

《論 文》

구름 물리학을 토대로한 지점 호우모형 개발

The Development of Point Heavy Rainfall Model Based on the Cloud Physics

이 재 형, 선 우 중 호**, 전 일 권***, 정 재 성***

LEE Jae Hyoung, SONU Jung Ho, CEON Ir Kweon and CHUNG Jae Soung

Abstract □ Recently the physically based precipitation model was developed by Geogakakos and Bras(1984) for the storm event. This is a modified version of the model. In a different way from the model, in this paper, it is emphasized that the hydrometeor size distribution(HSD) is subject to rainfall intensity and effects on the productivity of precipitation. The two HSD functions are applied to the equation of the outflow water mass through the cloud top and base, products of rainfall rate at the ground level, storage of cloud layer. As an input we put the meteorological data observed at Chonju in Korea in our models and adjust the parameters included in it. The results show that in the model there is significant deviation between the hourly calculated rainfall rate and the observed data, while it is very small in the our model based on the two HSD.

요 지 : 구름 물리학을 응용한 강수모형이 Geogakakos와 Bras(1984)에 의하여 개발된 바 있다. 본 연구는 그들이 제시한 강수모형을 호우모형으로 수정한 것이다. 수정의 근간은 수운적 크기분포(HSD)가 강우 생성물에 미치는 영향과 강우강도에 종속이라는 점을 반영한 것이다. 이 HSD식을 운정과 운저의 유출 수분질량 및 지상에 내린 강우량, 구름층내의 저류량식에 적용하였다. 전주 측후소의 실측 기상자료를 입력자료로 하여 본 수정모형의 매개변수를 조정하였다. 그 결과 매시간 계산 강우량이 기존모형은 큰 편차를 보였으나 본연구를 통해 제시한 수정모형은 실측 호우에 잘 부합되었다.

1. 서 론

구름에 따라 강수가 있기도 하고 없기도 한다. 또 어떤 구름은 강한 비를 내리는가 하면 약한 비를 내리기도 한다. 구름 또는 강수 현상은 크게 공기에 관한 역학 및 열역학과과정과 강수 입자의 형성, 성장에 관한 미세 물리과정으로 나누어 볼 수 있다. Mason (1957)은 이 두 물리과정의 상호 작용을 통하여 강우 현상을 이해 해야 한다고 주장하였다. 이 분야의 발전은 컴퓨터의 등장과 관측 기술의 발달로 가능하게 되었다. 1960년대에 간단한 1차원 강수모형 (Srivastava, 1967)에서 시작하여, 근래에 들어서는 강수과정 이론에 입각한 강수모형이 제안된 바 있다 (Geogakakos와 Bras, 1984). Geogakakos와 Hudlow

(1984)에 의하면, Geogakakos와 Bras(1984)가 제안한 강수모형(GBPM)은 수문과정의 시공간 규모에 적절하고 현실적이며 융통성이 있다.

한편 이재형등(1991)은 GBPM이 전주지점 호우모형의 열개로서 적합한지를 평가한 바 있다. 그들에 의하면, GBPM은 모형에 포함된 매개상수를 조절하여 계산 총강우량과 실측 총강우량의 차이를 만족할 만하게 줄일 수 있다. 그러나, 계산 호우분포를 실측 호우분포에 접근 시키는 데는 한계가 있다는 점을 지적하였다. 강우는 주로 수운적 크기분포(HSD;hydrometeor size distribution), 상승 기류 속도, 평균 수운적 직경(MHD;mean hydrometeor diameter) 수직분포의 영향을 받는다.

지금까지 발표된 대표적인 HSD는 역지수 수운적

*정희원, 전북대학교 공과대학 토목공학과 교수

**정희원, 서울대학교 공과대학 토목공학과 교수

***정희원, 전북대학교 대학원 박사과정

크기분포 (IEHSD; inverse exponential hydrometeor size distribution), 비대칭 수운적 크기분포 (SSHSD; skew-symmetric hydrometeor size distribution), 대수정규 수운적 크기분포 (LNHSD; log-normal hydrometeor size distribution) 등 3가지이다. 본 연구의 목적은 강우에 영향을 미치는 주요 3개 인자중 HSD에 주목하여 호우 패턴을 구현할 수 있도록 GBPM 열개의 일부를 수정 하는 데 있다. 이를 위하여 2장에서 구름 물리학을 토대로한 개념 모형을 개발한다.

