

## 1시간 간격 멀티존데 관측을 활용한 호우 사례의 중·하층 구조 진단과 RIJ 재현성 분석

전혜림<sup>1)\*</sup> · 김유진<sup>2)</sup> · 이진화<sup>3)</sup> · 김선정<sup>1)</sup> · 김현욱<sup>2)</sup> · 임병환<sup>4)</sup>

<sup>1)</sup>국립기상과학원 예보연구부 재해기상연구소, <sup>2)</sup>국립기상과학원 기상응용연구부,  
<sup>3)</sup>국립기상과학원 관측연구부, <sup>4)</sup>국립기상과학원 인공지능기상연구과

(접수일: 2026년 2월 9일, 수정일: 2026년 3월 27일, 게재확정일: 2026년 4월 6일)

## Analysis of Mid- to Lower-Level Atmospheric Structure and RIJ Reproducibility in a Heavy Rainfall Case Using Hourly Multi-Sonde Observations

Hye-Rim Jeon<sup>1)\*</sup>, Yu-Jin Kim<sup>2)</sup>, Jin-Hwa Lee<sup>3)</sup>, Seon-Jeong Kim<sup>1)</sup>,  
Hyunuk Kim<sup>2)</sup>, and Byunghwan Lim<sup>4)</sup>

<sup>1)</sup>High Impact Weather Research Center, Forecast Research Department,  
National Institute of Meteorological Sciences, Gangneung, Korea

<sup>2)</sup>Research Applications Department, National Institute of Meteorological Sciences, Gangneung, Korea

<sup>3)</sup>Observation Research Department, National Institute of Meteorological Sciences, Gangneung, Korea

<sup>4)</sup>AI Meteorological Research Division, National Institute of Meteorological Sciences, Jeju, Korea

(Manuscript received 9 February 2026; revised 27 March 2026; accepted 6 April 2026)

**Abstract** This study examines a stationary frontal heavy rainfall event that occurred over the Yeongdong region of eastern Korea on 20 September 2024, where complex terrain strongly influenced rainfall distribution. Hourly intensive upper-air observations using a Multi-Sonde system were conducted from 1400 to 2100 LST at the Gungchon AWS site and compared with high-resolution Weather Research and Forecasting (WRF v4.6.1) model simulations. Time-height analyses of wind and thermodynamic-moisture structures were performed, and environmental conditions for rear-inflow jet (RIJ) development were diagnosed using Convective Available Potential Energy (CAPE), Precipitable Water (PW), and 0~2.5 km bulk wind shear. Observations showed a strong low-level jet (LLJ; up to  $24.6 \text{ m s}^{-1}$ ) at 1~3 km altitude prior to rainfall and a low-wind-speed layer below 0.5 km due to orographic blocking. After 1900 LST, a pronounced upward shift of the LLJ was followed by the penetration of a strong RIJ into the lower troposphere, reaching a maximum wind speed of  $29.4 \text{ m s}^{-1}$ . In contrast, the WRF simulation underestimated RIJ intensity and lower-level moisture. Prior to RIJ onset, observed CAPE remained very large ( $2,500\text{--}4,000 \text{ J kg}^{-1}$ ) with high lower-level PW ( $29.8\text{--}31.0 \text{ mm}$ ), whereas the model underestimated PW by approximately 8~10 mm, resulting in substantially weaker CAPE. These results highlight the importance of accurately representing lower-level moisture and demonstrate the value of hourly Multi-Sonde observations for diagnosing heavy rainfall over complex terrain and improving short-term forecasting guidance.

**Key words:** Multi-Sonde observations, Rear-inflow jet, Heavy rainfall, Complex terrain

\*Corresponding Author: Hye-Rim Jeon, High Impact Weather Research Center, Forecast Research Department, National Institute of Meteorological Sciences, Room 707, Building N10, 7, Jukheon-gil, Gangneung 25457, Korea.  
Phone: +82-33-913-1065, Fax: +82-33-644-2657  
E-mail: rimmy123@korea.kr

## 1. 서 론

우리나라에서는 기후변화의 영향으로 강수의 시공간적 특성이 빠르게 변화하고 있다. 지난 30년(1993~2022년) 동안 기상청 자동종합기상관측시스템(Automated Synoptic Observing System, ASOS) 자료 분석 결과, 1~3시간 이내에 발생하는 극한강수의 강도와 빈도가 전반적으로 증가하는 경향을 보였고, 이러한 증가는 지역지형에 따라 다르게 나타났다(Park and Suh, 2023). 특히 제주, 호남, 남해안 남동쪽, 동해안과 같이 해안 및 지형성 수렴이 강화되는 지역에서의 증가 폭이 더욱 크게 나타나, 지형영향이 큰 지역일수록 강수 특성을 정밀하게 파악할 필요성이 제기되고 있다. 또한, 여름철 강수의 발달은 전선성 환경뿐만 아니라, 지형성 수렴, 중규모 저기압, 국지 대류 등 다양한 메커니즘이 복합적으로 작용한다. 이와 관련하여 2025년 한국기상학회 장마 포럼에서는 장마 및 여름철 강수 특성의 변화와 다양한 강수 발생 기작에 대한 이해를 높이기 위해 집중관측과 지속적인 연구가 필요하다는 문제의식이 공유된 바 있다(Son et al., 2025).

강수 발달 과정에서 중요한 역할을 하는 하층 흐름과 수증기 유입은 예보 단계에서 파악된 대기 배경장과 다르게 전개되는 경우가 적지 않다. 특히 하층 제트의 열·수분 수송량이나 건조역의 침투 높이와 강도는 비교적 짧은 시간 안에도 크게 달라질 수 있어, 강수 강화 시점이나 발달 규모가 예측과 실황 간의 차이를 보이는 원인이 되기도 한다(Browning, 1997; Du and Chen, 2019). 이러한 변동성은 정체전선과 지형의 영향이 결합된 환경에서 더욱 두드러지며, 이에 따라 대류가 비교적 쉽게 발달하고 조직되는 경향을 보인다. 실제로 동아시아 지역의 정체전선성 강수 사례에서는 지형이 하층 흐름과 전선 구조를 변조함으로써 강수의 공간 분포와 발달 특성에 중요한 영향을 미치는 것으로 보고된 바 있다(Cornejo et al., 2024).

조직화된 대류에서는 대류 시스템 후면에서 중심부로 향하는 유입류가 강화되는 특징이 잘 알려져 있으며, 이 후면 유입류는 선형 대류계에서 나타나는 후면유입제트(rear-inflow jet, RIJ)의 전형적인 구조로 제시되어 왔다(Weisman, 1992, 1993; Evans and Doswell, 2001). 최근 국내외 연구에 따르면, 산악 지형은 지형성 상승에 의한 대류 유발뿐만 아니라 강수의 시공간적 분포와 지속 시간, 그리고 대류 조직화의 특성에 영향을 미치는 것으로 보고되었다(Park et al., 2003; Mulholland et al., 2020; Marra et al., 2021). 특히, 한반도 산악지역을 대상으로 한 관측 기반 연구에서는 하층 제트(low-level jet, LLJ)와 지형 간 상호작용에 따른 기류 구조 변화와 풍하측 수렴이 강수 발달에

중요한 역할을 하는 것으로 나타났다(Park et al., 2003). 한반도 동해안 지역은 태백산맥과 해안선이 인접한 지형적 특성으로 인해 이러한 지형 효과가 두드러지게 나타나며, 동해안 지역을 대상으로 한 선형 수치모의 및 민감도 실험에서는 산악 지형에 의한 하층 기류 분리와 풍하측 수렴이 강수 분포와 대류 조직화에 중요한 역할을 하는 것으로 분석되었다(Lee and Kim, 2008; Kim and Lee, 2015). 특히 남서 계절의 고온·다습한 LLJ는 태백산맥 주 능선과 거의 직교하는 방향으로 유입되고 태백산맥의 능선 고도(약 1~1.5 km)와 인접한 고도 범위에 형성되므로, 지형 차폐 효과에 의해 제한되어 연안 부근에는 저풍대가 형성되기 쉽다. 이러한 환경은 RIJ가 연안으로 하강·침투하기에 유리한 조건을 제공하여, 전선성·지형성 환경에서 강수 강화에 기여할 수 있는 구조적 배경을 형성한다. RIJ의 하강·침투는 하층에서의 수렴을 강화하여 상승류를 유지·강화하는 역할을 하며, 이는 대류 시스템의 지속과 국지적인 강수 증폭으로 이어질 수 있다(Weisman, 1992, 1993; Evans and Doswell, 2001). 이러한 과정은 주로 Meso- $\beta$  이하의 시·공간 규모(1~6 hr, 20~200 km)에서 급격히 발생하므로, 기존 관측 및 수치예보 체계에서 그 발달과 영향을 포착하거나, 사전에 예측하는 데 한계가 있다.

현재 운영 중인 관측망은 하층 기류의 특성을 충분히 포착하기에는 여러 제약을 지니고 있다. 위성은 상층과 중층의 흐름 그리고 광역적 수증기 분포를 파악하는 데 유리하지만, 하층의 온·습도 구조나 기류 변화를 직접적으로 확인하기는 어렵다(Maggioni et al., 2016; Tang et al., 2021). 레이더 역시 강수대의 이동과 발달을 감시하는 데 중요한 역할을 수행하나, 한반도 동쪽 또는 남동쪽 연안과 같이 산악 지형과 인접한 지역에서는 산악 지형에 의한 레이더 빔 차폐와 빔 고도 상승의 영향으로 대기 하층 관측 확보에 한계가 있다(Vivekanandan et al., 1999; Methaprayun et al., 2025). 이러한 관측상 제약으로 인해 한반도의 동쪽 및 남동쪽 연안 지역에서는 하층 기류와 이에 수반되는 열·수증기 구조의 시간적 변화를 연속적으로 파악하기 어렵다. 이러한 한계를 보완하기 위해 이동 관측차량을 활용한 레윈존데 기반의 고층 특별관측(6시간 간격)이 운영되고 있다. 그러나 단시간 내 빠르게 변하는 하층 기류의 특성과 이에 수반되는 열·수증기 변화를 충분히 포착하기에는 기존 관측 체계의 시간 해상도에 한계가 있다. 또한, 레윈존데는 연직 대기 구조를 직접 관측하는 장점이 있음에도 불구하고, 단일 채널 수신 시스템을 기반으로 운용되기 때문에 여러 개의 레윈존데를 동시에 운영할 수 없고, 고층관측이 시작되어 종료되기까지 일정 시간이 소요되기 때문에 관측 간격을 단축하더라도 최소 약 3시

간 이상의 간격을 유지해야하는 제약이 따른다.

