經濟部

經濟部中央地質調查所報告第 105-03 號
計畫編號：105-5226904000-05-01

重要活動斷層構造特性調查二期—活動斷層近地表構造特性調查（2/4）

Study of the Near Surface Structure of Active Fault （2/4）

期末報告

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行單位：國立中央大學
中華民國一〇五年十二月

摘要

本研究之工作針對九芎坑斷層、奇美斷層、梅山斷層與木屐寮斷層等四條斷層，對其區域近地表構造進行淺地表地球物理研究。使用方法包含有地電阻、透地雷達與淺層震測等地球物理探測方法。在九芎坑斷層的分布區域中，挑選了北段古坑區域與南段竹崎市區南邊進行主要的調查研究。在北段古坑區域，本研究團隊發現了電性不連續面可能要往較原本由地形資料判斷之斷層線跡位置更偏移近東側山區；而在南段竹崎區域，本研究團隊在預判的斷層線跡最南端處，在線跡東側進行的調查，發現了九芎坑斷層線跡經過位置，研判此處需往東移，而南端的看來並沒有經過頂蘇區域。另外於奇美斷層之調查，本研究團隊以德武至春日地區為主要調查區域。在德武地區，透過淺層反射震測與三條地電阻剖面顯示，電性不連續面經過位置較地調所過去所研判之線跡位置應更往東偏移 220 公尺。在春日地區的調查，地電結果顯示奇美斷層南段之電性不連續面，普遍需往東移，少則約 10 公尺，多則約 70 公尺。顯示過去由地表地形所判斷位置，呈現的多為變形前緣之所在，與逆斷層之線跡垂直投影位置有一定的位置差異，另外，由平面空間的分布來看，本研究團隊也同時發現奇美斷層線跡在最南端的分布形貌，可能不是完美的直線。梅山斷層的調查，在南華大學至中正大學的結果顯示，與線跡接近但需稍往北偏移。在中坑營區與尚義園附近區域的調查結果顯示，地電資料的不連續與預判線跡相符。關於木屐寮斷層的南北延伸調查，本研究團隊的結果顯示，木屐寮斷層線跡外，沒有發現斷層活動的跡象。關於斷層滑移速率調查，嶺頂斷層上盤與下盤的相對垂直（抬升）變動速率為 7.9±4.5 毫米/年。

關鍵詞：活動斷層、地電阻、透地雷達、淺層震測、池上斷層監測

Abstract

We used the Resistivity method, Ground penetrating radar, and Shallow seismic exploration to investigate the Chimei, Chiuchiungkeng, Meishan, and Muchiliao Fault. In Chiuchiungkeng Fault, we are interested in the northern, Gukeng, area and the southern area of the end of Chiuchiungkeng Fault, the Chuchi downtown. We found that the fault zone at Gukeng area should be moved into mountain area rather than at the foot. In the south of Chuchi downtown, our results showed that the Chiuchiungkeng Fault may not alone the based line. It is needed to move 100-200 meters to the east. At Chimei Fault, the survey area was between Dewu and Chuenrih. In the Dewu area, we made one Shallow seismic exploration and three Restivity profiles. The model showed that the Chimei Fault was crossed the Dewu area but the fault zone should be fixed 220 meters to the east. At the Chunrih area, our Resistivity models showed several fault zone area but most of them should be fixed to the east. The end of Chimei Fault seems not to be a straight line. The results of Meishan fault showed that the fault cross between Nanhua and Chungcheng University should be moved 15 meters to the north from the old results.Our results also found there is no fault activity out of Muchiliao Fault. By the re-surveyed the terraces, drilling and dating results along the coast area, we estimated the uplifted rate of Lingding fault to be 7.9±4.5 mm/yr.

Keywords: Active fault, Resistivity, Ground penetrating radar, Shallow seismic exploration

目錄

摘要.....I
Abstract.....II
目錄.....III
圖目錄.....V
表目錄.....VIII
第一章 計畫內容.....1
1.1 整體計畫概述.....1
1.2 本年度計畫概述.....3
第二章 計畫執行方法及進行步驟.....19
2.1 地電阻剖面影像方法.....19
2.1.1 地電阻調查原理.....19
2.1.2 野外施測儀器.....21
2.1.3 野外測線設計.....22
2.2 淺層震測調查方法.....22
2.2.1 淺層反射震測原理.....23
2.2.2 反射震測法布線方式.....23
2.2.3 反射震測法之精度.....23
2.2.4 野外施測儀器.....24
2.2.5 野外工作雜波測試步驟.....25
2.2.6 野外測線選取.....25
2.2.7 資料處理.....26
2.2.8 資料解釋.....27
2.3 透地雷達法.....27
2.3.1 透地雷達原理.....27
2.3.2 野外測線設計.....30
2.4 斷層長期變動(滑移)速率分析評估.....30
第三章 九芎坑斷層.....32
3.1 地質概述.....32
3.2 九芎坑斷層北段調查工作.....34
3.2.1 北段地電阻成果.....35
3.2.2 北段透地雷達成果.....36
3.3 九芎坑斷層南段調查工作.....40
3.3.1 南段地電阻成果.....42
3.3.2 南段透地雷達成果.....45
3.4 九芎坑斷層測區施測結果之討論.....46
第四章 奇美斷層.....48

4.1 地質概述.....48
4.2 前人地球物理調查研究.....49
4.3 奇美斷層調查工作.....52
4.3.1 工作內容.....52
4.3.2 地電阻成果.....53
4.3.3 奇美透地雷達成果.....57
4.4 淺層震測探勘成果.....59
4.5 小結.....67
第五章 梅山斷層.....68
5.1 地質概述.....68
5.2 前人研究.....68
5.3 工作概述.....68
5.4 地電阻調查結果.....70
5.5 小結.....75
第六章 木屐寮斷層.....76
6.1 地質概述.....76
6.2 前人研究.....76
6.3 工作概述.....76
6.4 地電阻調查結果.....78
6.5 小結.....80
第七章 斷層長期滑移速率調查.....82
7.1 嶺頂斷層地質概述.....82
7.2 露頭剖面描述.....84
7.3 地殼變動速率.....108
7.3.1 嶺頂斷層上盤.....108
7.3.2 嶺頂斷層下盤.....109
7.3.3 嶺頂斷層垂直變動速率.....113
第八章 池上斷層地下掃描時序監測.....114
8.1 區域背景資料.....114
8.2 量測方法.....115
8.3 大坡國小監測.....116
第九章 初步結論與未來工作.....126
9.1 工作完成項目.....126
9.2 結論與未來工作.....129
參考文獻.....132
交付項目表.....139
透地雷達及地電阻教育訓練.....140
審查意見回覆表.....142

圖目錄

圖 1.2-1 九芎坑斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域（藍框區域，TWD67）.....5
圖 1.2-2 測區內之地電阻測線規劃（紅線）與判斷之九芎坑層線跡分布.....6
圖 1.2-3 梅山斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域(藍框區域，TWD67).....8
圖 1.2-4 測區內之地電阻測線規劃（紅線）與判斷之梅山斷層線跡分布（藍線）.....9
圖 1.2-5 木屐寮斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域（藍框區域，TWD67）.....11
圖 1.2-6 測區內之地電阻規劃（紅線）與判斷之木屐寮斷層線跡分布（藍線）.....12
圖 1.2-7 奇美斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域（藍框區域，TWD67）.....14
圖 1.2-8 奇美測區之地球物理測線規劃與判斷之奇美斷層線跡（藍實線）.....15
圖 1.2-9 花蓮奇美斷層 16P-YLI-E2P 震測野外規劃.....16
圖 1.2-10 奇美斷層 16P-YLI-E2P 測線總長預計為 1006 公尺.....16
圖 2.1-1 地電阻探測儀器示意圖.....20
圖 2.1-2 溫奈排列（Wenner Array）示意圖.....20
圖 2.1-3 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖.....20
圖 2.1-4 地電阻剖面影像探測示意圖.....21
圖 2.3-1 透地雷達系統組成示意圖.....28
圖 2.3-2 透地雷達測勘方法天線排列方式.....29
圖 3.1-1 九芎坑斷層測區測線與控制點分布圖（TWD97）.....33
圖 3.1-2 九芎坑斷層測區北段測線與控制點分布圖（TWD97）.....34
圖 3.2-1 CHK-N01 測線地電阻反演算剖面圖.....35
圖 3.2-2 CHK-N02 測線地電阻反演算剖面圖.....35
圖 3.2-3 CHK-N03 測線地電阻反演算剖面圖.....35
圖 3.2-4 CHK-N04 測線地電阻反演算剖面圖.....36
圖 3.2-5 CHK-GP-01（190 公尺）.....37
圖 3.2-6 CHK-GP-02（155 公尺）.....37
圖 3.2-7 CHK-GP-03（171 公尺）.....38
圖 3.2-8 CHK-GP-04（200 公尺）.....38
圖 3.2-9 CHK-GP-08（241 公尺）.....39
圖 3.2-10 CHK-GP-09（250 公尺）.....39
圖 3.3-1 九芎坑斷層測區南段測線與控制點分布圖（TWD97）.....41
圖 3.3-2 CHK-S01 測線地電阻反演算剖面圖.....42
圖 3.3-3 CHK-S02 測線地電阻反演算剖面圖.....43
圖 3.3-4 CHK-S03 測線地電阻反演算剖面圖.....43
圖 3.3-5 CHK-S04 測線地電阻反演算剖面圖.....43
圖 3.3-6 CHK-S05 測線地電阻反演算剖面圖.....43

圖 3.3-7 CHK-S06 測線地電阻反演算剖面圖 44
圖 3.3-8 CHK-GP-06（100 公尺） 45
圖 3.3-9 CHK-GP-07（80 公尺） 45
圖 3.3-10 CHK-GP-05（182 公尺） 46
圖 4.2-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖（TWD67） 50
圖 4.2-2 反射震測、地電阻探測與大地電磁探測結果（董倫道等，2005） 51
圖 4.3-1 奇美斷層測區測線與控制點分布圖（TWD97） 53
圖 4.3-2 CM-06、CM-09、CM-07 測線地電阻反演算剖面圖 54
圖 4.3-3 CM-01 測線地電阻反演算剖面圖 55
圖 4.3-4 CM-03 測線地電阻反演算剖面圖 55
圖 4.3-5 CM-11 測線地電阻反演算剖面圖 55
圖 4.3-6 CM-08 測線地電阻反演算剖面圖 56
圖 4.3-7 CM-04 測線地電阻反演算剖面圖 56
圖 4.3-8 CM-10 測線地電阻反演算剖面圖 56
圖 4.3-9 CM-05 測線地電阻反演算剖面圖 57
圖 4.3-10 CM-04 測線上之 50MHz 透地雷達調查結果圖 58
圖 4.3-11 CM-01 測線上之 50MHz 透地雷達調查結果圖 58
圖 4.4-1 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 野外測線路徑 60
圖 4.4-2 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 野外施測幾何 61
圖 4.4-3 奇美測線 （16P-CHI-E2P）剖面位置圖 62
圖 4.4-4 奇美測線 （16P-CHI-E2P）移位前雙程走時剖面（左圖）與解釋（右圖）。主要反射能量穿透達 300ms，可以看到非常標準的 Bow-tie 領結型繞射波，淺藍色訊號為繞射波頂點之連線，可以在位移前大致畫出斷層位置。 63
圖 4.4-5 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 移位後深度剖面（上圖）與解釋（下圖）。地層經移位後可清楚看見西側向東傾與東側向西傾的地層。 64
圖 4.4-6 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 與 05P-CMI-TL01 測線（董倫道等，2005）比對圖。奇美斷層測線（16P-CHI-E2P）上，兩側反射地層很有可能是上覆沖積層與八里灣層（黃色地層）／都巒山層（淺綠色地層）交界處。 65
圖 4.4-7 奇美測線深度剖面 （16P-CHI-E2P） 與泰林地區大地電磁測線（董倫道等，2005）比對圖 66
圖 5.3-1 梅山斷層調查區域與測線分佈圖 69
圖 5.4-1 MS-01 電阻率模型 70
圖 5.4-2 MS-02 電阻率模型 70
圖 5.4-3 MS-03 電阻率模型 71
圖 5.4-4 MS-04 電阻率模型 71
圖 5.4-5 MS-05 電阻率模型 71
圖 5.4-6 MS-06 電阻率模型 72
圖 5.4-7 MS-07 電阻率模型 72
圖 5.4-8 MS-08 電阻率模型 72

圖 5.4-9 MS-09 電阻率模型 73
圖 5.4-10 MS-10 電阻率模型 73
圖 5.4-11 MS-11、MS-12 合併之電阻率模型 73
圖 5.4-12 MS-13 電阻率模型 73
圖 5.4-13 MS-14 電阻率模型 74
圖 5.4-14 MS-15 電阻率模型 74
圖 6.3-1 木屐寮斷層調查區域與測線分佈圖 77
圖 6.4-1 MCL-01 電阻率模型 78
圖 6.4-2 MCL-02 電阻率模型 78
圖 6.4-3 MCL-03 電阻率模型 79
圖 6.4-4 MCL-04 電阻率模型 79
圖 6.4-5 MCL-05 電阻率模型 79
圖 6.4-6 MCL-06 電阻率模型 79
圖 6.4-7 MCL-07 電阻率模型 80
圖 6.4-8 MCL-08 電阻率模型 80
圖 6.4-9 MCL-09 電阻率模型 80
圖 7.1-1 花蓮溪口沿海岸向南至綠野，沿線海階分布，海岸線距離約 45 公里。光華井位於花蓮溪口（嶺頂）西側。紅線為嶺頂斷層與米崙斷層位置。 83
圖 7.3-1 綠野剖面依序由下往上出露，都鑾山層、灘相礫石與砂層、沖積扇　與湖相沉積層，以及潮上帶暴風沉積層與土壤層。 109
圖 7.3-2 以礫石層為主，於井深 33.4-37.6 公尺，45.9-50.6 公尺，58.3-65.3 公尺，72-73.6 公尺，75-80 公尺夾有泥層（洪奕星，2007）。 111
圖 7.3-3 泥層夾薄層礫石（井深 72-76 公尺）。 112
圖 8.3-1 大坡國小場址的構造示意圖。 117
圖 8.3-2 岩心照片彙整。 118
圖 8.3-3 池上斷層多點式傾斜儀自動監測系統資料判釋。 119
圖 8.3-4 第一期觀測電極配置圖。 122
圖 8.3-5 本年度新設井與觀測電極配置圖。 123
圖 8.3-6 井下地電阻量測結果。紫色虛線為判示之破裂面，其上部為相對之低電阻層。 .124
圖 8.3-7 各井電位量測結果圖（每日中位數）。紅色至藍色為近地表至深部的觀測結果。124
圖 8.3-8 各井電位量測結果圖（每日標準差）。紅色至藍色為近地表至深部的觀測結果。125
圖 8.3-9 傾斜儀量測結果隨時間變化圖。 125
圖 8.3-10 氣象局池上站時雨量（深藍）與日累積雨量（淺藍）圖。 125

表目錄

表 2.3-1 建議之適用天線頻率與探測深度參考表 30
表 3.4-1 九芎坑斷層測區測線種類與長度對照表 47
表 4.4-1 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 施測幾何參數 61
表 4.5-1 奇美斷層測區測線種類與長度對照表 67
表 5.5-1 梅山斷層測區測線種類與長度對照表 75
表 6.5-1 木屐寮斷層測區測線種類與長度對照表 81
表 7.3-1 光華井碳十四定年資料。 112
表 7.3-2 光華井碳十四定年資料與估算地殼變動速率，由兩組不同古環境深度（5 m 與 10 m）資料估算的地殼變動速率。古海面與古環境深度為負值代表位在現今海面之下，屬於海相環境；正值代表位在現今海面之上，屬於陸相環境。地殼變動速率負值為沉降速率，正值為抬升速率。 113
表 9.1-1 地球物理測線二度分帶座標 127
表 9.2-1 預期進度甘梯圖（Gantt Chart）：計畫進度控制及檢討之依據。 131

第一章 計畫內容

1.1 整體計畫概述

(一) 研究目的、計畫背景、整體構想

地質法實施後，主管機關須配合地質敏感區的劃設，活動斷層的位置判斷，直接影響了地質敏感區的劃定，由於地質敏感區之劃定，將影響未來的土地開發行為；因此調查更精確的斷層位置，及了解斷層可能的影響範圍，成為目前階段活動斷層調查的主要重點。然而，台灣平原地區的人口稠密與城鎮開發成熟，使得活動斷層調查受到鑽井與挖溝土地取得不易，以及缺乏地表露頭等限制影響，無法取得較多的控制點，以更精確的劃設活動斷層敏感地質區帶；近年來由於近地表地球物理技術的進步，例如地電阻影像方法與透地雷達等，大大提高了對 100 公尺深度範圍內調查的精度與解析度，因此，採取近地表地球物理精查的作法，配合有限的鑽井與挖溝控制點，將更為有效的取得斷層帶通過與分布之資訊。

因此，本計畫的目的主要為:

1. 進行標的活動斷層的位置、可能影響範圍之及誤差程度等之評估;因應地質法活動斷層地質敏感區的劃定。於活動斷層可能通過位置，以地球物理方式為主，進行斷層位置精進調查，將成果數化於至少 1/5000 比例尺精度之圖資上，並評估調查成果斷層位置、影響範圍與誤差程度，掌握斷層位置與可能影響範圍的分布情況。
2. 配合地質鑽井資料，補充收集斷層長期的變動速率。嘗試評估每年至少一條標的活動斷層之長期滑移速率。
3. 每年召開至少一次活動斷層調查技術與評估之教育訓練，本計畫執行之四年期程中，舉辦一場活動斷層調查技術與評估專家研討會議。

本計畫之調查部分，預計分成四年，逐年分批針對三義斷層、新城斷層、旗山斷層、米崙斷層、鹿野及利吉斷層、瑞穗與奇美斷層、屯子腳斷層、玉里斷層、山腳斷層、新化斷層、九芎坑斷層、潮洲斷層南北段、木屐寮斷層、六甲斷層、梅山斷層等標的斷層，以對地下 50-100 公尺深度範圍內淺部解析度較佳的地電阻影像方法為主，進行標的活動斷層的補充精查工作。並視現地狀況，配合使用低頻透地雷達與淺層震測調查方法為輔，選擇適當地點，以橫跨先前調查結果所研判之斷層線作為地球物理測線施測為原則，建立地下 100 公尺內活動斷層帶分布。

(二) 工作內容概述

本計畫預計以四年時間，完成台灣地區 17 條重要活動斷層地球物理精查工作。地電阻施測方式預計採取地電阻剖面影像方法（Electrical Resistivity Imaging Method），進行夾擠式施測，亦即視測區狀況，選擇適當地點先於研判之斷層線兩側進行背景岩層的地電阻施測，而後沿靠近斷層方向，逐步移動測線，直至位於斷層錯動帶之上，或夾擠出地層的不對稱變動界線為止。而於部分無法施作地電阻，或是可以進行淺層震測或透地雷達施測之地區，將使用淺層震測與透地雷達方法進行施測，以作為輔助判識地下地層的延伸與錯動情形。

第一年度之計畫針對三義斷層、旗山斷層、瑞穗與玉里斷層進行地球物理施測，並進行三義斷層之長期滑移速率分析研究。

第二年度計畫則預計完成九芎坑斷層、木屐寮斷層、奇美斷層、梅山斷層之地球物理施測工作，並嘗試進行六甲斷層或嶺頂斷層之長期滑移速率分析研究。

第三年計畫預計完成潮洲斷層南北段、鹿野及利吉斷層、六甲斷層之地球物理施測工作，並嘗試進行潮州斷層之長期滑移速率分析研究。

第四年計畫則預計將針對新化斷層、山腳斷層、米崙斷層、新城斷層、屯子腳斷層進行地球物理施測工作，並嘗試進行米崙或屯子腳斷層之長期滑移速率分析研究。

(三) 計畫成果效益及其應用

本計畫預計運用淺層地球物理調查方式，提供標的斷層分布之控制點，並進一步評估標的斷層指定區域中之位置之精確程度、可能影響範圍與誤差程度。做成調查成果數值檔案與報告書。每年度並根據現有地質資料與鑽井資料之收集與整合，完成選定之標的斷層之斷層參數評估，完成至少 1 條斷層之斷層長期變動速率之評估，用以更新活動斷層之斷層參數表。預計將可提供更詳確知斷層帶分布狀況，增進對活動斷層近地表構造特性及分布位置之了解。每年度並舉辦 1 次的教育訓練，以提供計畫參與人員以及活動斷層調查相關人員、團體，認識目前國內外活動調查先進技術與最新成果之介紹。全期計畫之四年期程過程中，舉辦至少 1 次之國內學界與工程界之學術研討會，增進國內學界與工程界相互交流與資訊交換。

1.2 本年度計畫概述

(一) 本團隊過去工作成果

本研究為四年計畫中之第二年，過去一年團隊針對三義斷層、旗山斷層、玉里斷層，以及瑞穗斷層進行斷層近地表構造之地球物理探測工作，藉由探測工作所得到之地球物理性質之不連續帶，協助標定未來地質鑽井位置與劃設活動斷層敏感區之參考。團隊部分成員曾參與過去十年執行貴所的『新期構造、古地震與槽溝開挖研究』、『地震地質與地變動潛勢分析－斷層長期滑移速率與再現週期研究』以及『重要活動斷層構造特性調查研究計畫-斷層活動特性分析與評估』計畫等計畫，針對 25 條斷層進行古地震以及斷層長期垂直變動速率研究，具有成果的斷層共有 19 條，有山腳斷層、湖口斷層、新竹斷層、新城斷層、大甲斷層、彰化斷層、車籠埔斷層、木屐寮斷層、六甲斷層、新化斷層、小崗山斷層、旗山斷層、恆春斷層、米崙斷層、瑞穗斷層、奇美斷層、池上斷層、鹿野斷層、利吉斷層。並根據溝槽、鑽井岩芯以及地球物理等資料進行斷層參數的求取，整合各斷層的長期活動速率（垂直速率）、大地震周期、古地震年代、上次大地震發生年代。本年度計畫，乃基於以上先期計畫與第一年計畫執行之成果，延續進行標的斷層之高解析度近地表之地球物理探勘，取得近地表斷層破裂行為之更進一步了解，並增加斷層線跡分布通過之控制點，評估相關可能影響範圍與誤差程度。

(二) 本年度近地表地球物理調查工作項目

本研究計畫第二年度之工作總共以九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層以及奇美斷層為調查標的。完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。總共於上述斷層地區，將視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 9000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 8000 公尺以上，淺層震測及透地雷達測線總長則至少在 1000 公尺以上。

1. 九芎坑斷層

九芎坑斷層位於台灣西南部麓山帶前緣，由雲林縣古坑向南延伸至嘉義縣竹崎附近。許晉耀（2003）在石牛溪、大湖口溪與永興社區等地點採得 4 個碳質物以測定階地的年代，研判九芎坑斷層最晚在距今 18,540 年內曾經活動過。陳文山等（2003c）曾針對九芎坑斷層進行開挖，槽溝位於大湖口溪北岸的河階上。由槽溝剖面的地層分析，位於斷層上盤的卓蘭層逆衝至該處的下部階地礫石層，但斷層並未截切表層的階地礫石層。石瑞銓等（2003）與王乾盈等（2005）等在九芎坑斷層沿線進行數條橫跨斷層的震測探勘，顯示九芎坑斷層應為一低角度傾斜的逆移斷層。雖然過去對於九芎坑斷層的地質及地球物理資料頗為豐富，但尚有部分接近人口稠密區域，仍欠缺較詳盡的地球物理及地質調查，例

如在大湖口溪與石牛溪之間之區域。因此本年度地球物理調查重點之一，即為補充大湖口溪與石牛溪間區域之地球物理調查與現地踏勘工作。另外，根據過去地質調查所竹崎一號井及牛稠溪北岸的地球物理調查紀錄(中央地質調查所，2014），除去鑽井高程落差後，本區斷層線跡似乎接近地表，並延伸通過竹崎市區，並可能為其他斷層所截切而終止尖滅於竹崎市區以南，認為九芎坑斷層並未延伸至竹崎市區以南區域，本次地球物理調查的另一重點，則預計於竹崎市區及其南側區域，調查是否九芎坑斷層並未延伸至此，或是斷層的走向與通過位置有所變化。

如上所述之調查重點，本年度於九芎坑斷層的標的測區範圍可分兩處（圖1.2-1），主要位於大湖口溪與石牛溪之間，以及嘉義竹崎地區。在大湖口溪與石牛溪之間的區域，本研究團隊規劃進行三條測線區域，每個測線區域由至少一條 300 公尺以上移動施測的高解析地電阻測線組成（如圖 1.2-1 所示）。地電阻測線之電極間距為 10 公尺，可達測深約為 50-60 公尺。本研究團隊預期可在此一地區獲得三組跨越斷層帶之地電阻影像，標示出地球物理不連續帶/斷層帶線跡，提供進一步斷層敏感帶劃設之參考。另外，由於竹崎市區為人口稠密地區，市區內僅具有零散的空地進行地電阻影像探勘。因此，本計畫預計除將以 2-5 公尺電極間距，在竹崎市區北側與南側，選定適當空地，進行單一測線長度至少 80 公尺長之地電阻陣列施測。大致在此區域進行兩條東西向的跨越預判斷層線跡之地電阻控制線施測，每條控制線由 2-4 條 80-100 公尺以上長度之地電阻夾擠測線組成（圖 1.2-2），竹崎地區地電阻測線總長度在 400 公尺以上。另外，本研究團隊將於竹崎市區內，嘗試利用低頻透地雷達方法（天線頻率在 100MHz 以下），進行測深 3-5 公尺之地下高解析度雷達探測，將完成東西向總長至少 200 公尺長測線 2 條以上，以了解可能之斷層線跡延伸的分布，以及了解斷層截切之關係，整個九芎坑斷層測區透地雷達測線施測總長，在 400 公尺以上。總和以上規劃設計，本區之地電阻測線總長度在 1300 公尺以上，而透地雷達測線總長度則在 400 公尺以上，本區地球物理測線總長在 1700 公尺以上。

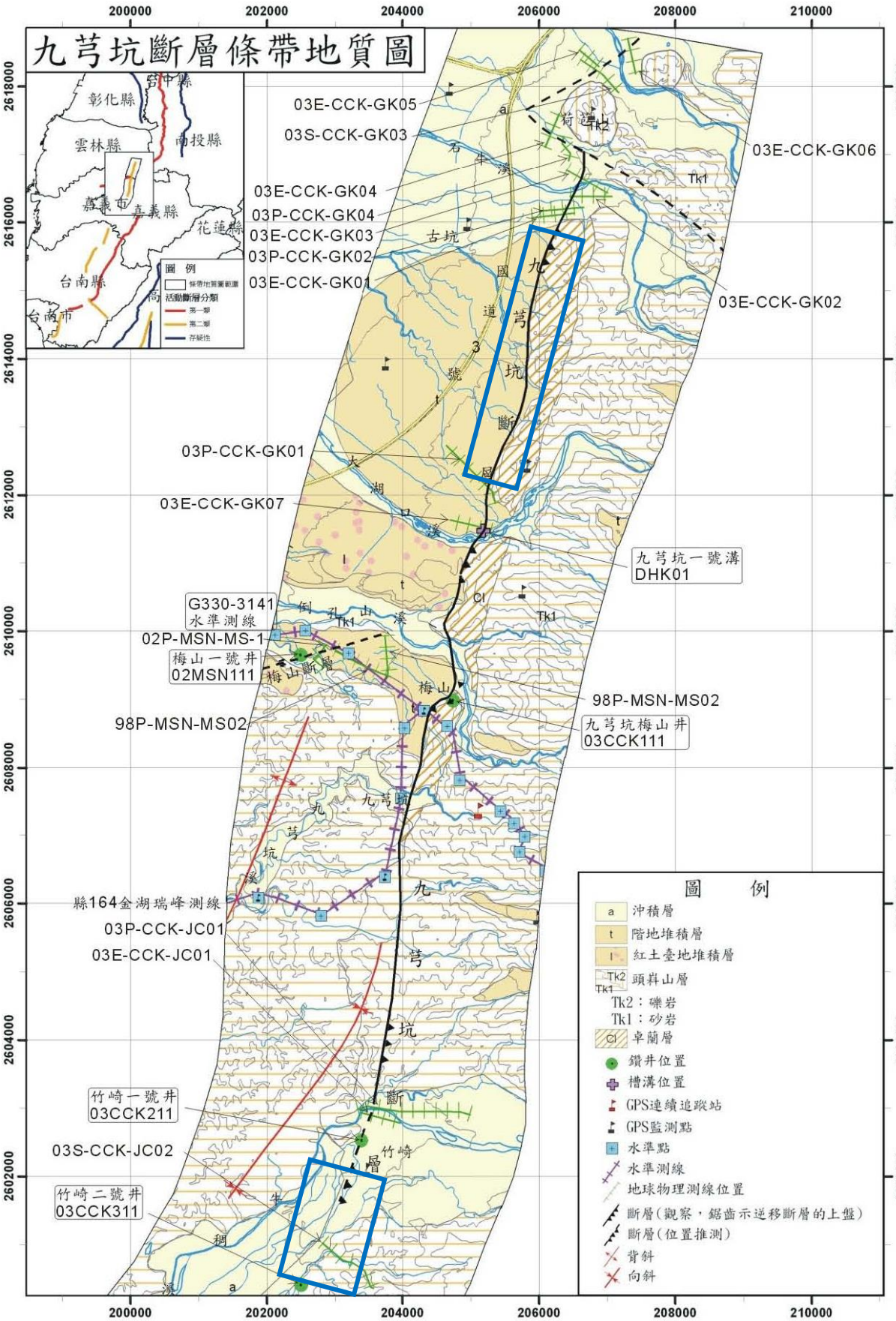


圖 1.2-1 九芎坑斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域（藍框區域，TWD67）（引用自地調所）

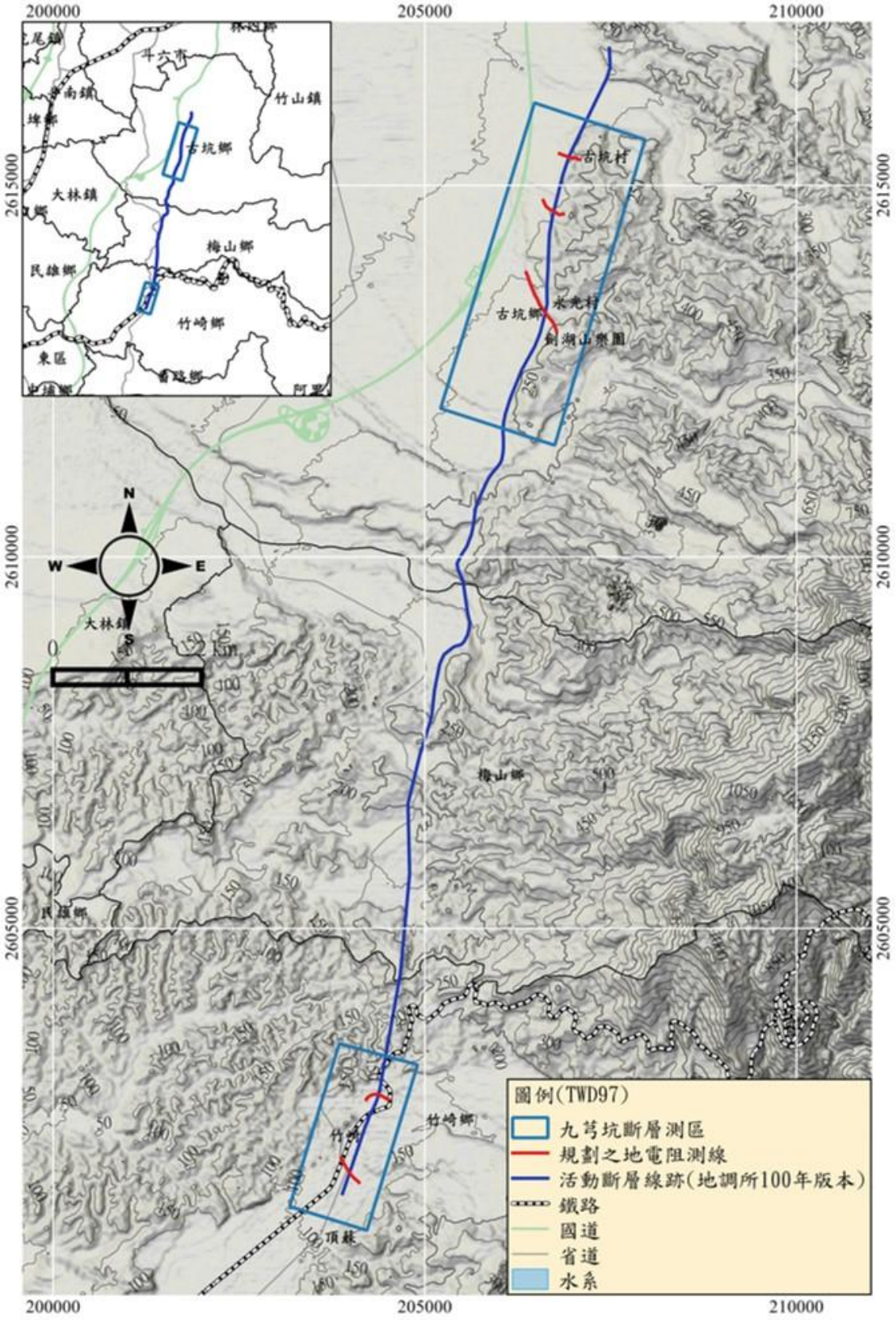


圖 1.2-2 測區內之地電阻測線規劃（紅線）與判斷之九芎坑層線跡分布

2. 梅山斷層

梅山斷層（Omori, 1907a, b）長約 13 公里，由嘉義梅山西北側起，大致呈北 75 度東走向向西南延伸，經過三美莊、開元后至麻園寮西南方後，轉向西南，而至山子腳南方與東西走向的支斷層（陳厝寮斷層）交會後，再繼續向西延伸（圖 1.2-3）。本區過去曾經針對梅山斷層完成許多地球物理施測工作，包括地電阻探勘（郭烈銘等，1985）、磁力測勘（林敏一和孫蒂芬，1986）、極低頻電磁測勘（李伯當和梁敬豪，1988）、淺層反射震測（王乾盈，1989；石瑞銓等，1998，2001；謝昭輝， 1989）等。其中，石瑞銓等（2001）曾經於本區民雄一帶進行淺層震測與地電阻施測。發現本區震測剖面中可以發現由西南往東北傾斜的地層，以及剖面中間深處寬約 300 公尺的斷層帶。另外在地電阻剖面中，發現在豐收村一帶農田中的地電阻測線，存在有高角度的電性不連續帶，另外在南華大學西側的麻園農場一帶，由地形判釋推測的斷層線跡位置上所施作之地電阻測線，反演算剖面結果仍存在大致水平延續性良好之電性地層，因此石瑞銓等（2001）據以推論梅山斷層由中坑至民雄一帶的實際位置，可能較原先由地形判釋的線形位置要再偏北。陳文山等（2013）由排鑽的岩芯分析資料，亦證實梅山斷層應較原先的地形判釋線形位置偏北，另外，過去報告也指出由豐收一帶向西，斷層面上覆沉積層，地面上已難以觀察到斷層錯動痕跡或相關現象。因此本年度計畫中，本研究團隊將針對梅山斷層在中坑至民雄、新港一帶的斷層跡位置，嘗試以解析度較高之地電阻方法進行調查驗證工作，由於前述研究提出斷層線跡通過之位置較地形判釋的線形位置略為偏北，因此本計畫預計於中坑至民雄、新港間，選擇三至四條大致南北向的施測控制線（圖 1.2-4），以十米電極間距，沿控制線方向，佈設單一測線長度至少 300 公尺長之地電阻陣列，並進行連續移動施測，預計跨越由石瑞銓等（2001）所提出之斷層線跡，與地形判釋劃設之斷層線跡位置。每條控制線預期將由 3-4 條 300 公尺以上長度之地電阻夾擠測線組成，其中至少一到兩條將沿先前排鑽位置通過，以建立電性地層與岩性地層對比基準。預期測線總長度在 2700 公尺以上，預計根據地電阻施測之結果，至少應可增加 3 對（個）斷層線跡/地球物理不連續帶控制點，並配合地質鑽井資料，以了解可能之斷層線跡延伸的分布。

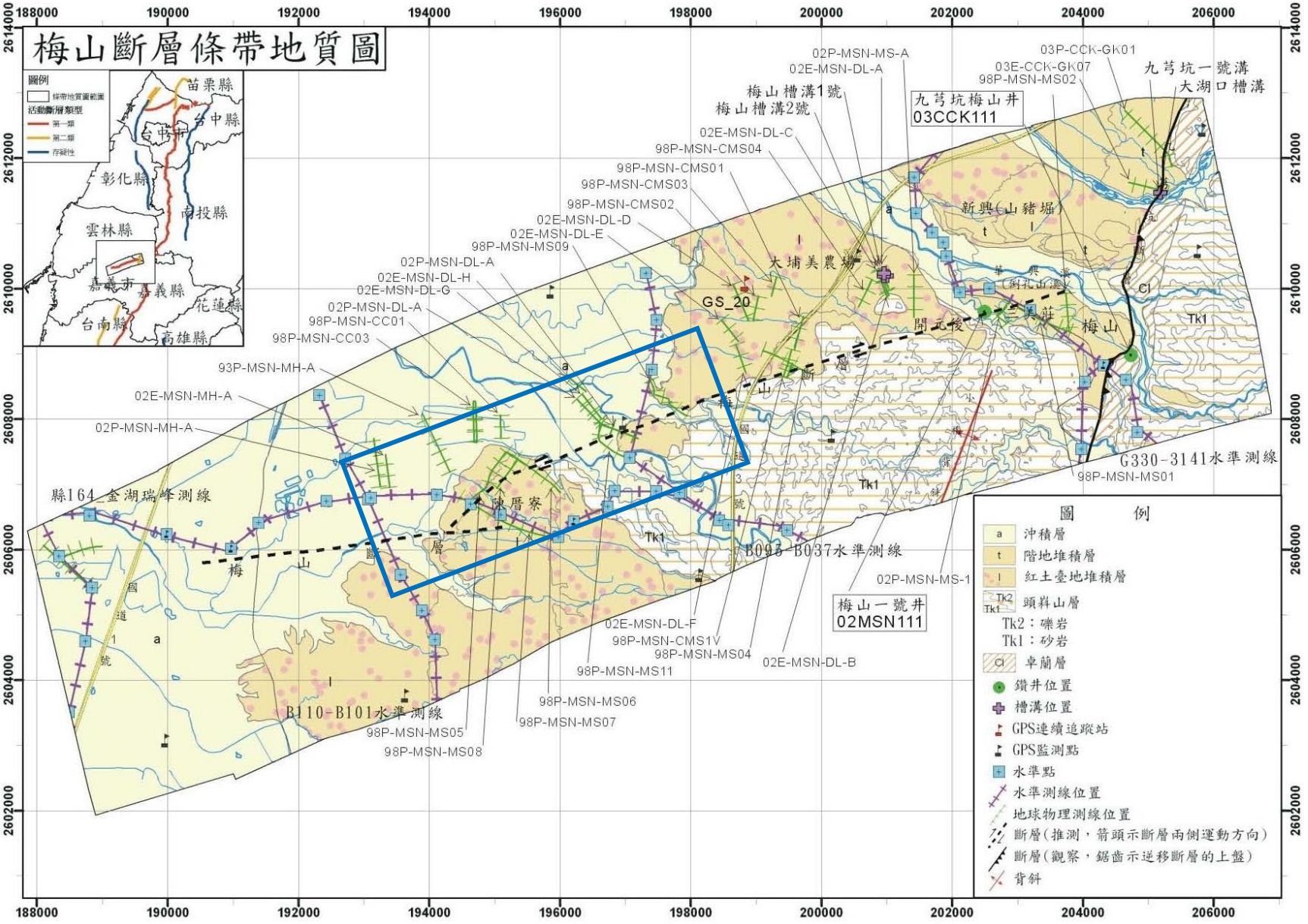


圖 1.2-3 梅山斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域(藍框區域，TWD67)
(引用自地調所)

圖 1.2-3

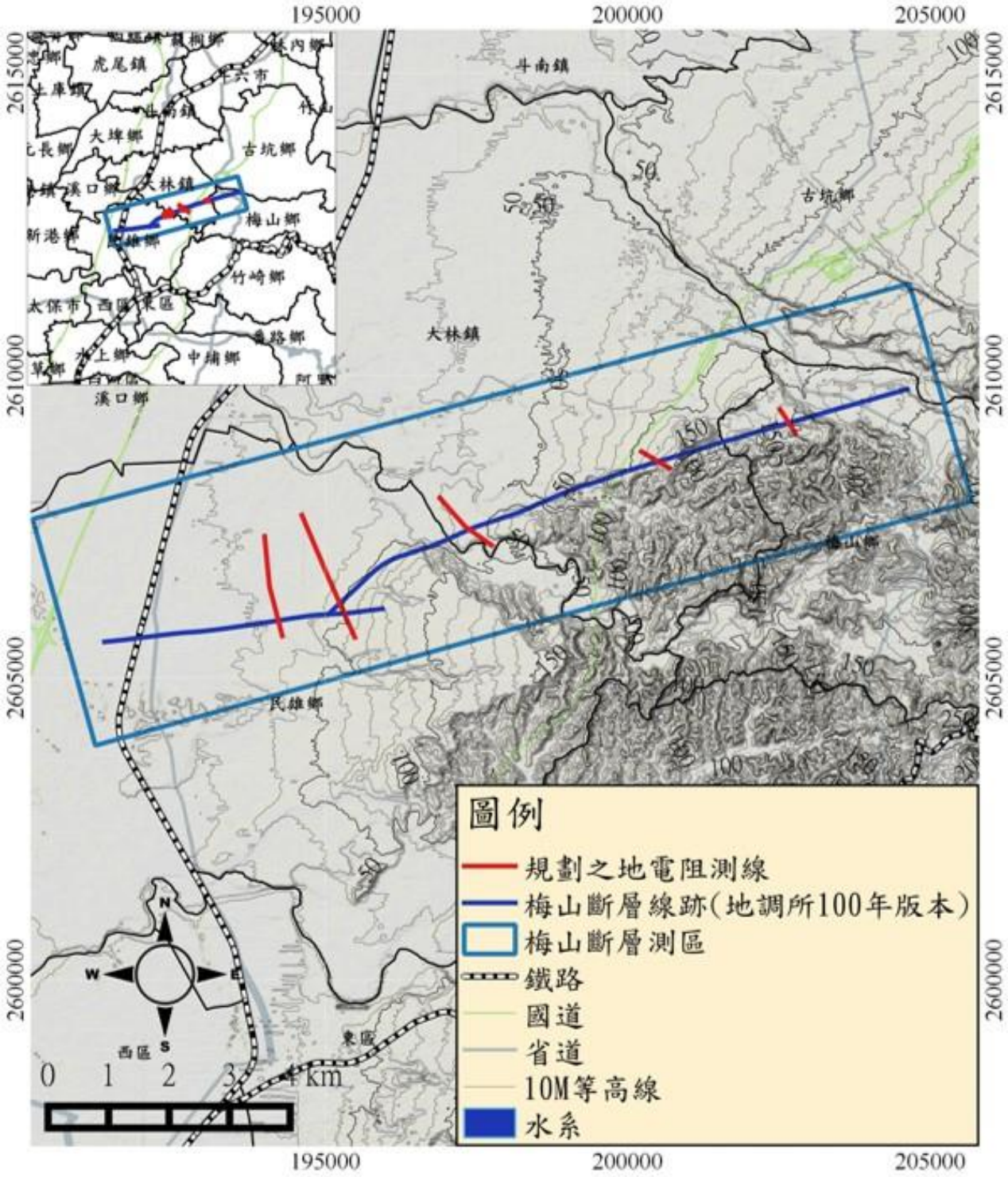


圖 1.2-4 測區內之地電阻測線規劃(紅線)與判斷之梅山斷層線跡分布(藍線)

3.木屐寮斷層

木屐寮斷層為位於嘉南平原與丘陵交接帶的一個逆移斷層，斷層沿線一帶出露的地層包括崁下寮層、二重溪層、六雙層、階地堆積層與沖積層，斷層帶走向呈北北東向,由台南縣白河頭崎內向南延伸至六重溪北岸(Sun, 1970, 1971；石再添等，1986；林啟文等，2000；林啟文，2007；張徽正，1998；陳文山，2004），目前被暫列為第二類活動斷層（林啟文等，2007）。木屐寮斷層最早為 Sun （1970）於航照判釋中發現白河東方有一長約 7 公里呈北北東走向的線形構造，認為存在一斷層構造（圖 1.2-5）。石再添等（1986）判斷斷層跡可能經過左岸河階，由白水溪的河流流向與小崖呈正交的現象，研判該處有斷層之存在。然而，黃旭燦等（2004）在中油震測剖面中，並未發現此一木屐寮線形存在有明顯斷層訊號。林啟文等 （2000）的地質調查結果亦顯示木屐寮附近沖積扇緣雖具有地形抬升的高差變化，然在這些具有高度落差的位置附近，並未直接觀察到斷層露頭。位於協進橋東側，出露疏鬆細粒砂岩為主的六雙層，與協進橋西側出露全新世礫石層之間，也並未觀察到兩者間的接觸關係。因而研判斷層可能未出露地表。石瑞銓等 （2008）的震測與鑽井研究認為，木屐寮斷層與南延之六甲斷層,均可能是關子嶺背斜西翼的向斜軸變形所致之地表線形。因此，木屐寮斷層之存在尚有相當之爭議。

因此本區地球物理探測的目的，主要為確認與驗證是否木屐寮斷層並未出露地表，或是並未存在有一主要斷層構造；另外並調查確認全新世地層與更新世六雙層之接觸形式。因此地電阻測線於此區的設計（圖 1.2-6），可以最大測深 50 公尺為目標，即能了解本區斷層或岩層接觸淺部之延伸分布，單一地電阻陣列長度可以設計在 200-300 公尺左右,如此則可以利用本區內的林地與旱田進行地電阻影像探勘。本團隊將以 10 米電極間距，進行至少 200 公尺長之地電阻施測。與經過初步篩選後，大致可以在此區域由北至南進行四條東西向的跨越斷層線之地電阻控制線施測,每條控制線由 2-3 條 200 公尺以上長度之地電阻夾擠測線組成，測線總長度在 1600 公尺以上，可對木屐寮斷層之淺部構造是否存在，以及更新世地層與全新世階地礫石層之接觸關係釐清。

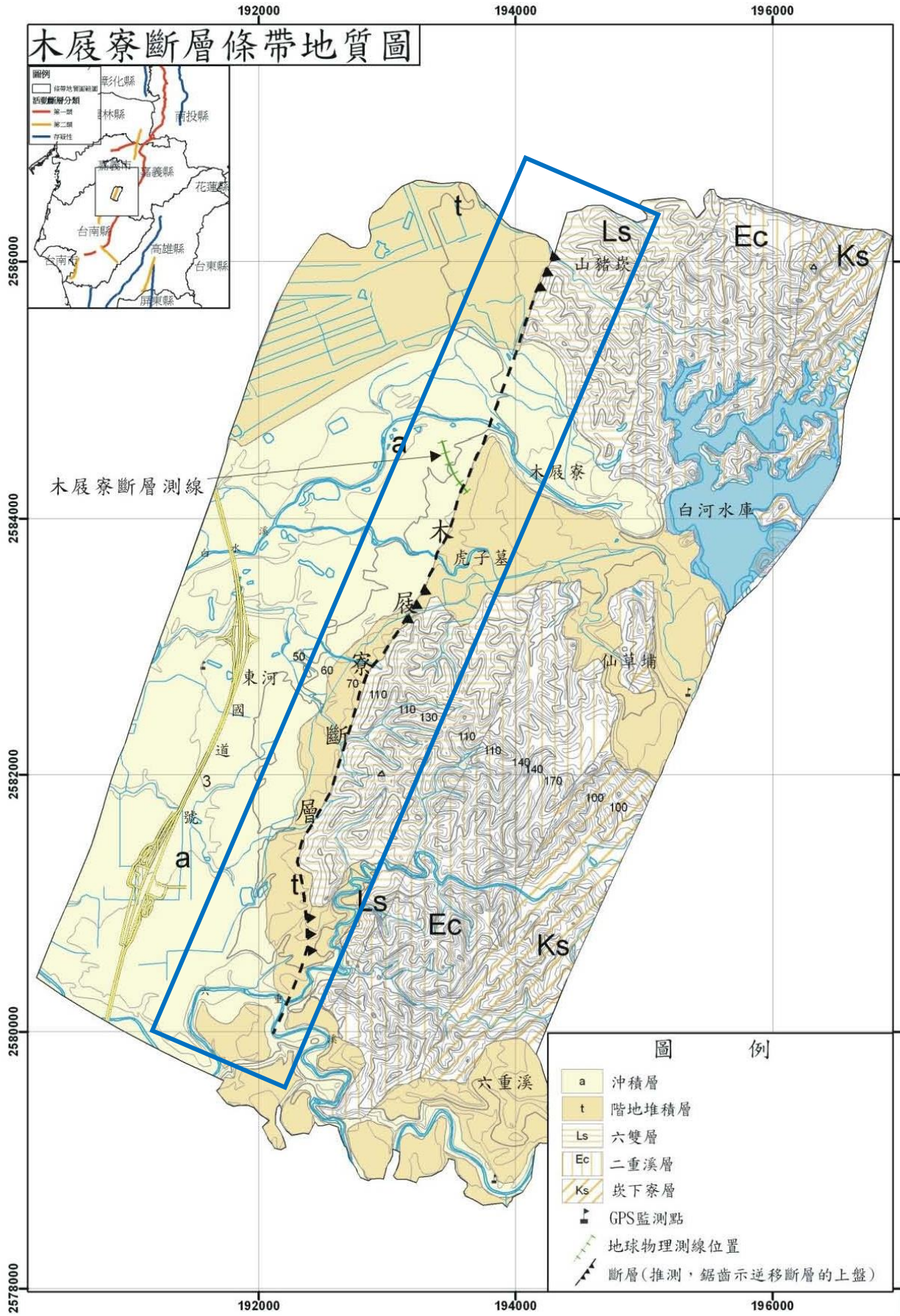


圖 1.2-5 木屐寮斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域（藍框區域，TWD67）（引用自地調所）

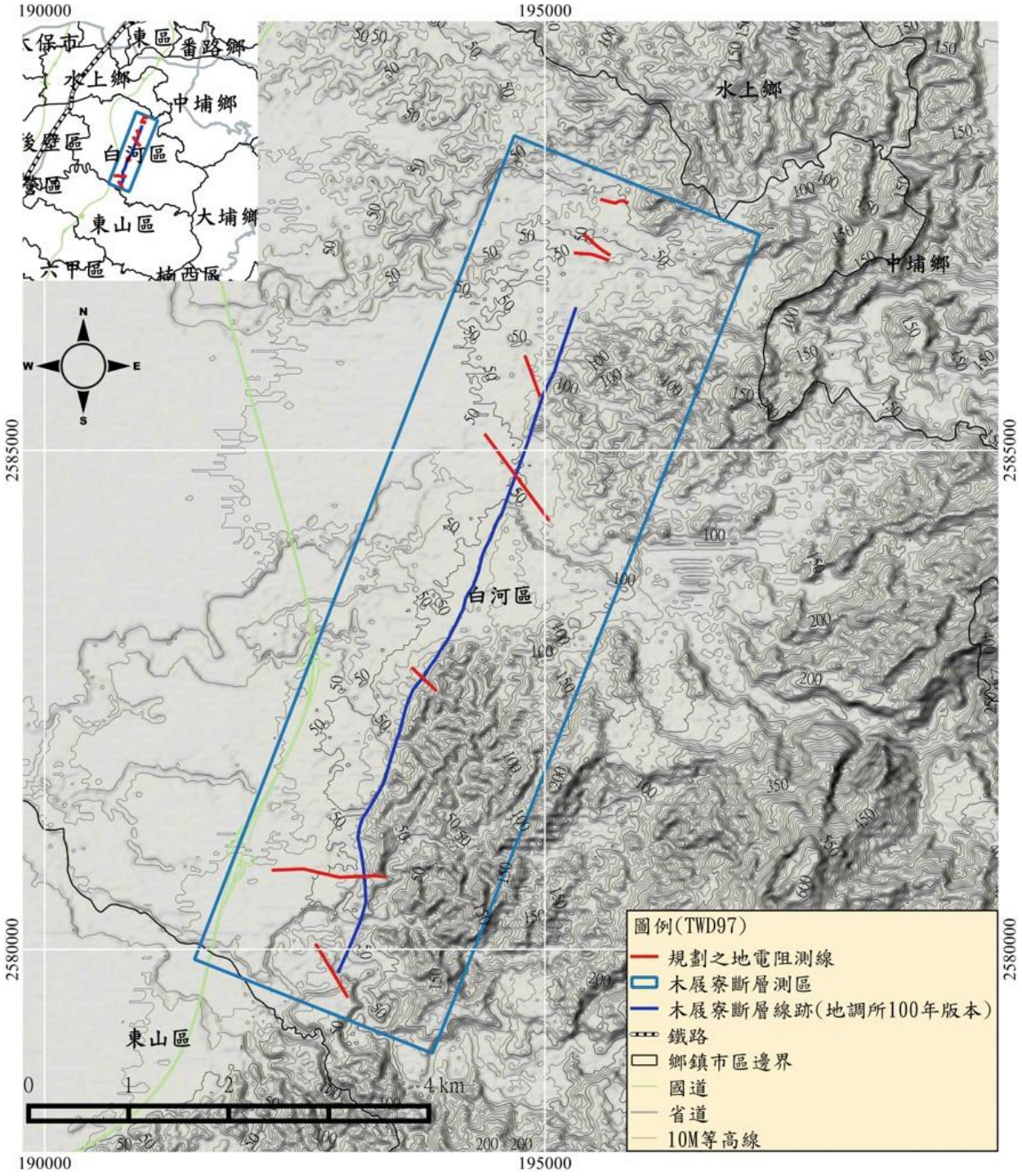


圖 1.2-6 測區內之地電阻規劃（紅線）與判斷之木屐寮斷層線跡分布（藍線）

4.奇美斷層

奇美斷層為徐鐵良 （1956）所命名。斷層由德武向東北延伸至豐濱入海，經秀姑巒溪中段的奇美村，由於此處斷層露頭出露最佳而得名。為一逆移斷層，走向呈北偏東 40~50 度，傾角於奇美附近呈鉛直狀態，全長超過 18 公里。奇美斷層是海岸山脈最重要斷層之一，在奇美附近露頭顯示，此斷層使得都鑾山層逆衝於八里灣層上。陳文山等（Chen *et al*., 1991）認為在最北端的豐濱附近斷層切過全新世河階礫石層，斷層位態為 N40E/80SE，斷層帶寬約 1 公尺，裂隙中的礫石中尚夾有繩紋紅陶碎片，其年代約 4000~5000 年，顯示自有人類歷史以後斷層仍在活動。1951 年 11 月 25 日的玉里大地震，在臺東縱谷中段瑞穗至富源一帶曾發生一長達 40 公里，走向為北偏東約 20-30 度的地震斷層，其走向與海岸山脈平行；斷層東側即海岸山脈一側上移達 2 公尺，由斷層面上的擦痕可知，斷層東側自南向北移動。而 1972 年 4 月 24 日的瑞穗地震，也造成北偏東約 25 度的地震斷層；此些地震斷層兼具逆斷層與左移的分量（Hsu, 1962, 1976）。朱傚祖和游明聖 （1995）分析 1972 年瑞穗地震的震源機制，顯示該地地震之主斷層性質與奇美斷層類似，因此推測可能為奇美斷層活動所致。基於以上研究分析結果，本區地球物理施測之目的，為利用地球物理施測所得到之地層物理性質不連續帶之分佈與位態，配合現有的鑽井與其他資料，了解奇美斷層於瑞穗一帶之分佈位置與斷層可能位態，作為劃設斷層敏感區之參考（圖 1.2-7）。

本區地電阻測線於此區的設計，可以最大測深 70-100 公尺為目標，即能了解本區斷層線跡之延伸分布（圖 1.2-8），單一地電阻陣列長度可以設計在 300-500 公尺左右。本團隊將以 10 米電極間距，進行地電阻施測。與經過初步篩選後，大致可以在此區域由北至南進行四條東西向的跨越斷層線之地電阻控制線施測，每條控制線由 2-4 條 400 公尺以上長度之地電阻夾擠測線組成，測線總長度在 2400 公尺以上，可增加 4 個不連續帶/斷層控制點。另外，本研究團隊也將嘗試於選擇地電阻測線上破裂錯動明顯之區域 1-2 處，運用低頻透地雷達，進行地下施測，預計透地雷達測線總長至少在 200 公尺以上。除透地雷達與地電阻施測外，為建立可資比對之地球物理剖面，進行聯合解釋，本研究團隊也將於瑞穗、春日至德武之間區域，進行東西方向之淺層震測工作，測線總長至少 800 公尺，將提供較深處之斷層線跡延伸情況，可以與淺層之透地雷達與地電阻資料進行比對，了解斷層面之幾何延伸情形。以上規劃設計，本區之地球物理測線總長預計在 4200 公尺以上。

