

板岩地滑區的地質調查與分析－以廬山溫泉滑動邊坡為例

張光宗^[1] 黃祥慶^[2] 林銘郎^[3] 張益通^[4]

摘 要 本案例為廬山溫泉附近的一板岩邊坡，數十年來每逢豪雨即有滑動跡象，此滑動現象不僅對邊坡上的道路和房舍產生影響，對其下邊坡的眾多溫泉旅社，也有安全的疑慮，因此瞭解此滑動體的滑動行為和滑動機制是很重要的議題。本研究經由地質調查和數值分析的結果可知，地質構造和風化作用對此滑動體有重要的影響。在長期的風化作用下，上邊坡西側砂質板岩和板岩的界面及上邊坡東側節理面的串聯形成滑動面，並漸漸往下延伸。下邊坡目前尚未有明顯的滑動面，因此監測資料顯示，豪雨造成的滑動，中上邊坡相對於下邊坡有較大的位移。繼續受到變形及風化作用的影響，滑動面將會往下邊坡繼續發展，對下邊坡的監測將有助於掌握滑動面發展的狀況。

關鍵詞：板岩、廬山、地滑、地質調查、數值分析。

Geological Investigations and Analyses of a Landslide in a Slate Area — the Lushan Landslide

Kuang-Tsung Chang^[1] Shiang-Ching Huang^[2] Ming-Lang Lin^[3] Yi-Tong Chang^[4]

ABSTRACT The studied case is a unstable slope mass in the vicinity of a spring village which slides whenever heavy rainfall occurs. The slide phenomenon leads to safety concerns, not only for the houses and roads on the slope but also for the hotels located beside the bottom stream. Therefore, exploring the slide behavior and mechanism of the slide mass is important. Through extensive site investigations and numerical analysis, we conclude the unstable phenomenon is affected by geological structures and weathering over the long term. Under the weathering effects, the slide surface, which is currently extending to the lower slope was formed by the coalescing of the joints on the upper eastern slope as well as the interface between the sandy slate and the slate on the upper western slope. At present, a significant slide surface has not yet formed in the lower slope. This is consistent with the fact the monitoring data show greater displacements on the middle and upper slopes than those on the lower slope. With further deformation and weathering, the slide surface will develop toward the lower slope and may finally cause catastrophic failure.

Key Words: slate, Lushan, landslide, geological investigation, numerical analysis.

[1] 國立中興大學水土保持學系助理教授（通訊作者）

Assistant Professor, Department of Soil and Water Conservation, National Chung-Hsing University, Taichung 402, Taiwan. (Corresponding Author)
E-mail: changkt@nchu.edu.tw

[2] 黎明工程顧問公司應用地質技師

Geologist, Liming Engineering Consultants Co., Ltd. 3F, No 137, Dadun 17th St, Taichung 408, Taiwan.

[3] 國立台灣大學土木工程學系教授

Professor, Department of Civil Engineering, National Taiwan University, Taipei 106, Taiwan.

[4] 水土保持局南投分局課長

Engineer, Nantou Branch, Soil and Water Conservation Bureau, No 350, Fusing Rd, Nantou, Taiwan.

一、前言

台灣的中央山脈有廣大的地區是由板岩所覆蓋，其中又以廬山層為主要的板岩地層。板岩為變質岩的一種，是沉積岩中的泥質岩類（頁岩或泥岩）經高溫高壓的變質作用所形成。板岩的形成過程中，再結晶產生片狀礦物，由於這些片狀礦物在變質的過程中，會沿最小應力的方向平行生長，因此形成平行排列的效應，產生葉理。在構造運動過程中，板岩受到不同外力作用，容易沿著葉理等潛在的裂面，分裂成無數的薄板或薄片，稱為板岩劈理。

在臺灣中央山脈西翼的板岩帶中，劈理是很重要的次生地質構造。而在各含板岩的地層中，又以廬山層為代表。廬山層分布於整個中央脊樑山脈的西側，北自宜蘭縣的蘭陽平原邊緣，向南可至恆春半島，分布區域廣大，估計厚度約在數千公尺上下（何春蓀，1986）。在廣大的廬山層分布區域，板岩劈理往往是主導岩體性質的重要地質因子。許多的邊坡崩塌破壞地，都與劈理面的性質與位態有關。

南投縣仁愛鄉廬山溫泉地區是廬山層的標準出露地點，其北側為一高差約 400 公尺的邊坡，均由廬山層板岩所構成。本邊坡數十年來每逢豪大雨即有滑動跡象，道路、擋土牆等相關設施屢遭破壞。由於廬山溫泉自日治時代發展至今，已成為著名的旅遊勝地，觀光飯店林立，其上方邊坡的滑動現象已對溫泉觀光區形成嚴重的威脅。有鑑於此，相關單位已投入不少經費與心力，針對本邊坡之滑動情形進行研究與調

查。本文主要彙整歷年來參與本地區整治及調查研究之心得，並提出對廬山地滑邊坡之滑動機制與滑動情形之分析結果，以供後續相關研究之參考。

二、地形與地質概況

1. 地形

調查區域位在台灣中部南投縣仁愛鄉廬山溫泉北側山坡，由台 14 線公路經埔里、霧社等地可抵達。本地區為濁水溪流域之上游區域，附近地形主要屬山高谷深的幼年期河谷地形，河川侵蝕作用相當劇烈。因受地形坡度、岩性及地質構造影響，河流水系呈樹枝狀與格子狀混合之型態（圖 1）。

濁水溪河谷自霧社以上呈連續之峽谷地形，在霧社及廬山間的春陽部落有舊曲流河谷的殘跡，春陽附近的花岡山則為切斷曲流所形成的環流丘，為全台環流丘中最高者。過了春陽部落，濁水溪與支流塔羅灣溪交會，沿著塔羅灣溪上游約 1.5 公里，又有一支流馬海僕溪由南側匯入，此地之河谷即為廬山溫泉區之所在。

廬山地滑邊坡位於廬山溫泉附近的塔羅灣溪北岸邊坡，滑動體長約 820 公尺、寬約 480 公尺，地滑區頭部已相當靠近邊坡上方的母安山三角點（海拔 1499 公尺），地滑區趾部則位於河谷附近，上下高程差約 400 公尺，滑動面積約 30 公頃（圖 2）。

