

# 지형학적기반-수문학적 응답함수의 거동에 대한 하천망 해상도의 영향 평가

## Assessment of The Effect of Channel Networks Resolution to The Behavior of Geomorphology Based-Hydrological Response Function

김주철\*, 최용준\*\*, 정관수\*\*\*, 김재한\*\*\*\*

Joo Cheol Kim, Yong Joon Choi, Kwan Sue Jeong, Jae Han Kim

### 요 지

확산-유추를 기반으로 한 지형학적 순간단위도의 유역의 동역학적 매개변수인 특성유속과 확산계수를 실제수문사상과 수치지형도상의 실제 하천망(Blue line)을 이용해 전역최적화 기법인 Shuffled Complex Evolution(SCE-UA)을 적용하여 산정하여 이를 하천망의 해상도에 따른 유역의 수문응답의 특성을 살펴본 결과 동일한 산정된 유속조건하에서 하천망의 해상도가 커짐에 따라 침투시간과 지체시간은 작아지는 반면 침투유량은 커지는 현상을 보였으며, 순간단위도의 형상을 결정짓는 유하시간 분포의 분산은 동수역학적 분산에 비해 지형학적 분산에 지배적인 영향을 받음을 알 수 있었다.

**핵심용어** : 지형학적 순간단위도, Strahler 차수법칙, 하천망

### 1. 서론

강우로부터 유출로의 변환과정은 자연유역 내 임의지점으로 유입된 물 입자가 지표면과 하천망의 상호작용을 통하여 유역의 출구로 유하해 가는 자연현상으로서 정의될 수 있다(Rinaldo and Rodriguez-Iturbe, 1996). 따라서 이러한 유출현상의 모의에 있어 하천망의 역할에 대한 정확한 평가는 결코 간과할 수 없는 중요한 요소 중의 하나라 할 수 있다. 현재 DEM을 기반으로 한 하천망의 동정에 이용되는 주요한 지리정보처리기술로는 우선 수원의 정의에 해당하는 면적한계기준과 경사-면적한계기준 및 물 입자의 유동방향을 정의하는 8방향 모형, 다중방향모형 및  $\infty$ 방향 모형 등을 찾아볼 수 있다. 이들은 각자 개별적인 장단점을 보유하고 있어 독립적으로 혹은 상호보완적으로 하천망의 추출과정에 적용된다. 하지만 이러한 과정을 통하여 추출된 하천망의 신뢰성에 대한 명확한 판단기준은 아직 제시되지 못하고 있다. 상기한 기술들 중에서 비교적 오랜 전통을 가지고 있는 8방향 모형의 경우 DEM 생성시의 오차로서 평가되는 sink나 peak를 제거하는 과정을 통하여 결정되는 흐름방향에 의하여, 단일 유역의 경계 내에 포함되는 grid상의 모든 지점들이 한 개의 출구 지점에 연결되는 일종의 배수망(drainage network)을 제공하게 된다. 일반적으로 전술한 면적한계기준과 경사-면적한계기준의 경우 이러한 배수망을 구성하는 cell별 기여면적이나 혹은 cell별 국부경사-기여면적의 관계에 따라 특정한 한계값을 결정하여 하천망의 추출을 수행하

\* 정회원 · 한국수자원연구원 연구원 · E-mail : [kjoocheol@hanmail.net](mailto:kjoocheol@hanmail.net)

\*\* 정회원 · 충남대학교 토목공학과 박사과정 · E-mail : [ace\\_choi@hanmail.net](mailto:ace_choi@hanmail.net)

\*\*\* 정회원 · 충남대학교 토목공학과 교수 · E-mail : [ksjung@cnu.ac.kr](mailto:ksjung@cnu.ac.kr)

\*\*\*\* 정회원 · 충남대학교 토목공학과 교수 · E-mail : [kjh@cnu.ac.kr](mailto:kjh@cnu.ac.kr)

게 된다. 이는 배수망의 일부가 대상구역의 하천망을 대표할 수 있음을 의미하는 것으로 볼 수 있을 것이다. 하지만 바로 이 한계값의 결정을 통하여 왜곡된 하천망의 형상이 추출될 수 있음이 기존 연구를 통하여 제시된 바 있다(Montgomery and Dietrich, 1989). 본 연구에서는 상기한 하천망 추출과정을 거치지 않고 8방향 모형에 의하여 형성된 배수망을 대상으로 Strahler의 차수법칙에 따라 위상구조를 수립하여 구역 내 단 한 개의 하천만이 존재하는 경우부터 구역 내 가장 많은 하천이 생성되는 경우까지의 각 사례별 하천망을 구성하여 이러한 변동이 지형학기반-수문학적 응답함수의 거동에 어떠한 영향을 줄 수 있는지를 시험하여 본다.

