經濟部

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

Survey the near ground deformation induced by active faulting

四年度整合成果報告

本報告內容為階段性之區域地質調查成果，內容包括依據現階段資料之假設與推論，參考時請注意相關基本條件及其限制

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行單位：社團法人中華民國地質學會
計畫主持人:張竝瑜
協同主持人:陳文山
研究員:黃文正、郭陳晧

中華民國一〇七年十二月

摘要

本計劃四年期間之工作針對三義斷層、瑞穗斷層、玉里斷層、旗山斷層、九芎坑斷層、奇美斷層、梅山斷層、木屐寮斷層、獅潭斷層、六甲斷層、觸口斷層與恆春斷層等十二條斷層，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、大地電磁與淺層震測等地球物理探測方法。

第一年的計劃區域於三義斷層測區，發現上盤的桂竹林層相對礫石層為一低阻地層，並可以約 100 Ohm-m 作為區分。瑞穗斷層測區則可以以約 80 Ohm-m 為標準，區分上盤較低阻的八里灣層，與下盤的全新世礫石沖積層。在玉里斷層地區同樣可以發現此電性不連續面，在測區內大致沿海岸山脈西側與平原區向南延伸。旗山斷層區域，我們嘗試以 3 Ohm-m 作為標準，區分上下盤岩層，發現似有一電性的分界，於測區中由南北向通過，建議需進一步於電性交界位置進行鑽探以作為交互驗證是否由於斷層上下盤岩性差異所造成。

第二年的計劃區域包含九芎坑斷層區域，本計劃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，發現了九芎坑斷層線跡經過位置，研判此處需往東移。奇美斷層區域，本研究團隊規劃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。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。

第三年的計劃則完成了地電阻與透地雷達等調查成果，建立一電性地層模型，清楚分辨獅潭斷層西側上福基砂岩與東側的東坑層與/關刀山砂岩。木屐寮斷層區域，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。六甲斷層區域，測線的規劃從東山里東側開始，末端在台南藝術大學南段結束，由於沿線有高壓電塔分佈，故施做測線需盡量避開電塔影響，地電阻剖面的反演算結果顯示，在原有線跡上，地電阻模型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，我們在台南藝術大學附近的測線無法看出有電性不連續面出現。推論斷層線跡沒有往外延伸。

第四年的計劃主要集中在南部觸口斷層區域，主要工作目標放在斷層線跡之北段。在原有線跡上，八掌溪南岸地電阻剖面來看可以分辨出斷層活動後之地層層位差異，但在八掌溪北岸之 4 條地電阻測線，地電阻剖面似乎都無法看出有斷層經過的層位差異出現，故推論斷層應位於更深部的位置。恆春斷層區域，本研究團隊於測區內共施測 4 條地電阻測線，剖面的反演算結果顯示，在原有線跡上，地電阻模型可以分辨出斷層上下盤地層之差異，並可判釋出明顯之地球物理不連續面，可與前人研究之恆春斷層線跡作比對。

斷層長期滑移速率分析四計畫年度目標依序為三義斷層、嶺頂斷層、大尖山斷層與獅潭斷層，經由野外調查發現，前人發現之斷層剖面現今都已遭河堤覆蓋，而其他斷層跡可能通過的地點也大都位於邊坡被崩跡層所覆蓋，因此在槽溝挖掘上有所困難，因此本計畫四年來僅針對三義斷層與嶺頂斷層可以估算斷層長期滑移速率，三義斷層為 2.5±2.2 mm/yr，而嶺頂斷層為 5.0±3.9 mm/yr。大尖山斷層與獅潭斷層由於因沒有適合地點可供古地震槽溝挖掘，而無法估算長期滑移速率。

關於池上斷層的地下掃描時序監測工作，為了進一步了解地下斷層幾何構造及地變機制，我們四年來陸續進行了兩條地表地電阻測勘、四口井孔的岩心鑽取及測斜儀的設置，於本計畫第四年度增加三孔的岩心鑽取，綜合結果池上斷層於台東縣大坡國小的地表淺部位置，是乎與以往認定的位置約有 50 至 60 公尺的差異，並不在國小校區東側隆升的山丘山腳處。同時該區的地表潛變變形，似乎以重力地滑為主，至於是否亦有斷層作用的貢獻及貢獻量為何，或許未來可以藉由井 8 中的測傾儀的監測資料得到答案。

關鍵詞：活動斷層、地電阻、透地雷達、淺層震測

Abstract

For the purposes of hazard mitigation, it is very important to map the fault trace in order to delineate the fault susceptible zone. The current study focuses on the drilling result, long-term slip rates and near surface mapping of the active fault traces accurately below the surface. To achieve the needed accuracy for locations of faults, we propose to use the near-surface geophysical methods for high-resolution subsurface explorations. The purposes of this project includes: (1) To investigate the long term slip rate and the possible recurrence interval (time period). (2) To identify the active fault traces and mapping them on to a map with at least 1/5000 scale. The faults which are investigated for its activities include the Sanyi, Rueisuei, Yuli, Chishan, Chiuchiungkeng, Chimei, Meishan, Muchiliao, Shihtan, Liuchia, Chukou and Hengchun fault zones.

In the first year, the drilling records and fault outcrops indicated that the Kweichulin formation in the hanging wall of the Sanyi fault exhibits lower resistivity (< 100 Ohm-m) than the thick gravel layers in the foot wall. Similarly the Paliwan formation in the hanging wall of Rueisuei fault shows a lower resistivity(< 80 Ohm-m) than the gravels in the hanging wall. On the other hand, we discovered several discontinuities of the resistivity struggle in theYuli fault area but not the distinct different resistivities between the hanging and foot walls. The finding from the shallow seismic survey suggests that the Yuli fault may have cut through the thick gravels overlain on the Slates. In addition, we attempt to use 3 Ohm-m as a guideline for distinguishing the conductive Kutingkeng formation and the formations in the hanging wall of the Chishann fault. We found that there seem to be a boundary that separating the conductive formation in the east and resistive rocks in the west. Further drilling studies are needed to verify our findings here.

In the second year, we are interested in the extension of each fault zone. We found that the Chiuchiungkeng fault zone at Gukeng area should be moved into mountain area rather than at the foot and shifted to the east in the south of Chuchi downtown. 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. 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.

In the third year, we combined Resistivity method and Ground penetrating radar on Shihtan Fault investigation. The resistivity model indicated that there is a clear boundary between Tunkeng formation and Kuantaoshan sandstone. In Muchiliao fault, we are interested in the fault trace extension in the north and south area. We made one Shallow seismic exploration and seven Resistivity profiles. Our results showed that there are different resistivity image and shallow seismic exploration results in the fault upper and lower plate and no obvious change out of the Muchiliao Fault trace. In the south, we focused on the Liuchia Fault trace along national highway no. 3, which distributed many high-voltage towers, therefore, we need to adjust our survey line to avoid the impact of electricity tower. We made eleven Resistivity profiles perpendicular to Liuchia Fault.The model showed that there are different resistivity image results in the Liuchia fault upper and lower plate and no electrical stratigraphic difference in the survey line near Tainan National University of the Arts.

In the last year, comparing with the fault trace from CGS, four resistivity images and MT survey results show the difference between the footwall and hanging wall in the Hengchun Fault; another four resistivity images indicate that the Chukou Fault should be located deeper than 50 meters.

For the long-term slip rate, we try to discover four targets of Sanyi fault, Linding fault, Tachienshan fault and Shintan fault in four years. However, most of them are eroded by river or slumping. It is also difficult to find an appropriate location for trench excavation. Therefore, we can only concluded a rate of 2.5±2.2 mm/yr of the Sanyi fault and 5.0±3.9 mm/yr for Linding fault, which is a reasonable value for the long-term slip rate. Further work may be needed for verifying the outcrops and slip rates.

In order to further understand the geometric structure and mechanism of the Chihshang fault, we have successively carried out two Resistivity survey, four drilling wells, the inclinometer setting, and three more wells are also finished this year. These results present that the fault plane of Chihshang fault is 50-60 meters deeper than before, the shallow part is dominated by a creeping fault. The further inclinometer work of well #8 is still needed for verifying the mechanism of the Chihshang fault.

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

目錄

摘要.....I
Abstract.....III
目錄.....V
圖目錄.....VIII
表目錄.....XI
第一章 計畫內容.....1
1.1 整體計畫概述.....1
1.2 研究目的、計畫背景、整體構想.....3
1.3 計畫成果效應及其應用.....4
1.4 成果及具體績效.....4
1.5 交付項目.....5
第二章 計畫執行方法及進行步驟.....7
2.1 團隊組織.....7
2.2 地電阻調查.....7
2.2.2 野外施測儀器.....9
2.3 淺層震測調查.....10
2.3.1 淺層反射震測原理.....10
2.3.2 反射震測法布線方式.....11
2.3.3 反射震測法之精度.....11
2.3.4 野外施測儀器.....11
2.3.5 野外工作雜波測試步驟.....12
2.3.6 野外測線選取.....13
2.3.7 資料處理.....13
2.3.8 資料解釋.....14
2.4 透地雷達調查.....16
2.5 大地電磁方法調查.....20
2.6 斷層長期變動(滑移)速率分析評估.....22
2.7 執行成果提供後續調查建議.....23
第三章 地球物理方法之構造線形判釋與分析.....24
3.1 獅潭斷層.....24
3.1.1 地質概述.....24
3.1.2 地球物理調查成果.....28
3.2 三義斷層.....31
3.2.1 前人研究.....31
3.2.2 地球物理調查成果.....34
3.3 梅山斷層.....40

3.3.1 前人研究.....40
3.3.2 地球物理調查成果.....40
3.4 九芎坑斷層.....43
3.4.1 前人研究.....43
3.4.2 地球物理調查成果.....46
3.5 觸口斷層.....50
3.5.1 前人研究.....50
3.5.2 地球物理調查結果.....55
3.6 木屐寮斷層測區地球物理調查成果.....62
3.6.1 前人研究.....62
3.6.2 地球物理調查成果.....62
3.7 六甲斷層.....70
3.7.1 前人研究.....70
3.7.2 地球物理調查成果.....76
3.8 旗山斷層.....78
3.8.1 前人研究.....78
3.8.2 地電阻調查工作.....80
3.9 恆春斷層測區地球物理調查成果.....83
3.9.1 前人研究.....83
3.9.2 地球物理調查成果.....85
3.10 瑞穗斷層.....87
3.10.1 前人研究.....87
3.10.2 地球物理調查工作.....93
3.11 玉里斷層測區地球物理調查成果.....101
3.11.1 前人研究.....101
3.11.2 地球物理調查成果.....109
3.12 奇美斷層測區地球物理調查成果.....113
3.12.1 前人研究.....113
3.12.2 地球物理調查成果.....117
第四章 斷層長期滑移速率調查.....127
4.1 獅潭斷層調查及成果.....127
4.1.1 斷層特性.....127
4.1.2 地形與露頭剖面描述.....130
4.1.3 長期活動速率.....137
4.2 三義斷層調查及成果.....138
4.2.1 斷層特性.....138
4.2.2 階地產狀.....138
4.2.3 長期活動速率.....142
4.2.4 結論.....144

4.3 大尖山斷層調查及成果.....146
4.3.1 斷層特性.....146
4.3.2 階地產狀.....148
4.3.3 長期活動速率.....149
4.4 嶺頂斷層調查及成果.....151
4.4.1 斷層特性.....151
4.4.2 露頭剖面描述.....152
4.4.3 長期活動速率.....162
4.4.4 結論.....165
第五章 池上斷層大坡國小場址之地變監測.....166
5.1 區域背景資料.....166
5.2 量測方法.....167
5.3 大坡國小監測.....169
參考文獻.....178
附件一 各年度施測成果.....190
附件二 計畫參與人員論文及研討會發表.....197
附件三 審查意見回覆.....206

圖目錄

圖 1.1-1 本四年期計畫各年調查之斷層的位置 2
圖 2.2-1 地電阻探測儀器示意圖 8
圖 2.2-3 雙偶極排列(Dipole-dipole Array)示意圖 8
圖 2.2-4 地電阻剖面影像探測示意圖 9
圖 2.4-1 透地雷達系統組成示意圖 16
圖 2.4-2 透地雷達測勘方法天線排列方式 18
圖 3.1-1 獅潭斷層條帶地質圖及 106 年度重點施測區域 26
圖 3.1-2 獅潭斷層馬麟社地區測線 05E-STN-ML01 地電阻影像剖面圖 27
圖 3.1-3 獅潭斷層上大窩地區測線 05E-STN-DW01 地電阻影像剖面圖 27
圖 3.1-4 獅潭斷層北段地球物理施測結果 29
圖 3.1-5 獅潭斷層南段地球物理施測結果 30
圖 3.2-1 三義斷層區域地層年代表 32
圖 3.2-2 大甲溪北岸三義斷層露頭解釋與南岸之地電阻測線 15E-SYI-23 之比對 .. 35
圖 3.2-3 大甲溪南岸三義斷層露頭解釋與南岸之地電阻測線 15E-SYI-23 之比對 .. 36
圖 3.2-4 豐原北側區域三義斷層上盤地質鑽井岩芯解釋 36
圖 3.2-5 三義斷層地球物理施測結果 39
圖 3.3-1 梅山斷層地球物理施測結果 42
圖 3.4-1 九芎坑斷層條帶地質圖及 105 年度重點施測區域 45
圖 3.4-2 九芎坑斷層北段地球物理施測結果 48
圖 3.4-3 九芎坑斷層南段地球物理施測結果 49
圖 3.5-1 觸口斷層地形圖 51
圖 3.5-2 觸口斷層番路地區測線 03S-CKU-FL01 震測剖面圖 52
圖 3.5-3 觸口斷層蕃路地區測線 03E-CKU-FL01 地電阻影像剖面圖 52
圖 3.5-4 觸口斷層蕃路地區測線 03E-CKU-FL02 地電阻影像剖面圖 53
圖 3.5-5 觸口斷層蕃路地區測線 03E-CKU-FL03 地電阻影像剖面圖 53
圖 3.5-6 觸口斷層測線 03E-CKU-FL0307 與 03S-CKU-FL01 整合圖 54
圖 3.5-7 觸口測線 (18S-CKU-01) 野外施測幾何 57
圖 3.5-8 觸口測線 (18S-CKU-01)移位前雙程走時剖面與解釋 58
圖 3.5-9 觸口測線 (18S-CKU-01) 移位後深度剖面與解釋 59
圖 3.5-10 觸口測線(18S-CKU-01) 移位前雙程走時剖面與觸口舊測線比較圖 60
圖 3.5-11 觸口斷層地球物理施測結果 61
圖 3.6-1 木屐寮測線 (17S-MCL-01) 野外施測幾何 65
圖 3.6-2 木屐寮測線 (17S-MCL-01)移位前雙程走時剖面與解釋 66
圖 3.6-3 木屐寮測線 (17S-MCL-01) 移位後深度剖面與解釋 67
圖 3.6-4 木屐寮測線(17S-MCL-01) 移位前雙程走時剖面局部放大圖 68
圖 3.6-5 木屐寮斷層地球物理施測結果 69

圖 3.7-1 六甲斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域 73
圖 3.7-2 楊志成等(2005)繪製之地質剖面(P-P')位置 74
圖 3.7-3 楊志成等(2005)繪製之地質剖面(P-P') 74
圖 3.7-4 前人地電阻探測結果 75
圖 3.7-5 六甲斷層地球物理施測結果 77
圖 3.8-1 旗山斷層地球物理施測結果 82
圖 3.9-1 恆春斷層地球物理探勘結果 84
圖 3.9-2 恆春斷層地球物理施測結果 86
圖 3.10-1 瑞穗斷層在瑞岡大橋段通過的地表變形 88
圖 3.10-2 瑞穗斷層條帶地質與反射震測線位置圖 90
圖 3.10-3 瑞穗斷層反射震測與地電阻探測結果 91
圖 3.10-4 玉里 1 號井之地層柱狀圖 92
圖 3.10-5 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 野外施測幾何 96
圖 3.10-6 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P)移位前雙程走時剖面與解釋 97
圖 3.10-7 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 移位後深度剖面與解釋 98
圖 3.10-8 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 玉里 1 號井地層對比與構造投影示意圖 99
圖 3.10-9 瑞穗斷層地球物理施測結果 100
圖 3.11-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖 105
圖 3.11-2 玉里斷層北端反射震測探勘結果 106
圖 3.11-3 玉里斷層南端地電阻探勘結果 107
圖 3.11-4 玉里 2 號井 地層柱狀圖 108
圖 3.11-5 地調所針對玉里斷層所施測之地電阻二維測線 109
圖 3.11-6 玉里斷層地球物理施測結果 112
圖 3.12-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖 115
圖 3.12-2 反射震測、地電阻探測與大地電磁探測結果 116
圖 3.12-3 16E-CMI-06、16E-CMI-09、16E-CMI-07 測線地電阻反演算剖面圖 118
圖 3.12-4 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 野外施測幾何 120
圖 3.12-5 奇美測線 (16S-CMI-E2P)移位前雙程走時剖面與解釋 122
圖 3.12-6 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 移位後深度剖面與解釋 123
圖 3.12-7 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 與 05P-CMI-TL01 測線比對圖 124
圖 3.12-8 奇美斷層地球物理施測結果 126
圖 4.1-1 獅潭斷層與鄰近地質 128
圖 4.1-2 獅潭斷層與鄰近地形 129
圖 4.1-3 調查地點(ST01-ST16) 130
圖 4.1-4 ST01 點朝南拍攝 131
圖 4.1-5 ST02 點朝北拍攝 131
圖 4.1-6 ST03 點朝北拍攝 132
圖 4.1-7 ST03 點朝南拍攝 132
圖 4.1-8 小東勢朝西拍攝 133

圖 4.1-9 ST06 點朝南拍攝.....134
圖 4.1-10 ST07 點朝北拍攝.....134
圖 4.1-11 ST08 點朝西拍攝.....135
圖 4.1-12 上圖朝北拍攝.....136
圖 4.1-13 河岸剖面、斷層剖面圖。.....137
圖 4.2-1 三義斷層位置圖；國姓圖幅；大甲圖幅；臺中圖幅.....140
圖 4.2-2 大甲溪北岸剖面.....140
圖 4.2-3 新社階地群與卓蘭階地群的階地分布與構造關係。.....141
圖 4.2-4 新社階地群由南至北三處東西方向的地形剖面.....142
圖 4.3-1 大尖山斷層沿線地質，藍色線為鄰近的斷層.....147
圖 4.3-2 大尖山斷層沿線的階地地形.....148
圖 4.3-3 桶頭橋東側的階地剖面.....149
圖 4.3-4 桶頭橋東側的大尖山斷層上盤河階.....149
圖 4.4-1 綠野剖面.....163
圖 4.4-2 光華井柱狀圖.....164
圖 4.4-3 光華井岩心.....164
圖 5.2-1 第一期觀測電極配置圖.....168
圖 5.2-2 本年度新設井與觀測電極配置圖.....169
圖 5.3-1 大坡國小場址的構造示意圖.....170
圖 5.3-2 井 4 至井 6 井下二維地電阻量測結果.....171
圖 5.3-3 岩心照片彙整.....172
圖 5.3-4 池上斷層多點式傾斜儀自動監測系統網頁畫面及資料判釋.....173
圖 5.3-5 傾斜儀 2017-11-15 累積位移結果.....174
圖 5.3-6 大坡國小場址使用地電阻儀進行井-地聯合量測結果(106.10).....175
圖 5.3-7 大坡國小場址使用地電阻儀進行井-地聯合量測結果(107.02).....176
圖 5.3-8 3 月至 5 月底井 6 自然電位變化與氣象局池上雨量圖.....177
圖 5.3-9 3 月至 5 月底井 6 深部測傾儀位移變化.....177

表目錄

表 2.4-1 建議之適用天線頻率與探測深度參考表 19
表 3.1-1 獅潭斷層前人施測資料整理 25
表 3.1-2 獅潭斷層測區地球物理測線長度對照表 28
表 3.2-1 三義斷層測區測線長度對照表 38
表 3.3-1 梅山斷層測區測線長度對照表 40
表 3.4-1 九芎坑斷層測區測線種類與長度對照表 47
表 3.5-1 觸口斷層測區地球物理測線長度對照表 55
表 3.5-2 觸口測線 (18S-CKU-01) 施測幾何參數 57
表 3.6-1 木屐寮斷層測區地球物理測線長度對照表 63
表 3.6-2 木屐寮測線 (17S-MCL-01) 施測幾何參數 65
表 3.7-1 六甲斷層前人施測資料整理 72
表 3.7-2 六甲斷層測區地電阻測線長度對照表 76
表 3.8-1 旗山斷層沿線出露地層 79
表 3.8-2 地層對比表 80
表 3.8-3 旗山斷層地球物理測線長度對照表 81
表 3.9-1 恆春斷層測區地電阻野外施測參數表 85
表 3.10-1 瑞穗測區地球物理測線長度對照表 94
表 3.10-2 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 施測幾何參數 96
表 3.11-1 玉里斷層測區透地雷達野外施測參數表 111
表 3.12-1 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 施測幾何參數 121
表 3.12-2 奇美斷層測區地球物理測線長度對照表 125
表 4.2-1 三義斷層與石岡斷層合計的抬升與滑移速率 144
表 4.4-1 光華井碳十四定年資料 164
表 4.4-2 光華井碳十四定年資料與估算地殼變動速率 165

第一章 計畫內容

1.1 整體計畫概述

本計畫以四年時間，完成台灣地區 12 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。本四年期計畫各年調查之斷層的位置如圖 1.1-1 所示。

第一年計畫完成三義斷層、旗山斷層、玉里斷層以及瑞穗斷層之地球物理施測工作。

第二年計畫則針對九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層以及奇美斷層進行地球物理施測工作，並進行嶺頂斷層之長期滑移速率分析研究。

第三年計畫完成獅潭斷層、木屐寮斷層以及六甲斷層之地球物理施測工作，並進行大尖山斷層之長期滑移速率分析研究。

第四年計畫則針對觸口斷層、恆春斷層進行地球物理施測工作，並進行獅潭斷層之長期滑移速率分析研究。

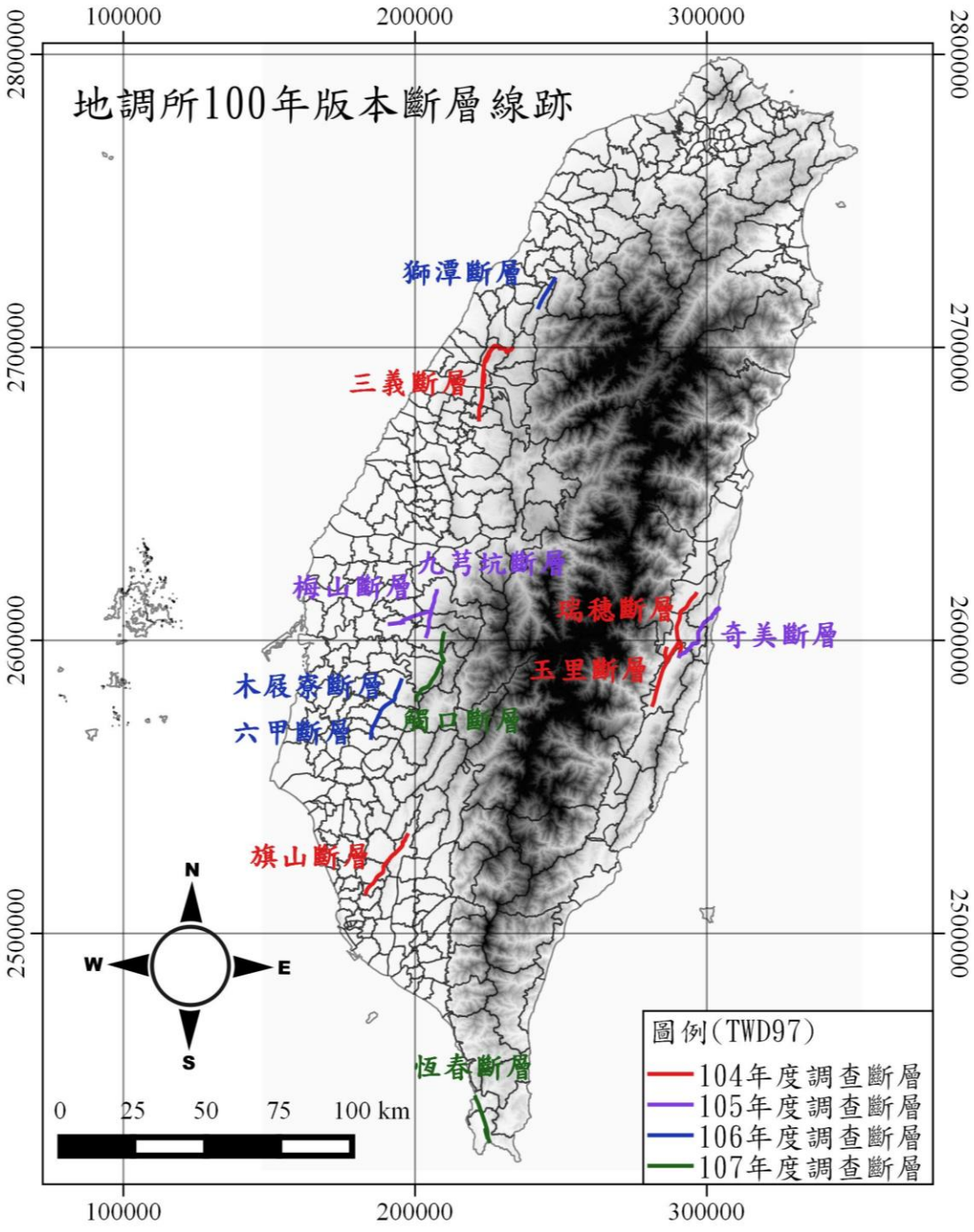


圖 1.1-1 本四年期計畫各年調查之斷層的位置

1.2 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地質敏感區；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：

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。

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。

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，分成四年，逐年分批針對三義斷層、旗山斷層、玉里斷層、瑞穗斷層、九芎坑斷層、梅山斷層、木屐寮斷層、奇美斷層、獅潭斷層、六甲斷層、觸口斷層、恆春斷層等標的斷層，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。

1.3 計畫成果效應及其應用

本計畫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之斷層帶分布狀況，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。

1.4 成果及具體績效

(一) 104 年度

1.三義斷層、旗山斷層、玉里與瑞穗斷層的斷層位置圖數化修正以及控制點位置檔(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。

2.三義斷層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.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。

(二) 105 年度

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.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.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。

(三) 106 年度

1.獅潭斷層、木屐寮斷層與六甲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.大尖山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.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。

(四) 107 年度

1.觸口斷層、恆春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.獅潭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.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。

各年度各斷層地球物理施測成果如附件一所示，各年度計畫參與人員論文及研討會發表如附件二。

1.5 交付項目

(一) 104 年度

1. 三義斷層、旗山斷層、玉里與瑞穗斷層的斷層位置圖數化修正以及控制點位置檔(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. 三義斷層、旗山斷層、玉里斷層與瑞穗斷層測區之地電阻影像剖面與資料分析，測線總長度在 5000 公尺以上。

3. 旗山斷層、玉里斷層與瑞穗斷層測區之透地雷達剖面與資料分析，測線總長度在 900 公尺以上。

4. 玉里斷層與瑞穗斷層測區之淺層震測剖面與資料分析，測線總長度在 700 公尺以上。

5. 三義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. 活動斷層近地表構造特性調查(1/4)第一年計畫成果報告書。

(二) 105 年度

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. 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。

(三) 106 年度

1. 獅潭斷層、木屐寮斷層與六甲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. 獅潭斷層、木屐寮斷層與六甲斷層測區之地電阻影像剖面與資料分析、透地雷達剖面與資料分析，測線總長度在 5000 公尺以上。

3. 木屐寮斷層之淺層震測剖面，資料分析測線總長度在 1000 公尺以上。

4. 大尖山斷層之長期滑移速率推估研究。

5. 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)。

6. 重要活動斷層構造特性調查 2 期-活動斷層近地表構造特性調查成果報告書 30 本，報告書光碟 10 份，資料光碟 5 份。

7. 提供成果報告書內圖片「300dpi 以上清晰圖檔(電子檔)」以及計畫參與人員運用計畫執行成果所發表之相關著作電子檔。

(四) 107 年度

1. 觸口斷層、恆春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. 觸口斷層、恆春斷層測區之地電阻影像剖面與資料分析、透地雷達剖面與資料分析，測線總長度在 2400 公尺以上。

3. 觸口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。

4. 獅潭斷層之長期滑移速率推估研究。

5. 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)。

6. 重要活動斷層構造特性調查 2 期-活動斷層近地表構造特性調查成果報告書 30 本，報告書光碟 10 份，資料光碟 5 份。

7. 提供成果報告書內圖片「300dpi 已上清晰圖檔(電子擋)」以及計畫參與人員運用計畫執行成果所發表之相關著作電子檔。

第二章 計畫執行方法及進行步驟

2.1 團隊組織

本研究團隊成員陳文山教授與黃文正教授曾參與或主持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，至少 50 個槽溝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、小岡山斷層、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。本次計畫乃基於以上先期計畫之成果，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。團隊中張竝瑜教授，過去均曾主持科技部各項透地雷達與地電阻地下探測研究計畫，對於透地雷達探測、地電阻探勘技術與長期之地電阻變化監測，有相當之經驗。另外，參與本計畫之郭陳澔教授，曾主持並參與多項震測探勘計畫，對於淺層震測之運用與資料解釋相當專業，因此對於新一輪的近地表地電阻、透地雷達、淺層震測等地球物理方法交互使用為主的調查計畫，將能發揮專業團隊合作之長處。

2.2 地電阻調查

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。

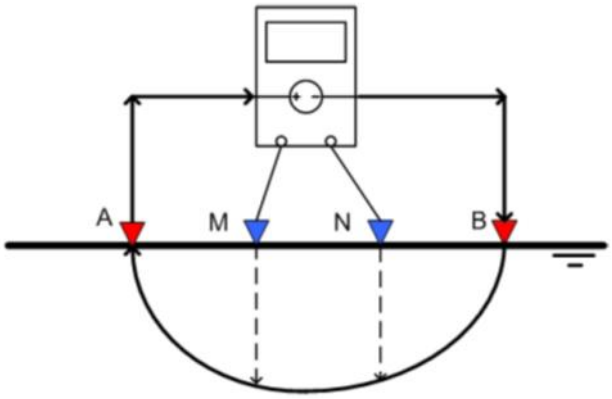


圖 2.2-1 地電阻探測儀器示意圖

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陣列有：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。

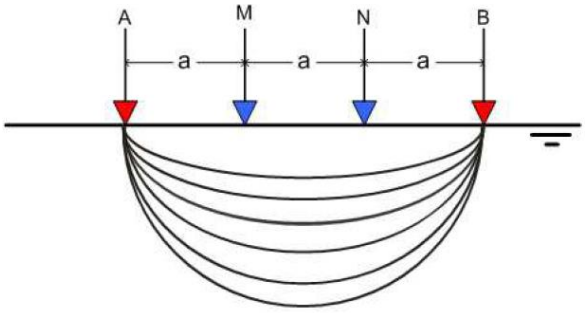


圖 2.2-2 溫奈排列(Wenner Array)示意圖

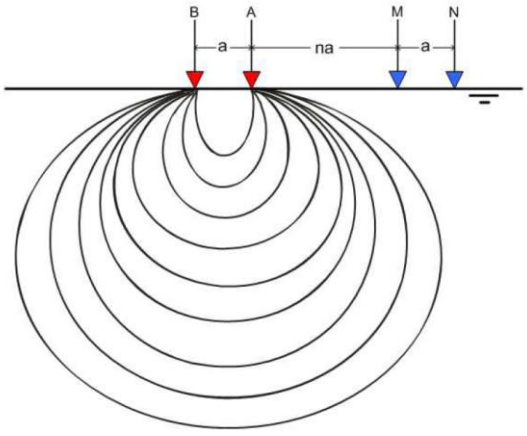


圖 2.2-3 雙偶極排列(Dipole-dipole Array)示意圖

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(Electrical Resistivity Imaging Method)。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布設電極，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，本計劃採用施蘭卜吉排列(Sch1umberger Array)與溫奈排列(Wenner Array)兩種對層狀構造解析度較佳的電極陣列，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。

2.2.2 野外施測儀器

本工作所採用的儀器為德國 Lippmann 公司之 4pointlight 10W 地電阻探測儀及 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 EarthImager2DTM。EarthImager2DTM 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。

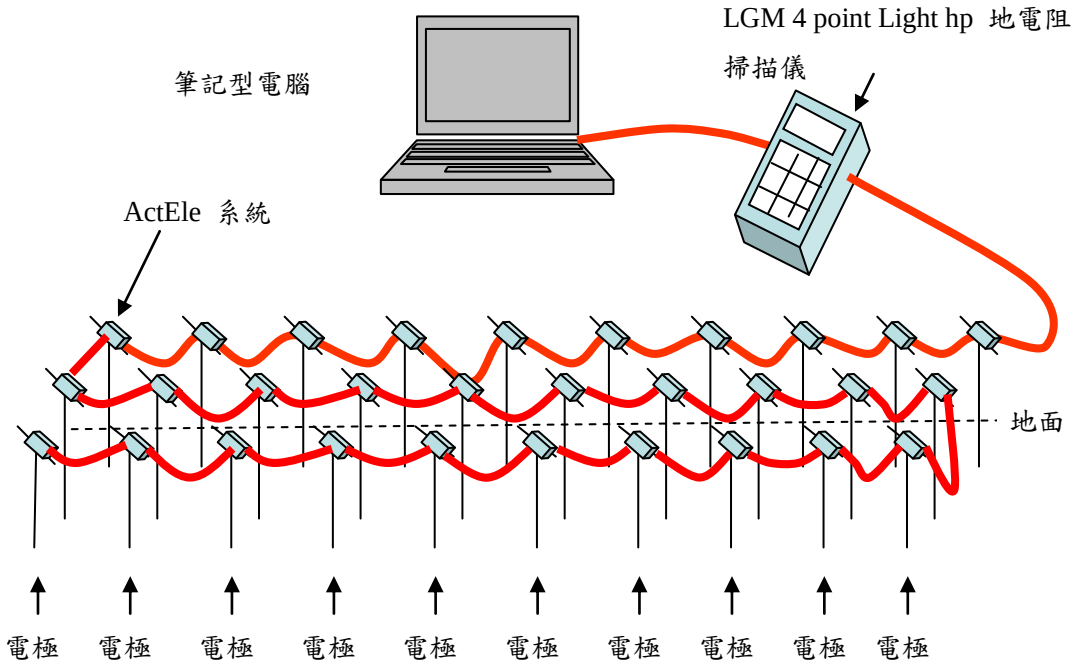


圖 2.2-4 地電阻剖面影像探測示意圖

2.3 淺層震測調查

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。

2.3.1 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。

2.3.2 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。

2.3.3 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。

2.3.4 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：Mini Vib 震盪震源車。本小組在野外常用的震源有震盪震源車、撞擊式震源、炸藥、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兩台 Mini Vib 震盪震源車，訊號較撞擊式震源強，對環境的影響又較傳統炸藥式震源小，送出訊號頻段為 30-200Hz。
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，該震測儀記錄器為 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。

2.3.5 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，以避開地面波的干擾。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。

2.3.6 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。

2.3.7 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，我們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。

2.3.8 資料解釋

1. 構造解釋

震測資料的構造解釋主要利用震波反射時間、同相性和速度等特徵的運動學訊息，把震測時間剖面轉化爲深度剖面，通過繪製地質構造圖進行構造解釋，釐清岩層之間的界面、斷層和褶皺的位置和方向。

震測資料的構造解釋主要包括以下幾個步驟。

(1) 相關數據體瀏覽。

(2) 層位標定：在通過井位之震測剖面上標定井點內某一地層界面，並確定井旁震測反射的地質含義。若在沒有井位的控制地區，會選擇剖面上連續性較強的反射訊號當作主要的地層界面，命名為地層 1、地層 2 等進行繪製區域型的地層標定。

(3) 層位追蹤(波的對比): 運用震波傳遞的原理，分析研究時間剖面，識別真正來自地下各反射界面的反射波，且在一條或多條剖面上識別屬於同一界面的反射波。

(4) 震測剖面的地質解釋：根據反射波在震測剖面上的特徵，結合各種典型構造樣式類比與分析，利用解釋剖面上信號的連續性所反映的各種地質現象及其相關的震波響應與成因機制等(如背斜、斷層、地層尖滅等構造現象) 。

(5) 速度分析：根據鄰近井位資料繪製區域性時深轉換的速度函數。

(6) 繪製地下構造成圖：根據研究區內震測剖面解釋，繪製地下某個層次的構造起伏變化圖即震測地下構造圖。

(7) 構造分析：根據地質學、構造地質學等理論，對構造圖上封閉類型、斷層要素以及斷裂系統的劃分作進一步解釋。

2. 震測岩性解釋和震測地層解釋

震測岩性解釋主要利用動力學訊息(震波的振幅、頻率、極性等) ，結合層速度、鑽井等資料提供岩性參數，如流體成分、厚度、速度、密度、孔隙度等。震測的岩性訊息，除了縱波反射資料外，還需有橫波資料，橫波的速度和反射係數與縱波聯合應用，可得到多種岩性的訊息。可以說，縱、橫波聯合測勘是岩性震測的重要手段。

利用震測剖面上反射波的特徵，如信號的連續性、反射波的內部結構和外部幾何形態等，可以提供非常有用的地層訊息，這是 20 世紀 80 年代發展起來的一種分析技術，稱之爲震測地層學。20 世紀 90 年代發展起來的層序地層學，通過對震測層序和震測相的分析，建立地層架構等，恢復盆地的古沉積環境，結合震波的動力學訊息，對整個盆地進行岩性預測。

由於本研究僅施測一條震測剖面作為斷層追蹤用，不必繪出地下構造等深圖與詳細的層序的層分析。

2.4 透地雷達調查

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)向外傳布，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

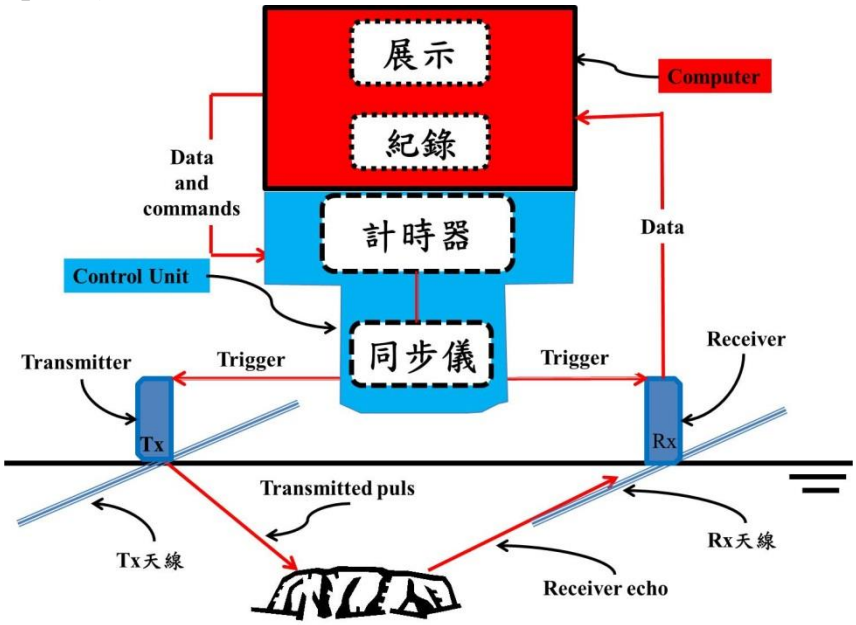


圖 2.4-1 透地雷達系統組成示意圖

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：

$$v \approx \frac{c}{\sqrt{k_a}} \tag{1}$$

而電磁波的振幅衰減率則可以表示為：

$$\alpha \approx \frac{1}{2}\sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}}\frac{\sigma}{\sqrt{k_a}}. \tag{2}$$

在式(1)中，參數 c 為真空中之光速，可以表示為：

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

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：

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

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 3.3-2) (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):

$$f < \frac{1200\sqrt{K_a - 1}}{D} MHz \tag{5}$$

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。

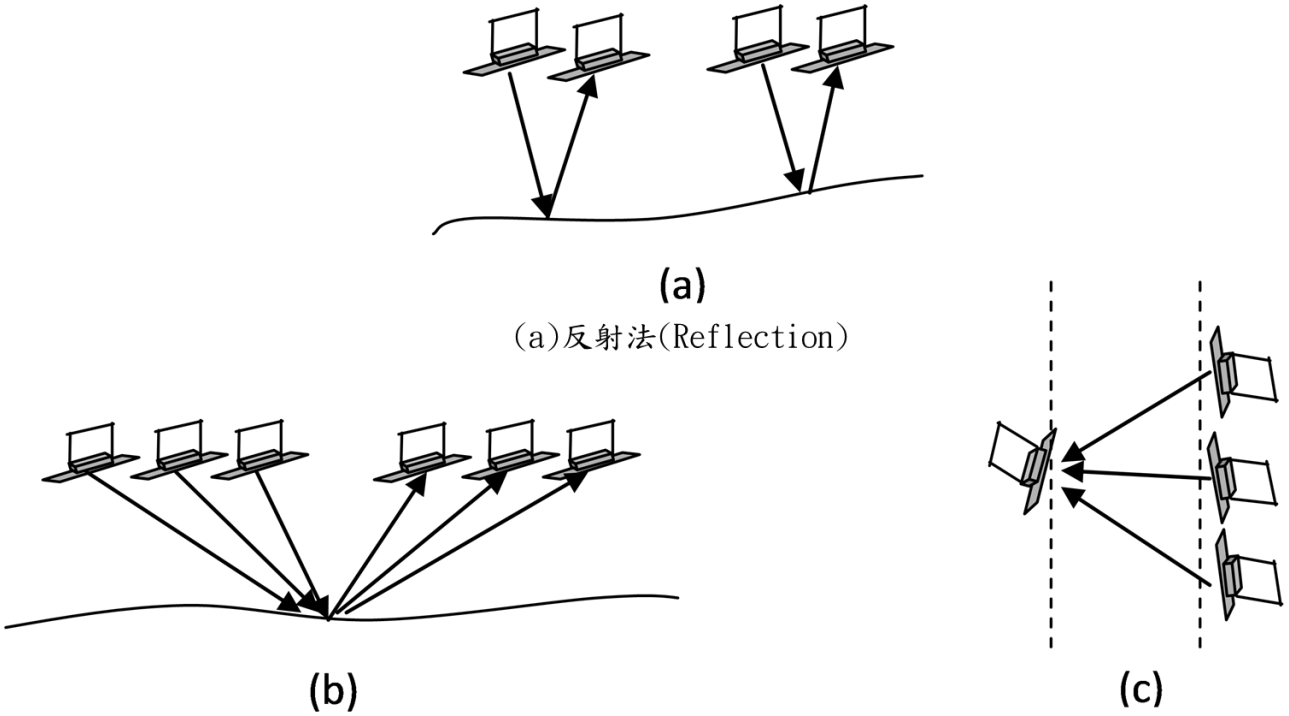


圖 2.4-2 透地雷達測勘方法天線排列方式

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 2.4-1 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。

2.5 大地電磁方法調查

大地電磁探測方法(Magneto-Telluric Method, 簡稱 MT 法)，最初為 50 年代初期，由曾任法國地球物理研究所所長的 Louis Cagniard 教授提出。在 60 和 70 年代，大地電磁測深方法得到進一步的發展。目前，它與地震探勘方法一起，已成為深部地球物理探勘的重要手段，由於 MT 法比地震方法能在許多地震法不能應用的地區，協助解決難以解析的地層構造，因此近幾年來，大地電磁探測方法在油氣田探勘、火山地質和地熱等方面有廣泛的應用，並且配合地震的探勘資料，發現了一些以前難以確認的的大地構造或礦床(石應駿 et al., 1985)，在台灣，大地電磁法也被廣泛運用於一些地殼構造(陳建志, 1998)與淺部斷層構造(徐漢倫, 2007)，以及沉積層續變遷之探勘工作上(游峻一, 2003)。然而由於鄰近都會地區雜訊的影響，因此例如台灣地區的大地電磁訊號，多帶有大量的隨機(incoherence)與同調(coherence)雜訊，一般的做法，係利用遠程參考站(remote reference)對隨機雜訊進行消除，但此種作法無法消除同調雜訊。Egbert (1997)建議可以利用同時序多站方法，利用 Robust multivariate errors-in variate (RMEV)法，可以消除都會地區間隔的同調雜訊。過去此種作法，需要同時佈設多個同時序的大地電磁測站，但這種作法需要多套昂貴的大地電磁設備系統。由於技術的成熟，目前已可以購置相關之寬頻大地電磁感測器，並根據需求與多波道資料紀錄儀進行機電整合，製成為兼具收集大地電磁與天然地震訊號機型，並佈設於現地施測。

大地電磁方法的測深，取決於不同頻率的電磁場集膚深度(Skin Depth)：不同頻率的電磁場訊號，具有不同的穿透深度，所以可依照此特性，知道不同深度下範圍內的地殼物質電阻率大小。δ為集膚深度(m)， $\omega = 2\pi f =$ angular frequency，$\mu =$ physical constant，$\sigma =$conductivity，$\rho =$ Apparent resistivity

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \cong 503\sqrt{\rho T}$$

而電阻率的推算，則來自與電磁場的阻抗張量(Impedance tensor)：

$$Z_{xy} = \left|\frac{E_x}{H_y}\right|; Z_{yx} = \left|\frac{E_y}{H_x}\right|$$

由阻抗張量，進一步推算地殼物質的視電阻率(Apparent resistivity)：。

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2 = \frac{1}{\omega\mu}\left|\frac{E_y}{H_x}\right|^2 = \rho_{yx}$$

式中，ρ為視電阻率(ohm・m)。

另外由相位(Phase)(為電場與磁場的相位差)也可推導出不同頻率之地層視

電阻率:

$$P_{xy} = \tan^{-1}\frac{imag(\frac{E_x}{H_y})}{real(\frac{E_x}{H_y})} \; ; P_{yx} = \tan^{-1}\frac{imag(\frac{E_y}{H_x})}{real(\frac{E_y}{H_x})}$$

各測站的電磁場量測結果，經過本研究自行發展的處理程序，可得出視電阻率與相位曲線。進一步透過俄國的免費軟體 IPI2win_MT 軟體，我們可計算得到測站下的一維地電阻模型

2.6 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(Lidar)，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、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。

2.7 執行成果提供後續調查建議

由於各種地球物理的調查結果皆屬於大面積間接的電性地層比對資料，仍需要相關的鑽井或是槽溝的調查成果配合，建議未來在執行活動斷層的相關工作時應計劃地球物理調查先行，評估需要進一步精查的地點，而後才進行鑽井工作。

另外，依照各種地球物理探勘方法各有其適合的深度(由淺至深依序為透地雷達、地電阻、淺層震測、大地電磁)建議應事前評估待測目標可能深度後調整施測方法。

第三章 地球物理方法之構造線形判釋與分析

3.1 獅潭斷層

3.1.1 地質概述

獅潭斷層接近南北向分佈，位於苗栗縣獅潭鄉紙湖(百壽)東方，由大東勢向北延伸，經小東勢、北寮、紙寮至上十股，長約 15 公里(林啟文等，2000a)。在斷層性質上為一逆移斷層呈北北東走向，斷層面向西傾斜約 72-85 度。斷層平行於關刀山砂岩構成的小山脊(Bonilla, 1975)，潘國樑(1985)則認為斷層發生在上福基砂岩中，經侵蝕形成斷層鞍部，關刀山砂岩則形成斷側丘。由於斷層平行地層，故在磁力測勘時兩者所產生的磁力效應不易區分，難以藉此推斷斷層位置及性質(林敏一，1985)。王乾盈等(Wang et al., 1994)由反射震測結果指出地震的橫向壓力使鉛直層態的上福基砂岩向上擠出，推擠其上覆沉積物而導致地表破裂(表 3.1-1)。

(一) 地形

在地形上斷層東側形成一系列斷層鞍部，於紙湖東方 1.5 公里及上大窩兩處河階保存完整之反斜斷層小崖。林啟文等(2000a)於數位地形圖上找出北北東走向之線形，其東側的上游河谷寬廣呈樹枝狀水系，西側下游河谷狹窄呈格子狀水系。

(二) 地質

關於斷層的活動性大江二郎(1936)及大塚彌之助(1936)指出此斷層為 1935 年 4 月 21 日新竹-台中地震所伴生之地震斷層，該次地震使斷層西側隆起 3 公尺長約 12 公里，於鳥居敬造與吉田要(1931)的地質圖中並未有此斷層顯示獅潭斷層可能是由該次地震才形成之斷層。然而潘國樑等(1983, 1985)於野外發現礫石層下之層位落差為 4.7 公尺，另於百壽附近之斷層帶有一長 15 公尺之反斜斷層小崖，崖南端的河岸剖面中位於礫石層下的上福基砂岩層落差為 6.4 公尺，均比 1935 年地震所產生的落差為大，顯示此斷層在 1935 年前曾有活動。

(三) 前人調查成果

葉義雄等(1985)由重力資料估算此斷層之垂直位移量為 84 公尺亦說明斷層在 1935 年前曾活動過，微震測勘資料顯示目前此斷層仍有相當顯著的地震活動(余水倍等，1977)。

關於地球物理探測方面，94 年度由工研院團隊分別於馬麟社及上大窩兩地區共計完成 2 條長度分別為 315 公尺(05E-STN-ML01)及 235 公尺(05E-STN-DW01)之地電阻測線，測線結果如圖 3.1-2、圖 3.1-3，馬麟社地區可見約在近地表約十公尺的深度，出露一高阻的電性地層可對應沖積層；電阻率介於 30-70Ohm-m 間可對應與上福基砂岩；電阻率介於 10-30 Ohm-m 間可對應與關刀山砂岩；電阻率小於 10 Ohm-m 則可對應為東坑層，其中存在許多電性的不連續面，可與獅潭斷層線跡比對(表 3.1-1)。

表 3.1-1 獅潭斷層前人施測資料整理

前人施測資料	文獻來源	結果及解釋
震測	王乾盈等(Wang, 1991；1994)	由淺層反射震測，指出斷層的位置與地貌特徵相吻合，並認為地震的橫向壓力使垂直的上福基砂岩向上擠出，因而推擠其上的沉積物，導致地表的破裂。
地電阻	董倫道、陳文山、李奕亨(2005)，地震地質調查及活動斷層資料庫建置計劃-地球物理探勘計劃(4/5)。	本計畫分別於獅潭斷層南、北兩側之大窩與馬麟社兩地，各規劃一條長度分別為 315 公尺與 235 公尺之地電阻影像剖面測線。 馬麟社地區(ST-ML01E)：本測線地電阻影像剖面可明顯觀察到在上福基砂岩層中，電阻率有顯著錯移現象，推測此即為獅潭斷層位置。斷層延伸至地表位置位於測線 60 公尺處，與地表發現之斷層露頭位置大致相符。 大窩地區(ST-DW01E)：本測線地電阻影像剖面可明顯觀察到在上福基砂岩層中，電阻率有顯著錯移現象，推測此即為獅潭斷層位置。斷層延伸至地表位置位於測線 135 公尺處。

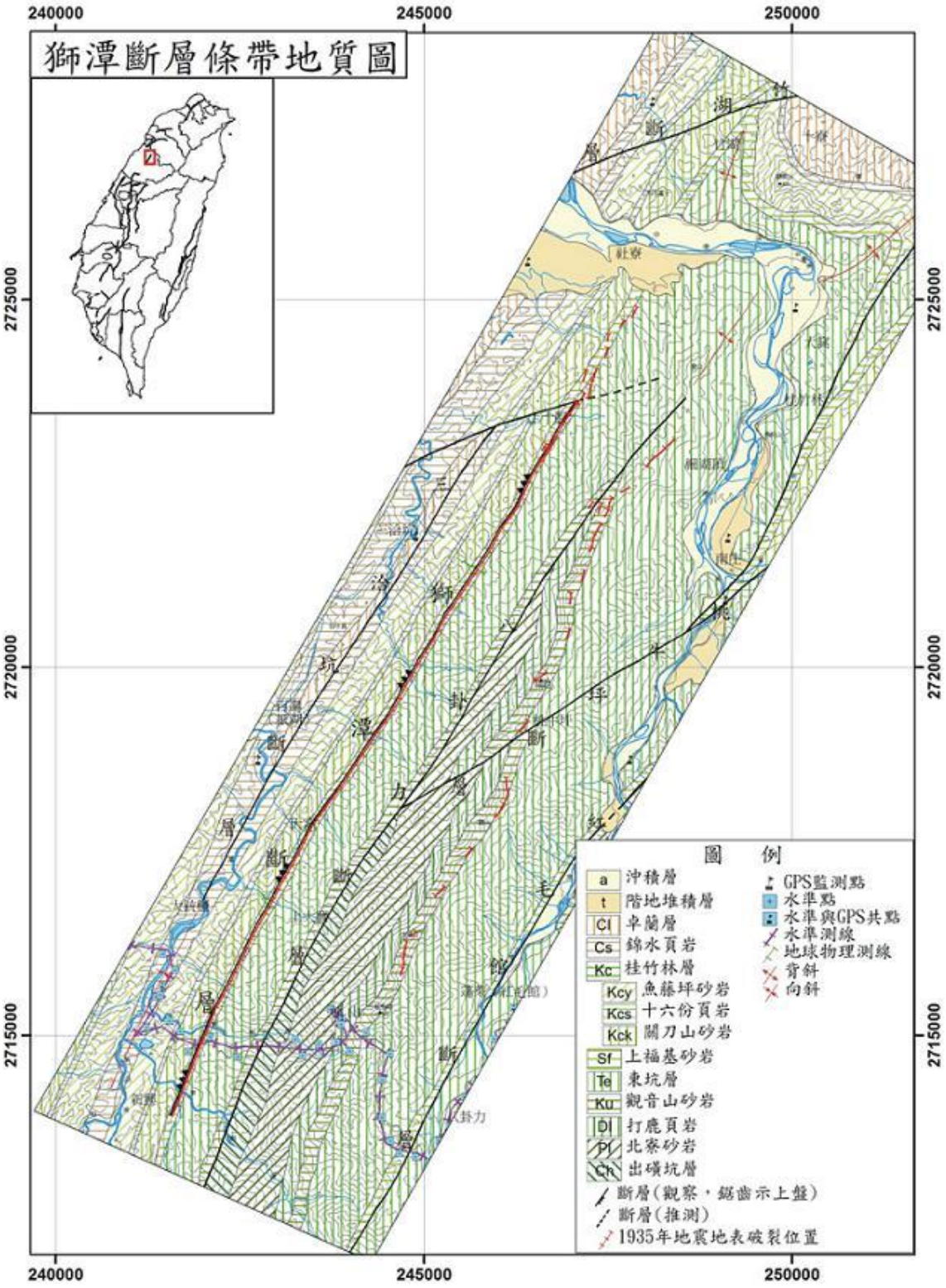


圖 3.1-1 獅潭斷層條帶地質圖及 106 年度重點施測區域(TWD67，摘自地調所)

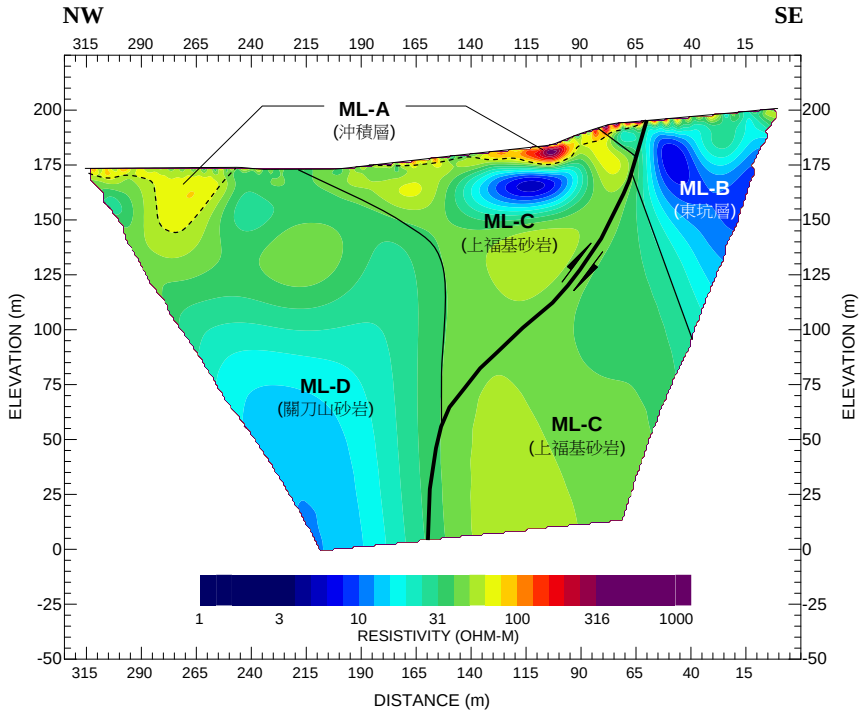


圖 3.1-2 獅潭斷層馬麟社地區測線 05E-STN-ML01 地電阻影像剖面圖

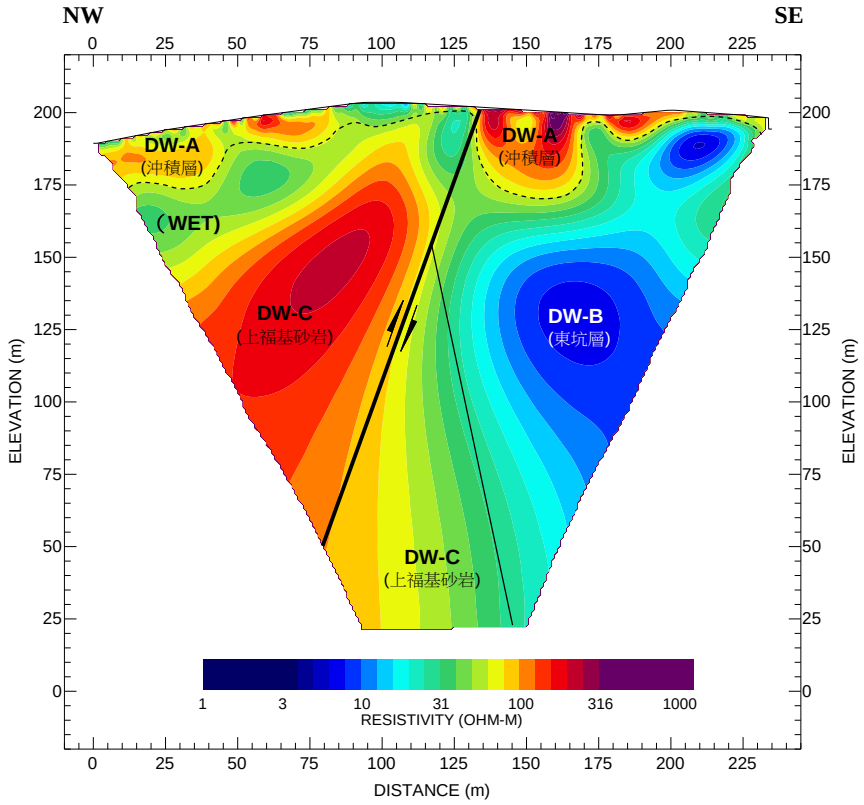


圖 3.1-3 獅潭斷層上大窩地區測線 05E-STN-DW01 地電阻影像剖面圖

3.1.2 地球物理調查成果

施測長度表格如表 3.1-2，本研究團隊在獅潭斷層線跡共施測 6 條地電阻測線與 5 條透地雷達測線，總長 725 公尺。

表 3.1-2 106 年獅潭斷層測區地球物理測線長度對照表

獅潭斷層測區	地電阻(m)	透地雷達(m)
17E-STN-01	256	
17E-STN-02	124	
17E-STN-03	164	
17E-STN-04	212	
17E-STN-05	148	
17E-STN-06	345	
17G-STN-08		330
17G-STN-11		245
17G-STN-12		45
17G-STN-13		45
17G-STN-14		60
總長	1249	725

(一) 地電阻施測結果

在獅潭斷層的施測結果來看在原有線跡上地電阻模型可以分辨出斷層上下盤地層之差異(17E-STN-06、17E-STN-01)。並可建立一電性地層模型，即上福基砂岩為電阻率在 30Ohm-m 以下的電性地層，而東側的東坑層電阻率更低。

(二) 透地雷達施測成果

而在斷層線跡的評估本計劃在地電阻的調查成果中發現斷層跡出露較淺，大約分布在 10 公尺以內的沉積物之下，因此本計劃採用透地雷達進一步精查斷層線跡。17G-STN-08、17G-STN-11、17G-STN-12、17G-STN-13、17G-STN-14 亦存在一透地雷達不連續面。而此不連續面可從大東勢延伸至中港溪南岸，並與獅潭斷層線跡比對。並加入工程鑽井的判釋結果與地質調查所提供之 100 年活動斷層分布跡線估算其最長距離作為誤差值。初步估算本計畫獅潭斷層之誤差值為 64 公尺。

獅潭斷層北段地球物理調查結果於圖 3.1-4 所示，獅潭斷層南段地球物理調查結果於圖 3.1-5 所示。

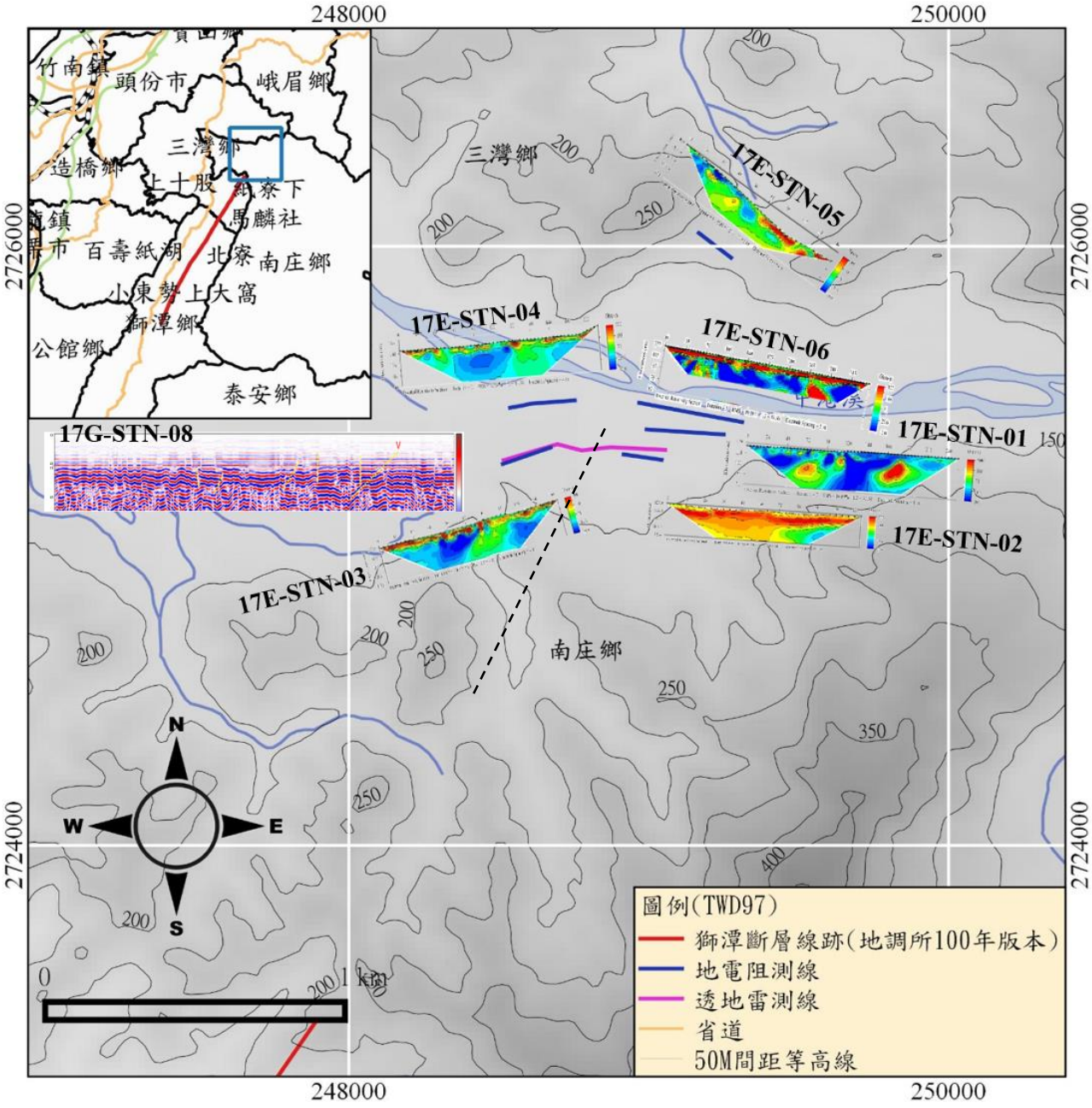


圖 3.1-4 獅潭斷層北段地球物理施測結果

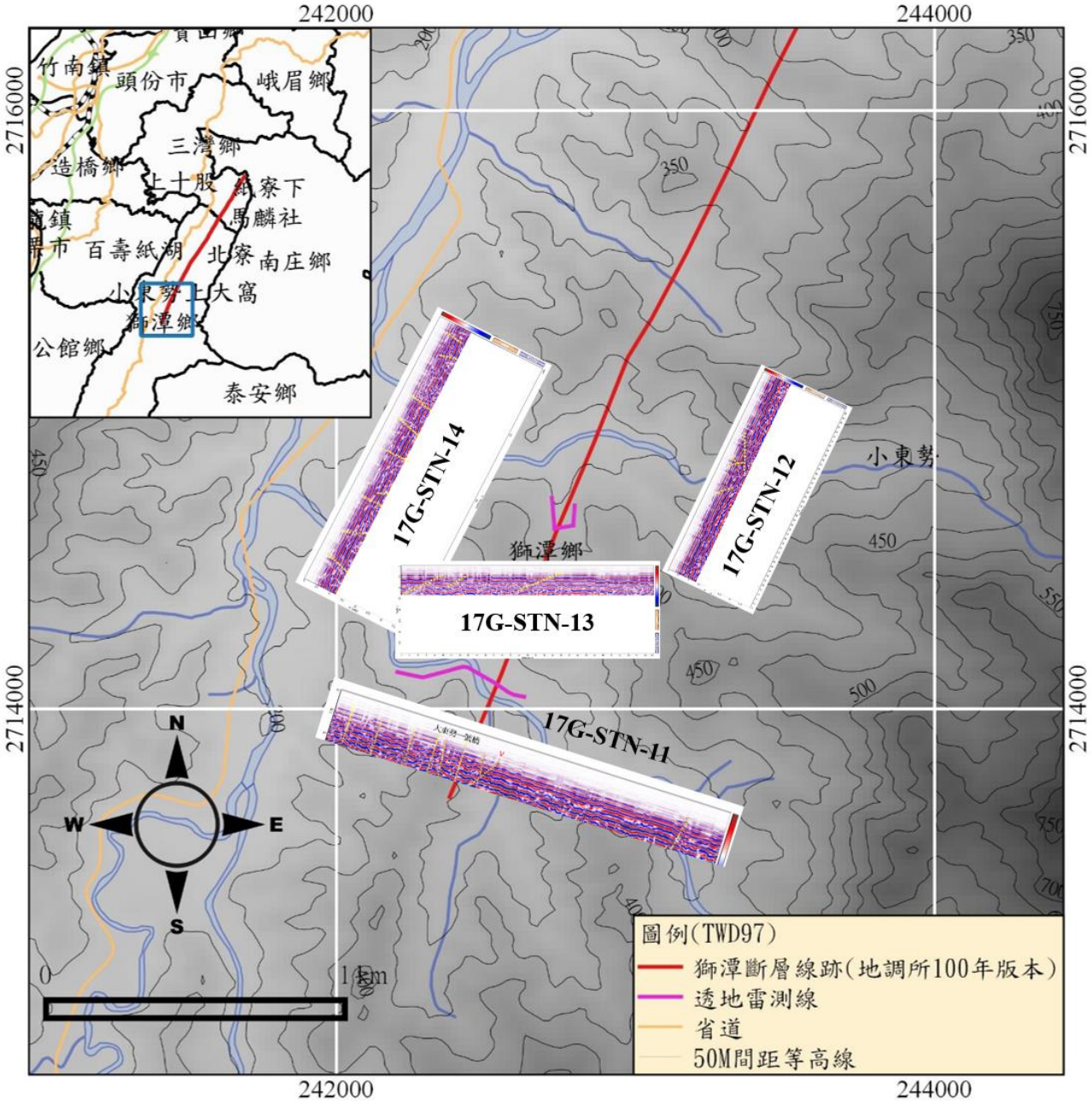


圖 3.1-5 獅潭斷層南段地球物理施測結果

3.2 三義斷層

3.2.1 前人研究

三義斷層，為逆移斷層，分作南北兩段，北段略呈東西走向，由苗栗縣大湖鄉大窩，向西延伸經雙連潭、重河至三義，長約 8 公里；南段呈南北走向，由三義向南延伸經鯉魚口、中城至大甲溪(丹桂之助，1936；張麗旭，1951；Meng, 1963)，向南可能延伸至豐原潭子地區，長約 25 公里。其認為張麗旭(1951)的三叉斷層(三義至大湖)及銅鑼斷層的一部(三義以南)應是同一條斷層，其稱為三義逆掩斷層(三義衝上斷層)(San-I Overthrust)。

