107 保發-11.1-保-01-06-001(21)

土石流潛勢溪流之
流域地文參數判釋 ──
以花蓮溪及卑南溪流域為例
期末報告書



行政院農業委員會水土保持局　編印

中華民國 107 年 12 月

土石流潛勢溪流之流域地文參數判釋
─以花蓮溪及卑南溪流域為例

Recognition of the susceptibility of debris-flow watersheds through morphometric indicators and field reconnaissance- The analysis of the watersheds in Hwalien and Taidong Counties

執行單位：國立中央大學土木工程學系

執行期間：107 年 4 月 1 日至 107 年 12 月 31 日

計畫主持人：周憲德　教授

計畫協同主持人：曹鼎志　中興社防災中心組長

李璟芳　中興社防災中心正研究員

研究人員：林政誼　研究生、鄭翔易　研究生、胡弘耀　研究生

行政院農業委員會水土保持局　編印

中華民國一０七年十二月

（本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本局施政參考）

土石流潛勢溪流之流域地文參數判釋
-以花蓮溪及卑南溪為例

摘要

本研究使用數值地形模型萃取卑南溪及花蓮溪等流域土石流潛勢溪流之地文參數，以了解各土石流潛勢溪流之集水區內溢流點、災害型態及影響範圍，並以北、中、南、東流域做整合與驗證。經現地勘查比對，五個集水區內之土石流潛勢溪流的地貌參數以各子集水區流域長 (L) 與集水區險峻值 (MR) 來判定土石流潛勢溪流，具有可行性。統合五個流域土砂災害之地貌分類為 $MR > 0.43$ 且 $L < 7km$ 者為土石流；$0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\ km$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\ km \leq L \leq 14\ km$ 者為高含砂水流及土石流並存；$MR < 0.3$ 則為洪水。研究區域之河流級序大多以一級與二級河流為主。土石流集水區一、二級河川之總長度與集水區長度之比值應大於 0.4，相較之下高含砂水流集水區之比值則大於 2，洪水集水區之比值則大於 6。

關鍵詞：卑南溪、花蓮溪、土石流、集水區險峻值

Recognition of the susceptibility of debris-flow watersheds through morphometric indicators and field reconnaissance- The analysis of the watersheds in Hwalien River and Beinan River

ABSTRACT

The morphometric parameters associated with landslides and debris flow ravines in Hwalien River and Beinan River are analyzed in this study by employing the 5-m high-resolution digital terrain map and field studies. The morphometric parameters such as Melton Ratio and drainage length are applied to identify the debris-flow prone ravines. The morphometric indicators , such as Melton Ratio (MR) and drainage length (L) , are capable of the recognition of hydrogeomorphic disasters, including floods, debris flows and landslides. The systemized geomorphic thresholds for debris-flow prone watershed are : debris flows for MR>0.43 and L< 7km；0.3≤MR≤0.43 and L≤14 km , or MR>0.43 and 7km ≤ L≤ 14 km for the coexistence of debris flows and debris floods； MR<0.3 for floods. The ratio of the total length of the first- and second-order streams with respect to the drainage length should be greater than 0.4 and 2.0 for debris-flow and debris-flood ravines, respectively. The fan slope and the Melton ratio serve as an indicator for debris-flow ravines。

Key words: Hwalien River, Chenyulan River, debris flows, Melton Ratio.

目次

目次.....I
表次.....V
圖次.....VII
第一章 緒論.....1
第一節 前言.....1
第二節 研究目的.....4
第三節 研究方法.....4
第四節 研究架構及流程.....5
第二章 文獻回顧.....1
第一節 土砂災害定義.....1
第二節 ArcGIS 理論.....4
一、軟體介紹.....4
二、窪地填補.....6
三、集水區流向.....7
四、累積流量及溪流線.....8
五、集水區邊界.....9
第三節 集水區地文因子相關研究.....9
第四節 集水區溪溝門檻值之相關研究.....11
第五節 邊坡演化相關研究.....14
第六節 土石流集水區特徵相關研究.....15

第三章 研究方法與分析.....1
第一節 研究區域地文及水文特性.....1
一、平廣溪流域.....1
二、陳有蘭溪流域.....4
三、旗山溪流域.....7
四、卑南溪流域.....11
五、花蓮溪流域.....13
第二節 研究分析方法.....16
一、資料蒐集應用.....16
二、河川級序分析.....16
三、集水區溝床門檻值分析.....18
四、集水區險峻值.....22
五、微地形判釋.....23
六、主溝坡度分析.....26
第四章 分析結果與討論.....1
第一節 卑南溪流域.....1
一、地貌分析.....2
二、水文分析.....7
三、地文因子分析.....13
四、主溝坡度分析.....14
第二節 花蓮溪流域.....16
一、地貌分析.....17
二、水文分析.....23
三、地文因子分析.....30
四、主溝坡度分析.....31
第三節 陳有蘭溪流域.....33

一、地貌分析 34
二、地文因子分析 38
三、主溝坡度分析 38
第四節 旗山溪流域 41
一、地貌分析 43
二、地文因子分析 48
三、主溝坡度分析 49
第五節 平廣溪流域 52
一、地貌分析 52
二、地文因子分析 55
三、主溝坡度分析 56
四、沖積扇坡度分析 59
第五章 土石流潛勢溪流現勘及綜整分析 1
第一節 卑南溪流域現勘 1
一、東縣 DF002 現勘 3
二、東縣 DF026 現勘 7
三、東縣 DF068 現勘 11
四、東縣 DF070 現勘 15
五、東縣 DF126、127 現勘 19
二、花縣 DF007 現勘 33
三、花縣 DF010 現勘 36
四、花縣 DF036、DF037 現勘 40
五、花縣 DF114 44
六、花縣 DF117、DF118 現勘 48

七、花縣 DF120 現勘 54
八、花縣 DF124 現勘 57
九、花縣 DF127 60
十、花縣 DF130 64
十一、花縣 DF045 現勘 68
第三節 現勘分析總結 73
第六章 結論與建議 1
第一節 結論 1
第二節 建議 4
參考文獻 1
附件一 期初簡報意見處理情形 1
附件二 期中報告意見處理情形 6
附件三 期末報告意見處理情形 8

表次

表 2-1 不同比例尺之單位等高線間距.....2-5
表 2-2 臺灣東海岸土石流扇與洪水扇的面積及坡度之關係.....2-11
表 2-3 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋.....2-18
表 3-1 平廣溪流域地層與岩性描述.....3-3
表 3-2 平廣溪高程坡度地質佔比例表.....3-4
表 3-3 陳有蘭溪流域地層與岩性描述.....3-6
表 3-4 陳有蘭溪高程坡度分佈表.....3-7
表 3-5 旗山溪流域地層與岩性描述.....3-10
表 3-6 卑南溪高程及坡度分佈.....3-13
表 3-7 高程及坡度分佈.....3-15
表 3-8 花蓮溪地質組成表.....3-16
表 3-9 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋.....3-26
表 4-1 卑南溪子集水區地貌參數資料.....4-4
表 4-2 卑南溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料.....4-6
表 4-3 卑南溪集水區各級河流數目與長度與其比例(5m).....4-8
表 4-4 花蓮溪子集水區地貌參數資料.....4-20
表 4-5 花蓮溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料.....4-22
表 4-6 花蓮溪集水區各級河流數目與長度與其比例(5m).....4-24
表 4-7 陳有蘭溪子集水區地貌參數資料.....4-35
表 4-8 陳有蘭溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料.....4-37
表 4-9 旗山溪子集水區地貌參數資料.....4-44

表 4- 10 旗山溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料.....4-47
表 4- 11 平廣溪子集水區地貌參數資料.....4-53
表 5- 1 卑南溪現勘子集水區地貌參數資料.....5-3
表 5- 2 花蓮溪現勘子集水區地貌參數資料.....5-29

圖次

圖 2- 1 坡度像元示意圖 2-5
圖 2- 2 地形剖面窪地與突起示意圖 2-7
圖 2- 3 水流流向編碼方式 2-7
圖 2- 4 DEM 流向分析編碼 2-8
圖 2- 5 流向分析後產生的網格流量累積 2-9
圖 2- 6 集水區邊界 D8 單流向圖 2-9
圖 2- 7 現地坡面及蝕溝之坡度與面積關係圖 2-13

圖 3- 1 平廣溪流域位置圖 3-2
圖 3- 2 平廣溪集水區地質圖 3-3
圖 3- 3 陳有蘭溪流域位置圖 3-6
圖 3- 4 陳有蘭溪流域位置圖 3-9
圖 3- 5 旗山溪地質分布圖 3-10
圖 3- 6 卑南溪流域位置圖 3-12
圖 3- 7 卑南溪流域地質圖 3-12
圖 3- 8 花蓮溪流域分布圖 3-14
圖 3- 9 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖.....3-17
圖 3- 10 河川級序修正圖 3-18
圖 3- 11 累積匯流面積與坡度關係圖 3-19
圖 3- 12 坡度與累積匯流面積示意 A 圖 3-20
圖 3- 13 坡度與累積匯流無因次面積示意 B 圖.....3-20

圖 3- 14 平廣溪集水區發生機率與 AB/Ac 之關係圖 3-21
圖 3- 15 累積機率密度分布 A 圖(a=1.33, **Δx**=0.25).....3-22
圖 3- 16 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012).....3-24
圖 3- 17 研究蒐集與分析圖資產製類型 3-25

圖 4- 1 卑南溪流域 5m DEM 4-1
圖 4- 2 卑南溪流域天空開闊度立體圖 4-2
圖 4- 3 卑南溪流域子集水區及集水區險峻值分布圖.....4-3
圖 4- 4 卑南溪集水區險峻值與集水區長度關係 4-6
圖 4- 5 卑南溪集水區與微水系分佈圖 4-7
圖 4- 6 卑南溪集水區與河川級序分佈圖 4-8
圖 4- 7 卑南溪河流級序與河流數目統計關係圖 4-9
圖 4- 8 無因次化卑南溪河流級序與河流數目統計關係圖.....4-9
圖 4- 9 卑南溪集水區坡度與匯流面積關係圖 4-11
圖 4- 10 卑南溪流域溪溝起點之集水面積累積機率 4-11
圖 4- 11 卑南溪一級河川長度與集水區長度分析 4-12
圖 4- 12 卑南溪一級和二級河川長度與集水區長度分析.....4-13
圖 4- 13 卑南溪一級和二級河川長度與集水區長度分析(方法二)
.....4-13
圖 4- 14 卑南溪地文因子分析結果.....4-14
圖 4- 15 卑南溪主溝坡度分布圖.....4-15
圖 4- 16 卑南溪 J、m 與 MR 分析圖 4-15
圖 4- 17 花蓮溪流域 5m DEM 4-16
圖 4- 18 花蓮溪流域天空開闊度立體圖 4-17
圖 4- 19 花蓮溪流域子集水區及集水區險峻值分布圖.....4-18
圖 4- 20 花蓮溪集水區險峻值與集水區長度關係 4-22

圖 4- 21 花蓮溪土石流集水區與微水系分佈圖 4-23
圖 4- 22 花蓮溪土石流集水區與河川級序分佈圖 4-24
圖 4- 23 花蓮溪河流級序與河流數目統計關係圖 4-25
圖 4- 24 無因次化花蓮溪河流級序與河流數目統計關係圖.....4-25
圖 4- 25 花蓮溪集水區坡度與匯流面積關係圖 4-26
圖 4- 26 花蓮溪集水區溪溝起點之集水面積累積機率.....4-27
圖 4- 27 五個流域溪溝起點之集水面積累積機率 4-27
圖 4- 28 花蓮溪一級河川長度與集水區長度分析 4-29
圖 4- 29 花蓮溪一級和二級河川長度與集水區長度分析(方法一)
.....4-29
圖 4- 30 花蓮溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析(方法二).....4-30
圖 4- 31 花蓮溪地文因子分析結果.....4-31
圖 4- 32 花蓮溪主溝坡度分布圖.....4-32
圖 4- 33 花蓮溪 J、m 與 MR 分析圖 4-32
圖 4- 34 陳有蘭溪流域 5m DEM.....4-33
圖 4- 35 陳有蘭溪流域子集水區劃分及集水區險峻值分佈.....4-34
圖 4- 36 陳有蘭溪子集水區集水區長(L)與集水區險峻值(MR)之關係.....4-36
圖 4- 37 陳有蘭溪地文因子分析結果.....4-38
圖 4- 38 陳有蘭溪 DF162 主溝流量降冪圖 4-39
圖 4- 39 陳有蘭溪 DF162 發展因子分析 4-40
圖 4- 40 陳有蘭溪主溝分布圖 4-40
圖 4- 41 陳有蘭溪 J、m 與 MR 分析圖 4-41

圖 4- 42 旗山溪流域 5m DEM 42
圖 4- 43 旗山溪 DF004 溢流點與沖積扇.....4-42
圖 4- 44 旗山溪流域子集水區劃分及集水區險峻值分佈.....4-43
圖 4- 45 旗山溪子集水區長(L)與集水區險峻值(MR)之關係.....4-46
圖 4- 46 五個流域地文因子分析結果.....4-48
圖 4- 47 總和五個流域地文因子分析結果.....4-49
圖 4- 48 旗山溪主溝坡度分布圖.....4-50
圖 4- 49 旗山溪 J、m 與 MR 分析圖.....4-50
圖 4- 50 五個流域主溝 J 值分布圖.....4-51
圖 4- 51 五個流域總合主溝 J 值分布圖.....4-51
圖 4- 52 平廣溪流域 5 米 DEM 圖層.....4-52
圖 4- 53 平廣溪流域子集水區劃分圖.....4-53
圖 4- 54 平廣溪子集水區集水區 R (L)與集水區險峻值 (MR)之關係.....4-55
圖 4- 55 平廣溪地文因子分析結果.....4-56
圖 4- 56 平廣溪 No.012 主溝地形圖.....4-57
圖 4- 57 平廣溪 No.012 主溝剖面圖.....4-57
圖 4- 58 平廣溪 No.012 發展因子分析.....4-58
圖 4- 59 平廣溪 J、m 與 MR 分析圖.....4-59
圖 4- 60 堆積扇坡度分析.....4-60
圖 4- 61 集水區沖積扇坡度與流域險峻及土砂運移型態關係....4-61

圖 5- 1 卑南溪土石流溪流災例現勘位置圖.....5-2
圖 5- 2 東縣 DF002 地理位置圖.....5-4
圖 5- 3 東縣 DF002 地質圖.....5-4
圖 5- 4 東縣 DF002 現勘照片.....5-6

圖 5- 5 鹿野鄉瑞和村地理位置圖.....5-8
圖 5- 6 瑞和村地質圖.....5-8
圖 5- 7 東縣 DF026 現勘照片.....5-10
圖 5- 8 卑南鄉利吉村地理位置圖.....5-11
圖 5- 9 利吉村地質圖.....5-12
圖 5- 10 東縣 DF068 支流 MR 分布圖.....5-13
圖 5- 11 東縣 DF068 現勘照片.....5-14
圖 5- 12 卑南鄉嘉豐村地理位置圖.....5-16
圖 5- 13 嘉豐村地質圖.....5-16
圖 5- 14 東縣 DF070 現勘照片.....5-18
圖 5- 15 卑南鄉賓朗村地理位置圖.....5-20
圖 5- 16 賓朗村地質圖.....5-20
圖 5- 17 臺東市岩灣里地理位置圖.....5-21
圖 5- 18 岩灣里地質圖.....5-21
圖 5- 19 東縣 DF126 現勘照片.....5-23
圖 5- 20 DF126 流域集水區範圍比較.....5-25
圖 5- 21 DF126 範圍與空照比較圖.....5-25
圖 5- 22 DF126 集水區之地貌特徵圖.....5-26
圖 5- 23 東縣 DF127 現勘照片.....5-27
圖 5- 24 花蓮溪土石流溪流災例現勘位置圖.....5-28
圖 5- 25 花縣 DF005 位置圖.....5-30
圖 5- 26 花縣 DF005 地質圖.....5-31
圖 5- 27 花縣 DF005 現勘照片.....5-32
圖 5- 28 花縣 DF007 位置圖.....5-33

圖 5- 29 花縣 DF007 現勘照片 5-35
圖 5- 30 花縣 DF010 位置圖 5-36
圖 5- 31 花縣 DF010 地質圖 5-37
圖 5- 32 花縣 DF005 現勘照片 5-39
圖 5- 33 花縣 DF037 位置圖 5-40
圖 5- 34 花縣 DF037 地質圖 5-41
圖 5- 35 花縣 DF037 現勘照片 5-42
圖 5- 36 花縣 DF036 現勘照片 5-43
圖 5- 37 花縣 DF114 位置圖 5-44
圖 5- 38 花縣 DF114 地質圖 5-45
圖 5- 39 花縣 DF114 現勘照片 5-47
圖 5- 40 花縣 DF114 現勘照片 5-48
圖 5- 41 花縣 DF117、DF118 地理位置圖 5-49
圖 5- 42 花縣 DF117、DF118 地質圖 5-49
圖 5- 43 花縣 DF117 現勘照片 5-51
圖 5- 44 花縣 DF118 現勘照片 5-53
圖 5- 45 光復鄉大豐村地理位置圖 5-54
圖 5- 46 大豐村地質圖 5-55
圖 5- 47 花縣 DF120 現勘照片 5-56
圖 5- 48 花縣 DF124 位置圖 5-57
圖 5- 49 花縣 DF124 地質圖 5-58
圖 5- 50 花縣 DF124 現勘照片 5-59
圖 5- 51 花縣 DF124 現勘照片 5-60
圖 5- 52 花縣 DF127 位置圖 5-61
圖 5- 53 花縣 DF127 地質圖 5-61
圖 5- 54 花縣 DF127 現勘照片 5-63

圖 5- 55 花縣 DF130 位置圖 5-64
圖 5- 56 花縣 DF130 地質圖 5-65
圖 5- 57 花縣 DF130 現勘照片 5-66
圖 5- 58 花縣 DF045 位置圖 5-68
圖 5- 59 花縣 DF045 地質圖 5-69
圖 5- 60 花縣 DF045 現勘照片 5-70
圖 5- 61 花縣 DF045 現勘照片 5-71
圖 5- 62 花縣 DF045 右支流腦寮溪集水區 5-72
圖 5- 63 台灣及大陸山區土石流溪溝之地貌判釋 5-74

第一章 緒論

第一節 前言

在面臨氣候變遷及地質脆弱的環境下，台灣山坡地的土砂災害問題趨於複雜與嚴峻，且其災害發生區域及規模不易掌握，故土砂災害潛勢地區之判定並進行相關防減災工作之規劃，是當前坡地防災之重要課題。當山坡地的岩土受到風化作用或地質構造的影響，岩石及土壤會緩慢崩解，加上風吹雨淋、地表水等之侵蝕效應，入滲及重力作用，會以崩塌（山崩）、滑動（地滑）或流動（土石流或泥流）等方式往下坡方向移動(Varnes，1978)。

探討土石流發生之首要研究課題即為『崩塌』，因崩塌提供了土石流主要的材料來源，影響崩塌發生的因素大致可分為（1）地質材料（2）地質構造（3）地形與環境因素（4）工程及其他人為因素四大項(洪如江，1991)。台灣因地質環境複雜，發生崩塌的機會相當大，也因而提供了土石流所需之崩塌堆積物，故崩塌之區域與土石流發生所需的地形、地質條件相隨而生。河川中、上游集水區之野溪或坑溝受暴雨時的溪水淘刷與溪岸崩塌，而產生洪水、高含砂水流與土石流等土砂災害。

中央地質調查所(以下稱地調所)所劃定的山崩地滑地質敏感區中，「歷史山崩與地滑區」代表曾經發生土石崩塌的區域；「順向坡」代表有山崩或地滑發生條件的區域。至於山崩或地滑之影響範圍，則以前述兩類區域外擴 5 公尺之環域範圍，做為現階段通則性作業標準

。其參考資料以近二十年之遙測影像為主，並未針對崩塌或土石流之地文特徵進行量化計算與比較。地調所山崩地質區之劃定流程依序首先為蒐集歷史山崩、地滑及順向坡資料(蒐集對象分別為地方政府與地調所)；其次進行各項資料檢核，彙整成劃定資料；第三為劃定資料聯集後，增加 5 公尺環域範圍；最後劃定範圍整編(包含刪除跨縣市邊界之畸零資料及納入地質敏感區間夾之零星區塊)。

行政院農業委員會水土保持局(以下簡稱水土保持局)於 1990 年起委託多項土石流研究計畫，判定全台土石流潛勢溪流，截至 2018 年 1 月為止共有 1719 條（水土保持局，2018）。依據水保局「土石流潛勢溪流劃設作業手冊」(2013)，土石流潛勢溪流之初步判定包括「保全對象」及「溪谷地形」兩項。與溪流集水區特性有關者僅為「溪谷地形」，亦即「溪床坡度大於 10 度以上之集水面積大於 3 公頃」者。惟滿足此條件之野溪、坑溝數量相當多，故宜就地文因子進一步分析以提升篩選效率。

在充足降雨與料源區土砂料源豐富的條件下，土石流之發生具有其重複性，故集水區之整體地貌及下游之古土石流沖積扇可視為既往土石流災害之地貌特徵。透過高精度數值地形可進行土石流微地形的判釋與數化工作，瞭解集水區內過往土石流災害，並由谷口堆積扇面積概估土砂災害規模，及歷史最大產砂量體 (李璟芳等，2015)。針對土石流災害發生與地文因子間的關聯性，前人研究大多以集水區面積、地形坡度、坡向、形狀係數、崩塌地地質特性、潛勢溪流範圍內之崩塌率等為土石流發生之重要因子進行統計分析(陳文福，2003；沈哲，2014)。惟上述分析所得之地文參數對於山區土砂災害類型(如土石流、高含砂水流或洪水災害)較不具鑑別能力。

集水區險峻值(Watershed Ruggedness 或 Melton's ratio (MR = H /(A)$^{0.5}$；H 為集水區溢流點以上最大高程差(Relief)，單位為公里(km)；A 為溢流點以上集水區面積(km^2)，單位為平方公里；與溪流長度等參數，曾用於探討集水區尺度之潛在災害類型(Melton,1965；Jackson et al., 1987; Wilford et al. ,2004； 沈淑敏等，2007)。為進一步了解集水區險峻值(Melton Ratio)是否可適用於台灣不同集水區的土石流溪流之地文因子判釋，本計畫 2015 年根據現有南投和社溪、三芝員山村及 2015 蘇迪勒颱風新北市平廣溪及桃園復興鄉共 41 個土石流災例進行分析。2016 年則針對台灣北部(平廣溪)、中部(陳有蘭溪)及南部(旗山溪)三個流域，分別為平廣溪、陳有蘭溪及旗山溪進行潛勢溪流之地文因子綜整判釋，並輔以高精度高程資料。結果得知台灣北部平廣溪土石流溪流地貌門檻值可修正為溪溝長度L<4.0km 及MR>0.5、中部陳有蘭溪及南部旗山溪為 MR>0.43、且 0.3≦MR≦0.43 為高含砂水流及土石流共存區。然而台灣其他不同區域的土石流潛勢溪流之地文參數是否符合上述集水區險峻值，且其扇狀地及集水區本身主溝發展特性仍需進一步分析與驗證。

第二節 研究目的

本計畫針對土石流潛勢溪流之地文因子進行綜整分析，以北部新店溪流域平廣溪流域、南投陳有蘭溪流域、高雄旗山溪流域、東部花蓮溪流域及卑南溪流域進行比較分析。本研究從高精度數值地形中萃取出之崩塌及土石流的地文參數，並了解山區集水區內過去土砂災害發生之型態、溢流點、致災規模及影響範圍等關係。比較北部平廣溪子集水區實際土砂災害、中部陳有蘭溪流域、南部高雄旗山溪流域、東部花蓮溪流域及卑南溪流域現有土石流潛勢溪流進行驗證，並探討集水區主溝發展特性，提供後續土石流潛勢溪流劃設之依據。

第三節 研究方法

本研究使用高精度數值地形為基礎(5 m 精度)，對上述北中南東五個流域使用 Environmental Systems Research Institute (ESRI)所開發之地理資訊系統軟體 ArcGIS 10.2 軟體外掛程式水系分析軟體（Arc Hydro）萃取所需之地文因子，進而從事土石流潛勢溪流水文及集水區險峻值(Melton’s Ratio；MR)之分析。並針對不同流域現有土石流潛勢溪流區域分析及進行現勘，以驗證此判釋方法的可行性。

土石流潛勢溪流與地文因子關聯性方面，本研究採用無因次地貌參數集水區險峻值($MR=H/\sqrt{A}$)與集水區長度(最遠距離)關係，探討集水區潛在災害類型，並從中研究分析適合應用於台灣本島北、中、南、東各區域之代表性地文參數因子與災害分類準則。本計畫並於分區案例進行現勘及綜整分析。

第四節 研究架構及流程

本計畫之重要工作項目包含: 1. 土石流災害類型現地調查與基礎資料蒐集。2. 土石流案例微地形及地貌之判釋。3. 區域地質特性與土石流關聯性探討。4. 土石流、高含砂水流及洪水之地文因子判釋與關聯性探討。各工作項目之流程如表 1-1 所示。本文使用 ArcGIS 10.2 及 SPSS 統計軟體對平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪、花蓮溪及卑南溪坡地土砂災害判釋之研究，本文論文架構內容共分五個章節。第一章為緒論，介紹本研究動機、目的、方法及說明本研究架構。第二章為文獻回顧，對先前學者所作之相關研究進行介紹、說明，並和本研究進行比較，做為參考。第三章為研究及分析方法，介紹本文研究區域特性、研究步驟、研究區之水文分析(河川級序)、集水區險峻值及集水區溪流線門檻值之分析。第四章為分區地文資料分析，分別對平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪、花蓮溪及卑南溪坡地之分析結果加以說明，並與土砂災害調查資料進行驗證。第五章為分區案例現勘及綜整分析，分別對花蓮溪及卑南溪之土砂災害案例進行現勘及驗證，並修正土砂災害類型之地貌因子門檻值。第六章為結論及建議，對本研究分析結果進行總結及對未來研究提出建議。

表 1-1 計畫工作項目分配及進度圖

重要工作項目	工作比重%	預定進度	107				備註
			1-3月	4-6月	7-9月	10-12月	
土石流災害類型現地調查與基礎資料蒐集	25	工作量或內容	基礎資料蒐集與現地調查（花蓮溪）	基礎資料蒐集與現地調查（卑南溪）	資料綜整		
		累計百分比	40	80	100	100	
土石流案例微地形及地貌之判釋	25	工作量或內容		微地形貌判釋方法研析與圖資產製	古土石流與上游區山崩微地形判釋		
		累計百分比	0	50	100	100	
區域地質特性與土石流關聯性探討	25	工作量或內容	集水區區域地質分析	集水區區域地質特性分析	地質特性與土石流關聯性探討		
		累計百分比	30	50	100	100	
土石流及相關土砂災害(高含砂水流及洪水)之地文因子判釋與關聯性探討	25	工作量或內容		災害案例綜整	災害案例與地文資料萃取驗證	土石流潛勢之地文因子分析	
		累計百分比	0	30	50	100	
累計	百分比		18	53	88	100	

第二章 文獻回顧

第一節 土砂災害定義

探討土石流發生之首要研究課題即為崩塌，因崩塌提供了土石流主要的材料來源。 Varnes（1978） 認為崩塌依運動種類可分為墜落（falls）、傾覆（topples）、滑動（slides）、側落（lateral spreads）、流動（flows）及複合運動（complex）等 6 大類，其中與土石流相關性較大的項目為墜落（falls）、滑動（slides）及流動（flow）三項。 岩石、岩屑及土墜落堆積於溪床上或邊坡旁，此堆積物提供了土石流所需之材料來源；大規模的基岩或土壤的滑動會造成溪床被阻隔而形成天然壩，當水壓大於土體的自重或造成水平力不穩定時便潰壩形成土石流；而岩屑或土的流動即是礫石型或泥流型土石流之形式。因台灣地質構造複雜，所以崩塌地具有區域性，即與當地地質特性是息息相關的，每一崩塌地皆有其主要的造成因子，且崩塌地常由數個因子所構成。洪如江（1991）認為影響崩塌發生的因素大致可分為（1）地質材料（2）地質構造（3）地形與環境因素（4）工程及其他人為因素四大項。吳佐川（1993）對台灣地區崩塌地的特性研究發現本省崩塌地多位於海拔 100～500 公尺間，坡度則集中於15°～45°間，而崩塌地的地質以砂岩、頁岩互存的地區發生頻率較高，造成崩塌的主因為降雨、地質之不連續面、地下水脈分佈等等，而颱風、地震與不當的土地利用則會加速其活動速率。台灣因地質環境複雜，發生崩塌的機會相當大，也因而提供了土石流所需之崩塌堆積物。崩塌之區域與

土石流發生所需的地形、地質條件相隨而生，針對台灣東部、中部（謝正倫、張東炯，1996；張東炯、謝正倫，1997）及新中橫公路所作的調查(陳榮河、江英政，1999)，可歸納出土石流危險溪流之平均坡度多集中於15°~30°之間，與吳佐川（1993）對台灣整體地區崩塌地調查之坡度集中於15°~45°相關，可見土石流與崩塌地的關係是相當密切，因此台灣地區的崩塌地特性可以明確反應出土石流發生的概況。

根據水土保持技術規範及水土保持手冊的定義，野溪(torrent)係指河川中、上游集水區面積 5,000 公頃以下自然溪谷，而上游子集水區溝寬在 20 公尺以下，且其集水面積在 20 公頃以下之蝕溝則為坑溝。野溪或坑溝皆可能因暴雨時的溪水沖蝕、淘刷與溪岸崩塌，而產生洪水、高含砂水流與土石流等土砂災害。野溪或坑溝皆可能因暴雨時的溪水沖蝕、淘刷與溪岸崩塌，而產生洪水、高含砂水流與土石流等土砂災害。依土砂運動時之體積濃度(含砂量)而言，洪水的含砂量小於 20%，高含砂水流介於 20-47 %，土石流的含砂量則介於 47-55%。含砂量高於 55% 的土砂運移型態則以崩塌為主(Pierson , 1980; Costa, 1984; O'Brien et al., 1993)。

農委會水土保持手冊(2005) 依土石流流動時之組成材料將土石流概分為： (1)礫石型土石流：粒徑 0.1 mm 以下之細顆粒泥砂(細料)含量小於 10%，且粒徑 2.0 mm 以上之石礫含量超過 50%者。 (2)泥流型土石流：粒徑 0.1 mm 以下之細料含量超過 50%，且粒徑 2.0 mm 以上之礫石含量少於 10%者。 (3) 一般型土石流：細料含量在 10%~50%者。 上述流動中之土石流其整體比重約在 1.4 -2.3 間， 即其體積濃度約在 24.2 -78.8 % 間(水土保持手冊，2005)。本文採國內所定義之土石流之容重或體積濃度為依據，由上可知國內所定義之土

石流之容重或體積濃度(整體比重約在 1.4 - 2.3 間，體積濃度約在 24.2 -78.8 %) 略小於大陸所採用範圍(18.1-78.8%)，但較美國學者所認定者(47-55%)寬鬆，除土石流外尚包含上述美國學者所提出之高含砂水流及崩塌的部分濃度。

由於即時觀測的困難，一般以溪谷或扇狀地的土砂堆積型態來判釋各類土砂災害。崩塌是土體滑動土體土體因重力牽引沿坡向下滑，其大部分土體(尤其是靠近地表部份)到達溪谷時並未流體化，故其運移距離較短；其他土砂災害則會沿溪溝向下游運移。洪水及高含砂水流的堆積型態以沙洲(bars)、沖積扇(fans)、河床片狀堆積(sheets)及岔流(splays) 等，且河道的寬深比較大。洪水的土砂沉積常有明顯的水平分層現象，且較細顆粒在上層，底床表面大顆粒的排列常見覆瓦結構(imbrication structure)- 即顆粒相疊且顆粒上層表面的法線朝向上游。反之，高含砂水流的堆積分層及覆瓦結構較不明顯。土石流的堆積則常見基質支撐(matrix support)-粗顆粒周遭被細顆粒包圍，及逆分層堆積(粗顆粒堆積在上，細顆粒堆積在下）。相較於洪水的顆粒較圓滑，土石流的顆粒則因搬運距離較短，呈尖銳，粗糙的表面及形狀。河道兩側因顆粒堆積形成側積堤(lateral levee)，且堆積前沿常見大顆粒排列形成的陡坡。Jackson (1987) 提出判釋土石流扇的方式有以下特徵: (1)堆積無分層, 基質支撐(卵石顆粒被土質包覆), 塊石稜角明顯, (2)河道兩側有明顯側積堤, 前方有龍頭(snout)或耳垂(lobe)堆積, (3)扇面上有多顆單獨巨石(>1 m)堆積。不同的土砂災害類型及過程各有其災害特性， 土石流的尖峰流量可為洪水尖峰流量值的 5-40 倍，而高含砂水流的尖峰流量則約為洪水尖峰流量值的 2 倍 (Hungr et al. 2001)。

第二節 ArcGIS 理論

一、軟體介紹

數值地形模型 (Digital Terrain Model , DTM) 是描述地形或地物表面高低起伏的數值模型，其定義源自 Miller and Laflamme (1958)。一般所稱之數值高程模型 (DEM) 則指描述不含地表物（如建物、植被和覆蓋物等）之地形面的數值模型，是以具有數值化三度空間坐標的矩陣格式表達地表高程的一種模型。數值高程模型是利用航測、地面測量或數化地形圖等方式獲取地形資料，常見的表現方式有三種 ，包含不規則三角網(Triangulated Irregular Network, TIN)、規則網格(Regular Grid)以及數值等高線(Digital Contour)。台灣的數值高程模型是屬於規則網格(Regular Grid)的數值高程模型，主要利用空間矩陣來表示地表高度，矩陣中的資料記錄了空間中個別高程點的位置座標以及高程值。而其應用範圍廣，例如建物萃取(Haala and Brenner, 1999)、地震災害分析(Steinle et al., 2001)、植被量估計(Törmä, 2000)及水文模式分析(Cobby et al., 2001)等。

本研究分析軟體以美國環境系統研究所公司（全名為 Environmental Systems Research Institute，簡稱 Esri）開發之 ArcGIS 軟體進行各地文因子萃取及分析。其空間分析之坡度演算，是採每個像元計算值在從該像元到與其相鄰的像元方向上的最大變化率，而該工具會將一個平面與要處理的像元或中心像元周圍一個 3 x 3 的像元鄰域的高程值進行擬合。亦即高程值隨著像元與其相鄰的八個像元之間距離的變化，而產生的最大變化率可用來識別自該像元開始的最陡坡降，演算示意圖如圖 2-1。

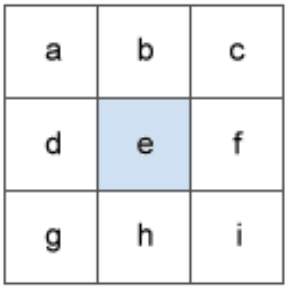


圖 2-1 坡度像元示意圖

數值等高線（Digital Contour）將地形資料裡等高程點連接起來，便成了數值等高線。等高線地圖中所繪製的有粗、細二種曲線，粗線條稱為計曲線並標示海拔高度，相鄰計曲線之間的垂直距離為 0.2 公分；細曲線則稱為首曲線，它是介於計曲線之間，以方便分析地形變化(陳培源，1993)。二條相鄰計曲線之間夾有四條首曲線，二相鄰首曲線之垂直間距為 0.04 公分。地圖上的相鄰計(首)曲線之實際垂直距離即由 0.2(0.04) 公分乘以比例尺而得。常用比例尺之單位等高線實際間說明如下表 2-2。地圖上坐標點之水平誤差一般要求要小於 0.05 公分，故實際分析之網格點大小應要滿足小於 0.05 公分乘以比例尺之值 。 即 1:25,000 比例尺的網格點應小於 12.5 m, 1:10,000 比例尺的網格點應小於 5 m。

表 2-1 不同比例尺之單位等高線間距

比例尺	計曲線	首曲線
1：50,000	100 公尺	20 公尺
1：25,000	50 公尺	10 公尺
1：10,000	25 公尺	5 公尺
1： 5,000	10 公尺	2 公尺

二、窪地填補

DEM 係經由測量作業所得，其產製過程中會因人為或儀器而產生誤差。其誤差主要可分為兩種：窪地和突起，如圖 2-2 所示。窪地指在任意 3×3 網格中，中心網格所測得高度皆小於周圍 8 個網格之高度；突起為該網格所測得高度皆大於周圍高度。突起處可透過降低突起處的高程, 使水流流過。窪地處由於該網格高程低於周圍高程，無法利用網隔間高程差判斷其流向，易破壞河流的連續性，使得原本河流資訊產生錯誤其河川級序的計算也會產生誤差。故使用窪地填補（fill）找出窪地並填補，用以修正誤差導致的錯誤，進行地形分析時提高其正確性。

利用 O'Callaghan and Mark (1984) D8 單流向法進行流向分析，其分析後若符合下列條件，則此網格為窪地。條件首為網格數值不為八個方向的設定值。例如:網格數值為 5，其表示由 1 與 4 相加，不為八個方向數值，表示該網格為窪地；其二，若相鄰網格流向互相指向對方，則表示其網格為窪地；其三，若流向出現迴圈的狀況，則表示迴圈內網格皆為窪地。窪地填補的調整是根據 DEM 與流向。依照上述方法找出窪地後，將該網格高程修改為與周圍接近之高度，修改後須再次進行流向之分析，直到所有網格流向皆為八個方向之設定值。



(a) 窪地　　(b) 突起

圖 2- 2 地形剖面窪地與突起示意圖

三、集水區流向

要找出地面上的水系，需先將 DEM 作流向分析(flow direction)。在 ArcGIS 中，使用 O'Callaghan and Mark (1984) D8 單流向法，流向編碼(圖 2-3)，中心網格的水流方向由透過編碼數值化。例如中心網格水流流向左方時，其水流方向則為 16。若水流方向無法確定的情況，須將多個方向值相加。例如：某網格的方向為 5，則表示含有向東（流向為 1）和向南（流向為 4）的流向。

32	64	128
16		1
8	4	2

圖 2- 3 水流流向編碼方式

水流的流向透過計算網格與相鄰網格高度下降落差最大的方向決定(F_{dir}):

$$F_{dir} = \max\left[\frac{z(1)-z(2)}{distance[cell(1),cell(2)]}\right] \quad (2\text{-}1)$$

分子為中心網格與周圍網格高程差、分母為中心網格與周圍網格距離。兩網格間距離定義:流向編碼為 1、4、16、64 單位距離為 1；斜對角網格，單位距離為$\sqrt{2}$。其 DEM 經過流向分析後結果如圖 2-4 所示。

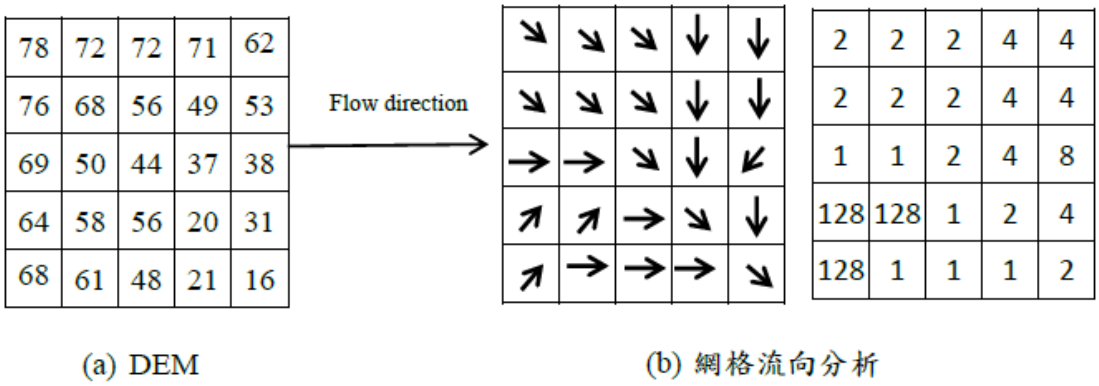


圖 2- 4 DEM 流向分析編碼

四、累積流量及溪流線

累積流量計算（flow accumulation），其數值表示該網格接收到周圍的流量。依據流向分析及水流由高處往低處流為原則，假設水由高地流入相鄰高程差最大的網格，並將其水量累計至此網格。依此類推，計算每個網格的累積流量，如圖 2-5 所示。累積流量的計算採用遞迴式演算法，其假設為以下兩點，首為相鄰網格中沒有任何流量流入時，將本網格的網格數之和及流入流量假設為 0；其二為相鄰網格中有流量流入時，累加流入網格流量加上 ”1” 即為本網格的流量。而以流量閥值為門檻篩選之流量網格，則為溪流線，本計畫以 0.5 公頃閥值為基準配合 5M DEM 篩選出累積流量大於 200 網格。

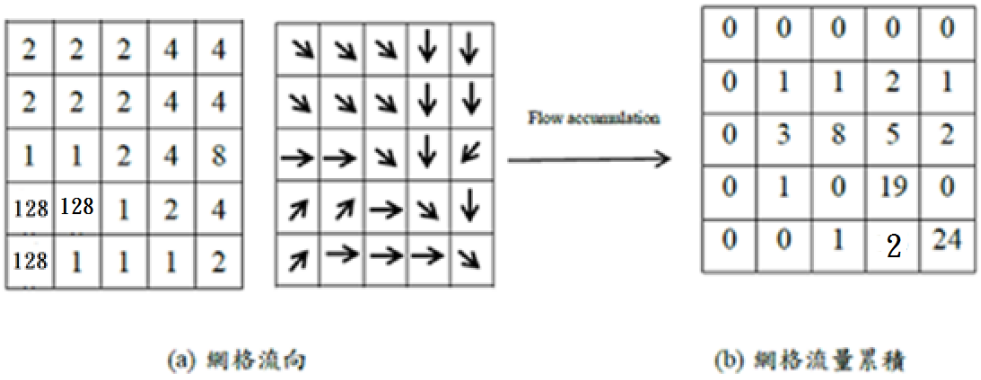


圖 2- 5 流向分析後產生的網格流量累積

五、集水區邊界

集水區出口設於累積流量網格上，以指定距離內搜索最高累積流量的單元網格，並將集水區出口移動到該位置；集水區邊界則指該位置以上的匯流總面積，其流向以 D8 單流向法(圖 2-6)。



