

**배수경로 이질성에 의한 순간단위도 형상의 상대적 기여도 평가****The assessment of the relative contribution of the shape of instantaneous unit hydrograph with heterogeneity of drainage path**

최 용 준\* / 김 주 철\*\* / 김 재 한\*\*\*

Choi, Yong Joon / Kim, Joo Cheol / Kim, Jae Han

**Abstract**

The relative contribution of between hillslope-flow and stream-flow by heterogeneity of drainage path are quantitatively assessed in the present study with GIUH model based on grid of GIS. Application watersheds are selected Pyeongchang, Bocheong and Wi river basin of IHP in Korea. The mean and variance of hillslope and stream length are estimated and analyzed in each watershed. And coupling with observation storm events, estimate hillslope and stream characteristic velocity which dynamic parameters of GIUH model. The mean and variance of distribution of travel time (i.e. IUH) calculate using estimated pass lengths and characteristic velocities. And the relative contributions are assessed by heterogeneity of drainage path. As a result, the effect of the variance that determine shape of IUH dominate with hillslope's effect in the small watershed area (within 500 km<sup>2</sup>). Thus, GIUH in the small watershed area must consider hillslope-flow.

**Keywords** : GIUH, hillslope-flow, variance, moment, characteristic velocity

**요 지**

본 연구에서는 지리정보체계(GIS)의 격자 기반 GIUH 모형을 이용하여 배수경로의 이질성에 따른 지표면 유동과 하천망 유동의 상대적 기여도를 정량적으로 평가하였다. 대상유역은 국제수문개발계획(IHP)의 평창강, 보청천 및 위천 유역의 17개 소유역을 선정하였다. 각 대상유역에 대해 지표면과 하천의 배수경로길이에 대한 평균과 분산을 추정·분석하였다. 또한 관측 수문사상과 결합하여 GIUH 모형의 동적매개변수인 특성 유속을 지표면과 하천에 대해 산정하였다. 산정된 경로길이와 특성유속을 통해 유하시간의 분포, 즉 순간단위도의 평균 및 분산을 추정하여 배수경로의 이질성에 따른 각각의 기여도를 평가 하였다. 연구 결과 순간단위도의 형상을 결정하는 분산의 영향은 중소 규모 유역(500 km<sup>2</sup>이내)에서 지표면의 영향이 지배적이었다. 따라서 소규모 유역에서 GIUH 적용 시 지표면의 유동을 중요하게 고려해야 할 것이다.

**핵심용어** : 지형학적 순간단위도, 지표면유동, 분산, 적률, 특성속도

\* 충남대학교 대학원 토목공학과 박사과정

Graduated student, Dept. of Civil Engrg., Chungnam National University., Daejeon 305-764, Korea

\*\* 교신저자, 한국수자원공사 수자원연구원 연구원

Corresponding Author, Researcher, Korea Institute of Water and Environment, Daejeon 305-730, Korea  
(e-mail: kjoocheol@hanmail.net)

\*\*\* 충남대학교 토목공학과 교수

Professor, Dept. of Civil Engrg., Chungnam National Univ., Daejeon 305-764, Korea

## 1. 서 론

자연 유역 내에서의 물의 유동은 크게 지표면과 하천망 유동으로 나누어지며 호우로 인한 유역의 배수현상은 이러한 물의 유동 과정이 복합적으로 발생하는 자연현상이라 할 수 있다. 그렇다면 과연 유역 규모의 강우-유출 현상에서 이렇게 복합적인 과정에 의한 수문응답의 형상을 정확히 계량할 수 있을까? Sherman (1932)에 의해 단위도의 이론이 제시된 이후 많은 수문학자들은 이러한 수문학적 응답에 관하여 연구해왔다. 고전적인 연구에서는 수문학적 응답의 형상을 정확히 계량할 수 없었기 때문에 주로 경험적인 방법에 의해 합성단위도를 유도하였다. 이후 개념적 모형인 순간 단위도의 등장으로 수문학적 응답함수에 대한 연구가 시작되었다. 그러나 이상의 모형에서 수문학적 응답은 주로 구형 분포, 삼각형 분포 또는 Gamma 분포 등의 여러 가지 형태로 가정되어 적용되었으며 주로 수문응답의 형상보다는 첨두에 관하여 관심이 집중되어왔다. 이러한 모형들 중 Nash 모형은 일반적으로 구조가 단순하고 유연성이 뛰어나 적용성이 뛰어난 장점이 외에도 최초로 적률법에 의해 매개변수를 추정할 수학적적으로 완벽한 모형이라는 데 큰 의미가 있다. 이후 이러한 개념적 모형을 대신해 통계물리학적 접근법에 의한 GIUH 모형이 개발되었다.(Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979). Gupta *et al.* (1980)는 이러한 통계물리학적 접근법의 GIUH에 있어서 순간단위도가 입의 추출 물입자의 유역 내 유하시간에 대한 확률밀도함수와 합동임을 최초로 증명 하였고, 이후 Rinaldo *et al.* (2006)는 시간 경과에 따른 물 입자의 운동궤적을 Lagrangian 좌표계를 이용하여 일반화하였다. 이러한 GIUH 모형의 적률에 의한 수문응답의 해석은 Rinaldo *et al.* (1991)에 의해 연구되었다. 이들은 Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979)에 의해 제시된 GIUH 이론을 바탕으로 유역전반에 걸쳐 하천망에서 일정한 특성유속을 가정하여 확산유추를 통해 순간단위도를 유도하였고, 이러한 순간단위도의 형상을 결정짓는 분산(Variance)이 물 입자에 의한 동역학적 영향과 수로망의 형태로 인한 지형학적 영향에 의함을 밝혀내고 이를 정량화 하였다. 또한 Saco and Kumer (2002)는 하천망 내에서도 각 상태별 특성 유속이 다름을 착안하여 이에 대한 분산의 영향을 운동학적 분산이라 정의 하였다. 그러나 이상의 수문학적 응답의 형상에 관한 연구는 유역을 하나 또는 여러 개의 저수지 군으로 가정하거나 또는 하천망에 대한 응답 특성만을 고려했다는 점에서 한계가 있다. 반면 van der Tak and Bras

(1990)은 유역전반에 걸쳐 일정하게 가정되는 GIUH의 특성속도가 갖는 모순을 지적하고, 지표면과 하천에 대해 각각의 개별적인 특성속도를 고려한 GIUH를 제안 하였다. 특히 주목할 점은 순간단위도의 형상은 하천의 특성속도 보다 지표면의 특성속도에 대해 더 민감하게 반응할 수 있음을 언급하였다. 이는 지표면 유동거리가 짧더라도 지표면과 하천망의 특성유속이 크게 차이감으로써 유하시간에 대한 지표면의 영향을 간과할 수 없음을 나타낸다.

최근 지리정보체계(GIS)의 발달로 격자기반의 강우-유출 모형에 관한 연구가 활발히 이루어지고 있다. 마찬가지로 GIUH 모형에서도 기존의 Strahler 차수분류법을 대신한 격자 기반의 GIUH 모형이 등장하였다. 이러한 격자 기반 GIUH 모형의 이점 중 하나는 지표면 유동에 관한 해석을 손쉽게 할 수 있다는 것이다. D'odorico and Rigon (2003)과 Di Lazzaro (2008, 2009)는 이러한 격자 기반 GIUH 모형을 이용하여 지표면과 하천망에 대한 유하시간 분포의 분산에 관한 연구를 수행하였다. 특히 Di Lazzaro (2009)는 이탈리아 Tiber 유역과 Amaseno 유역에 대해 12개 유역(유역면적 218~4,116 km<sup>2</sup>)의 지표면과 하천망의 특성유속을 유도하여 각각의 배수과정이 순간단위도의 분산에 미치는 기여도에 관한 연구를 실시하였다. 이러한 연구를 통해 Di Lazzaro (2009)는 유역면적에 따른 지체시간 및 순간단위도 분산에 대한 지표면과 하천망의 상대적 기여도를 추정하였다. 국내에서는 김주철 등(2006)이 지표면과 하천망의 특성 유속을 구별하여 Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979)의 GIUH 모형에 적용하였으며, 이를 통해 지표면 유동에 대한 기여도에 대한 평가를 시도하였다. 그러나 이러한 연구에서는 순간단위도의 첨두유량과 첨두시간 및 형상에 관하여 비교 연구가 수행되었을 뿐, 지표면 유동과 하천망의 유동에 대한 정량적인 연구에는 미치지 못하였다.

