

梨山地滑區降雨滲流及穩定性分析

林德貴⁽¹⁾ 陳啟天⁽²⁾ 徐森彥⁽³⁾ 蘇苗彬⁽⁴⁾

摘要

地滑區之地質與水文條件十分複雜，採簡單或簡化之傳統分析工具與方法並無法評估地滑區降雨期間實際之穩定性。本研究提降雨滲流數值模擬程序（numerical procedures）可呈現梨山地滑區實際之穩定行為。梨山地層滑動整治計畫於2002年底完成。惟對於暴雨對邊坡穩定之影響分析皆侷限在靜態地下水水位或固定孔隙水壓之條件下來進行，而未考量地下水滲流及降雨延時之孔隙水壓變化對邊坡之影響。

本研究使用二維有限元素滲流分析，針對梨山地滑地東南區 Y4 剖面邊坡在 4 個颱風(桃芝、碧利斯、艾莉、敏督利)降雨期間，輸入現地降雨資料及初始地下水水位，進行暫態降雨入滲數值模擬分析。分析中，集水井 W1、W2 及 W3 可有效地採用開放邊界進行模擬。採用上述降雨入滲分析結果並結合 Morgentern-Price 切片極限平衡法邊坡穩定程式分析方法，可分析邊坡降雨期間之每個時階之穩定性。本研究提之分析模式之可靠性及有效性，已藉由梨山地滑地東南區 Y4 剖面之 B11 及 B13 地下水水位監測資料與數值分析結果之比對來予以確認。此外，由梨山地滑區 4 個颱風個案之實際驗證分析成果，可利用降雨延時 T 與地下水水位變化量 Δh_w 之觀測值(及計算值)，迴歸求得兩組相近之 $\Delta h_w(T) \sim T$ 關係式。

(**關鍵字**：降雨滲流數值分析、集水井、地下水水位、穩定分析)

Rainfall Induced Seepage and Stability Analyses in Li-Shan Landslide

Der-Guey Lin⁽¹⁾ Chi-Tien Chen⁽²⁾ Sen-Yen Hsu⁽³⁾

Associate Professor, Graduate Students, Department of Soil and Water Conservation, National Chung-Hsing University, 250 Taichung, Taiwan, R.O.C

Miau-Bin Su⁽⁴⁾

Professor, Department of Civil Engineering, National Chung-Hsing University, 250 Taichung, Taiwan, R.O.C

-
- (1) 國立中興大學水土保持學系副教授
 - (2) 國立中興大學水土保持學系碩士班研究生
 - (3) 國立中興大學水土保持學系博士班研究生
 - (4) 國立中興大學土木工程學系教授

ABSTRACT

The geological and hydrological conditions are extremely complicated in the engineering design and theoretical analysis in landslide area. At the meantime, it is almost impossible to evaluate the actual slope stability of landslide during the rainfall merely employing the conventional analysis or simplified method. This study proposed a numerical procedure to encompass the rainfall infiltration and stability calculation in slope analysis commonly encountered in the engineering practice. The Li-Shan landslide Restoration Project has been carried out at the end of year 2002. However, the application of the conventional analyses frequently consider the groundwater as a hydrostatic type of distribution rather than a varied groundwater table. The infiltration and seepage effects of rainwater were completely ignored in the analysis.

Incorporating two dimensional finite element transient seepage analyses with limit equilibrium analysis of Morgenstern-Price slice method, this study investigated the infiltration and seepage effects on the slope stability of Li-Shan landslide under 4 rainfall events during the typhoon season (Typhoons Toraji, Bilis, Aere and Mindulle). In the seepage analysis, the drainage well (W1, W2 and W3) is successfully simulated by an open boundary, which functions as a collector of seepage flow during the rainfall. Eventually, the pore water pressure distribution resulted from the seepage analysis were imported into slope stability analysis.

The results indicated that the tendency of time-dependent groundwater table variation of monitoring stations B11 and B13 are in good agreement with those from the measurements. Meanwhile, the calculated factor safety of 4 specific potential sliding sub-surfaces No.1~No.4 along the Y4 profiles at the southeast zone of Li-Shan landslide are also compared with those from the previous studies. Accordingly, the proposed numerical procedures can be verified based on the aforementioned comparisons. Based on the calculation results of 4 typhoon events in Li-Shan landslide, two sets of $\Delta h_w(T) \sim T$ regression curves can be obtained. The curve correlates the rainfall duration T with the groundwater upwelling Δh_w in Li-Shan landslide.

(**key words:** Rainfall Induced Seepage Analysis, Drainage Well, Ground Water Table, Stability Analysis)

前言

1990年4月15日梨山因連續降雨發生大規模地層滑動，造成梨山賓館、國民旅舍、公路局車站等重要建物嚴重受損，並導致橫貫公路宜蘭支線路基坍塌，交通中斷。

災害發生後，政府積極投入救災重建工作，並投注相當多的財力及人力來規劃執行「梨山地層滑動整治計畫」，惟整治報告分析中，對於暴雨對邊坡穩定之影響皆侷限在靜態地下水水位下之孔隙水壓上，分析中祇變

化地下水水位之高程未涵蓋整個暴雨事件之影響，而未考量降雨入滲、雨水滲流及降雨型態對邊坡之影響。另整治後地下排水工程對邊坡穩定性之影響亦未進行量化評估。

為進行梨山地區地滑災害之數值模擬及參數研究，本研究彙整地滑區監測系統實測數據及梨山東南區岩心鑽孔等資料，並採用二維有限元素法及極限平衡法進行滲流數值模擬及邊坡分析。本研究透過颱風期間之降雨入滲、雨水滲流、地下水變動及地層孔隙水壓變化之過程，建立一套完整的降雨滲流

邊坡穩定數值分析模式並驗證數值程序之可靠性及有效性。

地區基本資料蒐集

梨山位於台中市東北約 100 公里中央山

脈，行政區域屬台中縣和平鄉梨山村，在交通上位於中部橫貫公路(台 8 線)及其宜蘭支線(台 7 甲線)交會點，係中部東西向交通樞紐，山坡地種植溫帶果樹、高冷蔬菜等高經濟作物，風景秀麗，為本省著名之觀光旅遊聖地。(如圖 1 所示)

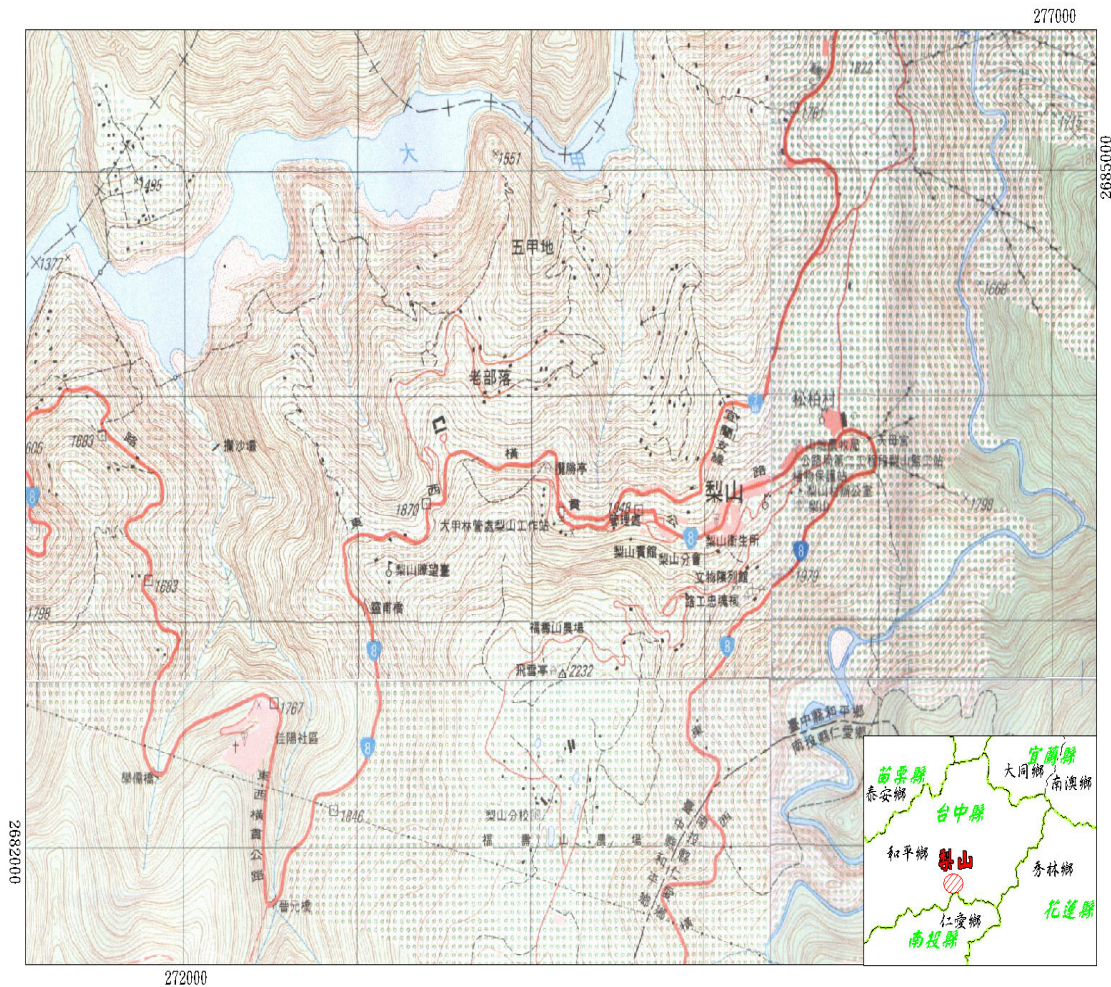


圖 1. 梨山地區地理位置圖

Figure 1. Geophysical map for the location of Li-Shan Area.

2.1 地滑區域位置

地層滑動區位於中央山脈西翼，地勢標高在 1,800 m 至 2,100 m 之間，面積約 230 ha，呈倒三角形，地勢由南向北遞降，終而沒入德基水庫，如圖 2。亦即位於中橫公路主幹線(台 8 線)與宜蘭支線(台 7 甲線)交會點附近。

2.2 研究範圍

如圖 3 所示，過去梨山地區整治計畫皆以主集水區為界劃定範圍，並以集水區內之主要河谷為界，將梨山地滑區由西向東大致劃分為西區、中區、東南區及東北區等地滑區。本研究範圍選定在東南區，並選取 Y4 剖面配合降雨二維暫態滲流分析 (transient seepage analysis) 之成果，進行極限平衡邊坡穩定分析 (limit equilibrium slope stability analysis)。

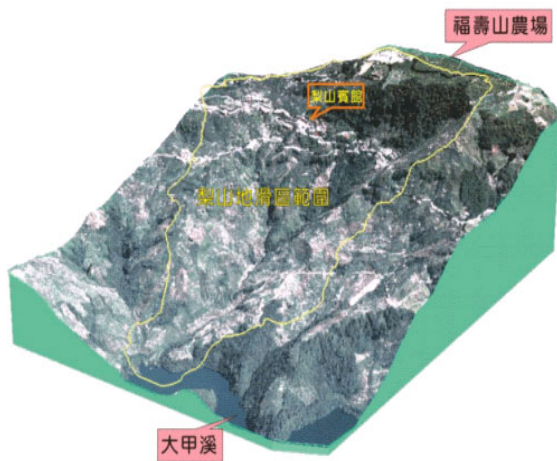


圖 2. 梨山地滑區範圍圖

Figure 2. The area of Li-Shan landslide. (from <http://www.fayin.com.tw/~yiengu/staffplace/staffcase01-2.htm>)



圖 3. 地滑區整治計畫地滑區塊劃分示意圖
Figure 3. Division of landslide area in restoration project.

2.3 研究區相關資料整理

將梨山地區歷年整治工程及相關研究進行整理，包含：1.梨山地滑地區綜合資料庫及相關地質資料與網格資料檔；2.水土保持局梨山地區相關報告；3.數化地形資料；4.工研院能資所、中華顧問工程司、富國技術工程公司等單位提供之岩心鑽孔資料。

2.3.1 東南區鑽孔與柱狀圖

根據梨山地滑地區綜合資料庫建立與應用計畫(中興大學, 2000)中, 所決定之現地岩心柱狀圖及鑽孔位置如圖 4 所示。觀察各鑽孔所在位置之地層岩心柱狀分佈圖, 可作為地質分層的重要依據, 亦有助於水文地質之研判。

2.3.2 東南區地層剖面

對於地表下的岩層及含水層的空間分佈情

況，可繪製地形及地層剖面，以了解各地層分層間之層位關係，針對東南區所繪製之 Y-4 鑽孔孔位剖面，如圖 5 所示。

情況、水脈分布之不連續導排水有關。

2.3.4 東南區地質材料參數

根據工研院能資所（1993）、中華顧問工程司（1999）、富國技術工程公司(2003)與地質調查結果，本區地質主要分為崩積層、強至中度風化板岩層、弱度風化板岩至新鮮板岩層(基盤)三層，而滑動面主要沿崩積層與強至(W1)發生，破壞型式以複合型破壞居多，而滑動模式則屬於多重複合之連續性滑動型態。由於強至中度風化板岩頗厚，其地質參中度風化板岩層中的粉土質砂土或黏土層數對地滑的發生有決定性的影響；該區的地質參數，可參考過去研究報告中之相關試驗予以決定，如表 2。

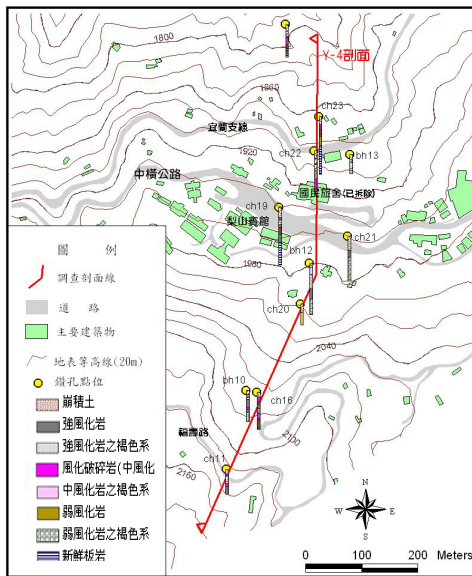


圖 4. 地滑地東南區(Y-4 剖面)鑽孔柱狀圖
Figure 4. Boring log along Y-4 Profile at the southeastern area of landslide.

表 1. 東南區內測站地下水歷年水位記錄
Table 1. Historical record of groundwater table of southeastern area of landslide.

