

면적평균강우의 추정오차와 유출계산에 미치는 영향 Estimation Error of Areal Average Rainfall and Its Effect on Runoff Computation

유철상* / 김상단** / 윤용남***

Yoo, Chulsang / Kim, Sangdan / Yoon, Yong Nam

Abstract

This study used the WGR model to generate the rainfall input and the modified Clark method to estimate the runoff with the aim of investigating how the errors from the areal average rainfall propagates to runoff estimates. This was done for several cases of raingauge density and also by considering several storm directions. Summarizing the study results are as follows. (1) Rainfall and runoff errors decrease exponentially as the raingauge density increases. However, the error stagnates after a threshold density of raingauges. (2) Rainfall errors more affect to runoff estimates when the density of raingauges is relatively low. Generally, the ratio between estimation errors of rainfall and runoff volumes was found much less than one, which indicates that there is a smoothing effect of the basin. However, the ratio between estimation errors of rainfall to peak flow becomes greater than one to indicate the amplification of rainfall effect to peak flow. (3) For the study basin in this study no significant effect of storm direction could be found. However, the runoff error becomes higher when the storm and drainage directions are identical. Also, the error was found higher for the peak flow than for the overall runoff hydrograph.

Keywords : Rainfall-Runoff, WGR Model, Modified Clark Model, Error Analysis

요 지

본 연구에서는 WGR 강우모형으로부터 모의된 공간적으로 분포된 강우자료를 수정Clark방법으로 유출 해석하여 면적평균강우의 추정에 따른 오차와 유출오차사이의 관계를 고찰해 보았다. 이러한 관계는 강우관측소의 밀도를 다양하게 변화시켜가며 아울러 호우의 방향을 여러 가지 경우로 가정하여 살펴보았으며, 그 결과를 정리하면 다음과 같다. (1) 면적평균강우의 추정오차 및 이에 따른 유출오차는 강우관측소의 밀도가 높아짐에 따라 지수함수적으로 줄어들고 있으며, 어떤 밀도 이상이 되면 그 감소 폭이 크게 둔화되는 것으로 나타났다. (2) 면적평균강우의 추

* 성균관대학교 토목환경공학과 부교수
Associate Prof., Dept. of Civil and Env. Engr., Sungkyunkwan University, Suwon 440-746, Korea.
e-mail: cyoo@skku.ac.kr

** Research Assistant, Department of Civil and Env. Engr., University of California, Davis, USA

*** 고려대학교 토목환경공학과 교수
Professor, Dept. of Civil and Env. Engr., Korea University, Seoul 136-701, Korea

정오차는 강우관측소의 밀도가 작을수록 유출에 보다 큰 영향력을 미치고 있음을 알 수 있었다. 그러나 면적평균 강우-유출의 관계에서는 그 오차의 비가 1.0이하로 유역면적평균강우 추정시의 오차가 유출에 감소되어 전달되는데 비해 침투유출량에는 그대로 또는 경우에 따라 증폭되어 전달됨을 파악할 수 있었다. (3) 호우의 방향성에 따른 강우오차는 크게 영향 받지 않는 것으로 판단된다. 그러나, 유출오차는 호우의 방향이 유역의 배수방향에 일치하는 경우에 더 크게 나타나고 있으며, 특히 수문곡선의 형상적인 측면에서보다는 침투유출량에 더 많은 영향력을 미치고 있는 것으로 보여진다.

핵심용어 : 강우-유출, WGR 강우모형, 수정Clark방법, 오차해석

1. 서 론

최근 원격 탐사, 컴퓨터, 자료처리, 자료전송 등 기술의 급격한 발달은 이용 가능한 수문정보의 질과 양을 급속히 확대시켜 왔다. 이렇게 얻어진 새로운 수문정보는 아주 작은 크기의 격자에 대한 토지이용, 식생, 토양형 등 유역의 물리적인 특성 자료 등을 포함하며 GIS를 통하여 보다 쉽게 접근될 수 있게 되었다. 물론 이러한 자료는 실제 자연 현상에 보다 가깝게 유역 환경을 모의화 할 수 있게 해주며, 따라서 최근 분포형 개념의 강우-유출모형에 관한 많은 연구가 이루어지고 있는 것은 당연한 현상이라 할 수 있다(Maidment, 1992, 1994; Kull과 Feldman, 1998).

그러나, 강우 관측소로부터 관측된 강우자료를 강우-유출해석의 입력자료로 사용할 수밖에 없는 현실적인 문제 때문에 단위도를 이용한 방법에서부터 분포형 모형에 이르기까지 소유역별로 면적평균된 강우자료를 입력자료로 사용해 오고 있는 것이 또한 사실이다. 강우의 시간적 공간적 분포가 유출수문곡선에 미치는 영향은 여러 연구(Wilson, 1979; Nicks, 1982; Hamlin, 1983)에서 살펴본 바 있으며, 특히 Milly와 Eagleson (1988)은 비교적 큰 유역의 경우 유출 총량이 강우의 공간적인 분포에 매우 민감하게 반응하는 것으로 결론 내린 바 있다. 우리나라의 경우도 예외는 아니며, 특히 강우의 계절성이 심하고 아울러 산악지형의 영향으로 강우의 공간적 변동성이 큰 경우에 면적평균강우의 추정에 따른 오차는 더 커질 것이며 이의 유출에의 영향도 크게 나타날 가능성이 있다.

이에 본 연구에서는 Waymire 등(1984)에 의해 제안된 WGR(Waymire - Gupta - Rodriguez-Iturbe) 강우모형으로부터 모의된 공간적으로 분포된 강우자료를 수정Clark방법(Kull과 Feldman, 1998)으로 유출 해석하여 면적평균강우의 추정에 따른 오차와 유출오차사이의 관계를 살펴보고자 한다. 이는 기본적으로 기

존의 집중형 강우-유출모형에서처럼 강우관측소가 위치한 격자의 강우만을 사용하는 경우와 모든 격자의 강우를 사용하는 경우의 차이가 된다. 이 두 경우의 차이가 면적평균강우의 추정에 따른 오차이며, 각각의 경우 유출해석 결과의 차이가 유출오차가 된다. 이 때, 강우관측소의 밀도를 다양하게 변화시켜가며 모의하여 이에 대한 영향분석을 실시하고, 강우의 모의 시 호우의 방향을 여러 가지 경우로 가정하여 호우의 방향으로부터 발생하는 공간평균강우의 오차가 유출해석에 미치는 영향도 아울러 살펴보고자 한다.