따라서 본 연구에서는 전술한 연구동향을 바탕으로 Rinaldo *et al.* (2006)가 제시한 순간단위도의 통계물리학적 동정과정과 확산유추과정을 이론적으로 고찰하고, 격자 기반 GIUH의 통계분석을 통한 특성유속 산정과정에 대한 이론을 소개하고자 한다. 또한 모형의 적용을 통해 우리나라의 중소유역(500 km<sup>2</sup> 이내)에서 지표면과 하천의 배수경로의 이질성에 따른 각각의 기여도에 대한 평가를 시도하였다. 모형의 적용절차는 다음과 같다. 격자 기반 GIUH 모형의 일반식이 갖는 적률특성을 해석적으로 고찰하여 각각의 특성속도를 추정하고, 이러한 특성속도를 기반으로 유하시간의 분산에 대한 지표면유동과 하천유동의 상대적 기여도를 산정 비교 하였다. 본

연구에 적용된 격자 기반 GIUH 모형에서 주목할 점은 실제 수문자료의 적률을 통해 특성 유속을 산정한다는 점이다. 이러한 방법을 통해 산정된 지표면과 하천의 개별적인 특성유속은 기존의 Strahler 차수법칙에 기반을 둔 GIUH 모형에 비해 물리적으로 유역의 수리학적 특성을 잘 반영할 수 있는 장점을 가지고 있다.

## 2. 유하시간에 대한 확률밀도함수

### 2.1 순간단위도의 통계물리학적 동정

초기시점( $t=0$ )에서 임의지점( $x_0=(x_0, y_0, z_0)$ )을 통하여 유역(혹은 검사체적) 내로 유입한 질량이  $m_w$ 인 물 입자(particle)의 운동을 고려하여 본다. 강우의 형태로 유입지점에 떨어지게 되는 물 입자는 낙하 직후부터 유역 내부를 유하하여 최종적으로 유역의 출구에 도착하게 된다. 여기서 시간의 경과에 따른 물 입자의 운동 궤적을 Lagrangian 좌표계를 이용하여 나타내면 다음과 같다(Rinaldo *et al.*, 2006).

$$X(t) = x_0 + \int_0^t v(X(\tau), \tau) d\tau \quad (1)$$

Eq. (1) 좌변의  $X(t)$ 는 시점  $t$ 에서의 물 입자의 Lagrangian 좌표이고 우변의  $v(x, t)$ 는 시점  $t$ , 지점  $x=(x, y, z)$ 에서의 입자의 속도벡터이다. 이러한 물 입자의 운동은 유역 내부에서 물 농도(단위검사체적 당 물의 질량)의 시공간적 변화를 유발하게 되는데 이는 Eq. (1)을 기반으로 다음과 같은 형태로 나타낼 수 있다.

$$c_w(x, t) = m_w \delta(x - X(t)) \quad (2)$$

여기서  $c_w(x, t)$ 는 시점  $t$ , 지점  $x$ 에서의 물의 농도이고  $\delta(\cdot)$ 은 Dirac의 delta 함수이다. Eq. (2)는 물 입자가 순간적으로 머무르는 지점(즉 물 입자의 궤적)에서만 물의 농도가 변화할 것을 의미하는 것으로 Eq. (1)에 의해 정의되는 한 개의 배수경로를 통한 질량수송과정을 나타내고 있음을 알 수 있다. 물 입자의 유하과정 속에 포함된 동역학적 불확실성을 유역 규모(basin scale)에서 고려해 볼 경우  $X(t)$ 는 일종의 무작위함수(random function)로서 간주할 수 있다(Rinaldo *et al.*, 2006). 이는 Eq. (2)로 정의되는 질량수송과정이 수많은 realization들 중의 하나임을 의미하는 것으로 만약  $X(t)$ 의 확률밀도함수를  $g(X)$ 라 할 경우 Eq. (2)의 ensemble 평균을 다음과 같이 나타낼

수 있게 된다.

$$\langle c_w(x, t) \rangle = \quad (3)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} m_w \delta(x - X) g(X) dX = m_w g(x, t)$$

여기서  $\langle \cdot \rangle$ 는 ensemble 평균연산자로서 결국 Eq. (3)은 물 입자가 배수경로의 내부에서 체류할 시공간적 확률밀도를 의미하게 된다. 이를 유역 전체(혹은 검사체적  $v$ )에 대하여 적분할 경우 다음과 같이 변환할 수 있다.

$$\begin{aligned} M_w(t) &= \int_v \langle c_w \rangle dx \\ &= m_w \int_v g(x, t) dx = m_w P[T \geq t] \end{aligned} \quad (4)$$

여기서  $T$ 는 물 입자의 유하시간으로서 Eq. (4) 좌변의  $M_w(t)$ 는 시점  $t$ 에서의 유역 내부의 저류량을 의미하게 됨을 알 수 있다(Rinaldo *et al.*, 2006). 따라서 이를 유역 전반에 걸친 집중형 연속방정식에 대입할 경우 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$i(t) - q(t) = \frac{dM_w(t)}{dt} \quad (5)$$

여기서  $i(t)$ ,  $q(t)$ 는 각각 유입량 및 유출량으로서 Eq. (5)에 순간적인 유입(혹은 impulse) 조건을 적용할 경우 각각 다음과 같이 나타낼 수 있게 된다.

$$i(t) = m_w \delta(t), \quad t = 0 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} q(t) &= -m_w \frac{dP[T \geq t]}{dt} \\ &= -m_w \frac{d\{1 - P[T < t]\}}{dt} = m_w f(t), \quad t > 0 \end{aligned} \quad (7)$$

Eq. (7) 우변의  $f(t)$ 는 유하시간에 대한 확률밀도함수로서 Eqs. (6) and (7)은 다음과 같이 선형계의 충격함수(impulse function)와 응답함수(response function) 사이의 대응관계를 표현하고 있음을 확인할 수 있다.

$$\delta(t) \rightarrow f(t) \quad (8)$$

전술한 논거들로부터 유하시간에 대한 확률밀도함수는 순간단위도와 합동의 관계에 있음을 명시적으로 공식화할 수 있다(Gupta *et al.*, 1980; Rinaldo *et al.*, 2006).

## 2.2 유하시간 확률밀도함수의 적률특성

선형수문계(linear hydrological system)의 운용은 다음과 같이 convolution 연산의 형태로 나타낼 수 있다 (Dooge, 1973; Singh, 1988).

$$q(t) = \int_0^t i(\tau)f(t-\tau)d\tau \quad (9)$$

Eq. (9)를 구성하는 세 함수의 적률들 사이에는 특별한 상관성이 존재한다(Nash, 1959). 선형계(linear system)의 특성에 따라 Eq. (9)는 Eq. (10)과 같이 특성 함수(적률생성함수)의 형태로 변환될 수 있다.

$$Q(s) = I(s)F(s) \quad (10)$$

여기서  $Q(s)$ ,  $I(s)$ ,  $F(s)$ 는 각각  $q(t)$ ,  $i(t)$ ,  $f(t)$ 에 대한 bilateral Laplace 변환이다(Dooge, 1973).