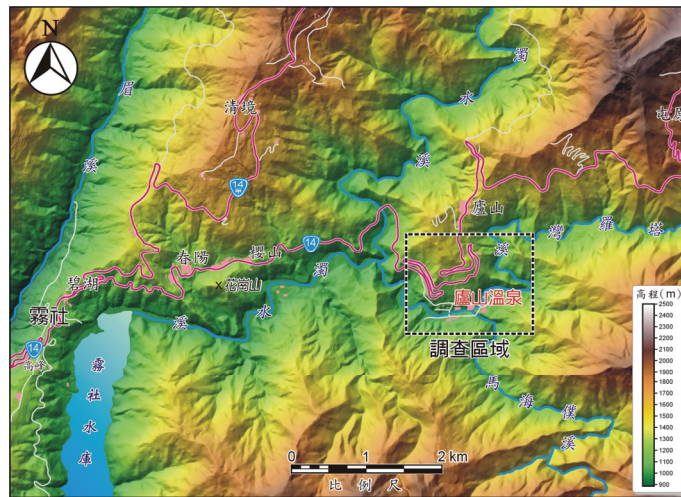


圖 1 廬山地滑區域地形圖

Fig.1 The topographical map of the Lushan landslide

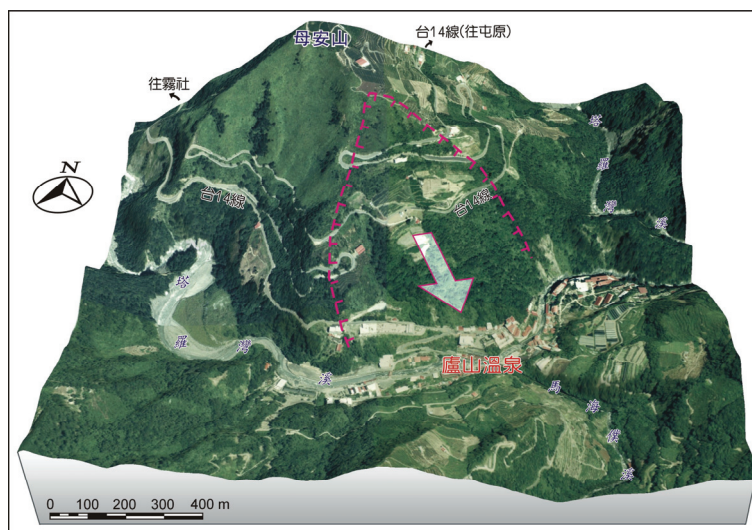


圖 2 調查區域 3D 地形圖

Fig.2 Three-dimensional view of topography of the investigated area

2. 地質

本地區屬於脊梁山脈帶的變質岩區，岩體因變質作用之影響，劈理面相當發達。調查區域出露之地層，全為中新世的廬山層。廬山層為中央山脈分布最廣的岩層，大部分由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩及千枚岩和深灰色的硬砂岩互層組成，含有零星散布的泥灰岩團塊，全部厚度估計在數千公尺上下。出露在調查區域附近的廬山層，岩性則主要為暗灰色板岩，偶夾薄層之細粒變質砂岩或粉砂岩。區域地質圖如圖 3 所示。

地質構造上，本地區岩層受強烈擠壓，其地質構造為一大規模的複向斜，即霧社複向斜，調查區域位於此一構造之東側的單斜構造區。目前為止，尚未發現斷層線通過調查區域，主要的地質弱面以板岩劈理為主。本地區的板岩劈理，通常只出現一組相近的位態，此組遍佈的岩石劈理位態為東北—西南走向，向東傾斜，傾角約 40~70 度之間。因本地區岩性屬組成顆粒較細變質泥質岩（板岩、千枚岩）區，岩石劈理多呈連續劈理。

三、調查成果與分析

1. 地表地質調查

調查區域出露之岩性主要為板岩、砂質板岩、崩積層及沖積層等，地表地質圖如圖 4。調查結果可發現本地區劈理面發達且位態相近，大致為北偏東 10 至 40 度，向東南傾斜 40 至 70 度。由於屬變質岩區，

地層層面並不明顯，但估計與劈理面位態相近。調查區域的主要坡面朝向南南東方，與區域劈理位態呈小角度斜交。

本地區之板岩，依岩性上的差異可再區分為板岩（SL）及砂質板岩（SSL）二類（圖 5）：

(1) 板岩（SL）：

板岩為本地區最主要的岩性，一般為灰黑色，質地堅硬，劈理面發達，越靠近地表者，劈理面張開程度越明顯，並多呈風化狀態。部分劈理發達區發生重力潛移現象，使劈理呈現褶皺狀。板岩區通常有二組以上的節理，部分節理中有石英脈充填，但一般而言並不十分普遍。本岩性在鑽孔岩心中，主要特徵為顏色較深，劈理面發達，RQD 通常相當低。

(2) 砂質板岩（SSL）：

本類岩層因夾有薄層之細粒變質砂岩或粉砂岩，或是板岩中砂質含量較高，具有類似砂岩之特徵與產狀，因此歸類為砂質板岩（SSL）。本類岩性劈理面較不發達，常被節理切割成塊狀，岩性通常較堅硬，常形成地形上的突出部。本岩性在鑽孔岩心中，主要特徵為顏色通常較板岩為淡，劈理面較不發達，且 RQD 通常較高。

2. 裂隙調查

廬山溫泉上方邊坡沿著台十四線公路上，可發現多處擋土牆斷裂、排水溝錯移、道路破壞變形等。在

錯移變形區域的上下邊坡，雖因植被及覆土層的覆蓋，地形錯動現象不易察覺，但仍可由樹木及電桿的傾斜現象推斷地面變形的存在。這些變形現象看似各自獨立，但事實上可互相連接而形成一大型的地滑區（圖 6）。台十四線公路在本地區蜿蜒而上，與此一地滑區的邊界共有八個交點，而每一交叉點，在近年來

的重大颱風豪雨事件後，均有明顯的錯動破壞，使此一地滑區的存在與界線相當明確。位於邊界之間的區域，其道路破壞變形現象並不明顯，僅部分地區有小裂隙存在，且許多僅屬於公路填土區的局部破壞。滑動體中央的屋舍、建物則幾乎不見損壞跡象，推斷可能因滑動深度相當深，又係整體一致向下滑動使然。