2. 강우모형과 유출모형

2.1 WGR강우모형

본 연구에 사용된 WGR강우모형은 중규모 강우(호우범위가 직경 20~200km 정도)를 표현하기 위해 개발된 모형이다. 이 모형은 개념적인 모형으로서 중규모 강우의 대기 동역학적 특성과 강우의 통계학적 특성이 비교적 잘 반영된 모형이다. 강우전선(rain band)의 도달은 포아송 과정(Poisson process)에 의해 지배되고, 각 강우전선은 다수의 클러스터 포텐셜(cluster potential)을 2차원 포아송 과정에 의해 위치시킨다. 궁극적으로 이 모형은 클러스터 포텐셜 내·외의 분포되어 있는 강우세포(rain cell)의 수 및 강도 아울러 이들의 생성 및 소멸과정 등으로 강우를 표현한다. 이 모형은 또한 강우의 군집특성 및 이송·확산에 의한 시-공간적인 변화도 잘 고려하고 있는 것으로 알려져 있다.

WGR강우모형에 대한 자세한 내용은 Waymire 등(1984)에서 찾아볼 수 있으며, 국내의 관련 연구로는 Yoo와 Kwon(2000) 및 김상단 등(2000)이 있다.

2.2 수정Clark방법

기상레이더 자료 또는 WGR강우모형 등을 통하여 모의된 강우와 같이 공간 분포된 강우의 적용을 용이하

게 하기 위하여 상대적으로 단순한 준 분포형 접근방법이 HEC(1995)에 의해 개발되어졌다. 이 방법은 유수의 전이와 저류로 유출계산을 수행하는 Clark의 개념적인 유출 모형(Clark, 1945)을 기본적인 모의과정으로 하여 공간적으로 분포된 강우자료의 처리능력을 추가하였으므로 선형적인 강우-유출모형이라 할 수 있다. 수정Clark방법의 개념은 Clark의 개념적인 강우-유출모형에서 사용하고 있는 기본원리를 기초로 하여 공간적으로 분포된 강우자료의 모의기능을 추가한 것이라고 할 수 있다 (HEC, 1995; Kull과 Feldman, 1998).

수정Clark방법에서 직접유출은 유수의 전이와 저류로 크게 나누어진다고 볼 수 있다. 유수의 전이효과는 유역전반으로부터 유역출구까지 유수의 도달시간과 관련되어 있으며, 저류효과는 유역의 자연적인 저류에 의한 지체현상으로 설명될 수 있다. 따라서 이 방법의 대표적인 매개변수는 도달시간 T_c 와 저류상수 K 가 된다. 본 연구와 관련되어 수행된 수정Clark방법의 적용은 윤용남 등(2002)에서 자세히 살펴볼 수 있다.

3. 다차원 강우의 모의

3.1 대상유역

대상유역으로는 남한강상류 IHP대표유역인 평창강유역을 선정하였다 (그림 1). 대상유역의 선정 이유는

우선 다른 유역과 비교하여 볼 때, 강우관측소의 밀도가 월등히 높으며(1개소/55km²) 비교적 신뢰할 수 있는 강우-유출자료를 획득할 수 있기 때문이다. 유역의 수치고도모형, 팔방흐름모형 및 각 격자별 면적은 윤용남 등(2002)에 수록된 수치를 그대로 적용하였다.

3.2 강우자료

평창강 IHP 대표유역은 유역내외에 12개의 자기우량관측소를 보유하고 있다. WGR강우모형의 적용을 위하여 사용된 강우관측소는 유역 내의 신리, 위천 우량관측소 및 유역 외의 고길 우량관측소 1983~1991년(9개년) 6~9월 강우 시간자료를 수집하여 모형의 적용을 위한 매개변수 산정 시 필요한 1차 및 2차 통계량을 계산하였다. 이는 다차원 모형을 구성하는데 있어 3개 지점의 연속된 동일시간자료를 사용하는 것이 보다 바람직하다고 판단하여 결측이 있거나, 연속성이 문제기 있는 기간을 모두 제외한 결과이다.

아울러 본 연구에서는 6~9월 강우의 통계학적 특성이 이 기간동안 동일하다고 가정하고 연구를 진행하였다. 강우의 통계량 계산 시 적용된 집성시간(accumulation time)은 1시간, 6시간, 12시간 등이다.

3.3 WGR 강우모형의 매개변수 추정

본 연구에 적용한 WGR강우모형의 매개변수는 중

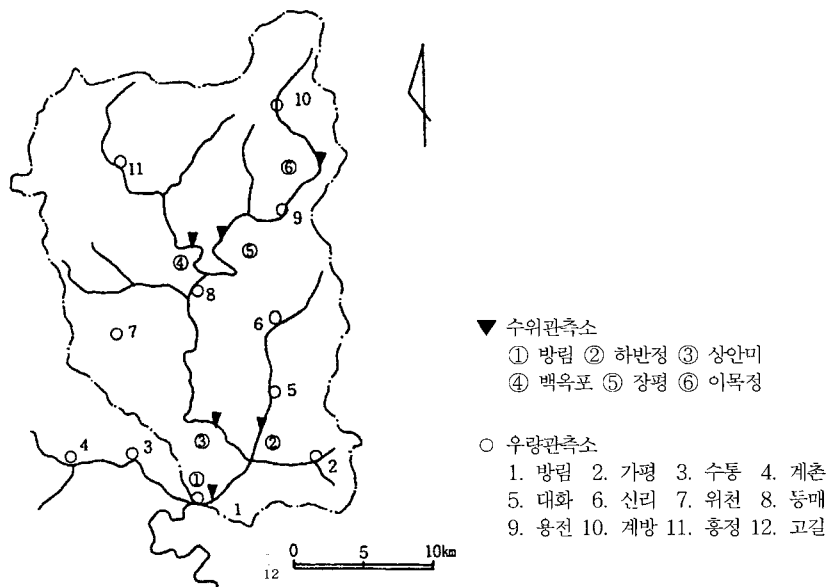


그림 1. 평창강유역도 (건설교통부, 1998)

표 1. WGR강우모형의 매개변수

매개변수	매개변수에 대한 설명
λ_M	호우전선 도달율 (bands/hr)
ρ_L	클러스터 포텐셜 밀도 (clusters/km)
$E[\nu]$	클러스터에 포함된 평균 강우세포 개수 (cells)
β	강우세포 생성율 (cells/hr)
σ	클러스터 내 강우세포 위치변수 (km)
α	강우세포 지속기간에 관한 변수 (/hr)
D	강우세포의 공간적 지배반경 (km)
$E[i_0]$	강우세포 발생 시 평균강우강도 (mm/hr)
U_b	호우속도 (km/hr)

규모 강우에서 관찰되는 물리적인 특징을 잘 표현하고 있으며, 아울러 관측된 공간 강우의 특징도 잘 설명하는 것으로 알려져 있다. 그러나 모형의 구조가 매우 복잡하다는 것과 추정해야 할 매개변수의 수가 너무 많다는 것이 모형의 이용을 제한하는 단점으로 지적되고 있다. 모형의 주요 매개변수는 표 1과 같다.