이와 같은 운용상의 한계를 극복하기 위해, 최근 하나의 수신기로 다수의 레윈존데 신호를 동시에 처리할 수 있는 멀티존데(multi-sonde) 시스템이 개발되고 있다. 최근 선행연구에서는 경량 레윈존데와 다중 채널 수신기를 활용하여 다수의 연직 관측을 동시에 수행할 수 있는 시스템이 개발되었으며, 이를 통해 높은 시간해상도의 경계층 및 중규모 대기 구조를 효과적으로 관측할 수 있음이 보고된 바 있다(Hwang et al., 2020). 또한 최근 현장 관측에서는 멀티존데를 활용하여 다수의 관측체를 동시에 운영하는 전략이 제안되었으며, 단일 관측 대비 복수의 프로파일을 동시에 확보함으로써 관측 밀도를 크게 향상시킬 수 있음이 제시된 바 있다(Wadler et al., 2025). 또한 실험과 현장 규모에 따라 기존의 특별관측과 추가적인 집중 관측을 유연하게 병행할 수 있어, 관측 운영 측면에서도 활용성이 높은 장점을 가진다. 향상된 시간 해상도를 통해 하층 기류와 열·수증기 구조의 급격한 변화를 보다 정밀하게 추적할 수 있다.

이와 같은 관측 특성을 활용하여, 본 연구에서는 멀티존데 시스템 기반의 높은 시간해상도 연직 집중관측을 수행하고, 산악 지형과 해안이 인접한 복잡한 지형에서 발생한 정체전선성 호우 사례를 대상으로 하층 기류와 열·수증기 구조의 시간적 변동 특성을 분석하였다. 또한 중관 및 중규모 대기 환경을 종합적으로 진단하기 위해 Weather Research and Forecasting (WRF) 결과를 함께 활용하였으며, 이를 통해 RIJ 발달 환경이 강수 분포의 시공간적 특성에 미친 영향을 살펴보고자 한다. 아울러 멀티존데 관측 자료가 강수 발달 전조 환경을 보다 신속하게 진단함으로써, 실험 감시 및 초단기(6시간 이내) 예보 지원 측면에서 갖는 활용 가능성을 검토한다. 본 논문의 2장에서는 본 연구에 사용된 멀티존데 시스템과 관측 자료, 고해상도 WRF 수치모의 설정, 그리고 분석 방법을 기술하였으며, 3장에서는 정체전선성 호우 사례의 예보와 관측에서 나타난 강수 분포의 차이를 제시하고, WRF 수치모의를 이용한 중관 및 중규모 환경 분석을 통해 강수 시스템의 시공간적 특성을 설명하였다. 4장에서는 연구결과를 분석하였고, 마지막으로 5장에서는 주요 결과를 요약하고 시사점을 제시하였다.

## 2. 자료 및 분석방법

### 2.1 멀티존데 시스템 및 관측자료

본 연구에서는 Skyfora 사의 멀티존데 시스템을 사용하였다. 이 멀티존데 시스템은 8채널 수신기 가능한 지상 수신기(StreamRX8)를 활용하여 최대 8개의

레윈존데(StreamSondeRS)로 부터 관측된 자료를 동시에 수집할 수 있고, 듀얼밴드(L1/L5) GNSS (GPS, Galileo, BeiDou) 신호와 위성기반 보정시스템(Satellite-Based Augmentation System, SBAS)을 이용한 고정밀 위치 추적으로부터 풍향·풍속 자료를 산출한다(Skyfora, 2023; Paaso, 2024; Wadler et al., 2025). 이를 활용한 집중관측은 2024년 9월 20일 강원 영동 지역의 정체전선성 호우 사례를 대상으로 하였고, 강원도 삼척시 궁촌 자동기상관측장비(automated weather station, AWS) 지점에서 2024년 9월 20일 1400~2100 LST 동안 1시간 간격으로 하나의 존데를 비양하여 연속 8회 수행되었다. 이를 통해 각 관측 시점마다 기압·기온·습도 및 풍향·풍속에 대한 연직 자료를 확보하였고, 구체적인 분석 방법은 2.3절에 제시하였다. 또한 지상 기상상황 확인을 위해 궁촌 AWS의 기온·바람·강수량 자료를 사용하였고, 강수 영역의 시공간적 분포와 강수 강도를 파악하기 위해 기상 레이더 합성장 자료를 활용하였다.

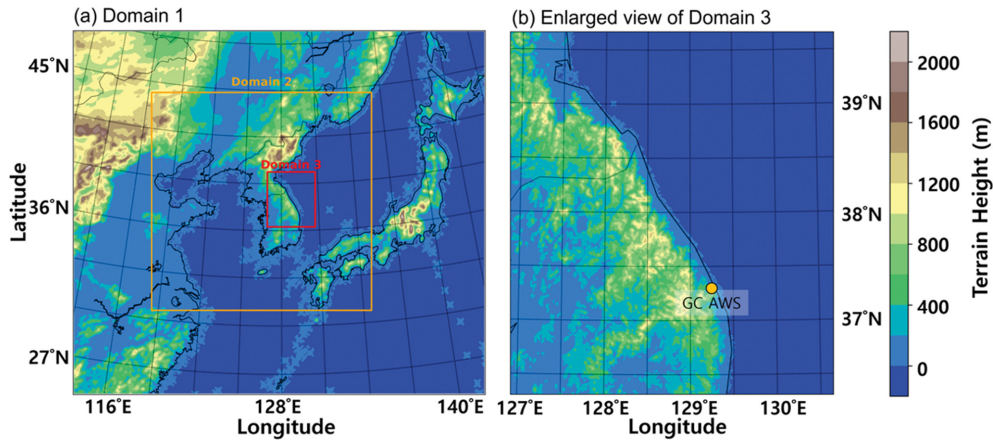
### 2.2 수치모의 설정

본 사례의 중규모 특성을 재현하고 멀티존데 관측과 비교하기 위해, 도메인을 9 km (d01), 3 km (d02), 1 km (d03) 해상도의 등지격자체계(Fig. 1)로 구성된 고해상도의 WRF (Ver. 4.6.1) 수치모의를 수행하였다. 초기 및 경계장은 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Reanalysis v5 (ERA5)와 United Kingdom Meteorological Office (UKMO)의 Operational Sea-surface Temperature and Ice Analysis (OSTIA) 자료를 사용하였다. 물리 모수화 설정은 Byun et al. (2024)의 한반도 돌풍 사례에 대한 고해상도 수치모의 연구를 참고하여 동일하게 적용하였다(Table 1). 모의 시간은 총 18시간이고, 중규모 저기압의 생성과 강수 발생 시점을 고려하여 2024년 9월 20일 0900 LST부터 2024년 9월 21일 0300 LST까지 구동하였다.

### 2.3 분석방법

멀티존데 자료는 동일 지점을 대표하는 연직 구조로 가정하였고, 이에 따라 수평적 위치 차이에 따른 공간 불일치는 분석에서 별도로 고려하지 않았다. 관측 시점 간 연직 대기 구조의 시간 변화를 분석하기 위해 지오폠펜셜 고도 기준 10 m 간격의 연직 격자로 재정렬하였다. 재정렬된 자료를 이용하여 바람에 대한 시간-고도 단면과 상대온위( $\theta$ ) 및 상대습도(relative humidity, RH)에 대한 시간-고도 단면을 구성하였다.

본 연구에서는 시간-고도 단면에서 나타나는 중·하층 기류 구조를 기반으로 LLJ와 RIJ의 유입 특성을



**Fig. 1.** Model domains and terrain height used in the WRF simulation. (a) Overview of the nested domains (Domain 1~3), and (b) enlarged view of Domain 3 over the Gangwon Yeongdong region. Shading indicates terrain height (m). The yellow circle in (b) marks the location of the multi-sonde observation site at the Gungchon AWS site.

**Table 1.** Configuration of the WRF simulation in this study.

Domains and Time Controls			
Initial and Boundary Conditions	ERA5 Reanalysis ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , hourly), OSTIA ( $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ , daily)		
	D01 (9 km)	D02 (3 km)	D03 (1 km)
Horizontal Domain	$320 \times 282$	$511 \times 505$	$334 \times 382$
One-way nesting			
Vertical Domain	50		
Time Step	9 s	3 s	1 s
Integration Time	0900 KST 20 SEP 2024 – 03 KST 21 SEP 2024 (18 hours)		
Physics Parameterization Schemes			
Microphysics Scheme	WDM6		
Boundary Layer Scheme	YSU	-	
Radiation Scheme	RRTMG		
Surface Layer Scheme	Revised MM5 Monin-Obukhov		
Cumulus Parameterization Scheme	KF (new Eta) scheme	-	-

진단하였다. LLJ는 하층(약 1~3 km 고도)에서 나타나는 풍속 최대층으로, 풍속이  $13 \text{ m s}^{-1}$  이상인 경우로 정의하였다. RIJ는 후면 강수 영역에서 대류계 중심부를 향해 유입하는 Rear-to-front 흐름으로 정의하고, 다음의 구조적 특징을 종합적으로 고려하여 판별하였다. 1) 시간-고도 바람장에서 중·하층에 나타나는 후면에서 전면으로 향하는 흐름의 존재, 2) 해당 흐름이 대류계 발달 시점과 동반하여 강화되는지 여부, 3) 레이더 합성 반사도에서 대류계 후면에 나타나는 후면 유입 구조의 존재 여부, 4) 해당 유입류가 하층 수렴

을 강화하거나 상승류 유지에 기여하는지 여부이다. 또한 하층(약 1 km 이하)에서 20 이상의 강한 풍속을 동반하는 경우를 RIJ의 주요 특징으로 함께 고려하였다. 이러한 판별 기준은 기존 선행연구에서 제시된 RIJ의 구조적 정의(Weisman, 1992; Evans and Doswell, 2001)에 기반한다.

