

우적 크기 분포형이 강우강도에 미치는 영향

이 재 형*, 선우 중 호**, 전 일 권***, 정 재 성***

1. 서론

최근들어 관측 장비의 급속한 발달에 힘입어 구름 물리학의 발전이 두드러지고 강우과정의 모형화가 가능하게 되었다. 이⁶⁾ 등은 구름 물리학을 토대로한 호우모형을 구성한 바 있다. 그들에 의하면, Geogakakos와 Bras(1984)가 제안한 강수모형(GBPM)은 모형에 포함된 매개상수를 조절하여도 계산 호우분포를 실측 호우분포에 접근 시키는 데는 한계가 있다. 또한 강수모형으로 산출되는 강우량은 주로 우적 크기 분포(DSD, drops size distribution), 상승 기류 속도(updraft velocity of air), 평균 우적 직경(ADD, averaged drops diameter)의 영향을 받는다. 본 연구의 관심사는 어떤 DSD형이 우적이 강우로 변환되는데 효율적인가 이다.

2. 우적 크기 분포

DSD는 단위 공간의 체적당 단위 간격당의 우적수로 나타낸 것이다. 우적의 크기분포를 알면 구름층내의 수분 저류량을 알 수 있고, 강수 가능량을 추산할 수 있다. Marshall과 Palmer(1948)가 처음 DSD를 제안한 이래 많은 학자들이 시공간에 대하여 DSD를 결정하려고 하였다. 지금 까지 제안된 DSD는 그림 1과 같은 IEDSD(inverse exponential), SSDSD(skew-symmetric), LNDSD(log-normal)분포로 대별된다.

(1) IEDSD

Marshall과 Palmer는 캐나다의 Ottawa에서 여름에 레이더 반사파(rader echo)를 이용하여 DSD를 측정 하였다. 그들은 측정 자료를 토대로 IEDSD를 제안 하였다. 이들이 제안한 IEDSD는 단지 우적 평균 직경의 역수 c 만을 매개변수로하여 구성된다. IEDSD는 많은 학자 (Gunn과 Maeshall(1958),

* 전북대학교 토목공학과 부교수, ** 서울대학교 토목공학과 교수

*** 전북대학교 대학원 토목공학과

Dingle과 Hardy(1962), Joss(1968), Geogakakos와 Bras(1984), 등등)들에 의하여 수정 되었다. 수정 DSD(MIEDSD)에서는, IEDSD에서 상수로 취급한 단위 체적당 우적의 총수 N_0 가 매개변수가 된다. 이때 N_0 는 우수용량(rainwater content)에 따라 변한다.

(2) SSDSD

Fujiwara(1976)는 일본의 Owase지방에서 2개의 X-band 레이더를 이용하여 DSD를 측정 하였다. 이 지역은 년최대 6,000mm의 강우량을 나타내고 1943-1975년 동안의 년평균 강우량이 4,000mm를 나타내는 다우지역이며 1시간에 1000mm 이상의 집중 강우를 보이기도 한다. 그는 측정 자료를 토대로 DSD가 어떤 임계 우적 직경 D_{cf} 까지는 줄어들지 않고 그 이상의 직경에서 IEDSD형으로 감소하는 SSDSD형을 제안 하였다. 여기서 D_{cf} 는 우수용량 I와 우적 응집효율 k 및 운저(cloud base)로부터 고도 h의 함수이다. λ 는 경험에 의하여 결정한 상수값 39.8이다. 결국 SSDSD는 N_0 , c, D_{cf} 를 매개변수로 포함하고 있다.

(3) LNDS

Levin(1954)에 의하면, 온난운에서 매우 큰 우적은 그것이 생성될 수 있는 여건 형성이 어렵기 때문에 매우 희박하다. 또한 매우 작은 우적 역시 큰 상승 기류에 휩쓸려 운정을 통하여 빠져 나가 버리므로 매우 작은 우적 역시 극히 적다. 그는 이 점을 고려하여 최초로 LNDSS형의 DSD를 제안 하였다. 그후 최근에 Feingold와 Levin(1986)은 쌍-매개변수 원격 측정기(ual-parameter remote measurement)를 이용하여 이스라엘의 Hadera지방에서 DSD를 측정 하였다. 그들은 측정 자료를 토대로 LNDS를 제안 하였다. LNDS는 N_0 , 우적 기하평균 직경값의 역수 c 및 우적 직경의 대수 표준편차 σ 등 3개의 매개변수를 포함한다.

