

## 2차원 지질시간 규모 수치지형발달모형의 활용과 개발을 위한 이론적 토대

변종민\*

### Theoretical Framework for Application and Development of Two-dimensional Numerical Landscape Evolution Models on a Geological Time Scale

Jongmin Byun\*

**요약** : 컴퓨터 기술이 발달하면서, 지질시간 규모에서 다양한 지형형성작용들의 복합적인 영향으로 인한 지형발달을 모의하는 것이 가능하게 되었다. 본 연구는 최근 들어 활용도가 점차 높아지고 있는 2차원 지질시간 규모 수치지형발달모형을 소개하며, 특히 지질시간 규모에서 주요한 지형형성작용들을 모형화하기 위한 접근 방법들을 중점적으로 다루었다. 수치지형발달모형은 지형체계를 구성하는 체계요소와 이들 간의 관계를 미분방정식으로 표현한 후 이의 해를 수치적으로 구함으로써 지형발달을 모의한다. 수치지형발달모형 연구는 장기간에 걸친 지형체계요소들간의 관계를 정량적 관점에서 최대한 단순하게 모형화하고 이를 결합하는 것에서부터 시작되었고, 후대 연구자들에 의해 보다 정교해지고 있다. 본 연구에서 소개한 이론들은 수치지형발달모형을 한반도에 적용하거나 개발하려는 연구자들에게 도움이 될 것으로 기대된다.

**주요어** : 수치지형발달모형, 지형발달, 수치모형, 지형체계, 지형형성작용 모형화

**Abstract** : Advances in computer technology enabled us to simulate the integrated effects of various geomorphic processes on landscape evolution. This review introduces a theoretical framework for 2-dimensional numerical landscape evolution models (NLEMs) which have recently been used for various research purposes. In particular much attention is paid to the approaches deployed to model major geomorphic processes on a geological time scale in previous research. NLEMs can simulate landscape evolution by numerically solving the partial differential equation which represents the relationship among the geomorphic system components (GSCs). Simple process specifications of the relationships among GSCs on a long-term time scale in terms of quantification and attempts to combine processes represent the initial research on NLEMs. Later researchers have taken these simple NLEMs and elaborated on them. Introducing the theories of NLEMs in this review is expected to help researchers trying to utilize or develop NLEMs.

**Key Words** : numerical landscape evolution model, landscape evolution, numerical modeling, geomorphic system, process specification

---

본 논문은 변종민의 박사학위 논문 중 제2장을 보완하고 수정한 것임

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

## 1. 서론

지형발달모형(landscape evolution model)<sup>1)</sup>이란 용어는 1960년대 이전까지만 하더라도 지질시간<sup>2)</sup> 규모에서 순차적으로 나타나는(time dependent) 지형의 일반적인 변화를 표현하는 개념이었다. Davis(1899)는 기복량이 크고 직선형의 사면이 발달한 유년기 지형이 점차 곡저가 넓어지고 사면의 정부가 블록해지는 장년기 지형을 거쳐 전체적으로 평탄한 노년기 지형으로 발달해 나간다고 주장하였는데, 이는 정성적(qualitative)이고 개념적(conceptual)인 지형발달모형의 좋은 예에 해당한다(Figure 1A). 이 같은 시도는 1960년대 이전까지 지형을 해석하는 틀로서 중요한 역할을 하였다.

1960년대 이후 체계이론(system theory)과 정량적인 연구기법이 지형학에도 도입되면서, 장시간의 지형 발달사를 규명하는 역사-성인적 지형학(historic-genetic geomorphology)과 차별되는 과정(process) 중심의 기능적 지형학(functional geomorphology)이 새로운 연구경향으로 등장하였다(Kim, 1989; Kim, 1993). 기능적 지형학에서는 지형을 체계로서 간주하고 지형의 변화를 체계요소와 이들 간의 관계로 설명한다. 이 같은 연구 경향의 변화로 인해 과정중심 지형 학자들을 주축으로 지형발달모형이란 용어가 형태(form)와 과정(process) 간의 역동적인 상호작용으로 인식되기 시작했다(Pazzaglia, 2003). 그리고 이 같은 인식을 바탕으로 다양한 지형형성작용들이 어떻게 지형발달을 유도하는지 기술하는 수식(Tucker and Hancock, 2010), 즉 지형체계를 구성하는 체계요소들 간의 관계를 질량보존법칙(law of conservation of mass)을 바탕으로 표현한 미분방정식으로서 인식되기도 하였다(Figure 1C).

물질이동과 이로 인한 지표 고도의 변화를 미분방정식으로 표현한 지형발달모형은 초기조건(initial condition)과 경계조건(boundary condition)을 주고 이의 해를 해석적(解析的, analytical)으로 구할 경우, 지형발달을 이론적으로 모의할 수 있게 된다(예: Kirkby, 1971). 이로 인해 정성적인 지형발달모형과

달리 개별 지형형성작용 또는 지형과 지형형성작용과의 관계가 지형발달에 미치는 영향을 예측하거나 평가할 수 있게 된다. 하지만 미분방정식의 해를 해석적으로 구할 수 있는 경우는 전형적인 사례를 제외하고는 매우 드물다. 이는 실제 지형발달과정에서 수많은 지형형성작용이 동시에 영향을 주고 받으며, 이들의 영향 또한 시간적으로나 공간적으로 동일하지 않고, 이들 간의 관계도 선형적이기 보다 비선형적으로 나타나는 경우가 많기 때문이다.

이로 인해 많은 연구자들이 수치지형발달모형(numerical landscape evolution model)에 주목하게 되었다(Ahnert, 1976; Willgoose *et al.*, 1991; Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1994). 수치모형은 엄밀해(嚴密解, analytical solution)를 구하는 해석모형과 달리 수치해법(numerical method)을 이용하여 근사해(近似解, approximate solution)를 구한다. 따라서 수치모형은 해석모형에서는 해를 구할 수 없었던 즉, 지형발달을 모의할 수 없었던 복잡한 조건에서도 지형발달을 모의할 수 있다. 이 같은 수치모형의 장점으로 인해 기반암이 동질적이지 않거나 지질구조가 복잡한 지역의 지형발달을 모의하거나(Ahnert, 1976), 사면작용과 하천작용 모두를 고려하는 2차원의 유역발달을 모의하는 연구(Willgoose *et al.*, 1991)(Figure 1B)도 등장하게 되었다.

수치지형발달모형의 등장으로 인해 보다 다양한 관점에서 지형발달과정의 역동성을 파악하는 새로운 시도들이 가능하게 되었다. 수치모형을 구성하는 수식은 기본적으로 추상성 또는 일반성을 특징으로 하기 때문에 지형학의 인접 학문들과 소통이 비교적 쉽다. 여기에 복잡한 조건에서도 해를 구할 수 있는 수치모형의 장점으로 인해 인접 학문들의 주요 이론과 비교적 손쉽게 결합될 수 있고, 이는 궁극적으로 새로운 시도를 가능하게 하였다. 특히 1990년대 이래로 수치지형발달모형을 이용한 연구는 지각의 움직임이 기후 및 지표의 지형형성작용과도 밀접한 관련이 있음을 잘 보여주었다(Beaumont *et al.*, 2000).

한편 수치지형발달모형을 이용하여 얻은 일련의 모의결과는 지질시간 규모에서 아주 서서히 나타나는 지형의 변화도 역동적으로 보여줄 수 있다(Figure 1B).

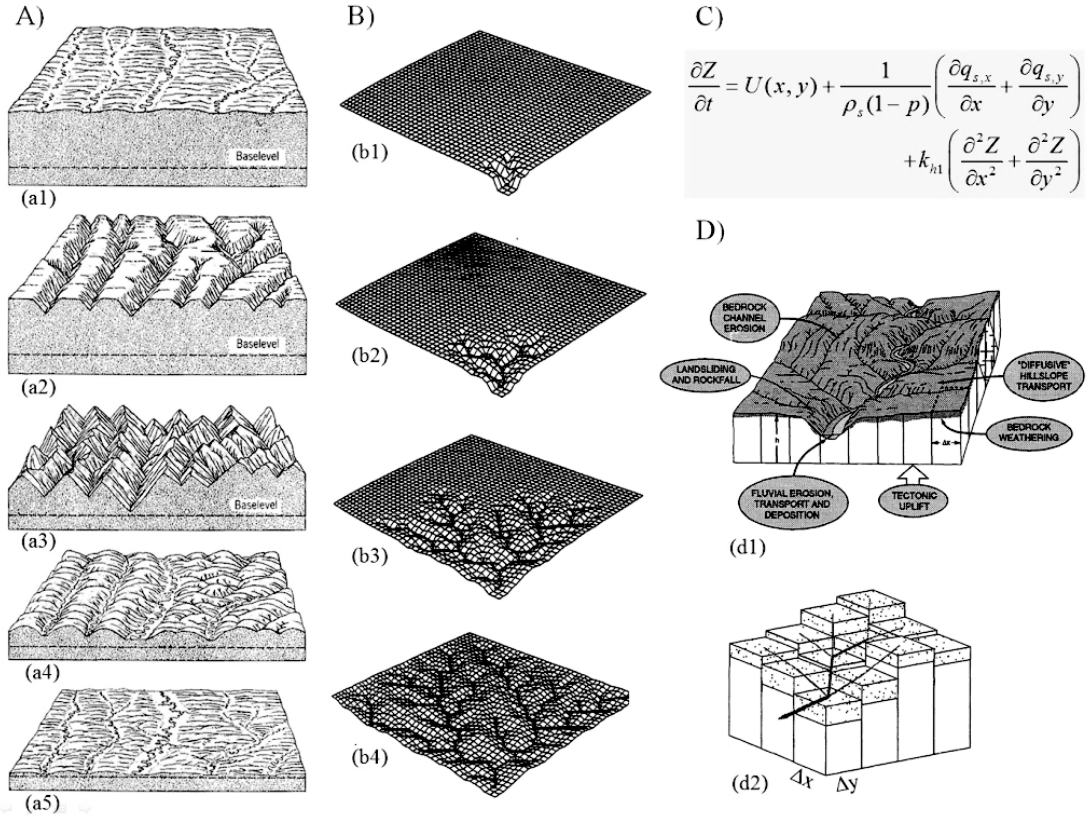


Figure 1. Change of the meaning of 'Landscape Evolution Model' over time. '지형발달모형' 용어의 변천

Example of classic meaning: A) Stages in the landscape evolution model by William Morris Davis (from Strahler and Strahler(1992)). Example of recent meaning: B) Simulation of channel network evolution by a numerical landscape evolution model (from Willgoose *et al.*(1991)). C) Governing differential equation for the simulation of channel network in (B). Modified from Willgoose *et al.*(1991). D) Conceptual illustration of a numerical landscape evolution model. (d1) Illustration of processes incorporated in a model. (d2) Model representation of topography and drainage. Modified from Tucker and Slingerland(1994).

