經濟部

計畫編號：104-5526904000-07-01

重要活動斷層構造特性調查二期—活動斷層近地表構造特性調查(1/4)

Study of the Near Surface Structure of Active Fault (1/4)

期末報告

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行單位：國立中央大學
中華民國一〇四年十一月

摘要

地質法實施後，主管機關須進行地質敏感區的調查與劃定，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。本計畫的目的包括：配合地質鑽井資料，補充收集斷層長期的變動速率於活動斷層可能通過位置、以物理方式為主，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，以及嘗試評估每年至少一條標的活動斷層之長期滑移速率。本計畫執行之四年期程中，每年召開至少一次活動斷層調查技術與評估之教育訓練，舉辦一場活動斷層調查技術與評估專家研討會議。本年度之調查部分，係針對三義斷層、玉里斷層、旗山斷層、瑞穗斷層，以地電阻影像方法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，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 100-1000 公尺內活動斷層帶分布。在斷層長期滑移速率方面，本研究本年度針對三義斷層進行調查，預期利用區域性構造之分析，探討三義斷層之長期滑移速率。相關成果如下: 1.三義斷層：契約數預定進行地球物理測線 1400 公尺以上，已完成地電阻測線 3366 公尺；2.玉里斷層：契約數預定進行地球物理測線 2700 公尺以上，已完成地電阻測線 3855 公尺；淺層震測測線 1008 公尺，深層震測測線 2828 公尺，共計 4863 公尺；3.瑞穗斷層：契約數預定進行地球物理測線 1600 公尺以上，已完成地電阻測線 2980 公尺；4.旗山斷層：契約數預定進行地球物理測線 2100 公尺以上，已完成地電阻測線 2965 公尺；5.斷層長期變動(滑移)速率分析評估，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；經比對其他地質資料後，本研究認為三義斷層（后里斷層）的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr 較為合理；6.本研究計畫第一年預計以三義斷層，以及玉里斷層以及瑞穗斷層、旗山斷層為調查標的，完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。預計於上述地區，視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 6000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 5000 公尺以上，總計地電阻完成測線長度為 13166 公尺，透地雷達 1394 公尺。而震測總長則合計約為 3836 公尺，超過原先預定之工作要求完成進度。

關鍵詞：活動斷層、地電阻、透地雷達、淺層震測、長期滑移速率

Abstract

For the purposes of hazard mitigation, it is very important to map the fault track in order to delineate the fault susceptible zone. The current study focuses on the near surface mapping of the active fault traces accurately within 100 meters 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 an map with at least 1/5000 scale. In this year we plan to conduct the investigation on the trace of the Sanyi Fault, Yuli Fault, Chishan Fault, and the Rueyshui Fault. We hope to delineate the possible trace of these faults within 1000 m in depth with the information from resistivity surveys, ground penetrating radar and seismic explorations in this year's work. In addition we plan to investigate the regional geomorphic features and geological structures of the Sanyi Fault in order to estimate its long-term slip rate.

The results of this project as follows:

1. There is 3366 meters long survayed line has been done in Sanyi Fault.
2. There is 4863 meters long survayed line has been done in Yuli Fault.
3. There is 2965 meters long survayed line has been done in Chishan Fault.
4. There is 2980 meters long survayed line has been done in Rueyshui Fault.
5. The long-term slip rate of Sanyi Fault estimate as 2.5±2.2 mm/yr.
6. We have identified the active fault traces and mapping them on to an map with at least 1/5000 scale. This project results is more than scheduled work required.

KEYWORDS: Active fault, Resistivity, Ground penetrating radar, Shallow seismic exploration, Long-term slip rates

目錄

摘要 i
Abstract ii
目錄 iii
圖目錄 v
表目錄 xi
第一章 前言 1
1.1 計畫構想 1
1.1.1 研究目的與構想 1
1.1.2 工作內容概述 2
1.1.3 計畫成果效益及其應用 2
1.2 本年度計畫概述 3
第二章 研究方法 19
2.1 地電阻調查 19
2.1.1 地電阻調查原理 19
2.1.2 野外施測儀器 22
2.1.3 地電阻方法探測斷層的原理與作法 23
2.1.4 地電阻現地施測步驟 24
2.2 透地雷達調查 26
2.2.1 透地雷達原理 26
2.2.2 儀器系統介紹 27
2.2.3 野外施測步驟 29
2.3 淺層震測調查 31
第三章 三義斷層 41
3.1 前人研究 41
3.2 三義斷層地電阻調查工作 44
第四章 瑞穗斷層 72
4.1 前人研究 72
4.2 淺層震測探勘 78
4.3 瑞穗斷層地電阻調查工作 85
第五章 旗山斷層 98
5.1 前人研究 98
5.2 旗山斷層地電阻調查工作 101

第六章 玉里斷層 112
6.1 前人研究 112
6.2 淺層震測探勘 120
6.3 玉里斷層地球物理調查工作 127
第七章 池上斷層地下掃描時序監測 143
7.1 區域背景資料 143
7.2 池上斷層地電長期觀測 145
第八章 三義斷層長期滑移速率 149
8.1 三義斷層特性 149
8.2 三義斷層活動速率 163
8.3 結論 166
第九章 初步結論與未來工作 168
9.1 完成工作項目 168
9.2 結論與未來建議 171
參考文獻 195
審查意見回覆表 200

圖目錄

圖 1.2-1 三義斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布 4
圖 1.2-2 三義斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之三義斷層線跡分布 5
圖 1.2-3 旗山斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布 7
圖 1.2-4 旗山斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之旗山斷層線跡分布 9
圖 1.2-5 玉里斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布 10
圖 1.2-6 玉里斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之玉里斷層線跡分布 11
圖 1.2-7 瑞穗斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布 13
圖 1.2-8 瑞穗斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之瑞穗斷層線跡分布 14
圖 2.1-1 地電阻探測儀器示意圖 19
圖 2.1-2 電流流動示意圖 20
圖 2.1-3 溫奈排列（Wenner Array）示意圖 21
圖 2.1-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖 22
圖 2.1-5 地電阻剖面影像儀 SuperSting R1/IP (上圖)以及二維施測示意圖(下圖) 23
圖 2.1-6 地電阻平移式陣列施測方式示意圖 25
圖 2.2-1 利用透地雷達探測地下管線 27
圖 2.2-2 透地雷達系統組成示意圖 28
圖 2.2-3 透地雷達系統控制台與兩個獨立的天線 28
圖 2.2-4 透地雷達測勘方法天線排列方式(a)反射法(Reflection)，(b)共同中點法 (Common Mid Point, CMP)，(c)透射法(Transillumumination) 29
圖 2.3-1 反射震測示意圖 32
圖 2.3-2 EWG-III 撞擊式震源 33
圖 2.3-3 雜波測試示意圖 35
圖 2.3-4 CDP 反射震測資料處理流程圖 39
圖 3.1-1 三義斷層區域地層年代表 42
圖 3.2-1 大甲溪南北岸三義斷層露頭與地電阻測線之位置分布 45
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 SY23 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) 46
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 SY23 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) 47
圖 3.2-4 豐原北側區域三義斷層上盤地質鑽井岩芯解釋 47
圖 3.2-5 豐原北側區域三義斷層上盤地電阻判斷解釋 48
圖 3.2-6 三義斷層測區內之地質鑽孔(圓圈符號)及測線(紅色線段)分布 49

圖 3.2-7 三義斷層 A 測區地電阻測線分布 52
圖 3.2-8 三義斷層 A 測區地電阻測線分布之放大圖 53
圖 3.2-9 SY01 測線地電阻反演算剖面圖 54
圖 3.2-10 SY02 測線地電阻反演算剖面圖 54
圖 3.2-11 SY05 測線地電阻反演算剖面圖 55
圖 3.2-12 SY06 測線地電阻反演算剖面圖 55
圖 3.2-13 SY09 測線地電阻反演算剖面圖 56
圖 3.2-14 SY10 測線地電阻反演算剖面圖 56
圖 3.2-15 SY11 測線地電阻反演算剖面圖 57
圖 3.2-16 SY12 測線地電阻反演算剖面圖 57
圖 3.2-17 SY15 測線地電阻反演算剖面圖 58
圖 3.2-18 SY21 測線地電阻反演算剖面圖 58
圖 3.2-19 SY22 測線地電阻反演算剖面圖 58
圖 3.2-20 SY25 測線地電阻反演算剖面圖 59
圖 3.2-21 SY18 測線地電阻反演算剖面圖 59
圖 3.2-22 三義斷層 B 測區地電阻測線分布與地質鑽孔位置 61
圖 3.2-23 SY20 測線地電阻反演算剖面圖 62
圖 3.2-24 SY17 測線地電阻反演算剖面圖 62
圖 3.2-25 SY19 測線地電阻反演算剖面圖 63
圖 3.2-26 SY16 測線地電阻反演算剖面圖 63
圖 3.2-27 SY14 測線地電阻反演算剖面圖 64
圖 3.2-28 SY03 測線地電阻反演算剖面圖 64
圖 3.2-29 SY13 測線地電阻反演算剖面圖 64
圖 3.2-30 三義斷層 C 測區地電阻測線分布與地質鑽孔位置 66
圖 3.2-31 SY04 測線地電阻反演算剖面圖 67
圖 3.2-32 SY08 測線地電阻反演算剖面圖 67
圖 3.2-33 SY07 測線地電阻反演算剖面圖 68
圖 3.2-34 SY24 測線地電阻反演算剖面圖 68
圖 3.2-35 三義斷層研判之斷層跡(綠色線段)以及 2014 地調所報告中劃設之斷層跡(黑色虛線) 70
圖 3.2-36 斷層跡、逆蝕窗與上盤移置岩體，以及斷層跡之關係 71
圖 4.1-1 瑞穗斷層在瑞岡大橋段通過的地表變形 72
圖 4.1-2 瑞穗斷層條帶地質與反射震測線位置圖(座標 TWD67) 75
圖 4.1-4 玉里 1 號井之地層柱狀圖 77
圖 4.2-1 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 野外測線路徑 79

圖 4.2-2 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 野外施測幾何 80
圖 4.2-3 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P)剖面位置圖 81
圖 4.2-4 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P)移位前雙程走時剖面（左圖）與解釋（右圖） 82
圖 4.2-5 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 移位後深度剖面（左圖）與解釋（右圖） 83
圖 4.2-6 瑞穗測線 (15P-YLI-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) 84
圖 4.3-1 瑞穗斷層測區地電阻測線分布圖 86
圖 4.3-2 瑞穗斷層北測區地電阻測線分布圖 87
圖 4.3-3 瑞穗斷層南測區地電阻測線分布圖 88
圖 4.3-4 YLL、YL1 地電阻測線反演算解釋之對比(注意各測線之測深不同) 90
圖 4.3-5 RS01 地電阻測線反演算剖面 91
圖 4.3-6 RS02 地電阻測線反演算剖面 91
圖 4.3-7 RS03 地電阻測線反演算剖面 91
圖 4.3-8 RS04 地電阻測線反演算剖面 92
圖 4.3-9 RS09 地電阻測線反演算剖面 92
圖 4.3-10 RS05 地電阻測線反演算剖面 93
圖 4.3-11 RS06 地電阻測線反演算剖面 93
圖 4.3-12 RS10 地電阻測線反演算剖面 93
圖 4.3-13 RS07 地電阻測線反演算剖面 94
圖 4.3-14 RS08 地電阻測線反演算剖面 94
圖 4.3-15 透地雷達 PSO-01 測線雷達反射剖面 95
圖 4.3-16 本研究研判之瑞穗斷層線跡通過位置 97
圖 5.2-1 旗山斷層測區地電阻測線分布 102
圖 5.2-2 觀音國小地質岩芯資料與 CS10 測線地電阻剖面對比 104
圖 5.2-3 CS10 地電阻測線反演算剖面 105
圖 5.2-4 CS03 地電阻測線反演算剖面 105
圖 5.2-5 CS05 地電阻測線反演算剖面 105
圖 5.2-6 CS01 地電阻測線反演算剖面 106
圖 5.2-7 CS07 地電阻測線反演算剖面 106
圖 5.2-8 CS04 地電阻測線反演算剖面 107
圖 5.2-9 CS06 地電阻測線反演算剖面 107
圖 5.2-10 CS08 地電阻測線反演算剖面 108
圖 5.2-11 CS09 地電阻測線反演算剖面 108
圖 5.2-12 CS02 地電阻測線反演算剖面 109
圖 5.2-13 CS12 地電阻測線反演算剖面 109

圖 5.2-14 CS11 地電阻測線反演算剖面 109
圖 5.2-15 地電阻判斷之旗山斷層線跡分布位置 110
圖 6.1-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖(座標 TWD67) 116
圖 6.1-2 玉里斷層北端反射震測探勘結果 117
圖 6.1-3 玉里斷層南端地電阻探勘結果 118
圖 6.1-4 玉里 2 號井 地層柱狀圖 119
圖 6.2-1 玉里測線 (15P-YLI-F2P) 野外測線路徑 121
圖 6.2-2 玉里測線 (15P-YLI-F2P) 野外施測幾何 122
圖 6.2-3 玉里測線 (15P-YLI-F2P) 剖面位置圖。本圖為玉里斷層條帶地質圖（圖 6.1-1 ）的左下角放大圖，紅線為玉里測線（15P-YLI-F2P）的 CDP 線 123
圖 6.2-4 玉里測線（15P-YLI-F2P）移位前雙程走時剖面（左圖）與解釋（右圖） .. 124
圖 6.2-5 玉里測線（15P-YLI-F2P）移位後深度剖面（左圖）與解釋（右圖） 125
圖 6.2-6 玉里測線（15P-YLI-F2P）(左圖) 與玉里 2 號井 (右上圖) 地層對比 與構造投影示意圖 (右下圖) 126
圖 6.3-1 地調所針對玉里斷層所施測之地電阻二維測線 YL3 與 YL2 128
圖 6.3-2 玉里斷層測區測線分布 129
圖 6.3-3 玉里斷層北測區測線分布 130
圖 6.3-4 玉里斷層南測區測線分布 131
圖 6.3-5 YL01 地電阻測線反演算剖面 132
圖 6.3-6 YL03 地電阻測線反演算剖面 133
圖 6.3-7 YL02 地電阻測線反演算剖面 133
圖 6.3-8 YL04 地電阻測線反演算剖面 134
圖 6.3-9 YL05 地電阻測線反演算剖面 134
圖 6.3-10 YL08 地電阻測線反演算圖 135
圖 6.3-11 YL09 地電阻測線反演算剖面圖 135
圖 6.3-12 YL10 地電阻測線反演算剖面 136
圖 6.3-13 YL06 地電阻測線反演算剖面 136
圖 6.3-14 YL07 地電阻測線反演算剖面 136
圖 6.3-15 YL11 地電阻測線反演算剖面 137
圖 6.3-16 YL12 地電阻測線反演算剖面 137
圖 6.3-17 YL13 地電阻測線反演算剖面 138
圖 6.3-18 玉里研究區域地電阻測線判斷之可能斷層線跡分布 139
圖 6.3-19 玉里斷層透地雷達測線分布 140
圖 6.3-20 PSO-04 透地雷達反射剖面與解釋 141
圖 6.3-21 PSO-05 透地雷達反射剖面與解釋 142

圖 6.3-22 PSO-06 透地雷達反射剖面與解釋 142
圖 7.2-1 大坡國小地電阻量測測線與井下電場觀測之井位位置圖 146
圖 7.2-2 地電阻量測結果模型 146
圖 7.2-3 井下電極之井位分布圖與觀測區空拍照片 147
圖 7.2-4 井位與井下電極配置圖 148
..... 151
圖 8.1-1 三義斷層(黑色虛線)位置圖 151
圖 8.1-2 東勢圖幅，國姓圖幅，大甲圖幅及臺中圖幅之地層與圖例 152
圖 8.1-3 大甲溪北岸剖面 152
圖 8.1-4 大安溪北岸至大甲溪南岸區域地質圖 154
圖 8.1-5 Tsai and Sung（2003）藉由河階產狀資料，認為大甲溪在受到構造抬升、地形隆起而流向受阻時，河道會漸漸向東北方遷移，並生成新的河階 155
圖 8.1-6 新社地區地下構造型態示意圖 155
圖 8.1-7 新社地區地下構造平衡剖面圖 156
圖 8.1-8 Tsai and Sung（2003）認為新社階地群前緣的車籠埔斷層逆衝作用，在斷層前緣產生上頂構造（Pop-up structure） 156
圖 8.1-9 新社階地分布圖 159
圖 8.1-10 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 160
圖 8.1-11 大安溪北岸東西方向剖面，卓蘭階地群的分布 161
圖 8.1-12 新社階地群與卓蘭階地群的階地分布，及與構造關係 162
圖 9.2-1 加入控制點資訊後修正描繪的三義斷層線跡 174
圖 9.2-2 加入控制點資訊後修正描繪的三義斷層線跡北段 175
圖 9.2-3 加入控制點資訊後修正描繪的三義斷層線跡南段 176
圖 9.2-4 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡 179
圖 9.2-5 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡北段 180
圖 9.2-6 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡中段 181
圖 9.2-7 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡南段 182
圖 9.2-8 左圖:淺層震測剖面與斷層構造解釋(紅色虛線:斷層，黑色虛線:研判之玉里斷層主錯動面)，右圖:疊合深層震測資料後之震測剖面構造解釋。 184
圖 9.2-9 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡 186
圖 9.2-10 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡北段 187
圖 9.2-11 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡中段 188
圖 9.2-12 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡南段 189
圖 9.2-13 旗山斷層線跡控制點井位柱狀圖 192

圖 9.2-14 加入控制點資訊後修正描繪的旗山斷層線跡 193

表目錄

表 2.2-1 建議之適用天線頻率與探測深度參考表 30
表 3.2-1 三義斷層帶地電阻測線位置、長度及上下盤/斷層帶分析判斷結果 50
表 4.2-1 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 施測幾何參數 80
表 4.3-1 瑞穗測區地電阻測線位置與長度 85
表 5.1-1 旗山斷層沿線出露地層 99
表 5.1-2 地層對比表 100
表 5.2-1 旗山斷層測線編號、位置與所對應之長度 103
表 6.2-1 玉里測線（15P-YLI-F2P）施測幾何參數 122
表 6.3-1 玉里斷層帶地電阻測線位置及長度 128
表 8.1-1 新社階地群各階面河拔高、河階沉積層厚度與 OSL 定年年代 158
表 8.1-2 卓蘭階地群各階面河拔高、河階沉積層厚度，此階地群無定年資料 163
表 8.2-1 三義斷層與石岡斷層合計的抬升與滑移速率 165
表 9.1-1 預期進度甘梯圖（Gantt Chart）：計畫進度控制及檢討之依據 170
表 9.2-1 三義斷層線跡控制點 171
表 9.2-2 瑞穗斷層線跡控制點 178
表 9.2-3 玉里斷層線跡控制點 185
表 9.2-4 旗山斷層線跡控制點 191

第一章 前言

1.1 計畫構想

1.1.1 研究目的與構想

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

因此，本計畫的目的主要為：

1. 進行標的活動斷層的位置、可能影響範圍之及誤差程度等之評估；因應地質法活動斷層地質敏感區的劃定。於活動斷層可能通過位置，以地球物理方式為主，進行斷層位置精進調查，將成果數化於至少 1/5000 比例尺精度之圖資上，並評估調查成果斷層位置、影響範圍與誤差程度，掌握斷層位置與可能影響範圍的分布情況。

2. 配合地質鑽井資料，補充收集斷層長期的變動速率。嘗試評估每年至少一條標的活動斷層之長期滑移速率。

3. 每年召開至少一次活動斷層調查技術與評估之教育訓練，本計畫執行之四年期程中，舉辦一場活動斷層調查技術與評估專家研討會議。

本計畫之調查部分，預計分成四年，逐年分批針對三義斷層、新城斷層、旗山斷層、米崙斷層、鹿野及利吉斷層、瑞穗與奇美斷層、屯子腳斷層、玉里斷層、山腳斷層、新化斷層、九芎坑斷層、潮洲斷層南北段、木屐寮斷層、六甲斷層等標的斷層，以地電阻影像方法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。

1.1.2 工作內容概述

本計畫預計以四年時間，完成台灣地區 13 條重要活動斷層地球物理精查工作。地電阻施測方式預計採取地電阻剖面影像方法(Electrical Resistivity Imaging Method)，進行夾擠式施測，亦即視測區狀況，選擇適當地點先於研判之斷層線兩側進行背景岩層的地電阻施測，而後沿靠近斷層方向，逐步移動測線，直至位於斷層錯動帶之上，或夾擠出地層的不對稱變動界線為止。而於部分無法施作地電阻，或是可以進行淺層震測或透地雷達施測之地區，將使用淺層震測與透地雷達方法進行施測，以作為輔助判識地下地層的延伸與錯動情形。

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

第二年度計畫則預計完成旗山斷層、米崙斷層、新城斷層、潮洲斷層南北段之地球物理施測工作，並嘗試進行潮州斷層之長期滑移速率分析研究。

第三年計畫預計完成鹿野及利吉斷層、屯子腳斷層、木屐寮斷層、六甲斷層之地球物理施測工作，並嘗試進行屯子腳斷層之長期滑移速率分析研究。

第四年計畫則預計將針對新化斷層、山腳斷層、奇美斷層進行地球物理施測工作，並嘗試進行奇美斷層之長期滑移速率分析研究。

1.1.3 計畫成果效益及其應用

本計畫預計運用淺層地球物理調查方式，提供標的斷層分布之控制點，並進一步評估標的斷層指定區域中之位置之精確程度、可能影響範圍與誤差程度。作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。

1.2 本年度計畫概述

(一) 本團隊過去工作成果

本研究為四年計畫中之第一年，團隊成員曾參與過去十年執行貴所的『新期構造、古地震與槽溝開挖研究』、『地震地質與地變動潛勢分析－斷層長期滑移速率與再現週期研究』以及『重要活動斷層構造特性調查研究計畫-斷層活動特性分析與評估』計畫等計畫，針對 25 條斷層進行古地震以及斷層長期垂直變動速率研究，具有成果的斷層共有 19 條，有山腳斷層、湖口斷層、新竹斷層、新城斷層、大甲斷層、彰化斷層、車籠埔斷層、木屐寮斷層、六甲斷層、新化斷層、小岡山斷層、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。本年度開始之新一輪四年計畫，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。

(二) 本年度工作項目

1. 近地表地球物理調查工作：本研究計畫第一年預計以三義斷層、旗山斷層，以及玉里斷層以及瑞穗斷層為調查標的。完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。預計於上述斷層地區，將視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 6000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 5000 公尺以上，淺層震測及透地雷達測線總長則至少在 1000 公尺以上。

(1) 三義斷層(Meng, 1963)測區，經過人口與住宅稠密之台中豐原與潭子地區(圖 1.2-1)，根據過去中央地質調查所的鑽井紀錄(中央地質調查所，2014)，本區在三義斷層西側，地下約 60 公尺範圍內均為礫石地層與礫石沖積層，而在斷層線右側，近地表約 10-15 公尺深範圍內，分布有一層礫石沖積層，而於沖積層之下則為桂竹林的砂岩層，因此地電阻測線於此區的設計，可以最大測深 30-40 公尺為目標，即能涵蓋砂岩層礫石地層之交界深度，單一地電阻陣列長度可以設計在 120-150 公尺左右，如此則可以利用此一人口稠密地區內，為數不多且零散的水田與旱田進行地電阻影像探勘。預計將以兩米電極間距，進行至少 120 公尺長之地電阻施測。與經過初步篩選後，大致可以在此區域進行四條東西向的跨

越斷層線之地電阻控制線施測，每條控制線由 3-4 條 120-150 公尺長度之地電阻夾擠測線組成，測線總長度在 1400 公尺以上，預計可增加 4 對(個)斷層線控制點(圖 1.2-2)

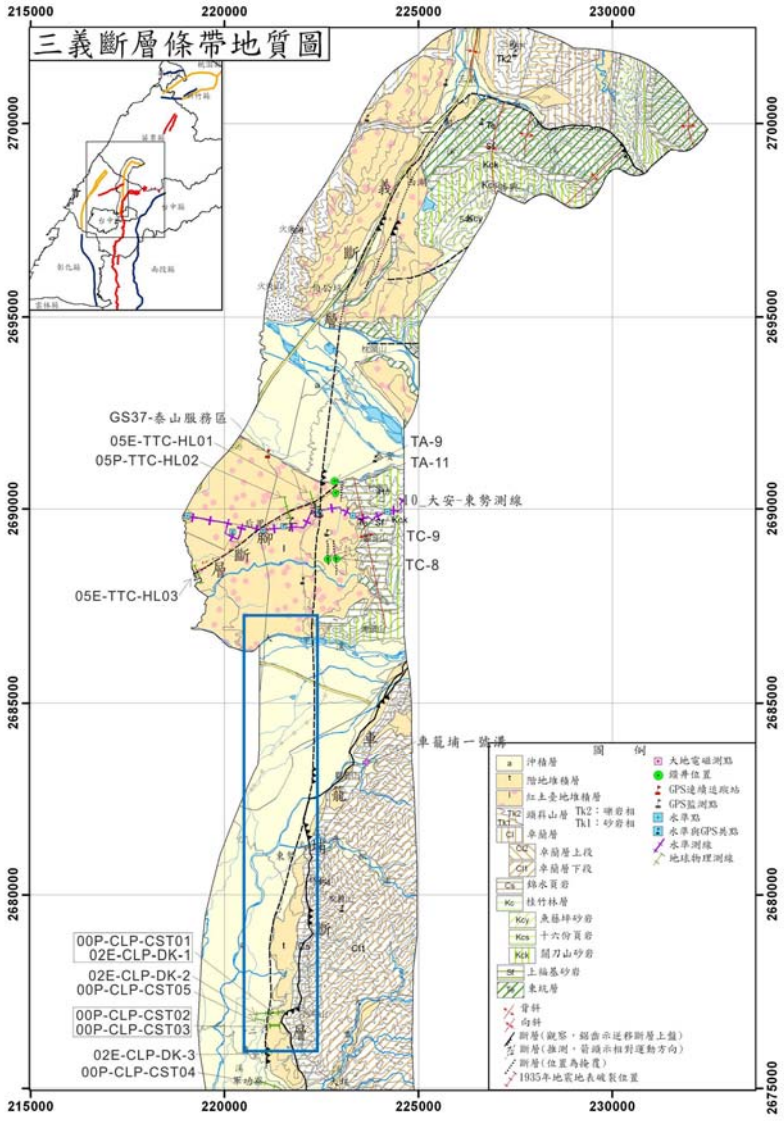


圖 1.2-1 三義斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布

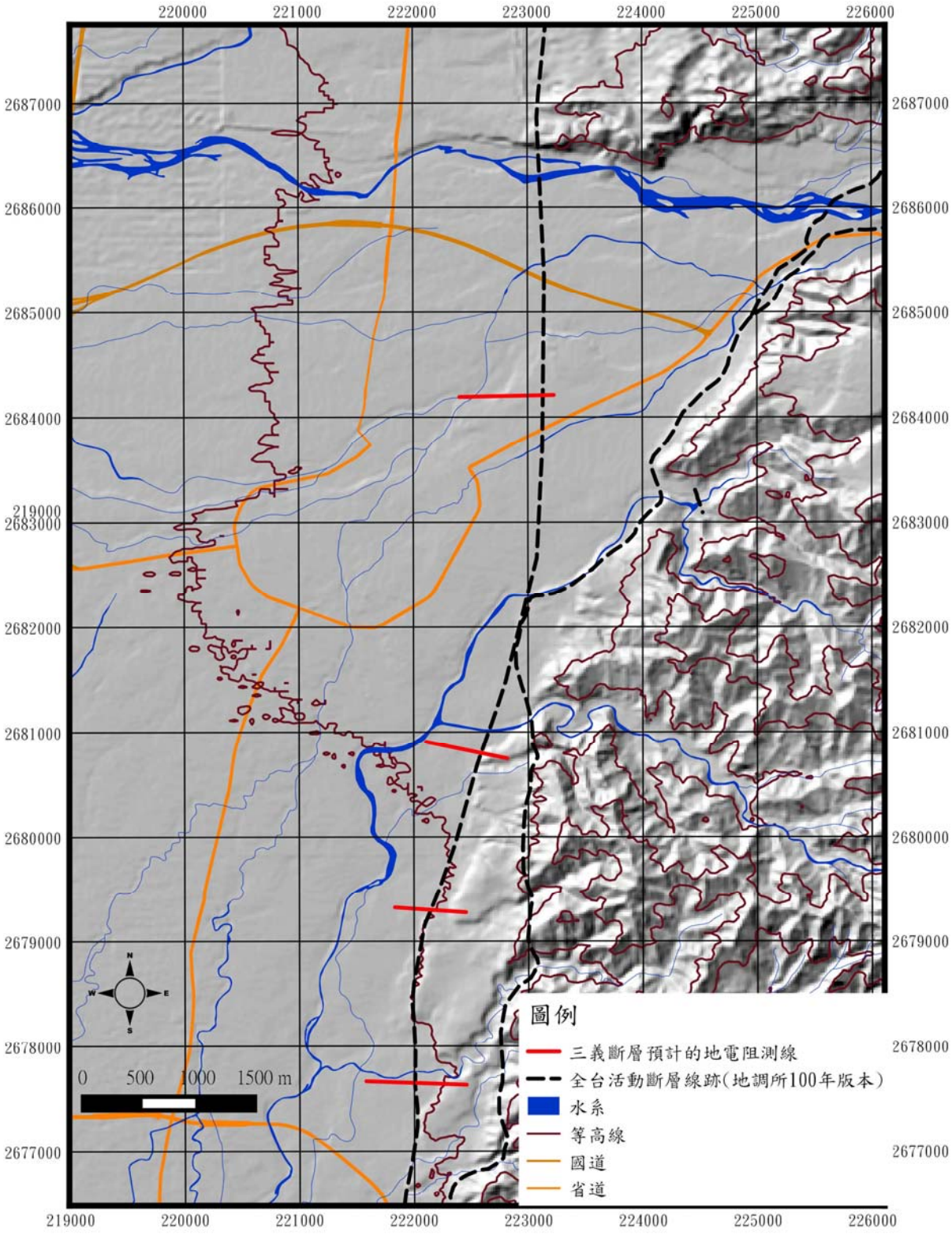


圖 1.2-2 三義斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之三義斷層線跡分布

(2) 旗山斷層由高雄縣三民鄉往南經甲仙、枋寮、旗山、至燕巢，全長約 70 公里，位態大致呈東北走向，傾角向東的逆斷層。上盤地層為晚中新統，下盤地層為上新統至更新統。標的測區範圍，主要位於高雄大社-仁武地區，根據過去中央地質調查所鑽井資料以及地球物理資料，發現旗山斷層之線跡，可能位於大社國中-觀音國小一線以西，而向南延伸至仁武國小以東之線形地區間(圖 1.2-3)。另外，根據張家鳳(2005)， 張家鳳與孫鎮球（2005），謝昭輝與吳旻諭（2005），吳旻諭(2005)於大社及燕巢進行淺層反射震測工作，謝世雄（Hsieh，1970）則於坑口以南進行重力探測，結果顯示旗山斷層約成 65 度向東傾斜(張家鳳，2005，S2 剖面)，變形的範圍包含主斷層以西至少 500 公尺，可能具有兩條以上的分支斷層，在地形上有一小丘的特徵；在延伸方面旗山斷層大致延大社公墓所處丘陵的西側山腳往南延，再延觀音山西南側山腳前緣，延伸至鳳山附近尖滅(Hsieh，1970)。由於大社及仁武市區為人口稠密地區，市區內僅具有零散的空地進行地電阻影像探勘。斷層線跡通過之位置不明，加上地表沖積層較厚，因此本計畫預計將以五至十米電極間距，在市區北側與南側適當空地，進行單一測線長度至少 300 公尺長之地電阻陣列施測。大致在此區域進行七條東西向的跨越預判斷層線跡之地電阻控制線施測，每條控制線由 3-4 條 150 公尺以上長度之地電阻夾擠測線組成(圖 1.2-4)，測線總長度在 2100 公尺以上，預計根據地電阻夾擠測限之結果，至少應可增加 2 對(個)斷層線控制點，以了解可能之斷層線跡延伸的分布。。總和以上規劃設計，本區之地球物理測線總長預計在 2100 公尺以上。

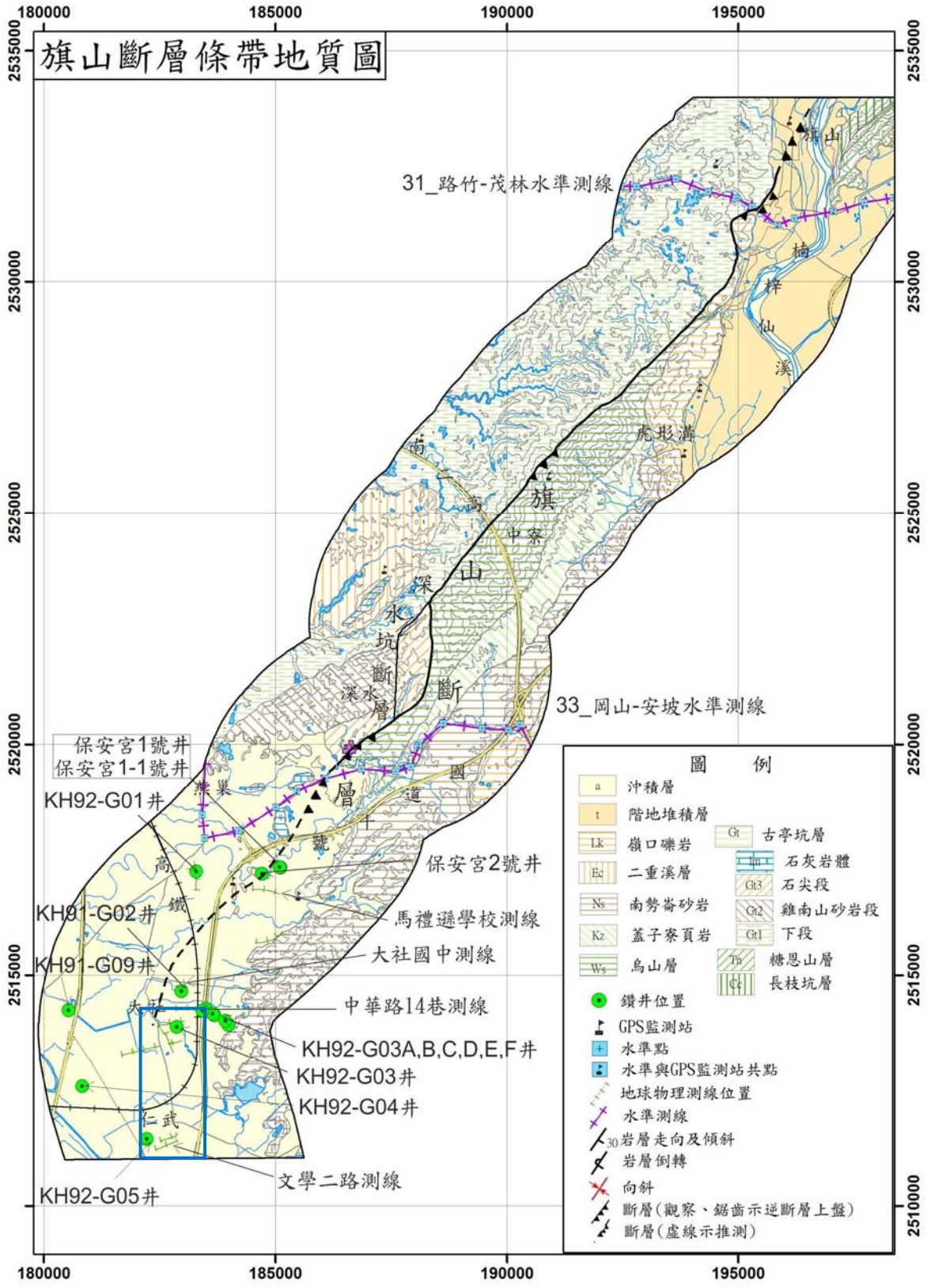


圖 1.2-3 旗山斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布

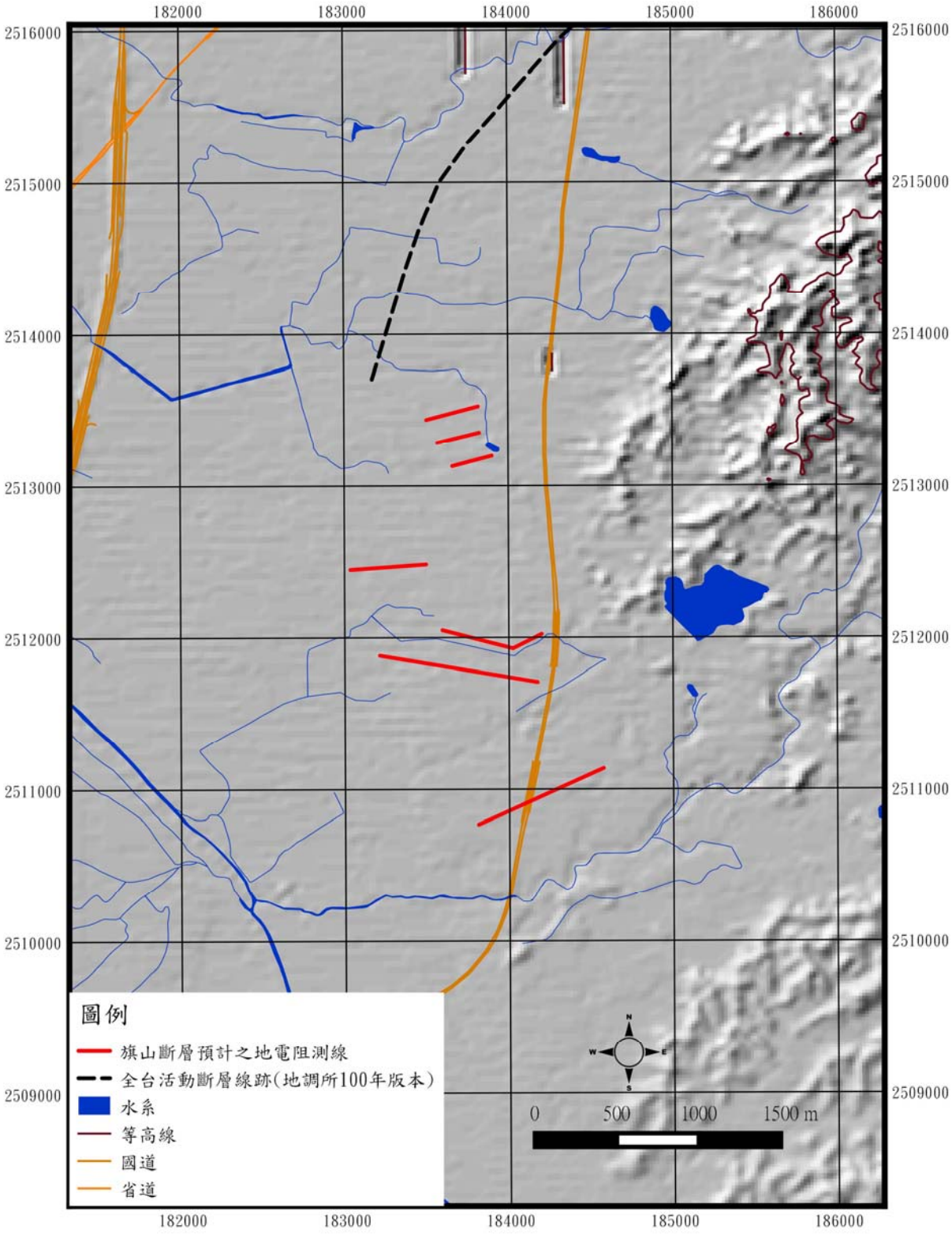

182000
183000
184000
185000
186000
2516000
2515000
2514000
2513000
2512000
2511000
2510000
2509000
圖例
旗山斷層預計之地電阻測線
全台活動斷層線跡(地調所100年版本)
水系
等高線
國道
省道
N
W
E
S
0
500
1000
1500 m

圖 1.2-4 旗山斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之旗山斷層線跡分布

(3) 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(圖 1.2-5)，過去研究成果顯示地表露頭較少，破裂亦不連續，而成同一走向上雁形排列分布，侷限在花東縱谷西側的沖積層中，以左移為主。本測區斷層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。因此地電阻測線於此區的設計，可以最大測深 50 公尺為目標，即能了解本區斷層線跡之延伸分布，單一地電阻陣列長度可以設計在 150-200 公尺左右，如此則可以利用本區內分布於市區之外側的的水田與旱田進行地電阻影像探勘。預計將以 5 米電極間距，進行至少 150 公尺長之地電阻施測。與經過初步篩選後，大致可以在此區域由北至南進行六條東西向的跨越斷層線之地電阻控制線施測(圖 1.2-6)，每條控制線由 2-4 條 150 公尺以上長度之地電阻夾擠測線組成，測線總長度在 2000 公尺以上，預計可增加六個斷層線控制點。另外，我們也將嘗試於選擇地電阻測線上，破裂錯動明顯之區域一處，以及市區內有斷層地表破裂報導之區域，運用低頻透地雷達，進行地下施測，預計透地雷達測線總長至少在 200 公尺以上。除透地雷達與地電阻施測外，為建立可資比對之地球物理剖面，進行聯合解釋，我們也將於上述地電阻測線破裂錯動明顯之區域，進行東西方向之淺層震測工作，預計測線總長 500 公尺，將提供較深處之斷層線跡延伸情況，可以與淺層之透地雷達與地電阻資料進行比對，了解斷層面之幾何延伸情形。總和以上規劃設計，本區之地球物理測線總長預計在 2700 公尺以上。

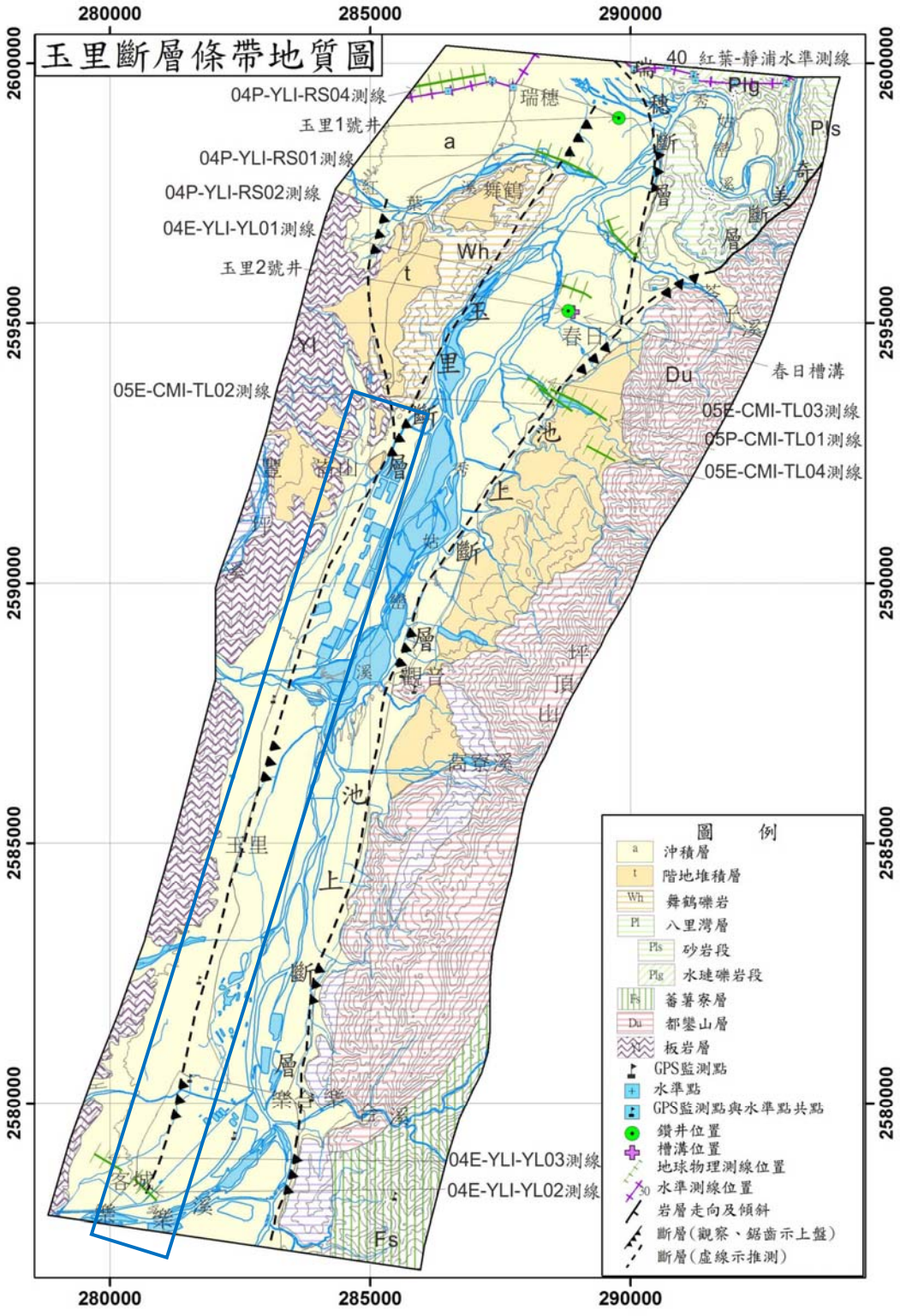


圖 1.2-5 玉里斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布

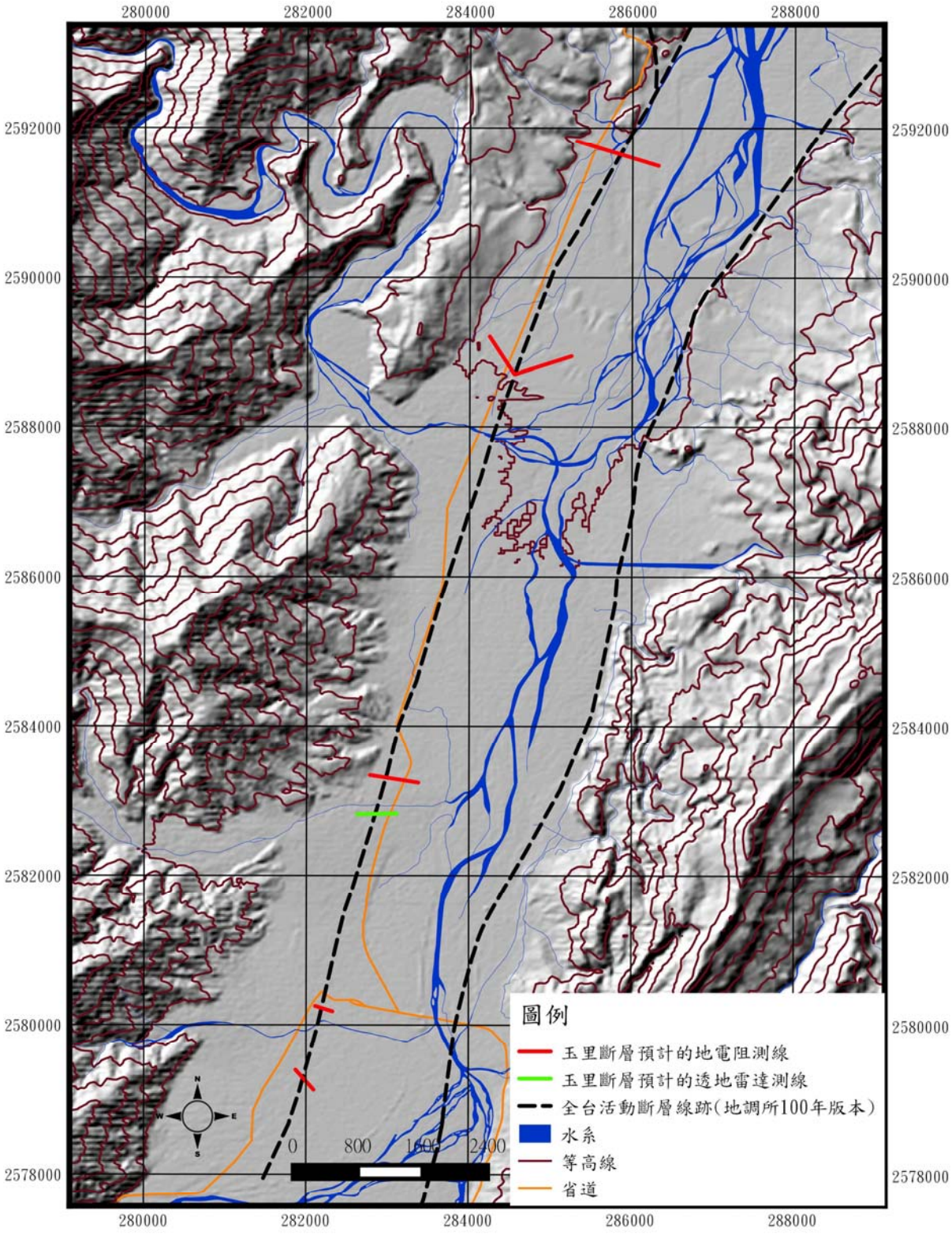


圖 1.2-6 玉里斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之玉里斷層線跡分布

(4) 瑞穗斷層的測區中(圖 1.2-7)，為逆移斷層兼具左移性質，呈東北走向，由光復鄉東富村向南延伸至玉里鎮春日里(陳文山等,2006;林啟文等，2007;陳文山等,2008)，長約 33 公里。本斷層一部分屬於 Hsu(1962)所稱玉里斷層的北段。瑞穗斷層向南延伸在春日附近與奇美斷層連接。測區位於安定橋以南，至玉里鎮春日以北。在地表附近，即可觀察到斷層線跡。因此，本區地電阻測線於此區的設計，可以最大測深 50 公尺為目標，即能了解本區斷層線跡之延伸分布，單一地電阻陣列長度可以設計在 150-200 公尺左右。預計將以 2 米電極間距，進行單一陣列長度 160 公尺之高解析度地電阻施測。與經過初步篩選後，大致可以在此區域由北至南進行四條東西向的跨越斷層線之地電阻控制線施測(圖 1.2-8)，每條控制線由 2-4 條 160 公尺長之地電阻夾擠測線組成，測線總長度在 1300 公尺以上，預計可增加 4 個斷層線控制點。另外，我們也將嘗試於選擇地電阻測線上破裂錯動明顯之區域一處，運用低頻透地雷達，進行地下施測，預計透地雷達測線總長至少在 100 公尺以上。除透地雷達與地電阻施測外，為建立可資比對之地球物理剖面，進行聯合解釋，我們也將於上述地電阻測線破裂錯動明顯之區域，進行東西方向之淺層震測工作，預計測線總長 200 公尺，將提供較深處之斷層線跡延伸情況，可以與淺層之透地雷達與地電阻資料進行比對，了解斷層面之幾何延伸情形。以上規劃設計，本區之地球物理測線總長預計在 1600 公尺以上。

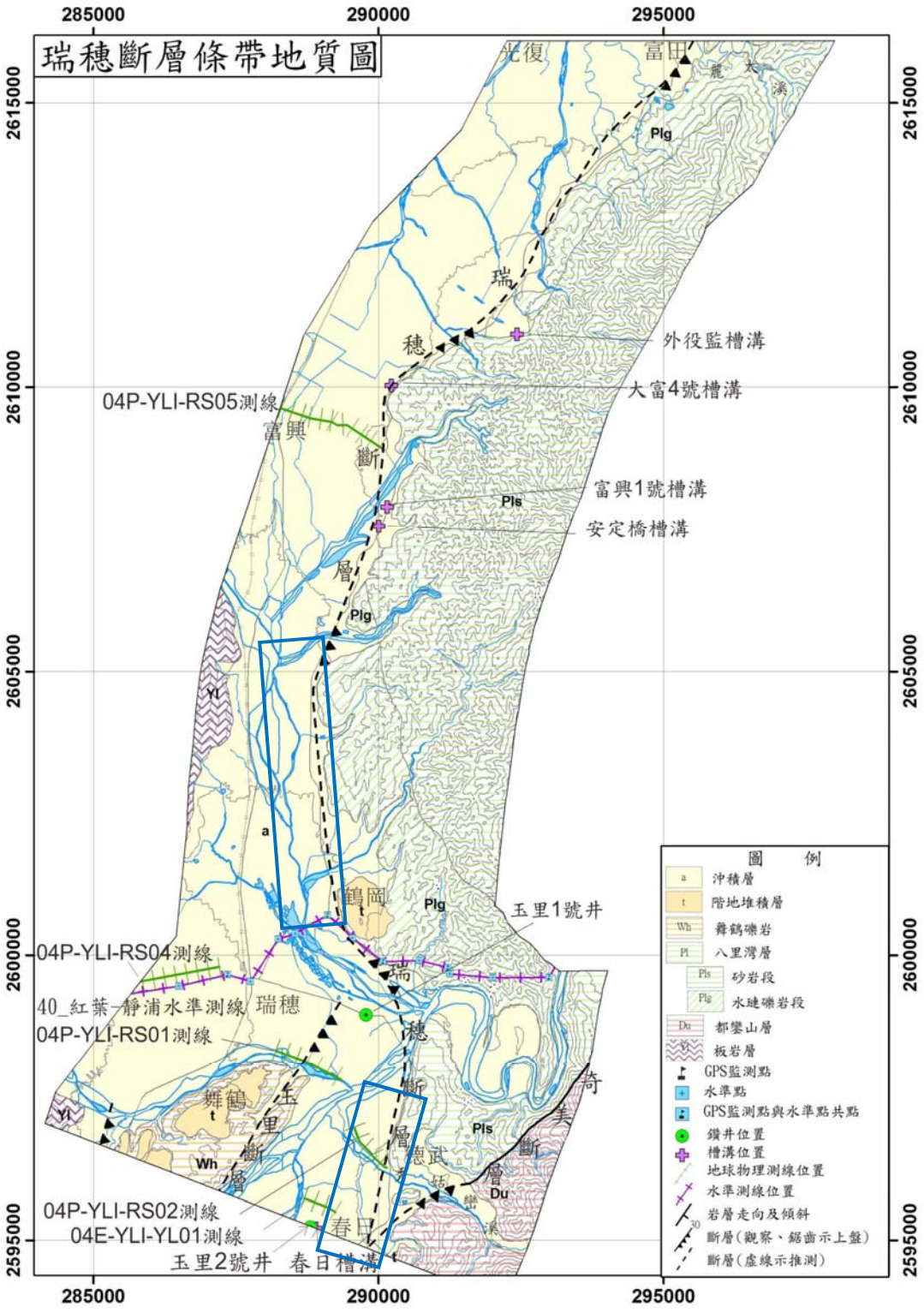


圖 1.2-7 瑞穗斷層條帶地質圖及地球物理施測測區(藍框區域)分布

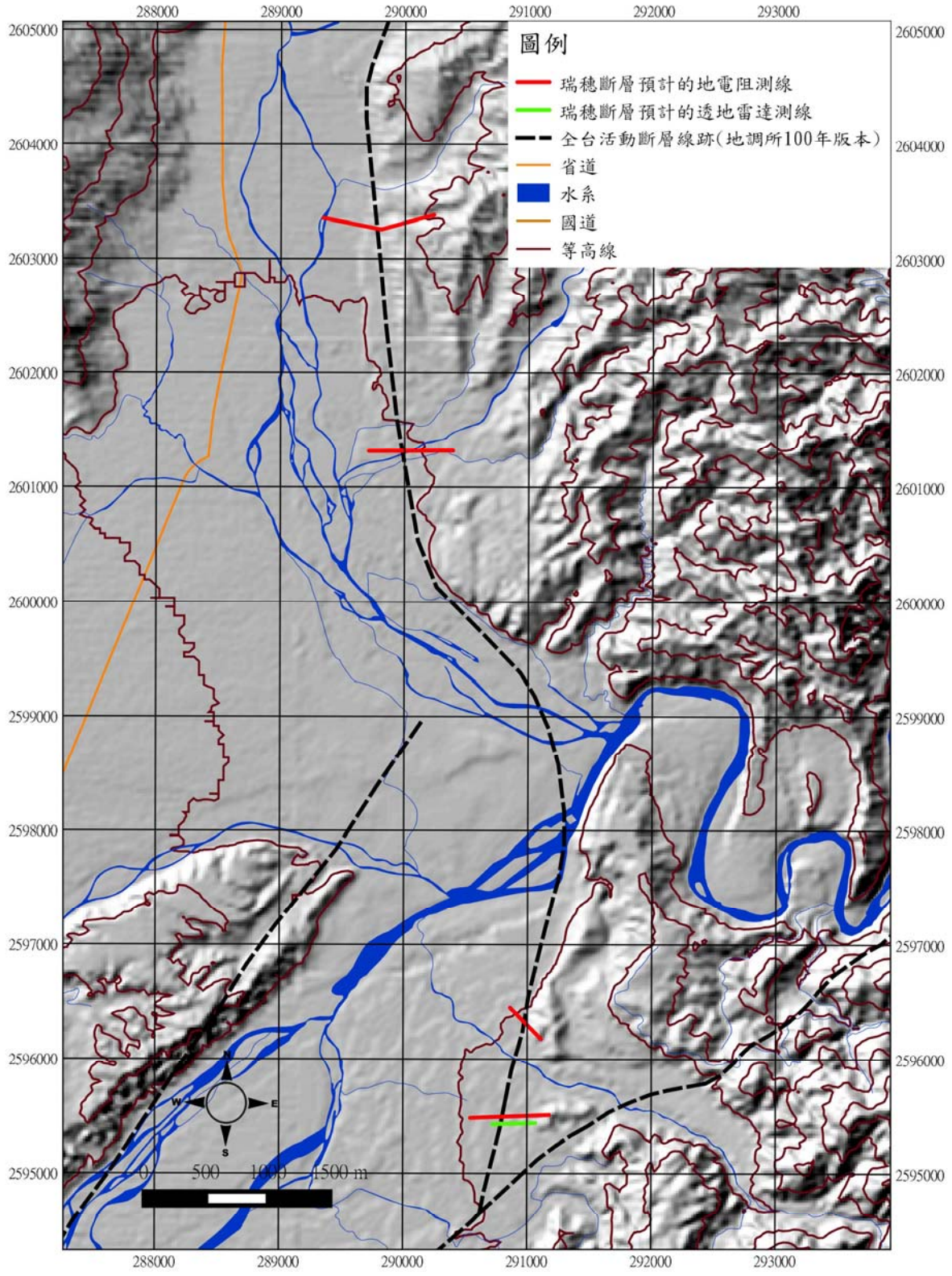


圖 1.2-8 瑞穗斷層測區內之測線規劃與地調所判斷之瑞穗斷層線跡分布

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

(1) 野外地質調查：本團隊首先必須針對斷層跡進行精查，最重要的勘察依據為斷層兩側地層差異與近期活動斷層地形。由於斷層跡經常被第四紀沖積層覆蓋，或因人為開發造成地形改變，出露地表的斷層露頭非常有限，且無法精確訂定斷層跡位置。因此，本計畫的調查方式，先依據可收集到之光達資料，作為前述「斷層兩側地層差異」與「近期活動斷層地形」的依據，判斷斷層跡位置。若在逼近範圍內，被第四紀沖積層或人造物覆蓋時，則進行微地形分類，如崖錐堆積層、河流沖積層、土壤層、道路、鐵道、建築物等等。最後依據野外勘察與鑽探結果，依照斷層位置分布範圍之程度分級為「觀察」、「隱伏」、「推測」，說明研判斷層位置的精度。分級依據如下，「觀察」：得於野外觀察斷層露頭，或得以利用斷層上下盤岩層差異，逼近出斷層位置。「隱伏」：指斷層位置為薄層沖積層覆蓋，無法直接於野外觀察，其位置已透過地下調查之方法確認，其圖上位置為斷層之垂直或延伸投影位置。「推測」：指斷層位置為厚層沖積層覆蓋，無法直接於野外觀察，其位置難以透過地下調查之方法確認，其圖上位置為依學理推斷之斷層位置。斷層精確位置測繪利用五千分一比例尺地形圖作為野外調查之工作底圖。

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

(3) 討論與解釋：本研究將建立鑽探岩芯的地層柱狀圖，紀錄岩性、沉積構造、剪切構造、岩層位態，同時進行可能的碳定年樣品採樣。之後，判

讀岩芯的地層層位與岩性，以及沉積環境解釋。若有兩孔以上鑽井，定年資料完成後，須作地層對比，解讀斷層的活動性。

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

3. 活動斷層之地下掃描時序監測分析研究：本年度團隊將進行活動斷層之地下掃描時序監測分析研究，密切且連續地自動監測活動斷層帶的大地自然電位與地下電阻率變化情形。本計畫預期將為國內首度針對高度活動斷層在活躍滑移下，頻繁監測其大地電位與斷層面材料電阻率的研究首例。預期將建置一站擁有三十二波道之發射電流極與四十八波道之電場接收極的監測站。監測站之電阻率剖面掃描頻率，基本上至少可達到每兩星期掃描一次的密度，並視斷層活動性改變之需要可每天掃描一次橫跨斷層帶之電阻率剖面。自然電位則可以至少 15 赫茲的採樣頻率，連續紀錄背景大地電場，甚至在臨震階段，近距離接觸斷層帶，達到捕捉臨震訊號之可能性。

(三) 預期成果及具體績效

本計畫第一年(104)預期成果如下：

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

(四) 交付項目

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. 舉辦本研究之教育訓練一場。

8. 活動斷層近地表構造特性調查（1/4）第一年計畫成果報告書。

(五) 技術轉移項目（教育訓練）

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

(六) 目前完成工作進度

本研究計畫第一年預計以三義斷層，以及玉里斷層以及瑞穗斷層、旗山斷層為調查標的，完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。預計於上述地區，視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 6000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 5000 公尺以上，淺層震測及透地雷達測線總長則至少在 1000 公尺以上。

研究團隊相關成果如下:

1. 三義斷層：契約數預定進行地球物理測線 1400 公尺以上，已完成地電阻測線 3366 公尺。

2. 玉里斷層：契約數預定進行地球物理測線 2700 公尺以上，已完成地電阻測線 3855 公尺；淺層震測測線 1008 公尺，深層震測測線 2828 公尺，共計 4863 公尺。

3. 瑞穗斷層：契約數預定進行地球物理測線 1600 公尺以上，已完成地電阻測線 2980 公尺。

4. 旗山斷層：契約數預定進行地球物理測線 2100 公尺以上，已完成地電阻測線 2965 公尺。

5. 斷層長期變動(滑移)速率分析評估，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；經比對其他地質資料後，本研究認為三義斷層（后里斷層）的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr 較為合理。

6. 本研究計畫第一年預計以三義斷層，以及玉里斷層以及瑞穗斷層、旗山斷層為調查標的，完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。預計於上述地區，視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 6000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 5000 公尺以上，總計地電阻完成測線長度為 13166 公尺，透地雷達 1394 公尺。而震測總長則合計約為 3836 公尺，超過原先預定之工作要求完成進度。

第二章 研究方法

本研究計畫第一年預計以三義斷層，以及玉里斷層以及瑞穗斷層、旗山斷層為調查標的。完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。預計於上述斷層地區，將視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 6000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 5000 公尺以上，淺層震測及透地雷達測線總長則至少在 1000 公尺以上。

2.1 地電阻調查

2.1.1 地電阻調查原理

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈(UXO)等，就適用以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)，進而再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率(True Resistivity)。

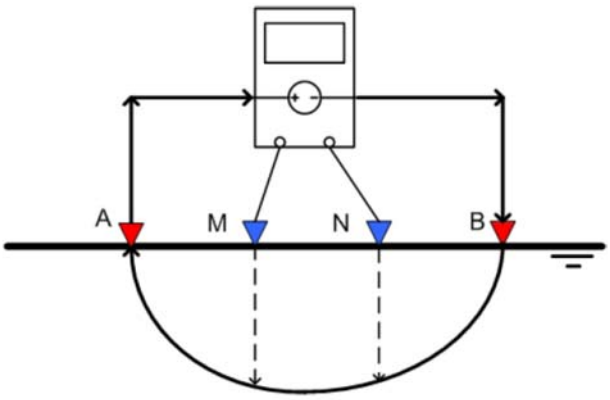


圖 2.1-1 地電阻探測儀器示意圖

根據歐姆定律，電流(I)與電壓(V)成正比，而與電阻(R)成反比：

$V = I R$……(式 2.1-1)

當電流通過不同的地質材料時會因為電阻性質不同，而測得不同的電位差；而電阻性質的大小則又決定於電流流過地質材料之流線長度和流線之總截面積，以及物質的內部性質(即電阻率(ρ))有關，可進一步表示為：

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad \text{(式 2.1-2)}$$

$$\rho = R \frac{A}{l} \quad \text{(式 2.1-3)}$$

上式中，R 為電阻，ρ 為電阻率， l 為電流流線的長度， A 為電流線的總截面積。在任一均質的地表通入電流強度為 I 之直流電，因為空氣為絕緣體，因此電流會同經由導入點呈放射狀向外流出，成為一個半球面體(如圖 2.1-2)。而電流是等量的分配在每一個地方，所以距通入電流 r 處，電位(V)也相等，且在均質的地表定義極薄的殼層為 dr。

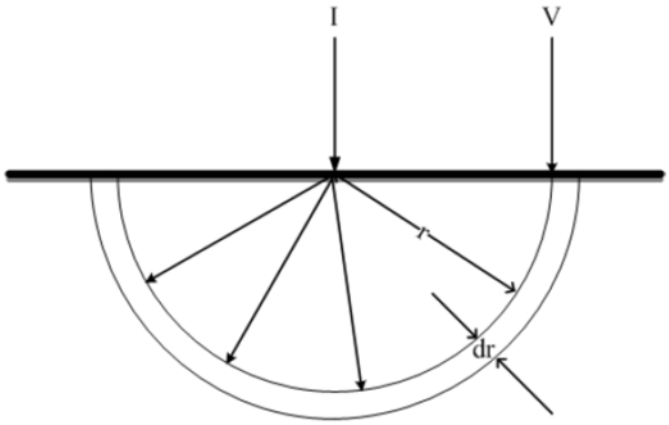


圖 2.1-2 電流流動示意圖

透過歐姆定律(式 2.1-1)定義電位差穿過此殼層電位差為：

$$dv = I(R) = I\left(\rho \frac{l}{A}\right) = I\left(\rho \frac{dr}{2\pi r^2}\right) \quad \text{(式 2.1-4)}$$