3장에서는 각각의 HSD 특성을 고찰함과 동시에 수정 비대칭 수운적 크기분포 (MSSHSD; modified skew-symmetric hydrometeor size distribution)를 제시한다. 3장에서 언급한 HSD를 토대로 모형 방정식의 유도 결과를 요약하여 4장에 수록 하였다. 5장에서는 새로 구성된 모델을 전주지점에서 선택한 호우에 적용하여 고찰하고, 끝으로 5장에서 실시한 수치실험을 토대로 새로운 모형의 적용성을 논의한다.

2. 모형 방정식의 개요

기류가 수렴하면 연속법칙에 의하여 상승 한다. 상승응결고도 (LCL; lifting condensation level) 이하의 상승 기류는 단열 냉각 된다. LCL에 이르면 기류는 습윤 단열을 겪으며 상승 한다. 상승 기류내 수증기의 일부는 응결핵 또는 빙정핵의 도움으로 운적을 형성 하게 된다.

이 운적 주위에 과포화가 형성되면 운적은 확산-응결 (diffusion-condensation)에 의하여 수운적으로 성장 한다. 어느 정도 커진 수운적은 유체역학적 불안정 때문에 분열과정을 겪는다. 결국 확산-응결, 충돌-병합, 분열과정을 통하여 성장한 수운적은 지상에 강우로 내리게 된다.

이런 구름의 형성과 발달 그리고 낙하과정을 모형화 하기 위해서 관측소 위 단위 면적당의 구름 기주를 고려하였다. 고전 수문학 개념으로 이 기주를 물이 응결하는 저수지로 간주 한다. 그림 1은 이러한 개념을 모형 변수와 함께 구체적으로 설명한 것이다.

수분은 단위 기주내의 운저와 운정을 통하여 유출하고 측면으로의 유출입은 없다고 본다. 단위 기주내의 수분질량을 저류량 X로 나타내어 질량 보존법칙을 적용하면 이 대상체적의 상태 방정식을 얻게된다.

$$\frac{dX(t)}{dt} = I(t) - O_i(t) - O_b(t) \tag{1}$$

여기서, I(t)는 기주의 운저로 유입하는 수분 질량이다. O_i(t)와 O_b(t)는 기주의 운정과 운저를 통하여 대상체적을 빠져 나가는 수분 질량이다.

운저의 유입 수분질량은 운저로 유입하는 기류속에 포함되어있다. 이 유입 수분질량 I는 운저 상승 기류 속도 V_u와 운저와 운정의 비습도 차 ΔW등의 함수로 다음과 같이 표현할 수 있다.

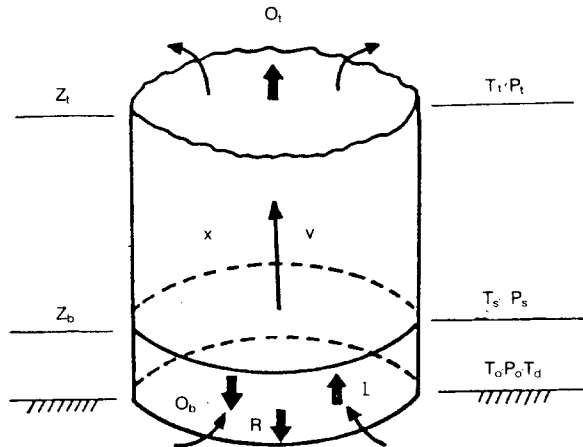


그림 1 단위 면적 기주 모형 구성도

$$I = \rho_w V_\beta \Delta W \, dA \quad (2)$$

여기서, ρ_w 는 운적 밀도이고 dA 는 단위 단면적이다.

운정을 통하여 빠져 나가는 유출 수분질량 O_1 는 운정에서 유출하는 기류속에 포함된 수분질량이다. 이 유출 수분질량 O_1 는 운정 상승 기류 속도 V_β 와 수운적 낙하속도 αD , 수운적 크기 분포 $N(D)$ 등을 이용하여 다음과 같이 구할 수 있다.

$$O_1 = \int_0^{D'} \frac{\pi}{6} \rho_w D^3 N(D) (V_\beta - \alpha D) dD \quad (3)$$

여기서, D' 는 상승 기류에 영향을 받을지라도 운저와 운정을 통하여 지표의 방향으로 낙하할 수 있는 수운적의 최소 직경이다. 또한 α 는 수운적 낙하속도 매개상수로 sec^{-1} 차원을 갖는다.

