

## 강수의 물리적 특성 이해를 위한 MRR 및 PASIVEL 우적계의 관측사례 분석

차주완<sup>1</sup> · 장기호<sup>1,\*</sup> · 오성남<sup>2</sup> · 최영진<sup>1</sup> · 정진임<sup>1</sup> · 정재원<sup>1</sup> · 양하영<sup>1</sup> · 배진영<sup>1</sup> · 강선영<sup>1</sup>

<sup>1</sup>국립기상연구소 응용기상연구과 수문자원연구팀

<sup>2</sup>연세대학교 대기과학과

(2009년 9월 2일 접수; 2010년 1월 30일 승인)

### Analysis of Observational Cases Measured by MRR and PARSIVEL Disdrometer for Understanding the Physical Characteristics of Precipitation

Joo-Wan Cha<sup>1</sup>, Ki-Ho Chang<sup>1,\*</sup>, Sung -Nam Oh<sup>2</sup>, Young-Jean Choi<sup>1</sup>, Jin-Yim Jeong<sup>1</sup>, Jae-Won Jung<sup>1</sup>, Ha-Young Yang<sup>1</sup>, Jin-Young Bae<sup>1</sup> and Sun-Young Kang<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Hydrometeorological Resource Research Team, Applied meteorological Research Dept./NIMR

<sup>2</sup>Dept. of Atmospheric Sciences, Yonsei University

(Manuscript received 2 September 2009; in final form 30 January 2010)

#### Abstract

The methods measuring the precipitation drop size distribution(hereafter referred to as DSD) at Cloud Physics Observation System (CPOS) in Daegwallyeong are to use PARSIVEL (PARTicle SIZE and VELOCITY) disdrometer (hereafter referred to as PARSIVEL) and Micro Rain Radar (hereafter referred to as MRR). First of all, PARSIVEL and MRR give good correlation coefficients between their rain rates and those of rain gage:  $R^2=0.93$  and  $0.91$ , respectively. For the DSD, the rain rates are classified in 3 categories (Category 1:  $rr$  (Rain Rate)  $\leq 0.5$  mm  $h^{-1}$ , Category 2:  $0.5$  mm  $h^{-1} < rr < 4.0$  mm  $h^{-1}$ , Category 3:  $rr \geq 4$  mm  $h^{-1}$ ). The shapes of PARSIVEL and MRR DSD are relatively most similar in category 2. In addition, we retrieve the vertical rain rate and liquid water content from MRR under melting layer, calculated by Cha *et al.*'s method, in Daegwallyeong (37°41' N, 128°45' E, 843 m ASL, mountain area) and Haenam (34°33' N, 126°34' E, 4.6 m ASL, coast area). The vertical variations of rain rate and liquid water content in Daegwallyeong are smaller than those in Haenam. We think that this different vertical rain rate characteristic for both sites is due to the vertical different cloud type (convective and stratiform cloud seem dominant at Haenam and Daegwallyeong, respectively). This suggests that the statistical precipitation DSD model, for the application of weather radar and numerical simulation of precipitation processes, be considered differently for the region, which will be performed in near future.

**Key words:** drop size distribution (DSD), micro rain radar (MRR), PARTicle SIZE and VELOCITY disdrometer (PARSIVEL)

#### 1. 서 론

강수운에 포함되어 있는 강수입자의 분포와 강우강

도를 파악하는 것은 강수운의 발달을 이해하고 정량적 강수 예측용 모델개발을 위해 매우 필요한 정보이다 (McGaughey *et al.*, 1996; McKague *et al.*, 1998; Viltard *et al.*, 1996). 특히 강수입자의 크기 및 종말속도 등을 광학기기로 관측하고자하는 연구가 많이 진행되고 있다(Löffler-Mang and Joss, 2000; Caracciolo *et al.*, 2006). 그리고 위성통신이나 전파연구에 있어 강수입자크기 분포나 고도별 강우강도 분포의 특성을 아는 것은 중요한 요소이다 (백정기, 2005). 하지만 국내에

\*Corresponding Author: Ki-Ho Chang, Hydrometeorological Resource research team Applied meteorology Research Department NIMR/KMA 45 Gisangcheong-gil, Dongjak-gu, Seoul 156 -720, Korea  
Phone: +82-2-6712-0358, fax: +82-2-841-2787  
E-mail: khchang@korea.kr

서는 강우입자크기분포관측 (장민 등, 2004; You *et al.*, 2004)은 많이 이루어지지 않고 있고, 특히, 연직강우레이더를 이용한 강우입자크기 분포특성 및 고도별 강우강도 변화에 대한 연구는 거의 이루어 지지 않고 있다 (Cha *et al.*, 2007, Cha *et al.*, 2009). 그러나 국외의 경우 다양한 연직레이더를 이용한 고도별 강우입자크기분포나 강우강도에 대한 연구가 많이 이루어지고 있다 (Strauch, 1976; Bellon *et al.*, 1997; Peters *et al.*, 2005; Kozu and Nakamura, 1991).

또한 강수운의 강우입자의 크기(size)와 상(phase) 그리고 입자분포 (Drop size distribution, DSD)와 종말속도 (terminal velocity)에 대한 관측 정보(Joss and Waldvogel, 1969; Tokay and Short, 1996; Torres *et al.*, 1994)는 입자의 광산란과 흡수에 따른 대기의 복사에너지 소산효과와 대기 및 강수운의 복사에너지 전달을 산정하게 함으로서 강수운의 복사효과를 이해하는 데 매우 중요하다 (Yuter, *et al.*, 2006). 특히 강수운의 복사효과를 지배하는 강수입자의 흡수 및 산란 효과를 물리적 요소로 모수화 (parameterization)하기 위해서는 강우입자 분포와 낙하속도와의 관계를 밝혀야 한다.

강수의 정량적 추정(Quantitative Precipitation Estimates, QPE)에 있어 강우입자크기분포 정보는 QPE를 위한 가장 필수적인 정보이다. 강수운 내 강수입자의 분포를 정확히 알 수 있으면 그 정확성을 높일 수 있다. 즉 강수와 반사도의 관계를 추정하는 반사도(Z)-강우강도(R) 관계를 얼마나 오차 없이 도출하는가에 따라 강수 QPE의 정확성이 결정된다. 이때 Z-R 관계식을 더욱 객관적으로 산출 하려면 강수내의 입자크기분포를 잘 알고 있어야 한다.

Löffler-Mang and Joss(2000)의 선행연구에서 항공기를 이용한 조대입자 ( $D > 4$  mm);  $D$ =diameter) 또는 강설입자 관측 시 부서짐 효과(shattering effect) 때문에 입자가 파괴되어 관측오차를 유발한다고 언급하였다. 대안으로 지상 광학 관측 방법에 의하여 밝혀진 강수 입자의 분포와 종말속도 등 물리적 특성을 파악하여, 강우입자의 물리적 특성과 강수운 발달의 영향에 대한 정확한 정보를 얻는 것이 중요하다고 주장하였다.