故距單電流極 D 之任一點其電位為：

$$V = \int_D^{\infty} dv$$

$$= \frac{I\rho}{2\pi} \int_D^{\infty} \frac{dr}{r^2}$$

$$= \frac{\rho I}{2\pi D} \quad \text{(式 2.1-5)}$$

運用上述原理，可進行地電阻法(Geoelectric Resistivity Method)之測勘，其原理為：假設在均質的地面上任意布上四根電極(A, M, N, B)，經由一對電極(A, B)導入直流電或低頻之交流電，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)，據此即可計算該地層的視電阻率（Apparent Resistivity），由(式 2.1-5)進一步推導出：

$$\Delta V = (V_{\overline{AM}} - V_{\overline{AN}}) - (V_{\overline{BM}} - V_{\overline{BN}})$$

$$= \frac{\rho I}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]$$

$$\rho = \frac{\Delta V 2\pi}{I}\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]^{-1} \quad \text{……(式 2.1-6)}$$

令(式 2.1-6) $K = 2\pi\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]^{-1}$ 可進一步縮寫為下式：

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad \text{……(式 2.1-7)}$$

上式中，ΔV 為電位差，$V_{\overline{AM}}$、$V_{\overline{BM}}$、$V_{\overline{AN}}$、$V_{\overline{BN}}$ 分別為電流極對電位極的電位差，$\overline{AM}$、$\overline{BM}$、$\overline{AN}$、$\overline{BN}$ 為電極至電極間的距離，K：幾何排列因子(Geometric Factor)。

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，並繪出地層的電性影像，綜合上述的結果統稱為“地電阻率的剖面影像法”。

地電阻量測可以藉由改變上述電極排列方式以及施測之位置與順序，以測得不同解析度、不同測深範圍之地電阻率剖面。常見的地電阻測勘的電極排列法甚多，各有其探測上的優點與限制，野外施測所選定使用的方法，則視欲探測目標及施測地點的地形而異。一般基本之常用電極排列有：施蘭卜吉排列（Sch1umberger Array）、溫奈排列（Wenner Array）(圖 2.1-3)、雙偶極排列（Dipole-dipole Array）(圖 2.1-4)及雙極排列（Pole-pole Array）等。

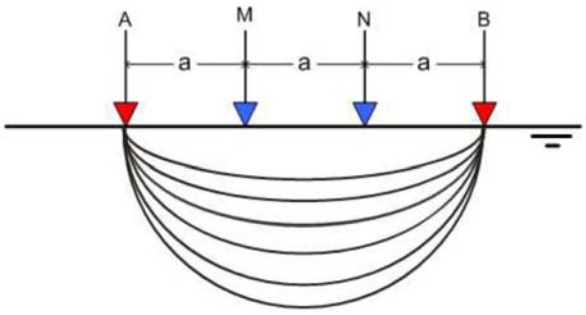


圖 2.1-3 溫奈排列（Wenner Array）示意圖

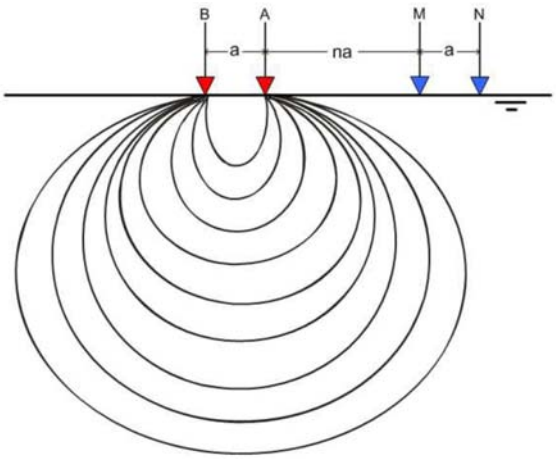


圖 2.1-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖

目前一般常見的大區域地電阻測量方式，可以分為一維地電阻方法以及二維地電阻方法。一維地電阻法是運用上述的電極排列原則，固定電極中點位置，例如以施蘭卜吉與溫奈排列法為例，固定電位極 MN 之中點位置，逐次增加電流極的間距。如此可在一個地點反應地下不同深度之電性分布。其優點是能省時快速了解地下一維地層分層大致概況，而缺點則是易受到側向不均質影響，而產生錯誤的解釋。而二維地電阻方法則是運用前述之電極排列法，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(圖 2.1-5)，此種方法稱之為(二維)地電阻影像剖面法(Resistivity Image Profiling, RIP)。由於地電阻影像剖面法需逐次移動電流與電位之電極，因此施測上往往極為耗費時間。對於中小範圍的環境監測與地下測勘，可以於地表以一定間距佈設電極，運用地電阻儀器內建之自動調變頻道功能，依預先選定之順序，逐次選用不同位置之四處電極分別作為電流與電位極，如此可大幅減少移動電極之時間，另外由於可以運用反饋疊加訊號，因此可減少訊號中之雜訊並提高解析度與增加施測深度，大幅提高影像解析度。

2.1.2 野外施測儀器

本工作所採用的儀器為美國 Advanced Geosciences, INC.(AGI)公司之 SuperSting R1/IP 地電阻儀，並聯接可由電腦程式控制調變頻道之 SmartCable 系統，此系統可選用特製之水下電極進行湖盆或海底地電阻探測，最多可以同時接連 256 根電極，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 EarthImager 2DTM。EarthImager 2D/3D 之反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，設定初始模型，最後產生地電阻影像剖面模型。



圖 2.1-5 地電阻剖面影像儀 SuperSting R1/IP (上圖)以及二維施測示意圖(下圖)

2.1.3 地電阻方法探測斷層的原理與作法

岩性與電性之關係，可用 Archie’s Law 描述:

$$\rho_b = F \cdot \rho_w \quad \text{(式 2.1-8)}$$

上式中，ρ_b為量測的整體電阻率，而ρ_W 則為孔隙水的電阻率，F 則稱為地層因子。式 2.1-8 中的地層因子 F，受到孔隙率、地層膠結度、孔隙連通度、含水量、黏土礦物含量等影響，反應了地質特性，因此可以用來作為岩性之判釋轉換參數。

一般地球物理探測活動斷層的作法，由於多無法確定斷層與斷層帶之物理性質如何，因此很少直接嘗試探測斷層帶的位置，而往往是藉由建立指準層面(index horizon)，藉由追尋指準層面於上下盤的落差與錯動，判斷斷層的存在大致位置、

深度與斷層面的位態。再藉由鑽井或其他解析度相當或更高的地球物理方法進行驗證。

而前述的指準層面，指的是一個相應於岩性變化或地層面，造成的特定物理性質變化的界面。例如震測與透地雷達中的反射面、地電阻探測中的電性界面…等。指準層面的建立，有賴於在已知的斷層上盤與下盤地質剖面、地質鑽井附近施作的地球物理解釋剖面，藉由對比，建立可資追尋、反應錯動程度的指準面。

因此，若已建立一區域性的指準層面，並了解指準層面於斷層上盤與下盤之相應深度。則後續可依地球物理探測的指準層面深度，判斷施測位置位於斷層之上盤或下盤，並藉由夾擠施測方式，逐步定義斷層通過之位置。

2.1.4 地電阻現地施測步驟

活動斷層為最近 10000 年內，由地質與定年紀錄顯示存在有上下盤相對活動紀錄之斷層((Slemmons & McKinney, 1977; Willis, 1923; Wood, 1916))，根據中央地質調查所的定義，台灣的活動斷層可以分為: (1)第一類活動斷層（全新世活動斷層）：全新世（距今 10,000 年內）以來曾經發生錯移之斷層。包括錯移（或潛移）現代結構物或沖積層之斷層，或是與地震相伴發生之地震斷層。另外，由地形監測證實具潛移活動性之斷層，也屬此類。(2)第二類活動斷層（更新世晚期活動斷層）：為更新世晚期（距今 100,000 年內）以來曾經發生錯移之斷層。以及(3)存疑性活動斷層：例如將第四紀岩層錯移之斷層；或將紅土緩起伏面錯移之斷層，或地形呈現活動斷層特徵，但缺乏地質資料佐證者。

而活動斷層跡(Fault trace)，則是活動斷層面與地面的交線，由於本研究所探討之斷層跡，多位於斷層在平原延伸段的區域，斷層帶之上多已經為第四紀沉積物或階地堆積物所覆蓋，因此，本研究之地球物理判釋之斷層跡的位置，參照以下幾個原則來劃定，(a)地球物理證據直接顯示更新世以來之地層有斷層錯動位移現象，而錯動帶位於沒有明顯地表變形之地面下，則以垂直投影至地面位置為斷層跡位置。(b) 地球物理證據直接顯示更新世以來之地層有斷層錯動位移現象，而錯動帶位於明顯地表變形之地面下，斷層面延伸線可延伸至變形帶中，則以變形帶前沿位置為斷層跡位置。(c)地球物理證據並未直接顯示斷層錯動帶現象，但不同的施測位置之判釋結果，分別呈現位於不同年代或組成的上下盤側岩層之反應，則可判斷斷層跡位於上下盤施測位置之間。

為調查活動斷層跡於平原段之地下分布位置，本研究地電阻施測採用以下現地施測步驟，以增進研判斷層跡之施測正確性與效率。首先於鑽井或露頭剖面附近進行地電阻試測，將試測結果與附近剖面或鑽井資料比對分析工作，藉由比對結果，研判二維地電阻平移施測之大致位置與所需測深與測線長，找尋適當場址

進行施測。最後再根據二維地電阻平移施測反演算分析結果，進行重點地電阻補測工作。詳細之調查工作包括：

(一) 鑽井或露頭資料與地電阻資料整理比對分析：

本年度工作收集過去在各活動斷層施測區域內所鑽鑿完成之岩芯紀錄，或是露頭測繪解釋結果，根據過去資料研判之斷層跡延伸位置，初步判斷大致斷層跡的深度與方位分布，以提供二維地電阻測線之規劃所用。並盡可能於鑽遇斷層帶之鑽井位置附近，施作一初步測線，或是在上下盤之確定位置，分別施作上下盤之試測測線，以了解斷層帶兩側上下盤岩層的地球物理特性。作為根據地球物理施測結果，分析判釋本區斷層跡分布之輔助判斷資料。

(二) 地電阻平移方法施測：

如圖 2.1-6 所示，本年度預計自斷層上盤往下盤方向，在初步分析判定之斷層跡附近進行平移式地電阻施測，測線的施測方向與長度之決定，來自於鑽井資料，以及在地質井或露頭附近進行地電阻試測結果所研判之斷層跡施測深度。進行施測與反演算解釋後，再從該組地電阻資料之反演算結果，判斷失測位置為斷層上盤或下盤。依此規畫下次測線之位置。若從反演算影像研判該測點位於斷層上盤區域，則下次施測位置沿垂直預判之斷層跡走向方向，平移至預判的下盤區域進行施作。若從反演算影像研判該測點位於下盤區域，下次施測位置沿垂直預判之斷層跡走向方向，平移至預判的上盤區域進行施作。而若判斷前兩次的地電阻施測分別位於斷層之上下盤，則下次施測位置則沿前兩次施測位置間的區域，尋找適當的場址進行地電阻施測。如此以反覆平移測線的方法，包夾、逼近斷層跡位置，直至地電阻施測結果呈現斷層面接觸位置，或無法找尋到合適施測場址為止。

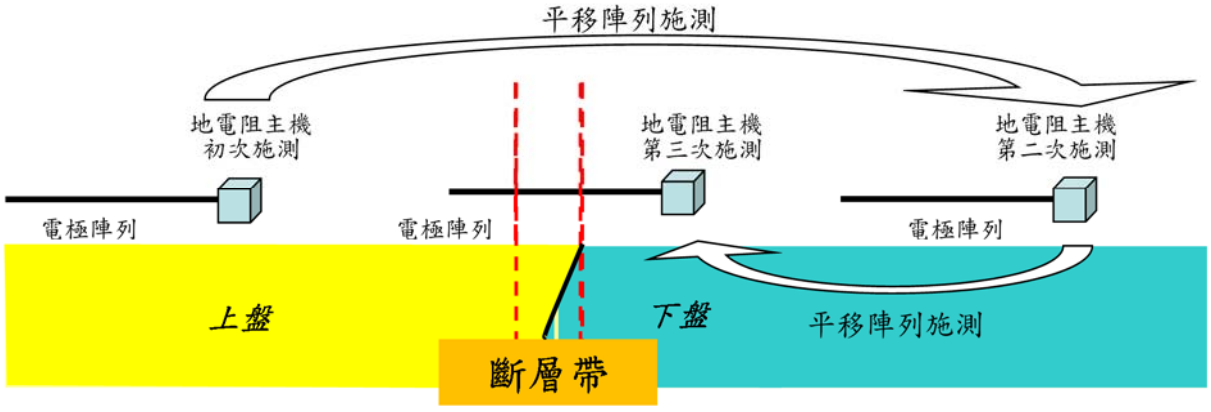


圖 2.1-6 地電阻平移式陣列施測方式示意圖

(三) 重點區域地電阻補充調查：

由於二維測線沿著由上盤至下盤方向之測線進行施測調查，因此在斷層跡之調查中，可能有部分區域之斷層跡位置，仍須再進行詳察驗證，因此重點區域補充調查係為補足前述測線在空間中涵蓋之不足部分或有疑義之部分進行補充，並比對本年度新鑽井與現有觀測井之岩心紀錄，以增加分析之可信度。針對有疑義之區域進行更詳細之調查，利用較高解析度之地電阻影像辨識協助分析斷層跡通過位置之劃設範圍。

2.2 透地雷達調查

2.2.1 透地雷達原理

透地雷達（Ground-Penetrating Radar，簡稱 GPR）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(圖 2.2-1)。原理類似於飛航在用的雷達相仿，差別在於透地雷達的頻率較高，其頻率通常介於 10 MHz～1500 MHz 的電磁波，將其發射天線與接收天線朝地下做施測。利用天線以一定的頻率來會震盪產生的電磁波脈衝進行探測，而此種電磁波由發射源的偶極 (Dipole Source)向外傳佈，並隨距離衰減。雷達波射入地層或是建物體，由於遇到物質的介電常數(Dielectric Constant)不同的關係，所產生的反射波訊號進行分析，依據訊號的波形、強度、雙程走時等參數來推斷地層或是建物的空間位置、形貌、電性與幾何態達到探勘之目的。

因電磁波源能量不大且在地下衰減快速，相較於利用震波為波源之反射震測，透地雷達可探測之深度很淺，一般僅為數公尺，但因使用高頻率電磁波，解析度大幅提升，可彌補震測之不足。透地雷達探測技術在淺層地質、環境污染、地下考古、地下管線、建築物結構等探查上，皆有很好的效果。

決定雷達波探測的最重要兩個因子就是物質的介電常數 K 與雷達波的衰減常數σ，介電常數為：

$$K = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}$$

ε：絕對介電係數

ε_0：自由空間的介電係數

電磁波在介質中傳送的速率為:

$$V = \frac{c}{\sqrt{K}}$$

c：光速

當電磁波自介質 A 向介質 B 入射，遇介質 A 與介質 B 之介面時，其反射係數 R（Reflection coefficient）為：

$$R = \frac{\sqrt{K_b} - \sqrt{K_a}}{\sqrt{K_a} + \sqrt{K_b}}$$

K_a：介質 A 的介電常數

K_b：介質 B 的介電常數

因此，當兩物質間的介電常數差值越大時，所顯示的反射面越明顯。

電磁波的探測深度除了天線頻率是一個重要的因子之外，介質的衰減常數亦決定了探測深度，衰減常數為：

$$\alpha = 1.69 \frac{\sigma}{\sqrt{K}}$$

σ ：物質的導電率，因此導電率越大的物質，電磁波衰減愈大，探測深度則愈淺。

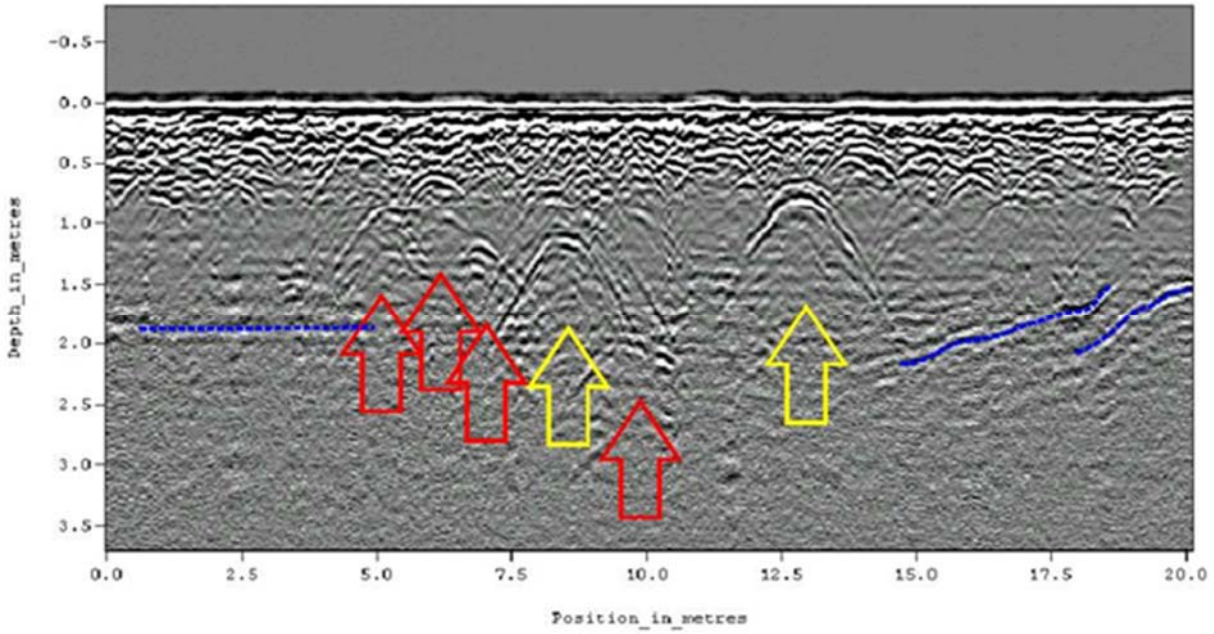


圖 2.2-1 利用透地雷達探測地下管線

2.2.2 儀器系統介紹

透地雷達探勘系統共可分四部份(如圖 2.2-2、圖 2.2-3)，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

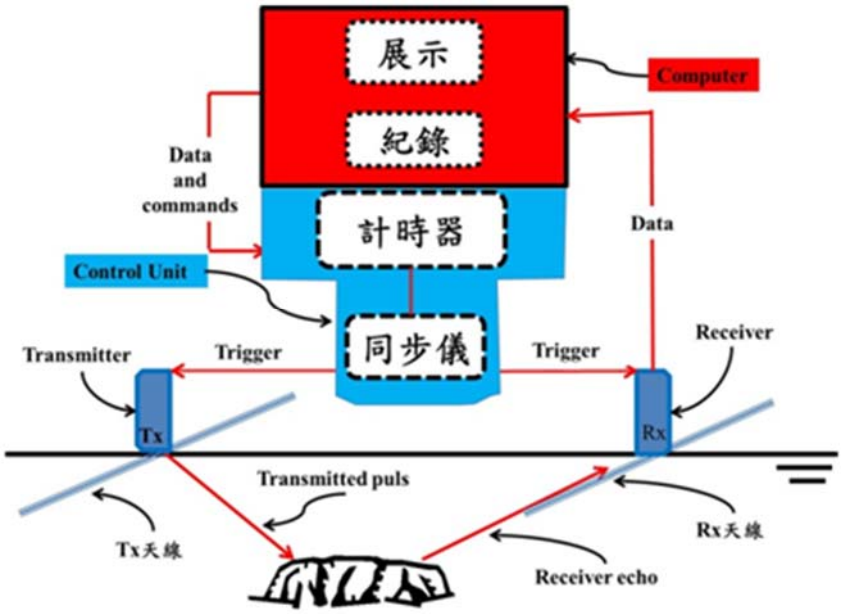


圖 2.2-2 透地雷達系統組成示意圖

圖 2.2-3 顯示透地雷達系統的發射天線與接收天線，由不同的同軸電纜連接至系統控制台，再以網路傳輸線與電腦相連，經由電腦下達指令使系統控制台發射天線發射電磁波，另一方面接收反射之電磁波並以數位化訊號，並將接收之訊號傳回電腦儲存。

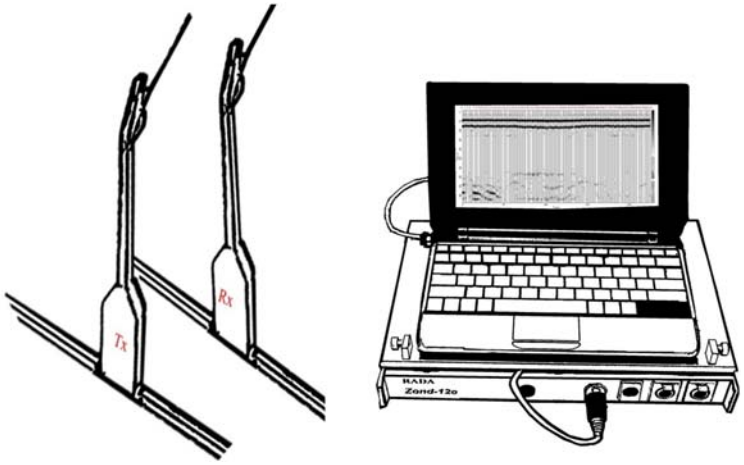


圖 2.2-3 透地雷達系統控制台與兩個獨立的天線

2.2.3 野外施測步驟

透地雷達現地施測步驟如下：

1. 電腦控制端以網路傳輸線相連控制台主機(Control Unit)傳輸訊號。
2. 控制台主機接連電源、發射天線(Transmitter)與接收天線(Receiver)。
3. 選擇天線的頻率，需要考量解析度與穿透深度。
4. 選擇取樣的間隔，配合所使用之天線頻率。
5. 選擇測點距離，考慮波長的長度。
6. 設計測線走向及方位，考量測線所呈現的地層或構造的最大變化，一般設計為垂直走向的方向。
7. 選擇天線排列方向，需要考慮所需要的解析度與訊號優劣度。

完成以上動作即可按下開始施測。

一般之透地雷達施測方式可以分為三種主要方式(如圖 2.2-4) (1)反射法(Reflection)，(2)共同中點法(Common Mid Point, CMP)，(3)透射法(Transillumumination)。

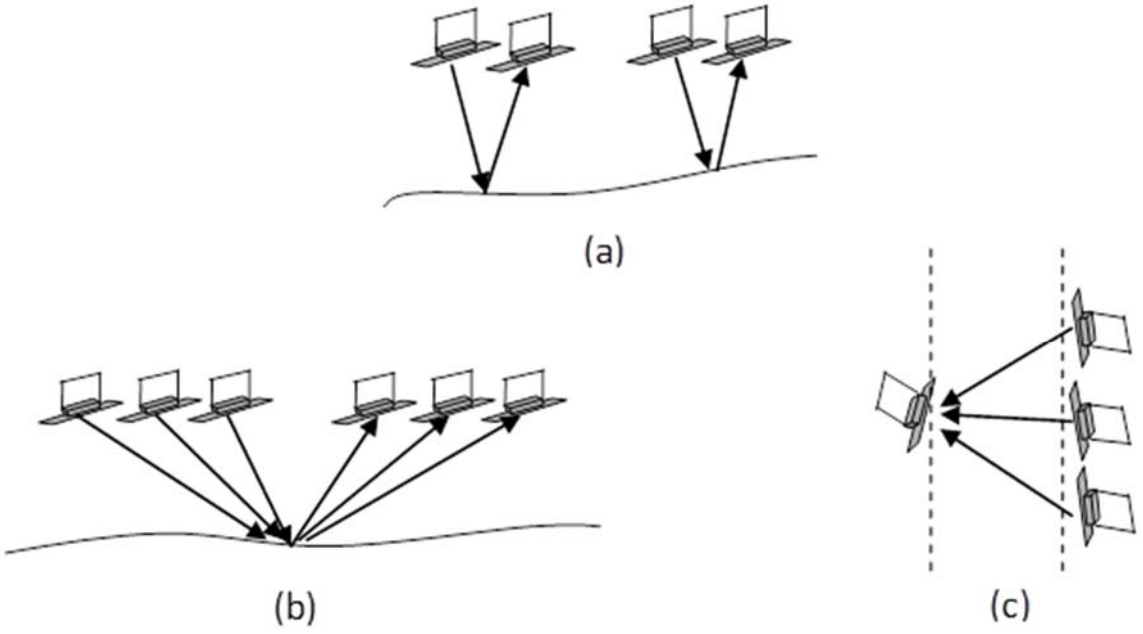


圖 2.2-4 透地雷達測勘方法天線排列方式(a)反射法(Reflection)，(b)共同中點法(Common Mid Point, CMP)，(c)透射法(Transillumumination)

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

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

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。式 a 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):

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

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 2.2.1 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 2.2-1 建議之適用天線頻率與探測深度參考表

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

由上表判斷，若欲以透地雷達之探測資料驗證地電阻之探測結果，透地雷達之有效探測深度應在 10~20 公尺以上，因此本研究選用 100MHz 天線進行一般探測(估計探測深度約 5~7 公尺)外，另採用低頻透地雷達(天線之發射設定頻率

38~75MHz)系統進行地下探測，以涵蓋 10~20 公尺深之地下探測範圍，並與地電阻資料進行驗證比對。

2.3 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較短，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，應用於工地或環境地質問題的淺部構造調查。由於探油的需求，反射震測法是地球物理方法中較為先進、發展較為完整的方法，曾為全世界找到大量的油藏，因此淺層反射震測法應亦擁有相當的實用潛能，縱使其價格比折射法稍高（約高 50%），但若應用得宜，它提供的資料是其他地物方法所難以比擬的。

目前淺層反射震測法已經可以解析到 20 公尺或更淺的的地層，最深也可達到地表下 1000 公尺以上，因探測目標較淺，頻率較高，此法被稱為「高解析度淺層反射震測法」（High resolution shallow reflection seismics）。與傳統探油工業之反射震測法比較，淺層反射震測法之尺寸要縮小 10 倍，價格則縮小 100 倍。

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 (圖 2.3-1)。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。

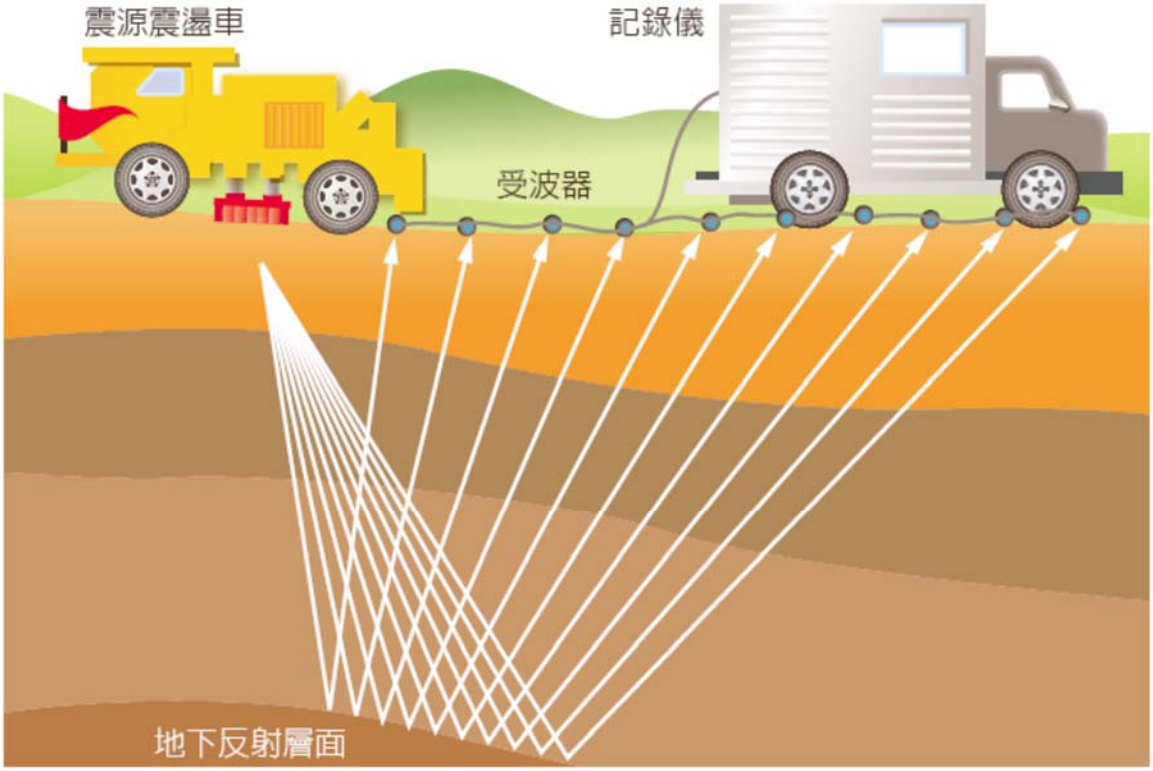


圖 2.3-1 反射震測示意圖

野外施測儀器

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

1. 震源：EWG-III 撞擊式震源 (圖 2.3-2)。本小組在野外常用的震源有撞擊式震源、炸藥、爆竹、榔頭等，依照不同的地質狀況選用不同類型的震源。本研究中使用的震源是 EWG-III 撞擊式震源，該彈簧式震源係以馬達抬高拉著橡皮彈簧之 250 公斤重鎚，以落體加彈簧張力撞擊置於地上之鐵板，產生震源能量。施測時，每震源點可撞擊多次累積能量，本

計畫每點都將累積至少 10 次以上。彈簧式震源器產生能量很大，操作方便，很適合大量之工作。



圖 2.3-2 EWG-III 撞擊式震源

2. 受波器：40Hz 受波器。地下地層就像是一個低通濾波器，震波在岩層中傳播時，高頻訊號會因衰減而失去，相對的低頻的雜波就強許多（地面波）。本研究所使用的受波器為 OYO 或 Mark 出產，其響應頻率為 40Hz 以上，可將低頻之地面波雜訊適度的衰減抑壓。

3. 震測儀：NZ 震測儀與 GEODE（24 波道分散記錄器）所組成的「分散式震測記錄系統」，本研究將採用 192 波道數。一部好的震測儀有下列幾項基本功能：a.較大的動態範圍，可提高訊號記錄的有效位數。b.前置低切濾波，在訊號被記錄下來之前，先將低頻的地面波雜訊壓抑。c.疊加功能，反射訊號相對於雜訊是相當微弱的，藉由疊加的功能，可

以提升反射訊號的能量。本研究採用的震測儀為 NZ 震測儀，該震測儀記憶體為 24 位元，可有效收錄微弱之反射震波信號。

4. 沿移開關：在施測時使用此裝置，可保持固定的測線展開，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。

雜波測試

當到達一新測區時，必須先做雜波測試（walkaway 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 (圖 2.3-3)。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。

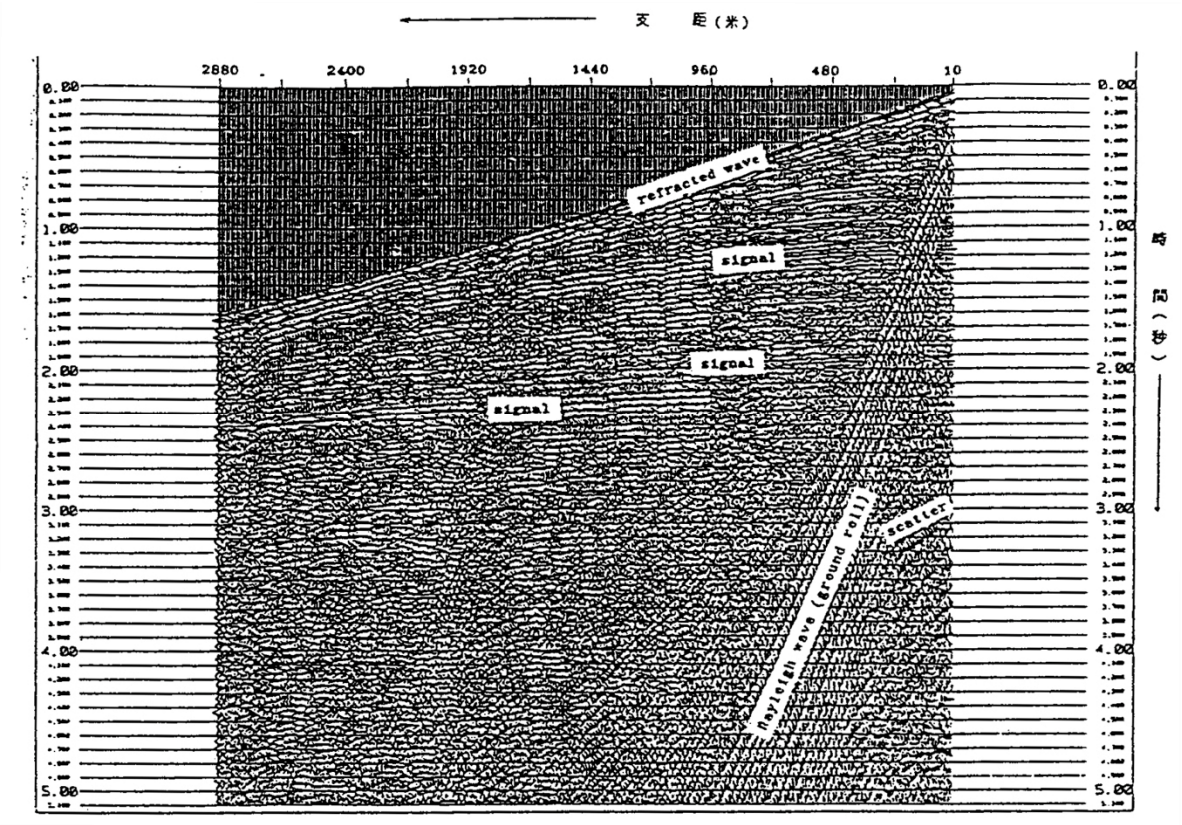


圖 2.3-3 雜波測試示意圖

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。由於能量較小的震源,地面波的振幅也相對較小,近站支距可以向內移動，因此要看極淺部資料時，選用小能量震源尤佳。

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，遠站支距亦不能遠至信號無法觸及之長度。

3. 測站間距（receiver interval）：即每一測站間之距離，決定剖面的水平解析度。在本次調查中，每一測站只安插單顆受波器。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（fold number）：重合數是指每一 CDP 點所能收集到的波線數，由波道數、震源間距、受波器間距決定。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 32 重合。

5. 取樣率（sampling rate）：取樣率決定資料解析度以及檔案的大小。根據奈奎斯特頻率(nyquist frequency)的公式，可以算出類比訊號經過數位採樣後，能夠還原的最高頻率。另外，根據菲涅爾帶(fresnel zone)的定義，震波能分辨的最小長度為波長的四分之一。由此可知取樣率越高，震測剖面的垂直解析度也會越高。

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。台灣的電力供應系統為 60Hz 交流電，在交流電來回震盪的過程中會產生電磁波。當受波器過於接近高壓電線時，內部敏感的線圈，會因電磁感應產生極強的單頻雜訊。

4. 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。因地下管線空洞會直接影響波的傳遞，使得訊號不佳。

5. 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。

夜間工作及施測要訣

本計畫之野外工作大部份將在夜間進行，以避開交通等人為雜訊。夜間施測成本較高，且對鄰近地區難免造成干擾，執行較為不易。本工作團隊已累積有十年以上之夜間工作經驗，應可勝任。在夜間施測時，應該要特別注意照明設備、時間控制及人員安全。

野外施測時，有幾項要訣：

1. 施測前先測試過所有的儀器，因受波器與纜線經多年使用必然會損耗，將有問題的儀器先行維修或汰換，能減少死線數目，並確保野外流程順暢。

2. 如有多年經驗的工作人員帶領野外團隊，對資料的收集會有很大的幫助。

3. 雜波測試是必要的，可以幫助調整施測參數。

4. 要選擇穩定良好的天氣施測，颳風下雨會產生許多擾動雜訊。若施測期間遭逢大雨，考量資料品質與儀器損耗，必須擇日施測。

5. 受波器需插牢於地表，以利收取信號。若地表堅硬，可使用手提電鑽於地面鑽一小孔，再以橡膠槌將受波器固定於地面，之後需以手輕轉受波器確認是否牢固。

6. 震源與受波器盡可能安排在有水分及較低的地表，以增加訊號的傳播與接收。

7. 訊號疊加的過程中，盡量避免雜訊過大的資料，不宜期望資料處理能完全提高資料品質。

8.

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 (圖 2.3-4)：

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分析原始資料，判斷反射波與雜訊特性的不同，利用各種方法將信號分離出來，並疊加出正確的地層影像。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。野外施測受限於真實地形與突發狀況，有時無法依原定計畫執行，所以處理資料前要詳閱野外施測日誌，再三核對。並且考慮測線是否過於彎折，做進一步的彎線處理。

2. 濾波次數不宜太多，一般約為三至四次，因為濾波也會對地層反射訊號產生一定的破壞，若雜訊與訊號無法完全分離，會考慮選用較輕微的濾波方式，確保目標訊號的存在。

3. 適時運用靜態修正，因地表多為低速風化層所覆蓋，使得反射訊號到達的時間有誤差，可利用折射波走時曲線為直線的特性，將訊號移至正確的時間。在完成最終剖面前，通常會要求重複殘餘靜態修正三到五次來強化反射層。

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。由於地層傾斜也會影響疊加的速度，所以反射震測分析出來的速度，不能直接代表地層的速度。

5. 在做移位時，必須考慮構造複雜度、地層最大傾角、水平速度變化與資料品質，選出最適當的移位方法。複雜的方法在構造簡單的區域，不一定會做得比簡單的方法好。另外複雜的移位方法需要大量的人力與電腦資源，使用簡單的方法可以省下許多時間成本。

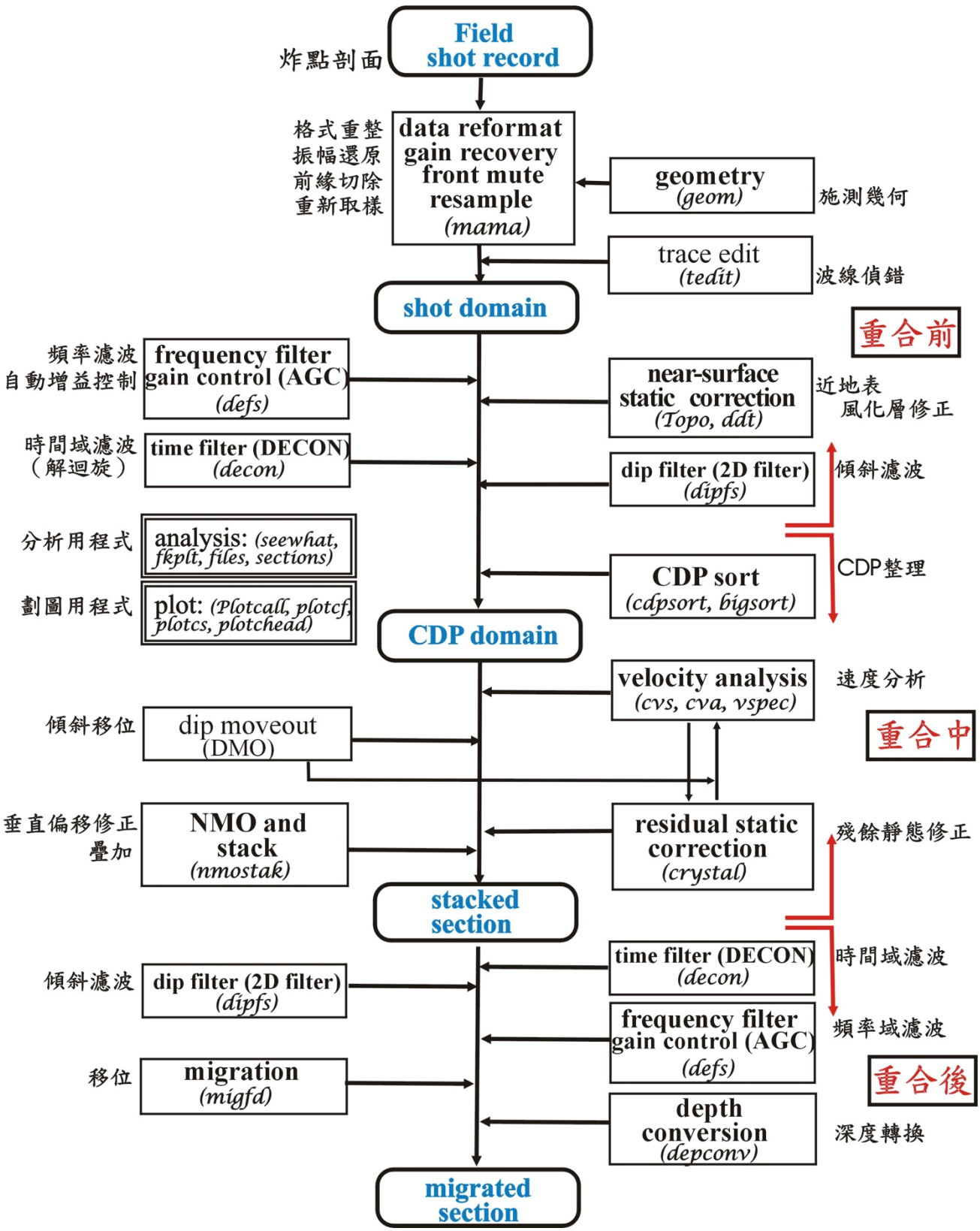


圖 2.3-4 CDP 反射震測資料處理流程圖

資料解釋

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

第三章　三義斷層

3.1 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)。

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台地堆積層覆蓋，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(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。台地面上廣佈紅土礫石堆積，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。

地質

1. 區域地層

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 3.1-1 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 3.1-1 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）

2. 區域地質構造

大安溪以北三義斷層的上盤為中新世晚期的東坑層，相當北部南莊層的下部。下盤為更新世的頭嵙山層、更新世晚期或全新世的紅土堆台地堆積層，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頁岩研判三義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。因之在原大甲溪旁李錦發所繪之三義斷層，其改稱為后里斷層以與三義斷層作區別。

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。

總結與評估

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，三義斷層為尾端疊瓦扇(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 三義斷層地電阻調查工作

三義斷層(Meng, 1963)測區，經過人口與住宅稠密之台中豐原與潭子地區(圖 3.2-1)，根據過去中央地質調查所的鑽井紀錄(中央地質調查所，2014)，本區在三義斷層西側，地下約 60 公尺範圍內均為礫石地層與礫石沖積層，而在斷層線右側，近地表約 6-15 公尺深範圍內，分布有一層礫石沖積層，而於沖積層之下則為桂竹林的砂岩層，因此地電阻測線於此區的設計，可以最大測深 30-40 公尺為目標，即能涵蓋砂岩層礫石地層之交界深度，單一地電阻陣列長度設計在 120-150 公尺左右，如此則可以利用此一人口稠密地區內，為數不多且零散的水田與旱田進行地電阻影像探勘。預計將以兩米電極間距，進行至少 120 公尺長之地電阻施測。與經過初步篩選後，大致可以在此區域進行四條東西向的跨越斷層線之地電阻控制線施測，每條控制線由 3-4 條 120-150 公尺長度之地電阻夾擠測線組成，測線總長度在 1400 公尺以上，預計可增加 4 對(個)斷層線控制點(圖 2.1-6)。

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，藉以了解上盤(桂竹林層)，與下盤(頭嵙山礫石層與全新世沖積礫石層)之電性差異對比。

(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，繪出斷層線跡可能分布與通過位置。

地電阻試測與剖面或鑽井資料比對分析

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，SY23 直接位於鄰接大甲溪的河階地上，而 SY25 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 SY23 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 3.2-1 大甲溪南北岸三義斷層露頭與地電阻測線之位置分布

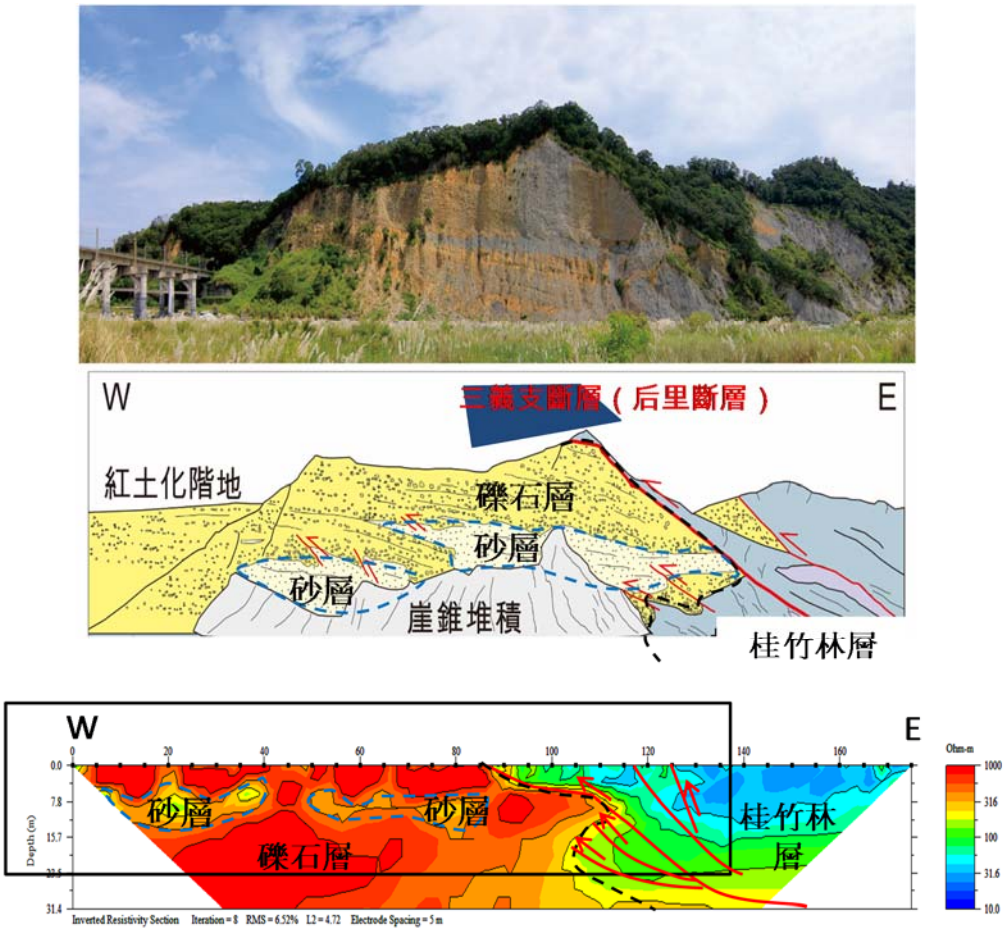


圖 3.2-2 大甲溪北岸三義斷層露頭解釋與南岸之地電阻測線 SY23 之比對，黑框顯示照片中露頭的大致相對涵蓋範圍(視線向北)

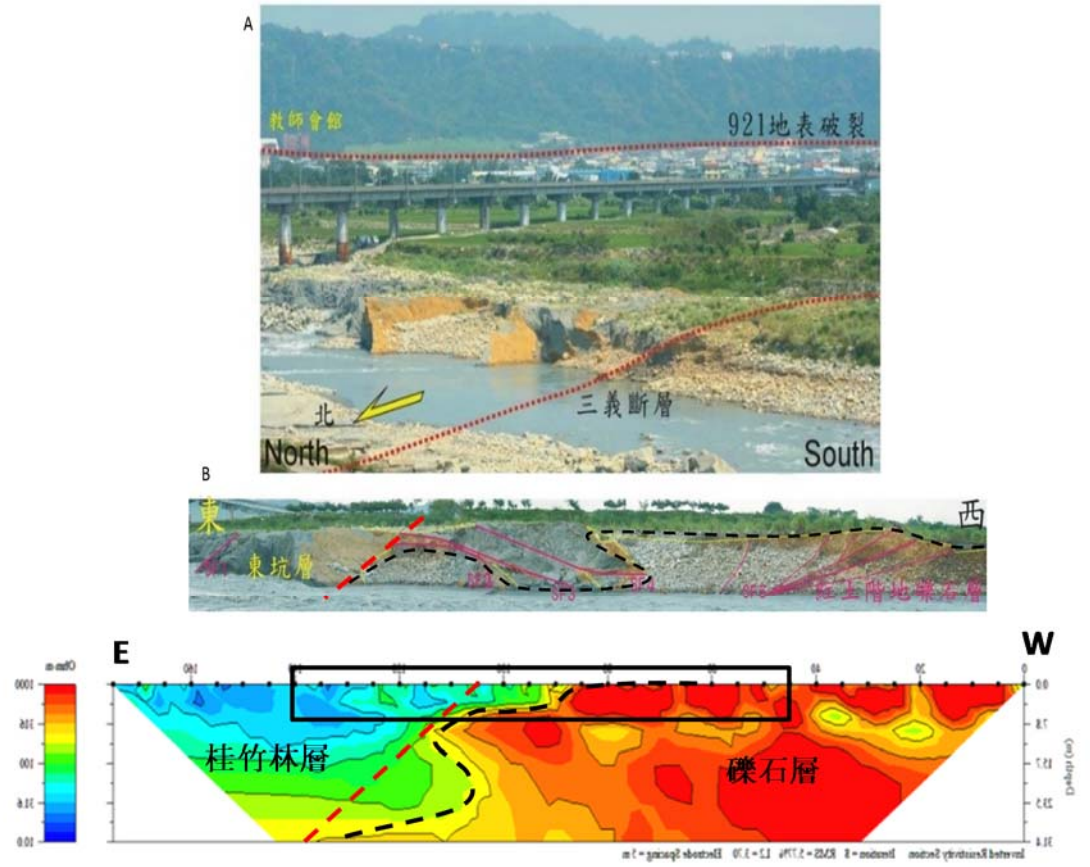


圖 3.2-3 大甲溪南岸三義斷層露頭解釋與南岸之地電阻測線 SY23 之比對，黑框顯示照片中露頭的大致相對涵蓋範圍(視線向南)

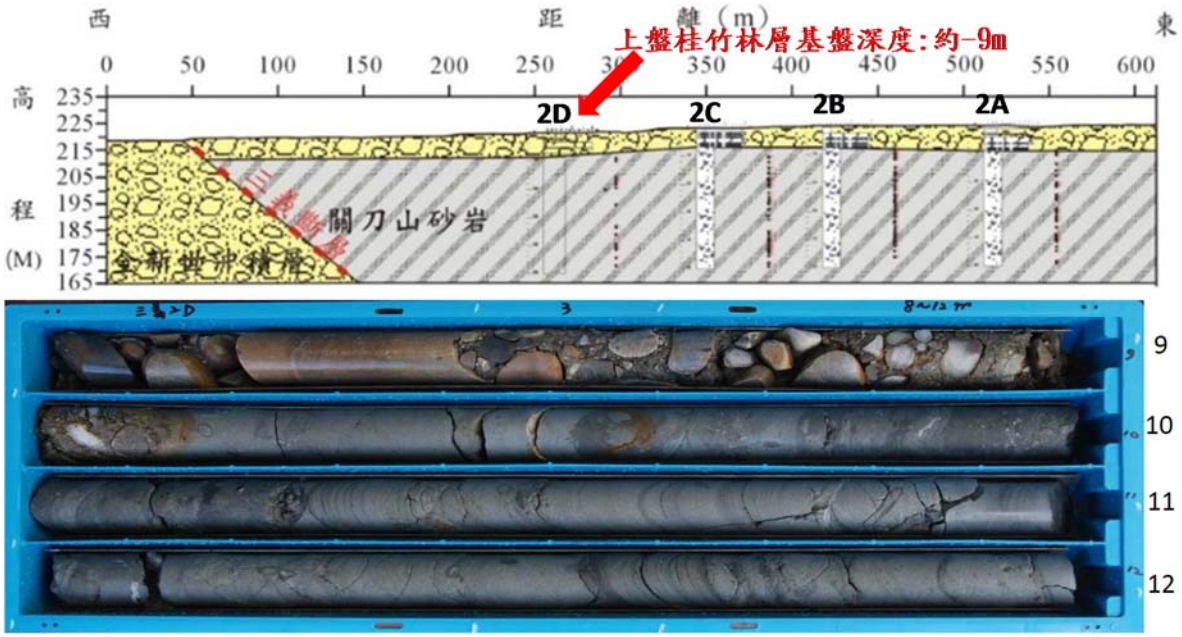


圖 3.2-4 豐原北側區域三義斷層上盤地質鑽井岩芯解釋

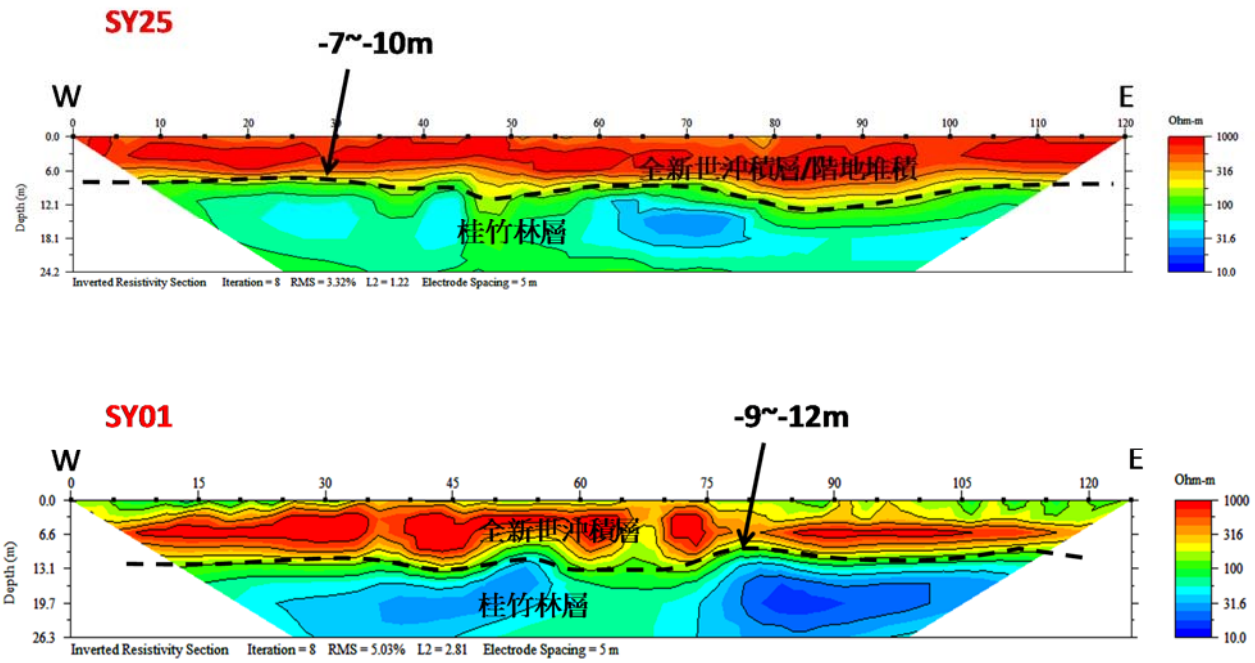


圖 3.2-5 豐原北側區域三義斷層上盤地電阻判斷解釋

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。

(二) 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。

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，分別為為於豐原市區北側的 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。各個子測區的施測分析結果則分別詳述於後:

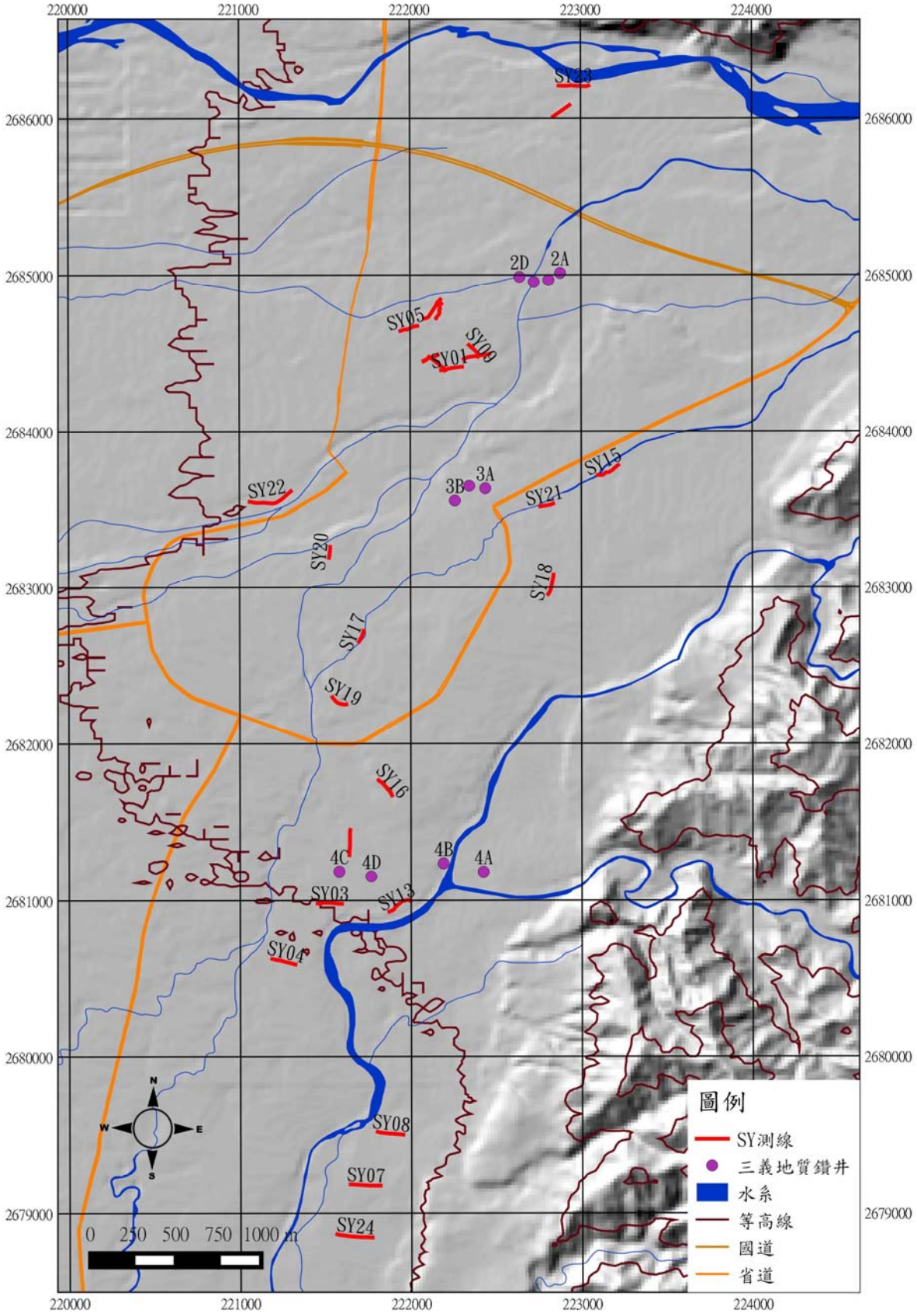


圖 3.2-6 三義斷層測區內之地質鑽孔(圓圈符號)及測線(紅色線段)分布

表 3.2-1 三義斷層帶地電阻測線位置、長度及上下盤/斷層帶分析判斷結果

測線編號	位置	長度(公尺)	上盤/下盤/斷層帶
SY01	豐原大道六段北側與三豐路 266 巷 125 弄交叉口西側農地	125	上盤
SY02	豐原大道六段北側與三豐路 266 巷 126 弄交叉口西側農地	155	斷層帶
SY03	豐原大道二段南側，豐南街 26 巷西側農地	145	下盤
SY04	豐南街 240 巷東側與旱溪西路間農地	140	下盤
SY05	三豐路 566 巷與 566 巷 143 弄交叉口北側農地	105	下盤
SY06	緊鄰三豐路 566 巷 143 弄東側農地	160	下盤
SY07	仁愛路一段，新田營區南側	175	斷層帶
SY08	豐興路二段與旱溪東路間之新田靶場	150	下盤
SY09	豐原大道六段北側與三豐路 266 巷 126 弄交叉口東側農地	95	斷層帶
SY10	豐原大道六段北側與三豐路 266 巷 126 弄交叉口西側農地	125	斷層帶
SY11	豐原大道六段北側與三豐路 486 巷 130 弄交叉口西北側農地	90	下盤
SY12	三豐路 566 巷 143 弄東側農地	105	下盤
SY13	田心路二段、旱溪西路、田心路二段 374 巷間三角農地	155	下盤
SY14	豐原大道二段豐田國小內	160	下盤
SY15	豐原大道五段與內山公路交叉口西南側	140	下盤
SY16	保康路與永康路交叉口西北側空地	125	上盤
SY17	豐原南陽國小旁空地	69	下盤
SY18	三陽運動公園內	130	上盤
SY19	豐原陽明市政中心旁公園	100	下盤
SY20	豐原國小內	72	下盤
SY21	豐原慈濟公園內	75	上盤
SY22	豐原葫蘆墩公園內	270	下盤
SY23	大甲溪南岸河階地	175	斷層帶
SY24	豐興路二段，新田營區南側	205	斷層帶
SY25	大甲溪南側農地	120	上盤

總長度		3366	

1. A 測區地電阻施測分析結果

A 區域測線包括 SY01、SY02、SY05、SY06、SY09、SY10、SY11、SY12、SY15、SY21、SY22、SY23、SY25 等 13 條測線，測線分布主要集中於豐原市區北側至大甲溪南岸之間的農地或公園空地中(圖 3.2-7、圖 3.2-8)。

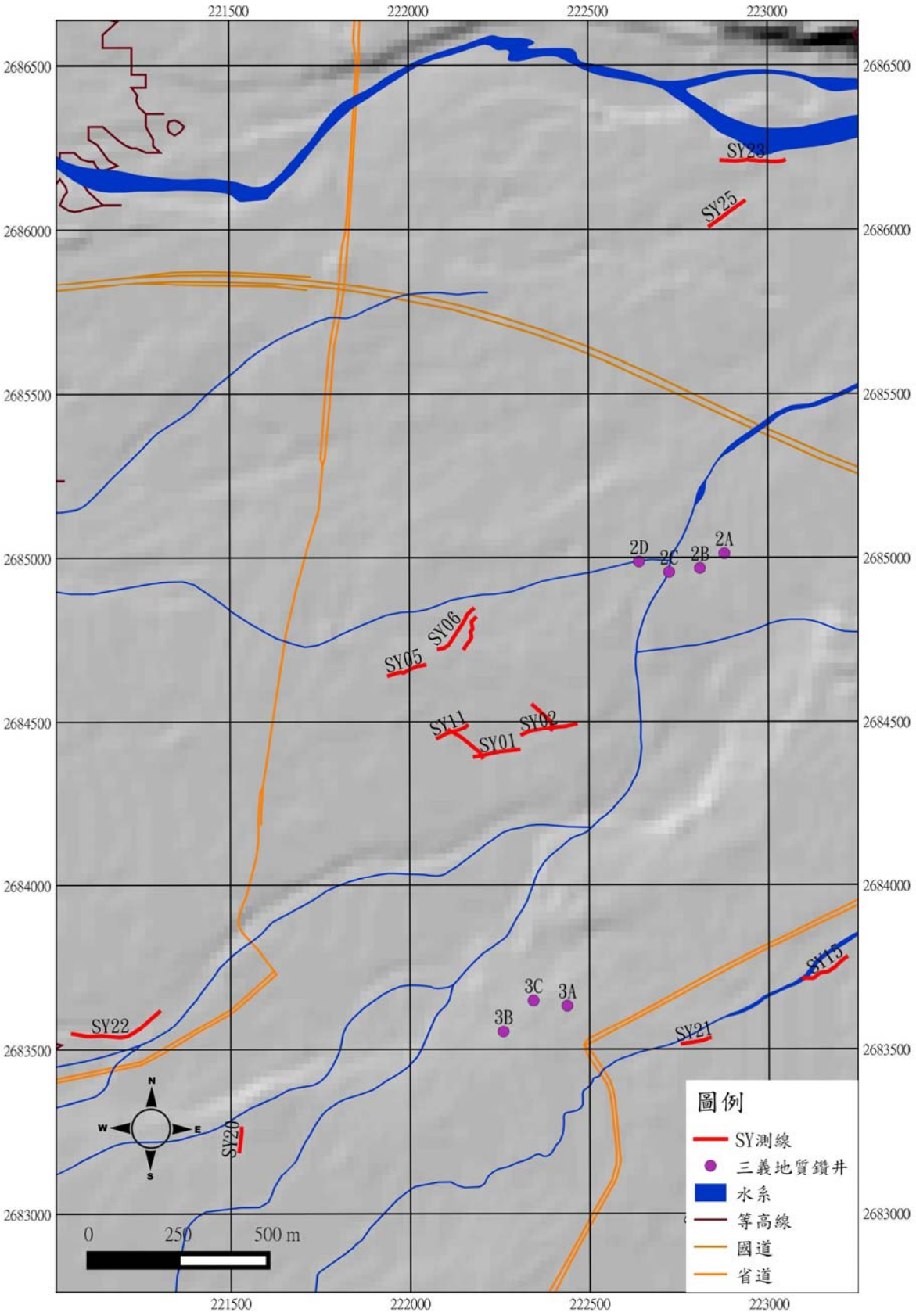


圖 3.2-7 三義斷層 A 測區地電阻測線分布

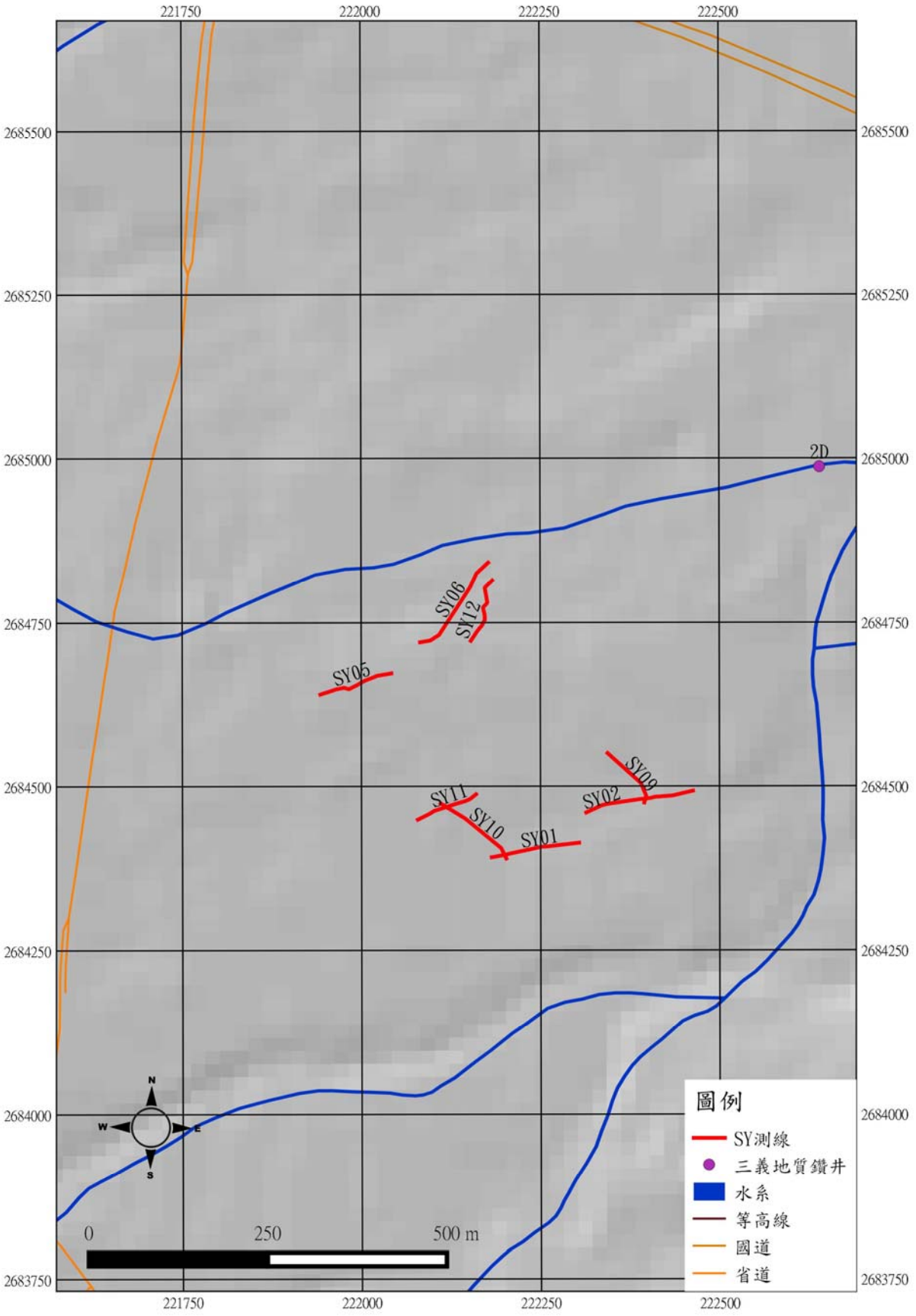


圖 3.2-8 三義斷層 A 測區地電阻測線分布之放大圖

測線 SY01 位於豐原大道六段與三豐路 266 巷 125 弄交叉口西側農地(圖 3.2-7)，測線長度為 125 公尺，測線之方位大致為東西向。圖 3.2-9 為地電阻測線 SY01 之反演算結果，測線呈現接近地表為較高電阻率(大於 300 Ohm-m)，深處為較低電阻率(<100 Ohm-m)之電性地層分布，在深度約 10 公尺左右，電阻率存在有一由高轉低急劇變化的界線，比對附近之地質鑽孔紀錄，此一由高急轉低之邊界，約與附近地質鑽孔記錄中，地層中的桂竹林泥質砂頁岩層，與上覆全新世沖積層之交界面大致相當。因此我們研判測線 SY01 位於三義斷層之上盤。