운저 유출 수분질량 O_2 는 운정 유출 수분질량 O_1 와 같은 방식으로 구할 수 있다.

$$O_2 = \int_{D'}^{\infty} \frac{\pi}{6} \rho_w D^3 N(D) (\alpha D - V_\beta) dD \quad (4)$$

저류량 X 는 구름층내에 있는 최소직경 0 에서 최대 직경 ∞ 를 갖는 모든 수운적의 수분량을 합한것이다.

$$X = \int_0^{\infty} \rho_w N(D) \frac{\pi}{6} D^3 dD \quad (5)$$

기주의 운저를 빠져나온 수운적은 낙하하는 동안 증발한다. 이 사실을 지상 강우량 산정 모형에 반영할 수 있다(Geogakakos와 Bras, 1984).

$$R = \int_{D_L}^{\infty} \frac{\pi}{6} \rho_w D^3 \zeta(D) (XD - V_\beta) N(D) dD \quad (6)$$

여기서, D_L 은 강우 입자가 지표면에 도달하기 전에 구름층 이하 고도에서 완전하게 증발하는 수운적의 임계 직경 D_L 과 D' 중 큰 값이다. $\zeta(D)$ 는 증발등을 감안한 질량 감소함수이다.

3. 수운적 크기분포

본 연구의 관심사는 호우모형에 적합한 HSD를 선택하는 것이다. HSD는 단위 공간의 체적당 단위 간격당의 수운적 수로 나타낸 것이다. HSD를 알면 구름층내의 수분 저류량 및 강우 가능량을 추산할 수

있다. Marshall과 Palmer(1948)가 처음 HSD를 제안한 이래 많은 학자들이 시공간에 대한 HSD의 연구를 수행하였다. 그 대표적인 업적은 Geogakakos와 Bras(1984)의 수정 역지수 수운적 크기분포(MIEHSD; modified inverse exponential hydrometeor size distribution), Fujiwara(1976)의 SSHSD, Levin(1986)의 LNHSD로 나타났다. 다음은 이들에 관한 논의인데, 호우상황에 적절한 HSD를 선택하기 위하여 실시하였다.

3.1 역지수 수운적 크기분포

Marshall과 Palmer(1948)는 캐나다의 Ottawa에서 여름에 레이더 반사파(rader echo)를 이용하여 HSD를 측정하였다. 그들은 측정 자료를 토대로 다음과 같은 IEHSD를 제안하였다.

$$N(D) = N_0 e^{-AD} \quad (7)$$

여기서, N_0 는 상수이고, A 는 강우량의 함수인 매개변수이다. 강우량을 구하려고 하는데 수운적 크기분포가 강우량변수를 포함하고 있으면 실용적인 모형 방정식이 되지 못한다. Geogakakos와 Bras가 제안한 MIEHSD는 이런 단점이 보완된 것이다. MIEHSD에서는, IEHSD에서 상수로 취급한 단위 체적당 수운적의 총수 N_0 가 매개변수인데, 우수용량(rainwater content)의 함수이다. 결국 MIEHSD는 N_0 와 c 를 매개변수로 포함하고 있다.

3.2 비대칭 수운적 크기분포

Fujiwara(1976)는 일본의 Owase지방에서 2개의 x-band 레이더를 이용하여 HSD를 측정하였다. 이 지역은 년최대 6,000mm의 강우량을 나타내고 1943~1975년 동안의 년평균 강우량이 4,100mm를 나타내는 다우지역이다. 또한 이 지역은 1968년에 2일 반 동안 1434mm의 집중강우를 보이기도 하였다. 그는 측정 자료를 토대로 HSD가 임계 수운적 직경 D_d 까지는 줄어들지 않고 그 이상의 직경에서 IEHSD형으로 감소하는 다음과 같은 SSHSD를 제안하였다.