淺層震測工作項目：本年度預計於花蓮的奇美斷層進行淺層震測研究。如圖 1.2-8、圖 1.2-9、圖 1.2-10 所示。

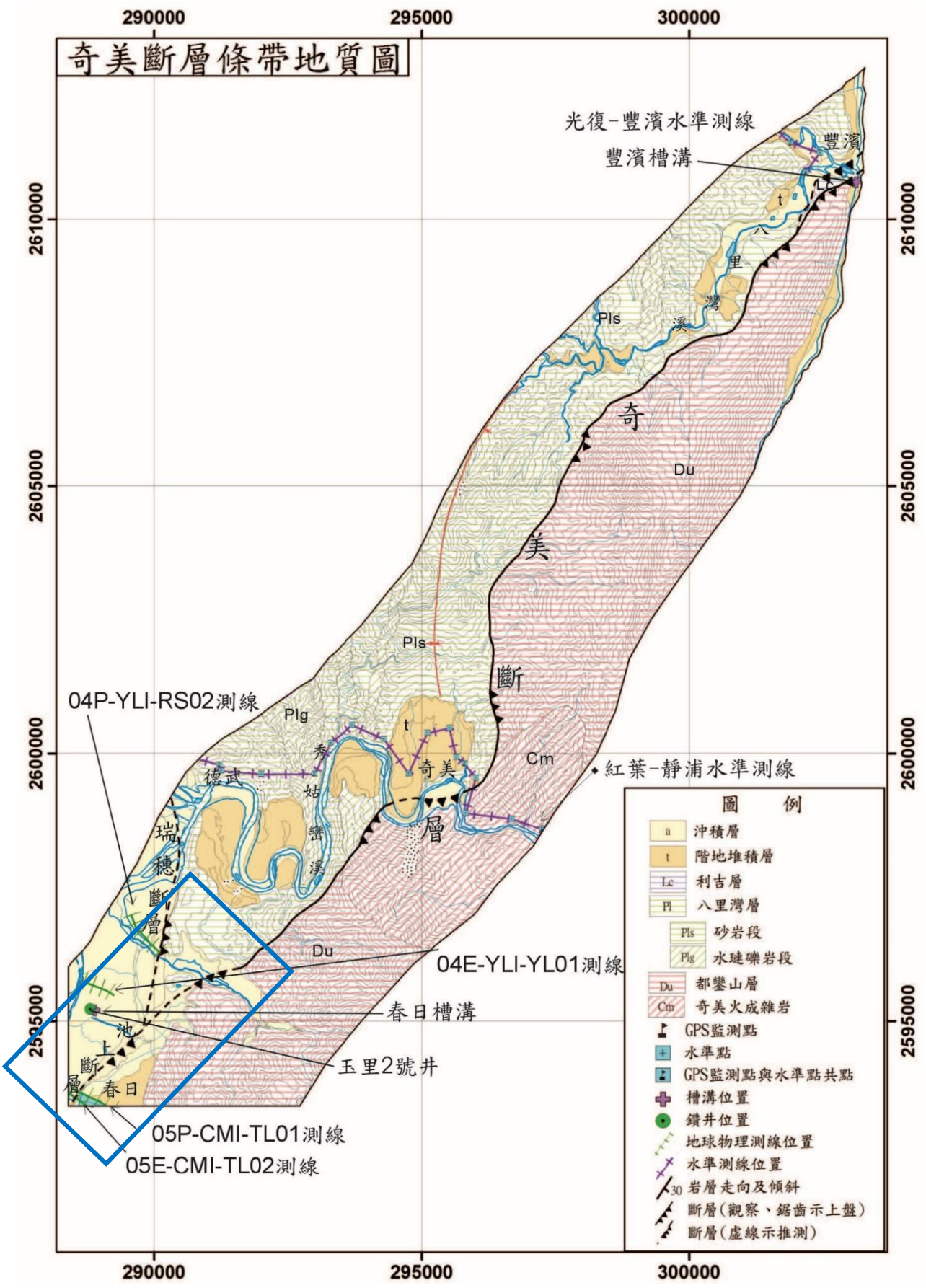


圖 1.2-7 奇美斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域（藍框區域，TWD67）（引用自地調所）

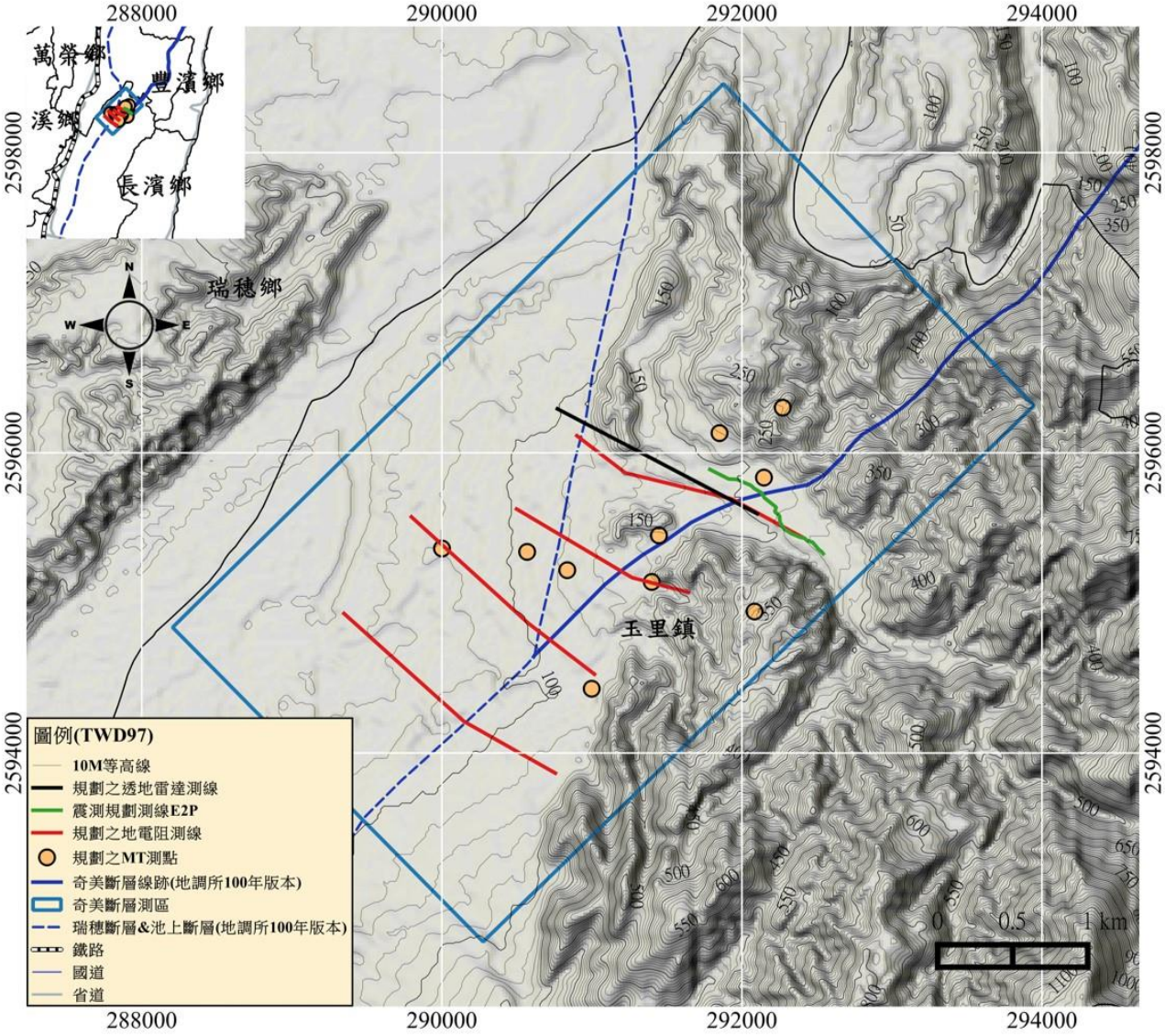


圖 1.2-8 奇美測區之地球物理測線規劃與判斷之奇美斷層線跡（藍實線）

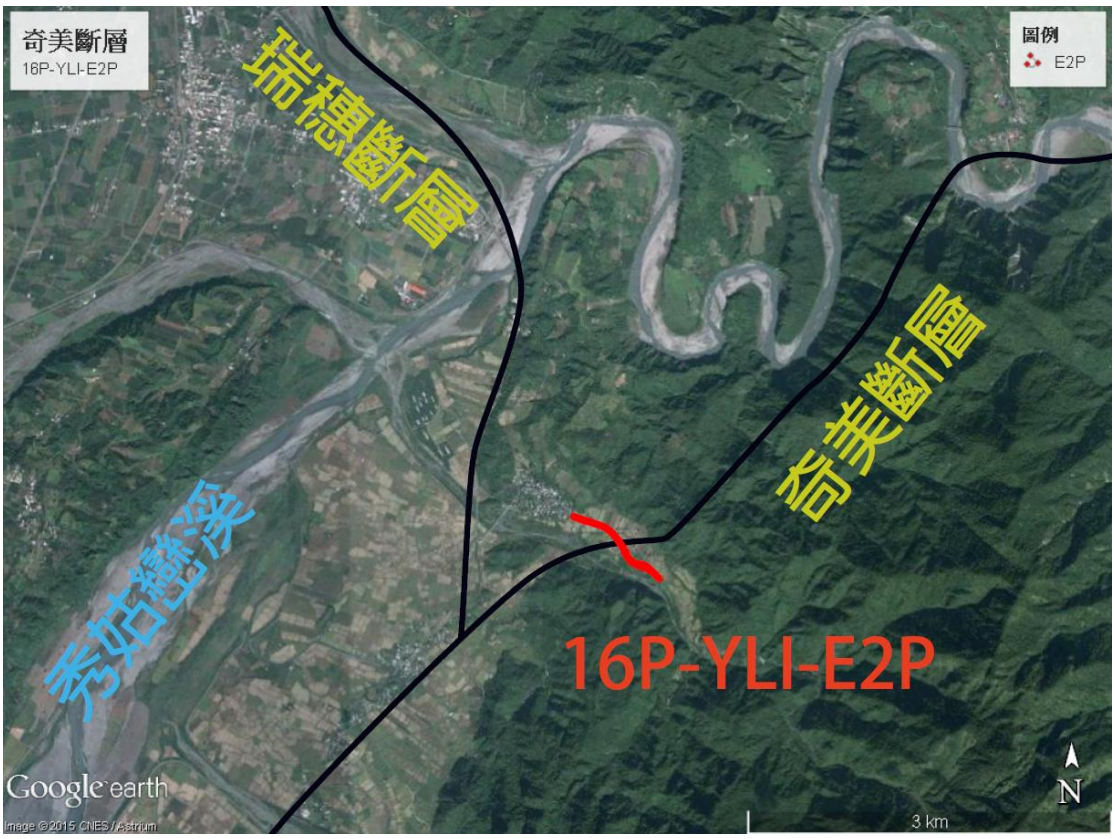


圖 1.2-9 花蓮奇美斷層 16P-YLI-E2P 震測野外規劃

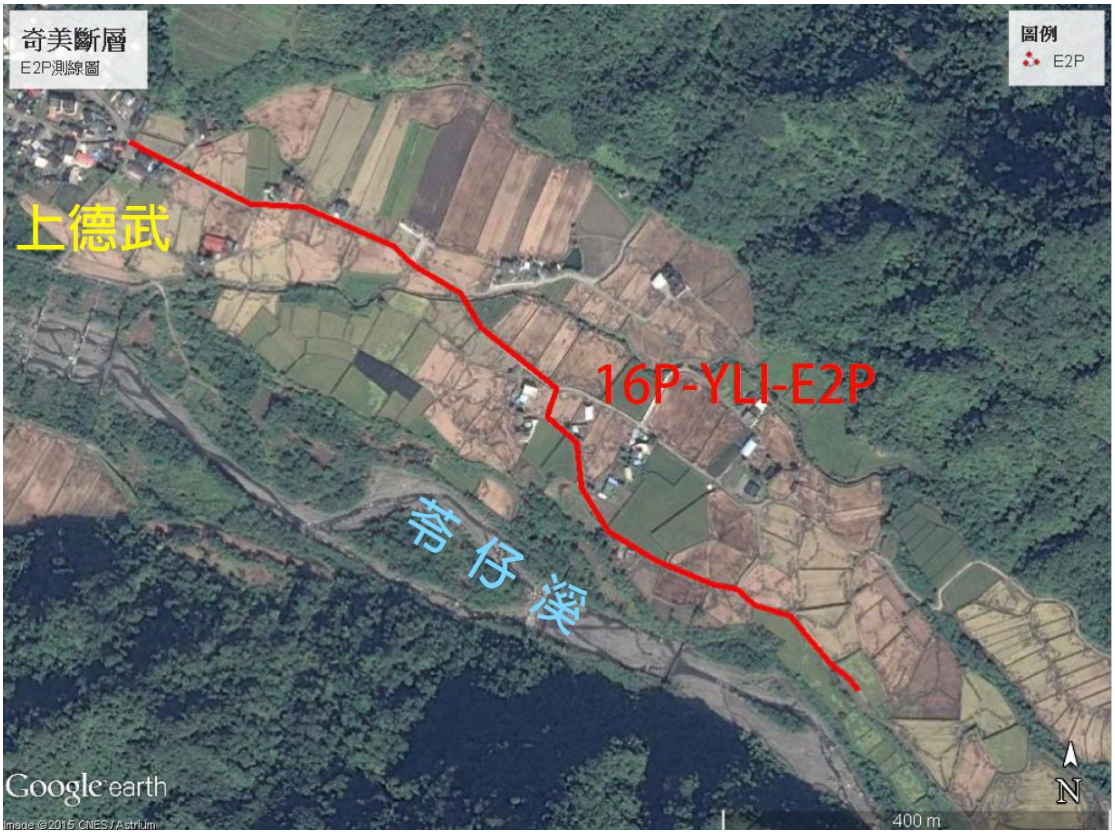


圖 1.2-10 奇美斷層 16P-YLI-E2P 測線總長預計為 1006 公尺

(三) 斷層長期變動（滑移）速率分析評估

整體研究過程的調查方法與步驟如下，(1)野外地質調查與地形資料分析，（2）地質鑽探資料分析，（3）討論與解釋。各種調查的執行方法與工作進行步驟如下：

（1）野外地質調查：本團隊首先必須針對斷層跡進行精查，最重要的勘察依據為斷層兩側地層差異與近期活動斷層地形。

（2）地質鑽探資料分析：本計畫將配合地質調查所目前之淺層地質鑽探工作，進行岩芯分析，並分析近地表地球物理工作完成之資料，協助提出未來之可能鑽探與槽溝剖面挖掘調查位置。為推求長期滑移速率，須先進行古地震研究。

（3）討論與解釋：本研究將建立鑽探岩芯的地層柱狀圖，記錄岩性、沉積構造、剪切構造、岩層位態，同時進行可能的碳定年樣品採樣。之後，判讀岩芯的地層層位與岩性，以及沉積環境解釋。若有兩孔以上鑽井，定年資料完成後，須作地層對比，解讀斷層的活動性。

若面臨上述問題時，無法取得適當資料，解決途徑建議經由甲方同意另尋其他重要的斷層，或選擇其他年度規劃的斷層先行調查研究。

(四) 活動斷層之地下掃描時序監測分析研究

本年度團隊將進行活動斷層之地下掃描時序監測分析研究，密切且連續地自動監測活動斷層帶的大地自然電位與地下電阻率變化情形。本計畫預期將為國內首度針對高度活動斷層在活躍滑移下，頻繁監測其大地電位與斷層面材料電阻率的研究首例。在第一年計畫中已建置一站擁有三十二波道之發射電流極與四十八波道之電場接收極的監測站。監測站之電阻率剖面掃描頻率，基本上至少可達到每兩星期掃描一次的密度，並視斷層活動性改變之需要可每天掃描一次橫跨斷層帶之電阻率剖面。自然電位則可以至少 15 赫茲的採樣頻率，連續記錄背景大地電場，甚至在臨震階段，近距離接觸斷層帶，達到捕捉臨震訊號之可能性。為了對大坡國小場址的地下斷層幾何構造及地變機制進行更深入的瞭解，本研究團隊預計進行工作有：兩條地表地電阻測勘、四口井孔的岩心鑽取及傾斜儀的設置與監測。

(五) 預期成果及具體績效

本計畫第二年（105）具體成果如下：

1. 九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層與奇美斷層的斷層位置圖數化修正點以及控制點位置檔（比例尺至少為 1/5,000），並就調查成果評估斷層位置之可能分布範圍，以及斷層帶分布之可能誤差範圍評估。
2. 六甲斷層或嶺頂斷層的長期滑移或變動速率，最後一次活動時間，及活動斷層再現週期的求取研究。

3. 預期在國際地科期刊及國際會議上發表相關研究成果，成為國際上研究活動斷層的重要參考。

(六) 交付項目

1. 九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層與奇美斷層的斷層位置圖數化修正點以及控制點位置檔（比例尺至少為 1/5,000），並就調查成果評估斷層位置之可能分布範圍，以及斷層帶分布之可能誤差範圍評估。
2. 九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層與奇美斷層測區之地電阻影像剖面與資料分析，測線總長度在 8000 公尺以上。
3. 九芎坑斷層、奇美斷層之透地雷達剖面與資料分析，測線總長度在 600 公尺以上。
4. 奇美斷層測區之淺層震測剖面與資料分析，測線總長度在 800 公尺以上。
5. 六甲斷層或嶺頂斷層之長期滑移速率推估研究。
6. 提供地球物理測線與施測結果的數位電子檔案(含位置的 GIS 電子檔案)。
7. 舉辦本研究之教育訓練一場。
8. 活動斷層近地表構造特性調查（2/4）第二年計畫成果報告書。

(七) 技術轉移項目（國內活動斷層近地表調查技術研討會）

本計畫將可以作為大學生與研究生的野外訓練之用，地球物理調查之成果或建立之模型，可以提供成為學術團體與職業團體的教育訓練材料，與進一步之運用，並可以將技術轉移給職業團體；因此本計畫已經規劃舉辦國內學術界的教育訓練會。四年期程中，將至少舉辦一次國內活動斷層近地表調查技術研討會。

第二章 計畫執行方法及進行步驟

地質法實施後，主管機關須配合地質敏感區的劃設，需劃設活動斷層敏感區，以提供主管機關進行國土規劃之參考依據。由於過去一般活動斷層劃設之調查工作，均依據野外地質露頭與地形、槽溝與地質鑽探等資料進行，配合少數的大展距地球物理施測，得到初步的資料。但因觀測井與槽溝為單點或小區域之數據，鑽井地點受用地取得與經費之限制影響，雖然可以得到相當高解析度的實證資料，卻無法密集佈設。而過去所進行之大展距地球物理施測，目的在於了解大深度、大範圍的斷層帶延伸分布，卻因此在近地表呈現較低的解析能力，無法配合鑽井與地質槽溝露頭，由密集之實證資料與地球物理的空間延伸資料，判斷出斷層帶在近地表線跡通過分布之確切範圍，容易造成爭議。因此，本計畫之地球物理施測工作，乃為計畫使用多種過去已經使用在近地表（50-100 公尺深度範圍內）地球物理調查之成熟技術，包括高密度地電阻影像剖面方法、低頻透地雷達技術、以及淺層震測技術，配合既有的調查資料，配合解析度的要求設計測線與施測工作，進行高解析度的地表地球物理調查。

2.1 地電阻剖面影像方法

2.1.1 地電阻調查原理

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈（UXO）等，就適用於地電阻方法作為探測工具。地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極（A、B）通入地下，於地下建立人工電場。並利用另一對電極（M、N）測量電場在 M、N 間之電位差（如圖 2.1-1），而據此計算地層的視地電阻率（Apparent Resistivity）。

但往往視電阻率並不能代表地下地層的真實電阻率（True Resistivity），而是表示在對應之電極排列下，所有小於此深度的電性地層的綜合效應，而要求得地下地層的真實電阻率及深度需經過反演計算(逆推)的軟體處理才可求得，並繪出地層的電性分布。

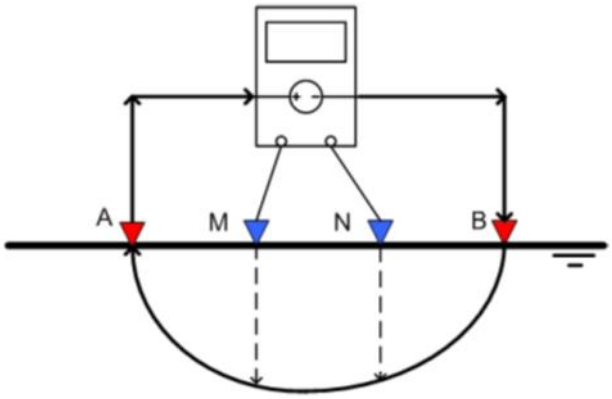


圖 2.1-1 地電阻探測儀器示意圖

地電阻量測可以藉由改變上述電極排列方式以及施測之位置與順序，以測得不同解析度、不同測深範圍之地電阻率剖面。常見的地電阻測勘的電極排列法甚多，各有其探測上的優點與限制，野外施測所選定使用的方法，則視欲探測目標及施測地點的地形而異。一般基本之常用電極排列有：施蘭卜吉排列（Sch1umberger Array）、溫奈排列（Wenner Array）（圖 2.1-2）、雙偶極排列（Dipole-dipole Array）（圖 2.1-3）及雙極排列（Pole-pole Array）等。

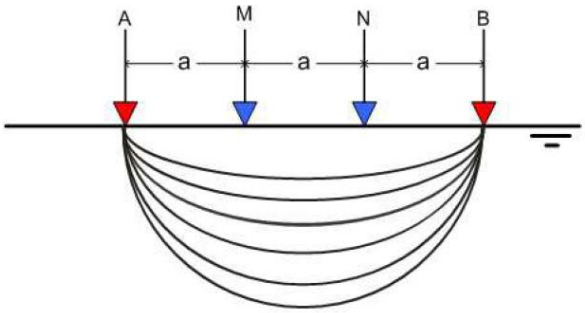


圖 2.1-2 溫奈排列（Wenner Array）示意圖

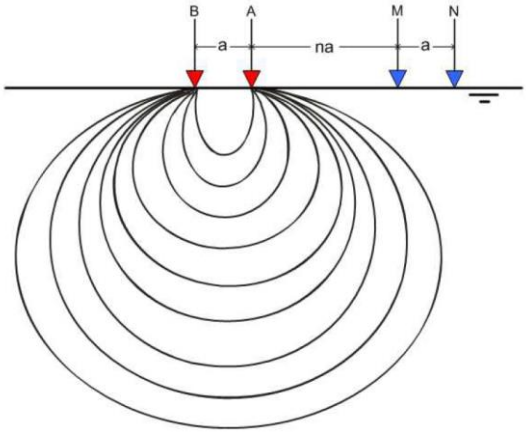


圖 2.1-3 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖

目前一般現地地電阻測量方式則是運用上述之電極排列原則，於地表沿一直線測線，順序改變電極間距與電極位置，如此可以測得沿測線之不同深度、不同位置之視電阻率分布，此種方法稱之為(二維)地電阻影像剖面法(Resistivity Image Profiling, RIP)。由於地電阻影像剖面法需逐次移動電流與電位之電極，因此施測上往往極為耗費時間。對於中小範圍的環境監測與地下測勘，可以於地表以一定間距佈設電極，運用地電阻儀器內建之自動調變頻道功能，依預先選定之順序，逐次選用不同位置之四處電極分別作為電流與電位極，如此可大幅減少移動電極之時間，另外由於可以運用反饋疊加訊號，因此可減少訊號中之雜訊並提高解析度與增加施測深度，大幅提高影像解析度。

2.1.2 野外施測儀器

本工作所採用的儀器為德國 Lippmann 公司之 4pointlight 10W 地探測儀電阻及 ActEle 主動電極系統，最多可串接 256 個主動電極(圖 2.1-4)，進行快速、高密度之地電阻影像剖面量測。本研究所採用的反演算數值軟體為 AGI 所開發出之二維地電阻影像逆推反算程式 EarthImager2D™。EarthImager2D™ 之反演算程式可根據各種不同電極排列，與施測位置順序等資料，自動反推計算出半球面空間中的二維地電阻模型，並可根據已知資料如透地雷達測勘資料等，設定起始模型，最後產生地電阻影像剖面模型。

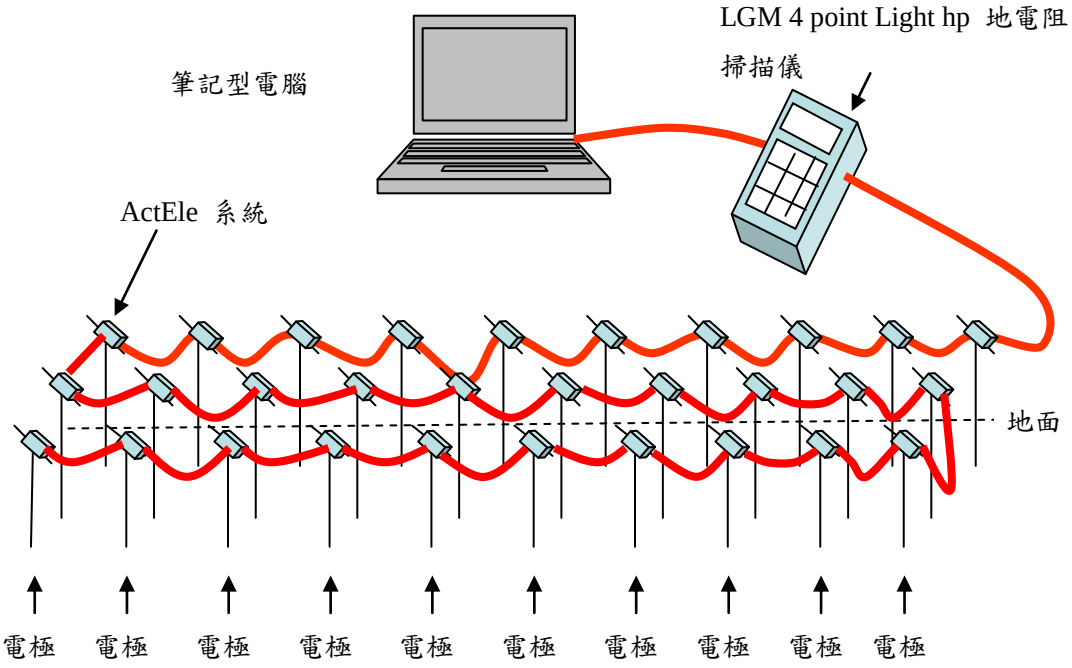


圖 2.1-4 地電阻剖面影像探測示意圖

2.1.3 野外測線設計

1. 九芎坑斷層：詳見第一章（圖 1.2-1~圖 1.2-2），斷層北段位於山麓帶與平原交界處，測線規劃在跨越平原與山麓帶近斷層線跡處進行調查，以夾擠並確認上下盤岩性差異。斷層南段終止於竹崎市區，規劃在市區內以透地雷達確認斷層位置，再往南進行斷層延伸調查，將以地電阻測線施做較大範圍之調查。
2. 梅山斷層：詳見第一章（圖 1.2-3~圖 1.2-4），此區調查規劃以南北向測線為主，分布在梅山斷層西段至中段。主要目標以南北向之調查結果，期望能分出斷層南北之電性差異，定出可能之斷層邊界。
3. 木屐寮斷層：詳見第一章（圖 1.2-5~圖 1.2-6），本斷層判示以地形起伏交界處為主，而線跡北處沒有明顯地形差異，南段則終止於河流之結切。規劃以斷層線跡延伸線之東西側，分別施做地球物理調查測線，用以判斷斷層活動是否有經過線跡南、北段終止點外。並於斷層線跡中段，跨越斷層線跡施做二至四條測線，用以確認上下盤之電性差異。
4. 奇美斷層：詳見第一章（圖 1.2-7~圖 1.2-8），測線規劃以奇美段層最南段為主要目標，測線以東西向切過斷層線跡施做。測線分佈於德武地區至春日北邊。測線長度估計會受現場田地分布情形為限制，將以多條東西測線由南至北描繪可能之斷層線跡分布。

2.2 淺層震測調查方法

反射震測法是一種直接探勘法，它利用反射震波攝取地下構造之影像，從而描繪地下構造形貌。若反射影像清晰，構造立現，判讀容易，毋需太多人為解釋，被視為直接探勘法。相較於其他方法，反射震測法使用之震波波長短，辨識能力強，屬於地球物理探勘法中解析力較高的一種。但是，反射震測法儀器複雜，施測困難，價格昂貴，資料處理需較高技術等因素，過去只在高成本高利潤之探油工業始得採用。

至 1990 年代因電腦科技一日千里,儀器價格大幅調降,且開發出更多功能，致使淺層反射震測法得以發展。淺層反射震測法係於 1990 年之後，利用電腦科技製造出物美價廉的震測儀器，將傳統探油工業使用的反射震測法加以調整，應用於地工或環境地質問題的淺部構造調查。由於探油的需求，反射震測法是地球物理方法中較為先進、發展較為完整的方法，曾為全世界找到大量的油藏，因此淺層反射震測法應亦擁有相當的實用潛能，縱使其價格比折射法稍高（約高 50%），但若應用得宜，它提供的資料是其他地物方法所難以比擬的。目前淺層反射震測法已經可以解析到 20 公尺或更淺的的地層，最深也可達到地表下 1000 公尺以上，因探測目標較淺，頻率較高，此法被稱為「高解析度淺層反射

震測法」（High resolution shallow reflection seismics）。與傳統探油工業之反射震測法比較，淺層反射震測法之尺寸要縮小 10 倍，價格則縮小 100 倍。

2.2.1 淺層反射震測原理

反射震測的原理是在地表附近放置一人工震源，其所產生的震波往地底下傳播，當遇到地層特性不連續（聲波阻抗的不連續面），震波部份的能量會反射回到地表，由地表接收器接收，經分析此接收回來之震波訊號，可反映出地下構造形貌。

反射震測之原理與攝影很相似，故俗稱為地下構造照相術。一般攝影時，係利用光為介質來攝取影像，但對於地下的構造則利用震波為媒介。構成反射震測法主要有四個部分：（1）震源：照亮地層、（2）震波反射：被照物回光、（3）震波接收：攝入底片、（4）資料處理：洗相片。本研究野外施測採用 CDP（同中點）法，主要沿著測線方向連續炸測，並往前移動成串之受波器，以收集多重資料，然後利用資料的重複性，將有用的信號疊加出來。炸測所收集到的資料除了反射訊號之外，同時也記錄到各種雜波，如何提高訊號降低雜波視為震測工作之主要目的，CDP 法最大的優點在於它能夠將相同點的反射訊號經由疊加的方式加強其能量，其他的雜訊則因為相位的不同而減低，達到提高訊號雜訊比（S/N）的目的。

2.2.2 反射震測法布線方式

端點展開 （震源在 192 個接收器之一端）施測參數為：

測站間距：2 公尺，震源間距：8 公尺，近站支距：40 公尺（或依施測情況改變），重合數：24，低切頻率：40Hz，時間取樣：0.5 msec，時間總長：1,024 msec

端點展開可拉大震源至受波器的距離範圍，相對的增加探測的深度，當需要有較大深度範圍之資料時，可以採用。中間展開則適用於地形起伏較大，構造較為複雜的區域，也因此依狀況配合採用 24 重合的施測法，就淺層反射震測而言，這是比較高級的做法。鑒於本研究已是精測的工作，對信號品質需有較高的要求，高重合的施測方式值得採用。

2.2.3 反射震測法之精度

反射震測法之精度，可分為水平軸（水平距離）及垂直軸（深度）。垂直深度之精度與震波波長有關，本計畫採用時間取樣率為 0.5 msec，可取出 1000Hz 之信號，由於地表沖積層或台地堆積層之影響，本島一般淺層反射震測之有效頻率很少高於 300Hz(故 0.5 msec 取樣率已足夠)，主要頻率集中在 60Hz 至 150Hz 之間，取 120Hz 為準。震波速度在淺部（100 公尺以上）、中深部（100 至 300

公尺）及深部（300 公尺以下），分別約為 1200m.sec、1500m/sec 及 2000m/sec，故主要波長為 10m 至 16m，一般取波長之 1/4 為深度軸之解析度，也就是在深度之精度可到達 2.5m（淺部）至 4m（深部）。至於水平軸之精度也與 Fresnel zone 有關，也就是地下一反射點，假設為 50 公尺深之目標物，波長為 10m，其 Fresnel zone 約為 32m,，本計畫採用測站間距 2m，其產生剖面之 CDP 間距為 1m，水平軸已足夠解析。

2.2.4 野外施測儀器

高解析度淺層反射震測是以探測地表下 1000 公尺以內的地層構造細部形貌為目標，因此需要符合高解析度的基本要求，野外施測所用的儀器應具有下列之特性：（1）高頻震源、（2）高頻受波器、（3）具有前置濾波及高位元記憶體裝置的震測儀。再加上良好的測區與細心的資料處理，才可能得到一足堪使用的震測剖面。本計畫採用之儀器分述如下：

1. 震源：EWG-III 撞擊式震源。本小組在野外常用的震源有撞擊式震源、炸藥、爆竹、榔頭等，依照不同的地質狀況選用不同類型的震源。本研究中使用的震源是 EWG-III 撞擊式震源，該彈簧式震源係以馬達抬高拉著橡皮彈簧之 250 公斤重鎚，以落體加彈簧張力撞擊置於地上之鐵板，產生震源能量。施測時，每震源點可撞擊多次累積能量，本計畫每點都將累積至少 10 次以上。彈簧式震源器產生能量很大，操作方便，很適合大量之工作。
2. 受波器：40Hz 受波器。地下地層就像是一個低通濾波器，震波在岩層中傳播時，高頻訊號會因衰減而失去，相對的低頻的雜波就強許多（地面波）。本研究所使用的受波器為 OYO 或 Mark 出產，其響應頻率為 40Hz 以上，可將低頻之地面波雜訊適度的衰減抑壓。
3. 震測儀：NZ 震測儀與 GEODE（24 波道分散記錄器）所組成的「分散式震測記錄系統」，本研究將採用 192 波道數。一部好的震測儀有下列幾項基本功能：a.較大的動態範圍，可提高訊號記錄的有效位數。b.前置低切濾波，在訊號被記錄下來之前，先將低頻的地面波雜訊壓抑。c.疊加功能，反射訊號相對於雜訊是相當微弱的，藉由疊加的功能，可以提升反射訊號的能量。本研究採用的震測儀為 NZ 震測儀，該震測儀記憶體為 24 位元，可有效收錄微弱之反射震波信號。
4. 沿移開關：在施測時使用此裝置，可保持一固定的測線展開，增加野外施測的效率及一致性，並使 CDP 資料處理較為一致，品質也可相對改進。
5. 其他：包括有啟動器（trigger）、啟動器傳輸線、電纜線（cable）、皮尺、橡膠錘等等。

2.2.5 野外工作雜波測試步驟

當到達一新測區時，必須先做雜波測試（noise test），以瞭解這個測區反射訊號以及各種雜波的特性，找出最佳的施測參數。所謂雜波測試係在測區範圍內，找一典型區域，以 1 公尺為測站間距，布置 96 個測站（96m 範圍），再將震源安排在離開第 1 個測站 1m、97m、193m、289m 及 385m 之位置，施炸後，將此 5 個剖面連接起來，可以模擬一寬達 480m，幾乎連續之大的炸點剖面，分析此炸點剖面可以瞭解該測區震波信號之特性。通常需在測線展開之兩端都進行同樣之工作，以獲得雙方向之資料，用於判斷較佳之施測方向，或者測線展開方式。

雜波測試所獲之大剖面另有一項很重要的功能，即可提供一較為準確的速度。反射震測速度分析主要依靠震源與測站之間存在的雙曲線走時關係，測站展開之範圍愈大，雙曲線展開彎度也就愈大，決定之速度亦愈佳。若地下地層傾斜，則可依兩端之資料加以平均估算。

雜波測試之結果，可用以決定下列施測參數：

1. 近站支距（near offset）：也就是震源至第一個受波器之距離，其越靠近震源，地面波也越強，所以經由雜波測試可決定一最佳近站支距，以避開地面撥的干擾。但近站支距也不能太大，以免失去極淺部之資料。
2. 遠站支距（far offset）：也就是震源至第 192 個受波器之距離，此距離愈遠，能探測到的深度愈大，而且對需要展距來協助呈現之速度分析，亦愈為有利。不過，遠站支距亦不能大至收不到信號的程度，其實，因測站數固定，近站支距加測站間距已決定了遠站支距。遠站支距並不被視為獨立之參數。
3. 測站間距（receiver interval）：即每一測站間之距離。在本調查中，每一測站將祇安插 1 個受波器。對淺層震測而言，因範圍太小又需要較高頻率，並不適合使用受波器陣列。
4. 重合數：重合數是指每一 CDP 點所能收集到的波線數。重合數越高越能夠提高雜訊比，壓抑雜訊。當要求較高資料品質時，需要使用較高的重合數。本研究使用的重合數為 24。
5. 取樣率（sampling rate）：取樣率決定資料解析度以及檔案的大小。

2.2.6 野外測線選取

若測線選取不好，在施測時所得的資料品質會受到很大的影響，所以測線的選取與資料品質息息相關。測線選取需注意下列幾點：

1. 根據前人相關研究和地質圖尋找構造存在的位置，另配合最新的地形圖進行現場勘查，找出合適的測線位置。

2. 施測時要注意背景雜訊是否過大，避免受其干擾。背景雜訊如：工廠運作、人車經過等所產生的噪音，若是無法避免的話，則應該考慮夜間施測，避免這些人為雜訊。
3. 盡量避開高壓電線與電台發射站，測線位在馬路上的時候，需注意兩側的水溝以及地下的管線，不要直接在上面施測。
4. 測線的直線展開最好可以滿足施測的需求，且地形的起伏不宜過大，以免震波失散。

2.2.7 資料處理

資料處理的目的是要把雜訊去除，忠實地將反射訊號表現出來，在本研究中可以分為三大部分：

1. 重合前：這步驟是把野外資料轉入工作站，並建立幾何關係，做靜態修正（含高程修正及風化層修正），並執行許多濾波的工作，包括帶通濾波（濾除低頻之地面波或高頻之雜亂雜訊）、陷頻濾波（濾除高壓電之 60Hz 雜訊）、傾斜濾波（濾除地面波或其他線形雜訊）、解迴旋（濾除多次反射或信號振盪現象）等，把一些不需要的雜波濾掉，以提高訊號雜訊比（S/N）。其主要任務是要將雜訊盡量的壓抑，並加強反射訊號。
2. 重合中：此一步驟主要包括速度分析及殘餘靜態修正，包括將炸點剖面的資料轉換到同深點聚集做速度分析,獲得速度分布,並以之進行殘餘靜態修正,改善 CDP 重疊性,最後做動態修正並且將其疊加重合,獲得重合後震測剖面。
3. 重合後：此步驟，將所得的重合後剖面做進一步的改進，進行濾波以獲得最後震測剖面（final section），提供做為解釋使用。另外亦做重合後移位（migration），獲得移位後震測剖面（migrated section），以呈現正確之地層位置，並將時間轉換為深度。

資料處理的目的在於將野外收集到的資料，經由各種程序處理，將不良的雜訊去除，並加強所要的反射訊號。但是反射震測結果好壞，常取決於野外資料品質，在野外收集資料時就必須注意，本研究團隊不能期望利用資料處理來挽救品質過於不良的資料（即所謂 garbage in, garbage out）。室內資料處理時，需要細心來做，包含幾項重點：（1）建立施測幾何時，要特別小心，因為幾何一旦建錯，再好的資料處理最後的震測剖面也一定不對，（2）濾波次數不宜太多，一般約為 3 至 4 次，因為當濾波時相對得也會破壞到地層反射訊號，（3）適時運用靜態修正，因地表多為風化層所覆蓋，使得反射訊號到達的時間有誤差，可利用此方法修正回來，（4）在速度分析上必須要精確，因為淺層對速度要求較敏銳，必須提供一個較佳速度，可以加強信號疊加後之呈現能力。

2.2.8 資料解釋

參酌測區附近地質資料及前人研究，再根據震測地層學之原理，可對震測剖面進行解釋。淺層震測由於震源能量小、測區複雜，很容易受到雜訊干擾，資料解釋應格外謹慎。在斷層經過處，地層錯動破碎，反射信號強度理應不佳，因此當地層反射良好，連續性佳，可以排除斷層通過之可能，但若反射模糊，信號不佳，只能說斷層可能通過，不宜冒然堅持。一般在關鍵的位置，可以採用平行或重複施測的方式，取得兩套資料來加以比較，此即「重複施測」之觀念。淺層震測剖面解釋最容易犯的錯誤，即將垂直之信號模糊處，劃出一垂直之斷層，由於某一測站或某一震源點不佳，即會在此點底下造成一垂直之模糊帶，這只是一二站不佳，不是斷層，在剖面解釋宜加注意。另外，深部信號較弱，較不可信，當淺部有地層變化，深部卻為水平時，應特別小心，其可能只是資料處理造成之假象。淺層震測資料處理與解釋最好為同一人，其對資料之假象較能掌握，避免過份解釋。

2.3 透地雷達法

2.3.1 透地雷達原理

透地雷達探測方法係透過一組雷達天線向地底目標物發射一個頻率在 10 MHz 至 1GHz 之間之電磁波脈衝，藉由偵測並處理電磁波在地下岩石或土壤內傳遞之反射與折射後所接收之電磁波波速與振幅，來了解地底之地質構造與岩石或土壤之物理或水文性質。原理類似於飛航在用的雷達相仿，差別在於透地雷達的頻率較高，其頻率通常介於 10 MHz～1500 MHz 的電磁波，將其發射天線與接收天線朝地下做施測。利用天線以一定的頻率來會震盪產生的電磁波脈衝進行探測，而此種電磁波由發射源的偶極 （Dipole Source）向外傳佈，並隨距離衰減。雷達波射入地層或是建物體，由於遇到物質的介電常數（Dielectric Constant）不同的關係，所產生的反射波訊號進行分析，依據訊號的波形、強度、雙程走時等參數來推斷地層或是建物的空間位置、形貌、電性與幾何態達到探勘之目的。透地雷達探勘系統共可分四部份（如圖 2.3-1），分別為:

1. 發射天線（Transmitter）
2. 接收天線（Receiver）
3. 控制台（同步器 Synchronizer、 頻閃器 Stroboscopic converter）
4. 電腦（Computer）等

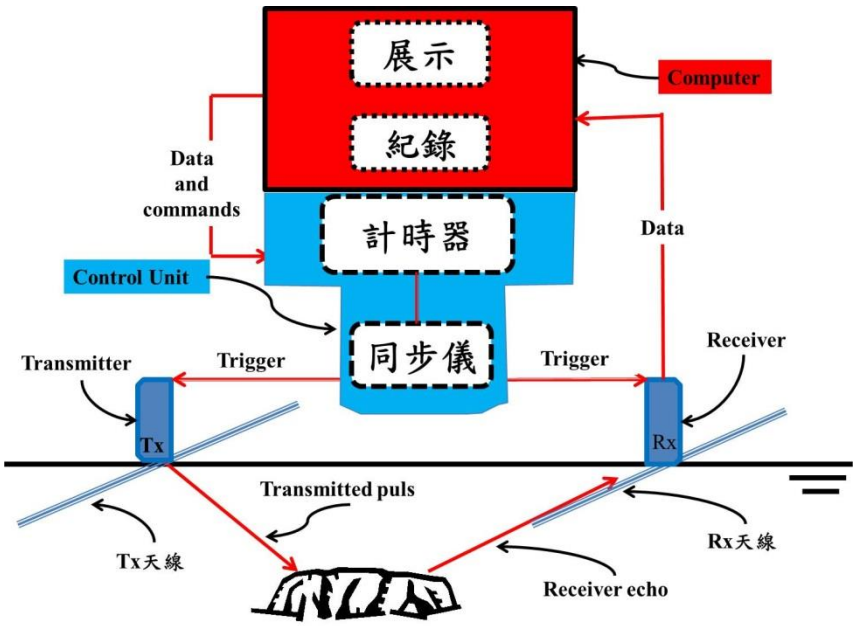


圖 2.3-1 透地雷達系統組成示意圖

Davis 與 Annan（1989）研究指出，對於一般之未飽和岩石與土壤，其電導率均在 10mS/m 以下。因此電磁波在地底之波速可以表示為：

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{k_a}} \qquad (1)$$

而電磁波的振幅衰減率則可以表示為

$$\alpha \approx \frac{1}{2}\sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}}\frac{\sigma}{\sqrt{k_a}}. \qquad (2)$$

在式（1）中，參數c為真空中之光速，可以表示為：

$$c = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \mu_0}} = 3\times 10^8 m/s \ , \qquad (3)$$

式（1）至式（3）中，ε_0, μ_0分別為真空介電傳導率（8.85×10^{-12} F/m）以及磁通率（$4\pi\times10^{-7}$ H/m），ε為介質之介電傳導率，σ 為介質之電導率。k_a則為介質之介電係數，可以表示為：

$$k_a = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad （例如空氣中 k_a=1，而在水中 k_a=80） \qquad (4)$$

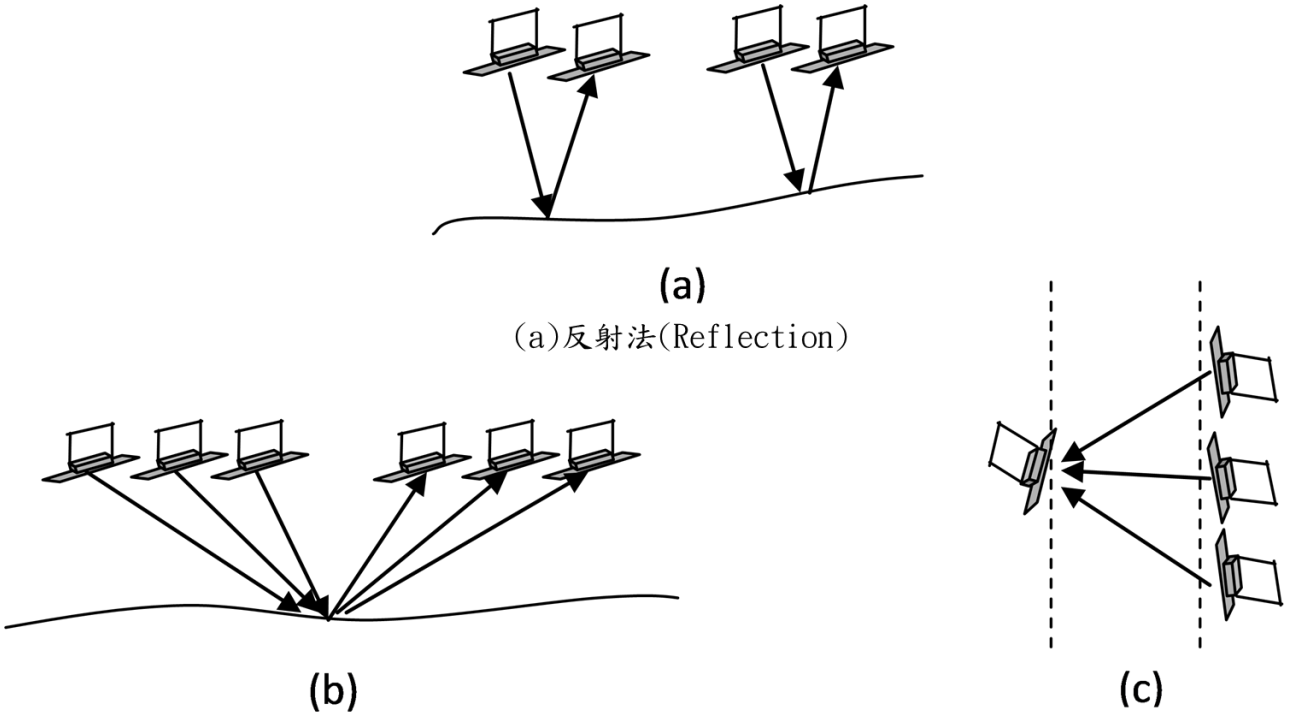
在式（1）與式（2）中，雷達波之波速決定於通過介質之介電係數，而雷達波之振幅衰減率則與介電係數與通過介質之電導率有關。一般而言，在孔隙介質中之含水量與粘土含量若增加，將造成介質之介電係數與導電率增加。減緩電磁波之傳遞速度並增加訊號之衰減，因此造成透地雷達探測深度與距離之限制。另外，若電磁波通過一介電係數顯著變化之物質介面，除波前進之方向產生折射之外，也將產生反射波反射回發射源位置。根據此一原理，一般之透地雷達施測方式可以分為三種主要方式（圖 2.3-2）（1）反射法（Reflection），

（2）共同中點法（Common Mid Point, CMP），（3）透射法（Transillumumination）。

一般的商用透地雷達系統，可依據欲測勘之地層構造深度上，以下列之經驗公式判斷適用之最高天線頻率（Annan, 1996）：

$$f < \frac{1200\sqrt{K_a - 1}}{D} MHz \qquad (5)$$

式中 f 代表天線之中間頻率（Center frequency），D 為欲探測之深度，而 K_a 為地層之介電係數。



(a)反射法(Reflection)

(b)共同中點法(Common Mid Point, CMP)

(c)透射法
(Transillumumination)

圖 2.3-2 透地雷達測勘方法天線排列方式

式（5）表示，欲探測之深度越大，所需之天線頻率應越低以取得足夠之能量回波。除此之外，由於天線頻率/電磁波長影響物體之解析度，因此最高天線頻率應另考量回波解析度，而透地雷達天線頻率與回波解析度之關係，可以下式估算（Annan, 1996）：

$$f > \frac{30}{\sigma L\sqrt{K_a}} MHz \qquad (6)$$

上式中，L 為欲解析之物體空間長度。

因此，同時考量上述因素，表 2.3-1 為一經整理後所建議之適用天線頻率與探測深度參考表（Annan, 1996）

表 2.3-1 建議之適用天線頻率與探測深度參考表

探測深度（m）	天線中間頻率（MHz）
0.5	1000
1.0	500
2.0	200
7.0	100
10.0	50
30.0	25
50.0	10

由上表判斷，若欲以透地雷達之探測資料驗證地電阻之探測結果，透地雷達之有效探測深度應在 10~20 公尺以上，因此本研究選用 100MHz 天線進行一般探測（估計探測深度約 5~7 公尺）外，另採用低頻透地雷達（天線之發射設定頻率 38~75MHz）系統進行地下探測，以涵蓋 10~20 公尺深之地下探測範圍，並與地電阻資料進行驗證比對。

2.3.2 野外測線設計

本研究計畫預計採用固定天線展距之反射法進行透地雷達施測工作，測點移動間距預計為 1 公尺，各野外測線分佈請詳見第一章（圖 1.2-1~圖 1.2-8），惟斷層位置皆多在高度開發或都市化之位置，若規劃測線之處無適當場址供進行透地雷達施測時，無法取得適當資料，解決途徑建議經由甲方同意另尋其他重要的斷層，或選擇其他年度規劃的斷層先行調查研究。

2.4 斷層長期變動(滑移)速率分析評估

整體研究過程的調查方法與步驟如下，(1)野外地質調查與地形資料分析，(2)地質鑽探資料分析，(3)討論與解釋。各種調查的執行方法與工作進行步驟如下：

(1)野外地質調查：本團隊首先必須針對斷層跡進行精查，最重要的勘察依據為斷層兩側地層差異與近期活動斷層地形。由於斷層跡經常被第四紀沖積層覆蓋，或因人為開發造成地形改變，出露地表的斷層露頭非常有限，且無法精確訂定斷層跡位置。因此，本計畫的調查方式，先依據可收集到之光達資料，作為前述「斷層兩側地層差異」與「近期活動斷層地形」的依據，判斷斷層跡位置。若在逼近範圍內，被第四紀沖積層或人造物覆蓋時，則進行微地形分類，如崖錐堆積層、河流沖積層、土壤層、道路、鐵道、建築物等等。最後依據野外勘察與鑽探結果，依照斷層位置分布範圍之程度分級為「觀察」、「隱伏」、

「推測」，說明研判斷層位置的精度。分級依據如下，「觀察」：得於野外觀察斷層露頭，或得以利用斷層上下盤岩層差異，逼近出斷層位置。「隱伏」：指斷層位置為薄層沖積層覆蓋，無法直接於野外觀察，其位置已透過地下調查之方法確認，其圖上位置為斷層之垂直或延伸投影位置。「推測」：指斷層位置為厚層沖積層覆蓋，無法直接於野外觀察，其位置難以透過地下調查之方法確認，其圖上位置為依學理推斷之斷層位置。斷層精確位置測繪利用五千分一比例尺地形圖作為野外調查之工作底圖。

(2)地質鑽探資料分析:本計畫將配合地質調查所目前之淺層地質鑽探工作，進行岩芯分析，並分析近地表地球物理工作完成之資料，協助提出未來之可能鑽探與溝槽剖面挖掘調查位置。分析之重點為以下兩項調查工作，(a)斷層跡位置，(b)提出可能的古地震研究的排鑽位置或溝槽剖面挖掘調查位置。斷層跡位置勘查在大面積沖積層覆蓋區域時，可以利用地球物理調查資料，配合有限的鑽探岩芯分析資料，縮小研判斷層跡的範圍。而為推求長期滑移速率，須先進行古地震研究。排鑽的資料可獲得淺部斷層面傾角，與斷層跡位置，若由斷層上下盤地層對比，可估算斷層的長期滑移速率；尤其斷層下盤大都被厚層的全新世沖積層覆蓋，如新城斷層、新化斷層、新竹斷層、米崙斷層、三義斷層、大甲斷層、梅山斷層、山腳斷層北段、旗山斷層、利吉斷層、恆春斷層、屯子腳斷層等。

(3)討論與解釋：本研究將建立鑽探岩芯的地層柱狀圖，紀錄岩性、沉積構造、剪切構造、岩層位態，同時進行可能的碳定年樣品採樣。之後，判讀岩芯的地層層位與岩性，以及沉積環境解釋。若有兩孔以上鑽井，定年資料完成後，須作地層對比，解讀斷層的活動性。

本研究過程中長期滑移速率之推算，決定於是否有適當的鑽探岩芯，可供有效的分析以及定年樣本採樣。預期可能的困難有以下數點:(a)依照過去經驗，顯示斷層跡位置大都位於農業用地與建物，若缺乏事先之地球物理資料，往往難以選擇適當地點進行鑽探工作。(b)鑽探岩芯並未穿越斷層帶，或均位於斷層帶之一側。由於用地取得與過去資訊有限，鑽探岩芯也可能未穿越研判之斷層帶，或均位於斷層之一側，因此缺乏有效資料，計算斷層之滑移速率。(c)斷層兩側全新世沉積物都為礫石層或岩盤,難以取得定年樣本與有效判識岩芯的差異度。若面臨上述問題時，無法取得適當資料，解決途徑建議經由甲方同意另尋其他重要的斷層，或選擇其他年度規劃的斷層先行調查研究。

第三章 九芎坑斷層

3.1 地質概述

九芎坑斷層位於嘉南平原與嘉義丘陵的交界，斷層略成南北走向，北由古坑經梅山至竹崎南方水景頭附近，斷層長度約 17 公里。九芎坑斷層帶的寬度在石牛溪剖面約 850 公尺，由數條分支斷層所構成，愈往南斷層帶的寬度逐漸減小。在地形上，斷層造成數條平行的小崖，此一特徵由石牛溪向南可追蹤到梅山鄉九芎坑附近，而至竹崎以南地形特徵則漸不明顯。陳柔妃（1999）指出九芎坑斷層東側河流的坡降明顯的較斷層西側為高，且三疊溪附近河川在流經九芎坑斷層後，均有向南偏折的情況，可能顯示斷層具右移分量。

九芎坑斷層在華興溪以北，斷層上盤出露頭嵙山層砂岩段，下盤出露紅土台地層及階地堆積層；華興溪以南，斷層上下盤均出露頭嵙山層砂岩段。林慶偉等（1999）在石牛溪、大湖口、梅山心慈橋及九芎坑永興社區等地發現數個九芎坑斷層的露頭，斷層面位態為北東 20-25 度，向東傾斜 30-35 度，由斷層擦痕判斷為逆斷層兼具右移性質。在華興溪附近的露頭觀察結果，推測九芎坑斷層與梅山斷層可能有截切關係。整體來說，九芎坑斷層由卓蘭層或頭嵙山層砂岩段逆衝至六雙層、紅土礫石層及階地礫石層上（陳文山等，2003；劉彥求等，2003）。

陳文山等（2003）曾針對九芎坑斷層進行開挖，槽溝位於大湖口溪北岸的河階上。由槽溝剖面的地層分析，位於斷層上盤的卓蘭層逆衝至該處的下部階地礫石層，但斷層並未截切表層的階地礫石層。石瑞銓等（2003）與王乾盈等（2005）等在九芎坑斷層沿線進行數條橫跨斷層的震測探勘，顯示九芎坑斷層應為一低角度傾斜的逆移斷層。雖然過去對於九芎坑斷層的地質及地球物理資料剖為豐富，但尚有部分接近人口稠密區域，仍欠缺較詳盡的地球物理及地質調查，例如在大湖口溪與石牛溪之間之區域。因此本年度地球物理調查重點之一，即為補充大湖口溪與石牛溪間區域之地球物理調查與現地踏勘工作。另外，根據過去地質調查所竹崎一號井及牛稠溪北岸的地球物理調查紀錄（中央地質調查所，2014），除去鑽井高程落差後，本區斷層線跡似乎接近地表，並延伸通過竹崎市區，並可能為其他斷層所截切而終止尖滅於竹崎市區以南，認為九芎坑斷層並未延伸至竹崎市區以南區域，本次地球物理調查的另一重點，則預計於竹崎市區及其南側區域，調查是否九芎坑斷層並未延伸至此，或是斷層的走向與通過位置有所變化。

如上所述之調查重點，本年度於九芎坑斷層的標的測區範圍可分兩處（圖 1.2-1），北段區域主要位於大湖口溪與石牛溪之間，南段區域則主要針對嘉義

竹崎地區的九芎坑斷層南端進行調查。預計整個九芎坑斷層測區透地雷達測線施測總長，在 400 公尺以上。總和以上規劃設計，本區之地電阻測線總長度預計在 1300 公尺以上，而透地雷達測線總長度則預計在 400 公尺以上，本區地球物理測線總長預計在 1700 公尺以上。

