석에서도 해당지점 5시간전(1800 UTC) 자료는 결국으로 1200 UTC 사용)에 총 수증기량이 63.4 mm로 높고 대류가용잠재에너지가 16 J kg^{-1} 으로 열역학적으로 중립적인 상황임을 확인할 수 있다(Fig. 8c). 한랭형 호우 사례들과는 큰 대조를 나타낸다.

온난형 사례2(2018년 8월 23일 1300 UTC~24일 0100 UTC)는 2018년 태풍 솔릭이 쇠퇴기에 한반도를 관통한 경우이다. 8월 23일 1300 UTC에 전라남도 목포 부근에 상륙한 태풍 솔릭은 북동진하여 8월 24일 0100 UTC에는 강원도 고성 부근으로 빠져나갔다. 태풍 솔릭은 한반도에 머무르는 12시간 동안 전국적으로 영향을 미쳤으며, 전라남도와 강원도에 많은 비가 내렸다(Fig. 7a). 하지만 낙뢰는 전혀 관측되지 않았다(Fig. 7b). 최대 강수량이 나타난 1900 UTC에 운정고도는 13 km 이상인 영역이 일부 존재하고 대체로 13 km 이하의 구름분포를 나타내고 있다(Fig. 7c). 레이더 반사도는 강원도 지역에서 23 dBZ 고도가 약 11 km, 34 dBZ 고도가 8 km 정도로(Fig. 7d), 한랭형 사례들에 비해서 연직운동이 약했음을 시사하고 있다. 실제로 대류가용잠재에너지는 강원도에서 최대 622 J kg^{-1} 을 나타내고 있고, 태풍 중심 지역에서는 대류불안정도가 낮은 상황임을 확인할 수 있다(Fig. 7e). 반면, 65 mm 이상의 총 수증기량을 보이는 지역이 매우 넓으며 해당 사례일의 총 수증기량 최대값은 76 mm로 나타났다(Fig. 7f). 장마전선 영향의 온난형 사례1보다는 태풍에 직접적으로 영향을 받은 온난형 사례2가 총 수증기량이 더 많았다. 온난형 사례 2(Fig. 7a)는 온난형 사례1(Fig. 6a)에 비하여 전국적으로 강수가 있긴 했지만, 시간당 강수강도는 비교적 약했다. 이와 관련하여, 온난형 사례2(Fig. 7d)는 중심지역에 해당하는 강원 일부 지역을 제외하고 온난형 사례1(Fig. 6d)에 비해서 전반적으로 반사도가 작은 특징을 보였다.

3.4 예보 가이던스

현재 대부분의 중규모 기상모델들은 한반도에서 발견되는 온난형 호우의 구조를 모의하는데 실패하고 있다. Song and Sohn (2018)은 2006년 여름철에 대해서 Weather Research and Forecasting (WRF) 모델의 8개 미세물리모수화 기법의 모의성능을 한반도 남부 지방에 대한 TRMM 강수레이더 관측과 비교한 결과, 모든 기법들이 공통적으로 상층에서 레이더 반사도가 큰, 즉 빙정양이 과대 모의되는 문제점을 가지고 있었다. 특히, 썩락논의 과대 추정에 의한 상층 반사도 과대모의는 현존하는 미세물리 기법들의 공통적인 문제이기도 하다(Lang et al., 2011). Song et al. (2019)