$\theta_e$ 는 공기덩어리가 단열적으로 상승하면서 내부의 수증기가 모두 응결할 때 방출되는 잠열을 포함한 열역학적 에너지의 총량을 나타내는 지표로, 대류 불안정도와 하층 수증기 공급을 동시에 진단하는 데 유용

하다. 본 연구에서는 Bolton (1980)의 정의에 따라  $\theta_e$ (K)를 계산하였다[식(1)].

$$\theta_e = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{R_d/C_p} \exp \left( \frac{L_v q}{C_p T L} \right) \quad (1)$$

$T$ 와  $P$ 는 각각 해당고도의 온도(K)와 기압(hPa)이고,  $P_0$ 는 기준 기압(1,000 hPa)이다.  $R_d$ 는 건조공기의 기체상수( $287 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $C_p$ 는 건조공기의 정압 비열( $1,004 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $L_v$ 는 물의 잠열( $2.5008 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ),  $q$ 는 혼합비( $\text{g kg}^{-1}$ )이다.

이와 더불어, RIJ 발달 환경을 정량적으로 평가하기 위해 멀티존데 자료를 WMO Manual on Codes (WMO-No. 306)에서 규정한 FM 35 TEMP 코드 형식에 따라 표준등압면과 기온·습도·바람 특이고도 정보를 추출하여 연직 프로파일을 재구성하였다(WMO, 2019). 해당 연직 자료를 기반으로 단열선도를 작성하고, convective available potential energy (CAPE), precipitable water (PW), 그리고 0~2.5 km 구간에 대한 bulk wind shear ( $BS_{0-2.5}$ )를 산출하였다. 이 변수들은 선행연구에서 강한 RIJ 발달에 기여하는 주요 환경 요인으로 제시한 바 있어(Johns and Hirt, 1987; Weisman, 1993; Evans and Doswell, 2001), 본 연구에서도 동일한 기준을 적용하여 환경 특성을 진단하였고, 그 결과를 중규모 저기압의 이동과 및 강수 분포 변화와 함께 해석하였다.

CAPE는 공기덩어리가 자유대류고도(level of free convection, LFC)부터 평형고도(equilibrium level, EL)까지 상승하면서 획득할 수 있는 부력 에너지를 나타내는 지표로 Hobbs and Wallace (1977)의 정의에 기반하여 계산하였다[식(2)].

$$CAPE = -R_d \int_{LFC}^{EL} (T_{v_{parcel}} - T_{v_{env}}) d \ln(p) \quad (2)$$

여기서  $T_{v_{parcel}}$ (K)은 상승시킬 공기덩어의 가온도,  $T_{v_{env}}$ (K)는 환경 가온도이다.

PW는 대기 기둥 내 수증기량을 나타내는 지표로, 대류 발달과 관련된 수증기 공급량을 진단하는 데 유용하다. 본 연구에서는 Salby (1996)의 적분 정의에 따라 전층(surface-300 hPa)과 함께 surface-850 hPa, 850-600 hPa, 600-300 hPa의 세 구간에 대해 총별 PW를 계산하였다[식(3)]. 이 중 중·상층에 해당되는 600-300 hPa 구간은 위성 수증기 영상이 반영하는 고도 범위를 고려하여 정의하였다.

$$PW(p_1, p_2) = -\frac{1}{\rho_0 g} \int_{p_2}^{p_1} q dp \quad (3)$$

여기서  $PW(p_1, p_2)$ 는 기압  $p_1$ 과  $p_2$  사이 대기 기둥에 포함된 수증기량(mm)을 의미하고,  $\rho_0$ 는 물의 밀도(1,000

$\text{kg m}^{-3}$ ),  $g$ 는 중력가속도( $9.81 \text{ m s}^{-2}$ )를 나타낸다.

하층 기류 구조와 RIJ 침투 환경을 정량적으로 평가하기 위해  $BS_{0-2.5}$ 를 산출하였다.  $BS_{0-2.5}$ 는 지상과 2.5 km 고도간 바람 벡터 차의 크기로 정의되며, 다음 식을 통해 산출하였다[식(4)].

$$BS_{0-2.5} = |V_{2.5 \text{ km}} - V_{sfc}| \quad (4)$$

WRF 수치모의 결과(이하, WRF 모의)는 멀티존데 관측 자료와 비교할 수 있도록 도메인3의 관측 지점 인근  $3 \times 3$  격자 자료를 추출한 뒤, 멀티존데 자료 처리와 동일한 연직 고도 기준으로 보간하여 시간-고도 단면 분석에 활용하였다. 또한 해당 연직 자료를 TEMP 코드 형식과 유사하게 생성하였고, 멀티존데와 동일한 방법으로 CAPE, PW 및  $BS_{0-2.5}$ 를 산출하여, 관측과 정량적 비교·분석이 가능하도록 하였다.

관측된 RIJ의 발달 환경을 정량적으로 평가하기 위해, 선행연구에서 제시된 강한 RIJ 발달 환경 조건을 기준으로 사례의 열역학 및 동역학적 환경을 진단하였다. 먼저, CAPE가  $2,000 \text{ J kg}^{-1}$  이상인 경우는 Weisman (1993)이 활 에코와 지면에 접하지 않은 후면 유입(elevated rear inflow)발달을 위한 대표적인 열역학 기준으로 제시한 값으로, 강한 상층 유입과 깊은 대류를 유지하는 데 필요한 불안정도 수준을 반영한다. 또한 중층(약 700-500 hPa)에서의 불안정 강화 및 건조 공기 혼합으로 인한  $\theta_e$ 의 연직 감소, 그리고 중층의 건조층 존재가 RIJ의 가속 및 유입 깊이를 조절하는 핵심 요인으로 보고된 바 있다(Evans and Doswell, 2001; Du and Chen, 2019). 마지막으로,  $BS_{0-2.5}$ 가  $20 \text{ m s}^{-1}$  이상인 환경은 Weisman (1993)과 Johns and Hirt (1987)이 공통적으로 강조한 강한 선형 대류계의 조직화 및 RIJ 발달 조건으로, 특히 하강하는 후면 유입(descending rear inflow) 사례에서 하층 시어가 RIJ의 침투 고도를 결정하는 주요 동인으로 작용함이 여러 관측·수치 연구를 통해 보고되었다(Johnson and Hamilton, 1988; Weisman, 1992). PW는 강수 시스템에 공급 가능한 수증기량을 나타내는 변수로서 강수량의 규모와 지속성을 해석하기 위한 보조 지표로 활용하였다.

한편, 예보 단계에서 제공되는 강수 예측 분포는 수치예보모델의 결과에 예보관의 종합적인 판단이 반영된 산출물로, 관측과의 직접적인 물리 구조 비교에는 한계가 있다. 따라서 본 연구에서는 예보 단계의 강수 예측을 직접적으로 대변하지는 않지만, 예보와 관측 간 강수 분포 차이가 발생한 대기 환경의 구조적 특성을 진단하는 데에는 유용한 ERA5 재분석 자료와 UKMO SST 자료를 활용한 수치모의 결과를 기준으로 관측과 비교를 수행하였다.

### 3. 강수 특성 및 종관·중규모 환경 분석

#### 3.1 예보와 관측 강수 비교

본 사례는 예보 단계에서 강수가 강원 중·남부 지역에 집중될 것으로 예상되었으나, 실제 AWS 관측 결과에서 강원 중·남부 지역보다 강원 북부 지역에서 많은 강수가 나타난 사례이다. Figure 2는 기상청내에서 활용하는 선진예보시스템 내의 예상 누적 강수량 분포도와 실제 AWS 관측 누적 강수량 분포도로 2024년 9월 20일 1200~2100 LST 기간에 대한 2024년 9월 19일 1100 LST에 발표된 3시간 누적 강수 예상 분포(Figs. 2a-c)와 AWS 관측 3시간 누적 강수 분포(Figs. 2d-f)를 나타낸 것이다. 예보 단계에서는 2024년 9월 20일 1500~1800 LST 동안 강원 북부 지역에 약 50 mm 내외, 강원 중·남부 지역에 약 80 mm 수준의 강수가 예상되고(Fig. 2b), 이후 1800~2100 LST 동안에는 강원 남부 지역에 60~70 mm 수준의 강수가 예상되면서 강원 중남부지역을 중심으로 호우 특보 수준의 집중 강수가 나타날 것으로 보였다(Fig. 2c). 그러나 AWS 관측 결과, 1500~1800 LST 동안에는 강원 북부 지역에 약 40~80 mm, 강원 중·남부 지역에

20 mm 이하의 강수가 관측되어, 강원 북부 지역에 강수가 집중된 것으로 나타났고(Fig. 2e), 1800~2100 LST 동안에는 강원 영동 연안지역에 15~35 mm의 다소 약한 강수가 관측되었다(Fig. 2f).

#### 3.2 종관분석

수치모의로 재현된 중규모 현상 모의 결과를 활용하여, 종관 규모의 대기 환경과 흐름의 전반적인 특성을 분석하였다. Figure 3은 2024년 9월 20일 1500 LST 수평바람과 함께 지상 해면기압 그리고 925, 700, 500 hPa 등압면에서의 종관 규모 흐름을 보여준다. 지상에서는 중국 산둥반도에서 한반도 동해상에 이르는 정체전선(Fig. 3a의 검은 파선)이 형성되어 있으며, 강원 지역에는 태백산맥의 영향으로 전선대가 강원 중남부 지역으로 굴곡진 형태이다(Fig. 3a). 정체전선 남측에는 중국 상하이 부근의 열대 저압부와 한반도 남동쪽 해상의 북태평양 고기압 가장자리 사이를 따라 한반도 남부로  $10 \text{ m s}^{-1}$  이상의 남·남서 계열 바람이 분포하면서 한반도에 풍부한 열 에너지와 수증기가 공급되기 유리한 조건에 있고, 정체전선 북측에는 한반도 동쪽 연안으로  $13 \text{ m s}^{-1}$  수준의 강한 북동 계열의 바람이