따라서 일반인들에게는 지형변화에 대한 개념을 쉽게 인지할 수 있는 시각적 자극을 주고, 지형학자를 비롯한 지표과학 연구자들에게는 지형 해석에 도움이 되는 상상의 기회를 준다(Tucker and Hancock, 2010).

또한 수치지형발달모형은 특정 환경 조건에서의 논리적인 지형의 반응을 보여주기 때문에, 앞으로 예상되는 환경 변화로 인해 어떠한 지형변화 또는 지표물질수지 변화가 있을지를 예측할 수 있다(Coulthard and Macklin, 2001). 이런 측면에서 수치모형이 환경관리를 위한 도구로써 활용될 수 있는 점이 부각되기도 하였다(Hancock *et al.*, 2000). 이와 더불어 특정 지

역의 지형발달사를 추정하는데도 수치모형을 이용한 연구는 많은 기여를 했다(van der Beek and Braun, 1999; Tucker and Slingerland, 1996; Byun, 2011). 특정 지역의 지형발달을 설명하는 과거의 연구가설들은 대부분 정성적이고 개념적이기 때문에 이를 검증한다는 것이 상당히 힘들었다. 하지만 이러한 연구가설들을 수치모형에 적용할 경우, 개별 연구가설 아래에서 가장 주도적인 지형형성작용과 이의 공간적인 분포, 그리고 특징적인 지형형태 및 지표물질수지 특성을 모의결과를 통해 파악하는 것이 가능하다. 따라서 여러 연구가설 중 특정 지역의 지형발달을 가장 잘 설명하

는 연구가설을 논리적인 측면에서 지지하거나 또는 새로운 가설을 제안할 수도 있다.

그리고 수치지형발달모형은 일반인들에게 지형 또는 환경 변화에 관여하는 다양한 요소들과 이들 간의 관계를 이해할 수 있는 도구로도 활용될 수 있다. 특히 수치모형에 다양한 조건을 적용시켜보고 이의 결과를 하나씩 확인하는 활동 자체는 일반인들의 흥미를 유발하는 동시에 지형 또는 환경 변화가 다양한 요소에 의해 영향을 받는다는 인식을 생생하게 전달할 수 있다 (예: Luo *et al.*, 2005).

본 논문의 목적은 최근 들어 활용도가 점차 높아지고 있는 수치지형발달모형을 소개하여, 지형학을 비롯한 지표과학 연구자들에게 수치지형발달모형에 대한 기본적인 이론을 제공하는 것이다. 이를 위해 수치지형발달모형의 정의와 구성요소, 그리고 주요 지형형성 작용의 모형화를 위해 선행 연구에서 논의되어온 접근 방법을 소개할 것이다. 특히 지질시간 규모에서 주요한 지형형성작용을 모형화하기 위한 선행 연구들의 접근법을 중점적으로 다루고자 한다. 이는 수치지형발달모형의 상당 부분이 지표물질이동에 관한 규칙들로 구성되어 있기 때문이며, 이들 규칙들이 수치지형발달모형에 포함된 배경과 이를 모형화하기 위한 선행 연구자들의 노력에 대해 이해한다면 이들 수치지형발달모

형을 한반도 지형에 적용하고 나아가 이를 독자적으로 개발하는데 많은 도움이 될 것이기 때문이다.

## 2. 본론

### 1) 수치지형발달모형의 정의

수치지형발달모형은 지형체계를 구성하는 체계요소와 이들 간의 관계를 미분방정식으로 표현한 후 이의 해를 수치적으로 구함으로써 지형발달을 모의한다. 따라서 해석모형과 수치모형은 미분방정식으로 표현되는 지형체계를 구성한다는 점에서는 동일하지만, 이의 해를 구하는데 있어서 해석모형은 해석적으로 구하고 수치모형은 이산(離散, discrete) 공간상에서 수치적으로 구한다는 점에서 차이가 발생한다.

미분방정식의 근사해를 구하는 수치해법에는 유한차분법(有限差分法, finite difference method)과 유한요소법(有限要素法, finite element method)이 주로 사용된다. 특히 유한차분법은 미분방정식을 차분방정식(差分方程式, difference equation)으로 근사시켜 수치해석을 하는 방법으로 수치지형발달모형에서 널

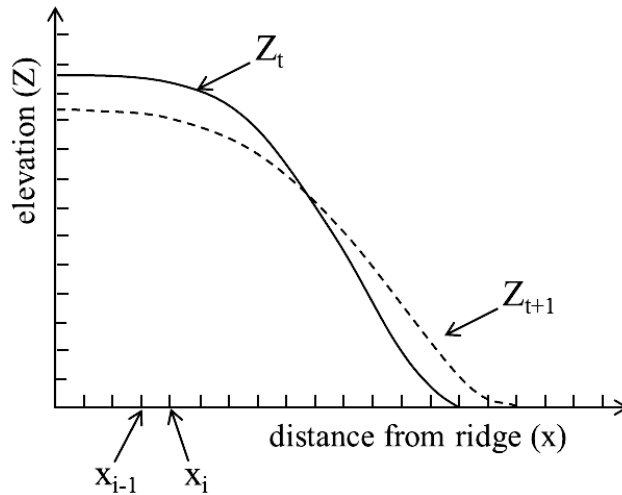


Figure 2. Hillslope profile evolution on a 1-dimensional numerical hillslope evolution model.  
1차원 수치사면발달모형에서의 사면발달

리 사용되어 왔다(Willgoose *et al.*, 1991; Tucker and Slingerland, 1994).

유한차분법을 이용하여 1차원 사면발달모형에서 미분방정식의 해를 수치적으로 구하는 과정은 다음과 같다. 우선 사면상의 물질이동이 사면 경사에 비례한다고 가정할 경우, 사면발달과정을 미분방정식으로 표현하면 식(1)과 같다.

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = k_b \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (1)$$

여기서  $Z$ 는 고도[L<sup>3</sup>],  $t$ 는 시간[T],  $k_b$ 는 확산(diffusivity)계수[L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>],  $x$ 는 사면에서의 위치를 가리킨다.

해석모형과 달리 근사해를 구하는 수치모형에서는 이를 단위시간(dt) 후의 고도 변화량( $\Delta Z_{t+1}$ )을 구하는 다음의 차분방정식으로 변환한다(Figure 2).

$$\Delta Z_{t+1,i} = k_{b1} \frac{Z_{t,i} - Z_{t,i-1}}{x_i - x_{i-1}} = k_{b1} \frac{Z_{t,i} - Z_{t,i-1}}{\Delta x} \quad (2)$$

위의 차분방정식을 풀게 되면 단위시간 동안의 고도 변화량( $\Delta Z_{t+1,i}$ )을 구할 수 있으며, 이를 단위시간 전의 고도와 합하여 단위시간 후의 새로운 고도( $Z_{t+1,i} = Z_{t,i} + \Delta Z_{t+1,i}$ )를 구할 수 있다.

## 2) 2차원 수치지형발달모형의 구성 요소

수치지형발달모형은 지형변화를 모의하는 영역(domain)과 지형발달을 이끄는 규칙(rules)으로 구성된다(Burbank and Anderson, 2001). 수치모형에서는 지형변화가 모의되는 영역을 작은 증분(増分, increment)들로 이산화하게 되는데, 1차원 수치모형과는 달리 2차원 수치모형에서는 2차원의 연속된 공간을  $x$ 의 증분( $\Delta x$ )과  $y$ 의 증분( $\Delta y$ )으로 정의되는 셀(cell)들의 집합인 격자(grid)로 표현한다(Figure 1D). 실제의 지형을 격자로 표현하기 때문에, 격자를 구성하는 각각의 셀에는 다양한 지형 관련 속성값(고도, 경사, 토양 또는 퇴적층의 두께, 유량 등)들이 부여될 수 있

다.

수치지형발달모형 내에서 지형이 변화하는 것은 결국 셀들의 고도값을 비롯한 다양한 지형 속성값들이 변화한다는 것이다. 따라서 수치모형에서는 이들 속성값에 기반하면서도 이에 변화를 주는 일련의 규칙들이 반드시 정의되어야 한다. 임의의 한 셀에서 하천에 의한 퇴적물 운반력(transport capacity)을 유량과 경사에 비선형적으로 증가한다고 정의하는 경우가 좋은 예에 해당한다.

지형형성작용을 간결하게 표현한 여러 규칙들은 질량보존법칙을 기반으로 하는 연속방정식(continuity equation)을 통해 하나로 통합된다(식(3)). 실제 지형을 구성하는 물질은 암석에서 토양으로 물리·화학적으로 변화하고, 다양한 지형형성기제에 의해 다른 곳으로 이동되어 퇴적된다. 하지만 지형체계 내에서 이들 물질의 질량은 변하지 않는다고 볼 수 있기 때문에 질량보존법칙에 기반한 연속방정식을 얻을 수 있다. 지표 고도를  $Z$ , 지구조 작용에 의한 지반용기율[LT<sup>-1</sup>]을  $U$ , 사면에서의 단위 퇴적물 운반률[L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>]을  $q_b$ , 하천에 의한 단위 퇴적물 운반률[L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>]을  $q_s$ 라 할 경우 연속방정식은 다음과 같다<sup>4)</sup>.

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = U + \nabla \cdot q_b + \nabla \cdot q_s \quad (3)$$

지형의 변화는 시간  $t$ 에 따른 1차원( $x$ ) 또는 2차원( $x, y$ ) 상의 고도 변화이기 때문에, 식(3)과 같이 수학적으로는 편미분방정식으로 표현된다. 하지만 위의 수식이 모든 수치지형발달모형에서 동일하지는 않다. 고려되는 지형형성작용들이 많을수록 이를 표현하는 수식이 늘어나서 연속방정식이 확장될 수 있으며, 이와 반대로 줄어들 수도 있다. 초기 수치모형은 하천에 의한 퇴적물 운반과 토양포행과 같은 매스부르먼트에 의한 퇴적물 운반만을 지형형성작용으로 고려하였지만(Willgoose *et al.*, 1991), 시간이 지나면서 기반암 풍화(Tucker and Slingerland, 1994)와 기반암 하상 침식(Howard, 1994)까지도 고려하게 되어, 모형 내의 연속방정식은 보다 확장되었다.

