中華水土保持學報, 45(4): 234-242 (2014)
Journal of Chinese Soil and Water Conservation, 45 (4):*234-242* (2014)

應用簡易貫入試驗及大地比電阻法推估崩積地土壤岩層界面

呂宗烜　梁偉立*

摘　要　淺層崩塌為臺灣常見的土砂災害之一，其規模及範圍受土壤層厚度、基岩面位置 (土壤岩層界面) 等地形、地質條件影響，因此如何有效地探測基岩面的位置，為推估淺層崩塌的規模或範圍前需要克服的問題。本研究於具有崩積地層的三樣區進行，首先於面積較小的淺層崩塌樣區進行大地比電阻法、簡易貫入試驗及鑽探法三種試驗，確認三種試驗法於基岩面位置之探測能力；接著應用簡易貫入試驗及大地比電阻法於面積較大的二新植造林樣區，探討大地比電阻法對於廣域基岩面位置的判釋能力。對照鑽探資料，本研究證明簡易貫入試驗對於推測土壤厚度、基岩面位置皆具有良好精度；由大地比電阻法所得的資料顯示，基岩面所在位置比電阻變化急遽，故可利用此現象來判斷基岩面位置。就廣域探測而言，在崩積地層中基岩面的比電阻值變化差異較大，不易從固定比電阻值範圍來推斷基岩面的位置，且比電阻值易受電極排列方法、崩積地層複雜性之影響，偶有難判釋土壤岩層界面之情況，因此本研究建議實施大地比電阻法時，可搭配較經濟、易於坡地環境施行的簡易貫入試驗，以增進大地比電阻法判釋廣域崩積地層中基岩面位置之精度。

關鍵詞：簡易貫入試驗、大地比電阻法、鑽探法、土壤岩層界面。

Applying Cone Penetration Testing and Electrical Resistivity Tomography to Estimate the Soil-bedrock Interface in Colluvium

Tsung-Hsuan Lu　Wei-Li Liang*

ABSTRACT　Shallow slope failure is one of the common sediment disasters in Taiwan. The size and range of a shallow slope failure depend on topographic and geological conditions, such as soil depth and bedrock topography (soil-bedrock interface). Thus, the methods for detecting the soil–bedrock interface need to be established before predicting or estimating the size and range of shallow slope failure occurrence. In this study, we selected three sites on colluvial slopes. First, we verified the applicability of electrical resistivity tomography (ERT), cone penetration testing (CPT), and geological boring methods for detecting the soil–bedrock interface at a site with a shallow slope failure. Then, we applied ERT and CPT to investigate the bedrock topography at two large-scale sites. Based on the information of the boring cores, we confirmed that CPT can effectively detect soil depth and the soil–bedrock interface. Moreover, the characteristic of electrical resistivity that changes greatly between soil and bedrock layers can be used to detect the soil–bedrock interface. For large-scale investigations, it is sometimes difficult to estimate the location of the soil-bedrock interface because electrical resistivity varies greatly in the colluvial layers and electrical resistivity is sensitive to electrode arrays and the complexity of the colluvial environment. Because CPT is economical and convenient for a large-scale slope environment, we therefore suggest that the combination of ERT and CPT is an effective way to detect the soil–bedrock interface in a colluvial environment.

Key Words : Cone Penetration Test, Electrical Resistivity Tomography, Geological Boring, Soil-bedrock Interface.

一、前　　言

崩塌係因邊坡材料受重力作用，發生向下滑動或崩落之塊體運動現象 (水土保持局，2005)，可分為淺層崩塌及深層崩塌兩種，而以淺層崩塌較為常見。一般將淺層崩塌定義為基岩面 (土壤岩層界面) 上發生之土體崩壞現象 (內田太郎等，2009)，而崩塌的土石堆積在邊坡下方原有的地層上，形成「崩積層」或「崩積土」(姚奕全，2007)，崩積層邊坡具高度活動性及不穩定性，且因較堅硬、不透水的崩積層在降雨期間其孔隙水壓的上升將導致崩壞過程，因此這些風化表土層、崩積層及陡坡等條件之地區易發生淺層崩塌 (廖啟岳，2008)。本研究探討之基岩面 (soil-bedrock interface) 為「水文學的土壤與

國立臺灣大學森林環境暨資源學系
School of Forestry and Resource Conservation, National Taiwan University, Taipei, Taiwan.
* Corresponding Author. E-mail : liangwl@ntu.edu.tw

岩石交界面」，無論該界面位置為新鮮母岩、風化母岩或崩積層中的塊石，因為在土壤與岩石交界區間保水性與透水性的變化差異大，易造成局部飽和帶或棲止水的形成 (Montgomery and Dietrich, 2002; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006)，進而影響到土體力學上的平衡 (Montgomery et al., 2002)，因此就推估淺層崩塌的規模或範圍，基岩面位置為不可或缺的重要資訊。

一般對於不可視之地層或水文地質調查常採鑽探法，或輔以震波探測、放射能探測、大地比電阻法等地球物理探測試驗。鑽探法為單點侵入式調查，可取得並觀察實際的岩芯樣本，地質判讀精度高，但因操作機具及費用的限制，不易適用廣域探測；考量廣域的坡地調查，大地比電阻法 (或稱地電阻影像法，Electrical Resistivity Tomography, ERT) 屬於非侵入式之調查，可針對地層的構造及分層快速地提供二維面向之結果，判斷依靠經驗及其他輔助儀器數據，適合廣域之地下水文地質調查，也被應用在斷層、水壩、隧道工程、溫泉、地熱等調查 (尤仁弘，2005；陳奕凱，2009)，近年來在崩塌地調查與分析的領域中，用以界定滑動面、崩塌範圍、基岩面深度 (Zhou et al., 2000；馮正一等，2010；蕭仲富、馮正一，2011)。關於土壤厚度及基岩面位置的推估，簡易貫入試驗 (Cone Penetration Test, CPT) 為一可行方法，由於其裝置便攜性及操作之簡便性，適合於坡地獲取多點土壤厚度及推估基岩面資訊，並可利用土壤貫入阻抗 (N_h 值) 推測土壤硬度垂直分布狀況。

雖然許多大地比電阻法之相關研究常採用較少的測線、較大的電極間距配置，以獲得較深較廣的水文地質資訊 (Griffiths and Barker, 1993；楊証傑，2005)，然而就富有崩積土的臺灣地層環境而言，應用大地比電阻法於土壤厚度、基岩面位置等淺層地層狀況探測的適用性仍有待議論，其探測精度也尚待確認。本研究以南投一崩積地層試驗地為例，試驗地包含一個淺層崩塌樣區及二個新植造林樣區。首先於面積較小的淺層崩塌樣區進行大地比電阻法、簡易貫入試驗及鑽探法三種試驗，確認三種試驗法於基岩面位置之探測能力。接著應用大地比電阻法及簡易貫入試驗於面積較大的二個新植造林樣區，探討大地比電阻法對於廣域基岩面位置的判釋能力。