(一) 地形

本區域主要河川由北而南分別為：後龍溪、大安溪與大甲溪。後龍溪及其支流西湖溪，因受控於構造與岩性而形成由南往北的流路。大安溪和大甲溪均為辮狀河，以三義斷層為界，東側河道為斷層上盤地層，西側則是沖積扇。以上述河流為界，本區可分為斷層下盤的苗栗丘陵、銅鑼台地、大甲扇狀平原(林朝棨，1957)，后里台地及和斷層上盤的西部衝上斷層山地，各地形特性分述如下：

苗栗丘陵：介於西湖溪西側與大安溪北側之間，主要分水嶺偏於丘陵之東緣，最高山嶺位在火炎山東北側，苗栗丘陵局部地區仍有紅土臺地覆蓋，在分水嶺東側之台地面均向東緩傾，顯示丘陵東側地盤有向東撓曲或傾動的現象(林朝棨，1957)，此區太田陽子等(Ota，2006)將其圈繪出來，另稱三義台地(Sanyi Tableland)。

銅鑼台地：以西湖溪為界，西鄰苗栗丘陵，南界西部衝上斷層山地，台地面上亦有切割的紅土緩起伏面並向西緩傾，顯示銅鑼台地為一傾動地塊(林朝棨，1957)，台地為頭嵙山礫石層所組成。

大甲扇狀平原：分布於大安溪與大甲溪之最下游部，為大安溪沖積扇和大甲溪沖積扇合成(林朝棨，1957)，今因河道下蝕，原河床面兩側局部已成河階地形。

后里台地：位於本區西南的大安溪下游與大甲溪下游之間，台地高度大致由東(270 公尺的等高線)向西緩降，至台地西北角鐵砧山地區又高聳起來。台地面上廣佈礫石，地形面大部分仍被保存(林朝棨，1957)。

西部衝上斷層山地：位在本區之東南側為三義斷層上盤，高度一般在 200 公尺至 900 公尺之間，最高點在鯉魚潭水庫北方 3 公里的關刀山(889 公尺)，三義斷層沿線的地形南北兩側並不相同，北側的山脊南北向排列、南側東西向排列，差異相當明顯，反應構造作用影響岩層的分布情形。

(二) 地質

本區出露的地層由老而新主要為東坑層、上福基砂岩、桂竹林層、錦水頁岩、卓蘭層、頭嵙山礫石層、階地礫石層與沖積層，如圖 3.2-1 所示。

東坑層為中至厚層的砂頁岩互層，偶夾厚層塊狀砂岩，地表亦常風化成紅色的土壤。上福基砂岩，為厚層至塊狀粗至細粒白色的石英砂岩，夾有煤層，具大型交錯層理，內常有泥條、泥球及泥質團塊，膠結不佳，相當鬆散，在地形上常侵蝕為溝谷，或為峻嶺下方的一個緩坡或地形緩凸起。桂竹林層下段為關刀山砂岩，以青灰色厚層泥質砂岩為主，夾砂質泥岩；中段十六份頁岩，由厚層暗灰色砂質頁岩及泥質粉砂岩所組成；上段魚藤坪砂岩，由厚層泥質砂岩夾砂頁岩互層所組成。錦水頁岩，以深灰色厚層頁岩為主，間夾薄層泥質砂岩。卓蘭層，由厚層或塊狀青灰色或淡灰色細至粗粒混濁砂岩、泥岩及砂頁岩互層所組成。頭嵙山層，以厚層礫岩為主，夾砂岩與頁岩。紅土臺地堆積層，由紅土、礫石、砂、泥等組成。

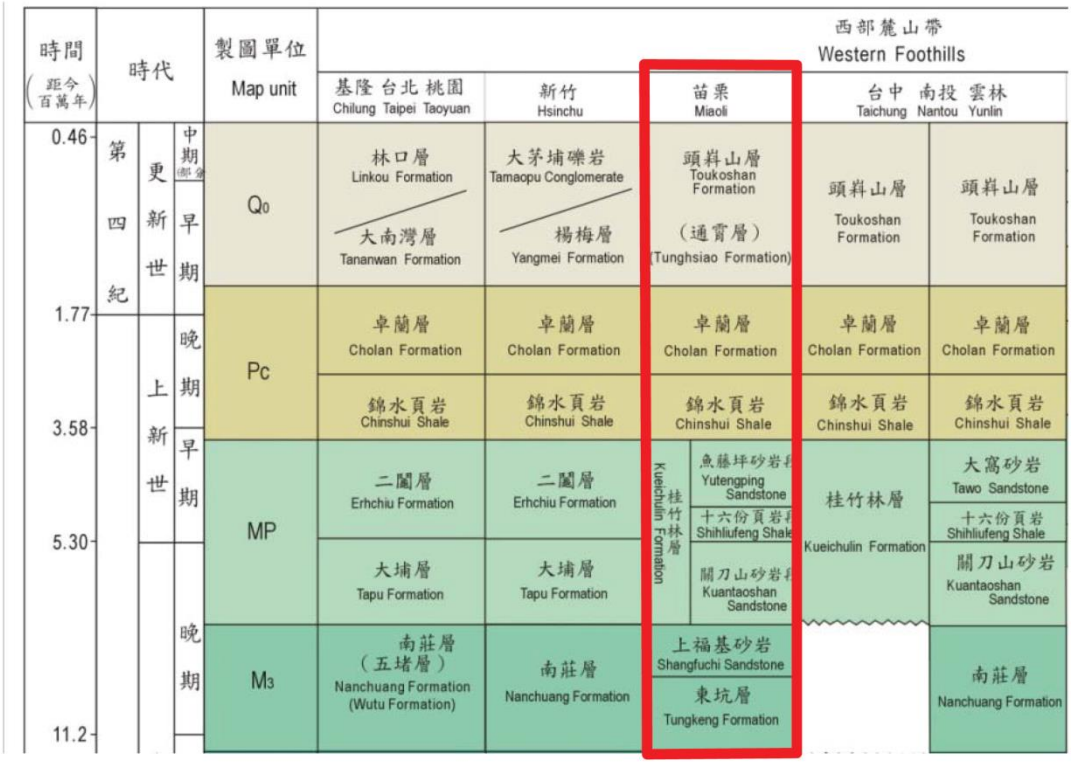


圖 3.2-1 三義斷層區域地層年代表(謝凱旋、洪崇勝，2010)，於三義斷層上下盤採用苗栗區域地層(紅框區域)

大安溪以北三義斷層的上盤為中新世晚期的東坑層，相當南莊層的下部。下盤為更新世的頭嵙山層、更新世晚期或全新世的紅土臺地或階地堆積層，或全新世的階地堆積層。大安溪以南，三義斷層上盤是桂竹林層和東坑層的說法兼而有

之，將於下節討論。

過去報導關於三義斷層的露頭有二個：(一)大甲溪北岸斷層露頭，較老的桂竹林層向西逆掩在較新的頭嵙山層上(石再添等，1984)；(二)大安溪以北之伯公溪於龍伯橋(舊稱四份橋)北的溪谷中，南莊層逆衝至頭嵙山礫層之上，上盤的南莊層因逆衝有拖曳褶皺的現象(李錦發，1994)。此外，李錦發也描繪大甲溪北岸的斷層露頭剖面，露頭位在后豐大橋上約 1500 公尺左右，其亦認為桂竹林逆衝至頭嵙山礫石層上，並認為主斷層帶寬約 30 公尺，於主斷層的下盤的頭嵙山礫層中仍觀察到逆衝斷層。

陳文山等(2000)由大甲溪溪床出露的東坑層研判后里斷層仍在西側紅土化階地之下(Lt5)，並認自 Lt5 形成後未有活動。與原大甲溪旁李錦發所繪之三義斷層有所區別。然而本計畫將以上位於台中盆地東緣的斷層系統一以三義斷層稱之，以便後續討論。

劉彥求與李亦亨(2006)指出在縱貫鐵路新山線西方約 300 公尺處出露一斷層露頭，東側出露桂竹林層，西側出露河階礫石層。其斷層上盤桂竹林層有相當發達的層間滑動與小型褶皺，並發育數條分支斷層，逆衝至低位河階礫石層之上，斷層移距超過 2 公尺，斷層下盤的礫石層有拖曳褶皺與剪切現象，其中一個分支斷層錯移低位河階面及一層灰黑色土壤層，造成約 50 公分的垂直移距，因此研判三義斷層在全新世可能曾經活動。由地表地質調查結果，三義斷層於此剖面移距最大的主斷層位於鐵橋西側，整個斷層破損帶超過 500 公尺。

(三) 前人調查成果

三義斷層北段，三義至大湖之間尚未發現斷層截切更新世晚期地層的證據。三義斷層南段，在三義鄉上湖西南方，三義斷層的斷層破損帶寬度可能超過 400 公尺，上盤並有分支斷層許多分支斷層形成寬數十至數百公尺之斷層帶，三義斷層為尾端覆瓦狀 (trailing imbricate fan)的型式；大甲溪北岸斷層帶寬約 30 公尺，斷層破損帶寬約 500 公尺，上盤出露數條分支斷層；其中分支斷層 SF5 錯移低位河階面及一層灰黑色土壤層，造成約 50 公分的垂直移距。由鑽探結果位於車籠埔斷層下盤的斷層帶，可能是桂竹林層或更老的地層逆衝至頭嵙山層之上，此斷層可能是三義斷層的向南延伸，因此三義斷層有可能向南延伸至豐原潭子地區。

3.2.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻調查成果

1.地電阻施測與剖面或鑽井資料比對分析

根據過去的地質資料，研究團隊於三義斷層採取的現地施測步驟如下:

(a)於台中市豐原地區北側，大甲溪岸之三義斷層地質露頭附近，施作地電阻影像法探測，藉以了解此區地電阻電性地層不連續性。**(b)**將現有於豐原地區地質鑽井處附近之地電阻剖面與鑽井紀錄進行對比，比對上下盤之電性差異是否與(a)中判識對比結果一致。建立三義斷層上下盤之指準層面判斷標準。與地區地電阻施測之應有最大測深標準。**(c)**利用(b)中建立的判斷標準，在豐原與潭子地區進行施測，並由指準層面之深度變化，判斷施測位置位於三義斷層之上盤或下盤，若為上盤(位於斷層東側)，則下次測線之位置應向西移動，若為下盤(位於斷層西側)，則下次測線之位置應向東移動。依此夾擠直至無法取得有效施測位置為止。**(d)**根據(c)的結果，繪出地電阻電性地層不連續帶可能分布與通過位置。

圖 3.2-2 為於大甲溪北岸出露的三義斷層露頭，與本研究中，研究團隊於沿大甲溪谷出露之岩性走向，於延伸方向的南岸沖積平原上所施測之地電阻測線位置的分布圖。其中，15E-SYI-23 直接位於鄰接大甲溪的河階地上，而 15E-SYI-25 則位於稍南側的農地中。圖 3.2-3 則為地電阻施測的反演算影像剖面，與北岸露頭的地質解釋(陳文山、游能悌、楊小青，2013)比較之結果。由對比的結果來說，礫石層呈現高阻的電性反應，電阻率均在 200 Ohm-m 以上。而桂竹林層之電阻率則呈現相對較低阻的反應，電阻率一般在 100 Ohm-m 以下。而礫石層與桂竹林之地層接觸，由於露頭的斷層面具有多道的覆瓦狀分支斷層發育，造成在露頭上的觀察，呈現有礫石層穿插入較老的桂竹林層的砂頁岩層中的現象。而在地電阻剖面中，我們同樣在電阻率剖面上觀察到有高電阻率的地層，穿插入低電阻率地層的現象。北岸露頭之觀察解釋，與地電阻影像剖面之施測結果相當一致。

圖 3.2-4 則為大甲溪南岸出露的露頭，與位於南岸階地上施測的地電阻測線 15E-SYI-23 之比較。一樣也顯示礫石層為高阻地層，電阻率高於 200 Ohm-m，而桂竹林砂頁岩層則為相對低阻地層，電阻率一般低於 100 Ohm-m。

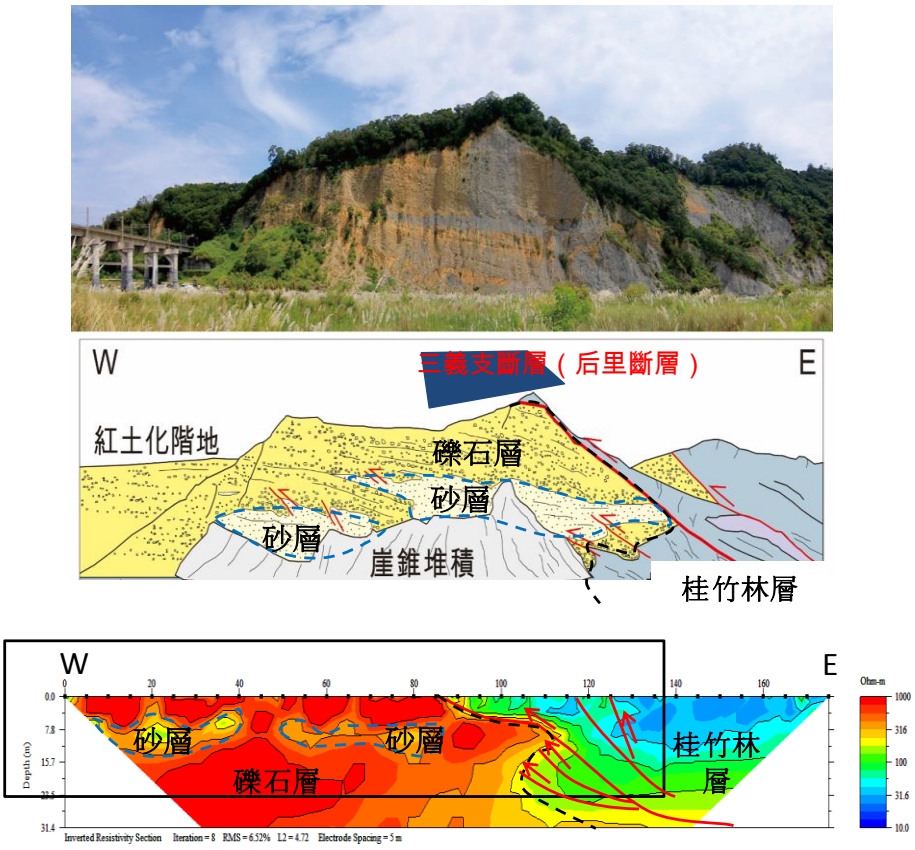


圖 3.2-2 大甲溪北岸三義斷層露頭解釋與南岸之地電阻測線 15E-SYI-23 之比對，黑框顯示照片中露頭的大致相對涵蓋範圍(視線向北)

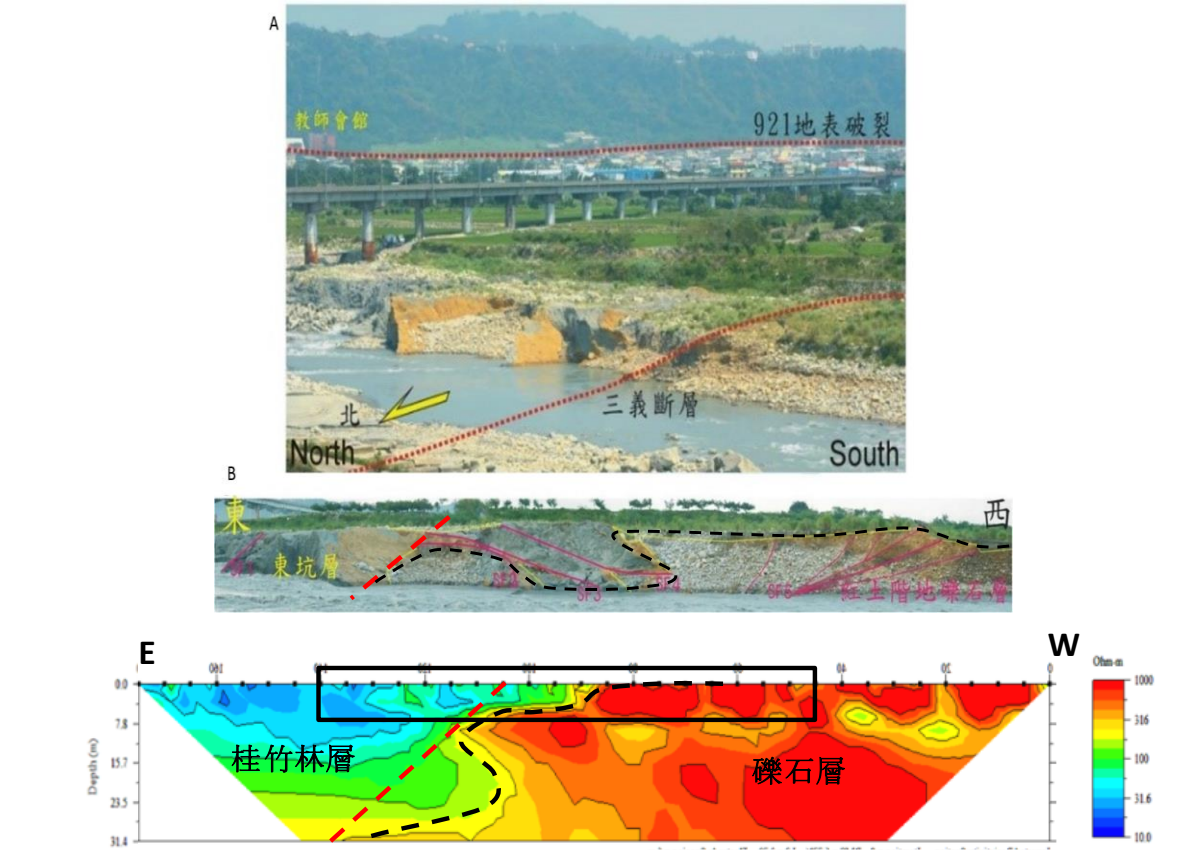


圖 3.2-3 大甲溪南岸三義斷層露頭解釋與南岸之地電阻測線 15E-SYI-23 之比對，黑框顯示照片中露頭的大致相對涵蓋範圍(視線向南)

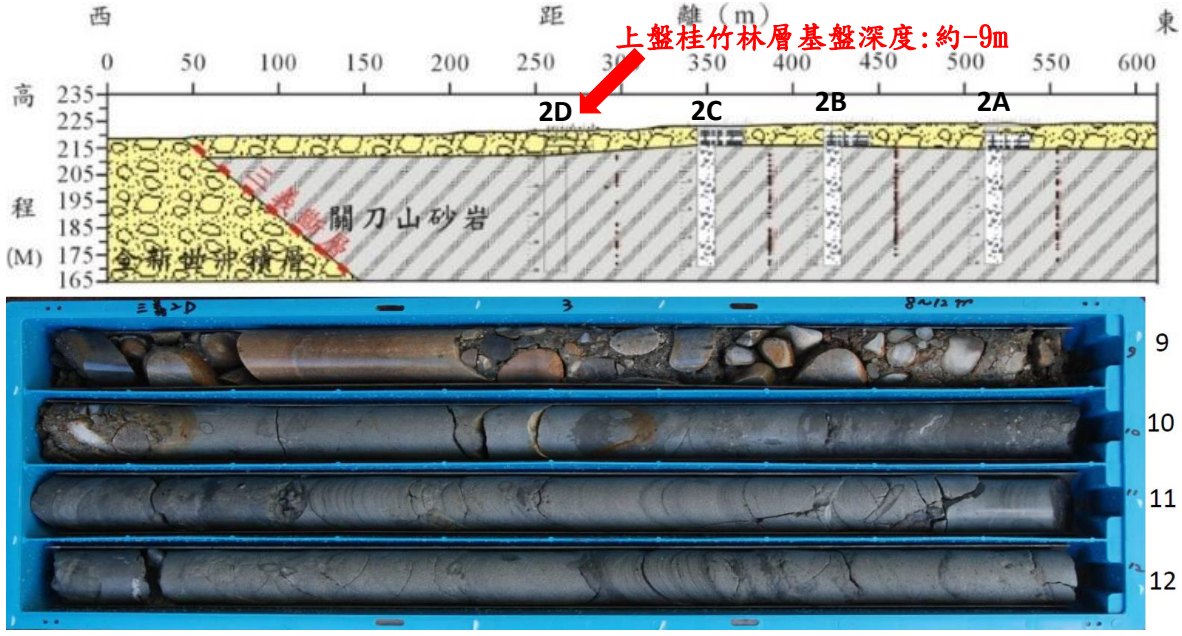


圖 3.2-4 豐原北側區域三義斷層上盤地質鑽井岩芯解釋

根據目前鑽井資料，三義斷層上盤的桂竹林層，在豐原附近地區之出露深度約為 6~15 公尺深左右，上覆有礫石層。而下盤在 50 公尺深度內，則均為沖積礫石層。因此，我們可以利用礫石層與桂竹林層之界面(-6~-15m)，作為指示三義斷層上下盤之指準層面。在建物密集的市區內所需測深，約 20-30 公尺即足夠。可以在較多空間長度受限之地點，施作較短的地電阻測線測量。

經過上述露頭與鑽井資料初步比對分析，我們可以歸納三義斷層上盤之桂竹林層，一般電阻率約在 100 Ohm-m 以下，而下盤之沖積礫石層電阻率則在約 200 Ohm-m 以上，因此可以依此標準，若在測線位置，發現有低電阻率(電阻率小於 100 Ohm-m)的電性地層，分布在 6-15 公尺深以下，則判斷測線位置為上盤，後續測線則向西側移動，找尋適當地點進行施測。若全為電阻率高於 200 Ohm-m 以上的電性地層，則後續測線向東移動。如此反覆夾擠測試，直至測線結果恰位於斷層線上，可以看到兩地層之接觸面；或是無法再獲得足夠施測場地為止。

2.二維平移施測結果與分析

本團隊已完成位於大甲溪南側的豐原-潭子一帶地區，共計 25 條地電阻測線之施測工作，總長度共計 3046 公尺(如表 3.2-1 所示)。較原先預估之施測長度 1400 公尺，多出約 1646 公尺，野外施測參數如表 3.2-2 所示。

由於豐原至潭子地區幅員較大，因此我們將本區之地電阻測區，再區分為三個子測區，分別為位於豐原市區北側的 A 測區，以及位於豐原市區的 B 測區，與豐原市區南側的 C 測區。三義斷層地球物理施測結果如圖 3.2-5 所示。

表 3.2-1 三義斷層測區測線長度對照表

測線	地電阻(m)
15E-SYI-01	125
15E-SYI-02	155
15E-SYI-03	145
15E-SYI-04	140
15E-SYI-05	105
15E-SYI-06	160
15E-SYI-07	175
15E-SYI-08	150
15E-SYI-09	95
15E-SYI-10	125
15E-SYI-11	90
15E-SYI-12	105
15E-SYI-13	155
15E-SYI-14	160
15E-SYI-15	140
15E-SYI-16	125
15E-SYI-17	69
15E-SYI-18	130
15E-SYI-19	100
15E-SYI-20	72
15E-SYI-21	75
15E-SYI-22	270
15E-SYI-23	175
15E-SYI-24	205
15E-SYI-25	120
總長度	3366

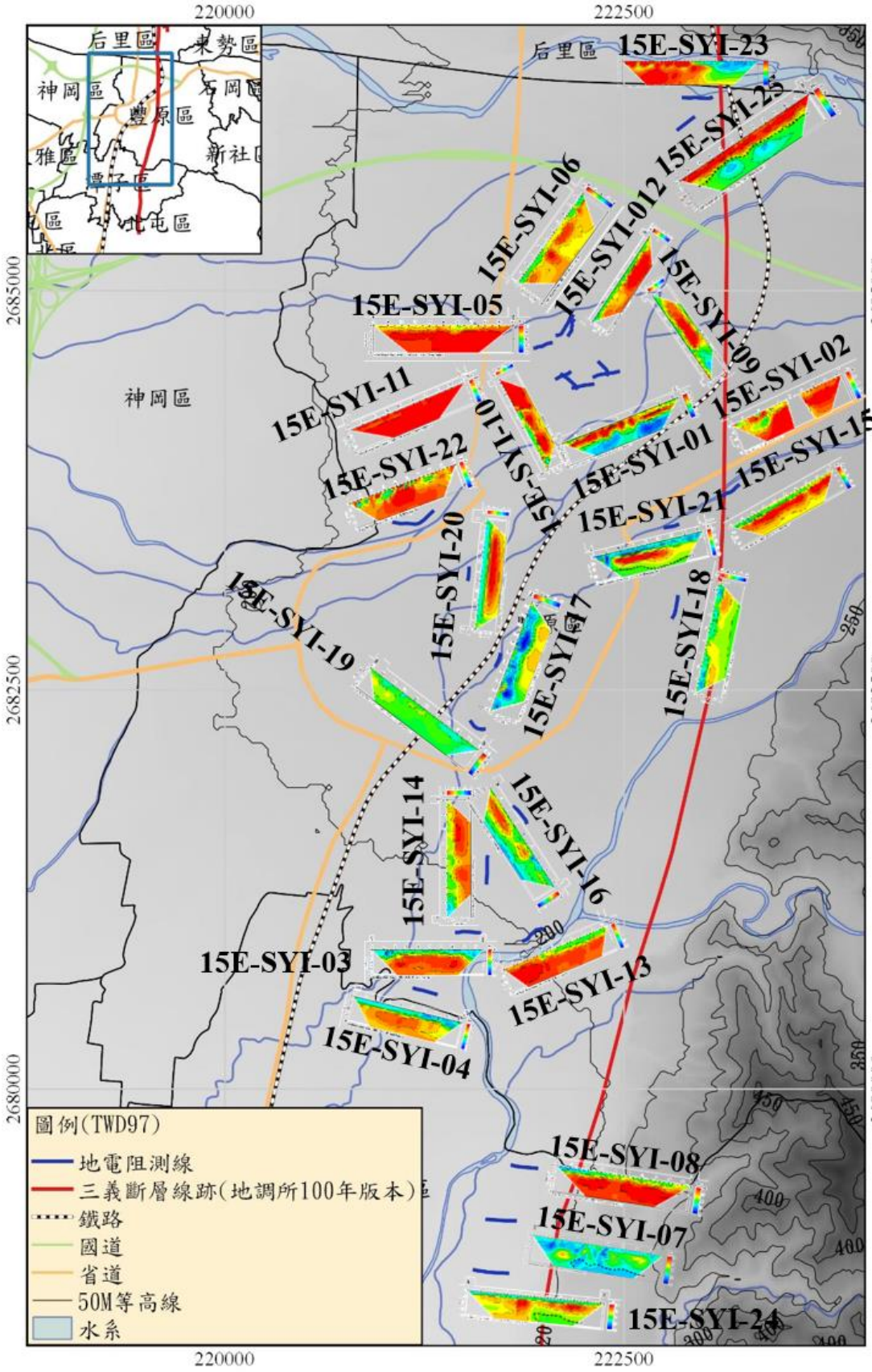


圖 3.2-5 三義斷層地球物理施測結果

3.3 梅山斷層

3.3.1 前人研究

(一) 地形

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。

(二) 前人調查成果

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。

3.3.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻施測結果

位於梅山斷層的施測長度與測線如表 3.3-1，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，電性必連續面在中正大學東側至南華大學間，較 100 年版本之活動斷層分布圖的線跡偏北約 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 斷層線跡也與本次調查結果接近。地電阻施測結果於圖 3.3-2 中所示。

表 3.3-1 梅山斷層測區測線長度對照表

測線	地電阻(m)
16E-MSN-01	198
16E-MSN-02	198
16E-MSN-03	150
16E-MSN-04	278
16E-MSN-05	158
16E-MSN-06	158
16E-MSN-07	198
16E-MSN-08	216
16E-MSN-09	198
16E-MSN-10	190
16E-MSN-11	198
16E-MSN-12	198
16E-MSN-13	196
16E-MSN-14	238
16E-MSN-15	238
總計	3010

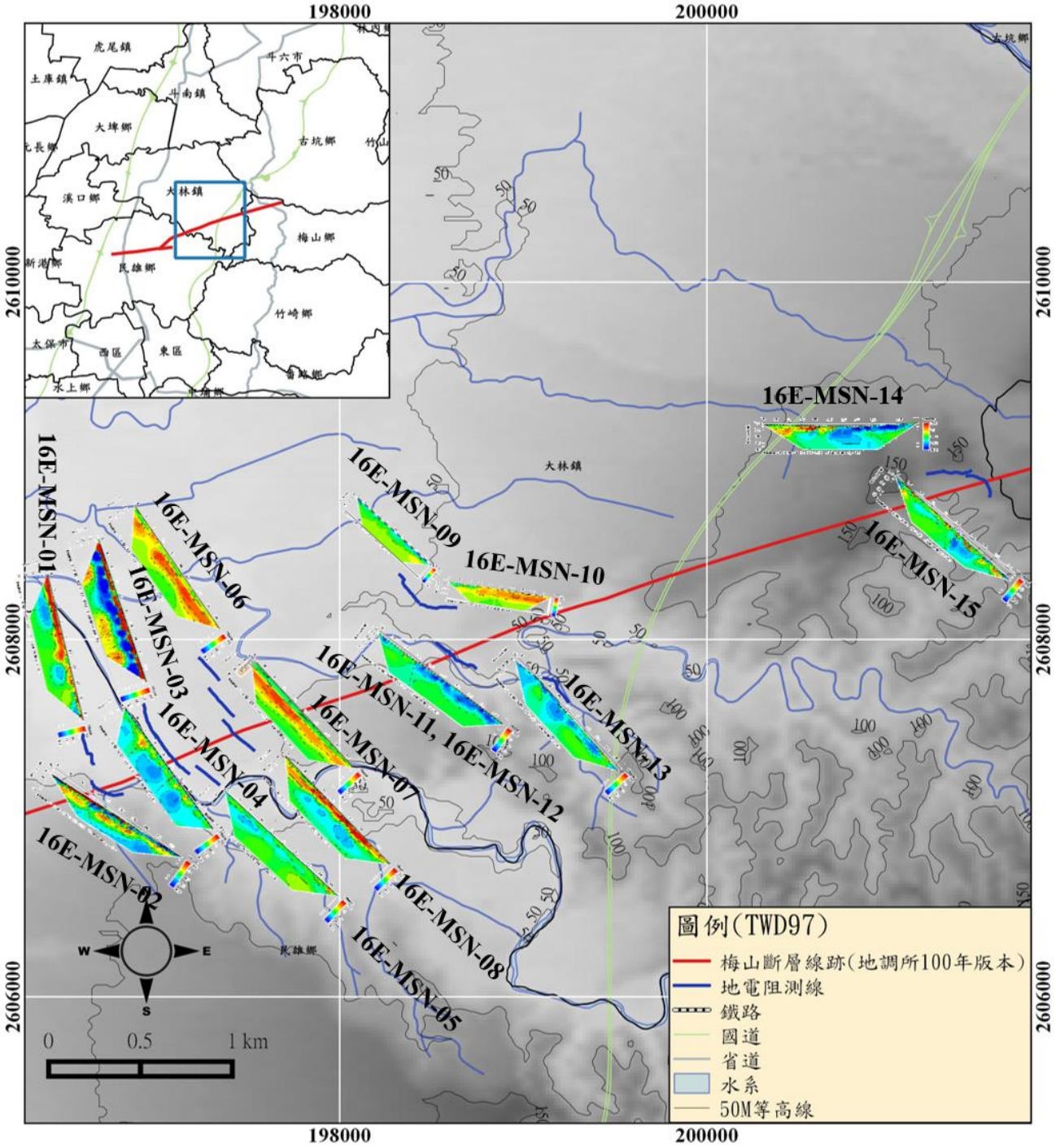


圖 3.3-1 梅山斷層地球物理施測結果

3.4 九芎坑斷層

3.4.1 前人研究

(一) 地形

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。

(二) 地質

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)。

(三) 前人研究成果

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)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 105 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，105 度於九芎坑斷層的標的測區範圍可分兩處(圖 3.4-1)，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。規劃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規劃在 1300 公尺以上，而透地雷達測線總長度則規劃在 400 公尺以上，本區地球物理測線總長規劃在 1700 公尺以上。

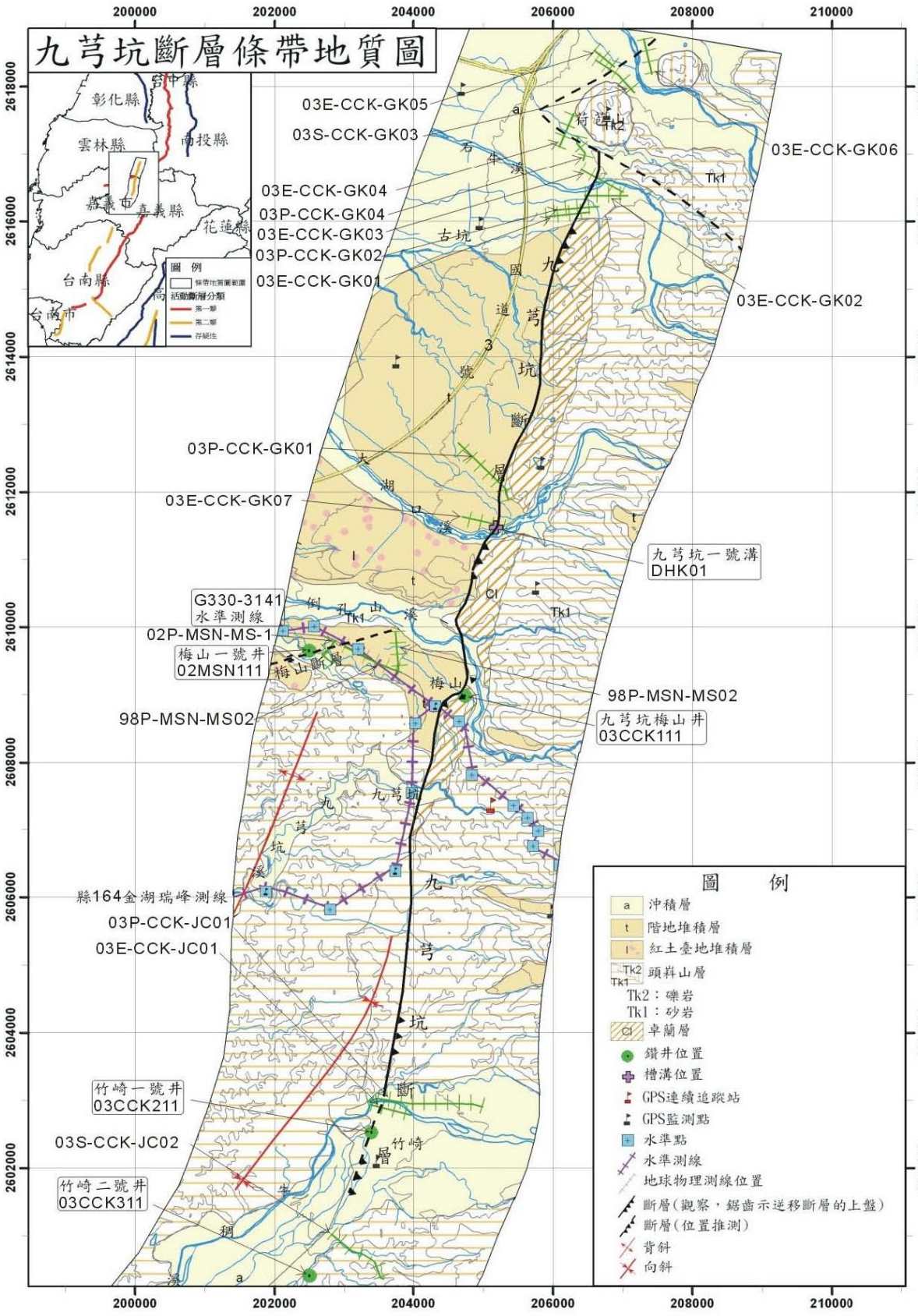


圖 3.4-1 九芎坑斷層條帶地質圖及 105 年度重點施測區域(藍框區域，TWD67，摘自地調所)

3.4.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻及透地雷達調查成果

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往東存在有電性不連續構造。

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,。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 16E-CCK-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 16G-CCK-09 結果也顯示，斷層線跡往東 15 公尺也有明顯的電性不連續面。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 年活動斷層分布圖線跡東側。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有電性不連續面，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 16E-CCK-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，其電性不連續位置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 16E-CCK-S02 中也發現了明顯的電性構造不連續，再往東至 16E-CCK-S03 則沒有。推測位於 16E-CCK-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 年活動斷層分布圖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，顯示此區域沒有明顯的電性不連續構造。九芎坑北段地球物理調查結果如圖 3.4-2 所示，九芎坑南段地球物理調查結果如圖 3.4-3 所示。

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)
16E-CCK-N01	290	
16E-CCK-N02	210	
16E-CCK-N03	312	
16E-CCK-N04	158	
16G-CCK-01		190
16G-CCK-02		155
16G-CCK-03		171
16G-CCK-04		200
16G-CCK-08		241
16G-CCK-09		250
16E-CCK-S01	124	
16E-CCK-S02	147	
16E-CCK-S03	117	
16E-CCK-S04	129	
16E-CCK-S05	184	
16E-CCK-S06	138	
16G-CCK-06		100
16G-CCK-07		80
16G-CCK-05		182
總計	1809	1569

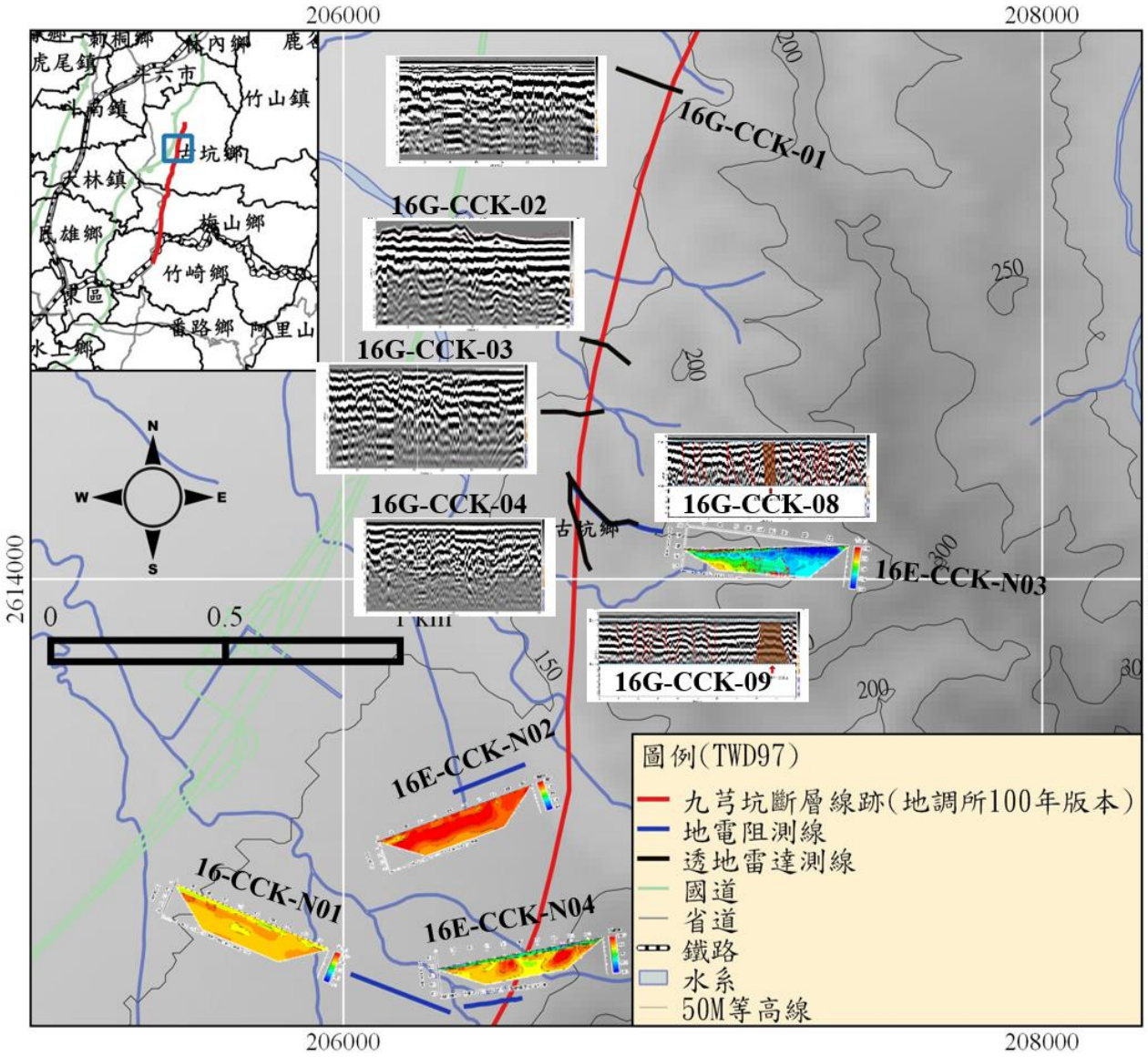


圖 3.4-2 九芎坑斷層北段地球物理施測結果

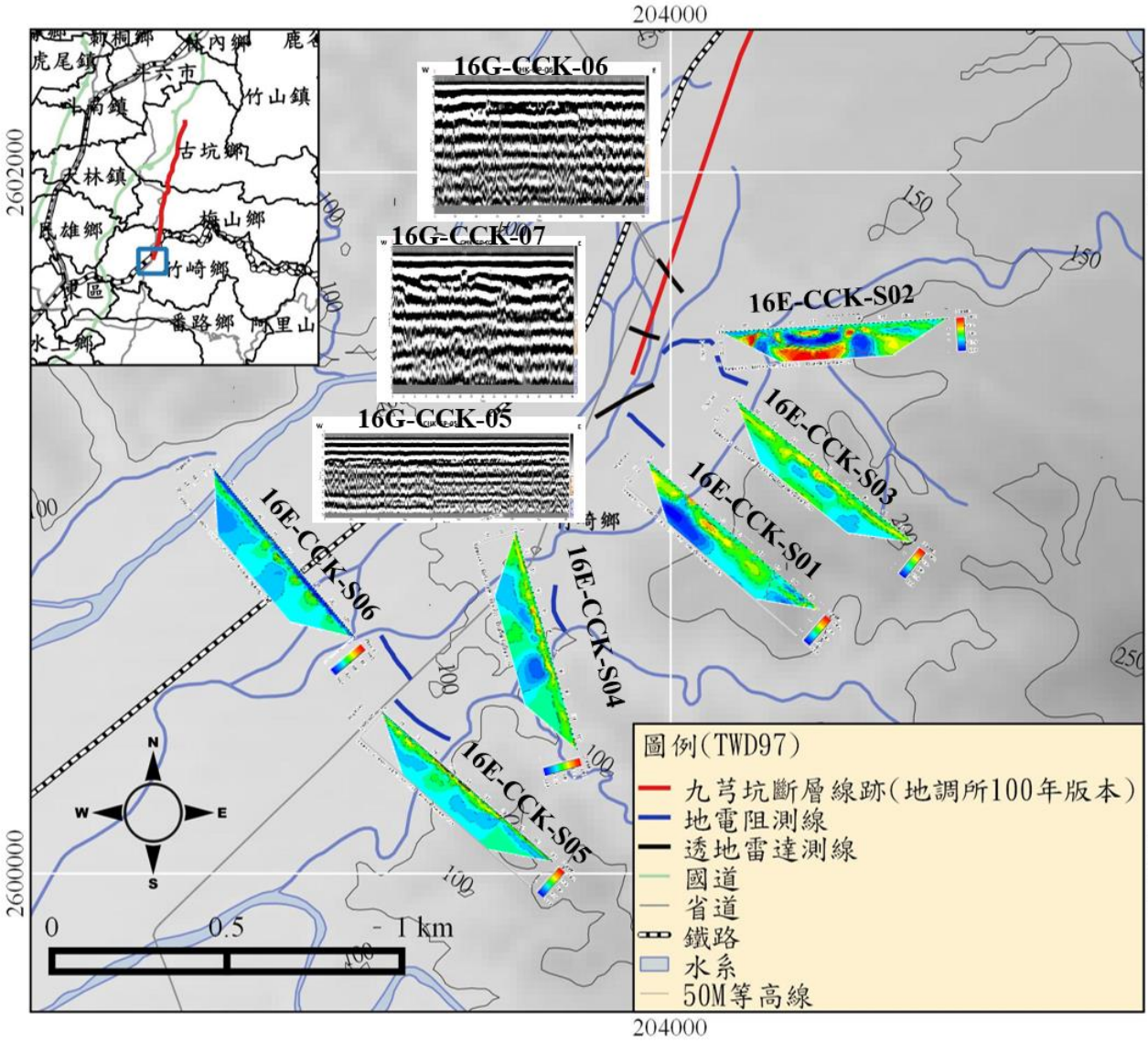


圖 3.4-3 九芎坑斷層南段地球物理施測結果

3.5 觸口斷層

3.5.1 前人研究

(一) 地形

觸口斷層為逆移斷層，位於丘陵區與麓山帶的交接界，依地質特性可以分為 2 段：北段呈南北走向，由嘉義縣竹崎鄉福建坪至番路鄉觸口附近；南段約呈北北 東走向，由觸口延伸至台南縣關子嶺東方；兩段長度合計約 28 公里(圖 3.5-1)。斷層北端在 福建坪附近與大尖山斷層以水社寮斷層連接，斷層南端在關子嶺附近與崙後斷層連接(林啟文等，2007)。

(二) 前人調查研究

關於地球物理方面的研究，依觸口斷層地層電阻率譜研判(圖 3.5-3 至圖 3.5-5)，西端上部之高電阻率層是礫層，底部低電阻率層是以泥岩、粉砂岩與細砂岩為主的地層。上部的中電阻率層是以中至粗砂岩為主的地層。依此岩性分布，圖 3.1-5 研判位置 70 公尺處是觸口斷層經過之處。觸口斷層面向東傾斜，近地表處之斷層面較陡，大約是 60°，向下漸緩為 40°～30°。斷層前緣疊合面甚陡，向西傾斜。斷層前緣疊合面之西側淺部地層以礫夾砂層為主，東側地層以砂質與泥質為主。斷層面以西的上部是礫砂層，斷層以東的地層屬於桂竹林層。震測剖面中反射信號主要出現於 200ms 以上(圖 3.5-2；圖 3.5-6)，地層呈多次褶皺狀。剖面中觸口斷層以高角度逆衝，斷層並呈帶狀出現，斷層帶內的地層則受到激烈的擠壓變形，經比較地電與震測的調查結果，兩者的結果極為相似。

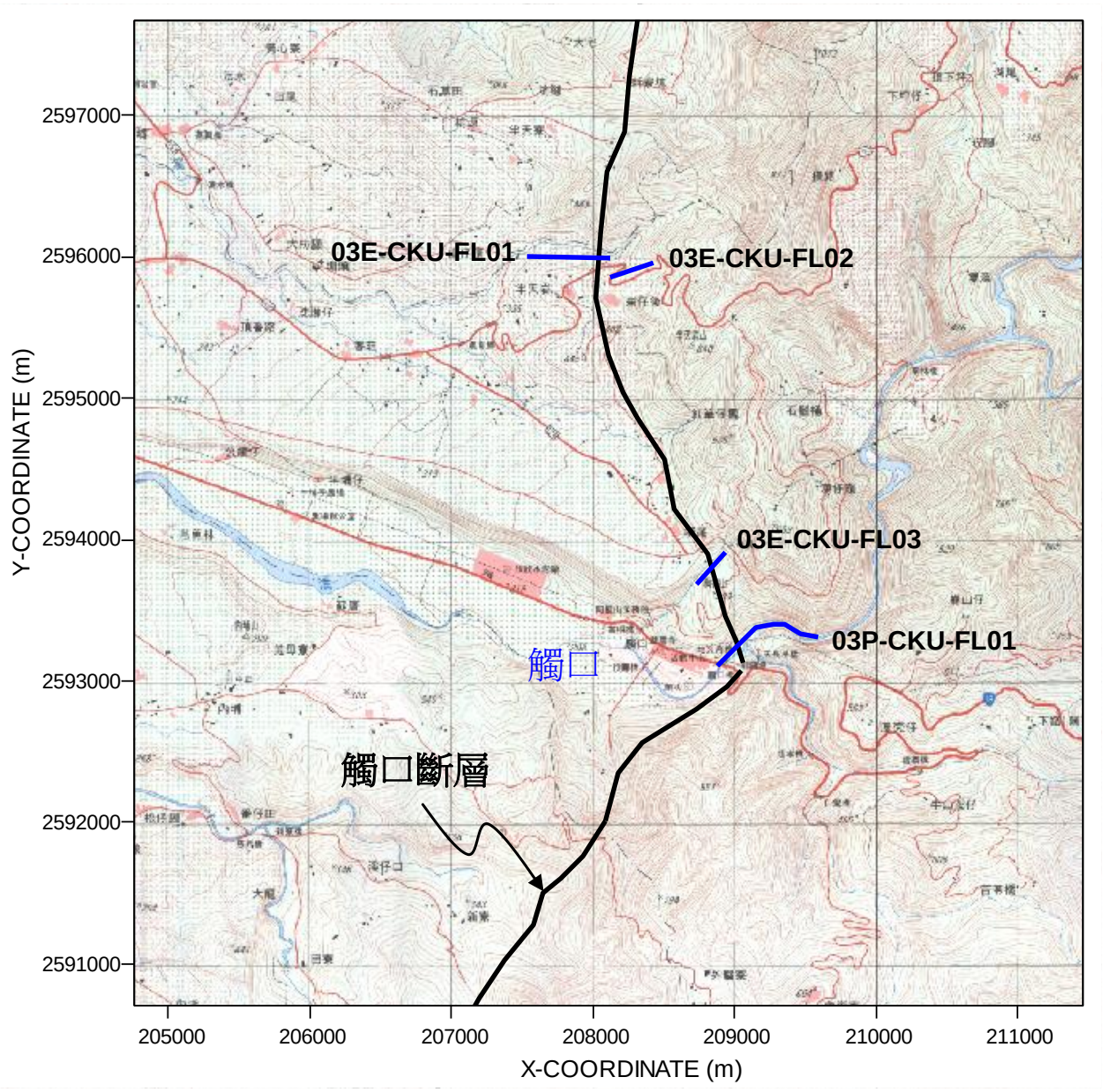


圖 3.5-1 觸口斷層地形圖

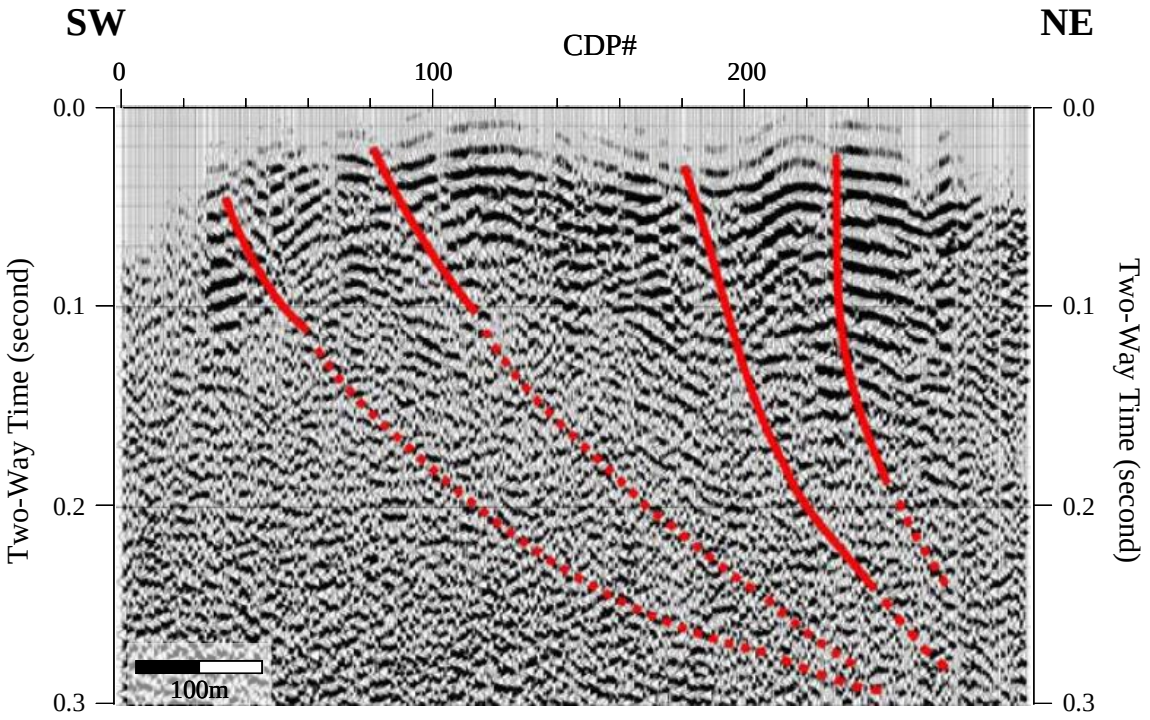


圖 3.5-2 觸口斷層番路地區測線 03S-CKU-FL01 震測剖面圖 (石瑞銓等，2003)

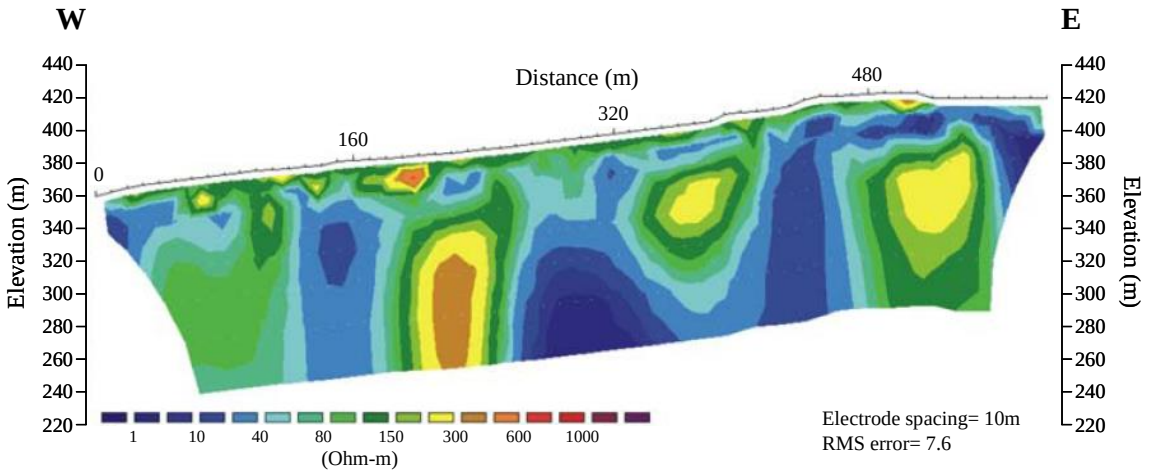


圖 3.5-3 觸口斷層蕃路地區測線 03E-CKU-FL01 地電阻影像剖面圖(電阻率層之位態甚陡，觸口斷層可能在本部面西端附近)(石瑞銓等，2003)

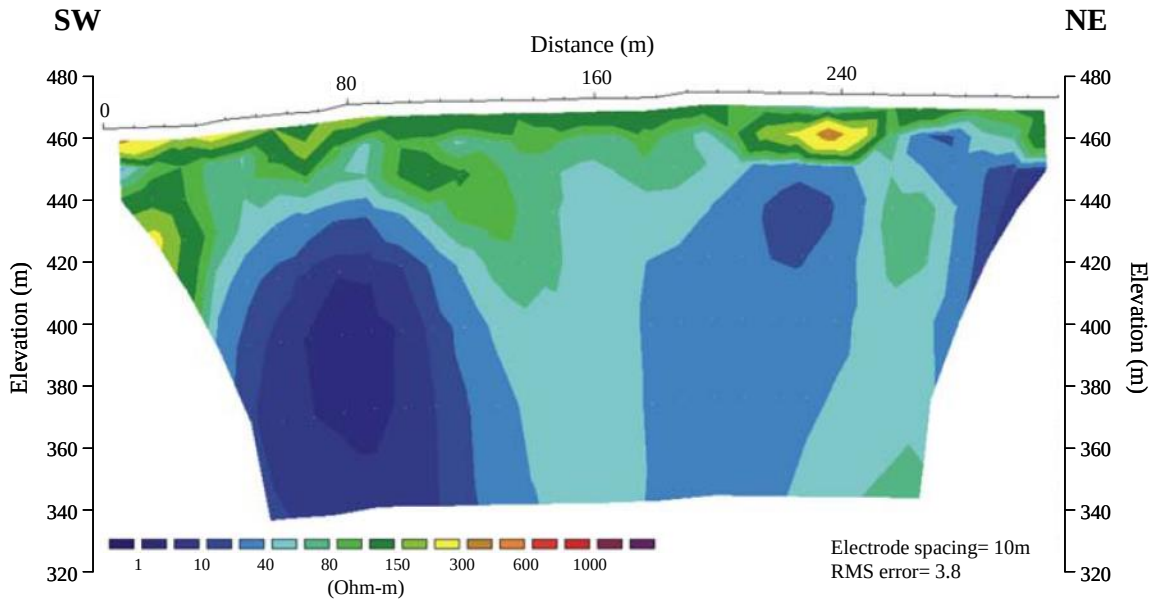


圖 3.5-4 觸口斷層蕃路地區測線 03E-CKU-FL02 地電阻影像剖面圖(石瑞銓等，2003)

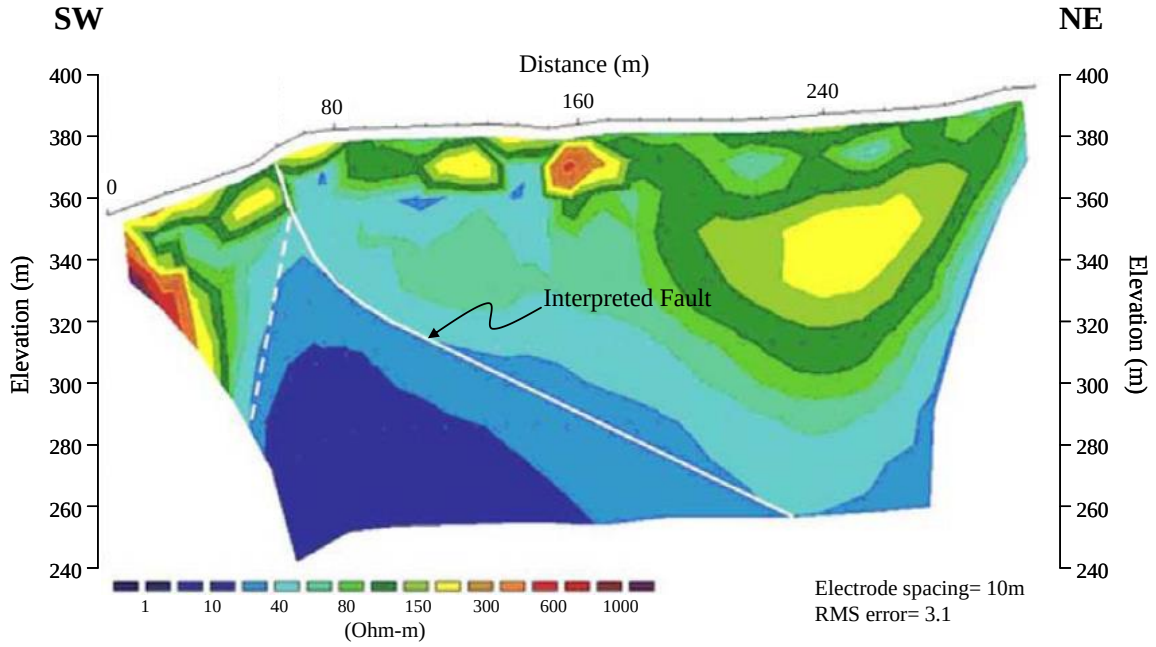


圖 3.5-5 觸口斷層蕃路地區測線 03E-CKU-FL03 地電阻影像剖面圖(白實線示觸口斷層面。白虛線示多次斷裂之斷層前緣疊合面)(石瑞銓等，2003)

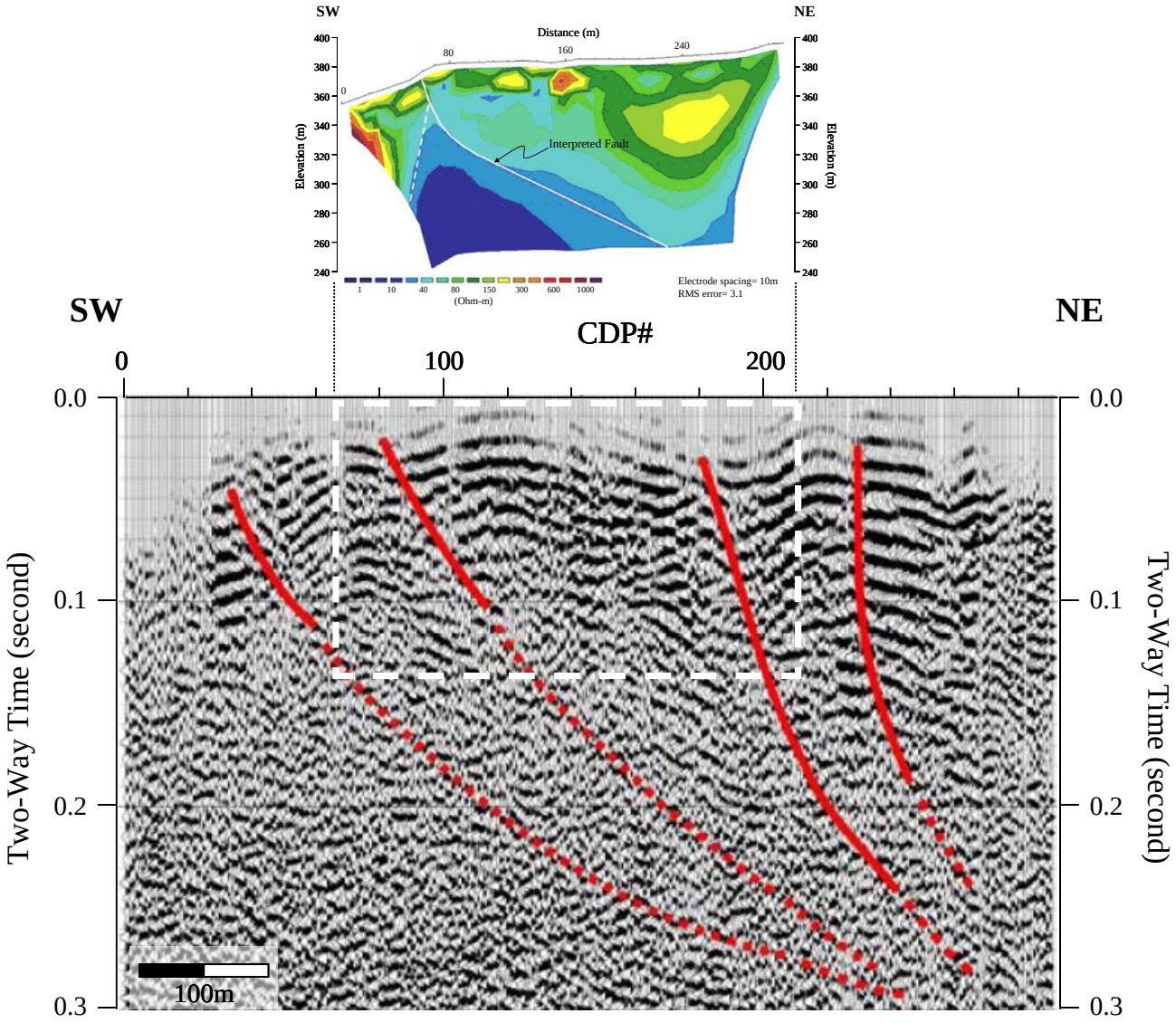


圖 3.5-6 觸口斷層測線 03E-CKU-FL0307 與 03S-CKU-FL01 整合圖(圖中震測剖面裡白色虛線框的位置即為地電剖面所涵蓋的有效位置)(石瑞銓等，2003)