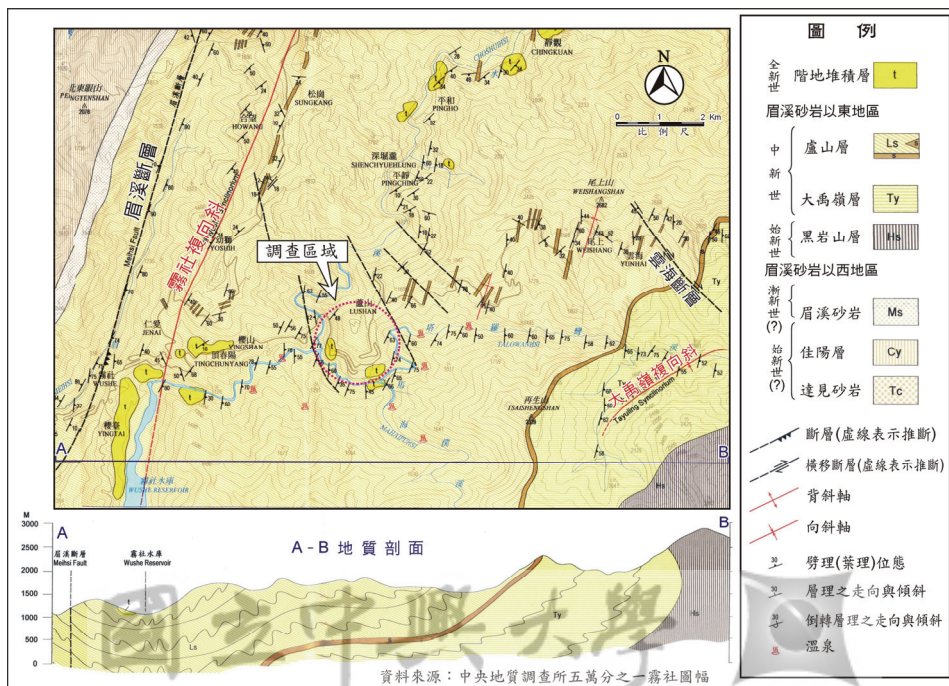


圖 3 區域地質圖（中央地質調查所，2002）

Fig.3 The geological map around the studied region

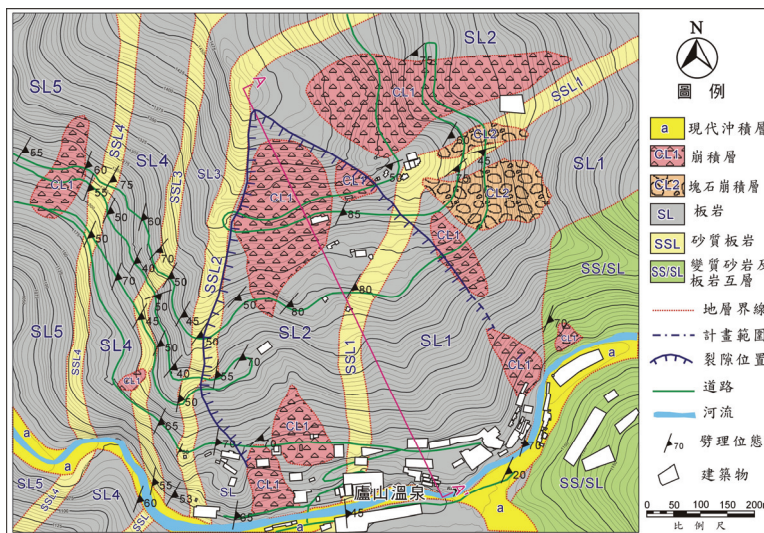


圖 4 廬山地滑邊坡地表地質圖

Fig.4 The geological map of the unstable slope

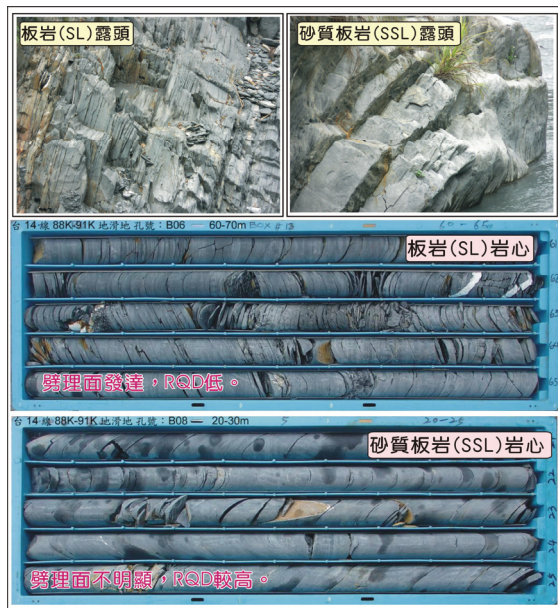


圖 5 廬山地滑邊坡岩性分類

Fig.5 Classification of lithotypes

3. 板岩中破壞型態調查

為瞭解本邊坡板岩的破壞行為，以釐清地滑發生的成因，本研究針對板岩露頭中所見的破壞型式進行調查與分類。結果發現本地區板岩中的破壞模式主要有下列型式：

- (1) 沿板岩劈理面發生順層滑動(圖 7a)：部分邊坡位態與劈理位態相近，易發生順層滑動。
- (2) 表層風化板岩之潛移破壞(圖 7b)：越靠近地表處板岩的劈理面越明顯，風化情形越嚴重，使得岩體強度大為降低，遂在重力的牽引下向下坡處蠕動。持續潛移的結果，使得地表處的板岩劈理面常呈扭曲變形之現象。
- (3) 沿既有弱面產生破壞：包含錯動(圖 7c 和 7e)以及張裂(圖 7d)。除劈理面外，節理面也是本區域的重要弱面，並且也相當發達。沿著既有弱面發生錯移或張裂的破壞型式頗為常見，有時也混有多種型式同時發生。
- (4) 串連既有弱面形成較大裂隙發生破壞(圖 7f)：具相同位態的密集弱面，在適當的外力條件下，相互連接而形成較大的破壞面。

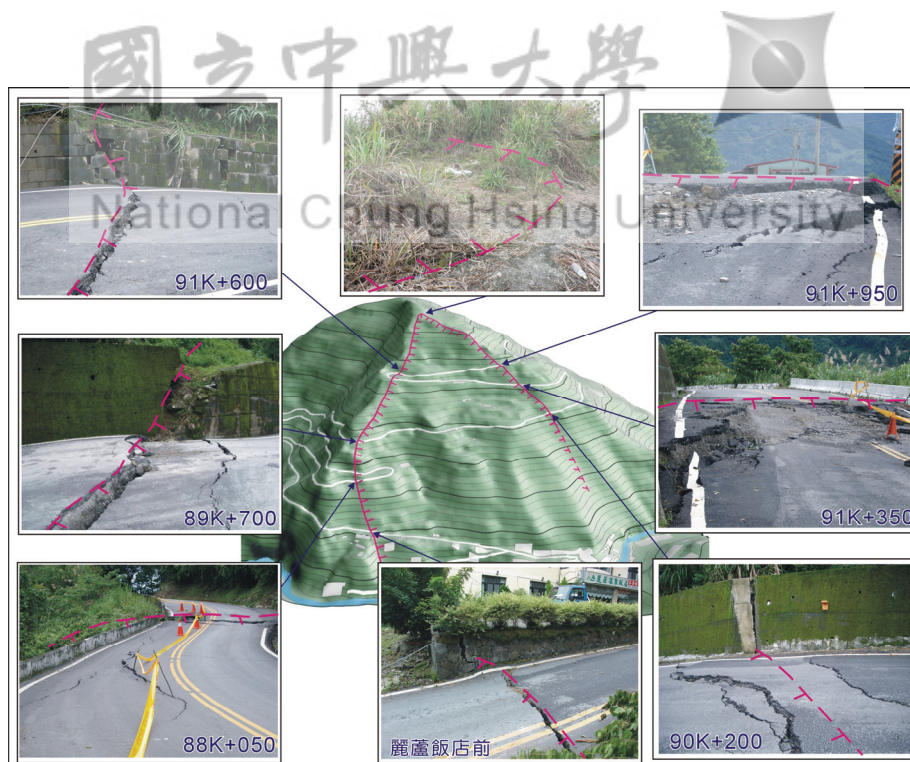


圖 6 廬山地滑邊坡地表裂隙現地照片

Fig.6 Surface cracks on the unstable slope

4. 不連續面調查與統計分析

(1) 分析方法說明

為瞭解本地區不連續面的特性，及其與邊坡滑動之關係，本研究針對調查區域內的不連續面進行全面的普查，並進行統計與分析。

本研究之不連續面調查分析方法，乃於現場量取大量的不連續面資料後，利用立體投影法（stereographic projection）來進行統計與分析。立體投影法之原理與目的，乃利用投影法將空間平面資料簡化為線資料（大圓），甚至以法線來代表平面，則其投影資料更可簡化為點資料（極點），對於大量的平面資料分析相當有助益。（圖 8）

(2) 調查結果

研究區域不連續面調查點分布如圖 9，立體投影分析成果則如圖 10 及圖 11。

本地區的不連續面主要為劈理面，其次則為節理面，層面則甚為少見。劈理面為板岩中普遍存在的次生構造面，裂面間距通常僅數公分至一公分以下。因板岩的岩性堅硬，在構造作用下，也常產生脆性破壞的節理面。本地區的節理面通常有兩組以上，一般而言會具有一組走向節理與一組傾向節理。所謂走向節理係指其走向與劈理走向相近的節理，但其傾向通常與劈理傾向相反；傾向節理則為走向與劈理傾向相近者，其傾斜角度通常較大（圖 12）。



