

## 가뭄빈도공식을 이용한 가뭄의 평가 Drought Evaluation by A Drought Frequency Formula

강 인 주\* / 윤 용 남\*\*  
Kang, In Joo\* / Yoon, Yong Nam\*\*

---

### Abstract

Drought is a very difficult natural disaster to overcome because its beginning and end are not clear to define, and it is widely distributed in space and has long term persistence. The purpose of this study was to evaluate the drought at Mokpo using drought frequency formula suggested by Sharma(1997). The precipitation records for the period 1906-1999 at Mokpo meteorological station are used for drought analysis. The most severe drought year is found to be that of 1995, which is of the 30-year frequency, and 18 drought years are selected based on the 5-year drought frequency.

**Key words** : theory of run, truncation level, drought frequency, drought characteristics, probability distribution

---

### 요 지

본 연구에서는 가뭄빈도공식을 이용해서 목포지역의 가뭄을 평가하고자 하였으며, 이를 위해 Sharma(1997)가 제안한 가뭄빈도공식을 이용한 가뭄빈도해석을 실시하였다. 본 연구에서 적용된 가뭄빈도공식은 빈도계수법 형태인 연강수량 자료계열을 이용하였으며, 5년 가뭄빈도보다 큰 가뭄을 가뭄년으로 선정하고, 대상지역에 대한 과거 가뭄을 평가하였다. 이를 통해 목포지역의 가장 큰 가뭄은 1995년에 발생하였으며, 그 해의 연강수량은 613.2mm로서 30년 가뭄빈도에 해당됨을 알 수 있었다.

**핵심용어** : 런 이론, 절단수준, 가뭄빈도, 가뭄 특성치, 확률분포

---

\* 정희원, (주)대경ENC 수자원부 전문이사

\*\* 고려대학교 토목환경공학과 교수

## 1. 서 론

가뭄은 인간이 극복하기 힘든 자연재해로서 가뭄지역의 경제를 어렵게 할 뿐 아니라 자연의 생태계까지 파괴하기 때문에 전세계적으로 가장 두려워하는 주요 관심 재해 중 하나이며 인구증가, 도시화, 산업화 등으로 인하여 용수수요가 증가할수록 더욱 극복하기 어려운 문제이다(최영진, 1995).

과거 기록에 의하면 대부분의 가뭄은 약 7~10년 주기로 전국적으로 발생하여 큰 곤란을 겪어 왔었다. 특히, 연구대상 지역인 목포지역의 수자원개발은 한강, 낙동강 수계와 비교하여 볼 때, 댐건설적지부족으로 인하여 다목적댐군이 형성되지 않았으며 유역내 영산강수계는 유로연장이 짧아 단시간에 바다로 유출되기 때문에 지리적으로 매우 불리한 실정이다. 따라서 대상지역의 체감가뭄은 타지역에 비하여 상대적으로 클 뿐 아니라 60년대 이후 주요 가뭄기간인 '67~'68년, '77~'78년, '81~'82년, '87~'88년 및 '94~'95년의 5개 가뭄기간 동안 빠짐 없이 가뭄의 피해를 입어 왔었다(최영박, 1987; 건설교통부, 1995).

그러나 과거 가뭄기간동안 가뭄의 피해는 반복하여 일어났으나 가뭄의 빈도해석이 정립되지 않아 가뭄에 대한 기준년 실정이 어려운 실정이다. 왜냐하면 가뭄의 빈도해석은 가뭄의 시작과 끝, 가뭄기간, 무강우일수, 감무의 강도, 저수지 저수율, 하천수위 등 다양한 인자를 고려하여 계산되어야 하므로 단기간의 연최대계열에 의한 홍수빈도해석과 달리 간단하게 분석할 수 없기 때문이다.

본 연구에서는 가뭄빈도공식을 이용해서 목포지역의 과거 가뭄을 평가하고자 하였다. 대상지역을 목포지역으로 정한 이유는 언급한 바와 같이 대상지역 유역내에는 다목적댐군이 형성되지 않아 타지역에 비하여 가용수자원량은 적을 뿐 아니라 유로연장이 짧아 단시간에 바다로 유출됨으로서 수자원의 보전이 어려운 실정이며, 대부분 농업지역으로 타지역에 비하여 체감가뭄이 크기 때문이다.

본 연구에서는 대상지역의 강수량을 분석하여 가뭄의 크기를 정량화하기 위한 가뭄빈도해석을 실시하였다. 본 연구에서 적용된 가뭄빈도해석은 연강수량 자료계열을 이용하여 빈도계수법 형태인 Sharma(1997)에 의하여 제시된 방법으로 산정하였으며, 5년 가뭄빈도보다 큰 가뭄을 가뭄년으로 선

정하고, 대상지역에 대한 과거 가뭄을 평가하였다.

## 2. 가뭄빈도 해석과 과거 가뭄 평가

### 2.1 가뭄빈도 해석의 개요

#### 2.1.1 런 이론(theory of run)

가뭄의 해석에서 사용되는 런 이론의 일반적인 단계는 Dracup 등(1980b)에 의하여 제안되었고, Salas(1986)가 이를 발전시켰으며, 그 단계는 다음과 같다.

첫째 단계는 관심 대상이 되는 수분변량을 결정한다. 여기에는 강우량, 하천유량, 토양함수량 등이거나 또는, 이들 변량의 조합에 의한다.

둘째 단계는 시간적, 공간적 한계를 확립하여야 한다. 일자료에 의하여 가뭄의 해석은 가능하나 일반적으로 월단위 이상의 시간간격이 사용된다. 또한, 자료를 관측지점마다 독립적으로 취급할 것인지, 아니면 함께 고려하여 해석할지를 결정하여야 한다. 일반적으로 가뭄은 지역적인 현상인 점을 고려하여 지금까지의 주된 해석기법은 지점을 독립적으로 고려하였다.