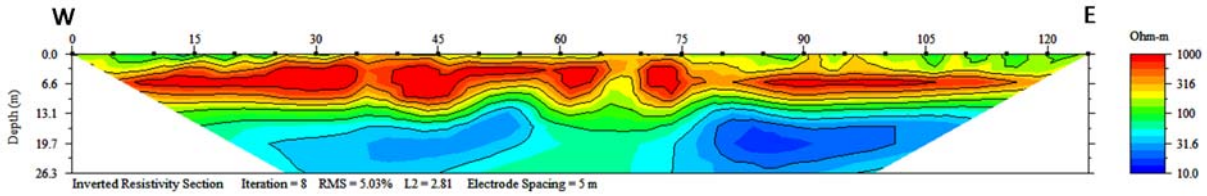


圖 3.2-9 SY01 測線地電阻反演算剖面圖

測線 SY02 位於豐原大道六段與三豐路 266 巷 125 弄交叉口東側農地(圖 3.2-7)，測線起點位於 SY01 測線終點東北方約 45 公尺處，SY02 測線長度為 140 公尺，測線之方位亦與 SY01 一樣大致為東西向。圖 3.2-10 則為地電阻測線 SY02 之反演算結果，測線左側約 50 公尺呈現與 SY01 測線一樣，接近地表為較高電阻率(大於 300 Ohm-m)，深處為較低電阻率(小於 100 Ohm-m)之電性地層分布，在深度約 6-7 公尺左右，電阻率存在有一由高轉低急劇變化的界線。而測線中段在約 50 公尺到測線終端 145 公尺處，則變成在深部為高於電阻率 300 Ohm-m 的電性地層，與本區過去之地電阻施測結果比對，此一高電阻率地層研判為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成。因此我們研判測線 SY01 左側位於三義斷層之上盤，深度 6-7 公尺以下呈現桂竹林層的低電阻，而右側 50 公尺以後，則又進入三義斷層之下盤。

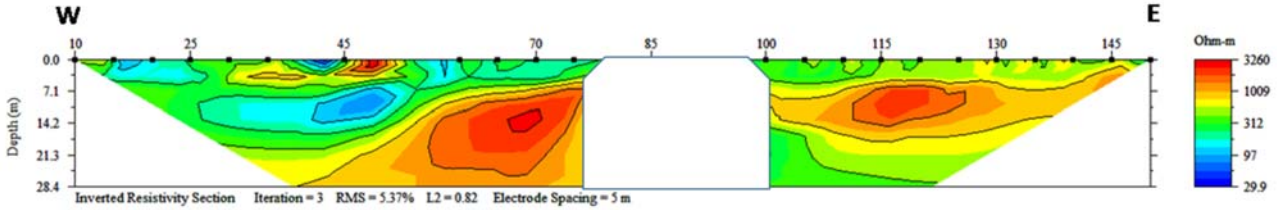


圖 3.2-10 SY02 測線地電阻反演算剖面圖

SY05 測線，位於三豐路 566 巷與 566 巷 143 弄交叉口北側農地(圖 3.2-7)，測線總長度 100 公尺，位於 SY11 測線西北側約 300 公尺處，以及中央地質調查

所(2014)三義 2D 鑽井位置西南方約 650 公尺處。圖 3.2-11 為地電阻測線 SY05 之反演算剖面影像。SY05 測線由地表以下均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層分布。因此根據 SY02、SY03、SY04 等地電阻施測之結果，我們研判此一相當高電阻率地層為主要以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成之地層。因此我們研判測線 SY05 位置應該位於三義斷層之下盤。

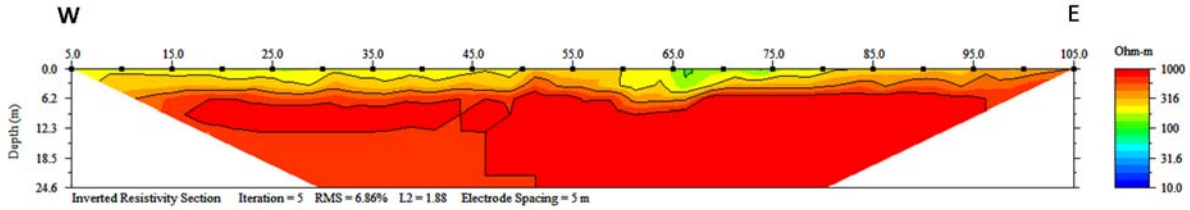


圖 3.2-11 SY05 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-12 為地電阻測線 SY06 之反演算剖面影像。SY06 測線，位於緊鄰三豐路 566 巷 143 弄東側農地(圖 3.2-7)，測線總長度 160 公尺，位於 SY05 測線東北側約 60 公尺處，以及中央地質調查所(2014)三義 2D 鑽井位置西南西方約 450 公尺處。SY06 測線由地表以下亦和 SY05 相似，均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層組成(圖 3.2-11)。因此根據 SY05 等地電阻施測之結果，我們研判此一相當高電阻率地層仍為主要以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成之地層。因此我們研判 SY06 測線位置應該也同樣位於三義斷層之下盤。

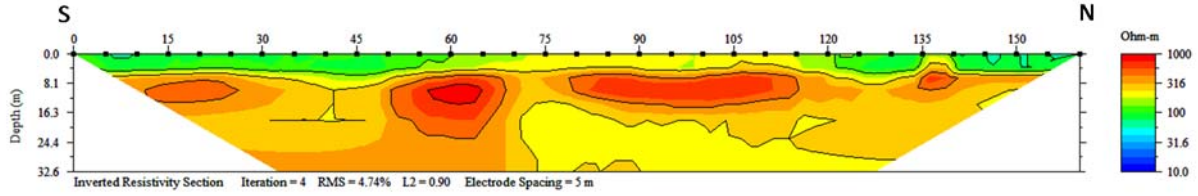


圖 3.2-12 SY06 測線地電阻反演算剖面圖

SY09 測線，位於豐原大道六段北側與三豐路 266 巷 126 弄交叉口東側農地(圖 3.2-7)，測線總長度 95 公尺，測線為西北-東南向，與 SY02 測線約略垂直交叉於測線起點約 10 公尺處，此一測線交點亦位於 SY02 測線上距起點 85 公尺處。圖 3.2-13 為地電阻測線 SY09 之反演算剖面影像。SY09 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，顯示此一部分應為桂竹林層分布之上盤。而在距西側測線起點 30-95 公尺的測線剖面，由地表以下均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層分布。因此我們研判此一相當高電阻率地層為主要以更新世礫石層與

全新世礫石沖積層為主要組成之地層。高電阻率礫石層與低電阻率桂竹林層岩盤，以岩盤逆衝至礫石層方式接觸(圖 3.2-13 中虛線)，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 SY09 位置應該直接位於三義斷層帶之上。

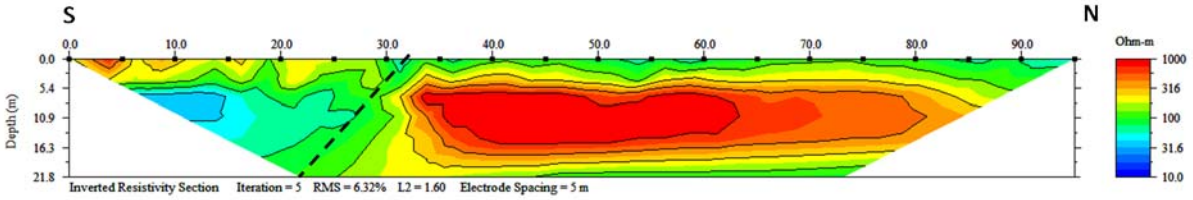


圖 3.2-13 SY09 測線地電阻反演算剖面圖

SY10 測線，測線總長度 125 公尺，與 SY01 同位於豐原大道六段西側與三豐路 266 巷 126 弄交叉口東側農地(圖 3.2-7)，測線約略呈西北-東南向，與 SY01 測線垂直交叉於測線起點約 5 公尺處，交點則位於 SY01 測線上距西側起點 20 公尺處。SY10 的反演算影像(圖 3.2-14)顯示，測線西側 15 公尺地表下約 5 公尺深以下，存在有電阻率低於 100 Ohm-m 的低電阻率地層，顯示此一部分可能應為桂竹林層分布之上盤。而在距測線起點 15-125 公尺的反演算剖面，由地表以下均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層分布。因此我們研判此一相當高電阻率地層為主要以礫石層為主要組成之地層。高電阻率礫石層與低電阻率桂竹林層岩盤接觸面大致向南傾沒。由於直接觀察到兩者的接觸帶，因此我們研判測線 SY10 南側約 10-15 公尺處位置，應該直接位於三義斷層帶之上。

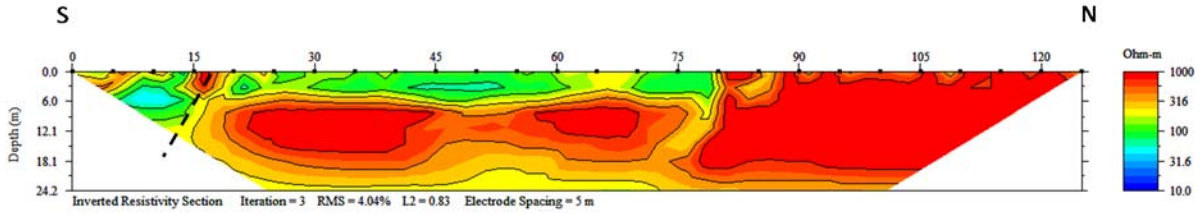


圖 3.2-14 SY10 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-15 為地電阻測線 SY11 之反演算剖面影像。SY11 測線，位於豐原大道六段北側與三豐路 486 巷 130 弄交叉口西北側農地(圖 3.2-7)，測線長度因場地限制較短，僅 90 公尺，位於 SY01 測線西北側約 100 公尺處，SY05 測線的東南側約 250 公尺處，測線方位略成東北-西南向。SY11 測線由地表以下與 SY05 相似，均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層組成。因此根據 SY05 等地電阻施測之結果，我們研判此一相當高電阻率地層仍為主要以更新世礫石層與全新

世礫石沖積層為主要組成之地層。因此我們研判 SY06 測線位置應該也位於三義斷層之上盤。

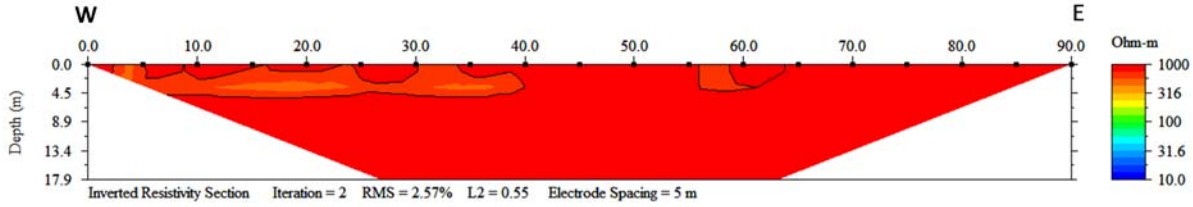


圖 3.2-15 SY11 測線地電阻反演算剖面圖

SY12 測線，位於三豐路 566 巷 143 弄東側農地，SY06 測線東側約 30 公尺處，測線長度 105 公尺，測線方位與 SY06 約略平行呈東北-西南向。由於 SY06 測線過於靠近道路，可能受到相關人工構造物干擾，為相互印證 SY06 測線施測結果，我們特別選擇 SY12 此處進行重複施測。圖 3.2-16 為地電阻測線 SY12 之反演算剖面影像。SY12 測線由地表以下與 SY05、SY06 反演算地電阻剖面均十分相似，均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層組成。因此根據 SY05、SY06 等地電阻施測之結果，我們研判此一相當高電阻率地層仍為主要以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成之地層。因此我們研判 SY12 測線位置應該也位於三義斷層之下盤。

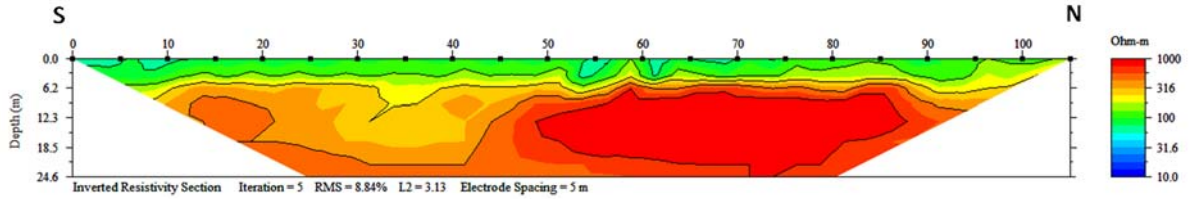


圖 3.2-16 SY12 測線地電阻反演算剖面圖

SY15 測線，測線總長度 125 公尺，位於豐原大道五段與台 3 號省道豐勢路交叉口西南側農地，測線約略呈東西向，測線長度 140 公尺，測深約為 28 公尺。SY15 的反演算影像(圖 3.2-17)顯示，測深範圍內均為高阻的電性反應，電阻率均高於 200 Ohm-m，此一測線位於三義地質鑽井 3A、3B、3C 的東側 600 多公尺處，根據岩芯資料應已位於斷層之上盤桂竹林層區域，預期應會於剖面深度約十公尺深左右，會由高於 200 Ohm-m 的礫石沖積層的電性反應，轉變為低於 100 Ohm-m 的較低電阻率之桂竹林砂頁岩層反應。然而施測結果與附近鑽井資料之推測有相當之不一致。我們稍後會於本章節結論中，探討為何 SY15 測線有較預測不同的施測結果。

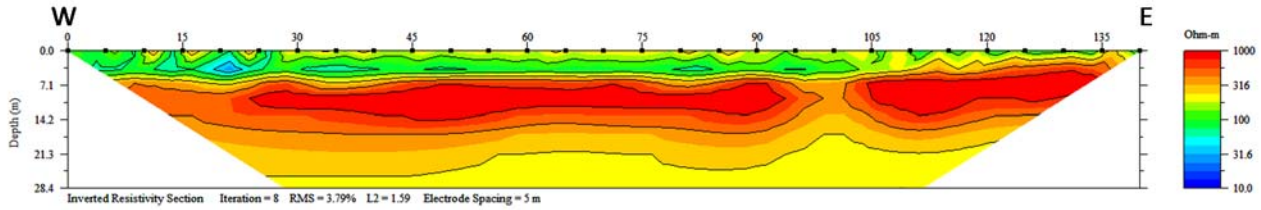


圖 3.2-17 SY15 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-18 為地電阻測線 SY21 之反演算剖面影像。SY21 測線，位於豐東路與豐勢路交叉口南側的慈濟公園內，測線長度因場地限制較短，僅 75 公尺，有效測深約為 15 公尺。此測線位於三義地質鑽孔 3A 之東南方約 300 公尺處，根據鑽井資料，應位於三義斷層上盤，約在地面下 6-10 公尺可以接觸到在礫石沖積層下之桂竹林砂頁岩層。SY21 測線的反演算結果呈現約在地表下 4-10 公尺深為高電阻率的礫石沖積層電性反應。而約在 9-10 公尺深處，電阻率快速降至 100 Ohm-m 以下，應為桂竹林層之較低電阻率電性反應，而此一界面(圖 3.2-18 中之黑色虛線)，約向東逐漸變深至 12-15 公尺深。由於 SY21 測線呈現了桂竹林層的電性反應，因此我們判斷 SY21 測線位置應位於三義斷層之上盤。

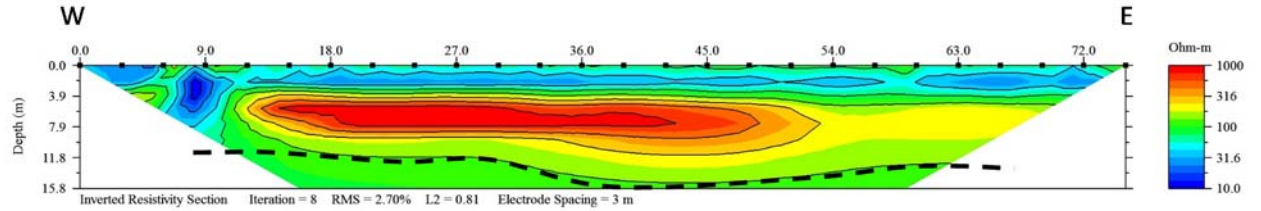


圖 3.2-18 SY21 測線地電阻反演算剖面圖

SY22 測線總長度為 270 公尺，位於圓環北路二段豐原公園內，測線方位略呈東北-西南向。圖 3.2-19 為地電阻測線 SY22 之反演算剖面影像。SY22 測線由地表以下與 SY05、SY06、SY12 反演算地電阻剖面均十分相似，均為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層組成。因此根據我們先前建立的判釋標準，我們研判此一相當高電阻率地層仍為主要以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成之地層。因此我們研判 SY22 測線位置應該位於三義斷層之下盤。

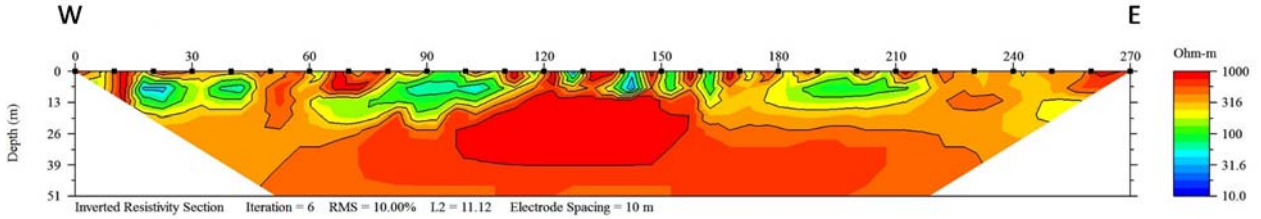


圖 3.2-19 SY22 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-20 為地電阻測線 SY25 之反演算剖面影像。SY25 測線位於大甲溪南側的農地中，測線長度 120 公尺，有效測深約為 23 公尺。此測線位於 SY23 測線之西南方約 160 公尺處。SY25 測線的反演算結果呈現約在地表下 0-7 公尺深為高電阻率的礫石沖積層電性反應。而約在 7-11 公尺深處，電阻率快速降至 100 Ohm-m 以下，應為桂竹林層之較低電阻率電性反應 (圖 3.2-20 之黑色虛線以下)。由於 SY25 測線呈現了桂竹林層的電性反應，因此我們判斷 SY25 測線位置應位於三義斷層之上盤。而斷層跡應在 SY25 測線西方通過。

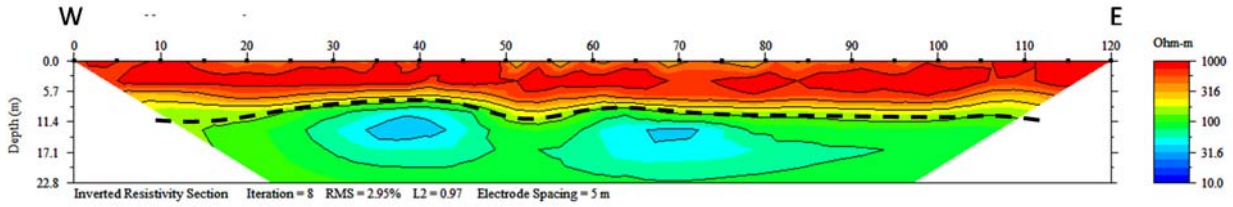


圖 3.2-20 SY25 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-21 地電阻測線 SY18 之反演算剖面影像。SY18 測線位於豐原市三陽運動公園中，測線長度 130 公尺，有效測深約為 23 公尺。SY18 測線的反演算結果呈現約在地表下 5-20 公尺深為高電阻率的礫石沖積層電性反應。而約在 20 公尺深處以下，電阻率降至低於 100 Ohm-m 以下，應為桂竹林層之較低電阻率電性反應 (圖 3.2-21 中之黑色虛線以下)。由於 SY18 測線在 20 公尺深以下呈現了桂竹林層的電性反應，因此我們判斷 SY18 測線位置應位於三義斷層之上盤。而斷層跡應在 SY18 測線西方通過。

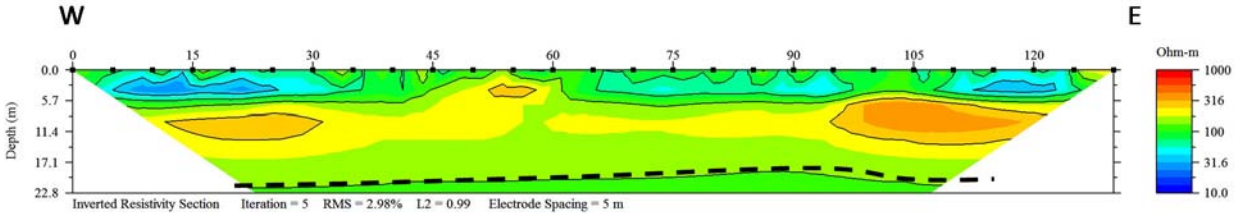


圖 3.2-21 SY18 測線地電阻反演算剖面圖

2. B 測區地電阻施測分析結果

B 測區主要包含位於豐原市區一帶之地電阻測線，由於市區內建築物密集，地面下管線遍布。往往對地電阻施測結果造成干擾，因此只能利用為數不多的國中小操場與公園進行施測，但因場地空間受限，部分測線較短，測深也較小。但由過去鑽井資料顯示，本區上盤的桂竹林層在六到十數公尺深即已出露，因此測

線長度 70 公尺以上，應已能涵蓋所需探測需求。本區測線包括 SY22、SY21、SY20、SY18、SY17、SY19、SY16、SY14、SY03、SY13 等 10 條測線，測線的分布位置詳見圖 3.2-22。由於 SY22 與 SY21 測線也涵蓋於 A 區中，因此其施測結果，此處不再贅述。

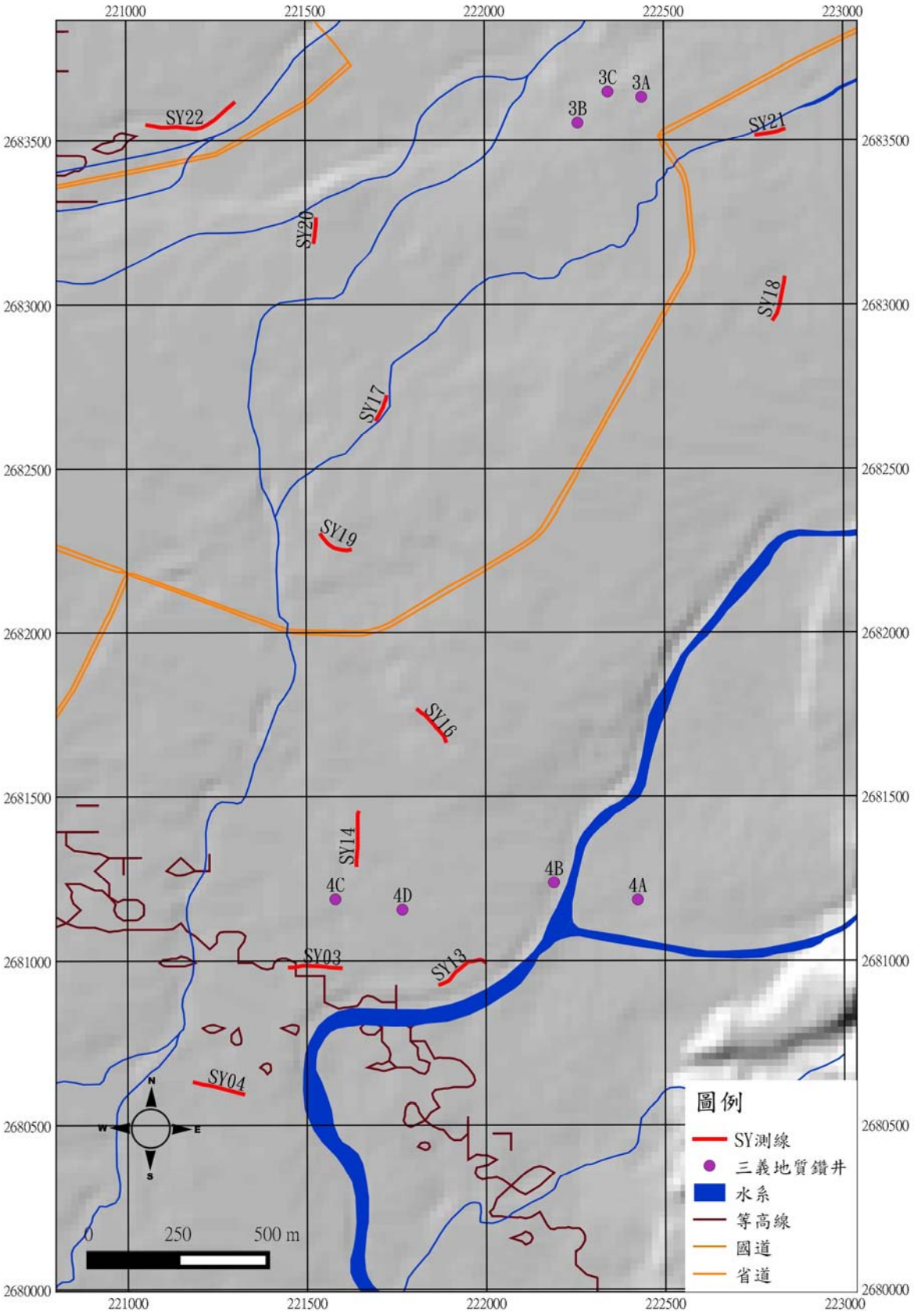


圖 3.2-22 三義斷層 B 測區地電阻測線分布與地質鑽孔位置

圖 3.2-23 為地電阻測線 SY20 之反演算剖面影像。SY20 測線位於豐原市火車站西北方豐原國小內，測線長度 72 公尺。由於測線起點附近存在人工構造物干擾，因此反演算過程中，我們移除了起點電極，反演算測線長度為 69 公尺。SY20 測線的反演算結果呈現約在地表下 10 公尺內主要均為高電阻率的礫石沖積層電性反應。雖然有效測深較淺，但由附近三義地質鑽孔 3A、3B、以及 3C 判斷，若為上盤，桂竹林砂頁岩層應出露於地表下 6-9 公尺深，由於 SY20 測線在測深範圍內均未呈現有桂竹林層的電性反應，因此我們判斷 SY25 測線位置應位於三義斷層之下盤。而斷層跡應在 SY20 測線東方通過。

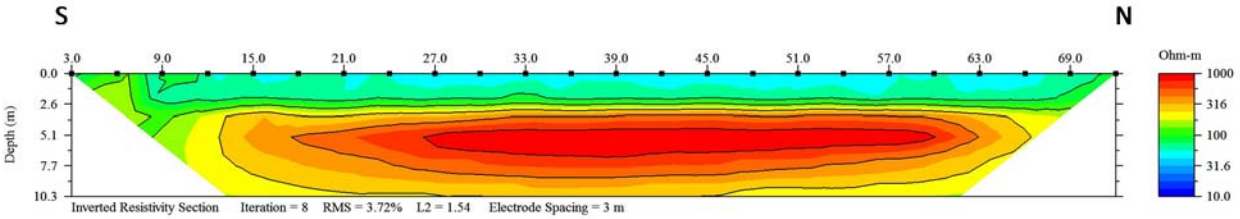


圖 3.2-23 SY20 測線地電阻反演算剖面圖

測線 SY17 位於豐原市南陽國小西側臨近鐵道旁之空地，測線方位約呈東北-西南方向。圖 3.2-24 為地電阻測線 SY17 之反演算結果，接近地表深度約 6 公尺以內為較低電阻率的電性地層(小於 100 Ohm-m)，大於 4 公尺深度以下，研判為表層的土壤層，而土壤層之下地層很快變成為較高電阻率(大於 100 Ohm-m)之電性地層分布。根據過去附近區域地電阻施測之結果與鑽井資料所得到的研判標準，我們研判高電阻率地層為以礫石沖積層為主要組成。因此我們研判測線 SY17 位於三義斷層之下盤。

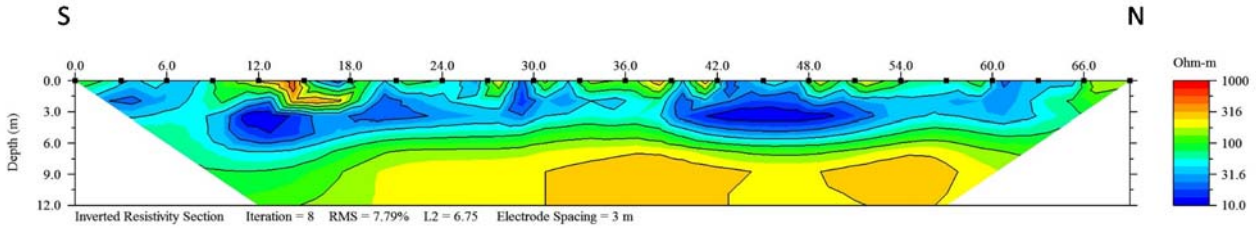


圖 3.2-24 SY17 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-25 為地電阻測線 SY19 之反演算結果，測線 SY19 位於南陽市政中心南側的公園空地上，測線長度 100 公尺，大約呈東西方向分布。由於鄰近大型建築，此測線之雜訊較多，但整體而言，接近地表深度約 4 公尺以內為較低電阻率的電性地層(小於 100 Ohm-m)，大於 4 公尺深度以下，地層則全為較高電阻率(高

於 100 Ohm-m)之電性地層分布。根據先前所建立之上下盤電性判釋標準，我們研判測線 SY19 位於三義斷層之下盤。

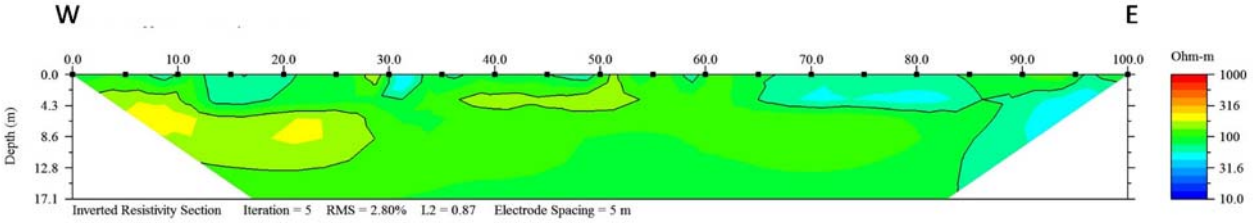


圖 3.2-25 SY19 測線地電阻反演算剖面圖

SY16 測線位於保康路與永康路交叉口西北側空地，測線長度 125 公尺，方位略呈西北-東南向。測線施測位置位於 SY14 測線東北側約 340 公尺處。圖 3.2-26 為地電阻測線 SY16 之反演算結果，由反演算結果來判斷，距地表深度 19 公尺以內，存在較高電阻率的電性地層，電阻率大於 200 Ohm-m。然而在 19 公尺以下，電阻率迅速降低至 100 Ohm-m 以下，根據先前於豐原北側進行之地電阻施測結果顯示，屬於上盤之桂竹林層電性反應為低電阻，而礫石層之反應則為高電阻率，一般高於 200 Ohm-m。因此我們研判 SY16 測線深處的低電阻率地層為以桂竹林層為主要組成之岩盤。因此我們研判測線 SY16 位置應位於三義斷層之上盤。

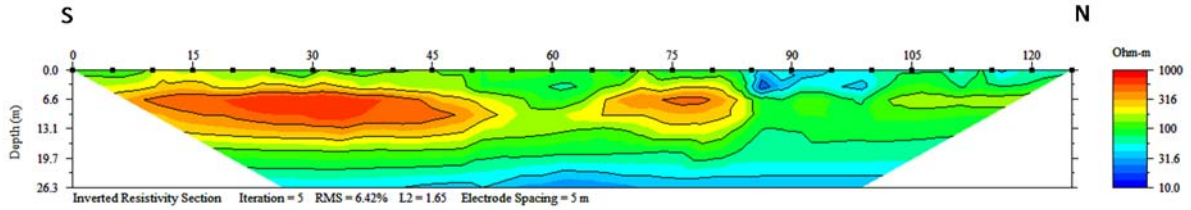


圖 3.2-26 SY16 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-27 為地電阻測線 SY14 之反演算結果，SY14 測線位於豐原大道二段豐田國小內，測線長度 160 公尺，方位呈南北向。測線施測位置位於中央地質調查所(2014)三義 4C 鑽孔東北方約 125 公尺處，三義 4D 鑽孔西北側約 170 公尺處。由反演算結果來判斷，距地表深度 8 公尺以下，存在較高電阻率的電性地層，電阻率大於 200 Ohm-m。與前述 SY03、SY04 測線的剖面相似，根據 4C、4D 鑽井資料印證，我們研判高電阻率地層為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成。因此我們研判測線 SY14 位置位於三義斷層之下盤。

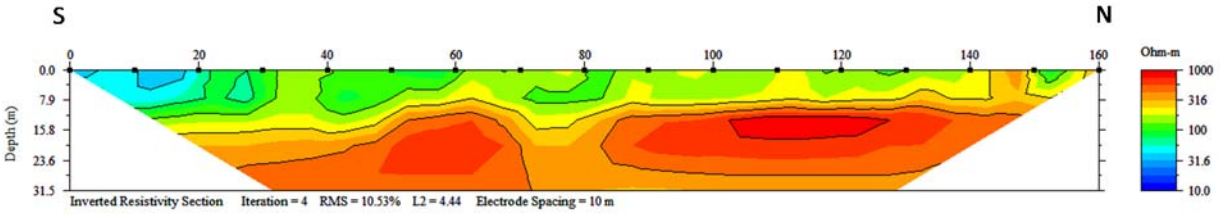


圖 3.2-27 SY14 測線地電阻反演算剖面圖

測線 SY03 位於豐原大道二段南側，豐南街 26 巷西側農地，位於中央地質調查所(2014)三義 4C 鑽孔南側約 200 公尺處。圖 3.2-28 為地電阻測線 SY03 之反演算結果，接近地表深度約 4 公尺以內為較低電阻率的電性地層(小於 100 Ohm-m)，大於 4 公尺深度以下，地層很快變成為較高電阻率(高於 100 Ohm-m)之電性地層分布。與前述 SY02 測線東側的解釋一樣，根據過去附近區域地電阻施測之結果與鑽井資料，我們研判高電阻率地層為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成。因此我們研判測線 SY03 位於三義斷層之下盤。

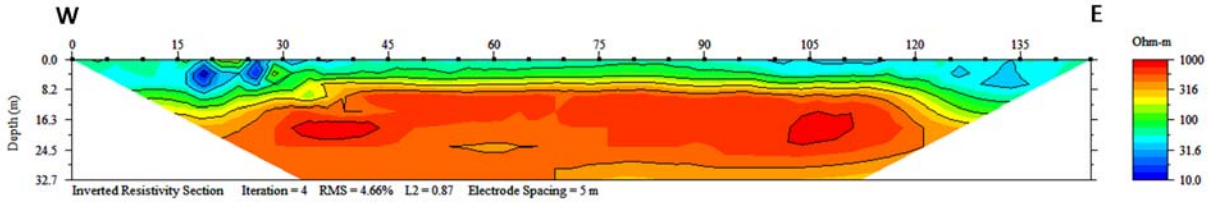


圖 3.2-28 SY03 測線地電阻反演算剖面圖

SY13 測線位於田心路二段、旱溪西路、田心路二段 374 巷間三角農地，測線長度 155 公尺，方位呈東西向。測線施測位置位於中央地質調查所(2014)三義 4D 鑽孔東南側約 280 公尺處，三義 4B 鑽孔西南側約 360 公尺處。圖 3.2-29 則為地電阻測線 SY13 之反演算結果，地表以下均為電阻率高於 100 Ohm-m 之地層，而深度超過 5 公尺以下，則迅速變為較高電阻率的電性地層，電阻率大於 300 Ohm-m。與前述 SY03、SY04 測線的剖面相似，根據過去附近區域地電阻施測之結果與鑽井資料，我們研判高電阻率地層為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成。因此我們研判測線 SY13 仍位於三義斷層之下盤。

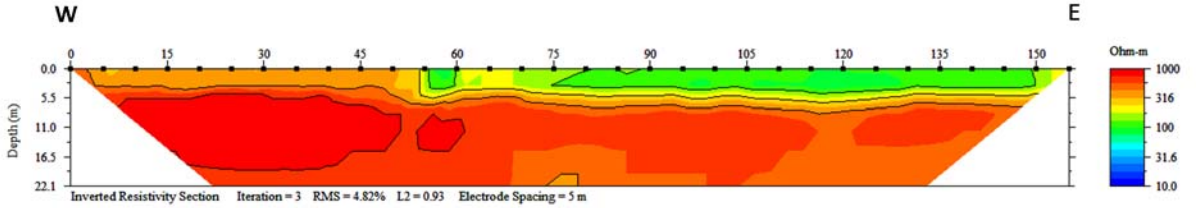


圖 3.2-29 SY13 測線地電阻反演算剖面圖

3. C 測區地電阻施測分析結果

C 測區主要包含位於豐原市區南側區域之地電阻測線，本區測線包括 SY14、SY03、SY13、SY04、SY08、SY07、SY24 等 7 條測線，測線的分布位置詳見圖 3.2-3.。由於 SY14、SY03 與 SY13 測線之結果分析已於 B 區敘述中介紹，因此此處不再贅述其施測結果。

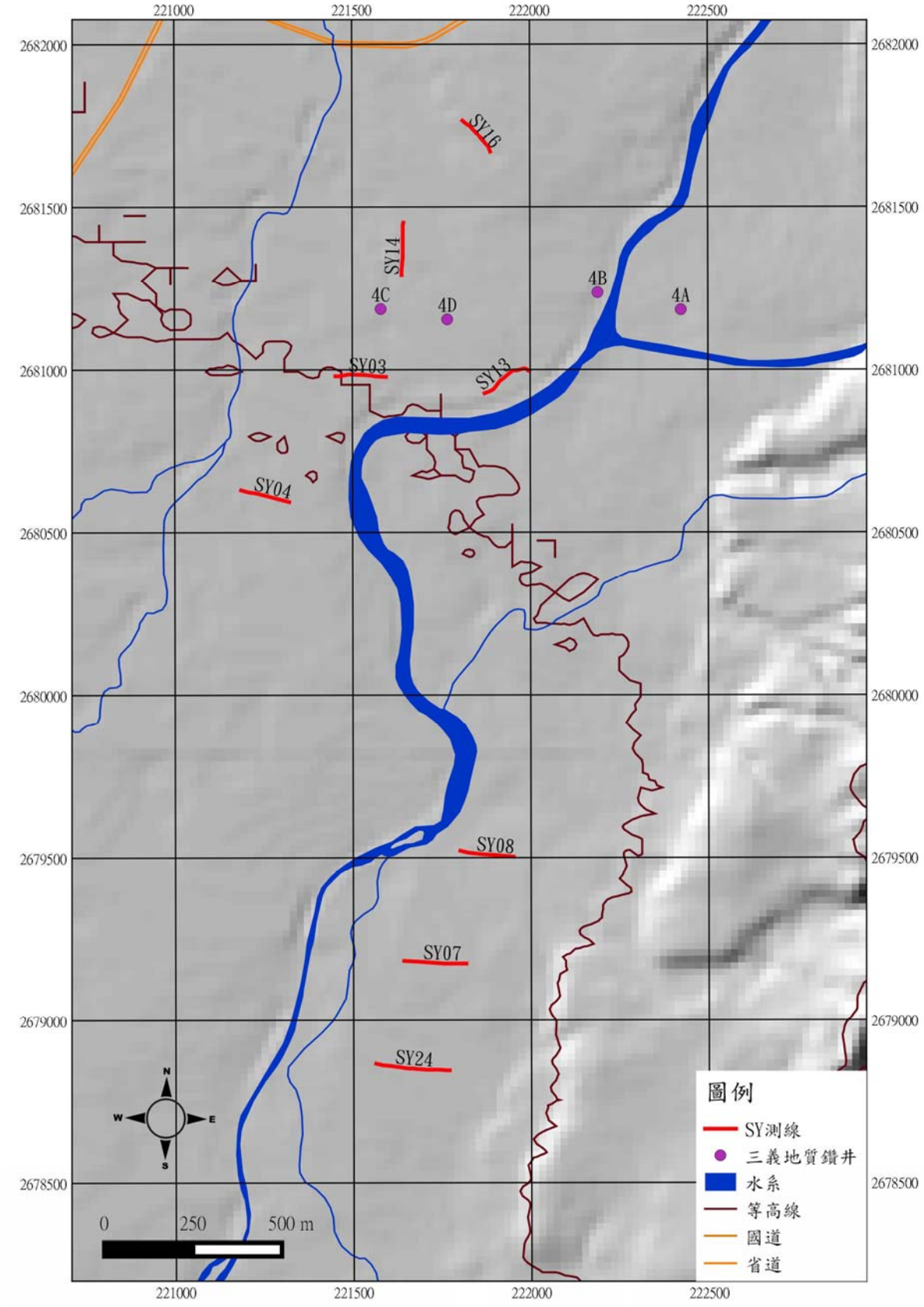


圖 3.2-30 三義斷層 C 測區地電阻測線分布與地質鑽孔位置

測線 SY04 位於豐南街 240 巷東側與旱溪西路間農地(圖 3.2-30)，位於 SY03 測線南南西側約 400 公尺處。圖 3.2-31 為地電阻測線 SY04 之反演算剖面影像。與 SY03 類似，本測線接近地表深度約 6-7 公尺以內為較低電阻率的電性地層(小於 100 Ohm-m)，大於 7 公尺深度以下，地層很快變成為較高電阻率(大於 200 Ohm-m)之電性地層分布。因此根據過去附近區域地電阻施測之結果與 4C 鑽孔岩芯紀錄資料，我們研判高電阻率地層為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成。因此我們研判測線 SY04 亦位於三義斷層之下盤。

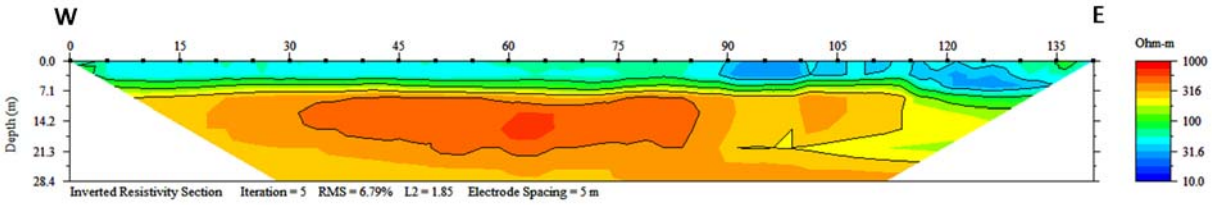


圖 3.2-31 SY04 測線地電阻反演算剖面圖

測線 SY08 位於豐興路二段與旱溪東路間之新田靶場(圖 3.2-30)，測線總長度為 150 公尺，測線位態約為東西向。中興工程顧問公司於 2013 年執行「國道 4 號台中環線豐原大坑段、台中生活圈 2 號線北段工程-替代方案可行性研究及綜合規劃」，亦於同一位置進行地電阻剖面測勘及鑽探工作。約在本測線東端位置，有一鑽孔在約 70 公尺深度附近，鑽遇桂竹林層。本測線由於測線長度之限制，為有效測深約僅有 37 公尺，因此測深範圍內，根據鑽探資料應均為厚層礫石。而 SY08 測線的反演算剖面結果則如圖 3.2-32 所示，在地表下約 8-10 公尺內，為電阻率較低，在 100 Ohm-m 左右之土壤風化層，而在 8-10 公尺以上深度，則均為電阻率大於 300 Ohm-m 以上之高電阻率地層。由鑽探資料得知，此一高電阻率地層反應厚層的礫石質地層，與前述位於三義斷層下盤的礫石質地層電性反應一致。因此本處仍為三義斷層之下盤。

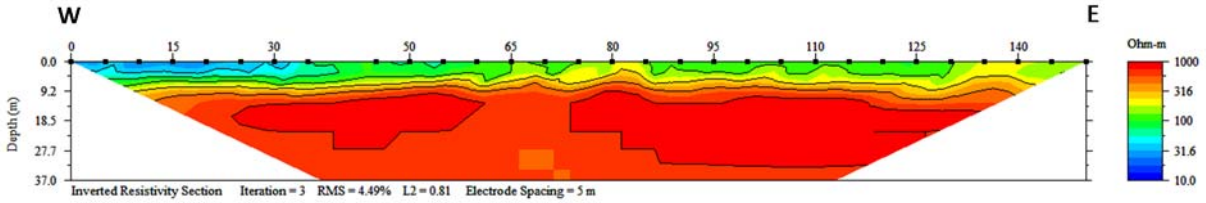


圖 3.2-32 SY08 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-33 為地電阻測線 SY07 之反演算結果，SY07 測線位於豐原市區南側新田營區南側農地 (圖 3.2-30)，測線長度 190 公尺，方位呈東西向。SY07 測線

之反演算剖面顯示本測線近地表雜訊豐富，可能是來自於人工管線等地下構造物影響，使得地電阻剖面充滿零碎雜訊資料，電性剖面相當複雜難以確定判釋，然而仍能勉強由反演算影像，看出剖面東側距地表 25 公尺深以下，存在較低電阻率的電性地層，電阻率小於 100 Ohm-m，而剖面西側，此一低電阻率地層並沒有在相當的深度出現。因此，我們研判 SY07 測線應跨越三義斷層之上盤與下盤。東側在深度 25 公尺以下出露的低電阻率地層可能為桂竹林層，而西側則為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成之較高電阻率地層。

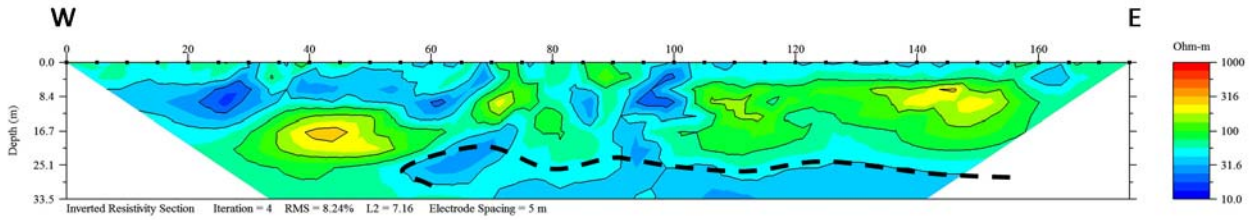


圖 3.2-33 SY07 測線地電阻反演算剖面圖

圖 3.2-34 為地電阻測線 SY24 之反演算結果，SY24 測線位於 SY07 測線南方約 330 公尺處農田中，測線長度 210 公尺，方位呈東西向。由反演算結果來判斷，SY24 的地電阻剖面清楚呈現測線中段存在一電性地層組成不同的界面，界面以西為由電阻率高於 200 Ohm-m 的電性地層組成，而界面以東，距地表深度 25 公尺以下，存在較低電阻率的電性地層，電阻率小於 100 Ohm-m。因此我們研判測線西側為高電阻率地層為以更新世礫石層與全新世礫石沖積層為主要組成的三義斷層下盤，而測線東側 25 公尺深以下的地層，為桂竹林砂頁岩層。因此我們研判測線 SY24 位置跨越了三義斷層之上下盤。斷層跡位置位於本測線中段約 100 公尺處。

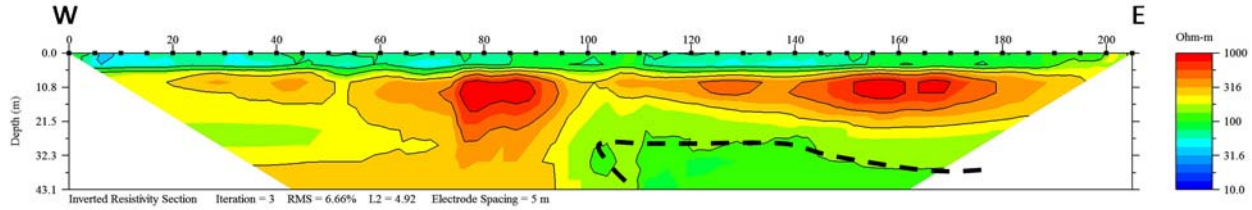


圖 3.2-34 SY24 測線地電阻反演算剖面圖

地電阻施測結果與討論

由鑽井資料，我們發現本區三義斷層上盤的地層，大致在地表下 6-10 公尺範圍內，可以鑽獲桂竹林層砂頁岩盤，而在斷層下盤的地層，則在 50 公尺深度

範圍內，均為厚層的礫石質地層。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。我們藉由此一明顯的電性差異，嘗試用來判斷測線位置屬於上盤或是下盤，用以夾擠出三義斷層線跡的可能位置。綜合上述所有地電阻測線施測結果，並配合過去中央地質調查所(2014)於本區鑽井的資料，我們大致修正描繪三義斷層之斷層線跡如圖 3.2-35 所示。

圖 3.2-35 為本區研判的斷層線跡分布圖，圖中黑色虛線為為 2014 年活動斷層補充地質調查案成果報告書研判之三義斷層可能線跡分布，而綠色實線線段則為根據上述標準判斷三義斷層上下盤位置後，研究團隊補充局部修正之斷層線跡，差異為在部分地電阻測線夾擠後，將原先的內插直線進行修正。我們可以觀察到由地電阻研判的斷層線跡並非接近直線，而是有凹凸變化。由於三義斷層面並非垂直，因此斷層線跡以接近直線內插方式僅適用於地形無過大變化的平坦地形。然而豐原地區若仔細研究，地形上有微妙的凹凸變化，似乎與三義斷層活動造成之上盤逆衝運動與地表變形，有一定之相關連性。而前述之 SY15，雖然位於三義斷層上盤，但卻呈現厚層礫石層的電性反應，若由附近的三義地質鑽孔 3A、3B、3C 資料來看，上盤的桂竹林層頂部與礫石層的交界，略呈現向東變深的情形，我們推測此一屬下盤的厚層礫石，卻於上盤出露的現象，可能是由於三義斷層逆衝過程中，在近地表產生的上盤地層局部缺失的逆蝕窗(fenster)構造現象(如圖 3.2-36 示意圖)，值得再做進一步調查探討。

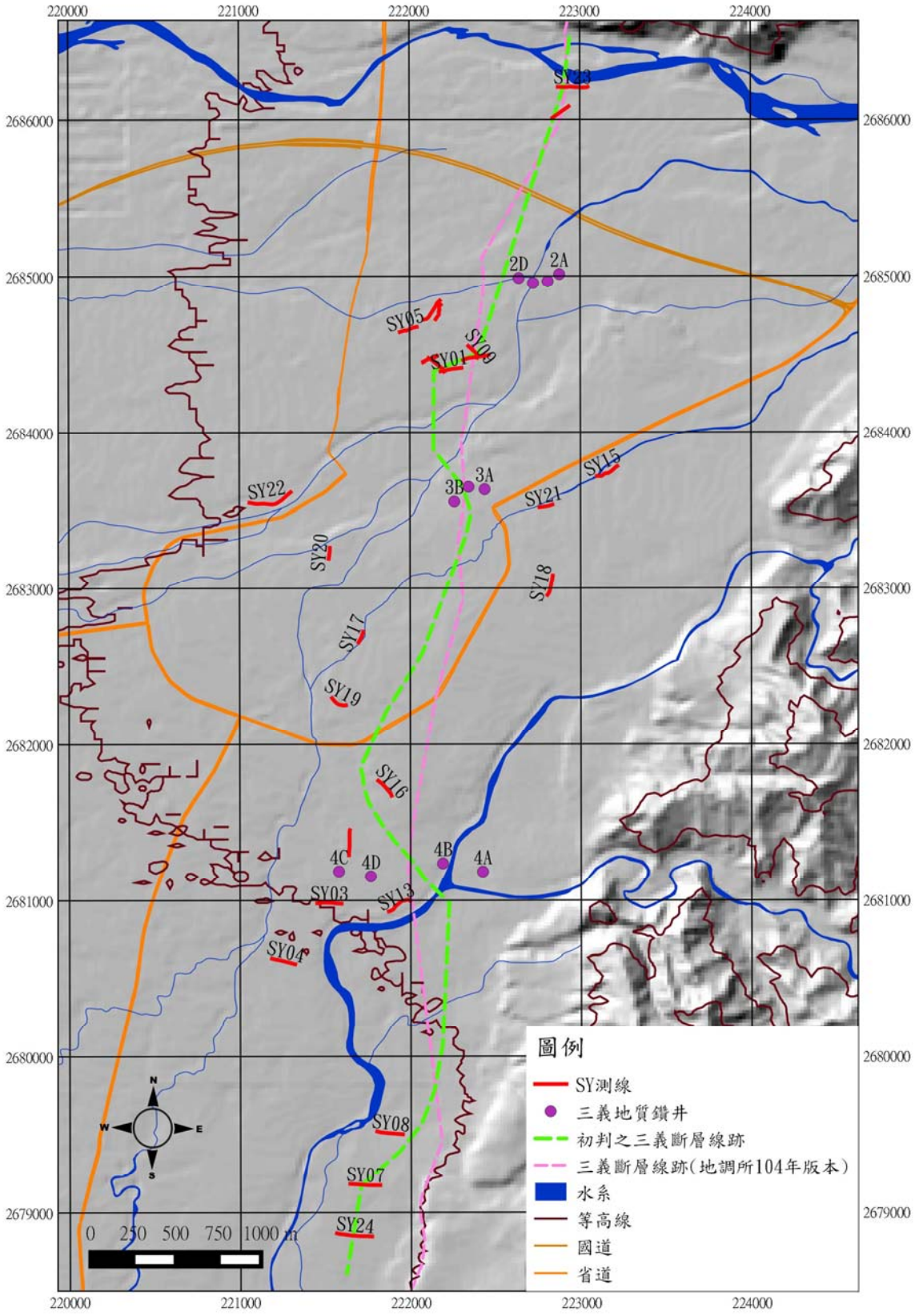


圖 3.2-35 三義斷層研判之斷層跡(綠色線段)以及 2014 地調所報告中劃設之斷層跡(黑色虛線)

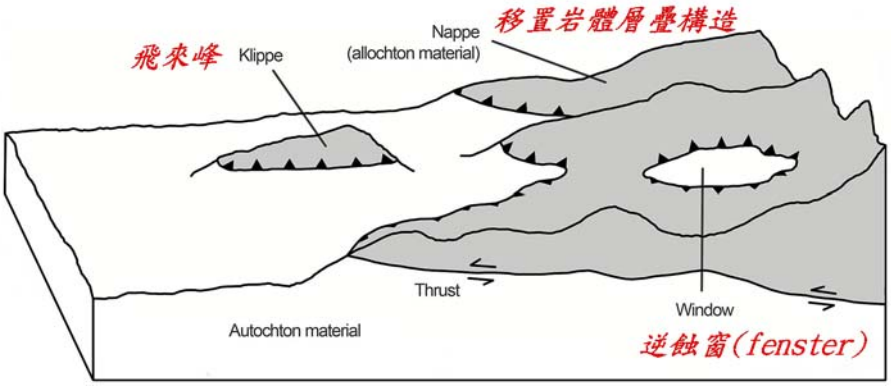


圖 3.2-36 斷層跡、逆蝕窗與上盤移置岩體，以及斷層跡之關係

第四章　瑞穗斷層

4.1 前人研究

地形與地質

1. 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。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 4.1-1 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 4.1-1 瑞穗斷層在瑞岡大橋段通過的地表變形

2. 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。

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）。

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。水連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。

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。

3. 小結與評估

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（04P-YLI-RS05 與 04P-YLI-RS02），測線位置分別位於瑞穗斷層中段與南段（圖 4.1-2 ）。震測線 04P-YLI-RS05 位於瑞穗鄉福興溪西側，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 4.1-2）。瑞穗東方德武台地西側的春日震測線（04P-YLI-RS02），剖面中 200m 以上為層狀砂礫層，下部為八里灣層（圖 4.1-2）。

地電阻探勘

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（04E-YLI-YL01）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 4.1-2）。

地質鑽探

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 4.1-3）。

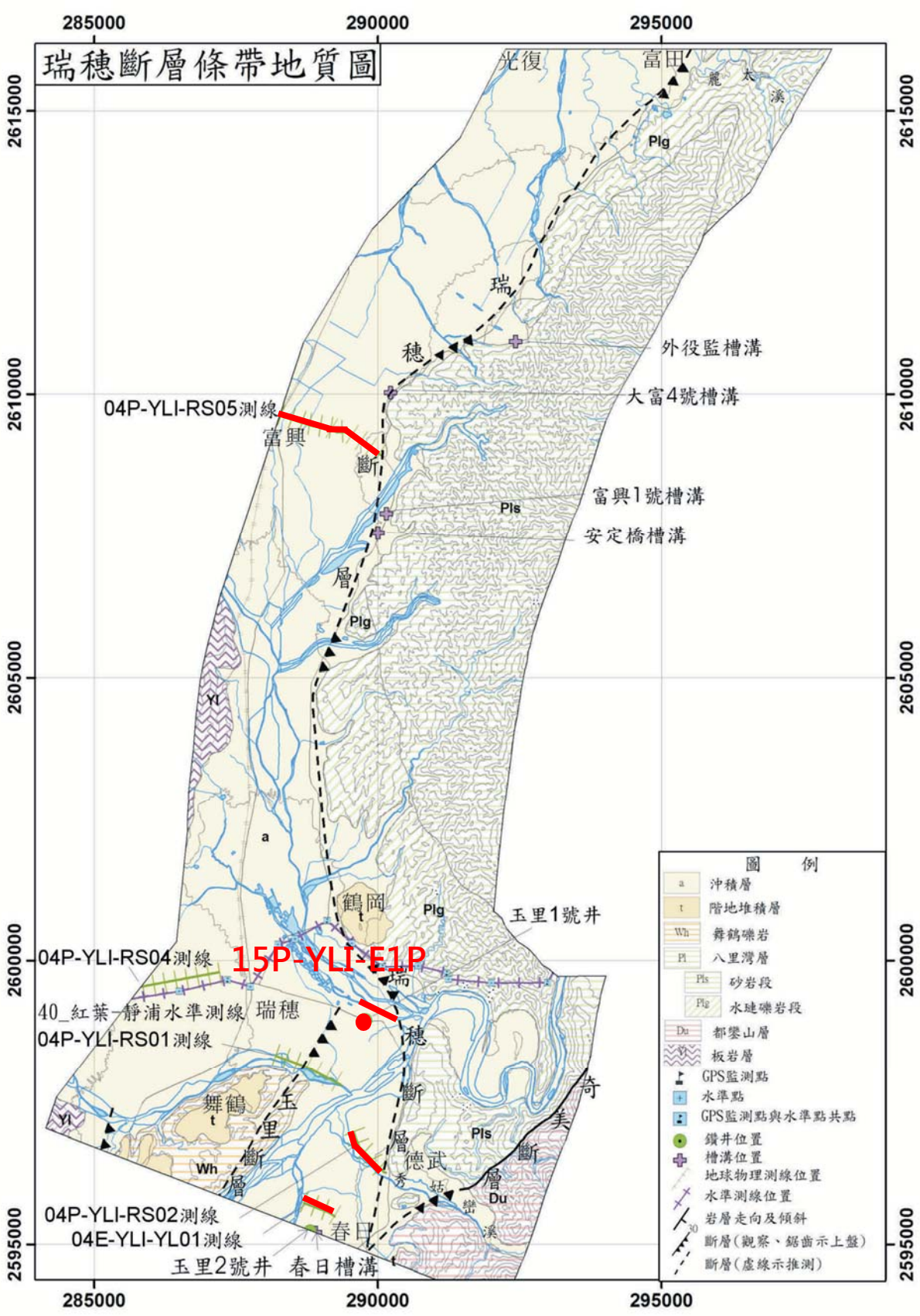


圖 4.1-2 瑞穗斷層條帶地質與反射震測線位置圖(座標 TWD67)