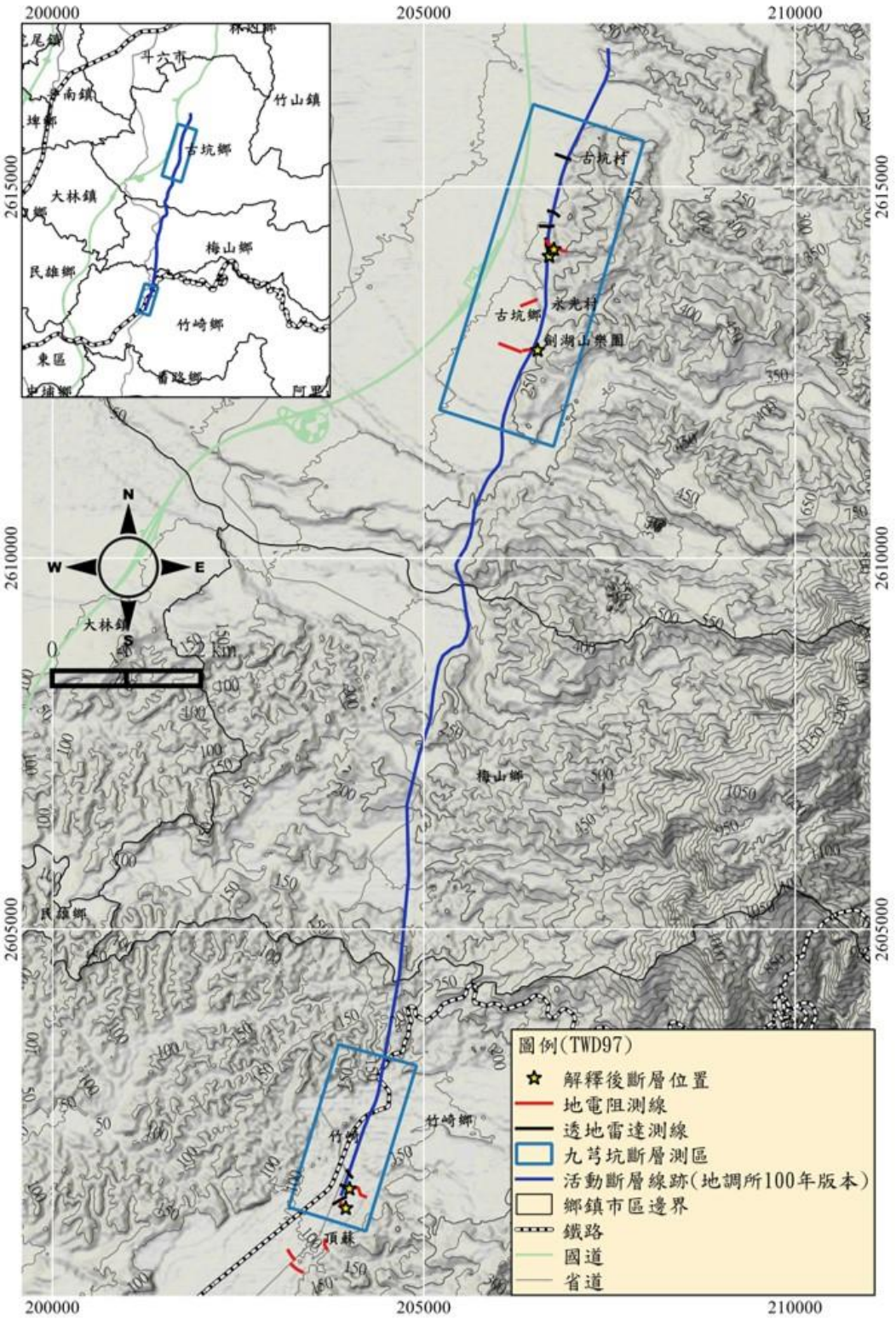


圖 3.1-1 九芎坑斷層測區測線與控制點分布圖（TWD97）

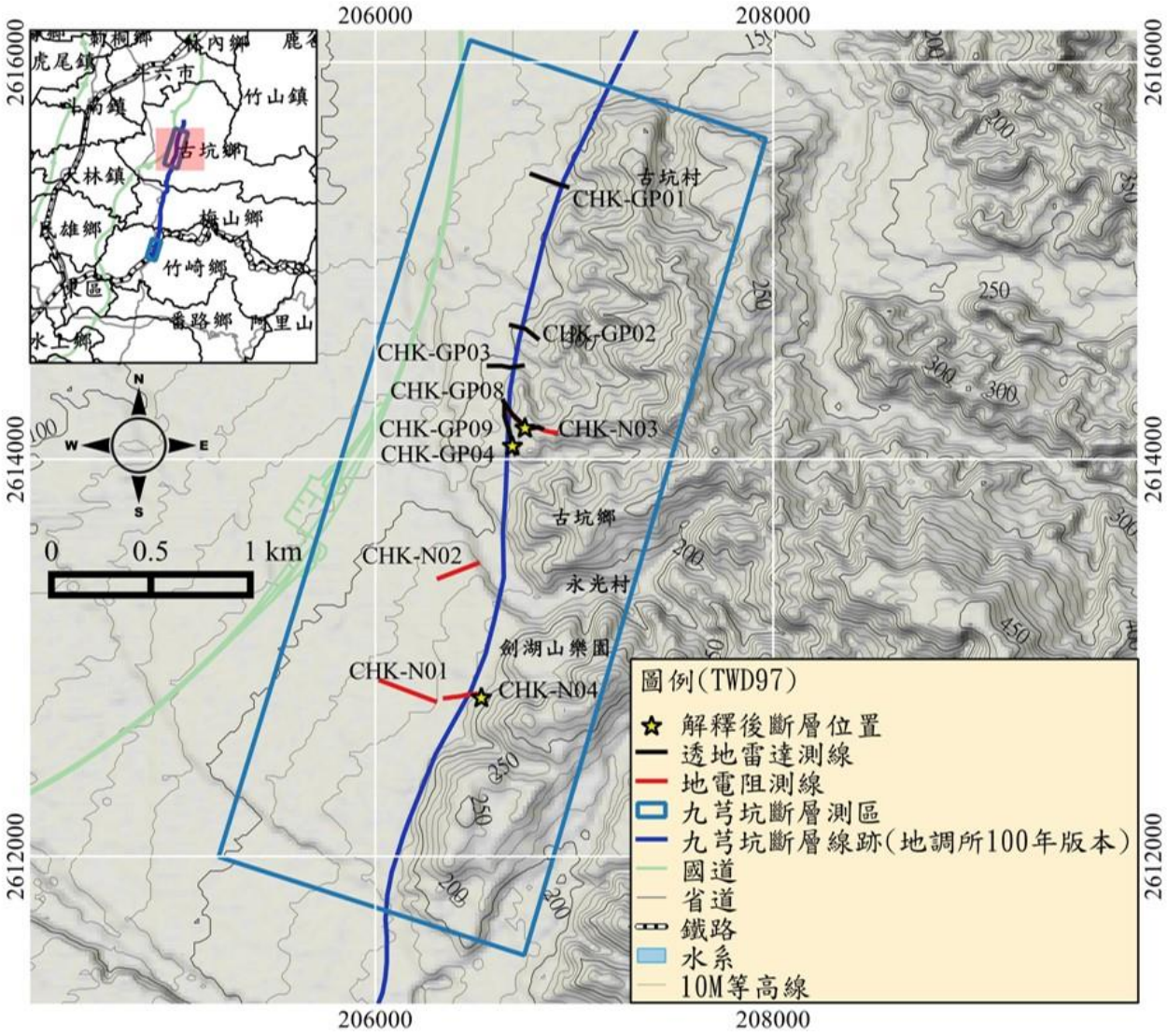


圖 3.1-2 九芎坑斷層測區北段測線與控制點分布圖（TWD97）

3.2 九芎坑斷層北段調查工作

九芎坑斷層北段測區位於大湖口溪與石牛溪之間，本研究團隊規劃進行三條測線區域（如圖 3.1-1 所示）。其中，於較平坦地形上所施測的測線 CHK-N01 和 CHK-N02，採用 10 公尺的電極間距，測線總長度分別為 290 公尺與 210 公尺。為得到更詳細的斷層分佈情形，本研究團隊另沿著跨越預判的斷層線跡之山間產業道路，施測一條較長的 CHK-N03 測線，此一測線之電極間距為 3 公尺，測線可達測深約為 40-70 公尺。另外，由於山間產業道路往往遍佈鐵絲網圈劃土地，致使地電阻不易佈設電極，本研究團隊也沿山間跨越預判斷層線的數條產業道路，以 75MHz 與 150 MHz 的透地雷達進行施測，共完成有效測線六條，總長為 1207 m，有效測深約為 6 m，嘗試進行淺地表斷層錯動帶之辨識。本研究團隊預期可在此一地區獲得至少三組地電阻影像，配合透地雷達之結果，標示出地球物理不連續帶/斷層帶線跡，提供進一步斷層敏感帶劃設之參考。

3.2.1 北段地電阻成果

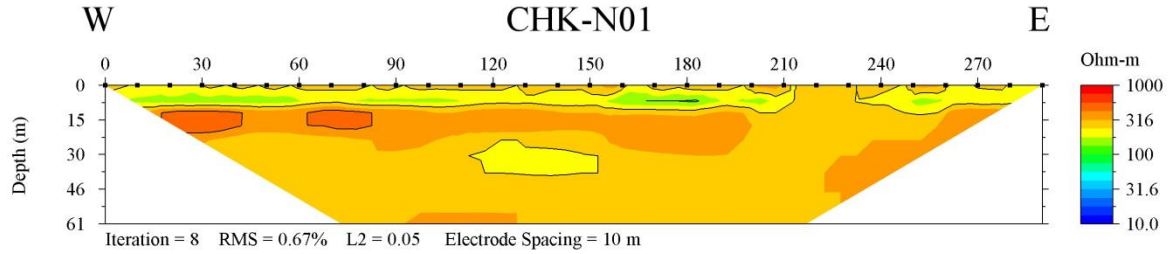


圖 3.2-1 CHK-N01 測線地電阻反演算剖面圖

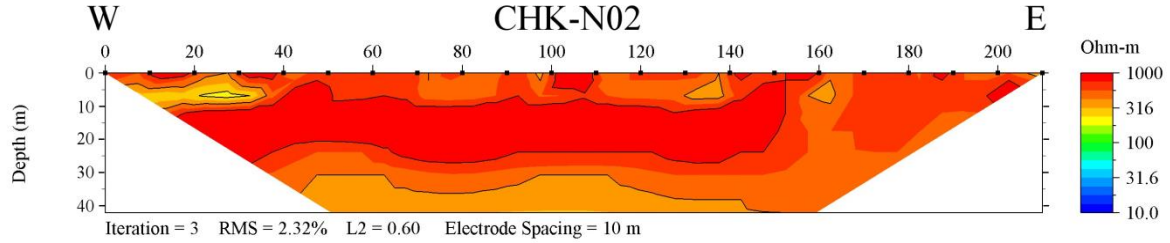


圖 3.2-2 CHK-N02 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-1 中 CHK-N01 測線長度為 290 公尺，有效測深約為 61 m，由反演算結果來看，在本測線 60 公尺深以上範圍的電阻率均在 300 Ohm-m 以上，比對附近過去之地電阻結果，研判此一高電阻率反應可能為全新世礫石沖積層反應。而圖 3.2-2 CHK-N02 測線長度為 210 公尺，有效測深約為 42 m。電阻率亦普遍高於 300 Ohm-m，與前述 CHK-N01 均屬於礫石沖積層之反應，經地電阻影像判釋分析後，在 CHK-N01 與 CHK-N02 反演剖面中，都沒有斷層穿越跡象，推測九芎坑斷層的線跡，應在 CHK-N01 與 N02 兩測線位置測線更東側。

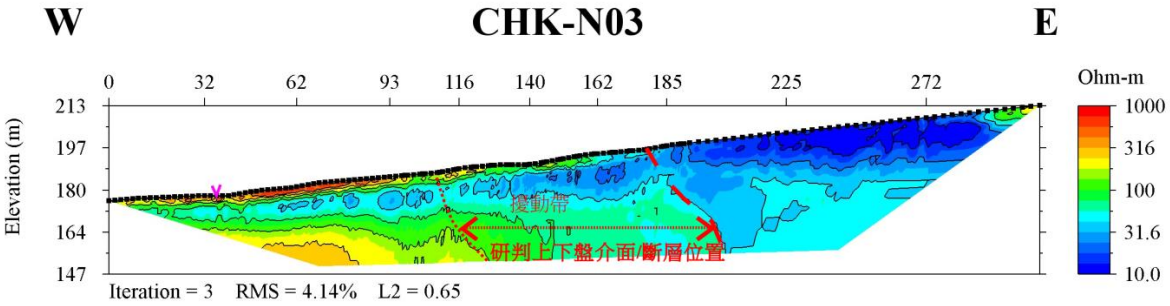


圖 3.2-3 CHK-N03 測線地電阻反演算剖面圖

CHK-N03 測線總長 312 公尺，經過反演算並校正地形後，電阻率模形如圖 3.2-3，地調所 100 年版本之斷層線跡，約經過測線 36 米處，以紫色勾表示。本研究團隊發現在 CHK-N03 剖面西側，深部在 10-15 公尺深以下，電阻率反應為較高阻區域，電阻率高於 200 Ohm-m 以上，與 CHK-N01、CHK-N02 反應類似，

此一高阻地層上方覆有低電阻層厚約 10-15 公尺較低電阻之沉積層。分佈於表面的沉積層低電阻率層，由西向東延伸逐漸增厚，而深部的地層，則在測線約 110 公尺位置前後，逐漸減低為電阻率介於 50-100 Ohm-m 左右之電性地層反應。而在測線約 170 公尺位置前後，在表層低電阻率層下方深處，存在一較明顯界面，其東側地層電阻率均在 50 Ohm-m 以下。本研究團隊研判此一較明顯界面，可能代表斷層線跡之位置，而介於測線位置 110-170 公尺間，深處 50-100 Ohm-m 的過渡電性區間，可能代表九芎坑斷層的斷層擾動帶。後續仍須藉由鑽井驗證此一判斷結果。

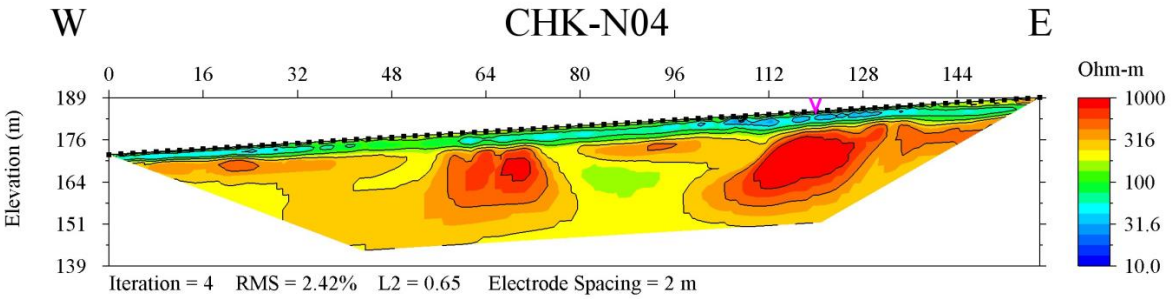


圖 3.2-4 CHK-N04 測線地電阻反演算剖面圖

CHK-N04 測線位於 CHK-N01 東側，施測於山坡上之荒地總長 158 公尺。反演後之 CHK-N04 測線電阻率模形如圖 3.2-4，地調所斷層線跡經過測線 120 公尺位置，以紫色勾表示。除了表層 5 公尺厚之低電阻比 CHK-N01 之表層低電阻為低，整體上模型與 CHK-N01 相似。這反映出斷層並未經過此調查範圍，應在更東測位置。本測線東側有人工修整道路，再往東有更加陡峭之山林地，研判斷層線跡可能位於該道路附近，但地電阻施測無法跨越，可能有賴鑽井再進一步確認。

3.2.2 北段透地雷達成果

在九芎坑斷層北段區域，本研究團隊共完成六條透地雷達剖面的施測工作，其中 CHK-GP-01、CHK- GP-02、CHK- GP-03 與 CHK- GP-04 採用 75MHz 天線頻率進行施測，以達到最大測深。然而，由施測結果本研究團隊發現在此一頻段，區域的電磁雜訊干擾甚大，特別是在接近北側的 CHK-GP-01 與 CHK- GP-02 測線，受許多高頻雜訊影響。因此本研究團隊在南側改採用 150 MHz 的天線頻段，以避免相關的人為電磁雜訊干擾。透地雷達各測線分布位置如圖 3.1-1 所示。

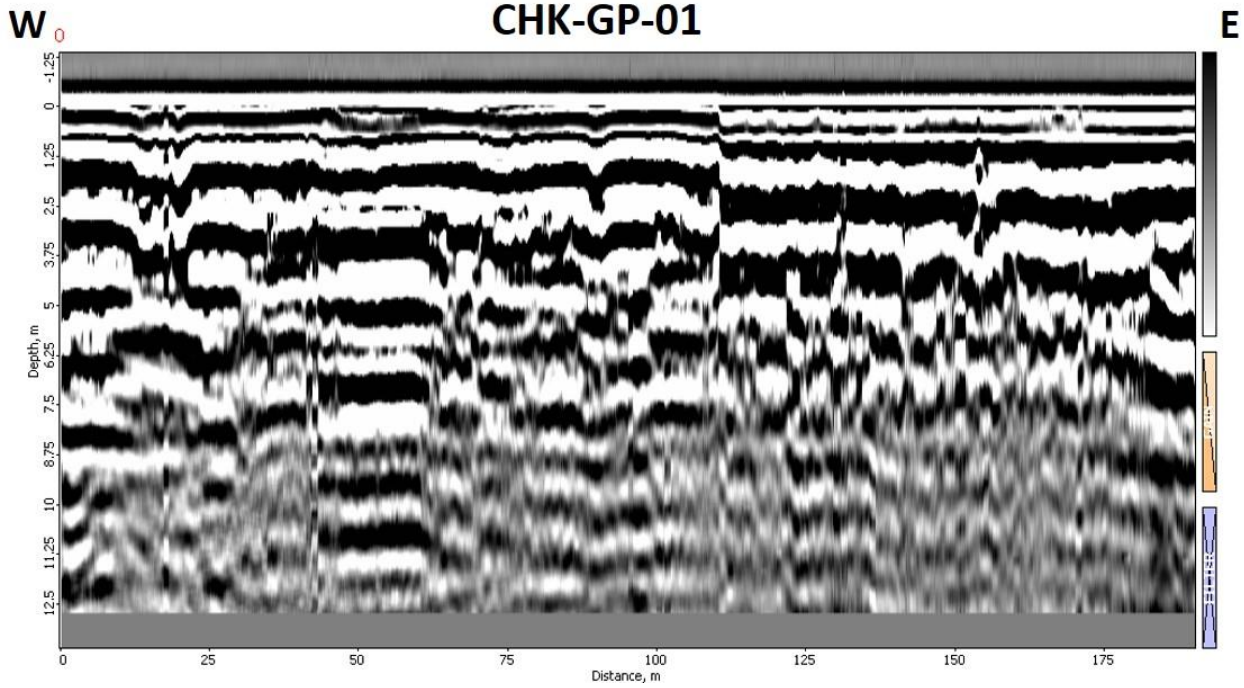


圖 3.2-5 CHK-GP-01（190 公尺）

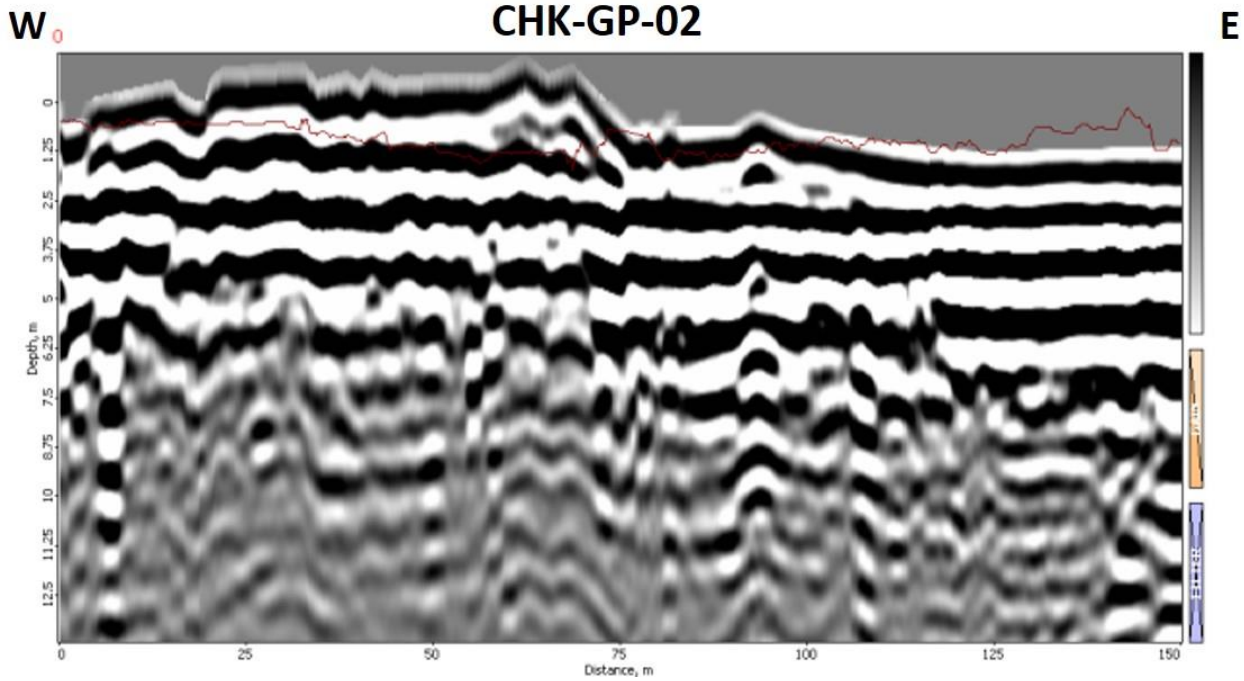


圖 3.2-6 CHK-GP-02（155 公尺）

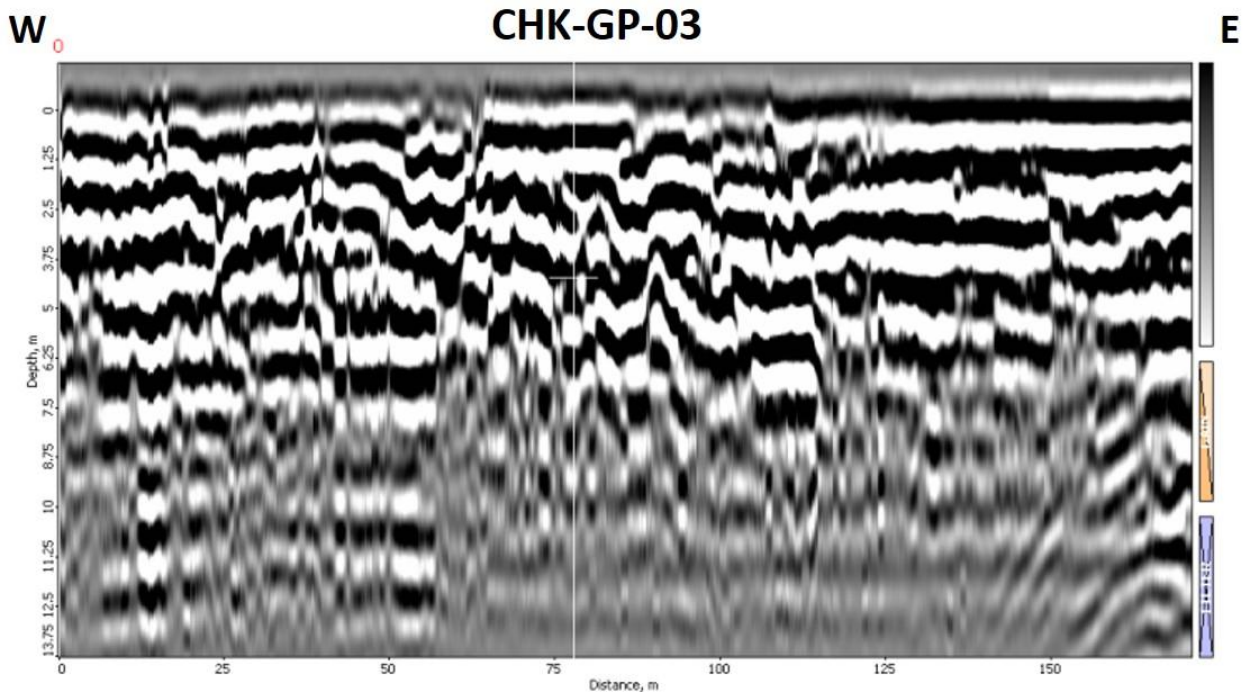


圖 3.2-7 CHK-GP-03（171 公尺）

CHK-GP01~03 測線的透地雷達施測，採用以 75Mhz 頻率天線施測以達到較深的測深，最大測深約可達到約 7.5 m，調查結果顯示沒有明顯斷層活動之地層錯位情形。

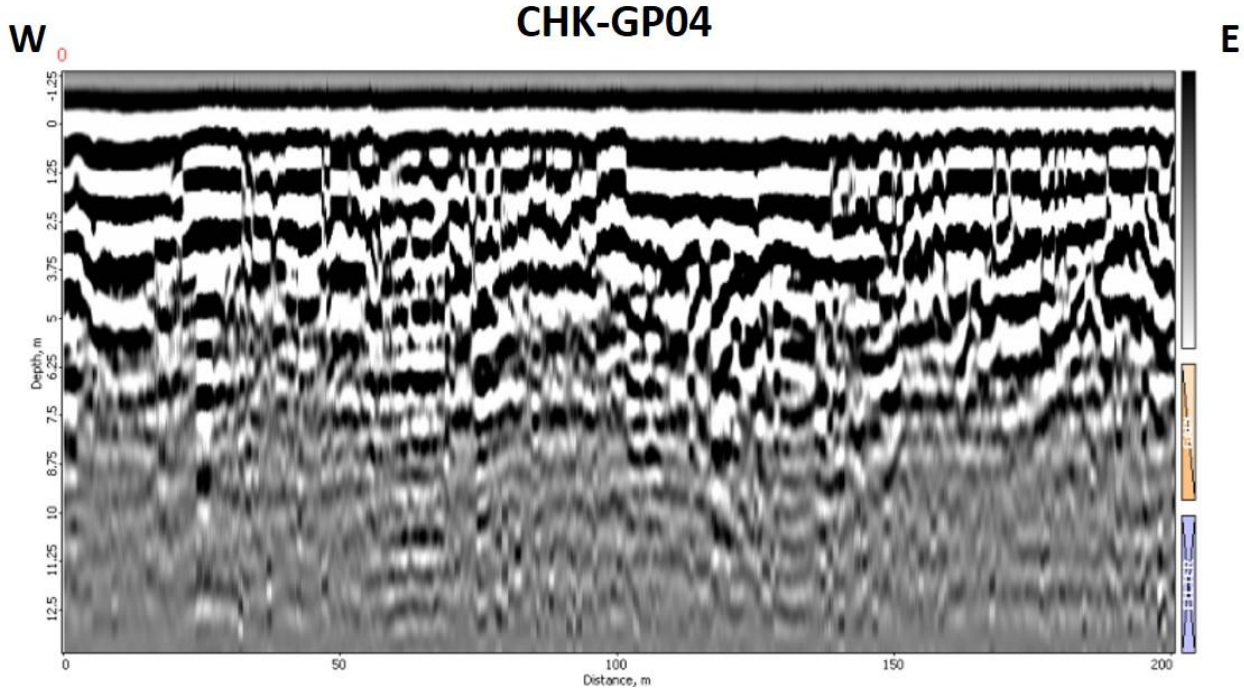


圖 3.2-8 CHK-GP-04（200 公尺）

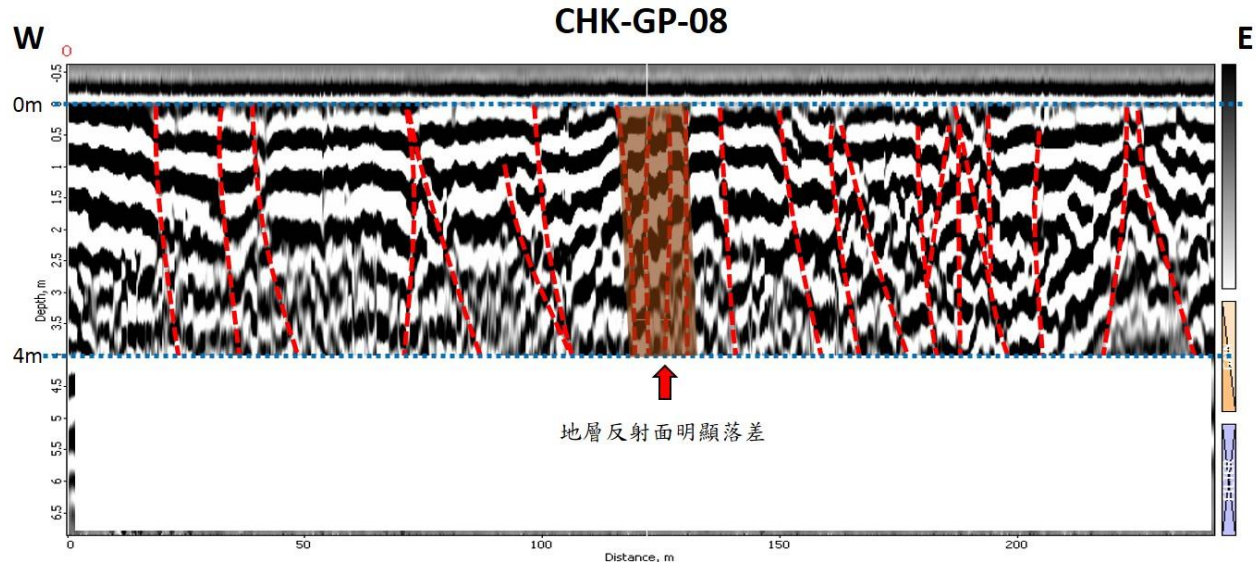


圖 3.2-9 CHK-GP-08（241 公尺）

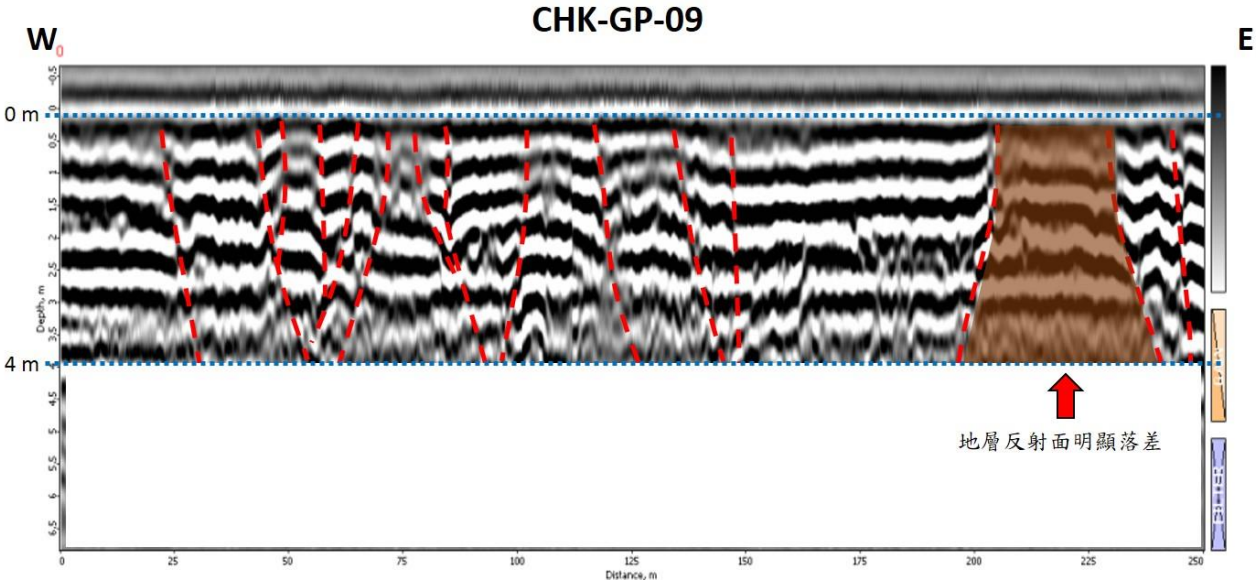


圖 3.2-10 CHK-GP-09（250 公尺）

CHK-GP08 與 09 兩測線的透地雷達施測，本研究團隊採用 150Mhz 頻率天線，以達到較佳的分辨率。由圖 3.2-8 的 CHK-GP08 施測調查結果顯示，雷達剖面上存在許多近地表錯動構造，使得水平地層反射面因此錯斷，或是因錯斷而產生傾斜。在測線位置約 120-130 公尺前後，存在一主要的錯動帶，造成東側接近水平的地層反射面，較西側的反射面略有抬升現象，此一主要錯動帶，可能代表為深處斷層線跡於近地表的延伸位置。CHK-GP-09 測線的雷達剖面如圖 3.2-9 所示，剖面中亦存在許多使得水平地層反射面具有微小錯動的構造（圖中紅色虛線所示），然而在測線東端 210-240 m 位置前後，存在一明顯地層反射面落差，可能顯示為一個主要的錯動帶，可能代表為深處斷層線跡於近地表的延伸位置。

3.3 九芎坑斷層南段調查工作

在南段的九芎坑斷層調查區域主要通過了竹崎地區，由於竹崎市區為人口稠密地區，市區內僅具有零散的空地進行地電阻影像探勘。因此，本調查以 3 至 10 公尺電極間距，在竹崎市區南側，選定適當空地，進行單一測線長度至少 100 公尺長之地電阻陣列施測。進行的地電阻控制點施測調查控制線，由 2-3 條之地電阻夾擠測線組成。於竹崎市區內，嘗試利用透地雷達方法（天線頻率使用 150MHz），跨越預判的斷層線位置，進行測深 3-5 公尺之地下高解析度雷達探測，以描繪精確斷層經過位置。

竹崎地區共完成六條地電阻測線總長度 839 公尺，三條透地雷達完成 362 公尺。位於竹崎市區南側與頂蘇之間的二維地電阻測，也完成東西向總長至少 200 公尺長測線 3 條，用以了解可能之斷層線跡延伸的分布，詳細地球物理施測分析結果分述如後。

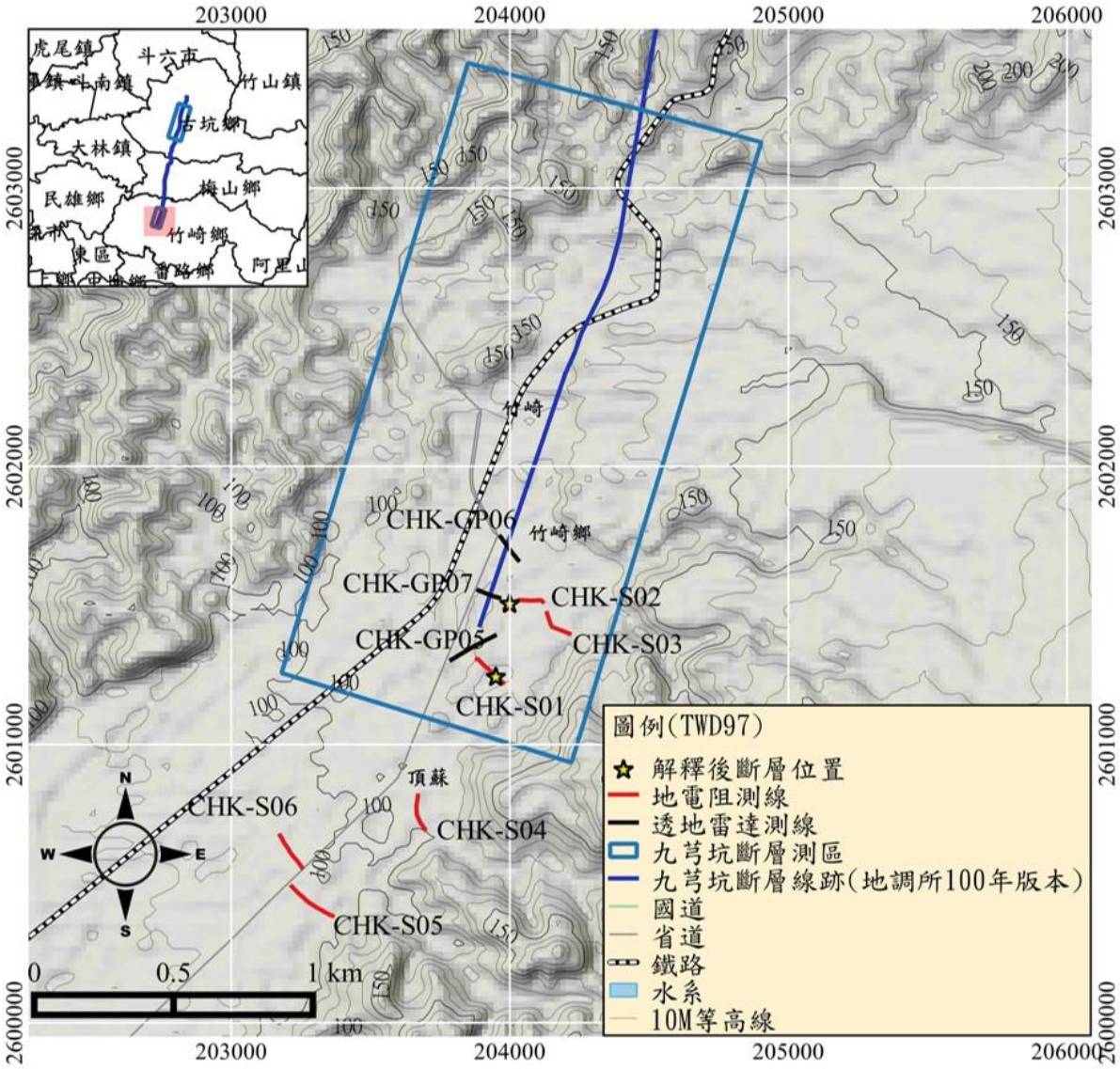


圖 3.3-1 九芎坑斷層測區南段測線與控制點分布圖（TWD97）

3.3.1 南段地電阻成果

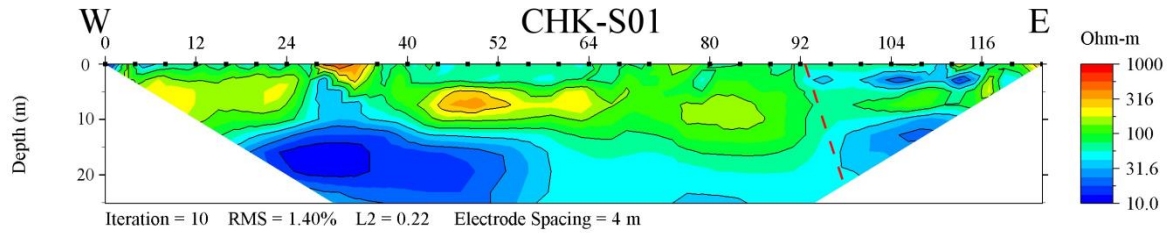


圖 3.3-2 CHK-S01 測線地電阻反演算剖面圖

九芎坑斷層南段通過竹崎市區，前人研究與鑽井資料顯示九芎坑斷層有經過竹崎市區，但向南延伸則沒有任何資料，因此本區調查測線主要集中於竹崎市區南側。CHK-S01 位於地調所九芎坑斷層線跡終止處往南約 130 公尺，線跡沿伸約位於本測線起點 0 米位置。資料經反演算結果如圖 3.3-2 所示。反演模型可以看出此區之表層 12 米為高電阻層，電阻率在 100 Ohm-m 以上，為階地礫石層的組成。而高電阻率的礫石層之下，存在有電阻率在 30 Ohm-m 以下的低電阻率地層，由北側牛稠溪剖面的過去研究結果，本研究團隊研判此一低電阻率地層應為六雙層。由於 CHK-S01 測線 30 米位置處有道路經過，因此造成反演模型在 28 至 36 米明顯略影響。而在 CHK-S01 測線 92-95 m 位置前後，存在一電性地層的錯動構造（圖 3.3-2 中紅色虛線所示位置），東側深處的較低阻地層，逆衝至西側的低阻地層之上，因此顯示可能為一斷層構造。研判可能為九芎坑斷層的南側延伸，而上盤深處的低電阻率地層，有可能顯示的為砂頁岩為主之卓蘭層。此一位置，由於較原先判斷之九芎坑斷層線跡，向東及南側偏離約 200 公尺，建議後續應於此一位置前後再進行更詳盡的鑽井調查，以釐清是否為九芎坑斷層之延伸部分。但由於現地發現有些微的地形起伏於線跡東側，且本研究團隊施做的透地雷達顯是水平延伸岩層良好，故本研究團隊在竹崎市區東側另做兩條地電阻的延伸調查測線，以釐清斷層是否有較偏東側經過竹崎市區。

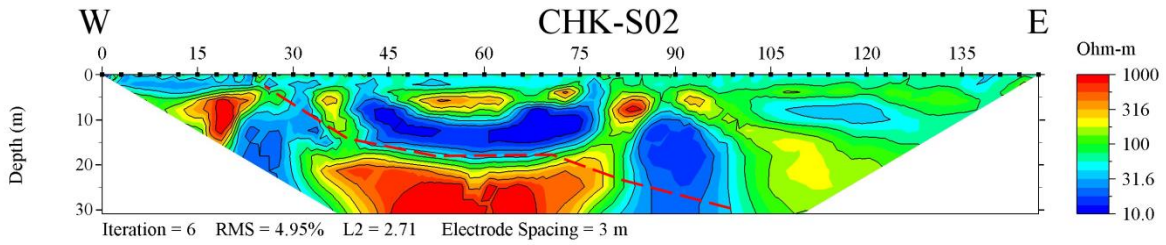


圖 3.3-3 CHK-S02 測線地電阻反演算剖面圖

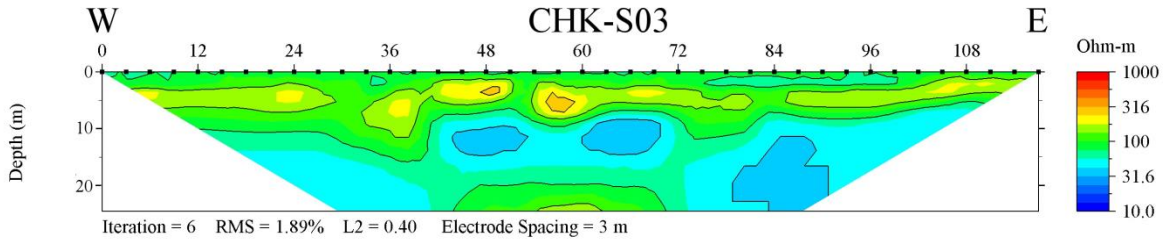


圖 3.3-4 CHK-S03 測線地電阻反演算剖面圖

CHK-S02 起點位於線跡東側 70 公尺，以 3 米電極間距施測 147 公尺到路邊，跨過自由路 CHK-S03 接續施測一條地電阻測線 117 公尺。CHK-S02 模型中，本研究團隊可以看到 30 歐姆米以下之低電阻疊置到高電阻層上方，這兩個電性不連續的交界可能為斷層活動之邊界。更東側之 CHK-S03 模型如圖 3.3-4 所示，117 米的電測模型反應中，地下 0 至 25 米深部的低電阻層下，在本模型則沒有明顯特高之電阻層，推測本剖面模型可能為六雙層本身之電性反應。故研判竹崎市區偏南側之斷層經過位置可能要往東偏移 90 公尺至圖 3.3-3 所顯示之電性不連續構造。

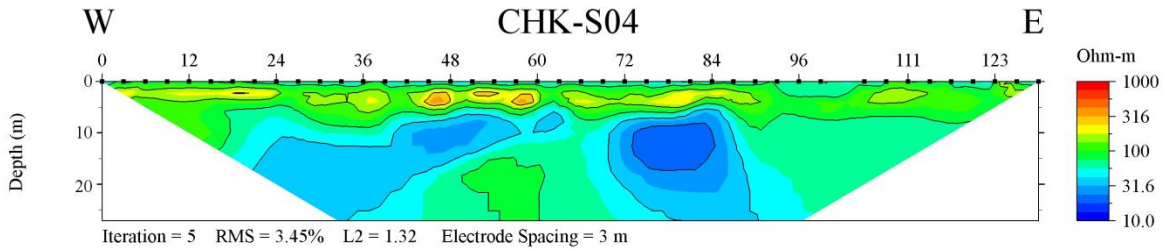


圖 3.3-5 CHK-S04 測線地電阻反演算剖面圖

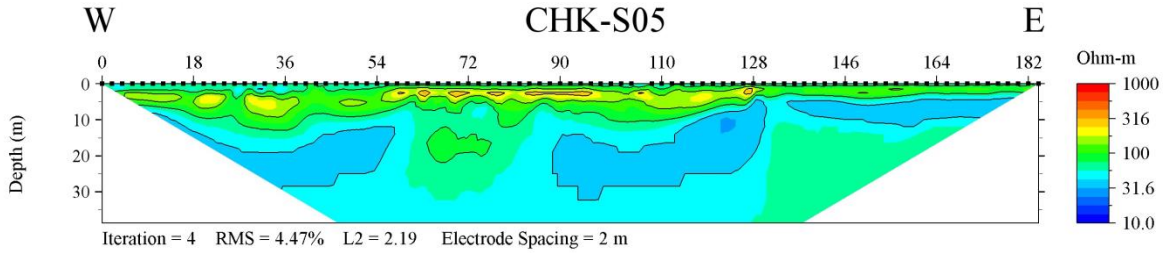


圖 3.3-6 CHK-S05 測線地電阻反演算剖面圖

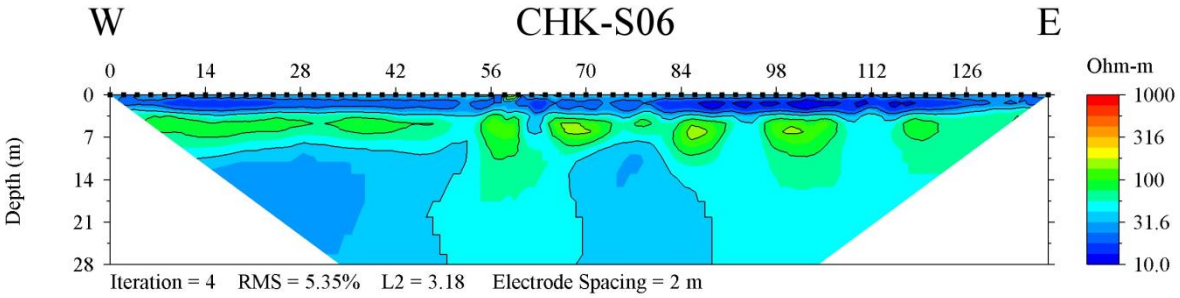


圖 3.3-7 CHK-S06 測線地電阻反演算剖面圖

本研究團隊在竹崎市區南邊位置，檢測斷層是否有經過竹民路與台三線交會處。因此，本研究團隊另外施測三條地電阻測線，兩條位於台三線東側（北邊剖面 CHK-S04、南邊為 CHK-S05），另一條位於台三線西側竹民路南側（CHK-S06）。經 ERT 施測與反演模型檢視（圖 3.3-5、圖 3.3-6 與圖 3.3-7），本研究團隊發現竹崎市區南邊的區域皆屬水平之低電阻岩層。推測斷層擾動並沒有經過此區域的台三線東西兩側。顯示原地調所 100 年斷層線跡，應已沒有往南延伸至此。

3.3.2 南段透地雷達成果

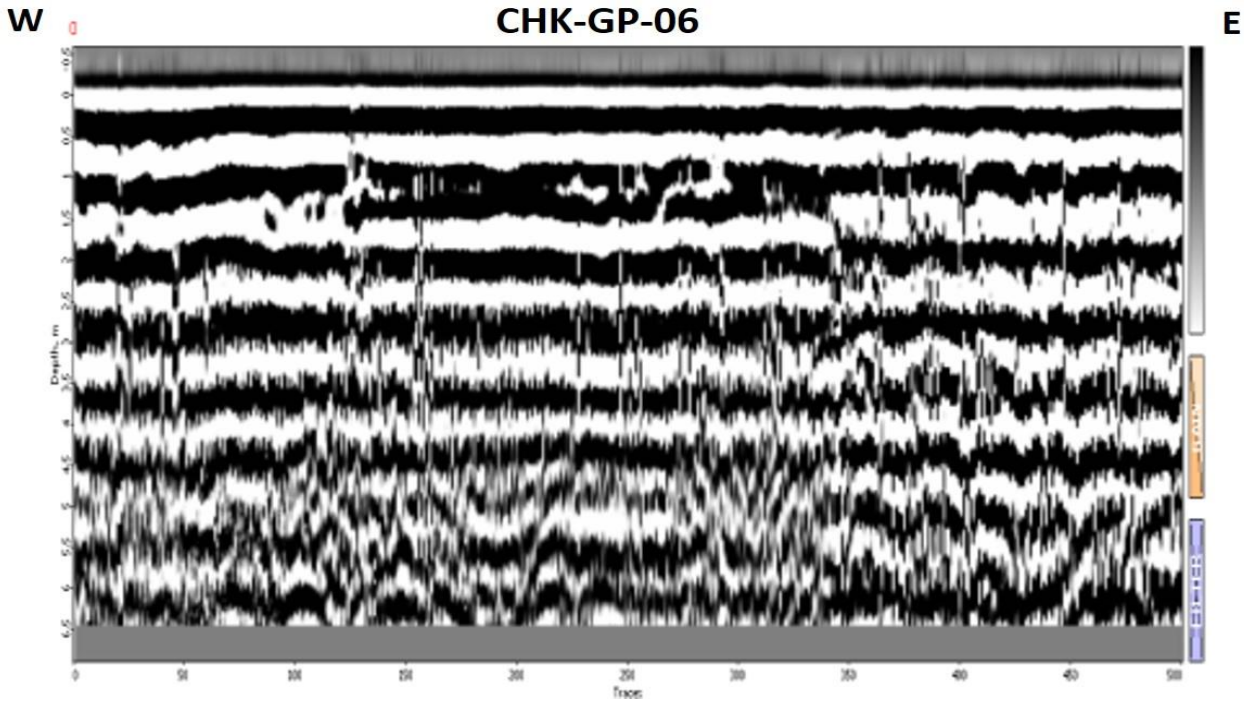


圖 3.3-8 CHK-GP-06（100 公尺）

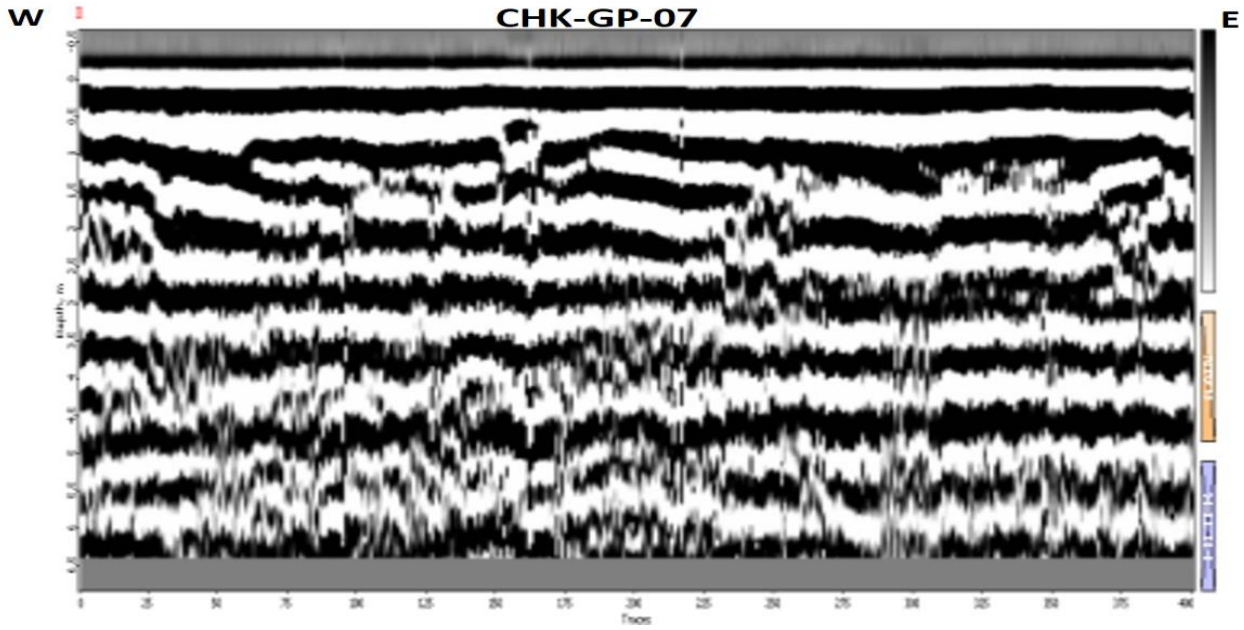


圖 3.3-9 CHK-GP-07（80 公尺）

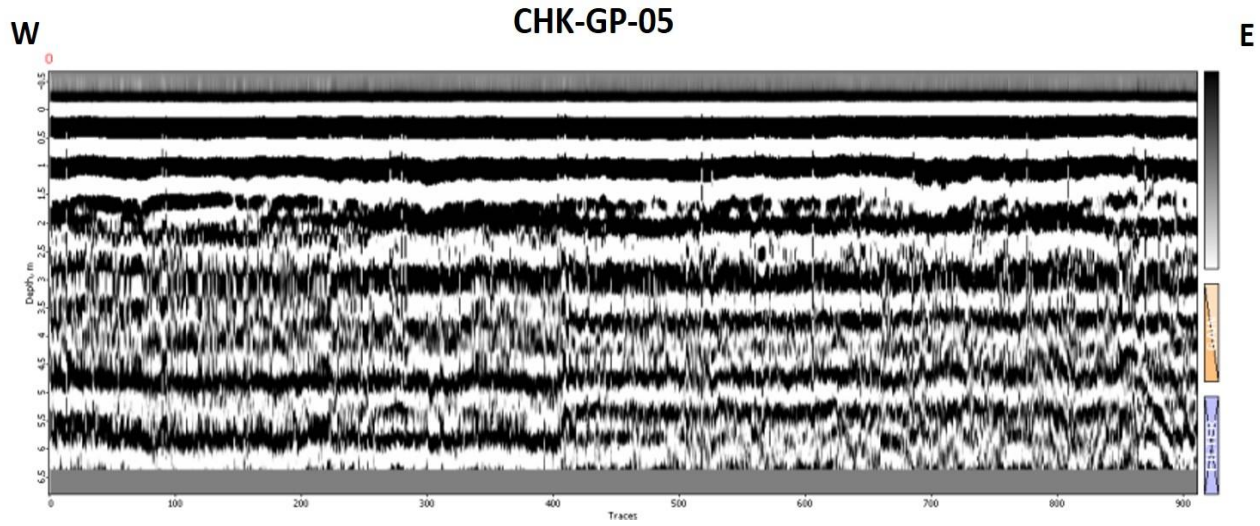


圖 3.3-10 CHK-GP-05（182 公尺）

根據九芎坑斷層北段施測之經驗，南段測區的透地雷達調查以 150Mhz 天線施測，各測線分佈位置如圖 3.3-1 所示。其中北側 CHK-GP-06 測線長度為 100 公尺，CHK-GP-07 則為 80 公尺長，而最南側的 CHK-GP-05 為 182 公尺長，平均測深約為 6-7 公尺。由圖 3.3-3 至 3.3-5 的三個雷達反射剖面，顯示九芎坑斷層南段測區，本研究團隊所選擇的三處透地雷達測線，均為幾近水平延伸良好的地層反射面，暗示並無斷層錯動，使岩層錯位情形出現。顯示斷層錯動應不在三處透地雷達測線經過位置。

3.4 九芎坑斷層測區施測結果之討論

於九芎坑斷層之各調查測線長度如表 3.4-1，地電阻測線累計 1809 公尺，透地雷達調查累計有 1569 公尺長。綜合地電阻與透地雷達施測結果，本研究團隊發現九芎坑斷層此區的線跡位置普遍應往東側偏移。

在北區跨越預判線跡的三條透地雷達調查，其結果顯示沒有明顯斷層錯位，故推測須往東側偏移。在比較南邊的兩條透地雷達與地電阻反演模型中，看見了電性不連續構造。地電阻 CHK-N03 模型顯示，原斷層線跡往東偏移約 30 公尺有明顯的電性不連續帶。較南一點的透地雷達測線 CHK-GP09 結果也顯示，斷層線跡往東偏移 15 公尺也有明顯的地層落差。故推論斷層線跡於古坑地區可能與山區地形轉折有相關，調查發現的電性不連續位置皆位於地調所 100 年斷層線跡東側。而經過原線跡的調查顯示沒有明顯的電性不連續構造。

在九芎坑斷層南段的測區中，本研究團隊發現竹崎市區南側之九芎坑斷層線跡位置，可能與過去所推測預判的斷層延伸線跡有所差異。經由三條沿著預判斷層線跡區域所施佈之透地雷達資料顯示，地層於預判線跡附近東西側並無明顯錯位。而在預判線跡稍南側所施作的地電阻 CHK-S01 測線，卻顯示在測線

東端 92-95 m 位置，似存在一電性地層的錯位。位於東側深部較低阻的地層，逆衝到西側深部較高阻的地層上。本研究團隊依此推測九芎坑斷層的南段，可能比預判的線跡要向東偏移約 100-200 公尺，沿著竹崎階地與山麓交界附近延伸。因此本研究團隊後續在南段的施測工作往東修正，結果顯示 CHK-S02 中也發現了明顯的電性構造不連續，再往東至 CHK-S03 則沒有。推測位於 CHK-S02 之電性不連續構造可能為斷層線跡經過位置。另外於地調所 100 年線跡延伸線往南至頂蘇區域。本研究團隊於延伸線兩側共施做三條地電阻調查，顯示斷層活動應沒有影響至此。

表 3.4-1 九芎坑斷層測區測線種類與長度對照表

測線	地電阻（m）	透地雷達（m）	
CHK-N01	290		九芎坑北段
CHK-N02	210		九芎坑北段
CHK-N03	312		九芎坑北段
CHK-N04	158		九芎坑北段
CHK-GP-01		190	九芎坑北段
CHK-GP-02		155	九芎坑北段
CHK-GP-03		171	九芎坑北段
CHK-GP-04		200	九芎坑北段
CHK-GP-08		241	九芎坑北段
CHK-GP-09		250	九芎坑北段
CHK-S01	124		九芎坑南段
CHK-S02	147		九芎坑南段
CHK-S03	117		九芎坑南段
CHK-S04	129		九芎坑南段
CHK-S05	184		九芎坑南段
CHK-S06	138		九芎坑南段
CHK-GP-06		100	九芎坑南段
CHK-GP-07		80	九芎坑南段
CHK-GP-05		182	九芎坑南段
總計	1809	1569	

第四章 奇美斷層

4.1 地質概述

奇美斷層，位於台灣東部的海岸山脈，是一條貫穿山脈的大型逆衝斷層，呈東北走向，由玉里鎮春日里向東北延伸，經德武、奇美村至花蓮縣豐濱，長約 30 公里。斷層南端在春日里附近連接瑞穗斷層與池上斷層。

奇美斷層為徐鐵良 （1956）所命名。斷層由德武向東北延伸至豐濱入海，經秀姑巒溪中段的奇美村，由於此處斷層露頭出露最佳而得名。為一逆移斷層，走向呈北偏東 40~50 度，傾角於奇美附近呈鉛直狀態，全長超過 18 公里。奇美斷層是海岸山脈最重要斷層之一，在奇美附近露頭顯示，此斷層使得都鑾山層逆衝於八里灣層上。陳文山認為在最北端的豐濱附近斷層切過全新世河階礫石層，斷層位態為 N40E/80SE，斷層帶寬約 1 公尺（Chen, et al.,1991）。裂隙中的礫石中尚夾有繩紋紅陶碎片，其年代約 4000~5000 年，顯示自有人類歷史以後斷層仍在活動。1951 年 11 月 25 日的玉里大地震，在臺東縱谷中段瑞穗至富源一帶曾發生一長達 40 公里，走向為北偏東約 20-30 度的地震斷層，其走向與海岸山脈平行；斷層東側即海岸山脈一側上移達 2 公尺，由斷層面上的擦痕可知，斷層東側自南向北移動。而 1972 年 4 月 24 日的瑞穗地震，也造成北偏東約 25 度的地震斷層；此些地震斷層兼具逆斷層與左移的分量（Hsu, 1962, 1976）。朱傚祖與游明聖 （1995）分析 1972 年瑞穗地震的震源機制，顯示該地地震之主斷層性質與奇美斷層類似，因此推測可能為奇美斷層活動所致。奇美斷層位於海岸山脈中段，在丁子漏溪上游有數階高位河階，下游豐富村為一崖高 40-50 公尺的階地，且丁子漏溪與貓公溪交會口的豐濱村也有三階的階地。張瑞津等（1992）調查奇美村附近的數個階地，其中兩階可能有斷層通過，而臨河一階的階地相對高差約 8 公尺，研判階地的變動是受奇美斷層的影響。羅偉與楊昭男（2004）在秀姑巒溪北岸的奇密山與新瑞山等地，發現可能是斷層造成稜線的錯移，在奇美村的福音、觀音及松埔等地也有階地反傾斜的現象。整體來說，變位河階、斷錯河等地形特徵與斷層線形皆可以在奇美地區發現。