본 연구에서는 구름 및 강수의 물리적 특성을 이해하기 위해 최근에 개발된 광학 강우관측기기인 PARSIVEL 우적계(이하 PARSIVEL)와 원격강우관측기기인 Micro Rain Radar(이하 MRR)의 관측자료를 분석하고, 산악지역인 대관령과 해안지역인 해남지역에서의 고도별

MRR 관측특성을 비교하여 MRR의 고도별 관측특성 및 문제점 등을 알아보고자 하는 것이다. 이번 연구를 통하여 산출된 연구결과는 향후 강우입자크기분포 및 모델화를 위한 기초자료로 사용 될 수 있을 것으로 사료 된다.

## 2. 관측 지점 및 방법

### 2.1 관측지점 및 자료

본 연구에서 강수관측이 수행된 관측지점은 Fig. 1와 같이 국립기상연구소의 대관령 구름물리 관측소 ( $37^{\circ}41'N$ ,  $128^{\circ}45'E$ , 해발 843 m)와 전남 해남의 악기상 감시관측소( $34^{\circ}33'N$ ,  $126^{\circ}34'E$ , 해발 4.6 m) 노장이다. 대관령의 경우 계절적 편서풍의 영향으로 층운형 강수운이 자주 형성되고, 동풍계의 산악효과에 의한 활승 강수운이 또한 자주 발생한다. 우리나라 악기상관측이 수행되고 있는 해남지역은 두꺼운 적운형 강수운이 자주 발생하는 지역이다. 그리고 해안가에 위치하여 한반도 지역을 통과하는 악기상(태풍과 호우)의 대표지역으로서 해양성 기후에 의한 강수입자의 특성을 잘 나타내고 있다(Cha *et al.*, 2009; 국립기상연구소, 2008).

본 연구는 대관령 지역의 PARSIVEL과 MRR 관측자료와 해남지역의 MRR 관측자료를 기반으로 하여 이루어 졌다. 따라서 대관령 지역을 중심으로 PARSIVEL 및 MRR 관측자료를 분석하였고, 해남 지역은 MRR 위주로 대관령과 해남 두 지역에서 관측된 MRR 관측자료를 주로 비교 하였다. 특히, 강우의 입자크기분포 비교관측에 있어 바람의 관측편차를 감소시키기 위해 PARSIVEL과 MRR에 의해 관측되어지는 강우입자크기 분포 관측 시 풍속이  $3 \text{ m s}^{-1}$ 이하인 경우의 사례만을 비교하였다. 이는 Nam *et al.*(2008)에 의하면  $5 \text{ m s}^{-1}$  이하의 바람에서는 PARSIVEL과 우량계의 관측에 바람이 큰 영향을 주지 않음을 보여주었기 때문에 풍속의 영향을 최소화 한다는 의미에서  $3 \text{ m s}^{-1}$  이하만의 관측자료를 선택하였다.

대관령지역에서 MRR (연직분해능: 50 m)과 PARSIVEL 상호비교관측을 위해 2006년 6월 ~ 8월인 여름철 강우만을 선택하였고, PARSIVEL 특성파악을 위해서는 2006년 10월 ~ 2007년 9월 (1 년간)자료를 이용하였다. 대관령과 해남지역의 MRR 상호관측자료의 연직 분포특성을 파악하기 위해서 2005년 4월 ~ 12월 자료

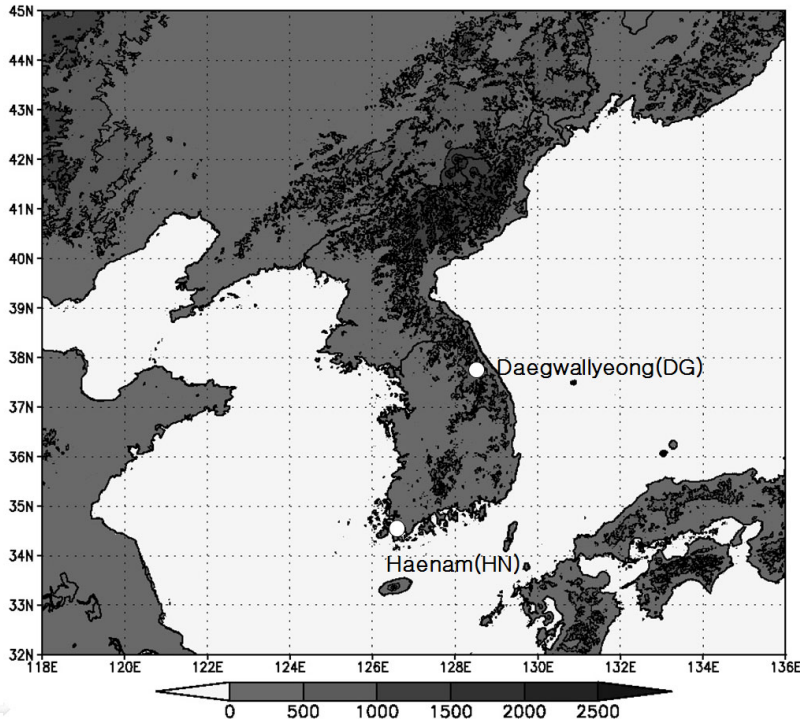


Fig. 1. Location of observational site of MRR (DG and HN) and PARSIVEL disdrometer (HN) for this study.

(연직분해능 150 m)를 이용하였다. 특히, PARSIVEL 과 강우량계와 상호비교 특별관측을 위해서 최근 대관령 구름물리관측소(구대관령기상대)에서 약 3개월간 (2008년 8월 27일 ~ 11월 25일)의 관측이 이루어졌다.

## 2.2 관측기기 특성 및 측정 원리

MRR은 주파수 24 GHz 주파수의 전자파를 사용하는 FM-CW 도플러 레이더로써 입자크기분포와 이로부터 유도되는 강우강도, 액체수량에 대한 30개 층(연직분해능 50 m)의 연직 프로파일을 산출한다. 특히, MRR에서는 송신되는 전자기파의 주파수를 선형으로 변조하여 목표물에 의해 반사된 에코에 의한 주파수 변이로 목표물의 고도를 계산할 수 있으며, 낙하하는 빔방울의 종말속도도 계산할 수 있다(Cha *et al.*, 2007).

