

## 2차원 지질시간 규모 수치지형발달모형의 개발

변종민\* · 김종욱\*\*

### Development of a 2 Dimensional Numerical Landscape Evolution Model on a Geological Time Scale

Jongmin Byun\* · Jong Wook Kim\*\*

**요약** : 컴퓨터 기술의 발전으로 인해 근래 들어 수치지형발달모형을 개발하고 이를 이용하여 다양한 관점에서 지형발달과정의 역동성을 파악하기 위한 시도들이 활발하게 행해졌다. 하지만 국내에서는 수치지형발달모형을 활용하거나 개발하는 시도가 거의 없었다. 이에 본 연구에서는 2차원상에서 지질시간 규모의 지형발달을 모의하는 수치지형발달모형을 개발하고 이의 유용성을 확인해 보았다. 개발된 모형은 지표 구성물질을 기반암과 이동 가능한 토양으로 구분하고 토양층의 두께를 모의하기 위해 기반암 풍화를 포함한다. 이를 통해 사면에서는 운반제어환경뿐만이 아니라 풍화제어환경도 모의 가능하다. 또한 토양포행과 같은 사면에서의 점진적인 물질이동과는 별개로 활동(landslide) 역시 주요한 지형형성작용으로 포함한다. 그리고 하천 운반력이 하상물질의 양보다 큰 곳에서는 기반암 하상 침식이 발생하여 분리제어환경도 모의한다. 한편 무한 유향 알고리즘을 이용하여 흐름을 분배하기 때문에 최대하부 경사 유향 알고리즘을 이용할 때 나타나는 흐름 분배상의 문제점을 줄일 수 있다. 개발된 모형을 이용한 모의실험 결과, 본 모형은 지질시간 규모의 지형발달과정을 비교적 합리적으로 모의하였다.

**주요어** : 수치지형발달모형, 풍화, 풍화제어환경, 활동, 분리제어환경, 무한 유향 알고리즘

**Abstract** : Advances in computer technology have enabled us to develop and use numerical landscape evolution models (NLEMs) for exploring the dynamics of geomorphic system from a variety of viewpoints which previously could have not been taken. However, as of yet there have been no trials using or developing NLEMs in Korea. The purpose of this research is to develop a 2 dimensional NLEM on a geological time scale and evaluate its usefulness. The newly developed NLEM (ND-NLEM) treats bedrock weathering as one of the major geomorphic processes and attempts to simulate the thickness of soil. As such it is possible to model the weathering-limited as well as the transport-limited environment on hillslopes. Moreover the ND-NLEM includes not only slow and continuous mass transport like soil creep, but also rapid and discrete mass transport like landslides. Bedrock incision is simulated in the ND-NLEM where fluvial transport capacity is large enough to move all channel bed loads, such that ND-NLEM can model the detachment-limited environment. Furthermore the ND-NLEM adopts the D-infinity algorithm when routing flows in the model domain, so it reduces distortion due to the use of the steepest descent slope flow direction algorithm. In the experiments to evaluate the usefulness of the ND-NLEM, characteristics of the channel network observed from the model results were similar to those of the case study area for comparison, and the hypsometry curve log during the

본 논문은 변종민의 박사학위 논문 중 제3장을 보완하고 수정한 것이며, 개발된 수치지형발달모형의 소스 코드는 변종민의 홈페이지 (<http://www.byunjongmin.net>)에서 받을 수 있다.

\* 서울대학교 사회교육연구소 연구원(Researcher, Research Institute for Social Science, Seoul National University), cyberzen.byun@gmail.com

\*\* 서울대학교 지리교육과 교수(Professor, Department of Geography Education, Seoul National University), kimjwk@snu.ac.kr

experiment showed rational evidence of landscape evolution. Therefore, the ND-NLEM is shown to be useful for simulating landscape evolution on a geological time scale.

Key Words : numerical landscape evolution model, weathering, weathering limited, landslide, detachment limited, D-infinity algorithm

## 1. 서론

지형학에서 모형이란 당시까지 이해된 지형학적 현상을 일반화시켜 표현한 것이다. 지형학은 지표 기복의 특성과 기복을 만드는 과정을 설명하는 학문이기 때문에, 지형학 학문 역사의 초기부터 지표의 지형발달 과정을 개념화한 지형발달모형(landscape evolution model)들이 다양하게 제안되어 왔다(Davis, 1899; King, 1953; Penck, 1924). 하지만 이들 초기 모형들은 정성적이기 때문에 과학적인 방법으로 이들 모형을 검증할 수 없었고, 모형을 이용하여 앞으로의 지형발달을 정량적으로 예측하는 것도 불가능했다.

1960년대 이후 지형학에서도 체계이론과 정량적인 연구기법이 도입되면서, 지형을 체계로서 간주하고 지형의 변화를 체계요소와 이들간의 관계로 설명하려는 기능적 지형학(functional geomorphology)이 새로운 연구 사조로 등장하였다(Kim, 1989). 이로 인해 근래의 지형발달모형은 지형체계를 구성하는 체계요소들간의 관계를 질량보존법칙을 바탕으로 만든 미분방정식과 같은 수식으로 인식되기도 한다(Byun, 2011b). 따라서 근래의 지형발달모형을 이용할 경우 앞으로의 지형발달을 이론적으로 모의하는 것이 가능하며, 기존의 정성적인 지형발달모형을 과학적으로 검증할 수도 있다.

최근 컴퓨터 기술이 발전하면서 특히 수치지형발달모형(numerical landscape evolution model)을 이용한 연구 성과들이 두드러지게 증가했다. 수치지형발달모형은 모형의 토대가 되는 미분방정식의 해를 수치적으로 구함으로써 지형발달을 모의하는 도구이다. 따라서 엄밀해를 구하는 해석적(analytical) 지형발달모형과 달리 복잡한 조건에서도 미분방정식의 해를 구할 수 있는, 즉 복잡한 지형발달과정도 모의할 수 있는 것이 특징이다. 구체적으로 살펴보면, 해석적 모형에서

는 미분방정식의 해를 대수적으로 구하기 위해 정상상태를 가정하거나 또는 모의하는 영역의 기반암을 동질적으로 가정할 수 밖에 없었다. 하지만 미분방정식의 해를 수치적으로 구하는 수치지형발달모형에서는 정상상태가 아닌 조건(예: 서로 다른 초기 지형 조건 또는 기후변화로 인한 외적영력이 변화하는 조건) 또는 모형영역(model domain)의 기반암이 상이한 조건에서도 지형발달을 모의하는 것이 가능하다.

이 같은 수치지형발달모형의 장점으로 인해 다양한 관점에서 지형발달과정의 역동성을 파악하려는 새로운 시도들이 등장했다. 다양한 지표 과정들(예: 사면작용, 수문, 하천에 의한 침식) 간의 상호작용이 유역의 발달과정 및 형태에 미치는 영향(Willgoose *et al.*, 1991), 제4기 동안의 기후변화가 지표 물질이동 양상 및 지형 변화에 미치는 영향(Tucker and Slingerland, 1997), 긴 시간 규모에서 지표 지형형성작용과 지구조작용간의 상호작용이 대규모의 지형발달과정에 미치는 영향(Tucker and Slingerland, 1994)을 탐색하는 연구들이 좋은 예에 해당한다. 수치지형발달모형을 이용한 이 연구들은 개별 지형체계요소가 지표물질이동과 지형에 미치는 영향뿐만 아니라 이들이 장기간의 지형발달에 미치는 영향까지도 명시적으로 이해하는데 도움을 주었기 때문에, 지형학자들은 과거 어느 때보다 지형발달과 관련된 다양한 연구 가설들을 검증해 볼 수 있었다(Kooi and Beaumont, 1994; van der Beek and Braun, 1999; Byun, 2011a).

위와 같이 지형학적 문제를 풀기 위해 수치지형발달모형을 활발하게 이용하는 국제적인 연구 경향과는 달리 국내에서는 이를 활용한 연구가 거의 없었다. 실험적으로 수치지형발달모형을 도입한 연구도 있었지만, 이들 연구들은 1차원상에서의 지형발달만을 모의하는데 그쳤다(Lee, 1999; Kim, 2004). 물론 연구목적에 따

라 1차원 모형만으로도 유의미한 연구 성과를 거둘 수 있지만, 1차원 모형은 자체 특성상 분산(divergent) 또는 수렴(convergent)되는 흐름을 모의할 수 없으며 나아가 사면작용과 하천작용간의 상호작용이 지형발달에 미치는 영향을 모의할 수 없는 한계점이 있다.

본 연구의 목적은 국내에서는 아직 개발되지 않은 2차원 지질시간<sup>(1)</sup> 규모의 수치지형발달모형을 개발하는 것이다. 이를 위해 본 연구에서는, 첫째 지질시간 규모에서 지형발달을 모의하는데 적절한 지형체계와 이를 표현하는 수식들을 고안하고, 둘째 이들 수식을 수치적으로 풀이하는 수치지형발달모형을 구현하며, 셋째 개발된 수치지형발달모형을 이용하여 사례지역의 지형발달을 모의하고 이의 모의결과 지형을 사례지역 지형과 정량적으로 비교하여 수치지형발달모형의 유용성을 검증하고자 한다. 본 연구를 통해 개발된 수치지형발달모형은 앞으로의 기후 변화 또는 지표 환경 변화가 지형 및 지표 환경에 미치는 영향을 탐색하거나, 한반도의 지형발달을 설명했던 정성적인 연구 가설들을 검증할 수 있는 도구로서 유용하게 활용될 것으로 기대된다.

## 2. 연구방법

### 1) 수치지형발달모형의 개발

본 연구에서 수치지형발달모형을 개발한 과정은 다음과 같다. (i) 모의하고자 하는 지형단위(geomorphic unit)를 선정하고 이들 관점에서 수치지형발달모형 개발을 위한 목표를 정의한다. (ii) 선정된 지형단위의 발달에 영향을 주는 주요한 체계요소(또는 지형변수)들을 결정하고, 이를 토대로 지형체계를 정의한다. 이 과정에서 체계요소뿐만 아니라 체계요소들간의 기능적 관계(또는 흐름)까지를 포함하는 지형체계 도식이 완성된다(Figure 1). (iii) 지형체계 요소들간의 기능적 관계들을 수식(또는 논리적)으로 표현한다(Figure 3). (iv) 지형체계를 컴퓨터 상에서 구현하기 위한 일련의 연산 작업 흐름도를 작성한다(Figure 7). (v) 연산 작업

흐름도 상의 개별 작업들을 구현하기 위한 알고리즘을 고안한다. (vi) 알고리즘을 프로그래밍 언어(여기서는 MATLAB<sup>®</sup>)로 구체화한다. (vii) 디버깅 작업을 통해 수치지형발달모형의 내부 오류들을 점검하고 이들을 제거한다.