셋째 단계는 해석목적에 따라 가뭄현상을 표현하는 요소를 선택한다. Palmer 등(1965)은 가뭄의 시작, 종료, 크기, 강도, 지역 범위 등 모든 가뭄현상의 요소를 대상으로 하기도 하였으나, 대부분의 경우 하나 또는 두 가지의 요소만이 다루어 졌다.

마지막 단계는 가뭄사상이 언제 발생하느냐를 결정하는데 필요한 해석적 방법이 요구된다. 이것은 런 이론(theory of run)의 해석방법인 가뭄과 비가뭄을 구별하는 절단수준(truncation level)에 의하여 결정된다. 예를 들어 장기간의 가뭄을 대상으로 연구할 경우, 연자료의 평균값을 이용할 수 있다(강관원, 1988; 윤여승, 1992; 정상만, 1989).

일반적으로 가뭄의 크기, 기간과 빈도는 한 지점에서 관측된 연속된 자료계열에 대한 시간분석(temporal analysis)의 결과로부터 얻을 수 있고 지역범위와 공간분포는 여러지점의 자료를 동시에 고려한 공간분석(spatial analysis)의 고찰의 결과로 나타나며, 가뭄현상의 각 요소는 다음과 같다(Yevjevich, 1967).

- ① 시작점(initiation) : 물부족이 시작되는 시점 ( $T_1, T_3, T_5$ )
- ② 종료점(termination) : 물부족이 끝나는 시점 ( $T_2, T_4, T_6$ )

- ③ 기간(duration) : 가뭄 시작점과 종료점 사이의 길이( $L_1, L_2, L_3$ )
- ④ 크기(magnitude) : 가뭄기간동안의 물부족량의 누가 값(mm)( $S_1, S_2, S_3$ )
- ⑤ 강도(intensity) : ④크기를 ③기간으로 나눈 값( $I_1 = S_1/L_1, I_2 = S_2/L_2, I_3 = S_3/L_3$ )

Yevjevich(1967)는 가뭄사상을 다른 사상들과 구분하기 위한 절단수준과 그에 따라 결정되는 물부족에 관한 자료계열의 통계적 속성으로서, 런(run)은 가뭄현상을 표현하기 위한 요소로 사용하였다.

가뭄현상에 대한 런 이론의 적용방법은 비교적 명확하게 정립되어 있다. 그림 1에서 보는 바와 같이 수분변량  $R$ 의 시계열로 절단수준  $R_0$ 가 결정되면, 수 개의 교차점을 얻을 수 있다. 런(run)은 두개의 인접교차점 사이에서 절단수준보다 작은 값(음의 런, negative run) 또는 큰 값(양의 런, positive run)만으로 이루어진 연속되는 시계열의 부분으로 정의된다. 이때 런의 길이(run length)는 두개의 인접교차점사이의 시간축거리를 말하며 런의 크기(run sum)는 런의 길이에서 수분변량의 절단수준에 대한 잉여량(excess) 또는 부족량(deficit)의 누가를 말하며 가뭄사상의 런은 모두 음의 런을 의미한다.

런의 이론에서 유의할 점은 과거 자료기간동안의 가장 긴 가뭄(the longest run length)과 가장 큰 가뭄(the largest run sum)의 관계이다. 비록  $L, S$ 의 최대값이 매우 높은 상관성을 가지고 있으나 반드시 같은 가뭄사상에서 발생하지는 않는다. 즉, 가뭄기간이 가장 길다고 해서 반드시 그 가뭄사상의 심도가 가장 큰 것은 아니다. 따라서, 이용목적에 따라 일반적으로 농업적인 목적에서는 작물의 성장에 큰 영향을 가장 긴 가뭄( $L$ )을 이용하며 용

수공급, 수력발전, 하천유지유량 결정에서는 가장 큰 규모의 가뭄( $S$ )을 필요로 한다.

런의 이론을 따르면 가뭄은 다음과 같은 두 가지 속성을 가진다. 첫째, 임의 기간동안 주어진 절단수준에 대하여  $k$ 개의 무작위 수의 가뭄사상이 존재한다. 둘째, 이때 가뭄의 기간과 크기는 무작위 성격을 갖는다. 따라서 이러한 런 이론에 기초하여 정의된 가뭄현상의 요소인 시작점, 종료점, 기간, 크기 및 강도 등은 통계적으로 분석되어야 한다. 만약 기록자료를 이용하여 가뭄기간을 분석한다면 이들의 평균을 정의하거나 표준편차와 빈도분포와 같은 다른 통계적 특성들을 얻어야 한다. 마찬가지로 가뭄크기와 가뭄강도에 대해서도 통계적 특성을 정의할 수 있다. 가뭄의 시작점과 종료점은 만족할 만한 개수의 가뭄사상을 얻을 정도로 크다면 통계적으로 결정될 수 있을 것이다.

### 2.1.2 가뭄빈도공식

가뭄의 빈도해석은 가뭄의 시작과 끝, 가뭄기간, 무강수일수, 가뭄의 강도, 저수지 저수율, 하천수위 등의 다양한 인자를 고려하여 계산하여야 하므로 단기간의 연최대치계열에 의한 홍수빈도해석 같이 간단하게 분석할 수 없다.

국내에서 적용된 가뭄빈도 해석방법은 해당지역의 자료기간에 대한 매년 강우자료에서 최대 무강수일수 크기의 역순위로 나열하여 Gumbel 빈도해석 방법과 저수지의 저수율을 Weibul 빈도해석 방법 등을 사용하여 가뭄빈도를 산정하였다(농림부, 1995; 김현영, 1995). 또한 갈수우량자료, 갈수유량자료, 실측 및 Kajiyama 유출고 등에 대하여 L-moment법에 의한 지점빈도해석방법으로 가뭄빈도 해석을 실시한 경우도 있다(건설교통부, 1995;

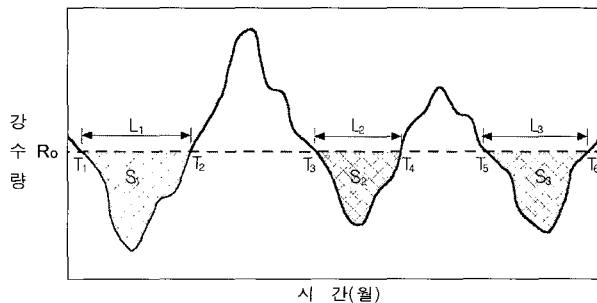


그림 1. 가뭄요소의 정의

윤용남, 1997).

