

以局部穩定條件率定之邊坡 土壤厚度估測模式

Parameter Calibration in A Process- Based Soil Depth Estimation Model Assuming Local Steady State

姜壽浩*

Shou-Hao Chiang

徐美玲**

Mei-Ling Hsu

Abstract

Soil thickness is one of the fundamental components in many hydrological and slope stability models. Since landform critically influences many slope processes, soil thickness which is related to various slope processes is also highly affected by topography. In this study, a soil production function is coupled with a simple diffusion model to form a soil-thickness prediction model. The Chiching Shan area in the Yang-Ming-Shan National Park is chosen as a study area to test the validity of the model.

It is assumed that the topography has not had any drastic change during the simulation time period, the soil is moving downhill according to simple creep law, which sets the transport flux equal to a linear function of local slope gradient, and its transport rate is in equilibrium with the soil production rate at ridge lines. Model parameters are calibrated under this local steady-state assumption, and used to estimate the soil thickness within the study area. The simulated soil depths in the

* 國立臺灣大學地理環境資源學系碩士生

Graduate Student, Department of Geography, National Taiwan University.

** 國立臺灣大學地理環境資源學系副教授，通訊作者 (e-mail: hsu@ntu.edu.tw)

Associate Professor, Department of Geography, National Taiwan University, Corresponding Author.

study area range from 0 to 2 meters, and their spatial variations are controlled by topographic curvature. Field verification shows that the model performs well on the upper parts of hillslope where low gradient convex slope forms dominate. It is discovered that in area where slope processes other than diffusion prevail, significant disparity appears between model simulated and the measured soil depth.

Generally speaking, the adoption of the local steady state assumption facilitates parameter calibration and model application. However, in order to further improve the model's applicability, mechanisms involved in other hillslope processes must be incorporated in future model development.

Keywords: soil production function, diffusion model, simple creep, local steady state, parameter calibration.

摘 要

土壤乃集水區地表的基質，土壤厚度更常為各種水文、邊坡模式所需的基本資訊，然而臺灣山區的土壤厚度資料卻極為不足，亟需有效土壤厚度估測模式的發展。由於地形扮演著控制各種邊坡作用的主要角色，其與土壤化育的結果和表徵密切相關，因此本研究以地形作用模式為基礎，結合土壤生成函數 (soil production function) 與擴散模式 (diffusion model) 建構土壤厚度的估測模式，並以陽明山國家公園七星山地區作為試驗區，透過數值高程模型 (DEM) 來進行土壤厚度的數值模擬。

本研究在假設模擬其間地形表形無明顯改變，試驗區邊坡土壤的搬運得以簡單潛移 (simple creep) 加以描述，且搬運速率在稜線、山脊等坡頂處與土壤生成速率維持局部穩定平衡狀態 (local steady state) 的條件下，率定土壤厚度估測模式所需參數。試驗區的模擬土壤厚度約在 0 至 2 公尺之間，主要受到地形曲率控制，呈現高度空間變異性。野外實測的土壤厚度在凸坡、平緩處與模式估計值較為吻合，在坡度較陡、集水面積較大的區域則呈現較大的估計誤差，此證實其他邊坡作用在此等地形區的影響。整體而言，利用局部穩定平衡假設所率定的參數，可以有效估測以潛移為主要地形作用地區的邊坡土壤厚度。對於顯著受到其他邊坡作用影響地區，其土壤厚度的估計，則須進一步釐清各種作用的物理機制，並將其納入考量，方能有效進行模式推估。

關鍵字：土壤生成函數、擴散模式、簡單潛移、局部穩定平衡、參數率定

前 言

關於邊坡土壤厚度的理論，最早可以追溯到 Gilbert (1909) 對邊坡土壤發育平衡概念的描述，其認為土壤厚度與土壤的生成和搬運密切相關，並且在其相互調節的過程中，土壤厚度會趨於穩定，而不再隨著時間改變。Carson and Kirkby (1972) 與 Ahnert (1970) 曾分別以鐘形曲線與指數遞減的公式來表達土壤生成速率與土壤厚度的關係。指數遞減的關係式已由 Heimsath *et al.* (1997) 的野外調查獲得

驗證，並稱其為土壤生成函數 (soil production function)。至於土壤的搬運作用的估算，卻因其牽涉機制的複雜性，至今尚無統合的模式。不過 Kirkby (1971) 認為平緩的坡頂由於集水面積小，由水力所造成的侵蝕、搬運現象並不顯著，也比較不受崩塌作用的影響，因此該地的土壤移動主要以受重力控制的潛移方式進行，其搬運速率與坡度成正比。許多學者進而以熱力學的擴散模式 (diffusion model) 描述此種土壤的潛移作用 (Dietrich *et al.*, 1995; Heimsath *et al.*, 1997; Heimsath *et al.*, 1999)。由於其土壤搬運速率與坡度為簡單的線性關係，亦稱為簡單潛移 (simple creep) (Braun *et al.*, 2001)。Dietrich *et al.* (1995) 曾以質量守恆的概念提出一個結合土壤生成函數與擴散模式的估測模式，但需自其他研究取得相關的參數值，如自 Reneau (1988) 的野外測量研究估算土壤搬運速率；並根據野外土壤侵蝕記錄、堆積厚度與推測堆積時間去估計土壤生成速率。因此若研究區無相關的資料搭配時，模式將難以應用。本研究提出一個利用簡易野外樣本就可以率定模式參數的方法，希望藉此提高模式的可用性。

理 論

(一) 基本概念

Gilbert (1909) 提出的穩定土壤厚度概念，曾多次被拿來與野外觀察進行比對。然而受到構造、氣候和邊坡作用營力的複雜性，多數研究發現此種穩定土壤厚度的現象並不會普遍出現在整個邊坡上 (Heimsath *et al.*, 1997; 1999; 2000; 2001a; 2001b)。不過 Heimsath *et al.* (1997; 1999) 及 Braun *et al.* (2001) 認為在土壤覆蓋良好的稜線或山脊附近，邊坡的作用營力單純，主要受重力主導，可以發展出 Gilbert (1909) 的穩定土壤厚度；此時土壤搬運速率及生成速率相當，並可分別用擴散模式與土壤生成函數來描述 (Dietrich *et al.*, 1995)。本研究認為可以根據此種平衡條件，在坡頂區域實地量測土壤厚度與地形曲率，以率定 Dietrich *et al.* (1995) 所提出的土壤厚度估測模式的參數，再進一步檢視其適用性。

