洪水追跡과 計算例

蘇 奉 永
<正會員 · 水公水理課長>

<목 차>

1. 계수법
1—1 개요
1—2 기본가정
1—3 추적공식
1—4 홍수추적 요령
1—5 부정 계수
1—6 지류유입량
1—7 주은 하천합류점의 홍수추적
1—8 $\triangle t$ 의 결정
1—9 K 의 중요성
1—10 x 값의 결정
1—11 구간길이의 선정
2. 가상치의 R 을 사용한 홍수 추적
2—1 개요
2—2 원리
2—3 저류—유출곡선의 작성
2—4 홍수추적의 기초방법
2—5 독립변수를 포함한 홍수추적
2—6 주요 합류점의 홍수추적
3. 저수지—지체시간법
3—1 저수지—지체시간법
4. 평균유입량의 시간변위에 의한 약식방법
4—1 개요
4—2 연속평균—지체시간법
4—3 누진평균—지체시간법
부록 I 기호및 일람표
부록 II 참고문헌 목록
부록 III 도면목록

1. 계수법(Coefficient Method of Routing)

1—1 개 요

이 계수법은 일찌기 1934~1935에 걸쳐 미국 공병단에서 수행한 "머스킹검(Muskingum Conservancy District)지구치수계획"과 관련하여 Gerald T.Mckaty 씨등에 의하여 연구적용되었다. 이 방법은 여러가지 문헌 2, 14, 15, 17에서 찾아볼 수 있다. 이 계수법은 여러가지 목적에 대해서는 가장 적합한 방법으로 특히 홍수조절의 계획단계에서나 혹은 다목적 댐의 계획단계에서 매우 유용하다.

이 방법은 하천유량에 대한 추적뿐 아니라 저수지조작으로 인한 자연유량의 감소를 계산하는 저류효과 산정에도 적용할 수 있다. 댐저수지의 저류효과를 하류까지 추적하는데 이 방법을 쓰면 하류피해지역의 수위절감량과 이에 따른 편익를 산정하는데 편리하다.

1—2 기본가정

이 방법은 홍수추적구간의 저류량과 구간하류단에서의 유량의 관계를 다음과 같이 가정하여 만든 방법이다.

즉 $S=K[XI+(1-x)O]=KO+KX(1-0)$ ……(1)
여기에서 I 와 O 는 같은 시간의 유입량과 유출량이고 S 는 구간의 저류량이고 K 와 X 는 상수이다. KO 항은 정류 O(그림—1)단면 아래의 프리즘저류량(Prism

Storage)이고 $KX(1-0)$항은 수위증감에 따른 유입량과 유출량의 차이로 생기는 쐐기형저류량(Wedge Storge)을 나타낸다.

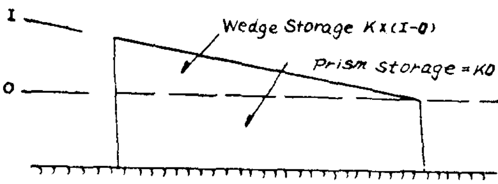


그림 1

1—3 추적공식

홍수추적문제에 적용하기 위해서 식 (1)은 저류증분으로 표시하고 또 연속방정식과 연관시킨다.

즉 $\triangle S=0.5\triangle t[(I_1+I_2)-(O_1+O_2)]$……(2)

$O_2-O_1=C_1(I_1-O_1)+C_2(I_2-I_1)$……(3)

위에서 첨자는 t시간의 처음과 끝의 유량을 나타내기 위해서 사용한 것이고 C_1와 C_2는 다음과 같은 값을 갖는다.

$$C_1=\frac{2\triangle t}{2K(1-X)+\triangle t}\cdots\cdots(4)$$

$$C_2=\frac{\triangle t-2KX}{2K(1-X)+\triangle t}\cdots\cdots(5)$$

이는 미국 육군성 공병부 Ohio강 지루에서 개발한 추적공식의 형태로 Gilcrest와 Marsh[3]에 의해서 설명되었다. 이의 사용법은 8,7절과 표—1에 도시하였다. 이 방법을 처음 사용할 때에 다음과 같은 대안으로서의 추적공식을 사용하였다.

즉, $O_2=C_1^1I_2+C_2^1I_1+C_3^1O_1$………(6)

여기에서 각 계수의 값은 다음과 같다.

$$C_1'=\frac{\triangle t-2KX}{2K(1-K)+\triangle t}\cdots\cdots(7)$$

$$C_2'=\frac{\triangle t+2KX}{2K(1-X)+\triangle t}\cdots\cdots(8)$$

$$C_3'=\frac{2K(1-X)-\triangle t}{2K(1-X)+\triangle t}\cdots\cdots(9)$$

여기에서 O_1을 소거함으로써 유출량을 유입량의 형식으로 대치하면 식 (6)은 다음과 같이 된다.

$$O_n=C_1'I_n+C_4'I_{n-1}+C_4'C_3'I_{n-2}+C_4'(C_3')^2I_{n-3}C_4'(C_3')^3I_{n-4}\cdots\cdots(10)$$

편의상 $C_4'=C_1'C_3'+C_2'$……(11)

이때 각 유입량항의 계수들은 추적상수이다. 자세히 보면 두번째항 이후의 추적상수는 전항의 상수에 C_3'배를 한 것임을 알수있다.

식 (6)의 계수의 합과 식 (10)의 추적상수의 합은동일하다. 이와같이 하여 어느 유출량 O_n을 결정하는데 있어 유입량 항의 효과를 간편하게 구할 수있다. $K=\triangle t$일때 상대적인 효과는 아래와 같다.

유입량항	추적상수	유입량항의 효과(%)				
		$X=0$	$X=\frac{1}{6}$	$X=\frac{1}{4}$	$X=\frac{1}{3}$	$X=\frac{1}{2}$
I_n	C'_1	33.3	25.0	20.0	14.2	0
I_{n-1}	C'_4	44.4	56.3	64.0	73.5	100
I_{n-2}	$C'_4\ C'_3$	14.8	14.1	12.8	10.5	0
I_{n-3}	$C'_4(C'_3)^2$	4.9	3.5	2.6	1.5	0
초기유입량		2.6	1.1	0.6	0.2	0
계		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

위의 수치를 볼때 $K=\triangle t$이면 계수법에 의해서 산정하는 유출량은 처음 3개의 유입량에 크게 좌우됨을 분명히 알 수 있다. 유량곡선도의 어느 한 부분, 예컨대 첨두부분만을 추적할 경우 식 (10)는 매우 편리하게 사용할 수 있다. 이때 유출량을 계산하기 위해서는 적절한 유입량에 추적상수를 사용해도 좋다. 추적공식 (10)는 비교적 긴 하천구간에 대해서 추적상수를 결정하기 위해서 각 지류에 적용시킬 수 있다. 표—2에 각 지류의 도달시간이 $\triangle t$와 같은 지류를 하나에서 일곱개까지 가지고 있는 구간에 대한 추적수가 수록되어 있다. 이 추적상수는 다른 방법에 의해서도 계산할 수 있다. 다시 말해서 추적구간을 필요한만큼 몇 구간으로 나누어서 이 구간을 통해 $O,I,O,$의 수치로 유량곡선도를 추적함으로써 결정할 수 있다.