가뭄의 빈도해석에 사용되는 강우량이나 유출량의 계열은 가뭄변수(drought variable)의 절단수준에 대한 부족량을 절단변수(truncated variable)로 정의된다. 일반적으로 가뭄은 절단변수에 의하여 정량화하며, 빈도해석을 위한 객관성을 확보하기 위해서는 가뭄변수의 장기간평균을 절단수준으로 사용한다(Dracup, 1980a; Bonacci, 1993).

가뭄변수의 계열은 정규분포를 따르거나 왜곡된 분포형에 적합하며 수문학적 지속성이 존재하거나 또는 그렇지 않을 수 있다. 그러나 평균, 변동계수와 1차 자기상관계수 등과 같은 기본적인 통계량은 계열이 어떤 통계적 특성을 가지느냐에 상관없이 일정하다. 따라서 관측자료로부터 이러한 기본통계량을 산정하여야 한다.

Dracup 등(1980b)은 가뭄강도가 가뭄기간에 거의 독립이라고 하였으며, 다른 문헌에서도 언급되고 있다(Bonacci, 1993). 이러한 결과는 빈도개념의 가뭄기간 및 강도에 대한 추정식을 유도할 수 있다면 가뭄기간과 가뭄강도의 곱에 의하여 가뭄심도에 관한 빈도공식을 유도할 수 있을 것이다.

1) 절단수준에 따른 가뭄발생확률 q의 추정

가뭄발생확률 q는 절단수준에 의하여 결정되는 가뭄기간의 전체기간에 대한 비로 정의된다. 절단수준을 가뭄변수의 장기간 평균으로 하였을 때, 가뭄발생확률은 절단수준뿐만 아니라 계열의 확률분포형에도 의존하는 값이 되며 일반적으로 가뭄변수는 정규분포, 대수정규분포 및 Gamma분포를 따르는 것으로 알려져 있다. 여기서는 여러가지 분포형을 따르는 가뭄변수를 계열의 평균으로 나누어 기본형의 계열을 작성하고, 이를 표준정규분포로 변환시켰을 때 얻을 수 있는 절단수준에 대한 관계식

은 다음과 같다.

정규분포에 대한 절단수준과 가뭄확률의 관계는 계열  $x_i$ 를 평균 0, 표준편차 1인 표준정규분포계열  $z_i$ 로 표준화시켜서 얻을 수 있다. 이때 식 (1)과 같이 정의되는 표준정규확률적분식을 적용하면 q는 0.5로 산정된다.

$$q = P(z_i \leq 0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^0 e^{(-0.5z^2)} dz = 0.5 \tag{1}$$

대수정규분포에서도 표준정규분포로의 변환을 이용하여 가뭄발생확률을 산정한다. 대수정규분포를 따르는 계열  $x_i$ 의 평균이  $x_m$ , 표준편차  $\sigma_x$ , 그리고 변동계수  $c_v$ 라면 정규화와 표준화를 통하여 표준정규변수  $z_i$ 를 얻을 수 있으며 이때 표준정규분포로 변환된 대수정규분포를 따르는 계열의 절단수준  $z_{ml}$ 은 식 (2)와 같다.

$$z_{ml} = 0.5[\ln(1 + c_v^2)]^{0.5} \tag{2}$$

$z_{ml}$ 은 표준정규변수이므로 가뭄발생확률은 표준정규분포표를 이용하거나 식 (1)과 같은 표준정규확률식의 수치적분에 의하여 얻을 수 있다.

Gamma분포에 관해서도 동일한 결과를 얻을 수 있으며 Gamma변수를 표준정규변수로 변환시킨 경우의 절단수준은 식 (3)과 같다.

$$z_{mg} = 0.333c_v \tag{3}$$

이때,  $c_v$ 가 0인 경우는 정규분포를 의미한다. Gamma분포를 따르는 가뭄변수의 가뭄발생확률은 변동계수  $c_v$ 에 따라 먼저 표준정규변수  $z_{mg}$ 를 산정하고 표준정규분포표를 이용하여 얻는다. 대수정규

표 1. 가뭄확률(q)과 조건부확률(r)의 변동

구 분	All $c_v$	$c_v=0.2$		$c_v=0.4$		$c_v=0.6$		$c_v=0.8$		$c_v=1.0$	
	N	G	LN	G	LN	G	LN	G	LN	G	LN
q	0.50	0.53	0.54	0.56	0.58	0.58	0.61	0.61	0.64	0.64	0.66
$\rho=0.1$	0.53	0.56	0.57	0.58	0.61	0.61	0.64	0.63	0.67	0.66	0.71
$\rho=0.3$	0.60	0.62	0.63	0.64	0.67	0.67	0.70	0.69	0.74	0.71	0.78
$\rho=0.5$	0.67	0.69	0.70	0.71	0.73	0.73	0.76	0.75	0.80	0.77	0.84
$\rho=0.7$	0.75	0.77	0.77	0.78	0.80	0.80	0.82	0.81	0.86	0.83	0.89

N: 정규분포, G: Gamma분포, LN: 대수정규분포,  $\rho$ : 1차 자기상관계수

분포와 마찬가지로 Gamma분포를 따를 경우에도  $z_{mg}$ 는 항상 0보다 크다.

여러 가지 변동계수  $c_v$ 에서 정규분포와 대수정규분포, Gamma분포에 대한 가뭄발생확률  $q$ 를 산정하여 정리하면 표 1과 같다.

