基岩位置及土層特性對降雨逕流與大規模崩塌之影響

陳振宇[1][2]* 藤田正治[2] 堤大三[2]

摘 要 大規模崩塌多與地質及構造條件有關，其中基岩位置即為因素之一。由於地質構造探勘，大多費時且昂貴，許多研究嘗試由降雨-逕流關係來探索地質構造。本研究使用 IRIS 模式模擬降雨、入滲及逕流過程，並預測崩塌發生之時間與規模。結果顯示，如以中間流結束時間作為指標，較能明顯區隔基岩位置與逕流之關係。模擬結果亦指出，崩塌規模主要受土壤剪力強度控制，而土壤保水性及透水性僅影響崩塌時間或崩塌機率。因此，大規模崩塌易發生於土壤摩擦角較小且土層保水性高、透水性較低之地區。本研究亦發現，即使雨場型式不同，同一坡面崩塌時，土層中的水含量幾乎相同，此特性應可作為崩塌預警之指標。

關鍵詞：大規模崩塌、降雨、入滲、逕流、基岩、水含量。

The Influence of Bedrock Location and Soil Characteristics on Rainfall-Runoff and Large-Scale Landslides

Chen-Yu Chen[1][2]* Masaharu Fujita[2] Daizo Tsutsumi [2]

ABSTRACT Generally, the causes of large-scale landslides are related to geological conditions and tectonics, and bedrock location is one of the important factors. Since the investigation of geological structure is usually time-consuming and expensive, many researchers have tried to explore a geological structure by analyzing groundwater flow. This study uses an integrated Rainfall-Infiltration-Slope stability (IRIS) model to simulate the process of rainfall-runoff and predict the time of occurrence and the scale of large-scale landslides. The simulation results show that the bedrock location influences runoff, and the end time of interflow offers a better index for detecting the bedrock location when using runoff data. The simulation results also indicate that the soil strength dominates the scale of landslides, and the soil hydraulic characteristics only affect the time of occurrence (or probability) of landslides. Accordingly, large-scale landslides tend to occur in areas which have a lower angle of internal friction, higher water retention, and lower hydraulic conductivity. Moreover, the water contents of the soil are almost same in areas where landslides occur even if under the different rainfall patterns. That is, the water contents of soil can be used as an effective index for predicting landslides.

Key Words : Large scale landslides, rainfall, infiltration, runoff, bedrock, water content.

一、前 言

由於全球氣候變遷，由颱風豪雨所誘發之大規模崩塌，其發生頻率有日漸增加的趨勢，所造成的災害風險也日益昇高。例如 2009 年莫拉克 (Morakot) 颱風期間發生於高雄縣甲仙鄉小林村的大規模崩塌，其產生的崩塌土方量高達 2.7×10^7 m^3(Wu et al., 2011)，造成小林村 9-18 鄰遭到掩埋，死亡人數高達 462 人。此外，2011 年侵襲日本的 12 號颱風塔拉斯 (Talas)，除造成紀伊半島嚴重的風水災外，許多山區發生的大規模崩塌也造成了十幾個堰塞湖，並引發多起二次災害 (Yamakoshi et al., 2012)。

造成大規模崩塌等地質災害的原因，大致可分為基因與誘因二大類。基因即該地區的地質、地形等條件；而誘因則主要為颱風豪雨以及地震。近期許多研究指出，颱風豪雨所誘發的大規模崩塌大多發生於降雨的後期，且發生的誘因多可歸因為高累積雨量所致 (Fujita and Tsutsumi 2008)。

為降低大規模崩塌帶來的災害風險，一般會先以地質及地形條件來研判那些地方具有大規模崩塌的發生潛勢，後續才能進行相關防災規劃與避災、減災措施。例如 Chigira (2009) 曾藉由實際的案例，探討深層崩塌潛勢區的特徵，Uchida et al. (2011) 等曾利用地形及地質條件定出集水區尺度的深層崩塌潛在地區。此外，大規模崩塌發生的另一條件則與地質構造相

〔1〕行政院農業委員會水土保持局土石流防災中心
Debris Flow Disaster Prevention Center, Soil and Water Conservation Bureau, Council of Agriculture, Executive Yuan, R.O.C.
〔2〕京都大學防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan.
* Corresponding Author. E-mail : cychen59@gmail.com

關。一般而言，基岩位置往往是一個重要因子，例如：基岩的位置較深，則崩塌的規模可能將隨之增加；反之，如基岩位置較淺，則即使發生崩塌，其規模可能有限。然而，由於地質構造的探勘，大多費時且價格昂貴，因此許多研究試圖由地下水的流動，以及降雨-逕流之關係，去探索地底下的地質構造，亦即所謂的水文地質學 (hydrogeology)。由於觀測之可行性及資料取得之便利性，降雨與逕流的變化，最常作為觀測及分析使用的資料。例如 Katsuyama et al. (2008) 等曾比較花崗岩及沉積岩地區之逕流特性，以及森林年代對逕流之影響；結果發現森林年齡在沉積岩地區對逕流造成的差異，遠小於不同地質 (花崗岩與沉積岩) 對該地區逕流造成的影響，因而推論地質條件係影響逕流特性的重要因素。Onda et al. (2004) 曾長期針對不同地質區域之降雨-逕流作持續性的觀測與分析，發現在中生代頁岩為主的集水區，其地中逕流 (Sub-surface runoff) 之排水強度與頻率明顯比以花崗岩為主的集水區為低，並推論中生代頁岩集水區相對而言比較容易發生深層崩塌。此外，Onda et al. (2006) 亦比對多個暴雨事件之降雨-逕流之觀測結果，推論在花崗岩為主的集水區，其逕流多來自土壤間的滲流 (subsurface storm flow)，但頁岩為主的集水區，其逕流多來自基岩岩縫間的水流 (bedrock flow)。

由於地層中水份的流動，對於坡面的穩定有重要的影響，因此亦有部份研究嘗試由降雨-逕流之關係建立崩塌預警之可行性。例如，恩田裕一等 (1999) 曾使用 4 年半的觀測資料，比較不同地質區域降雨-逕流延遲時間之差異，以及崩塌、土石流發生時間，發現在基岩含有許多裂隙導致逕流峰值明顯晚於降雨峰值的安山岩地區 (圖 1)，多起土砂災害發生時間均在降雨峰值之後，故建議此類區域未來應考量將逕流納入崩塌及土石流之預警指標。然而，對於降雨-逕流與崩塌規模、時間之具體關連性之相關研究，則少有文獻探討。

儘管如前揭所提，利用長期現地觀測方式之研究具有重要意義，但現地觀測往往耗時且所費不貲，且實務上亦容易受限於現地環境之限制，故如能先以數值模擬方式初步掌握相關變因之關聯性與其變化趨勢，對於後續研究與觀測設施之佈建將有莫大助益；例如 Hopp and McDonnell (2009) 曾以有限元素法模擬在坡面尺度下，將坡面坡度、土壤厚度、雨場規模及基岩滲漏性設為變因，配合現地實測資料，探討這些變因之交互作用對之土壤水分移動與逕流生成之影響。因此，本研究藉由數值模擬方式，進行基岩位置對降雨-逕流及崩塌規模影響之探討，後續並以模擬結果為基礎，嘗試提出初步評估大規模崩塌發生潛勢之建議。

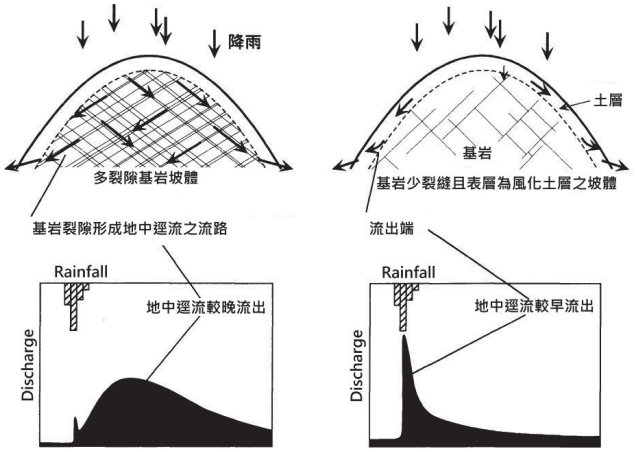


圖 1 多裂隙基岩坡面與少裂隙之花崗岩基岩坡面之降雨-逕流關係示意圖 (Onda et al., 1999)

Fig.1 Subsurface water flow paths for mountains underlain by many fissures in bedrock and granite mountains

二、材料及方法

1. 整合式降雨-入滲-邊坡穩定分析模式

本研究使用自行發展的 IRIS (Integrated Rainfall-Infiltration-Slope stability model, IRIS model) 模式進行後續模擬與分析。此模式係由堤大三等 (2007) 發展，並整合降雨、入滲及邊坡穩定分析等多個模組，其所使用之相關理論與方式簡述如下：

(1) 降雨-入滲模組

本模組係使用 3 維 Richard's equation 來模擬土層中水含量之變化如式 (1)：

$$C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \{K(\psi)[\nabla(\psi + z)]\} \tag{1}$$

其中 C(ψ) 為土層之水容量 (water capacity)，$K(\psi)$ 為水力傳導度 (hydraulic conductivity)，土壤水分特性曲線則採用 Kosugi (1996) 所提出的 LN 模式 (lognormal model)，此模式係假設土壤孔隙半徑為對數正規分布，依此模式在不飽和土層中 (ψ< 0)，有效飽和度 S_e (effective saturation)，以及 C(ψ) 與 $K(\psi)$ 可表示為式 (2) 至式 (4)：

$$S_e\left(\equiv \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right) = Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) \tag{2}$$

$$C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\sigma(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \tag{3}$$

$$K(\psi) = K_s\left[Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right)\right]^{1/2}\left[Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right)\right]^2 \tag{4}$$

