

伍、堰塞湖與崩塌區地形變動分析

5-1 遙測影像分析

5-1.1 影像變異分析方法

本計畫需針對堰塞湖上游全流域範圍進行崩塌地判釋與崩塌地變異分析，以獲得流域內崩塌地之分佈(數量與面積)，並瞭解重大颱風豪雨事件後崩塌地新生與舊有崩塌地擴大之情形，在工作初始首先需完成前期衛星影像(事件前)之判釋工作，提供後續崩塌地變異分析之基準，於事件後需選定雲覆率較低之後期影像進行崩塌地判釋，並針對各期影像間的崩塌地變異進行計算與分析，透過事件前後的崩塌地分布圖層之套疊相減，獲得事件造成之新生、舊有擴大及新增總量等崩塌變異之量化特性。

若欲進行衛星影像的判釋與前後期的崩塌地或溪床的比對工作，影像間的校準為應用上最重要的工作，本團隊除完成影像的正射定位外，更進一步以橡皮伸張法 (Rubber sheet stretching)，利用地面控制點 (Ground Control Point, GCP) 模擬地面特徵點與影像對位點之幾何關係來糾正各時期影像，糾正平面方向的錯位，讓崩塌地的變遷判釋成果更加準確 (圖 5-1.1)。

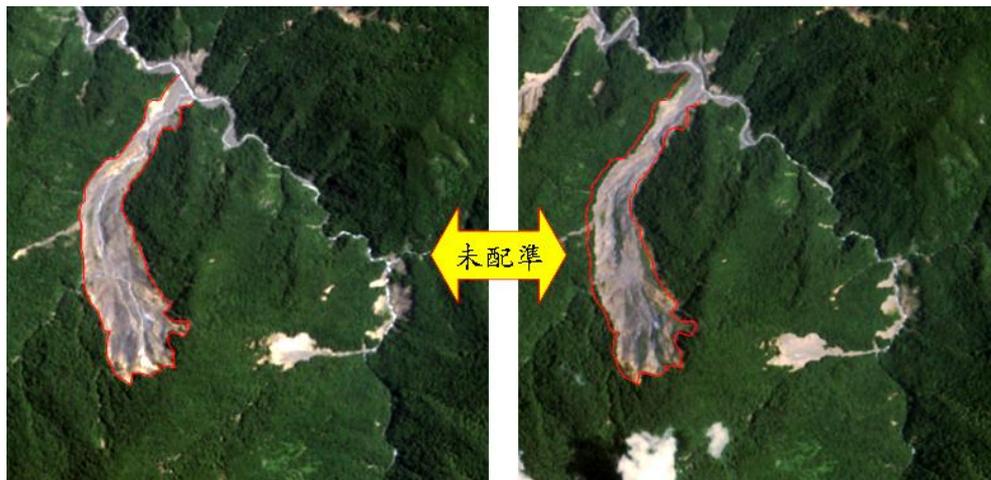


圖 5-1.1(a) 未配準之不同期影像

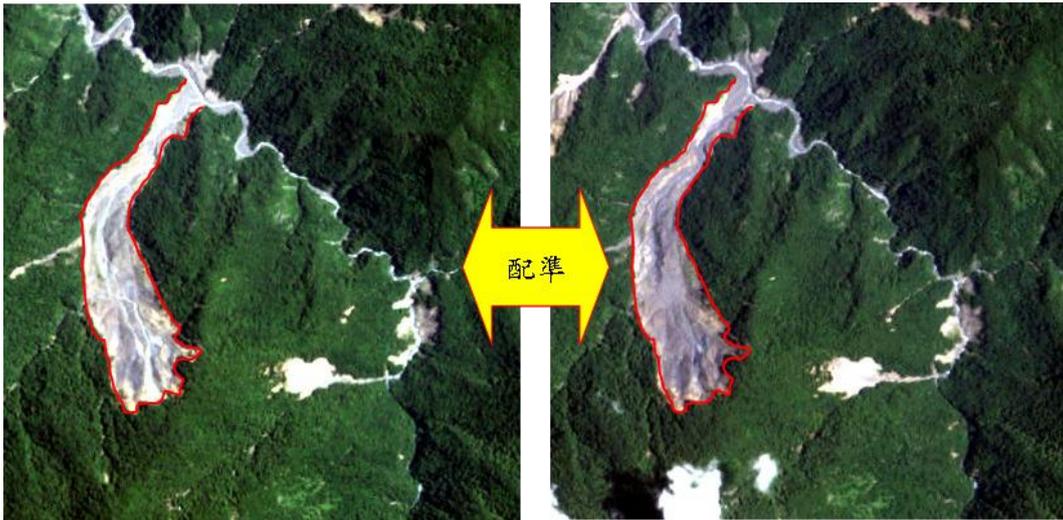


圖 5-1.1(b) 配準之不同期影像

衛星影像經校正後，除可大範圍監測集水區之現況外，更可應用影像光學特性，進行崩塌裸露地之判釋工作，其流程如圖 5-1.2 所示，除前述之影像選擇、正射校正、雲層與陰影區域的濾除，進一步應用正規化植生指標 (NDVI) 進行裸露地的初步判釋，由植生分布指數畫定裸露區域，並以光譜強度分布資料去除明顯雲霧及陰影屏蔽區域，得到初步裸地分類結果，NDVI 正規化植生指標植定義如下：

$$NDVI = (NIR - R) / (NIR + R)$$

其中，NIR 為近紅外線波段，R 為紅色光波段。NDVI 指數介於 -1 到 1 之間，其值越大表示地表覆蓋程度越好，越低表示覆蓋程度越低，故，可由 NDVI 指數判釋非植生裸露地。但在初步裸露地中，針對初步裸地分類判釋中屬於低坡度結坡度範圍之河道、人工建物與墾地等誤判區域需予以濾除，以提升崩塌分類之準確度，並透過形狀係數的計算，必須先將原本格網形式的分類成果資料向量化。利用區塊劃分後的分類單元進行型態判斷，估算其分布外形之長寬比例，剔除細長型態之誤判結果，有效濾除次要河道、道路堤防等細長特性之地物，而透過現場調查與既有 GIS 空間資料，可將建物、道路與耕地等非崩塌地區域予以濾除，獲得正確之崩塌地

判釋成果。最後，透過各期崩塌地判釋成果之比較，則可獲得事件前後崩塌地變遷之行為，獲得定量之崩塌地擴大面積。

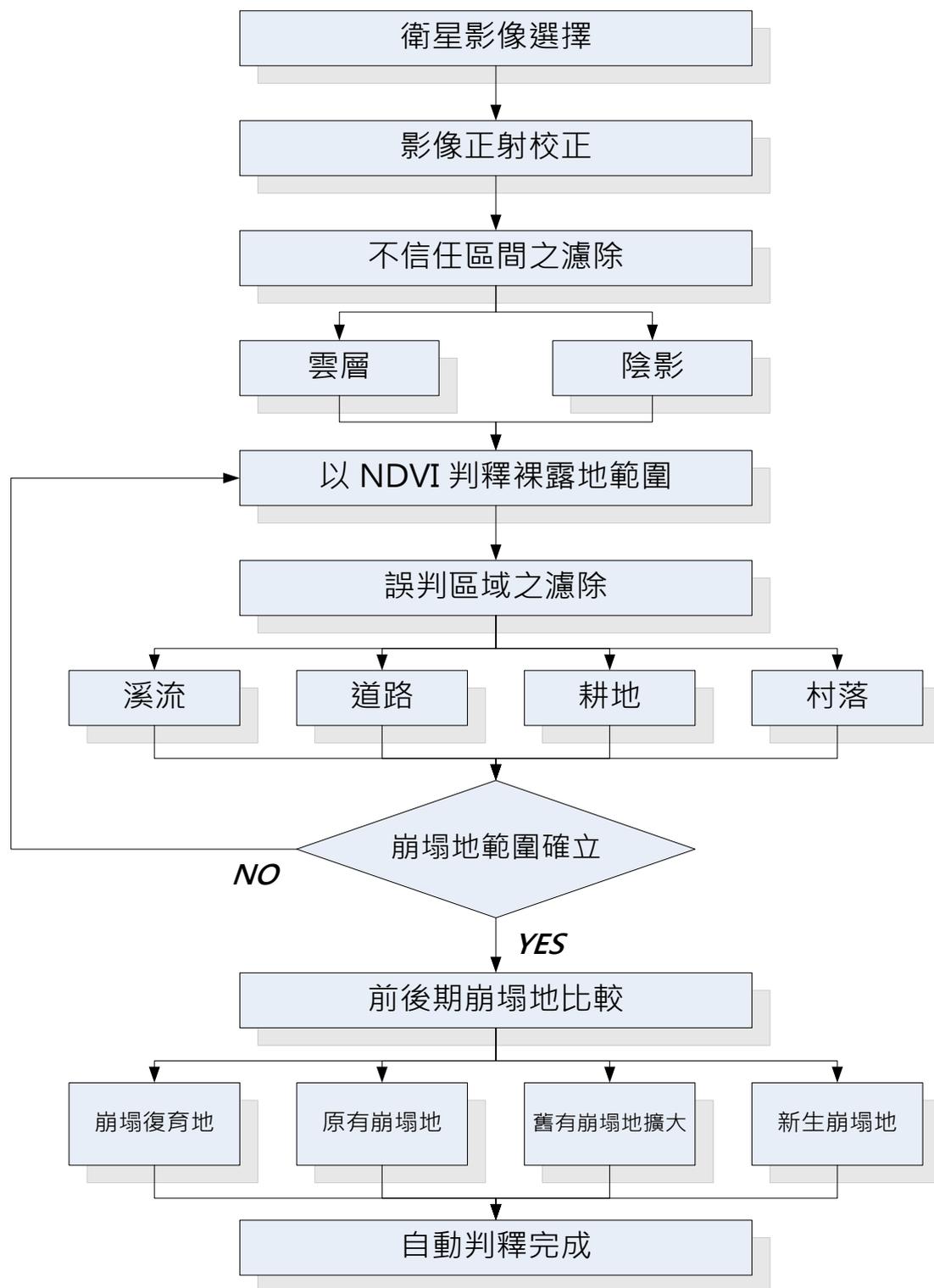


圖 5-1.2 衛星影像崩塌地自動判釋流程

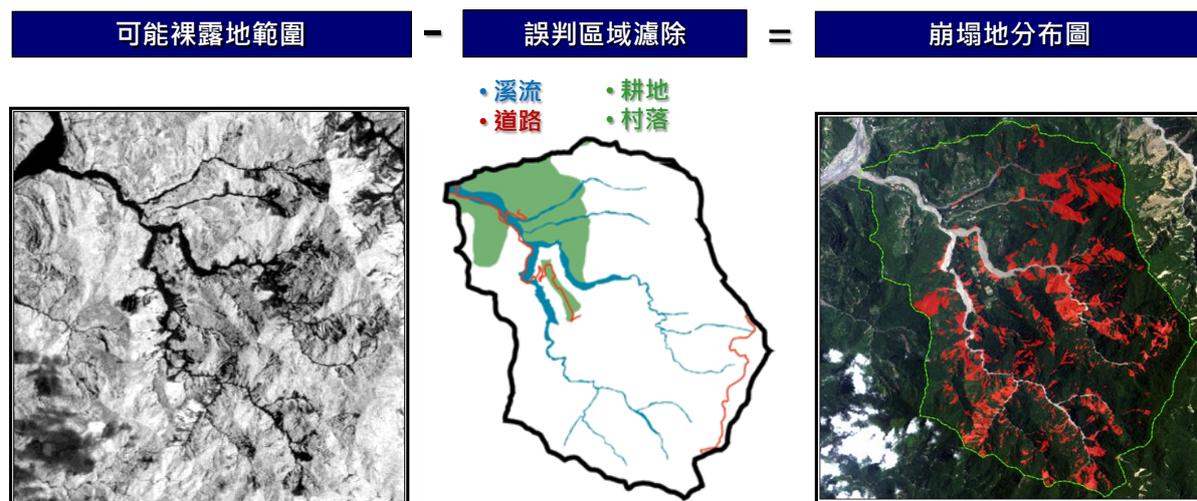


圖 5-1.3 裸露地誤判區域濾除過程示意圖

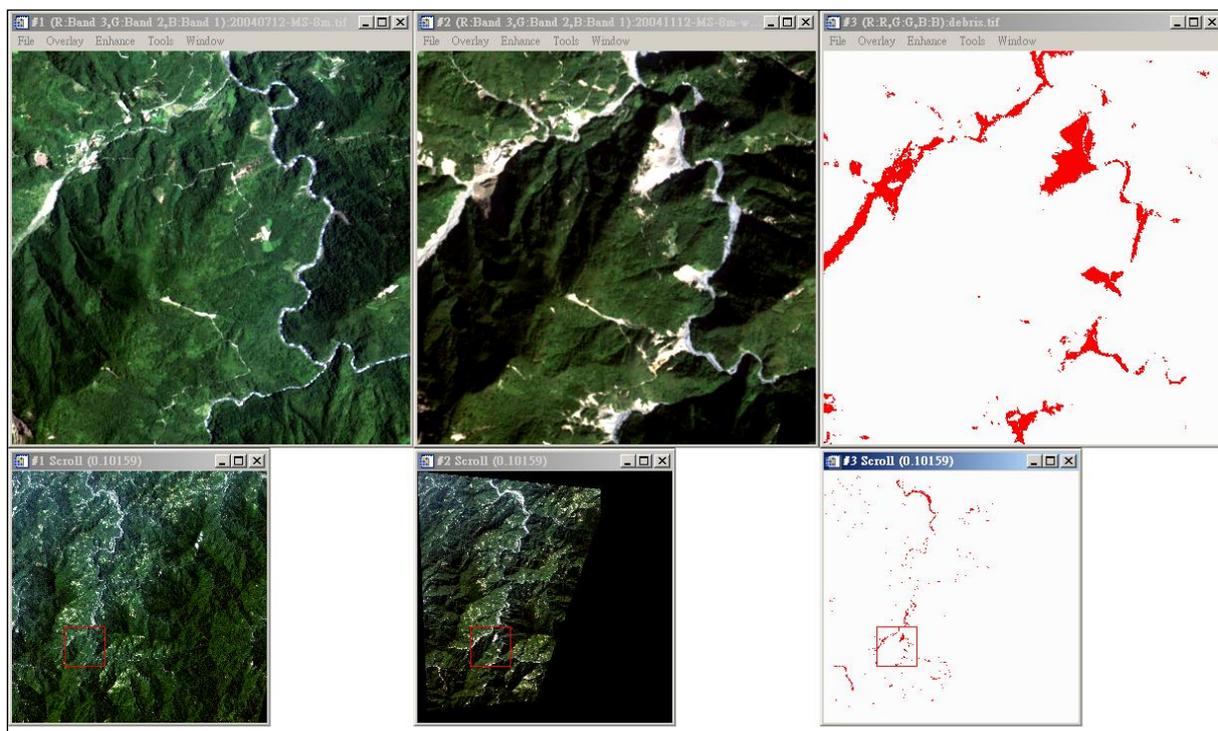


圖 5-1.4 新增裸露區與前後期影像比較圖

5-1.2 各期衛星影像崩塌地判釋成果

因本年度衛星影像擬於堰塞湖河道整理工程結束後（2010.06.24）取得第一期衛星影像，為配合本年度影像取得後之變異分析，工作團隊取得 2009 年 8 月之影像做為整坡工程前的比對影像。

