

以定率法評估集水區山崩臨界雨量

譚志豪¹ 陳境璇² 冀樹勇³ 蘇泰維⁴ 李錦發⁵ 費立沅⁶

- 1.中興工程顧問社大地工程研究中心水文地質模擬組 組長
- 2.中興工程顧問社大地工程研究中心水文地質模擬組 研究員
- 3.中興工程顧問社大地工程研究中心 經理
- 4.經濟部中央地質調查所環境與工程地質組 科員
- 5.經濟部中央地質調查所環境與工程地質組 科長
- 6.經濟部中央地質調查所環境與工程地質組 組長

摘 要

本文採用定率法推估集水區山崩臨界雨量。模式分析首先由降雨特性開始探討，進而求解降雨期間淺層風化層之未飽和入滲，以估算暫態地下水位之上升幅度，並進一步利用極限平衡法評估地下水位變化對邊坡穩定性之影響。最終透過多次颱風事件之山崩目錄率定模式之各項力學及水力參數，大幅提昇模式之正確性及準確度。定率式分析法具有明確的物理意義與力學機制，且可廣納多項地文及水文因子於空間與時間之變異性，除能評估各邊坡單元在特定降雨條件下之崩塌潛勢之外，並藉由邊坡安全係數臨界值之觀念反向推得各地區之山崩臨界雨量、臨界崩壞比及再崩潛勢，其成果可供後續防、減災措施及保全策略擬定之參考。

關鍵字：臨界雨量、山崩、定率法、預警。

A Deterministic Method for Estimating Critical Rainfall Thresholds of Landslides in the Watershed

ABSTRACT

In this paper, a deterministic method was adopted to estimate the critical rainfall thresholds of landslides in the watershed. Based on the deterministic method, we perform a case study of Wu River watershed in the central Taiwan on establishing an early warning system for regional rainfall-induced landslides. The system is applied to predict the triggered time and the spatial distribution of rainfall-induced shallow landslides. To consider the regional rainfall-induced shallow landslides, this study adopted the Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Slope-stability model (TRIGRS) that couples an infinite-slope stability analysis with a one-dimensional analytical solution for rainfall infiltration. The model considers the conditions of topography, geology, groundwater level and weathered layer depth, the characteristics of physics, mechanics and hydrology, and the spatial distribution of rainfall intensity in detail. Furthermore, the 3S (GPS, GIS and remote sensing) framework are also combined to calibrate and verify the model through several typhoon-triggered landslide events. Simultaneously, the rainfall threshold, the critical ratio of landslide, and the susceptibility of landslide for each subwatershed could be obtained by the prediction using the model. The results demonstrated that good agreement was found between predicted shallow landslides and the inventory from RS imageries. The preliminary findings could be a good reference to establish an early warning system of landslides.

Key Words: Critical Rainfall, Landslides, Deterministic Analysis, Warning System.

一、前言

近年來全球氣候異常，水文極端現象明顯，再加上台灣先天上具有地形陡峻、地質複雜且豪雨集中等特性，故每逢暴雨常釀成規模不等的坡地災害，嚴重危害民眾生命與財產安全。為此，相關權責單位正急思一套有效的山崩預警系統，以擬定相關的防治與保全對策。山崩預警系統的參考指標有很多，諸如：降雨強度、累積雨量、地下水水位抬升量、地表變形量、地中變形速率等。為能早一步發揮示警功效，普遍採用降雨指標作為預警系統之參考依據。為達預警目的，首先須先推估邊坡開始產生崩塌狀態之臨界降雨條件，以作為後續訂定警戒值或行動值之訂定基準。

針對坡地發生岩屑崩滑之臨界雨量評估，本文採用定率法進行。分析程序先探討降雨特性，乃至求解風化層之未飽和入滲問題，再進一步透過極限平衡法評估暫態地下水變化對邊坡穩定性之影響，最終透過輸入不同重現期累積雨量進行區域性降雨促崩分析，藉以評估集水區各區域山崩臨界雨量。除建立一套可評估廣域集水區山崩臨界雨量之分析模式外，另探討集水區邊坡在不同的暴雨條件下坡地之可能崩塌位置、規模及崩塌潛勢，可提供後續相關的預警準則及保全對策擬定時之參考。

二、山崩臨界雨量研究現況

2.1 臨界雨量

臨界雨量 (Critical Rainfall) 定義為誘發山崩之最小累積降雨量，即在降雨事件期間，自降雨強度開始明顯增加，至邊坡開始發生崩塌為止之累積降雨量。又依據研究尺度之不同而分為：全域性 (Global)、區域性 (Regional) 及局部性 (Local) 三類臨界雨量 (Guzzetti et al., 2005)。其中，全域性臨界雨量係採用跨地區之降雨促崩資料評估山崩臨界雨量，因此其結果不受地區差異影響而一體適用，惟其成果可能是極保守之下限值。至於區域性臨界雨量則需考量各區域氣象、地質及地文等特性對坡地穩定性之影響，故評估所得之臨界雨量將受上述條件所影響而有區域性之差異。至於局部性臨界雨量則多以局部單一邊坡案例作為研究對象，探討累積雨量達某局部性臨界雨量後則邊坡會開始產生破壞。本研究屬區域性臨界雨量研究，研究對象以流域內各集水區為主，並推估各集水區之山崩臨界雨量。

除了上述定性說明臨界雨量之基本定義及其適用範圍之外，為求得山崩臨界雨量門檻值 (Rainfall Threshold)，則需透過定量方式予以評估。傳統上，山崩臨界雨量之評估可透過統計法 (Statistical Approach) 或定率法 (Deterministic Approach) 進行，兩者概念不同，茲將其差異說明於后。

2.2 統計法

統計法係利用過去山崩歷史資料與當時降雨特性資料，包括降雨強度、降雨延時、累積雨量或前期雨量等特性參數，透過統計分析方法推估發生山崩時之臨界降雨特性。以統計法評估臨界雨量之研究最早可溯自 Caine (1980)，該研究蒐集 73 個世界各地山崩土石流案例之降雨強度與降雨延時資料，並根據資料下限值統計迴歸出一條線性關係曲線，視為臨界線

(Critical Line)，並將其應用在評估土石流之發生門檻值。後來陸續有許多研究基於此觀念推廣應用在判定山崩及土石流發生條件判定及訂定相關警戒準則之用。

統計法依據選定之特性參數不同，其推估臨界雨量模式可再區分為：(1)降雨強度-累積雨量、(2)降雨強度-降雨延時、(3)累積雨量-降雨延時及(4)降雨強度-前期雨量等四種配對方式作為臨界雨量之判定指標 (Keefer et al., 1987; Terlien, 1998; Jakob & Weatherly, 2003)。針對上述指標之配對組合，將各降雨事件特性資料繪製於圖上(例如降雨強度-累積雨量圖)，其中降雨誘發山崩之降雨事件與未誘發山崩之降雨事件以不同的符號表示。再透過統計方法將兩類事件以迴歸線區隔開，視該迴歸線為降雨臨界曲線。當未來某場預測降雨事件之降雨特性達到降雨臨界曲線以上時，則推定該場預測降雨引致山崩之發生機率相當高；反之，則發生崩塌之機率明顯較低。