## 2) 빈도개념의 최대가뭄의 기간 추정

T년의 기간동안  $n(n = 0, 1, 2, 3, \dots, k)$ 개의 가뭄사상이 존재할 때 가장 긴 가뭄기간을  $L_T$ 로 표기한다. 이때 기간 T는 재현기간의 의미로 사용되며(Horn, 1989), Sen(1980)은  $L_T$ 에 대하여 식 (4)를 유도하였다.

$$P(L_T \leq j) = p(n=0) + \sum_{k=1}^{\infty} [P(L \leq j)]^k p(n=k) \quad (4)$$

Sen(1980)은 가뭄사상의 발생수가 포아송분포를 따른다고 하였으며 다른 연구결과에서도 같은 결과를 얻었다(Bogardi 등, 1988). 식 (5)와 식 (6)은 이러한 연구결과에서 유도된 가뭄사상의 수와 가뭄길이에 대한 확률관계식이다.

$$p(n=k) = \frac{e^{-Tq(1-r)} [Tq(1-r)]^k}{k!} \quad (5)$$

$$P(L \leq j) = 1 - r^{j-1} \quad (6)$$

여기서  $q$ 는 가뭄발생확률,  $r$ 은 이전 해가 가뭄년일 때 다음 해도 가뭄년이 될 조건부 확률을 의미한다. 식 (5)와 식 (6)을 식 (4)에 대입하여 정리하면 식 (7)과 같다.

$$P(L_T \leq j) = e^{-Tq(1-r)(1-P(L_T \leq j))} \quad (7)$$

이 결과를 이용하여  $L_T$ 의 기대치를 식 (8)과 같이 유도할 수 있다.

$$E(L_T) = \sum_{j=1}^{\infty} j \cdot p(L_T = j) \quad (8)$$

여기서,  $p(L_T = j) = P(L_T \leq j+1) - P(L_T \leq j)$ 로 식 (6)과 식 (7)을 이용하여  $p(L_T = j)$ 는 식 (9)와 같이 표현된다.

$$p(L_T = j) = e^{-Tq(1-r)r^{j-1}} [e^{Tq(1-r)r^{j-1}} - 1] \quad (9)$$

식 (9)에서 사용된 조건부확률  $r$ 은 식 (10)과 같이 1차 자기상관계수  $\rho$ 와 관계를 가진다.

$$r = q + \frac{1}{2\pi q} \int_0^{\rho} [e^{\frac{-0.5z_0^2}{1+\tau}}] \cdot (1-\tau^2)^{-0.5} d\tau \quad (10)$$

여기서  $\rho$ 는 가뭄변수계열  $x_i$ 의 1차 자기상관계수,  $\tau$ 는 적분의 더미변수(dummy variable)이다.  $r$ 의 값은 절단수준  $z_0$ (정규분포  $z_0 = z_m$ , Gamma분포  $z_0 = z_{mg}$ , 대수정규분포  $z_0 = z_{mi}$ )에서 주어진  $\rho$ 에 따라 수치적분과정을 이용하여 계산할 수 있다. 식 (10)에서 자료계열이 독립일 경우  $r=q$ 로 간단하게 표현된다. 1차 자기상관계수  $\rho$ 는  $x_i$ 가 정규분포를 따르면 그대로 사용될 수 있으나, 대수정규분포를 따르면  $\rho_i$ 로 변환되어야 하며 그 변환식은 식 (11)과 같다(Haan, 1977).

$$\rho_i = \frac{\ln[\rho \cdot c_v^2 + 1]}{\ln(1 + c_v^2)} \quad (11)$$

그러나  $x_i$ 가 Gamma분포를 따를 경우의 1차 자기상관계수는 이에 상관없이  $\rho$ 를 그대로 사용한다.

표 1에서 정규분포일 경우, 가뭄발생확률은 항상 0.5의 값을 갖는 상수이나 대수정규분포나 Gamma분포일 경우 변동계수의 값에 의존하는 것을 알 수 있다. 조건부확률은 정규분포인 경우 1차 자기상관계수를 따르나, 대수정규분포나 Gamma분포에서는 1차 자기상관계수 뿐만 아니라 변동계수의 영향도 받는다. 대수정규분포일 경우,  $q$ 와  $r$ 은 두 분포보다 크며 이러한 결과로부터 최대가뭄의 길이가 대수정규분포를 따를 때 두 분포보다 큼을 알 수 있다.

## 3) 최대가뭄의 가뭄강도에 관한 기대값 추정

최대가뭄의 가뭄강도  $I$ 는 재현기간에 독립인 것으로 알려져 있다. 이것은 재현기간이 20년, 30년, 50년으로 증가될 때 최대가뭄의 기간과 심도는 비례하여 더 큰 값으로 표현된다. 그러나, 가뭄강도는

표 2. 확률분포형에 따른 I의 변동

C <sub>v</sub>	Gamma분포			Z <sub>ml</sub>	대수정규분포		정규분포		
	Z <sub>mg</sub>	q	I		q	I	Z <sub>m</sub>	q	I
0.2	0.069	0.53	0.82	0.099	0.54	0.83	0.5	0.5	0.80
0.4	0.13	0.55	0.85	0.19	0.58	0.87	0.5	0.5	0.80
0.6	0.21	0.58	0.88	0.28	0.61	0.91	0.5	0.5	0.80
0.8	0.27	0.61	0.90	0.35	0.64	0.94	0.5	0.5	0.80
1.0	0.33	0.63	0.93	0.42	0.84	0.97	0.5	0.5	0.80

증가의 폭이 서로 상쇄되어 큰 변동을 보이지 않는다. 마찬가지로 가뭄강도는 최대가뭄이 아닌 가뭄사상에서도 특정한 경향이나 주기를 보이지 않으며, 가뭄강도의 계열은 정상성을 가진다고 할 수 있다. 따라서 최대가뭄의 가뭄강도 I의 추정량은 가뭄변수를 표준화시켜 얻은 계열에서 정의된 절단수준에 대한 부족량(절단변수)의 평균  $\mu_t$ 를 사용한다. 표준정규계열  $z_t$ 의 절단수준을  $z_0$ , 절단된 변수를  $t$ 로 나타내면  $t = z - z_0$ 로 되며  $t$ 의 확률분포형은 식 (12)와 같이 표현되는 절단된 정규분포(truncated normal distribution)이다.

$$f(t) = \frac{f(z)}{q} \quad (12)$$

여기서  $q$ 는  $f(t)$ 의 누가확률을 1이 된다.