임의 함수  $x(t)$ 의 원점에 대한  $R$ 차 적률  $U'_R[x(t)]$ 는  $s=0$ 인 점에서 특성함수  $X(s)$ 의  $R$ 계 도함수를 이용하여 산정할 수 있다. 이에 따라  $q(t)$ 의 원점에 대한  $R$ 차 적률  $U'_R[q(t)]$ 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$U'_R[q(t)] = (-1)^R \frac{d^R}{ds^R} [Q(s)]_{s=0} \quad (11)$$

여기서 Eq. (11)의 우변에 Eq. (10)의 관계를 대입한 후  $R$ 계 도함수에 대하여 이항정리에 따라 전개하면 Eq. (12)와 같이 된다.

$$U'_R[q(t)] = \sum_{k=0}^R \binom{R}{k} (-1)^k \frac{d^k}{ds^k} [I(s)]_{s=0} (-1)^{R-k} \frac{d^{R-k}}{ds^{R-k}} [F(s)]_{s=0} \quad (12)$$

여기서  $\binom{\cdot}{\cdot}$ 는 조합(combination)을 나타낸다. 결국 Eq. (12)는 다음과 같이 각 함수의 원점에 대한 적률들에 대하여 정리될 수 있다.

$$U'_R[q(t)] = \sum_{k=0}^R \binom{R}{k} U'_k[i(t)] U'_{R-k}[f(t)] \quad (13)$$

여기서  $U'_k[i(t)]$ ,  $U'_k[f(t)]$ 는 각각  $i(t)$ ,  $f(t)$ 의 원점에 대한  $k$ 차 적률이다. 또한  $q(t)$ 의 면적중심에 대한 적률  $U_R[q(t)]$ 는 Eq. (13)의 관계를 이용하여 Eq. (14)와 같이 나타낼 수 있다.

$$U_R[q(t)] = \sum_{k=0}^R \binom{R}{k} U_k[i(t)] U_{R-k}[f(t)] \quad (14)$$

여기서  $U_k[i(t)]$ ,  $U_k[f(t)]$ 는 각각  $i(t)$ ,  $f(t)$ 의 면적중심에 대한  $k$ 차 적률이다. 면적중심에 대한 1차 적률의 성질( $U_1(\cdot) = 0$ )을 이용할 경우 상기한 세 함수의 1, 2차 적률들 사이의 관계는 다음과 같이 나타낼 수 있게 된다.

$$U'_1[f(t)] = U'_1[q(t)] - U'_1[i(t)] \quad (15)$$

$$U_2[f(t)] = U_2[q(t)] - U_2[i(t)] \quad (16)$$

Eqs. (15) and (16)은 각각 유하시간의 평균(mean)과 분산(variance)을 의미한다. 유하시간에 대한 이들 두 통계량은 호우사상에 대한 관측 자료가 주어질 경우 고려하는 모형의 종류에 관계없이 일정하게 결정될 수 있음이 주목된다(Dooge, 1973).

## 3. 지형학적 순간단위도 이론

### 3.1 모형의 공식화

Strahler의 차수분류법을 기반으로 한 지형학적 순간 단위도 모형의 일반식은 Eq. (17)과 같다.

$$f(t) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) [f_{\omega}(t) * \dots * f_{\Omega}(t)]_{\gamma} \quad (17)$$

여기서  $\Gamma$ 는 물 입자의 배수경로인  $\gamma$ 의 모집단,  $P(\gamma)$ 는 임의의 추출한 물 입자가  $\gamma$ 를 통하여 배수될 확률 그리고 \*는 convolution 연산자이다.  $f_{\omega}(t)$ 는  $\omega$ 차 상태의 유하시간에 대한 확률밀도함수로서 Eq. (17) 우변의  $[\cdot]_{\gamma}$ 는  $\gamma$ 를 통하여 배수되는 물 입자의 총 유하시간에 대한 확률밀도함수를 의미한다. Gupta *et al.*(1980)은  $P(\gamma)$ 를 Eq. (18)과 같이 정의한 바 있다.

$$P(\gamma) = \theta_i(0) \times p_{ij} \times \dots \times p_{k\Omega} \quad (18)$$

여기서  $\theta_i(0)$ 는 초기상태확률이고  $p_{ij}$ 는 상태전이확률로서 Eq. (19)를 이용할 경우 지형도나 혹은 DEM으로부터 비교적 정확하게 추정할 수 있음이 잘 알려져 있다(김주철 등, 2005).

$$\theta_i(0) = \frac{A_i^*}{A}; p_{ij} = \frac{N_{ij}}{N_i} \quad (19)$$

여기서  $A_i^*$ 는  $i$ 차 하천으로 직접 배수되는 유역면적,  $A$ 는 총 유역면적,  $N_{ij}$ 는  $j$ 차 하천과 합류하는  $i$ 차 하천의 개수 그리고  $N_i$ 는  $i$ 차 하천의 총 개수이다. 이로부터 Eq. (17)은 Eqs. (7) and (8)과 같이 정의되는 유하시간에 대한 확률밀도함수  $f(t)$ 를 Strahler의 차수분류법을 기반으로 각 배수경로별 확률밀도함수의 가중평균으로서 모의하고 있음을 확인할 수 있다.

### 3.2 확산유추에 의한 지형학적 순간단위도의 동정

Eq. (17)의 해를 유도하기 위하여 양변에 Laplace 변환을 취하면 Eq. (20)과 같이 나타낼 수 있다.

$$F(s) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) \prod_{\omega \in \gamma} \hat{f}_\omega(s) \quad (20)$$

여기서  $\hat{f}_\omega(s)$ 는  $f_\omega(t)$ 의 Laplace 변환으로서 Eq. (20)으로부터 해를 유도하기 위해서는  $f_\omega(t)$ 에 대하여 합리적인 가정이 필요함을 알 수 있다. 이를 위하여 Rinaldo *et al.*(1991)은 Eq. (21)과 같은 수로에 대한 이송-확산 방정식을 적용한 바 있다.

$$\frac{\partial h_\omega}{\partial t} = -c_{k_\omega} \frac{\partial h_\omega}{\partial x} + D_{L_\omega} \frac{\partial^2 h_\omega}{\partial x^2} \quad (21)$$

여기서  $h_\omega$ 는  $\omega$ 차 상태의 수심이고  $c_{k_\omega}$ ,  $D_{L_\omega}$ 은 각각  $\omega$ 차 상태의 파속(celerity)과 수리학적 확산계수(hydraulic diffusivity)이다. 만약 해당 수로의 상류단에 단위충격 유입량  $\delta(t)$ 가 작용할 경우 이는 Eq. (22)에 따라 하류단으로 수송된다.

$$f_\omega(t) = \frac{L_\omega}{\sqrt{4\pi D_{L_\omega} t^3}} \exp\left[-\frac{(L_\omega - c_{k_\omega} t)^2}{4D_{L_\omega} t}\right] \quad (22)$$

여기서  $L_\omega$ 는  $\omega$ 차 상태의 평균유하거리이다. Rinaldo *et al.*(1991)은 통계물리학적 접근법을 통하여 Eq. (22)를  $f_\omega(t)$ 로서 동정한바 있다. 이에 따라 Eq. (22)의 양변에

Laplace 변환을 취하면 Eq. (23)과 같이 된다.

$$\hat{f}_\omega(s) = \exp[L_\omega \theta(s)] \quad (23)$$

여기서  $\theta(s)$ 는 다음과 같이 정의된다.

$$\theta(s) = \frac{c_{k_\omega} - \sqrt{c_{k_\omega}^2 + 4D_{L_\omega} s}}{2D_{L_\omega}} \quad (24)$$

Eq. (23)을 Eq. (20)에 대입함으로써  $f(t)$ 의 특성함수가 다음과 같이 유도된다.

$$F(s) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) \prod_{\omega \in \gamma} \exp[L_\omega \theta(s)] \quad (25)$$

Rinaldo *et al.*(1991)은 Eq. (25)의 폐형해를 유도하기 위하여 Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979)의 접근법과 유사하게 유역 전반에 걸쳐 일정한  $c_k$ ,  $D_L$ 을 가정하여 Eq. (25)를 다음과 같이 단순화하였다.

$$F(s) = \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) \exp[\theta(s) \sum_{\omega \in \gamma} L_\omega] \quad (26)$$

$$= \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) \exp[\theta(s) L(\gamma)]$$

여기서  $L(\gamma)$ 는  $\gamma$ 의 평균유하거리이다. 최종적으로 Eq. (26)을 역변환하면 확산유추에 의하여 지형학적 순간단위도를 다음과 같이 동정할 수 있게 된다.