其中 θ_s[m^3/m^3] 為飽和水分含量 (saturated soil water content)，θ_r[m^3/m^3] 為殘餘水分含量 (residual soil water content)，ψ_m[m] 為土壤孔隙半徑中位數 (the median soil pore radius)所對應之壓力勢能 (pressure potential)，σ 為描述土壤孔隙半徑分布範圍的無因次參數，K_s [m/s] 為飽和土壤之水力傳導係數，$Q(x)$ 稱為餘正規分布函數 (residual normal distribution)，並可表示如式 (5)：

$$Q(x) = \int_x^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \tag{5}$$

如土壤為飽和狀態時 ($\psi \geq 0$)，則令 $K(\psi) = K_s$ 且 $C(\psi) = 0$。由於上述關係式具有高度非線性，不易有解析解，故本 IRIS 模式使用有限元素法求解 (Istok, 1989)。

(2) 邊坡穩定分析模組

上述由有限元素法求解之降雨-入滲分析結果，可計算出土層中每個有限元素法分析網格上之土壤孔隙水壓，此結果將被用來進行邊坡穩定分析之計算。本模組採用可分析任何形狀滑動面之簡易 Janbu 法進行計算，先將滑動土體分割成諸多垂直切片，再據以計算其應力平衡結果。由此法所計算出之邊坡穩定安全係數 F_s 可表示為式 (6) 及 (7)：

$$F_s = \frac{\sum [\{c_i' l_i \cos a_i + (W_i - u_i l_i \cos a_i)\tan \phi_i'\}]/m_a}{\sum \tan a_i} = \frac{\sum A_i}{\sum B_i} \quad (6)$$

$$m_a = \cos^2 a_i \left(1 + \frac{\tan a_i \tan \phi_i'}{F_s}\right) \quad (7)$$

其中下標 i 為滑動面上每一個垂直切片之編號，c_i' 為土壤凝聚力，ϕ_i' 為土壤之內摩擦角，W_i 為滑動土體之垂直切片重量，a_i 為垂直切片面之滑動面角度，l_i 為垂直切片面之滑動面長度，u_i 為垂直切片滑動面上之孔隙水壓，此處即使用前階段由有限元素法求解之降雨-入滲分析結果。因此，式 (6) 之 A_i 部份即為抵抗力，B_i 部份即為滑動力。

(3) 臨界滑動面分析模組

由於前述簡易 Janbu 法或 Spencer 法等切片分析方法，均需先自行假設多個可能之滑動面，分別計算安全係數後，再取安全係數最小之滑動面為臨界滑動面；然而，在此過程中缺少一客觀及標準程序，往往不易找到真正之臨界滑動面。為此，本模式採用動態規劃法 (Dynamic Programming method, DP) 結合變分法方式計算出安全係數最小之臨界滑動面 (Yamagami and Ueta, 1986；Baker, 1980)。

事實上，動態規劃法只能用於滿足加法性之函數 (additive functions)，而式 (6) 之型式並不符合此條件，故 Baker(1980) 參考古典變分理論之作法，定義一輔助函數 G 如 (8) 式，並證明求解式 (8) 輔助函數 G 之最小值與求解式 (6) 安全係數 F_s 之最小值為等價 (equivalent)。亦即如能解出輔助函數 G 之最小值路徑，該路徑即代表此坡面安全係數最小之滑動面；如此時 Fs 小於 1 時，則此路徑即為坡面崩塌之臨界滑動面 (critical slip surface)。

$$G = \sum_{i=1}^{n} (A_i - F_s \cdot B_i) \quad (8)$$

其中 n 為分析滑動面之切片數，F_s 為安全係數；由於在計算 Ai 及 Bi 之式 (6) 中，亦含有 F_s，故須以疊代方式計算；同時，由於初次計算時，此值尚未知，故可先任意設定一初始值，例如 F_s=1。

為將動態規劃法導入此求解臨界滑動面問題，須先將坡面適當分成 n+1 階 (stage)，如圖 2(a) 之垂直線。同時，每一階均可再適當分成若干層 (state)，如圖 2(a) 之圓點。如圖 2(b)，若 (i, j) 及 $(i+1, k)$ 為任二相鄰階的節點，則線段 jk 即可視為滑動面的其中一段，亦即四邊形 $abkj$ 即可視為該滑動面的其中一塊切片，並可依式 (6) 及 (7) 計算其相應的 A_i 及 B_i 值。因此，由節點 (i, j) 至節點 (i+1, k) 之 G 的變量 DGi(i, k) 可表示為：

$$DG_i(j,k) = A_i - F_s \cdot B_i \quad (9)$$

同時，若定義函數 Hi(j) 為由第一個 stage 至節點 (i, j) 之輔助函數 G 之最小值，則其可表示為：

$$H_{i+1}(k) = \min_{j=1\sim S_{n+1}} \left[H_i(j) + DG_i(j,k)\right]_{k=1\sim S_i+1}^{i=1\sim n} \quad (10)$$

且邊界條件為，在路徑起點：

$$H_1(j) = 0, \quad j = 1 \sim S_1 \quad (11)$$

在路徑終點，則為

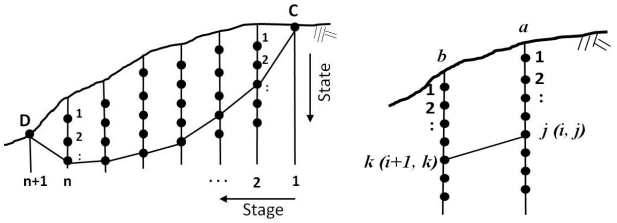
$$G_m = \min G = \min_{j=1\sim S_{n+1}} \left[H_{n+1}(j)\right] \quad (12)$$

其中 S_i 為第 i 階的總層數。

藉由上述之方式，即可逐步求出 F_s 最小之滑動面，再將此滑動面所對應之各段路徑之 Ai 及 Bi 值代回 (6) 式，即可計算出該滑動面之 F_s 值。如前所述，本研究取 F_s<1 時代表坡面已崩塌，其所對應之滑動面即為臨界滑動面。

2. IRIS 模式應用案例

為驗証本研究使用之 IRIS 模式之適用性，本研究挑選二處不同類型之崩塌型式進行模擬。其中一處為 2005 年發生於日本大分縣竹田市之深層崩塌，一處為 2012 年發生於日本京都府宇治市之淺層崩塌案例。



(a) (b)

圖 2 (a) 動態規劃法應用於臨界滑動面求解之路徑節點示意圖 (b) 相關符號示意

Fig.2 (a) Schematic representation of stages and states for DP (b) Schematic definition of stages and states

(1) 竹田市深層崩塌案例

2005 年 9 月 14 號颱風期間，日本大分縣竹田市瀨の口地區發生一深層崩塌案例，該處坡面主要係由壤土及火山碎屑沉積物所組成，最大崩塌深度約 18m。儘管這次颱風降雨期間該地區之最大時雨量僅有 32mm/h，但降雨延時逾 48 小時，總雨量達 536mm，遠超過當地 9 月份平均雨量 228mm，約為年平均雨量 (1826mm) 之 30%。此處之模擬採用自 8 月 1 日至 9 月 3 日之降雨作為前期雨量，正式模擬期間為 9 月 4 日至 6 日，並採用 10 分鐘為模擬時間間距。模擬所使用之土壤相關參數係由現地取樣後 (上層取樣位置約為地表下 10cm，中層為滑動體土體，下層為滑動面處)，經室內土壤水分特性曲線及直接剪力試驗所得 (堤大三等，2007)，其值如表 1，模擬結果如圖 3。圖 3 結果顯示，IRIS 模式之模擬結果與實際崩塌發生時間與規模非常接近；同時，圖 3 結果亦展示，IRIS 模式不僅能計算邊坡穩定之安全係數，並求出崩塌發生時間及規模，也能同時計算土層中之水含量 (water content) 之變化，以及地表及地中逕流量。

(2) 宇治市淺層崩塌案例

本案例發生於 2012 年 8 月 13-14 日豪雨期間之宇治市志津川流域，由於該處並無地面雨量站，惟依據國土交通省之 X-band 雷達解析雨量資料，其最大時雨量高達 153.5mm/h，累積雨量亦達 347mm，係典型之高強度短延時之強降雨類型，並引發多起淺層崩塌。此處坡面以砂頁岩互層為主，最大崩塌深度約 3m。在此案例，本研究使用 7 月 1 日至 8 月 12 日之雨量為前期雨量，正式模擬期間為 8 月 13 日至 14 日，並採用 1 分鐘為模擬時間間距。模擬所使用之土壤相關參數係由現地取樣後，經室內試驗所得，詳如表 2，模擬結果如圖 4。模擬結果之崩塌發生時間與實際情形非常接近，但崩塌規模則較實際為小，推測差異來源應為模擬係採安全係數小於 1 時即停止模擬，但實際崩塌則可能為多階段崩塌導致崩塌規模擴大所致。因此，由前揭竹田市及宇治市此二案例可顯示，IRIS 模式可同時適用於深層及淺層崩塌之分析。