監測站	目前水位 (m)	最低水位 (m)	最高水位 (m)
B9	1896.881	1892.701	1903.741
B11	1979.46	1978.47	1987.94
B13	2041.866	2040.916	2043.016

2.3.3 東南區地下水

本研究區滑動土體的自動監測站水位狀況，整理如表 1，其中 B9 監測站水位高低差異達 11m，而 B11 與 B13 水位之高低變化相對較不明顯，約 3m~9m，此可能與區域內之地質

表 2. 東南區地質材料參數表
Table 2. Parameters of geological material at the southeastern area of landslide.

土/岩層種類	比重	飽和單位重	凝聚力	摩擦角
	G	γ_t (kN/m^3)	C (kN/m^2)	f ($^{\circ}$)
崩積土	2.73	22.94	10	28
強至中度風化板岩	2.76	24.32	20	20
弱度風化至新鮮板岩	2.76	27.15	30	33

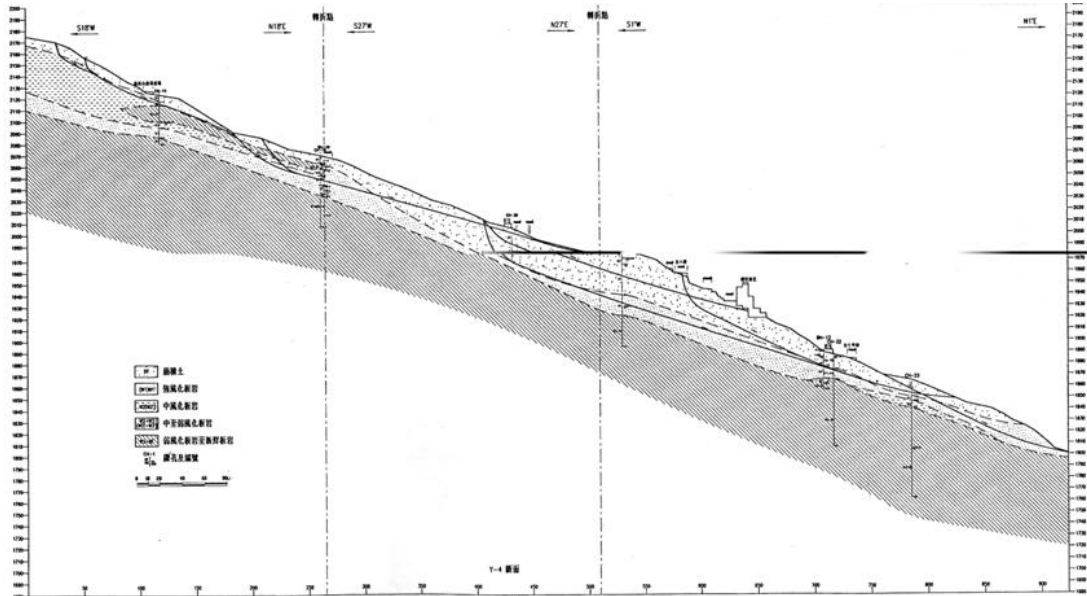


圖 5. 地滑地東南區沿鑽孔柱狀圖所決定之 Y-4 地層剖面

Figure 5. Determination of Y-4 Profile based on the boring log at the southeastern area of landslide.

2.3.5 東南地滑區滑動土體

工研院能資所 (1993) 綜合地形、地質與滑動現象等因素，以集水區內之主要河谷為界，將梨山地滑區由西而東劃分為西區、東南區及東北區等三個地滑區 (參見圖 3)。其後進一步將西地滑區分為 A-1~A-9 等 9 個；東南地滑區分為 B-1~B-14 等 14 個；東北地滑區分為 C-1~C-10 等 10 個滑動體。後經中華顧問工程司 (1999) 調查，在西區增加了 A-10~A-13 等 4 個；東南區增加了 B-15~B-31 等 17 個。

東南地滑區滑動體，如圖 6 所示，其中 B-9 滑動土體位於 B-4 滑動體之東，東西寬 120m 左右，國民旅社即建於其頭部，除了建築物外，聯絡道路、橋樑、以及擋土牆等處，均出現明顯的裂隙，設置擋土牆設施之岩錨，亦因地層滑動而遭受破壞。

遇暴雨引發地下水位升高或受地震力影

響，則安全係數將下降至危險狀態，此時大規模滑動發生可能性則會提高。

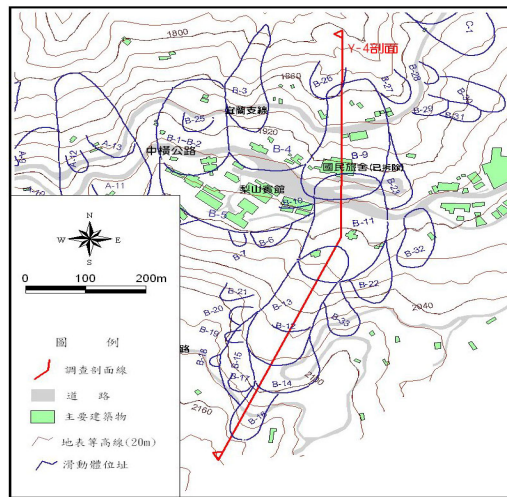


圖 6. 東南地滑區滑動土體 (CTCI, 1999)

Figure 6. Sliding soil mass at the southeastern area of landslide. (CTCI, 1999)

研究方法及相關理論

3.1 研究流程及方法

圖 7 為研究流程示意圖。本研究採資料蒐集較為完整之東南區 Y4 剖面進行數值程式分析，再將數值分析結果與過去研究成果進行比對，以確認數值模擬之可行性及有效性。

首先整理梨山地滑相關地質、地形、及相關力學試驗資料，建立數值模式。再利用有限元素法滲流分析程式進行現地降雨滲流分析。隨之，將降雨滲流分析所得之結果，輸入極限平衡法穩定分析程式，模擬梨山地滑區之滑動機制。由分析結果可瞭解坡地由於降雨入滲引起地下水位變化，對坡地地滑之影響。

3.2 降雨滲流分析理論

滲流分析乃於可透水邊界輸入降雨歷時曲線後開始啟動，配合各土層材料之水力傳導係數函數(hydraulic conductivity unction) $k(u)$ ~孔隙水壓 u 關係函數，再採用暫態流分析模式進行完整的降雨、入滲及滲流分析。

滲流分析中，模擬地層在飽和狀態與未飽和狀態時之滲流行為。在實際土層中，飽和區與未飽和區間之過渡區，其土層之水力傳導係數(或滲透性係數)為土層體積含水量 Θ (volumetric water content)或飽和度 S 或孔隙水壓 u 的函數，滲流分析中利用一連續的水力傳導函數 $k(u)$ 來模擬飽和區、過渡區及未飽和區之透水特性，使滲流行為更能接近現場實際情況。降雨入滲過程中，水流經過地層的未飽和區往下滲流，滲流分析可適當地

計算水流通過未飽和區之透水行為。

3.2.1 體積含水量函數 Θ

滲流分析應先瞭解土層中孔隙水壓與含水量之關係，當水流經過土體時有相當量的水蓄留於土體結構中。對於滲流分析，將此蓄留之水量(V_w)表示成土體總體積(V)的百分比，便於分析進行。此百分比定義為體積含水量 $\Theta(=V_w/V)$ 。

依過去研究 Θ 為孔隙水壓 u 的函數(即 $\Theta(u) \sim u$)，如圖 8 所示為典型之 $\Theta(u) \sim u$ 關係函數(Fredlund D. G. 及 Rahardjo, H, 1993)。

其中，當土壤達到飽和狀態時($S=100\%$ ， $V_w=V_v$ 且 $\Theta=(V_w/V)=(V_v/V)=n$)，體積含水量即等於土體之孔隙率 n 。 m_w 為關係曲線之斜率，代表土體中之儲留水量相對於孔隙水壓變化之改變率。

3.2.2 水力傳導係數函數 $k(u)$

液態孔隙水可視為在土體中一連串聯通之網狀通路內流動之流體，降低土體之含水量將會引致通路之尺寸及數量減少，因而降低孔隙水在土體中之傳導能力。在極限狀態下，若土壤完全乾燥($S \approx 0\%$)，則孔隙水在土粒間通路之傳導能力將完全消失。反之，若土壤完全飽和($S \approx 100\%$)，則孔隙水可完全在通路中流通，此時孔隙水之傳導能力最大。

水力傳導係數 k 與孔隙水壓 u 之關係函數($k(u) \sim u$)，一般不容易求得，然而水力傳導係數為土壤體積含水量 Θ 之函數，因此可利用土壤體積含水量與孔隙水壓之關係函數($\Theta(u) \sim u$)來推求($k(u) \sim u$) 關係函數，($k=k(\Theta)$ ， $\Theta=\Theta(u) \rightarrow k=k(u)$)。

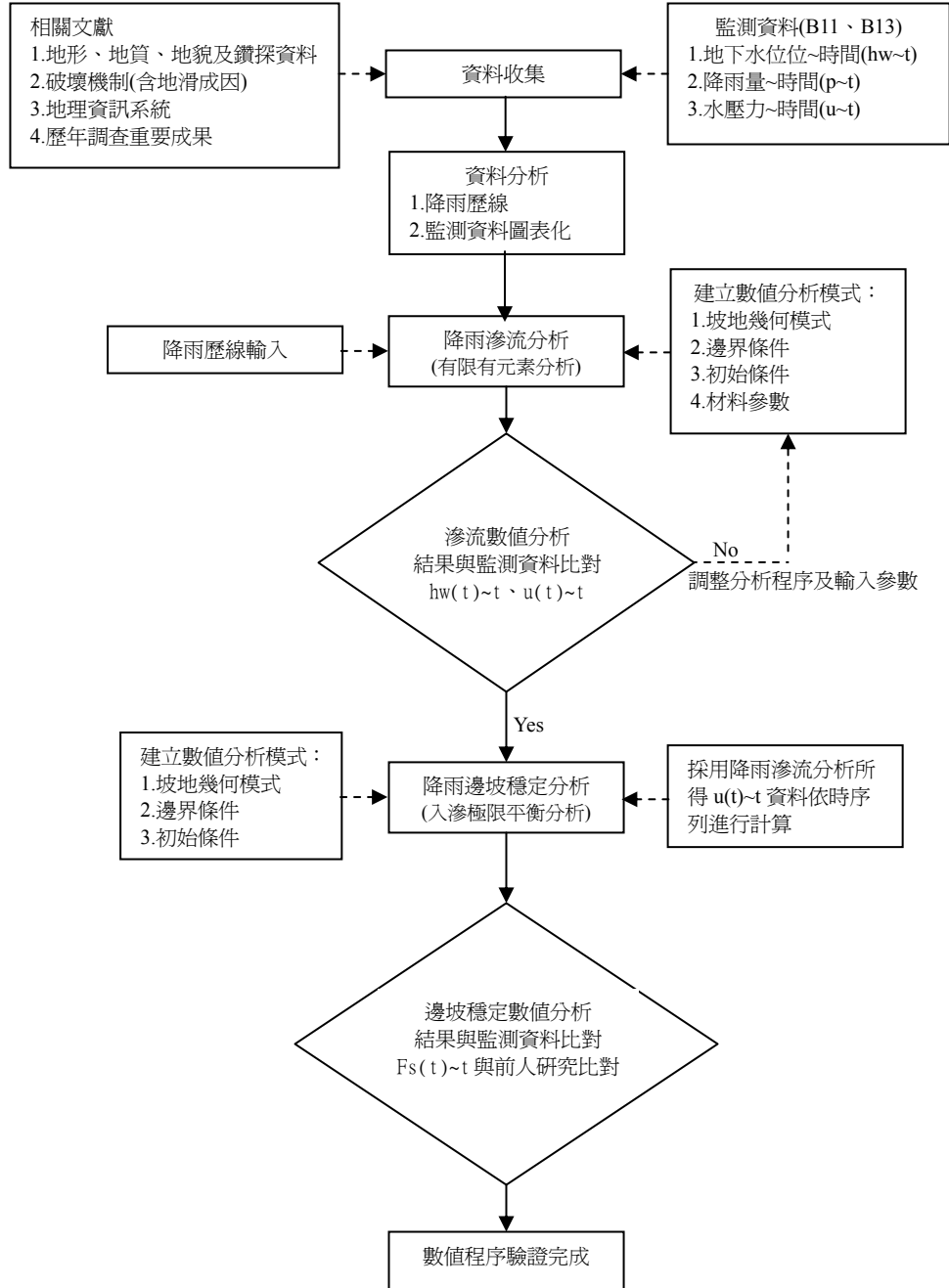


圖 7. 數值程序驗證之研究流程

Figure 7. Flow chart for the verification of numerical procedure.