針對堰塞湖附近衛星影像區域觀察其變化，崩塌地範圍並無明顯擴大跡象，相較於 2008 年 12 月之衛星影像，堰塞湖本身則因為上游側土石淤積，以及對天然壩體與溢流河道之挖降與穩定工程造成堰塞湖水位下降、範圍略有縮減，區域衛星影像如圖 5-1.5 與圖 5-1.6 所示。

圖 5-1.7 及圖 5-1.8 為堰塞湖集水區範圍 97 年 12 月 21 日及 98 年 8 月 28 日之衛星影像，根據衛星影像進行崩塌地判釋，將判釋之成果與歷年成果彙整如表 5-1.1。藉本次判釋成果可知 97 年 12 月 21 日至 98 年 8 月 28 日期間崩塌地總面積增至 18.16 公頃，崩塌率增加為 1.85%。新增崩塌地面積為 1.85 公頃，新增崩塌率為 0.15%，判釋成果如圖 5-1.9 所示，本年度預計收集衛星影像二幅，針對崩塌地進行判釋。經過本年度的衛星影像適宜性查詢成果，如表 5-1.2、5-1.3。針對上游集水區、堰塞湖湖區、天然壩體及下游河道與保全對象，共選取三幅影像，分別是 4/22、8/16 及 10/25 等三幅。其中 4/22 之影像由於上游集水區雲覆率較低，可以進行上游集水區之崩塌地判釋，而 10/25 之影像雖然雲覆率低，但是因為拍攝角度過大，影像變形程度大，無法利用影像判釋獲得較為準確的崩塌地面積，但透過影像初步判釋發現，並未發現有新增崩塌地的地點，因此本年度的崩塌地判釋結果，將採 4/22 之影像判釋結果。

目前整個堰塞湖的湖面較去年 8 月之情況，已明顯縮小許多。而上游集水區與去年 8 月影像相互比較後發現，集水區內的崩塌地並無明顯新增或是擴大的情況產生，該幅影像如圖 5-1.10 所示。

表 5-1.1 龍泉溪堰塞湖上游集水區崩塌變遷

| 影像 時間 | 上游集水面積 (公頃) | 崩塌面積 (公頃) | 崩塌率 (%) | 新增崩塌面積 (公頃) | 新增崩塌率 (%) |
|------------|----------------|--------------|------------|----------------|--------------|
| 2005/04/30 | 1201.8 | 8.56 | 0.71 | 0 | 0.00 |
| 2006/12/23 | 1201.8 | 10.12 | 0.84 | 1.56 | 0.13 |
| 2007/07/20 | 1201.8 | 15.45 | 1.29 | 5.33 | 0.44 |
| 2008/07/02 | 1201.8 | 16.31 | 1.36 | 0.86 | 0.07 |
| 2009/08/28 | 1201.8 | 18.16 | 1.51 | 1.85 | 0.15 |
| 2010/04/22 | 1201.8 | 10.56 | 0.9 | 0 | 0 |

表 5-1.2 龍泉溪堰塞湖之影像查詢結果(9.10 月)

| 日期 | 條帶 | 雲覆率 (全幅影像) | 跨軌視角 | 沿軌視角 | 備註 |
|----------|----|---------------|----------|------------|-------|
| 20100901 | 6 | 90% | 3.796122 | 2.039979 | 雲覆率過高 |
| 20100902 | 6 | 79% | 3.834031 | 2.536104 | 雲覆率過高 |
| 20100905 | 6 | 61% | 3.935668 | -4.946666 | 雲覆率過高 |
| 20100907 | 6 | 99% | 8.094720 | -26.072906 | 雲覆率過高 |
| 20100910 | 6 | 64% | 4.120219 | -1.354758 | 雲覆率過高 |
| 20100916 | 6 | 20% | 4.353967 | 1.147526 | 雲覆率過高 |
| 20100917 | 6 | 42% | 4.389920 | 3.313372 | 雲覆率過高 |
| 20100919 | 6 | 99% | 4.471955 | -1.558106 | 雲覆率過高 |
| 20100926 | 6 | 54% | 4.257220 | 40.678905 | 雲覆率過高 |
| 20100927 | 6 | 31% | 4.805000 | 3.870036 | 雲覆率過高 |
| 20101018 | 6 | 96% | 6.012570 | -5.165734 | 雲覆率過高 |

表 5-1.3 龍泉溪堰塞湖影像查詢縮圖(9.10 月)

| 日期 | 0901 | 0902 | 0905 | 0907 | 0910 | 0916 | 0917 | 0919 | 09/26 | 0927 | 1018 |
|----|--|--|--|--|--|--|--|---|--|--|--|
| 條帶 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 |
| 影像 |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |

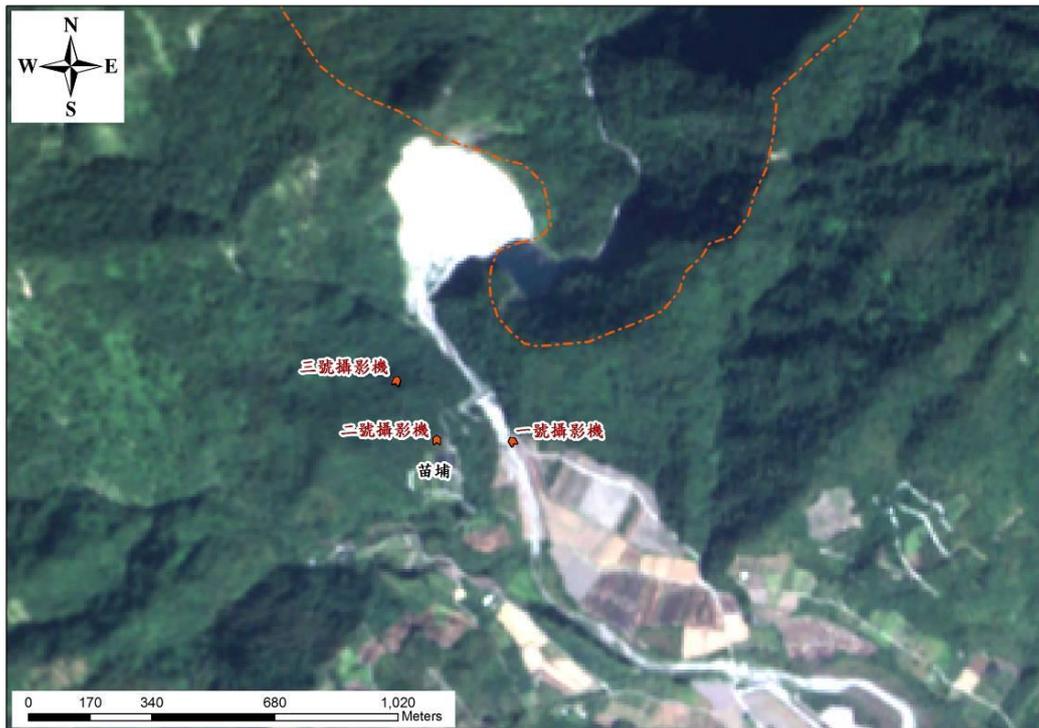


圖 5-1.5 97 年 12 月 21 日龍泉溪堰塞湖衛星影像



圖 5-1.6 98 年 8 月 28 日龍泉溪堰塞湖衛星影像

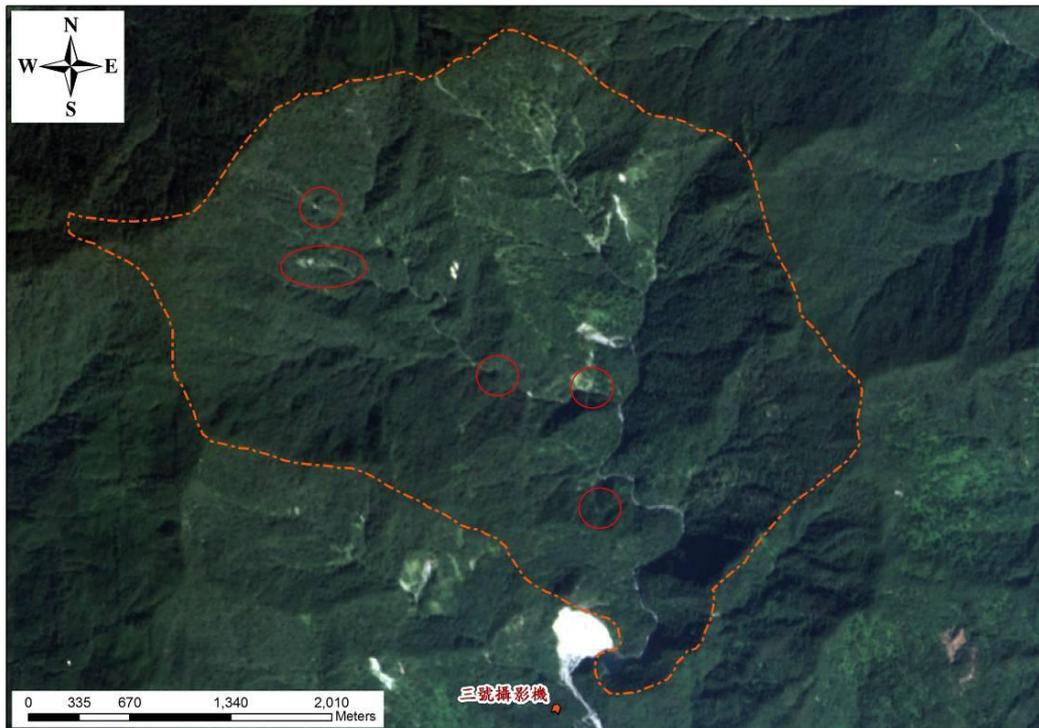


圖 5-1.7 97 年 12 月 21 日龍泉溪堰塞湖集水區衛星影像

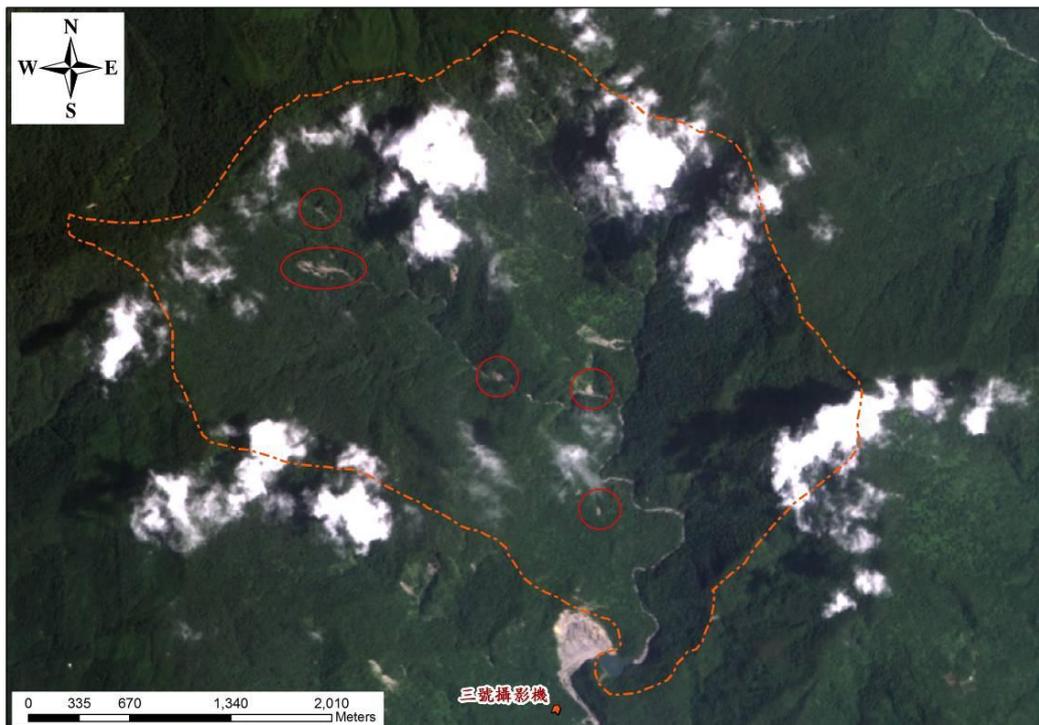


圖 5-1.8 98 年 8 月 28 日龍泉溪堰塞湖集水區衛星影像

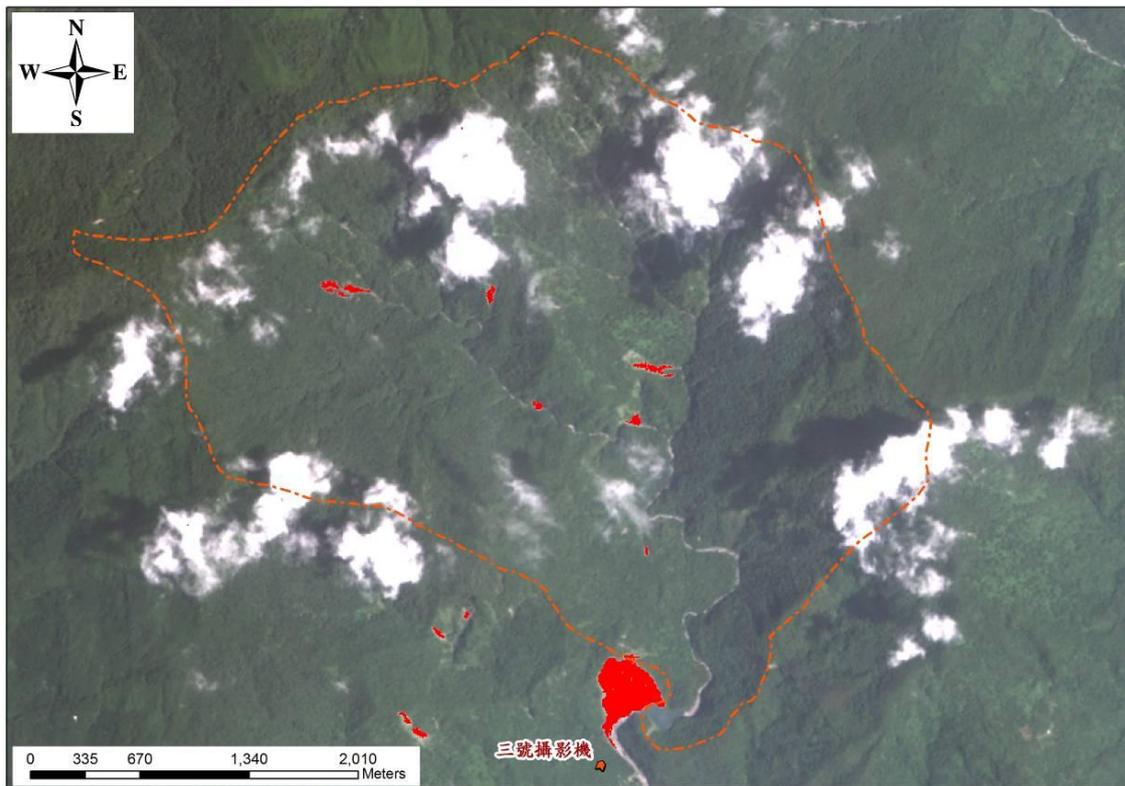


圖 5-1.9 98 年 8 月 28 日龍泉溪堰塞湖集水區崩塌判釋成果

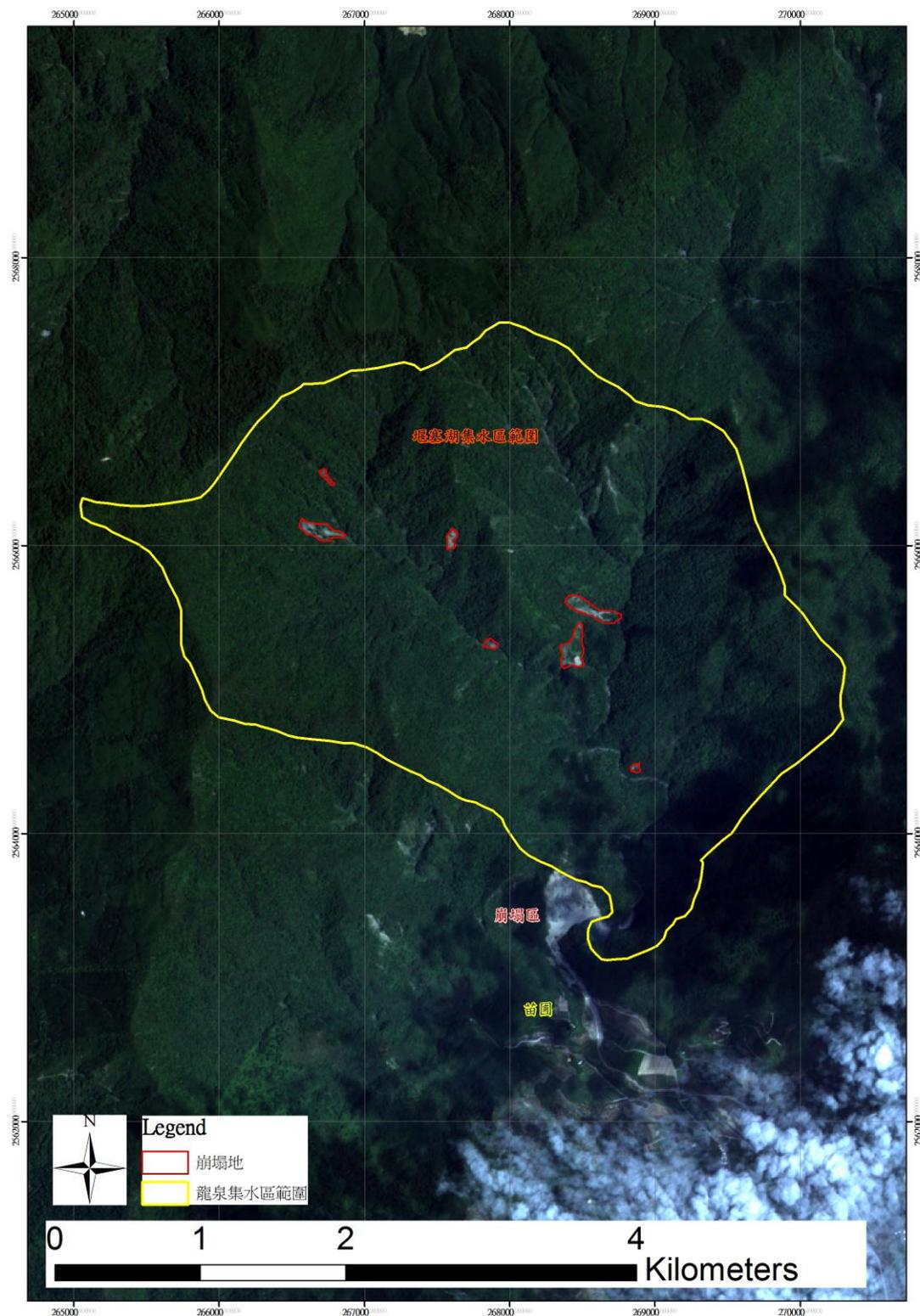


圖 5-1.10 99 年 4 月 22 日龍泉溪堰塞湖集水區衛星影像

5-1.3 龍泉溪堰塞湖衛星影像收集成果

針對龍泉溪堰塞湖之衛星影像收集，包括堰塞湖上游集水區、天然壩體、湖區及下游河道及社區等，本計畫之影像收集查詢結果如上節所述，共收集 4/22、8/16 及 10/25 等三幅影像，影像成果如圖 5-1.10~圖 5-1.12。