二、研究材料與方法

1. 試驗地及新植造林樣區、淺層崩塌樣區概述

試驗地位於國立臺灣大學實驗林管理處內茅埔營林區之內茅埔溪集水區中，集水區呈現樹枝狀水系，為陳有蘭溪西岸眾多平行狀支流之一。平均年雨量約為 1,775 mm，而降雨時間分布不均，主要集中在五月中旬到十月中旬，以梅雨及颱風為主。地質屬中新世之桂竹林層關刀山砂岩段，本層是由細粒到中粒的淡青灰色砂岩組成，間夾少許深灰色頁岩和少量的礫石條帶。鄰近地區 12 km 範圍內活動斷層為大茅埔-雙冬斷層及 5 km 範圍內其他地質構造為苦苓腳斷層、鳳凰山斷層、大塔口斷層等。常見的坡地災害主要有暴雨、洪水、土石坍塌、土石流等。試驗地位於內茅埔營林區第 21 林班 100-20 號造林坡地，海拔約 1,250-1,310 m，坡向朝東，平均坡度約 40 % (22°)，最大坡度達 97 % (44°)；試驗樣區的前身為茶園，於 2011 年回收後移除地表茶樹並新植造林，栽植約 1-2 年生之烏心石、光臘樹等闊葉樹，草本植物生長茂密。於試驗地設置新植造林樣區，包含上下兩塊樣區 (圖 1a)，下方為一號新植樣區 (圖 1b)，由上坡處往下坡漸狹，橫向距離長約 110 m，縱向距離約 60 m，面積約 0.35 ha。一號新植樣區西側為一寬廣平台，南側及東側為道路，北側為一溪溝，坡面上散布大小碎石，大的岩塊直徑可達 2-3 m 以上。一號新植樣區雖於日後規劃為混農林業試驗樣區，但就該樣區調查及探測期間，並無農墾灌溉行為。上方為二號新植樣區 (圖 1c)，由上坡往下坡處漸寬，橫向距離長約 70 m，縱向距離長約 130 m，面積約 0.4 ha。二號新植樣區東側緊鄰寬廣平台，西側有一聯外道路，南側為一溪溝，北側為山壁及溪溝，溪溝延伸至一號新植樣區北側。

在 2012 年 8 月的現地勘查中，發現新植造林樣區之聯外作業道路下方發生一淺層崩塌 (圖 1d)，作業道路面上有崩落的土石，而道路下方崩塌處可看到許多岩石露角，崩積土及倒樹堆置在崩塌處下坡。推測此淺層崩塌是 2012 年 8 月 2 日蘇拉颱風帶來的強降雨所致，試驗地雨量筒自 8 月 1 日 15:00 至 8 月 3 日 2:00 記錄的累積雨量達 1,132.5 mm，最大時雨量達 99.5 mm/hr。淺層崩塌範圍之長、寬、崩塌面縱深約 35 m、5 m、2 m，崩塌面積約 175 m^2，坡度約 70 % (35°)，呈長條狀。崩塌處下方緊鄰新植造林樣區北側之溪溝，有裸露且連續之砂岩面；崩塌前，該處坡地的草本、蕨類植物生長茂密，並有新植烏心石等闊葉樹的苗木。為探討其水文地質資訊，故設立淺層崩塌樣區進行試驗。

2. 試驗方法

(1) 地表地形、土壤厚度及垂直結構測量

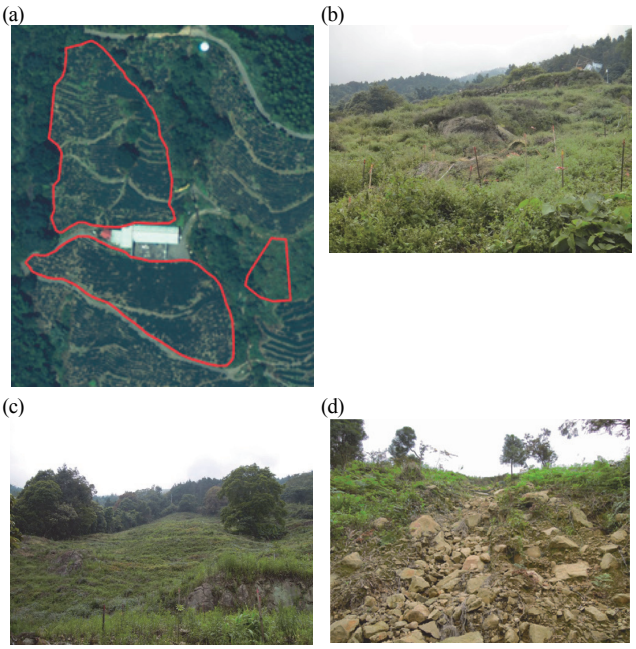


圖 1 (a) 試驗樣區空照圖，(b) 一號新植樣區，(c) 二號新植樣區，(d) 淺層崩塌樣區

Fig.1 (a) Aerial photograph, (b) site 1, (c) site2, and (d) shallow slope failure site in the study area

為獲得試驗樣區之地表地形資料，本研究使用雷射測距測高儀 (TruPulse 360B, LASER TECHNOLOGY) 進行測量，紀錄測點的相對座標及高程 (圖 2)。一號新植樣區測點間隔約 3~4 m，共 663 個測點；二號新植樣區測點間隔約 4~6 m，共 701 個測點；因淺層崩塌樣區及周遭地形起伏變化大，採用高密度測量，測點間隔約 0.5~1 m，約 300 個測點。

本研究以簡易貫入試驗獲得土壤厚度資料，且其簡便性適合於坡地攜帶及施作，依地表位置與土壤厚度推算出基岩面 (土壤岩層界面) 位置，而從土壤貫入阻抗的垂直變化，可推測土壤結構軟硬度的垂直層面分布。本研究使用自製貫入計可分為重錘、打擊桿、貫入桿及錐頭等部位，重錘重量 2 kg，貫入桿直徑 16 mm，長度 1 m，錐頭直徑 20 mm，錐角 60° (詹孟浚、梁偉立，2014)。其操作為將重錘沿著打擊桿拉升 50 cm 後自由落體撞擊打擊頭，使之平行重力方向進入土壤中，紀錄每一次擊打次數與貫入桿進入土壤的距離 (貫入量)。並由式 (1) 計算貫入阻抗值 (N_h)：

$$N_h = 10 \times N / d \quad (1)$$

N(次) 為每一次擊打次數，d(cm) 為相對應的貫入量，N_h 值則為貫入 10 cm 所需擊打的次數，N_h 數值大表示土壤有較高的硬度。Yamakawa et al. (2012) 彙整不同重錘重量、錐頭角度的換算關係以及簡易貫入試驗於不同風化地層間之適用性，若利用本研究採用之簡易貫入計類型，當連續擊打 10 次，貫入量等於或小於 1 cm 時 ($N_h \geq 100$)，可視為進入基岩面。本研究在連續三次此情況後停止簡易貫入試驗，並將該深度視為基岩面。