2.3 定率法

定率法係以物理模型結合力學理論推估山崩時之降雨特性。自降雨落於坡面後，雨水經由入滲作用進入地中，造成坡地內部力學性質的改變(例如單位重增加、孔隙水壓上升、剪力強度降低等)，進而影響邊坡穩定性。當邊坡穩定性達到臨界破壞時，往往開始造成岩體滑動或崩落進而形成山崩災害。因此降雨誘發山崩之機制應與邊坡之岩土成份、組構、含水量及入滲等特性有著密切的關係，上述因素將影響山崩發生的時間與規模 (Iverson, 2000; Godt, 2004; Savage et al., 2004)。

此法首先需整合坡地水文及地質特性資料以建立物理模型。隨後再輸入降雨歷程，並透過未飽和傳輸理論評估降雨入滲對地下水壓之影響程度。再採用極限平衡法求得邊坡單元之穩定性隨水壓之變化。最終輸入不同大小的降雨量，計算出邊坡穩定性達極限狀態時(即安全係數 $FS=1$) 所對應之累積雨量，該雨量即視為該邊坡單元之山崩臨界雨量 (Montgomery & Dietrich, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Terlien, 1998; Chen et al., 2005; Salciarini et al., 2006; Tan et al., 2008)。

由於台灣地區山崩與其相連結之降雨資料相當缺乏且不易取得，各利用統計方法推估計畫區內驅動山崩發生之臨界雨量，其精度恐嫌不足。本計畫在山崩臨界雨量推估上主要採用定率式方法，利用區域性降雨促崩潛勢分析模式 TRIGRS 評估集水區內各邊坡單元於臨界滑動狀態下之降雨促崩門檻值。

三、定率式臨界雨量分析理論

3.1 區域性山崩臨界雨量定義

本文所提及之區域性山崩臨界雨量係針對集水區範圍內各邊坡進行山崩臨界雨量評估。由於各區域邊坡受到氣象、地質及各項地文因子之影響而使發生崩塌之時間不盡然相同。因此，為定義區域性山崩臨界雨量，崩塌面積隨累積雨量之關係曲線斜率達急遽變化區段之累積雨量。

3.2 區域性降雨促崩分析模式建立

本文採美國地質調查所 (USGS) 發展之區域性暫態降雨入滲邊坡網格穩定分析模式 (Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-Stability Model, TRIGRS) 進行集水區坡地降雨促崩潛勢分析 (Baum et al., 2002)。TRIGRS 模式乃基於 Iverson (2000) 之研究成果發展而來，旨在求解區域內各無限邊坡網格在降雨入滲條件下邊坡安全係數隨孔隙水壓之變化情形。

該模式首先將集水區離散成眾多網格單元之組合，而各網格單元之初始地下水位、幾何特性 (如：坡度、土層厚度)、水文地質特性 (如：地表入滲率、透水係數、擴散係數及剪力強度參數等) 及降雨強度延時等參數值均可隨空間或時間設定為不同之分布型態，再透過求解 Richards 未飽和流動方程式評估降雨入滲之坡地對孔隙水壓 (或含水量) 之變化，即：

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \frac{d\theta}{d\phi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\phi) \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \sin \alpha \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\phi) \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\phi) \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - \cos \alpha \right) \right] \quad (1)$$

式中， ϕ 為地下水壓力水頭， θ 為含水量， t 為時間， x 、 y 、 z 分別為三個直角座標方向， α 為坡角， K_x 、 K_y 、 K_z 分別為三方向之透水係數。

TRIGRS 模式將集水區離散成眾多網格單元之組合，各網格單元之初始地下水位、水文地質特性 (如：地表入滲率、水力傳導度、水力擴散度及剪力強度參數等) 及降雨強度延時等參數值均可隨空間或時間設定為不同，再透過求解 Richards 未飽和流動方程式即可獲得降雨期間各網格之暫態地下水位變動。待求得暫態地下水位分布後，結合極限平衡理論即可求得各邊坡網格於此降雨入滲期間安全係數之變化。TRIGRS 模式考慮暫態地下水壓力水頭變化可由下列公式表示 (Baum et al., 2002)，該式可透過值選定來通盤考量均質無限邊坡或有限深度內存在相對不透水基岩之狀況，即：

$$\begin{aligned} \phi(Z, t) = & [Z - d_z] \beta \\ & + \frac{I_{nz}}{K_z} H(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}} \\ & + 2 \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ ierfc \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} - (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] + ierfc \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} + (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \\ & - \frac{I_{nz}}{K_z} H(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}} \\ & - 2 \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ ierfc \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} - (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] + ierfc \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} + (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \end{aligned} \quad (2)$$

式中， ϕ 為地下水壓力水頭， Z 軸垂直向下為正， t 為時間，等式右邊第一項 $[Z - d_z] \beta$ 為穩態時之地下水壓力水頭分布，其餘項為暫態地下水壓力水頭分布。 $Z = z / \cos \alpha$ ， z 為垂直坡面方向、 α 為坡角， d_z 為穩態地下水位之深度， d_{Lz} 為不透水邊界沿 Z 軸方向之深度， $\beta = \lambda \cos \alpha$ ， $\lambda = \cos \alpha - (I_z / K_z)_{LT}$ ：沿 Z 軸

方向之長期穩態地表流量， K_z 為沿 Z 軸方向之飽和水力傳導度， I_z 為沿 Z 軸方向之穩態入滲率， I_{nz} 為降雨期間各延時區間之降雨強度， $D_1 = D_0 \cos^2 \alpha$ ， D_0 為飽和水力擴散係數， N 為總區間數目， $H(x)$ 為 Heavyside 步階函數， $ierfc(\eta)$ 為互補誤差函數。而極限平衡法係透過無限邊坡穩定性分析理論，代入坡角 α 、土與水之單位重 γ_s 、 γ_w 、暫態地下水壓力水頭 $\phi(Z, t)$ 及風化土壤剪力強度參數 c 與 ϕ 後，解得各網格單元之崩塌安全係數為：

$$F_s = \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} + \frac{c - \phi(Z, t) \gamma_w \tan \phi}{\gamma_s Z \sin \alpha \cos \alpha} \quad (3)$$

此外，TRIGRS 模式又針對 Iverson (2000) 之研究成果增加了下列條件限制，以確保入滲期間地下水位不至高出地表，即：

$$\phi(Z, t) \leq Z \beta \quad (4)$$

透過式(2)至式(4)即可獲得降雨期間各網格之暫態地下水位變動。待求得暫態地下水位分布後，結合極限平衡理論即可求得各邊坡網格於此降雨入滲期間安全係數之變化，其原理如圖 1 所示。

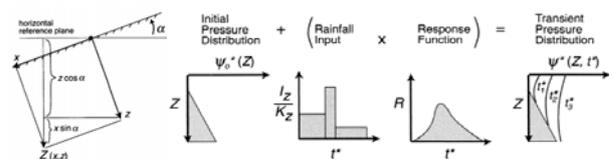


圖 1 TRIGRS 模式分析原理示意圖

3.3 模式率定與驗證

進行集水區廣域降雨促崩模式分析時，由於現地調查、試驗及監測之數量往往受限於執行經費與規模而未臻充足，使得模式分析結果可能存在著模型概念化、水文地質參數給定及統計資料運用等階段所產生之不確定性。因此有必要針對模式進行參數率定，以確保模式分析之正確性及準確度。所謂模式率定係透過反算分析方法找出模式內各地質分區最適當的物理、力學及水文地質參數。模式率定程序係結合最佳化手法反覆修正各參數至誤差縮小至工程可接受之精度為止。誤差估算係透過比對模式分析所得之崩塌網格位置與既有暴雨事件誘發之崩塌位置，並透過誤差矩陣法 (Stehman, 1997) 量化模式分析之正確率。

