

## 淺層地滑發生機率之研究－以大粗坑集水區為例

何瑞益\* 李光敦

**摘 要** 本研究藉由第一階不確性分析理論，針對邊坡穩定分析理論所需因子進行不確定性分析，研究中並採用數值高程模式與降雨逕流模式，以計算各項因子之平均值與變異數，進而利用風險分析理論，計算豪雨時期間可能引發淺層地滑之機率。本研究蒐集臺北縣大粗坑集水區之水文及地文資料進行分析，並採用水文模式配合三場颱風之小時雨量資料，以模擬集水區淺層飽和和水位之時間與空間變化。研究結果顯示，2000年11月象神颱風於研究次集水區所造成淺層地滑發生機率高達60.31%，其分析結果與災後調查結果大致相符。因此應用本研究之分析方法，應可藉以發佈地滑之即時警訊，以減緩人員傷亡與財產損失。

**關鍵詞：**淺層地滑預測、第一階不確性分析理論、水文模式、邊坡穩定分析。

## Predicting the Probability of Shallow Landslide Occurrence - Case Study of Da-Tsu-Ken Watershed

Jui-Yi Ho\* Kwan Tun Lee

**ABSTRACT** This study employed the first-order analysis of uncertainty to analyze the model parameters used in the slope-instability analysis. The mean value and the variance of the model parameters were determined using a digital elevation model and a rainfall-runoff model, and then these parameters were substituted into the risk analysis to predict the probability of shallow landslide occurrence. Hydrological records and geomorphologic information from Da-Tsu-Keng watershed in New Taipei City were collected for analysis. Using the hourly rainfall data from three typhoon events, the temporal varying of the mean value and variance of the saturated water table were simulated using a hydrological model. The results show the probability of the shallow landslide occurrence reached 60.31% during Typhoon Xangsang in November 2000. The predicted result was consistent with that obtained from field investigations. The proposed analytical procedure is therefore considered promising for real-time landslide warning to decrease the magnitude of the loss of lives and properties.

**Key Words:** shallow landslide prediction, first-order analysis of uncertainty, hydrological model, slope instability analysis.

### 一、前 言

臺灣地區因特殊地形、地質與水文條件，易於颱風豪雨期間造成淺層地滑與土石流等坡地災害之發

生。複雜破碎的地質條件為地滑發生的潛在因子，而豐沛的降雨條件則為觸發因子。由於土壤厚度與坡度空間分佈之不均勻，以及淺層飽和和水位隨時間及空間的變化特性，使得地文與水文因子之推求具有高度不

國立臺灣海洋大學河海工程學系

Department of River and Harbor Engineering, National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan 202, R.O.C.

\*Corresponding Author. E-mail address: juiyiho@gmail.com

確定性。所以如何建立準確的坡地災害預警系統，並適時提出警訊，減緩傷亡的損失，乃為現今相當重要之課題。有關坡地災害潛勢災害之評估，大多根據坡地災害發生之水文、地形、地貌與地質等條件訂定準則，如 Campbell (1975) 與 Ellen (1988) 調查發現，坡地災害大部份發生於坡度為 26~45 度之間；謝正倫等 (1992) 在花東地區及游繁結、陳重光 (1987) 在南投地區調查，發現造成坡地災害區域其坡度在 10~25 度、10~20 度及 17~23 度不等。

由於降雨特性影響土壤含水量及入滲情形，Caine (1980) 曾經蒐集世界各地曾發生坡地災害之降雨強度與降雨延時資料，藉由這些紀錄資料點的下限，以統計迴歸方式決定坡地災害發生之臨界關係。Keefer (1987) 利用 Caine (1980), Cannon and Ellen (1985) 及 Wiczorek (1987) 所收集之資料，以平均降雨強度及降雨延時之關係，建立坡地災害發生之臨界降雨條件。范正成、吳明峰 (1997) 曾以花蓮與臺東地區坡地災害發生情形，探討集水區之水文及地文特性對坡地災害發生臨界降雨線之影響。雖然前人所推導之經驗公式相當重要，可供快速地評斷坡地災害發生與否，但卻缺乏水文歷程影響坡地災害發生時間與位置之理論架構，且近年來氣候變遷與地表覆蓋改變劇烈，其經驗公式並無法反應該現象。

近年來淺層地滑預測模式乃根據集水區地文、地質、水文、以及土地使用之狀況，發展具有物理基礎之模式架構，以克服經驗公式所不足。且隨著數值高程模式的快速發展，因此邊坡穩定理論結合水文架構之物理模式得以建立，以進行淺層地滑分析 (Montgomery and Dietrich, 1994; Dietrich *et al.*, 1995; Wu and Silde, 1995)。Casadei *et al.* (2003) 利用邊坡穩定分析結合水文模式，以建立淺層地滑預警模式，進而預測其淺層地滑發生時間與位置，研究中並以加州 Montara Mountains 之 1950-1998 年所發生歷史淺層地滑事件進行預測比對，結果顯示其預測結果與紀錄大致相符。

淺層地滑發生條件與發生區域內土壤厚度、地形特性及水文條件等因子有密切之關係，但由於土壤厚度與坡度空間分佈之不均勻，以及飽和與水位隨時間及空間的變化等，使得地文與水文因子具有不確定性且難以準確評估。而不確定性可概括分為以下三類 (Chow *et al.*, 1988)：(1) 自然現象的不確定性，(2) 模式之不確定性，與(3) 模式參數之不確定性。關於不確定性分析之研究已廣泛應用在水文各個領域 (Yen

and Tang, 1976; Kite, 1977; Hormadka, 1988; Yen and Tung, 1993; Rosbjerg and Madsen, 1995)。而不確定性分析相關研究中，常見方法為第一階不確定性分析理論 (First order analysis of uncertainty, 又稱一階二矩法)、改良一階二矩法 (advanced-second moment method)、蒙地卡羅法 (Monte Carlo method)、羅森布魯斯點估計法 (Rosenblueth method)、哈爾點估計法 (Harr's method) 等。由於第一階不確定性分析理論之數學理論較簡單，因此工程上普遍採用第一階不確定性分析理論以進行分析工作。第一階不確定性分析理論乃針對單一變數或多變數之模式輸出的期望值變異，作一量化的評估 (Ang and Tang, 1975; Kapur and Lamberson, 1977; Ang and Tang, 1984; Yen *et al.*, 1986)。李光敦 (1998) 利用第一階不確定性分析理論進行集水區集流時間之不確定分析。林國峰、張斐章 (2005) 採用第一階不確定性分析理論進行水庫淤砂量的不確定性分析。Chen *et al.* (2007) 利用第一階不確定性分析理論與蒙地卡羅法以及風險分析理論，進而考量地文及水文因子的變異性，以建立坡地災害發生指標。