1—4 홍수추적 요령

식 (3)을 사용한 홍수추적은 복잡· 과정이 아니다. 표—1의 예에서 유입량에 대한 유량곡선도는 12시간 간격으로 되어 있다고 생각한다. 이 유량은 제 2란에 표로 되어있다. 이 예에서 지류유입량은 없고 구간손실도 없다고 가정한다. 또한 주어진 조건으로 $K=\triangle t=0.5$일이고 $X=0.3$이다하자. (4)식과 (5)식에서 C_1과 C_2는 계산할 수 있다. 다음 C_2에 유입량의 증분을 차례로 곱하여 제 4란의 수치를 구한다. 이와같이하여 제 4란에 기입할 첫 수치는 $C_2(I_2-I_1)=1/6(7.0-2.0)=0.8$이 된다. 한편 이 예에서 제 5란에 적을 첫 숫자는 그 시간의 유입량과 동일하다고 가정한다. 제 3란의 처음항은 $C_1(I-O_1)=1/1.2)(2.0-2.0)=0$이다. 제 5란의 다음 수치는 제 3,4,5란의 바로 전줄의 수치의 합이 된다. 제 3란과 5란의 다음 수치들은 제 5란의 수치가 모두 계산될 때까지 교대로 결정하게 된다. 이

렇게 해서 홍수추적을 완료시킬 수 있다.

1—5 부정계수

홍수추적 전반에 걸쳐 계수 K와 X를 일정한 값으로 하는 것은 어느 경우에는 부적합하다. 예를 들어 홍수기간중의 정확한 수위가 필요한 경우에는 고정계수 K와 X를 쓰면 부정확하다. 이 경우에 K와 X를 변화시켜서 사용하는 계수법을 생각할 수 있다.

만일 이들 계수가 유출량의 함수로 변화한다고 가정하면 유출량의 어느 범위에서만 적용하도록 몇개의 수치를 사용할 수도 있다. 혹은 유출량에 대한 C_1, C_2값의 곡선을 작성하고 홍수추적 계산을 단계적으로 계산해 나갈 수도 있다.

부정계수 K와 X를 사용하면 계산한 유출량곡선도가 유입량곡선도 보다 다소큰지 적은지를 알 수 있다. 이로부터 유출량 혹은 수위와 계수간의 관계를 재조정하여 유입량과 유출량이 균형을 이루도록 하는 방법을 택한다. 그러나 부정계수 사용이 필요한 홍수추적계산을 해야 하는 경우에 대체로 보다 좋은 방법은 저류지수(Index of storage)로 실제의 값 R을 사용하는 방법이다. 이 방법은 2—1에서 2—6까지의 절에서 설명하기로 한다.

1—6 지류유입량

만일 홍수추적구간내에 본류에 유입하는 지류 유입량이 있고 이들 지류의 유입량이나 수위가 본류 수위에 비교적 영향이 미치지 않는다면 별개의 변수를 홍수파이동에 영향을 주는 조건으로 생각한다. 이 경우 수위와 수위에 따른 구간내 저류량은 본류의 유량과 마찬가지로 지류 유입량에 따라 다르다. Gilcrest[2]에 의해 개발된 방법에서는 위에 말한 별개의 변수의 효과를 고려하여 저류식에 $Z(F_2-F_1)$항을 추가한다. 여기에서 F는 물론 지류유입량이다. 따라서 식 (1)를다시 쓰면 다음과 같다.

$$\triangle S=K(1-X)(O_2-O_1)+KX(I_2-I_1)+Z(F_2-F_1) \quad \cdots\cdots(12)$$

본류 유량에 대한 연속방정식

$$\triangle S=0.5\triangle t[(I_1+I_2)-(O_1+O_2)] \quad \cdots\cdots(2)$$

과 결부시키면 다음과 같은 추적공식을 얻을 수 있다. 즉,

$$O_2-O_1=C_1(I_1-O_1)+C_2(I_2-I_1)-C_3(F_2-F_1) \cdots(13)$$

여기에서 $C_3=\dfrac{2Z}{2K(1-X)+\triangle t} \cdots\cdots(14)$

O_2의 계산을 끝내면 F_2의 값을 그 구간에서의 유출량에 합해주어야 한다(O_2+F_2). 그러나 Gilcrest[2]는 이 방법이 대체로 2—5에서 설명하는 방법보다는 비교적 적합지않다는 점을 지적하고 있다.

1—7 주요 하천합류점의 홍수추적

추적구간내에 합류점이 있는 경우의 한가지 홍수추적 방법은 1—6에서 언급한 바와 같다.

이 방법은 어느 하천의 유량이 합류점에서 이 하천과 합류한 다른 하천 상류의 수위에 미치는 영향이 적은 경우, 예를 들어 경사가 급한 지천이나 본류에 유입하는 작은 지천의 경우에는 잘 들어 맞는다. 보통의 경우 어느 하천의 유량은 그와 합류한 다른 하천의 합류점 상류 수위에 영향을 주고 있으며 이럴때 직접 정확한 추적방법은 현재까지는 없으므로 이의 계산은 상당히 복잡해 진다.

이와같은 홍수추적에 계수법을 적용하는 한 방법을 Gilcrest[2]와 Marsh[3]가 발표하였다. 그러나 미국의 Ohio강과 Mississippi강의 합류점에 대한 추적에 사용한 이 방법임으로 기타 다른 합류점 지점에 사용하는 것은 위험하다.

2—6절에 적절한 방법을 설명할 것이므로 여기서는 주요 합류점에 대한 위의 방법의 계산 예는 생략한다.

1—8 △t의 결정

$\triangle t$를 결정함에 있어서 우선 생략할 것은 이 값이 모든 수문곡선도를 완전히 작성할 수 있는 수치중 최소치여야 하며 두번째로는 구간내의 수면 종단도가 비교적 직선이어야 한다는 것이다. 고정계수 K의 값에 대한 $\triangle t$의 값의 관계는 1—9, **a**에서 설명한다. 추적결과의 수문곡선도는 K와 X값을 고정시켰을 때 $\triangle t$의 적은 변화에는 비교적 영향을 받지 않는다.

1—9 K의 결정

a, K의 중요성

그림—2와 그림—3은 하천구간에 대한 홍수 수문곡선도에서 작성한 환상저류곡선(looped Storage Curve)에 저류방정식 (1)을 적용한 예로서 Gilcrest와 기타 학자가 사용한 그림이다. 두 그림은 그 종축의 눈금이 다르다. 그러나 적절한 X의 값을 택하면 그림—2의 저류환(Stor age loop)은 그림—3에서와 같이 비교적 적게 될 수도 있다는 것을 알 수 있다. 이 그림에서서

간 증가량에 대한 K의 값은 유출량에 대한 저류량을 나타내는 평균곡선의 기울기의 역수이다. 즉 K는 유량의 단위변화에 대한 저류량의 변화이다.