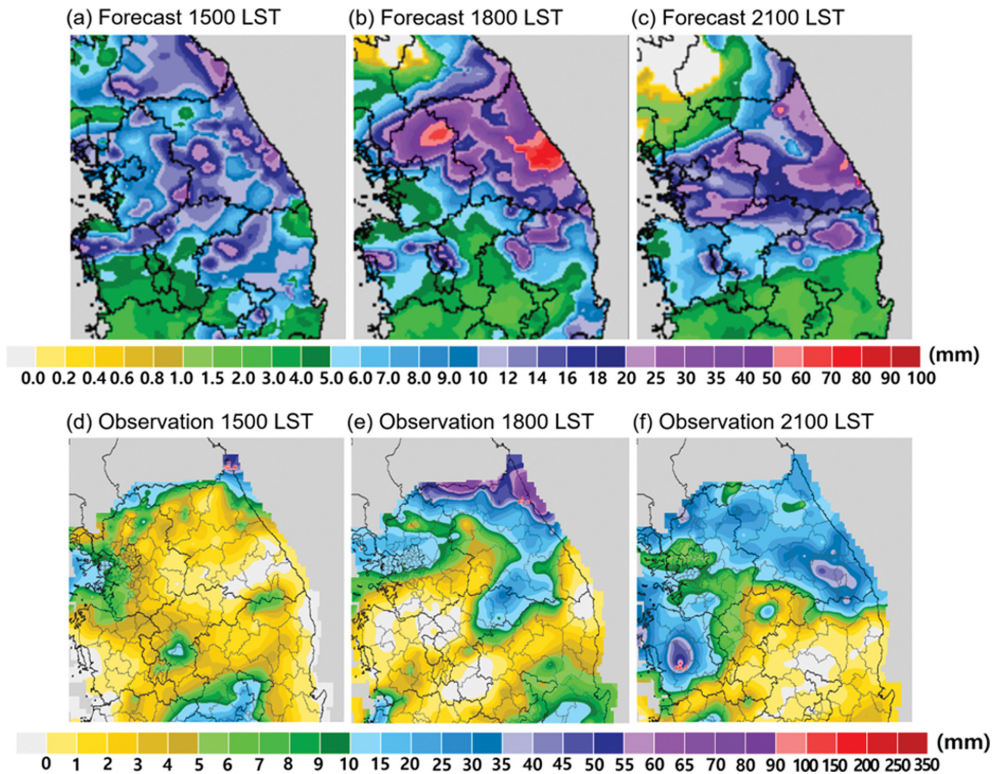
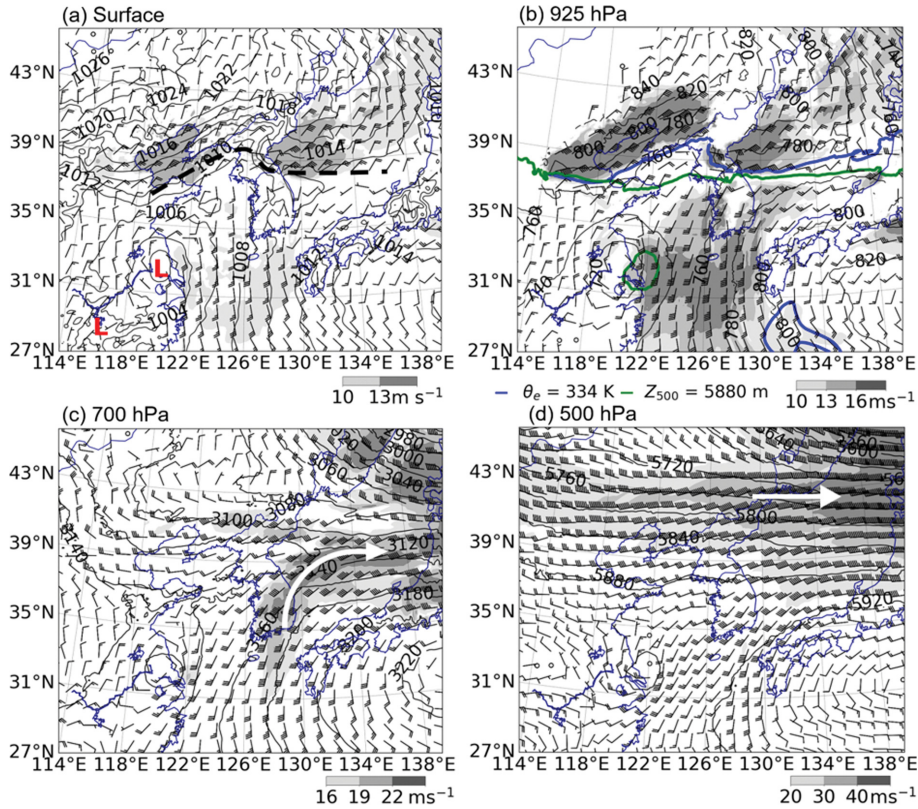


Fig. 2. Forecasts issued at 1100 LST on 19 SEP 2024 and AWS-observed three-hour accumulated precipitation for 1500, 1800, and 2100 LST on 20 SEP 2024. Panels (a)-(c) and (d)-(f) denote the forecasts and AWS observations, respectively.



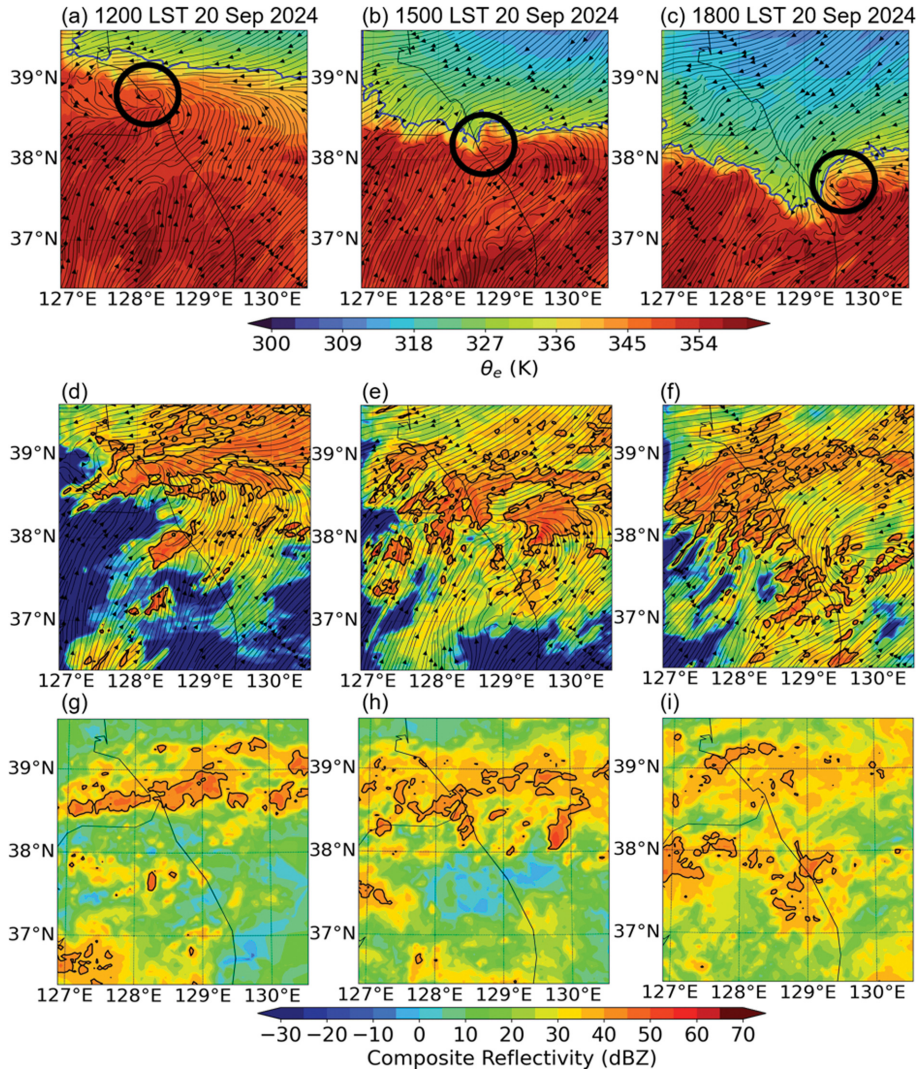
**Fig. 3.** Synoptic-scale fields from the WRF simulation at 1500 LST 20 SEP 2024. (a) Horizontal wind barbs ( $\text{m s}^{-1}$ ; wind speed shaded) and mean sea-level pressure (hPa; contours). (b)–(d) Horizontal wind barbs ( $\text{m s}^{-1}$ ; wind speed shaded) and geopotential height (gpm; contours) at (b) 925, (c) 700, and (d) 500 hPa. The thick black dashed line in (a) denotes the stationary surface front. The blue and green line in (b) denote the equivalent potential temperature contour of 334 K at 925 hPa and the 500 hPa geopotential height contour of 5880 m, respectively. The white arrows in (c) and (d) indicate regions of enhanced mid-level and upper-level flow, respectively.

유입되고 있다(Fig. 3a). 925 hPa 등압면에서는 한반도 남-남서 해상에  $16 \text{ m s}^{-1}$  수준에 이르는 LLJ가 분포하고 이는 한반도 남부지역의 연안과 해상에까지  $13 \text{ m s}^{-1}$ 의 수준으로 다소 강하게 나타나고 있다(Fig. 3b). 북태평양고기압의 가장자리를 의미하는 500 hPa의 5,880 m 지위고도 등고선(Fig. 3b의 초록 실선)이 한반도 중·북부를 가로지르며 놓여있고, 이와 인접한 곳에 한기 유입의 경계를 의미하는  $\theta_e$  334 K 등치선(Fig. 3b의 파란 실선)이 태백산맥 동쪽 사면을 따라 뚜렷하게 굴곡되는 형태로 위치하고 있다. 500 hPa의 5,880 m 지위고도 등고선과 925 hPa의 334 K  $\theta_e$  등치선이 서로 인접한 구조는 북태평양고기압 가장자리에서 한기와 난기가 대치하는 정체전선 환경을 반영한다. 이러한 조건하에서 전선대가 태백산맥과 상호작용할 경우, 하층 흐름의 차단과 전선 굴곡이 강화되며, 그 결과 산맥 동쪽 사면을 중심으로 중규모 저기압이 형성되기 유리한

구조가 조성될 수 있다(Tibaldi et al., 1990; Horváth et al., 2006). 925 hPa 등압면에서는 LLJ 출구 영역을 중심으로 하층 수렴과 함께 수증기 유입이 있었고, 700 hPa 등압면에서는 이러한 흐름이 한반도 남부에서 강원 영동 해안을 따라 동해상으로 이어지는 강한 풍속대로 나타났으며, 500 hPa 등압면에서는 상층 제트의 남측 영역에서 발산 구조가 형성되어 하층에서 상층으로 연계된 연직 구조를 보였다. 이러한 연직적 흐름 결합은 북태평양고기압 가장자리를 따라 형성된 정체전선이 산악 지형과 상호작용하는 환경에서, 중규모 저기압성 순환이 형성되거나 이후 유지·발달할 수 있는 동역학적 배경으로 해석될 수 있다(Tibaldi et al., 1990; Horváth et al., 2006; Cornejo et al., 2024).