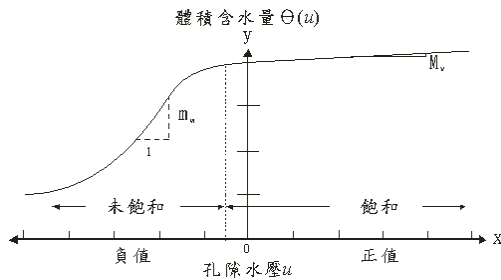


圖 8. 體積含水量與孔隙水壓之關係函數
Figure 8. Relationship between volumetric water content and pore water pressure

3.2.3 流動法則(flow law)

滲流分析根據達西定律(Darcy's Law) $q = ki$ (q = 流量, k = 水力傳導係數, i = 流體水頭梯度) 推導水流通過飽和及未飽和土體中之滲流行為。達西定律之原始推導乃以飽和土體為主, 但經後人研究, 定律亦可應用於未飽和土體(Richards, 1931 及 Childs & Collins-George, 1950), 主要的不同在未飽和流情況下之水力傳導係數, 並不是一個定值而是隨土體中之含水量及孔隙水壓而變化。

3.2.4 滲流控制方程式

二維非均向 (Anisotropic) 及非均質 (Heterogeneous) 飽和土層之暫態 (非穩態)(Transient or Unsteady)滲流控制方程式可表示如下：

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right] + Q = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad (1)$$

其中：

- H = 總水頭
- k_x = x -方向之水力傳導係數
- k_y = y -方向之水力傳導係數
- Q = 邊界流通量(如降雨或蒸發)

Θ = 體積含水量

t = 時間

上述方程式表示在土體元素中某一點, 水流在某時間內流進及流出該點之差異量等於土體中體積含水量的變化量。亦即水流量在 x 及 y -方向的變化率總和加上外部邊界流通量(如降雨或蒸發)等於土體單位時間內之體積含水量變化率。

在穩態流情況下, 在整個滲流時間階段流進與流出土體元素水量皆相等($\partial\Theta/\partial t = 0$), 則控制方程式可表為：

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = 0 \quad (2)$$

體積含水量 Θ 為應力變化量、孔隙水壓及土壤性質之函數, 可表為：

$$\partial\Theta = m_w \partial u \quad (3)$$

其中：

m_w = 為 $\Theta(u) \sim u$ 關係曲線之斜率 (如圖 8 所示)。

滲流水之總水頭 H 可表為：

$$H = \frac{u}{\gamma_w} + y \quad (4)$$

$$u = \gamma_w (H - y) \quad (5)$$

其中：

γ_w = 水的單位重

y = 位置水頭

將孔隙水壓 u 代入方程式(3)即可求得：

$$\partial\Theta = m_w \gamma_w \partial(H - y) \quad (6)$$

再將 $\partial\Theta$ 代入方程式(1)即可求得：

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = m_w \gamma_w \frac{\partial (H-y)}{\partial t} \quad (7)$$

又因位置水頭 y 為定值，因此控制方程式之最終式可表為：

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = m_w \gamma_w \frac{\partial H}{\partial t} \quad (8)$$

3.2.5 水力梯度及流速 (gradients and velocities)

二維有限元素滲流分析必須採用 x -方向及 y -方向之水力傳導係數 k_x 及 k_y ，作為滲流參數輸入值。若滲流方向(k_x -方向及 k_y -方向)與土層方向(x -方向及 y -方向)不一致時，則必須考慮兩個方向的夾角效應。

程式所計算之流速實際上為流過土體斷面之流率 q (m^3/sec)除以土體斷面積 A (cm^2)所得之外視流速 v (apparent velocity = q/A)，此流速並非土壤顆粒間滲流水之真正滲流流速 v_s (seepage velocity)。 v_s 與 v 之關係可表示如下：

$$v_s = \frac{v}{n} \quad (9)$$

其中：

n = 土體之孔隙率

3.3 邊坡穩定分析理論

本研究採用通用極限平衡法 (General Limit Equilibrium Method, *GLE*) 來進行邊坡穩定分析 (一般所採用之切片法可視為 *GLE* 的特殊狀況)。而一般通用極限平衡法乃採用所推導之相關方程式即切片底面上之正向力方程式及安全係數方程式來進行分析求解。同時，個別求解滿足力平衡及力矩平衡之兩個安全係數。

上述求解安全係數方程式時仍然處於超靜定狀態，因此必須對各切片間 (參圖 9) 之合力作用方向進行假設。一般可利用切片間作用力函數 (interslice force function $f(x)=X/(E \times \lambda)$) 來表示各分力的關係，安全係數將隨著計算中所採用之力函數百分比(λ)而變化。本研究之切片間作用力函數採用半正弦函數，如圖 10 所示。

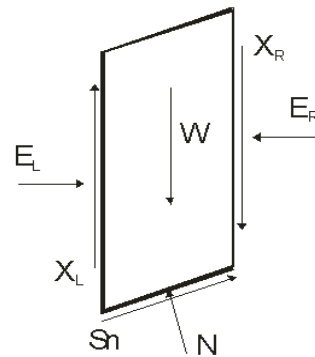


圖 9. 切片分力示意圖

Figure 9. Illustration of force components acting on the slice.

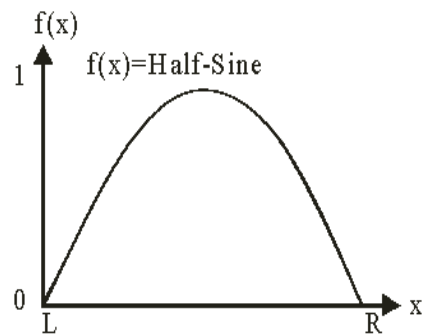


圖 10. $f(x)$ = 半正弦函數

Figure 10. Half-sine function.

數值分析

4.1 降雨滲流分析

4.1.1 數值模式

梨山地滑區分析剖面之幾何模式如圖 11 所示。坡面 CD 入滲區為降雨入滲邊界，AB 與 BC 邊界皆設定為無滲流封閉邊界(close boundary)，即為總滲流量為零之不透水邊界，

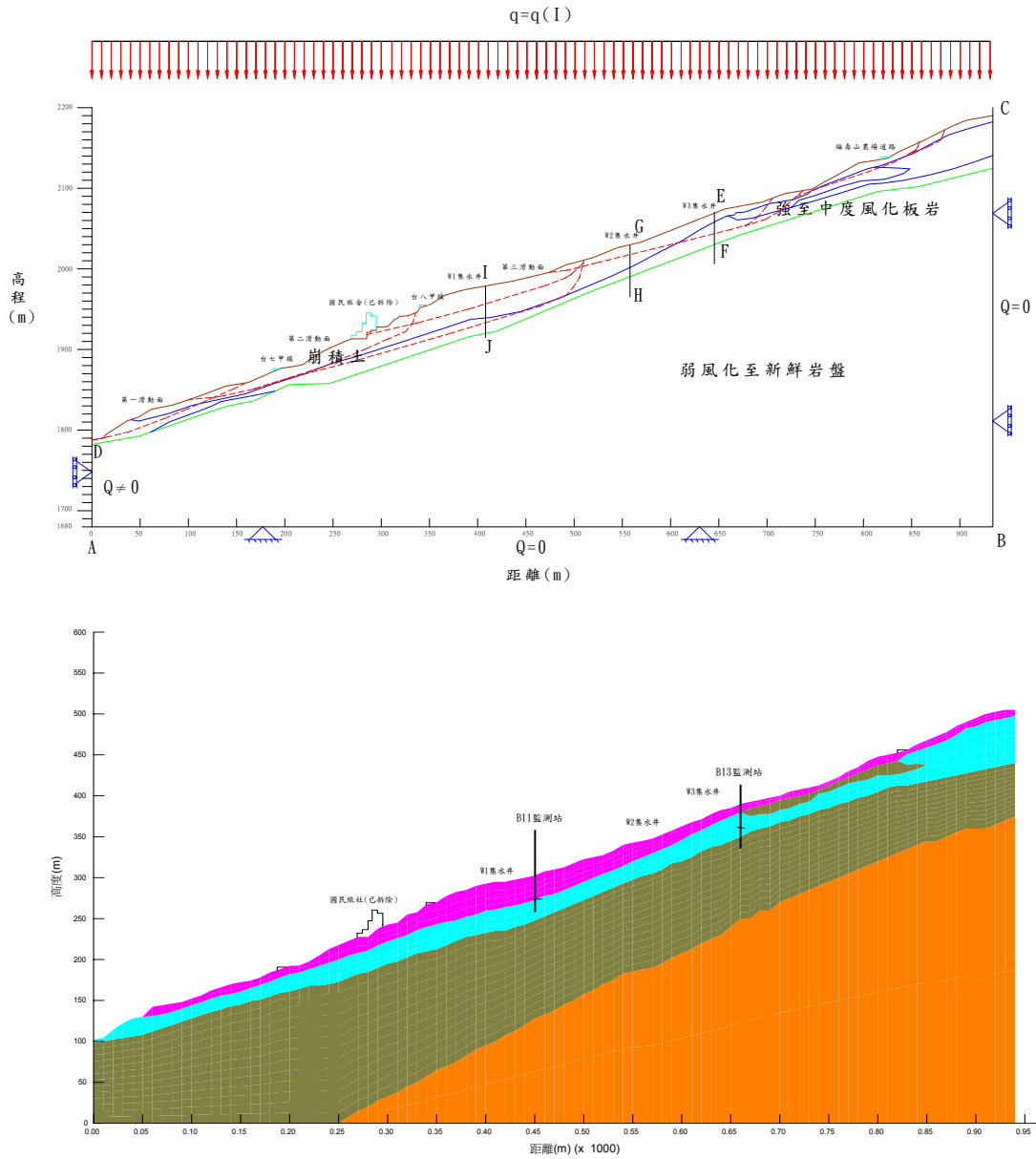


圖 11. 地滑區 Y4 分析剖面(a)數值幾何模式(b)土層分布
 Figure 11. Y4-profile for analysis at landslide area (a) geometry model (b) distribution of soil strata.

AD、IJ、GH 與 EF 邊界則設定為滲流開放邊界。其中 IJ、GH 與 EF 用以模擬集水井 W1、W2 與 W3 之集水入流行為。

本研究將採用穿越 B9、B11、B13、B26 四滑動體之 Y4 剖面作為分析之代表剖面，詳如圖 4 所示。

在數值模擬分析中，將 Y4 剖面土層簡化為崩積土、強至中度風化板岩與弱風化至新鮮岩盤。另亦配合中華顧問(1999)「八十五年度坡地災害整治計畫梨山地區地層滑動基本設計與補充調查委託技術服務」之 PC STABL 程式計算結果作比對，另將 Y4 剖面之方向修正為左下右上，依此地層剖面建立數值分析所需之幾何模式如圖 11 所示。

4.1.2 分析輸入參數

採用有限元素程式 SEEP/W 進行降雨入滲分析，分析中，分別輸入四組降雨歷線以模擬四場颱風降雨(桃芝、碧利斯、艾莉及敏督利颱風)，並於雨水入滲土層後進行分析二維暫態滲流分析，分析所需輸入參數分別說明如下：

1. 體積含水函數 $\Theta(u)$ (Volumetric Water Content Function)

依據 SEEP/W 程式內建資料庫，崩積土層與強至中度風化板岩層之體積含水函數 $\Theta(u)$ (或體積含水量特徵曲線 Characteristic Curve) 可利用材料之粒徑分佈曲線推求而得，其中 u 為降雨期間材料之滲流孔隙水壓。

實際上，地滑區崩積土層材料所需之粒徑分佈曲線可採用梨山地滑區 Y4 剖面 D2 鑽

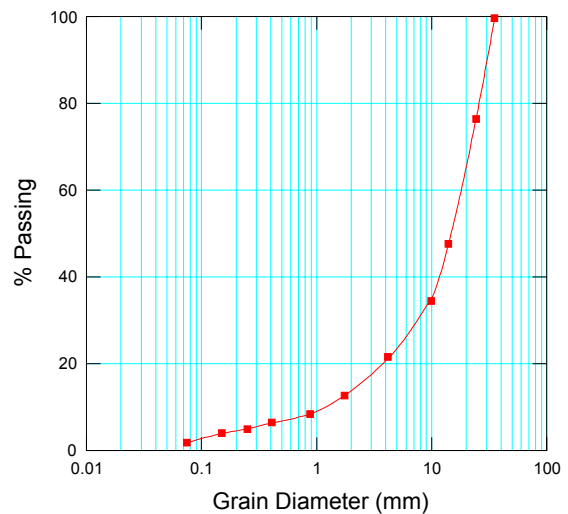


圖 12. 崩積土粒徑分布曲線(D2 鑽孔取樣)
Figure 12. Grain size distribution curve of colluvium (D2 borehole sampling).

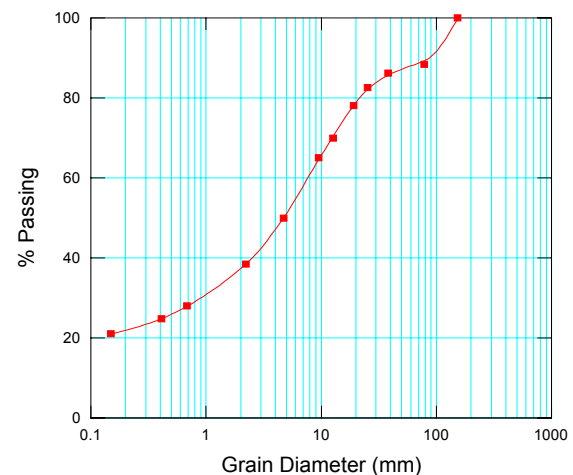


圖 13. 強至中度風化板岩粒徑分布曲線 (D2 鑽孔取樣)
Figure 13. Grain size distribution curve of highly to medium weathered slate. (D2 borehole sampling)

孔取樣材料之粒徑分析試驗結果如圖 12 及圖 13 所示。

一般藉由崩積土層材料之粒徑分布曲線，再依據其飽和體積含水量假設值 Θ_{sat} ($=S \times n = 100\% \times n = 0.49$)；並假設土粒與流體皆為不可壓縮，則土層材料之體積壓縮係數 m_v (Coefficient of Volumetric Compressibility) 可視為零 ($S=100\%$ ， $m_v=m_w$ ， m_w =孔隙水體積壓縮係數)。此時，土體之體積含水量函數即可利用 Arya, L.M., 與 J. F. Paris (1981) 之物理經驗評估模式推求而得。由此方法所推求之體積含水量函數較符合現地材料之特性。

地滑區東南區 Y4 剖面崩積土層之體積含水量函數乃利用崩積土之粒徑分布曲線以及 Aubertin et al. (2001) 所提之 M-K (Modified Kovacs) 評估方法推求而得。如圖 14 所示，利用此評估法時，必須輸入土壤之液性限度 (Liquid Limit, %)，再依據林光敏 (2002) 針對梨山地滑區排水廊道取樣試驗結果，崩積土層之液性限度平均值可取為 25%。同理，地滑區 Y4 剖面強至中度風化板岩層之體積含水量函數決定方式與崩積土層相似，參考 Green & Corey (1973) 之分析結果，可合理假設強至中度風化板岩層之飽和體積含水量 Θ_{sat} 為 0.25 ($=S \times n = 100\% \times n = 0.25$)，再採用 Fredlund, D. G., 與 Anqing Xing (1994) 所建議之體積含水量函數，如圖 15 所示。

地滑區 Y4 剖面弱度風化至新鮮岩盤之飽和體積含水量 Θ_{sat} 可合理假設為 0.23 ($=S \times n = 100\% \times n = 0.23$)，並採用 Fredlund, D. G., 與 Anqing Xing (1994) 之體積含水量函數，如圖 16 所示。

2. 水力傳導函數 $K(u)$ (Hydraulic Conductivity Functions)

土層在降雨期間臨時前，地下水水位之上方土壤可能呈現未飽和狀態，即水力傳導係數為未飽和水力傳導係數，且其值將在降雨期間伴隨土壤的飽和度(或含水量，或孔隙水壓力)而變化，因此土壤之水力傳導係數非為定值。一般可將水力傳導係數 K 表為孔隙水壓力 u 之函數 $K(u)$ 。為配合降雨期間，雨水由地表入滲之情況，本研究採用水力傳導函數進行分析。 $K(u)$ 函數可直接採用土層材料的飽和滲透係數 K_{sat} ，以及 Fredlund, D.G., Anqing Xing, 與 Shangyan Huang. (1994) 之土壤含水量函數曲線 $\Theta(u) \sim u$ 評估求得。其中，土壤之飽和滲透係數 K_{sat} 則可根據 Kozeny-Carman 經驗公式推求：

$$K_{sat} = C \times e^3 / (1+e) \quad (10)$$

其中，

K_{sat} 為土壤飽和滲透係數(或飽和水力傳導係數)

e 為土壤孔隙比

C 為常數

土壤孔隙比 e 可依據富國技術工程公司研究報告(2003)，於 Y4 剖面 D2 編號鑽孔之鑽探試驗資料求得；而 C 可假設為 1。各層次之飽和水力傳導係數 K_{sat} 可推算如表 3。必須注意者，推求 K_{sat} 之經驗公式只適用顆粒性土壤(或無疑聚性)。