圖 2- 6 集水區邊界 D8 單流向圖

第三節 集水區地文因子相關研究

土石流災害發生與地文因子間的關聯性，前人研究多以多變量統計分析指出集水區面積、地形坡度(>30%)、坡向、形狀係數(0.13-0.34)、崩塌地地質特性、潛勢溪流範圍內之崩塌率等為影響土石流發生之重要因子(陳文福，2003；沈哲緯等，2012，2014)。惟上述地文參數對

於好發於山區土砂災害中之土石流、高含砂水流與洪水災害較不具鑑別能力。一無因次地貌參數-集水區險峻值(Watershed Ruggedness 或 Melton's ratio (MR=H/(A)$^{0.5}$；H 為集水區溢流點以上最大高程差(Relief)，A 為溢流點以上集水區面積；Melton, 1965)與坑溝或溪流長度關係等參數曾用於探討集水區尺度之潛在災害類型。集水區險峻值代表集水區整體地表的陡峻程度，溪流長度則反映集水區的面積大小。Jackson et al.(1987) 指出加拿大洛磯山脈的土石流沖積扇坡度一般大於 4°，且扇頂以上的集水區險峻值(MR)大於 0.3。 De Scally and Owens (2004)則歸納紐西蘭南島土石流沖積扇坡度則大於 7.5°，扇頂以上的 MR 則大於 0.75。歐洲阿爾卑斯山脈的土砂災害資料(Berti and Simoni, 2007; Scheidl and Rickenmann, 2010) 顯示土石流沖積扇的臨界 MR 值 與沖積扇坡度呈負相關。

Wilford et al. (2004)蒐集加拿大 BC 省之土砂災害案例，其依據不同門檻值(溪溝長度 2.7km 及 MR=0.6) 將集水區的土砂災害分為洪水、土石流、高含砂水流三類。另 Bertrand et al. (2013)則採用世界各地 620 處之現地調查資料，以 Melton's ratio 與溪流或沖積扇坡度進行探討，分析結果指出造成洪水與土石流之地文因子確有差異，土石流相較於洪水造成的土砂災害，其集水區通常具有較高之能量與相對高程差。Welsh et al. (2010) 亦使用集水區險峻值判釋紐西蘭北島的科羅曼德爾(Coromandel)和凱邁(Kaimai)集水區的土石流溪流，其將 18 個集水區分類，並指出 Melton ratio 大於 0.5 時可判釋為土石流溪流。沈淑敏等(2007)探討台灣東海岸土石流及洪水沖積扇面積與集水區面積 、扇坡度與流域險峻值的關係，結果顯示在坡陡及面積較小的集水區，土石流營力較為優勢；坡緩及大面積的流域，則以洪水營力較

為優勢，依據扇的面積及坡度作區分，如表 2-2 所示。以 Wilford 等(2004)利用集水區長度結合集水區險峻值區分不同主導營力之扇的界檻值，對花東縱谷北段的土石流扇、土石洪水扇和洪水扇流三類型扇的判定與集水區長度、集水區面積、起伏比、集水區河床坡度、集水區險峻值、有效集水面積和形狀係數等的關係。結果顯示集水區長度、集水區面積結合起伏比為區分不同主導營力之沖積扇的最佳因子。

表 2- 2 臺灣東海岸土石流扇與洪水扇的面積及坡度之關係

	沖積扇面積(公頃)	扇平均坡度(%)
洪水	>100	<2.5
土石流	1-100	>4

第四節 集水區溪溝門檻值之相關研究

集水區之溪流上游起點是以比例尺 1/5000 或 1/10000 之相片基本圖或航照圖為基圖，圖上朝上坡彎曲(凹向下)之等高線計曲線(25m 等高線)連續三條以上，其轉折點兩側等高線之夾角小於九十度，且構成區域之自然排水系統者，可視為溪溝；否則則視為坡面。溪溝下游則延續至匯入主流為止(水土保持技術規範，2013)。此為依據等高線特性所劃定之溪流起點(下稱方法一)。

另一方面，由 GIS 可由集水區自動劃分理論(O'Callaghan and Mark, 1984)利用累積流量之概念，即網格之累積流量為上游流入該網格之累積網格數量，且累積流量之差值係計算網格與其下游網格累積流量之差。若網格之累積流量值大於或等於使用者給定之門檻值，則指定該網格為集水區之出口，向上游進行追蹤則可得集水區之範圍，並進而萃取其水系網。水系網所代表的是地表逕流對地表侵蝕所形成的河槽系，其發展的方式是由層蝕發展到蝕溝、槽蝕至大小水流所勾繪的水系網（錢寧等，1987）。水系分為常流河川及非常流河川，因此只利用單一水系門檻值難以表示地區之水系門檻值。而集水區地文水文因子可結合 DEM 及排水流向進行自動化萃取（林昭遠及林文賜，2000）。

集水區溪溝門檻值之設定關係到水系網的生成，故須確定最適累積流量門檻值。Tarboton et al. (1991)以河川級序法則為基礎，對美國境內 21 個集水區進行研究，國內亦有學者進行相關研究(鄭祈全，1993；陳信雄等，1997；詹仕堅等，2000；詹進發等，2003；楊奕岑等，2005；林昭遠等，2006；莊永忠等，2006)。根據前人的研究經驗（詹仕堅及孫志鴻，2000），精度 5x5 m DTM 選取 200 作為水系溪溝集水區面積門檻值(其面積為 0.5 公頃)。Williams et al.(1992) 觀測現地山坡及蝕溝坡度與面積關係圖(圖 2-7) ，集水區面積約大於 0.5 公頃時大多為蝕溝。故在未考慮等高線的分布時，本研究鑒於上述將採用 5x5 m DTM 時，溪溝之網格門檻值為 200(或集水面積為 0.5 公頃)，本研究稱此為方法二。

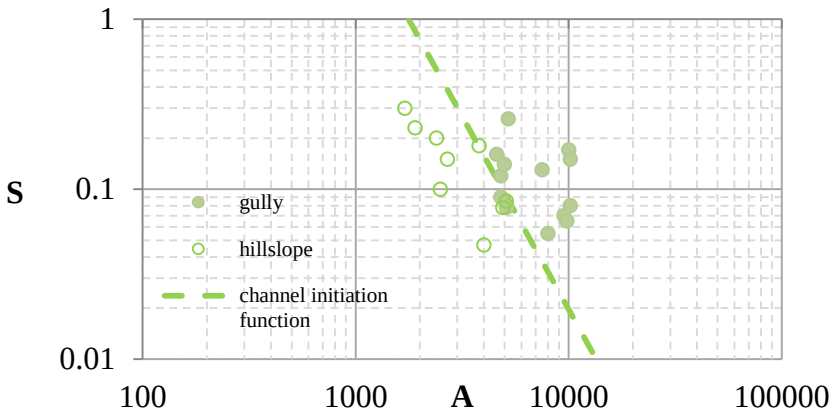


圖 2- 7 現地坡面及蝕溝之坡度與面積關係圖

(改繪 Williams et al., 1992)

本計畫依上述二方式求得土石流、高含砂水流等集水區之溪流起點特性，成果將於第四章加以說明。

第五節 邊坡演化相關研究

邊坡演化以邊坡型態、邊坡作用與形成機制為主。Gilbert (1877)提出邊坡演化分為風化限制(Weathering-limited)及搬運限制(Transport-limited)二種形式，前者發生在搬運速率大於風化限制，後者則發生於風化速率大於搬運速率的情況。Whipple and Tucker(2002)則認為有風化限制、搬運限制及兩者混合之混合限制。Gilbert(1909)說明邊坡頂部成為上凸坡原因， 係受到土壤潛移作用的影響所致。Gotzinger(1907)和 Lehmann(1907)觀察出整個邊坡上方的風化物質經過搬運作用之後，會使得邊坡下方的物質堆積增厚，而直線坡的角度也隨之減少。Davis(1899)提出侵蝕循環，並認為侵蝕循環過程中，伴隨邊坡的演化，而邊坡演化則在風化及搬運作用下，將上崖坡的岩屑搬移至下崖坡由河流搬運入海，而造成邊坡最終模式的主要因素為時間； 亦即導入當地殼上升又重新展開另一次演化過程之回春作用。Wood(1942)認為一個陡直的邊坡受到風化作用的影響，落下的風化物質會把逐漸後退的自由面覆蓋，形成一個碎石坡稱為常坡 (constant slope)，而邊坡的傾斜角度則受到堆積物的安息角影響。Penk(1924)提出邊坡演化過程主要受到地質構造影響，且其演化模式為置換作用。當地盤隆起速度突然加快，邊坡會出現凸形坡；速度突然減慢，則為凹形坡;速度一定則為直形坡。本研究以過往文獻提出之經驗式(2-2)探討溪溝發展過程。

$$s = kx^{m_1}\left(\partial y/\partial x\right)^{m_2} \qquad (2\text{-}2)$$

其中，s 為搬運速度，k 為擴散速率常數，x 為水平距離，y 為高度。式中之m_1及m_2值可由野外測量出不同之搬運速度而求得，並建議無蝕溝(Gullying)作用之土壤沖蝕(Soil wash)其中 m_1為 1 且 m_2 為 1~2；而有蝕溝作用之土壤沖蝕其m_1為 2 且m_2為 2。Pierce and Colman (1987) 則歸納出當m_1為 0 而m_2為 1 時其搬運速率僅與坡度呈正比，斜坡中點以上之物質搬運到坡底而使上下兩處取率一致；其他邊坡作用則為崖坡中點以上的坡度較大，而坡底反而平滑。

河流縱剖面即由河流的發源地至河口，根據各區間水平面高程畫成一曲線。而其形狀又可分為二，其一為圓滑的凹曲線，表示河流縱剖面已達到平衡狀態，此狀況下可依河流流速將河川搬運物運入溢流口外；其二為不圓滑的凹曲線，表示河流縱剖面尚未達到平衡狀態，可能由於氣候、侵蝕速率快慢或偶遇不易侵蝕的基岩導致。

第六節 土石流集水區特徵相關研究

依照土石流發育和土砂運移特性可將土石流溪溝區分為坡面型及溪床型二種地貌型態。坡面型土石流溝之土砂料源來自坡面崩塌，溝床坡度與坡面坡度相近，其集水面積一般小於 0.3 km^2 (或 25 公頃，陳等，2016)。溪床型土石流的土砂料源型態可能來自溝床堆積、溝口及河階堆積、坡面或側岸崩塌。溪床型土石流依溪谷發育的程度可再細分為二類: 其一為溝谷型土石流，指支溝未完整發育、集水區面積中等(介於 0.3 - 20 km^2)的溝谷。其二為河谷型土石流，支溝完整發育，主溝內在支溝匯入處有殘餘堆積扇，集水區面積較大(大於 20 km^2)的溝谷或河谷(中國科學院成都山地災害與環境研究所，1989)。坡面

型土石流溝的中上游集水區土層較厚，坡面陡峭，發生區與堆積區相連，即流動段不明顯，多數為發生崩塌及滑坡時直接轉化而成，其堆積扇的角度也因含沙濃度較高而較陡(陳等， 2016)。溪床型土石流與坡面型土石流的地形差異在於前者有明顯的流動段，且堆積扇坡度較緩，淤埋範圍較大。土石流集水區形狀以漏斗形或瓢狀為主，上游則支溝呈輻射狀，以有利於水及鬆散土石之匯集。

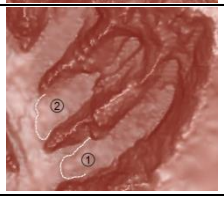
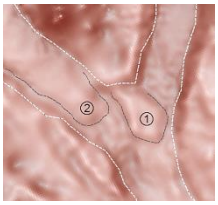
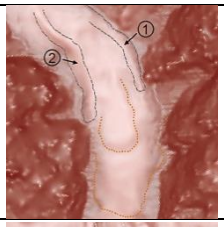
在降水條件與土砂料源持續供應下，土石流之發生具有其重複性，故集水區下游之古土石流沖積扇可視為既往土石流災害之地貌特徵。土石流沖積扇於堆積區受地形影響，其形貌又區分為扇狀開闊型(具典型扇狀擴散型)與兩岸限制之拘限沖積扇(沿流動方向呈狹長型；今村遼平，2012)。透過高精度數值地形之土石流微地形判釋(河道推移、沖積扇、側積堤等)與數化工作，可瞭解小尺度集水區內是否曾發生土石流災害，其谷口之堆積扇面積亦可概略評估土砂災害規模，以地形開闊度之概念可提升數值地形之地貌判釋成效，瞭解蝕溝或溪流之歷史最大產砂量體 (Yokoyama et al., 2002； Zakšek et al., 2011；李璟芳等，2015)。

中國四川成昆鐵路沿線 367 條土石流溝中，發生土石流的集水區面積以 0.04-4.0 km^2 為主(266 條佔 72.7%) 。而集水區面積愈大(>55 km^2)的溪床型土石流溝(10 條佔 2.7%)，要在下游溝床(溢流點)形成土石流堆積而非洪水或高含砂水流的條件，必須有高強度、大範圍之暴雨提供水源且上游有大規模崩塌提供料源，故其發生機率較低，但其致災規模愈大。Mizuyama(1982)整理日本山區發生土石流之集水區面積特性，歸納出土石流之集水面積介於 0.01-100 km^2 (即 1 - 10000 公頃)，且土石流的單位面積土砂產出量有隨面積之增加有遞減之趨勢。

謝洪等人收集並分析中國不同區域的土石流集水區的地形特性，歸納出中低山(LM, 高程介於 200-800m，以北京附近山區為代表)、中山(MM, 高程介於 300-2200m， 以雲南小江為代表)、高山(HM, 高程>3200m ，以西藏為代表)的集水區集水區長度及面積分布特性。

上述之個別地文參數對於山區土砂災害中之土石流、高含砂水流與洪水災害較不具鑑別能力，故本研究以無因次地貌參數-集水區險峻值(Melton's ratio ($MR = H/\sqrt{A}$；H 為集水區溢流點以上之最大高程差，A 為溢流點以上之集水區面積；Melton, 1965)與溪流長度關係等參數探討集水區尺度之潛在災害類型。為進一步了解集水區險峻值(Melton Ratio)是否可適用於台灣不同集水區的土石流溪流之地文因子判釋，本案擇除台灣北中南地區流域外，並針對東部兩個流域經歷史災害遴選出較具代表性之集水區加以驗證，並進一步探討土石流潛勢溪流之集水區主溝發展情形。

表 2-3 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋

地貌	立體圖 微地形	影像現況	特徵描述
蝕溝 (gully)			山區土石流之土砂料源區主要以崩崖及蝕溝地形內之崩積土層所供應。蝕溝於立體地圖上多沿河道溯源侵蝕發展，其線型延伸指向上游處，向下則與主河道相交，蝕溝地形多位處傾斜的山麓斜坡。
坡面型土石流 (hillslope debris flows)			坡面型土石流好發蝕溝或崩崖坡趾處，坡面陡峭，多數為源頭區崩塌直接轉化而成。發生區與堆積區相連，流動段不明顯。常於溝谷可見受兩側支稜拘限之舌狀堆積扇，且堆積扇的角度較陡。
溪床型土石流 (stream debris flow)			溪床型土石流因前端波峰多為巨礫集中之堆積體，於地形上常形成一隆起之堆積地貌，好發於河道流動段，尤以於小規模或間歇性陣波型土石流。部分波峰兩側後端會伴隨側積堤地貌。
側積堤 (natural levee)			平行於河道兩側呈帶狀隆起分布(於彎道處亦可能近僅有一側)，與河床間具有特定高程落差，常於河道流動(輸送)或堆積段出現，多伴隨礫石型土石流形成。土石流發生頻率較高之溪流，常可發現多次沉積之側積堤樣貌。
堆積扇 (debris fan)			於河道堆積段或谷口擴散段(坡度：3-6°)，具有一扇型前緣之鬆散土石堆積。因其土砂堆積較為鬆散，

第三章 研究方法與分析

第一節 研究區域地文及水文特性

一、平廣溪流域

平廣溪流域位於台灣北部(圖 3-1)，隸屬淡水河水系，為新店溪支流，全長約 7.5 km，集水面積為 19.4 km^2，最大高程為 970m、最小高程為 45m，平均坡度約 9.85°。流域分布於新北市新店區西南部，主要發源於獅頭山、加久嶺、平廣山和拔刀爾山， 向東北流經平廣，於廣興匯入新店溪主流。由於雪山山脈主嶺線偏東南，東南斜面之地形較西北斜面陡急，溪溝坡降大。新店溪之上游主流為南勢溪，流經烏來、屈尺、直潭、新店、景美，至江子翠與大漢溪交會，形成淡水河主流。流域內主要分為三個支流，包括桶後溪、北勢溪、以及景美溪等。新店溪流域內主要地 勢起伏較大，由烏來向南勢溪上游，沿河谷兩岸峽谷地勢明顯，直到最上游扎孔溪集水區，是流域內高程最高處。

本研究區之氣候條件與臺灣北部區域近似，屬於亞熱帶氣候，高溫多雨，年平均雨量 2,000 mm 以上，年降雨天數約 160 天，年均溫約 23 度。主要降雨多集中於夏季(6-9 月)，秋、冬兩季則受東北季風影響(10 月至隔年 3 月)，常有綿綿細雨。平廣路為研究區內之主要對外聯繫道路，歷史上之重要致災颱風則以 2001 年納莉颱風、2012 年蘇拉颱風及 2015 年蘇迪勒颱風為主，對平廣溪集水區所造成之土砂災害影響亦最為嚴重。

根據中央地質調查所 1/50,000 新店圖幅地質圖(中央地質調查所，2015)所示，研究區之地層主要由大寮層、木山層、大桶山層、粗窟層及少數石底層組成，各地層之岩性組成詳表 3-1，地層分佈狀況則如圖 3-2 所示。主要斷層為忠治斷層(左移斷層)、屈尺斷層(逆斷層)、以及信賢斷層(左移斷層)等，穿過地層使褶皺平行分布在各斷層間。除了斷層和褶皺分布密集，本區域的風化作用亦相當旺盛，反應在地表土層以及節理分布，土層主要由黏土、泥、砂等碎屑物組成，崩滑面裸露岩石可觀察到許多節理分布。高程分佈主要為 400 至 600 公尺範圍佔 33%為重，其次為 200 至 400 公尺之 31.46%；坡度分布以 30 至 40 度範圍佔 30%為重，其次為 20 至 30 度之 28%。各區間比例如表 3-2。

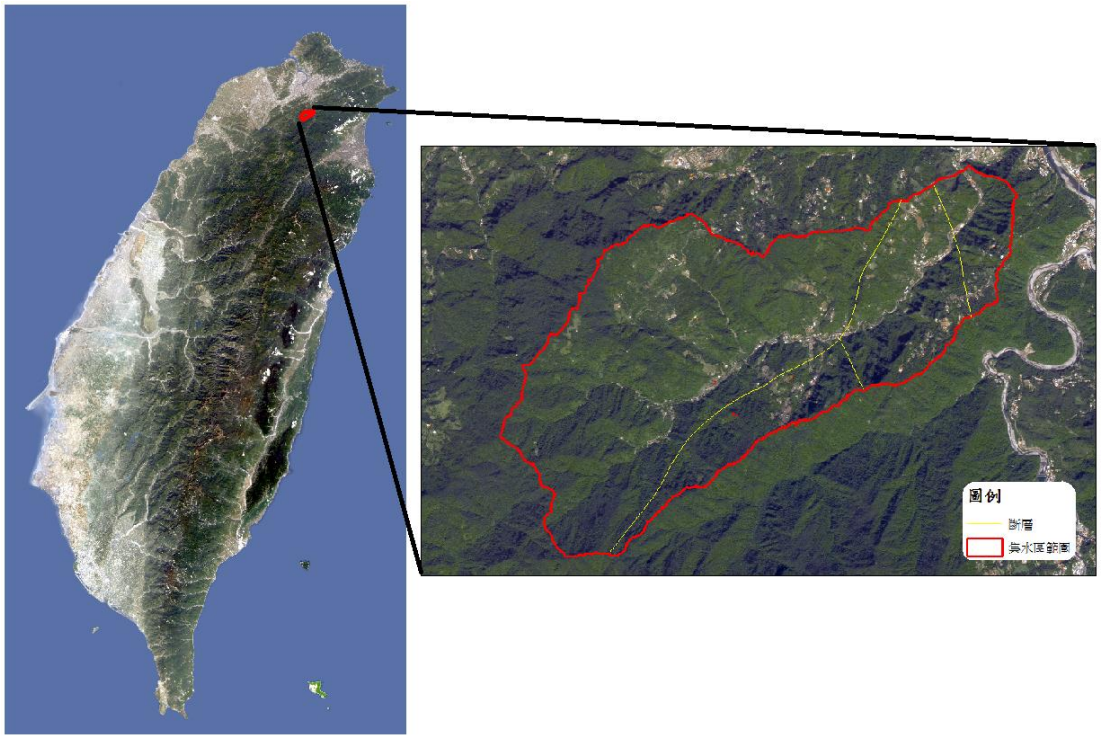


圖 3- 1 平廣溪流域位置圖

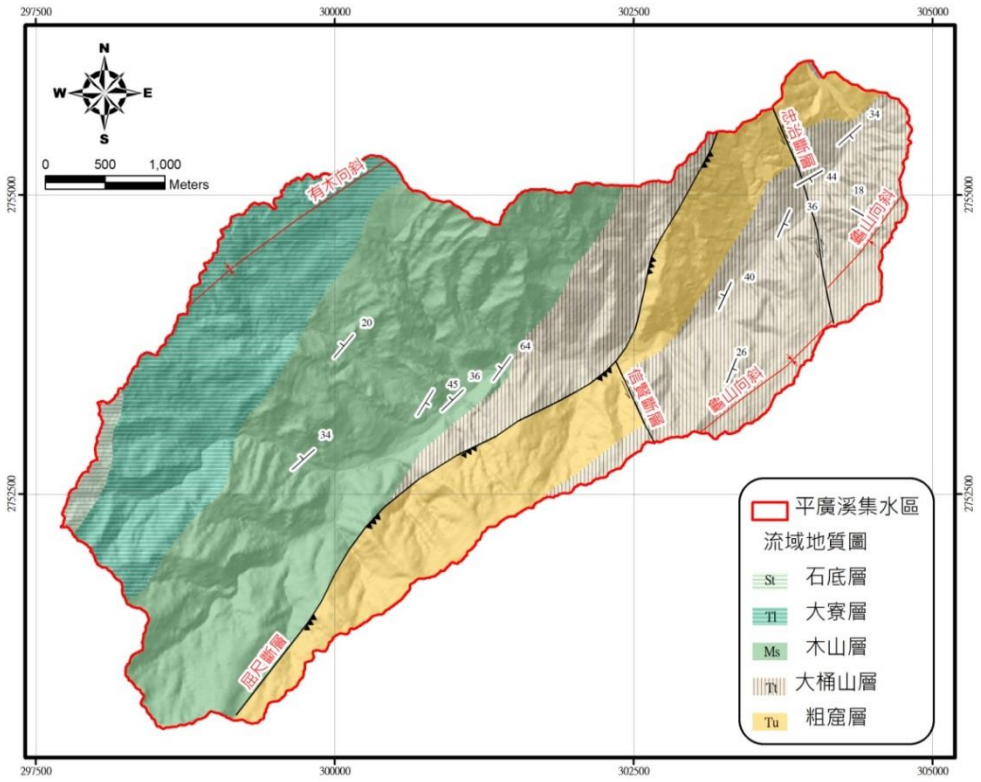


圖 3-2 平廣溪集水區地質圖

表 3-1 平廣溪流域地層與岩性描述

地層種類	岩性描述
石底層	岩層為淺灰色至白色砂岩、灰色砂岩、灰黑色頁岩互層，本層含煤層。
大寮層	厚層塊狀砂岩和頁岩或砂岩、頁岩互層所組成。
木山層	以白色中粒至細粒正石英砂岩為主，多成厚層或塊狀。灰黑色頁岩常與砂岩構成互層。本層含煤層
大桶山層	以硬頁岩為主，間夾薄層灰色泥質砂岩或砂岩。新鮮岩層呈塊狀，組織堅緻；風化後多呈現洋蔥狀剝理，碎片具有尖銳稜角。砂岩或泥質砂岩呈細粒至中粒結構，質地堅硬，常向上、下逐漸遞變為硬頁岩，缺乏明顯層面。
粗窟層	為深灰色硬頁岩與灰色極細粒泥質砂岩互層，含有較多砂岩成分，形成厚層硬頁岩及砂岩互層。

表 3- 2 平廣溪高程坡度地質佔比例表

高程區間(m)	佔比例(%)
<200	10
200~400	31
400~600	33
600~800	22
>800	4
坡度區間(度)	佔比例(%)
<10	5
10~20	16
20~30	29
30~40	30
40~50	16
50~60	3
60~70	0.5
>70	0.5
地質分布	佔比例(%)
石底層	1
粗窟層	18
大寮層	18
大桶山層	26
木山層	37

二、陳有蘭溪流域

陳有蘭溪位於南投縣信義、水里、鹿谷鄉境內(圖 3-3)，為濁水溪之重要支流之一，整體地形為南高北低、東高西低。流域主流長約 42 公里，流域面積約為 449 平方公里，為南北縱向流路的溪流，也是濁 水溪之重要支流之一。主流發源於玉山北麓，匯集該坡面及西方阿里山山脈東坡與郡大山脈之水流，向北於水里鄉注入濁水溪主流。陳有蘭溪主流長約 42.2 km、流域面積約 447.3 km2、主流平均坡降約 6.75。陳有蘭溪流域平均高程為 1,582 公尺，分布於 1,000-2,000 公尺

之間主要為沖積扇，約總面積 50%；分布於 500-1,000 公尺之間主要為河道氾濫平原，約總面積 19%；分布於 2,000 公尺以上為玉山北麓及望鄉山與西巒大山西坡，約總面積 30% (林基源，2003；蔡念浯，2013)。

陳有蘭溪流域動層經過眾多，包含地利斷層、東埔斷層、水里坑斷層(逆斷層)、沙里仙溪斷層、獅頭山斷層、眉溪斷層、神木斷層、苦嶺腳斷層、陳有蘭溪斷層、霍薩溪斷層。

研究區域內的地層(表 3-3)包含了始新世的白冷層，此地層岩性以灰白色厚層中粒至粗粒石英砂岩為主，間夾深灰色炭質頁岩、灰色緻密粉砂岩、薄至厚層的細粒至中粒砂岩與頁岩之互層，薄至厚層礫石層及薄煤層。中新世的和社層、樟湖坑頁岩以及深坑砂岩，其中和社層以塊狀或厚層砂岩與薄層頁岩之互層所成。自民國 85 年賀伯颱風、民國 88 年 921 集集大地震、民國 90 年桃芝颱風以及民國 98 年莫拉克颱風等，皆在研究區內造成多次崩塌及土石流等災情，亦對生命財產形成嚴重衝擊。

研究區域內高程分佈(表 3-4)以介於 1000 至 1500 公尺(25%)與介於 1500 至 2000 公尺(24%)為重，坡度分佈以介於 30 至 40 度(31%)與介於 40 至 50 度(27%)為重。根據前人的研究，易發生土石流事件之河流主流坡降多在 10°~25°（蘆田和男，1983；張東炯等，1996）。陳有蘭溪相關地文因子研究中，林基源(2002)曾建立土石流危險程度分析方法，介選定危險度評估因子引入危險指數 DH(debris-flow hazard index)，並將分析結果分級。范正成(2001)提出一級溪流土石流危險因子與發生之臨界降雨量關係。陳有蘭溪河谷沖積扇發達及崩塌地多為地形上之特色（李錫堤，1996）。

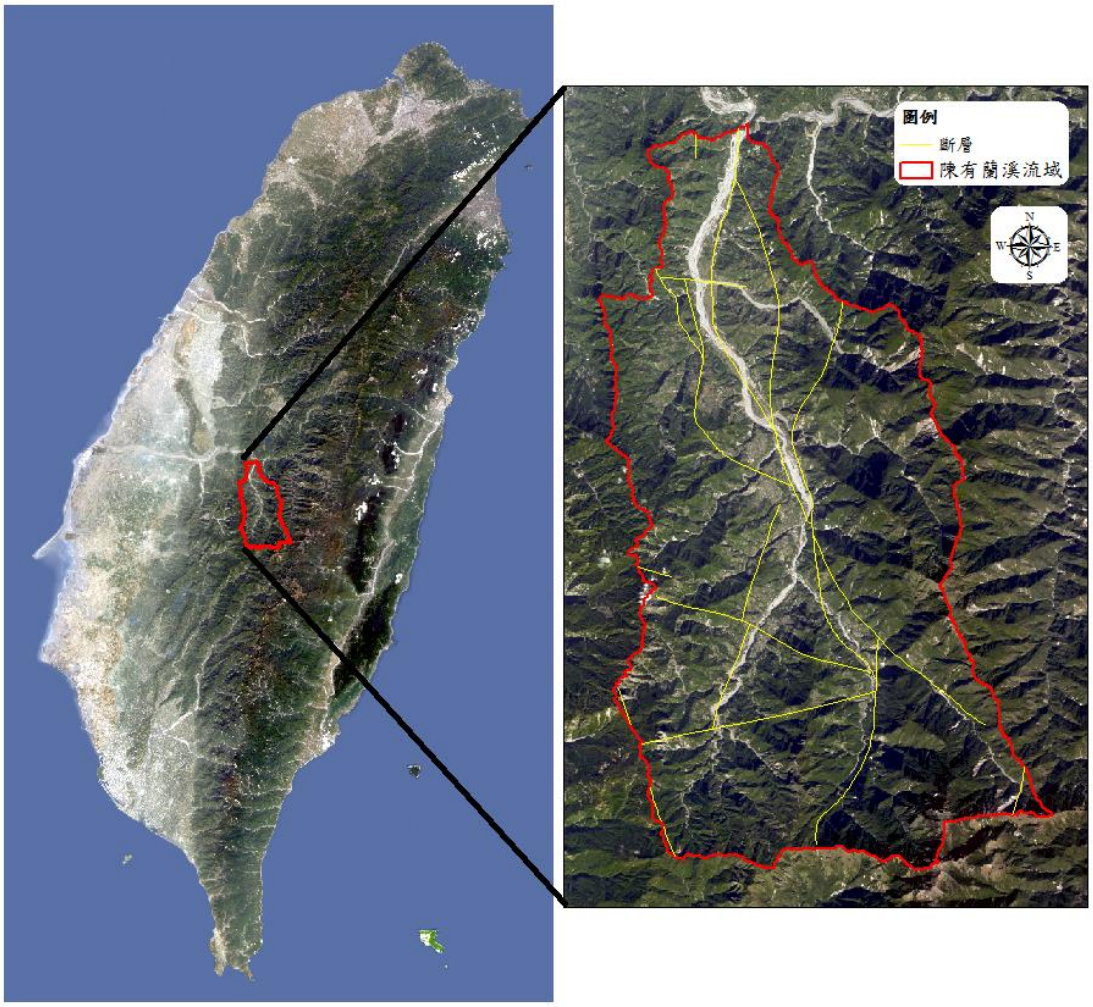


圖 3- 3 陳有蘭溪流域位置圖

表 3- 3 陳有蘭溪流域地層與岩性描述

地層種類		岩性描述
桂竹林層	魚藤坪砂岩段	為第三紀未變質沈積岩。岩層以泥質砂岩為主，仍含多量頁岩互層。
	關刀山砂岩段	為第三紀未變質沈積岩。岩層為細至中粒的淡青色砂岩、夾有深灰色頁岩。
南莊層		為第三紀未變質沈積岩。岩層以淡灰色細粒厚層砂岩為主
水長流層		古第三紀的變質岩區。岩層為灰黑色硬頁岩、輕度變質的頁岩。
白冷層		古第三紀的變質岩區。岩層為堅硬的厚層至塊狀變質砂岩。
十八重溪層		古第三紀的變質岩區。岩層為變質厚層板岩及與薄層變質砂岩互層。

表 3- 4 陳有蘭溪高程坡度分佈表

高程區間(m)	佔百分比(%)
121~500	3.1
500~1,000	19.9
1,000~1,500	24.8
1,500~2,000	23.7
2,000~2,500	18.0
2,500~3,000	8.2
3,000~3,500	2.0
3,500~3,926	0.3
坡度區間(度)	佔百分比(%)
<10	8
10~20	7
20~30	16
30~40	31
40~50	27
50~60	9
>60	2

三、旗山溪流域

旗山溪 (又名楠梓仙溪) 集水區位於高雄市甲仙區(圖 3-4)、那瑪夏區、桃源區及嘉義縣阿里山鄉，中上游河川兩岸屬於河階地縱谷地形，河道蜿蜒遷徙不定，直至下游與荖濃溪於高雄縣嶺口處匯合入高屏溪。主流長度約 117 km，於甲仙以上之旗山溪上游集水區面積約 432.6 平方公里，坡度小於 40%以下者佔總集水區之 24.8%，坡度 40%至 55%以上者佔 20.6%，坡度大於 55%以上者佔 54.6%，屬於坡度較陡集水區。旗山溪集水區屬於亞熱帶海洋季風氣候，集水區 內歷年平均氣溫約為攝氏 24.2℃，以 7 月份平均約 28.0° C 為最高月份。集水區平均年雨量約 2,211 至 3,080mm，90%年雨量集中於 5 月至 10 月豐水期，各月份降雨量以 8 月最多。

集水區地層(表 3-5、圖 3-5)由三峽群 (由頁岩和細粒砂岩組成)、廬山層 (硬頁岩、板岩及千枚岩和砂岩互層所組成)、沖積層 (由粘土、坋土、砂和礫石所組成)、瑞芳群 (由頁岩和泥質砂岩所組成)、台地堆積層 (主要成分為未經膠結 之礫石、土、砂) 及新高層 (由深灰色板岩、千枚岩、 薄層到中層石英岩及不規則礫岩層組成) 等 (何春蓀，1986)。旗山溪上游地區 (位於高雄縣那瑪夏鄉與南投縣信義鄉交界處)以南莊層 (砂岩、深灰色頁岩及砂岩與頁岩薄葉互層) 與南港層 (相當地層，以火成岩為主) 為主，而從上游至甲仙一帶，則以長枝坑層(青色或青灰色細粒砂岩或泥質砂岩與黑色頁岩所形成 之帶狀戶層為主)及紅花子層 (由兩種岩性所組成，一為厚層粉砂岩，另一為粉砂岩與細砂岩之巨厚互層) 為主，部分地區則屬於三民頁岩 (主要分佈在上游，以深灰色緻密頁岩為主，間夾灰色鈣質薄層粉砂岩，下部 則夾有薄透鏡狀炭質頁岩或煤層)、鹽水坑頁岩 (以巨厚、塊狀之頁岩為主) 及糖恩山砂岩 (可分為下部砂岩段、中部砂岩段及上部粉砂岩段；下部砂岩段為以平行紋理之厚層細砂岩，夾薄至中層之細砂岩及粉砂質頁岩互層；中部砂岩段為塊狀頁岩；上部粉砂岩段為粉砂岩細砂岩互層) 為主(陳樹群等，2012)。

旗山溪流域斷層經過眾多，包含五里埔斷層、內磅斷層、內英斷層(逆斷層)、十八家斷層、小林斷層(逆斷層)、平溪斷層、廣林斷層(逆斷層)、旗山斷層、月光山斷層(逆斷層)、枋寮斷層、沙里仙溪斷層、滴水斷層、甲仙斷層及茅窩斷層。旗山溪流域前人研究於評估各地文因子之顯著與否方面，沈哲緯(2013) 採用遙測影像、現地調查結果、農委會水保局 95～99 年土石流易致災因子調查資料及各項分析成果，萃取土石流發生三元素作為 評估因子（地形、降雨及土砂

來源，合計 101 個因子），以主成分分析與相關 性分析。經篩選獲致「各潛勢溪流線 50 公尺環域範圍內之前其崩塌率」、15 項地形因子及「累積降雨量與時雨量」2 項雨量因子，合計共 18 個顯著發生因子。林基源(2012)以陳有蘭溪流域為研究區域，不考慮保全對象，以地理資 訊系統軟體 ArcView 與 WinGrid、影像分析軟體 ERDAS IMAGINE，建立 影響因子基本資料庫，配合 SPSS 統計軟體進行影響因子之顯著性與獨立性檢定。經由兩獨立樣本檢定、相關性檢定與主成份分析，結果選定集水區面積、河川頻率、形狀係數、主流平均坡度、地層指標、斷層長度、植生不良地面積與作物覆蓋管理因子等八個影響因子為評估土石流發生潛能之指標。

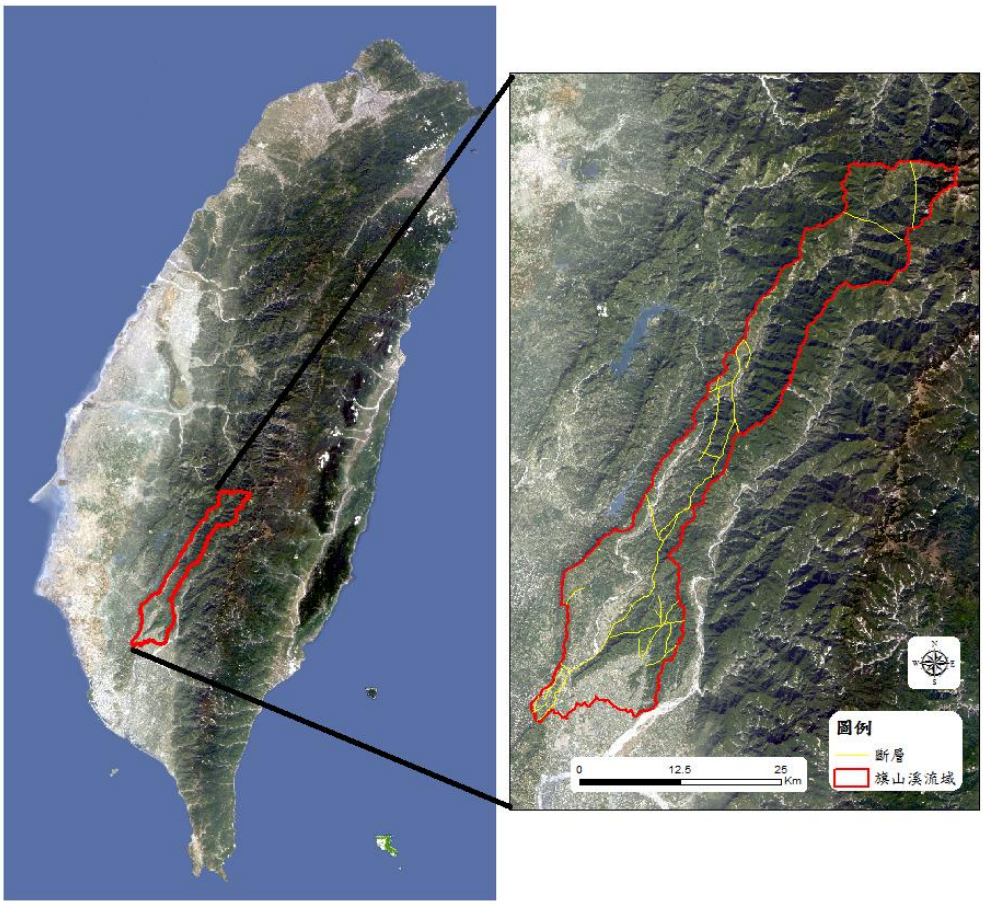


圖 3- 4 陳有蘭溪流域位置圖

表 3- 5 旗山溪流域地層與岩性描述

地層種類	岩性描述
三峽群	頁岩和細粒砂岩組成。
南莊層	為第三紀未變質沈積岩。岩層以淡灰色細粒厚層砂岩為主。
廬山層	硬頁岩、板岩及千枚岩和砂岩互層所組成。
沖積層	粘土、坋土、砂和礫石所組成。
瑞芳群	頁岩和泥質砂岩所組成。
台地堆積層	主要成分為未經膠結之礫石、土及砂。
新高層	深灰色板岩、千枚岩、薄層到中層石英岩及不規則礫岩層組成。
南港層	相當地層，以火成岩為主。
長枝坑層	青灰色細粒砂岩或泥質砂岩與黑色頁岩所形成之帶狀戶層。
紅花子層	由兩種岩性所組成，一種厚層粉砂岩，另一種為粉砂岩與細砂岩之巨厚互層。
三民頁岩	深灰色緻密頁岩為主，中間夾灰色鈣質薄層粉砂岩，下部則夾有薄透鏡狀炭質頁岩或煤層。
鹽水坑頁岩	巨厚、塊狀之頁岩為主。
糖恩山砂岩	可分為下部砂岩段、中部砂岩段及上部粉砂岩段；下部砂岩段為以平行紋理之厚層細砂岩，夾薄至中層之細砂岩及粉砂質頁岩互層；中部砂岩段為塊狀頁岩；上部粉砂岩段為粉砂岩細砂岩互層。