3.5.2 地球物理調查結果

(一) 地電阻調查成果

本研究團隊於觸口斷層測區共施測 5 條地電阻測線如圖 3.5-11，測線的選擇以橫跨斷層線跡為原則，並考量進行野外實驗時需遠離電塔、電線杆接地線以及置有鐵架、鐵欄杆等容易影響施測成果之場地進行佈線，故多選擇田地、果園或是道路邊進行施測。18E-CKU-01、18E-CKU-02 全線施測於開墾過之果園，剖面解析深度約為 50 公尺，18E-CKU-03 於測線位置 120 公尺前為果園，100-105 測線跨越道路，並於 105 公尺後沿著道路進行佈線，剖面解析深度約為 42 公尺，18E-CKU-04 施測於一石板鋪設之登山步道旁，剖面解析深度約為 36 公尺，18E-CKU-05 位於八掌溪南岸沿著道路邊進行佈線，剖面解析深度約為 66 公尺，各測線長度如表 3.5-1。進行反演算計算時，初始設定將迭代次數設定為 10 次，在計算完成後選擇其誤差(RMS)趨近穩定時的那次迭代次數之結果作為反演算結果。在第一次反演算完成後，會利用 EarthImager data misfit histogram 功能將計算後結果與資料所計算出的相對誤差較大的資料剃除，再進行反演算，其效果為降低雜訊對資料品質的影響。

表 3.5-1 觸口斷層測區地球物理測線長度對照表

測線	地電阻(m)	淺層震測(m)
18E-CKU-01	250m	
18E-CKU-02	250m	
18E-CKU-03	210m	
18E-CKU-04	180m	
18E-CKU-05	330m	
18S-CKU-01		1964
總計	1220	1964

本研究團隊在觸口斷層北段共施測 5 條地電阻測線，總長 1220 公尺。其中桂竹林層與六重溪層可以藉由電性的差異判斷，在斷層沿線的施測結果來看，在原有線跡上，地電阻模型看來可以分辨出地層經斷層活動後之層位差異如測線 18E-CKU-05。但測線 18E-CKU-01 至 18E-CKU-04 剖面解析深度約地表下 50 公尺，我們似乎都無法看出有斷層經過的層位差異出現，推論斷層活動所造成的擾動應位於更深部的位置。

關於調查成果之可能誤差範圍，本計畫透過地電阻探測方法，針對每一條測線之電性反應定義其上下盤關係，並加入工程鑽井的判釋結果與地質調查所提供之 100 年活動斷層分布跡線估算其最長距離作為誤差值。初步估算本計畫觸口斷

層之誤差值為 13 公尺。

(二) 淺層震測調查成果

觸口斷層為逆移斷層，其形貌可以分成南北兩段，北段呈南北走向，由嘉義縣竹崎鄉金獅村向南延伸至番路鄉觸口村；南段約呈北北東走向，由觸口村向南延伸至台南縣白河鎮關嶺里(吉田要，1931)；兩段長度合計約 28 公里。斷層北端在福建坪附近與大尖山斷層以水社寮斷層連接，斷層南端在關子嶺附近與崙後斷層連接。

淺層震測(18S-CKU-01)野外施測

使用雙震盪震源車，測線總長度為 1964 公尺，共施測 90 個炸點。使用 240 波道數，以 4 公尺測站間距與 16 公尺的炸點間距，由西為起點向東施測，每經過 6 個炸點將最近的一條線移至後方(圖 3.10-5 -7)。原本預計為 60 炸點，但因測線末端訊號不甚清楚，於測線末端追加 30 反炸炸點增加訊號強度。其詳細野外施測幾何參數列於表 3.10-2 2。

淺層震測(18S-CKU-01)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 1528m。由於順炸與反炸炸點並沒有重疊，在圖中 CDP 439 至 CDP 639 淺部可以看到資料缺失處形成的空白三角形，其下方之地層因此稍微變形。在移位前雙程走時剖面上(圖 3.10-6 -8)，西側地層為水平層狀地層，從剖面原點 400 公尺後(CDP 239)，一直到 CDP 600 左右，層面變得稍微混亂且不太連續，推測為斷層擾動帶。東側斷層上盤可以清楚看到地層轉為高角度向東傾斜。

移位後深度剖面(圖 3.10-7 9)一樣可以看到剖面中段層面變得較為破碎，推測為斷層擾動帶。觸口斷層位態為高角度向東傾斜之層面，延伸到地表投影點位於斷層預定線西側約 250 公尺。從前人資料比對(圖 3.5-9)可以發現其斷層擾動帶寬度與形貌都略為相似。

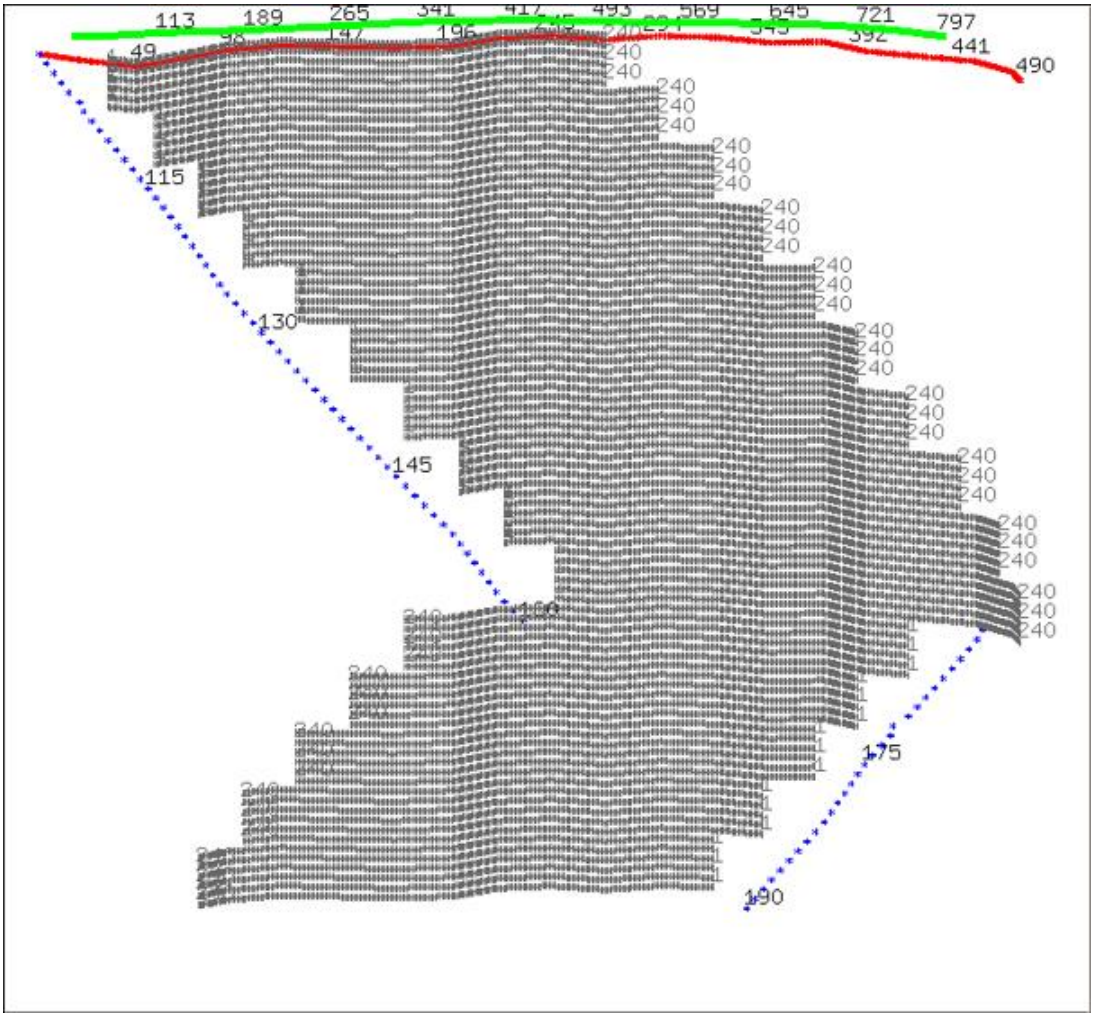


圖 3.5-7 觸口測線 (18S-CKU-01) 野外施測幾何

表 3.5-2 觸口測線 (18S-CKU-01) 施測幾何參數

測區：	嘉義縣觸口斷層	取樣率：	1ms
測線名稱：	18S-CKU-01	測站間距：	4m
測線方向：	由西向東	炸點間距：	16m
測站位置：	144m - 1964m	重合數：	30
炸點位置：	0m - 944m 順炸 1820m - 1356m 反炸	檔案編號：	101 - 160 順炸 161 - 190 反炸
剖面總長：	1528m	震源：	Mini Vib x 2
近支距：	144m	紀錄器：	筆電
遠支距：	1100m	頻道數：	240
紀錄長度：	3s	低切頻率：	35Hz

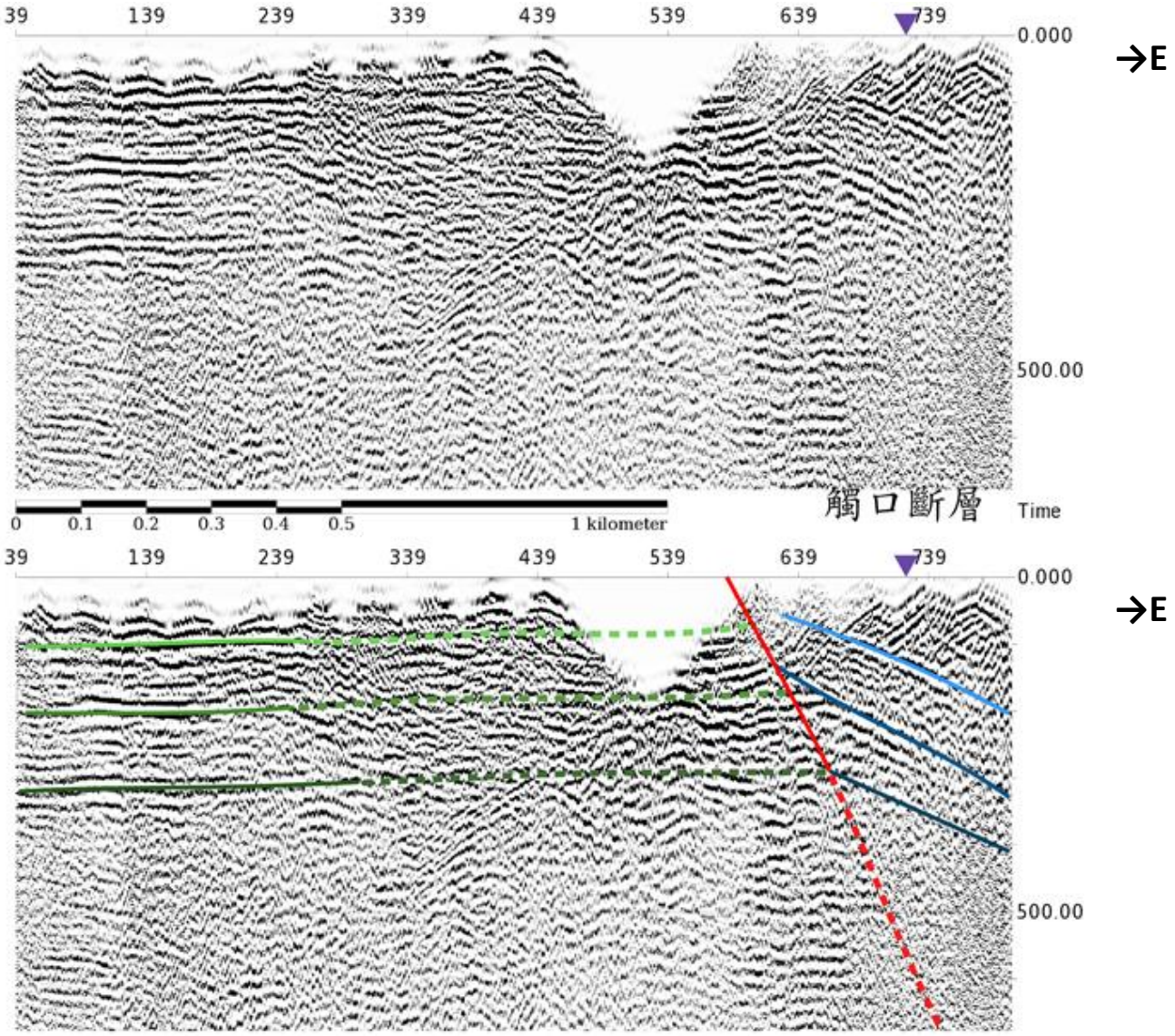


圖 3.5-8 觸口測線 (18S-CKU-01)移位前雙程走時剖面(上圖)與解釋(下圖)

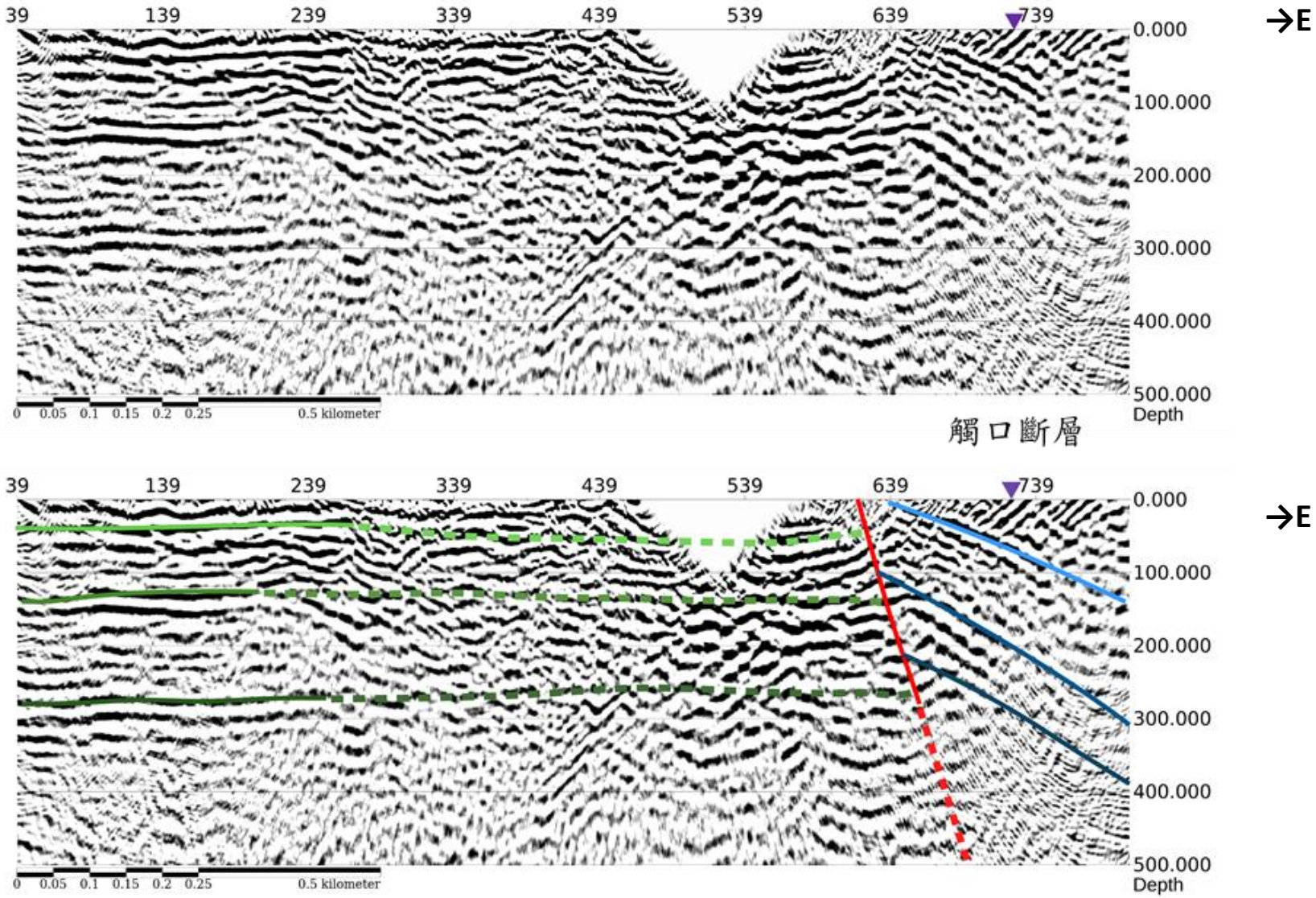


圖 3.5-9 觸口測線 (18S-CKU-01) 移位後深度剖面(上圖)與解釋(下圖)

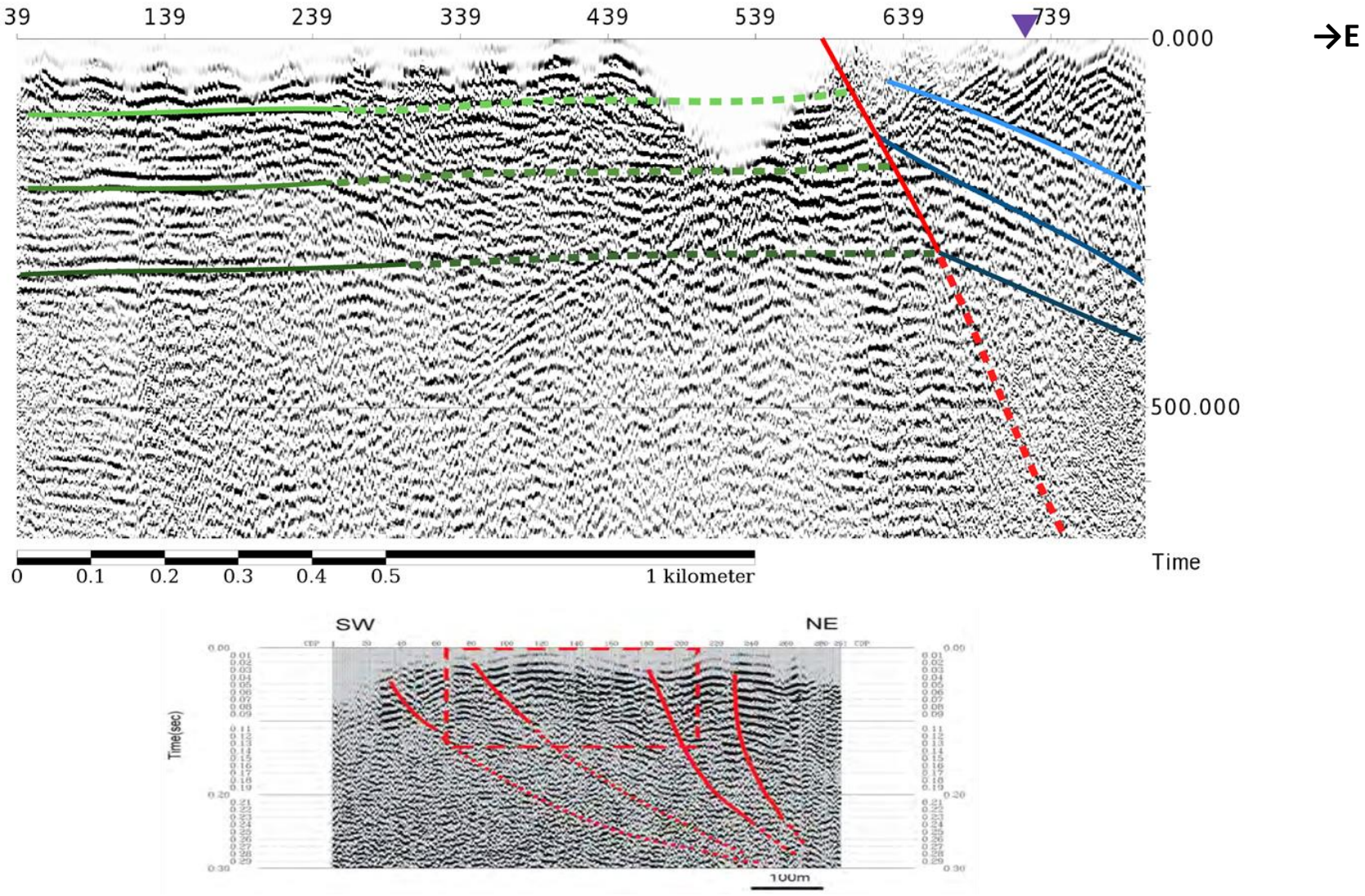


圖 3.5-10 觸口測線(18S-CKU-01) 移位前雙程走時剖面(上圖)與觸口舊測線(上圖)(石瑞銓等，2003)比較圖

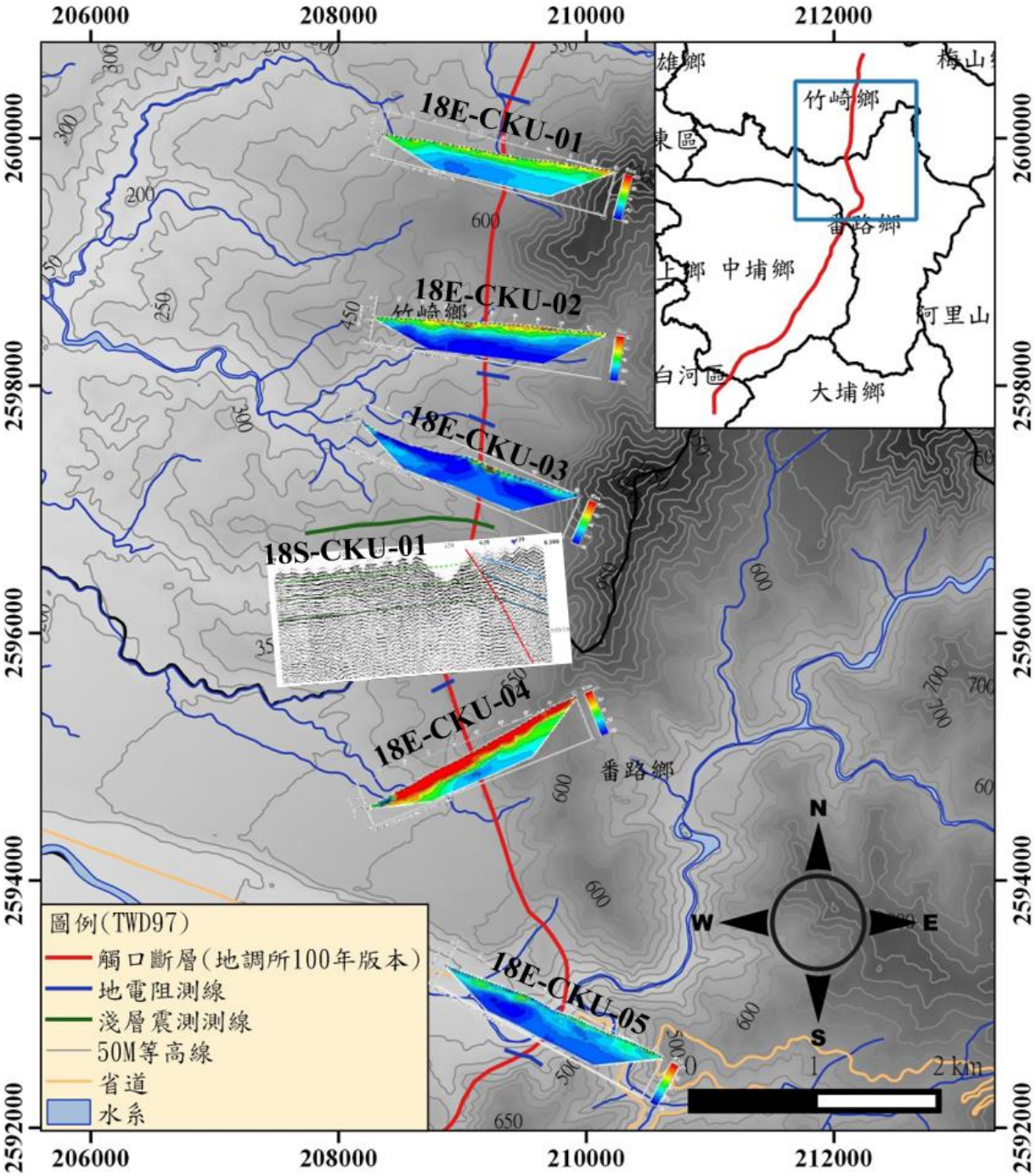


圖 3.5-11 觸口斷層地球物理施測結果

3.6 木屐寮斷層測區地球物理調查成果

3.6.1 前人研究

(一) 地形

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。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。

(二) 地層

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)。

(三) 前人調查成果

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。

3.6.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻調查成果

測線施測長度表格如表 3.6-1，本研究團隊在木屐寮共施測 17 條地電阻測線，總長 3649 公尺。其中六雙層與沖積層可以藉由電性的差異判斷，在木屐寮斷層沿線的施測結果來看，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。推論斷層線跡沒有再往外做延伸，未來將規劃數條測線反復查證，增加可信度。而淺層震測結果經由白河場址鑽井柵狀剖面圖比對後，可以推測訊號不連續的現象應為斷層經過所造成，而淺部地層傾角也與鑽井資料吻合。

關於調查成果之可能誤差範圍，本計畫透過地電阻探測方法，針對每一條測線之電性反應定義其上下盤關係，並加入工程鑽井的判釋結果與地質調查所提供之 100 年活動斷層分布跡線估算其最長距離作為誤差值。初步估算本計畫木屐寮斷層之誤差值為 70 公尺。木屐寮斷層地球物理地電阻施測結果於圖 3.6-5 所示。

表 3.6-1 木屐寮斷層測區地球物理測線長度對照表

測線	地電阻(m)	淺層震測(m)
16E-MCL-01	420	
16E-MCL-02	198	
16E-MCL-03	320	
16E-MCL-04	198	
16E-MCL-05	220	
16E-MCL-06	118	
16E-MCL-07	174	
16E-MCL-08	198	
16E-MCL-09	270	
17E-MCL-10	256	
17E-MCL-11	132	
17E-MCL-12	268	
17E-MCL-13	248	
17E-MCL-14	164	
17E-MCL-15	150	
17E-MCL-16	105	
17E-MCL-17	210	
17S-MCL-01		1460
總計	3649	1460

(二) 淺層震測調查成果

木屐寮斷層為逆移斷層，呈北北東走向，由台南縣白河鄉頭崎內里向南延伸至六重溪北岸崁內里，長約 7km(Sun, 1970；張徽正等，1998)。此次選線位於國道 3 號白河交流道東側，沿台南市 172 市道上向東施測，垂直於斷層走向(圖 3.6-5)。

淺層震測(17S-MCL-01)野外施測

使用雙震盪震源車，測線總長度為 2140 公尺，共施測 66 個炸點。使用 240 波道數，以 4 公尺測站間距與 16 公尺的炸點間距，由西為起點向東施測，每經過 6 個炸點將最近的一條線移至後方(圖 3.6-1)。其詳細野外施測幾何參數列於表 3.6-2 。

淺層震測(17S-MCL-01)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 1460m。在移位前雙程走時剖面上(圖 3.6-2)，主要反射能量穿透達 3000ms，西側地層為水平層狀地層，東側地層急轉向西傾斜。深部 1500ms 以下訊號約略可以觀察到水平地層。移位後深度剖面(圖 3.6-3)有效反射層達 1500m，一樣可以看見明顯的地層轉折，東側地層訊號有中止的現象。由於此訊號接近剖面邊緣，資料可信度下降，需要用鑽井資料做確認。經由白河場址鑽井柵狀剖面圖(圖 3.6-4)比對後，可以推測訊號不連續的現象應為斷層經過所造成，而淺部地層傾角也與鑽井資料吻合。

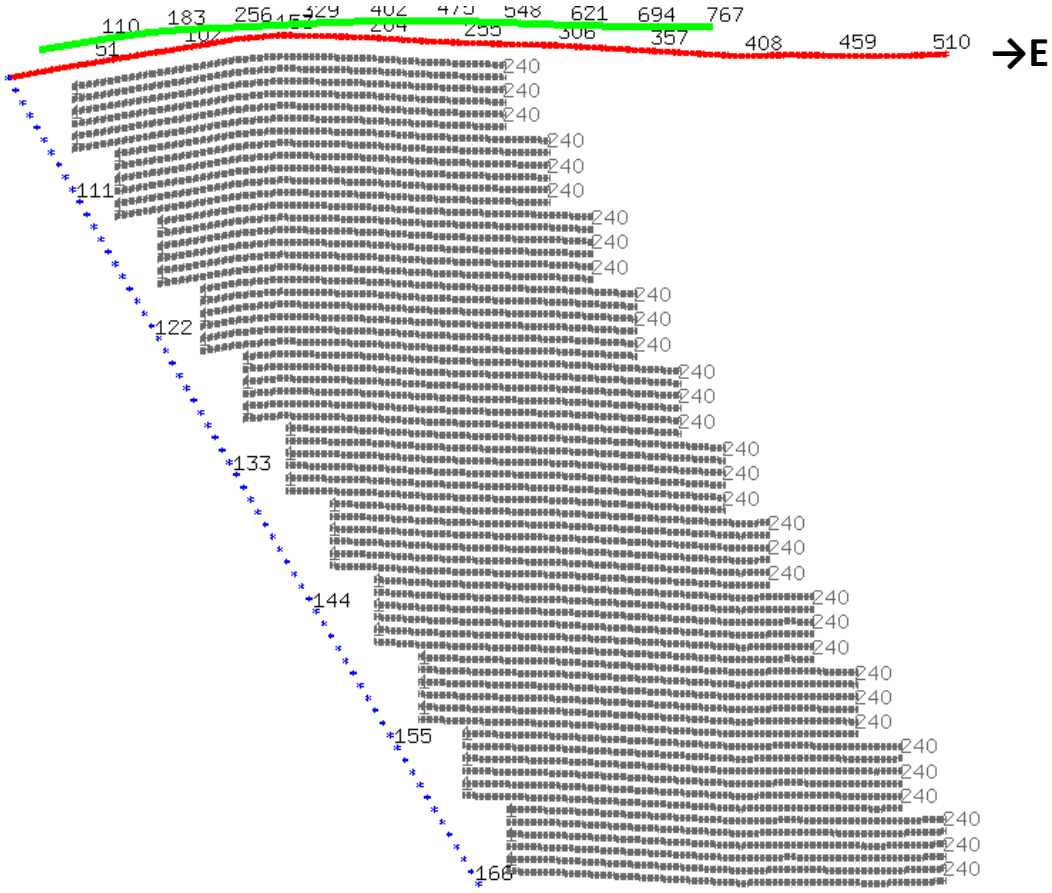


圖 3.6-1 木屐寮測線 (17S-MCL-01) 野外施測幾何

表 3.6-2 木屐寮測線 (17S-MCL-01) 施測幾何參數

測區：	台南木屐寮斷層	取樣率：	1ms
測線名稱：	17S-MCL-01	測站間距：	4m
測線方向：	由西向東	炸點間距：	16m
測站位置：	144m - 2140m	重合數：	32
炸點位置：	0m - 1040m	剖面總長：	1460 m
檔案編號：	101 - 166	震源：	雙震盪震源車
近支距：	144m - 96m	紀錄器：	筆記型電腦
遠支距：	1052m - 1100m	頻道數：	240
紀錄長度：	3s	低切頻率：	35Hz

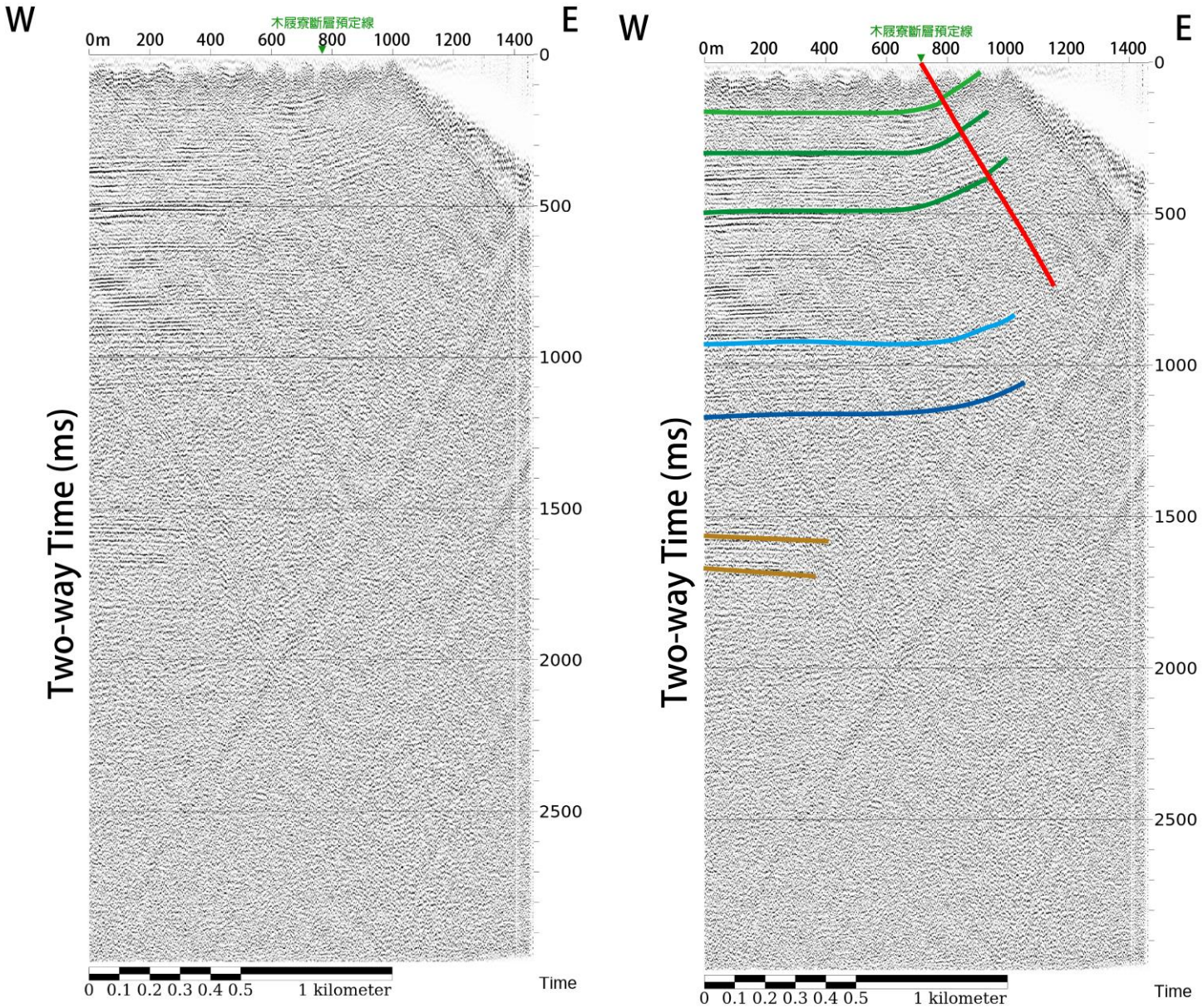


圖 3.6-2 木屐寮測線 (17S-MCL-01)移位前雙程走時剖面(左圖)與解釋(右圖)

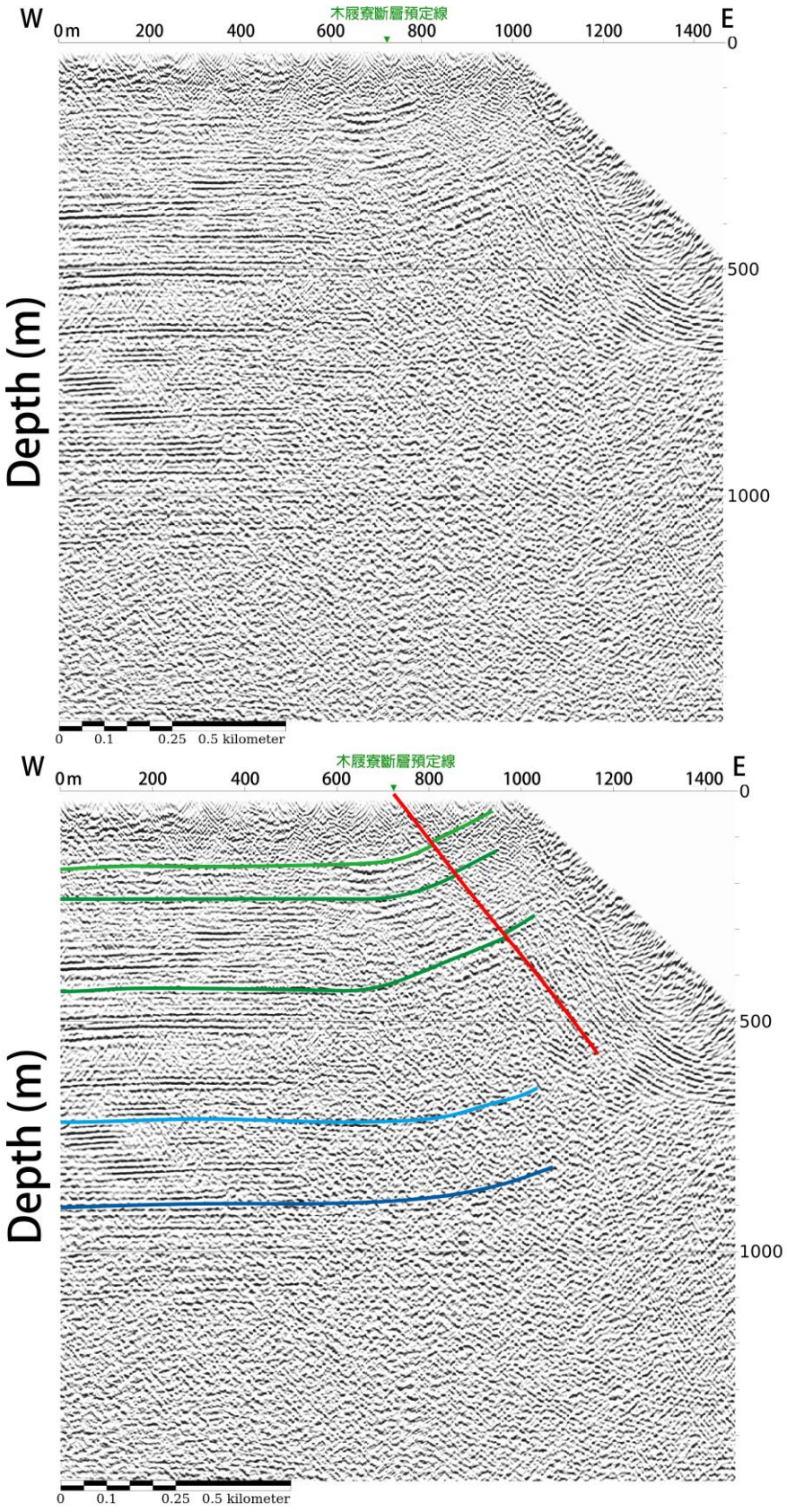


圖 3.6-3 木屐寮測線 (17S-MCL-01) 移位後深度剖面(上圖)與解釋(下圖)

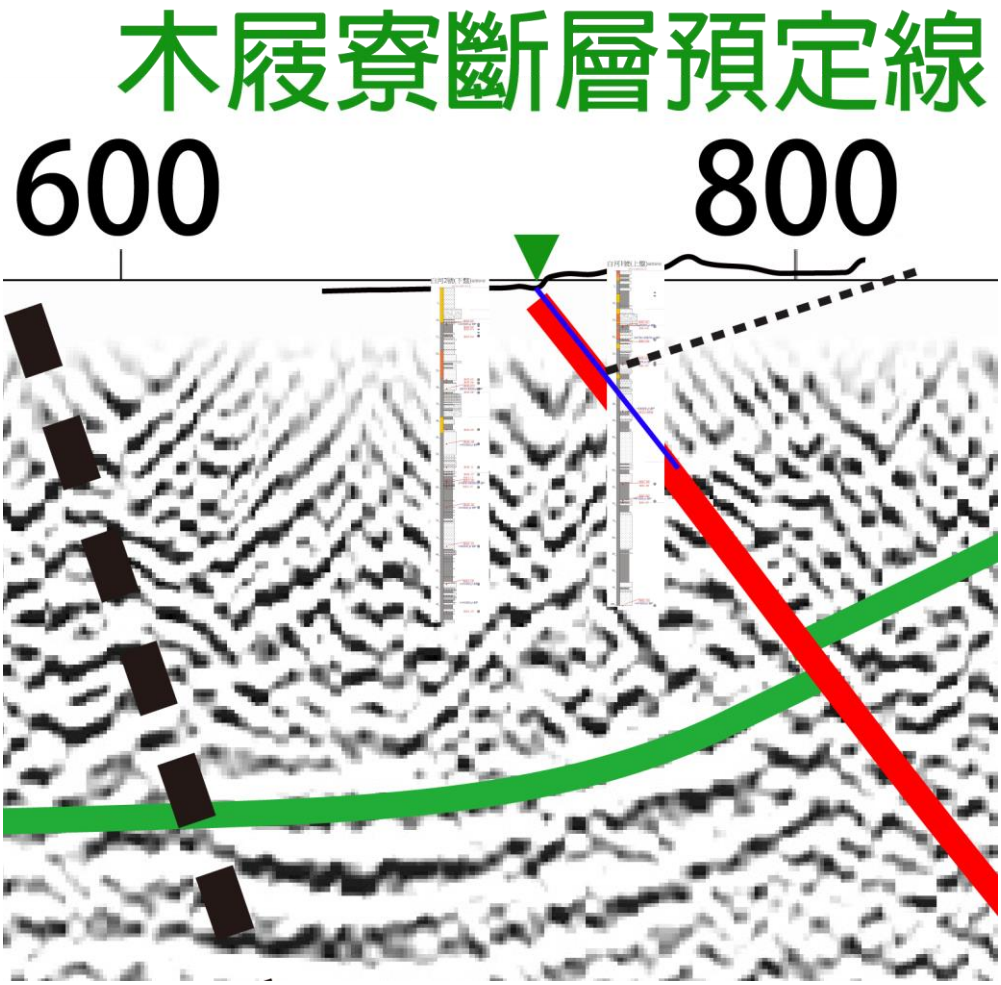


圖 3.6-4 木屐寮測線(17S-MCL-01) 移位前雙程走時剖面局部放大圖

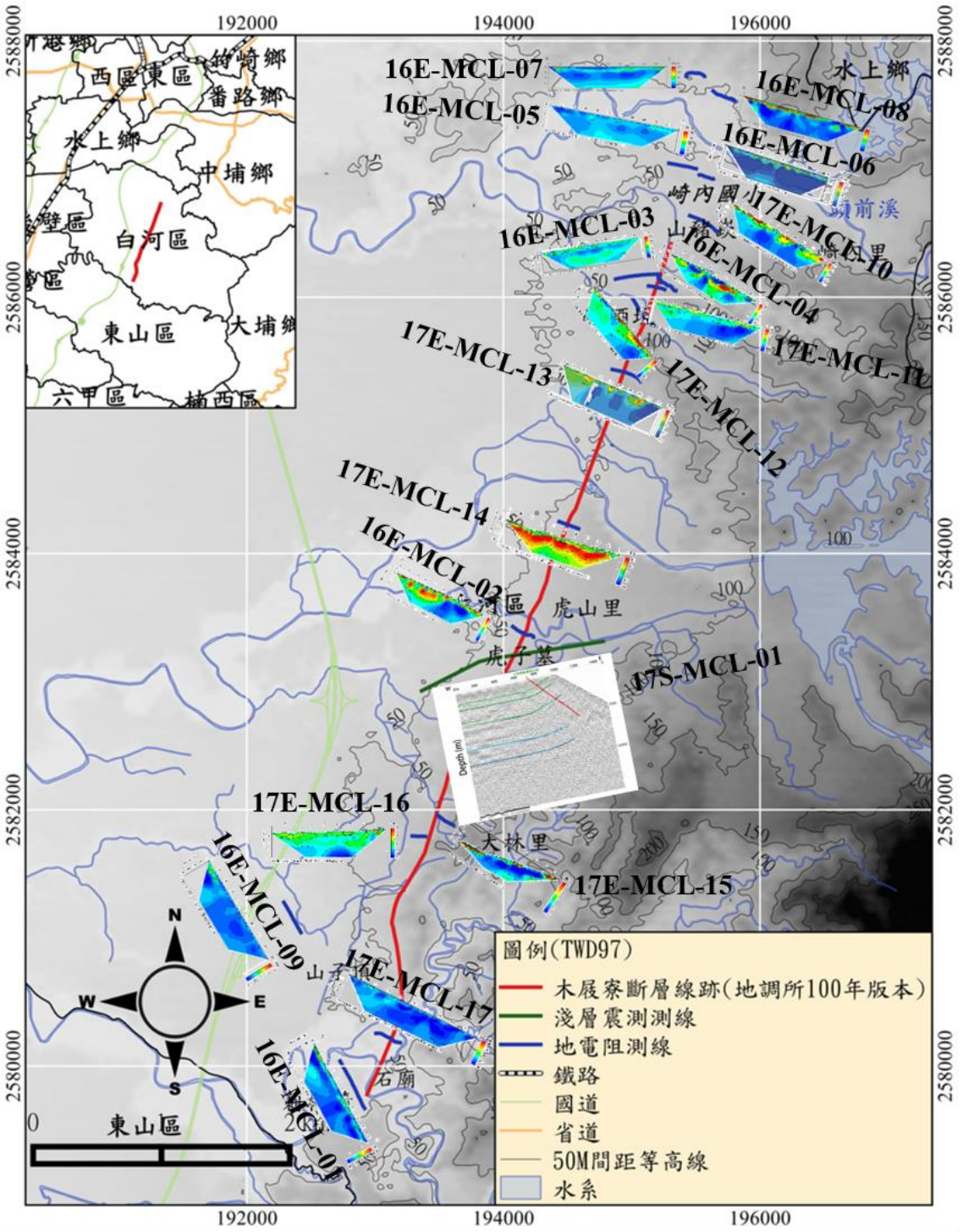


圖 3.6-5 木屐寮斷層地球物理施測結果

3.7 六甲斷層

3.7.1 前人研究

六甲斷層為逆斷層，由臺南市白河區頭崎內里地六重溪南岸向南延伸至官田區社子村，呈北北東轉南北走向，斷層傾角約為 30 度，長約 16 公里。

(一) 地形

本區位於臺灣西部外麓山帶與海岸平原的交接帶，線形東側為高低起伏的嘉義丘陵區，西側則為平緩的嘉南隆起海岸平原(林朝棨，1957)，兩者間存在相當地落差。此區的地勢東高西低，因此河川大致由東向西流，在丘陵區西緣亦發育部份古沖積扇。然而從中研院提供的台灣堡圖中，六甲斷層沿線從北到南有六重溪、龜重溪與官田溪，其中官田溪在烏山頭水庫完工後水量逐漸減少而變成以灌溉為主的渠道，我們發現這些河流不單純是由東向西流，而是在接近六甲斷層跡位置時有南北方向的河道發育，研判與六甲斷層發育時造成的地表變形有關，建議未來亦可以利用古地形圖的河道變化情形來增加活動斷層判斷的資料。

(二) 地層

本區域位於西部麓山帶前緣，屬於更新世地層，主要出露地層由老至年輕依序為二重溪層、六雙層、階地堆積層以及現代沖積層(何信昌等，2005、楊志成等，2005)(圖 3.7-1)，其特性分述如下：

二重溪層：分布於烏山頭水庫壩址東側區域，本層岩性以塊狀泥質砂岩之出現為最大特徵，常為泥質砂岩和泥岩相互交替出現為主，局部有透鏡狀石灰岩出露。厚層砂岩連續延展成豬背狀山脊，是野外良好之指準層。砂岩膠結疏鬆，普遍含貝類化石，常呈密集帶出現，泥岩則含豐富微體化石和部分貝類化石。

六雙層：分布於烏山頭水庫大壩壩軸線兩側，岩性主要為黃棕色厚層砂岩與青灰色粉砂岩或泥岩互層，兩者之間常為侵蝕面接觸，面上常見泥球或礫石。砂岩淘選度佳，具低角度交錯層理或平行紋理，泥岩常受到生物擾動影響，沉積環境屬於海岸環境至遠濱環境。陳文山等(1994)亦指出本層內的棕黃色砂岩的成因為板岩岩屑減少所致，研判六雙層沉積當時東側已有沉積岩的山塊抬升。本層假整合於二重溪層之上，岩層厚度最厚達 1,250 公尺，根據超微化石分析，地層應屬於中期至晚期更新世(Chi, W.R, 1980；洪崇勝，1991；謝凱旋與黃敦友，2003)。

階地堆積層：本層分布於烏山頭水庫西側山麓之前緣地帶，地形呈現平緩向西傾斜之地形面，岩性為風化土壤層及砂、泥層，上覆於六雙層之上。

現代沖積層：本層主要分布於現生河道內及平原區，由泥、沙或礫石等地質材料所組成。

(三) 前人研究成果

斷層東南側為上盤，主要出露為六雙層，西側下盤則為沖積層或階地堆積層(圖 3.7-1)。斷層於地下淺部可能截切全新世地層(楊志成等，2005)，由大地測量結果，上下盤仍有明顯的壓縮量，顯示其為一逆滑形式兼具右移分量(饒瑞鈞等，2006)，屬於第一類活動斷層(林啟文等，2012)。由楊志成等(2005)繪製之地質剖面(P-P ')來看(圖 3.7-2、圖 3.7-3)，其認為牛山背斜與前大埔向斜之特殊形貌，乃六甲斷層為發育於斷坪(flat)與斷坡(ramp)的構造。從中油公司之 NS-27 鑽井資料(中國石油公司，1989)與六甲斷層下盤全新世岩層對比圖(O-O ')顯示，井下 3,350 公尺具有傾角約 43 度之斷層面，顯示斷坡大致以 30˚~45˚的傾角向西逆衝至地表，而斷坪則約位於地下 4~5 公里處，而不對稱之牛山背斜的發育可能與六甲斷層的擴展有關。

陳文山(2008)於六甲斷層上盤(1 號井)及下盤(2 號井)各鑽 1 口井，兩口井的岩層層序可以比對，淺部礫石層兩口井差 15 公尺，深部礫石層和古土壤 層兩口井的高程差降至 5-6 公尺，岩層對比高程差的變化可以用褶皺解釋：六甲斷層池口 1 號井深度 55 公尺處岩層傾角改變，故以此為向斜軸(軸面東傾)通過位置，此點 以上之岩心將愈遠離褶皺軸，故二口井之同一對比岩層之高程差將向上逐漸增大(下盤 岩層緩傾)。石瑞銓等人(2008)於柳營地區完成 1 條淺層震測測線，剖面東側可見地層的傾斜，研判可能是關子嶺背斜西翼的向斜軸變形所致之地表線形(表 3.7-1)。

台灣嘉南農田水利會(2015)，為評估烏山頭水庫壩基的安全影響，針對疑似六甲斷層跡延伸位置，由八田紀念館之停車場附近往南延伸至台南藝術大學南側門附近，進行六條地電阻影像剖面調查(圖 3.7-4)。除 RIP-2 剖面可區分為三層外，其他剖面則皆可區分出兩層近似水平之電性地層，I 層大致為水平延伸之特性，分布在高程-50 公尺以上，電阻率約為 1-80Ω-m，偶有高電阻率出現；Ⅱ層，分布在高程-50 公尺以下，電阻率約為 40-1000Ω-m，具有幾處電性不連續帶存在(如圖 3.7-4 黃色箭頭所示)。將各剖面電性不連續位置比對中央地質調查所之六甲斷層跡與本計畫線形分布，電性不連續面位置大致位於或接近斷層跡或線形西側。而鑽井資料也發現斷層的兩側也發現了不一樣的層面位態及剪動面位態，因此認為六甲斷層可能延伸至烏山頭水庫西側，其長度至少增加 2.4 公里。

表 3.7-1 六甲斷層前人施測資料整理

前人施測資料	文獻來源	結果及解釋
鑽井	陳文山(2008)	於六甲斷層上盤(1 號井)及下盤(2 號井)各鑽 1 口井，兩口井的岩層層序可以比對，淺部礫石層兩口井差 15 公尺，深部礫石層和古土壤 層兩口井的高程差降至 5-6 公尺，岩層對比高程差的變化可以用褶皺解釋。
震測	石瑞銓等(2008)	針對六甲斷層施測淺層震測測線—柳營測線，所得震測剖面訊號清晰且連續，剖面東側可見地層傾斜，研判可能是關子嶺背斜西翼的向斜軸變形所致之地表線形。
鑽井與地電阻	台灣嘉南農田水利會(2015)	以地電阻測線 RIP-2、RIP-3、RIP-4 與 RIP-5 剖面中疑似斷層跡通過附近進行地質鑽孔，每孔深度在 50~150 公尺不等，共 13 孔。由岩心紀錄，依其岩性與產狀分為表土回填層、沖積層、岩盤以及剪切構造,其中沖積層深度於 45 公尺以內，以泥、泥質砂以及砂為主。岩盤深度約在 44.15 公尺以下，以泥岩、砂岩及泥質砂岩為主。 鑽井岩心呈現淺部地層傾角約為 50 ~ 60 度，深度愈往下之岩層傾角漸緩，約為 10 ~ 20 度。下部之平緩地層應屬於下盤；上部高角度傾斜地層應受斷層作用而傾斜，則為上盤。 進行六條地電阻影像剖面調查，除 RIP-2 剖面可區分為三層外，其他剖面則皆可區分出兩層近似水平之電性地層。將各剖面電性不連續位置比對中央地質調查所之六甲斷層跡與本計畫線形分布，電性不連續面位置大致位於或接近斷層跡或線形西側。

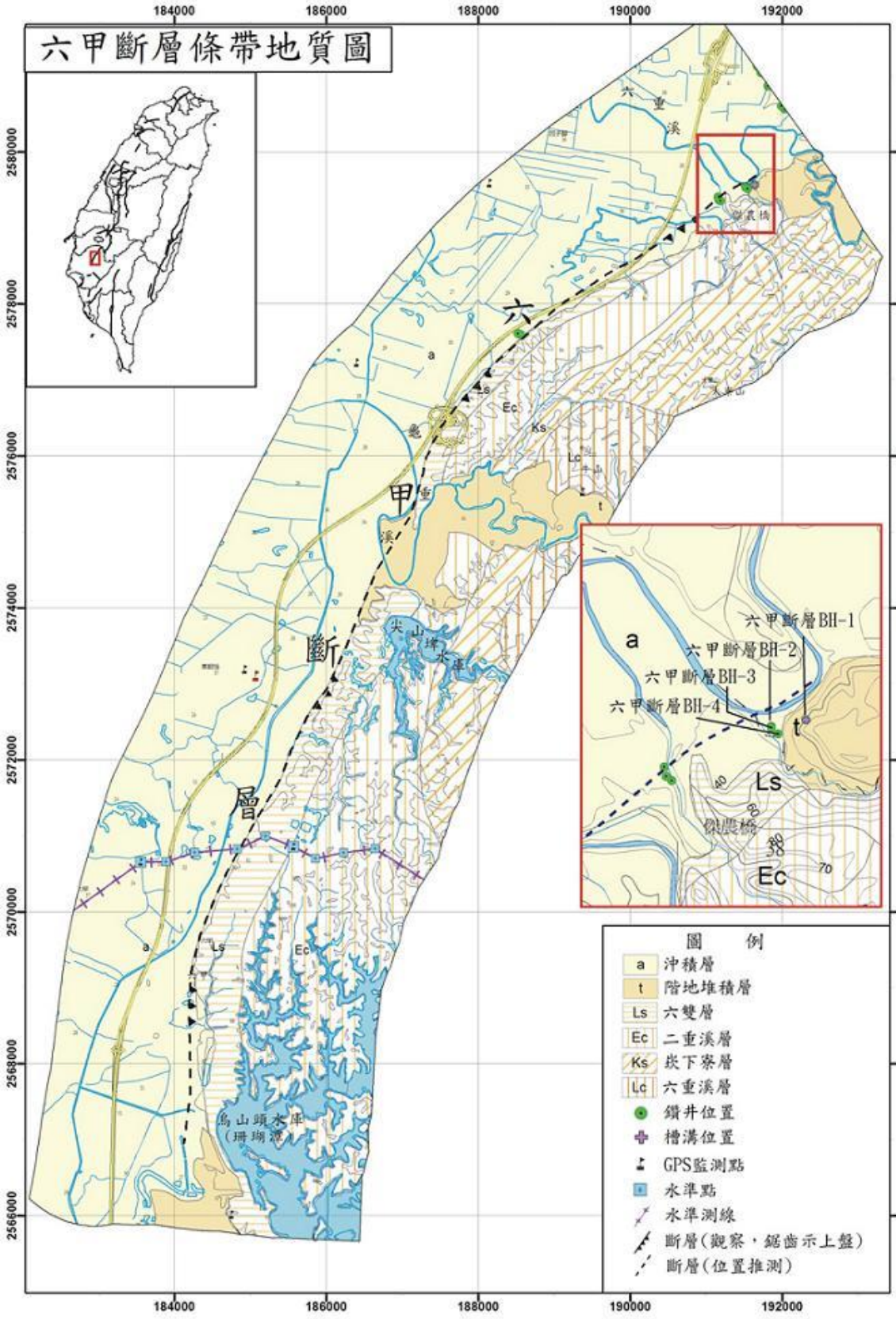


圖 3.7-1 六甲斷層條帶地質圖及本年度重點施測區域(TWD67，摘自地調所)

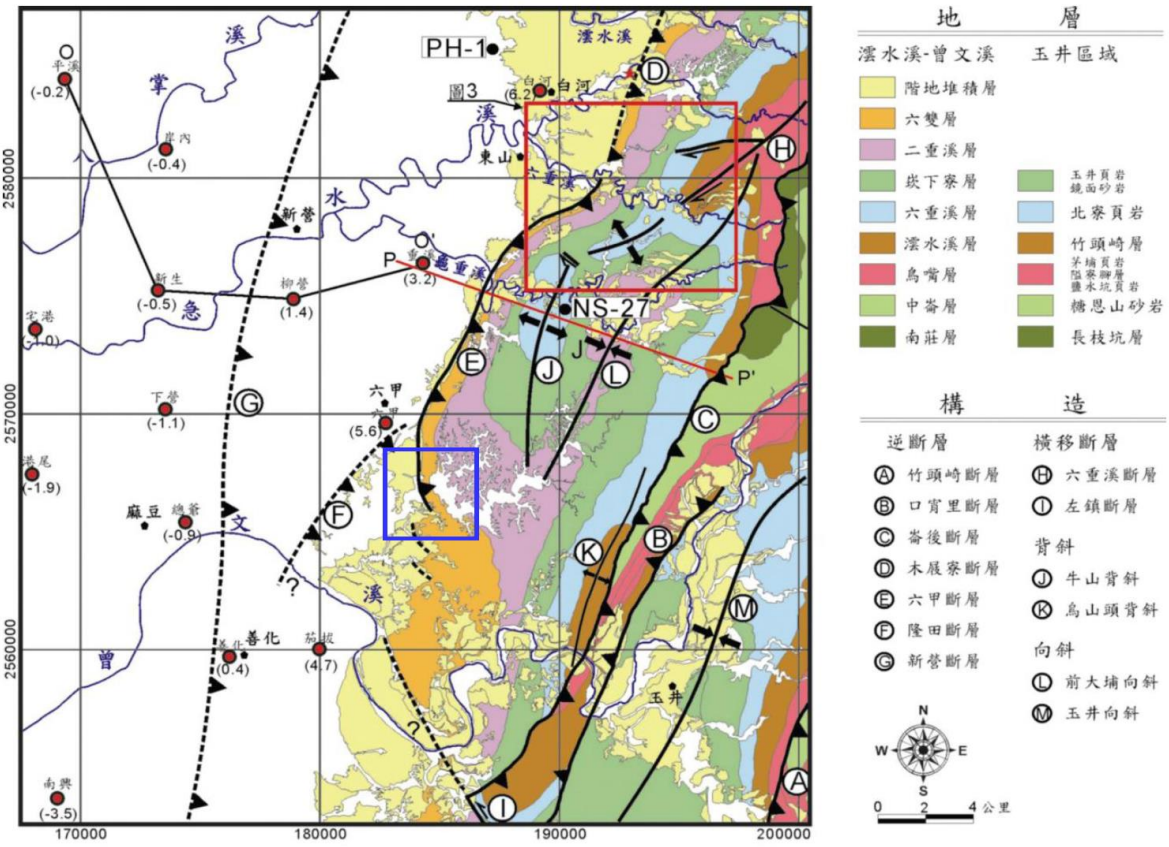


圖 3.7-2 楊志成等(2005)繪製之地質剖面(P-P')位置

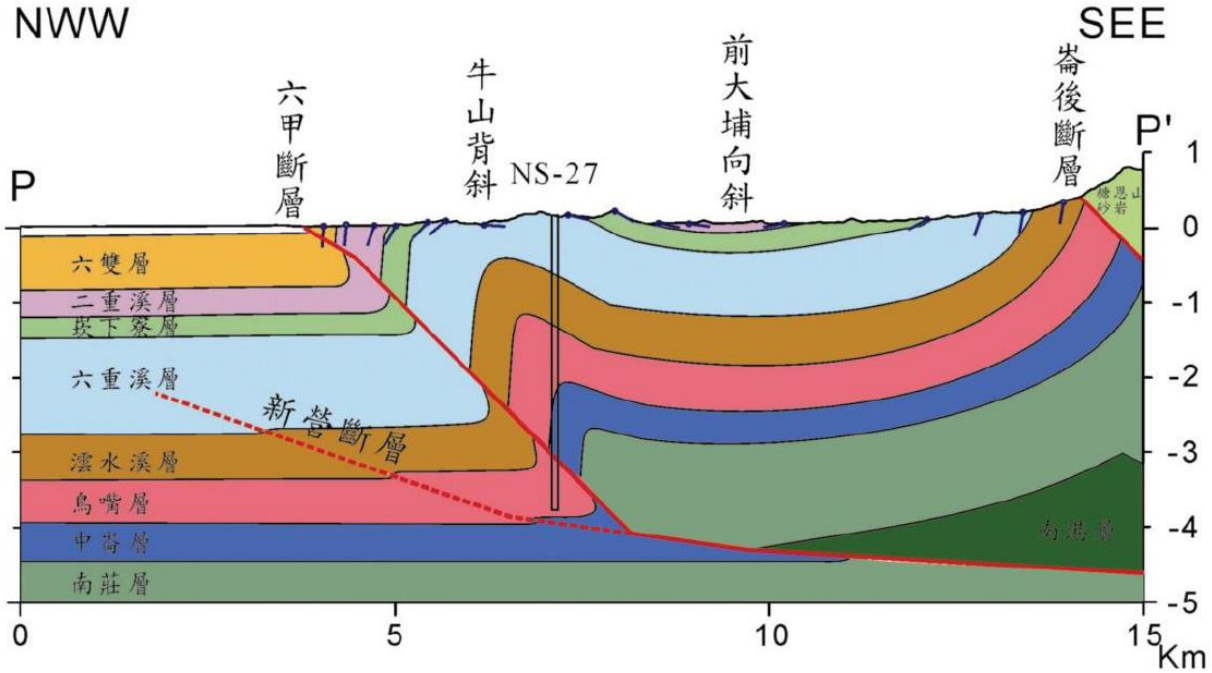


圖 3.7-3 楊志成等(2005)繪製之地質剖面(P-P')

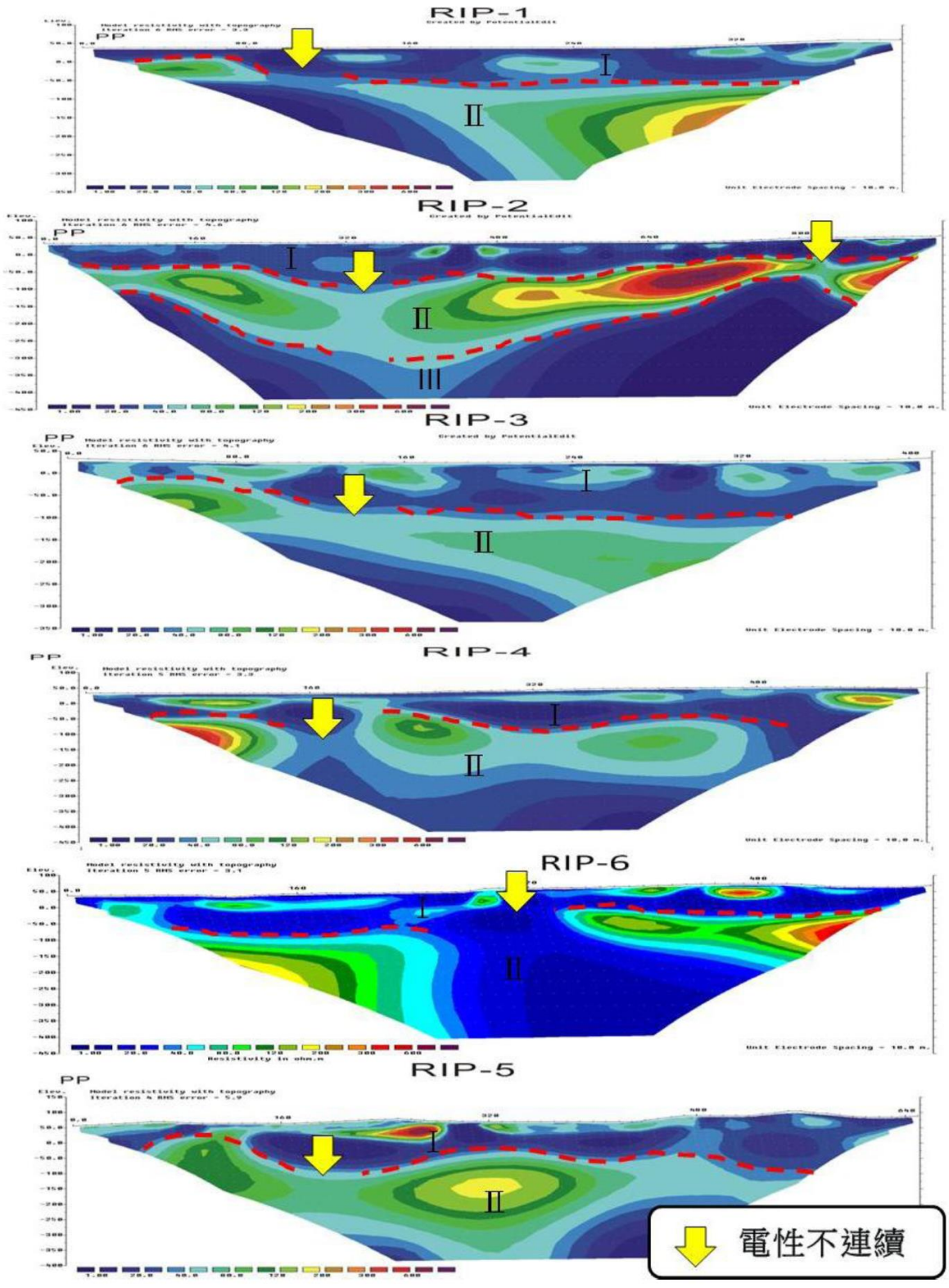


圖 3.7-4 前人地電阻探測結果(台灣嘉南農田水利會，2015)

