

礫石邊坡演化之探討—以台中大坑為例

劉彥旻⁽¹⁾ 馮正一⁽²⁾

摘要

本研究結合擴散模型與平流模型，建構適合描述現地的邊坡演化模型，探討邊坡變化量、邊坡後退形態與模擬邊坡演化過程，並以現地邊坡測量及數值高程地形進行案例分析。本研究引用的邊坡演化模型可用於描述減坡後退與平行後退的邊坡後退形態，以台中市大坑礫石邊坡為演化案例，擬合其邊坡演化形態，求得相關模型係數，並提出非均質邊坡演化模擬方法。本研究僅探討台中大坑地區單一邊坡的演化情形，其結果顯示近幾年該邊坡演化屬於減坡後退。

(**關鍵詞**：邊坡演化模型、擴散模型、平流模型)

On Gravel Slope Evolution - A Case Study of Taichung's Ta-Keng Area

Yen-min Liu⁽¹⁾ *Zheng-yi Feng*⁽²⁾

Graduate student⁽¹⁾, Associate Professor⁽²⁾ Department of Soil and Water Conservation, National Chung-Hsing University, Taiwan

ABSTRACT

This study coupled the diffusion and advection model to establish an evolution model for description of slope evolution, including amount of slope movement, slope retreat and simulation of slope evolution processes. The field survey of the specific slope and digital terrain models were used for case study. The slope evolution model adopted in this study can be used to describe the evolution of slope decline and parallel retreat. For the case study of the gravel slope in Da-keng, Taichung, we simulated the slope evolution for obtaining model coefficients and proposed a method for simulation of the non-homogeneous slope. This study only analyzed a specific slope evolution of the Da-keng test site in Taichung. The result reveals that the specific slope evolution should be better classified as slope decline in recent years.

(**Keywords** : Slope evolution model, diffusion model, advection model)

(1)國立中興大學水土保持學系研究生

(2)國立中興大學水土保持學系副教授(通訊作者 e-mail : tonyfeng@nchu.edu.tw)

前言

本研究針對礫石邊坡演化進行探討，以台中市大坑地區之土地公坑溪邊坡為一案例進行說明。風化礫石地層(如頭嵙山層火炎山相礫石層)，常因礫石膠結不良、結構鬆散，易受到風化與外營力作用發生侵蝕現象，尤其在豪雨過後常引發崩塌，產生劇烈的地形變化。

在過去地形學者想以時間來說明廣義的邊坡演化過程，但影響因子眾多，以及各個影響因子間的關係複雜，至今仍然無法整理出可以適合於各種環境的邊坡演化模型(徐，1999)。在目前的邊坡演化研究中，多以擴散模型(diffusion model)與平流模型(advection model)進行邊坡模擬(Pellerier，2008)，擴散模型用於描述丘陵或山地隨著時間形成平滑地形的形態發展，而平流模型使用在懸崖、河岸及遷急點等邊坡後退的描述上。此兩種模型探討不同的邊坡後退形態，因此本研究結合擴散模型與平流模型，可用於描述減坡後退與平行後退的邊坡演化形態，並將邊坡

形態隨時間的變化過程呈現出來，以模擬台中大坑地區土地公坑溪邊坡演化過程為例，做一探討。本研究並採用自動追蹤全測站儀測量現地邊坡及配合數值高程地形，繪製不同時期邊坡地形，作為探討邊坡變化量與邊坡後退形態的資料。

研究方法

1. 邊坡後退形態

邊坡後退形態乃經過風化、侵蝕、搬運和堆積等作用的結果，Young(1972)列舉出三種主要描述邊坡後退的形態(圖 1)，分別為減坡後退(slope decline)、斜坡置換(slope replacement)、平行後退(parallel retreat)。減坡後退是以坡趾為固定點，坡度逐漸減緩以及邊坡高度持續下降的形式；斜坡置換是下邊坡坡度變化不大，而上邊坡與坡頂呈現向後縮減的形態發展；平行後退的邊坡高度並不改變，邊坡保持原來的形狀往後退縮。

一般而言，平行後退在乾燥氣候地區最為常見，而減坡後退則盛行於氣候為溫暖潮濕的地區(Young，1972)。

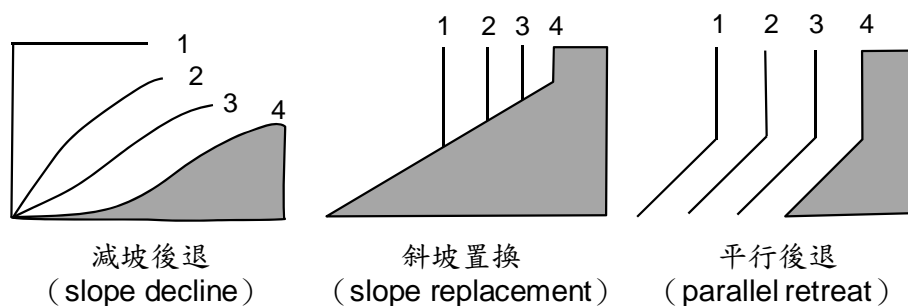


圖 1 邊坡後退形態(重繪自 Young, 1972)

Figure 1 Processes of slope retreat

2. 邊坡演化模型

邊坡演化模型是以邊坡發育理論為基礎，以了解個別坡地長時間的變化(王，1988)。早期的邊坡發育理論，應該要屬十九世紀初期 W. M. Davis 與 W. Penck 所提出，至二十世紀中後期開始蓬勃發展，在目前的邊坡演化研究中，多以擴散模型與平流模型進行邊坡演化模擬(Kirkby, 1971; Kooi and Beaumont, 1994; Reneau and Dietrich, 1991)。

2.1 擴散模型(Diffusion model)