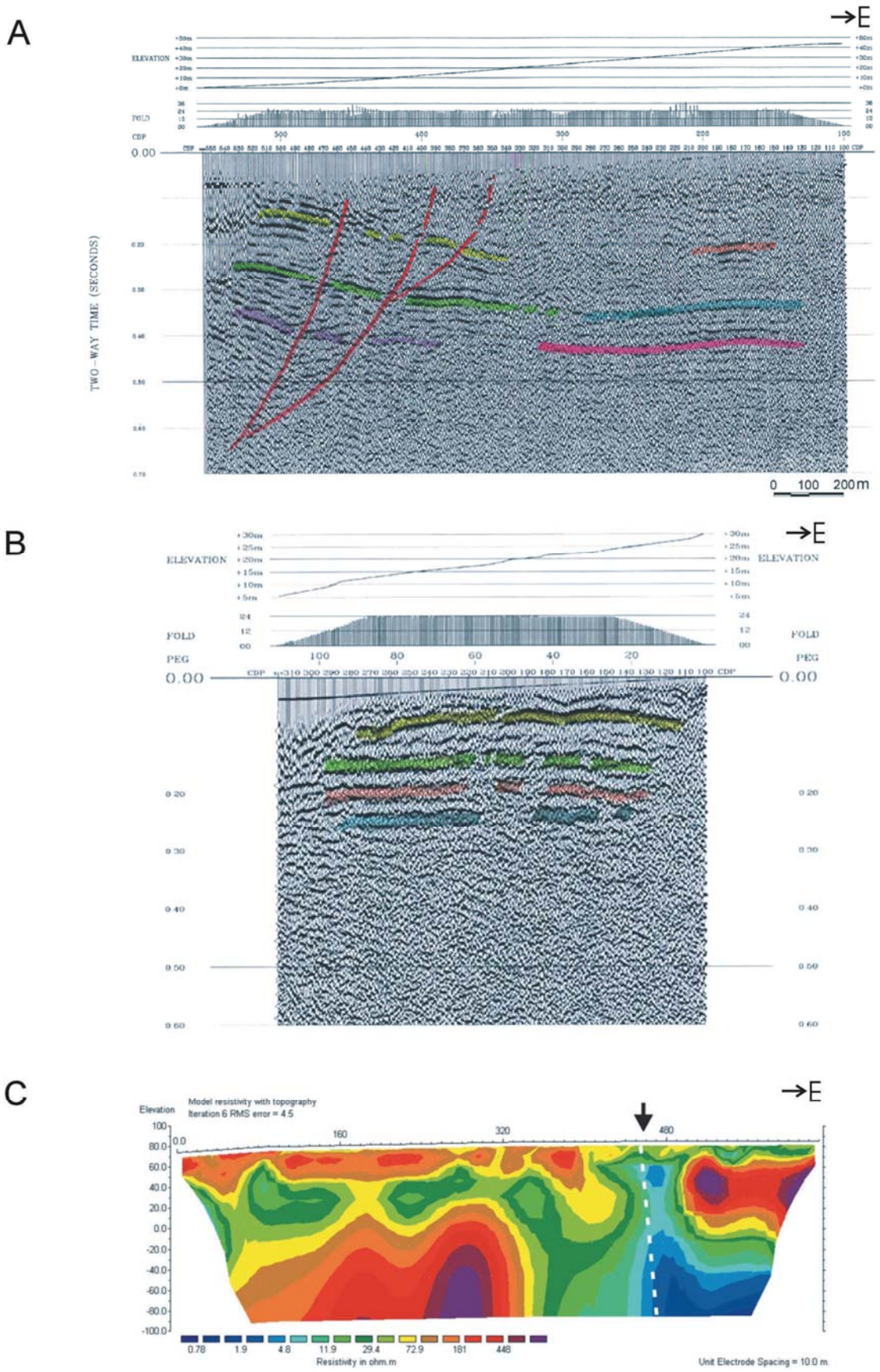


圖 4.1-3 瑞穗斷層反射震測與地電阻探測結果（石瑞銓等，2004）

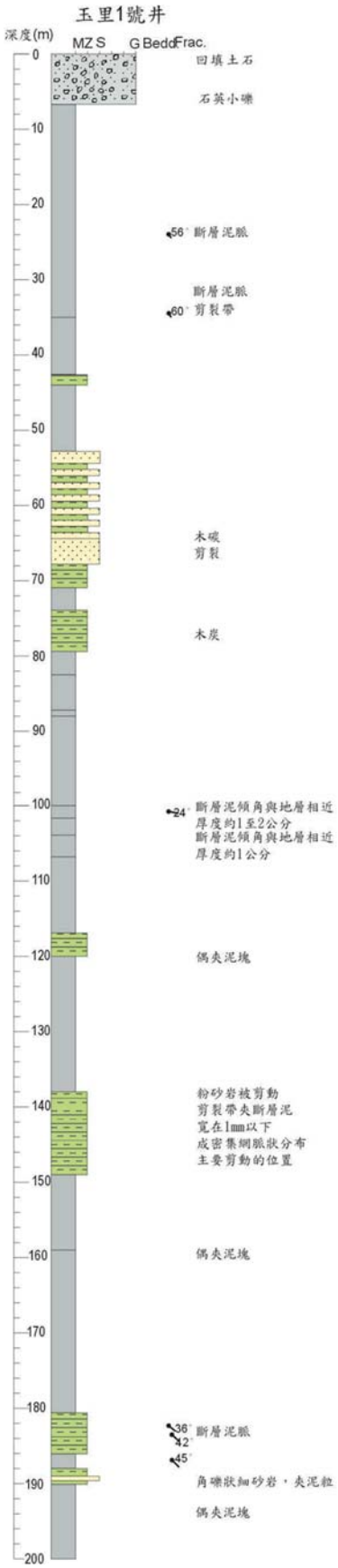


圖 4.1-4 玉里 1 號井之地層柱狀圖

4.2 淺層震測探勘

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（圖 4.2-1 ）。

淺層震測（15P-YLI-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 4.2-2 ）。其詳細野外施測幾何參數列於表 4.2-1 。

淺層震測（15P-YLI-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（圖 4.2-3 ）。在移位前雙程走時剖面上（圖 4.2-4 ），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 4.2-5 ）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（**錯誤! 找不到參照來源。**4），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 4.2-6 ）。



圖 4.2-1 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 野外測線路徑

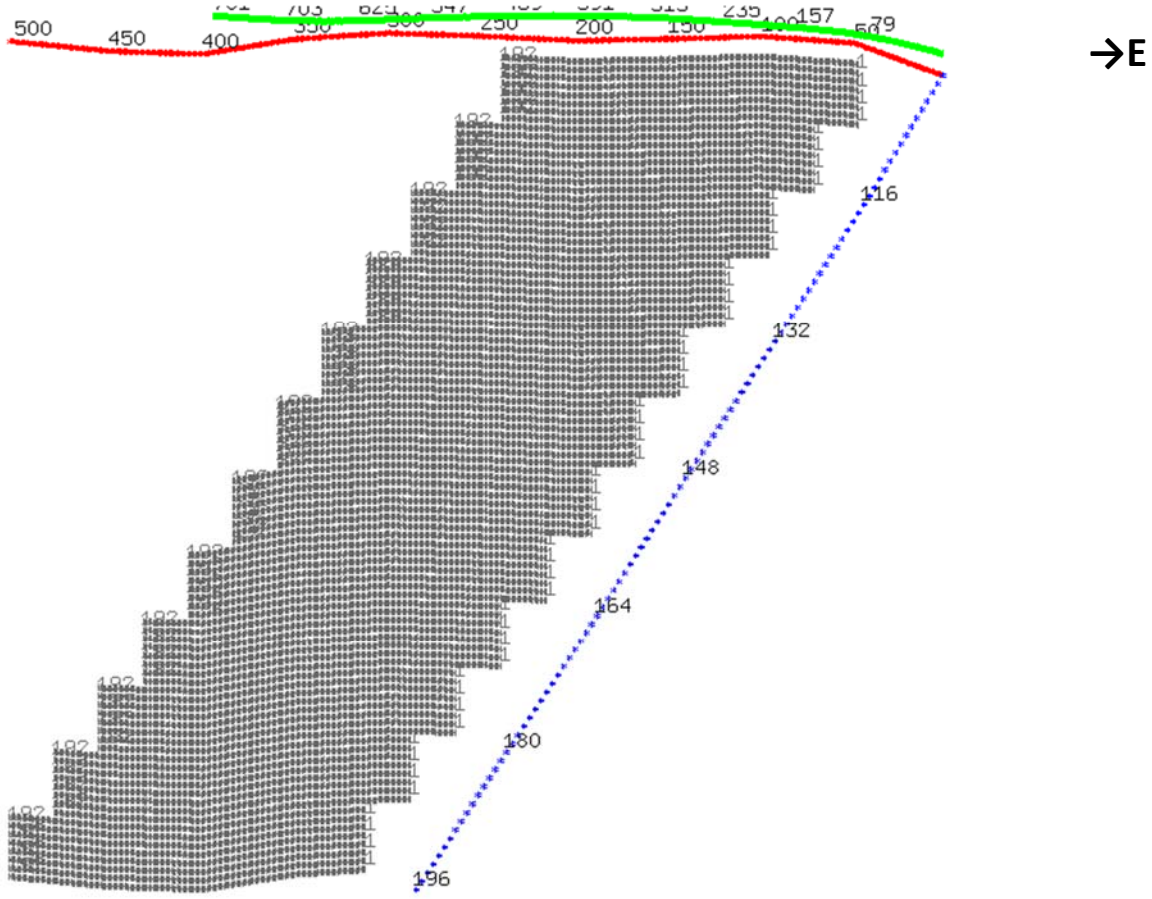


圖 4.2-2 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 野外施測幾何

表 4.2-1 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 施測幾何參數

測區	花蓮瑞穗斷層	取樣率	0.5ms
測線名稱	15P-YLI-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

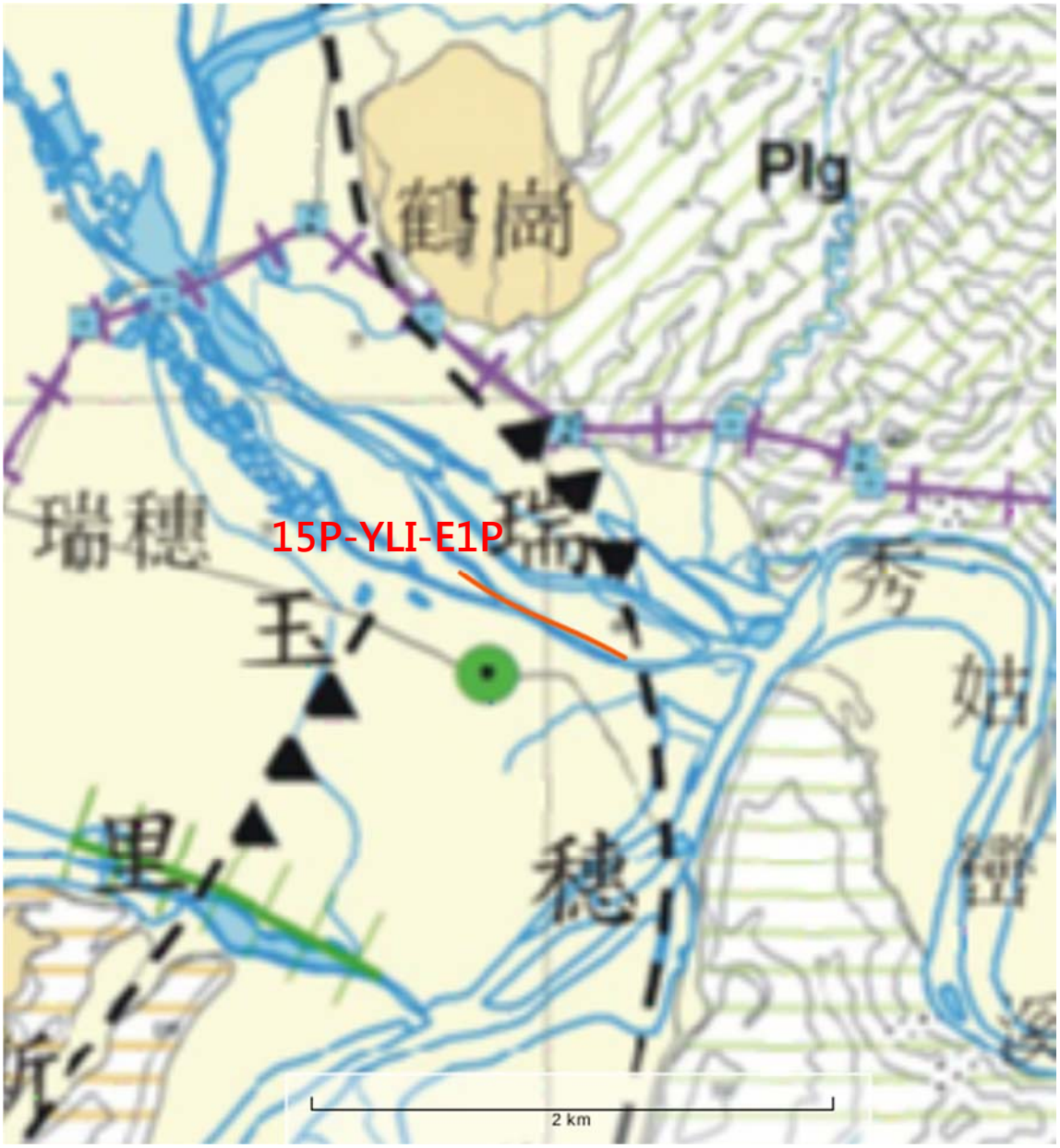


圖 4.2-3 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P)剖面位置圖

本圖為玉里斷層條帶地質圖（圖 4.1-2 2）的左下角放大圖，紅線為瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 的 CDP 線

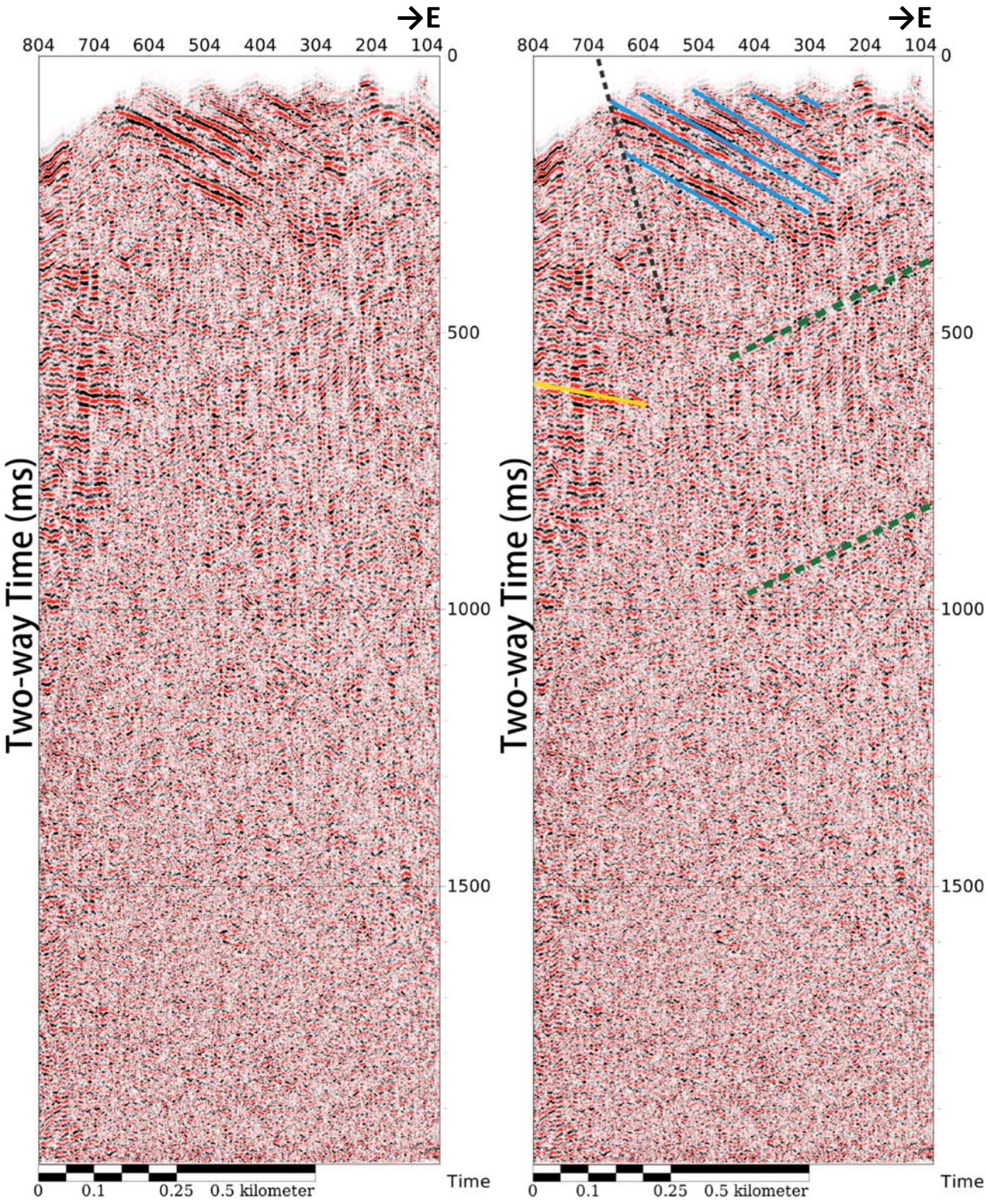


圖 4.2-4 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P)移位前雙程走時剖面（左圖）與解釋（右圖）

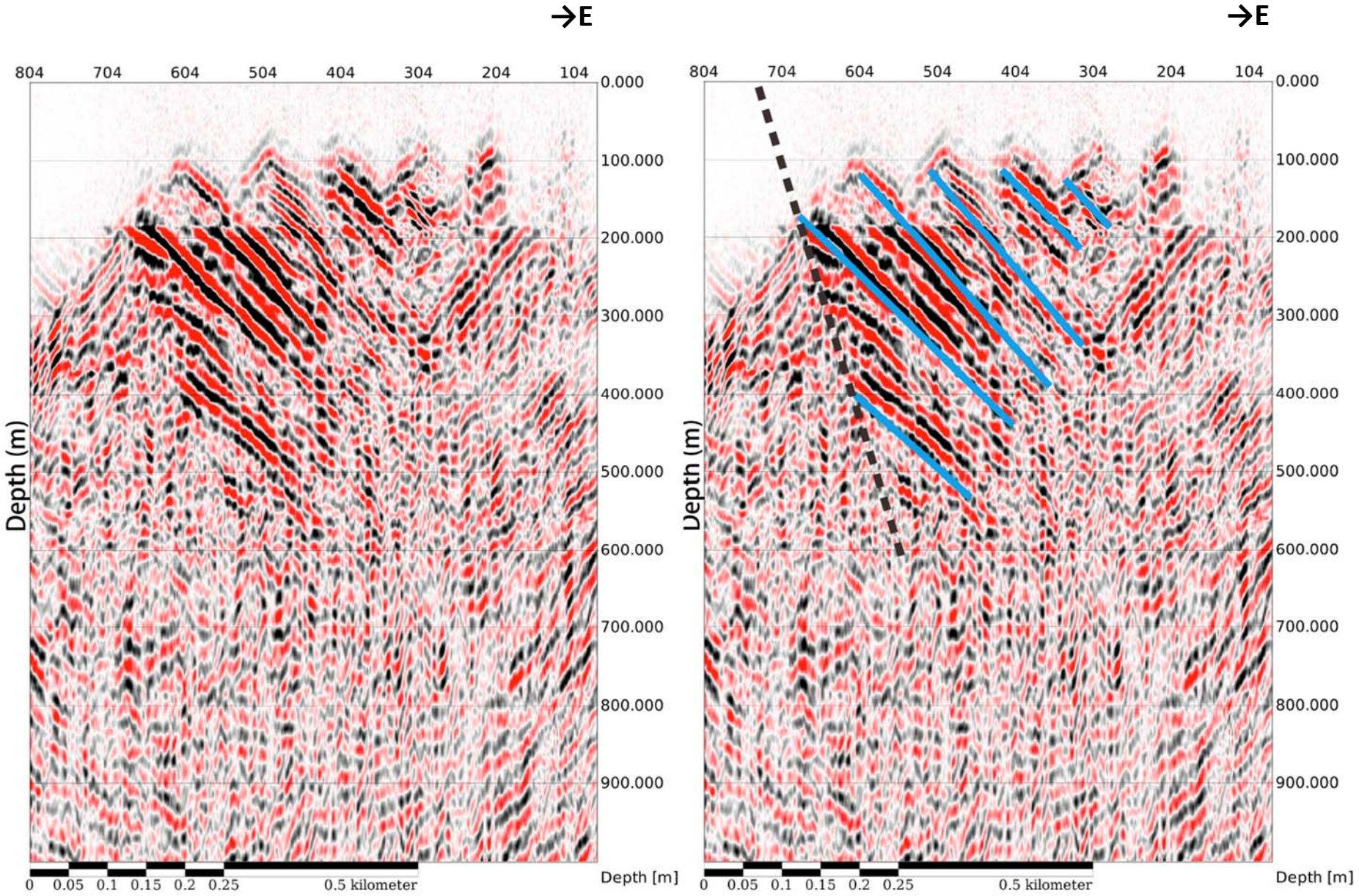


圖 4.2-5 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) 移位後深度剖面（左圖）與解釋（右圖）

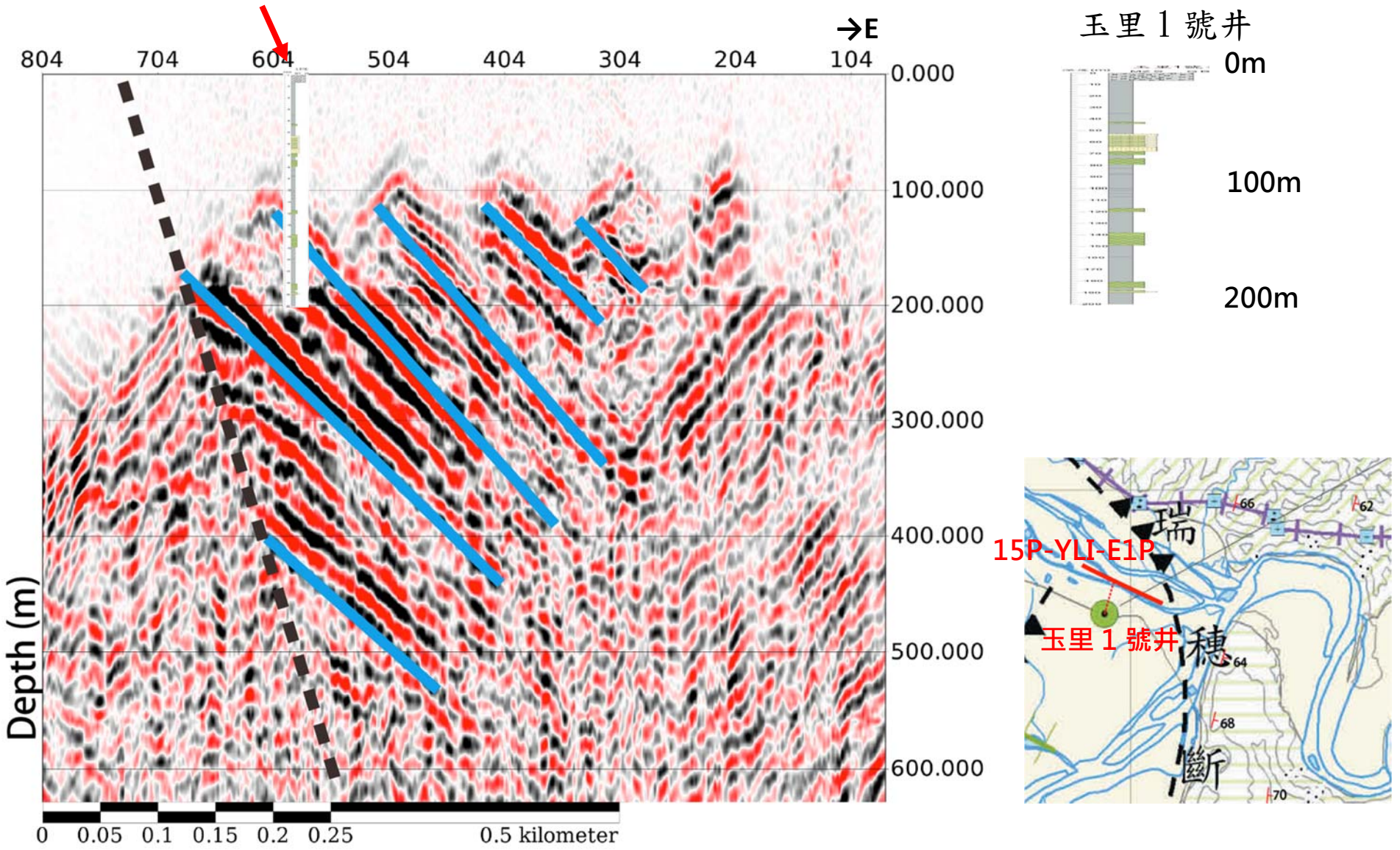


圖 4.2-6 瑞穗測線 (15P-YLI-E1P) (左圖)，玉里 1 號井地層對比(右上圖)與構造投影示意圖 (右下圖)

4.3 瑞穗斷層地電阻調查工作

在本研究的瑞穗斷層的測區中(圖 4.3-1)，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 4.3-1)。本區地電阻測線由北向南，分別為 RS08、RS07、RS10、RS05、RS06、RS02、RS01、RS03、RS09、RS04 等(圖 4.3-1、圖 4.3-2、圖 4.3-3)，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。

表 4.3-1 瑞穗測區地電阻測線位置與長度

測線編號	位置	長度(公尺)
RS01	瑞穗鄉和平路，仁愛街二段交叉口東側農地	430
RS02	瑞穗鄉樂德公路，秀姑巒溪泛舟中心南側農地	310
RS03	瑞穗鄉樂德公路橋下，秀姑巒溪泛舟中心東側河灘地	310
RS04	瑞穗鄉樂德公路西側，春日里西北側農地	430
RS05	瑞穗鄉興鶴路二段，安業產業道路交叉口，東側農地	220
RS06	瑞穗鄉興鶴路二段，安業產業道路交叉口，西側農地	270
RS07	瑞穗鄉興鶴路二段，鶴岡國小對面農地	250
RS08	富源溪北方，海岸山脈西側產業道路東側農地	270
RS09	瑞穗鄉樂德公路，南德武的西側農地	310
RS10	瑞穗鄉興鶴路一段，安夜西溪北側農地	180
測線總長		2980

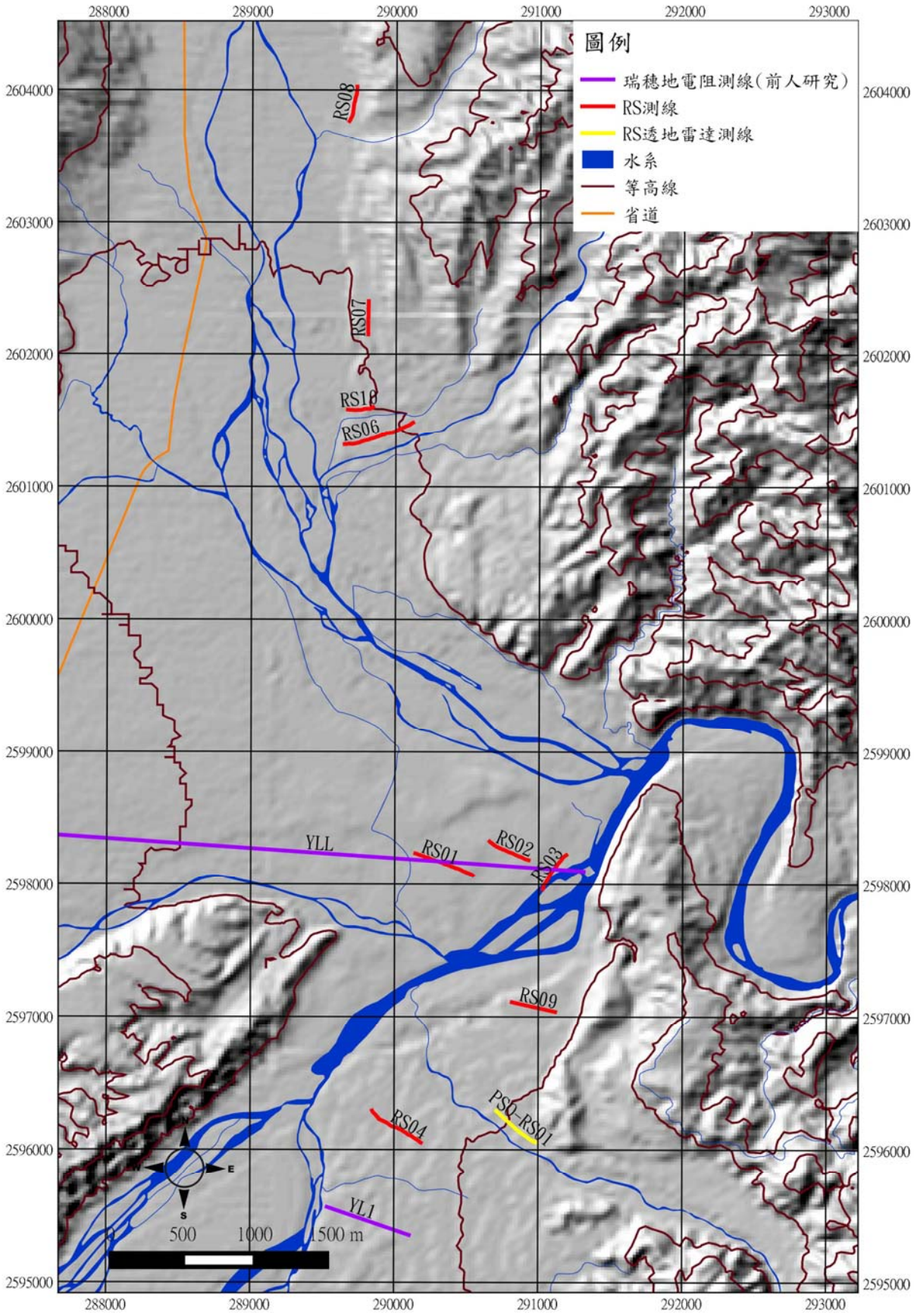


圖 4.3-1 瑞穗斷層測區地電阻測線分布圖

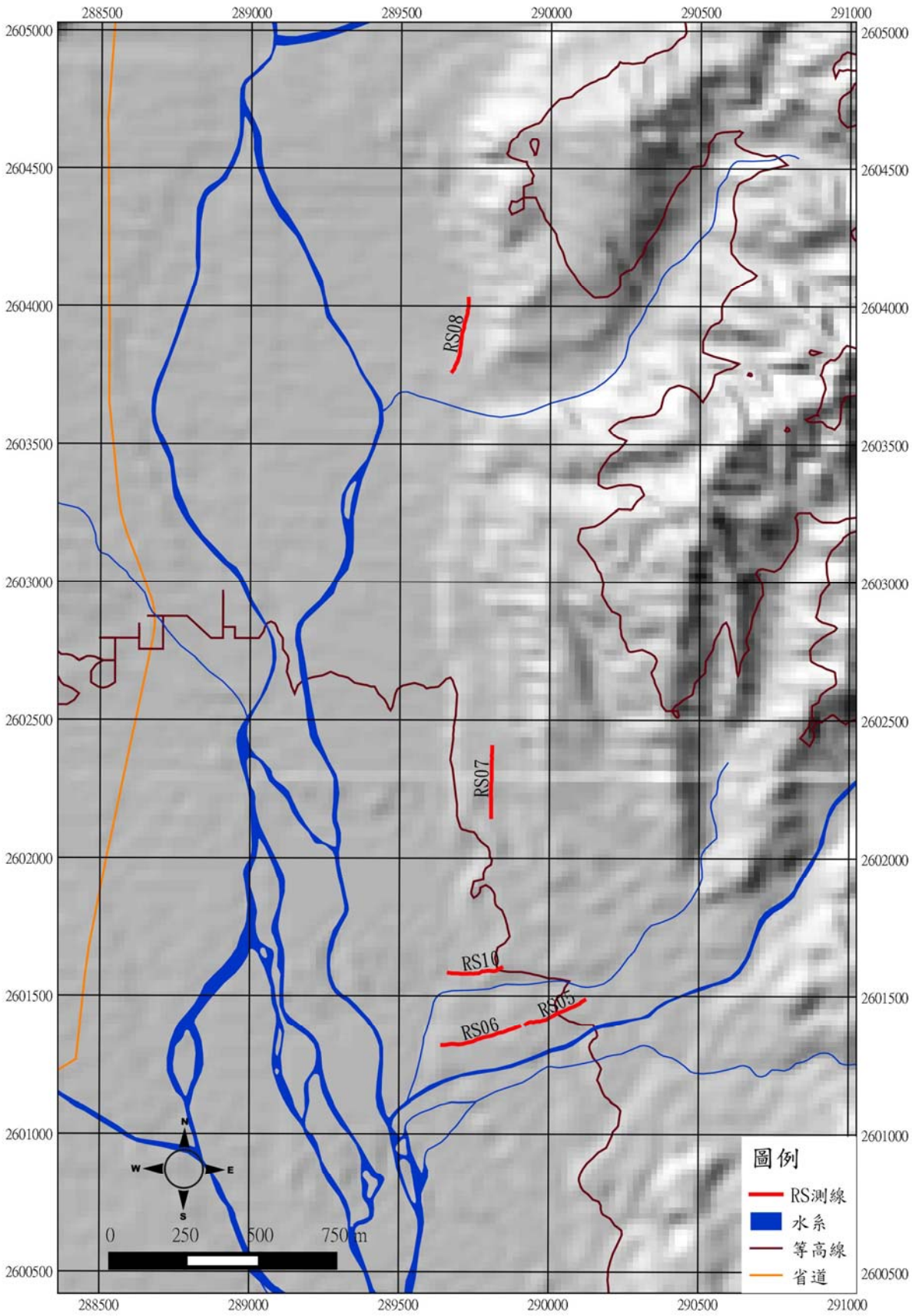


圖 4.3-2 瑞穗斷層北測區地電阻測線分布圖

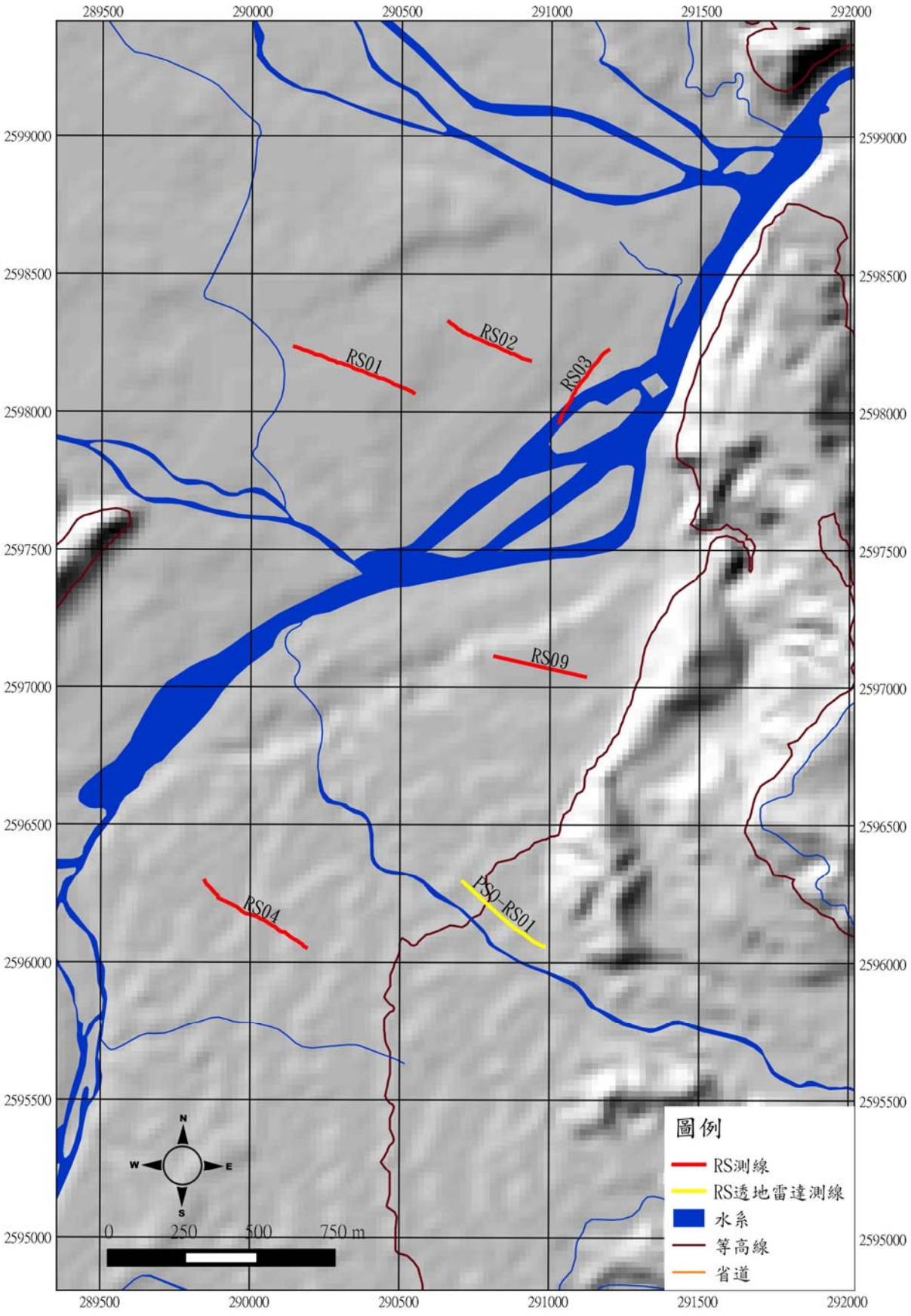


圖 4.3-3 瑞穗斷層南測區地電阻測線分布圖

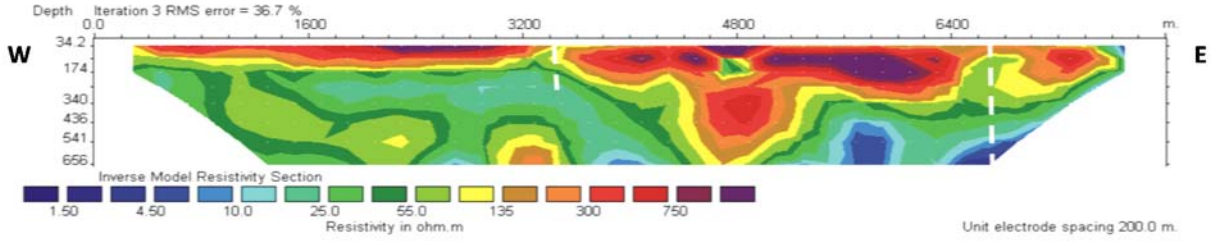
(一)地電阻與岩性特性比對分析

由於在瑞穗斷層測區內，缺乏直接的鑽井資料，加上過去於測區外的溝槽資料，均為淺層開挖資料，因此難以與地電阻資料進行直接對比。因此我們嘗試利用過去之地球物理解釋資料，特別是地電阻施測資料，作為本區岩性解釋與對比之依據。在本次施測的 RS04 測線南方，過去曾經完成一條 630 公尺長的地電阻測線 YL1 之施測工作，測深約為 180 公尺(地調所，2004) (圖 4.3-4(b))。由過去 YL1 之分析解釋，認為在該測線中段水平標示 3400 公尺與 6600 公尺處分別存在高角度的界面，在該測線中段水平標示 430~490 公尺處存在一高角度向東傾斜的界面(圖 4.3-4 中標示 F 處)，在 F 界面以東，接近地表為電阻率較高之礫石質地層(電阻率高於約 100 Ohm-m)，而在礫石質地層以下，存在有一低電阻率地層，電阻率低於 10 Ohm-m，研判為泥岩較多的地層。而在 F 界面以西，表層則為較高電阻率的礫石質地層，礫石質地層之下有一層側向延續性不佳，電阻率在 20~70 Ohm-m 的沉積層，而沉積層之下則又為電阻率高於 100 Ohm-m 的礫石質地層。因此研判此一 F 界面為瑞穗斷層之斷層面前緣。淺部的斷層面近於垂直，而斷層帶東緣向南南西延伸則通過春日槽溝西緣。

另外，在測區中部，瑞穗市區南側，張育誠 (2002)曾完成一條 8000 公尺長地電阻測線 YLL 的施測工作(圖 4.3-4(a))。認為在該測線中段水平標示 3400 公尺與 6600 公尺處分別存在高角度的界面，其中，在 6600 公尺的界面以東，在淺於 150 公尺範圍內，接近地表為電阻率較高之礫石質地層(電阻率高於約 100 Ohm-m)，而在礫石質地層以下，存在有一低電阻率地層，電阻率低於 20 Ohm-m，研判為泥岩較多的地層。

由上述地電阻施測資料，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。我們可以根據此一原則，對於測區內之二維地電阻反演算結果，建立一上下盤之辨識標準。

(a)YLL 測線



(b)YL1 測線

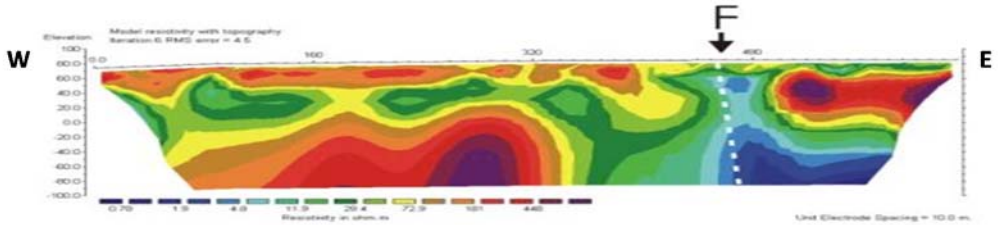


圖 4.3-4 YLL、YL1 地電阻測線反演算解釋之對比(注意各測線之測深不同)

(二) 二維地電阻施測結果與分析

測線 RS01，位於研究區域的南部區域，在瑞穗鄉和平路，仁愛街二段交叉口東側農地(圖 4.3-5)，總測線長度為 430 公尺，測線之方位為東西向，RS01 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 86 公尺，在測線中間段(150-170 公尺)，因人工建築物的干擾訊號，故經過資料處理後移除此一區域電阻率資料。由反演算剖面影像資料來看，此區地層的電性組成，可以水平標示約 180-200 公尺為界，界面以東，在地表 20 公尺深以內有一層電阻率小於 20 Ohm-m 的較低電阻地層存在，研判為地表土壤層；而在 20-86 公尺深的深層區域，則為電阻率高於 100 Ohm-m 的地層。界面以西，地表 10 公尺深範圍內為電阻率高於 100 Ohm-m 的地層，研判應為全新世的河道礫石沖積層；深度 10-60 公尺範圍，則為電阻率在 10-70 Ohm-m 的電性地層，60 公尺深以下，則又為高電阻率的地層，而兩套不同的地層，似乎以一個向東傾斜的界面接觸。此一界面由電性地層的位態研判，應為一個上盤在東側的逆斷層；但由於界面東側的地層，並非如先前研究一般，深處為由的泥岩或泥質砂頁岩地層為主之低電阻率(電阻率小於 20 Ohm-m)地層，加上空間位置與玉里斷層北延部分有很高相關。因此我們研判此一斷層可能與玉里斷層北延部分有關，將在玉里斷層北段討論部分，再討論此一接觸面的分析結果。

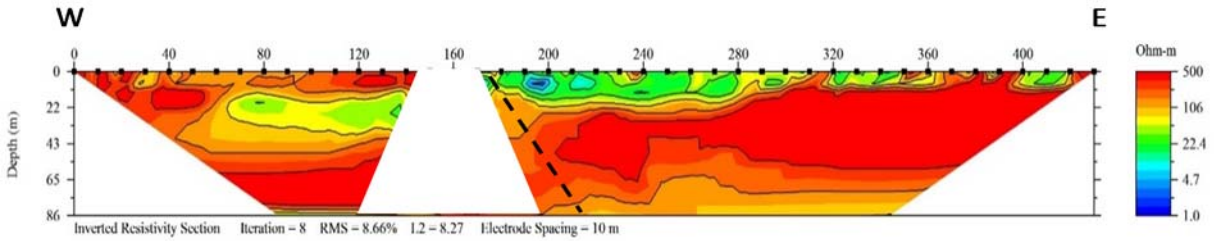


圖 4.3-5 RS01 地電阻測線反演算剖面

測線 RS02，位於研究區域的南部區域，在瑞穗鄉樂德公路，秀姑巒溪泛舟中心南側農地(圖 4.3-6)，總測線長度為 310 公尺，測線之方位為東西向，RS02 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 57 公尺，位在 RS01 測線的東側，地層全由大於 100 Ohm-m 以上之高電阻率地層組成，水平延續性良好，並未呈現擾動的特徵，研判為礫石沖積層為主之地層。

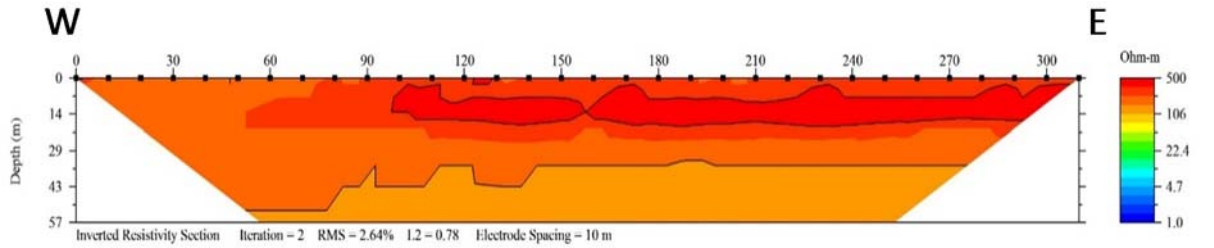


圖 4.3-6 RS02 地電阻測線反演算剖面

測線 RS03，位於研究區域的南部區域，在瑞穗鄉樂德公路橋下，秀姑巒溪泛舟中心東側河灘地(圖 4.3-7)，總測線長度為 310 公尺，測線之方位為西南-東北走向，RS03 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 57 公尺，表層 10 米深以內地層，為高於 300 Ohm-m 之礫石沖積層，礫石層之下，深度在 14 公尺到 29 公尺處，則存在一較低電阻率(低於 20 Ohm-m)的地層。而在大於 30 公尺深以上，深部的地層電阻率又高於 100 Ohm-m，研判應為礫石為主之地層，但由位態來看，並未見到明顯的電性地層界面。

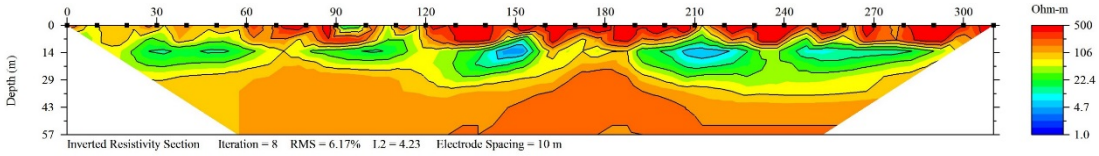


圖 4.3-7 RS03 地電阻測線反演算剖面

測線 RS04，位於研究區域的南部區域，在瑞穗鄉樂德公路西側，春日里西北側農地，測線總長度為 430 公尺，測線之方位為東西向，圖 4.3-8 為 RS04 地電阻測線之反演算剖面，有效測深約為 80 公尺，此測線的電阻率剖面大致呈現較高電阻率之地層組成，多數地層電阻率在 70 至 100 Ohm-m 以上，但並未見到明顯的電性地層界面。。

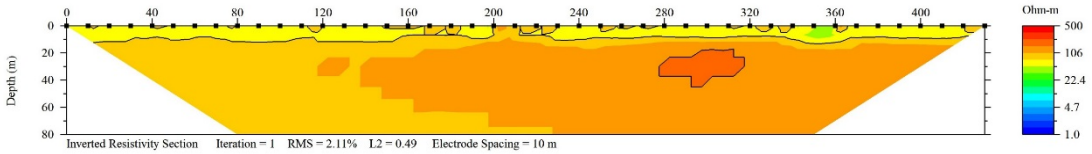


圖 4.3-8 RS04 地電阻測線反演算剖面

測線 RS09，位於研究區域的南部區域，在瑞穗鄉樂德公路，南德武的西側農地(圖)，總測線長度為 310 公尺，測線之方位為東西向，圖 4.3-9 為 RS09 地電阻測線之反演算剖面，有效測深約為 57 公尺，此測線在 120 公尺處存在有一疑似的斷層界面(如圖 4.3-9 之黑線所標記位置)。此一界面所呈現之位態與兩側岩層電性組成，與前面所述之 YL1 剖面相當相似。雖然 RS09 測線較短，測深僅有約 57 公尺深，但卻在測線中段呈現一類似 YL1 之斷層界面，此一界面大致向東傾斜，界面以東深處，存在有一層電阻率低於 10 Ohm-m 的低電阻率地層，而界面以西，則主要為電阻率高於 100 Ohm-m 的較高阻地層。因此，我們可以判斷，在斷層面以東深處出露的低電阻率地層，可能為以泥岩或泥質砂頁岩為主要組成之八里灣層上盤，而斷層面以西，則為礫石為主之沖積層。

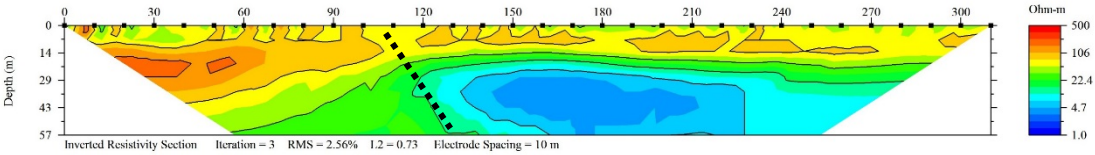


圖 4.3-9 RS09 地電阻測線反演算剖面

測線 RS05，位於研究區域的北部區域，在瑞穗鄉興鶴路二段，安業產業道路交叉口，東側農地(圖 4.3-10)，總測線長度為 220 公尺，測線之方位為東西向，RS05 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 44 公尺，在測線表層 10-20 公尺深範圍，為較高電阻率地層，電阻率大於 100 Ohm-m，而在約 20 公尺深以下，地層為由較低電阻率略有傾斜的岩層所組成，電阻率小於 70 Ohm-m 以下。由電性分布形態判斷，此一深部低阻地層研判應屬於八里灣層的砂頁岩反應。

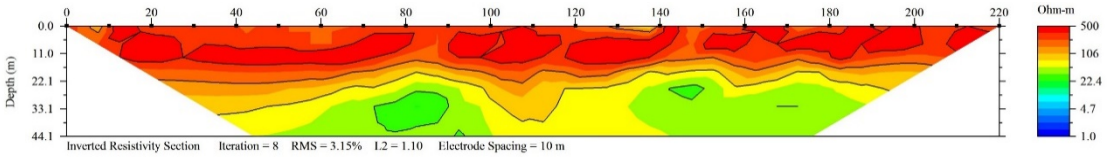


圖 4.3-10 RS05 地電阻測線反演算剖面

測線 RS06，位於研究區域的北部區域，在富源溪北方，海岸山脈西側產業道路東側農地(圖 4.3-11)，總測線長度為 270 公尺，測線之方位為東西向，RS06 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 51 公尺，此測線位在 RS05 的東側，在深度 22 公尺處並未發現與 RS05 的低電阻反應，而大部分的區域皆呈現高電阻率(大於 100 Ohm-m)。與 RS05 測線比較，我們研判此一測線應與 RS05 分別位於斷層兩側的不同岩盤，而斷層線應由兩測線中通過。

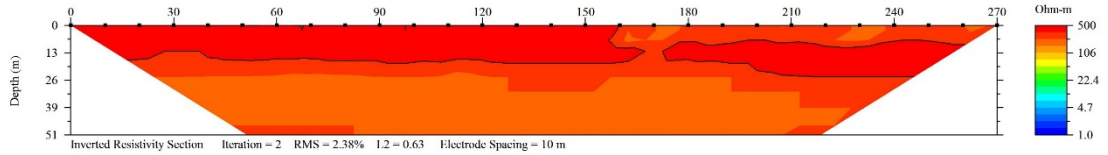


圖 4.3-11 RS06 地電阻測線反演算剖面

測線 RS10，位於研究區域的北部區域，在瑞穗鄉興鶴路一段，安夜西溪北側農地(圖 4.3-12)，總測線長度為 180 公尺，測線之方位為東西向，RS10 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 34 公尺，此測線位於 RS05 的北側，在 22 公尺深度並未發現有低電阻反應，與東南側的 RS06 皆是呈現較高電阻率(大於 100 Ohm-m)的反應。

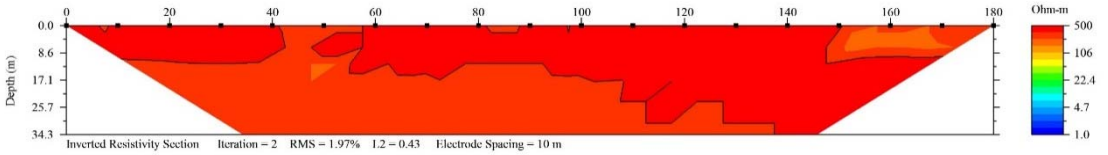


圖 4.3-12 RS10 地電阻測線反演算剖面

測線 RS07，位於研究區域的北部區域，在瑞穗鄉興鶴路二段，鶴岡國小對面農地(圖 4.3-13)，總測線長度為 250 公尺，測線之方位為南北向，RS07 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 45 公尺，此測線位於 RS05、RS06、RS10 之北側，其電阻率反應與 RS06、RS10 一致呈現一高電阻之均之反應，電阻率均在 100 Ohm-m 以上。

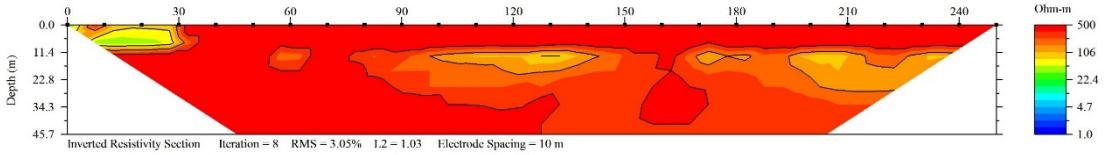


圖 4.3-13 RS07 地電阻測線反演算剖面

測線 RS08，位於研究區域的北部區域，富源溪北方，海岸山脈西側產業道路東側農地(圖 4.3-14)，總測線長度為 270 公尺，測線之方位為東西向，有效測深約為 45 公尺，，其電阻率反應與 RS06、RS10 一致呈現一高電阻之均之反應，電阻率均在 100 Ohm-m 以上。。

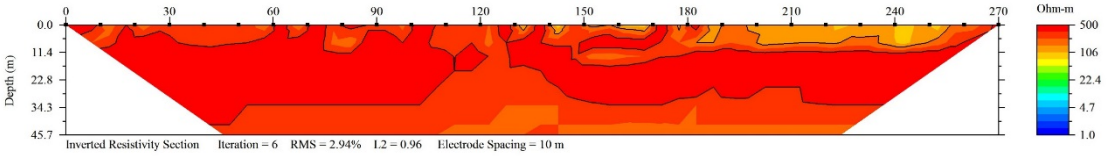


圖 4.3-14 RS08 地電阻測線反演算剖面

(三) 透地雷達調查與分析

為印證地電阻施測所研判之斷層線跡之正確性，我們另外利用透地雷達，於前述經由地電阻資料推測的斷層線跡位置附近，進行東西跨越斷層線跡之施測。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 PSO_01 測線施測。測線方位為西北-東南向。長度約為 360 公尺。

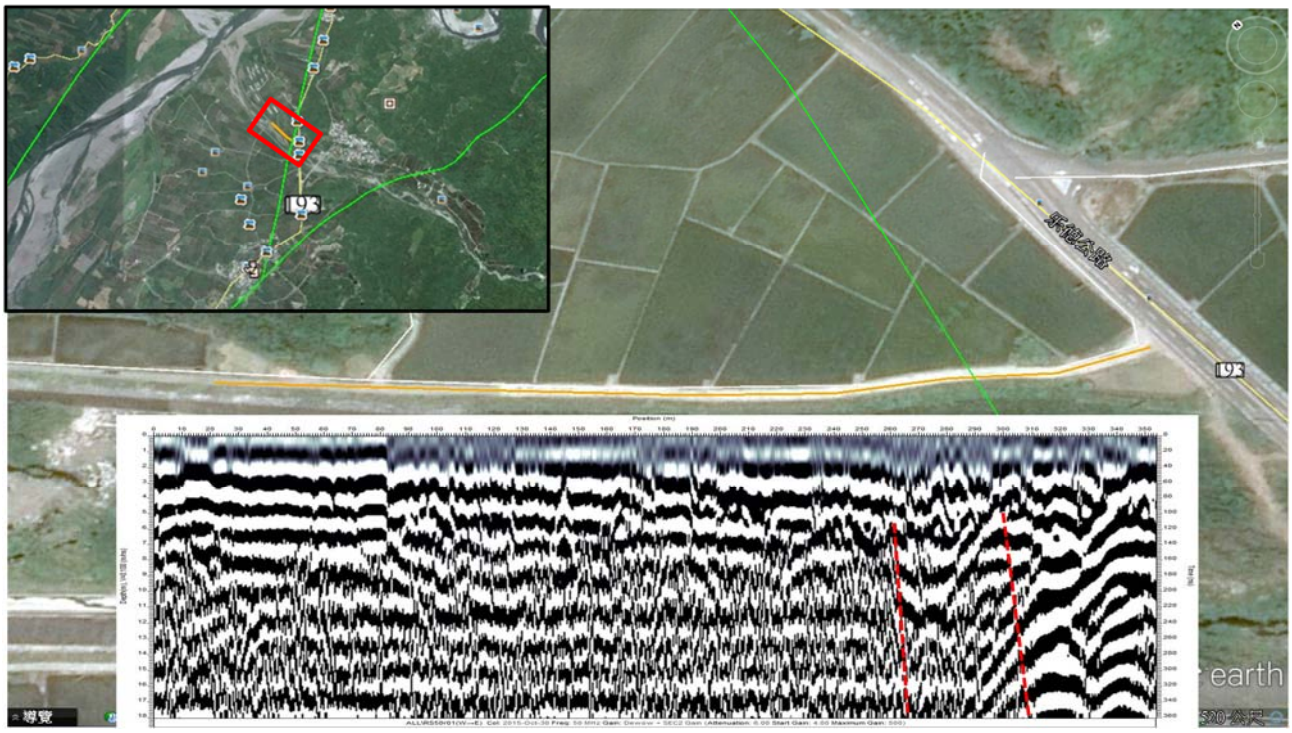


圖 4.3-15 透地雷達 PSO-01 測線雷達反射剖面

在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，在透地雷達的探測中遇到礫石層時，因為大小礫石的影響，電磁波會因此產生繞射現象，而在影像剖面上產生混亂不規則的現象，而在砂岩的因為顆粒大小均勻，所產生的反射電磁波較為單調，訊號比較平順。圖 4.3-15 為 PSO_01 探測所呈現的圖，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(紅色虛線)。在斷層的西側的雷達剖面，比較雜亂的訊號剖可能面，我們推斷為礫石層，而斷層東側，反射面傾角清楚的剖面，則推測可能為八里灣層砂岩段，而在此剖面中的兩條斷層，由空間關係上來看相距緊密，可能皆屬同一主要隔開八里灣與礫石沖積層的瑞穗斷層帶中之分支斷層。

(四) 瑞穗斷層線跡位置分析

在本測區南部範圍內，我們在測線 RS09 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 RS09 中向東傾斜的電性地層界面，應為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 RS01、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 RS09 之低電阻率(小於 20 Ohm-m)的泥質砂頁岩地層分布，因此研判 RS01、RS02、RS03 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 RS05 與 RS06，具有完全不同之電性地層組成，位於東側的 RS05，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 RS06，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 RS05 測線以北的 RS10、RS07、RS08 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。因此，我們研判之瑞穗斷層測區，斷層跡通過分布的位置如圖 4.3-16 所示。

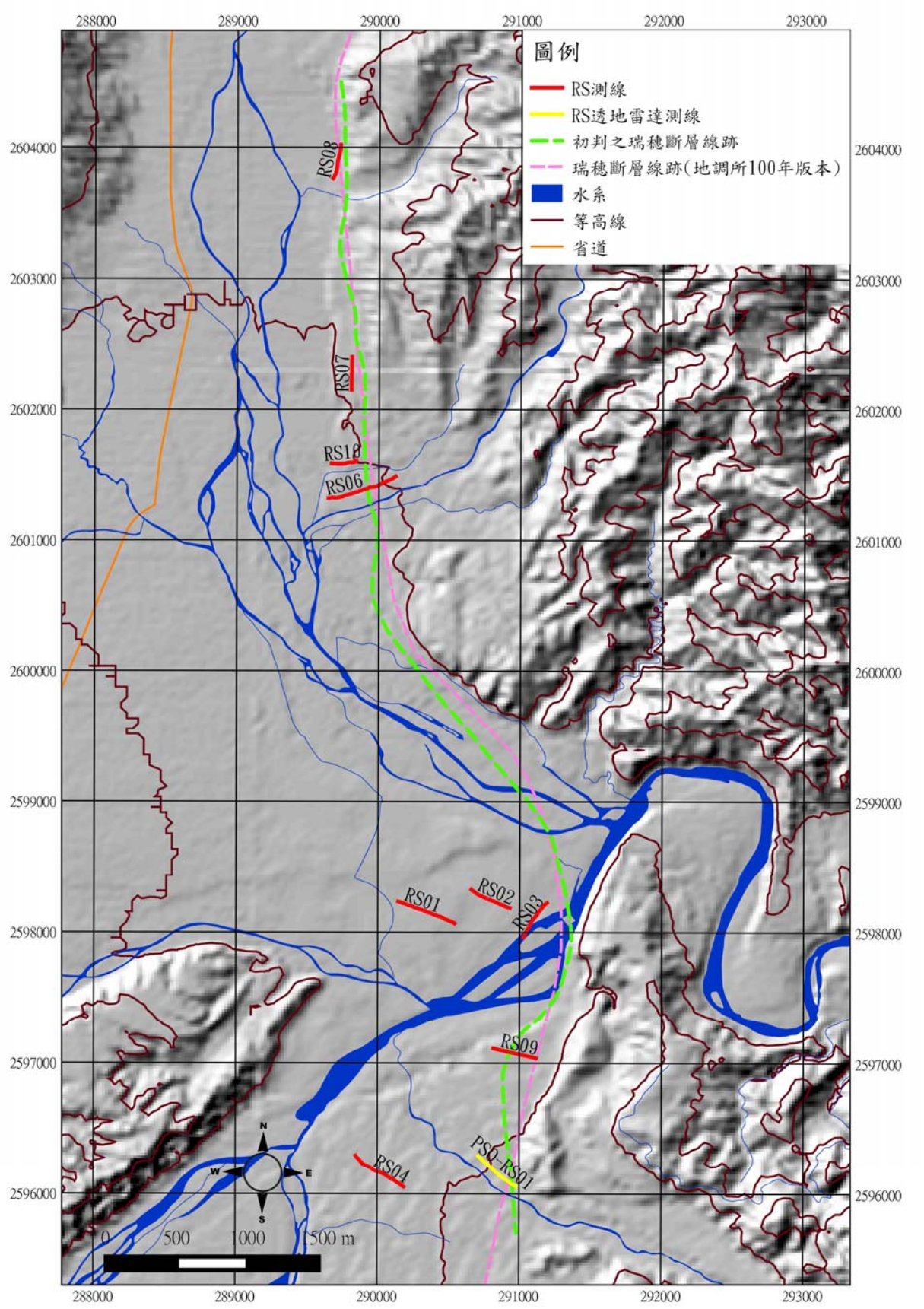


圖 4.3-16 本研究研判之瑞穗斷層線跡通過位置

第五章 旗山斷層

5.1 前人研究

1. 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，以西則為丘陵地形，斷層的兩側有明顯的地勢落差，但岩性上卻相當接近，推測可能與斷層現象有關。

2. 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 5.1-1 與表 5.1-2）。

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 1 與表 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 5.1-1　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 5.1-2 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="3">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">大岡山石灰岩</td><td colspan="2"></td><td>嶺口礫岩</td><td colspan="2">六雙層</td><td rowspan="2">嶺口礫岩</td><td colspan="2">大岡山石灰岩

崎頂層</td><td rowspan="2">嶺口礫岩

大社層</td><td rowspan="3"></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="2">關廟層</td><td colspan="2">二重溪層</td></tr>
<tr><td>石灰岩</td><td rowspan="2">頁岩質砂岩</td></tr>
<tr><td>頁岩質砂岩</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>南化泥岩</td><td rowspan="3">古亭坑層</td><td>古亭坑層</td><td rowspan="3">古亭坑層</td><td>泥岩</td></tr>
<tr><td>砂岩層</td><td>砂岩層</td><td rowspan="2"></td><td>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="3">木柵層</td><td>砂頁岩互層</td><td>木柵層</td><td>頁岩層</td><td>八張犁層</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>砂岩層</td><td rowspan="2">砂頁岩互層
(含石灰岩、玄武岩)</td><td>十六份頁岩</td><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="2"></td><td>長枝坑層</td></tr>
</table>

3. 小結與評估

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。

5.2 旗山斷層地電阻調查工作

旗山斷層測區主要位於高雄市的大社及仁武區範圍內，為旗山斷層南段進入平原之延伸區域。而由大社向南延伸的旗山斷層平原段之通過位置，過去研究中看法不一，如張家鳳 (2004)和吳旻諭 (2005) 利用淺層震測的資料，認為旗山斷層沿旗楠公路(22 號省道)在進入平原段後，沿丘陵與平原之交界向南延伸；而陳文山等(2013)由地表或井下岩盤特性分析結果，研判旗山斷層由北向南延 伸，經大社 A 與 B 剖面之間，之後轉向南經澄清湖東側與大社丘陵之間凹谷， 再沿著鳳山丘陵西側進入海域。然而，由於鑽井資料均未直接於上述的平原段區域，鑽獲旗山斷層之主斷層帶。因此為釐清旗山斷層在此一區域之地下延伸情形，我們於大社至仁武區域，佈設 12 條地電阻測線，大致分布在過去之地質鑽孔位置之間，希望能藉由空間延伸之關係，釐清旗山斷層在平原段南延的部分走向與通過之大致位置。完成之測線總長為 2965 公尺，詳細測線長度與位置資料見附表 5.2-1。