3.7.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻調查結果

在六甲斷層區域,本團隊選擇在斷層線跡沿線,北側資料從蔦桐崎開始(17E-LCA-11),末端在台南藝術大學南段結束(17E-LCA-07),由於六甲斷層分佈平行國道三號,而國道三號沿線有許多高壓電塔,故施做測線需盡量避開電塔影響,並垂直斷層線跡,以供往外延伸區域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與往南延伸。本研究團隊於六甲斷層之地電阻調查,以線跡沿線為施測重點,測線分佈圖如圖 3.7-5。

施測長度表格如表 3.7-2,本研究團隊在六甲斷層測區共施測 11 條測線,總長 2591 公尺。在六甲斷層的施測結果來看,在原有線跡上,地電阻模型可以分辨出斷層上下盤地層之差異(17E-LCA-01、17E-LCA-10、17E-LCA-11)。但在斷層線跡的評估,例如台灣嘉南農田水利會,在評估烏山頭水庫壩基的安全影響評估報告中,研判六甲斷層應向南延伸 2.4 公里,本計劃在台南藝術大學附近的 17E-LCA-05、 17E-LCA-06 和 17E-LCA-07 等測線無法看出有斷層經過的層位差異出現。推論斷層線跡沒有往南延伸 。關於調查成果之可能誤差範圍,本計畫透過地電阻探測方法,可清楚的定義東測高阻的六雙層與西側低阻的沖積層,而此不連續面僅在 17E-LCA-10、17E-LCA-11 中可以觀察得到。地電阻施測結果如圖 3.7-5 所示。

表 3.7-2 六甲斷層測區地電阻測線長度對照表

測線	地電阻(m)
17E-LCA-01	200
17E-LCA-02	335
17E-LCA-03	236
17E-LCA-04	192
17E-LCA-05	365
17E-LCA-06	256
17E-LCA-07	324
17E-LCA-08	395
17E-LCA-09	288
17E-LCA-10	160
17E-LCA-11	200
總長	2591

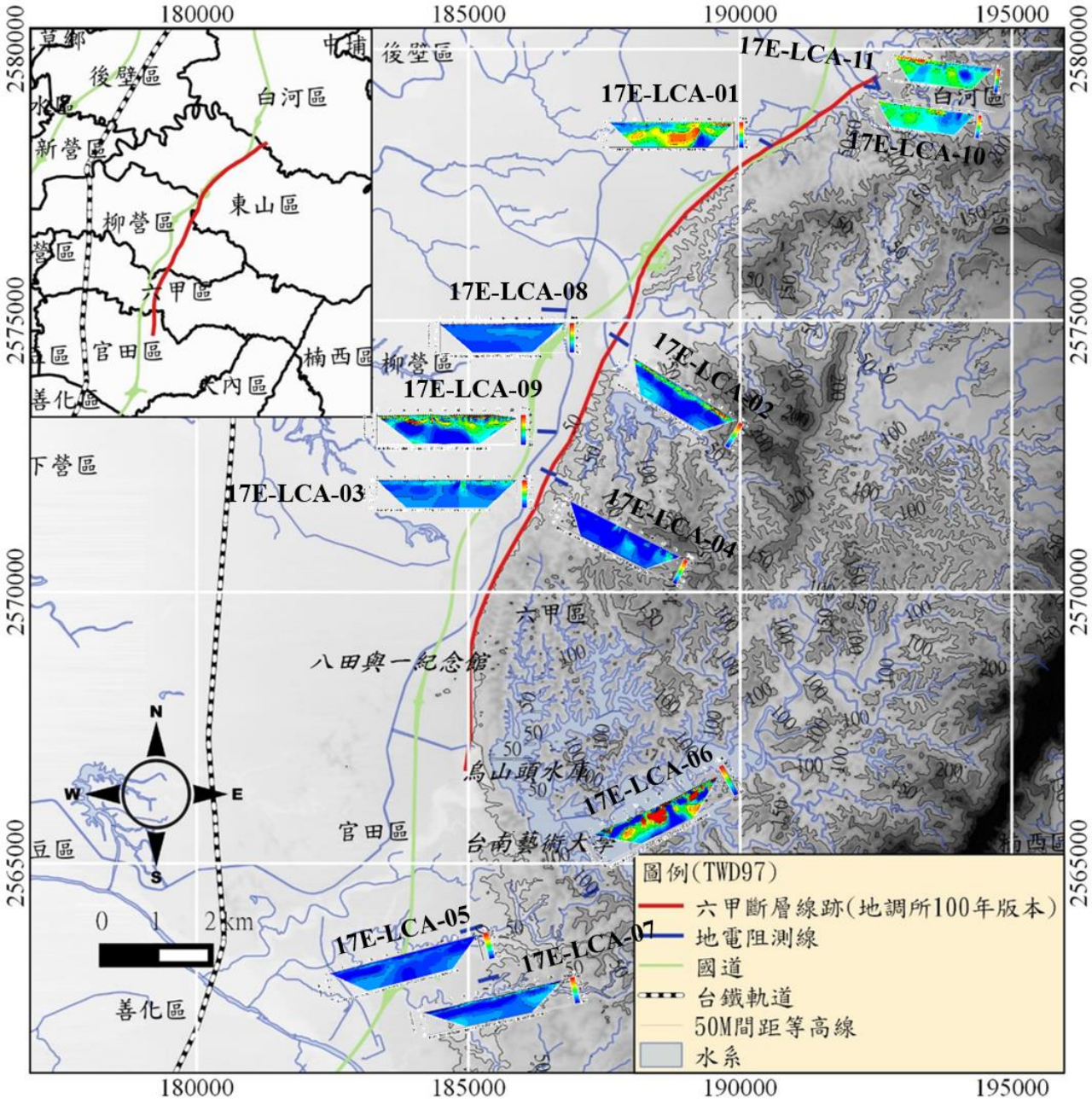


圖 3.7-5 六甲斷層地球物理施測結果

3.8 旗山斷層

3.8.1 前人研究

(一) 地形

旗山斷層位於西部麓山帶的南端，旗山斷層以東為阿里山山脈之山麓地形，以西則為新化丘陵的丘陵地形與嘉南沖積平原的平原地形。斷層的兩側有明顯的地形落差，但岩性上卻相當接近，推測可能與斷層地形有關。旗山斷層大致上沿著深水溪與典寶溪分布，沿線因為有隧道工程與河川發育，沿線都皆可觀察得到斷層活動的跡象，如中寮隧道沿線的田草寮剖面、烏山剖面；位於養女湖登山步道西側溪溝的千秋寮剖面、深水溪溪溝的深水溪剖面等。惟旗山斷層向南進入仁武鄉後則多被地表之人為建物覆蓋，不易調查地表斷層跡象，須進一步透過地球物理等探測工具協助。

(二) 地質

本計劃旗山斷層沿線，出露的地層有古亭坑層、南勢崙砂岩、烏山層、嶺口礫岩與階地堆積層。

古亭坑層

以厚層暗灰色泥岩為主，偶夾薄層砂岩。田寮與燕巢地區，以厚層泥岩為主，偶夾薄層砂岩。崎溜山(舊名雞南山)東方本層夾有一層以砂泥岩互層、泥岩、砂岩與礫岩為主的層序，林啟文(2013)稱為雞南山透鏡體，雞南山透鏡體下部為厚層細粒至中粒砂岩以及砂泥岩互層，偶夾礫岩與泥岩；上部為泥岩、砂泥岩互層，夾 50 公分至 3 公尺厚礫岩與粗粒砂岩。深水西方，本岩體出露 3 個石灰岩體：橫山石灰岩、虎頭山石灰岩與火焰山石灰岩，以生物碎屑礫岩(rudstone)或懸浮岩(floatstone)所組成，古亭坑層屬於上部亞深海至大陸棚的沉積環境(Covey,1984；吳榮章與梅文威，1985；林殿順，1991；吳樂群，1993)。本層與上覆崎頂層為整合接觸，兩地層局部為同時異相關係。

南勢崙砂岩

下部以厚層細至中粒砂岩與泥質粉砂岩為主，間夾薄層砂頁岩互層；向上逐漸以碳質頁岩為主，夾厚層中至粗粒砂岩。吳樂群(1993)研究，本層下部屬於暴風作用及波浪作用為主的濱面至遠濱沉積體系，向上轉為以暴風作用潮汐作用或潮汐作用為主的江灣口沉積體系。高仲彥等(2011)認為南勢崙砂岩下部為濱面沉積環境，上部為潮坪沉積環境。本層與下伏蓋仔寮頁岩為整合接觸，在嶺口剖面本層與上覆嶺口礫岩有地層缺失(未發現 NN15-NN19 帶超微化石；Chi, 1979)。時代上對比於旗山斷層以北地區的古亭坑層，或木柵斷層以東地區的隘寮腳層

(表 3.8-1 與表 3.8-2)。

烏山層

以厚層灰色細粒砂岩與暗色頁岩互層以及砂質頁岩，夾砂頁岩薄互層。燕巢深水地區，本層以砂頁岩互層與厚層砂岩為主。吳樂群(1993)研究，本層屬於暴風作用及波浪作用為主的濱面至遠濱沉積體系。本層下部為旗山斷層所截，與上覆蓋仔寮頁岩為整合接觸，孫習之(Sun, 1965)認為兩地層之間存在局部不整合。時代上對比於旗山斷層以北地區的古亭坑層，或木柵斷層以東地區的糖恩山砂岩(表 3.8-1 與表 3.8-2)。

嶺口礫岩

以厚層礫岩與泥岩為主,偶含厚層細至粗粒砂岩。礫石粒徑約在 10-20 公分,偶至 30 公分。吳樂群(1993)研究，本層屬於辮狀河的沉積體系。本層與烏山層、蓋仔寮頁岩、南勢崙砂岩為交角不整合接觸，與大社層為局部不整合接觸。

臺地堆積層

臺地堆積層分布於旗山斷層的南段典寶溪一帶，依據旗山溪旗尾附近階地礫石層超過厚度 100 公尺。

表 3.8-1　旗山斷層沿線出露地層

西側	東側
古亭坑層 以厚層暗灰色泥岩為主，偶夾薄層砂岩	嶺口礫岩 以厚層礫岩與泥岩為主，偶含厚層細至粗粒砂岩
古亭坑層 以厚層暗灰色泥岩為主，偶夾薄層砂岩	烏山層 厚層灰色細粒砂岩與暗色頁岩互層以及砂質頁岩，夾砂頁岩薄互層
古亭坑層–雞南山透鏡體 下部為厚層細粒至中粒砂岩以及砂泥岩互層，偶夾礫岩與泥岩；上部為泥岩、砂泥岩互層，夾50公分至3公尺厚礫岩與粗粒砂岩	南勢崙砂岩 下部以厚層細至中粒砂岩與泥質粉砂岩為主，間夾薄層砂頁岩互層；向上逐漸以碳質頁岩為主，夾厚層中至粗粒砂岩

表 3.8-2 地層對比表(林啟文等，2013)

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">吉田要
(1932)</td><td colspan="2" rowspan="2">鳥居敬造
(1932，1933)</td><td rowspan="2">耿文溥
(1981)</td><td colspan="3" rowspan="2">中國石油公司
(1989)</td><td colspan="4">本(旗山)圖幅</td></tr>
<tr><td colspan="2">木柵斷層以西
旗山斷層以北</td><td>旗山斷層
以東</td><td>木柵斷層
以東</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">大岡山石灰岩</td><td colspan="2" rowspan="2"></td><td></td><td colspan="3"></td><td colspan="2">大岡山石灰岩</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>嶺口礫岩</td><td colspan="2" rowspan="2">六雙層</td><td rowspan="3">嶺口礫岩</td><td colspan="2" rowspan="2">崎頂層</td><td rowspan="5">嶺口礫岩</td></tr>
<tr><td rowspan="3">崎頂層</td><td>砂岩層</td><td rowspan="3">崎頂層</td><td>砂岩層</td><td rowspan="3">關廟層</td></tr>
<tr><td>石灰岩</td><td>頁岩質砂岩</td><td colspan="2">二重溪層</td></tr>
<tr><td>頁岩質砂岩</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">古亭坑層</td><td>砂質頁岩層</td><td rowspan="2">古亭坑層</td><td>砂質頁岩層</td><td rowspan="2">南化泥岩</td><td rowspan="3">古亭坑層</td><td rowspan="2">古亭坑層</td><td rowspan="3">古亭坑層</td><td rowspan="2">泥岩</td><td rowspan="4">大社層</td><td rowspan="4"></td></tr>
<tr><td>砂岩層</td><td>砂岩層</td></tr>
<tr><td rowspan="4">木柵層</td><td>砂頁岩互層</td><td rowspan="4">木柵層</td><td>頁岩層</td><td>八張犁層</td><td colspan="2">南勢崙砂岩</td><td>雞南山透鏡體</td><td>南勢崙砂岩</td><td>隘寮腳層</td></tr>
<tr><td rowspan="2">砂岩層</td><td rowspan="3">砂頁岩互層
(含石灰岩、玄武岩)</td><td rowspan="2">十六份頁岩</td><td rowspan="2">蓋仔寮頁岩</td><td>泥岩</td><td rowspan="2">蓋仔寮頁岩</td><td rowspan="2">鹽水坑頁岩</td></tr>
<tr><td>龍船透鏡體</td></tr>
<tr><td>礫岩層</td><td>南勢坑層</td><td>烏山層</td><td>泥岩</td><td>烏山層</td><td>糖恩山砂岩</td></tr>
<tr><td>砂頁岩互層</td><td>石內層</td><td colspan="3"></td><td colspan="3"></td><td>長枝坑層</td></tr>
</table>

(三) 前人調查成果

旗山斷層(吉田要，1932)，為逆滑斷層，由旗山向西南延伸至車瓜林以西，深水斷層(吉田要，1931b)，由千秋寮附近向南南西方向延伸至深水。孫習之(Sun, 1965)將旗山至千秋寮這一段的旗山斷層，連接深水斷層(吉田要，1931b)，仍稱為旗山斷層。之後的報告均採用此定義(徐慶雲，1975；中國石油公司，1989；陳文山等，2005；林啓文等，2009) 。

旗山斷層北段，約呈東北走向，由旗山西南的北勢附近向西南延伸至千秋寮。在武鹿坑附近，烏山層不再出露，嶺口礫岩與古亭坑層以斷層接觸，剪切帶寬約數十公分(林啓文等，2009；劉彥求與林燕慧，2012)。 旗山斷層南段， 由千秋寮向南延伸至深水約呈北北東走向，深水村附近轉為西南走向。深水溪可以觀察到旗山斷層(深水斷層)的主斷層，斷層上盤為向東南傾斜的烏山層砂頁岩互層，斷層帶內以泥岩為主，夾許多砂岩岩塊，斷層下盤以厚層泥岩為主(雞南山透鏡體)，含有數條高角度向東南傾斜的小型斷層，斷層之間均有剪裂的砂岩岩塊，整體斷層剪切帶寬約十數公尺。

3.8.2 地電阻調查工作

(一) 地電阻施測結果

地電阻施測長度表格如表 3.8-3。地電阻施測時運用前述建立之上下盤判斷標準，我們檢視於旗山斷層測區所施作之地電阻測線反演算結果，發現僅測線 16E-CHN-04 深部的地層，呈現如預期的古亭坑層厚層低電阻率電性地層反應，但本剖面位於大排水溝旁，沿水溝進行施測，可能會影響本剖面之施測結果。若

以此結果初步研判，此一測線可能位於斷層之下盤，實際情形仍建議以鑽井方式確認。而其餘的 16E-CHN-10、16E-CHN-03、16E-CHN-05，以及位於中山大學仁武校區的 16E-CHN-06，與更南側的 16E-CHN-01、16E-CHN-02，在表層沖積層之下的地層，均屬於旗山斷層上盤的烏山層或南勢崙砂岩的較高電阻率反應，另外，在測區最南緣的 16E-CHN-08、16E-CHN-09 測線，由鄰近丘陵出露的地層位態與電性，我們判斷深部的地層電性結構由東向西，可能反映了屬於上盤的由大社層的泥質地層，到南勢崙砂岩，到非常低電阻率的古亭坑層的電性反應，而分隔上盤的南勢崙砂岩與下盤的古亭坑泥岩的旗山斷層，地電阻電性地層不連續帶通過 16E-CHN-08 測線，距測線西側端點約 180 公尺處。因此旗山斷層的地電阻電性地層不連續帶，可能由位於上盤的 16E-CHN-07、16E-CHN-06、16E-CHN-02、16E-CHN-01、16E-CHN-09 等測線的西側，與仁武國小鑽井與 16E-CHN-04 測線的東側間通過，並切過 16E-CHN-08 測線，距測線西側端點約 180 公尺處，向南繼續延伸 (如圖 3.8-1 所示)。研判結果與過去之鑽井資料(陳文山等，2014)具有差異，可能係受前述旗山斷層於沖積平原區認為崎頂層或全新世砂層掩覆之影響，建議本區域後續能增加鑽井調查，進一步確認干擾情況。

表 3.8-3 旗山斷層地球物理測線長度對照表

測線編號	長度(m)
16E-CHN-01	250
16E-CHN-02	155
16E-CHN-03	190
16E-CHN-04	410
16E-CHN-05	130
16E-CHN-06	390
16E-CHN-07	150
16E-CHN-08	260
16E-CHN-09	410
16E-CHN-10	260
16E-CHN-11	190
16E-CHN-12	170
總長	2965

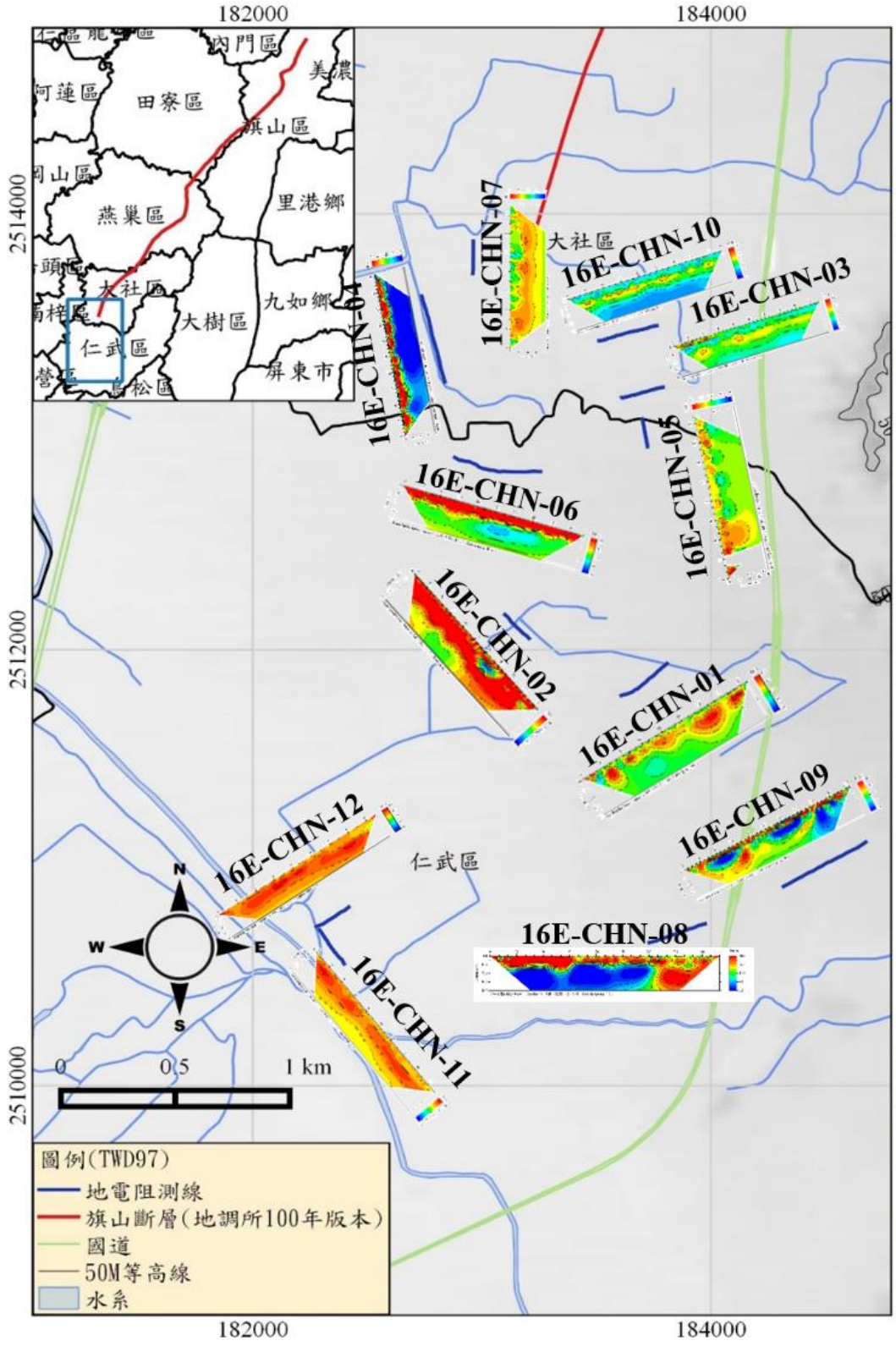


圖 3.8-1 旗山斷層地球物理施測結果

3.9 恆春斷層測區地球物理調查成果

3.9.1 前人研究

(一) 地形

恆春斷層位於屏東縣車城鄉海口向南延伸至恆春鎮南灣，長約 16 公里(詹新甫，1974)，屬於逆移斷層，呈北北西走向。由西向東主要地形包括恆春西台地、恆春谷地與中央山脈，附近的地形特徵顯示有一明顯的斷層崖(陳文山等，2005)。

(二) 地層

恆春半島的地層劃分包括石門層、里龍山層、馬鞍山層、墾丁層、恆春石灰岩、四溝層、太平層、隆起生物礁、階地堆積層與沖積層(陳文山等，1985)。根據野外調查結果，海階崖由尖山延伸至車城東側，階面為隆起珊瑚礁與沖積扇堆積層，均不整合於石門層之上，崖面的西側沒有石門層出露，因此研判斷層位於海階與沖積扇的階地下側。中段區域斷層上盤出露墾丁層，上覆萬里桐石灰岩。在網紗溪溪谷出露鈣質砂岩(萬里桐石灰岩)岩層向西傾斜，而在其西緣此鈣質砂岩受到斷層作用，因此判斷恆春斷層可能在恆春谷地之中。南段區域，在恆春鎮東門東南方受擾動的石灰岩覆蓋於墾丁層之上，研判斷層的前緣已延伸至恆春谷地，斷層沿著屏鵝公路向南經南灣進入海域。

此外，陳文山等(2004a)由地層的對比結果研判，恆春西台地是在萬里桐石灰岩沉積後才開始傾動，估計恆春斷層的斷距約 200 公尺。西台地北部持續有較高的抬升速率，而東側恆春谷地則是屬於相對下降的構造環境，由恆春半島南方海域的反射震測結果(Reed et al., 1992)顯示，恆春半島向南延伸至巴士海峽形成一條凸起山脊，山脊西側有一系列向西逆衝的逆移斷層，研判此斷層造成恆春西台地的傾斜，以及恆春谷地的相對下陷。

(三) 前人調查成果

關於地球物理探測方面，李奕亨(2001)在恆春半島跨越馬鞍山層的震測結果，深處泥岩與泥岩所夾岩塊的地層不易解析，研判恆春斷層由許多高角度傾斜的分支斷層所組成，斷層前緣約在屏鵝公路東側與地形崖之間。此外，另一條車城西南方的反射震測剖面(06P-HCN-CC01)指出有一向東傾斜的斷層(圖 3.9-1)在近地表處的斷層上盤還有岩層擾動現象，在測線距離 850 公尺處岩層變形十分明顯，由震測剖面顯示斷層在地表的延伸約在距離測線 460 公尺附近。

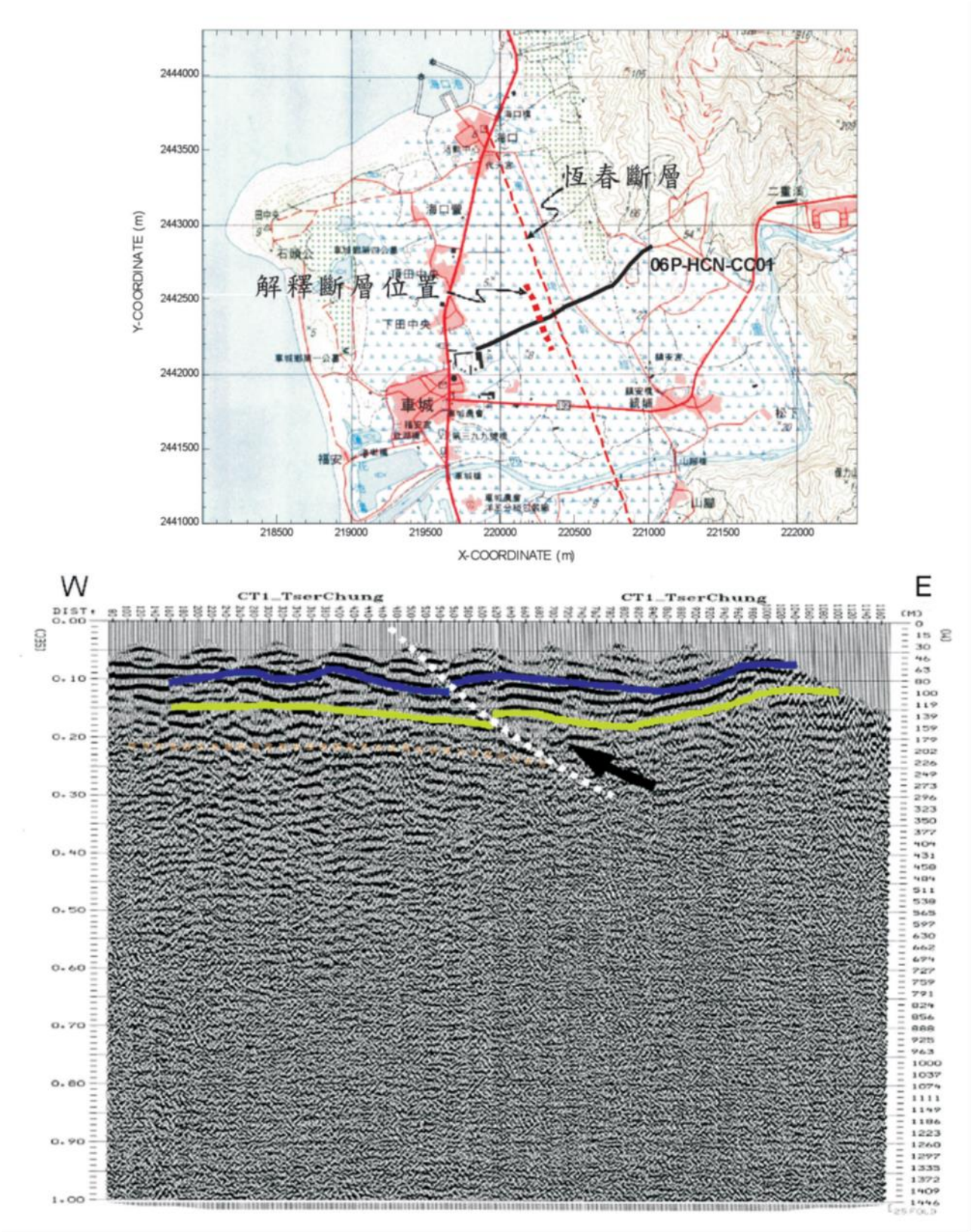


圖 3.9-1 恆春斷層地球物理探勘結果(董倫道等，2006)

3.9.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻施測結果

本研究團隊於恆春斷層測區共施測 4 條地電阻測線如圖 3.9-2，測線的選擇以橫跨斷層線跡為原則，並考量進行野外實驗時需遠離電塔、電線杆接地線以及置有鐵架、鐵欄杆等容易影響施測成果之場地進行佈線，故多選擇田地、果園或是道路邊進行施測。18E-HCN-01 施測於恆春斷層北段並靠近董倫道等，2006 所施測之震測測線，測線位置選於休耕之洋蔥田地並於測線 165-170 公尺處跨越道路，剖面解析深度約為 72 公尺，18E-HCN-02、18E-HCN-04 施測於恆春斷層南段之分支斷層，測線位置皆為空地，剖面解析深度分別約為 60 公尺及 66 公尺，18E-HCN-03 位於恆春斷層南段之主斷層，測線於 170 公尺前為農地，170-175 公尺處跨越道路並於 175 公尺後沿著道路進行佈線，剖面解析深度約為 79 公尺，野外測線編號及長度如表 3.9-1 所示。

表 3.9-1 恆春斷層測區地電阻野外施測參數表

測線	地電阻(m)
18E-HCN-01	360m
18E-HCN-02	300m
18E-HCN-03	395m
18E-HCN-04	330m
總計	1385

在恆春斷層的施測結果來看，在原有線跡上，地電阻模型可以分辨出斷層上下盤地層之差異，如 18E-HCN-01 的沖基層與階地堆積層，18E-HCN-02 至 18E-HCN-04 的沖積層與馬鞍山層，可看出剖面上有地球物理不連續面，並可與地調所提供之恆春斷層線跡作比對。關於調查成果之可能誤差範圍，本計畫透過地電阻探測方法，針對每一條測線之電性反應定義其上下盤關係，並加入地質調查所提供之 100 年活動斷層分布跡線估算其最長距離作為誤差值。初步估算本計畫恆春斷層之誤差值為 100 公尺。

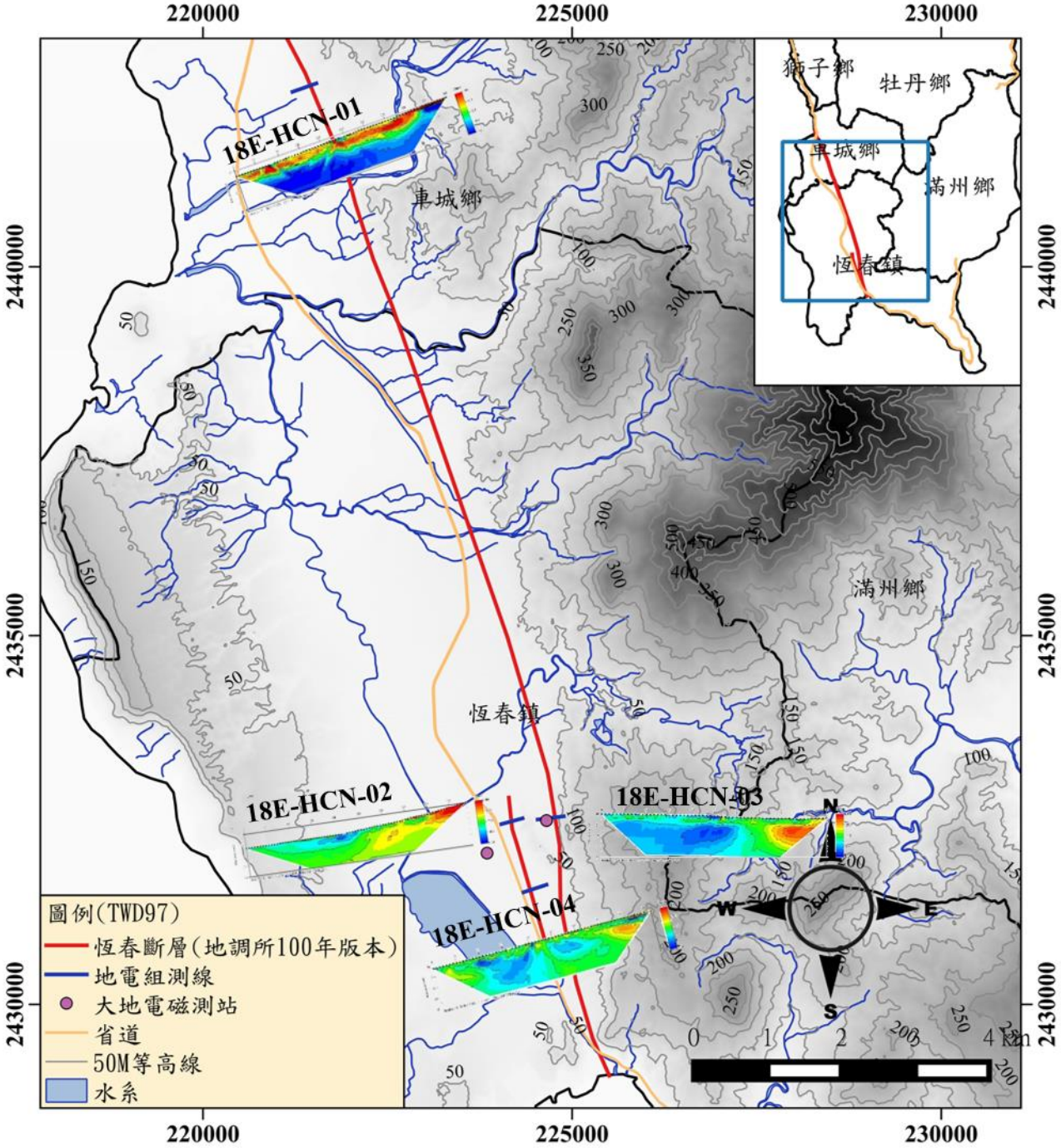


圖 3.9-2 恆春斷層地球物理施測結果

3.10 瑞穗斷層

3.10.1 前人研究

(一) 地形

瑞穗斷層介於海岸山脈與花東縱谷之間，沿著此縱谷分布一系列的階地，後來經過人為開墾逐漸形成梯田。南北走向的瑞穗斷層大致上沿著富源溪、秀姑巒溪與 193 縣道分布。沿線經過鶴岡溪、安夜西溪、打落馬溪與苓仔溪，但河流下游多覆蓋厚層沖積層不易見到斷層通過的跡象。秀姑巒溪向東流入海岸山脈，發育一系列的河階，稱為德武河階群。此系列的階梯狀河階地形是菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的碰撞擠壓造成海岸山脈快速的抬升，並經過秀姑巒溪不斷的下切侵蝕形成，秀姑巒溪不僅不斷下切造成峽谷地形，在河流轉彎處，曲流外側較強勢水流也不斷攻擊邊坡，迫使河道遷移，河川的彎曲度也越來越大，河川的曲流型態也越來越明顯。在曲流地形中，河灣內側屬於水流速度較緩的河床沉積物也隨著海岸山脈的階段性隆起而形成一系列的河階地形。

瑞穗地區地形上由東向西逐漸降低，瑞穗斷層在安定、復興、大富、自強外役監獄多有地質調查所開挖槽溝做為控制點協助我們得知斷層的位置。但在鶴岡、德武一帶則無，惟鶴岡地區西緣有明顯的階地崖(林啟文等，2009)。圖 3.10-1 照片中的瑞岡大橋顯示，瑞穗斷層在瑞岡大橋段有一明顯的地形落差，可以視為瑞穗斷層通過的證據。



圖 3.10-1 瑞穗斷層在瑞岡大橋段通過的地表變形

(二) 地質

本地區出露的地層包括板岩層、八里灣層、舞鶴礫岩、階地堆積層與沖積層。

(1) 板岩層

分布於縱谷西側，劈理發達，局部變質度可達千枚岩，原始層面不易分辨，卓溪西北方則以細粒變質砂岩與板岩互層為主，劈理亦多已再受構造作用褶曲或錯斷(Yang and Wang, 1985)。

(2) 八里灣層

八里灣層亦為張麗旭(Chang, 1967)命名的有孔蟲化石地層分帶，鄧屬予(Teng, 1979)依岩性與岩象的特徵將其獨立劃分為一岩層單位。八里灣層的岩相變化大，礫岩、砂頁岩互層與泥岩所組成，有濁流沉積構造和深海相化石，為深海沖積扇的堆積物(Chen and Wang, 1988; Teng, 1979)。陳文山與王源(Chen and Wang, 1988)、鄧屬予與陳文山(Teng and Chen, 1988)依岩相組合分別命名為富田段(泥岩)、水連段(礫岩)、與泰源段(砂頁岩互層)三者為同時異相關。 陳文山(1988)於海岸山脈地區的砂岩岩象研究結果，並沿用張麗旭(Chang, 1969) 命名的地層名稱，並重新定義。八里灣層於研究區域內主要分布於大富至德武之間，由於構造或崩移作用，其內常見錯距數公分乃至數十公分的小斷層。水漣礫岩為八里灣層內代表上部沖積扇河道沉積物，與八里灣層內砂頁岩部份成犬牙交錯，主要分布於大富至鶴岡之間。

(3) 舞鶴礫岩

舞鶴礫岩呈高位階地分布於縱谷中段兩側的舞鶴與鶴岡，兩者間為秀姑巒溪分隔，岩性主要為中央山脈沖刷出的變質岩質礫石所構成，主要成顆粒支持結構，頂部受紅土化，張瑞津等(1992a)由黏土中漂木標本之碳十四定年結果，時代老於五萬年。

(4) 階地堆積層與沖積層

階地主要為未固結的泥夾雜砂和少許礫石所組成，淘選度差，未紅土化，時代為更新世晚期(衣德成等，2012)；河川沖積層則為礫石、砂和黏土組成，主要分布於德武至觀音之間，都巒山層西側山腳，其階面局部反傾或拱起，階地西緣存在一系列平行縱谷走向的小丘，可能屬於伴隨構造活動產生的壓力脊。

(三) 前人調查成果

陳文山等(2006)認為 1951 年 11 月 25 日地震在瑞穗北方造成的地表破裂，是瑞穗斷層活動所造成。當時地震造成兩條平行的地表破裂，西側的地表破裂位於海岸山脈與縱谷的交會處，另一條地表破裂則位於海岸山脈西側，徐鐵良(Hsu,1962)稱之為玉里斷層的北段。但地調所因斷層兩者的性質不同，特別分出(林啟文等，2009) 。

淺層震測探勘

石瑞銓等(2004)曾於瑞穗斷層施測兩條震測測線，測線位置分別位於瑞穗斷層中段與南段(圖 3.10-2)。線位於瑞穗鄉福興溪西側之震測測線，表層 100ms 為訊號不佳之砂礫層，西側有向東傾斜的反射訊號，經研判為中央山脈板岩與上覆沖積層的不整合面，而東側只有深約 300ms 開始有接近水平的反射面，判斷應為沖積層與八里灣層間的不整合面。因兩側地層差異明顯，所以東西兩側反射交界處應為縱谷斷層界線，其延伸至地表的位置位於斷層崖西側(圖 3.10-2)。瑞穗東方德武台地西側的春日震測線，剖面中 200m 以上為層狀砂礫層，下部為八里灣層(圖 3.10-2)。

石瑞銓等(2004)於瑞穗斷層南端曾經施做一條地電阻測線，春日地電阻測線中可看到剖面西側為高−低−高的層序，研判為礫石層，東側為低−高−低層序，底層低電阻率，研判是泥岩層；剖面中有不連續的現象，研判可能是斷層位置(圖 3.10-3)。

地調所在玉里斷層北端有兩口鑽井，玉里 1 號井位於玉里斷層北端東側與瑞穗斷層南端西側。井深達 200m，全井岩芯以泥岩夾粉砂岩為主，偶夾薄層砂岩，岩層膠結程度差。岩芯中有數處斷層泥出現，斷面傾角為 20 度- 45 度，但沒有大型斷層帶出露(圖 3.10-4)。

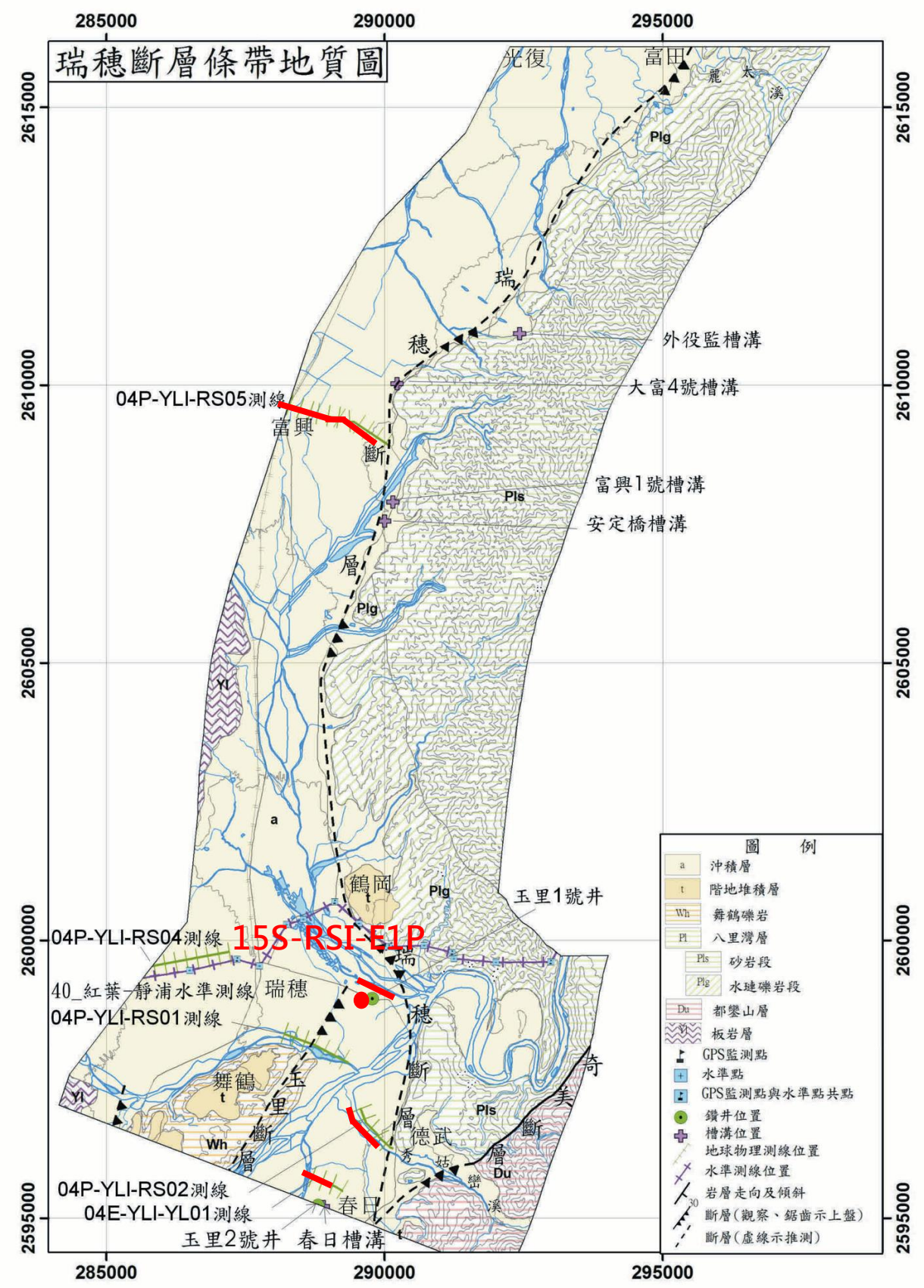


圖 3.10-2 瑞穗斷層條帶地質與反射震測線位置圖(引用自地調所，TWD67)

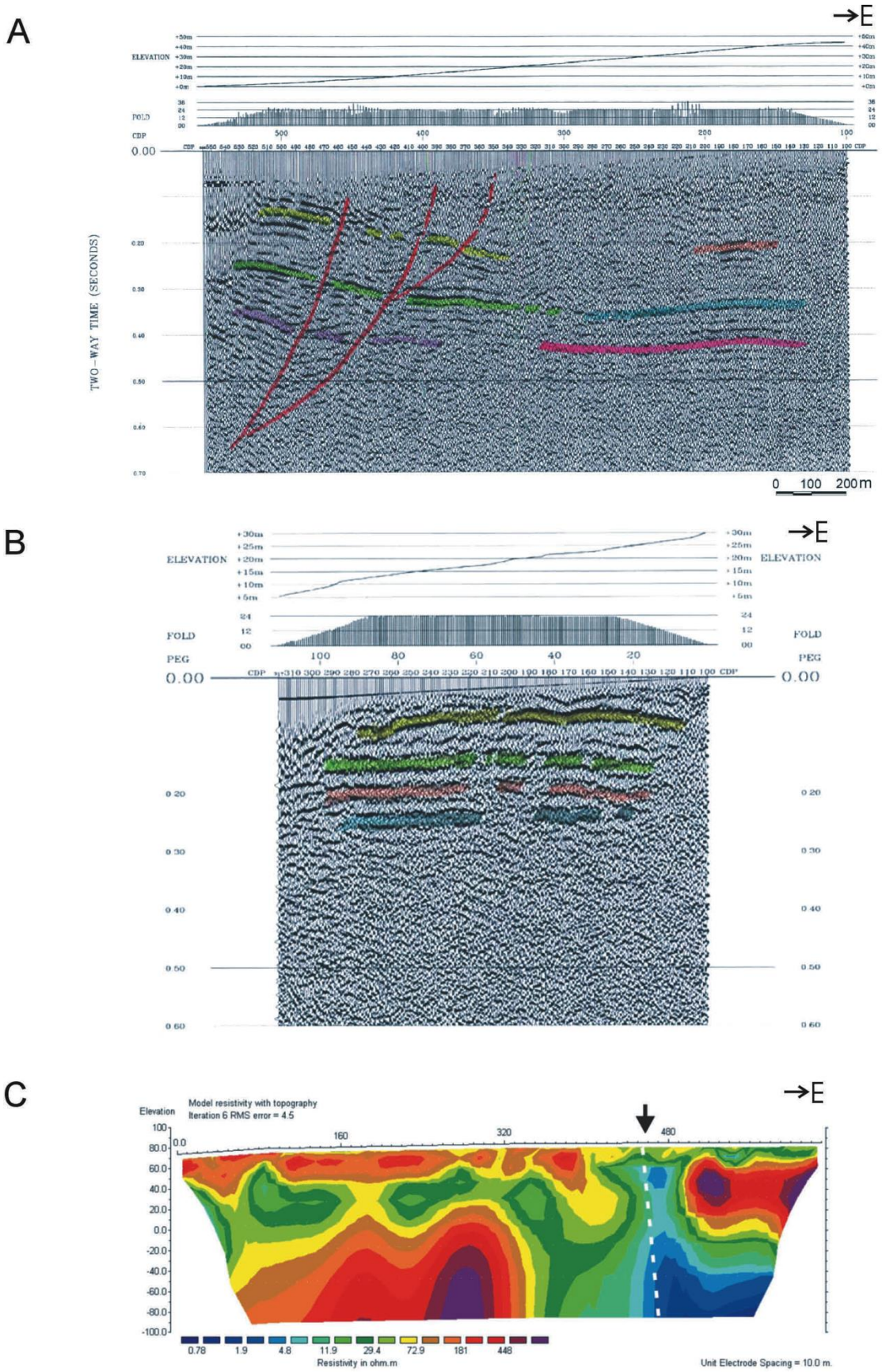


圖 3.10-3 瑞穗斷層反射震測與地電阻探測結果(石瑞銓等，2004)

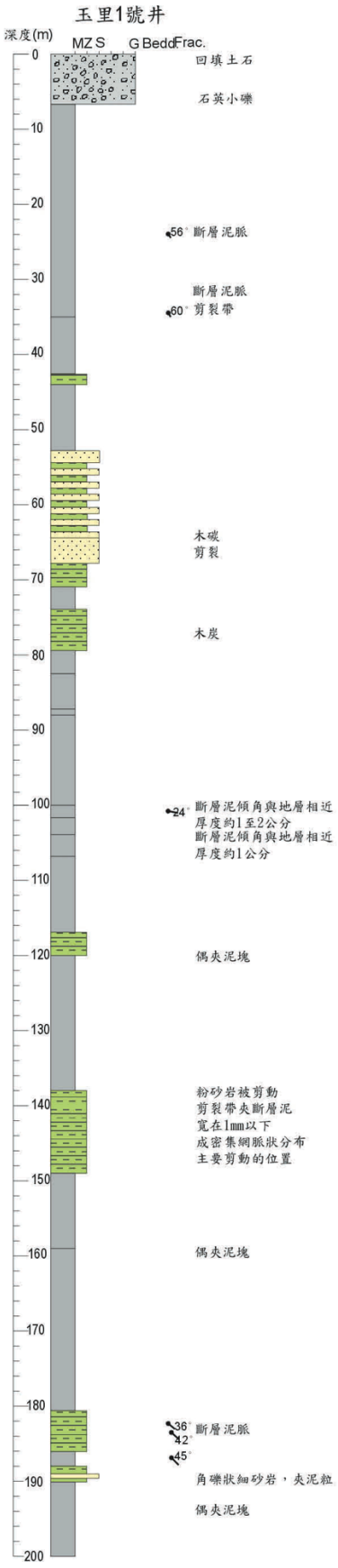


圖 3.10-4 玉里 1 號井之地層柱狀圖

3.10.2 地球物理調查工作

(一) 地電阻調查成果

在本研究的瑞穗斷層的測區中(圖 3.10-9)，瑞穗斷層性質為逆移斷層兼具左移性質，呈大致南北走向(陳文山等，2006；林啟文等，2007；陳文山等，2008)。測區位於安定橋以南，至玉里鎮春日以北。我們在瑞穗斷層測區區域，完成 10 條地電阻測線，總長度 2980 公尺，超過合約的測線總長(預計 1600 公尺)約有 1380 公尺(表 3.10-1)。本區地電阻測線由北向南，分別為 15E-RSI-08、15E-RSI-07、15E-RSI-10、15E-RSI-05、15E-RSI-06、15E-RSI-02、15E-RSI-01、15E-RSI-03、15E-RSI-09、15E-RSI-04 等(圖 3.10-9)，測線的設計，為了解本區斷層跡之地下延伸分布，以最大測深超過 40 至 50 公尺為目標，單一地電阻陣列長度在 180 公尺以上至 430 公尺。

在本測區南部範圍內，我們在測線 15E-RSI-09 中，發現有一向東傾斜之界面存在，此一測線資料與過去於測區南側施測之地電阻測線 YL1 對比良好，界面以東深處均有低電阻率之地層分布，而表層則為全新世的礫石沖積層，因此我們研判於 15E-RSI-09 中向東傾斜的電性地層界面，應以低電阻率的泥質砂頁岩為主之八里灣層上盤，與下盤礫石沖積層的瑞穗斷層斷層面。而其延伸至地表的斷層跡可向西南延伸至 YL1 測線。另外，在瑞穗的瑞良村附近的 15E-RSI-01、02、03 等測線，深部均呈現主要為電阻率高於 100 Ohm-m 的電性地層組成，雖然部分測線於近地表或較淺的深度夾有較低電阻阻率電性地層，但深部並無如 15E-RSI-09 之低電阻率(小於 20 Ohm-m)的泥質砂頁岩地層分布，因此研判 15E-RSI-01、15E-RSI-02、15E-RSI-03 均位於斷層之下盤。

而在北部的測區，我們發現東西方向相鄰的測線 15E-RSI-05 與 15E-RSI-06，具有完全不同之電性地層組成，位於東側的 15E-RSI-05，在 20 公尺下呈現較低電阻率的地層反應，研判應為八里灣層岩盤。而在西側的 15E-RSI-06，則全為電阻率高於 100 Ohm-m 的電性反應，研判應為階地礫石堆積層或是更年輕的河道沖積礫石層。因此研判瑞穗斷層應由兩測線間通過。位於 15E-RSI-05 測線以北的 15E-RSI-10、15E-RSI-07、15E-RSI-08 測線，則全部呈現電阻率高於 100 Ohm-m 的電性反應，研判應該全屬於階地堆積層或礫石沖積層之反應，斷層跡應於這些測線與露出的岩盤間通過。

(二) 透地雷達調查成果

為印證地電阻施測所研判之電性地層不連續帶之正確性，我們另外利用透地雷達，於前述經由地電阻資料推測的電性地層不連續帶位置附近，進行東西跨越電性地層不連續帶之施測。我們利用加拿大製 PulseEKKO 透地雷達與 50 MHz

天線，於德武國小西方的苓仔溪北側，進行 15G-RSI-01 測線施測。測線方位為西北-東南向。長度約為 360 公尺。

表 3.10-1 瑞穗測區地球物理測線長度對照表

測線	地電阻(m)	透地雷達(m)	淺層震測(m)
15E-RSI-01	430		
15E-RSI-02	310		
15E-RSI-03	310		
15E-RSI-04	430		
15E-RSI-05	220		
15E-RSI-06	270		
15E-RSI-07	250		
15E-RSI-08	270		
15E-RSI-09	310		
15E-RSI-10	180		
15G-RSI-01		360	
15S-RSI-E1P			1006
總計	2980	360	1006

(三) 淺層震測調查成果

瑞穗斷層為逆移斷層兼具左移分量，呈東北走向，由光復鄉東富村向南延伸至玉里鄉春日里(陳文山等，2006；林啟文等，2007；陳文山等，2008)，長約 33km。此次選線起點沿著富源溪南側河岸轉角，由東靠近瑞穗斷層推測線並向西延伸。

1.淺層震測(15S-RSI-E1P)野外施測

使用 EWG-III 撞擊式震源，測線總長度為 1006 公尺，共施測 96 個炸點，並使用 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 3.10-5)。其詳細野外施測幾何參數列於表 3.10-2 。

2.淺層震測(15S-RSI-E1P)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 730m。

在移位前雙程走時剖面上(圖 3.10-6)，主要反射能量穿透達 300ms，並呈高角度向東傾斜，可供移位處理；而深層可辨識反射層深達 1000ms 左右，可見剖面西測深部有些微東傾的沉積層，而剖面東測深部有微弱的西傾訊號，兩側訊號明顯不同，研判有斷層經過。移位後深度剖面(圖 3.10-7)有效反射層達 600m，可見高角度向東傾斜的層面，斷層面經移位後也較明顯。200m 深的能量差距與 600m 以下的西傾層面為移位造成的假象，不需過度解釋。剖面南方有地調所先前鑽探的玉里 1 號井(圖 3.10-8)，經構造投影對比後，地層高角度傾角與剖面相符，因剖面沒有完全垂直於構造，所以角度會比真實地層小一些；另外經過振幅比較，黑色振幅與岩芯中的粉砂岩分布一致(圖 3.10-8)。

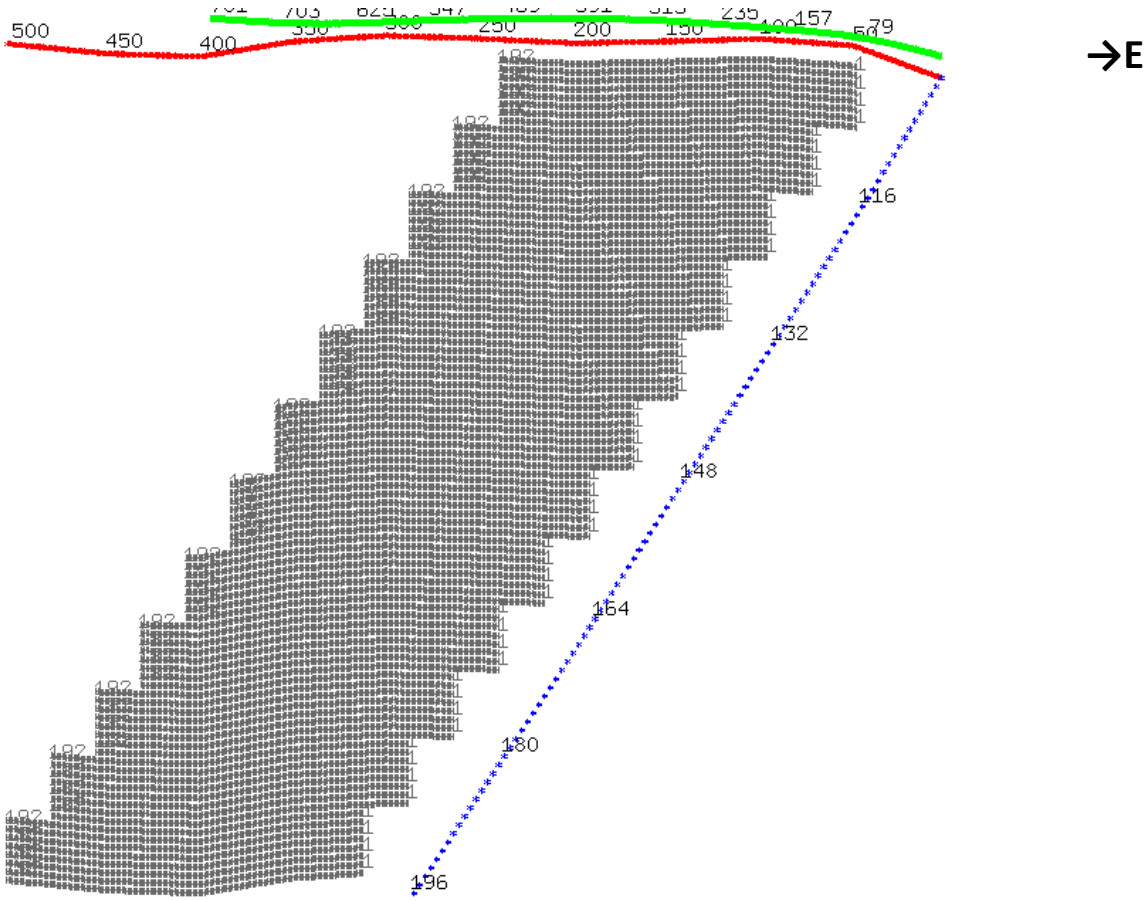


圖 3.10-5 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 野外施測幾何

表 3.10-2 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 施測幾何參數

測區	花蓮瑞穗斷層	取樣率	0.5ms
測線名稱	15S-RSI-E1P	測站間距	2m
測線方向	由東向西	炸點間距	6m
測站位置	96m - 1006m	重合數	32
炸點位置	0m - 570m	測線總長	1006m
檔案編號	101 - 196	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

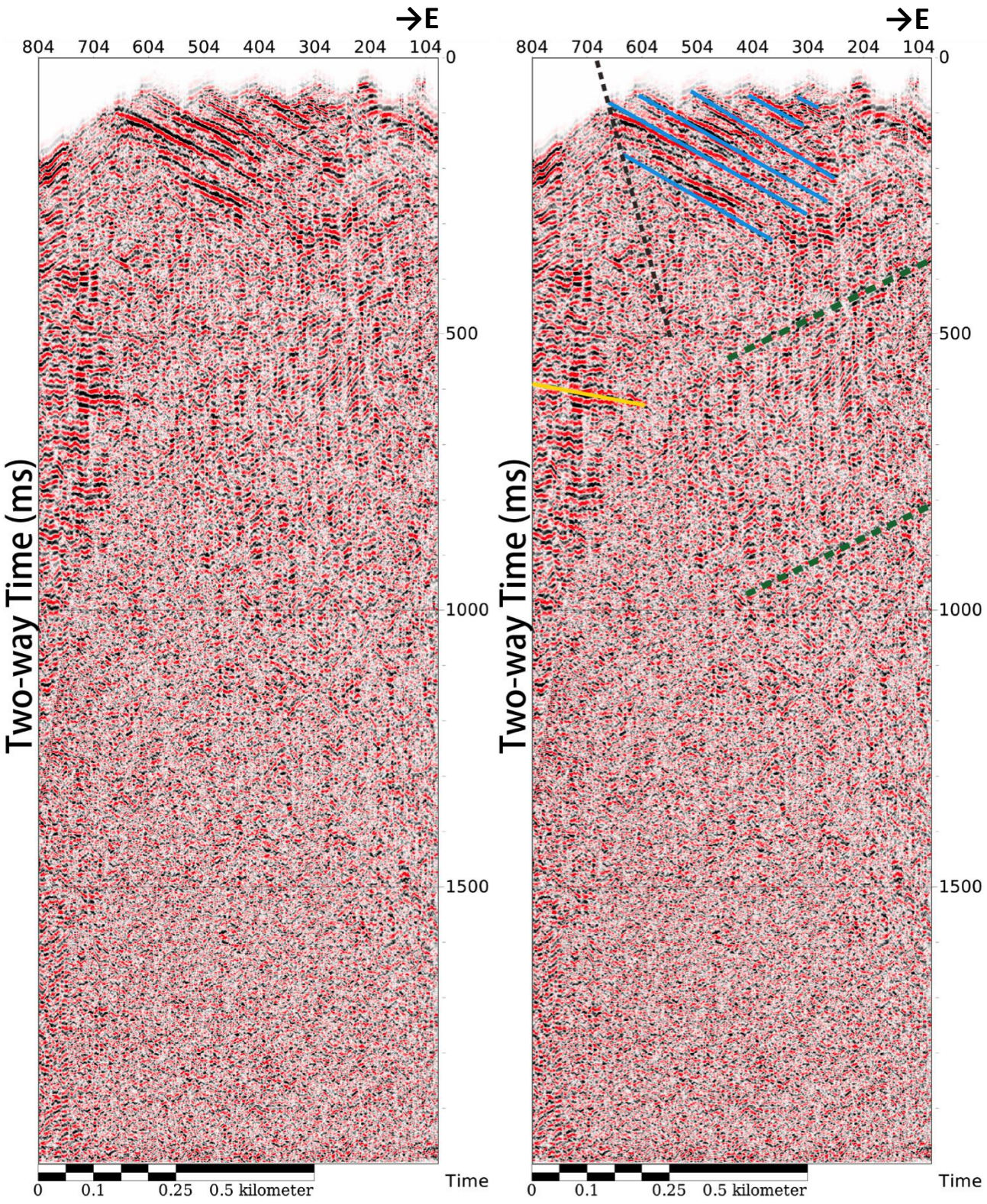


圖 3.10-6 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P)移位前雙程走時剖面(左圖)與解釋(右圖)

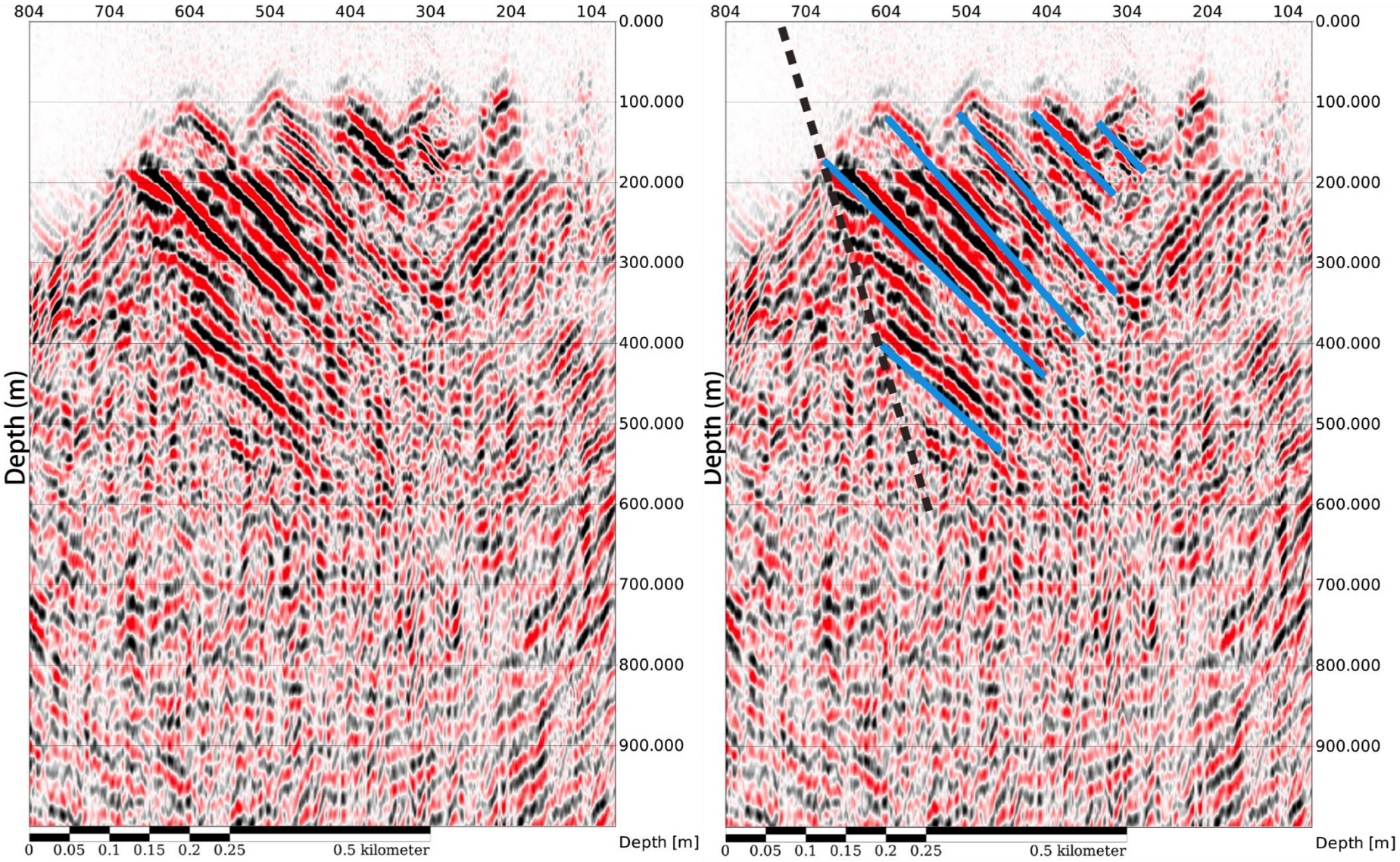


圖 3.10-7 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) 移位後深度剖面(左圖)與解釋(右圖)