在 1960 年 Culling (1960)即使用熱傳導偏微分方程式描述丘陵或山地的形態發展，為地形學上最早使用擴散模型描述地形的學者，Kirkby (1971)後續推廣了擴散模式在地形學中的應用，把坡地地形學的焦點從坡形轉向土壤或風化岩屑傳播，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地形演化模式，以及提出擴散模型與土壤連續方程式、土壤運輸率有關(Clarke and Burbank, 2010; Heimsath et al., 2005; Martin, 2000; Reneau and Dietrich, 1991; Roering et al., 1999)。一般常見之擴散模型如下：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \dots\dots\dots(1)$$

其中，h為邊坡高度，t為時間，k為擴散係數(L²T⁻¹)，x、y 分別為水平與垂直距離。擴散模型受到侵蝕率與梯度變化影響，材料由上邊坡移至下邊坡，隨著時間形成平滑地形，如圖 2a。

Skianis(2008)以擴散方程解析描述山形的演化過程，但數學解析適用範圍有一定

程度的限制，如斷層崖、火山錐等特殊地形方較適用。但如能應用數值模擬，則可計算複雜的邊坡地形演化。故本研究修改有限差分方程式(Pellerier, 2008)模擬邊坡地形發育情形，以顯性法 Forward-Time-Centered-Space method (FTCS)求解擴散方程，FTCS 離散化時間與空間，對時間採取前向差分，而空間的二次微分採用中央差分，其差分式為：

$$h_i^{n+1} = h_i^n + \frac{k\Delta t}{(\Delta x)^2} (h_{i+1}^n - 2h_i^n + h_{i-1}^n) \dots\dots\dots(2)$$

其中，k為擴散係數(L²T⁻¹)，h_iⁿ⁺¹為h(iΔx, nΔt)縮寫；時間間距Δt ≤ (Δx)²/2k。一般擴散模型較適用於土壤潛移、雨滴噴濺及表土沖蝕的邊坡形態發展(Heimsath et al., 2005)，但姜(2006)指出擴散模型受到各地地質、氣候、植生等複雜的環境因子影響下，其適用範圍會因此有所改變，而擴散模式推估邊坡演化過程，較常用於稜線和山脊等坡度較緩的區域。

2.2 平流模型(Advection model)

在一般情況下，平流方程式可以用來說明橫向的變化，例如溫度、地形、化學濃度等(Pellerier, 2008)。在地貌發育上，平流方程式被使用在地形後退模型，像是懸崖、河岸、渠道河床遷急點的描述上。本研究將以不同比例的侵蝕作用來表示平流作用的發生。平流方程式為：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = c \frac{\partial y}{\partial x} \dots\dots\dots(3)$$

其中，c 代表速度係數，單位為長度除以時間(LT⁻¹)。圖 2b 說明了平流模型邊坡的改變

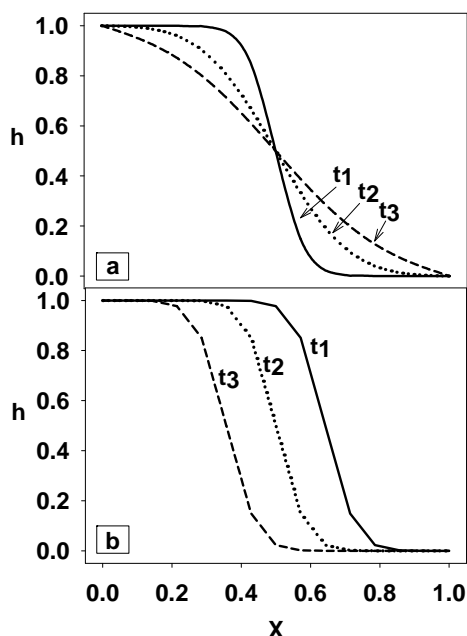


圖 2 擴散與平流模型模擬示意圖
 Figure 2 Diffusion and advection models

過程，其上游並不會隨著形狀改變。以數值解 FTCS 方法求解平流方程式會產生不穩定現象，Pelletier(2008) 利用簡單的變換 $h_i^n \rightarrow \frac{1}{2}(h_{i+1}^n - 2h_{i-1}^n)$ 以消除不穩定現象，將平流方程式之差分式修改為：

$$h_i^{n+1} = \frac{1}{2}(h_{i+1}^n + h_{i-1}^n) + \frac{c\Delta t}{2\Delta x}(h_{i+1}^n - h_{i-1}^n) \dots \dots \dots (4)$$

其中，時間間距 $\Delta t \leq \Delta x/c$ 。本研究試區為礫石地層，其膠結不良且因地層有近垂直節理和裂理，在受到外營力作用影響下，邊坡十分容易發生侵蝕現象，常發生邊坡整個面脫落或傾倒，形成平行後退的發展形態，因此可以用平流模型進行現地模擬。

3.自動追蹤全測站儀地形掃描

自動追蹤全測站儀儀器是由長距離雷射測距儀搭配機械式伺服馬達結構組合而成，擁有三維空間掃描功能，能對待測邊坡進行測量。三維空間掃描原理是利用飛行時間量測法(Time of Flight)量測測站與待測目標直線距離S，結合掃描的水平角 α 與垂直方向角 β ，推求掃描點與測站的三維空間相對座標差，以求得目標物之座標資料(陳，2009)。

本研究採用日本 TOPCON 公司生產的自動追蹤全測站儀(Auto Tracking Total Station GPT-9001A)進行現地邊坡測量，雖然此儀器採用機械式旋轉機制，本身掃描量測速率受到限制，所量測的點雲資料密集程度雖然無法與精密的三維雷射掃描儀相比，但此自動追蹤全測站儀在本研究內主要為測量邊坡剖面而已，故量測精度已足夠分析上應用。本研究區因位於集水區源頭與受到下游梳子壩工程施工影響，因此採用現地移動方便、具有三維雷射掃描功能的自動追蹤全測站儀取得地形資料。