### 3.3 중규모 분석

이러한 중관 환경 하에서 발생한 중규모 저기압의



**Fig. 4.** (a-c) Horizontal distributions of  $\theta_e$  (shading, K) and 925 hPa streamlines from the WRF simulation at 1200, 1500, and 1800 LST on 20 SEP 2024. The thick contour indicates the  $\theta_e = 334$  K isopleth. A cyclonic curvature is highlighted by black circles. (d-f) CMAX (shading, dBZ) from the WRF simulation at the corresponding times. The thick black contour denotes the 40 dBZ reflectivity. (g-i) Observed radar CMAX (shading, dBZ) at the corresponding times.

하층 순환과 이에 수반된 강수 구조를 살펴보기 위해, Fig. 4는 2024년 9월 20일 1200, 1500, 1800 LST에 대한 Domain 3 영역에서의 925 hPa 유선과  $\theta_e$  분포 (Figs. 4a-c), 그리고 WRF 모의 결과(Figs. 4d-f)와 레이더(Figs. 4g-i)의 연직 최대 반사도(composite reflectivity, CMAX)를 제시한다. 또한  $\theta_e$  분포에서 334 K 등치선을 굵은 실선으로 나타냈고, CMAX에서 40 dBZ 이상인 영역(Zipser and Lutz, 1994; Steiner et al., 1995)을 강한 강수 영역으로 구분하고자 검은 등치선으로 표시하였다.

본 연구에서는 저기압성 순환 구조를 기준으로, 연안을 따라 남하하는 한기 유입 방향을 후면(rear), 그 반대 방향인 해상 및 남측 영역을 전면(front)으로 정의하였다. 1200 LST (Fig. 4a)에는 태백산맥 동쪽 사면을 따라 334 K  $\theta_e$  등치선이 굴곡된 형태로 배치되어 있으며, 그 남측에서 저기압성 곡률을 갖는 하층 흐름이 나타나 저기압성 순환이 형성되었음을 보여준다. 1500 LST (Fig. 4b)에는 북쪽의 334 K 이하의 낮은  $\theta_e$  공기가 연안을 따라 남쪽으로 확장되며 국지적으로 침투하는 형태가 나타났고, 334 K  $\theta_e$  등치선 부

근의 수평 경도 또한 이전 시각 대비 증가한 모습이 보인다. 동시간대의 유선 분포를 보면, 한기측 유선이 연안을 따라 남쪽으로 보다 깊게 확장되면서, 저기압성 순환이 1200 LST (Fig. 4a)에 비해 보다 뚜렷하게 나타난다. 이러한 과정에서 대류계 후면에서 중심부로 향하는 하층 유입류가 형성되며, 이는 본 연구에서 정의한 rear-to-front 흐름의 방향성과 일치하며, 이후 시간-고도 단면에서 나타나는 하층 강풍대 및 강화 시점과 함께 종합적으로 해석할 때 RIJ의 구조적 특징으로 판단된다. 이 rear-to-front 유입류는 대류계 후면에서 중심부로의 공기 유입을 강화하여 하층 수렴을 유도하고, 강수 영역의 유지 및 국지적 강화에 기여했을 것으로 보인다(Weisman, 1992; Evans and Doswell, 2001). 1800 LST (Fig. 4c)에는 연안에서의 한기 유입이 상대적으로 우세해지며, 저기압성 순환 구조의 중심이 해상 쪽으로 이동한 형태를 보인다. 예보에서는 강수가 강원 중·남부에, 관측에서는 강원 북부에 집중 강수가 나타난 1500 LST (Figs. 4e, h)를 중심으로 CMAX 분포와 WRF 모의 결과를 살펴보면, 강원 영동 해안선에 나타난 40 dBZ 이상의 강한 강수 영역이 WRF 모의와 레이더 관측에서 유사하게 나타났으나, 동해상에 나타난 강한 강수 영역은 레이더 관측이 WRF 모의보다 멀리 떨어진 먼 동해상에 위치하였다. 이러한 결과는 관측에서 저기압성 순환 구조의 중심이 WRF 모의보다 더 빠르게 동해상으로 이동한 것으로 판단된다. 특히 본 사례에서 나타난 RIJ는 전형적인 squall line 후면에서 형성되는 경우와 달리, 정체전선 환경과 산악 지형의 영향이 결합된 조건에서 형성된 것으로 해석된다. 전선상 시어에 의해 형성된 하층 흐름이 지형에 의해 차단 및 변형되면서, 대류계 후면에서 중심부로 향하는 rear-to-front 흐름이 강화된 것으로 판단된다. 그 원인은 4절에서 멀티존데 집중관측 자료를 활용한 비교 분석을 통해 상세히 살펴본다.

#### 4. 멀티존데 관측과 WRF 수치모의를 이용한 강수 시스템 분석

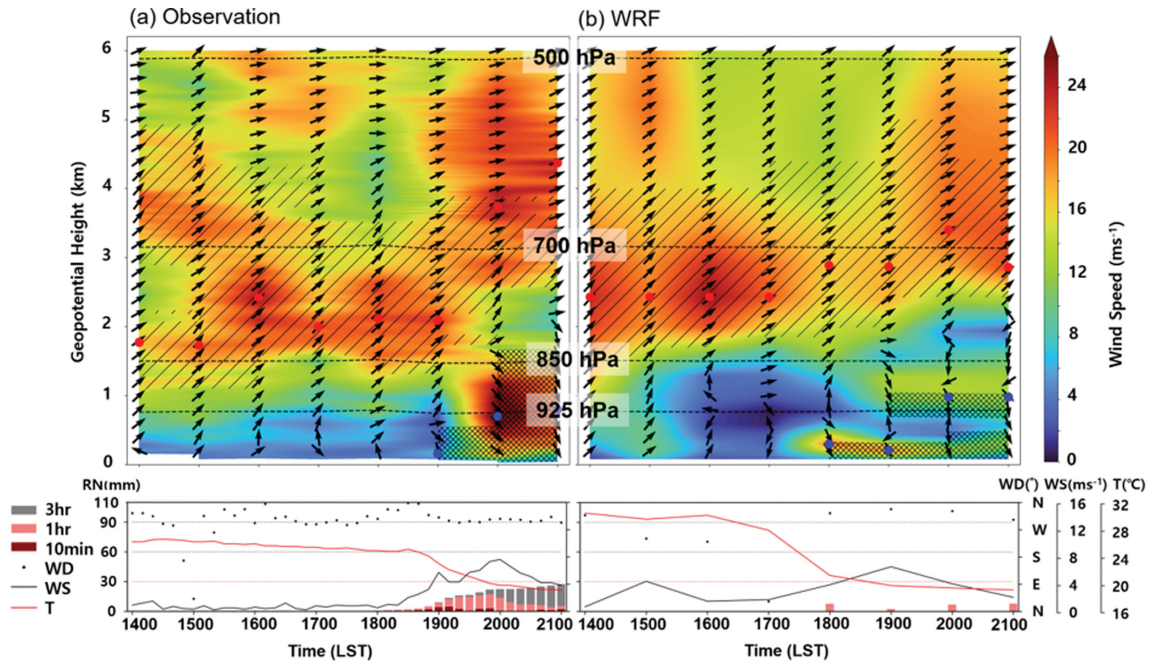
본 절에서는 저기압성 순환의 이동과 강수 분포에서 나타난 관측-수치모의 간 차이의 원인을 규명하기 위해, 멀티존데 집중관측 자료를 활용한 비교 분석을 수행한다. 먼저 중·하층 기류 구조의 시간적 변화를 통해 LLJ와 RIJ의 발달 특성을 진단하고, 이어 RIJ 발달과 관련된 열역학 및 동역학적 환경 조건을 비교 분석한다. 이를 통해 멀티존데 집중관측이 저기압성 순환의 이동 특성과 강수 메커니즘을 진단하는 데 어떠한 추가적인 정보를 제공하는지 살펴보고자 한다.

#### 4.1 멀티존데 기반 중·하층 기류 및 열·수증기 구조 분석

Figure 5는 2024년 9월 20일 1400~2100 LST 동안 궁촌 지점에서 관측된 멀티존데 자료(Fig. 5a)와 동일 위치의 WRF 모의 결과(Fig. 5b)에 대한 바람의 시간-고도 단면도를 비교한 것이다. 각 단면에는 풍속 분포와 풍향 벡터를 함께 나타냈으며, 사선(//) 해칭은 LLJ가 분포한 고도 범위를, ×자 해칭은 RIJ가 나타난 고도 범위를 의미한다. 또한 각 시각별 최대 풍속 고도를 LLJ의 경우 빨간 점, RIJ의 경우 파란 점으로 표시하였으며, 해당 고도와 풍속의 시간 변화는 Table 2에 정리하였다. 단면 하단에는 동일 시각의 지상 강수량(10분, 1시간, 3시간 누적 강수량)과 지상 기상요소(풍향, 풍속, 기온)의 시계열을 함께 제시하여, 중·하층의 기류 구조 변화와 강수 발생 간의 시간적 관계를 확인할 수 있도록 하였다.

관측된 중·하층의 기류 구조를 살펴보면(Fig. 5a), 1400~1800 LST 동안 LLJ는 약 1~3 km 고도 범위(대략 850-700 hPa 부근)에 분포하며, 최대 풍속은 17.0~24.6  $m s^{-1}$  범위로 나타났고, 전반적으로 20  $m s^{-1}$  내외의 강한 상태를 유지하였다(Table 2). LLJ의 최대 풍속 고도는 1400~1900 LST 동안 1.7~2.4 km 범위 내 나타났고, 1900 LST 이후에는 고도 3.8~4.4 km 범위 내 나타나며, LLJ의 연직 분포가 고도 2.5~6.0 km (700-500 hPa) 범위로 뚜렷하게 활승하는 특징을 보였다. 강수 발생 이전인 1400~1800 LST 동안 LLJ 하부인 고도 0.5 km 이하에서는 산맥 차폐 효과로 인해 풍속이 6  $m s^{-1}$  이하(저풍속대)로 제한되었으며, 특히 지상시계열의 풍속은 2  $m s^{-1}$  이하로 나타났다. 이러한 구조 하에서, LLJ의 활승이 나타난 1900 LST 이후부터는 저풍속대가 위치하는 고도 0.5 km 이하에서 북서 계열의 바람이 관측되기 시작하였고, 2000 LST에는 고도 약 0.7 km에서 최대 풍속 29.4  $m s^{-1}$ 에 달하는 매우 강한 RIJ가 나타났다. 10분 누적 강수량은 1800 LST 부터 0.5 mm 내외의 약한 강수로 지속되다가, 1840 LST 부터 점차 증가하여 1910 LST에 4.5 mm로 일시적인 최대값을 기록하였다. 다만, 이런 강수량 증가는 국지적·단시간적으로 나타났으며, 중·남부 전반에 걸친 뚜렷한 강수 집중으로는 이어지지 않았다. 그럼에도 불구하고 RIJ는 2100 LST에도 고도 약 0.8 km에서 20.8  $m s^{-1}$ 의 강한 최대 풍속을 보이며 하층으로 지속해서 유입됐다(Table 2). 이러한 하층의 강한 유입류는 중·하층에 나타나는 후면에서 전면으로 향하는 흐름과 일치하며, 대류계 발달 시점과 동반하여 강화되고 하층 수렴을 유도하는 특징을 보여, 본 연구에서 정의한 RIJ의 판별 기준을 만족하는 것으로 해석된다.