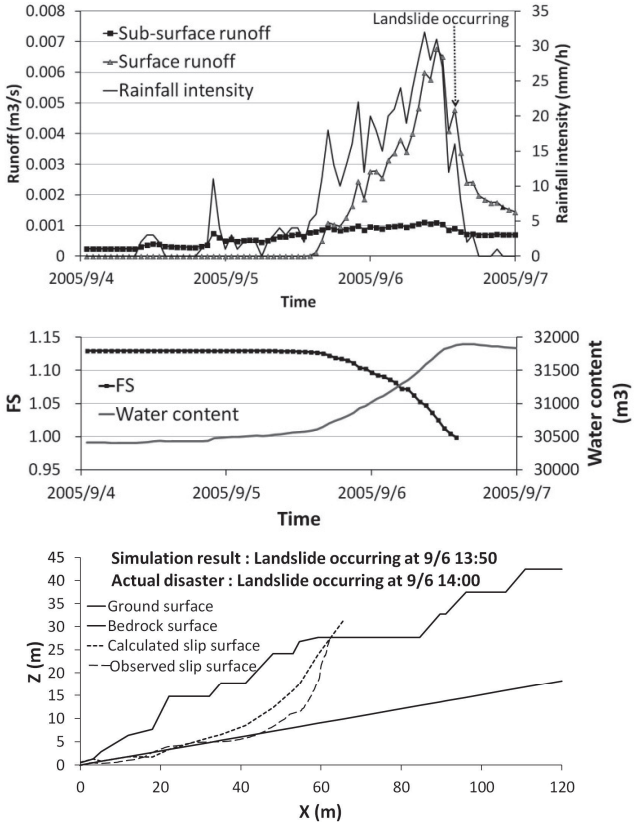


圖 3 2005 年 14 號颱風期間日本大分県竹田市崩塌模擬結果

Fig.3 The simulation results of the landslide due to typhoon 0514 in Taketa City in 2005

3. 簡化坡面模型

為簡化分析，本研究採用四個參數定義簡化坡面模型，如圖 5(a)。其中 α 為地表坡度，L 為坡面之水平長度，β 為基岩坡度，n_s 為下游端流出土壤層厚度，並假設基岩為不透水層。為探討基岩位置對於大規模崩塌之規模與發生時機之影響，本研究採用 β=10°、14°、18° 三種基岩坡度建構簡化坡面模型，而地表坡度 α 則均設為 25°，坡面水平長度 L 均設為 100m，下游端流出土壤層厚度 n_s 均設為 1m，坡面寬度則取單位寬度 (1m)。本研究採用三維之四面體元素建構有限元素法之分析網格，所有的網格在 x 方向之最大間距為 5m，z 方向之最大間距為 2.14m (如圖 5(b))。為降低網格尺寸對估算地表面之直接逕流 (包含 surface runoff 及 interflow) 及下游端截面流出之基流 (base flow) 的影響，此三種簡化坡面模型於地表最上層及最下游端截面層，係採用相同之網格尺寸。而在降雨入滲地表面之入滲率邊界條件方面，本模式假設地表層土體尚未飽和

表 1 2005 年 14 號颱風期間日本大分県竹田市崩塌模擬相關參數

Table 1 Hydraulic characteristics and soil strength of the soil of the slope in Taketa city, Oita, Japan

Hydraulic parameters	K_s	θ_s	θ_r	ψ_m	σ
	cm/s	m^3/m^3	m^3/m^3	cm	-
Surface	2.42×10^{-2}	0.646	0.477	-792	0.875
Middle	3.32×10^{-3}	0.595	0.441	-595	1.36
Lower	5.69×10^{-4}	0.682	0.577	-797	1.02
Soil strength		γ_{sat}	C	φ	
		t/m^3	tf/m^2	degree	
		1.92	2.0	17	

表 2 2012 年 8 月豪雨日本京都府宇治市崩塌模擬相關參數

Table 2 Hydraulic characteristics and soil strength of the soil of the slope in Uji city, Kyoto, Japan

Hydraulic parameters	K_s	θ_s	θ_r	ψ_m	σ
	cm/s	m^3/m^3	m^3/m^3	cm	-
Surface	0.132	0.467	0.240	-31.2	1.40
Middle	0.0035	0.468	0.270	-23.7	1.17
Soil strength		γ_{sat}	C	ϕ	
		t/m^3	tf/m^2	degree	
		1.64	1.1	31	

時，所有降雨均滲入土體；土體一旦飽和後，則降雨全數轉為地表逕流 (surface runoff)。此外，計算過程中，當表層土體之網格節點壓力水頭大於零時，則設定其為飽和狀態，先計算該節點所在之四面體元素朝向地表之通量 (flux)，並將此通量值設為該處地面滲出之 interflow 量後，再將該節點壓力水頭設為零。

4. 模擬所用相關參數

本研究為突顯基岩位置對於降雨-逕流關係之影響，故假設基岩面上方之土壤均為單一材料，同時假設基岩為不透水層，並參考堤大三等 (2007)、藤田正治等 (2010) 及 2012 年宇治市豪雨崩塌災害模擬所使用的水力傳導參數及土壤力學參數，分別採用火山碎屑沉積物、風化花崗岩，以及砂頁岩互層等三種材料進行模擬，相關參數如表 3。其中，火山碎屑沉積物具有高保水性，但透水性較低；風化花崗岩則透水性較高，但保水性差；砂頁岩互層則保水性介於前二者之間，但透水性與火山碎屑沉積物相同。此外，為便於說明與比較各個案例，本研究使用「VB10」此符號代表基岩坡度為 10° 之火山碎屑沉積物坡面，「GB14」代表基岩坡度為 14° 之風化花崗岩坡面，「SSB18」代表基岩坡度為 18° 之砂頁岩互層坡面。

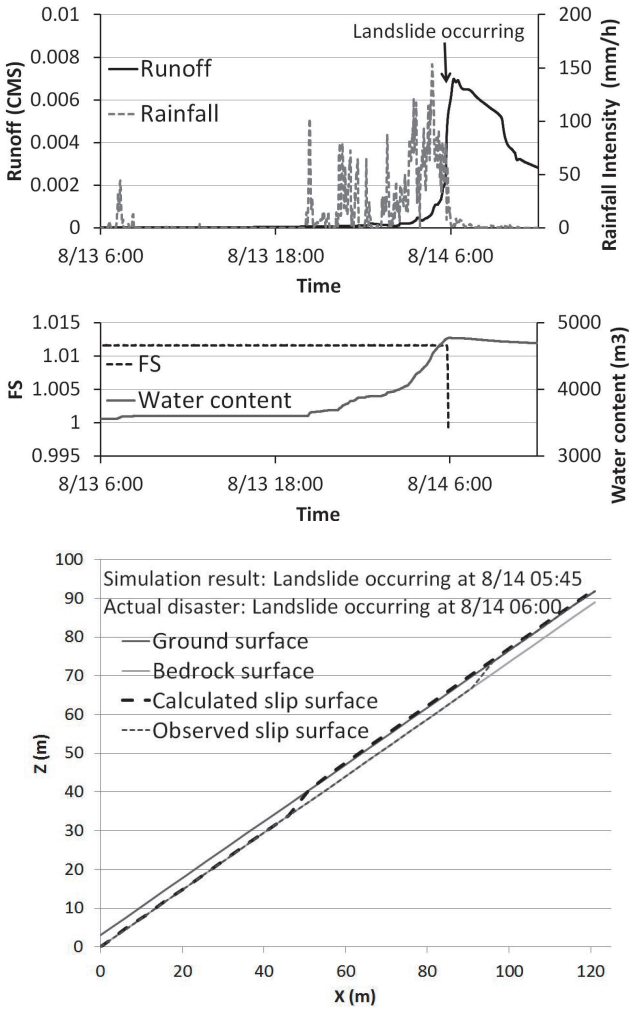


圖 4 2012 年 8 月豪雨日本京都府宇治市崩塌模擬結果

Fig.4 The simulation results of the landslide due to heavy rainfall in Uji City in 2012

5. 土體內初始孔隙水壓條件設定方式

本研究為模擬自然情況下，坡面內土壤水份分布情形，並消除土體內不同起始孔隙水壓條件對後續模擬之影響，乃先設定所有坡面內全部土壤之初始壓力水頭均為 -0.01m，再給予強度為 0.1mm/h 之固定降雨，持續進行模擬，使其土壤內之水份自然流動分布與排放，直至其降雨入滲量與下游端自然排出之基流 (base flow) 流量完全相等，且土體之總含水量維持不變逾 30 天以上時，取其土體內之孔隙水壓分布為該坡面之初始孔隙水壓。經前述過程後，各坡面土體進行後續正式模擬時之初始有效飽合度 S_e 如表 4。其中，保水性高，透水性低之火山碎屑沉積物坡面之初始有效飽和度最高，保水性低但透水性高的風化花崗岩坡面次之，而保水性中等，但透水性低之砂頁岩互層坡面之初始有效飽和度最低。

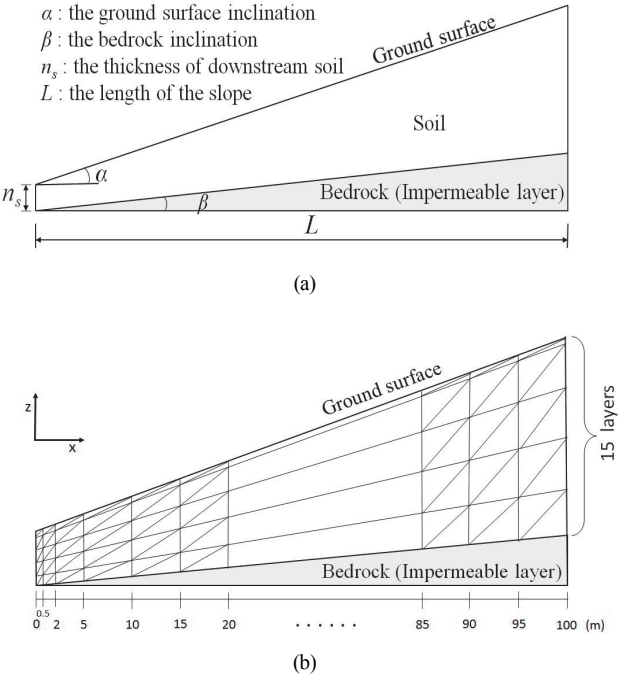


圖 5 (a) 簡化坡面模型 (b) 有限元素法網格示意圖

Fig.5 (a) The simplified slope model (b) The paradigm of the FEM grid

表 3 模擬坡面之土壤相關參數

Table 3 Hydraulic characteristics and soil strength of the soil of the simplified slope