試區介紹

1.研究區位

本研究區位於台中市北屯區大坑風景區，為烏溪流域上游之土地公坑溪集水區範圍內，海拔介於 112 公尺至 860 公尺。水保局 98 年度新編號土地公坑溪為「中市 DF003」(舊溪編號為台中 A040)之土石流潛勢溪流，河流向源侵蝕產生的崩塌為土砂主要來源(如圖 3)，其溯源崩塌於 2006 年開始產生，歷經 2008 年 7 月卡玫基颱風與 2008 年 9 月辛樂克颱風過境後崩塌面積持續擴大，其崩

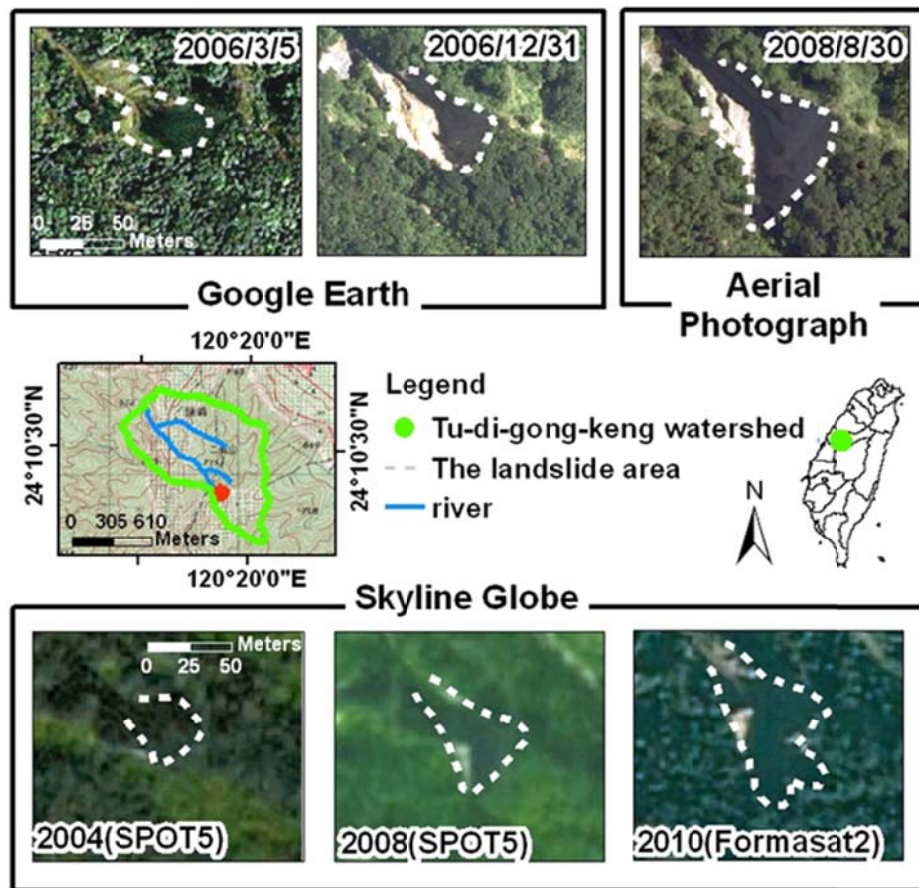


圖 3 研究試區位置圖

Figure 3 Location of the study site

塌面積已達 0.5 公頃。

2.地質

本研究區在台灣地質分區上屬於台灣西部麓山帶，參考中央地質調查所「集水區地形及地質資料庫成果查詢系統」重繪區域地質圖，如圖 4 所示。土地公坑集水區主要岩層為頭嵙山層火炎山相。頭嵙山層約形成在第四紀更新世初期，以礫石沖積層為主，礫徑約四公分至一公尺，礫岩層厚度在數百

公尺以上，部分地區夾有二至三層之薄層砂岩，在構造上有頭嵙山向斜褶皺軸通過，其走向呈北-東南為本區主要構造(何，1986)。

3.地形

有趨近於垂直的節理和裂理，在受到大雨沖刷時易產生崩塌現象，其崩塌方向多為垂直方向，主要為垂直崩落，因此本區常見懸崖陡峭地形，並以鋸齒狀山峰為主要地形特徵(陳，2008)。