### 3) 지질시간 규모의 주요 지형형성작용 모형을 위한 접근 방법

1990년대 이전에는 지질시간 규모의 지형발달을 모의하는 연구가 많지 않았다. 이는 소규모 및 단기간에 걸쳐 관찰되는 지형형성작용과 이들의 복잡한 행태를 물리법칙적 관점에서 우선적으로 이해해야 한다는 인식이 널리 퍼져있었기 때문이다. 하지만 다른 과학분야의 성과처럼 이와 같은 규모의 문제를 해결하는 좋은 접근법은, 소규모의 그리고 단기간에 걸친 현상들에서 빠져 나와 대규모의 그리고 장기간에 걸친 단순한 관계를 정량적 관점에서 탐색해 보는 것이다. 예를 들어 열역학에서는 기체의 운동을 처음으로 수식화할 때 개별 분자들의 상호작용이 일어나지 않는 이상기체를 가정하였다. 그리고 그 이후에 실제 기체가 이상기체법칙(ideal gas law)에서 벗어나는 이유를 설명하려는 이론이 등장하였다(Kooi and Beaumont, 1994).

이러한 관점에서 1990년대 이후 장기간의 지형발달을 모의하는 연구에서는, 모든 지형형성작용을 물리적으로 완벽하게 설명하는 규칙을 고안하는 것이 아니라, 모의 대상지역의 지형발달에 포함되는 주요 지형형성작용을 선별하고 이들을 적절하게 표현하는 규칙을 고안하여 이를 수치지형발달모형에 결합하였다(Willgoose *et al.*, 1991; Kooi and Beaumont, 1994; Tucker and Slingerland, 1994; Braun and Sambridge, 1997). 비록 이들의 접근 방법이 블랙박스 모형에 가깝기도 하지만, 각 연구의 시·공간 규모에서 지형변수들 및 이들 간의 상호작용이 지형발달에 미치는 영향을 탐색할 수 있는 가능성을 제시해왔다.

위와 같이 수치지형발달모형에 포함된 지형형성작용 규칙은 실제 지형형성작용을 개별 연구자가 연구의 필요성에 따라 추상화한 것이다. 따라서 지질시간 규모의 지형발달모의의 연구들에서 이들 지형형성작용이 왜 필요했고, 지형형성작용이 어떻게 추상화되었는지를 살펴보는 것은 수치지형발달모형을 이해하는 데 가장 필수적인 작업이다. 여기서는 지질시간 규모의 지형발달을 모의한 연구들에서 모형화한 주요 지형형성작용을 내인적 작용과 외인적 작용으로 구분하여 소개하며, 특히 외인적 작용에 주안점을 둔다.

#### (1) 내인적 작용

지각의 움직임과 지표침식작용간의 상호작용에 대한 관심이 증가하면서, 지질시간규모에서 이들의 상호작용을 수치지형발달모형을 통해 모의하는 연구가 근래에 아주 활발해졌다(Beaumont *et al.*, 2000). 이들 연구는 지각판이 충돌하는 지역(Beaumont *et al.*, 1992; Koons, 1995) 또는 지각판이 어긋나 이동하는 경계 지역(Anderson, 1994) 그리고 지각판이 상대적으로 안정된 것으로 간주되는 대륙주변부(Tucker and Slingerland, 1994) 등 다양한 지구조 운동 조건에서 지구조 운동과 지표 지형형성작용과의 상호작용을 주요하게 다루었다. 따라서 지각에 가해지는 응력(압축력 또는 인장력)으로 인한 지표 고도의 변화, 지괴의 수평적인 이동, 그리고 지표 하층의 제거로 인한 지표 고도의 상승(isoflexure) 등이 추상화되어 수치모형에 포함되었다.

그러나 외인적 작용 및 이들 간의 상호작용으로 인한 영향을 중시하는 수치지형발달모형 연구들은 상대적으로 지구조 운동을 단순하게 처리해 왔다. 이들 연구에서는 지반운동의 공간적 분포가 모형 영역 내에서 동일하고, 지반운동의 시간적 분포도 모의기간 동안 동일하거나 또는 주기적인 변화를 주는 데 그쳤다. 심지어 지반운동이 모의기간 동안 전혀 없는 조건으로 설정되기도 하였다(Willgoose, 2005).

지구조 운동과 같은 내인적 작용을 중시하는 수치지형발달모형 연구는 외인적 작용이 지표 물질을 제거하는 정도에 따라 내인적 작용이 어떻게 반응하며(Tucker and Slingerland, 1994), 이러한 반응의 결과가 지형발달에 어느 정도의 영향을 주었는지(Champel *et al.*, 2002), 그리고 지표 및 퇴적분지 차원에서의 물질수지 변화에는 어떤 영향을 주었는지를 예측하였다(Tucker and Slingerland, 1996). 이들 연구는 지구조 운동을 단순히 지구 내부의 에너지 흐름만으로 설명해 왔던 기존 연구와 달리, 외인적 작용, 즉 지표의 지형형성작용이 지구조운동과 상호 결합되어 대규모 지형발달에 중요한 영향을 미치는 변수임을 인식시켰다.

#### (2) 외인적 작용

지질시간 규모의 지형발달을 모의하는 기존의 수치

지형발달모형에서는 외인적 작용을 크게 사면에서의 물질이동과 하천에 의한 물질이동으로 구분하여 모형화했다. 한편, 지질시간 규모의 지형발달에서는 토양층(regolith)<sup>5)</sup>의 두께가 시간에 따라 변하며 이로 인해 물질이동유형도 달라지기 때문에, 토양층을 생성하는 기반암 풍화도 수치모형 연구에서는 중요하게 고려되어 왔다.

① 기반암 풍화

지질시간 규모의 지형발달과정에서는 풍화작용이 기반암을 지형형성기계에 의해 이동 가능한 물질로 변화시키는 역할을 하기 때문에(Ahnert, 1976; Anderson and Humphrey, 1989), 수치지형발달모형 연구에서는 풍화율 조건에 따라 지형이 어떻게 발달하는지를 모의하려는 시도가 활발했다.

Anderson and Humphrey(1989)는 풍화율이 매우 낮은 조건(약 0.001mm/year)에서 사면이 평행후퇴하며 발달하고 초기 지형의 기복은 그대로 유지되는 모의 결과를 보여주었다. 이들은 이를 통해 사면발달과정에서 주요한 통제변수가 매스무브먼트의 확산도가 아니라 풍화율임을 주장하였다. 또한 Tucker and

Slingerland(1994)도 기반암 풍화를 모형에 포함하여 장기간의 지형발달을 모의하였는데, 그 결과 운반제어(運搬制御, transport-limited)환경과 달리 풍화율이 매우 낮은 풍화제어(風化制御, weathering-limited)환경에서는 유역분지의 분수계가 평행후퇴하고 유역의 기복차가 크며 하상 비고차가 큰 일련의 계곡이 형성됨을 보였다.

이들 선행 연구에서 이용된 풍화율 함수는 Gilbert(1877)가 처음으로 제안한 개념 모형을 토대로 한 것이다. 그는 사면에서의 물질 이동률과 토양층의 두께 및 풍화율이 서로 영향을 주고 받는 관계임을 제안하면서, 물질 이동률이 커서 토양층의 두께가 줄어들면 동결과 융해와 같은 풍화작용이 활발해지지만, 풍화작용에 필요한 최소한의 수분마저 저장할 수 없을 정도로 토양층의 두께가 줄어들면 풍화작용이 미약해진다고 보았다. 이후 Carson and Kirkby(1972)는 Gilbert의 기반암 풍화에 대한 개념 모형을 그래프로 제시하였고, Ahnert(1977)도 Gilbert의 개념 모형을 보다 발전시켜 기반암 풍화를 물리적인 풍화와 화학적인 풍화로 구분하고, 이들의 다양한 조합으로 나타나는 풍화율 함수를 제안하였다. 최근 우주기원 동위원소를 이

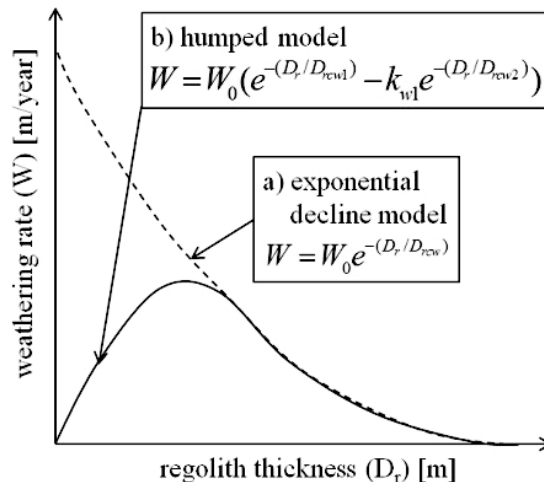


Figure 3. Two types of currently accepted weathering functions. 풍화 함수의 두 가지 형태

a) Curve for the exponential decline model. b) Curve for an alternative 'humped' model based on a particular function proposed by Strudley *et al.*(2006).  $W$  is weathering rate[LT<sup>-1</sup>],  $W_0$  is weathering rate[LT<sup>-1</sup>] on an exposed bedrock,  $D_r$  is regolith thickness[L],  $D_{rcw}$ ,  $D_{rcw1}$ ,  $D_{rcw2}$  are decay scaling factors[L] in the above functions,  $k_{w1}$  is coefficient.

용한 야외 측정결과도 풍화율이 토양층 두께의 함수임을 지지하고 있으며, 토양층이 두꺼울수록 지수적으로 감소하는 형태(지수 감소 모형, Figure 3a)와 최대 풍화율에 도달했다가 지수적으로 감소하는 형태(humped 모형, Figure 3b)의 풍화율 함수가 서로 다른 환경에서 각각 나타남을 확인하였다(Heimsath *et al.*, 2009).

한편, 지금까지의 수치지형발달모형 연구에서는 상대적으로 간단한 지수 감소 모형을 이용한 경우가 많았으며(Anderson and Humphrey, 1989; Tucker and Slingerland, 1994), 주빙하기후와 건조기후 환경에서의 지형발달을 모의한 연구(Anderson, 2002; Strudley *et al.*, 2006)에서는 humped 모형을 이용하였다.