圖 7 調查區域板岩中破壞型態

Fig.7 Failure types of slate mass in the in the investigated area

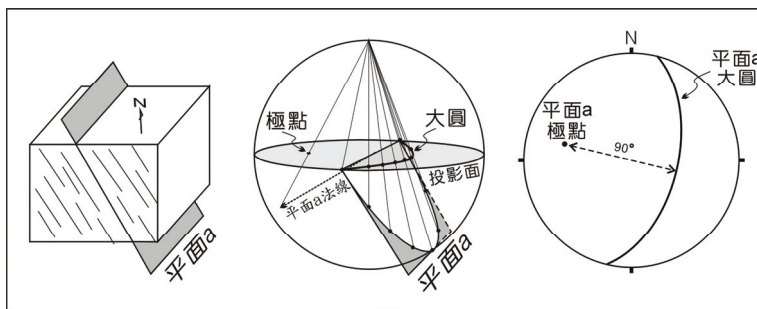


圖 8 立體投影法原理示意圖

Fig.8 Stereographic projection

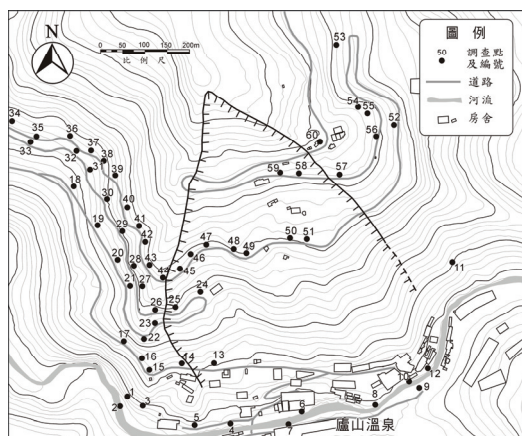


圖 9 不連續面調查點位置圖

Fig.9 Locations for discontinuity investigation

調查結果本地區劈理面的位態大致呈北偏東 10 至 40 度，向東南傾斜 40 至 70 度。部分地區因邊坡的重力潛移現象，劈理面被擾動而變得凌亂，甚至產生類似褶皺的現象。利用立體投影法對劈理面進行統計與分析，也可清楚的反應出此一現象：未擾動之區域，劈理面位態相近，其極點較為集中；已擾動之區域，劈理面較凌亂，極點較為分散（圖 13）。

整體而言，本地區的劈理位態相當一致，可做為是否發生位移變化之參考。若劈理位態與區域劈理位態差異過大，或極點分布較為分散之區域，即可能為已發生地表潛移之區域，其量測結果可能較不具區域構造上的意義。

5. 各項調查結果綜合研判

本區域所進行的地質調查項目眾多，累積相當多的調查資料，除了地表地質、地表裂隙、地質鑽探、還有地電阻影像剖面、折射震測及各項監測或觀測結果等。這些調查結果，彼此均具有三維空間上的關係，單由各別的剖面資料上並無法一窺全貌，恐有「見樹不見林」之虞。尤其本地區屬山地邊坡，地表地形非平面，更增加研判的難度。因此，有關地滑區各調查資料之彙整與交叉分析，實為調查工作的一項重要課題。

本研究將調查區的地形測量資料，於個人電腦中製作成數值地形，並根據各調查資料之高程及座標等資料，依序整合於其中，最後以物件式虛擬實境（Geometry-based Virtual Reality）之型式，輸出成 QuickTime VR 之檔案格式。QuickTime VR 檔案具有普及、界面簡單容易操作，以及播放軟體可免費

下載之優勢。經由虛擬實境之方式，不僅可將模型自由翻轉，從不同角度任意觀察，以研判地質構造或滑動機制，且可提供不同領域之工程師直覺式之體驗，做為各項規劃設計之重要參考（圖 14）。

判釋結果發現，本邊坡中確有岩性明顯不同之地層分布。在地電阻探測結果中，板岩（SL）因劈理發達且容易風化含水，電阻值通常較低；砂質板岩（SSL）岩體較為堅硬完整，呈現明顯高電阻值區，且其分布型態大致與地質調查成果中所預測之位置與位態符合。折射震測成果中，因探測深度有限，砂質板岩的位態較不易分辨，但其所在位置通常也有較高的岩盤線（圖 15）。

四、滑動機制探討

1. 由調查成果推估

根據傾度管及 TDR 監測之結果（水土保持局，2006），本邊坡滑動深度（A-A'剖面，剖面位置見圖 4）如圖 16 所示，屬於一大型的滑動體，最大深度可能達 90~100 公尺左右。滑動體不僅包含表層的風化及崩積層，實際上已深入板岩岩體內部。且根據地表裂隙觀測的結果，在幾次的颱風豪雨後（94 年海棠颱風及瑪莎颱風、95 年六九水災），各既有裂隙位置，即滑動體邊界所在，均會同時產生新的裂隙或斷裂，顯示其為整體同時下滑。裂隙錯移程度以中段及上方部位的滑動區邊界最明顯，邊坡下方的地表錯移情形則較不顯著，其中 B9409 孔的傾度管資料並未顯現明顯的錯移。

由滑動情形研判，廬山地滑區的邊坡破壞應與地質條件有相當大之關連。地質結構上，本地區岩層以板岩為主，劈理面相當發達；另有數條帶狀的砂質板岩，岩性一般較為堅硬，常形成地形上的突出部。

排除已發生潛移現象的地區後，各露頭點不連續面資料統計分析結果，以及本邊坡滑動區塊與地層及地質構造之關係示意如圖 17 所示。由圖 17 可發現，本地區主要的不連續面除了劈理面外，尚有多組的節理面，其中包含走向節理與傾向節理。本邊坡滑動體之邊界型態，與劈理面及傾向節理此二組不連續面較有關係。滑動體西側之裂隙，靠近砂質板岩（SSL2）與板岩間之交界面，其位態近於劈理位態。滑動體東側之裂隙走向近於傾向節理之走向，推測應為岩層中該類型節理互相串連而形成之大型裂隙。這種位態相近的不連續面，在外力作用下相互連接而形成較大破壞面的現象，在本地區的露頭中即可發現（圖 7f）。