$E(t) = \mu_t = I = E(z) - z_0$  등으로 표기할 수 있는  $t$ 의 평균(기대값)은 식 (13)과 같이 구할 수 있다.

$$E(t) = \mu_t = \int_{-\infty}^{z_0} t \cdot f(t) dt = \int_{-\infty}^{z_0} (z - z_0) \frac{f(z)}{q} dz \quad (13)$$

식 (13)을 정리하면 식 (14)와 같다.

$$E(t) = \mu_t = I = -\frac{e^{-\frac{z_0^2}{2}}}{q\sqrt{2\pi}} - z_0 \quad (14)$$

식 (14)에서  $z_0$ 가 음수라면  $\mu_t$ 도 음수가 될 것이다. 그러나 가뭄강도는 양의 값이므로 절대값을 취하여 사용한다. 정규분포를 따르는 경우, 절단수준  $z_0$ 는  $z_m = 0$ 을 사용하고 이때  $q$ 는 0.5이다. 그

러나 대수정규분포나 Gamma분포에서는 식 (14)에  $z_0$  대신  $z_{ml}$ 나  $z_{mg}$ 를 대입하고 이 때  $q$ 는  $c_v$ 의 값에 따라 0.5보다 클 것이다. I는 절단수준과 확률분포형( $q$ ,  $c_v$ 와  $c_s$ )에 의존하며  $\rho$ 와 재현기간 T에는 독립이다. 표 2는 이러한 여러 가지 조건에서의 I의 변동을 보여준다. 표 2에서 동일한 조건이면 대수정규분포의 I가 가장 큰 것을 알 수 있으며, I의 범위는 0.8(정규분포)에서 0.97( $c_v$ 가 1일 때 대수정규분포)이다. I에 관한 회귀식은  $q$ ,  $c_v$ , T와  $\rho$ 에 관한 함수의 형태를 가지며 재현기간 T가 25년 이상인 경우 이 범위에 속한다(Horn, 1989).

#### 4) 가뭄심도에 관한 빈도공식

가뭄심도를 원자료계열의 실제 가뭄심도(actual severity)인 S와 원자료계열을 평균이 1인 기본형으로 변환하여 얻은 표준가뭄심도(standardized severity) D로 구분하여 정의하면 이는 식 (15)의 관계를 가진다.

$$S = \sigma_x \cdot D \quad (15)$$

T년의 기간동안  $n(n = 0, 1, 2, 3, \dots, k)$ 개의 가뭄사상이 존재할 때 가장 큰 표준가뭄심도를  $S_T$ 로 표현하면, 기간 T는 앞서 최대가뭄의 기간에서와 같이 모집단에서 추출된 표본의 크기가 T( $T = 10, 20, \dots, 100$ )년이라는 의미로 재현기간 T년과 동일한 것으로 간주된다(Horn, 1989).

$E(D_T)$ 는 I와  $E(L_T)$ 의 단순히 곱의 형태를 가지며,  $E(D_T)$ 는 표준심도이므로 재현기간 T년의 실질적인 가뭄심도는 식 (16)과 같이 유도할 수 있다.

$$S_T = E(D_T)\sigma_x = E(D_T)c_v \cdot x_m \quad (16)$$

$$= x_m - x_m + E(D_T)\sigma_x$$

식 (16)을 식 (18)과 같이 홍수빈도공식의 형태로 바꾸면 가뭄빈도계수(drought frequency factor)인  $F_T$ 를 식 (17)과 같이 유도할 수 있다.

$$F_T = [E(D_T) - cv^{-1}] = [I \cdot E(L_T) - cv^{-1}] \quad (17)$$

$$S_T = x_m + F_T \cdot \sigma_x \quad (18)$$

## 2.2 가뭄빈도공식의 적용 절차

본 연구에서는 대상지역의 연강수량 자료를 사용하여 Sharma(1997)의 공식으로 빈도별 가뭄 빈도 해석을 실시하였고, 그 결과에 의하여 가뭄년을 결정하였으며, 그 산정 절차는 다음과 같다.

1) 연강수량계열을 작성한다.

2) 연강수량계열에서 가뭄빈도공식의 적용에 사용될 통계학적 매개변수인 평균( $x_m$ ), 표준편차( $\sigma_x$ ), 변동계수( $c_v$ ), 왜곡도계수( $c_s$ ), 1차 자기상관계수( $\rho$ )를 계산하고, 적합도검정을  $\chi^2$ -test와 K-S test 등에 의하여 정규분포, 대수정규분포, Gamma분포 중 적정 확률분포형을 선정한다.

3) 선정된 확률분포형과 가뭄의 정의에 적합한 절단수준(장기간 평균,  $x_m$ )에 따라 가뭄발생확률  $q = P(x_i < x_m)$ 를 계산한다. 표준정규분포일 경우 분위수에 따른 확률을 얻기가 용이하므로 먼저 절단수준을 표준정규분포일 경우의 값으로 환산하여야 한다. 각 분포형은 식 (19), 식 (20), 식 (21)과 같이 정리할 수 있다.

$$\textcircled{1} \text{ 정규분포 : } q = 0.5, z_m = 0 \quad (19)$$

$$\textcircled{2} \text{ 대수정규분포 : } q = P(z_i < z_{ml}),$$

$$z_{ml} = 0.5 [\ln(1 + c_v^2)]^{0.5} \quad (20)$$

$$\textcircled{3} \text{ Gamma분포 : } q = P(z_i < z_{mg}), z_{mg} = 0.333c_v \quad (21)$$

여기서,  $z_m, z_{ml}, z_{mg}$ 는 표준정규분포의 값으로 환산된 각 분포형의 절단수준이다.