김상단 등(2000)은 9개의 매개변수로 구성된 9개의 모멘트 식을 이용하여 비선형 최적화 기법 중 하나인 Nelder와 Mead의 simplex 탐색법으로 최적해를 구한 바 있으나, 본 연구에서는 WGR강우모형의 매개변수 추정에 앞서 물리적으로 결정될 수 있는 매개변수와 자료로부터 추정될 수 있는 매개변수를 분리하는 과정을 선행하였다. 총 9개의 매개변수 중 세 개의 매개변수 D, σ, U 를 물리적인 제 조건으로부터 결정하였으며, 나머지 6개 매개변수를 모멘트 방법을 사용하여 추정하였다. Islam 등(1988) 및 Koepsell과 Valdes(1991) 또한 9개의 매개변수 중 D, σ, U 는 기상학적인 자료로부터 추정할 것을 추천한 바 있다. 본 연구에서는 레이다 관측자료를 근거로 하여 D, σ 의 값으로 1.6~2.6 km 및 7~9km를 각각 적용하였으며, U 값으로는 7~11 km/hr를 적용하였다(Yoo와 Kwon, 2000). 나머지 6개의 매개변수는 다음과 같은 모멘트법의 절차에 따라 매개변수를 추정하였다.

- (1) 앞서 설명된 다차원 강우모형의 평균, 분산, 공분산 식의 형태를 이용하여 6개 매개변수로 표현되는 6개의 이론적인 식을 유도한다. 모형의 평균, 분산, 공분산 식의 형태는 Waymire 등(1984), Islam 등(1988) 및 김상단 등

(2000)을 참조할 수 있다.

- (2) 실제 자료를 사용하여 단계 1에서 유도한 식의 값을 구한다.
- (3) 단계 1의 식 및 단계 2의 값을 이용하여 매개변수를 추정한다.

본 연구에서는 다음과 같은 목적함수를 사용한 비선형 최적화 기법을 이용하여 매개변수 최적화 과정을 실시하였다.

$$\min \left\{ \left(\frac{f_1(x)}{\theta_1} - 1 \right)^2 + \left(\frac{f_2(x)}{\theta_2} - 1 \right)^2 + \dots + \left(\frac{f_i(x)}{\theta_i} - 1 \right)^2 + \dots \right\} \quad (1)$$

여기서 $f_i(x)$ 는 추정된 통계량이며, θ_i 는 관측자료로부터 구한 통계량이다. 따라서, 식 (1)은 제한이 없는 최적화 문제가 되므로 Davidon-Fletcher-Powell법 (Mays와 Tung, 1992)을 이용하여 최적매개변수를 추정하였다.

6개의 매개변수를 추정하기 위하여 식 (1)의 목적함수에 사용될 모멘트 및 집성시간의 조합(매개변수 조합)을 표 2와 같이 구성하였다. 조합의 구성에 대한 특별한 방법은 아직까지 개발된 바 없으며, 본 연구에서 사용된 5개 조합은 Islam 등(1988) 및 Koepsell과 Valdes(1991)에서 적용된 조합과 동일한 형태이다. 표 2에서 설정된 조합을 통하여 매개변수를 추정하였으며, 그 결과를 표 3에 나타내었다. 표 3에서 나타난 바와 같이 위치지점을 기준으로 추정한 매개변수 조합 4가 가장 작은 SSQ(sum of square error)값을 나타

표 2. WGR강우모형 매개변수 추정을 위한 조합

매개변수 조합	집성시간		
	1시간	6시간	12시간
1a	평균, 분산, 공분산, CrCr(KS, SY, YK)	분산	분산
1b	평균, 분산, 공분산, CrCr(KY, SK, YS)	분산	분산
2	평균, 분산, 공분산, CrCr, CrCr	분산	
3	평균, 분산, 공분산, CrCr, CrCr		분산
4	평균, 공분산, CrCr, CrCr	분산	분산

주 : K = 고길 ; S = 신리 ; Y = 위천 ; CrCr = 교차공분산

표 3. 조합에 따른 매개변수 추정결과

매개변수 조합	λ_M (bands/hr)	ρ_L (clusters/km ²)	a (km)	β (cells/hr)	$E[i_0]$ (mm/hr)	$E[\nu]$ (cells)	SSQ
(a) 고길							
1a	0.0145	0.0008	0.6844	1.6378	47.1875	9.5938	0.6145
1b	0.0150	0.0007	0.6422	1.5914	43.5938	10.5781	0.5477
2	0.0150	0.0009	0.6422	1.1273	43.5938	8.6094	0.4592
3	0.0113	0.0010	0.6422	0.5705	43.5938	10.5781	0.3753
4	0.0169	0.0011	0.7266	1.1273	50.7813	8.6094	0.3135
(b) 신리							
1a	0.0150	0.0008	0.6422	1.5914	43.5938	10.8594	0.3251
1b	0.0145	0.0010	0.6844	1.6378	47.1875	8.4688	0.4695
2	0.0145	0.0010	0.6844	1.8234	47.1875	8.4688	0.3151
3	0.0145	0.0010	0.6844	1.8234	47.1875	8.4688	0.4518
4	0.0456	0.0005	0.7266	1.2202	50.7813	8.3281	0.5611
(c) 위천							
1a	0.0470	0.0006	0.7687	1.3594	54.3750	8.1875	0.5973
1b	0.0456	0.0006	0.6422	0.7561	43.5938	9.7344	0.4117
2	0.0176	0.0012	0.7688	0.9881	54.3750	8.1875	0.1390
3	0.0187	0.0010	0.6422	0.8489	43.5938	10.8594	0.2058
4	0.0118	0.0009	0.9375	0.4321	68.7500	16.6250	0.0952