### 2) 수치지형발달모형의 유용성 검증

개발된 수치지형발달모형의 유용성을 검증하기 위해, 신생대 제3기 이래로 경동성 요곡 지반응기운동으로 인한 한반도 중부 영동지역의 지형발달을 모의하고 모의결과 지형을 사례지역 지형과 정량적으로 비교하였다. 또한 모의결과 지형에서 실제 지형 또는 지형발달과정에서 관찰되는 규칙성이 발견되는지도 살펴본다. 이를 위해 여기서는 하계망 체계 분석과 힝소메트리 곡선(hypsometric curve) 분석을 시도하였는데, 이는 이들 분석 방법이 지형에서의 규칙성을 발견하거나 설명하는(Chorley, 1957; Kirchner, 1993) 또는 지형발달정도를 설명하는(Strahler, 1952; Miller *et al.*, 1990) 도구로 사용되어 왔기 때문이다.

## 3. 결론

### 1) 수치지형발달모형 개발

#### (1) 개발 목표

본 연구의 일차적인 목표는 2차원 상에서 지질시간 규모의 지형발달을 모의할 수 있는 수치지형발달모형을 개발하는 것이다. 수치지형발달모형 개발의 세부 목표는 다음과 같다.

- 최종적으로 모의하고자 하는 지형단위는 하곡(또는 사면)과 하천중단곡선 그리고 이들이 결합된 2차원 상의 하계망 체계이다. 따라서 시간적으로는 지질시간 규모, 공간적으로는 다수의 유역을 포함하는 지역적 규모(regional scale)에서 지형발달을 모의한다.

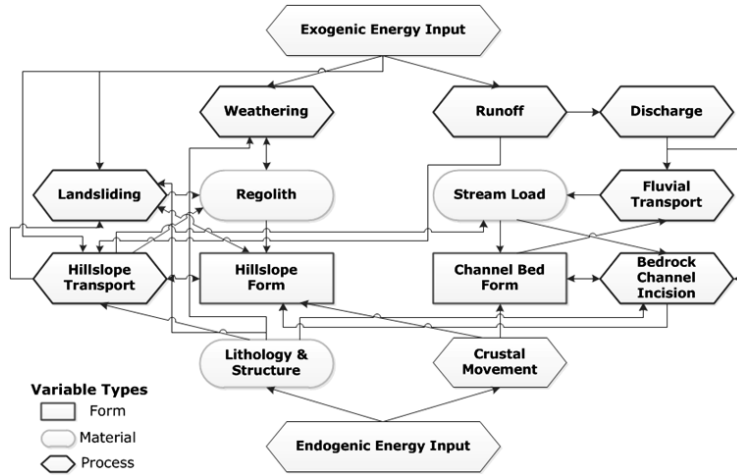


Figure 1. Geomorphic system components and interactions of the model. 지형체계요소 및 이들 간의 관계

This diagram represents the geomorphic system based on the purposes of the model development. Geomorphic system components (or geomorphic variables) are composed of form, material and process variables according to the classification method from Ahnert (1996). 'Hillslope form', 'Channel bed form' and the thickness of 'Regolith (or Stream load)' in particular must be estimated at each time step during the operation of the model. Arrow lines indicate relationships between geomorphic variables. Non-linearity or threshold based behaviors are embodied in some relationships of the model. Modified from Ahnert (1996, 95p, Figure 3.2).

- 지표 구성물질을 기반암과 토양(또는 퇴적물)<sup>2)</sup>으로 구분하고, 토양층의 두께를 모의한다. 따라서 기반암을 토양으로 변화시키는 기반암 풍화를 모형에 포함하고, 이를 통해 지표에서의 다양한 물질이동양식을 모의한다. 특히 사면에서는 운반제어환경뿐만 아니라 풍화제어(風化制御, weathering-limited)환경도 모의한다.
- 사면에서의 물질이동과정으로 확산(diffusion)뿐만 아니라 활동(landslide)도 모의한다. 활동은 용기율이 매우 큰 조산대 지역에서의 주요한 물질이동과정이기 때문에, 이를 통해 지반용기율이 높은 시기 또는 지역의 지형발달도 모의 가능하다.
- 하천 운반력(transport capacity)이 상부 유역으로부터 유입되는 하상물질의 양보다 큰 곳에서는 기반암 하상 침식이 발생한다. 이를 통해 하천에서는 운반제어환경뿐만 아니라 분리제어(分離制御, detachment-limited)환경도 모의한다.
- 무한 유향(이하 D-infinity) 알고리즘(Tarboton,

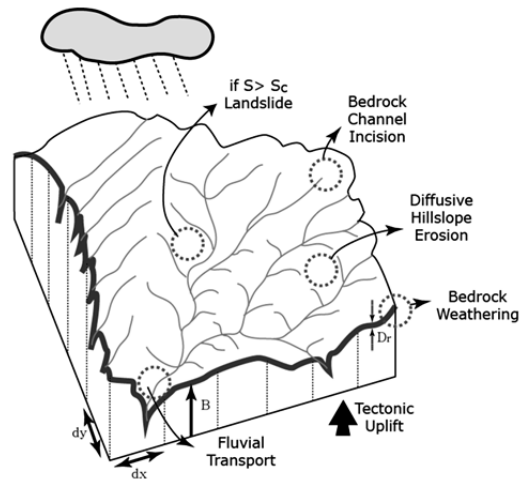


Figure 2. Geomorphic system over discrete space.

이산화된 공간상의 지형체계

$dx$  is the length of x-axis and  $dy$  is the length of y-axis of a discrete cell.  $S$  is slope,  $S_c$  is the critical slope,  $B$  is bedrock elevation,  $D_r$  is regolith depth.

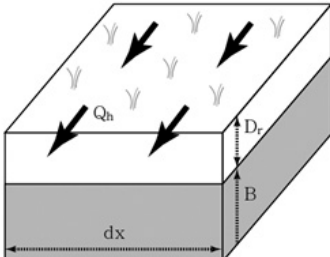
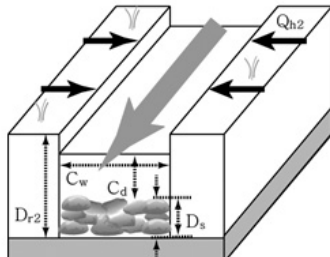
Continuity of elevation and regolith	Geomorphic process
Elevation: $Z = B + D_r$ (1)	Bedrock weathering:
Hillslope: $A \cdot S^2 < CI$ (2)	$W = \min( W_0 + bD_r, W_1 e^{-(D_r/D_{rw})} )$ (6)
	Hillslope transport: $Q_h = dx \cdot k_h \cdot \nabla Z$ (7)
$\frac{\partial Z}{\partial t} = \begin{cases} \frac{\nabla \cdot Q_h}{dx^2} + U & \text{if } \frac{\nabla \cdot Q_h}{dx^2} < D_r \\ -(W + D_r) + U & \text{otherwise} \end{cases}$ (3a)	Fluvial transport:
(3b)	$Q_s = T_b C_w \left( k_{fa} \left( \frac{Q_b}{C_w} \right)^{m_{fa}} S^{n_{fa}} - \theta_{ca} \right)^{P_{fa}}$ (8)
Channel: $A \cdot S^2 \geq CI$ (4)	Bedrock channel incision:
	$E = \frac{T_b}{dx} \left( k_{fb1} k_{fb} \left( \frac{Q_b}{C_w} \right)^{m_{fb}} S^{n_{fb}} - \theta_{cb} \right)^{P_{fb}}$ (9)
$\frac{\partial Z}{\partial t} = \begin{cases} k_{ff} \frac{\nabla \cdot Q_s}{(C_w \cdot dx)} + U & \text{if } \frac{\nabla \cdot Q_s}{(C_w \cdot dx)} < D_s \\ k_{ff} (-D_s - k_{fde} E) + U & \text{otherwise} \end{cases}$ (5a)	Landsliding Occurring probability:
(5b)	$P_{sl} = \begin{cases} \left( \frac{S}{S_{csl}} - 1 \right) + \frac{\Delta t_l}{T_{cisl}} & \text{if } S > S_{csl} \ \& \ D_r > D_{rcsl} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$ (10a) (10b)
	Flux by landsliding:
	$Q_l \approx \begin{cases} dx^3 (S - S_{csl}) & \text{if } P_{sl} \geq 1 \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$ (11a) (11b)

Figure 3. Equations representing interactions between geomorphic system components within the geomorphic system. 지형체계요소들간의 관계를 표현한 수식

In the above equations, Z is surface elevation, S is slope, CI is channel initiation threshold, B is bedrock elevation, D<sub>r</sub> is regolith depth, D<sub>s</sub> is the thickness of channel bed load, U is uplift rate, W is bedrock weathering rate, Q<sub>h</sub> is the transport capacity on hillslope, Q<sub>h2</sub> is the mass flux exchange between river bank and channel bed, Q<sub>l</sub> is the mass flux transported by a landslide, Q<sub>s</sub> is the fluvial sediment transport capacity, C<sub>w</sub> is channel width, T<sub>b</sub> is bankfull discharge duration, θ<sub>ca</sub> is the critical shear stress for sediment entrainment, E is bedrock incision rate, θ<sub>cb</sub> is the critical shear stress for detachment, P<sub>sl</sub> is the occurring probability of a shallow landslide, S<sub>csl</sub> is the critical slope and D<sub>rcsl</sub> is the minimum regolith depth needed for shallow landslide occurring, Δt<sub>l</sub> is the elapsed time after the last landsliding, T<sub>cisl</sub> is the characteristic recurrence interval of shallow landslides. Equations related to bedrock landslide were omitted in the above figure. Refer to the following text to get the information about various coefficients in the above equations.

1997)을 이용하여 흐름을 분배한다. 이를 통해 단일 유향 알고리즘을 이용할 시에 발생하는 흐름 분배상의 왜곡을 줄인다.

- 모형을 컴퓨터 언어로 구현할 때 각 지형형성작용을 개별적인 모듈로 구현한다. 이를 통해 특정 지역 또는 특정 기후 환경에서의 지형형성작용 외에 다양한 지역 및 기후 환경에서의 지형발달도 비교적 손쉽게 모의하고자 한다.

Figure 1은 이상의 개발 목표를 토대로 만든 지형체계이며, Figure 2는 지형체계를 이산화된 공간상에 개념적으로 표현한 것이다.

(2) 지형체계요소들 간의 관계 수식화

Figure 3은 지형체계요소들간의 관계를 수식으로 표현한 것이다. 수식은 지질시간 규모에서 주요한 지형형성작용들을 간결하게 표현한 수식들(수식 (6), (7), (8), (9), (10), (11), (13), (14))과 이들을 하나로 통합하는 연속방정식(continuity equation, 수식 (1), (3a), (3b), (5a), (5b))으로 크게 구분된다.

일반적으로 지질시간 규모에서 지표고도의 변화를 표현하는 연속방정식은 아래의 수식 (12)와 같이 지형형성작용에 의해 지표물질이 침식되거나 퇴적되는 현상을 표현하는 항과 지반응기로 인해 질량이 증가하는 항으로 구성된다. 수식 (12)에서 Z는 지표고도, t는 시간,  $Q_b$ 는 사면에서의 물질이동률,  $Q_s$ 는 하천에 의한 물질이동률, U는 지반응기율이다.