## 2. 기본 이론

Strahler의 차수분류법을 기반으로 한 지형학적 순간단위도 모형의 일반식은 Eq. (1)과 같다 (Rodriguez-Iturbe. and Valdes, 1979).

$$h(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) [f_{\omega}(t) * \dots * f_{\Omega}(t)]_{\gamma} \quad (1)$$

여기에서 경로  $\Gamma$ 는 물입자의 배수경로  $\{\omega, \dots, \Omega\} \in \gamma$ 의 모집단,  $P(\gamma)$ 는 임의 추출한 물입자가  $\gamma$ 를 통하여 배수될 확률 그리고 \*는 convolution 연산자이다.  $f_{\omega}(t)$ 는  $\omega$ 차 상태의 유하시간에 대한 확률밀도함수로서  $[\cdot]_{\gamma}$ 는  $\gamma$ 를 통하여 배수되는 물입자의 총 유하시간에 대한 확률밀도함수를 의미한다. Rinaldo et al.(1991)은 확산방정식의 해석해를 차수별 평균대기시간의 확률밀도함수로 하여, 동수역학적 관점에서 지형학적 순간단위도를 유도하였고 하천망의 수문학적 응답은, 개별적인 하천구간내의 동수역학적 분산효과와 하천망의 형태로 인한 지형학적 분산효과로 구성됨을 제시하였다. 특히 지형학적 확산계수는 동수역학적 분산과 지형학적 분산의 결합으로 인한 유하시간 분포형, 즉 지형학적 순간단위도의 분산에 대한 추정으로부터 추론됨을 다음과 같이 증명하였다. 수로를 통한 유출의 수송과정은 확산유추를 통하여 Eq. (2)와 같이 근사(approximation)할 수 있다(김재환, 2005).

$$\frac{\partial h_{\omega}}{\partial t} + u_{\omega} \frac{\partial h_{\omega}}{\partial x} = D_{L_{\omega}} \frac{\partial^2 h_{\omega}}{\partial x^2} \quad (2)$$

여기에서  $h_{\omega}$ ,  $D_{L_{\omega}}$ 는 흐름 수심과 동수역학적 확산 계수( $m^2/s$ ) 이고  $u_{\omega}$ 는 운동학적 파속( $m/s$ )이다. Rinaldo et al.(1991)은 상태  $\omega$ 에서 운동학적 파속  $u_{\omega}$ 와 동수역학적 확산계수  $D_{L_{\omega}}$ 이 공간적으로 불변할 경우 해석해를 다음과 같이 증명하였다.

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi D_L t^3}} \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) \bar{L}_{\gamma} \exp \left\{ -\frac{(\bar{L}_{\gamma} - ut)^2}{4D_L t} \right\} \quad (3)$$

여기에서  $\bar{L}_{\gamma}$ 는 경로  $\gamma$ 의 평균 길이로 정의된다.

따라서 지표면과 하천을 개별적인 지형요소로 구분할 경우 구역의 수문응답, 지표면과 하천에 대한 수문응답은 각각 다음과 같이 정의된다(D'odorico and Rigon, 2003).

$$f(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) [f_h(t_h) * f_c(t_c)] \quad (4)$$

$$f_h(t_h) = \frac{\bar{L}_h}{\sqrt{4\pi D_h t_h^3}} \exp\left\{-\frac{(\bar{L}_h - u_h t_h)^2}{4D_h t_h}\right\} \quad (5)$$

$$f_c(t_c) = \frac{\bar{L}_c}{\sqrt{4\pi D_c t_c^3}} \exp\left\{-\frac{(\bar{L}_c - u_c t_c)^2}{4D_c t_c}\right\} \quad (6)$$