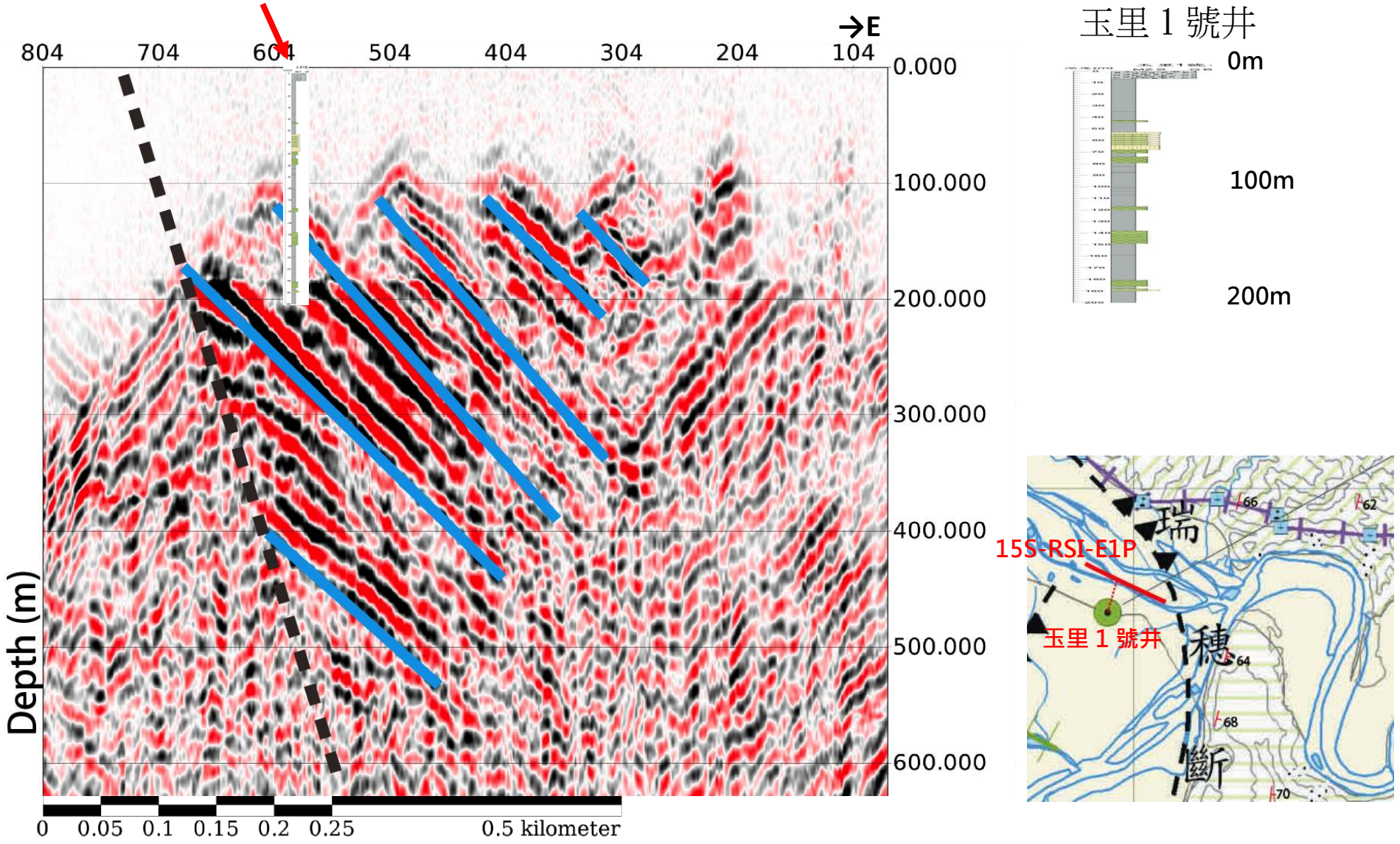


圖 3.10-8 瑞穗測線 (15S-RSI-E1P) (左圖)，玉里 1 號井地層對比(右上圖)與構造投影示意圖 (右下圖)

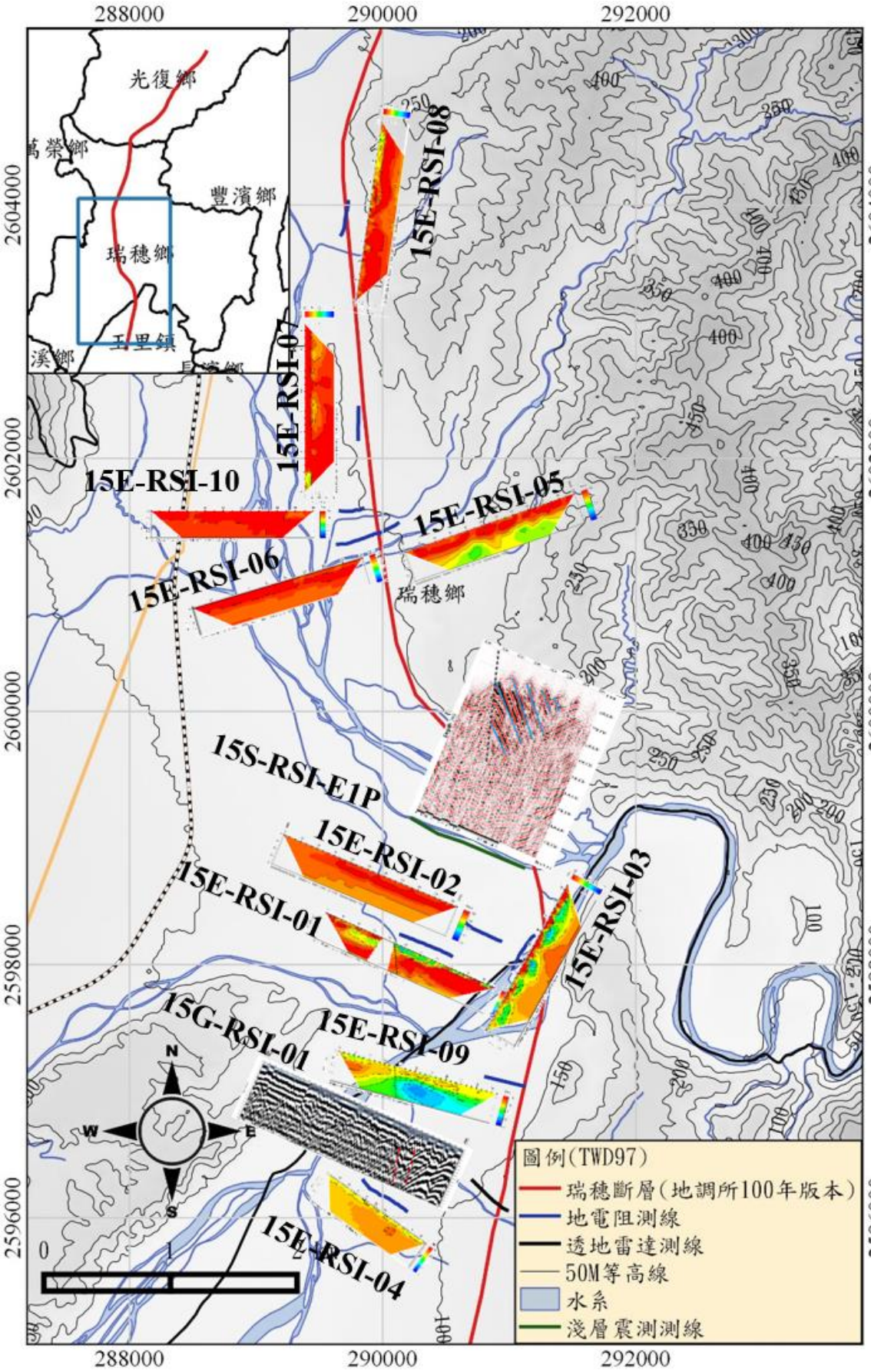


圖 3.10-9 瑞穗斷層地球物理施測結果

3.11 玉里斷層測區地球物理調查成果

3.11.1 前人研究

玉里斷層，為左移斷層兼具逆移分量，呈北北東走向，由花蓮縣瑞穗鄉瑞良村向南延伸至玉里鎮客城里，長約 23 公里(徐鐵良，1955)。玉里斷層 1951 年 11 月 25 日玉里地震(Ms=7.1, 02:50)時形成走向與縱谷平行的地表破裂，東側抬升並略向西北移動，破裂軌跡主要由縱谷西側從三民向南延伸至玉里國小、玉里鎮圓環、客城里，玉里國小內斷層東側的花壇上升 10 至 30 公分，東側教室向北移動 40 公分；地表破裂總長達 90 公里(楊蔭清, 1953)。林啟文等人(2000) 整理前人研究資料，推斷 1951 年 11 月 25 日的地震地表破裂可能為玉里斷層與池上斷層，將台灣東部的活動斷層歸納為玉里斷層等七條，並詳述這七條活動斷層的分類、斷層分布範圍及斷層性質。

(一) 地形

花東縱谷為一北北東-南南西走向之谷地，最窄處約 1 公里寬，最寬處約 3 公里，總長約 180 公里，玉里斷層位於花東縱谷，從北到南依序經過了紅葉溪、太平溪、卓溪、源城溪等，斷層沿線分布一連串的沖積扇與階地，東側為海岸山脈，山脊高度約在海拔 1000 公尺上下；西側為中央山脈鄰近縱谷山脈高多在海拔 1000 公尺以上。

石再添等人(1983)分析縱谷中河階及斷層崖等地形特性，將縱谷分為北中南三區段，並列出 61 段地形學上的活動斷層，在縱谷中段有 26 條位於 1951 年 11 月 25 日的地震災害區域中。

其中鶴岡、瑞美、掃叭等線型在走向上亦延伸至斷層露頭，此線形雖位於板岩層與礫石層的交界，但未發現斷層地形特徵。但由於這些斷層帶缺乏近期定年或槽溝開挖等資料證明其與這些地形崖形成的線型與斷層活動有關，該線型代表斷層活動的確實度則相對較低。

(二) 地質

區域地層

花東縱谷為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之間的碰撞縫合線。縱谷以西為大南澳片岩及上覆板岩等；縱谷本身為縫合帶，地表多被近代河流沉積物所覆蓋；縱谷以東為海岸山脈地質區，為中新統火成岩與相關弧前盆地的新第三紀濁流式碎屑沉積岩組成(Ho, 1975)。地層層序由下而上分別是崙山層，都鑾山層、利吉層、蕃薯寮層、八里灣層、年代從中新世到更新世(Chang, 1967;1968;1969)；

縱谷內有舞鶴礫岩、階地與沖積層，由更新世至現代。

崙山層

分布於縱谷西側，劈理發達，局部變質度可達千枚岩，原始層面不易分辨，卓溪西北方則以細粒變質砂岩與板岩互層為主，劈理亦多已再受構造作用褶曲或錯斷(Yang and Wang, 1985)。

都鑾山層

最早提出都鑾山層的是大江二郎(Ooe,1939)，以其台東圖幅內凝灰岩為主並夾有薄層砂岩與石灰岩的岩層命名為都鑾山凝灰岩層。徐鐵良(Hsu,1956)延續其命名並將都鑾山層擴大定義為以安山岩質礫岩為主的岩層，並包括了凝灰岩、集塊岩、礫岩、凝灰質砂岩、石灰岩等相關岩性。在本地區主要分布於奇美斷層東側，於秀姑巒溪、苓仔溪、高寮溪及樂合溪等出露均質岩性火山角礫岩、異質岩性火山角礫岩以及凝灰角礫岩，局部地區則有安山岩流、凝灰岩、枕狀角礫岩、細粒玻璃碎屑岩與枕狀岩流等。

利吉層

利吉層首先由徐鐵良(Hsu,1956)所命名，主要是以黏土質為主並常夾含各種成分外來角礫的地層，基質泥岩為青灰色並具有緻密的鱗片狀葉理(scaly foliation)，常夾大小不一的礫岩、砂岩、頁岩、砂頁岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩與各種蛇綠岩等角礫狀岩塊，岩塊大小甚至可達數公里。張中白(1996)則依野外調查認為縱谷側大港口層下段實際因斷層剪切作用逐漸強烈而過渡到利吉層，說明二者原先可能為同一套地層，因構造作用的程度不同而有所區分，本研究區域在鐵份至吳江溪附近可見利吉層出露，地形上形成惡地或緩起伏小丘，外來岩塊形成突出其上的小山頭。

蕃薯寮層

蕃薯寮層由泥岩與砂頁岩薄互層組成，具粒級層、底痕，偶而夾有崩積層(slumping beds)，由濁流岩岩相組成，分布於研究區域的觀音至吳江溪地區，形成海岸山脈西側較低緩的山脊。徐鐵良(1956)原將海岸山脈砂頁岩互層統稱之為大港口層，包含蕃薯寮層及後述的八里灣層。後由張麗旭(Chang, 1968)首先提出此地層名稱，鄧屬予(Teng, 1979)依岩性與岩象的特徵將其獨立劃分為一岩層單位，並認為其岩性是安山岩質碎屑岩為主的岩層。陳文山(1988)於海岸山脈地區的砂岩岩象研究結果則認為其岩性應以石英碎屑物為主，而部份砂岩才是火山與生物碎屑岩層，並沿用張麗旭(Chang, 1969) 命名的地層名稱，但重新修訂鄧屬予(Teng, 1979)的岩性定義。番薯寮層標準剖面在蕃薯寮坑地區，下部與都鑾山層接觸，上部為八里灣層。

八里灣層

八里灣層的岩相變化大，礫岩、砂岩和頁岩犬牙交錯，有濁流沉積構造和深

海相化石，為深海沖積扇的堆積物(Chen and Wang, 1988; Teng, 1979)。八里灣層亦為張麗旭(Chang, 1967)命名的有孔蟲化石地層分帶，鄧屬予(Teng, 1979)依岩性與岩象的特徵將其獨立劃分為一岩層單位。陳文山(1988)於海岸山脈地區的砂岩岩象研究結果，並沿用張麗旭(Chang, 1969) 命名的地層名稱，並重新定義。八里灣層於研究區域內主要分布於大富至德武之間，由於構造或崩移作用，其內常見錯距數公分乃至數十公分的小斷層。水漣礫岩為八里灣層內代表上部沖積扇河道沉積物，與八里灣層內砂頁岩部份成犬牙交錯，主要分布於大富至鶴岡之間。

舞鶴礫岩

舞鶴礫岩呈高位階地分布於縱谷中段兩側的舞鶴與鶴岡，兩者間為秀姑巒溪分隔，岩性主要為中央山脈沖刷出的變質岩質礫石所構成，主要成基質支持，頂部受紅土化，張瑞津等(1992a)由黏土中漂木標本之碳十四定年結果，時代老於五萬年。舞鶴台地與八里灣層呈斷層接觸，於鶴岡東側可見八里灣層逆衝於其上，而在舞鶴台地東側亦受斷層切過，斷層西側礫石呈低角度，斷層東側礫石層由高角度至鉛直。

階地

階地主要為礫石夾雜砂和少許黏土組成，與現今縱谷中的河川沖積層類似(Chen et al., 1991) ，主要分布於德武至觀音之間，都巒山層西側山腳，其階面局部反傾或拱起，階地西緣存在一系列平行縱谷走向的小丘，可能屬於伴隨構造活動產生的壓力脊。

區域地質構造

縱谷地區的大地構造系統十分複雜，畢慶昌(Biq, 1965)認為縱谷兩側各有高角度的逆衝斷層，造成中間之裂谷。西側稱為中央山脈斷層。由地形上來看，沿著台東縱谷西側中央山脈東麓的一系列斷斷續續大致呈一直線排列的崖線。徐澔德等人(Shyu et al., 2012) 更指出舞鶴台地為中央山脈斷層的產物，因為中央山脈斷層在此轉彎產生逆衝分量(掃叭斷層)形成舞鶴台地。楊榮 (1990) 根據重力資料分析，在縱谷西側有明顯的不連續存在，認為中央山脈斷層存在。

而瑞穗至玉里段區域出露的玉里斷層地表露頭較少，破裂破裂亦不連續，而成同一走向上零星分布，顯示著玉里斷層可能同時可觀察主斷層與分支斷層，主斷層岩著客城里、玉里圓環、舊玉里國小等造成主要的地表破裂，變形量也較高；分支斷層大致沿著板岩與階地的邊界，向北可追朔至舞鶴台地。舞鶴台地東北角秀山大橋附近可見一北北東-南南西走向小河溝，河溝東側舞鶴礫岩已轉為鉛直，礫石受擠壓破碎，局部呈現摩擦葉理，而西側礫石仍接近水平但東側沖積層礫石已傾側呈高角度；太平橋往太平部落方向可以見到重複出現的板岩層(崙山層)與礫岩(舞鶴礫岩)出露，顯示玉里斷層在太平溪流域可能向西靠近太平溪流域；地

表破裂穿過舊玉里國小，造成建築物水平位移 30-40 公分，地表破裂呈 N40°W 雁形排列。玉里國小南側地表破裂以 N10°E 方向延伸(林, 1997)，途經中山堂、關帝廟、中正路排水溝遭嚴重破壞，切過圓環、蝴蝶餐廳與客城里。

(三) 前人調查成果

淺層震測探勘

石瑞銓等(2004)曾於玉里斷層施測兩條震測測線(04P-YLI-15E-RSI-01 與 04P-YLI-15E-RSI-04)，測線位置皆位於玉里斷層北端(圖 3.11-1)。震測線 04P-YLI-15E-RSI-04 位於瑞穗鄉溫泉路北側的瑞穗台地，剖面西側下方反射訊號呈近水平，反射面(約 140 公尺)推測為中央山脈板岩與沖積層的交界，其界面以下無層狀訊號。剖面東側至深度約 450 公尺有良好的反射訊號，東西兩側的剖面影像非常不同，可能為地層界限或斷層帶(圖 3.12-2)。舞鶴台地東北震測剖 04P-YLI-15E-RSI-01 位於瑞穗鄉泛舟中心南側的紅葉西堤防旁，跨越舞鶴台地東北側斷層露頭，剖面訊號可由表層至深度約 700 公尺，西側剖面為向東緩傾且層狀訊號連續，東側訊號顯示錯動與褶皺(圖 3.12-2)。

地電阻探勘

石瑞銓等(2004)於玉里斷層南端曾經施做兩條地電阻測線(圖 3.11-1)。玉里鎮南方的客城 04E-YLI-15E-YLI-03 剖面，岩層呈水平層態，地電阻連續，沒有構造存在的跡象，然而，其東南方測線 04E-YLI-15E-YLI-02 剖面，剖面呈現高–低–高的層狀構造，並在西北端中層尖滅，推測有斷層存在。(圖 3.11-3)

地質鑽探

地調所在玉里斷層北端有兩口鑽井，玉里 2 號井位於玉里斷層與池上斷層的中間偏東(圖 3.11-1)。鑽井資料深達 400m，資料顯示 0m - 186m 為礫石層，186m - 400m 以粉砂岩與泥岩為主夾薄層砂岩與兩層礫石層，地層傾角約 40 度 - 60 度(圖 3.11-4)。

總結與評估

玉里斷層由野外調查結果顯示，在舞鶴礫岩形成之後才活動，而在 1951 年 11 月 25 日地震時也有地表破裂的現象，而這些地表破裂均位於花東縱谷的西側，並不容易發現斷層露頭，此斷層可能位於中央山脈板岩層與花東縱谷沉積物之交界。瑞穗至玉里段地表破裂不連續，多以雁形排列分布，侷限在縱谷西側的沖積層中，以左移為主。

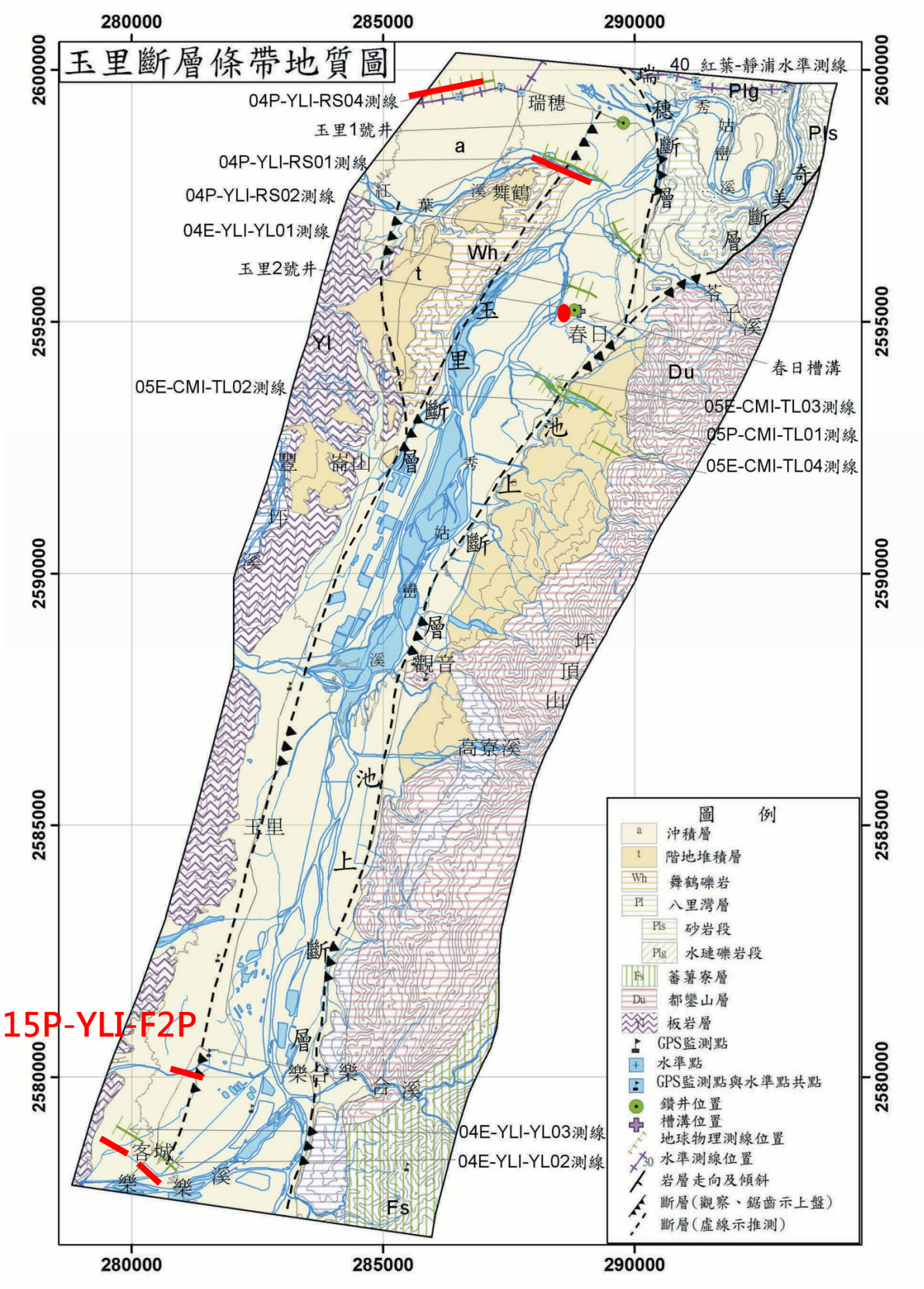


圖 3.11-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖(座標 TWD67)

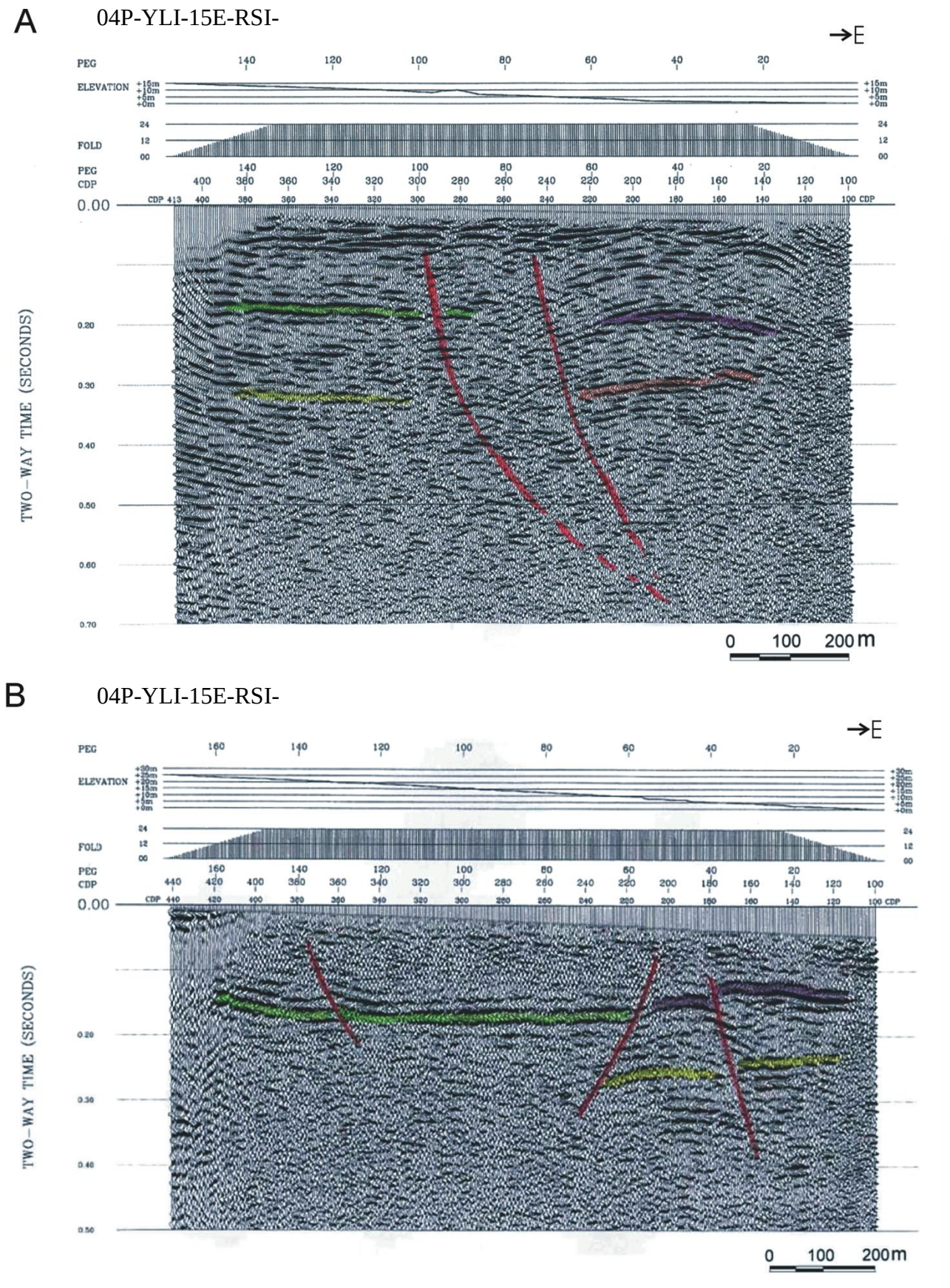


圖 3.11-2 玉里斷層北端反射震測探勘結果(石瑞銓等，2004)

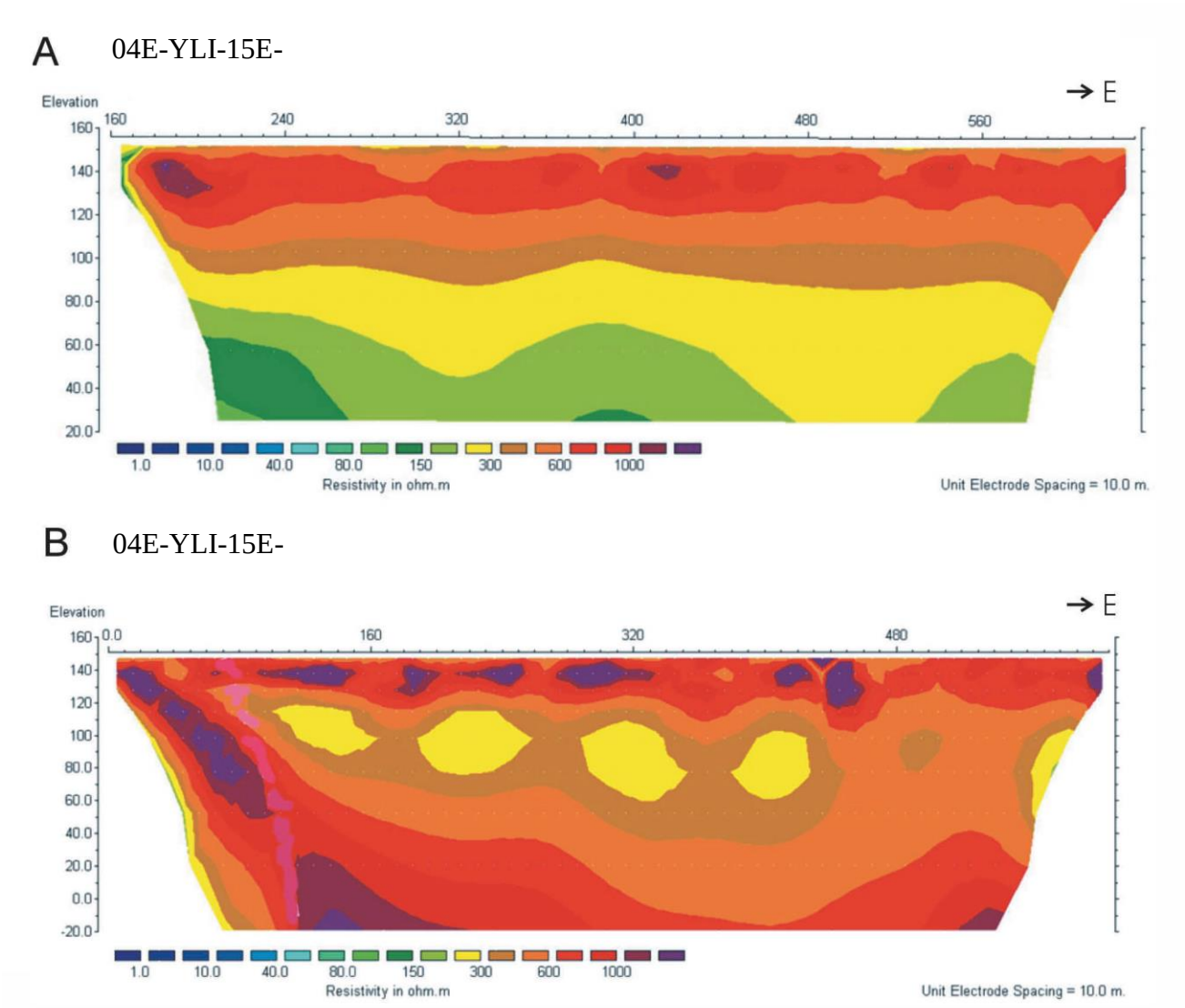


圖 3.11-3 玉里斷層南端地電阻探勘結果(石瑞銓等，2004)

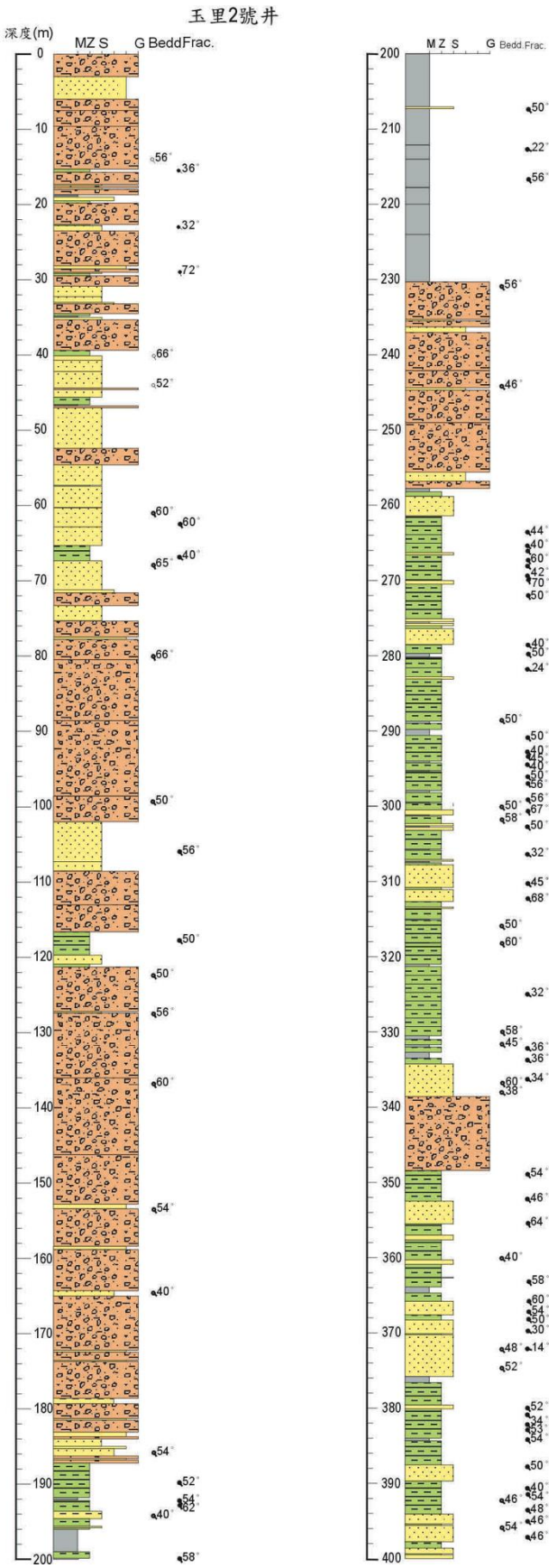


圖 3.11-4 玉里 2 號井 地層柱狀圖

3.11.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻調查成果

1. 玉里斷層地電阻剖面與露頭對比

玉里斷層測區主要位於花蓮玉里秀姑巒溪與樂樂溪流域間，過去研究成果顯示地表露頭較少，破裂侷限在花東縱谷西側的沖積層中。本測區內地表破裂露頭與產狀調查結果如下：(a)在三民(三笠)地區秀姑巒溪河床上有 N25°E 的地裂與一系列的噴砂；(b)地表破裂穿過舊玉里國小，造成建築物水平位移 30-40 公分，地表破裂呈 N40°W 雁形排列。(c)玉里國小南側地表破裂以 N10°E 方向延伸(朱和游, 1997)，途經中山堂、關帝廟、中正路排水溝遭嚴重破壞，切過圓環、蝴蝶餐廳與客城里。但目前斷層活動線跡已經人為復建而不可見。

本區過去未有地質鑽孔資料，但地調所(2004)曾經針對玉里斷層調查工作，在玉里鎮南方的客城，完成兩條地電阻二維測線 YL3 與 YL2，其中 YL3 測線為東南展向，測深約為 120 公尺。探測結果顯示 YL3 測線下地層大致為水平層狀，上部電阻率約 500~1000 Ohm-m，向下減至約 100 Ohm-m。無明顯的電阻率不連續構造(圖 3.11-5)。位於 YL3 測線東南的 YL2 測線，測線共 610 公尺長，隔 250 公尺與測線 YL3 相接，測深約 160 公尺。探測結果示於圖 6.3-1。它指出本測線下之電阻率大多高於 300Ω-m。呈高低高層狀構造，但在西北端中層尖滅。底層與頂層合併可與其西北方的測線 04E-YLI-YL-3 表層高電阻層連接。F 標示電阻率構造尖滅處，研判是玉里斷層經過之處。因此我們由過去地電阻的資料判斷歸納，玉里斷層東側上盤，與斷層西側下盤的電性結構，有截然不同的組構，東側上盤的地表，存在一層薄層約 10 公尺厚的高電阻率礫石沖積層(電阻率在 600 Ohm-m 以上)，在礫石沖積層下至約 60 公尺深處，則為電性較低的地層，但在 60-80 公尺深的深處以下，又轉變為電阻率相當高的地層(高於 1000 Ohm-m)所組成，而在相同的深度，下盤的地表為約 20 公尺厚的礫石沖積層，沖積層下的地層電性則逐漸降低至約 40-100 Ohm-m，但並不見上盤深處的高阻地層。因此，我們在玉里鎮附近。可以嘗試由 60-80 公尺深的高阻地層是否出現，作為指標，協助判斷測線的位置處於斷層的上盤側或是下盤側。

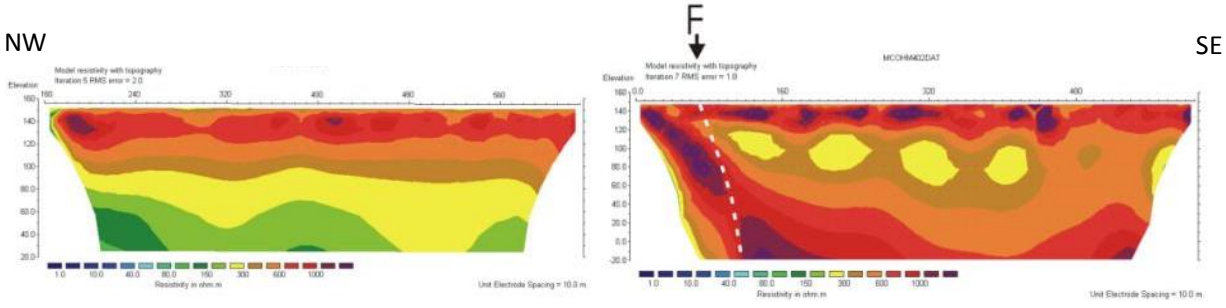


圖 3.11-5 地調所針對玉里斷層所施測之地電阻二維測線 YL3 與 YL2

本團隊已完成位於沿秀姑巒溪西側的玉里一帶地區，共計 13 條地電阻有效測線之施測工作(如圖 3.11-6)，總長度共計 3855 公尺(如表 3.11-1)。超過預計長度(2000 公尺)約 1855 公尺。主要分布於人口較稠密的玉里鎮市區南側與北側一帶，以及北側三民附近的太平橋一帶。

(二) 透地雷達調查成果

在玉里斷層的地電阻探測作業裡，我們判斷玉里斷層大致沿著板岩與礫石沖積層的邊界，大約為現今台 9 號省道的位置延伸通過。由於全新世的礫石沖積層在近地表基本上呈現較為水平的堆積，而在玉里地區的板岩則為傾斜岩層，因此若是斷層截切過礫石沖積層，理論上應可由透地雷達剖面，觀察到水平的反射面被截切的情形。若從板岩傾斜地層所反射的訊號，則應可在影像剖面中觀察到清楚的傾斜反射面而加以研判。因此我們沿前述判定的線跡可能位置，東西向於玉里地區，使用 50MHz 天線進行三條透地雷達測線的施測工作，分別為 PSO-04、PSO-05、PSO-06(圖 3.11-6)。PSO-04 位於玉里市區南側的客城里，而 PSO-05 則位於玉里市區北側署立玉里醫院附近，而 PSO-06 則位豐坪溪北側，亦於前述的地電阻測線 15E-YLI-06、15E-YLI-07 和 15E-YLI-11 之間，用以印證比對測線之結果與解釋分析。

表 3.11-1 玉里斷層測區透地雷達野外施測參數表

測線	地電阻(m)	透地雷達(m)
15E-YLI-01	430	
15E-YLI-02	410	
15E-YLI-03	310	
15E-YLI-04	300	
15E-YLI-05	430	
15E-YLI-06	270	
15E-YLI-07	300	
15E-YLI-08	210	
15E-YLI-09	200	
15E-YLI-10	220	
15E-YLI-11	310	
15E-YLI-12	330	
15E-YLI-13	135	
15G-YLI-04		215
15G-YLI-05		360
15G-YLI-06		468
總計	3855	1043

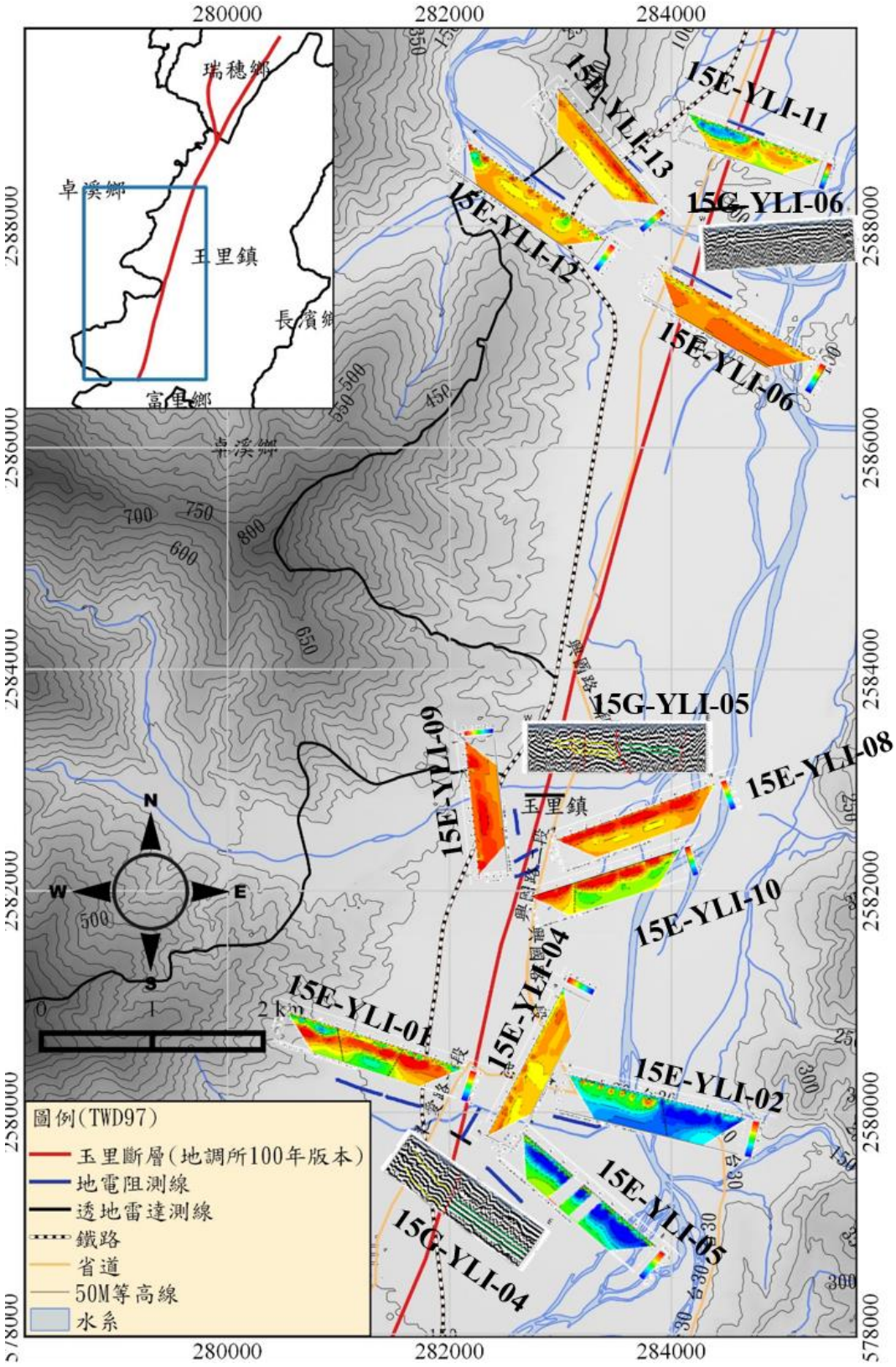


圖 3.11-6 玉里斷層地球物理施測結果

3.12 奇美斷層測區地球物理調查成果

3.12.1 前人研究

(一) 地形

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。

(二) 地層

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。

(三) 前人研究成果

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。

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。

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 3.12-1)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 3.12-2 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 3.12-2B)，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 3.12-1 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 3.12-2 C)。

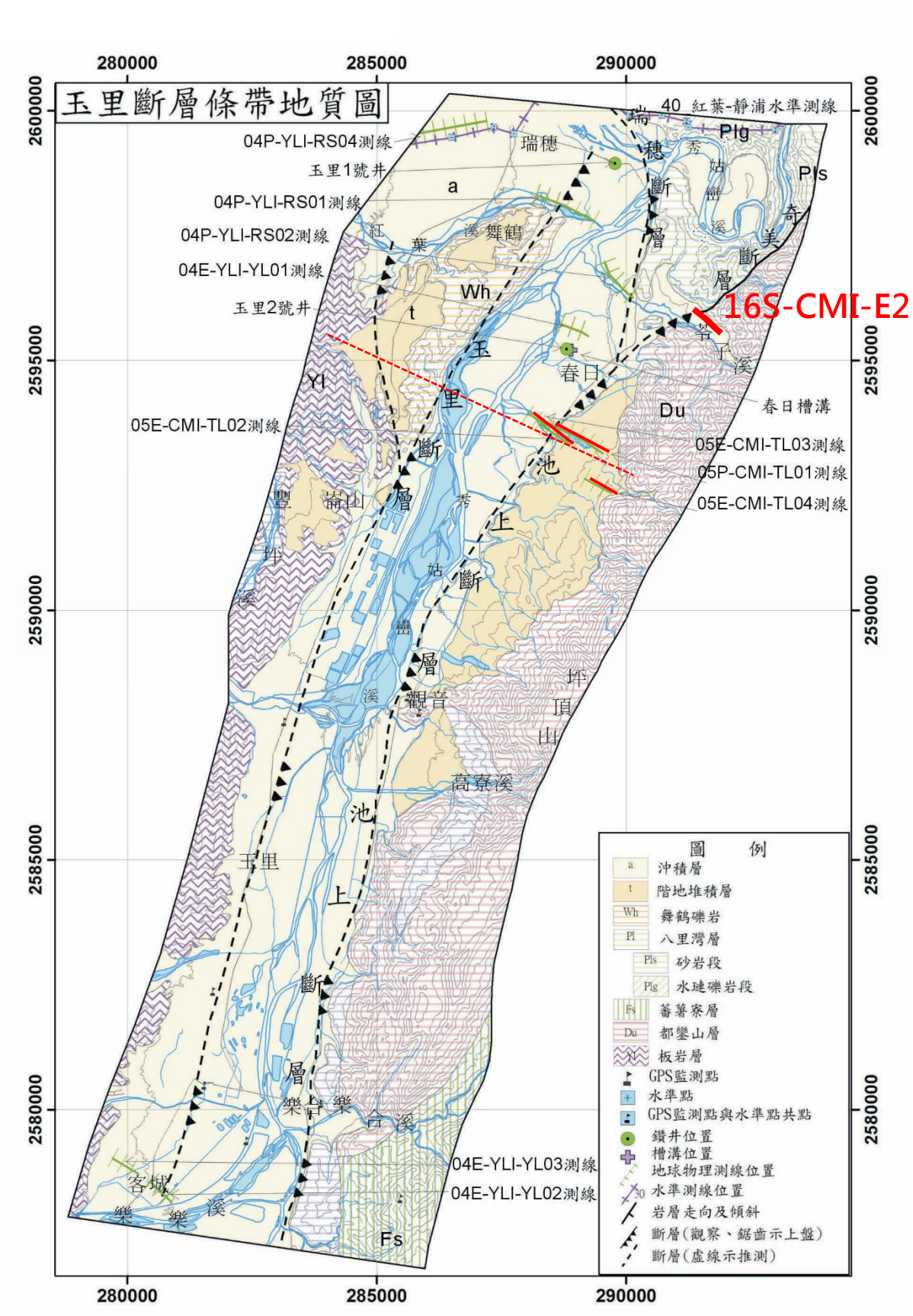


圖 3.12-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖(TWD67)

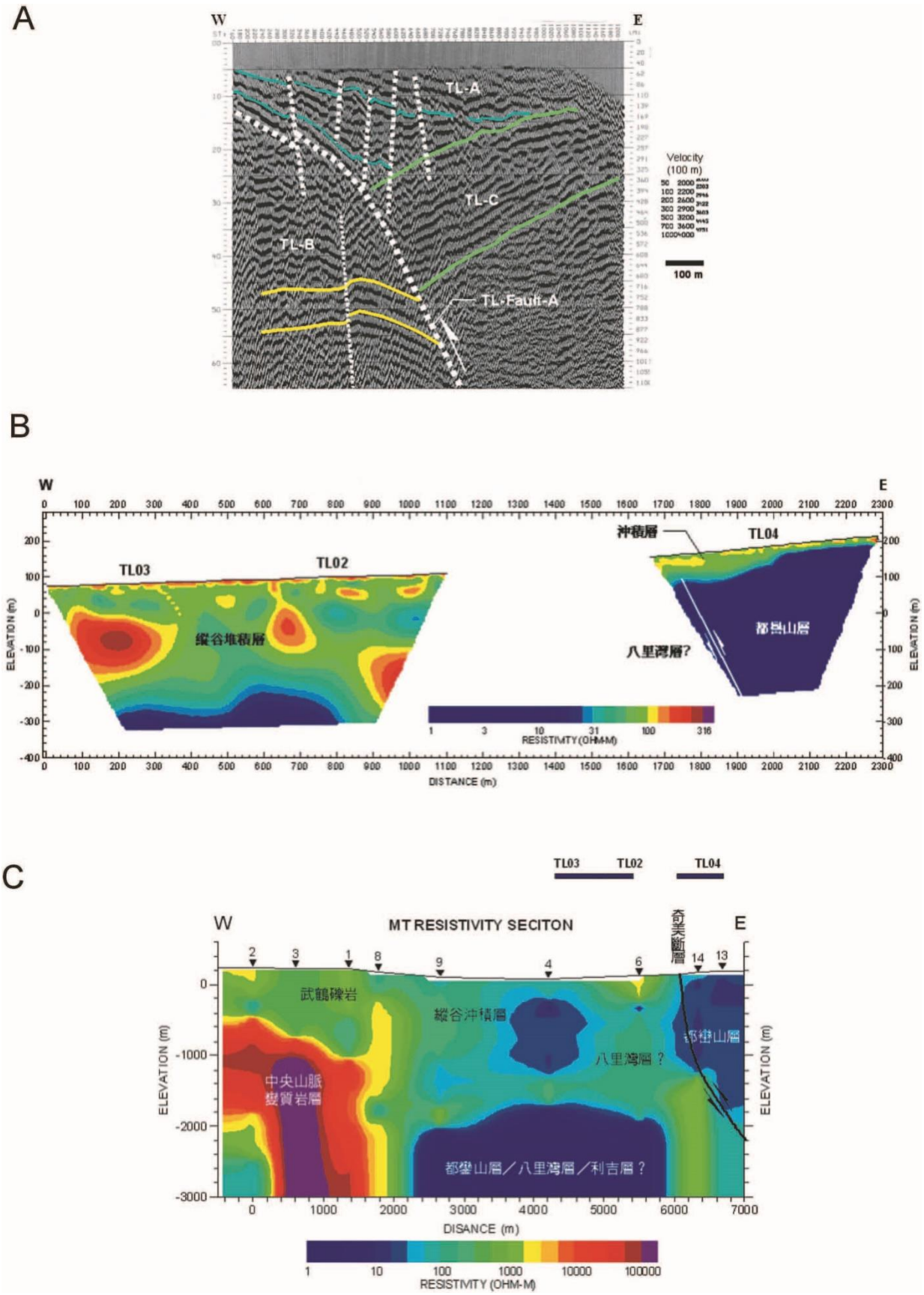


圖 3.12-2 反射震測、地電阻探測與大地電磁探測結果(董倫道等，2005)

3.12.2 地球物理調查成果

(一) 地電阻調查成果

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 16E-CMI-06 長 400 公尺、16E-CMI-09 長 260 公尺以及 16E-CMI-07 長 410 公尺，疊合剖面總長約 960 公尺，綜合結果如圖 3.12-3 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，有電性不連續存在。故顯示德武地區之斷層線跡可能往東移 220 公尺。

位於奇美斷層的調查之測線名稱與施測長度列於表 3.12-2。奇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，斷層線跡往東約 220 公尺存在地物不連續面，如圖 3.12-8 所示，星號標示可能有構造存在，需再詳加調查。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 16E-CMI-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 16E-CMI-03 與 16E-CMI-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 16E-CMI-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(16E-CMI-10)與南側(16E-CMI-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。

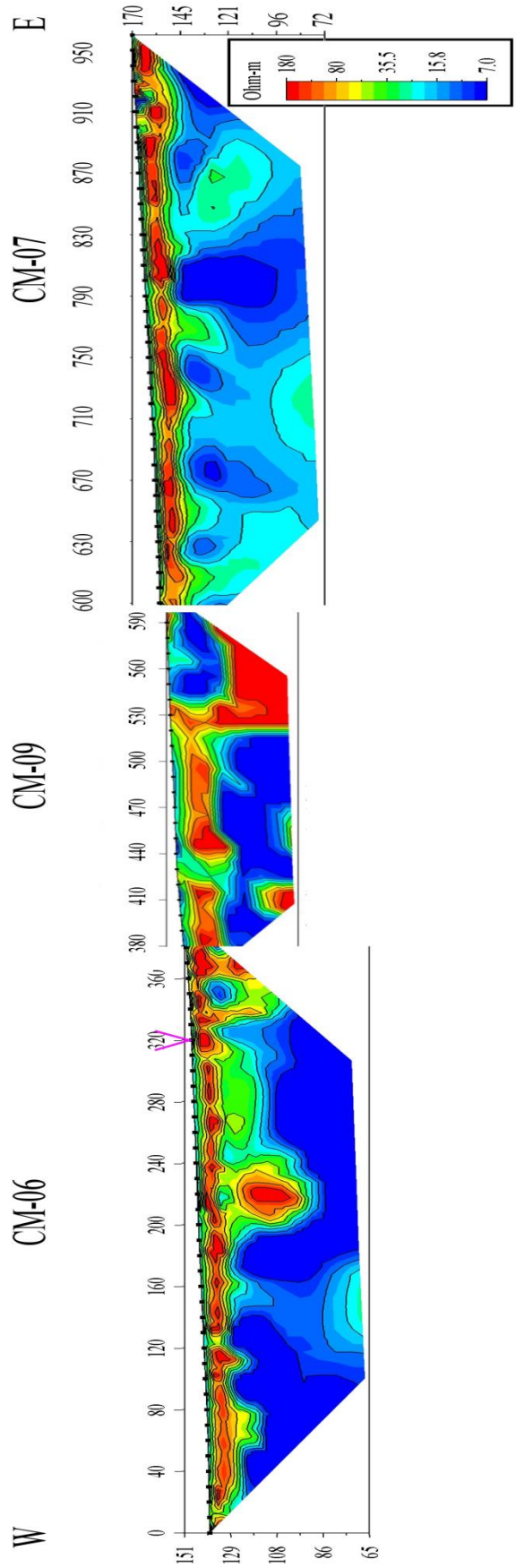


圖 3.12-3 16E-CMI-06、16E-CMI-09、16E-CMI-07 測線地電阻反演算剖面圖

(二) 透地雷達調查成果

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 16E-CMI-04 以及 16E-CMI-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 16E-CMI-04 測線，我們進行了 380 公尺長的透地雷達調查，與地電阻的 16E-CMI-04 於 40 至 210 米重疊。結果如圖 4.3-10，而沿著 16E-CMI-01 測線，我們進行了 310 公尺長的調查，其結果如圖 3.12-8。

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。

(三) 淺層震測調查成果

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 3.12-8)。

1.淺層震測(16S-CMI-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 3.12-4)。其詳細野外施測幾何參數列於表 3.12-1。

2.淺層震測(16S-CMI-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 3.12-8)。在移位前雙程走時剖面上(圖 3.12-5)，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 3.12-6)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 3.12-7)，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(16S-CMI-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。

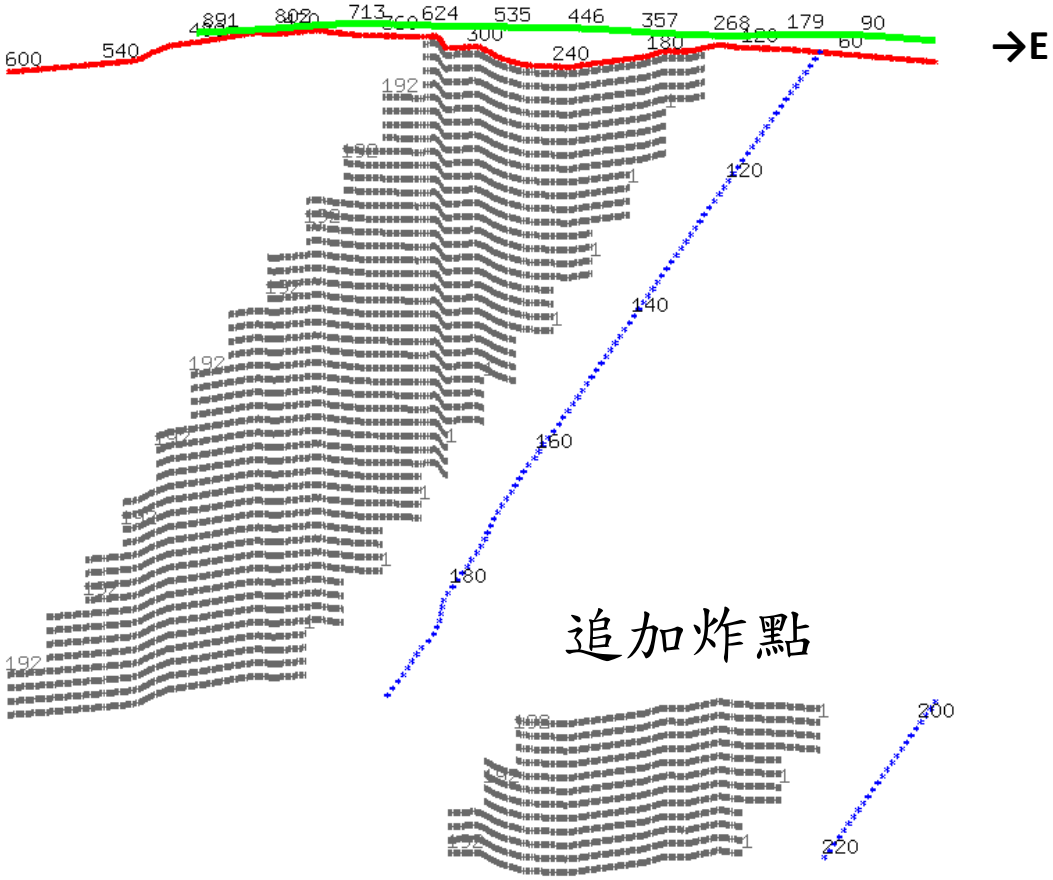


圖 3.12-4 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 野外施測幾何

表 3.12-1 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 施測幾何參數

測區：	花蓮奇美斷層	取樣率：	0.5ms
測線名稱：	16S-CMI-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

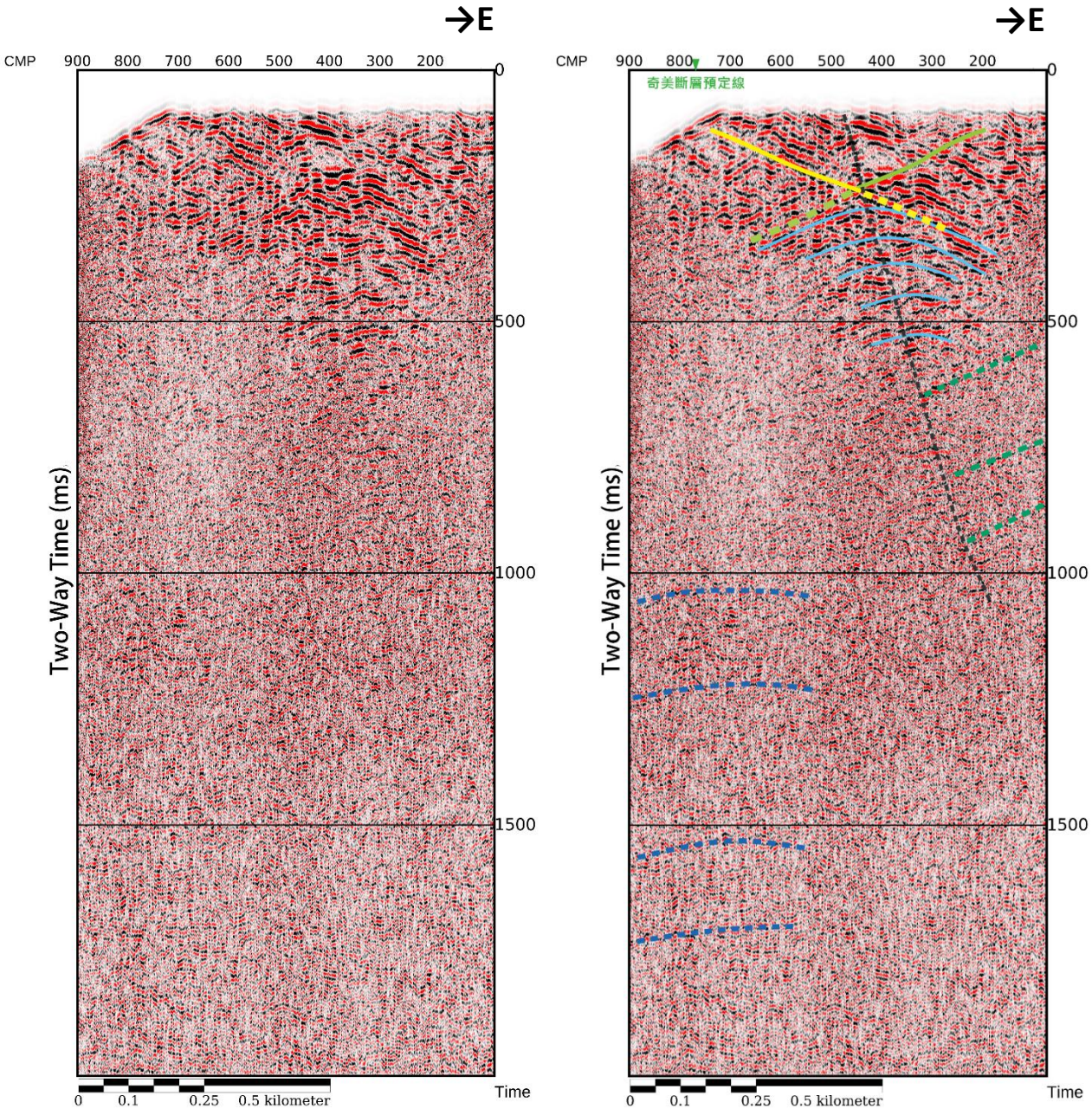


圖 3.12-5 奇美測線 (16S-CMI-E2P)移位前雙程走時剖面(左圖)與解釋(右圖)。主要反射能量穿透達 300ms，可以看到非常標準的 Bow-tie 領結型繞射波，淺藍色訊號為繞射波頂點之連線，可以在位移前大致畫出斷層位置。

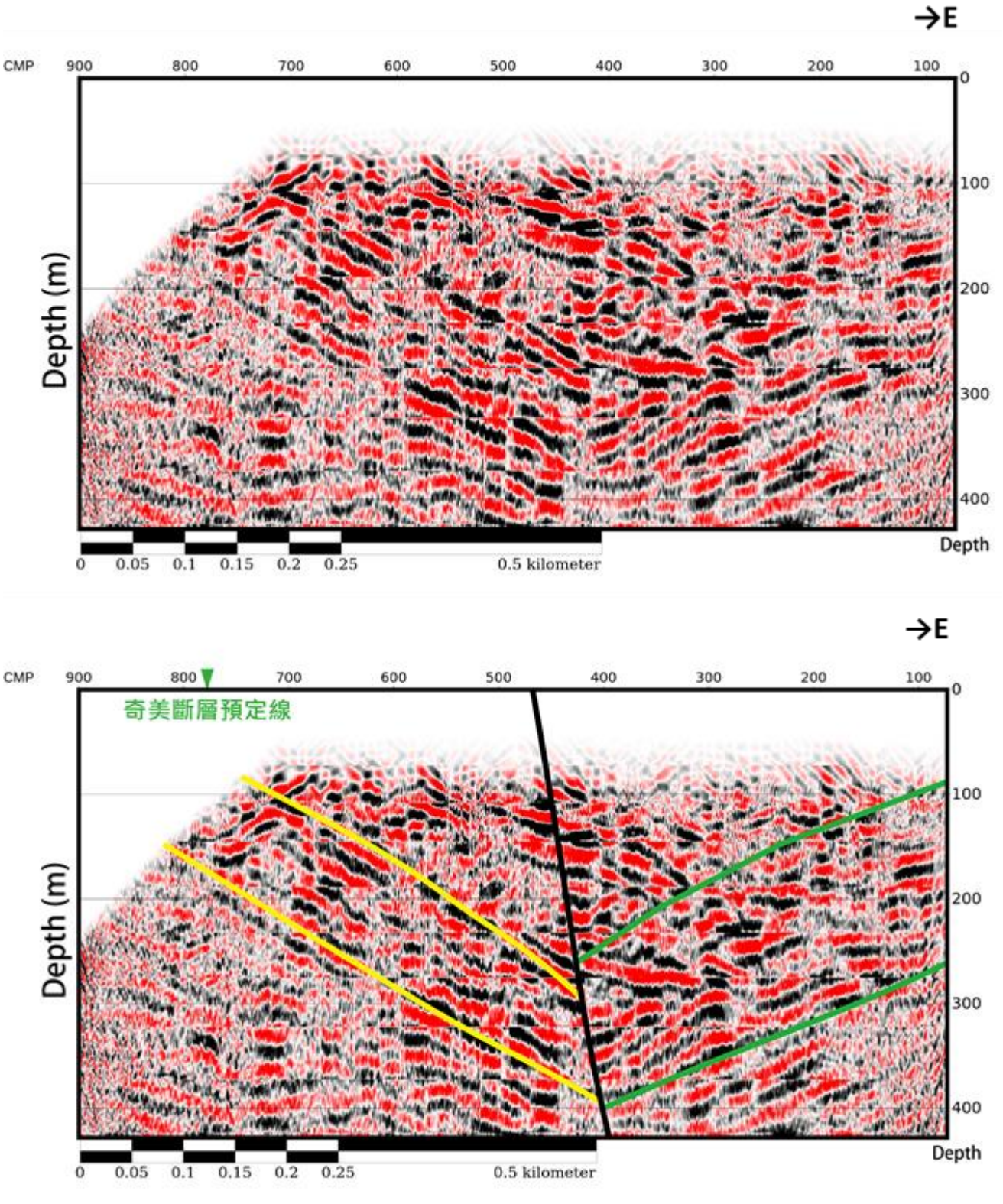


圖 3.12-6 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 移位後深度剖面(上圖)與解釋(下圖)。地層經移位後可清楚看見西側向東傾與東側向西傾的地層。