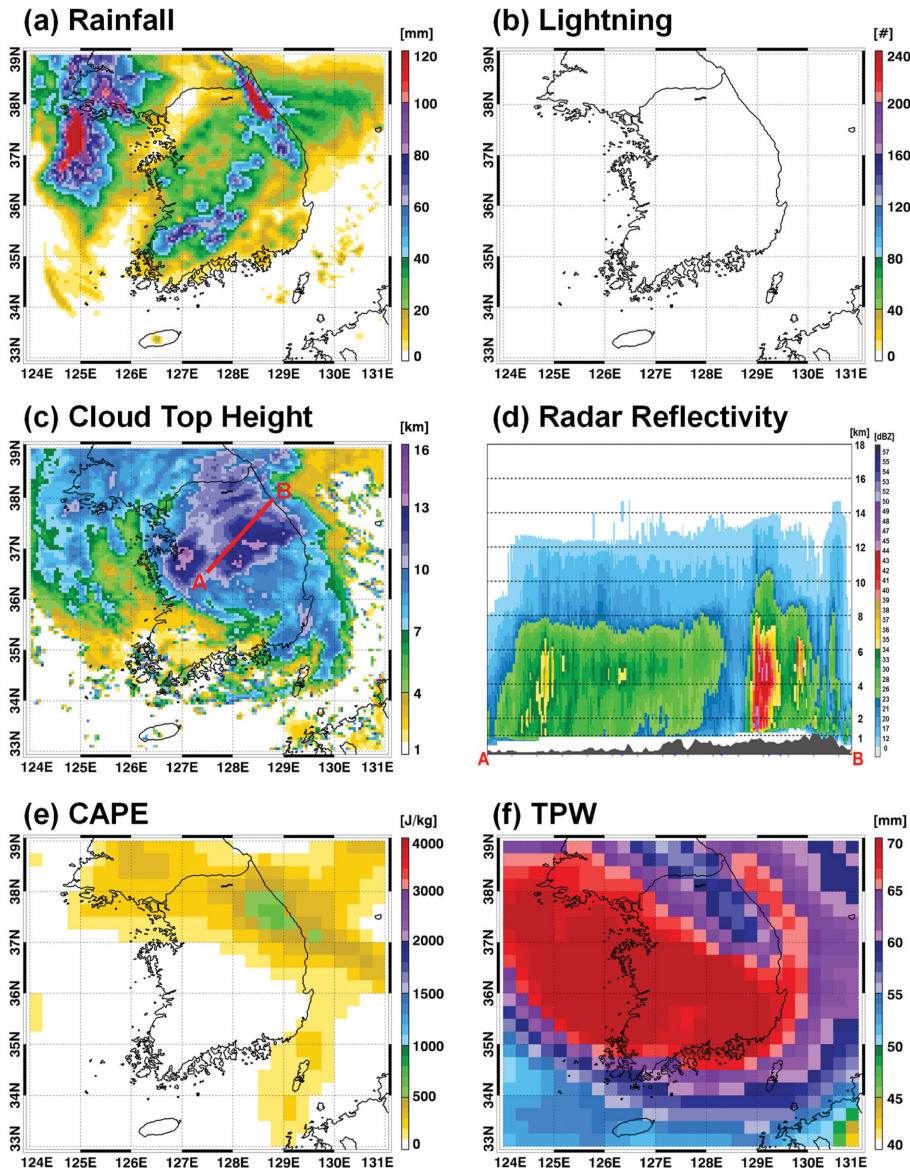
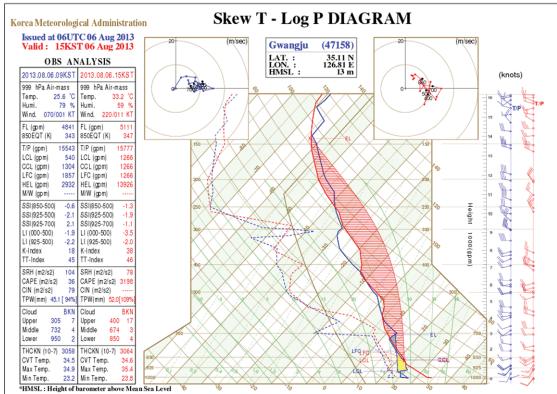


Fig. 7. Twelve-hourly (± 6 hours) accumulated (a) rainfall and (b) lightning occurrence, hourly (c) cloud top height, (d) radar reflectivity, (e) convective available potential energy (CAPE), and (f) total precipitable water (TPW) for 1900 UTC 23 August 2018.

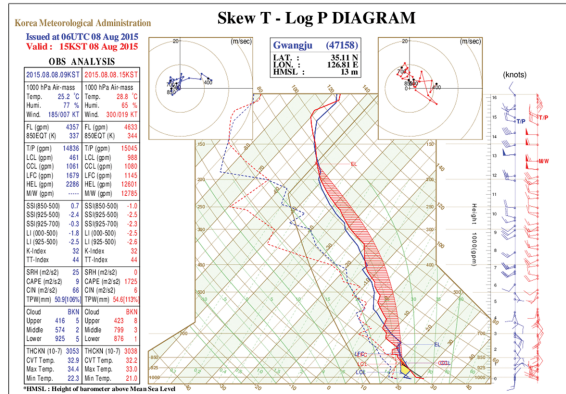
에서는 2016~2018년 여름철에 대해 남한 육지 영역에서 운정고도에 따른 총 강수량의 형태로 기상청 현업 국지예보모델의 모의성능을 평가한 결과, UM 국지예보모델이 약 13 km 이상의 운정고도를 가지는 한랭형 호우의 강수량을 과대모의하고, 운정고도 13 km 이하의 온난형 호우 사례에 대한 강수량을 과소모의하고 있음을 발견했다. UM 대류규모(수 km) 모델의 최근 연구결과에서도 한랭형 호우의 과대모의와 관련

된 연구결과들이 보고되고 있다. Franklin et al. (2016)은 호주 다윈 지역에서 대류규모 UM 모델이 레이더 관측에 비하여 운정고도와 빙정량을 과대모의하고 있는 것을 발견했으며, 이를 해결하고자 미세물리 모수화와 관련된 다양한 민감도 실험을 수행했다. Li et al. (2018)은 대류규모 UM 모델이 중국 대륙에서 오후 강수량을 과대모의하고 있으며, 많은 지역들에서 새벽 강수량을 과소모의하고 있음을 보고했다. 한랭