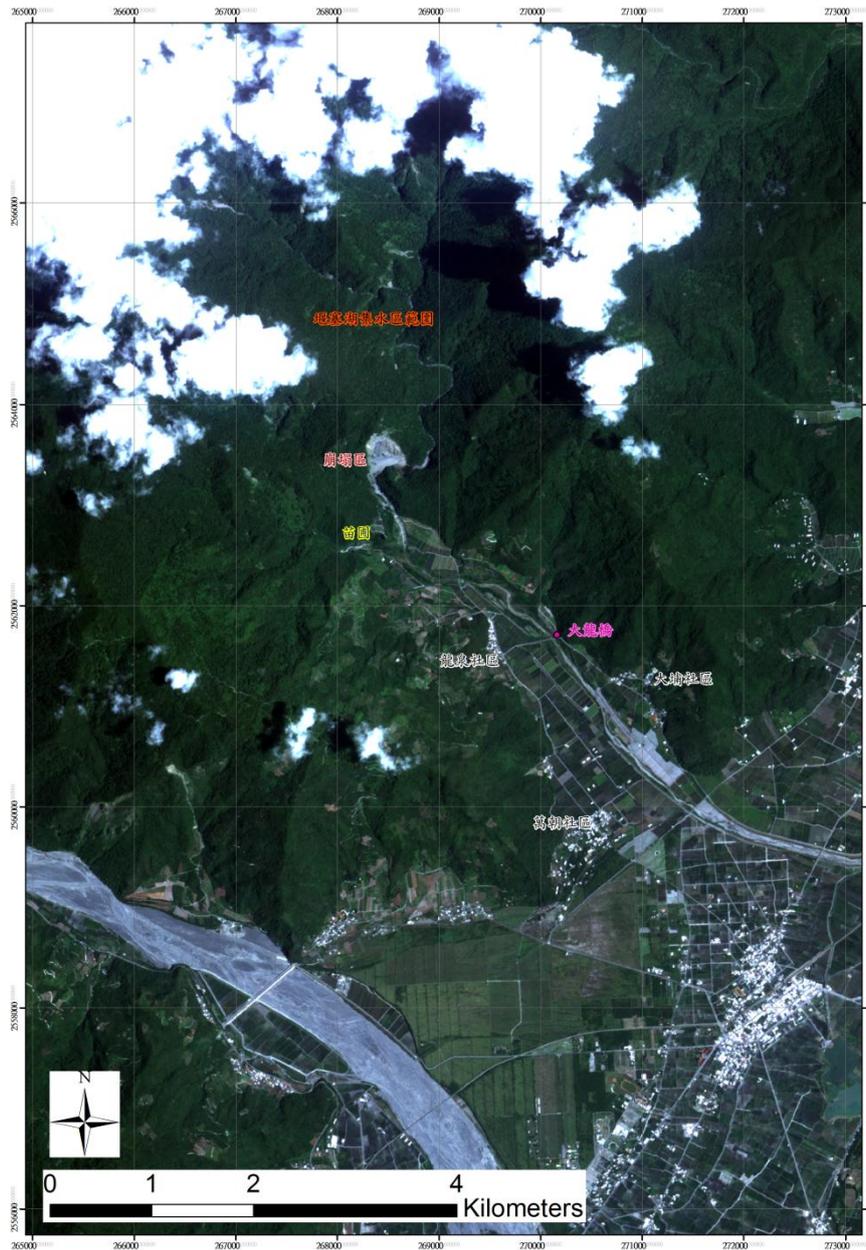


圖 5-1.11 99 年 8 月 16 日龍泉溪堰塞湖下游河道及保全對象衛星影像

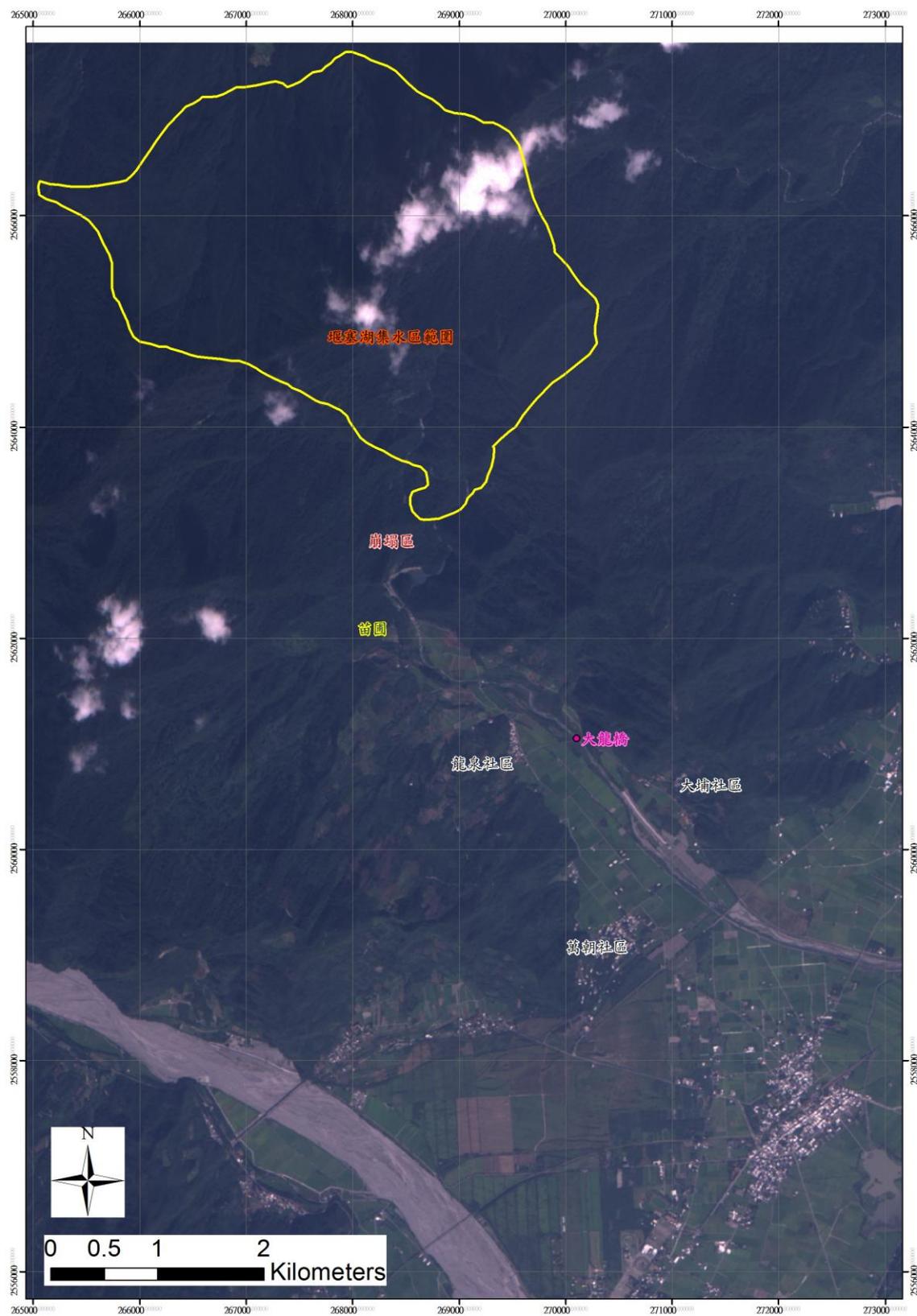


圖 5-1.12 99 年 10 月 25 日龍泉溪堰塞湖整體衛星影像

根據影像查詢的結果，針對龍泉溪堰塞湖的區域，不易有效取得完整包括上游集水區、天然壩體、湖區及下游河道及保全對象的低雲覆率福衛二號衛星影像，因此針對本年度的衛星影像，共收集三幅影像，其中 4/22 之影像可以有效觀察堰塞湖及上游集水區之概況。透過影像可以發現，目前上游集水區的崩塌地現況，並無新增崩塌地的區域，且透過判釋分析結果，崩塌地有縮小的趨勢。此外，4/22 正處於龍泉溪堰塞湖河道整理工程施工期間。

由於 4/22 無法觀察下游河道及保全對象的現況，因此查詢結果另取得 8/16 之衛星影像，藉以觀察堰塞湖壩體、湖區、下游河道及保全對象等。透過該幅影像發現，經過河道整治工程的成果，堰塞湖的湖面範圍已顯著縮小，僅存溢流水道的範圍。而下游河道及保全對象則無明顯變化。

9 月凡那比颱風過後，為瞭解龍泉溪堰塞湖於河道整理工程過後是否因颱風而產生明顯的變化，因此透過衛星影像進行勘查。由於風災過後，為迅速瞭解各地區之受災情況，因此福衛二號進行大範圍的影像拍攝工作，因此拍攝角度較大，僅能針對地區概況進行瞭解。透過 10/25 的影像發現，凡那比颱風並未造成龍泉溪堰塞湖有顯著的變化，上游集水區並無明顯之新增崩塌地區，下游河道及保全對象亦無明顯受災之情況。針對堰塞湖湖區，由於河道整理工程過後，湖區已利用崩塌區之堆積土石填滿，颱風所降下之雨量並未造成壩體的潰決破壞，但上游集水區之水量造成堰塞湖湖區形成深度不大的蓄水，類似一濕地的情況。

為瞭解龍泉溪堰塞湖各時程的變化，本團隊針對蒐集各期影像並進行堰塞湖湖區之影像分析，分析結果如圖 5-1.13~圖 5-1.16 所示，其中 3 月及 10 月影像因拍攝角度過大導致湖區變形較為嚴重。



圖 5-1.13 龍泉溪堰塞湖福衛二號影像圖（民國 99 年 3 月）

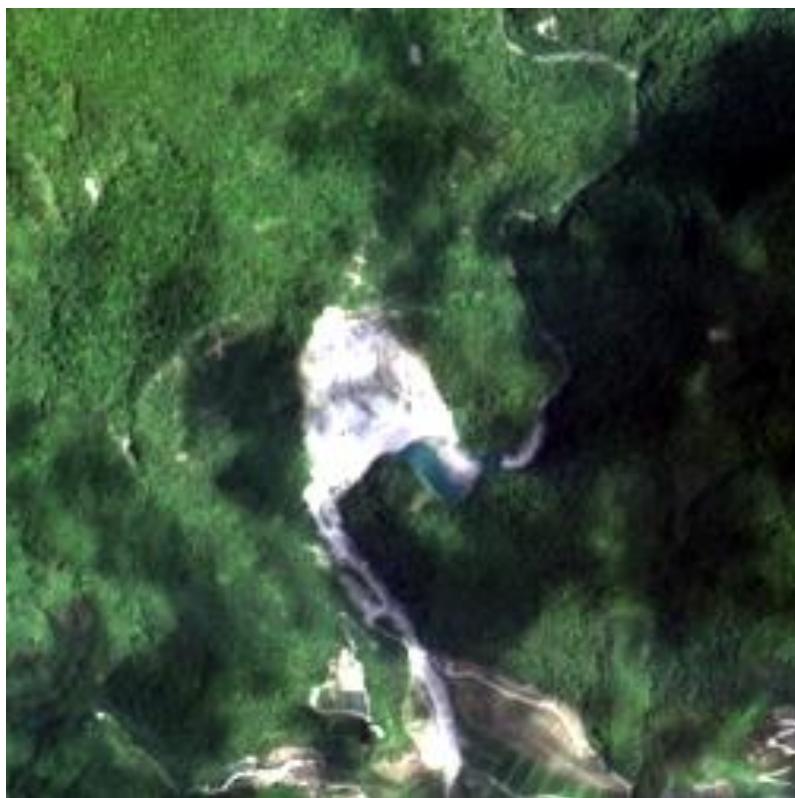


圖 5-1.14 龍泉溪堰塞湖福衛二號影像圖（民國 99 年 4 月）



圖 5-1.15 龍泉溪堰塞湖福衛二號影像圖（民國 99 年 8 月）



圖 5-1.16 龍泉溪堰塞湖福衛二號影像圖（民國 99 年 10 月）

5-2 無人載具空拍作業

由於東部地區受地形影像，不受雲層遮蔽之集水區衛星影像取得較為困難，因此不易透過衛星影像觀察堰塞湖整體之變化趨勢，為取得大範圍堰塞湖之概況影像，利用無人載具空拍是較為可行的方法。本計畫於本年度需進行一次整體堰塞湖的拍攝工作，為瞭解河道整理工程的整治變化結果，本團隊於 8 月進行無人載具空拍作業，拍攝結果如圖 5-2.1~圖 5-2.2 所示。



圖 5-2.1 龍泉溪堰塞湖整體集水區 8 月無人載具空拍成果（含下游河道）



圖 5-2.2 龍泉溪堰塞湖及下游河道 8 月無人載具空拍成果

透過本年度 8 月之無人載具空拍照片，河道整理工程之整治成果可以清楚的觀察，包括河道整理工程完工後，包括崩塌區之堆置土石、堰塞湖及其下游河道之變化。透過以上之工程，大部份崩塌坡面利用大塊石進行護坡的工程，並提高天然壩體之穩定性以降低湖區之蓄水與壩體潰決可能產生的潛在危險。

5-3 天然壩體與河道地形變動分析

天然壩體與河道地形變動測量工作於龍泉溪河道整理工程完工後進行，第一次測量日期為今年度(99 年度)8 月 15 日，第二次測量日期為今年度(99 年度)9 月 25 日，本節除針對本年度所實施 2 次地形測量之成果進行比對分析外，同時將歷年之地形測量成果進行天然壩體溢流水道、天然壩體及下游河道地形變動之分析，分析成果說明如下：

5-3.1 天然壩體溢流水道及下游河道地形變化分析

依據歷年測量成果之縱剖面圖進行套疊，可瞭解天然壩體溢流水道及河道地形歷年之變化，縱斷面之比對共有九期，分別為前期 DEM(5m)之縱斷面、民國 95 年 11 月 2 日(溢流水道降挖工程實施前)之縱斷面、民國 96 年 1 月、民國 96 年 7 月 12 日、民國 97 年 10 月 31 日(溢流水道第二次挖降工程實施後)之縱斷面、民國 98 年 4 月 30 日、民國 98 年 9 月 29 日(壩體穩定二期工程完工後)之縱斷面、今年度(99 年度)8 月 15 日(河道整理工程完工後)及今年度(99 年度)9 月 25 日之縱斷面，比對成果如圖 5-3.1 所示。

本計畫將天然壩體溢流水道及河道地形歷年之縱斷面分為三區進行比對，I 區為天然壩體堰塞湖之位置，由歷年縱斷面比對結果顯示，5mDEM 與民國 95 年 11 月 2 日未挖降前之縱斷面可明顯看出天然壩壩高約 40 公尺，而由民國 95 年 11 月 2 日與民國 97 年 10 月 31 日之縱斷面比較可知，溢洪水道第二次挖降後，壩高由原來近 40 公尺降至約 35 公尺，而由民國 95 年

11月2日與民國98年4月30日之縱斷面比較可知，天然壩壩頂接近溢流口之區段因挖降後水道坡度明顯減緩，因水流流速變緩，故於民國98年度之汛期前後之河床地形並無明顯變化，而民國98年9月29日與今年度(99年度)9月25日之縱斷面比較可發現在河道整理工程完工後之變化情形。

II 區為天然壩體溢流水道與原河道之交界處，由民國95年11月2日與民國96年1月之地形測量結果顯示，壩體下游坡面有明顯掏刷現象，再與民國97年10月31日之測量成果比對，有部分土砂淤積於此區之中間位置，此乃因中間位置為階段式滯洪池，歷年降雨事件後，土砂易淤積於此，另由民國97年10月31日與民國98年9月29日及今年度(99年度)9月25日之地形測量結果顯示，本區段坡度十分陡峭，於汛期後之河道地形有部分下刷現象，顯示河道仍未穩定且持續向下侵蝕，以現地情形來看，河道中分佈有巨大塊石，河床地形降低之原因可能為粒徑較小之土砂遭水流冲刷搬運，致使地形降低，故若未來若巨石底部之土砂遭水流搬運冲刷後，可能造成巨石移動造成河道相當大的改變。其後之區段因階段式滯洪池發揮其功效，地形變化不大。

III 區為壩體下游之河道，土砂多淤積於階段式滯洪池，由民國98年9月29日及今年度(99年度)9月25日之地形測量結果顯示，下游河道因降雨之大量水流挾帶土砂影響，部分河道有少量淤積現象，但整體河道高程大多保持一致，河道地形並無明顯變化。

透過河道的斷面調查資料，可以做為後續土砂演變趨勢分析模擬之地形條件，並透過不同的水文及水理條件的規劃，探討往後土石之運移趨勢所導致之縱斷面變化情形。

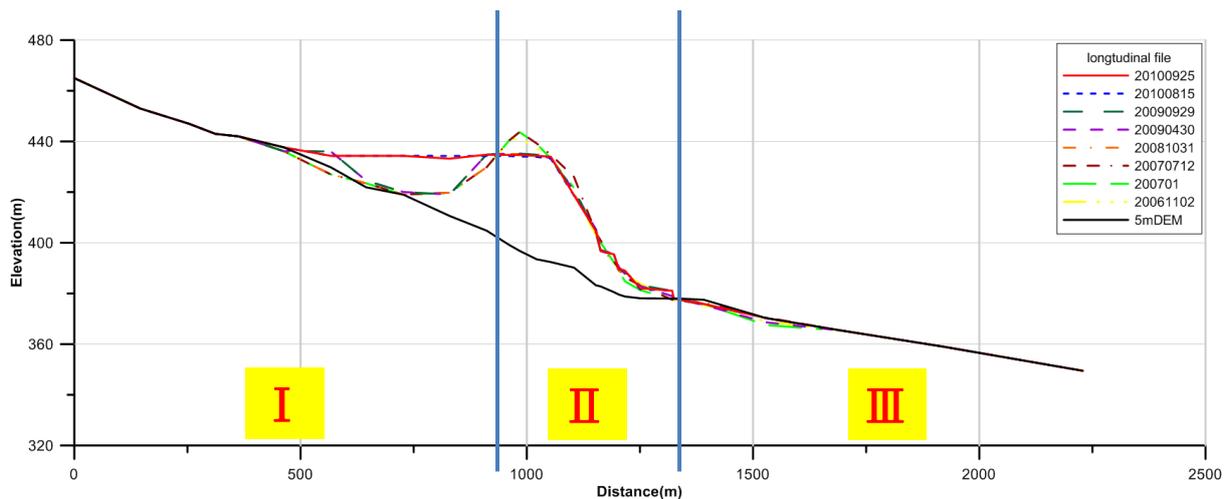


圖 5-3.1 堰塞湖壩體及下游河道歷年測量縱斷面圖

5-3.2 天然壩體橫斷面比對

龍泉溪堰塞湖自民國 95 年形成至今，並未遭遇較極端之降雨事件，故天然壩體之主要地形變化源自於溢流水道挖降及整坡工程，本年度將今年度(99 年度)8 月 15 日及今年度(99 年度)9 月 25 日(萊羅克、莫蘭蒂及凡那比颱風過後)之測量成果進行套疊比較，斷面位置如圖 5-3.2 所示，成果圖列如圖 5-3.3 所示。本計畫另分別以前期 DEM(5m)、民國 98 年 9 月 29 日邊坡整坡後、今年度(99 年度)8 月 15 日及今年度(99 年度)9 月 25 日之測量成果選擇斷面 4 及斷面 7 兩處崩塌土體邊坡開挖之橫斷面進行開挖前後期比對，斷面 4 及斷面 7 之地形比對成果圖列如圖 5-3.4 所示。

