

梨山崩坍區大規模崩積地層之形成機制

廖志中* 潘以文 林志平 唐禎國 黃玉麟 羅文驥

摘要 本文利用高品質鑽探、孔內造影以及震波試驗，並根據過去地質資料等結果，探討梨山崩塌區大規模崩積地層的形成機制。結果顯示梨山地區的板岩劈理位態與邊坡方位不一致，崩積層不應為沿劈理大規模順向滑動所堆積形成。調查結果亦顯示早期梨山地區主要受大甲溪侵蝕而不穩定，逆向的板岩邊坡可能因重力造成大規模邊坡潛移滑動，並堆積成大規模的崩積地層。崩積地層後因向源侵蝕所形成的蝕溝侵蝕坡腳，造成崩體上大、小規模沿黏土界面的滑動。由岩心檢視、地下水位變化、深層岩層位態等顯示，梨山崩積地層內的軟弱層約可區分為淺層級深層兩類，淺層軟弱層可能因地下水位改變而使風化板岩加速風化而形成；深層軟弱層可能由潛移破壞造成上下岩層剪動而形成。

關鍵詞：中新世廬山層、潛移滑動、崩積層、孔內造影。

The Origins of the Colluvial Deposits of the Li-Shan Landslides

Jyh-Jong Liao* Yi-Wen Pan Chi-Pin Lin Chen-Kuo Tang Yu-Lin Huang
Wen-Hsiang Lo

ABSTRACT This study aims to propose the model of the origin of the Li-Shan colluvial deposits and the weak layers in the deposit. Review of historical data, geological boring, and borehole tests including borehole discontinuity measurements and borehole PS wave velocity measurements were conducted in this study. Based on the historical geological data and the results of the discontinuity measurements, the Li-Shan colluvial deposits may be formed by one or several occurrences of large-scale hillslope creep. Moreover, the creep failure may have been induced by the bank-toe erosion of the Ta-Chia River. Then, the following slope failures of colluvial deposits were formed by surface erosion. The failures occurred along the weak -clay interfaces in the deposit. Two types of weak zones (shallow zone and deep zone) in the deposit were examined from rock cores and the results of in-situ tests. The shallow zone with weak-clay may have been formed by weathering caused by ground water fluctuation. The deep zone of weak clay may be the weathered product of the shear bands induced by deep creep of slate.

Key Words: Colluvial deposits, borehole televiewer, origins of colluvial deposits, hillslope creep.

一、前言

邊坡破壞的地質定義為塊體運動 (mass movement)、或斜坡運動 (slope movement)，是指構成斜坡的物質，例如岩石、土壤、人為充填的土石或者上述各種物質的混合物等，因重力作用沿著坡面發生向下或向外運動。而台灣「水土保持技術規範」則定義崩塌係指邊坡土石之崩落或滑動現象，主要分為陷落、山崩及地滑。一般地工定義山崩則為墜落 (fall)、傾翻 (topple)、滑動 (slide) 及流動 (flow)，岩坡深層潛移 (creep) 則屬於邊坡破壞模式中流動型 (flow) 破壞行為，岩體深部潛移作用所造成之變形不只影響表土或淺層地層，深層岩體亦會受到潛移作用影響。Chigira (1992) 將岩體潛移作用，依據葉理位態的特性，區分為四大類型，即順向坡之拱彎褶皺型 (buckling folds formed in consequent slopes)、逆向坡之拖曳褶皺型 (drag folds formed in obsequent slopes)、葉理高傾角之折彎褶皺型 (bending folds formed in slopes with steeply dipping foliation)、及順向坡之斷層型 (faults formed in consequent slopes)。

梨山位於中橫公路及其宜蘭支線交會處。崩積區面積約 230 公頃，北以大甲溪，南以福壽山農場稜線為界，地勢在海拔 1800 m ~ 2100 m 之間，由南向北遞降。梨山地形上為一古崩塌地，地質上屬於中央山脈之中新世廬山層，其上覆崩積層主要由破碎板岩及其風化岩所組成，後經侵蝕作用造成凹凸之緩起伏地形，因此屬地質不穩定區。地層走向約為 N15°~45°E，向東南傾斜 15°~35° (工研院 1993)。近二、三十年由於開發密度增加及道路之開闢，使得梨山地區常有邊坡崩坍、滑動，道路坍陷、建物毀損等。1990 年 4 月中旬該地區連續暴雨而發生大規模地層滑動，造成中橫公路台 7 甲線 73K+150 處，長 60 m 路段下滑而告交通中斷，崩塌上緣之梨山賓館、台汽客運站等建築物，皆有嚴重下陷或龜裂現象。此災害皆為沿崩積層內軟弱帶大規模且深層的滑動所致，軟弱帶又可區分為淺層及深層，深層位於地表數十公尺下。

梨山崩塌地區除局部公路邊坡有板岩外露外，其餘地表皆為極厚的崩積地層所覆蓋，崩積層下則由風化程度不同之板岩層所組成，但因板岩岩性單調，缺乏不同岩性之岩層以判斷地層層面位態。而板岩區劈理發達，因此劈理可視為梨山地區之主要弱面。由區域性的岩層面及劈理方位可知，梨山地區並早期無大

規模順向平面滑動的可能。梨山崩積層主要由破碎板岩及其風化物質組成，經侵蝕產生凹凸起伏地形，具再次滑動之地質與地形條件。藤原明敏 (1979) 提出地質分類準則，區分崩積層為：崩積土、強風化層、中風化層、弱風化層及岩盤，並將以黏土組成之強風化層歸類為滑動介質。儘管如此，礙於早期鑽探技術不發達，並無法有效的將材料與崩坍地演進機制作更進一步的結合。邱坤豪 (2000) 調查發現鄰近梨山崩積地區之佳陽地區其靠近河谷之板岩劈理位態與邊坡上之板岩劈理位態傾角方向相反，認為此區劈理之變化乃因大規模邊坡潛移造成，而並非構造上之褶皺作用。而梨山崩積層的破壞形式是否如鄰近相同岩性之佳陽地區屬於邊坡潛移造成之結果，則有待釐清梨山崩積層板岩劈理位態後加以探討。