本地區出露的地層包括奇美火成雜岩、都鑾山層、八里灣層、利吉層、階地堆積層及沖積層（大江二郎，1939；Hsu, 1956；Chang, 1968；Ho, 1969；Teng, 1979；陳文山，1988；陳文山與王源，1996）。奇美火成雜岩，包括輝綠岩、輝長岩等入侵岩與厚層淺灰色安山岩岩流。上盤都鑾山層，主要為火山熔岩流、火山角礫岩與再積性火山碎屑岩。下盤八里灣層，主要為礫岩、砂岩與頁岩所組成。利吉層，為泥岩夾各種不同岩性的岩塊；泥岩為青灰色具緻密鱗片狀葉理，岩塊包括礫岩、砂岩、頁岩、砂頁岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩與蛇綠岩

等。利吉層與都鑾山層、八里灣層都是以斷層接觸。階地堆積層與沖積層則是由礫石、砂及粘土所組成。

賴文基（1995）在奇美村附近的秀姑巒溪河谷的觀察結果，安山岩逆衝於大港口層（八里灣層）之上，斷層擦痕顯示奇美斷層為逆衝與左移兼具。鄭文弘（1996）在奇美村附近的露頭量測斷層面上的兩組擦痕，一組為逆衝性質、另一組為左移性質。羅偉與楊昭男（2004）的調查結果，認為在奇美村附近的秀姑巒溪有三個奇美斷層的露頭，都鑾山層的火成岩逆衝至八里灣層之上，斷層面位態為 N70°-80°E/70°S，斷層性質同樣為逆衝與左移兼具。秀姑巒溪溪谷的奇美斷層露頭，剖面最西側為都鑾山層火成岩逆衝至八里灣層砂頁岩互層之上。由於熱水換質作用，安山岩呈黃色，且較為破碎，偶有填充石膏，其中兩組葉理面呈網脈狀；與安山岩接觸的頁岩，有強烈的剪切現象，有兩組葉理面，呈 SC 組構。奇美斷層的露頭也出現黑色剪裂泥岩與砂岩層。陳文山等（2006）研判在豐濱附近有一奇美斷層的分支斷層截切河階礫石層，斷層位態為 N40°E/80°E，斷層帶寬約一公尺。

4.2 前人地球物理調查研究

董倫道等（2005）曾於池上斷層北側進行淺層震測、地電阻與大地電磁方法施測工作。震測測線（05P-CMI-TL01）位於池上斷層北段（圖 4.2-1）泰林大橋北側，董倫道等（2005）由震測剖面上區分出大致三區塊：TL-A 為淺部堆積層，層面向東傾斜；TL-B 位於剖面西側，連續性差，層面約為水平；TL-C 位於測線東側，連續性佳，層面向西傾斜。TL-B 與 TL-C 的接觸研判為斷層，斷層面向東傾斜（圖 4.2-2 A）。同一研究中，也進行三條地電阻測線施測工作，地電阻反演算結果如圖 4.2-2B），圖中東側 TL04 測線下方低電阻推測為都巒山層，而西側 TL02 與 TL03 測線高電阻區為縱谷堆積層大地電磁方法測線則位於泰林地區（圖 4.2-1 紅色虛線），反演算結果顯示，在太林地區東側測點 13 與 14 下方低電阻區與 TL04 測線相符，董倫道等（2005）研判可能為為都巒山層。測點 6 與測點 14 之間有顯著的電阻變化，由東側低電阻率區突然轉為西側的較高電阻率區，研判可能為奇美斷層位置（圖 4.2-2 C）。

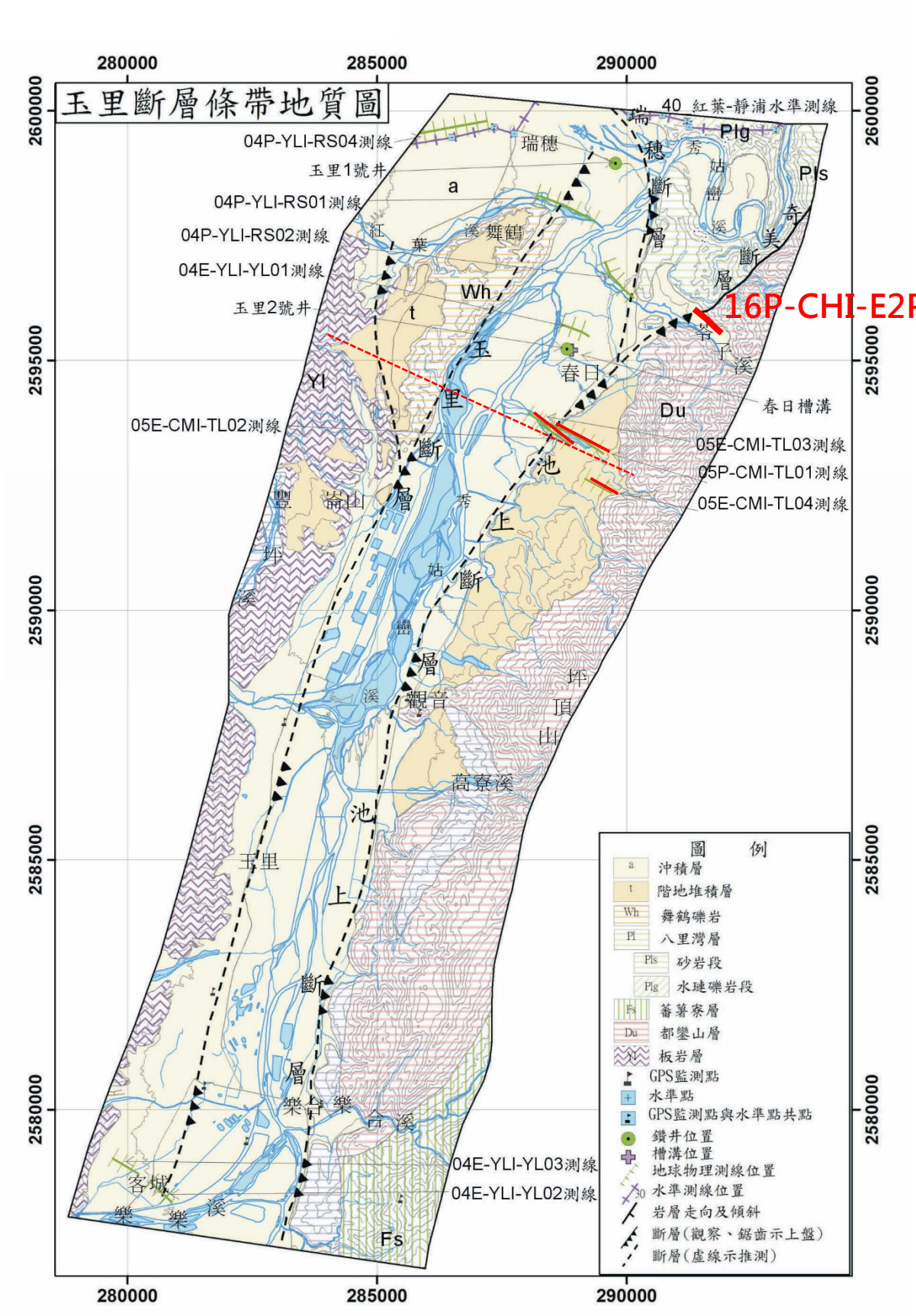


圖 4.2-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖（TWD67）

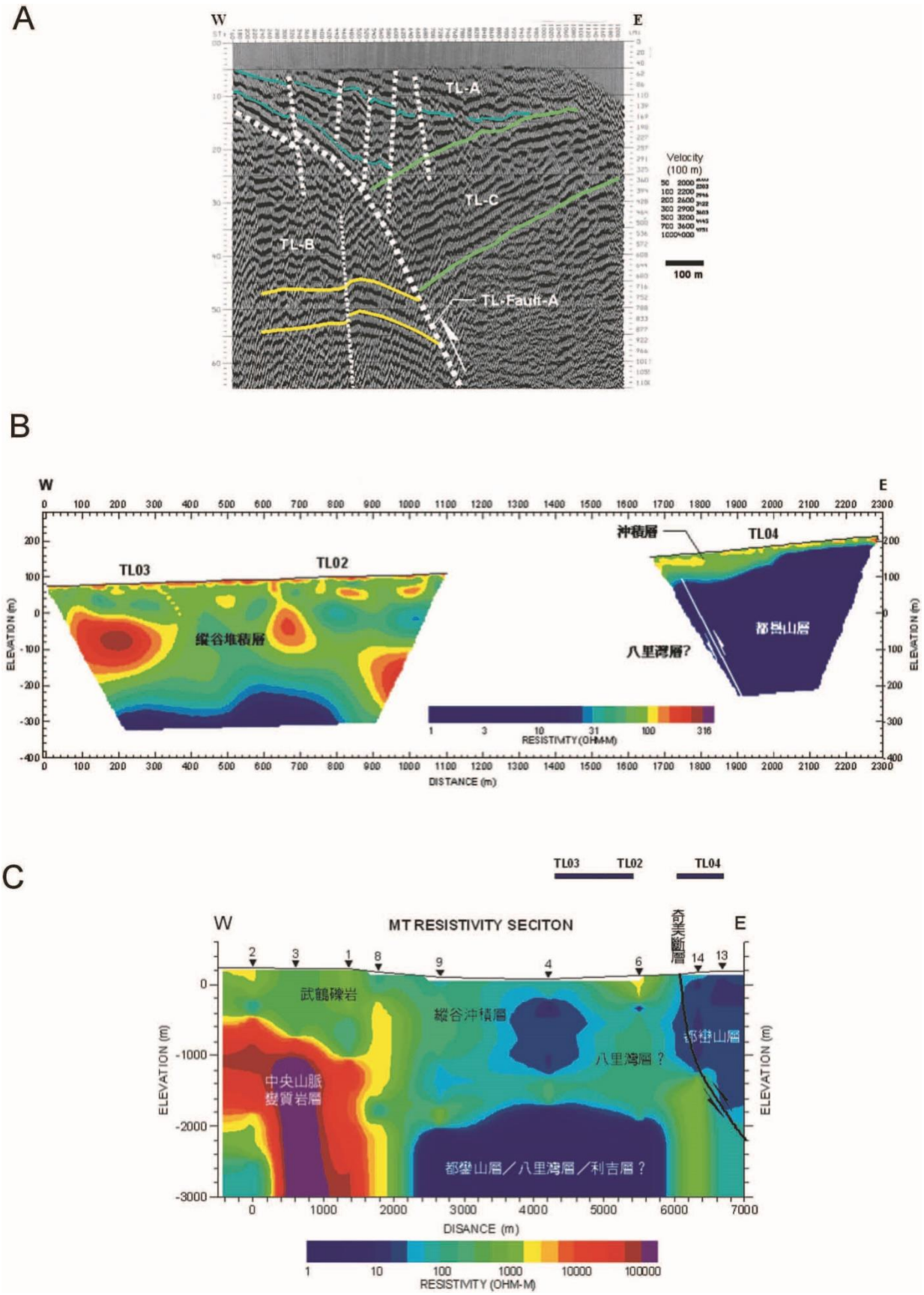


圖 4.2-2 反射震測、地電阻探測與大地電磁探測結果（董倫道等，2005）

4.3 奇美斷層調查工作

4.3.1 工作內容

基於前述研究的分析結果，本區地球物理施測之目的，為利用地球物理施測所得到之地層物理性質不連續帶之分佈與位態,配合現有的鑽井與其他資料，了解奇美斷層於瑞穗一帶之分佈位置與斷層，作為劃設斷層敏感區之參考。

本區地電阻測線於此區的設計，以最大測深 70-100 公尺為目標，局部地區因為地形、空地與人工建物影響，測線較為縮短，測深約為 40 公尺左右，單一地電阻陣列長度可以設計在 300-500 公尺左右。本團隊將以 10 米電極間距，進行地電阻施測。經過初步篩選後，本研究團隊在奇美地區完成 11 條地電阻測線與兩條透地雷達測線之施測工作。大致由北至南跨越預判之斷層線進行施測，地電阻測線總長度共 2650 公尺（圖 4.3-1）。另外，本研究團隊嘗試於選擇地電阻測線上破裂錯動明顯之區域 2 處，運用 50 MHz 與 100 MHz 透地雷達，進行地下施測，完成之透地雷達測線總長約為 690 公尺。除透地雷達與地電阻施測外，為建立可供比對之地球物理剖面，進行較全面的聯合解釋。故本研究團隊於德武之間區域，進行東西方向之淺層震測工作，完成測線總長 1150 公尺。將可提供較深處之斷層線跡延伸情況，並與淺層之透地雷達與地電阻資料進行比對，了解斷層面之幾何延伸情形。各地球物理探查結果如後文所述。

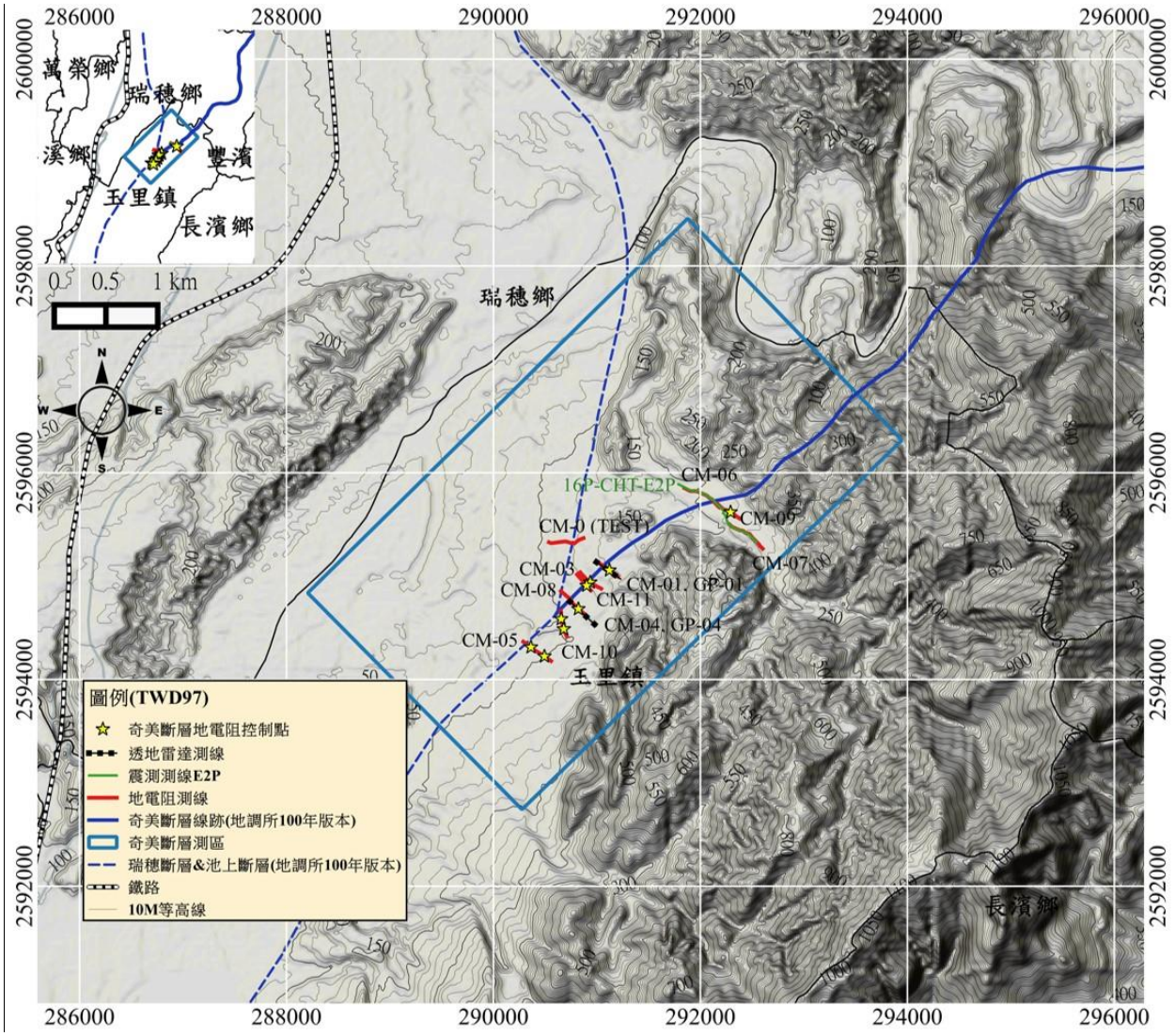


圖 4.3-1 奇美斷層測區測線與控制點分布圖（TWD97）

4.3.2 地電阻成果

本研究團隊在奇美斷層測區內，最北邊的調查於德武地區之三條地電阻測線，由西向東分別為測線 CM-06 長 400 公尺、CM-09 長 260 公尺以及 CM-07 長 410 公尺，疊合剖面總長約 960 公尺，綜合結果如圖 4.3-2 所示。地調所預估之斷層線跡經過於 320 公尺（紫色勾位置），但模型中並沒有發現明顯的錯動，測線 200 至 380 米可能是厚 30 米之河階堆積物。電阻率剖面呈現西側的表層，表層至 10 米深度內為較高阻（電阻率在 150 Ohm-m 以上）地層，而深處為較低阻地層（電阻率低於 20 Ohm-m）的電性地層構造。位於 520 至 530 公尺處有明顯的電阻率模型的不連續帶出現，顯示此區域可能才是奇美斷層經過之位置。更往東去本研究團隊又看見了類似西側的兩層電阻模型，但明顯的淺層高電阻層東側比西側來的薄，且 200 至 370 公尺有較厚的高電阻位於西側，應有斷層活動位於東側。故推論德武地區之斷層線跡應往東移 220 公尺。

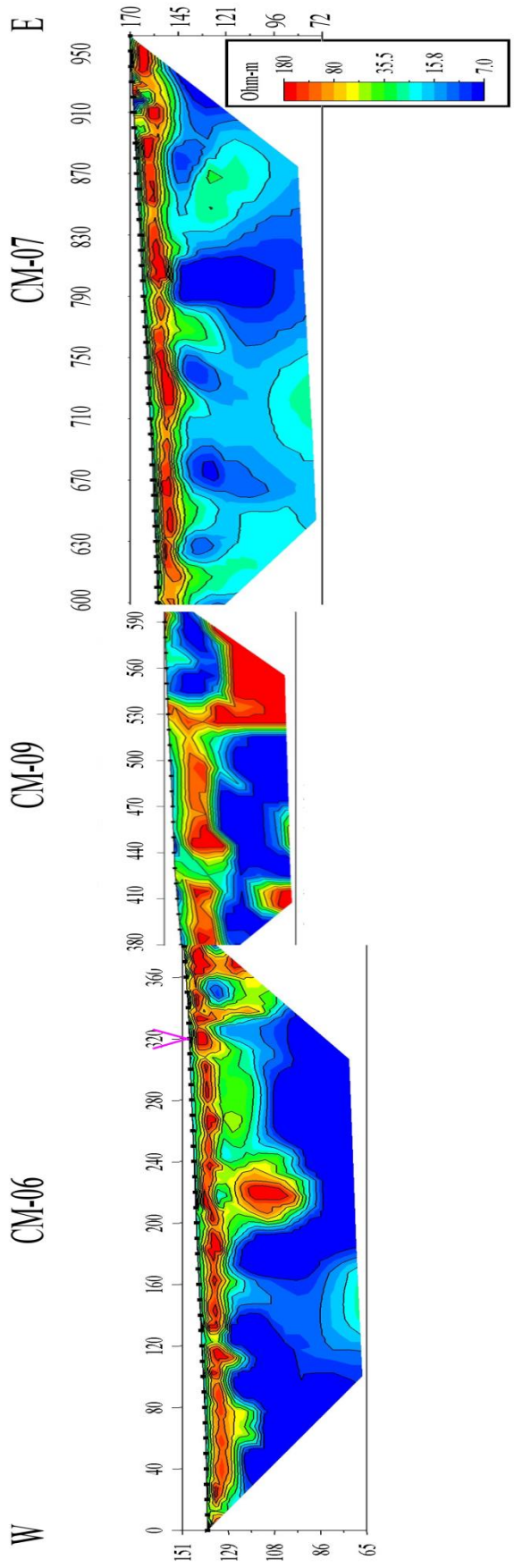


圖 4.3-2 CM-06、CM-09、CM-07 測線地電阻反演算剖面圖

測線 CM-01 長 230 公尺，測線 135 公尺位置下，本研究團隊發現有電性構造的不連續，伴隨著地形的抬升，本研究團隊同時可由地電阻模型看見東側淺部之低電阻，應是受斷層活動影響，較西側之低電阻淺。故推測斷層應經過本測線 135 公尺附近。原斷層線跡約位於本測線 60 米位置，而調查所發現之電性不連續位於斷層線跡往東 75 公尺。

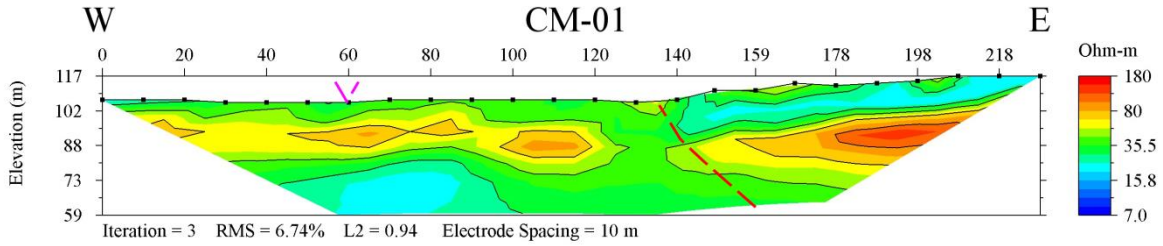


圖 4.3-3 CM-01 測線地電阻反演算剖面圖

測線 CM-03 長 200 公尺，測線 CM-11 長 260 公尺，CM-03 模型（圖 4.3-4）顯示，測線 150 至 160 公尺中有明顯的電性構造錯動。因 CM-03 測線反應太靠近邊緣模型邊界，故於北側再行施測 CM-11 測線，CM-11 與 CM-03 起點距離斷層線跡約為 120 公尺。CM-11 最後得到的反演模型與 CM-03 接近，位於 150 至 160 公尺下方有明顯的電性構造擾動。160 公尺東側下有低阻區塊的上衝，顯示出斷層活動應該經過此段 150 至 160 公尺位置。原線跡經過此二測線 120 公尺位置，而發現之電性擾動帶位於其東側 30 公尺。

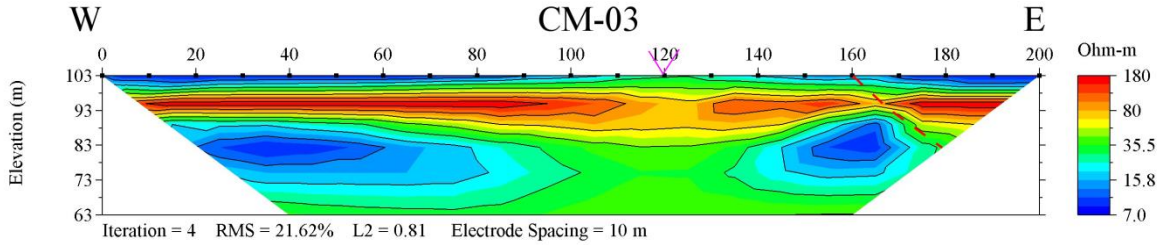


圖 4.3-4 CM-03 測線地電阻反演算剖面圖

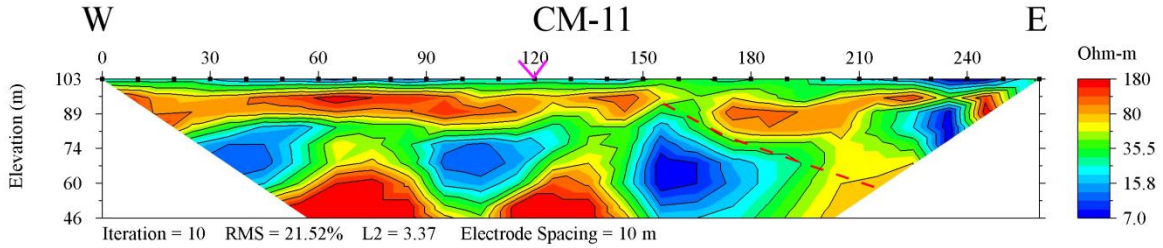


圖 4.3-5 CM-11 測線地電阻反演算剖面圖

受限於測區農地分佈，測線 CM-08 僅 130 公尺長，測線 130 公尺約為過去推估奇美斷層線跡經過位置，因為是馬路無法跨越施做，故本研究團隊另外於道路東側施做 CM-04 測線夾擠比較。CM-04 測線長度為 170 公尺。CM-08 的 37 米至 60 米之間，可能受地表水溝影響，底層高電阻形成斷裂，應不是斷層影響。於圖 4.3-7 中本研究團隊看到在深部 20 米以下，底層低阻區域於測線 70 米位置下的中斷。原斷層線跡位於測線起點西側 50 公尺，此電性不連續帶約位於斷層往東南偏移 120 公尺處。

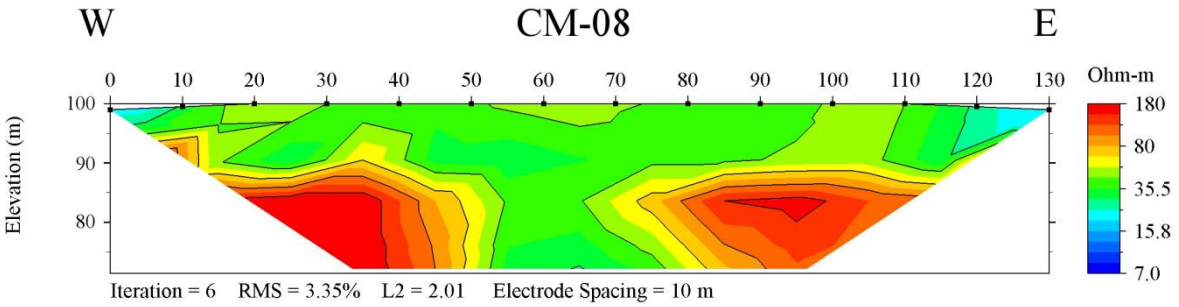


圖 4.3-6 CM-08 測線地電阻反演算剖面圖

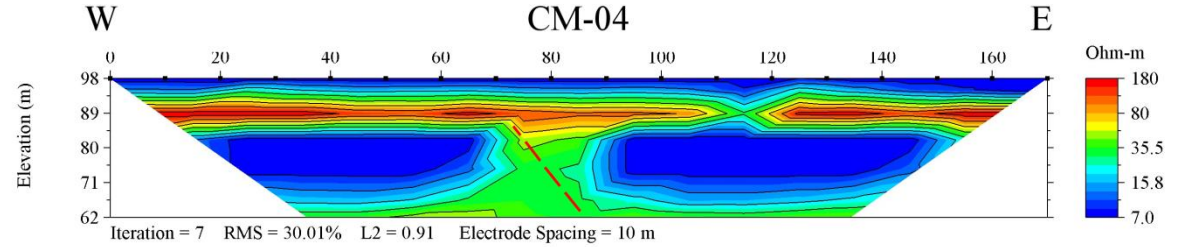


圖 4.3-7 CM-04 測線地電阻反演算剖面圖

測線 CM-10 長 260 公尺，原線跡位於測線西北側 16 公尺處，反演模型顯示測線 80 公尺與 180 公尺皆有電線不連續帶的反應。南邊之測線 CM05 之反演模型同樣地顯示，可能有兩組電性構造的錯動位置，位於測線 90 與 250 公尺處。研判春日附近，斷層線跡應與原線跡有所出入。三條斷層之交會可能需要更多調查資料，，方能描繪完整之區域斷層活動位置。

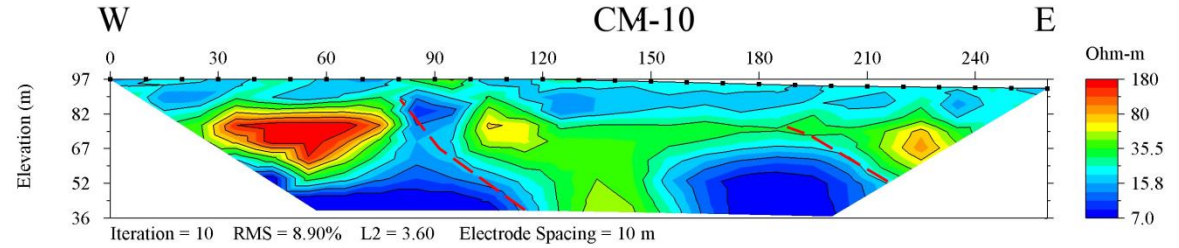


圖 4.3-8 CM-10 測線地電阻反演算剖面圖

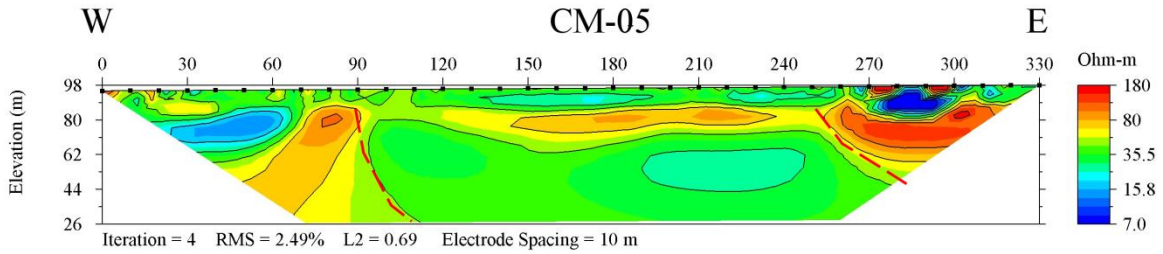


圖 4.3-9 CM-05 測線地電阻反演算剖面圖

4.3.3 奇美透地雷達成果

在奇美地區本研究團隊先使用了 100MHz（預估深度 7 米）以及 50MHz（預估深度 10 米），期待能解析近地表破裂位置。由於測區多為田地不易施測移動天線，本研究團隊施測位置挑選地電阻測線 CM-04 以及 CM-01 進行兩條透地雷達調查測線。

由於高頻資料無法顯示明顯構造，本研究團隊以低頻 50MHz 資料做解釋。沿著 CM-04 測線，我們進行了 380 公尺長的透地雷達調查，與地電阻的 CM-04 於 40 至 210 米重疊。結果如圖 4.3-10，而沿著 CM-01 測線，我們進行了 310 公尺長的調查，其結果如圖 4.3-11。

兩條低頻的透地雷達調查結果，似乎還無法如預期看得清楚淺層的地表破裂。一是原本的地電阻模型顯示了較明顯得破裂位置都是在 17 米以下，二是可能周圍都是灌水農田，測深無法如預期來的深。此兩條剖面的結果，似乎只能反映出近地表人工建築的影響，並無法探得測線上的岩層不連續構造。故奇美斷層之電性調查，可能還需以地電阻模型為主。

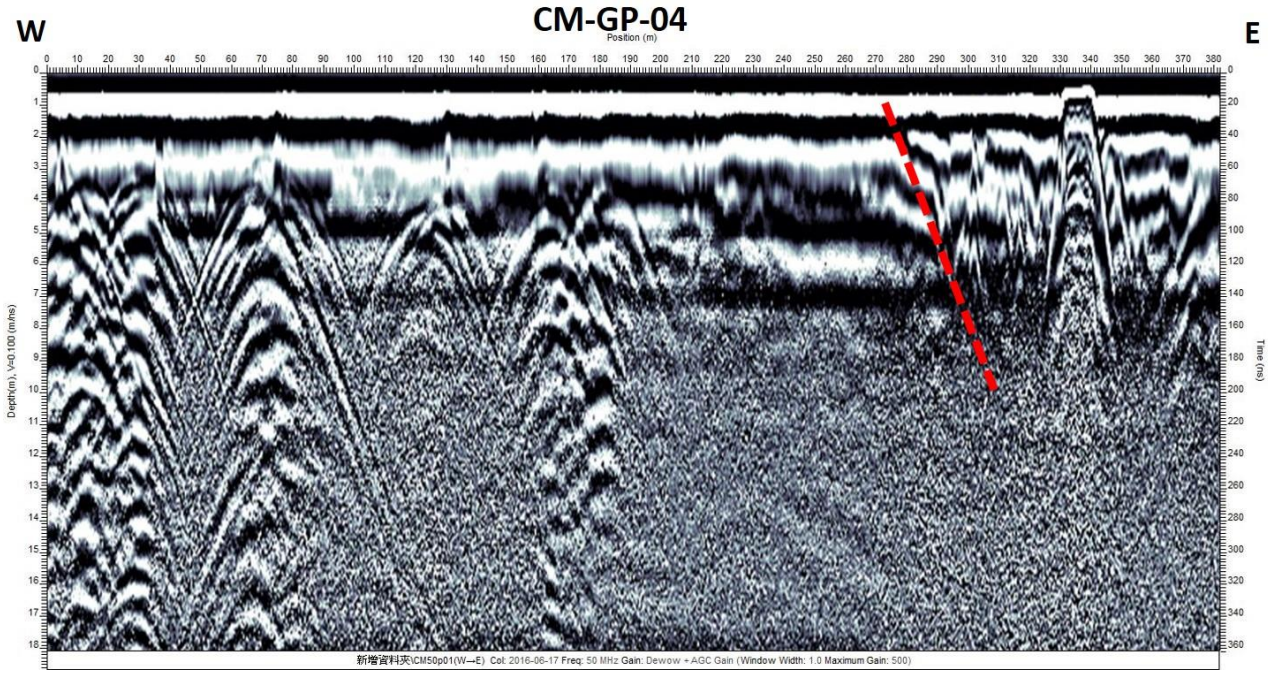


圖 4.3-10 CM-04 測線上之 50MHz 透地雷達調查結果圖

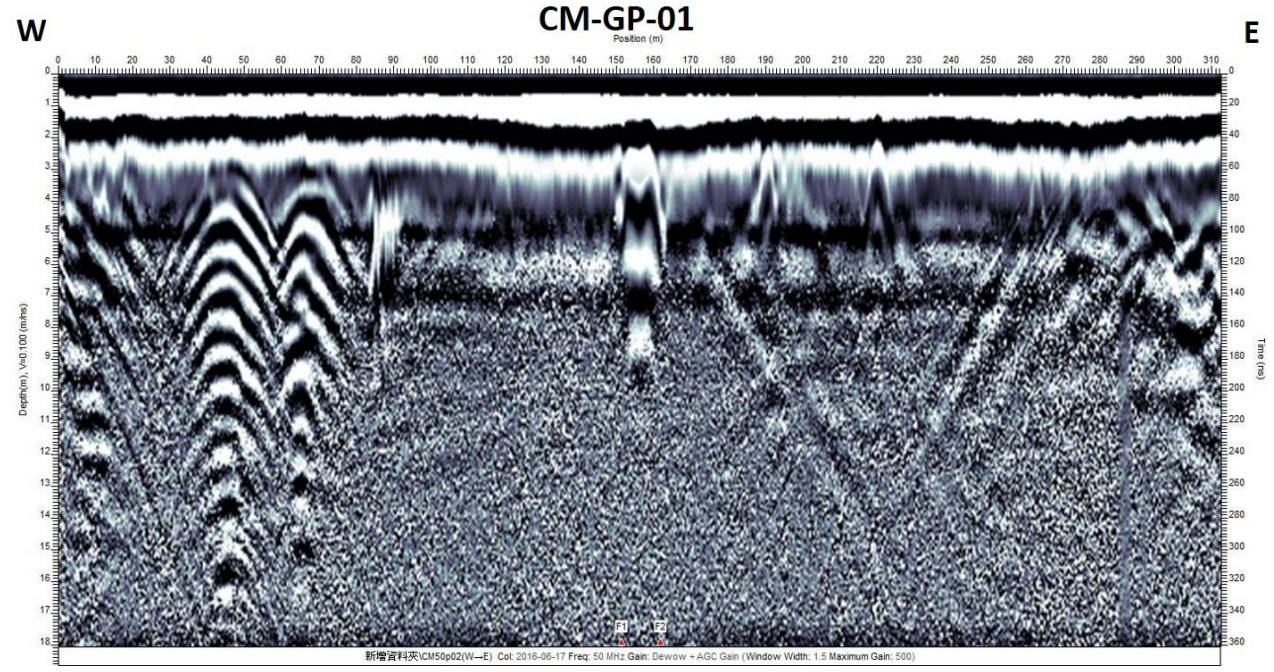


圖 4.3-11 CM-01 測線上之 50MHz 透地雷達調查結果圖

4.4 淺層震測探勘成果

奇美斷層為逆移斷層，呈東北走向，由玉里鎮春日里向東北延伸，經德武、奇美村至花蓮縣豐濱（Hsu, 1956），長約 30km。此次選線西側由上德武里沿苓仔溪向東南方延伸。（圖 4.4-1）。

(一) 淺層震測（16P-CHI-E2P）野外施測

使用 EWG-III 撞擊式震源，測線總長度為 1150 公尺，原定為 96 個炸點，但因發現實際斷層位置較斷層預定線偏東，所以將測線向東追加 24 個炸點，共施測 120 個炸點。使用 192 波道數，以 2 公尺測站間距與 6 公尺的炸點間距，由東為起點向西施測，每經過 8 個炸點將最近的一條線移至後方（圖 4.4-2）。其詳細野外施測幾何參數列於表 4.4-1。

(二) 淺層震測（16P-CHI-E2P）剖面解釋

野外資料經過彎線回歸與資料處理後，CDP 線會比施測長度略短，最終剖面長度為 827m（圖 4.4-3）。在移位前雙程走時剖面上（圖 4.4-4），主要反射能量穿透達 300ms,可以看到非常標準的 Bow-tie 領結型繞射波,是由向斜產生；另外繞射波可作為斷層位置的判別，利用繞射波頂點連線（淺藍色訊號），可以在移位前大致畫出斷層位置。而深層可辨識反射層西側深達 1800ms 左右，東側 500 - 1000 ms 之間有微弱的西傾地層。移位後深度剖面（圖 4.4-5）有效反射層達 400m，地層經移位後可清楚看見西側向東傾與東側向西傾的地層。中間交會處訊號明顯不連續，與移位前繞射波跡象可以確定有斷層經過。在 05P-CMI-TL01 反射震測線（董倫道等，2005）中（圖 4.4-6），可以看到深層 TL-B 與 TL-C 地層約略可以對應到奇美斷層測線（16P-CHI-E2P）上，兩側反射地層很有可能是上覆沖積層與八里灣層（黃色地層）/都巒山層（淺綠色地層）交界處。經過移位前深度剖面與泰林地區大地電磁測線（董倫道等，2005）對比（圖 4.4-7 ）可以發現在 9、4、6 號測點下方 2km 深的藍色低電阻構造，可以與剖面中西側深部地層比對，但因缺乏地質資料，尚未能確定地層岩性與成因。

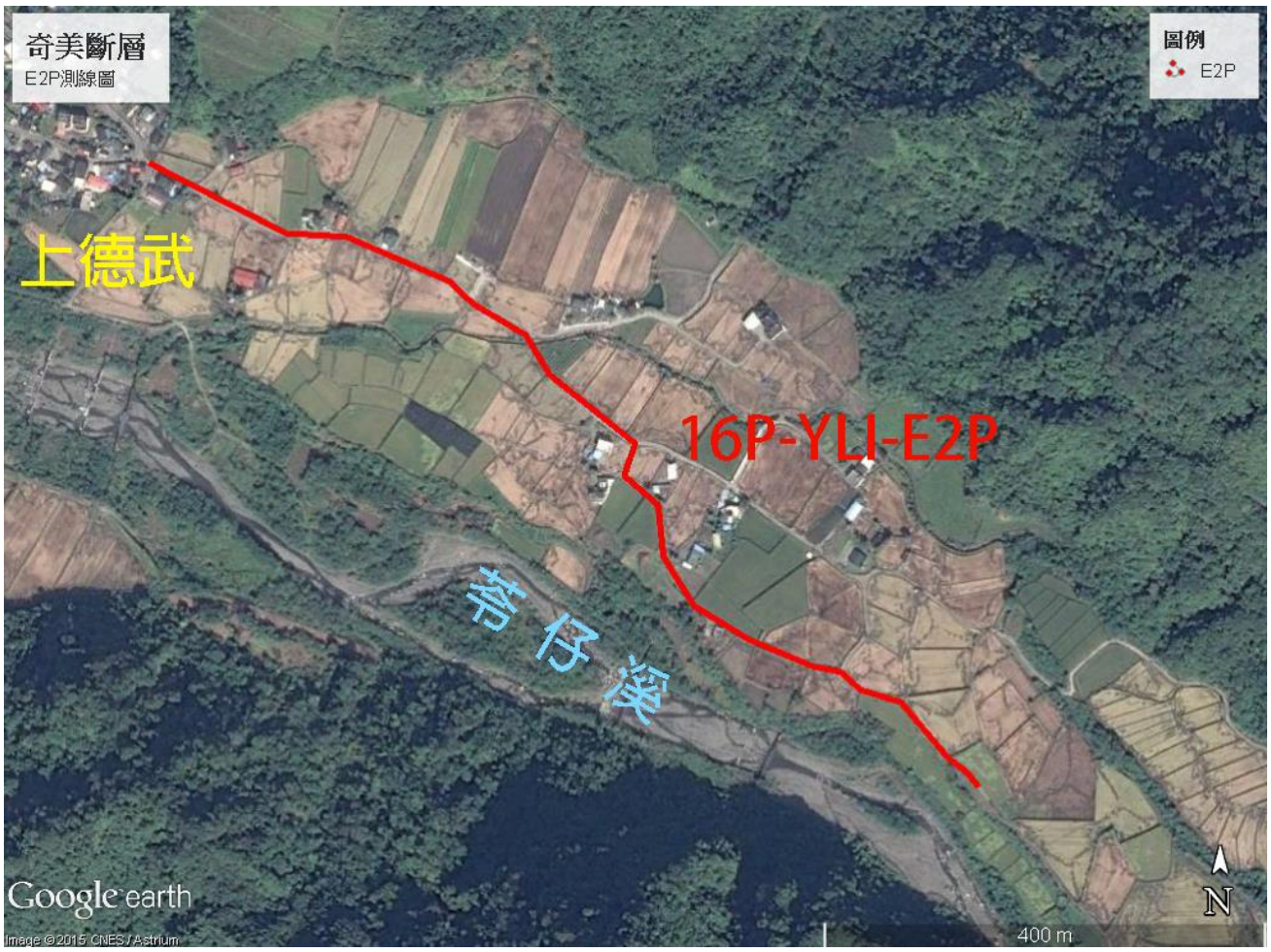


圖 4.4-1 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 野外測線路徑

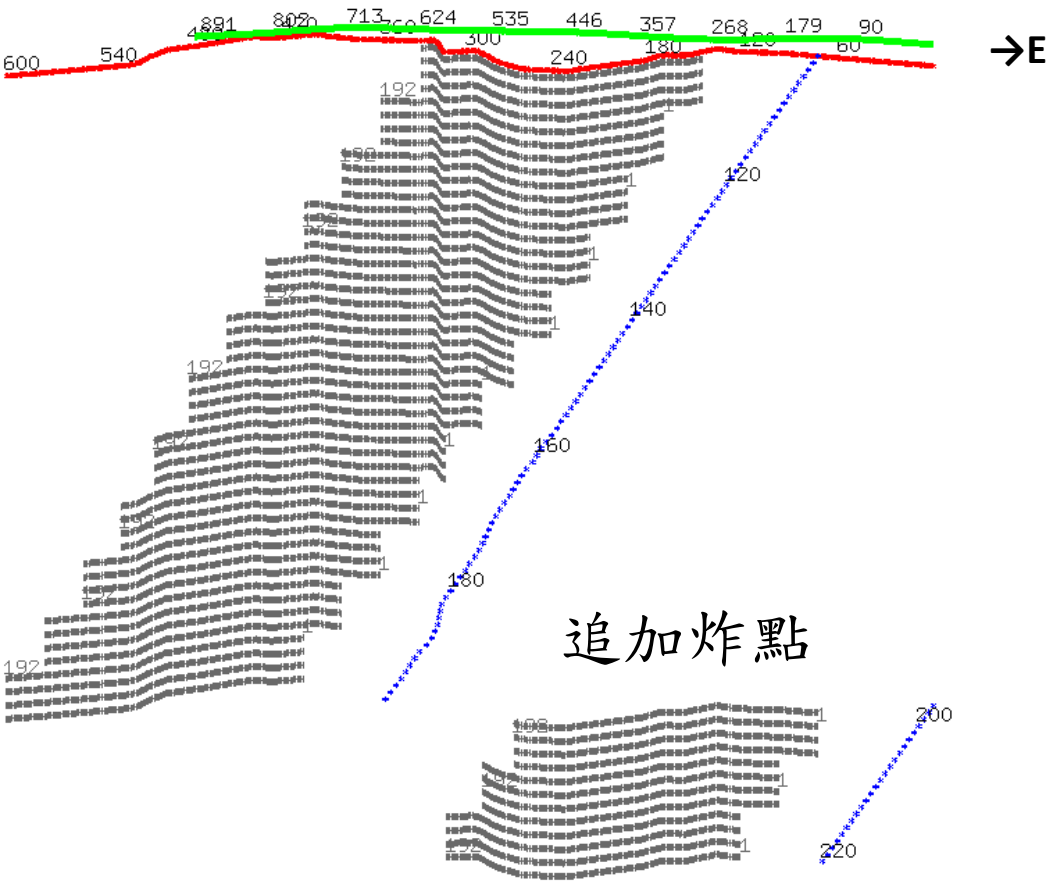


圖 4.4-2 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 野外施測幾何

表 4.4-1 奇美測線 （16P-CHI-E2P） 施測幾何參數

測區：	花蓮奇美斷層	取樣率：	0.5ms
測線名稱：	16P-CHI-E2P	測站間距：	2m
測線方向：	由東向西	炸點間距：	6m
測站位置：	96m - 1150m	重合數：	32
炸點位置：	0m – 714m	測線總長：	1150 m
檔案編號：	101 - 220	震源：	EWG-III 撞擊式震源
近支距：	96m – 54m	紀錄器：	筆記型電腦
遠支距：	478m – 436m	頻道數：	192
紀錄長度：	2s	低切頻率：	35Hz

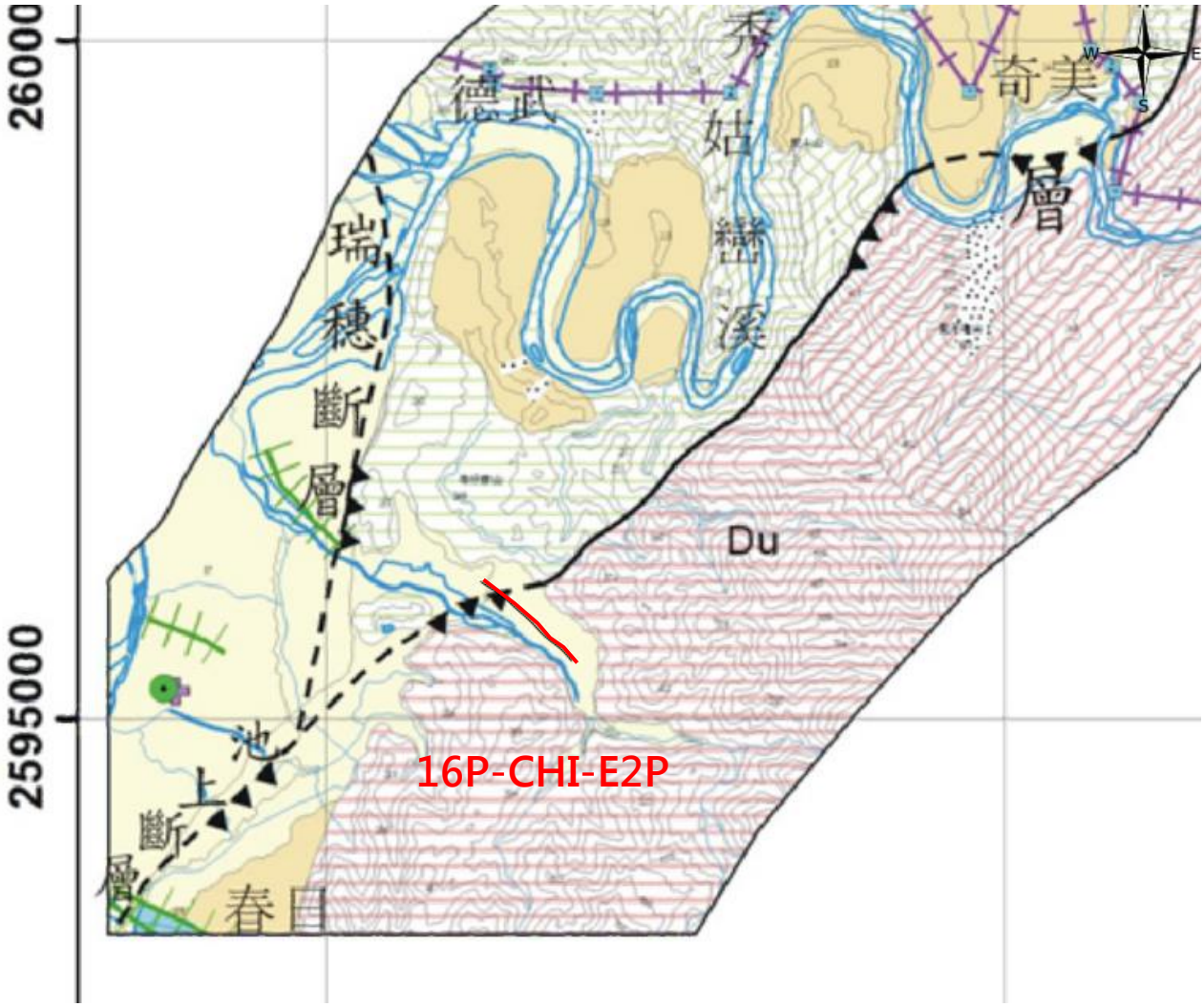


圖 4.4-3 奇美測線 （16P-CHI-E2P）剖面位置圖

本圖為奇美斷層條帶地質圖（圖 4.4-1）的左下角放大圖，紅線為奇美測線（16P-CHI-E2P） 的 CDP 線。

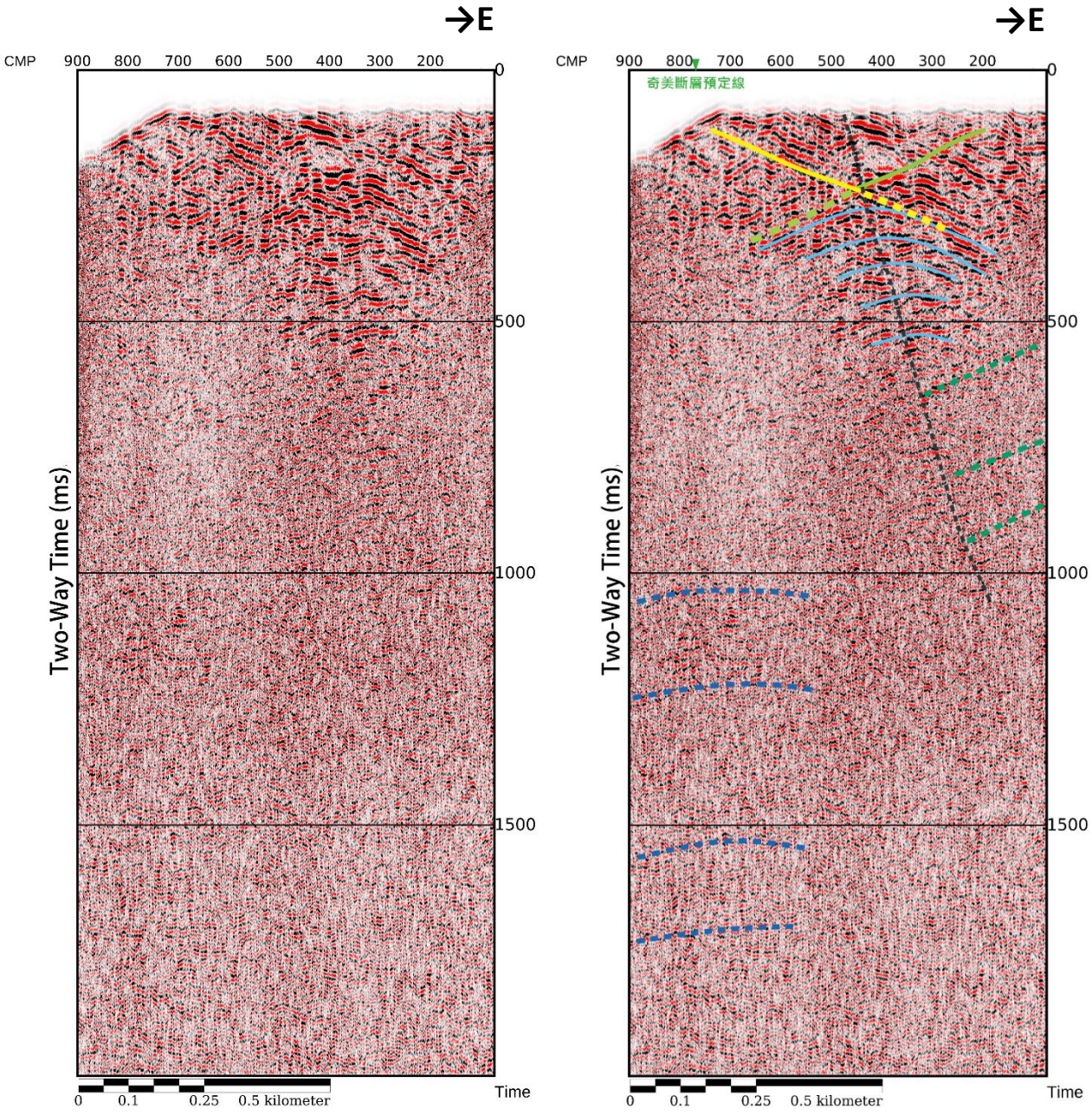


圖 4.4-4 奇美測線 （16P-CHI-E2P）移位前雙程走時剖面（左圖）與解釋（右圖）。主要反射能量穿透達 300ms，可以看到非常標準的 Bow-tie 領結型繞射波，淺藍色訊號為繞射波頂點之連線，可以在位移前大致畫出斷層位置。

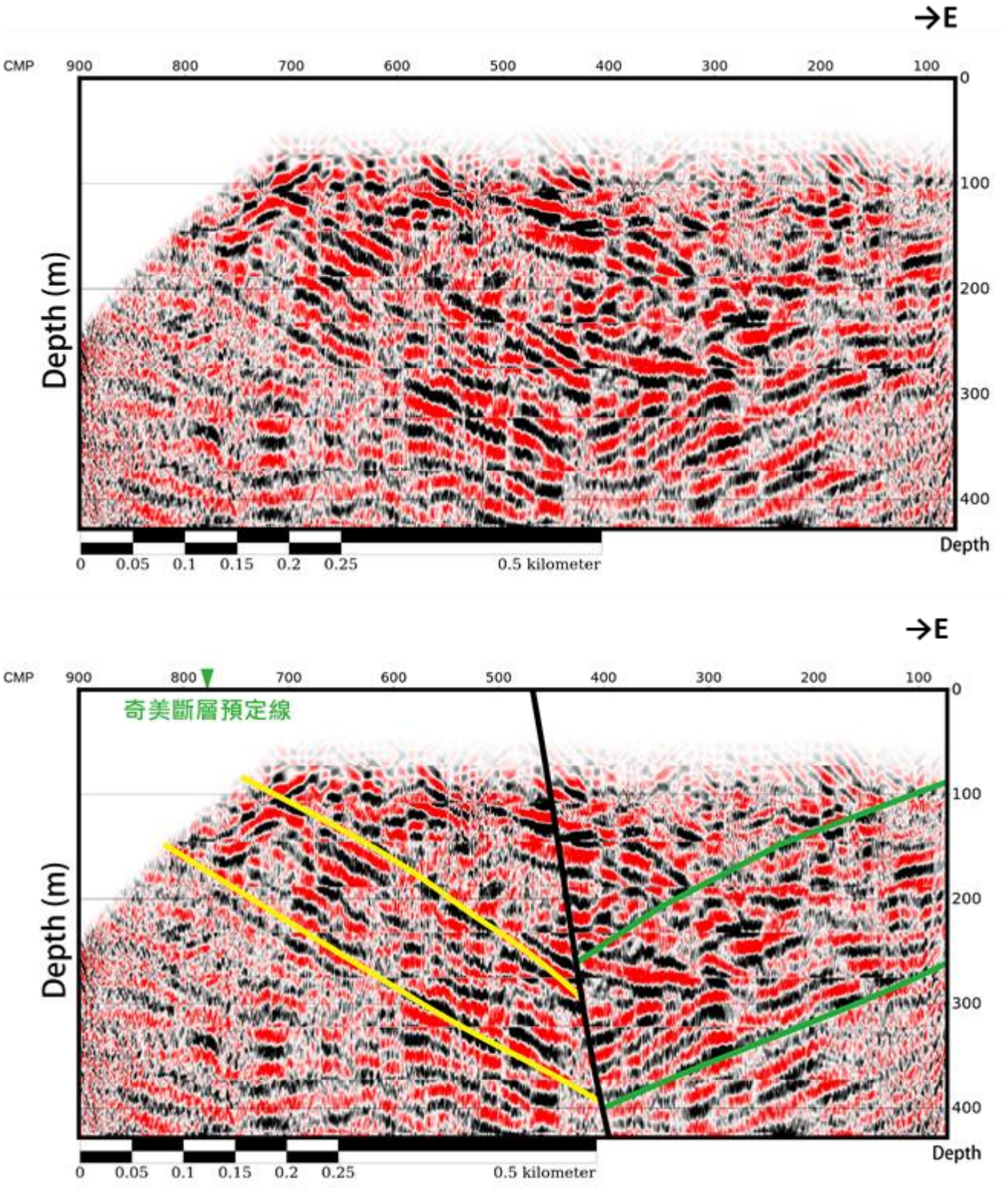


圖 4.4-5 奇美測線（16P-CHI-E2P）移位後深度剖面（上圖）與解釋（下圖）。地層經移位後可清楚看見西側向東傾與東側向西傾的地層。

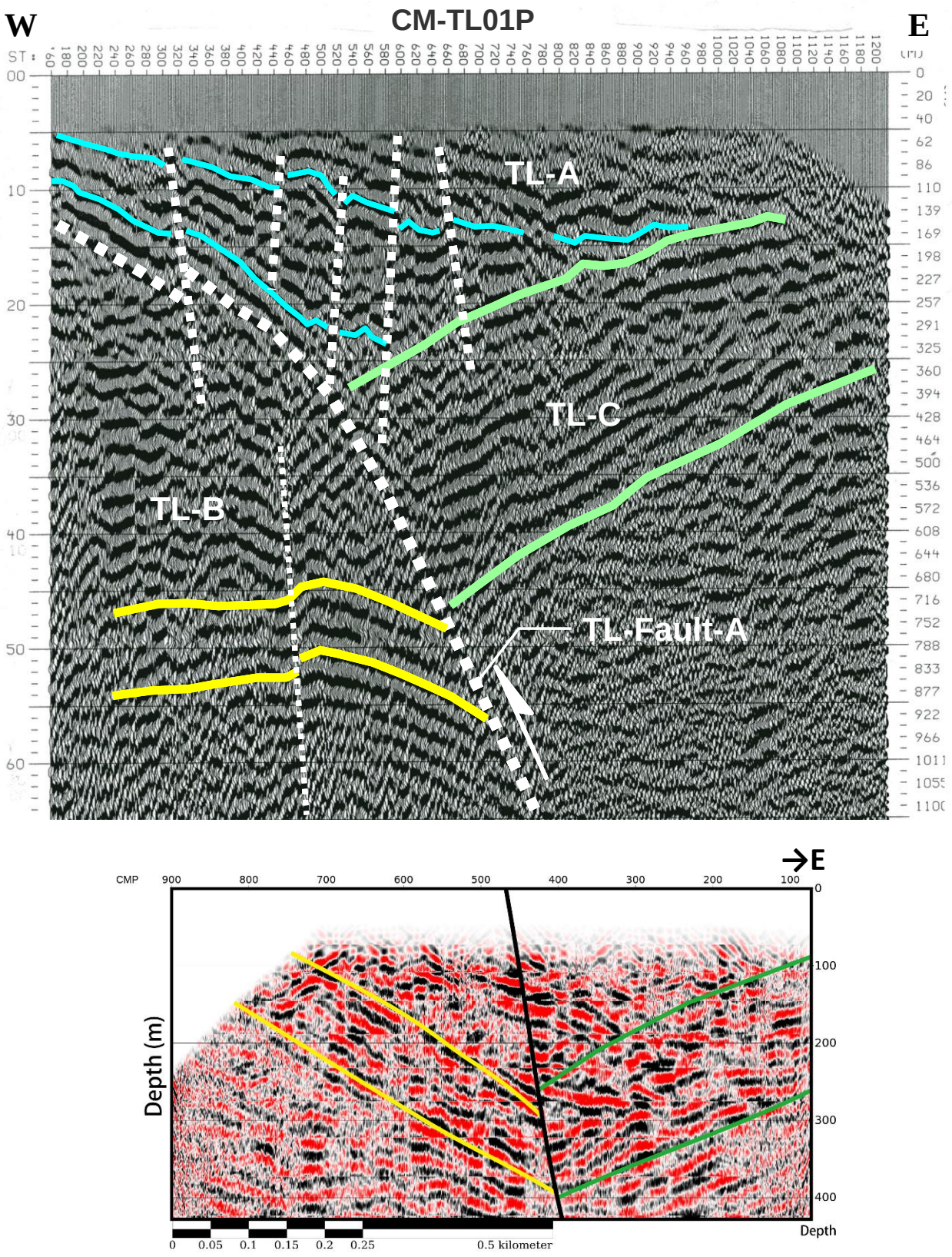


圖 4.4-6 奇美測線（16P-CHI-E2P）與 05P-CMI-TL01 測線(董倫道等,2005）比對圖。奇美斷層測線（16P-CHI-E2P）上，兩側反射地層很有可能是上覆沖積層與八里灣層（黃色地層）/都巒山層（淺綠色地層）交界處。