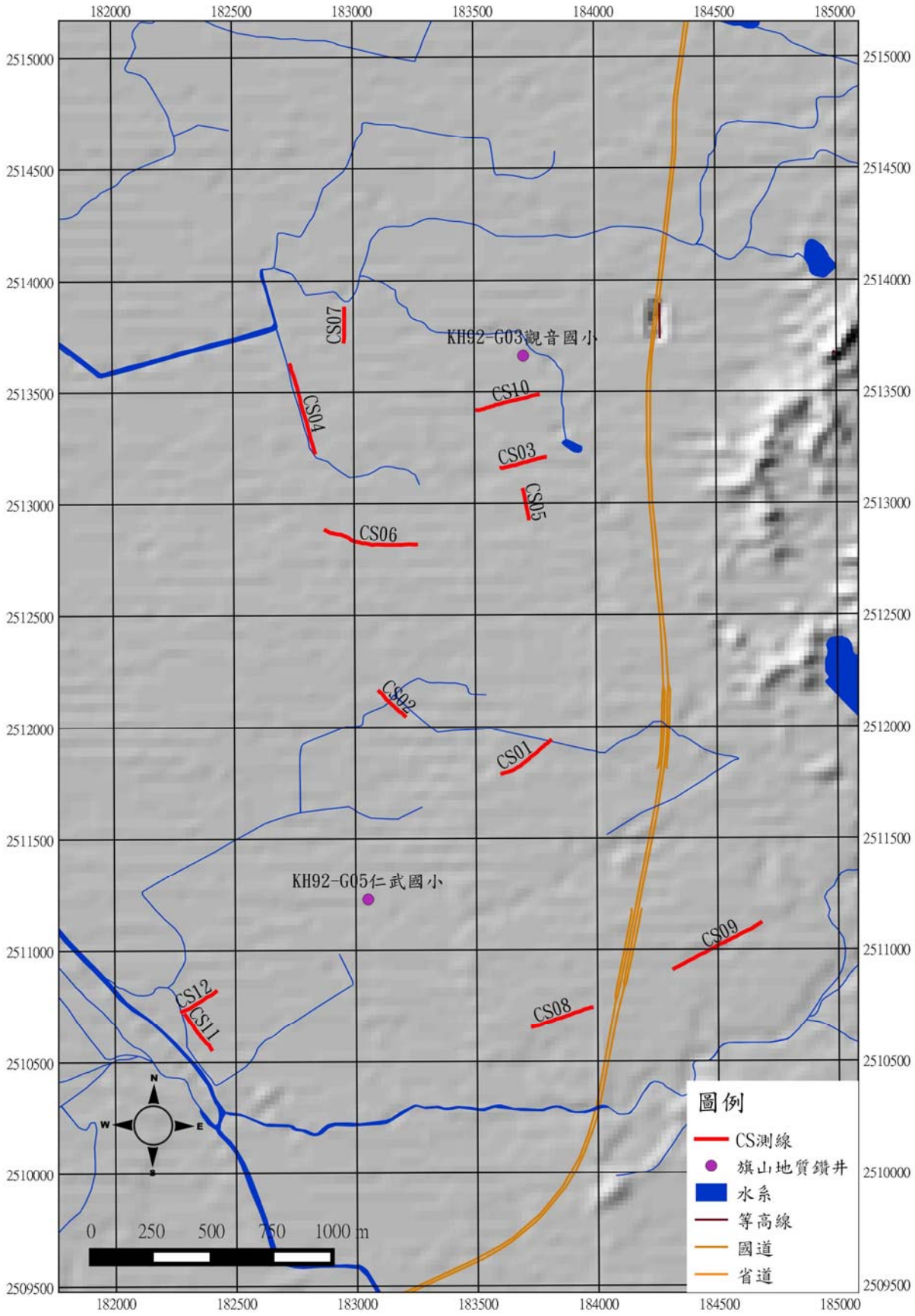


圖 5.2-1 旗山斷層測區地電阻測線分布

表 5.2-1 旗山斷層測線編號、位置與所對應之長度

測線編號	位置	長度(公尺)
CS01	高雄市仁武區水管路三段 96 巷與水管路交叉口，北側農地	250
CS02	高雄市仁武區安樂一街與文安三街間，後安壘球場	155
CS03	高雄市仁武區鹽埕巷，楠梓溪之間農地	190
CS04	高雄市中石化大社廠路邊，沿三中路，起點位在中仁路	410
CS05	高雄市仁武區鹽埕巷南方農地	130
CS06	高雄市仁武區中山大學仁武校區	390
CS07	高雄市大社區文化路 24 巷與民生路交叉口附近，北方鳳梨田地	150
CS08	高雄市仁武區文中路與新庄路交叉口附近路邊空地	260
CS09	高雄市仁武區仁林路與新庄路交叉口附近路邊空地	410
CS10	高雄市仁武區鹽埕巷與三民路 62 巷交叉口附近果園農地	260
CS11	高雄市仁武區鳳仁路 225 巷與靠近八穴淹排水溝附近空地	190
CS12	高雄市仁武區鳳仁路 225 巷與靠近八穴淹排水溝附近空地	170
總長		2965

地電阻施測資料與鑽井資料對比

若旗山斷層上盤之烏山層與下盤的古亭坑層，在電性結構上有不同之組成，便可藉由比對旗山斷層上下盤的岩性與電性地層反應，可以做為判斷施測位置位於斷層上下盤哪一側的依據,藉此可以夾擠繪出斷層線跡可能地通過位置。因此，我們嘗試先於區域內分別位於上盤及下盤的地質鑽井場址附近，尋找適當地點進行施測，以嘗試建立上下盤辨別之電性判釋標準。圖 5.2-2 為位於大社的觀音國小的地質鑽井岩心紀錄解釋(林啟文等，2009)，與位於觀音國小南方約 180 公尺的 CS10 測線之地電阻剖面之比對。圖中岩芯紀錄中，在井下 10-28 公尺深處，全新世沖積層為由粗砂及小礫石為主的沉積物，可以對比到地電阻剖面中，電阻率較高，在 15-30 Ohm-m 間的水平地層。而其下的更新世烏山層，由於含有較多的泥岩，因此電阻率較低，約在 5-10 Ohm-m 之間。

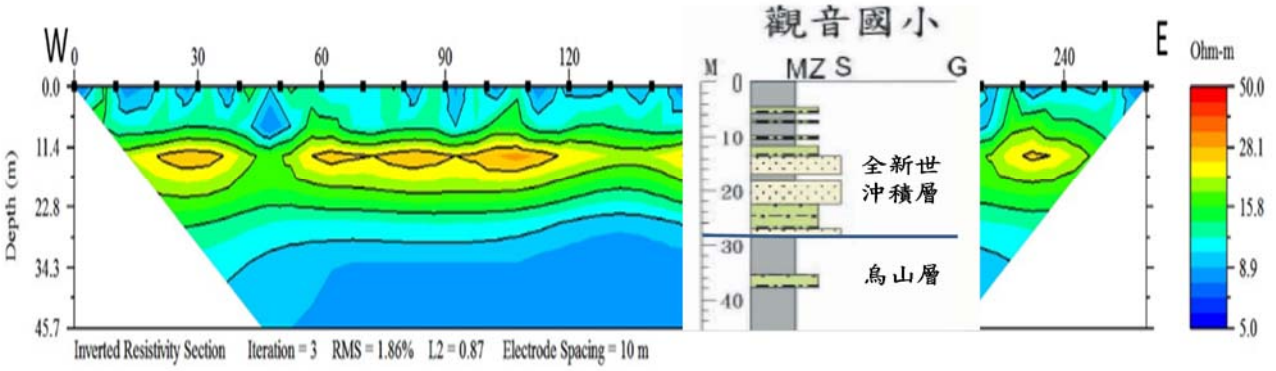


圖 5.2-2 觀音國小地質岩芯資料與 CS10 測線地電阻剖面對比

在本區地電阻測線施測附近鑽獲下盤的地質鑽井，為在仁武市區內之仁武國小鑽井，岩芯紀錄顯示在地表下 40 公尺以下，鑽遇了超過 80 公尺厚的厚層泥岩，判斷為旗山斷層下盤的古亭坑層。然而由於鑽井位置位於市區中心，無法於附近找到有效測深較大之長展距地電阻測線。然而，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，若在 8-10 Ohm-m 以上，則有可能屬於南勢崙砂岩層的電性反應。因此，我們初步嘗試採用此一標準，對旗山斷層測區內之地電組反演算結果進行上下盤比對判釋。

二維地電阻施測結果分析

測線 CS10，位於旗山斷層南段區域，高雄市仁武區鹽埕巷與三民路 62 巷交叉口附近果園農地(圖)，總測線長度為 260 公尺，測線之方位為東西向，圖 5.2-3 為 CS10 地電阻測線之反演算剖面，總測深度約為 45 公尺，此測線的地電阻分布區域，為表層是較低電阻率的表層土壤層(約 5-8 Ohm-m 以下)，而在 11-22 公尺身之間，則為一約 10 公尺厚的高電阻率地層(大於 15 Ohm-m 以上)，此高電阻地層側向延伸良好，根據與附近岩芯的對比結果，本層應為全新世的砂礫沖積層。而在深度 22 公尺以下，又轉變為低電阻率地層(電阻率約 5-8 Ohm-m 以下)，根據前一節所初步採用的判釋標準，以及與附近地層露頭的為態比較，研判此測線 22 公尺深以下的地層應屬於烏山層。

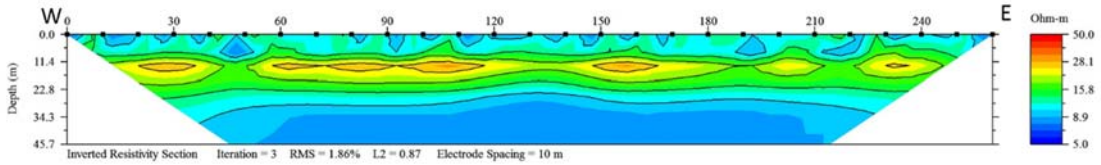


圖 5.2-3 CS10 地電阻測線反演算剖面

圖 5.2-4 為地電阻測線 CS03 之反演算剖面，測線 CS03 位於高雄市仁武區鹽埕巷與楠梓溪之間農地，北側距離 CS10 測線約 250 公尺，總測線長度為 190 公尺，測線之方位為東西向，有效測深約為 34 公尺。和 CS10 測線的反演算結果相似，此測線在 9-25 公尺深度有出現一較高電阻(高於 15 Ohm-m)的反應，側向延續性良好，應屬於全新世的砂礫沖積層，而在 25-30 公尺深以下，電阻率降至 5-10 Ohm-m 左右，顯示此處仍呈現烏山層的電性反應。

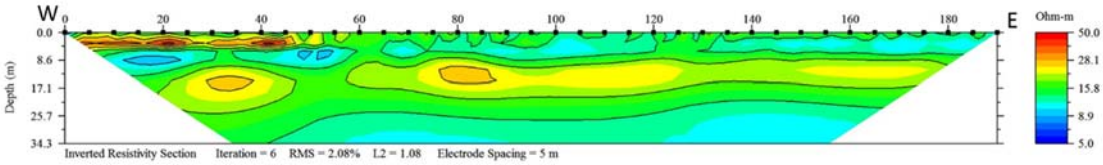


圖 5.2-4 CS03 地電阻測線反演算剖面

測線 CS05 測線長度為 130 公尺，位於 CS03 測線南方約 100 公尺處的農地中，測線之方位為南北向。圖 5.2-5 為 CS05 測線之反演算剖面，由於測線較短，因此有效測深僅約為 22 公尺，此測線的表層高電阻(大於 50 Ohm-m)區域相當的零散且並不連續，在地表下 11-22 公尺間，均為電阻率介於 15-20 Ohm-m 之間的岩層，這一趨勢明顯亦與北方的 CS03 的電阻率分布是呈現較一致性的結果，皆是屬於低電阻率的分布。

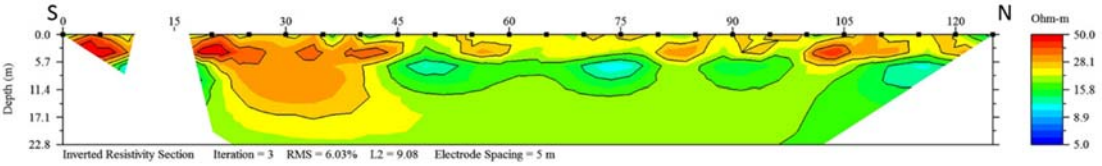


圖 5.2-5 CS05 地電阻測線反演算剖面

測線 CS01，位於旗山斷層南段區域，高雄市仁武區安樂一街與文安三街間，後安壘球場內，總測線長度為 250 公尺，測線之方位為西南-東北走向，圖 5.2-6 為 CS01 地電阻測線之反演算剖面，有效測深約為 45 公尺，此測線在地表至地表下 10-30 公尺深範圍內，存在一層較高電阻率的地層，電阻率在 20-50 Ohm-m

間，且其厚度向東北有逐漸增厚之趨勢。在此一高電阻地層下，則為電阻率在10-20 的電性地層，由於電阻率之組成較前述歸納之烏山層一般電性要高一些，由附近丘陵出露的地層言行與位態研判，此處的深部電性組成，可能反應含砂岩量較多的南勢崙砂岩反應

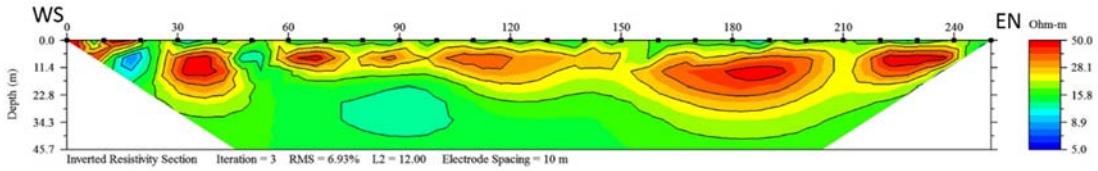


圖 5.2-6 CS01 地電阻測線反演算剖面

測線 CS07，位於高雄市大社區文化路 24 巷與民生路交叉口附近的鳳梨田地中，測線長度為 150 公尺，方位為南北向，東側距離觀音國小地質鑽井約 650 公尺。圖 5.2-7 為 CS07 地電阻測線之反演算剖面，因為測線長度稍短，因此有效測深僅約為 28 公尺，在深度約 7-25 公尺處，存在一側向延續良好的較高電阻地層，地層電阻率在 15-30 Ohm-m 之間，可能是含較粗的砂礫之表層全新世沖積層，在 25 公尺深以下，地層又轉變為小於 15 Ohm-m 以下的電性結構，所呈現的結果與 CS10、CS03、CS05 類似，都是在同樣的深度附近呈現由高轉低的趨勢。由於基盤仍不見低於 5 Ohm-m 的電性結構，因此我們判斷此處應尚屬於烏山層的上盤。

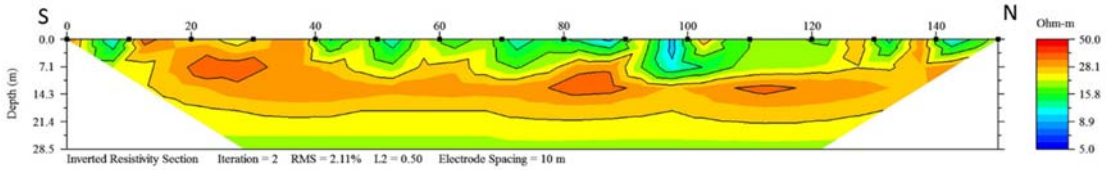


圖 5.2-7 CS07 地電阻測線反演算剖面

測線 CS04 沿中石化大社廠旁的三中路佈設，起點位在中仁路上，總測線長度為 410 公尺，測線之方位為南北向，圖 5.2-8 為 CS04 地電阻測線之反演算剖面，有效測深約為 74 公尺，與其他先前的測線不同，CS04 測線在地表至地表下 19 公尺深處，存在有一電阻率高於 50 Ohm-m 的全新世沖積層沉積物。但在 19-25 公尺深處以下至 74 公尺深的電性地層，在距測線南端約 60 公尺至測線的北端範圍內，均為電阻率低於 5 Ohm-m 的地層。根據前人研究所建立的判釋標準，我們初步認為此處很可能呈現的是極低電阻率的旗山斷層下盤之古亭坑泥岩層電性反應。而斷層可能由本測線的南端通過。

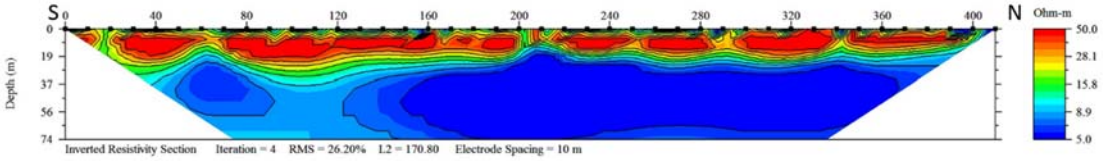


圖 5.2-8 CS04 地電阻測線反演算剖面

測線 CS06，位於 CS04 測線的南側約 360 公尺處，位於高雄市仁武區中山大學仁武校區內，總測線長度為 390 公尺，測線之方位為東西向，圖 5.2-9 呈現 CS06 地電阻測線之反演算結果，此測線的表層約 15-20 公尺厚的地層，由電阻率高於於 50 Ohm-m 的沉積物組成，研判應為地表的砂礫沖積層。而在 20-65 公尺深範圍內，存在一層電阻率約 8-15 Ohm-m 的地層。此測線的電性結構與 CS04 截然不同，但與東側的 CS10、CS03 等測線結構相似。因此我們判斷此測線的反演算結果，呈現位於斷層上盤的烏山層或南勢崙砂岩層之電性反應。

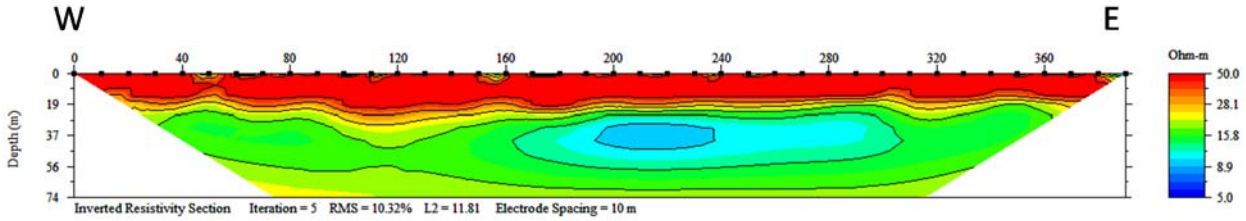


圖 5.2-9 CS06 地電阻測線反演算剖面

圖 5.2-10 為 CS08 地電阻測線之反演算剖面，測線 CS08 位於高雄市仁武區文中路與新庄路交叉口附近路邊空地，總測線長度為 260 公尺，測線之方位為東西向。此測線的電阻率分布表層為高電阻(大於 28 Ohm-m 以上)率的全新世沖積層的沉積物，厚度約為 11-13 公尺。測線西段水平標示 190 公尺之前，在深度 11-13 公尺以下至 45 公尺深，為低電阻率的電性地層，電阻率低於 5 Ohm-m 以下，由前述的地電阻判釋標準，以及附近仁武國小的地質鑽井判斷，此一低電阻率電性地層可能反映的是以泥岩為主的古亭坑層，而在測線東段約 190-260 公尺處，同樣的深度卻變為較高電阻率(電阻率高於 28 Ohm-m)的地層，由於此一測線已經相當接近東側的丘陵地帶，由附近丘陵地區所出露的岩層位態判斷，我們推測此一相對高阻地層可能反映了附近的南勢崙砂岩的平原下延伸部分。而此一交界面我們推測應為旗山斷層的南延部分，斷層面為高角度向東傾斜，斷層線跡的地表投影位置約在測線水平標示 180 公尺處。但仍需後續的鑽井等其他地質資料加以印證。

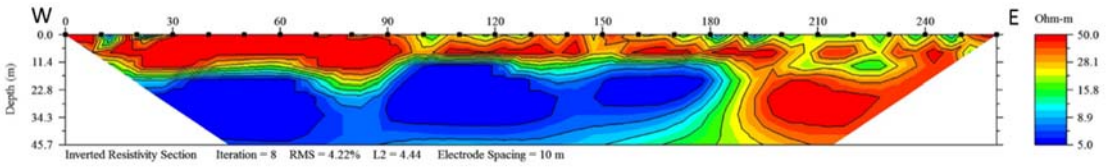


圖 5.2-10 CS08 地電阻測線反演算剖面

圖 5.2-11 為 CS09 地電阻測線之反演算剖面測線，CS09 測線位於 CS08 測線東側約 370 公尺處，高雄市仁武區仁林路與新庄路交叉口附近路邊空地上，總測線長度為 410 公尺，測線之方位為東西向，有效測深約為 74 公尺。在測線西側 0 到 320 公尺處，除了表層厚度約 9 公尺的全新世沖積層外，地表下 9-25 公尺深為一連續性不佳的泥質低電阻率地層，而在 25-70 公尺，則又變為電阻率在 15 Ohm-m 以上之較高電阻率地層，此較高電阻率地層在深度層位上大致可與 CS08 東側之較高電阻率地層對比。因此我們判斷此一較高電阻率的電性結構，可能反映旗山斷層上盤的南勢崙砂岩層之地質組成。而測線東側水平標示 320-410 公尺間，在表層約深度 9 公尺以內，為一電阻率高於 28 Ohm-m 以上的全新世沖積層所組成，而深度在 9 公尺以下的地層，則為較低電阻率的地層(電阻率約在 5-10 Ohm-m 間)，由附近出露的地層研判，可能代表以泥岩為主的大社層的平原下延伸。

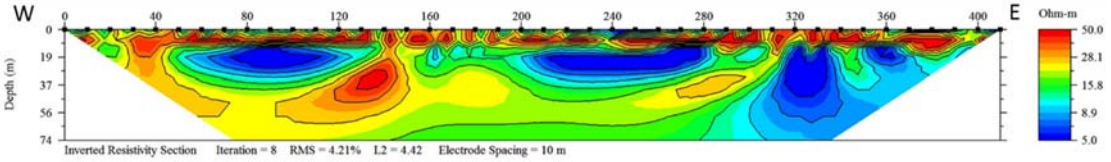


圖 5.2-11 CS09 地電阻測線反演算剖面

測線 CS02，位於旗山斷層南段區域，高雄市仁武區安樂一街與文安三街間，後安壘球場內，總測線長度為 155 公尺，測線之方位為東南-西北向，圖 5.2-12 為 CS02 地電阻測線之反演算剖面，有效測深約為 28 公尺，此測線的表層約 16 公尺厚的沉積物，為較高電阻率(大於 50 Ohm-m)的全新世沖積層，在深度 16-21 公尺以下，出現一較低電阻率(小於 15 Ohm-m)的電性地層反應，與表層高電阻區域有明顯差異，由先前研究所建立之判釋標準來看，我們研判 CS02 深處地層應亦為上盤南勢崙砂岩的電性地層反應。

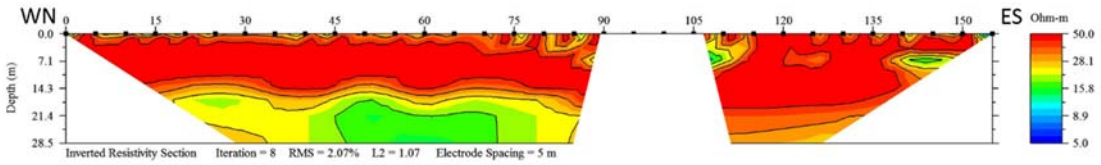


圖 5.2-12 CS02 地電阻測線反演算剖面

測線 CS12，位於旗山斷層南段區域，高雄市仁武區鳳仁路 225 巷與靠近八穴淹排水溝附近空地，總測線長度為 170 公尺，測線之方位為東西向，圖 5.2-13 為 CS12 地電阻測線之反演算剖面，因測線較短，因此有效測深約為 28 公尺，此測線在深度 5-20 公尺以上，有一測像延伸良好的較高電阻率地層(電阻率高於 28 Ohm-m 以上)呈現帶狀分布，25 公尺深以下的地層，電阻率略降至約 20-28 Ohm-m 間，此測線與 CS01、CS07、CS06 的表層 25 公尺內的電性反應相似，因此我們判斷其電性反應了表層的全新世沖積層的反應，較老的岩盤深度大於 28 公尺，在本測線的有效測深範圍內未出露。

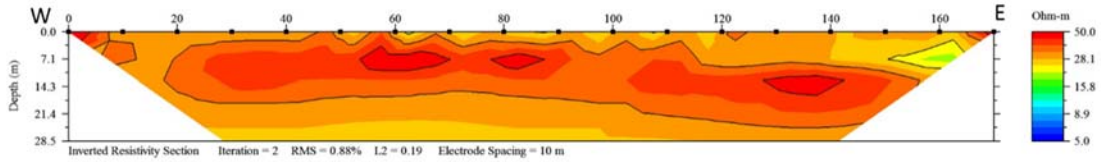


圖 5.2-13 CS12 地電阻測線反演算剖面

圖 5.2-14 為 CS11 地電阻測線之反演算剖面，本測線緊鄰 CS11 測線南側，測線之方位為南北向。測線 CS11 位於高雄市仁武區鳳仁路 225 巷與靠近八穴淹排水溝附近空地，測線總長度為 190 公尺，有效測深約為 34 公尺，此測線的地電阻電性結構和前述 CS11 剖面類似，因此我們判斷其電性僅反應了表層的全新世沖積層的反應，較老的岩盤深度大於 28 公尺，在本測線的有效測深範圍內未出露。

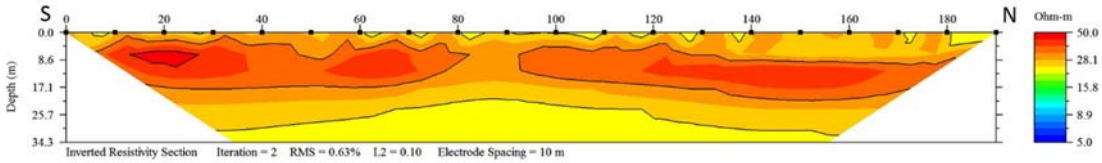


圖 5.2-14 CS11 地電阻測線反演算剖面

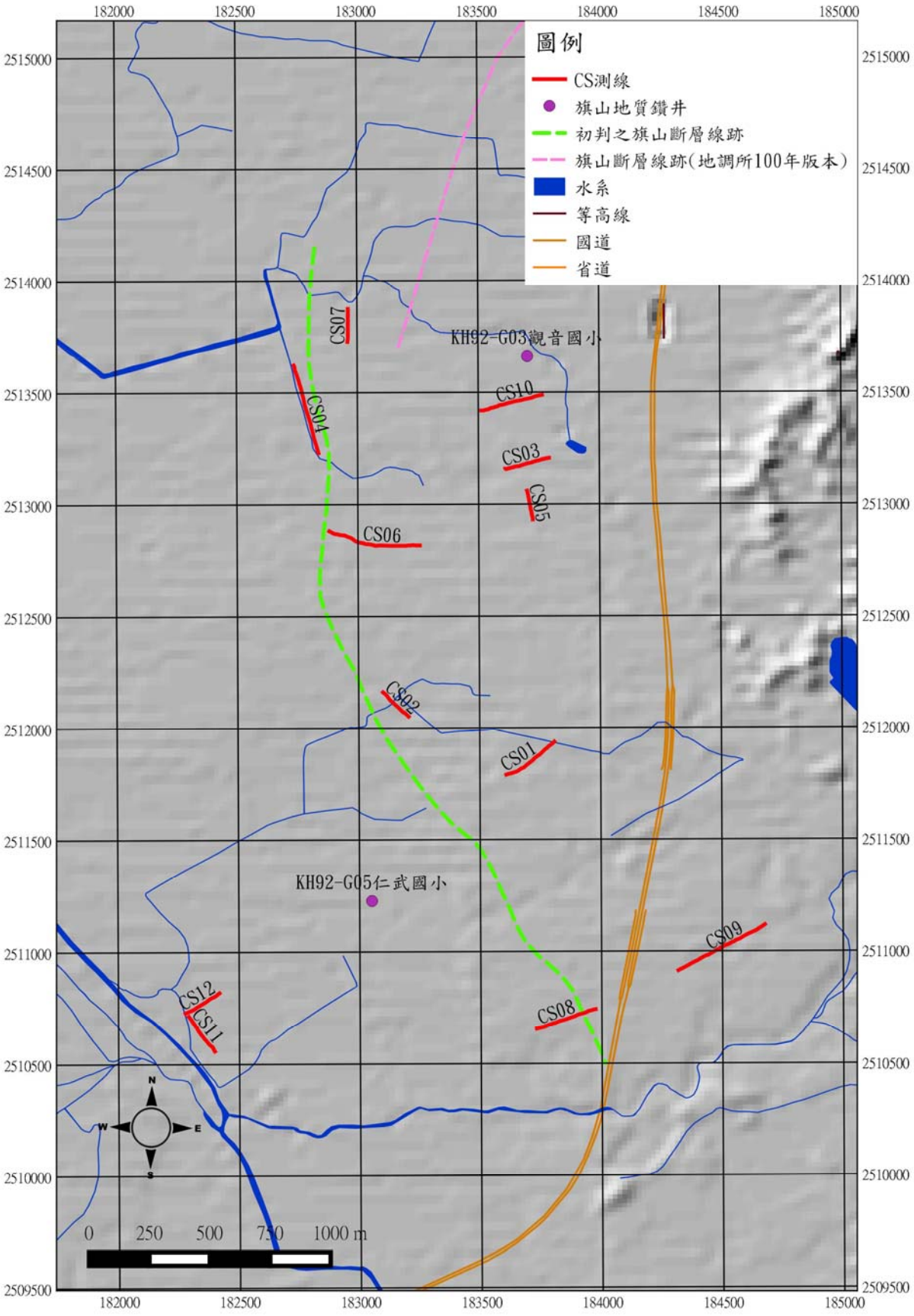


圖 5.2-15 地電阻判斷之旗山斷層線跡分布位置

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 CS04 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，因此判斷此一測線位於斷層之下盤，而其餘的 CS10、CS03、CS05，以及位於中山大學仁武校區的 CS06，與更南側的 CS01、CS02，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 CS08、CS09 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，斷層線跡應通過 CS08 測線，距測線西側端點約 180 公尺處。因此旗山斷層的斷層線跡，可能由位於上盤的 CS07、CS06、CS02、CS01、CS09 等測線的西側，與仁武國小鑽井與 CS04 測線的東側間通過，並切過 CS08 測線，距測線西側端點約 180 公尺處，向南繼續延伸。(如圖 5.2-15 所示)

第六章 玉里斷層

6.1 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。

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。

地質

1. 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。

(1) 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）。

(2) 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。

(3) 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。

(4) 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。

(5) 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。

(6) 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。

(7) 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。

2. 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。

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-RS01 與 04P-YLI-RS04），測線位置皆位於玉里斷層北端（圖 6.1-1 ）。震測線 04P-YLI-RS04 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(0)。舞鶴台地東北震測剖 04P-YLI-RS01 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（0）。

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 6.1-1 ）。玉里鎮南方的客城 04E-YLI-YL03 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-YL02 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（0）。

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 6.1-1 ）。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 6.1-2 ）。

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。

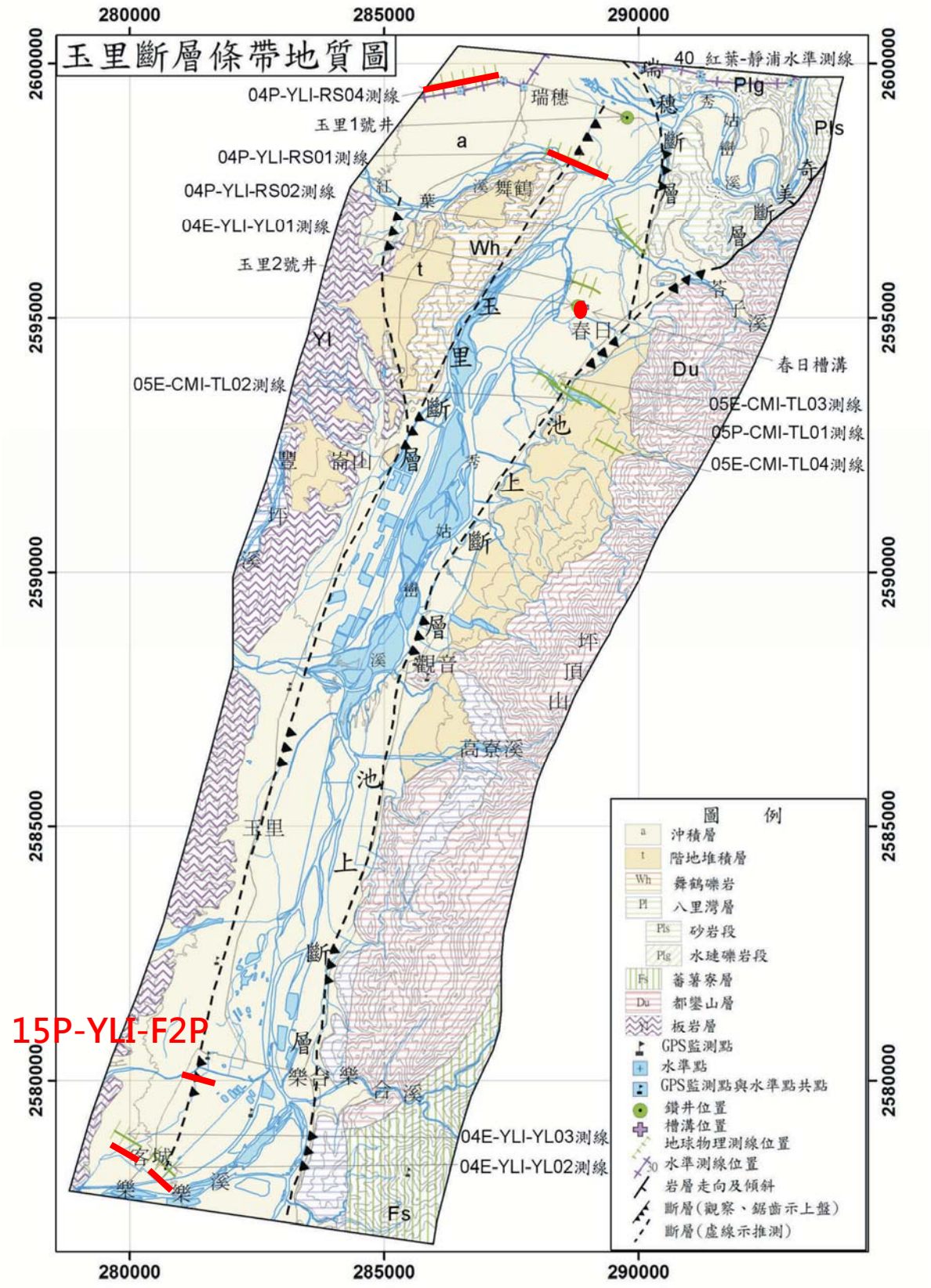


圖 6.1-1 玉里斷層條帶地質與反射震測線位置圖(座標 TWD67)

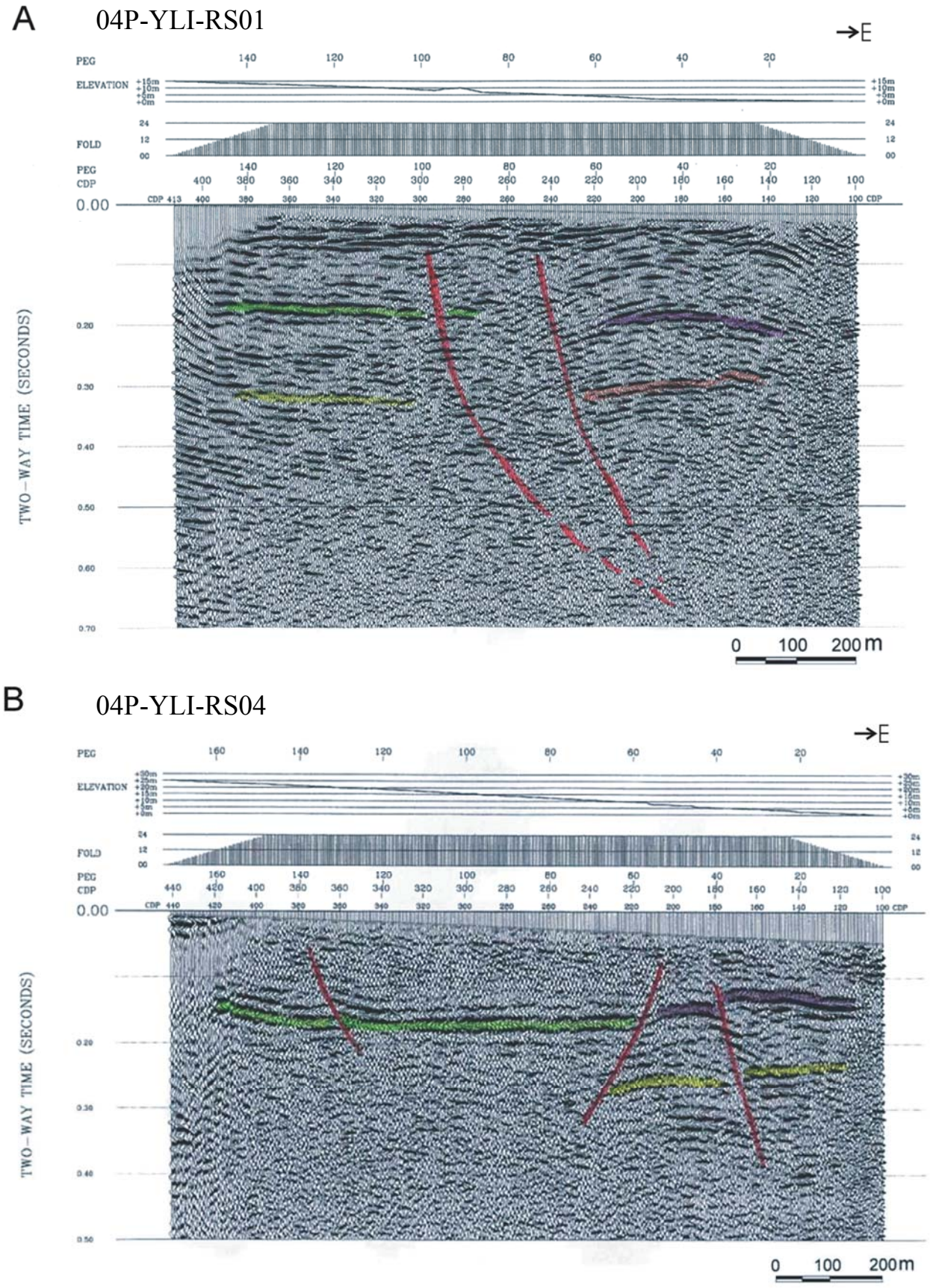
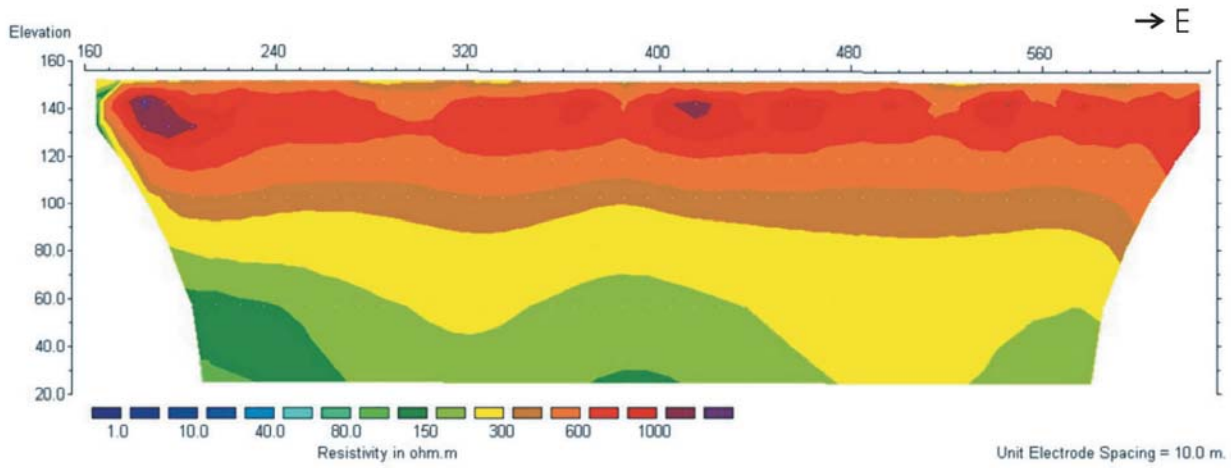


圖 6.1-2 玉里斷層北端反射震測探勘結果(石瑞銓等，2004)

A 04E-YLI-YL03



B 04E-YLI-YL04

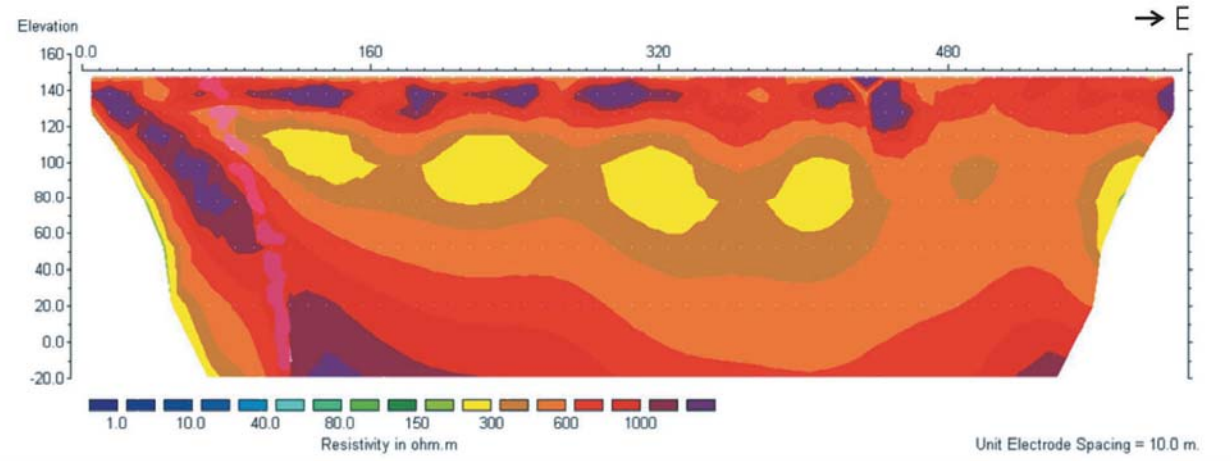


圖 6.1-3 玉里斷層南端地電阻探勘結果（石瑞銓等，2004）

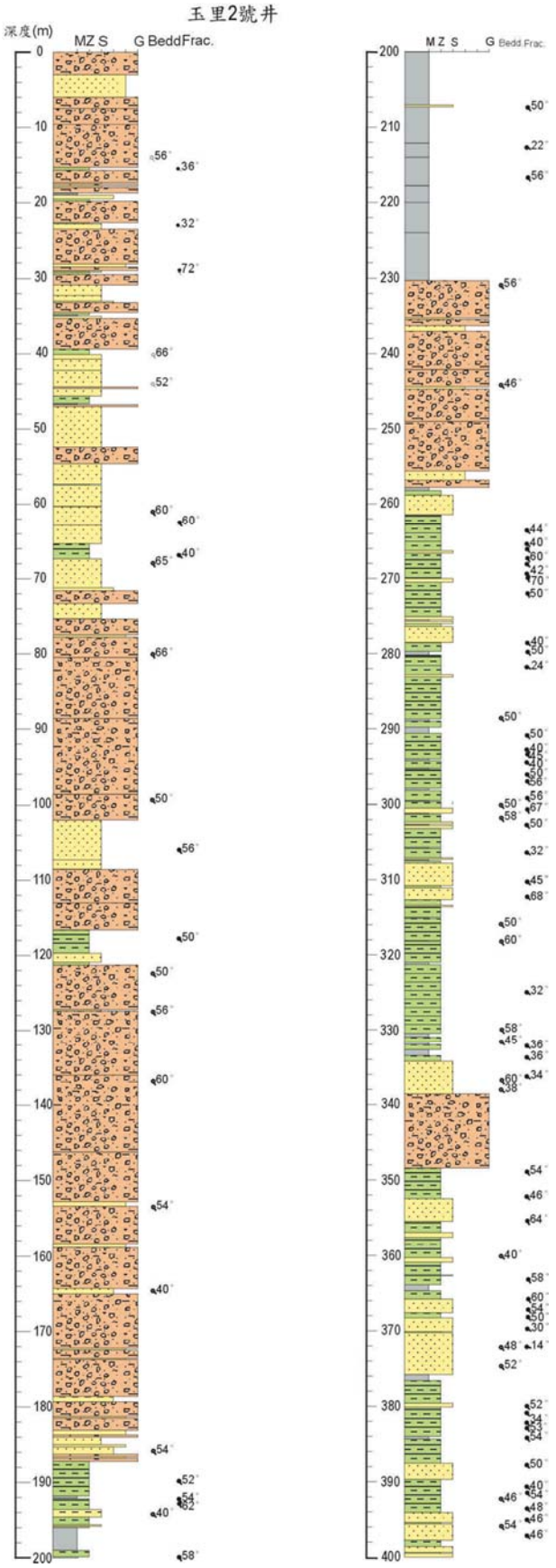


圖 6.1-4 玉里 2 號井 地層柱狀圖

6.2 淺層震測探勘

徐鐵良(1955)調查玉里斷層為左移斷層兼具逆移分量，在南端延伸至客城里（圖 6.1-1 ）。在前人研究中，除了地電阻資料外（0），對於玉里斷層南端的地球物理探勘及鑽井資料非常缺乏（圖 6.1-1 ），因此有必要多此段玉里斷層的幾何型態加以確認。因考量震測線的延長性，此年度規劃玉里斷層震測線位於玉里大橋南邊與秀姑巒溪西側（圖 6.2-1 ）。

淺層震測（15P-YLI-F2P）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，由西為起點向東施測（圖 6.2-2 ）。原計畫預定於東邊為起點，但經測試發現斷層位於西側，改由西邊開始向東施測，所以測站位置由西向東遞減。另外資料長度從檔案編號 125 開始由 1000ms 調整至 2000ms；低切頻率從檔案編號 148 開始由 15Hz 向上修正到 35Hz。其詳細野外施測幾何參數列於表 6.2-1 。

淺層震測（15P-YLI-F2P）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 740m（圖 6.2-3 ）。在移位前雙程走時剖面上（圖 6.2-4 ），主要反射能量穿透達 500ms，可供移位處理，而深層可辨識反射層深達 1500ms 左右。移位後深度剖面（圖 6.2-5 ）有效反射層達 700m，可見地層向東傾斜明顯，且有逆移的錯動，此向東傾的反射層面與地電阻剖面（04E-YLI-YL02）西側的結果一致（0）。在 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，約 200m 深處訊號由強轉弱。假設玉里斷層與池上斷層中間的沉積盆地由北到南變化不大，則可用位於玉里斷層北段的玉里 2 號井（圖 6.1-2 ）做地層對比。經對比後 200m 深地層分界和二號井 186m 礫石層 – 粉砂岩層交界大致吻合（圖 6.2-6 ）。

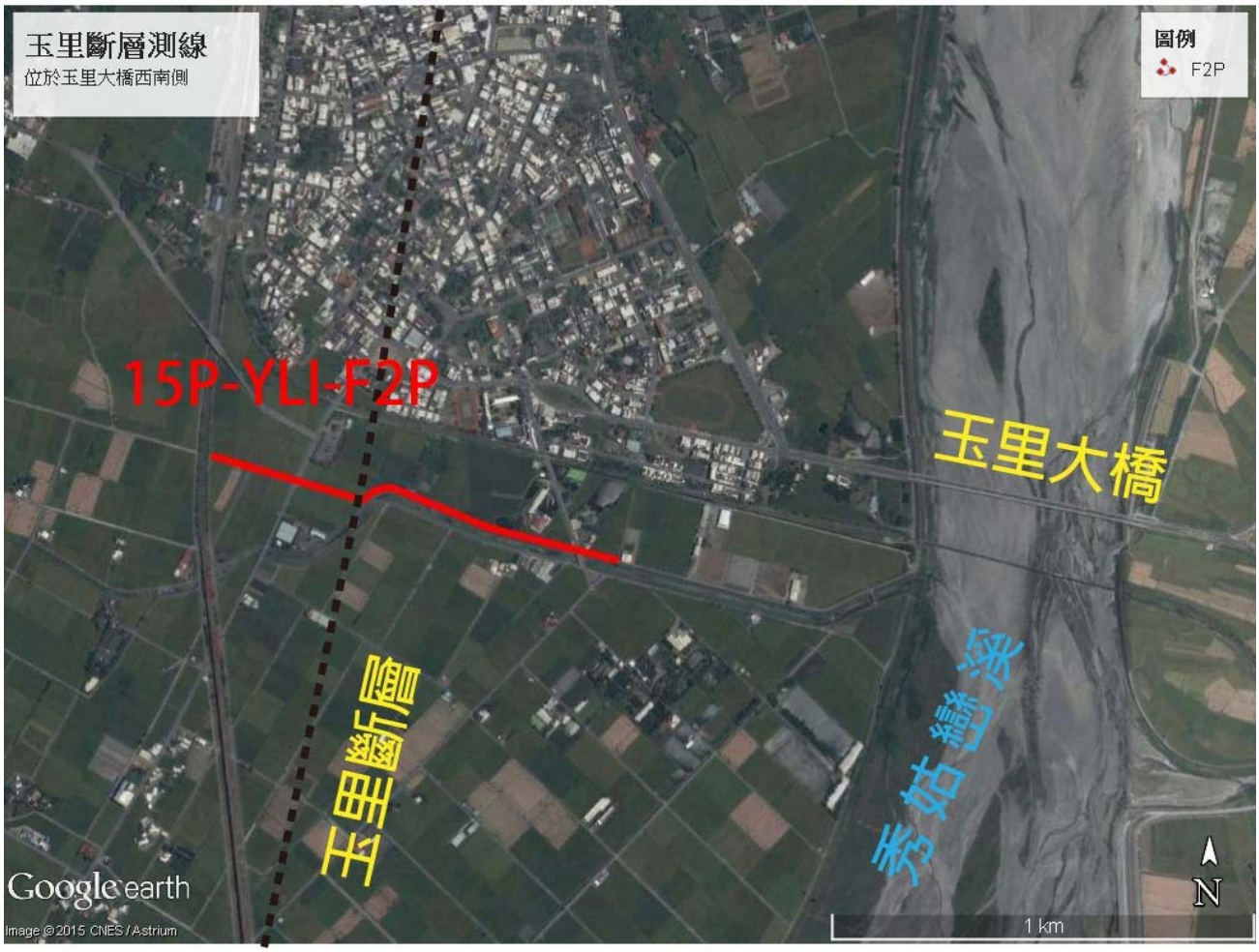


圖 6.2-1 玉里測線 (15P-YLI-F2P) 野外測線路徑

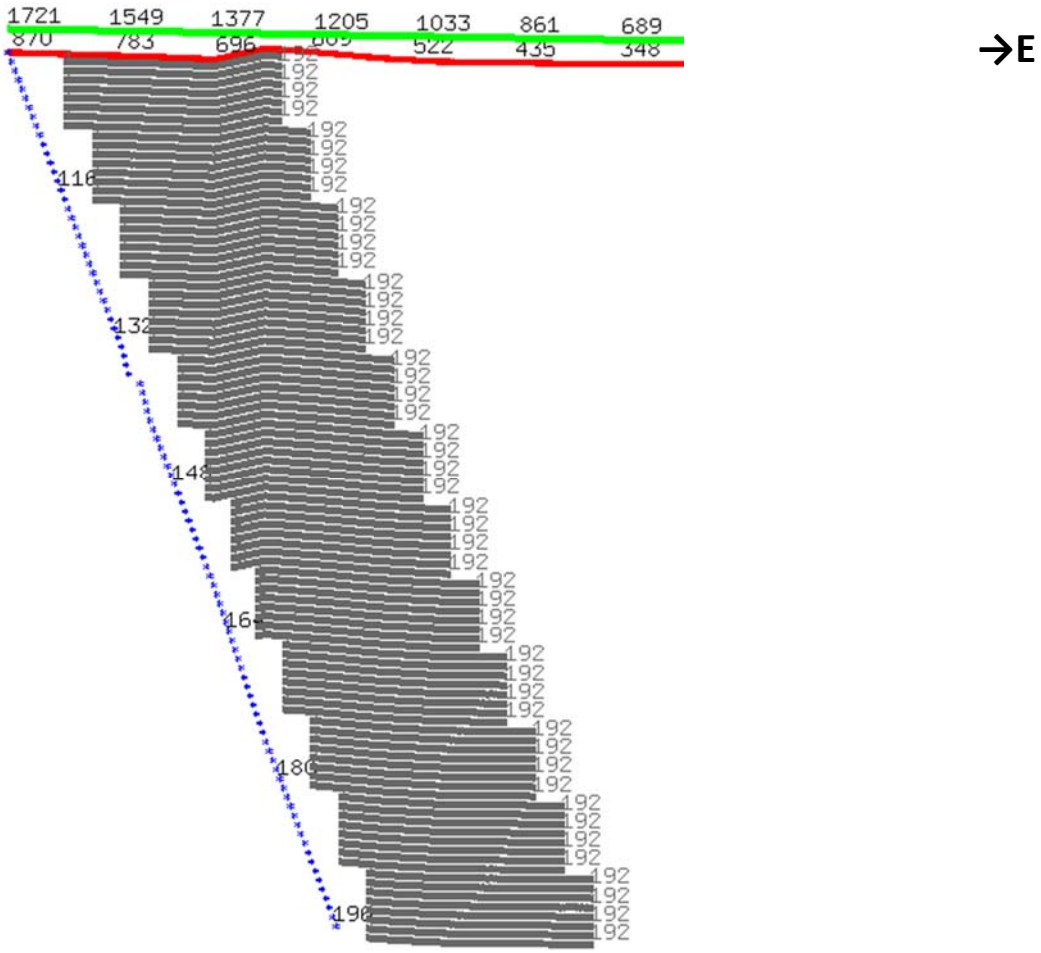


圖 6.2-2 玉里測線 (15P-YLI-F2P) 野外施測幾何

表 6.2-1 玉里測線（15P-YLI-F2P）施測幾何參數

測區	花蓮玉里斷層	取樣率	0.25ms
測線名稱	15P-YLI-F2P	測站間距	2m
測線方向	由西向東	炸點間距	6m
測站位置	1654m - 744m	重合數	32
炸點位置	1750m - 1180m	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	1s(shot101-124), 2s(shot 125-196)	低切頻率	15Hz(101-148),5Hz(149-196)



圖 6.2-3 玉里測線 (15P-YLI-F2P) 剖面位置圖。本圖為玉里斷層條帶地質圖（圖 6.1-1 ）的左下角放大圖，紅線為玉里測線（15P-YLI-F2P）的 CDP 線

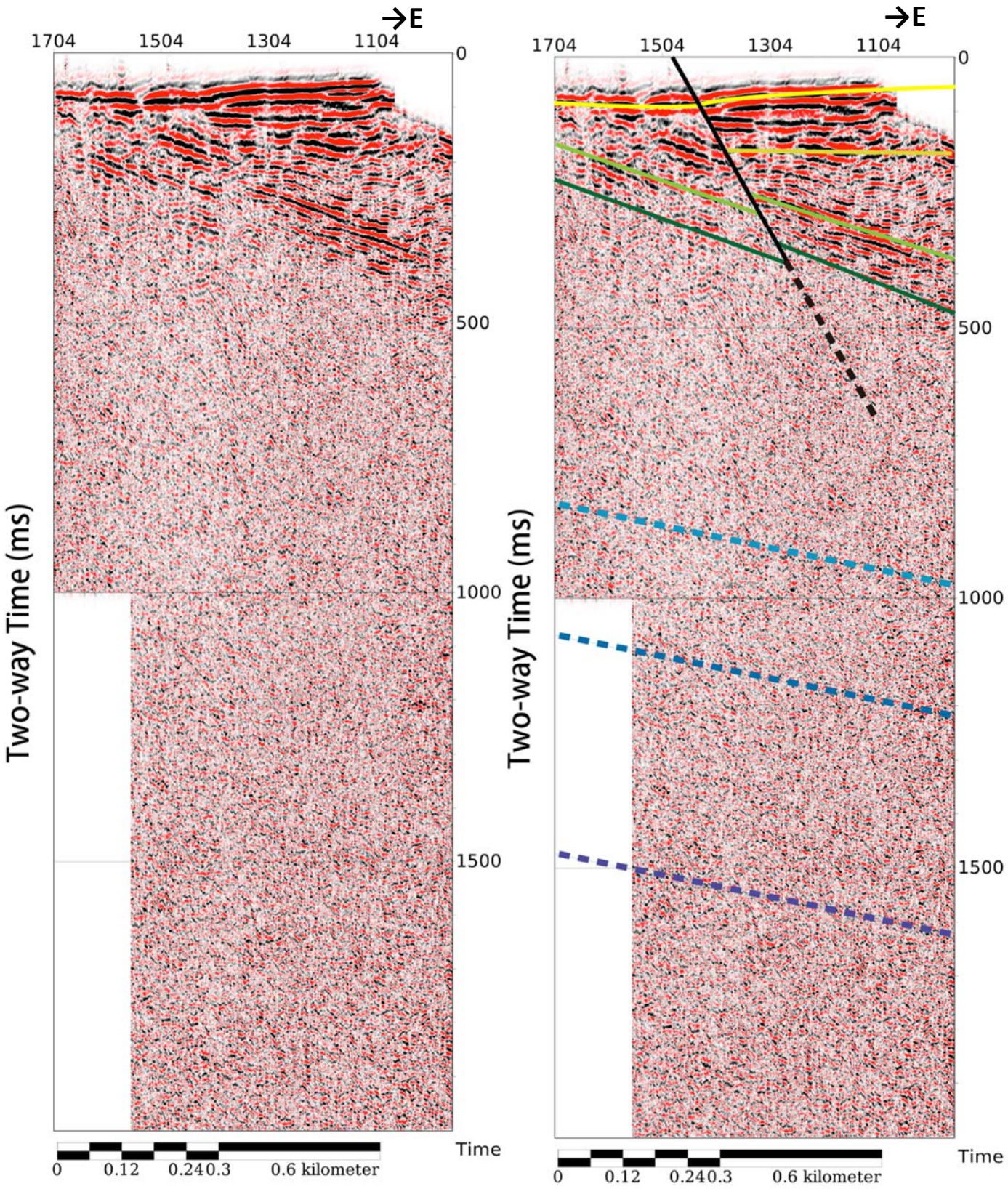


圖 6.2-4 玉里測線（15P-YLI-F2P）移位前雙程走時剖面（左圖）與解釋（右圖）

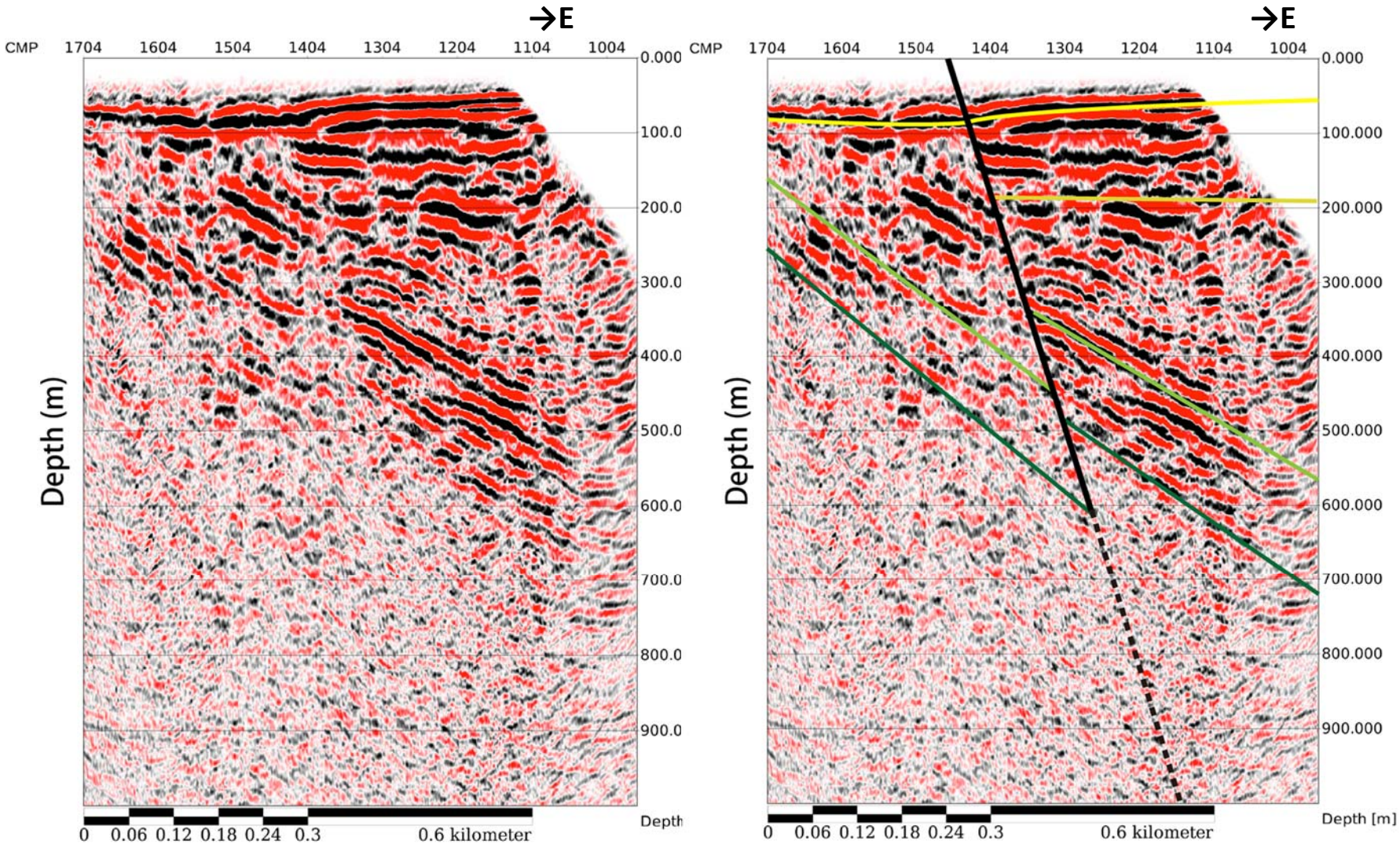


圖 6.2-5 玉里測線（15P-YLI-F2P）移位後深度剖面（左圖）與解釋（右圖）

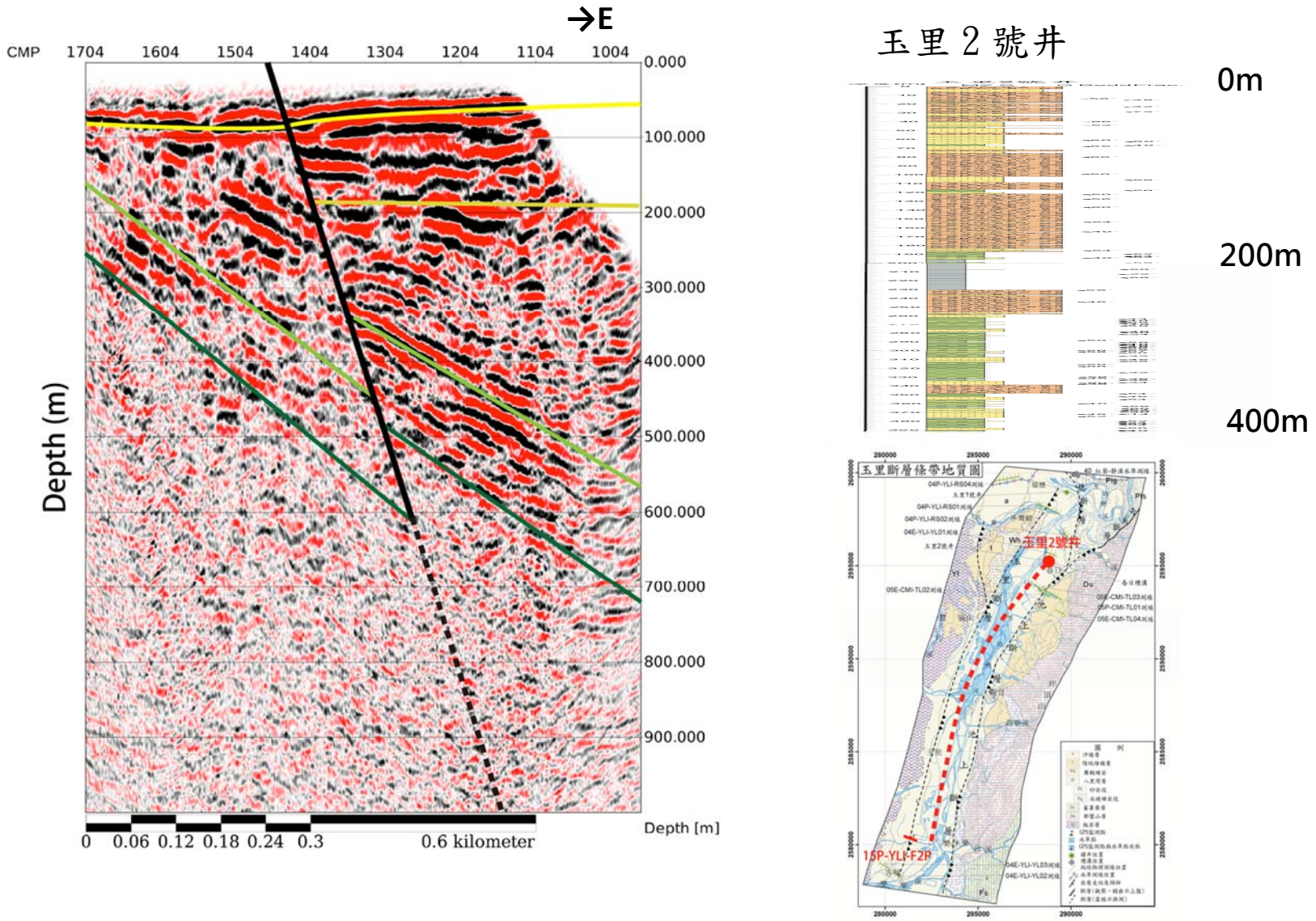


圖 6.2-6 玉里測線（15P-YLI-F2P）(左圖) 與玉里 2 號井 (右上圖) 地層對比 與構造投影示意圖 (右下圖)

6.3 玉里斷層地球物理調查工作

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 6.3-1)。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。

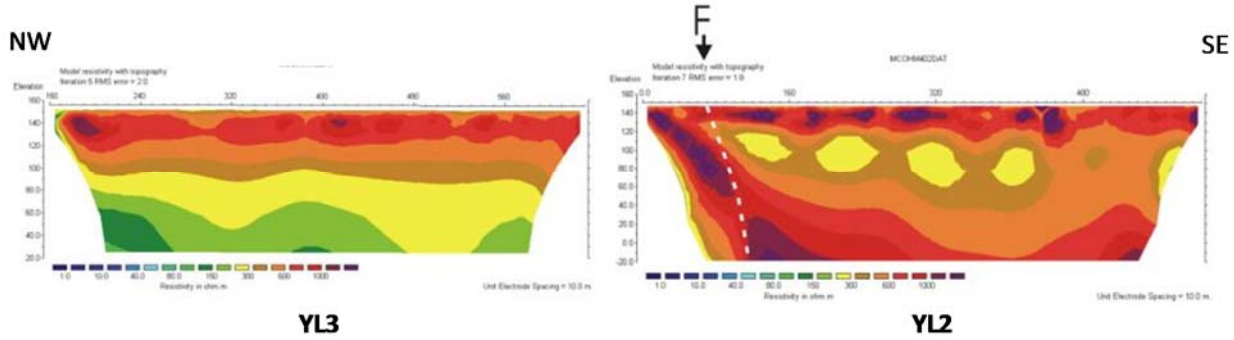


圖 6.3-1 地調所針對玉里斷層所施測之地電阻二維測線 YL3 與 YL2

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 6.3-2、圖 6.3-3、圖 6.3-4)，總長度共計 3855 公尺(如表 6.3-1 所示)。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。