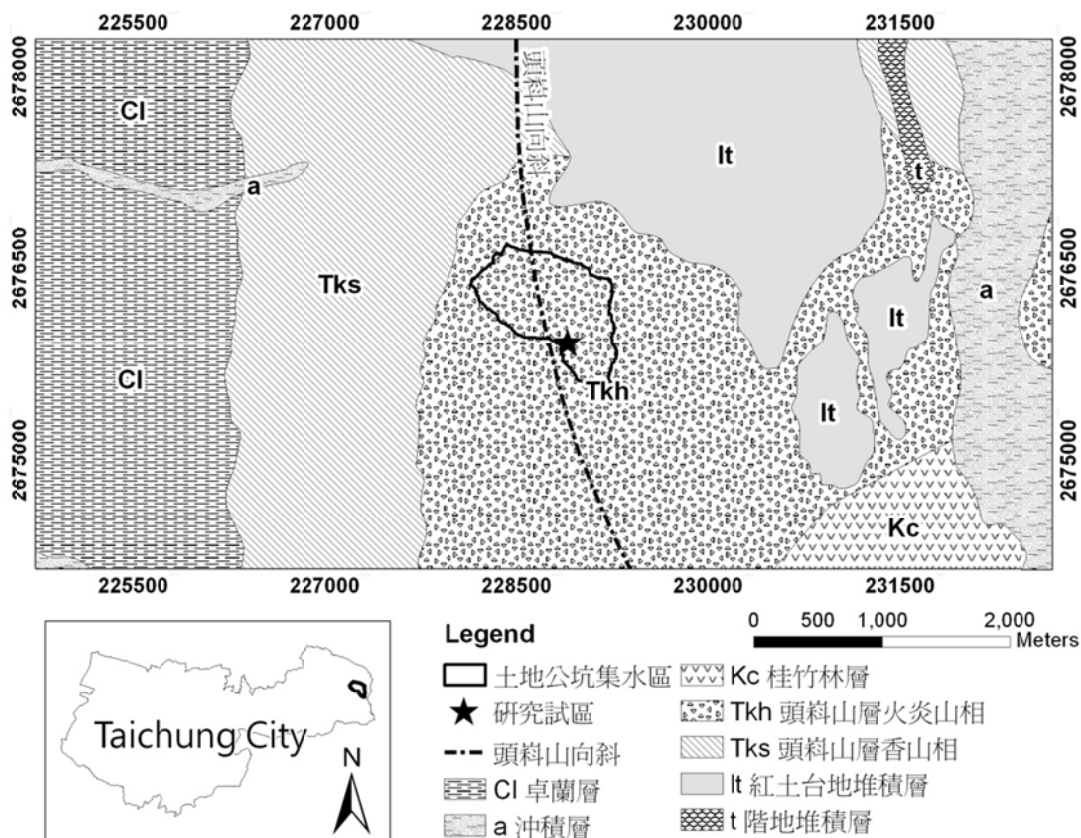


圖 4 研究區域地質圖(重繪自中央地質調查所)

Figure 4 Geology of the study site

為了瞭解土地公坑溪的邊坡變化情形，本研究於 2008 年 12 月 17 日、2010 年 2 月 21 日至現地勘查(圖 5a、b)，現勘地點如圖 5c 中照片範圍所示，其地形為數十公尺之陡峭邊坡，由坡頂可看出邊坡有後退變化情形，其中紅色箭頭所指區域，可觀察出邊坡從紋溝發展成蝕溝的現象，研判此區除了風化與外營力作用外，亦受到邊坡逕流流路的侵蝕影響。

本研究又於 2010 年 8 月 9 日與 2010 年

10 月 13 日進行現地測量，現地兩次測量結果因時間間距較短，期間降雨量小，只有發生局部變化(圖 5d、e)，圖中綠色虛線表示土體變化區域，此變化主要原因可能為此處土壤含水量較高，而導致土體載重增加而崩落，由圖 5e 可看出土體移動過後，坡面呈現顏色比週遭岩層深，後續將針對此變化區域繪製邊坡 A-A' 剖面線探討邊坡後退形式。

結果與討論

土地公坑溪因上游崩塌地持續擴大，為了解邊坡後退形態，本研究進行邊坡測量及配合數值高程地形，比較各期邊坡變化，並以結合擴散與平流模型的方式，探討邊坡演化過程。本研究另提出非均質邊坡演化模擬方法，以供後續研究發展。

1. 結合擴散平流模型

在前述研究方法中提到擴散模型與平流模型探討著不同的邊坡演化形態，其中擴散模型根據邊坡上風化的碎屑材料沿坡面向下搬運，風化碎屑材料與坡趾堆積量，在維持質量平衡狀態的條件下，所得到的連續方程式 (continuity equation) 與土壤運輸率 (sediment transport) 結合而成 (Martin, 2000)。

此理論假設整個邊坡演化過程中上邊坡崩落的材料下邊坡堆積的材料維持在平衡的狀態下，可觀察邊坡演化過程中的變形，並可評估邊坡之泥砂生產量。平流模型可應用於邊坡上材料受溪流運移帶走，不產生坡趾堆積，此可應用於在暴雨後，邊坡侵蝕的後退現象探討。

大坑試區受到風化作用與地質特性之影響，皆有擴散作用與平流作用的現象產生，為了探討土地公坑的邊坡後退形態，故本研究結合擴散與平流模型，建立符合減坡後退與平行後退的邊坡演化模型。

本研究以圖 6 為例模擬擴散平流結合模型之邊坡演化情形，模擬時以年為單位，假設在時間 $T=1\sim 4$ 年受到擴散作用，而在第 5 年發生平流作用，以 4:1 之比例進行邊坡模擬，共模擬 10 年，其時間與係數關係如表 1。在結合邊坡演化模型時，擴散模型與平流模

型為分開計算，以上一個地形演化計算之地形，作為下一個地形演化之起始值進行模擬。圖 6 顯示上邊坡後退的速率比下邊坡後退的速度要快，主要受到擴散模型材料由上邊坡移至下邊坡的風化作用影響，且受到平流模型影響而有邊坡後縮的情形。

本研究以兩個 model 輪流互換，可算是「人工結合」(manually coupling)。針對現場的邊坡，如果調查結果發現每單位時間內均有擴散與平流現象，則建議後續研究可將此兩個方程式合併後，再以數值方法一併進行模擬，以達到真正的模型結合。

2. 基本坡形模擬

本研究針對五種基本坡形進行模擬，分別為單斜平坡、平滑凹坡、平滑凸坡、上凹下凸坡、上凸下凹坡，如圖 7 實線所示，分別探討上邊坡與下邊坡因曲率不同與斜率不同對坡形演化造成之影響。

圖 7a 至圖 7c 為以擴散模型模擬五種基本坡形之結果，材料由上邊坡移至下邊坡，在上邊坡及凸坡發生侵蝕，在下邊坡和凹坡處形成堆積，邊坡隨著時間形成平滑的均夷地形。此邊坡變化會在中心或曲率為零時有一「固定點」，即圖中空圓點所示，此圓點可將邊坡區分成以侵蝕為主的上邊坡與材料堆積於下邊坡，以圖 7a 單斜平坡為標準作比較，圖 7b 為平滑凹坡，其「固定點」高於邊坡中心點，圖 7c 為平滑凸坡，其固定點低於中心點，因「固定點」以下為堆積，故時間越久，「固定點」越低坡腳發展會越平緩。圖 7a 與圖 7b 可看出原上邊坡都略為梯形，但不同之處在於斜率的差異，由圖所知，斜率較大，邊坡變化的較快，斜率較小，邊坡變化