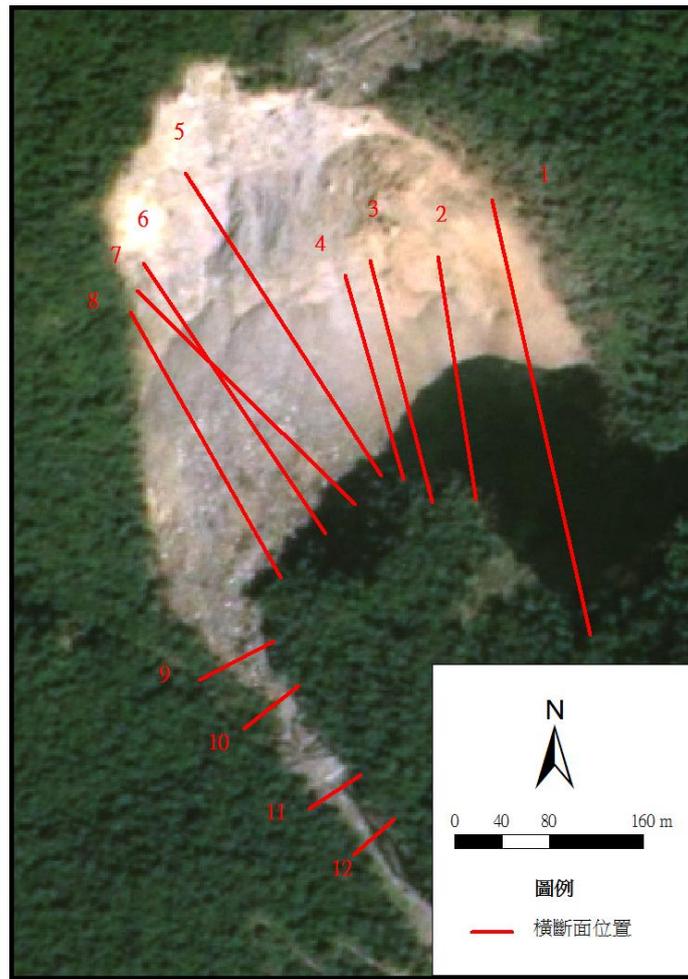
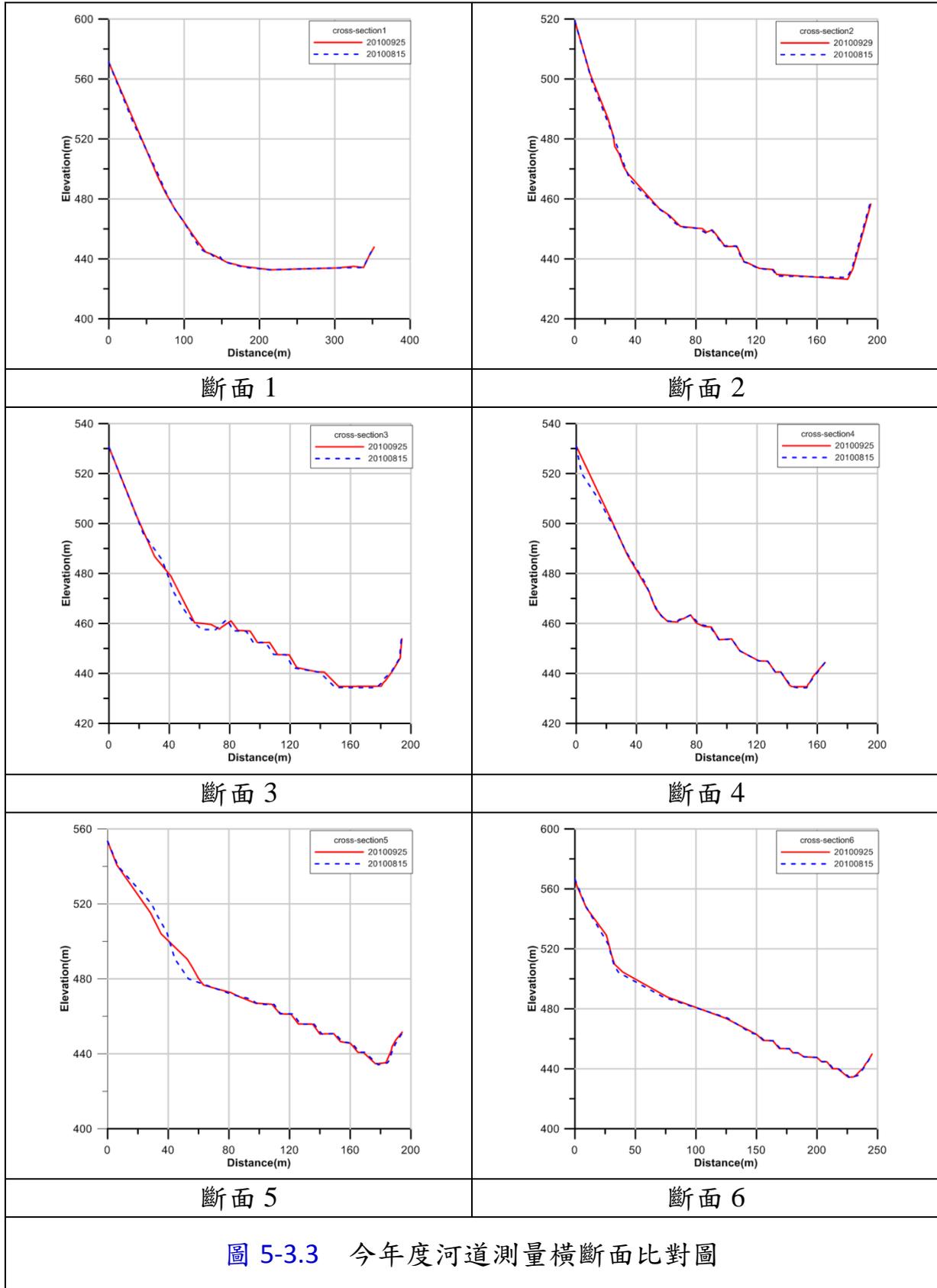


圖 5-3.2 今年度河道測量縱斷面位置圖



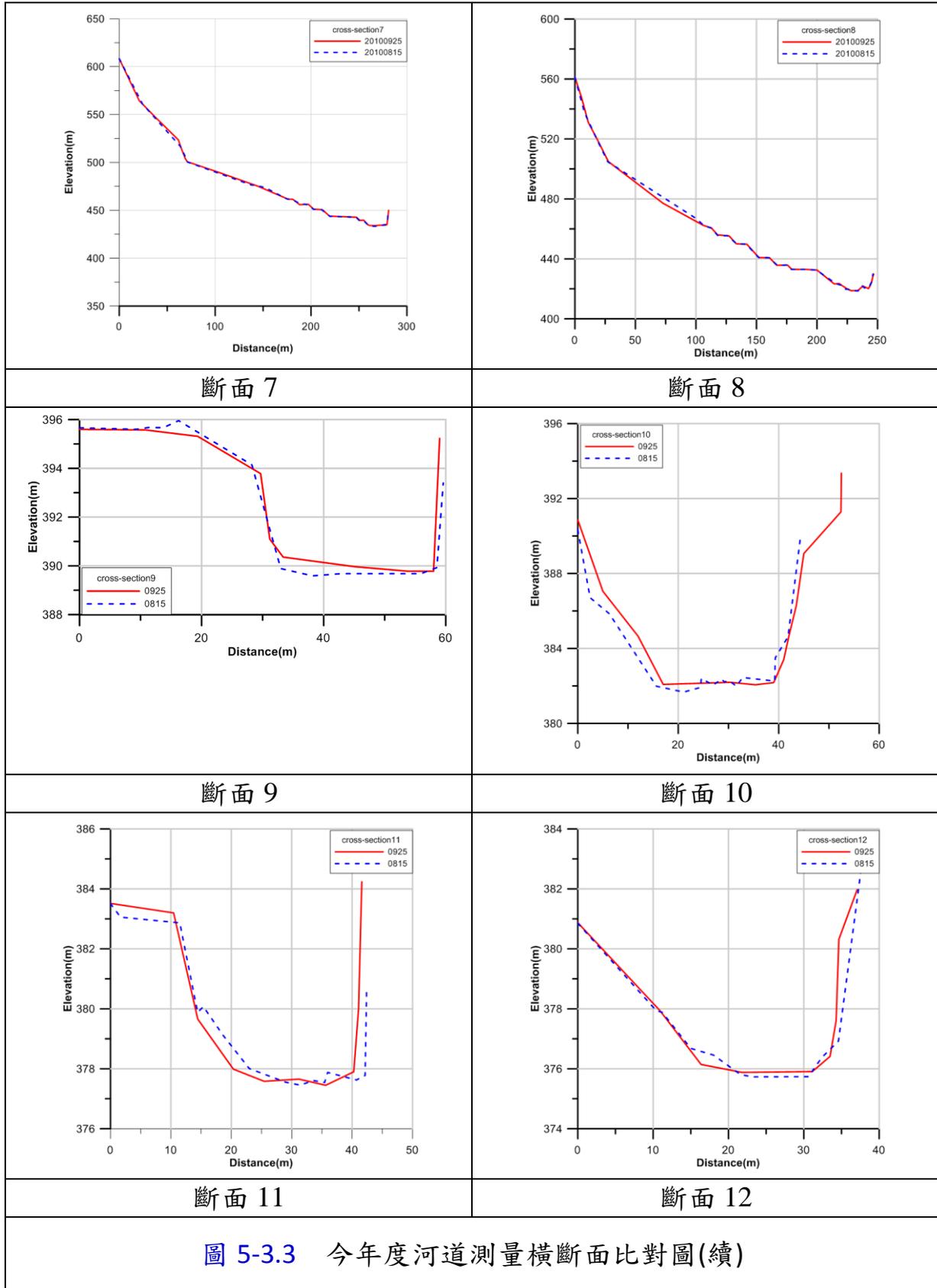


圖 5-3.3 今年度河道測量橫斷面比對圖(續)

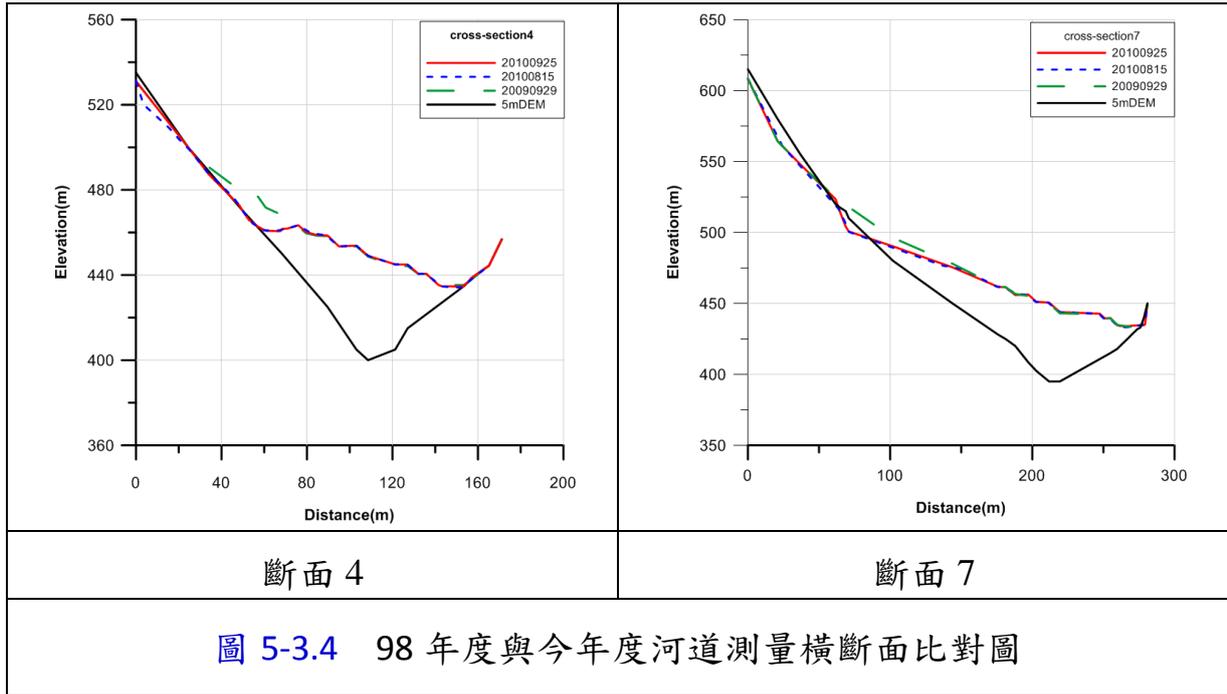


圖 5-3.4 98 年度與今年度河道測量橫斷面比對圖

今年度龍泉溪河道整理工程完工後，於 8 月 15 日完成第一次測量，經萊羅克、莫蘭蒂及凡那比颱風侵襲過後，進行第二次測量，由圖 5-3.3 之橫斷面測量比對成果可知，整體邊坡部分並無明顯之土體變化，但受三場颱風降雨影響，上邊坡坡面之殘存土體仍有部分向下崩落，配合圖 5-3.5~圖 5-3.6 比對可知，今年度上邊坡崩塌土體挖除後(圖 5-3.5)，仍有殘存崩塌土體，於三場颱風過後，部分崩塌土體受降雨侵蝕影響而向下移動，被崩塌土體覆蓋之岩盤因而裸露(圖 5-3.6)。另由圖 5-2.7 之斷面 9~12 之測量成果可知，三場颱風過後，下游河道因降雨之大量水流挾帶土砂影響，部分河道有少量淤積現象，因河道左岸為岩盤，由斷面 11 及 12 之成果可知，河道右岸有輕微側岸侵蝕(圖 5-3.7~5-3.8)。