한편, WRF 모의(Fig. 5b)에서는 1400~1700 LST 동



**Fig. 5.** Time-height cross sections of horizontal wind speed (shading,  $m s^{-1}$ ) and wind vectors (arrows) at the Gungchon AWS site during 1400~2100 LST on 20 September 2024, derived from (a) Multi-Sonde observations and (b) the WRF simulation. Dashed horizontal lines indicate representative pressure levels (925, 850, 700, and 500 hPa). Hatched areas denote the LLJ layer, while cross-hatched areas indicate the RIJ layer. Red dots indicate the altitude of maximum wind speed associated with the LLJ, and blue dots indicate the altitude of maximum wind speed associated with the RIJ at each corresponding time. The surface panels shown below correspond to (a) observations and (b) the WRF simulation, respectively, and include surface precipitation shown as bar charts, along with wind speed (WS), wind direction (WD), and temperature (T), to illustrate the temporal relationship between low-level wind structure and rainfall evolution.

**Table 2.** Temporal variations of the maximum wind speed and altitude of the LLJ and RIJ obtained from Multi-Sonde observations at the Gungchon AWS site and corresponding WRF simulations on 20 SEP 2024.

Jet	Data	Variable	Time (LST)							
			1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100
LLJ	Obs.	Core height (km)	1.8	1.7	2.4	2.0	2.1	2.1	3.8	4.4
		Core speed ( $m s^{-1}$ )	17.0	20.2	24.6	21.3	21.8	22.3	24.1	24.6
	WRF	Core height (km)	2.4	2.4	2.4	2.4	3.0	2.9	3.4	2.9
		Core speed ( $m s^{-1}$ )	23.3	19.6	24.9	20.8	16.7	17.7	20.7	21.4
RIJ	Obs.	Core height (km)	-	-	-	-	-	0.2	0.7	0.8
		Core speed ( $m s^{-1}$ )	-	-	-	-	-	6.2	29.4	20.8
	WRF	Core height (km)	-	-	-	-	0.3	0.2	1.0	1.0
		Core speed ( $m s^{-1}$ )	-	-	-	-	20.0	18.3	13.9	13.1

안 LLJ의 최대 풍속 고도가 약 2.5 km로 거의 일정하게 유지되었으며, 이후 2.8~3.4 km 범위 내에서 완만한 활승을 보였다(Table 2). 이는 관측에서 1900 LST

이후 LLJ 최대 풍속 고도가 2 km 내외에서 4 km 이상으로 급격히 활승한 것과 대비된다. LLJ의 최대 풍속 또한 WRF 모의에서는 1400 LST 이후 16.7~24.9

$m\ s^{-1}$  범위로 나타났으며, 특히 LLJ 최대 풍속 고도의 완만한 활승이 나타난 1800~1900 LST 전후에는 최대 풍속이  $16.7\sim 17.7\ m\ s^{-1}$ 로 일시적인 낮은 값이 나타났다가 이후 2000~2100 LST에  $20.6\sim 21.4\ m\ s^{-1}$  수준으로 다시 증가하였다(Table 2). 아울러, WRF 모의에서는 저풍속대가 관측( $\sim 0.5\ km$ )에 비해 넓은 고도 범위( $\sim 1.5\ km$ )에 분포하는 특징을 보였다. RIJ는 1800 LST부터 나타나기 시작하였으나, 최대 풍속 고도는  $0.2\sim 1.0\ km$  범위로 관측대비 분산되어 나타나, 강수에서도 국지적·단시간적 증가 양상을 보이지 않았다. 또한 RIJ의 최대 풍속은 1800 LST에 약  $20.0\ m\ s^{-1}$ 였으며, 시간에 따라 감소하여 2100 LST에는  $13.1\ m\ s^{-1}$ 로 나타났다. 이는 2000~2100 LST에도 강한 RIJ가 유지된 관측 보다 WRF 모의가 RIJ의 뚜렷한 발달을 재현하지 못한 것으로 보인다.

이러한 관측-모형 간 기류 구조 차이에 관한 원인을 살펴보기 위해,  $\theta_e$ 와 RH의 시간-고도 단면을 이용하여 열역학 및 수증기 환경에 대해 관측과 WRF 모의 결과를 비교·분석하였다. Figure 6은 Fig. 5와 동일한 형식의 시간-고도 단면으로, 바람 대신  $\theta_e$  분포와 RH 등치선(검은 실선)을 함께 나타냈으며, RH 98% 이상인 영역을 포화층으로 정의하여 사선(/) 해칭으로 표시하였다. 관측 결과(Fig. 6a)에서는 1400~1800 LST 동안 지상에서 고도 약 3 km 이하에서는 350 K 이상의 높은  $\theta_e$ 가 분포하였으며, 고도 약 2 km 부근에 포화층이 위치하고 있다. 특히 고도 1 km 이하에서는 364 K 이상으로 매우 높았으며, 이는 하층이 고온·다습한 환경임을 보여준다. 반면 WRF 모의(Fig.

6b)에서는 가장 높은  $\theta_e$ 가 350 K 이하로 나타나 관측에 비해 열·수증기 함량이 낮게 모의하였고, 고도 3 km 이하에서는 포화층을 확인할 수 없었다. 이러한 하층 열·수증기 구조의 재현 차이는 WRF 모의에서 보인 강수 예측 불확실성과 연관될 수 있으며(Hong et al., 2006; Shin and Hong, 2015; Han et al., 2016), 특히 해안과 산지가 인접한 복잡지형에서는 이러한 불확실성이 지형 효과에 의해 더욱 증폭될 가능성이 있다(Lee et al., 2010; Watson and Lane, 2012; Kim and Lee, 2015).

#### 4.2 강한 RIJ 발달과 관련된 환경 진단

RIJ 발달과 관련된 환경 특성을 진단하기 위해, 2.3 절에서 제시한 RIJ 발달 환경 진단 방법을 적용하여, RIJ 유입 이전 시점(1600~1800 LST), 즉 궁촌 지점이 RIJ의 풍하층에 위치할 때의 대기 환경을 분석하였다.

Figure 7에는 단열선도와 함께 CAPE 및  $BS_{0.2.5}$ 를, Fig. 8에는 층별 PW를 각각 관측과 WRF 모의 결과에 대해 제시하였다. 먼저 1600 LST 단열선도(Fig. 7a) 분석 결과, 관측에서는 CAPE가  $3,294\ J\ kg^{-1}$ 로 이미 상당히 큰 불안정이 형성되어 있었으며,  $BS_{0.2.5}$  또한  $19.4\ m\ s^{-1}$ 로 나타나 하층 전단이 이미 충분히 확보된 상태였다. 이는 궁촌 지점의 풍하층 환경이 이후 RIJ의 하층 유입과 강화를 수용할 수 있는 잠재력을 갖추고 있었음을 의미한다. 반면, WRF 모의에서는 CAPE가  $625\ J\ kg^{-1}$ 로 관측에 비해 상당히 낮게 모의된 반면,  $BS_{0.2.5}$ 는  $22.6\ m\ s^{-1}$ 로 상대적으로 크게 나타나, 열역학적 불안정은 과소 모의되고 전단은 과

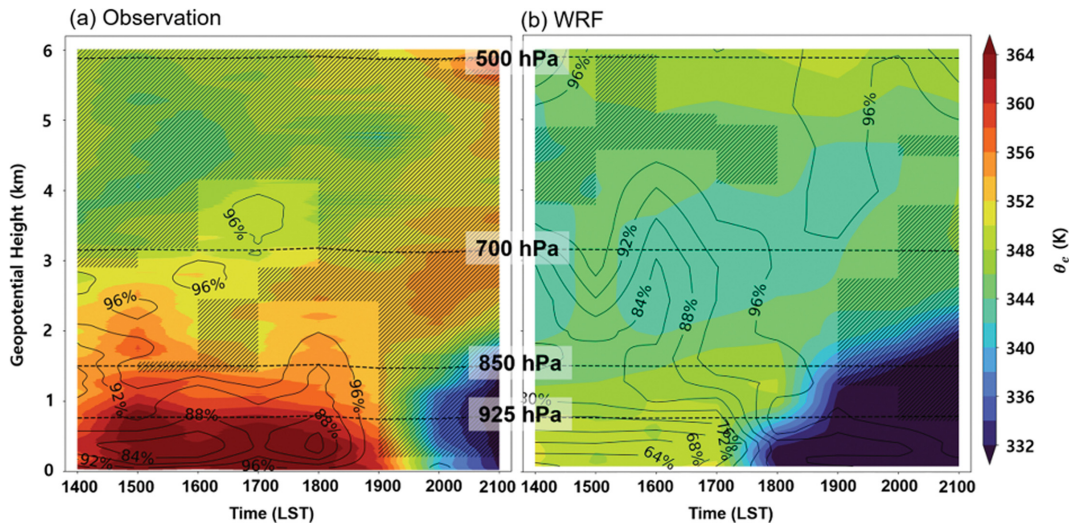
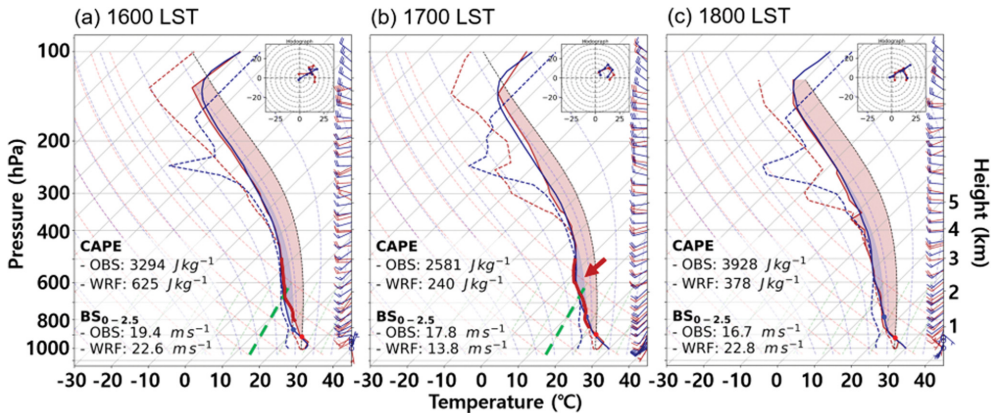
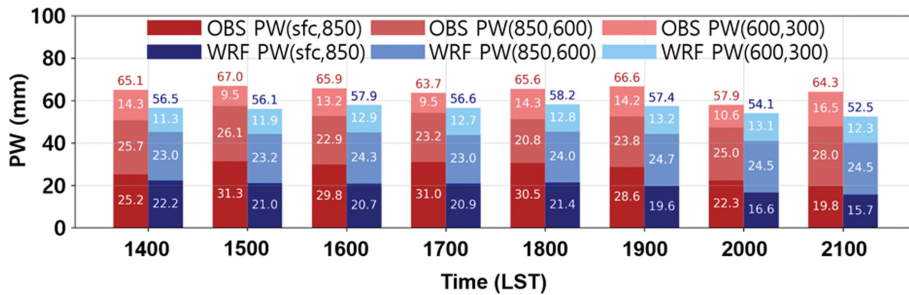