(2) 地表下地層剖面探測

大地比電阻法由過去的一維探測逐漸發展成二維與三維的廣域尺度，而目前以二維探測應用較為廣泛。二維的大地比電阻法是綜合一維探測的垂直與水平探測結果，組成電阻值空間分布，用於調查地表下地層電阻值分布情形。其原理是利用直流電經由一對電流極 C_1、C_2 將電通入地表下，建立人為電場 (圖 3)，藉由地層間介質不同其導電性的差異，可測量電場在另一對電位極 P_1、P_2 之間造成的電位差，由此求出地層之視電阻值 (apparent resistivity)，視電阻值空間分布則稱為視電阻成像圖。大地比電阻法有數種電極排列方式，每種排列方式所探測的解析度與最大可探測深度也有所差異，所以實務上常會施作各種不同的電極排列法，便於對每種排列方式的分析結果做相互比對與解釋，互補其不足之部份。本研究使用大地比電阻儀 (POLARES, PASI)，電極排列法採 Wenner 法和 Dipole-Dipole 法 (圖 3)，其 Wenner 法以一對電流極 C_1 及 C_2，另一對電位極 P_1 及 P_2 排成一直線，電流極 C_1、C_2 在外，電位極 P_1、P_2 在內，C_1、C_2 的距離為 P_1、P_2 距離的三倍，且 $\overline{C_1P_1} = \overline{P_1P_2} = \overline{P_2C_2} = a$，施測方法簡單且靈敏度較高，不易受到地下干擾；Dipole-Dipole 法以 C_1、C_2 在左側，P_1、P_2 則在右側，將 C_1、C_2 及 P_1、P_2 間隔各採相同之單位長度，兩組電流極和電位極之間隔則為 na，採 n = 1，2，3…為 a 的倍數之間隔展開，此法測深較深，可提供垂直面上較高的空間解析度和敏感度 (Loke,2001; Yamakawa et al., 2010)。此外，現地施測時依照所需的探測深度與解析度，可改變電極間距及數量以求得適當資料。

為取得試驗地水文地質資訊，本研究於崩塌地旁約距離 1 m 處設立測線 1(圖 2)，而旁邊坡地較緩處設置測線 2，測線 1 和測線 2 皆設置 32 根電極，電極間距 1 m。一號新植樣區由南往北側設置四條測線 (測線 3~6)，皆使用 16 根電極，電極間距 1.5 m~3.5 m。二號新植樣區設置三條測線 (測線 7~9)，皆使用 32 根電極，電極間距 1.5 m~3 m(表 1)，並以雷射測距測高儀測量各電極位置。一號、二號、崩塌樣區之大地比電阻法探測分別於 2011 年 11 月 13~15 日、2012 年 10 月 26~28 日和 2013 年 8 月 14 日施行，施測時間點分別距離前次降雨事件為 3、22、4 天，前次降雨事件之總降雨量分別為 24.5 mm、0.5 mm 和 0.5 mm。

因現地探測獲得之視電阻值並不能代表實際地層的水文地質狀況，需將所得之視電阻值作進一步逆推反算分析，以推求地層之比電阻值空間分布。本研究使用 2D 影像反算軟體 (RES2DINV, Geotomo) 協助分析，將地形資料及其對應的視電阻觀測值輸入時，軟體會建立視電阻分布模型並反算出比電阻模擬成像圖，藉由比較視電阻觀測值與視電阻分布模型差異，反覆修正模型參數，直到視電阻觀測值與視電阻分布模型差異低於設定之條件值時，將視電阻分布模型反算出比電阻模擬成像圖，當作為實際地層之比電阻值分布 (Loke and Baker, 1996)。關於條件值設定並非單純以視電阻模擬成像圖與觀測成像圖差異值判斷，而是得看反算過程中差異值是否收斂，一般而言經過 3 到 5 次以上的反算後，視電阻模擬成像圖與觀測成像圖差異就無明顯變化 (Loke,

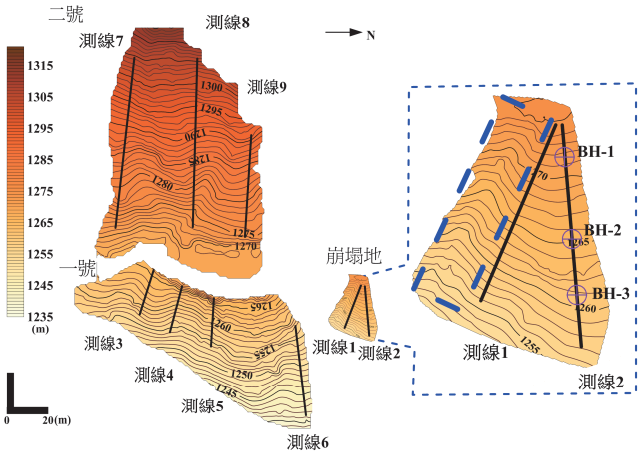


圖 2　試驗樣區等高線圖，黑色直線為大地比電阻法各測線位置，淺層崩塌樣區之藍色虛線框為崩塌發生範圍

Fig.2　The contour map of the study area

2001)。本研究統一進行 7 次模擬反算，除了發現差異值隨著反算次數降低外，並確認最後兩次反算的誤差值變化皆小於 5 %。

(3) 地質結構資料

為了取得淺層崩塌地的地質結構以分析其發生的環境條件，本研究透過旋鑽式 (rotary driving) 鑽探，於淺層崩塌樣區測線 2 的走向上共配置 3 個鑽探孔位，從上坡到下坡分別為 BH-1、BH-2、BH-3(圖 2)，各孔深度均為 15 m，總計深度為 45 m，藉由淺層崩塌樣區之地質結構條件評估試驗地土壤及岩層性質，並藉以比較簡易貫入試驗及大地比電阻法結果。

3. 資料綜合分析

三個樣區的尺度和試驗方法不同，淺層崩塌樣區面積較小(測線短、簡易貫入試驗在測線上)，廣域的新植造林樣區中，一號新植樣區 (測線短、貫入在測線上)，二號新植樣區 (測線長、採用整個二號新植樣區的 142 個貫入點獲得測線的土壤厚度並推測基岩面深度)。首先彙整淺層崩塌樣區中三種試驗所獲得的資訊，將鑽探孔位之岩芯資料與該位置或鄰近的簡易貫入資料進行對照，分析簡易貫入試驗之精度與適用性；其次從大地比電阻法之比電阻成像圖及鑽探法獲得之地層資料，探討樣區地質狀況；最後運用三個樣區大地比電阻法二種電極排列方法 (Dipole-Diploe 法及 Wenner 法) 之比電阻成像圖和簡易貫入試驗之基岩面位置資訊，探討崩積地層環境的基岩面比電阻變化範圍。