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = (\nabla \cdot Q_b + \nabla \cdot Q_s) + U \tag{12}$$

하지만 본 모형에서는 하도가 형성되지 않은 사면과 하도를 포함한 셀로 구분하여 모형화했기 때문에, 수식 (12)를 수식 (3a)와 (3b) 그리고 수식 (5a)와 (5b)로 구분하였다.

① 기반암 풍화

본 수치지형발달모형은 지표구성물질을 토양층(또는 퇴적층)과 기반암으로 구분하고 모의기간 동안 토양층의 두께를 모의하기 위해, 기반암 풍화를 주요 지형형성작용으로 포함시켰다. 기반암 풍화율은 상부의 토양층 두께와 관련이 있는 것으로 여겨져 왔으며

(Gilbert, 1877), 최근에는 이러한 가설이 야외에서의 실측 자료와 우주기원 방사선 핵종(cosmogenic radionuclide)의 축적량 분석 결과와도 일치하는 것으로 나타났다(Heimsath *et al.*, 1997). 지금까지 제안된 토양층 두께에 따른 기반암 풍화율 함수는 토양층이 두꺼워질수록 풍화율이 지수적으로 감소하는 것과 일정 토양층 두께에서 풍화율이 최대에 도달하고 이후 풍화율이 지수적으로 감소하는 것으로 구분되는데(Wilkinson and Humphreys, 2005), 최근에는 후자를 지지하는 연구 결과들이 속속 나타나고 있다(Wilkinson *et al.*, 2005; Heimsath *et al.*, 2009). 본 수치지형발달모형에서도 일정 토양층 두께에서 최대 풍화율이 나타나는 기반암 풍화율 함수를 적용하였으며, 구체적으로는 Anderson(2002)이 제안한 기반암 풍화율 함수를 사용하였다.

토양층 두께를  $D_f$ [m], 노출된 기반암 표면에서의 풍화율을  $W_0$ [m/year], 토양층이 두꺼워질수록 풍화율이 선형적으로 증가하는 구간을 설명하는 선형 함수의 기울기를 b, 풍화율이 지수적으로 감소하는 구간에서 이의 감소 정도를 설명하는 매개변수를  $D_{rcw}$ [m]이라 할 때, 토양층 두께에 따른 기반암 풍화율  $W$ [m/year]는 수식 (6)과 같다. 수식 (6)에서 좌측 항은 토양층이 두꺼워질수록 풍화율이 선형적으로 증가하는 것을 표현한 것이며, 우측 항은 풍화율이 지수적으로 감소하는 것을 표현한다. 그리고 min은 이들 두 항 중에서 최소값을 가지는 항을 취한다는 의미이다. Figure 4는 수식

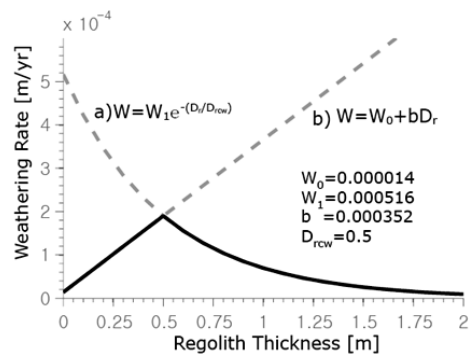


Figure 4. Bedrock weathering function used in the developed model. 수치지형발달모형에서 사용된 기반암 풍화율 함수

(6)을 이용하여 특정 조건에서 토양층 두께에 따른 기반암 풍화율을 표현한 그래프이다.

#### ② 하도 형성(channel initiation)

본 수치지형발달모형에서는 모형영역을 하도가 형성되지 않은 사면과 하도를 포함하는 셀로 구분하기 위해 하도형성임계치(channel initiation threshold)를 도입하였다. 사면에서 하도가 시작되는 곳은 사면작용에 의한 물질 유입량보다 유수에 의한 침식량이 더 많아지는 즉 주도적인 지형형성작용이 사면작용에서 하천작용에 의한 물질이동으로 전이되는 지점으로 보거나(Smith and Bretherton, 1972), 하도를 생성시킬 정도의 침식임계치(erosion threshold)를 초과하는 지점으로 보는 견해가 있다(Horton, 1945). 이 중 하도 생성에 필요한 침식임계치가 상부사면면적과 사면경사에 의해 결정된다는 것이 물리기반 모형과 야외조사 결과를 근거로 한 연구에 의해 뒷받침되었으며(Montgomery and Dietrich, 1988, 1992; Dietrich *et al.*, 1992; Dietrich *et al.*, 1993)<sup>3)</sup>, 이러한 침식임계치 개념은 수치지형발달모형에 도입되기도 했다(Willgoose *et al.*, 1991; Tucker and Bras, 1998). 본 수치지형발달모형에서도 상부사면면적과 사면경사에 의해 결정되는 하도형성임계치 개념을 도입하여, 하도가 형성되지 않은 사면과 하도를 포함하는 셀로 모형영역을 구분하였다. 상부사면면적을  $A[m^2]$ , 사면경사를  $S$ , 하도형성임계치를  $CI[m^2]$ 라 할 때, 하도가 형성되는 조건은 수식 (4)와 같다.

#### ③ 사면에서의 점진적인 물질이동

##### A. 연속방정식

하도가 형성되지 않은 사면에서 지표고도 변화를 설명하는 연속방정식을 수식 (3a)와 (3b)로 정의하였다. 이들 수식에서  $Z[m]$ 는 지표고도,  $U[m/year]$ 는 용기율,  $D_r$ 은 토양층 두께,  $Q_h[m^3/year]$ 는 사면에서의 점진적인 물질운반력(예: 토양포행, 우적, 생물에 의한 교란 등),  $W$ 는 풍화율,  $dx[m]$ 는 셀 크기이다. 따라서 사면에서의 고도 변화는 물질운반력뿐만 아니라 토양층의 두께 및 기반암 풍화율과도 관련이 있다. 즉 토양층이 두터운 곳에서는 사면에서의 물질운반력에 의해 이동물이 결정되는 운반제어환경이(수식 (3a)), 사면에서의 물질운반력이 토양층을 초과하는 곳에서는 풍화율에

의해 이동물이 결정되는 풍화제어환경(수식 (3b))이 나타난다.

##### B. 사면에서의 물질운반력

본 수치지형발달모형에서는 사면에서의 물질운반력을 사면경사에 선형적으로 비례하는 함수(수식 (7))로 표현하였다. 사면에서의 물질운반력은 사면경사에 선형적으로 비례한다고 간주되어 왔으나(Gilbert, 1909), 근래에는 비선형적으로 증가한다는 주장이 제기되어 왔으며(Roering *et al.*, 1999), 지표유출에 의한 물질이동이 우세한 사면에서는 사면경사 외에도 상부사면면적을 중요한 요소로 고려하기도 했다(Braun *et al.*, 2001). 본 수치지형발달모형에서는 활동에 의한 물질이동을 모형 내에서 별도로 고려하고 있기 때문에(수식 (10), (11), (13), (14)) 활동에 의한 이동물까지를 함께 설명하는 비선형적 모형을 도입하지 않았으며, 상부사면면적 의존 모형은 아직까지 지질시간 규모의 물질이동률을 설명하는 적절한 매개 변수값을 제시하기가 쉽지 않았기 때문에 여기서는 고려하지 않았다. 수식 (7)에서 계수  $k_b[m^2/year]$ 는 기후 또는 식생 조건에 의해 달라질 수 있다.

#### ④ 활동

본 수치지형발달모형에서는 점진적인 사면물질이동과는 별개로 활동을 모의했으며, 특히 토양이 덮인 사면에서 발생하는 천부활동(shallow landslide)과 기반암활동(bedrock landslide)을 구분하여 모의했다. 토양포행, 우적, 생물에 의한 교란과 같은 사면물질이동은 지질시간 규모에서 보면 연속적이지만 활동은 이와 달리 이산적으로 발생하며, 한 차례의 발생이라도 이로 인한 물질 운반량이 크고 물질의 이동거리도 상대적으로 길다. 따라서 선형 수치지형발달모형에서는 점진적인 사면물질이동과는 별도로 활동을 모의화했다(Tucker and Slingerland, 1994; Densmore *et al.*, 1998; Champel *et al.*, 2002).

본 수치지형발달모형에서는 활동을 이산적인 사건으로 표현하기 위해 안정사면각 및 활동의 특정 재현기간을 도입하였다. 즉 활동의 발생 확률은 안정사면각을 초과할수록, 그리고 활동이 발생한 마지막 시점으로부터 시간이 경과될수록 증가한다고 가정하였다. 그리고 천부활동의 경우는 일정한 토양층 두께 이상인

경우에 한해서만 활동이 발생하도록 설정하였는데, 이는 매우 적은 토양층 두께에서 천부활동이 발생하는 경우를 방지하기 위해서이다.

한편 활동으로 인해 침식된 사면물질은 비고차가 가장 큰 하부 셀로 이동되며, 만약 이동된 사면물질로 인해 하부 셀의 사면경사가 안정사면각을 초과할 경우 다시 활동이 발생하여 비고차가 가장 큰 다음 셀로 안정사면각을 초과하는 양만큼의 사면물질이 또 이동된다. 하지만 하부 셀의 사면경사가 안정사면각을 초과하지 않게 되면 물질이동은 중단된다.

A. 천부활동

천부활동 발생 확률을  $P_{sl}$ , 천부활동의 안정사면각을  $S_{csl}$ , 천부활동이 발생하는데 필요한 최소 토양층 두께를  $D_{rc}[m]$ , 천부활동의 특정 재현 기간을  $T_{crisl}[year]$ , 마지막 활동 발생 시점부터 경과한 시간을  $\Delta t[year]$  이라 할 때 천부활동이 발생하는 확률은 수식 (10)과 같다. 수식 (10)에서 발생 확률이 1에 도달한 셀에 한해서 천부활동이 발생하며, 천부활동으로 인해 생성되는 사면물질 운반량( $Q[m^3]$ )은 안정사면각을 초과하는 정도에 비례한다(수식 (11))

B. 기반암활동

기반암활동이 발생하는 확률은 천부활동과는 달리, 이웃 셀의 기반암 고도를 기준으로 하여 사면경사( $S_b$ )를 구하고 이를 이용하여 확률을 구하였다. 이는 지표 토양층까지를 포함하여 구한 사면경사보다 기반암 고도를 기준으로 구한 경사가 기반암활동의 발생을 잘 설명한다고 간주했기 때문이다. 이 같은 알고리즘은 Tucker and Slingerland(1994)에 사용된 바 있다. 기반암활동 발생 확률을  $P_{bl}$ , 기반암 고도를 기준으로 하는 사면경사를  $S_b$ , 기반암활동의 사면안정각을  $S_{cbl}$ , 기반암활동의 특정 재현 기간을  $T_{cribl}$ , 마지막 활동 발생 시점부터 경과한 시간을  $\Delta t$  이라 할 때, 기반암활동이 발생하는 확률( $P_{bl}$ )은 아래의 수식 (13)과 같고, 기반암활동으로 인해 다음 셀로 운반되는 사면물질 운반량( $Q$ )은 수식 (14)와 같다. 여기서 기반암 활동의 사면안정각  $S_{cbl}$ 은 기반암의 강도에 따라 달라질 수 있다.