表 6.3-1 玉里斷層帶地電阻測線位置及長度

測線編號	位置	長度(公尺)
YL01	玉里鎮南方，仁愛路一段與水源路間靠西側農地	430
YL02	玉里鎮南方，忠孝路與福安街南側農地	410
YL03	玉里鎮南方，仁愛路一段與水源路間靠東側農地	310
YL04	玉里鎮南方，仁愛路一段與中山路一段間農地	300
YL05	玉里鎮南方，客城里農地	430
YL06	玉里鎮北方，台九線，高寮大橋北方，東側農地	270
YL07	玉里鎮北方，台九線，高寮大橋北方，東側農地	300
YL08	玉里鎮，民國路二段，玉里運動公園空地	210
YL09	玉里鎮，中華路 424 號，玉里高中操場	200
YL10	玉里鎮，民國路二段與莊敬路間，玉里運動公園	220
YL11	玉里鎮北方，台鳳農場東南側，台九線東側農地	310
YL12	玉里鎮北方，豐坪溪北岸河灘地	330
YL13	玉里鎮北方，花 67 鄉道，東側農地	135
總長度		3855

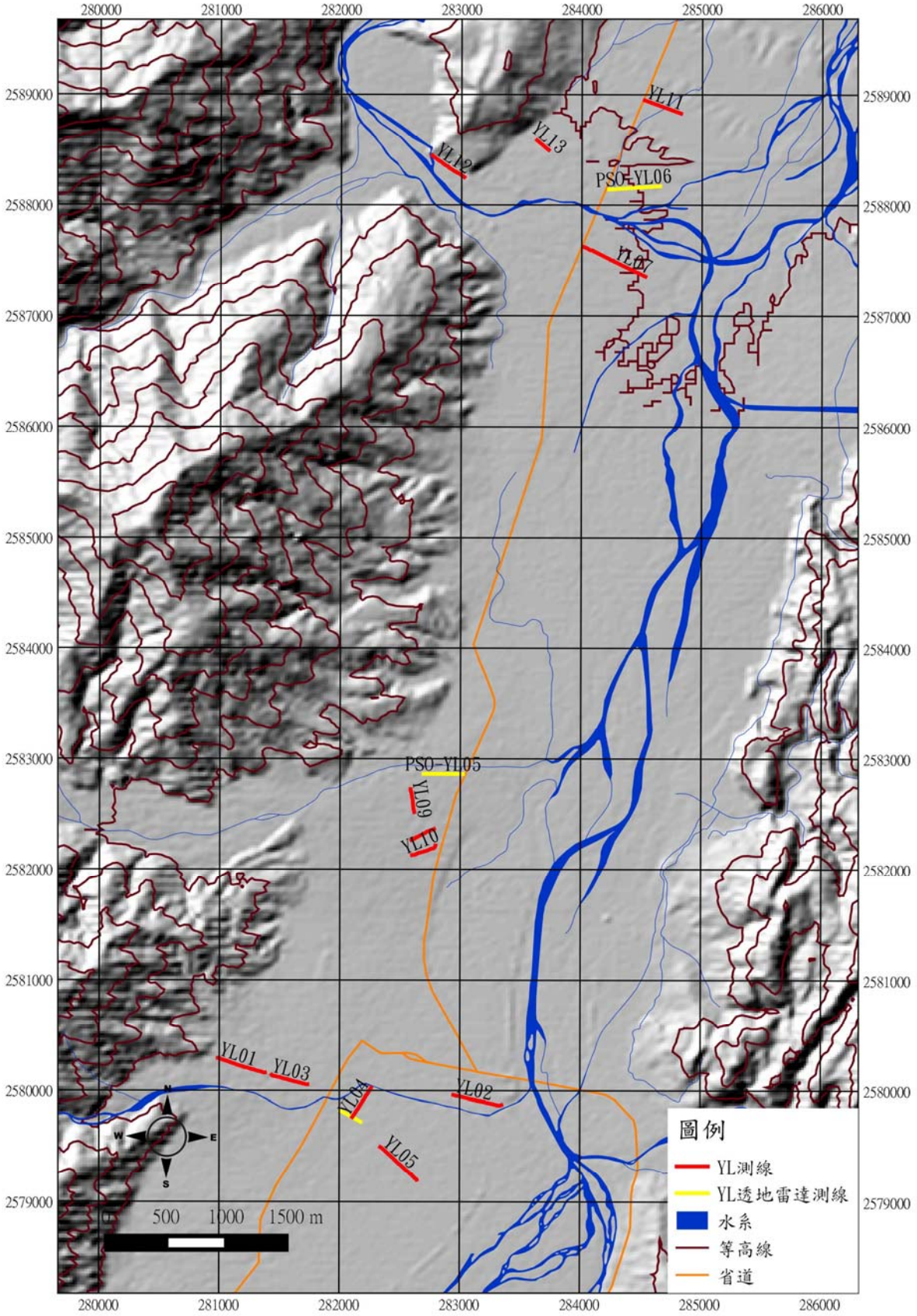


圖 6.3-2 玉里斷層測區測線分布

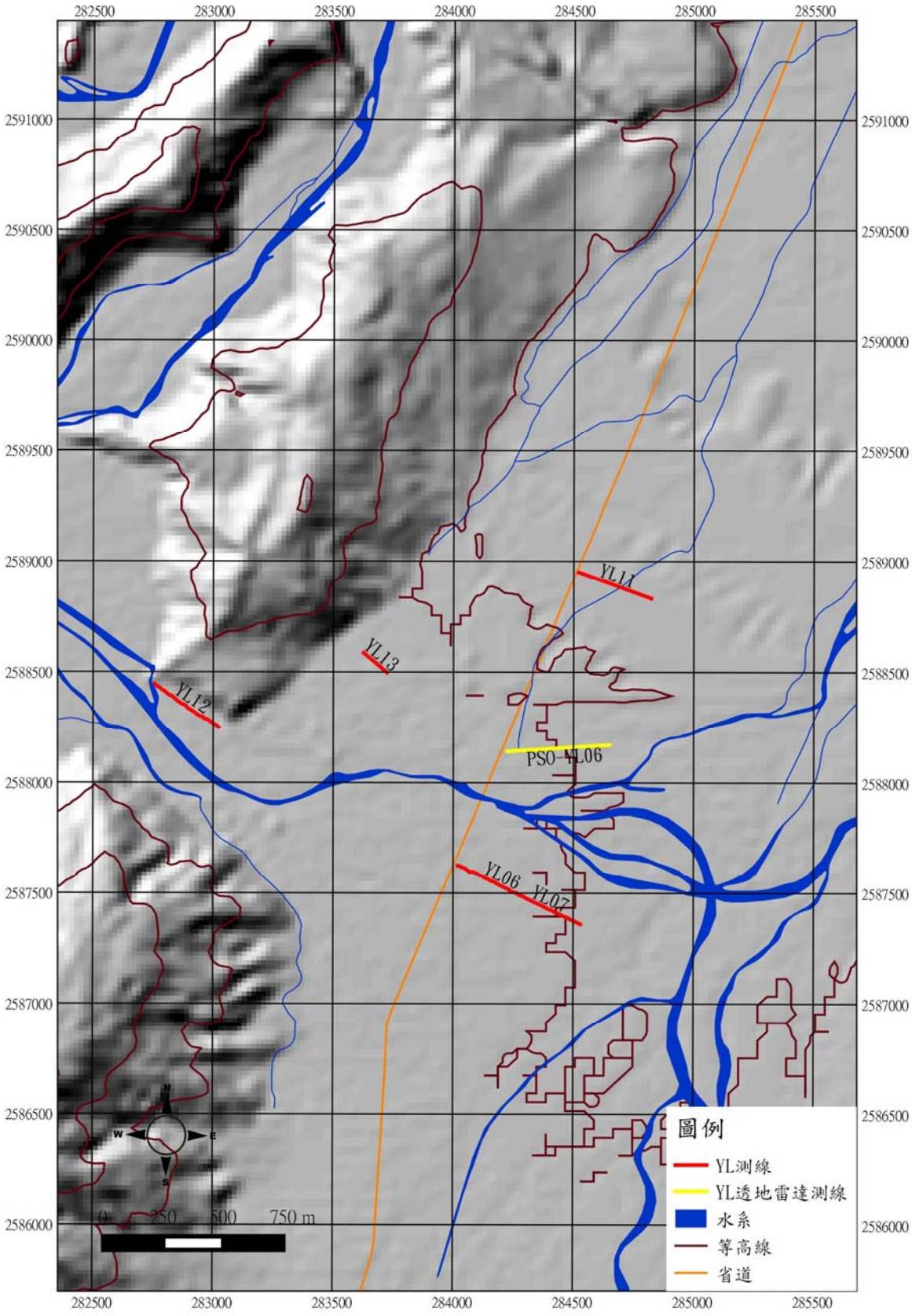


圖 6.3-3 玉里斷層北測區測線分布

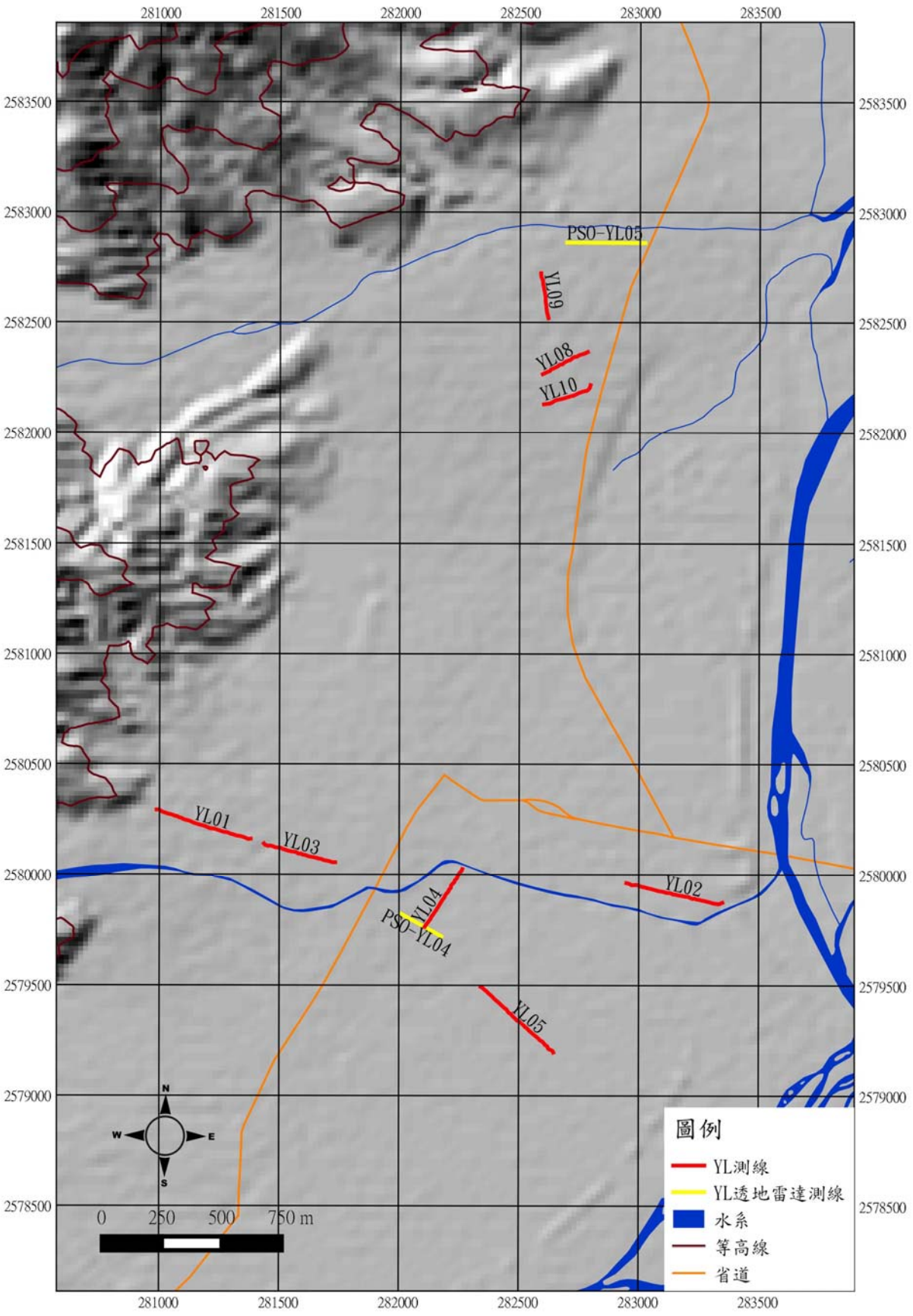


圖 6.3-4 玉里斷層南測區測線分布

測線 YL01 位於玉里鎮南方，仁愛路一段與水源路間靠西側農地，測線長度為 430 公尺，測線之方位大致為東西向。圖 6.3-5 為地電阻測線 YL01 之反演算結果，測線剖面以距起點約 120 公尺及 280 公尺處為界，分別呈現不同的地電阻電性地層阻成，西側由測線起點至測線 120 公尺位置的地下地層，呈現接近地表為較低電阻率(小於 200 Ohm-m)，30-60 公尺深處為較高電阻率(大於 600 Ohm-m)，約 60 公尺深以下又逐漸降低至 200-300 Ohm-m 間之電性地層分布。而在測線位置 120 公尺至 280 公尺的位置，則是呈現近地表 150 公尺深度內為約 100~300 Ohm-m 的電性組成沉積物，由 10 公尺深至約 50 公尺深為電阻率高於 600 Ohm-m 的電性地層，其下則為 100 Ohm-m 以下之電性地層結構。而由 280 公尺至 430 公尺的區域，則是由地表下 10 公尺以下地層，均為電阻率高於 300 Ohm-m 的電性地層反應。各段之電性結構明顯不同，由電性分布位態初步判斷，我們認為在 120 公尺處的接觸面具向東傾斜的位態(如圖 6.3-5 中左側虛線所示)，而 280 公尺處的接觸面具向西傾斜的位態(如圖 6.3-5 中右側虛線所示)，不過，由於缺乏鑽井及其他具有相同或更高解析度之資料加以印證，因此仍須進一步鑽井研究以驗證此一判斷。

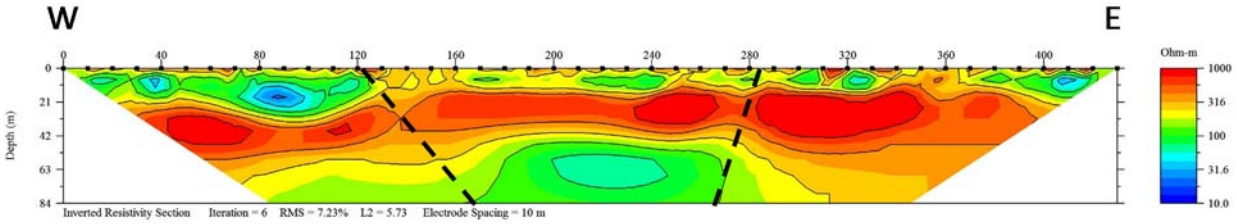


圖 6.3-5 YL01 地電阻測線反演算剖面

測線 YL03 位於玉里鎮南方，仁愛路一段與水源路間靠東側農地，位於測線 YL01 的東側約 60 公尺處，測線長度為 410 公尺，測線之方位也大致為東西向。圖 6.3-6 為地電阻測線 YL03 之反演算結果，YL03 測線剖面與其西側的 YL01 測線明顯截然不同。地表至地表下約 400 公尺深左右，地層電阻率小於 30 Ohm-m，40-60 公尺則為較高電阻率(大於 100 Ohm-m)，而在 60 公尺深以下，又變為電阻率小於 30 Ohm-m 的電性地層結構。由於跟附近的 YL01 測線的電性結構，存在有相當大的不同，因此我們研判此剖面的西側可能存在一斷層錯動帶，由剖面的電性地層結構判斷，我們推論此一錯動接觸面，可能位置在 YL01 測線東端，至 YL03 測線水平標示約 50 公尺處。我們初步認為此一錯動接觸面可能具有向東傾斜的位態(如圖 6.3-6 中虛線所示)，不過仍須進一步藉由可能後續的鑽井研究，驗證此一判斷。

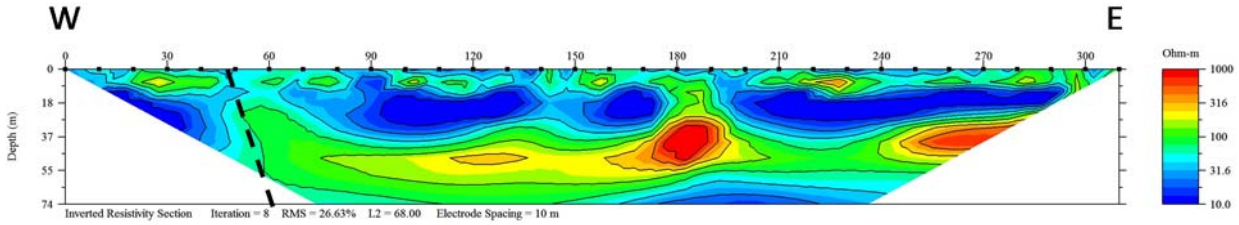


圖 6.3-6 YL03 地電阻測線反演算剖面

位於玉里鎮東南方的測線 YL02，位置處於忠孝路與福安街南側農地(圖 6.3-7)，測線終點距離秀姑巒溪河道約 100 公尺，測線西側起點距離 YL03 測線約 1200 公尺。本測線長度為 310 公尺，測線之方位大致為東西向。圖 6.3-7 為地電阻測線 YL02 之反演算結果，經過處理之後，我們觀察到本測線可以水平標示 210 公尺處為界，東側近地表 40 公尺主要為電阻率低於 30 Ohm-m，而 40 公尺深以下則為電阻率在 30-50 Ohm-m 的電性地層結構。西側接近地表 10-30 公尺深度內為約 100~300 Ohm-m 的電性組成沉積物，其下至約 50-60 公尺深轉變為電阻率低於 50 Ohm-m 的低電阻率地層。綜合以上資料，我們研判此一測線可能在水平標示 210 公尺處，存在有斷層錯動造成電性地層的不連續情形。但由位置與位態延續性而言，應非曾經造成地表破裂的玉里斷層之斷層跡之延續，至於其與玉里斷層之己和關係，仍尚待釐清。

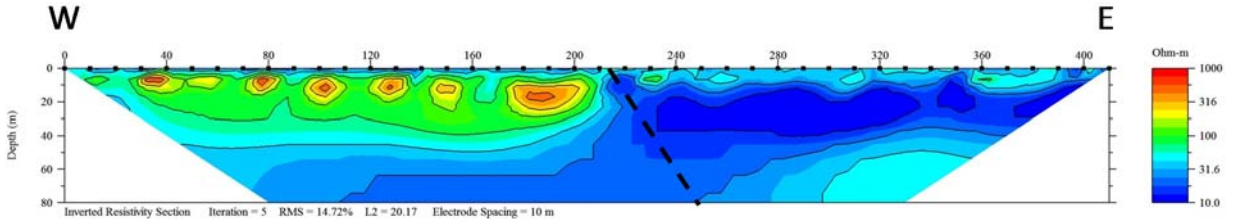


圖 6.3-7 YL02 地電阻測線反演算剖面

圖 6.3-8 為 YL04 測線的反演算剖面資料，本測線位於玉里鎮南方，仁愛路一段與中山路一段間農地(圖 6.3-2)。與前述其他測線不同，YL04 測線方向為東北-西南方向，然而本促現之反演算結果與其他測線有相當大的差異，整體測線之施測結果均呈現相當高電阻率的反應，也無明顯的深度地層界面，由於本測線沿著地區排水灌溉渠道的方向佈設，是否受到鄰近水泥灌溉渠道的影響，亦或是位於斷層擾動帶中，造成整體呈電阻率高於 200 Ohm-m 的高電阻率剖面。

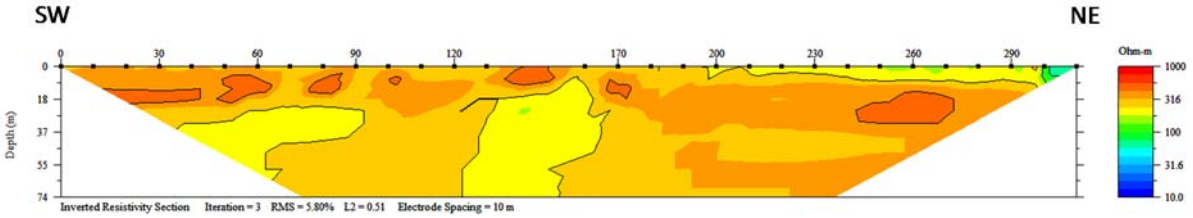


圖 6.3-8 YL04 地電阻測線反演算剖面

測線 YL05，位於玉里鎮南方玉里鎮南方，客城里農地(圖 6.3-2)，位於測線 YL04 的東南側約 350 公尺處，測線長度為 430 公尺，測線之方位大致為西北-東南向。圖 6.3-9 為地電阻測線 YL05 之反演算結果，由於測線附近有兩倒垂直測線之水泥灌溉渠道，因此局部受到這些干擾而有假象，我們將這些野外可對照之人工構造物反應部分空白處理。經過處理之後，我們可觀察到本測線的地層較為連續，呈現接近地表為低電阻率，而深處為高電阻率的電性地層結構。接近地表 10 公尺深度內為約 100~200 Ohm-m 的電性組成沉積物。其下至約 50-80 公尺深為電阻率低於 50 Ohm-m 的低電阻率地層，其下則又變為 100 Ohm-m 以上之較高電阻率電性地層結構。綜合以上資料，我們研判此一測線並無顯示存在斷層錯動造成地層的位置錯開等現象，加上深處存在高於 100 Ohm-m 之高阻地層，因此我們判斷斷層線應位於本測線之左側部分。

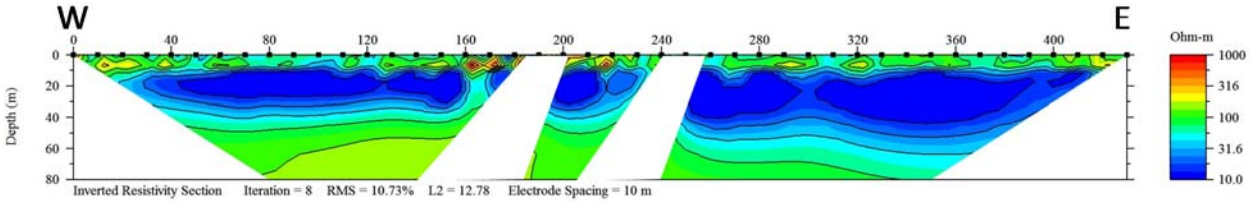


圖 6.3-9 YL05 地電阻測線反演算剖面

測線 YL08，位於玉里鎮北側地區，民國路二段的玉里運動公園空地(圖 6.3-2)，測線長度為 210 公尺，方位為西南-東北向，圖 6.3-10 為地電阻測線 YL08 之反演算結果，總測深度約 39 公尺深左右，表層地層電性主要呈高電阻率反應(高於 600 Ohm-m 以上)，約 15 公尺深以下，電阻率略微降低至 100-300 Ohm-m 左右，整段剖面水平延伸性良好，並無呈現斷層通過的錯動特徵，由其高阻的特徵，我們研判本測線之地層皆屬於礫石沖積層。

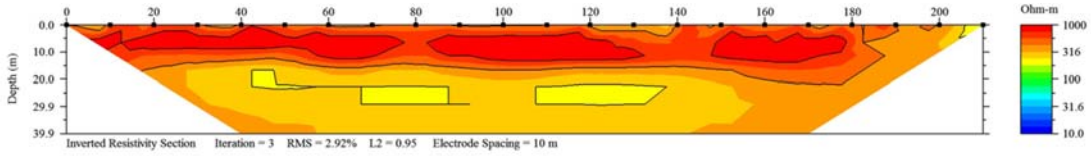


圖 6.3-10 YL08 地電阻測線反演算圖

測線 YL09，位於玉里鎮北方，中華路 424 號的玉里高中操場內，測線長度為 200 公尺，方位約為南北向，圖 6.3-11 為地電阻測線 YL09 之反演算結果，總探測深度約 39 公尺左右，此一地層電阻率無明顯分層，皆為電阻率 300 Ohm-m 以上之高阻地層，而大於 1000 Ohm-m 電阻率呈現散布分塊，約是在測線前 20 公尺處有一區，60-110 公尺處有一區，測線後端 160-180 公尺處有一區，此高電阻(1000 Ohm-m)三分區位在深度 20 公尺以上，與南邊 YL08 測線表層高電阻呈現一致性結果。研判皆屬於礫石沖積層。

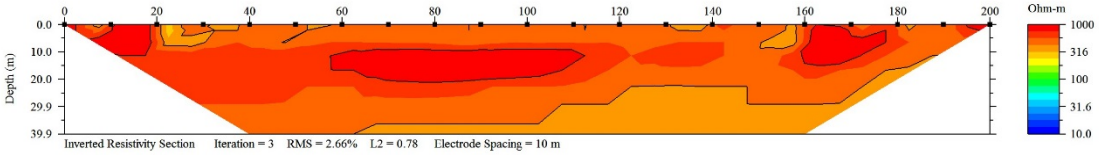


圖 6.3-11 YL09 地電阻測線反演算剖面圖

測線 YL10 平行位於 YL08 測線南方，民國路二段與莊敬路間的玉里運動公園操場內，測線長度 220 公尺，測線之方位為西南-東北走向，圖 6.3-12 為 YL10 地電阻測線之地電阻反演算剖面，有效測深約為 44 公尺左右。由反演算的影像來看，此剖面在水平標示約 65 公尺處，存在一高角度向西傾斜的電性界面，界面的東側地層，表層至約 10 公尺深範圍內，為高電阻率的地層 (電阻率高於 300-600 Ohm-m)，而在約 20 公尺以下，很快降至約 80-100 Ohm-m。而界面的西側，則與 YL08、YL09 地下的電性地層結構相似，均為接近地表為高電阻率地層，電阻率逐漸向下遞減至 200-300 Ohm-m 間。因此就 YL08、YL09、以及 YL10 三測線的電性結構來看，我們判斷在 YL10 測線中段，應存在一個斷層，而此斷層可能即為玉里地震斷層地表破裂之北延部分，因此我們推測玉里斷層之斷層跡應於 YL10 中段，水平標示 65 公尺處通過。

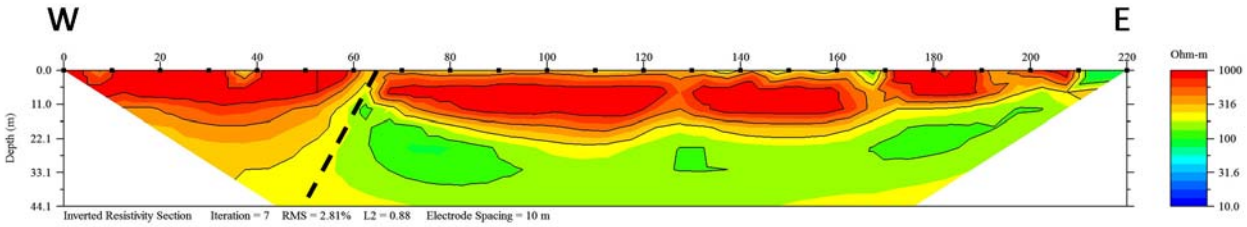


圖 6.3-12 YL10 地電阻測線反演算剖面

測線 YL06，位於玉里鎮北方的高寮大橋北側，台九線東側農地內，測線長度為 270 公尺，測線之方位為東西向，YL06 地電阻測線之反演算剖面(圖 6.3-13)，有效測深約為 57 公尺，剖面之整體電阻率均大於 100 Ohm-m。研判均應屬厚層礫石層之反應。

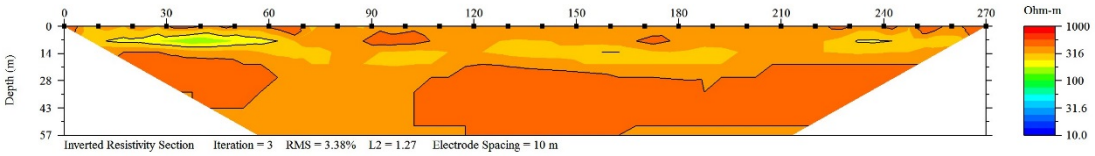


圖 6.3-13 YL06 地電阻測線反演算剖面

測線 YL07 緊鄰測線 YL06 東側，亦位於玉里鎮北方台九線東側農地內，測線長度為 300 公尺，測線之方位為東西向，圖 6.3-14 呈現 YL07 地電阻測線之反演算剖面，有效測深約 61 公尺，電性反應大致為高於 300 Ohm-m 的高電阻率地層性質，在約深度 5-10 公尺處，有一層延續性較好之薄層地層，電阻率約為 150-100 Ohm-m 之間，由於 YL07 較接近河道，因此我們判斷此一延續良好之薄地層，可能為全新世之河川沖積層，夾雜砂和少許黏土，因此造成較低的電阻率反應。

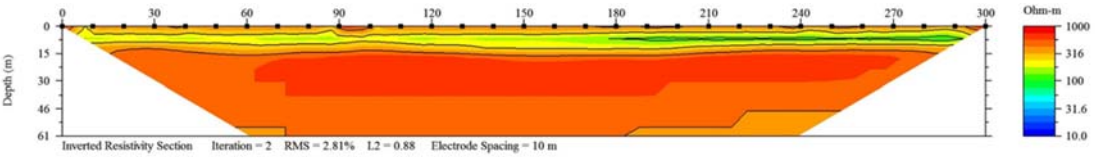


圖 6.3-14 YL07 地電阻測線反演算剖面

測線 YL11，位於玉里鎮北方台鳳農場東南側及台九線東側的農地中。本測線位於 YL06 測線的北側，測線之方位為東西向，測線總長度約為 310 公尺，總

測深約為 57 公尺。圖 6.3-15 為 YL11 地電阻測線之反演算剖面。整體而言，測線 YL11 的電性地層組成與南側距離約 1400 公尺處的 YL06 與 YL07 測線的結構明顯不同。測線中段水平標示 140 公尺處存在一向東傾斜的界面，東側上盤地層呈現略微被抬升錯動的情形，而下盤地表約 30 公尺範圍內，為電阻率低於 30 Ohm-m 的較低電阻率地層，由測線東西兩側電性明顯不同之反應，我們判斷玉里斷層通過剖面中段，而東側電阻率對應到南方的 YL06 與 YL07 是屬於相似的上盤地電阻反應。

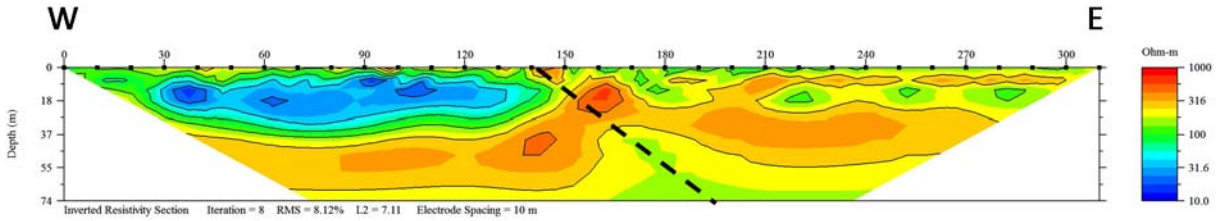


圖 6.3-15 YL11 地電阻測線反演算剖面

測線 YL12，位於玉里鎮北方此研究區域的北部測區，豐坪溪北岸河灘地上。此測線位於測線 YL11 的西側，測線長度約 330 公尺，測線方位為東西向，圖 6.3-16 為 YL12 地電阻測線之反主要由高電阻率電性地層組成(多數高於 300 Ohm-m)。僅在表層有部分大於 1000 Ohm-m 的高電阻率地層區塊，或是有部分電阻率約在 300-100 Ohm-m 的較低電阻率區塊。但並為觀察到明顯的地層錯動跡象。

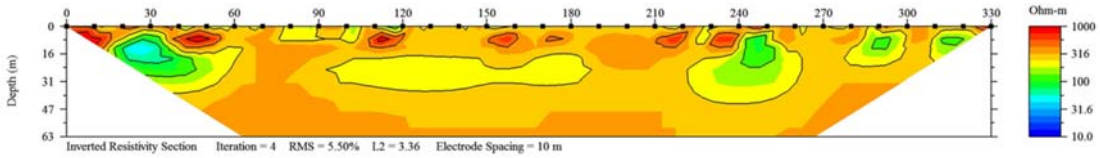


圖 6.3-16 YL12 地電阻測線反演算剖面

圖 6.3-17YL13 為地電阻測線之反演算剖面，測線 YL13 位於玉里鎮北方的花 67 鄉道東側農地中，前述測線 YL11 與 YL12 之間位置。測線長度為 135 公尺，測線之方位呈東西向，由於測線較短，因此有效測深僅約為 28 公尺，在地表至地表下約 5-10 公尺處，有一高電阻率薄層地層，電阻率高於 300 Ohm-m，而深於 10 公尺以上的深部地層，電阻率則逐漸減低至約 200-300 Ohm-m 間，與南側 YL06、YL07 接呈現一致的電性地層結構趨勢。

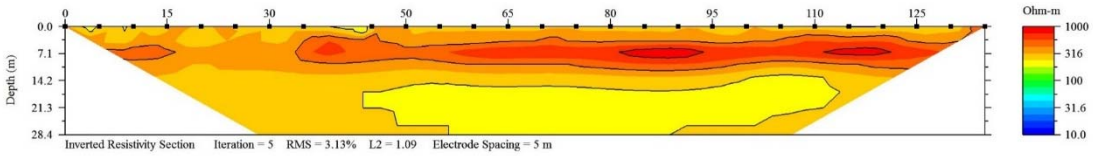


圖 6.3-17 YL13 地電阻測線反演算剖面

(二) 玉里斷層線跡地電阻資料判斷與分析

研究團隊已經完成位於沿秀姑巒溪西側的玉里地區，共計 13 條地電阻測線之施測工作，總長度共計 3855 公尺。由反演算完成之地電阻剖面分析，我們發現由電阻率剖面影像及文獻記載之地表破裂的露頭位置，可以初步描繪玉里斷層之斷層線跡分布位置。其中，我們研判斷層線跡通過 YL11 測線中段，並沿台九號道路向南延伸至 YL10 測線西端，至玉里市區北側，通過 YL08 與 YL10 測線間，經 YL10 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，最後經過 YL01 與 YL03 測線之間，再轉向南進入長良地區(如圖 6.3-18)。

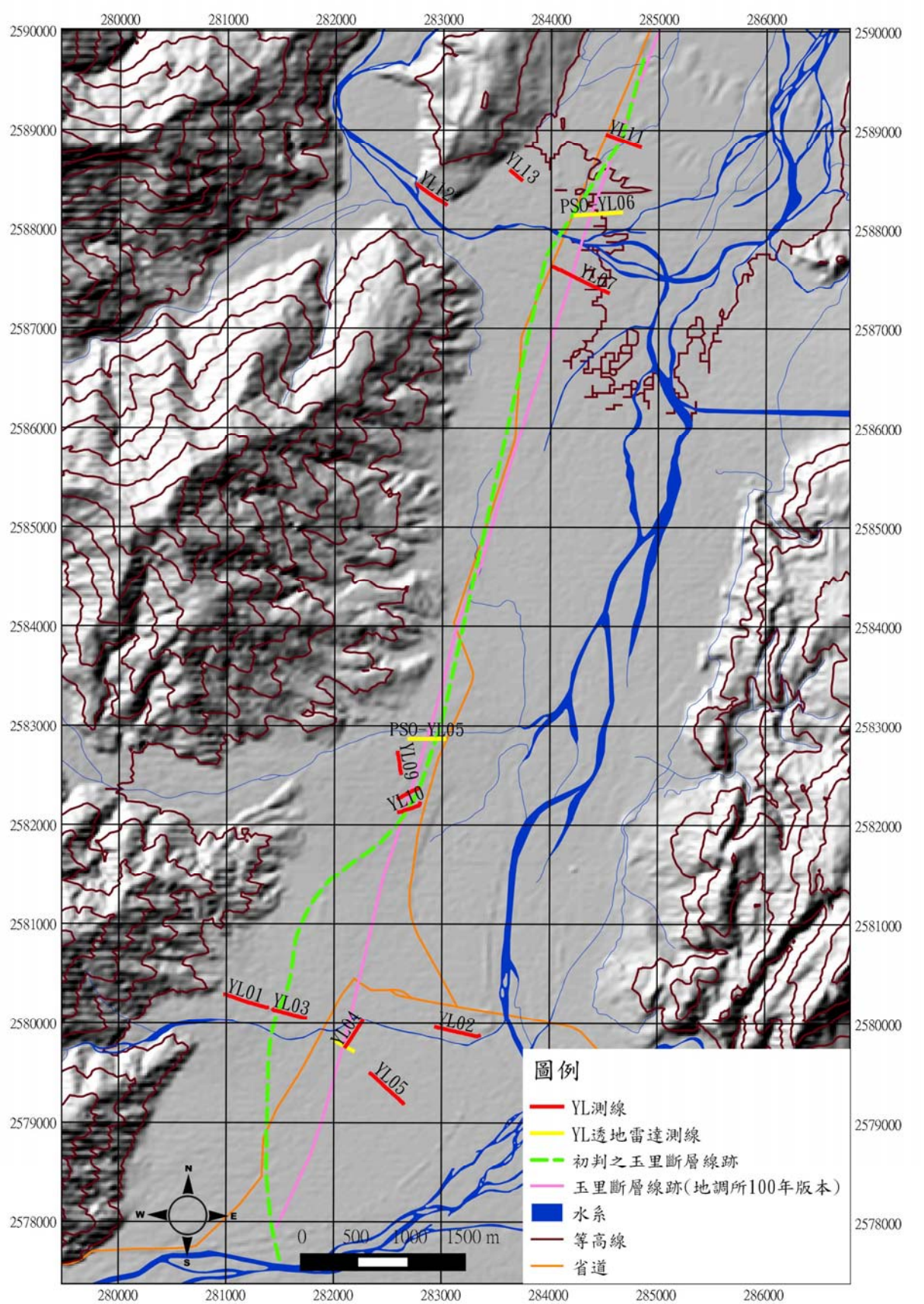


圖 6.3-18 玉里研究區域地電阻測線判斷之可能斷層線跡分布

透地雷達調查與分析

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 6.3-19)。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 YL06、YL07 和 YL11 之間，用以印證比對測線之結果與解釋分析。



圖 6.3-19 玉里斷層透地雷達測線分布

PSO-04 測線長 215 公尺，如圖 6.3-20 所示，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，但在測線的東側，約 6 公尺深度以下，幾乎沒有反射訊號，而兩個區塊間，似乎存在一個向東傾斜的斷層界面。西側由於反射訊號清楚，且反射面向東傾，因此我們判斷可能為板岩層或其他交節良好之岩塊，而東側地表的堆積為幾近水平位態，因此我們沿判斷層可能從兩個不同反射組構的雷達剖面區塊間經過，而繪出紅色虛線為斷層可能經過的區域。

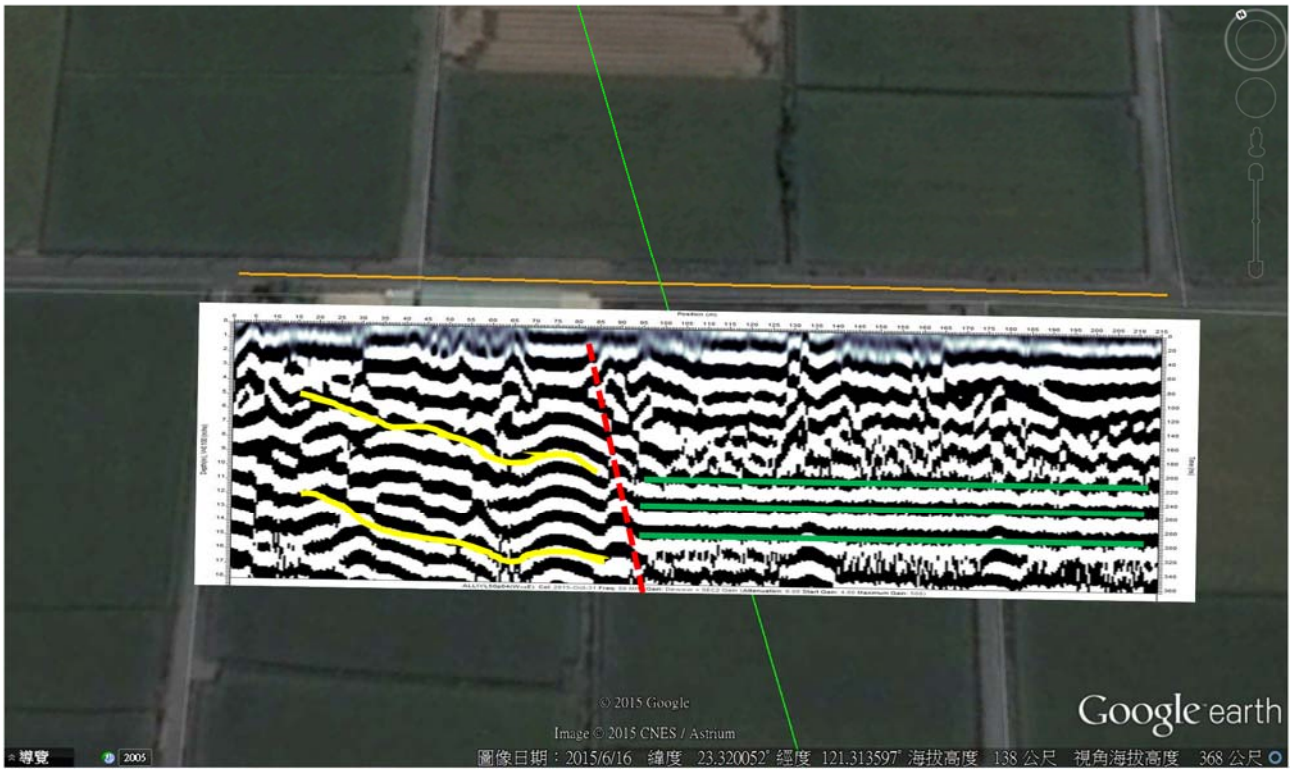


圖 6.3-20 PSO-04 透地雷達反射剖面與解釋

PSO-05 測線長約 360 公尺，其所呈現的雷達影像剖面則為下圖 6.3-21 所示，測線的反射剖面較為雜亂，不似前述在固結岩層區域可以看到之具清楚反射面之雷達剖面。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，而反射剖面中間的紅色虛線，則是一個較主要的地層錯動界面，造成東西側的地層反射面有較大的位移，推斷為玉里斷層之主要錯動面經過的區域。

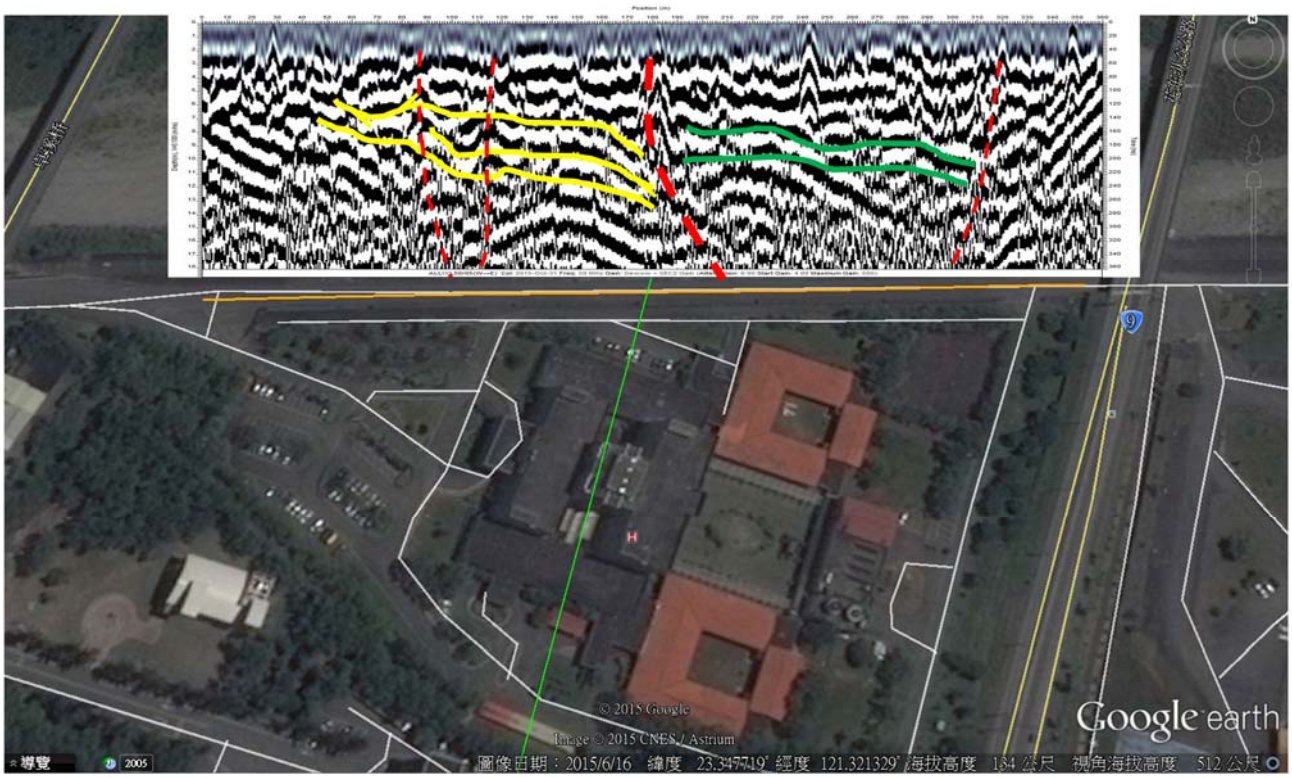


圖 6.3-21 PSO-05 透地雷達反射剖面與解釋

PSO-06 測線(圖 6.3-22)位於豐坪溪北側，測線長 470 公尺。由雷達剖面判斷約 6 公尺深以下，即幾乎沒有反射訊號，且 6 公尺以內的地層，均呈現大致水平延伸良好的情況判斷，斷層並沒有通過 PSO-06 剖面。

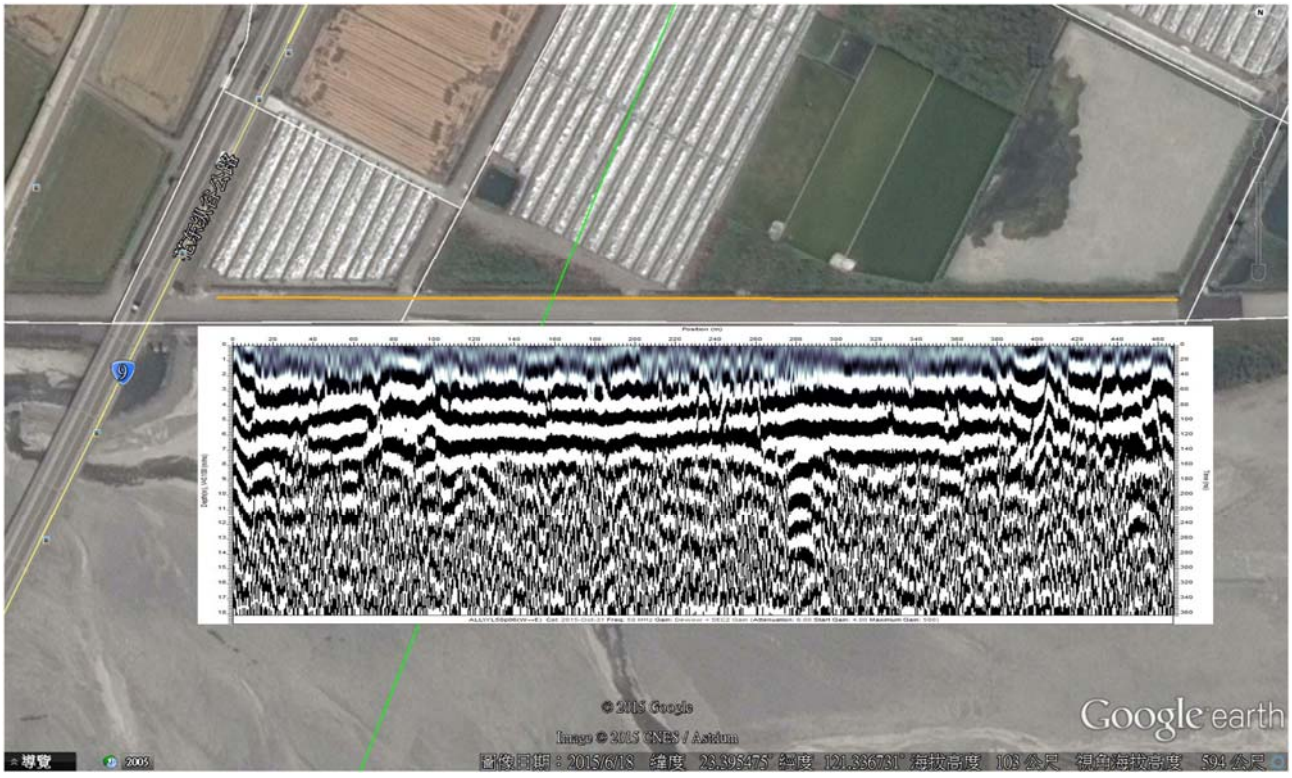


圖 6.3-22 PSO-06 透地雷達反射剖面與解釋

第七章 池上斷層地下掃描時序監測

7.1 區域背景資料

池上斷層

台灣位於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交接處，花東縱谷更是屬於兩個板塊的交界上，根據 GPS 觀測結果花東縱谷兩側每年約有 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)斷層潛移幾乎停止，而到了雨季時則觀測到了明顯的地表潛移。

大坡國小

位於台東池上的大坡國小，東邊校區位處池上斷層中段的地表破裂帶，在隆起的山丘山腳處，現有長期的紅外線地表變形觀測(Angelier et al.,2000)。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。根據地調所的活動斷層調查報告描述，池上斷層為北北東走向，斷層面於地表傾角為向東傾斜 60 度。

觀測場址地表地電阻量測結果

我們在測區進行了地表地電阻量測（測線位置如圖 7.2-1 所示），用以瞭解地下電性構造之分布情形。我們使用地球物理中心之遠端地電阻系統監測系統進行地電阻量測，測線總長為 128 米，採用電流與電位極交錯排列進行量測，各電極間距 2 米共 32 個電流極與 33 個電位極。由量測的 24 萬筆複雜陣列數據數據中篩選出強訊號之 16 萬筆數據後，再經過 10 次隨機挑選其中 2.6 萬筆數據方進行逆推反演。我們使用 AGI 所發展之 EarthImager2D 軟件進行 2 維地電組模型反演，最後平均 10 次反演結果所得之最佳模型如圖 7.2-2 所示。

在圖 7.2-2 之逆推模型可以看到位於測線東側的淺部有明顯的低於 10 歐姆米之低電阻區域存在，而西側淺部屬於高電阻率之電性。根據前人調查之斷層破裂位置(Angelier et al.,2000)為山腳處之高 1.8 米之擋土牆間，位於測線 30 至 32 米之間。而圖 2 模型中水平位置 32 至 7 米下方中間有一層綠色過渡帶，為淺層低電阻區與深部之高阻層之分界。此綠色過渡帶反應的可能是池上斷層的一個破裂

分支，此分支為一約 10 度傾角之低角度錯動帶。76 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。

(四) 電磁觀測文獻

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, 1996b；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。

7.2 池上斷層地電長期觀測

量測方法

自然電位法與地電阻法都是被廣泛應用的地球物理探勘方法。自然電位法是量測地表任一對接地電極之間之電位差，用以感知一對電極間之地下化性差異、地下水流與電磁感應特性差異造成之天然電位差，通常用以瞭解地下不同電性物質之分布；地電阻法是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，用以瞭解地下地層的電性分布。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 R2，本研究將以 25 赫茲的採樣率，連續紀錄大地電場的變化，期望能紀錄到臨震的大地電場變化。該系統並將定時地進行每兩星期至少一次直流電法量測，透過長期固定的掃描，以監測活動斷層附近之電性構造的改變。

量測規劃

觀測之地下電極陣列埋設於5口井內,其井位分布平面如圖7.2-3與圖7.2-4，詳細之井下電極分配如圖 7.2-4 所示。在斷層下盤我們設置兩口井（井 3 距斷層帶較遠其深度為 30 米、靠近斷層錯動帶之井 5 深度為 20 米），山坡腳之水泥護坡（高 1.8 米，上方坡地坡度約 13 度）上方坡地設有三口井下電極陣列，測區中心位置北側之井 1 深度 30 米，另兩口在南測之井 2、井 3 深度皆為 20 米。測區中心設置觀測儀器機房，井下電極陣列訊號將於機房內進行量測。

井下電極排列採電流與電位極交錯排列，電流極為直流電法量測時之通電電極，電位極為直流電法量測放電時區域感應電位用之電極。各電極垂直間距為 2 米，故每口 20 米之深井設置有 5 個電流極與 5 個電位極，而兩口 30 米之深井則設置有 7 個電流極與 8 個電位極，量測電位之參考電極位於井 1 之 30 米深的位置。井下電極已於 10 月中設置完成，目前正在進行監測系統穩定性測試。

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（圖 7.2-4 藍色電極），以 25 赫茲採樣率進行長期的連續自然電位觀測，量測自然電場隨時間之變化，以捕捉臨震之地電場訊號。



圖 7.2-1 大坡國小地電阻量測測線與井下電場觀測之井位位置圖。藍色標誌為地電阻法量測之測線端點，黃色標誌為井下電場觀測之電極埋設井位

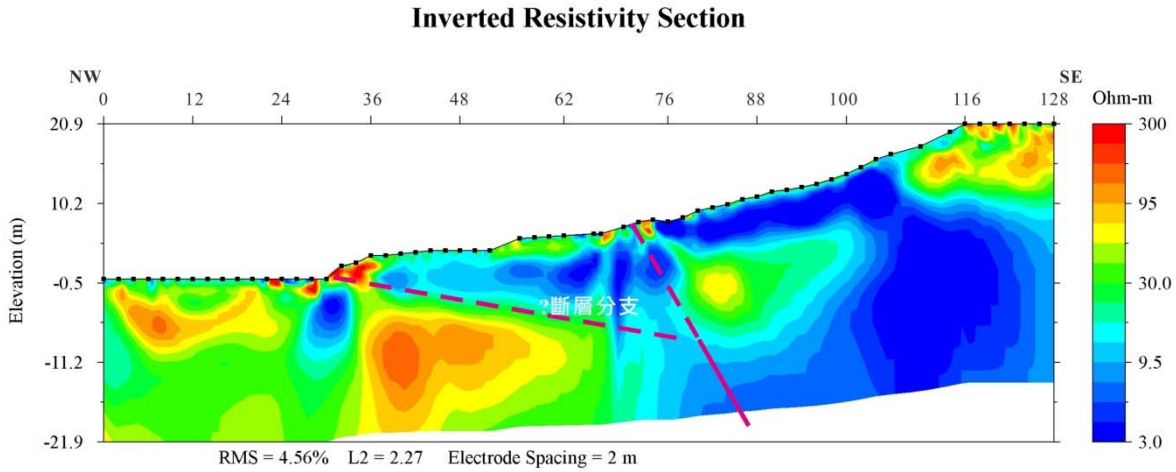


圖 7.2-2 地電阻量測結果模型。測線 0 米至 30 米位於西北側大坡國小操場平地，32 至 128 米位於大坡國小最低之擋土牆上方坡地上。電性構造可看出兩個明顯之電性分界可能為斷層錯動帶

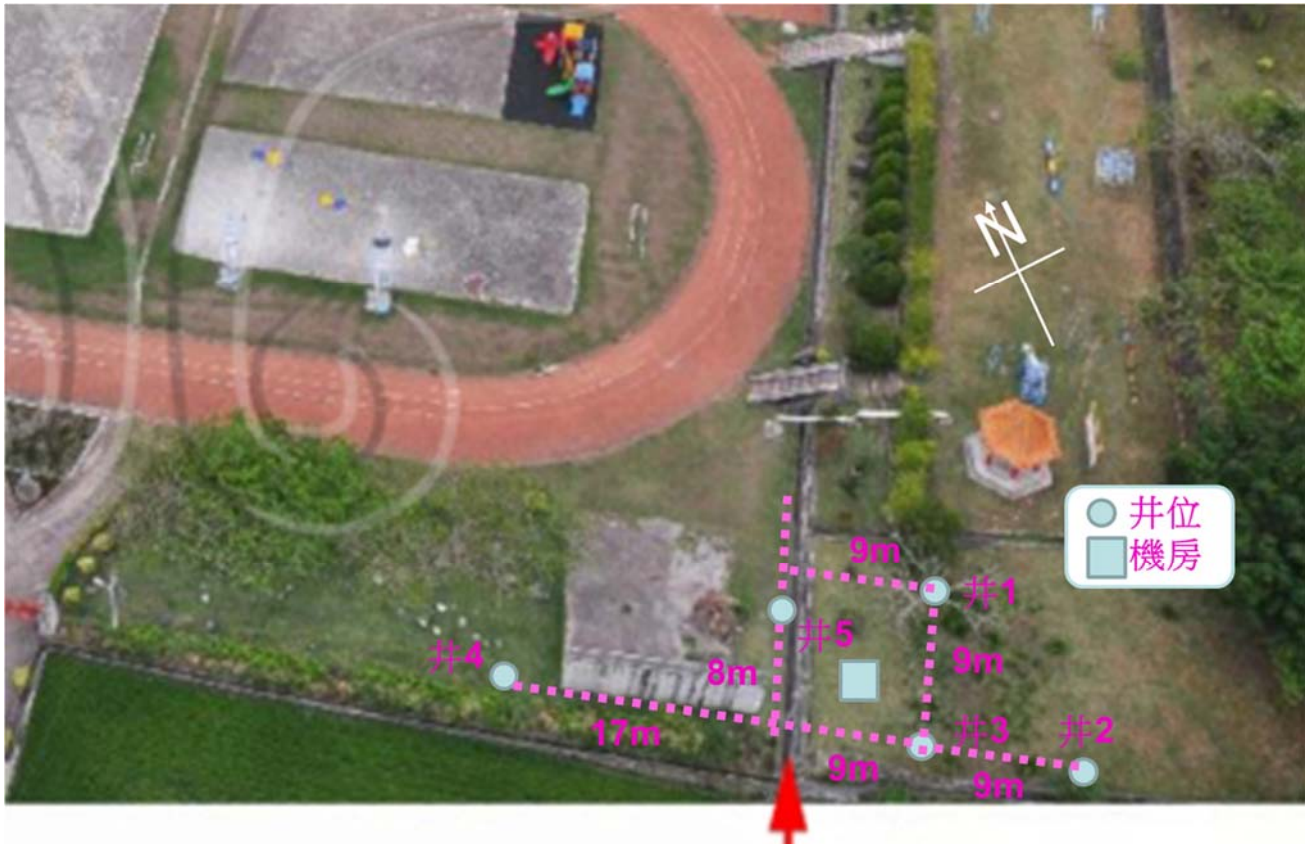


圖 7.2-3 井下電極之井位分布圖與觀測區空拍照片(底圖摘自國立自然科學博物館)

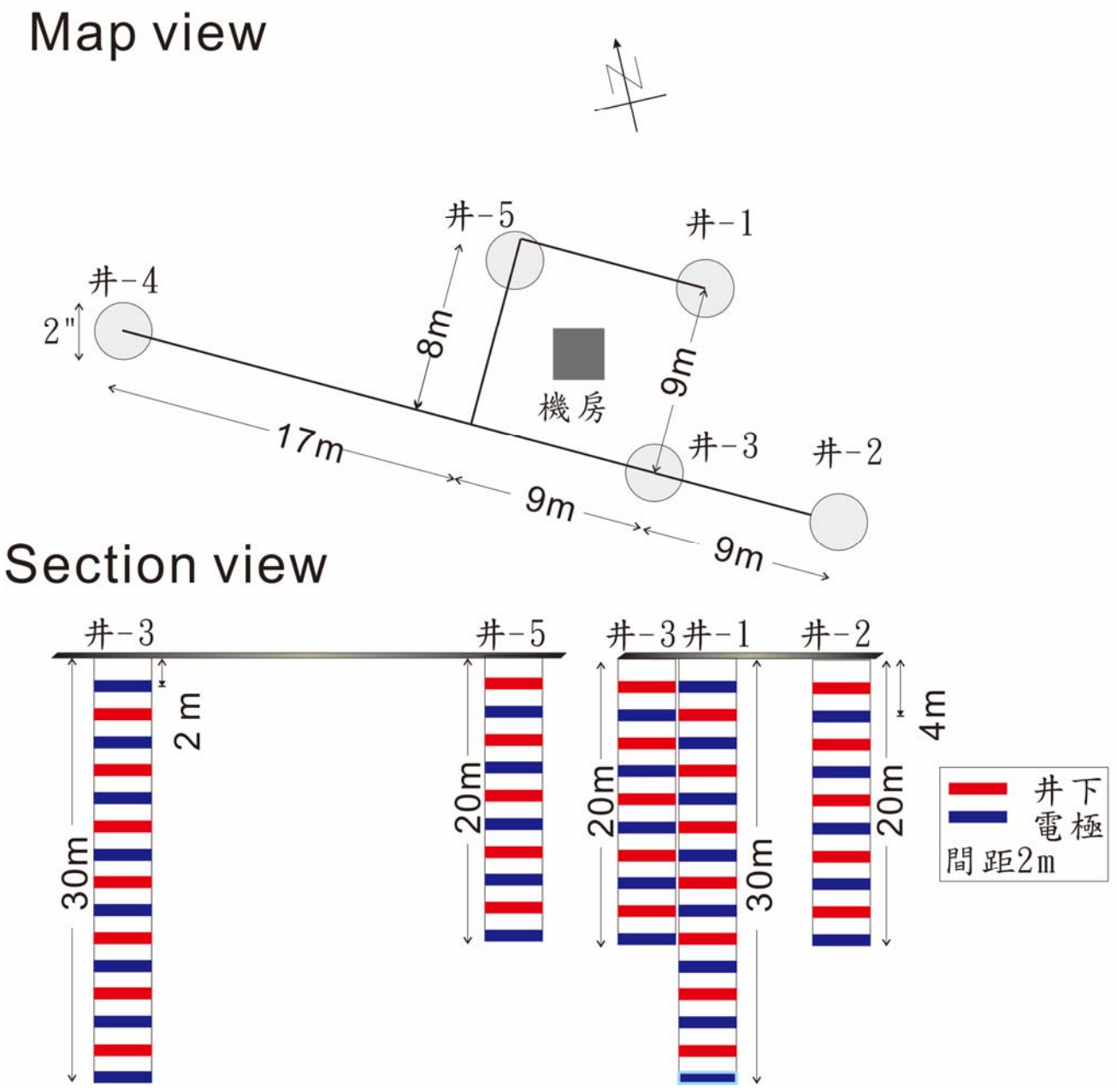


圖 7.2-4 井位與井下電極配置圖。紅色為直流電法觀測時之放電電流極，藍色為全時電位量測之電位極，井-1 最深處為參考電位極

第八章 三義斷層長期滑移速率

8.1 三義斷層特性

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，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 8.1-1，李錦發（東勢圖幅），2000；羅偉等（國姓圖幅），1999；張憲卿（大甲圖幅），1994）。大安溪以南，三義斷層（主斷層）通過后里台地，桂竹林層逆衝至頭嵙山層之上，被后里台地的紅土階地礫石層覆蓋。由於晚更新世紅土階地面沒有產生變形，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）。

大甲溪北岸剖面（圖 8.1-2、圖 8.1-3），於集集地震後河床被大規模沖蝕，出露完整的地層與斷層剖面，於三義斷層東側桂竹林層中的斷層逆衝至晚更新世礫石層之上，造成上覆的紅土階地礫石層產生褶皺變形及錯移，因而陳文山等（2001；Chen et al., 2003）將其命名為后里斷層，認為三義斷層還位在更西側。根據陳文山等（2013）調查認為后里斷層屬於三義斷層分支斷層，位在三義斷層東側約數百公尺至一公里，斷層截穿過桂竹林層之中，截切后里台地上覆的紅土階地礫石層，造成紅土階地礫石層的撓曲變形。

由工程鑽井也顯示三義斷層在大安溪至大甲溪之間（后里台地）的斷層跡被晚更新世紅土階地礫石層覆蓋，階地礫石層沒有受到構造擾動變形；大甲溪以南也被近代沖積層覆蓋，地表同樣未呈現新期構造的地形特徵。從地質與新期構造地形研判三義斷層在晚更新世以來已經沒有活動。但是，由大地觀測結果，顯示現今中部地區還持續有地殼變形作用。晚更新世以來，三義斷層兩側的地殼變形（應變）為何？從新期構造地形特性來看，除了上盤區域的石岡斷層（集集地震斷層）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。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）。

本研究主要目的為求取三義斷層的長期滑移速率，但以地質構造而言，三義斷層的主要斷層帶在晚更新世以來已沒有活動，此區域主要變形已轉移至上盤的支斷層（后里斷層）。因此，本研究主要探討后里斷層的長期（淨）滑移速率，然而過去研究，不論是古地震槽溝或是鑽井資料皆缺乏焦碳提供定年，因而無法直接估算斷層的長期抬升與滑移速率（陳文山等，2013）。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多重高度的河階，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。