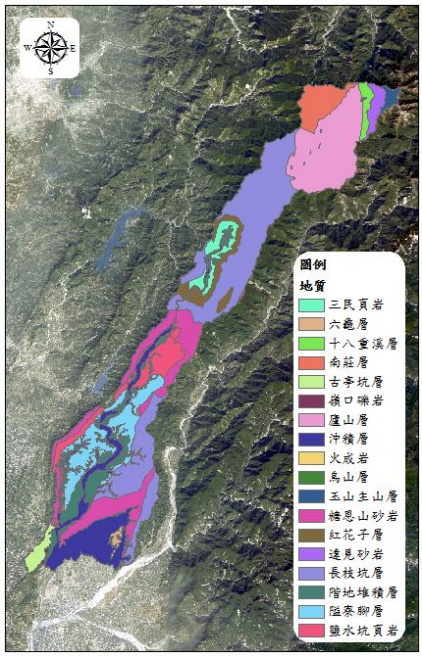


圖 3- 5 旗山溪地質分布圖

四、卑南溪流域

卑南溪位於台灣東南部(圖 3-6)，全長約有 84.35 公里，流經台東縣的七個鄉鎮市，分別是海端鄉、池上鄉、關山鎮、鹿野鄉、延平鄉、卑南鄉、台東市，至中華大橋後注入太平洋。卑南溪主流上游為新武呂溪，其最遠源流為大崙溪，發源於中央山脈的卑南主山東側，支流為鹿野溪、鹿寮溪。集水區面積約 1,603.21 平方公里，主流全長 84.35 公里，河床平均坡降約 1/165。流域高程坡度分布(表 3-6)以高程小於 500 之 20%與高程介於 1500 至 2000 公尺之 20%為重；坡度以 20 至 30 度區間佔 22%與 30 至 40 度區間佔 29%為重。

集水區的地質概況(圖 3-7)，西側為中央山脈的變質岩區，岩體以畢祿山層及大南澳片岩群為主；東側則是以利吉層的灰色泥岩為主，以及少部分的都蘭山火成岩體及大港口層。斷層經過眾多(圖 3-6)，包含九華山斷層、利吉斷層、卑南山斷層、嘉寶斷層、小禿山斷層、新武斷層、永豐斷層、池上斷層、清水斷層、紅葉斷層、茂林斷層、郡東山斷層、都鑾山斷層、關山斷層、隘寮北溪斷層與鹿野斷層。

河流自中央山脈發育後至花東縱谷沿縱谷斷層轉向南，再由台東市北方向東注入太平洋(經濟部水利署，2014)。卑南溪流域屬亞熱帶氣候，年平均降雨量大約 2,100 毫米。受梅雨季與颱風的影響，大部份降雨集中於每年 5 月至 10 月，佔全年降雨量約 75%。卑南溪流量豐枯水期變化劇烈，在最下游的台東大橋流量站，測得大約 1,500 萬立方公尺的年逕流量，每年預估的輸砂量高達 8,800 萬頓(Dadson et al., 2003)。

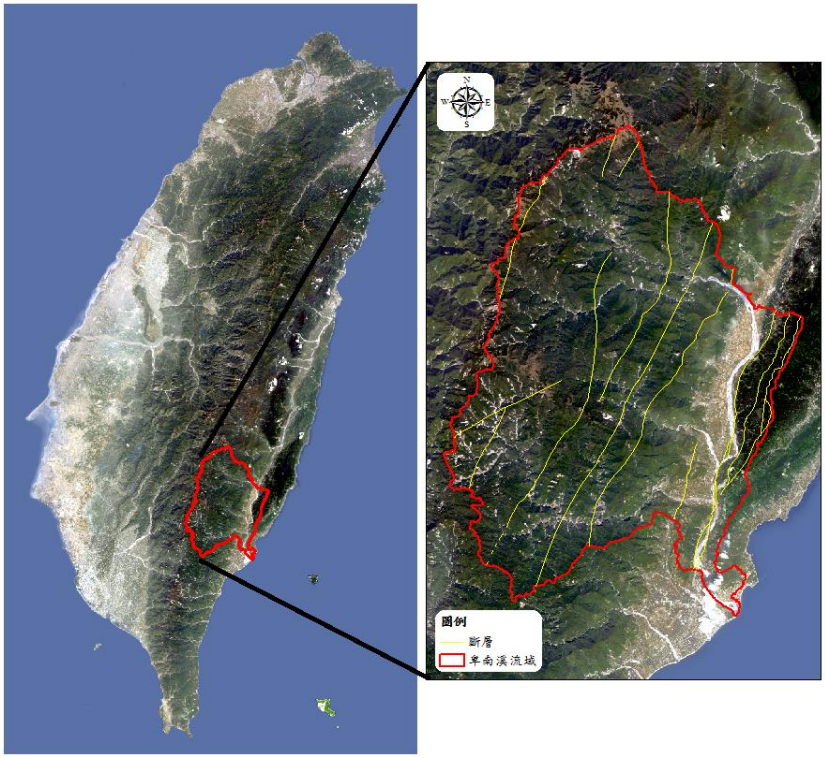


圖 3- 6 卑南溪流域位置圖

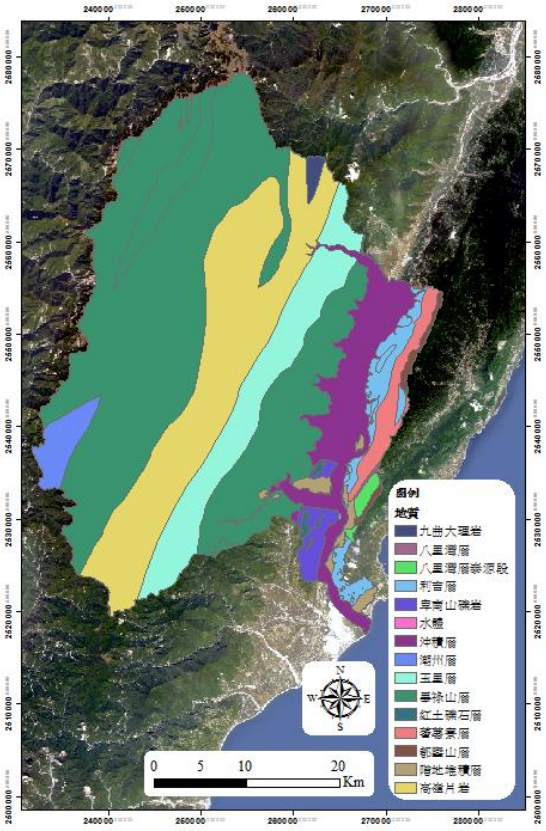


圖 3- 7 卑南溪流域地質圖

表 3- 6 卑南溪高程及坡度分佈

高程區間(m)	佔比例(%)
<500	20
500~1000	14
1000~1500	18
1500~2000	21
2000~2500	17
2500~3000	8
>3000	2
坡度區間(度)	佔比例(%)
<10	11
10~20	9
20~30	22
30~40	29
40~50	20
50~60	8
>60	1

五、花蓮溪流域

花蓮溪流域位於台灣東部的花蓮縣境內 (圖 3-8)，總流域面積 1507 平方公里，主流長度約 57 公里，集水區成狹長型，各主要支流由西側匯入花蓮溪主流。花蓮溪主要四大支流由北至南分別為木瓜溪、壽豐溪、萬里溪及馬鞍溪，這些支流都是從西向東流，流入花東縱谷平原與花蓮溪主流匯聚。花蓮溪流域高程(表 3-7)分布以高程小於 500 公尺佔比例最高(34%)，其次為 1000 至 1500 及 1500 至 2000 的 15%；坡度分布以 30 至 40 度區間佔 25%最高，其次為坡度小於 10 度的 22%。花蓮溪為地勢起伏較高的流域，因此當支流匯入主流的縱谷區域時，因坡度驟降，颱風豪雨期間洪流挾帶大量砂石，砂石容易淤積於下游的縱谷平原地帶。由地形證據顯示，古花蓮溪原本貫

穿花東縱谷的北段，往南可延伸至現今秀姑巒溪縱谷段的河道。後因河川襲奪，古花蓮溪上游改道匯入秀姑巒溪並自瑞穗東行入海，故其下游河道失去源頭，集水面積變小、致流量減少。

花蓮溪主要地質(表 3-8)以花東縱谷平原為界，西邊主要以片岩及大理岩組成，而東邊海岸山脈主要由安山岩及砂頁岩所組成。在板塊相互擠壓以及岩石的風化下，易產生大量的砂石，當颱風來臨時河川易挾帶大量砂石至下游地區。花蓮溪斷層經過複雜，包含九華山斷層、五甲斷層、壽豐斷層、天長山斷層、奇萊山斷層、嶺頂斷層、新社斷層(逆斷層)、望溪斷層(逆斷層)、洛韶斷層、清水嶺斷層(逆斷層)、清流斷層、王武塔山斷層(正斷層)、瑞穗斷層、米崙斷層、萊山斷層、萬榮斷層、馬錫山斷層(逆斷層)、龍溪斷層。

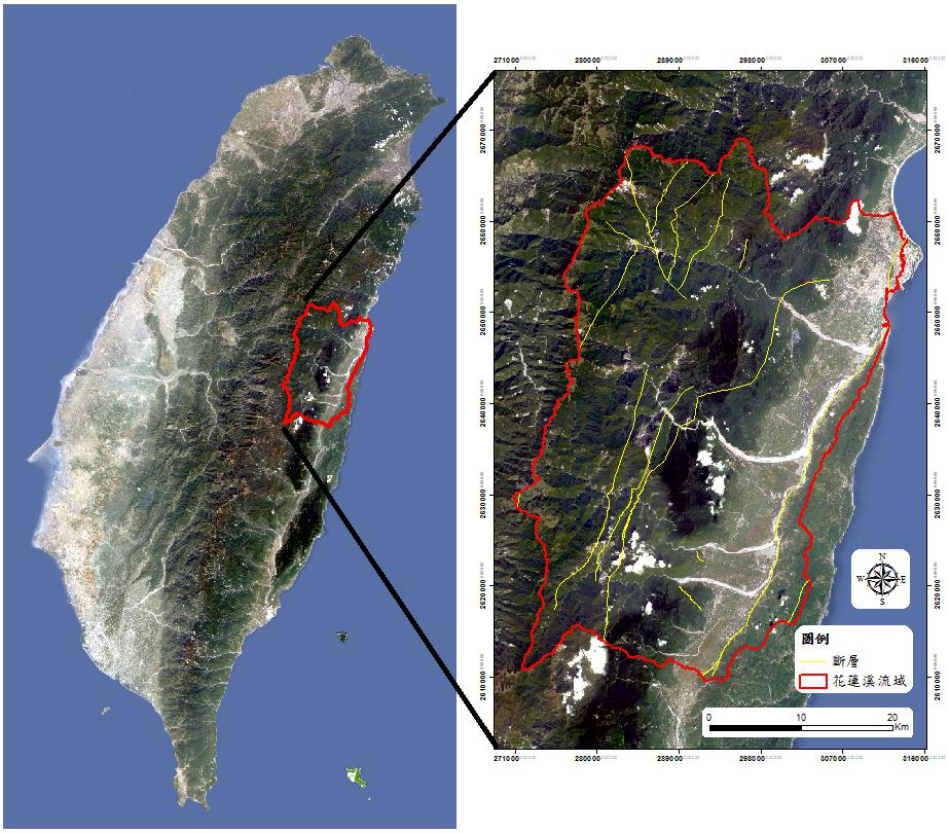


圖 3- 8 花蓮溪流域分布圖

過往研究對東部與全台沖積扇研究,如木瓜溪流域 (楊貴三,1992)、花東縱谷 (張瑞津等，1994；沈淑敏等，2007)、蘭陽平原 (師宗遠，1992；張瑞津等，1995)、高屏溪谷與潮州斷層崖 (張瑞津等，1995)、全島者 (楊淑君，1996；張瑞津，1997；齊士崢、宋國城，2000)。其中八卦台地(孫稜翔,2011)以 33 個沖積扇分析與集水區之地文關係，指出八卦臺地沖積扇面積與集水區面積相關性低,反觀集水區之落差與平均坡度對於沖積扇之分類結果 (沖積扇坡度相對於集水區面積之大小) 具關鍵之影響。沈淑敏 (2007) 則以花東縱谷北段中央山脈側的溪溝為對象，利用多種判釋方法從二百多條溪流的谷口判釋 出 39 個沖積扇，用本研究之高含砂與土石流門檻值亦能適用。

表 3- 7 高程及坡度分佈

高程區間(m)	佔比例(%)
<500	34
500~1000	13
1000~1500	15
1500~2000	15
2000~2500	12
2500~3000	9
>3000	2
坡度區間(度)	佔比例(%)
<10	22
10~20	6
20~30	17
30~40	25
40~50	20
>50	10

表 3- 8 花蓮溪地質組成表

地質年代		地層	組成岩層
現代		沖積層	土、砂、礫石
新生代	更新代	台地堆積	礫石、紅土、土、砂
	中新代	大港口層	頁岩、砂岩、礫岩
		都巒山層	集塊岩、凝灰質砂岩、石灰岩
古生代晚期		大南澳片岩	黑色片岩、綠色片岩、砂質片岩

資料來源：改繪自張淑娟(2014)

第二節 研究分析方法

一、資料蒐集應用

本研究利用 Arc GIS 軟體萃取所需之地文因子並計測集水區險峻值(MR)，各子集水區產生皆利用 Arc GIS 10.2 軟體外掛程式水系分析軟體（Arc Hydro）計算獲得，高程資料以 5m DEM 萃取。其次，以 Python 撰寫編程應用於 ModelBuilder 環境中的 Arc GIS 外掛工具，並將結果以 SPSS 統計軟體做分析。

二、河川級序分析

本研究將東部兩個流域(卑南溪流域及花蓮溪流域)河川級序分析其數量級差異，其後以無因次化後做其他三處流域(平廣溪、陳有蘭溪及旗山溪)做比較。Horton(1945)之研究結果顯示，在坡度、岩性相似之環境中，河流級數越高、該區段之坡度越緩；而流域面積越大者代表發育時間越長，有助於研判時間、河級、流域面積之間的關係(蕭

謙麗，1999)。河流級序區分以 Horton (1945)與 Strahler(1952) 的級序分法最為普遍。Horton 之河流級序區分法以無支流匯入的溪流認定為 1 級，兩條 1 級河流匯入之溪流，即為 2 級溪流，而且其 1 級河流之主流亦提升為 2 級溪流，若有兩條 2 級河流匯入，即為 3 級溪流；且其 2 級河流之主流亦提升為 3 級溪流，以此類推。由發源地至出海口之主流等級即為該流域內之最高等級水流(Horton，1945)。而 Strahler 河流等級區分法則以 Horton 之方法為基底加以修改，修正無支流匯入之水流認定為 1 級，有兩條 1 級河流相匯之水流即為 2 級，但低級河流之主流注入高級河時卻不提升其等級，依此類推(Strahler，1952) ，上述方法之示意圖如圖 3-9 所示。簡而言之，兩方法之最大差別在於 Horton 針對整條河流加以分級，而 Strahler 是將一條河流分割(Segment)成幾個等級河段。

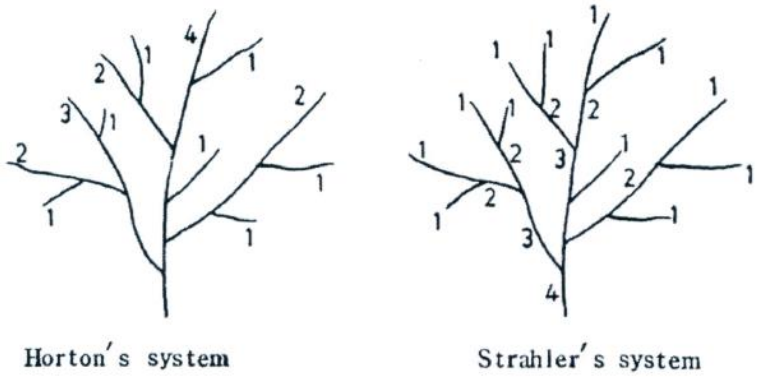


圖 3- 9 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖

本研究進行水文分析前須先檢視 ArcGIS 的 Hydrology Tools 所模擬出來之水系。由於 ArcGIS 水系之模擬根據水保局提供之 DEM，若輸入之 DEM 有包含道路，則所模擬出來之水系則有可能沿著道路而非實際水系；再者，需檢視河系級序是否因模擬出的水系脈太過密集，

導致高估子集水區的河川級序(圖 3-10)，故須做檢視及校正。本研究根據陰影圖(hillshade)及道路圖(交通部)判釋道路位置，將沿道路之水系部分刪除，再依據等高線圖繪製有可能之水系圖。其後，配合地形開闊度圖 (topographic openness) 概念 (Doneus, 2013)，疊合坡度圖(slope map)、陰影圖 (shading relief)、天空開闊度圖 (sky view factor map, SVF) 等圖資，產製災前之天空開闊度立體圖(sky view relief map, 簡稱 SVRM)，並予以判釋道路及過密水系之主流流路。

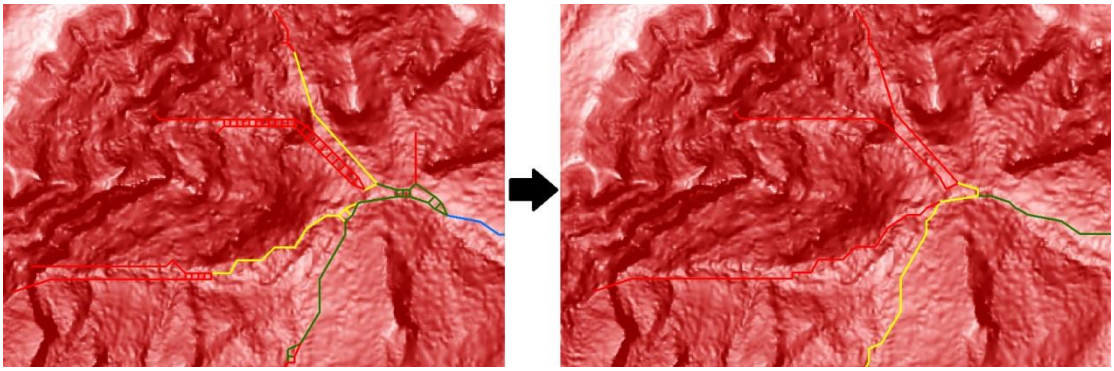


圖 3- 10 河川級序修正圖

三、集水區溝床門檻值分析

累積匯流面積與坡度之關聯性，前人做了許多研究(Tarboton et al., 1991,1992；Montgomery et al., 1993； Montgomery, 2001；Tucker et al., 1998；McNamara et al., 2006)。圖 3-11 所示(Montgomery et al., 1993)，可知溝床的溯源侵蝕過程中，在縱向匯流過程中會產生溝床遷急點 (inflection point)，該點常為坡面與河流的交界處。然此與水保局之溪流線起點之定義並不一定相合。故以下將針對遷急點與溪流起點之關係進行探討。

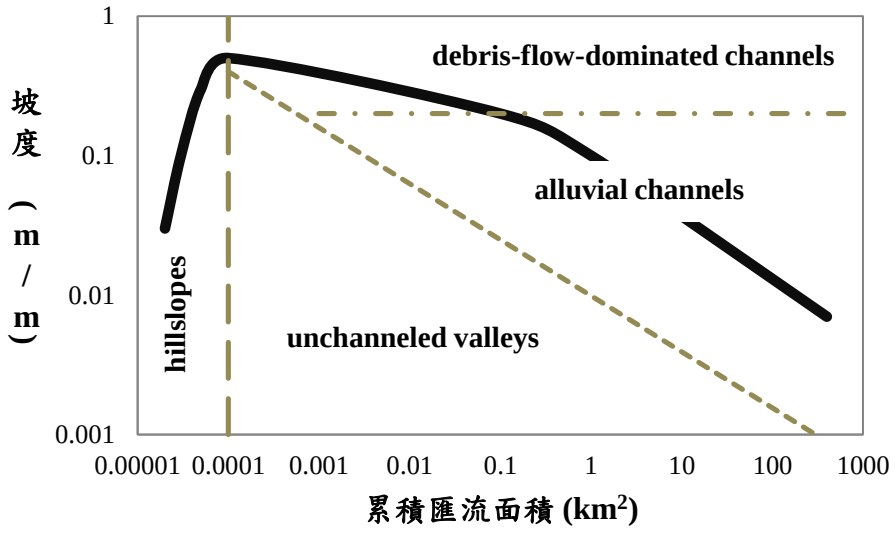


圖 3- 11 累積匯流面積與坡度關係圖

圖 3-12 為坡度與累積匯流面積關係圖，該坡面坡度最陡處為點 A_B，而溪流起點位置之累積匯流面積為 A_c (圖中之 A_{c1} 或 A_{c2})。以溪流起點位置之累積匯流面積為基準(A_c)進行累積匯流面積無因次化，並探討坡度最陡處(遷急點)相對於溪流起點位置之分佈。資料分析時取溪流起點位置及上、下游各二點之坡度進行分析以找出遷急點之坡度及其匯流面積。圖 3-13 為無因次化累積匯流面積與坡度關係圖，當 A_B/A_c <1 時(即坡面最陡處在溪流起點上方)，表示該溪流尚未達到最陡處，河道為正在發展中，發生土石流機率較大；當 A_B/A_c >1 時(坡面最陡處在溪流起點下方)，該河道已發展較為完整，故發生高含砂水流機率較大。

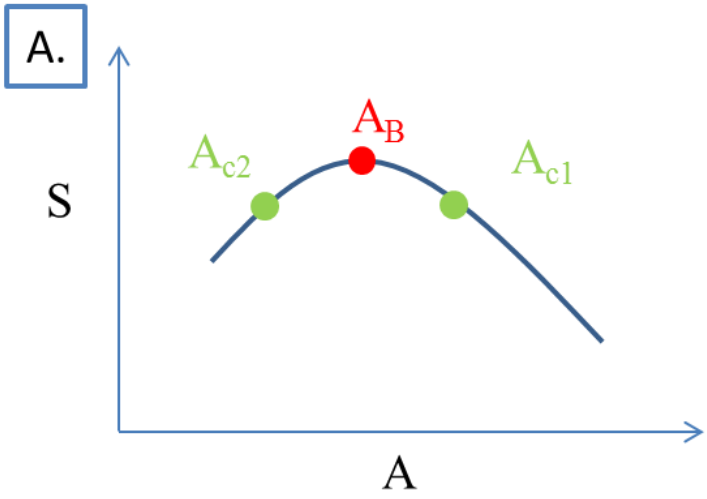


圖 3- 12 坡度與累積匯流面積示意 A 圖

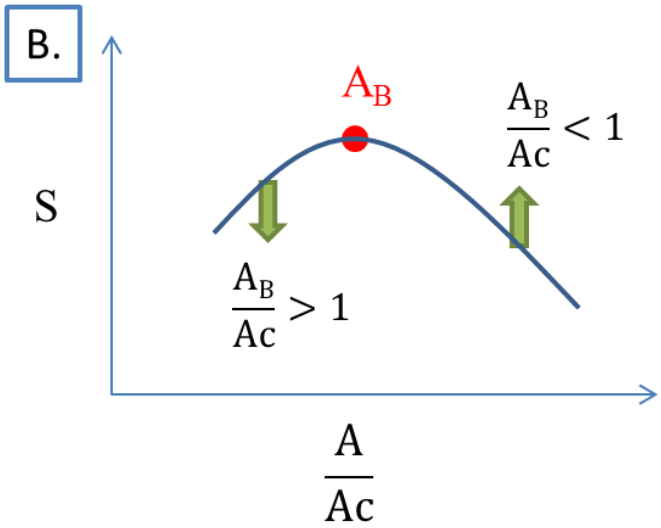


圖 3- 13 坡度與累積匯流無因次面積示意 B 圖

本研究根據前述水土保持局溪溝之定義，找出不同子集水區之溪流起點處(A_c)及相應坡面或溪溝之遷急點累積匯流面積(A_B)進行無因次化及統計分析($x=A_B/A_c$)。假設機率密度函數 f(x)及累積機率 p(x)分別為:

$$f(x)=Cxe^{-ax} \quad (3\text{-}1)$$

總累積機率為 $p(\infty)=\int_0^{\infty} f(x)\,dx = 1$ (3-2)

對式(3-1) 微分得到機率密度最大值發生在

$$x= \frac{1}{a} \tag{3-3}$$

將(3- 1)帶入(3- 2) , $p(\infty) = -C\left[\frac{e^{ax}}{a^2}(ax+1)\right]_0^{\infty}$

$$= C\left[\frac{1}{-a^2}(-1)\right]= \frac{C}{a^2} =1$$

$$\therefore \quad c=\boldsymbol{a^2} \tag{3-4}$$

累積機率 $p(x)= \int_0^x f(x)\,dx = [1 - e^{-ax}(1+ax)]$ (3-5)

由前人研究(黃, 2017) ，平廣溪、陳有蘭溪及旗山溪流域之土石流潛勢溪流的遷急點最大機率最大值發生在 x= 0.75 ， $a = 1.33$ 。平廣溪各子集水區遷急點發生機率與 A_B/A_c 之關係如圖 3-14 所示，其最大機率介於於 0.75-1 之間，表示集水區之 A_B/A_c 發生最大機率小於 1，集水區遷急點在溪流線上方，且發生土石流機率較大。

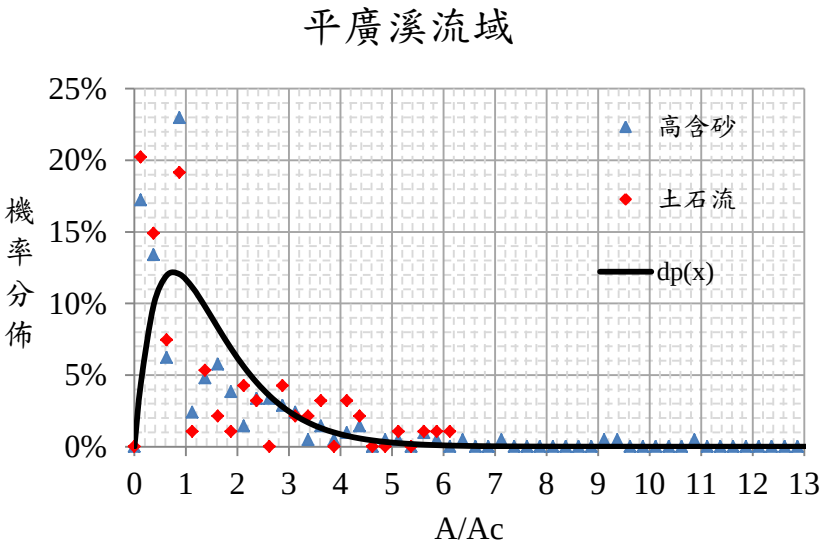


圖 3- 14 平廣溪集水區發生機率與 AB/Ac 之關係圖

根據累積機率函數(3-6 式)可繪成圖 3-15，並可求得各間距(間距為0.25)之累積機率(3-7 式)。

$$\therefore\ p(x)= 1 - e^{-1.33x}(1 + 1.33x) \tag{3-6}$$

$$dp(x)= p(x + \Delta x) - p(x) = \int_{x}^{x+\Delta x} f(x)dx \tag{3-7}$$

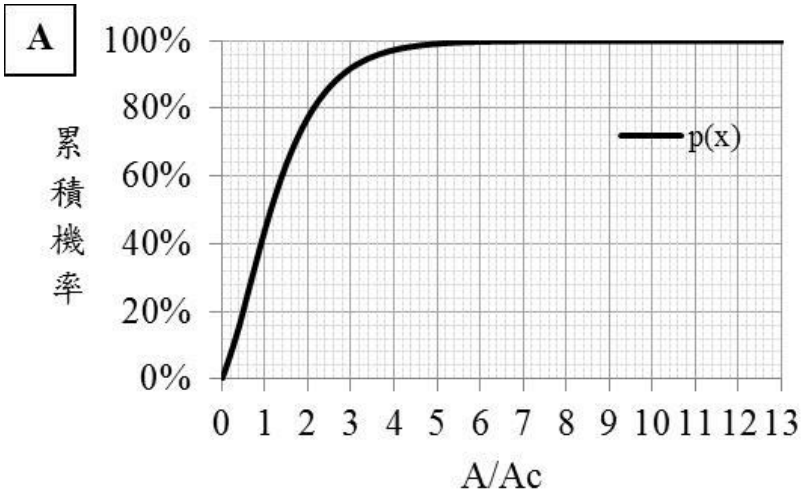


圖 3- 15 累積機率密度分布 A 圖(a=1.33, Δx=0.25)

四、集水區險峻值

利用 ArcGIS 萃取所需子集水區之各地文因子，如高程差、集水區面積、集水區長度等。依照 Melton (1965)所提出之公式計算其集水區險峻值，如式(3-8)所示。

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} \tag{3-8}$$

其中 H 為集水區溢流點以上之最大高程差 (km)，A 為溢流點以上之集水區面積(km^2)。依據 Wilford et al. (2004)提出使用 Melton's ratio(MR)與集水區長度(L)結合，判定該集水區之土砂災害。土砂災

害類型分為洪水、高含砂水流、土石流。其洪水定義為 MR< 0.3；高含砂水流定義為 0.3 ≤MR≤ 0.6 及 MR> 0.6 且集水區長度≥ 2.7km；土石流定義為 MR> 0.6 且集水區長度< 2.7km。上述門檻適用於加拿大集水區，不同地區之地貌條件，適用於不同的門檻值，本研究各區域適用之門檻值將於第四章說明。

五、微地形判釋

近年來因數值地形的精度日益提升，除傳統航測產製外，亦可由空載或地面光達掃瞄而得。植生較疏的坡面或裸坡，則可以無人載具(UAV)進行取像及產製地形圖。微地形判釋即因應高解析度數值地形與立體圖精進後，所衍生之地形計測評估技術。本研究土石流微地形判釋以現地古土石流特徵為主要探討對象；惟考量地形空間解析度與蝕溝土石流規模較小，僅針對下游古土石流堆積扇地形進行判釋。

今村遼平(2012)指出下游緩坡區或河道出口堆積扇的形貌可能受上下、游地形及供砂的因素影響而呈現三種型式(圖 3-16)，分別為(1)下游開闊的典型扇狀地；(2)溪流兩岸受到地形屏障的束縮狹長型堆積扇；(3)溪流兩側岸壁土砂產量豐沛的溪床堆積地形等。由於上、中游的山崩事件通常為土石流提供重要料源，透過微地形判釋，除了可瞭解集水區內過去發生的邊坡災害，同時也顯示了現有地形上的歷史災害跡證，可作為評估未來集水區內土砂災害發生之基礎評估資料。

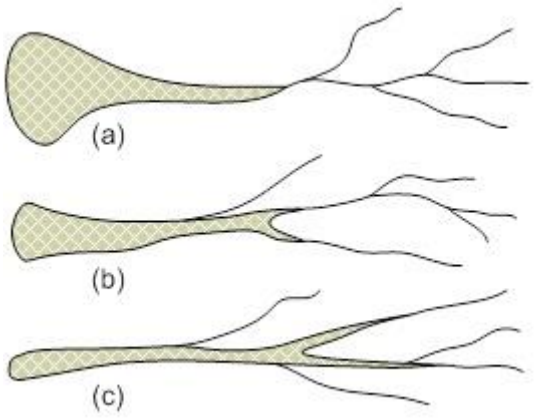
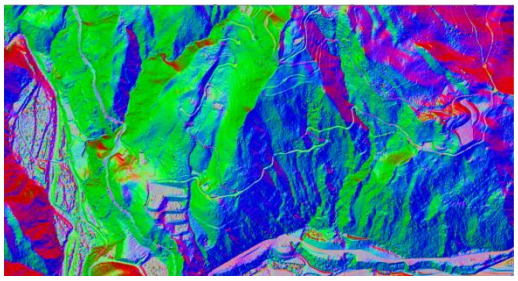


圖 3- 16 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)

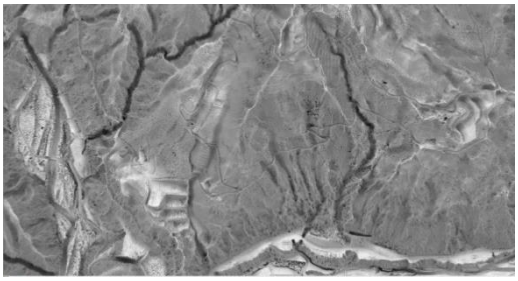
本研究除蒐集研究範圍內之 5 m 數值高程地形外(水土保持局提供)，部分區域採 UAV 空拍後所產製之高精度地形(5 m)，以圈繪分析本區土石流微地形特徵，並至現場檢核圖資圈繪與地貌之正確性。本研究之山崩微地形判釋方法除參考歷史致災紀錄外，主要採用研究產製之數值高程模型(DEM)及航拍正射影像作為判釋圖資。透過相關基礎圖資蒐集，配合 Arc GIS 軟體之空間分析模組產製 DEM 之多方位日照陰影圖(圖 3.17(a))、坡度圖、天空開闊度圖(sky relief visualization；圖 3.17(b)；Yokoyama et al.,(2002); Zakšek et al.,(2011))及等高線圖。

本研究使用天空開闊度圖、坡度圖及 16 方位日照陰影圖套疊產製之天空開闊度立體圖，其優點為以單一圖資縮短傳統採用 8 張相異方位陰影圖所需之地形貌判釋時間，並在視覺上增揚山脊線(隆起)與溪谷線(凹陷)地貌變化，以凸顯更多地表上地貌特徵。同時輔以航照(圖 3.17(c))及套疊後坡度圖之產製天空開闊度立體圖(圖 3.17(d))及相關地質圖與環境地質災害潛勢圖進行綜合研判。本研究除利用高精度

數值地形圖繪現生土石流堆積扇外地貌外，亦分析圖繪後之土石流堆積扇坡度(自扇頂至扇源前端)及面積，以結合 Melton’s ratio 進行後續地貌特徵探討(表 3-9)。



(a)多方位陰影圖



(b)天空開闊度圖



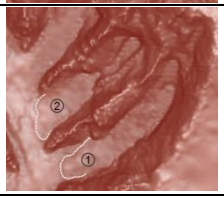
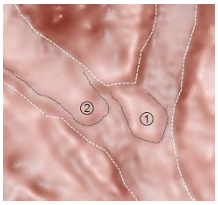
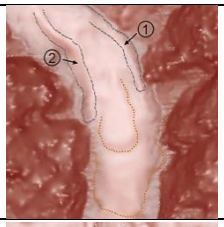
(c)正射航拍影像



(d)天空開闊度立體圖

圖 3- 17 研究蒐集與分析圖資產製類型

表 3-9 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋

地貌	立體圖微地形	影像現況	特徵描述
蝕溝(gully)			山區土石流之土砂料源區主要以崩崖及蝕溝地形內之崩積土層所供應。蝕溝於立體地圖上多沿河道溯源侵蝕發展，其線型延伸指向上游處，向下則與主河道相交，蝕溝地形多位處傾斜的山麓斜坡。
坡面型土石流(hillslope debris flows)			坡面型土石流好發蝕溝或崩崖坡趾處，坡面陡峭，多數為源頭區崩塌直接轉化而成。發生區與堆積區相連，流動段不明顯。常於溝谷可見受兩側支稜拘限之舌狀堆積扇，且堆積扇的角度較陡。
溪床型土石流(stream debris flow)			溪床型土石流因前端波峰多為巨礫集中之堆積體，於地形上常形成一隆起之堆積地貌，好發於河道流動段，尤以於小規模或間歇性陣波型土石流。部分波峰兩側後端會伴隨側積堤地貌。
側積堤(natural levee)			平行於河道兩側呈帶狀隆起分布(於彎道處亦可能近僅有一側)，與河床間具有特定高程落差，常於河道流動(輸送)或堆積段出現，多伴隨礫石型土石流形成。土石流發生頻率較高之溪流，常可發現多次沉積之側積堤樣貌。
堆積扇(debris fan)			於河道堆積段或谷口擴散段(坡度：3-6°)，具有一扇型前緣之鬆散土石堆積。因其土砂堆積較為鬆散，

六、主溝坡度分析

土石流的地形依土砂之運動、堆積及侵蝕狀況，可分為發生區、流動區及堆積區三個區域。發生區通常由周圍的山嶺環繞，形成只有一處出口的窪狀、匙狀或碗狀的地形。發生區的坡度一般較陡峻，大致上多在 15°至 50°之間，出口處的橫剖面形狀則多為「V」字形。流動區之橫剖面的谷形多為「U」字形，谷壁兩側的山坡相當陡峭，河床一般坡度多介於 10°至 40°之間，而谷壁與河床中可見之前土石流流動所遺留的逆向堆積或基質支撐型態的顆粒分布，或河道兩側可

見土石流形成的側積堤。在溝谷內的堆積區，通常具沖積扇狀或舌狀堆積，坡度一般在 10°以下且其表面與前緣多聚集有大顆粒的岩塊。

Bin et al. (2016) 分析 2011 年 6 月於中國打易與奇達地區因降雨引致土石流的 122 個案例，其採用之地文參數中，主溝坡度 J (公式 3-9)的影響高於子集水區面積之效應。

$$\mathrm{J} = \frac{\sum(H_{i-1} + H_i)l_i - 2H_0L}{1000L^2} \qquad (3-9)$$

上式中，H_0為集水區出口高程(m)，H_i為分段高程(m)，l_i為分段的水平長度(m)，L 則為集水區總長(km)。上式主溝坡度為一平均坡度；在主溝坡面發展過程中，並非一直線或一固定坡度值，可簡化為冪次關係如式(3-10)所示。

$$y/H = (x/L)^m \qquad (3-10)$$

主溝剖面一般呈現下凹剖面，即式(3-10)中 m<1。惟上式為簡化之概念模式，在集流點處(x=0)之坡度為零(即為水平)，與扇頂之真實狀況有所差異。故以式(3-10)描述主溝剖面，必須考量流動及堆積段的特徵值，以修正在谷口扇狀地的低估與接近稜線的高估現象。

另一主溝剖面的概念式將坡面以立次方表示(公式 3-11)，代入集水區面積與長度關係式(公式 3-12)，並結合縱剖面面積(公式 3-13)，將坡度 J 值表示為可反映較真實坡腳與坡頂隆起與下切式(公式 3-14)。式中，y'與x'分別為正規化後的縱橫軸範圍；α 與 β 則為控制凹曲度的函數計算值；n 則為集水區面積與集水區長度之係數，以坡面土石

流相對流動部與堆積部位置表示，供以主溝平均坡度 J 值反應各地文因子對 MR 與坡度之間的權重影響。

$$y' = \alpha x' + \beta (x')^2 + (1 - \alpha - \beta)(x')^3 \quad (3\text{-}11)$$

$$\mathrm{L} = \sqrt{nA} \quad (3\text{-}12)$$

$$\mathrm{A} = \mathrm{HL} \int_0^1 y' dx' = \frac{1}{2} JL^2 \quad (3\text{-}13)$$

$$\mathrm{J} = \mathrm{MR} \left[\frac{1}{2\sqrt{n}} \left(1 + \alpha + \frac{\beta}{3} \right) \right] \quad (3\text{-}14)$$

主溝剖面如可表為為冪次關係如式(3-10)所示，並結合式(3-12), (3-13)　可得主溝平均坡度 J 值與 MR 之關係式如下:

$$\mathrm{J} = \mathrm{MR} \left[\frac{2}{\sqrt{n}} (m + 1) \right] \quad (3\text{-}15)$$

卑南溪及花蓮溪各土石流潛勢溪流集水區的主溝平均坡度 J 值與 MR 之關係將於第四章進行分析，並驗證式(3-14)及(3-15) 之參數及其可行性。

第四章 分析結果與討論

第一節 卑南溪流域

本研究於卑南溪流域採用之基本資料為 5m 精度 DEM(如圖 4-1 所示)，並疊合坡度、陰影及天空開闊度圖產之天空開闊度立體圖(李璟芳等，2017)，輔以判釋溪溝、山脊、谷地、沖積扇等微地形，詳見圖 4-2。如要更準確點出溢流點位置，則可採用 1m 精度 DEM。