Hydraulic parameters	K_s	θ_s	θ_r	ψ_m	σ
	cm/s	m^3/m^3	m^3/m^3	cm	-
Volcanic debris	3.50×10^{-3}	0.684	0.577	-797.4	2.53
Weathered granite	6.71×10^{-3}	0.387	0.128	-91.38	2.27
Sandstone-shale interface	3.50×10^{-3}	0.468	0.270	-23.7	1.17
Soil strength	γ		C		ϕ
	t/m^3		tf/m^2		degree
Volcanic debris	1.92		2.3		17
Weathered granite	2.0		0.5		30
Sandstone-shale interface	1.64		0.8		31

三、結果與討論

1. 基岩位置對降雨逕流關係之影響

將前揭模擬土壤水份自然分布，且已消除初始條件影響所得的 9 種坡面，進行為期 17 日之降雨-逕流及邊坡穩定分析模擬，模擬所得結果包括下游端截面流出之基流量、地表面之直接逕流量 (包含 surface runoff 及 interflow)，以及土層之水含量 (water content) 等數據。正式模擬期間之降雨資料，採用竹田市 2005 年 9 月 4 日至 6 日之實際降雨資料再加上 14 日無降雨之資料所組成，共計 17 日。所有的模擬時間間距採用 1 分鐘。模擬期間，所有坡面之穩定安全係數 F_S 均大於 1，亦即均未發生崩塌。

(1) 火山碎屑沉積物坡面

圖 6 為三種不同基岩坡度之火山碎屑沉積物坡面，於模擬降雨期間之歷線圖 (hydrograph)。由圖 6(a) 可知，對於具有高保水性，且滲透性較低的火山碎屑沉積物坡面，基岩位置愈淺者，其總逕流量 (包含 surface runoff、interflow 及 base flow) 之峰值愈大，且總逕流量之峰值發生時間及中間流 (interflow) 結束之時間 (t_i) 大致愈早。此外，如圖 6(b) 所示，基岩位置愈深者，基流峰值愈大，惟差異不大，且基流峰值發生時間完全相同；在水含量 (water content) 部份，則呈現基岩位置愈深者，在上昇階段及下降階段變化均較大之現象。圖 7 為基岩坡度 14 度之火山碎屑沉積物坡面 (VB14) 於模擬期間，各時段之壓力水頭變化，相較於另二類坡體之案例，如圖 7(b) 在降雨期間，火山碎屑沉積物坡面明顯比較容易蓄積水份，不利於坡面安定性。

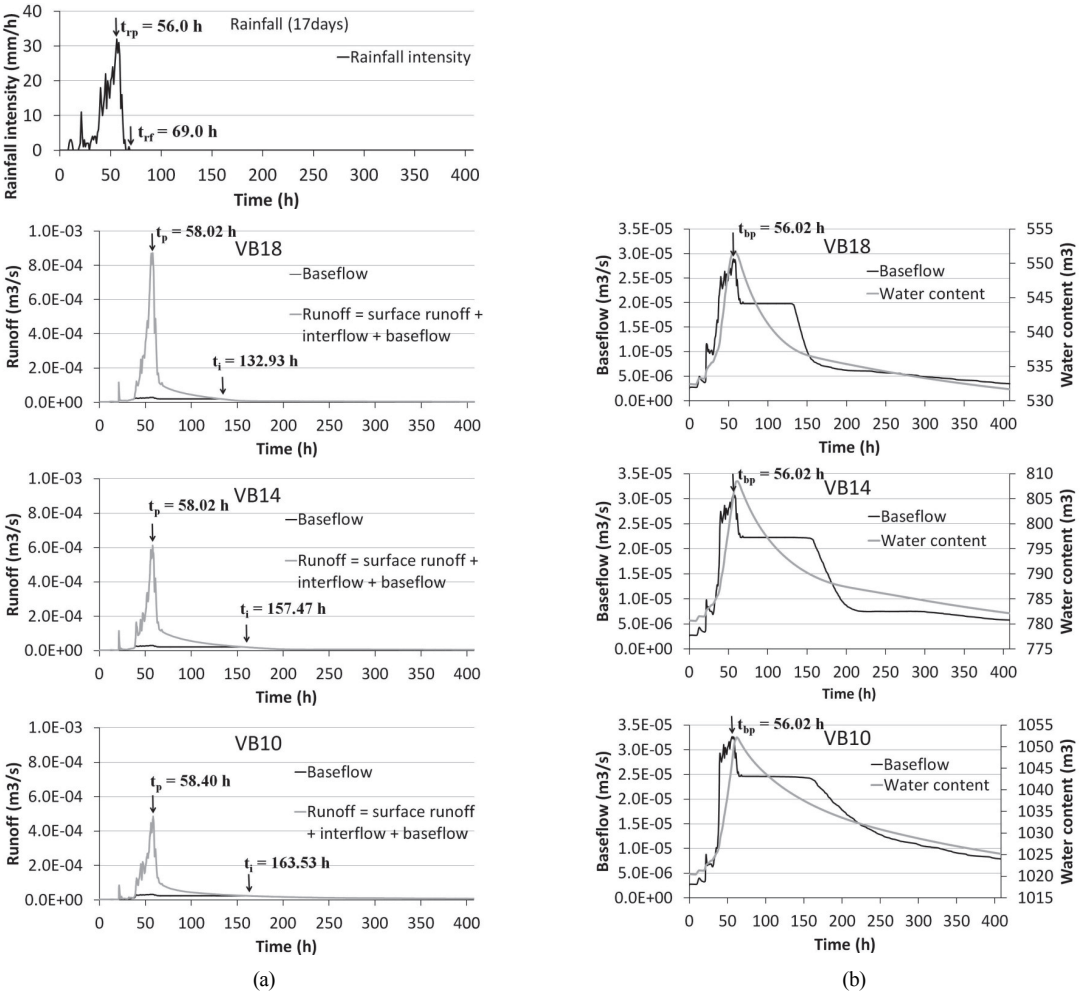
(2) 風化花崗岩坡面

圖 8 為三種不同基岩坡度之風化花崗岩坡面，於模擬降雨期間之歷線圖。由圖 8(a) 可知，對於保水性較差，透水性較高的風化花崗岩坡面，基岩位置愈深者，其總逕流量之峰值愈大，且總逕流量之峰值發生時間及中間流結束之時間愈早，此結果恰與火山碎屑沉積物坡面恰相反。此外，如圖 8(b) 所示，在基流部份，亦為基岩位置愈深者，基流峰值愈大，但基流峰值發生時間則大致愈晚。值得注意的是，模擬期間 GB18 之坡面，

表 4 各簡化坡面之初始土壤有效飽合度

Table 4 The initial effective saturation of the soil of the simplified slope

	VB10	VB14	VB18	GB10	GB14	GB18	SSB10	SSB14	SSB18
S_e (%)	76.1	76.5	77.4	61.6	62.0	62.5	28.9	29.6	30.6



(a) (b)

圖 6 火山碎屑沉積物坡面之降雨-逕流歷線

Fig.6 The rainfall-runoff hydrograph in volcanic debris slope

其基流出現多峰之現象。由於此處之基流來源單純係由上層土壤水份向下入滲而來，故可知在透水性較高、保水性較低之風化花崗岩坡面內，單純的入滲現象亦可能為雙峰或多峰逕流之成因之一。另，在水含量變化部份，則為基岩位置愈深者，其上昇及下降階段均變化較小，此部份亦與火山碎屑沉積物坡面相反。圖 9 為 GB14 於 17 日之模擬期間各時段土體內之壓力水頭分布圖，由各時段壓力水頭之變化，可清楚呈現土體內水份移動之情形。

(3) 砂頁岩互層坡面

圖 10 為三種不同基岩坡度之砂頁岩互層坡面，於模擬降雨期間之歷線圖 (hydrograph)。由圖 10(a) 可知，對於具有中等保水性，且滲透性較低的砂頁岩互層坡面，基岩位置愈淺者，其總逕流量之峰值愈大，且總逕流量之峰值發生時間愈早，此趨勢與火山碎屑沉積物坡面一致。但中間流結束之時間，卻完全相反，亦即基岩位置愈淺者，結束時間愈晚。且差異甚大。此外，如圖 10(b) 所示，在基流部份變化之趨勢，則與火山碎屑