因此，本研究參考 Casadei *et al.* (2003) 之方法，藉由邊坡穩定分析理論結合水文模式，以建立淺層地滑預測物理模式，同時並考量地文及水文因子的變異性 (Chen *et al.*, 2007)，進行第一階不確定性分析與風險分析，以評估淺層地滑發生之機率，期能提供淺層地滑發生之合理性指標。

## 二、研究方法

本研究所建立淺層地滑發生風險分析模式，乃對於因降雨時可能引發淺層地滑之範圍與時間進行預測及模擬。研究架構主要以第一階不確定性分析理論針對無限邊坡穩定分析 (infinite slope stability analysis) 之因子進行分析。研究中並利用地形指數模式 (TOPMODEL) 計算飽和與水位深度，以及運用地形指數值 (topographic index) 計算集水區之土壤厚度，而後配合風險分析理論計算可能發生淺層地滑之機率，其研究方法可詳述如下。

### 1. 第一階不確定性分析理論

若考慮一個隨機變數  $Y$ ，而  $Y$  是含有  $k$  個隨機變數的組合，所以  $Y$  可表示為

$$Y = f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_{k-1}, x_k) \quad (1)$$

若對  $k$  個隨機變數作泰勒級數展開, 隨機變數  $Y$  可表示為

$$Y = f(\bar{x}) + \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)_{\mu} + \varepsilon \quad (2)$$

式中  $(\partial f / \partial x_i)_{\mu}$  表示在平均值點  $(\bar{x}_1, \bar{x}_2, \bar{x}_3, \dots, \bar{x}_{k-1}, \bar{x}_k)$  上, 函數  $f$  對隨機變數  $x_i$  之偏導數;  $\varepsilon$  則為 2 階以上之高階項。Ang and Tang (1975) 認為上式中二階以上之值甚小, 可予以忽略, 故(2)式之第一階近似式為

$$Y \approx f(\bar{x}) + \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)_{\mu} \quad (3)$$

而隨機變數  $Y$  的平均值  $E(Y)$  可表示為

$$E(Y) = f(\bar{x}) \quad (4)$$

隨機變數  $Y$  的變異數  $Var(Y)$  可表示為

$$Var(Y) = Var(f(\bar{x})) + 2Cov \left[ f(\bar{x}), \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)_{x=\bar{x}} \right] + Var \left( \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)_{x=\bar{x}} \right) \quad (5)$$

由於上式中  $f(\bar{x})$  為常數, 故  $Var(f(\bar{x})) = 0$  與

$$Cov \left[ f(\bar{x}), \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)_{x=\bar{x}} \right] = 0; \text{ 因此隨機變數 } Y$$

的一階近似變異數即可表示為 (Ang and Tang, 1975)

$$Var(Y) = \sigma_Y^2 \approx Var \left( \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}_i) \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)_{x=\bar{x}} \right) \quad (6) \\ = \sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^k \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right) \left( \frac{\partial f}{\partial x_j} \right) Cov(x_i, x_j)$$

式中  $\sigma_Y$  為隨機變數  $Y$  的標準偏差;  $(\partial f / \partial x_i)_{x=\bar{x}}$  又稱為敏感度係數 (sensitivity coefficient) 表示相對於隨機變數  $x_j$  時, 函數  $f(\bar{x})$  之變化率 (Mays and Tung, 1992);  $Cov(x_i, x_j)$  為隨機變數  $x_i$  與  $x_j$  的共變異數 (covariance); 若隨機變數  $x_i$  與  $x_j$  之間為非相關 (uncorrelated), 即  $i \neq j$  時, 則  $Cov(x_i, x_j) = 0$ , 故(6)式可簡化為

$$Var(Y) = \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2 \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \quad (7)$$

式中  $\sigma_{x_i}$  為隨機變數  $x_i$  之標準偏差 (Standard derivation)。

## 2. 無限邊坡穩定分析

無限邊坡穩定分析 (Skempton and DeLory, 1957) 乃是假設坡地之破壞面平行於地表坡面, 並以力平衡概念作為判別邊坡穩定之分析方法。因降雨入滲所造成崩塌的深度, 通常遠小於坡地的長度與寬度, 故可利用無限邊坡穩定分析, 以探討坡地之穩定性。無限邊坡穩定分析藉由土壤特性參數如: 內摩擦角  $\phi$ 、土壤總體密度  $\rho_s$  與土壤凝聚力  $C$  等, 以計算土體邊坡之穩定。因坡面常沿土壤與岩床之交界面滑動, 稱之為無限邊坡滑動, 故可假設邊坡滑動面即為土壤與岩床之交界面, 而飽和水位坡度可近似於局部區域之地表坡度  $\tan \beta$ , 故土體之安全係數  $FS$  (factor of safety) 可由土體之阻抗剪應力  $\tau_r$  (resistance force) 及驅動剪應力  $\tau_d$  (driving force) 之比值所求得, 如下式所示

$$FS = \frac{\tau_r}{\tau_d} \quad (8)$$

依據有效應力之觀念, 土壤僅有土粒才能提供剪力強度或摩擦力, 而水及空氣之摩擦力甚小, 可忽略不計, 因此土體之阻抗剪應力  $\tau_r$  可表示如下

$$\tau_r = C + (\sigma - u_b) \tan \phi \quad (9)$$

式中  $C$  為有效凝聚力 [ $N/m^2$ ],  $\sigma$  為正向應力 [ $N/m^2$ ],  $u_b$  為孔隙水壓力 [ $N/m^2$ ]; 而正向應力  $\sigma$  可表示如下

$$\sigma = \frac{W_s \cos \beta}{A / \cos \beta} = \frac{\rho_s g D A \cos \beta}{A / \cos \beta} = \rho_s g D \cos^2 \beta \quad (10)$$

式中  $W_s$  為飽和土體重 [ $kg$ ],  $A$  為飽和土體面積 [ $m^2$ ],  $\beta$  為地表面之傾斜坡角,  $\rho_s$  為土壤總體密度 [ $kg/m^3$ ],  $g$  為重力加速度 ( $=9.81 \text{ m/s}^2$ ),  $D$  為土壤厚度 [ $m$ ]。