三、結　　果

1. 淺層崩塌樣區地層調查

對照測線 2 坡地上方之 BH-1 岩芯資料及該位置簡易貫入試驗資料 (圖 4a)，深度 25-45 cm 和 60-90 cm 內是土壤與較破碎石塊的堆疊，N_h 值因應土壤或石塊位置降低或升高；深度 150 cm 以下處，土壤較緻密且有石塊交雜，貫入阻抗亦略有起伏；深度 200-220 cm 則是較完整的岩石，N_h 值在此處超過 100，研判為土壤與岩層的交界區域。對照坡地中間之 BH-2 岩芯資料及該位置旁 1~2 m 的貫入試驗資料 (圖 4 b)，深度 25-45 cm 有石塊，但在貫入阻抗圖未顯現，可能與岩芯和貫入地點略微差異有關；深度 70-100 cm 為破碎的岩石帶，N_h 值亦呈現起伏；深度 150 cm 處前剛好進行標準貫入試驗 (Standard Penetration Test, SPT)，所以圖上無資料，但在 150 cm 之後為連續的岩石，貫入停止，N_h 值在此處超過 100，研判為土壤與岩層的交界區域。對照坡地下方之 BH-3 岩芯資料及該位置旁 1~2 m 的貫入試驗資料 (圖 4c)，深度 0-100 cm 區域是無石塊交雜的土壤，N_h 值小且無明顯變化；深度 175-200 cm 為土壤交雜較完整的岩石，N_h 值變化大並在某些位置超過 100；深度 220-250 cm 為土壤交雜完整岩石，且最後貫入停止位置為連續的岩石，研判為土壤與岩層的交界區域。歸納以上結果，鑽探 BH-1 該點的貫入分層結果與岩芯結構符合，BH-2 及 BH-3 雖然鑽探及貫入位置並非一致，但仍可反應出土壤層結構，三個孔位之貫入停止位置與基岩面位置一致，因此簡易貫入試驗對於推測土壤垂直結構及基岩面位置為一有效方法。

表 1 大地比電阻測線之基礎資料

Table 1 The ERT surveying layout

試驗樣區	崩塌地		一號				二號		
測線	1	2	3	4	5	6	7	8	9
電極間距 (m)	1	1	1.5	1.5	1.7	3.5	3	3	1.5
電極數目	32	32	16	16	16	16	32	32	32
測線長度 (m)	30	31	23	23	26	52	93	93	47
施測方式	Dipole-Dipole法、Wenner法								

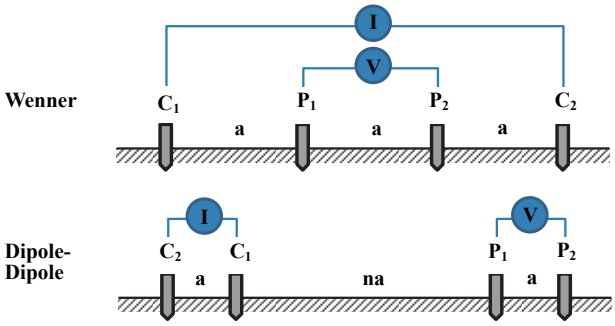


圖 3 Wenner 及 Dipole-Diploe 法之電極排列方式。C 為電流極並放出電流 I，P 為電位極並收取電位 V，a 為電極間距，n 為電極間距的倍數

Fig.3 Two types of the electrode array

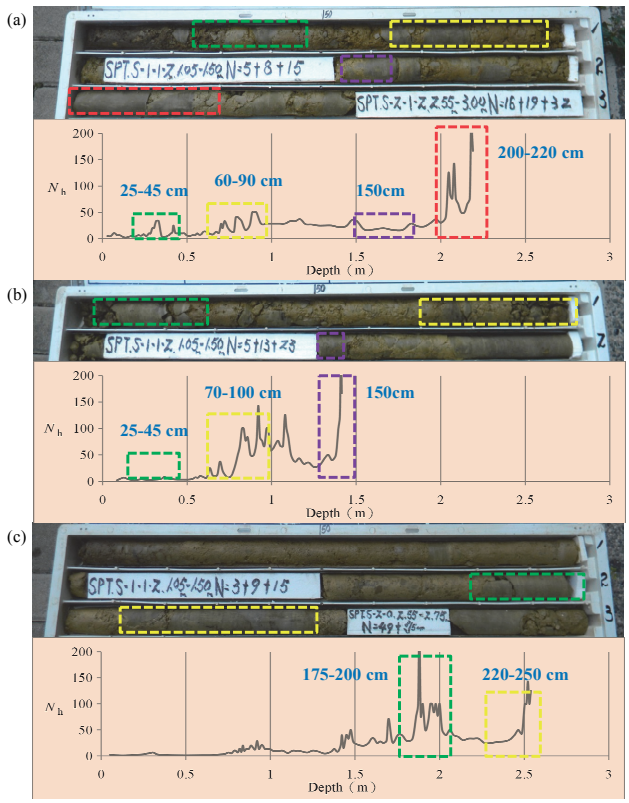


圖 4 鑽探孔 (a)BH-1、(b)BH-2、(c)BH-3 之岩芯與貫入阻抗值 N_h 的深度變化

Fig.4 Photos of geological boring cores and the vertical distributions of N_h values

進行簡易貫入試驗時，主要將貫入點配置在測線上，淺層崩塌樣區的兩條測線各有 8 個貫入點，從貫入結果來看，測線 1、2 土壤厚度分布略微不同，推測測線 1 基岩面約在地表下 0.47~2.54 m，平均深度 1.28 m；測線 2 基岩面約在地表下 0.76~2.53 m，平均深度 1.38 m。若以淺層崩塌地表地形為基準，並帶入測線 1、2 土壤厚度分布，可發現崩塌地崩塌面地形與測線 1、2 基岩面地形均有起伏 (圖 5)，崩塌處下坡因崩塌土石堆疊使得崩塌面隱沒於其中，其餘部分除了測線 1 坡地中間處土壤厚度較深外，整體的崩塌崩塌面與測線 1、2 基岩面地形大致符合，顯示基岩面上土體崩落之淺層崩塌樣態。若以鑽探岩芯資料來看，地層分為未固結地層 (主要為崩積層) 及固結地層 (主要為母岩-砂岩) 兩種，母岩層深度約在 3.5~10.65 m，而淺層崩塌深度明顯位於崩積層中 (圖 5)。

圖 6 為測線 1 和測線 2 以 Dipole-Dipole 法及 Wenner 法兩種電極排列法之量測結果。利用 Dipole-Dipole 法所測得之比電阻成像圖顯示深度 0~2 m 之近地表處比電阻值較高，呈不均質塊狀分布，比電阻值約在 50~1000 ohm.m；深度 2 m 以下其比電阻值漸漸降低，約 1~50 ohm.m；深度 3~8 m 之比電阻值最低，約 0.001~10 ohm.m。利用 Wenner 法所測得之比電阻成像圖顯示深度 0~2 m 之近地表處比電阻值較高，沿坡面呈一帶狀分布，比電阻值約在 50~1000 ohm.m；深度 2 m 以下其比電阻值漸漸降低，約 20~50 ohm.m，深度 3~5 m 之比電阻值最低，約 1~20 ohm.m。