Fig. 6. Same as Fig. 5, but for  $\theta_e$  with RH contours (black solid lines) and saturated layers (RH  $\geq$  98%, hatched). Panels (a) and (b) denote the observations and the WRF simulation, respectively.



**Fig. 7.** Skew-T log-p diagrams at 1600 LST (a), 1700 LST (b), and 1800 LST (c) on 20 SEP 2024. Red and navy solid lines represent observed (multi-sonde) and WRF-simulated temperature profiles, respectively, while dashed lines indicate the corresponding dew-point temperature profiles. Shaded areas denote convective available potential energy (CAPE). The values of CAPE and  $BS_{0-2.5}$  derived from the observations and the WRF simulation are listed in each panel. Dots indicate the LFC, with colors corresponding to the observations (red) and the WRF simulation (navy). Hodographs for each time are shown in the upper-right corner of each panel. In panel (b), the mid-level cooling is indicated by a red arrow.



**Fig. 8.** Time series of layer-integrated PW derived from multi-sonde observations (red shades) and WRF simulations (blue shades) at the Gungchon AWS site during 1400~2100 LST on 20 SEP 2024. PW is partitioned into the lower layer (sfc-850 hPa), the middle layer (850-600 hPa), and the upper-middle layer (600-300 hPa). Numbers shown above the bars indicate the total PW (mm) at each time.

대 모의되는 특징을 보였다. 1700 LST (Fig. 7b)에는 관측에서 CAPE가  $2,581 \text{ J kg}^{-1}$ ,  $BS_{0-2.5}$ 가  $17.8 \text{ m s}^{-1}$ 로 나타나, 여전히 RIJ 발달에 유리한 환경이 유지되었다. 이 시점에는 중층(지오폠펜셜 고도 기준 약 2.3~4.5 km)에 상대적으로 차가운 공기가 유입되면서 하층의 고온·고습한 공기와 온도 대비가 확대되었고, 이에 따라 중층 불안정이 강화되어 이후 RIJ 유입 시 하층 공기의 상승과 가속이 보다 효율적으로 나타날 수 있는 환경이 조성된 것으로 해석된다.

반면, WRF 모의의 결과에서는 CAPE가  $240 \text{ J kg}^{-1}$ 로 매우 낮게 산출되어 관측에서 나타난 중층의 찬 공기 유입으로 인한 대기구조 변화를 충분히 재현하지 못하였으며,  $BS_{0-2.5}$  역시  $13.8 \text{ m s}^{-1}$ 로 관측보다 약하게 나타났다. 1800 LST (Fig. 7c)에 이르러 관측에서는

1600 LST부터 유지되던 매우 강한 불안정 환경이 더욱 증폭되며, CAPE가  $3,928 \text{ J kg}^{-1}$ 까지 크게 증가하였다.  $BS_{0-2.5}$ 도  $16.7 \text{ m s}^{-1}$ 로 유지되어, 불안정과 연직 전단이 동시에 결합된 상태가 지속되었다. 이에 비해 WRF 모의에서는 CAPE가  $378 \text{ J kg}^{-1}$ 에 그쳐, 관측에서 나타난 강한 불안정의 크기와 시간적 변화가 충분히 재현되지 않았다.  $BS_{0-2.5}$ 는  $22.8 \text{ m s}^{-1}$ 로 관측보다 비교적 크게 모의되었으나, 약한 열역학적 불안정으로 인해 관측과 같은 강한 불안정-전단의 결합 구조는 형성되지 못하였다. 이러한 차이는 하층 수증기량의 과소모의와 밀접하게 연관된다.

Figure 8에 제시된 층별 PW 비교 결과, 관측에서는 RIJ 유입 이전 시점인 1600~1800 LST 동안 하층의 PW (sfc, 850)가 29.8~31.0 mm 범위로 높게 유지되

었으며, 이후에도 1900 LST까지 28.6 mm 이상을 보이며 큰 감소 없이 지속되었다. 반면 WRF 모의에서는 동일 시간대의 PW (sfc, 850)가 20.7~21.4 mm 범위로 나타나, 관측에 비해 약 8.0~10.0 mm 낮은 수준을 유지하였다. 이러한 하층 PW의 차이는 1900 LST 이후에도 유지되어, 2000~2100 LST에는 관측과 WRF 모두 하층 PW가 감소하는 경향을 보였으나, WRF 모의 결과가 전반적으로 더 낮은 값을 나타냈다. PW (850, 600)의 경우 관측에서는 20.8~26.1 mm, WRF 모의에서는 23.0~24.7 mm 범위로 나타나, 시간에 따라 관측과 WRF 모의 간 차이가 크지 않거나 일부 시각에는 WRF 모의가 더 크게 나타나는 경우도 확인되었다. 중·상층의 PW (600, 300) 역시 관측(9.5~16.5 mm)과 WRF 모의(11.3~13.2 mm) 간 차이가 상대적으로 작게 나타나, 관측-모델 간 수증기 차이는 주로 하층에서 두드러지게 나타났음을 알 수 있다.

이러한 결과는 선행연구에서 제시된 강한 RIJ 발달 환경 진단 기준에 비추어 볼 때, WRF 모의는 하층 전단은 비교적 잘 재현하였으나, CAPE로 대표되는 열역학적 불안정은 충분히 재현하지 못하였으며, 이러한 불안정 재현의 한계를 하층 수증기량의 과소모의에서 기인한 것으로 해석된다.

## 5. 요약 및 결론

본 연구에서는 산악 지형과 해안이 인접한 복잡지형 환경에서 발생한 정체전선성 호우 사례를 대상으로, 1시간 간격 멀티존데 집중관측 자료를 활용하여 중·하층 기류 및 열·수증기 구조의 시간적 변동을 고해상도로 분석하고, 이를 고해상도 WRF 모의 결과와 비교하였다. 특히 기존 관측으로는 포착하기 어려운 하층 기류 구조의 급격한 변화를 연속적으로 진단함으로써, 예보 단계에서 예상된 강수 집중 영역과 실제 관측 간의 차이가 발생한 원인을 규명하였다. 이를 위해 LLJ의 연직 구조 변화와 RIJ의 발생 및 하층 침투 특성을 연계하여 분석하였으며, RIJ 유입 이전의 열역학 및 동역학적 환경 조건을 중점적으로 진단하였다.

본 사례에서 멀티존데 관측은 강수 발생 전·후 중·하층 기류와 열·수증기 구조의 급격한 시간 변화를 명확히 포착하였다. 관측 결과, 강수 이전 1~3 km 고도에 강한 LLJ(최대  $24.6 \text{ m s}^{-1}$ )가 유지된 가운데 하층(0.5 km 이하)에는 지형 차폐에 따른 저풍속대가 형성되었고, 이후 LLJ의 급격한 활승과 함께 매우 강한 RIJ(최대  $29.4 \text{ m s}^{-1}$ )가 하층으로 침투하며 강수량 시계열 변화와 밀접하게 연관되었다. 반면 WRF 모의에서는 LLJ 최대 풍속(최대  $24.9 \text{ m s}^{-1}$ ) 고도의 활승이 완만하게 재현되고 저풍속대가 과도하게 두껍게 모의

되었으며, RIJ 역시 강도(최대  $20.0 \text{ m s}^{-1}$ )와 고도 분포가 분산되어 관측된 뚜렷한 발달을 충분히 재현하지 못하였다. 이러한 기류 구조 차이는 하층의 고온·다습한 열·수증기 환경과 포화층을 관측에 비해 약하게 모의한 열역학적 재현 오차와 관련된 것으로 판단되며, 해안과 산지가 인접한 복잡지형에서는 이러한 오차가 중·하층 기류 및 강수 예측 불확실성을 증폭시킬 수 있음을 시사한다.

RIJ 발달과 관련된 환경 진단 결과, 관측에서는 RIJ 유입 이전 단계부터 CAPE가  $2,500\text{--}4,000 \text{ J kg}^{-1}$  수준으로 매우 큰 열역학적 불안정이 유지되었고, 하층 전단( $BS_{0.25}$ ) 또한 RIJ 발달에 유리한 수준을 보였다. 특히 중층의 찬공기 유입에 의한 불안정 강화와 하층의 고온·고습한 대기 구조의 결합으로 불안정이 더욱 강화되는 특징이 확인되었다. 반면 WRF 모의에서는 하층 전단은 비교적 잘 재현되었으나, CAPE가 전반적으로 크게 과소모의 되었으며, 이는 하층 PW가 관측에 비해 약 8~10 mm 낮게 모의된 데에서 기인한 것으로 판단된다. 중·상층 PW의 차이는 상대적으로 작아, 관측-모델 간 수증기 차이가 주로 하층에서 발생했음을 확인하였다.