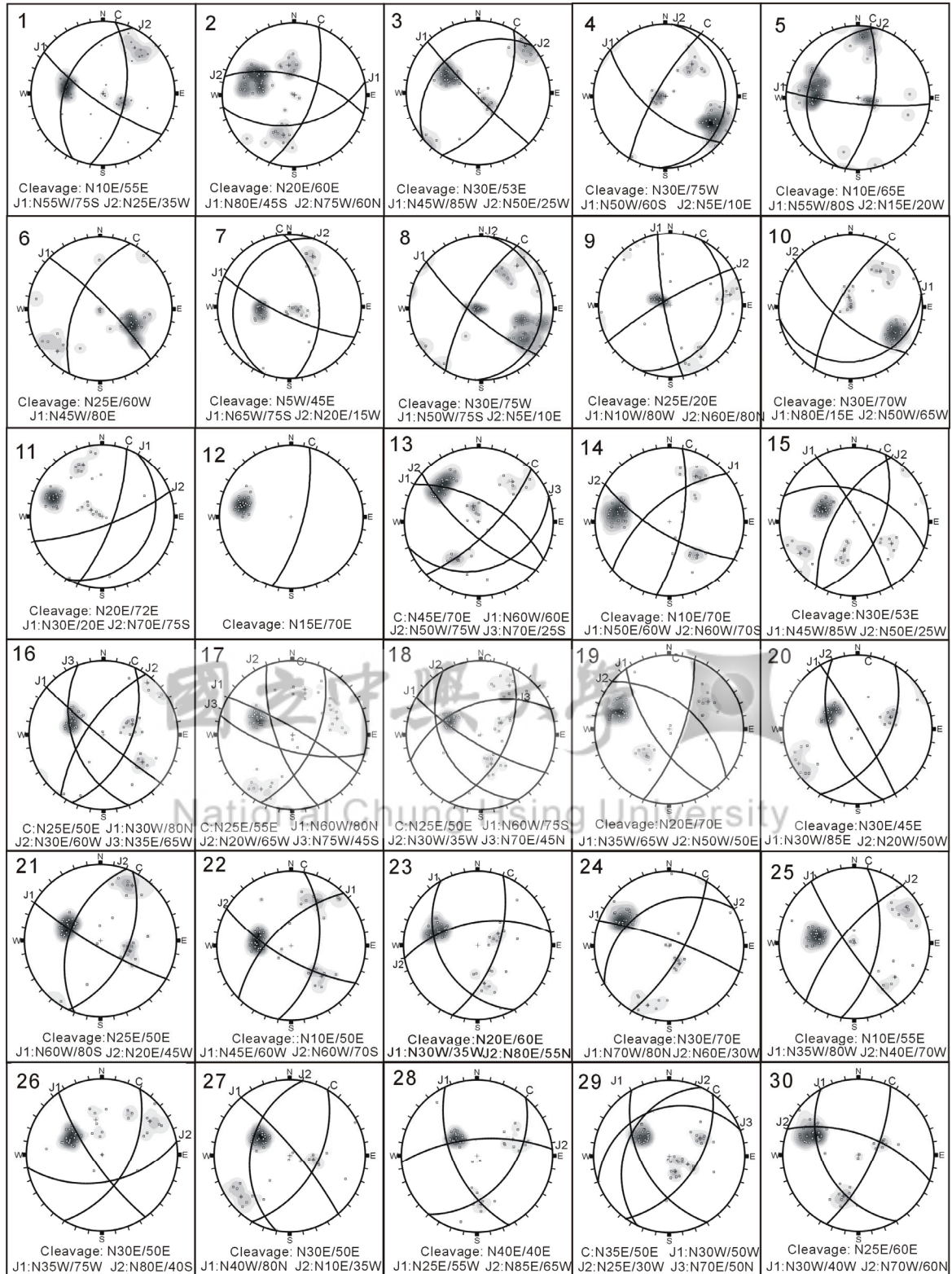


圖 10 調查區域不連續面統計分析成果(一)

Fig.10 Results of discontinuity statistics

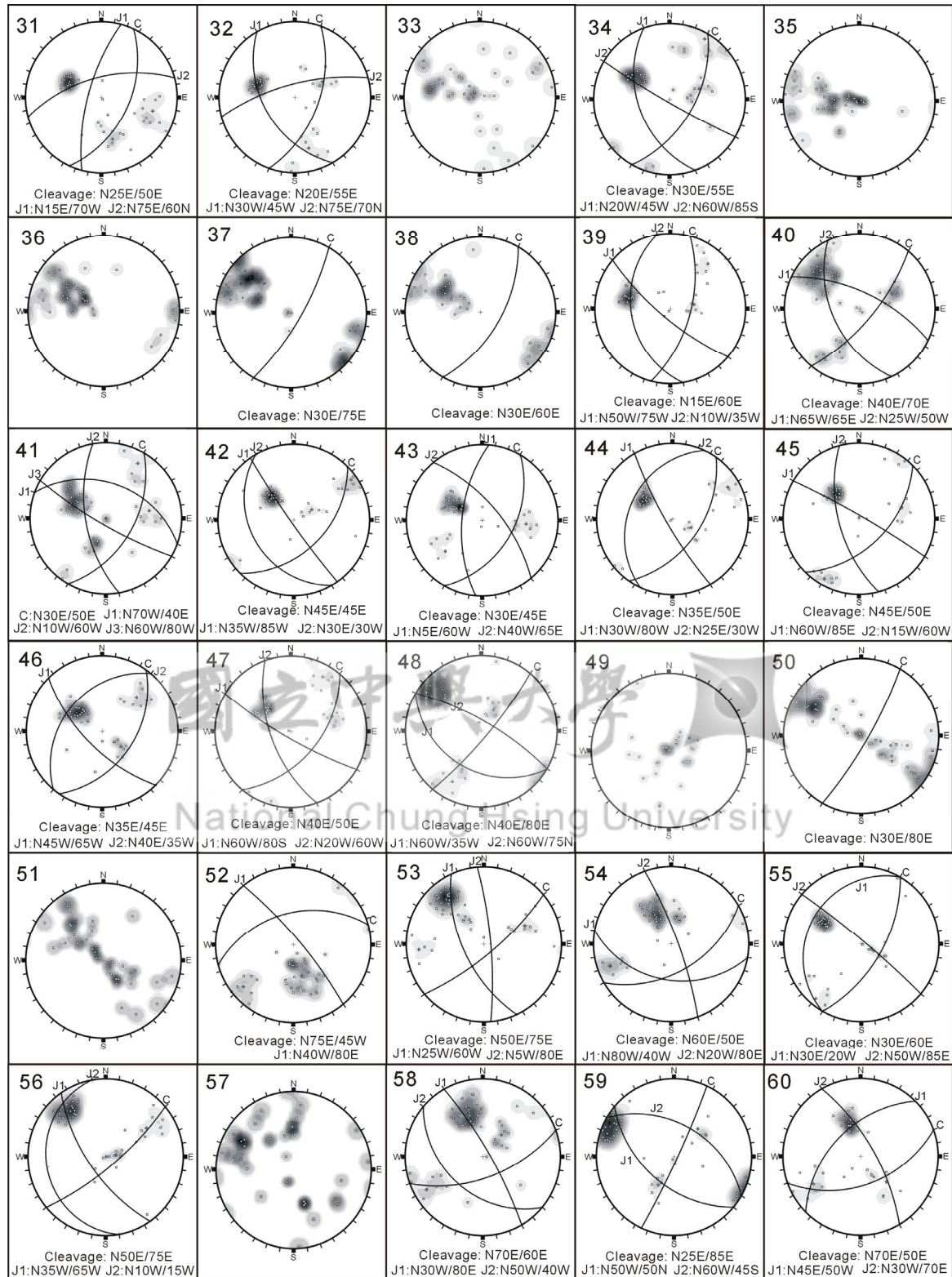


圖 11 調查區域不連續面統計分析成果(二)

Fig.11 Results of discontinuity statistics (continued)