而孔隙水壓力  $u_b$  可表示如下

$$u_b = \rho_w g h_w \cos^2 \beta \quad (11)$$

式中  $\rho_w$  為水體密度 [ $kg/m^3$ ],  $h_w$  為距滑動面以上之水位高度 [ $m$ ]。因此可結合(10)式與(11)式, 將(9)式整理成

$$\tau_r = C + (\rho_s D - \rho_w h_w) g \cos^2 \beta \tan \phi \quad (12)$$

而土體之驅動剪應力  $\tau_d$  為飽和土體重沿坡面之分子，可表示為

$$\tau_d = \rho_s g D \sin \beta \cos \beta \quad (13)$$

因此藉由(12)式與(13)式，可將(8)式重新表示為

$$FS = \frac{C + (\rho_s D - \rho_w h_w) g \cos^2 \beta \tan \phi}{\rho_s g D \sin \beta \cos \beta} \quad (14)$$

當土體安全係數  $FS < 1$  時，即土體之下滑驅動剪應力大於阻抗剪應力，此時邊坡土體將會產生滑動或破壞之不穩定情形。反之，當  $FS > 1$  時，即土體之下滑驅動剪應力小於阻抗剪應力，此時邊坡土體會呈穩定情形；上式目前已被廣泛地使用在邊坡穩定性之評估 (Hsu, 1994; Montgomery and Dietrich, 1994; Dietrich *et al.*, 1995; Wu and Sidle, 1995; Iverson, 2000; Casadei *et al.*, 2003; Lee and Ho, 2009)，但尚未稱精準，因為它未將飽和和水位以上的單位重及以下的有效單位重分開計算。上述無限邊坡穩定分析中之有效凝聚力、土壤密度、水體之密度與有效內摩擦角，可由現地實驗決定；而各格點傾斜坡角可藉由數值高程模式求算；滑動面以上之水位高度則可利用下述之地形指數模式 (TOPMODEL) 計算。

### 3. 地形指數模式

地形指數模式 (TOPMODEL; Beven and Kirkby, 1979) 是一個以地形特性為基礎的水文模式，可針對集水區之飽和集流面積範圍進行模擬。當累積雨量超過入滲容量時，使得飽和含水層之水位逐漸上升，因此可以藉由集水區地形與土壤特性，推求地表與飽和含水層之間的距離。地形指數模式劃分逕流貯蓄機制為根系層 (root zone)、未飽和含水層 (unsaturated zone) 與飽和含水層 (saturated zone)；並定義地表與飽和含水層間之距離為飽和和水位深度  $z_j$ 。

地形指數模式有三個基本假設：(1)飽和含水層的動力現象可近似為連續穩定的狀態 (successive steady state)；(2)飽和含水層的水力梯度可近似為局部區域的地表坡度；(3)地表下含水層之水力流通度 (transmissivity) 與飽和和水位深度  $z$  呈指數遞減關係。Beven and Kirkby (1979) 根據前述三項假設，推導出集水區任一位置  $j$  之飽和和水位深度  $z_j$  與集水區局部地形之關係為

$$z_j = \bar{z} + m \left[ \lambda - \ln \left( \frac{a}{\tan \beta} \right)_j \right] \quad (15)$$

式中  $\bar{z}$  為飽和和水位深度之平均值； $m$  為模式係數，可藉由流量退水紀錄求得； $a$  與  $\tan \beta$  為流經  $j$  位置點之單位寬度集流面積與地表坡度； $\ln \left( \frac{a}{\tan \beta} \right)_j$  為  $j$  位置點的地形指數 (topographic index; Beven and Kirkby, 1979)， $\lambda$  為集水區所有位置點地形指數值之平均。而研究中根系層貯蓄水份量  $S_{RZ}$  (root zone storage)，可以水文連續方程式表示為

$$S_{RZ}(t+1) = S_{RZ}(t) + P(t+1) - ET(t) \quad (16)$$

式中  $S_{RZ}$  為中根系層貯蓄水份量 [m/s]， $t$  為時間， $P$  為降雨量 [m/s]；而  $ET$  為蒸發散量 [m/s]。而蒸發散量可表示為 (Quinn and Beven, 1993)

$$ET(t) = PET(t) \cdot \frac{S_{RZ}(t)}{S_{RZ \max}} \quad (17)$$

式中  $PET(t)$  為勢能蒸發散，可由 Blaney-Criddle method (Criddle, 1958) 配合溫度紀錄資料推求而得； $S_{RZ \max}$  為根系層之最大容許貯蓄水量 (maximum allowable storage)。而飽和含水層與地表的距離，即為集水區飽和和水位深度之平均值  $\bar{z}$ ，可依水文連續方程式表示為

$$\bar{z}(t+1) = \bar{z}(t) + Q_b(t) \cdot \Delta t - Q_v(t) \cdot \Delta t \quad (18)$$

式中  $\bar{z}(t)$  為  $t$  時刻飽和和水位深度之平均值； $Q_b(t)$  為  $t$  時刻集水區出口處之地表下逕流出流量； $Q_v(t)$  為  $t$  時刻地表下逕流平均補注量。

在進行地形指數模式演算時，需給定起始時刻之平均飽和和水位深度  $\bar{z}$ 。研究中以前一年的雨量紀錄，代入模式進行演算，待模式中水文模擬機制趨於穩定時，即以該年最後時刻所求得的飽和和水位深度，作為後續水文模擬之起始平均飽和和水位。而往後各時刻平均飽和和水位深度之計算均可由(18)式求得。當該時刻之平均飽和和水位深度  $\bar{z}$  求得後，可藉由(15)式推求集水區各位置點之飽和和水位深度  $z_j$ 。而  $t$  時刻由飽和含水層流至河川，並匯集至集水區出口處之地表下逕流出流量  $Q_b$  可表示為 (Beven, 1986a, b)

$$Q_b(t) = K_0 m \exp(-\lambda) \exp \left( -\frac{\bar{z}(t)}{m} \right) \quad (19)$$

式中  $K_0$  為地表飽和土壤的水力傳導度 (saturated conductivity)； $m$  為模式係數 (同 15 (式))。而地表下逕流平均補注量  $Q_v(t)$  可表示為

$$Q_v(t) = \frac{1}{A} \sum_j \alpha K_0 A_j \exp \left( -\frac{z_j(t)}{m} \right) \quad (20)$$

式中  $A$  為集水區面積； $A_j$  為垂直入滲通量的集流面積； $\alpha$  為有效垂直水力梯度 (effective vertical hydraulic gradient； $\alpha \geq 1$ )。地形指數模式之待定參數係數  $m$ 、地表飽和土壤的水力傳導度  $K_0$  與根系層之最大容許貯蓄水量  $SRZ_{max}$  等三參數，均可藉由流量紀錄，以參數檢定方式決定。