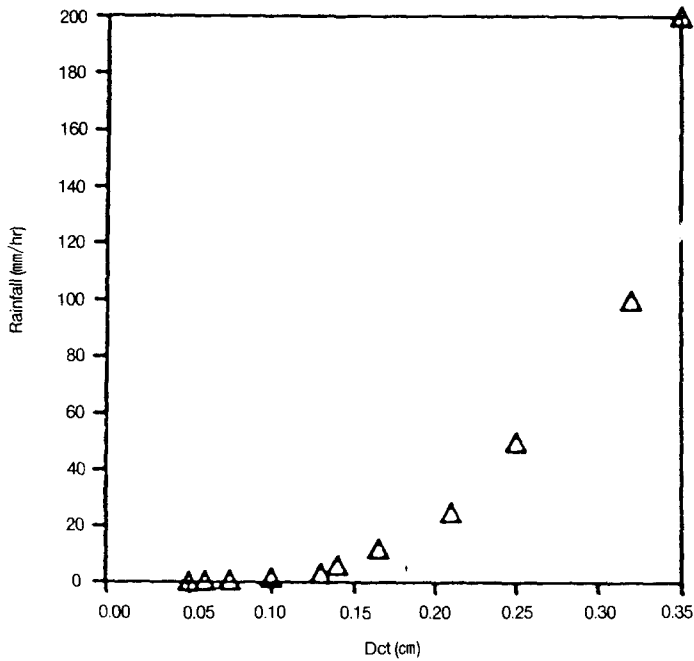


그림2 R과 D_{ct} 관계

$$N(D) = N_0 \cdot e^{-\lambda(D-D_{ct})} \quad D > D_{ct}$$

$$N(D) = N_0 \quad D < D_{ct}$$

(8)

여기서 D_{ct}는 단위 체적내의 우수용량과 수운적 응집 효율 및 운저에서 부터 고도의 함수이다. λ는 경험에 의하여 결정된 상수값 39.8이다. SSHSD는 N₀와 c 그리고 D_{ct}를 매개변수로 포함하고 있다.

SSHSD는 우수용량을 함수로 포함하고 있기 때문에, 이를 이용하면 구름층 내외로 수분 유출입 및 저류량을 산정하는 방정식이 비선형이되어 그 방정식의 해결에 어려움이 있다. 따라서, MIEHSD에서처럼 SSHSD를 수정할 필요가 있다.

Fujiwara(1976)는 실측 자료를 토대로 R과 D_{ct}와의 관계를 제시하였다. 이를 이용하여 R과 D_{ct}와의 관계를 도시하면 그림 2와 같다.

그림2를 토대로 HSD가 불연속이 되는 D_{ct}와 R과의 관계식을 다음 형태로 구성할 수 있다.

$$D_{ct} = k_1 \cdot \ln(R/k_2) \quad (9)$$

여기서, k₁과 k₂는 매개변수이다. R은 기주로의 유입

수분량 I에 비례 (Geogakakos and Bras, 1984) 하므로 식 (9)를 식(10)과 같이 재구성하였다.

$$D_{ct} = k_3 \cdot \ln(I/K_4) \quad (10)$$

여기서, k₃와 k₄는 매개변수이다. D_{ct}는 MSSHSD가 불연속 점이되는 임계 수운적 직경이다. D_{ct}대신에 D_{cc}를 이용하여 구성한 MSSHSD를 수식으로 나타내면 다음과 같이 구성 된다.

$$N(D) = N_0 \cdot e^{-c(D-D_{cc})} \quad D > D_{cc}$$

$$N(D) = N_0 \quad D < D_{cc} \quad (11)$$

MSSHSD는 수운적 직경이 D_{cc}보다 작을 경우는 N(D)가 일정하다. 그러나 수운적 직경이 D_{cc}보다 클 경우는 MIEHSD와 같이 N(D)가 감소한다. MSSHSD는 N₀와 c 그리고 D_{cc}를 매개변수로 포함하고 있다. 그러나 SSHSD와는 달리 우수용량의 함수가 아니다.

3.3 정규대수 수운적 크기분포

Levin(1954)에 의하면, 온난운에서 매우 큰 수운적

은 그것이 생성될 수 있는 여건 형성이 어렵기 때문에 매우 희박하다. 또한 매우 작은 수운적 역시 큰 상승 기류에 휩쓸려 운정을 통하여 빠져 나가 버리므로 매우 작은 수운적 역시 극히 적다. 그는 이 점을 고려하여 최초로 LNDSS를 제안 하였다. 그후 최근에 Feingold와 Levin(1986)은 쌍-매개변수 원격 측정 기기(dual-parameter remote measurement)를 이용하여 이스라엘의 Hadera지방에서 HSD를 측정 하였다. 그들은 측정 자료를 토대로 다음과 같은 LNHS를 제안 하였다.

$$N(D) = \frac{N_0}{(2\pi)^{0.5} \sigma D} \exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2} \ln^2 cD\right) \quad (12)$$

식(12)는 N_0 , c 및 수운적 직경의 대수 표준편차 σ 등 3개의 매개변수를 포함한다.