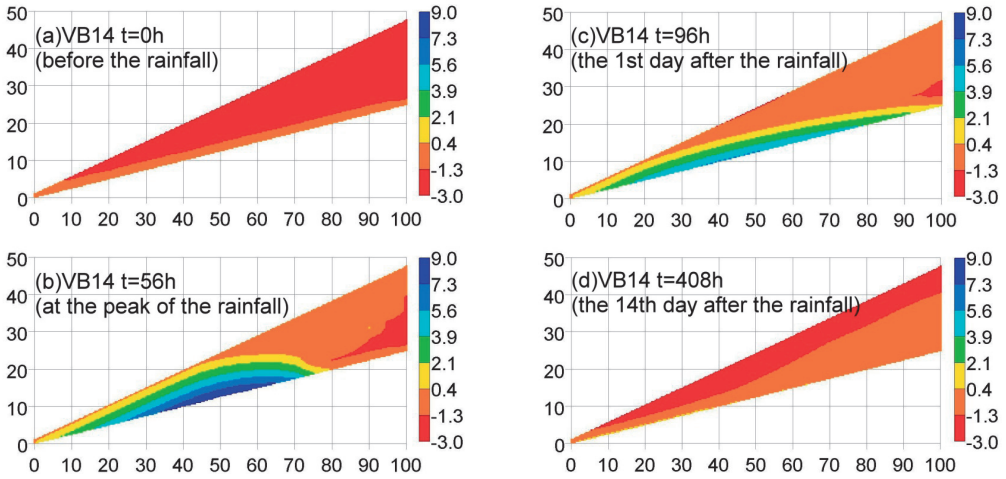
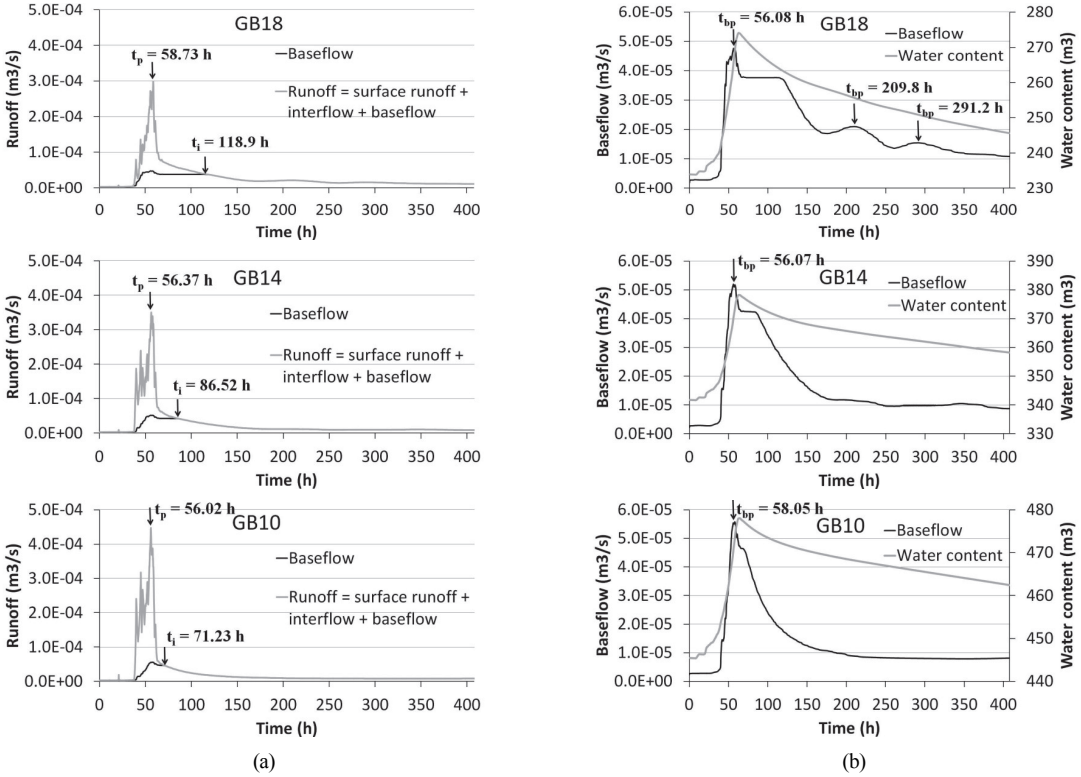


圖 7 基岩坡度 14 度之火山碎屑沉積物坡面各時段壓力水頭分布圖 (a) t=0h (b) t=56h (c) t=96h (d) t=408h

Fig.7 The water pressure head of the volcanic debris slope with bedrock inclination of 14° at various time (a) t=0h (b) t=56h (c) t=96h (d) t=408h



(a) (b)

圖 8 風化花崗岩坡面之降雨-逕流歷線

Fig.8 The rainfall-runoff hydrograph in weathered granite slope

沉積物坡面大致一致，亦即基岩位置愈深者，基流峰值愈大，但基流峰值發生時間大致較晚；另，與前二類坡面不同的是，在水含量部份，呈現基岩位置愈深者，在上昇階段變化較大，但在下降階段反而變化較小。圖 11 為基岩坡度 14 度之砂頁岩互層坡面 (SSB14) 於模擬期間，各時段之壓力水頭變化。

2. 基岩位置對崩塌時間及規模之影響

為探討不同基岩坡度對於崩塌規模及發生時間之影響，本研究分別使用五種不同降雨強度及延時，但總累積雨量相同之雨場 (如圖 12)，測試每一種坡面。各雨場分別以其最大時雨量 (I=20,40,60,80,100 mm/h) 命名之。

(1) 火山碎屑沉積物坡面

針對火山碎屑沉積物坡面分別給予所述五種雨場，其崩塌時間、規模及崩塌時土體之水含量如表 5，崩塌時臨界滑動面剖面如圖 13。模擬結果顯示，在相同降雨強度下，基岩位置愈深者，其初始安全係數愈低，崩塌發生時間愈早，滑動面長度愈長，規模愈大；此外，所有的案例均呈現，當降雨強度愈大時，崩塌時間愈早，但崩塌規模相同。值得注意的是，在此火山碎屑沉

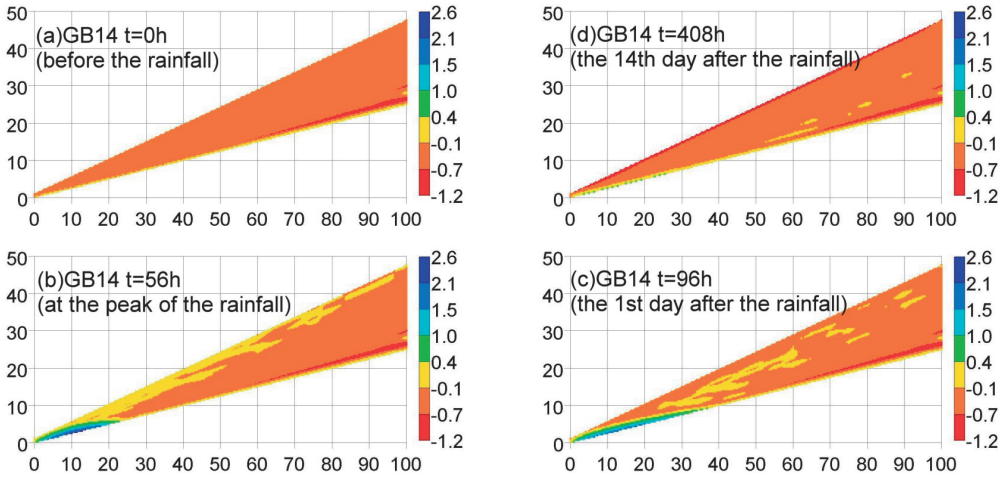


圖 9 基岩坡度 14 度之風化花崗岩坡面各時段壓力水頭分布圖 (a) t=0h (b) t=56h (c) t=96h (d) t=408h

Fig.9 The soil water pressure head of the weathered granite slope with bedrock inclination of 14° at various time (a) t=0h (b) t=56h (c) t=96h (d) t=408h

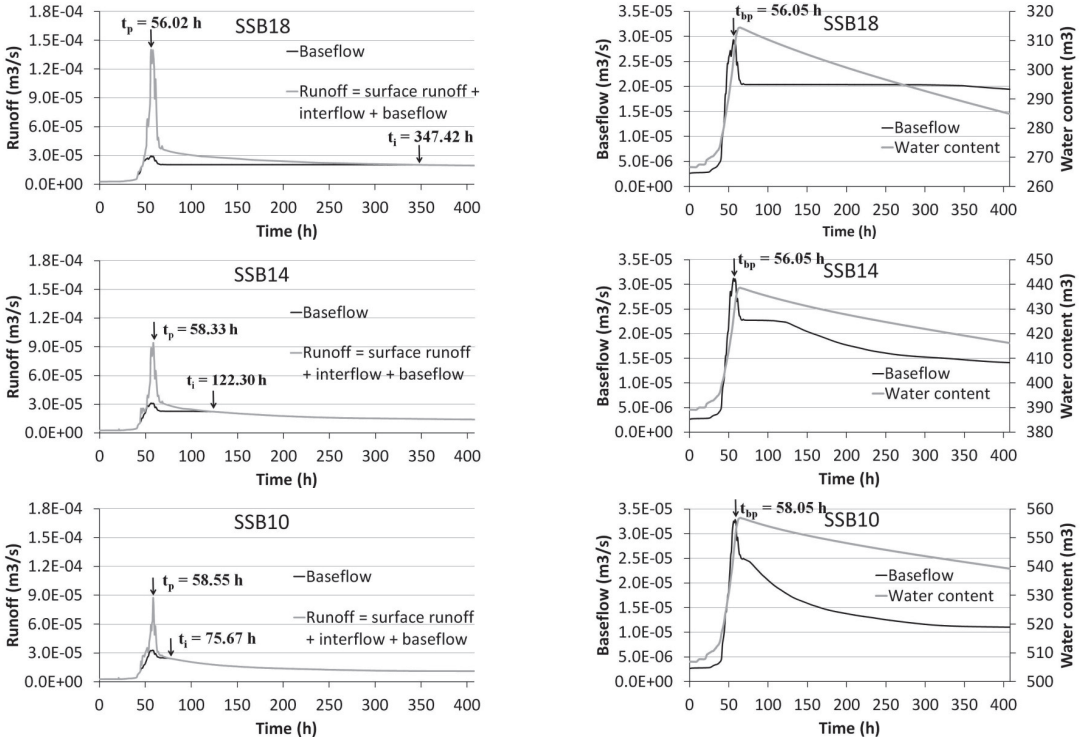


圖 10 砂頁岩互層坡面之降雨-逕流歷線

Fig.10 The rainfall-runoff hydrograph in sandstone-shale interface slope

積物坡體之三個案例中，均呈現不論降雨強度多寡，崩塌發生時，土體內的水含量幾乎一致，且雨量強度愈大，崩塌時土體水含量低愈之現象。

(2) 風化花崗岩坡面

風化花崗岩坡面在五種雨量作用下，其崩塌時間、規模及崩塌時土體之水含量如表 6，崩塌時臨界滑動面剖面如圖 14。由於風化花崗岩坡體之滲透性較佳，保水性不佳，土體內之水分可快速排除，故容易造成土體失穩之高壓力水頭多分布在下游處，也因此不論基岩角度為何，破壞滑動面均分布在下游端。模擬結果顯示，在