(二) 模式理論

改變土壤厚度的營力可分為垂直的土壤化育作用與側向的地形作用 (Dietrich *et al.*, 1995; Braun *et al.*, 2001)；垂直的土壤化育指母岩經由風化、崩解成岩屑，再漸變成土壤的過程；而側向的地形作用包括溶解、土壤潛移、表土侵蝕和崩塌等。其中表土侵蝕和崩塌多集中在陡坡或地形凹陷處，而大部分邊坡上部及平緩山坡上的土壤，則常以重力驅動的土壤潛移為主 (Carson and Kirkby, 1972; Kirkby, 1985)。本研究乃以此種受潛移作用主導的邊坡土壤層為主要的研究對象 (圖 1)。本研究所定義的土壤層，指地表具可傳輸性或可移動性的疏鬆物質，因此包括一般表層土壤和崩積土 (colluvium) (Dietrich *et al.*, 1995; Heimsath *et al.*, 2000; Braun *et al.*, 2001; Furbish and Fagherazzi, 2001)。根據質量守恆定律，在特定時間內，土壤厚度的變化乃由側向土壤質量的進出和縱向的土壤生成所造成，可以式 (1) 說明其關係：

$$\rho_s \frac{\partial h}{\partial t} = -\rho_r \frac{\partial e}{\partial t} - \nabla \cdot \rho_s \tilde{q}_s \quad (1)$$

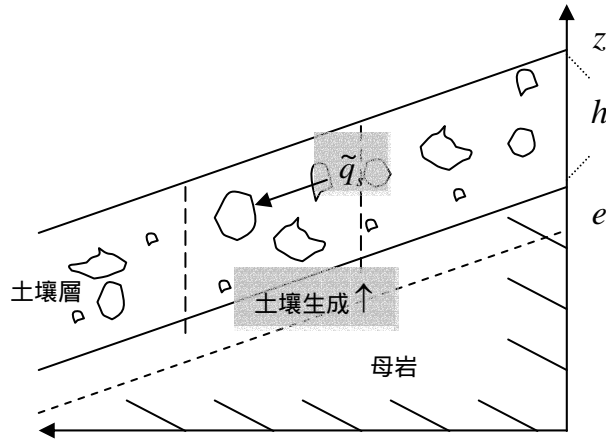


圖 1 模式基本概念圖 (改繪自 Dietrich *et al.*, 1995)

其中 ρ_r 及 ρ_s 分別為母岩及土體密度 (bulk density), $\frac{\partial h}{\partial t}$ 為土壤厚度的變化速率 [LT^{-1}], $\frac{\partial e}{\partial t}$

母岩轉換成土壤的速率 [LT^{-1}], \tilde{q} 為土壤搬運擴散之方向向量 ($\nabla \cdot \tilde{q} = \frac{\partial q}{\partial x} \tilde{i} + \frac{\partial q}{\partial y} \tilde{j}$, LT^{-1})。

(三) 土壤生成

土壤的生成作用為增加土壤厚度的主要方式之一。Ahnert (1970) 認為母岩遭受風化的機會隨著土壤增厚而減小, 因此土壤生成速率乃與土壤厚度成一指數遞減的關係。Carson and Kirkby (1972) 則認為土壤的生成乃受土壤中的水分循環所控制, 生成速率會在某一特定厚度時達到最快, 而提出一個鐘形的函數關係 (圖 2)。Dietrich *et al.* (1995) 的研究則顯示生物作用是導致母岩崩解的主因; 當土壤厚度增大時, 地表生物作用對土壤之下母岩的破壞力降低, 因而減低母岩的崩解速率, 因此也認為土壤的生成速率隨土壤厚度增厚而遞減。不過, 認為此種生成函數可能不適用於凍融、重複乾濕、溶解等作用較為旺盛的地區。各研究者所提出的土壤生成函數互有差異, 且尚多未經野外實際觀測研究的確認, 僅 Heimsath *et al.* (1997; 1999; 2000; 2001a; 2001b) 及 Small *et al.* (1999) 曾分別利用其野外觀測資料, 率定出土壤生成速率 P 與土壤厚度 h 的指數遞減關係 (圖 2):

$$-\frac{\partial e}{\partial t} = P_0 \exp\left(-\frac{h}{h_0}\right) \quad (2)$$

其中, P_0 為 $h = 0$ 時的土壤生成速率 [LT^{-1}], h_0 為一率定參數 [L] (Braun *et al.*, 2001)。儘管 Heimsath *et al.* (1997) 及 Small *et al.* (1999) 的野外研究資料率定符合指數遞減關係, 但是 Heimsath *et al.* (1997) 的野外資料顯示當土壤厚度接近 0 時, 相關的生成速率出現大幅變動; 而 Small *et al.* (1999) 的野外觀測資料亦顯示土壤厚度小於 90cm 時, 其土壤生成速度高過母岩出露處, 此現象與指數遞減關係不相符。也就是當土壤厚度小於一特定厚度時, 指數的關係便未必正確。因此本研究雖以式 (2) 為土壤生成函數, 但僅侷限於大於 h_0 者。

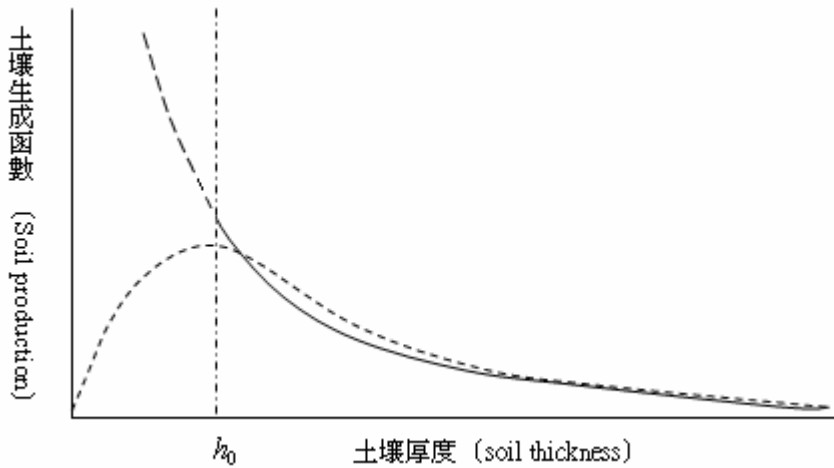


圖 2 土壤生成速率與土壤厚度關係。圖中虛線為 Carson and Kirkby (1972) 所提出鐘形假設曲線，當土壤厚度大於 h_0 時，兩種曲線之關係雷同；實線為土壤生成速率與土壤厚度的指數遞減關係，而當土壤厚度小於一特定厚度 h_0 時，兩種曲線均缺乏野外資料的支持，故均以虛線表示之。