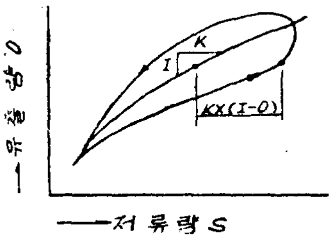


그림 2

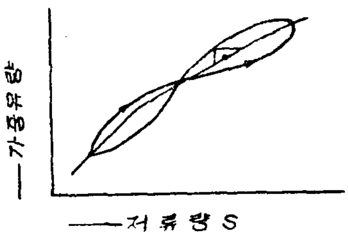


그림 3

위에 정의한 바와 같이 K는 시간의 차원을 갖는다. 또한 K로 표시되는 시간 간격은 기본홍수파가 홍수추적구간을 통과하는데 소요되는 시간과 동일함을 알수 있다. 이로부터 우리가 홍수추적기간으로 선택하는 $\triangle t$와 K와의 사이에는 어떤 관계가 있음을 알수있다. 예를 들어서 만일 $\triangle t$가 K보다 작다면 기본 홍수파는 그 기간동안에 전홍수 추적 구간을 통과하지 못할것이고, 추적구간 하류단에서 완전한 수문곡선도를 계산하지못할 것이다. 즉 상류단에서 일부분의 유량 변화상태만 가지고는 하류단에서의 유량변화를 계산 할수없기 때문이다. 이런 이유로부터 K는 $\triangle t$와 일치하여야 함을 알수있다.

그러나 실제로 적용할때 K와 $\triangle t$가 약간 다르더라도 앞에서 설명한 바와같이 추적된 홍수유량도는 $\triangle t$의 변화에 그리 큰 영향을 받지않기 때문에 서로 비슷한 정도면 충분하다. 그러나 C_2의 값이(−)가 되지 않도록 하기 위해서는 $\triangle t$의 값이 2kx 보다 적어서는 안된다.

K와 홍수파의 이동속도와의 관계에서 K는 유입 및 유출량의 홍수량의 1/2이 되는 두점간의 시간차임을 동시에 알수 있다.

b, K의 계산법

위의 설명을 기초로해서 K의 값을 다음 몇가지 방법으로 계산할 수 있다.

(1) 추적구간내의 어느 두 지점간의 K의 값은 그두지점에 대한 홍수수문곡선도가 있다면 이 K는 두 수문곡선도의 체적의 중심선간의 시간 혹은 감수시의 어느 선정된 유량의 하류도달시간 혹은 증수시의 중간유량의 하류도달시간 혹은 수문곡선도 상의 어느 특정한 유량의 하류도달시간으로 정할수 있다.

(2) 기본홍수파의 이동속도 V_w는 어느 지점의 단면이 Seddon의 원리를 사용해서 홍수추적구간의 대표단면인 경우에 그 지점의 수위 유량곡선으로부터 대략의 값이 결정된다.

그 식은 다음과 같다.

$$V_w=\frac{1}{B}\frac{dQ}{dy}\cdots\cdots\cdots(15)$$

여기에서 $\frac{dQ}{dy}$는 수위 유량곡선(Rating Curve)의 기울기이다.

$\frac{dQ}{dy}$를 Manning식으로 평가한 Gilcrest[2]에 의하면 V_w와 평균유속 V의 비는 하천단면 형태에 따라 다음과 같은 값을 갖는다.

하천단면	V_w/V
넓은 구형(矩形)	1.67
넓은 포물선형	1.44
삼각형(三角形)	1.33

평균유속 V는 그지점의 유량과 대표단면적으로 계산할 수 있다. 그래서 K의 값은 홍수파이동속도 V_w에 대한 추적구간길이의 비라고 말할수 있다. 위의 표는 수면경사가 일정한 경우에 대해서 계산한 값이므로 하천이 저수지에 유입해서 수면경사가 저수지 표면과 같아지는 구간에 대해서 적용할 수 없다.

(3) 만일 추적구간 하류단에서의 수위 유량곡선이 있고 구간내의 단면도가 많이 있고 Manning 조도계수를 안다면 K의 값은 유출량에 대한 정류부의 총수량을 나타내는 곡선의 기울기로부터 대략의 값을 알수있다. 만일 몇개의 정류부에 대한 수심측량자료로부터 저류량을 계산할 수 있으면 이곡선과 K의 값을 쉽게 계산할 수 있다.

(4) 최종적으로 홍수추적의 역순으로 실제의 수문곡선도로 부터 K의 값을 결정할 수도 있다. 이 방법은 K와 X의 값을 동시에 결정할 수 있고 이경우 K의 값은 식 (3), (4), (5)로 표시되는 관계에 따라 가중유량의 매 단위에 대한 저류량의 변화이므로 앞의 여러 방법보다 훨씬 바람직한 방법이다. 이방법에서 K의 값을 얻기 위하여 식 (1) (2)은 다음과 같이 풀이된다.

$$K=\frac{0.5\triangle t[(I_2+I_1)-(O_2+O_1)]}{X(I_2-I_1)+(I-X)(O_2-O_1)}\cdots\cdots\cdots(20)$$

Engineer School, Fort Belvoir, Va.[14]에서 발간한 책자에서 이 과정을 설명한 것을 보면 다음과 같다.

"전략" 어느 홍수에 대해서 유입량과 유출량을 알때 X를 매개변수로하여 계속적인 분자와 분모의 값을 누가한다. 분자의 누가치를 횡축의 수치로, 분모의 누가치를 종축의 수치로하여 그라프를 작성한다. 이결과는 여러개의 X값에 대한 일련의 곡선이 될 것이다.

전홍수에 걸쳐 가장 직선에 근접하는 X의 값이 조건식을 가장 충족시키는 값이 된다. K의 값은 이곡선 구배의 역수이다.

유출량 자료의 정확도는 대체로 한정되어 있기 때문에 몇개의 홍수에 대한 K와 X의 값을 계산해서 이들의 평균치를 홍수추적에 적용하는 것이 좋다.

이방법이 표—3 표—4에 도시되어 있다. 이는 참고문헌 목록에 있는 책자에서 발췌한 것이다. 표—3의 제 2란에는 유입량이다. 주하천과 하나의 지류에서의 유량은 실측기록이고 수문관측시설이 없는 지류에서의 유량은 유량배분도와 우량기록으로부터 추정한 값이다 총 유입량은 총 유출량과 같도록 조정했다.

식 (16)의 분자와 분모는 4개의 값의 추정치를 사용해서 계산했다.

표—4에서는 분자 누가치나 표—3의 제 9란에 있는 저류량을 그와 대응하는 분모 누가치나 표—3의 제 11, 13, 15. 및 17란에 있는 가중유량에 대하여 그라프를 작성한다. 그라프중 가장 정확한 것은 저류곡선을 직선으로 나타낼때 이직선과 곡선의 편차가 최소인 경우라고 생각한다. 표—4를 보면 $X=0.2$, $K=1,00$인 경우가 최적인 것으로 보인다.