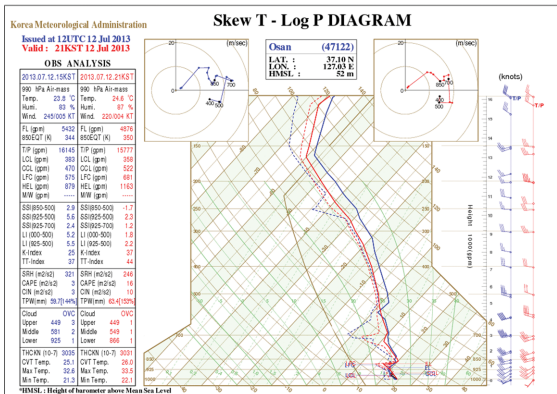
(a) 2013-08-06/0600UTC



(b) 2015-08-08/0600UTC



(c) 2013-07-12/1200UTC



(d) 2018-08-23/1800UTC

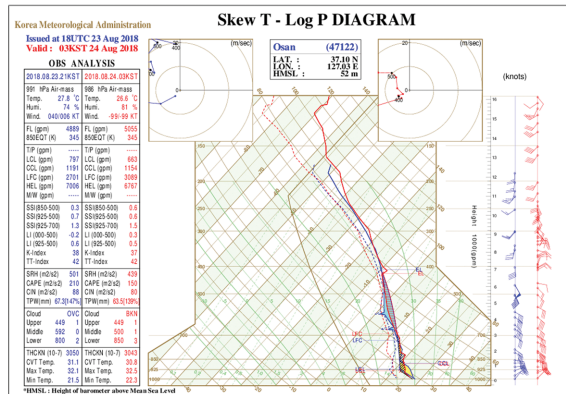


Fig. 8. Radiosonde soundings at Gwangju station for (a) 0600 UTC 06 August 2013 and (b) 0600 UTC 08 August 2015, and Osan stations for (c) 1200 UTC 12 July 2013 and (d) 1800 UTC 23 August 2018 (Source: Korea Meteorological Administration).

형과 온난형 호우는 각각 오후와 야간-새벽 일변화 모드와 밀접하게 연관되어 있다(Song and Sohn, 2015). Furtado et al. (2018)은 남중국 지역에서 UM 모델의 미세물리모수화 방안(Wilson and Ballard, 1999) 사용이 관측과 다른 모수화 방안에 비해 깊은 대류운으로 간주할 수 있는 $100\sim 150 \text{ W m}^{-2}$ 이하 상향장파복사 사례의 발생빈도를 과다하게 모의하고 있음을 보고했다. 이와 같은 최근 연구결과들은 공통적으로 대류규모 UM 모델이 한랭형 호우를 과대모의하고 온난형 호우를 과소모의하고 있음을 시사한다.

국지예보모델의 강수 예측성능을 개선하기 위해서는 한랭형 호우를 감소시키고 온난형 호우를 증가시키는 방향으로의 미세물리 모수화에서의 개선이 궁극적으로 필요할 것이다. 하지만 일차적인 단계로서 본 연구에서는 Song et al. (2019)에서 발견된 결과를 보정함수로 만들고 경험적으로 강수량 편차를 보정함으로써, 한랭형 호우 감소와 온난형 호우 증가 적용이

강수 예측성을 증가시킬 수 있는지에 대한 가능성을 조사했다. Figure 9는 Song et al. (2019)의 Fig. 3a에서 주어진 운정고도별 총 강수량 결과를 국지예보모델 예측 대비 관측 비율로 표현한 보정함수이다. Fig. 9에서 갈라로 표현된 선들은 각각 예측시간이 6 h(0~6 시간), 12 h(6~12시간), 18 h(12~18시간), 24 h(18~24시간), 30 h(24~30시간), 36 h(30~36시간)인 것을 의미한다. 13 km 이상 운정고도에 대해서 보정 비율이 1보다 작은 것은 국지예보모델의 한랭형 호우 강수량을 감소시켜야 한다는 것을 의미한다. 예를 들어, 14~15 km 구간에 대해서는 최대 1/3 정도로 한랭형 호우 예측 강수량을 감소시켜야 한다. 한편, 13 km 이하 운정고도에 대해서 보정 비율이 1보다 큰 것은 국지예보모델 온난형 호우 예측 강수량의 증가를 의미한다. 1~2 km 구간에 대해서는 최대 4배 정도의 보정이 필요한 것으로 나타났다. 천리안위성 운정고도가 지표 근처에는 불확실성이 크며 1 km 이하 운정고도로 발

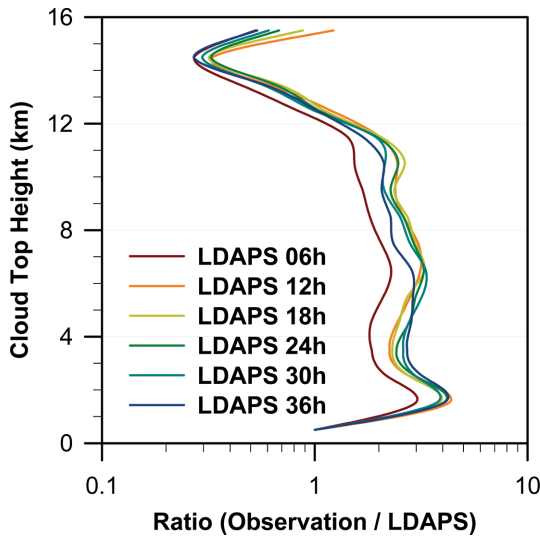


Fig. 9. Ratio of volumetric rainfall between observation and LDAPS forecasts with each cloud top height bin for June~August 2016~2018 (i.e., correction factor).

Table 2. BIAS and CSI scores by applying correction factors from 0.1 to 1.0. Subscript “c” denotes result after applying correction factor. Before applying correction factor, BIAS and CSI scores were 0.893 and 0.284, respectively.