待廣域降雨促崩模式建置完成且相關水文地質及力學參數通過率定後，仍須透過模式驗證以確保模式之正確性及適用性，方可用來預測未來於特定降雨條件下集水區範圍坡地之穩定性與崩塌潛勢。本文選取一場造成嚴重山崩災害之颱風事件率定模式及分析所需參數後，再挑另一場曾發生顯著崩塌之降雨事件輸入其降雨歷時資料並進行降雨促崩模式分析，最終將模式分析結果與該事件實際造成之崩塌位置比對，以驗證本模式分析於預測重大降雨事件崩塌位置與規模之正確性與準確度。

3.4 臨界崩壞比與再崩潛勢評估

使用定率法評估山崩臨界雨量之另一項優點為可同時獲得兩項重要崩塌特性參數：(1)臨界崩壞比、及(2)暴雨再崩潛勢。所謂臨界崩壞比係指集水區範圍內之崩壞比(崩塌面積除以總面積)不再隨累積雨量增加而急遽上升，甚至趨於平穩時之崩壞比。

至於暴雨再崩潛勢則定義為當降雨量不斷增加甚至超過該區域之山崩臨界雨量後，區域內崩塌面積仍再持續增加之可能潛勢。有關臨界崩壞比及暴雨再崩潛勢之說明詳見本文研究案例。

四、研究案例

4.1 研究區域概述

烏溪位於台灣中西部，發源於中央山脈合歡山(高程為3,417公尺)西麓，北鄰烏溪流域，南接濁水溪流域，東以中央山脈與太魯閣沿海河系為界。烏溪主流全長約119.13公里，流域面積約為2,025.6平方公里。溪流沿線支流密佈，包括南港溪(眉溪)、北港溪、貓羅溪、大里溪水系及筏子溪，詳見圖2。

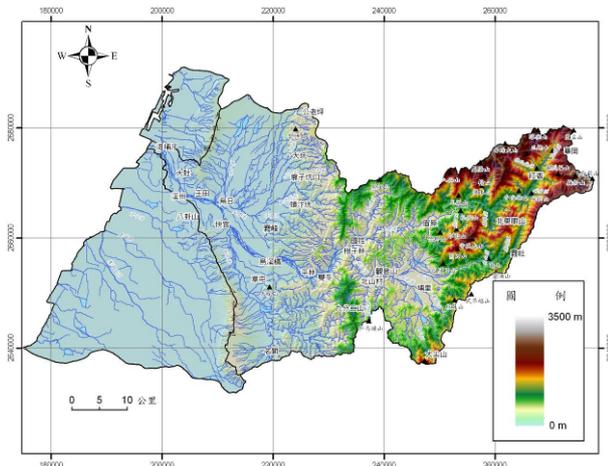


圖2 烏溪流域水系及地形高程分布

4.2 水文地質概述

本流域位於台灣島的中部地區，出露地層之生成年代由東向西逐漸年輕；依既有之研究，在中生代末或第三紀初期，臺灣島開始下沉，本流域範圍為新形成的沉積盆地之一部份；於始新世時，流域東側區域可能堆積有大陸邊緣洪泛平原以石英砂層為主的堆積物(十八重溪層、達見砂岩、玉山主山層、佳陽層、眉溪砂岩及白冷層)，這些沉積物以不整合覆蓋於先前的變質雜岩系之上。至漸新世因海侵所形成之淺海環境，則沈積了源自於西北方以泥質沉積物為主(水長流層與粗坑層)的材料，而後續之海退及海進加厚了這些以砂質及泥質沉積物為主的材料。直至中新世沉積作用仍持續進行，提供了形成了廬山層的堆積材料。中新世時於在台灣西部盆地經歷之三次海進與海退，沉積了本流域的粗坑層、十四股層、炭寮地頁岩、石門層、猴洞坑層、樟湖坑頁岩、深坑砂岩、福隆園層、南莊層及桂竹林層等。上新世晚期至更新世時的造山運動—蓬萊運動使原沉積於雪山山脈區的岩層受到變質作用，形成硬頁岩或板岩與變質砂岩，即本

流域中的水長流層與白冷層(十八重溪層、達見砂岩、玉山主山層、佳陽層及眉溪砂岩)。而位於中央山脈區的岩層則形成硬頁岩與板岩，即前述之廬山層，這些變質岩層中有緊密的褶皺與斷層，以及次生葉理的發育。第四紀初期以來板塊間聚合作用的發生，提供了本區強烈造山運動擠壓應力的來源，此種板塊的推撞一直延續至今仍在進行(中興工程顧問股份有限公司，2008)。

烏溪流域降雨量的時間分布，以六分寮雨量站為例，一年之中主要的雨季多集中，在5至9月，大約佔全年雨量的79%，而6月至8月降雨量更是佔了整年總平均降雨量57%。在流量方面，以烏溪橋觀測站為例，平均年逕流量約為1777百萬立方公尺，豐枯期明顯，其中豐水期約佔75%，與雨量所佔得比例大致相同(財團法人中興工程顧問社，2008)。

4.3 分析參數圖層建立

本文考量GIS系統之空間概念化、資料開放性、格式相容性及系統互通性等特點，選擇採用GIS系統做為主要分析工作平台，進行資料數化、儲存、圖層套疊、整合分析及展示查詢，以建立TRIGRS程式所需之輸入參數圖層。

首先透過GPS系統將地表高程測量、現地調查與試驗位置及既有參數資料庫等資訊透過三維坐標方式予以標定連結；再透過GIS系統分層建立研究區域之各類分析圖層，包括地理空間資訊(高程、坡度、坡向)、地質資訊(地質分區、地質構造)、水文資訊(地下水分布、雨量分布)、土工資訊(物理性質、強度特性、水力特性)；再利用ArcGIS所提供之空間分析功能(Spatial Analysis)將上述資訊透過運算(如克利金法、或徐昇氏多邊形法)及資料格式轉換將Raster網格式資料轉換為TRIGRS模式輸入所需之ASCII格式，以進行後續降雨促崩潛勢分析。最終將分析成果結合RS(Remote Sensing)衛星影像、航空照片等圖層進行交叉套疊分析以驗證分析成效。茲將本研究區域應用上述3S技術所製作之各項圖層介紹如下。

4.3.1 坡度

烏溪流域地勢陡峻，高程落差大，研究區域內除河谷鄰近區域外，扣除平原區邊坡坡度多介於20至47度間，流域內最陡處坡角可達79度。透過烏溪流域之數值地形模型資料建立坡度圖層，如圖3所示。

4.3.2 力學參數及水文地質參數

根據烏溪流域1/50000流域地質圖草圖(中興工程顧問股份有限公司，2008)，烏溪流域可分為多個地質單元，包括砂丘沖積層、山麓緩斜面堆積物、階地堆積層、紅土台地堆積層、頭嵙山層火炎山段、頭嵙山層香山段、卓蘭層、錦水頁岩、桂竹林層、南莊層、福隆園層、深坑砂岩、猴洞坑層、樟湖坑頁岩、石門層、炭寮地頁岩、十四股層、粗坑層、水長流層、白冷層、廬山層、眉溪砂岩、佳陽層、玉山主山層、達見砂岩、十八重溪層廬山層、乾溝層、大桶山層、四稜砂岩層等，其分布位置可參考圖4。根據過去研究區域內各岩層之既有參數資料庫顯示，各地質分區淺層土壤之力學參數與水力參數如表1所示。