$K=\triangle t=0.5$일 이라는 조건에 맞추기 위해서 만일 홍수추적구간을 같은 길이의 두 구간으로 나누면 각구간에 대한 K의 값은 홍수파 이동속도가 일정하다면 0.5일이 될 것이지만 X의 값은 반드시 0.2로 생각할 필요는 없다.

K값에 대한 추적구간길이의 비는 홍수파의 이동속도비율을 말한다. 홍수추적에 필요한 구간과 K의 값을 도출한 구간사이에 저류특징에 뚜렷한 차이가 없는한 이 비율은 보다 긴 구간이나 짧은 구간에 그대로 적용할 수 있다.

c. 부정계수 K

앞의 어느 방법으로 K를 결정하는데 있어서 대체로 K의 값은 수위에 따라 변화함을 알수 있다. 유출량에 대한 K값을 곡선으로 표시해 보아도 좋다. 어느 특정한 홍수추적의 경우에 단일값을 사용하려면 초기유량과 예측한 최대유출유량의 평균치에 대응하는 K값을 사용하는 것이 좋다.

그림—2와 표—4의 $X=0$인 경우의 환상저류곡선은 유량이 대체로 수위에 따라 변하지만 않고 수위증감의 속도에 따라서 다르다는 사실에 기인한다. 만일 수위유량곡선에 읽은 유량을 수위가 증가할 때와 감소할때에 따라 보정한다면 보정한 유량을 사용하면 보다 적은 환을 이룰것이다. 만일 X의 시산치를 이 보정한 유량에 적용할때 앞절의 4번째 방법에 따라 K값을 결정한다면 보다 정확한 X와 K의 값을 구할 수 있는 정류유량으로 부터 환산한 유량은 그 구배로부터 다음식으로 대략의 값을 계산할 수 있다.

$$Q=Q_0\sqrt{\frac{-dh/d_x}{i_o}}\cdots\cdots\cdots(17)$$

만일 두지점의 홍수수위곡선이 있을 때는 Jones의 경험식

$$Q=Q_o\sqrt{1+\frac{\partial h/\partial t}{i_o\ V_s}}\cdots\cdots\cdots(18)$$

에 의해서 구할수 있고 만일 어느 한 지점에서 수위변화를 측정하고 홍수파가 같은 속도로 이동하고 그 형태가 거의 변하지 않는 경우에는 다음의 Thomas 공식으로 구할 수 있다.

$$\text{즉 } Q=Q_o\sqrt{1+\frac{\partial h/\partial t}{i_o\ V_w}}\cdots\cdots\cdots(23)$$

만일 이들 대략계산식이 적합치 않은 경우에는 Gilcrest[2], Thomas[13], 및 Posey 등에 의해서 발표된 보다 정밀한 계산식이나 기타 기본자료에서 유도한 도표로 구할 수 있다.

1—10 X값의 결정

a. X의 중요성

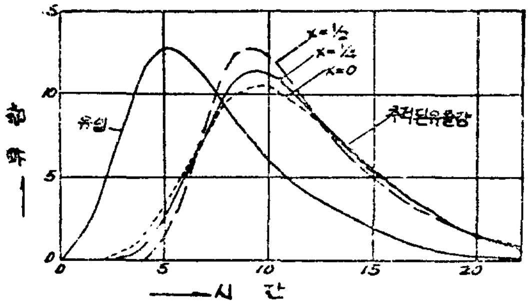
추적한 홍수곡선도의 형태에서 X값의 변화가 미치는 영향을 그림—4에 도시한 바와 같다. 그림에서 처럼 $K=\triangle t$인 경우에 $X=1/2$이면 홍수유량도의 형태는 변하지 않고 시간만 다른 유량도가 계산되며 $X=0$이면 아주 완만한 유량도가 생기게 된다.

기호 X는 홍수 추적구간의 쐐기형저류량에 관계되는 무차원의 상수로 생각되어 왔다. 만일 그림—5가 넓은 구형단면수로의 단위폭에 대한 그림이라면 단위폭에 대한 쐐기형 저류량과 각주형 저류량은 도면상의 식으로 표시되어 이는 다음식을 대입해서 풀수있다.

$$X=\frac{0\triangle y}{2y(I-0)}$$

만일 수면구배가 일정하다면 Manning식을 이분하여 계산하면

$(I-0)/\triangle y=\frac{5}{3}\left(\frac{O}{y}\right)$가 된다.



(각 소구간 에서 Δt=K=1 인 4개 소구간에 대한 홍수추적)

그림 4

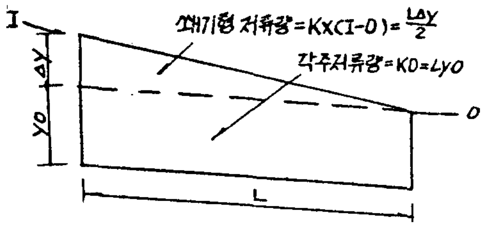


그림 5

그러므로 유량의 변화가 작고 이와같은 유량변화에 따른 구배의 변화가 없는 넓은 구형수로에 대한 X값은 0.3이다.

위와 비슷한 조건에서 삼각형 수로에 대한 X의 값은 $\triangle y/yo=0$인 경우 0.375 · · · · $\triangle y/y_0=0.5$ · · · 0.438까지 일정하게 변화한다. 여기에서 중요한 점은 X의 값은 우선 단면의 형태와 Manning의 유량공식 y의 지수에 따라 변하고 하천구배 조도계수 및 구간길이와 무관하지 않다. 이들 그림에서 수문곡선도는 홍수추적을 위해서 몇개의 소구간으로 나누었다.

그림—6에서 X값은 모두 1/4로 적용하였다. 이때 하류단에서의 추적된 홍수수문곡선을 보면, 그 형태가 소구간의 수즉 소구간의 길이에 따라 다름을 알수있다 그림—7에서는 소구간 길이에 따른 변화효과를 X값을 변화시킴으로써 상쇄한 것이다. 그림—6에서 유출량 수문곡선도를 3가지 다른 종류의 선으로 표시한 것을 보면 그 첫째는 4개의 소구간으로 나누어서 추적한것으로 $X=\frac{1}{4}$, $\triangle t-K=1$이였다.

이렇게 해서 추적한 수문곡선도는 사실상 8개의 소구간으로 나누고 $X=0$, $\triangle t=K=\frac{1}{2}$로 하여 추적한 수문곡선도와 $X=0$, $\triangle t=K_t=1$ 즉 $T_t=2$로 하여 두번 추적계산한 수문곡선도와 같다고 할수있다. 그러므로 홍수추적계산을 하기에 앞서서 가장 적합하게 결정된 X, 소구간길이, 혹은 T_t의 값에 따라 몇개의 계수법 다시 말해서 쐐기형 저류량에 의한 방법, 저류형추적계산법(Reservoir type routing) 혹은 저류—지체시간법(Reservoir lag method)으로 홍수추적 계산을 할 수 있다.

b. X의 산정

실제의 수문곡선도에서 X값을 구하는 방법중에 하나는 앞의 1—9에서 설명한바 있다. 두번째의 방법은 각각 다른 X값을 사용하여 홍수추적 계산을 해서 그 결과치가 실측의 유출량 수문곡선도와 일치할 때까지 시산함으로써 가장 적합한 X값을 구하는 방법이다.