(四) 擴散模式

Culling (1963) 首先提出土壤潛移作用的沉積物搬運速率與坡度成正比，許多研究者也利用這種關係建立他們的地形演育模式 (Ahnert, 1970; Dietrich *et al.*, 1995; Braun *et al.*, 2001)。部分學者將此簡化的線性關係稱為「簡單潛移」(simple creep)，並實際應用在野外土壤潛移行為的模擬 (Dietrich *et al.*, 1995; Heimsath *et al.*, 1997; 1999; Braun *et al.*, 2001)。此搬運公式為：

$$\tilde{q} = -K_d \nabla \cdot z \quad (3)$$

z 為高程[L]， K_d 為土壤擴散係數 (soil diffusion coefficient, L^2T^{-1})。式 (3) 中土壤搬運速率與坡度為線性關係，將公式 (3) 微分，即得 $-\nabla \cdot \tilde{q}_s = -K_d \nabla^2 \cdot z$ ，亦即為擴散模式 (diffusion model)。若令 κ 為母岩密度與土體密度之比值 $\kappa = \frac{\rho_r}{\rho_s}$ ，則邊坡土壤厚度在單位時間內的變化為：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa P_0 \exp\left(-\frac{h}{h_0}\right) + K_d \nabla^2 \cdot z \quad (4)$$

其中 $\nabla^2 \cdot z$ 代表地形曲率 (topographic curvature)，當 $\nabla^2 \cdot z > 0$ 時為凹坡 (convergent slope)， $\nabla^2 \cdot z < 0$ 時則凸坡 (divergent slope)。從式 (4) 可知，土壤的側向搬運行為乃由 $\nabla^2 \cdot z$ 所控制，亦即受到地形的影響 (Kirkby, 1971; Dietrich *et al.*, 1995; Heimsath *et al.*, 1997; Martin, 2000; Braun *et al.*, 2001)。

研究方法與材料

(一) 局部穩定條件下的參數率定方式

一般來說，在無法精確測量的野外實際土壤搬運速率的情形下，其速率的估計通常乃根據模式模擬結果率定參數，再據以進行推估 (Refsgaard and Storm, 1996)。本研究鎖定可由擴散模式來加以描述的土壤潛移作用，並以式 (4) 進行模擬。該模式中有 h_0, K_d, P_0, κ 等參數，其中母岩密度與土體密度之比值 κ 可直接於野外採樣後在實驗室內分析求得，但土壤擴散係數 K_d 與初始土壤生成速率 P_0 卻無法經由直接量測得知。為解決此問題，本研究利用局部穩定條件，並透過野外量測來率定各項模式所需之參數值。

根據 Heimsath *et al.* (1997; 1999) 及 Braun *et al.* (2001) 等人的研究，在土壤覆蓋良好的稜線或山脊附近，土壤厚度可達到局部穩定平衡 (local steady state)。由於山脊、稜線區域可供搬運的物質僅來自於當地生成的土壤，若土壤厚度要維持平衡，即 $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ ，此時土壤生成速率必須與土壤向下邊坡移動的速率相當。即：

$$\kappa P_0 \exp\left(-\frac{h}{h_0}\right) = -K_d \nabla^2 \cdot z \quad (5)$$

由於土壤生成速率恆不小於零，因此坡形必須呈現凸坡 (發散坡) 的形態 (Gilbert, 1909)。可再將式 (5) 整理成土壤厚度與曲率的關係式：

$$h = -h_0 \ln\left(\frac{K_d}{\kappa P_0}\right) - h_0 \ln(-\nabla^2 \cdot z) \quad (6)$$

綜上所論，式 (6) 土壤厚度與曲率 (取 \ln 值) 的關係適用於稜線、山脊等以潛移為主的坡頂處，因此若在此等地區量測土壤厚度及其對應的地形曲率，可透過線性回歸分析 (linear regression) 求解一般式：

$$h = \beta_0 + \beta_1 \ln(-\nabla^2 \cdot z) \quad (7)$$

其中 β_0 與 β_1 分別為回歸模式的截距與斜率，與式 (6) 對應後可分別定義如下：

$$\begin{aligned} \beta_1 &= -h_0, & \beta_0 &= \beta_1 \ln\left(\frac{K_d}{\kappa P_0}\right) \\ K_d &= \kappa P_0 \exp\left(\frac{\beta_0}{\beta_1}\right) \end{aligned} \quad (8)$$

根據式 (7) 和在稜線處進行土體厚度和地形曲率的樣本，即可求得 β_1 和 β_0 。其中 $\beta_1 = -h_0$ ；另外當 κ 、 β_1 及 β_0 均為已知之固定值時，由式 (8) 知 K_d 與 P_0 具有比例關係，因此僅需率定 K_d ，便可經

由式 (8) 求得參數 P_0 。

本研究透過上述分析將原先必須率定的參數由三項 (h_0, K_d, P_0) 縮減至 K_d 一項, 大幅簡化參數率定的步驟。至於 K_d 值乃以試誤法 (trial and error) 進行率定。本研究首先整理有關 K_d 的野外實測數據 (表 1), 做為合理參數值域的參考。表中羅列自然環境迥異的研究區, 從地形高度破碎且氣候濕潤、土壤生成速率極快的海岸地區, 到土壤生成緩慢, 以花崗岩為主的乾燥高地, 所得 K_d 值介於 0.2-67.0 cm^2/year 之間。換句話說, K_d 數量級 (order of magnitude) 應為 10^{-1} - $10^2 \text{cm}^2/\text{year}$ 之間, 可做為本研究率定 K_d 值的試誤範圍。帶入不同 K_d 值計算土壤厚度後, 再比較將所模擬的土壤厚度與野外實測值加以比較, 計算率定樣本點的 RMS 值, 選取最小者所對應的參數值為率定值。