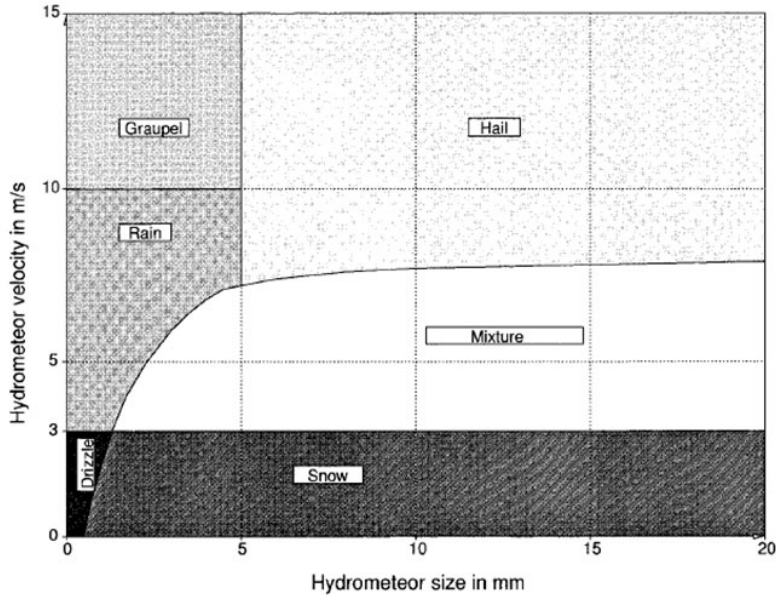
본 연구에서 강수입자 측정에 활용된 PARSIVEL은 레이저 광(650 nm)을 발사하여 입자에 의한 광 차단 강도로써 광의 세기를 전기신호로 변환하여 입자크기와 낙하속도를 측정하고 이로부터 유도되는 반사도로부터 강우강도, 강수입자의 크기, 낙하속도, 시정, 강수

형태, 액체수량 등을 산출한다. PARSIVEL 관측은 입자크기와 낙하속도를 32개의 등급(class)으로 구분하고, 관측 시간 간격(time interval)은 10초에서 최대 3600초까지 관측자가 선택할 수 있게 되어 있다. 관측 방법은 PARSIVEL 센서의 레이저 발신부에서 출력된 수평 레이저광이 낙하하는 강수입자의 차단 효과에 의하여 펄스가 형성되는 광 세기의 차이에 따라 도달하는 시그널을 수신 전기신호로 전환한다. 이러한 신호는 레이저 빔의 차단(block off)되는 형태에 따라 대기의 수상(水象)이 낙하할 때마다 PARSIVEL 측정 범위 54 cm<sup>2</sup> 내(PARSIVEL에 의한 가상 단위면적)에서 감지된다. 강우강도로 안개, 안개비, 비, 우박, 눈 등 ± 3% 오차범위 내에서 수상체가 분류되고(제조사 실험실내 오차범위) 레이저광이 차단되는 지속시간과 신호의 크기에 따라 수상체 입자의 종말속도와 강수입자 크기분포를 구한다. PARSIVEL의 규격은 Table 1과 같다.

PARSIVEL에 의해 산출되는 강수특성은 주로 입자 직경분포(N(D))에 의해 계산되어진다. N(D)는 PARSIVEL에 의해 관측되어지는 강수입자 크기별 수농도를 나타낸다. M은 N(D)와 D에 의해서 계산되어지고 PARSIVEL

**Table 1.** Specifications of PARSIVEL disdrometer.

Laser wavelength	650 nm (Horizontal beam)
Measuring factors	Precipitation particle size distribution and falling velocity
Measuring range	Particle size range : 0.2 ~ 25 mm Particle falling velocity : 0.2 ~ 20 m s <sup>-1</sup> Intensity : 0.001 ~ 1,200 mm h <sup>-1</sup> Visibility : 0.1 ~ 5 km
production	radar reflectivity (dBZ), rain rate(mm h <sup>-1</sup> ), visibility(m), Liquid water content (g m <sup>-3</sup> )
Classification of Precipitation type	drizzle, rain, hail, snow

**Fig. 2.** Classification of precipitation types by the relationship between falling velocity and drop size (Löffler-Mang and Joss, 2000).

에 의해 관측되는 총 수적의 수는  $N(D) \times D^0$ 에 의해 계산되어지고, 광학소산계수 (optical extinction)는  $N(D) \times D^2$ 에 의해 계산되어진다. 그리고 구름액체수량 (Liquid Water Content, LWC)은  $N(D) \times D^3$  의해서 계산된다. 레이더 반사도 (radar reflectivity,  $Z$ )는  $N(D) \times D^6$ 에 의해 계산되고, 강수강도 (Rain Rate,  $rr$ )은  $N(D) \times D^{0.67}$  이용하여 계산되어진다. 구체적인 계산식은 아래와 같다.

$$M_n = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^n N(D) dD \quad (1)$$

$$= \sum_{D_i=D_{\min}}^{D_{\max}} D_i^n N(D_i) \Delta D_i$$

여기서  $M$  은 모멘트,  $D$  는 직경,  $N(D)$ 는 강수입자크기 별 수농도 분포이다.

총 수농도 ( $m^{-3} mm^{-1}$ ) 분포는

$$M_0 = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^0 N(D) dD \text{이고,} \quad (2)$$

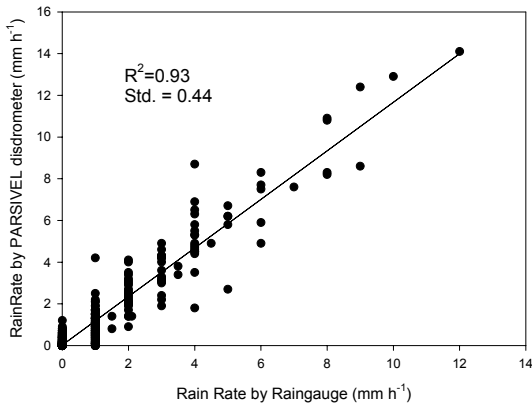
광소산계수 ( $M^{-1} cm^{-1}$ )는

$$M_2 = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^2 N(D) dD \text{이며,} \quad (3)$$

구름액체수량 (Liquid Water Content, LWC,  $g m^{-3}$ ), 레이더반사도( $Z$ ), 강우강도(Rain Rate,  $rr$ ,  $mm h^{-1}$ )는

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD, \quad (4)$$

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD, \quad (5)$$



**Fig. 3.** Comparison of the rain rate of PARSIVEL disdrometer with those of rain gauge from 27 August to 25 November 2008 in Daegwallyeong ( $R^2$ : Correlation coefficient, Str.: Standard Deviation Error).

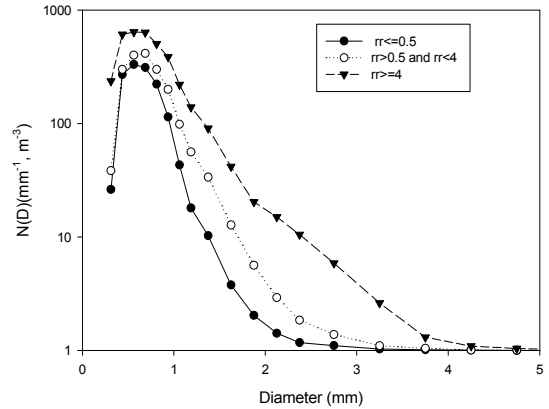
$$rr = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{3.67} N(D) v(D) dD, \quad (6)$$

여기서  $v(D)$ 는 직경별 입자의 낙하속도이고,  $\rho_w$ 는 물의 밀도이다. 본 연구에서는 주로 반사도와 강우강도자료를 주로 이용하였다. 그리고 이번 연구에서는 주로 PARSIVEL을 이용한 강수유형관측 특성 및 입자크기 분포에 중점을 두었다. 특히, 강수유형은 Löffler- Mang 과 Joss (2000)가 강수입자의 종말속도와 입자의 크기에 의해 분류방법을 이용하였다 (Fig. 2).