그러나 이방법은 구간내 두개의 수위표 지점간의 홍수파 도달시간이 $\triangle t/2X$보다 클때 필요하게 될것이다 이 경우에는 홍수추적 구간을 m구간으로 나누어서 소구간의 $\triangle t=K$로 해서 계산하는 것이 편리하다. 이때 nK는 실측의 홍수도달시간과 같다.

이 방법을 하천단면과 경사가 비교적 일정하고 지류유입량이 일정하거나 적은 경우에는 만족할만한 결과를 얻을 수 있다.

표—5에 홍수추적구간에 대한 시산추적을 나타내고 있다. 이 예에서 홍수파의 도달시간은 24시간으로 6개의 소구으로 나누어 계산할때 $\triangle t$와 K는 각각 4시간이다. X의 값이 0.3일때가 0.2나 0.4일때 보다 하류단에서의 실측홍수 수문곡선도와 유사한 결과를 얻을 수 있었다. 홍수추적계산은 보통 사용하는 계수법으로 6개 소구간에 대한 홍수추적을 하는것 보다 훨씬 간편한 방법으로 표—2에 있는 추적상수를 사용하여 계산하였다.

X값을 결정할 때에는 여러조의 실측기록을 사용하여 계산하는 것이 좋다. 만일 아무런 자료가 없을 때에는 다른 유역에서 얻은 X값에 추적구간길이 따른 효과, 홍수파의 도달시간 및 시간간격 $\triangle t$등을 고려하여 결정할 수 있다. 또한 추적구간에 대해서 다른 어떤 홍수추적 방법을 적용할때 X값결정에 사용한 $\triangle t$는 그대로 놓아두는 것이 좋다. 만일 $\triangle t$가 바뀌면 대체로 X역시 변화시켜 줘야한다.

c. 부정X

대체로 홍수추적시 X값은 일정하게 취하지만 그림—2나 표—4를 보면 주어진 구간에 대한 X값은 홍수기간동안 변화할지 모른다는 사실을 쉽게 알수있다. 또한 저류량이나 유출량과 X값 사이의 관계는 홍수에 따라 변화한다고 생각할 수 있다. 만일 변화하는 X값

이 꼭 필요하다면 환상저류유량곡선을 어느 단일곡선으로까지 줄일수 있는 O(유출량)와 X의 관계곡선을 시산법으로 작성하여 구할수 있다. 가끔 X값을 정류와 부정류사이의 저류량자료로부터 계산할 필요가 있을 때가 있다. 유선의 단면도는 계산에 의하거나 현지실측에 의해서 우선 상시유량을 측정하고 구간의 어느 한끝에서 얼마떨어진 지점에서 유량의 증가량을 측정함으로써 결정할 수 있다. 정류수면 아래의 하천단면에서 계산한 저류량은 각주저류량 KO이다. 각주저류량위의 쐐기형 저류량은 $KX(I-O)$이다. 따라서 어느 구간에 대해 모든 수치를 결정하는 것은 O, I 및 X의 관계곡선에서 구할수 있다. 일반적으로 X값은 I보다는 O에 따라 변화가 크고 이경우 X나 K는 O에 대한 X값을 나타내는 단일곡선으로 나타내도 좋다.

앞의 방법은 지류유입량이나 기타 다른 변수에 의해서 영향을 받는 주하천에서 추적하는 유량에 대한 X와 K값을 구하는데 유일한 방법인 경우가 있다.

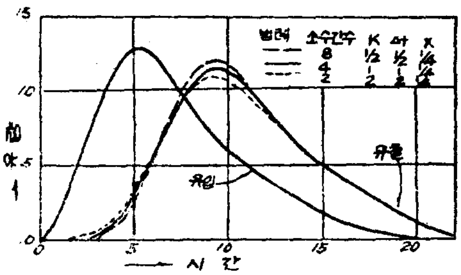


그림 6

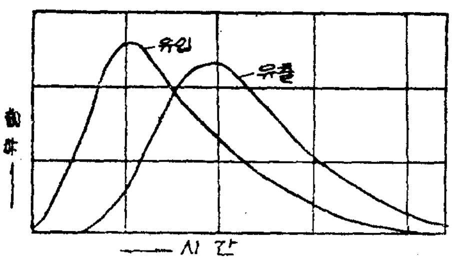


그림 7

2—11 구간길이의 선정

추적구간의 모든 종점은 하천의 저류특성을 참조하여 선정하여야 한다. 즉 상류에 비교적 큰 저류량을 갖는 구간으로 택해야 한다. 극단적으로 말해서 이와 같은 구간에 대한 저류—유출관계는 저수지형과 유사하다. 이경우 $X=0$이며 저수지형의 저류효과를 갖는 구간은 이를 다시 소구간으로 나눌 필요가 없다. 그러나 추적구간의 상류단은 저수지형 저류효과가 미치는 상류끝부분을 택해야 한다. 그러나 만일 저수지형 저류효과를 갖는 두구간 사이에 긴 하천구간이 끼어있다면 이 긴하천구간을 적당히 분할하되 분할된 구간은 수위표지점을 포함하고 $K=\Delta t$로 해도 무방한 범위내에서 해야 한다. 저수지형 저류효과를 갖는 구간에 대하여 추적구간의 상하류단을 선정하는데에 하천수면, 종단면도를 사용하면 쉽게 결정할 수 있다.

만일 큰 지류가 본류에 유입하는 경우 추적구간의 하류단은 반드시 합류점이나 그 부근이어야 한다.

2. 가상치의 R을 사용한 홍수추적 (Flood Routing through use of working value R)

2—1 개요

가상치를 사용하는 방법은 각종 홍수추적 과정에 사용되어왔다. 여기에 설명하고자 하는 방법은 Gilcrest[2]에 의해서 개발된 방법으로 이는 앞에 설명한 Steinberg[10] 방법의 변형이다. 이 방법은 하나의 저류지수(Index of Storage)를 나타내는 가상치의 R을 활용하고 있으며 이 값은 Steinberg 방법에 사용한 지수에 $(1-X)$배를 한 수치다. 위의 양 방법은 모두 계수법에서 사용한 X값과 관계가 있는 가상유량 D를 활용하고 있다. 만일 홍수추적에 부정의 K값을 반드시 고려해야 할 경우이거나 몇개의 다른 변수, 예를 들면 지류유입량이 있거나 중간에 댐수문에 의해서 유량이 조절되거나 하는 경우에는 위의 두 방법은 어느것이나 계수법보다 좋은 방법으로 생각된다.