工研院 (1993) 將梨山崩積區以集水區內河谷為界，劃分為西區 (A 區)、東南區 (B 區)、東北區 (C 區) 三個地滑區。工研院並認為含黏土的強風化板岩為現有地滑區的滑動面所在。又由鑽探及觀測結果發現，此強風化層皆位於觀測最高水位之下，因此推斷此介面乃因地下水位改變而引起之風化作用所形成。富國公司 (2001) 由崩坍地中排水廊道發現岩盤中存在剪裂泥及剪裂帶，並比對崩積層之黏土質板岩，認為與剪裂泥相似，提出強風化板岩應為剪裂泥，剪裂帶亦為滑動面所在。崩積層及黏土介面的形成機制與崩積材料工程特性及滑動復發性息息相關，而早期文獻未加以詳細探討。本研究以鑽探改良搭配孔內試驗以及現場調查，試圖推論梨山崩積層形成機制，以及軟弱層材料形成原因，以供後續地質研究及供曾應用參考。

二、地質鑽探與試驗

本文旨在提出梨山崩積層形成機制與軟弱層成因，研究工作包括進行地質鑽探取得品質良好之岩心；由地質鑽探取得之岩心，進行崩積層判釋，提供研究滑動機制所需資料，其次藉由良好鑽探技術所保持的裸孔進行孔內試驗及監測，綜合上述，提出梨山地區大規模崩積層及邊坡內黏土軟弱層的形成機制。

1. 鑽探與取樣方法

梨山崩積地區岩性為風化程度不同之板岩，其劈理發達、破碎的特性使得鑽探的困難度提高。本研究為確保鑽探岩心品質以供岩心判釋乃至於後續室內試

驗, 同時維持孔壁完整性以供現地孔內試驗施作, 特別採用超泥漿為鑽探穩定液。超泥漿係一種含聚丙烯醯胺的細顆粒粉末型高分子聚合物, 用水稀釋後具有極佳的黏滯度與潤滑性, 具包覆黏土、泥頁岩, 減少其水化膨脹的功效, 適用於黏土、頁岩、砂質地層。其對於粉土質黏土層之取樣亦提供相當大的保護性。本研究使用 KH-2L 改良型鑽機, 鑽孔孔徑為 HQ (98 mm), 搭配旋轉式鑽鑿法進行。取樣方式以鋼索取岩心法進行, 一般傳統取樣必須起鑽並抽拔鑽桿的動作, 而當深度越深時, 所需抽拔之鑽桿數量也越多, 不但耗時長, 而在破碎軟弱之地層中容易增加崩孔的機會。鋼索取岩心法之岩心管內管有一爪狀的矛頭, 取樣時只需將鑽進軸最上方鑽桿卸下, 由鑽桿管口放入連接鋼索之拋射桿, 使拋射桿與鑽桿底部岩心管內管上端之爪狀矛頭接合, 利用捲揚機即可吊出內管與取樣器, 而免除拆卸鑽桿的繁瑣動作, 可加快鑽探速度以及減少鑽孔之擾動, 同時因泥漿水持續迴流而增加孔壁的保護性。

一般欲鑽取不擾動軟弱黏土地層多用薄壁管取樣, 但梨山地層內含有堅硬板岩岩塊, 因此, 採用岩心取樣專用的 HQ-3 三層取樣管, 其除包含外管及內管以外, 內管內部另有兩片分裂式的第三層管, 其材料為鋁合金。當裝滿岩心或岩心已堵塞時, 將岩心筒內管取出, 將分裂式第三層管與岩心緩緩擠出, 取出之岩心為幾近未受擾動之原狀。

2. 孔內造影

由 Chigara (1992) 邊坡潛移破壞模式得知, 不連續面位態和邊坡傾向之關係與邊坡壞行為習習相關。為求得研究場址不連續面位態資料與岩層狀況, 本研究在裸孔下進行孔內造影試驗統計地層不連續面位態及變化情形。

孔內造影儀為英國 Robertson Geologging Ltd. 所研發, 探測器包含聲射式及光學式。由於本研究裸孔由超泥漿穩定液保護, 其與孔內之細料混合後形成混濁深灰色膜包裹著孔壁, 反而大大影響光學式探測器的解析度, 因此本研究採用聲射型自旋式超音波探測器圖 1, 其主要原理乃利用超音波傳感器以固定速率旋轉, 將孔壁所反射振幅 (amplitude) 及走時 (travel-time) 影像以 360 度展開顯示, 並可即時在地面控制程式中看到孔壁聲射影像, 最後所得到的結果藉由套裝軟體作判釋分析。

圖 2 為孔內聲射造影儀原理說明圖, 圖 2(a) 顯示

一傾斜平面 (incline plane) 與圓柱狀岩心相交的情形, 該傾斜平面與水平面 (horizontal plane) 相交, 其最大角度即為傾角 (dip), 傾角所指方向稱之為傾向 (dip azimuth)。傾斜平面與水平面交會出的線則為走向 (strike)。利用簡單幾何與三角函數關係, 可以展開圓柱狀正圓在傾斜平面的橢圓投影, 圖 2(b) 則為橢圓投影展開之軌跡圖, 軌跡圖含有偏移角 (θ), 與傾斜角 (dip, ρ), 將其繪製於直徑為 1 單位的正圓上, 可得該傾向與正北旋轉方向 (θ) 以及投影量 (ρ), 如圖 2(c) 與圖 2(d)。