4. 수분 유출량식 유도

2절에 기술한 저류량, 수분 유출량등은 HSD에 종속이다. MIEHSD에 대해서는 Geogakakos와 Bras(1984)가 식을 유도한 바 있다. 여기서는 MSSHSD와 LNHS에 따른 관계식을 유도한다. 2절에 수분 유출량 및 저류량에 관한 모형 방정식이 기술되어 있으므로 본 절에서는 MSSHSD와 LNHS를 토대로 유도한 식의 결과만을 기술한다. 결과식의 간편화를 도모하기 위하여 다음과 같이 무차원수를 정의한다.

$$N_1 = \frac{V_p \cdot c}{\alpha} \quad (13)$$

$$N_2 = c \cdot D_c \quad (14)$$

$$V_p = \frac{4\alpha}{c} \quad (15)$$

$$N_3 = c \cdot D_{cc} \quad (16)$$

$$N_A = \gamma \cdot N_1 \quad (17)$$

$$N_B = \gamma \cdot N_1 \quad (18)$$

여기서, 무차원수 N_1 는 구름 저면에서 상승 기류 강도를 나타낸다. 즉, 무차원수 N_1 에 따라 상승 기류 강도는 증가한다. 무차원수 N_2 는 구름층 아래에서 확산

과정의 상대적인 척도이다. 확산 손실은 무차원수 N_2 증가에 따라 증가한다. γ 는 수운적의 성장에 따른 운저와 운정에서 수운적 직경의 비이다(Geogakakos and Bras, 1984).

MSSHSD를 토대로한 모형의 X 는 식(11)를 식(5)에 대입하고 적분하면 다음식이 된다.

$$X = \pi \rho_w N_0 Z_c \left\{ \frac{1}{c^4} \left[\frac{N_1^4}{24} + \frac{N_1^3}{6c} \left(\frac{\gamma}{\gamma-1} \right) + \frac{N_1^2}{2\gamma} + \frac{N_1}{2} \delta_1 + \frac{\delta_2}{3} \right] \right\} \quad (19)$$

여기서, $\delta_1 = (1/\gamma + 1/\gamma^2)$ 이고, $\delta_2 = (1/\gamma + 1/\gamma^2 + 1/\gamma^3)$ 이다. 식(19)의 $\{ \}$ 안을 Y 라 하고 N_0 에 관하여 정리하면

$$N_0 = \frac{c^4}{\pi \rho_w Z_c Y} X \quad (20)$$

LNHS를 토대로한 모형의 X 는 식(12)를 식(5)에 대입하고 적분하면 다음식이 된다.

$$X = \frac{\pi \rho_w}{12c^3} N_0 Z_c \delta_1 \exp(4.5 \ln^2 \sigma) \quad (21)$$

N_0 에 관하여 식(21)을 정리하면 다음식이 된다.

$$N_0 = \frac{12c^3 X}{\pi \rho_w Z_c \delta_1 \exp(4.5 \ln^2 \sigma)} \quad (22)$$

MSSHSD를 토대로한 모형의 O_b 와 O_t 는 식(3)과 식(4)에 식(20)을 대입하여 적분하면 다음식이 된다.

$$O_b = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} \left[\left(1 - \frac{N_2}{4}\right) \left(1 + N_1 + \frac{N_1^2}{2} + \frac{N_1^3}{6} + \frac{N_1^4}{24}\right) + \frac{N_1^5}{120} + \frac{N_1^5}{480} \right] \quad v < D_{cc} \quad (23)$$

$$O_t = \frac{X}{Y} \frac{X}{V_p e^{N_1} e^{N_2}} \left(1 - \frac{N_2}{4}\right) \left(1 + N_1 + \frac{N_1^2}{2} + \frac{N_1^3}{6} + \frac{N_1^4}{24}\right) \quad v > D_{cc} \quad (24)$$

$$O_i = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} \left[\frac{N_f^4 N_v}{96} - \frac{N_f^5}{120} + e^{N_A} e^{N_v} \frac{1}{4\gamma^5} (N_B^3 + 6N_B^2 + 18N_B + 24) + \frac{N_v}{4\gamma^4} (N_A^3 + 3N_A^2 + 6N_A + 6) \right] \quad v > D_{cc} \quad (25)$$

$$O_i = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} \frac{N_v^5}{480} \quad v < D_{cc} \quad (26)$$