表 1 土壤傳輸速率

| 研究者 (年份) | 土壤平均擴散速率 (cm^2/year) | 研究區 |
|-------------------------------|--|-----------------------|
| Leopold and Emmett (1972) | 0.2 | Washington, D.C., USA |
| Chandler and Pook (1971) | 0.3 | Central England |
| Young (1960; 1963) | 0.5 | Northern England |
| Young (1978) | 0.6 | Derbyshire, UK |
| Anderson (1977) | 0.8 | Weardale, UK |
| Finlayson (1981) | 1.2 | Mendips, UK |
| Carson and Kirkby (1972) | 1.3 | Maryland, USA |
| Lewis (1975) | 1.5 | Puerto Rico |
| Williams (1973) | 1.9 | NSW, Australia |
| Day (1977) | 2.0 | Wales |
| Kirkby (1964, 1967) | 2.1 | Scotland |
| Slaymaker (1972) | 2.7 | Wales |
| Williams (1973) | 3.2 | NSW, Australia |
| Owens (1969) | 3.3 | New Zealand |
| Williams (1973) | 5.9 | Northern Australia |
| Everet (1963) | 6.0 | Ohio, USA |
| Dedkov and Duglav (1972) | 7.1 | Tatar USSR |
| Lewis (1974; 1976) | 8.0 | Puerto Rico |
| Eyles and Ho (1970) | 12.4 | Malaya |
| Small <i>et al.</i> (1999) | 13.5 | Wine River Mt. |
| Barr and Swanson (1970) | 15.0 | Southern Alaska |
| Reneau (1988) | 49.0 | Oregon, USA |
| Dietrich <i>et al.</i> (1995) | 50.0 | Tennessee Valley, USA |
| McKean <i>et al.</i> (1993) | 67.0 | California, USA |

資料來源：整理轉引自 Dietrich *et al.*, 1995; Small *et al.*, 1999; McKean *et al.*, 1993; Martin, 2000。

(二) 研究區概況

由於土壤的搬運作用會隨地形坡度的變動而改變, 為了減少此種干擾, 本研究選擇地質年輕、土層淺薄的陽明山國家公園七星山作為模式之試驗區 (圖 3)。七星山為一錐狀火山, 山形完整屬七星山亞群 (王鑫, 1986), 主要為安山岩質火山熔岩及碎屑岩所構成。根據 Wang and Chen (1990) 以核飛跡 (fission track) 定年的結果得知, 七星山亞群主要噴發的時期約在 50-60 萬年前, 而整個大屯火山區所有火山活動約停止於 20 萬年前 (Song *et al.*, 2000), 相較於臺灣北部其他地區屬於較為年輕的區域

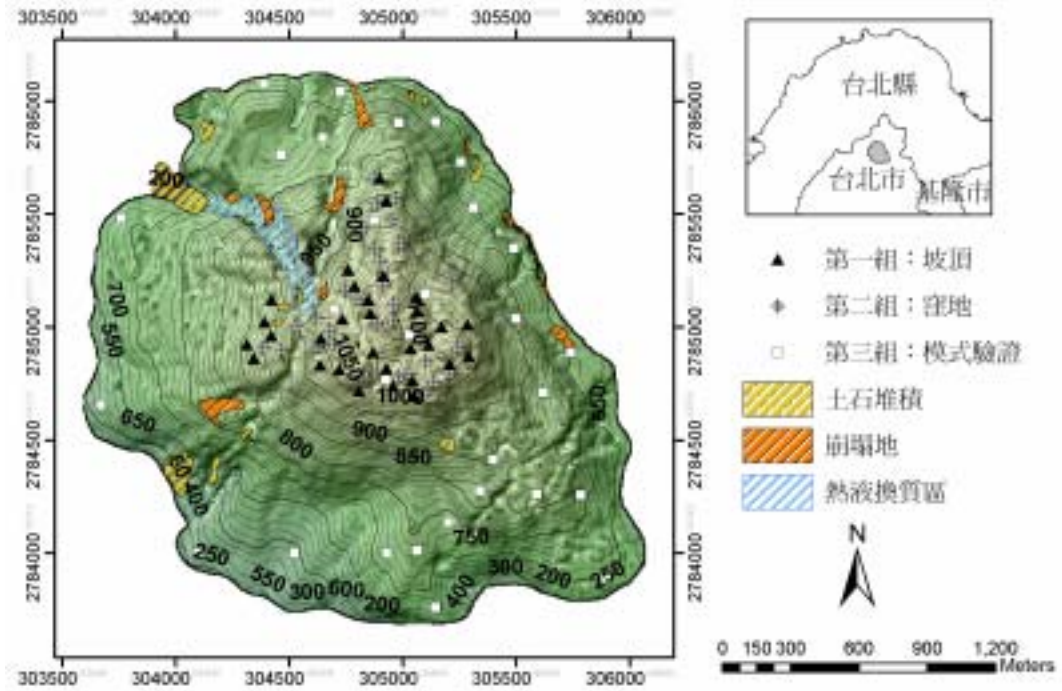


圖 3 試驗區等高線地形圖及採樣位置 (圖中等高線間距為 10 公尺)

(Song *et al.*, 2000), 七星山體因而仍保有良好完整之火山外型 (王鑫, 1986)。根據中央氣象局在竹子湖測站及鞍部測站之資料, 年平均溫度約為 19°C , 平均年雨量為 4,500-4,900mm, 遠高於本島之年平均雨量 2,510mm, 且多集中在 9 至 11 月。全年平均降雨日數約為 200 天, 年平均相對濕度則約在 86%-90%, 屬於較為潮濕並受季風影響之環境 (陳文恭與蔡清彥, 1983)。在濕潤的氣候條件下, 土壤應有較高的生成速率, 因此試驗區內土壤覆蓋相當良好。根據蔡呈奇 (2002) 所進行的土壤調查, 七星山地區的土壤主要為火山灰燼土與弱育土, 土壤層厚度約在 0~120cm 之間, 邊坡植生覆蓋良好, 多為箭竹與芒草。

(三) 野外測量

本研究於野外共量測 90 組土壤厚度 (表 2) 作為模式參數率定與檢核之用。野外採樣分成三個群組：第一群組採樣點位於坡頂, 作為利用局部穩定條件率定 h_0 及 $\frac{K_d}{P_0}$ 的依據；第二群組採樣點落於坡頂附近的窪地, 假設窪地內蓄積的土壤源自於鄰近邊坡土壤的潛移作用, 以所採土壤厚度作為率定 K_d 值的依據。第三群組採樣位置涵蓋坡頂到下邊坡各區位, 但避開蝕溝、崩塌、土石堆積等區域, 以所採土壤厚度值作為驗證模式的依據。各採樣點取 3-5 個土樣, 取其平均值代表該樣點的土壤厚度。而量測土壤厚度的方法乃是以地質錘或土鑽由邊坡表面垂直下挖, 直到碰觸母岩為止, 再以捲尺量測土壤表面至母岩基盤之垂直厚度。