② 사면에서의 물질이동

사면의 형태와 발달과정에 대한 연구는 지형발달 연구의 가장 주요한 부분이라 할 수 있다. 하천이 지형을 만들어 나가고 전반적인 지형 변화율을 제한하는데 있어서 중요한 역할을 하지만, 외부 자극에 대해 비교적 빠르게 반응하기 때문에 변화의 흔적들이 하천 지형에 잘 남지 않는다. 이에 반해 사면은 상대적으로 보다 느리게 반응하기 때문에, 그 결과 과거의 작용과 자극으로 인한 변화의 흔적들이 사면 형태에 보다 많이 남아 있다(Pazzaglia, 2003).

이 같은 이유로 지형학사의 초기부터 사면 형태를 관찰하고 이의 발달과정을 설명하였던 정성적 지형발달모형들(Davis, 1899; King, 1953; Penck, 1953; Hack, 1960)이 꾸준히 등장하였으며, 정량적인 지형학 연구가 활성화된 1960년대 이후로는 사면발달과정을 설명하기 위한 해석적 또는 수치 사면발달모형이 등장하였다(Culling, 1963; Ahnert, 1970; Kirkby, 1971). 그리고 근래의 수치지형발달모형 연구에서도 사면에서의 물질이동을 주요한 핵심 지형형성작용으로 여전히 고려하고 있으며(Ahnert, 1976; Willgoose *et al.*, 1991; Kooi and Beaumont, 1994; Tucker and Slingerland, 1994; Braun and Sambridge, 1997), 최근에는 사면에서의 물질이동을 보다 구체화하고(Martin, 2000; Braun *et al.*, 2001), 이를 실제 지형과 대비하는 시도가 활발히 진행되고 있다(Roering,

2008; Pelletier and Rasmussen, 2009).

사면발달을 모의한 선형 연구들에서는 사면물질의 이동량이 대체로 사면 경사에 비례하는 것으로 간주하고 있는데, 이 같은 가설은 Gilbert(1909)가 토양으로 덮인 철형(凸形) 사면에서 토양포행의 영향을 설명하기 위해 제안한 개념 모형에 기초하고 있다<sup>6)</sup>. 특히 사면 경사에 사면물질의 이동량이 선형적으로 비례하는 운반모형은 Culling(1960)에 의해 수식으로 표현된 이후 많은 연구에서 사용되었으며, 철형 사면의 발달(Koons, 1989) 및 정상상태에서 동일한 곡률도를 가지는 사면이 발달할 수 있음을 보여주었다(Fernandes and Dietrich, 1997).

하지만 사면 경사에 사면물질의 이동량이 선형적으로 비례하는 운반모형은 사면 정부가 철형이면서도 측사면이 선형(convex-planar)인 사면을 설명하지 못한다는 단점이 있다. 이런 점에 주목하여 이를 극복하려는 새로운 시도들이 1990년대에 등장하기 시작했다. 대표적인 것이 사면 경사에 사면물질의 이동량이 비선형적으로 비례하는 운반모형으로, 이를 이용한 연구는 사면 정부가 철형이면서도 측사면이 선형인 사면발달을 보여주었다(Roering *et al.*, 1999). 최근에는 사면물질의 이동량이 사면 경사뿐만 아니라 토양 두께와도 관련된 운반 모형이 제안되기도 했다(Heimsath *et al.*, 2005). 여기서는 이들 각각의 운반모형을 사면에서의 연속방정식 틀에서 설명한다.

a. 토양층이 덮인 사면에서의 연속방정식

사면에서의 물질 운반률은 토양의 두께 및 기반암 풍화율(또는 토양 생성률)과 서로 영향을 주고 받는 관계이다(Figure 4). 이는 사면에서의 물질 운반률이 토양 두께를 변화시키며, 기반암 풍화율은 토양층 두께의 함수이므로 토양층 두께에 따라 기반암 풍화율도 변화한다. 따라서 토양 두께와 기반암 풍화율을 아우르는 사면발달체계에서 사면에서의 물질 운반률을 바라볼 필요성이 있다.

사면의 지표 고도를  $Z$ , 기반암 고도(풍화 기저면)를  $B$ , 이들 간의 간격(토양층 두께)을  $D$ , 그리고 사면에서의 물질 운반력을  $q_n$ 라 할 경우, 하천이 생성되지 않은 사면 특히 화학적 풍화로 인한 질량 손실이 크지



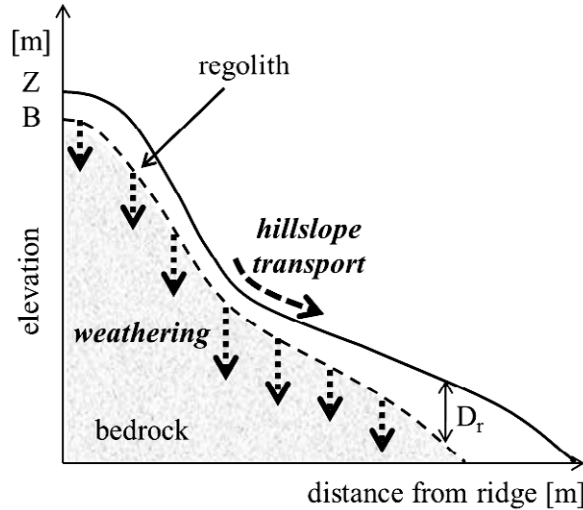


Figure 4. Schematic diagram for the relationship among hillslope transport, weathering, and regolith thickness.   
 표면물질이동과 풍화를 그리고 토양층 두께와의 관계를 나타내는 개념도

Z is surface elevation, B is bedrock elevation, D<sub>r</sub> is regolith thickness. Dotted arrow lines present geomorphic process (hillslope transport and bedrock weathering). Modified from Minasny and McBratney(2001).

얇은 사면에서의 연속방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \nabla \cdot q_b + U \tag{4}$$

$$Z = B + D_r \tag{5}$$

$$\frac{\partial D_r}{\partial t} = \frac{\sigma_b}{\sigma_r} W + \nabla \cdot q_b \tag{6}$$

여기서 t는 시간, U는 용기율, W은 풍화율(W≥0), σ<sub>b</sub>와 σ<sub>r</sub>은 각각 기반암과 토양의 겉보기 밀도[ML<sup>-3</sup>]이다. 만약 식(6)에서 순 이동률(∇·q<sub>b</sub>)이 음이고 절대값이 풍화율보다 커서(∂D<sub>r</sub>/∂t<0) 마침내 토양층의 두께가 0이 되면, 즉 기반암이 노출되면 이동률은 풍화율에 의해 결정된다. 따라서 이 경우에는 식(4), (6)을 그대로 사용할 수 없다.

b. 사면물질 운반모형

a) 선형적 경사 의존 모형

Gilbert(1909)의 개념 모형에 따르면 토양포행이 우세한 사면에서는 물질 운반력이 경사에 비례한다. 이

를 수식으로 표현하면 다음과 같다(Figure 5a).

$$q_b = k_{b1} \frac{\partial Z}{\partial x} = k_{b1} \nabla Z \tag{7}$$

이 모형은 비교적 간단하기 때문에 많은 연구에서 채택되었고, 관측결과를 통해 계수 k<sub>b1</sub>[L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>]의 값을 추정하는 시도도 많았다. 하지만 계수값을 추정한 이들 연구들은 단기간의 관찰 결과에 의존하고 있기 때문에 장기간의 이동률을 계산하는데 한계가 있고 또한 보정한 값도 해당 지역의 환경에 크게 좌우되기 때문에(Martin and Church, 1997) 이를 이용할 시에는 주의가 필요하다.

b) 비선형적 경사 의존 모형

사면 정부가 철형이고 하부로 갈수록 선형을 보이는 사면을 설명하기 위해 사면 경사가 안정사면각에 가까워질수록 운반률이 급격하게 증가하는 비선형적 경사 의존 모형이 제안되었다(Howard, 1994; Roering et al., 1999). 경사에 비선형적으로 사면물질이동량이 증

가하는 이유는, 사면안정각에 도달할수록 사면물질은 반양식이 토양포해에서 활동(滑動, landslide)으로 전이되었기 때문으로 여겨졌다. 하지만 Roering *et al.*(2001)은 비선형적 특징이 반드시 활동으로 인한 것이 아니라, 교란(disturbance)이 발생하는 토양층 내 마찰력과 중력의 상호작용만으로도 발생할 수 있다고 주장하였다.

Andrews and Bucknam(1987)이 제안하고 Roering *et al.*(1999) 에 의해 수식화된 비선형적 경사의존 모형은 다음과 같다(Figure 5b).

$$q_b = k_{b2} \frac{\nabla Z}{1 - (|\nabla z|/S_c)^2} \quad (8)$$

여기서  $S_c$ 는 사면안정각이고,  $k_{b2}$ 는 운반계수[LT<sup>-1</sup>]로서 다음과 같다.

$$k_{b2} = \frac{2}{\rho_s g S_c^2} P_d \quad (9)$$

여기서  $P_d$ 는 교란에 의해 주변 토양 입자를 밀어낸 일의 양[ML<sup>4</sup>T<sup>-3</sup>]이고,  $g$ 는 중력가속도[L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>]이다.

c) 비선형적 두께 경사 의존 모형

동결과 용해, 팽창과 수축, 생물체의 활동으로 인해 토양에 가해지는 교란은 지표유출(coverland flow)의 영향이 작은 사면에서 물질을 이동시키는 근원이 된다. 교란은 지표 아래로 갈수록 지수적으로 감소하는 경향(Roering, 2004)이 있지만, 토양층이 얇은 곳은 바로 아래의 기반암에 의해 교란이 직접적으로 제한되기 때문에 토양층이 두꺼운 곳에서는 교란이 발생하는 두께가 상대적으로 더욱 두꺼울 것이다. 따라서 사면에서의 물질 운반력은 경사와 토양 두께에 의해 결정된다고 볼 수 있으며, 이 같은 가설은 야외 분석 결과로 검증되기도 했다(Heimsath *et al.*, 2005).