### 3. 결 과

#### 3.1. PARSIVEL과 MRR에 의한 강우관측 특성

PARSIVEL은 지상에서 강수입자의 상태를 직접 관측하는 것이고, MRR은 지상에서 원격으로 반사되어 오는 마이크로파의 반사도를 이용하여 강수운 내의 강수입자 속도와 크기분포를 산출한다. 본 연구 (Fig. 3) 뿐 만 아니라 Nam *et al.* (2008) 연구 등에서 보는 바와 같이, PARSIVEL은 직접 관측자료인 강우량계와 높은 상관도를 가지고 있기 때문에 원격관측자료인 MRR 관측값에 대한 기준자료가 될 수 있다. 따라서 MRR 관측의 정확도 평가를 위해서는 지상에서 강우를 직접관측하는 PARSIVEL과의 비교관측이 필요하다. 그러므로 연구수행방법은 i) PARSIVEL의 특성과 관측 결과 분석 ii) MRR의 관측값 분석 iii) MRR과



**Fig. 4.** Mean rain dropsize distribution of each rain rate measured by PARSIVEL disdrometer at Daegwallyeong from 1 Jun to 31 August in 2006 ( $rr$  is a rain rate,  $\text{mm h}^{-1}$ ).

PARSIVEL에 의해 관측된 강우입자크기분포의 상관성 분석 iv) 녹는층 (Melting layer) 아래의 MRR 고도별 강우관측자료 분석 순으로 연구하였다.

#### 3.1.1 PARSIVEL 강우관측 결과 분석

PARSIVEL은 Löffler-Mang and Kunz (1999), Peters *et al.* (2005) 등에서 강우량계 강우강도 비교에서  $R^2$  (상관계수)가 약 0.94 정도로 관측이 되었다. 이번 연구에서는 Fig. 3에서 보는 바와 같이  $R^2$ 가 0.93가 나왔다. 전반적으로 이러한 결과들은 PARSIVEL이 강우량계와 잘 일치하고 있음을 알 수 있었다.

Table 2는 PARSIVEL를 이용하여 관측된 강수유형별 관측일수를 나타낸 것이다. 이 연구에서는 강수입자 유형들이 하루에 각각 10회 이상 PARSIVEL에 의해 관측된 날을 선정한 것이다. 하루에 강수가 발생할 때 강수 중 비(rain) 일 때와 이슬비(drizzle) 형태가 동시에 관측된 경우 이때 비가 관측된 발생일수를 1 일로 하고, 이슬비도 그날 관측 되었으면 이슬비도 1 일 발생한 것으로 계산한 것이다. 전체적으로 비를 동반한 이슬비 (drizzle with rain)라고 분류된 강수 형태가 가장 많은 발생일수를 보였고, 어는비(Freezing rain)도 18일 정도의 발생일수를 보였다. 기상청 현장연구 과제(2008)에서는 2006년 6월에서 2008년 6월까지 관측된 PARSIVEL 관측자료와 목측에 의해 관측된 자료를 비교하여 실제 야외에서 PARSIVEL 관측자료의 현천관측 정확도를 알아보았다(Table 3). 이 연구보고서에 의하면 비(Rain)와 이슬비(Drizzle)은 약 80% 정확도를 보였고, 눈 관측은 58%의 정확도를 보였다.

**Table 2.** Occurrence days of hydrometer types observed by PARSIVEL disdrometer at Daegwallyeong from October 2006 to September 2007.

	Drizzle	Drizzle with rain	Rain	Snow	Freezing rain	Hail
Occurrence days	92	112	108	43	18	2

**Table 3.** Comparison of the accuracy of PARSIVEL disdrometer observation with the manual observation for hydrometers (기상청, 2008).

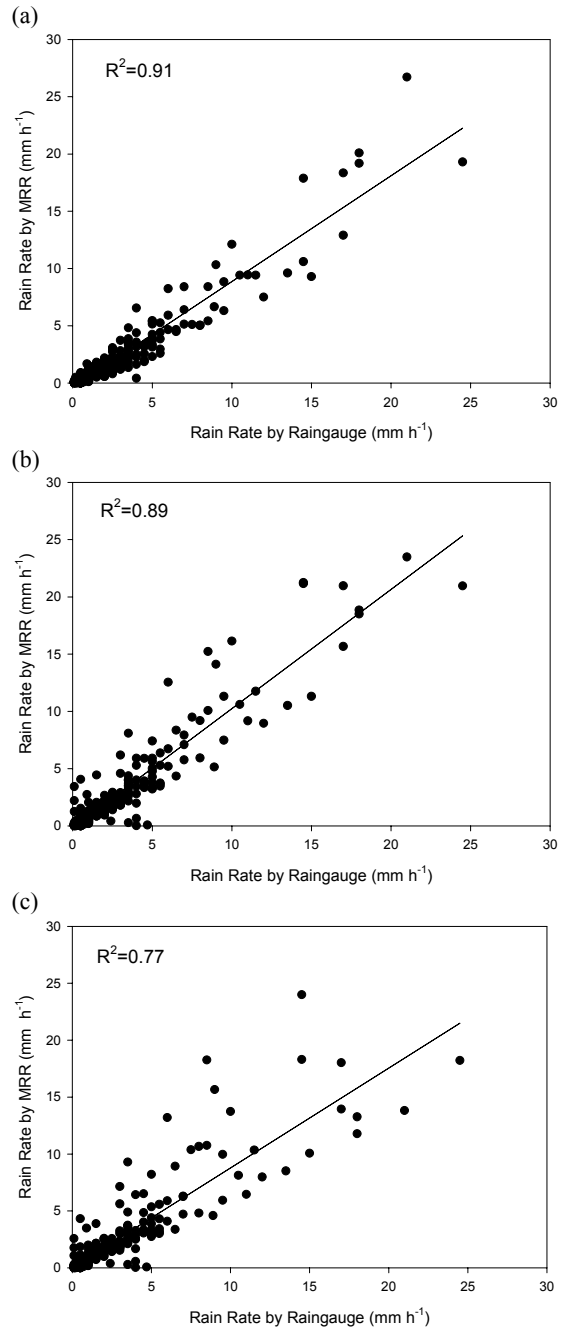
Hydrometer	Accuracy	No. of Cases
Rain	82%	601
Drizzle	79%	14
Snow	58%	152
Snow grains	33%	9
Rain, drizzle with snow	0%	3
Hail	0%	1