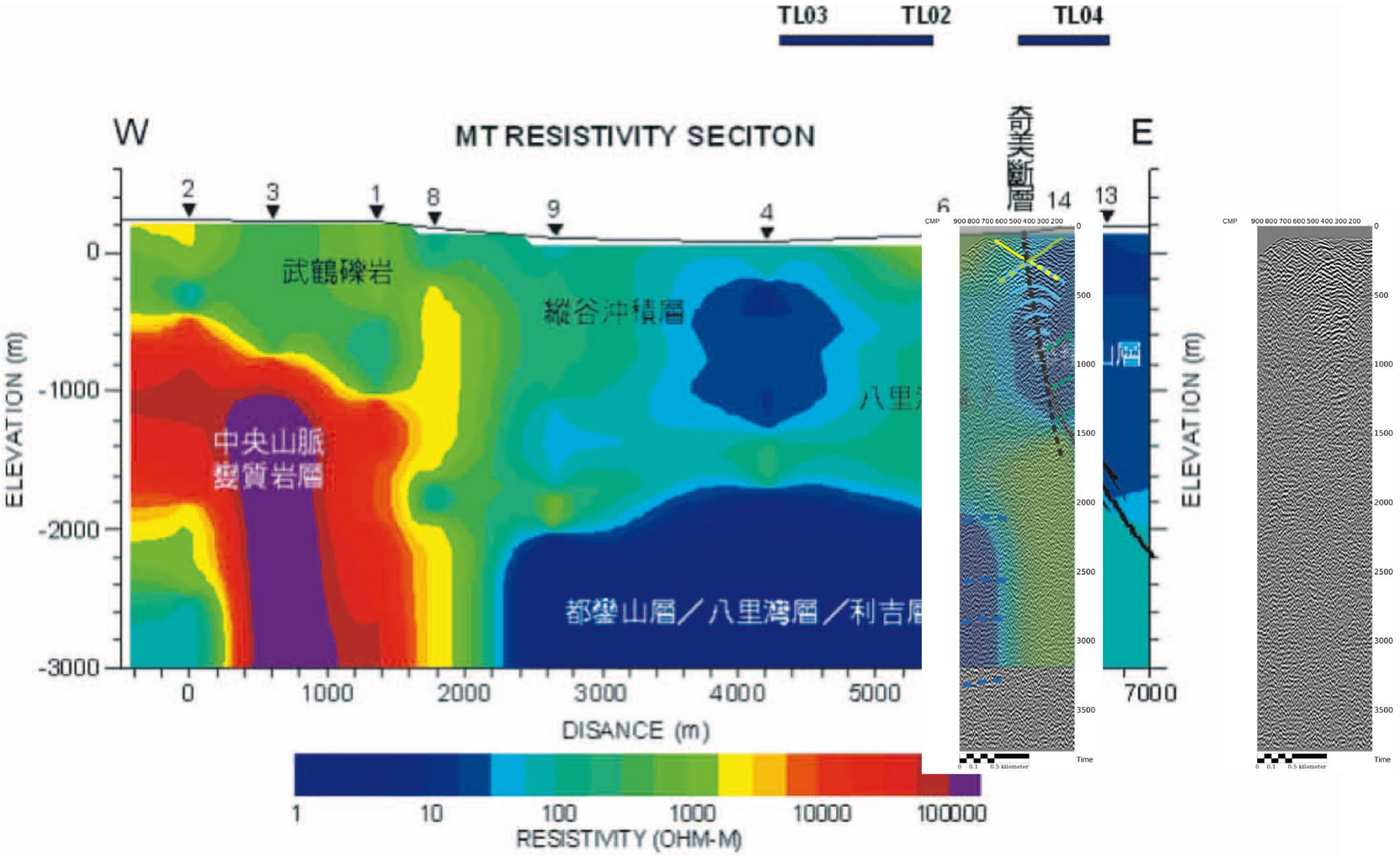


圖 4.4-7 奇美測線深度剖面 （16P-CHI-E2P） 與泰林地區大地電磁測線（董倫道等，2005）比對圖

4.5 小結

位於奇美斷層的調查之測線名稱與施測長度列於表 4.5-1。美斷層在德武地區的調查顯示，地電阻與淺層震測的結果接近，斷層線跡應更往東約 220 公尺，如圖 4.3-1 所示，星號標示可能為奇美斷層通過之處。原斷層線跡經過處，可能只是河階地堆積物，並沒有斷層經過。在苓仔溪南岸至春日地區之間的地電阻調查結果顯示，斷層線跡並不如原線跡所繪，以一條接近直線經過此區，並與瑞穗、池上斷層收斂交會於預估點。於最北的 CM-01 測線的結果顯示，斷層線跡沿測線往東方 75 公尺下才看到有電性不連續之構造，在 CM-03 與 CM-11 兩測線上，電性不連續構造出現在原斷層線跡東方約 30 公尺。再南邊點的 CM-04 調查結果中，發現電性不連續又在原線跡東方 120 公尺處。而在斷層交會點東側（CM-10）與南側（CM-05）的調查結果顯示，有明顯的兩條電性構造擾動帶在原本預估的奇美與池上斷層線跡東側。這反映了春日地區的斷層分佈，可能需要有更多新的調查資料，才能將三條斷層交會處描繪清楚。

表 4.5-1 奇美斷層測區測線種類與長度對照表

測線	地電阻（m）	透地雷達(m)	淺層震測(m)
CM-01	230		
CM-03	200		
CM-04	170		
CM-05	330		
CM-06	400		
CM-07	410		
CM-08	130		
CM-09	260		
CM-10	260		
CM-11	260		
CM-GP-04		380	
CM-GP-01		310	
16P-CHI-E2P			1150
總計	2650	690	1150

第五章 梅山斷層

5.1 地質概述

梅山斷層（Omori, 1907a, 1907b）長約 13 公里，由嘉義梅山西北側起，大致呈北 75 度東走向向西南延伸，經過三美莊、開元后至麻園寮西南方後，轉向西南，而至山子腳南方與東西走向的支斷層（陳厝寮斷層）交會後，再繼續向西延伸（圖 3.2-3）。

5.2 前人研究

本區過去曾經針對梅山斷層完成許多地球物理施測工作，包括地電阻探勘（郭烈銘等，1985；葛瑞淵，2010）、磁力測勘（林敏一與孫蒂芬，1986）、極低頻電磁測勘（李伯當與梁敬豪，1988）、淺層反射震測（王乾盈，1989;石瑞銓等，1998;石瑞銓等，2001;謝昭輝，1989;謝昭輝與辛在勤，1988）等。其中，石瑞銓（2001）等人曾經於本區民雄一帶進行淺層震測與地電阻施測。發現本區震測剖面中可以發現由西南往東北傾斜的地層，以及剖面中間深處寬約 300 公尺的斷層帶。另外在地電阻剖面中，發現在豐收村一帶農田中的地電阻測線，存在有高角度的電性不連續帶。陳文山（2013）等人由排鑽的岩芯分析資料，亦證實梅山斷層應較原先的地形判釋線形位置偏北，另外，過去報告也指出由豐收一帶向西，斷層傾沒入沉積層下，地面上已難以觀察到斷層錯動痕跡或相關現象。因此本年度計畫中，研究團隊將針對梅山斷層在中坑至民雄、新港一帶的斷層跡位置，嘗試以解析度較高之地電阻方法進行調查驗證工作，由於前述研究提出斷層線跡通過之位置較地形判釋的線形位置略為偏北，我們除了驗證原 100 年度斷層線跡，亦希望能比較 2013 年的最新研究。

5.3 工作概述

本研究團隊在梅山斷層調查區域中，因文獻資料發現斷層可能有較線跡北修的可能(陳文山，2013)，我們期望能詳細描繪南華大學至中正大學之間，斷層經過的影響。我們以分段量測的手段於兩所學校間進行調查，最後連出三段南北向分佈之測線進行分析比較。另外於中坑營區西側盡量尋找位置施測，用以重新確認此處斷層線跡。在大家熟知的開元後地區資料外，我們在其西南側，另選一處區域進行兩條測線接續調查，期望能對梅山斷層進行更多的瞭解。全部的地電阻測線分佈圖如圖 5.3-1 所示。總標定位置有 5 處可供比對梅山斷層線跡。

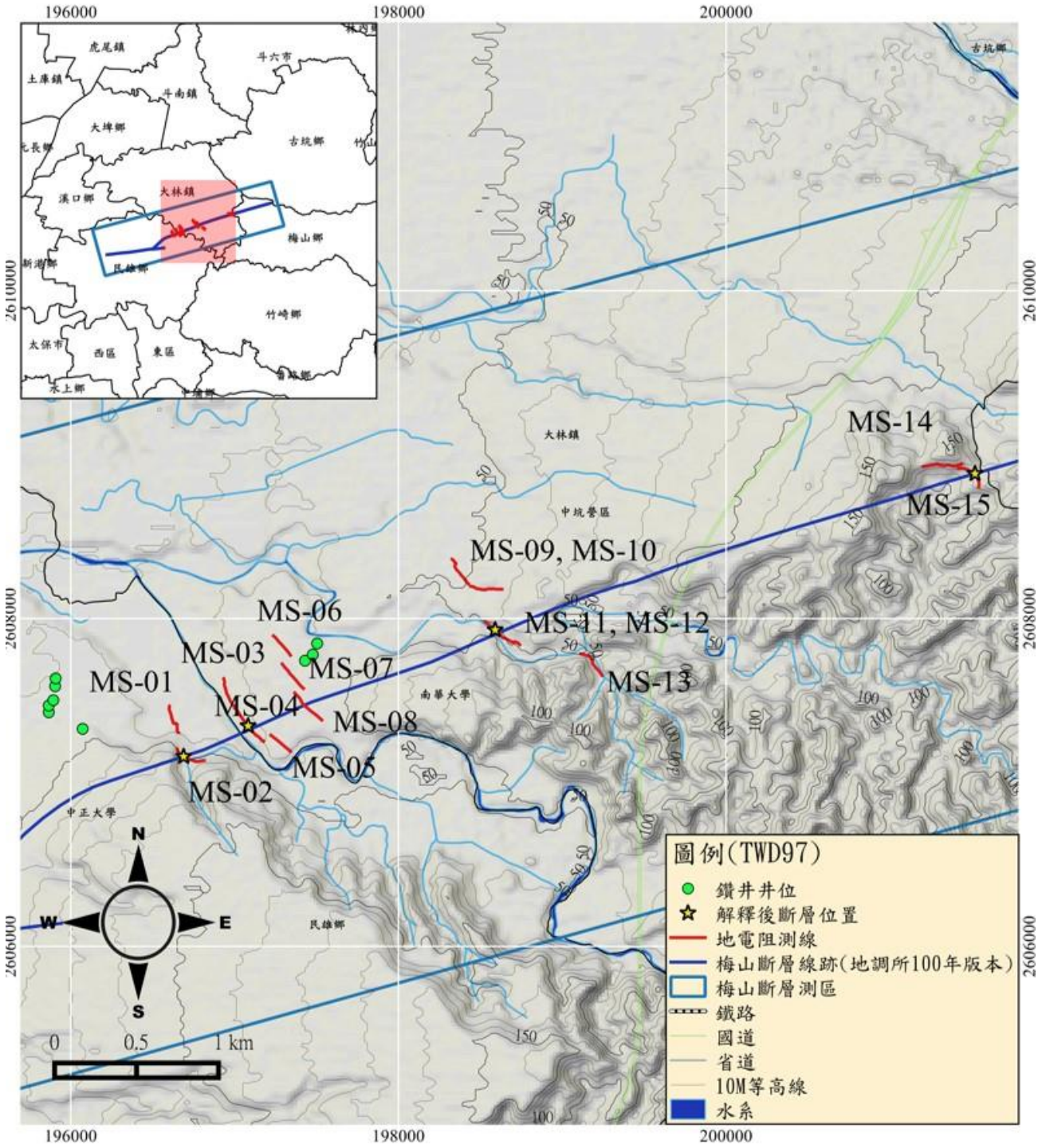


圖 5.3-1 梅山斷層調查區域與測線分佈圖

5.4 地電阻調查結果

本研究團隊於中正大學東北側進行兩條地電阻施測，北側資料位於南華路邊農田開始，末端位於中正大學北側山腳下（MS-01）。其反演模型（圖 5.4-1）顯示出北側農地下方的地層，靠近南邊地層才有明顯擾動。模型中 110 至 160 公尺中可以看到，上層高阻層有變動，但下方低阻層高與北側接近。其淺層五米靠近中正大學的紅土台地邊緣，可能與其岩層崩積有關。而南側測線，本研究團隊選擇在中正大學校區內的山坡地進行量測。其模型反演結果如圖 5.4-2。在中正大學內的 MS-02 測線模型中，我們發現 60 至 70 公尺附近發現電性岩層的不連續，故推測斷層應經過中正大學校區內。此電性地層不連續的位置與地調所 100 年版本之梅山斷層線跡接近。反而在 MS-01 北側起點附近並沒有明顯發現明顯地層錯動。

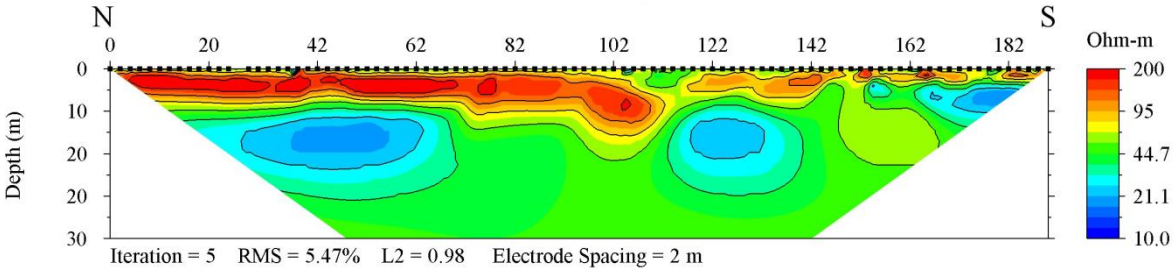


圖 5.4-1 MS-01 電阻率模型

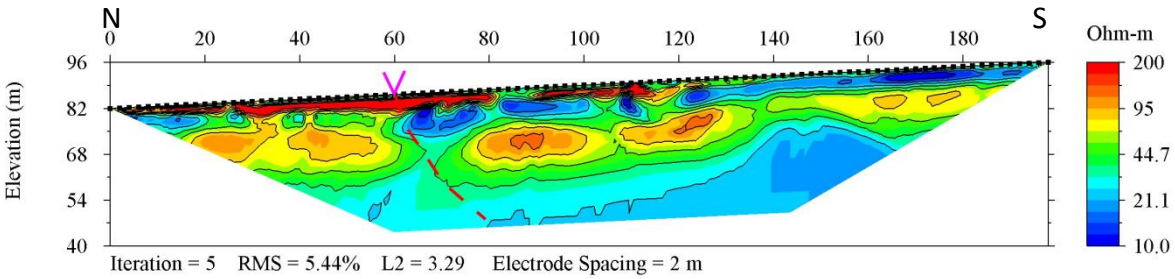


圖 5.4-2 MS-02 電阻率模型

中正與南華大學中間，本研究團隊由北而南施測有三條不重疊測線，依序為 MS-03、MS-04、MS-05 測線。MS-03 發現有明顯三層結構。極高電阻層在淺部 5 米內，下部另有極低電阻層厚約 15 米，20 米以下為接近 100 歐姆米之電阻層。MS-03 結果與其他此區測線結果差異甚大，而 MS-04 與、MS-05 則較為接近，我們暫時無法解釋 MS-03 結果。若只看 MS-04 與 MS-05 的結果，地調所斷層線跡經過 MS-04 約 170 米位置，本研究團隊發現明顯的高阻切斷下方低阻層在 MS-04（圖 5.1-3）的 70 至 80 公尺。在 MS-04 的 158 公尺下，低阻層也有不連續的情形。本研究團隊推測這兩個分隔區域都有可能是斷層經過的位置。

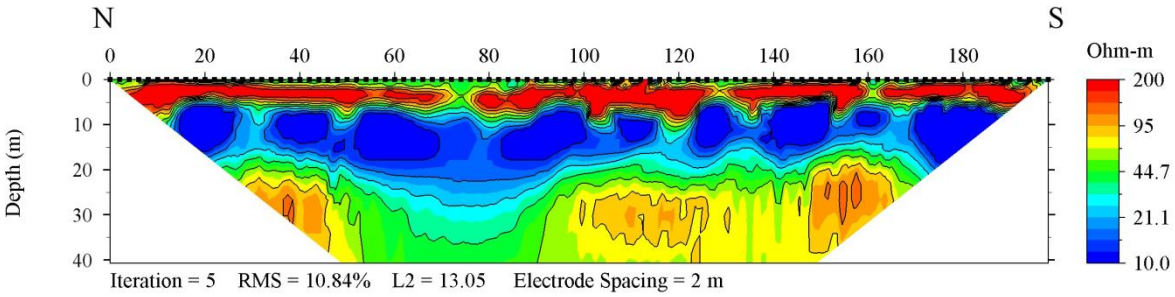


圖 5.4-3 MS-03 電阻率模型

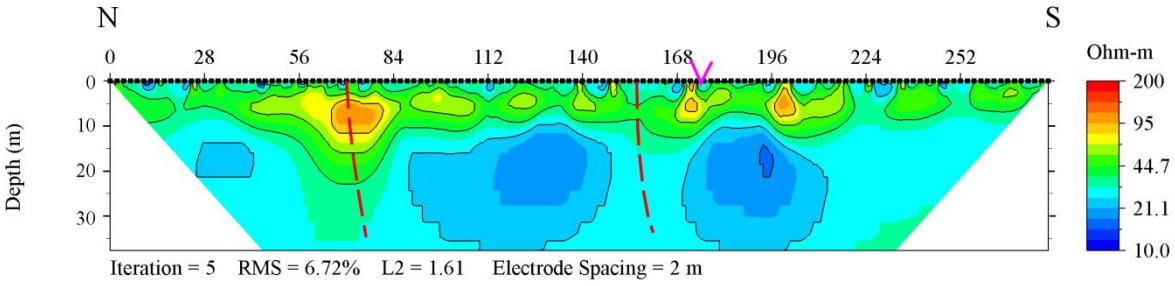


圖 5.4-4 MS-04 電阻率模型

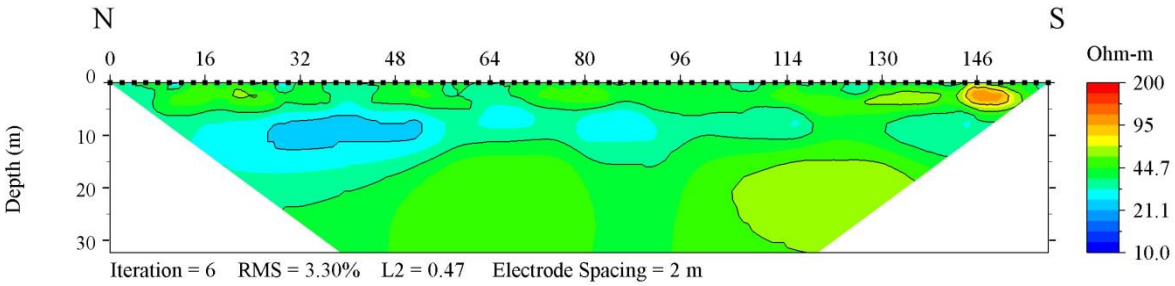


圖 5.4-5 MS-05 電阻率模型

南華大學西側北至南三測線結果依序為 MS-06、MS-07 與 MS-08 三條，也是幾乎沒重疊的平移施測結果。其資料經逆推所得之結果如圖 5.4-6~8。原斷層線跡經過 MS-08 之 92 米位置。在陳文山教授的最新調查報告中（陳文山，2013）提出梅山斷層在南華大學西北側，應往北修正至南華路一段的沿線上。其鑽井 NH01 是最靠近 MS-06 最尾端與 MS-07 的起點，本研究團隊將其結果比對至 MS-07（圖 5.4-7）起點，我們可以看到礫石層可以對應在模型內的高阻區。但我們的高阻區中心深度在 MS-06 至 MS-07 並沒有太明顯差異。隔著南華路，兩塊農地的結果顯示，雖然 MS-06 表層電阻略高於 MS-07 模型，但無法確認其是否是全新世沖積層堆積地層（陳文山，2013），因為 MS-06 測線較其另外兩口井遠離麻園溪。但是，在我們另一條經過地調所 100 年線跡的測線 MS-08 結果中，在線跡經過處往北約 15 公尺處（模型 76 至 80 公尺），可以看到明顯的高阻礫石層存在的深度有明顯的改變，其下方也出現有較低阻的地層存在。比較起來，本研究團隊比較支持斷層經過原 100 年所訂之線跡附近（MS-08）而不是 MS-06 與 MS-07 兩測線之間。

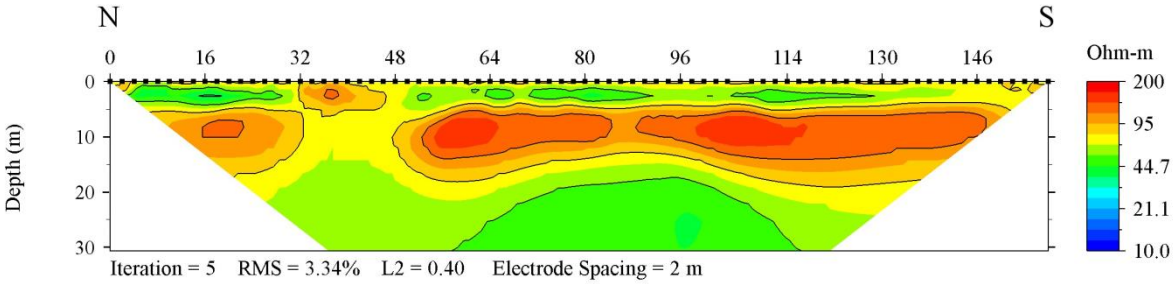


圖 5.4-6 MS-06 電阻率模型

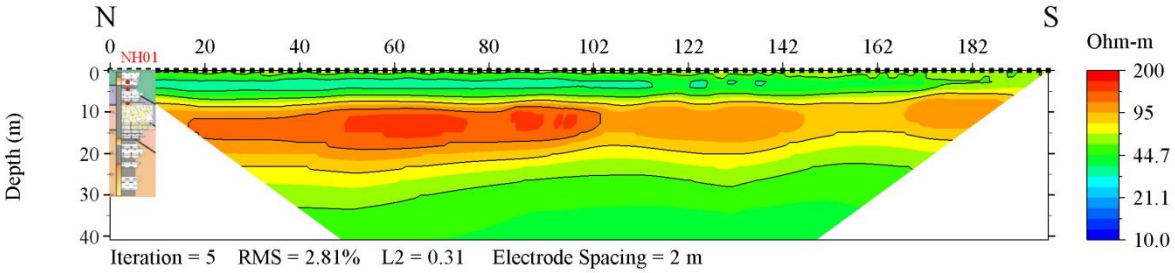


圖 5.4-7 MS-07 電阻率模型

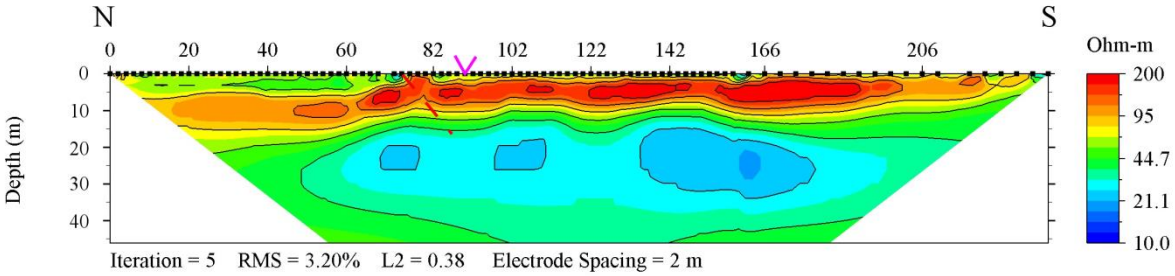


圖 5.4-8 MS-08 電阻率模型

由於不確定斷層在西側是否修正往北，在中坑區域，本研究團隊嘗試做很多段測線南北分佈，最後接連起來比較，用以確定是否有斷層經過的可能。遠離斷層線跡可能經過位置亦同時加入調查分析，可確認斷層兩側的地層差異。中坑營區外，由北至南分別有 MS-09 至 MS-13 測線，主要分斷層北段（MS-09、MS-10）、斷層線跡附近（MS-11、MS-12）、斷層線跡南段（MS-13）三個結果。中段與南段結果電阻偏低，可能與測線位於河谷邊緣有關。北段的地層連續性比較好，可能是位於紅土階地上的反應，而中段結果（圖 5.4-11）中，在經過原斷層線跡（紫色勾位置）北側 25 米（測線 80 公尺）附近，現地河川的階地本身有起伏，且其左右側的較高阻地層也有不連續的情形。推測可能是斷層經過位置。在南段地層中的電性結構與中段的電性地層相似。隨著河谷地的起伏，本研究團隊發現也有另外的斷裂面可能存在，可能是隨著河谷起伏的山谷間的小構造。

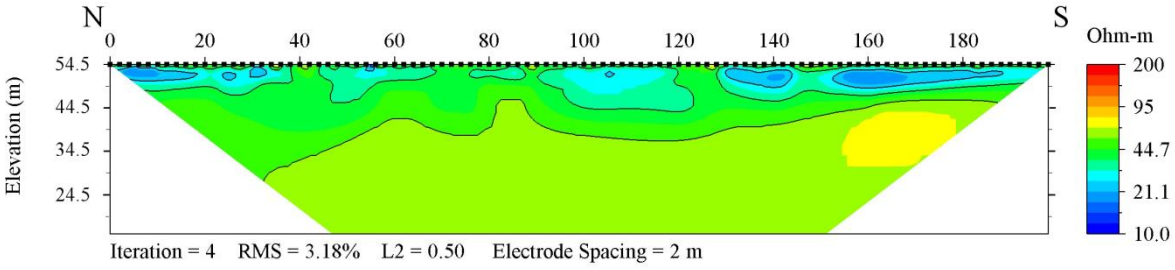


圖 5.4-9 MS-09 電阻率模型

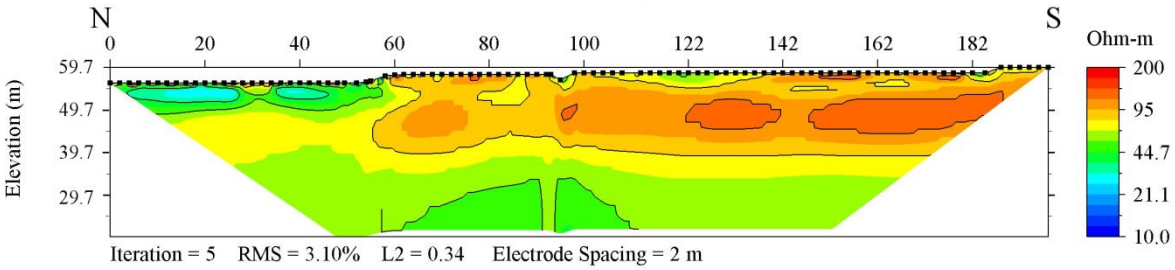


圖 5.4-10 MS-10 電阻率模型

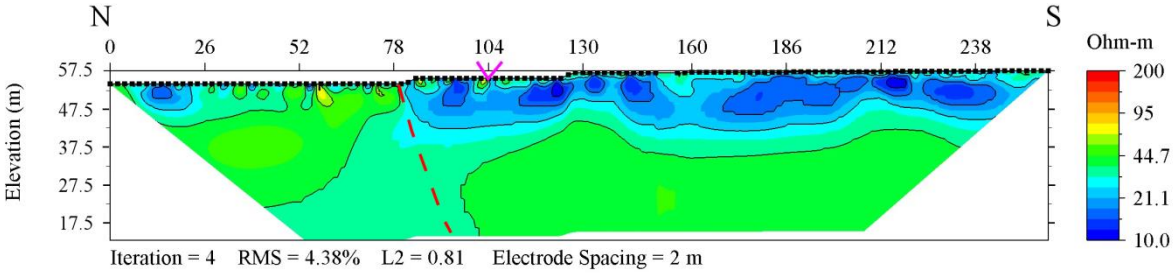


圖 5.4-11 MS-11、MS-12 合併之電阻率模型

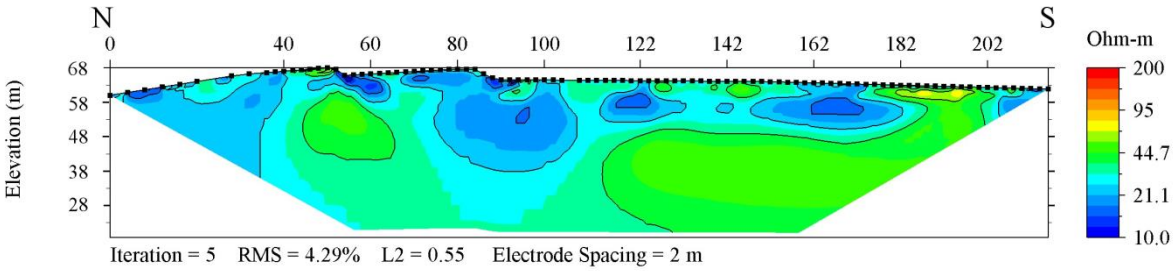


圖 5.4-12 MS-13 電阻率模型

開元後西南側，本研究團隊施作兩條測線，MS-14 測線位在 100 年版本線跡北側，測線方向接近平行斷層線跡。在 100 年版本斷層線跡附近（圖 5.4-14），我們可以看到其下方地層有明顯的差異。故推斷斷層應是經過此處。而在平行的測線上似乎有看到另一個地層的轉變，可能是東側上覆蓋有比較多的風化礫石層。

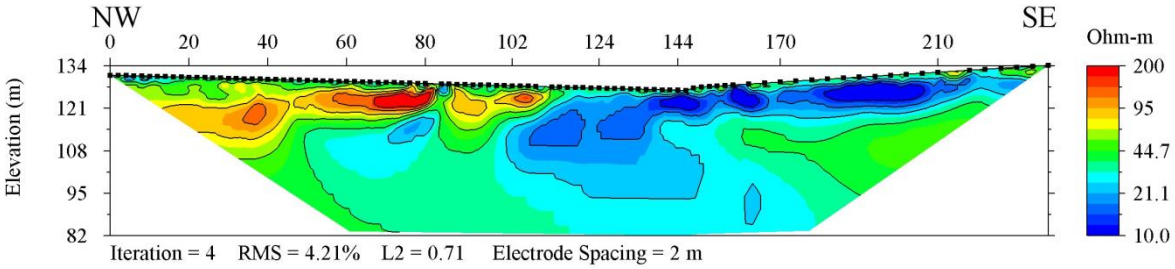


圖 5.4-13 MS-14 電阻率模型

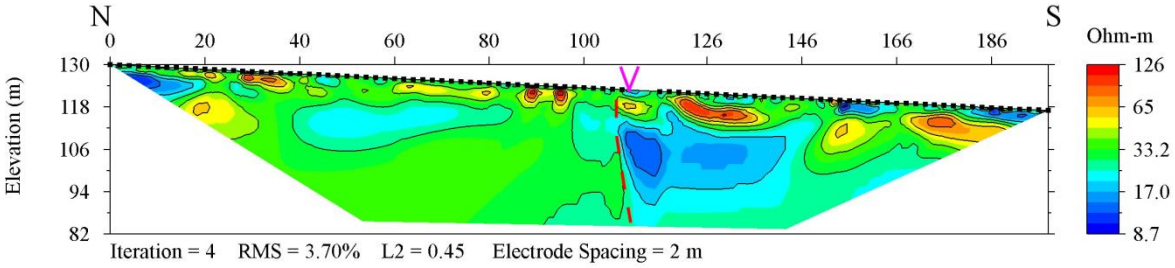


圖 5.4-14 MS-15 電阻率模型

5.5 小結

位於梅山斷層的施測長度與測線如表 5.5-1，本研究團隊在梅山斷層共施測有 15 條地電阻測線，總長 3010 公尺。梅山斷層在南華與中正大學之間，綜合本研究團隊的三組測線，看起來線跡在中正大學東側至南華大學，應將 100 年版本線跡偏北約 15 公尺，至中正大學的後山則與原線跡相近。而中坑營區西側可能要往北偏移 25 公尺，到了尚義園南側區域 100 年斷層線跡也與本次調查結果接近。

表 5.5-1 梅山斷層測區測線種類與長度對照表

測線	地電阻（m）	透地雷達(m)	淺層震測(m)
MS-01	198		
MS-02	198		
MS-03	150		
MS-04	278		
MS-05	158		
MS-06	158		
MS-07	198		
MS-08	216		
MS-09	198		
MS-10	190		
MS-11	198		
MS-12	198		
MS-13	196		
MS-14	238		
MS-15	238		
總計	3010		

第六章 木屐寮斷層

6.1 地質概述

木屐寮斷層為位於嘉南平原與丘陵交接帶的一個逆移斷層，斷層沿線一帶出露的地層包括崁下寮層、二重溪層、六雙層、階地堆積層與沖積層，斷層帶走向呈北北東向，由台南縣白河頭崎內向南延伸至六重溪北岸。(Sun, 1970, 1971; 石再添等，1986; 林啟文等，2000; 林啟文等，2007; 張徽正等，1998; 陳文山等，2004），目前被暫列為第二類活動斷層（林啟文等，2007）。

6.2 前人研究

木屐寮斷層最早為 Sun（1970）於航照判釋中發現白河東方有一長約 7 公里呈北北東走向的線形構造，認為存在一斷層構造（圖 3.2-5）。石再添等（1986）在白水溪河床斷層跡可能經過處的左岸河階，由白水溪的河流流向與小崖呈正交的現象，研判該處有斷層之存在。然而，黃旭燦等（2004）在中油震測剖面中，並未發現此一木屐寮線形存在有明顯斷層訊號。林啟文等（2000）的地質調查結果亦顯示木屐寮附近沖積扇緣雖具有地形抬升的高差變化，然在這些具有高度落差的位置附近，並未直接觀察到斷層露頭。位於協進橋東側，出露疏鬆細粒砂岩為主的六雙層，與協進橋西側出露全新世礫石層之間，也並未觀察到兩者間的接觸關係。因而研判斷層可能未出露地表。石瑞銓等（2008）的震測與鑽井研究認為，木屐寮斷層與南延之六甲斷層，均可能是關子嶺背斜西翼的向斜軸變形所致之地表線形。因此，木屐寮斷層之存在尚有相當之爭議。

6.3 工作概述

在木屐寮斷層區域，本研究團隊選擇在線跡經過中段，施做測線以供往外延伸區的地層差異作背景比較。主要工作目標放在斷層線跡是否有往北與往南延伸。故本研究團隊於木屐寮斷層之地電阻調查，以線跡南北終點外為施測重點，測線分佈圖如圖 6.3-1。

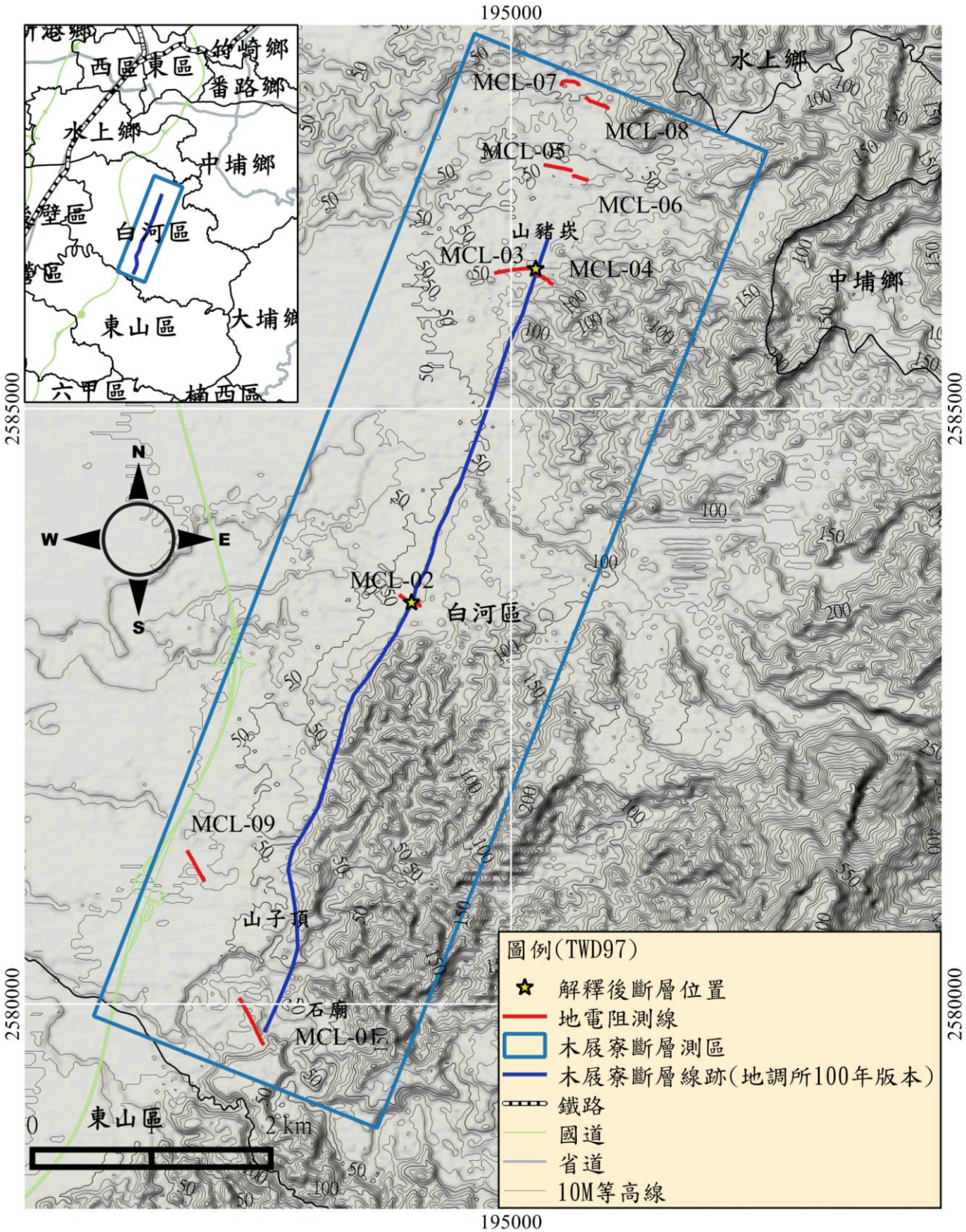


圖 6.3-1 木屐寮斷層調查區域與測線分佈圖

6.4 地電阻調查結果

本研究團隊由南往北檢視木屐寮斷層線跡之地電阻調查結果。在斷層線跡最南側外，我們施做一條 420 公尺長測線 MCL-01。整段測線看來都是砂泥層的低電阻反應，推測本區並無明顯斷層經過之反應。

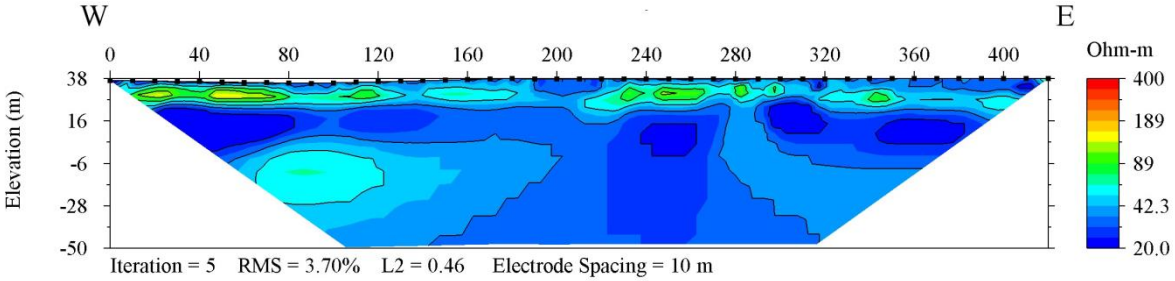


圖 6.4-1 MCL-01 電阻率模型

在斷層線跡中間，本研究團隊施測一條測線（MCL-02）位於線道 172 北邊。隨著地形起伏與斷層線跡的經過，我們可以看到位於上盤的東側地層中，下方低阻層在斷層經過後不繼續往西延伸。而西側的下盤區域則附蓋有較高阻的電性地層存在。這是我們以電性可以清楚定義木屐寮斷層的上下盤實例。斷層應位於下方低電阻不連續往西延伸位置。

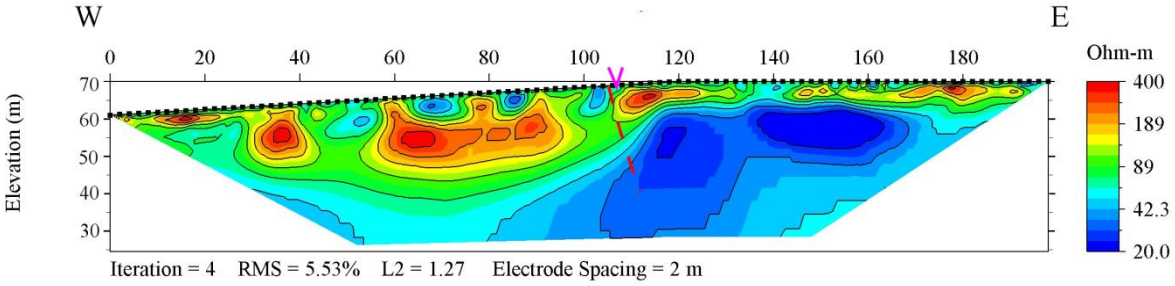


圖 6.4-2 MCL-02 電阻率模型

在木屐寮斷層線跡北端結束點的南側地區（山豬崁南側），本研究團隊在線跡的東西兩側各施做一條測線，檢視其之間的差異。在西側的 MCL-03 測線位於平坦的草地上施測，而線跡東側的 MCL-04 則在山地斜坡進行量測。MCL-03（圖 6.4-3）的結果中，我們並沒有看到明顯如 MCL-02 位於下盤的高阻岩層出現，地層呈現簡單的水平層，地表 20 公尺下有一低阻層存在，整體看來皆屬於砂泥互層的電性反應。而在線跡東側，地表反而有明顯的高、低阻層片斷的間隔，凌亂的表層厚約 10 至 15 公尺，在其下方存在低阻層，可能對應於 MCL-03 深部 20 公尺的低阻層。本段測線不如 MCL-02 的上下盤區隔，但斷層線跡兩側確實存在著不同的電性分佈情形。

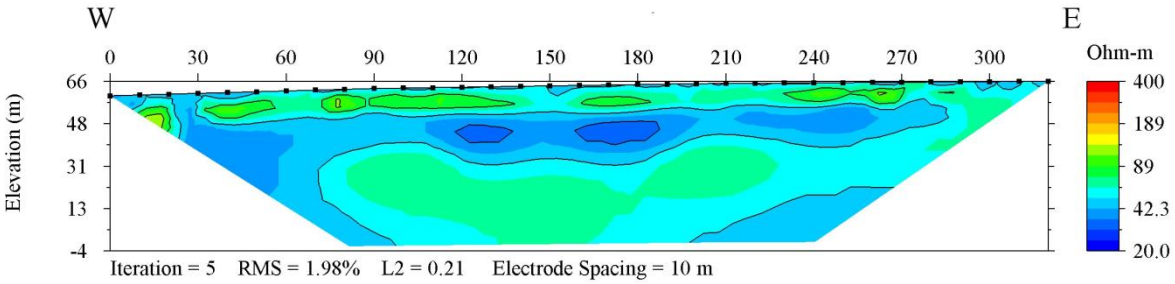


圖 6.4-3 MCL-03 電阻率模型

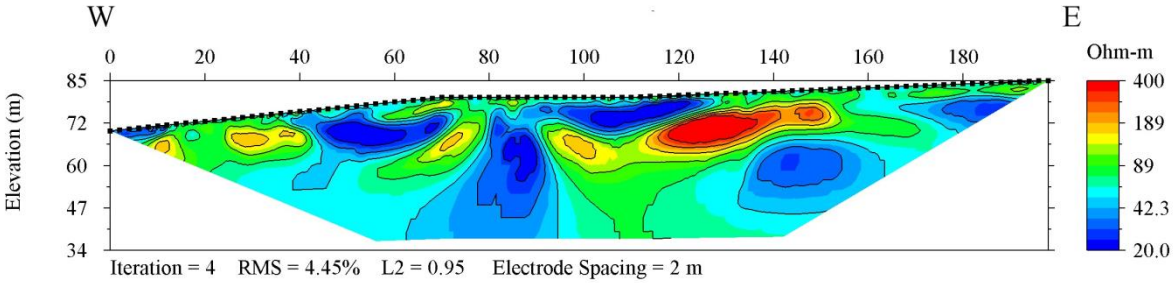


圖 6.4-4 MCL-04 電阻率模型

在崎內國小西側至崎內國小內，本研究團隊施做兩條測線。斷層線跡延伸線約在兩測線之間的道路。MCL-05 位於校區西側農地上，測線長度有 220 公尺，MCL-06 直接於校區內施做，長度 118 公尺。MCL-05 測線的地電阻模型（圖 6.4-5），整體反應是 20 至 40 歐姆的偏低阻反應。而 MCL-06 位於崎內國小操場上，圖 6.4-6 可以看到電阻率模型比西側的 MCL-05 測線多了一層厚 2 公尺左右的高阻地層，電阻率約 100 歐姆米。這可能是校區內有整地過的影響。而下方電阻則比農地較為低，但一樣屬於簡單的水平層位態，沒有明顯的起伏。故推論木屐寮斷層應沒有經過兩測線之間。

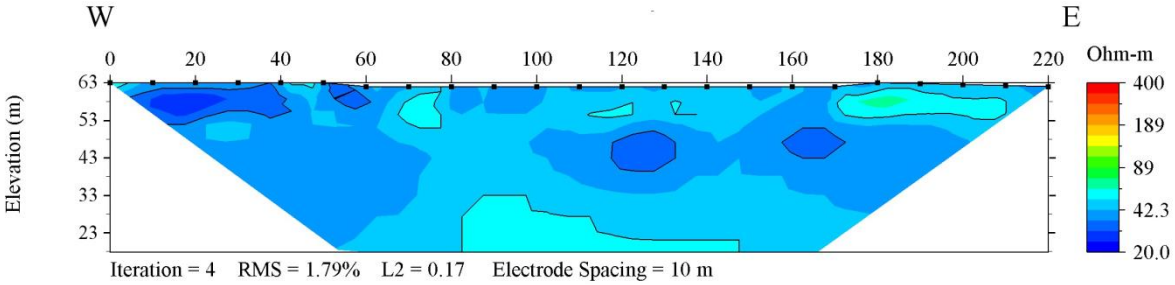


圖 6.4-5 MCL-05 電阻率模型

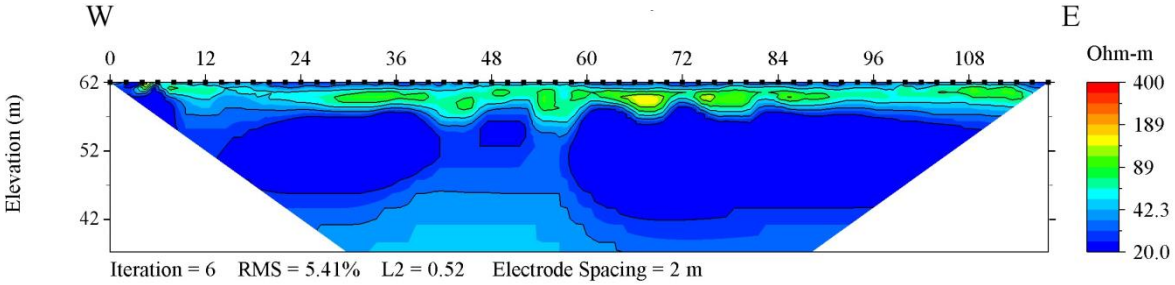


圖 6.4-6 MCL-06 電阻率模型

在崎內國小與頭前溪的北側山區內，在斷層線跡往北延伸可能經過的東西兩側，本研究團隊另外進行兩條地電阻探測，位於東側的 MCL-07 與西側的 MCL-08 測線結果如圖 6.4-7 與 6.4-8。斷層線跡約經過 MCL-08 的 90 公尺位置。但除了 MCL-07 有多覆蓋高阻層存在，兩側地層並沒有明顯抬升或傾斜。故推論斷層延伸線可能也沒有延伸至頭前溪北側。

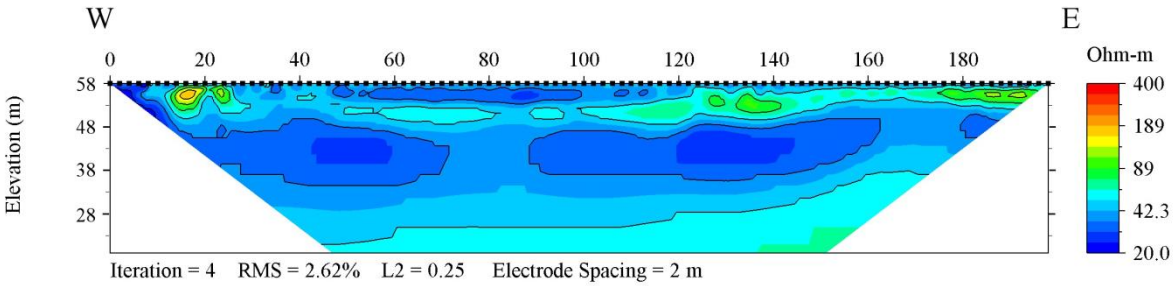


圖 6.4-7 MCL-07 電阻率模型

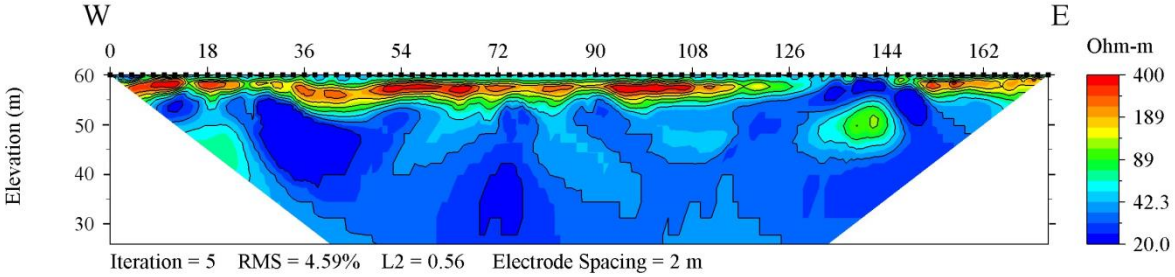


圖 6.4-8 MCL-08 電阻率模型

本研究團隊最後加做一條 270 公尺長測線 MCL-09，位於過去石瑞銓 2008 年震測研究測線上。地電阻模型如圖 6.4-9，整段測線看來一樣都是砂泥層的低電阻反應，推測本區也並無斷層經過。

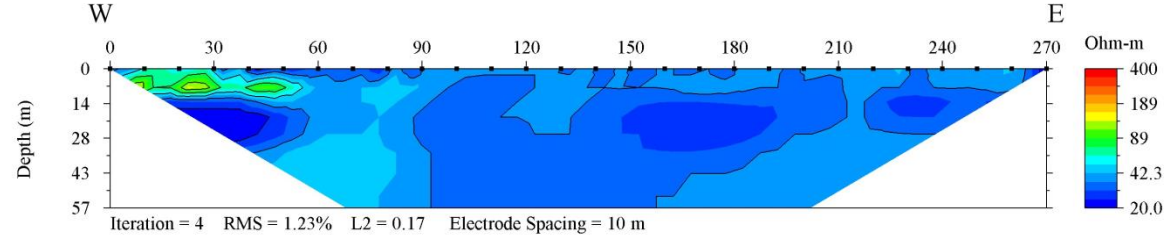


圖 6.4-9 MCL-09 電阻率模型

6.5 小結

施測長度表格如表 6.5-1，本研究團隊在木屐寮共施測 9 條測線，總長 2116 公尺。在木屐寮斷層的施測結果來看，在原有線跡上，地電阻模型看來可以分辨出斷層上下盤地層之差異。但在斷層線跡延伸線外側的量測，不論是北區頭前溪南北岸以及南端點六重溪南岸，我們似乎都無法看出有斷層經過的層位差異出現。推論斷層線跡的南北端點都沒有在往外做延伸。

表 6.5-1 木屐寮斷層測區測線種類與長度對照表

測線	地電阻（m）	透地雷達(m)	淺層震測(m)
MCL-01	420		
MCL-02	198		
MCL-03	320		
MCL-04	198		
MCL-05	220		
MCL-06	118		
MCL-07	174		
MCL-08	198		
MCL-09	270		
總計	2116		

第七章 斷層長期滑移速率調查

本年度工作主要針對四條目標活動斷層活動，進行近地表的地球物理調查，另外在六甲斷層或嶺頂斷層選定一條進行斷層長期滑移速率之推估研究。經最後選定，本研究選定調查與分析嶺頂斷層之上下盤相對滑移速率。

7.1 嶺頂斷層地質概述

嶺頂斷層從花蓮溪口向南延伸至光復鄉富田村，呈北北東走向，全長約 36 公里；海岸範圍從嶺頂（花蓮溪口）至豐濱（陳文山等，2008；Chen et al., 2007）。由於斷層沿線都位於花蓮溪中，被沉積物覆蓋，因此斷層位置與位態是由地球物理資料研判。從磁力異常特性分析（Hu and Chen, 1986）顯示斷層位在縱谷東側與海岸山脈的接壤處，沿花蓮溪向東北延伸，最北端於花蓮溪口出海。另外，利用 1991-2002 年規模 M_L＞3 的震源分佈，嶺頂斷層（地震帶）以高角度朝東傾斜，海岸山脈位於東側的斷層上盤（Kuochen et al., 2004）。大地觀測資料亦顯示海岸山脈（嶺頂斷層上盤）相對於中央山脈朝北東（方位角 16-23°）移動，相對水平錯移速率約 30 mm/yr（陳佳元，1974；Chen et al., 1991；Yu et al., 1990）。垂直於斷層走向（方位角 300°），嶺頂斷層兩側沒有太大的壓縮或伸張量。從大地觀測與斷層走向位態，判斷嶺頂斷層為兼具逆滑的左滑斷層。

本計劃調查目的為估算嶺頂斷層的長期滑移速率，故本調查著重在海階的分佈調查與年代。此調查區域由最北端花蓮溪口，向南至綠野，全段海岸距離約 45 公里（圖 7.1-1）。海岸出露岩層為都鑾山層、蕃薯寮層與八里灣層，依據岩性軟硬程度，侵蝕產生的海岸地形有明顯差異。海岸出露岩層為岩質堅硬的都鑾山層與八里灣層水璉礫岩時，通常形成陡峭的崖壁與岩礁海岸，不易形成海階；若為蕃薯寮層與八里灣層的砂頁互層或泥岩時，海階地形較明顯。本調查區域從嶺頂至新社海岸出露岩層大多以都鑾山層與八里灣層水璉礫岩為主，因此海階地形不明顯，或僅呈現寬度較窄的海階。新社至長濱海岸出露岩層為八里灣層砂頁互層，海階地形較明顯，且階面較寬。長濱至綠野海岸的岩層為都鑾山層，海階地形亦不明顯，而以扇階為主。此區域海階形成之後，之上大都被西側山麓沖積的土石流或河流沉積層覆蓋，因此沖積扇構成的扇階較為發達，因此濱海相沉積層經常被後期沖積扇沉積層覆蓋，地形特性屬於扇階地形，但剖面中常發現下層屬於濱海相沉積層。