因此，地滑區 Y4 剖面各層次土層材料之水力傳導函數 $K(u) \sim u$ 可選用各層次各土層材料之飽和水力傳導係數 K_{sat} ，再利用 Fredlund, D.G., Anqing Xing, 與 Shangyan Huang. (1994) 之土壤含水特徵曲線 $\Theta(u) \sim u$ 評估調整

求得，如圖 17、圖 18 與圖 19 所示。事實上，弱度風化至新鮮岩盤之飽和水力傳導係數 K_{sat} ($= 1.36 \times 10^{-9} \text{ m/sec}$) 比起其他層次相對較低，因此，於降雨入滲分析之模擬過程可視為不透水層。

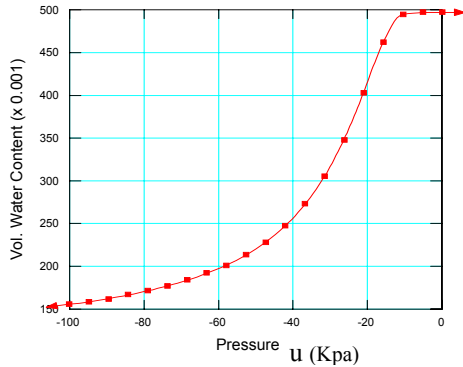


圖 14. 地滑區 Y4 剖面崩積土之體積含水量函數
Figure 14. Function of volumetric water content of colluviums along Y4 profile at landslide area

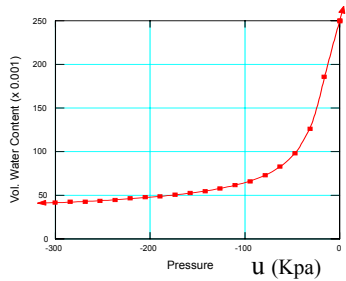


圖 15. 地滑區 Y4 剖面強至中度風化板岩體積含水量
Figure 15. Function of volumetric water content of highly to medium weathered slate along Y4 profile at landslide area.

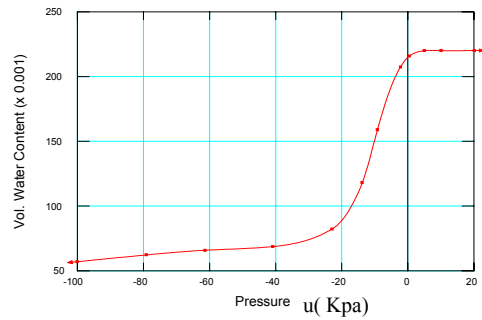


圖 16. 梨山地滑區 Y4 剖面弱度風化至新鮮岩盤之體積含水量函數
Figure 16. Function of volumetric water content of slightly weathered to fresh bedrock along Y4 profile at landslide area.

表 3. 降雨入滲分析各層次土層之飽和水力傳導係數 K_{sat} 推算值
Table 3. Estimation of saturated hydraulic conductivity of various soil strata for rainfall infiltration analysis.

地層類型	K_{sat} (m/sec)
崩積土層	2.1×10^{-6}
強至中度風化板岩層	3.21×10^{-7}
弱度風化至新鮮板岩層	1.36×10^{-9}

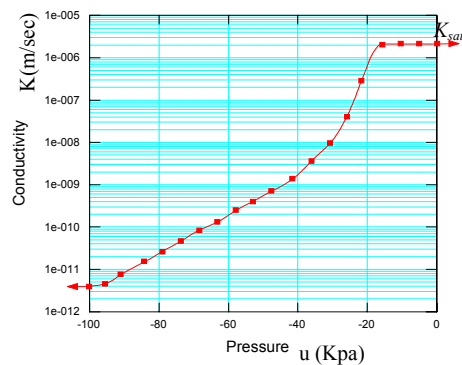


圖 17. 崩積土層之水力傳導函數 ($K_{sat}=2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)
Figure 17. Function of hydraulic conductivity of colluviums. ($K_{sat}=2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)

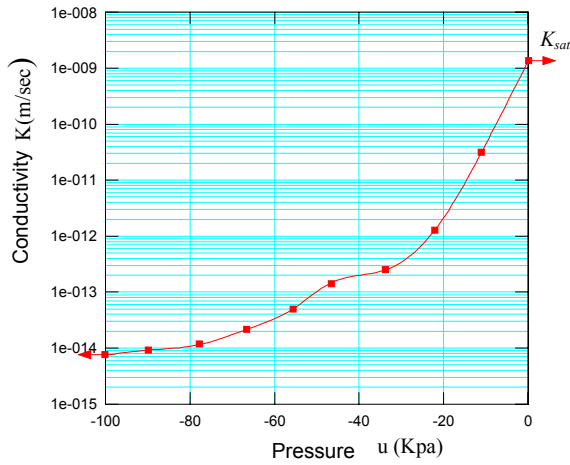


圖 18. 強至中度風化板岩層之水力傳導函數
($K_{sat}=3.21 \times 10^{-7} m/sec$)

Figure 18. Function of hydraulic conductivity of highly to medium weathered slate. ($K_{sat}=3.21 \times 10^{-7} m/sec$)

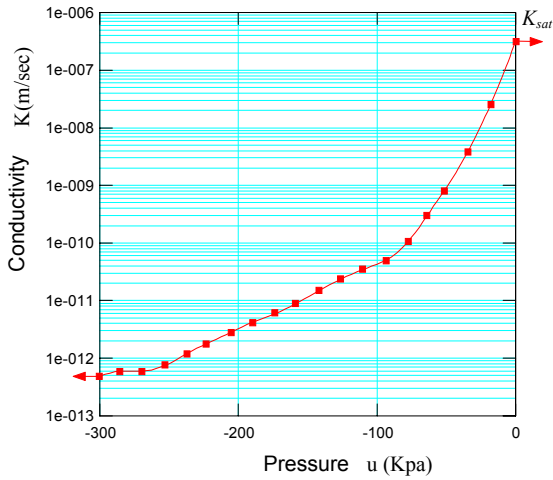


圖 19. 弱度風化至新鮮岩盤之水力傳導函數
($K_{sat}=1.36 \times 10^{-9} m/sec$)

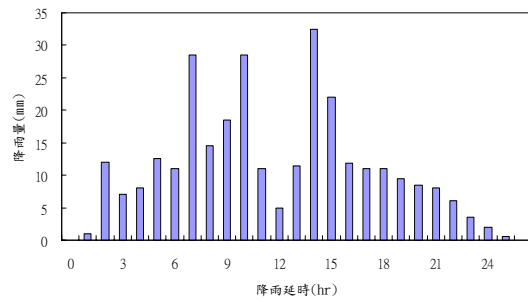
Figure 19. Function of hydraulic conductivity of slightly weathered to fresh bedrock.
($K_{sat}=1.36 \times 10^{-9} m/sec$)

3. 降雨歷線

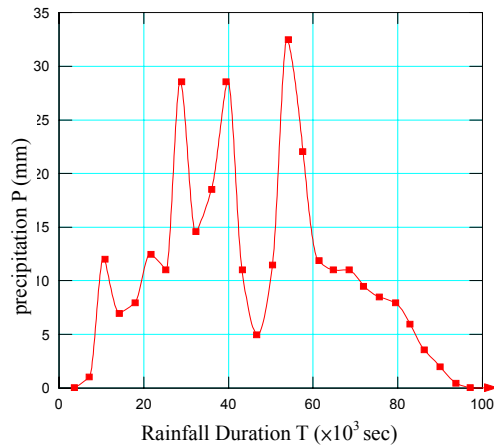
本研究採用桃芝颱風之降雨條件進行數值分析，其降雨條件如圖 20。利用圖 20 (a)

之桃芝颱風統計降雨組體圖數據，可繪製降雨入滲數值分析所需之分析降雨歷線圖，如圖 20 (b) 所示。

桃芝颱風降雨延時為 27hr，考量降雨入滲數值分析每一時階之降雨量輸入值，分析降雨歷線圖第一個時階 ($t=0hr$) 與最後一個時階 ($t=27hr$) 之降雨量皆設定為零。



(a)



(b)

圖 20. 桃芝颱風降雨資料 (a)統計降雨組體圖 (b)分析降雨歷線圖

Figure 20. Rainfall record of Typhoon Toraji (a) statistical rainfall block diagram (b) rainfall hyetograph for analysis.

另將桃芝、碧利斯、艾莉、敏督利等四個颱風在颱風期間之各項重要降雨紀錄整理如表 4 所示。

表 4(a). 桃芝及碧利斯颱風降雨記錄資料
 Table 4(a). Rainfall records of Typhoon Toraji and Bilis.

降雨事件 項目	艾莉颱風	敏督利颱風
時間	2004/08/23(18:00)~ 2004/08/25(20:00)	2004/07/01(03:00)~ 2004/07/05(08:00)
平均降雨強度 (mm/hr)	6.61	8.02
尖峰雨量強度 (mm/hr)	20.0	109.9
累積雨量 (mm)	337.3	817.8
降雨延時 (hr)	51	102

表 4(b). 艾莉及敏督利颱風降雨記錄資料
 Table 4(b). Rainfall records of Typhoon Aere and Mindulle.

降雨事件 項目	桃芝颱風	碧利斯颱風
時間	2001/07/29(21:00)~ 2001/07/30(23:00)	2000/08/22(04:00)~ 2000/08/23(20:00)
平均降雨強度 (mm/hr)	10.94	7.42
尖峰雨量強度 (mm/hr)	32.5	36.5
累積雨量 (mm)	295.4	304.3
降雨延時 (hr)	27	41

4.1.3 降雨入滲分析之執行

執行 SEEP/W 程式降雨入滲分析時，可依下列步驟進行：

1. 建立數值幾何模式有限元素網格。
2. 輸入邊界條件、地層材料水力傳導函數及降雨歷線圖數據。
3. 啟動降雨歷線進行降雨入滲分析。

地層中入滲雨量之滲流行為採用二維暫態 (transient) 滲流模式進行模擬，此滲流模式可經由輸入之降雨歷線，計算任一降雨時階 (i^{th} , time step, t_i) 地層中之孔隙水壓 (或壓力水頭) 分布、滲流速度場分布及地下水水位之變化。本研究採用之時階增量 $\Delta t = 1\text{hr}$

(即 $t_{i+1} = t_i + \Delta t$)。

4.2 降雨邊坡穩定分析

4.2.1 分析輸入參數

在穩定分析中，依據中華顧問工程司研究報告 (1999) 中崩積土之現地直剪試驗結果，如圖 21 所示，可決定崩積土之典型材料強度參數。另外，D-2 鑽孔取樣試體之物理性質及力學試驗結果分別摘列於表 5 及表 6 中。

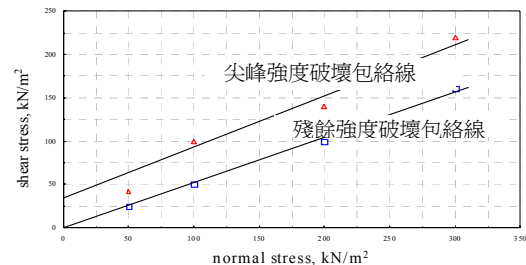


圖 21. 崩積土地現地直剪試驗 (CH22 孔號附近)
 Figure 21. In-situ direct shear test on colluviums. (nearby Borehole CH22)

4.2.2 降雨滲流穩定度分析

進行邊坡穩定分析時應考慮地下水之影響，利用滲流分析所得各時階 (t) 之相當總水頭 $h(t)$ (或壓力水頭 $h_p(t)$) 後，再以各時間階段之 $h_p(t)$ 進行邊坡穩定分析，如此即可求得該時階之安全係數值 $FS(t)$ 值。最後，邊坡穩定安全係數 $FS(t)$ 將隨時間而變化。

4.2.3 邊坡穩定分析之執行

採用 4.2.2 節 SEEP/W 程式進行降雨入滲分析所得之土層孔隙水壓 $u(t)$ ~ 時間 t 之關係，作為 SLOPE/W 程式邊坡穩定分析安全係數演算所需之孔隙水壓輸入值。因此，安全係數 F_s 將可表為降雨延時 t 之函數，即 $F_s = F_s(t)$ 。

SLOPE/W 程式邊坡穩定分析之執行：

1. 採用 Morgenstern-Price 切片法進行分析，此分析法在側向力函數(Side Function)選項中，選用正弦函數(Half-sine function)來描述切片間之正向與剪切作用力之關係。

2. 在控制(Control)選項中之滑動面選項(Slip surface option)則採用人工完全設定(Fully Specified)之方式來設定滑動面，即第一、二、三、四滑動面，此將強迫潛在破壞滑動面能通過預設之第一、二、三及第四滑動面，並求取安全係數 F_s 。

表 5. 地層材料一般物理性質(D2 鑽孔取樣)

Table 5. Physical properties of soil strata (soil sampling from Borehole D2).

試體編號	取樣深度(m)	濕土單位重 γ_m (kN/m^3)	含水量 w (%)	比重 (G_s)	孔隙比 (e)	孔隙率 n %
1	4.05~4.50	2.16	13	2.65	0.57	36.3
2	10.05~10.50	2.35	12	2.66	0.40	28.6
3	23.55~24.00	2.77	22	2.68	0.76	43.2

表 6. 邊坡穩定地層材料輸入參數

Table 6. Input material parameters of soil strata for slope stability analysis.