4)  $T$ 년의 재현기간을 가지는 최대가뭄의 기간  $E(L_T)$ 을 계산한다.

① 최대가뭄기간을 산정하기 위해서는 특정해에 가뭄이 들었을 때 다음 해에도 가뭄이 될 조건부확률  $r$ 이 필요하며 이 값은 식 (10)을 수치 적분하여 구할 수 있다. 식 (10)에서  $\rho$ 는 계열상관계수로 정규분포와 Gamma분포일 경우 그대로 사용되지만, 대수정규분포일 경우, 식 (11)의  $\rho_I$ 을 대신 사용해야 한다. 절단수준  $z_0$ 는 분포형에 따라  $z_m, z_{mg}, z_{ml}$ 을 사용하여야 하며,  $\tau$ 는 적분을 위한 더미변수(dummy variable)이다.

수계산을 한다면 일반적으로 연강수량은 수문학적 지속성을 가지지 않으므로 계산의 편의를 위하여  $r=q$ 를 사용하여도 큰 오차는 없으며 유의할 만한 계열상관계수를 가진다고 판단되는 경우에도 표 1을 이용하여 쉽게 얻을 수 있다.

② 평균재현기간  $T$ 년인 최대가뭄기간의 기대값  $E(L_T)$ 은 포아송분포를 따르는 기대시간(또는 대기시간)을 산정하는 방법과 동일하며, 식 (8)은 식 (22)와 같이 표현된다.

$$E(L_T) = \sum_{j=1}^{\infty} j \cdot p(L_T=j)$$

$$= 1 \cdot p(L_T=1) + 2 \cdot p(L_T=2) \quad (22)$$

$$+ \dots + 10 \cdot p(L_T=10) + \dots$$

즉,  $T$ 년의 재현기간을 가지는 최대 가뭄의 길이는 3년에서 10년 사이이므로  $j=1, 2, 3, \dots, T$ 년의  $T$ 가지 경우의 수가 존재하며, 각 경우의 수가 발생할 확률은 식 (9)를 이용하여 계산할 수 있다. 일반적으로 재현기간 100년의 최대 가뭄의 기간 10년을 넘지 못하므로 식 (6)에 의하여 산정된 발생확률이 유의할 수준의 값을 갖는 경우도 대개 10년 이내 이다.

5) 최대가뭄의 가뭄강도  $I$ 의 기대치는 확률분포형과 절단수준에 따라 일정한 것으로 가정하며 식 (14)를 이용하여 계산한다.

6) 평균 재현기간  $T$ 년의 가뭄빈도계수( $F_T$ )는 식 (17)을 이용하여 계산한다.

7) 평균 재현기간  $T$ 년의 최대가뭄의 심도( $S_T$ )를 식 (18)에 의하여 계산한다.

표 3. 최대가뭄의 기간 및 가뭄빈도계수

빈도 (년)	분포형별 최대가뭄의 기간(년)			분포형별 가뭄빈도계수		
	정규분포	대수정규분포	Gamma분포	정규분포	대수정규분포	Gamma분포
2	0.703	0.809	0.775	-3.518	-3.397	-3.438
5	1.202	1.438	1.359	-3.120	-2.867	-2.953
10	1.602	1.962	1.841	-2.801	-2.424	-2.554
20	2.002	2.489	2.324	-2.481	-1.979	-2.154
30	2.236	2.798	2.606	-2.294	-1.719	-1.920
50	2.531	3.186	2.962	-2.059	-1.392	-1.625
100	2.931	3.713	3.445	-1.740	-0.947	-1.225

### 3. 가뭄빈도공식에 의한 가뭄 특성치 산정

목포기상대의 94개년 연강수량자료를 이용하여 구한 기본적인 통계량으로 평균( $x_m$ )은 1095.4mm, 표준편차( $\sigma_x$ )는 268.5mm 변동계수( $c_v$ )는 0.245, 왜곡도 계수( $c_s$ )는 0.359이며 1차 자기상관계수( $\rho$ )는 -0.0331이다. 적합도검정은 유의수준 1%로 분포형의 적합성을 판정하였을 때 정규분포, 대수정규분포, Gamma분포 등 모든 분포형이 적합하게 검정되었다. 가뭄빈도공식을 적용절차에 따라 산정된 가뭄 특성치는 다음과 같다.

#### 3.1 절단수준과 가뭄발생확률

계열의 장기간평균에 대수정규분포를 표준정규분포로 변환시키는 절차를 적용하여 절단수준을 구하고 이 값을 이용하여 표준정규분포표에서 찾거나 표준정규분포확률식을 수치적분하여 가뭄발생확률을 얻는다.

1) 절단수준 :  $z$

① 정규분포 :  $z_m = 0.0$

② 대수정규분포 :  $z_{ml} = 0.5[\ln(1+c_v^2)]^{0.5}$   
 $= 0.5[\ln(1+0.245^2)]^{0.5} = 0.121$

③ Gamma분포 :  $z_{mg} = 0.333c_v = 0.333 \times 0.245$   
 $= 0.082$

2) 가뭄발생확률 :  $q = p(x_i < x_m)$

① 정규분포 :  $q = 0.5$

② 대수정규분포 :  $q = p(z_i < z_{ml}) = p(z_i < 0.121)$   
 $= 0.548$

③ Gamma분포 :  $q = p(z_i < z_{mg}) = p(z_i < 0.082)$   
 $= 0.533$

#### 3.2 가뭄 특성치

1) 가뭄의 최대기간 ( $E(L_T)$ )

① 최대가뭄 기간

재현기간이 10년일 때의 최대가뭄의 기간은 먼저 10년의 평균재현기간동안 가장 긴 가뭄의 길이가  $j$ 일 확률을 1년에서 10년까지 10개 경우의 수로 가정하여 식 (9)를 이용하여 각각의 발생확률을 산정한 후, 식 (22)에 의해 그 기대값을 구하면 표 3의 최대 가뭄기간을 산정할 수 있다.