本研究主要目的是利用濱海相沉積層年代、古環境深度與古海水面高度來估算該地點的地殼長期垂直變動速率，目前調查共進行 23 處剖面的紀錄與量測，並採集數個海相標本，以及利用前人在此區域的調查資料進行地殼變動速率的估算。

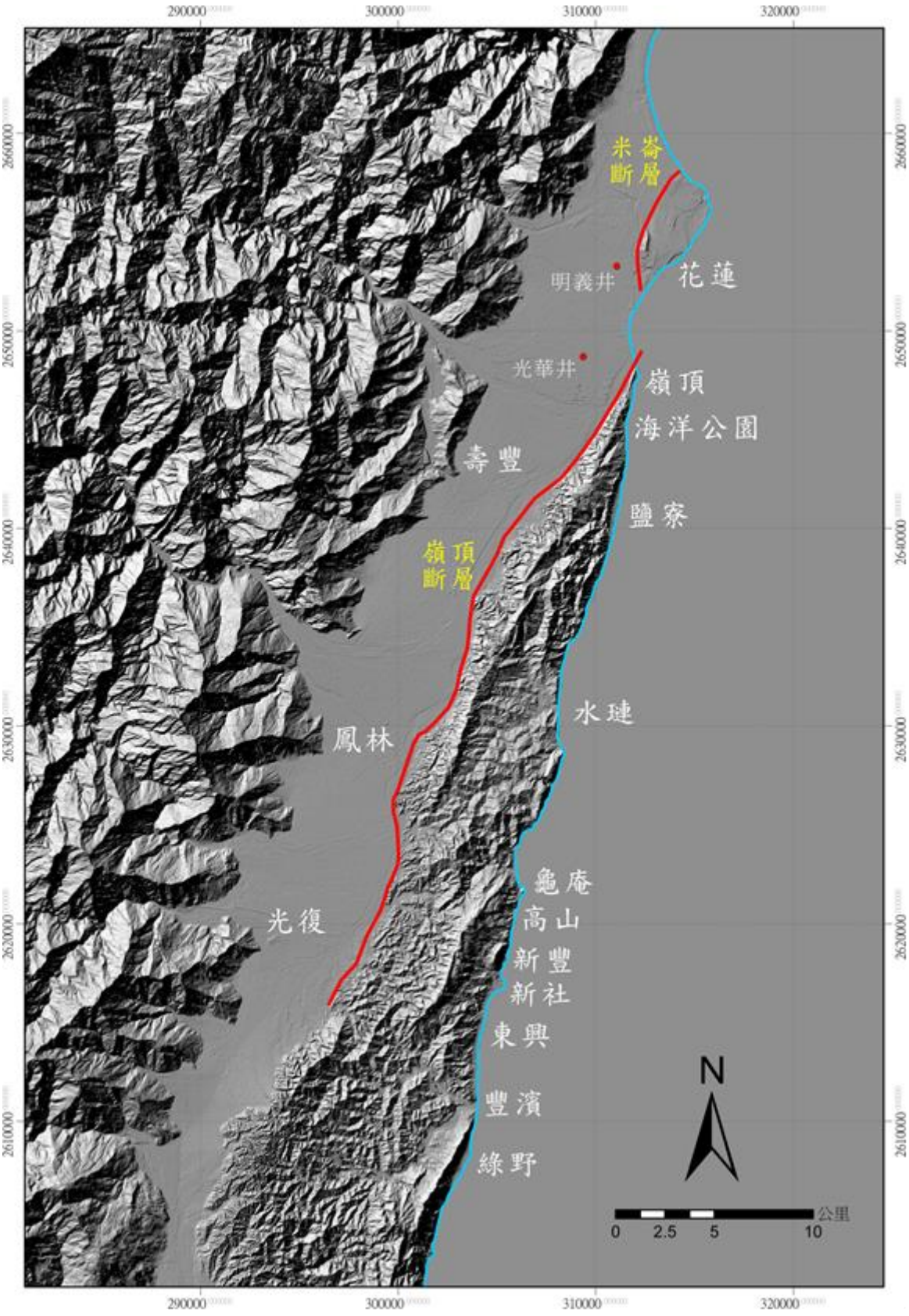
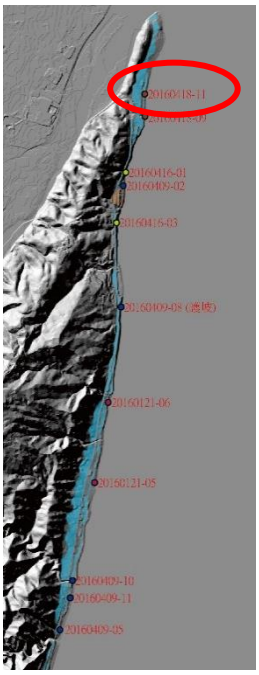


圖 7.1-1 花蓮溪口沿海岸向南至綠野，沿線海階分布，海岸線距離約 45 公里。光華井位於花蓮溪口（嶺頂）西側。紅線為嶺頂斷層與米崙斷層位置。

7.2 露頭剖面描述



（1）露頭編號：20160418-11

TWD97 座標：（311906, 2646974）

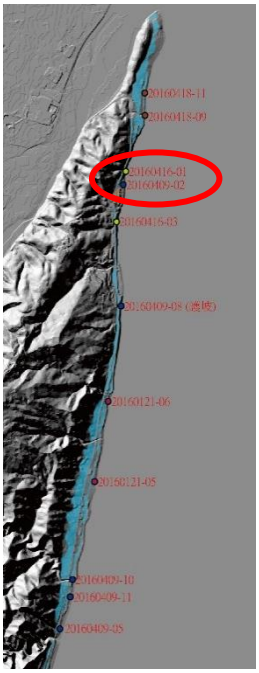
地點：嶺頂海岸南段

露頭描述：海灘底岩出露都鑾山層，高度向陸側逐漸增高，與之上的海灘礫石層交界面高度為海拔 5.5 公尺。海灘礫石層厚約 1.7 公尺，之上為厚約 2.0 公尺的沙丘沉積層。現今海灘沉積層的高度最高可達海拔 5 公尺（最高高潮線，暴風堆積），推測海灘礫石層抬升量至少有 0.5 公尺。





（2）露頭編號：20160416-01

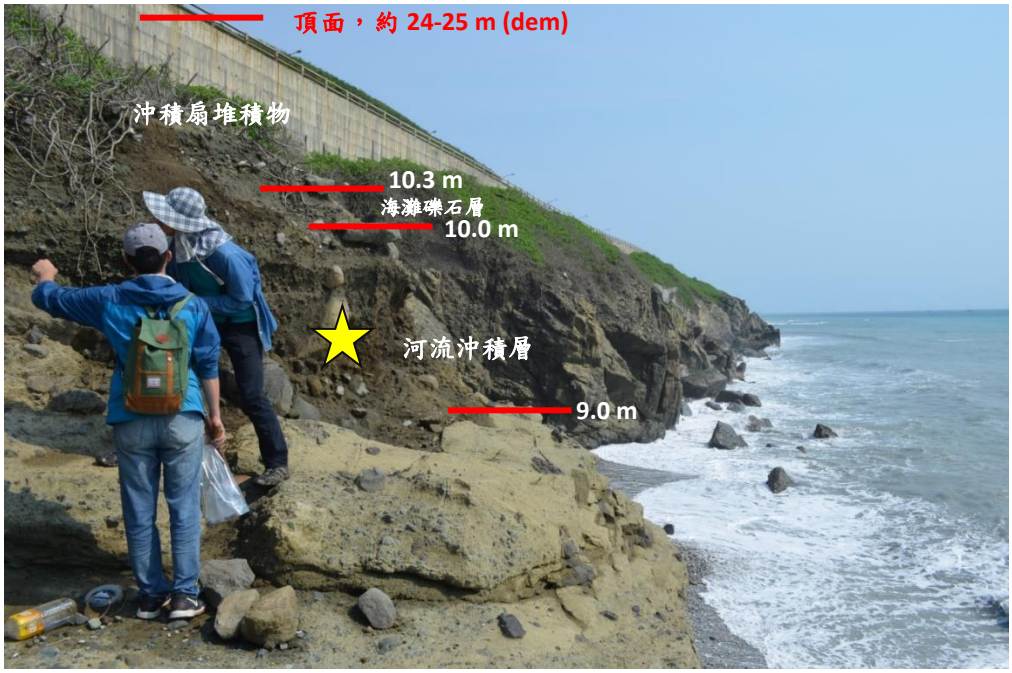


TWD97 座標：（311622, 2645799）

地點：嶺頂海岸南段

露頭描述：底岩為都鑾山層再積性火山碎屑岩，底岩之上覆蓋厚約 1.0 公尺的河流沉積層，交界面的海拔為 9.0 公尺。河流沖積層上為一厚約 30 公分的薄層礫石，礫石的圓度佳與有多元岩性組成特性，含來自海岸山脈火成岩與中央山脈變質岩的礫石，判斷礫石層屬於海灘礫石層，之上為沖積扇沉積層。

樣本採集：於河流沖積層內採集 1 個貝殼、3 個焦碳樣本。



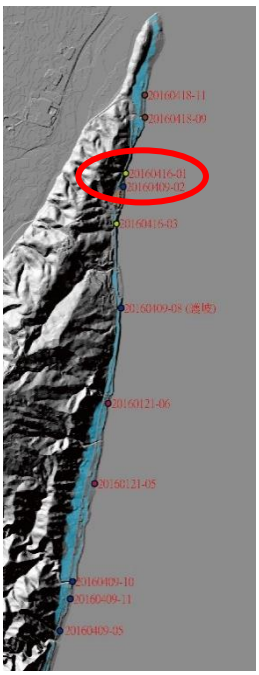
（3）露頭編號：20160416-03

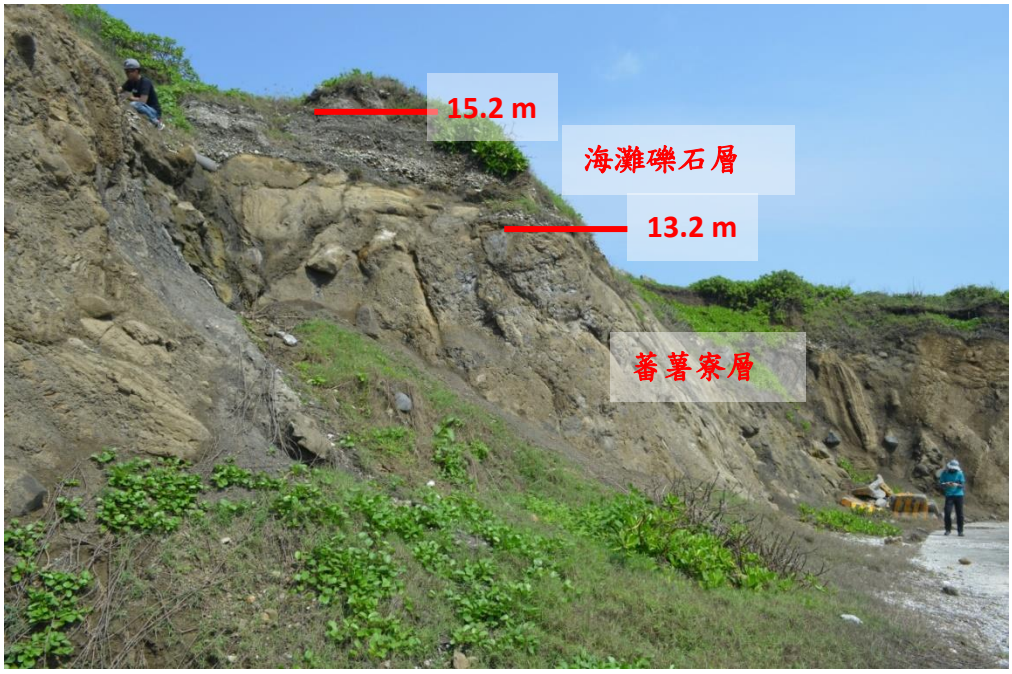
TWD97 座標：（311481, 2645050）

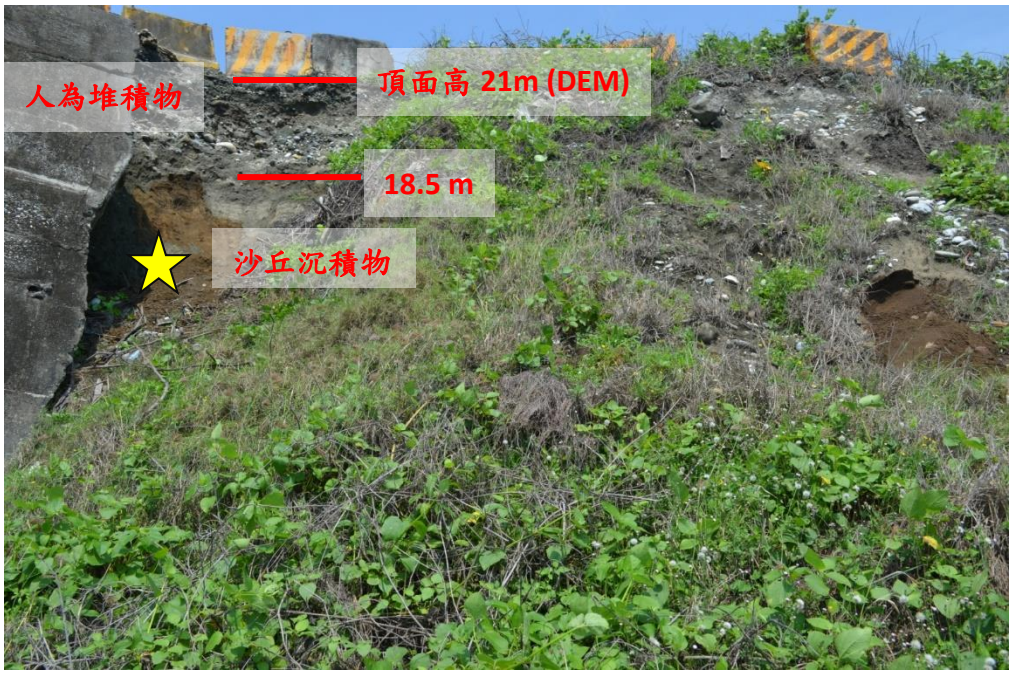
地點：海洋公園北側海岸

露頭描述：沉積層出露層序由下至上為底岩蕃薯寮層、海灘礫石層、沙丘沉積層與廢棄土層。蕃薯寮層位態為(N45E, 50W)，為倒轉地層。海灘礫石層厚約 2.0 公尺，交界面海拔為 13.2 公尺；之上為沙丘沉積層，交界面海拔為 15.2 公尺。沙丘沉積層厚 3.3 公尺，之上為廢棄土層。

樣本採集：沙丘沉積層內採集 3 個焦碳樣本。





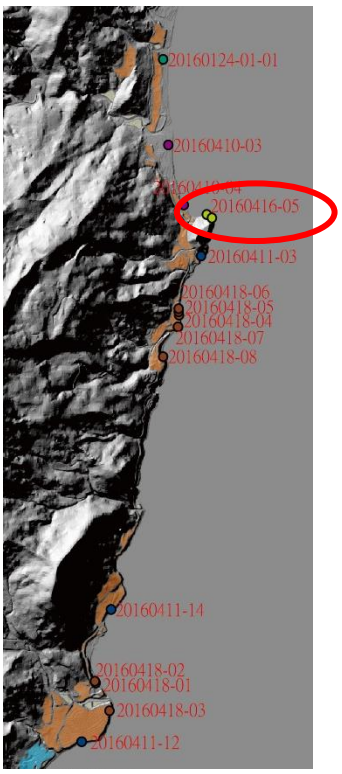


（4）露頭編號：20160416-04、20160416-06

TWD97 座標：（306335, 2621845）、（306395, 2621806）

地點：龜庵海岬，都鑾山層岩塊的北側海岸。

露頭描述：底岩為八里灣層（N22E, 66E、N28E, 70E），於海拔 2.7 公尺的海蝕平台上採集 1 鑽孔貝樣本（640-870 cal yr BP），另一在海拔 3.6 公尺的都鑾山層岩塊上採集 1 海相貝殼樣本（520-670 cal yr BP）。利用採集鑽孔貝與海相貝殼樣本 計算的抬升速率各為 4.1±3.3 mm/yr 與 6.6±4.2 mm/yr；前人（劉平妹與謝孟龍，2006）採集的鑽孔貝定年估算的速率（4.1~5.9 mm/yr）相似。





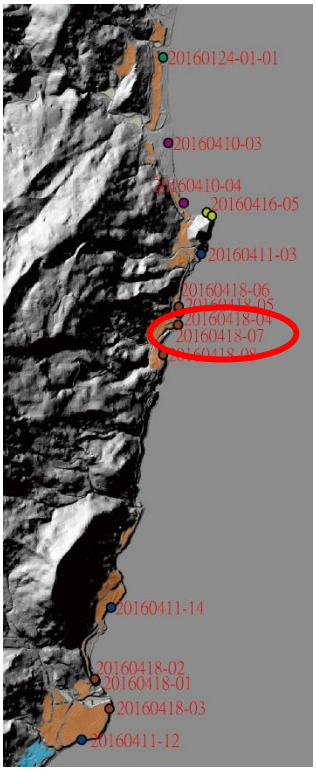


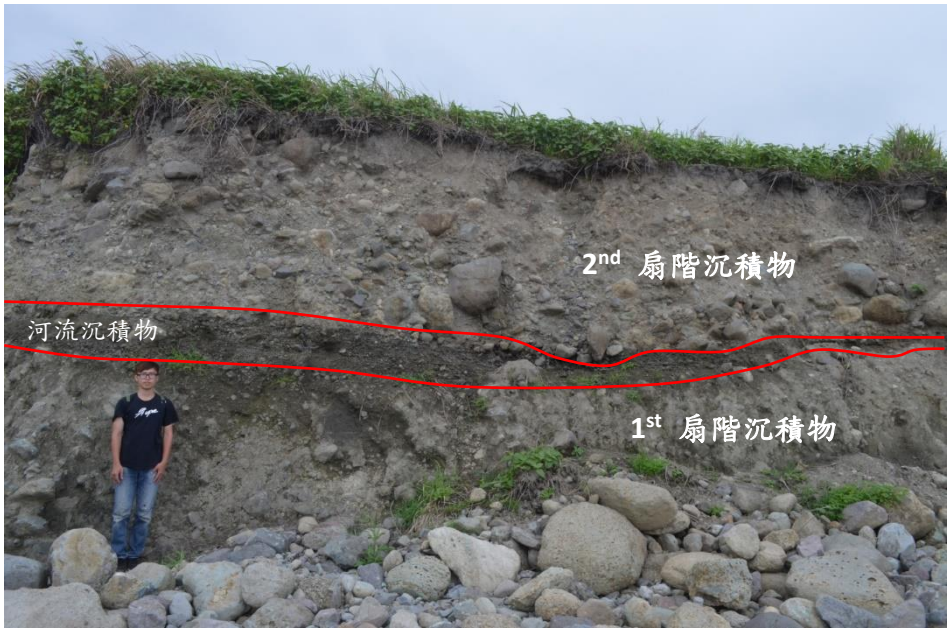
（5）露頭編號：20160418-07

TWD97 座標：（306051, 2620743）

地點：高山北側剖面

露頭描述：岩相為厚層淘選度差、圓度低的沖積扇沉積層。北剖面出露至少三期的沖積扇沉積層，各期沉積層間堆積厚薄不一且具層理的河流沉積層。其側向延續性差，為河道侵蝕作用所致。前人（劉平妹與謝孟龍，2006）於海拔 3.0 公尺（第一層扇階沉積層）採集焦碳樣的碳十四定年為 750-920 cal yr BP，顯示高山區域發育的沖積扇非常年輕。



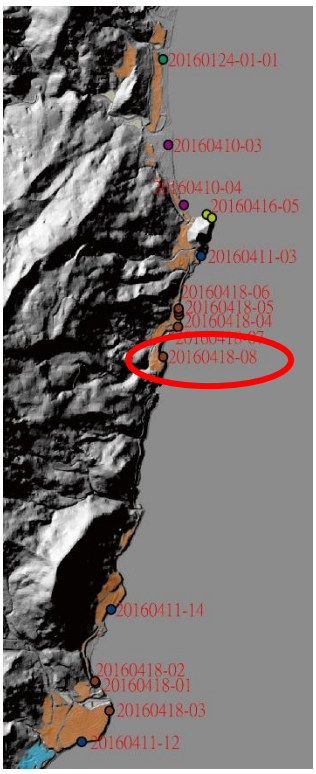


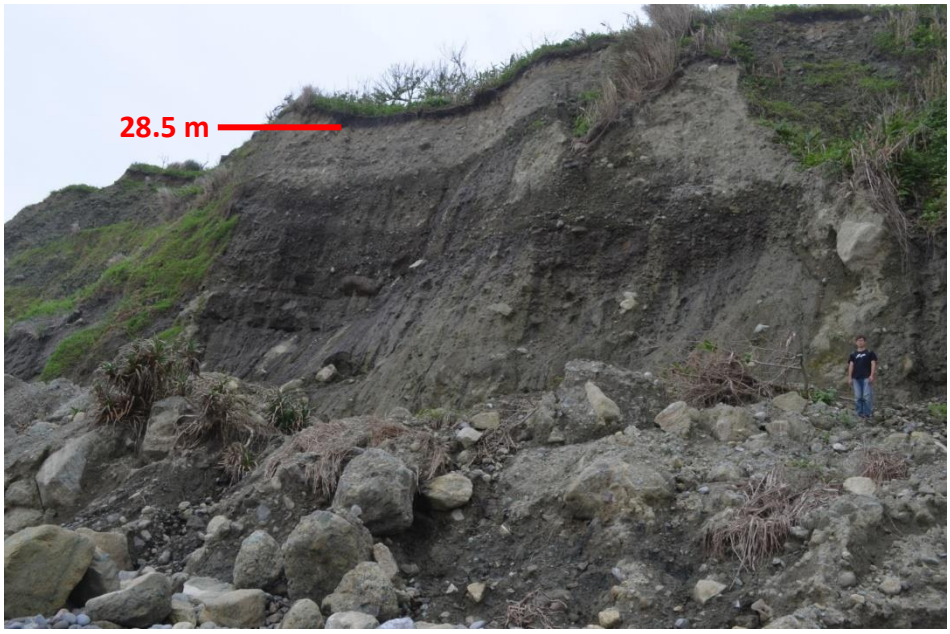
（6）露頭編號：20160418-08

TWD97 座標：（305908, 2620453）

地點：高山南側剖面

露頭描述：與北側剖面相同，岩性組成為厚層沖積扇土石流沉積層夾薄層河流沉積層。前人(劉平妹與謝孟龍,2006)於海拔 16.0 公尺的河流沉積層中採集焦碳樣本的定年結果為 740-920 cal yr BP，與北側剖面的年代相似，顯示約 700-900 年前，此區域發生大規模堆積事件，形成沖積扇。



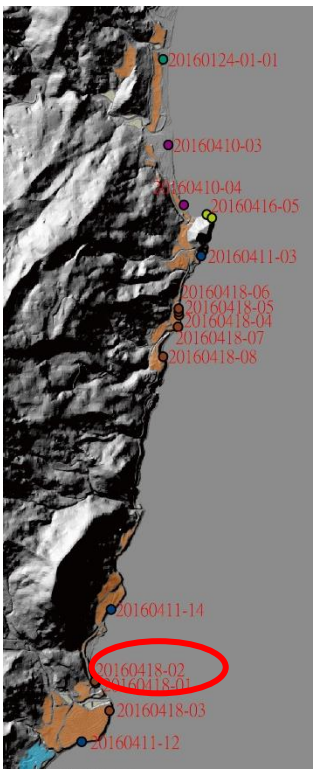


（7）露頭編號：20160124-03

TWD97 座標：（304568, 2618198）

地點：新豐南側

露頭描述：露頭產狀與高山剖面相似，剖面出露 18.6 公尺厚的沖積扇沉積層，未發現海灘礫石層。前人（劉平妹與謝孟龍，2006）於海拔 4.0-5.0 公尺的沖積扇沉積層中採集 3 個漂木樣本，年代分佈於 560-970 cal yr BP （560-900、670-920、800-970 cal yr BP），與高山區域的定年結果相似，顯示高山到新豐區域，約 560-970 cal yr BP 時發生大規模的沖積扇堆積事件。



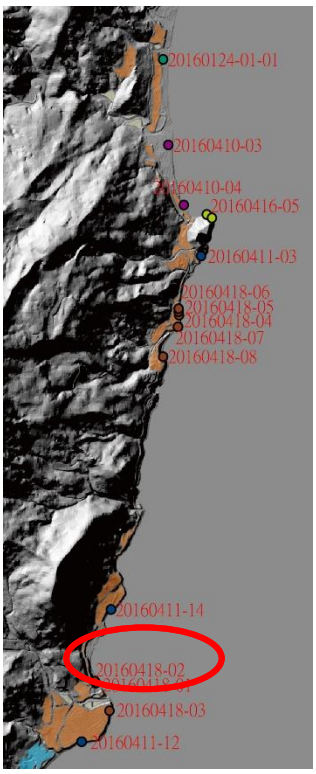


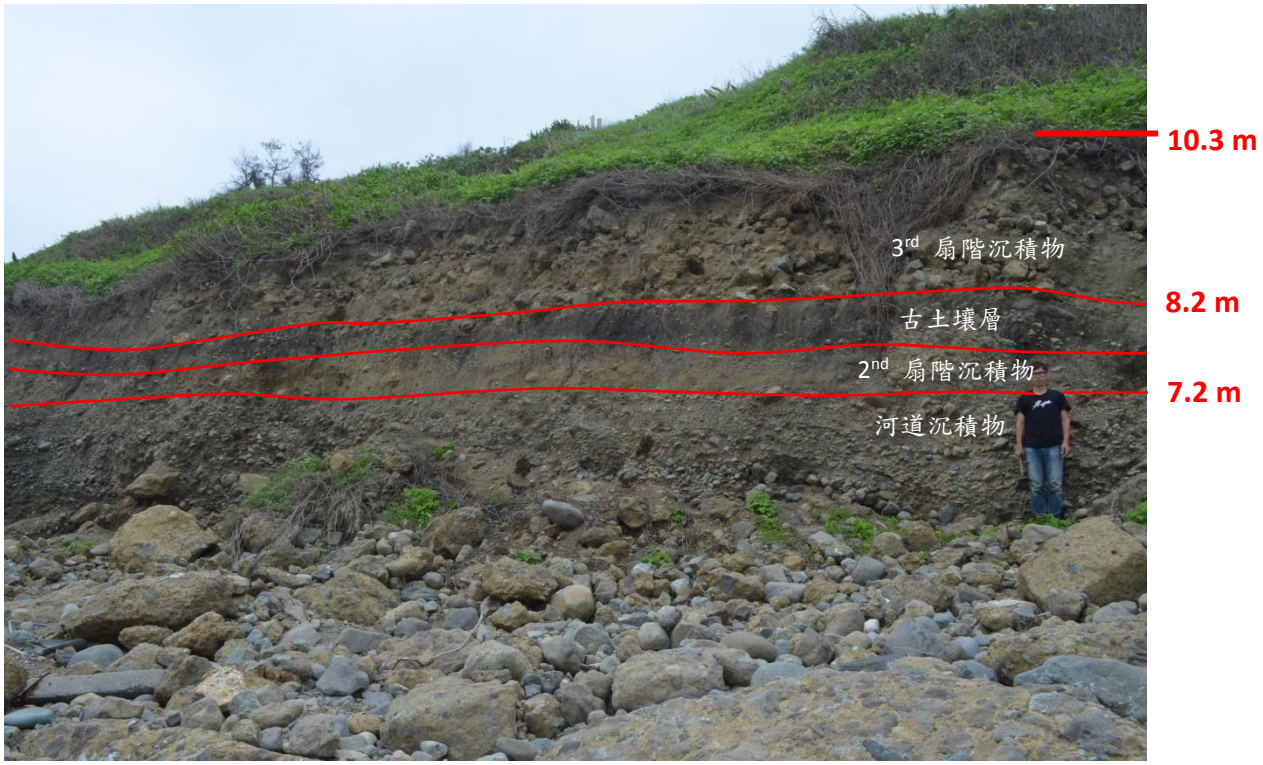
（8）露頭編號：20160418-02

TWD97 座標：（305241, 2617271）

地點：新社沖積扇北側剖面

露頭描述：新社區域由南至北的扇階都由沖積扇沉積層組成。新社北側剖面可分辨 3 期沖積扇沉積層，之間為土壤層與河流沉積層。土壤發育代表此平面曾穩定存在於地表一段時間、此時間內未受到沖積扇沉積層（土石流）覆蓋。前人（劉平妹與謝孟龍，2006）於海拔 5.0-5.5 公尺的沖積扇沉積層中採集 3 個焦碳樣本，定年結果分別為 670-900、790-950、830-1060 cal yr BP，顯示相較於南側的新社沖積扇剖面，北側剖面的沉積時代較為年輕。



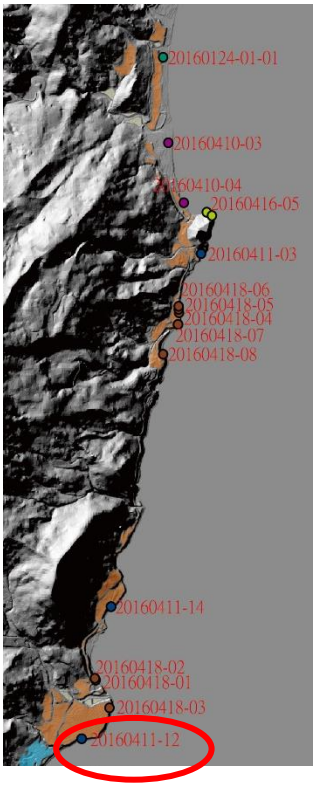


（9）露頭編號：20160411-13

TWD97 座標：（305047, 2616658）

地點：新社沖積扇南側剖面

露頭描述：新社沖積扇南剖面海拔高度為 20.0 公尺，皆為沖積扇沉積層，未發現海灘礫石層或海相地層。前人（劉平妹與謝孟龍，2006）於此剖面不同高度採集多個焦碳樣本，定年結果皆為 3580-4410 cal yr BP，顯示該時代曾發生大規模的土石流，形成新社沖積扇。與北側剖面相比，新社沖積扇的沉積時代較早。





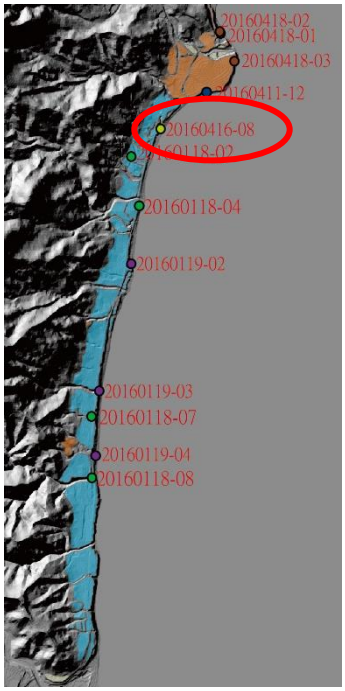


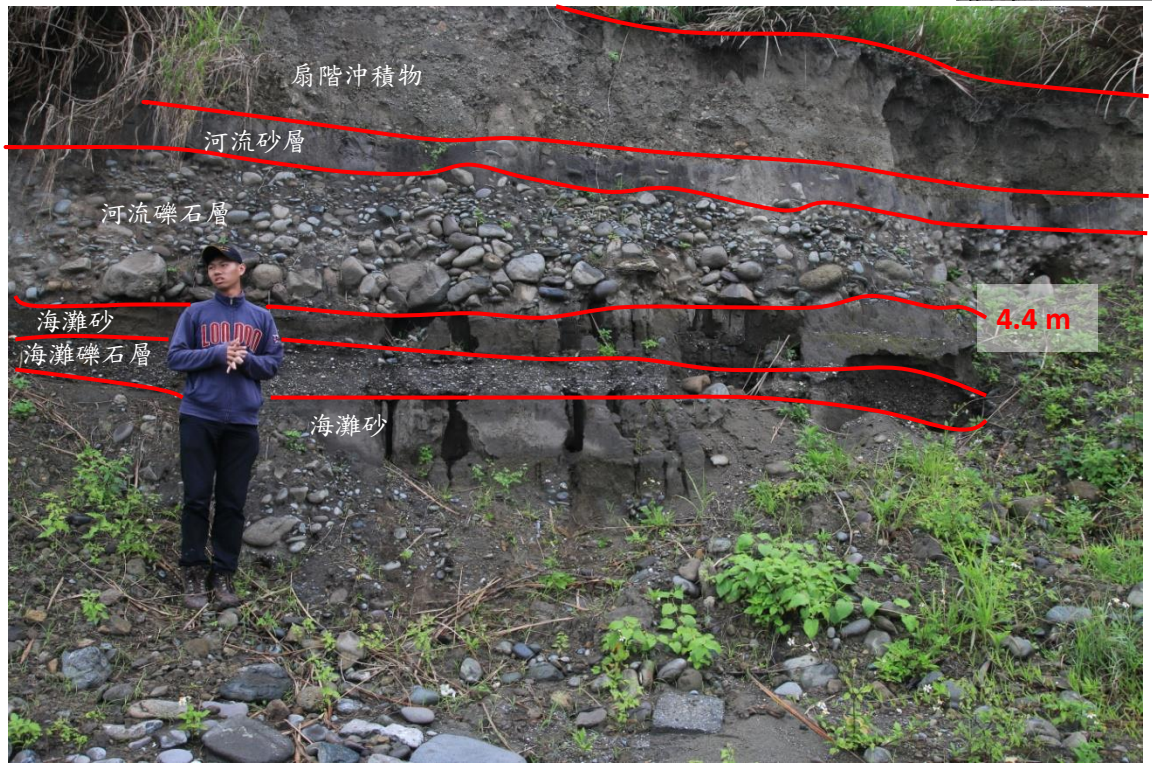
（10）露頭編號：20160416-08

TWD97 座標：（304659, 2616319）

地點：新社以南海岸。

露頭描述：新社沖積扇向南，海岸露頭即出現明顯的海相沉積層。此露頭底部為海灘砂與海灘礫石層，之上為圓程度為次角礫到次圓形，礫石組成岩性單一（安山岩）的河流沉積層，最上層為沖積扇沖積層。河流沉積層與海灘砂交界為海拔 4.4 公尺。此露頭與新社沖積扇相近，但兩者呈現的岩性組成大不相同。本研究認為新社沖積扇區域可能也沉積了海灘礫石層，但受到土石流的侵蝕作用將海灘沉積層侵蝕殆盡，因此新社剖面未發現海灘沉積層。



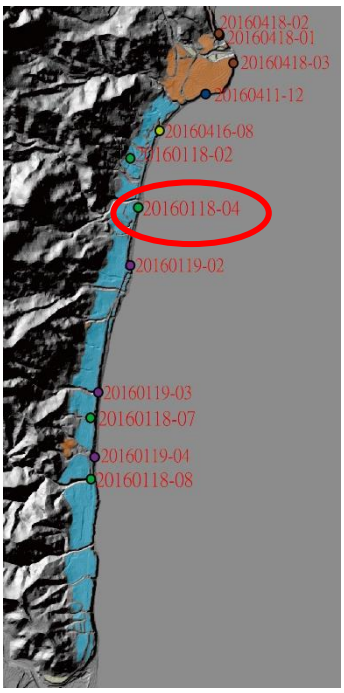


（11）露頭編號：20160118-04

TWD97 座標：（303617, 2615768）

地點：新社以南海岸（26 號橋）

露頭描述：底岩為八里灣層，岩層位態為 N25E, 45E 與 N15E, 55E。底岩之上為不整合面，海拔為 2.4 公尺，具明顯的風化現象與生物鑽孔痕跡，顯示為古海階面（海蝕平台）。不整合面之上覆蓋厚約 7.0 公尺的厚層沖積扇沉積層與具層理的河流沉積層，但未發現海灘礫石層。





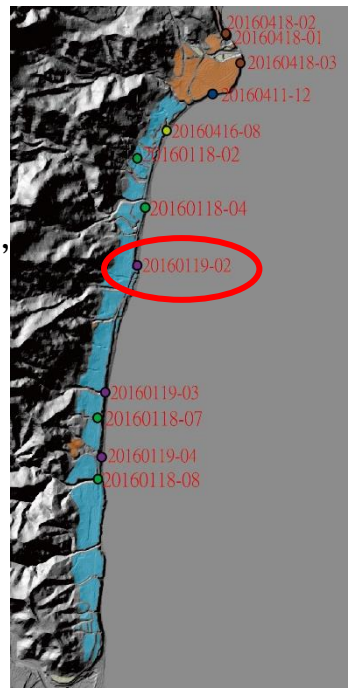


（12）露頭編號：20160119-02

TWD97 座標：（303542, 2615204）

地點：東興海岸

露頭描述：東興海岸有一岬角地形，海拔 11.3 公尺的八里灣層底岩上覆蓋薄層的海灘礫石層。此處出露兩階的海階，第一階的海拔約 2.4 公尺，第二階約 11.3 公尺。新社以南海岸（26 號橋）剖面雖然未發現海灘礫石層，但就數值地形模型（DEM）的高度判斷，公路的海拔約 12-13 公尺，與此剖面海拔 11.3 公尺的海階屬同一階地。故由新社區域以南至東興一帶，存在至少兩階海階地形。





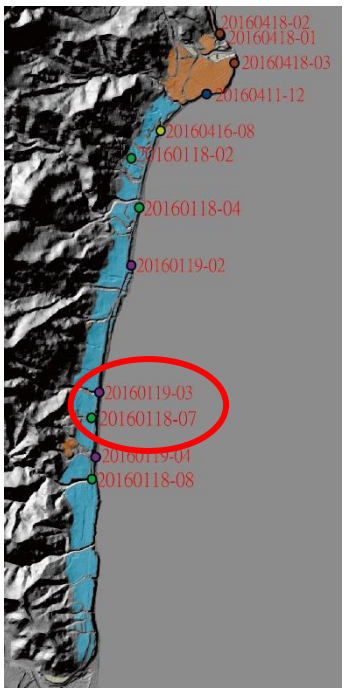
（13）露頭編號：20160119-03、20160118-07

TWD97 座標：（303231, 2613955）、（303154, 2613708）

地點：永豐橋（27 號橋）剖面

露頭描述：永豐橋（27 號橋）剖面

露頭描述:永豐橋剖面向海岸方向觀察,底岩為八里灣層，存在至少三階海階地形。剖面量測的第一階階地沉積層與底岩的交界面為海拔 4.9 公尺。第二階階地沉積層沒有出露，但底岩高度至少出露到海拔 15.3 公尺。第三階階地沉積層在河谷內疑似有露頭出露，海拔約 16.3 公尺。由永豐橋剖面向南 250 公尺， 20160118-07 點的溪溝內發現海灘礫石層覆蓋於底岩之上，海拔 20.0 公尺。由上述觀察，推測此處至少存在三階海階，海階沉積層與底岩八里灣層的交界面分別為海拔 4.9、16.3、20.0 公尺。






7.0 m
人為堆積物
6.6 m
河流堆積物
5.6 m
海灘沉積物
4.9 m
八里灣層


海灘礫石層

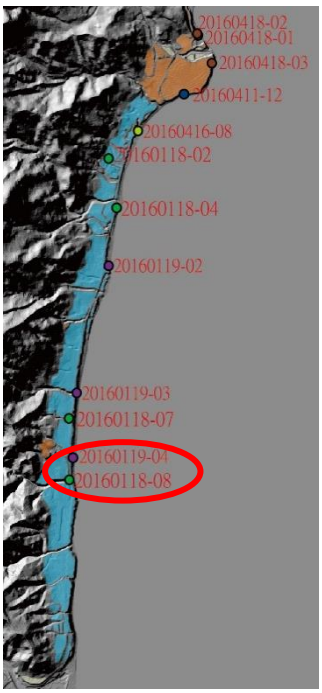
（14）露頭編號：20160119-04

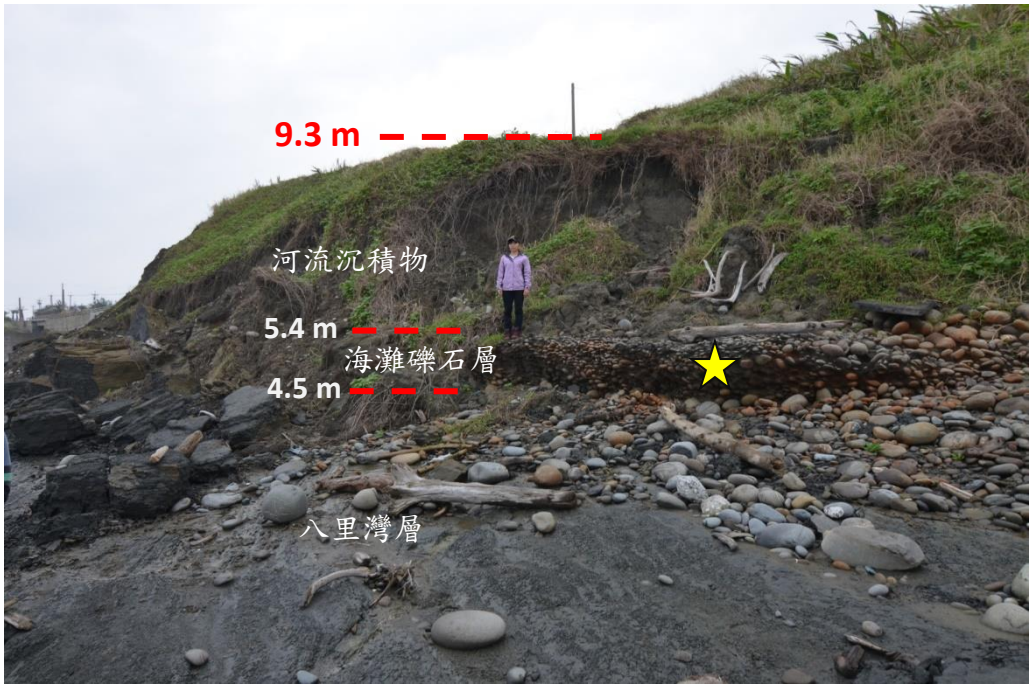
TWD97 座標：（303189, 2613322）

地點：蚊子山橋北側剖面

露頭描述：剖面的底岩為八里灣層，之上覆蓋一厚度 0.9 公尺的海灘礫石層，海拔為 4.5-5.4 公尺。之上堆積厚度 3.9 公尺的河流沉積層。與新社以南露頭的海灘礫石層相比，蚊子山橋北側剖面的海灘礫石層堆疊緊密，稍有膠結，推斷此層生成年代應該較老。

樣本採集：海灘礫石層內採集 1 個焦碳樣本，定年結果為 >43500 yr BP。



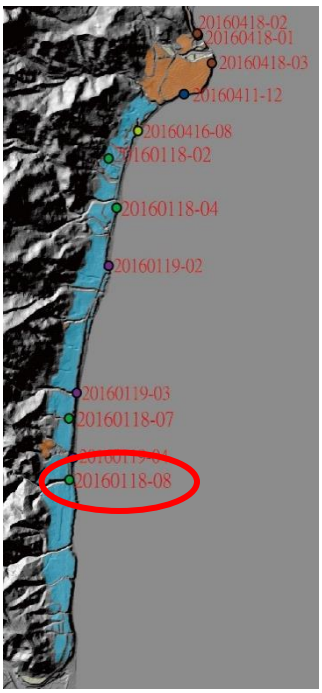


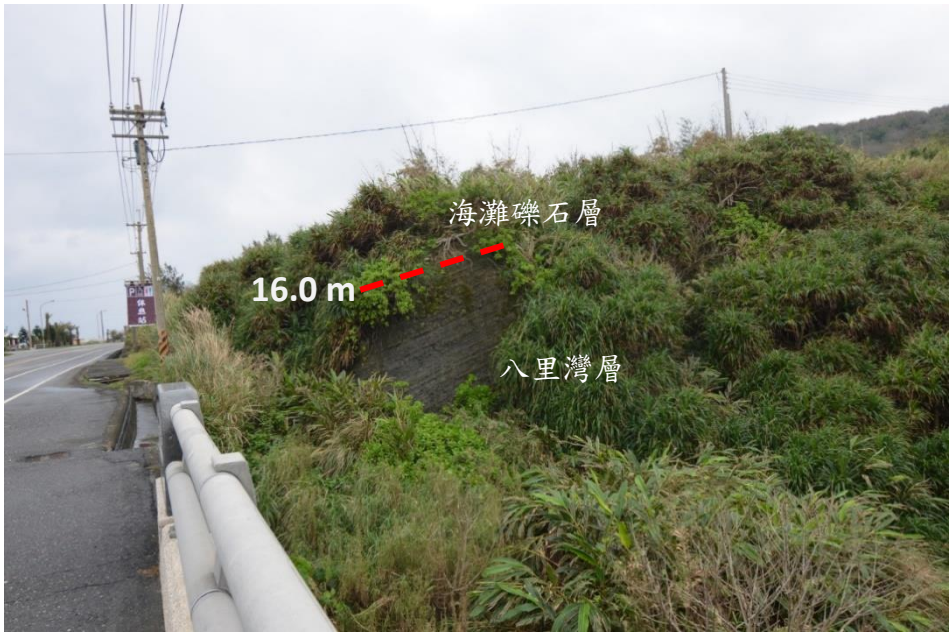
（15）露頭編號：20160118-08

TWD97 座標：（303155, 2613107）

地點：蚊子山橋剖面

露頭描述：依地形判斷此處至少有兩階海階。第一階階面約與路面同高，海拔為 12.2 公尺，第二階海階在蚊子山橋剖面可看到海灘礫石層上覆於底岩八里灣層之上，交界面海拔 16.0 公尺，頂面為 20.0 公尺。河谷中亦發現海灘礫石層的崩積岩塊,顯示海灘礫石層分佈不僅僅在階地最外緣，而有向內延伸，為一寬廣的海階地形。





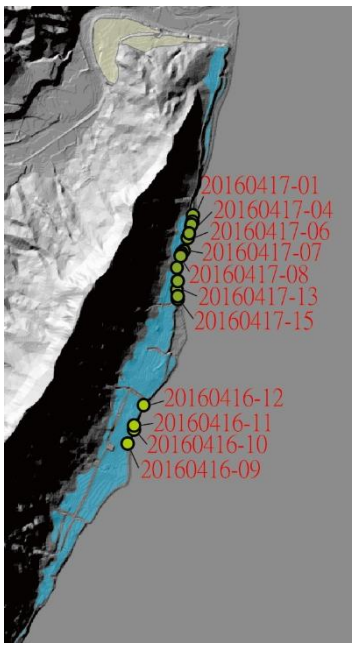
（16）露頭編號：20160417-01

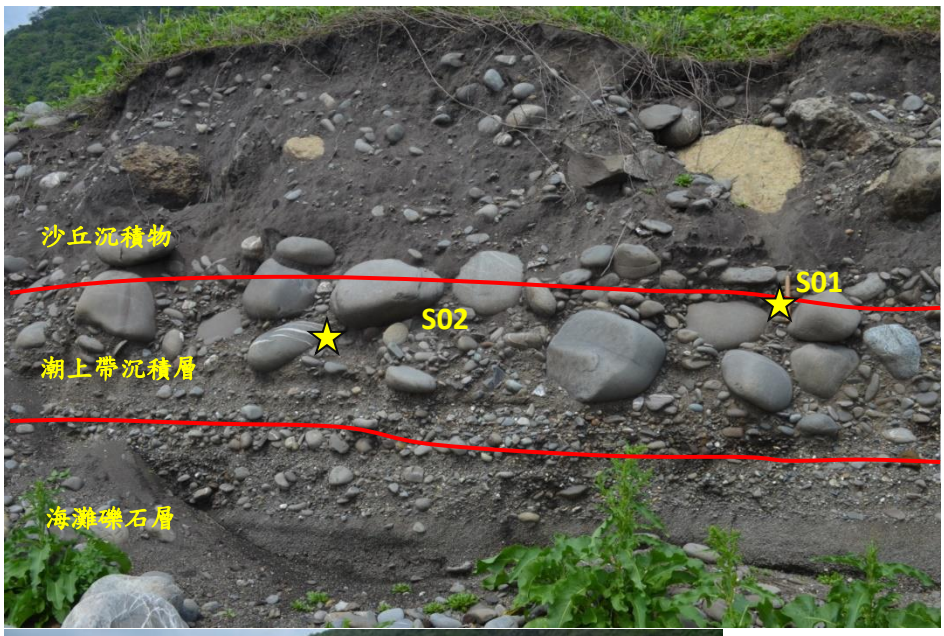
TWD97 座標：（303722, 2609247）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：綠野北側剖面的最北端，剖面最底部為都鑾山層，上覆海灘礫石層，兩者交界面的海拔 3.3 公尺。海灘礫石層的礫石顆粒組成多元，除來自海岸山脈的安山岩與輝長岩以外，尚有許多片岩與變質砂岩。海灘礫石層之上為磨圓度佳，但淘選度不佳的圓礫石層，判斷為潮上帶環境(supratidal)，大浪事件在濱後帶(backshore)堆積的沉積層。潮上帶沉積層之上為鬆散的砂層，偶夾有磨圓礫石，為沙丘沉積層。

樣本採集：於潮上帶沉積層頂面與層間採集 2 個焦碳樣本。







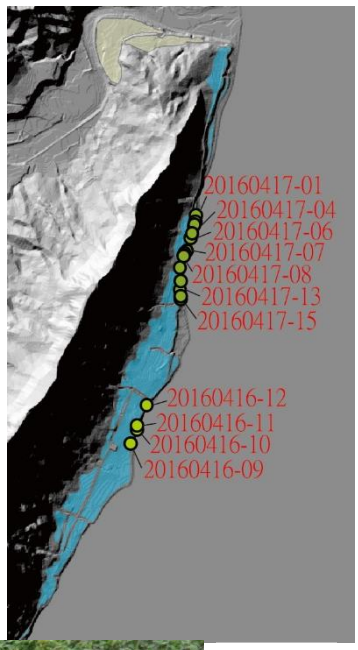
（17）露頭編號：20160417-04

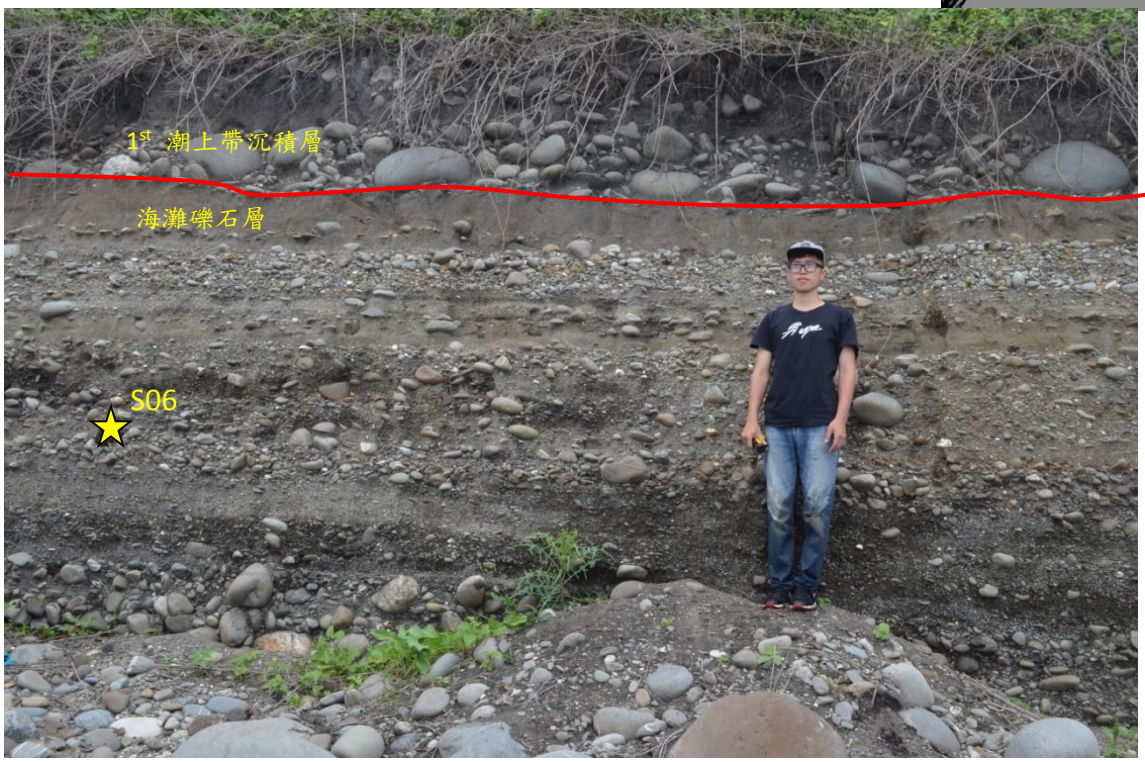
TWD97 座標：（303713, 2609171）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：此剖面底岩都鑾山層並未出露，但底岩之上的層序變化與 20160417-01 露頭相同，依序為出露厚度約 2.0 公尺的海灘礫石層，被 1.1 公尺厚的潮上帶沉積層覆蓋。

樣本採集：於海灘沉積層的中段，海拔 5.0 公尺處採集 1 焦碳樣本（S06）。







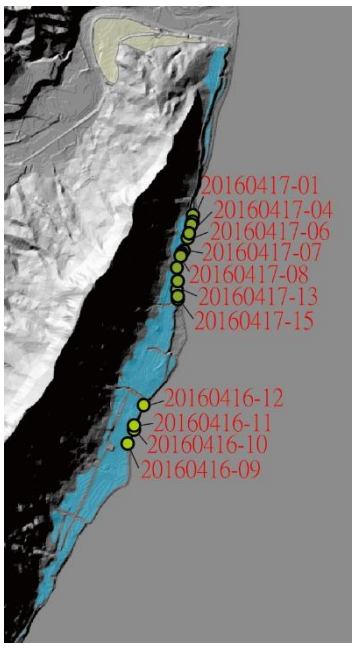
（18）露頭編號：20160417-06

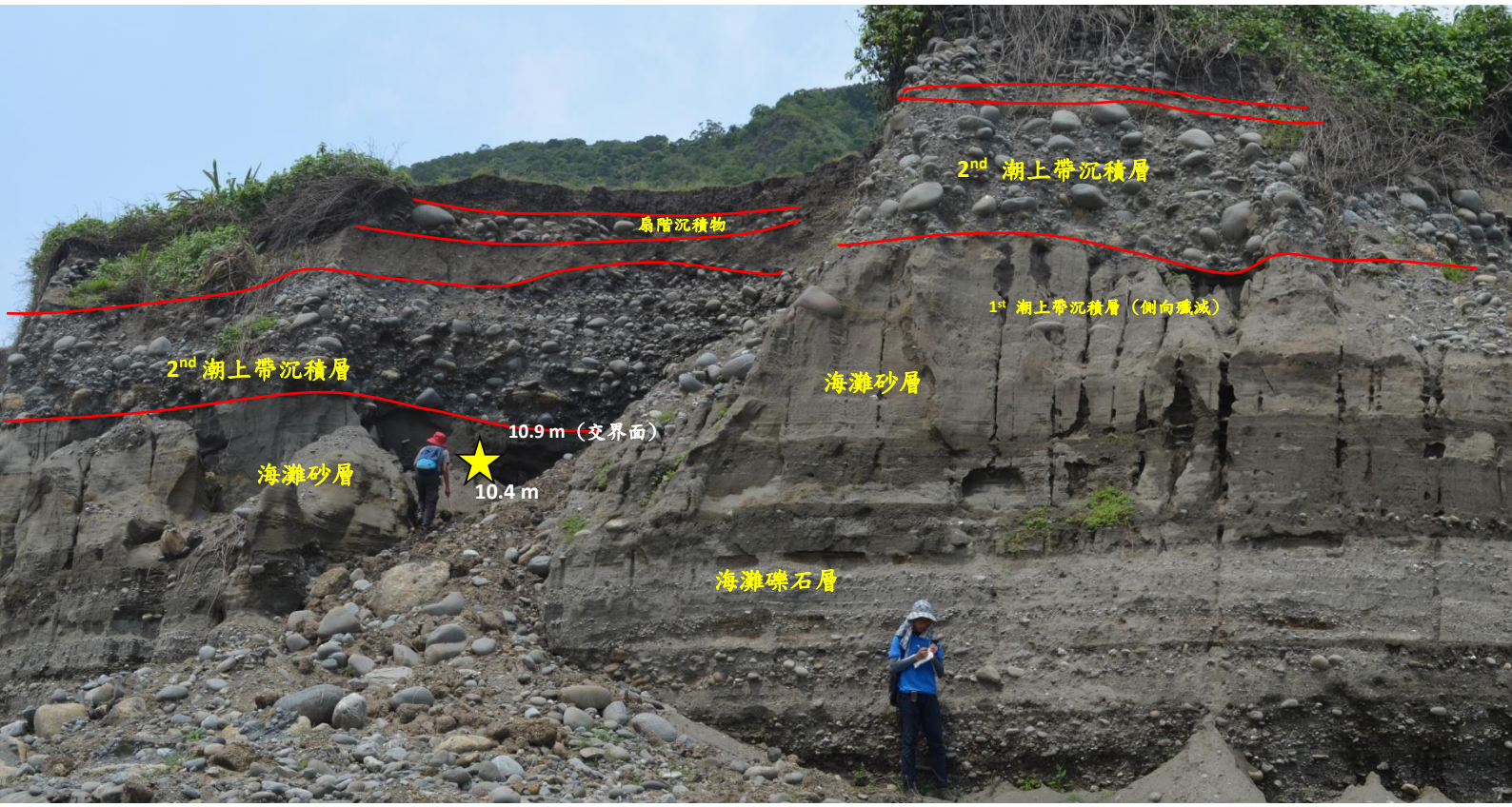
TWD97 座標：（303684, 2609083）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：前述露頭向南，出露的剖面變高，剖面最底部為厚度 10.4 公尺的礫石層與砂層的海灘沉積層，上覆層厚 1.7 公尺的潮上帶沉積層，之上為一薄層海灘砂層，最上方被沖積扇沉積層覆蓋。

樣本採集：海拔 10.4 公尺的海灘砂層內採集 2 個焦碳樣本（S09、S10），定年為 9600-10230 cal yr BP，估算地殼變動（抬升）速率為 4.4±0.5 mm/yr。