整體而言，Dipole-Dipole 法呈現塊狀比電阻分布，而 Wenner 法呈現帶狀比電阻分布，除了不同電極排列法成像的基本差異外，測線 1 和測線 2 均顯示類似的比電阻空間分布，可判斷測線 1 與測線 2 地表下水文地質狀況相似。關於測線 1 或測線 2 基岩面上之比電阻分布，就 Wenner 法而言，多數落在大於 100 或 200~400 ohm.m 的高比電阻值區間，少數在低比電阻值區間，約 50~80 或 20~50 ohm.m；Dipole-Dipole 法之則相反，主要落在低比電阻區間，比電阻值約 1~80 或 10~40 ohm.m，少數貫入點落在高比電阻值區間，比電阻值約 100~150 ohm.m。基岩面位置與 Wenner 法比電阻值急遽降低的位置相近，但 Dipole-Dipole 法則不明顯。

2. 新植樣區地層調查

圖 7 為一號新植樣區 4 條測線以 Dipole-Dipole 及 Wenner 法兩種電極排列法之量測結果。Dipole-Dipole 法之比電阻成像圖中，各測線深度 0~2 m 之近地表處比電阻值較高，比電阻值約在 20~400 ohm.m；深度 2~2.5 m 以下其比電阻值漸漸降低，約 1~20 ohm.m。Wenner 法之比電阻成像圖中，各測線深度 0~2 m 之近地表處比電阻值較高，比電阻值約在 20~400 ohm.m；深度 2~2.5 m 以下其比電阻值漸漸降低，約 1~20 ohm.m。除了局部的部分差異外，整體而言，兩種測法對於地層環境的成像結果類似，亦即各測線之深度 0~2 m 為高比電阻區域，更深的區域其比電阻急遽下降，可看出一明顯的分界。依照簡易貫入試驗所測得此樣區的基岩面深度約在地表下 0.38~1.99 m，平均深度 0.92 m，雖然各測線土壤厚度分布不一，基岩面主要位在高比電阻值與低比電阻值範圍之間，比電阻值約 25~100 ohm.m。

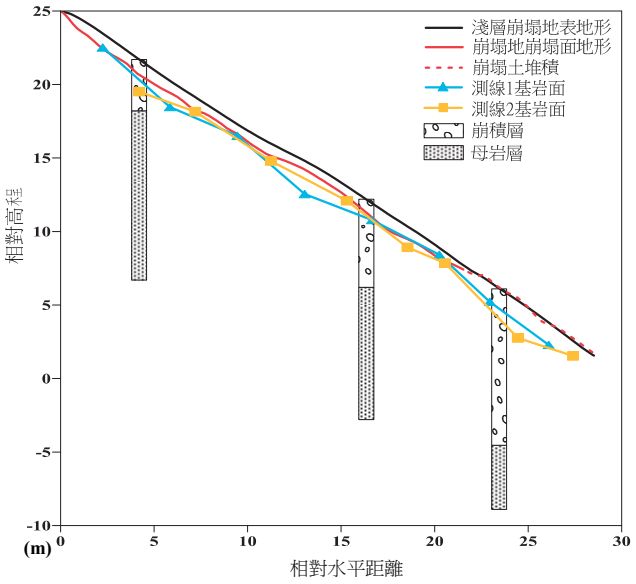


圖 5　淺層崩塌地表、崩塌面地形，測線 1 和測線 2 基岩面地形，各鑽探孔崩積層及母岩層位置。基岩面標記點為簡易貫入停止位置

Fig.5 The surface of shallow slope failure, the soil-bedrock interface of two measurement lines, and the locations of the colluvial layer and parent rock layer detected by the geological boring cores

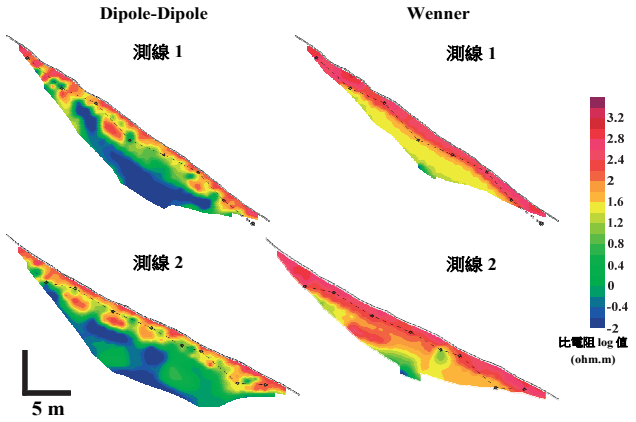


圖 6　淺層崩塌樣區測線之比電阻成像圖，黑點為簡易貫入試驗停止深度，虛線為基岩面推估位置

Fig.6 Electrical resistivity tomography at the shallow slope failure site

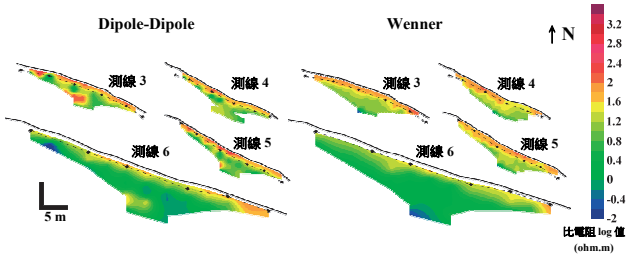


圖 7　一號新植樣區兩種測法之比電阻成像圖，黑點為簡易貫入試驗停止深度，虛線為基岩面推估位置

Fig.7 Electrical resistivity tomography at the new planting site (site 1)

圖 8 為二號新植樣區 3 條測線以 Dipole-Dipole 及 Wenner 法兩種電極排列法之量測結果。Dipole-Dipole 法之比電阻成像圖顯示近地表深度 0~2 m 處比電阻值較高，約 100~1000 ohm.m；深度 2 m 之下比電阻值漸漸降低，低至約 1~50 ohm.m，但深度 4~10 m 有不連續帶狀分布之低比電阻值範圍，約 1 ohm.m 以下。Wenner 法之比電阻成像圖中顯示深度 0~3 m 之近地表處比電阻值較高，比電阻值約在 100~1000 ohm.m，最大高達 2500 ohm.m；深度 3 m 之下比電阻值漸漸降低，低至約 1~50 ohm.m。兩種電極排列法在二號新植樣區地層的成像圖差異較大，研判此樣區地表及地質環境較複雜，地表有裸露岩石或林道貫穿樣區 (圖 1c)，此複雜性反映在探測解析度各有優異的兩種測法上。

有別於一號新植樣區於各測線上進行 6~11 點簡易貫入試驗，二號新植樣區進行 142 點簡易貫入試驗，而利用整個樣區的貫入結果去推算三條測線的平均土壤厚度及基岩面位置。貫入結果推測的基岩面位置約在地表下 0.5~2.2 m。對照比電阻成像圖來看，Wenner 法之基岩面推估位置，受到近地表處的不均質高比電阻區塊影響，分層較不明顯；而在 Dipole-Dipole 法之中，基岩面推估位置主要落在高比電阻值與低比電阻值範圍之間，比電阻值約 25~100 ohm.m，基岩面位置較容易由比電阻成像圖判斷。