圖 5-3.5 今年度 8 月 15 日拍攝之上邊坡位置



圖 5-3.6 今年度 9 月 25 日拍攝之上邊坡位置



圖 5-3.7 今年度 8 月 15 日拍攝之下游河道



圖 5-3.8 今年度 9 月 25 日拍攝之下游河道

斷面 4 為溢洪道與後方蓄水水體之交界處，由圖 5-3.4 可知，民國 98 年 9 月 29 日與今年度 8 月 15 日之測量成果，主要變化受人工挖降及整坡影響較大，今年度(99 年度) 龍泉溪河道整理工程完工後，由 8 月 15 日及 9 月 25 日之測量成果可知，上邊坡之土體多數已被挖除，土體之高程由 490 m 降至約 460 m，另由圖 5-3.6 得知，坡面仍有少量崩塌土體，受今年度之降雨事件影響，有少量沖蝕及崩落，但並無明顯影響橫斷面之變化。

斷面 7 為壩體靠左側之橫斷面，由圖 5-3.4 可知，溢洪道部分自開挖後至今並無明顯變化，而由民國 98 年 9 月 29 日與今年度(99 年度)8 月 15 日之測量成果得知，受到人工整坡開挖之影響，邊坡向上開挖施作階段平台，橫斷面有明顯下降之趨勢，土體之高程由 525 m 降至約 500 m，另由今年度(99 年度)8 月 15 日及 9 月 25 日之測量成果可知，上邊坡之土體多數已被挖除，而在 8 月 15 日之後歷經萊羅克、莫蘭蒂及凡那比等颱風影響，於 9 月 25 日之測量成果可知，上邊坡之殘存土體有少量沖蝕之現象。

5-4 天然壩體地下水位及地層界面分析

本計畫於龍泉溪堰塞湖天然壩體應用地電阻物理探測方式推估地表下之資訊，以了解天然壩壩體與原地形之交界面及壩體本身之地下水位分佈情形，以下針對地電阻物理探測之資料分析及判定進行說明。

為補鑽探取樣不易且不具代表性之缺失可用地電阻影像法配合鑽探資料研判試驗邊坡的可能滑動面位置、滑動體之厚度及地下水位分佈情形。試驗區滑動邊坡因為受到原有邊坡材料、破壞型態、形成年代等的影響，具高度的不均質性；在土壤顆粒較細的土層中，尚可採用傳統的鑽探工具進行進尺與取樣，然而現場常會遭遇鑽探液流失或無取樣回收率；在顆粒較大的岩塊堆積層中，鑽探液流失與鑽頭損壞是常見的問題，且土壤顆粒與孔隙甚大，常造成鑽探取樣之代表性不足，故其鑽探非常不易且費用昂

貴。因此應輔以地球物理方法進行工址調查，以獲得大範圍空間上的地層剖面資訊。

地電阻影像法首次被提出用於調查土壤和基岩應該為 1910 年起，經過 100 年來的發展目前已被廣泛應用到個領域。段偉宗(2000)利用二維地電阻影像法做電石渣測區的殘渣量估算，並將結果與鑽井資料做比對而有相當好的效果。梅興泰(2001)則利用室內製作實體模型利用 Wenner 排列測得電阻率後進行幾何因子修正並提出一個二維分析試驗的方法準則。Tsokas(2008)在希臘雅典地區應用平板做非破壞性電阻率之調查，並與現有鑽孔資料得到良好的比對。Shevnin(2008)則應用水的電阻率來判斷水的含鹽量，並以其判斷水層有無遭受污染。Ulrike W. et al.(2008)則以二維地電阻影像法監測室內植物根部區域含水量，並量化水分配以確定盆栽的邊界。

地層的電阻率與地層水的含量、鹽度及分佈狀態有關，也與組成地層的固體顆粒的導電性有關。一般的地層，其固體顆粒為造岩礦物的組合體，導電性很低，可視為絕緣體，所以一般地層的電阻率主要決定於地層中水的含量、鹽度及分佈狀態。一般而言，水的含量愈高，鹽度愈高，水的連通性愈佳，其電阻率愈低。地層的粒度愈細，其可交換離子(exchangeable ions)愈多，電阻率愈低。因此可以由地層的電阻率來研判地層的含水程度、粒度及岩性，藉以研判地層的形貌及構造，表一為各種不同地層材料之地電阻率概值；但相同岩性在不同的區域所顯現的地電阻值差異非常大，故表一之數據僅能作一參考依據。一般說來，地電阻影像剖面只能代表現地地下地電阻的相對性，通常相對地電阻高者(一般剖面表示顏色為紅色區域)，有可能為孔洞、不透水岩層(一般岩層電阻率均高)或地盤改良固結區；相對低者(一般剖面表示顏色為藍色區域)，可能為含水帶、斷層泥或直接為地下水、海水等。但實際情形必須配合現地地質鑽探資料和地層狀況加以比對。

5-4.1 資料分析

龍泉溪堰塞湖施作地電阻之規劃測線如圖 5-4.1 所示，彙整所有記錄資料，將現地施測數據利用 Earthimager 計算而得視電阻率，以視電阻率擬似剖面(apparent resistivity pseudo section)展示，意即將地表下之大範圍區域切割成大量長方形網格，且網格大小由上而下逐漸增大，如圖 5-4.2 所示(Loke and Dahlin, 2002)。視電阻率尚不能代表實際電阻率，而是代表在此種電極排列情形下所有地層導電性之綜合效應，故必須經由反算分析將視電阻率計算而得實際電阻率。

在反算分析方法中，其最佳化過程為藉由正算模擬之理論視電阻率值進行計算而得最後收斂之反算結果。而反算分析方法有：阻尼最小均方反算法、平滑模型反算法及重複再加權最小平方反算法。其中，阻尼最小均方反算法若因初始資料不佳，會造成網格向量值變異量過大，不適用於本計畫。而平滑模型反算法適用於地層條件變化較為平滑之情況，龍泉溪堰塞湖天然壩體土層分佈較為複雜，故不適用。重複再加權最小平方反算法適用於兩種不同介質且電阻率差異大，可顯示出較為明顯之電阻率邊界，符合本計畫之條件，故採用重複再加權最小平方反算法（姚奕全，2007）。

而定義反算最佳化過程中，量測資料行向量 y 、模型反應函數行向量 f 、模型參數向量 θ ，分別以下列的型式表示：

$$\begin{aligned}y &= \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \\f &= \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \\ \theta &= \text{col}(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_m)\end{aligned}$$

其中 m 表示向量中有 m 個量測資料值。若反應函數為一個線性系統，則我們將量測資料向量 y 與模型參數向量 θ 帶入反應函數後，所得到的反應函數向量 f 的差值定義為向量 e ，即：

$$e = y - f \tag{1}$$

以下分別介紹三種反算方法之基本原理：

一、阻尼最小平方反算法

在最小平方法的最佳化過程中，最終目標是希望使式（1）中 e 的誤差平方和 $S(\theta)$ （如式 2），能減低到最小。因此利用高斯牛頓法來求取模型參數向量 θ 所應改變的向量值 $\Delta\theta$ ，如式 3。其中 J 即為 Jacobian 矩陣；由此得到第 $i+1$ 次的模型參數， $\theta_{i+1} = \theta_i + \Delta\theta_i$ 從而進行疊代計算。

$$S(\theta) = e^T e = (y - f)^T W_d (y - f) \quad (2)$$

上式 W_d 為資料加權矩陣

$$J^T J \Delta\theta = J^T e; J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (3)$$

由於初始資料不佳常會使得 $J^T J$ 接近奇異矩陣，而使得 $\Delta\theta$ 的變異量過大，故 Inman（1975）以 Marquardt-Levenberg 方法，加入一個阻尼係數 λ （damping factor）來修正式 3 為式 4，以避免 $\Delta\theta$ 過大的改變量。

$$(J^T W_d J + \lambda I) \Delta\theta = J^T W_d (y - f) \quad (4)$$

二、平滑模型反算法

此方法又稱為 smoothness-constrained least-squares inversion，或 L2 norm inversion。Constable et al.（1987）認為以（4）式的反算方法進行二維或三維的反算問題時，在模型參數過多時常出現太高或太低的錯誤值，因此 deGroot-Headlin 與 Constable（1990）加入了粗操係數 R （roughness filter）來降低模型參數變異的平方和，如式 5。

$$S(\theta) = (y - f)^T W_d (y - f) + \alpha \theta^T R \theta \quad (5)$$

此法為一般較常見的反算方式，當地層條件變化較為平滑的情況下，也就是土壤的變化條件為漸變帶時，則以此反算方法可得到較為合理的結果，反算後誤差則以均方根相對誤差 RMS (Root Mean Square Relative) (式 6) 來表示

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(q_i - f_i)^2}{q_i \times q_i}} \times 100\% \quad \dots (6)$$

三、重複再加權最小平方反算法

此法又稱為 Robust inversion，或 L1 norm inversion。Wolke 與 Schwetlick (1988) 為了使資料差異量 d 與粗操係數 W 達接近的權重，故在 (式 7) 中加入權重矩陣 R_d 、 R_m 。

$$(J^T R_d J + \lambda R^T R_m R) \Delta \theta = J^T R_d J - \lambda R^T R_m R \theta \quad \dots (7)$$

當遇到電阻率為急遽變化的邊界時，若以 L2norm 來進行反算時，為求最平滑化的模型而會出現過高或過低的電阻率值，因此常建議改以 L1norm 來對其進行反算，可以顯示出較為顯著的電阻率邊界 (Olayinka and Yaramanic, 2000; Loke, Acwroth and Dahlin, 2003)。Clarebout 與 Muir (1973) 認為對於此種急遽變化的電阻率邊界分佈應求取其最小絕對差異量較合適，因此 L1norm 的反算誤差以絕對值誤差表示。

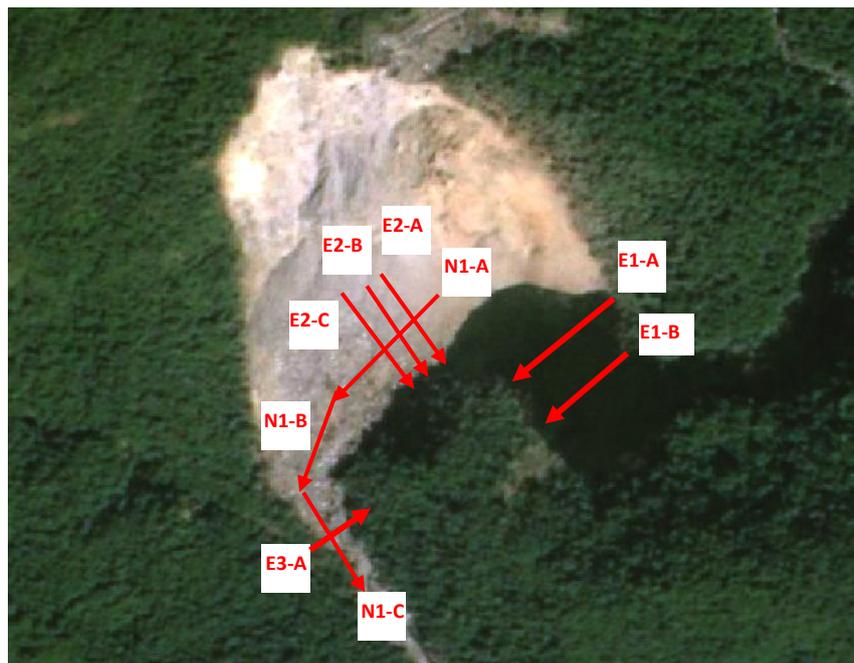


圖 5-4.1 地電阻物理探測之測線位置

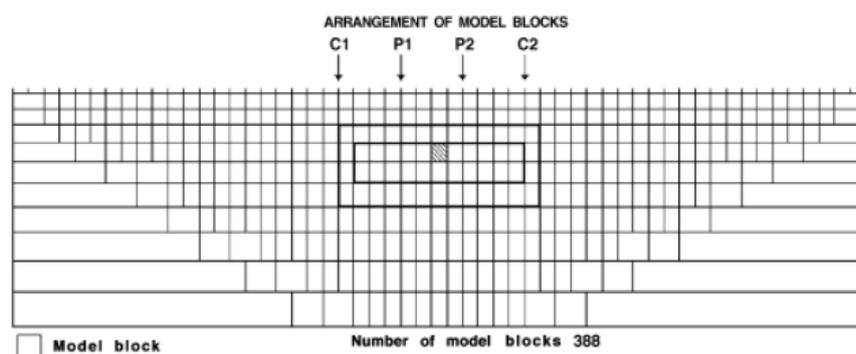


圖 5-4.2 正算模擬示意圖 (Loke and Dahlin, 2002)

5-4.2 資料判定方法

台東龍泉溪上游崩塌區地質屬於大南澳片岩之玉里帶，岩性主要主要為黑色片岩，葉理面發育良好，岩層節理發達，岩體較為破碎，因此受地震與降雨雙重影響下，造成大規模崩塌，依據 Vanes 山崩分類屬岩石墜落 (rock fall) 型式崩塌。