圖 12 調查區域主要不連續面
Fig.12 Major discontinuities

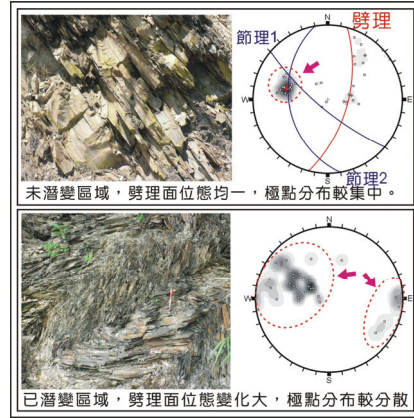


圖 13 調查區域劈理面分布特性
Fig.13 Cleavage statistics

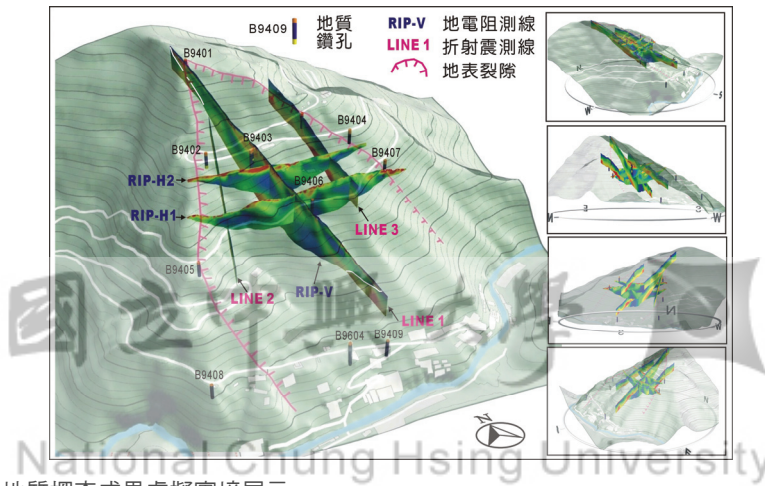


圖 14 廬山地滑區地質探查成果虛擬實境展示
Fig.14 Three-dimensional view of the exploration results

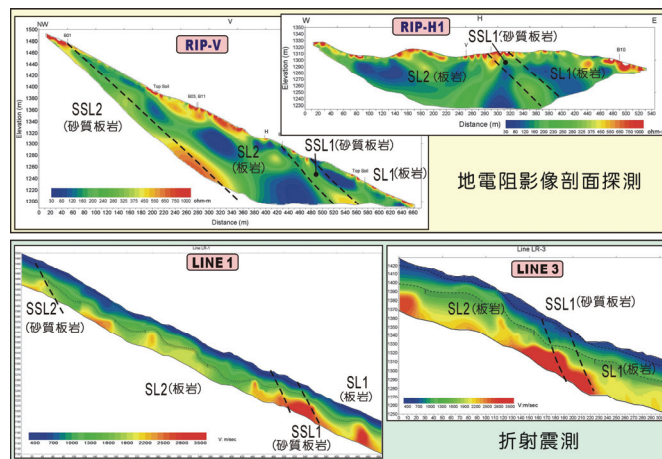


圖 15 廬山地滑區地球物理探測成果綜合研判
Fig.15 Analysis of geophysics exploration

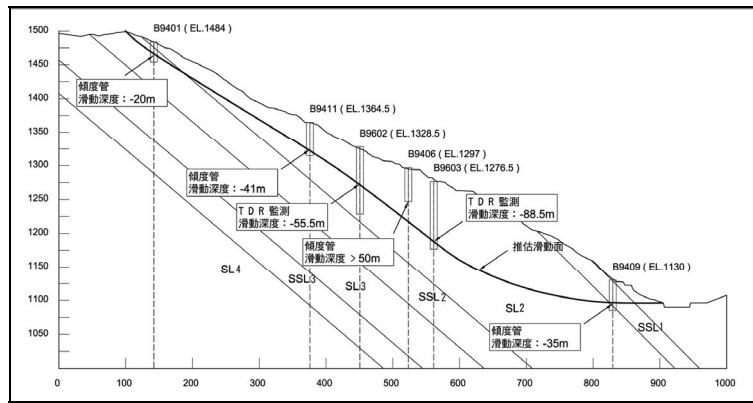


圖 16 廬山地滑區地質剖面及滑動面推估 (水土保持局, 2006)

Fig.16 Geological profile and estimated slip surface

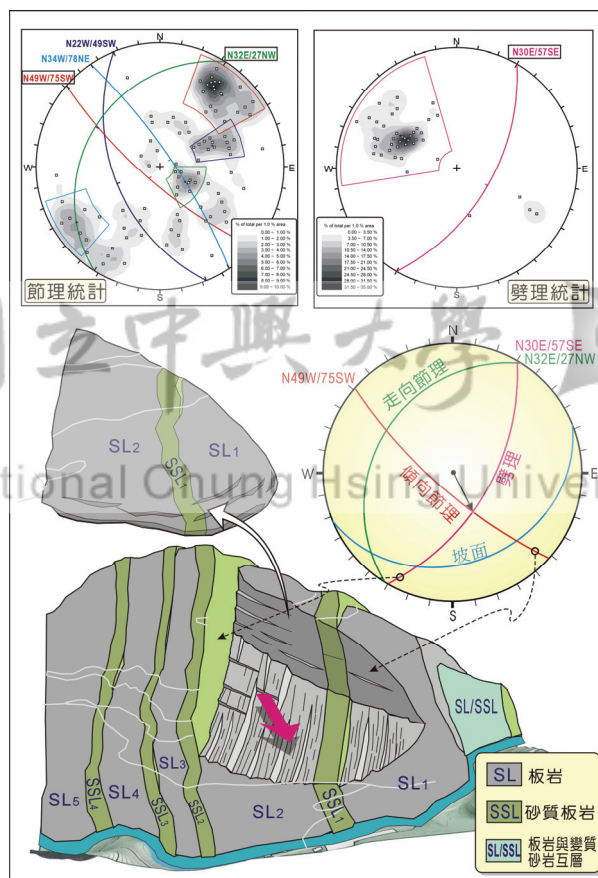


圖 17 廬山滑動邊坡不連續面分析及地質構造示意圖

Fig.17 Geological structures influencing the unstable slope

由劈理及傾向節理此二組不連續面所形成的潛在楔形塊體，其交線的傾角大於坡面傾角，理論上楔塊並無法下滑移動。但因本邊坡不連續面密集，岩性破

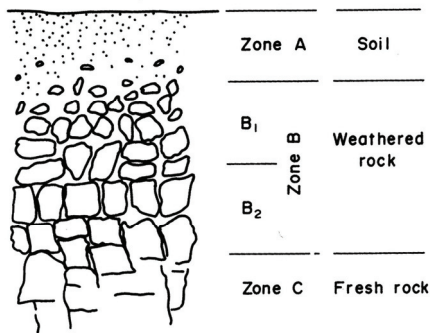
碎，此一潛在楔形塊體無法視為一單一之完整岩塊，而可視為無數具方向性排列、彼此間又有一定連結程度的小型岩塊所組成。另一方面，無數的裂隙又提供

地下水流動及蓄積的空間。因此，邊坡在豪雨的狀況下，因岩體自重及地下水壓力的增加，產生了下滑運動。滑動體的上半部可能沿著既有的不連續面滑動，但因這些不連續面並未見光，故滑動體下半部受上方龐大的推擠力量，岩層產生扭曲或隆起變形，以吸收來自上方的變形量。這也是滑動區下方較少發現地表斷裂現象之可能原因。

2. 數值分析

本研究將三維的地滑問題簡化為二維平面應變的狀況，使用有限元素軟體 Plaxis 來解釋坡體的滑動和變形機制。由調查成果可以知道，上邊坡位移量大，其下有明顯滑動面，下邊坡位移量小，其下沒有明顯滑動面。此坡體滑動或變形的機制可由以大地力學為基礎的數值分析來說明。