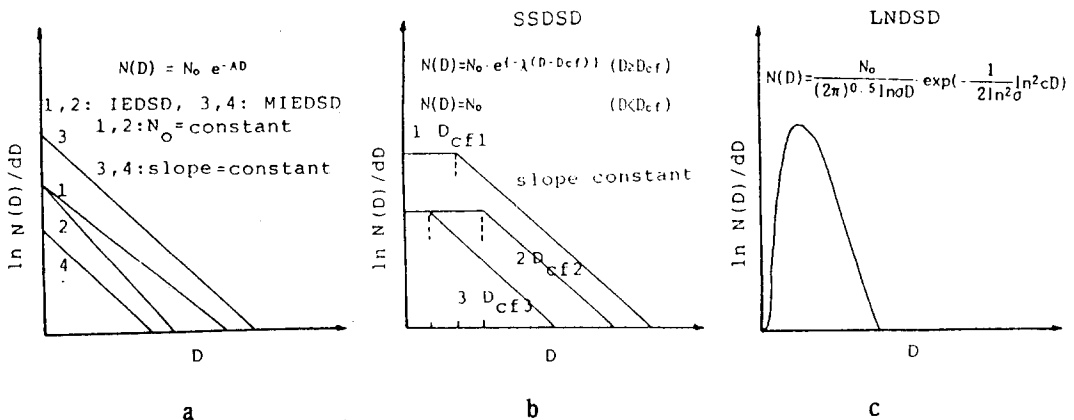


그림 1. DSD

상술한 DSD에서 IEDSD는 그림 1(a)의 1,2처럼 N_0 를 상수로 취급함으로써 종축 절편이 일정하고, 우

수함량(rainwater content)에 따라 기울기가 변한다. Marshall과 Palmer는 중위도 대륙에서 발생하는 정상비(steady rain)의 경우에 적절한 접근치임을 보였다. 한편, Srivastava(1971)는 Marshall과 Palmer의 DSD가 실제 분포에 적합한지를 검토 하였다. 그결과 DSD는 IEDSD로 표현되지 않았으며 직경 2-5mm 범위 에서는 일정한 분포를 보인다고 주장하였다. 그는 IEDSD의 실패 원인이 운적의 응결과 파쇄를 무시한데서 비롯됐다고 하였다. 많은 학자들에 의하여 수정된 MIEDSD는 그림 1(a)의 3,4처럼 종축 절편이 우수용량에 따라 변한다. 또한 기울기는 ADD의 역수값 $1/c$ 로 일정하다.