地層類型 \ 項目	飽和單位重 γ_{sat} (kN/m^3)	凝聚力 C (kN/m^2)	摩擦角 ϕ ($^\circ$)
崩積土	22.94	10	28
強至中度風化板岩	24.32	20	20
弱風化至新鮮岩盤	27.15	30	33

結果與討論

5.1 梨山地滑區降雨滲流及邊坡穩定分析

採用地滑區 Y4 剖面及桃芝颱風之降雨條件及型態，進行降雨入滲分析並與過去研究成果(中華顧問工程司, 1999)及現地監測資料作比對，驗證數值分析程式之可靠性。另亦探討不同的降雨型態作用下(碧利斯颱風、桃芝颱風、艾莉颱風、敏督利颱風)同一地滑區 Y4 剖面之地下水水位與安全係數變化。

本節僅採用桃芝颱風之分析結果討論。

5.1.1 地下水水位變動

如圖 22(a)~(d) 所示，第一~第四潛在滑動面所在區域地下水水位面由降雨延時之第 1hr ~第 27hr 逐漸累積上升。同時，觀察 W1、W2、W3 集水井打設區域在第 27hr 之地下水水位面有洩降之情況，此間接驗證集水井在數值分析中採用開放邊界(open boundary)進行模擬之可行性並可達到預期的集水效果。

圖 23 顯示，在桃芝颱風降雨期間數值模擬之地下水水位變化趨勢與監測結果相當吻

合。在整個降雨歷程中，地下水水位呈現出隨降雨延時而逐漸累積上升之趨勢。

其中，B11 監測站自 2001 年 7 月 29 日 21:00 時至 7 月 30 日 23:00 時(降雨延時 27hr)之降雨期間共上升約 6.0m(監測值約 6.06m)。在同一期間，B13 監測站亦上升約 0.89 m(監測值約 0.29m)。B11 及 B13 監測站之地下水水位變化之監測值與數值分析值之比較詳列於表 7 中。

地滑區之地質與水文條件十分複雜，事實上採用簡單或簡化之傳統分析方法並無法反應降雨期間實際之地下水水位及孔隙水壓之變動行為。綜合上述桃芝颱風案例之分析結果，本研究所提之降雨入滲及滲流數值程序 (numerical procedures) 應可呈現梨山地滑區於降雨期間比較真實之水文機制，並提供穩定分析較可靠之孔隙水壓資料來源。

5.1.2 滲流速度場分布

圖 24 為桃芝颱風降雨期間之整體邊坡滲流速度場分布，由圖可知在降雨期間，雨水由地表快速往重力方向滲入土層(較大之滲流速度向量箭頭)且降雨入滲後之雨水滲流作用大部發生在崩積土層與強至中度風化板岩層之交界深度處。在 B11 監測站與 B13 監測站間(即 W1, W2 及 W3 集水井打設區域)之滲流速度約為 $1 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-7} \text{ m/sec}$ 。另外，由 W1, W2 及 W3 集水井周圍之速度向量與重力方向呈傾斜之指向可知，滲流水有向集水井集流之趨勢。

5.1.3 集水井集水入流量

圖 25 顯示梨山地滑區集水井在桃芝颱

風降雨期間之集水行為。

由圖 25(b)可知 W2 集水井與 W3 集水井間之地下水水位有明顯洩降之趨勢、另外圖 25(c)為各集水井右側邊界在降雨期間之集水入流量計算值、由圖可知所有集水井在降雨第 2 hr 後即可發揮集水功能、同時下邊坡之 W1 集水井有較高之集水入流量，推測原因可能是 W1 集水井打設時貫入較厚之崩積土層所致。另外，數值模式中將網格之左側邊界設定為開放邊界、其結果將形成一個誘導上邊坡滲流水向下邊坡移動之潛勢。因此，上邊坡 W2 及 W3 集水井無法收集之滲流雨水自然會往下邊坡之 W1 集水井集流。在降雨期間，各集水井之集水入流量計算值如下：

1. W1 集水井在 1.24~1.44 L/min/m，當降雨延時在 10hr 時趨於定值 1.24 L/min/m。
2. W2 集水井在 0.82~0.85 L/min/m，當降雨延時在 5hr 時趨於定值 0.83L/min/m。
3. W3 集水井在 1.06~1.08 L/min/m，當降雨延時在 15hr 時趨於定值 1.06 L/min/m。

5.1.4 梨山地滑區邊坡穩定性

有關 SEEP/W 對降雨前未飽和土層之初始壓力水頭計算方式及 SLOPE/W 在安全係數計算時對未飽和土層負值壓力水頭(孔隙水壓)之變化影響，有必要在此逐一進行澄清：

1. 在邊坡設定初始地下水水位線後，SEEP/W 將依據水位線上方或下方網路結點與水位線間之垂直距離大小比例關係來計算結點之初始孔隙水壓。此結果將使水位線上方(未飽和)或下方(飽和)土層之初始孔隙水壓呈靜水壓式之分布。

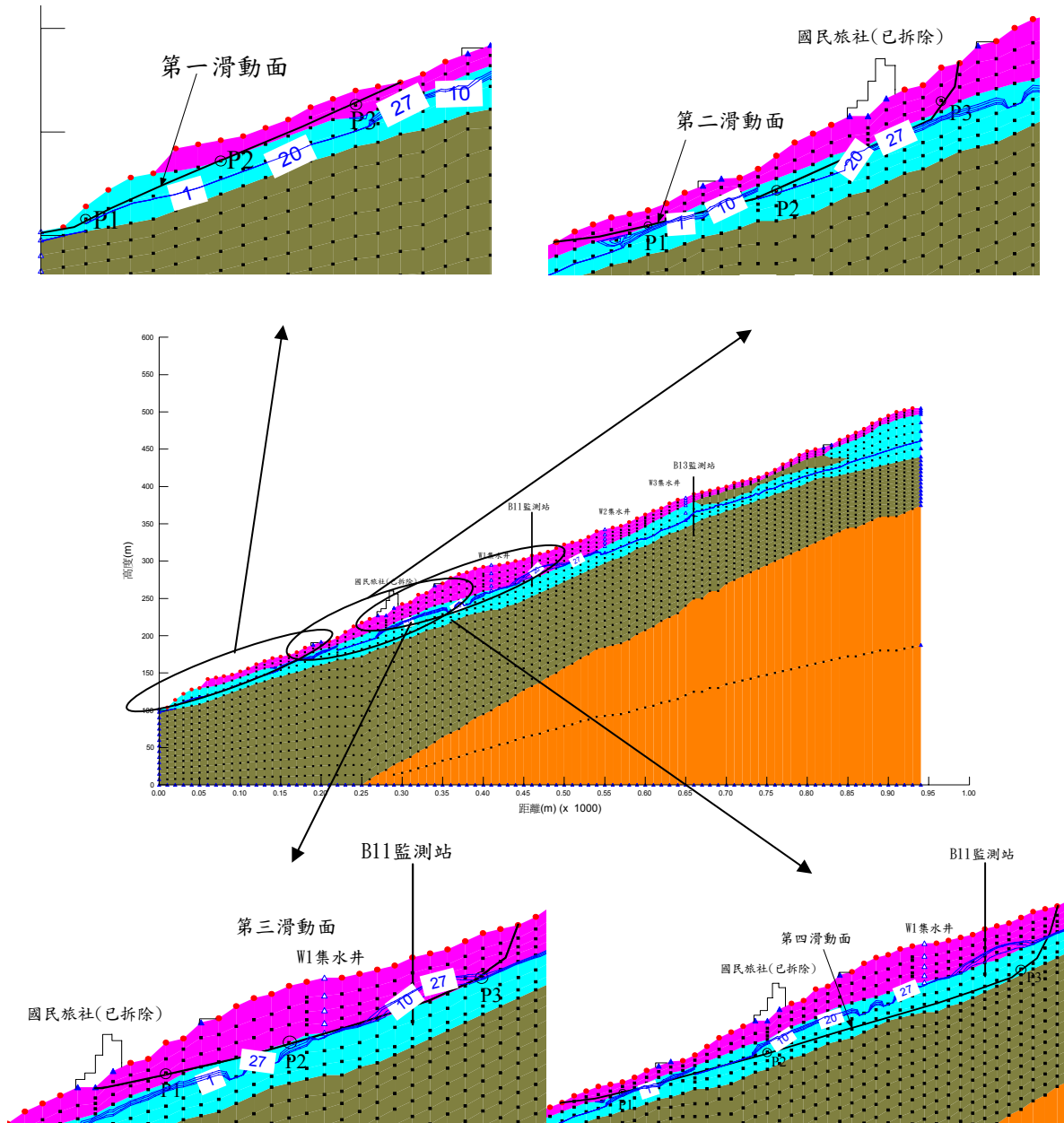
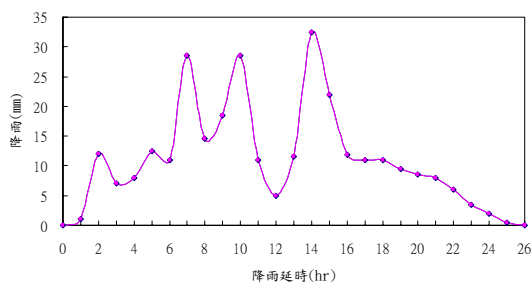
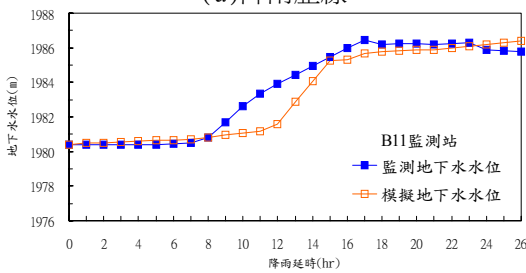


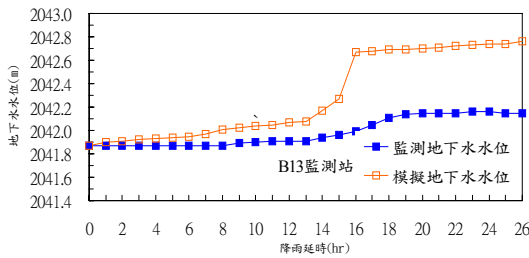
圖 22. 桃芝颱風降雨入滲時地下水水位變化情況(第 1, 10, 20 及 27hr)
 Figure 22. The variation of groundwater table during rainfall in Typhoon Toraji (rainfall duration of 1, 10, 20 and 27 hr) (a) 1st (b) 2nd (c) 3rd (d) 4th potential sliding surface.



(a) 降雨歷線

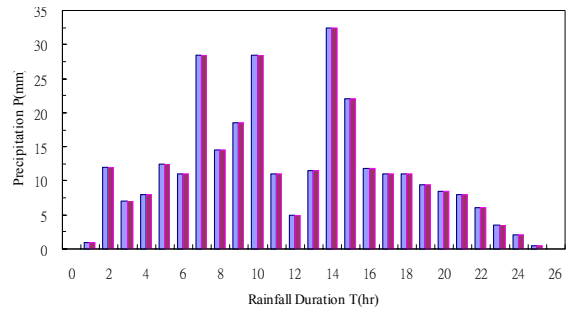


(b) B11 監測站地下水水位變化比較

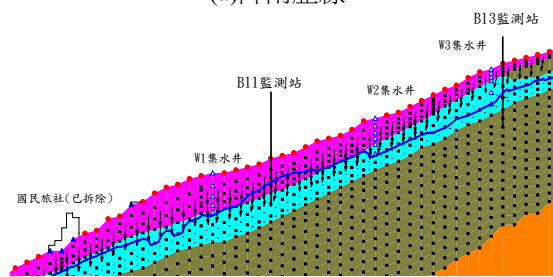


(c) B13 監測站地下水水位變化比較

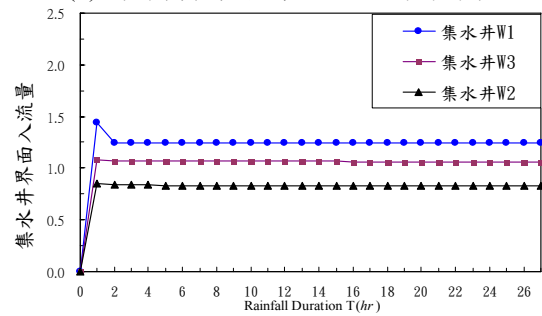
圖 23. 桃芝颱風降雨入滲地下水水位變化
Figure 23. Variation of groundwater table due to rainfall infiltration during Typhoon Toraji (a) rainfall hyetograph (b) comparison of variation of groundwater table at monitoring station B11 and (c) at monitoring station B13



(a) 降雨歷線



(b) 集水井位置及第 27 hr 地下水水位



(c) 集水井上游界面入流量與降雨延時之關係

圖 25. 桃芝颱風降雨期間集水井入流量之變化情況
Figure 25. Variation of inflow discharge of drainage well during the rainfall of Typhoon Toraji (a) rainfall hyetograph (b) location of drainage well and the groundwater table at 27 hr rainfall duration (c) relationship between inflow discharge at upstream boundary and the rainfall duration.

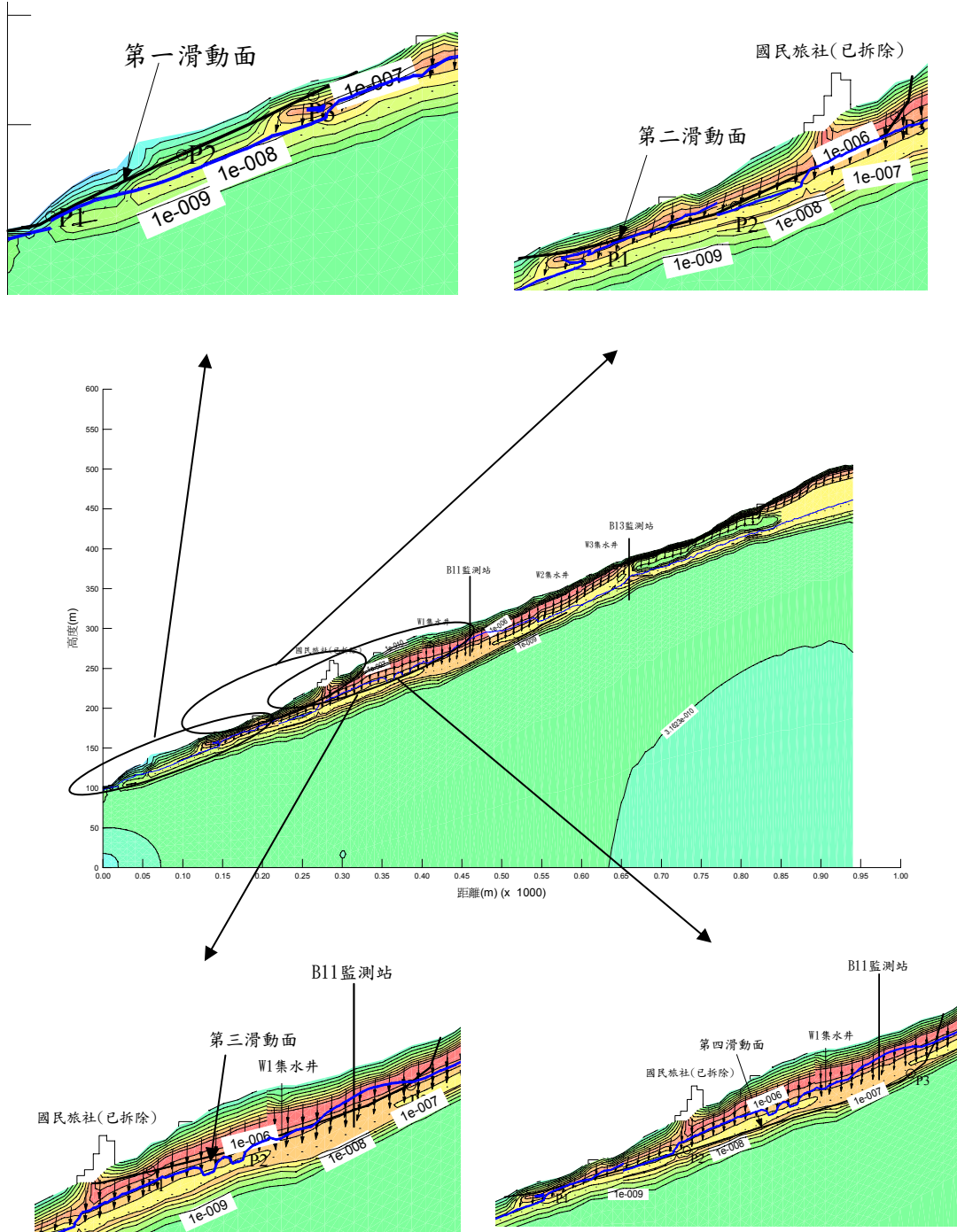


圖 24. 桃芝颱風降雨入滲滲流速度場分布(第 27 hr)
 Figure 24. Distribution of seepage velocity field due to rainfall infiltration during Typhoon Toraji (rainfall duration of 27 hr) (a) 1st (b) 2nd (c) 3rd (d) 4th potential sliding surface

表 7. 桃芝颱風期間梨山地滑區降雨入滲所導致地下水水位變化比較
 Table 7. Comparison of groundwater variation induced from the rainfall infiltration at Li-Shan landslide during Typhoon Toraji.