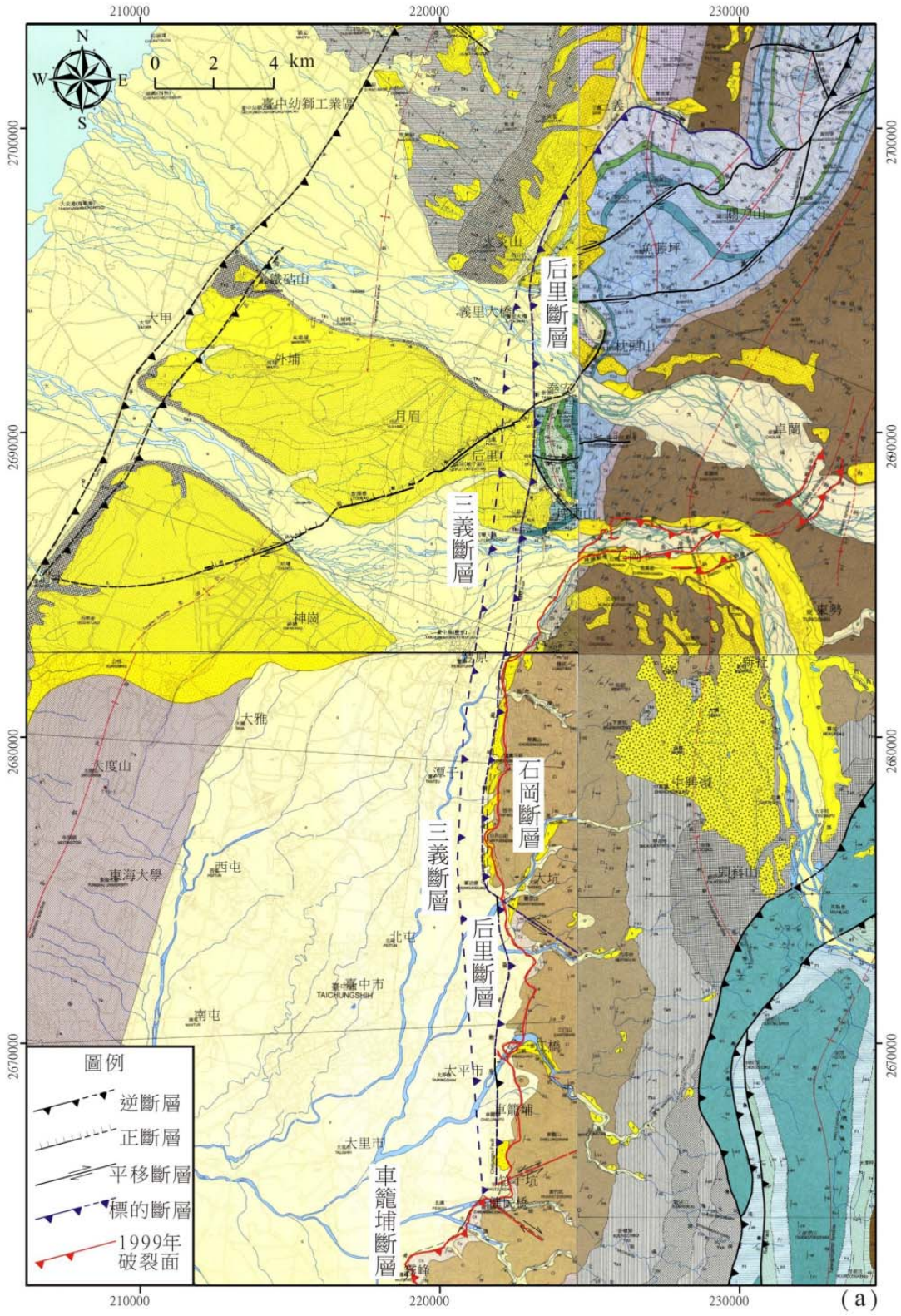


圖 8.1-1 三義斷層(黑色虛線)位置圖。底圖為東勢圖幅(李錦發，2000)；國姓圖幅（羅偉等，1999）；大甲圖幅（張憲卿，1994）；臺中圖幅（何信昌與陳勉銘，2000）（TWD97）

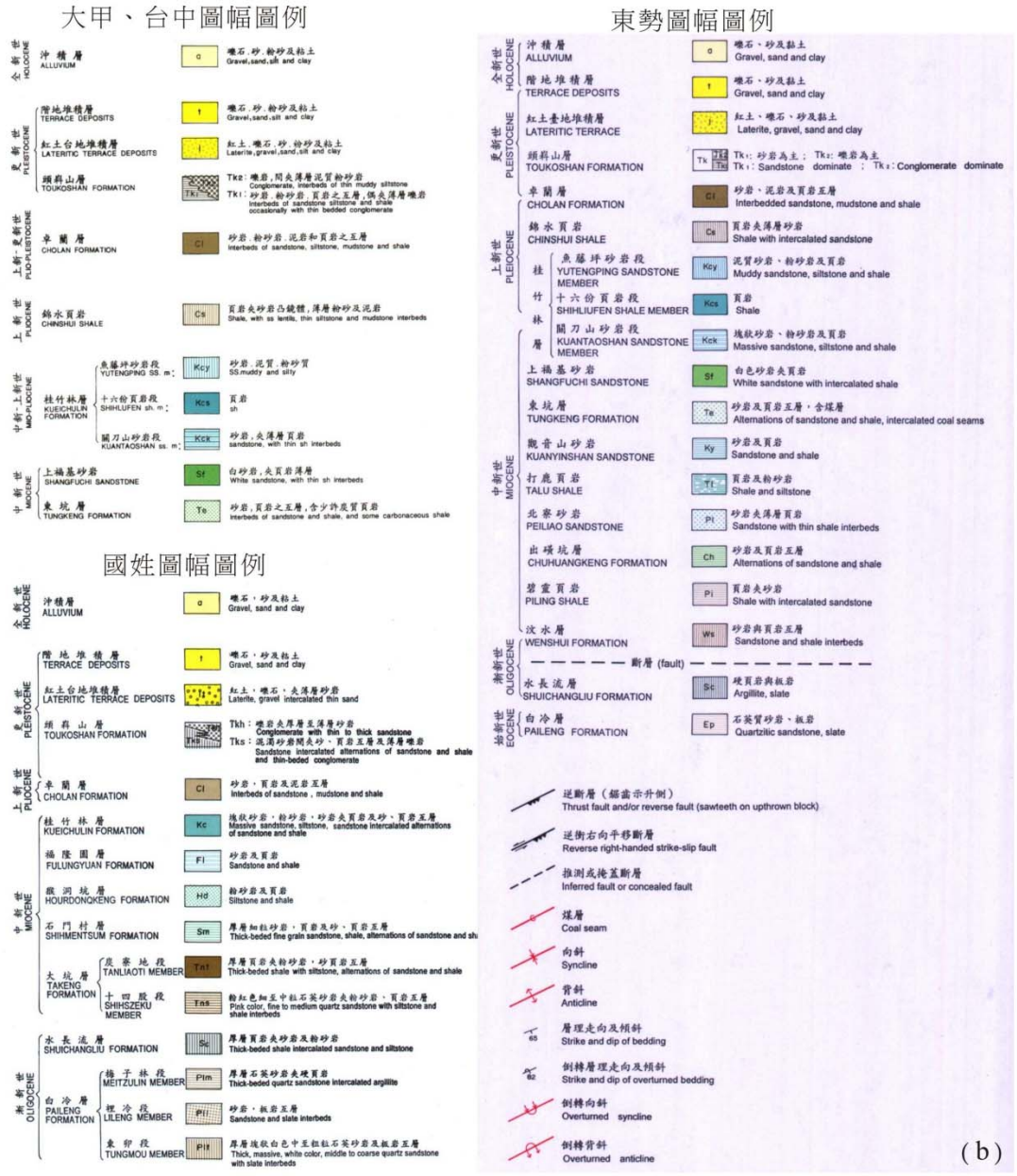


圖 8.1-2 東勢圖幅，國姓圖幅，大甲圖幅及臺中圖幅之地層與圖例

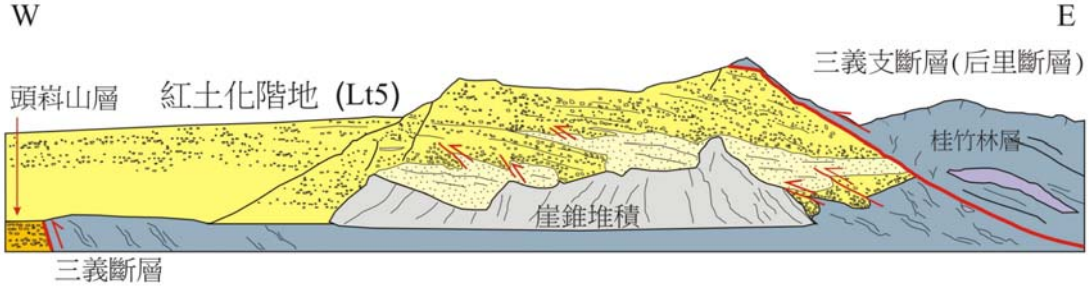


圖 8.1-3 大甲溪北岸剖面，三義斷層（后里斷層）截切晚更新世紅土階地礫石層，中新世桂竹林層逆衝至紅土階地礫石層之上

地質背景

新社位於台中市大甲溪中游，現今大甲溪流至東勢後，轉為南北向，再轉為東西向，朝西經石岡至豐原，再經大甲流入海峽。但於豐原東側至東勢之間形成廣闊的新社河階群；新社河階群分布呈南北長約 12 公里，東西寬約 8 公里（圖 8.1-4）；顯然在晚更新世時期的大甲溪由東勢直接朝西流入台中盆地。但受到三義斷層與石岡斷層的隆起作用，導致大甲溪逐漸轉為南北向，並在斷層上盤區域（新社）留下許多不同高度的河階。

斷層上盤地區出露基盤岩層的層序由老至新依序為錦水頁岩、卓蘭層與頭嵙山層（圖 8.1-1）。錦水頁岩屬於上新統，出露於本地區最西緣（石岡斷層沿著錦水頁岩產生層間滑移），厚度至少 100 公尺，岩性以灰黑色厚層頁岩為主，富含海相化石，與卓蘭層為整合接觸。卓蘭層為更新統，厚度約 2,000 公尺，岩性以砂頁互層為主，偶夾厚層砂岩，之上與頭嵙山層整合接觸。頭嵙山層屬於更新世，厚度約 1,500 公尺，依據岩性可分為砂頁互層與厚層砂岩的香山相，及以礫岩為主，偶夾砂層的火炎山相，兩岩相呈犬牙交錯，香山相在本層下部較為發達。階地沉積層以交角不整合堆積在卓蘭層與頭嵙山層之上，分為晚更新世紅土化階地與全新世未紅土化階地（李錦發，2000；羅偉等，1999；陳文山等，2001；Chen *et al*., 2003）。

本研究區域主要構造由西向東依序為三義斷層、后里斷層、石岡斷層與頭嵙山向斜(石圍牆向斜)（陳文山等，2001；Chen *et al*., 2003）。前三條斷層為車籠埔斷層向北的延伸斷層，由斷層上下盤地層對比，可得知三義斷層自晚更新世後即已停止活動，后里斷層與石岡斷層則至今還持續活動。依后里與石岡斷層上盤階地分布與高度，推側三義、后里與石岡斷層的活動性呈現朝東漸增的趨勢（陳文山等，2001；Chen *et al*., 2003）。

板塊隱沒的擠壓作用在西部麓山帶產生一系列的逆斷層與褶皺構造，於地表晚更新世至全新世階地的褶皺變形，其變形與地下斷層幾何型態有極密切的關係；同樣地，這些地區階地的抬升與變形都與三義、后里與石岡斷層的地下斷層構造有關（Lai *et al*., 2006；Yue *et al*., 2005, 2011；Le Béon *et al*., 2014）。新社區域頭嵙山向斜的西翼陡與東翼緩，軸部從穿越階地群之中，在軸部西翼產生單斜構造（Wang *et al*., 2004；Le Béon *et al*., 2014）。階地東北部亦有東勢背斜、內灣向斜等褶皺，共同塑造從大安溪北岸至大甲溪南岸的河階群變形(Chen *et al*., 2003; Lai *et al*., 2006；Yue *et al*., 2005, 2011；Le Béon *et al*., 2014）。

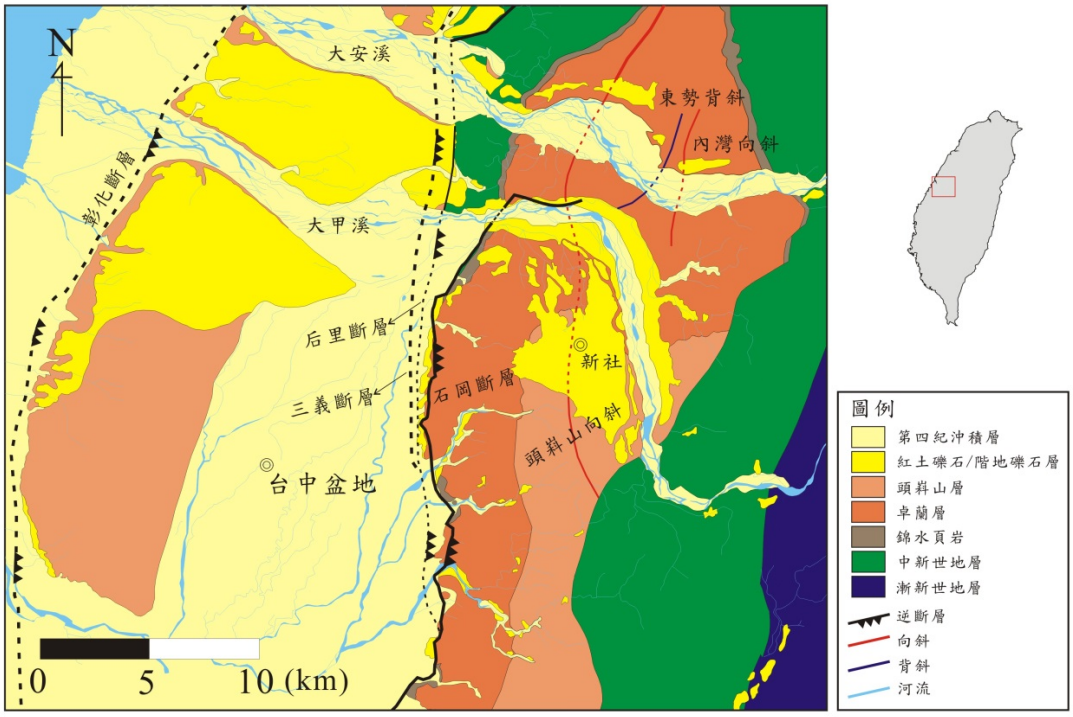


圖 8.1-4 大安溪北岸至大甲溪南岸區域地質圖。（何信昌與陳勉銘，2000；李錦發，2000；張憲卿，1994；羅偉等，1999；陳文山等，2001）

之前，學者已針對新社階地群分布進行研究，林朝棨（1957）對新社地區有概括性描述，稱豐原東方與大甲溪左岸的廣闊台地面為新社段丘群；何春蓀與譚立平（1960）稱為新社階地；Ku（1963）利用航照讀認為此區由七段紅土化階地與三段未紅土化階地所組成；陳文山等（2001）利用階地河拔高、紅土化程度等將其分為五階紅土化、三階未紅土化河階；Tsai and Sung（2003）根據河階產狀，亦分為三階紅土化、三階未紅土階地，並以區域構造解釋，提出新社階地生成過程中至少經歷四次「構造抬升→河道遷移→河階生成」循環（圖 8.1-5）。雖然前人對新社階地有諸多研究，各階地之間的對比則沒有定論；但各學者對於階地分布都會從「構造」作用影響探討河階的成因。除了受后里斷層與石岡斷層（陳文山等，2001）抬升作用以外，Ku（1963）與石再添等（1986）劃定了新社斷層對階地的錯移。賴光胤（2002；Lai et al.,2006）與 Le Béon et al. (2014)提出新社區域存在一急折（Kink-fold）的似單斜構造（圖 8.1-6、圖 8.1-7）；Tsai and Sung（2003）根據野外調查，提出上衝構造（Pop-up structure）的作用（圖 8.1-8）。不論屬於哪一論點，構造對新社階地的形成都有著重要的影響。

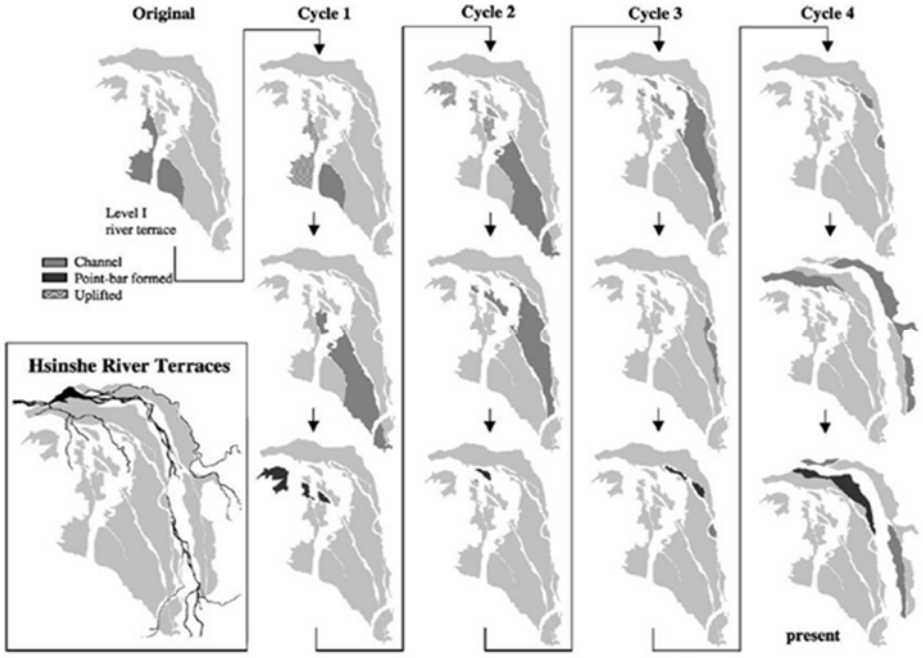


圖 8.1-5 Tsai and Sung（2003）藉由河階產狀資料，認為大甲溪在受到構造抬升、地形隆起而流向受阻時，河道會漸漸向東北方遷移，並生成新的河階

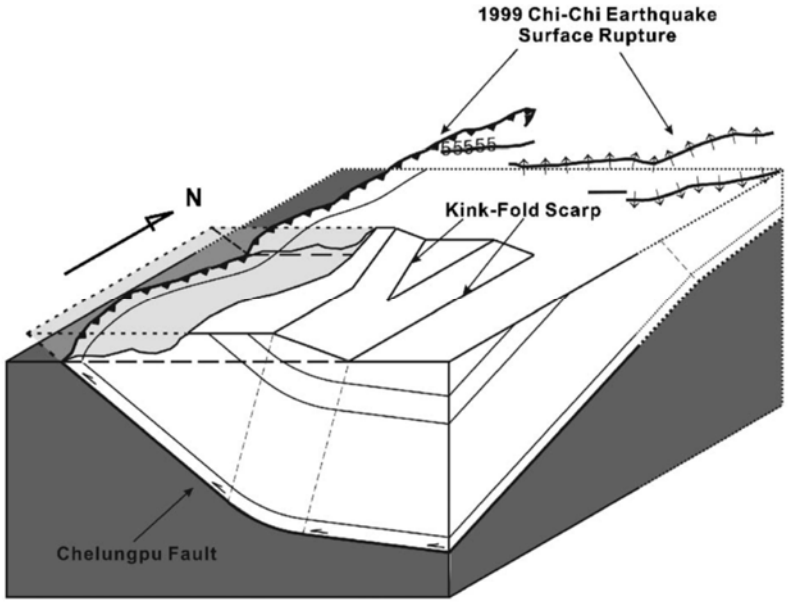


圖 8.1-6 新社地區地下構造型態示意圖（Lai et al.,2006）

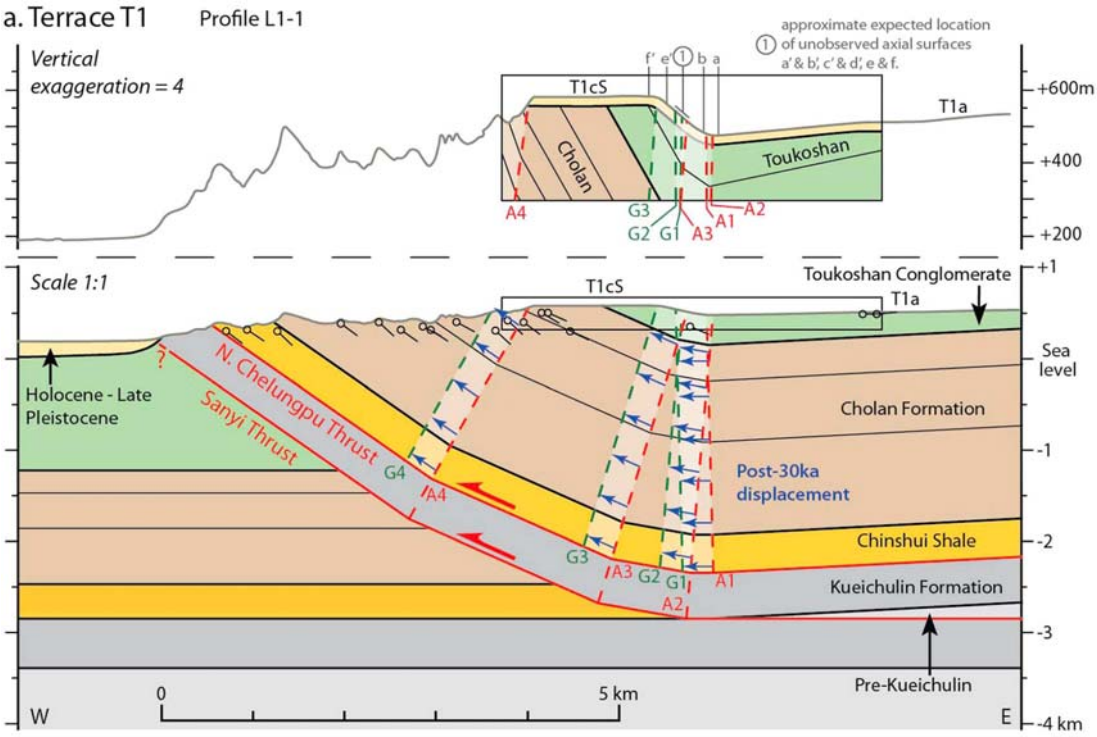


圖 8.1-7 新社地區地下構造平衡剖面圖（Le Béon *et al*., 2014）

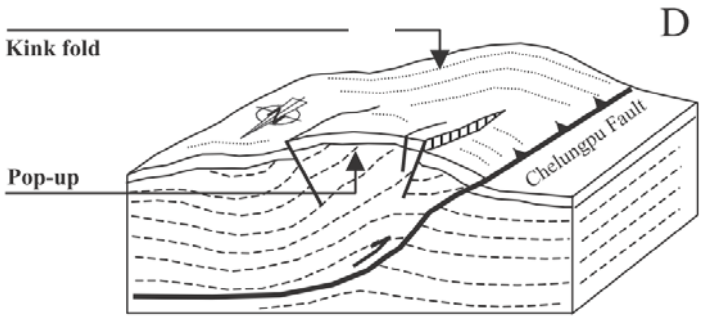


圖 8.1-8 Tsai and Sung（2003）認為新社階地群前緣的車籠埔斷層逆衝作用，在斷層前緣產生上頂構造（Pop-up structure）

階地產狀

本計畫將運用 DTM 繪製階地分布，估算階地海拔高與河拔高，並於野外實地測量各階地沉積物厚度以了解階地的成因，運用上述資料進行階地對比，製作階地對比與分布圖，同時利用海水面與抬升速率之侵蝕基準面變動圖，對比階地分布圖，探討海水面變動與階地生成之關係；以及三義斷層（后里斷層）的抬升與滑移速率。本調查將以大甲溪區分兩個區域的階地，分別討論階地的產狀以及成因，並將大甲溪南岸的不同高度階地稱新社階地群，大甲溪以北稱卓蘭階地群。

本研究將依據河階的河拔高與階地沉積物厚度等產狀來區分階地形成的順序與對比。

新社階地群

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 8.1-9）。由於新社階地分布區域中有頭嵙山向斜（石圍牆向斜）通過，形成河階面產生褶皺變形與隆起，導致西側階面隆升較高（以 T_a 表示），東側階面較低（以 T_b 表示），如最高階的 T1 階地於向斜西翼，形成高階面稱為 $T1_a$，東翼稱為 $T1_b$，之間被一緩坡分隔（頭嵙山向斜軸）。表 8.1-1 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。

$T1_a$ 的海拔高 620-550 公尺，河拔高 230-240 公尺，礫石層厚度約 40-50 公尺；$T1_b$ 的海拔高 530-470 公尺，河拔高 115-135 公尺，礫石層厚度約 40-50 公尺（表 8.1-1）。雖然兩階地（褶皺兩翼）的高度有差距，但根據野外調查，兩階地的礫石層厚度相似，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。$T1_a$ 與 $T1_b$ 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 8.1-9；Lai *et al*., 2006；Yue *et al*., 2005, 2011；Le Béon *et al*., 2014）。

褶皺西翼 $T2_a$ 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 8.1-1；圖 8.1-9、圖 8.1-10）。T3 階地亦分為 $T3_a$ 與 $T3_b$，褶皺西翼 $T3_a$ 海拔高 500-430 公尺，河拔高 170-185 公尺；褶皺東翼 $T3_b$ 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，褶皺兩翼階面的高差為 70 公尺；T3 階地沉積物厚度約為 10-20 公尺（表 8.1-1；圖 8.1-9、圖 8.1-10）。$T4_b$ 階地與 $T5_b$ 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。$T4_b$ 階地的河拔高約為 40-55 公尺；$T5_b$ 階地河拔高為 25-30 公尺；$T6_b$ 的河拔高約為 8-10 公尺（表 8.1-1；圖 8.1-9）。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 8.1-9、圖 8.1-10）。

表 8.1-1 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			

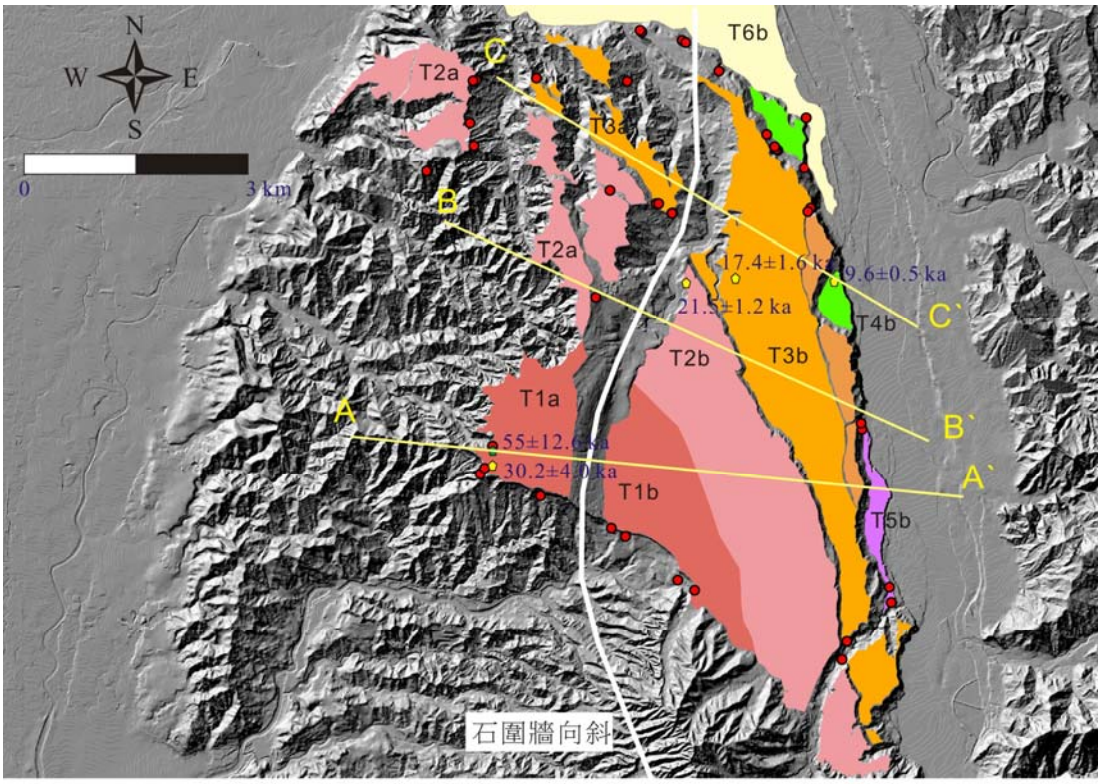


圖 8.1-9 新社階地分布圖，本研究將新社階地群由老至年輕分為 6 階（T1-T6）。頭嵙山向斜東西兩翼受褶皺作用影響，造成同一階地的海拔高度具有很大差異。T1、T2、T3 與 T4 階地都有 OSL 定年（Lai *et al*., 2006；Le Béon *et al*., 2014）。紅點為野外量測階地沉積物厚度位置。黃與綠點為 OSL 定年位置

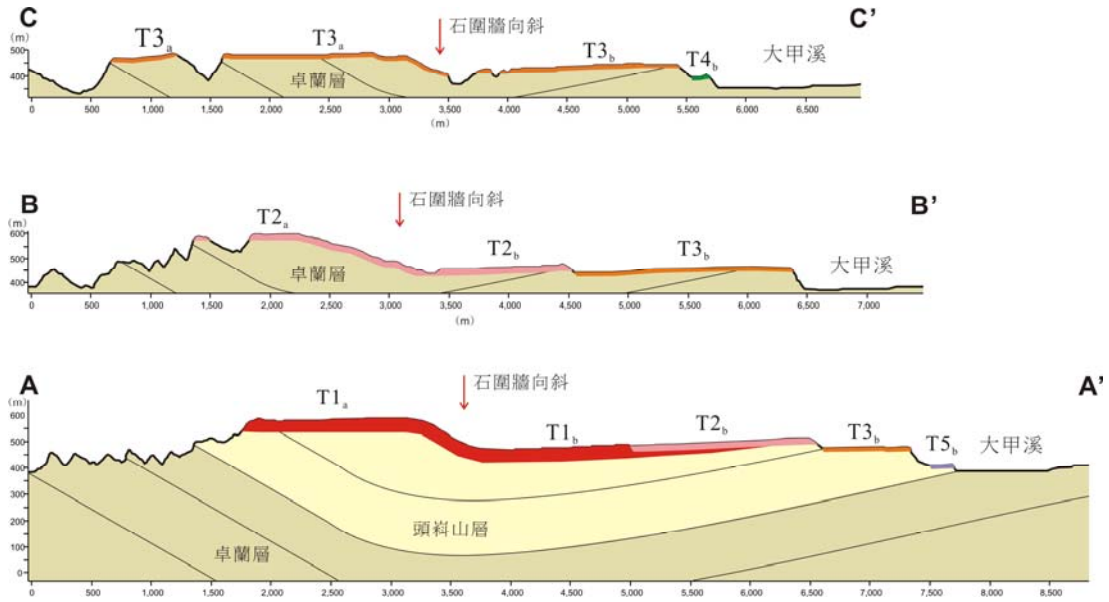


圖 8.1-10 新社階地群由南至北三處東西方向的地形剖面，顯示各階地與石圍牆向斜的關係

卓蘭階地群

卓蘭階地群分布在大安溪北岸，階地分布皆與大安溪平行，顯然為大安溪堆積形成的階地，從沉積物組成（變質砂岩礫石）亦表示屬於大安溪的沉積物。本研究依然根據河拔高、階地沉積物厚度與河階崖在空間上的延續性，劃分卓蘭階地群。由於此區域的紅土階地分布範圍較廣泛，跨越了后里斷層與屯子腳斷層，構造較為複雜，且階地沉積當時受到這些斷層相互的影響，導致階地沉積層的產狀與新社階地群有相當的差異，而無法作很好比對。因此，本研究只針對后里斷層上盤以及屯子腳斷層南側的階地作分析。

屯子腳斷層東側階地的構造除了位於后里斷層的斷坡上方之外，也受到石圍牆向斜影響，分為位於向斜東側的 T_b 以及向斜西側的 T_a（圖 8.1-11、圖 8.1-12）。此區域階地分為 $T1_a$、$T1_b$、$T2_a$、$T3_{a1}$ 與 $T3_{a2}$；而位於屯子腳斷層西側的階地，因為還為法作對比，暫時稱為 T4?。

$T1_a$（向斜西翼）的海拔高 620-550 公尺，河拔高 175-190 公尺，礫石層厚度約 10-20 公尺；$T1_b$（向斜東翼）的海拔高 530-470 公尺，河拔高 130-145 公尺，礫石層厚度約 20-50 公尺（表 8.1-2）。卓蘭 T1 階地的階地礫石層厚度呈現不均厚，最厚達 50 公尺，與新社 T1 階地的厚度相當，但是大部份階地礫石層厚度皆為 20 公尺（圖 8.1-11、圖 8.1-12；表 8.1-2）。$T2_a$ 階地海拔高 540-460 公尺、河拔高 165-170 公尺；階地礫石層較薄，厚約 15-25 公尺，與卓蘭 T2 階地的階地礫石層厚度相同。$T3_a$ 階地海拔高 500-430 公尺，分為兩階 $T3a_1$ 與 $T3a_2$，河拔高分

別為 120-130 公尺與 110-120 公尺，階地礫石層厚度也呈現不均厚；T3a_1 厚度為 10-20 公尺，T3a_2 厚度為 10-80 公尺（圖 8.1-11、圖 8.1-12；表 8.1-2）。位於屯子腳斷層西北側的 T4?階地也分為兩階，此階地的礫石層厚度非常厚，超過 80 公尺，產狀與卓蘭階地群皆不相同。T3 與 T4?階地以屯子腳斷層分隔，斷層東南側為中新統桂竹林層，斷層西北側為厚層階地礫石層（T4?）；斷層兩側厚度呈現巨大的變化，應該與屯子腳斷層的橫移作用造成左右兩盤的升降活動有關顯然西北盤屬於沉降作用，以致堆積巨厚的沉積層（圖 8.1-11、圖 8.1-12；表 8.1-2）。卓蘭階地群的產狀與新社階地群不同，階地不易對比，因此無法利用新社階地群的定年資料來估算此處后里斷層的抬升速率。

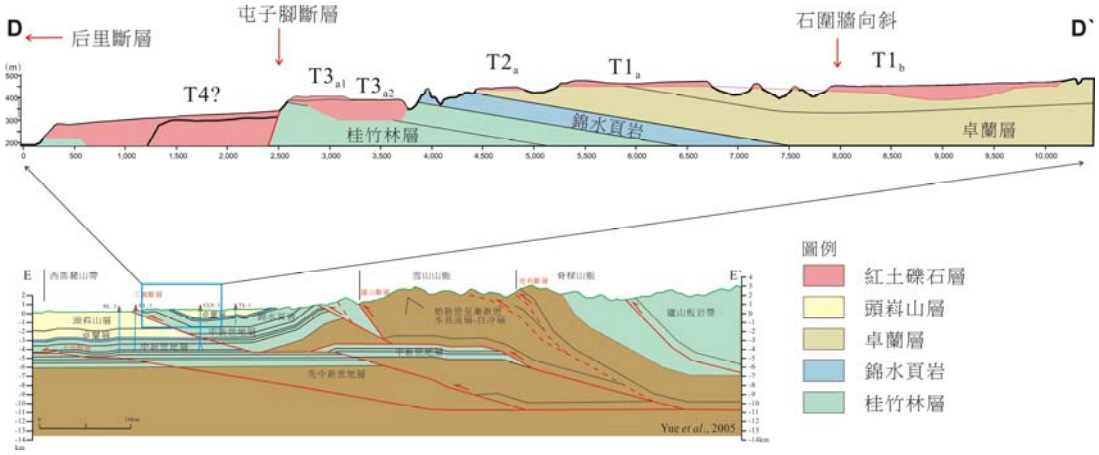


圖 8.1-11 大安溪北岸東西方向剖面，卓蘭階地群的分布

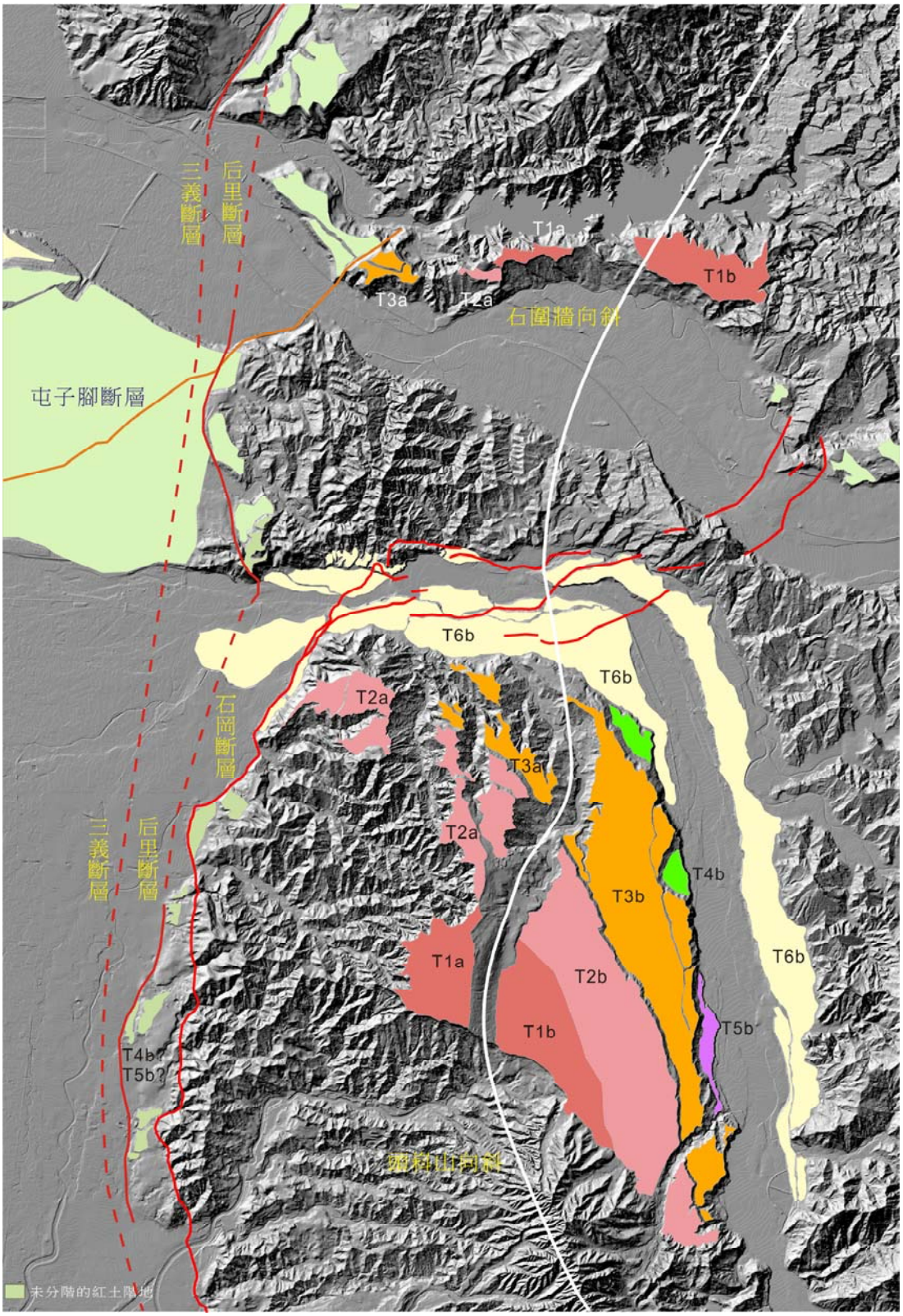


圖 8.1-12 新社階地群與卓蘭階地群的階地分布，及與構造關係

表 8.1-2 卓蘭階地群各階面河拔高、河階沉積層厚度，此階地群無定年資料

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	175-190	10-20		
T1b	130-145	20-50		
T2a	165-170	15-25		
$T3a_1$	120-130	10-20		
$T3a_2$	110-120	10-80		
T4?	70-105	＞80		

8.2 三義斷層活動速率

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、$T3_b$ 階地熱螢光定年為 17.4±1.6 ka，以及 $T4_b$ 階地熱螢光定年為 9.6±0.5 ka（Le Béon *et al*., 2014）（表 8.1-1）。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的，河流下切作用包括了兩種因素的地質作用，一是河流為受均夷作用而產生下蝕作用，另一是受構造抬升作用而產生下蝕作用。所以河流下切速率=構造抬升速率+均夷作用的下蝕速率。本研究欲探討的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。

本研究原本欲以卓蘭階地群對比至新社階地群的河階，之後利用新社階地群的熱螢光定年年代估算三義斷層（后里斷層）的滑移速率。因為，卓蘭階地群僅位在三義斷層上盤，活動速率僅受其影響。而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。因此，本研究目前還是以新社階地群的河拔高差與年代來作為研究的對象。

以河階的河拔高差與年代估算的速率稱為河流下切速率，其中包括了構造抬升速率以及河流自然下蝕速率（受均夷作用影響），因而必須獲得河流自然下蝕速率後才能夠得到構造作用產生的抬升速率。但是，河流自然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，河流自然下蝕速率接近

零，而愈上游的下蝕速率愈大。本研究之所欲以新社階地群作為估算三義斷層活動速率為對象，其最重要原因是，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大量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等於構造抬升速率。

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 3.1-1)。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，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，以及分別計算各階地(T1a、T2a 與 T3a)的抬升與滑移速率(表 8.2-1)。若依據Le Béon *et al.*(2014)年代資料所計算的滑移速率，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；Le Béon *et al.*(2014)計算的滑移速率為 17.7±2.2 mm/yr。若以 Lai *et al.*（2006）的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 階地所獲得的年代有異，分別為 55±12.6 ka 與 30.2±4.0 ka（表 8.1-1）；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的研究，獲得的平均抬升速率為 3.9±0.2 mm/yr（Chen *et al*., 2007）；而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 8.2-1)。

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（本研究依據 Le Béon *et al*. (2014)年代的計算值）；Le Béon *et al.*（2014）計算的合計滑移速率為 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）的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，估算的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）的年代所估算的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）的兩倍。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，其呈現的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）估算的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr 的結果，其相較緩慢的活動速率產生的地形特徵較為吻合。因此，本研究認為三義斷層（后里斷層）的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr。

表 8.2-1 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 (Le Béon *et al.*, 2014)
車籠埔斷層	45 度	3.9±0.2	5.5±0.3	

8.3 結論

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），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的長期滑移速率，但是以地質構造而言，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是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的河拔高及河階年代的研究結果，來估算三義斷層（后里斷層）的長期滑移速率。

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。近年來新社階地群階地已有定年資料，T1 階地的熱螢光定年為 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 8.1-1）。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的，河流下切作用包括兩種地質作用，一是受均夷作用產生的下蝕，另一受構造抬升作用產生的下蝕；所以河流下切速率=構造抬升速率+均夷作用的下蝕速率。

因而必須獲得河流自然下蝕速率後才能夠得到構造產生的抬升速率，河流自然下蝕速率越接近侵蝕基準面時，其下蝕速率接近零，愈上游的下蝕速率愈大。本研究位在三義斷層與石岡斷層上盤，其下盤屬於前陸盆地，長期以來處於構造沉降環境，因此沉陷盆地邊緣可視為大甲溪的暫時侵蝕基準面，其接近斷層上盤相當接近當時的侵蝕基準面，因此新社階地形成當時的河流下蝕速率應接近零，如此之下本研究所計算的河流下切速率應接近或等於構造抬升速率。另外，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盤，必須扣除石岡斷層抬升產生的影響之後，才可以獲得三義斷層的抬升速率。

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，以及分別計算各階地（T1a、T2a 與 T3a）的抬升與滑移速率（表 8.2-1）。依據 Le Béon *et al.*（2014）年代資料所計算的滑移速率平均為 16.5±1.9 mm/yr。

若以 Lai *et al.*（2006）的年代資料計算的滑移速率為 8.0±1.9 mm/yr；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產生的結果，必須扣除石岡斷層滑移速率後，才可以獲得三義斷層滑移速率。由於，石岡斷層尚未有滑移速率的研究。本研究暫以車籠埔斷層抬升與滑移速率作為石岡斷層的活動速率，其平均抬升速率為 3.9±0.2 mm/yr，滑移速率為 5.5±0.3 mm/yr。因此，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）的定年年代計算的滑移速率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；兩者差異非常大。本研究另由現今新期構造地形的特徵，來評估兩者的可能性。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，三義斷層的抬升速率應遠小於車籠埔斷層的速率，因此以 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。

第九章 初步結論與未來工作

9.1 完成工作項目

(一) 本年度預定工作與完成工作項目

1. 三義斷層：契約數預定進行地球物理測線 1400 公尺以上，已完成地電阻測線 3366 公尺。

玉里斷層：契約數預定進行地球物理測線 2700 公尺以上，已完成地電阻測線 3855 公尺，淺層震測測線 1008 公尺，深層震測測線 2828 公尺，共計 4863 公尺。

2. 瑞穗斷層：契約數預定進行地球物理測線 1600 公尺以上，，已完成地電阻測線 2980 公尺。

3. 旗山斷層：契約數預定進行地球物理測線 2100 公尺以上，，已完成地電阻測線 2965 公尺。

4. 斷層長期變動(滑移)速率分析評估：本研究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，估算的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；經比對其他地質資料後，本研究認為三義斷層（后里斷層）的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr 較為合理。

5. 本研究計畫第一年預計以三義斷層，以及玉里斷層以及瑞穗斷層、旗山斷層為調查標的，完成位於地質調查所標示之區域內之地球物理調查工作。預計於上述地區，視現場狀況，完成包括地電阻測線、淺層震測測線，以及透地雷達測線至少 6000 公尺以上。其中地電阻測線總長至少在 5000 公尺以上，總計地電阻完成測線長度為 13166 公尺，透地雷達 1394 公尺。而淺層震測總長則合計約為 3836 公尺，超過原先預定之工作要求完成進度。

關於調查成果之可能誤差範圍，本計畫透過地電阻或透地雷達等探測方法，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，藉由夾擠估算方式，逐步定義斷層通過之位置。透過每一小節之斷層線跡控制點(表 9.2-1~4)修正斷層線跡(圖 9.2-1~5)若斷層線跡通

過測線判釋為斷層帶的位置，則誤差值為零，若在兩側經過，則誤差值計算其端點距離之一半。估算本計畫四條斷層之誤差值如下為:1.三義斷層誤差約 360 公尺；2.玉里斷層誤差約 780 公尺；3.瑞穗斷層誤差約 10 公尺；4.旗山斷層誤差約 300 公尺。

6. 本研究已於 104 年 10 月 12 日上午九時三十分至十三時三十分，假中央大學地球科學院一樓會議室一樓 S123，舉行本年度活動斷層近地表構造調查技術教育訓練。

(二) 預期進度甘梯圖

表 9.1-1 預期進度甘梯圖（Gantt Chart）：計畫進度控制及檢討之依據

計畫名稱：活動斷層近地表構造特性調查（1/4）

月次 工作項目	第1月	第2月	第3月	第4月	第5月	第6月	備註
簽約	■						
第一季查核點	■						7/31
旗山斷層地球物理調查	■	■	■				
斷層長期變動(滑移)速率分析	■	■	■	■	■		
第二季查核點		■					8/31
玉里斷層地球物理調查		■	■	■			
期中報告			■				9/30
瑞穗斷層地球物理調查		■	■	■			
第三查核點				■			10/31
三義斷層地球物理調查			■	■	■		
活動斷層教育訓練					■	■	
期末報告					■		11/30
第四查核點與驗收						■	12/31
預定進度（累積數）	10	30	50	70	90	100	

說明：
(1)工作項目請視計畫性質及需要自行訂定。預定進度以粗線表示其起訖日期，期中報告與期末報告必須明列於本表中。
(2)預定進度百分比一欄係為配合追蹤考核作業所需，累計百分比請視工作性質就以下因素擇一估計訂定：1.工作天數 2.經費之分配 3.工作量之比重 4.擬達成目標之具體數字。
(3)計畫進度控制若有分項協同計畫請分別列出整體計畫執行與各分項計畫執行之甘梯圖（表一）與預期進度查核點（表二）。

9.2 結論與未來建議

各分區之地球物理以及地質調查與判釋成果分別歸納如下：

三義斷層測區

本計畫調查工作之目標區域主要集中於三義斷層南段地區，位於大甲溪以南之三義斷層延伸已經進入較開闊的沉積盆地平原地域，由於大量的人為開發活動，因此本區域缺乏露頭與地表的擾動現象可以協助判斷斷層帶的延伸。本計畫利用地電阻方法，於可能的區域調查三義斷層帶位於地表下的延伸位置。由於根據過去位於三義斷層北段的調查成果、露頭解釋以及本區內的地質鑽井紀錄對比的結果來說，三義斷層上盤為桂竹林層，而下盤為厚層更新世礫石層及全新世礫石沖積層，在南段的豐原地區，上下盤因為受到近期礫石沖積層的覆蓋，而掩埋在礫石層下沒有出露地表。由露頭附近地電阻施測的比對結果，我們歸納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。由於電性截然不同，我們可利用電性的差異，由桂竹林層的低電阻岩層在 50 公尺的測深範圍內出現與否，判斷地電阻測線位置位於三義斷層之上盤亦或下盤。

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 3366 公尺。較原先預估之施測長度 1400 公尺，多出約 1720 公尺。綜合上述所有地電阻測線施測結果，並配合過去中央地質調查所(2014)於本區鑽井的資料，另外，本研究亦加入工程鑽井的輔助資料，用以建立斷層線跡的控制點，地電阻控制點的建立方式採用以下原則(a)若地電阻測線位於三義斷層的西側下盤位置，則以測線的東端的端點作為下盤控制點；(b) 若地電阻測線位於三義斷層的東側上盤位置，則以測線的西端的端點作為上盤控制點；(c)若測線位於斷層上下盤接觸帶中，則以上下盤接觸面垂直投影至地表的點為斷層帶控制點，根據此一原則與納入所有鑽井資料與工程鑽井資料之研判結果，我們可以建立斷層線跡控制點(表 9.2-1)，修正描繪三義斷層之斷層線跡如圖 9.2-1、圖 9.2-2、圖 9.2-3 所示。

表 9.2-1 三義斷層線跡控制點

TW97 座標	控制點名稱	控制點形式	備註

x	y			
222181.83	2684391.56	SY01	上盤	地電阻
222370.24	2684477.02	SY02	斷層帶	地電阻
221594.52	2680977.9	SY03	下盤	地電阻
221320.86	2680593.59	SY04	下盤	地電阻
222041.87	2684672.48	SY05	下盤	地電阻
222177.44	2684841.44	SY06	下盤	地電阻
221702.14	2679178.53	SY07	斷層帶	地電阻
221951.02	2679502.98	SY08	下盤	地電阻
222389.99	2684504.78	SY09	斷層帶	地電阻
222195.97	2684403.27	SY10	斷層帶	地電阻
222159.99	2684487.62	SY11	下盤	地電阻
222183.17	2684814.3	SY12	下盤	地電阻
221997.44	2680995.6	SY13	下盤	地電阻
221644.52	2681452.16	SY14	下盤	地電阻
223214.59	2683778.66	SY15	上盤	地電阻
221811.09	2681765.69	SY16	上盤	地電阻
221724.95	2682720.1	SY17	下盤	地電阻
222805.13	2682954.33	SY18	上盤	地電阻
221622.47	2682253.38	SY19	下盤	地電阻
221529.75	2683261.41	SY20	下盤	地電阻
222759.3	2683516.16	SY21	上盤	地電阻
221300.88	2683615.72	SY22	下盤	地電阻
222977.46	2686206.47	SY23	斷層帶	地電阻
221661.87	2678851.45	SY24	斷層帶	地電阻
222839.32	2686010.14	SY25	上盤	地電阻
222423	2683993	霧峰~健民、十甲分歧塗城 161kV 線塔基鑽探工程 井號: #1-3	上盤	探勘資料庫
223248.547	2683641.708	「台中都會區鐵路高架捷運化工程」TA-01	上盤	探勘資料庫
222978.85	2683351.999	TA-03	下盤	探勘資料庫
222688.7271	2682881.608	TA-05	下盤	探勘資料庫

222529.0217	2682536.759	TA-07	下盤	探勘資料庫
222133.4392	2682117.392	TA-09	下盤	探勘資料庫
221941.5329	2681852.425	TA-11	下盤	探勘資料庫
221763.7746	2681630.211	TA-13	下盤	探勘資料庫
221696.2859	2681466.73	TA-14	下盤	探勘資料庫
221463.2648	2680863.432	TA-17	下盤	探勘資料庫
221433.3829	2680735.753	TA-19	下盤	探勘資料庫
221307.0754	2680367.815	TA-21	下盤	探勘資料庫
221151.311	2679887.81	TA-23	下盤	探勘資料庫
222354.9982	2683638.069	台 13 線 66K+800 豐里橋 BH-1	下盤	探勘資料庫
221939	2681686.076	台中市豐原區污水下水道系統 BHN-05	下盤	探勘資料庫
222136.9992	2681799.075	BHN-08	下盤	探勘資料庫
222489.9979	2682349.073	BHN-10	下盤	探勘資料庫
222942.9962	2682945.071	BHN-14	下盤	探勘資料庫
222915.9962	2683557.069	BHN-16	下盤	探勘資料庫
223020.79	2681037.8	國道 4 號臺中環線豐原大坑段,臺中生活圈 2 號線東段及 4 號線北段工程 PH-06	上盤	探勘資料庫
223073.09	2681020.59	PH-07	上盤	探勘資料庫
221552.51	2679871.92	PH-09	下盤	探勘資料庫

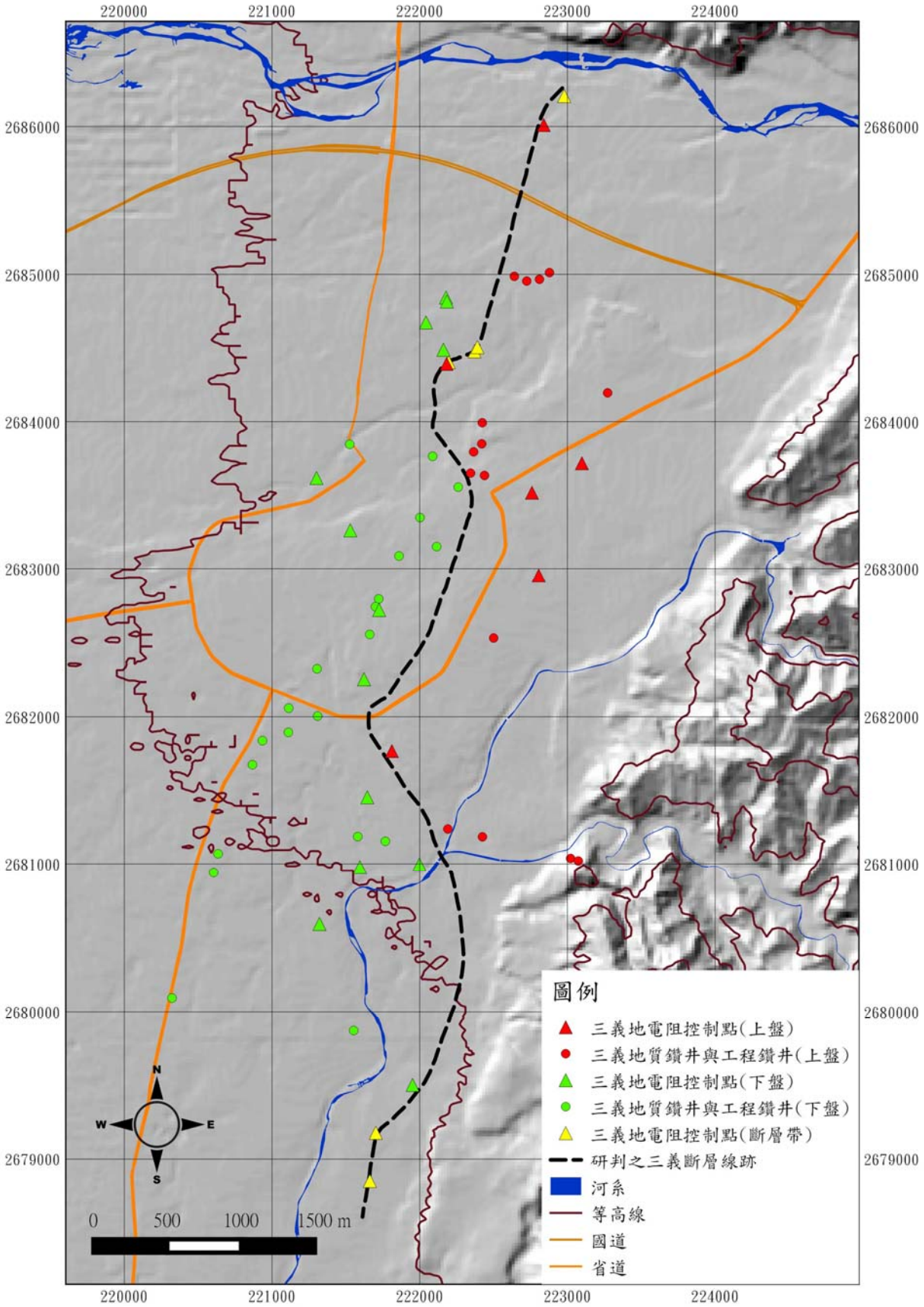


圖 9.2-1 加入控制點資訊後修正描繪的三義斷層線跡

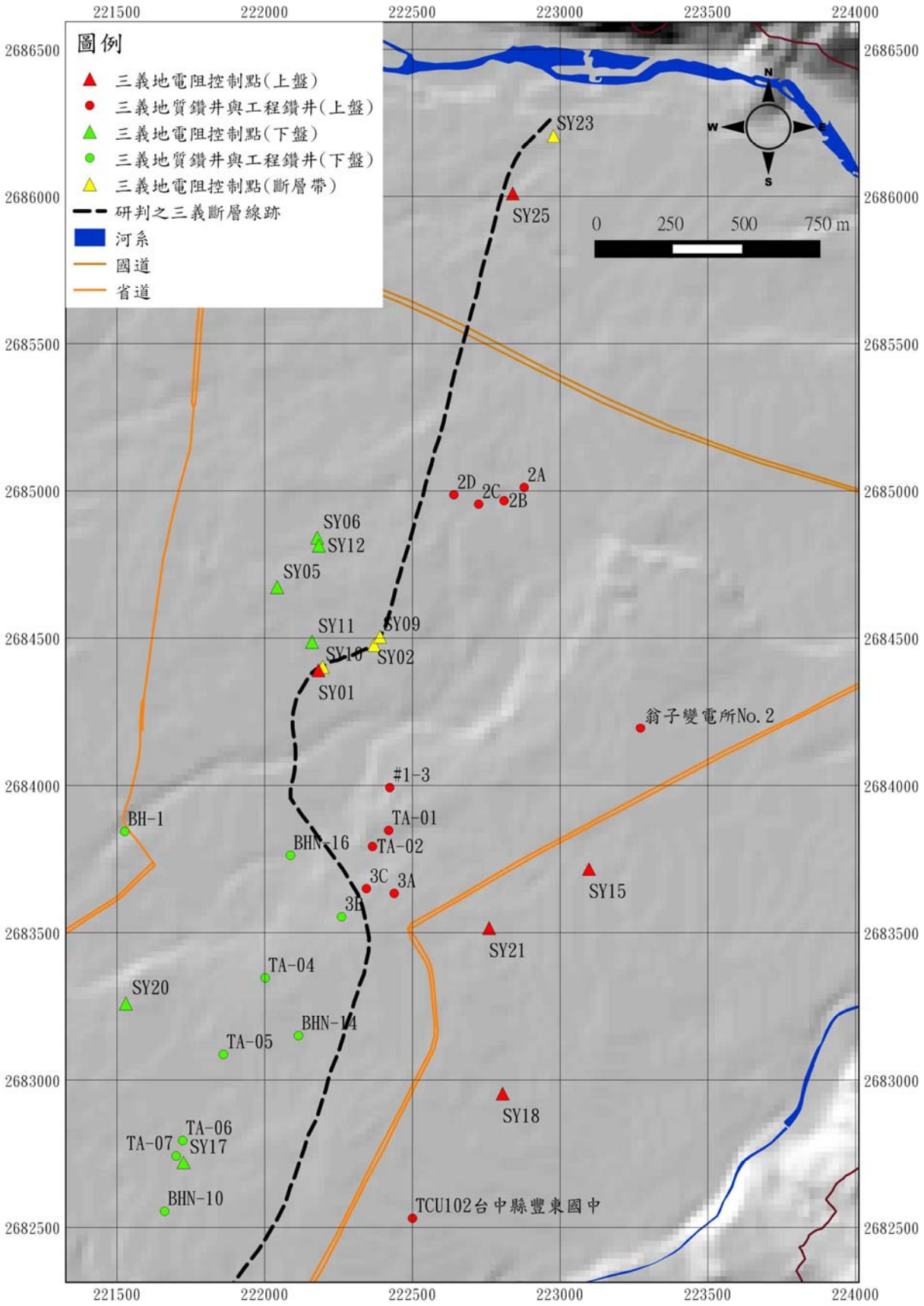


圖 9.2-2 加入控制點資訊後修正描繪的三義斷層線跡北段

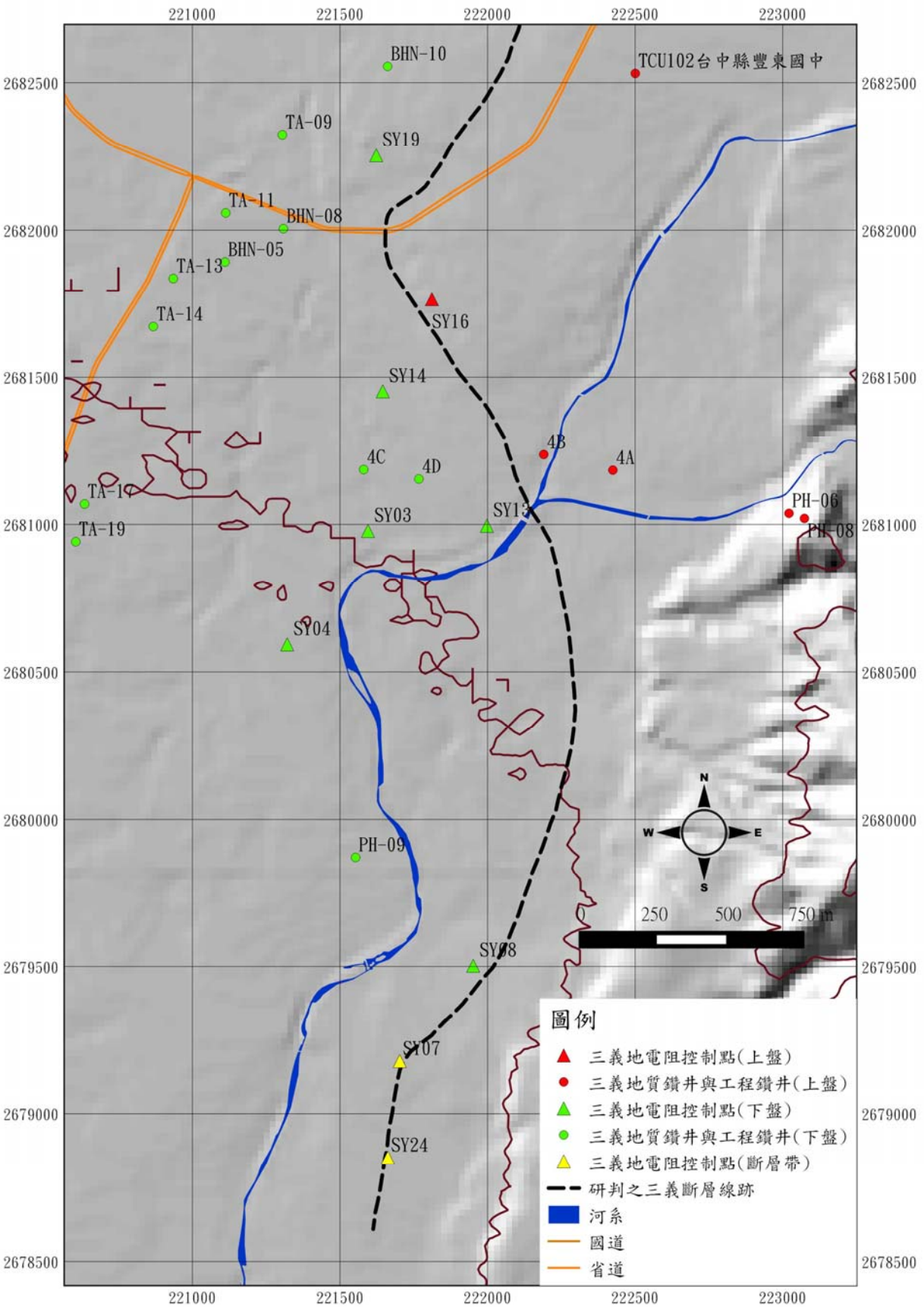


圖 9.2-3 加入控制點資訊後修正描繪的三義斷層線跡南段

瑞穗斷層測區

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）。斷層上盤在本測區內為砂頁岩互層的八里灣層，而下盤則為礫石沖積層或階地礫石層。瑞穗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地電阻測線 10 條，總長度 2980 公尺。

由於在瑞穗斷層測區內，缺乏直接的鑽井資料，加上過去於測區外的溝槽資料，均為淺層開挖資料，因此難以與地電阻資料進行直接對比。因此我們嘗試利用過去之地球物理解釋資料，特別是地電阻施測資料，作為本區岩性解釋與對比之依據。跟據過去的地電阻施測資料，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。根據此一原則，我們建立測區內斷層上下盤之地電阻電性辨識標準。

在本測區南部範圍內，我們在測線 RS09 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 RS09 中向東傾斜的電性地層界面，應為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 RS01、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 RS09 之低電阻率(小於 20 Ohm-m)的泥質砂頁岩地層分布，因此研判 RS01、RS02、RS03 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 RS05 與 RS06，具有完全不同之電性地層組成，位於東側的 RS05，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 RS06，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 RS05 測線以北的 RS10、RS07、RS08 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(如圖 4.3-14 所示)。

綜合上述所有地電阻測線施測結果，並配合過去中央地質調查所(2014)於本區鑽井的資料，另外，本研究亦加入工程鑽井的輔助資料，用以建立斷層線跡的控制點，地電阻控制點的建立方式採用以下原則(a)若地電阻測線位於瑞穗斷層的

西側下盤位置，則以測線的東端的端點作為下盤控制點；(b) 若地電阻測線位於瑞穗斷層的東側上盤位置，則以測線的西端的端點作為上盤控制點；(c)若測線位於斷層上下盤接觸帶中，則以上下盤接觸面垂直投影至地表的點為斷層帶控制點，根據此一原則與納入所有鑽井資料與工程鑽井資料之研判結果，我們可以建立斷層線跡控制點(表 9.2-2)，修正描繪瑞穗斷層之斷層線跡如圖 9.2-2~圖 9.2-7 所示。