3. 基岩面比電阻值

圖 9 表示各樣區基岩面比電阻值區間，淺層崩塌樣區中 Dipole-Dipole 法、Wenner 法基岩面比電阻值資料之 25-75 % 落在 13~80 ohm.m 及 116~288 ohm.m，Wenner 法之值較 Dipole-Dipole 法高且資料分布廣，難以判斷出一有效區間。一號新植樣區中 Dipole-Dipole 法、Wenner 法基岩面比電阻值資料之 25-75 %落在 23~58 ohm.m 及 32~60 ohm.m，兩者基岩面比電阻值的範圍相近，皆落在高比電阻值與低比電阻值範圍之間，可以判斷出基岩面比電阻區間。二號新植樣區中 Dipole-Dipole 法、Wenner 法基岩面比電阻值資料之 25-75 % 落在 14~53 ohm.m 及 36~205 ohm.m，Wenner 法值較 Dipole-Dipole 法高且資料分布廣，難以判斷出一有效區間。本探測期間因離前次降雨事件 3 日以上，且前降雨事件雨量不大，因此研判降雨對基岩面以上之範圍的比電阻值分布影響不大，亦即比電阻值主要反映出崩積層的地質特性。由以上的結果可知，就崩積地層環境而言，不易由一固定比電阻區間來判斷基岩面所在位置，依探測地點、電極排列方法可能會有較大的差距。

四、討　　論

1. 崩積地層環境中基岩面探測方法

淺層崩塌為土壤岩層界面以上所發生之土體崩壞現象，然而就臺灣地層環境而言，因富有崩積土層，且崩積層型態、分類也多因地而異，崩積層中難以單純區分土壤及岩層或其交界面。鑽探法雖可概略將地層區分為崩積層 (colluvial layer) 及母岩層 (parent rock layer)，但不足以探測出具有淺層崩塌淺勢的基岩面 (soil–bedrock interface) (圖 5)。本研究所探討之基岩面乃是以水文觀點出發，非地質學上所探討之母岩，因降雨後水分下滲迅速匯集至較堅硬的或較不透水的岩層面上。本試驗地的土壤、岩層性質是以崩積土、崩積層為主，施行簡易貫入試驗所得之基岩面位置雖受崩積土塊、石塊影響，但所測得的基岩面其水文意義更甚地質學意義，也較能反映出淺層崩塌面的潛在位置。

本研究於淺層崩塌樣區比較鑽探法、簡易貫入試驗、大地比電阻法對基岩面探測的優異，結果發現鑽探法雖可以準確地獲得地表至母岩層的資訊，然受限於空間、時間、經費，難以多點或廣域操作。簡易貫入試驗其便利性、易於攜帶，適合於坡地環境中操作，對於土壤結構及基岩面位置探測有良好的結果。一般貫入阻抗的垂直變化分布，土壤結構可概分二類 (表 2)：Type1 的 N_h 值隨深度無明顯垂直變化，土壤與岩層界面明顯；Type2 的 N_h 值隨深度變化而有起伏，可看出在垂直變化上可能交錯有硬度較大的土壤層或石塊。但就崩積地層環境中，受到土壤層石塊交雜，影響基岩面位置之判斷，例如從淺層崩塌樣區測線之土壤垂直結構而言，Type1 及 Type2 比例各為 18 %和 82 %，一號新植樣區 Type1 及 Type2 比例各為 23 %和 77 %，由此得知本試驗樣區土層多屬於 Type2，代表貫入阻抗隨深度變化起伏較明顯，反映出地層中土壤及石塊交雜狀況，亦為崩積地層環境的特性。因此為了掌握此環境下基岩面位置，需要多點施測以減少受石塊影響造成的誤判。

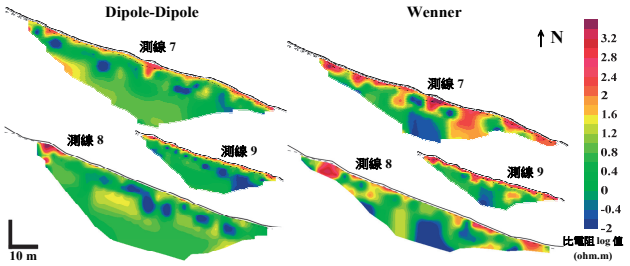


圖 8 二號新植樣區兩種測法之比電阻成像圖，虛線為推估的基岩面位置

Fig.8 Electrical resistivity tomography at the new planting site (site 2)

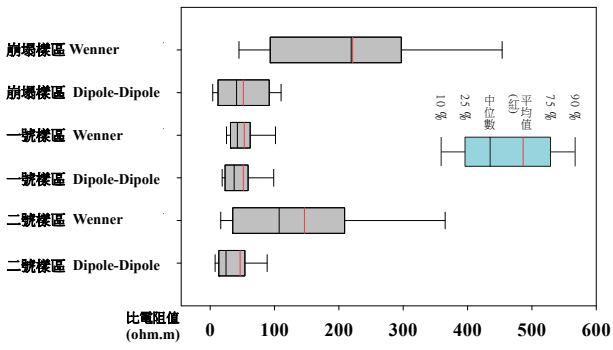


圖 9 各樣區基岩面之比電阻值分布

Fig.9 The ranges of electrical resistivity at soil-bedrock interface at all sites

大地比電阻法可呈現地表下二維面向的地質狀況，就垂直方向而言比電阻值由高逐漸變低，而基岩面所在位置往往比電阻值變化急遽，故可用此現象來判斷基岩面位置。蕭仲富、馮正一 (2011) 利用拉氏邊緣偵測法和基岩邊緣偵測法來推測基岩面的位置，並指出拉氏邊緣偵測法適用偵測表土崩積層，不適合深度較深的基岩面，而基岩邊緣偵測法偵測時須先輸入欲偵測的比電阻值。然而不同地區的基岩面比電阻值可能並不相同，因此在不清楚某地基岩面位置或是基岩面比電阻時，應用上述拉氏邊緣偵測法或是基岩邊緣偵測法有其限制，特別是如本研究樣區之基岩面比電阻值分布範圍大之環境 (圖 9)，雖然多數比電阻值分布在 0~100 ohm.m 之間，但仍有偏高的情況，也不易由一固定比電阻值區間來判斷基岩面所在位置；且依電極排列方法不同，所表現的比電阻空間分布特性也不同，不易單由比電阻分布來判釋基岩面位置，需要其他探測資料來輔助判釋。綜合本研究結果，若欲在崩積地層環境或是坡地環境中獲得廣域基岩面位置資訊，以大地比電阻法配合簡易貫入試驗，應為一有效之方法。