編號	日期	時間	雨量	累積雨量	B11 監測站 EL. 2008.30		B13 監測站 EL. 2070.67		B11 差異值	B13 差異值
			mm	mm	監測水位(A)	分析水位(B)	監測水位(C)	分析水位(D)	(B)-(A)	(D)-(C)
					m	m	m	m	m	m
0	民國90年7月29日	21:00	0.00	0.00	1980.39	1980.39	2041.87	2041.87	0.00	0.00
1	民國90年7月29日	22:00	1.00	1.00	1980.39	1980.49	2041.87	2041.90	0.10	0.03
2	民國90年7月29日	23:00	12.00	13.00	1980.39	1980.52	2041.87	2041.91	0.13	0.04
3	民國90年7月30日	00:00	7.00	20.00	1980.40	1980.54	2041.87	2041.92	0.14	0.05
4	民國90年7月30日	01:00	8.00	28.00	1980.40	1980.58	2041.87	2041.93	0.18	0.06
5	民國90年7月30日	02:00	12.50	40.50	1980.41	1980.63	2041.87	2041.94	0.22	0.07
6	民國90年7月30日	03:00	11.00	51.50	1980.44	1980.66	2041.87	2041.95	0.22	0.08
7	民國90年7月30日	04:00	28.50	80.00	1980.52	1980.69	2041.87	2041.97	0.17	0.10
8	民國90年7月30日	05:00	14.50	94.50	1980.82	1980.79	2041.87	2042.01	-0.03	0.14
9	民國90年7月30日	06:00	18.50	113.00	1981.71	1980.99	2041.89	2042.02	-0.72	0.13
10	民國90年7月30日	07:00	28.50	141.50	1982.63	1981.09	2041.90	2042.04	-1.54	0.14
11	民國90年7月30日	08:00	11.00	152.50	1983.36	1981.19	2041.91	2042.05	-2.17	0.14
12	民國90年7月30日	09:00	5.00	157.50	1983.93	1981.59	2041.91	2042.07	-2.34	0.16
13	民國90年7月30日	10:00	11.50	169.00	1984.43	1982.89	2041.91	2042.08	-1.54	0.17
14	民國90年7月30日	11:00	32.50	201.50	1984.95	1984.09	2041.94	2042.17	-0.86	0.23
15	民國90年7月30日	12:00	22.00	223.50	1985.46	1985.27	2041.96	2042.27	-0.19	0.31
16	民國90年7月30日	13:00	11.90	235.40	1985.97	1985.33	2041.99	2042.67	-0.64	0.68
17	民國90年7月30日	14:00	11.00	246.40	1986.45	1985.69	2042.05	2042.68	-0.76	0.63
18	民國90年7月30日	15:00	11.00	257.40	1986.19	1985.75	2042.11	2042.69	-0.44	0.58
19	民國90年7月30日	16:00	9.50	266.90	1986.25	1985.81	2042.14	2042.70	-0.44	0.55
20	民國90年7月30日	17:00	8.50	275.40	1986.22	1985.87	2042.15	2042.70	-0.35	0.55
21	民國90年7月30日	18:00	8.00	283.40	1986.21	1985.89	2042.15	2042.71	-0.32	0.56
22	民國90年7月30日	19:00	6.00	289.40	1986.24	1985.99	2042.15	2042.72	-0.25	0.57
23	民國90年7月30日	20:00	3.50	292.90	1986.30	1986.09	2042.16	2042.73	-0.21	0.57
24	民國90年7月30日	21:00	2.00	294.90	1985.90	1986.19	2042.16	2042.74	0.29	0.58
25	民國90年7月30日	22:00	0.50	295.40	1985.82	1986.29	2042.15	2042.74	0.47	0.59
26	民國90年7月30日	23:00	0.00	295.40	1985.76	1986.39	2042.15	2042.76	0.63	0.61

2. 當地下水水位線呈水平分布時，(1)項中之設定方式將可獲得精確之初始孔隙水壓分布，反之，若地下水水位線呈彎曲分布時，則只能求得近似之分布。

3. 在邊坡地下水水位上方之未飽和土層，相對於孔隙氣壓 u_a (分析時可令 $u_a=0$)，其孔隙水壓 u_w 將呈現負值 ($u_w < 0$)。此負值孔隙水壓一般可稱為未飽和土層之基質吸力 (matric suction) 並可表為 $(u_a - u_w)$ 。在負值孔隙水壓下土層剪力強度之變化率與正值孔隙水壓者並不相同。因此未飽和土壤之 Mohr-Coulomb 剪力強度公式可修正為：

$$\tau_f = C' + (\sigma_n - u_a) \times \tan \phi' + (u_a - u_w) \times \tan \phi^b \quad (11)$$

式中， ϕ^b 是由於基質吸力 ($u_a - u_w$) 增加而提高

之土壤剪力強度之當量吸力摩擦角。同時 $(u_a - u_w) \geq 0$ ，在大氣壓力情況下， $u_a = 0$ ，因此在一般未飽和土壤中大多可令 $u_a = 0$ 。因此，由上式可知，土壤之剪力強度參數應包括凝聚力 c' ，摩擦角 ϕ 及當量吸力摩擦角 ϕ^b 。

4. 當土壤之孔隙水壓 $u_w < 0$ (或壓力水頭 $h_p = u_w / \gamma_w < 0$) 時，亦即 $(u_a - u_w) > 0$ 時，SEEP/W 程式除了採用 ϕ 值外，亦會將 ϕ^b 值納入分析計算。反之，當 $u_w > 0$ (或 $h_p = u_w / \gamma_w > 0$) 時，亦即 $(u_a - u_w) \leq 0$ 時，SEEP/W 程式僅採用 ϕ 值進行分析計算而略去 ϕ^b 值。

5. SEEP/W 祇在 $u_w < 0$ 或 $(u_a - u_w) > 0$ 時才會考慮未飽和土壤剪力強度條件，亦即才會採用 ϕ^b 值並將其納入剪力強度之計算中。由下列各種 ϕ^b 之輸入值可說明 SEEP/W 如何將

未飽和土之各種剪力強度條件融入穩定分析中：

(1) $\phi^b=0$ 之剪力強度：

當 ϕ^b 設定為零($\phi^b=0$)或留空白不輸入任何數值時，任何負值孔隙水壓($u_w < 0$)將被設定為零($u_w=0$)。因此剪力強度將不會由於(u_a-u_w) > 0 而增加。一般工程師若不想依賴由於 $u_w < 0$ 或(u_a-u_w) > 0 所提昇之剪力強度時，即可作此設定。

(2) $\phi^b = \phi$ 之剪力強度：

當 ϕ^b 設定為 ϕ 時(此為 ϕ^b 之上限值)，表示負值孔隙水壓($u_w < 0$)，在增加剪力強度方面與正值孔隙水壓($u_w > 0$)在減少剪力強度方面同樣有效。在地下水水位上方之毛細管飽和區(saturated capillary zone)之土層作 $\phi^b = \phi$ 之設定應屬合理。但在邊坡工程施作期間 $u_w < 0$ 之狀態是否能夠持續存在以維持 ϕ^b 值之作用。應有所注意。

(3) $0 < \phi^b < \phi$ 之剪力強度：

當 $0 < \phi^b < \phi$ 時，表示 ϕ^b 之設定值落於一般未飽和土層之室內試驗結果之範圍值，且 $\phi^b = 15^\circ \sim 20^\circ$ 。同樣必須注意，在邊坡工程施作期間未飽和土層中， $u_w < 0$ 之狀態是否能夠持續存在以維持 ϕ^b 值之作用。

5.1.4.1 第一潛在滑動面

圖 26 為桃芝颱風降雨期間梨山地滑區第一潛在滑動面之滲流與穩定分析結果。

1. 地下水水位

由圖 26(a)可知在桃芝颱風降雨期間，第一潛在滑動面所在區域之地下水水位變動($T=1\sim 27$ hr)可能造成的影響並未擴及滑動面所在的位置。

2. 壓力水頭(孔隙水壓)

因此，如圖 26(b)所示滑動面上之監測點 P1、P2 及 P3 乃處於地下水水位上方而呈現未飽和狀態時之負值壓力水頭(孔隙水壓)。

3. 穩定性安全係數

圖 26(c)顯示，在潛在滑動面上監測點 P1、P2 及 P3 之負值壓力水頭變動微小之情況下，潛在滑動面之初始穩定性安全係數 F_s 雖已接近臨界狀態值($F_s=1.0$)，但在降雨期間其穩定性變動卻極為微小。

5.1.4.2 第二潛勢滑動面

圖 27 為桃芝颱風降雨期間梨山地滑區第二潛在滑動面之滲流與穩定分析結果。

1. 地下水水位

由圖 27(a)可知，在桃芝颱風降雨期間，第二潛在滑動面所在區域之地下水水位變動($T=1\sim 27$ hr)將對下邊坡(P1 及 P2)區域造成較大的影響，而上邊坡(P3)則較輕微。

2. 壓力水頭(孔隙水壓)

圖 27(b)顯示下邊坡滑動面監測點 P1 之初始負值壓力水頭在降雨期間有下降之趨勢，而監測點 P2 及 P3 則無明顯變化。

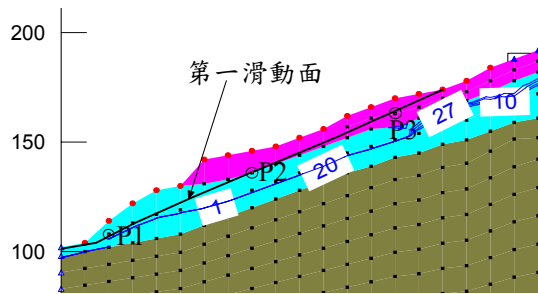
3. 穩定性安全係數

圖 27(c)顯示，即使下邊坡滑動面監測點 P1 初始負值壓力水頭有下降情況，但量微小對第二潛在滑動面之整體穩定性並無影響。

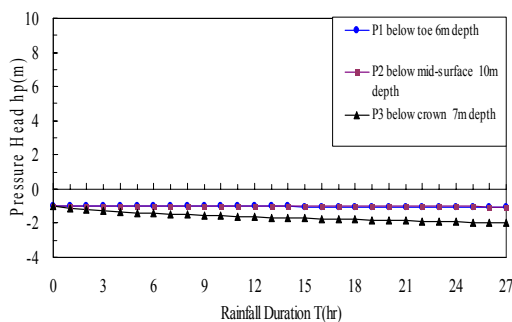
5.1.4.3 第三潛勢滑動面

圖 28 為桃芝颱風降雨期間梨山地滑區第三潛在滑動面之滲流與穩定分析結果。

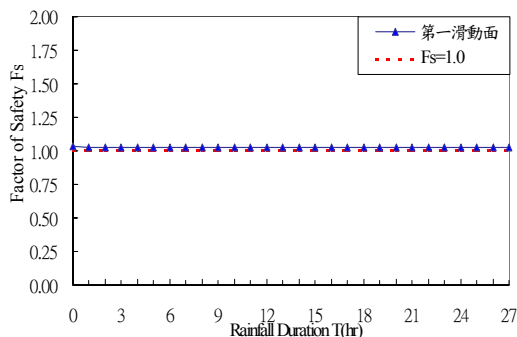
1. 地下水水位



(a) 地下水水位變動(T=1、10、20、27 hr)



(b) 壓力水頭變化



(c) 安全係數與降雨延時之關係

圖 26. 降雨期間第一潛在滑動面之滲流與穩定分析結果

Figure 26. Seepage and stability analysis of 1st potential sliding surface during rainfall (a) variation of groundwater table (T=1, 10, 20, 27 hr) (b) variation of pressure head (c) relationship of safety factor and rainfall duration.