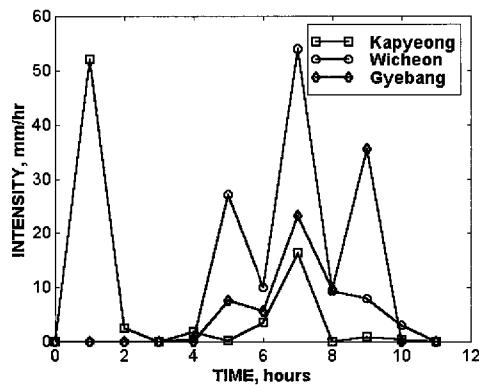


그림 2. 모의 호우사상 10185에 대한 우량주상도

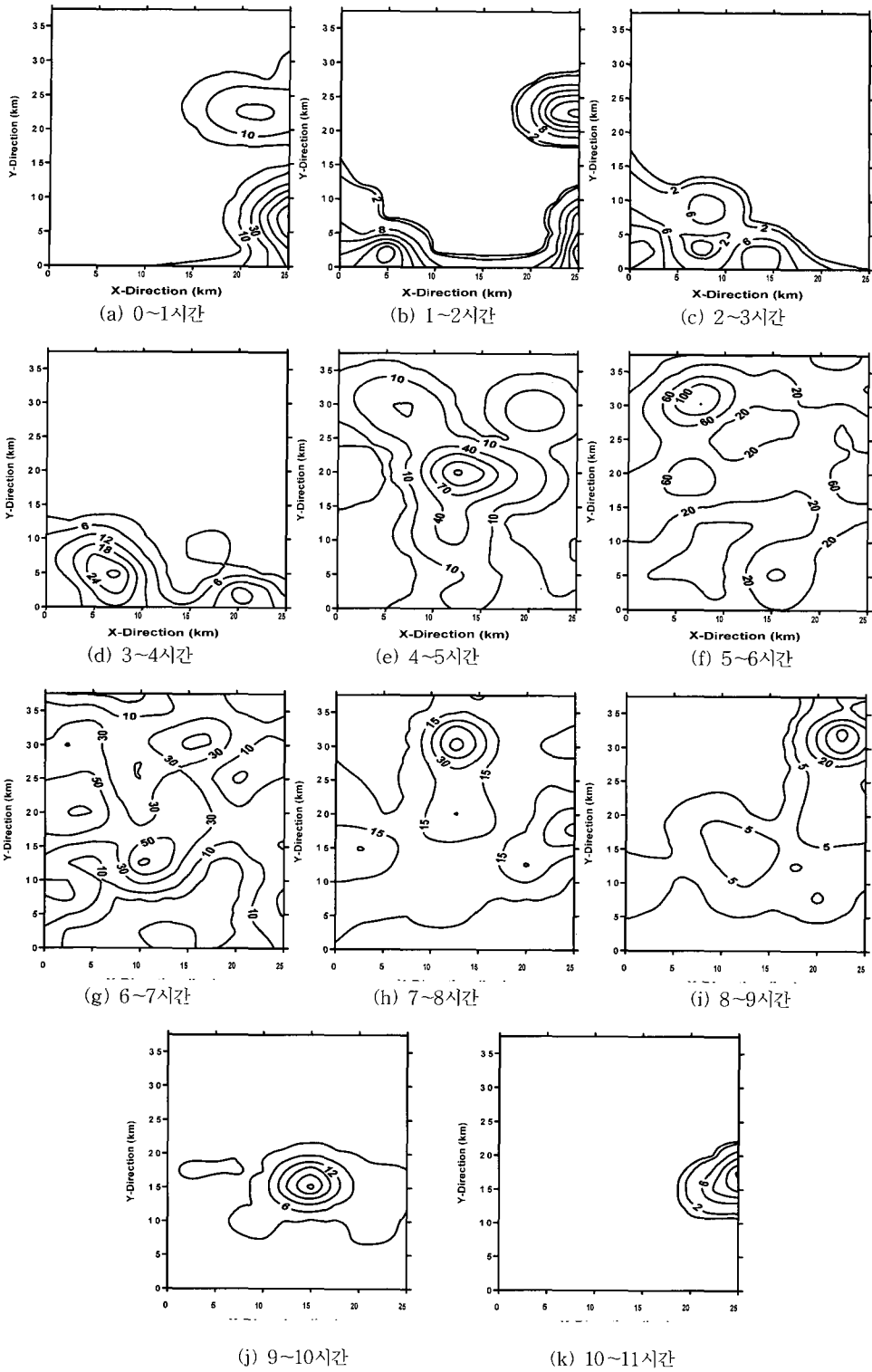


그림 3. 모의 호우사상 10185에 대한 공간분포 현황

표 4. 실제 자료의 통계량과 WGR강우모형 통계량과의 비교 (위천지점)

통 계 량		실 제 자 료	모 의 자 료
평균(mm/hr)	집성시간 1시간	0.38	0.35
	6시간	2.28	2.12
	12시간	4.56	4.24
분산(mm/hr ²)	집성시간 1시간	4.45	6.50
	6시간	82.77	89.49
	12시간	250.47	208.53
계열상관계수 (집성시간=1시간)	$\tau=1$	0.559	0.468
	$\tau=2$	0.398	0.228
	$\tau=3$	0.309	0.124

내고 있으므로 이를 해당 구역의 최적 매개변수로 결정하였다.

3.4 다차원 강우의 모의 발생

표 3에서 표시한 매개변수를 사용하여 평창강구역의 6~9월 강우를 1시간 간격으로 9년 간 모의하였다. 그림 2는 모의된 자료들 중 특정 호우(10185)에 대한 우량추상도를 예로 나타내고 있으며, 그림 3은 모의 호우 10185에 표시한 호우에 대한 공간분포현황을 나타낸 것이다. 호우명 10185는 모의시작시간으로부터 10185시간에 발생한 호우를 의미하며, 그림 1과 2에서 알 수 있듯이 호우 발생 후 11시간동안 지속되었으며, 구역 내 특정 격자에는 한시간 최대 120mm이상의 호우를 모의한 것으로 나타나 있다. 또한, 본 연구에는 수록하지 않았으나, 모의결과 자료를 구체적으로 살펴보면 호우 10185는 모의시작 10185시간에 1차 호우가 발생한 후, 뒤이어 10189시간에 2차 호우가 발생하여 한 개의 호우사상을 이룬 것으로 조사되었으며, 이는 그림 2의 우량추상도 상에서도 대략적으로 파악할 수 있다.

9년 간 모의 발생된 호우 개수는 310개이며, 이는 1개월에 8~9개의 호우가 발생한 것을 의미하며, 호우 10185와 10189에서처럼 이들 중 1~3개는 중첩되어 한 개의 호우사상으로 나타나는 등 대체로 실제 호우사상과 비슷한 특성을 갖고 있음을 알 수 있다. 또한, 이러한 호우의 중첩으로 인하여 발생된 호우의 지속시간은 호우별로 4시간에서 20시간까지 다양하였으나, 지속시간 24시간 이상의 장기간 호우는 모의되지 않았다. 이는 WGR강우모형의 기본 구조 상 장마와 같은 긴 지속시간을 갖는 강우현상을 제대로 모의할 수 없는 점에 기인한 것으로 판단된다. 모의

발생된 호우사상에 대하여 실제자료와의 일치여부를 확인하기 위해 실제 자료를 통하여 구한 통계량과 모형 통계량을 표 4에 비교하였다. 모형의 통계특성과 관측자료의 통계특성은 대체로 유사하나, 계열상관계수가 약간 작게 계산되었다.