類似於本研究方法，Yamakawa et al. (2010) 於具有高度風化花崗岩層的四個樣區使用大地比電阻法進行廣域調查，藉由鑽探法的點位式地層剖面資訊及簡易貫入試驗多點測量資料，證明大地比電阻法具有推測地表土壤厚度的能力。然而其研究沒有土壤垂直結構相關分析，且其基岩面在地表下深處呈現一均勻高比電阻值範圍帶狀分布，與本研究三個樣區的比電阻成像圖結果不同，推測原因為岩層屬性不同所致。本研究之樣區有時在表層出現高比電阻值範圍且不均質分布，有時呈明顯帶狀分層，比電阻值隨深度而逐漸降低，為了能在崩積層環境下進行淺層分層，進一步使用簡易貫入試驗來判定基岩面，可以增進應用大地比電阻法判釋地層分界之精確度。

2. 大地比電阻法於淺層地層判釋之限制

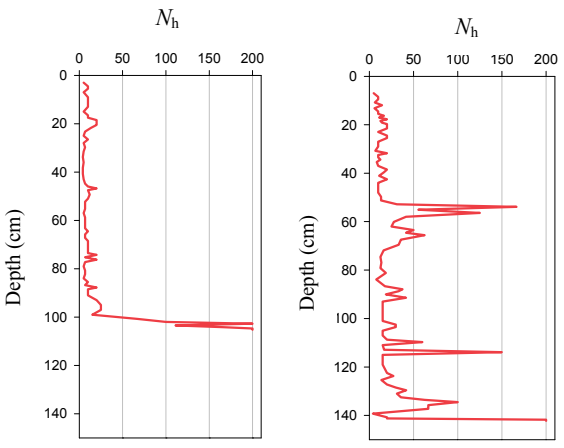
歸納本研究各樣區之大地比電阻法測量結果，發現比電阻成像圖會因為其電極排列法、電極數量和電極間距之不同，而影響空間解析度、探測深度和測線長度等結果。不同電極排列因施測原理不同，如 Wenner 法和 Dipole-Dipole 法其放電流和收電壓的電極位置不同，使兩種方法收集資料點的順序、位置及數量不同。一般而言，Wenner 法對垂直方向的變化有較佳的解析度，適合探測水平地質結構，而 Dipole-Dipole 法對水平方向的變化有較佳之解析度，適用於垂直地質的結構 (馮正一等，2010；Loke，2001)，且理論上 Wenner 法的敏感度範圍較大而分散，而 Dipole-Dipole 法較集中於小範圍，隨深度變化其敏感度也不同，所以各位置所測得的值會因敏感度不同而產生差異。從一號新植樣區及淺層崩塌樣區之 Wenner 法比電阻成像圖可發現其呈現水平分層，唯有二號新植樣區呈現不均質的狀況，異於前兩個樣區；而 Dipole-Dipole 法比電阻成像圖通常呈現較不均質性。

固定電極數量，增加電極間距會使測線長度變長、測深能力變深，但探測之資料點數量是固定的，如果空間尺度增大則所得之空間解析度亦會降低，若欲求較好之空間解析度，或針對表層地層進行探測時，應減小電極間距。本研究淺層崩塌樣區設置的兩條測線，電極間距採用 1 m，電極數量為 32 根，使得空間解析度為三個樣區中最高；相對地，因一、二號新植樣區之測線受限於電極數量較少、電極間距較大的緣故，其空間解析度較低。當採用相同電極數量與電極排列法而間距不同時，則測深改變。以 Wenner 法的 16 根電極為例，間距 1.5 m(成像深度約 3~4 m)，間距 3.5 m(成像深度約 9 m)，故電極間距加大可增加測深，但空間解析度品質會降低；如圖 7 的測線 5(間距 1.7 m) 和測線 6(間距 3.5 m) 比電阻成像圖結果，電極數量皆為 16 根，而間距較大的測線 6 可得較長且深之成像，可是近地表處之未成像部分較多，且對於地表處高比電阻值範圍之細節表現不明顯；若固定電極間距，比較圖 7 的測線 3(16 根電極) 和圖 8 的測線 8(32 根電極) 比電阻成像圖結果，電極間距皆為 1.5 m，顯示固定電極間距時，當電極數量增加可得較長且深之成像圖，且能顯現地表高比電阻細節。本研究在淺層崩塌樣區及新植造林樣區的試驗結果，皆可以明顯判斷出基岩面的位置。但若間距過大的話，測量長度和深度雖可增大，但近地表之土壤層的空間解析度會降低，也會影響對於淺層崩塌範圍、深度上的判斷能力。

除了電極配置外，現地水文地質環境也會影響比電阻成像圖，地層中影響電阻值的變化因子包含了地質材料的導電特性、孔隙率、含水量、飽和度、地層構造、組成礦物、顆粒大小、組態、地層所含離子濃度等。由於地層內部常由粉土、砂土、黏土、礫石層、母岩以及含水層等組合成不同層次，各層次有其特殊之比電阻值。其中電阻值大小代表地層中可能狀況，比電阻值高的區域可能反映土層較鬆軟、風化程度較高的地層或含水率較低的狀況，比電阻值小的區域可能是較緊緻、含水率較高的地層，或是地下水體。馮正一 (2010) 和 Yamakawa et al. (2010) 都提及水分含量不同對比電阻值偵測的影響，其中前者提到表土覆蓋層含水量較高時，所推估的地層交界面較鑽探資料淺，所以建議不要在下雨時施測。就崩積層而言，除了地質本身的複雜性外，其水分分布或移動路徑也

表 2　貫入阻抗結果分類

Table 2　The CPT results classification

類型	Type1	Type2
圖示		
說明	N_h無明顯垂直變化，N_h明顯有垂直變化，土壤岩層界面明顯。分層中有硬度較高的土壤層或碎石存在。	

不均一，因此本研究亦建議若以崩積地層中基岩面位置為探測目的時，應考量前次降雨後水分的影響，甚至應於未降雨持續數日後才可施測，以減少地中水對比電阻值的影響，較利於基岩面的判釋。