#### 4. 土壤厚度估算

土壤厚度在無限邊坡穩定分析中假設為破壞深度，然而集水區土壤厚度之量測十分困難，由現地採樣結果發現，土壤厚度於集水區空間分佈之變異相當大，風化土壤厚度一般約在 0-2 m 之間。因地形指數值於山谷窪地凹坡區域較大，而於稜線凸坡地區較小，其與土壤厚度呈正比之關係，故可用以推求土壤厚度。Lee and Ho (2009) 曾利用台灣北部土壤厚度量測資料，建立地形指數與土壤厚度之線性關係，並確認其可行性；故本研究乃採用此種方式，以推求土壤厚度之空間分佈。Lee and Ho (2009) 所建立的地形指數與土壤厚度關係，可表示如下：

$$D_j = C_s \cdot \ln(a / \tan \beta)_j \quad (21)$$

式中  $D_j$  為  $j$  格點之土壤厚度； $C_s$  為待定常數； $\ln(a / \tan \beta)_j$  為  $j$  格點之地形指數值。

如圖 1 所示，研究中利用地形指數模式以計算飽和和水位深度  $z_j$  (第 15 式)，再採用(21)式估算土壤厚度  $D_j$ ，而後可計算該格點距滑動面以上之水位高度  $h_w$ 。再利用(14)式以計算各格點邊坡穩定之安全係數即可進行坡面穩定分析。

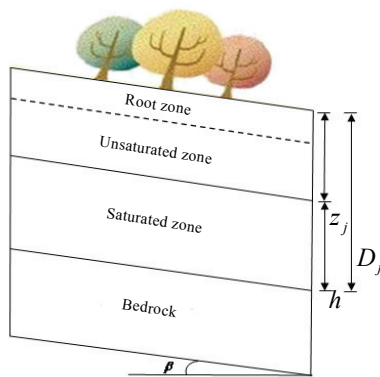


圖 1 水文模式結合邊坡穩定分析示意圖  
**Fig.1 Schematic diagrams of the coupled hydrological-slope instability model**

#### 5. 淺層地滑風險分析理論

在進行無限邊坡穩定分析中，其(8)式中共有八個參數( $C, g, \rho_s, \rho_w, \phi, \beta, D, h_w$ )，而水體密度  $\rho_w$  為 1000 ( $\text{kg/m}^3$ ) 與重力加速度  $g$  為 9.81 ( $\text{m/s}^2$ )，其兩個參數可視為定值，其餘參數可能因觀測資料的殘缺、飽和水位隨時間與空間的變動性及土壤的非均質性等，均蘊含著不確定性。因此可由(12)式之土體之阻抗剪應力  $\tau_r$  配合(4)及(7)式，分別決定平均阻抗剪應力  $E(\tau_r)$  與變異數  $Var(\tau_r)$ ；其中平均阻抗剪應力  $E(\tau_r)$  可表示為

$$E(\tau_r) = \mu_c + (\mu_{\rho_s} \mu_D - \rho_w \mu_{h_w}) g \cos \mu_\beta \tan \mu_\phi \quad (22)$$

而阻抗剪應力之變異數  $Var(\tau_r)$  可表示為

$$Var(\tau_r) = \sigma_c^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial C} \right)^2 + \sigma_{\rho_s}^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial \rho_s} \right)^2 + \sigma_D^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial D} \right)^2 + \sigma_{h_w}^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial h_w} \right)^2 + \sigma_\beta^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial \beta} \right)^2 + \sigma_\phi^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial \phi} \right)^2 \quad (23)$$

式中  $\sigma_c^2$ 、 $\sigma_{\rho_s}^2$ 、 $\sigma_D^2$ 、 $\sigma_{h_w}^2$ 、 $\sigma_\beta^2$  以及  $\sigma_\phi^2$  為(12)式各項參數之變異數；而各項參數之偏導數展開式可表示為

$$\left( \frac{\partial \tau_r}{\partial C} \right)_\mu = 1 \quad (24)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_r}{\partial \rho_s} \right)_\mu = \mu_D g \cos \mu_\beta \tan \mu_\phi \quad (25)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_r}{\partial D} \right)_\mu = \mu_{\rho_s} g \cos \mu_\beta \tan \mu_\phi \quad (26)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_r}{\partial h_w} \right)_\mu = -\rho_w g \cos \mu_\beta \tan \mu_\phi \quad (27)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_r}{\partial \beta} \right)_\mu = (\rho_w \mu_{h_w} - \mu_{\rho_s} \mu_D) g \sin \mu_\beta \tan \mu_\phi \quad (28)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_r}{\partial \phi} \right)_\mu = (\rho_w \mu_{h_w} - \mu_{\rho_s} \mu_D) g \cos \mu_\beta (1 + \tan^2 \mu_\phi) \quad (29)$$

由(13)式之土體之驅動剪應力  $\tau_r$  配合(4)及(7)式，分別決定平均驅動剪應力  $E(\tau_d)$  與變異數  $Var(\tau_d)$ ，其平均驅動剪應力  $E(\tau_d)$  可表示為

$$E(\tau_d) = \mu_{\rho_s} g \mu_D \sin \mu_\beta \cos \mu_\beta \quad (30)$$

其驅動剪應力之變異數  $E(\tau_d)$  可表示為

$$Var(\tau_d) = \sigma_{\rho_s}^2 \left( \frac{\partial \tau_d}{\partial \rho_s} \right)^2 + \sigma_D^2 \left( \frac{\partial \tau_d}{\partial D} \right)^2 + \sigma_{\beta}^2 \left( \frac{\partial \tau_d}{\partial \beta} \right)^2 \quad (31)$$

式中  $\sigma_{\rho_s}^2$ 、 $\sigma_D^2$  以及  $\sigma_{\beta}^2$  為(13)式各項參數的變異數；而各項參數之偏導數展開式可表示

$$\left( \frac{\partial \tau_d}{\partial \rho_s} \right)_{\mu} = \mu_D g \sin \mu_{\beta} \cos \mu_{\beta} \quad (32)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_d}{\partial D} \right)_{\mu} = \mu_{\rho_s} g \sin \mu_{\beta} \cos \mu_{\beta} \quad (33)$$

$$\left( \frac{\partial \tau_d}{\partial \beta} \right)_{\mu} = \mu_{\rho_s} \mu_D g (\cos^2 \mu_{\beta} - \sin^2 \mu_{\beta}) \quad (34)$$