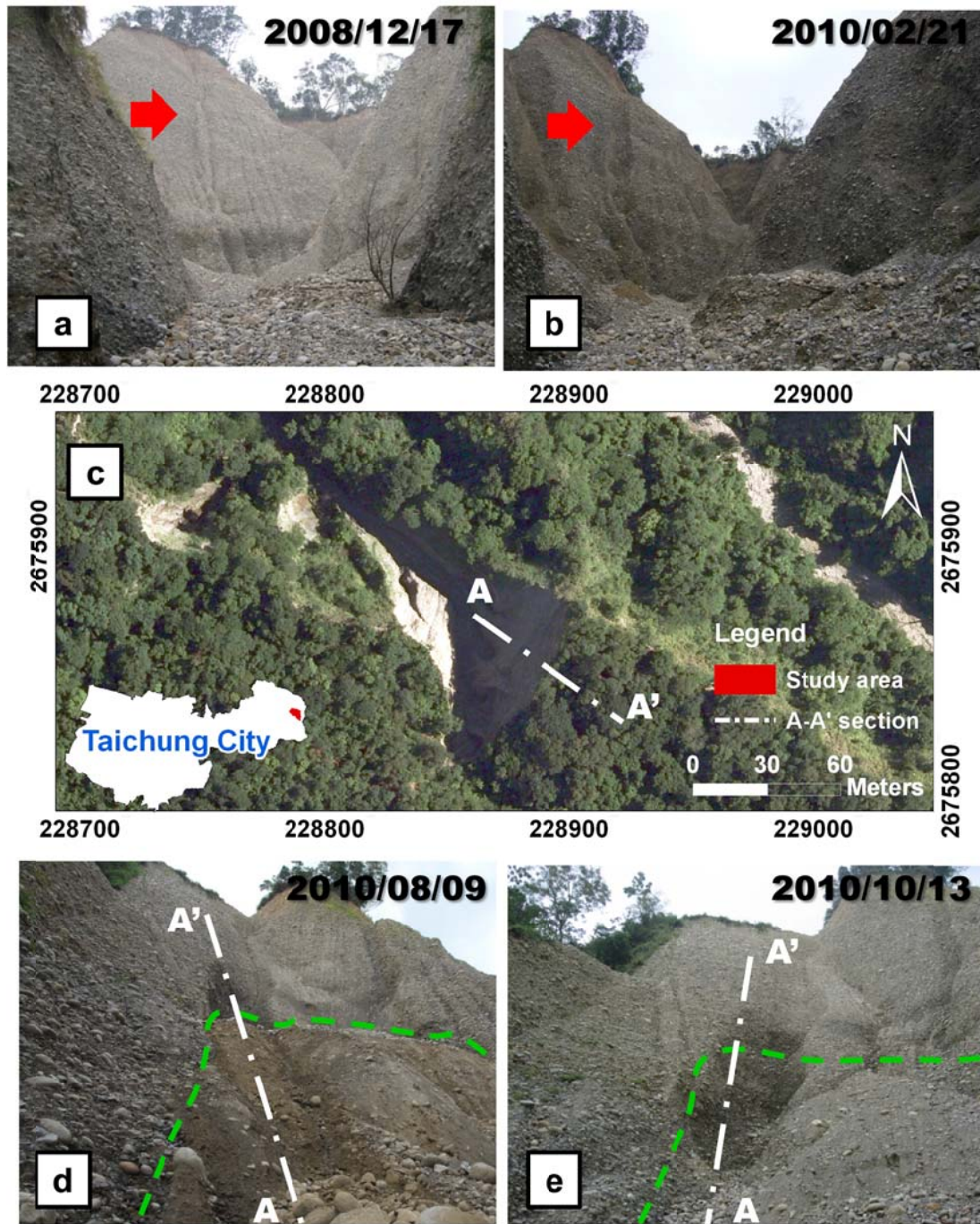


圖 5 現地勘查與剖面線位置

Figure 5 Field survey and location of the A-A' cross-section

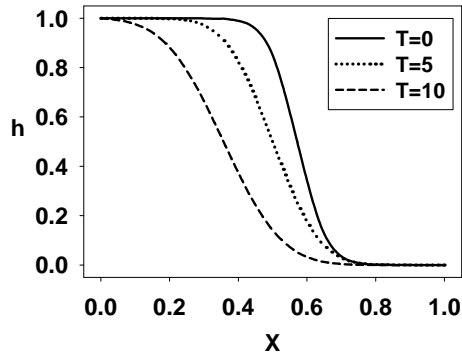


圖 6 結合擴散與平流模型模擬示意圖
Figure 6 Coupling of diffusion and advection models

表 1 邊坡演化模擬時間延時與模型係數
Table 1 The simulation time durations and model coefficients

時間	模型係數
T=0	初始地形
T=1~4	$k=0.05 \text{ m}^2/\text{yr}$, $c=0 \text{ m}/\text{yr}$
T=5	$k=0 \text{ m}^2/\text{yr}$, $c=2 \text{ m}/\text{yr}$
T=6~9	$k=0.05 \text{ m}^2/\text{yr}$, $c=0 \text{ m}/\text{yr}$
T=10	$k=0 \text{ m}^2/\text{yr}$, $c=2 \text{ m}/\text{yr}$

的較慢，也以一般認知的實際狀況相同。圖 7c 與圖 7d 趨勢與圖 7a 與圖 7b 相同，可知在斜率上對邊坡變化的效應成正比例。

圖 7f 至圖 7j 為平流模型模擬結果，邊坡向後平移，邊坡坡度和形態並不隨時間改變，可用於描述遷急點(knickpoint)不因時間增加而消失的現象，由圖可看出五種坡形皆成平行後退且坡形不會改變。