운반력이 경사에 비선형적으로 비례할 때 이동 가능한 토양 두께를  $D_r$ , 운반계수[LT<sup>-1</sup>]를  $k_{b3}$ 라 하면 비선형적 두께 경사 의존 모형은 다음과 같다(Pelletier and Rasmussen, 2009).

$$q_b = k_{b3} D_r \frac{\nabla Z}{1 - (|\nabla z|/S_c)^2} \quad (10)$$

d) 비선형적 면적 의존 모형

한편 포상류와 린류와 같이 지표유출에 의한 물질

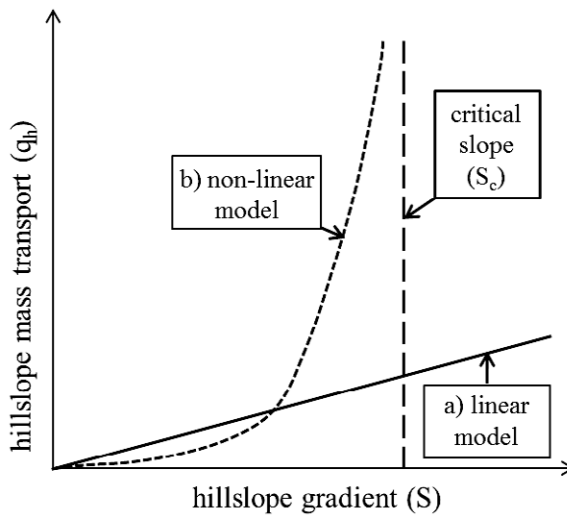


Figure 5. Relationship between hillslope mass transport and hillslope gradient. 사면물질이동과 사면경사와의 관계  
Linear curve a) is the representation of the equation (7) and non-linear curve b) is the representation of the equation (8) in the text.

이동이 우세한 사면에서는 유량을 결정하는 상부사면 면적이 주요한 변수가 된다. 사면에서의 물질 운반력이 경사에 비선형적으로 증가한다고 가정하고, 상부사면 면적을  $A[L^2]$ 로, 이의 지수를  $m_{ha}$ , 운반계수  $[L^{2-m_{ha}}T^{-1}]$ 를  $k_{h4}$ 라 할 경우 비선형적 면적 의존 모형은 다음과 같다(Pelletier and Rasmussen, 2009).

$$q_b = k_{b4} A^{m_{ha}} \frac{\nabla Z}{1 - (|\nabla z|/S_c)^2} \quad (11)$$

③ 활동

사면 경사가 완만하고 토양으로 덮인 사면에서의 물질이동은 빈도가 상대적으로 많고 속도가 매우 느린 형태로 일어나지만, 경사가 급하거나 암반이 노출된 사면에서의 물질이동은 빈도는 적지만 속도가 빠른 활동에 의해 주도된다. 특히 용기율이 크고 하상 침식률도 매우 큰 조산대에서는 기반암 활동(bedrock landsliding)이 사면에서의 주요한 물질이동양식으로 관찰된다.

따라서 지역적 규모(regional scale) 또는 지질시간 규모의 수치지형발달모형 연구에서는 토양포행 외에도 활동을 사면에서의 주요한 물질이동으로 고려하고 있다. 하지만 토양포행과 달리, 활동을 수치모형 내에서 구현하는 방법은 조금씩 달랐다. 식(8)과 같이 사면 경사가 사면안정각에 도달할수록 사면에서의 물질 운반력이 지수적으로 증가하도록 하거나(Howard, 1994), 또는 사면안정각을 초과하는 경우에 초과량만큼을 연쇄적으로 사면 하부로 이동시키거나(Tucker and Slingerland, 1994; van der Beek and Braun, 1999), 또는 잠재붕괴면(potential failure plane)의 경사를 구하고 이 경사를 초월하는 상부 사면의 부피만큼을 사면 하부로 분배하기도 했다(Densmore *et al.*, 1998). 이들 중 Densmore *et al.*(1998)은 활동이 발생하는 시기와 장소 및 활동 발생 면적 그리고 활동 발생 이후 사면물질의 이동거리를 물리법칙에 보다 근거하여, 기반암 활동을 모형화했다.

④ 하천에 의한 퇴적물 운반 및 기반암 하상 침식  
지질시간 규모의 지형발달을 모의한 연구에서는 하

천에 의한 물질 이동 또는 침식을 정교하게 다루기 위해 많은 노력을 기울여 왔다. 이는 지역적 규모의 지형 발달과정에서 침식작용의 실질적 기준이 되는 침식기 준면이 하천에 의해 결정되기 때문이다. 이로 인해 근래의 수치지형발달모형 연구는 총적 하도에서의 퇴적물 이동뿐만 아니라, 기반암 하상 하도에서의 침식작용까지 주요한 지형형성작용으로 고려하였다(Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1994).

a. 지질시간 규모에서 하천에 의한 퇴적물 운반 및 하상 침식 모형화를 위한 접근 방법

지역적 규모에서 인식되는 지형변화의 시간적 규모는 적어도 수 년에서 수십 년 이상이다. 이러한 시간 규모는 개별 강우 사상으로 인한 유량 및 하천에 의한 물질 운반량을 설명하는 시간 규모와 비교할 때 압도적으로 큰 차이를 보인다. 만약 수치지형발달모형에서 개별 사상을 기준으로 하여 지질시간 규모의 지형발달을 모의하려 한다면 현재의 발달된 컴퓨터 기술로도 구현하기가 쉽지 않다. 이는 실행 수 자체의 증가로 인해 총 연산에 소요되는 시간이 길어질 뿐만 아니라, 세밀해진 시간 규모만큼이나 고려해야 할 변수의 개수도 증가하기 때문이다.

따라서 지질시간 규모에서는 개별 강우 사상 단위가 아닌, 일정 기간 동안의 하천에 의한 평균적인 운반량 또는 침식량을 추정하는 것이 필요하다. 이 경우 지배 유량(支配流量, dominant discharge)<sup>7)</sup>이란 개념은 개별적인 사상을 평균화하는 데 유용한 도구이기 때문에, 지질시간 규모를 다루는 수치지형발달모형 연구에서는 지배유량을 이용하여 일정 기간 동안 평균적인 하천에 의한 운반량 또는 침식량을 추정하였다(Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1994; Tucker and Slingerland, 1997; Whipple and Tucker, 1999).

이들 수치지형발달모형 연구들에서 일정 기간 동안 하천에 의한 평균 운반량 또는 평균 하상 침식량을 구하는 절차는 대체로 다음과 같다. (1) 연강우량과 유역 면적을 이용하여 지배유량을 구한다. (2) 수리-기하 관계를 이용해 지배유량에 따른 하폭, 수심 등의 하도 변수를 구한다. (3) 주어진 퇴적물 운반 수식을 이용하여

각 셀의 퇴적물 운반력을 추정한다. (4) 퇴적물 운반력과 하상 퇴적물량을 비교하여 충전 하도 또는 기반암 하상 하도로 구분한다. (5) 충전 하도에서는 순 퇴적물 변화율을 구하고, 기반암 하상 하도에서는 기반암 하상 침식률을 구한다.

b. 하상에서의 연속방정식

충전 하도와 기반암 하상 하도에서 하상 고도를 변화시키는 과정은 서로 다르다(Figure 6). 충전 하도에서는 대체로 퇴적물 운반력에 의해 침식과 퇴적이 결정되지만(운반제어환경, Figure 6A), 기반암 하상 하도에서는 하상물질 분리력(detachment capacity)에 의해 침식률이 결정된다(분리제어(分離制御, detachment-limited)환경, Figure 6B). 따라서 하상 고도 변화를 표현하는 연속방정식 또한 서로 다른 형태를 가진다. 단위 하폭당 퇴적물 운반률을  $q_s$ , 하류방향 단위 하도 길이를  $\bar{x}$ , 하천에 의한 분리력[ $L^{-1}$ ]을  $E$ 라 할 때, 충전 하도와 기반암 하상 하도 각각의 하상 고도 연속방정식은 다음과 같다(Howard, 1994).

$$\left. \frac{\partial Z}{\partial t} \right|_{alluvial} = \nabla \cdot q_s = \frac{\partial q_s}{\partial \bar{x}} \quad (12)$$

$$\left. \frac{\partial Z}{\partial t} \right|_{bedrock} = -E \quad (13)$$

a) 하천에 의한 퇴적물 운반력

수치지형발달모형 연구에서 사용된 퇴적물 운반 수식은 대체로 하상물질 운반 수식에 근거하고 있다 (Willgoose *et al.*, 1991; Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1997; Bogaart *et al.*, 2003). 하상물질 운반 수식은 하천 지형 및 하천 수리 분야에서 활발히 연구되어 왔으며, 다양한 수식이 개발되었다. 지질시간 규모의 수치모형 연구에서는 이들 수식 중에서 물리법칙에 기반을 두면서도 간소한 수식을 선호하였으며, 특히 퇴적물 운반에서 난류의 역할을 강조한 Einstein-Brown 운반 수식이 많이 사용되었다(Willgoose *et al.*, 1991; Howard, 1994; Bogaart *et al.*, 2003).

지질시간 규모에서 사용된 퇴적물 운반 수식은, 하천 흐름을 정상등류(定常等流, steady uniform flow)<sup>8)</sup>

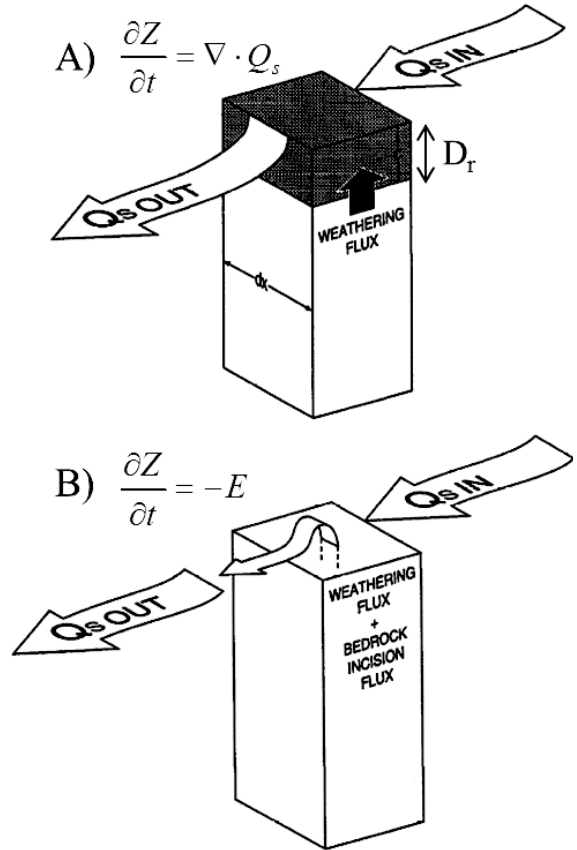


Figure 6. Difference in the processes of the channel bed elevation change between alluvial channel and bedrock channel in a model cell with horizontal dimension  $\Delta x$  and sediment cover thickness ( $D_r$ ). 충전 하도와 기반암 하상 하도에서의 고도 변화 과정 차이

A) Transport-limited case: the rate of elevation change in alluvial channel is determined by the sediment flux in minus the flux out. B) Detachment-limited case: the rate of elevation change in bedrock channel is determined by the flux due to the detachment capacity (or bedrock incision rate) plus bedrock weathering rate. Modified from Tucker and Slingerland (1994).