4. 유출해석 및 결과분석

4.1 강우관측소 밀도에 대한 면적평균강우의 추정오차와 유출오차

관측오차문제는 먼저 인공위성을 이용할 경우 넓은 대상지역을 한번에 관측함으로써 공간적으로는 연속이나, 인공위성이 일정 시간 간격으로 대상지역을 방문함으로써 생기는 시간적 불연속이 강우오차를 유발하는 원인이 된다. 이것은 강우관측소를 이용한 지상관측의 경우와는 반대로서 지상에서의 관측자료는 시간적으로는 연속이 되지만 공간적으로는 불연속이 되고 이것이 강우오차의 원인이 되는 것이다(유철상, 1997). 본 적용에서는 이 중 강우관측소를 이용한 지상관측의 경우 발생하는 관측오차가 유출에 미치는 영향을 분석하고자 하며, 이를 위해 앞서 구축한 다차원강우를 이용하였다. 본 적용과 관련된 한가지 중요한 문제는 강우의 관측오차이다. 면적평균강우의 추정오차 $\epsilon_{i,1}$ 은 다음과 같이 정의하였다.

$$\epsilon_{i,1} = \frac{1}{T_aXY} \int_0^{T_d} \frac{1}{\alpha(t)} \int_0^X \int_0^Y |\phi(x, y, t) - \phi_T(t)| dy dx dt \times 100 (\%) \quad (2)$$

여기서 $\phi(x, y, t)$ 는 시간 t 및 위치 (x, y) 에서의 강우강도로 정의되며, $\phi_T(t)$ 는 시간 t 에서 해당 지역의 특정 티센가중 평균강우강도를 의미한다. 또한 $\alpha(t)$ 는

표 5 적용된 티센망

관측소 개수	관측소 밀도 (km ² /1개소)	사용된 강우관측소 및 티센가중치 관측소명 (티센가중치)
1	519.78	등매(1.000)
2	259.89	수통(0.473), 계방(0.527)
3	173.26	가평(0.245), 위천(0.345), 계방(0.410)
5	103.96	방림(0.073), 가평(0.200), 등매(0.309), 계방(0.200), 홍정(0.218)
7	74.25	가평(0.136), 계촌(0.055), 신리(0.145), 위천(0.182), 용전(0.145), 계방(0.136), 홍정(0.201)
9	57.75	가평(0.068), 수통(0.049), 대화(0.089), 신리(0.087), 위천(0.107), 등매(0.113), 용전(0.131), 계방(0.147), 홍정(0.209)
11	47.25	방림(0.023), 가평(0.068), 수통(0.026), 계촌(0.007), 대화(0.089), 신리(0.087), 위천(0.100), 등매(0.113), 용전(0.131), 계방(0.147), 홍정(0.209)

시간 t 에서 해당지역 강우의 공간적인 표준편차를 의미하며, T_d 및 X , Y 는 각각 강우지속시간 및 해당 지역의 영역을 의미한다. 이에 대응하는 유출오차 $\epsilon_{f,1}$ 는 다음과 같이 정의하였다.

$$\epsilon_{f,1} = \frac{1}{T_f} \int_0^{T_f} \frac{|Q(t) - Q_T(t)|}{Q(t)} dt \times 100 (\%) \quad (3)$$

여기서 $Q(t)$ 는 공간적으로 분포된 강우로 인한 시간 t 에서의 유출량이며, $Q_T(t)$ 는 티센가중 평균강우로 인한 시간 t 에서의 유출량을 의미한다. 또한, T_f 는 유출계산시간을 의미한다. 위와 같은 오차 이외에 보다 간단하면서 구별하기 쉬운 면적평균 총강우량 추정오차 및 침투유출 오차를 아래와 같이 또한 정의하였다.

$$\epsilon_{i,2} = \frac{|P - P_T|}{P} \times 100 (\%) \quad (4)$$

$$\epsilon_{f,2} = \frac{|Q_{peak} - Q_{peak,T}|}{Q_{peak}} \times 100 (\%) \quad (5)$$

여기서, P , P_T 는 각각 강우의 실제 면적평균 총강우량 및 티센가중평균 총강우량이며, Q_{peak} , $Q_{peak,T}$ 는 공간적으로 분포된 강우로 인한 침투유출량 및 티센가중 평균강우로 인한 침투유출량을 각각 의미한다.

본 연구의 목적이 다양한 강우관측소의 밀도에 따른 관측오차를 분석하는데 있으므로 표 5와 같이 강우관측소의 밀도에 따라 총 7개의 티센망을 구축하여 각각에 따른 관측오차를 추정하는데 이용하였다. 이때 강우관측소의 위치는 일양분포(Uniform Distribution)을 따

르도록 무작위로 선정하였으며, 아주 균등한 분포를 취하지 않은 것은 강우관측소의 실제 분포를 가정하기 위함이다. 이를 통해 모의 발생된 다차원강우는 기존의 강우관측망으로는 감지하기 어려운 매우 국지적인 강우사상이 다수 포함되어 있으며, 모의 발생된 호우사상이 300여 개 정도가 됨에 따라 그 중 30개의 비교적 큰 호우사상을 선별적으로 선택하여 분석을 실시하였다. 강우관측소 개수에 대한 $\epsilon_{i,1}$ 및 $\epsilon_{f,1}$ 관계를 그림 4와 5에 각각 도시하였으며, 강우관측소 개수에 대한 $\epsilon_{i,2}$ 및 $\epsilon_{f,2}$ 관계를 그림 6과 7에 각각 도시하였다. 또한, $\epsilon_{i,1} - \epsilon_{f,1}$ 관계 및 $\epsilon_{i,2} - \epsilon_{f,2}$ 관계의 상관관계를 각각 회귀분석하여 강우관측소 밀도에 대한 강우-유출 오차의 비를 그림 8과 9에 도시하였다.