一般自然邊坡破壞或滑動的原因除了人為的開挖或荷重的施加外，主要的原因就是地層的風化。當岩體的風化達到某個程度時，在夠大的降雨量或地震時就會產生滑動。風化會使岩石產生裂隙，岩石的顆粒與顆粒間的鍵結減弱，孔隙增加，產生新的礦物，強度和勁度減弱 (Anon, 1995)。Macreath (1993) 對流紋岩採石場邊坡做穩定分析，將風化岩體分級並根據 Hoek-Brown 破壞準則評估其強度。由圖 18 可知，由新鮮或輕微風化岩體到強烈風化岩體，其凝聚力 and 摩擦角都會減小，但以凝聚力的減小為主。因為初期的風化使岩石分解破碎為主，岩塊間仍有相當程度的互鎖 (interlocking)；所以摩擦角的減小不顯著，但因為岩體分解的關係，凝聚力顯著減少。由滑動體鑽探的岩心可知，除 10m 內有土壤狀的材料外，多為岩石材料，為新鮮到風化程度不等的岩體。



(a)

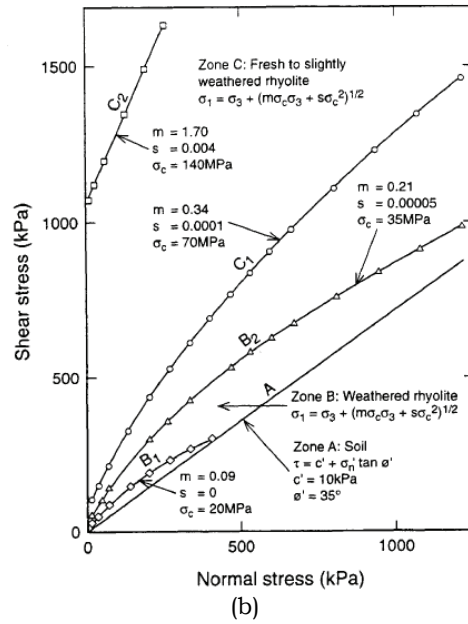


圖 18 (a)風化剖面 (b)不同風化狀況的強度包絡線 (Macreath, 1993)

Fig.18 (a) The profile of weathering (b) failure criteria with respect to different weathering conditions

以下將說明此岩坡的滑動或變形是地質構造及長久地質時間風化下的結果。分析剖面位置如圖 4 所示，剖面分為風化板岩、板岩及砂質板岩層 (圖 19a)，並根據監測資料給予常時的地下水位。在某個地質時代中，此岩坡的風化程度尚不及現在的風化程度，假設砂質板岩當時為輕度風化，風化板岩層近地表處為中等程度風化。而岩坡的風化，一般而言往地底下愈深，風化程度愈輕微，是一連續漸變的情形，所以風化板岩層由地表往下，設定凝聚力的增量 1 kPa/m。此三層的強度以 Hoek-Brown 破壞準則推估如表 1。若用傳統的 phi-c reduction 分析，可以得到安全係數及潛在滑動面如圖 19b。另外，我們採用只有凝聚力折減的方法來反應風化的影響，由於 Plaxis 並沒有這項功能，所以採用相當於凝聚力折減的方法，即增加岩體重力的方式來分析。無限邊坡靜態下的安全係數可表示為 (Abramson et al., 1996)：

$$FS = \frac{c' + [(1-m)\gamma_m + m\gamma'] h \cos^2 \beta \tan \phi'}{[(1-m)\gamma_m + m\gamma_{sat}] h \sin \beta \cos \beta} \quad (1)$$

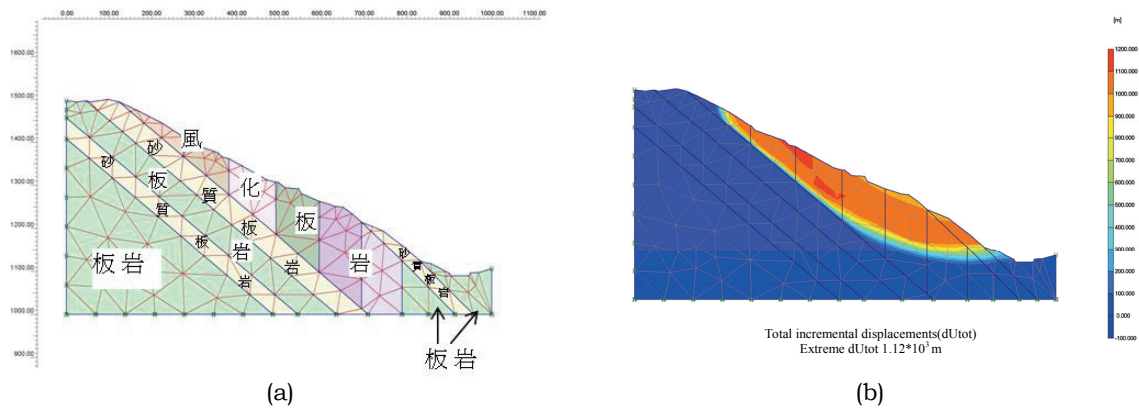


圖 19 (a)地質模型 (b)phi-c reduction 得到的滑動面及安全係數 FS=1.32

Fig.19 (a) The geological model (b) results obtained from the phi-c reduction calculation

表 1 地層參數

Table 1 Parameters for the strata

	風化板岩層*	板岩層	砂質板岩層
楊氏模數 E (kPa)	6.85E5	1.7E6	3.4E6
柏松比 ν	0.3	0.3	0.3
凝聚力 C (kPa)	290	437	593
摩擦角 ϕ (°)	28	34	39
抗張強度 (kPa)	10	32	64
濕單位重 (kN/m ³)	26.7	26.7	26.7
飽和單位重 (kN/m ³)	27.0	27.0	27.0

*由地表往下, 設定凝聚力的增量 1 kPa/m

National Chung Hsing University

其中 h 為滑動面深度, m 為地下水位在滑動面以上深度和滑動面深度的比值, β 為邊坡的坡度, γ_m 為溼單位重, γ_{sat} 為飽和單位重, $\gamma' = \gamma_{sat} - \gamma_w$ 。沿著深度 h 滑動的安全係數可簡化為

$$FS = \frac{c' + [(1-m)\gamma_m + m\gamma']b}{[(1-m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]a} \quad (2)$$

其中 a 與 b 為常數。在 1g 的重力下, 邊坡安全係數為

$$FS_{(o)} = \frac{c' + [(1-m)\gamma_{m(o)} + m\gamma'_{(o)}]b}{[(1-m)\gamma_{m(o)} + m\gamma_{sat(o)}]a} \quad (3)$$

若重力慢慢增加, 邊坡最後會達破壞, 並滿足下式

$$1 = \frac{c' + [(1-m)\gamma_{m(f)} + m\gamma'_{(f)}]b}{[(1-m)\gamma_{m(f)} + m\gamma_{sat(f)}]a} \quad (4)$$

假設破壞時的重力為正常重力的 α 倍, 則下式可得到

$$\frac{\gamma_{m(f)}}{\gamma_{m(o)}} = \frac{\gamma_{sat(f)}}{\gamma_{sat(o)}} = \frac{\gamma'_{(f)}}{\gamma'_{(o)}} = \alpha \quad (5)$$

把式(5)帶入式(4)可得下式

$$1 = \frac{c' + [(1-m)\gamma_{m(o)} + m\gamma'_{(o)}]b}{\alpha [(1-m)\gamma_{m(o)} + m\gamma_{sat(o)}]a} \quad (6)$$