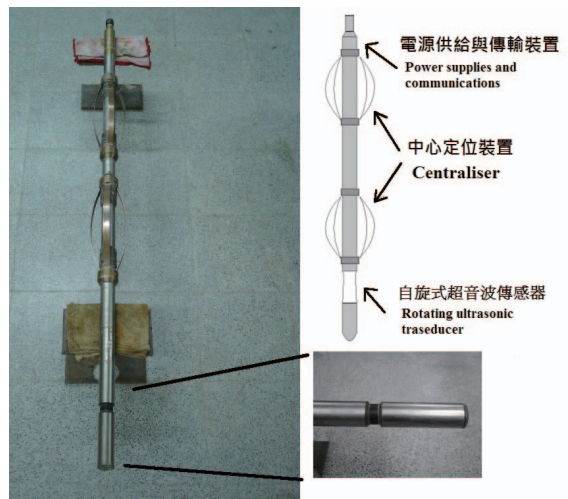


圖 1 孔內聲射造影儀與其構造示意圖
Fig.1 Photograph of acoustic-televIEWER

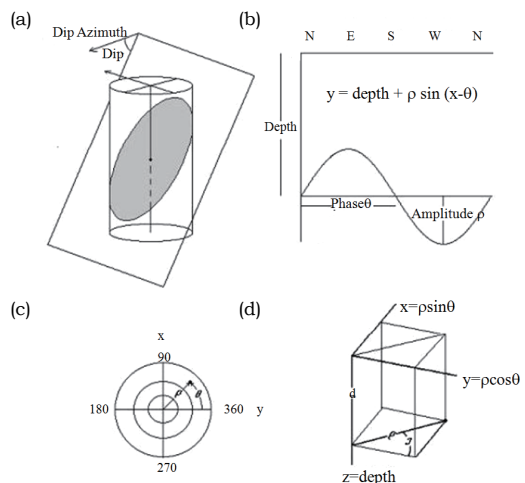


圖 2 孔內聲射造影原理 (Siddans and Worthington, 2002)

Fig.2 The principle of acoustic televIEWER to analyze the discontinuity

懸垂式 P-S 波量測系統可直接量測岩體 P 波及 S 波波速，其波速可換算岩體之楊氏彈性模數 (E) 與剪力彈性模數 (G)，岩體動態性質與岩石礦物組成及緊密程度有關，可間接推估崩坍材料成因。本研究孔內懸垂式 P-S 波量測系統為 1980 年代中期日本 OYO Co. 所研發，其所用之探測管為結合震源、濾波管和兩組受波器所組成的一體化構造，而震源採用間接振動型式產生，其原理是利用水準螺線線圈及擊槌在孔內液體中產生一壓力波 (pressure wave)，經過孔壁轉換成實體波 (P 波和 S 波) 以放射狀形式傳播至岩體。當此實體波傳遞到每一個感應器所相對應之孔壁時，在孔內液體中先轉換成壓力波 (pressure wave)，再透過受波器接收訊號 (Ogura, 1988)，可同時量測 P 波和 S 波的傳遞時間。由於此種懸吊式受波器的構造幾乎和水的密度相等，因此即使在水中亦可有效量測 S 波。

3. 鑽探與孔內試驗規畫

本研究區位於梨山賓館舊址之下邊坡，根據工研院 (1993) 所定義之滑動區分類屬於 B 區中 B-1、B-4、與 B-9 滑動體。前期中華顧問公司 (1996) 與工研院 (1993) 於 B 區滑動體施作 8 孔鑽探孔，為進一步了探討崩積層的形成，本研究施作 5 孔鑽探，搭配過去鑽探孔共有 13 孔的岩心資料 (圖 3)。圖中編號 AH, BH, 及 CH 為前期鑽探孔資料 (中華顧問工程公司, 1996; 工研院, 1993)。孔號 N 及 X 為本研究所施作。孔內試驗則視各孔目的施作: X1 施做孔內震波試驗試圖，而各孔均則施作現地孔內造影試驗，同時 X2、X3、N2 並埋設 TDR 纜線，以統計崩坍地不連續面位態及監測邊坡滑動。本研究施作的鑽孔深度及試驗項目如所示。

三、鑽探與試驗成果

由於本研究採用鋼索取樣及超泥漿為鑽探穩定液，鑽探所得岩心均甚為完整，即便滑動面所在的軟弱土層取樣也甚為成功，岩心品質佳，取樣率多能保持 95% 以上。圖 4 為梨山崩積地層之軟弱層岩心照片與過去鑽探之岩心照片 (工研院, 1993) 比對結果，顯示本次鑽探取樣對於含黏土之軟弱層，並未因為鑽探水洗而流失。完整的岩心照片及柱狀圖可參見黃玉麟 (2006) 與唐禎國 (2007)。

本研究孔內造影位態分析資料之立體投影圖統計

部分結果如圖 5、圖 6 所示，圖中投影點即板岩劈理面法向量於下半球等面積之投影。分析步驟首先由鑽探岩心判釋結果，大致以滑動界面之黏土軟弱層為界，

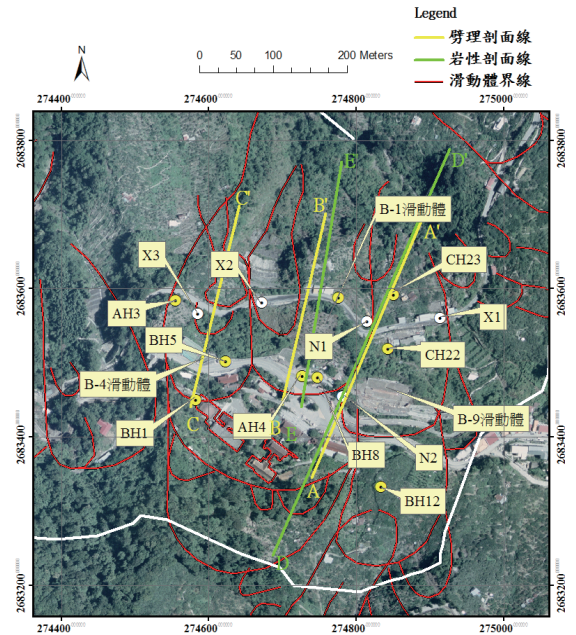


圖 3 B 區滑動體鑽孔位置圖及剖面位置圖

Fig.3 Locations of boreholes and geological cross-section at Li-shan colluvial deposits (B-1, B-4, and B-9)