여기서 아래첨자  $h$ 와  $c$ 는 각각 지표면과 하천을 나타낸다. 또한 지표면과 하천이 길이가 서로 독립적일 경우 Eq. (4)의 유사시간분포의 평균 및 분산은 다음과 같이 유도된다(D'odorico and Rigon, 2003).

$$E[t] = \frac{1}{u_c} E[L_c] + \frac{1}{u_h} E[L_h] \quad (7)$$

$$Var[t] = \frac{2D_c}{u_c^3} E[L_c] + \frac{2D_h}{u_h^3} E[L_h] + \frac{1}{u_h^2} Var[L_h] + \frac{1}{u_c^2} Var[L_c] \quad (8)$$

여기에서  $E[\cdot]$ ,  $Var[\cdot]$ 는 각각 기대치 및 분산 연산자이다. Eq. (7)은 순간단위도의 평균을 Eq. (8)은 분산을 나타내며, Eq. (8)의 첫 두 항은 동수역학적 분산을, 마지막 두 항은 지형학적 분산을 나타낸다.

### 3. 대상 유역 및 적용

대상유역은 국제수문개발계획(IHP) 대표유역인 금강수계의 보청천 유역 중 탄부 수위표 지점을 선정하였다. 탄부 수위표 지점을 출구로 하는 유역에 대해 8방향 모형에 의하여 형성된 배수망을 대상으로 Strahler의 차수법칙에 따라 위상구조를 수립하여 유역 내 단 한 개의 하천만이 존재하는 경우부터 최대 8차 하천이 존재 하는 경우까지의 각 사례별 하천망을 구성하여 Eq. (8)의 4개의 매

개변수의 변동성과 이로 인한 유역 수문응답의 변화에 대해 살펴보았다. Fig. 1은 대상유역도이다. Eqs. (7)~(8)의 기준 매개변수는 Table 1의 실제수문사상과 수치지형도상의 실제 하천망을 이용해 전역최적화 기법인 Shuffled Complex Evolution (SCE-UA)을 적용하여 산정하였다. 매개변수 산정을 위한 제약조건은 특성유속의 경우 D'odorico and Rigon(2003)이 제시한 값으로 하였으며, 확산계수의 경우 Fischer et al.(1979)에 의해 조사된 범위내에서 추정하였다. 산정된 각각의 매개변수는 Table 1과 같다.

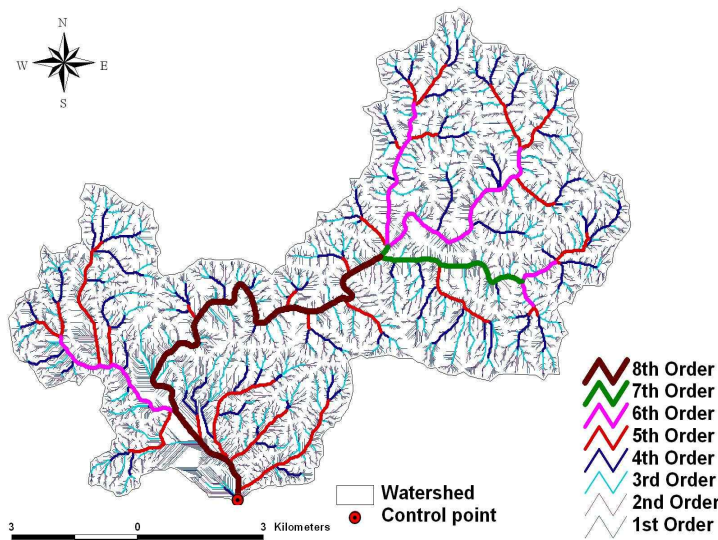


Fig. 1 Target Basin Map

Table. 1 Estimated Parameters by SCE-UA

Event No.	Year-Month-Day	$u_c$ (m/s)	$u_h$ (m/s)	$D_c$ (m <sup>2</sup> /s)	$D_h$ (m <sup>2</sup> /s)
1	1983-06-02	0.5684	0.0334	8.9194	0.1694
2	1997-07-16	0.8413	0.0313	0.6417	0.1250
3	1999-09-10	0.6283	0.0280	1.9139	0.1333
Mean		0.6793	0.0309	3.8250	0.1426