圖 28(a)顯示，在桃芝颱風降雨期間，第

三潛在滑動面所在區域之地下水水位變動 (T=1~27 hr)對上邊坡(P3)之影響最大，中間坡面(P2)次之，而下邊坡(P1)最小。

2. 壓力水頭(孔隙水壓)

依據圖 28(a)地下水水位變動對潛在滑動面上 P1、P2 及 P3 監測點之不同程度之影響，可預知監測點 P2 及 P3 之初始負值壓力水頭降低(吸力消失)之幅度較監測點 P1 為大，如圖 28(b)所示。其中，監測點之孔隙水壓更由負值而轉為正值，此亦間接暗示其周圍土層將在地下水水位上升後受浸潤作用，並由未飽和狀態轉為飽和狀態。

3. 穩定性安全係數

由圖 28(c)可知，縱使潛在滑動面上之間側點 P1、P2 及 P3 之初始負值孔隙水壓($u_w=h_p \times \gamma_w < 0$)在降雨期間受到地下水水位變動之波及，但其穩定性安全係數 F_s 值並未受影響。此乃由於在本研究中未將未飽和土壤之基質吸力($u_a - u_w$)及相關吸力摩擦角 ϕ^b 之納入剪力強度之計算分析所致。

5.1.4.4 第四潛勢滑動面

圖 29 為桃芝颱風降雨期間梨山地滑區第四潛在滑動面之滲流與穩定分析結果。

1. 地下水水位

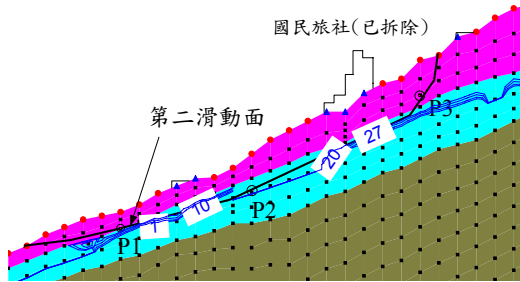
圖 29 (a)顯示，在桃芝颱風降雨期間，第四潛在滑動面所在區域之地下水水位變動 (T=1~27 hr)已對整個潛在滑動面上監測點 P1、P2 及 P3 造成影響。

2. 壓力水頭(孔隙水壓)

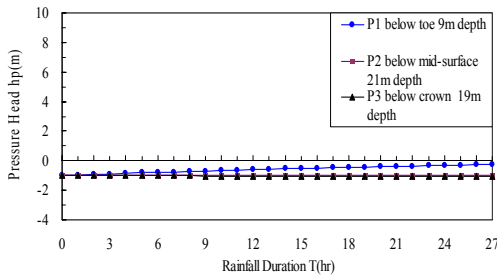
由圖 29 (b)可知，監測點 P1 在降雨期間前仍位於初始地下水水位線之上方因此初始

孔隙水壓呈現負值($u_w = h_p \times \gamma_w < 0$)。隨之，此負值孔隙水壓由於降雨入滲雨水之浸潤而逐漸變小而趨於消失($h_p \rightarrow 0, u_w \rightarrow 0$)，此暗示

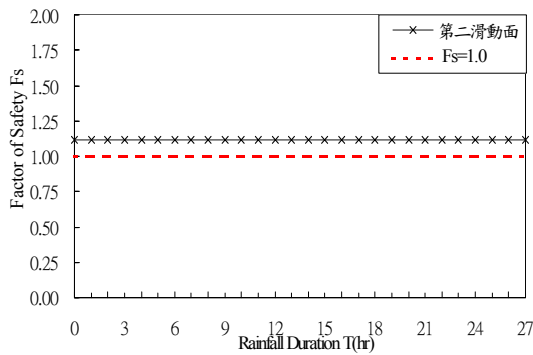
土壤材料由乾硬而轉為濕軟，基質吸力所能提供之額外剪力強度完全消失，即($u_a - u_w$) $\times \tan\phi^b = 0$ 。邊坡之穩定性將大為折減。反之，監測點P2及P3在降雨前即處於初始地下水水位線之上方，因此初始孔隙水壓呈現正值($u_w = h_p \times \gamma_w > 0$)。隨之兩監測點之正值孔隙水壓並未受到地下水水位微小變動之影響而趨於定值。



(a) 地下水位變動(T=1、10、20、27 hr)



(b) 壓力水頭變化



(c) 安全係數與降雨延時之關係

圖 27. 降雨期間第二潛在滑動面之滲流與穩定分析結果

Figure 27. Seepage and stability analysis of 2nd potential sliding surface during rainfall (a) variation of groundwater table (T=1, 10, 20, 27 hr) (b) variation of pressure head (c) relationship of safety factor and rainfall duration.

未飽和土層之基質吸力($u_a \sim u_w$)將隨降雨延時逐漸消失($T \uparrow \rightarrow u_a = 0, u_w = 0, (u_a - u_w) = 0$)且

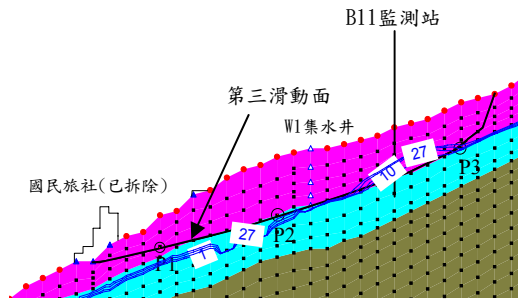
3. 穩定性安全係數

由圖 29(c)可知，第四潛在滑動面在降雨前之穩定性安全係數 F_s 值即已偏低 ($F_s = 1.041$)，隨之在降雨初期($T = 1hr$)，其穩定性可能由於下邊坡(P1 監測點區域)之負值初始孔隙水壓($u_w < 0$)之減少而更為降低，終至處於臨界狀態。

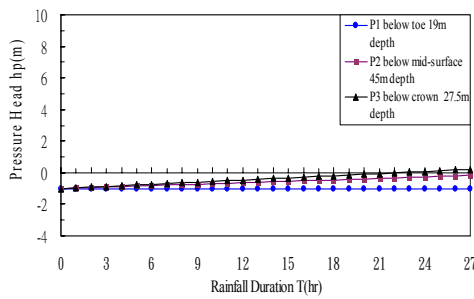
5.2 梨山地滑區不同颱風降雨型態時對地下水水位變動之影響將四組不同颱風降雨型態之數值模擬結果整理於表 8 並加以比較可作以下推論：

桃芝颱風之平均降雨強度為 $10.94 \text{ mm/hr} (= 3.03 \times 10^{-6} \text{ m/sec} > K_{\text{sat}})$ ，且大於地表崩積土層之飽和滲透係數 $K_{\text{sat}} = 2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ ，因此在足夠的降雨延時條件下，地表將有可能積水而形成地表逕流。本次颱風在降雨延時達 27 hr 時，地下水水位上升 $6m$ 。

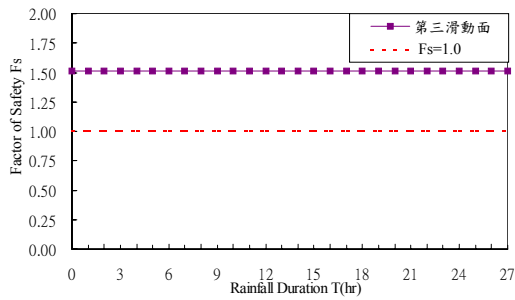
其次，碧利斯颱風降雨強度為 $7.42 \text{ mm/hr} (2.06 \times 10^{-6} \text{ m/sec})$ ，且小於崩積土層之飽和滲透係數 $K_{\text{sat}} = 2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ ，因此雨水可能全部入滲。由於本次颱風降雨延時達 41 hr ，因此導致地下水水位上升 $6.5m$ 而較桃芝颱風高。



(a) 地下水位變動(T=1、10、20、27 hr)



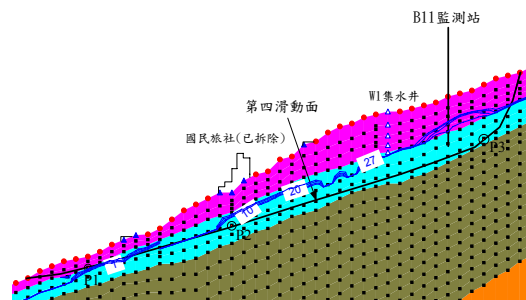
(b) 壓力水頭變化



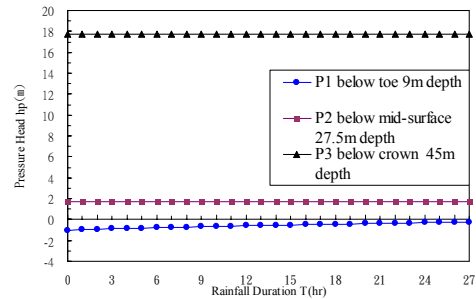
(c) 安全係數與降雨延時之關係

圖 28. 降雨期間第三潛在滑動面之滲流與穩定分析結果

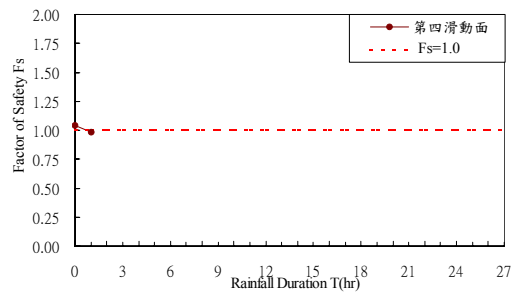
Figure 28. Seepage and stability analysis of 3rd potential sliding surface during rainfall (a) variation of groundwater table (T=1, 10, 20, 27 hr) (b) variation of pressure head (c) relationship of safety factor and rainfall duration.



(a) 地下水位變動(T=1、10、20、27 hr)



(b) 壓力水頭變化



(c) 安全係數與降雨延時之關係

圖 29. 降雨期間第四潛在滑動面之滲流與穩定分析結果

Figure 29. Seepage and stability analysis of 4th potential sliding surface during rainfall (a) variation of groundwater table (T=1, 10, 20, 27 hr) (b) variation of pressure head (c) relationship of safety factor and rainfall duration.

表 8. 不同降雨條件作用之地下水位變化
Table 8. Variation of groundwater table for different rainfall condition.

分析條件 \ 降雨型態	桃芝	碧利斯	艾莉	敏督利
降雨延時(hr)	27	41	51	102
累積降雨量(mm)	299.4	304.3	337.3	817.8
降雨強度(mm/hr)	10.94 ($3.03 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)	7.42 ($2.06 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)	6.61 ($1.84 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)	8.02 ($2.23 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)
B11 監測站地下水位 上升量 h_w (m) 模擬值 (監測值)	+6.0 (+6.06)	+6.9 (+7.16)	+3.86 (+3.5)	+8.1 (+8.17)

備註：

1. 地表崩積土層之飽和滲透係數 $K_{sat}=2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$
2. 地下水水位上升量 Δh_w 乃相對於 B11 監測站之初始地下水位計算求得

再者，艾利颱風之降雨強度降為 6.61 mm/hr ($=1.84 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$)，且小於地表崩積土層之飽和滲透係數 $K_{sat}=2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ ，雨水亦可能全部入滲。由於本次颱風降雨強度較小，因此縱使降雨延時高達 51 hr，其地下水水位上升量仍然較為偏低，約為 3.86m。

最後，敏督利颱風之降雨強度為 8.02 mm/hr ($=2.23 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$) 與地表崩積土層之飽和滲透係數 $K_{sat}=2.1 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ 相近，當降雨延時達 102 hr 時，地下水水位則大幅上升 8.1m。

本研究採用四組颱風之降雨所造成之地下水水位變化量 Δh_w 與降雨延時 T 進行回歸分析並求得兩者之關係曲線，如圖 30 所示。

最後，不同降雨強度條件下，地下水水位上升量 Δh_w 與降雨延時 T 之回歸方程式可表為：

$$\Delta h_w (\text{模擬值}) = 0.0295T + 4.5868 \quad (12a)$$

$$\Delta h_w (\text{監測值}) = 0.0293T + 4.6046 \quad (12b)$$

其中

Δh_w = 地下水水位上升量模擬值或監測值(m)

T = 降雨延時(hr)

5.3 梨山地滑區不同颱風降雨型態時對邊坡穩定性之影響

SLOPE/W 程式採用 SEEP/W 程式計算之降雨延時 t~壓力水頭 h(t) 關係資料，在降雨入滲狀況下進行邊坡穩定分析，並計算降雨延時 t~安全係數 $F_s(t)$ 之關係，以評估降雨期間邊坡之穩定性。本研究選取梨山地滑地東南區 Y4 剖面之第一、第二、第三及第四已知滑動面，如圖 31 所示，進行降雨入滲穩定分析，並在求取安全係數後與過去研究結果作比對。

數值分析結果顯示，桃芝颱風降雨入滲之地下水水位上升 6.0m 時，第一滑動面之安全係數由 1.036 降為 1.029，下降 0.68%；第二滑動面之安全係數由從 1.115 降為 1.114，

下降 22.3%；第三滑動面之安全係數從 1.515 降為 1.511，下降 0.26%；第四滑動面之安全係數從 1.041 降為 0.984，下降 5.48%。其餘三組颱風之降雨滲流穩定分析結果整理如表 9 所示。

本研究採用桃芝颱風降雨滲流(SEEP/W)及穩定分析(SLOPE/W)所求得之第一及第二潛在滑動面 F_s 值與中華顧問工程司(1999)採用 STABLE 程式分析所求得者進行比較，如表 10 所示。

由分析結果可知，本研究所求得之 F_s 值較中華顧問分析求得者略低，其原因可能在於 STABLE 程式採用靜態水位進行孔隙水壓分析，而 SEEP/W 程式則採用暫態降雨滲流分析，因此可納入滲流作用孔隙水壓，且求得之安全係數值較低。

結論與建議

首先利用現地降雨資料以 SEEP/W 程式分析邊坡地下水滲流情形，並結合 SLOPE/W 程式對梨山地滑區個案實例進行驗證之研究。

綜合本研究之分析成果，可歸納下列結論：

6.1 結論

1. 地滑區Y4剖面採用桃芝颱風(碧利斯颱風、艾莉颱風、敏督利颱風等)之降雨條件及型態，進行降雨入滲分析並與過去研究成果(中華顧問工程司，1999)及現地監測資料作比對，結果顯示桃芝颱風之數值模擬地下水位變化趨勢與監測結果最吻合，其餘颱風分析之趨勢亦有相當程度吻合。

2. 滲流速度場分布在B11監測站與B13監測站間(即W1、W2及W3集水井打設區域)之滲流速度約為 $1 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-7} m/sec$ 。另外，由W1、W2及W3集水井周圍之速度向量與重力方向呈傾斜之指向，可知滲流水有向集水井集流之趨勢。同時觀察W1、W2、W3集水井打設區域在第27 hr之地下水水位面有洩降之情況，此間接驗證集水井在數值分析中採用開放邊界(open boundary)進行模擬之可行性並可達到預期的集水效果。

3. 在不同的降雨型態作用下(碧利斯颱風、桃芝颱風、艾莉颱風、敏督利颱風)，地下水水位上升量 Δh_w 與降雨延時 T 可建立回歸方程式以便迅速運用。

4. 本研究所求得之 F_s 值較中華顧問分析求得者略低，其原因可能STABLE程式採用靜態水位進行孔隙水壓分析，而SEEP/W程式則採用暫態降雨滲流分析，因此可納入滲流作用孔隙水壓，且求得之安全係數值較低。

6.2 建議

1. 本研究雖進行暫態分析降雨滲流分析並計算地表未飽和土層在降雨歷時中之負值孔隙水壓變化，但事實上由於穩定分析中並未採用 ϕ^b 值(即 $\phi^b=0$)，因此即使求得土壤之基質吸力(u_a-u_w)，亦無法啓動未飽和土壤之吸力剪力強度項 $(u_a-u_w) \times \tan \phi^b$ 。基於上述原因，降雨對邊坡穩定性之影響只能透過正值孔隙水壓 ($u_w > 0$)之變化來達成。亦即無論是飽和區或未飽和區之土壤，其剪力強度仍遵守傳統之Mohr-Coulomb破壞原則，即 $\tau_f = c' + (\sigma_n - u_w) \times \tan \phi'$ 且 $u_w > 0$ 。因此下階段之研究建議將各種未飽和土壤之 ϕ^b 值納入分析。

2. 本研究祇採用單峰三角型降雨歷線進

行降雨入滲及滲流分析，因此下階段之研究可考量採用較多種之降雨型態。以便更深入瞭解不同降雨型態對邊坡穩定性之影響。

3. 本研究對土層之水力傳導係數函數之決定仍處於假設及推測之階段，因此，下階段之研究有必要針對此一函數對降雨入滲分

析之影響進行系統性的檢討與查核。

4. 降雨期間於地表未飽和區往重力方向移動之浸濕前進波(wetting front)與上升初始地下水水位之結合情況仍未明瞭，有必要做進一步之查核。

表 9. 梨山地滑區剖 Y4 面降雨滲流邊坡穩定分析結果

Table 9. Slope stability analyses of Y4 profile under seepage condition during rainfall at Li-Shan Landslide.