本計畫為事先判定現地塊石之電阻率，故將現場之崩積土石帶回進行驗證，利用室外實驗室砂坑(5x3x1.5m)進行量測。首先將石塊埋入砂坑0.5m深並覆以均勻土砂，採用 Wenner 方式進行探測，量得龍泉溪堰塞湖現地塊石之電阻率約為 500 Ohm-m (如圖 5-4.3)。參考不同組成材質之電阻率概值如表 5-4.1。

表 5-4.1 各種不同地層材料之電阻率概值

| 地質材料 | 電阻率 $\rho(\Omega\cdot m)$ |
|-----------------------------|---------------------------|
| 砂岩Sandstone (in general) | 100~8,000 |
| 花崗岩Granite、片麻岩Gneiss | 7,000~15,000 |
| 輝長岩Gabbro | 10,000~40,000 |
| 石英岩Quartzite | 5,000~10,000 |
| 粗砂Coarse Sand、礫石Gravel (乾燥) | 20,000~80,000 |
| 砂Sand (乾燥) | 5,000~20,000 |
| 粉土Silt (乾燥) | 400~2,000 |
| 純水Fresh Water | 10,000 |
| 海水Sea Water | 0.2~1 |
| 灌漿材 | 10000~20000 |
| 粗砂Coarse Sand、礫石Gravel (飽和) | 1,000~5,000 |
| 砂Sand (飽和) | 200~1,000 |
| 粉土Silt (飽和) | 30~200 |
| 黏土Clay (飽和) | 15~30 |

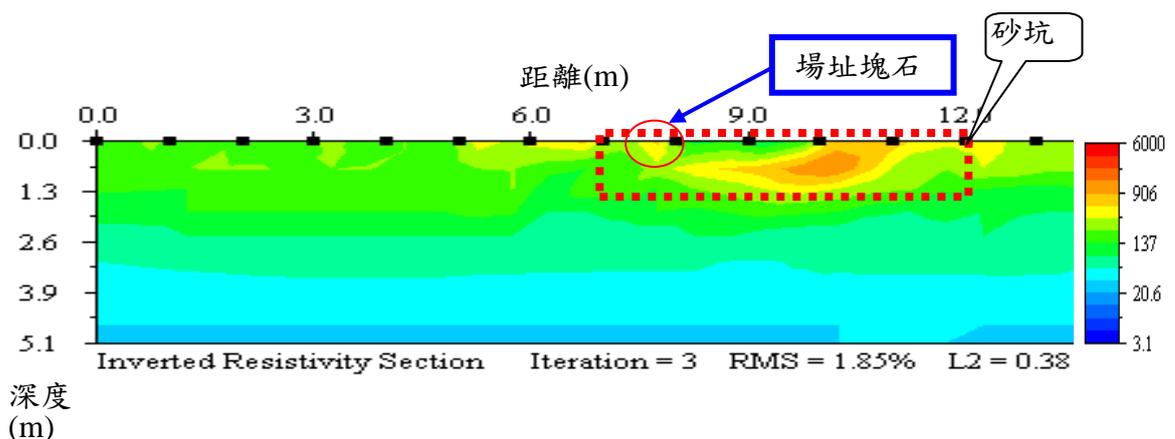


圖 5-4.3 龍泉溪堰塞湖石塊之電阻率

地電阻物理探測之成果展現以顏色及高程表示，一般地層之電阻率主要決定於地層中水的含量、鹽度及分佈狀態。一般而言，水的含量愈高，鹽度愈高，水的連通性愈佳，其電阻率愈低。而地層之粒度愈細，其可交換離子(exchangeable ions)愈多，電阻率也愈低。基於以上的電阻率特性，可以將壩體內的土砂組成及地下水位等加以分析。圖 5-4.4 為利用地電阻探測於虎頭埤水庫之土石壩所測得之縱剖面探測成果圖，藍色等偏冷色系區塊，代表電阻值 60 Ohm -m 以下幾乎為零之高導電材料，經判斷是地下水或是細粒土砂較多的區域，由圖中可明顯看出地下水位之交界面(如紅色虛線所示)，為地下水位或含水量較高之土體(包括粉土與細砂等透水性材料)，圖左方為探測深度(m)，圖上方為探測距離，圖右方為電阻率。

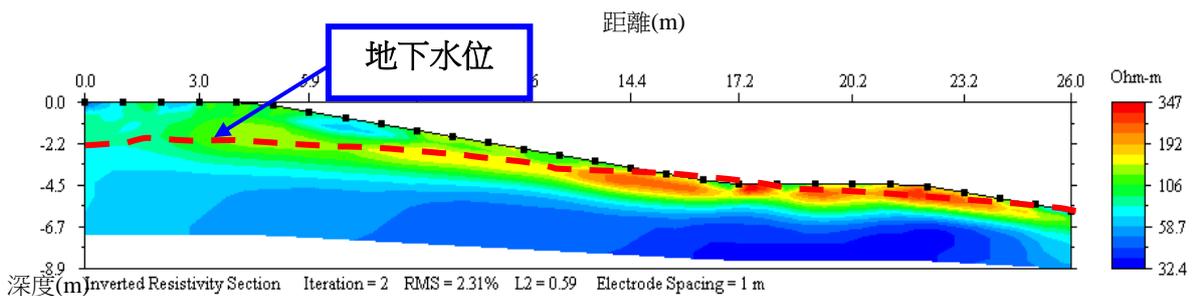


圖 5-4.4 虎頭埤水庫土石壩縱剖面探測成果圖

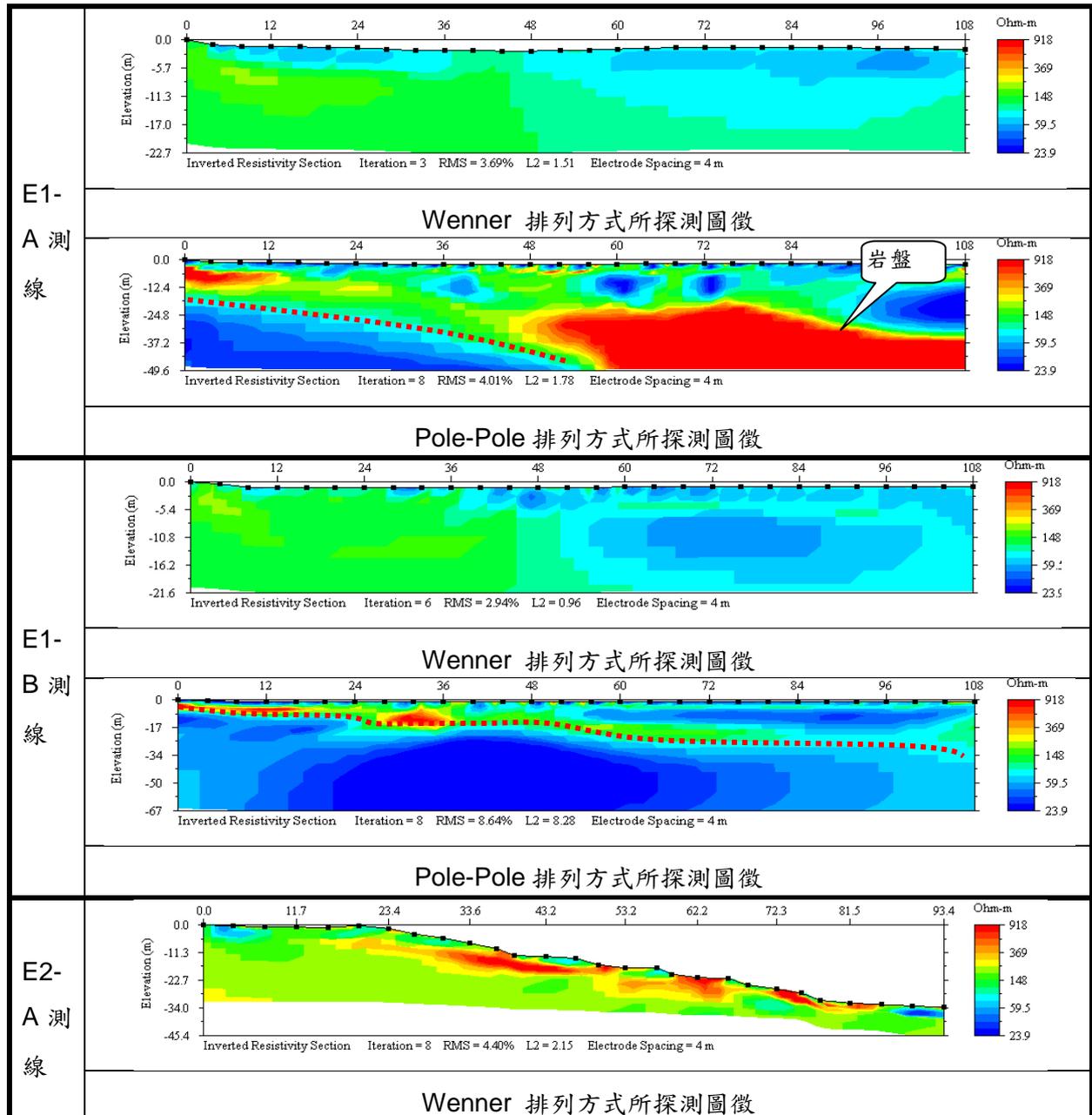
(0304地震虎頭埤水庫壩體調查及試驗報告書,2010)

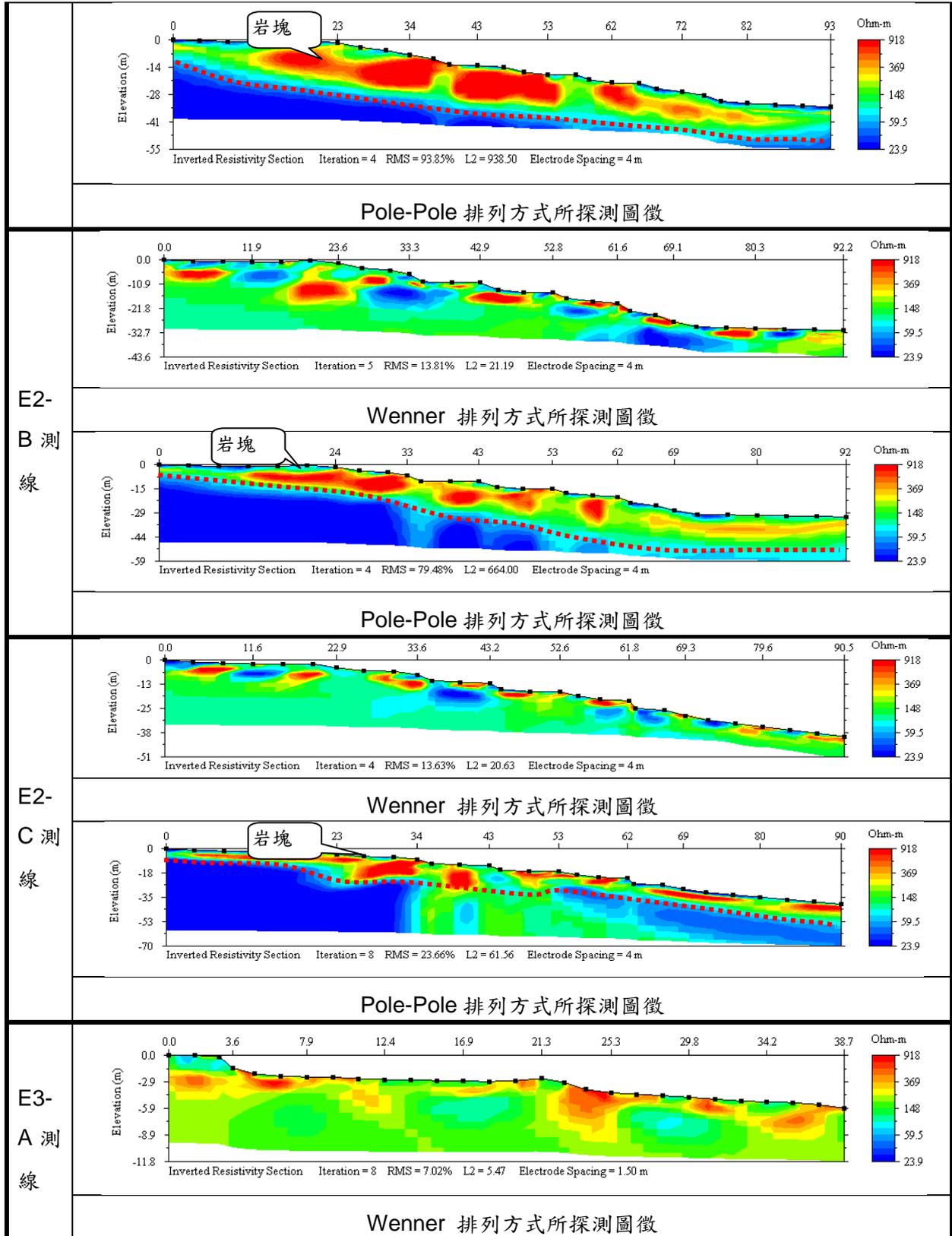
根據地電阻於台南縣虎頭埤土石壩的量測經驗，本團隊將依循可行的測量模式於龍泉溪堰塞湖之天然壩體進行量測，以推求天然壩下的地下水分佈及岩層界面分佈資訊，以供進一步壩體安定性分析之用。