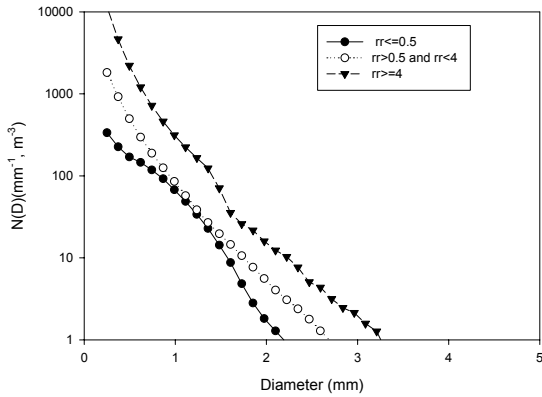
특히, 이 연구보고서에서 직접 수동으로 관측된 강수 유형과 PARSIVEL에 의해 관측된 강수유형의 비교에 있어 목포지역은 어느비의 관측이 되지 않아 정확한 어느비에 대한 PARSIVEL의 정확도는 평가는 할 수 없었다.

Fig. 4는 Peters *et al.* (2005) 등에 의해 MRR과 PARSIVEL의 비교를 위해 분류했던 강우강도분류 기준에 따른 강우입자크기분포를 산출한 것이다; Category 1:  $rr$  (Rain Rate)  $\leq 0.5 \text{ mm h}^{-1}$ , Category 2:  $0.5 \text{ mm h}^{-1} < rr < 4.0 \text{ mm h}^{-1}$ , Category 3:  $rr \geq 4 \text{ mm h}^{-1}$ . 이번 연구에서는 강우입자크기 수농도 ( $N(D)$ )가  $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$  이상인 경우의 강우입자크기 수농도분포를 분석한 것이다. Fig. 4에서 보는 바와같이 1 mm 이하의 강우입자크기에서는 Category 1과 2가 거의 비슷한 크기 수농도분포를 보이고, 1 mm 이상의 강우입자크기에서 각 Category 별로 특성을 잘 나타나고 있었다. 즉 강우강도가 클수록 큰 강우입자 수농도가 증가하고 강우입자크기분포가 넓어짐을 알 수 있었다.

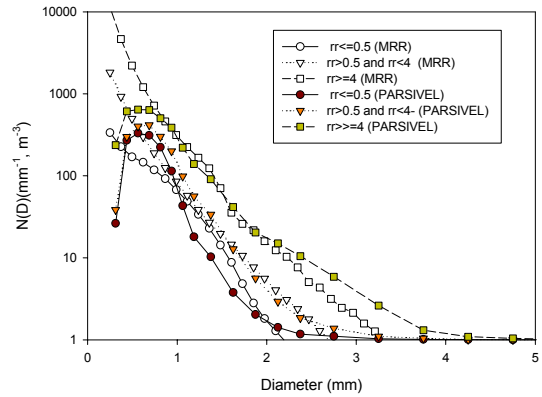
### 3.1.2 MRR 강우관측결과 분석

본 연구에서 고도별 강수운의 강수특성분포를 측정하기 위하여 MRR을 사용하였다. 우선적으로 50 m, 100 m, 150 m 고도에서 MRR에 의하여 측정된 강우강도와 강우계에 의해 관측된 지상 강우강도가 비교되었다(Fig. 5). 50 m와 100 m 고도에서는 상관계수( $R^2$ )가 각각 약 0.91, 0.89 정도로 높은 상관성을 보였으나 150 m 고도에서는  $R^2$ 값이 0.77로 고도가 증가할수록 지면 강수와는 낮은 관계를 보였다; MRR과 PARSIVEL의 관측고도차가 50 m ~ 100 m 있지만 두 관측기기 모두

**Fig. 5.** Comparison of rain rates of rain gauge with those of MRR at 50 m (a), 100 m (b), 150 m (c) in Daegwallyeong between 1 Jun and 31 August in 2006.



**Fig. 6.** Mean rain drop size distribution measured by MRR at Daegwallyeong from 1 Jun to 31 August in 2006 ( $rr$  is a rain rate,  $\text{mm h}^{-1}$ ).



**Fig. 7.** Comparison of mean rain drop size distribution of MRR with that of PARSIVEL disdrometer at Daegwallyeong from 1 Jun to 31 August in 2006 ( $rr$  is a rain rate,  $\text{mm h}^{-1}$ ).

강우량계의 강우강도와 높은 상관계수가 나온 (Fig. 3, Fig. 5)것은 두 관측자료가 서로 비교 될 수 있는 자료임을 보여주고 있다. Peters *et al.* (2005)연구에서 PARSIVEL과 MRR의 강우강도 비교에서 두 자료가 잘 일치하고 있음을 보였다. 그리고 MRR 관측자료 중 105 m와 980 m 고도에서 관측된 반사도( $Z$ )와 강우강도의 관계가 일치함(주로 반사도가 30~35 dBZ이하인 경우)을 보였다. 이는 약 1 km 이하의 고도에서 관측된 MRR 레이더반사도와 강우강도의 관계는 고도별로 크게 차이내고 있지 않음을 보여준다. 그리고 이번 두 관측기기의 비교를 위해 풍속이  $3 \text{ m s}^{-1}$  이하인 경우만을 선정하였고, 주로 강우강도가  $20 \text{ mm h}^{-1}$  이하인 경우가 많았기 때문에 본 연구에서 제시된 조건 및 방법으로 PARSIVEL과 MRR의 50 m, 100 m 강우강도 비교가 가능함을 알 수 있었다. 그러나 1 km 이상의 고도에 대해서는 연직별 보정이 있어야 한다. 이러한 MRR의 연직별 감쇠효과 보정방법에 대한 관련 연구를 아직 명확히 찾을 수가 없어, 고도별 강우강도 및 액체수량의 변화에 가장 큰 변수인 녹는층(Melting layer)의 밝은띠(bright band)효과만을 제거하여 고도별 특성을 알아보았다.