이상의 결과는 본 사례에서 RIJ 발달의 강도와 구조, 그리고 이에 수반된 강수 특성이 하층 저풍속대의 형성, 하층 수증기 축적, 그리고 RIJ 유입 이전 열역학적 불안정의 진화 과정에 민감하게 반응함을 보여준다. 또한 고해상도 WRF 수치모의가 하층 전단과 같은 동역학적 요소는 비교적 잘 재현하더라도, 하층의 고온·다습한 열역학 환경과 대류 불안정의 재현 한계로 인해 RIJ 발달과 강수의 시·공간적 특성을 관측과 다르게 모의할 수 있음을 시사한다.

본 연구에서 수행한 멀티존데 시스템 기반의 1시간 간격 집중관측은 기존 관측망으로는 포착하기 어려운 하층 기류와 열·수증기 구조의 빠른 시간 변동을 연속적으로 진단할 수 있다는 점에서 의미가 있다. 특히 정체전선 환경 하에서 중규모 순환과 연계된 하층 흐름의 변화가 강수 분포에 미치는 영향을 시간적으로 추적할 수 있었으며, 이는 예보 단계에서 강수 위치 오차가 발생한 원인을 해석하는 데 유용한 정보를 제공하였다. 이러한 결과는 단순한 수치모의 결과 검증은 넘어, 높은 시간해상도 관측 자료가 강수 발달 전조 환경을 보다 정밀하게 진단하고 예보 오차의 원인을 규명하는 데 효과적으로 활용될 수 있음을 시사한다.

다만, 본 연구에서는 동일 지점에서 시간 간격을 단축하는 방식으로 관측이 수행되어, 멀티존데 시스템이 가지는 공간적 동시 관측의 장점을 충분히 활용하지 못한 한계가 있다. 또한 단일 지점 관측만으로는 중규모 시스템의 수평 구조와 유입류의 공간적 분포

를 직접적으로 파악하는 데 제약이 따른다. 따라서 멀티존데 시스템 기반의 복수 지점 동시 관측은 LLJ 및 RIJ의 공간적 구조를 보다 입체적으로 파악할 수 있는 효과적인 관측 전략으로 활용될 수 있으며, 향후 이러한 시공간 고해상도 관측 자료를 활용한 다지점 관측 설계와 수치모델 자료동화 적용뿐만 아니라 예보지원 측면에서의 활용에 대한 추가적인 연구가 필요하다.

## 감사의 글

본 연구를 심사해주시고 의견을 제시해주신 심사위원들께 감사드립니다. 또한 공동 저자인 김유진 연구원께 연구 과정에서 논의와 조언에 감사드립니다. 본 연구는 기상청 국립기상과학원 <기상업무지원기술개발연구> 사업의 「재해유발 국지기상 분석 및 예보체계 개선 연구」(KMA2018-00123)의 일환으로 수행되었습니다.

## REFERENCES

- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053, doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2.
- Browning, K. A., 1997: The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteorol. Appl.*, **4**, 317-324, doi:10.1017/S1350482797000613.
- Byun, K.-Y., J.-H. Kim, and Y.-J. Park, 2024: Synoptic and mesoscale mechanisms of reported tornado-like gust wind event in Korea using high-resolution numerical simulation. *Atmosphere*, **34**, 397-415, doi:10.14191/Atmos.2024.34.4.397.
- Cornejo, I. C., A. K. Rowe, K. L. Rasmussen, and J. C. DeHart, 2024: Orographic controls on extreme precipitation associated with a mei-yu front. *Mon. Wea. Rev.*, **152**, 531-551, doi:10.1175/MWR-D-23-0170.1.
- Du, Y., and G.-X. Chen, 2019: Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part II: Convection initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 543-565, doi:10.1175/MWR-D-18-0102.1.
- Evans, J. S., and C. A. Doswell III, 2001: Examination of derecho environments using proximity soundings. *Wea. Forecasting*, **16**, 329-342, doi:10.1175/1520-0434(2001)016<0329:EODEUP>2.0.CO;2.
- Han, J.-Y., S.-Y. Hong, K.-S. S. Lim, and J. Han, 2016: Sensitivity of a cumulus parameterization scheme to precipitation production representation and its impact on a heavy rain event over Korea. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 2125-2135, doi:10.1175/MWR-D-15-0255.1.
- Hobbs, P. V., and J. M. Wallace, 1977: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press, 350 pp.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Horváth, K., L. Fita, R. Romero, B. Ivancan-Picek, and I. Stiperski, 2006: Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study. *Atmos. Geosci.*, **7**, 327-331, doi:10.5194/adgeo-7-327-2006.
- Hwang, W.-C., P.-H. Lin, and H. Yu, 2020: The development of the "Storm Tracker" and its applications for atmospheric high-resolution upper-air observations. *Atmos. Meas. Tech.*, **13**, 5395-5406, doi:10.5194/amt-13-5395-2020.
- Johns, R. H., and W. D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Wea. Forecasting*, **2**, 32-49, doi:10.1175/1520-0434(1987)002<0032:DWCIW>2.0.CO;2.
- Johnson, R. H., and P. J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1444-1473, doi:10.1175/1520-0493(1988)116<1444:TROSPF>2.0.CO;2.
- Kim, J. H., and H. Y. Chun, 2010: A numerical study of clear-air turbulence (CAT) encounters over South Korea on 2 April 2007. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 2381-2403, doi:10.1175/2010JAMC2449.1.
- Kim, Y.-J., and J.-G. Lee, 2015: WRF sensitivity experiments on the formation of the convergent cloud band in relation to the orographic effect of the Korean Peninsula. *Atmosphere*, **25**, 51-66, doi:10.14191/Atmos.2015.25.1.051.
- Lee, D.-K., and S.-J. Choi, 2010: Observation and numerical prediction of torrential rainfall over Korea caused by Typhoon Rusa (2002). *J. Geophys. Res.*, **115**, D12105, doi:10.1029/2009JD012581.
- Lee, J.-G., and Y.-J. Kim, 2008: A numerical case study examining the orographic effect of the Taebaek Mountains on snowfall distribution over the Yeongdong area. *Atmosphere*, **18**, 367-386.
- Maggioni, V., P. C. Meyers, and M. D. Robinson, 2016: A review of merged high-resolution satellite precipitation product accuracy during the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) era. *J. Hydrometeorol.*, **17**, 1101-1117, doi:10.1175/JHM-D-15-0190.1.
- Marra, F., M. Armon, M. Borga, and E. Morin, 2021: Oro-

- graphic effect on extreme precipitation statistics peaks at hourly time scales. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, e2020GL091498, doi:10.1029/2020GL091498.
- Methaprayun, M., T. Bogaard, and P. P. Mapiam, 2025: Enhancing the accuracy of weather radar heavy rainfall estimates in mountainous regions using combined radar quality indices. *J. Hydrol.*, **662**, 133907, doi:10.1016/j.jhydrol.2025.133907.
- Mulholland, J. P., S. W. Nesbitt, R. J. Trapp, and J. M. Peters, 2020: The influence of terrain on the convective environment and associated convective morphology from an idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 3929-3949, doi:10.1175/JAS-D-19-0190.1.
- Paaso, P., 2024: *Characterization, Calibration and Verification of Upper-Atmosphere Weather Instruments*. Master's thesis, Aalto Univ., 62 pp.
- Park, C.-H., H.-W. Lee, and W.-S. Jung, 2003: The effects of low-level jet and topography on heavy rainfall near Mt. Jirisan. *J. Korean Meteor. Soc.*, **39**, 441-458.
- Park, I.-G., and M.-S. Suh, 2023: Recent (30, 50 years) extreme precipitation characteristics and changing trends in Korea. *J. Climate Change Res.*, **14**, 737-754, doi:10.15531/KSCCR.2023.14.6.737.
- Salby, M. L., 1996: *Fundamentals of Atmospheric Physics*. Academic Press, 627 pp.
- Shin, H. H., and S.-Y. Hong, 2015: Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at gray-zone resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 250-271, doi:10.1175/MWR-D-14-00116.1.
- Skyfora, 2023: StreamSonde RS Technical Datasheet, Version 1.0. Skyfora Ltd.
- Son, S.-W., and Coauthors, 2025: Redefining Changma. *Atmosphere*, **35**, 433-438, doi:10.14191/Atmos.2025.35.3.433.
- Steiner, M., R. A. Houze Jr., and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 1978-2007, doi:10.1175/1520-0450(1995)034<1978:CCOTDS>2.0.CO;2.
- Tang, S., P. Gleckler, S. Xie, J. Lee, M.-S. Ahn, C. Covey, and C. Zhang, 2021: Evaluating the diurnal and semidiurnal cycle of precipitation in CMIP6 models using satellite- and ground-based observations. *J. Climate*, **34**, 3189-3210, doi:10.1175/JCLI-D-20-0639.1.
- Tibaldi, S., A. Buzzi, and A. Speranza, 1990: Orographic cyclogenesis. In Extratropical Cyclones, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 107-125.
- Vivekanandan, J., D. N. Yates, and E. A. Brandes, 1999: The Influence of terrain on rainfall estimates from radar reflectivity and specific propagation phase observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 837-845, doi:10.1175/1520-0426(1999)016<0837:TIOTOR>2.0.CO;2.
- Wadler, J. B., and Coauthors, 2025: Development and validation of the skyfora streamSonde—a lightweight high frequency instrument to measure atmospheric soundings. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **42**, 857-872, doi:10.1175/JTECH-D-24-0054.1.
- Watson, C. D., and T. P. Lane, 2012: Sensitivities of orographic precipitation to terrain geometry and upstream conditions in idealized simulations. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1208-1231, doi:10.1175/JAS-D-11-0198.1. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1826-1847.
- \_\_\_\_\_, 1993: The genesis of severe, long-lived bow echoes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 645-670, doi:10.1175/1520-0469(1993)050<0645:TGOSLL>2.0.CO;2.
- WMO, 2019: *Manual on Codes, Vol. I.1: Part A—Alphanumeric Codes (WMO-No. 306)*. World Meteorological Organization.
- Zipser, E. J., and K. R. Lutz, 1994: The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: a strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1751-1759, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1751:TVPORR>2.0.CO;2.