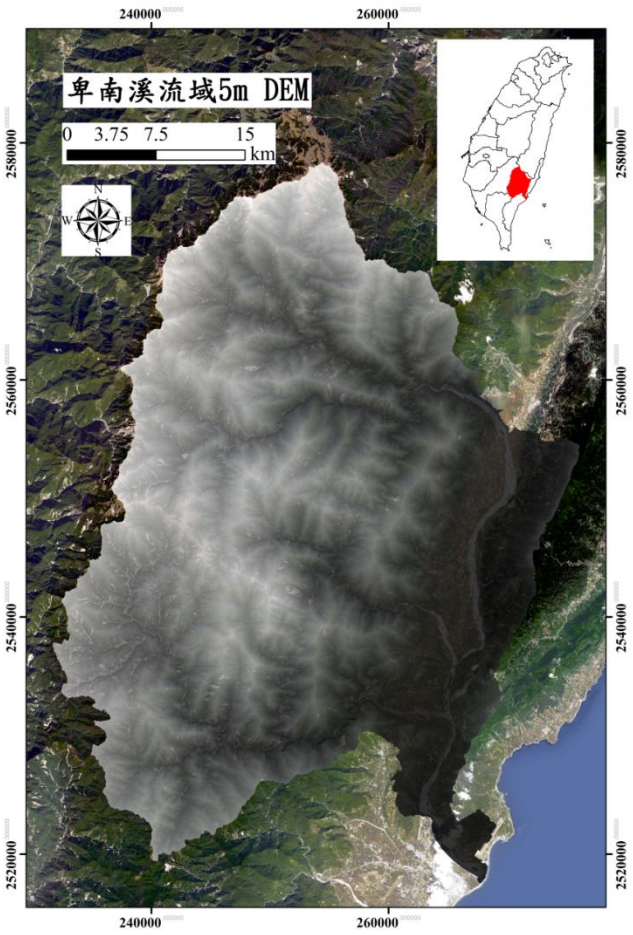


圖 4- 1 卑南溪流域 5m DEM

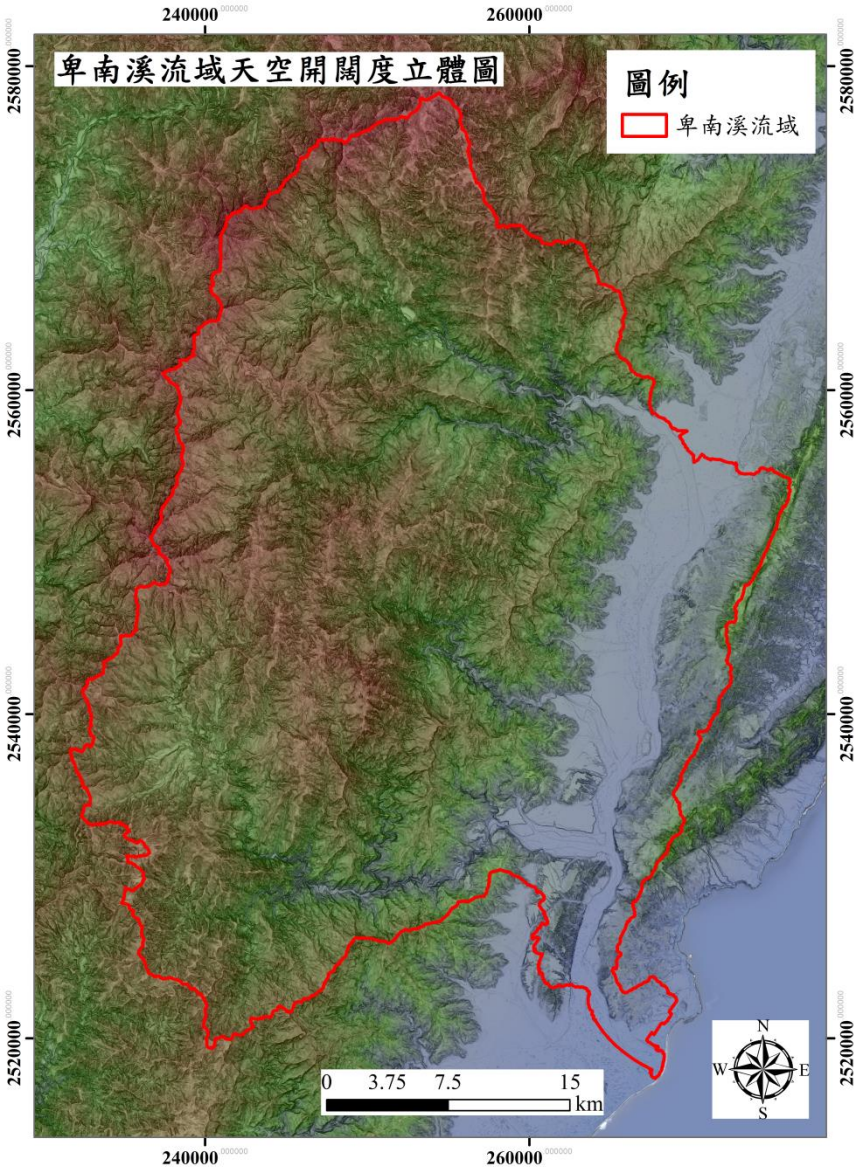


圖 4- 2 卑南溪流域天空開闊度立體圖

一、地貌分析

本節使用台灣東部門檻值進行分析，洪水集水區定義為 MR< 0.3；高含砂水流集水區定義為 0.3 ≤MR≤ 0.43；土石流集水區定義為 MR> 0.43 且集水區長度< 7km。卑南溪流域合計有 49 條土石流潛勢溪流(106 年公開土石流潛勢溪流資訊)，故分為 49 個子集水區，如圖 4-3。

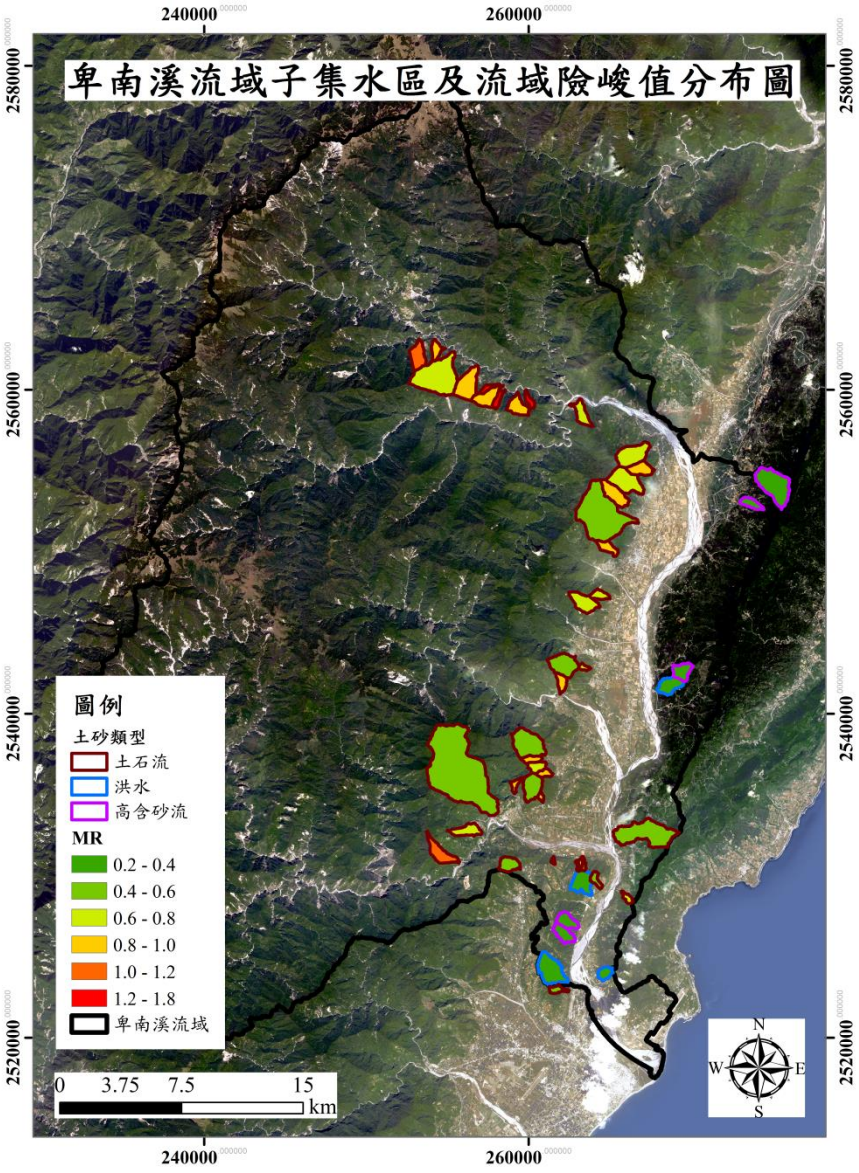


圖 4- 3 卑南溪流域子集水區及集水區險峻值分布圖

卑南溪流域的 49 個子集水區中其分析結果有 4 個洪水子集水區(東縣 DF026、東縣 DF068、東縣 DF070、東縣 DF126)、 5 個高含砂水流子集水區(東縣 DF001、東縣 DF002、東縣 DF027、東縣 DF039、東縣 DF040)，其餘 40 個為土石流子集水區。詳細資料如表 4-1、圖 4-4 所示。

卑南溪流域土石流潛勢溪流歷史災害統計詳細資料(中興工程顧問社提供)，於 49 個子集水區中，共計 19 處有土石流災害紀錄，18 處為 91 年公開土石流潛勢溪流資訊、1 處為 106 年公開土石流潛勢溪流資訊。詳細資訊見表 4-2。近年事件以 2016 年 9 月莫蘭蒂颱風於東縣 DF166 延平鄉紅葉村造成損傷尤為嚴重，當地受莫蘭蒂颱風之長延時降雨影響，紅葉村上方邊坡發生大面積崩塌，土砂堆積於北絲鬮溪溪床以及坡面，並隨地表水沖刷流入各戶民宅，民宅遭土砂堆積約 29 戶，道路遭掩埋約 200 公尺，農地遭掩埋約 0.5 公頃。

表 4-1 卑南溪子集水區地貌參數資料

土石流潛勢溪流編號	集水區高程 (km)	集水區面積 (km^2)	MR	集水區長度 (km)	土砂類型	鄉鎮	村里
東縣 DF001	0.67	3.06	0.38	2.69	高含砂流	池上鄉	錦園村
東縣 DF002	0.24	0.59	0.32	1.55	高含砂流	池上鄉	富興村
東縣 DF003	1.12	1.23	1.01	2.00	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF004	0.61	0.56	0.82	1.18	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF005	1.48	4.82	0.67	3.45	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF006	1.15	2.01	0.81	2.34	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF007	0.78	0.28	1.47	1.54	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF008	1.13	1.29	0.99	2.23	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF009	0.99	0.37	1.64	1.42	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF010	0.93	1.06	0.90	1.61	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF011	0.76	0.33	1.33	1.23	土石流	海端鄉	霧鹿村
東縣 DF012	0.72	0.94	0.74	1.89	土石流	海端鄉	海端村
東縣 DF013	0.83	0.99	0.83	1.78	土石流	海端鄉	海端村
東縣 DF014	1.03	2.08	0.71	2.31	土石流	海端鄉	海端村
東縣 DF015	0.78	1.89	0.57	1.77	土石流	海端鄉	加拿村
東縣 DF016	0.71	0.65	0.88	1.49	土石流	海端鄉	崁頂村
東縣 DF017	1.35	7.39	0.50	3.93	土石流	海端鄉	崁頂村

東縣 DF018	1.11	1.45	0.92	2.28	土石流	海端鄉	崁頂村
東縣 DF021	1.16	2.29	0.76	2.47	土石流	關山鎮	德高里
東縣 DF022	0.52	0.50	0.73	1.31	土石流	關山鎮	月眉里
東縣 DF023	0.91	1.41	0.76	2.13	土石流	關山鎮	月眉里
東縣 DF024	0.31	0.19	0.71	0.77	土石流	鹿野鄉	瑞豐村
東縣 DF025	0.31	0.14	0.81	0.72	土石流	鹿野鄉	龍田村
東縣 DF026	0.30	1.15	0.28	1.73	洪水	鹿野鄉	瑞和村
東縣 DF027	0.32	0.92	0.34	1.25	高含砂流	關山鎮	電光里
東縣 DF028	0.70	0.54	0.95	1.36	土石流	延平鄉	武陵村
東縣 DF029	1.93	14.23	0.51	6.52	土石流	延平鄉	桃源村
東縣 DF030	0.53	0.29	1.00	1.12	土石流	延平鄉	桃源村
東縣 DF031	0.64	1.55	0.52	1.72	土石流	延平鄉	桃源村
東縣 DF032	1.19	1.34	1.03	2.75	土石流	延平鄉	紅葉村
東縣 DF033	1.07	4.20	0.52	4.01	土石流	延平鄉	鸞山村
東縣 DF034	0.49	0.35	0.83	1.06	土石流	延平鄉	永康村
東縣 DF035	0.50	0.61	0.65	1.16	土石流	延平鄉	永康村
東縣 DF036	0.58	0.44	0.87	1.35	土石流	延平鄉	永康村
東縣 DF037	0.84	2.68	0.51	2.48	土石流	延平鄉	永康村
東縣 DF038	0.54	0.90	0.57	1.37	土石流	卑南鄉	明峰村
東縣 DF039	0.35	0.92	0.37	1.61	高含砂流	卑南鄉	明峰村
東縣 DF040	0.36	0.88	0.39	1.43	高含砂流	卑南鄉	明峰村
東縣 DF068	0.21	0.52	0.29(0.32)	0.99	洪水	卑南鄉	利吉村
東縣 DF069	0.31	0.27	0.60	0.95	土石流	卑南鄉	利吉村
東縣 DF070	0.31	1.43	0.26	1.71	洪水	卑南鄉	嘉豐村
東縣 DF071	0.28	0.38	0.45	1.12	土石流	卑南鄉	嘉豐村
東縣 DF072	0.23	0.14	0.62	0.77	土石流	卑南鄉	嘉豐村
東縣 DF073	0.28	0.16	0.71	0.89	土石流	卑南鄉	嘉豐村
東縣 DF074	0.22	0.08	0.79	0.67	土石流	卑南鄉	嘉豐村
東縣 DF075	0.17	0.07	0.62	0.50	土石流	卑南鄉	嘉豐村
東縣 DF126	0.33	2.23	0.22(0.45)	2.43	洪水	卑南鄉	賓朗村
東縣 DF127	0.29	0.36	0.49	1.26	土石流	臺東市	岩灣里
東縣 DF166	0.71	0.98	0.71	2.13	土石流	延平鄉	紅葉村

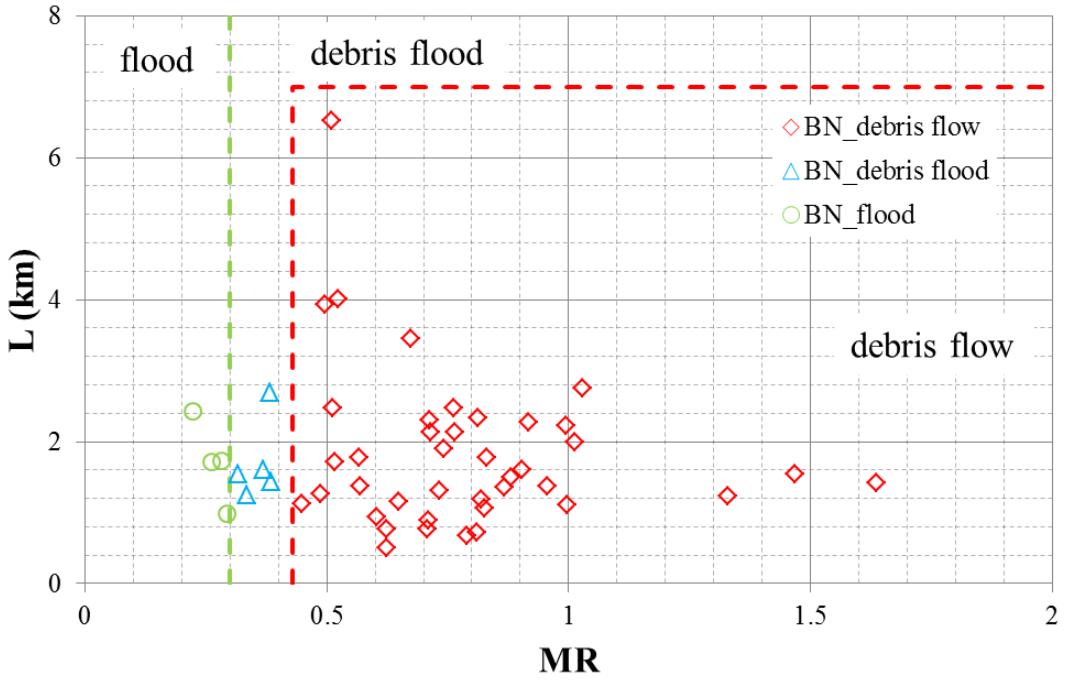


圖 4-4 卑南溪集水區險峻值與集水區長度關係

表 4-2 卑南溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料

土石流潛勢溪流編號	土砂類型	災害紀錄	土石流潛勢溪流編號	土砂類型	災害紀錄
DF010	土石流	1	DF037	土石流	1
DF011	土石流	1	DF038	土石流	1
DF013	土石流	1	DF070	洪水	1
DF021	土石流	1	DF072	土石流	1
DF022	土石流	2	DF073	土石流	1
DF023	土石流	2	DF075	土石流	1
DF027	高含砂流	1	DF126	洪水(高含砂流)	1
DF034	土石流	2	DF127	土石流	1
DF035	土石流	2	DF166	土石流	1
DF036	土石流	1			

二、水文分析

卑南溪流域水系分佈如圖 4-5 所示。各河流級序比例如表 4-3(5m 精度)所示，河流級序(5m)如圖 4-6。統計結果顯示，一級河流之數目與河流長度佔研究區域中比例最高，其分佈於中上游處。一、二級河流級序之河流數(5m 精度)比例分別為 74%及 19%，河流長度比例分別為 60%及 23%。各河流級序與個數關係以對數形式進行統計後，根據其結果顯示(圖 4-7、4-8) 河流級序與河流數目呈現幾何反比關係。

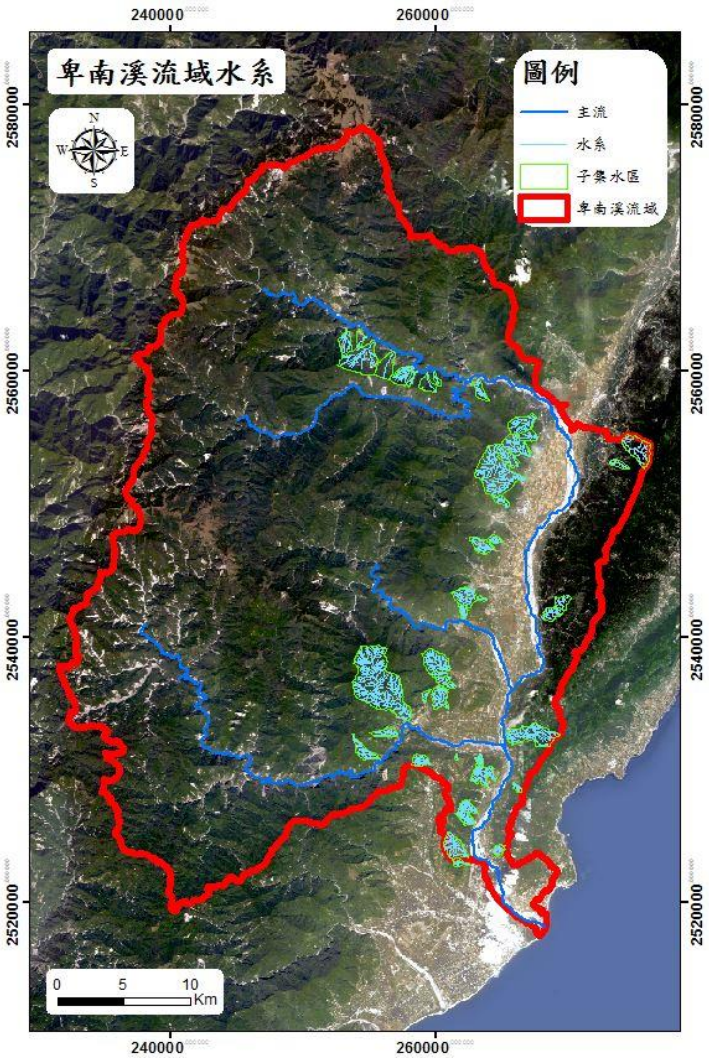


圖 4- 5 卑南溪集水區與微水系分佈圖

表 4- 3 卑南溪集水區各級河流數目與長度與其比例(5m)

河流級序	河流數	河流數佔總數比	河流長度(km)	河流長度佔總數比
一級河流	1180	74.31%	286.56	60.11%
二級河流	306	19.27%	111.89	23.47%
三級河流	79	4.97%	53.22	11.16%
四級河流	21	1.32%	15.24	3.2%
五級河流	2	0.13%	9.79	2.05%
河流總數	1588	100%	476.70	100%

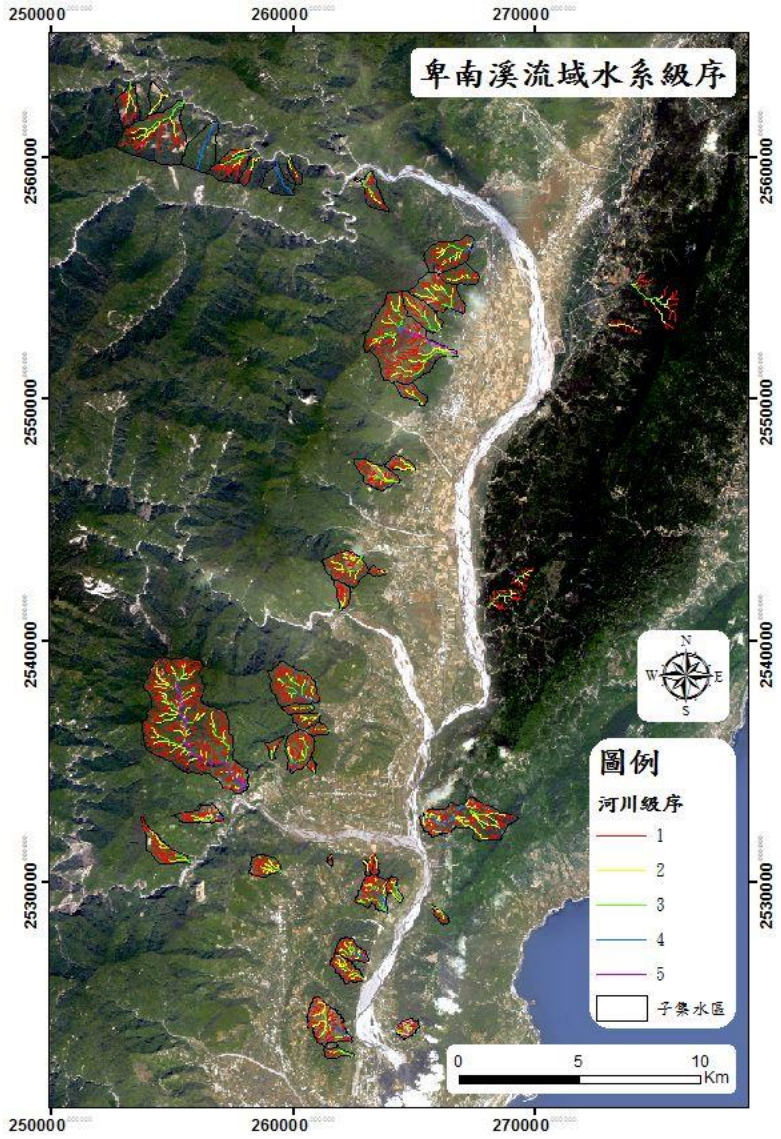


圖 4- 6 卑南溪集水區與河川級序分佈圖

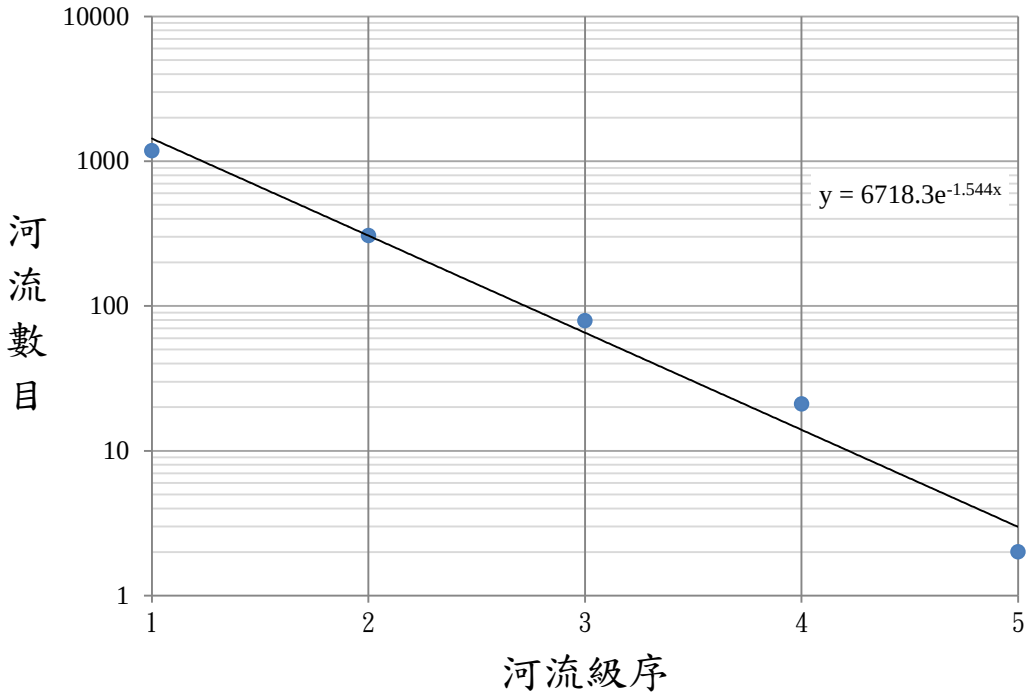


圖 4- 7 卑南溪河流級序與河流數目統計關係圖

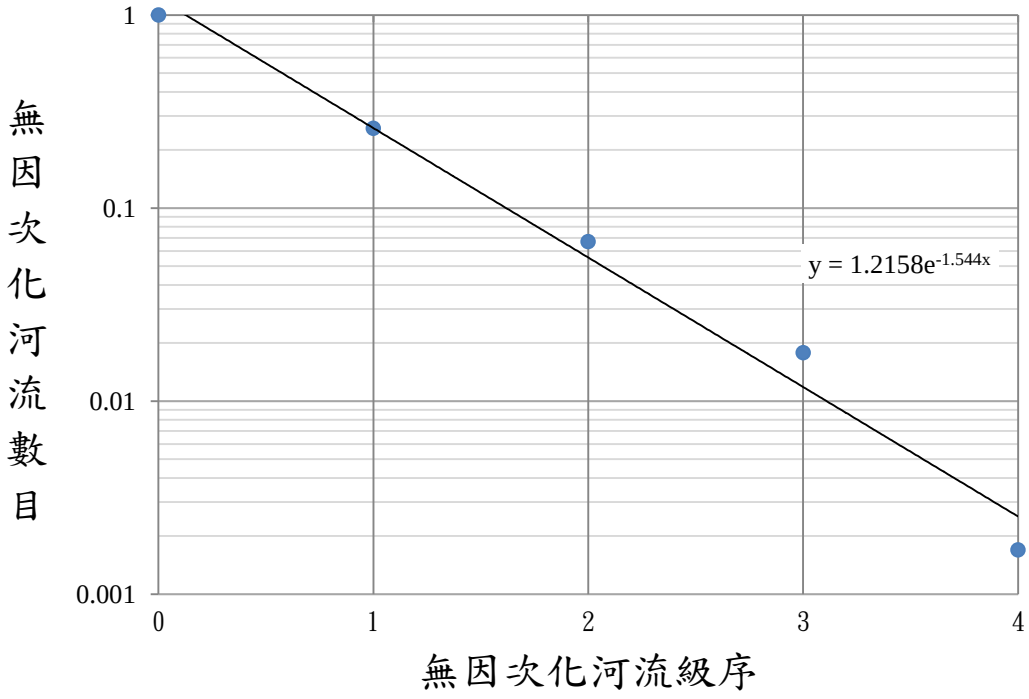


圖 4- 8 無因次化卑南溪河流級序與河流數目統計關係圖

根據水土保持技術規範第 146 條溪流起點之定義，以連續三條凹向下且夾角小於 90 度之等高線頂點相連為溪溝線，並將上述三條等高線中之最上游等高線的頂點位置定為溪溝起點。本計畫將卑南溪流域各子集水區中溪溝起點上下游的坡度與累積匯流面積繪製如圖 4-9 所示，圖中星號代表溪流起點($A=A_c$)，空心符號為坡面($A<A_c$)，實心符號為溪流線($A>A_c$)。由圖 4-9 可知土石流溝為向源侵蝕之開端，其溪床坡度普遍較陡，故其分界線變化較緩；反之，洪水與高含砂流之溝床坡度較緩且其分界線變化較陡。三者在溪溝起點以上之坡面特性則相近。圖 4-10 所示為卑南溪流域中屬土石流及高含砂水流的各子集水區，其溪溝起點之累積匯流面積(A_c)之分佈。如圖 4-10 所示，雖土石流溪溝起點之集水面積(約 0.3 公頃)小於高含砂水流之門檻值(約 0.5 公頃)，但約 90%的土石流溪流起點之累積匯流面積大於高含砂水流溪流起點之累積匯流面積。二者之中值(50%)累積匯流面積各約為 2.7 公頃與 1.5 公頃。故土石流溪流起點之累積匯流面積普遍大於高含砂水流溪流起點之累積匯流面積。

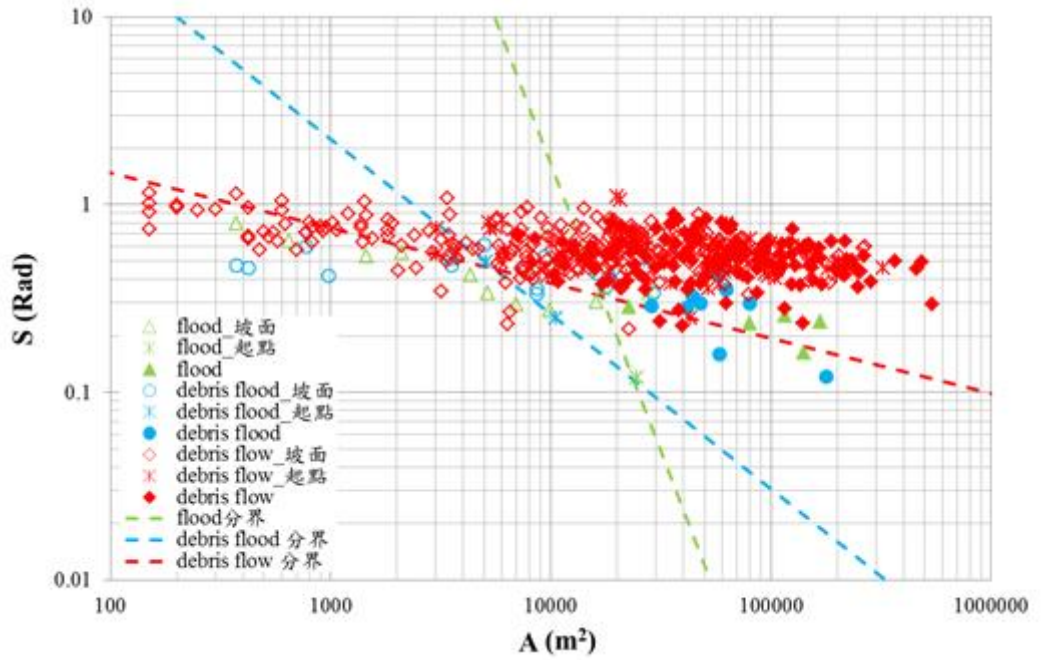


圖 4- 9 卑南溪集水區坡度與匯流面積關係圖

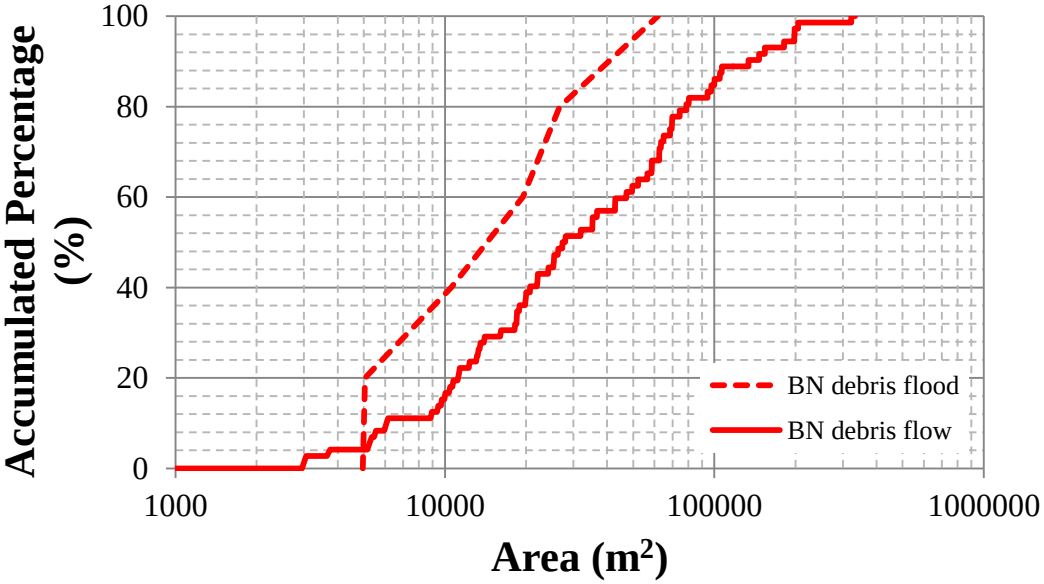


圖 4- 10 卑南溪流域溪溝起點之集水面積累積機率

卑南溪流域各集水區以 ArcGIS 理論分析及計曲線方式(方法一)求得一級河川長度和 (L_{G1}) 與集水區長度 (L) 比值(L_{G1}/L)最小值為

0.3(DF069)、最大值為 3(DF015)(圖 4-11)，其中有 3 個集水區比值小於 0.4，分別為編號 0.32(DF024)、0.31(DF069)、0.34(DF127)。高含砂水流(比值小於 4)與洪水之分界值(比值小於 4)約為 4。

同理如圖 4-12 所示，以方法一求得一級及二級河川長度與集水區長度比值(L_{G1+G2}/L)最小值為 0.59(DF036)、最大值為 4.03(DF015)，所有集水區比值都大於 0.4。土石流與高含砂水流則以比值 4 為明顯分界；高含沙水流與洪水之分界則為比值 6。方法二(0.5 公頃)方法中土石流集水區之比值之下限則 0.4(圖 4-13)，而高含沙水流與洪水之分界則約為比值 10。

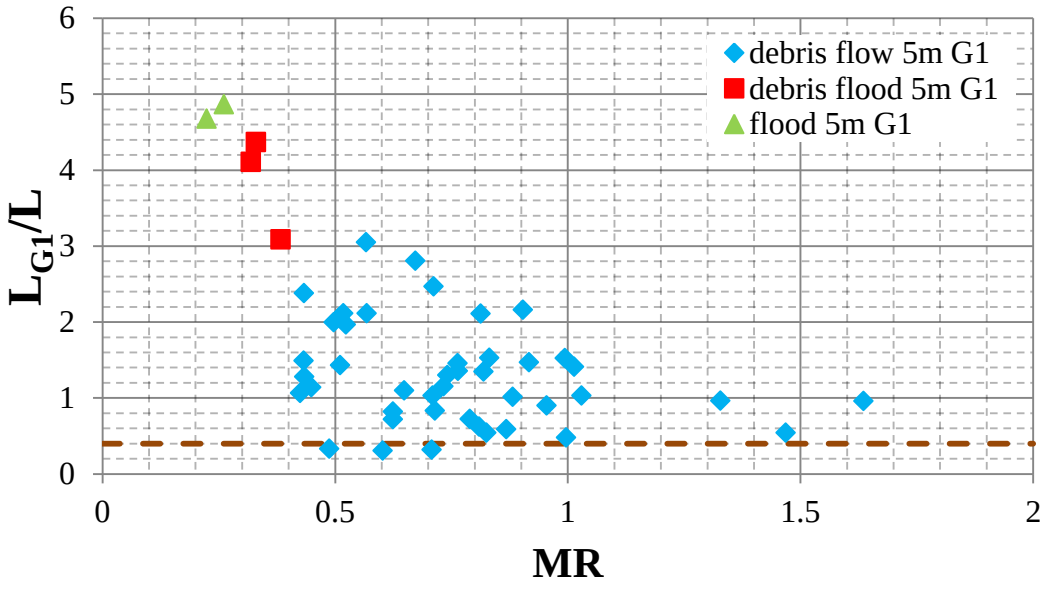


圖 4- 11 卑南溪一級河川長度與集水區長度分析

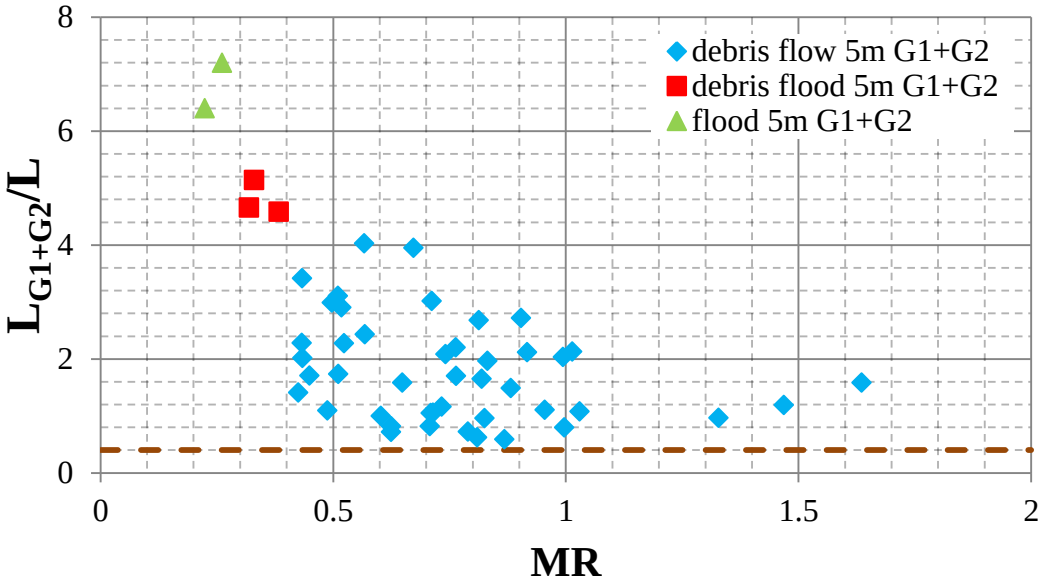


圖 4- 12 卑南溪一級和二級河川長度與集水區長度分析

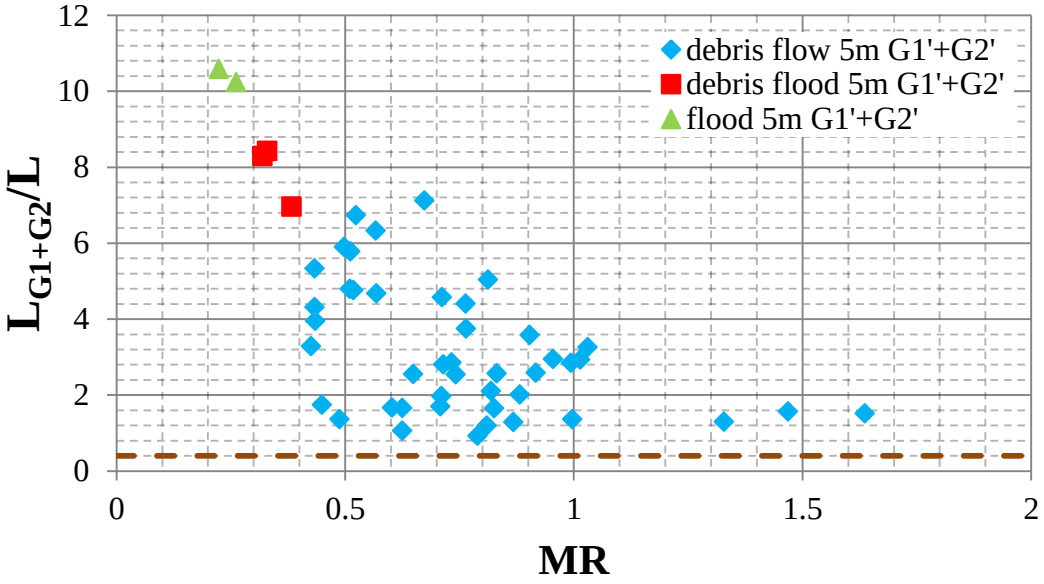


圖 4- 13 卑南溪一級和二級河川長度與集水區長度分析(方法二)

三、地文因子分析

卑南溪流域共分為 49 處子集水區，集水區面積與集水區長度關係與過往文獻，Montgomery and Dietrich (1992) 提出之 $L=(3*A)^{0.5}$ 接

近為 $L=1.6836A^{0.5}$，相關性達 0.9222。合併現有集水區資料後，也符合集水區長度與集水區面積之間的關係指數並不是恆定的。詳細分析見圖 4-14。

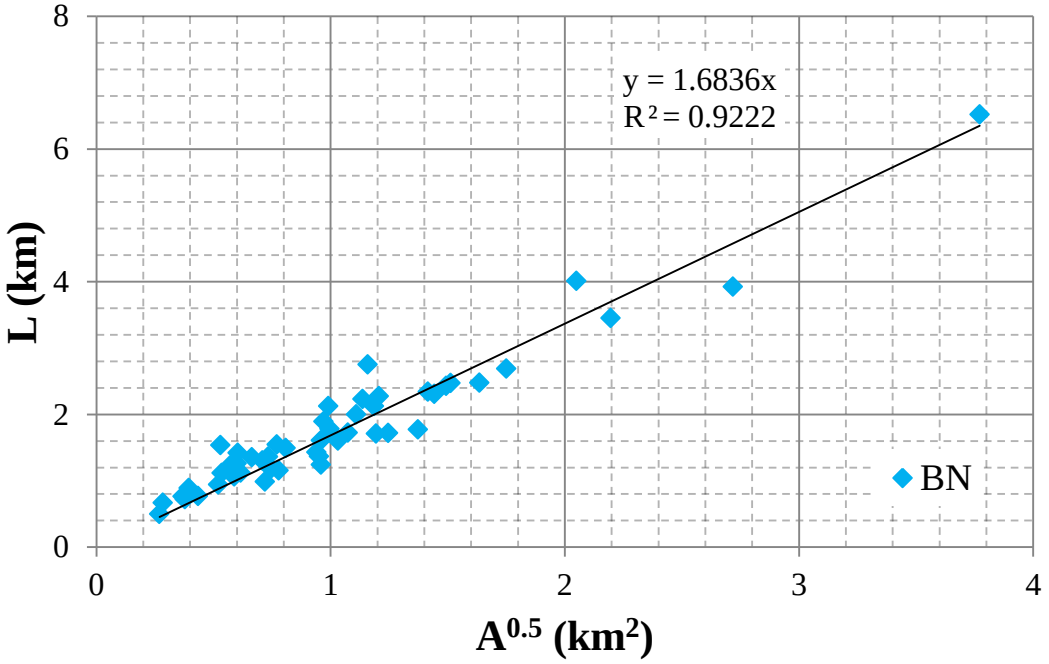


圖 4- 14 卑南溪地文因子分析結果

四、主溝坡度分析

圖 4-15 所示為卑南溪流域個土石流潛勢溪流集水區的主溝坡度(J 因子)，最大值為東縣 DF026 之 0.52，最小為東縣 DF126 之 0.07，平均值為 0.26。卑南溪主溝坡度分析結果如圖 4-16 所示， J 與 MR 之間的相關性達 0.8，且子集水區皆滿足發展因子(m)的上下界範圍。流域上下界範圍以各子集水區最大最小 m 值為劃定原則(參見式(3-15)) 。