Fig. 6은 지상 50 m 고도에서 MRR에 의해 강우강도별 관측된 강수입자크기 수농도분포이다. PARSIVEL에 의한 강우강도별 강수입자크기 수농도분포와는 달리 거의 선형관계로 나타나고 있다. 이 결과는 직접관측이 아니라 강우낙하속도 및 반사도를 관측하여 이를 이용한 강수입자크기 수농도분포를 계산한 것이기 때문이다. Fig. 6에서 보는 바와 같이 MRR도 PARSIVEL

과 같은 강우강도별 입자크기 분포를 조사해보았다. Category 1 ( $rr \leq 0.5 \text{ mm h}^{-1}$ )인 경우와 Category 2 ( $0.5 \text{ mm h}^{-1} < rr < 4 \text{ mm h}^{-1}$ )인 경우, 강우입자크기분포가 1 ~ 2 mm 사이에서 비슷한 강우입자 수농도를 보였고, 강우강도가 클 수록 크기분포 차이가 커지고 있었다. Fig. 6에서는 강우입자 수농도가  $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$  이상의 것만 나타내었고, 그 이하의 평균적인 수농도도 계산은 하였다. 그러나 이 연구논문에서는 강우입자 수농도가  $1 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$  이하인 것은 나타내지 않았다. MRR은 PARSIVEL과 달리 4 ~ 5 mm 강우입자크기의 수농도가 상대적으로 MRR이 적은 수농도 값을 보였다. 이는 강우강도가 크고, 강우입자가 큰 강수인 경우 MRR의 전파감쇠의 영향이나 또는 MRR의 고도별 관측에러 중 하나인 상승류의 효과일 수도 있다. 현재 MRR 관측 기술로서는 MRR의 전파감쇠나 상승류 효과에 대한 정량적 분석이 이루어 질 수 없기 때문에 MRR 관측에 있어 이들 효과를 보정 할 수 있다면 고도별 강수입자크기 수농도분포에 대한 보다 현실적인 값을 찾을 수 있을 것이다. 그러나 MRR의 강우입자크기 수농도분포 형태가 PARSIVEL 관측자료(Fig. 4)와 비교한다면 1 ~ 5 mm 사이의 크기별 수농도분포가 대체적으로 비슷한 경향을 보이고 있다.

이러한 MRR에 의해 관측된 입자크기분포를 보다 객관적으로 평가하기 위해서는 MRR 보다 정확히 강우입자크기분포를 관측하는 PARSIVEL의 강우입자크기 수농도분포와의 직접비교가 필요하다. Fig. 7은 MRR과 PARSIVEL에 의한 강우입자크기의 수농도분포를 비교한 것이다. Fig. 7에서 보는 바와 같이 PARSIVEL

에 의한 강우입자크기 수농도분포 관측값과 MRR에 의한 강우입자크기 수농도분포가 완전히 일치하기는 어렵다. 왜냐하면 MRR과 PARSIVEL 비교관측에는 항상 시공간적인 차이 및 관측방법 차이가 있기 때문이다. 특히 1 mm 이하의 강우입자크기의 수농도에서 차이를 보이는 것은 MRR이 PARSIVEL과 달리 계산에 의해 강우입자크기분포를 산출 (Marshall- Palmer (1948) 모형적용) 하기 때문이다. 강우강도 별로 보았을 때 Category 2인 강우강도( $0.5 \text{ mm h}^{-1} \sim 4 \text{ mm h}^{-1}$ ) 범위에서는 MRR과 PARSIVEL이 거의 일치하고 있다. 그리고  $4 \text{ mm h}^{-1}$  이상의 강우강도에서는 MRR이 약 2 mm 이상의 강우입자크기에서 강우입자의 수농도가 PARSIVEL 보다 적게 나타났다. 이런 두 관측기기의 강수 입자크기의 수농도 분포에 대한 세밀한 차이는 아직 명확히 정량적으로 그 오차원인이 설명되고 있지 않지만 전반적으로 강우입자크기의 수농도 분포 형태와 경향이 잘 일치하고 있음을 알 수 있다. 이러한 관측결과는 Peters *et al.* (2005)의 MRR과 광학강우입자크기측정기와의 비교 연구결과와 유사하게 나타나고 있다. 그리고 이들 연구에서 두 관측기기의 이러한 강수입자 크기분포 차이는 야외실험 관측 시 발생할 수 있는 편차의 범위 내에 있다고 설명하고 있다.

### 3.2 MRR에 의한 고도별 연직강우특성 분석

본 연구의 주요목적 중에 하나인 MRR을 이용한 고도별 강수특성을 알아보기 위해 고도별 강우강도와 액체수량의 특성을 분석하였다. 이를 위해 본 연구 3.1.2절에서 PARSIVEL에 의한 MRR의 정확도 및 특성분석을 비교하였다. 3.1.2절에서 보듯이, MRR 관측에 있어 많은 여러 요소들이 있었지만 대체적으로 고도별 강수특성을 정성적으로 분석하기에는 MRR이 적절한 관측기기임을 보였다.

MRR은 강우관측만을 목적으로 개발된 관측기기이다. 강수가 발생할 경우 녹는층 위 부분은 얼음이 존재하고 녹는층 아래는 강수가 존재하기 때문에, 녹는층에 의한 레이더 반사도의 밝은띠 효과를 제거하는 것이 정확한 고도별 강우강도와 액체수량을 산출할 수 있다. 또한 고도별 특성을 파악하기 위해서는 상승류에 의해 나타나는 오차 및 고도증가에 따른 MRR 마이크로파(K-band)의 감쇠효과 오차를 보정해야한다. 본 연구에서는 MRR 고도별 강우관측에 가장 크게 영향을 주는 밝은띠 효과만을 제거하고 MRR의 고도별 관측

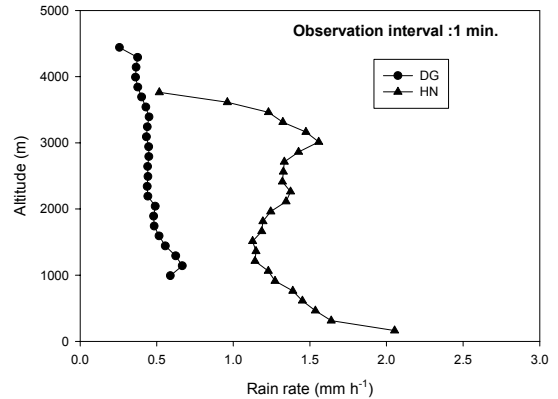
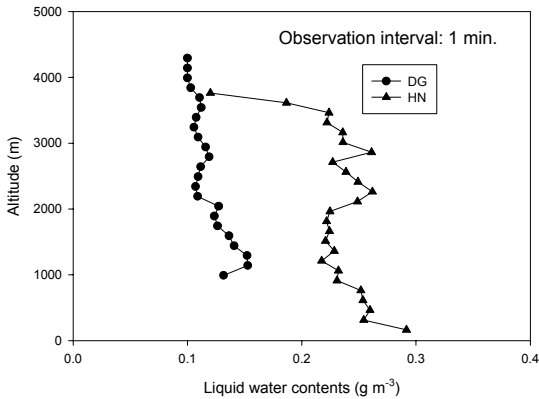


Fig. 8. Extracted mean vertical rain rate below melting layer in rain event from 1 April to 31 December 2005 at Daegwallyeong (DG) and at Haenam (HN) (MRR observation interval: 1 min./The vertical resolution of MRR : 150 m).