그림 4~7의 결과에서 알 수 있듯이 강우관측소의 밀도가 조밀해짐에 따라 면적평균강우의 추정오차 및 유출의 오차는 지수함수적으로 감소하여, 강우관측소의 개수가 어느 한계 이상이 되면 오차의 폭이 크게 줄지 않고 수렴하는 형태가 됨을 파악할 수 있다. 그림 8과 9는 그림 4~7의 결과를 함께 정리한 것으로 강우관측소의 밀도에 따른 면적평균강우의 추정오차와 유출오차 사이의 관계를 보여주는 그림이다. 대체로 강우-유출 오차의 비는 강우관측소 밀도와 전대수지 상에서 선형 관계를 나타내고 있으며, 강우관측소의 밀도가 증가함에 따라 면적평균강우의 추정오차가 유출오차에 미치는 영향이 상대적으로 작아지고 있음을 파악할 수 있다. 그러나 면적평균 강우-유출의 관계에서(그림 8)는 그 오차의 비가 1.0이하로 유역면적평균강우 추정시의 오차가 유출에 감소되어 전달되는데 비해 침투유출량(그

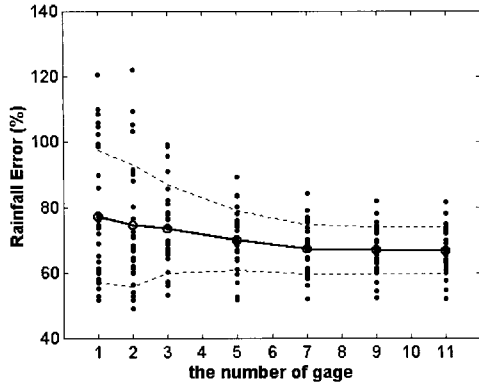


그림 4. 강우관측소 개수와 면적평균 강우 추정오차의 관계

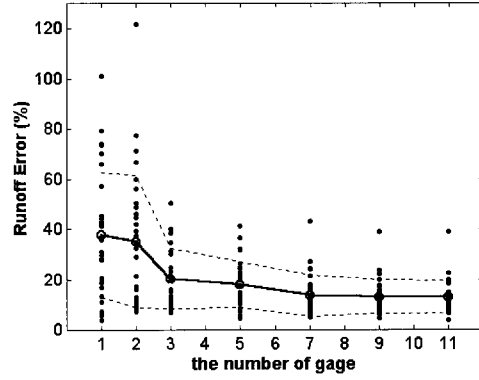


그림 5. 강우관측소 개수와 유출오차의 관계

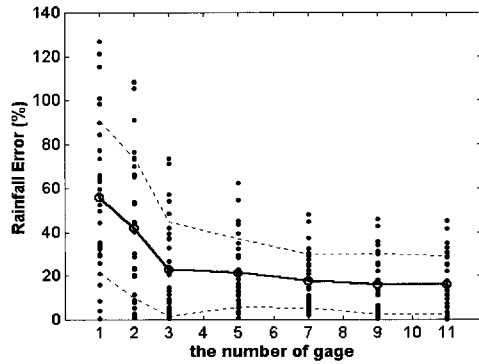


그림 6. 강우관측소 개수와 면적평균 총강우량 추정오차의 관계

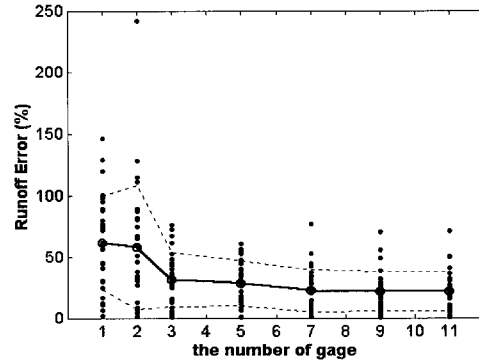


그림 7. 강우관측소 개수와 첨두유출오차의 관계

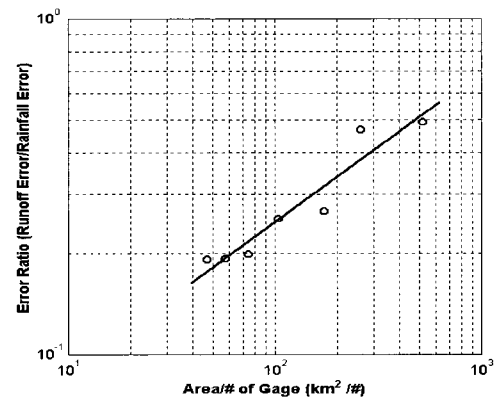


그림 8. 강우관측소 밀도에 대한 면적평균 강우-유출오차비의 상관관계

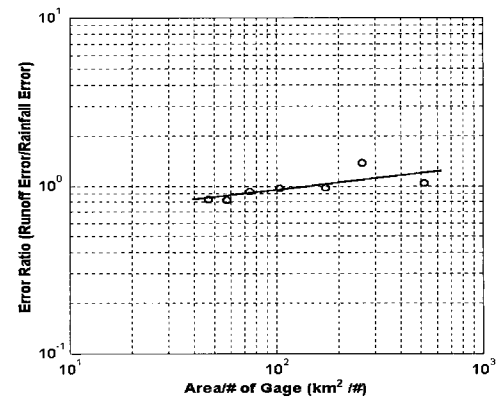


그림 9. 강우관측소 밀도에 대한 면적평균 총강우량-첨두유출오차비의 상관관계

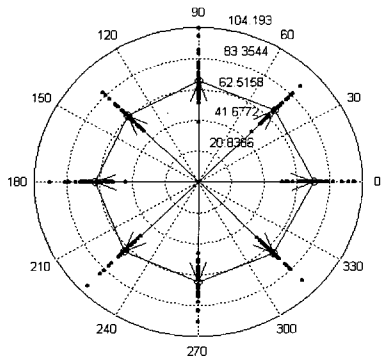


그림 10. 호우의 방향성에 대한 면적평균 강우 추정오차 (○ : 각 방향별 평균 ; 0:East ; 90: North ; 180:West ; 270:South)

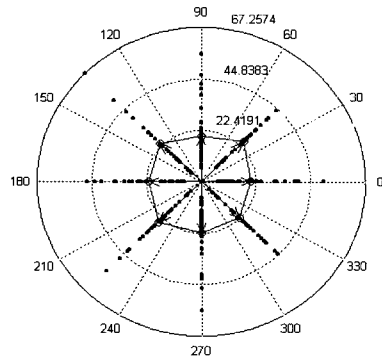


그림 11. 호우의 방향성에 대한 유출오차 (○ : 각 방향별 평균 ; 0:East ; 90:North ; 180: West ; 270:South)

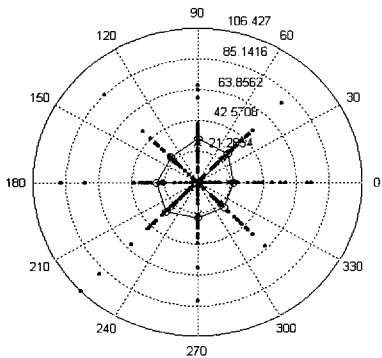


그림 12. 호우의 방향성에 대한 면적평균 총강우량 추정오차 (○ : 각 방향별 평균 ; 0:East ; 90:North ; 180:West ; 270:South)