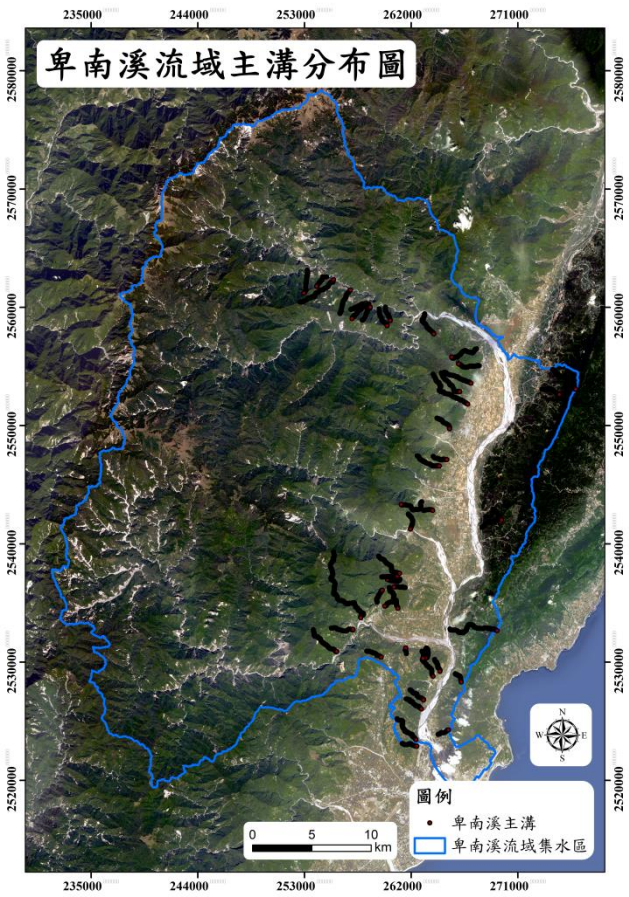


圖 4- 15 卑南溪主溝坡度分布圖

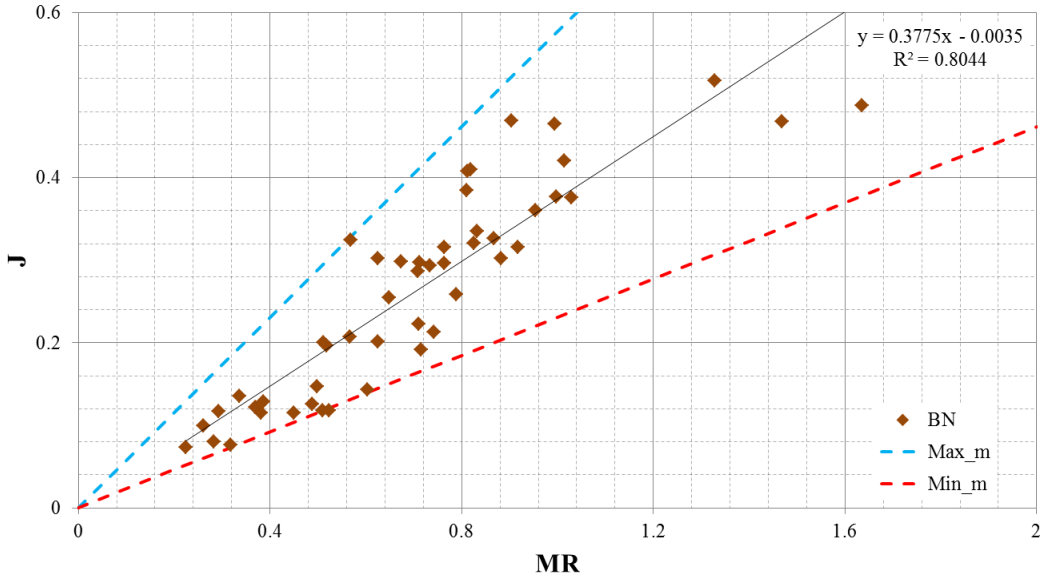


圖 4- 16 卑南溪 J、m 與 MR 分析圖

第二節 花蓮溪流域

本研究於花蓮溪流域採用之基本資料為 5m 精度 DEM，如圖 4-17，並疊合坡度、陰影及天空開闊度圖產之天空開闊度立體圖，輔以判釋溪溝、山脊、谷地、沖積扇等微地形；谷口則以沖積扇頂之地形轉為開闊處為原則劃定，詳見圖 4-18。

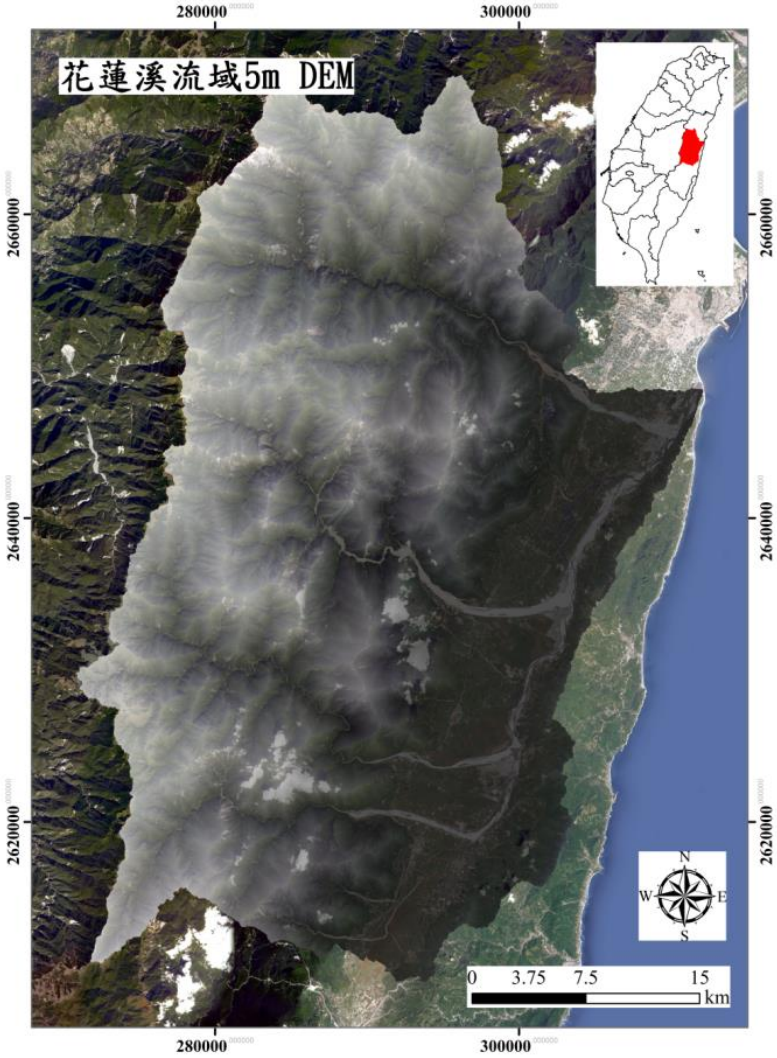


圖 4- 17 花蓮溪流域 5m DEM

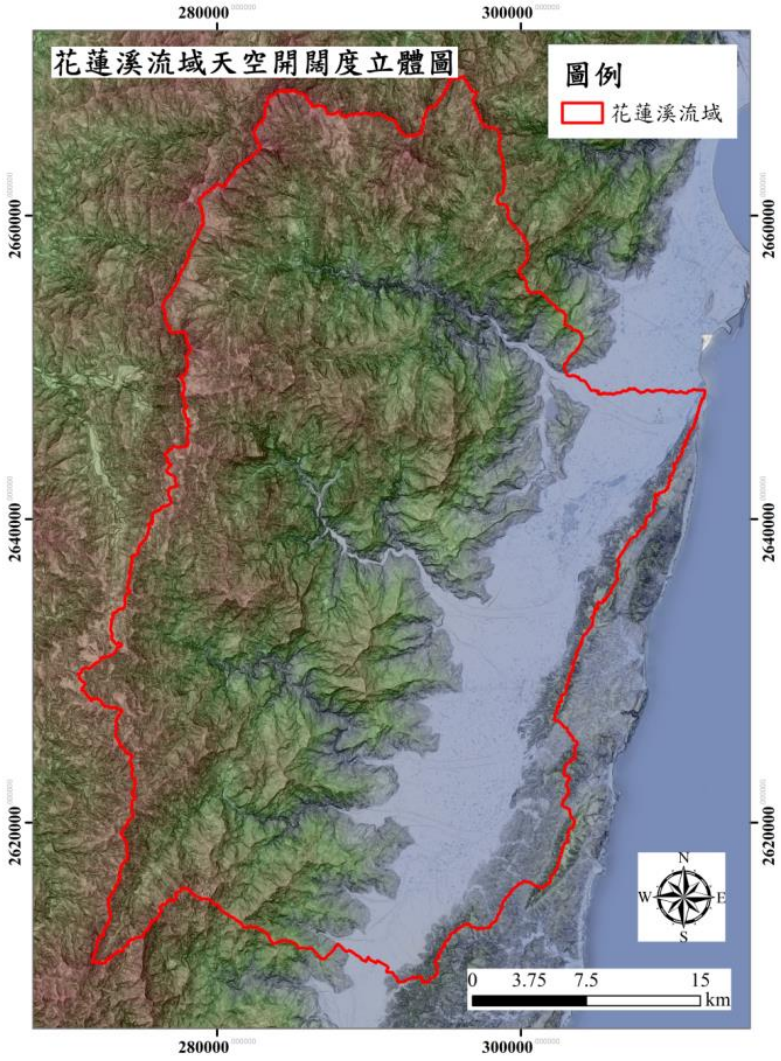


圖 4- 18 花蓮溪流域天空開闊度立體圖

一、地貌分析

本節使以台灣西部門檻值進行分析，洪水集水區定義為 MR< 0.3；高含砂水流/土石流共存區定義為 0.3 ≤MR≤ 0.43；土石流集水區定義為 MR> 0.43 且集水區長度< 7km。花蓮溪流域合計有 66 條土石流潛勢溪流(106 年公開土石流潛勢溪流資訊)，故分為 66 個子集水區，如圖 4- 19 所示。

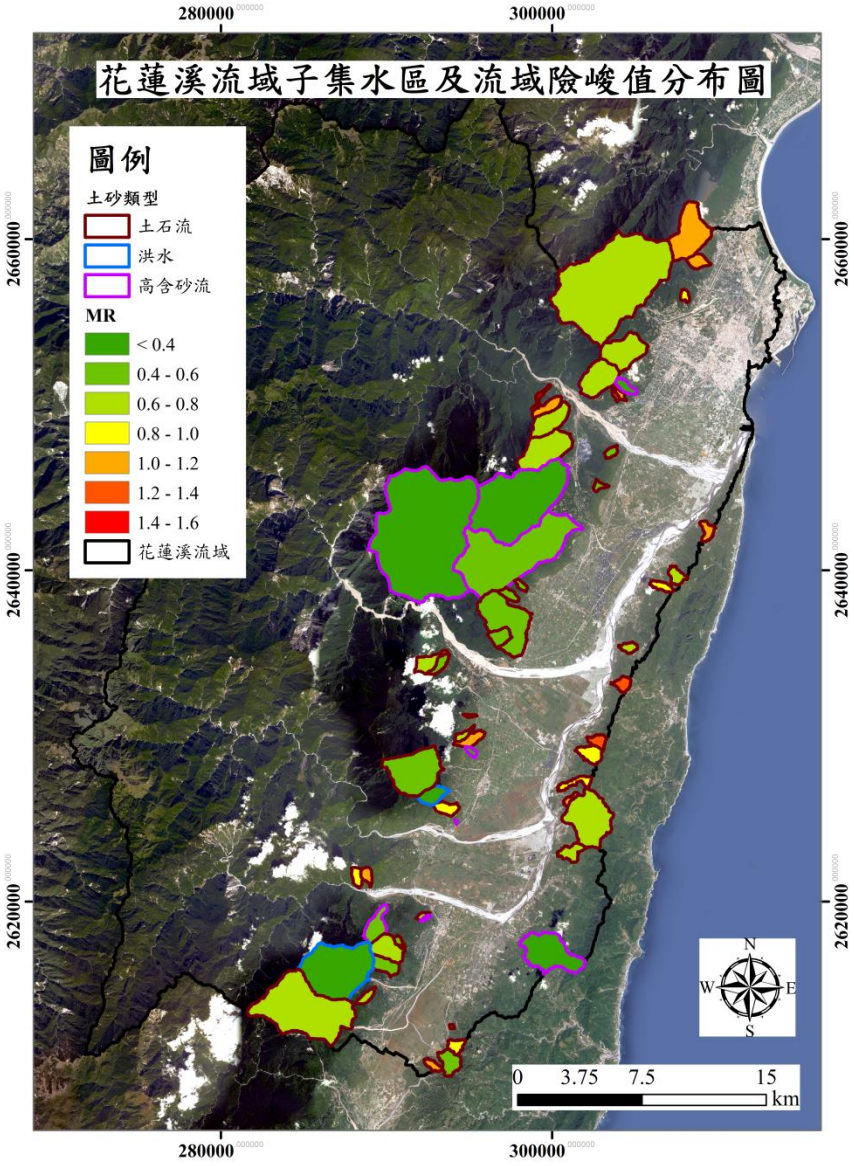


圖 4- 19 花蓮溪流域子集水區及集水區險峻值分布圖

花蓮溪流域的 66 個子集水區中其分析結果有 2 個洪水子集水區(花縣 DF124、花縣 DF130)、10 個高含砂水流子集水區(花縣 DF005、花縣 DF007、花縣 DF012、花縣 DF114、花縣 DF115、花縣 DF129、花縣 DF131、花縣 DF133、花縣 DF138 及花縣 DF162)，其餘 54 個為土石流子集水區。詳細資料如表 4-4、圖 4-20 所示。

花蓮溪流域內土石流潛勢溪流的歷史災害統計資料(中興工程顧問社提供)，顯示 66 個子集水區中，共計 33 處有土石流災害紀錄。32 處為 91 年公開土石流潛勢溪流資訊、1 處為 100 年公開土石流潛勢溪流資訊，其中尤以花縣 DF127 子集水區之土石流災害紀錄次數最多達 6 次。詳細資訊見表 4-5。花蓮溪流域歷史災害以 2001 年 7 月桃芝颱風之花縣 DF118(光復鄉大興村)、花縣 DF127(鳳林鎮鳳義里)與 1990 年 6 月歐菲莉颱風之花縣 DF010(秀林鄉銅門村)對當地居民人身財產損失較為嚴重。

花縣 DF118 於桃芝颱風期間山洪暴發，引發約 150 萬立方公尺之土石下移，造成大興村近 150 戶掩埋或波及；花縣 DF127 於桃芝颱風期間崩塌土石，造成下游近 6 棟民宅慘遭掩埋；花縣 DF010 於歐菲莉颱風期間土石流造成房屋毀損，29 人死亡、6 人失蹤，多人受傷， 68 人無家可歸。

表 4-4 花蓮溪子集水區地貌參數資料

土石流潛勢溪流編號	集水區高程 (km)	集水區面積 (km2)	MR	集水區長度 (km)	土砂類型	鄉鎮	村里
花縣 DF005	2.18	38.36	0.35	8.12	高含砂流	秀林鄉	文蘭村
花縣 DF006	1.43	4.92	0.65	3.73	土石流	秀林鄉	文蘭村
花縣 DF007	2.09	18.71	0.48	7.92	高含砂流	秀林鄉	文蘭村
花縣 DF008	1.26	2.66	0.77	2.97	土石流	秀林鄉	銅門村
花縣 DF009	1.08	1.04	1.06	2.18	土石流	秀林鄉	銅門村
花縣 DF010	0.87	0.35	1.46	1.92	土石流	秀林鄉	銅門村
花縣 DF011	1.15	3.62	0.61	2.69	土石流	秀林鄉	銅門村
花縣 DF012	2.17	29.19	0.40	5.59	高含砂流	秀林鄉	水源村
花縣 DF013	0.43	0.31	0.77	0.84	土石流	秀林鄉	水源村
花縣 DF014	0.81	0.83	0.88	1.57	土石流	秀林鄉	佳民村
花縣 DF015	1.41	5.33	0.61	3.11	土石流	秀林鄉	佳民村
花縣 DF027	0.87	0.70	1.03	1.89	土石流	萬榮鄉	西林村
花縣 DF028	1.17	1.24	1.05	2.39	土石流	萬榮鄉	西林村
花縣 DF033	0.93	0.59	1.21	1.30	土石流	萬榮鄉	明利村
花縣 DF034	0.85	0.53	1.17	1.23	土石流	萬榮鄉	明利村
花縣 DF035	0.48	0.89	0.51	1.52	土石流	鳳林鎮	鳳義里
花縣 DF036	0.70	0.91	0.73	1.90	土石流	萬榮鄉	見晴村
花縣 DF037	0.62	0.41	0.96	1.54	土石流	萬榮鄉	見晴村
花縣 DF038	0.36	0.10	1.17	0.86	土石流	萬榮鄉	見晴村
花縣 DF109	0.39	0.19	0.90	0.92	土石流	光復鄉	大馬村
花縣 DF110	0.32	0.10	1.04	0.72	土石流	光復鄉	大馬村
花縣 DF111	0.98	1.78	0.73	2.56	土石流	光復鄉	大馬村
花縣 DF112	0.47	0.24	0.96	0.93	土石流	光復鄉	大全村
花縣 DF113	1.00	2.27	0.66	2.17	土石流	光復鄉	大全村
花縣 DF114	0.37	1.47	0.31	1.66	高含砂流	光復鄉	大全村
花縣 DF115	0.37	0.66	0.45	1.10	土石流	光復鄉	大全村
花縣 DF116	0.11	0.06	0.47	0.37	土石流	光復鄉	大全村
花縣 DF117	0.83	1.29	0.73	1.77	土石流	光復鄉	大興村
花縣 DF118	1.71	11.29	0.51	4.39	土石流	光復鄉	大興村
花縣 DF119	0.71	0.52	0.99	1.69	土石流	光復鄉	大興村
花縣 DF120	1.87	15.28	0.48	6.44	土石流	光復鄉	大豐村

花縣 DF123	0.30	0.46	0.44	1.22	土石流	光復鄉	大富村
花縣 DF124	0.63	5.85	0.26	4.13	洪水	光復鄉	東富村
花縣 DF125	0.79	1.28	0.70	2.01	土石流	鳳林鎮	鳳義里
花縣 DF126	0.42	0.25	0.83	0.89	土石流	鳳林鎮	鳳義里
花縣 DF127	1.85	6.98	0.70	3.75	土石流	鳳林鎮	鳳義里
花縣 DF128	0.14	0.02	1.05	0.31	土石流	鳳林鎮	鳳信里
花縣 DF129	0.45	1.09	0.43	1.84	土石流	鳳林鎮	山興里
花縣 DF130	0.47	6.81	0.18	3.06	洪水	鳳林鎮	山興里
花縣 DF131	0.23	0.28	0.44	1.05	土石流	鳳林鎮	山興里
花縣 DF132	0.47	0.78	0.54	2.16	土石流	鳳林鎮	山興里
花縣 DF133	2.18	18.32	0.51	7.04	高含砂流	壽豐鄉	池南村
花縣 DF134	0.39	0.38	0.63	1.04	土石流	壽豐鄉	池南村
花縣 DF135	0.44	0.30	0.80	0.96	土石流	壽豐鄉	志學村
花縣 DF136	0.57	0.29	1.07	0.97	土石流	壽豐鄉	豐山村
花縣 DF137	0.74	0.55	1.00	1.36	土石流	壽豐鄉	樹湖村
花縣 DF138	1.02	7.98	0.36	3.39	高含砂流	壽豐鄉	樹湖村
花縣 DF139	0.35	0.49	0.49	1.48	土石流	壽豐鄉	溪口村
花縣 DF140	0.41	0.67	0.50	1.14	土石流	壽豐鄉	米棧村
花縣 DF141	0.48	0.67	0.59	1.18	土石流	壽豐鄉	米棧村
花縣 DF142	0.48	1.19	0.44	1.29	土石流	壽豐鄉	米棧村
花縣 DF143	0.39	0.57	0.52	1.66	土石流	壽豐鄉	米棧村
花縣 DF150	0.41	0.77	0.47	1.49	土石流	壽豐鄉	月眉村
花縣 DF151	0.40	0.67	0.50	1.30	土石流	壽豐鄉	月眉村
花縣 DF152	1.25	3.97	0.63	1.25	土石流	壽豐鄉	月眉村
花縣 DF153	0.58	0.17	1.40	3.01	土石流	吉安鄉	太昌村
花縣 DF154	0.68	0.28	1.29	0.95	土石流	吉安鄉	南華村
花縣 DF155	0.76	0.64	0.94	1.23	土石流	吉安鄉	南華村
花縣 DF156	0.58	0.34	0.98	1.50	土石流	吉安鄉	南華村
花縣 DF157	0.82	1.24	0.74	1.31	土石流	吉安鄉	南華村
花縣 DF158	0.55	0.26	1.07	1.99	土石流	吉安鄉	福興村
花縣 DF159	1.23	2.57	0.77	1.20	土石流	吉安鄉	福興村
花縣 DF160	0.38	0.09	1.23	2.24	土石流	花蓮市	國福里
花縣 DF161	1.02	0.82	1.12	0.64	土石流	花蓮市	國福里
花縣 DF162	0.61	3.40	0.33	1.58	高含砂流	花蓮市	國福里
花縣 DF164	2.18	38.36	0.35	8.12	高含砂流	光復鄉	東富村

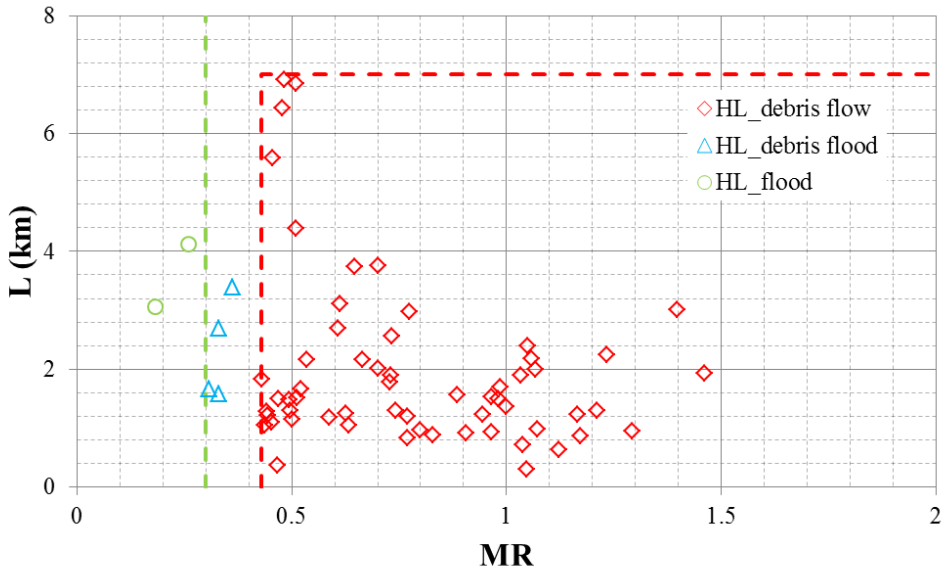


圖 4- 20 花蓮溪集水區險峻值與集水區長度關係

表 4- 5 花蓮溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料

土石流潛勢溪流編號	土砂類型	災害紀錄	土石流潛勢溪流編號	土砂類型	災害紀錄
花縣 DF006	土石流	1	花縣 DF125	土石流	2
花縣 DF008	高含砂流	1	花縣 DF127	土石流	6
花縣 DF009	土石流	1	花縣 DF129	土石流	1
花縣 DF010	土石流	1	花縣 DF130	洪水	1
花縣 DF011	土石流	1	花縣 DF131	高含砂流	2
花縣 DF027	土石流	1	花縣 DF132	土石流	1
花縣 DF028	高含砂流	2	花縣 DF138	高含砂流	1
花縣 DF034	土石流	1	花縣 DF139	土石流	1
花縣 DF037	土石流	2	花縣 DF142	高含砂流	1
花縣 DF110	土石流	2	花縣 DF153	土石流	1
花縣 DF111	土石流	1	花縣 DF157	土石流	1
花縣 DF112	土石流	1	花縣 DF158	土石流	1
花縣 DF113	土石流	1	花縣 DF159	土石流	1
花縣 DF115	土石流	1	花縣 DF160	高含砂流	1
花縣 DF117	土石流	1	花縣 DF162	土石流	1
花縣 DF118	土石流	1	花縣 DF164	高含砂流	1
花縣 DF120	土石流	1			

二、水文分析

花蓮溪流域土石流溪流水系分佈如圖 4-21 所示。各河流級序比例如表 4-6(5m 精度)所示，河流級序(5m)如圖 4-22。統計結果顯示，一級河流之數目與河流長度佔研究區域中比例最高，其分佈於中上游處。一、二級河流級序之河流數(5m 精度)比例分別為 75%及 19%，河流長度比例分別為 61%及 21%。各河流級序與個數關係以對數形式進行統計後，根據其結果顯示(圖 4-23、圖 4-24) 河流級序與河流數目呈現幾何反比關係。

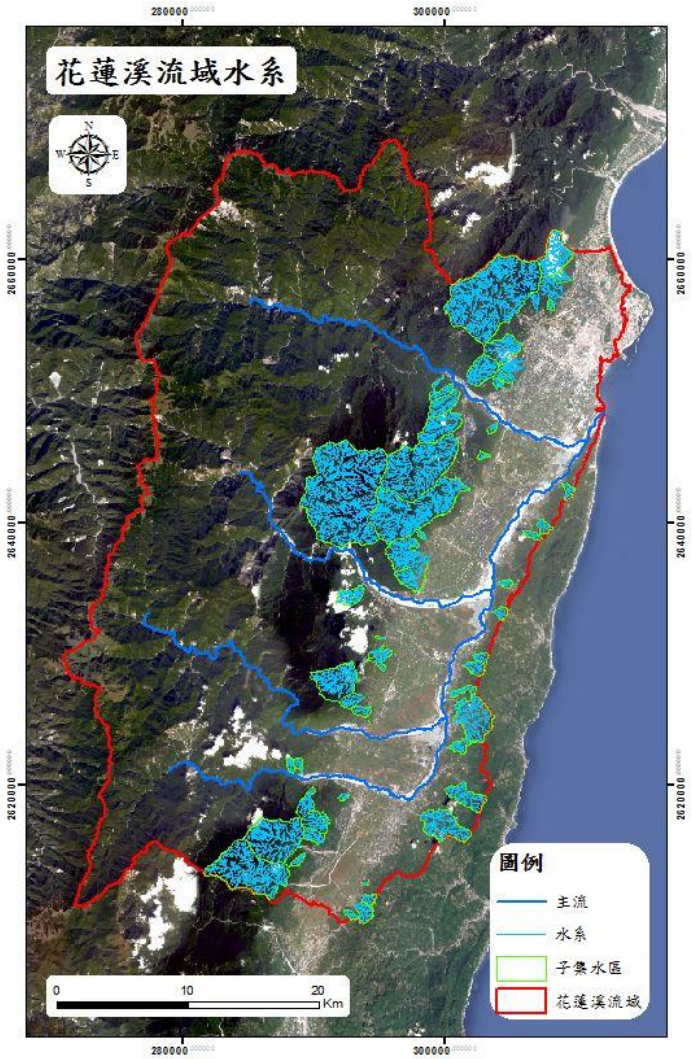


圖 4- 21 花蓮溪土石流集水區與微水系分佈圖

表 4- 6 花蓮溪集水區各級河流數目與長度與其比例(5m)

河流級序	河流數	河流數佔總數比	河流長度(km)	河流長度佔總數比
一級河流	3472	75.35%	874.93	61.3%
二級河流	856	18.58%	299.69	20.99%
三級河流	217	4.71%	146.73	10.28%
四級河流	50	1.09%	71.06	4.98%
五級河流	12	0.26%	32.52	2.28%
六級河流	1	0.02%	2.3	0.16
河流總數	4608	100%	1427.255	100%

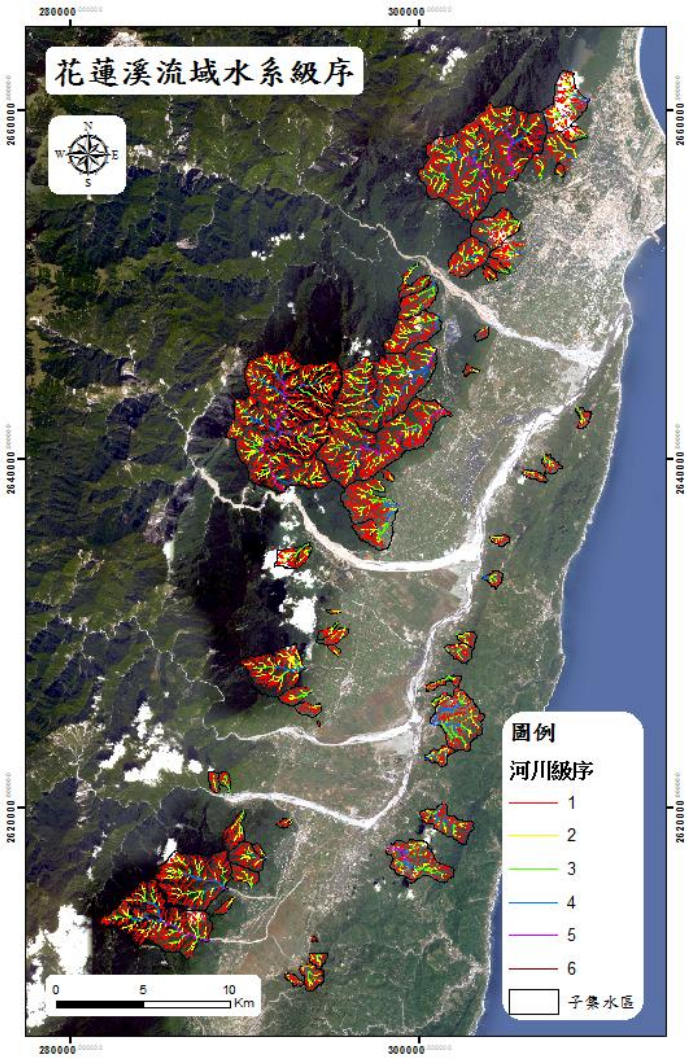


圖 4- 22 花蓮溪土石流集水區與河川級序分佈圖

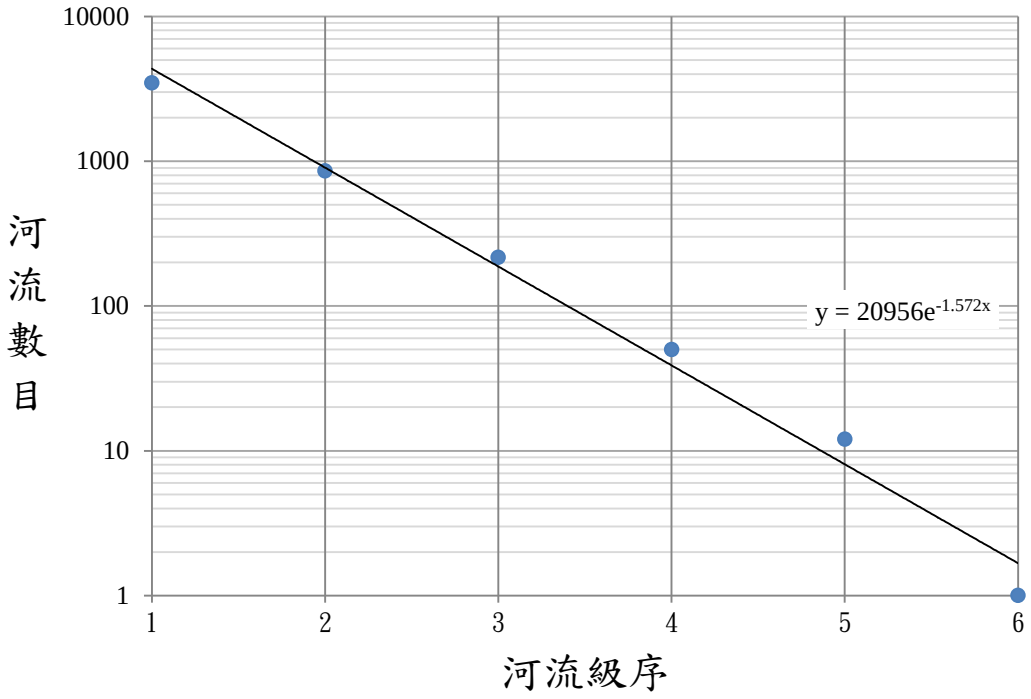


圖 4- 23 花蓮溪河流級序與河流數目統計關係圖

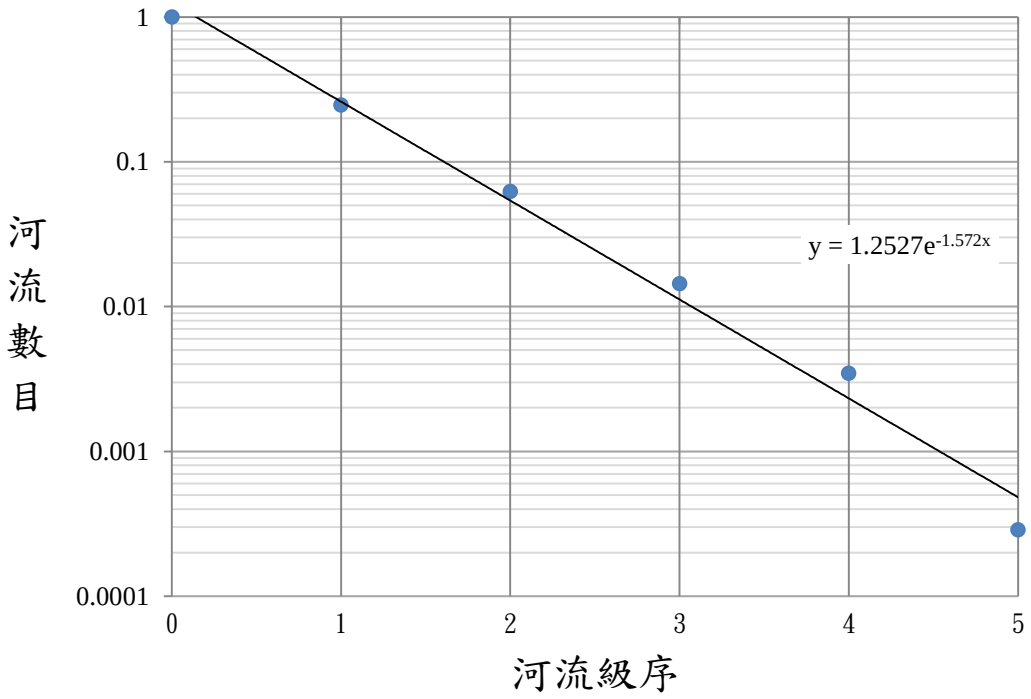


圖 4- 24 無因次化花蓮溪河流級序與河流數目統計關係圖

根據水土保持技術規範(方法一)，花蓮溪流域各土石流潛勢溪流的坡度與累積匯流面積圖時，以最上游凹向下的等高線頂點位置為溪溝起點。溪溝起點上游坡面及下游溝床之坡度與匯水面積關係如圖 4-25 所示，土石流溝為向源侵蝕之開端，且發展上較洪水與高含砂流晚。圖 4-26 為花蓮溪各土石流及高含砂水流的溪流起點的累積匯流面積分布，可知 50%累積匯流面積之土石流溪溝起點與高含沙溪溝起點，各約為 3 公頃與 1.6 公頃之間。故土石流溪流起點之累積匯流面積大於高含砂水流溪流起點之累積匯流面積。將五個集水區做整合，亦可得出相同趨勢，方法二以坡面匯流面積達 0.5 公頃為溪流起點約可為方法一之下限 (圖 4-27)。即以方法二所求得之溪溝起點位於較上游，且一級河川的長度較長。

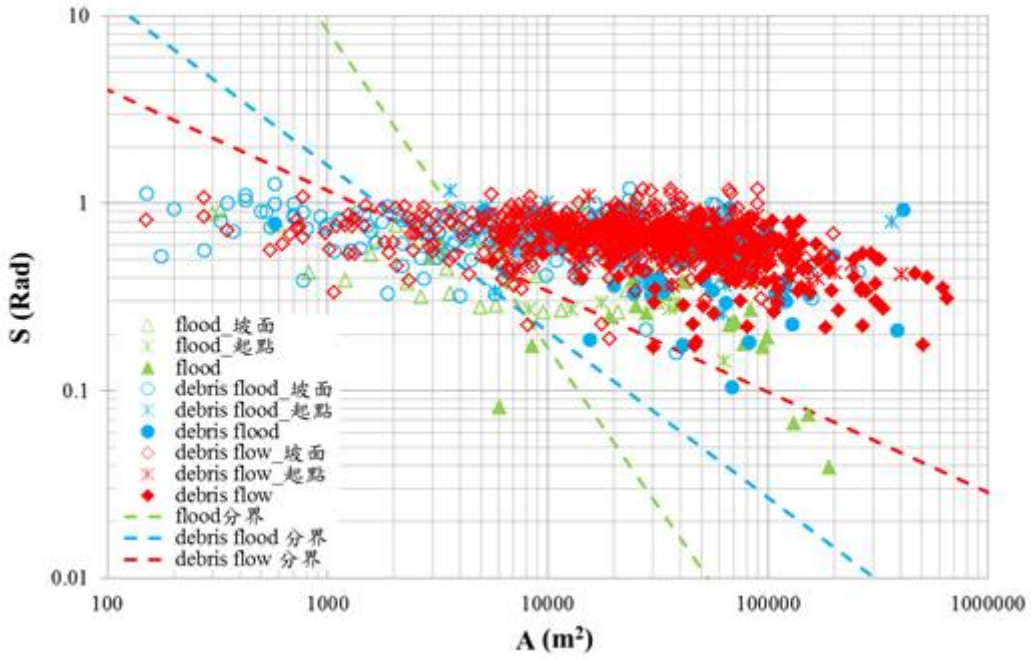


圖 4- 25 花蓮溪集水區坡度與匯流面積關係圖

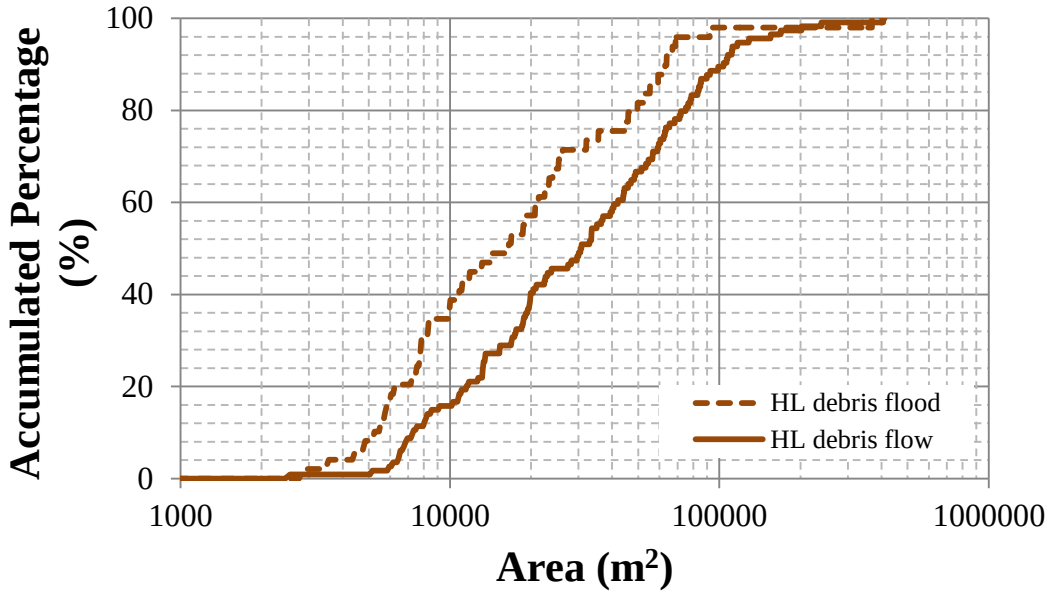


圖 4- 26 花蓮溪集水區溪溝起點之集水面積累積機率

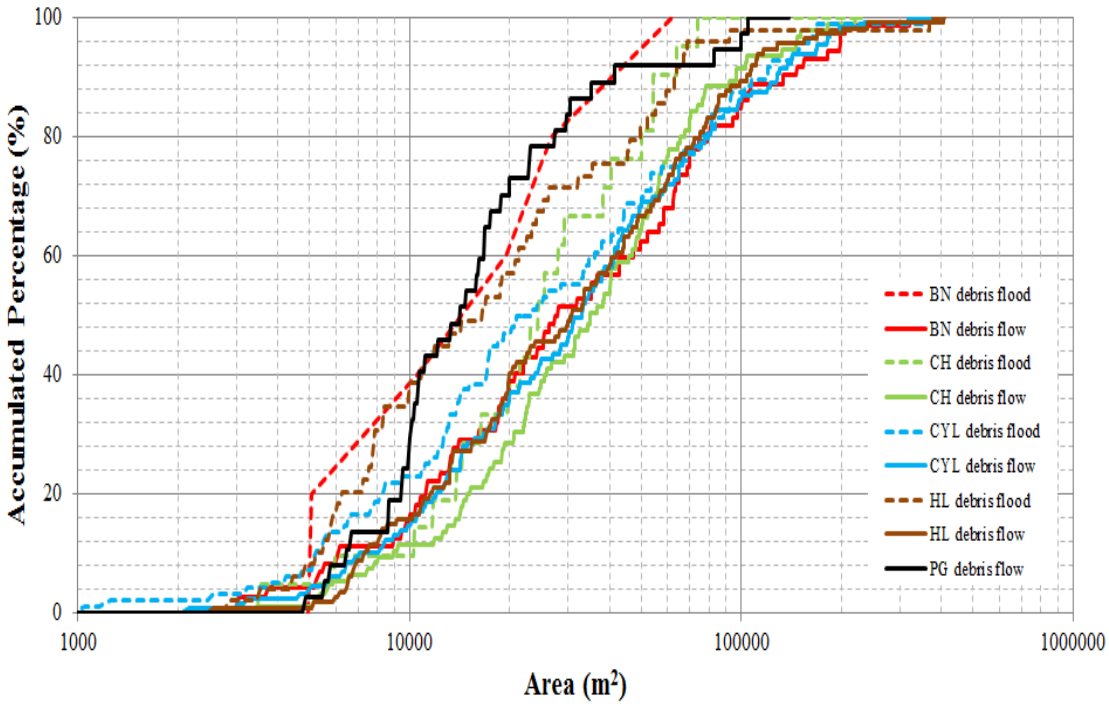


圖 4- 27 五個流域溪溝起點之集水面積累積機率

花蓮溪流域各集水區以 ArcGIS 理論分析及計曲線方式(方法一)求得一級河川長度和 (L_{G1}) 與集水區長度 (L) 比值(L_{G1}/L)最小值為 0.2(DF134)、最大值為 9.4(DF130)(圖 4-28)，其中有 10 個集水區比值小於 0.4，分別為編號 DF010(0.39) 、 DF038(0.26) 、DF110(0.3) 、DF116(0.31) 、 DF132(0.31) 、 DF134(0.2) 、 DF154(0.34) 、DF157(0.27) 、DF159(0.33) 、DF161(0.23)。高含砂水流與土石流以比值 4 為明顯分界，高含砂水流與洪水則以比值 8 為分界。