② 조건부확률

조건부확률은 가뭄발생확률 및 계열상관계수와 관련을 가지며 특히 주어진 계열이 독립인 경우 가뭄발생확률과 그 값은  $r=q$ 를 사용하여도 큰 오차가 없으며, 식 (10)을 이용하여 수치적분하면,

① 정규분포 :  $r = 0.489$

② 대수정규분포 :  $r = 0.538$

③ Gamma분포 :  $r = 0.523$

2) 가뭄강도 ( $I$ )

식 (14)를 이용하면 정규분포의 가뭄강도  $I = 0.798$ , 대수정규분포의  $I = 0.844$ , Gamma분포의  $I = 0.828$ 으로 계산된다.

3) 가뭄빈도계수 ( $F_T$ )

가뭄빈도계수는 식 (17)에 의하여 구할 수 있으며 그 결과는 표 3과 같다.

4) 가뭄심도 ( $S_T$ )

가뭄심도는 식 (18)에 의하여 산정할 수 있으며 목포지역 빈도별 가뭄심도 산정 결과는 표 4에서 보는 바와 같으며 빈도해석결과, 정규분포, 대수정



표 4. 가뭄빈도별 가뭄심도와 연강수량

빈도 (년)	분포형별 가뭄심도(mm)			분포형별 연강수량(mm)		
	정규분포	대수정규분포	Gamma분포	정규분포	대수정규분포	Gamma분포
2	150.7	183.3	172.3	944.7	912.1	923.1
5	257.6	325.6	302.4	837.8	769.8	793.0
10	343.3	444.5	409.5	752.1	650.9	685.9
20	429.1	563.9	517.0	666.3	531.5	578.4
30	479.2	633.7	579.8	616.2	461.7	515.6
50	542.4	721.7	659.0	553.0	373.7	436.4
100	628.2	841.1	766.4	467.2	254.3	329.0

표 5. 목포지역의 가뭄년과 가뭄빈도

(단위 : mm)

연도	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	계	강우 부족량	빈도 (년)
1907	29.1	6.5	16.0	74.9	113.7	110.4	295.3	51.1	26.6	50.8	26.7	10.5	811.6	283.8	5
1912	13.5	70.4	32.3	87.6	46.0	42.8	110.3	227.8	11.5	38.9	35.1	45.3	761.5	333.9	5
1913	69.3	5.0	1.3	77.1	92.9	118.7	81.8	76.1	40.8	56.1	21.4	41.1	681.6	413.8	10
1929	19.4	24.7	15.7	51.5	30.1	148.4	51.0	96.7	95.1	13.5	34.8	96.2	677.1	418.3	10
1932	26.0	43.7	18.2	81.4	105.8	122.7	28.7	267.6	12.9	14.4	25.7	74.8	821.9	273.5	5
1935	26.7	37.6	27.5	82.1	89.9	64.0	38.9	172.7	95.8	62.1	50.1	19.1	766.5	328.9	5
1939	37.8	31.7	58.6	58.5	44.5	88.0	52.9	207.9	96.0	59.0	65.1	2.2	802.2	293.2	5
1942	48.9	36.6	125.5	62.7	80.2	36.7	42.0	39.7	163.2	17.9	18.2	16.4	688.0	407.4	10
1943	20.4	14.0	70.8	68.2	85.1	72.6	120.4	56.8	180.7	73.4	41.6	12.1	816.1	279.3	5
1955	17.6	52.8	24.6	33.9	30.9	56.3	345.4	139.5	58.4	11.2	49.6	14.5	834.7	260.7	5
1967	25.4	13.7	51.6	80.6	22.7	160.3	159.3	24.7	19.0	5.6	122.5	15.2	700.6	394.8	10
1968	6.0	5.1	69.4	67.2	28.9	35.7	49.7	175.6	86.9	112.4	66.7	28.7	732.3	363.1	10
1973	56.7	38.7	5.5	104.8	89.7	55.1	109.9	51.5	150.5	89.8	11.4	26.2	789.8	305.6	5
1977	11.0	7.5	92.9	235.9	130.4	96.3	68.9	39.0	23.5	5.9	54.5	21.1	786.9	308.5	5
1988	20.9	17.7	53.1	45.2	124.9	151.9	146.7	60.8	19.4	1.9	18.6	14.2	675.3	420.1	10
1992	19.6	28.4	92.6	57.9	71.1	16.4	103.8	141.4	135.5	5.4	27.7	43.8	743.6	351.8	10
1994	27.9	20.9	15.6	29.3	73.9	80.3	14.9	193.8	27.3	145.8	48.3	39.0	717.0	378.4	10
1995	37.8	30.8	30.0	72.3	53.5	140.6	107.9	65.1	32.7	10.4	19.0	13.1	613.2	482.2	30
평균	28.6	27.0	44.5	76.2	73.0	88.7	107.1	116.0	70.9	43.0	40.9	29.6	745.6	349.8	-
표준 편차	16.3	17.9	34.7	44.1	34.2	44.7	88.0	75.7	56.4	41.8	26.3	30.7	61.8	63.4	-

구분포, Gamma분포 등 3가지 분포형을 비교하면 가뭄심도의 크기는 항상 대수정규분포 > Gamma분포 > 정규분포의 순으로 나타났다. 만약 적정확률 분포형의 선정이 어려우면 대수정규분포로 가정하는 것이 보수적 설계(conservative design) 즉, 더 큰 안전성을 보장함을 알 수 있다. 또한, 정규분포의 가정은 동일한 조건에서 가장 작은 강수량을 추정하므로 가장 경제적인 설계가 될 것이다. 참고로 Sharma(1997)는 보수적 설계의 목적으로  $E(S_T) \approx E(L_T)$ 가 되도록  $I$ 를 1로 취하여 사용할 것을 제안한 바 있다.