表 5 不同基岩坡度之火山碎屑沉積物坡面於不同降雨強度下之崩塌時間、規模及土體水含量

Table 5 The occurring time and scale of landslide and water content for the volcanic debris slope under different rainfall intensity

	VB10				VB14				VB18			
Fsi	1.008				1.046				1.123			
	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3/m)	Difference rate of water content (%)	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3/m)	Difference rate of water content (%)	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3/m)	Difference rate of water content (%)
I=20	2419	1130.7	1031.0	0.39	2709	926.6	797.2	0.61	2865	634.2	548.5	0.29
I=40	1013	1130.7	1027.7	0.06	1271	926.6	793.4	0.13	1401	645.0	547.7	0.15
I=60	655	1130.7	1026.1	-0.09	854	926.6	791.4	-0.12	937	645.0	546.6	-0.05
I=80	487	1130.7	1025.4	-0.16	649	926.6	790.2	-0.28	721	645.0	546.0	-0.16
I=100	392	1130.7	1025.0	-0.20	531	926.6	789.6	-0.34	593	645.0	545.6	-0.23
		Mean	1027.0			Mean	792.4			Mean	546.88	

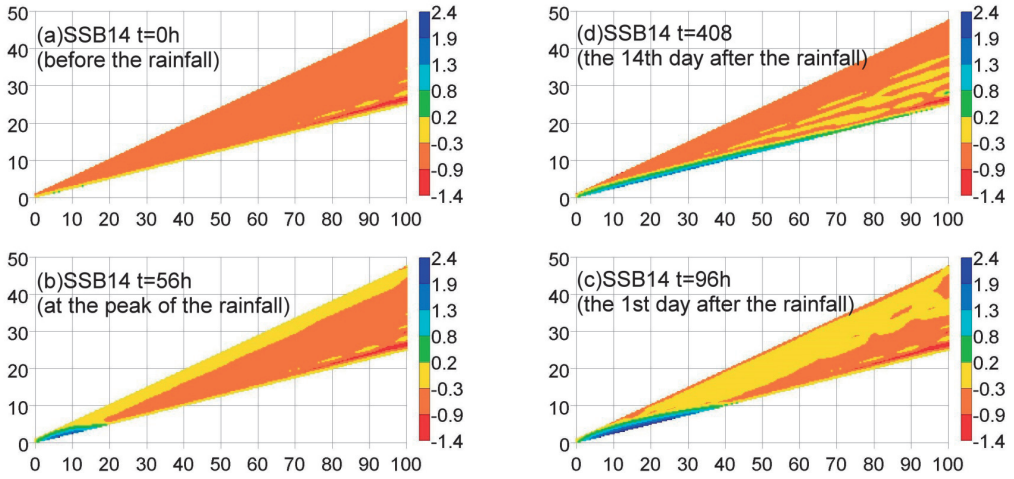


圖 11 基岩坡度 14 度之砂頁岩互層坡面各時段壓力水頭分布圖 (a) t=0h (b) t=56h (c) t=96h (d) t=408h

Fig.11 The soil water pressure head of the sandstone-shale interface slope with bedrock inclination of 14° at various time (a) t=0h (b) t=56h (c) t=96h (d) t=408h

表 6 不同基岩坡度之風化花崗岩坡面於不同降雨強度下之崩塌時間、規模及土體水含量

Table 6 The occurring time and scale of landslide and water content for the weathered granite slope under different rainfall intensity

	GB10				GB14				GB18			
Fsi	1.365				1.370				1.384			
	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3)	Difference rate of water content (%)	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3)	Difference rate of water content (%)	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3)	Difference rate of water content (%)
I=20	5880	63.5	518.6	5.35	5125	81.3	400.5	5.63	4544	82.5	281.4	5.69
I=40	2905	63.5	496.7	0.90	2399	78.6	382.9	0.98	2093	82.5	270.4	1.56
I=60	2014	63.5	488.0	-0.86	1623	55.3	374.3	-1.27	1378	60.6	262.4	-1.43
I=80	1620	63.5	481.6	-2.15	1285	55.3	370.9	-2.18	1047	60.6	259.4	-2.55
I=100	1288	63.5	476.2	-3.25	1042	55.3	367.2	-3.16	886	60.6	257.5	-3.27
		Mean	492.2			Mean	379.2			Mean	266.2	

相同降雨強度下，基岩位置愈深者，其初始安全係數愈低，但崩塌發生時間卻愈晚；同時，在雨量強度不大時，滑動面長度反而愈短，規模愈小，但差異不大。此外，所有的案例亦同火山碎屑沉積物坡面，當降雨強度愈大時，崩塌時間愈早，但崩塌規模愈小。在崩塌時土體之水含量方面，同樣出現不論降雨強度多寡，同一基岩深度之坡體崩塌發生時，土體內的水含量很接近之現象，且雨量強度愈大，崩塌時之土體水含量低；惟相較於火山碎屑沉積物坡面，此部份差異略大。

(3)砂頁岩互層坡面

砂頁岩互層坡面在五種雨量作用下，其崩塌時間、規模及崩塌時土體之水含量如表 7，崩塌時臨界滑動面剖面如圖 15。模擬結果顯示，在相同降雨強度下，基岩位置愈深者，其初始安全係數愈低，但崩塌發生時間卻愈晚 (與風化花崗岩坡面相同)，且滑動面長度反而愈短，規模愈小，但差異不大；此外，所有的案例亦同前二種坡體，當降雨強度愈大時，崩塌時間愈早，崩塌規模愈小。在崩塌時土體之水含量方面，同樣出現不論降雨強度多寡，同一基岩深度之坡體崩塌發生時，土體內的水含量非常接近之現象，且雨量強度愈大，崩塌時之土體水含量愈低。

3. 土壤性質對崩塌發生時間與規模之影響

由前節討論發現，對於火山碎屑沉積物坡面而言，當基岩位置愈深時，崩塌規模愈大；但對風化花崗岩及砂頁岩互層坡面卻反而出現基岩位置愈深時，崩塌規模愈小之相反結果，似乎顯示由降雨-入滲形成之大規模崩塌，土壤摩擦角與凝聚力等剪力強度參數，或保水性、透水性等水力參數，才是影響崩

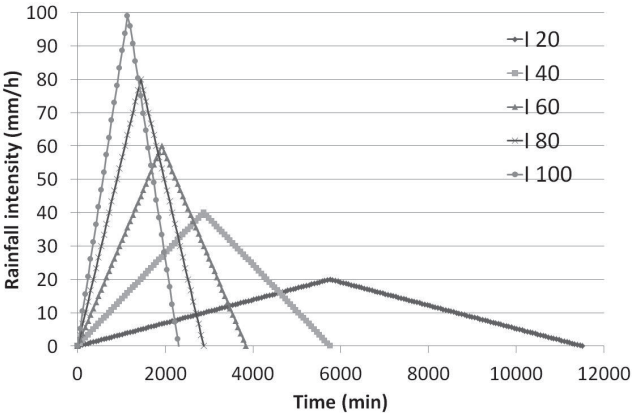


圖 12 降雨-入滲-崩塌模擬所使用之五種不同雨場

Fig.12 Different rainfall patterns for rainfall- infiltration-landslide simulations

表 7 不同基岩坡度之砂頁岩互層坡面於不同降雨強度下之崩塌時間、規模及土體水含量

Table 7 The occurring time and scale of landslide and water content for the sandstone-shale interface slope under different rainfall intensity

	SSB10				SSB14				SSB18			
Fsi	1.493				1.501				1.534			
	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3)	Difference rate of water content (%)	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3)	Difference rate of water content (%)	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Water content (m^3)	Difference rate of water content (%)
I=20	8090	133.8	636.5	2.93	6588	143.8	489.6	1.90	5721	137.7	342.6	0.85
I=40	3550	93.7	622.3	0.64	3057	109.1	480.9	0.09	2767	132.8	339.8	0.05
I=60	2288	93.7	615.1	-0.52	2024	109.1	479.0	-0.30	1840	128.4	339.3	-0.11
I=80	1721	93.7	610.0	-1.35	1521	109.1	476.9	-0.73	1373	128.4	338.3	-0.40
I=100	1421	93.7	607.9	-1.69	1240	109.1	475.8	-0.96	1106	128.4	338.3	-0.40
		Mean	618.4			Mean	480.4			Mean	339.7	

表 8 土壤剪力強度對崩塌時間及規模之影響

Table 8 Theinfluence of soil strength on occurring time and scale of landslide

Soil strength		VB10			GB10		
C (tf/m^2)	ϕ (degree)	Fsi	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)	Fsi	Occurring time (min)	Slip surface area (m^2)
1.8	20	1.08	670	1000.1	1.08	2067	976.9
1.5	20	1.04	525	1013.6	1.04	1243	1013.6
1.2	20	1.00	169	1018.5	1.00	508	1018.5
1.5	23	1.18	733	231.1	1.18	No collapse	
1.2	23	1.14	634	181.9	1.14	No collapse	
0.9	23	1.09	520	103.5	1.10	1275	103.5
0.6	23	1.04	406	43.4	1.05	972	72.8
0.9	26	1.23	600	136.7	1.24	No collapse	
0.6	26	1.19	473	67.1	1.19	1158	67.1
0.3	26	1.14	634	181.9	1.13	785	43.3