Chen *et al.* (2007) 定義土壤阻抗剪應力與驅動剪應力之差值為淺層地滑發生狀態函數  $G$  (state function)，可表示為

$$G = E(\tau_r - \tau_d) \quad (35)$$

式中  $G$  為淺層地滑發生與否之狀態函數； $\tau_r$  為土壤阻抗剪應力； $\tau_d$  為土壤驅動剪應力。當  $G > 0$  時為安全狀態（亦如(14)式所示， $FS > 1$ ），表示不會發生淺層地滑；當  $G < 0$  時為破壞狀態，表示可能發生淺層地滑（ $FS < 1$ ）；當  $G = 0$  時為臨界狀態（ $FS = 1$ ）。

如(12)式與(13)式所示，土壤阻抗剪應力  $\tau_r$  與土壤驅動剪應力  $\tau_d$  均為隨機變數函數，因此狀態函數  $G$  之平均值  $E(G)$  及變異數  $Var(G)$  可表示為

$$E(G) = E(\tau_r) - E(\tau_d) \quad (36)$$

$$Var(G) = \sum \sigma_{x_i}^2 \left( \frac{\partial \tau_r}{\partial x_i} - \frac{\partial \tau_d}{\partial x_i} \right)^2$$

Chen *et al.* (2007) 定義安全指數  $\beta_*$  以評估發生淺層地滑之可能性，又稱為可靠度函數 (reliability index)，其定義為狀態函數平均值  $E(G)$  與其標準偏差  $\sigma_G = \sqrt{Var(G)}$  之比，即

$$\beta_* = \frac{E(G)}{\sqrt{Var(G)}} \quad (37)$$

式中安全指數  $\beta_*$  值越大，表示安全機率 ( $P_s$ ) 越高，相對發生淺層地滑之機率 ( $P_f$ ) 越低。假設狀態函數中各隨機變數均符合常態分佈時，則  $P_s$ 、 $P_f$  與  $\beta_*$  之關係可表示為 (Ang and Tang, 1975)

$$P_f = 1 - P_s = 1 - \Phi(\beta_*) \quad (38)$$

其中  $\Phi(\beta_*)$  為標準常態分佈機率函數

$$\Phi(\beta_*) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\beta_*} e^{-\frac{1}{2}\xi^2} d\xi \quad (39)$$

當各隨機變數之平均值與其標準差經由模式計算或是現場量測後，即可推算狀態函數  $G$  之平均值  $E(G)$  與變異數  $Var(G)$ ，配合(35)式即可計算  $\beta_*$  值。當  $\beta_*$  已知時，即可利用(39)式計算標準常態分佈機率函數  $\Phi(\beta_*)$ ，而後利用(38)式計算淺層地滑發生機率  $P_f$ 。

### 三、 模式應用

#### 1. 研究集水區概述

本研究選用臺灣北部基隆河流域之瑞芳鎮大粗坑集水區為模式應用區域，其地理位置如圖 2 所示，大粗坑集水區面積為 1.91 平方公里，集水區平均坡度為 0.638。研究集水區中均無任何水文測站，距離大粗坑集水區最近之雨量站為瑞芳(2)雨量站，其距離集水區出口處為 3.5 公里。由於該處集水區離鄰近雨量站甚近且面積甚小，因此該測站所量測之降雨強度，可應用於研究集水區並假設降雨於空間分佈上均勻。瑞芳(2)雨量站資料紀錄顯示，年平均降雨量約 3000 mm，且高降雨強度紀錄，多因七月至十月期間颱風所造成。而集水區地層主要為中新世石底層，為臺灣素負盛名的產煤地層，過去曾有二家礦場位處於集水區中、上游側，河岸側多處堆積廢煤渣，上游並有多處舊崩場地。大粗坑集水區歷史上第一次地滑事件為 1987 年之琳恩颱風，係因降下豪雨，引致山洪暴發，河流改道，泥砂大量下移，沖毀沿岸堤防及道路系統，砂石淹沒民宅與校舍，然而無詳細之發生時間與區域紀錄資料。第二次則為 2000 年之象神颱風，其單日最大雨量高達 343 公釐，造成大粗坑溪及基隆河水位暴漲，並溢流至九芎橋面高程，且侯硐國小東南東方之昇福坑次集水區發生嚴重地滑；崩塌之土石阻塞了昇福坑及大粗坑主流河道，觸發土石流宣洩而下，並沿整治河道北鄰之舊河道漫流，而下游侯硐國小及民宅聚落正位處舊河道出口，直接受到土石流衝擊，加上正值基隆河水位暴漲，使得侵蝕基準面提昇，造成十分嚴重的災害，計有 16 間房屋倒塌、7 人死亡、4 人受傷、1 人失蹤等災損，其發生時間約為 11 月 1 日 10 時 50 分 (Chen *et al.*, 2004)。

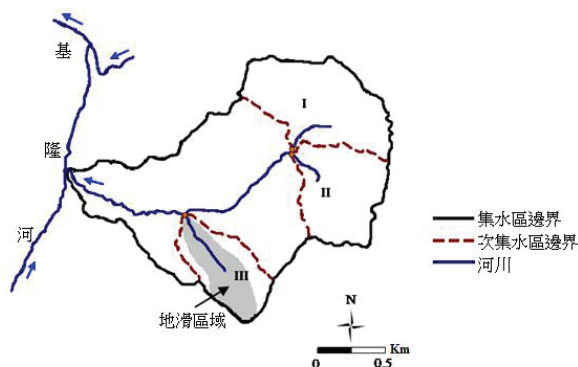


圖 2 研究集水區地理位置及其嚴重崩塌區域

Fig.2 Location map of the study watershed and the landslide zone

## 2. 模式參數檢定

本研究建立之淺層地滑風險分析模式，乃藉由邊坡穩定分析理論結合地形性水文模式，因此需要集水區詳細地文資料以供分析。研究中採用農林航空測量所於 1994 年量測之相片基本圖，並利用 AutoCAD 軟體數化等高線，而後利用 ArcView 軟體之 3D 分析模組產生 5m×5m 數值高程資料。本研究採用 Jensen and Domingue (1988) 之方式建立數值高程模式，以推求水文模式中所需之地文因子。模式中所需之地文因子包括：集水區面積、河流長度、集水區各位置之坡度及地形指數值等，均可藉由數值高程模式計算求得 (Lee, 1998)。

表 1 大粗坑集水區之地文因子

Table 1 Geomorphologic factors of Da-Tsu-Keng watershed

集水區	級序	河川數目	集水區平均面積	河川平均長度	漫地流平均坡度	河川平均坡度
名稱	I	Ni	$\bar{A}_i$ (km <sup>2</sup> )	$\bar{L}_{c_i}$ (km)	$\bar{S}_{o_i}$ (m/m)	$\bar{S}_{c_i}$ (m/m)
大粗坑	1	3	0.22	0.17	0.631	0.259
	2	1	1.91	1.84	0.649	0.104