表 1 烏溪流域各地層分區之材料參數

地層分區*	γ_i	c	ϕ	K	D	I_z
	(kN/m ³)	(kPa)	(°)	10 ⁻⁶ (m/sec)	10 ⁻⁴ (m ² /sec)	10 ⁻⁸ (m/sec)
砂丘	23.0	10	29	0.05	0.1	0.05
沖積層	18.6	13.5	26	0.1	0.2	0.1
山麓緩斜面堆積物	20.0	11.5	28	0.2	0.4	0.2
階地堆積層	18.0	20	26	0.05	0.1	0.05
紅土台地堆積層	19.0	22.1	30	0.083	0.16	0.083
頭嵙山層火炎山段	26.0	9.3	26	0.062	0.12	0.062
頭嵙山層香山段	21.0	11.2	24	0.04	0.008	0.04
卓蘭層	22.4	11.3	31	0.5	1	0.5
錦水頁岩	23.4	7.2	30	0.015	0.03	0.015
桂竹林層	23.4	19.4	25	0.0001	0.0002	0.0001
南莊層	21.0	11.2	26	0.002	0.04	0.002
福隆園層	26.0	12.8	28	0.007	0.014	0.007
深坑砂岩	24.0	12.8	28	0.002	0.004	0.002
猴洞坑層	23.0	9.8	34	0.0065	0.012	0.007
樟湖坑頁岩	23.0	12.8	33	0.0025	0.005	0.0025
石門層	20.0	10.2	26	0.003	0.006	0.003
炭寮地頁岩	23.0	9.2	26	0.0025	0.0056	0.0025
十四股層	26.0	11.5	26	0.0002	0.0005	0.0002
粗坑層	25.0	18.5	29	0.012	0.024	0.012
水長流層	26.0	10.8	27	0.0058	0.016	0.0058
白冷層	26.0	9.6	30	0.0184	0.0037	0.0184
廬山層	27.0	19.8	28	0.0002	0.00004	0.0002
眉溪砂岩	26.0	17.6	27	0.0025	0.005	0.0025
佳陽層	26.0	10.5	31	0.0018	0.0036	0.0018
玉山主山層	27.0	10.8	30	0.0045	0.009	0.0045
達見砂岩	27.0	9.8	30	0.0002	0.0004	0.0002
十八重溪層	27.0	12.8	28	0.0001	0.0003	0.00001

*註：分析參數是以地層分區之表層風化土層為主。

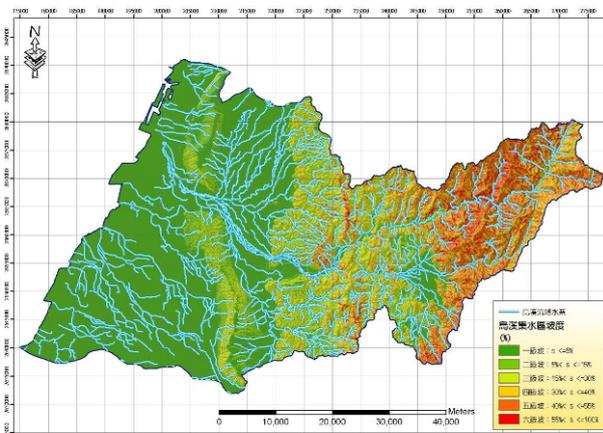


圖 3 坡度分布

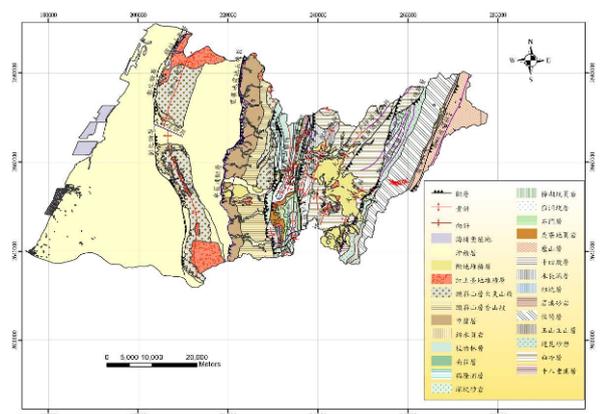


圖 4 水文地質參數之地質分區

4.3.3 淺層土壤厚度

就地形學的觀點而言，當坡度愈陡時，其風化殘餘土層之厚度愈薄。反之，當坡度愈緩則其厚度愈厚。本文除實際針對研究範圍進行風化土層厚度調查外，亦累積相關文獻資料 (Delmonaco et al., 2003; Salciarini et al. 2006) 進行統計，獲得本研究區域可能發生岩屑崩滑之淺層土壤厚度分布，如圖 5 所示。

4.3.4 初始地下水位

集水區廣域降雨促崩模式分析主要考慮當豪雨事件發生時，淺層可能滑動層內之水壓變化情形，進而評估水壓對邊坡穩定性之影響程度，故於分析時需考慮風化土層內初始之水壓分布狀況。本研究採用 SINMAP 模式 (Pack et al., 2002) 計算風化土層內之初始飽和度，其利用比集水面積配合坡度及地下水穩態補注量作為推估孔隙水壓的有效參數。根據上述模式，可求得大範圍集水區面積內各單元土體之飽和水位線位置，即視為淺層風化層之初始水位高度，如圖 6 所示。

4.3.5 分析颱風事件

本文以桃芝颱風及敏督利颱風為研究事件，探討兩次暴雨事件對烏溪流域坡地穩定之影響。桃芝颱風事件收集包括上谷關、松茂等 33 個雨量站之時雨量資料，而敏督利颱風則選用白冷、梨山等 23 個雨量站之時雨量資料做為促崩因子。舉研究區域內之雪嶺測站為例，桃芝颱風期間所量測到之時雨量柱狀圖如圖 7(a)所示。至於降雨強度之空間分布則又隨降雨延時而異，以桃芝颱風降雨尖峰期間之雨量空間分布為例，研究區域內特定小時之雨量分布如圖 7(b)所示。因此，進行降雨促崩分析時，上述之降雨時空分布差異均需納入考量。圖 8(a)與 8(b)則為敏督利颱風期間之時雨量柱狀圖及特定小時之雨量分布圖。

由於台灣地區之雨量站並非平均分布，特別是山區，因此大區域降雨分布情形需透過分區計算平均降雨量方式進行。為進一步考慮後續山崩警戒雨量之訂定，故本研究採用徐昇氏多邊型法，此法考慮雨量站之空間分佈效應，其精確度較平均法合理，再山區有限的雨量站資料條件下較為適用。

4.3.6 災害事件山崩目錄

在建立降雨促崩潛勢分析模式時，主要透過反算方式率定研究範圍各分區之力學參數及水文地質參數，分析結果須與現地實際發生崩塌之區域進行比對，以瞭解模式分析之準確度。本文採用桃芝颱風事件及敏督利颱風事件之山崩目錄進行後續模式率定與驗證工作。