자료를 분석하였다. 상승류효과 및 K-band 감쇠효과는 밝은띠 효과에 비해 상대적으로 MRR 고도별 강수 관측에 작은 오차를 발생시키므로, 밝은띠가 제거된 고도별 MRR 관측자료만을 선택하여 본 연구에 이용하였다. 현재까지 MRR 관측 자료의 상승류 및 마이크로파 감쇠 효과에 대한 적절한 보정 방법이 제시되고 있지 않다. 이러한 밝은띠 효과를 제거하기 위해 Cha *et al.* (2009)에서 MRR을 이용한 밝은띠 산출 알고리즘을 선택하였다. 이들 연구에서 대관령 및 해남 지역에서 밝은띠 특성을 명확히 설명하고 있다.

강수의 연직 분포를 파악하기 위해 대관령지역과 해남지역 두 곳 모두에서 150 m 연직 해상도로 관측한 경우가 2005년이다. 따라서 대관령 지역은 4월부터 12월, 해남 지역은 3월부터 12월까지의 자료를 이용할 수 있었다 (단, 해남 지역의 MRR은 9월에 관측되지 못했다). Fig. 8은 대관령과 해남지역에서 관측된 녹는층 아래의 연직 강우강도만을 추출한 평균 연직 강우강도 값이다. MRR 관측자료는 1분 관측자료를 분석한 것으로 Fig. 8은 1분 동안에 발생하는 고도별 강우강도의 평균값을 보인 것이다. Fig. 8에서 보는 것처럼 해남지역의 평균 강우강도가 연직적으로 2~3배 큰 값을 보이고 있다. 대관령지역은 상층으로 갈수록 강우강도가 작아지지만 해남지역 경우는 약 3 km에서 다시 약간의 증가된 강우강도를 보이고 있다. 이는 두 지역의 상층풍속 차이 일수도 있고, 역학적인 측면에서는 해남지역에 많이 발생하는 대류활동이 강한 적란운과 대관령지역에 자주 발생하는 층운의 차이 등 일 수





**Fig. 9.** MRExtracted mean vertical Liquid water content ( $\text{g m}^{-3}$ ) below melting layer from 1 April to 31 December 2005 at Daegwallyeong (DG) Haenam (HN) (MRR observation interval: 1 min./The vertical resolution of MRR : 150 m).

도 있다. 이러한 물리적/역학적 차이가 MRR의 연직별 강우관측자료에 영향을 주는 것으로 사료 된다. 하지만 현재까지 이런 요소들이 정량적으로 얼마만큼 MRR의 연직강우관측에 영향을 주는가에 대해서는 밝혀지지 않고 있다. 본 연구의 결과로서는 대관령지역에서는 1분 간격의 고도별 강우강도 평균값이 약  $0.5 \sim 0.7 \text{ mm h}^{-1}$  정도였고, 해남인 경우  $0.5 \sim 2.0 \text{ mm h}^{-1}$ 로 해남지역이 고도별 큰 강우강도 변화 폭을 가졌다.

Fig. 9는 고도별 대관령과 해남지역의 녹는층 아래 부분만을 추출하여 관측된 평균 액체수량량이다. 고도별 액체수량 산출 방법은 연직강우강도를 산출하는 방법과 같은 방법이 채택되었다. 고도별 평균액체수량도 강우강도와 같이 해남지역이 대관령지역보다 큰 연직별 액체수량을 보이고 있고 고도가 낮을수록 대관령지역에 비해 약간 증가하고 있었다. 대관령지역의 고도별 평균 액체수량은  $0.1 \sim 0.15 \text{ g m}^{-3}$  사이에서 약간의 변화를 보였고, 해남지역은  $0.1 \sim 0.3 \text{ g m}^{-3}$ 까지 대관령보다 고도별 액체수량이 크게 변화하고 있음 보였다.

#### 4. 요약 및 결론

본 연구는 국내에서 많은 연구가 이루어 지지 않고 있는 강우입자크기 수농도분포 관측분야에서 PARSIVEL과 MRR이라는 관측기기 및 이들 기기에 의해 관측된 강우입자크기분포 특성을 소개하였고, 대관령 산악지역과 해남의 연안지역의 고도별 강우강도 및 액체수량 특징을 분석하였다. 특히, 강우입자는 강수운의 종류, 지형, 기후 조건에 따라 그 모양과 크기와 낙하속도가

달라진다. 또한 일기의 역학적 구조와 지형에 따라 발생할 수 있는 강수운의 종류는 강수입자의 크기 변화에 주요 지배요소가 된다. 강수운 내에 포함되어 있는 강우입자크기의 수직분포와 낙하속도와 관련된 강우강도의 고도별 특성을 파악하는 것은 구름 및 강수과정을 모형화(model)하는데 매우 필요한 정보이다(Ulbrich, 1983). 따라서 본 연구에서는 강우의 MRR과 PARSIVEL에 의한 강우입자 크기분포를 관측하였고, 연직강우특성은 강수운의 빙결고도 (freezing level)를 기준으로 고체의 형상과 액체로 구분되기 때문에 강우만을 대상으로 하기위하여 강수운 내 빙결 고도를 관측하고 그 아래 부분만을 추출하여 고도별 강우강도와 액체수량 분포를 관측하였다.

특히, 최근 3개월(2008년 8월 27일 ~ 11월25일)의 PARSIVEL과 강우계와의 강우강도 특별비교관측에서  $R^2$ 값이 0.93이 나왔으며, MRR과 강우계와의 강우강도비교에서는 MRR의 50 m 고도 관측값과의 비교에서  $R^2$ 값이 약 0.91 이었다. PARSIVEL은 지상에서 관측하는 측정기기이고 MRR은 원격관측에 의한 고도별 강우입자크기분포를 관측 할 수 있는 측정기기이지만, 이번 연구결과를 통해 MRR과 PARSIVEL에 의한 강우입자상크기의 수농도분포가 전체적으로 분포 형태와 수농도가 비슷한 경향을 보였지만, 아직 MRR의 연직별 강수관측에 영향을 주는 다양한 요소들(상승류, 전파감쇠 등)에 대한 평가가 이루어지지 않아 정량적인 특성 분석에는 많은 한계가 있는 것으로 사료 된다.

본 연구에서는 강우강도를 3가지(Category 1:  $rr$  (Rain Rate)  $\leq 0.5 \text{ mm h}^{-1}$ , Category 2:  $0.5 \text{ mm h}^{-1} < rr < 4.0 \text{ mm h}^{-1}$ , Category 3:  $rr \geq 4 \text{ mm h}^{-1}$ )로 분류하여 MRR과 PARSIVEL의 관측특성을 비교하였는데 강우강도 별로 보았을 때 강우강도가  $0.5 \text{ mm h}^{-1} \sim 4 \text{ mm h}^{-1}$  사이가 상대적으로 가장 잘 일치하였다. 그러나 강우강도가 상대적으로 큰 강수( $4 \text{ mm h}^{-1}$  이상의 강우강도) 중 강우입자크기가 약 2 mm 이상의 범위에서 PARSIVEL이 MRR 보다 더 많은 수농도를 관측하였다. 특히, 이 강우강도에서 약 3 mm 이상의 강우입자크기 범위에서는 PARSIVEL이 MRR 보다 훨씬 많은 수농도를 관측하고 있었다. 이러한 차이는 강우강도가 강한 강수운을 관측 할 경우 MRR은 고도별 송신파의 감쇠효과가 큰 영향을 준 것으로 사료된다.