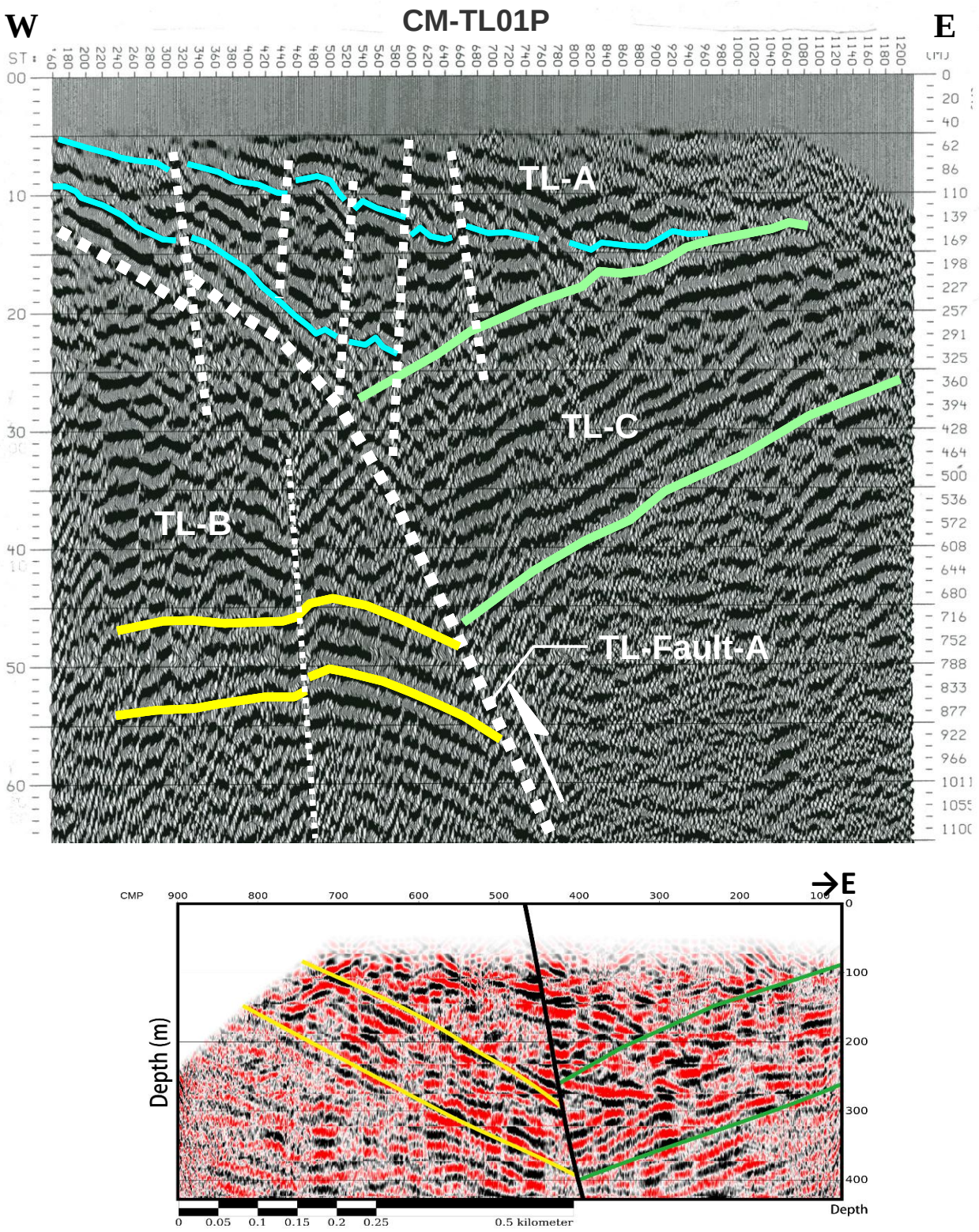


圖 3.12-7 奇美測線 (16S-CMI-E2P) 與 05P-CMI-TL01 測線(董倫道等，2005)比對圖。奇美斷層測線(16S-CMI-E2P)上，兩側反射地層很有可能是上覆沖積層與八里灣層(黃色地層)/都巒山層(淺綠色地層)交界處。

表 3.12-2 奇美斷層測區地球物理測線長度對照表

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

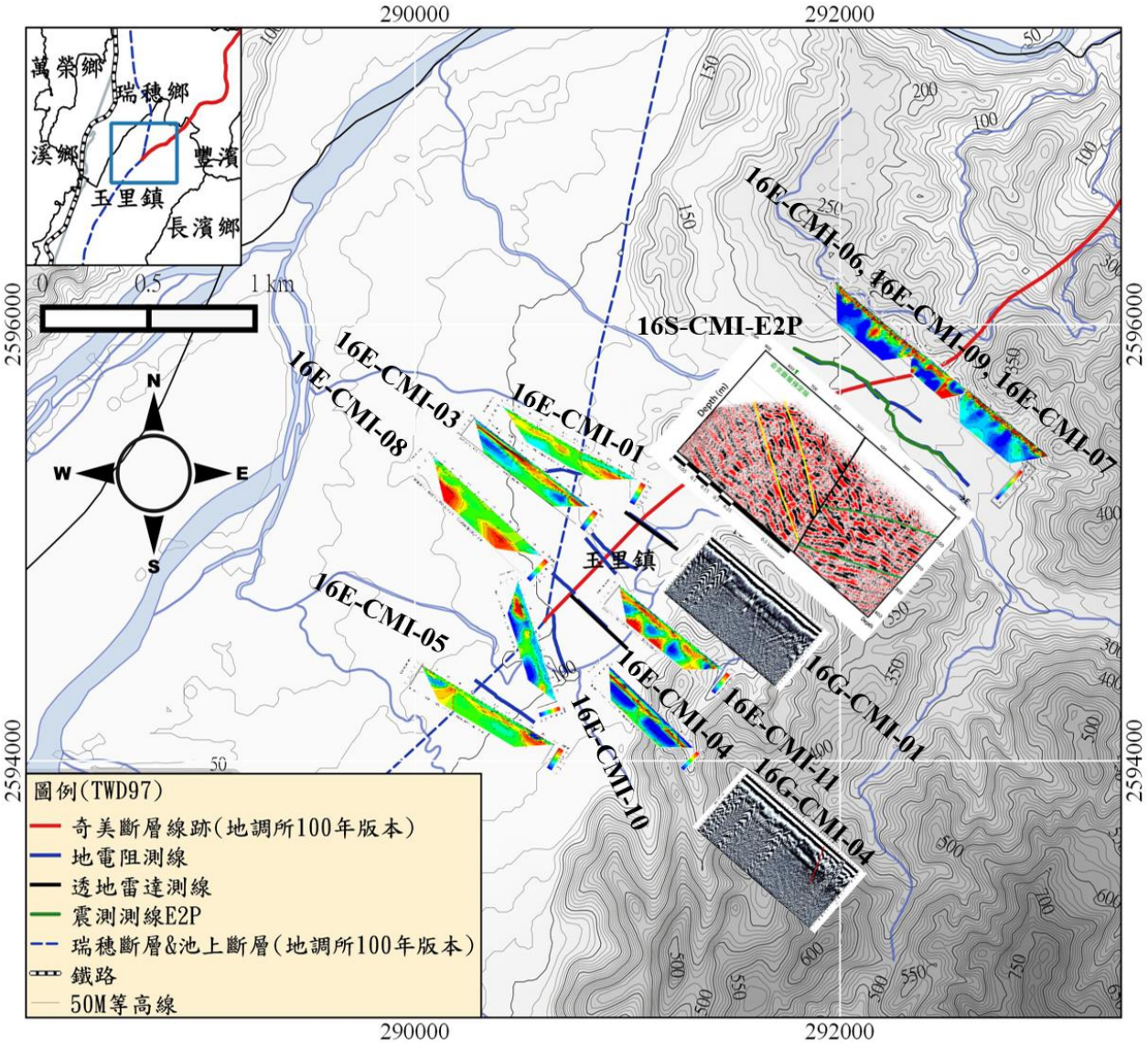


圖 3.12-8 奇美斷層地球物理施測結果

第四章 斷層長期滑移速率調查

4.1 獅潭斷層調查及成果

4.1.1 斷層特性

1935 年 4 月 21 日臺灣中部發生規模 7.1 地震，震央位於台中市北北東 30 公里(120°49‘E, 24°21’N)，在苗栗山區形成長約 12 公里地表破裂，稱獅潭斷層或稱紙湖地震斷層。另一地表破裂位於后里的屯子腳斷層。獅潭斷層屬於逆衝斷層(朝東)，位在苗栗縣百壽與獅潭東側(台三線省道東側)，南端由大東勢向北延伸經小東勢、六份、上大窩、下大窩、北寮、三洽坑、馬麟社、紙寮下至上十股，呈北東 30 度走向，全長約 12 公里。斷層位於關刀山砂岩底部，與南莊層頂面(上福基砂岩)。地形特徵為一系列具線形的河谷；上十股以北地區至峨嵋一帶仍有地裂現象(圖 4.1-1；大塚彌之助，1936；大江二郎，1936；顏滄波，1985)。

本區地質構造以緊密的褶皺構造型態為主，地層傾角多大於 60 度(乃至倒轉)，未呈現較大錯距的斷層，大多呈現褶皺軸部破裂形成錯距較小的斷層；如西側出磺坑背斜軸部的出磺坑斷層與祭山斷層，與獅潭向斜軸部的獅頭山斷層(圖 4.1-1)。

獅潭斷層位在獅潭向斜東翼，獅潭向斜西翼地層朝東傾斜約 60-70 度，東翼地層傾角呈現倒轉現象，朝東傾斜約 80-86 度(苗栗圖幅)。由於地層傾角多大於 60 度，因此山脈走向亦與地層走向平行。獅潭斷層跡位在獅潭向斜東翼的晚中新世關刀山砂岩底部，或南莊層頂部(上福基砂岩)，地震斷層跡全長約 12 公里(大塚彌之助，1936；大江二郎，1936；顏滄波，1985)。獅潭斷層跡地形呈現明顯線型構造，在關刀山砂岩與南莊層(上福基砂岩)介面呈現一與地層走向平行的凹谷地形，依據前人的調查斷層跡位於凹谷的西側(圖 4.1-2)，顯示斷層面朝西傾斜約 60-80 度(潘國樑等，1983；顏滄波 1985；林玉儂等，2006)。斷層面與地層位態相似，呈現層間滑移構造，長約 12 公里的斷層跡都鄰近於關刀山砂岩底部與上福基砂岩頂部之間。大江二郎(1936)表示垂直變位 3 公尺，西側上升，顏滄波(1985)認為獅潭斷層為逆斷層，向西傾斜 70 度，小東勢至三洽坑具明顯垂直落差，最大 3 公尺，平均 0.6 公尺。

本區域河流多呈現東西走向，大致與地層及獅潭斷層(紙湖地震斷層)走向垂直，斷層跡所處凹谷的小支流與主流匯流口，有幾處地點形成小型河階，如上大窩與北寮。這些河階都被獅潭斷層截切，因此之前報導的斷層露頭就位在此兩處地點(潘國樑等，1983；楊貴三，1986；林玉儂等，2006)；其它的斷層跡大多位在山麓沖積扇的環境，但都已經開墾成為農地或聚落，河岸兩側都築有河堤；包

括前述兩處斷層露頭也都已被河堤覆蓋。

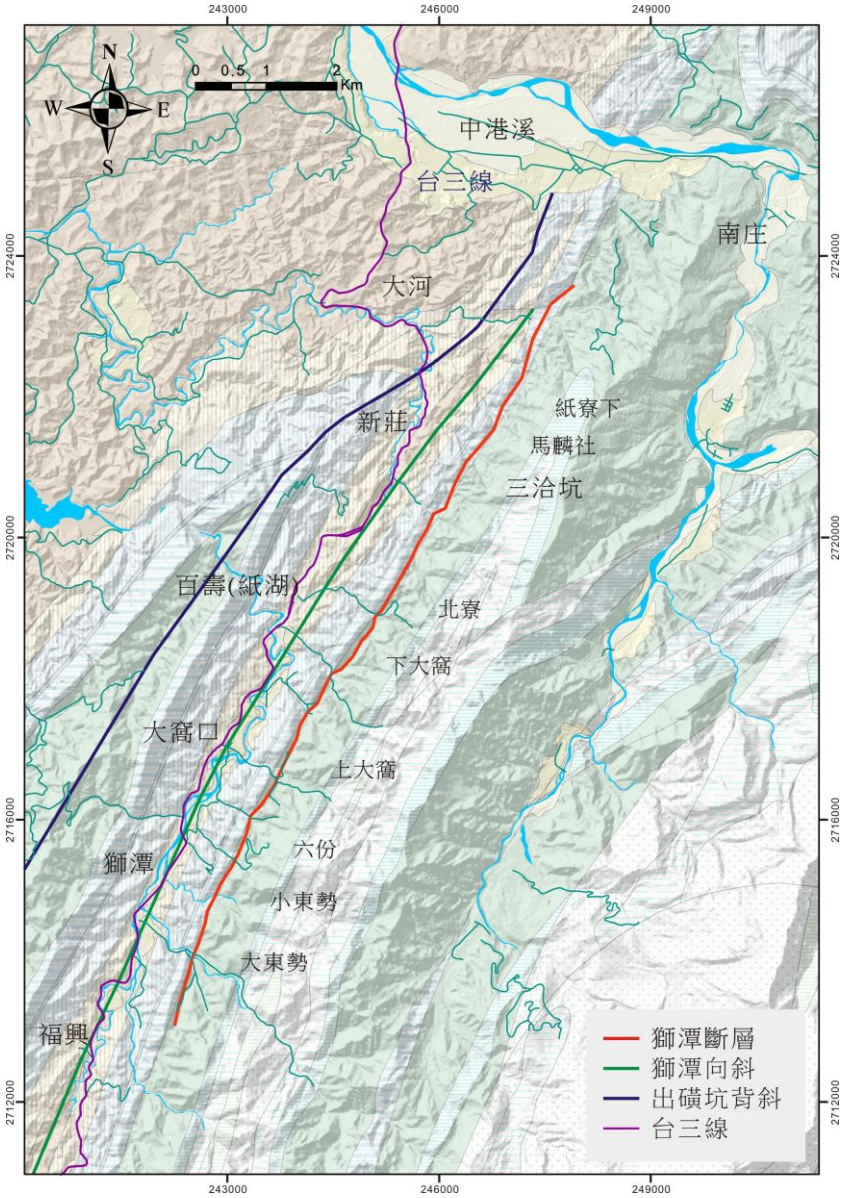


圖 4.1-1 獅潭斷層與鄰近地質。

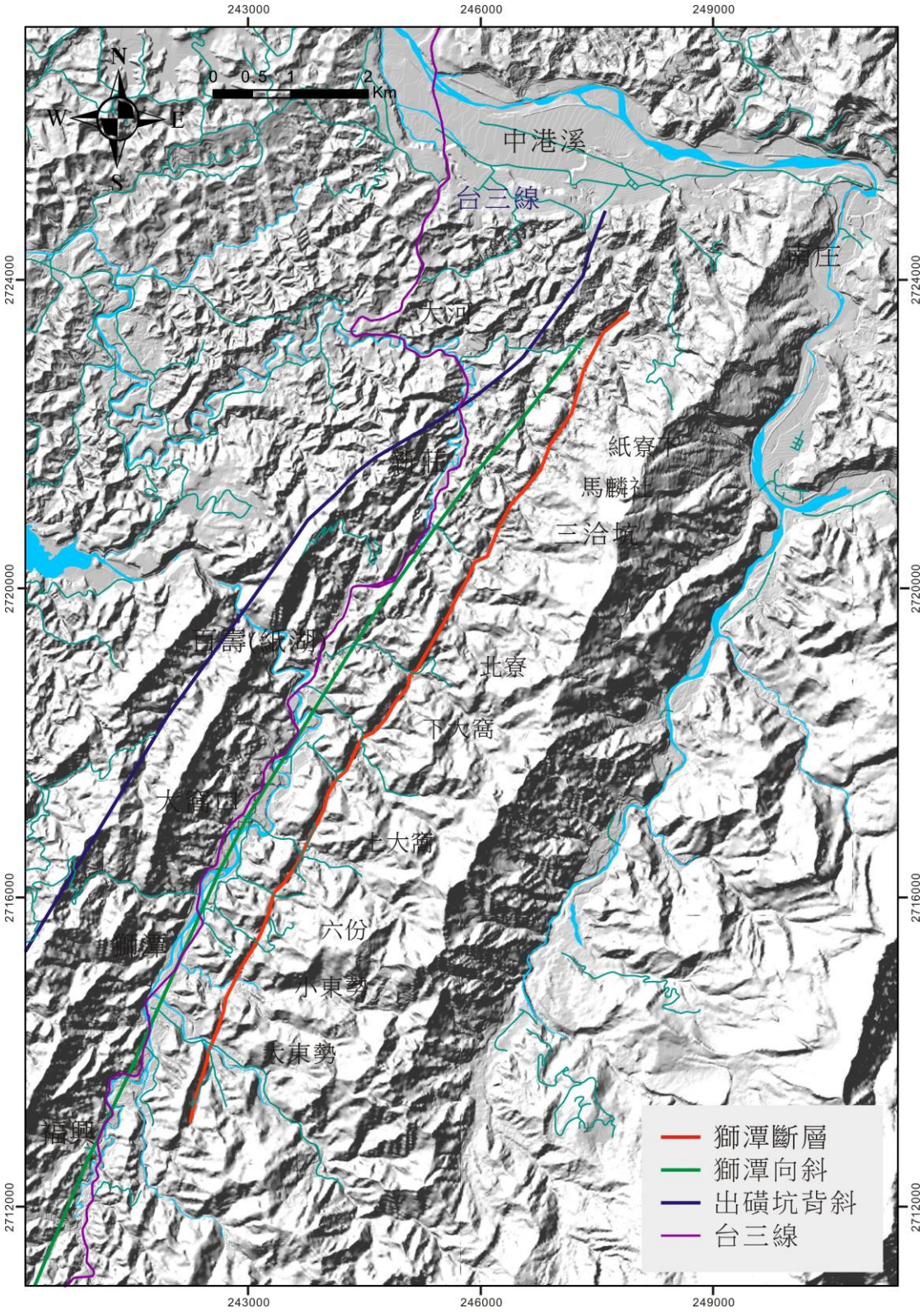


圖 4.1-2 獅潭斷層與鄰近地形。

4.1.2 地形與露頭剖面描述

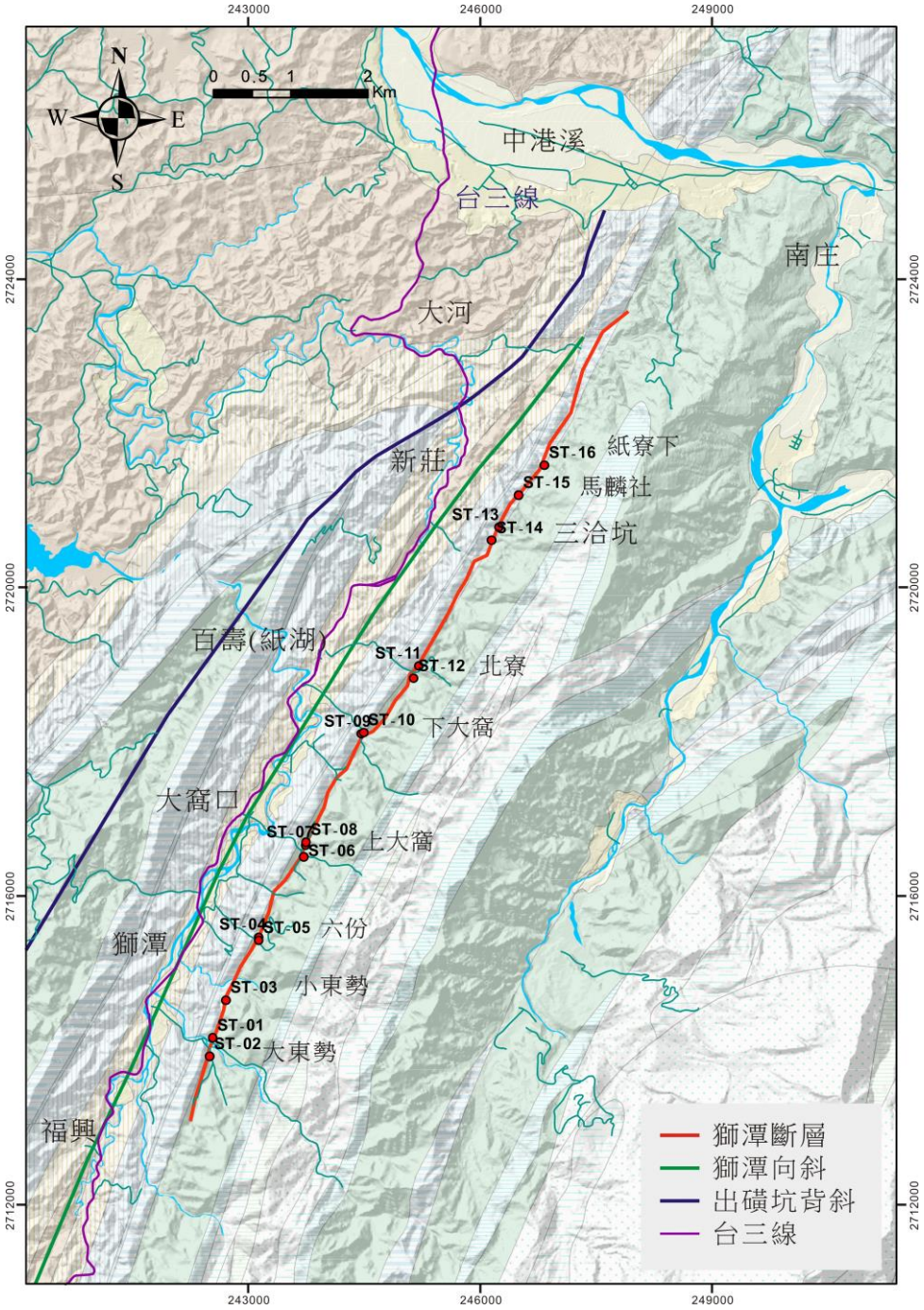


圖 4.1-3 調查地點(ST01-ST16)。

大東勢(ST01，ST02)

斷層跡南端位在大東勢南側，最南側的斷層跡出露於大東勢。斷層跡位於關刀山砂岩與南莊層(上福基砂岩)邊界與河流交匯處，呈現南北走向的凹谷地形(圖 4.1-3，圖 4.1-4)。圖 4.1-4 右側崖坡下農地可能為斷層跡位置；依據大塚彌之助(1936)所繪的斷層跡位置，可能通過圖 4.1-5 拍攝地點，為一河階。



圖 4.1-4 ST01 點朝南拍攝，箭頭右側(西)出露關刀山砂岩，左側為南莊層(上福基砂岩)，箭頭處為兩地層介面，可能為斷層跡位置。

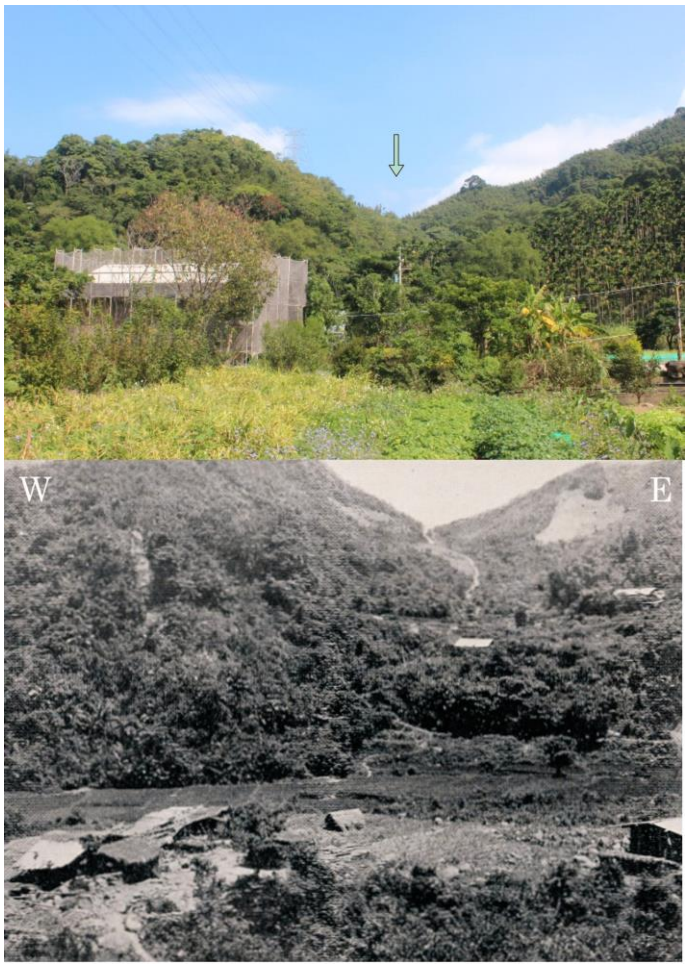


圖 4.1-5 ST02 點朝北拍攝，凹谷左側(西)為關刀山砂岩，右側為南莊層(上福基砂岩)，箭頭處為斷層跡位置。上圖為現今地形，下圖為東京帝國大學地震研究所(1936)攝，斷層跡通過凹谷左側。

小東勢(ST03)

小東勢出露的斷層跡亦在關刀山砂岩與南莊層(上福基砂岩)邊界，也呈現凹谷地形(圖 4.1-6，圖 4.1-7)，東京帝國大學地震研究所(1936)亦紀錄一斷層崖，西側為上升側(圖 4.1-8)。從圖 4.1-8 地形研判，農地西側與邊坡交會處可能是斷層跡；圖 4.1-8 位置已不可考。



圖 4.1-6 ST03 點朝北拍攝，斷層跡位於左側(西)崖坡下，可能位在左側道路。



圖 4.1-7 ST03 點朝南拍攝，斷層跡可能位於右側(西)崖坡下道路。

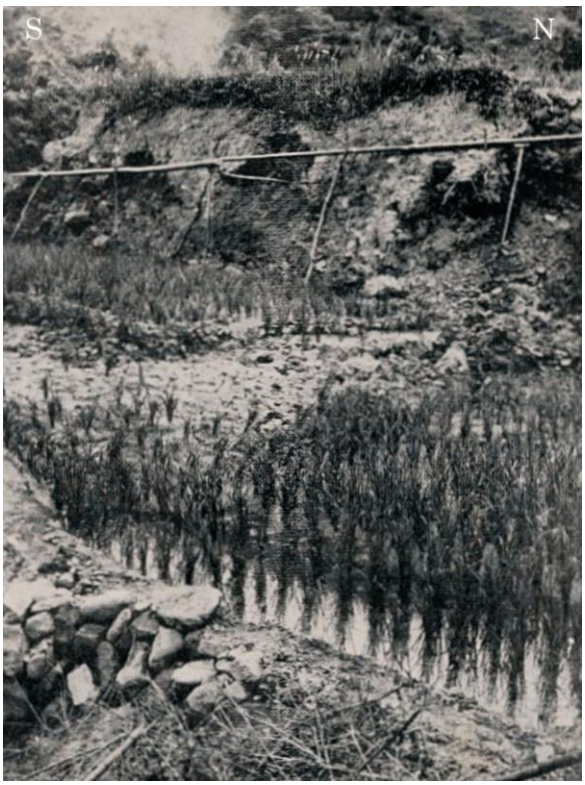


圖 4.1-8 朝西拍攝，地點為小東勢(東京帝國大學地震研究所，1936)。

上大窩(ST06，ST07，ST08)

上大窩河流兩側凹谷的地形(圖 4.1-9，圖 4.1-10)，斷層跡亦位在關刀山砂岩底部。潘國樑等(1983)調查，在上大窩河流北岸，發現一斷層露頭(圖 4.1-11 下圖)，斷層兩側皆屬於上福基砂岩，砂岩層之上堆積崩積層，岩盤錯距 6.4 公尺高。河岸剖面上方，呈現一隆起土丘(圖 4.1-11 上圖)，土丘高度約 2.3 公尺，現今出露剖面屬於崩積層的結構。從岩盤垂直錯距以及土丘高度來看，應至少兩次古地震事件(潘國樑等，1983)。



圖 4.1-9 ST06 點朝南拍攝，斷層跡可能位於道路左側河溝。



圖 4.1-10 ST07 點朝北拍攝，斷層跡位於凹谷。



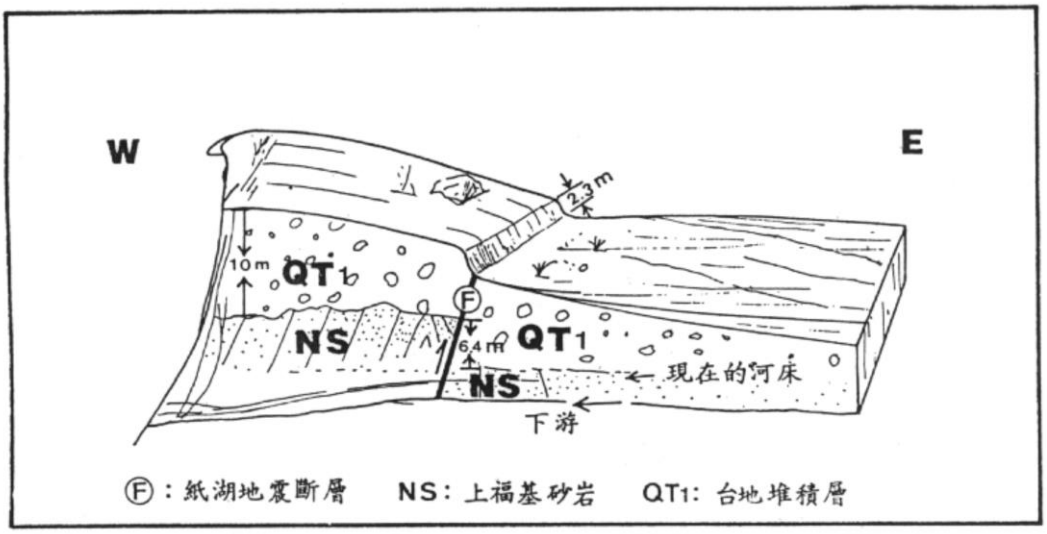


圖3-6　出露於上大窩附近之紙湖地震斷層露頭略圖（取自潘國樑等人，1983）

圖 4.1-11 ST08 點朝西拍攝，斷層跡位於小土丘東側與草莓園之間。下圖為潘國樑等(1983)於土丘左側下方河岸剖面繪製的斷層露頭剖面。

下大窩(ST09，ST010)

下大窩北側河谷為一較大的支流，斷層跡可能位於支流河道中(圖 4.1-12 上圖)，東京帝國大學地震研究所(1936)拍攝的照片可能位在支流上游的西側(左)山坡(圖 4.1-12 下圖)。



圖 4.1-12 上圖朝北拍攝，下圖為東京帝國大學地震研究所(1936)拍攝。

北寮(ST11，ST12)

北寮在斷層跡與河流交匯處，呈現寬廣的河階地形，斷層截切河階，但此階地在 2004 年經整地之後，地形已經改變。但此處在主流與支流交匯處的主流河岸剖面，出露斷層露頭(圖 4.1-13 右圖 A 處)。林玉儂等(2006)詳細記錄此露頭的產狀，斷層呈北北東走向，斷層面朝西 80 度傾斜，東側下盤堆積河流礫石層，上盤為砂岩岩盤，兩側岩盤高差至少 6 公尺，認為至少兩次古地震事件(圖 4.1-13 左圖)。

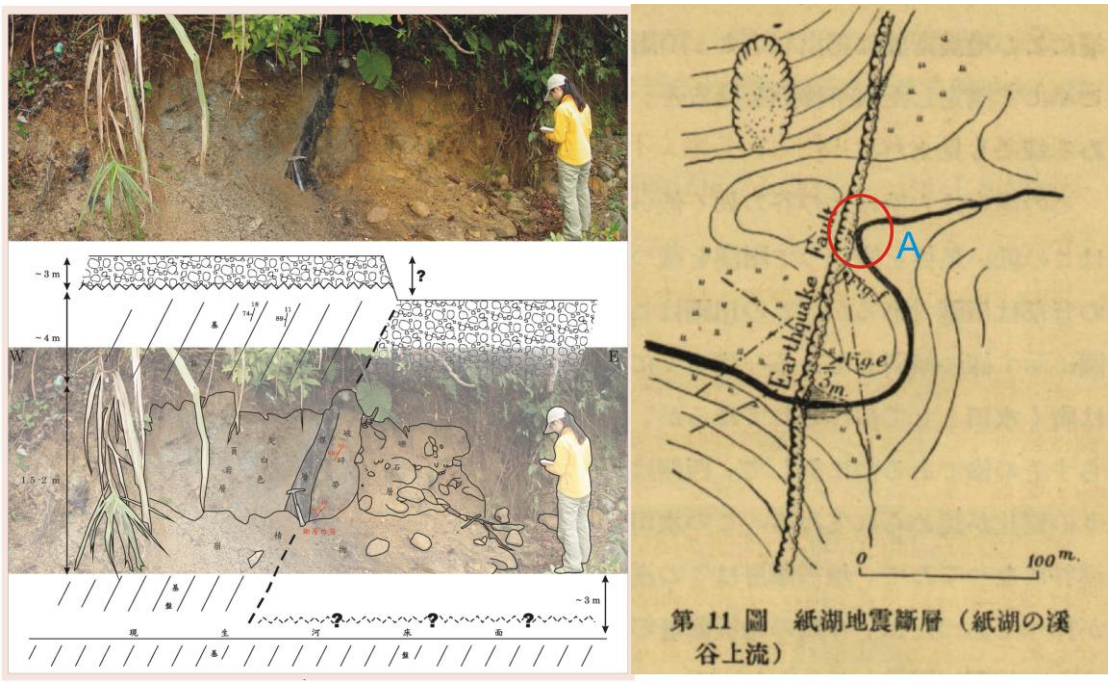


圖 4.1-13 河岸剖面，右圖(大塚彌之助，1936)A 處為斷層露頭出露地點。左圖為林玉儂等(2006)描繪的斷層剖面圖。

4.1.3 長期活動速率

本計畫針對獅潭斷層(紙湖地震斷層)長期滑移速率進行研究，經由野外調查結果，前人發現的斷層剖面(本人於 2004 年進行此斷層之調查，上大窩與北寮斷層剖面曾進行觀察)，現今都已被河堤覆蓋。其它可能斷層跡通過的地點，大都位於邊坡已被崩積層覆蓋；從 1935 年照片記錄亦可發現斷層跡大都位在由關刀山砂岩構成山脊東側邊坡上。因此槽溝挖掘上有所困難，邊坡崩積層通常堆積巨大岩塊，且若有破裂帶也不易認定。因此，本計畫針對獅潭斷層長期滑移速率研究，因沒有適合地點可供進行古地震槽溝挖掘，而無法估算長期滑移速率。

4.2 三義斷層調查及成果

4.2.1 斷層特性

三義斷層分為主斷層以及位於主斷層東側的支斷層(后里斷層，位置相當於地調所的 2013 版活動斷層分布圖中之三義斷層)，三義斷層屬於逆移斷層，最北端從大湖鄉大窩至三義，斷層走向呈東西向，三義以南至豐原區域，走向轉為南北向，向南延伸至臺中市太平區草湖溪與車籠埔斷層連接(陳文山等，2001；Chen *et al*., 2003)，全長約 45 公里。

大安溪北岸區域，斷層上盤岩層為桂竹林層，下盤為頭嵙山層(圖 4.2-1，李錦發，2000；羅偉等，1999；張憲卿，1994)。大安溪以南，三義斷層通過后里台地，桂竹林層逆衝至頭嵙山層之上，被后里台地紅土階地礫石層覆蓋。由於晚更新世紅土階地面沒有變形，顯示紅土階地礫石層沉積之後，斷層沒有活動跡象(陳文山等，2001；Chen et al., 2003)。從新期構造地形特性來看，除上盤區域的石岡斷層屬於活動斷層之外，在石岡斷層與三義斷層之間的分支斷層(后里斷層)則是晚更新世以來另一主要變形帶(圖 4.2-2)。支斷層沿線明顯呈現新期構造產生的階地地形，大甲溪以南區域，紅土階地的錯斷與變形(李錦發，1994；黃鑑水與張憲卿，1994；陳文山等，2001；Chen et al., 2003)；大安溪以北區域同樣也形成晚更新世紅土階地礫石層的錯斷與變形(林啟文等，2008)。因此本計畫藉由河階河拔高及河階年代，來估算三義斷層(后里斷層)的長期滑移速率。

4.2.2 階地產狀

本研究根據河拔高、階地沉積物厚度與河階崖在空間上的延續性，將新社階地群分為 6 階，包含未紅土化的低位階地(T6，未再細分)，依海拔高度由高至低分別命名為 T1-T6(圖 4.2-3)。表 4.2-1 為新社各階地的河拔高差(階面與河現今床高度差)、沉積物厚度，以及 OSL 定年年代。T1a 的海拔高 620-550 公尺，河拔高 230-240 公尺，礫石層厚度 40-50 公尺；T1b 的海拔高 530-470 公尺，河拔高 115-135 公尺，礫石層厚度 40-50 公尺(表 4.2-1)。雖然兩階地(褶皺兩翼)的高度有差距，但根據野外調查，兩階地礫石層厚度相似，皆為 40-50 公尺，是新社階地群當中堆積最厚的階地，屬於堆積型階地。T1a 與 T1b 階地之間存在一高差約 105-115 公尺的上凸弧形緩坡，異於一般受侵蝕形成陡直的河蝕崖，且頭嵙山向斜軸部通過此崖坡。前人研究認為崖坡兩側河階原屬於同一河階，受褶皺變形後在軸部兩側形成具有高差的河階(圖 4.2-3；Lai et al., 2006；Yue et al., 2005, 2011；Le Béon et al., 2014)。

褶皺西翼 T2a 階地海拔高 540-460 公尺、河拔高 220-245 公尺；階地礫石層較薄，厚約 15-25 公尺，褶皺東翼 $T2_b$ 階地，河拔高 115-125 公尺(表 4.2-1；圖

4.2-3，圖 4.2-4)。T3 階地亦分為 T3a 與 T3b，褶皺西翼 T3a 海拔高 500-430 公尺，河拔高 170-185 公尺；褶皺東翼 T3b 海拔高 480-350 公尺，河拔高 85-110 公尺。T3 階地同樣被褶皺形成不同高度階面，褶皺兩翼階面高差為 70 公尺；T3 階地沉積物厚度約 10-20 公尺(表 4.2-1；圖 4.2-3，圖 4.2-4)。T4b 階地與 T5b 階地皆位在褶皺東翼，兩階地群海拔高度皆低於前幾群階地。T4b 階地的河拔高約 40-55 公尺；T5b 階地河拔高 25-30 公尺；T6b 河拔高為 8-10 公尺(表 4.2-1；圖 4.2-3)。由上述各河階量測的河拔高差與河階沉積層厚度的資料，並繪製新社區域階地空間分布以及對比圖(圖 4.2-3，圖 4.2-4)。

新社階地群各階面河拔高、河階沉積層厚度與 OSL 定年年代，ka 為千年。＊年代為 Lai *et al.* (2006)定年年代，※年代為 Le Béon *et al.* (2014)定年年代。下切速率估算(河拔高/階地年代)亦同。

階地	河拔高(m)	沉積物厚度(m)	OSL 定年年代(ka)	下切速率(mm/yr)
T1a	230-240	40-50	55±12.6＊ 30.2±4.0※	4.6±1.1＊ 7.9±1.2※
T1b	115-135	40-50		2.5±0.8＊ 4.3±0.9※
T2a	220-245	15-25		10.9±1.2
T2b	115-125	15-25	21.5±1.2※	5.6±0.6※
T3a	170-185	10-20		9.6±0.8※
T3b	85-110	10-20	17.4±1.6※	5.7±1.3※
T4b	40-55		9.6±0.5※	5.0±1.0※
T5b	25-30			
T6b	8-10			

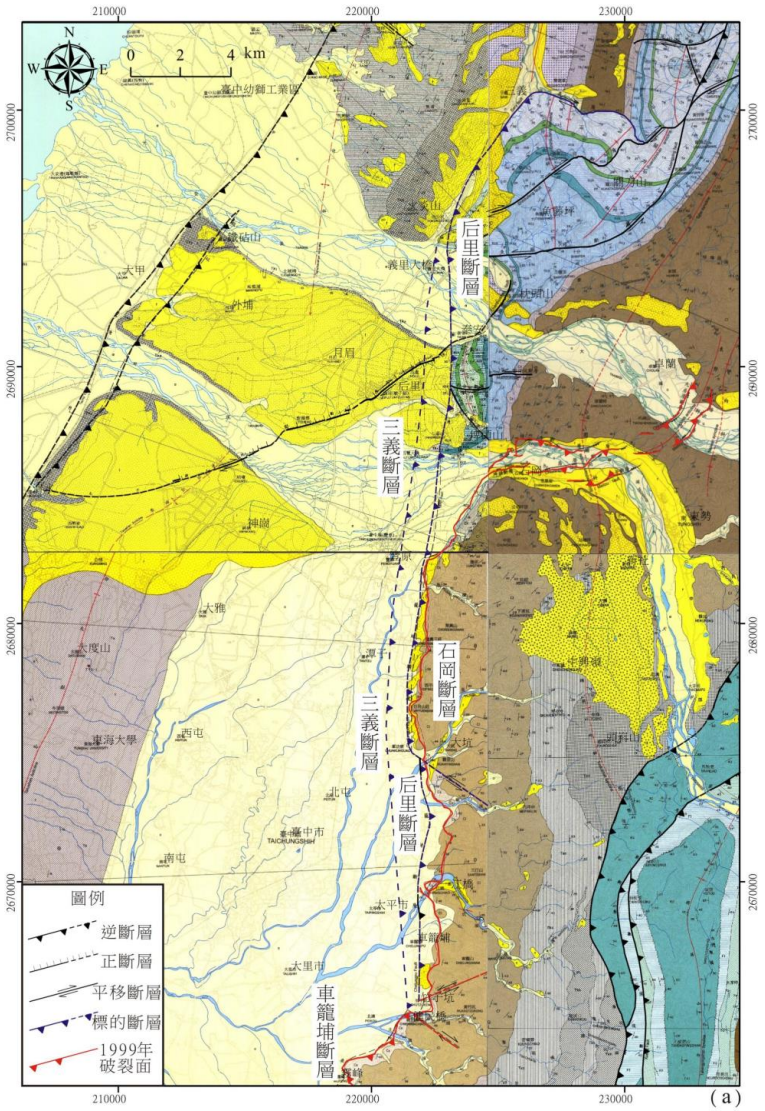


圖 4.2-1 (a)、三義斷層(黑色虛線)位置圖，底圖為東勢圖幅(李錦發，2000)；國姓圖幅(羅偉等，1999)；大甲圖幅(張憲卿，1994)；臺中圖幅(何信昌與陳勉銘，2000)(TWD97)。

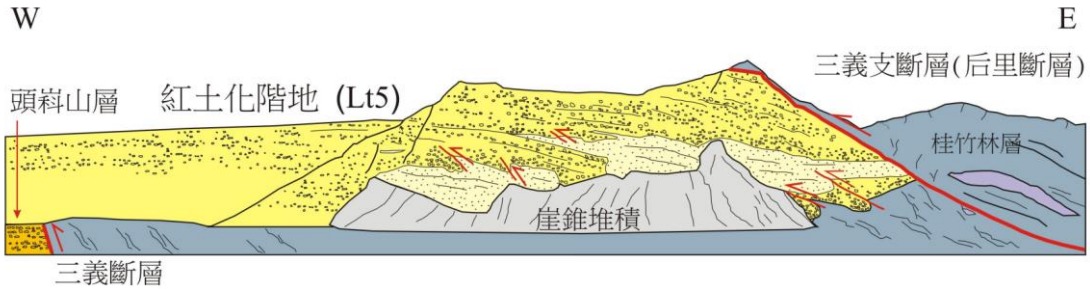


圖 4.2-2 大甲溪北岸剖面，三義斷層(后里斷層)截切晚更新世紅土階地礫石層，中新世桂竹林層逆衝至紅土階地礫石層之上。

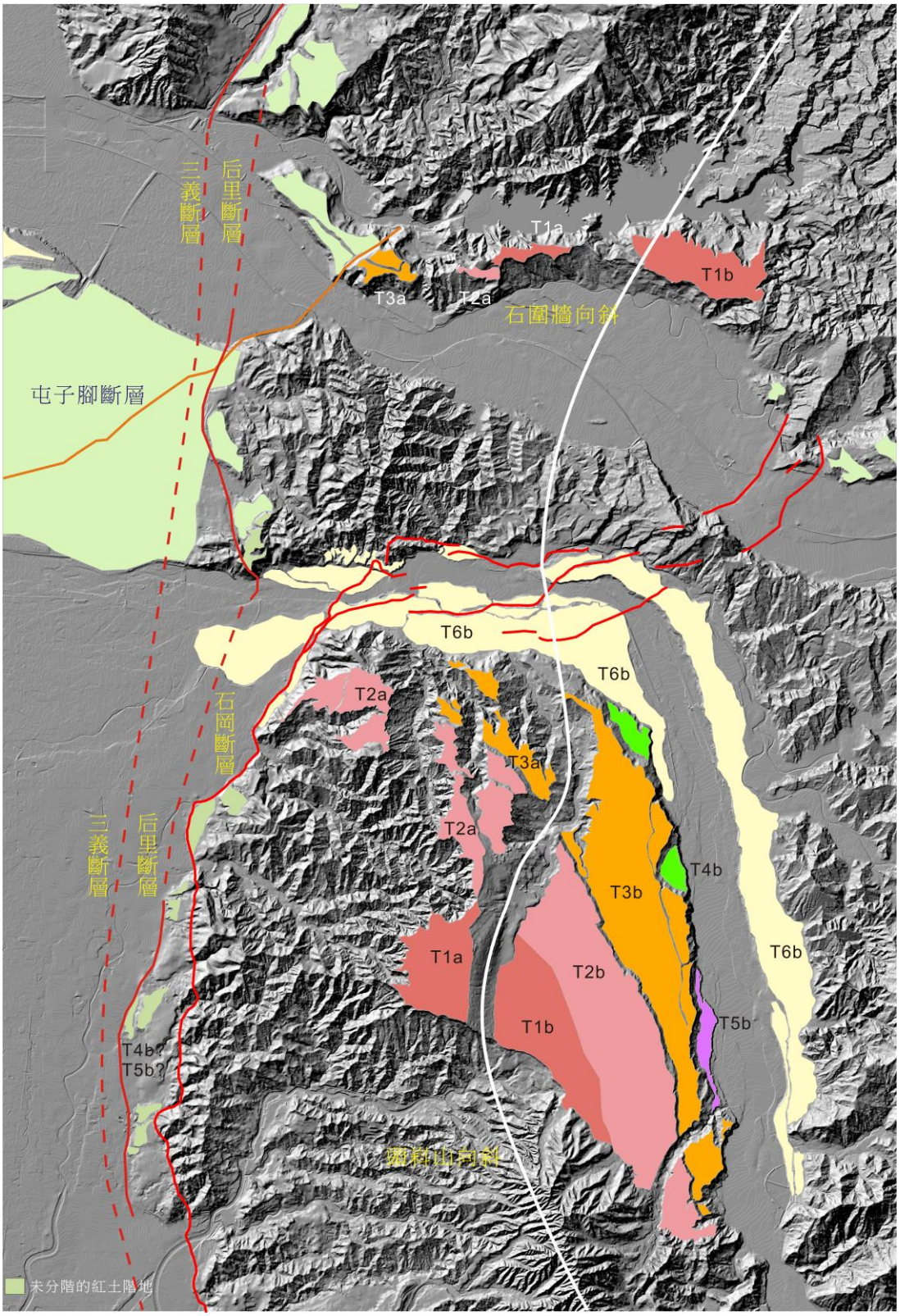


圖 4.2-3 新社階地群與卓蘭階地群的階地分布與構造關係。

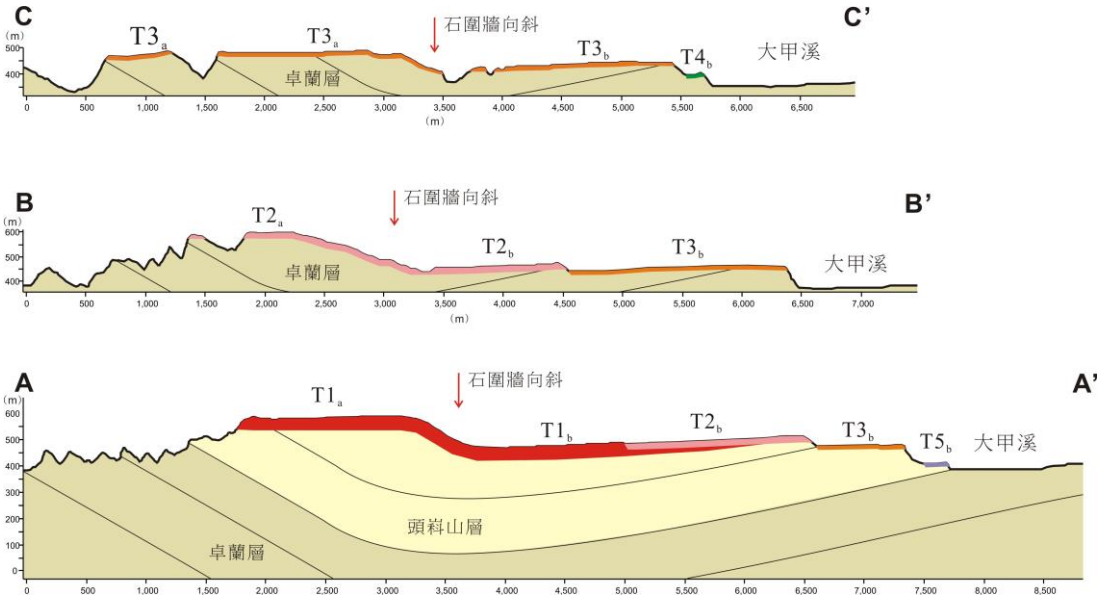


圖 4.2-4 新社階地群由南至北三處東西方向的地形剖面，顯示各階地與石圍牆向斜的關係。

4.2.3 長期活動速率

近年來，新社階地群階地已有定年資料，$T1_a$ 階地的熱螢光定年(Luminescence (OSL) dating)為 30.2±4.0 ka(Le Béon *et al.*, 2014)與 55±12.6 ka(Lai *et al.*, 2006)，$T2_b$ 階地熱螢光定年為 21.5±1.2 ka、T3b 階地熱螢光定年為 17.4±1.6 ka，及 T4b 階地熱螢光定年為 9.6±0.5 ka(Le Béon et al., 2014)(表 4.2-1)。因此，由河階抬升之後產生的河拔高差，顯示經由河流下切作用所產生，河流下切作用包括兩種地質作用，一是河流受均夷作用而產生下蝕作用，另一是受構造抬升作用產生下蝕作用。所以河流下切速率=構造抬升速率+均夷作用的下蝕速率。本研究欲探討問題是此區域的構造抬升速率，下述將會針對此作進一步討論。

本研究原欲以新社階地群的河階熱螢光定年年代估算三義斷層(后里斷層)的滑移速率。新社階地群位在三義斷層(后里斷層)與石岡斷層等兩條活動斷層之上，必須扣除石岡斷層抬升活動的影響之後，才可以獲得三義斷層的抬升速率。以河階河拔高差與年代估算的速率稱河流下切速率，其中包括了構造抬升速率以及河流下蝕速率(受均夷作用影響)，因而必須獲得河流下蝕速率後才能夠得到構造作用產生的抬升速率。但是，河流下蝕速率是不易獲得的地質資料，只能從學理上了解越接近侵蝕基準面時，河流下蝕速率接近零，而愈上游的下蝕速率愈大。本研究欲以新社階地群作為估算三義斷層活動速率為對象，最重要原因是，三義斷層與石岡斷層下盤屬於前陸盆地環境，長期以來處於構造沉降環境，河流經由山區搬運的沉積物進入盆地後便開始堆積；因此沉陷盆地邊緣可以視為河流的暫時侵蝕基準面。新社階地群正處於石岡斷層與三義斷層前緣之上盤，相當接近當時的侵蝕基準面，因此可以假設斷層前緣河流因均夷作用產生的下蝕速

率接近零。所以，利用新社階地的河拔高與年代估算的下切速率應接近或相當於構造抬升速率。

本研究利用 DTM 獲得各河階的河拔高，配合 Lai et al.(2006)與 Le Béon et al.(2014)的熱螢光定年年代，估算三義斷層與石岡斷層上盤的抬升速率(表 4.2-1)。至於斷層滑移速率的估算，則必須了解階地之下斷層斷坡的傾角，才能計算沿斷層面的淨滑移速率。依據平橫剖面的推算，新社階地下的三義斷層與石岡斷層斷坡角度為 35 度(Le Béon et al., 2014)。

因此，以 Lai et al.(2006)與 Le Béon et al.(2014)的熱螢光定年年代，並計算各階地(T1a，T2a，T3a)的抬升與滑移速率(表 4.2-2)。依據 Le Béon et al.(2014)年代資料計算分別為 13.8±2.1 mm/yr、19.0±2.1 mm/yr 與 16.7±1.4 mm/yr，平均為 16.5±1.9 mm/yr；滑移速率為 17.7±2.2 mm/yr。若以 Lai et al.(2006)年代資料計算的滑移速率為 8.0±1.9 mm/yr。其之間的差異是 T1a 階地獲得的年代有異，分別為 55±12.6 ka 與 30.2±4.0 ka(表 4.2-1)；兩者的滑移速率相差一倍。

上述的滑移速率是晚更新世以來，三義斷層與石岡斷層活動合計形成的結果(斷層活動時位於斷坡之上的新社階地都會產生抬升作用)，因此必須扣除石岡斷層的滑移速率後，才可以獲得三義斷層滑移速率。由於，石岡斷層沿線沒有古地震與階地研究提供石岡斷層的滑移速率。因此，本研究暫以南側的車籠埔斷層抬升與滑移速率作為石岡斷層的活動速率。車籠埔斷層經由多處的古地震槽溝研究，獲得的平均抬升速率為 3.9±0.2 mm/yr(Chen et al., 2007)；車籠埔斷層的前緣斷坡傾角為 45 度(Yue et al., 2005)，滑移速率為 5.5±0.3 mm/yr(表 4.2-2)。

因此，由新社階地合計估算的滑移速率扣除車籠埔斷層滑移速率，為 11.0±2.2 mm/yr(依據 Le Béon *et al.* (2014)年代的計算值)；Le Béon *et al.*(2014)計算的滑移速率為 17.7±2.2 mm/yr，扣除車籠埔斷層滑移速率後，三義斷層滑移速率為 12.2±2.5 mm/yr。另外，本研究若以 Lai *et al.*(2006)定年年代計算的滑移速率為 8.0±1.9 mm/yr，扣除車籠埔斷層滑移速率後，三義斷層滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr。由上述兩個研究結果獲得的階地年代後，估算三義斷層滑移速率分別為 11.0±2.2 mm/yr(12.2±2.5 mm/yr)與 2.5±2.2 mm/yr；兩者差異非常大。由於本研究之前尚無法評估兩者年代的正確性，僅能分別計算其結果，再由其他地質資料進行評估。

本研究由三義斷層滑移速率(或抬升速率)的結果反觀現今新期構造地形的特徵，評估兩者的可能性。由 Le Béon *et al.*(2014)的年代估算三義斷層滑移速率為 11.0±2.2 mm/yr(或抬升速率)是車籠埔斷層滑移速率(5.5±0.3 mm/yr)兩倍。現今車籠埔斷層上盤呈現許多明顯的全新世階地，然而介於三義斷層與石岡斷層之間的上盤卻不見有任何全新世階地，僅有少部份紅土化階地分布，顯然如此快速的滑移速率(或抬升速率)之下，其呈現結果與現今地形有明顯差異。若以 Lai

et al.(2006)的熱螢光定年年代(T1a 為 55±12.6 ka)估算滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr，其相較緩慢的活動速率產生地形特徵較為吻合。因此，本研究認為三義斷層(后里斷層)滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr。

表 4.2-1 三義斷層與石岡斷層合計的抬升與滑移速率。

階地	斷坡角度	抬升速率 (mm/yr)	滑移速率 (mm/yr)	
T1a	35 度	4.6±1.1	8.0±1.9＊	Lai *et al.*, 2006
T1a	35 度	7.9±1.2	13.8±2.1※	Le Béon *et al.*, 2014
T2a	35 度	10.9±1.2	19.0±2.1※	Le Béon *et al.*, 2014
T3a	35 度	9.6±0.8	16.7±1.4※	Le Béon *et al.*, 2014
			平均 16.5±1.9※	平均 17.7±2.2 mm/yr
車籠埔斷層	45 度	3.9±0.2	5.5±0.3	

4.2.4 結論

三義斷層分為主斷層及位於主斷層東側的支斷層(后里斷層)，三義斷層屬於逆移斷層，最北端從大湖鄉大窩至三義呈東西走向，三義以南至豐原區域，斷層走向轉為南北向，向南延伸至臺中市太平區草湖溪與車籠埔斷層連接，全長約 45 公里。本研究目的為求取三義斷層長期滑移速率，但以地質構造而言，三義斷層的主要斷層帶於晚更新世以來已沒有活動，此區域受構造作用的變形已轉移至上盤的分支斷層(后里斷層)。因此，本研究主要探討后里斷層的長期滑移速率，然而過去研究，不論是古地震槽溝或鑽井資料皆缺乏焦碳可供定年，因而無法直接估算斷層長期變動速率。后里斷層上盤受長期抬升影響，伴隨著河川下蝕，在新社、后里與三義至卓蘭地區形成一系列的紅土化與未紅土化的多重高度河階，因此本研究欲藉由新社河階群的各河階河拔高及河階年代結果，估算三義斷層(后里斷層)長期滑移速率。

根據河拔高、階地沉積物厚度與河階崖在空間上的延續性，將新社階地群分為 6 階，包含未紅土化的低位階地，依海拔高度由高至低分別命名 T1-T6。近年來新社階地群階地已有定年資料，T1 階地熱螢光定年為 30.2±4.0 ka(Le Béon *et al.*, 2014)與 55±12.6 ka(Lai *et al.*, 2006)，T2 階地為 21.5±1.2 ka、T3 階地為 17.4±1.6

ka，以及 T4 階地為 9.6±0.5 ka(Le Béon et al., 2014)(表 4.2-1)。

本研究分別利用 Lai et al.(2006)與 Le Béon et al.(2014)的熱螢光定年年代，分別計算各階地(T1a，T2a，T3a)的抬升與滑移速率(表 4.2-2)；由新社階地估算的滑移速率扣除車籠埔斷層滑移速率後，為 11.0±2.2 mm/yr。若以 Lai *et al.*(2006)的熱螢光定年年代(T1a 為 55±12.6 ka)估算三義斷層(后里斷層)的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr 的結果，較為吻合現今地表呈現的地形特徵。

4.3 大尖山斷層調查及成果

4.3.1 斷層特性

大尖山斷層屬於逆斷層兼具左移，921 集集地震時產生地表破裂，地表抬升約 10-100 公分，斷層跡位置由南投縣竹山鎮頂林至嘉義縣竹崎鄉觸口，長約 25 公里。斷層北端為鹿寮斷層截切，以北為車籠埔斷層，中段被古坑斷層(左移斷層)截切，古坑斷層以南延伸至觸口(八掌溪)轉為西北走向，古坑斷層以南區段又稱為觸口斷層(圖 4.3-1；李元希等，2002；李彥良，2001；林啟文等，2000；陳文山等，2010；黃鑑水等，1994；劉彥求等，2004)。

大尖山斷層跡位置由南投縣竹山鎮頂林(抄封)至雲林縣古坑鄉樟湖山北側的利通橋(內寮林道)，被西北走向的古坑斷層截切。繼續朝西南延伸至嘉義縣竹崎鄉觸口，之後再轉為西北走向。斷層全長約 40 公里(含南側西北走向的斷層跡)，斷層面朝東傾斜約 50 度(Yang et al., 2006)，屬於第一類活動斷層。

從頂林(抄封)至利通橋的斷層區段在 921 地震當時，地表抬升約 10-100 公分。斷層上盤地層主要為晚期中新世的大窩砂岩，部分為關刀山砂岩，下盤為頭嵙山層火炎山相礫岩。古坑斷層以南區段，921 地震當時未產生錯動，斷層上盤地層主要為南莊層，下盤為頭嵙山層火炎山相礫岩層。斷層經觸口之後轉為西北走向，成為斷層的側向斷坡構造(lateral ramp)。

由於西南部地區諸多的活動構造(斷層與褶皺)，因此在麓山帶中形成許多階地地形，分為河階與扇階(圖 4.3-2)。大尖山斷層沿線在北段由頂林(抄封)至利通橋之間，僅在桶頭橋有截切河階；而南段至觸口之間的蜈蜞坪，部分斷層似有截切兩處的扇階(圖 4.3-2)。以下將描述桶頭橋河階與蜈蜞坪區域的扇階產狀。

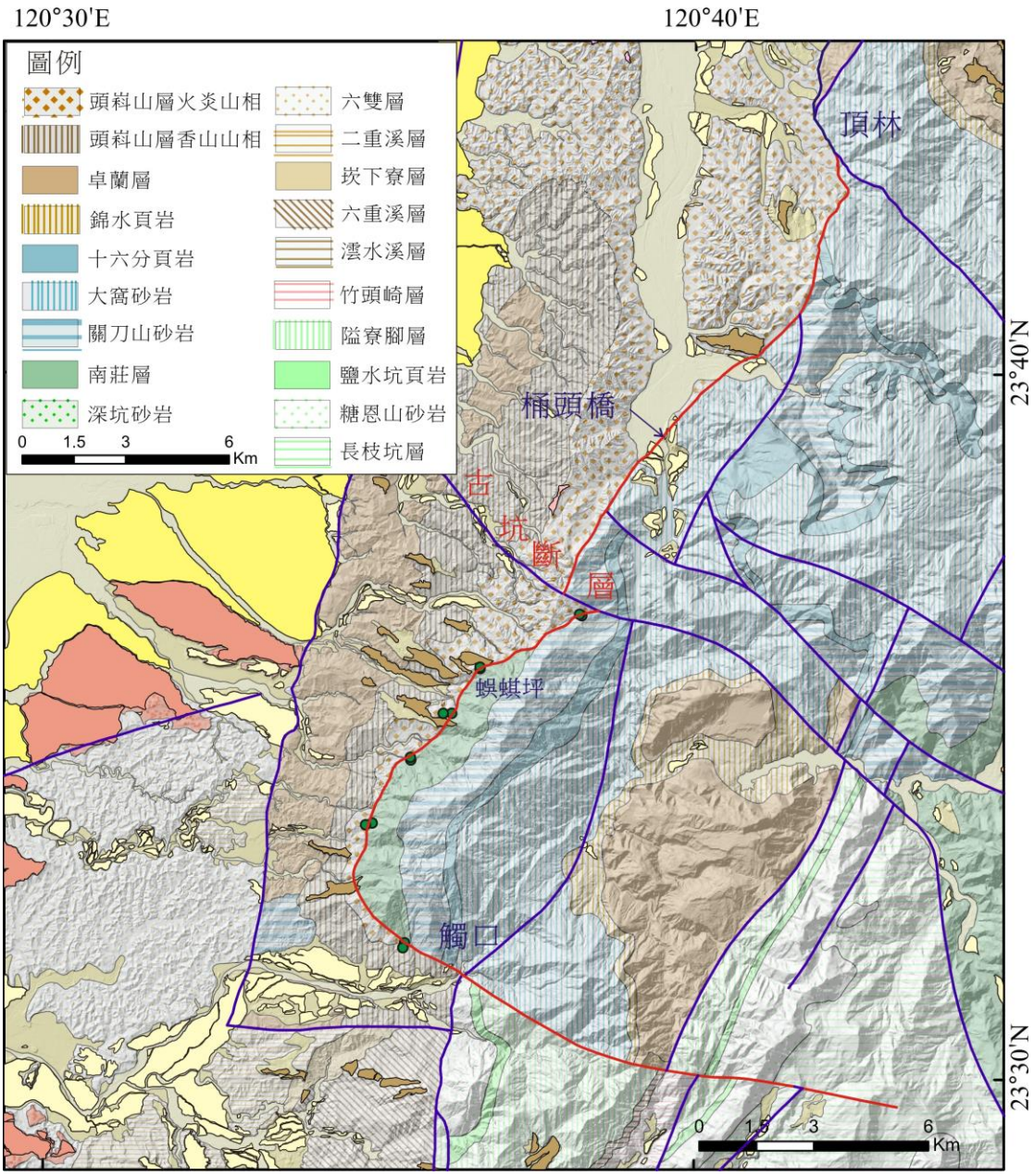


圖 4.3-1 大尖山斷層(紅色線)沿線地質，藍色線為鄰近的斷層，綠色圓圈為顏一勤(2013)鑽井位置。

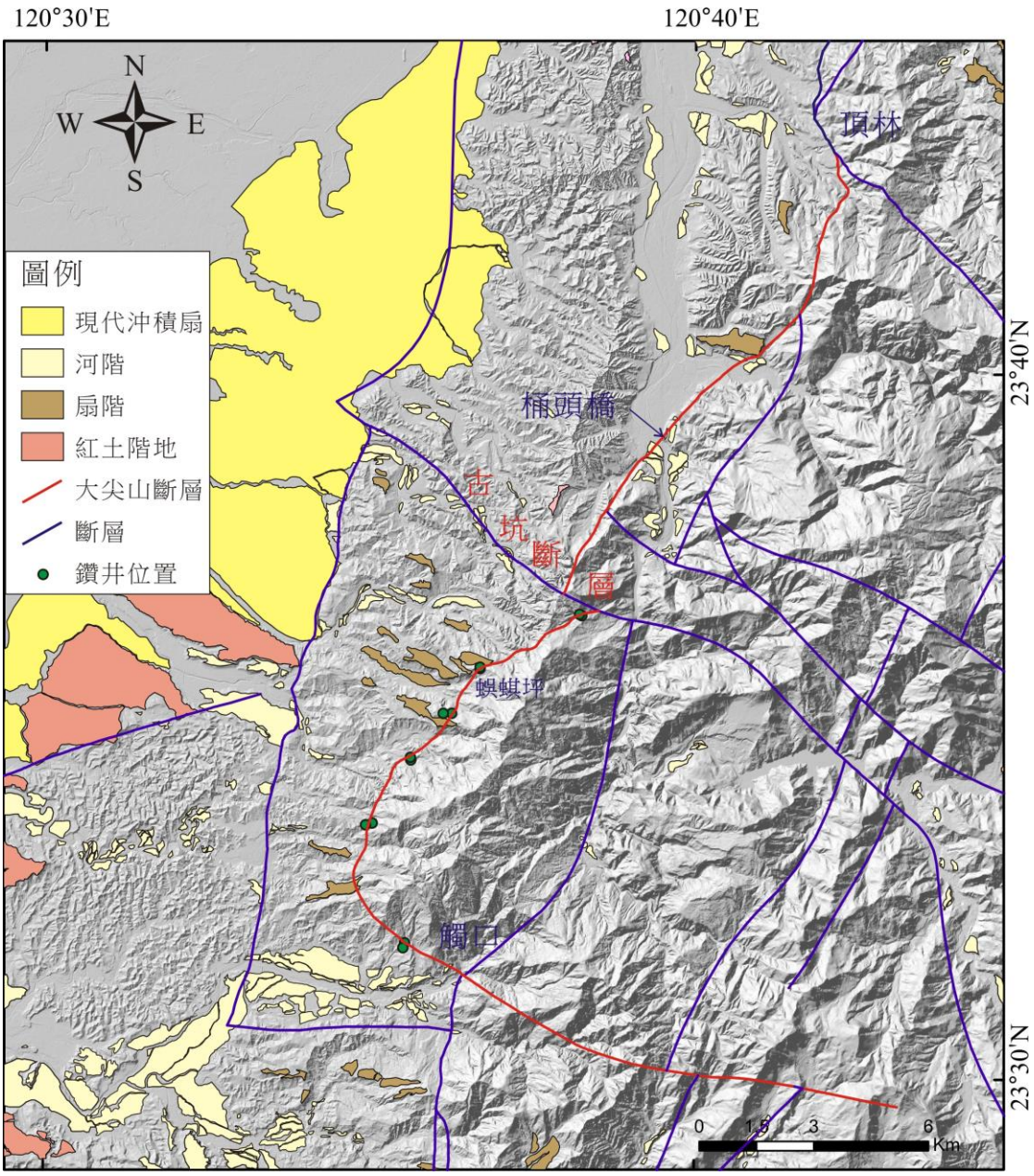


圖 4.3-2 斷層沿線的階地地形，綠色圓圈為顏一勤(2013)鑽井位置。

4.3.2 階地產狀

桶頭橋的河階位於大尖山斷層的上盤(圖 4.3-3，圖 4.3-4)，依階地高度分為兩階，河階礫石層不整合在斷層剪切帶之上，地層屬於晚期中新世大窩砂岩，下盤為更新世頭嵙山層火炎山相礫岩。河階礫石層之下的大窩砂岩岩盤均受到強烈的斷層剪切作用(圖 4.3-3)，岩盤之上河階堆積層未見到被錯移跡象。本研究在第二階河階層中採集一個碳化樣本。