表 2 野外量測資料統計

| 群組 | 組數 | 土壤厚度 (m) | | | 曲率 (1/m) | | | 坡度 (degree) | | |
|----|----|-----------|------|------|------------|--------|-------|-------------|-------|-------|
| | | 值域 | 平均 | 標準差 | 值域 | 平均 | 標準差 | 值域 | 平均 | 標準差 |
| 一 | 30 | 0.10-0.76 | 0.41 | 0.17 | -0.23-0.00 | -0.047 | 0.055 | 0.0-12.7 | 5.47 | 2.38 |
| 二 | 30 | 0.24-1.2 | 0.72 | 0.38 | 0.07-0.13 | 0.032 | 0.042 | 1.2-15.3 | 10.03 | 3.77 |
| 三 | 30 | 0.3-2.24 | 0.88 | 0.56 | -0.13-0.08 | 0.025 | 0.070 | 2.7-44.9 | 22.27 | 11.06 |

(四) 地形曲率的演算

模式演算所需的地形曲率乃從數值地形模型 (DEM) 演算求得。網格大小 (grid size) 會影響模式的計算結果；當解析度較高時，DEM 資料雖然可以呈現地表極細微的變化，但地表隨機的微地形起伏將會造成模式運算上的困擾；而使用過大網格卻又不能適當的反應真實的地貌，因此選取適當的網格大小對於模式的計算極為重要，其中地形曲率為本模式最重要的變數，因此能適當表現地形曲率的網格尺度方是本研究的首選。根據 Heimsath *et al.* (1999) 以不同網格大小 (1.5m、2.5m、5m、7m、9m) 進行曲率計算的經驗，認為 5m×5m 網格所計算之曲率最能適當的表現地形曲率。因此本研究利用陽明山國家公園管理處提供的 1:1,000 等高線地形圖，以 1 公尺等高線間距進行數化，獲得 1m×1m DEM，然後經再取樣，形成 5m×5mDEM，作為模式計算的基礎資料。接著參考 Heimsath *et al.* (1999) 的演算法 (式 11)，以 3×3 網格移動視窗 (moving window) 來計算中央網格之地形曲率 (圖 4)。

$$\nabla^2 \cdot z = \frac{2(Z2 + Z4 + Z6 + Z8) + (Z1 + Z3 + Z7 + Z9) - 12Z5}{4D^2} \quad (9)$$



圖 4 DEM 演算之 3×3 網格的移動視窗

在無過去地形資料作為初始條件時，許多研究者建議在確定研究區地貌未曾經過明顯的改變後，以現今地形替代初始地形 (Dietrich *et al.*, 1995; Heimsath *et al.*, 1997; 1999; Braun *et al.*, 2001)。根據劉聰桂 (1980) 於七星山夢幻湖進行碳 14 定年的研究推測，距今約 5,600 年前有一次規模較大的地形變動事件，在七星山東南麓可能發生過大規模的崩塌，爾後則無證據顯示有其他災變事件發生。本研究據此，假設該事件後未再有大的地形變動，而以 5,600 年作為模擬演算時間。

根據模式演算，從某一時間點 $t = t_i$ ，經過一小段時間間距 Δt 後，其土壤厚度可以式 (10) 表示

$$h(t_i + \Delta t) = h(t_i) + \Delta t \frac{\partial h_i}{\partial t} \quad (10)$$

演算時令 $\Delta t = 1$ (year)，經由反覆疊代演算 5,600 次後，可得模擬之土壤厚度值。

研究結果

(一) 參數率定

模式演算需要 h_0, K_d, P_0, κ 等參數值。根據陳宏宇 (2002) 在陽明山地區取得的 60 組土體樣本進行物理試驗的結果，得知在自然含水 (含水量在 12.35%-35.5%) 狀況下，土體單位重的範圍約為 1.08-1.42 g/cm³，平均值為 1.23 g/cm³；而 60 組岩體的試驗得到乾單位重為 2.03-3.77 g/cm³，飽和單位重為 2.11-3.81 g/cm³，由於試體的含水量在 0.99%-4.98% 之間，估計在自然含水下的岩體密度值為 2.70。由此得到 κ 的估計值為 2.2。

在局部穩定平衡的假設下，本研究在稜線區域量測 30 個採樣點的土壤厚度與地形曲率 (取 \ln 值)，做為模式參數率定之用。根據本研究野外量測的經驗，淺薄土壤較易量測，且其鄰近區域的土壤厚度變異不大；反之當土壤較厚時，在其鄰近區域所測得的土壤厚度常有較大的變異，此很可能由於當土壤層較厚時，只要量尺偏離垂直線，就會產生明顯的誤差，在進行回歸分析時，必須加以考慮。因此本研究以量測資料的平均值進行回歸分析，但同時畫出涵蓋所有觀測值的包絡線來估計模式誤差 (圖 5)。進行迴歸分析後，可得式 (11)：

$$h = 0.0196 - 0.10 \ln(-\nabla^2 \cdot z) \quad (11)$$

估計所得參數值 $h_0 = 0.10 \pm 0.07$ ， $\frac{K_d}{P_0} = 1.82 \pm 0.3$ (m)。土壤厚度與 $\ln(-\nabla^2 \cdot z)$ 具顯著的線性關

係 ($R^2 = 0.67$, P-value < 0.01)，支持此率定方法的可行性。 K_d 值的率定則是利用坡頂鄰近窪地 30 組實測值，與帶入不同 K_d 所得的土壤模擬厚度進行比較，計算 RMS 值。利用試誤法找出最小的 RMS 值，以其相應的 K_d 值為最佳值。最後得到當 $K_d = 24.0 \pm 0.5$ cm²/yr 時，有最小之 RMS 值 0.15，此時 P_0 為 0.132 ± 0.02 cm/yr。

(二) 模擬結果與模式驗證

由率定所得之參數 ($\kappa = 2.2$ ， $h_0 = 0.10$ m， $K_d = 24.0$ cm²/yr， $P_0 = 0.132$ cm/yr) 得知研究區的土壤生成函數與擴散模式分別為 $P(h) = 0.132 \exp(-0.1h)$ (cm/yr) 及 $\tilde{q} = -24\nabla \cdot z$ (cm²/yr)。以 5,600 年作為模擬時間，求算土壤厚度的分布情形。模擬結果 (圖 6) 顯示七星山地區土壤厚度空間的變異相當大，所得的土壤厚度在 0~2 公尺之間。套疊等高線後可以觀察到七星山頂的穹隆與稜線等凸坡地區的土壤層較薄；而山頂地區的窪地以及谷系等凹坡區域，則有較厚的土層。從圖 6 不難觀察出，土壤厚度的空間分布情形主要是由邊坡坡形，也就是地形曲率所控制。