Correction factor	BIAS _c	CSI _c	LOG BIAS _c < LOG BIAS	CSI _c > CSI
0.1	0.909	0.282	11	56
0.2	0.921	0.279	13	69
0.3	0.930	0.277	13	74
0.4	0.937	0.274	13	74
0.5	0.940	0.270	8	70
0.6	0.941	0.266	0	68
0.7	0.939	0.262	-3	65
0.8	0.933	0.257	-9	66
0.9	0.925	0.251	-14	61
1.0	0.914	0.244	-21	48

달한 구름의 총 강수량은 극히 드물기 때문에 0~1 km 구간에 대해서는 국지예보모델 보정을 수행하지 않았다. 보정함수는 2016~2018년 여름철 기간에 대해서 1 시간 간격의 운정고도 및 누적 강수량(0.05° 격자)에 대해서 적용되었다.

천리안위성과 국지예보모델의 운정고도가 물리적인 의미는 유사하겠으나 근본적인 편차가 존재할 것이므로 보정함수 비율을 조절함으로써 민감도 실험을 수행했다(Table 2). 보정함수 비율이 1.0인 것은 Fig. 9에 표현된 것만큼 급격한 편차보정을 수행한다는 의

미이고, 0.1은 10% 정도로 완화된 편차보정 적용을 의미한다 관측과 예측 모두 임계 강수량 이상이 관측 되면 ‘맞힘’, 예측은 임계 강수량 이상인데 관측에서는 이하가 나타나면 ‘오보’, 임계 강수량 이상이 관측 되었는데 이하로 예측하면 ‘놓침’인 상황에서 BIAS는 ‘맞힘’+ ‘놓침’ 대비 ‘맞힘’+ ‘오보’이고, Critical Success Index (CSI)는 ‘맞힘’+ ‘놓침’+ ‘오보’ 대비 ‘맞힘’ 비율로 정의된다. 본 연구에서는 Song et al. (2019)에서와 같이 6시간 누적강수량 임계값을 0.25 mm에서 15 mm까지 변경해가면서 평균적인 BIAS, CSI 값을 얻었다. 보정함수를 적용하기 전에 모든 6시간 사례(1,104개) 및 남한 육지 격자(3,860개)에 대한 평균 BIAS는 0.893, CSI는 0.284로 나타났다. Table 2에서 보정함수를 적용했을 때 BIAS_c 값은 0.893보다 1에 가까워져 예측성이 높아졌지만, CSI_c는 오히려 점차적으로 낮아지는 양상을 보였다. CSI_c 감소보다는 BIAS_c의 증가가 더 크게 나타났다. 조정비율이 0.6일 때 BIAS_c가 0.941로 최대값을 보였다. BIAS_c와 CSI_c 우측에 주어진 통계값은 각각 6시간 사례에 대해 보정함수를 적용했을 때 BIAS나 CSI 지수가 개선된 사례의 숫자를 나타낸 것이다. 양의 숫자는 보정함수를 통한 개선을 의미하고, 보정함수의 효과는 강수량이 많은 호우 사례들에 대해서 크게 작용했다. BIAS는 비율로 정의되고 1에 가까울수록 예측성이 높은 것이기 때문에 절대값에 로그를 취함으로써 예측성의 개선여부를 판단했다. 이때는 BIAS_c와 CSI_c에서와는 다르게 6시간 누적강수량 임계값을 0.25 mm로 설정하여 강수유무에 대한 의미를 가지게 했다. 개별 사례 측면에서는 호우 예측 위치가 어긋난 사례들이 많아서 정량강수 예측성에 대해서 통계적으로 유의한 결과를 확보하기 어려웠다. 개별 사례들에 대한 BIAS는 보정함수 비율이 0.5일 때까지 개선되고 있었다. 특히, 2016~2018년 여름철 동안 남한 육지면적 평균 강수량(비강수일 포함)은 관측이 6.57 mm day⁻¹, 보정전이 6.18 mm day⁻¹, 보정함수 비율을 0.5로 적용했을 때 6.35 mm day⁻¹로 평균적인 편차 개선을 확인할 수 있었다. 개별 사례들에 대한 CSI 지수는 대체로 개선된 사례들이 많았다. BIAS_c와 CSI_c는 정량강수 정확도에 크게 영향을 받지만, 개별 사례에 대한 BIAS와 CSI 개선 숫자는 강수유무에 의존하기 때문에 CSI에 대해서 상반된 결과가 나타난 것으로 생각된다. 정리하면, 보정함수를 적용함으로써 BIAS 지수를 개선할 수 있었으며, 강수유무에 대한 개별사례의 CSI 지수를 향상시킬 수 있었다. 정량강수에 대한 CSI 예측성 개선에는 한계가 있는 것으로 나타났다. 본 연구의 보정함수는 강한 강수강도를 가지는 한랭형 호우의 강수량을 감소시키는데, 예측 강수량을 감소시키면 CSI는 일반적으로 감소되는 경향이 있기 때문이다. 반면, 보정