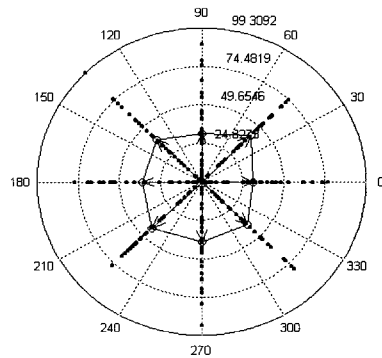


그림 13. 호우의 방향성에 대한 침두유출오차 (○ : 각 방향별 평균 ; 0:East ; 90:North ; 180:West ; 270:South)

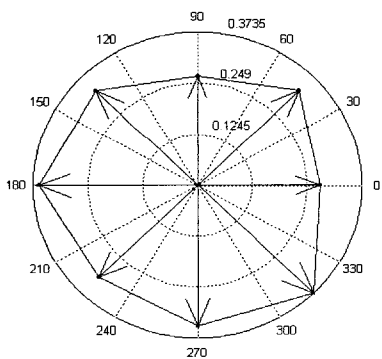


그림 14. 호우의 방향별 유출오차에 대한 면적평균 강우 추정오차의 영향 (0:East ; 90:North ; 180:West ; 270:South)

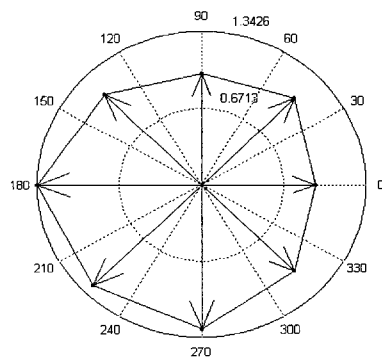


그림 15. 호우의 방향별 침두유출오차에 대한 면적평균 총강우량 추정오차의 영향(0:East ; 90:North ; 180:West ; 270:South)

그림 9)에는 그대로 또는 경우에 따라 증폭되어 전달된다는 점을 주목할 필요가 있다. 이는 특히, 수공구조물의 설계가 침투유출량을 이용하여 수행된다는 점을 감안하면 중요한 의미를 갖는다.

4.2 호우의 방향성에 대한 강우오차의 유출영향 분석

여러 가지 방향성을 갖는 다차원강우를 모의하기 위하여 본 적용에서는 WGR강우모형을 적용하였다. 모형의 매개변수는 표 3에 표시된 값들 중 최적해를 주는 값과 모두 동일하며, 다만, 호우의 방향을 동향, 동남향, 남향, 서남향, 서향, 서북향, 북향, 동북향 등 여덟 방향으로 변경시켜가며 각 방향별로 9년 동안의 강우를 모의하여 분석에 이용하였다. 6장의 분석과 같이 각 방향별로 각각 30개의 주요 호우사상을 선별적으로 수집하여 분석을 실시하였다. 면적평균강우의 오차 추정 및 이에 따른 유출오차의 추정방법은 6장에서 언급한 내용과 같이 각각 두 가지 형태의 추정오차와 유출오차가 사용되었으며, 공간평균강우의 해석을 위한 강우관측소의 개수는 3개소를 선정하여 티센가중 평균한 값을 입력 강우로 사용하였다. 3개 관측소를 사용한 티센망을 구축한 이유는 세계기상기구(WMO)에서 추천하고 있는 수문기상학적 일반목적용을 위한 강우관측망의 최소밀도가 해당구역의 경우 100~250km/개소임(윤용남, 1994)을 고려한 결과이며, 이는 우리나라 평균 강우관측망의 밀도와도 비슷하다. 사용된 강우관측소는 가평(0.245), 위천(0.345), 계방(0.410)이다(괄호는 티센가중치).

적용된 호우의 방향은 전술한 바와 같이 여덟 방향이며, 호우의 방향성에 대한 $\epsilon_{i,1}$ 및 $\epsilon_{f,1}$ 관계를 그림 10과 11에 각각 도시하였으며, 강우관측소 개수에 따른 $\epsilon_{i,2}$ 및 $\epsilon_{f,2}$ 관계를 그림 12와 13에 각각 도시하였다. 또한, $\epsilon_{i,1} - \epsilon_{f,1}$ 관계 및 $\epsilon_{i,2} - \epsilon_{f,2}$ 관계의 상관관계를 각각 회귀분석하여 호우의 방향별 유출오차에 대한 강우오차의 영향을 그림 14와 15에 도시하였다.

그림 10과 11에서 알 수 있듯이 면적평균 강우 추정 오차와 유출오차는 호우의 방향성에 별다른 영향을 받지 않는 것으로 나타났다. 면적평균 강우 추정오차의 경우 호우의 방향에 따라서 심각하게 영향 받을 수 있는 사항이 크게 없는 것으로 판단됨에 따라 당연한 결과라고 판단되나, 유출오차의 경우 유역의 배수방향이 북쪽에서 남쪽으로 형성되었으므로 남북방향의 오차가

동서방향의 오차보다 클 것이라는 일반적인 견해와는 다소 다른 결과를 주는 것으로 분석되었다. 면적평균 총 강우량 추정오차의 경우(그림 12)는 호우 이동방향에 따른 변동성이 감지되고 있으나, 이를 강우의 특성이라 볼 수는 없으며, 다만 모의 발생된 호우의 선택에서 다소 편이된 자료가 수집된 것으로 판단된다. 침투 유출오차(그림 13)는 호우가 주로 북에서 남으로 이동할 경우 크게 나타나고 있음을 알 수 있으며, 북쪽 방향 호우에 대한 면적평균 총강우량 추정오차가 다소 크게 수집되었을지라도 침투유출오차는 오히려 남쪽 방향 호우에 더 큰 오차를 보임에 따라 침투유출의 경우는 유역의 배수방향과 호우방향이 일치할 경우 그림에서 제시된 오차보다 더 큰 오차를 나타낼 확률이 큰 것으로 판단된다.

이러한 분석 결과는 그림 14와 15를 통하여 더욱 분명하게 표현될 수 있다. 그림 14와 15는 강우오차와 유출오차 사이의 회귀분석을 통한 유출오차에 대한 강우오차의 영향을 도시한 결과이다. 강우오차와 유출오차 사이에는 어떠한 관계가 있음을 6절에서 살펴보았으며, 이에 덧붙여서 호우가 유역의 배수방향인 북에서 남으로 이동하는 경우 유출에 대한 면적평균 총강우량 추정오차의 영향이 크게 증가될 가능성이 큰 것을 의미한다.

이에 덧붙여서 6절의 분석에서와 같이 그림 15에서 그 오차의 비가 1.0 이상인지 혹은 이하인지에 주목할 필요가 있다. 즉, 면적평균 총강우량 추정 시 발생하는 오차는 호우 방향이 유역의 배수방향에 역 방향일 경우에만 유출 전이 시 그 오차가 감소되어 전달되며, 그 외의 방향인 경우에는 강우오차의 유출 전이 시 오차가 증폭되어 전달되기도 한다는 점이다. 특히, 본 연구에서 적용된 유역의 형상비(약 1.5)보다 큰 유역에 적용될 경우 이러한 현상은 더욱 두드러질 것이며, 오차 비의 범위 또한 더욱 커질 것으로 판단된다.