$$P_{bl} = \begin{cases} \left(\frac{S_b}{S_{cbl}} - 1\right) + \frac{\Delta t}{T_{cribl}} & \text{if } S_b > S_{cbl} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (13)$$

$$Q = \begin{cases} d_x^2(d_x(S_b - S_{cbl}) + D_r) & \text{if } P_{bl} \geq 1 \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (14)$$

⑤ 수문 및 강턱유량

지질시간 규모의 지형발달을 모의하는 수치지형발달모형에서는 모형의 구동시간을 줄이기 위해, 개별 강우 사상으로 인한 운반률(또는 침식률)을 구하는 것이 아니라 평균 침투 유출량(mean peak discharge) (Willgoose *et al.*, 1991) 또는 유효유량(geomorphically effective discharge) (Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1994) 등을 이용하여 일정 기간 동안의 평균 운반률(또는 침식률)을 구하고 이를 통해 지표고도의 변화를 모의해왔다. 본 수치지형발달모형에서는 일정한 재현기간을 두고 발생하며 하상물질의 운반효율이 가장 높은(van den Berg, 1995) 강턱유량(bankfull discharge)을 도입하여 하천에 의한 평균 운반률

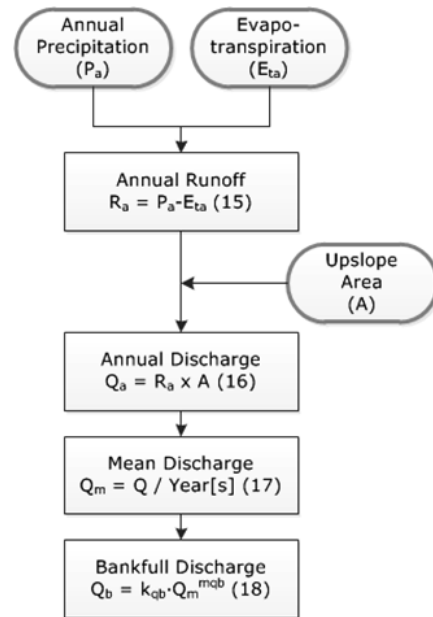


Figure 5. Flow chart illustrating a sequence to estimate the bankfull discharge. 강턱유량 추정 과정



(또는 침식률)을 구하였다.

Figure 5는 본 수치지형발달모형 내에서 강턱유량을 구하는 과정을 보여준다. 우선 초기 조건으로 주어진 연간 강우량( $P_a$ [m/year])과 연간 증발산량( $E_a$ [m/year])으로부터 연간 지표유출량( $R_a$ [m/year])을 구한다(수식 (15))<sup>4)</sup>. 다음으로 각 셀의 상부유역면적( $A$ )과 지표 유출량을 이용해 각 셀의 연간 유량( $Q_a$ [m<sup>3</sup>/year])을 구하고(수식 (16)) 또 이를 이용해 평균유량( $Q_m$ [m<sup>3</sup>/s])을 구한다(수식 (17)). 끝으로 평균유량과 강턱유량과의 관계식(수식 (18))으로부터 강턱유량( $Q_b$ [m<sup>3</sup>/s])을 구한다<sup>5)</sup>. 이상의 과정을 통해 구한 강턱유량은 모의기간 동안 일정한 시간 간격( $dt$ [year], 강턱유량 재현기간)을 두고 반복적으로 발생하며, 한 차례의 강턱유량 사상은 일정한 기간( $T_b$ [s], 강턱유량 지속기간)동안 지속되도록 설정하였다.

#### ⑥ 하천에 의한 퇴적물 운반 및 기반암 하상 침식

##### A. 하도를 포함한 셀에서의 연속방정식

하도를 포함한 셀에서 지표고도 변화를 설명하는 연속방정식은 수식 (5a)와 (5b)이다. 이를 통해 하도내 하상물질( $D_s$ [m])<sup>6)</sup>이 하천의 운반력( $Q_s$ [m<sup>3</sup>/dt])에 비해 충분히 많을 경우 운반력에 의해 하상고도가 결정되는 총적하상하도가(수식 (5a)), 이와 반대로 하천 운반력이 하상물질을 모두 이동시킬 정도로 클 경우 기반암 하상 침식율( $E$ [m/dt])에 따라 하상고도가 결정되는 기반암하상하도가 나타난다(수식 (5b)). 따라서 총적하상하도에서 기반암하상하도로 즉, 운반제어환경에서 분리제어환경으로 운반 양식이 변화되는 지점은 하상물질과 하천 운반력과의 관계에 의해 결정된다.

총적하상하도의 연속방정식(수식 (5a))에서

$$\frac{\nabla \cdot Q_s}{C_w \cdot dx} \left( = \frac{\partial D_s}{\partial x} \right) \text{는 하상물질의 순 변화율[m}^3/\text{m}^2\text{]이며, } C_w[\text{m}] \text{은 강턱유량시의 하폭으로 하천의 수리기하 법칙을 이용해 추정하는 것이다(수식 (A3)). 그리고 계수 } k_{fb} \text{는 셀 크기}(dx) \text{와 하폭}(C_w) \text{간의 비율로 하상물질의 순 변화율을 전체 셀의 고도 변화율로 변환한다. 기반}$$

암하상하도의 연속방정식(수식 (5b))에서 계수  $k_{fbc}$ 는 하천 운반력과 하상물질과의 비율로, 하상물질을 이동시키고 남은 유수력이 기반암 하상 침식에 이용되도록 설정하는 계수이다<sup>7)</sup>.

위와 같이 운반제어환경과 분리제어환경을 구분하여 모의하기 위해서는 하도 내 하상물질의 양( $D_s$ )을 알아야 하는데 여기서는 이를 몇 가지 가정과 하천 수리기하 법칙에 기반하여 추정하였다<sup>8)</sup>. 그리고 하상물질의 양을 추정하는 과정에서 아격자 규모(sub-grid scale)의 물질이동, 즉 하도와 하도가 아닌 부분 사이의 물질이동( $Q_{fb}$ )이 발생한다.

##### B. 하천 운반력

총적하상하도에서 하상고도의 변화는 하천 운반력에 의해 결정된다(수식 (5a)). 지질시간 규모에서 지형 발달을 모의한 연구들은 하상물질 운반수식, 특히 퇴적물 운반에서 난류의 역할을 강조한 Einstein-Brown 수식으로부터 하천 운반력을 추정하였다(Willgoose *et al.*, 1991; Howard, 1994; Bogaart *et al.*, 2003). 하천의 흐름을 정상동류로 가정하고 질량보존법칙과 Manning의 흐름 저항식을 이용하면, Einstein-Brown 수식으로부터 수식 (8)과 같이 유량과 하도경사로 간소화된 하천 운반력 수식을 유도할 수 있다(Bogaart *et al.*, 2003). 수식 (8)에서  $Q_b$ 는 강턱유량,  $T_b$ 는 강턱유량 지속시간,  $C_w$ 는 강턱유량시 하폭,  $S$ 는 하도경사이다.  $\theta_{ca}$ 는 하상물질이동 임계치로서 퇴적물 특성과 식생 등에 크게 좌우된다.  $m_{fa}$ ,  $n_{fa}$ ,  $p_{fa}$ 는 지수이며,  $k_{fa}$ 는 계수로서 퇴적물 특성과 하상 거칠기에 의해 결정된다.

##### C. 기반암 하상 침식

기반암 하상 침식에는 마식, 굴식, 공동현상과 같은 다양한 침식작용이 관여하지만(Whipple *et al.*, 2000), 유역분지 규모에서는 이러한 침식작용들의 종합적인 정도를 유수력(stream power)으로 설명해왔다(Howard and Kerby, 1983). 하천 운반력 수식을 구할 때와 같이, 하천의 흐름을 정상동류로 가정하고, 질량보존법칙과 흐름 저항식을 이용하면, 수식 (9)와 같이 유량과 하도경사로 간소화된 기반암 하상 침식력 수식을 유도할 수 있다(Whipple and Tucker, 1999). 수식 (9)에서  $\theta_{cb}$ 는 기반암 하상에서 침식이 발생하기 시작하는 임계치이다.  $m_{fb}$ ,  $n_{fb}$ ,  $p_{fb}$ 는 지수이고, 계수  $k_{fbc}$ 는 하상 거칠기 또는 하안의 측방침식 정도와 관련 있으며, 계수  $k_{fb}$ 은 기반암의 종류, 절리 밀도, 풍화도 및 하상의 퇴적물량과 관련이 있다(Whipple and Tucker,

1999).

(3) 수치지형발달모형 구현

① 수치지형발달모형의 구성 요소

본 수치지형발달모형은 격자로 된 모형영역(model domain), 그리고 격자를 구성하는 셀들의 지형속성(landscape variables)을 변화시키는 규칙들로 구성된다(Figure 6). 여기서 모형영역은 모의 지형이 표현되는 곳이며, 모형영역을 구성하는 개별 셀들은 다양한 지형속성 정보를 가진다. 기반암 고도와 토양층 두께는 가장 기본적인 지형속성이며, 경사, 상부사면면적, 강터우량, 하천 수리기하 특성 등은 기본적인 지형속성을 기초로 구한 2차 지형속성에 해당한다. 규칙은 앞서 살펴본 지형체계요소들간의 관계를 정의하는 수식 및 경계조건 등으로 모의기간 동안의 매 단위시간마다 개별 셀의 지형속성을 변화시킨다. 그리고 이렇게 변화된 지형속성은 다음 단위시간에 규칙, 즉 주요 지형형성작용의 정도와 방향에 영향을 준다.