地形指數模式係利用地形指數值，以反應集水區內之水文特性，一般而言，愈靠近河川地區，其地形指數值愈大，大粗坑集水區之地形指數值最大為 19.96，最小為 4.28，其平均值  $\lambda$  則為 6.37。本研究分析臺灣北部地區現地土壤厚度資料，採用 17 個土壤厚度採樣資料 (財團法人中興工程顧問社, 2007)，結果顯示土壤厚度的空間變異相當大，所得土壤厚度

約在 0-2m 之間。套疊等高線後，發現稜線凸坡地區的土壤層較薄；而山谷地區則有較深的土層，可超過 1m。Lee and Ho (2009) 發現北部集水區中之土壤厚度與地形指數大致呈線性關係，經迴歸分析後，其 (21) 式之  $C_s$  為 0.1， $R^2$  值為 0.848。故利用 (21) 式即可求得研究集水區中土壤厚度之空間分佈。大粗坑集水區因無流量紀錄資料，無法進行地形指數模式之參數驗證，故研究中利用鄰近臺北縣瑞芳鎮介壽橋流量站資料進行模式參數檢定，以作為大粗坑集水區之地形指數模式參數。本研究採用臺北氣象站之小時平均溫度紀錄代入蒸發散模式以推求集水區之小時蒸發散量；並利用瑞芳 (2) 雨量站、火燒寮雨量站之雨量資料，配合徐昇多邊形法推求平均雨量，再採用介壽橋小時流量紀錄以檢定參數。分析結果得知，地形指數模式參數  $m$  為 0.023 m，地表飽和土壤之水力傳導度  $K_0$  為  $5.83 \times 10^{-3}$  m/s，而根系層最大貯蓄量  $S_{RZmax}$  為 0.05 m (Lee and Ho, 2009)。

而土壤有效凝聚力  $C$ 、土壤總體密度  $\rho_s$  以及內摩擦角  $\phi$  可經由土壤力學實驗求算之；地表面各格點之傾斜坡角  $\beta$  則可利用數值高程模式計算； $j$  位置點之土壤厚度  $D_j$  可利用地形指數值配合 (19) 式進行計算；而研究中利用地形指數模式計算各時刻之  $j$  位置點飽和和水位深度  $z_j$ ，配合  $j$  位置點土壤厚度  $D_j$ ，以計算各格點滑動面以上之飽和水位高度  $h_w$  (如圖 1 所示)。

## 3. 模式分析與討論

由於進行土壤力學實驗之試驗次數過少，恐造成有效凝聚力  $C$ 、土壤總體密度  $\rho_s$  以及內摩擦角  $\phi$  之變異數產生誤差。Lumb (1974) 曾歸納土壤密度  $\rho_s$  之變異數介於 5~10%，有效凝聚力  $C$  之變異數介於 20~50% 之間土壤內摩擦角之變異數介於 5~15%。Mulder and Vanasch (1988) 分析 86 組土樣之有效凝聚力與內摩擦角，其結果顯示有效凝聚力  $C$  之變異數為 36%，內摩擦角  $\phi$  之變異數為 22%。Chen (2007) 蒐集國內實測資料，歸納有效凝聚力  $C$  之變異數為 20~89.9%，內摩擦角  $\phi$  之變異數為 9.8~23.7%。綜合前人所得之研究結果，研究中採用有效凝聚力  $C$  之變異數為 25%、土壤總體密度  $\rho_s$  之變異數為 7.5% 以及內摩擦角  $\phi$  之變異數為 10%。研究中利用數值高程模式計算大粗坑集水區中各地文參數

平均值與變異數資料，以及上述假設條件（如表 2 所示），並分析不同溼度情形下（ $h_w/D$ ）之安全係數（ $\overline{FS}$ ）及淺層地滑發生之機率（ $P_f$ ）變化情形，其結果如圖 3 所示。由分析結果發現隨著溼度的增加（ $h_w/D$ ），平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）與淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）呈現反比關係，其現象乃因溼度（ $h_w/D$ ）增加，使得土體之阻抗剪應力下降，造成集水區平均安全係數下降（ $\overline{FS}$ ）與淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）增加。且當溼度（ $h_w/D$ ）為 0.645 時，其平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）為 1（即為臨界狀況），而淺層地滑發生之機率（ $P_f$ ）為 50%。

表 2 大粗坑集水區之土壤參數

Table 2 The soil parameters of Da-Tsu-Keng watershed

土壤參數	平均值	變異數
有效凝聚力 $C$ (N/m <sup>2</sup> )	1800.00	25% (*)
土壤總體密度 $\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	2000.00	7.5% (*)
內摩擦角 $\phi$ (°)	30.20	10% (*)
坡角 $\beta$ (°)	30.25	28%
土壤厚度 $D$ (m)	0.637	17%

註：(\*)表示為假設條件

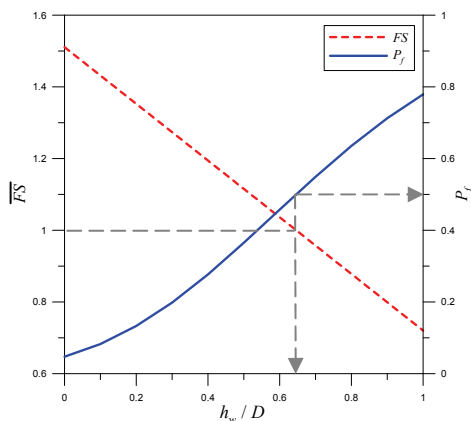


圖 3 大粗坑集水區於土體不同飽和情形下平均安全係數與淺層地滑發生機率之變化

Fig.3 Variation of the spatial average FS value and probability of shallow landslide occurrence under different wetness in Da-Tsu-Keng watershed