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{4\pi D_L t^3}} \sum_{\gamma \in \Gamma} P(\gamma) L(\gamma) \exp\left\{-\frac{[L(\gamma) - c_k t]^2}{4D_L t}\right\} \quad (27)$$

### 3.3 지형학적 분산(geomorphological dispersion)

지형학적 순간단위도 모형의 기본적 구성요소인 차수별 상태와 경로에 대한 1차, 2차 적률 그리고 분산은 확산유추에 의해 Table 1과 같이 나타낼 수 있다.

Table 1. Moments of  $\omega_{th}$  Order State and  $\gamma_{th}$  Path Based on Diffusion Analogy

	$\omega_{th}$ Order State	$\gamma_{th}$ Path
$E[t]$	$L_\omega/c_k$	$L(\gamma)/c_k$
$E[t^2]$	$2D_L L_\omega/c_k^3 + L_\omega^2/c_k^2$	$2D_L L(\gamma)/c_k^3 + L^2(\gamma)/c_k^2$
$Var[t]$	$2D_L L_\omega/c_k^3$	$2D_L L(\gamma)/c_k^3$

Table 1의 결과를 하천망 전반에 걸쳐 적용할 경우 Eq. (27)의 1차 적률  $E[t]$ 와 분산  $Var[t]$ 는 다음과 같이 산정된다.

$$E[t] = \frac{1}{c_k} E[L(\gamma)] \quad (28)$$

$$Var[t] = \frac{2D_L}{c_k^3} E[L(\gamma)] + \frac{1}{c_k^2} Var[L(\gamma)] \quad (29)$$

여기서  $E[L(\gamma)]$ ,  $Var[L(\gamma)]$ 는 각각  $L(\gamma)$ 의 평균과 분산이다. Eq. (29) 우변의 첫 번째 항은 지형학적 순간단위도의 분산의 일부를 수로의 동수역학적 특성인  $D_L$ 을 기반으로 정량화 하고 있다. 하지만 두 번째 항은  $D_L$ 에 독립적인 형태로서 하천망의 기하학적 특성(혹은 배수경로의 이질성)이 순간단위도의 분산(혹은 형상)에 영향을 줄 수 있음을 시사하고 있다. 만약 대상 유역의 배수경로가 오직 한 개이거나 혹은 출구를 중심으로 동일한 길이를 갖는 방사형의 경로들로 구성된다면 두 번째 항은 소거될 수 있음을 알 수 있다. Rinaldo *et al.*(1991)은 Eq. (29) 우변의 두 항을 그 특성에 따라 각각 동수역학적 분산과 지형학적 분산으로 정의하고 순간단위도의 형상에 대하여 후자가 보다 더 지배적인 영향을 미칠 수 있음을 언급하였다.

## 4. 순간단위도의 분산(variance)과 배수경로의 이질성

### 4.1 지형학적 분산 개념의 확장

전술한 지형학적 분산의 개념은 Strahler의 차수법칙에 따른 배수경로의 기하학적 특성을 기반으로 한다. D'odorico and Rigon (2003) 및 Di Lazzaro (2008, 2009)는 Eq. (29)에 의한 지형학적 분산에 대한 개념을 다음과 같이 보다 일반적인 형태로 확장하였다. 만약 유역 내부에서 발생 가능한 모든 배수경로들 중에서 임의로 선택한  $i$ 번째 배수경로의 지표면 및 하천유하거리를 각각  $L_{h_i}$ ,  $L_{c_i}$ 라 할 경우 해당 경로를 통한 물 입자의 유하시간  $T_i$ 는 다음과 같이 산정될 수 있다.

$$T_i = \frac{L_{h_i}}{u_h} + \frac{L_{c_i}}{u_c} \quad (30)$$

여기서  $u_h$ ,  $u_c$ 는 각각 유역 전반에 걸쳐 일정하게 가정되는 지표면 및 하천유속이다. 만약 모든 배수경로의

개수를  $n$ 이라 할 경우 유역 전반에 걸친 유하시간의 평균은 Eq. (31)과 같이 나타낼 수 있게 된다.

$$E[T] = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_i = \frac{E[L_h]}{u_h} + \frac{E[L_c]}{u_c} \quad (31)$$

여기서  $E[\cdot]$ 는 기대치 연산자이다. 유사한 방법으로 유하시간의 분산 역시 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$\begin{aligned} Var[T] &= E[(T - E[T])^2] = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_i - E[T])^2 \quad (32) \\ &= \frac{Var[L_h]}{u_h^2} + \frac{Var[L_c]}{u_c^2} + 2 \frac{Cov[L_h, L_c]}{u_h u_c} \end{aligned}$$

여기서  $Var[\cdot]$ ,  $Cov[\cdot, \cdot]$ 는 각각 분산 및 공분산 연산자이다. Eqs. (31) and (32)는 Eqs. (15) and (16) 및 Eqs. (28) and (29)와 합동의 관계로서 순간단위도의 평균 및 분산에 대한 물리적 해석의 근거를 제공하고 있다. 주목할 만한 사항은 Eqs. (31) and (32)가 Eqs. (28) and (29)와는 달리 물 입자의 이송효과만을 고려하여 유도되었다는 점으로서 Eq. (29)에서 첫 번째 항인 동수역학적 분산을 무시하고 지표면 및 하천의 배수경로를 개별적으로 고려할 경우 Eq. (32)와 일치하게 됨을 알 수 있다. Botter and Rinaldo (2003)는 자연 상태의 조건에 대한 수치실험을 통하여 Eq. (29) 우변 두 항의 상대적인 규모를 비교한 바 있다. 여기서 이들은 양자 사이에는 비교적 큰 규모의 차가 존재함을 밝히고 유역 규모에서 동수역학적 분산을 무시할 수 있음을 제시한 바 있다. 이는 Eq. (32)의 타당성을 입증하는 결과로서 본 연구에서는 Eqs. (31) and (32)의 평균과 분산을 적용하였다.

### 4.2 유역규모의 동역학적 매개변수

만약 대상유역에 대한 강우-유출 관측자료 및 지형자료가 주어질 경우 물 입자의 운동을 정의하는 지표면 및 하천유속  $u_h$ ,  $u_c$ 는 Eqs. (31) and (32)를 연립하여 다음과 같이 산정할 수 있게 된다.

$$u_{c1,2} = \frac{a \pm b}{c} \quad (33)$$

$$u_{h1,2} = \frac{u_{c1,2} E[L_h]}{u_{c1,2} E[T] - E[L_c]} \quad (34)$$

여기서 Eq. (33)의  $a$ ,  $b$ ,  $c$ 는 각각 다음과 같이 정의된다.

$$a = E[L_c] \left\{ \begin{array}{l} -cov[L_h, L_c] E[L_h] E[T] \\ + E[L_c] Var[L_h] E[T] \end{array} \right\} \quad (35)$$

$$b = E[L_h] E[L_c] \left\{ \begin{array}{l} E^2[T] \left( \begin{array}{l} Cov^2[L_h, L_c] \\ - Var[L_h] Var[L_c] \end{array} \right) \\ + Var[T] \left( \begin{array}{l} -2Cov[L_h, L_c] E[L_h] E[L_c] \\ + E^2[L_c] Var[L_h] \\ + E^2[L_h] Var[L_c] \end{array} \right) \end{array} \right\}^{0.5} \quad (36)$$

$$c = E[L_c] \{ Var[L_h] E^2[T] - E^2[L_h] Var[t] \} \quad (37)$$

여기에서 실제 강우-유출 사상에 의해 계산된  $E[T]$ 와  $Var[T]$ 는 특성유속에 의해 계산된  $E[T_c]$ ,  $E[T_h]$  및  $Var[T_c]$ .  $Var[T_h]$ 와의 혼돈을 막기 위하여  $T_{LAG}$  및  $Var_{OBS}$ 로 표시하기로 한다.