SSDSD는 MIDSD와 마찬가지로 N_0 가 우수용량에 따라 변하는 매개변수이다. 따라서, MIEDSD처럼

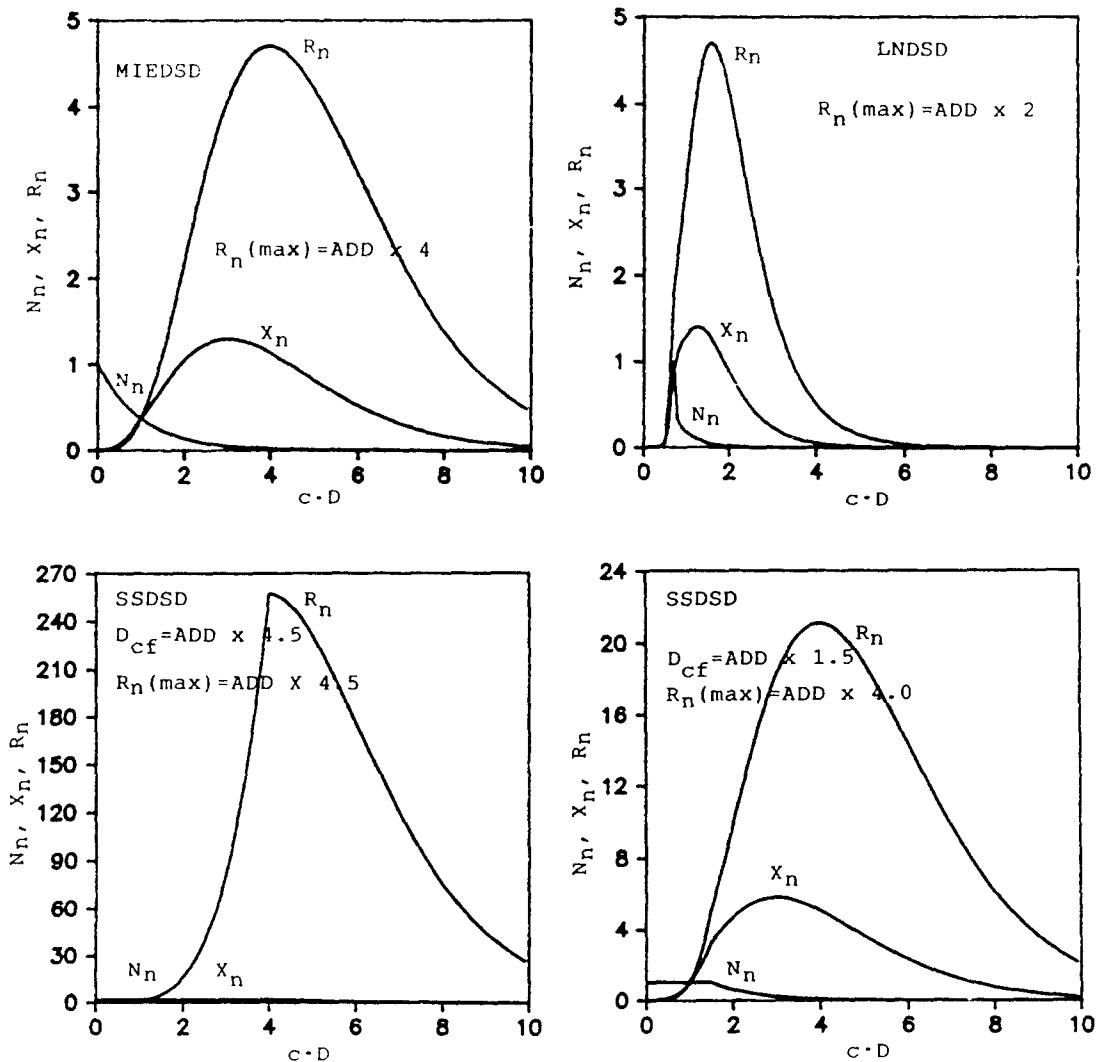


그림 2 $c \cdot D$ 에 따른 정규화한 N_n , X_n , R_n

그림 1(b)의 종축 절편이 변한다. 기울기 또한 $1/c$ 로 MIEDSD처럼 일정하다. 그러나 MIEDSD와는 달리 DSD가 $D_{c,r}$ 까지는 감소하지 않고 우적 직경이 0일때와 마찬가지로 일정하다. 우적 직경이 $D_{c,r}$ 를 넘어서면 MIEDSD와 같은 형태로 기울기가 $1/c$ 로 일정하다.

Feingold와 Levin은 LNDS, MIEDSD, Gamma함수를 이용하여 측정된 DSD와의 관계를 분석한 결과 LNDS가 가장 적합함을 보였다. LNDS는 종축 절편의 기울기가 0(원점)이고 매개변수 N_0, c, σ 에 따라 그림 1(c)의 종축 최대치 및 DSD형태가 변화된다. 그들에 의하면, 5.8-39.0(mm/hr)의 강우량을 보일때 0.75mm 이하의 직경을 갖는 우적과 5mm 이상의 직경을 갖는 우적은 극히 희박하다.

그림 2는 $c \cdot D$ 에 따른 정규화한 DSD N_n , 우수용량(rainwater content) X_n , 가능 강우량 P_n 을 도시한 것이다. 이로부터, 가능 강우량에 지배적인 직경 D_d 의 크기를 알 수 있다. 그 크기는 IEDSD일때 ADD의 4배, LNDS일때 ADD의 2배이다. SSDSD일때는 $D_{c,r}$ 가 ADD의 4배 일때까지는 ADD의 4배로 일정하다. 그러나 $D_{c,r}$ 가 ADD의 4.5배 이상인 경우는 $D_{c,r}$ 와 직경이 같은 크기의 우적이 가능 강우량에 지배적이다.

그림 3은 D_d 를 중심으로 단위폭 $U_i (U_i = c \cdot D = 1)$ 을 취하여 그 폭을 1씩 늘려가면서 폭내의 누가 가능 강우량을 전체 가능 강우량으로 나눈 $P_n(i) / \sum P_n$ 값을 도시한 것이다. D_d 를 중심으로 가능 강우량의 분산은 MIEDSD가 가장 크고, LNDS가 가장 작으며 SSDSD가 중간 정도로 변화함을 알 수 있다.