② 수치지형발달모형 내 연산 흐름

본 수치지형발달모형은 일련의 연산 작업을 통해 지표고도 변화를 설명하는 연속방정식(수식 (3a), (3b), (5a), (5b))의 해를 수치적으로 구한다(Figure 7). 주요 연산 작업의 순서는 다음과 같다. 먼저 모형영역에서 지반용기(또는 상대적인 침식기준면 변화)가 일어난다. 이로 인해 모형영역의 고도와 영역 경계 고도 사이에 비고차가 생긴다. 다음으로 기반암이 풍화되어 토양층의 두께는 두꺼워지고 기반암 고도는 저하된다. 이후 사면인 셀에 한해서 점진적인 물질이동이 발생하며, 만약 사면에서의 물질운반력이 토양층을 초과할 경우에는 잔존하는 토양층만 이동한다. 다음으로 연간 강우량 및 수문 조건으로부터 강터우량을 추정하고 유량에 따른 하폭과 수심을 구한다. 그리고 이들을 이용하여 하도를 포함하는 셀에 한해서 하천 운반력을 구하고 이에 따라 하상물질을 다음 셀로 이동시킨다. 만약 하천 운반력이 하상물질을 초과할 경우에는 기반암 하상 침식이 발생하여 기반암 하상고도가 낮아진다. 이후 활동 발생 확률이 높은 셀을 탐색하고 불안정한 셀에 한하여 활동을 발생시킨다. 끝으로 지금까지의 연산 작업으로 인해 기반암 고도와 토양층 두께는 변

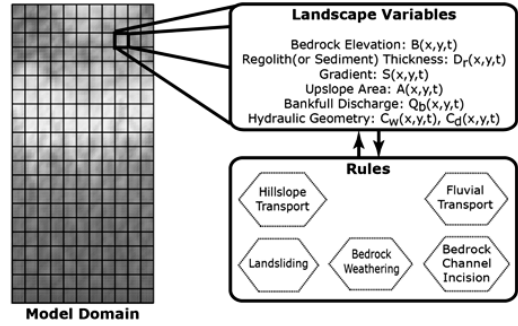


Figure 6. Components of the developed model. 수치지형발달모형의 구성 요소

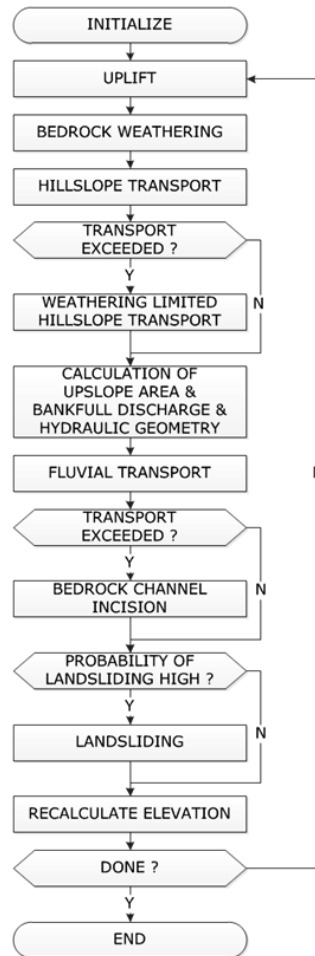


Figure 7. Flow chart illustrating the sequences of computations to solve continuity equations. 연속방정식의 해를 풀기 위한 일련의 연산 작업 흐름도

하게 되며 이를 기존 기반암 고도와 토양층 두께에 반영시킨다.

③ 흐름 분배

본 수치지형발달모형에서는 다중 유향 알고리즘 중의 하나인 D-infinity 알고리즘(Tarboton, 1997)을 이용하여 흐름을 분배하였다(Figure 8c). 격자로 구성된 모형영역을 사용하는 기존의 수치지형발달모형에서는 대체로 최대하부경사 유향(steepest descent flow direction, 이하 D8) (Figure 8b) 알고리즘을 이용하여 흐름을 분배하였다(Ahnert, 1976; Willgoose *et al.*, 1991; Beaumont *et al.*, 1992; Howard, 1994). D8 알고리즘은 하류 방향으로 가장 경사가 큰 이웃 셀에 모든 흐름을 전달하기 때문에 기복차가 큰 지형에서는 적절하지만 기복차가 작은 완만한 지형에서는 부적절하다.

이 같은 단점을 극복하기 위해 하나의 셀이 아니라 여러 셀로 흐름을 분배하는 다중 유향 알고리즘들이 제안되어왔다(Holmgren and Rose, 1994; Tarboton, 1997). 이러한 시도들은 주로 수문모형 연구에서 활발하였지만, 근래 들어서는 수치지형발달모형에서도 다중 유향 알고리즘을 도입하는 사례가 있었다(Coulthard *et al.*, 2002; Pelletier, 2004). D-infinity 알고리즘은 D8 알고리즘의 부적절한 흐름 분배 문제를 해결하면서도 다중 유향 알고리즘이 보여주는 과도한 흐름 분배를 줄이는 장점이 있다(Byun and Kim, 2009).

2) 수치지형발달모형의 유용성 검증

(1) 모의실험 조건

본 수치지형발달모형의 유용성을 검증하기 위해, 한반도 중부 영동지역을 사례지역으로 선정하여(Figure 9), 신생대 제3기 이래로의 요곡 지반용기운동으로 인한 지형발달을 모의하고, 최종 모의결과 지형을 현재의 사례지역 지형과 비교 분석하였다. 사례지역으로 영동지역을 선택한 이유는 영동지역이 요곡 지반용기운동의 직접적인 영향을 받은 곳이기 때문에 이로 인한 지형 특성이 가장 잘 나타날 것으로 판단하였기 때문이다. 따라서 요곡 지반용기운동 조건을 준 모의실험 결과에서 사례지역인 영동지역 지형과 유사한 특성이 관찰된다면, 본 수치지형발달모형이 비교적 합리적으로 지질시간 규모의 지형발달을 모의한다고 판단할 수 있게 된다.

하지만 모의실험을 위한 모형영역의 공간적 범위는 영동지역뿐만 아니라 영서지역 일부까지도 포함하였다(Figure 9c, 10). 이는 모형영역 내에 영서지역이 없이 영동지역만을 모의할 경우, 모형영역의 영서쪽 경계 조건에 따라 영동지역의 모의결과가 크게 달라지기 때문이다. 그리고 태백산맥을 따라 지반용기량이 큰 것으로 추정되기 때문에 모형영역 내의 영서지역은 영동지역보다 상대적으로 지반용기운동을 많이 받았다고 가정하여 용기량을 크게 설정하였다. 따라서 전체 모의기간 동안 영서지역은 약 1,400m 정도가 용기하

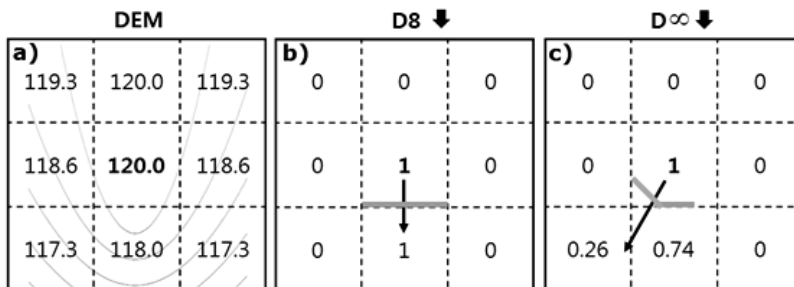


Figure 8. Flow distribution and flow direction calculated using D8 and D-infinity algorithm.

D8과 D-infinity 알고리즘을 이용하여 구한 흐름 분배와 유향

a) is a gridded DEM for testing the differences resulting from the use of different flow routing algorithms. Modified from Byun and Kim (2009, 209p, Figure 1).

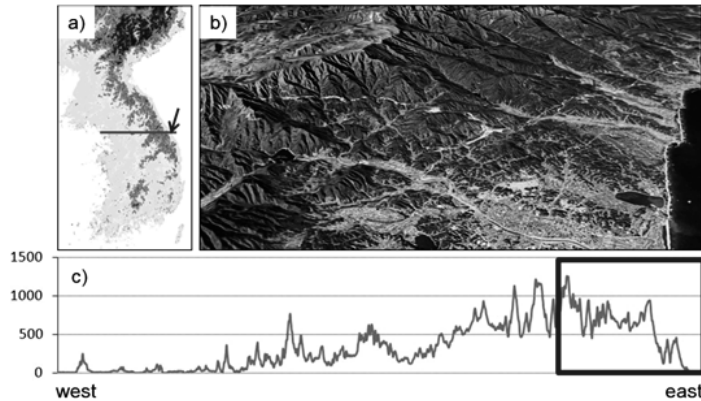


Figure 9. Case study area for the experiment. 모의실험을 위한 사례지역

a) shows the location of the cross profile c). b) is the satellite image (from Google Earth®) of Yeongdong area near the arrowhead in a). □ in c) is the case study area which includes a part of Yeongseo as well as Yeongdong area

고, 영동지역은 해안으로 갈수록 용기량이 감소한다. 이로 인해 모의기간 동안 모형영역은 공간적으로 차별적인 지반용기운동을 받는다.

모의실험의 총 모의기간은 동해가 본격적으로 열렸던 시기를 기준으로 20Ma(=20,000,000 years)로 설정하였다<sup>9)</sup>. 그리고 초기 지형은 임의의 요철을 가진 평탄면으로 설정하였으며, 이는 지반용기 이전에 평탄한 침식면이 있었다는 견해(Kim, 1961; Kim, 1973)를 따른 것이다<sup>10)</sup>. 지금까지의 모의실험 조건을 종합하면, 시간적으로는 지질시간 규모(20Ma)에서, 공간적으로는 영서지역 일부와 영동지역을 포함하는 지역적 규모(30×15km)의 지형발달을 모의한다고 볼 수 있다.

모의실험의 주요 변수값은 Table 1에 정리되어 있다. 모의실험의 단위시간(dt)은 강턱유량의 재현기간

Table 1. Parameter values used in the experiment. 모의실험에서 사용된 변수값

Parameter (Symbol)	Value
cell size (dx)	300
time step interval (dt)	2
Y-intercept of Figure 4B ( $w_0$ )	0.000014
gradient of the Figure 4B (b)	0.000352
Y-intercept of Figure 4A ( $w_1$ )	0.00051
characteristic scale of Figure 4A ( $D_{rcw}$ )	0.5
diffusion coefficient ( $k_h$ )	0.002
critical slope for shallow landslide ( $S_{crit}$ )	0.3
annual precipitation ( $P_a$ )	1.2
annual evapotranspiration ( $E_a$ )	0.8
bankfull discharge duration ( $T_b$ )	54,000
Ce in equation (18) ( $k_{qb}$ )	25
Ep in equation (18) ( $m_{qb}$ )	0.75
Ce in equation (A3) (a)	5
Ep in equation (A3) (b)	0.5
channel initiation threshold value (CI)	6,000
Ep of discharge in equation (8) ( $m_{fa}$ )	1.8
Ep of slope in equation (8) ( $n_{fa}$ )	2.1
Ep of discharge in equation (9) ( $m_{fb}$ )	0.6
Ep of slope in equation (9) ( $n_{fb}$ )	0.7
Ce of discharge in equation (9) ( $k_{fbl}$ )	$3.1 \times 10^{-11}$

Ce is coefficient, Ep is exponent.