정규분포, 대수정규분포, Gamma분포 등 3가지 분포형에 대하여 목포기상대 연평균강수량 1095.4

mm에서 빈도별 가뭄심도를 뺀 값으로 목포지역의 가뭄빈도별 연강수량의 산정 결과도 표 4에 수록하였다. 표 4에서 보는 바와 같이 가뭄빈도별 연강수량은 빈도별 가뭄심도의 역순으로 대수정규분포 < Gamma분포 < 정규분포 순으로 나타났다.

#### 4. 대상지역의 과거 가뭄 평가

본 연구에서는 Sharma(1997)의 가뭄빈도공식에 의하여 목포지역의 가뭄년을 표 7과 같이 선정하였다. 표 5에서 보는 바와 같이 표 4에 표시된 정규분포형의 5년빈도 가뭄에 해당되는 837.8mm보다 연강수량이 적은 18개년을 가뭄년으로 채택하였다. 또

한, 목포기상대 94개 자료년중에서 18개 가뭄년을 제외한 76개년을 비가뭄년으로 정의하였다.

표 5에서 보는 바와 같이 18개 가뭄년의 연평균 강수량은 745.6mm로 전년 평균강수량 1095.4mm의 68%정도에 불과 하였고, 목포기상대 관측이래 가장 큰 가뭄은 1995년의 연강수량 613.2mm로서 전년 평균강수량 1095.4mm의 56%에 불과하였다. 76개 비가뭄년의 연평균강수량 1,178.2mm는 전년 평균강수량보다 82.8mm가 많았으며, 비가뭄년 중 1972년은 연강수량 1,751.1mm로서 가장 큰 강우가 발생하였다.

또한, 가뭄빈도 역시 표 4의 정규분포형에 의하여 산정된 가뭄빈도별 연강수량에 의하여 결정하였으며, 관측이래 가뭄빈도가 가장 큰 해는 1995년으로서 값은 표 5에서 보는 바와 같이 30년 가뭄빈도에 해당된다.

## 5. 결론

본 연구에서는 가뭄빈도공식을 이용해서 목포지역의 가뭄을 평가하고자 하였으며, 이를 위해 Sharma(1997)가 제안한 가뭄빈도공식을 이용한 가뭄빈도해석을 실시하였다. 본 연구에서 적용된 가뭄빈도공식은 빈도계수법 형태인 연강수량 자료계열을 이용하였으며, 5년 가뭄빈도보다 큰 가뭄을 가뭄년으로 선정하고, 대상지역에 대한 과거 가뭄을 평가하였다. 이와 같은 연구를 통해 5년빈도 가뭄년에 해당되는 연강수량은 837.8mm로 연평균강수량 1095.4mm 보다 257.6mm가 적게 분석되었으며, 94개 자료기간 중 5년 가뭄빈도 이상에 해당되는 18개년을 가뭄년으로 선정하였다. 이를 통해 목포지역의 가장 큰 가뭄은 1995년에 발생하였으며, 그 해의 연강수량은 613.2mm로서 30년 가뭄빈도에 해당됨을 알 수 있었다.

## 참고 문헌

강관원, 안경수, 김주환(1988). "Runs에 의한 연수문계열의 해석." **한국수문학회지**, 한국수문학회, 제21권, 제1호.

건설교통부(1995). **가뭄기록조사 보고서**.

김현영(1995). "우리나라 가뭄의 정의와 특성 분석." **대한토목학회지**, **대한토목학회**, 제43권, 제5호, pp. 23-32.

농림부(1995). **'94, '95 가뭄극복**.

윤여승(1992). **Runs이론에 의한 가뭄특성에 관한 연구**, 석사학위논문, 인천대학교 대학원.

윤용남, 박무중(1997). "L-Moment 법을 이용한 월 강우량 자료의 지역가뭄빈도 해석." **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제30권, 제1호, pp. 55-62.

정상만(1989). "Negative Runs 이론에 의한 한발의 연구동향." **한국수자원학회지**, 한국수자원학회, 제22권, 제1호, pp. 26-30.

최영박(1987). "갈수(한발)." **대한토목학회지**, 대한토목학회, 제35권, 제5호, pp. 16-24.

최영진(1995). "가뭄의 원인과 예측." **한국수자원학회지**, 한국수자원학회, 제28권, 제1호, pp. 16-20.

행정자치부(1998). **가뭄피해원인의 조사분석**, 국립방재연구소.

Bogardi, J.J., Duckstein, L. and Rumambo, O.H.(1988). "Practical Generation of Synthetic Rainfall Event Time Series in a Semi-Arid Climate Zone." *J. of Hydrology*.

Bonacci, O.(1993). "Hydrological Identification of Drought." *Hydrology Processes*, 7.

Dracup, J.A., Lee, K.S. and Paulson, E.G.Jr. (1980a). "On the Definition of Droughts." *Water Resources Research*, Vol.16, No.2, pp. 270-288.

Dracup, J.A., Lee, K.S. and Paulson, E.G.Jr. (1980b). "On the Statistical characteristics of drought events." *Water Resources Research*, Vol.16, No.2, pp. 289-296.

Horn, D.H.(1989). "Characteristics and Spatial Variability of Droughts in Idaho." *J. of Irrigation and Drainage Engineering Div.*, ASCE, Vol.115, No.1, pp. 111-123.

Palmer, W.C.(1965). *Meteorological Drought*. Research Paper No.45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington, D.C..

Salas, J.D.(1986). *State of Art of Statistical Techniques for Describing Drought Characteristics*. International Seminar on Drought Analysis, Perugia, Italy.

Sen, Z.(1980). "Statistical Analysis of Hy-

- drological Critical Droughts.” *J. of Hydraulic Engineering Div.*, ASCE, Vol.106, HY1, pp. 99~115.
- Sharma, T.C.(1997). “A Drought Frequency Formula.” *Hydrological Sciences*, Vol.42, No.6, pp. 803-814.
- Yevjevich, V.M.(1967). “An Objective Approach to Definitions and Investigations of Continental Hydrologic Droughts.” *Hydrology Papers*, Vol.23, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.