表 9.2-2 瑞穗斷層線跡控制點

TW97 座標		控制點名稱	控制點形式	備註
x	y			
287789.199	2596904.873	國道東部公路可行性研究地質調查 BH-4	下盤	探勘資料庫
288537.074	288537.074	台 9 線路基工程鑽井 BH-53	下盤	探勘資料庫
288657.507	2602936.301	BH-54	下盤	探勘資料庫
288667.85	2602892.51	BH-55	下盤	探勘資料庫
288669.481	2602866.785	BH-56	下盤	探勘資料庫
288660.238	2602839.835	BH-57	下盤	探勘資料庫
288661.687	2602806.876	BH-58	下盤	探勘資料庫
288422.1	2599515.4	花東線鐵路整體服務效能提升計畫 RS-1	下盤	探勘資料庫
288419.6	2599436	RS-2	下盤	探勘資料庫
288439.2	2599490.5	RS-3	下盤	探勘資料庫
288449.7	2599460.5	RS-4	下盤	探勘資料庫
288444.1	2599437.1	RS-5	下盤	探勘資料庫
288483	2599474.6	RS-6	下盤	探勘資料庫
288487.4	2599454.4	RS-7	下盤	探勘資料庫
288491.8	2599436.3	RS-8	下盤	探勘資料庫
288492.1	2599397.9	RS-9	下盤	探勘資料庫
288416.6	2599492.8	RS-10	下盤	探勘資料庫
288418.1	2599464.1	RS-11	下盤	探勘資料庫

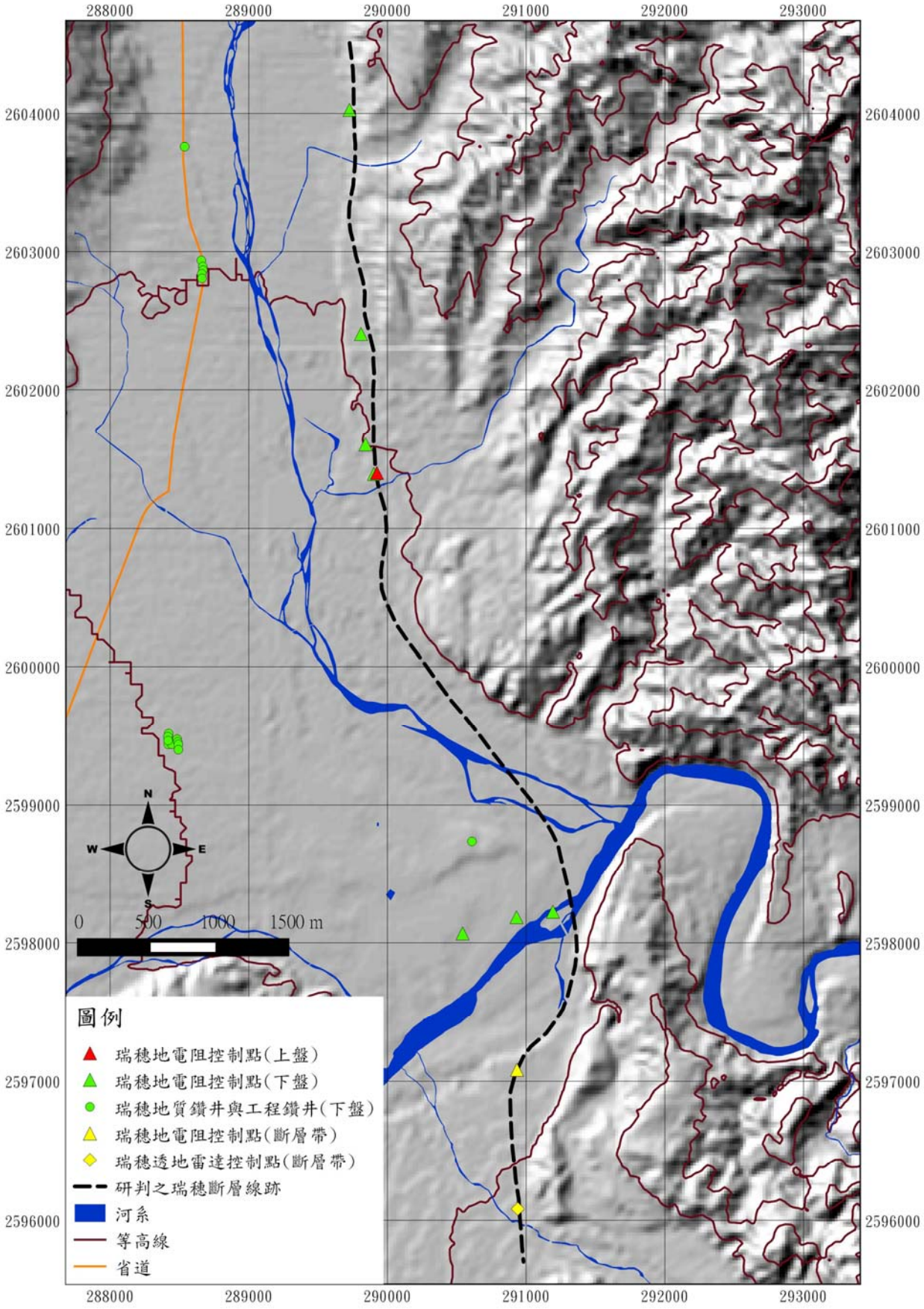


圖 9.2-4 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡

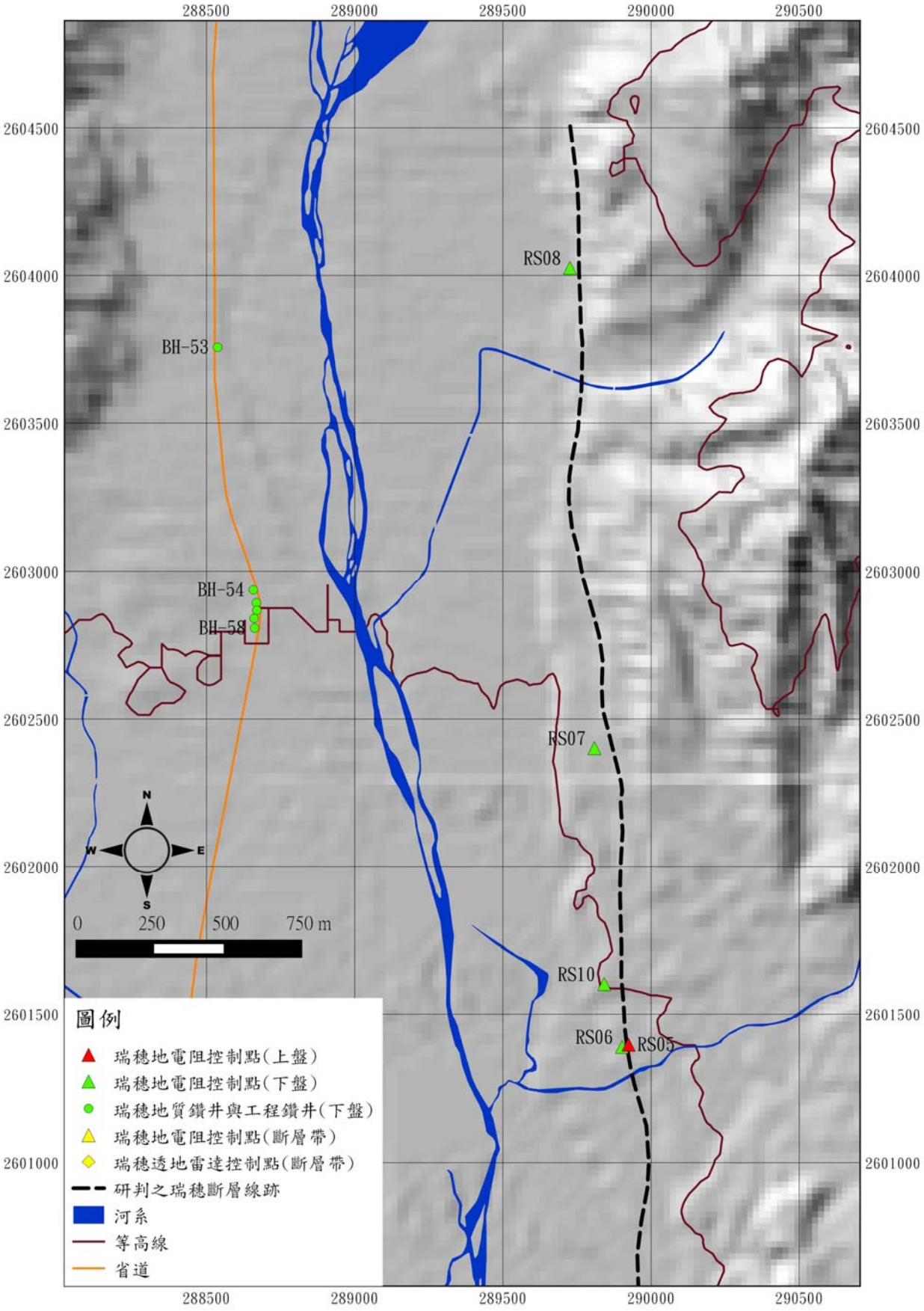


圖 9.2-5 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡北段

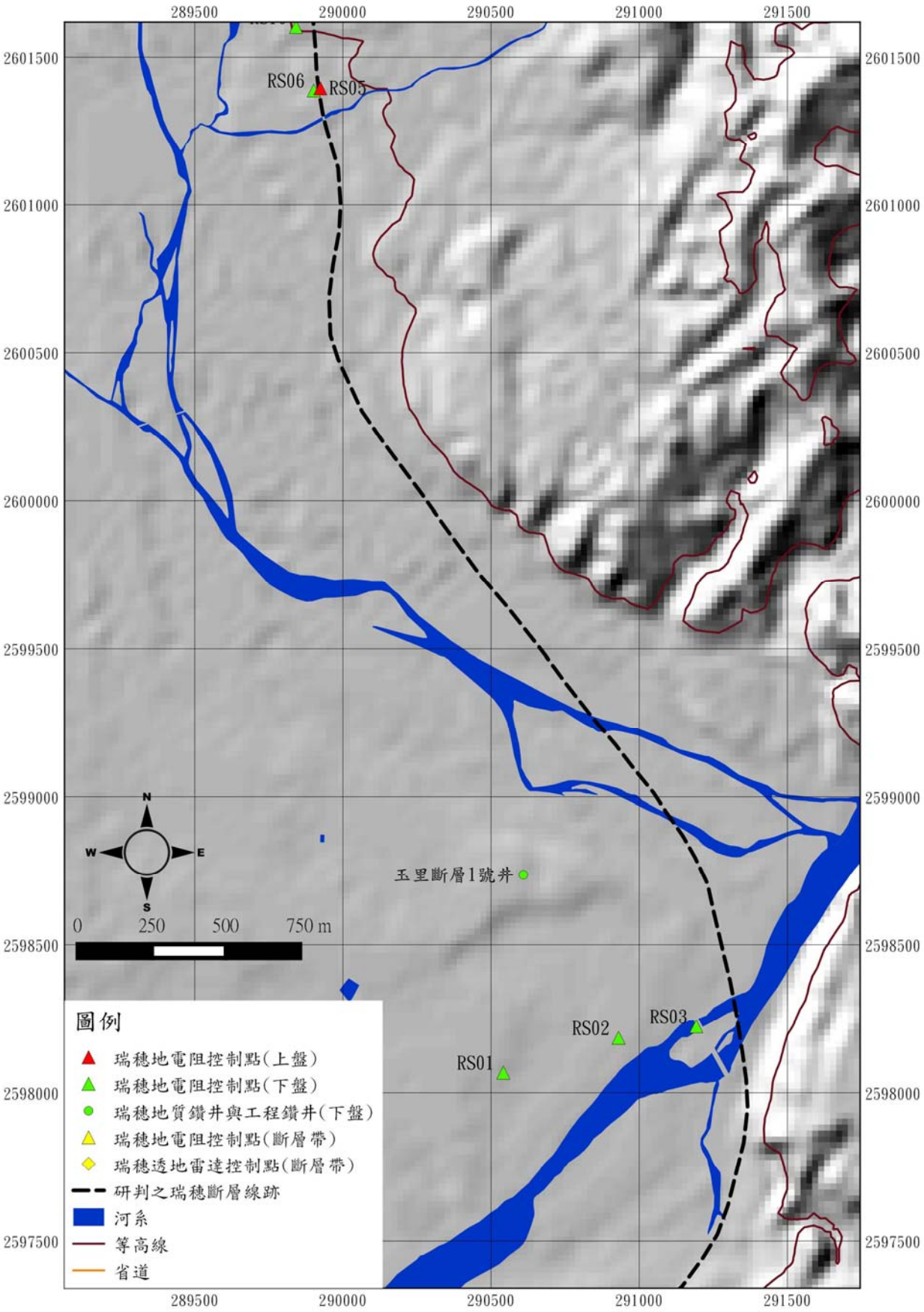


圖 9.2-6 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡中段

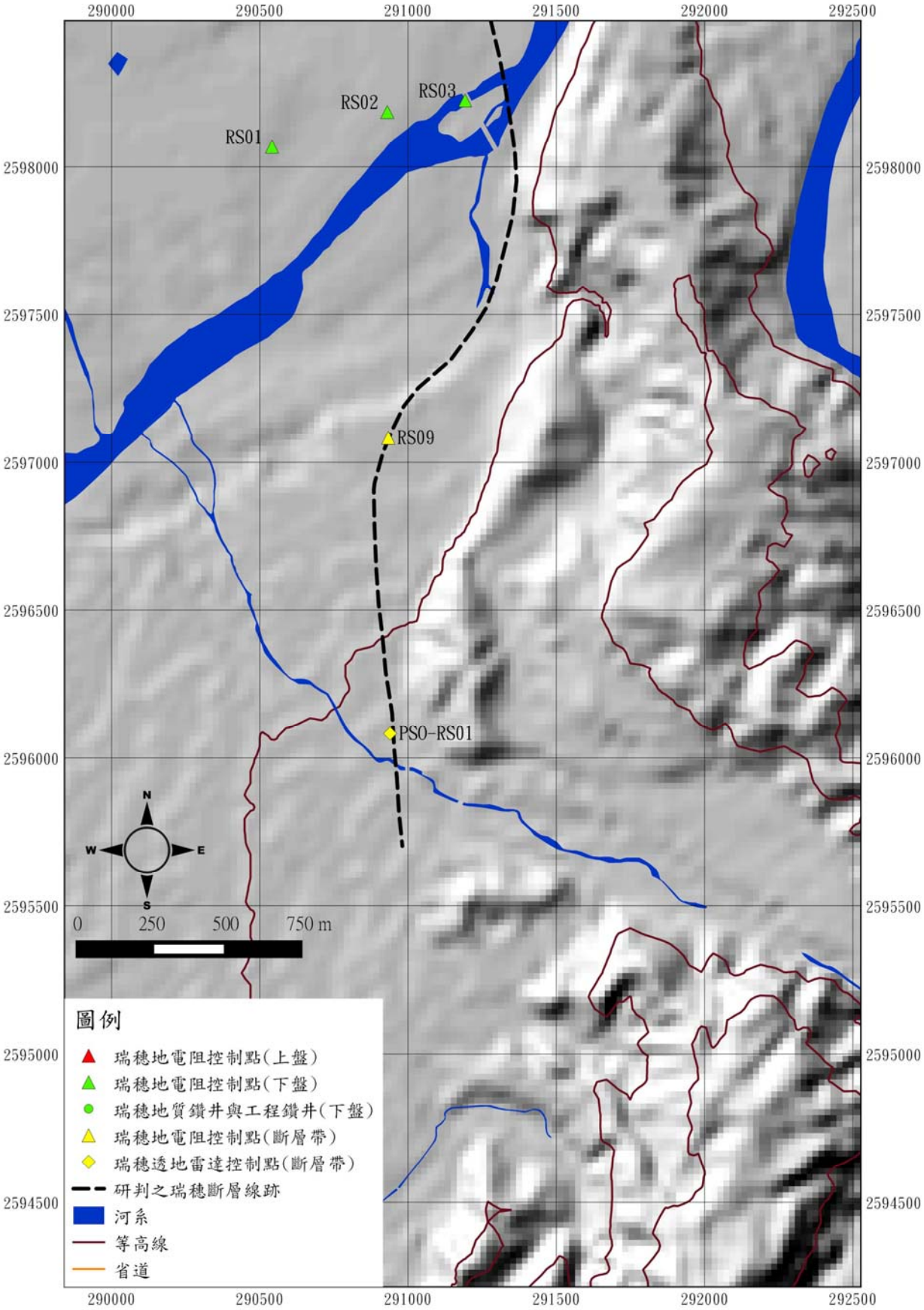


圖 9.2-7 加入控制點資訊後修正描繪的瑞穗斷層線跡南段

玉里斷層測區

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。本區缺少地質鑽孔資料，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。而 YL2 位於 YL3 測線的東南，測線共 610 公尺長，隔 250 公尺與測線 YL3 相接。由過去 YL3 及 YL2 之地電阻探測的解釋資料判斷歸納，玉里斷層可能為一傾角向東的逆斷層，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。

研究團隊於沿秀姑巒溪西側的玉里地區，完成共計 13 條地電阻測線之施測工作，總長度共計 3855 公尺。由反演算完成之地電阻剖面分析，我們發現由電阻率剖面影像及文獻記載之地表破裂的露頭位置，可以初步描繪玉里斷層之斷層線跡分布位置。其中，我們研判斷層線跡通過 YL11 測線中段，並沿台九號道路向南延伸至 YL10 測線西端，至玉里市區北側，通過 YL08 與 YL10 測線間，經 YL10 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(如圖 6.3-18)。

由於在地電阻資料中，我們發現玉里市區南側的東西向施測之各地電阻測線，存在有許多電性不連續的疑似斷層構造之反應，各測線的電性地層對比上造成極大困難。由於我們在地電阻剖面的調查資料中，標示出了幾個斷層帶的位置，但為瞭解本區斷層之地下深部構造全貌與空間位態特性，本研究另外進行了淺層震測之施測工作。淺層震測測線位於玉里市區南側客城地區，總長度為 1008 公尺，使用 EWG-III 撞擊式震源所發出的訊號，並使用 192 波道數，2 公尺測站間距與 6 公尺的炸點間距進行施測。淺層震測反射結果約可達 0.5 秒雙程走時（約 800 公尺深）。經過仔細檢視反射面的錯動情形，並與位於同一測線位置附近的深層震測剖面資料(郭陳浩提供)比對，我們可以得到更進一步的構造解釋(如圖 9.2-8)。在深部的地層向東傾斜明顯，且有主要為逆移的地層反射面錯動。利用淺層反射層面（約 0.1 秒雙程走時(圖 9.2-8 中綠色線條所示)初估約在 160 公尺以內深度）的相對位移研判，東側層面相對於西側有因斷層錯動而產生抬升的現象，研判此

一造成主要地層錯動之斷層可能代表了玉里斷層之主錯動帶。然而在主要錯動帶之外，另外也可以觀察到在淺層震測剖面上，存在有與主斷層平行的錯動較小的斷層，亦有由主斷層帶發展而出的分支斷層，造成此一地區近地表的地層結構變動複雜。也可以解釋為什麼較小探測尺度的地電阻剖面資料，呈現電性結構難以對比之原因。雖然在部分地電阻剖面上，我們可以觀察到有水平層狀地層錯動之情形，但由於資料片段零碎，且均未達到板岩的基盤(由淺層震測資料研判之交界面，初估約在 100-160 公尺深)，因此也很難直接判斷這些錯動是代表了玉里斷層主錯動帶，亦或是代表平行的斷層系統，或是屬於玉里斷層帶的分支斷層。由於玉里斷層的基盤較深，若需進行後續的詳細調查，仍有待較高能量的淺層震測等資料，並配合大深度(150 公尺以上)的鑽井資料為佳。因此仍有待後續更多的調查分析，方能更準確地描繪玉里斷層的空間分布。

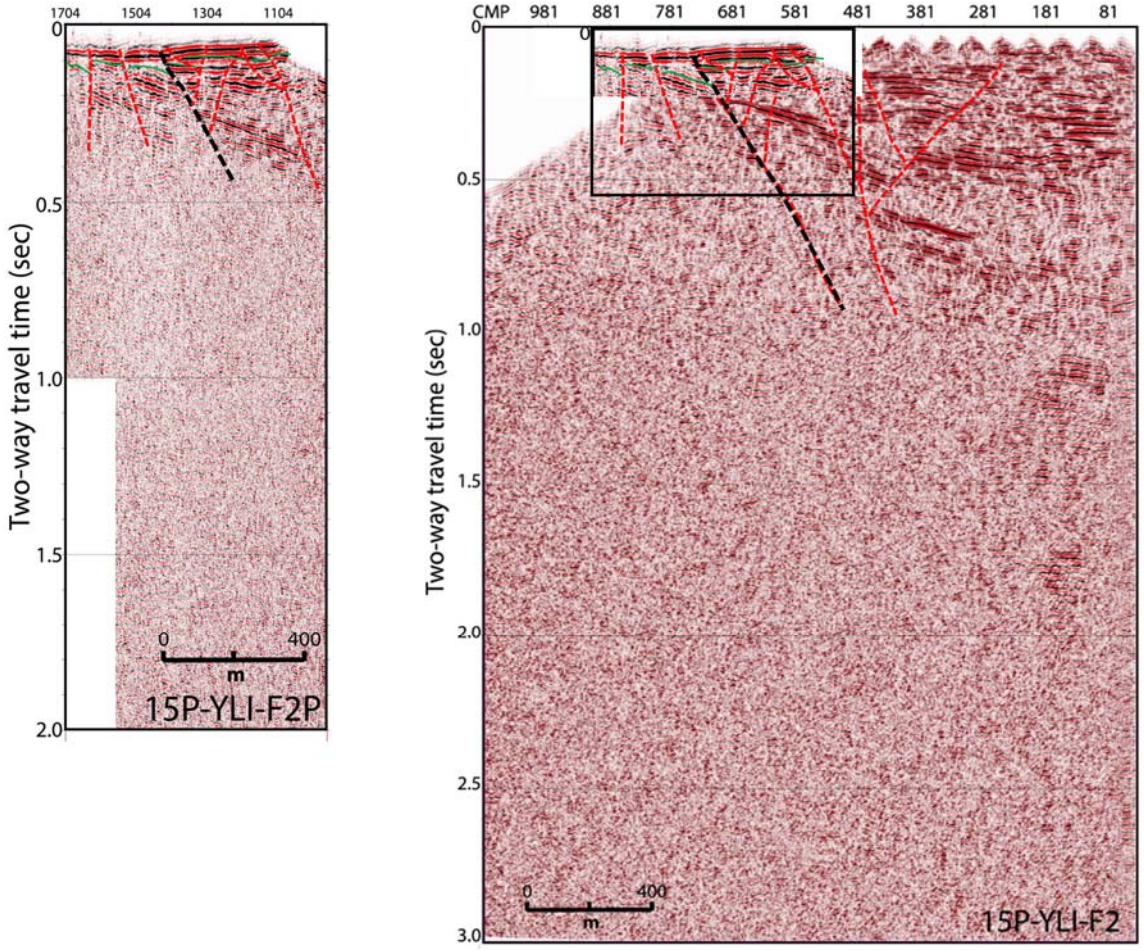


圖 9.2-8 左圖:淺層震測剖面與斷層構造解釋(紅色虛線:斷層，黑色虛線:研判之玉里斷層主錯動面)，右圖:疊合深層震測資料後之震測剖面構造解釋。

根據上述資料，我們認為玉里斷層在深部大致為一個南北走向，斷層面向東傾斜的逆移斷層，造成東側的縱谷沉積層，逆衝至斷層西側的縱谷沉積層及板岩

層之上，但接近地表由於切穿 100-200 公尺以上的厚層礫石為主地層，造成有不同的錯動與分布，位態不同的分支斷層，此一現象在玉里南側的客城地區特別明顯。

綜合上述所有地電阻測線施測結果，並配合過去中央地質調查所工程鑽井的輔助資料，從一系列工程探勘井中，我們可以發現玉里地區的鑽井結果均為礫石層，由於台 9 線路基工程鑽井及花東線鐵路整體服務效能提升計畫工程鑽井深度皆較淺，未見其他岩層，推測鑽井可能均位於斷層的上盤。配合地電阻剖面的判釋與震測的結果，我們認為部分地電阻剖面所觀察到的地層錯動，可能屬於玉里斷層主錯動帶之分支斷層或平行斷層系統，因此根據淺層震測資料對部分區域進行斷層線跡描繪的修正，建立玉里斷層線跡控制點 (如表 9.2-3)，修正後描繪的玉里斷層之斷層線跡如圖 9.2-9~圖 9.2-12 所示。

表 9.2-3 玉里斷層線跡控制點

TW97 座標		控制點名稱	控制點形式	備註
x	y			
290609.252	2598736.548	玉里斷層 1 號井	上盤	活動斷層鑽井
289640.213	2595012.484	玉里斷層 2 號井	上盤	探勘資料庫
285377.55	2591276.847	台 9 線路基工程鑽井 BH-79	上盤	探勘資料庫
284184.435	2588150.648	BH-86	上盤	探勘資料庫
284160.911	2588081.046	BH-88	上盤	探勘資料庫
284133.397	2588020.132	BH-90	上盤	探勘資料庫
284108.796	2587954.7	BH-92	上盤	探勘資料庫
284083.741	2587889.426	BH-94	上盤	探勘資料庫
284060.014	2587822.656	BH-96	上盤	探勘資料庫
285279.8	2591370.8	花東線鐵路整體服務效能提升計畫 SM-1	上盤	探勘資料庫
285271.8	2591351.3	SM-3	上盤	探勘資料庫
285273.5	2591298.7	SM-5	上盤	探勘資料庫
285279.8	2591370.8	SM-1	上盤	探勘資料庫
285304	2591377.2	SM-2	上盤	探勘資料庫
285271.8	2591351.3	SM-3	上盤	探勘資料庫
285295.4	2591356.2	SM-4	上盤	探勘資料庫
285273.5	2591298.7	SM-5	上盤	探勘資料庫

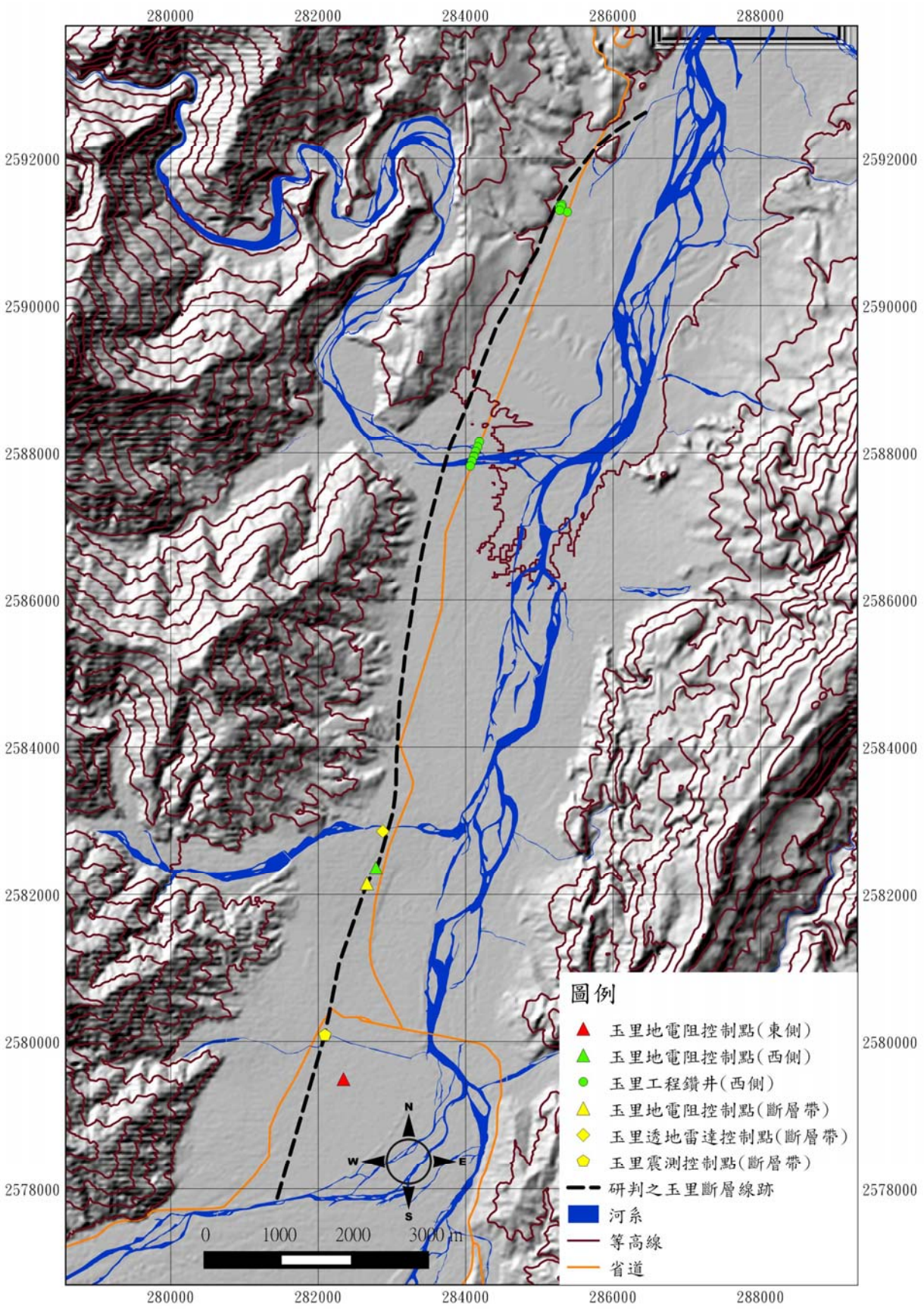


圖 9.2-9 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡

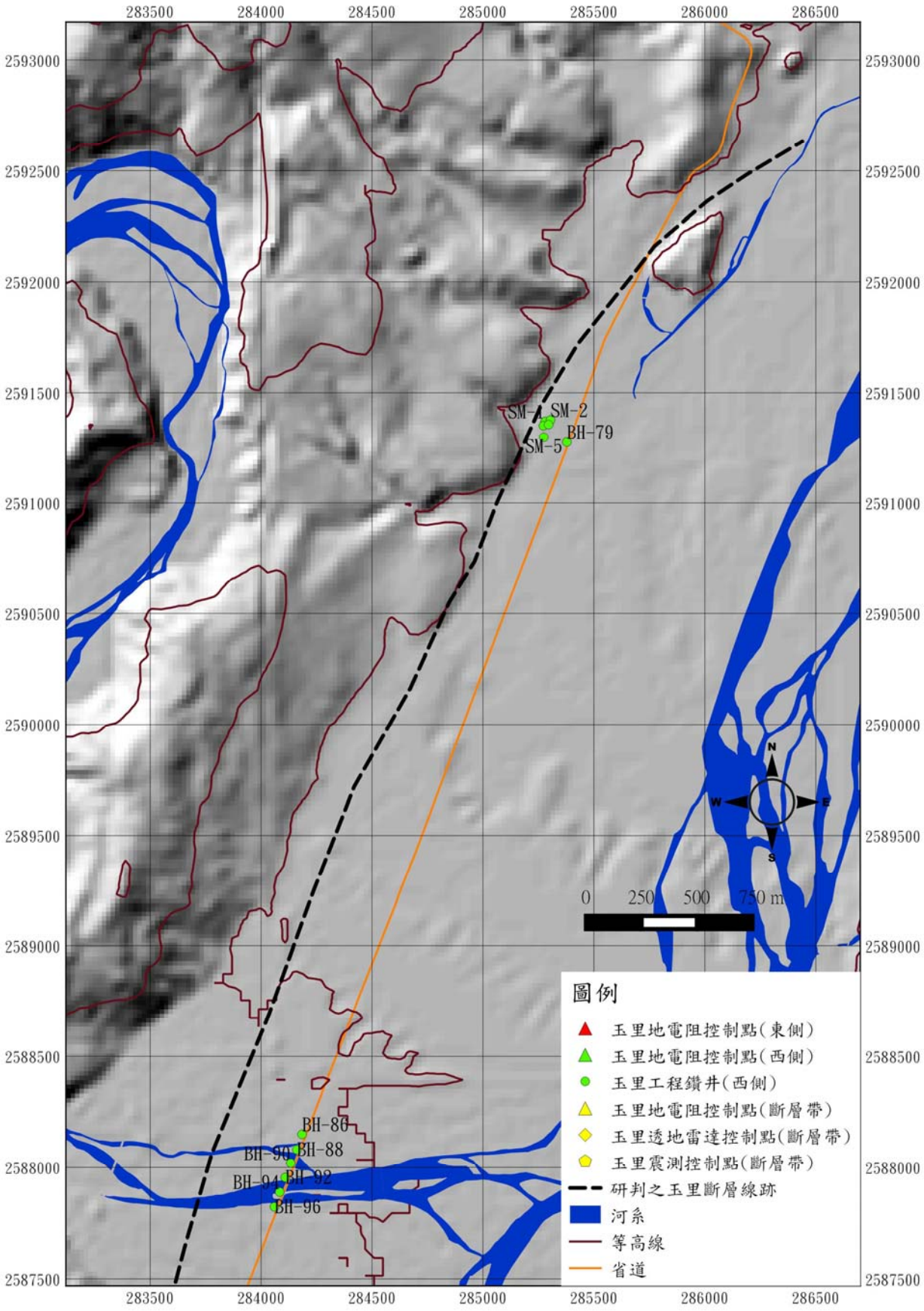


圖 9.2-10 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡北段

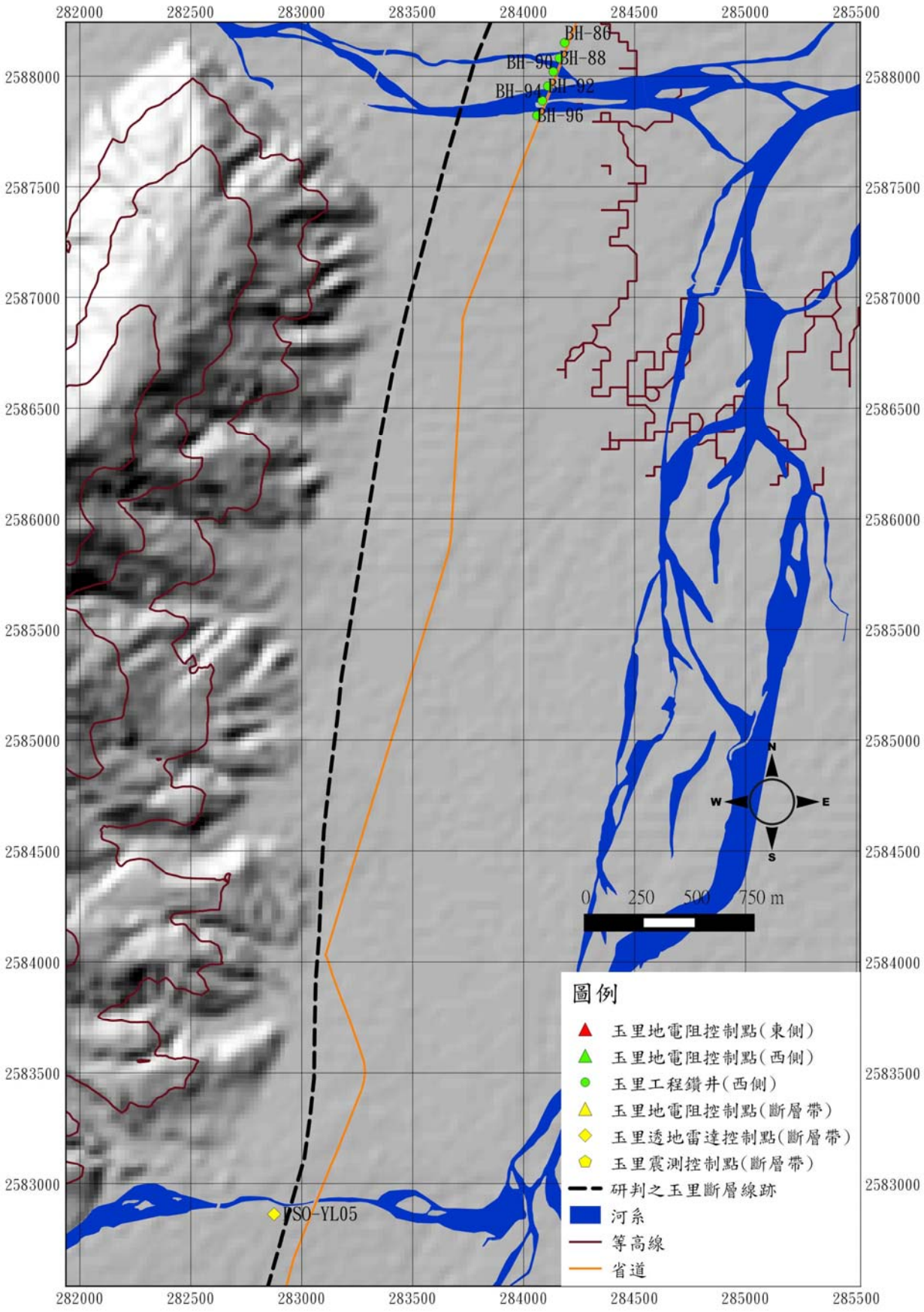


圖 9.2-11 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡中段

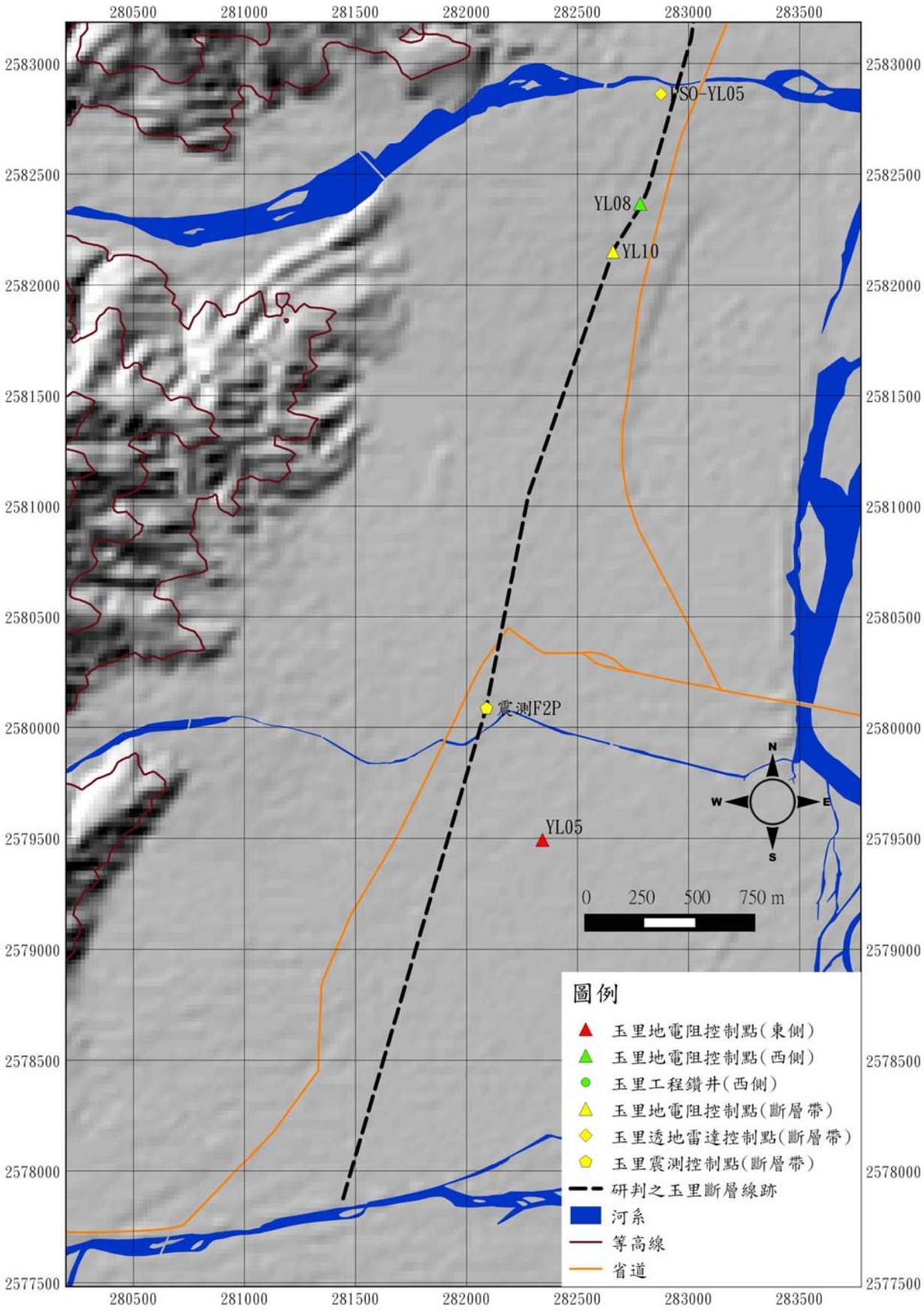


圖 9.2-12 加入控制點資訊後修正描繪的玉里斷層線跡南段

旗山斷層測區

旗山斷層測區主要位於高雄市的大社及仁武區範圍內，為旗山斷層南段進入平原之延伸區域。而由大社向南延伸的旗山斷層平原段之通過位置，過去研究中看法不一。為釐清旗山斷層在此一區域之地下延伸情形，我們於大社至仁武區域佈設 12 條地電阻測線，希望能藉由空間延伸之關係，釐清旗山斷層在平原段南延的部分走向與通過之大致位置。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。總計於此區完成 12 條地電阻測線，完成之測線總長為 2965 公尺。

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 CS04 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，因此判斷此一測線位於斷層之下盤，而其餘的 CS10、CS03、CS05，以及位於中山大學仁武校區的 CS06，與更南側的 CS01、CS02，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 CS08、CS09 測線，由鄰近丘陵出露的地層位態與電性，我們判斷可能反映了屬於上盤的由南勢崙砂岩上部，到大社層到嶺口礫岩層的電性反應，因此旗山斷層的斷層線跡，可能由位於上盤的 CS07、CS06、CS02、CS01、CS08 等測線的西側，與仁武國小鑽井與 CS04 測線的東側間通過(如圖 2.1-48 所示)。綜合上述所有地電阻測線施測結果，並配合過去中央地質調查所工程鑽井的輔助資料，從一系列台灣高鐵之工程探勘井中，本計畫可以發現斷層線跡的西半部約在 60-87 公尺深的地方發現有一道厚層砂岩，未見成層泥岩，推測可能為古亭坑層的雞南山透鏡體；在斷層線跡的東半部則分別在 21-32 公尺深，43-51 公尺深的地方發現有一道泥岩，從此之外均為砂岩或粉砂岩的夾層。旗山斷層仁武校區段，雖然兩側的岩性過於接近，不容易利用地層的界線研判斷層線跡，但在斷層跡線兩側岩性上或電性上的不同，可以當做一個相當重要的參考依據。本計劃根據此一原則與納入所有鑽井資料之研判結果，可以建立旗山斷層線跡控制點 (如表 9.2-4)，相關的地質柱狀圖重繪(如圖 9.2-13) ，修正描繪旗山斷層之斷層線跡如圖 9.2-14 所示。

表 9.2-4 旗山斷層線跡控制點

TW97 座標		控制點名稱	控制點形式	備註
x	y			
182587.0846	2511861.775	Taiwan High Speed Rail Project Contract No.C296 井號: BH-15	上盤	探勘資料庫
182533.7099	2511864.624	BH-17	上盤	探勘資料庫
182242.9912	2511877.033	BH-23	上盤	探勘資料庫
181991.7973	2511889.775	BH-31	上盤	探勘資料庫
181817.751	2511897.286	BH-37	上盤	探勘資料庫
183855.9649	2512368.322	ADDITIONAL GEOTECHNICAL INVESTIGATION FOR C295 TAIWAN GIGH SPEED 井號: 339+085	下盤	探勘資料庫
183757.8553	2512254.961	339+235	下盤	探勘資料庫
183575.9962	2512098.859	339+475	下盤	探勘資料庫
183313.9334	2511954.218	339+775	下盤	探勘資料庫
183051.24	2511226.76	KH92-G05 仁武國小	下盤	地質鑽井

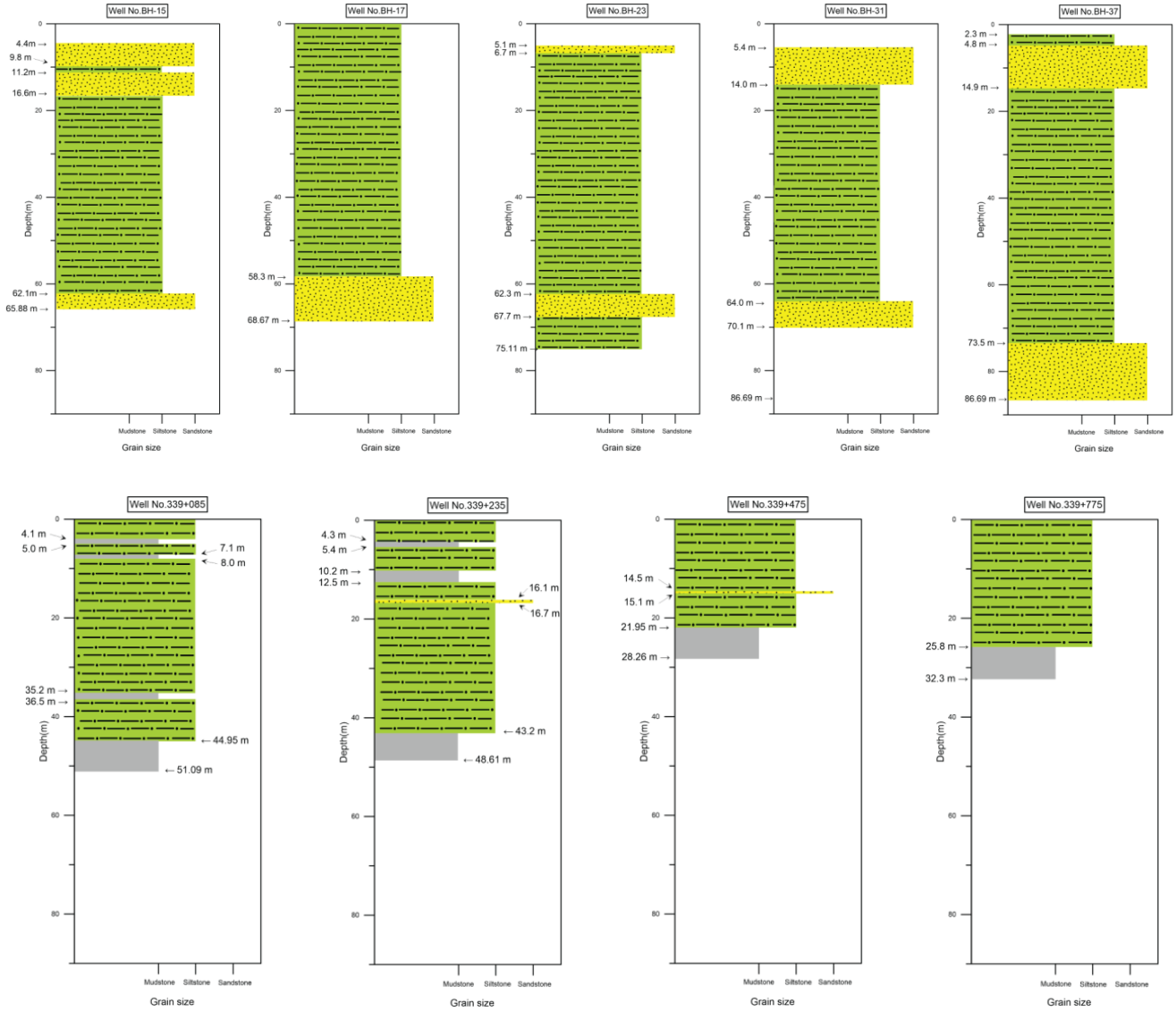


圖 9.2-13 旗山斷層線跡控制點井位柱狀圖（重繪自中央地質調查所工程探勘資料庫）。

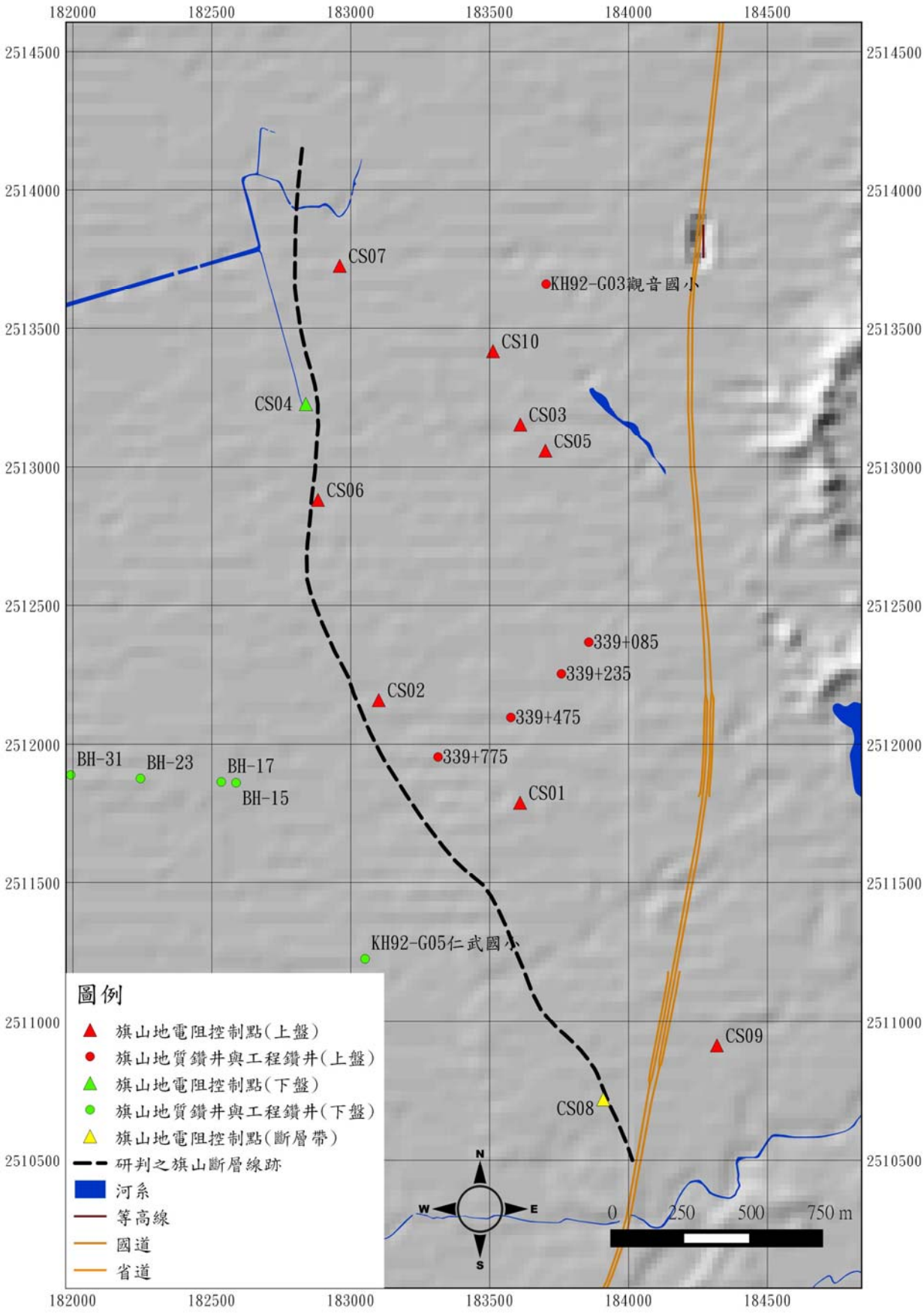


圖 9.2-14 加入控制點資訊後修正描繪的旗山斷層線跡

三義斷層之長期滑移速率分析

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，再經過扣除石岡斷層的滑移速率後，才得以推算三義斷層滑移速率。但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的研究，獲得的平均抬升速率為 3.9±0.2 mm/yr（Chen et al., 2007）；而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。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（本研究依據 Le Béon et al. (2014)年代的計算值）；Le Béon et al.（2014）計算的合計滑移速率為 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）的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，估算的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。由於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，其呈現的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）估算的滑移速率為 2.5±2.2 mm/yr 的結果，其相較緩慢的活動速率產生的地形特徵較為吻合。因此，本研究認為三義斷層（后里斷層）的滑移速率應以 2.5±2.2 mm/yr 較為合理。

參考文獻

1. 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.
2. 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.
3. 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.
4. 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.
5. Chen, W.S., Chen, Y.G., Shih, R.C., Liu, T.K., Huang, N.W., Lin, C.C. and 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.
6. 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. and 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.
7. Ernst, W. G. (1977) Olistostromes and included ophiolitic debris from the Coastal Range of eastern Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, 2, 97-114.
8. Hsieh, S.H. (1970) Geology and gravity anomalies of the Pingtung Plain, Taiwan: Proc, Geol. Soc. China, 13, 76-89.
9. Hsu, T. L. (1956) Geology of the Coastal Range, eastern Taiwan. Bull. Geol. Surv. Taiwan, 8, 39-64.
10. Hsu, T. L. (1962) Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, 1, 95-102.
11. Ku, C.C. (1963) Photogeologic study of terraces in northwestern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 6, 51–60.
12. Lai, K.Y., Chen, Y.G., Hung, J.H., Suppe, J., Yue, L.F. and 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.

13. Le Béon, M., Suppe, J., Jaiswal, M.K., Chen, Y.G. and 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.
14. Meng, C.Y.（1963） The San-I overthrust. Petrol. Geol. Taiwan, no.2, 1-20.
15. Slemmons, D.B., & McKinney, R. (1977). Definition of "Active Fault", U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Soil and Pavements Laboratory *Miscellaneous paper S-77-8, Final Report* (pp. 22): USGS.
16. Tsai, H. and 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.
17. Wang, C.Y., Li, C.L. and Lee, H.C. (2004) Constructing subsurface structures of the Chelungpu fault to investigate mechanisms leading to abnormally large ruptures during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. Geophysical research letters, 31(2).
18. Willis, B.A. (1923). Fault map of California. *BSSA, 13*, 1-12.

Wood, H.O. (1916). The earthquake problem in the western United States. *BSSA, 6*, 181-127.

19. Yoko Ota, Yu-nong Nina Lin, Yue-Gau Chen, Hui-Cheng chang, Jih-Hao Hung (2006) Newly found Tunglo Active Fault System in the fold and thrust belt in northwestern Taiwan deduced from deformed terraces and its tectonic significance. Tectonophysics, Vol 417, p 183-340.
20. Yue, L.F., Suppe, J. and Hung, J.H. (2011) Two contrasting kinematic styles of active folding above thrust ramps, western Taiwan. AAPG Memoir, 94, 153–186.
21. Yue, L.F., Suppe, J., and Hung, J.H. (2005) Structural geology of a classic thrust belt earthquake: The 1999 Chi-Chi earthquake Taiwan (M w= 7.6). Journal of Structural Geology, 27(11), 2058–2083.
22. 中央地質調查所(2014) 103 年度活動斷層補充地質調查案成果報告書，共 545 頁，經濟部，台北。

23. 石再添、張瑞津、黃朝恩、石慶得、楊貴三、孫林耀明（1983）臺灣北部與東部活斷層的地形學研究。臺灣師範大學地理研究所地理研究報告，第九期，20-72 頁。
24. 石再添、鄧國雄、楊貴三、許民陽（1986）新社河階群的活斷層與地形面。地學彙刊，第 5 號，第 29-39 頁。
25. 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。
26. 朱傚祖和游明聖 (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，NSC-86-2116-M-047-002，133 頁。
27. 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。
28. 何春蓀、譚立平（1960） 台灣台中東勢至南投國姓間煤田地質。台灣省地質調查所彙刊，第 12 號，第 20-62 頁。
29. 吳旻諭（2005）旗山斷層在高雄地區-大社、仁武及鳥松地區之斷層分布研究。義守大學土木與生態工程學系研究所碩士論文，共 139 頁。
30. 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。
31. 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。
32. 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。
33. 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。
34. 林啟文、盧詩丁、石同生、劉彥求、林偉雄、林燕慧 (2007）臺灣西南部活動斷層二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書，經濟部中央地質調查所特刊，第 17 號。共 141 頁。
35. 林啟文等 (2000) 台灣活動斷層概論 第二版。經濟部中央地質調查所特刊，第十三號，81-85 頁。
36. 林朝棨（1957）臺灣地形。臺灣省文獻委員會，共 424 頁。
37. 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。

38. 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。
39. 徐鐵良 (1955) 台灣的地震。臺灣銀行季刊，第七期，39-63 頁。
40. 張宏武. (2001). *台灣西南泥岩之電阻率構造* (碩士論文), 國立中央大學.
41. 張家鳳（2005）旗山斷層的淺層震測探勘。國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 67 頁。
42. 張家鳳、孫鎮球（2005）旗山斷層的淺層震測探勘。中國地質學會九十四年年會暨學術研討會，第 108 頁。
43. 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。師大地理研究報告，第 18 期，第 242 頁。
44. 張瑞津、楊貴三（2001）臺灣中部活動斷層的分布與地形特徵。國立臺灣師範大學地理研究報告，85-120 頁。
45. 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。
46. 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。
47. 張育誠. (2002). *台東縱谷(瑞穗至池上地區)之地電研究*. (碩士論文), 國立中央大學, 中壢.
48. 陳文山 (1988) 台灣山脈沉積盆地之演化及其在第體構造上之意義。台灣大學地質學研究所博士論文，304 頁。
49. 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。
50. 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。
51. 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。
52. 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。

53. 陳文山、游能悌、松多信尚、楊小青(2009)地震地質與地變動潛勢分析計畫斷層長期滑移速率與再現週期研究(3/4) ─期末報告書。經濟部中央地質調查所研究報告第 98-9 號。
54. 陳文山、游能悌、松多信尚、楊小青(2010)地震地質與地變動潛勢分析計畫斷層長期滑移速率與再現週期研究(4/4) ─期末報告書。經濟部中央地質調查所研究報告第 99-9 號。
55. 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，第 37-49 頁。
56. 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。
57. 楊榮 (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。
58. 楊蔭清 (1953) 四十一年來之花蓮地震。花蓮文獻，創刊號，67-71 頁。
59. 賴光胤（2002）新社與后里地區之地形與活動構造之研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 90 頁。
60. 謝昭暉、吳旻諭（2005）旗山斷層在高雄地區-大社、仁武及鳥松地區之斷層分布研究。中國地質學會九十四年年會暨學術研討會，第 107 頁。
61. 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。

審查意見回覆表

編號	審查意見	意見回覆
1	建議是把所有調查方法集中在第二章「研究方法」，之後再分章節介紹各斷層之文獻分析、調查成果，並彙整討論，以便後續計畫資料彙整，與報告資料內容之討論。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
2	斷層跡之資料眾多，且版本複雜，建議將之分別定義，如定調為 1.地調所版本(已出版 2007~2010 資料)，2.計畫調查前收集資料研判之推論位置(請標明作者與調查資料年份)，3.計畫調查後之研判位置 等三種，以簡化文中描述。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
3	報告書圖資請加上坐標系統，比例尺與地名標示，以利位置比對。部分圖資似有變形現象，亦請再確定。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
4	部分地質圖資或引用資料，應加以補充文獻來源。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
5	建議補充引用之地質鑽井剖面資料，以利了解現地地質狀況。	感謝委員的意見，期末報告的部分已參考地調所之工程地質鑽探資料進行分析。
6	以地球物理調查活動斷層位置之章節中，建議補充說明地球物理測線佈線之目的。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
7	部分文字錯漏或修改部分，請參考主辦單位提供之紙本資料修改。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
8	本計畫各斷層都經過長期的調查，其中部分亦有槽溝的開挖，成果不見理想。但本階段段計畫改以地球物理方法調查，然活動斷層調查最終仍必須以槽溝開挖來驗證。雖然槽溝開挖的適當地點不易取得，但即使以地物方法探得斷層可能位置，亦僅是一種判釋的結果而已。因此，活動斷層調查現階段重點應在思考如何突破槽溝開挖的困難。	感謝委員的意見，地球物理方法屬於先導型的野外地質調查工作，適用範圍為廣泛的地質空間，而槽溝開挖和鑽井屬於局部且精準度高的調查方法。一般而言先以地球物理方法進行調查，再以槽溝和鑽井工作獲得明確的資料。

9	三義斷層及玉里斷層的地電阻測線均偏離原預測的斷層線。原預測斷層線是過去長期調查的成果，雖非精確，但亦不完全無用，本階段的計畫並非重新調查，而是要證實，因此，應先從已知斷層線開始，再依發現向前、後或左右增加測線，經費資源有限，地調所的計畫內容應是累加的，而非每次都是全新的開始。	感謝委員的意見，如第八項所述，地球物理方法為廣泛性的調查工作，再藉由其他地質方法進行限縮斷層可能通過的範圍，故調查策略為由原有斷層線之外側向中間夾集。
10	玉里斷層在玉里鎮分別完成的電阻及淺層反射震測，在反測震測中 F2P 測線顯然是跨過原預測斷層，且其結果驗證了原預測斷層位置是合理的佈線，但地電阻則零散分布，似有重新找斷層的用意。二者的方法邏輯不盡相同，可見本計畫整合尚有討論的空間。	感謝委員的意見，回覆內容如第九、第十項所述。
11	期中報告距計畫開始時間僅 3 個月，報告或因文字倉促，用字遣詞仍有許多改進的空間，請執行團隊再度加強。	感謝委員的意見，我們會多加努力。
12	計畫名稱中、英文題名不一致，英文範圍太大，近地表(near surface)或地下淺層(shallow subsurface)一定要強調。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
13	測線安排應優先穿過斷層線。	感謝委員的意見，我們於期末報告會闡述測線安排之策略。
14	應依各別斷層為章節說明。章節內應包含前人成果、本計畫成果等內容。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
15	調查方法論應集中於單一章節中論述。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
16	第 42 頁，請說明如何能排除斷層成束狀存在。	感謝委員的意見，我們在期末報告中已加入震測資料，顯示斷層之分支狀況
17	計畫執行團隊的能力相當好，地電與震測個別的成果都很好，但不同地物方法有不同的功能與限制，大尺度與小尺度的目標，需於計畫報告中進一步說明。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
18	布線策略宜進一步考量，讓本計畫能實際完成。由現有斷層往兩側延伸概念會較合適。	感謝委員的意見，布線策略會於期末報告詳細說明。
19	在下一期的計畫中，研究方法應可適度變動，將多頻道表面波探測法加入(MASW)以補充測線位置不容易尋找之困境。	感謝委員的意見，我們會考慮此項建議。

20	參考文獻諸多錯誤，應修正之。如參考文獻有進行編號，則應於文中，有引用參考文獻時，列出文獻之編號。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
21	PAPER WORK 仍不夠，需加強。	感謝委員的意見，我們會多加努力。
22	地物施測異常部分有無野外調查。	感謝委員的意見，針對異常部分已進行現場野外勘查是否有人為構造物干擾
23	測線布設仍應慎重考慮。	感謝委員的意見，測線佈設地點除了考量該區之地質特性，尚排除地表之限制(如有農作物或空地範圍受限)才能進行施測。
24	第三章地球物理調查, 其中說明過於簡略，且缺乏圖表輔助， 建議修正如下： (1). 總論 （以探勘目標列表比較各種方法優劣，說明選取地電阻，反射震測，透地雷達方法的緣由） (2). 原理 （建議參考美國環保署環境 地球物理 地球物理方法的網頁 ） http://www.epa.gov/esd/cmb/GeophysicsWebsite/pages/reference/methods/index.htm (3). 構造型態與測線佈置 (ps.覆蓋層厚薄, 上下盤差異, 本計畫針對走向平移與正逆斷層探勘，採用的施測方式) (4). 儀器設備（精密度及誤差） (5). 資料分析（解算方法及原理） (6). 預期判釋的模型及解釋 (7). 野外施測的幾何參數的紀錄（震測有紀錄但過於簡略，簡報內容有但報告書內容則無，地電阻無紀錄）如第53 頁，near/far, offset, receiver, interval, fold no., sampling rate, 震源，陣列，移動方向(測線方向)。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
25	活動斷層地下掃描時序監測分析，建議獨立為一個章節另名斷層活動觀測：地電阻與自然電位	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
26	第四章 新社地區地質背景的論述，時代地層與岩性地層單位用法混淆，請修正！(例第 71 頁，更新統=更新世地層，而非更新統地層)。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
27	第五章 修正建議 (1). 建議將過去同樣方法所測的物性統整，建立物性地層	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。

	如：電性地層，震測地層及透地雷達地層，然後與鑽井岩心的岩性地層做對比說明。 (2). 記得考慮比例尺大小，五萬分之一的區域地質圖，與此計畫測量標的五千分之一的測線圖，兩者所反應的解析度不同，甚至深度差異。 (3). 構造解釋（不同斷層型態，斷層引致褶皺，上下盤差異，覆蓋層厚薄等等）與沉積解釋要分辨釐清。	
28	參考文獻 (1). 格式與文稿引用方式要一致，並且應該核對彼此，不要有重複或錯漏。例如：33/34：太田陽子等人（Ota, et al., 2006）：謝凱旋和洪崇勝，2010：丹桂之助，1936; 石再添等，1984or 1983; 徐鐵良，1955 (2). 缺少地球物理探勘研究的文獻資料，包括方法，原理及應用等。 (3). 建議參考並列入過去活動斷層地形判釋計畫的文獻資料，例如航照立體對，以及 LiDAR 判釋等計畫報告。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
29	活動斷層過去地球物理方法測勘研究文獻要列入第 2 章，相關研究文獻回顧，特別要注意區分，大比例尺與小比例尺研究所顯示淺層與深層的地下構造，並且應建立物性地層與岩性地層之對應關係，以及分辨沉積變化(3.整合或相變)與構造(斷層與褶皺差異)之異同。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。例如三義斷層測區，我們參考鑽井的資料，定 100 Ohm-m 以下為桂竹林層。
30	資料內容有些零散，除了文字需重新整理以外，建議團隊應加以整合，對前人研究、選線、解釋等…，均須加以整合。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。
31	報告格式與內容文字(含參考文獻)宜重新檢視、排列。	感謝委員的意見，期末報告會以此建議加以修改。