로 가정하고, Manning의 흐름저항식과 하천의 수리기 하법칙을 이용하여, 유량과 하도 경사로 간소하게 표현되어 왔다. 단위 하폭당 유량[ $L^2T^{-1}$ ]을  $q$ , 하도 경사를  $S$ , 하상 퇴적물 이동 임계치를  $\theta_{cs}$ , 운반수식의 매개 변수[ $L^{2-2mfa-pfa}T^{-2mfa-pfa}$ ]를  $k_{fa}$ , 유량의 지수를  $m_{fa}$ , 하도 경사의 지수를  $n_{fa}$ , 퇴적물 운반 수식 전체의 지수를  $p_{fa}$

라 할 때 단위 하폭당 퇴적물 운반량  $q_s$ 는 일반적으로 다음과 같다(Tucker *et al.*, 2001)<sup>9)</sup>.

$$q_s = (k_{fs} q^{m_{fs}} S^{n_{fs}} - \theta_{ca})^{p_{fs}} \quad (14)$$

유량  $q$ 에는 지배유량에 해당하는 만수유량 또는 평균최고유량(mean peak discharge)을 입력하여 일정 기간 동안의 평균 퇴적물 운반량을 구하였다.

b) 기반암 하상 침식

산지 하천 또는 하천 최상류에는 암반이 노출된 기반암 하상 하도가 주로 나타난다. 기반암 하상 하도는 경사가 비교적 급하여 하상에 가해지는 흐름의 속도가 빠르고 압력도 크다. 또한 기반암 하상 하도를 따라서 기반암 스텝(step)이 자주 나타나기 때문에 수력도약(水力跳躍, hydraulic jump) 현상이 빈번하게 나타나고, 이로 인해 흐름의 압력이 불규칙적으로 크게 변동하는 특성을 보인다(Kim, 2004).

이 같은 흐름 특성을 가지는 기반암 하상 하도에는 적어도 세 가지 이상의 침식 작용(마식, 굴식, 공동현상)이 확인되어 왔다(Whipple *et al.*, 2000). 첫째로 마식(abrasion)은 흐름에 의해 이동하는 퇴적물 입자들로 인해 하상이 침식되는 현상이다. 침식을 위한 도구로써 퇴적물 입자가 필요하며, 다른 작용과 달리 흐름의 세기가 낮을 때도 침식이 발생한다. 둘째로 굴식(plucking)은 세립 하상물질의 도움을 받아 기반암 하상의 틈이 점점 벌어지고(hydraulic clast wedge), 도약 이동하는 하상물질이 하상에 직접적으로 가하는 충격으로 틈이 확대되며, 흐름의 항력 또는 압력이 변동하면서 발생하는 진동으로 인해 마침내 암괴가 뜯어져 나가는 현상이다. 하지만 굴식은 주로 기반암 자체의 균열 특성에 큰 영향을 받기 때문에 절리가 잘 발달한 기반암, 특히 층리가 잘 나타나는 퇴적암에서 주도적으로 발생하는 침식작용이다. 셋째로 공동현상(空洞現象, cavitation)은 아주 빠른 흐름에서 발생한 기포가 터지면서 하상에 강한 힘을 가하여 발생하는 침식작용을 말한다<sup>10)</sup>. 마식 또는 굴식과 달리 공동현상은 아주 빠른 속도를 가진 흐름에서만 발생한다.

기반암 하상 침식에는 이상의 다양한 침식작용이 관

찰되지만, 유역분지 규모에서의 하상 침식은 일반적으로 하도를 따라 변하는 유수력(流水力, stream power)에 의해 결정된다고 간주되어 왔다(Howard and Kerby, 1983; Howard, 1994; Tucker and Slingerland, 1996). 그리고 유수력 또는 전단응력(shear stress)에 기반한 수식은 물리법칙 기반이라는 점 때문에 보다 선호되었다(Whipple and Tucker, 1999). 흐름이 하상에 가하는 전단응력( $ML^{-3}T^{-2}$ )을  $\tau$ , 평균 유속( $LT^{-1}$ )을  $V$ 라 할 때 전단응력 또는 유수력에 따른 기반암 하상 침식률은 각각 다음과 같다(Whipple and Tucker, 1999).

$$E = k_{fbs} \tau^a \quad (15)$$

$$E = k_{fbs} (\tau V)^a \quad (16)$$

여기서 계수  $k_{fbs}$ [ $M^{-a}L^{3a+1}T^{2a-1}$ ],  $k_{fbv}$ [ $M^{-a}L^{2a+1}T^{3a-1}$ ]는 기반암의 물리적 특성(암질, 절리, 풍화율 등)과 퇴적물 하중 그리고 침식작용에 좌우되고(Whipple and Tucker, 1999), 지수  $a$ 는 하상 침식의 주도적인 작용에 의해 달라지기도 한다(Whipple *et al.*, 2000). 그리고 전단응력과 유수력에 기반한 하상 침식률 식(15)와 (16)은 다음과 같이 유역면적( $A$ )과 하도 경사( $S$ )로 표현할 수 있다(Whipple and Tucker, 1999)<sup>11)</sup>.

$$E = k_{fba} A^{m_{fba}} S^{n_{fba}} \quad (17)$$

따라서 식(17)의 지수  $m_{fba}$ 와  $n_{fba}$ 는 무엇(전단응력 또는 유수력)에 기반한 수식인가에 따라 특정한 값을 가진다<sup>12)</sup>. 한편 식(17)에서는 기반암 하상 침식이 발생하기 시작되는 임계치를 고려하지 않는다. 하지만 마식의 경우만 보더라도 하상 물질의 이동을 가능하게 하는 초과 전단응력이 존재해야만 하상 침식이 발생한다. 이처럼 하상 침식률에 임계치를 고려한 모형을 초과 유수력(excess shear stress) 모형이라고 부르며, 임계치를  $\theta_{cb}$ 라 할 때 하상 침식률  $E$ 는 다음과 같다(van der Beek and Bishop, 2003).

$$E = k_{fba} A^{m_{fba}} S^{n_{fba}} - \theta_{ca} \quad (18)$$

### 3. 토론: 한반도 지형과 수치지형발달모형

앞 장에서는 지형형성작용들을 모형화하기 위한 선행 연구들의 접근 방법을 중심으로 2차원 지질시간 규모 수치지형발달모형의 이론적 토대를 살펴보았다. 하지만 본론의 내용들은 수치지형발달모형을 이용한 선행 연구들로부터 관련 이론들을 도출하고 이를 체계적으로 정리하는데 중점을 두었다. 이 장에서는 기존의 수치지형발달모형 및 이와 관련된 이론들을 한반도 지형에 적용하거나, 더 나아가 한반도 지형의 특성을 설명하기 위해 개별 지형형성작용 모형 또는 기존 수치지형발달모형을 개선할 때 필요한 일들에 대해 논의해 보고자 한다.

첫째, 기존의 수치지형발달모형을 한반도 지형에 적용하기 위해서는 본문에서 소개한 수식들의 계수 및 지수에 대한 보정 절차가 반드시 필요하다. 특히 지질시간 규모에서 한반도 또는 한반도 특정 지역의 지형 발달사에 대한 통찰을 얻기 위해 수치지형발달모형을 이용할 경우, 기반암 하상 침식모형(식(18))의 계수( $k_{fb}$ )와 지수( $m_{fba}$ ,  $n_{fba}$ )에 대한 보정을 가장 우선시 해야 한다. 지질시간 규모의 지형발달을 모의하는 경우, 수치지형발달모형에서는 기반암 하상 침식이 지형발달을 주도하고, 사면형태 및 사면물질이동은 이를 대체로 따라간다(Codilean *et al.*, 2006). 따라서 이 경우에는 사면물질운반모형보다는 기반암 하상 침식 모형에 대한 보정이 상대적으로 중요하다.

특정 지역의 기반암 하상 침식 모형의 지수값을 추정할 때는, 그 지역에서의 하도경사-유역면적 관계를 분석하거나(Tucker and Slingerland, 1996; Stock and Montgomery, 1999), 천이점 이동속도(knick point celerity)를 측정하여(Whipple and Tucker, 1999; Bishop *et al.*, 2005) 한정하였다. 그리고 주어진 지수값에 대한 계수값을 추정하기 위해서 그 지역의 하천 종단곡선을 분석하거나(Seidl *et al.*, 1994; Stock and Montgomery, 1999), 다양한 계수값을 수치지형발달 모형에 입력하여 얻은 모의결과 지형들을 실제 사례지역 지형과 비교하기도 했다(Tucker and Slingerland, 1996).

기반암 하상 침식 모형외에도 앞 장에서 다른 개별 지형형성작용 모형을 보정하려는 노력은 한반도 지형의 발달과정을 보다 합리적으로 설명하기 위해 반드시 필요하다. 그리고 이를 위해서는 정성적인 야외조사 결과와 더불어 정량적인 과정 연구(예: 일정 기간 동안의 관측, 절대 연대측정 기법의 적용 등)가 함께 진행되어야 한다. Anderson(2002)은 미국 와이오밍주 Wind River 산맥에서 관찰되는 저기복 산정부의 발달 과정을 비교적 간단한 사면물질운반모형과 기반암 풍화 모형을 이용하여 재현하였다. 그러나 이 같은 성과는 이 지역에 대한 정성적인 야외조사 결과뿐만 아니라, 우주기원 방사능 핵종을 이용한 연대측정으로 얻은 기반암 풍화율과 사면물질이동률에 대한 정량적인 연구결과가 사전에 있었기 때문에 가능했다. 따라서 한반도 지형을 대상으로 한 정량적인 과정 연구가 지금보다 활성화되어 이의 연구성과가 누적된다면 지형형성작용 모형을 이용한 연구도 활발해질 것으로 생각된다.