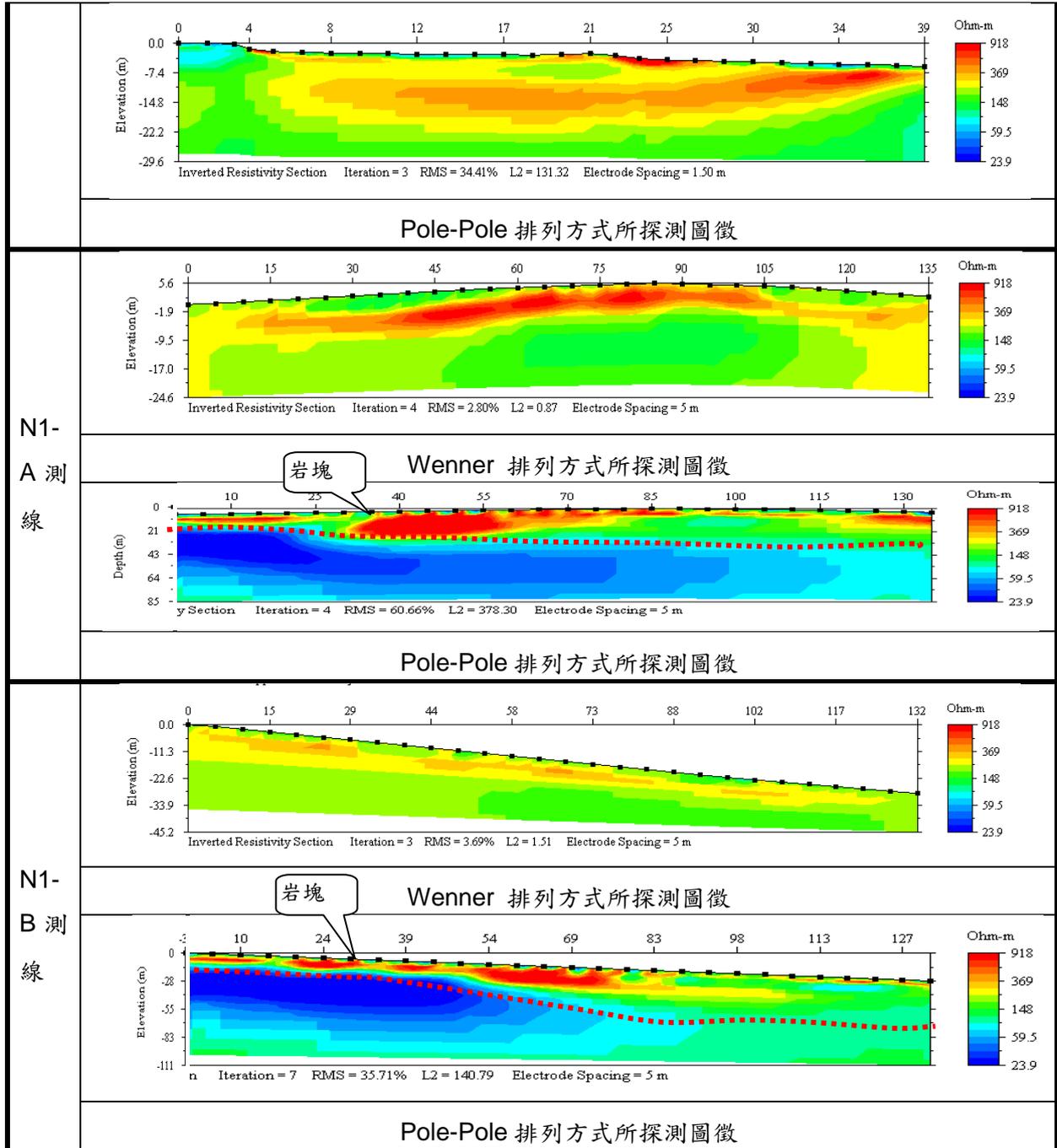
5-4.3 探測結果

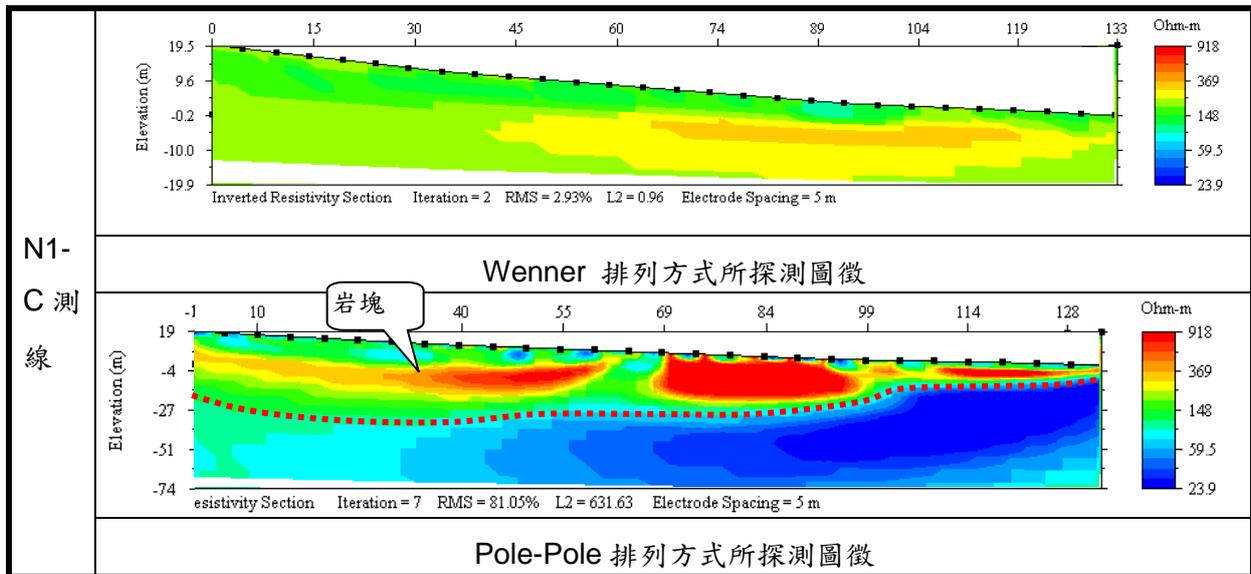
本計畫為求得原堰塞湖、崩積層、原堰塞湖河道地表下之地層及地下水位分佈，乃規劃四組平行之測線；包含 E1 二條測線、E2 三條測線、E3 一條測線及 N1 三條測線，共 9 條測線。各組探測圖如表 5-4.1 所示，圖中紅色虛線表地下水位分佈線，其位置及深度如表 5-4.2 所示。

表 5-4.1 地電阻現地探測圖徵









(一) E1-A 為龍泉溪堰塞湖區之測線 (圖如表 5-4.1 所示)，其探測方式包含 Wenner、Pole-Pole 排列所量測結果，兩種排列方式顯示具有共同電阻率分佈趨勢。由測深能力較淺的 Wenner 到測深能力較深的 Pole-Pole 依序比對剖面圖淺層部分，淺層資料明顯具有一致性，顯示資料正確性。參考施測當天背景資料，推測地表至地表下 2m 低電阻值層可能為量測前大量降雨於該層造成含水現象所引致，此為較高含水量表土層；另外剖面右側從地表下 23m，電阻值從數百 Ohm-m 增加至 1000 Ohm-m，存在電阻值逐漸增大現象，推測為堰塞湖出口河道之岩石層，乾燥礫石彼此相互接觸而呈現高電阻值。而於左側起點從地表下 20m 至地表下 44m，電阻值從數百 Ohm-m 降低至 23 Ohm-m，此為崩積層與高含水層之界面。

(二) E1-B 為龍泉溪堰塞湖區第二條測線，其探測方式包含 Wenner、Pole-Pole 排列所量測結果，兩種排列方式顯示具有共同電阻率分佈趨勢。由測深能力較淺的 Wenner 到測深能力較深的 Pole-Pole 依序比對剖面圖淺層部分，淺層資料明顯具有一致性，顯示資料正確性。參考

施測當天背景資料，推測地表至地表下 2m 之低電阻值層可能為量測前降雨於該層造成含水現象所引致，此為較高含水量表土層；剖面從地表至地表下 30m，電阻值作數百 Ohm-m 及數十 Ohm-m 等不均勻分佈，應為崩塌邊坡上方不穩定之崩積土。而剖面從地表下 8 至地表下 30m 之低電阻值則為高含水層。

(三) 測線 E2-A~E2-C 位於邊坡崩積層上方之複式斷面上，為一組間距十公尺之平行測線。其探測方式包含 Wenner、Pole-Pole 排列所量測結果，兩種排列方式顯示具有共同電阻率分佈趨勢。由測深能力較淺的 Wenner 到測深能力較深的 Pole-Pole 依序比對剖面圖淺層部分，淺層資料明顯具有一致性，顯示資料正確性。參考施測當天背景資料，推測地表至地表下 0.5m 低電阻值層可能為量測前降雨於該層造成含水現象所引致，此為較高含水量表土層；剖面從地表下至地表下 14m，電阻值分別作數百 Ohm-m 及數十 Ohm-m 不均勻分佈，應為崩塌邊坡上方不穩定之崩積土及岩層。剖面約從地表下 10 至地表下 40m 之低電阻值為高含水層。剖面從起點地表下約 4m，電阻值從數百 Ohm-m 增加至 1000 Ohm-m，存在電阻值逐漸增大現象，推測為崩積層下方之岩石層，乾燥礫石彼此相互接觸而呈現高電阻值。

(四) 測線 E3-A 位於下游河道之複式斷面上之單一測線。其探測方式包含 Wenner、Pole-Pole 排列所量測結果，兩種排列方式顯示具有共同電阻率分佈趨勢。由測深能力較淺的 Wenner 到測深能力較深的 Pole-Pole 依序比對剖面圖淺層部分，淺層資料明顯具有一致性，顯示資料正確性。參考施測當天背景資料，推測地表至地表下 0.4m 低電阻值層可能為量測前降雨於該層造成含水現象所引致，此為較高含水量表土層；剖面從地表下 0.4m 至地表下 6m，電阻值分別作數百 Ohm-m 及數十 Ohm-m 不均勻分佈，應為崩塌邊坡上方之崩積土。剖

面從地表下 6m 至地表下 25m 之高電阻值則為乾燥礫石彼此相互接觸而呈現之高電阻值。

- (五) 測線 N1-A~N1-C 位於邊坡崩積層上方平行河道之複式斷面上，各條測線長 135m，由垂直 E2-A 測線延伸至垂直 E3-A 測線。其探測方式包含 Wenner、Pole-Pole 排列所量測結果，兩種排列方式顯示具有共同電阻率分佈趨勢。由測深能力較淺的 Wenner 到測深能力較深的 Pole-Pole 依序比對剖面圖淺層部分，淺層資料明顯具有一致性，顯示資料正確性。參考施測當天背景資料，地表至地表下 0.2m 低電阻值層可能為量測前降雨於該層造成含水現象所引致，此為較高含水量表土層；剖面從地表下 0.2m 之高電阻值分別作數百 Ohm-m 以上之不均勻分佈，應為崩塌邊坡上方不穩定之崩積土及岩層。剖面中從高電阻層以下之低電阻值則為高含水層。

表 5-4.2 地電阻探測結果

| 測區 | 測線資料 | | | 探測結果 | |
|----|------|-----------|-------------|-------------------------------|--------------------|
| | 編號 | 長度 (m) | 測線間距 (m) | 地下水位分佈(m) | 岩塊分佈(m) |
| E1 | E1-A | 108 | 4 | 由深約 20m 向右往下延伸至 44m 深 | 距起點位置 48m 處，深約 23m |
| | E1-B | 108 | 4 | 由起點深約 8m 向右往下延伸至 30m 深 | 10m 以下為高含水崩積土層 |
| E2 | E2-A | 108 | 4 | 由起點深約 10m 向右往下延伸至 40m 深 | 由起點位置處，深約 4m 往右延伸 |
| | E2-B | 108 | 4 | 由起點深約 8m 向右往下延伸至 38m 深 | 由起點位置處，深約 4m 往右延伸 |
| | E2-C | 108 | 4 | 由起點深約 7m 向右往下延伸至 36m 深 | 由起點位置處，深約 3m 往右延伸 |
| E3 | E3-A | 40,5 | 1.5 | 僅見地表至地表下 0.4m 低電阻值層為較高含水量之表土層 | 由起點位置處，深約 6m 往右延伸 |
| N1 | N1-A | 135 | 5 | 由起點深約 20m 向右往下延伸至地表下 23m 深 | 由起點位置處，深約 3m 往右延伸 |
| | N1-B | 135 | 5 | 由起點深約 20m 向右往下延伸至地表下 50m 深 | 由起點位置處，深約 3m 往右延伸 |
| | N1-C | 135 | 5 | 由起點深約 50m 向右往下延伸至地表下 14m 深 | 由起點位置處，深約 7m 往右延伸 |

崩積地層因為受到原有邊坡材料、破壞型態、形成年代等的影響，具高度的異質性與空間變化即具高度的不均質性；在崩積層以地球物理方法進行工址調查，雖然事先經過現地取樣進行室內砂箱試驗，然大範圍的崩積層電阻率分佈與單一試樣之電阻率是否有差距仍未可知。因此建議在容許的經費內，於地電阻探測剖面以傳統的鑽探工具進行進尺與取樣，以印證地電阻法探測在龍泉堰塞湖崩積層的適用性。

由地電阻的探測分析結果來看，各斷面之地下水位均能大致掌握其分佈概況，另外由於地形限制導致探測深度較淺，因為未能確實探測岩盤的所在位置，但由各斷面的探測分析結果來看，崩塌土體中仍以高電阻之塊石為組成要素，未來建議配合其他探測方法，加深探測可及之深度，以掌握實際的山岩盤位置。