2—2 원리

이 방법은 다음과 같은 가정에 근거를 두고 있다.

$D=XI+(1-X)O$ ·········(20)

여기에서 가상유량 D는 가상적인 정류유량으로 주어진 구간내에 저류되는 양으로 실제로는 유입량과 유출량 자료에서 얻을 수 있는 저류량과 같다. 이 식에서 O를 D, I 및 X의 관계식으로 표시하면

$O=D-\frac{X}{1-X}(1-D)$ ·········(21)

식 (21)의 각 유량 기호에 1 혹은 그의 첨자를 붙임으로써 이 식은 시간간격 Δt 동안의 처음과 끝에 각각 적용할 수 있다. 식 (21)를 연속 방정식과 연관 시키

면

$S_2-S_1=0.5\triangle t[(I_1+I_2)-(O_1+O_2)]$………(2)

시간 간격의 처음시작시에 대해서 모든 기지항을 좌변에 놓으면

$0.5\triangle t(I_1+I_2)+S_1(1-X)-0.5D.\triangle t$

$=S_2(1-X)+0.5D_2\triangle t=R_2$………(22)

여기에서 R은 가상치로 하나의 저류지수이다. 홍수추적의 바로 앞 단계에 대해서 비교할 수 있는 공식은

$S_1(1-X)+0.5D_1\triangle t=R_1$………(23)

따라서 $R_2=R_1+0.5(I_1+I_2)\triangle t-D_1\triangle t$………(24)

이 홍수 추적방법을 식 (20)와 (1)를 관련시켜 계수법과 비교하여 보면

$S=KD$………(25)

만일 식 (27)과 관련시켜 보면

$R=D(K-KX+0.5\triangle t)$………(26)

만일 K와 X가 모두 일정하다면 가상치를 사용한 홍수추적 방법은 계수법을 도해법으로 푸는것과 동일한 셈이다. 그러나 특별한 경우 K값이 일정치가 아닐때 D에 대한 R의 값을 나타내는 그라프를 그리면 곡선이 될 것이다.

2—3 저류-유출곡선의 작성

어느 구간에 대해서 홍수추적을 하려면 가상유량을 나타내는 D의 값과 저류량을 나타내는 R의 값을 먼저 결정할 필요가 있다. 이때 R에 대한 D의 관계로 나타내는 그라프가 있으면 편리 할 것이다. 이 그라프를 가상곡선(Working Curve)이라 한다.

이 방법이나 계수법 모두 동일한 가정으로 부터 유도된 것이기 때문에 앞에 언급한 $\triangle t$, K, X 및 구간길이에 관련하여 설명한 내용은 그대로 계수법과 마찬가지로 이 방법에도 적용한다. 추적공식에 K는 보이지 않지만 이는 가상치 R에 포함되어 있다. 앞에서 언급한 구간길이, $\triangle t$, K 및 X를 결정하면 D는 식 (20)에서, S는 식 (25)에서, 그리고 R은 식 (26)에서 구할수 있다. 따라서 표—6에 나타나 있는 R에 대한 D의 가상곡선은 그릴수 있다. 또한 $R—D$ 관계는 유입량과 유출량의 자료로부터 홍수추적방법의 역순으로도 구할 수 있다.

만일 구간내 유량이 다른 어떤 변수에 의해서 영향을 받으면 [illegible]의 유량조건은 이들 변수를 갖는 일군의 $R—D$곡선으로 나타날 수도 있다. 만일 별개의 변수라는 것이 지류유입량이고, 지류유입량과 본류유량이 서로 영향을 받는다면 각각의 저류량이 문제가 될 것이므로 두조의 변수가 필요할 것이다. 즉 본류의 $R—D$곡선을 위해서는 지류유입량이 매개 변수가 될 것이고 지류유입량에 대한 $R—D$곡선을 위해서는 본류유량이 매개변수가 될 것이다. 이 경우 R과 D의 값을 구하기 위해서는 1—10절에서 설명한 바와 같이 K와 X값은 유선단면하의 저류량으로 부터 결정되어야 한다.

2—4 홍수추적의 기초방법

추적공식 (24)은 $R—D$곡선에 대한 일종의 계산척을 사용함으로써 간단한 도해법으로 매 추적기간에 대해서 풀수 있다. 표—6에 식 (24)을 만족시키는 곡선과 계산척을 도시하였다. 이는 Steinberg[10]에 의해서 고안된 홍수추적 계산기와 유사하다. 같은 면에 초기 가상유량이 31,000cfs이고 $X=0.2$, $\triangle t=1$일인 경우에 대한 유입량 수문곡선도를 추적할 때의 가상곡선과 계산척 사용례가 계산표와 계산과정 설명과 함께 도시되어 있다. 홍수추적 계산은 표—7에서 볼수 있는 바와 같은 특별히 고안된 계산치를 사용하여 속행할수도 있다. 그림에서 계산척은 표—6에 표로 표시된 홍수추적의 첫단계에 대해서 맞춰 놓은 것이다. 어떤 가상유량에 대해서도 계산척의 윗 눈금은 $R=S(1-X)+0.5\triangle t$의 값과 일치한다. 이 추적과정은 전체를 계산에 의해서도 계산할 수 있다.

2—5 독립변수를 포함한 홍수추적

독립변수가 지류 유입량이고 이 지류유입량은 알수 있고 유량이 본류유량에 대해 독립적 조건인 경우의 추적계산예가 표—8에 있다. 표—8에 있는 일군의 $R—D$곡선은 저류량과 유출량에 대한 지류유입량의 영향을 나타내고 있다. 각 홍수추적 시간의 처음과 끝에서의 지류유입량을 생각해 줌으로써 조건식을 만족시키기 위한 약간의 작업이 필요하나 이는 위의 3—4에서 설명한 도해법으로 풀수 있으며 계산에 의해서도 즉시 계산 할수 있다. 이 계산과정도 표—8에 도시되어 있다.

2—6 주요합류점의 홍수추적

1—7에서 언급한 바와같이 합류점에서 두 하천의 유량이 서로 그 유량 조건에 영향을 줄때 합류점에 대한 완전한 추적 방법은 아직까지 없다. 따라서 여기서는 Gilcrest[2]의 시산법을 소개한다. 2—3절에서 설명한 방법대로 작성한 두조의 가상곡선에 표—9에 도시된 바

와 같다. 이 예도에서는 표는 각 하천의 유입량, 평균 유입량, 가상치 R, 가상유량 D 및 유출량 O를 기록하기 위함이다. 두하천에서의 유출량은 추적구간의 총 유출량을 알기 위해 합성한다. 도면에서 알 수 있듯이 모든 조건을 충족시키는 유출량을 얻을때 까지 몇번의 시산이 필요할 것이다.