如圖 4-29 所示，方法一求得一級及二級河川長度與集水區長度比值(L_{G1+LG2}/L)最小值為 0.23(DF161)、最大值為 11.69(DF130)，且尚有 7 個集水區比值小於 0.4，分別為 DF038(0.26)、DF110(0.3)、DF116(0.31)、DF134(0.2)、DF154(0.34)、DF159(0.33)、DF161(0.23)，而土石流與高含砂水流及洪水則以比值 6 為明顯分界、高含沙水流與洪水則以比值 9 為明顯分界。

若以 0.5 公頃作為水系溪溝門檻值(方法二)計算上述花蓮溪一級及二級河川長度與集水區長度比值小於 0.4 之三個集水區，結果顯示其一級($L_{G1'}$)與二級河川($L_{G2'}$)長度總和跟集水區長度比值 ($L_{G1'+G2'}$/L)皆大於 0.4(圖 4-30)。土石流與高含砂水流及洪水以比值 6 為明顯分界、高含沙水流與洪水也以比值 9 為明顯分界。

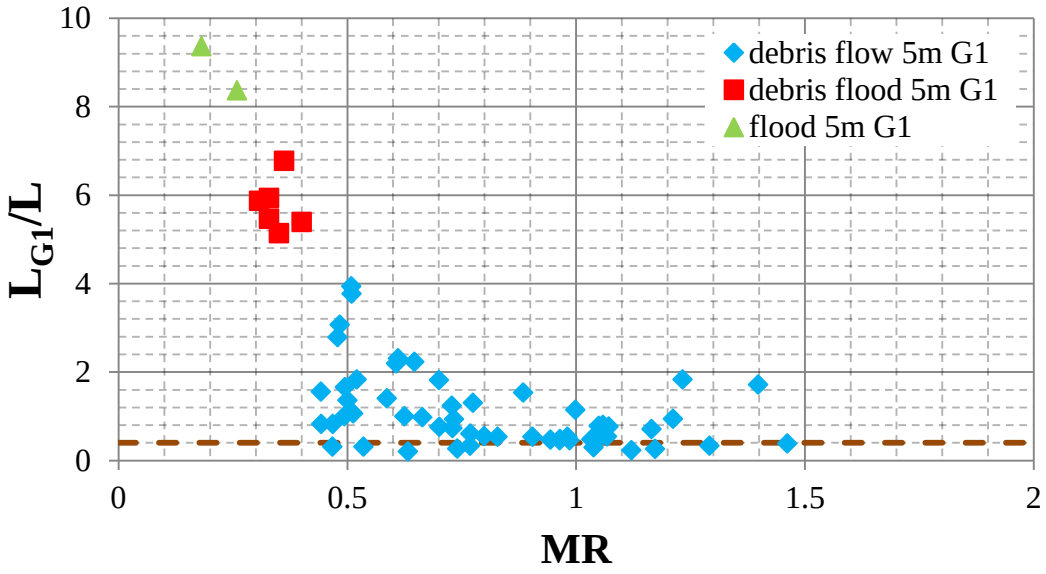


圖 4- 28 花蓮溪一級河川長度與集水區長度分析

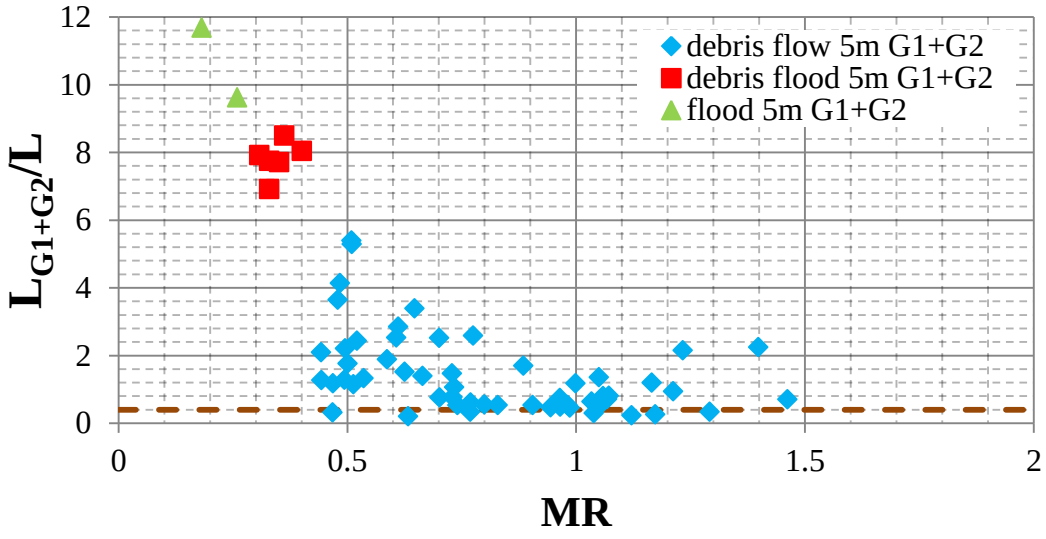


圖 4- 29 花蓮溪一級和二級河川長度與集水區長度分析(方法一)

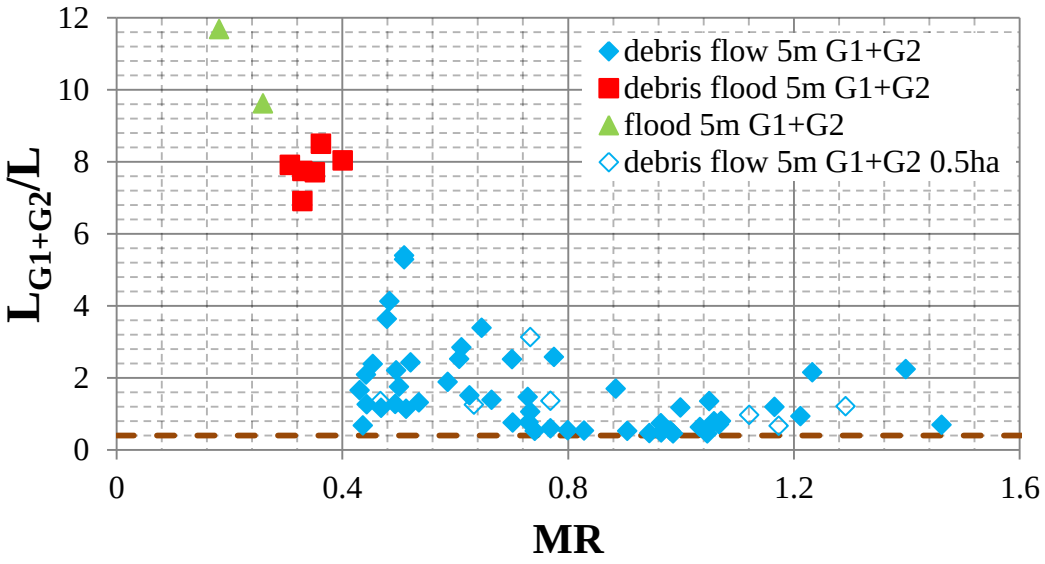


圖 4- 30 花蓮溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析(方法二)

三、地文因子分析

花蓮溪流域共分為 66 個子集水區，集水區面積與集水區長度關係與過往文獻，Montgomery and Dietrich (1992)提出之 $L=(3*A)^{0.5}$ 相差接近為 $L=1.4385A^{0.5}$，相關性達 0.8226；再者合併現有集水區資料後，也符合集水區長度與集水區面積之間的關係指數並非定值。詳細分析見圖 4-31。

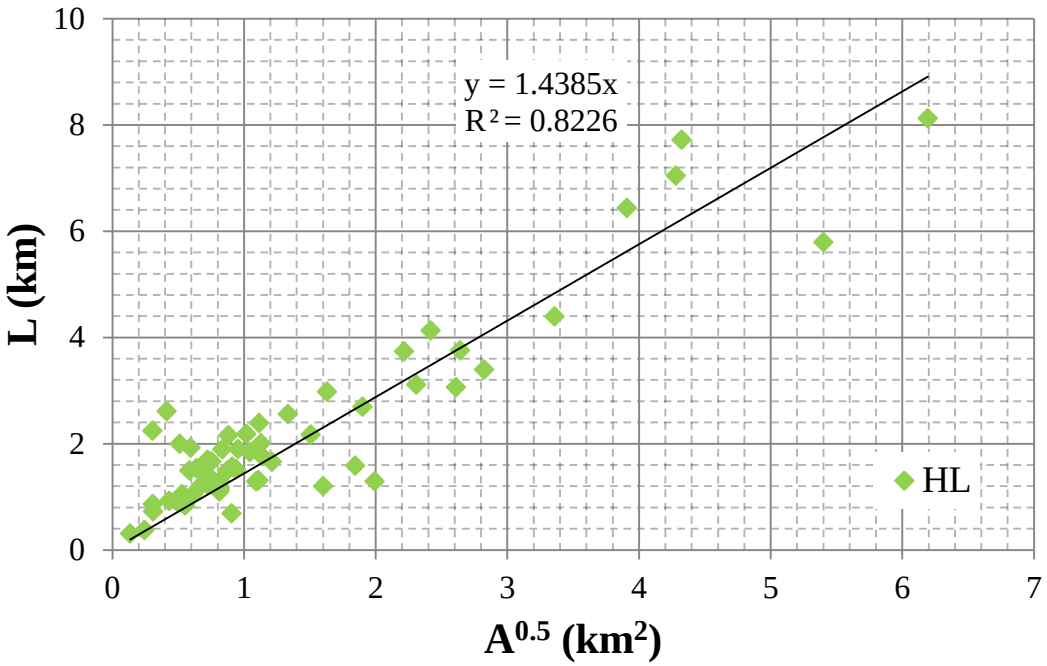


圖 4- 31 花蓮溪地文因子分析結果

四、主溝坡度分析

花蓮溪主溝(圖 4-32)坡度(J 因子)最大值為 0.51(花縣 DF154)，最小為 0.027(花縣 DF124)，平均值為 0.27，且 J 與 MR 之間的相關性達 0.89，且所有子集水區皆滿足發展因子(m 值) 之上下界範圍。集水區上下界範圍以各子集水區最大及最小 m 值為劃定原則。花蓮溪主溝坡度分析結果詳見圖 4-33。



圖 4- 32 花蓮溪主溝坡度分布圖

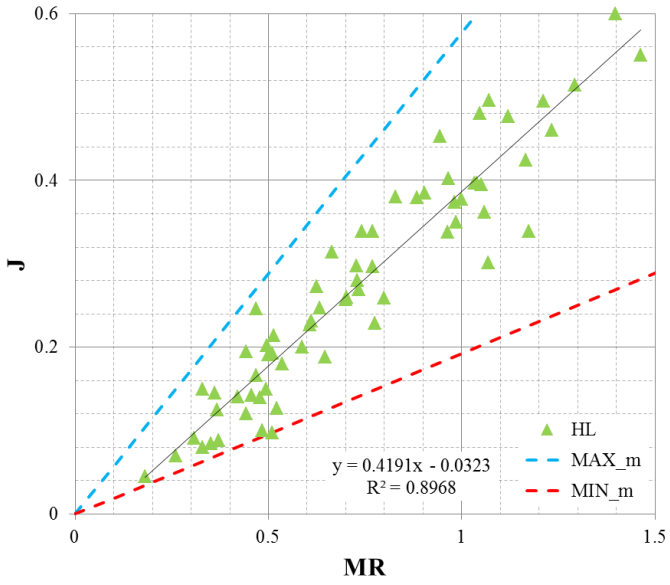


圖 4- 33 花蓮溪 J、m 與 MR 分析圖

第三節 陳有蘭溪流域

本研究採用的基本資料為 1m 精度 DEM 及 5m 精度 DEM，如圖 4-34，根據不同精度之 DEM 比較其水系、主溝坡度等分佈之差異。採用 1m 精度 DEM 可更準確點出匯流點之位置。

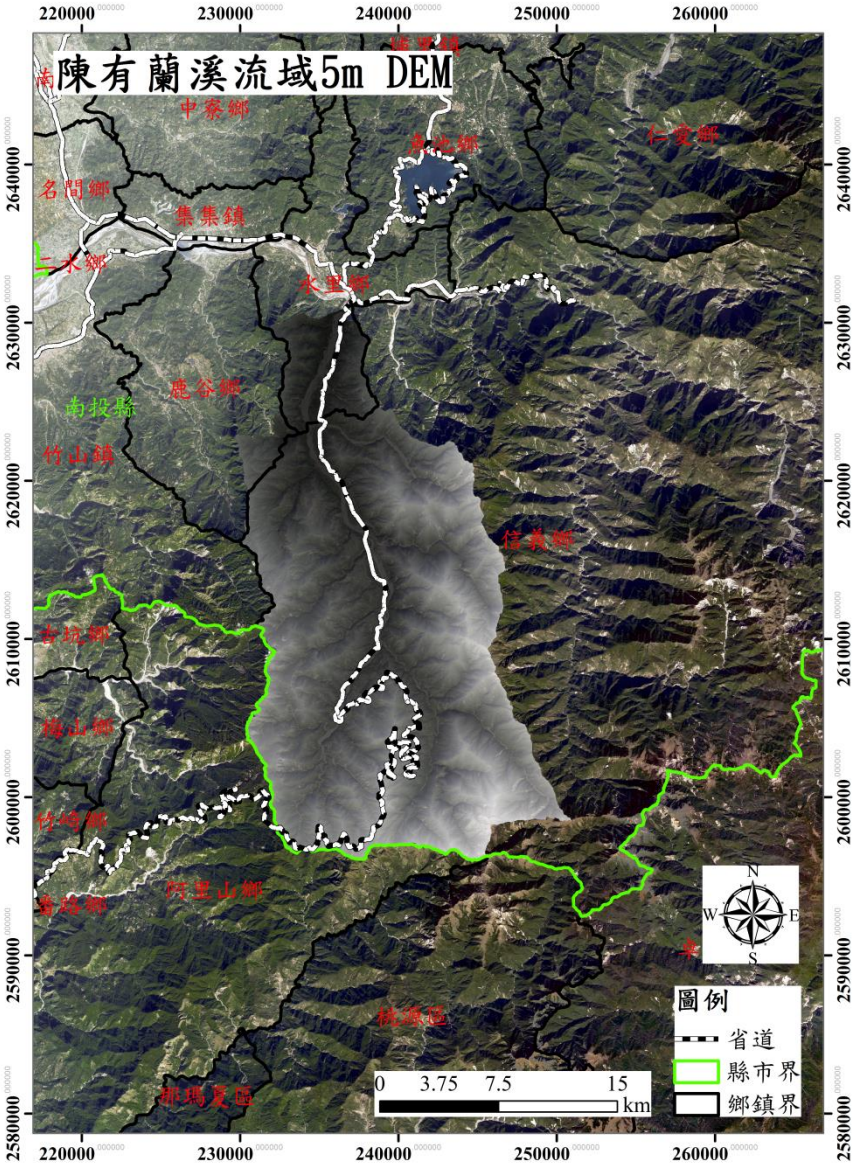


圖 4- 34 陳有蘭溪流域 5m DEM

一、地貌分析

陳有蘭溪流域合計有 50 條土石流潛勢溪流(中興工程顧問社提供)，故分為 50 個子集水區(圖 4-35)。陳有蘭溪流域的 50 個子集水區之分析結果顯示有 0 個洪水子集水區、 3 個高含砂水流子集水區(No. 5(投縣 DF192), No. 8(投縣 DF193), No. 42(投縣 DF185))，其餘 47 個為土石流子集水區。詳細資料如表 4-7 及圖 4-36 所示。

陳有蘭溪流域土石流潛勢溪流歷史災害統計詳細資料(中興工程顧問社提供)，如表 4-8 所示。根據歷史災情資料判定土石流溪流，則其集水區險峻值之門檻值為 0.43，集水區長度則為 7km，明顯高於平廣溪流域，顯示陳有蘭溪地質之脆弱性較高。

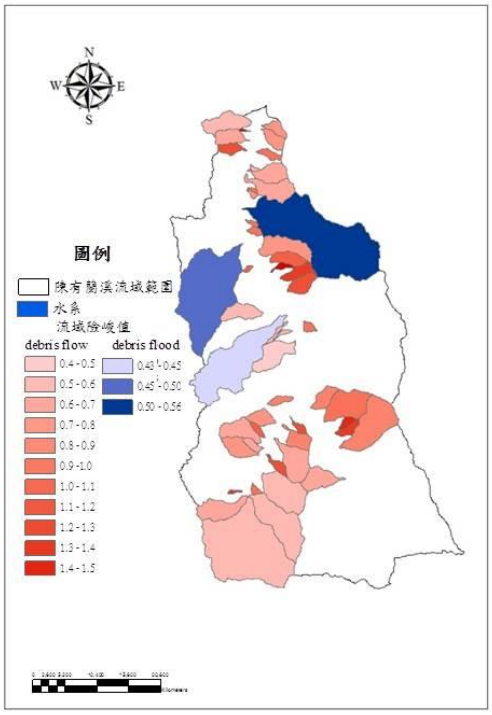


圖 4- 35 陳有蘭溪流域子集水區劃分及集水區險峻值分佈

表 4-7 陳有蘭溪子集水區地貌參數資料

NO	集水面積 (km^2)	高程差 (km)	集水區長度 (km)	MR	土石流潛勢溪流編號	鄉鎮	村里	集水區	土砂災害類型
1	3.50	0.95	3.64	0.51	投縣 DF160	水里鄉	興隆村	南平坑	土石流
2	0.10	0.45	0.89	1.46	投縣 DF161	水里鄉	興隆村	南平坑	土石流
3	1.99	0.87	2.61	0.61	投縣 DF162	水里鄉	興隆村	南平坑	土石流
4	1.16	1.21	2.14	1.12	投縣 DF163	水里鄉	興隆村	南平坑	土石流
5	22.43	2.14	8.71	0.45	投縣 DF192	信義鄉	自強村	南平坑	高含砂水流
6	0.20	0.47	0.82	1.05	投縣 DF220	信義鄉	自強村	峰丘	土石流
7	2.55	0.94	3.13	0.59	投縣 DF234	信義鄉	自強村	牛稠坑溪	土石流
8	16.37	1.77	8.94	0.44	投縣 DF193	信義鄉	羅娜村	南平坑	高含砂水流
9	0.42	0.33	2.49	0.50	投縣 DF221	信義鄉	羅娜村	蒼庫溪	土石流
10	0.28	0.28	1.59	0.54	投縣 DF222	信義鄉	羅娜村	蒼庫溪	土石流
11	3.92	0.93	3.78	0.47	投縣 DF223	信義鄉	望美村	蒼庫溪	土石流
12	0.78	0.71	1.93	0.81	投縣 DF229	信義鄉	同富村	桐子林橋	土石流
13	1.65	0.98	2.31	0.76	投縣 DF194	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
14	0.53	0.75	1.69	1.03	投縣 DF195	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
15	3.11	1.17	3.13	0.66	投縣 DF196	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
16	0.75	0.57	1.69	0.66	投縣 DF197	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
17	2.42	1.15	2.93	0.74	投縣 DF198	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
18	0.16	0.52	1.13	1.27	投縣 DF225	信義鄉	神木村	郝馬戛班溪	土石流
19	3.99	1.33	3.86	0.66	投縣 DF226	信義鄉	神木村	郝馬戛班溪	土石流
20	26.18	2.86	6.95	0.56	投縣 DF227	信義鄉	神木村	郝馬戛班溪	土石流
21	8.59	1.61	5.88	0.55	投縣 DF199	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
22	0.35	0.56	0.96	0.95	投縣 DF224	信義鄉	神木村	郝馬戛班溪	土石流
23	6.63	1.49	3.98	0.58	投縣 DF200	信義鄉	神木村	南平坑	土石流
24	0.88	1.10	2.31	1.17	投縣 DF228	信義鄉	同富村	和社溪	土石流
25	4.42	1.35	3.75	0.64	投縣 DF202	信義鄉	同富村	南平坑	土石流
26	1.93	1.16	2.74	0.83	投縣 DF203	信義鄉	同富村	南平坑	土石流
27	0.53	0.82	1.80	1.12	投縣 DF235	信義鄉	同富村	和社溪	土石流
28	3.08	1.14	3.20	0.65	投縣 DF201	信義鄉	同富村	南平坑	土石流
29	8.25	2.32	4.86	0.81	投縣 DF204	信義鄉	東埔村	南平坑	土石流

30	0.91	1.19	1.46	1.25	投縣 DF205	信義鄉	東埔村	南平坑	土石流
31	0.65	1.09	1.58	1.36	投縣 DF206	信義鄉	東埔村	南平坑	土石流
32	5.43	2.12	4.10	0.91	投縣 DF207	信義鄉	東埔村	南平坑	土石流
33	1.76	1.19	2.44	0.89	投縣 DF208	信義鄉	東埔村	南平坑	土石流
34	0.51	0.71	0.96	0.98	投縣 DF236	信義鄉	望美村	蒼庫溪	土石流
35	1.99	1.56	2.49	1.10	投縣 DF191	信義鄉	豐丘村	南平坑	土石流
36	1.61	1.55	2.63	1.22	投縣 DF190	信義鄉	豐丘村	南平坑	土石流
37	0.47	1.01	1.84	1.46	投縣 DF219	信義鄉	豐丘村	峰丘	土石流
38	1.91	1.40	2.72	1.02	投縣 DF189	信義鄉	豐丘村	南平坑	土石流
39	4.15	1.51	3.90	0.74	投縣 DF188	信義鄉	明德村	南平坑	土石流
40	0.46	0.67	1.23	0.98	投縣 DF187	信義鄉	明德村	南平坑	土石流
41	0.26	0.49	1.08	0.97	投縣 DF186	信義鄉	明德村	南平坑	土石流
42	30.33	2.62	11.10	0.48	投縣 DF185	信義鄉	明德村	南平坑	高含砂水流
43	0.25	0.39	0.90	0.79	投縣 DF217	水里鄉	上安村	南平坑	土石流
44	0.17	0.38	0.91	0.17	投縣 DF164	水里鄉	上安村	南平坑	土石流
45	3.64	1.16	3.79	0.61	投縣 DF165	水里鄉	上安村	南平坑	土石流
46	2.69	1.13	3.07	0.69	投縣 DF166	水里鄉	郡坑村	郡坑	土石流
47	0.18	0.24	0.86	0.57	投縣 DF167	水里鄉	郡坑村	南平坑	土石流
48	0.80	0.83	1.86	0.92	投縣 DF168	水里鄉	郡坑村	南平坑	土石流
49	1.45	0.87	2.16	0.73	投縣 DF169	水里鄉	新山村	南平坑	土石流
50	1.09	0.79	2.00	0.76	投縣 DF170	水里鄉	新山村	南平坑	土石流

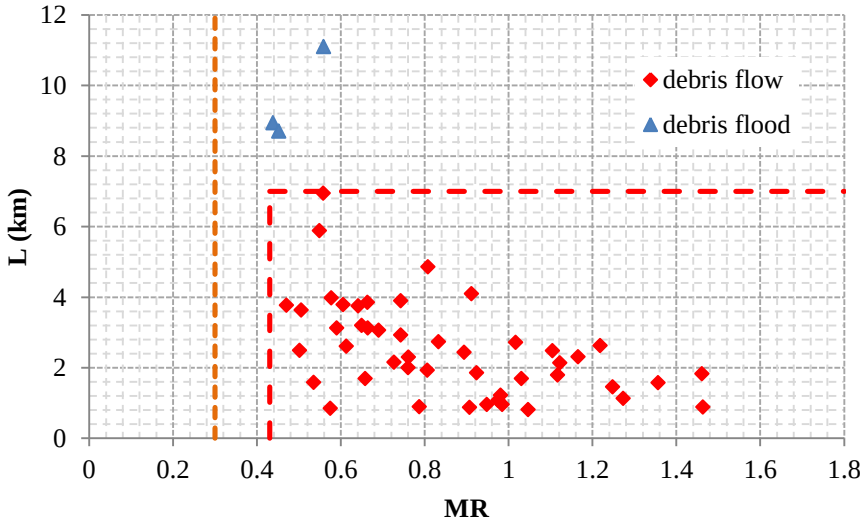


圖 4- 36 陳有蘭溪子集水區集水區長(L)與集水區險峻值(MR)之關係

表 4-8 陳有蘭溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料

NO	土石流潛勢溪流編號	土砂類型	資料庫歷史災害統計(次)	NO.	土石流潛勢溪流編號	土砂類型	資料庫歷史災害統計(次)
1	投縣 DF160	土石流	2	26	投縣 DF203	土石流	1
2	投縣 DF161	土石流	1	27	投縣 DF235	土石流	1
3	投縣 DF162	土石流	1	28	投縣 DF201	土石流	1
4	投縣 DF163	土石流	-	29	投縣 DF204	土石流	6
5	投縣 DF192	高含砂水流	3	30	投縣 DF205	土石流	6
6	投縣 DF220	土石流	2	31	投縣 DF206	土石流	6
7	投縣 DF234	土石流	3	32	投縣 DF207	土石流	5
8	投縣 DF193	高含砂水流	2	33	投縣 DF208	土石流	5
9	投縣 DF221	土石流	1	34	投縣 DF236	土石流	1
10	投縣 DF222	土石流	1	35	投縣 DF191	土石流	3
11	投縣 DF223	土石流	1	36	投縣 DF190	土石流	4
12	投縣 DF229	土石流	1	37	投縣 DF219	土石流	5
13	投縣 DF194	土石流	3	38	投縣 DF189	土石流	3
14	投縣 DF195	土石流	3	39	投縣 DF188	土石流	-
15	投縣 DF196	土石流	2	40	投縣 DF187	土石流	2
16	投縣 DF197	土石流	3	41	投縣 DF186	土石流	4
17	投縣 DF198	土石流	2	42	投縣 DF185	高含砂水流	1
18	投縣 DF225	土石流	1	43	投縣 DF217	土石流	5
19	投縣 DF226	土石流	2	44	投縣 DF164	土石流	1
20	投縣 DF227	土石流	1	45	投縣 DF165	土石流	4
21	投縣 DF199	土石流	9	46	投縣 DF166	土石流	3
22	投縣 DF224	土石流	1	47	投縣 DF167	土石流	3
23	投縣 DF200	土石流	2	48	投縣 DF168	土石流	1
24	投縣 DF228	土石流	2	49	投縣 DF169	土石流	2
25	投縣 DF202	土石流	4	50	投縣 DF170	土石流	3

二、地文因子分析

Montgomery and Dietrich (1992) 提出集水區面積(A)與集水區長度(L) 一般符合 $L=(n*A)^{0.5}$ (n = 3) 之關係。圖 4-37 所示，陳有蘭溪流域共分為 50 處子集水區，現有集水區之面積與集水區長度之迴歸關係為 $L=1.8513A^{0.5}$ (即 n = 3.43)，相關係數達 0.936 ，故集水區長度與集水區面積之間的參數並非定值。相較於平廣溪，陳有蘭溪係數 n = 3.43 大於平廣溪之 n 值 2.85。

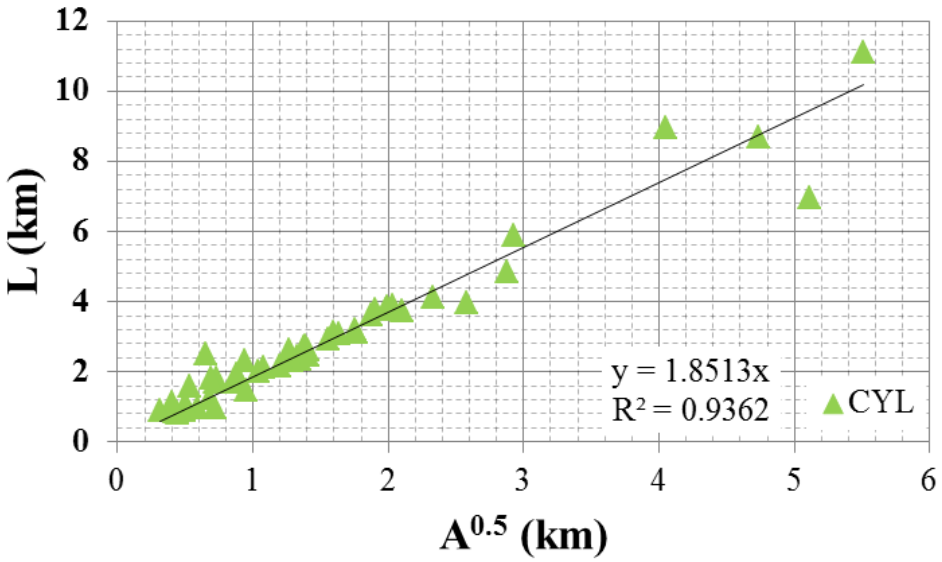


圖 4- 37 陳有蘭溪地文因子分析結果

三、主溝坡度分析

陳有溪主溝坡度(J 因子)最大值為投縣 0.58(DF161)，最小為投縣 0.09(DF193)，平均值為 0.28；另與集水區險峻值(MR)相關性達 0.85，唯於資料建置時需考慮主溝起始與結束點。以 Arc-GIS 水文模組建置之累積流量網格，以降冪計算排除坡面野溪(圖 4-38)、以天空開闊度

立體圖與 google earth 影像排除道路、登山步道等人工建築(圖 4-39)。陳有蘭溪主溝分布與分析結果詳見圖 4-40、圖 4-41。

Bin et al. (2016) 使用 2011 年 6 月降雨事件於中國打易與奇達地區引致的崩塌事件，採用兩個地區共計 122 的地文參數建置集水區災害的判別參數，其分析結果之地理參數因子受主溝坡度 J 的影響高於受集水區面積面積的效應。

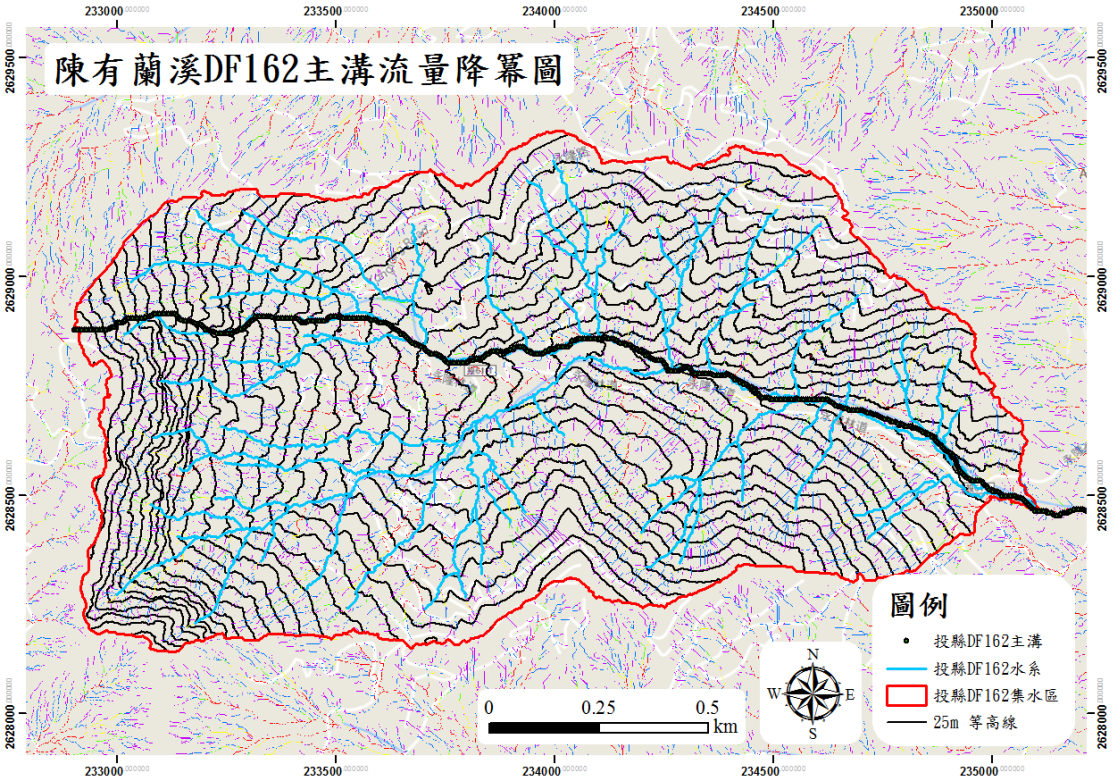


圖 4- 38 陳有蘭溪 DF162 主溝流量降冪圖

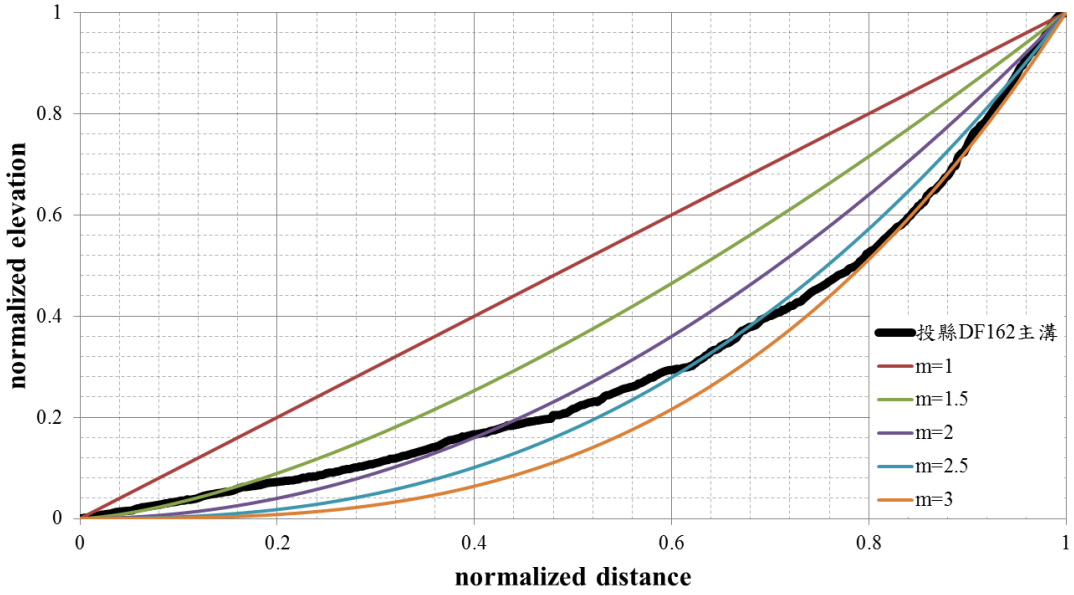


圖 4- 39 陳有蘭溪 DF162 發展因子分析

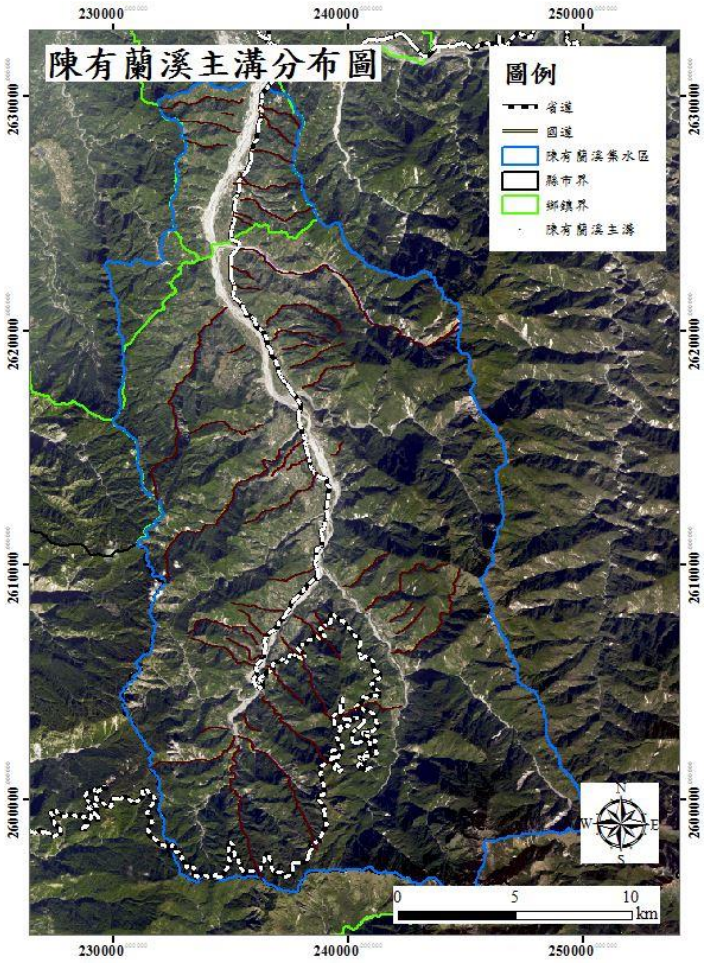


圖 4- 40 陳有蘭溪主溝分布圖

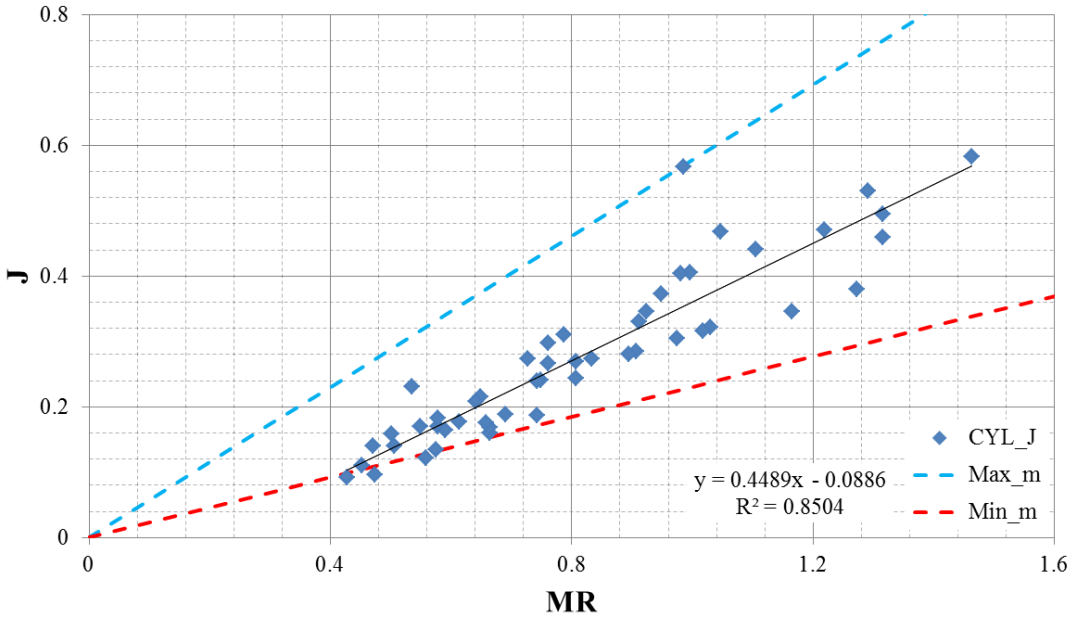


圖 4- 41 陳有蘭溪 J、m 與 MR 分析圖

第四節 旗山溪流域

本研究於旗山溪流域採用之基本資料為 5m 精度 DEM，如圖 4-42，並疊合坡度、陰影及天空開闊度圖產之天空開闊度立體圖(李璟芳等，2017)，輔以判釋溪溝、山脊、谷地、沖積扇等微地形，詳見圖 4-43。倘採用 1m 精度 DEM 可更準確點出溢流點位置。