Eqs. (33) and (34)로부터 한 개의 유역에 대하여 두 쌍의 지표면 및 하천유속이 산정됨을 알 수 있다. Di Lazzaro (2009)는 음의 부호를 갖는 유속을 포함하거나 혹은 지표면과 하천유속이 미소한 차이를 갖는 경우에는 물리적인 타당성의 이유로 추정 값에서 제외하였다. 전자의 경우 자연유역에서는 발생할 수 없는 경우이며 후자의 경우는 지표면과 하천의 구별이 의미가 없기 때문이다.

## 5. 적용사례

이상의 이론적 배경을 토대로 본 연구의 분석절차는

다음과 같다. 선정된 대상유역에 대해 5.2절의 지형분석을 통하여 유역 내 지표면 유하거리와 하천망 유하거리를 산정하고, 5.3절에서는 이러한 지형자료와 수문자료로부터 지표면과 하천의 특성 유속을 추정 하였다. 마지막으로 5.4절에서는 지형인자 및 특성 유속에 의해 Eqs. (31) and (32)의 유하시간의 분포, 즉 순간단위도의 평균 및 분산을 계산하고 배수경로의 이질성의 영향을 정량적으로 분석하였다.

### 5.1 대상유역

본 연구의 대상유역은 비교적 장기간 동안 수문자료가 축적된 국제수문개발계획(IHP) 대표유역을 선정하였다. 선정된 한강, 금강 및 낙동강 수계의 대표유역에 대해 수위관측소를 기준으로 평창강 유역의 6개 소유역, 보청천 유역의 5개 소유역 및 위천 유역의 6개 소유역으로 총 17개 소유역으로 나누어 연구를 수행하였다. Fig. 1~3은 대상유역의 배수유역도이다.

### 5.2 지형분석

지리정보체계에서의 지형분석을 위해 가장 중요한 요소 중 하나인 수로망 선정에 대해 가설수로망 생성기법은 면적한계기준(O'callaghan and Mark, 1984; Tarboton *et al.*, 1992)와 경사-면적 한계기준(Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993)의 범주로 구분되어진다. 그러나 이러한 기법들은 아직 체계적인 기준의 정립이 부족한 실정이며 또한 하천망의 계절적 변동 등의 영향을 고려 하지 못하는 한계를 가지고 있다. 따라서 본 연구에서는 하천망생성기법에 대한 오차



Fig. 1. Drainage Basin Map of Pyeongchang River



Fig. 2. Drainage Basin Map of Bocheong River



Fig. 3. Drainage Basin Map of Wi River

를 줄이고 하천망에 대한 지형자료의 객관성이 부여 될 수 있도록 1/25,000 수치 지형도의 하천선(Blue line)을 그대로 사용하였다. 또한 각 유역의 수위관측소를 유출구로 하여 유역경계를 분할하였으며 각 유역은 20 m×20 m의 격자망으로 구성하였다. 분할된 유역에 대해 Arc view의 Hydro extension을 이용하여 DEM 전처리 작업을 수행하였으며 흐름방향도와 흐름길이도를 생성

하였다. 생성된 Grid를 연산하여 대상유역의 각 격자 중심에서 유역 출구점까지의 지표면 유하거리와 하천 유하거리를 산정하였다. Figs. 4 and 5는 위천 유역 병천 수위표지점의 지표면 유하길리와 하천 유하길리의 Grid를 예로 나타낸 것이다. Table 2는 추출된 지형인자들의 유하길리에 대한 평균, 분산 및 공분산의 값들을 나타낸 것이다.

**Hillslope length(Byeongcheon)**

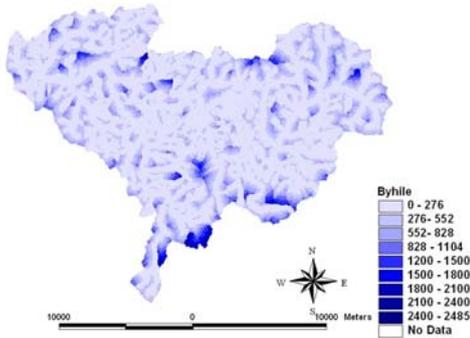


Fig. 4. The Grid Map of Hillslope Length

**Chnnel length(Byeongcheon)**

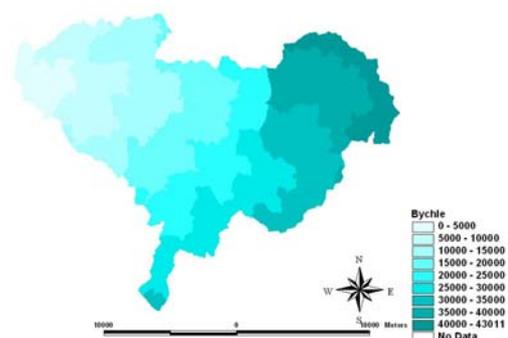


Fig. 5. The Grid Map of Channel Length

Table 2. Geomorphologic Factors of Stream Drainage

Watershed	Area (km <sup>2</sup> )	Channel		Hillslope		Co -variance (m <sup>2</sup> )	
		Mean (m)	Variance (m <sup>2</sup> )	Mean (m)	Variance (m <sup>2</sup> )		
Pyeong -chang	Imokjeong	55.800	8,967	18,129,700	559	408,886	439,672
	Jangpyeong	105.140	12,817	41,236,000	539	306,087	381,448
	baegokpo	143.840	14,148	29,079,900	512	213,522	- 145,617
	Sanganmi	393.730	29,106	131,710,000	489	214,487	523,077
	Habanjeong	85.560	10,191	18,412,100	501	231,788	101,876
	Bangnim	527.900	30,444	224,621,000	497	220,658	263,399
Bo -cheong	Sanseong	49.100	8,372	20,001,100	258	70,389	115,221
	Ipyeong	76.300	9,314	30,567,600	288	95,789	- 159,826
	Tanbu	77.510	11,437	36,914,100	509	259,422	511,887
	Gidae	354.140	17,104	62,831,300	375	152,181	- 339,719
	Sangye	485.210	30,027	158,953,000	373	148,836	- 190,788
Wi	Dongok	33.390	5,705	3,937,070	333	78,434	- 16,007
	Gono	109.040	12,263	23,267,800	300	83,183	77,682
	Miseong	171.640	18,881	81,167,400	287	84,602	196,219
	Byeongcheon	302.950	22,536	125,258,000	296	96,464	211,066
	Hyoryeong	150.380	12,772	28,499,700	396	187,496	535,943
	Museong	472.580	22,715	111,823,000	329	126,828	174,602

Table 2에서 유역 면적에 따른 하천망과 지표면에 대한 평균 및 분산의 분포를 도시화하면 Fig. 6과 같다. 여기에서 주목할 점은 유역규모가 커짐에 따라 즉, 유역의 하류로 갈수록 하천망의 규모가 커진다는 사실이다. 반면 지표면의 규모는 거의 일정한 경향을 보임을 알 수 있다. 또한 Fig. 7은 각 유역의 전체 유하거리에 대한 지표면과 하천의 유하거리의 평균 및 분산의 기여도를 나타낸 것이다. 본 연구에서 각 유역의 전체 유하거리에 대한 하천유하거리의 기여도 범위는 0.94~0.99로 나타났다. 이러한 결과로 부터 유역 내 임의의 한 지점에서의 물입자가 출구점까지의 유하 할 때 유하거리는 지표면을 유동하는 거리에 비해 하천을 유동하는 거리가 절대임을 알 수 있다. 이러한 이유로 초기의 GIUH 이론에서는 지표면의 유동을 무시하였다. (Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979) 또한 Robinson *et al.*(1995)는 유역면적 10 km<sup>2</sup>미만에서는 이러한 지표면 유동을 무시하였다.