Fig. 1의 대상 유역에 대해 8차하천만 존재하는 경우부터 1차에서 8차 하천이 모두 존재하는 경우까지 기준 매개변수를 적용하여 수문응답 특성의 변화양상을 살펴보았다. Table 2는 각각의 경우에 대한 결과값을 나타낸 것이다. Table 1의 (2)~(3)란은 GIS에 의해 추출된 지형인자 값들이며, (3)란은 유도된 순간단위도의 평균을 (4)~(5)란은 각각 지표면 및 하천의 지형학적분산을 (6)~(7)란은 각각 지표면과 하천의 동수역학적 분산을, 마지막란은 총 분산을 나타낸 것이다. 괄호안의 숫자는 총 분산에 대한 각각의 분산의 상대적 기여도를 나타낸 것이다. 또한 Fig. 2는 각각의 경우에 대한 순간단위도를 나타낸 것이다. Table 1에서 보여 지듯이 동일한 유속에서 하천망이 발달됨에 따라 순간단위도의 지체시간, 침투시간은 작아지는 반면 침투유량은 커짐을 알 수 있었다. 또한 순간단위도의 형상을 결정짓는 분산은 하천망이 발달됨에 따라 하천에서의 지형학적 분산의 기여도가 커짐을 알 수 있었다. 그러나 수치지도상의 실제 하천망과 비슷한 규모의 Case III~Case IV의 경우에는 지표면의 지형학적 분산이 하천의 지형학적 분산보다 크게 나타남을 볼 수 있었다. 반면 운동학적 분산은 Case I의 경우를 제외하고는 지형학적 분산에 비해 매우 작은 값을 보임을 알 수 있었다. Case I의 경우에는 유역 내 하천이 하나만 존재하는 경우로 이는 Strahler 지형법칙에 의한 지형학적 순간단위도 이론에서 단일경로를 나타낸다. 따라서 이러한 경우 지형학적 분산은 나타나지 않으며 매우 작은 분산값(2.23hr<sup>2</sup>)값을 보이며, 이는 전적으로 동수역학적 분산에 의함을 알 수 있었다. 이러한 경우는 자연하천에서 볼 수 없는 극단적인 현상으로, Fig. 2에서 보여 지듯이 이러한 경우 유하시간의 분포는 정규분포에 가깝게 나타났다.

Table. 2 Mean Path length and Mean, Variance of IUH

Case	$\bar{L}_h$	$\bar{L}_c$	IUH					
			Mean (hr)	$Var[G_h]$ (hr <sup>2</sup> )	$Var[G_c]$ (hr <sup>2</sup> )	$Var[D_h]$ (hr <sup>2</sup> )	$Var[D_c]$ (hr <sup>2</sup> )	$Var[T]$ (hr <sup>2</sup> )
I (8)	2.97	13.09	32.08	0.00 (0.0000)	0.00 (0.0000)	2.21 (0.9888)	0.03 (0.0112)	2.23 (1.0000)
II (7-8)	2.93	14.12	32.08	858.88 (0.9649)	29.01 (0.0326)	2.17 (0.0024)	0.03 (0.0000)	890.09 (1.0000)
III (6-8)	1.27	15.92	17.90	134.78 (0.8138)	29.88 (0.1804)	0.94 (0.0057)	0.03 (0.0002)	165.63 (1.0000)
IV (5-8)	0.67	16.65	12.79	38.09 (0.5549)	30.03 (0.4374)	0.49 (0.0072)	0.03 (0.0005)	68.64 (1.0000)
V (4-8)	0.34	16.90	9.97	9.60 (0.2405)	30.03 (0.7524)	0.25 (0.0063)	0.03 (0.0008)	39.92 (1.0000)
VI (3-8)	0.17	17.11	8.54	2.43 (0.0744)	30.06 (0.9208)	0.13 (0.0039)	0.03 (0.0010)	32.65 (1.0000)
VII (2-8)	0.08	17.22	7.75	0.52 (0.0169)	30.08 (0.9802)	0.06 (0.0019)	0.03 (0.0010)	30.69 (1.0000)
VIII (1-8)	0.03	17.33	7.36	0.08 (0.0025)	30.10 (0.9957)	0.02 (0.0007)	0.03 (0.0011)	30.23 (1.0000)