N-2孔53~56m之部分軟弱層岩心照片
軟弱層所含黏土膠結板岩碎屑完整提取



舊鑽孔BH-13, 13~16m之部分軟弱層岩心照片
所含黏土被鑽探水洗消失，僅餘破碎板岩塊

圖 4 N2 鑽孔部分岩心照片

Fig.4 Partial core logging of borehole N2

個別深度區間進行劈理位態統計分析。由劈理位態統計資料與滑動體底部新鮮板岩位態作比較, 可反映崩體滑動情形: 由 B4 滑動體之 X2 孔量測到的 14.8 m~18.8 m 間平均劈理位態為 N15°E/37°NW, 明顯與未被擾動之岩心劈理位態呈現反轉現象(圖 6(a)), 代表此處過去曾發生滑動情形; 而 X2 孔較深層岩層 20.2 m~46.6 m 岩心之位態約介於 N15°~24°E/29°~43°SE 與新鮮板岩間之劈理位態有漸變趨勢, 其原因將於後續再作討論。

圖 6 為 B1、B4 與 B9 滑動體深處新鮮板岩平均劈理位態立體投影圖, B9 滑動體新鮮岩盤之平均劈理位態為 N57°E/46°SE, 與 B1 及 B4 滑動體之平均劈理位態 N38°~48°E/43°~50°SE 差距不大, 故可證實未滑動之岩盤的確存在, 其深度約位於地表下方 50 m 左右, 同時亦說明了滑動體崩積的材料可能高達 50 m 以上。

孔內震波結果則於下節崩坍地材料組成與軟弱層成因合併探討。

表 1 鑽孔及孔內試驗規畫表

Table 1 Drilling and borehole testing plan

孔號	X1	X2	X3	N1	N2
位置	N:2683561 E:274914	N:2683581 E:274672	N:2683566 E:274586	N:2683556 E:274815	N:2683455 E:274782
高程 (m)	1879	1893	1900	1886	1949
滑動體	B9	B4	B1	B9	B9
鑽探深度 (m)	64	50	30	40	80
孔內試驗	懸垂式 P-S 波量測	孔內造影	孔內造影	孔內造影	孔內造影

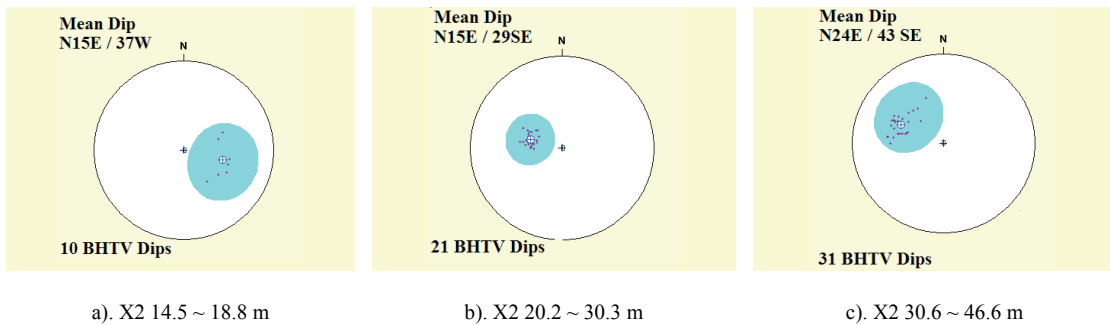


圖 5 X2 孔 崩積材料劈理位態立體投影統計圖
Fig.5 The stereographs of cleavage in X2 borehole

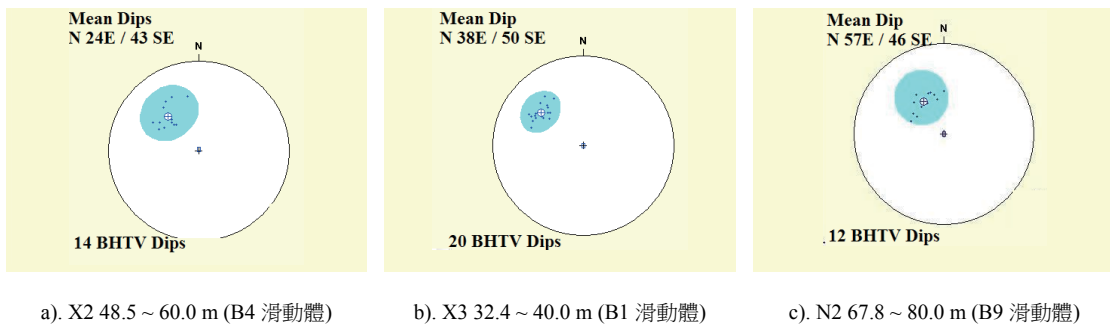


圖 6 B1、B4、B9 滑動體新鮮板岩劈理位態立體投影圖
Fig.6 The stereographs of the cleavages of fresh slate in B1, B4, and B9 Sliding bodies

四、形成崩積體的邊坡破壞機制探討

本文就梨山地區區域地質資料、梨山地區排水廊道開挖地質資料 (水保局二工所, 2003) 以及本研究之現地孔內造影結果, 所得不連續面位態的分析結果探討梨山崩積地層的形成機制。區域地質資料顯示梨山地區之岩層方位為 $N15^{\circ}\sim 45^{\circ}E/15^{\circ}\sim 35^{\circ}SE$ 。梨山地滑區整治工程建構之 G1、G2 排水廊道, 於開挖時獲得許多地質資料, 對於滑動體深層的地質情況有更深入的了解 (水保局二工所, 2003)。G1、G2 廊道自省道台 7 甲 73k+400 附近, 分別自高程 1,910 m 及 1,865 m 處(約地表下 80 m 之新鮮岩盤內), 以 0.5~1.5% 坡度向上, 朝東南方向挖掘, G1 廊道長 350 m、G2 廊道長 550 m, 各通過數個滑動體。由廊道地質資料求得之地層層面位態, 其走向皆為東北-西南向, 角度在 $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 之間, 傾向皆向南傾, 角度在 $40^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 之間。而 G2 排水廊道由 0k+365 m 處以至廊道終點為止, 其劈理位態由原本傾向向南轉為傾向向北。本研究孔內造影結果顯示, 調查範圍內新鮮板岩分析得的劈理面平均方位為 $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}E/46^{\circ}SE$ 。然而梨山地區地勢由南向北遞降, 以宏觀角度來看, 就層面及劈理面言, 梨山地滑區屬於逆向坡型態, 原地層應不存在順向平面滑動的可能。