3. 저수지—지체시간법 (Reservoir-Lag Method of Flood Routing)

3—1 저수지-지체시간법

어떤 경우에는 단 시간에 하류지점의 홍수유량도를 알수있는 홍수추적방법이 필요할 때가 있다. 이때 상류에서의 홍수유량도를 저수지—지체시간 법으로 추적하고 여기에 지류유입량은 단위유량도에 의한 방법으로 구한 값을 합성하게 된다. 저수지—지체시간 방법에서는 전하도 저류량의 효과가 만일 홍수도달시간을 적절히 조정하면 보다적은 저수지형 저류량에 의해서 재현시킬 수 있다고 가정한다. 따라서 이 방법은 유입량의 홍수 유량도를 저수지형 저류량의 일부로 생각하여 이를 어느 방법으로든지 추적 계산을 하고 이 결과를 하류 어느지점 까지의 도달시간 T_t 후의 하류 지점 홍수 유량도로 하는 방법이다. 만일 저수지형 홍수추적의 계수법을 사용한다면 X는 O가 되고 문제는 하류 지점에 얼마나 타당한 유량도를 재현시킬 수 있는 T_t와 K_s를 선정하는데에 있다. K에 대한 첨자 S는 저류를 나타내는 것으로 이 계수를 기본계수법의 계수와 구분하기 위해서 사용한다. 이방법에서 K_s는 기본계수법에서의 K값에서 T_t만큼을 뺀값과 동일하다고 대략적이나마 생각할 수 있다. 저수지—지체시간법은 Meyer[6], Clark 및 F.F.Snyder 등에 의해서 개발된 것으로 Clark의 저서에 상술되어 있다. 하도의 특성과 T_t 및 K_s의 관계를 명확히 하는 어떤 방법이 있지 않는한 이 방법 S 앞에 설명한 여러 방법에서 처럼 계산 과정에 있어서 제약을 받는다.

4. 평균유입량의 시간변위에 의한 약식방법 (Flood Routing Aproximations by Time Displacement of Average Inflow)

4—1 개요

평균유입량의 시간변위에 의한 약식홍수 추적방법을 어떤 경우에는 아주 훌륭한 성과를 얻을 수 있는 방법이므로 여기에 설명한다.

이 방법은 어떤 홍수의 이동이나 저저류량에 대한수학적인 공식이라기 보다는 직관적인 방법이다.

이 방법을 실제 홍수에 적용하여 보면 여러분은 이 방법이 홍수추적에 대한 경험적 방법임을 알 수 있을 것이다. 실제로 이 방법은 긴구간의 홍수 추적에 이용되어 왔다. 그러나 이 방법은 홍수파 이동에 영향을 주는 수많은 인자를 전혀 무시하고 있기 때문에 이 방법으로 구한 수치들을 그대로 사용하는 데에는 제한이 있다.

이와같은 방법중 여기에 설명하고자 하는 것은;

1) 연속평균—지체시간 법(Successive Average-Lag Method)이 방법은 미국 육군 공병단 Rock Island 지역관구의 Fred E.Tatum[11]에 의해서 개발된 방법이다.

2) 누진평균—지체시간법(Progressive Average-Lag Method)이 방법은 Missouri River "308" report[16]에서 사용한 방법으로 미국 육군 공병단 Kansas시 지역관구에서 사용하였다.

위의 어느 방법으로 계산하든지 추적된 홍수의 감수부는 지수형을 이루게 될 것이다.

저수지의 저류량에 대한 추적 계산도 위의 두 방법으로 할 수 있다.

4—2 연속평균—지체시간법(Successive Average-Lag Method)

a. "전제"

이 방법의 근거에 대한 전제는 대략 다음과 같이 말할 수 있다.

(1) 유량과 저류량의 관계 및 이관계에 의한 홍수유량도의 형태는 홍수유로가 유역의 유입량을 모두 수용하면서 유하시킬 수 있기 때문에 하천 연안에 따라 균일하게 변화하는 경향이 있다.

Tatum[11]은 미국 중서부의 몇몇 하천에서 홍수의 감수율을 그 하천에 있는 연속적인 수위표 지점에서 관측한바 동일하다는 것을 밝혀냈다.

(2) 홍수 유량도의 형태는 관측지점 상류의 저류량에 대한 종합효과를 나타내고 있다고 할 수 있다.

(3) 만일 I_1과 I_2가 A지점에서 t_1 및 t_2시간의 홍수유량도 종거라면 하류 어느 지점에서는 t_2시의 유량이 A지점에서 t_1, t_2시간 동안의 평균 유입량$(I_1+I_2)/2$와 같은 지점 B가 있을 것이다.

그래서 A와 B지점에서의 유량관계는 t_1에서 t_2사이의 시간간격과 동일한 모든 기간에 대해서 적용할수

있다ㄷ 가정한다.

(4) 또한 B 지점에서의 홍수유량도의 변화는 A 와 B 지점간의 구간에서 저류조건에 따라서 기인했다고가 정한다.

그러므로 하도 저류량을 고려한 홍수추적 결과로서 변화된 홍수유량도를 구하기 위해 필요한 만큼 추적구간을 소구간으로 나누고 (3)의 방법을 반복하여 계산할 수 있다.

이 방법으로 구한 연속적인 홍수유량도는 그 하천구간 내에서 같은 간격으로 생기는 홍수 유량도 임에는 투림없다.

즉 하천 구간에 따라 하도 저류조건이 다른 것이므로 홍수파의 이동 속도도 서로 다를 것이기 때문이다.

b. 추적상수 및 과정

연속적으로 n 소간에 대하여 추적한 홍수 유량도의 종거는 처음 홍수 유량도의 종거로 표시할 수 있다.

그래서 만일 소구간 수가 2일 때에는 그 종거들은 다음과 같다.

$$O_3=\frac{1}{2}\left[\frac{I_1+I_2}{2}+\frac{I_2+I_3}{2}\right]=\frac{I_1+2I_2+I_3}{4}\cdots\cdots(27)$$

만일 소구간수가 3이라면

$$O_4=\frac{I_1+3I_2+3I_3+I_4}{8}\cdots\cdots\cdots(28)$$

만일 유입량 홍수 유량도의 종거가 I_1, I_2, $I_3\cdots\cdots I_{n+1}$ 이고 소구간 수라면

$$O_{n+1}=C_1I_1+C_2I_2+C_3I_3+\cdots\cdots+C_{n+1},\ I_{n+1}\cdots\cdots(29)$$

여기에서 $C_1=\frac{1}{2^n}$

$$C_2=\frac{n}{2^n}$$

$$C_3=\frac{n(n-1)}{2^n2!}$$

$$C_4=\frac{n(n-1)(n-2)}{2^n3!}$$

$$C_n=\frac{n(n-1)(n-2)\cdots\cdots(2)}{2^n(n-1)!}$$

$$C_{n+1}=\frac{n!}{2^nn!}=\frac{1}{2^n}$$

각종 소구간 수에 대한 추적 상수가 표—10에 있으며 각 소구간의 도달시간이 0.5일$=\triangle t/2$인 경우의 4단계 구간에 대한 사용례를 표—11에 표시했다.

c. 원리

이 방법을 좀더 깊이 생각해 보면 그 특성을 명확히 알 수 있다.