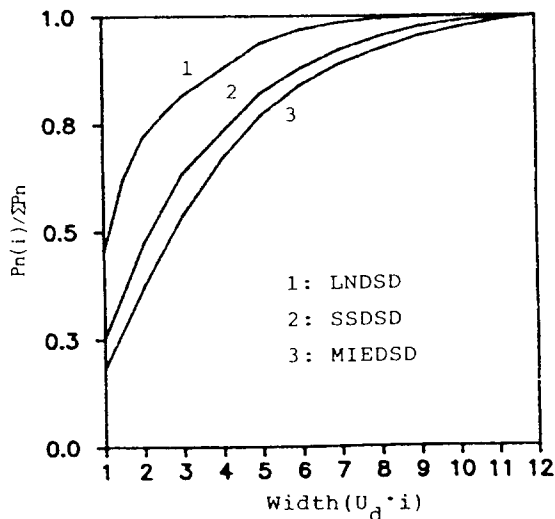


그림 3 D_d 를 중심으로 U_i 의 1씩 증가에 따른 $P_n(i) / \sum P_n$

3. 수치 실험 및 고찰

앞에서 논의한 DSD를 토대로 구성한 호우모형을 전주 측후소의 1983년-1990년 기상 자료를 이용

하여 강우량을 계산 하였다. 이 기간동안의 강우중에서 호우사상 후보 조건은 1)실무에서 기준으로 삼고 있는 80mm 이상의 호우일것, 2) 무강우 지속시간은 Huff(1976)가 제안한 6시간을 기준으로 하 되. 강우의 시작과 끝에서 1mm 이하의 강우가 2-3시간 지속되는 경우는 무강우 기간으로 간주한다 등이다. 이상의 기준에 의하여 선정된 자료는 표 1과 같다. 선정된 자료를 호우별로 대별해 보면 온대 저기압과 열대 저기압이 각각 3회 장마전선에 의한것이 2회로 그 빈도는 거의 비슷하다. 각각의 DSD에 따라 산정된 매시간 계산 강우량과 실측 강우량과의 관계를 살펴보면 표 2와 같다.

총 실측강우강도와 총 계산강우강도와의 차를 평균한 값은 MIEDSD 3.2mm/hr, SSDSD 3.0mm/hr,

표 1. 호우 사상 목록

번호	일	시	지속시간	강우량	호우원인
1	1983. 07. 21.	22:00 - 07. 22:14:00	17	103.1	온대저기압
2	1984. 07. 06.	22:00 - 07. 07:08:00	11	119.0	장마전선
3	1985. 07. 07.	03:00 - 07. 07:17:00	15	105.8	장마전선
4	1986. 06. 24.	08:00 - 06. 25:09:00	26	144.8	열대저기압
5	1986. 08. 28.	00:00 - 08. 28:17:00	18	80.0	열대저기압
6	1987. 07. 22.	17:00 - 07. 23:04:00	12	110.6	열대저기압
7	1987. 08. 04.	12:00 - 08. 04:21:00	10	98.9	온대저기압
8	1990. 06. 19.	12:00 - 06. 20:00:00	13	83.3	온대저기압

표 2 매시간 관측강우량과 계산강우량과의 관계

번 호	① mm	②mm/hr	③ mm			④			⑤			D _n		
	실측총 강우량	I _{n...n}	계산강우량			RMSE			④/②					
			A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
1	103.1	6.1	110.0	109.1	99.1	4.1	2.7	3.5	0.67	0.44	0.57	30.0	4.3	26.4
2	119.0	10.8	116.4	115.0	105.4	8.2	4.7	6.0	0.75	0.43	0.56	31.0	9.9	11.1
3	105.8	7.1	113.1	111.5	98.7	5.8	3.2	3.6	0.81	0.45	0.51	12.6	0.3	4.9
4	144.8	5.6	143.9	145.3	112.6	3.3	1.5	2.7	0.59	0.26	0.48	9.5	1.4	0.2
5	80.0	4.4	77.3	78.0	75.3	2.7	1.6	1.8	0.61	0.36	0.41	8.9	1.3	1.4
6	110.6	9.2	113.0	109.4	98.5	6.3	2.5	3.1	0.68	0.27	0.34	10.4	5.3	3.5
7	98.9	9.9	100.5	100.3	91.3	6.4	4.5	5.6	0.64	0.45	0.57	28.7	6.0	9.8
8	83.3	6.4	85.2	87.0	71.8	4.6	2.0	3.6	0.71	0.31	0.56	11.8	1.3	2.3
평		균				5.2	2.8	3.7	0.69	0.37	0.52	17.9	3.7	7.4

RMSE(root mean square error): 평균 자승 오차,

D_n: 관측 강우량이 최대인 시각에서 편차

A: MIEDSD, B: SSDSD, C: LNDS

LNDSO 9.5mm/hr로 나타났다. 평균 자승 오차(RMSE)와 실측 평균 강우강도(I_{\dots})와의 비는 MIEDSD 0.59-0.81, SSDSD 0.27-0.45, LNDSO 0.34-0.57로 나타났다. 이는 SSDSD가 계산 강우량과 관측 강우량의 시간분포에 가장 잘 부합됨을 알 수 있다. 각 DSD에 따른 계산의 한계를 그림 4에 나타 내었다.