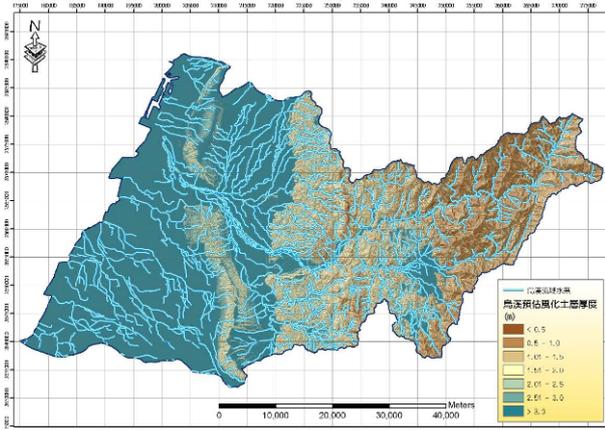


圖 5 風化土層厚度分布

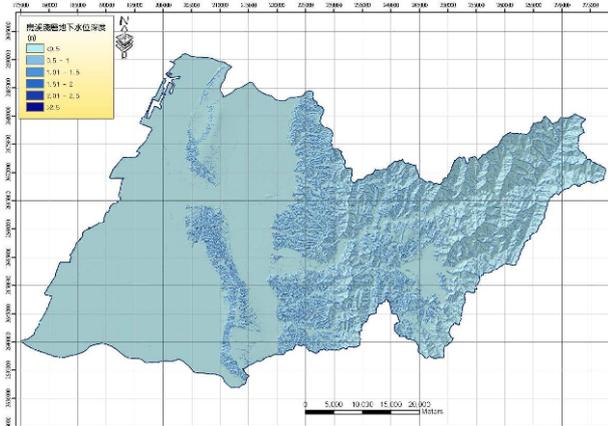


圖 6 地下水位分布圖

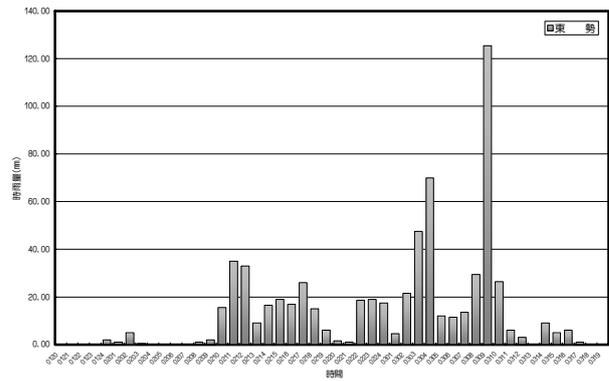


圖 8(a) 敏督利颱風期間東勢氣象站時雨量雨柱圖

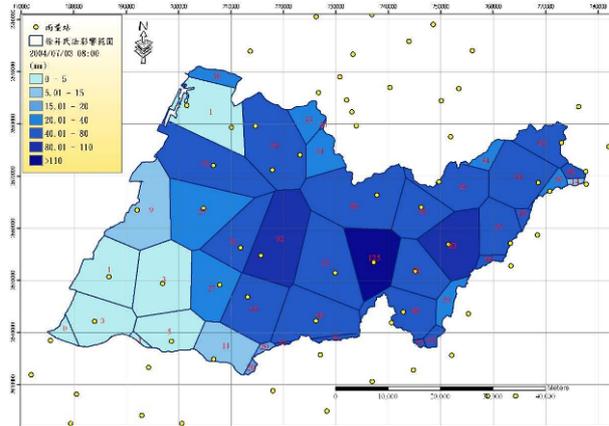


圖 8(b) 烏溪流域雨量分布圖
(敏督利颱風 2004/07/03 08:00)

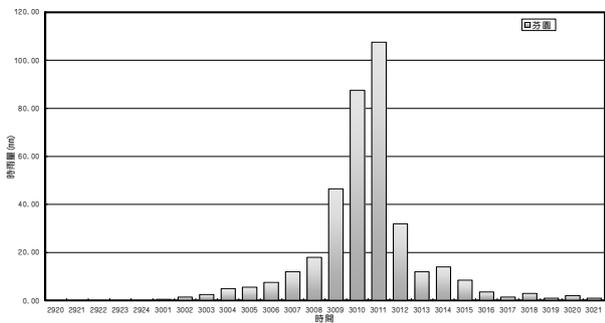


圖 7(a) 桃芝颱風期間芬園氣象站之時雨量雨柱圖

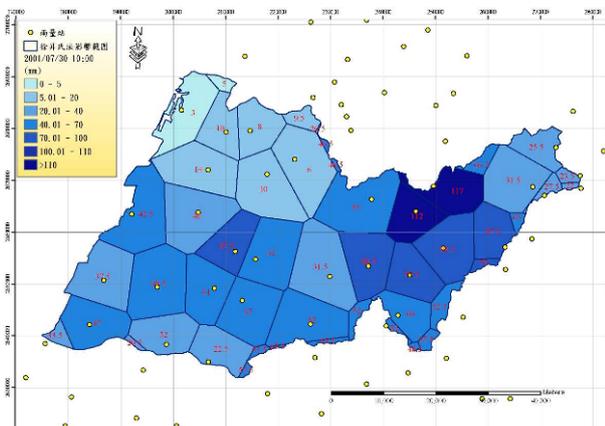


圖 7(b) 烏溪流域雨量分布圖
(桃芝颱風 2001/07/30 10:00)

4.4 模式率定與驗證成效

為瞭解分析結果之準確度，需與桃芝颱風實際發生之山崩做一套疊比對，圖 9 中黑色區塊為崩塌地範圍，約有 7856 處，圈繪總面積為 19.97 平方公里。可得到在空間分布上，實際發生山崩之崩塌地單元有被模式計算出安全係數小於 1.0 之比例為 90%；同時分析其崩塌與非崩塌之網格式數（如表 2），並計算其山崩正確率為 72.5%、非山崩正確率 96.43%、總正確率 96.22%（此正確率之計算已扣除平原區，共除 665,023 個網格式數），分析結果均在率定原則之內，尚於可接受之範圍。

為掌握模式預測結果之準確程度，分析結果須與敏督利颱風期間實際發生崩塌之範圍做一套疊比對（詳圖 10），黑色區塊為實際崩塌範圍，計 14973 處崩塌地，圈繪總面積為 12.68 平方公里。模式分析結果可獲得在空間分布上有 92% 以上之崩塌地被模式評估出崩塌網格式數（安全係數小於 1.0）落於其中；同時以集水區範圍統計出模式分析所得之崩塌與非崩塌網格式數（如表 3），模式分析山崩面積率為 72.23%、非山崩正確率為 95.92%、總正確率為 95.78%（此正確率之計算已扣除平原區，共 665,023 個網格式數），驗證本模式在敏督利颱風崩塌預測之正確性及準確度均在可接受之範圍。

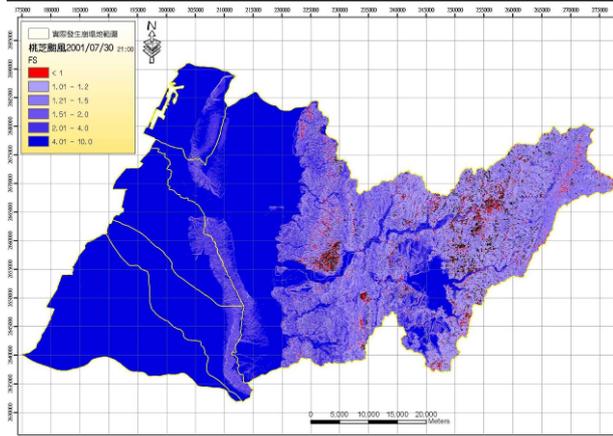


圖 9 烏溪流域模式率定結果與桃芝颱風山崩目錄之套疊比對

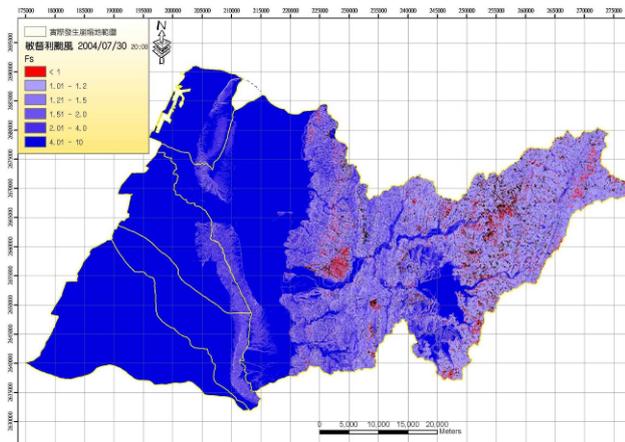


圖 10 烏溪流域模式驗證結果與敏督利颱風山崩目錄之套疊比對

表 2 烏溪流域模式率定成果(桃芝颱風)