5. 결 론

본 연구에서는 Waymire 등(1984)에 의해 제안된 WGR 강우모형으로부터 모의된 공간적으로 분포된 강우자료를 수정Clark방법으로 유출 해석하여 면적평균 강우의 추정에 따른 오차와 유출오차사이의 관계를 고찰해 보았다. 이러한 관계는 강우관측소의 밀도를 다양하게 변화시켜가며 아울러 호우의 방향을 여러 가지 경우로 가정하여 살펴보았으며, 그 결과를 정리하면 다음과 같다.

1. 면적평균강우의 추정오차 및 유출오차는 강우관측소의 밀도가 높아짐에 따라 지수함수적으로 줄어 들고 있으며, 어떤 밀도 이상이 되면 그 감소 폭이 크게 둔화되는 것으로 나타났다. 따라서, 본 연구의 방법을 적용하여 주어진 유역에 대한 강우관측망의 평가 및 보완이 가능할 것이다.
2. 면적평균강우의 추정오차는 강우관측소의 밀도가 작을수록 크며, 유출에도 보다 큰 영향력을 미치고 있음을 알 수 있었다. 대체로 면적평균강우-유출 오차의 비는 강우관측소 밀도와 전대수지상에서 선형관계를 나타내고 있으며, 강우관측소의 밀도가 증가함에 따라 면적평균 강우의 추정 오차가 유출오차에 미치는 영향이 상대적으로 작아지고 있음을 파악할 수 있다.
3. 면적평균 강우-유출의 관계에서는 그 오차의 비가 1.0이하로 면적평균강우 추정시의 오차가 유출에 감소되어 전달되는데 비해 침투유출량에는 그대로 또는 경우에 따라 증폭되어 전달됨을 파악할 수 있었다.
4. 면적평균 강우의 추정오차는 호우의 방향성에 크게 영향 받지 않는 것으로 나타났다. 그러나, 유출오차는 호우의 방향이 유역의 배수방향에 일치하는 경우에 더 크게 나타나고 있으며, 특히 수문곡선의 형상적인 측면에서보다는 침투유출량에 더 많은 영향력을 미치고 있는 것으로 나타났다. 특히, 침투유출의 경우 호우의 방향이 유역의 배수방향에 역방향으로 이동할 경우에는 면적평균 강우의 추정오차가 침투유출에 미치는 영향이 다른 방향에 비해 오히려 완화되거나 적어도 그대로 유지하려는 경향을 나타내고 있으나, 그 외의 호우 방향, 특히 배수방향과 호우방향이 일치할 경우 강우오차의 유출 전이 시 오차가 증폭되어 전달될 수 있음을 살펴볼 수 있었다.

참 고 문 헌

- 건설교통부 (1998). **국제수문개발계획(IHP)**.
- 김상단, 유철상, 김중훈, 윤용남 (2000). “다차원 강우 모형의 시간적인 특성연구”, **한국수자원학회논문집**, 제33권, pp. 783-791.
- 유철상 (1997). “관측오차문제에 대한 다차원 강우모형의 적용”, **한국수자원학회논문집**, 제30권, pp. 441-447.
- 윤용남 (1994). **공업수문학**, 청문각, pp. 42-81.
- 윤용남, 김중훈, 유철상, 김상단 (2002). “공간 분포된 강우를 사용한 유출 매개변수 추정 및 강우오차가 유출계산에 미치는 영향분석”, **한국수자원학회논문집**, 제35권, pp. 1-13.
- Clark, C. O. (1945). Storage and the Unit Hydrograph. *Trans. Am Soc. Civ. Eng.*, Vol. 110, pp. 1419-1446.
- Hamlin, M. J. (1983). The Significance of Rainfall in the Study of Hydrological Process at Basin Scale, *J. of Hydrology*, Vol. 65, pp. 73-94.
- Hydrologic Engineering Center (1995). Modified Clark (modClark) Runoff Simulation User's Manual. *U.S. Army Corps of Engineers*, Davis CA.
- Islam, S., R. L. Bras and I. Rodriguez-Itube (1988). Multi-dimensional Modeling of Cumulative Rainfall: Parameter Estimation and Model Adequacy through a Continuum of Scales, *Water Resour. Res.*, Vol. 24, No. 7, pp. 985-992.
- Koepsell, R. W. and J. B. Valdes (1991). Multi-dimensional Rainfall Parameter Estimation from Sparse Network, *ASCE J. Hydraulic Eng.*, Vol. 117, pp. 832-850.
- Kull, W. D and Feldman, D. A (1998). Evolution of Clark's Unit Graph Method to Spatially Distributed Runoff. *J. of Hydrologic Eng.*, Vol. 3, No. 1, pp. 9-19.
- Maidment, D. R. (1992). Grid-based computation of runoff: a preliminary assessment, *Prepared for Hydrologic Engineering Center*, Davis, Calif.
- Maidment, D. R. (1994). Digital delineation of watersheds and stream networks in the Allegheny basin, *Prepared for Hydrologic Engineering Center*, Davis, Calif.
- Mays, L. W. and Tung, Y.-K. (1992). *Hydrosystems Engineering and Management*, McGraw-Hill, Inc., International Editions, pp. 106-163.
- Milly, P. C. D, and Eagleson, P. S. (1988). Effect of Storm Scale on Surface Runoff Volume, *Water Resour. Res.*, Vol. 24, No. 4, pp. 249-260.
- Nicks, A. D. (1982). Space-Time Quantification of Rainfall Inputs for Hydrological Transport

- Models, *J. of Hydrology*, Vol. 59, pp. 249-260.
- Waymire, E., V. K. Gupta, and I. Rodriguez-Itube (1984). A Spectral Theory of Rainfall Intensity at the Meso- β Scale, *Water Resour. Res.*, Vol. 20, No. 10, pp. 1453-1465.
- Wilson, C. B., Valdes, J. B., and Rodriguez-Itube, I. (1979). On the Influence of the Spatial Distribution of Rainfall on Storm Runoff, *Water Resour. Res.*, Vol. 15, No. 2, pp. 321-328.
- Yoo, C., and Kwon, S. (2000). Characterization of Rainrate Fields Using a Multi-Dimensional Precipitation Model, *J. of Korea Water Resour. Association*, Vol. 1, No. 2, pp. 147-158.

(논문번호:01-071/접수:2001.10.10/심사완료:2002.05.22)