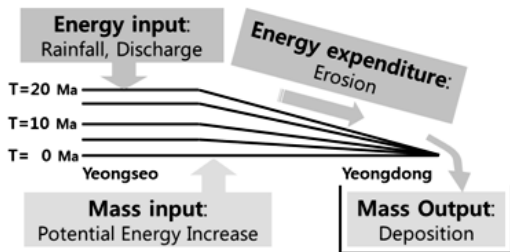


Figure 10. Schematic diagram illustrating the experiment. 모의실험 개념도

에 해당하는 2년으로 설정하였으며<sup>11)</sup>, 한 차례의 강벽 유량 지속시간( $T_b$ )은 15시간으로 설정하였다<sup>12)</sup>. 기반암 풍화율 함수에서 선형 함수의 기울기( $b$ )는 0.000352,  $y$  절편( $w_0$ )은 0.000014로 설정하였고, 지수 감소함수의  $y$  절편( $w_1$ )은 0.00051, 감소하는 정도를 결정하는 상수( $D_{rcw}$ )는 0.5로 설정하였다. 따라서 노출된 기반암의 표면 풍화율은 토양층 두께가 두꺼워질수록 증가하다가 0.5m 지점에서 최대 풍화율에 도달한 후 지수적으로 감소하는 패턴을 보인다(Figure 4)<sup>13)</sup>. 사면물질운반력의 확산도( $k_{fb}$ )는 0.0002로<sup>14)</sup>, 활동의 발생 기준이 되는 안정사면각( $S_{csd}$ )은 0.3으로 설정하였다. 하도가 형성되는 하도형성임계치(CI)는 6,000으로 설정하였는데, 이는 사례지역의 1:25,000 지형도에서 하천의 시작지점들을 기준으로 산출한 것이다.

이번 모의실험에서 가장 많이 고려한 변수는 영동지역의 주요 기반암인 대보화강암의 침식연약도( $k_{fb}$ )이다. 침식연약도는 기반암 하상의 침식 정도를 결정하는 주요 변수로 지질시간 규모의 지형발달에 가장 큰 영향을 미친다. 본 모의실험에서는 사례지역 기반암의 침식연약도를 구하기 위해, 형성연대가 밝혀진 동해안의 해안단구면상의 소유역에서 현재까지의 개석 정도를 설명하는 침식연약도를 구하고, 이를 토대로 사례지역 기반암인 대보화강암의 침식연약도를 추정하였다<sup>15)</sup>.

(2) 모의결과 지형 분석

수치지형발달모형을 이용하여 얻은 최종 모의결과 지형(Figure 11a)을 대상으로, 스트랄러 방법을 이용하여 하계망 체계를 분석하였다(Figure 11b, 11c), 분석 결과, 모의결과 지형의 영동지역에서는 5차수 하천을 가진 유역(이하 대표유역)이 존재하였으며, 이 유역의 경우 1차수 하천은 177개, 2차수 하천은 27개, 3차수 하천은 5개, 4차수 하천은 2개, 5차수 하천은 1개로 각각 나타났다(Table 2).

여기서 1차수와 2차수, 2차수와 3차수간의 하천 분기율은 각각 6.5와 5.4로 나타났으며, 3차수와 4차수, 4차수와 5차수간의 분기율은 각각 2.5와 2로 상대적으로 낮게 나타났다. 지구조적 영향을 강하게 받은 지역을 제외하면 자연하천에서의 분기율은 대체로 3에서 5

사이이며 중간값은 4정도이다(Kirchner, 1993). 이를 감안할 때 모의결과 지형의 대표유역에서는 저차수(1차수와 2차수) 하천이 상대적으로 많은 반면 고차수(3차수와 4차수) 하천은 적음을 알 수 있는데, 이는 저차수 하천이 고차수 하천으로 충분히 발달하지 못한 경우로 해석할 수 있다.

모의실험의 사례지역인 영동지역의 신리천과 사천내 역시 본류에 비해 지류의 발달이 미약한데, 이 같은 특성은 이들 유역이 지반운동 혹은 암석 및 지질구조의 영향을 강하게 받았기 때문으로 해석되어 왔다

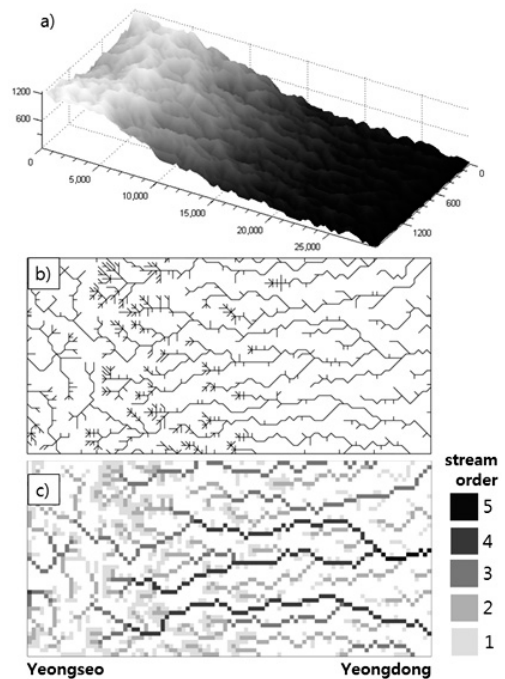


Figure 11. DEM and drainage network of the final simulated result. 최종 모의결과 지형과 하계망 a) is DEM. b) is the drainage network. c) shows the stream order using the method proposed by Strahler (1957).

Table 2. Stream network analysis of the representative drainage. 대표유역의 하계망 분석

Stream Order	1	2	3	4	5
Stream Number	177	25	5	2	1
Bifurcation ratio		6.5	5.4	2.5	2

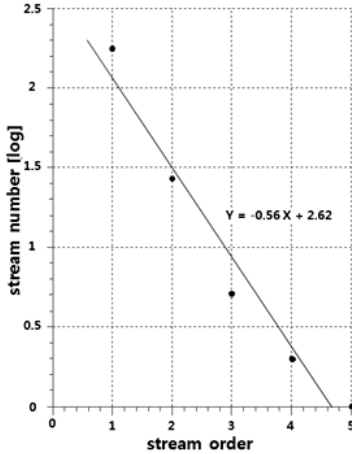


Figure 12. Relationship between stream order and stream number of the representative drainage.  
하천차수와 하천개수간의 관계

(Kim, 1991). 따라서 요곡 지반용기운동 조건을 준 모의실험의 모의결과 지형은 지반용기운동을 직접적으로 받은 사례지역 지형의 하계망 체계와 유사한 특성을 보여주었다고 볼 수 있다.

한편 하천차수와 각 하천차수별 하천개수<sup>16)</sup>와의 관계를 도시한 결과, 이들간에는 선형적인 관계가 나타났다(Figure 12). 자연하천에서 하천차수와 하천개수와의 관계는 대체로 선형성을 보인다고 알려져 있기 때문에(Strahler, 1957), 본 수치지형발달모형은 자연하천 유역의 발달과정도 비교적 특징적으로 모의하였다고 판단된다.

Figure 13은 모의기간 동안 영동지역의 힙소메트리 곡선을 기록한 것이다. 힙소메트리 곡선 아래 면적을 힙소메트리 적분값(Hypsometry Integral, 이하 HI)이라 하며, 이는 일반적으로 지형 연대가 오래될수록 감소하는 경향이 있다(Strahler, 1952; Miller *et al.*, 1990). 모의실험에서는 대표유역의 하류를 중심으로 침식이 진전되면서, 모의 초기인 5Ma에는 HI가 0.57이었다가 점점 줄어들기 시작하여 20Ma에는 약 0.37까지 줄어들었다<sup>7)</sup>. 이 같은 결과는 힙소메트리 곡선 상에서도 수치지형발달모형의 지형발달과정이 비교적 합리적임을 지시한다.

지금까지 모의결과 지형을 분석하고 이를 사례지역

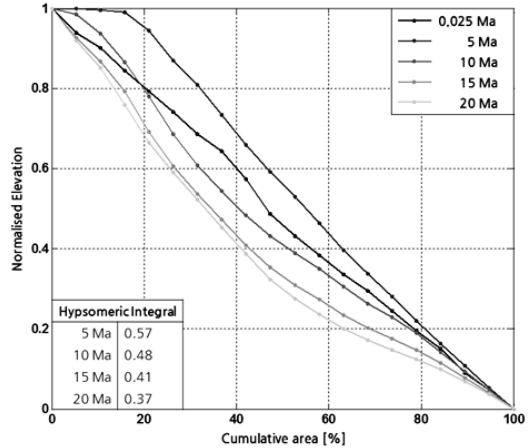


Figure 13. Hypsometry curve change of Yedongdong area during the experiment. 모의기간 동안 영동지역의 힙소메트리 곡선 변화

지형과 비교해 보았다. 신생대 제 3기 이래로 요곡 지반용기운동 조건을 준 모의실험의 모의결과 지형에서는 사례지역 지형의 하계망 체계 특성과 유사한 점이 발견되었고, 자연하천 유역에서 일반적으로 나타나는 경향도 관찰되었다. 또한 힙소메트리 곡선 기록에서는 지형발달과정이 비교적 합리적으로 나타나는 것을 확인했다. 따라서 본 수치지형발달모형은 지질시간 규모의 지형발달과정을 비교적 합리적으로 모의한다고 판단된다.

#### 4. 결론

컴퓨터 기술이 발전하면서 수치지형발달모형이 등장했고 이의 장점을 이용하여 다양한 관점에서 지형발달과정의 역동성을 파악하기 위한 시도가 행해졌다. 특히 2차원의 수치지형발달모형은 장기간의 지형발달과정에서 지형체계의 역동성이 어떻게 나타나는지를 이해하는데 도움을 주기 때문에, 지형발달과 관련된 여러 연구 가설들을 검증하는데 활발히 이용되어 왔다. 하지만 국내 학계에서는 이를 활용하거나 개발하는 시도가 없었다. 이에 본 연구에서는 2차원상에서 지

질시간 규모의 지형발달을 모의하는 수치지형발달모형을 개발하고 이의 유용성을 확인해 보았다.

개발된 수치지형발달모형은 지표 구성물질을 기반암과 토양으로 구분하고 토양층의 두께를 모의하기 위해 기반암 풍화를 포함한다. 이를 통해 사면에서는 운반제어환경뿐만이 아니라 풍화제어환경도 모의 가능하다. 또한 토양포행과 같은 사면에서의 점진적인 물질이동과는 별개로 활동도 주요 지형형성작용으로 포함한다. 그리고 하천 운반력이 하상물질보다 큰 곳에서는 기반암 하상 침식이 발생한다. 한편 무한 유량 알고리즘을 이용하여 흐름을 분배하기 때문에 최대하부경사 유량 알고리즘을 이용할 시에 발생하는 흐름 분배상의 왜곡을 최대한으로 줄일 수 있다.

개발된 수치지형발달모형의 유용성을 확인하기 위한 모의실험의 결과, 실제 사례지역의 하계망 체계 특성과 유사한 점이 관찰되었으며 헵소메트리 곡선을 통해서도 모의결과 지형의 발달과정이 합리적으로 나타남을 확인할 수 있었다. 따라서 본 수치지형발달모형은 지질시간 규모의 지형발달과정을 비교적 합리적으로 모의한다고 판단된다.

본 수치지형발달모형이 실제 지형발달과정을 합리적으로 모의하는가에 대해서는 보다 많은 검증 작업들이 필요하지만, 주요한 지형형성작용 및 이들의 상호작용이 지형발달과정에 미치는 영향을 파악하는 용도로 수치지형발달모형을 사용할 수 있다고 판단된다. 따라서 본 수치지형발달모형은 앞으로의 기후변화 또는 지표환경변화가 지형 및 지표 환경에 미치는 영향을 탐색하거나, 한반도의 지형발달을 설명했던 가설들을 검증할 수 있는 도구로서 유용하게 활용될 것으로 기대된다.