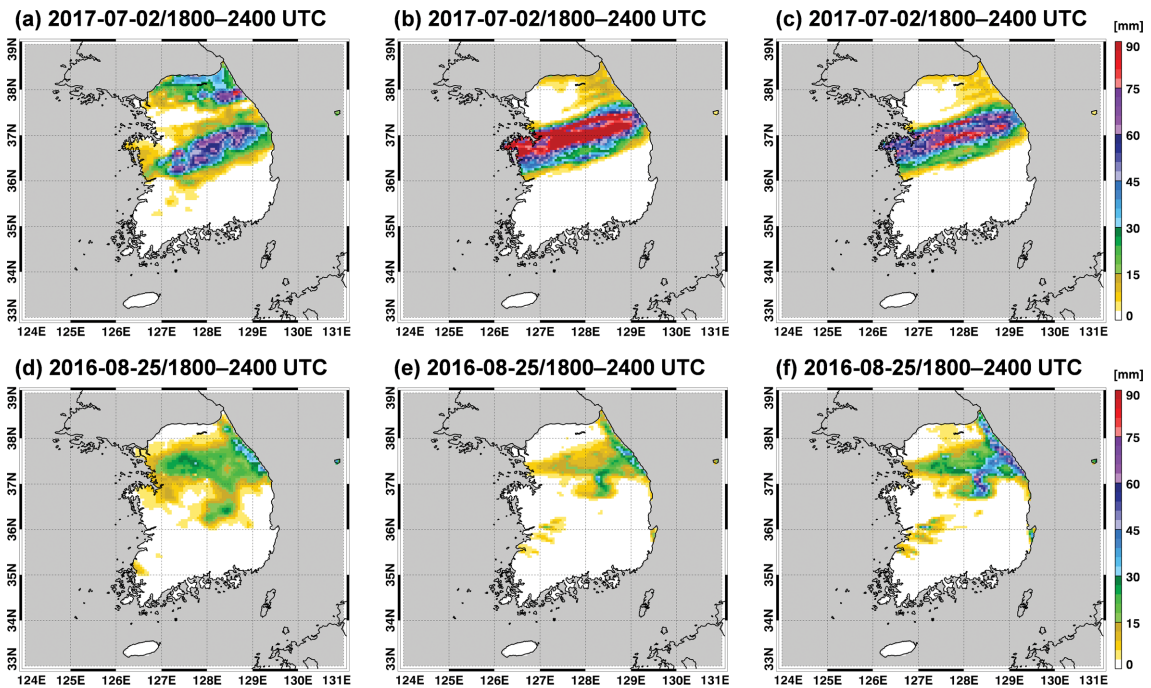


Fig. 10. Six-hourly accumulated rainfall of (a) observation, (b) LDAPS forecast, and (c) LDAPS forecast after applying correction factor for 2017-07-02/1800~2400 UTC (warm-type observation and cold-type 06 h forecast event). (d), (e), (f) Same as (a), (b), (c), but for 2016-08-25/1800~2400 UTC (warm-type observation and warm-type 12 h forecast event).

함수는 약한 강수강도를 가지는 온난형 호우를 증가시키는데, 이러한 증가는 강수영역의 가장자리에서 작용할 때 강수영역의 증가를 유도할 것이고, 이에 따라 강수유무와 관련된 CSI 지수가 증가하는 것으로 해석된다.

Figure 10은 보정함수를 성공적으로 적용함으로써 정량강수 예측성이 향상된 대표적인 사례를 보여준다. 이때, 보정비율은 0.5은 고려했다. 2017년 7월 2일에는 예측 한랭형 호우 사례(Fig. 10b)가 관측 온난형 호우 사례(Fig. 10a)에 비해서 강수량을 과대모의하고 있었으나, 보정함수를 적용함으로써 한랭형 호우에 대한 강수량 감소를 통해 과대모의를 감소시켰다(Fig. 10c). 남한 육지면적 평균 강수량은 관측이 53.25 mm day⁻¹, 보정전이 75.23 mm day⁻¹, 보정후가 52.76 mm day⁻¹로 나타났다. 또 다른 사례로 2016년 8월 25일에는 예측 온난형 호우 사례(Fig. 10e)가 관측 온난형 호우 사례(Fig. 10d)에 비해서 강수량을 과소모의하고 있었으나, 보정함수를 적용함으로써 온난형 호우에 대한 강수량을 증가시켰다(Fig. 10f). 남한 육지면적 평균 강수량은 관측이 23.62 mm day⁻¹, 보정전이 14.09 mm day⁻¹, 보정후가 26.68 mm day⁻¹로 나타났다. 이러한 사례 결과가 예측성의 향상을 확고하게 보장하

는 것은 아니다. 하지만, 한랭형 호우를 과대모의하고 온난형 호우를 과소모의하는 국지예보모델의 특성을 사전에 인지함으로써, 국지예보모델을 현업 예보에 활용함에 있어서 개념적인 참조자료가 될 수 있을 것이라 전망한다. 본 연구에서는 운정고도와 강수량 관계만을 이용했지만, 향후에 다양한 변수를 활용한 심화 학습 및 예측기술 개발을 통해 현업모델의 예측성을 더욱 개선할 수 있을 것이라 사료된다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 강수강도와 운정고도의 관계를 이용하여 2013~2018년 여름철 동안 한반도에서 발생한 호우 유형을 한랭형과 온난형으로 구분하고 통계적인 특징을 조사했다. K-means 군집분석을 통해 분류했을 때, 전체 사례의 20.5%는 한랭형, 79.5%는 온난형이었다. 남한 육지 전체 관점에서 한랭형 호우는 대체로 운정고도가 높은 사례들로 구성되고, 온난형 호우는 한랭형에 비해서 운정고도가 낮은 가운데 대체로 넓은 범위에 걸쳐서 운정고도가 분포하고 있었다. 온난형 호우의 발생빈도가 높기 때문에 지속시간이 오랫동안 유지된 사례 역시 온난형이 많았다(13시간 이