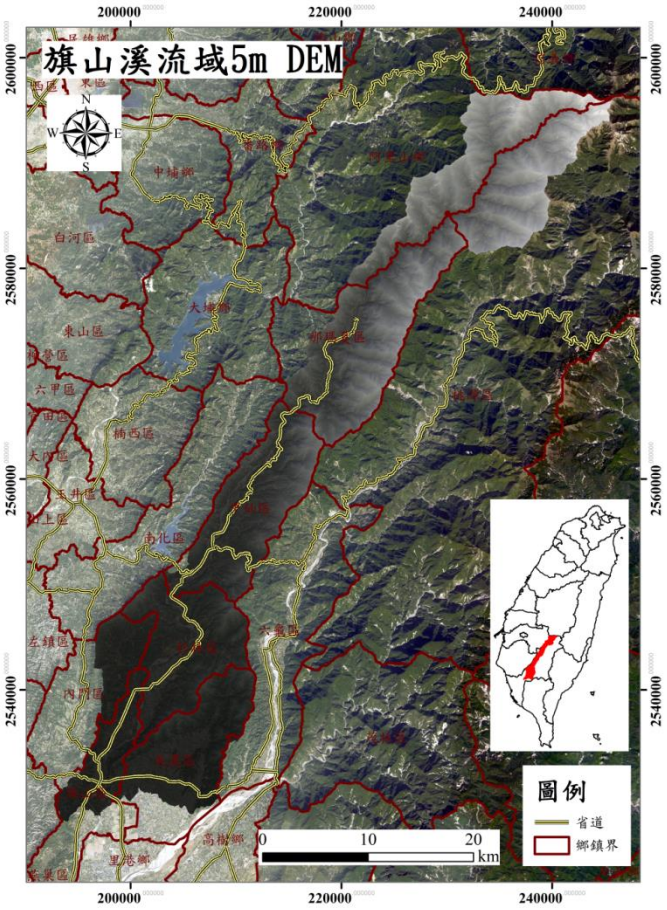


圖 4- 42 旗山溪流域 5m DEM

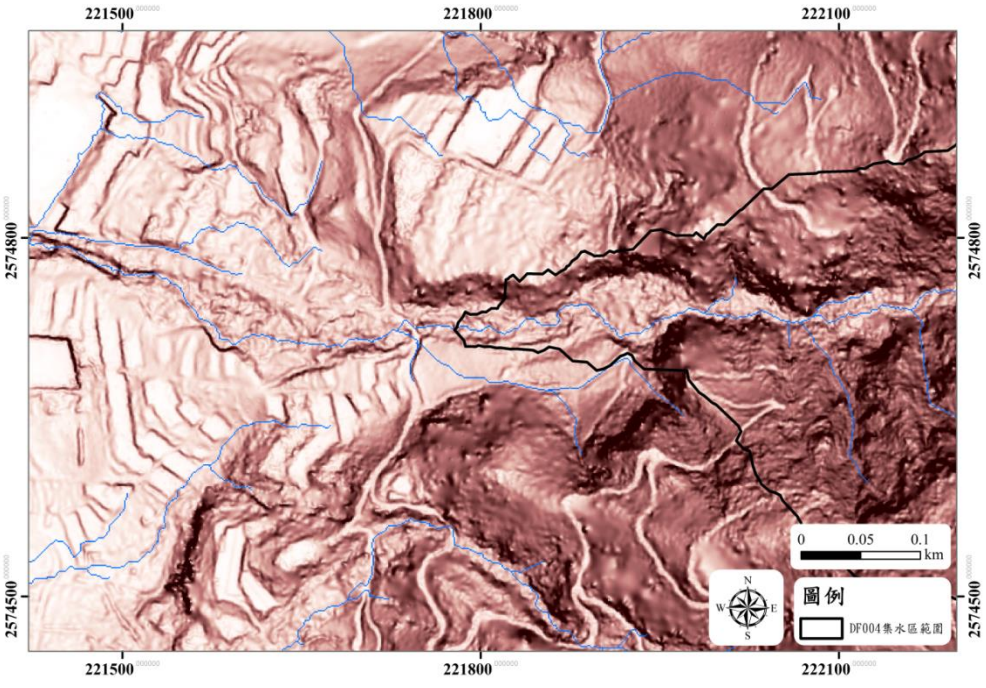


圖 4- 43 旗山溪 DF004 溢流點與沖積扇

一、地貌分析

本節使用台灣中南部門檻值進行分析，洪水定義為 MR< 0.3；高含砂水流定義為 0.3 ≤MR≤ 0.43 及 MR> 0.43 且集水區長度≥ 7 km；土石流定義為 MR> 0.43 且集水區長度< 7 km。

旗山溪流域合計有 55 條潛勢溪流(中興工程顧問社提供)，故分為 55 個子集水區(圖 4-44)。旗山溪流域的 55 個子集水區中其分析結果有 1 個洪水子集水區(No.37 (高市 DF071))、4 個高含砂水流子集水區(No.11 (高市 DF017)， 33 (高市 DF043)， 40 (高市 DF018), 41 (高市 DF020))，其餘 50 個為土石流子集水區。詳細資料如表 4-9，圖 4-45 所示。

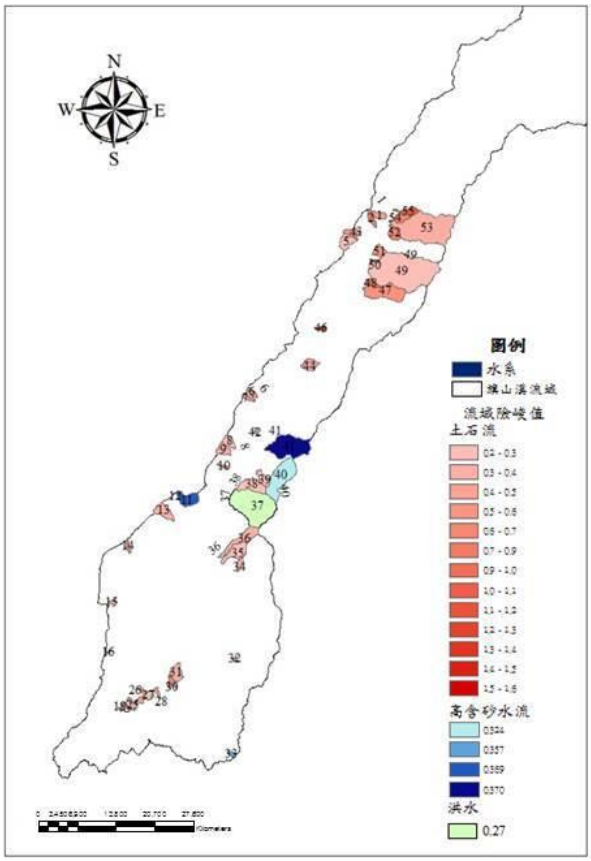


圖 4- 44 旗山溪流域子集水區劃分及集水區險峻值分佈

表 4-9 旗山溪子集水區地貌參數資料

NO	集水面積 (km^2)	高程差 (km)	集水區流域長度(km)	MR	土石流潛勢溪流編號	鄉鎮	村里	集水區	河流級序	土砂災害類型
1	0.53	0.49	1.24	0.67	高市 DF065	那瑪夏區	達卡努瓦里	石水山	1	土石流
2	0.58	0.65	1.67	0.85	高市 DF085	那瑪夏區	達卡努瓦里	茶山	2	土石流
3	0.18	0.30	0.82	0.72	高市 DF086	那瑪夏區	瑪雅里	茶山	1	土石流
4	0.53	0.55	1.33	0.75	高市 DF066	那瑪夏區	瑪雅里	石水山	1	土石流
5	1.17	0.50	1.54	0.46	高市 DF067	那瑪夏區	瑪雅里	石水山	2	土石流
6	0.34	0.46	1.19	0.78	高市 DF011	甲仙區	關山里	石水山	1	土石流
7	0.32	0.43	1.12	0.77	高市 DF012	甲仙區	關山里	石水山	2	土石流
8	0.74	0.41	1.36	0.48	高市 DF014	甲仙區	和安里	石水山	2	土石流
9	0.84	0.47	1.38	0.51	高市 DF094	甲仙區	和安里	圓山	1	土石流
10	0.16	0.32	0.96	0.82	高市 DF015	甲仙區	大田里	甲仙	1	土石流
11	1.54	0.47	1.50	0.38	高市 DF017	甲仙區	大田里	石水山	3	高含砂水流
12	0.52	0.46	1.12	0.63	高市 DF016	甲仙區	大田里	石水山	1	土石流
13	1.27	0.59	1.93	0.53	高市 DF021	杉林區	木梓里	石水山	1	土石流
14	0.26	0.45	1.19	0.88	高市 DF024	內門區	金竹里	石水山	2	土石流
15	0.14	0.29	0.82	0.75	高市 DF026	內門區	永吉里	石水山	1	土石流
16	0.72	0.21	0.58	0.83	高市 DF025	內門區	永富里	石水山	2	土石流
17	0.05	0.24	0.48	1.12	高市 DF035	旗山區	東平里	石水山	1	土石流
18	0.14	0.26	0.58	0.69	高市 DF034	旗山區	東平里	石水山	1	土石流
19	0.03	0.26	0.45	1.50	高市 DF033	旗山區	東平里	石水山	1	土石流
20	0.03	0.27	0.48	1.46	高市 DF032	旗山區	東平里	石水山	1	土石流
21	0.17	0.26	0.60	0.63	高市 DF031	旗山區	東平里	石水山	1	土石流
22	0.15	0.30	0.76	0.77	高市 DF030	旗山區	東平里	杉林	1	土石流

23	0.10	0.27	0.44	0.83	高市 DF111	旗山區	東平里	美濃	1	土石流
24	0.08	0.25	0.45	0.91	高市 DF036	旗山區	東平里	美濃	1	土石流
25	0.29	0.31	0.79	0.58	高市 DF042	美濃區	福安里	石水山	1	土石流
26	0.29	0.32	0.62	0.60	高市 DF041	美濃區	福安里	石水山	1	土石流
27	0.46	0.32	0.80	0.48	高市 DF040	美濃區	福安里	石水山	1	土石流
28	0.23	0.29	1.01	0.61	高市 DF039	美濃區	福安里	美濃	1	土石流
29	0.12	0.33	0.73	0.94	高市 DF038	美濃區	中圳里	石水山	2	土石流
30	0.32	0.47	1.21	0.83	高市 DF037	美濃區	中圳里	石水山	2	土石流
31	1.11	0.56	1.63	0.53	高市 DF096	美濃區	中圳里	石水山	1	土石流
32	0.09	0.25	0.49	0.84	高市 DF044	美濃區	廣林里	雙溪	2	土石流
33	0.21	0.16	0.78	0.36	高市 DF043	美濃區	獅山里	石水山	1	高含砂水流
34	0.37	0.36	1.40	0.59	高市 DF022	杉林區	集來里	石水山	1	土石流
35	1.84	0.58	2.80	0.43	高市 DF023	杉林區	集來里	石水山	2	土石流
36	2.03	0.83	4.20	0.59	高市 DF072	杉林區	集來里	石水山	2	土石流
37	8.19	0.80	3.81	0.28	高市 DF071	甲仙區	西安里	石水山	3	洪水
38	1.93	0.67	2.48	0.48	高市 DF095	甲仙區	西安里	南平埔	2	土石流
39	0.84	0.46	1.57	0.50	高市 DF019	甲仙區	東安里	石水山	1	土石流
40	4.49	0.69	2.60	0.32	高市 DF018	甲仙區	東安里	石水山	3	高含砂水流
41	5.11	0.84	3.92	0.37	高市 DF020	甲仙區	東安里	石水山	3	高含砂水流
42	0.08	0.18	0.54	0.61	高市 DF013	甲仙區	關山里	石水山	1	土石流
43	0.05	0.11	0.50	0.46	高市 DF093	甲仙區	關山里	圓山	1	土石流
44	0.77	0.48	1.63	0.55	高市 DF010	甲仙區	小林里	石水山	1	土石流
45	0.20	0.28	1.04	0.62	高市 DF009	甲仙區	小林里	石水山	1	土石流
46	0.27	0.69	1.03	1.33	高市 DF008	甲仙區	小林里	錫安山	2	土石流
47	3.45	1.37	3.71	0.74	高市 DF007	那瑪夏區	南沙魯里	石水山	1	土石流
48	0.53	0.69	1.46	0.95	高市 DF070	那瑪夏區	南沙魯里	石水山	2	土石流
49	13.32	1.58	6.04	0.43	高市 DF069	那瑪夏區	瑪雅里	石水山	4	土石流
50	0.16	0.49	0.81	1.25	高市 DF006	那瑪夏區	瑪雅里	石水山	1	土石流

51	0.77	0.62	1.26	0.71	高市 DF068	那瑪夏區	瑪雅里	石水山	2	土石流
52	0.89	0.78	1.50	0.83	高市 DF084	那瑪夏區	達卡努瓦里	茶山	2	土石流
53	9.90	1.65	5.51	0.52	高市 DF083	那瑪夏區	達卡努瓦里	五權溪	3	土石流
54	0.72	0.69	1.45	0.81	高市 DF005	那瑪夏區	達卡努瓦里	石水山	2	土石流
55	0.76	1.02	2.21	1.17	高市 DF004	那瑪夏區	達卡努瓦里	石水山	1	土石流

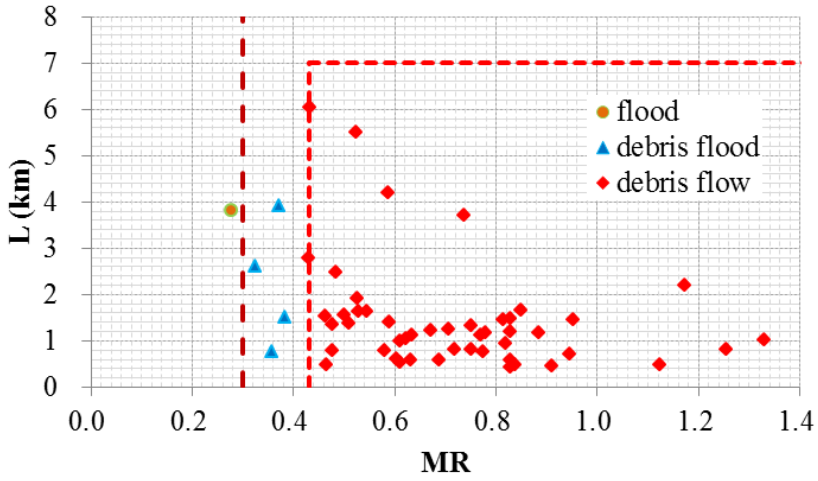


圖 4- 45 旗山溪子集水區長(L)與集水區險峻值(MR)之關係

旗山溪流域土石流潛勢溪流歷史災害統計詳細資料(中興工程顧問社提供)，如表 4-10 所示。根據歷史災情資料判定土石流溪流，則其集水區險峻值之門檻值為 0.43，集水區長度則為 7km，明顯高於平廣溪集水區，顯示旗山溪地質之脆弱性較高。

表 4- 10 旗山溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料

NO.	土石流潛勢溪流編號	土砂類型	資料庫歷史災害統計(次)	NO.	土石流潛勢溪流編號	土砂類型	資料庫歷史災害統計(次)
1	高市 DF012	土石流	3	29	高市 DF010	土石流	-
2	高市 DF038	土石流	2	30	高市 DF066	土石流	1
3	高市 DF022	土石流	2	31	高市 DF085	土石流	1
4	高市 DF011	土石流	2	32	高市 DF019	土石流	1
5	高市 DF067	土石流	1	33	高市 DF043	高含砂水流	-
6	高市 DF007	土石流	1	34	高市 DF015	土石流	1
7	高市 DF065	土石流	1	35	高市 DF023	土石流	1
8	高市 DF014	土石流	2	36	高市 DF072	土石流	1
9	高市 DF005	土石流	2	37	高市 DF071	洪水	1
10	高市 DF041	土石流	-	38	高市 DF095	土石流	1
32	高市 DF017	高含砂水流	-	39	高市 DF044	土石流	-
12	高市 DF016	土石流	2	40	高市 DF018	高含砂水流	5
13	高市 DF070	土石流	1	41	高市 DF020	高含砂水流	2
14	高市 DF086	土石流	1	42	高市 DF094	土石流	1
15	高市 DF026	土石流	3	43	高市 DF093	土石流	1
16	高市 DF021	土石流	2	44	高市 DF024	土石流	-
17	高市 DF035	土石流	-	45	高市 DF009	土石流	1
18	高市 DF034	土石流	-	46	高市 DF013	土石流	2
19	高市 DF033	土石流	-	47	高市 DF008	土石流	1
20	高市 DF032	土石流	-	48	高市 DF084	土石流	1
21	高市 DF031	土石流	-	49	高市 DF069	土石流	1
22	高市 DF030	土石流	1	50	高市 DF006	土石流	2
23	高市 DF111	土石流	2	51	高市 DF068	土石流	2
24	高市 DF036	土石流	2	52	高市 DF037	土石流	3
25	高市 DF042	土石流	2	53	高市 DF083	土石流	1
26	高市 DF096	土石流	2	54	高市 DF025	土石流	1
27	高市 DF040	土石流	2	55	高市 DF004	土石流	1
28	高市 DF039	土石流	1				

二、地文因子分析

本計畫分析地文因子包含五個流域，分別為北部的平廣溪流域、中南部的陳有蘭以及旗山溪流域、東部卑南及花蓮溪流域，子集水區共計 269 個。五個流域係數 n 值分別為平廣溪之 2.85、 陳有蘭溪之 3.43、旗山溪之 2.86、卑南溪之 2.82 與花蓮溪之 2.07，與 Montgomery and Dietrich (1992) 所提 n = 3 之趨勢比較如圖 4-46 所示。五個流域之總和迴歸係數 n 值為 2.69 ，如圖 4-47 所示。由圖中可知，五個流域之地文因子分析結果可反映在集水區之形狀係數 $(F = \frac{A}{L^2} = \frac{1}{n})$。陳有蘭溪之土石流集水區最細長 (n=3.43)，其次三者相近為旗山溪、平廣溪、卑南溪(n=2.86-2.82)，而花蓮溪之土石流集水區形狀最勻稱或形狀係數最高(n=2.07)。

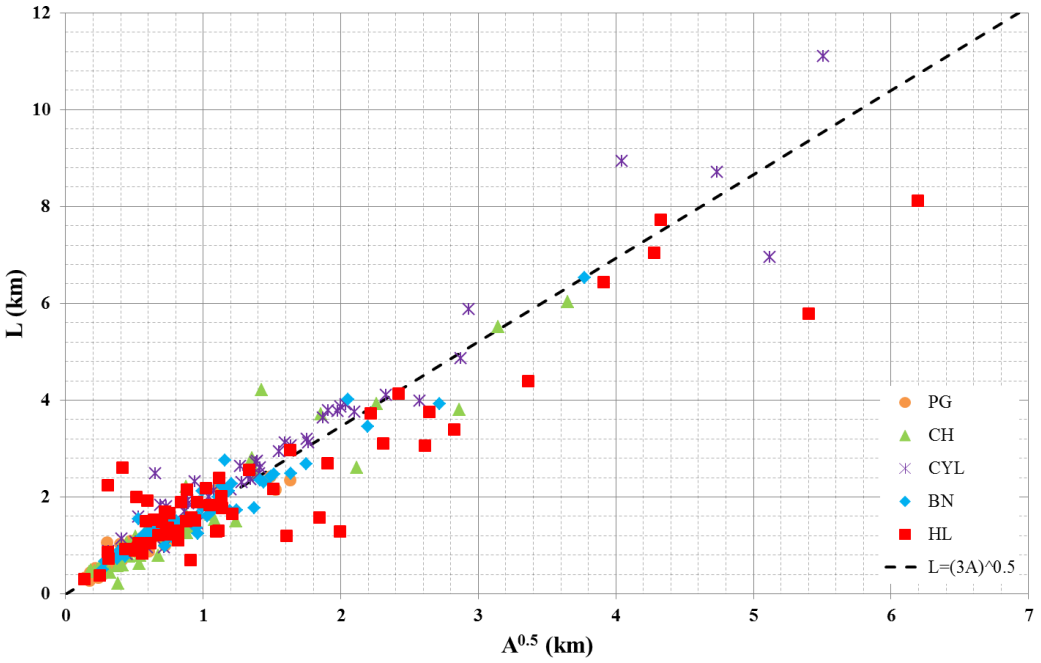


圖 4- 46 五個流域地文因子分析結果

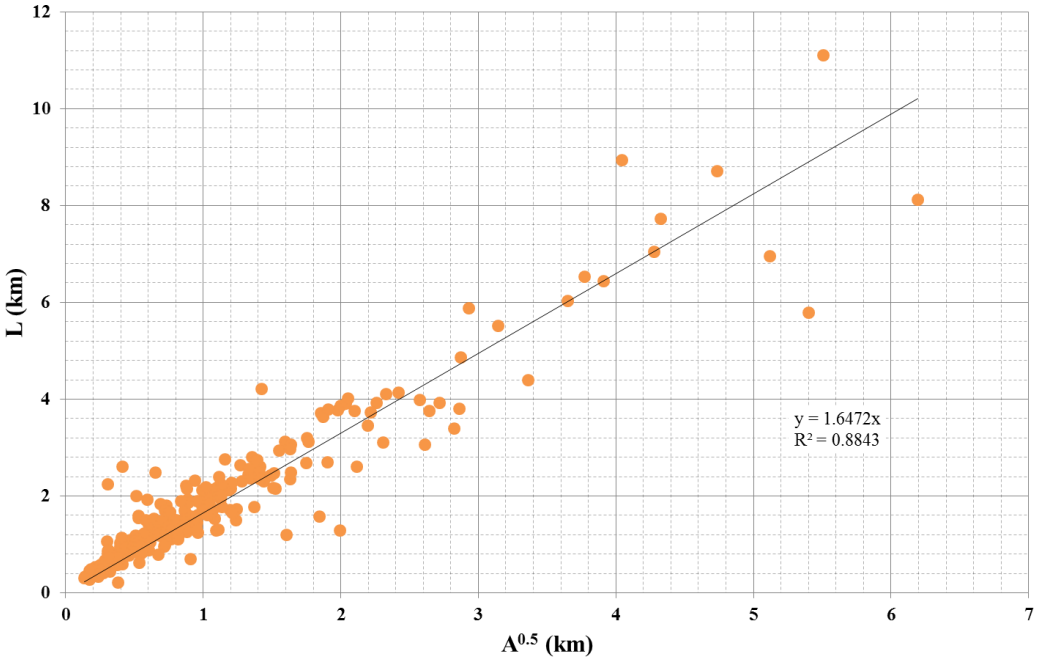


圖 4- 47 總和五個流域地文因子分析結果

三、主溝坡度分析

旗山溪主溝(圖 4-48)坡度(J 因子)最大值為投縣 DF008 之 0.51，最小為投縣 DF071 之 0.06，平均值為 0.25，J 與 MR 之間的相關係數為 0.78，且滿足發展因子 m 值的上下界範圍。旗山溪主溝坡度分析結果詳見圖 4-49。在五個流域中，式(3-10)中之發展因子(m)共計 30 處子集水區為接近於坡面型主溝(m=1)，最大值為高市 DF018 之 3.7，結合研究區域內 m 值決定坡面發展的預值上下界，詳見圖 4-50。主溝坡度 (J)方面，最小為高市 DF071 之 0.06，最大為平廣溪編號 No.15 子集水區之 0.75，五個流域總和相關係數達 0.83(圖 4-51)。

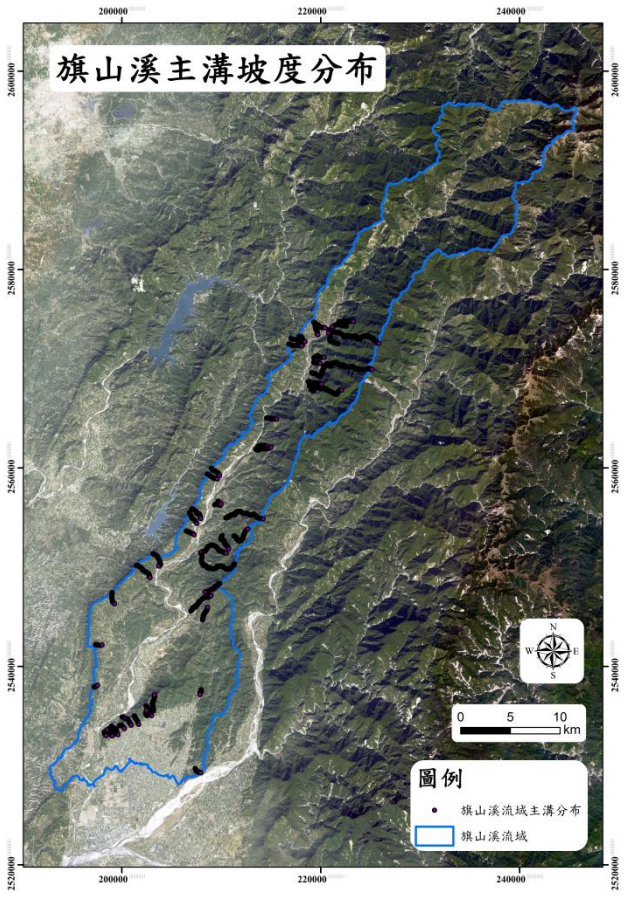


圖 4- 48 旗山溪主溝坡度分布圖

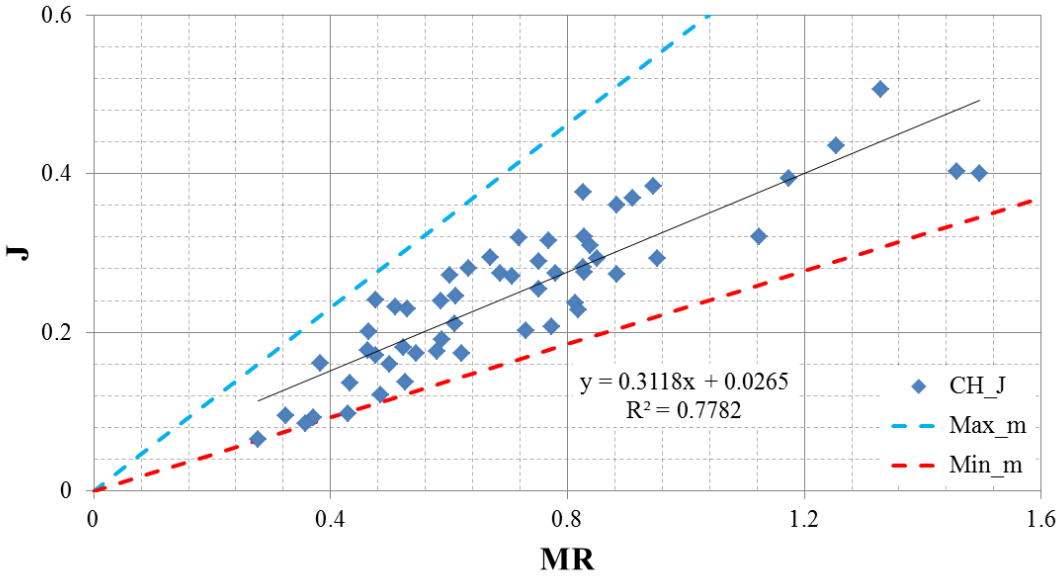


圖 4- 49 旗山溪 J、m 與 MR 分析圖

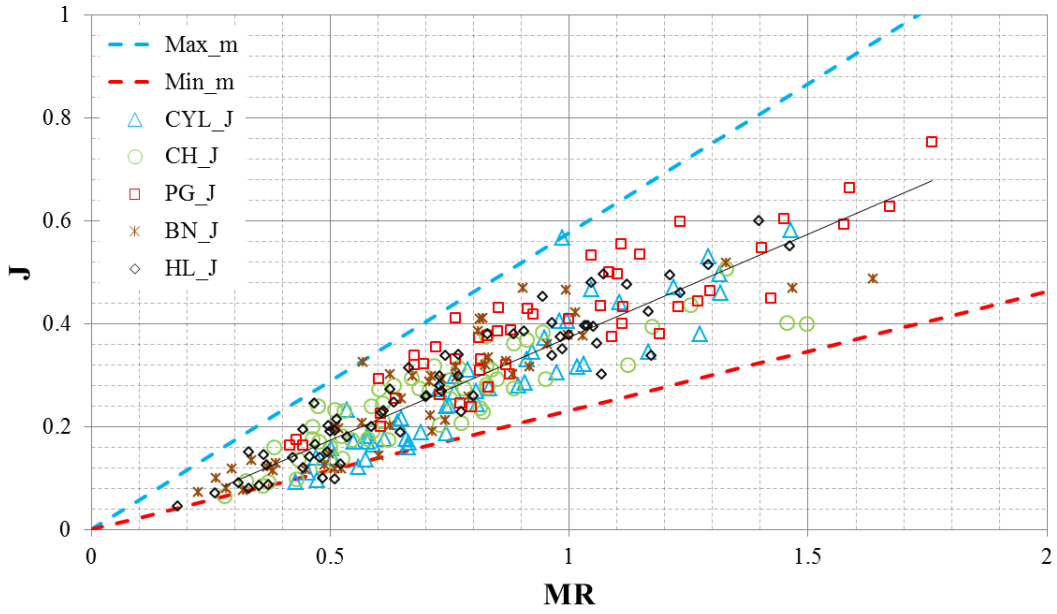


圖 4- 50 五個流域主溝 J 值分布圖

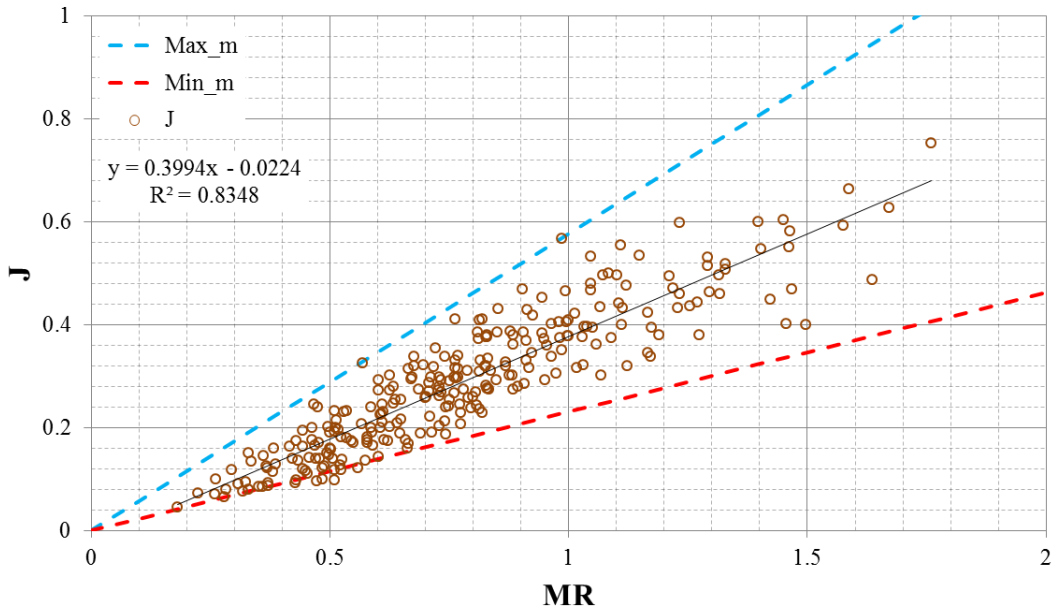


圖 4- 51 五個流域總合主溝 J 值分布圖

第五節 平廣溪流域

本研究採用的基本資料為 1m 精度 DEM 及 5m 精度 DEM，如圖 4-52，根據不同精度之 DEM 比較其水系、主溝坡度等分佈之差異。採用 1m 精度 DEM 可更準確點出匯流點之位置。

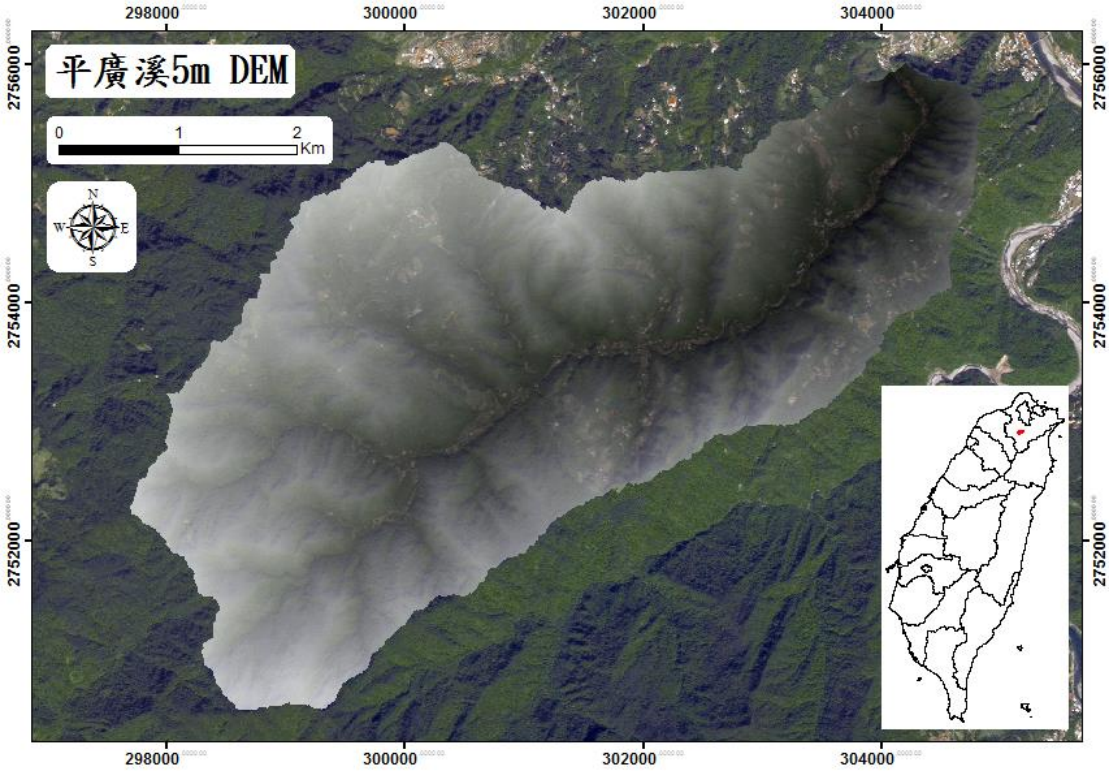


圖 4- 52 平廣溪流域 5 米 DEM 圖層

一、地貌分析

本節使用台灣北部門檻值進行分析，洪水定義為 MR< 0.3；高含砂水流定義為 0.3 ≤MR≤ 0.5 及 MR> 0.5 且集水區長度≥ 4km；土石流定義為 MR> 0.5 且集水區長度< 4km。平廣溪流域可分為 50 個子集水區，詳見圖 4-53。平廣溪流域的 50 個子集水區中其分析結果有 0

個洪水子集水區、 3 個高含砂水流子集水區(No.18,22,23)，其餘 47 個為土石流子集水區。詳細資料如表 4-11，圖 4-54 所示。

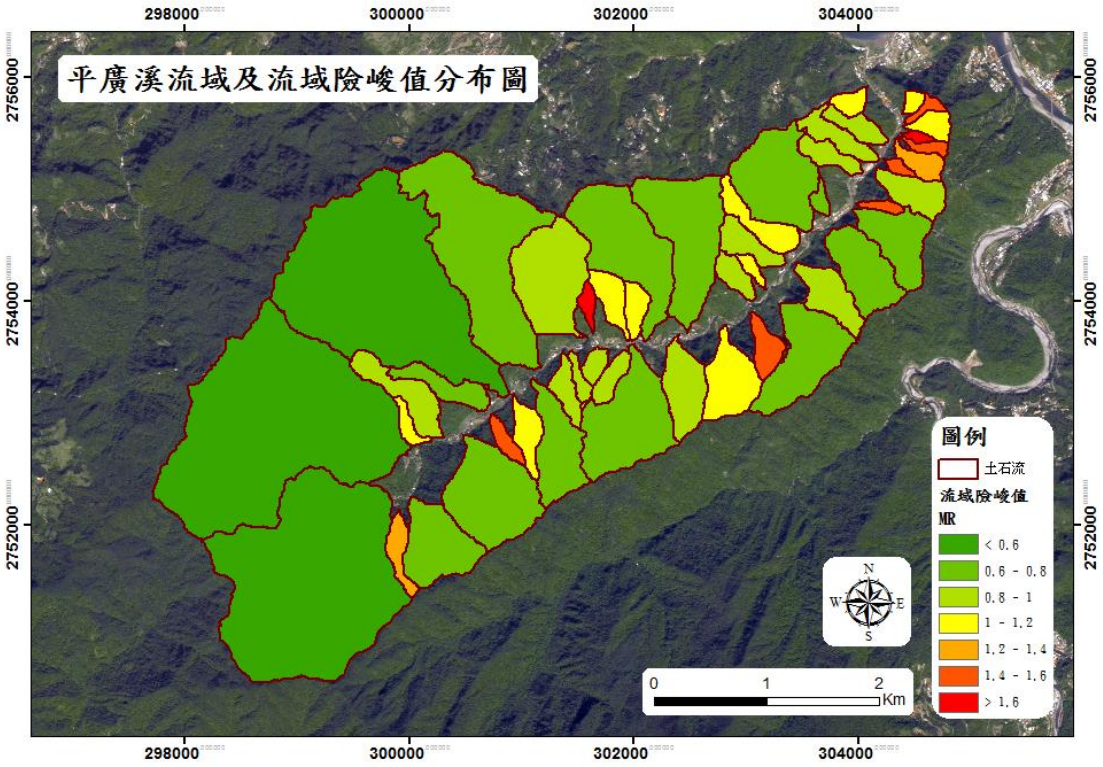


圖 4- 53 平廣溪流域子集水區劃分圖

表 4- 11 平廣溪子集水區地貌參數資料

NO.	高程差(km)	集水面積 (km^2)	集水區流域長度(km)	MR	備註 (土石流潛勢溪流)
1	0.27	0.06	0.34	1.11	
2	0.26	0.09	0.66	0.85	新北 F104-8 (平廣 22 號)
3	0.30	0.14	0.81	0.82	新北 F104-16
4	0.26	0.10	0.56	0.81	
5	0.17	0.06	0.42	0.72	
6	0.46	0.52	1.00	0.64	新北 DF091
7	0.45	0.16	0.89	1.11	
8	0.33	0.13	0.69	0.91	

9	0.21	0.04	0.42	1.11	
10	0.24	0.08	0.54	0.85	
11	0.64	0.64	1.45	0.80	
12	0.63	0.65	1.47	0.77	
13	0.33	0.08	0.54	1.15	
14	0.41	0.12	0.74	1.19	
15	0.35	0.04	0.47	1.76	
16	0.61	0.54	1.11	0.83	
17	0.67	1.22	2.18	0.61	
18	0.66	2.22	2.42	0.44	
19	0.29	0.16	1.03	0.73	
20	0.42	0.22	1.09	0.88	
21	0.26	0.05	0.50	1.13	
22	0.68	2.67	2.34	0.42	
23	0.66	2.33	2.16	0.43	
24	0.38	0.10	0.80	1.23	新北 F104-19 (新北 DF 225)
25	0.41	0.37	0.87	0.68	
26	0.46	0.59	1.11	0.60	
27	0.31	0.05	0.54	1.42	
28	0.38	0.12	0.80	1.09	
29	0.44	0.33	1.22	0.76	新北 F104-10 (新北 DF226)
30	0.26	0.10	0.68	0.81	
31	0.22	0.06	0.53	0.88	
32	0.20	0.05	0.35	0.86	
33	0.26	0.09	1.06	0.87	
34	0.47	0.59	1.28	0.60	
35	0.49	0.24	0.96	1.00	
36	0.55	0.27	0.87	1.07	新北 F104-9 (新北 DF227)
37	0.45	0.10	0.62	1.40	
38	0.50	0.47	1.19	0.73	
39	0.37	0.20	0.88	0.83	
40	0.35	0.32	0.87	0.61	

41	0.38	0.29	0.89	0.70	
42	0.29	0.03	0.43	1.59	
43	0.38	0.16	0.70	0.92	
44	0.24	0.03	0.34	1.45	
45	0.37	0.08	0.56	1.27	
46	0.30	0.04	0.46	1.56	
47	0.23	0.02	0.34	1.67	
48	0.30	0.07	0.41	1.08	
49	0.28	0.03	0.40	1.58	
50	0.18	0.03	0.27	1.05	

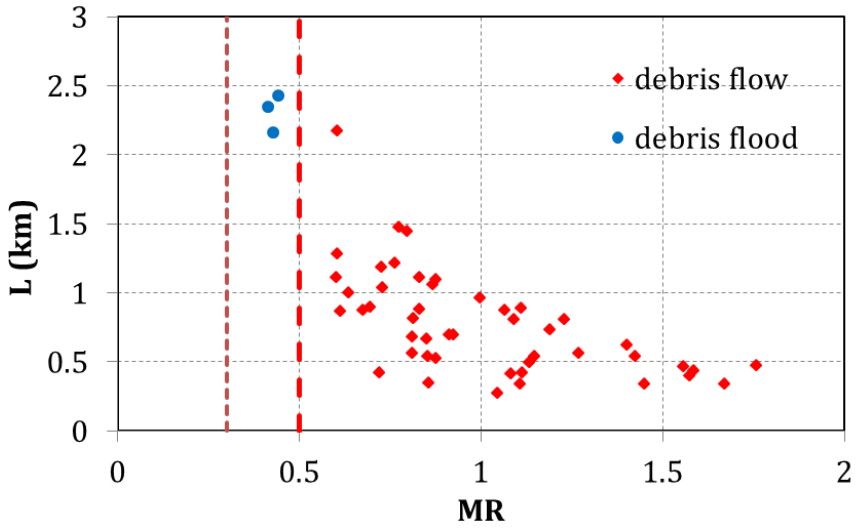


圖 4- 54 平廣溪子集水區集水區 R (L)與集水區險峻值 (MR)之關係

二、地文因子分析

圖 4-54 所示為平廣溪流域 50 處子集水區，其集水區面積與集水區長度關係，其迴歸關係為 $L=1.69A^{0.5}$ (n= 2.86)，但各集水區長度與集水區面積之間的係數並非定值。