研究中為探討集水區中詳細發生淺層地滑之區域，因此利用河川網路節點將大粗坑集水區劃分為三個次集水區（如圖 2 所示）。配合數值高程模式計算各次集水區之地文條件與變異數假設條件，並採用象神颱風之降雨資料與地形指數模式（TOPMODEL）以計算暴雨期間飽和水位的變化，進而分析各次集水區之空間平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）及淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）隨時間變化之情形。如圖 4 所示，平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）與淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）會隨象神颱風期間之降雨強度大小而產生變化，其原因乃由於降雨量增加，導致更多的水份入滲於土壤中，當累積雨量超過入滲容量時，造成飽和含水層之水位逐漸抬升，即距滑動面以上之飽和水位升高，造成集水區中之平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）下降，產生淺層地滑機率（ $P_f$ ）亦隨之增加。由分析結果中發現，大粗坑集水區中編號 I 號與 II 號次集水區之平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）在象神颱風期間皆大於 1 且淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）甚小，表示該兩個次集水區處於穩定狀態；而在象神颱風期間，III 號次集水區（昇福坑子集水區）平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）卻有小於 1 之時段且淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）高達 60.31%，表示 III 號次集水區（昇福坑子集水區）處於不穩定狀態，該區域與紀錄發生地滑之次集水區吻合（如圖 2 所示），且與紀錄災害發生紀錄時間大致相符。

本研究為進一步確認模式之適用性，乃採用曾在臺灣北部造成嚴重災情的三場颱風進行驗證，分別為 1998 年之瑞伯颱風與芭比絲颱風（未有淺層地滑災害），以及 2000 年之象神颱風（造成嚴重淺層地滑災害）。如圖 5 所示，乃為大粗坑集水區中 III 號次集水區（昇福坑子集水區）之平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）與淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）變化情形；其結果亦顯示隨著累積雨量增加及降雨強度增大時，平均安全係數（ $\overline{FS}$ ）會隨之下降，而淺層地滑發生機率（ $P_f$ ）隨之增加。瑞伯颱風與芭比絲颱風所造成淺層地滑發生機率（ $P_f$ ），分別為 47.65%與 49.84%，而象神颱風所造成淺層地滑發生機率可高達 60.31%。是以該三場颱風中，象神颱風最有可能造成大粗坑集水區產生淺層地滑之嚴重災害。發生時間亦與真實災害發生時間大致相符，故在預測淺層地滑發生時間上，本模式能有良好的預測結果。因此本研究所建立的淺層地滑風險分析模式，能夠考量地文與水文因子之不確定性因



素，應能對於淺層地滑之預警及避難有所助益。日後藉由此種分析方法，配合氣象單位之降雨預測，可望能夠建立淺層地滑即時預警系統，以減少人員傷亡與財產損失。

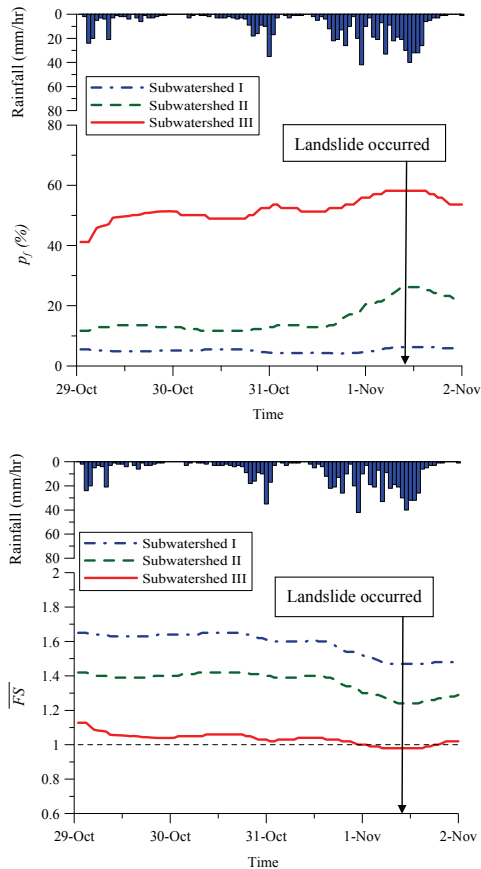


圖 4 各次集水區於象神颱風之平均安全係數與淺層地滑發生機率之變化情形

Fig.4 Temporal variation of the spatial average FS value and shallow landslide occurrence in the study watershed during Typhoon Xangsane

#### 四、結 論

本研究之淺層地滑風險分析模式，主要利用第一階不確定性分析理論結合無限邊坡穩定分析理論與地形指數模式，並利用地形指數值計算集水區之土壤厚度與淺層地滑風險分析理論，藉以探討颱風事件歷程中，集水區可能會產生淺層地滑的危險區域與時間。本研究應用基隆河流域之瑞芳鎮大粗坑集水區為模式應用區域，選定三場颱風事件配合淺層地滑發

生風險分析模式以進行模擬，研究結果顯示，2000 年之象神颱風所造成 III 號次水區（昇福坑子集水區）中之淺層地滑發生機率高達 60.31%，其預測時間與真實災害發生時間大致相符；且 III 次集水區（昇福坑子集水區）為模式分析危險區域，其區域與災後現地調查之地滑危險區域相符。因此本研究可配合真實降雨歷程，進行淺層地滑之即時預測，掌握可能致災之時間與範圍，以提供相關單位，作為發佈警訊之依據，保障人民生命財產的安全。

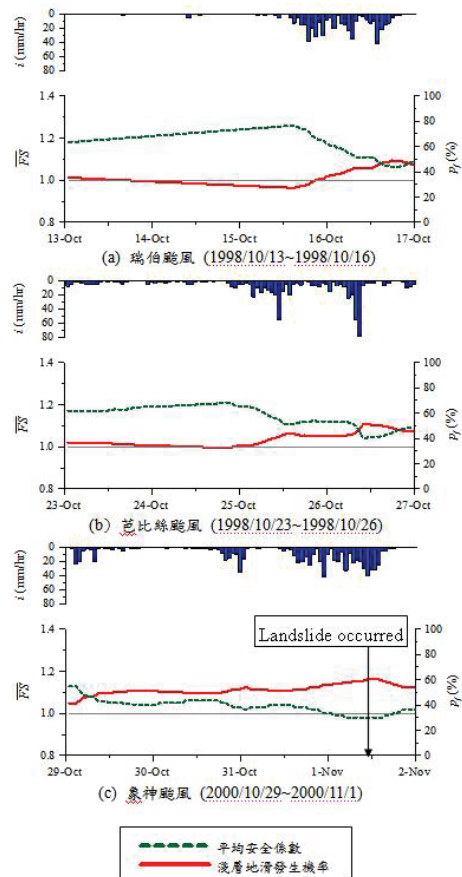


圖 5 III 號次集水區(昇福坑次集水區)於三場颱風之平均安全係數與淺層地滑發生機率變化情形

Fig.5 Temporal variation of the spatial average FS value and shallow landslide occurrence for Subwatershed III for three typhoon events