상 지속된 사례는 온난형만 유일하게 19개). 0~30 mm h⁻¹ 강수강도 구간에 대한 운정고도 평균은 한랭형 사례가 14.3 km, 온난형 사례가 10.2 km로 나타났다. 유사한 의미로 지구장파복사 평균은 한랭형이 178.5 W m⁻², 온난형이 204.1 W m⁻²로 조사되었다. 한랭형 및 온난형 호우 사례에 대한 총 강수량은 27.4%, 72.6%로 나타났다. 하지만, 총 강수량 대비 낙뢰발생빈도는 온난형이 한랭형에 비해 현저하게 낮은 특징을 보였다(약 46%). 온난형 호우는 한랭형에 비해 상승운동이 약하고 빙정양이 적기 때문에 낙뢰발생이 제한적으로 나타날 수 밖에 없었다.

한랭형 및 온난형 호우에 대한 대표사례를 각각 2개씩 선정하고 중규모 관측특성을 분석했다. 한랭형 사례1은 북태평양 고기압 가장자리를 따라서 남서쪽에서 수증기가 공급되는 가운데, 강한 대류불안정으로 최근 6년간 여름철 중에 가장 많은 낙뢰를 동반한 사례였다. 현상학적으로는 타원형의 구름무리로 분류되었다. 매우 강한 대류불안정(대류가용잠재에너지 1000~2500 J kg⁻¹)으로 연직속도가 커지고, 이로 인해 깊은 대류운(운정고도 18 km)으로 발달함과 동시에 상층에 다량의 빙정이 존재(상층 반사도가 증가)하여 낙뢰발생이 빈번한 특징을 나타냈다고 해석되었다. 특히, 34 dBZ 이상의 레이더 반사도가 15 km 고도까지 나타나 한랭형 호우 생성을 위해 매우 강한 상승운동이 존재했음을 확인할 수 있었다. 또한, 오후에 태양 활동으로 인한 지표 가열이 지상으로부터의 대류불안정을 강화시켰을 것으로 추정되었다. 한랭형 사례2도 한랭형 사례1과 유사하게 대류불안정도가 높은 상황(대류가용잠재에너지 1000 J kg⁻¹ 부근)에서 국지적으로 강수 및 낙뢰 현상이 나타난 사례였다. 운정고도는 18 km까지 도달했으며 34 dBZ 이상의 레이더 반사도가 12 km 고도까지 발견되었다. 온난형 호우 사례1은 한반도 남서쪽에 위치한 태풍에 의해 다량의 수증기가 공급되는 가운데 장마전선을 따라 중부지방에 밴드형으로 강수량이 집중되었던 사례였다. 온난형 호우 사례2는 2018년 태풍 솔릭이 쇠퇴기에 한반도를 관통하면서 많은 강수량을 기록한 사례이다. 2개의 온난형 호우 사례는 모두 역학적 발생 기작은 전혀 다르지만(장마와 태풍), 열역학적으로는 대류가용잠재에너지가 매우 낮고, 총 수증기량이 많은 공통점을 가지고 있었다. 이로 인해 대체로 13 km 이하의 운정고도가 발견되었고, 34 dBZ 이상 레이더 반사도는 8 km 이하에 머물렀으며, 낙뢰는 전혀 관측되지 않았다.

현재 대류규모 기상모델(WRF 및 UM 모델 등)들은 대체로 한반도 온난형 호우의 구조를 모의하는데 실패하고 있는 것으로 판단되었다. 본 연구에서는 선행연구(Song et al., 2019)에서 발견한 UM 국지예보

모델의 한랭형 호우 과대모의 및 온난형 호우 과소모의 경향에 대한 보정함수를 계산하고, 운정고도에 따른 강수량 편차를 보정함으로써 강수 예측성 증가에 대한 가능성을 고찰했다. 보정함수를 적용함으로써 BIAS 지수를 약 5% 정도 개선할 수 있었지만 정량 강수에 대한 CSI 지수를 개선하는 것은 어려웠다. 강한 강수에 해당하는 한랭형 호우 사례에 대한 강수량 감소가 주로 CSI 지수를 감소시키는 쪽으로 작용했기 때문이다. 하지만 개별사례 관점에서는 보정함수를 적용했을 때 강수유무에 대한 CSI 지수가 개선된 사례들이 유의하게 많았다. 온난형 호우 사례에 대한 강수량 증가가 강수 시스템의 경계에 해당하는 약한 강수를 증가시켜 강수 영역을 확장시키고 이에 따라 CSI 지수 개선이 나타난 것으로 이해했다. 보정함수가 성공적으로 적용된 예로써 관측 온난형 호우 사례에 대해서 예측 한랭형 사례의 강수량은 감소시키고, 예측 온난형 사례의 강수량은 증가시키으로써 관측과 유사한 강수 분포를 나타냄을 확인했다. 한랭형 호우를 과대모의하고 온난형 호우를 과소모의하는 국지예보모델의 특성을 사전에 인지함으로써, 국지예보모델을 현업 예보에 활용함에 있어서 개념적인 참조자료가 될 수 있을 것이라 전망했다. 하지만, 근본적으로 집중호우 예측 정확도 개선을 위해 한반도 온난형 호우에 적합한 미세물리과정 개발이 요구되고 있다.