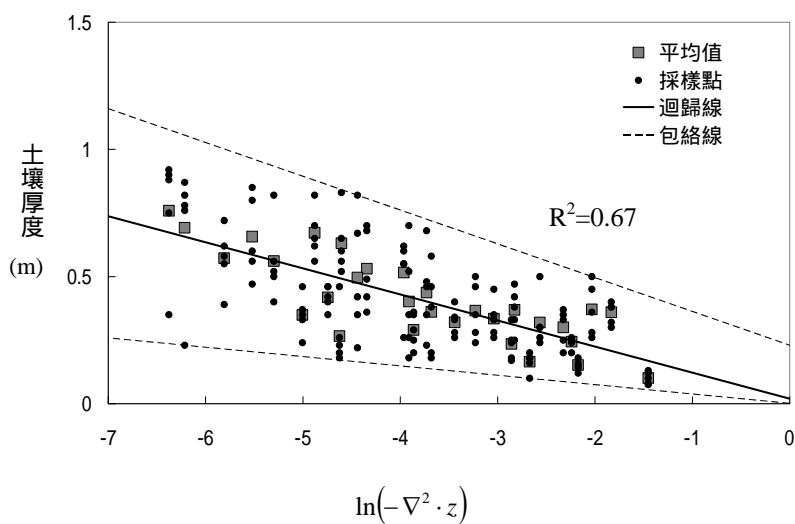


圖 5 土壤厚度與曲率 (取 \ln 值) 的關係

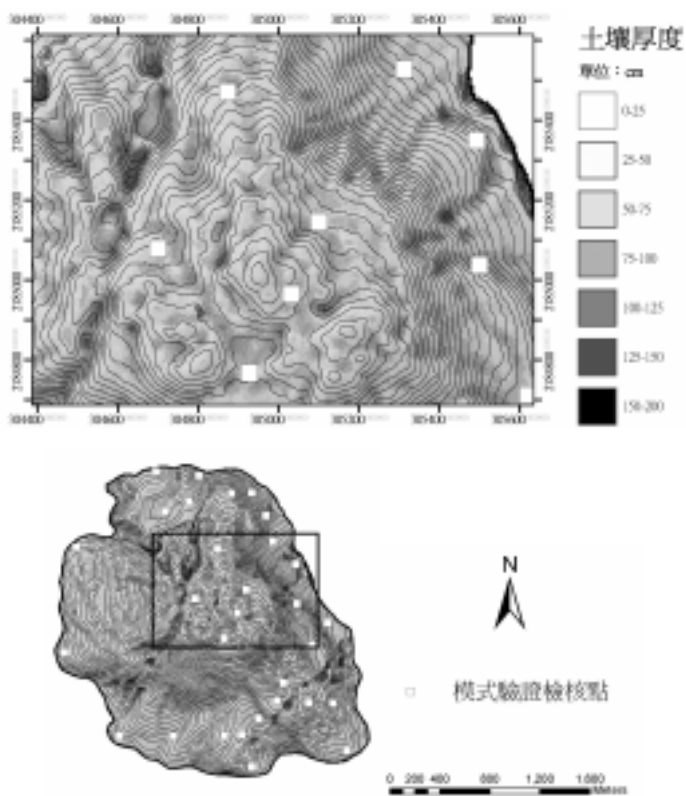


圖 6 模擬土壤厚度的分布 (圖中等高線間距為 10 公尺)

模擬結果乃是在假設坡頂土壤厚度達到局部穩定條件下，率定模式參數值，再帶入模式演算所得。但是模式是否可以推演至邊坡的其他部位，應進一步探討。因此本研究另在其他邊坡位置採得 30 組土壤厚度與地形曲率的資料以檢驗模式的適用性。並分別以曲率、坡度與集水面積等地形特徵來檢視估計誤差的問題（圖 7）。結果發現土壤較厚處誤差較大（圖 7A）。而當邊坡為凹坡、坡度漸陡、集水面積增大時，模式錯估的情形也越嚴重，即模式估測的不確定性也越大。從檢核點的資料看來，在曲率值小於 0、坡度小於 30 度以及集水面積小於 100m² 時，模式預估有較高的準確性。

從檢核點的分布位置來看，模式估計誤差較大的區域均位在七星山東北麓上，實地觀測發現，該處地勢較為峻險，且地表多有沖刷的痕跡，邊坡上並有不少蝕溝發育（圖 6）。該處的土壤厚度實測值均比模式估計值要來得小，很可能是由於侵蝕營力較為旺盛所致。不過，除了七星山東北麓地區，其他地區的模式估計值與實測值仍大致相符，顯示當地表其他營力不顯著時，適用性較高。