둘째, 한반도 지형의 고유한 특성과 발달과정을 설명하기 위해 기존 지형형성작용 모형 또는 수치지형발달모형을 개선할 때, 본문에서 소개한 수식과 이론들이 한반도 기후 및 지표환경을 얼마나 잘 반영하고 있는지를 근본적으로 고찰하고 이를 기존 수식과 이론에 반영하는 시도가 필요하다. 이는 기존 수치지형발달모형에 포함된 지형형성작용 모형 자체가 기존 연구자들의 연구 필요성에 따라 추상화된 것이기 때문이다.

예를 들어 선행 연구들은 하천에 의한 퇴적물 운반 및 기반암 하상 침식 모형화를 위한 기준 유량으로 지배유량을 대체로 사용한다고 언급하였다. 하지만 한반도와 같이 하상계수가 큰, 즉 유량변동이 큰 환경에서는 지배유량의 존재 자체가 의문시 될 수 있으며, 오히려 극단적인 홍수 주기가 퇴적물 운반과 더 밀접한 관련이 있을 수 있다(Woo, 2001). 이 같은 측면에서 유량의 변동성을 고려할 수 있는 강우 모형을 고안하고 이를 수치지형발달모형에 포함할 수 있다. 그리고 이 개선된 모형을 이용한다면 유량변동이 큰 기후환경에서 잘 나타나는 지형 형태 및 물질수지 특성을 이론적으로 탐색해보고, 이 같은 기후환경이 한반도 지형 특성 및 발달과정에 미치는 영향을 파악할 수도 있을 것

이다. 같은 맥락에서 상대적으로 단순한 활동 모형을 포함하고 있는 기존 수치지형발달모형에, 하계 집중호우 또는 장마와 같이 장기간의 강우 사상과 관련 깊은 천부 활동(shallow landslide) 모형을 고안하고 이를 포함시켜, 이로 인한 영향을 파악할 수도 있을 것이다.

이상의 시도는 한반도 기후 및 지표환경을 모형화하고 이로 인한 한반도 지형의 특성을 설명하는 차원뿐만 아니라, 하계 몬순 지역에서 잘 관찰되는 지형형성작용을 모형화하고 이와 관련성을 파악하는 시도로까지 연장될 수 있다. 이런 측면에서 수치지형발달모형 연구가 상대적으로 미진했던 한국 지형학계가 오히려 국제 지형학계에 크게 기여할 수도 있을 것이다.

#### 4. 결론

컴퓨터 기술이 발달하면서 대규모의 수치연산을 빠르게 처리하는 것이 가능하게 되었고, 이로 인해 지질시간 규모에서 다양한 지형형성작용들의 복합적인 영향으로 인한 지형발달을 모의하려는 시도가 가능하게 되었다. 이러한 가능성은 지금까지의 전통적인 지형학 연구성과를 발전적으로 계승하고 인접 학문과의 연계를 강화시켰다. 또한 일반인과 연구자 모두에게 지형학적 상상의 기회를 주었고, 앞으로의 환경변화에 따른 지표환경변화 예측을 가능하게 하였으며, 지형 및 환경 교육의 도구로서 활용될 수 있음을 보여주었다. 본 연구는 최근 들어 활용도가 점차 높아지고 있는 2차원 지질시간 규모 수치지형발달모형을 소개하였고, 특히 지질시간 규모에서 주요한 지형형성작용들을 모형화하기 위한 접근법들을 중점적으로 다루었다.

수치지형발달모형은 지형체계를 구성하는 체계요소와 이들 간의 관계를 미분방정식으로 표현한 후 이의 해를 수치적으로 구함으로써 지형발달을 모의한다. 수치지형발달모형은 지형변화를 모의하는 영역과 지형발달을 이끄는 규칙으로 구성된다. 그리고 지형형성작용을 간결하게 표현한 여러 규칙들은 질량보존법칙을 기반으로 하는 연속방정식을 통해 하나로 통합된다.

2차원 지질시간 규모의 수치지형발달모형 연구는

장기간에 걸친 지형체계요소들간의 관계를 정량적 관점에서 최대한 단순하게 모형화하고 이를 결합하는 것에서 시작되었다. Gilbert의 기반암 풍화와 토양층 두께, 그리고 사면물질이동간의 관계에 대한 개념적 모형은 수치지형발달모형 연구의 중요한 출발점이 되었으며, 퇴적물 운반 법칙에 대한 경험적인 또는 물리법칙 기반의 연구는 수치지형발달모형에서의 또 다른 축인 하천에 의한 물질이동 및 기반암 하상 침식 모형의 토대가 되었다. 그리고 이들 규칙들은 후대 연구자들에 의해 보다 정교해지고 있다.

한편 이들 모형을 도입하여 한반도 지형의 발달과정을 보다 합리적으로 설명하기 위해서는 수식에 대한 보정 절차가 요구되며, 이는 정성적인 야외조사 결과와 더불어 정량적인 과정 연구가 함께 진행될 때만이 가능하다. 또한 한반도 지형의 고유한 특성과 발달과정을 설명하기 위해서는, 이들 이론들이 한반도 기후 및 지표환경을 얼마나 잘 반영하고 있는지를 근본적으로 고찰한 다음 이를 이론에 반영해야 한다. 이 같은 시도는 한반도 지형의 특성을 설명하는 차원뿐만 아니라 하계 몬순 지역에서 잘 관찰되는 지형형성작용을 모형화하고 이로 인한 영향을 파악하는 차원으로까지 연장될 수 있다.

물론 지금까지의 수치지형발달모형 연구들은 모형 개발에 집중되었던 경향이 있으며, 수치지형발달모형 또는 이를 구성하는 개별 모형들에 대한 검증에는 상대적으로 소홀하기도 했다. 하지만 이들 연구들은 지질시간 규모에서 주요한 지형형성작용과 이들 간의 상호작용이 지표환경에 미치는 영향을 탐색할 수 있는 가능성을 제시해 왔다는 점에서 높이 평가 받을만하다. 따라서 본 연구에서 소개한 2차원 지질시간 규모 수치지형발달모형에 대한 이론들은 앞으로 이들 수치지형발달모형을 한반도 지형에 적용하거나 개발하려는 연구자들에게 많은 도움이 될 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. 그리고 부족한 논문을 질적으로 향상시킬 수 있도록 좋은 의견을 제시해주신 심사위원님들께 진심으로 감사의 뜻을 전합니다.

## 주

- 1) 본 논문에서 사용된 지형발달모형이란 용어에서 지형은 영어로 'landscape' 이란 용어가 담고 있는 개념을 가리킨다. 이는 본 논문이 개별 지형요소들의 발달과정을 포함하고, 단일 유역을 넘어 여러 유역을 포함하는 지역적 규모 수준의 지형발달과정에 초점을 두기 때문이다. 대체로 'landform' 은 지형형성작용으로 인한 지표면의 형태와 특성을 가리키는 반면에 'landscape' 은 특정 지역에서의 모든 지표 형태와 특성을 가리키는 용어로서 'landform' 을 포함하는 상위의 개념이다(Whittow, 1984).
- 2) 본 논문에서 '지질시간' 이란 용어는 Schumm and Lichty(1965)가 제안한 'cyclic time' (또는 'geologic time') 개념을 표현하는 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 규모를 말한다(Kim, 1993).
- 3) 본 논문에서는 변수와 계수 그리고 지수의 차원을 명시할 때, 길이는 L, 무게는 M, 시간은 T로 표기했다.
- 4)  $\nabla$ 는 벡터 미분연산자(del)이다.  $q_n$ 와  $q_s$  모두 방향과 크기를 가지는 벡터이며, 이의 발산( $\nabla \cdot$ , div)은 한 지점에서의 순 유출량이다. 이는 양 또는 음의 스칼라 값으로 나타나는데, 양인 경우는 한 지점에서의 퇴적(고도 상승)을 음인 경우는 침식(고도 하강)을 뜻한다.
- 5) 여기서의 토양층은 토양생성작용을 받아 형성된 토양층만을 뜻하는 것이 아니라 기반암이 풍화된 C층 즉 모재층까지를 포함하는 개념으로 사용하였다. 즉 기반암과 달리 지형형성기제에 의해 이동이 가능한 모든 지표물질을 포함하는 개념이다.
- 6) 1차원 사면 상에서 분수계로부터 거리가 먼 사면 하부 지점에서는 상부 사면으로부터의 모든 물질들이 지나가게 된다. 만약 동적평형하에 있는, 바꿔 말하면 공간적으로 동일하게 침식이 진행되는 사면이라면 사면 각 지점의 고도 변화율이 동일할 것이다. 따라서 분수계로부터 거리가 먼 사면 하부일수록 상부 사면으로부터의 물질을 더욱 많이 하부로 이동시킬 때, 사면 상의 다른 지점과 고도변화율이 동일하게 된다. 사면에서의 물질이동을 주도하는 중력은 경사에 비례하