또한 Fig. 7에서 주목할 점은 지표면과 하천 유하길이에 의한 분산의 기여도의 합이 1이 아닌 경우를 나타낸다는 것이다. 이는 Table 2의 마지막란에 계산된 지

표면과 하천에 대한 유하거리의 공분산의 영향 때문이다. D'odorico and Rigon (2003)는 지표면과 하천의 유하거리를 서로 독립적으로 가정하여 공분산을 무시하였으나 Di Lazzaro (2009)는 공분산을 유역의 지표면의 형태학적 특성 설명하여 격자 기반 GIUH 모형 내에서 비중 있게 고려하였다. 이러한 공분산의 특성은 다음과 같다. 유역의 상류부분이 평평하여 지표면 유하길이가 클 경우 공분산은 증가하며 양의 값을 나타내는 경향을 보인다. 이는 출구점으로 향하는 동안 짧은 지표면길이와 짧은 하도길이를 가지는 경로가 모이기 때문이다. 반면 하류부가 평평하여 긴 지표면 유하길이를 갖는 유역의 경우 공분산은 감소하고 음의 값을 나타내는 경향을 보인다. Di Lazzaro (2009)는 자연상태의 하천에서는 일반적으로 평균 경사가 배수면적에 따라 감소하기 때문에 후자의 경우가 빈번하게 나타난다고 하였으나, Figs. 8~10에서 보여 지듯이 실제 유역 내에서의 공분산은 이러한 경우가 혼합되어 나타나는 것으로 판단된다. Figs. 8~10은 유역 내 각 격자의 DEM 값을 입체적으로 도식화 한 것이다. 이상의 공분산 특성은 Eqs. (33)~(37)에 의한 특성유속 계산에 영향을 미친다. 즉,

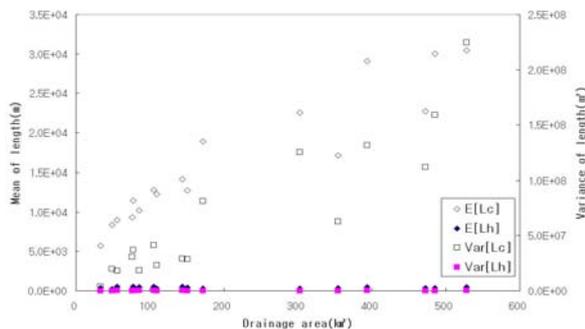


Fig. 6. Distributional Map of Mean and Variance of Channel and Hillslope Length

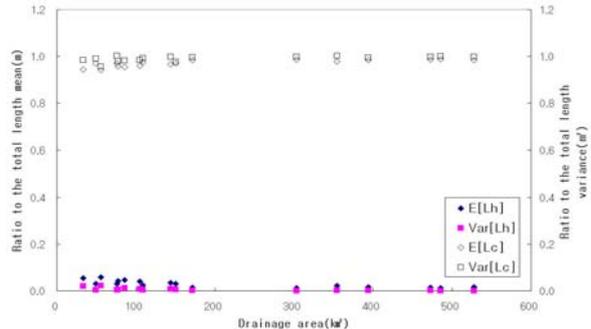


Fig. 7. Ratio of Mean and Variance of Channel and Hillslope Length to the Total Basin Travel Length

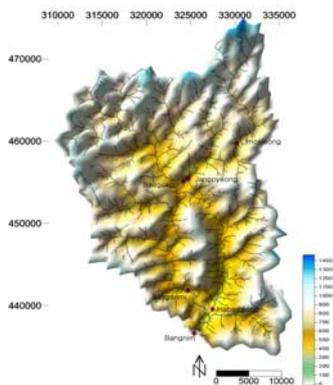


Fig. 8. The DEM Map of Pyeongchang River

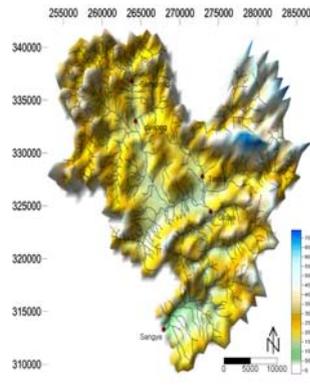


Fig. 9. The DEM Map of Bocheon River

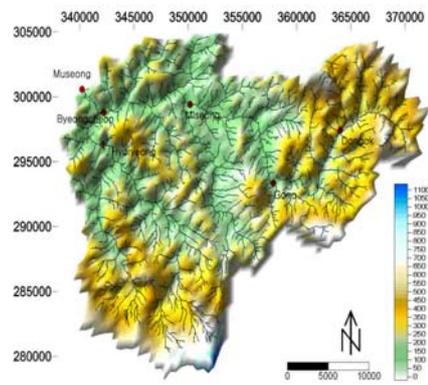


Fig. 10. The DEM Map of Wi River

공분산을 무시 할 경우 각각의 유속 값들은 과대 또는 과소 추정 될 것이다. 따라서 본 연구의 5.3절에서는 이러한 공분산의 영향을 포함한 특성 유속 산정을 시도하였다.

### 5.3 수문자료에 의한 격자 기반 GIUH 특성유속

격자 기반 GIUH 모형의 특성 유속 산정을 위한 Eqs. (31), (32)에서의  $T_{LAG}$  및  $Var_{OBS}$ 의 값들은 한국건설기술연구원의 “시험유역의 운영 및 수문특성 조사·연구-합성단위도 개발을 중심으로(2002)”에서 산정된 결과를 인용하였다. 이들은 17개의 각 소유역에 대해 각각 18~42 사상, 총 497 사상에 대해 분석하여  $T_{LAG}$  및  $Var_{OBS}$  자료를 산정하였다. 따라서 본 연구에서는 수문자료의 객관성을 위하여 이상의 자료를 별다른 처리 작업 없이 그대로 사용하였다. 계산된 특성유속은 다음의 Table 3에 수록하였다. 추정된 특성유속에 대한 참고자료로 비교적 최근에 발표한 D’odorico and Rigon (2003)의 연구 결과와 비교 하였다. 이들은 여러 학자들의 현장조사를 바탕으로  $u_c$ 와  $u_h$ 의 범위를 각각 0.5~4.0 m/s, 0.001~0.1 m/s로 제시하였다. 하천의 특성 유속 계산 결과 0.618~1.957 m/s의 범위로 평균 1.147 m/s로서 타당한 범위 내에서 추정 되었다. 또한 지표면

에 대한 특성유속 역시 0.012~0.030 m/s의 범위로 평균 0.018 m/s로 타당한 범위 내에서 추정되었다.

산정된 각각의 특성유속 결과 van der Tak and Bras (1990)이 제안한 지표면 특성유속과 하도특성 유속의 비의 값이 약 100이라는 결과보다 낮은 평균 약 70 정도로 추정되었다. 이러한 결과는 우리나라의 산악 지형특성에 의해 설명될 수 있다. 좋은 예로 보청천 유역의 이평과 탄부 지점을 들 수 있다. 두 지점은 Table 3에서 보여 지듯이 비슷한 유역 면적을 가지고 있으며 모두 보청천 유역의 상류쪽에 위치한다. Table 3의 특성 유속 산정 결과 하도 특성 유속은 비슷하게 추정 된 반면 지표면 특성 유속은 이평과 탄부 각각 0.015 m/s와 0.030 m/s로 두 배 차이가 남을 알 수 있다. 이러한 현상의 원인을 분석하기위해 지리정보체계를 통해 보청천 유역의 평균국부경사를 산정하였다. 산정된 유역평균 국부경사 결과 이평과 탄부 각각 0.31과 0.39로 나타났다. 보청천 유역 내에서 다른 소유역의 국부평균경사 산정 결과 유역면적이 큰 기대와 산계지점이 모두 0.29, 가장 작은 유역면적인 산성은 0.35로 산정되었다. 즉, 같은 유역 내에서 평균국부경사가 유역규모에 비해 탄부는 높게 나타난 반면 이평은 작은 결과 값을 나타낼 수 있었다. 따라서 이상의 결과로부터 지표면에