塌規模之主要因素。為釐清造成大規模崩塌之關鍵因素，本研究採用前揭火山碎屑沉積物及風化花崗岩等二種水力參數差異甚大土層 (VB10 及 GB10)，分別給予相同的剪力強度參數，在相同的雨量強度下 (I=100)，進行降雨-入滲-崩塌模擬，其結果如分別如表 8 及圖 16 與圖 17。由模擬結果可看出，對保水性及透水性差異甚大的 VB10 及 GB10 二個坡面，在相同土壤剪力強度下，其崩塌規模幾乎一致，僅崩塌時間為 VB10 明顯早於 GB10；且土壤剪力強度愈小時，尤其是土壤摩擦角愈小時，崩塌規模愈大。因此，似可推論影響土壤剪力強度才是影響坡體崩塌規模的主要因素，土壤保水性等水力參數主要是影響崩塌發生之時間，亦即保水性愈大、透水性愈小之土體，發生崩塌之機率愈高。

4. 討論

比較火山碎屑沉積物坡面、風化花崗岩坡面及砂頁岩互層坡面之模擬結果，此三者在地中逕流變化型式上完全不同。經由三、1.(2) 節之模擬結果可發現，風化花崗岩基岩坡度 18^o 之坡面 (GB18)，其地中逕流出現多峰值的現象。對於雙峰或多峰值現象，過去已有文獻提及在實際觀測案例中確實發現這種情形 (Weyman,1974; Anderson and Burt, 1978)，且多發生於地形起伏較小，同時有較厚崩積層，亦即透水性較大的坡地。一般認為這種雙峰現象係由坡體內之滲流 (a hill slope through flow) 所造成 (Onda al et., 2001)，本研究之模擬結果，僅透水性較佳，保水性較低，亦即降雨-入滲作用較顯著之風化花崗岩出現多峰值現象，似亦驗證此推論。

儘管不同的土體組成之坡面其降雨-逕流型態明顯不同，但在模擬的結果中，清楚顯示不同的基岩坡度將直接影響地中逕流之流量與衰減型態。因此，如能長期穩定監測坡體之降雨與逕流資料，建立基岩坡度與降雨-逕流之關係，未來也許有機會發展成為初估基岩位置的簡易方式。一般監測逕流變化的資料多以流量與峰值發生之時間為主，在本研究之模擬發現，似乎採用中間流結束之時間較能明顯區隔不同基岩深度之地層構造條件。儘管中間流結束時間無法直接由監測資料獲得，但藉由逕流歷線之基流分離方式，仍可間接獲得 (Linsley et al., 1988)。

有關基岩深度對降雨-入滲形成的大規模崩塌之影響，由模擬結果可看出，僅土壤摩擦角較小 (ϕ=17^o) 之火山碎屑沉積物坡面，會產生大規模崩塌，且在基岩位置愈深時，崩塌規模愈大；對於土壤摩擦角較大的風化花崗岩及砂頁岩互層 (ϕ=30^o、ϕ=31^o) 則不易發生大規模崩塌，且基岩深度對崩塌規

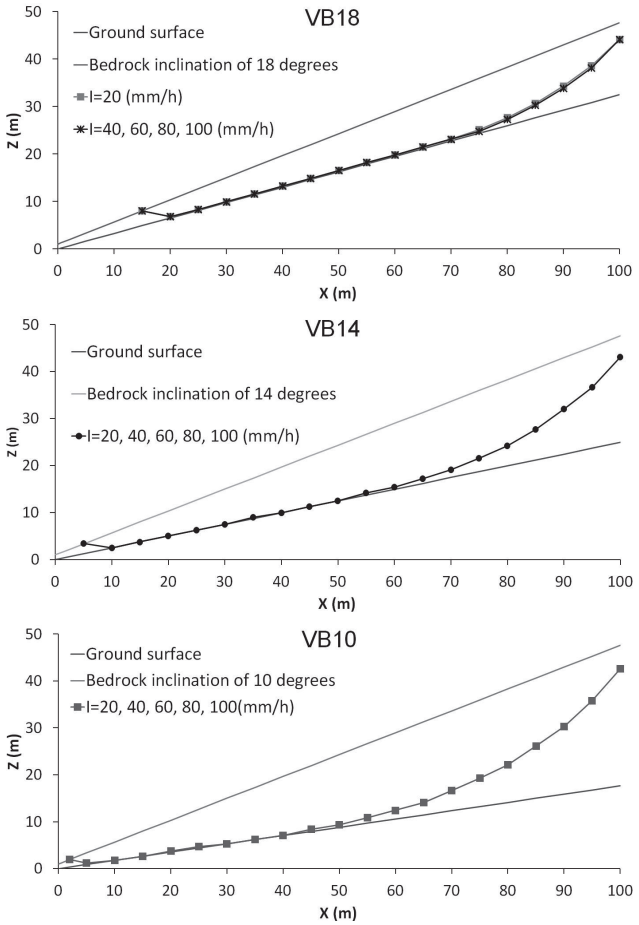


圖 13 不同降雨強度下不同基岩坡度之火山碎屑沉積物岩坡面滑動面

Fig.13 The critical slip surface of volcanic debris slope with different bedrock locations under various rainfall intensity

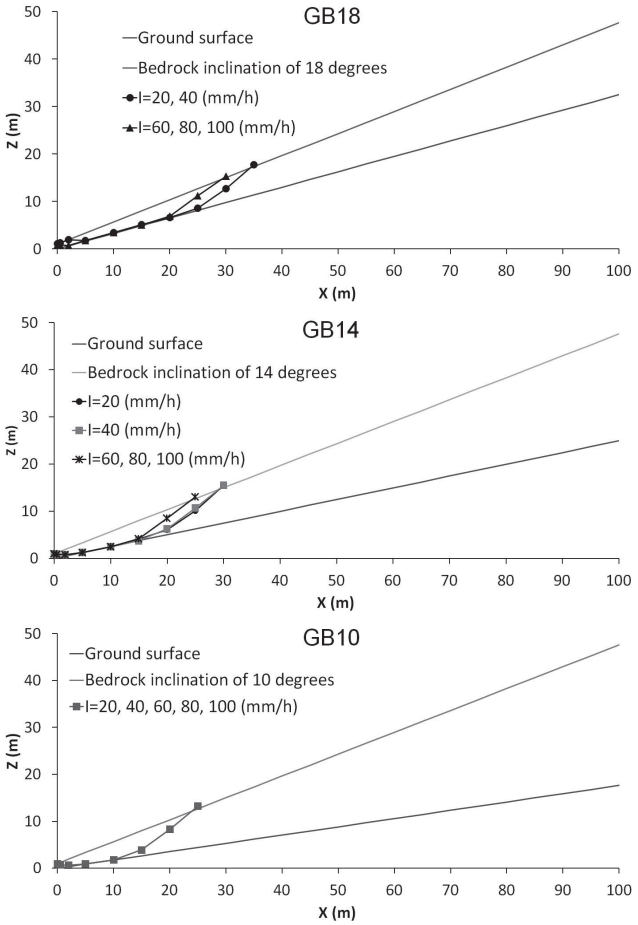


圖 14 不同降雨強度下不同基岩坡度之風化花崗岩坡面滑動面

Fig.14 The critical slip surface of weathered granite slope at different bedrock locations under various rainfall intensity

模影響不大。同時，本研究模擬也發現，土壤透水性及保水性等水力參數雖不影響崩塌規模，但對於崩塌發生之機率則有明顯影響。亦即對土層保水性較佳且透水性較低之地區，由於降雨期間容易蓄積水份，較易造成大規模崩塌。關於此現象，Onda et al. (2004) 長期觀測不同地質條件集水區之降雨-逕流結果，也有相同的結論，其研究指出在中生代頁岩為主的集水區，其地中逕流之排水強度與頻率明顯比以花崗岩為主的集水區為低，並推論中生代頁岩集水區相對而言比較容易發生深層崩塌。

許多研究已指出降雨-入滲造成土體中孔隙水壓上昇之現象，是導致崩塌發生的主要原因 (Iverson, 2000; Casadei et al., 2003; 堤大三等，2007)。本研究的模擬進一步發現，對於保水性較佳或透水性較差的土體，即使在不同的雨場作用下，其崩塌發生時土體內的水含量均十分接近，且土層愈薄 (基岩位置愈淺) 時，其差異愈小。因此，未來如能事前以模擬方式求出該坡面崩塌時之土體臨界水含量，同時於降雨期間持續模擬該坡面土體水含量之變化，並與臨界水含量相比較，如水含量大於臨界水含量時，即表坡面可能發生崩塌，據此應可發展出以水含量為指標之新型崩塌警戒方式。

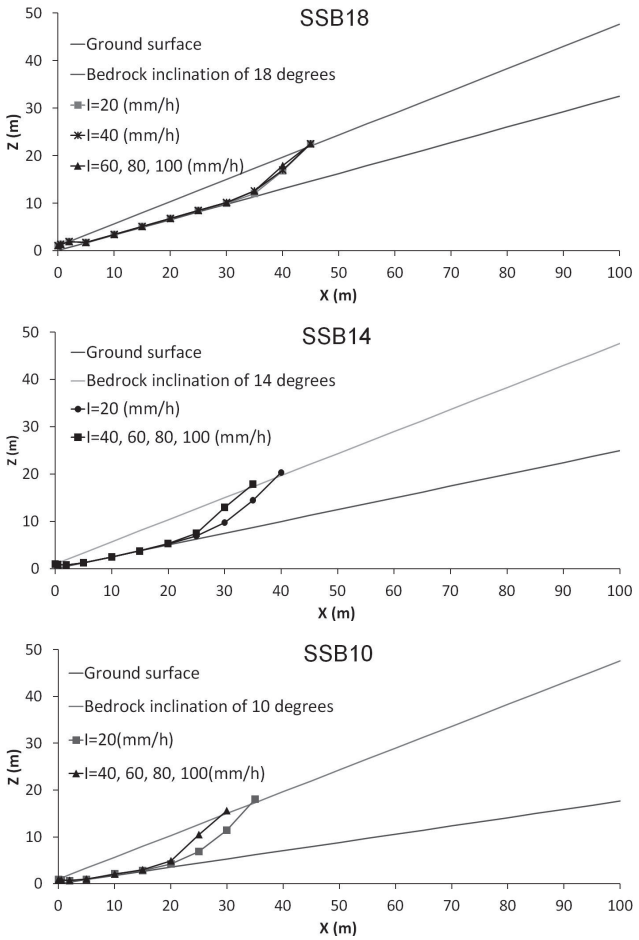


圖 15 不同降雨強度下不同基岩坡度之砂頁岩互層坡面崩塌滑動面

Fig.15 The critical slip surface of sandstone-shale interface slope at different bedrock locations under various rainfall intensity