이번 연구에서는 MRR을 이용한 고도별 강우강도와 액체수량의 특성을 관측하였다. 연직관측에 있어

다양한 에러요소들이 있지만, 평균적으로 산악지역과 남부해안지역의 연직 강우강도와 액체수량의 특성을 이번 연구에서 잘 보여 주고 있었다. 산악지역에서 관측된 고도별 강우강도와 액체수량의 변동은 남부해안 지역 보다 훨씬 작았고, 이는 해남지역에서 자주 발생하는 대류운에 의한 고도별 강우강도의 특성을 잘 보여주고 있다고 사료 된다. 본 연구에서 고도별 강우강도 추출을 위한 다양한 에러요소들을 완벽히 제거되지 않아 고도별 강우강도 및 액체수량 평가에 부정확성이 있지만, 전반적으로 대관령 및 해남지역의 고도별 특성을 잘 파악 할 수 있었다.

향후 MRR의 고도별 강우관측값을 정량적으로 관측하기 위해서는 MRR의 연직강우관측에 영향을 주는 상승류, 전파감쇠 등의 효과를 적절하게 평가하는 방법을 찾아야 하고, 이를 바탕으로 고도별 강우입자 분포특성을 분석하여 우리나라 지역에서 발생하는 강우의 고도별 특성을 명확히 밝혀야 할 것이다. 이러한 보정이 된다면 MRR을 이용한 고도별 강우입자크기 수농도분포 연구에 중요한 기초자료가 될 것이다. 또한 이러한 결과는 향후 강수에보다 구름물리분야의 많은 구름 및 강수 과정에 대한 이해도를 높이는데 많은 기여를 할 수 있을 것이다.

## 감사의 글

본 연구는 기상청 재원의 국립기상연구소 주요사업 “신생활, 산업기상 기술개발” 및 “녹색성장 기상자원 기술개발”, 그리고 국방과학연구소 “레이돔 입자침식 (Particle Erosion) 모델링 및 시험평가 기초연구”와 한국연구재단(No. 2009-0085533, R01-2006-000-10470-0)의 일환으로 수행 되었습니다. 또한 이번 연구가 이루어지도록 도와준 국립기상연구소 “한반도 악기상집중 관측사업” 관련자 분들에 감사를 드립니다.

## 참고문헌

국립기상연구소, 2008: KEOP 백서 (2001~2008). *국립기상연구소 KEOP보고서*, 366 p.  
 기상청, 2008: PARSIVEL을 이용한 현전관측 가능성에 관한 연구. *기상청 현장연구보고서(11-1360 395-000046-01)*, 55 p.  
 백정기, 2005: EHF 대역(44 GHz)에서 강우감쇠 및 교차편파 특성 연구. *국방과학연구소 보고서(TECD-425-060035)*, 130 p.

장민, 이동인, 유철환, 2004: POSS를 이용한 강수입자 분석과 Z-R 관계식 산출 (i): 2001년 부산지역 강수사례. *한국기상학회지*, 40, 5, 557-570.  
 Bellon, A., I. Zawadzki, and F. Fabry, 1997: Measurements of melting layer attenuation at X-band frequencies. *Radioscience*, 32, 943-955.  
 Caracciolo, C., F. Prodi, A. Battaglia, and F. Porcu, 2006: Analysis of the moments and parameters of a gamma DSD to infer precipitation properties: A convective stratiform discrimination algorithm. *Atmospheric research*, 80, 165-186.  
 Cha, J. W., S. S. Yum, K. H. Chang, and S. N. Oh, 2007: Estimation of the melting layer from a Micro Rain Radar (MRR) data at the Cloud Physics Observation System (CPOS) site at Daegwallyeong Weather Station. *J. Korean Meteor. Soc.*, 43, 77-85.  
 Cha, Joo-Wan, Ki-Ho Chang, Seong Soo Yum, 2009: Comparison of the Bright Band Characteristics Measured by Micro Rain Radar (MRR) at a Mountain and a Coastal Site in South Korea. *Advances in Atm. Sci.*, 26, 211-221.  
 Joss J. and A. Waldvogel, 1969: Raindrop size distribution and sampling size errors. *J. of the Atmos. Sci.* 26, 566-569.  
 Kozu, T., and K. Nakamura, 1991: Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile path-integrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 259-271.  
 Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 355-371.  
 Torres D. S., Josep M. Porra, and Jean-D Creutin., 1994: A general formation for raindrop size distribution. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1494-1502.  
 Löffler-Mang, M. and M. Kunz, 1999: On the performance of a low-cost K-band Doppler radar for quantities rain measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 16, 379-387.  
 Löffler-Mang M., and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeor. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 17, 130-139.  
 Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, 5, 165-166.  
 McGaughy, G., E. J. Zipser, R. W. Spencer, and R. E. Hood, 1996: High-resolution passive microwave observations of convective systems over the tropical Pacific Ocean. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1921-1947.  
 McKague, D., K. F. Evans, and S. K. Avery, 1998: Assessment of the effects of drop size distribution variations retrieved from UHF radar on passive microwave remote sensing of precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 37, 155-165.  
 Nam, Kyung-Yeub, Ki-Ho Chang, Kyung-Eak Kim, Sung-Nam Oh, Young-Jean Choi, Kyungsik Kim, Dong-In Lee, and Kum-Lan Kim, 2008: Method for Analysis on Optimization of Averaging Interval of Rainfall Rate

- Measured by Tipping-Bucket Rain Gauge. *Korean Journal of Remote Sensing*, 24, 17-24.
- Peters, G. and Bernd Fischer, 2005: Profiles of raindrop size distribution as retrieved by Micro rain Radars. *J. Applied Meteorol.*, **44**, 1930-1949.
- Strauch, R. G., 1976: theory and application of the FM-CW Doppler radar. *Ph. D., Electrical Engineering, University of Colorado*, 97 pp.
- Viltard, A., J. Oubt. de F. de Felice, and H. Laurent, 1996: Rainfall and 6-9day wave-like disturbance in West-Africa during summer 1989. *Meteorology and Atmospheric physics*, 66, 229-234.
- Ulbrich, C. 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 17764-1775.
- Yuter, S. E., D. E. Kingsmill, L. B. Nance, and M. Löffler-Mang, 2006: Observation of precipitation size and fall speed characteristics within coexisting rain and wet snow. *J. Appl. Meteorol. and Climatol.*, 45, 1450-1464.
- You, Cheol-Hwan, Dong-In Lee, Min Jang, Kil-Jong Seo, Kyung-Eak Kim, and Byung-Sun Kim, 2004: The characteristics of rain drop size distributions using a POSS in Busan Area. *J. of the Korean Meteorol. Soc.*, 40, 6, 713-724.