LNHSD를 토대로한 모형의 O_b , O_i 는 식(3)과 식(4)에 식(22)를 대입하여 적분하면 다음이 된다.

$$O_b = \frac{2X}{Z_c \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma)} \left[\frac{\alpha}{c} \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - 4 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) - V_p \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - 3 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) \right] \quad (27)$$

$$O_t = \frac{2X}{Z_c \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma)} \left[V_p \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - 3 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) - \frac{\alpha}{c} \cdot \exp(8 \ln^2 \sigma) \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - 4 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right) \right] \quad (28)$$

여기서, erf는 오차함수(error function) 기호이다.

지면에 도달하는 R은 무차원수 N_v 와 N_d 조건에 따라 달라진다. $N_v > N_d$ 이면 지면에 도달하는 최소 수운적 직경은 D_c 가 된다. $N_v < N_d$ 이면 지면에 도달하는 최소 수운적의 크기는 v 가 된다. MSSHDS를 토대로한 모형의 R은 식(6)에 식(11)을 대입하여 적분하면 다음식이 된다.

$$R = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} \left[\frac{N_v^5}{480} + \frac{N_f^5}{120} - \frac{N_f^2 N_d^3}{48} - \frac{N_v^2 N_d^3}{48} - \frac{N_f^4 N_v}{96} + \frac{N_f N_v N_d^3}{24} + \frac{N_f^4}{24} + \frac{N_f^3}{6} + \frac{N_f^2}{2} + N_f + \frac{3}{4} - \frac{N_f^3 N_v}{24} - \frac{N_f^2 N_v}{8} - \frac{N_f N_v}{4} \right] \quad D_L < D_{cc}, N_v > N_d \quad (29)$$

$$R = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} e^{N_f} e^{N_v} \left(\frac{N_v^3}{24} + \frac{N_v^2}{4} + \frac{3N_v}{4} + 1 - \frac{N_d^3}{24} \right)$$

$$D_L > D_{cc}, N_v > N_d \quad (30)$$

$$R = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} \left[\frac{N_f^5}{120} - \frac{N_f^2 N_d^3}{48} + \frac{N_d^5}{80} + \frac{N_f^4}{24} + \frac{N_f^3}{6} + \frac{N_f^2}{2} + N_f + 1 - \frac{N_d^3 N_f}{24} - \frac{N_d^3}{24} - \frac{N_f^4 N_v}{96} + \frac{N_d^3 N_f N_v}{24} - \frac{N_d^4 N_v}{32} - \frac{N_f^3 N_v}{24} - \frac{N_f^2 N_v}{8} - \frac{N_f N_v}{4} - \frac{N_v}{4} + \frac{N_d^3 N_v}{24} \right] \quad D_L < D_{cc}, N_v < N_d \quad (31)$$

$$R = \frac{X}{Y} \frac{V_p}{Z_c} e^{N_f} e^{N_d} \left(\frac{N_d^2}{8} + \frac{N_d^2}{2} + N_d + 1 - \frac{N_d^2 N_v}{8} - \frac{N_d N_v}{4} - \frac{N_v}{4} \right) \quad D_L > D_{cc}, N_v < N_d \quad (32)$$

LNHSD를 토대로한 모형의 R은 식(6)에 식(12)를 대입하여 적분하면 다음식이 된다.

$$R = \frac{2X}{Z_c \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma)} \left[\frac{\alpha}{c} \cdot \exp(8 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - 4 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) - V_p \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - 3 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) - \alpha \cdot N_d^2 \cdot D_c \cdot \exp(0.5 \ln^2 \sigma) \cdot ((1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v) - \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) + V_p N_d (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_v)}{\ln \sigma} \right))) \right] \quad N_v > N_d \quad (33)$$

$$R = \frac{2X}{Z_c \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma)} \left[\frac{\alpha}{c} \cdot \exp(8 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_d) - 4 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) - V_p \cdot \exp(4.5 \ln^2 \sigma) (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_d) - 3 \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) - \alpha \cdot N_d^2 \cdot D_c \cdot \exp(0.5 \ln^2 \sigma) \cdot ((1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_d) - \ln^2 \sigma}{\ln \sigma} \right)) + V_p N_d^3 (1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln(N_d)}{\ln \sigma} \right))) \right] \quad N_v > N_d \quad (34)$$