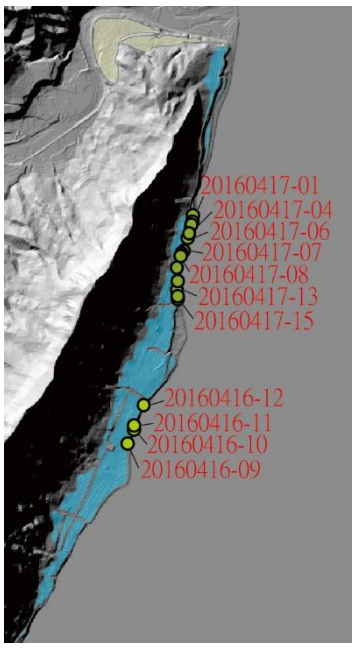
（19）露頭編號：20160417-07

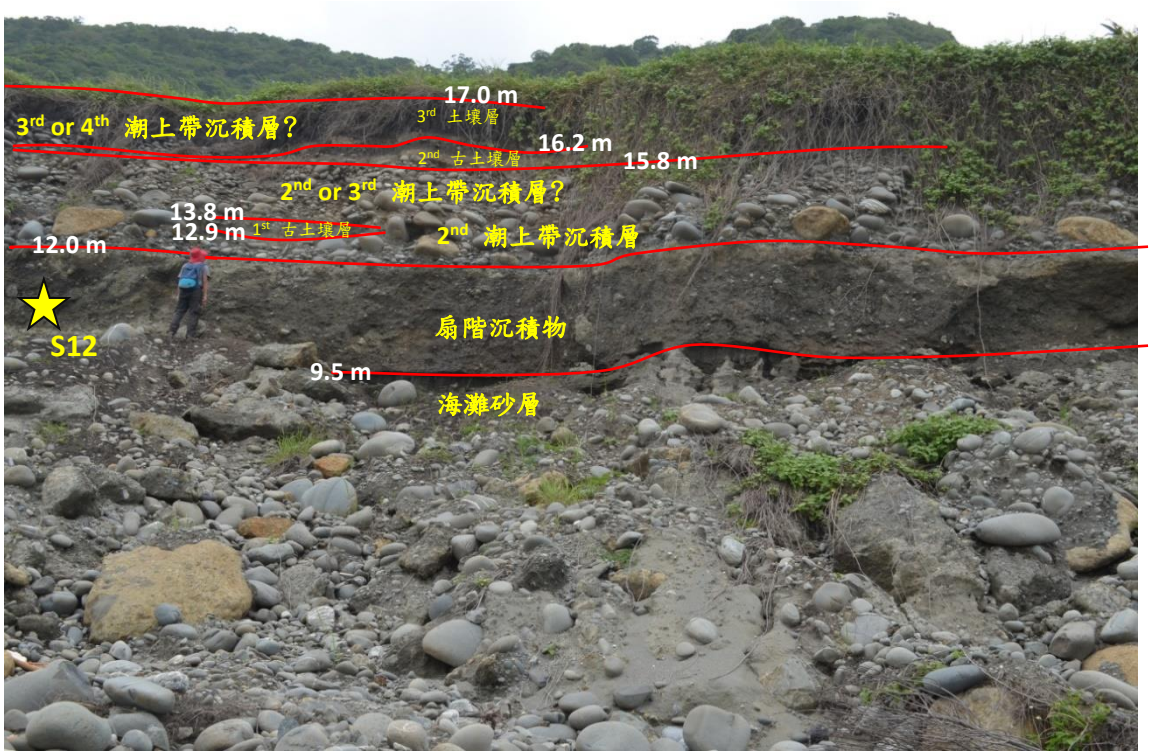
TWD97 座標：（303660, 2608991）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：與 20160417-06 的露頭有些微差異，剖面中段，即海灘砂層之上覆蓋沖積扇沉積層。之上才覆蓋 2nd 的潮上帶沉積層，之上還有 1-2 層側向延續性差的潮上帶沉積層，推測可能受到風暴作用的沉積層。

樣本採集：於沖積扇沉積層內採集 1 個焦碳樣本（S12），定年為 9540-9880 cal yr BP，與 20160417-06 露頭的海灘砂的年代相近，顯示此沖積扇沉積層與海灘砂的年代稍年輕。





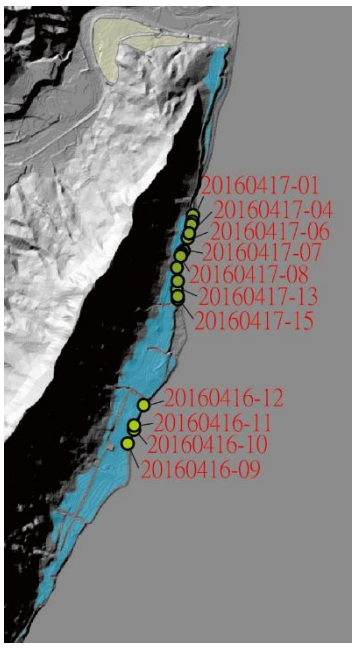
（20）露頭編號：20160417-08

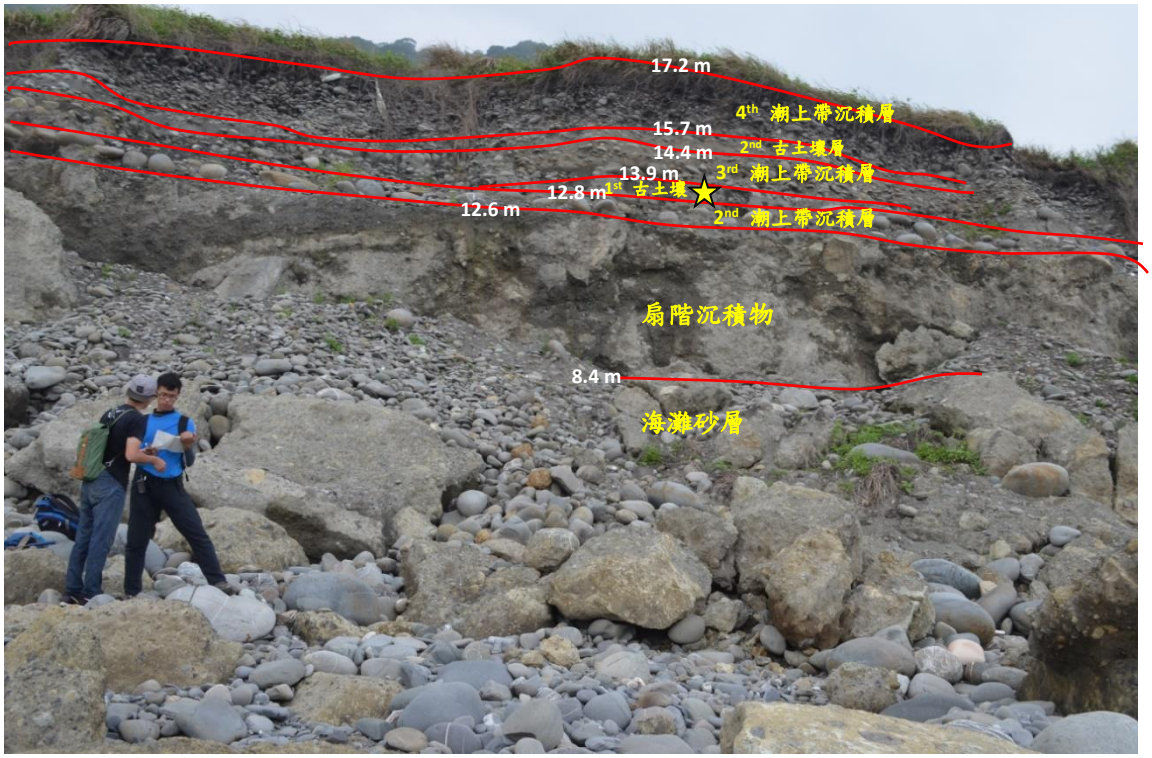
TWD97 座標：（303644, 2608972）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：與 20160417-07 剖面的層序相同，最底部至最頂部依序為海灘砂層、沖積扇沉積層與多期的潮上帶沉積層。雖然層序相同，但沖積扇沉積層分佈海拔高度為 12.6 公尺較前一個剖面 12.0 公尺高。

樣本採集：此點採集第一層古土壤樣本，年代為 3570-3690 cal yr BP。



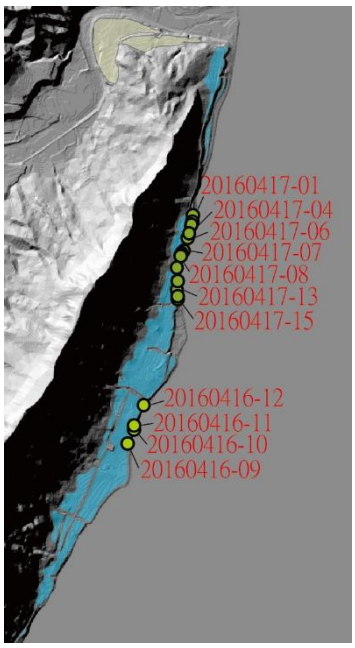


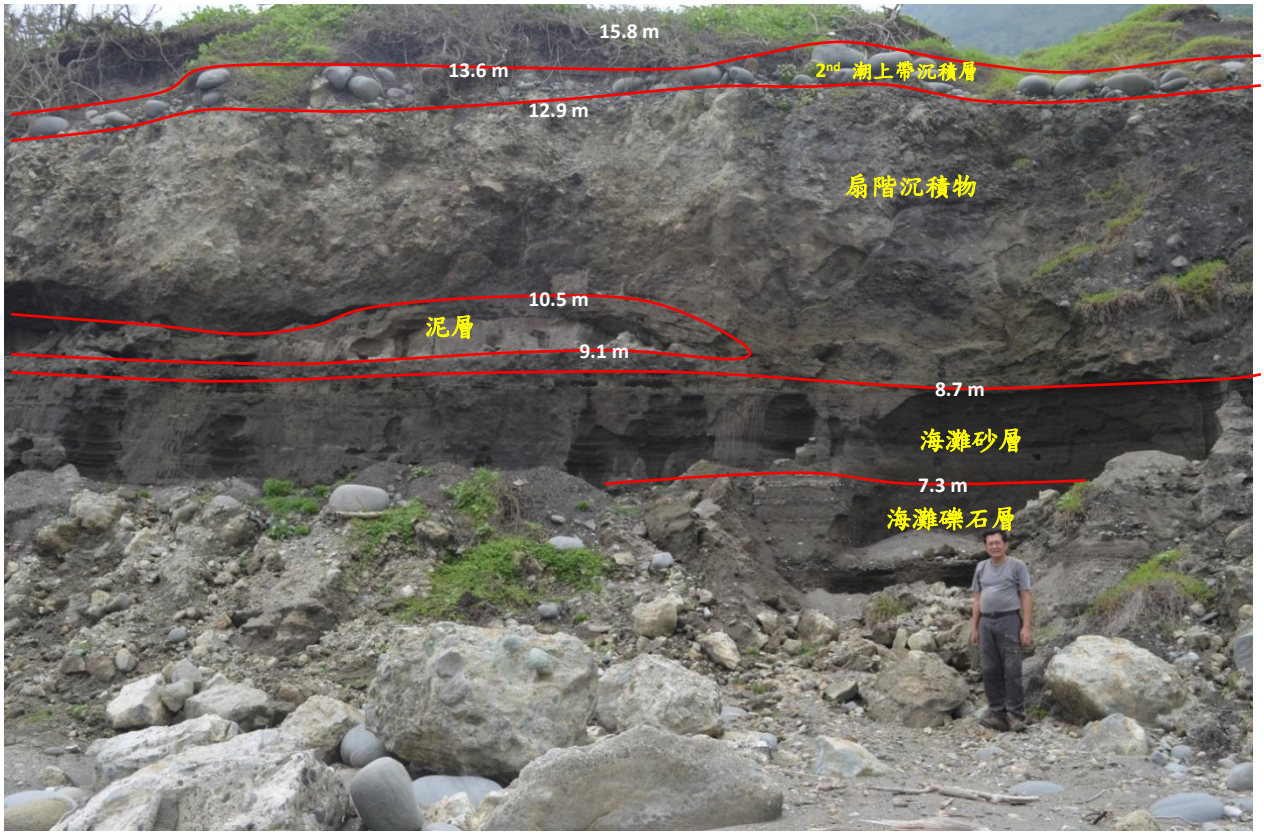
（21）露頭編號：20160417-13

TWD97 座標：（303609, 2608706）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：剖面最底部仍然為海相沉積物（海灘礫石層與海灘砂層），但頂部與扇階沉積物相同層位的高度開始出現泥質沉積物，推測受到事件性沉積的扇階沉積物堵塞形成的靜水的湖相環境（堰塞湖）。且在泥層沉積後，還是有扇階的土石流沉積事件，故在泥之上還覆蓋扇階沉積物。此剖面的頂部亦有潮上帶沉積層的堆積，但僅有側向延續性最佳的 2nd 潮上帶沉積層，第一、第三與第四層皆未在此剖面出現。





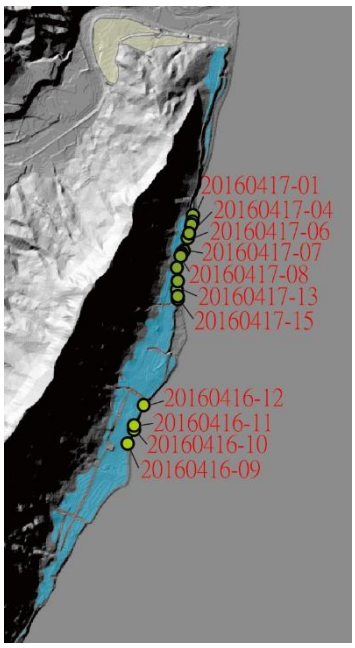
（22）露頭編號：20160417-15

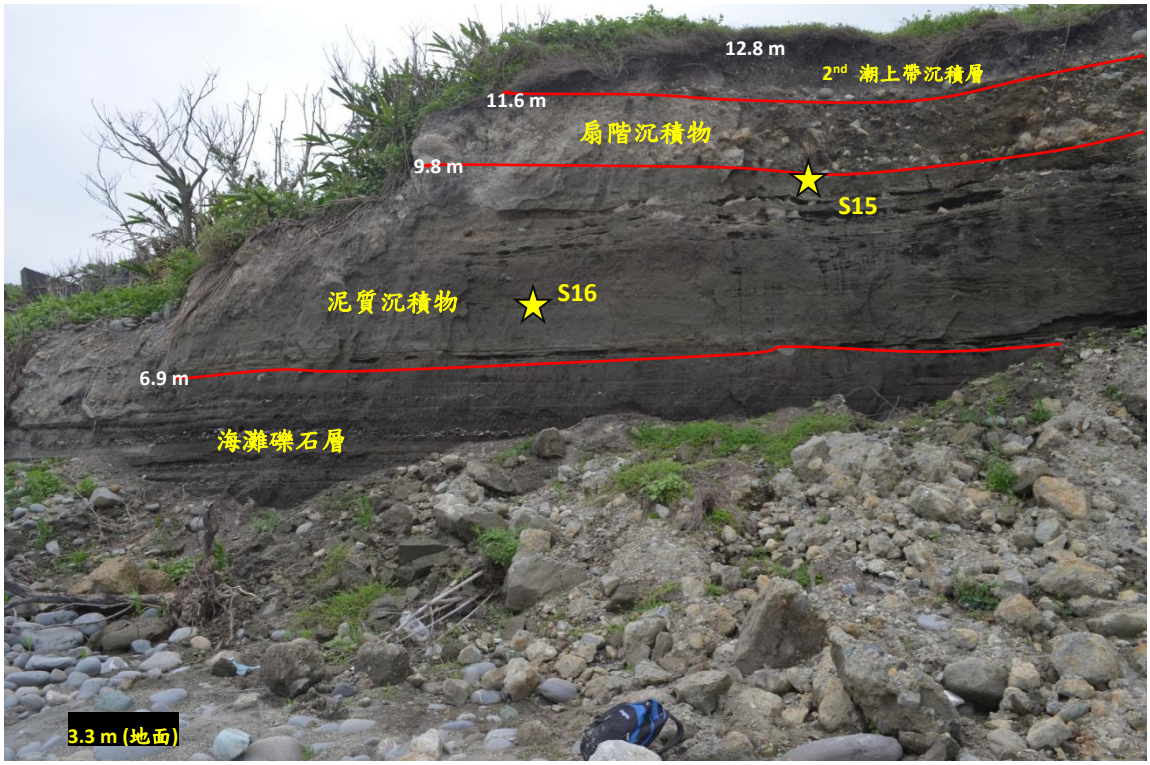
TWD97 座標：（303614, 2608637）

地點：綠野北側剖面

露頭描述：此剖面的沖積扇沉積層明顯呈現側向尖滅，直接覆蓋於海灘礫石層之上為厚約 2.9 公尺的泥質沉積層（湖相環境），之上再堆積薄層沖積扇土石流沉積層，最上層為 2nd 的潮上帶沉積層。

樣本採集：於泥質沉積層內採集 1 個焦碳樣本（S16），泥質沉積層與扇階沉積層的交界採集另 1 個焦碳樣本（S15）。S16 的定年結果為 9910-10710 cal yr BP，稍老於沖積扇沉積層的沉積年代。



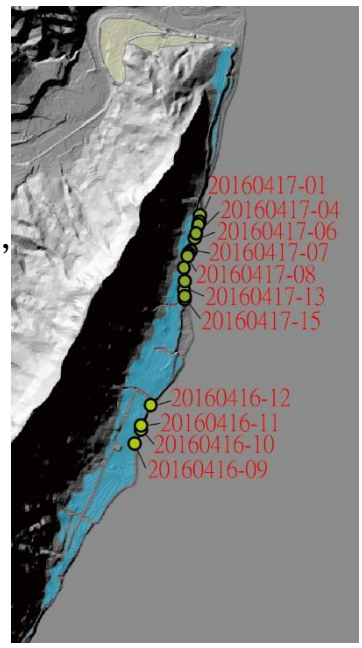


（23）露頭編號：20160416-12

TWD97 座標：（303369, 2607867）

地點：綠野南側剖面

露頭描述：綠野南段剖面的露頭高度明顯較低，此處沒有見到在北側剖面的底岩都鑾山層與底部的海相沉積層，露頭最底部是沖積扇沉積層與部分的河流沉積層，部分露頭可見河道結構。沖積扇沉積層與河流沉積層之上，海拔為 6.9 公尺處可見一薄層海灘礫石層。前人（劉平妹與謝孟龍，2006）於此處採集扇階沉積層中的漂木，定年結果為 9000-9550 與 9920-10240 cal yr BP，與北側剖面扇階沉積層的年代相同。





7.3 地殼變動速率

7.3.1 嶺頂斷層上盤

嶺頂斷層從花蓮溪口向南延伸至光復鄉富田村，呈北北東走向，全長約 36 公里；海岸範圍大致從嶺頂至豐濱（陳文山等，2008；Chen et al., 2007）。從磁力異常特性分析（Hu and Chen, 1986）顯示斷層位在縱谷東側與海岸山脈的接壤處，沿花蓮溪向東北延伸，最北端於花蓮溪口出海；利用 1991-2002 年規模 M_L ＞3 的震源分佈，嶺頂斷層（地震帶）以高角度朝東傾斜，海岸山脈位於斷層上盤（Kuochen et al., 2004）。大地觀測資料亦顯示海岸山脈（嶺頂斷層上盤）相對於中央山脈朝北東（方位角 16-23°）移動，相對水平錯移速率約 30 mm/yr（陳佳元，1974；Chen et al., 1991；Yu et al., 1990）。垂直於斷層走向（方位角 300°），嶺頂斷層兩側沒有太大的壓縮或伸張量。從大地觀測與斷層走向位態，判斷嶺頂斷層為兼具逆滑的左滑斷層。

花蓮溪口向南延伸至豐濱海岸出露階地地形以扇階（沖積扇）為主，僅局部地區出露狹窄的海階地形。階地定年資料大都為扇階，僅龜庵（露頭編號 4）的海階才有碳十四定年年代。露頭產狀為八里灣層岩盤上的鑽孔貝，鑽孔貝生活環境大致位於潮間帶。海岸山脈沿岸潮差為±0.5 公尺，推測此區域的潮間帶範圍為±2 公尺。本研究採集鑽孔貝（海拔 2.7 公尺）的碳十四定年年代為 640-870 cal yr BP，此年代與劉平妹與謝孟龍（2006）所訂定的年代相似。估算的地殼變動速率為 4.1±3.3 mm/yr，與劉平妹與謝孟龍（2006）訂定年代所估算的速率相似，為 4.4~5.9 mm/yr（5.9±4.3、4.4±3.1、5.2±3.3、5.2±3.3 mm/yr）；總合上述於龜庵海階（海蝕平台）的 5 個碳十四年代估算的地殼變動速率為 5.0±3.9 mm/yr。

另外，本研究亦在龜庵的生物碎屑層中採集一海相貝殼樣本（海拔 3.6 公尺），年代為 520-670 cal yr BP，估算速率為 6.6±4.2 mm/yr，與鑽孔貝估算結果相似。

許民陽等人（1998）於海洋公園南側，高度 17.5 公尺處採集一鈣質藻，其所描述的產狀不清楚，年代為 6940-7250 cal yr BP。若將鈣質藻原始生長環境定為潮間帶±2 公尺，估算的地殼變動速率為 2.5±0.3 mm/yr（抬升）。

綠野剖面位於豐濱南側約 3 公里的海岸，底層出露海灘相礫石與砂層（海拔 10.4 公尺），年代為 9600-10230 cal yr BP（9600-9890 與 9910-10230 cal yr BP），估算地殼變動（抬升）速率為 4.4±0.5 mm/yr（圖 7.3-1）。此速率（約 10000 年以來的平均速率）與北側龜庵剖面所估算的抬升速率相當（約 700 年以來平均速率；5.0±3.9 mm/yr）；雖然綠野剖面所處位置並非位在嶺頂斷層上盤，但此區域在全新世以來的抬升速率與北側區域相當。

從上述階地調查，嶺頂斷層上盤僅有龜庵地區的海階有碳十四定年資料，因此本研究僅依此地點的抬升速率代表嶺頂斷層全段的抬升速率，約 5.0±3.9 mm/yr（負值為沉降速率，正值為抬升速率）。

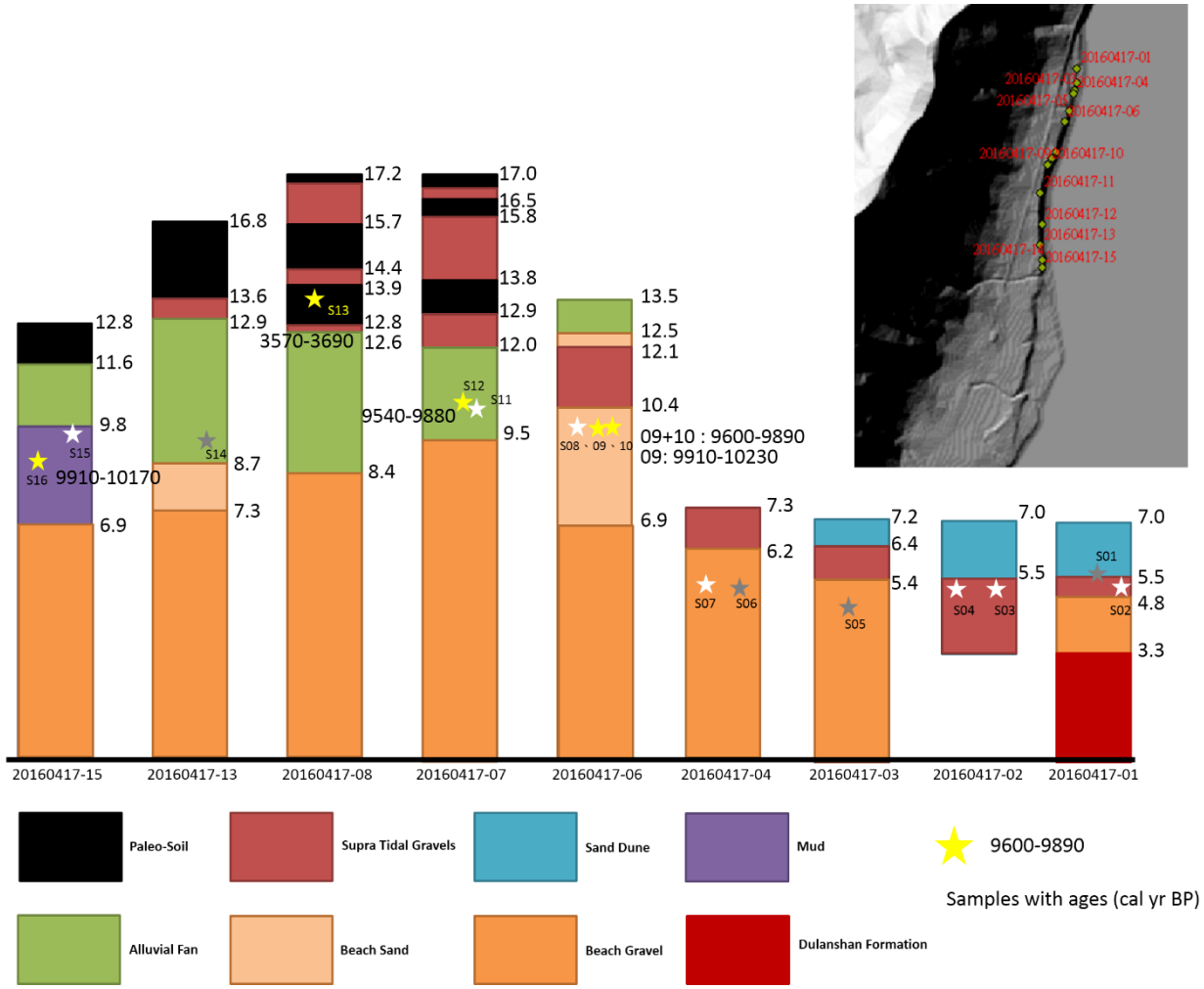


圖 7.3-1　綠野剖面依序由下往上出露，都鑾山層、灘相礫石與砂層、沖積扇與湖相沉積層，以及潮上帶暴風沉積層與土壤層。

7.3.2 嶺頂斷層下盤

嶺頂斷層下盤的地殼變動速率，本研究利用海相沉積層來估算下盤地殼相對海水面的變動速率。由於縱谷地區沒有全新世海相地層（海階），因此採用鑽井取得岩心方式來評估。光華井位在光華工業區（309658, 2648296），地質構造環境處在嶺頂斷層的西側，即斷層下盤（左盤）。

光華井的海拔高度為 14.5 公尺，井深 200 公尺；岩性以礫石層為主，於 33.4-80 公尺深（33.4-37.6 公尺，45.9-50.6 公尺，58.3-65.3 公尺，72-73.6 公尺，75-80 公尺）夾有泥層。沉積環境屬於沖積扇的辮狀河，泥層屬於下部沖積扇濕地環境（圖 7.3-2，7.3-3）。由於估算地殼變動速率，須要幾個參數，如古環境

深度、古海面高度、標本海拔高度，以及沉積年代。其中的古環境深度必須由岩心岩相（沉積環境）來推估，此參數在估算地殼變動速率當中具有最大的變數，尤其屬於陸相環境。光華井的海拔高度為 14.5 公尺，位於木瓜溪形成的沖積扇的下扇，約 10000-6000 年前，呈現溼地與河道交互變遷的環境（圖 7.3-2）。由岩性推測沉積環境屬於沖積扇下游接近海岸濕地環境（不含海相化石），推估沉積環境的海拔高度約 5-10 公尺。

因此，由上述參數估算的地殼變動速率為（表 7.3-1，表 7.3-2），-3.0~-4.0 mm/yr（-3.5±0.5 mm/yr；井深 34.1 公尺）、-2.1~-3.2 mm/yr（-2.7±0.6 mm/yr；井深 61.1 公尺）、-1.7~-3.3 mm/yr（-2.5±0.8 mm/yr；井深 78.6 公尺）；總合上述三個不同深度的碳十四定年年代與古環境所估算的地殼變動速率約為-2.9±0.6 mm/yr（負值為沉降速率，正值為抬升速率）。

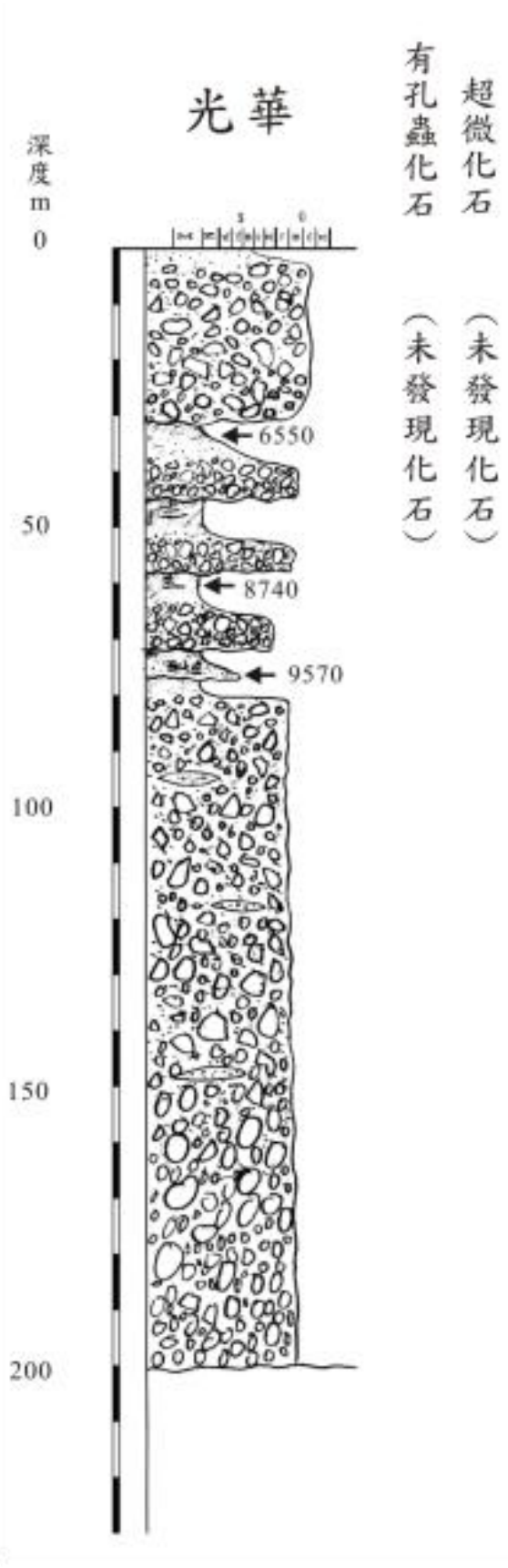


圖 7.3-2 以礫石層為主，於井深 33.4-37.6 公尺，45.9-50.6 公尺，58.3-65.3 公尺，72-73.6 公尺，75-80 公尺夾有泥層（洪奕星，2007）。

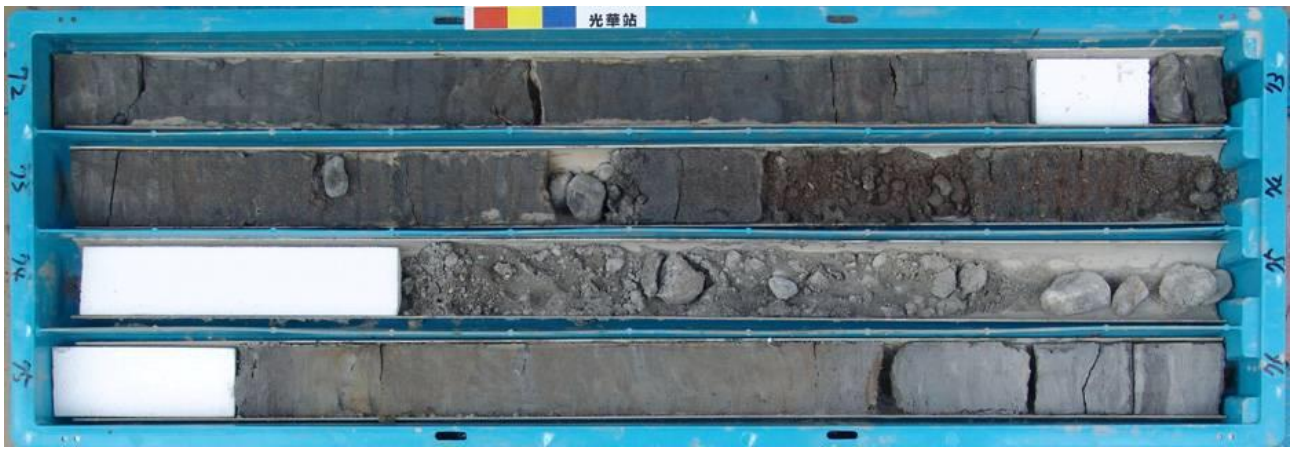


圖 7.3-3 泥層夾薄層礫石（井深 72-76 公尺）。

表 7.3-1 光華井碳十四定年資料。

井名	深度（m）	標本材料	年代	C13/C12	方法	分析年度	分析單位
光華	34.1	焦碳	6550±50	-21.1	AMS	94	Beta-209649
光華	61.1	焦碳	8740±50	-25.8	AMS	94	Beta-209650
光華	78.6	焦碳	9570±50	-27.5	AMS	94	Beta-209651

表 7.3-2 光華井碳十四定年資料與估算地殼變動速率，由兩組不同古環境深度（5 m 與 10 m）資料估算的地殼變動速率。古海面與古環境深度為負值代表位在現今海面之下，屬於海相環境；正值代表位在現今海面之上，屬於陸相環境。地殼變動速率負值為沉降速率，正值為抬升速率。

海拔（m）	井深（m）	^{14}C 年代（yr BP）	^{14}C 校正年代（cal yr BP）	古海面（m）	古環境深度（m）	地殼變動速率（mm/yr）
14.5	34.1	6550±50	7330-7570	-2~0	5	-3.0~-3.4
14.5	61.1	8740±50	9560-9900	-31~-26	5	-2.1~-2.7
14.5	78.6	9570±50	10720-11120	-50~-39	5	-1.7~-2.8
14.5	34.1	6550±50	7330-7570	-2~0	10	-3.6~-4.0
14.5	61.1	8740±50	9560-9900	-31~-26	10	-2.6~-3.2
14.5	78.6	9570±50	10720-11120	-50~-39	10	-2.2~-3.3

7.3.3 嶺頂斷層垂直變動速率

由嶺頂斷層上盤（海岸山脈），海階的年代、高度與古環境深度等資料，估算的地殼變動速度約 5.0±3.9 mm/yr；嶺頂斷層下盤鑽井岩心估算的地殼變動速度為-2.9±0.6 mm/yr。總合嶺頂斷層上盤與下盤的相對垂直（抬升）變動速率為 7.9±4.5 mm/yr。

第八章 池上斷層地下掃描時序監測

針對本計畫之工作目標，最後是對池上斷層進行其滑動量監控，使用的方法原定有透過井下接地電極，以直流電阻法與自然電位法進行地球物理監測。今年另外增加一隻 10 米的傾測管，同時監控以確認比對出可能之斷層滑移量與時間點。

8.1 區域背景資料

池上斷層

花東縱谷位於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交接處，根據 GPS 針對地表變形的觀測結果，縱谷兩側每年約有 3 公分的相對位移（Yu and Kuo, 2001）。花東縱谷上的斷層由北往南可分為花蓮、玉里、池上與台東等四個斷層區段，其中斷層活動最為明顯的就屬池上斷層。透過法國與台灣學者進行的地表變形的長期觀測（Angelier et al.,2000；Lee, 2003），讓我們看到了池上斷層長期的逆斷層滑移現象。其研究發現該區地表潛移現象與季節可能相關，在乾季時（十月至二月）潛移現象不明顯近乎停止，而到了雨季時，則可觀測到明顯的地表潛移。

大坡國小

池上斷層中段的地表破裂帶，通過位於台東池上大坡國小校區東側隆升的山丘山腳處。此山腳處受地殼長期擠壓移動，有明顯的地表破裂，長期的潛變監測也發現，池上斷層大約一年約有 21 毫米的縮短量。然而，此廣為認定的斷層跡緊鄰坡地，加上斜坡面上可見擋土牆及水泥溝渠傾側，類似邊坡重力地滑的特徵，因此也曾有多位學者（如 Angelier et al., 2000;張中白等），對大坡國小處的地變機制，提出非單純斷層作用所引致的論點。

國外電磁觀測

本研究將在現有的地表潛變觀測位置附近，進行長期連續的地下電性構造監測，並量測自然電場隨時間之變化，以捕捉可能之臨震地電場訊號。全球目前針對地震活動分析已建立許多電磁波監測站，用以研究電磁場擾動與地震活動之關聯性，例如美國加州（Fraser-Smith et al., 1990）、墨西哥（Kotsarenko 2007；Ram´ırez-Rojas et al., 2008）、希臘地區（Varotsos et al., 1984）、中國（湯吉，2010）以及日本（Uyeda et al., 2000），皆有許多的電磁觀測文章，主要的監測有地電場監測、地磁場監測以及電磁波監測。

美國加州地區由於地震發生頻繁，一直是地球物理學家研究地震的觀測實

驗場址，沿著周遭區域理所當然地佈下了各種可行的物理觀測，電磁場觀測自然含括在內，較多被發表的是超低頻磁場觀測（ultra-low frequency magnetic field, ULF）。提到有關地震活動前後與磁場開始擾動的時間關聯（Fraser-Smith et al., 1990）。此類超低頻磁場的異常，通常是在大地震前 5 至 12 天會出現一天內振幅的異常，甚至是數小時內。另外在日本、義大利、希臘、墨西哥等地區，也都有類似的觀測與分析研究。

最早在 1984 年提出高頻的地震引發電場擾動（Seismic Electric Signals, SES）的是希臘的學者 Varotsos（Varotsos *et al*., 1984），其團隊（VAN group）認為有些高頻的（1 赫茲（Hz））電場觀測擾動，可能可以作為短期的地震預測指標，在震央 10 公里範圍內能被觀察到。此方法也在 1990 年開始應用於日本地區，雖然這樣高頻的訊號被之後的學者質疑，還陸續有很多的文章提出了高頻（VHF）與低頻（VLF）等不同頻率上，電磁場擾動與地震活動可能的關聯（Hayakawa, 1996a, b；Yoshida and Nishi, 2002），更有一些例子應用在火山區地震活動的監測（Uyeda *et al*., 2002）。目前電磁觀測提及與地震活動相關的研究，尚以討論觀測異常數據與地震時間的關聯性為多，通常在數十天以前或更長的時間以上，會有電磁場強度增強或高頻擾動行為的出現。也有觀測於震後或同震時間點的同步電磁場擾動資料（Widarto, 2009），這類震後訊號被歸咎於壓電效應或震動與地下水的交互作用。

8.2 量測方法

地電阻法是被廣泛應用的地球物理探勘方法之一，通過一對電極對地下通以直流電，並由附近一處之電極對量測其電位差，以瞭解地下地層的電性分佈。本研究將建立在應用傳統直流電阻法與自然電位法的基礎下，進行跨孔式的井下地電阻量測與長期的自然電位監測。透過科技部地球物理中心所購置之遠端地電阻系統，將可連續紀錄大地電場的變化，並在整理每兩星期至少一個直流電法量測結果，透過長期固定的掃描，以監測活動斷層附近之地下電性的改變。

觀測之地下電極陣列埋設於 5 口井，其井位分佈如圖 8.3-1，井內電極藍色標示為自然電位監測與地電阻電位量測用電極，紅色為地電阻法放電電極。目前有三口井深 20 米；兩口 30 米，各電極垂直間距為 2 米，故每口 20 米之深井設置有 5 個電流極與 5 個電位極，而兩口 30 米之深井則設置有 7 個電流極與 8 個電位極，量測電位之參考電極位於井 1 之 30 米深的位置。

跨孔地電阻量測預計將可計算五個分析模型（井 4-3-2、井 4-5-1、井 5-3、井 1-3 與井 1-2），長期量測的地電阻剖面，將可提供地下電性構造隨時間的改變。在非直流電法觀測時，將使用每口井的電位極，以 25 赫茲採樣率進行長期的連續自然電位觀測，紀錄自然電場隨時間之變化。研究將比對本年度在觀測

區域附近所發生之地震活動，期望能找到地電場異常訊號與地震活動之關聯性。

8.3 大坡國小監測

為了對大坡國小場址的地下斷層幾何構造及地變機制進行更深入的瞭解，本研究團隊陸續進行了，包括兩條地表地電阻測勘、四口井孔的岩心鑽取及傾斜儀的設置，個別的位置如圖 8.3-1A 上所標示。圖 8.3-1A 為地表地質構造示意圖，底圖為無人載具所拍攝的空照圖，標示有 ERT 的線段為地面地電阻測勘線的位置。圖 8.3-1B 為兩垂直剖面的構造示意圖，底圖為地面地電阻測勘的反演模型。兩條地電阻測線，皆垂直橫跨坡腳，水平展距約為 128 米，約略相互平行，30 米於坡腳前的平地，98 米於坡面上。四口取岩心的井孔，為搭配裝設井下地電阻測量儀的鑽孔同時進行，由西往東分別為井 4、井 1、井 7 及井 6，井 4 在坡腳前約 14 米處，井 1、井 7 及井 6 在斜坡上，離坡腳分別為 7 米、45 米及 48 米，除井 7 為設置傾測儀用，僅鑽取岩心 16 米外，其他三孔皆鑽至地面下 30 米深處，但井 6 於 28 米處卡鑽，僅取得 28 米深以上的岩心。彙整的岩心照片參見圖 8.3-2：圖中依各井孔的相對位置及高程併置，以利判讀。緊鄰青灰色泥的數字為其碳十四定年的結果。三口長岩心的鑽孔，底部皆為中粒到粗粒（其中一軸最寬可達 20 公分）的變質石英岩質礫石層，各孔此礫石層頂部約略在同一高程，僅一、兩米的高差。其上皆覆蓋黃棕色安山岩質礫石的崩積層，井 4 及井 1 除此無其他岩性，井 6 則有利吉層的含礫泥岩以斷層接觸上覆於崩積層之上。井 7 除為裝設傾測儀而鑽，也特別規劃，搭配井 6，作為斷層傾角的判定之用，兩井僅離約 3 米遠。於井 6 及井 7 皆出現兩處利吉層與崩積層的斷層接觸，由於其高程約相當，因此判定此兩斷層於井 6、井 7 間，應皆近乎水平。10 米長的定置式傾斜儀（In Place Inclinometer, IPI）架設於井 7 的工程，已於四月底完成，經過約一周的回填穩定，將初始值日期時間設定為[2016-05-05 11:20:00]，目前可以以底下的連結 http://220.128.111.34:20030/chishang/ 直接線上即時觀看量測結果，5 分鐘更新一筆資料，其至 10 月底的結果如圖 8.3-3，此傾斜儀裝設於井 7 內，總長 10 米。監測的井位深度為地面下 15 米到 5 米，15 米處設為不動的參考點，半米一個量測結點，測量水平變位量，並拆解成南北向及東西向兩分量，分別依各節點的深度及兩變位分量，網頁以圖表呈現。目前監測至 10 月 28 日結果，經過約 176 天，最大累積變位量約 8.7 毫米，發生在 6 米深的位置。若全年以同速率變位，將達 18 毫米，此值接近潛變監測的年平均 21 毫米，相對變位量於深部（-13.5~-11.5 米）主要為往北的變位量，11 米以上雖仍為往北的量主控，但往西的變位量漸增。其中-13.5 米為往北分量變化最為顯著，-11 米包含了往北更加上明顯的往西分量。從變位量的變化形式，推測

這兩段可能為活躍剪動帶，約略相當於先前提及的兩斷層面的位置，若考慮此處坡腳呈北北東向等因素做考量，將進一步推論，下方的斷層面可能與滑移的池上斷層或其分支斷層作用有關，上方的斷層面則可能為重力地滑的底面，參見圖 8.3-1 的示意。此外，根據岩心資料，井 4、井 1 及井 6 中變質石英岩質礫石層頂部皆約出現在同一高程上，若有高差，也僅約一到兩米，加上其上方含碳的青灰色泥之碳 14 定年結果（參見圖 8.3-2），最老約為 2500 年前，因此其下伏的礫石層的堆積年代，勢必早於 2500 年前，由此推論，井 6 以西至井 4 間，應無垂直抬升速率大於每年 1 毫米的活躍逆斷層存在。

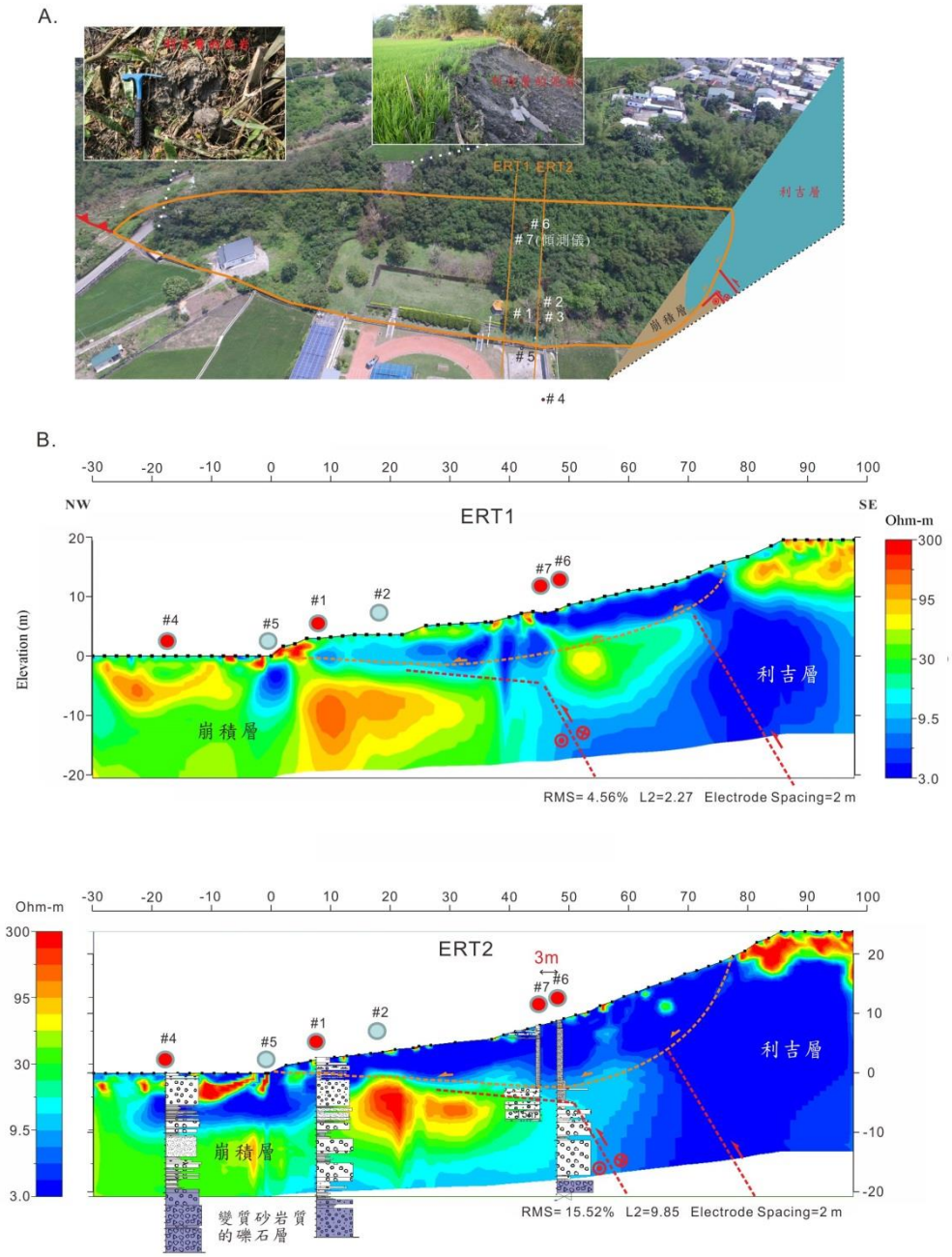


圖 8.3-1 大坡國小場址的構造示意圖。

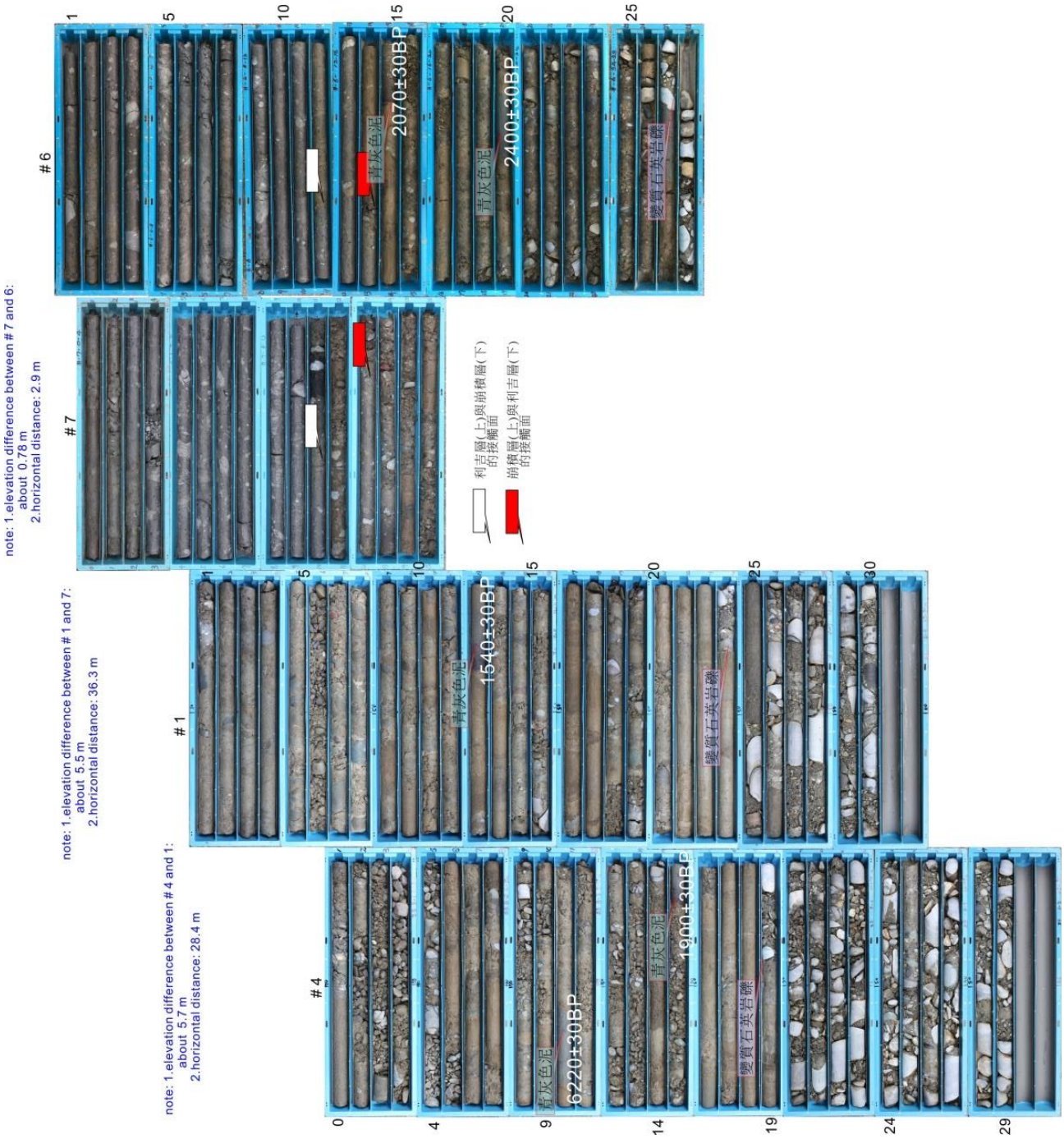

note: 1.elevation difference between # 7 and 6:
about 0.78 m
2.horizontal distance: 2.9 m
note: 1.elevation difference between # 1 and 7:
about 5.5 m
2.horizontal distance: 36.3 m
note: 1.elevation difference between # 4 and 1:
about 5.7 m
2.horizontal distance: 28.4 m
6
7
1
4
青灰色泥
2070±30BP
2400±30BP
1540±30BP
1900±30BP
6220±30BP
變質石英岩礫
利吉層(上)與崩積層(下)
的接觸面
崩積層(上)與利吉層(下)
的接觸面

圖 8.3-2 岩心照片彙整。

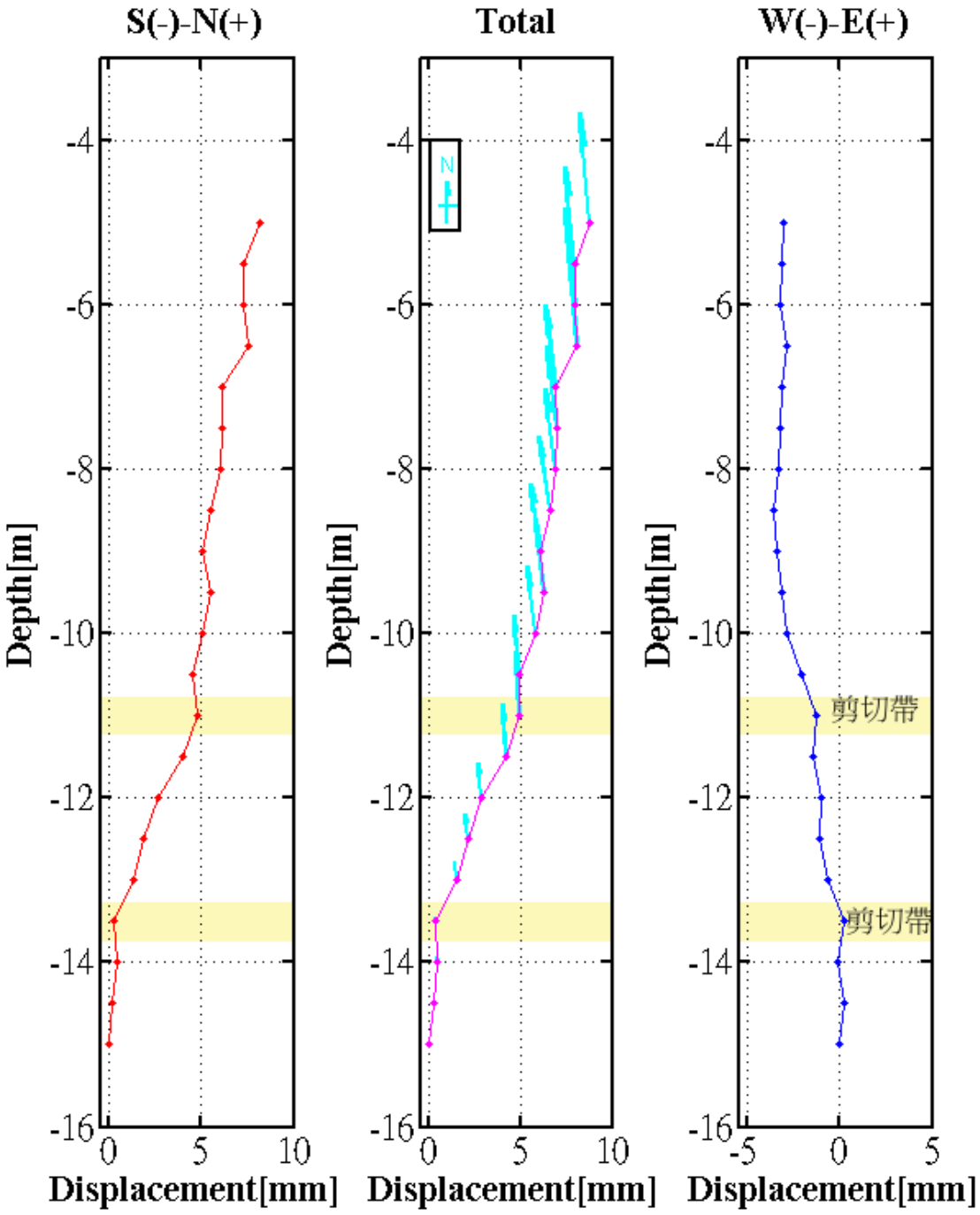


圖 8.3-3 池上斷層多點式傾斜儀自動監測系統資料判釋。

觀測場址地表地電阻量測結果

本研究團隊在測區進行了兩次地表地電阻量測(測線位置如圖 8.3-1 所示)，用以瞭解池上斷層之分布情形。我們使用地球物理中心之遠端地電阻系統監測系統進行地電阻量測，測線總長為 128 米，採用電流與電位極交錯排列進行量測。各電極間距 2 米共 32 個電流極與 33 個電位極。由量測的 24 萬筆複雜陣列數據數據中篩選出強訊號之 16 萬筆數據後，再經過 10 次隨機挑選其中 2.6 萬筆數據方進行逆推反演。我們使用 AGI 所發展之 EarthImager2D 軟件進行 2 維地電阻模型反演，最後平均 10 次反演結果所得之最佳模型如圖 8.3-1 所示。

在圖 8.3-1 之逆推模型可以看到，兩次的調查結果顯示了明顯的斷層位置。而圖 8.3-1 模型中水平位置 32 至 7 米下方中間有一層綠色過渡帶，為淺層低電阻區與深部之高阻層之分界。此綠色過渡帶反應的可能是池上斷層的一個破裂分支，此分支為一約 10 度傾角之低角度錯動帶。60 至 80 米附近下方另有一高低電阻之分界，此約 60 度之高角度分界可能為池上斷層主要錯動帶。因此，第二年度本研究進行第二次地電阻調查，並於南測線 48 米位置鑽井 30 米深，於 105 年 5 月 19 日，開始新設觀測電極進行本斷層活動監測研究。

長期觀測結果

透過井下埋設之電極，本研究團隊可以進行自然電位（Self-potential）的連續觀測，並於每日進行地電阻量測。2016 年 5 月 19 日以前之井位與電極配置圖如圖 8.3-4 所示（觀測期間為 2015 年 11 月至 2016 年 5 月 17 日），圖 8.3-5 則為最新之井位與電極配置，於 2016 年 5 月 19 日開始新記錄。因為後續資料有傾斜儀資料比對，故我們以新配置電極之監測結果為主要分析資料。

新設之井 6 深度為 30 米。由井 4、井 3、井 2 與井 6 可連成一長剖面，類似於兩條近地表調查之地電阻剖面，但使用的是井下電極陣列，其逆推模型如圖 8.3-6 所示，由操場至山上水平共 65 公尺長，使用觀測井為井 4、井 3、井 2 與井 6，觀測電極施測結果顯示斷層可能通過井 6 下方 15 米位置。模型中高低電阻區分界線，顯示了井下陣列對斷層滑移界面也能有掌握，後續可能可以針對模型特定區域進行變化分析。目前先以自然電位觀測結果判示，可能的區域變化，對應於自然電位觀測結果。

自然電位隨時間之變化圖，本研究團隊將各井每日觀測結果繪圖如圖 8.3-7（中位數值）與圖 8.3-8（標準差變化）。根據傾斜儀資料與自然電位觀測，我們可以定出三個明顯的變化時間點：8 月 10 日、9 月 17 日以及 10 月 6 日（圖 8.3-7 與 8.3-8 中的垂直紫色虛線所標示)，各顏色呈現不同深度之電位觀測結果。8.3-9 為傾斜儀兩分量與綜合分量結果隨時間的變化圖，紫色虛線標示前述三個時間點。8 月 10 日在圖 8.3-9 可以看到差不多是東西向分量的量測結果(藍線)，開始有明顯往西偏移的起點，到了 9 月 17 日，南北像分量有一個明顯的減緩往北偏移的趨勢。一直到 10 月 6 日之後偏移趨勢斜率又再改變，偏移速率(斜率)