五、結論與建議

本研究施作簡易貫入試驗、大地比電阻法及鑽探法，於南投一崩積地層試驗地進行土壤岩層界面研究，結論如下：

1. 對照鑽探資料發現簡易貫入試驗可反應土壤垂直結構隨硬度產生的變化，且測線 1、2 貫入所獲得基岩面地形與崩塌地崩塌面大致符合，顯示簡易貫入試驗對於推測土壤厚度、基岩面位置皆具有良好精度。為減少崩積地層碎石土塊影響資料結果，可採多點貫入。
2. 大地比電阻法對於調查土壤岩層界面具有成效，可於小尺度至廣域的範圍進行判釋，且可有效反應水文地質環境特性。兩種電極排列法對於垂直或水平方向地層表現各有優異，但對於較複雜的崩積地層而言，有時較難判釋基岩面位置，需輔佐其他資料，故本文建議配合簡易貫入試驗，因為其為最經濟、易於坡地環境施行之方法。
3. 淺層崩塌樣區之 Dipole-Dipole 法和 Wenner 法基岩面比電阻值資料之 25-75 %落在 13~80 ohm.m 及 116~288 ohm.m；一號新植樣區之 Dipole-Dipole 法和 Wenner 法基岩面比電阻值資料之 25-75 %落在 23~58 ohm.m 及 32~60 ohm.m；二號新植樣區之 Dipole-Dipole 法和 Wenner 法基岩面比電阻值資料之 25-75 %落在 14~53 ohm.m 及 36~205 ohm.m。一號新植樣區基岩面比電阻值範圍接近，其他兩個樣區差異較大。在崩積地層中的基岩面比電阻值變化差異較大，不易從固定的比電阻值範圍來推斷基岩面位置。
4. 試驗地地形為順向坡，地質組成主要為崩積層，且為岩體滑動高潛勢區。本研究之簡易貫入結果發現此處土壤岩層界面位置約在 2m 內，由於較淺的基岩面容易在颱風降雨期間孔隙水壓迅速上升達到飽和造成滑動面，加上坡度陡等地形、地質環境影響，仍可能發生淺層崩塌。建議未來進一步利用水分儀器調查試驗地地表下水分空間分布，以瞭解此處水文地質的影響。

六、誌　　謝

本研究受國立臺灣大學實驗林管理處 101 實管 03 號及 102 實管 01 號計畫支持，部分由國家科學委員會計畫 (NSC 101-2621-M-002-027) 支持。調查期間承蒙臺灣大學實驗林管理處在調查上的協助、樣區背景資料、雨量資料的提供，以及永勝工程顧問有限公司協助鑽探工程，特此致謝。

參考文獻

[1] 行政院農委會水土保持局 (2005)，「水土保持手冊」。(Soil and Water Conservation Bureau, Council of Agriculture (2005). *Soil and Water Conservation Manual*. (in Chinese))

[2] 尤仁弘 (2005)，「應用地電阻影像法於壩體潛在滲漏調查之研究」，國立交通大學土木工程系所碩士論文。(Yu, J.H. (2005).*The Study of Applying ERT to the Investigation of Dam Leakage*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, ROC. (in Chinese))

[3] 姚奕全 (2007)，「應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探」，國立交通大學土木工程系所碩士論文。(Yao, I. C. (2007). *Applying ERT to Investigation and Monitoring of Soil Moisture and Matric Suction in Colluvium : A Preliminary Study*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, ROC. (in Chinese))

[4] 陳奕凱 (2009)，「結合 ERT 法與大地工程試驗於崩塌地特性調查之研究─以八燕坑崩塌為例」，國立中興大學水土保持學系所碩士論文。(Chen, Y. K. (2009). *Using the ERT and geotechnical tests in landslide investigation - A case study of Ba-yeng-keng landslide*, Master thesis, National Chung Hsing University, Taiwan, ROC. (in Chinese))

[5] 馮正一、陳奕凱、鄭旭涵 (2010)，「應用 ERT 法於崩塌地特性調查與水分變化之研究」，中華水土保持學報，41(1)，15-26。(Feng, Z.Y., Chen, Y.K., and Jeng, J. H. (2010). "Applying ERT to Investigate a Landslide Area and the Variation in Water Content." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 41(1), 15-26. (in Chinese))

[6] 楊証傑 (2005)，「ERT 在地工調查應用之問題評析與空間解析度探討」，國立交通大學土木工程系所碩士論文，282 頁。(Yang, C. C. (2005). *Evaluation and Spatial Resolution of ERT for Geotechnical Investigation*, Master thesis, National Chiao Tung University, Taiwan, ROC. (in Chinese))

[7] 詹孟浚、梁偉立 (2014)，「以坡地土壤厚度及垂直結構探討淺層崩塌潛勢區位」，中華水土保持學報，42(2)，85-94。(Chan, M. C., and Liang, W. L. (2014). "Assessment of the Location of Potential Shallow Slope Failure with Soil Depth and Vertical Soil Structure Data." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 42(2), 131-139. (in Chinese))

[8] 廖啟岳 (2008)，「大漢溪流域崩塌地發生特性分析」，國立成功大學地球科學研究所碩士論文，89 頁。(Liao, C. Y. (2008). *A Study of the Characteristics of Landslides in the Catchments of Tahen River*, Master thesis, National Cheng Kung University, Taiwan, ROC. (in Chinese))

[9] 蕭仲富、馮正一 (2011)，「應用邊緣偵測法於地電阻試驗結果之地層分界判釋」，中華水土保持學報，42(2)，131-139。(Shiao, C. F., and Feng, Z.Y. (2011). "Application of Edge Detection Methods on Interpretation of Slope Strata from Electrical Resistivity Tomography Outcomes." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 42(2), 131-139. (in Chinese))

[10] 内田太郎、盛伸行、田村圭司、寺田秀樹、瀧口茂隆、亀江幸二(2009)，「場の条件の設定手法が表層崩壊発生箇所の予測に及ぼす影響」，砂防学会誌，62(1)，23-31。(Uchida, T., Mori, N., Tamura, K., Terada, H., Takiguchi, S., and Kamee, K. (2009). "The role of data preparation on shallow landslide prediction." *Journal of the Japan Society*

of Erosion Control Engineering, 62(1), 23-31. (in Japanese, with English abstract))

[11] Griffiths, D.H., and Barker, R. D. (1993). "Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology." *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211-226.

[12] Loke, M. H., and Barker, R. D. (1996). "Rapid Least squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections." G*eophysical Prospecting,* 44, 499-523.

[13] Loke, M. H. (2001). "Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys." *Geometrics*, Inc.

[14] Montgomery, D.R., and Dietrich, W.E. (2002). "Runoff generation in a steep, soil-mantled landscape." *Water Resources Research*, 38(9), 1168.

[15] Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., and Heffner, J.T. (2002). "Piezometric response in shallow bedrock at cb1: Implications for runoff generation and landsliding." *Water Resources Research*, 38(12), 1274.

[16] Tromp-van Meerveld, H.J., and McDonnell, J.J. (2006). "Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis." *Water Resources Research*, 42(2), W02411.

[17] Yamakawa, Y., Kosugi, K., Masaoka, N., and Mizuyama, T. (2010). "Use of a Combined Penetrometer–Moisture Probe Together with Geophysical Methods to Survey Hydrological Properties of a Natural Slope." *Vadose zone journal*, 9, 768-779.

[18] Yamakawa, Y., Kosugi, K., Masaoka, N., Sumida, J., Tani, M., and Mizuyama, T. (2012). "Combined geophysical methods for detecting soil thickness distribution on a weathered granitic hillslope." *Geomorphology*, 145-146, 56-69.

[19] Zhou, W., Beck B. F., and Stephenson J. B. (2000). "Reliability of Dipole-Dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes." *Environmental Geology*, 39(7), 760-766.

2014 年 04 月 25 日　收稿
2014 年 07 月 21 日　修正
2014 年 08 月 20 日　接受
(本文開放討論至 2015 年 6 月 31 日)