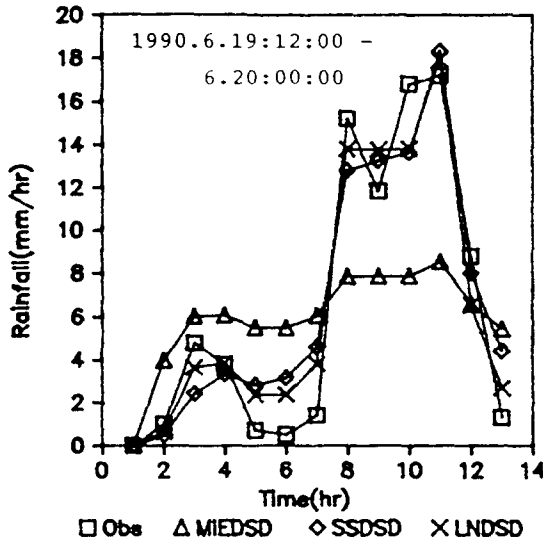


그림 4. 시간별 관측 강우량과 모형 계산 강우량 비교

표 2와 그림 2와 그림 3을 토대로 D_4 가 RMSE와 관련이 있다고 판단 하기는 어렵다. 그러나, D_4 를 중심으로 가능 강우량 분포 분산이 작은 SSDSD와 LNDSO가 실측 호우에 잘 부합함을 알 수 있다. 동일한 DSD인 경우 호우 원인별로 RMSE와 I_{\dots} 과의 비를 살펴보면 표 3과 같다. MIEDSD는 그 비가 거의 같으나 SSDSD와 LNDSO인 경우는 온대저기압과 장마전선에서는 거의 같으나 열대 저기압에서는 그 값이 작다. 이로서 SSDSD와 LNDSO는 기상이에 영향을 받음을 알 수 있다.

표 3 호우 원인별 RMSE와 I_{\dots} 관계

원 인	RMSE/ I_{\dots} 평균값		
	MIEDSD	SSDSD	LNDSO
온대저기압	0.67	0.40	0.56
열대저기압	0.63	0.29	0.47
장마전선	0.78	0.44	0.53

MIEDSD, LNDS, SSDSD형의 DSD를 토대로 구성한 호우모형을 전주지점의 1983-1990년 호우사상에 적용 하였다. 그 결과 본 연구에서 얻은 결론을 요약하면 다음과 같다.

1. RMSE와 $I_{0.01}$ 과의 비는 DSD가 MIEDSD 0.59-0.81, SSDSD 0.27-0.45, LNDS 0.34-0.57로 나타났다. 즉, SSDSD가 실측호우에 가장 잘 부합 하였다.
2. D_0 가 RMSE와 관련이 있다고 할 수 없다.
3. D_0 에 관하여 가능 강우량 분산이 적을때가 클때보다 실측 호우에 잘 부합한다고 할 수 있다.
4. 동일한 DSD인 경우 호우 원인별로 RMSE와 $I_{0.01}$ 과의 비는 MIEDSD에서 거의 같다. 그러나 SSDSD와 LNDS인 경우는 온대저기압과 장마전선에서 거의 같으나 열대 저기압에서는 다르게 산정되었다. 즉, SSDSD와 LNDS는 기상요란의 영향을 받음을 알 수 있다.

참고문헌

1. Fujiwara, M., A cloud structure and the rain efficiency as observed by radars and raindrop recorder, paper presented at International Cloud Physics Conference, Am. Meteorol. Soc., Boulder, Colo. July 26 - 30, 1976.
2. Georgakakos, K. P., and R. L. Bras "A Hydrologically Useful Station Precipitation Model: 1" Water Resour. Res., vol 20., 1585-1596, 1984.
3. Georgakakos, K. P., and R. L. Bras, A hydrologically useful station precipitation model, 2, Case studies, Water Resour. Res., vol 20., 1597-1610, 1984.
4. Gunn, K. L. S., and J. S. Marshall, The distribution with size of aggregate snowflakes, J. Met., 15, 452-461, 1958.
5. Marshall, J. S. and W. McK. Palmer, The distribution of raindrops with size, J. Meteor. 5, 165-166, 1948.
6. 이재형, 전일권, 황만하, 장경호., On the parameter identification of station rainfall model, 대한 토목학회 개요집, 369-372, 1991. 10.