Table 3. The Estimations of  $T_{LAG}$ ,  $Var_{OBS}$ ,  $u_c$  and  $u_h$  From the Storm Eevents

Watershed		Area (km <sup>2</sup> )	Number of Events	$T_{LAG}$ (hr)	$Var_{OBS}$ (hr <sup>2</sup> )	$u_c$ (m/s)	$u_h$ (m/s)
Pyeong-chang	Imokjeong	55.80	36	10.05	60.75	0.684	0.024
	Jangpyeong	105.14	27	11.28	65.19	0.929	0.020
	baegokpo	143.84	26	11.89	69.96	1.498	0.015
	Sanganmi	393.73	37	12.23	64.02	1.957	0.017
	Habanjeong	85.56	30	10.45	56.93	1.027	0.018
	Bangnim	527.90	42	13.08	73.03	1.911	0.016
Bocheong	Sanseong	49.10	18	8.50	29.78	0.618	0.015
	Ipyeong	76.30	21	9.51	38.16	0.646	0.015
	Tanbu	77.51	23	9.42	32.25	0.671	0.030
	Gidae	354.14	26	13.83	80.73	0.904	0.012
	Sangye	485.21	26	12.79	48.41	1.285	0.016
Wi	Dongok	33.39	32	7.78	29.42	1.183	0.014
	Gono	109.04	33	8.30	27.41	1.109	0.016
	Miseong	171.64	33	8.65	31.54	1.510	0.015
	Byeongcheon	302.95	29	8.96	35.53	1.710	0.015
	Hyoryeong	150.38	30	9.08	27.93	0.699	0.028
	Museong	472.58	28	10.80	40.98	1.150	0.017

서의 특성 유속은 유역의 국부경사에 영향을 받는 것을 알 수 있었다. 결론적으로 우리나라의 산악지형의 특수성을 감안하면  $u_c/u_h$ 가 100 이하로 발생 될 수 있음이 설명된다.

#### 5.4 유하시간 분포

다음의 Table 4는 앞 절에서 산정된 지표면과 하천의 유하길이와 각각의 특성유속에 의한 지표면과 하천 경로에 대한 유하시간으로 나타났을 때의 평균, 분산

및 전체 유하시간에 대한 각각의 기여도를 나타낸 것이다. 또한 Figs. 11 and 12는 전체 유하시간에 대한 지표면과 하천의 평균과 분산에 대한 기여도를 도식화 한 것이다.

Figs. 6 and 7에서 살펴보았듯이 유하 거리에 대한 기여도는 하천에 지배적인 영향을 받는 것을 알 수 있었다. Table 2에서 평균유하거리에 대한 평균지표면 거리의 기여도는 0.01~0.06의 범위를 나타내며 평균 0.03이다. 또한 총 유하거리에 대한 지표면 거리의 분산의

Table 4. The Travel Time and Ratio of the Total Travel Time

Watershed		Estimation					Contribution				
		Mean(hr)		Variance(hr <sup>2</sup> )			Mean		Variance		
		Chan.	Hill.	Chan.	Hill.	Cov.	Chan.	Hill.	Chan.	Hill.	Cov.
Pyeong-chang	Imokjeong	3.64	6.41	2.99	53.67	2.05	0.36	0.64	0.05	0.91	0.03
	Jangpyeong	3.83	7.45	3.69	58.35	1.58	0.34	0.66	0.06	0.92	0.02
	baegokpo	2.62	9.26	1.00	69.94	-0.49	0.22	0.78	0.01	0.99	-0.01
	Sanganmi	4.13	8.10	2.65	58.91	1.23	0.34	0.66	0.04	0.94	0.02
	Habanjeong	2.76	7.69	1.35	54.73	0.42	0.26	0.74	0.02	0.97	0.01
	Bangnim	4.42	8.66	4.74	66.95	0.67	0.34	0.66	0.07	0.93	0.01
Bocheong	Sanseong	3.76	4.74	4.04	23.84	0.95	0.44	0.56	0.14	0.83	0.03
	Ipyeong	4.01	5.51	5.65	35.14	-1.32	0.42	0.58	0.14	0.89	-0.03
	Tanbu	4.73	4.69	6.32	22.02	1.95	0.50	0.50	0.21	0.73	0.06
	Gidae	5.25	8.58	5.93	79.57	-2.39	0.38	0.62	0.07	0.96	-0.03
	Sangye	6.49	6.30	7.43	42.37	-0.70	0.51	0.49	0.15	0.86	-0.01
Wi	Dongok	1.34	6.44	0.22	29.35	-0.07	0.17	0.83	0.01	1.00	-0.00
	Gono	3.07	5.23	1.46	25.27	0.34	0.37	0.63	0.05	0.93	0.01
	Miseong	3.47	5.17	2.75	27.49	0.65	0.40	0.60	0.09	0.89	0.02
	Byeongcheon	3.66	5.30	3.30	30.99	0.61	0.41	0.59	0.09	0.89	0.02
	Hyoryeong	5.08	4.00	4.50	19.12	2.15	0.56	0.44	0.17	0.74	0.08
	Museong	5.49	5.31	6.52	33.10	0.68	0.51	0.49	0.16	0.82	0.02

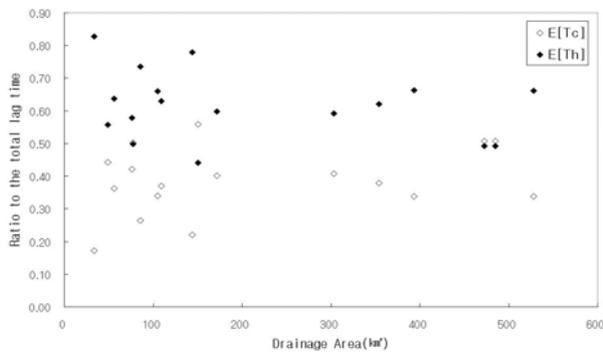


Fig. 11. Ratio of Channel and Hillslope Residence Time to the Total Basin Lag Time

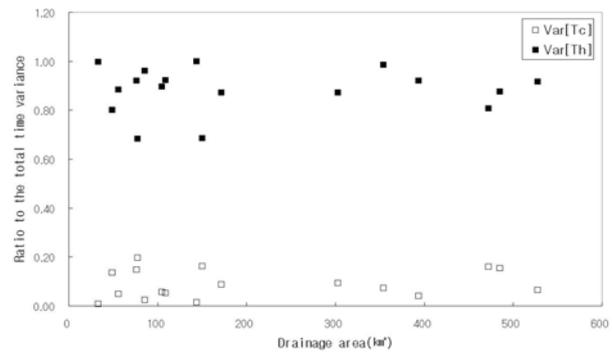


Fig. 12. Ratio of Channel and Hillslope Timing Variance to the Total Basin Time Variance

기여도는 0.00~0.02의 범위로 평균 0.01을 나타내었다. 여기에서 주목할 점은 지표면 및 하천의 유하거리에 특성속도를 적용한 유하시간에 대한 기여도는 반대되는 경향을 나타낸다는 것이다. Table 4에서 보여 지듯이 총 평균유하시간에 대한 평균지표면의 기여도는 0.44~0.83의 범위로 평균 0.62로 나타났으며 지표면 유하시간의 분산은 0.73~1.00의(여기에서 1.00 이상의 값은 전술한 공분산의 영향 때문이다.) 범위로 평균 0.89를 나타내었다. 또한 공분산의 기여도는 -0.03~0.08의 범위로 평균 0.02로 나타났다. 결과적으로 식 (31), (32)에서 하천에 비해 상대적으로 낮은 지표면 특성유속으로 인해 유역전체 유하시간에 대한 지표면의 기여도가 지배적으로 높아 졌음을 알 수 있다. 특히 순간단위도의 형상을 결정짓는 유하시간 분포의 분산에 대한 지표면 유동의 기여도는 유역에 따라 1에 가까운 값까지 추정되었다. Table 4와 Figs. 11 and 12는 이러한 경향을 잘 나타내 주고 있다. 이러한 결과는 Di Lazzaro (2009)에 의해 연구된 유역면적 약 1,500 km<sup>2</sup> 미만에서 지표면의 기여도가 절대적으로 우세하게 나타난다는 연구 결과와 일치한다.