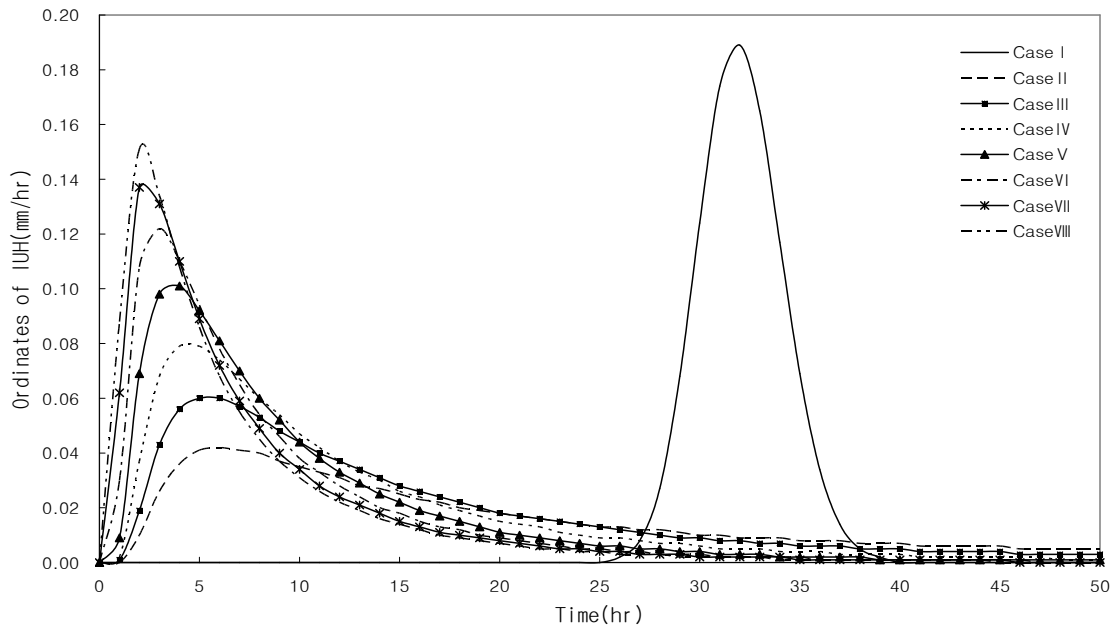


Fig. 2 Variation of IUH

#### 4. 결과

확산-유추를 기반으로 한 지형학적 순간단위도에 대해 하천망의 해상도에 따른 유역의 수문 응답의 특성을 살펴본 결과 동일한 유속조건하에서 하천망의 해상도가 커짐에 따라 침투시간과 지체시간은 작아지는 반면 침투유량은 커지는 현상을 보였으며, 순간단위도의 형상을 결정짓는 유하 시간 분포의 분산은 동수역학적 분산에 비해 지형학적 분산에 지배적인 영향을 받음을 알 수 있었다.

#### 감사의 글

본 연구는 국토해양부가 출연하고 한국건설교통기술평가원에서 위탁시행한 건설기술혁신사업 (08기술혁신F01)에 의한 차세대홍수방어기술개발연구단의 연구비 지원에 의해 수행되었습니다.

#### 참고 문헌

1. 김재한(2005), 수문계의 수학적 모형, 선형계를 중심으로, **도서출판새론**.
2. D'odorico, P., and Rigon, R. (2003). "Hillslope and channel contributions to the hydrologic response". *Water Resources Research*, Vol. 39, NO. 5, 1113. doi:10.1029/2002WR001708.
3. Fischer, H. B., List E. J., Koh, R. C. Y., Imberger, J., and Brooks, N. H. (1979). *Mixing in inland and coastal waters*, A Division of Harcourt Brace and Company, California, USA.
4. Montgomery, D. R., and Dietrich, W. E. (1989). "Source area, drainage density, and channel initiation", *Water Resources Research*, Vol. 25, No. 8, pp. 1907-1918.
5. Rinaldo, A., and Rodriguez-Iturbe, I. (1996). The geomorphological theory of the hydrologic response, *Hydrological Processes*, Vol. 10, No. 6, pp. 803-844.
6. Rinaldo, A., Rigon, R., and Marani, M. (1991). "Geomorphological dispersion", *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 4, pp. 513-525.
7. Rodríguez-Iturbe, I., and Valdes, J. B. (1979). "The geomorphologic structure of hydrologic response", *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 6, pp. 1409-1420.