- 므로, 분수계로부터 거리가 멀수록 더 많은 물질을 이동시키기 위해 경사가 보다 급해지는 절형 사면이 발달한다.
- 7) 지배유량은 학자들에 의해 대체로 특정 하도 변수를 결정하는 흐름(Wolman and Leopold, 1957) 또는 퇴적물 운반 측면에서 가장 많은 일을 하는 흐름(Wolman and Miller, 1960)으로 정의되어 왔다. 그리고 이러한 지배유량은 예외적으로 큰 홍수시의 유량이 아니라, 보통 1.5년의 재현기간을 가지는 만수유량(滿水流量, bankfull discharge)과 동일시 되어 왔다(Knighton, 1998). 이 같은 주장은 하도가 하천 횡단면을 채우는 정도의 흐름에 의해 조절된다고 보는 것이 합리적으로 간주되는 점(Knighton, 1998), 만수유량의 빈도가 최대 퇴적물 운반시 흐름의 빈도와 일치하는 점(Wolman and Miller, 1960), 만수유량일 때 하도의 하폭/수심 비율이 최소가 되어 흐름 저항이 최소가 되며 이로 인해 유량과 하상물질의 운반효율이 가장 높다는 사실(van den Berg, 1995) 등에 의해 뒷받침되고 있다.
  - 8) 시간과 위치에 따라 흐름이 변하지 않는 흐름을 말한다. 수십 또는 유속과 같은 흐름 특성이 시간에 따라 변하지 않을 때 정상류(定常流, steady flow)라 하고, 개수로 상당 구간에 걸쳐 변하지 않을 때 등류(等流, uniform flow)라 한다. 이러한 흐름은 자연에서 흔하지 않지만 다양한 흐름 형태를 해석하는데 가장 기초적인 단계로서 의미가 크다(Woo, 2001).
  - 9) 식(14)를 Einstein-Brown 운반 수식으로부터 도출하는 과정은 Bogaart *et al.*(2003)을 참고하시오.
  - 10) 아주 빠른 흐름에서는 압력이 낮아지는데, 수분의 포화증기압보다 압력이 낮아진 곳에서는 물 속에 포함되어 있는 기체가 물에서 빠져 나와 압력이 낮은 곳에 모이게 되어 물이 없는 빈 공간, 즉 기포가 형성된다. 이렇게 만들어진 기포들이 압력이 높은 곳에 이르러 사라질 때, 기포의 부피가 급격히 축소되고 이로 인해 그 부분의 압력이 커지면서 하상의 침식을 유도하게 된다.
  - 11) 전단응력과 유수력에 기반한 하상 침식률 식(15)와 (16)을 유역면적과 하도경사로 표현한 식(17)로 유도하는 과정은 Whipple and Tucker(1999)를 참고하시오. 식(17)에서  $k_{fba}$ 의 차원은  $[L^{1-2mfba}T^{-1}]$ 이다.
  - 12) 만약 하상 침식률이 단위 하도당 유수력에 기반한다면  $m_{fba}=n_{fb}=1$ (Seidl and Dietrich, 1992; Seidl *et al.*, 1994), 단위 면적당 유수력에 기반한다면  $m_{fba} \approx 0.5$ ,  $n_{fb}=1$ (Whipple and Tucker, 1999), 전단응력에 기반한다면  $m_{fba} \approx 0.3$ ,  $n_{fb} \approx 0.7$ (Howard *et al.*, 1994; Whipple and Tucker, 1999)이다.



## 참고문헌

- Ahnert, F., 1970, Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins, *American Journal of Science*, 268(3), 243-263.
- 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., 1977, Some comments on the quantitative formulation of geomorphological processes in a theoretical model, *Earth Surface Processes*, 2, 191-201.
- Anderson, R. S. and Humphrey, N. F., 1989, Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes, in *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Cross, T. A. (ed), pp. 349-361, Prentice Hall.
- 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.
- Andrews, D. J. and Bucknam, R. C., 1987, Fitting Degradation of Shoreline Scarps by a Nonlinear Diffusion Model, *Journal of Geophysical Research*, 92(B12), 12857-12867.
- 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.
- Beaumont, C., Kooi, H., and Willett, S., 2000, Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens, in *Geomorphology and Global Tectonics*, Summerfield, M. A. (ed), pp. 29-55, Wiley.
- 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.
- Braun, J. and Sambridge, M., 1997, Modelling landscape evolution on geological time scales: A new method based on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 9(1), 27-52.
- Braun, J., Heimsath, A. M., and Chappell, J., 2001, Sediment transport mechanisms on soil-mantled hillslopes, *Geology*, 29(8), 683-686.
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S., 2001, *Tectonic geomorphology*, Blackwell Science.
- Byun, J., 2011, *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).
- Carson, M. A. and Kirkby, M. J., 1972, *Hillslope form and process*, Cambridge University Press.
- 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.
- Codilean, A. T., Bishop, P., and Hoey, T. B., 2006, Surface process models and the links between tectonics and topography, *Progress in Physical Geography*, 30(3), pp. 307-333.
- Coulthard, T. J. and Macklin, M. G., 2001, How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model based evaluation, *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 347-351.
- Culling, W. E. H., 1960, Analytical theory of erosion, *Journal of Geology*, 68(3), 336-344.
- Culling, W. E. H., 1963, Soil creep and the development of hillside slopes, *Journal of Geology*, 71, 127-161.
- 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.
- Fernandes, N. F. and Dietrich, W. E., 1997, Hillslope

- evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments, *Water Resources Research*, 33(6), 1307-1318.
- Gilbert, G., 1877, *Report on the Geology of the Henry Mountains*, Washington.
- Gilbert, G., 1909, The convexity of hilltops, *The Journal of Geology*, 17(4), 344-350.
- Hack, J. T., 1960, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, *American Journal of Science*, 258(4), 80-97.
- Hancock, G. R., Evans, K. G., Willgoose, G. R., Moliere, D. R., Saynor, M. J., and Loch, R. J., 2000, Medium-term erosion simulation of an abandoned mine site using the SIBERIA landscape evolution model, *Australian Journal of Soil Research*, 38(2), 249-264.
- 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.
- Heimsath, A. M., Furbish, D. J., and Dietrich, W. E., 2005, The illusion of diffusion: Field evidence for depth-dependent sediment transport, *Geology*, 33(12), 949-952.
- 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.
- Howard, A. D., Dietrich, W. E., and Seidl, M. A., 1994, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *Journal of Geophysical Research*, 99(B7), 13971-13986.
- Kim, J. W., 1989, Introduction to the method of the functional geomorphology, *Journal of Geography Education*, 22, 15-27 (in Korean).
- Kim, J. W., 1993, The role and the function of the time in geomorphology, *Journal of Geography Education*, 30, 1-15 (in Korean).
- Kim, J. Y., 2004, *Controls over bedrock channel incision*, Ph.D. Dissertation, Glasgow University.
- King, L. C., 1953, Canons of landscape evolution, *Geological Society of America Bulletin*, 64(7), 721-752.
- Kirkby, M. J., 1971, Hillslope process-response models based on the continuity equation, in *Slopes, form and process*, Brunsdon, D. (ed), pp. 15-30, London. Institute of British Geographers.
- Knighton, D., 1998, *Fluvial forms and processes: A new perspective*, Arnold.
- 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.
- Koons, P. O., 1989, The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand, *American Journal of Science*, 289(9), 1041-1069.
- Koons, P. O., 1995, Modeling the topographic evolution of collisional belts, *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 23, 375-408.
- Luo, W., Stravers, J. A., and Duffin, K. L., 2005, Lessons learned from using a Web-based Interactive Landform Simulation Model (WILSIM) in a general education physical geography course, *Journal of Geoscience Education*, 53(5), 489-493.
- Martin, Y. and Church, M., 1997, Diffusion in landscape development models: On the nature of basic transport relations, *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(3), 273-279.
- Martin, Y., 2000, Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations, *Geomorphology*, 34, 1-21.
- Minasny, B. and McBratney, A. B., 2001, A rudimentary mechanistic model for soil formation and landscape development: II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering, *Geoderma*, 103(1-2), 161-179.
- Pazzaglia, F. J., 2003, Landscape evolution models, in *The Quaternary Period in the United States*, Gillespie, A. R., Porter, S. C. and Atwater, B. F.

- (eds), pp. 247-274, Elsevier, Amsterdam.
- Pelletier, J. D. and Rasmussen, C., 2009, Geomorphically based predictive mapping of soil thickness in upland watersheds, *Water Resources Research*, 45, W09417, doi:10.1029/2008WR007319.
- 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.)
- Roering, J. J., 2004, Soil creep and convex-upward velocity profiles: Theoretical and experimental investigation of disturbance-driven sediment transport on hillslopes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(13), 1597-1612.
- Roering, J. J., 2008, How well can hillslope evolution models "explain" topography? Simulating soil transport and production with high-resolution topographic data, *Bulletin of the Geological Society of America*, 120(9-10), 1248-1262.
- 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.
- Roering, J. J., Kirchner, J. W., Sklar, L. S., and Dietrich, W. E., 2001, Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study, *Geology*, 29(2), 143-146.
- Schumm and Licity, 1965, Time, space, and causality in geomorphology, *American Journal of Science*, 263, 110-119.
- Seidl, M. A. and Dietrich, W. E., 1992, The problem of channel erosion into bedrock, in *Functional Geomorphology*, Schmidt, K. H. and Ploey, J. (eds), Catena Supplement, 23, 101-124.
- Seidl, M. A., Dietrich, W. E., and Kirchner, J. W., 1994, Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels, *Journal of Geology*, 102(4), 457-474.
- Stock, J. and Montgomery, D. R., 1999, Geologic constrains on bedrock river incision using the stream power law, *Journal of Geophysical Research*, 104, 4983-4993.
- Strahler, A. H. and Strahler, A. N., 1992, *Modern physical geography (4th ed)*, Wiley.
- Strudley, M. W., Muray, A. B., and Haff, P. K., 2006, Regolith thickness instability and the formation of tors in arid environments, *Journal of Geophysical Research F: Earth Surface*, 111(3), F03010, doi:10.1029/2005JF000405.
- Tucker, G. E. and Hancock, G. R., 2010, Modelling landscape evolution, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(1), 28-50.
- 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., 1996, Predicting sediment flux from fold and thrust belts, *Basin Research*, 8(3), 329-349.
- Tucker, G. E. and Slingerland, R. L., 1997, Drainage basin responses to climate change, *Water Resources Research*, 33(8), 2031-2047.
- Tucker, G. E., Lancaster, S. T., Gasparini, N. M., and Bras, R. L., 2001, The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development Model (CHILD), in *Landscape Erosion and Evolution Modelling*, Harmon, R. S. and Doe III, W. W. (eds), pp. 349-388, Kluwer Academic/ Plenum Publishers.
- van den Berg, J. H., 1995, Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers, *Geomorphology*, 12(4), 259-279.
- van der Beek, P. and Bishop, P., 2003, Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test quantitative fluvial incision models, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 108(6).
- 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.
- Whittow, J. B., 1984, *The penguin dictionary of physical geography*, Penguin Books.
- 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.
- Wolman, M. G. and Miller, J. P., 1960, Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes, *Journal of Geology*, 68(1), 54-74.
- Woo, H., 2001, *River hydraulics*, Cheongmoongak (우효섭, 2001, 하천수리학, 청문각).
- 교신: 변종민, 151-748, 서울특별시 관악구 신림9동 서울대학교 사범대학 지리교육과 자연지리연구실 10동 210-1호(이메일: cyberzen.byun@gmail.com, 블로그: www.byunjongmin.net, 전화: 02-880-7724)
- Correspondence: Jongmin Byun, Physical Geography Laboratory, Department of Geography Education, Seoul National University, Sillim 9 Dong, Kwanak-Gu, Seoul, 151-748, Korea (e-mail: cyberzen.byun@gmail.com, blog: www.byunjongmin.net, phone: +82-2-880-7724)
- 최초투고일 2011. 5. 22  
수정일 2011. 6. 22  
최종접수일 2011. 6. 28