그림—8에서 홍수 유량도 A는 시간 간격 $\triangle t$가 아주 짧아서 그 시간간격 동안의 유량의 변화가 직선변화 한다고 할때 $t_0, t_1, t_2, \cdots\cdots t_n$ 시의 유량을 $I_0, I_1, I_2, \cdots$ I_n이라 하자. 홍수 유량도 B는 도달시간이 $\triangle t/2$ 만큼 옮겨 놓은 홍수 유량도이다.

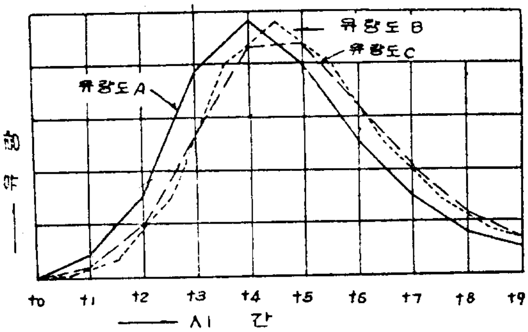


그림 8

따라서 t_1, t_2, $\cdots\cdots t_{n+1}$ 시의 유량은$(I_0+I_1)/2$, $(I_1+I_2)/2, \cdots\cdots(I_{n-1}+I_n)/2$ 이다.

이들 유량을 직선으로 연결 한것이 홍수유량도 C이며 이는 연속평균—지체시간법의 제 1 단계의 홍수유량도를 말한다.

연속적인 하류의 소구간에서 앞의 소구간에 대해서 채택한 유량도 중간유량을 계산해서 이 유량을 직선으로 연결하면 하류로 갈수록 그 형태가 완만해지는 유량도를 얻을 수 있다.

이 방법 특유의 기하학적 특성을 고찰해 보면 하류 어느 지점에서의 홍수 첨두유량과 유량도의 형태는 연속적으로 동일하게 취한 시간증분을 선택하기에 따라 변화한다는 것을 알수 있다.

즉 시간증분을 짧게하면 할수록 추적된 홍수유량도의 형태는 본래의 모양에 더 근사한 결과를 얻게 된다

d. 계수법의 비교

처음 소구간의 유출량이 같아지도록 함으로써 연속평균—지체시간법과 계수법을 비교해 보면 $K=\triangle t/2$에 대하여 $X=0$임을 알수 있다.

표—10에 있는 이 방법의 추적상수는 도달시간이 같은 구간에 대하여 표—2에 있는 계수법의 최적상수와 다르다는 것을 알수 있다.

4—3 누진평균—지체시간법(Progressive Average Lag Method)

누진평균—지체시간법에서는 여러개의 유입량을 평균해서 이 평균유량을 홍수파의 도달시간만큼 지체 시켜서 하류 지점의 유출 유량도의 한 유출량으로 하는 것이다.

이 방법을 반복해서 하류 지점에서의 완전한 유출량

도를 작성하게 될 때까지 수행한다.

이 방법은 연속평균—지체시간법과는 다음의 두가지 점이 다르다;

(1) 유출량을 계산함에 있어서 각 유입량에는 각각 다른 비중을 주지않고 동일한 비중을 준다.

(2) 유출량을 구하기 위하여 어느기간 동안의 유입량을 평균할 때 그 기간은 반드시 홍수도달 시간과 어떤 관계가 있어야 할 필요가 없다.

일반적으로 어느기간 동안의 유입량을 취급할 때 그 기간의 길이는 시산법으로 결정하되 계산치와 실측시의 유출량이 시간적으로 서로 맞을 때까지 시도해본다 유입량을 평균할 때 그 기간은 보통 홍수도달 시간의 3/4 내지 2배정도의 범위내에 든다.

Missouri River "308" report[16] 에서는 유입기간을 홍수도달 시간과 동일하게 취하고 있다. 계산할 때 더하는 유입량 수를 기수로 잡으면 대체로 분수형의 기간안에 생기게 됨으로 계산이 용이하다.

어떤 경우에는 기지의 유출량 자료와 잘 일치하도록 하기 위해서 지체시간을 다소 크거나 작게 잡아주는 경우도 있다.

그래서 이 유입기간과 지체시간을 선정하는데 있어서 융통성이 필요하게 된다. 일반적으로 이 방법을 계수법과 비교할 때 K, X 및 $\triangle t$ 의 개념으로 비교한다는 것은 무의미 하다. 그러나 이 방법은 그 개념에 있어서 연속평균—지체시간법과 동일하므로 계수법에서 $X=0$, $K=\triangle t/2$ 와 동일하다고 할수 있다.

즉 두개의 유입량의 평균인 경우 두 번째 유입량과 같은 시간에 유출량은 이 평균으로 대치되는 셈이다.

누진평균—지체시간법은 몇가지의 이점을 가지고 왔다. 즉 다른 추적방법에서는 저류곡선의 작성이 필요하지만 이 방법에서는 불필요하다.

가장 큰 이점은 이 방법이 가장 빠른 계산법이라는 점이다.

따라서 이 방법은 큰 유역에서 수문 및 수리학적 자료가 불충분한 경우 예비 조사 단계에서 치수편익등을 산정하는데에 매우 유용하다.

저수지에 의한 홍수 조절로 조절된 후의 유량조건을 쉽게 계산할 수 있고 상류의 각종 형태의 댐 저수지에서 홍수조절을 하는 경우 하류부의 조절효과 등을 간편하게 산정할 수 있다.

부록 I

기호일람표

기호	설명
A	하도 단면적
B	하천 수면폭
C_1, C_2	식 (3)에서 계수법 홍수추적의 계수
C'_1, C_2'	식 (6) 〃 〃 〃 〃
C'_3	식 (6) 〃 〃 〃 〃
C_4'	식 (10)의 추적계수
C	추적상수
D	식 (20)에서 가상유량
d	미분을 나타내는 기호
F	지류 유입량
g	중력 가속도
h	수면 표고
I	상류단에서의 유입량
i	동력구배
i_f	마찰구배
K	홍수파의 도달시간, 저류—유량곡선의 기울기
K_s	저수지—지체시간방법에서 저수지형 저류가 있는 구간의 홍수파 도달시간
L	추적구간 혹은 소구간의 길이
n	일련의 숫자를 표시하는 기호
O	유출량
o	구간내에서 정류 유량상태를 나타내는 첨자
Q	유량
R	식 (20)에서 저류량을 나타내는 가상치
S	구간내의 수면아래의 저류량
T_t	저수지—지체시간법에서 추적된 홍수에 적용하는 시간변위량
t	시간
V	평균유속
V_s	표면유속
V_w	작은 홍수파의 이동속도
X	계수법에서 무차원의 상수
y	하상으로 부터의 수면높이
$\triangle$	증분을 나타내는 기호
∂	편미분을 나타내는 기호

(다음호에 계속)