總網格數 1282116		模式預測結果(網格數統計)	
		(FS ≤ 1)	(FS > 1)
實際 狀況	已崩塌	7911	3003
	非崩塌	45406	1225796
山崩正確率為72.5%、非山崩正確率96.43%、總正確率96.22%			

表 3 烏溪流域模式驗證成果(敏督利颱風)

總網格數 1282116		模式預測結果(網格數統計)	
		(FS ≤ 1)	(FS > 1)
實際 狀況	已崩塌	5520	2122
	非崩塌	51904	1222570
山崩正確率為72.23%、非山崩正確率95.92%、總正確率95.78%			

4.5 集水區山崩臨界雨量評估

為進一步掌握流域內各區域之促崩雨量，本文透過區域性降雨促崩模式評估各區域之山崩臨界雨量。以下舉烏溪流域惠蓀(2)雨量站控制範圍之臨界雨量評估為例，具體說明本工作之內容與成果。

4.5.1 設計雨型

根據中央氣象局梨山雨量站降雨資料，透過位序法進行雨型分析，獲得惠蓀(2)雨量站 24 小時正規化雨型如圖 11 所示。

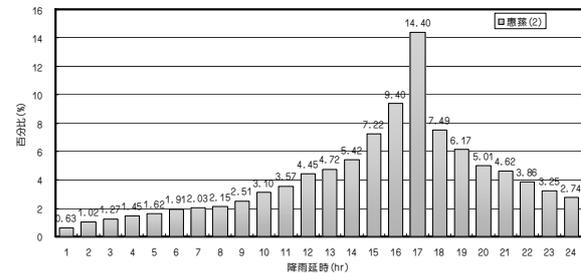


圖 11 烏溪流域惠蓀(2)雨量站之一日設計雨型

4.5.2 不同重現期降雨量分布

依據上述設計雨型逐一輸入不同重現期 24 小時累積總雨量至降雨促崩模式進行分析，藉以評估研究範圍內不同重現期不同延時累積雨量條件下該區域崩壞比隨降雨之變化。

本研究所使用之不同重現期不同延時累積降雨量係根據降雨頻率分析結果而來。本研究進行降雨頻率分析方法係參照「水利署水文分析報告作業須知」之規定，利用年最大值選用法 (Annual Maximum Series) 並採年最大降雨序列進行不同延時頻率分析，以常態、二參數對數常態、三參數對數常態、皮爾森 III 型、對數皮爾森 III 型及極端值 I 型等六種機率分布進行降雨頻率分析。各種分布最適性分析是依據平方差和 (Standard Square Error, SSE) 及標準差值 (Standard Error, SE) 來判定，若 SSE 和 SE 值愈小，則表示該分布愈合適。共計進行 2、5、10、25、50、100 與 200 年不同重現期搭配 1、24 與 72 小時降雨延時之降雨頻率分析。

利用頻率分析成果及克利金空間內插法，可建立出集水區各重現距各延時等雨量分布圖。圖 12 則以烏溪流域 200 年重現期 24 小時延時頻率分析成果為例所獲得之降雨量等值圖。圖 13 則為烏溪流域之徐昇氏雨量站網。

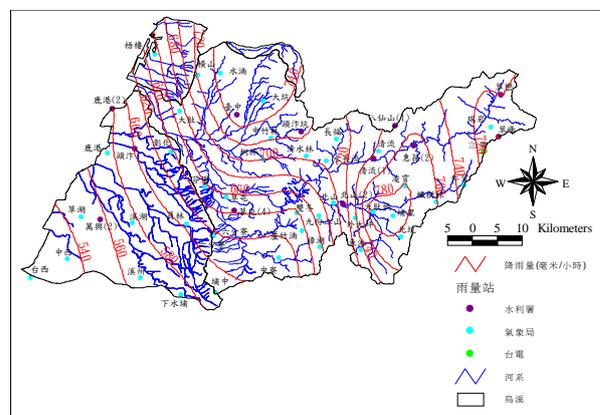


圖 12 烏溪流域 200 年重現期 24 小時累積雨量等值線分布(克利金法)

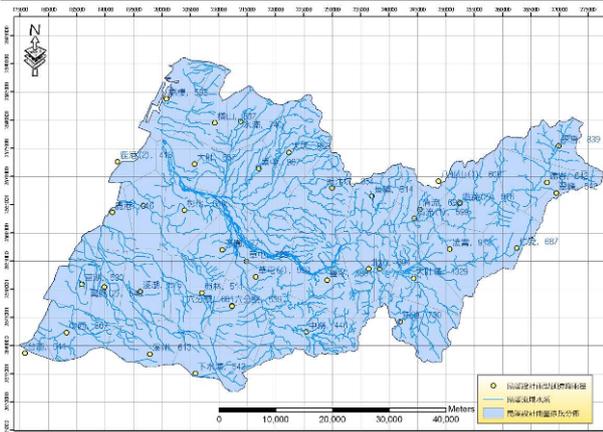


圖 13 烏溪流域之徐昇氏雨量站網

4.5.3 集水區山崩臨界雨量分布

將前述各雨量站設計雨型及不同重現期累積雨量輸入模式進行分析，最終可獲得控制範圍內崩塌面積比（崩壞比）隨累積雨量之變化關係，經由該關係曲線可找出當累積雨量超過某下限值後，崩壞比急遽增加，累積雨量直至某上限值後開始趨於穩定，該累積雨量區間範圍即可定義為山崩臨界雨量下限值及臨界雨量上限值。

舉惠蓀(2)雨量站控制面積為例，由圖 14 可看出當雨量累積約到 92mm 時，其崩壞比開始有明顯增加之趨勢，直到雨量累積至 332mm 開始趨於平緩。因此惠蓀(2)雨量站網控制範圍內之臨界雨量建議值介於 92mm 至 332mm 間。

針對烏溪流域內其他雨量站進行同樣分析，最終可獲得各徐昇氏雨量站網之山崩臨界雨量上、下限值評估成果，如圖 15(a)與圖 15 (b)所示。

此成果可應用在評估各區域發生淺層崩塌之臨界雨量，當未來某場降雨累積雨量超過所建議之臨界雨量下限值時，應開始密切注意該區域內是否陸續開始產生崩塌現象，而當累積雨量持續上升時，應特別注意此區域內崩塌面積與規模是否急遽上升。此成果可供後續擬定相關預警準則參考使用。