本文將前述孔內造影所得的劈理位態依深度加以整理, 並繪製於剖面圖。圖 7、圖 8 為 B-4 及 B-9 滑動體劈理位態剖面圖。本研究依劈理位態與深度關係推估 B 區滑動體最早的崩塌型態應符合日本學者 Chigira (1992) 所提出的邊坡潛移破壞中第二類逆向坡之拖曳褶皺型 (Drag folds formed in obsequent slopes), 此類型之特徵為葉理位態與坡向呈逆向, 邊坡外側因重力產生潛移, 使原本相同位態之劈理經由滑動體拖曳後偏離原來之傾向, 最後沿拖曳面產生滑動, 而後因崩塌坡腳受溪流沖刷或其他因素的影響, 於原崩積體產生規模不一的後退式滑動。

藉由上述破壞機制以及造影資料, 建立梨山滑動體至大甲溪河岸之地形劈理位態剖面圖 (圖 9), 探討梨山邊坡破壞演進過程。由梨山 X2 孔內造影結果及舊鑽孔岩心資料所繪製之 B4 滑動體劈理位態剖面 FF', 如圖 10 (其剖面方向與 B4 滑動體之新鮮板岩劈理走向正交), 由剖面圖推測 B4 滑動體可能的破壞形式: 首先由區域地質來看, 梨山地區地勢約略向北傾

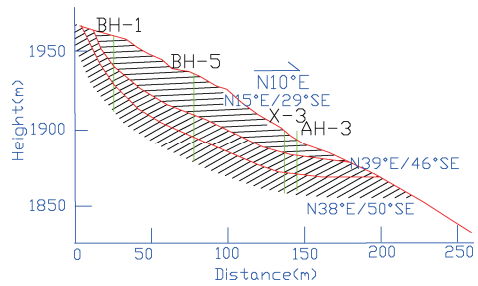


圖 7 B-1 滑動體劈理位態剖面 (E-E') 圖
Fig.7 The geological cross-section of EE'

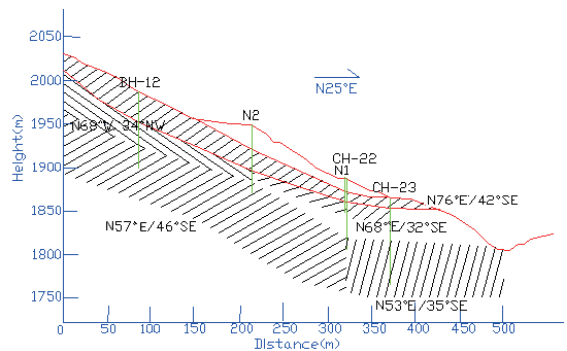


圖 8 B-9 滑動體劈理位態剖面 (D-D') 圖
Fig.8 The geological cross-section of DD'

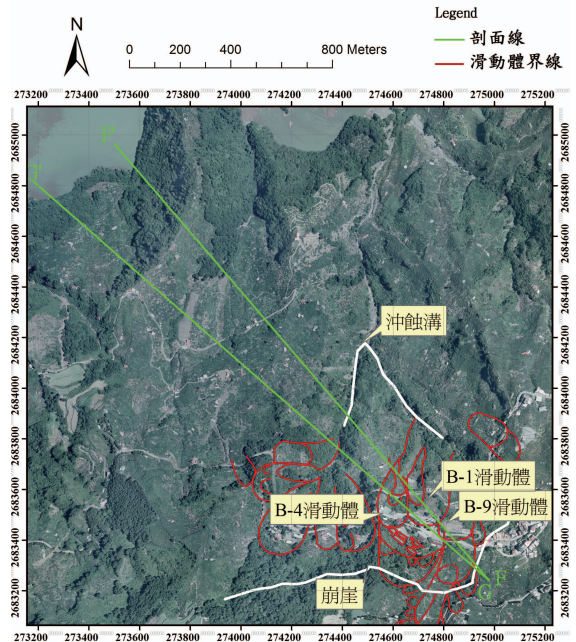


圖 9 梨山滑動體至大甲溪剖面線示意圖
Fig.9 Locations of the cross section of FF' and GG'

斜及層面位態資料為東北-西南走向, 傾向南方, 非沿層面之順向滑動破壞。以 B4 及 B1 滑動體來看, X2 與 X3 孔之孔內造影資料雖非層面位態資料, 但由於劈理為板岩材料主要之不連續面, 且平均劈理位態亦傾向南方, 故可推論亦非沿劈理面順向滑動的破壞形式。

由圖 10 發現新鮮板岩之劈理走向與崩崖傾向大致垂直, 且恰可由大甲溪至崩崖延伸出最深之軟弱層, 證實此崩崖乃第一次大規模山崩潛移所形成, 其上之軟弱層則為再度復發之小型滑動造成。依前文推測 B4 滑動體屬第二類潛移模式。

針對 B1 滑動體來看, 根據孔內造影量測結果其劈理位態亦傾向東南, 但 B1-1 崩體部分因下套管保護孔壁影響, 故缺乏位態資料, 無法確切判斷破壞模式。而 B1-2 崩體與新鮮板岩之位態資料雖類似, 但於投影圖可見新鮮板岩之劈理位態分布密集, B1-2 崩體則較分散, 推測 B1-2 崩體受過擾動, 故劈理位態稍受影響。繪製 B1 滑動體劈理位態剖面示意圖(圖 11)。由剖面圖中可見 B1-2 崩體與新鮮板岩間, 其劈理位態亦稍有漸變之趨勢, 與 B4 滑動體相似, 推測同為小規模逆向坡之拖曳褶皺型山崩潛移, 而圖 11 上圖中亦存在一可由大甲溪延伸至崩崖之最深軟弱層, 故的確可證實崩崖之存在, 且可推論此崩崖乃因大甲溪沖蝕坡腳產生大規模潛移而形成, 而後 B4 及 B1 等滑動體則為向源侵蝕形成之沖蝕溝再度侵蝕坡腳所造成, 故軟弱層僅延伸至沖蝕溝。