3절의 MSSHSD나 LNHSD식을 식(3), 식(4), 식(6)에 대입하고 적분하여 유도한 식(23)~식(34)는 X의 선형함수이다. 따라서, 모형 방정식은 다음과 같

이 표현할 수 있다.

$$\frac{dX}{dt} = f(u, a_i) - h(u, a_i)X \quad (35)$$

$$R = \Phi(u, a_i)X \quad (36)$$

여기서, u 는 기상학적 입력內터로 지상에서 측정된 온도 T_s , 압력 p_0 , 이슬점 온도 T_d 이다. a_i 는 유입 매개변수 內터로 운정기압 p_1 와 구름층의 평균 상승 기류 속도 V 이다. a_n 는 유출 매개변수 內터로 MSSHSD인 경우 a_1 성분과 c , D_{cc} 이고 LNHS인 경우는 a_1 성분과 c , σ 이다. 비선형 함수 $f(u, a_i)$ 는 수분 유입량이고 $h(\cdot)X$ 는 수분 유출량이다. 또한 입력 內터 u 및 유출 매개변수 a_i 와 비선형 관계인 함수 $h(u, a_i)$ 와 $\Phi(u, a_i)$ 는 X 와 선형관계이다. 결국 지표면 기상학 입력변수(T_s, p_0, T_d)만을 이용하여 R 을

구할 수 있다.

5. 적용 및 고찰

4절에서 구성한 모형방정식의 적용 대상으로 전주 측후소를 택하였다. 전주 측후소의 기상특성 및 그에 관한 기술, 그리고 적용 자료의 선정기간 및 선정기준에 관해서는 논문(이재형등, 1992)에 수록되어 있는 바와 동일 하다(표1).

4장에서 구성한 호우모형 방정식에 기상자료를 적용하여 강우량을 계산하였다. 이때 계산에 관한 모든 것은 이재형등(1992)이 개발해 놓은 프로그램을 사용하였다. 모형의 입력은 시간평균 자료를 사용하였다. 그 결과를 표2에 요약하였다. 각 HSD에 따른 계산의 한 예를 그림3에 나타내었다. 그림3에서 기호 □는 관측치를 나타내고, 기호 △는 MIEHSD를, 기호 ◇

표1 호우 사상 목록

번호	일 시	지속시간	강우량	호우원인
1	1983.07.21.21:00-07:22:14:00	17	103.1	온대저기압
2	1984.07.06:21:00-07:07:08:00	11	119.0	장마전선
3	1985.07.07:02:00-07:07:17:00	15	105.8	장마전선
4	1986.06.24:07:00-06.25:09:00	26	144.8	열대저기압
5	1986.08.27:23:00-08.28:17:00	18	80.0	열대저기압
6	1987.07.22:16:00-07.23:04:00	12	110.6	열대저기압
7	1987.08.04:11:00-08.04:21:00	10	98.9	온대저기압
8	1990.06.19:11:00-06.20:00:00	13	83.3	온대저기압

표2 매시간 관측 강우량과 계산 강우량과의 관계

번 호	1mm	2mm/hr	3mm			④			⑤			D _m		
	강우량	R _{cm}	총강 우량			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
						5.2	2.8	3.7	0.69	0.37	0.52	17.9	3.7	7.4

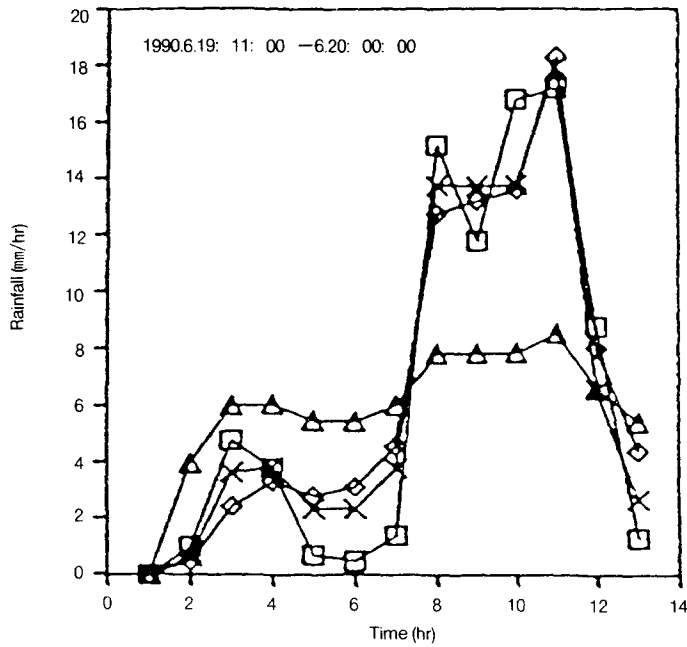


그림3 시간별 실측 강우량과 모형 계산 강우량 비교

는 MSSHSD를, 기호 ×는 LNHS D를 토대로 계산한 값이다.