圖 7k 至圖 7o 為結合擴散模型和平流

模型的模擬結果，到後期會發展成比擴散模型更平緩的平滑地形。擴散模型形成的「固定點」，會隨著平流作用的邊坡後退情形改變位置，並不會固定於同一位置上，其較能符合現地邊坡變化的情況。此模型在上邊坡與凸坡處侵蝕快速，最後亦發展成均夷坡形。

3. 台中大坑案例分析

本研究主要使用航照、多期 Google Earth 衛星地圖與中央太空遙測中心的 Skyline Globe 取得相關影像資料(圖 3)，進行探討大坑礫石邊坡演化情形。由於本區地質屬礫石沖積層，易因大雨造成崩塌，因此本研究數化航照和相關影像資料之崩塌面積，並比對歷年颱風，探討颱風發生對於崩場地發展之影響。

於 2006 年 3 月大坑試區出現崩塌面積為 0.2 公頃，經歷碧利斯(2006/7)颱風過後，崩塌地面積增加為 0.27 公頃，後經卡玫基(2008/7)颱風過境後崩塌面積增加為 0.4 公頃，後續受到辛樂克(2008/9)、薔蜜(2008/9)與莫拉克(2009/8)颱風影響，2010 年影像量測崩塌地面積擴大為 0.5 公頃(圖 3)。

本研究於 2010 年 8 月 9 日與 2010 年 10 月 13 日分別進行現地測量，針對地形變化處繪製邊坡 AA'剖面線，並使用 2006 年 3 月、2008 年 8 月解析度為 10m 之數值高程地形(Digital Elevation Model, DEM)進行比較(如圖 8)。觀察圖 8 並根據現地測量結果與現勘照片比對(圖 5d、e)，發現 2010 年 8 月與 2010 年 10 月的邊坡變化只差在於坡腳的堆積物移除，上邊坡無明顯變化，因此本研究以 2006 年 3 月、2008

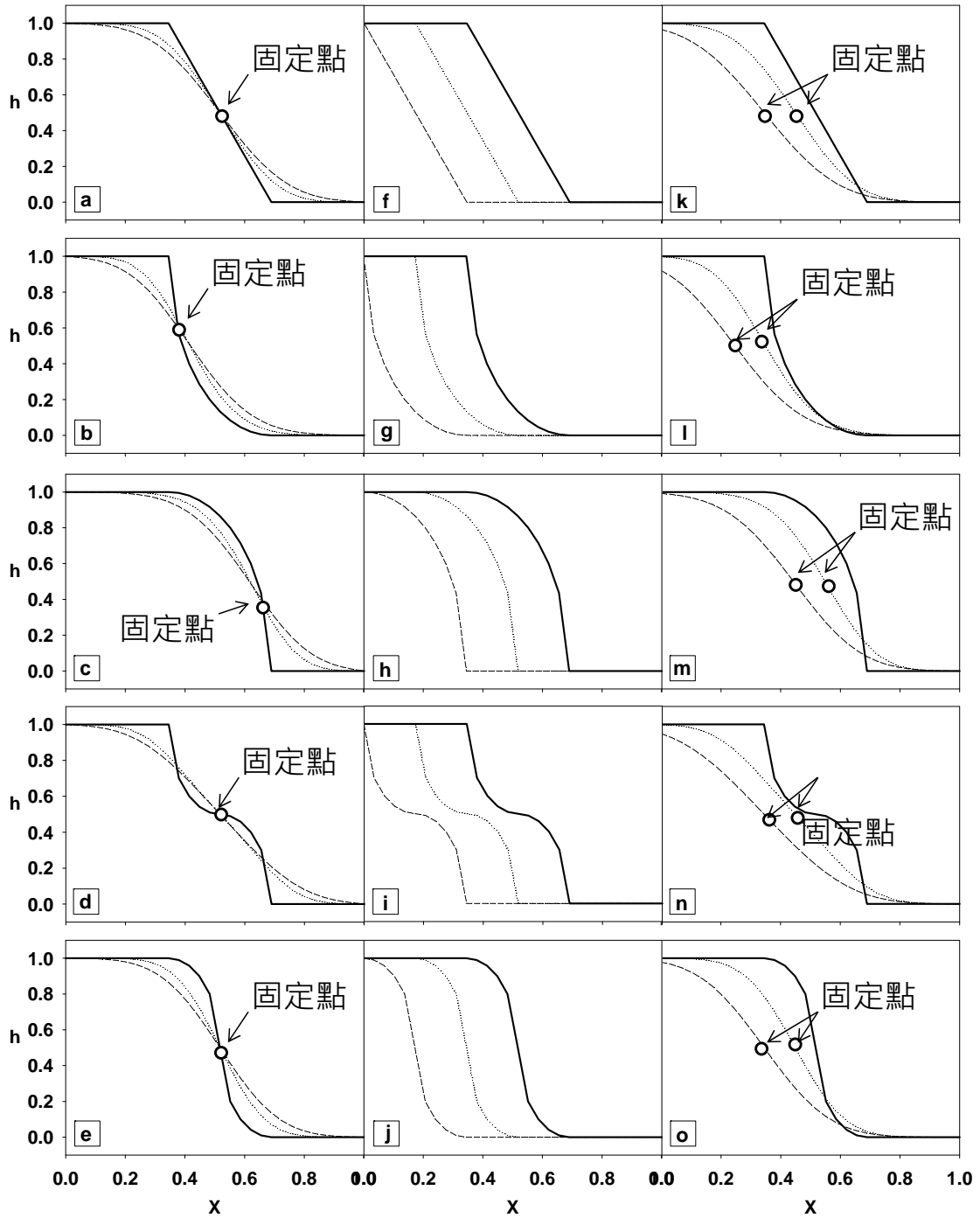


圖 7 基本坡形模擬結果
Figure 7 Simulation results of the basic slope landforms

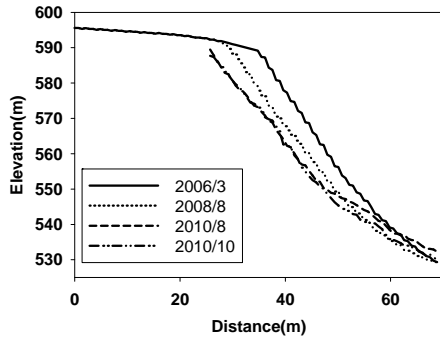


圖 8 崩塌坡面剖面(A-A'剖面)