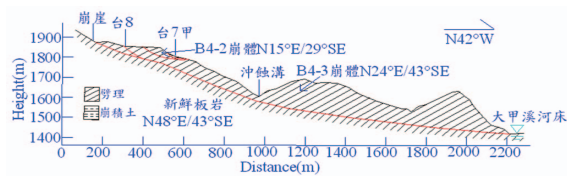


圖 10 B4 滑動體劈理位態剖面圖 (剖面 FF')
Fig.10 The geological cross-section of FF'

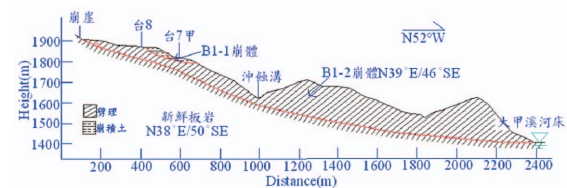


圖 11 B1 滑動體劈理位態剖面圖 (剖面 GG')
Fig.11 The geological cross-section of GG'

五、崩坍地材料組成與軟弱層成因

梨山崩塌區地層由下而上大略由新鮮板岩、風化破碎板岩、軟弱黏土層以及回填土所組成。本研究由高品質地質鑽探所得之材料岩心, 搭配過去鑽探資料繪出 B1、B4、B9 滑動體之剖面圖。圖 12、圖 13、圖 14 3 張剖面圖顯示梨山滑動體主要材料分佈: 底部

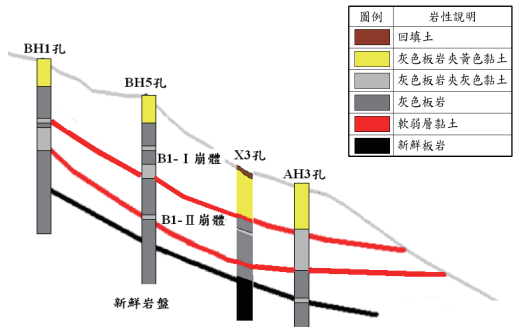


圖 12 B-1 滑動體崩體剖面 (C-C') 圖
Fig.12 The geological cross-section of CC'

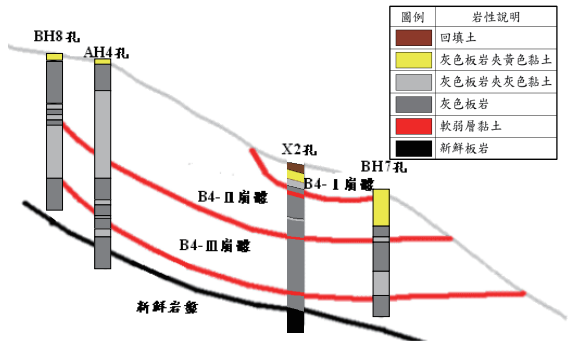


圖 13 B-4 滑動體崩體剖面 (B-B') 圖
Fig.13 The geological cross-section of EE'

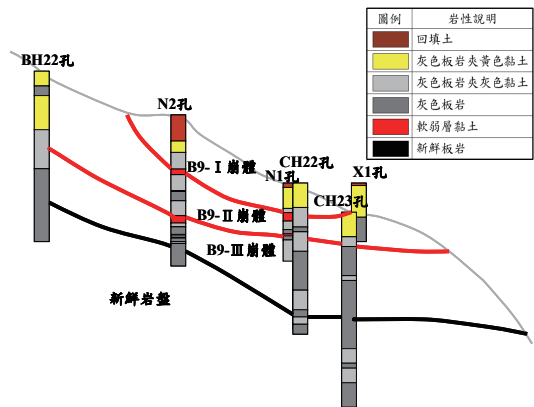


圖 14 B-9 滑動體崩體剖面 (A-A') 圖
Fig.14 The geological cross-section of AA'

主要為沒有滑動跡象的新鮮板岩，新鮮板岩之上覆蓋之滑動體由一至數個風化破碎板岩夾雜黏土與含黏土之軟弱層所構成，含黏土之軟弱層為滑動體之滑動介面所在，而滑動體淺層則多為崩積殘餘土或工程填方，其材料特性為黃色黏土夾雜灰色的板岩。

對照滑動體位態剖面圖 (圖 7、圖 8) 發現，滑動體內板岩夾黏土層劈理位態與底部新鮮板岩位態不同，代表板岩夾黏土層並非原邊坡風化之產物，而為數次岩體滑動後堆積於新鮮岩盤上所形成。風化板岩間膠結填充的黏土或可進一步推估其崩坍堆積形式。在梨山崩積地區之 B9 滑動體 X1 孔施作懸垂式孔內 P-S 波量測結果 (圖 15) 發現整體波速隨深度增加而提高，14.0~16.0 m 處之灰色板岩夾黃色黏土，此層波速有突然偏低的現象，由岩心判釋比對發現因此層黏土含量達 70~80%，故使波速驟降 7，乃因此層黏土含量達 70~80%，故使波速驟降，而 20.0~25.0 m 亦有黏土含量約 40%~60% 之灰色板岩夾灰色黏土層，但其波速值仍大於 2500 m/s，因此可知夾有黃色黏土層其可能因黏土含量及裂縫與孔隙多於灰色黏土層，其中黃色黏土為崩落之表土下滲，而灰色黏土為板岩就地風化之結果，故就緊密性而言黃色黏土層小於灰色黏土層，因此波傳之能力下降造成波速較低。