#### 參考文獻

林國峰、張斐章 (2005)，「水文不確定性影響水庫供水風險之評估」，行政院國家科學委員會專題研

- 究計畫成果報告。
- 李光敦 (1998), 「集水區逕流時間之不確定性分析」, 行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告。
- 范正成、吳明峰 (2001), 「一級溪流土石危險因子及其與臨界降雨線之關係」, 中華水土保持學報, 32(3): 227-234。
- 財團法人中興工程顧問社 (2007), 「易淹水地區上游集水區地質調查與資料庫建置-集水區水文地質對坡地穩定性影響之調查評估計畫」, 經濟部中央地質調查所委託。
- 游繁結、陳重光 (1987), 「豐丘土石流災害之研究」, 中華水土保持學報, 18(2), 76-92。
- 謝正倫、江志浩、陳禮仁 (1992), 「花東兩縣土石流現場調查與分析」, 中華水土保持學報, 23(2): 109-122。
- Ang, A.H.S., and W.H. Tang (1975), "Probability Concepts in Engineering Planning and Design," Vol. I: Basic principles, Wiley, New York, pp.222-226.
- Ang, A.H.S., and W.H. Tang (1984), "Probability Concepts in Engineering Planning and Design," Vol: II, Decision, Risk, and Reliability, Wiley, New York, pp.387-391.
- Beven, K.J. (1986a), "Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics," in Adrahams, A. D. (ed.), *Hillslope Processes*, Allen and Unwin, Boston, pp. 187-202.
- Beven, K.J. (1986b), "Runoff production and flood frequency in catchments of order n: an alternative approach," in Gupta, V. K., Rodriguez-Iturbe, I. and Wood, E. F. (eds.), *Scale Problems in Hydrology*, Reidel, Dordrecht, pp.107-131.
- Beven, K.J., and M.J. Kirkby (1979), "A physically based variable contributing area model of basin hydrology," *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1): 43-69.
- Caine, N. (1980), "The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows," *Geografiska Annaler*, 62: 23-27.
- Campbell, R.H. (1975), "Soil slips, Debris flow, and Rainstorms in the Santa Monica Mountain and Vicinity, Southern California," *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 851.
- Cannon S.H., and S. Ellen (1985), "Rainfall conditions for abundant debris avalanches. San Francisco Bay Region, California," *California Geology*, 38: 267-272.
- Casadei, M., W.E. Dietrich, and N.L. Miller (2003), "Testing a model for predicting the time and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes," *Earth Surface Processed and landforms*, 28: 925-950.
- Chen, C.Y., T. C. Chen, F.C. Yu and F.Y. Hung (2004), "A landslide dam breach induced debris flow – a case study on downstream hazard areas delineation," *Environmental Geology*, 47: 97-101.
- Chen, J.C. C.D. Jan, and M.H. Lee (2007), "Probabilistic analysis of landslide potential of an inclined uniform soil layer of infinite length: theorem," *Environmental Geology*, 51: 1239-1248.
- Chow, V.T., D.R. Maidment, and L.W. Mays (1988), "Applied Hydrology," McGraw-Hill, New York.
- Criddle, W.D. (1958), "Methods of computing consumptive use of water," *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Irrigation and Drainage Div.*, 84, no. IR1, 1-27, January.
- Dietrich, W.E. R. Reiss, M. Hus, and D.R. Montgomery (1995), "A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data," *Hydrological Process*, 9: 383-400.
- Ellen, S.D. (1988), "Description and mechanics of soil slip / debris flows in the storm of January 3~5, 1982, in the San Francisco Bay Region, California," *U. S. Geological Survey Profession Paper*, 1434: 63-112.
- Hormadka, T.V. (1988), "Uncertainty estimates for surface runoff models," *Advances in Water Resources*, 11: 2-14.
- Iverson, R.M. (2000), "Landslide triggering by rain infiltration," *Water Resources Research*, 36(7): 1897-1910.
- Jenson, S.K., and J.O. Domingue (1988), "Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis," *Photogrametric Engineering and Remote Sensing*, 54(11): 1593-1600.

- Kapur, K.C. and L.R. Lamberson (1977), "Reliability in Engineering Design," Wiley, New York.
- Kite, G.W. (1977), "Frequency and risk analysis in hydrology," *Water Resources Publications*, 150-120.
- Lee, K.T. (1998), "Generating design hydrographs by DEM assisted geomorphic runoff simulation: a case study," *J. Am. Water Resour. Asso.*, 34(2): 375-384.
- Lee, K.T., and J.Y. Ho (2009), "Prediction of landslide occurrence based on slope instability analysis and hydrological model simulation," *Journal of Hydrology*, 375: 489-497.
- Lumb, P. (1974), "Application of statistics in soil mechanics," *Soil mechanics-new horizons*, 78, Newnes-Butterworths, London.
- Mays, L.W., and Y.K. Tung, (1992), "Hydrosystems Engineering and Management," McGraw-Hill, Inc., New York.
- Montgomery, D. R. and W. E. Dietrich (1994), "A physically based model for the topographic control on shallow landsliding," *Water Resources Research*, 30(4): 1153-1171.
- Mulder, H.F.H.M., and T. W. J. Vanasch (1988), "On the nature and magnitude of variance of important geotectonic parameter," *5<sup>th</sup> international symposium on landslide*, 239-243.
- Quinn, P. F., and K. J. Beven (1993), "Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, mid-Wales," *Hydrol. Process.*, 7: 425-448.
- Rosbjerg, D., and H. Madsen, (1995), "Uncertainty measures of regional flood frequency estimators," *Journal of Hydrology*, 67: 209-224.
- Skempton, A.W., and F.A. DeLory (1957), "Stability of natural slopes in London clay," *ASCE Journal*, 2: 378-381.
- Wieczorek, G.F. (1987), "Effect of rainfall intensity and duration on the debris flows in central Santa Cruz Mountains, California," *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7: 93-104.
- Wu, W., and R. Sidle (1995), "A distributed slope stability model for steep forested basins," *Water Resources Research*, 31: 2097-2110.
- Yen, B.C., and W.H. Tang, (1976), "Risk-safety factor relation for storm sewer design," *Journal of the Environmental Engineering Division, ASCE*, 104(4): 509-516.
- Yen, B.C. S.T. Cheng, and C.S. Melching (1986), "First-order reliability analysis," *Stochastic and Risk Analysis in Hydraulic Engineering*, Water Resources Publications, Littleton, CO., 1-36.
- Yen, B.C., and Y.K. Tung (1993), "Reliability and uncertainty analysis in hydraulic design," ASCE Publishers, New York.

---

2010年10月30日 收稿

2010年11月18日 修正

2010年12月20日 接受

(本文開放討論至2011年9月30日)