蜈蚣坪地區在大尖山斷層的下盤分布有許多的扇階地形，扇階(群)分布走向皆與鄰近的河流平行，呈北西約 80 度，階地堆積層厚度非常厚，約 15-25 公尺(圖 4.3-2)，與此地區的河階堆積層厚度有很大差異，其厚度大致 10 公尺以下。從數值地形圖研判，有兩處扇階的階地頂端(東)在接近斷層跡位置可能被大尖山

斷層截切，但目前此扇階群尚無年代資料，本研究於野外調查期間亦無發現可供定年的材料。

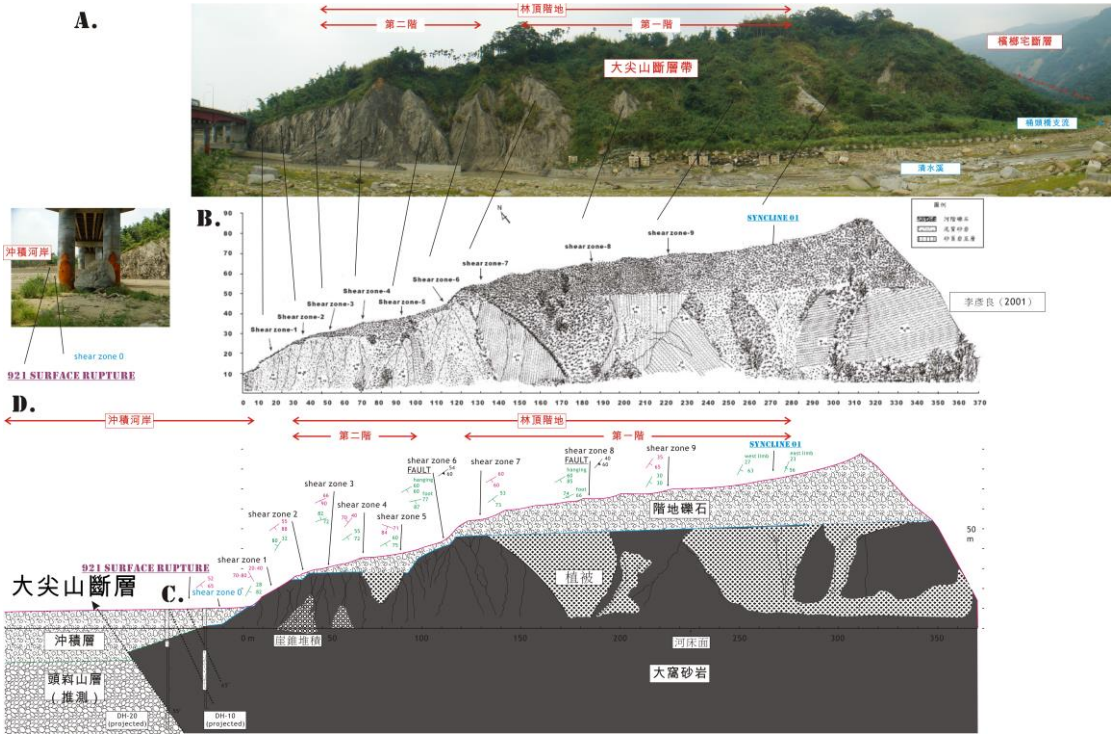


圖 4.3-3 桶頭橋東側的階地剖面(李彥良，2001)。



圖 4.3-4 桶頭橋東側，大尖山斷層上盤河階，岩盤為大窩砂岩。

4.3.3 長期活動速率

本研究經野外調查結果，僅在桶頭橋東側斷層上盤的第一階河階中發現一個碳化樣本，但經碳十四定年結果，年代小於 300 年。因此本研究上尚無法獲得

大尖山斷層的長期滑移速率。

此外本研究亦針對 貴所在 102 年度鹿野斷層與大尖山斷層補充地質調查案(顏一勤，2013)中在蜈蚣坪地區的鑽探進行評估，欲由鑽探與定年資料結果了解是否可以提供此扇階群的年代。從大尖山-1 號井至從大尖山-6 號井(共 10 孔鑽井)位置來看，大尖山-2 號 A 與 B 井，以及大尖山-3 號 A 與 B 井位置鄰近扇階的頂端。另由，鑽井岩心的岩性來看，大尖山-1 號 B 井、大尖山-3 號 B 井以及大尖山-5 號 B 井都鑽穿斷層帶，並且在斷層帶之下，分別在各井的深度 21.7 公尺、32.1 公尺，以及 10.1 公尺處鑽入扇階堆積層(圓度佳的礫石層)，但這些礫石層中未發現碳化樣本。因此也無法由鑽井岩心獲得扇階的沉積年代。

4.4 嶺頂斷層調查及成果

4.4.1 斷層特性

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探勘資料研判。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移的左滑斷層。

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。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地殼的長期垂直變動速率，目前調查共進行 23 處剖面紀錄與量測，並採集數個海相標本，以及利用前人在此區域調查資料進行地殼變動速率估算。

4.4.2 露頭剖面描述



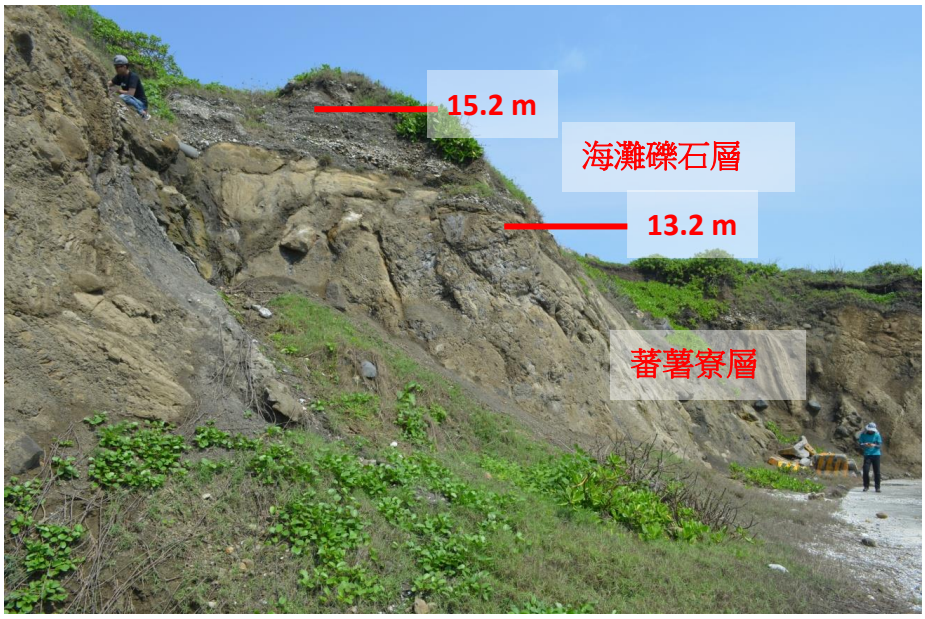
(1)露頭編號：20160416-03

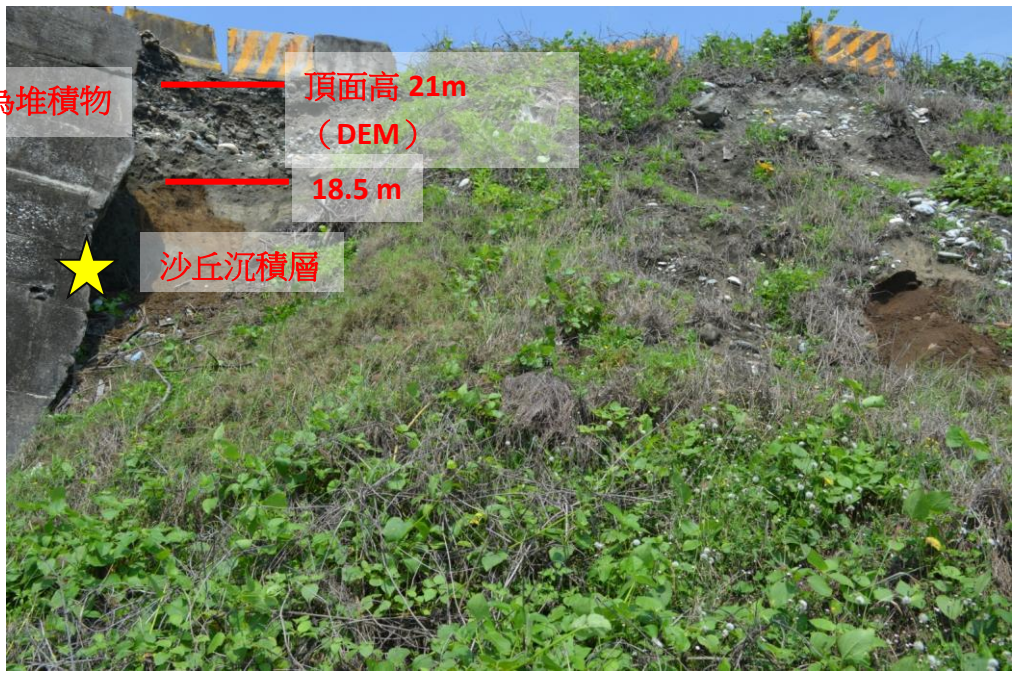
TWD97 座標：(311481, 2645050)

地點：海洋公園北側海岸。

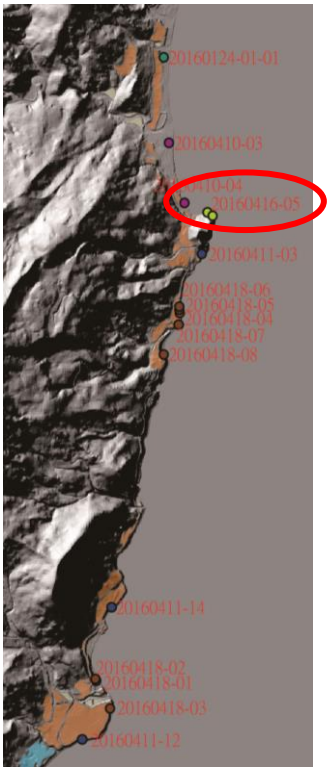
露頭描述：沉積層出露層序由下至上為底岩蕃薯寮層、海灘礫石層、沙丘沉積層與廢棄土層。蕃薯寮層位態為(N45E, 50W)，為倒轉地層。海灘礫石層厚約 2.0 公尺，交界面海拔為 13.2 公尺；之上為沙丘沉積層，交界面海拔為 15.2 公尺。沙丘沉積層厚 3.3 公尺，之上為廢棄土層。

樣本採集：沙丘沉積層內採集 3 個焦碳樣本。





(2)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。







(3)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。






GEOLOGIC
SURVEYING

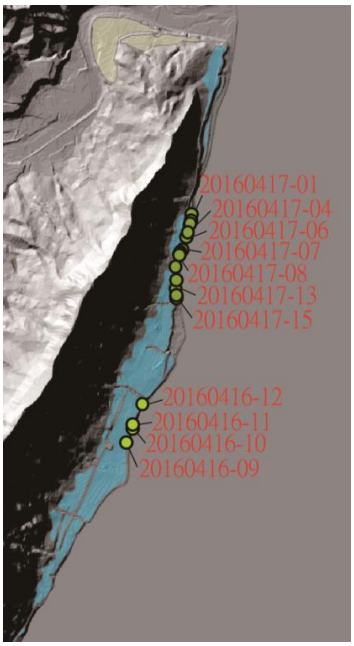
(4)露頭編號：20160417-06

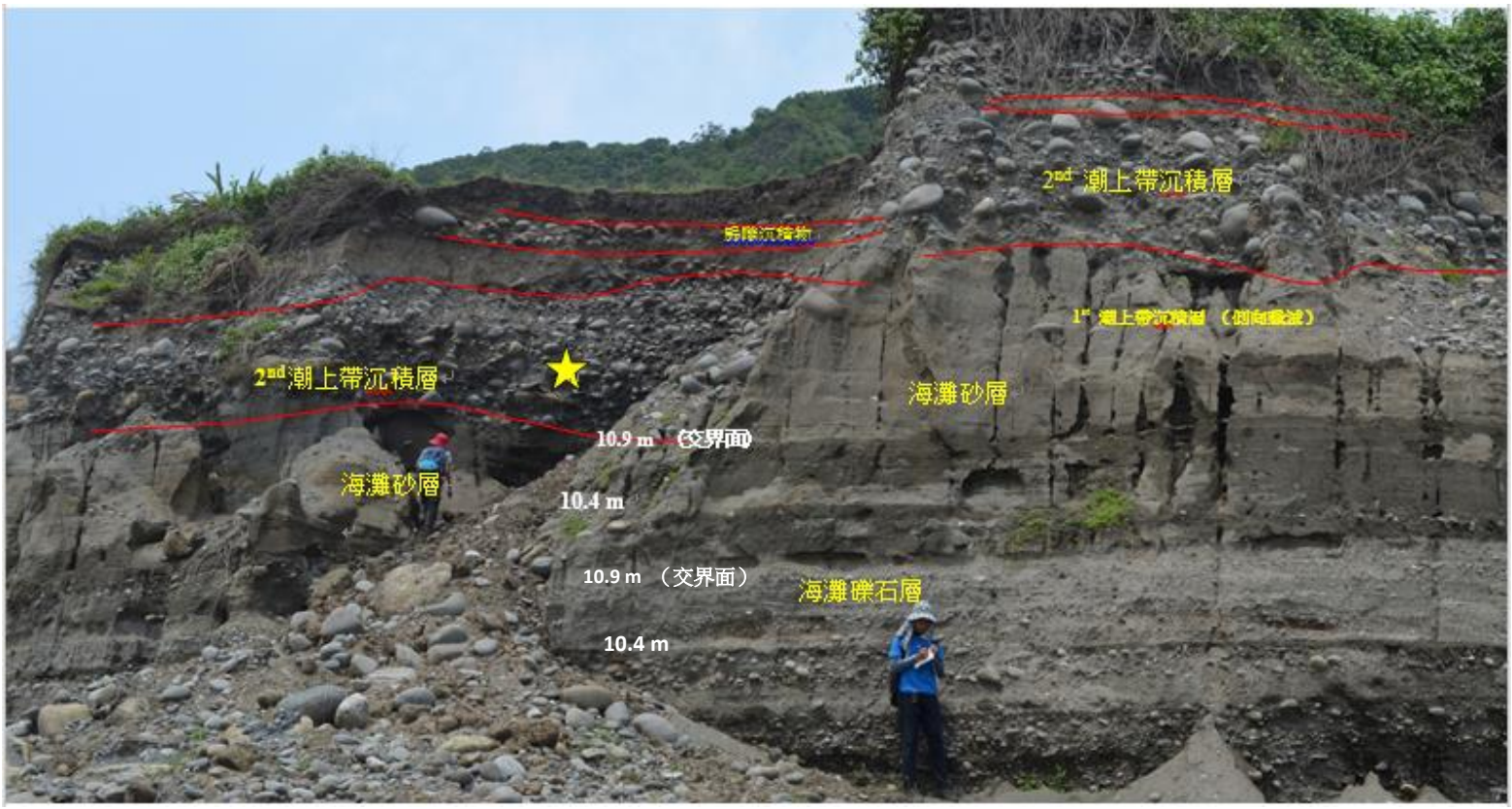
TWD97 座標：(303684, 2609083)

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，最上層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。





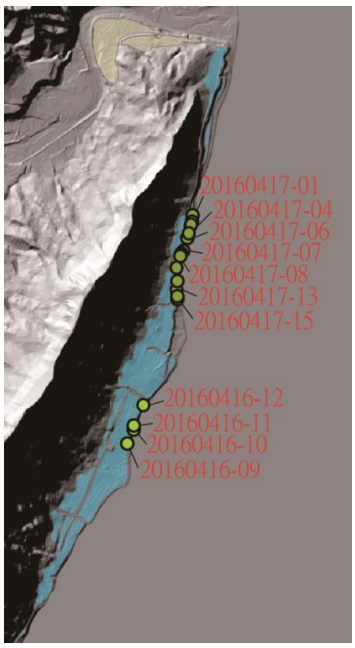
(5)露頭編號：20160417-07

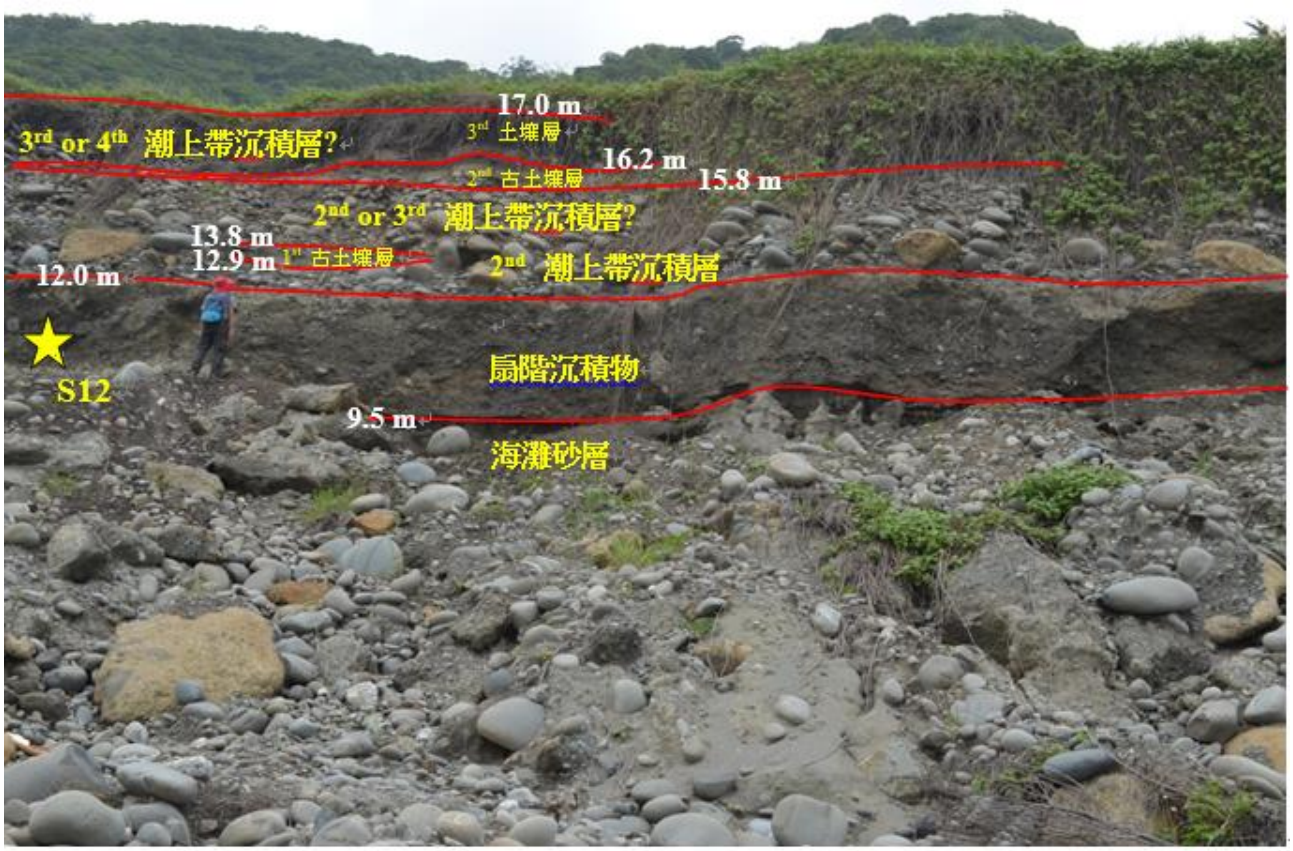
TWD97 座標：(303660, 2608991)

地點：綠野北側剖面。

露頭描述：與 20160417-06 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。





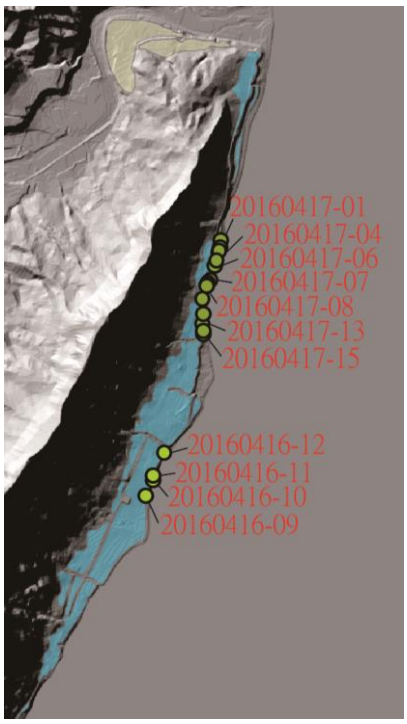
(6)露頭編號：20160417-08

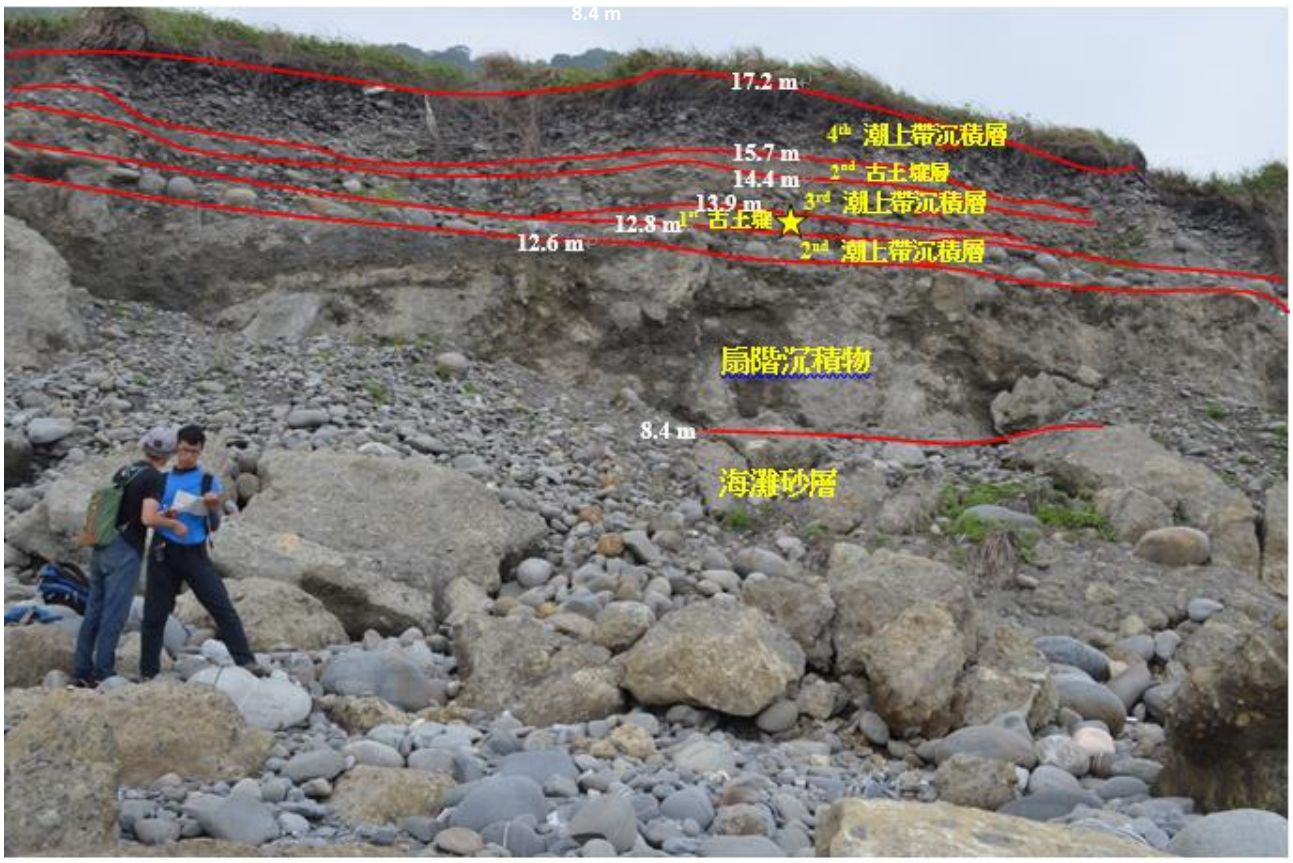
TWD97 座標：(303644, 2608972)

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



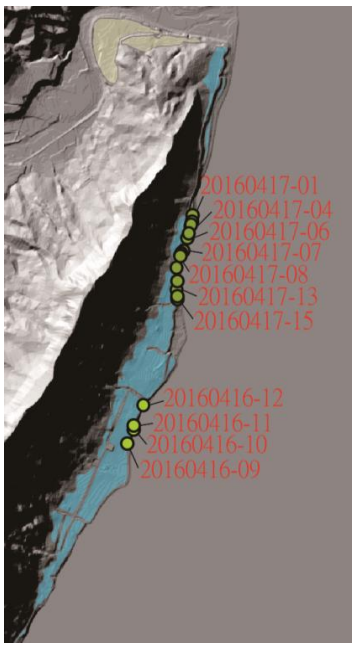


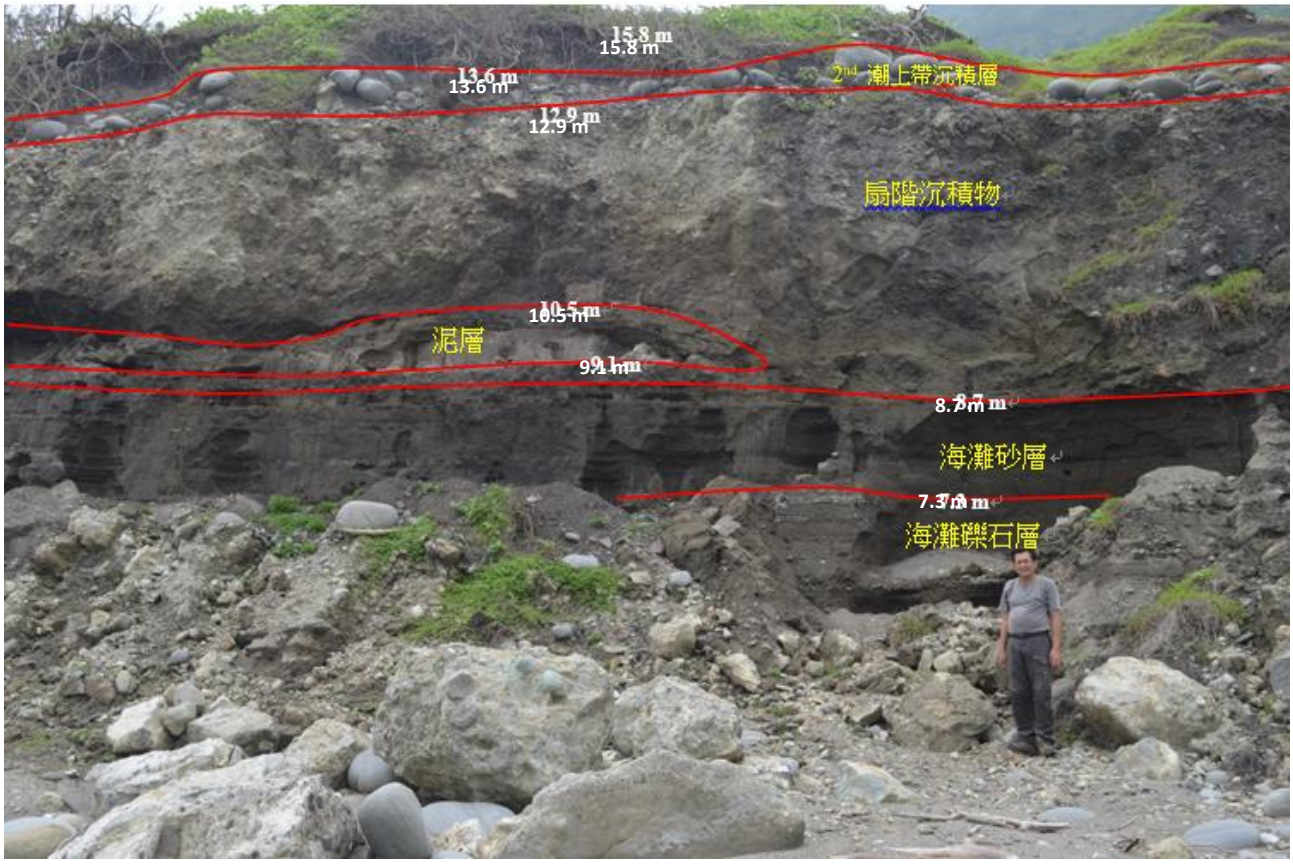
(7)露頭編號：20160417-13

TWD97 座標：(303609, 2608706)

地點：綠野北側剖面。

露頭描述：剖面最底部仍然為灘相沉積層，為礫石層與砂層，但頂部與沖積扇沉積層相同層位高度的側向沉積層呈現厚層泥質沉積層，屬於靜水的湖相環境。且在泥層之上，還堆積沖積扇的土石流。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。





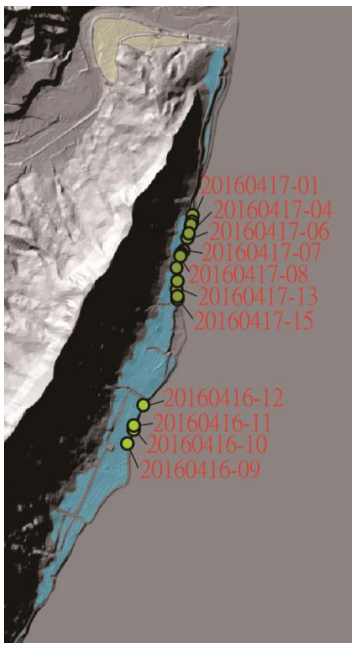
(8)露頭編號：20160417-15

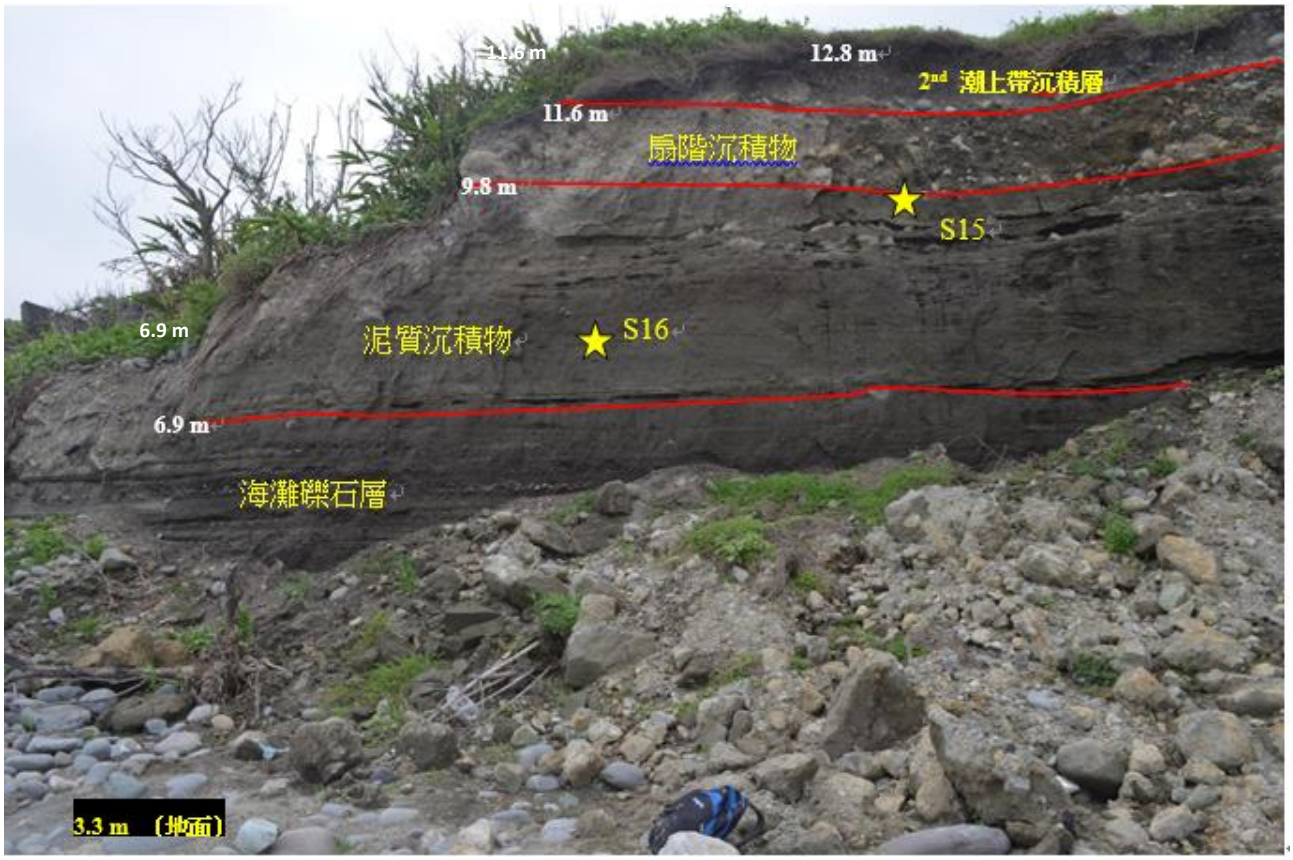
TWD97 座標：(303614, 2608637)

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。





4.4.3 長期活動速率

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 2)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(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 4.4-1)。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)。

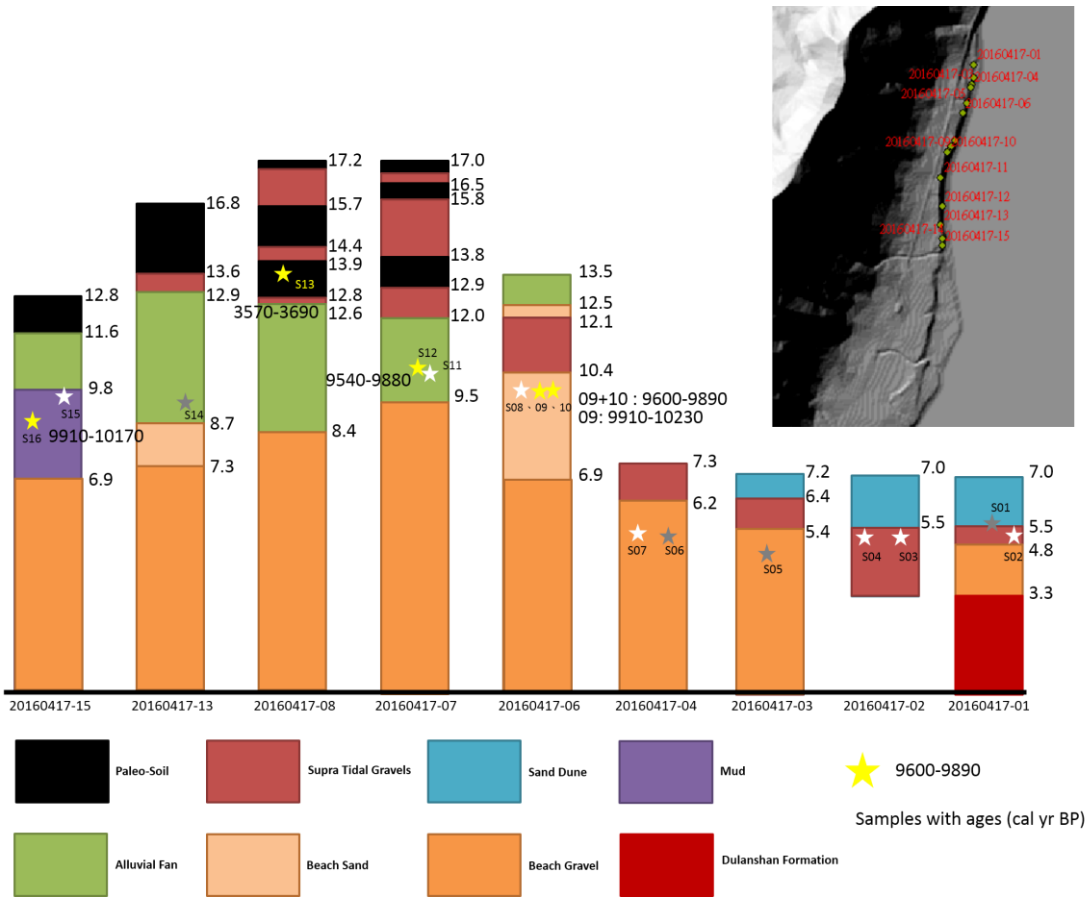


圖 4.4-1 綠野剖面依序由下往上出露，都鑾山層、灘相礫石與砂層、沖積扇與湖相沉積層，以及潮上帶暴風沉積層與土壤層。

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。由於縱谷地區沒有堆積全新世海相地層(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 4.4-2，圖 4.4-3)。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。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 4.4-1，表 4.4-2)，-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)。

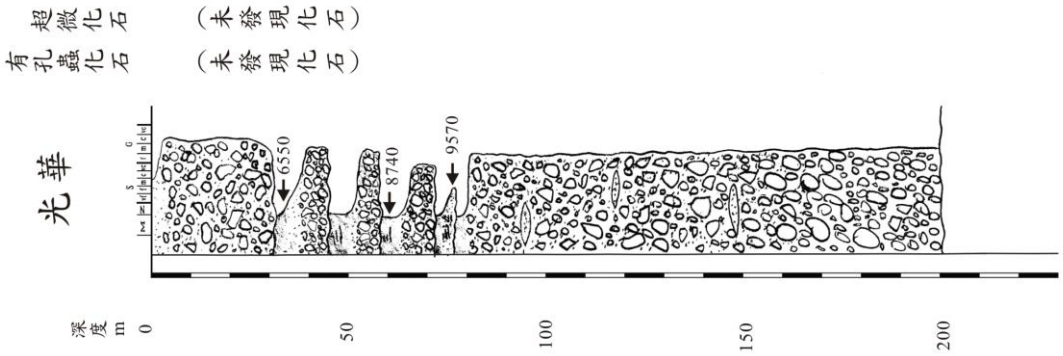


圖 4.4-2 以礫石層為主，於井深 33.4-37.6 公尺，45.9-50.6 公尺，58.3-65.3 公尺，72-73.6 公尺，75-80 公尺夾有泥層。

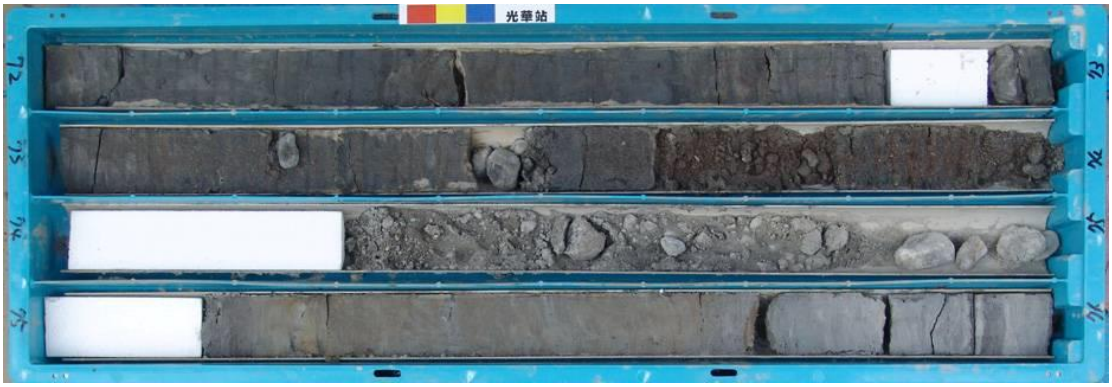


圖 4.4-3 泥層夾薄層礫石(井深 72-76 公尺)。

表 4.4-1 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 4.4-2 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

4.4.4 結論

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。

第五章 池上斷層大坡國小場址之地變監測

5.1 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

全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。

5.2 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。

第一期觀測之地下電極陣列埋設於 5 口井，其井位分佈如圖 5.2-1，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，各井下電極垂直間距為 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。

第一期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。第二期，則搭配新設量測孔及測請管，最新之井位與電極配置如圖 5.2-2，於 2016 年 5 月 19 日開始新記錄。井 6 下配置如其他第一期井，垂直間距為 2 米，從深度從 2 至 30 米深共 15 個電極。因多增加 15 個電極可量測與放電，所有觀測電極配至更換如圖 5.2-2，放電電流極統一由各井最下方開始配至，依序

往上配至兩個電位觀測極，如此三個一組由下至上配置。

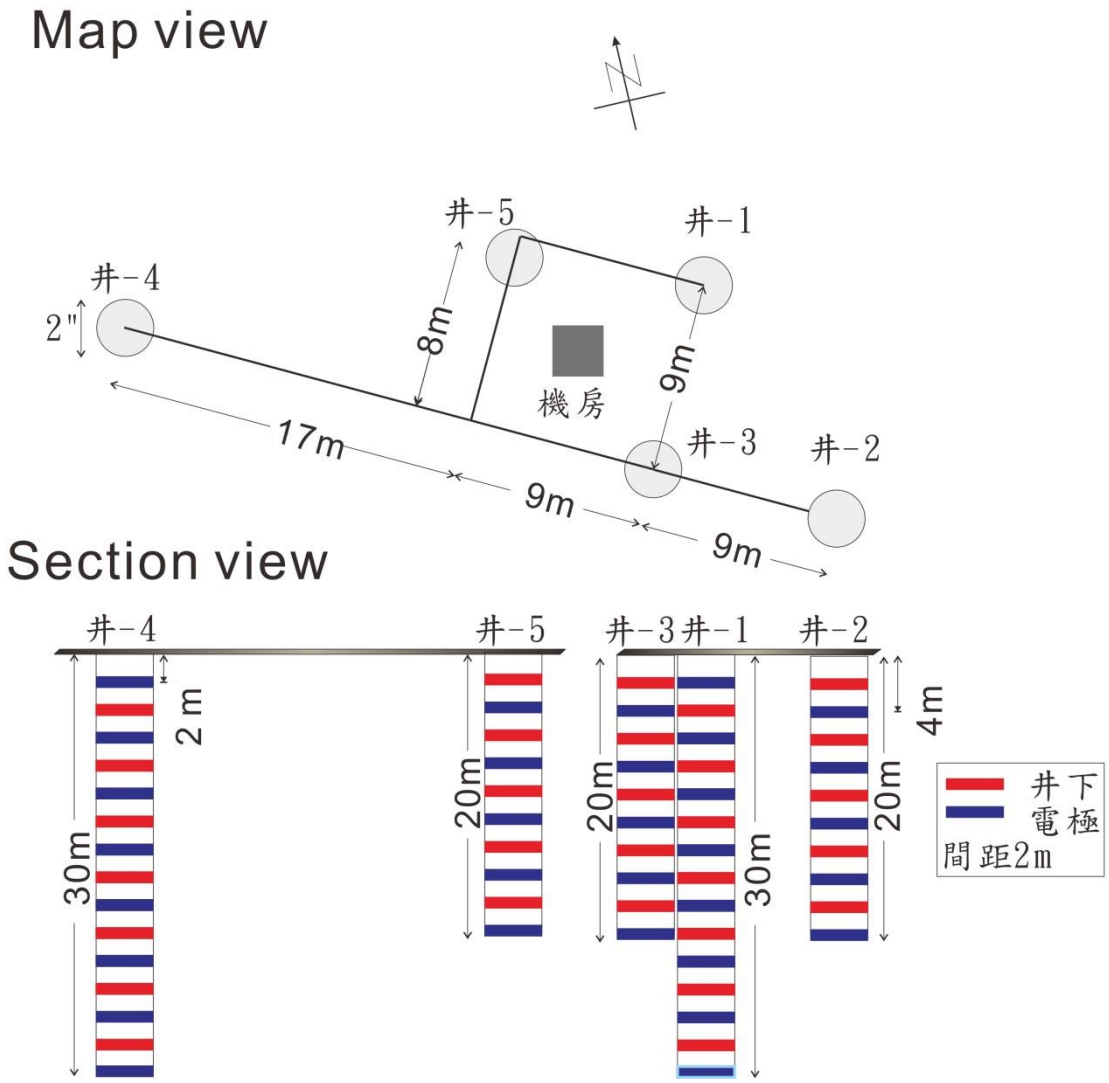


圖 5.2-1 第一期觀測電極配置圖。

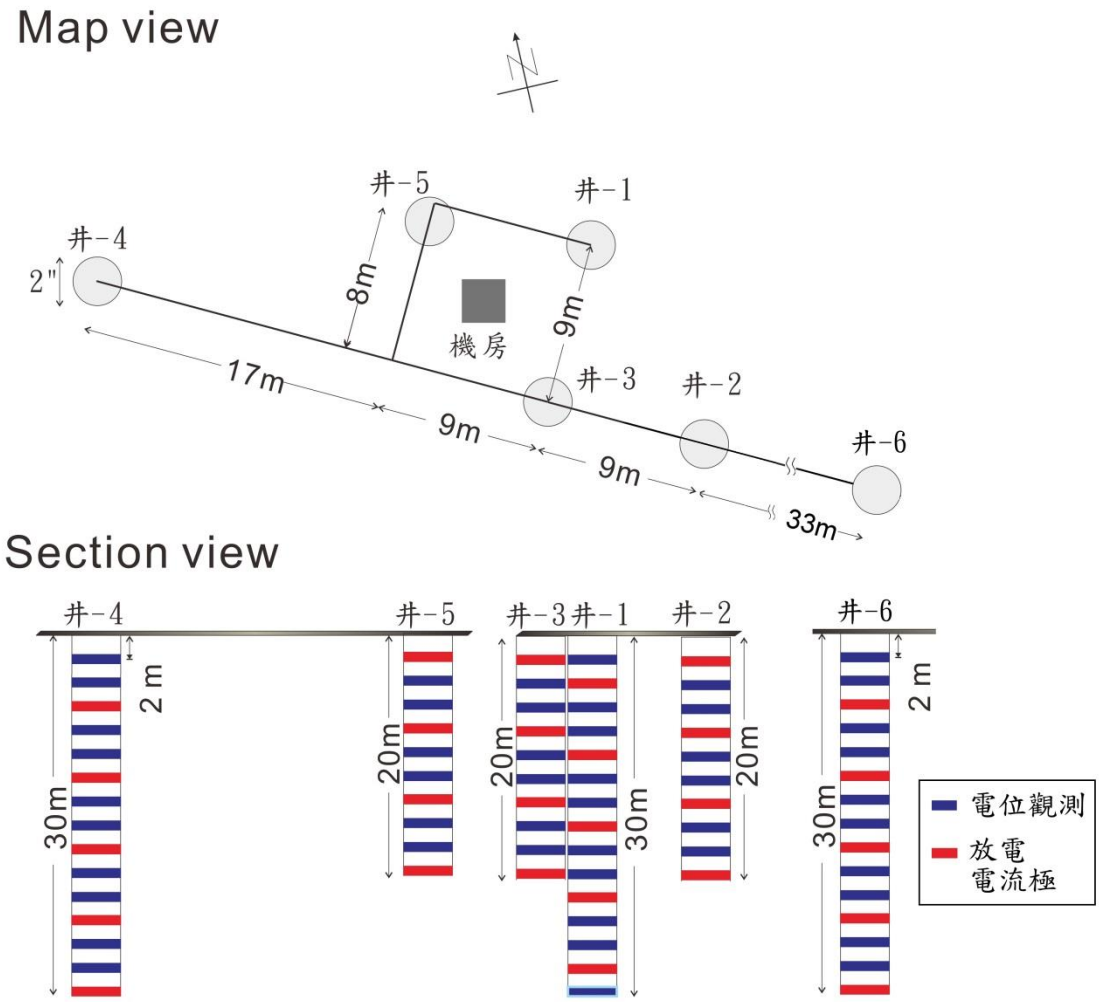


圖 5.2-2 本年度新設井與觀測電極配置圖。

5.3 大坡國小監測

在 105 年於測區進行了兩次地表地電阻量測(測線位置如圖 5.3-1A 所示)，用以瞭解池上斷層之分布情形。而為了驗正地電阻資料正確性，以及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，我們陸續進行了四口井孔的岩心鑽取及傾斜儀的設置，相關測線與井位的位置如圖 5.3-1A 上所標示。圖 5.3-1A 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 5.3-1B 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。二維地表地電阻調查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 軟件進行二維地電阻模型反演，最後平均 10 次反演結果所得之最佳模型如圖 5.3-1B 所示。

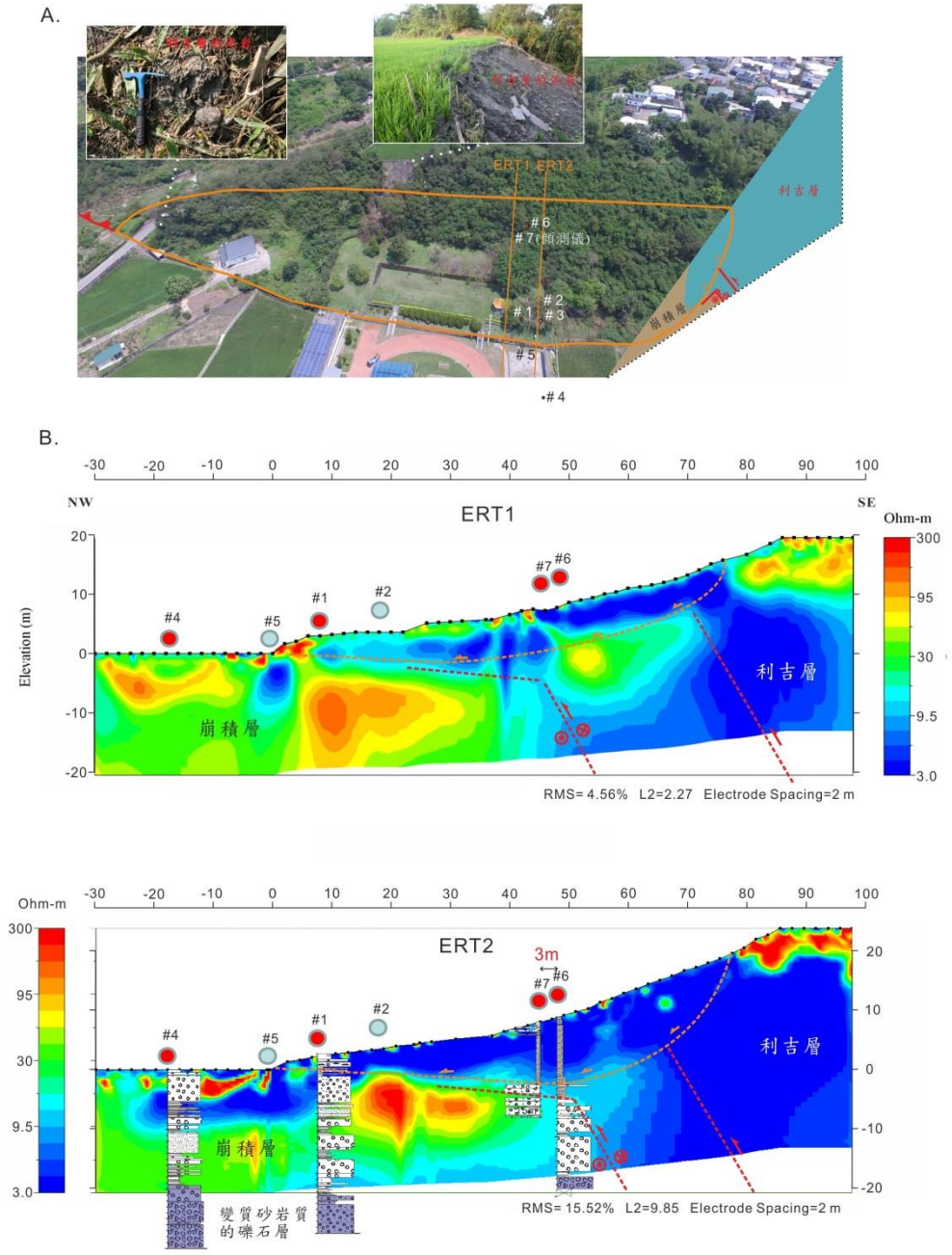


圖 5.3-1 大坡國小場址的構造示意圖。

在圖 5.3-1B 之逆推模型可以看到，兩次的調查結果顯示了明顯的電性不連續位置。而圖 5.3-1B 模型中水平位置 32 至 37 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。

本研究於第二年度進行第二次地電阻調查後，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。使用的六口井中，我們可將井 4-3-2-6 連成一線最為一下盤至上盤之二維剖面，這與先前之地表調查測線類似，使用井下電極量測結果如圖 5.3-2，可對比圖 5.3-1B 下圖，我們可以看到在東側，井下電極量測結果顯示，井 2 與井 6 間地下 0 至 15 公尺存在有一個淺層低阻與下方高阻的明顯邊界。

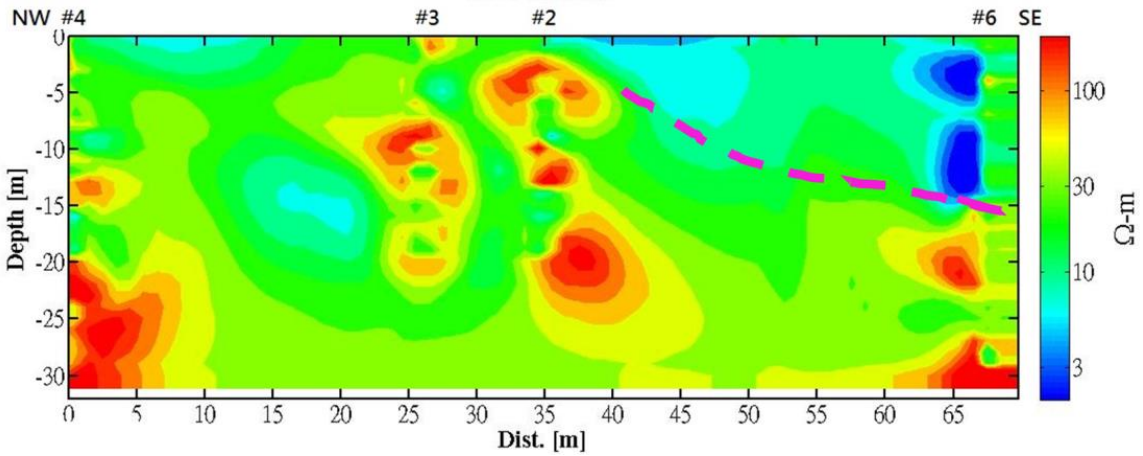


圖 5.3-2 井 4 至井 6 井下二維地電阻量測結果。

彙整本計畫於大坡國小的岩心照片參見圖 5.3-3：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)的變質砂岩質礫石層，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 與井 7 則有利吉層的含礫泥岩以斷層接觸上覆於崩積層之上。

本研究於井 7 為了裝設傾測儀而鑽，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 105 年 4 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/Chishanng/直接線

上即時觀看量測結果，5 分鐘更新一筆資料，其畫面如圖 5.3-4，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。

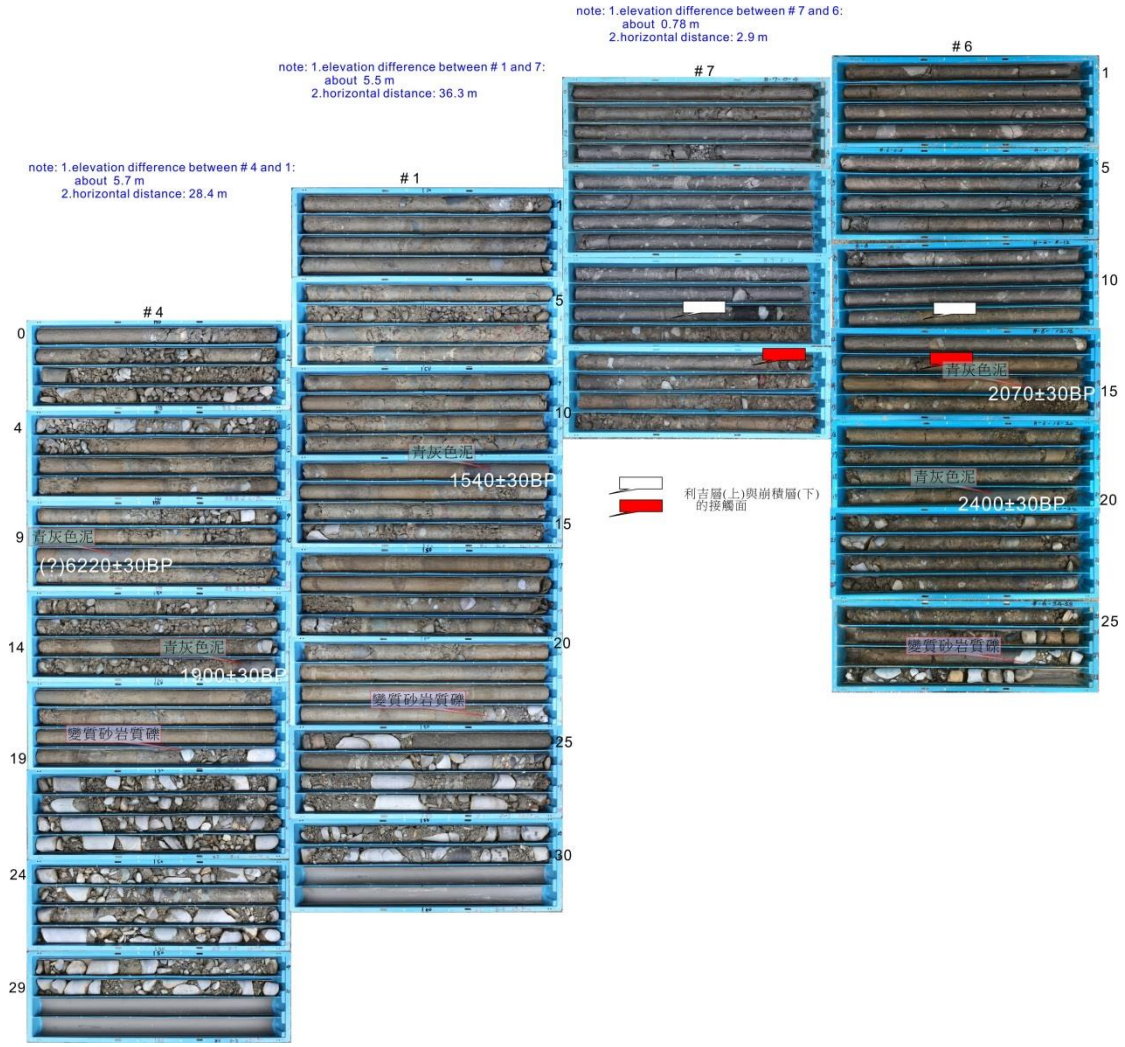


圖 5.3-3 岩心照片彙整。

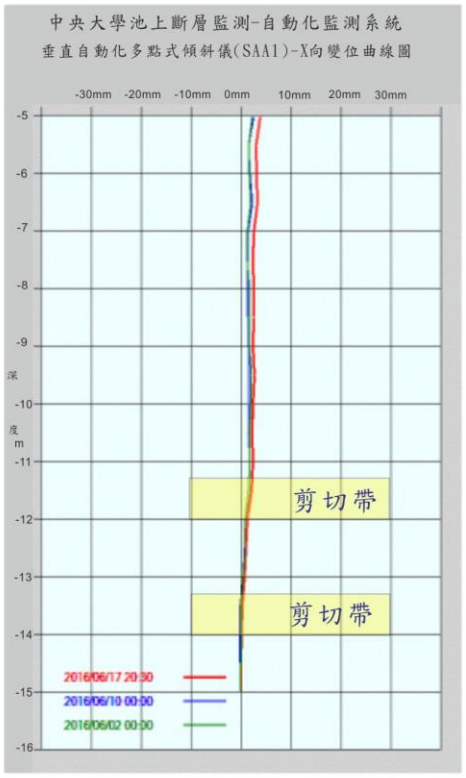
量測時間 : 2016/06/17 20:30:00

網頁更新時間 : 2016/06/17 21:15:35



下載數據
顯示工程地理位置圖

中央大學池上斷層監測-自動化監測系統
CR1000記錄器_ST1-----2016/06/17 20:30
SAA1垂直多點式傾斜儀-----2016/06/17 20:30
ST1_MBattery--------- 12.66-----(Vdc)
ST1_Pannel_Temp------ 31.55-----(℃)
SAA1_5.0-X---------- 3.87------(mm)
SAA1_5.5-X---------- 2.94------(mm)
SAA1_6.0-X---------- 3.07------(mm)
SAA1_6.5-X---------- 3.34------(mm)
SAA1_7.0-X---------- 2.51------(mm)
SAA1_7.5-X---------- 2.41------(mm)
SAA1_8.0-X---------- 2.60------(mm)
SAA1_8.5-X---------- 2.58------(mm)
SAA1_9.0-X---------- 2.47------(mm)
SAA1_9.5-X---------- 2.69------(mm)
SAA1_10.0-X---------- 2.48------(mm)
SAA1_10.5-X---------- 2.23------(mm)
SAA1_11.0-X---------- 2.44------(mm)
SAA1_11.5-X---------- 2.09------(mm)
SAA1_12.0-X---------- 1.25------(mm)
SAA1_12.5-X---------- 1.04------(mm)
SAA1_13.0-X---------- 0.75------(mm)
SAA1_13.5-X---------- 0.22------(mm)
SAA1_14.0-X---------- 0.20------(mm)
SAA1_14.5-X---------- 0.00------(mm)
SAA1_15.0-X---------- 0.00------(mm)
SAA1_5.0-Y---------- 1.02------(mm)
SAA1_5.5-Y---------- 1.25------(mm)
SAA1_6.0-Y---------- 1.09------(mm)
SAA1_6.5-Y---------- 0.89------(mm)
SAA1_7.0-Y---------- 1.20------(mm)
SAA1_7.5-Y---------- 1.09------(mm)
SAA1_8.0-Y---------- 0.98------(mm)
SAA1_8.5-Y---------- 1.25------(mm)
SAA1_9.0-Y---------- 0.98------(mm)
SAA1_9.5-Y---------- 0.87------(mm)
SAA1_10.0-Y---------- 0.62------(mm)
SAA1_10.5-Y---------- 0.31------(mm)
SAA1_11.0-Y---------- 0.06------(mm)
SAA1_11.5-Y---------- 0.11------(mm)
SAA1_12.0-Y---------- -0.03-----(mm)
SAA1_12.5-Y---------- -0.04-----(mm)
SAA1_13.0-Y---------- -0.11-----(mm)
SAA1_13.5-Y---------- -0.32-----(mm)
SAA1_14.0-Y---------- -0.12-----(mm)
SAA1_14.5-Y---------- -0.25-----(mm)
SAA1_15.0-Y---------- 0.00------(mm)



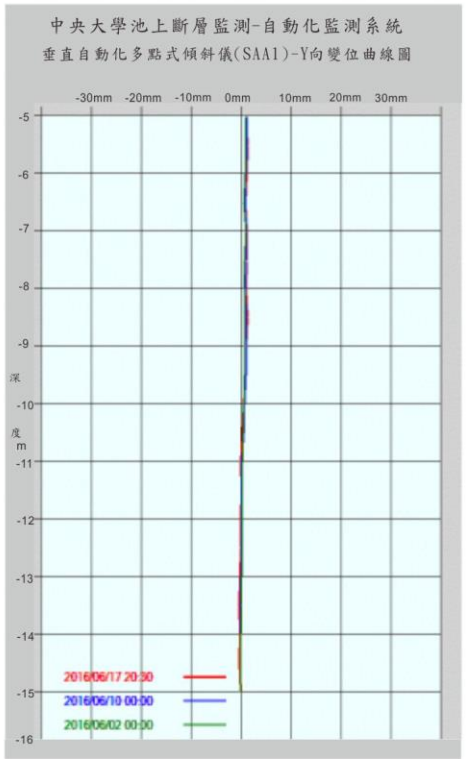


圖 5.3-4 池上斷層多點式傾斜儀自動監測系統網頁畫面及資料判釋。

106 年度 12 月觀測結果

透過傾斜儀的連續觀測，累積一年半的資料發現有兩個明顯的剪切位置在-9.0~-8.0 與-13 至-11 公尺深(圖 5.3-6)。由兩分量一整年的資料(圖 5.3-6)約可以判釋出三段明顯的活動剪動帶，其中-13.5~-13.0 米、-9.0~-8.0 米這兩段，以往北變位分量相較為顯著，-11.0~-10.5 米向西的分量明顯增多，但向北變位約為西向之三倍，其位置約略相當於利吉層的泥(上)與崩積層(下)的斷層接觸面。-11 公尺之剪切位置，也可能與圖 5.3-5 最右側之電阻低轉高邊界有關。井孔內的累積變位量，往北約 23 公厘，往西約 5 公厘，水平變位量約 23.5 公厘，此值約略相當於潛變儀監測的年平均量 21 公厘(Lee et al., 2000)，但必須注意潛變儀僅記錄水平方向走向的變位量，沒有考慮垂直向量上變化。