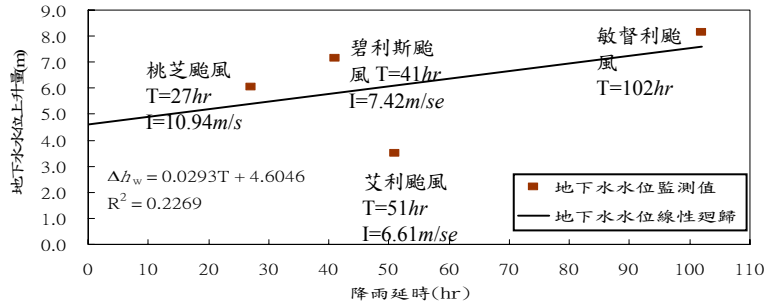
項目 \ 降雨事件		桃芝	碧利斯	艾莉	敏督利
降雨延時(hr)		27	41	51	102
地下水水位上升(m)		+6.0	+6.9	+3.86	+8.1
安全係數 (Fs)	第一滑動面	1.029	1.029	1.029	1.029
	第二滑動面	1.114	1.110	1.111	1.102
	第三滑動面	1.511	1.514	1.515	1.513
	第四滑動面	0.984	0.981	0.983	0.980
安全係數降低百分比(%)	第一滑動面	0.68	0.68	0.68	0.68
	第二滑動面	0.09	0.45	0.36	1.17
	第三滑動面	0.26	0.07	0	0.13
	第四滑動面	5.48	5.76	5.57	5.86

備註：1. 第一滑動面無降雨狀態 $F_s=1.036$ 3. 第三滑動面無降雨狀態 $F_s=1.515$
 2. 第二滑動面無降雨狀態 $F_s=1.115$ 4. 第四滑動面無降雨狀態 $F_s=1.041$

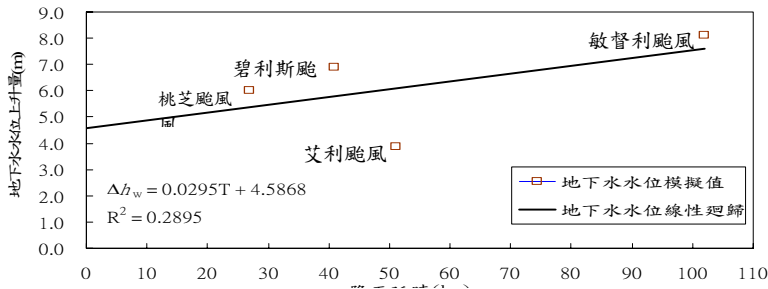
表 10. 梨山地滑區 Y4 剖面穩定分析安全係數比較

Table 10. Comparison of stability analyses of Y4 profile at Li-Shan landslide.

項目 \ 研究單位		中華顧問(1999)	本研究
分析程式		STABLE (傳統分析無滲流靜水壓)	SEEP/W 及 LOPE/W (數值分析滲流水壓)
分析最高水位(地表面為基準)		-15	-15
安全係數 (Horgenstern-price)	第一滑動面	1.19	1.028
	第二滑動面	1.14	1.101



(a) 監測值迴歸



(b) 模擬值迴歸

圖 30. B11 監測站降雨延時與地下水水位變化量之關係
 Figure 30. Relationship between the variation of groundwater table and rainfall duration at monitoring station B11.

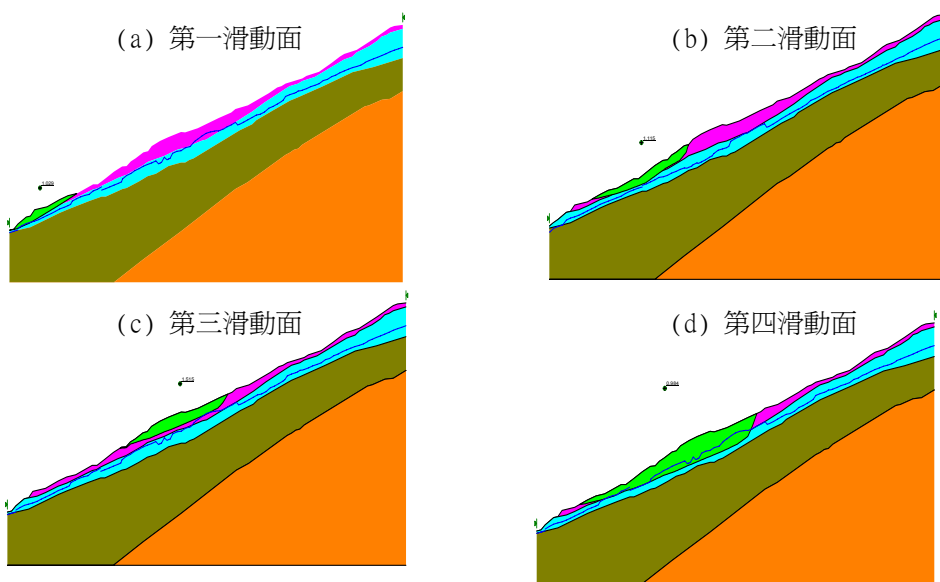


圖 31. 梨山地滑區剖面潛在滑動面位置

Figure 31. The location of potential sliding surface at the Li-Shan Landslide (a) 1st (b) 2nd (c) 3rd (d) 4th potential sliding surface.

參考文獻

1. 工業技術研究院能源與資源研究所(1993) 「梨山地區地層滑動調查與整治方案規劃總報告」，台灣省政府農林廳水土保持局。
2. 行政院農業委員會水土保持局(1996) 「山坡地土壤力學性質在水土保持上之一般應用研究(五)」，台大土木工程學系，台北。
3. 行政院農業委員會水土保持局(1996) 「台灣東部及蘭陽地區治山防洪計畫」，台大土木工程學研究所，台北。
4. 行政院農業委員會水土保持局(2002) 「台灣地區山坡地的土砂災害」，台大地理環境資源學系台灣地形研究室，台北。
5. 李三畏(1984) 「台灣崩坍問題探討」，土工技術雜誌，第七期，第 43~49 頁。
6. 林光敏(2002) 「梨山地區地滑行為與數值模擬之研究」，國立台灣大學土木工程學系碩士論文，台北。
7. 李卓倫(2003) 「邊坡穩定數值模擬-以林肯大郡坡地災害為例」，國立中興大學水土保持學系碩士論文，台中。
8. 林慶偉、蔡元芳、黃敏郎(2000) 「近斷層帶自然邊坡破壞行為之研究」，地震衍生之邊坡破壞行為及防治對策研究(I) 八十九學年度期中研究成果研討會論文集，台北，第 1-18 頁。
9. 林德貴、黃伯舜、蘇苗彬(2005) 「以數值分析方法再論林肯大郡坡地破壞」，中華水土保持學報，第三十六卷，第三期，第 215~232 頁。
10. 范嘉程、鄧子榆、馮道偉(2001) 「有限元素於邊坡穩定安全係數之分析研究」，第九屆大地工程學術研討會論文集，第 A067-1~ 8 頁。
11. 范嘉程、馮道偉(2003) 「以有限元素法探討暴雨時邊坡之穩定分析」，土工技術，第 95 期，第 61~74 頁。
12. 洪如江(1979) 「土工技術在台灣山崩中之應用」，邊坡穩定與坍方研討會論文專集，中國土木水力工程學會，第 147-172 頁。
13. 洪如江(1998) 「坡地建築之破壞」，土工技術，第 68 期，第 129-142 頁。
14. 國立中興大學土木工程學系(2000) 「梨山地滑地區綜合資料庫建立與應用計畫」，行政院農委會水土保持局第二工程所。
15. 國立中興大學土木工程學系(2002) 「梨山地區地層滑動整治計畫成評估」，行政院農委會水土保持局第二工程所。
16. 國立中興大學土木工程學系(2002) 「梨山地區地層滑動整治計畫成效評估研討會論文集」，行政院農委會水土保持局第二工程所。
17. 國立中興大學土木工程學系(2002) 「梨山地滑地管理基準值訂定(四)」，行政院農委會水土保持局第二工程所。
18. 國立中興大學土木工程學系(2002) 「梨山地滑地區資料庫建置及監測分析運用」，行政院農委會水土保持局第二工程所。
19. 財團法人中華顧問工程司(1999) 「八十五年度坡地災害整治計畫梨山地區地層滑動基本設計與補充調查委託技術股務成果報告」，台灣省政府農林廳水土保持局第二工程所。
20. 莊光澤(1999) 「阿里山地區道路邊坡穩定性因子之探討」，國立成功大學地球科學研究所，碩士論文，台南。
21. 許正輝(2005) 「降雨入滲對集水區邊坡穩定定之影響探討」，國立臺灣海洋大學

- 河海工程學系，碩士論文，台北。
22. 富國技術工程公司(2001) 「八十八年度坡地災害整治計畫-監測系統分析及運用」，委託技術服務工作報告。
 23. 富國技術工程公司(2001) 「梨山地滑區第四期監測系統」，委託技術服務工作報告。
 24. 富國技術工程公司(2003) 「梨山地滑東南區調查規劃」，委託技術服務工作報告書。
 25. 張國欽(2005) 「邊坡在降雨入滲狀況下之穩定性分析與評估」，國立中興大學水土保持學系(所)，碩士論文。
 26. 新世紀技術顧問股份有限公司(2001) 「台十四甲線 40K+800 下邊坡災害保護工程委託地質鑽探報告書」，交通部公路局第四區工程處洛韶工務段。
 27. 蔡光榮(1985) 「中橫公路土石堆之穩定分析研究」，行政院國家科學委員會防災科技研究報告，第 74-57 號。
 28. 鄧鳳儀(2005) 「地滑地區滲流及地下排水工法對邊坡穩定影響之數值模擬—以梨山地滑區為例」，國立中興大學水土保持學系，碩士論文，台中。
 29. 小出博 (1953) 「日本地」，東洋經濟新報社（間接引用）。
 30. 申潤植 (1989) 「土工學—理論實踐」，山海堂。
 31. 渡正亮、小橋澄助 (1987) 「地・斜面崩壞予知對策」，山海堂。
 32. 谷口敏雄 (1970) 「地調查對策」，山海堂，p10~42。
 33. 藤原明敏 (1970) 「地調查解析」，理工圖書株式會社，p1~9。
 34. Abramson Lee W., Thomas Lee S., Sunil Sharma and Boyce M. Glenn, 1995 “ Slope Stability and Stabilization Methods”, Wiley-Interscience Publication, A.I.T.
 35. Anderson, S.A., and Sitar, N., 1995 “ Analysis of Rainfall-Induced Debris Flow”, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol.121, No7, pp. 544– 552.
 36. Arya, L.M., and J. F. Paris. 1981 A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. Soil Science Society of America Journal, Vol 45. pp: 1023-1030.
 37. Aubertin, M. Mbonimpa, B. Bussiere, and R. P. Chapuis. 2001 A physically-based model to predict the water retention curve from basic geotechnical properties. Submitted to the Canadian Geotechnical Journal for publication.
 38. Brand, E.W., 1981, “Some Thoughts on Rainfall Induced Slope Failures”, Proceedings of 10th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, pp. 373–376.
 39. Bathe, K-J.,1982, “Finite element procedures in engineering analysis”, Prentice-Hall.
 40. Brenner, R.P., Tam, H.K., and Brand, E.W., 1985, “Field Stress Path Simulation of Rain-Induced Slope Failure”, Proceedings of 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol.2, pp. 373– 376.
 41. Childs, E.C. and Collins –George, N.,1950, “The permeability of porous material”, Proceedings of the Royal Society, pp. 392-405.
 42. Fellenius, w.1936, “Calculation of the Stability of Earth Dams, Proceedings of the second congress of Large Dams”, Vol.4, PP.445-463.

43. Fredlund, D.G. and Rahardjo, H.,1993, "Soil mechanics for unsaturated soils", John Wiley & Sons, Inc.
44. Fredlund, D.G., Anqing Xing, and Shangyan Huang. 1994 Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 31, pp. 533-546.
45. Richards, L.A.,1931, "Capillary conduction of liquid through porous medium", Physics, Vol. 1.
46. Sidle, R.C., and Swanston, D.N., 1982, "Analysis of a Small Debris Slide in Coastal Alaska", Canadian Geotechnical Journal, Vol.19, pp 167- 174.
47. Sitar, N., Anderson, S.A., and Johnson, K.A., 1992, "Conditions Leading to the Initiation of Rainfall-Induced Debris Flows", Geotech. Eng. Div. Specialty Conf.: Stability and Perf. Of Slopes and Embankments—II. ASCE, New York, pp. 834-839.
48. Terzaghi, K., 1950, "Mechanism of landslides", In: Paige, S. (Ed.), Application of Geology to Engineering Practice (Berkey Volume), Geological Society of America, New York, pp. 83- 123.
50. Varnes D.J., 1978, "Slope Movement: Type and Processes", In Landslides analysis and Control. Transp. Res, Board, Spec. Rep., Vol.176, pp. 11-33

96 年 12 月 07 日 收稿

97 年 12 月 30 日 修改

97 年 01 月 05 日 接受