표2에서 R_{om} 은 실측 평균 강우 강도이고 RMSE는 실측 강우강도와 계산 강우강도와의 평균자승오차이다. 또 D_m 은 실측 강우강도와 계산 강우강도와의 최대편차이다. 기호 A는 MIEHSD를, 기호 B는 MSSHSD를, 기호 C는 LNHS D를 토대로한 모형을 의미한다.

A에서 0.59-0.81, B에서 0.27-0.45, C에서 0.34-0.57로 계산 되었다. 한편, 실측 총강우량과 계산 총강우량과의 차를 평균한 값은 A에서 3.2mm, B에서 3.0mm, C에서 9.5mm이다.

6. 결 론

MIEHSD, LNHS D, MSSHSD를 토대로 구성된 호우모형을 전주지점의 1983-1990년 호우사상에 적용 하였다. 그 결과 본 연구에서 얻은 결론을 요약하면 다음과 같다.

표3 호우 원인별 RMSE/ R_{om}

호 우 원 인	RMSE/ R_{om} 의 평균값		
	A	B	C
온대저기압	0.67	0.40	0.56
열대저기압	0.63	0.29	0.47
장미전선	0.78	0.44	0.53

표2의 ④열 RMSE의 크기는 A>C>B순이다. 동일한 HSD인 경우 호우 원인별로 RMSE/ R_{om} 값을 표3에 게재 하였다. 표3에서 알 수 있듯이, 호우 원인별로 RMSE/ R_{om} 값이 A에서 거의 같다. 그러나 B와 C에서는 그렇지 않다. 독립 호우별로 RMSE/ R_{om} 값은

1. 기상요란에 MIEHSD를 토대로한 모형은 RMSE 변동폭이 작지만 MSSHSD나 LNHS D를 토대로한 경우는 그렇지 않다.
2. 독립 호우에 대한 총 강우량만을 고려한다면 MIEHSD나 MSSHSD를 토대로한 호우모형이 ± 3.2mm로 만족한 결과를 얻을 수 있다.
3. RMSE/ R_{om} 값은 MIEHSD가 0.59-0.81, MSSHSD가 0.27-0.45, LNHS D가 0.34-0.57이다. 즉, MSSHSD가 실측호우에 가장 잘 부합 한다고 할 수 있다.

참고 문헌

1. 이재형, 전일권, 조대현, (1992), "지점 호우 모형의 매개상수 동정에 관한 기초 연구", 대한 토목학회 논문집, 제12권, 제2호, pp. 123-130
2. Faingold, G., and Z. Levin, (1986), "The lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel", J. Climate Appl. Meteorol. 25, pp. 1346-1363
3. Fujiwara, M., (1976), "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., pp. 26-30
4. Georgakakos, K. P., and R. L. Bras, (1982a), "Real time statistically linearized adaptive flood routing", Water Resources Research, 18(3), pp. 513-524
5. Georgakakos, K. P., and R. L. Bras, (1984), "A hydrologically useful station precipitation model 2. Case studies", Water Resour. Res., vol. 20., pp. 1597-1610
6. Georgakakos, K. P. and M. D. Hudlow., (1984), "Quantitative precipitation forecast techniques for use in hydrologic forecasting", Bull. Am. Meteorol. Soc., Vol. 65, No. 11, pp. 1186-1200.
7. Marshall, J. S. and W. McK. Palmer, (1948), "The distribution of raindrops with size", J. Meteor. 5, pp. 165-166
8. Mason, B. J., (1957), "The Physics of Clouds", 2nd ed., Clarendon, Oxford
9. Srivastava, R. C., (1967), "A study of the effect of precipitation on cumulus dynamics", J. Atmos. Sci. 24, pp. 36-45
10. Srivastava, R. C., (1971), "Size distribution of raindrops generated by their breakup and coalescence", J. Atmos. Sci. 28, pp. 410-415

-1992년 7월 10일 접수-