따라서 이러한 배수경로의 이질성에 의한 유하시간 분포의 평균 및 분산의 기여도를 분석한 결과 유역면적 500 km<sup>2</sup> 미만의 미계측 산지 소유역에서 GIUH 모형의 적용 시에는 지표면에서의 물의 유동을 매우 중요하게 고려하여야 할 것으로 판단된다. 그러나 여기에서 주의해야 할 사항은 지표면 유동은 중소규모 유역(500 km<sup>2</sup> 미만)에서 유하시간의 분포에 지배적인 역할을 하는 것으로 판단되나 유역의 유출 초기조건 즉, 선행강수조건이나 토양의 함수조건 등에 매우 종속적인 복합적 특성을 가짐이 예상된다. 따라서 보다 정확한 지표면 유동의 기여도를 평가하기 위해서는 운동과 근사해법(Lee and Chang, 2005)과 같은 접근법에 기초하여 이에 대한 고려가 수행되어야 할 것으로 보인다.

## 6. 결 론

본 연구에서는 유역규모의 수문응답에 있어서 지표면과 하천에서의 물의 유동에 관한 상대적인 기여도를 평가 하기위해 격자 기반 GIUH와 사상자료의 적률분석을 통해 각각의 특성유속을 산정하였다. 이러한 각각의 특성유속으로 부터 배수경로의 이질성에 의한 유역의 유하시간의 분포, 즉 순간단위도 형상에 미치는 개별적인 영향을 정량화 하여 비교하였다. 이상으로부터의 결론을 요약하면 다음과 같다.

- 1) 17개 모든 대상유역에서 지표면 평균유하거리는

유역규모에 대해 일정하게 나타난 반면 하천의 평균유하거리는 유역규모와 비례해 증가하는 것으로 나타났다.

- 2) 유역면적 500km<sup>2</sup> 이내의 중소규모 유역에서 지표면과 하천의 특성 유속산정 결과 둘 사이에는 현저한 차이가 발생하였으며, 이러한 이유로 지표면과 하천의 평균유하시간의 상대적인 기여도는 지표면이 평균 0.62로 하천 평균 0.38보다 높은 것으로 나타났다.
- 3) 또한 순간단위도의 형상에 지배적인 유하시간 분포의 분산에 대한 기여도 또한 지표면 평균 0.89, 하천평균 0.09로 지표면의 유동이 매우 중요한 역할을 함을 알 수 있었다. 따라서 GIUH 모형에서 있어서 지표면 유동의 영향을 무시할 수 없을 것으로 판단된다. 이러한 지표면 유동은 전술한 바와 같이 유역규모만으로는 고려할 수 없으며 유역의 유출초기조건에 종속적이고 복합적인 특성을 가짐이 예상된다.
- 4) 본 연구에서 또 하나 주목할 점은 지표면과 하천에 대한 공분산의 적용이다. 이는 통계물리학적으로 지표면과 하천에 대한 독립성을 가정한 기존의 연구에 비해 발전된 이론일 뿐만 아니라 실제로도 GIUH의 특성유속 산정에 커다란 영향을 줄 수 있다는 점에서 의미가 깊다. 비록 본 연구에서는 전술한 지표면의 형태학적 특성 복합적으로 나타나 총 분산에 대한 기여도가 평균 0.02로 비교적 낮은 값을 나타냈지만, 하나의 지표면의 형태학적 특성이 지배적인 유역의 경우 공분산을 고려하지 않는다면 특성유속값이 과소 또는 과대 추정될 우려가 있기 때문이다. 따라서 격자 기반 GIUH 적용 시 이러한 공분산에 대한 영향을 반드시 고려해야 할 것으로 판단된다.

## 감사의 글

이 논문은 2008년도 충남대학교 학술연구비의 지원에 의하여 연구되었음

## 참 고 문 헌

- 김주철, 윤여진, 김재한 (2005). "Nash 모형의 지체시간을 이용한 GIUH 유도." **한국수자원학회논문집**, 제 38권, 제10호, pp. 801-810.
- 김주철, 윤여진, 김재한 (2006). "수문학적 접근법에 의한 유역응답내 지표면유동의 기여도 평가." **한국수**

- 자원학회논문집, 제39권, 제7호, pp. 553-562.
- 정성원, 김동필, 문장원, 이창용, 이대희 (2000). “시험유역의 운영 및 수문특성 조사·연구-합성단위도 개발을 중심으로.” 한국건설기술연구원.
- Botter, G. and Rinaldo, A.(2003). “Scale effect on geomorphologic and kinematic dispersion.” *Water Resources Research*, Vol. 39, No. 10, 1286. doi: 10.1029/2003WR002154.
- Di Lazzaro, M. (2008). “Correlation between channel and hillslope lengths and its effects on the hydrologic response.” *Journal of Hydrology*, Vol. 362, pp. 260-273.
- Di Lazzaro, M. (2009). “Regional analysis of storm hydrographs in the rescaled width function framework.” *Journal of Hydrology*, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.027.
- 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.
- Dooge J.C.I. (1973). “*Linear theory of hydrologic system*” Tech. Bull. 1468. Agriculture Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Gupta, V.K., Waymire, E. and Wang, C.T. (1980). “A representation instantaneous unit hydrograph based on path types.” *Water Resources Research*, Vol. 6, No. 5, pp. 855-862.
- Lee, K.T. and Chang, C. (2005). “Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology based IUH modeling.” *Journal of Hydrology*, Vol. 311, pp. 91-105.
- Montgomery, D.R. and Foufoula-Georgiou, E. (1993). “Channel network source representation using digital elevation models.” *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 12, pp. 3925-3934.
- Nash, J.E. (1959). “Systematic determination of unit hydrograph parameter.” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 64, No. 1, pp. 111-115.
- O’Callaghan, J.F. and Mark, D.M. (1984). “The extraction of drainage networks from digital elevation data.” *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, Vol. 28, pp. 324-344.
- Rinaldo, A., Rigon, R. and Marani, M. (1991). “Geomorphological dispersion.” *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 4, pp. 513-525.
- Rinaldo, A., Vogel, G.K., Rigon, R. and Rodríguez-Iturbe, I. (1995). “Can one gauge the shape of basin.” *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 4, pp. 1119-1127.
- Rinaldo, A., Botter, G., Bertuzzo, E., Uccelli, A., Settin, T. and Marani, M. (2006). “Transport at basin scales: 1. Theoretical framework.” *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 10, pp. 19-29.
- Robinson, J.S., Sivaparan, M., and Snell, J.D. (1995). “On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments.” *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 12, pp. 3089-3101.
- Rodrigueze-Iturbe, I. and Valdes, J.B. (1979). “The geomorphologic structure of hydrologic response.” *Water Resources Research*, Vol. 15, No. 6, pp. 1409-1420.
- Saco, P.M. and Kumer, P. (2002). “Kinematic dispersion in stream networks -1. Coupling hydraulics and network geometry.” *Water Resources Research*, Vol. 38, No. 11, pp. 26~1-26~14.
- Sherman, L.K. (1932). “Stream flow from rainfall by the unit graph method.” *Engineering News-Record*, Vol. 108, pp. 501-505.
- Singh, V.P. (1988). “*Hydrologic system - Rainfall-runoff modeling Volume.*” Prentice hall, Eaglewood cliffs, New Jersey.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I. (1992). “A physical basis for drainage density.” *Geomorphology*, Vol. 5, pp. 59-76.
- van der Tak, L.D., and Bras, R.L. (1990). “Incorporating hillslope effects into the geomorphologic instantaneous unit hydrograph.” *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 10, pp. 2393-2400.

논문번호: 09-091	접수: 2009.07.30
수정일자: 2009.09.02	심사완료: 2009.09.02