4.5.4 集水區臨界崩壞比與再崩潛勢評估

烏溪流域各雨量站網控制範圍之臨界崩壞比與再崩潛勢分析成果整理如圖 16 所示。圖 17 則舉其中仁愛雨量站網控制範圍為例，說明臨界崩壞比及再崩潛勢之定義。

若各雨量站控制範圍分析結果檢是其再崩潛勢高，意味著該範圍內各邊坡單元之地下水位仍隨著降雨入滲而升高，導致發生破壞之邊坡單元個數持續隨降雨而增加。反觀控制範圍之再崩潛勢低者，意味著該範圍內各邊坡單元之地下水位多已抬升至地表，而仍未發生崩塌之邊坡單元個數已不再隨累積雨量增加而有所變動。

圖 18 則為烏溪流域輸入 200 年重現期與 24 小時延時降雨條件下之降雨促崩潛勢分級成果，同時亦將各雨量站控制範圍之臨界崩壞比分析成果同時呈現在圖中。此成果除可預估於此降雨條件下之可能崩塌位置與規模外，亦可評估該範圍內之可能崩塌面積佔該範圍面積之比例，可供後續評估土砂量之相關研究

參考。

表 4 則為前述烏溪流域各徐昇氏雨量站網控制範圍之山崩臨界雨量、臨界崩壞比及再崩潛勢之成果整理。

綜合上述成果得知，烏溪流域之暴雨再崩潛勢多半為低或中等，但有部分區域之暴雨再崩潛勢為高，顯示這些區域在累積雨量超過臨界雨量後仍有可能再次發生第二階段之崩塌。

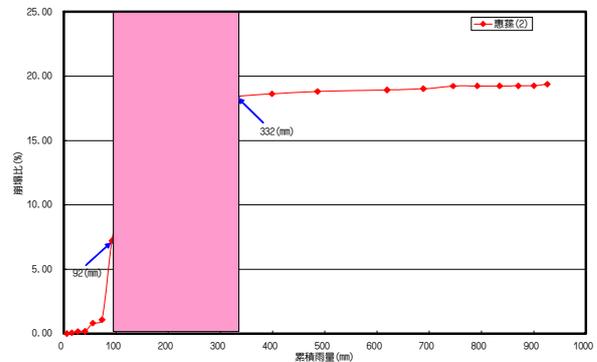


圖 14 惠蓀(2)雨量站控制範圍之臨界雨量值訂定

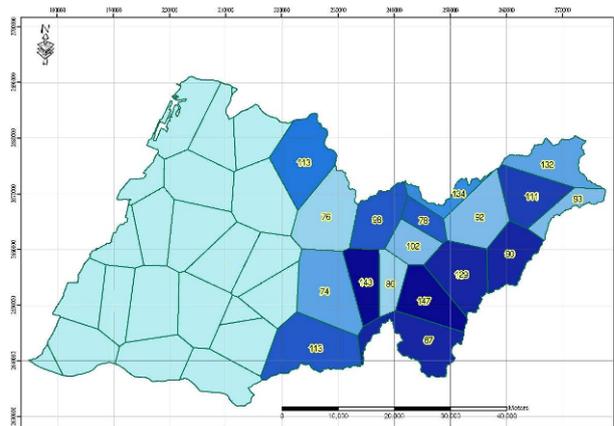


圖 15(a) 烏溪流域山崩臨界雨量建議下限值

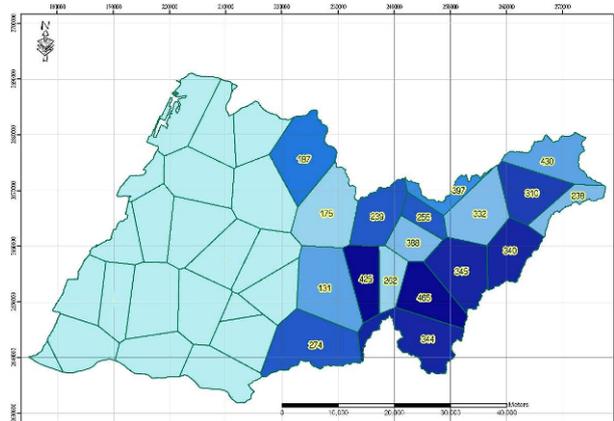


圖 15(b) 烏溪流域山崩臨界雨量建議上限值

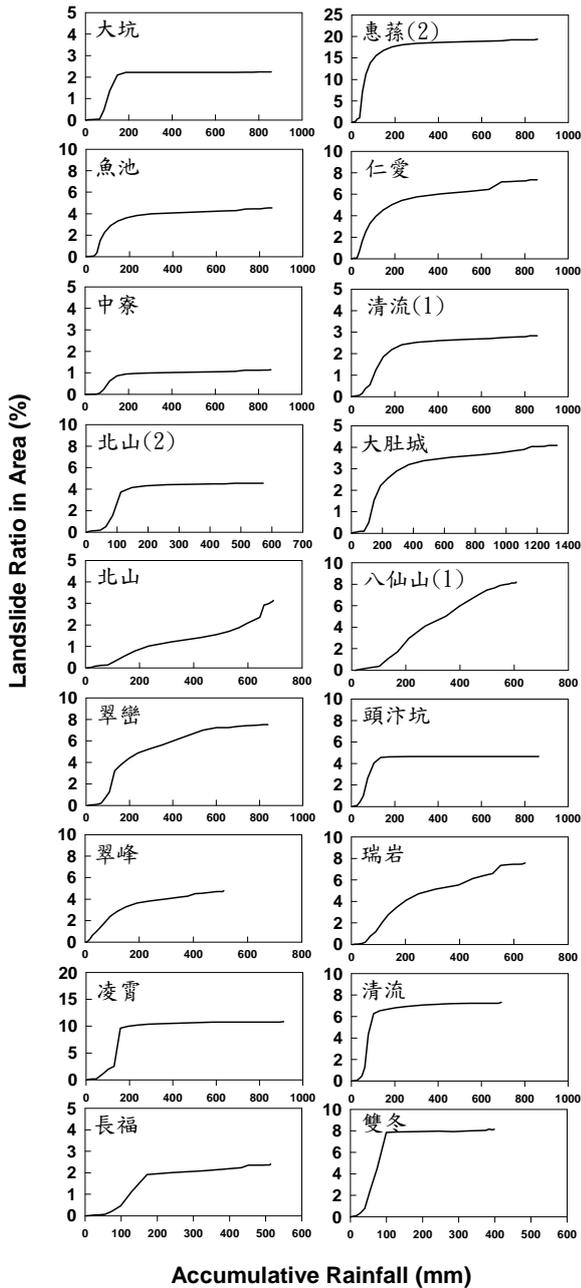


圖 16 烏溪流域臨界崩壞比及再崩潛勢評估成果

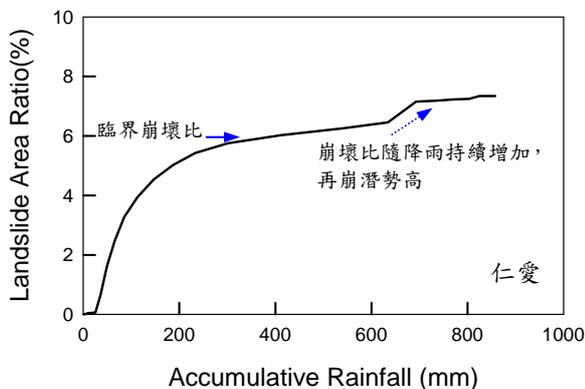


圖 17 臨界崩壞比及暴雨再崩潛勢示意圖

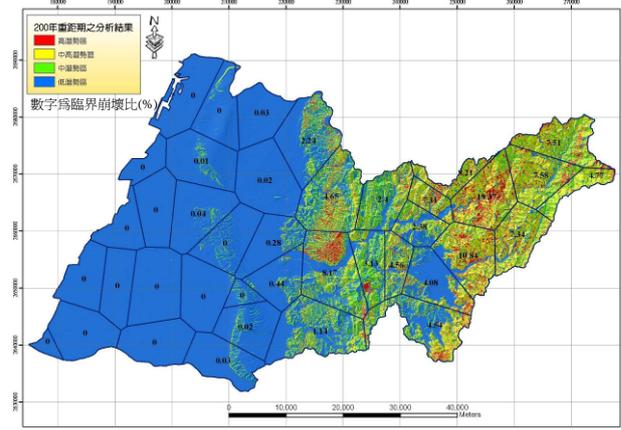


圖 18 烏溪流域 200 年重現期與 24 小時延時降雨條件之崩塌潛勢分級及臨界崩壞比預估成果

表 4 烏溪流域臨界雨量及再崩潛勢評估成果

雨量站 站號	徐昇氏 雨量站網 (站名)	臨界雨量 下限值 (mm)	臨界雨量 上限值 (mm)	臨界 崩壞比 (%)	暴雨 再崩潛勢
C1F970	大坑	2.24	113	187	低
00H810	惠蓀(2)	19.37	92	332	低
C1H910	魚池	4.54	67	344	中
C1H870	仁愛	7.34	90	340	高
C1H950	中寮	1.14	113	274	低
01H720	清流(1)	2.38	102	388	中
01H680	北山(2)	4.56	86	262	低
C1H890	大肚城	4.08	147	465	中
C1H930	北山	3.13	143	425	高
01F100	八仙山(1)	8.21	134	397	高
01H210	翠巒	7.51	132	430	低
01F680	頭汴坑	4.65	76	175	低
01H310	翠峰	4.77	93	238	中
C1H860	瑞岩	7.58	111	310	高
C1H880	凌霄	10.84	129	345	低
C1H900	清流	7.31	78	255	低
C1H920	長福	2.4	98	239	中
C1H940	雙冬	8.17	74	131	低

五、結論

綜合前述各項研究成果，可歸納以下結論：

1. 本文採用定率法進行廣域降雨促崩潛勢分析，並評估集水區山崩臨界雨量。模式分析可考量集水區地形、暫態地下水位、風化層厚度、風化層力學與水力特性以及降雨在空間與時間分布等因素，故能有效描述因暫態降雨入滲所引致之淺層崩塌機制。
2. 模式採 40m×40m 精度之 DEM 資料進行網格建置，並採用 1/50,000 地質圖作為地質分區依據，較適用於大尺度的廣域集水區山崩或土砂相關議題研究。
3. 本文以烏流域為研究案例，針對桃芝颱風、敏督利颱風所造成的崩塌地規模及位置進行模式率定與驗證，預測分析成果之山崩正確率普遍可達 70% 以上。惟後續針對山崩及非山崩正確率之計算，後續可再做進一步探討。
4. 本文同時採用不同重現期之各延時降雨資料進行山崩潛勢預測及山崩臨界雨量評估，除能藉此預

測流域內各集水區之臨界雨量值上、下限值外，亦能獲得該流域於此降雨條件下之可能崩塌位置、崩塌規模及再崩潛勢等資訊，對於後續建立相關預警準則及擬訂保全對策提供了良好的基礎。

誌 謝

本研究感謝經濟部中央地質調查所提供經費來源及技術協助得以順利完成，特此誌謝。

參考文獻

- [1]Guzzetti, F., Peruccacci, S., and Rossi M., "Definition of critical threshold for different scenarios", Report Action 1.16, IRPI CNR, Perugia, Italy (2005).
- [2]Caine N., "The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows", *Geografiska Annaler*, 62 A (1-2), pp.23-27 (1980).
- [3]Keefer, D.K., Wilson, R.C., Mark, R.K., Brabb, E.E., Brown, W.M., Ellen, S.D., Harp, E.L., Wiczorek, G.F., Alger, C.S., Zarkin, R.S., "Real-time warning during heavy rainfall", *Science*, 238, pp. 921-925 (1987).
- [4]Terlien M.T.J., "The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds", *Environmental Geology*, 35 (2-3), pp. 125-130 (1998).
- [5]Chen, C.Y., Chen, T.C., Yu, F.C. & Lin, S.C., "Analysis of time-varying rainfall infiltration induced landslide", *Environmental Geology*, 48, pp. 466-479 (2005).