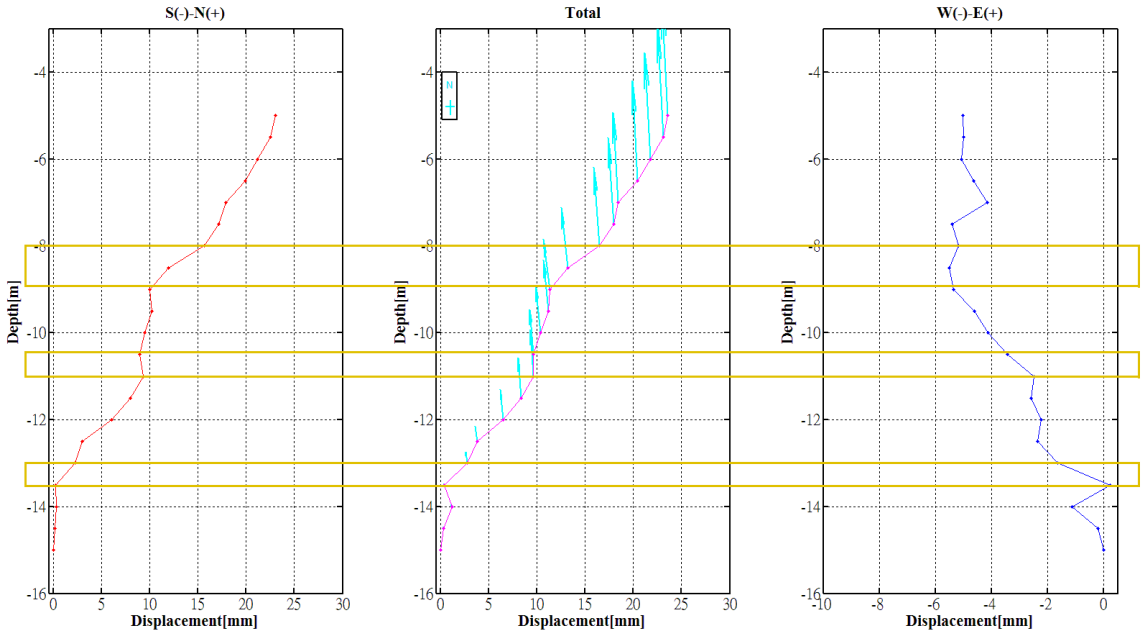


圖 5.3-5 傾斜儀 2017-11-15 累積位移結果

地電阻量測於 106 年 10 月份之量測結果如圖 5.3-7。相對於圖 5.3-2 可以看到除了井周圍的明顯小構造變化，井 2 至井 6 間的地表以下 30 公尺模型有較佳的解析，這顯示增加了地表電極明顯了改善井對井之間的量測。從位於模型右側井 6 位置周圍的電阻模型來看，可以看到靠近井左側低電阻位於地表下 8 公尺與 14 公尺有明顯的不連續介面存在。地下 8 公尺位置應與傾斜儀發現的剪切帶有關。另外可以看到地表低阻有明顯多處的不連續斷面，顯示其中應有複雜的構造行為。

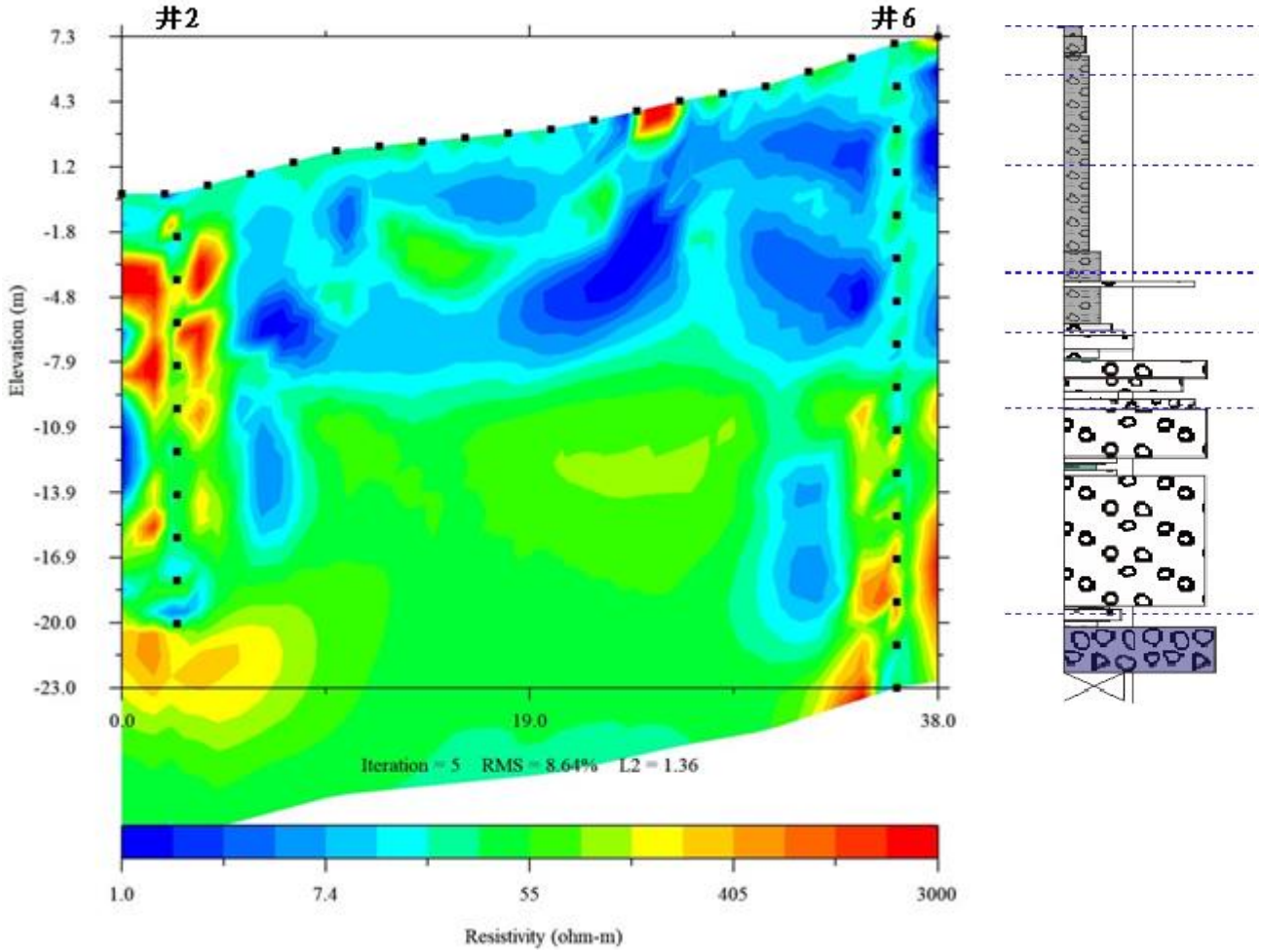


圖 5.3-6 大坡國小場址使用地電阻儀進行井-地聯合量測結果(106.10)

107 年度觀測結果

本年度一開始預計以去年底一樣的井對地量測模式進行下方地電阻監測，第一次量測起始於 107 年 2 月，其地下電阻模型如圖 5.3-8，位於坡上井 2 至井 6 間的電阻模型大致上與 107 年 10 月結果相近。主要差異發現在井 6 開始至其順坡往下 10 米處，深度在 11 米下的電阻高低阻反應不同，反應下方構造可能有變動發生。

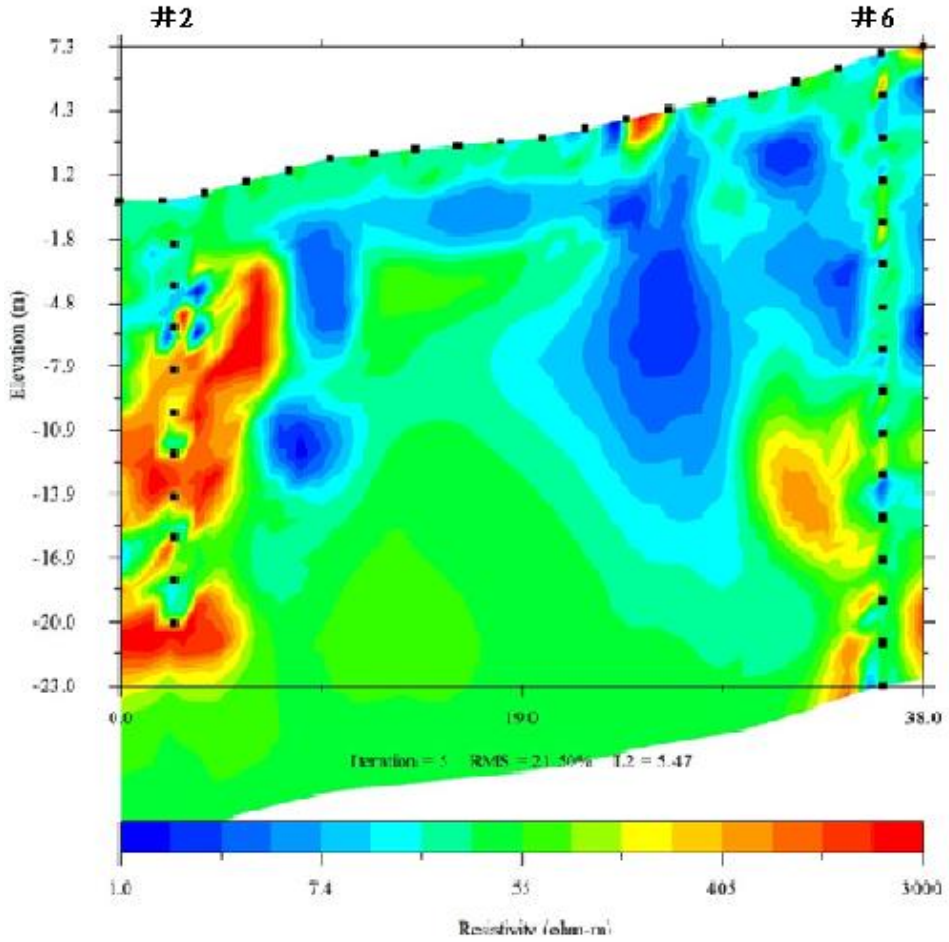


圖 5.3-7 大坡國小場址使用地電阻儀進行井-地聯合量測結果(107.02)

在 2 月量測井地地電阻後，3 月至 6 月間，又使用自然電位記連續觀測井內電極的自然電位變化。我們發現在井 6 下方的電極中，深度 14 米位置觀測到了三次明顯的異常電位變化，但其他深度並沒有明顯電壓變化。井 6 自然電位變化與氣象局池上的日降雨量比較如圖 5.3-7，可以看到電壓抬升時間點落在 3 月 22 日、4 月 7 日以及 5 月 9 日。3 月的變化應與降雨無關，而 4 月與 5 月的變化可能與降雨相關。同時間測傾儀在 14 米至 11 米之間的位移變化結果(圖 5.3-8)顯示，3 月 22 日後 14 米至 12 米之間有明顯的位移發生，5 月 9 日的變化趨勢又再度的改變。這兩個時間與自然電位在 14 米發現的電壓變化可能有極大的關聯。

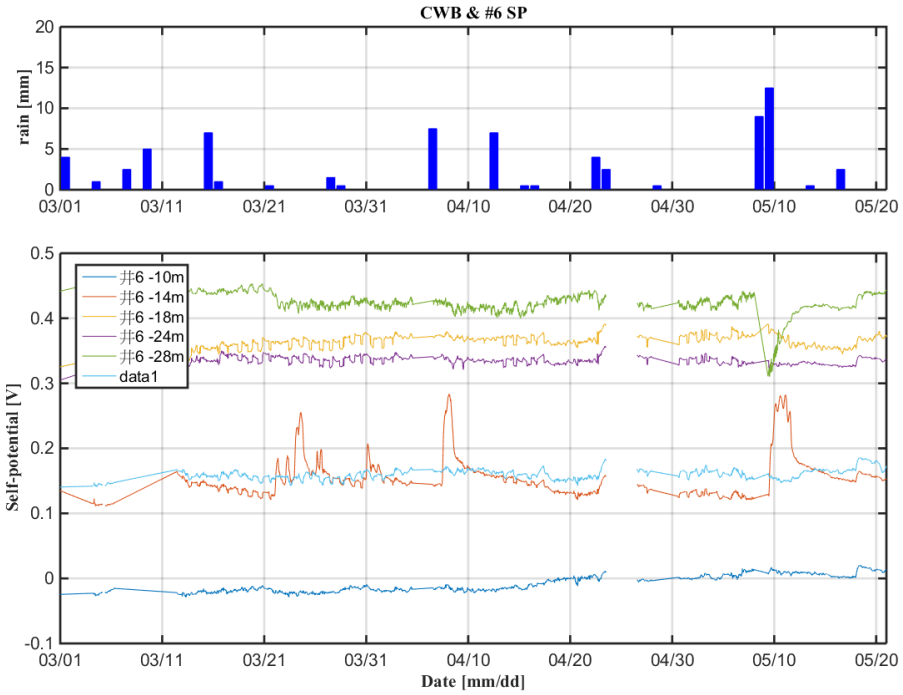


圖 5.3-8 3 月至 5 月底井 6 自然電位變化與氣象局池上雨量圖，上圖是氣象局雨量，下圖是井六不同深度的自然電位的連續監測結果。

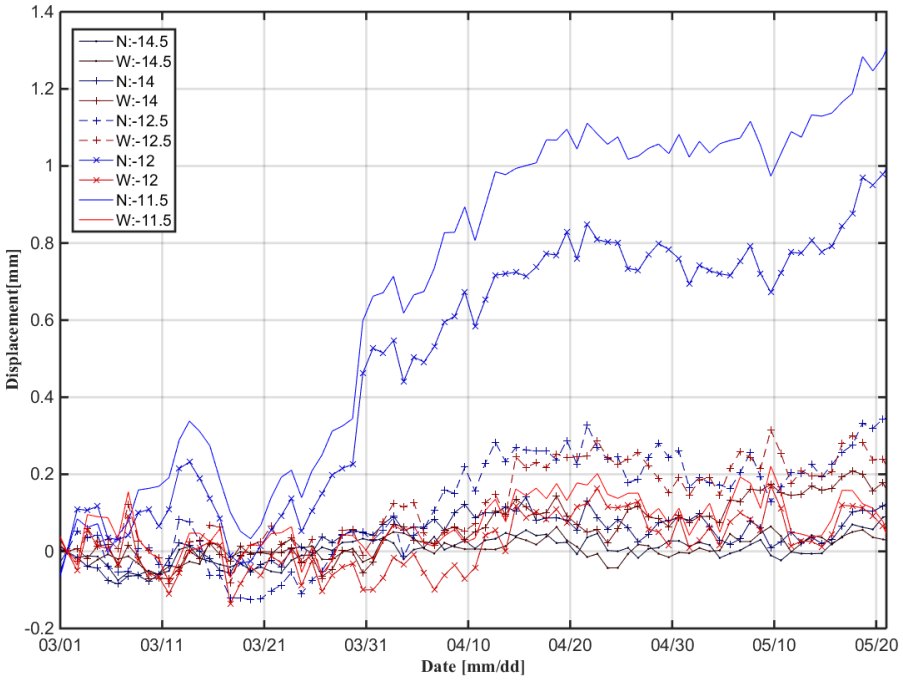


圖 5.3-9 3 月至 5 月底井 6 深部測傾儀位移變化，藍色的是向北的位移量，紅色的是向西的位移量。

參考文獻

Annan, A.P. (1996) Transmission Dispersion and GPR, JEEG, vol.Q, 2, 125-136.

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.

Bonilla, M.G.(1975) A review of recently active faults in Taiwan. U.S. Geological Survey Open-File Report, no.75-41, 58

Biq, C. C. (1965) The eastern Taiwan rift. Petrol. Geol. Taiwan, 4, 93-106.

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.

Chi, W.R. (1979) A biostratigraphic study of the Late Neogene nannofossils: Petrol. Geol. Taiwan, 17, 89-98.

Chi, W.R. (1980) Calcareous nannoplankton biostratigraphic study and correlation of the late Neogene sequence in the Chiayi and Hsinying foothills, southern Taiwan. Pro. Geol. Soc. China, 23, 16-28.

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.

Chang, C. P. (1996) Geological relationship between the Lichi Melange in the Coastal Range and the Huatung Ridge in the active collision zone off southeastern Taiwan. MS. Thesis, Institute of Geology, Nat'l Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, 120.

Chang, L. S. (1967) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, base on smaller foraminifera (I. Southern Part). Proc. Geol. Soc. China, 10, 64-76.

Chang, L. S. (1968) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, base on smaller foraminifera (II. Northern Part). Proc. Geol. Soc. China, 11, 19-33.

Chang, L. S. (1969) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, base on smaller foraminifera (III. Middle Part). Proc. Geol. Soc. China, 12, 89-101.

Chen, W.S.,Wang, Y. (1988). The Plio-Pleistocene Basin Development In The Coastal Range Of Taiwan. Symposium on the Arc-Continent Collision and Orogenic Sedimentation in Eastern Taiwan and Ancient Analogs, Handbook, Taiwan, ROC, 21-22.

Chen, W.S., Chen, Y.G., Shih, R.C., Liu, T.K., Huang, N.W., Lin, C.C., Lee, K.J. (2003) Thrust-related river terrace development in relation to the 1999 Chi-Chi earthquake rupture, Western Foothills, central Taiwan. Journal of Asian Earth Sciences, 21(5), 473-480.

Chen, W.S., Yang, C.C., Yen, Y,C., Lee, L.S., Lee, K.J., Yang, H.C., Chang, H.C., Ota Y., Lin, C.W., Lin, W.H., Shih, T.S., Lu, S.T. (2007) Late Holocene paleoseismicity of the southern portion of the Chelungpu fault, central Taiwan: Evidence from the Chushan excavation site, Bull. Seism. Soc. Am., 97(1B), 1-13.

Chen, W.S., Huang, M.T., Liu, T.K. (1991) Neotectonic significance of the Chimei fault in the Coastal Range, Eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 34, 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.

Covey, M (1984) Sedimentary and tectonic evolution of the western Taiwan foredeep: Unpubl.Ph. D. Dissertation, Princeton University, New Jersey, U. S. A., 150.

Davis, J.L., Annan, A.P.(1989). Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. Geophysical Prospecting 37, 531-551.

Egbert, G.D. (1997) Robust multiple-station magnetotelluric data processing. Geophys.J Lnt. 130, 475-496.

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., 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.

Horng, C.S. (1991) Magnetic Minerals And Magnetostratigraphy Of Two Plio-Pleistocene Sections In The Foothills Of Southwestern Taiwan, International Union for Quaternary Research, 357.

Hsu, T. L. (1956) Geology of the Coastal Range, eastern Taiwan. Bull. Geol. Surv. Taiwan, 8, 39-64.

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.

Kotsarenko, A.(2007)Volcano Popocatepetl, Mexico: ULF geomagnetic anomalies observed at Tlamacas station during March? July, 2005., Natural Hazards and Earth System Science, 7, 1, 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. Ocean. Sci., 15, 647-666.

Lai, K.Y., Chen, Y.G., Hung, J.H., Suppe, J., Yue, L.F., Chen, Y.W. (2006) Surface deformation related to kink-folding above an active fault: Evidence from geomorphic features and co-seismic slips. Quaternary international, 147(1), 44-54

Le Béon, M., Suppe, J., Jaiswal, M.K., Chen, Y.G., Ustaszewski, M.E. (2014) Deciphering cumulative fault slip vectors from fold scarps: Relationships between long-term and coseismic deformations in central Western Taiwan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(7), 5943-5978.

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).

Lin, T.S., Teng,S.Y. (1991) Thrust-Induced Unconformities In Western Pingtung Basin: Evidence For A Piggy-Back Basin. Annual Meeting Geol. Soc. China, 1991, Program and Abstracts, Taipei. 7, 33, 3, 205-222.

Meng, C.Y. (1963) San-I overthrust: Petrol. Geol. Taiwan, 2, 1-20.

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.

Ota, Y., Lin, Y.N., Chen, Y.G., Chang, H.C., Hung, J.H. (2006) Newly found Tunglo Active Fault System in the fold and thrust belt in northwestern Taiwan deduced from deformed terraces. Tectonophysics 317, 305-323.

Reed, D. L., Lundberg, N. Liu, C. S., Kuo, B.Y. (1992) Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accectionary wedge: Implication for accretion and crustal kinematics, Acta Geol. Taiwan., 30, 105-122.

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.

Sun, S. C.(1970)Photogeologic 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. Petrol. Geol. Taiwan, 8, 65-76.

Teng, L.S., Chen, W.S. (1988) Stratigraphy and geologic history of the Coastal Range, eastern Taiwan. Symposium on the Arc-continent 58 Collision and Orogenic Sedimentation in eastern Taiwan and Ancient Analogs, Field Guidebook, 4-1-4-25.

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.

Teng,S.Y., Chen, W.S, Wang, Y. (1988) Toward A Comprehensive Stratigraphic System Of The Coastal Range, Eastern Taiwan. Symposium on the Arc-Continent Collision and Orogenic Sedimentation in Eastern Taiwan and Ancient Analogs, Handbook, Taiwan, ROC.42-43.

Tsai, H., Sung, Q.C. (2003) Geomorphic evidence for an active pop-up zone associated with the Chelungpu fault in central Taiwan. Geomorphology, 56(1), 31-47.

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. (1984) Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I, Tectonophysics, 110, 1, 2, 73-98.

Widarto, Djedi S. (2009) Co-seismic geoelectrical potential changes associated with the June 4, 2000's earthquake (Mw7. 9) in Bengkulu, Indonesia Physics and Chemistry of the Earth, 34, 6, 373-379.

Wang C.Y., Yang R.K., Tsai D.T.(1991) Shallow reflection seismics using firecrackers as the source II: fielding experiments, TAO, Vol.2, No.3, 163-185.

Wang, C.Y., Chen, G.P., Jong, D.T.(1994) The detection of active faults on Taiwan using shallow reflection seismics. TAO, Vol. 5, no. 2, p. 177-193.

Yang, C.N., Wang, Y. (1985) Petrotectonic study on the Yuli belt of the Tananao Schist in the Juisui area, eastern Taiwna. Acta Geologica Taiwanica, 23, 149-176.

Yang, K.M., Huang, S.T., Wu, J.C., Ting, H.H., Mei, W.W. (2006) Review and insights

on foreland tectonics in Western Taiwan. Int. Geol. Rev., 48, 910-941.

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, 4, 318-321

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

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.

Yue, L.F., Suppe, J., Hung, J.H. (2005) Structural geology of a classic thrust belt earthquake: The 1999 Chi-Chi earthquake Taiwan (Mw=7.6). Journal of Structural Geology, 27(11), 2058-2083.

Yue, L.F., Suppe, J., Hung, J.H. (2011) Two contrasting kinematic styles of active folding above thrust ramps, western Taiwan. AAPG Memoir, 94, 153-186.

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，臺灣總督府殖產局。

大江二郎(1936)大安溪地震調查報告，礦物及地質調查報告，第四號，臺灣總督府殖產局。

大塚彌之助(1936)昭和 10 年 4 月 21 日臺灣中部地方發生之地震所伴生之地震斷層附地震斷層之諸特徵，東京大學地震研究所彙報別冊，第三號，22-74 頁。

台灣嘉南農田水利會(2015)六甲斷層調查及對烏山頭水庫安全影響評估與因應對策，2015 委託技術服務成果報告。

潘國樑、顏滄波、王文能、胡國興(1983)台灣中部 1935 年地震斷層之航照地質研究，工業技術研究院能源與礦業研究所，共 44 頁。

潘國樑(1985)利用遙測、地質與地震資料分析一九三五年地震斷層，一九三五年新竹-台中大地震五十週年紀念研討會論文集，83-92 頁。

鄧屬予(1979)海岸山脈新第三紀砂岩之岩象學研究(Ⅰ北段)，國立臺灣大學理學院地質學系研究報告，第 20 期, 第 129-156 頁。

丹桂之助(1936)三叉衝上斷層附近之地質，構造，臺灣地學記事，第 7 卷，5-14 頁。

董倫道、陳文山、李奕亨(2005)地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫-地球物理探勘計畫(4/5)，經濟部中央地質調查所報告第 94-09 號，共 176 頁。

董倫道、陳文山、李奕亨(2006)地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫-地球物理探勘計畫總報告，經濟部中央地質調查所報告第 95-09 號，第 148-152 頁。

鳥居敬造、吉田要(1931)新竹苗栗及竹東油田調查報告，臺灣總督府殖產局出版，

第 585 號，81 頁。
賴文基(1995)台灣東部海岸山脈中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 122 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。
劉彥求、盧詩丁(2012)旗山斷層地質調查，經濟部中央地質調查所 100 年度業務成果發表會手冊。
劉彥求、李奕亨(2006)三義斷層於大甲溪兩岸剖面與淺層震測結果比對分析，2006 年臺灣地區地球物理學術研討會摘要集，第 97 頁。
劉彥求、林啟文、石瑞銓、陳平護(2004)臺灣中部大尖山斷層的構造特性研究，經濟部中央地質調查所特刊，第 15 號，69-83 頁。
劉平妹、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、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。
羅偉、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。
羅偉、吳樂群、陳華玫(1999)五萬分之一台灣地質圖，圖幅第 25 號，國姓，經濟部中央地質調查所，共 71 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。
李錦發(1994)三義斷層及其在新構造上的意義，地質，第 14 卷。第 1 期，73-96 頁。
李奕亨(2001)恆春地區第四紀地層構造地球物理初探，中國地球物理年會論文集。
李錦發(2000)五萬分之一台灣地質圖，圖幅第 18 號，東勢，經濟部中央地質調查所，共 117 頁。
李元希、盧詩丁、石同生、饒瑞鈞(2002)集集地震南段地表破裂的變形機制-逆斷層-走向滑移斷-走向滑移斷層板塊(TFT)三接點模式，經濟部中央地質調查所彙刊，第十五號，87-101 頁。
李彥良(2001)921 集集地震地震斷層研究，國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 101 頁。
林玉儂、衣德成、鍾令和、太田陽子、陳于高(2006)獅潭斷層的昨日與今日，地

質，25 卷，4 期，50-61 頁。
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。
林朝棨(1957)臺灣地形，臺灣省通志稿，卷一，土地志，地理篇，第一冊，臺灣省文獻委員會，共 424 頁。
林敏一(1985)利用地磁資料分析一九三五年地震斷層，一九三五年新竹-台中大地震五十周年紀念研討會論文集，93-102 頁。
林敏一、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。
林啟文、盧詩丁、石同生、張徽正、石瑞銓(2000a)從野外觀察探討臺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 77-101 頁。
林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正(2000)臺灣活動斷層概論，五十萬分之一臺灣活動斷層分布圖說明書，經濟部中央地質調查所特刊，第 13 號。
林啟文、盧詩丁、黃文正、石同生、張徽正(2000)臺灣中部濁水溪以南地區的集集地震斷層與構造分析。經濟部中央地質調查所特刊，第十二號，89-112 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，17 頁。
林啟文、盧詩丁、石同生、林偉雄、劉彥求、陳柏村(2008)台灣中部的活動斷層，兩萬五千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 21 號，共 148 頁。
林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村(2009)瑞穗斷層，經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，第 31-48 頁。
林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村(2009)旗山斷層，經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，第 111-132 頁。
林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村(2009)臺灣東部與南部的活動斷層-二萬五千分之一活動斷層條帶地質圖說明書，經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，第 111-132 頁。
林啟文、盧詩丁、陳文山(2012)臺灣活動斷層分布圖 2012 年版說明書，經濟部中央地質調查所特刊，第 26 號，第 1-30 頁。
林啟文(2013)旗山-五萬分之一臺灣地質圖及說明書，經濟部中央地質調查所。
葛岳淵、陳平護、簡立凱(2010)梅山斷層在梅山鄉西部的電阻率構造，經濟部中央地質調查所特刊，第 24 號，第 61-74 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。
高仲彥、吳倢瑜、邱俊穎、曾鐘憶(2011)臺灣西南部南勢崙砂岩的岩相及沈積環境分析，臺灣鑛業，63(3)，第 18-30 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.
洪崇勝(1991)臺灣西南部曾文溪、二仁溪剖面磁性礦物與磁地層之研究，國立臺灣大學海洋研究所博士論文，共 324 頁。
何春蓀(1975)臺灣地質概論，臺灣地質圖說明書，經濟部，118 頁。
吉田要 (1931)深水附近地形及地質圖，臺灣總督府殖產局縮尺壹萬分之一地質圖，5，臺灣總督府殖產局。
吉田要(1932)高雄州旗山南西部油田調查報告及旗山南西部油田地質圖，三萬分之一，台灣總督府殖產局，第 610 號，162 頁。
吉田要(1931b)深水附近地形及地質圖，比例尺一萬分之一，臺灣總督府殖產局。
謝凱旋、洪崇勝(2010)臺灣西南部麓山帶地層與盆地架構：西南部麓山帶的地層系統和對比問題，第 6 屆臺灣地層研討會論文集，第 45- 53 頁。
朱傚祖、游明聖 (1997)台東縱谷地震與斷層關係之研究，行政院國家科學委員會專題研究計劃成果報告，133 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
陳文山、鄭穎敏、黃奇瑜(1985)台灣南部恆春半島之地質。地質，6 卷 2 期，21-38 頁。
陳文山(1988)台灣海岸山脈沈積盆地之演化及其在地體構造上之意義，國立台灣大學博士論文，共 344 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、何信昌、王源、楊昭男、高銘健、張益生、鄂忠信、陳勉銘(1994)臺灣西南部上新統至更新統的岩象學研究與地層對比，經濟部中央地質調查所特刊，第 8 號，83-99 頁。
陳文山、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、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、陳于高、劉聰桂、黃能偉、林清正、宋時驊、李昆杰(2000)921 集集大地震的地震斷層特性與構造意義。經濟部中央地質調查所特刊，第 12 期，139-154 頁。

陳文山、陳于高、劉聰桂、黃能偉、林清正、宋時驊、李昆杰(2001)九二一集集大地震的地震斷層特性與構造意義：經濟部中央地質調查所，特刊第十二號，第 139-154 頁。

陳文山、黃能偉、顏一勤、楊志成、楊小青(2004)地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫槽溝開挖與股地震研究計畫(3/5)-三、恆春斷層條帶地質圖 說明書，經濟部中央地質調查所報告，第 93-6 號，共 39 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、盧詩丁(2004)從構造地形探討嘉南震活動及分區，經濟部中央地質調查所彙刊，第 17 號，53 -77 頁。

陳文山(2005)地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫:槽溝開挖與古地震研究計畫(4/5)-旗山與龍船斷層條帶地質說明書，經濟部中央地質調查所報告，94-08-2。

陳文山、李偉彰、黃能偉、顏一勤、楊志成、楊小青、陳勇全、宋時驊(2005)恆春半島增積岩體的構造與地層特性：全新世恆春斷層的活動性，西太平洋地質科學，第 5 卷，129-154 頁。

陳文山、陳于高、楊志成、顏一勤、楊小青(2006)地震地質與活動斷層資料庫建置-槽溝開挖與古地震研究(總報告)-「新期構造、古地震與槽溝開挖研究」，共 134 頁。

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 20 期，第 165-191 頁。

陳文山、游能悌、松多信尚、楊小青(2008)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(2/4)：中央地質調查所研究計畫報告 97-9 號，共 75 頁。

陳文山、游能悌、楊小青(2010)斷層長期滑移速率與再現週期研究總報告，經濟部中地質查所報告第 99-9 號，共 125 頁。

陳文山、游能悌、楊小青(2013) 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(3/4)，經濟部中地質查所報告第 102-9 號。

陳佳元(1974)由三角點檢測證實臺灣海岸山脈向北北東移動，臺灣省地質調查所彙刊，24 號，119-123 頁。

陳建志(1998)大地電磁法應用於台灣地區地殼電性構造之研究，國立中正大學應用地球物理研究所碩士論文。

何信昌、陳勉銘(2000)五萬分之一台灣地質圖，圖幅第 24 號，臺中，經濟部中央地質調查所，共 65 頁。

何信昌、謝凱旋、高銘健、陳華玟(2005)五萬分之一臺灣地質圖及說明書，第 50 號，新化圖幅，經濟部中央地質調查所出版，77 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，59 頁。

黃鑑水、張憲卿(1994)臺中縣大甲溪右岸之三義斷層露頭，地質，第 14 卷，第 1 期，248-250 頁。

黃鑑水、張憲卿、劉桓吉(1994)臺灣南部觸口斷層地質調查與探勘，經濟部中央地質調查所彙刊，第九號，29-50 頁。

徐慶雲(1975)台南縣坑內、龍船及高雄縣小滾水構造地質核查報告，中油內部報告。

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，第 39-63 頁。

徐鐵良(1955)台灣之地震，台灣銀行季刊，第 7 卷，第 2 期，第 148-164 頁。

徐漢倫(2007)大地電磁法探查台灣清水地熱區，中央大學地球物理研究所學位論文。

謝凱旋、黃敦友 (2003)台灣第三系的地層層序，臺灣鑛業，第 55 卷，第 4 期，17-32 頁。

謝昭輝、辛在勤(1988)梅山斷層的震波測勘研究(I)，國科會防災科技研究報告 76-47 號。

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.

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.

詹新甫(1974)恆春半島之地層與構造並申論中新世傾瀉層，臺灣省地質調查所彙刊，第 24 號，第 99-108 頁。

張中白、張翠玉、劉政、李建成、蔡義本、姜國彰、黃信介、吳善薇(2003)台東縱谷池上地區之地表變形的營力機制，經濟部中央地質調查所特刊，第十四號，第 203-214 頁。

張徽正、林啟文、陳勉銘、盧詩丁(1998)台灣活動斷層概論，五十萬分之一台灣地區活動斷層分布圖及說明書，中央地質調查所特刊，10。

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。

張麗旭(1951)「三叉衝上斷層」及其附近之 地質構造。臺灣省地質調查所彙刊，第 3 號，23-34 頁。
張麗旭(1967)臺灣東部海岸山脈南段第三紀地層基於小型有孔蟲之生物地層學研究，中國地質學會會刊，第 10 號, 第 64-76 頁。
張麗旭(1969) 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，中國地質學會會刊，第 12 號, 第 89-101 頁。
張憲卿(1994)五萬分之一台灣地質圖，圖幅第 17 號，大甲，經濟部中央地質調查所，共 63 頁。
中國石油公司(1986)比例尺 1:100,000 地質圖-嘉義幅，台灣油礦探勘總處。
中國石油公司臺灣油礦探勘總處(1989)南部麓山區與平原區構造關係振盪震源震測，中國地質學會年會，七十八年，第 25 頁
石在添、張瑞津、黃朝恩、石慶得、楊貴三、孫林耀明(1983)台灣北部及東部活斷層的地形學研究，國立台灣師範大學地理學研究報告，第九期，21-72 頁。
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，1-44 頁。
石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶得、楊貴三、許民陽(1984)臺灣西部與南部活斷層的地形學研究，師大地理研究報告，第 10 期，49~94 頁。
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)，中央地質調查所報告，第 97-11 號，154 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、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。
石瑞銓、陳平護、呂明達、陳文山(2004)地震地質調查及活動斷層資料庫建置，淺層地球物理探勘(3/5)，中央地質調查所研究報告。
石瑞銓(2003)地震地質調查及活動斷層資料庫建置：地球物理探勘計畫(2/5)，經濟部中央地質調查所報告 92-8 號，99-121。
石應竣、劉國棟、吳慶耀、王加映、王華竣、王光鍔、吳乃爵(1985)大地電磁測深法教程，地震出版社，中國北京，271 頁。
孫習之(1965)臺灣高雄深水村附近烏山層與蓋仔寮頁岩間不整合構造，中國地質學會會刊，第 8 號，第 100-101 頁。
衣德成、陳治宇、林慶偉(2012)光復[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，41，經濟部中央地質調查所。
楊榮塋(1990)臺灣台東縱谷南段重力與地質之研究，國立中央大學地球物理研究所博士論文，共 131 頁。

楊蔭清(1953)四十一年來之花蓮地震，花蓮文獻，創刊號，67-71 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，1-16 頁。
葉義雄、顏宏元、蔡義本(1985)利用地震與重力資料分析一九三五年地震斷層，一九三五年新竹-台中大地震五十周年紀念研討會論文集，68-82 頁。
游竣一(2003)應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法研究台灣西南海岸平原環境變遷，中央大學地球物理研究所學位論文。
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。
王乾盈、郭炫佑、吳明賢、翁子偉(2005)以反射震測法剖析九芎坑斷層，經濟部中央地質調查所特刊。
吳榮章、梅文威(1985)高雄縣旗山至鳳山地區新第三紀及第四紀地層之生物地層與古沉積環境，探採研究彙報，第 8 期, 第 58-75 頁，中國石油股份有限公司。
吳樂群(1993)台灣南部旗山地區上部新第三系及第四系之沈積層序與演化，台灣大學地質研究所博士論文，共 212 頁。
余水倍、侯財源、蔡義本(1977)苗栗地區地震研究報告，本央研究院地球科學研究所籌備處出版，48 頁。
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，地理學會學刊，26，73-98。
東京帝國大學地震研究所(1936)昭和 10 年臺灣中部地震論文及報告，地震研究所彙報別冊，第 3 號，共 238 頁。
顏滄波(1985)一九三五年新竹、台中地震調查之回顧：一九三五年新竹-台中大地震五十周年紀念研討會論文集，11-17 頁。
顏一勤(2013)102 年度鹿野斷層與大尖山斷層補充地質調查，中央地質調查所。

附件一 各年度施測成果

斷層	施測結果
獅潭斷層	(一) 直流地電阻法 1. 由地電阻剖面的施測結果可建立一電性地層模型，即上福基砂岩為電阻率在 30Ohm-m 以下的電性地層，而東側的東坑層電阻率更低。 2. 17E-STN-05 位於苗 19 道路附近有一個出露良好的上福基砂岩露頭，在有露頭控制點的情況下，我們發現電性地層上有很好的對比。 3. 17E-STN-06、17E-STN-01、17E-STN-02 表層受到農田耕作的影響而顯示一個高阻的電性訊號，顯示為沖積層。17E-STN-06、17E-STN-01 兩條測線在 10 米以下的位置有一相對低阻的電性地層，推測為東坑層的電性反應。 4. 17E-STN-04、 17E-STN-03 在 5 米深以內的地方存在高電阻訊號，顯示為沖積層。持續分析深部的電性地層結構，發現有數道相對高低阻的電性地層界面，推測即為西側的關刀山砂岩與東側的上福基砂岩。 (二) 透地雷達法 1. 17G-STN-08 透地雷達的調查成果發現測線西側反應連續性相當良好的電磁波地層，與地電阻比對結果為上福基砂岩，並發育數道錯距較小的破裂面；東側連續性較佳，與地電阻比對結果為東坑層，而介於中間有一道明顯訊號的錯距。 2. 17G-STN-12、17G-STN-13、17G-STN-14 三條側線比較，中西部(17G-STN-14)發育許多小的破裂面(黃色虛線處)，相對來說東側地層連續性較佳(17G-STN-12)，判斷為上福基砂岩與東坑層的電磁波地層結果。其中東北方向延伸的透地雷達不連續面，可與獅潭斷層比對。 (三) 斷層長期滑移速率 1. 經由野外調查結果，前人發現的斷層剖面(本人於 2004 年進行此斷層之調查，上大窩與北寮斷層剖面曾進行觀察)，現今都已被河堤覆蓋。其它可能斷層跡通過地點，大都位於邊坡被崩積層覆蓋。本計畫針對獅潭斷層長期滑移速率研究，因

	沒有適合地點可供古地震槽溝挖掘，而無法估算長期滑移速率。
三義斷層	(一) 直流地電阻法 1. 經過露頭與鑽井資料初步比對分析，我們可以歸納三義斷層上盤之桂竹林層，一般電阻率約在 100 Ohm-m 以下，而下盤之沖積礫石層電阻率則在約 200 Ohm-m 以上。 2. 15E-SYI-09 測線西側 30 公尺的反演算影像顯示地表下約 5-6 公尺深以下，已由較高電阻率地層，快速變為電阻率低於 100 Ohm-m 的低電阻率地層。高電阻率地層與低電阻率地層，低電阻率地層位於上盤，高電阻率地層位於下盤，接觸面向南傾沒。由於直接觀察到兩者的接觸帶，因此我們研判測線 15E-SYI-09 位置應該直接位於三義斷層由此測線通過。 (二) 斷層長期滑移速率 1. 由定年資料所計算的滑移速率平均為 16.5±1.9 mm/yr。
梅山斷層	(一) 直流地電阻法 1. 在中正大學內的 16E-MSN-02 測線模型中，60 至 70 公尺附近發現電性岩層的不連續，位置與地調所 100 年版本之梅山斷層線跡接近。16E-MSN-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。斷層線跡中段結果在經過原斷層線跡(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。
九芎坑斷層	(一) 直流地電阻法 1. 由反演算結果來看，電阻率在 300 Ohm-m 以上，與附近過去之地電阻結果比對，研判此可能為全新世礫石沖積層。電阻率在 100 Ohm-m 以上，可能為階地礫石層的組成。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，研判此一低電阻率地層應為六雙層。 2. 16E-CCK-N03 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。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。

	(二) 透地雷達 1. 16G-CCK-08 施測調查結果顯示，雷達剖面上存在許多近地表錯動構造，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。 2. 16G-CCK-09 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。
大尖山斷層	(一) 斷層長期滑移速率 1. 大尖山斷層鑽井有鑽穿斷層帶，並且在斷層帶之下，分別在各井的深度 21.7 公尺、32.1 公尺，以及 10.1 公尺處鑽入扇階堆積層，但這些礫石層中未發現碳化樣本。因此也無法由鑽井岩心獲得扇階的沉積年代。
木屐寮斷層	(一) 直流地電阻法 1. 17E-MCL-11、17E-MCL-12、17E-MCL-13 發現有電性不連續面，在表層高電阻率層下，深處存在一較明顯界面。配合經濟部中央地質調查所在木屐寮的鑽井工作結果(木屐寮-1C,4A)我們研判此一較明顯界面之不連續位置，可能代表斷層線跡之位置。 2. 在木屐寮斷層中段測區 17E-MCL-15 與西側的 17E-MCL-16 測線結果顯示六雙層與沖積層可以藉由電性的差異判斷。 3. 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再往外做延伸。 (二) 淺層震測 1. 淺層震測(17S-MCL-01)西側地層為水平層狀地層，東側地層急轉向西傾斜。深部 1500ms 以下訊號約略可以觀察到水平地層。移位後深度剖面有效反射層達 1500m，一樣可以看見明顯的地層轉折，東側地層訊號有中止的現象。
六甲斷層	(一) 直流地電阻法 1. 在六甲斷層的施測結果來看，在原有線跡上，地電阻模型可以分辨出斷層上下盤地層之差異。 2. 17E-LCA-10、17E-LCA-11 深度約 20 公尺存在一個低阻的電

	性地層，研判為六雙層，而西側則皆為沖積層，此電性不連續面可與六甲斷層線跡比對。 3. 17E-LCA-01 研判可能位於六甲斷層的變形前緣，實際的六甲斷層線跡應向東側延伸，而此相對低阻的地層可能為六雙層。 4. 在台南藝術大學附近的 17E-LCA-05、 17E-LCA-06、17E-LCA-07 等測線無法看出有斷層經過的層位差異出現。
觸口斷層	(一) 直流地電阻法 1. 電阻率介於 50-100Ohm-m 的為六重溪層，而電阻率在 50Ohm-m 以下的則為桂竹林層。 2. 18E-CKU-01 於 50 至 75 公尺間淺層沖積層厚度有一明顯厚度變化，推論可能為斷層活動後造成剖面 50 公尺以東的地層遭抬升並受侵蝕作用的結果，藉此可推論此處可能為地球物理不連續面之延伸線。18E-CKU-02 於 40 公尺至 50 公尺間同樣可藉由淺層沖積層受到斷層擾動後產生的厚度變化推論此處可能為地球物理不連續面之延伸線。 3. 18E-CKU-05 測線在 140-170 公尺之間有一個約 20 公尺的落差，推測可能為觸口斷層的未出露的桂竹林層層位落差。 (二) 淺層震測 1. 淺層震測(18S-CKU-01)的移位後深度剖面一樣可以看到剖面中段層面變得較為破碎，推測為斷層擾動帶。觸口斷層位態為高角度向東傾斜之層面，延伸到地表投影點位於斷層預定線西側約 250 公尺。
旗山斷層	(一) 直流地電阻法 1. 根據過去台灣西南部泥岩區域地電阻施測資料(張宏武, 2001)，淺部古亭坑泥岩層之電阻率一般低於 3~5 Ohm-m，而烏山層電阻率則在約 5~8 Ohm-m 以上，因此我們可以預期在表層的全新世沖積層之下，如果出現厚層的低於 5 Ohm-m 的電性地層，較有可能顯示的是古亭坑泥岩層的反應。而若地層電阻率在 5-8 Ohm-m 間，則有可能為烏山層，若再 8-10 Ohm-m 以上，則有可能屬於南勢崙砂岩層的電性反應。我們嘗試利用此一標準，判斷地電阻測線為旗山斷層之上盤或下盤。 2. 16E-CHN-04 深部的地層呈現如預期的古亭坑層厚層低電阻率電性地層反應，初步研判可能位於斷層之下盤。

	3. 16E-CHN-10、16E-CHN-03、16E-CHN-05、16E-CHN-06、16E-CHN-01、16E-CHN-02，在表層沖積層之下的地層，均屬於旗山斷層上盤的烏山層或南勢崙砂岩的較高電阻率反應。 4. 16E-CHN-08、16E-CHN-09 我們判斷深部的地層電性結構由東向西，可能反映屬於上盤的泥質地層，南勢崙砂岩及非常低電阻率的古亭坑層電性反應。
恆春斷層	1. 18E-HCN-03 位於恆春主斷層的南段，西側低電阻率的電性地層可以對比為沖積層，東側相對高阻的電性地層出露則可對比為馬鞍山層，其中明顯的電性地層上的差異，判斷可能為活動斷層的線跡。 2. 18E-HCN-02、18E-HCN-04 位於恆春分支斷層的南段，位置在龍鑾潭東側，雖然此兩條測線在分佈上皆屬於沖積層的低阻電性地層，但仍可發現約在地表面下 5 公尺處，仍有相對高阻的電性地層覆蓋在低阻的電性地層之上，推測為東側的馬鞍山層逆衝至沖積層或墾丁層之上，而此電性不連續面則為恆春斷層的線跡。
嶺頂斷層	(一) 斷層長期滑移速率 1. 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。
瑞穗斷層	(一) 直流地電阻法 1. 我們初步歸納，屬於下盤的縱谷礫石沉積層，呈現普遍電阻率高於 100 Ohm-m 的電性反應，中間或夾有較細粒沉積層，會在層中夾有電阻率在 20~70 Ohm-m 的薄層地層。而斷層上盤淺處則為全新世沖積礫石層，呈現電阻率高於 100 Ohm-m 的電性反應，但其下則為泥岩或泥質砂頁岩層，電阻率很快降低為低於 20 Ohm-m。 2. 16E-RSI-05 與 16E-RSI-06 東西方向相鄰，具有完全不同之電性地層組成，研判瑞穗斷層應由兩測線間通過。 3. 16E-RSI-10、16E-RSI-07、16E-RSI-08，皆呈現電阻率高於 100 Ohm-m 的電性反應，研判應該全屬於階地堆積層或礫石沖積層之反應。 4. 16E-RSI-09 發現有一向東傾斜之界面存在，應為低電阻率的

	八里灣層(上盤)，與礫石沖積層(下盤)的電性反應。 5. 16E-RSI-01、16E-RSI-02、16E-RSI-03 深部均呈現主要為電阻率高於 100 Ohm-m 的電性地層組成，研判其均位於斷層之下盤。 (二) 淺層震測 1. 淺層震測(16S-RSI-E1P)在移位前雙程走時剖面上可見剖面西測深部有些微東傾的沉積層，而剖面東測深部有微弱的西傾訊號，兩側訊號明顯不同，研判有斷層經過。剖面南方有地調所先前鑽探的玉里 1 號井，經構造投影對比後，地層高角度傾角與剖面相符，因剖面沒有完全垂直於構造，所以角度會比真實地層小一些。 (三) 透地雷達 1. 透地雷達施測區域附近的主要出露地層包括八里灣層、階地堆積層與沖積層。而在此區測線判斷主要的斷層依據為沖積層／礫石層與八里灣層／砂岩段的交接處其中可以觀察到兩個造成雷達反射面錯動不連續，高角度向東傾斜的斷層面。
玉里斷層	(一) 直流地電阻法 1. 我們歸納地調所(2004) 15E-YLI-3 及 15E-YLI-2 之地電阻探測解釋資料判斷，斷層東側上盤的地表存在一層薄層約 10 公尺厚的高電阻率礫石沖積層(電阻率在 600 Ohm-m 以上)，在礫石沖積層下至約 60 公尺深處，則為電性較低的地層，但在 60-80 公尺深的深處以下，又轉變為電阻率相當高的地層(高於 1000 Ohm-m)所組成，而在相同的深度，下盤的地表為約 20 公尺厚的礫石沖積層，沖積層下的地層電性則逐漸降低至約 40-100 Ohm-m。藉此可以嘗試由地電阻剖面中是否出現不同的電性組構，作為指標，協助判斷測線的位置處於斷層的上盤側或是下盤側。 2. 我們研判電性地層不連續帶通過 15E-YLI-11 測線中段，並沿台九號道路向南延伸至 15E-YLI-10 測線西端，至玉里市區北側，通過 15E-YLI-08 與 15E-YLI-10 測線間，經 15E-YLI-10 測線的西端，轉向南南西進入玉里市區內，經過舊玉里國小、圓環等地，再轉向南進入客城與長良地區。 3. (二) 淺層震測

	1. 淺層震測移位後深度剖面有效反射層達 700m，可見地層向東傾斜明顯，且有逆移的錯動，100m 深有因斷層錯動而產生東側層面相對於西側抬升的現象，研判應有受斷層作用形成褶皺與隆起。剖面東側為一穩定沉積盆地。 (三) 透地雷達 1. 15G-YLI-04 測線西側由於反射訊號清楚，且反射面向東傾，測線的西側反射面清楚，測深約可達 18 公尺深，且在 4-6 公尺以下的反射面，有向東傾斜的位態。因此我們判斷可能為板岩層或其他膠結良好之岩塊，而東側地表的堆積為幾近水平位態，因此我們研判斷層可能從兩個不同反射組構的雷達剖面區塊間經過。 2. 15G-YLI--05 測線顯示可能均為礫石層之反應。但由雷達剖面的反射面分析，我們發現剖面中存在許多錯開水平沉積層的反射面的斷層界面，並且斷層界面的位態均有不同，似乎呈現一個較寬廣的斷層帶的構造。
池上斷層	(一) 大坡國小場址之地變監測 1. 池上斷層於台東縣大坡國小的地表淺部位置，似乎與以往認定的位置約有 50 至 60 公尺的差異，其並不在國小校區東側隆升的山丘山腳處。同時該區的地表潛變變形，似乎以重力地滑為主，至於是否亦有斷層作用的貢獻及貢獻量為何，或許未來可以藉由井 8 中的測傾儀的監測資料得到答案。
奇美斷層	(一) 直流地電阻法 1. 測線 16E-CMI-01 模型測線 135 公尺位置下，本研究團隊發現有電性構造的不連續，其地電阻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 2. 16E-CMI-11 的反演模型位於 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， 3. 16E-CMI-04 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。 (二) 淺層震測 1. 淺層震測(16S-CMI-E2P)剖面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。

附件二 計畫參與人員論文及研討會發表

張竝瑜團隊

中英文期刊論文:

Chang, P.Y., Chang, L.C., Lee, T.Q., Chan, Y.C., Chen, H.F. (2015) Examining lake-bottom structures with the resistivity imaging method in Ilan's Da-Hu Lake in Northeastern Taiwan. Journal of Applied Geophysics, 119,170-177.

Chang, P.Y., Chang, L.C., Hsu, S.Y., Chen, W. (2017) Estimating the hydrogeological parameters of an unconfined aquifer with the time-lapse resistivity-imaging method during pumping tests: Case studies at the Pengtsuo and Dajou sites, Taiwan. Journal of Applied Geophysics, Vol 144, Pages 134-143.

Chang, P.Y., Huang, W.J., Chen, C.C., Hsu, H.L., Yen, I.C., Ho, G.R., Lee, J.C., Lu, S.T., Chen, P.T. (2018) Probing the frontal deformation zone of the Chihshang Fault with boreholes and high-resolution electrical resistivity imaging methods: A case study at the Dapo site in eastern Taiwan, Journal of Applied Geophysics, 153, 127-135.

江俞萱(2015)宜蘭三星清水地區現地應力與斷層再活動分析，國立中央大學，碩士論文。

研討會論文:

Chang, P.Y., Chen, C.S. (2017) Imaging the subsurface fault systems with the magnetotelluric surveys in the Western Ilan plain of NE Taiwan, The Thirteenth CHINA International GEO-Electromagnetic workshop.

Chang, P.Y. (2017) Imaging the subsurface fault systems with the magnetotelluric surveys in the southern Ilan plain of NE Taiwan, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG69-P01.

Chang, P.Y., Chen, C.S. (2017) Resolving the fault systems with the magnetotelluric method in the western Ilan plain of NE Taiwan, 2017 AGU Fall Meeting, T43C-0721.

Ho, G.R., Chang, P.Y. (2017) The Deformation and Kinematic Characteristics of the Sanyi Thrust Fault by Incorporating the Outcrop Analysis, Ground-penetrating radar and Resistivity Imaging Results, 2017 AGU Fall Meeting, T53C-05.

Ho, G.R., Chang, P.Y. (2017) A Study of the Deformation and Kinematic Characteristics of the Sanyi Thrust Fault by Incorporating the Outcrop Analysis and Resistivity Imaging Results, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG69-P03.

Hsu, H.L., Chang, P.Y., Yao, H.J. (2017) Monitoring the ground water level change

during the pump test by using the Electric resistivity tomography, 2017 AGU Fall Meeting, NS13B-0018.

Hsu, H.L., Chang, P.Y. (2017) A study of the near surface geometries of the Chimei and Chihshang faults with the electrical resistivity imaging surveys in the Yuli area, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG69-P02.

Hsu, H.L., Chang, P.Y. (2017) A study of the near surface geometries of the Chimei and Chihshang faults with the electrical resistivity imaging surveys in the Yuli area, AOGS 2017.

Hsu, H.L., Chang, P.Y., Wu, Y.C., Chen, S.R. (2017) A study of making low-cost, modularized magnetotulleric system, The Thirteenth CHINA International GEO-Electromagnetic workshop.

周暉國、張竝瑜、江凱勝、吳昱昌、詹為堯(2016)運用自行開發之同時序多頻道大地電磁儀於花蓮玉里瑞穗地區地下構造之研究，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，PP-306。

何恭睿、張竝瑜(2017)三義斷層近地表構造特性調查，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-2-GP1-4。

徐漢倫、張竝瑜、吳昱昌、宋家宇(2017)運用地電阻影像剖面法調查奇美斷層與池上斷層之連結，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，P-097。

陳文山團隊

中英文期刊論文:

Chen, W.S., Huang, Y.C., Liu, C.H., Feng, H.T., Chung, S.L., Lee, Y.H. (2016) U-Pb zircon geochronology constraints on the ages of the Tananao Schist Belt and timing of orogenic events in Taiwan: Implications for a new tectonic evolution of the South China Block during the Mesozoic, Tectonophysics , 686, 68-81.

Chen, W.S., Chung, S.L., Chou, H.Y., Lee, Y.H. (2017) A reinterpretation of the metamorphic Yuli belt: evidence for a middle-late Miocene accretionary prism in eastern Taiwan: The middle-late Miocene Yuli Belt, Tectonics.

研討會論文:

Chen, W.S., Huang, Y.C., Liu, C.H., Fen, H.T., Chung, S.L. (2015). Detrital zircon U-Pb geochronology from the Tananao schist of Taiwan: implications for the Mesozoic convergent margin tectonics of South China Block. 2015 European Geosciences Union., Austria.

Chen, W.S., Syu, S.J., Yeh, J.J. (2017) When did the Penglai orogeny begin on Taiwan?: Geochronological and petrographic constraints on the exhumed mountain belts and foreland-basin sequences, 2017 AGU Fall Meeting, T33E-0770

楊智豪、呂昱達、俞旗文、雷世璋、陳文山(2015)加強型地熱系統熱儲層岩石裂隙滲透率之研究，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 104 年年會暨學術研討會。

陳文山、鍾孫霖、邵文佑、黃奕彰, 劉丞浩、周賢元、馮瀚亭、李元希(2015)利用白堊紀至新近紀地層的碎屑鋯石鈾鉛年代組成特性探討變質岩地層時代與源區剝蝕歷史，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 104 年年會暨學術研討會。

陳文山、董倫道(2016)應用三維磁力與地電技術解析地下岩體構造之研究，RE3-3B-06。

陳文山、俞旗文、焦中輝(2016)彰濱一號井岩芯的砂岩組成分析：探討造山前後的岩象變化與前陸盆地中心位置，T2-2A-06。

洪嘉佳、陳文山、朱美妃、鍾孫霖(2016)利用變質火成岩地球化學及鋯石鈾鉛定年探討玉里帶的地層年代及構造演化，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T2-2B-08。

陳文山(2017)北部雪山山脈與脊樑山脈之間的斷層構造，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-1-T3-6。

陳文山、郭泰融、李奕亨、韓吟龍(2017)以三維電阻模型研判地熱構造之案例分析，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，P-050。

徐士捷、陳文山(2017)晚中新世以來沉積物組成研究探討臺灣南部山脈剝蝕歷史，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，SP-111。

陳建志團隊

中英文期刊論文:

Chiang, C.W., Hsu, H.L., Chen, C.C.(2015)An investigation of the 3D electrical resistivity structure in the Chingshui geothermal area, NE Taiwan. Terr. Atmos. Ocean. Sci., 26: 269-281.

Wu, Y.H., Chen, C.C., Li, H.C.(2015)Conditional probabilities for large events estimated by small earthquake rate. Pure Appl. Geophys.

Chen, H.J., Chen, C.C.(2016)Testing the correlations between anomalies of statistical indexes of the geoelectric system and earthquakes, Nat Hazards.

研討會論文:

Chen, H.J., Chen, C.C.(2016)The correlation between the statistical indexes of geoelectric fields and earthquakes, EGU General Assembly 2016, Vol. 18, EGU2016-6679

莊詠傑、陳建志、王子賓、董天行、陳耀宗、林書田、何建仁(2016)利用自然電位法探討台灣土壤與地下水污染場址的藥劑 灌注與降雨效應，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，PP-307。

郭陳澔團隊

中英文期刊論文:

Kuo-Chen, H., Wu, F., Chang, W.L., Chang, C.Y., Cheng, C.Y., Hirata, N. (2015) Is the Lishan Fault of Taiwan Active?, Tectonophysics.

Kuo-Chen, H., Chen, K.X., Sun, W.F., Ho, C.W., Lee, Y.H., Guan, Z.K., Kang, C.C., Chang, W.Y. (2016) 3D Vs ambient noise tomography in the source region of the 2016 Mw6.4 Meinong earthquake in Taiwan, TAO.

Kuo-Chen, H., Chen, K.X., Sun, W.F., Ho, C.W., Lee, Y.H., Guan, Z.K., Kang, C.C., Chang, W.Y. (2017) 3D Vs ambient noise tomography in the source region of the 2016 Mw6.4 Meinong earthquake in Taiwan, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences.

Kuo-Chen, H., Guan, Z.K., Sun, W.F., Jhong, P.Y., Brown, D. (2018) Aftershock sequence of the 2018 Mw6.4 Hualien earthquake in eastern Taiwan from a dense seismic array data set, SRL.

研討會論文:

Kuo-Chen, H., Chen, K.X., Brown, D., Li, Q., Ye, Z., Liang, W.T., Wang, C.Y., Yao, H.J. (2016) 3D ambient noise tomography across the Taiwan Strait: the structure of a magma-poor rifted margin, EGU General Assembly 2016, Vol. 18, EGU2016-1912

Kuo-Chen, H., Cheng, C.Y., Guan, Z.K., Chen, K.X., Yao, H.J. (2017) Imaging fine seismic crustal structures in the active Taiwan orogen from the dense seismic array deployments, 2017 AGU Fall Meeting, S32A-03

Kuo-Chen, H. (2018) Aftershock sequence of the 2018 Mw6.4 Hualien earthquake in eastern Taiwan from a dense seismic array data/ 2018 Taiwan-Japan-New Zealand Seismic Hazard Workshop

Kuo-Chen, H. (2018) Sensitivities of Finite-Frequency PKP phases to Inner Core Structure/ European Geosciences Union General Assembly 2018

Kuo-Chen, H. (2018) Imaging the anomalous high-velocity zone in Eastern Taiwan from dense seismic array deployments and its tectonic implications/ Comparative Studies of the Tectonophysics of Taiwan and West-Ireland Orogenies workshop II

鄭璟郁、郭陳澔、姚華建、陳凱勛(2016)利用噪聲成像解析嘉義梅山斷層區域之三維淺層剪力波 速度構造，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T2-2A-07。

黃俊銘、郭陳澔、王乾盈、郭炫佑(2016)利用高解析淺層反射震測法探測瑞穗斷層與玉里斷層，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研

討會，GP-3B-02。
鍾仁齊、郭陳澔、李秋生、趙里、彭筱涓(2016)利用剪力波分離探討福建地區岩石圈的非均向性及其地 體構造上之意涵，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，PP-223。
呂奇祝、郭陳澔、王乾盈、Kirk McIntosh、劉家瑄(2016)利用複反射衰減方法提高海上震測成像並探討南琉球隱 沒系統，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，PP-224。
甘禮有、郭陳澔(2016)利用地震波交相關分析與雙差分定位方法研究梨山斷層 地震構造特性，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，PP-314。
郭陳澔、王乾盈、黃俊銘、郭炫佑(2016)花東縱谷中段之反射震測調查以及其地體構造意，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會學術研討會，T2-2B-12。
陳凱勛、郭陳澔、Dennis Brown、李秋生、葉卓、梁文宗、王乾盈、姚華建(2016)3D ambient noise tomography across the Taiwan Strait: the structure of a magma-poor rifted margin，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T2-2A-03。
謝一銘、郭陳澔、王乾盈、吳明賢、吳大銘(2017)臺灣花東縱谷北段反射震測調查，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-1-T3-5。
鄭璟郁、郭陳澔、陳凱勛、姚華建、馬國鳳(2017)利用噪聲成像解析嘉義梅山斷層區域之三維淺層剪力波速度構造，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-1-T3-10。
鄭璟郁、郭陳澔、管卓康、郭炫佑、孫維芳、張文彥(2017)從密集地震網資料解析臺灣花東縱谷中段三維淺層剪力波速度構造，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，P-221。
康竹君、郭陳澔(2017)臺灣東部縱谷南端之地形構造研究，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，P-227。

黃文正團隊

中英文期刊論文:

Huang, W.J., Chen, W.S., Lee, Y.H., Yang, C.C., Lin, M.L., Chiang, C.S., Lee, J.C., Lu, S.T. (2015) Insights from heterogeneous structures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi earthquake thrust termination in and near Chushan excavation site, Central Taiwan, Journal of Geophysical Research.

Huang, W.J., Johnson, K.M. (2015) A boundary element model of fault-cored anticlines incorporating the combined mechanisms of fault slip and buckling, Terrestrial, Atmospheric and oceanic sciences.

Huang, W.J., Chen, W.S., Lee, Y.H., Yang, C.C., Lin, M.L., Chiang, C.S., Lee, J.C., Lu, S.T. (2016) Insights from heterogeneous structures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi earthquake thrust termination in and near Chushan excavation site, central Taiwan, Journal of Geophysical Research, 121, 339-364, January 2016.

Huang, W.J., Johnson, K.M. (2016) A boundary element model of fault-cored anticlines incorporating the combined mechanisms of fault slip and buckling, Terrestrial, Atmospheric and oceanic sciences (TAO), 27(1), 73-85, February 2016.

謝承恩、范書睿、林彥廷、黃文正、羅偉，2016，無人飛行載具搭載數位相機於地質構造判釋之應用，航測及遙測學刊，第二十一卷，第 4 期，第 257-269 頁。

研討會論文:

Huang, C.H. Hsu, W.J., Chang, Y.Y., Nien, W.T., Huang, W.C. (2016) Evolution of the heterogeneous structure of 1999 Mw 7.6 Chi-Chi earthquake thrust in Chushan excavation site, central Taiwan, based on distinct element models, EGU General Assembly 2016, Vol. 18, EGU2016-6509-2

Hsieh, C.E., Huang, W.J., Chang, P.Y., Lo, W. (2016) UAV-based photogrammetry combination of the elevational outcrop and digital surface models: an example of Sanyi active fault in western Taiwan, EGU General Assembly 2016, Vol. 18, EGU2016-7686-2

Huang, W.J., Chang, P.Y., Yen, I.C., Chen, C.C., Lee, J.C. (2017) Fault or landslide creeping at Tapo, frontal deformation of Chihshang active fault in eastern Taiwan, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, May 2017, SCG69-P06

Huang, W.J., Chang, P.Y., Yen, I.C., Chen, C.C., Lee, J.C.(2017) Fault or landslide creeping at Tapo, frontal deformation of Chihshang active fault in eastern Taiwan ，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-2-T4-9。

范書睿、黃文正、謝承恩(2016)藉大漢溪河床地質構造探討桃園大溪區域構造演育，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T3-3A-01。

謝承恩、黃文正、張竝瑜、羅偉(2016)以后里-豐原地區之三義斷層為例之無人飛行載具快速探 查與近地表地質構造特性研究，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T3-3A-02。

徐家祥、黃文正、張有毅、粘為東、黃文昭(2016)以離散元素法探討竹山槽溝類單斜構造之演育，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T3-3A-03。

邱奕維、黃文正(2016)逆斷層錯動引致斷層崖之形貌探討集集地震斷層引致之地形崖為例，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 105 年年會暨學術研討會，T3-3A-04。

謝承恩、黃文正、波玫琳、朴恩湍(2017)三義斷層南北段之構造特性差異與其活動性初探，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-2-T4-6。

邱奕維、黃文正(2017)集集地震 17 年後地形崖與斷層地表破裂之關係探討，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-2-T4-4

范書睿、黃文正(2017)藉桃園大漢溪河床中視尺度地質構造探討大溪背斜構造演育，中華民國地球物理學會與中華民國地質學會 106 年年會暨學術研討會，O-2-T4-3。

附件三 審查意見回覆

編號	審查意見	意見回覆
1.	第一章計畫內容說明 4 年來針對 12 條重要活動斷層進行地球物理調查，請提供一張圖顯示本計畫四年中所調查各斷層的位置，並用不同顏色顯示不同年度的調查工作。	感謝委員意見，已新增圖幅至圖 1.1-1。
2.	本 4 年期計畫對不同斷層進行的調查內容不盡相同，請列表說明 4 年來各個斷層所進行的調查內容。	感謝委員意見，已新增各斷成調查成果至附件一。
3.	第二章計畫執行方法不需要在陳述如何進行，應著重在不同技術(如淺層震測、透地雷達)在本期四年計畫中執行的成果(從方法上評估是否達到預期成果)，執行時遭遇的困難以及對未來調查工作使用方法的建議。	感謝委員意見，因四年度所使用的地球物理調查方式略有不同，因此將四年度使用過的探勘技術方法保留於第二章，此外新增後續調查建議之小節於第二章第七節。
4.	各年度的工作項目中都有要求教育訓練或研討會，四年期總報告中應有一章說明本計畫在人才培育上的成果及論文發表的成果。	感謝委員意見，已將各年度計畫參與人員論文發表成果新增於第六章。
5.	本計畫已執行 4 年，執行團隊已累積相當調查經驗，總報告請針對執行成果提供後續調查建議。	感謝委員意見，已補充於第二章
6.	4 年期整合成果報告內容第 34 頁圖 3.2-3，文字及圖片左右顛倒，請修正。	感謝委員意見，第 34 頁圖 3.2-3 已修正。