較 9 月 17 日至 10 月 6 日前大。第一次的西向偏移開始增強時間（8 月 10 日），我們在圖 8.3-7 比較明顯看到井 2、井 6 在-12 米至-18 米的觀測值有明顯的改變，其上下（紅色、藍色）則沒有特別變化。在其他四口井的變化轉折沒這麼明顯。9 月 17 日前後，自然電位觀測有明顯的變化，在井 1 至井 4，電位在 9 月 17 日之後明顯的增加，井 5 與井 6 則是抬升兩天後，電位瞬間降低至比 9 月 17 日前還低。而且在 9 月 17 日之後，自然電位資料明顯變得凌亂，可以由圖 8.3-8 看出日標準差的明顯增加。在自然電位持續變化至 10 月 6 日前後開始有了轉折，趨勢再度不同，大部分的觀測資料呈現明顯的下降，但是改變的時間點不依，井 2、井 6 的電位最快呈現轉折加速減弱。每日標準差的量值也在 10 月 6 日前後開始有明顯的降低。

本研究團隊另外參考氣象局池上站的雨量觀測結果（圖 8.3-10），可以發現並不是每次大雨發生時，就一定會有明顯的異常出現。三次監測到的資料變化時間，有兩次在大雨剛下就產生，並非累積大量降雨後才一次反應。推測雨量可能不是明顯影響地滑產生的主因。

三個時間點，在傾斜儀觀察到有明顯的偏移量出現，電位也在相同時間點上發現變化，這表示自然電位可以反應地下構造的變化，只是目前變化來自不同深度、不同井位似乎都能看到。後續期望能將穩定的電測剖面取出，搭配比對或許能看出明顯改變的層面位置。

經由測傾管監測的輔助下，本研究團隊發現自然電位的變化確實可以反應區域地下構造改變。自然電位的日均值與每日變異量的變化，都有可能與地下構造改變相關。其中，日均值的改變較為明顯。

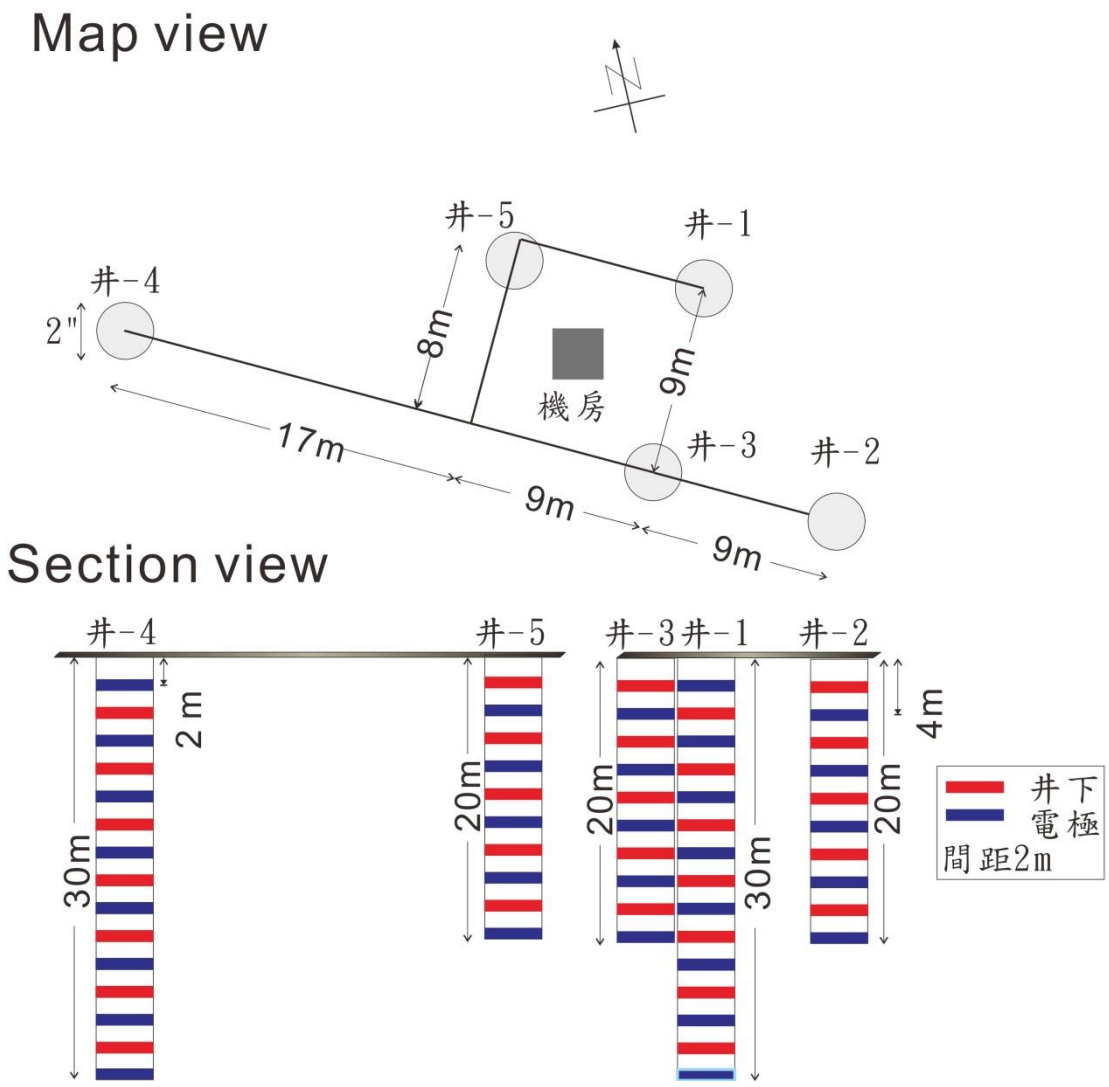


圖 8.3-4 第一期觀測電極配置圖。

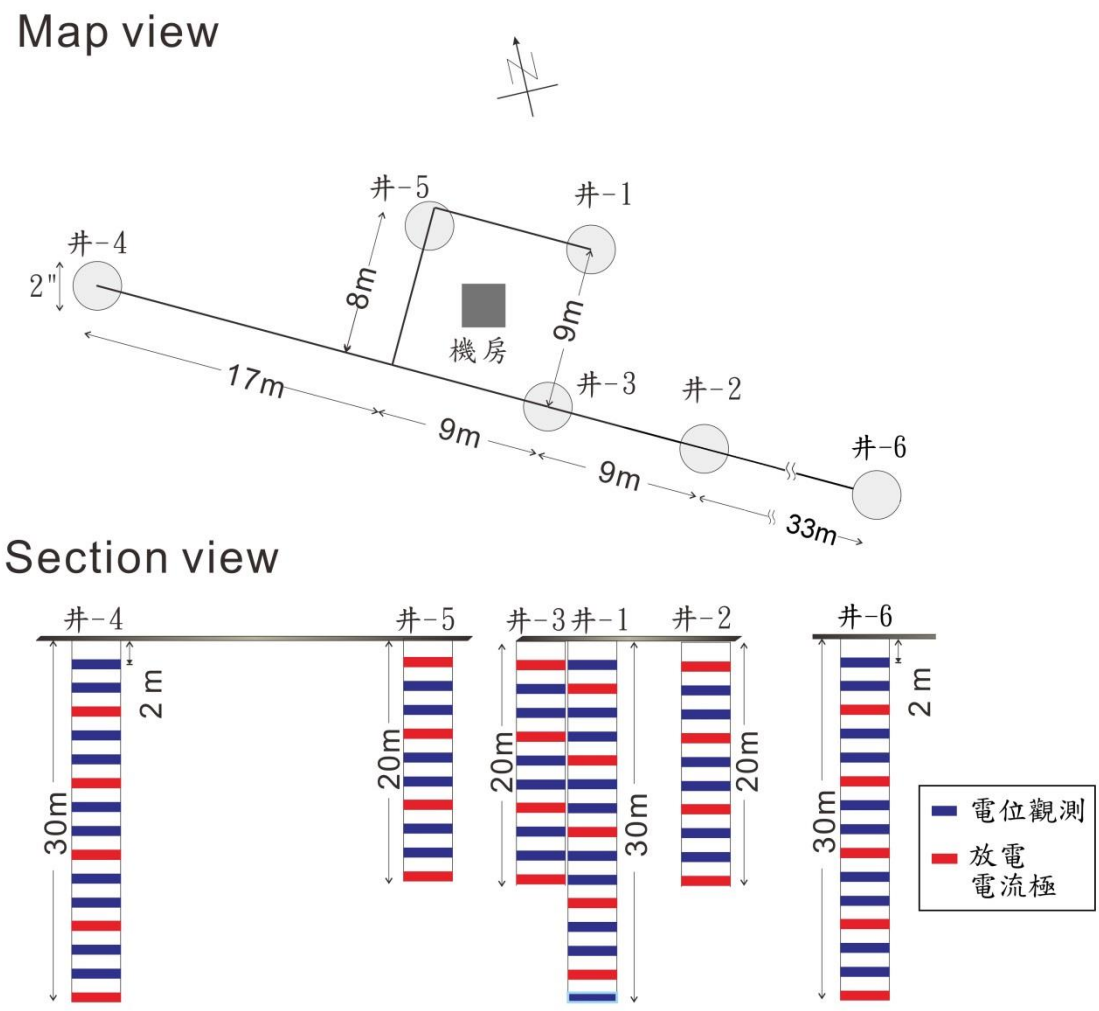


圖 8.3-5 本年度新設井與觀測電極配置圖。

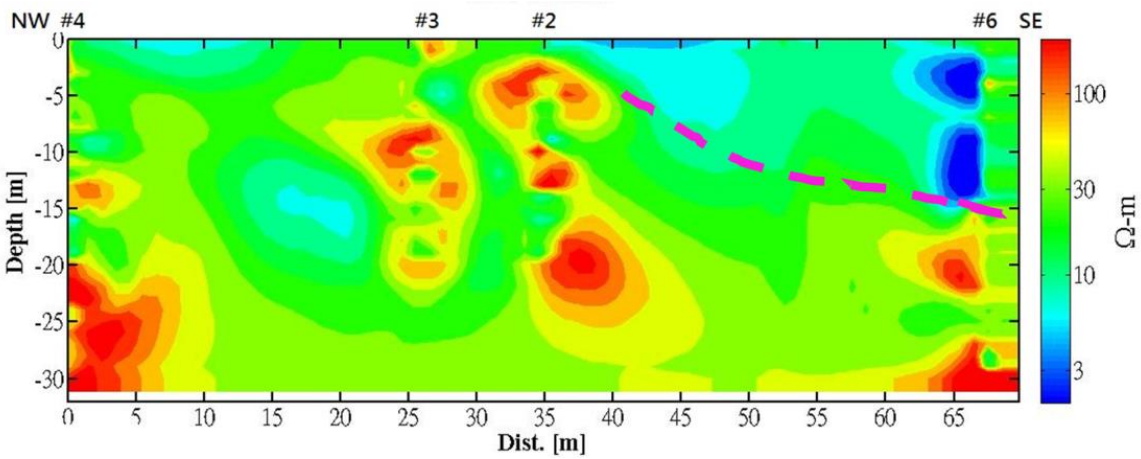


圖 8.3-6 井下地電阻量測結果。紫色虛線為判示之破裂面，其上部為相對之低電阻層。

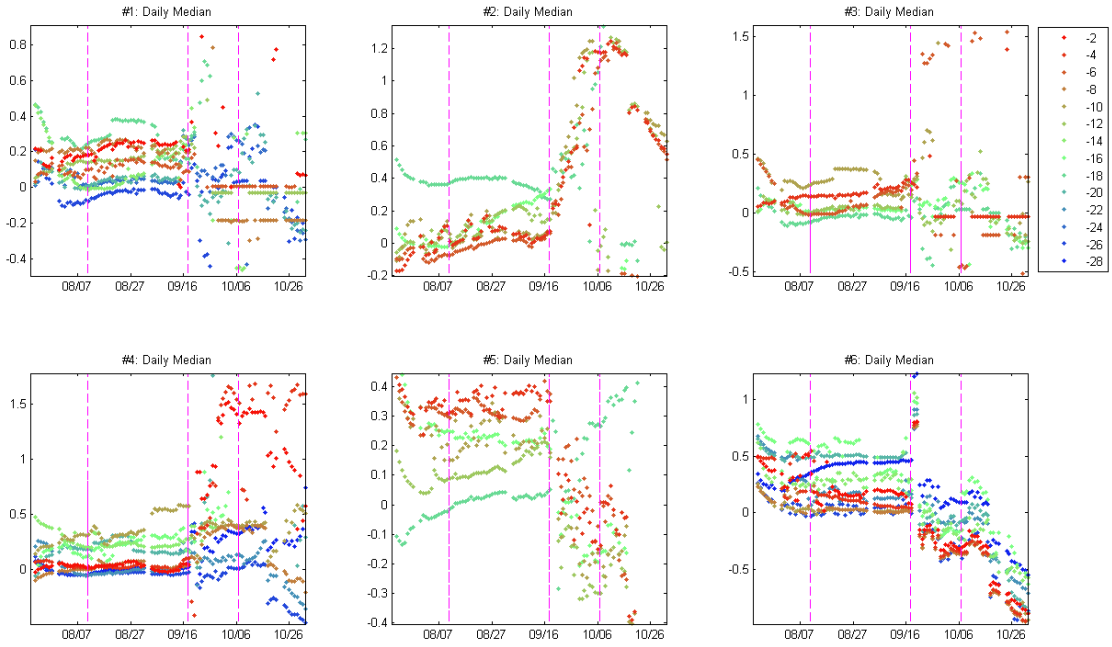


圖 8.3-7 各井電位量測結果圖（每日中位數）。紅色至藍色為近地表至深部的觀測結果。

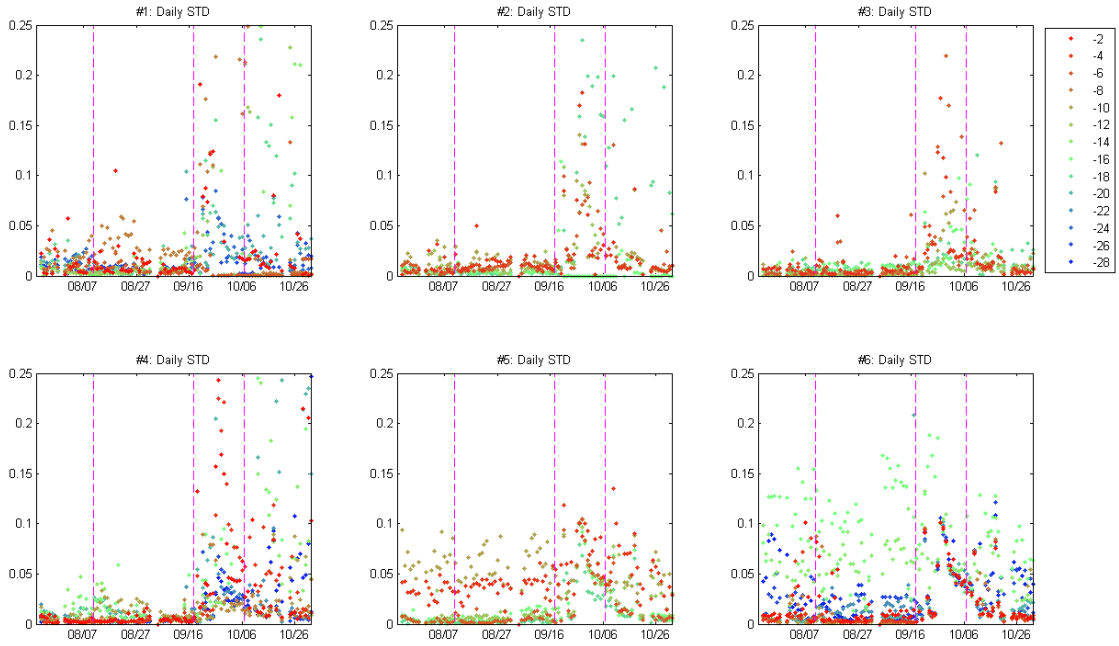


圖 8.3-8 各井電位量測結果圖（每日標準差）。紅色至藍色為近地表至深部的觀測結果。

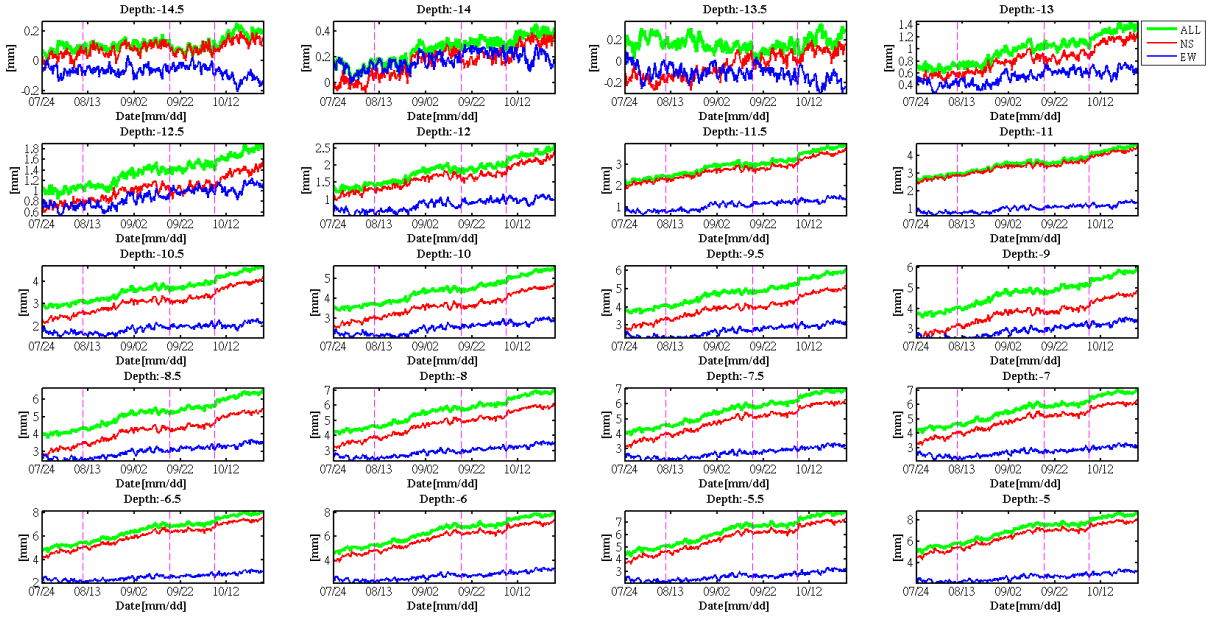


圖 8.3-9 傾斜儀量測結果隨時間變化圖。

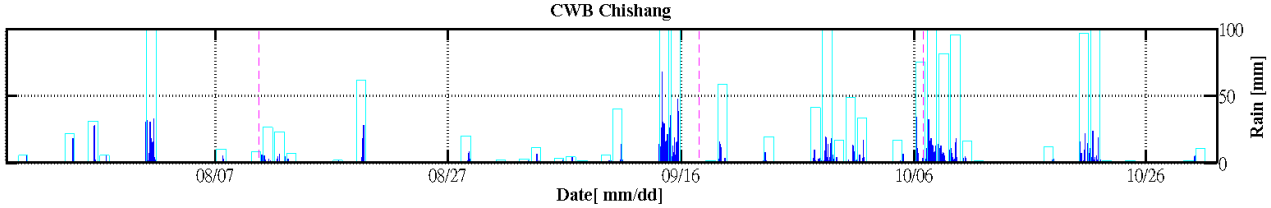


圖 8.3-10 氣象局池上站時雨量（深藍）與日累積雨量（淺藍）圖。

第九章 初步結論與未來工作

9.1 工作完成項目

活動斷層調查

本研究計畫第二年度之工作以九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層以及奇美斷層為調查標的，完成地表地球物理調查工作。預計於上述斷層地區，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 9000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 8000 公尺以上，淺層震測及透地雷達測線總長則至少在 1000 公尺以上。本研究團隊已完成於四條斷層測區之完整工作，共約 8712 公尺之地電阻測線，以及 2259 公尺之透地雷達測線施測工作；也於奇美測區的德武一帶，完成總長 1150 公尺的淺層震測工作。相關調查測線端點位置如表 9.1-1。

斷層長期變動（滑移）速率分析評估

本研究由野外調查海階高差與最後透過鑽井與定年，總合於龜庵海階的 5 個碳十四年代，估算的上盤地殼變動速率為 5.0±3.9 mm/yr；位於嶺頂斷層下盤鑽井岩心估算的地殼變動速度為-2.9±0.6 mm/yr。故可得到嶺頂斷層上盤與下盤的相對垂直（抬升）變動速率為 7.9±4.5 mm/yr。

大坡國小場址的池上斷層活動度監測工作

本研究團隊陸續完成今年度兩口新鑽井，並放入傾斜儀與新的井下電極，對於地下構造及地變機制進行更深入的瞭解。總工作包括兩條地表地電阻測勘、四口井孔的岩心鑽取與判示及傾斜儀的設置。目前設備均裝置完成，正持續展開監測工作中。2015 年 11 月至 2016 年 10 月的自然電位監測，總共有 324 日有監測數據。資料收集日數有 88%，受儀器故障所缺失資料約 12%。

本年度教育訓練工作

本研究已於 105 年 09 月 29 日上午九時三十分至十一時，假中央地質調查所，舉行本年度活動斷層近地表構造調查技術教育訓練。進行有透地雷達與地電阻法的野外施測流程展示與簡單資料處理教學。

表 9.1-1 地球物理測線二度分帶座標

測線編號	測線西端（TWD97）		測線東端（TWD97）	
	X	Y	X	Y
CHK-N1	206028	2612884	206300	2612780
CHK-N2	206320	2613401	206514	2613475
CHK-N3	206653	2614270	206910	2614133
CHK-N4	206351	2612795	206504	2612819
CHK-S1	203882	2601307	203975	2601222
CHK-S2	203981	2601487	203975	2601222
CHK-S3	204133	2601470	204213	2601176
CHK-S4	203669	2600814	203695	2600695
CHK-S5	203217	2600488	203363	2600384
CHK-S6	203175	2600673	203253	2600557
CHK-GP01	206786	2615435	206964	2615374
CHK-GP02	206683	2614674	206815	2614608
CHK-GP03	206570	2614470	206740	2614471
CHK-GP04	206643	2614295	206682	2614101
CHK-GP05	203789	2601304	203946	2601391
CHK-GP06	203967	2601746	204029	2601662
CHK-GP07	203886	2601554	203961	2601527
CHK-GP08	206652	2614279	206836	2614155
CHK-GP09	206649	2614278	206704	2614030
CM-00	290536	2595326	290871	2595366
CM-01	291014	2595130	291201	2594996
CM-03	290808	2595013	290942	2594860
CM-04	290771	2594731	290897	2594615
CM-05	290288	2594364	290557	2594178
CM-06	291847	2595850	292182	2595666
CM-07	292282	2595497	292183	2595264
CM-08	290653	2594854	290748	2594770
CM-09	292166	2595695	292378	2595556
CM-10	290653	2594662	290710	2594413
CM-11	290839	2595035	291042	2594879
CM-GP01	290995	2595135	291232	2594517
CM-GP04	290740	2594752	290995	2594516
16P-YLI-E2P	291786	2595889	292650	2595200

測線編號	測線西端（TWD97）		測線東端（TWD97）	
	X	Y	X	Y
MS-01	196600	2607464	196659	2607303
MS-02	196649	2607201	196814	2607135
MS-03	196930	2607632	197001	2607452
MS-04	196997	2607466	197177	2607250
MS-05	197221	2607285	197340	2607189
MS-06	197237	2607893	197339	2607776
MS-07	197291	2607723	197419	2607572
MS-08	197327	2596468	197531	2607380
MS-09	198328	2608361	198430	2608203
MS-10	198442	2608195	198632	2608178
MS-11	198530	2607979	198639	2607887
MS-12	198587	2607935	198740	2607839
MS-13	199114	2607783	199242	2607651
MS-14	201204	2608927	201434	2608942
MS-15	201417	2608914	201542	2608803
MCL-01	192728	2580035	192917	2579668
MCL-02	194073	2583428	194234	2583346
MCL-03	194874	2586139	195194	2586179
MCL-04	195215	2586169	195341	2586050
MCL-05	195291	2587042	195499	2587003
MCL-06	195527	2586952	195635	2586922
MCL-07	195423	2587724	195567	2587724
MCL-08	195635	2587607	195811	2587526
MCL-09	192290	2581274	192727	2581039

9.2 結論與未來工作

九芎坑斷層

在古坑地區九芎坑斷層線跡經過位置的調查，整體上反應線跡需東側偏移修正。在跨越預判線跡的三條透地雷達調查，其結果皆顯示沒有明顯斷層錯位。在比較南邊的兩條透地雷達與地電阻反演模型中，我們可以看到斷層錯動影響的位置。地電阻 CHK-N03 模型顯示，電性不連續帶在斷層線跡東方約 30 公尺；透地雷達測線 CHK-GP09 顯示，電性不連續帶在斷層線跡東方 15 公尺。以此看來斷層線機應往東側山區地形中劃設。在劍湖山樂園西側的調查結果顯示，斷層線跡應該也應往東修正至山坡地間。只是礙於道路限制，地電阻施測不易繼續延伸。建議再透過鑽井或更增加山坡上的地電阻調查，進一步驗證此區往東修正的可能性。

竹崎市區南側之九芎坑斷層線跡位置，可能與過去所推測預判的斷層延伸線跡有所差異。由三條沿著預判斷層線跡區域所施佈之透地雷達資料顯示，地層於預判線跡附近東西側並無明顯錯位。在地調所 100 年線跡最南終止點的南邊 200 公尺，測得 CHK-S01 測線 92-95 m 位置前後，存在一電性地層的錯動構造，研判可能為九芎坑斷層的南側延伸有關。在竹崎市區南邊的頂蘇一帶，調查結果顯示，斷層活動沒有沿線跡持續往南延伸。

奇美斷層

奇美斷層的調查分佈在德武與春日以北的地區，綜合起來共有 7 段橫切過去研判之斷層經過位置。經現地勘查與地電阻量測結果顯示，原線跡判示位置剛好是河道，下方的高阻塊體可能只是河階地堆積反應。奇美斷層經過的地層擾動反應，應在地電阻測線 520 至 530 公尺處，也就是原斷層線跡東側 220 公尺。震測結果也顯示，地層分界應落在原斷層線跡東側 250 公尺。故本研究團隊認為地球物理測得之岩層連續面位於奇美斷層斷層線跡東側220至250公尺。而春日地區的調查顯示，100 年版本之斷層線跡經過處，幾乎沒有發現電性的不連續反應。調查結果發現之電性不連續面，皆位在原線跡東側，各測線距離不一，大約偏移距離 30 公尺至 120 公尺。甚至在最南邊的調查（CM-08、CM-05）顯示斷層破裂不僅一處。顯示奇美斷層與池上斷層的相交並不是簡單直線接連在一起。後續需進一步增加地球物理調查測線或鑽井，方能詳盡的描繪三組斷層的交會。

梅山斷層

梅山斷層在過去很多的調查彼此互有衝突，雖然 2013 年最新資料顯示線跡可能要往北偏移。但經過本研究團隊的調查，MS-06 至 MS-07 經過新的線跡，並沒有看到明顯的層序不連續。而在 100 年版本的斷層線跡沿線上，南華大學西側結果與中正大學後山的調查，都有明顯的電性不連續構造，顯示南華大學西側之電性不連續帶位於 100 年斷層線跡北方 15 公尺，而中正大學後山則與原線跡相近。中坑營區西側的地電阻調查結果，電性不連續帶位於斷層線跡北方 25 公尺。尚義園南側區域的結果則與 100 年斷層線跡接近。

木屐寮斷層

本次調查為了能看出斷層東西側地層電性的差異，在 MCL-02、MCL-03 與 MCL-04 調查驗證線跡兩側的地層反應，結果顯示皆可以看到位於斷層兩側的地層，有著不同的高低電阻差異，斷層線跡與電性構造之不連續相呼應。而本研究團隊在線跡終點南、北外側所進行的調查顯示，並沒有在線跡延伸線兩側發現有明顯的電性不同，因此，以此作為判定木屐寮斷層就僅侷限在 100 年線跡劃設範圍內，沒有再往北或往南延伸。

嶺頂斷層的滑移速率

本研究利用上下盤各自的沉積層，分析討論其抬升速率，並透過鑽井取得位於下盤處光華井的岩心。根據沉積環境、貝類與定年資料。本研究團隊最後估算出嶺頂斷層上盤的地殼變動速度約 5.0±3.9 毫米/年；下盤鑽井岩心估算的地殼變動速度為-2.9±0.6 毫米/年。總合嶺頂斷層上盤與下盤的相對垂直（抬升）變動速率為 7.9±4.5 毫米/年。

池上斷層監測

根據地表地球物理調查、岩心取樣與測傾管的結果顯示，沒有明顯的垂直位移介面存在監測的範圍內，故目前監測可能為塊體滑動，似乎沒有真的抓到池上斷層破裂位置。明年度或許再考慮往東追加鑽井，以探討與監控池上斷層本身的滑移改變。但根據今年新設置的傾斜儀與地電監測結果。本研究團隊發現地層確實有在深處滑移，自然電位也能對應地層的改變而有所不同。顯示地電的持續量測與傾斜儀都能對地下滑移進行分析探討。未來將持續進行相關研究，期望能看到更多滑移與監控結果的比較，甚至在電測中看到地層滑移前的徵兆。

表 9.2-1 預期進度甘梯圖（Gantt Chart）：計畫進度控制及檢討之依據。

計畫名稱：活動斷層近地表構造特性調查（2/4）							
月 次 工作項目	第 1 月	第 2 月	第 3 月	第 4 月	第 5 月	第 6 月	備註
簽約		■	■				
第一季查核點			■				3/31
九芎坑斷層地球物理調查	■	■	■				
斷層長期變動（滑移）速率分析	■	■	■	■	■	■	
池上斷層地下掃描時序監測	■	■	■	■	■	■	
第二季查核點				■			4/30
奇美斷層地球物理調查				■	■	■	
預定進度（累積數）	5	10	20	30	40	50	
月 次 工作項目	第 7 月	第 8 月	第 9 月	第 10 月	第 11 月	第 12 月	備註
期中報告	■						7/31
梅山斷層地球物理調查	■	■	■				
斷層長期變動（滑移）速率分析	■	■	■	■	■		
池上斷層地下掃描時序監測	■	■	■	■	■	■	
第三查核點			■				9/30
木屐寮斷層地球物理調查		■	■	■	■		
活動斷層教育訓練		■	■	■	■		
期末報告					■		11/30
第四查核點與驗收						■	12/31
預定進度（累積數）	60	70	80	90	95	100	

說明：（1）工作項目請視計畫性質及需要自行訂定。預定進度以粗線表示其起訖日期，期中報告與期末報告必須明列於本表中。

（2）預定進度百分比一欄係為配合追蹤考核作業所需，累計百分比請視工作性質就以下因素擇一估計訂定：1.工作天數 2.經費之分配 3.工作量之比重 4.擬達成目標之具體數字。

（3）計畫進度控制若有分項協同計畫請分別列出整體計畫執行與各分項計畫執行之甘梯圖（表 5.1-1）與預期進度查核點（表 5.1-2）。

參考文獻

Angelier, J., Chu, H.T., Lee, J.C., Hu, J.C. （2000）. Active faulting and earthquake hazard The case study of the Chihshang Fault, Taiwan. Geodynamics.

Biq, C.C. （1984） Present-day manner of movement of the Coastal Range, eastern Taiwan, as reflected by triangulation changes, Mem. Geol. Soc. China, 6, 35-40.

Bonilla, M.G. （1977） Summary of Quaternary faulting and elevation changes in Taiwan, Mem. Geol. Soc. China, 2, 43-56.

Chen, W. S., Huang, M. T., Liu, T. k. （1991）. Neotectionic significance of the Chimei fault in the coastal range, eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 34（1）, 43-56.

Chen, W.S., Yen, I.C., Fengler, K.P., Rubin, C.M., Yang, C.C., Yang, H.C., Chang, H.C., Lin, C.W., Lin, W.H., Liu, Y.C. Lin, Y.H. （2007a） Late Holocene paleoearthquake activity in the middle part of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan. Ear. Planet. Sci. Lett., 264（3/4）, 420-437.

Fraser−Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P., Ladd, M. E., Helliwell, R., Villard, O. （1990）. Low−frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake. Geophysical Research Letters, 17（9）, 1465-1468.

Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O. A., Yumoto, K. （1996）. Results of ultra−low−frequency magnetic field measurements during the Guam Earthquake of 8 August 1993. Geophysical Research Letters, 23（3）, 241-244.

Hayakawa, M., Molchanov, O. A., Ondoh, T., Kawai, E. （1996）. Anomalies in the Sub-ionospheric VLF Signals for the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake. Journal of Physics of the Earth, 44（4）, 413-418.

Hsieh, M.L., Knuepfer, P.L.K. （2001） Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen river basin, southwestern Taiwan-implications of river response to climate change and active tectonic uplift, Geomorphology, 38, 337-372.

Hsu, T. L. （1962）. Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan. Mem.Geol.China, 1, 95-102.

Hsu, T. L. （1976）. Neotectonics of the Longitudinal Valley, eastern Taiwan. Bull. Geol. Taiwan, 25, 53-62.

Hu, C.C., Chen, W.S. （1986） Gravity and magnetic anomalies of eastern Taiwan, Mem. Geol. Soc. China, 7, 341-352.

Hu, C.C., Sheen, H.C. （1989） An evaluation on the hydrocarbon potential of the Niushan and Lungtien structures in the Tainan area, Petrol. Geol. Taiwan, 25, 11-34.

Hung, J.H., Wiltschko, D.V., Lin, H.C., Hickman, J.B., Fang, P., Bock, Y. （1999） Structure and motion of the southwestern Taiwan fold and thrust belt, Terr. Atmos. Oceanic., 10, 543-568.

Iwasaki, C（1907）. Dr. Omori's "Preliminary Notes On The Formosa Earthquake Of March 17, 1906"（Japanese）. Journal of the Geological Society of Tokyo. v.14, no.164, pp.156-158

Kotsarenko, A., et al. "Volcano Popocatepetl, Mexico: ULF geomagnetic anomalies observed at Tlamacas station during March? July, 2005." Natural Hazards and Earth System Science 7.1 （2007）: 103-107.

Kuochen, H., Wu, Y.M., Chang, C.H., Hu, J.C., Chen, W.S. （2004） Relocation of the eastern Taiwan earthquakes and its tectonic implications, Terr. Atmos. Oceanic., 15, 647-666.

Lee, J.C., Angelier, J., Chu, H.T., Hu, J.C., Jeng, F.S. （2005）. Monitoring active fault creep as a tool in seismic hazard mitigation. Insights from creepmeter study at Chihshang, Taiwan. Comptes Rendus Geoscience, 337（13）, 1200-1207. doi: 10.1016/j.crte.2005.04.018

Lee, J.C., Angelier, J., Chu, H.T., Hu, J.C., Jeng, F.S., Rau, R.J.（2003）. Active fault creep variations at Chihshang, Taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998–2001. Journal of Geophysical Research, 108（B11）. doi: 10.1029/2003jb002394

Mitra, S. （2002） Fold-accommodation faults, AAPG Bulletin, 86, 4, 671–693.

Omori, F. （1907）. Earthquake of Chiayi area, Taiwan, 1906. Introduction of Earthquake, 103-147.

Omori, F. （1907）. Preliminary note on the Formosa earthquake of March 17, 1906. Bull. Imp. Earthquake Investigation Committee, 1（2）, 53-69.

Ramírez-Rojas, A., Flores-Márquez, E., Guzmán-Vargas, L., Gálvez-Coyt, G., Telesca, L., Angulo-Brown, F. （2008）. Statistical features of seismoelectric signals prior to M7. 4 Guerrero-Oaxaca earthquake（México）. Natural Hazards and Earth System Science, 8（5）, 1001-1007.

Shyu, J.B.H., Kerry, S., Avouac, J.P., Chen, W.S., Chen, Y.G. （2006） Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan, J. Geophys. Res., 111,

B08403, doi:10.1029/2005JB003971.
Sun, S. C.（1970）. Photoeologic study of the Tainan-Hsinying coastal plain, Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, 7, 133-144.
Sun, S.C. （1971） Photogeologic study of the Hsinying-Chiayi coastal plain area, Taiwan, Petrol. Geol. Taiwan, 8, 65-75.
Suppe, J.（1980）Imbricated structure of western foothills belt south-central Taiwan, Petrol. Geol. Taiwan, 17, 1-16.
Teng, L. S. （1979） Petrographical study of the Neogene sandstones of the Coastal Range, eastern Taiwan （I. northern part）: Acta Geol. Taiwanica, no. 2, pp. 129-156.
Uyeda, S., Hayakawa, M., Nagao, T., Molchanov, O., Hattori, K., Orihara, Y., Tanaka, H. （2002）. Electric and magnetic phenomena observed before the volcano-seismic activity in 2000 in the Izu Island Region, Japan. Proceedings of the National Academy of Sciences, 99（11）, 7352-7355.
Uyeda, S., Nagao, T., Orihara, Y., Yamaguchi, T., Takahashi, I.（2000）. Geoelectric potential changes: Possible precursors to earthquakes in Japan. Proceedings of the National Academy of Sciences, 97（9）, 4561-4566.
Varotsos, P., K. Alexopoulos. "Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I." Tectonophysics 110.1-2 （1984）: 73-98.
Varotsos, P., Lazaridou, M. （1991）. Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals. Tectonophysics, 188（3）, 321-347.
Widarto, Djedi S., et al. "Co-seismic geoelectrical potential changes associated with the June 4, 2000’s earthquake （Mw7. 9） in Bengkulu, Indonesia." Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 34.6 （2009）: 373-379.
Yang, C.C.B., Chen W.S., Wu, L.C., Lin, C.W. （2007） Active deformation front delineated by drainage pattern analysis and vertical movement rates, southwestern coastal plain of Taiwan, J. Asian Ear. Sci., doi: 10.1016/j.jseaes.2006.07.026
Yoshida, T.（2002）. Observation of Co-seismic Electromagnetic Phenomena in VHF Associated with the Tottori-ken Seibu Earthquake in 2000 and the Geiyo Earthquake in 2001. Journal of the Seismological Society of Japan, 55（2）, 107-118.
Yoshida, T., Yabu, K., Nishi, M.（2002）. Observation of co-seismic electromagnetic waves associated with the Geiyo earthquake in 2001. In Antennas and

Propagation Society International Symposium, 2002. IEEE （Vol. 4, pp. 318-321）. IEEE.

Yu, S.B., Kuo, L.C. （2001）. Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, Eastern Taiwan. Tectonophysics, 333.

Yu, S.B., Jackson, D.D., Yu, G.K., Liu, C.C. （1990） Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan, Tectonophysics, 183, 97-109.

Yu, S.B., Kuo, L.C. （2001） Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan, Tectonophysics, 333, 199-217.

Yu, S.B., Liu, C.C. （1989） Fault creep on the central segment of the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, 32, 209-231.

Yu, S.B., Yu, G.K., Kuo, L.C., Lee, C. （1992） Crustal deformation in the southern Longitudinal Valley area, eastern Taiwan, J. Geol. Soc. China, 35, 219-230.

大江二郎，春田正明，鈴木俊郎.（1939）. 臺東.（臺灣總督府殖產局縮尺十萬分之一地質圖）.[東京]：臺灣總督府殖產局

王乾盈.（1989）. 活斷層調查震測資料處理系統之研究。行政院國家科學委員會防災科技研究報告 77-50 號 （共 66 頁）.

王源與陳文山.（1993）.十萬分之一海岸山脈地質圖幅。經濟部中央地質調查所.

石再添，鄧國雄，張瑞津，石慶得，楊貴三.（1986）.臺灣活斷層的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究所研究報告，第 12 期，第 1-44 頁.

石瑞銓，王乾盈，謝昭輝.（1998）. 西南部地區活動斷層地球物理探勘（1/5）。活動斷層地球物理探勘計畫: 經濟部中央地質調查所.

石瑞銓，王維豪，李元希.（2008）. 地震地質與地變動潛勢分析。斷層帶地下構造調查研究（2/4） （第 154 頁）。經濟部中央地質調查所報告第 97-11 號.

石瑞銓，陳平護，呂明達，陳文山.（2001）. 地震地質調查及活動斷層資料庫建置。淺層地球物理探勘（1/5）。經濟部中央地質調查所.

朱傚祖與游明聖.（1995）. 花東縱谷活動斷層調查研究。行政院國科會專題研究計畫成果報告（第 186 頁）: 行政院國科會.

汤吉，詹艳，王立凤，董泽义，赵国泽，徐建郎.（2010）. 汶川地震强余震的电磁同震效应。地球物理学报, 53（3）, 526-534.

何春蓀.（1969）. 臺灣東部奇美火成雜岩之鉀氬年齡之地質意義。臺灣省地質調查所彙刊，第 20 號, 第 15-16（中文）, 63-74（英文）頁）。台北縣：臺灣省地質調查所.

余水倍. （1989）.臺灣縱谷地區之地殼變形研究。國立中央大學地球物理研究所博士論文，共 117 頁.

李伯當，梁敬豪. （1988）. 活動斷層研究（五）活動斷層之甚低頻率電磁法探勘研究-嘉義、梅山斷層。行政院國家科學委員會防災科技研究報告 76-44 號 （共 13 頁）: 行政院國家科學委員會.

林啟文，盧詩丁，石同生，張徽正，石瑞銓. （2000）. 從野外觀察探討台灣西南部四條存疑性活動斷層的存在. 經濟部中央地質調查所彙刊，第 13 號，第 77-102 頁.

林啟文，盧詩丁，石同生，劉彥求，林偉雄，林燕慧. （2007）. 台灣西南部活動斷層，二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊, 第 17 號.

林啟文，張徽正，盧詩丁，石同生，黃文正. （2000）.台灣活動斷層概論。經濟部中央地質調查所特刊，第 13 號，共 122 頁.

林敏一與孫蒂芬. （1986）. 台灣南部梅山地震斷層地磁研究。行政院國家科學委員會專題研究計畫報告: 行政院國家科學委員會.

林慶偉，吳炫宗，蕭崇利. （1999）.嘉義地區活斷層研究：梅山斷層與九芎坑斷層初步研究。中華民國地質學會八十八年度年會暨學術研討會論文摘要，第 279-282 頁.

徐鐵良. （1954）.台灣東部海岸山脈地形與近期上升運動。台灣省地質調查所彙刊，第 8 號，第 9-58 頁.

徐鐵良. （1955）.臺灣的地震。臺灣銀行季刊，第七期，第 39-63 頁.

徐鐵良. （1956）.臺灣東部海岸山脈地質。臺灣省地質調查所彙刊，第 8 號, 第 15-41 頁（中文）, 第 39-63 頁（英文）.

徐鐵良與張憲卿. （1979）.中國地質學會專刊. 第 3 號, 第 155-165 頁.

張瑞津，石再添，沈淑敏，張政亮. （1992）.花東縱谷北段河階的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究報告。第 18 期, 第 241-292 頁.

張憲卿. （1979）.臺灣地震與活動斷層的關係。鑛冶第 39 卷, 第 1 期, 第 19-28 頁.

張憲卿. （1994）.大甲[臺灣地質圖幅及說明書 1/50,000]。（五萬分之一臺灣地質圖及說明書，000，17）。經濟部中央地質調查所.

張憲卿. （2008）.嘉義[臺灣地質圖幅及說明書 1/50,000]。（五萬分之一臺灣地質圖及說明書，000，44）。經濟部中央地質調查所.

張徽正，林啟文，陳勉銘，盧施丁. （1998）. 台灣活斷層概論。經濟部中央地質調查所特刊, 第 10 號.

張麗旭. （1968）.臺灣東部海岸山脈中段第三紀地層基於小型有孔蟲之生物地

層學研究。行政院國家科學委員會年報，第 338 頁.
郭烈銘，梁敬豪，張濟權，李伯當.（1985）. 嘉義梅山地震斷層地電阻探勘研究。行政院國家科學委員會防災科技研究報告。行政院國家科學委員會.
陳文山.（1993）.海岸山脈地區花東縱谷斷層的活動性淺談。地工技術，第 44 期，第 52-57 頁.
陳文山.（1991）.臺灣東部海岸山脈利吉層的成因。經濟部中央地質調查所特刊，第 5 號，第 257-266 頁.
陳文山，黃明哲，劉聰桂.（1988）.海岸山脈奇美斷層的新地體構造意義。臺灣第四紀地質第二次研討會，第 30-32 頁.
陳文山，游能悌，楊小青.（2013）.斷層活動特性分析與評估（3/4） 重要活動斷層構造特性調查研究計畫 （共 98 頁）。經濟部中央地質調查所.
陳文山，楊志成，石瑞銓，楊小青，顏一勤，陳于高，張徽正，林偉雄，李元希.（2003）.九芎坑斷層的斷層特性與活動性研究。 經濟部中央地質調查所特刊第 14 號，第 123-139 頁.
陳文山，楊志成，楊小青，吳樂群，林啟文，張徽正，石瑞銓，林偉雄，李元希，石同生，盧詩丁.（2004）.從構造地形探討嘉南地區活動構造與構造分區. 經濟部中央地質調查所彙刊，第 17 號，第 53-77 頁.
陳文山與王源.（1996）. 臺灣東部海岸山脈地質（臺灣地質系列第 7 號），共 101 頁。經濟部中央地質調查所.
陳文山，林益正，顏一勤，楊志成，紀權宥，黃能偉，林啟文，林偉雄，侯進雄，劉彥求，林燕慧，石同生，盧詩丁.（2008）.從古地震研究與 GPS 資料探討縱谷斷層的分段意義。經濟部中央地質調查所特刊，第二十期，第 165-191 頁.
陳佳元.（1974）.由三角點檢測證實東臺灣海岸山脈向北北東移動。臺灣省地質調查所彙刊，第二十四號，第 119-123 頁.
陳柔妃，宋國城，朱輝耀，陳思宏，蔡衡.（1999）.嘉南地區地形指標與活斷層研究。中華民國地質學會八十八年度年會暨學術研討會論文摘要，第 7-9 頁.
黃旭燦，楊耿明，吳榮章，丁信修，李長之，梅文威，徐祥宏.（2004）.斷層活動性觀測與地震潛勢評估調查研究－台灣陸上斷層帶地質構造與地殼變動調查研究（5/5）。經濟部中央地質調查所報告，第 93-13 號，共 59 頁.
黃明哲，王文能，潘國樑，顏滄波.（1985）.活動斷層之航照地質研究（二）. 嘉義梅山地震斷層研究。行政院國家科學委員會防災科技研究報告，第 73-29 號。行政院國家科學委員會.
楊志成，顏一勤，陳文山.（2006）.奇美斷層活動性探討。臺灣鑛業第 58 卷，

第 1 期，第 1-10 頁.

楊志成，顏一勤，宋時驊，黃能偉，陳勇全，陳文山，陳于高，吳樂群，張徽正，侯進雄，林啟文.（2005）.六甲斷層近萬年來滑移速率之探討。經濟部中央地質調查所特刊，第 16 期，第 1-16 頁.

葛岳淵. (2010)車籠埔斷層與梅山斷層之地電研究，國立中央大學地球物理研究所博士論文，共 134 頁。

劉彥求，林燕慧，李明書，林啟文.（2003）.臺灣西南部石牛溪地區九芎坑斷層的構造特性。經濟部中央地質調查所特刊，第 14 號， 第 111-122 頁.

劉平妹與謝孟龍.（2006）.台灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究（1/2）。經濟部中央地質調查所報告，第 95-01 號，共 147 頁.

劉平妹與謝孟龍.（2007）.台灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究（2/2）。經濟部中央地質調查所報告，第 96-01 號，共 113 頁.

賴文基.（1995）.台灣東部海岸山脈中段地質構造特性研究。國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 122 頁.

鄭文弘.（1996）.台灣東部海岸山脈北段地質構造特性之研究。國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 186 頁.

謝昭輝.（1989）.梅山斷層的震波測勘研究（II） 行政院國家科學委員會防災科技研究報告 77-65 號，共 64 頁.

羅偉與楊昭男.（2004）.奇美斷層條帶地質圖測製計畫。地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫，經濟部中央地質調查所報告，第 93-11 號.

許民陽，高慶珍，高鵬飛，鄭紹龍.（1998）.花東海岸後退的研究－花蓮至長濱段，中國地理學會學刊，第 26 號，第 73-98 頁.

交付項目表

編號	工作完成項目	章節	附註
1.	九芎坑斷層區域野外施測地電阻測線十一條，總長度 936 公尺。	第三章	完成地電阻測線總長度共 8712 公尺，契約書規定測線總長度需達 8000 公尺以上。
2.	奇美斷層區域野外施測地電阻測線十一條，總長度 2650 公尺。	第四章	
3.	梅山斷層區域野外施測地電阻測線十六條，長度 3010 公尺。	第五章	
4.	木屐寮斷層區域野外施測地電阻測線九條，長度 2116 公尺。	地六章	
5.	九芎坑斷層區域野外施測透地雷達測線九條，總長度 1569 公尺。	第三章	完成透地雷達測線總長度為 2259 公尺，契約書規定測線總長度需達 600 公尺以上。
6.	奇美斷層區域野外施測透地雷達測線兩條，總長度 690 公尺。	第四章	
7.	奇美斷層測區野外施測淺層震測測線 1 條，總長度 1150 公尺。	第四章	契約書規定測線總長度需達 800 公尺以上。
8.	斷層長期變動（滑移）速率分析評估完成嶺頂斷層野外調查與定年採樣分析。	第七章	
9.	活動斷層之地下掃描時序監測分析研究於池上大坡國小之新井於 4 月 15 日進機，鑽鑿鑽探孔一孔與監測孔一孔，進行地質調查與解釋，持續監測中。	第八章	
10.	105 年 9 月 29 召開教育訓練一場。	附件	

透地雷達及地電阻教育訓練

日期: 民國 105 年 9 月 29 日

地點: 中央地質調查所

訓練流程: 9：30 am-10：30 am 透地雷達&地電阻現場演示

10：30 am-11：00 am 地電阻、透地雷達原理講解

透地雷達現場演示照片:





地電阻現場演示照片:





審查意見回覆表

編號	審查意見	回覆內容
1	摘要建議需補充嶺頂斷層長期滑移速率，及池上斷層地下掃描時序監測初步成果之敘述。	謝謝委員，摘要已做增補。
2	格式方面： A. 內容括弧全形與半形，建議統一。 B. 錯字需改正，報告書內文引用之參考文獻，與報告書參考文獻一章節(第 111 頁)之書寫方式請統一，建議參考本所特刊等出版品之參考文獻書寫方式	謝謝委員，格式、錯字及參考文獻已修正。
3	本研究所使用之地球物理方法，尤其是地電阻測勘，有關地表地形是否對於地下剖面影像解算與解釋有影響？應於剖面標示地表地形面，而非僅以平面帶過。	謝謝委員，高差 1 公尺內忽略，若有明顯高差已加入參考。
4	非本計畫產出之圖幅或引用其他學術文件之圖幅，需加註圖幅來源，並於參考文獻處補充。如第 5、8、11 及 14 頁之圖 1.2-1、圖 1.2-3、圖 1.2-5 及、圖 1.2-7 等圖幅。	謝謝委員，圖 1.2-1、圖 1.2-3、圖 1.2-5 及、圖 1.2-7 等之圖幅來源已增補。
5	部分圖片未標示正北與比例尺，不易判讀，建議加註，如第 16 頁之圖 1.2-9 及、圖 1.2-10。	謝謝委員，圖片方位已標示及加註。
6	本計畫有關斷層帶一詞，如第 36 頁等處，除非有確定之鑽井或是露頭，如果單純為地球物理資料解釋，建議以「地球物理不連續帶」表示之。	謝謝委員，報告內依委員建議描述調查結果，判斷之斷層可能位置，已修改為電性不連續帶。
7	有關第三章與第四章部分，建議於施測結果之討論部分，放入一張測線種類－長度表，以利與合約對照。	謝謝委員，已於個斷層章節最後加入表格。
8	第 61 頁、第 62 頁與第 63 頁等，圖 4.4-4、圖 4.4-5 與圖 4.4-6 等，圖中藍色線段、綠色線段及黃色線段各代表之意義，請於圖說敘述之。	謝謝委員，圖 4.4-4、圖 4.4-5 與圖 4.4-6 圖說已做增補。
9	有關第六章定年資料，如非本計畫送檢之定年標本，請表明出處，不建議以「前人研究」帶過，並請於章節末，將目前之定年資料彙整成	謝謝委員，文章內容已做增補至第七章。

	表，如經緯度座標、標本性質及定年方式等，以利閱讀。	
10	有關第七章之初步成果，建議將相關觀測比對結果彙整成表，並請加強圖說以利閱讀。	謝謝委員，文章內容已做修正至第九章。
11	本計畫期末報告未來將提供敏感區劃設重要參考及敏感區內土地開發業者及技師之基本參考資料，圖表和文字敘述需周全和相互一致。如 P.37 圖 3.2-3 測線、P.39 圖 3.2-7、P.40 圖 3.2-9 皆未見於圖 3.1-2 或圖 3.3-1 分布圖中，分布圖中在內文中提及之地名也須標示，以方便查閱。	謝謝委員，各測線圖測線已做增補且新增地名於底圖，並於第九章附上各地球物理測線之二度分帶座標之表格。
12	若野外已有明確斷層但地球物理卻無對應跡象或區域以往無斷層而地物呈現分支斷層之情形，請進一步加強探討和說明。	謝謝委員，已修改相關調查結果論述，構造解釋以地球物理不連續帶解釋，不強調為實際斷層位置。
13	旗山斷層南延計畫已於去年完成，今年補充調查鑽探結果請業務單位多加強和本團隊討論，以得到最好解釋成果。	謝謝委員，本研究團隊已與顏一勤團隊密切聯繫。
14	建議測線儘量能將地球物理資料及過去地形、地質資料結合與對比，找出斷層上下盤的參數範圍，並提供地質參數(如:岩層性質、傾角、斷層傾角)。	謝謝委員意見，確實可再進一步詳查，可列為未來工作。
15	研究成果(斷層確切位置)，如與前人研究不同，請特別強調並修正原斷層分布。	謝謝委員，已修改相關調查結果論述，構造解釋以地球物理不連續帶解釋，不強調為實際斷層位置。
16	池上斷層的斷層監測,後續有何建議? 池上斷層之 6 號井以東是否增加測井？	謝謝委員，池上斷層監測相關內容已增補於第八章。
17	研究報告應關注在地調所(地質法)、學界及民眾之交集(共識)，即活動斷層位置須明確，須能說服民眾且沒有誤差。	謝謝委員，已修改相關調查結果論述，構造解釋以地球物理不連續帶解釋，不強調為實際斷層位置。
18	期待期末報告之文字(尤其結論部分)，應多用明確、直接之語句或措詞，以供施政採行之用。少用推斷，解釋性的資料，少用科學專業用語。	謝謝委員，報告內容已做修正。
19	所有規劃地物測線均註明判斷之某某斷層線	謝謝委員，報告內容已依此

	跡，是否有經過團隊判斷。經過本計畫各種方法調查結果之斷層線應標示出來。	意見做修正。
20	大坡國小上方有社區，社區內剛性結構是否有變形?	謝謝委員，日後可進行田野調查，進一步比對斷層活動。
21	測傾管在 10 數米有數條活動剪切帶，如何判釋剪切帶(活動)?	側傾管 50 公分間隔僅能判讀 50 公分內綜合變化，謝謝委員。
22	第五章有關嶺頂斷層的調查，建議最後撰寫一段小結，總結目前海階露頭調查成果與後續工作規劃，以利瞭解整體調查之進行狀態。	謝謝委員，文章內容已做增補至第七章。
23	第 101-102 頁有關大坡國小場址之池上斷層描述，以及傾斜儀監測結果來看，地表淺處之持續滑動現象似乎位於上方之剪切帶以上，因此可能與邊坡之重力滑動較相關，且配合定年結果，目前觀測範圍內並無較活躍逆斷層存在，則此場址電磁觀測地震活動之成效是否需重新加以評估。	現有測井 SP 亦能反應區域地質變化，後續可能增加東測鑽井，期待能偵測斷層面活動。
24	地球物理調查之成果除非有確定之鑽井或露頭加以驗證，如果單純僅為地球物理資料之解釋，建議以「地球物理不連續帶」表示，若與現有地質資料有出入，建議增加「建議後續透過地質鑽探來進一步驗證」等文字描述。	謝謝委員建議。報告內依委員建議描述調查結果，判斷之斷層可能位置，已修改為電性不連續帶。
25	地電阻的影像結果請先說明事實，最後再說明解釋。	謝謝委員，文章內容已修正至各斷層章節。
26	建議於報告書中以圖表方式列出當年度的成果摘要，例如每條斷層工作項目施測之結果，如地電阻、抬升速率、14C 定年、滑移速率、斷層跡位置確認等新貢獻、新發現。	謝謝委員，圖表及各研究成果已列於各章結內。
27	地電阻剖面長度各斷層相加總合與第 125 頁測線總長度不符，請統一。	謝謝委員，第 127 頁測線總長度已更正。
28	請將研究結果與前人研究有所不同或增補者特別列表，並標註於圖中。	已於測區圖標定可能之斷層修正參考位置。有的與過去推論相當，也有部份需要進行修正。可直接查看測線分佈圖與其中之地球物理不連

		續代標定位置。
29	池上斷層的監測中，請增加說明此區的變形機制為何，是蠕滑、崩移或塊體移動，或真正的斷層活動？	已增加於結論之中，目前調查傾向已塊體滑動解釋監測之區域。
30	池上斷層監測中，有何建議才能確實分析斷層潛移。	需要有更東邊或更深之鑽井，於斷層破裂帶間放置測傾管。將能有效確認斷層之滑移，將能比對確認電性之改變，以及分辨自然電位之異常訊號與斷層活動相關。
31	未來大坡國小建議可拉精密水準測線。	謝謝委員意見，確實可再進一步詳查，可列為未來工作。
32	報告書中部份測線沒有標示位置，不易比對，請將測線位置及使用他人之剖面位置標示於圖上。	謝謝委員，已增加地球物理測線二度分帶座標表格於第九章。
33	文中提到的地名有許多未標示於底圖上，請增補於圖中。	謝謝委員，文章已增補地名於各底圖中。
34	本計畫結果只能算抬升速率，而非滑移速率，建議修正。	謝謝委員，上下盤間之抬升亦屬於斷層之滑動，本研究結果仍算是嶺頂斷層之上下盤之相對滑移速率。描述以改為相對垂直變動速率。
35	請修改期中審查意見回覆表，並依其意見修改於期末報告。	謝謝委員，審查意建回覆已修正。
36	第二章「計畫執行方法及進行步驟」建議增加「斷層長期滑移速率」章節。	謝謝委員，已增加說明。
37	第二章「野外測線設計」章節，建議針對各別斷層提出設計概念。	謝謝委員，各別斷層之野外測線設計已描述於第一章。
38	第九章「初步成果與未來工作」建議增加活動斷層調查成果的後續建議	謝謝委員，文章內容已增加於第九章。