- [6]Salciarini, D. et al., "Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy", *Landslides*, 3, pp. 181-194 (2006).
- [7]Tan, C.H., Ku, C.Y., Chi, S.Y., Chen, Y.H., Fei, L.Y., Lee, C.F. and Su, T.W., "Assessment of Regional Rainfall-Infiltration Landslide Susceptibility using the 3S-Based Hydrogeological Model", The 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes, June 30~July 4, Xi'an, China (2008).
- [8]Jakob M., Weatherly H., "A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia", *Geomorphology*, 54, pp. 137-156 (2003).
- [9]Iverson, R.M., "Landslide triggering by rain infiltration", *Water Resource Research*, 36(7), pp. 1897-1910 (2000).
- [10]Godt, J.W., "Observed and modeled conditions for shallow landsliding in the Seattle, Washington area", Ph.D. dissertation, University of Colorado (2004).
- [11]Savage, W.Z., Godt, J.W. & Baum, R.L., "Modeling time-dependent slope stability", *Proceedings of 9th international symposium on landslide*, 28 June-2 July, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 23-28 (2004).
- [12]Montgomery D.R., Dietrich W.E., "A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding", *Water Resources Research*, 30, pp. 1153-1171 (1994).
- [13]Crosta G., "Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation", *Environmental Geology*, 35 (2-3), pp. 131-145 (1998).
- [14]Wilson, R.C., Wiczorek, G.F., "Rainfall thresholds for the initiation of debris flow at La Honda, California", *Environmental and Engineering Geoscience*, 1 (1), pp. 11-27 (1995).
- [15]Baum, R.L., Savage, W.Z. & Godt J.W., "TRIGRS - A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis", U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424 (2002).
- [16]Stehman, S.V., "Estimating standard errors of accuracy assessment statistics under cluster sampling", *Remote Sensing of Environment*, 60(3), pp. 258-269 (1997).
- [17]中興工程顧問股份有限公司，「易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第2期97年度)-集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫(1/3)」，計畫成果報告，經濟部中央地質調查所 (2008)。
- [18]財團法人中興工程顧問社，「易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第2期97年度)-集水區水文地質對坡地穩定性影響之調查評估計畫(1/3)」，計畫成果報告，經濟部中央地質調查所 (2008)。
- [19]Delmonaco, G., Leoni, G., Margottini, C., Puglisi, C. and Spizzichino, D., "Large scale debris-flow hazard assessment: a geotechnical approach and GIS modeling", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, pp. 443-455 (2003).
- [20]Pack, R.T., Tarboton, D.G., and Goodwin, C.N., "The SINMAP approach to terrain stability mapping", *the 8th International Congress of the International Association of Engineering Geology and the Environment*, Vancouver, British Columbia, Canada, September 21-25, pp. 1157-1165 (1998).