Figure 8 The profile of the A-A' section

年 8 月與 2010 年 10 月的邊坡變化探討邊坡後退型態，由圖 8 可發現此三期邊坡坡趾固定在同一位置，而邊坡向後縮減，坡度有變緩的趨勢，因此根據 Young(1972)所分類之邊坡演化形態，此區位(圖 8)應屬於「減坡後退」型態。

鄭(2004)於苗栗火炎山之研究結果發現，此種邊坡後退速率每年約為 2.5-3 公尺。本研究試區地質亦與苗栗火炎山之地層相似，皆屬於頭嵙山層，由圖 8 中可發現本研究試區邊坡後退速率約為每年 2.9 公尺左右與苗栗火炎山之後退速率相似。

本研究主要求得參數為擴散係數與平流係數，以試誤法給定擴散與平流係數值模擬邊坡，將模擬結果與現地資料求取均方根誤差之最小值，即為最佳模擬結果，以此模擬之擴散與平流係數值為現地之參數值。本研究以 2006 年 DEM 所取得之 AA'剖面為初始地形(T=0)進行邊坡模擬。初始地形確定後，反算邊坡演化模型之擴散與平流係數，並以不同擴散與平流作用發生時間延時，擬合現地地形。將模擬結果與現地資料求取均方根

誤差(root mean square error, RMSE)之最小值，即為最符合現地地形之結果。本研究模擬所得結果如圖 9 所示，其擴散係數 $k=20 \text{ cm}^2/\text{yr}$ 、平流係數 $c=3 \text{ m/yr}$ ，擴散與平流作用發生時間延時比例為 1:1 之模擬。針對模型係數，姜(2006)整理有關擴散係數的野外實測數據，得擴散係數值介於 $0.2-67.0 \text{ cm}^2/\text{year}$ 之間，可做為本研究合理擴散係數值域的參考。姜(2006)探討陽明山的地形變遷，以土壤厚度試誤法(trial and error)率定擴散係數，求得陽明山擴散係數為 $24.0 \pm 0.5 \text{ cm}^2/\text{yr}$ ，與本研究擬合之結果相似，擴散係數介於合理範圍內。本研究平流係數擬合結果為 3 m/yr 與現地平均後退速率 2.9 m/yr 接近，因此本研究現地擬合之結果是可滿足的。

本文僅探討研究試區內單一邊坡的演化情形(A-A'剖面)，結果顯示近幾年該邊坡的演化屬於「減坡後退」，適用於 A-A'剖面附近約 35 公尺寬的邊坡。然本研究結果並不代表大坑地區其它眾多的邊坡演化均為「減坡後退」；因為大坑地區許多其他的邊坡非常陡峭，其演化可能屬於「平行後退」或其他演化情

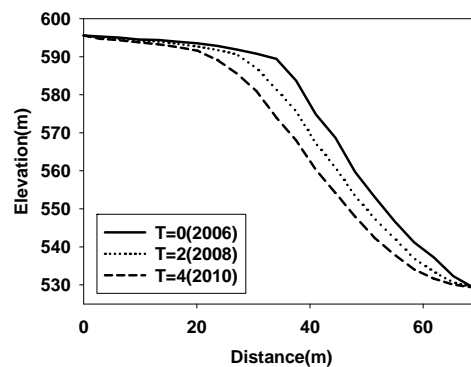


圖 9 現地邊坡模擬結果圖

Figure 9 Simulation results of the studied slope

形，本文研究尚未涵蓋，建議後續研究可納入探討之。

本研究之大坑礫石邊坡案例模擬僅討論到一維尺度，但現地為二維尺度，土壤會向周圍側向傳輸，因此本研究模擬結果尚無法完全符合現地情形，建議後續研究可朝二維地形演化發展。

4.非均質邊坡模擬

Kirkby(1971), Martin(2000), Skianis et al. (2008)等進行邊坡演化模擬時，假設邊坡為均質材料，並用於長時距與大尺度的模擬。大坑研究試區經由現地勘查得知，部分礫石層有夾薄層砂岩的情形，如圖 10。因此本研究對此夾砂岩薄層之邊坡模擬，假設為非均質邊坡，其擴散係數在砂岩薄層處較小。如圖 11a 灰色區域所示，在高度 $h=0.65\sim 0.85$ 有一風化砂岩薄層夾於礫石邊坡上。本區砂岩層強度大於礫石層，因此假設風化砂岩層擴散係數為 $18\text{m}^2/\text{yr}$ ，礫石層擴散係數為 $20\text{m}^2/\text{yr}$ (此係數僅用於判別軟硬岩層的區別，不足以代表岩層真正擴散係數之值)。其模擬結果在



圖 10 現地礫石層夾薄層砂岩照片
Figure 10 The gravel slope with a thin sandstone layer of the study site