由鑽探、孔內造影及早期監測結果顯示，梨山崩塌體大多存在一個以上的滑動面，而含黏土及板岩層的軟弱帶恰為滑動面所在。經調查結果顯示此軟弱帶其一位於地下水位附近，其餘則大多位於其下。以 B9 滑動體為例，上層軟弱層於 N1 孔位於 15.70~18.90 m 深，於 N2 孔位於 26.15~29.80 m 深，下層軟弱帶於 N2 孔位於 52.8~56.8 m 深。而民國 85~90 年之地下水位監測結果顯示地下水位變動範圍大約為地表下 26~30 m。監測期間有 W-4 集水井以及 H-8、H-9 橫向排水管等地滑整治工程設施完工，曾經短暫使地水位下降至地表下 32 m，但排水設施完工後隔年，地下水位又回到地表下 26~30 m 處。監測期間之短暫暴雨情況也不足以影響地下水位的位置，而以降雨量較少之枯水期 11 月平均地水位資料來看，也並未因為枯水期的影響而使地下水位大幅降低。上層軟弱層由灰色黏土夾灰色板岩碎屑而成，其灰色黏土與原母岩灰色板岩色調相同，為由原母岩因風化弱化而成，而非由地表經由崩積層之裂隙將地表細料帶下產生。在本研究之現地試驗施作當時，N1 孔地水位為 19.40 m，其地下水所在位置大致與上層軟弱帶位置相符。因此本研究判斷上層軟弱層可能為地下水上下

變動而使風化板岩加速風化而形成。而由不連續面統計分析結果顯示，下層軟弱層 (52.8~56.8 m) 長期處於地下水水面以下，受地水位升降變動而風化之影響性較低，且上下之劈理位態分布傾向為相反方向 (圖 8)，因此可推測下層軟弱層可能由於潛移破壞或岩層剪動而產生。

表 2 為 X2 孔軟弱層特徵判釋作說明，可進一步說明軟弱層的成因。表中顯示上層 (14.3 ~14.7 m) 軟弱層呈均勻黏土化只含些許大塊板岩，且軟弱層中板岩塊較下層軟弱層大。推測上層軟弱層乃因地下水升降引致的風化作用所形成。所需形成之時間可能較潛移或剪動來得許久。至於深度 18.8~20.2 m 之軟弱層上下段岩層劈理位態變化明顯，且軟弱層內部顆粒與劈理位態排列一致。深度 47.9 ~ 48.5 m 之軟弱層顆粒排列不整齊，且具多方向裂面，因此推測為受重力潛變所形成。

六、梨山邊坡破壞演進過程

由上述所得之邊坡破壞機制與軟弱層成因，可推論出梨山崩塌區其破壞之演變過程示意圖如圖 16，本研究以 B4 滑動體剖面 FF' 為例：圖 (a) 為一原始尚未受破壞之邊坡，屬新鮮板岩；本身無潛在弱面，且坡向與劈理形成逆向坡，故屬於較穩定邊坡。當坡腳受大甲溪侵蝕後使邊坡不穩定而產生大規模潛移作用，範圍延伸至大甲溪，同時亦於大甲溪河岸旁形成崩崖。其劈理位態則發生變化如圖 (b)，且此滑動使大甲溪發生改道之情形；待穩定後，因大甲溪之向源侵蝕所造成之沖蝕溝，持續侵蝕崩體之坡腳如圖 (c)；圖 (d) 沖蝕溝之侵蝕作用而再度發生之小型滑動，劈理位態亦再次改變。

表 2 X2 孔軟弱層判釋資料結果

Table 1 The characteristics of the weak zones in Borehole X2

深度(m)	軟弱層特徵	形成原因
14.3 ~ 14.7	呈均勻黏土化而夾大塊板岩	地下水引致風化
18.8 ~ 20.2	板岩顆粒隨劈理位態排列且裂縫夾黏土	剪裂
30.3 ~ 30.6	具多方向裂面而形成破碎顆粒或黏土，顆粒間排列不整齊	潛移
47.9 ~ 48.5		

七、結 論

本研究之主要目的為探討梨山地區崩積地層的形成原因。結合地質鑽探、現地試驗結果、過去鑽孔資料、及開挖結果探討梨山地區崩積地層及崩積體內軟弱土層形成原因。以下就本研究之主要結論敘述如下：