式(2)~(6)的意義代表著對一具凝聚力材料的邊坡, 因增加重力達 α 倍而破壞, 相當於凝聚力折減 α 倍破壞, 也就是說增加重力相當於折減凝聚力。因此在數值計算中, 慢慢增加邊坡的重力可反應邊坡因為風化的影響, 造成的漸進破壞。圖 20 顯示當凝聚力的折減在 1.5 倍和 2.3 倍時, 進一步的些微折減將使邊坡產生位移增量, 其位移增量主要發生在上邊坡的部份。當凝聚力的折減在 2.5 倍時, 進一步些微折減造成的位移增量主要發生在下邊坡並造成邊坡破壞。凝聚力

開始折減到破壞造成的總位移，主要發生在上邊坡，這也造成了此邊坡上凹下凸的剖面。圖中計算所得的數字不具任何意義，但可比較得到相對位移量較大的位置，而顯示其變形機制。凝聚力逐漸地折減反應出風化作用造成破壞面由上邊坡逐漸往下邊坡發育的趨勢。其滑動面和 ϕ -c reduction 分析形成的滑動面差不多一致。監測資料顯示，豪雨造成的滑動，中上邊坡相對於下邊坡有較大的位移，相當於圖 20(b)的情況。將來若監測到如圖 20(c)的狀況，下邊坡相對於上邊坡有較大的位移時，則表示下邊坡滑動面已明顯形成。而下邊坡將來可能的滑動面，數值分析的結果顯示並不會延伸到塔羅灣溪床部位，和水土保持局 (2006) 的結果稍有不同 (圖 16)。

四、結 論

將本區域進行的眾多地質調查包括地表地質調

查、裂隙調查、不連續面調查、地質鑽探、地球物理探測及各項監測資料整合於三維的空間上，並以虛擬實境的方式展示，可以幫助我們研判地質構造及可能的滑動機制。由調查結果可知，西側及上邊坡的東側有明顯的滑動面，下邊坡則無明顯的滑動面。西側的滑動面主要是沿著砂質板岩和板岩的界面，而上邊坡東側的滑動面是由節理面的串聯形成。由二維的數值分析可知，在長期地質時間的風化作用下，上邊坡西側的砂質板岩和板岩的界面和東側節理面的串聯，開始發展成破壞面，此破壞面將隨著岩體的繼續風化和變形繼續往下邊坡發展。由於此坡體長達 1000 公尺的範圍，其風化程度不會是一完美隨著深度愈深愈輕微的狀況，而會有變異的情形，所以局部可能有規模較小滑動面較淺的滑動體，但是規模大滑動面深的潛在滑動體是存在的，且會往下邊坡慢慢發育。

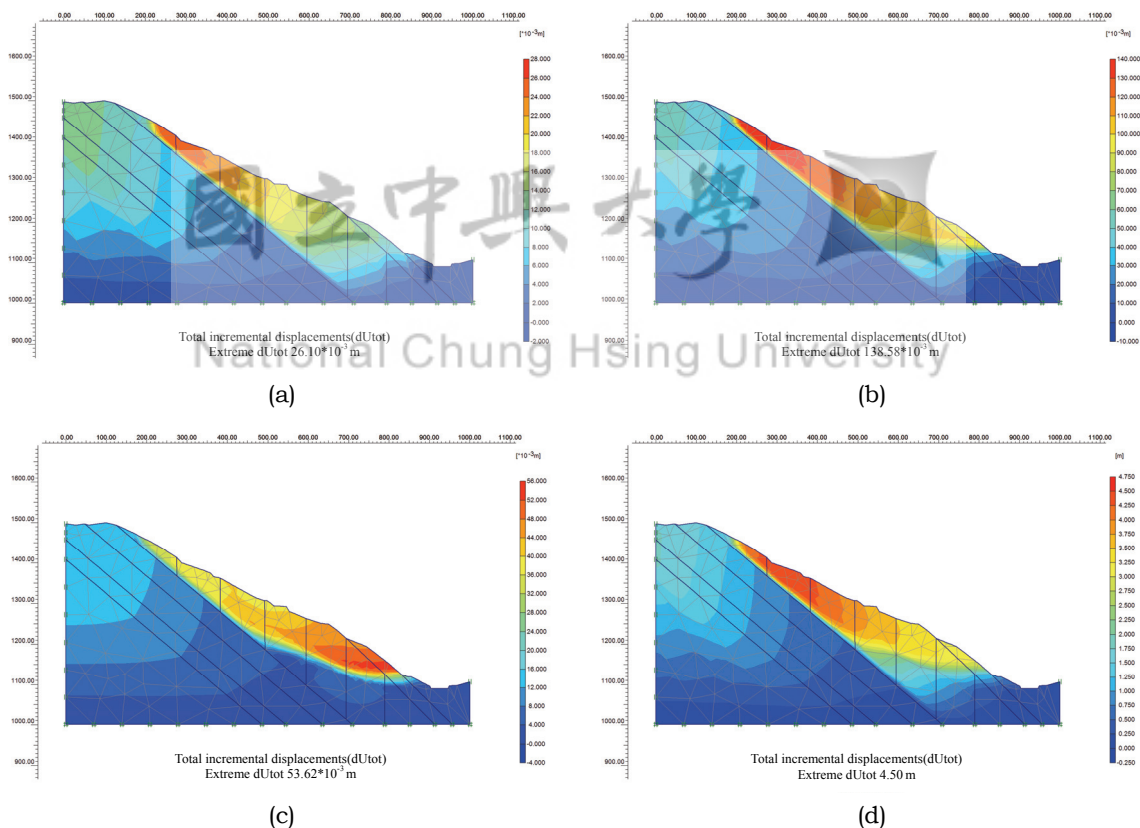


圖 20 凝聚力些微折減造成的位移增量，當(a)凝聚力折減 1.5 倍時 (b)凝聚力折減 2.3 倍時 (c)凝聚力折減 2.5 倍時並達到破壞； (d)從凝聚力開始折減到破壞造成的總位移

Fig.20 Displacement increments caused by the increment of cohesion reduction, when (a) the reduction factor is 1.5, (b) the reduction factor is 2.3, (c) the reduction factor is 2.5 and failure occurs; (d) total displacements caused by the reduction of cohesion from the initiation to failure

致 謝

感謝地調所林錫宏技士、黎明工程顧問公司黃貞凱總經理對本研究的討論與意見。

參考文獻

1. 中央地質調查所 (2002), 五萬分之一「霧社圖幅」。
2. 水土保持局第三工程所 (2006), 「台 14 線 88K 至 91K 地滑地治理調查規劃工程」-成果報告書。
3. 何春蓀 (1986), 「台灣地質概論—台灣地質圖說明書」, 經濟部中央地質調查所。
4. Abramson, L W, Lee, T S, Sharma, S, Boyce, G M (1996), *Slope stability and stabilization methods*.
5. Anon (1995) "The description and

classification of weathered rocks for engineering purposes," *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, 28: 207-242

6. Macreath, D. R.(1993) "Preliminary analysis of quarry slopes in a weathered rock mass profile. In: HUDSON, J. A. (ed.)", *Comprehensive Rock Engineering*, Vol. 5, Pergamon, New York, 777-806.

2009 年 10 月 12 日 收稿

2009 年 11 月 16 日 修正

2009 年 12 月 15 日 接受

(本文開放討論至 2010 年 12 月 31 日)