$x=0.45$ 時有不合理的凸起現象，即圖 11a 中的 h_1 點。

本研究藉由模擬假設進行調整 (justification)，在計算非均質邊坡時，在風化砂岩層上有不合理的堆積發生，因此利用風化砂岩層在均質情況下應有的合理變化情形，取代不合理的現象，以進行非均質邊坡模擬。以圖 11 為例，在進行非均質邊坡演化模擬時，在風化砂岩層 $h=0.65\sim 0.85$ 發生不合理之堆積情形如圖 11a h_1 點，為了解決不合理情況，本研究另外計算均質的風化砂岩層模擬(如圖 11b)，取得與 h_1 相同 x 位置上的 h_2 ，以 h_2 取代 h_1 消除不合理的堆積情形。如此將解決不合理之堆積情況，得到較合理的含薄層砂岩礫石邊坡之模擬坡形，模擬結果如圖 11c 所示。其邊坡發展成陡峭地形，符合該處受薄層砂岩層影響的局部陡峭地形。本研究邊坡只有兩種不同地層，後續可再進行更多夾層邊坡之演化探討。

結論

1. 本研究結合擴散模型與平流模型，用於描述減坡後退的邊坡演化形態，並呈現邊坡形態隨時間的演化過程，以模擬台中大坑地區土地公坑溪單一邊坡演化過程為例。
2. 本研究針對五種基本坡形進行模擬，所建構的邊坡演化模型只要有使用擴散模型，則至後期會發展成平緩的均夷坡形。
3. 本研究利用自動追蹤全測站儀進行坡面測量，並配合數值高程地形繪製不同時期的邊坡坡形，將各期邊坡疊合進行

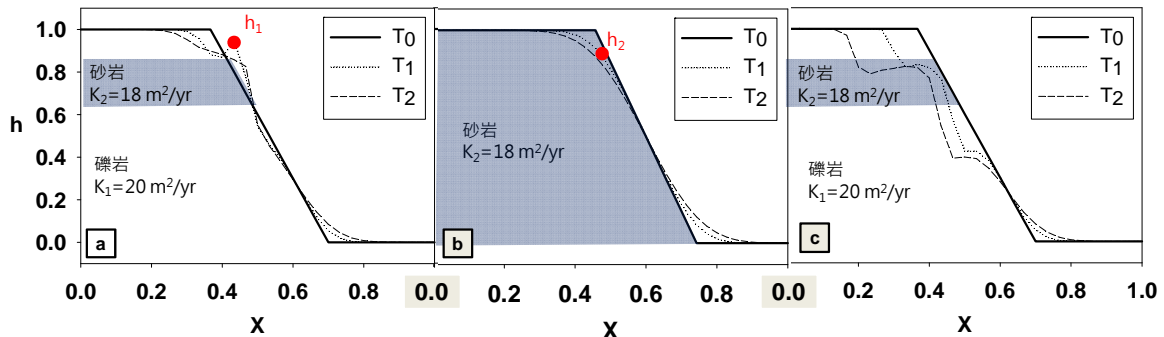


圖 11 非均質邊坡模擬結果

Figure 11 Simulation results of the non-homogeneous slope

- 探討。其結果顯示本研究區單一邊坡之地形演化可歸類為「減坡後退」。
4. 模擬結果邊坡發展成陡峭地形，符合該處受薄層砂岩層影響的局部地形。

誌謝

本研究承行政院國科會計畫 (NSC99-2218-E-005-003-) 之部分支持，作者表達感謝之意。

參考文獻

1. 中央地質調查所，「集水區地形及地質資料庫成果查詢系統」，<http://gwh.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-2/sys9/>。
2. 王鑫(1988)，「地形學」，聯經出版事業公司，第 113 頁。
3. 何春蓀(1986)，「台灣地質概論-台灣地質圖說明書」，經濟部中央地質調查所出版，第 100 頁。
4. 姜壽浩(2006)，「以局部穩定條件率定之土壤厚度估測模式」，國立台灣大學地理環境資源學系碩士論文。
5. 徐美玲(1999)，「階地邊坡形態與地形作用之關係」，地理學報，第 26 期，第 1-12 頁。
6. 陳培源(2008)，「台灣地質」，台灣省應用地質技師公會出版，第 20-12 頁。
7. 陳燕龍(2009)，「應用現地掃描與攝影測量於空間土石變異量之可行性研究-以藤枝林道 3.5K 下方坡面為例」，國立中興大學土木工程學系碩士論文。
8. 鄭遠昌(2004)，「地形變遷之研究~以苗栗火炎山地區為例」，國立台灣大學地理環境資源學系碩士論文。
9. Clarke, B. A. and D. W. Burbank (2010), "Evaluating hillslope diffusion and terrace riser degradation in New Zealand and Idaho," *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-17.

10. Culling, W. (1960), "Analytical theory of erosion," *Journal of Geology*, 68: 336-344.
11. Heimsath, A. M., D. J. Furbish and W. E. Dietrich (2005), "The illusion of diffusion: Field evidence for depth-dependent sediment transport," *Geological Society of America*, 33: 949–952.
12. Kirkby, M. J. (1971), "Hillslope process-response models based on the continuity equation," *Special Publication Institute of British Geographers*, 3: 15–30.
13. Kooi, H. and C. Beaumont (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): 191-209.
14. Martin, Y. (2000), "Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations," *Geomorphology*, 34: 1-21.
15. Pelletier, J. D. (2008), "Quantitative Modeling of Earth Surface Processes Cambridge," Cambridge University Press, 296p.
16. Reneau, S. L., and W. E. Dietrich (1991), "Erosion rates in the southern oregon coast range: Evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield," *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 307-322.
17. Roering, J. J., J. W. Kirchner and W. E. Dietrich (1999), "Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology," *Water Resources Research*, 35: 853–870.
18. Skianis, G. A., D. Vaiopoulos and N. Evelpidou (2008), "Solution of the linear diffusion equation for modelling erosion processes with a time varying diffusion coefficient," *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 1491–1501.
19. Young, A. (1972), "Slopes," *Edinburg: Oliver and Boyd*, 288p.

100 年 06 月 17 日收稿

100 年 06 月 21 日修改

100 年 06 月 29 日接受