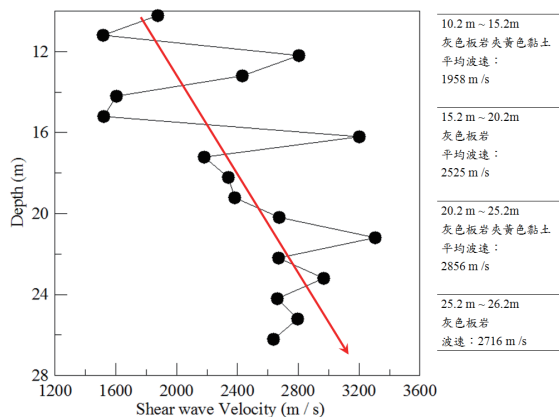


圖 15 X1 孔 S 波波速與岩心比對圖

Fig.15 Shear wave velocities in X1 borehole

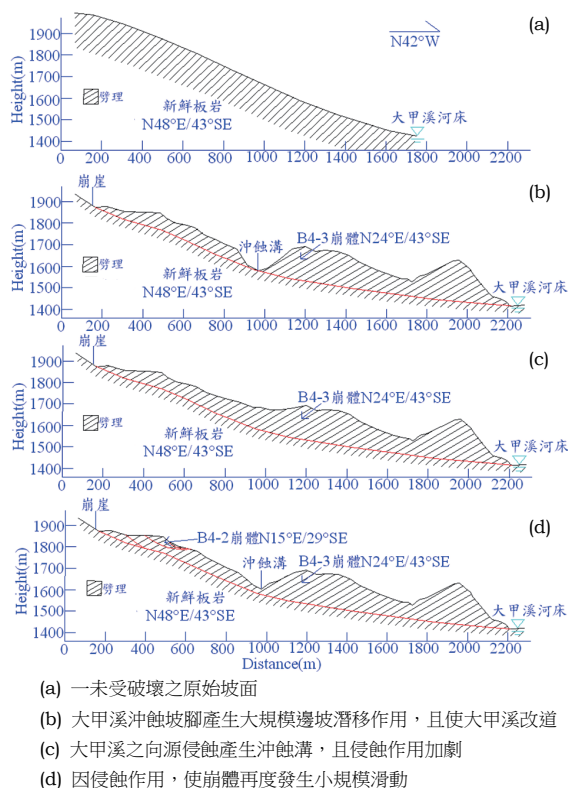


圖 16 梨山崩積層形成演進示意圖

Fig.16 The evolution of the origin of Li-Shan colluvial deposits

藉由孔內造影輔助崩積地層的組成判釋，梨山崩塌體主要不連續面為板岩劈理，結果發現劈理位態變化甚大，推估梨山崩落地產生過數次地層滑動，崩坍區內板岩夾風化黏土為岩體滑動後堆積於新鮮岩盤上所形成。本研究由孔內波速測量結果發現淺層板岩夾黃色黏土層剪力波速明顯低於灰色板岩夾灰色黏土層，可知夾有黃色黏土層其疏鬆程度大於夾有灰色黏土層，推測其原因為黃色黏土為崩落之表土下滲，而灰色黏土為板岩滑動體堆積後就地風化之結果，故就緊密性而言黃色黏土層小於灰色黏土層，因此波傳之能力較低。此黃色黏土之成因乃高山地區之邊坡物質，因滾落或崩塌等作用堆積後，經長時間其有機物幾乎完全分解，且因梨山主要由板岩及些許砂岩組成，因稍有發育，故黏土呈黃至灰黃色。由鑽探、孔內造影及早期監測結果顯示，梨山崩塌體大多存在一個以上的滑動面，而含黏土及板岩屑的軟弱帶恰為滑動面所在。經調查結果顯示此軟弱帶其一位於地下水位附近(上層)，其餘(下層)則大多位於其下。本研究判斷上層軟弱層可能為地下水上下變動而使風化板岩加速風化而形成。而由劈理統計分析結果顯示，下層軟弱層上下之劈理位態分布傾向為相反方向，因此可推測下層軟弱層可能由於潛移破壞造成上下岩層剪動而產生。

本研究由過去文獻、劈理位態及鑽探資料、現場調查推測梨山邊坡演變過程主要因基腳受大甲溪侵蝕而不穩定，造成大規模山崩潛移，後崩體邊坡因向源侵蝕所形成的蝕溝侵蝕坡腳，造成崩體上大、小規模不一沿含黏土界面的滑動。

致 謝

本文承國科會 NSC94-2211-E-009-045, NSC95-2221-E009-204 研究計畫補助，特予致謝。

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」, 台灣省政府農林廳水土保持局。(Industrial Technology Research Institute of Taiwan, R.O.C. (1993). *A Pictorial Guide of Remediation Plans for Li-Shan Landslides, Soil and Water Conservation Bureau, Taiwan.* (in Chinese))
2. 行政院農業委員會水土保持局第二工程所 (2003), 「梨山地滑東北區加強調查與規劃成果

- 報告書」，第一版。(Taichung Branch, Soil and Water Conservation Bureau (2003), *Further Site Investigation and Mitigation Plans for the Northeastern Area of the Li-Shan Landslides*, 1st ed. (in Chinese))
3. 林忠義 (1999), 「鑽探擾動性對軟岩力學性質之影響」, 國立交通大學, 碩士論文。(Lin, C. Y. (1999). *Effects of Sampling Disturbance on the Mechanical Properties of Poorly Cemented Sandstone*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, R.O.C. (in Chinese))
 4. 邱坤豪 (2000), 「台灣中部德基至梨山地區岩石劈理位態分佈之研究」, 國立中央大學, 碩士論文。(Chiu, K. H. (2000). *The Characteristics of Cleavage Attitude Distribution in Techu to Lishan Area of Central Taiwan*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, R.O.C. (in Chinese))
 5. 中華顧問工程司 (1996), 「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期末報告」, 水土保持局第二工程所。(CECI (1996). *1996 Mitigation Plans for Landslide areas-Fundamental Design and Further Site Investigation for Li-Shan Landslides*, Taichung Branch, Soil and Water Conservation Bureau. (in Chinese))
 6. 唐禎國 (2007), 「崩積層的地形特徵及崩積層的形成-以梨山崩坍地為例」, 國立交通大學, 碩士論文。(Tang, C. K. (2007). *Topographic Features of Colluvial Deposit and The Origin of Colluvial Deposit-Lishan Landslide Area as an example*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, R.O.C. (in Chinese))
 7. 富國技術工程股份有限公司 (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」, 行政院農業委員會水土保持局第二工程所。(Sino Geotechnology Inc. (2001). *1999 Mitigation Plans for Landslides- Analysis of Monitoring System and Its Application*, Taichung Branch, Soil and Water Conservation Bureau. (in Chinese))
 8. 黃玉麟 (2006), 「崩積地層的組成及形成機制-以梨山地區為例」, 國立交通大學, 碩士論文。(Huang, Y. L. (2006). *The Composition and the Origins of Li-shan Colluvial Deposits*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, R.O.C. (in Chinese))
 9. 觀宇工程顧問有限公司 (2000), 「八十八年下半年及八十九年度「加強辦理治山防災計畫」---梨山地區地層滑動整治「監測系統維修與監測」委託技術服務」, 行政院農業委員會水土保持局第二工程所。(Quan-Yu Consult Inc. (2000). *Enhancing Mitigation Plans for Landslides-Landslide Monitoring for Li-Shan Landslides 1999 and 2000*, Taichung Branch, Soil and Water Conservation Bureau. (in Chinese))
 10. Chigira, M. (1992). "Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep," *Eng. Geol.*, 32, 157-184.
 11. Ogura, K. (1988). "Expansion of applicability for suspension P-S logging," *OYO Technical Report*, 10, 69-98.
 12. Siddans, A. W. B. and Worthington, P. R. (2002). *Structural geology using borehole-wall imagery: Case studies of HiRAT logs*, Robertson Geologging Limited, UK.
 13. Varnes, D. J. (1978). "Slope movement types and processes, Landslide Analysis and Control," Schuster, R. L., Krizak, eds. *Transportation Research Board Special Report*, No.176, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 11-33.
-
- 2011年05月12日 收稿
2011年08月03日 修正
2011年09月19日 接受
- (本文開放討論至 2012年6月30日)