감사의 글

이 연구는 기상청 국립기상과학원 「위험기상에 대한 분석·예보의 융합기술 고도화」(1365003081)의 지원으로 수행되었습니다. 연구자료를 제공해주신 기상청 수치모델링센터(이용희, 박소라), 국가기상위성센터(오현중), 기상레이더센터(남경엽, 김지원) 관계자 분들께 감사 드립니다. 태풍 진로도는 <http://www.typhoon.or.kr>에서 확보했습니다.

REFERENCES

- Ahn, S.-H., K.-J. Park, J.-Y. Kim, and B.-J. Kim, 2015: The characteristics of the frequency and damage for meteorological disasters in Korea. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, **15**, 133-144, doi:10.9798/KOSHAM.2015.15.2.133 (in Korean with English abstract).
- Byun, K.-Y., and T.-Y. Lee, 2012: Remote effects of tropical cyclones on heavy rainfall over the Korean peninsula-statistical and composite analysis. *Tellus A*, **64**, 14983, doi:10.3402/tellusa.v64i0.14983.
- Cecil, D. J., D. E. Buechler, and R. J. Blakeslee, 2014: Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. *Atmos. Res.*, **135-136**, 404-

- 414, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.06.028.
- Cho, N.-S. and T.-Y. Lee, 2006: A numerical study of multiple convection bands over the Korean peninsula. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **42**, 87-105.
- Choi, Y.-S., C.-H. Ho, M.-H. Ahn, and Y.-M. Kim, 2007: An exploratory study of cloud remote sensing capabilities of the Communication, Ocean and Meteorological Satellite (COMS) Imagery. *Int. J. Remote Sens.*, **28**, 4715-4732, doi:10.1080/01431160701264235.
- Franklin, C. N., A. Protat, D. Leroy, and E. Fontaine, 2016: Controls on phase composition and ice water content in a convection-permitting model simulation of a tropical mesoscale convective system. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 8767-8789, doi:10.5194/acp-16-8767-2016.
- Furtado, K., P. R. Field, Y. Luo, X. Liu, Z. Guo, T. Zhou, B. J. Shipway, A. A. Hill, and J. M. Wilkinson, 2018: Cloud microphysical factors affecting simulations of deep convection during the presummer rainy season in southern China. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 10477-10505, doi:10.1029/2017JD028192.
- Houze, R. A., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.
- Hwang, S.-O., and D.-K. Lee, 1993: A study on the relationship between heavy rainfall and associated low-level jets in the Korean peninsula. *J. Korean Meteor. Soc.*, **29**, 133-146 (in Korean with English abstract).
- Jung, S.-P., S.-R. In, H.-W. Kim, J. Sim, S.-O. Han, and B.-C. Choi, 2015: Classification of atmospheric vertical environment associated with heavy rainfall using long-term radiosonde observational data, 1997~2013. *Atmosphere*, **25**, 611-622, doi:10.14191/Atmos.2015.25.4.611 (in Korean with English abstract).
- Kar, S. K., and K.-J. Ha, 2003: Characteristic differences of rainfall and cloud-to-ground lightning activity over South Korea during the summer monsoon season. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 2312-2323, doi:10.1175/1520-0493(2003)131<2312:CDORAC>2.0.CO;2.
- Kim, H., K.-S. Han, C. S. Lee, and I. Shin, 2015: A sensitivity analysis of accuracy for COMS outgoing long-wave radiation product. *Korean J. Remote Sens.*, **31**, 39-46, doi:10.7780/kjrs.2015.31.1.5.
- Kim, H. W., and D. K. Lee, 2006: An observational study of mesoscale convective systems with heavy rainfall over the Korean peninsula. *Wea. Forecasting*, **21**, 125-148, doi:10.1175/WAF912.1.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1997: The global population of mesoscale convective complexes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 389-405, doi:10.1002/qj.49712353807.
- Lang, S. E., W.-K. Tao, X. Zeng, and Y. Li, 2011: Reducing the biases in simulated radar reflectivities from a bulk microphysics scheme: Tropical convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2306-2320, doi:10.1175/JAS-D-10-05000.1.
- Lee, D.-K., H.-R. Kim, and S.-Y. Hong, 1998: Heavy rainfall over Korea during 1980~1990. *Korean J. Atmos. Sci.*, **1**, 32-50.
- Lee, J.-Y., and Coauthors, 2017: The long-term variability of changma in the East Asian summer monsoon system: A review and revisit. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **53**, 257-272. doi:10.1007/s13143-017-0032-5.
- Lee, T.-Y., and Y.-H. Kim, 2007: Heavy Precipitation Systems over the Korean Peninsula and their Classification. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **43**, 367-396.
- Li, P., K. Furtado, T. Zhou, H. Chen, J. Li, Z. Guo, and C. Xiao, 2018: The diurnal cycle of East Asian summer monsoon precipitation simulated by the Met Office Unified Model at convection-permitting scales. *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-018-4368-z.
- Lim, K.-S. S., 2019: Bulk-type cloud microphysics parameterization in atmospheric models. *Atmosphere*, **29**, 227-239, doi:10.14191/Atmos.2019.29.2.227 (in Korean with English abstract).
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493, doi:10.1175/1520-0493(1983)111<1475:LSMCAW>2.0.CO;2.
- Oh, H.-J., B.-J. Sohn, E. A. Smith, F. J. Turk, A.-S. Seo, and H.-S. Chung, 2002: Validating infrared-based rainfall retrieval algorithms with 1-minute spatially dense raingage measurements over Korean peninsula. *Meteor. Atmos. Phys.*, **81**, 273-287, doi:10.1007/s00703-002-0552-z.
- Oue, M., H. Uyeda, and Y. Shusse, 2010: Two types of precipitation particle distribution in convective cells accompanying a Baiu frontal rainband around Okinawa Island, Japan. *J. Geophys. Res.*, **115**, D02201, doi:10.1029/2009JD011957.
- Park, C.-G., and T.-Y., Lee, 2008: Structure of mesoscale heavy precipitation systems originated from the Changma front. *Atmosphere*, **18**, 317-338 (in Korean with English abstract).
- Park, S.-U., C.-H. Joung, S.-S. Kim, D.-K. Lee, S.-C. Yoon, Y.-K. Jeong, and S. G. Hong, 1986: Synoptic-scale features of the heavy rainfall occurred over Korea during 1~3 September 1984. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **22**, 42-81.
- Rha, D.-K., C.-H. Kwak, M.-S. Suh, and Y. Hong, 2005:

- Analysis of the characteristics of precipitation over South Korea in terms of the associated synoptic patterns: A 30 years climatology (1973~2002). *J. Korean Earth Sci. Soc.*, **26**, 732-743 (in Korean with English abstract).
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 435-460, doi:10.1002/qj.49711649210.
- Sohn, B. J., H.-J. Han, and E.-K. Seo, 2010: Validation of satellite-based high-resolution rainfall products over the Korean peninsula using data from a dense rain gauge network. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 701-714, doi:10.1175/2009JAMC2266.1.
- _____, G.-H. Ryu, H.-J. Song, and M.-L. Oh, 2013: Characteristic features of warm-type rain producing heavy rainfall over the Korean peninsula inferred from TRMM measurements. *Mon. Weather Rev.*, **141**, 3873-3888, doi:10.1175/MWR-D-13-00075.1.
- Song, H.-J., and B.-J. Sohn, 2015: Two heavy rainfall types over the Korean peninsula in the humid East Asian summer environment: A satellite observation study. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 363-382, doi:10.1175/MWR-D-14-00184.1.
- _____, and _____, 2018: An evaluation of WRF microphysics schemes for simulating the warm-type heavy rain over the Korean peninsula. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **54**, 1-12, doi:10.1007/s13143-018-0006-2.
- _____, _____, S.-Y. Hong, and T. Hashino, 2017: Idealized numerical experiments on the microphysical evolution of warm-type heavy rainfall. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 1685-1699, doi:10.1002/2016JD02563.
- _____, B. Lim, and S. Joo, 2019: Evaluation of rainfall forecasts with heavy rain types in the high-resolution Unified Model over South Korea. *Wea. Forecasting*, **34**, 1277-1293, doi:10.1175/WAF-D-18-0140.1.
- Takahashi, T., 2006: Precipitation mechanisms in East Asian monsoon: Videosonde study. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09202, doi:10.1029/2005JD006268.
- _____, T. Kawano, and M. Ishihara, 2015: Different precipitation mechanisms produce heavy rain with and without lightning in Japan. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **93**, 245-263, doi:10.2151/jmsj.2015-014.
- Tapiador, F. J., J.-L. Sánchez, and E. García-Ortega, 2019: Empirical values and assumptions in the microphysics of numerical models. *Atmos. Res.*, **215**, 214-238, doi:10.1016/j.atmosres.2018.09.010.
- Walters, D., and Coauthors, 2017: The Met Office Unified Model Global Atmosphere 6.0/6.1 and JULES Global Land 6.0/6.1 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 1487-1520, doi:10.5194/gmd-10-1487-2017.
- Williams, E. R., R. Zhang, and J. Rydock, 1991: Mixed-phase microphysics and cloud electrification. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2195-2203, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<2195:MPMACE>2.0.CO;2.
- Wilson, D. R., and S. P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office unified model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 1607-1636, doi:10.1002/qj.49712555707.
- Zhang, C.-Z., H. Uyeda, H. Yamada, B. Geng, and Y. Ni, 2006: Characteristics of mesoscale convective systems over the east part of continental China during the Meiyu from 2001 to 2003. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **84**, 763-782, doi:10.2151/jmsj.84.763.
- Zipser, E. J., D. J. Cecil, C. Liu, S. W. Nesbitt, and D. P. Yorty, 2006: Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **87**, 1057-1071, doi:10.1175/BAMS-87-8-1057.