## 사사

이 논문은 2011년 서울대학교 교육융합연구원 연구소 지원금에 의하여 연구되었습니다. 논문의 초고를 정성스레 검토해준 서울대 지리교육과 대학원의 홍성찬, 최영선, 한민, 임영신에게 감사의 뜻을 전합니다.

## 주

- 여기서의 지질시간이란 Schumm and Lichty(1965)가 제안한 'cyclic time'(또는 'geologic time')을 의미하는 것으로 Davis(1899)의 침식유희가 한번 일어나는 시간을 포함하는 기간이다. 즉, 지표면의 변화가 일정 방향으로 지속적으로 그리고 장기간에 걸쳐 일어나 원래의 지형과는 형태상으로 구분되는 지형이 나타나는 시간 규모이다(Kim, 1993).
- 여기서의 토양은 기반암과 달리 지형형성작용에 의해 이동이 가능한 지표물질을 가리킨다(Anderson and Anderson, 2010).
- 이들의 임계치 개념은 Horton의 임계거리(critical distance)와 일면 유사하지만 포화지표유출(saturated overland flow) 또는 공극압에 의해 발생하는 활동(pore-pressure induced landsliding)으로 인한 하도형성도 설명한다.
- 모형영역 내에서 연간 강우량과 연간 증발산량은 공간적으로 동일하다고 가정하였으며, 이로 인해 연간 지표 유출량도 공간적으로 동일하다.
- Bogaart *et al.*(2003)은 세계 각지의 총적하상하도 특성에 대한 자료를 수집한 van den Berg(1995)의 연구에서 수식(18)의 계수  $k_{qb}$ 와 지수  $m_{qb}$ 를 구하여 이를 각각 25와 0.75로 제한한 바 있다.
- 하도 내 하상물질( $D_s$ )은 실제 하도 내 하상물질 두께를 의미한다. 하지만 문맥상 부드럽게 표현하기 위해 두께라는 표현을 생략하였다.
- 계수  $k_f$ ,  $k_{bc}$ 는 각각 다음과 같다.

$$k_{ij} = \frac{C_w}{dx} \quad (A1)$$

$$k_{bc} = 1 - D_s \frac{C_w \cdot dx}{\nabla \cdot Q_s} \quad (A2)$$

- 토양층 두께( $D_t$ [m], 셀 내 전체 토양)으로부터 하도 내 하상물질의 두께( $D_s$ [m])를 명시적으로 정의하기 위해 다음의 몇 가지를 가정하였다(Figure 3). 첫째 하도를 포함하는 셀은 하안과 하도로 구분되며, 둘째 하도 내에는 하상물질이 존재하며, 셋째 하안은 토양으로 구성되어 이동 가능하며, 넷째 하안의 토양 두께( $D_{t2}$ [m])와 하도 내 하상물질 두께의 합은 셀 내 토양층 두께와 같으며, 다섯째 하천의 수리하법칙을 이용하여 유량에 따라 하폭( $C_w$ )과 수심( $C_d$ )을 결정한다. 하폭과 수심을 결정하는 하천 수리하법칙은 다음과 같다.

$$C_w = aQ_b^b \quad (A3)$$

$$C_d = kQ_b^f \quad (A4)$$

이들 가정으로부터 셀 내 토양과 하안 토양 및 하도 내 하상물질간의 관계는 다음과 같으며,

$$C_u D_s + (dx - C_w) D_{r2} = D_r \cdot dx \quad (A5)$$

하안 토양과 하상물질 그리고 수심과의 관계는 다음과 같다.

$$D_{r2} = D_s + C_d \quad (A6)$$

(A5)와 (A6)을 이용하면 하도 내 하상물질은 다음과 같다.

$$D_s = D_r - C_d + \frac{C_d \cdot C_w}{dx} \quad (A7)$$

수식 (A7)에서 확인할 수 있듯이 하상물질은 특히 토양층 두께( $D_r$ )와 양의 관계를 가지기 때문에, 셀 내 전체 토양이 증가하면 하상물질도 증가하고 셀 내 전체 토양이 감소하면 하상물질도 감소한다.

- 9) 한반도의 경동성 요곡 지반응기운동은 일본열도가 한반도 및 아시아 대륙으로부터 떨어져 나가면서 동해의 지각이 확장되는 일련의 사건들로 인해 큰 영향을 받은 것으로 간주된다(Park and Kim, 1971; Kim, 1992; Oh, 2000). 따라서 동해의 지각이 확장되는 시기는 한반도가 본격적으로 융기하는 시기로 간주할 수 있다. 해양물리 탐사 등을 통해 밝혀진 동해의 확장 시기는 대체로 올리고세 후기에서 마이오세 초기(23-19Ma)로 본다(Cho, 1999).
- 10) Kim(1961, 1973)가 언급한 침식면은 모의실험의 초기 지형으로 사용된 평탄면과는 다르다. 그의 침식면은 현재의 대관령 삼양 목장 일대 또는 여주, 이천 일대의 저기복 구릉성 산지 지형과 유사하다. 그러나 모의실험에서는 초기 지형 조건이 모의결과에 미치는 영향을 배제하기 위해 임의의 요철이 있는 평탄면을 사용하였다.
- 11) 북미 지역의 자연하천에서 강터유향의 재현기간은 약 1.5~2년인데(Leopold, 1968), 모의실험에서는 효율적인 연산을 위해 2년으로 설정하였다.
- 한편 강터유향은 하도형태와 관련된 수리기하 분야에서 유효유량으로 간주될 수 있지만 기반암의 침식력을 구할 때에도 유효한가라는 의문점에 대해서는 보다 심도 깊은 논의가 필요하다. 본 논문에서는 이러한 문제점을 피하기 위해 주15)에서처럼 강터유향의 재현기간을 2년으로 하였을 때 사례지역의 기반암 침식연약도를 가장 잘 설명하는 변수값을 구하고 이를 이용하여 사례지역의 기반암 하상 침식률을 산정하였다.
- 또한 한반도와 같이 유량변동이 큰 기후 환경에서는 유효유량의 존재 자체가 의문시되며, 일정한 재현기간 보다는 오히려 극단적인 홍수 주기가 하도 형태 및 퇴적물 운반과 더 밀접한 관련이 있다는 주장도 있다(Woo, 2001). 하지만

하도 정비와 같은 공학적 문제해결을 위한 기본자료로 여전히 특정재현기간을 가지는 유량을 산출하고 이를 이용하고 있는 것도 엄연한 현실이다. 그리고 현재의 컴퓨터 연산 속도로는 강우량의 변동을 포함하는 모의실험을 지질시간 규모에서 수행하는 것이 현실적으로 불가능하다. 따라서 컴퓨터 기술이 발전되어 연산속도가 향상될 경우, 극단적인 홍수주기를 가지는 조건에서의 모의실험 결과가 본 연구결과와 어떤 차이가 발생하는가에 대한 탐구가 추후 필요할 것이다.

- 12) 강터유향 지속기간에 대한 경험적인 연구가 많지는 않지만, 미국 서부 지역을 대상으로 한 연구에서는 전체 유사량에 대한 유효유량 지속기간이 0.4~3%로 조사되었다(Andrew, 1980). 하지만 지질시간 규모에서의 지형발달을 모의할 경우에는, 전체 유사량에 대한 유효유량보다 하상고도의 실질적인 기준이 되는 하상물질에 대한 유효유량이 보다 큰 의미를 가진다고 볼 수 있다. 하상물질에 대한 유효유량의 지속 기간은 부유물질을 포함하는 전체 유사량에 대한 유효유량 지속 기간보다 상대적으로 짧을 것으로 예상되는데, Lenzi *et al.*(2003)은 이탈리아의 Rio Cordon 유역(분류 연장 2.23km)을 대상으로 한 조사에서 하상물질에 대한 유효유량 지속기간이 0.028~0.114% 정도라고 보고했다. 이 사실을 기초로 분류 연장이 약 20km 정도에 해당하는 영동 유역의 강터유향 지속 기간을 추정해보면, 유역면적이 증가할수록 강터유향 지속기간은 지속적으로 증가하므로(Dury, 1980) 약 0.17%(15시간) 정도로 추정된다.
- 13) 본 모의실험의 풍화를 값의 범위는 물리모형 및 우주기원 방사성 핵종을 이용하여 구한 실제 풍화율 값(McKean *et al.*, 1993; Heimsath *et al.*, 1997) 사이에 속한다.
- 14) Martin(2000)은 토양포행으로 인한 물질이동률 자료들을 검토한 후 적절한 확산계수 값으로 0.002(m<sup>2</sup>/year)를 사용하였다.
- 15) 사례지역인 영동지역 대보화강암의 침식연약도( $k_{fb}$ )를 추정하는 과정은 다음과 같다. 우선 해안단구가 모식적으로 나타나고 편년이 비교적 잘 밝혀진 정동진 일대 해안단구에서 구성선 고도 80~90m 해안단구면을 개척하고 있는 하천의 종단곡선을 지형도에서 추출한다. (참고로 정동진 지역에서 구성선고도 80~90m 단구면의 형성시기는 학자들에 따라 길게는 Late Pliocene에서 짧게는 MIS 11에 해당하는 0.4Ma까지 거슬러 올라간다(Yoon *et al.*, 2003). 본 연구에서는 가장 최근의 연구성과에 기반하여 단구면의 형성 연대를 0.4Ma 이전으로 설정하였다.) 그리고 본 수치지형발달모형의 기반암 하상 침식 모듈만으로 1차원 하상침식모형을 개발하고 (수식 (8), (9)를 이용함), 이를 이용해 평탄한 해안단구면을 개척하는 하천의 종단곡선 발달을 모의하였다. 이 과정에서 다양한 침식 연약도 조건을 대입하고 각



각의 조건에서 나타나는 최종 모의 하천중단곡선을 현재의 하천중단곡선과 비교하여 형태적으로 가장 유사한 모의결과와 침식 연약도 값을 정동진 해안 단구면의 침식 연약도 값으로 추정하였다. 하지만 이상의 과정을 통해 구한 침식 연약도 값은 정동진 일대 기반암인 평안층군의 값이며, 영동지역 대보화강암의 침식 연약도 값과는 거리가 멀다. 본 연구에서는 영동지역 기반암의 침식 연약도 값을 구하기 위해, 정동진 일대 평안층군과 영동지역 대보화강암을 모두 관통하는 남대천에 주목하였다. 남대천의 하천중단곡선을 지형도상에서 추출하고 지질이 서로 다른 경계 지점을 중심으로 상류와 하류 각각의 하도 경사를 구하였는데, 서로 인접한 지역임에도 불구하고 지질 차이에 따라 하도 경사의 차이가 컸다. 하천중단곡선 상에서 서로 인접한 두 지역은 유량의 차이가 크지 않으므로 하상 침식율에서 큰 차이가 나지 않는다고 가정하면, 기반암 하상 침식률 수식 (9)에 두 지점의 유량과 경사를 대입하여 미지수인 대보화강암의 기반암 연약도 값을 추정할 수 있다. 이에 따르면 대보화강암의 침식 연약도는 평안층군보다 대체로 2배 정도 높았다.