經比對實際災例之現場調查結果，以及集水區降雨-逕流觀測相關之研究，本研究使用之 IRIS 模式對於各別坡面之降雨-入滲、地中與地表逕流計算、崩塌時間及規模預測等，均有良好結果。惟因 IRIS 模式在計算降雨-入滲階段使用有限元素法，其計算時間較長，實際應用時，無法針對集水區尺度內所有坡面作即時運算，故只能用於事後之個別案例檢測，或是針對特定坡面作即時運算或警戒，無法用於集水區尺度之大範圍坡地崩塌預警。

5. 結論

大規模崩塌相對於其它類型的土砂災害，雖然發生機率較低，可是一旦發生後，所造成的災害規模及可能衍生的二次災害等影響，卻遠高於其他災害。由於大規模崩塌發生機制較為複雜，目前各種潛勢評估與預測模式等的相關研究，相較於其他類型的土砂災害明顯不足。

事實上，大規模崩塌或深層崩塌發生的原因，除降雨-入滲造成之影響外，亦與地質構造、解理、裂縫或岩體長期變形有關 (Tsu et al, 2011)，惟本研究目前僅就降雨-入滲造成土層崩塌部份進行探討。模擬結果指出崩塌規模的大小，與土壤摩擦角高度相關，土壤摩擦角愈小之坡面，一旦發生崩塌，其崩塌規模愈大；至於土壤之保水性與透水性等特性，主要影響到崩塌發生之時間，亦即保水性愈高之土壤，由於土體內之水份

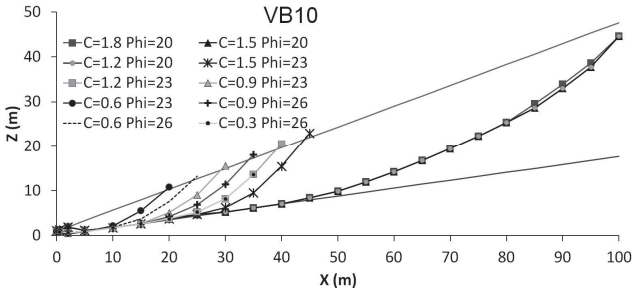


圖 16 相同降雨強度下不同土壤強度之火山碎屑沉積物坡面崩塌滑動面(高保水性且低透水性土體)

Fig.16 The critical slip surfaces of volcanic debris slopeat different bedrock locations under same rainfall intensity (higher water retention and lower hydraulic conductivity soil)

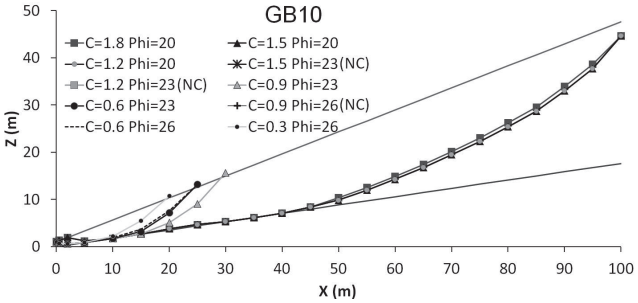


圖 17 相同降雨強度下不同土壤強度之風化花崗岩坡面崩塌滑動面 (低保水性且高透水性土體)

Fig.17 The critical slip surfaces of volcanic debris slope at different bedrock locations under same rainfall intensity(lower water retention and higher hydraulic conductivity soil)

愈容易積蓄，故愈容易發生崩塌 (或說發生崩塌機率愈高)，此二特性未來應可作為判識大規模崩塌潛勢地區之指標之一。同時，本研究之模擬發現，對於易發生大規模崩塌之地區，基岩位置確實會影響崩塌規模，但傳統探測基岩位置的方式，大多過於耗時及昂貴。本研究經由「降雨-入滲-邊坡穩定」之模擬方式已初步探索降雨-逕流與基岩位置之關係，並建議可嘗試採用中間流之結束時間作為評估指標，後續如有實際觀測資料作為驗證，或可進一步發展簡易推估基岩位置與評估大規模崩塌潛勢之方式。

此外，經由本研究之模擬結果亦發現，對於土層保水性較佳或透水性較差之坡面，不論降雨強度多寡，崩塌發生時土體內之水含量幾乎相同，未來應可用利用此一特性發展以水含量為指標之崩塌警戒方式。

參考文獻

[1] 恩田裕一、小松陽介、辻村真貴、藤原淳一 (1999)，「降雨流出ピークの遅れ時間の違いからみた崩壊発生時刻予知の可能性」，砂防学会誌，51(5)，48-52。(Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M., and Fujihara, J. (1999). "Possibility for Predicting Landslide Occurrence by Analyzing the Runoff Peak Response Time." *Sabo Gakkaishi*, 51(5), 48-52. (in Japanese))

[2] 堤大三、藤田正治、林雄二郎 (2007)，「2005 年台風 14 号により大分県竹田市で発生した斜面崩壊に関する数値シミュレーション」，水工学論文集，51，931-936。(Tsutsumi, D., Fujita, M., and Hayashi, Y. (2007). "Numerical simulation on a landslide due to Typhoon 0514 in Taketa city, Oita prefecture." *Proceedings of hydraulic engineering*, 51. 931-936. (in Japanese))

[3] 藤田正治、大塩清太郎、堤大三 (2010)，「気候変動に伴う流域内の斜面崩壊危険度の変化」，京都大学防災研究所年報，53(B)，515-525。(Fujita, M., Ohshio, S., and Tsutsumi, D. (2010). "Effect of climate change on slope failure risk degree in river basin." *Annuals ofDisas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 53(B), 515-525. (in Japanese))

[4] Anderson, M.G., and Burt, T.P. (1978). "The role of topography in controlling throughflow generation." *Earth Surface Processes*, 3(4), 331-344.

[5] Baker, R. (1980). "Determination of the critical slip surface in slope stability computations." *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 4(4), 333-359.

[6] Casadei, M., Dietrich, W.E., and Miller, N.L. (2003). "Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes." *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(9), 925-950.

[7] Chigira, M. (2009). "September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan." *Engineering Geology*, 108(1-2), 1-15.

[8] Fujita, M., and Tsutsumi, D. (2008). "Several important issues from field and model investigations on landslides." *Proceedings of hydraulic engineering*, 52, 9-12.

[9] Hopp, L., and McDonnell, J.J. (2009). "Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth." *Journal of Hydrology*, 376(3-4), 378-391.

[10] Linsley, R.K., Kohler, M.A., and Paulhus, J.L.H. (1988). *Hydrology for Engineers*, McGraw-Hill Book Co., New York.

[11] Istok, J. (1989). *Groundwater Modeling by the Finite Element Method*, Washington DC, American Geophysical Union.

[12] Iverson, R.M. (2000). "Landslide triggering by rain infiltration." *Water Resources Research*, 36(7), 1897-1910.

[13] Kosugi, K.I. (1996). "Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties." *Water Resource Research*, 32(9), 2697-2703.

[14] Katsuyama, M., Fukushima, K., and Tokuchi, N. (2008). "Comparison of rainfall-runoff characteristics in forested catchments underlain by granitic and sedimentary rock with various forest age." *Hydrological Research Letters*, 2, 14-17.

[15] Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M., and Fujihara, J. (2001). "The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation." *Hydrological Processes*, 15(10), 1693-1706.

[16] Onda, Y., Tsujimura, M., and Tabuchi, H. (2004). "The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan." *Hydrological Processes*, 18(4), 637-650.

[17] Onda, Y., Tsujimura, M., Fujihara, J., and Ito, J.I. (2006). "Runoff generation mechanisms in high-relief mountainous watersheds with different underlying geology." *Journal of Hydrology*, 331(3-4), 659-673.

[18] Tsou, C.Y., Feng, Z.Y., and Chigira, M. (2011). "Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan." *Geomorphology*, 127(3-4), 166-178.

[19] Uchida, T., Yokoyama, O., Suzuki, R., Tamura, K., and Ishizuka, T. (2011). "A new method for assessing deep catastrophic landslide susceptibility." *International Journal of Erosion Control Engineering*, 4(2), 32-42.

[20] Weyman, D. (1974). "Runoff processes, contributing area and streamflow in a small upland catchment." In: Gregory, K. and Walling, D. (eds.) *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*.UK: Institute of British Geographers Special Edition No. 6.

[21] Wu, C.H., Chen, S.C., and Chou,H.T. (2011). "Geomorphologic characteristics of catastrophic landslides during typhoon Morakot in the Kaoping Watershed, Taiwan." *Engineering Geology*, 123(1-2), 13-21.

[22] Yamagami, T., and Ueta, Y. (1986). "Noncircular slip surface analysis of the stability of slopes-An application of dynamic programming to the Janbu method." *Landslides*, 22(4), 8-16.

[23] Yamakoshi, T., Ishizuka, T., Kaji, A., Ito, Y., Osaka, S., and Nakagome, A. (2012). “Quick monitoring tool for landslide dam outburst debris flow and its application to the actual disaster.” *EGU*, 6882.

2013 年 12 月 05 日　收稿
2014 年 03 月 20 日　修正
2014 年 05 月 29 日　接受
(本文開放討論至 2015 年 3 月 31 日)