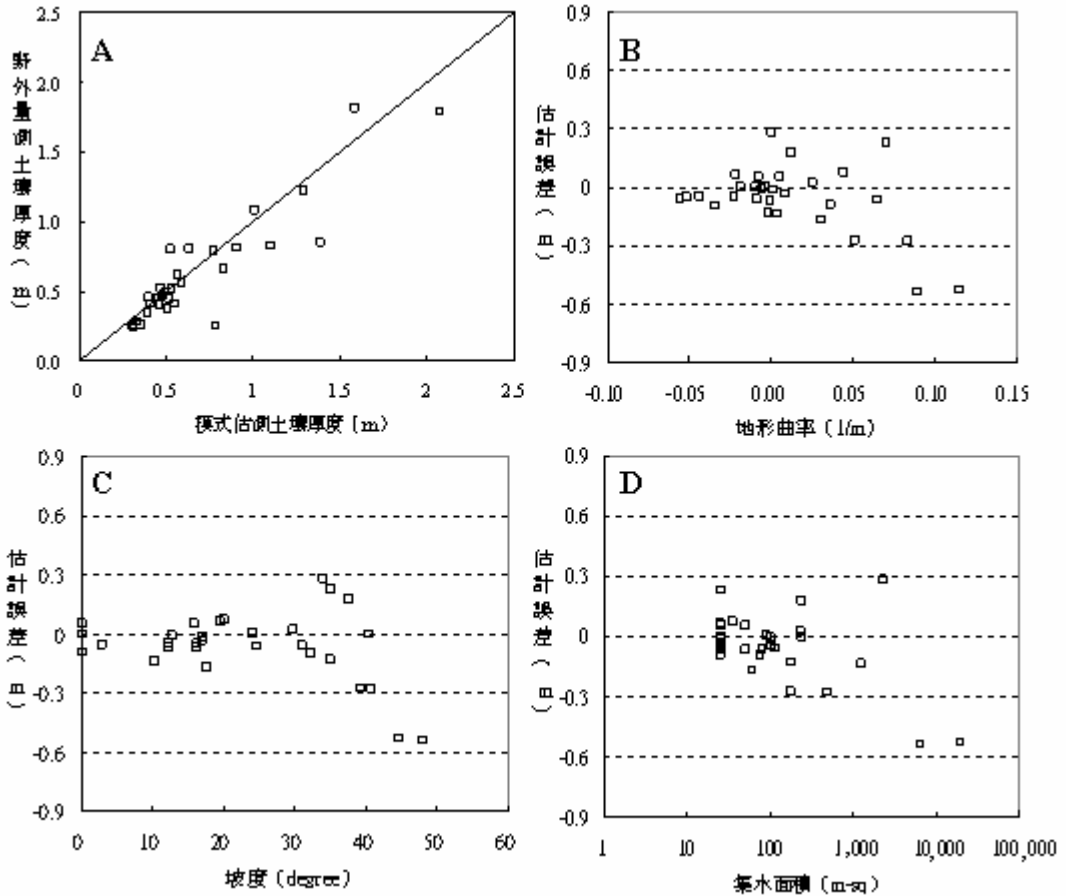


圖 7 模式模擬結果與野外驗證比較 (A 為野外實測值與模式估測結果的比較，當分布點落於直線上表示兩者相當。BCD 分別為估計誤差與地形曲率、坡度以及集水面積等地形參數的關係。)

討論與建議

(一) 模式參數

模式以現今的地形替代過去的地形來進行模擬，因此兩者必須相仿。而模式模擬結果發現，經過 5,600 年的模擬後，其前後地表侵蝕最多的地區多分布在山頂的穹隆處，地表下伏約達 0.3 公尺，而土層累積使地表高程最多可達 0.2 公尺，多發生在陡坡坡腳與一些窪地。除此之外，大部分區域的堆積或侵蝕深度多在 0.1 公尺以內，大致符合模式模擬前後地形無明顯變化的假設。而本研究率定所得參數值，與 Dietrich *et al.* (1995) 及 Heimsath *et al.* (1997; 1999) 在加州 Tennessee Valley 所得值進一步加以比較。加州海岸地區平均年雨量約為 760mm (Rantz, 1971)，七星山地區則高達 4,500-5,000mm，遠較前者潮濕。本研究所率定之土壤生成速率為 0.132cm/yr，約高出 Heimsath *et al.* (1997) 所測定的數據 0.0077cm/yr 達 19 倍之多。文獻指出，潮濕地區的土壤生成速率應該比乾燥區大，雷鴻飛 (2005) 亦曾建議臺灣地區的土壤生成率應高出 Heimsath *et al.* (1997) 的測定值十倍甚至百倍，因此本研究的率定值並未過度偏差。此數據的可信度應可在我國中央研究院宇宙輻射含量定年法研究完成後得到進一步釐清。

本研究率定之擴散係數 K_d 值 (24.0 cm²/yr) 約為 Reneau (1988)，McKean *et al.* (1993) 及 Dietrich *et al.* (1995) 等研究估計值的一半 (49-67cm²/yr)，Dietrich *et al.* (1995) 認為該研究區的土壤搬運行為與生物的擾動相當有關，尤其小型鼠類 (pocket gophers) 頻繁地在土壤層中進行挖掘，造成土壤質地鬆散而易於搬運；本研究區內並無類似的生物擾動，並且相較邊坡植被稀疏的 Tennessee Valley，七星山邊坡箭竹、芒草繁生，植被覆蓋良好，因此植根固定土壤的作用較佳，因而可能減緩土壤移動的速率。Thornes (1990) 也認為土壤擴散係數受植被覆蓋 (vegetation cover) 影響甚鉅，因此本研究率定之參數值小於 Dietrich *et al.* (1995) 及 Heimsath *et al.* (1997; 1999) 等人的研究應屬合理。

(二) 其他邊坡作用

若將 Gilbert (1909) 穩定土壤厚度的概念公式化，可以下式來表示：

$$\kappa P = -\nabla \cdot \tilde{q}_s \quad (12)$$

其中沉積物搬運速率 \tilde{q}_s 可以由許多的邊坡作用類型來決定，也由於邊坡作用的類型與機制複雜難明，因此本模式採用擴散模式以簡化模式運算的結果，很可能導致某些邊坡部位土壤厚度的錯估。從模式驗證得知，在坡度較陡、集水面積較大的地區有較大的錯估情形，即顯示其他邊坡作用在此等地形區影響，或許可由非線性的土壤搬運行為來解釋。根據 Roering *et al.* (2001) 的室內實驗，發現超過某一坡度的陡坡，極易發生較為快速的土壤移動，因此提出一非線性土壤擴散模式 (nonlinear soil transport model) (Roering *et al.*, 1999; Roering *et al.*, 2001)：

$$\tilde{q}_{nl} = \frac{-K_d \nabla \cdot z}{1 - (S/S_c)^2} \quad (13)$$

式中 S_c 為一臨界坡度 (critical gradient)，當坡度增加，土壤搬運速率會快速增加。Roering *et al.* (2001)

認為此模式可以延伸解釋其他邊坡的土壤搬運作用，尤其是具有臨界坡度效應的土石流和崩塌等塊體運動。對於山高谷深、邊坡陡峻的臺灣山區而言，或許將來值得進一步探討此公式的可行性。

另外，在邊坡水分蓄積足夠的狀況下，地表逕流侵蝕作用的發生也可能是造成模式錯估的原因（如七星山東北麓地區）。儘管土壤沖蝕受到降雨規模與其空間分布、地表物質材料、植生分布等眾多因素的影響而具有相當的複雜性（Ahnert, 1970; Kirkby, 1971; Tucker and Bras, 2000），但 Moore and Burch (1986) 在考慮長時間尺度的地形演育時，認為一邊坡的逕流侵蝕量可以用下式來估算：

$$Q_s = K_w A^m S^n \quad (14)$$

A 為集水面積， S 為坡度， K_w 及 m 、 n 為需要率定之參數。在 Prosser and Rustomji (2000) 所進行的渠道模型實驗中，發現在沉積物供應充足的情形下，式 (14) 可有相當不錯的結果。此等模式目前雖尚欠缺野外的實證資料，但是應可作為模式進一步研發的參考。