- 16) 정확히는 하천개수에 로그를 취한 값이다.  
 17) 모의 초기(0.025Ma) 힉소메트리 곡선은 HI가 0.5에 가까운 값을 보이는데, 이는 모의실험에서 요곡 지반용기운동 조건을 주었고 또한 모의 초기의 경우 지반용기율에 비해 침식율이 매우 적어서 영동지역이 개석이 진전되지 않은 상태로 비스듬히 경사진 평탄면을 보였기 때문이다. 그리고 15Ma 이후로는 HI가 감소하는 폭이 줄어들었다. 일반적으로 지형이 발달하면서 HI는 줄어들지만, 모의기간 동안 지반용기운동이 계속해서 일어나기 때문에 HI가 일정 수준에서 유지되는 경향이 나타났다. 즉 용기율과 침식률이 거의 비슷해지면서 고도 변화가 거의 없는 동적평형 단계에 도달하기 때문이다.

## 참고문헌

- Ahnert, F., 1976, Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development, *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 25, 29-49.
- Ahnert, F., 1996, The point of modelling geomorphological systems, In McCann, S. B., and Ford, D. C., editors, *Geomorphology sans frontières*, John Wiley & Sons, 91-113.
- Anderson, R. S., 2002, Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River Range, Wyoming, *Geomorphology*, 46(1-2), 35-58.
- Anderson, R. S. and Anderson, S. P., 2010, *Geomorphology: The mechanics and chemistry of landscapes*, Cambridge University Press.
- Andrews, E. D., 1980, Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming, *Journal of Hydrology*, 46(3-4), 311-330.
- Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J., 1992, Erosional control of active compressional orogens, in *Thrust Tectonics*, McClay, K. R. (ed), pp. 1-18, Chapman & Hall.
- Bogaart, P. W., Tucker, G. E., and de Vries, J. J., 2003, Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: A numerical simulation study, *Geomorphology*, 54(3-4), 257-277.
- Byun, J. M. and Kim, J. W., 2009, The influence of the infinitive flow direction algorithm and Horn slope algorithm on the topographic index and hydrological responses of the TOPMODEL, *Journal of the Korean Geographical Society*, 44(3), 207-233 (in Korean).
- Byun, J., 2011a, *Development and application of a numerical landscape evolution model to understand the uplift history of the Korean Peninsula*, Ph.D. Dissertation, Seoul National University (in Korean).
- Byun, J., 2011b, Theoretical framework for application and development of two-dimensional numerical landscape evolution models on a geological time scale, *Journal of the Korean Geographical Society*, 46(3), 331-350 (in Korean).
- Champel, B., van der Beek, P., Mugnier, J.-L., and Leturmy, P., 2002, Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal: Rates, mechanisms, and geomorphic signature, *Journal of Geophysical Research*, 107(B6), 2111.

- Chorley, R. J., 1957, Illustrating the laws of morphometry, *Geological Magazine*, 94(2), 140-150.
- Coulthard, T. J., Macklin, M. G., and Kirkby, M. J., 2002, A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(3), 269-288.
- Davis, W. M., 1899, The Geographical Cycle, *The Geographical Journal*, 14(5), 481-504.
- Densmore, A. L., Ellis, M. A., and Anderson, R. S., 1998, Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 103(7), 15203-15219.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R., McKean, J. and Bauer, R., 1992, Erosion thresholds and land surface morphology, *Geology*, 20, 675-679.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R. and McKean, J., 1993, Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model, *Journal of Geology*, 101, 259-278.
- Dury, G. H., 1961, Bankfull discharge: An example of its statistical relationships, *Hydrological Sciences Journal*, 6, 48-55.
- Gilbert, G., 1877, *Report on the Geology of the Henry Mountains*, Washington.
- Gilbert, G., 1909, The convexity of hilltops, *The Journal of Geology*, 17, 344-350.
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K., and Finkel, R. C., 1997, The soil production function and landscape equilibrium, *Nature*, 388(664), 358-361.
- Heimsath, A. M., Fink, D., and Hancock, G. R., 2009, The 'humped' soil production function: Eroding Arnhem land, Australia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(12), 1674-1684.
- Holmgren, P. B. and Rose, C. W., 1994, Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation, *Hydrological Processes*, 8(4), 327-334.
- Howard, A. D. and Kerby, G., 1983, Channel changes in badlands, *Geological Society of America Bulletin*, 94(6), 739-752.
- Howard, A. D., 1994, A detachment-limited model of drainage basin evolution, *Water Resources Research*, 30(7), 2261-2285.
- Horton, R. E., 1945, Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bulletin of the Geological Society of America*, 56(3), 275-370.
- Kim, I. S., 1992, Origin and tectonic evolution of the East Sea(Sea of Japan) and the Yansan fault system: A new synthetic interpretation, *Journal of Geological Society of Korea*, 28(1), 84-109 (in Korean).
- Kim, J. W., 1989, Introduction to the method of the functional geomorphology, *Journal of Geography Education*, 22, 15-27 (in Korean).
- Kim, J. W., 1991, Functional relationship among different factors of fluvial geomorphology, *Journal of the Korean Geographical Society*, 26(1), 1-29 (in Korean).
- Kim, J. Y., 2004, Influence of tectonic uplift on longitudinal profiles of bedrock rivers: Numerical simulations, *Journal of the Korean Geographical Society*, 39(5), 722-734 (in Korean).
- Kim, S. H., 1961, Topographic development of the Central Korea, *Seoul University Journal*, 10, 111-123 (in Korean).
- Kim, S. H., 1973, Geomorphic studies of the erosion surfaces in Central Korea, *Seoul University Journal*, 23, 85-115 (in Korean).
- King, L. C., 1953, Canons of landscape evolution, *Geological Society of America Bulletin*, 64(7), 721-752.
- Kirchnet, J. W., 1993, Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks, *Geology*, 21(7), 591-594.
- Kooi, H. and Beaumont, C., 1994, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights

- derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction, *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), 12191-12209.
- Lee, M. B., 1999, The age dating of slope landform in Korea using diffusion equation model, *Journal of the Korean Geographical Society*, 34(4), 371-384 (in Korean).
- Leopold, L. B., 1968, *Hydrology for urban land planning: a guidebook on the hydrologic effects of land use*, US Geological Survey Circular, 554.
- Lenzi, M. A., Mao, L., and Comiti, F., 2006, Effective discharge for sediment transport in a mountain river: Computational approaches and geomorphic effectiveness, *Journal of Hydrology*, 326, 257-276.
- McKean, J. A., Dietrich, W. E., Finkel, R. C., Southon, J. R., and Caffee, M. W., 1993, Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic <sup>10</sup>Be accumulations on a hillslope profile. *Geology*, 21, 343-346.
- Miller, J. R., Ritter, D. F., and Kochel, R. C., 1990, Morphometric assessment of lithologic controls on drainage basin evolution in the Crawford Upland, south-central Indiana, *American Journal of Science*, 290(5), 569-599.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E., 1988, Where do channels begin?, *Nature*, 336(6196), 232-234.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E., 1992, Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, 255, 826-830.
- Oh, K. S., 2000, 'Mountain range system' used since the Japanese Ruling era and 'Mountain scenery system' of traditional geography: Characteristics and problems from a geomorphological point of view, *Education of Geography*, 2, 1-21 (in Korean).
- Park, B. K. and Kim, S. W., 1971, Recent tectonism in the Korean Peninsula and sea floor spreading, *Journal of Korean Institution of Mining Geology*, 4, 39-43.
- Penck, W., 1924, Die Morphologische Analyse: Ein Kapital der Physikalischen Geologie, Von J. Engelhorn's Nachf. Verlag, Stuttgart. (Translated by Czech, H. and Boswell, K. C., 1953, *Morphological analysis of land forms: A contribution to physical Geology*, MacMillan, London.)
- Pelletier, J. D. and Rasmussen, C., 2009, Geomorphically based predictive mapping of soil thickness in upland watersheds, *Water Resources Research*, 45(9).
- Roering, J. J., Kirchner, J. W., and Dietrich, W. E., 1999, Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resources Research*, 35(3), 853-870.
- Smith, T. R. and Bretherton, F. P., 1972, Stability and the conversion of mass in drainage basin evolution, *Water Resources Research*, 8(6), 1506-1529.
- Strahler, A. N., 1952, Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Bulletin of the Geological Society of America*, 63(11), 1117-1142.
- Strahler, A. N., 1957, Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Tarboton, D. G., 1997, A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water Resources Research*, 33(2), 309-319.
- Tucker, G. E. and Slingerland, R. L., 1994, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study, *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), 12229-12243.
- Tucker, G. E. and Slingerland, R. L., 1997, Drainage basin responses to climate change, *Water Resources Research*, 33(8), 2031-2047.
- Tucker, G. E. and Bras, R. L., 1998, Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology, *Water Resources Research*, 34, 2751-2764.
- van den Berg, J. H., 1995, Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers, *Geomorphology*,

- 12(4), 259-279.
- van der Beek, P. and Braun, J., 1999, Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 104(B3), 4945-4966.
- Whipple, K. X. and Tucker, G. E., 1999, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674.
- Whipple, K. X., Hancock, G. S., and Anderson, R. S., 2000, River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation, *Bulletin of the Geological Society of America*, 112(3), 490-503.
- Wilkinson, M. T., Chappell, J., Humphreys, G. S., Fifield, K., Smith, B., and Hesse, P., 2005, Soil production in heath and forest, Blue Mountains, Australia: Influence of lithology and palaeoclimate, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(8), 923-934.
- Wilkinson, M. T. and Humphreys, G. S., 2005, Exploring pedogenesis via nuclide-based soil production rates and OSL-based bioturbation rates, *Australian Journal of Soil Research*, 43(6), 767-779.
- Willgoose, G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe, I., 1991, A coupled channel network growth and hillslope evolution model, 1. Theory, *Water Resources Research*, 27(7), 1671-1684.
- Woo, H., 2001, *River hydraulics*, Cheongmoongak (우효섭, 2001, 하천수리학, 청문각).
- Yoon, S. O., Hwang, S. I., and Ban, H. K., 2003, Geomorphic development of marine terraces at Jeongdongjin-Daejin area on the east coast, central part of Korean Peninsula, *Journal of the Korean Geographical Society*, 38(2), 156-172 (in Korean).
- 교신: 변종민, 151-748, 서울특별시 관악구 관악로 1, 서울대학교 사범대학 지리교육과 자연지리연구실 10동 210-1호(이메일: cyberzen.byun@gmail.com, 전화: 02-880-7724)
- Correspondence: Jongmin Byun, Physical Geography Laboratory, Department of Geography Education, Seoul National University, Gwanak 1, Gwanak-ro, Gwanak-gu, Seoul, 151-748, Korea (e-mail: cyberzen.byun@gmail.com, phone: +82-2-880-7724)

최초투고일 2011. 9. 1  
수정일 2011. 12. 8  
최종접수일 2011. 12. 19