結 論

本研究根據現有之理論，結合土壤生成函數與擴散模式，假設稜線地區邊坡土壤搬運速率與土壤生成速率處於一穩定平衡狀態 (local steady state)，據以率定模式演算所需的相關參數，再根據所得模式估算陽明山國家公園七星山地區的土壤厚度。

研究顯示，坡頂區域實地量測所得的土壤厚度與 $\ln(-\nabla^2 \cdot z)$ 值的確具有線性關係，凸顯本研究參數率定方法的可行性。根據此平衡穩定條件率定所得的參數值，帶入模式以 5,600 年作為模擬時距，所得七星山區的土壤厚度，以 30 組實測資料進行模式驗證，發現於坡度平緩的上邊坡地區，模擬結果較為符合實際觀測值；但當坡度大於 30 度，集水面積大於 100m² 時，錯估情形較為嚴重；由野外觀察得知，當邊坡地區的土壤受到其他邊坡作用，如逕流侵蝕等的擾動時，此以擴散模式為基礎的模式無法有效估測土壤的厚度。由於臺灣位於板塊交接地帶，地質破碎，加上頻繁的地震與颱風，使得逕流侵蝕、崩塌、土石流等成為山區邊坡普遍的地形作用，因此將來有必要將此等邊坡運動的物理機制納入土壤估測模式，才能提高模式的適用範圍。

謝 辭

感謝林繪宜小姐在野外工作上的協助，使本研究得以順利完成。更感謝匿名審稿者與李建堂、雷鴻飛老師所提供的寶貴建議，使本文在論述和分析上能夠更為周延。

引用文獻

- 王鑫 (1986) 陽明山國家公園地質及地形景觀，內政部營建屬陽明山國家公園管理處，15-26。
 陳宏宇 (2002) 建置陽明山國家公園地質災害資料庫之調查研究-I，內政部營建屬陽明山國家公園管理處。

- 陳文恭、蔡清彥 (1983) 陽明山國家公園之氣候，內政部營建屬陽明山國家公園管理處，2-26。
- 雷鴻飛 (2005) 坡腳遭受下切的坡地與風化岩屑剖面的發育，第六屆海峽兩岸研討會論文集，100-108。
- 劉聰桂 (1980) 夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究，內政部營建屬陽明山國家公園管理處，21-32。
- 蔡呈奇 (2002) 應用地域分析與地理資訊系統繪製土壤圖：以臺灣北部火山灰土壤為例，國立臺灣大學農業化學研究所博士論文。
- Ahnert, F. (1970) Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins, *American Journal of Science*, 268: 243-263.
- Braun, J., Heimsath, A. M. and Chappell, J. (2001) Sediment transport mechanisms on soil mantled hillslopes, *Geology*, 29: 683-686.
- Carson, M. A. and Kirkby, M. J. (1972) *Hillslope Form and Process*, London: Cambridge University Press.
- Culling, W. E. H. (1963) Soil creep and development of hillside slopes, *Journal of Geology*, 71: 127-161.
- Dietrich, W. E., Hus, M. L. and Montgomery, D. R. (1995) A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data, *Hydrological Process*, 9: 383-400.
- Furbish, D. J. and Fagherazzi, S. (2001) Stability of creeping soil and implications for hillslope evolution, *Water Resource Research*, 37: 2607-2618.
- Gilbert, G. K. (1909) The convexity of hilltops, *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: 358-361.
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K. and Finkel, R. C. (1999) Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth, *Geomorphology*, 27: 151-172.
- Heimsath, A. M., Chappell, J., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K. and Finkel, R. C. (2000) Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia, *Geology*, 28: 787-790.
- Heimsath, A. M., Chappell, J., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K. and Finkel, R. C. (2001a) Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides, *Quaternary International*, 83-85: 169-185.
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K. and Finkel, R. C. (2001b) Stochastic process of soil production and transport: Erosion rates, topographic variation and cosmogenic nuclides in the Oregon Coast Range, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 531-552.
- Kirkby, M. J. (1971) Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Institute of British Geographers, Special Publication*, 3: 15-30.
- Kirkby, M. J. (1985) A model for the evolution of regolith-mantled slopes. In: Woldenberg M. J. (eds.) *Models in Geomorphology*, London: Allen & Unwin, 213-237.
- Martin, Y. (2000) Modeling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations, *Geomorphology*, 34: 1-21.
- 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 ^{10}Be accumulations on a hillslope profile, *Geology*, 21: 343-346.
- Moore, I. D. and Burch, J. R. (1986) Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory, *Water Resource Research*, 22: 1350-1360.
- Prosser, I. and Rustomji, P. (2000) Sediment transport capacity relations for overland flow, *Progress in Physical Geography*, 24: 179-193.
- Rantz, S. E. (1971) Precipitation depth-duration frequency relations for the San Francisco Bay region, California, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 750-C: 237-241.
- Refsgaard, J. C. and Storm, B. (1996) Construction, calibration and validation of hydrological model codes. In: Abbott, M. B. and Refsgaard, J. C. (eds.) *Distributed Hydrological Modeling*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 17-39.
- Reneau, S. L. (1988) *Depositional and Erosional History of Hollows: Application to Landslide Location and Frequency, Long-term Erosion Rates, and the Effects of Climatic Change*. Ph. D. dissertation, Department of Geography, University of California at Berkeley, 328.
- Roering, J. J., Kirchner, and Dietrich, W. E. (1999) Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslope and implications for landscape morphology, *Water Resource Research*, 35: 853-870.
- Roering, J. J., Kirchner, J. W., Sklar, and Dietrich, W. E. (2001) Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study, *Geology*, 29: 143-146.
- Small, E. E., Anderson, R. S., and Hancock, G. S. (1999) Estimates of the rate of regolith production using Be-10 and Al-26 from an alpine slope, *Geomorphology*, 27: 131-150.
- Song, S. L., Tsao, S. T. and Lo, H. J. (2000) Characteristics of the Tatun Volcanic eruptions, northern Taiwan: implications for a cauldron formation and volcanic evolution, *Journal of Geological Society of China*, 43: 361-378.
- Thornes, J. B. (1990) The interaction of erosional and vegetational dynamics in land degradation: spatial outcomes. In: Thornes, J. B. (eds.) *Vegetation and Erosion*, New York: Wiley, 41-53.
- Tucker, G. E. and Bras, R. L. (2000) A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution, *Water Resource Research*, 36: 1953-1964.
- Wang, W. H. and Chen, C. H. (1990) The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun Volcano Group, northern Taiwan, *Acta Geologica Taiwanica*, 28: 1-30.

94年12月1日 收稿

95年4月26日 修正

95年4月27日 接受