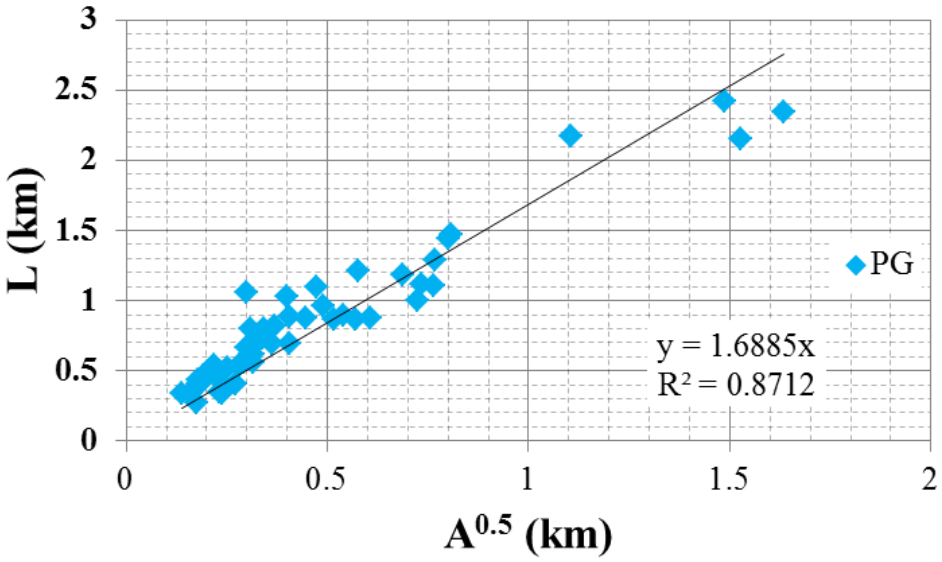


圖 4- 55 平廣溪地文因子分析結果

三、主溝坡度分析

以地理資訊系統(Arc-GIS)水文分析工具、Arc-GIS ModelBuilder 分析工具、配合以數值高程(DEM)集水區建置的天空開闊度立體圖與等高線、google earth 航照影像繪製平廣溪子集水區 No.12 主溝地形特性如圖 4-56 所示。其縱剖面如圖 4-57 所示。

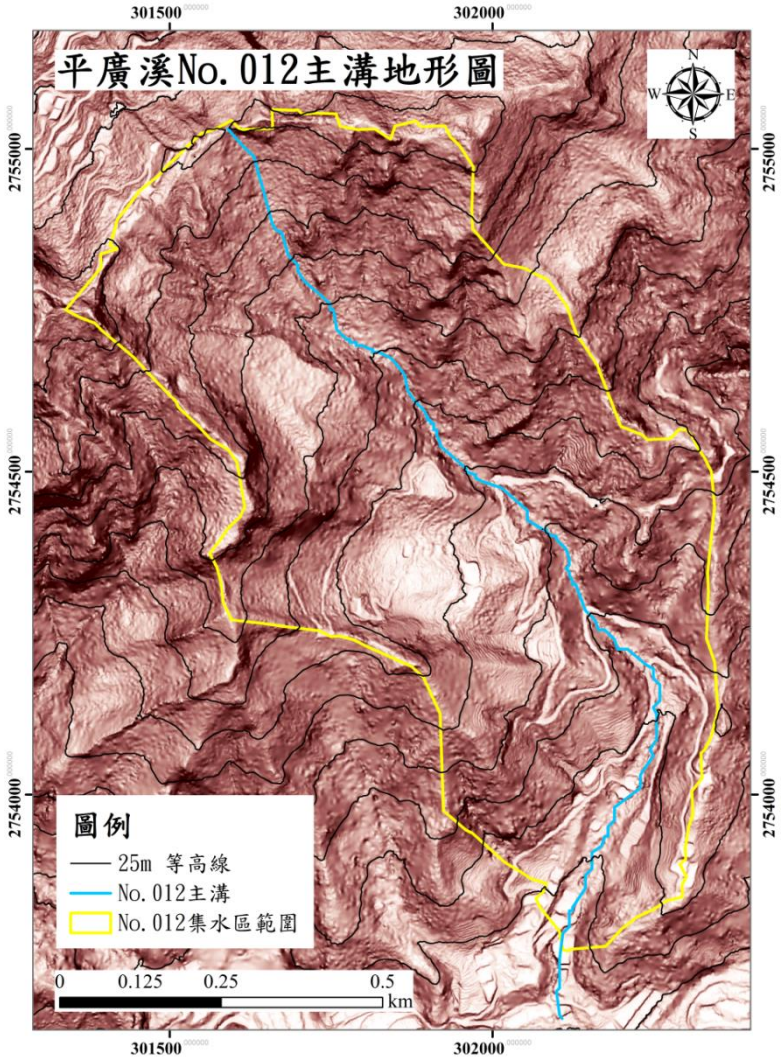


圖 4- 56 平廣溪 No.012 主溝地形圖

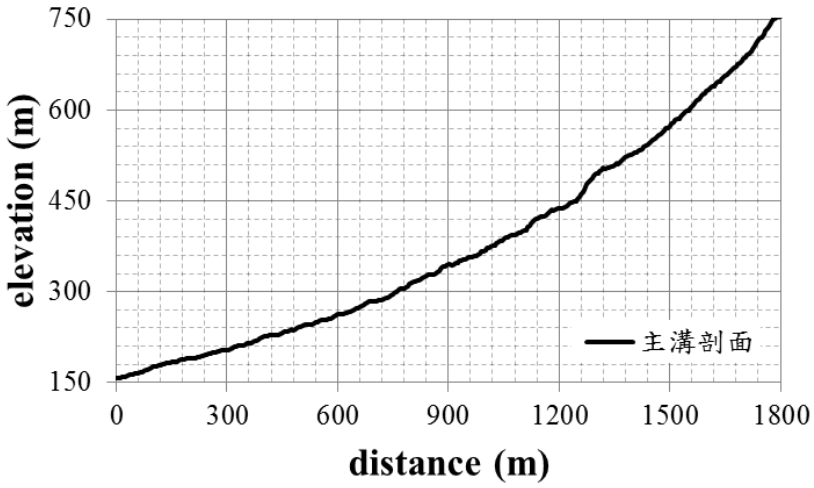


圖 4- 57 平廣溪 No.012 主溝剖面圖

依據式(3-10), (3-15)可求得該子集水區 No.12 主溝之m值介於1.5-2。 平廣溪主溝發展因子(m 因子)最大值為編號 11 之 2.4，最小值為 1(編號 2、4、5、7、8、9、19、24、27、31、32、33、38、39、42、43、49 子集水區)。發展因子主要顯示主溝發展階段， m=1 時代表為坡面型溝渠，隨著河川發展與經歷出現遷急點、瀑布等長時間緩慢的地表變化，與短時間劇烈事件，如崩塌，但最後仍會因回春而從主溝剖面上消失，最後因子往升高的趨勢抬升，亦即發展因子能顯示各子集水區主溝坡度因子發展的地貌變遷過程。

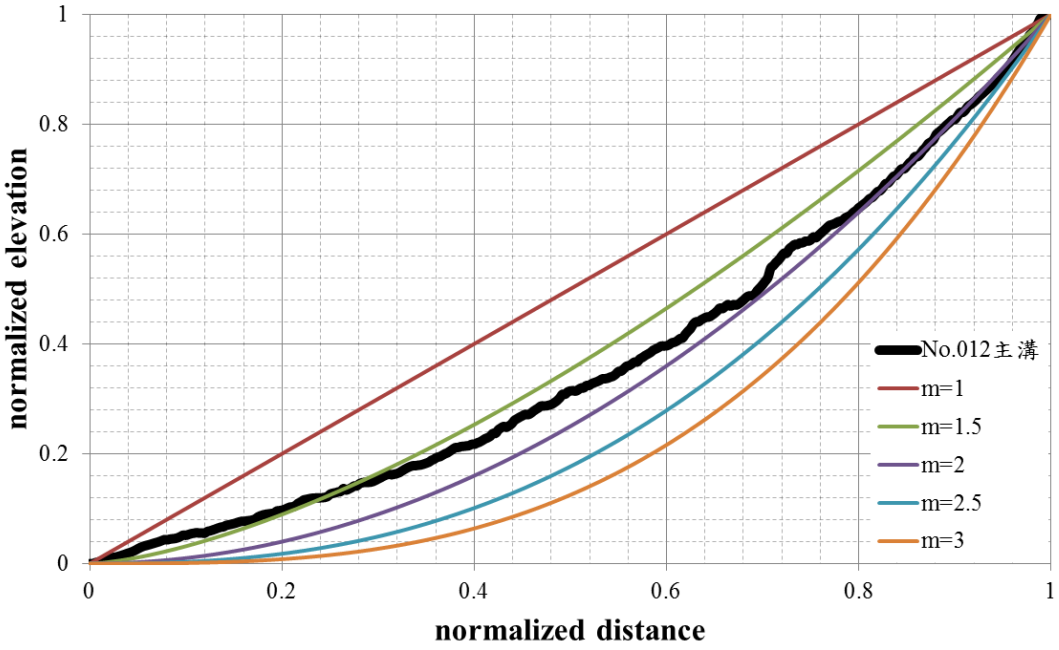


圖 4- 58 平廣溪 No.012 發展因子分析

平廣溪主溝坡度因子分析結果詳見圖 4-59，平廣溪主溝坡度(J 因子)最大值為編號 15 之 0.72，最小為編號 18 之 0.16，平均值為 0.4。主溝坡度與集水區險峻值(MR)相關係數達 0.813，且子集水區皆在參數 m 的上下界區間，顯示兩者間有良好相關性。

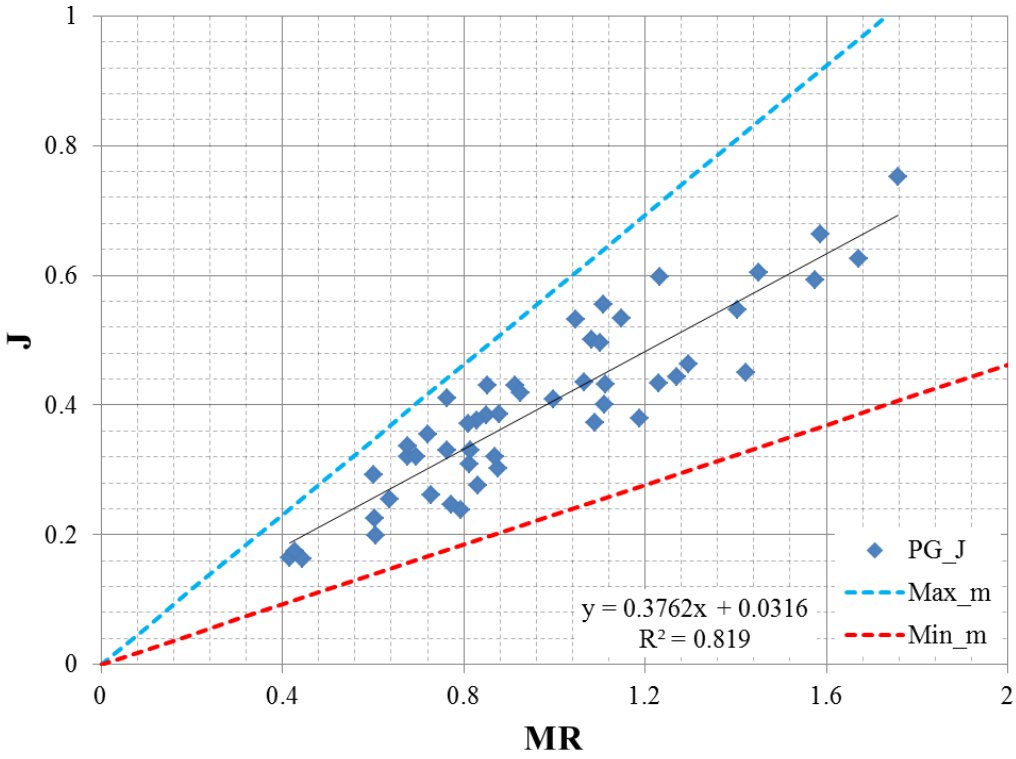


圖 4- 59 平廣溪 J、m 與 MR 分析圖

四、沖積扇坡度分析

堆積扇是河川於集水區下游谷口處的推積地貌，當河道變寬、坡度趨緩、流速降低，河川挾帶之土砂於谷口處推積使河床抬升，致使河川分散改道或形成多股河川狀堆積，形似摺扇。

集水區由於存在較多人為開發與工程整治地貌，於分析堆積扇坡度過程中，取值自扇頂經扇央至扇端，以 DEM 輸入 ArcGIS 匯出之陰影圖，搭配 Google Earth 檢視現場人為開發與植生分布情形，以避開人工構造物(包含道路、上下邊坡、農田等)為原則取直線，並將線段經過地區高程資料匯出為斷面圖，取最符合現地環境的坡度為代表該堆積扇之坡度，五個集水區沖積扇坡度分析見圖 4-60。

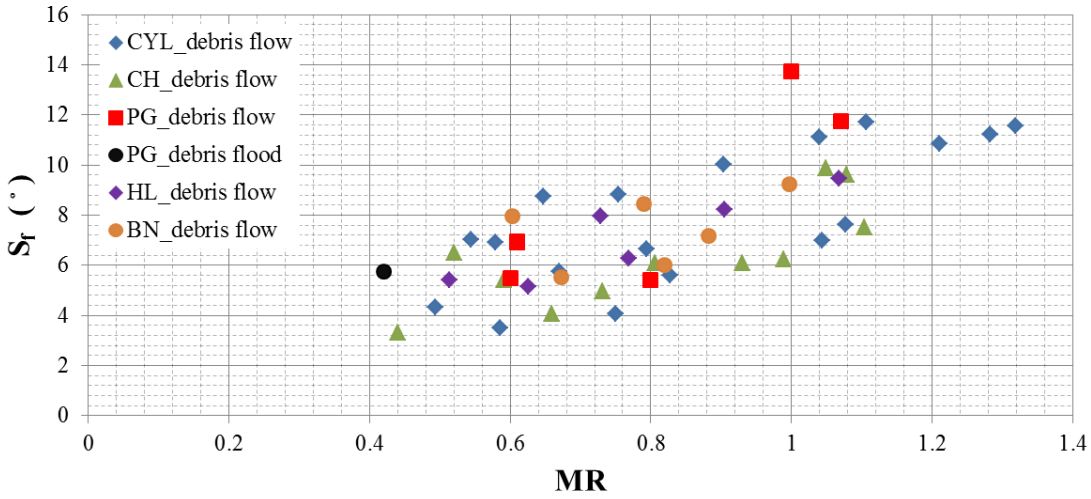


圖 4- 60 堆積扇坡度分析

Bertrand et al. (2013) 利用不同高山地區共 620 個有沖積扇的集水區來建立土石流及洪水(含高含砂水流)沖積扇的判別參數，其提出流域險峻值(MR)及沖積扇坡度(S_f)兩者可作為篩選因子。土石流或洪水(含高含砂水流)沖積扇的坡度會隨流域險峻值之增加而變陡，而分別土石流或洪水沖積扇的門檻值曲線關係式則為

$$S_f(\text{deg}) = \frac{e^{0.23}}{MR^{0.85}} \qquad (4\text{-}2)$$

即 MR -S_f 之資料點在門檻值曲線的下方為洪水沖積扇，反之為土石流沖積扇。本研究三個集水區沖積扇的坡度與流域險峻值之關係符合 Bertrand et al. (2013) 土石流扇之門檻值如圖 4-61 所示。

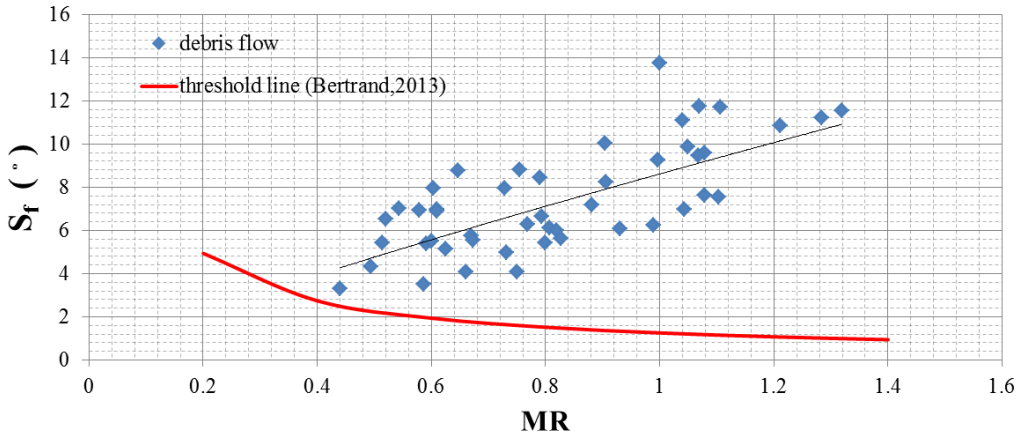


圖 4- 61 集水區沖積扇坡度與流域險峻及土砂運移型態關係

由圖可知高含砂水流及土石流之溪床坡度有一致趨勢，而 Bertrand et al. (2013) 的門檻關係可供具溢流點及扇狀堆積之集水區是否為土石流潛勢溪流之判釋參考條件。

第五章 土石流潛勢溪流現勘及綜整分析

針對第四章卑南溪流域及花蓮溪流域之土石流潛勢溪流，本計畫先以地文參數(集水區險峻值及集水區長度)初步歸類為高含砂水流、洪水者及具重大災情之土石流溪流。 本計畫選取卑南溪流域及花蓮溪流域中共 19 條土石流潛勢溪流進行現地勘查，各溪流之地文參數於下二節說明。 現地勘查溪流篩選條件為經地貌因子判釋為洪水、高含砂及重要土石流等土砂運移型態之集水區。取得上述地文資料後，研究團隊進行現地勘查及 UAV 拍攝，調查其溝床型態及河床堆積特性，以判釋及驗證其土砂運移型態。勘查判釋結果依現場調查順序說明如下。

第一節 卑南溪流域現勘

卑南溪的 49 條土石流潛勢溪流，經集水區險峻值及集水區長度初步分析判定其土砂災害型態為: 5 個高含砂集水區、4 個洪水集水區及 40 個土石流集水區。茲將依地貌參數判定為高含砂的一個集水區(DFL, 集水區險峻值介於 0.3 與 0.43 間)、三個洪水集水區(FL, 集水區險峻值<0.3)及相鄰之二個土石流集水區(DF, DF>0.43)的現勘資料彙整如圖 5-1、表 5-1 所示，進行現地勘查及土砂運移型態比對(參見表 5-1)。



圖 5-1 卑南溪土石流溪流災例現勘位置圖

表 5- 1 卑南溪現勘子集水區地貌參數資料

土石流潛勢溪流編號	集水區高程差 (km)	集水區面積 (km^2)	MR	土砂類型	鄉鎮	村里	現勘土砂類型
東縣 DF002	0.24	0.59	0.32	DFL/DF	池上鄉	富興村	DF
東縣 DF026	0.30	1.15	0.28	FL	鹿野鄉	瑞和村	FL
東縣 DF068	0.21	0.52 (0.43)	0.29 (0.32)	FL (DFL/DF)	卑南鄉	利吉村	DF
東縣 DF070	0.31	1.43	0.26	FL	卑南鄉	嘉豐村	FL
東縣 DF126	0.33	2.23 (0.85)	0.22 (0.43)	FL (DFL/DF)	卑南鄉	賓朗村	DF
東縣 DF127	0.29	0.36	0.49	DF	臺東市	岩灣里	DF

備註: FL: 洪水, DFL : 高含砂水流, DF: 土石流

一、東縣 DF002 現勘

東縣 DF002 土石流潛勢溪流 (以下簡稱東縣 DF002) 位於臺東縣池上鄉富興村境內 197 縣道 (池富道路) 旁。富興村位於池上鄉南側，富興村東側與東河鄉北源村、泰源村為鄰，南與振興村為界，西隔卑南溪與關山鎮德高里相鄰，北與錦園村相接。東縣 DF002 之地理位置如圖 5-2 所示。依據經濟部中央地質調查所二十五萬分之一比例尺臺灣地質圖資 (圖 5-3)，東縣 DF002 集水區主要位於利吉層並有部分輝長岩。其中，利吉層為一種混同層，且屬於惡地地形，岩層含泥岩層與礫岩層，其透水性低且易受地表逕流侵蝕切割。且土壤貧瘠，常年無植被覆蓋，故易因雨崩塌、產生蝕溝。輝長岩為基性深層

侵入岩石，主要由含量基本相等的單斜輝石和斜長石組成，另外有角閃石、橄欖石、黑雲母等成分。

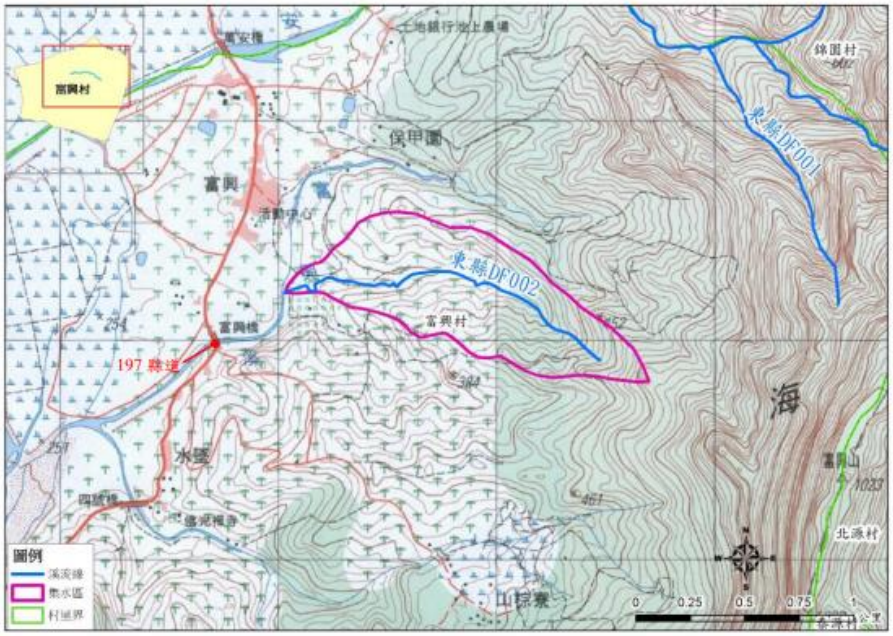


圖 5- 2 東縣 DF002 地理位置圖

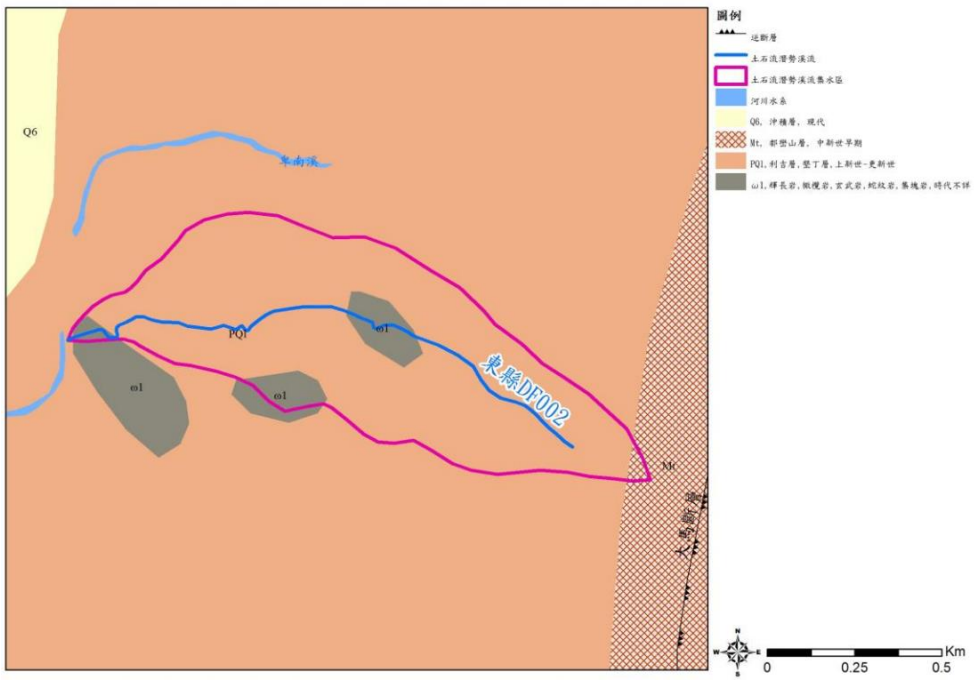


圖 5- 3 東縣 DF002 地質圖

(改繪自地調所二十五萬分之一比例尺臺灣地質圖)

現勘時可知 DF002 下游與無名橋下方箱涵交會處為溢流點，並注入主流富興溪(圖 5-4-a)。箱涵上游河道無明顯土石堆積，下游土砂粒料則偏細，且下游河道中雜草叢生。主支流交匯處底床有粗細分層的土砂堆積，表層細粒料為主流高含砂或洪水事件發生時，於溢流點堆積形成(圖 5-4-b)。集水區整體水流向西，由溢流點溯溪而上，左岸墓園旁有卵石堆積，往上游河道左轉彎，則見右岸側壁有溪流攻擊側之崩塌。更上游處有一高約 2 公尺之攔砂壩或固床工，壩下游密佈直徑約 50 cm 的塊石，石塊及底床無青苔，顯示有較新的土石流事件(圖 5-4-c)。壩上游河床密佈卵石，亦有土石流龍頭堆積，右側邊壁可見舊土石流的基質支撐、高含沙水流混雜堆積及洪水之分層河相沉積交互出現 (圖 5-4-d、5-4-e)。整體而言，東縣 DF002 集水區目前貌植生良好，無明顯崩塌裸露(圖 5-4-f)，在平常流量為洪水或高含砂流，在極端情況下仍可能發生土石流，屬土石流與高含砂並存之土砂災害型態。



圖 5- 4 東縣 DF002 現勘照片

二、東縣 DF026 現勘

瑞和村位於鹿野鄉北側，東以海岸山脈與東河鄉泰源村為界，南臨瑞源村，西與瑞豐村相接，北與關山鎮月眉里及電光里接壤(圖 5-5)。東縣 DF026 潛勢溪流自海岸山脈西麓流出，向西穿過瑞和村寶華聚落，聚落處於東 29 線寶華大橋南北兩側及寶華大橋下游約 400 公尺處。溪流穿越聚落後折向南，寶華大橋下游為農田排水道，後流入卑南溪。東縣 DF026 集水區之地層由上游至下游分別為蕃薯寮層、利吉層及沖積層等。蕃薯寮層主要以泥岩為主，偶夾 10 公分以下薄層細粒至及細粒砂岩，局部地區出現厚層礫質泥岩，厚度可達數十公尺以上；砂岩主要為石英質和粗粒變質岩屑質雜砂岩，部分則為凝灰岩質砂岩。利吉層為青灰色的泥岩，經常夾有各種直徑大小不一的角礫狀岩塊，最大岩塊直徑可達數公尺；岩塊岩性有礫岩、砂岩、頁岩、砂頁岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩與各種蛇綠岩等(圖 5-6)。

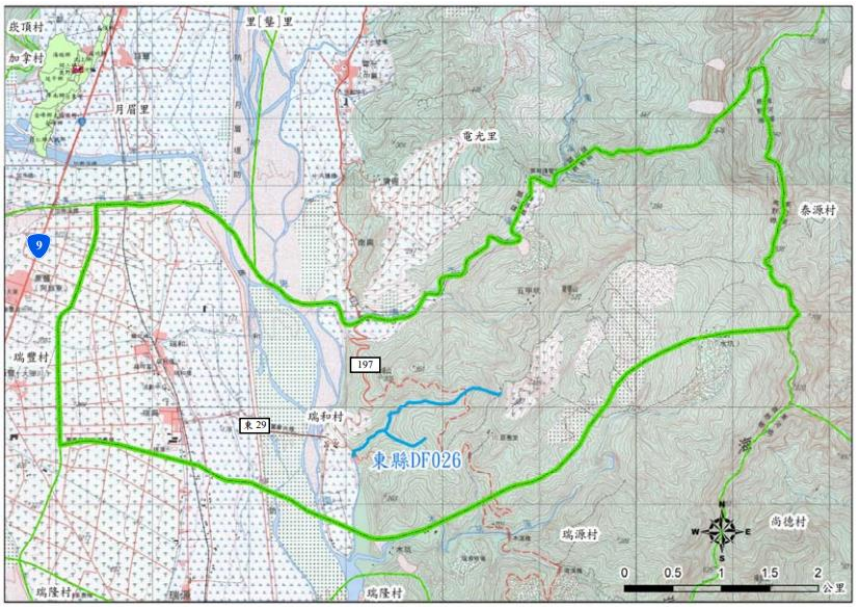


圖 5- 5 鹿野鄉瑞和村地理位置圖

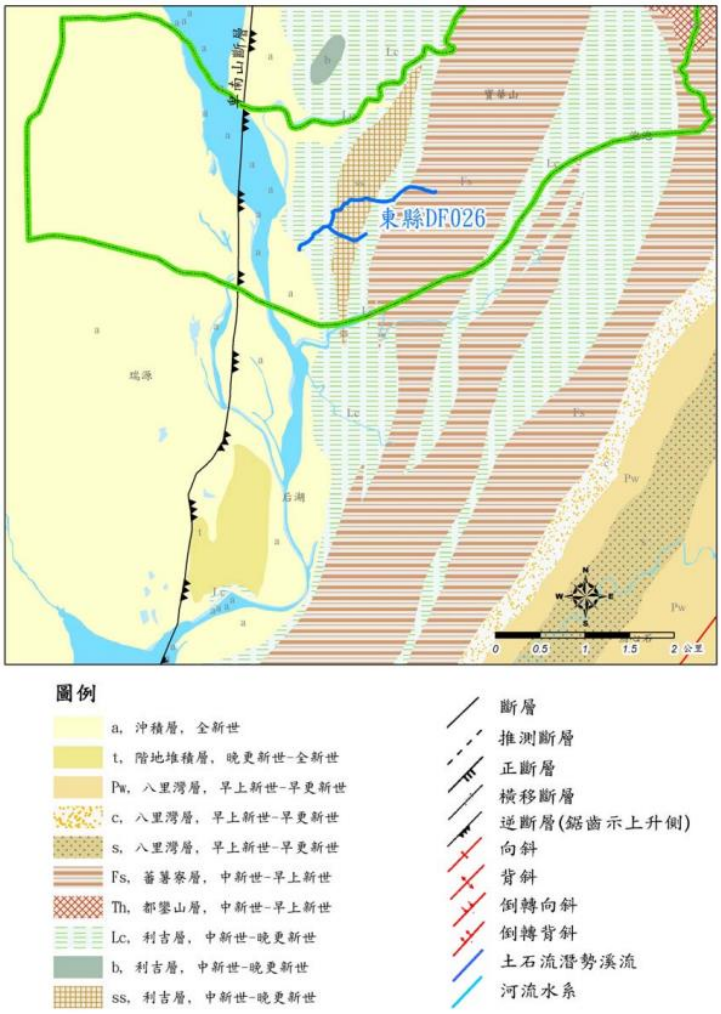


圖 5- 6 瑞和村地質圖

東縣 DF026 位於瑞和村 7 鄰寶華路，溪流下游與寶華路交會於雙孔箱涵，單孔通水斷面寬 5 公尺，高 1.5 公尺，雙孔箱涵下游溪床坡度約小於 1 度(圖 5-7-a、5-7-c)。溢流點位於雙孔箱涵交會處上游約 70 公尺，此處地形開闊處且為河道轉彎處。溢流點上游約 40 公尺處設有一大型防砂壩以攔阻及減緩土砂下移 (圖 5-7-b)。保全戶位於溪流兩岸， 其中右岸保全住戶之地勢較左護岸為低 (圖 5-7-c、5-7-d)，若發生洪水恐有溢淹之危害。右岸瑞和村 7 鄰寶華路 121 號已超過堆積扇頂點展開 105 度 (圖 5-7-e)。溪流中游至箱涵交會處之溪床平均坡度約 8 度，且底床土砂堆積粒徑較細具分層堆積。集水區上游兩岸植生密集未見崩塌裸露，集水區上游左支流集水區部分竹林處可見蝕溝沖蝕及崩塌 (圖 5-7-f)，整體植生狀況屬中等稀疏。依據國家災害防救科技中心資料，DF026 於 2009 年莫拉克颱風期間，曾因降雨引致地滑坍方、走山、上邊坡破壞，有約 130 公尺長之地層滑動，造成農路損毀，致居民無法出入。此一溪流在目前溢流點之土砂運移型態為洪水，但上游邊坡仍有地滑或蝕溝侵蝕的潛勢。



圖 5- 7 東縣 DF026 現勘照片

三、東縣 DF068 現勘

利吉村位於卑南鄉東北側，海岸山脈南端西側之山麓，東與富源村、都蘭村為界，西隔卑南大溪與嘉豐村、明峰村、賓朗村為鄰，南鄰臺東市岩灣里、南榮里，北為延平鄉鸞山村(圖 5-8)。集水區岩性(圖 5-9)分布中、上游主要位於利吉層(主要組成以黏土質夾有各種岩石角礫塊的泥質地層，這些內含的岩石角礫岩塊統稱之為外來岩塊，包括砂岩、泥岩、礫岩、基性火成岩塊或蛇綠岩塊等)，下游則為沖積層(分布於卑南溪河床以及臺東沖積扇平原一帶地區，由未固結之泥、砂、礫石所組成，年代為全新世)。

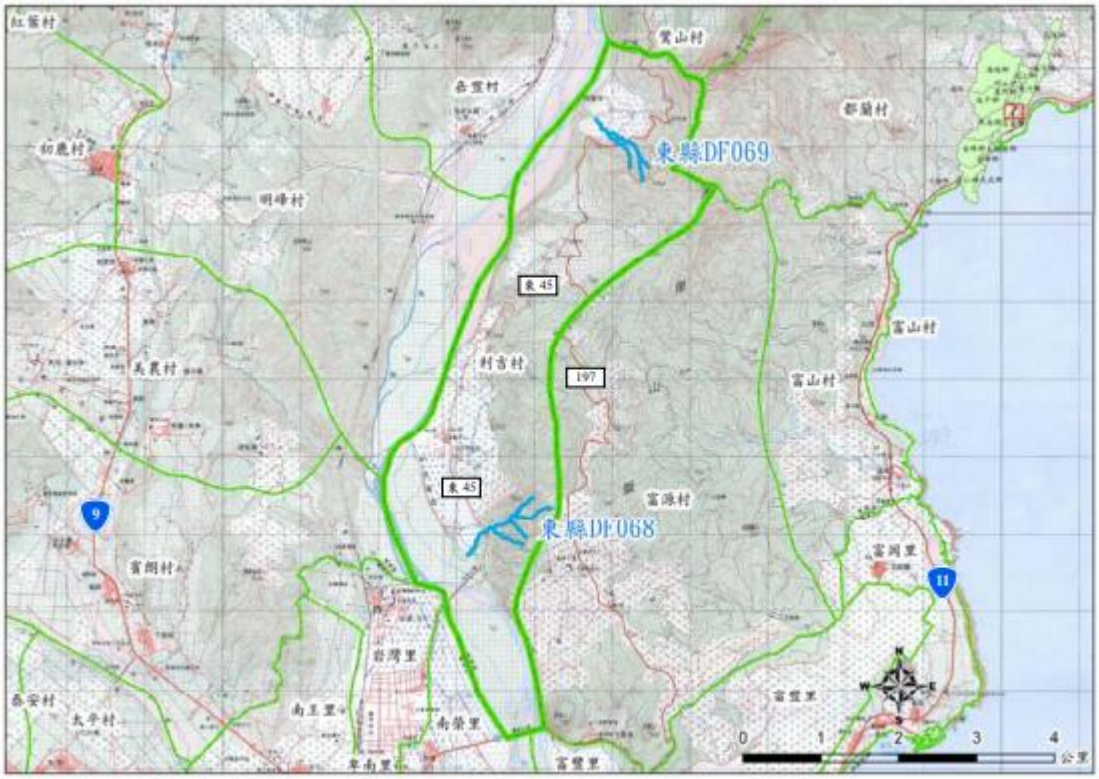


圖 5- 8 卑南鄉利吉村地理位置圖

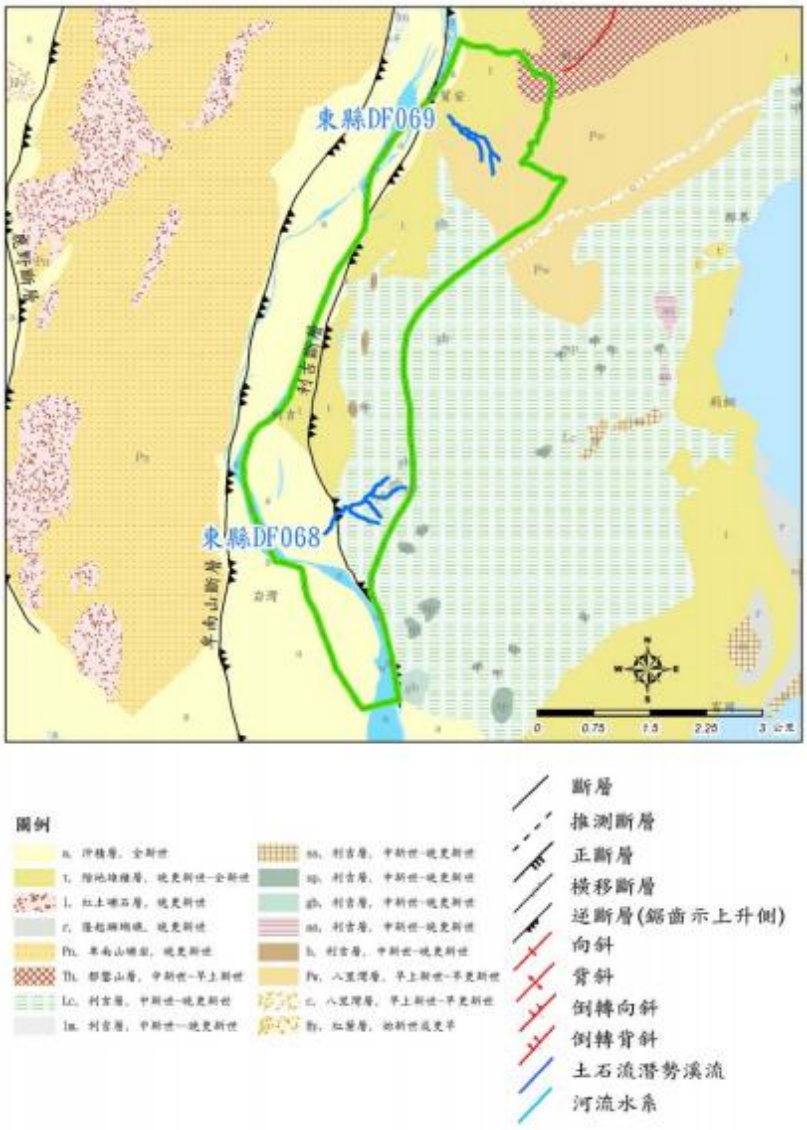


圖 5- 9 利吉村地質圖

(改繪自地調所五萬分之一比例尺臺東、知本地質圖)

東縣 DF068 土石流潛勢溪流位於利吉惡地風景區，其下游溪流與東 45 鄉道 5.2K 交會於無名版橋，其最終注入卑南溪(圖 5-11-a)。前下游河段已施作連續固床工等設施(圖 5-11-b)，溪床略見土砂堆積，粒料偏泥與細並且有植生蔓入跡象。溢流點位處出谷口之地形開闊處與河道轉彎處，該溪段坡度約 1~2 度(圖 5-11-c)。往溢流點上游勘察可見溪床沉積粒徑偏細，多為隨上游逕流匯集形成高含砂流或洪水

，隨之搬運至下游分層堆積(圖 5-11-d)。中游兩側溪岸泥岩坡面多處出露(圖 5-11-e 為右岸、圖 5-11-f 為左岸)，前行至中支流與右支流匯流處，河段溪床可見多量之火成岩塊堆積，中游溪段坡度約 3 度左右(圖 5-11-g)，支流匯流上游中、右支流河段有土石淤積情形，且周圍已漸有植生蔓入情形。目前集水區內左、中、右(圖 5-11-h)支流仍呈現可見大範圍之崩塌坡面，包括縱橫交錯雨蝕溝、及持續發育之雨蝕谷地形，故整體集水區屬植被稀疏。乃以左右支流的 MR(圖 3)可知左支流集水區面積較大主導土砂轉變，使右支流自土石流轉變為高含砂流並淤於匯流段，並於谷口上游端轉變為洪水。河床沉積物含黏土成份及塊石，顯示在強降雨下，DF 068 可能出現含泥量高的高含砂流或土石流。

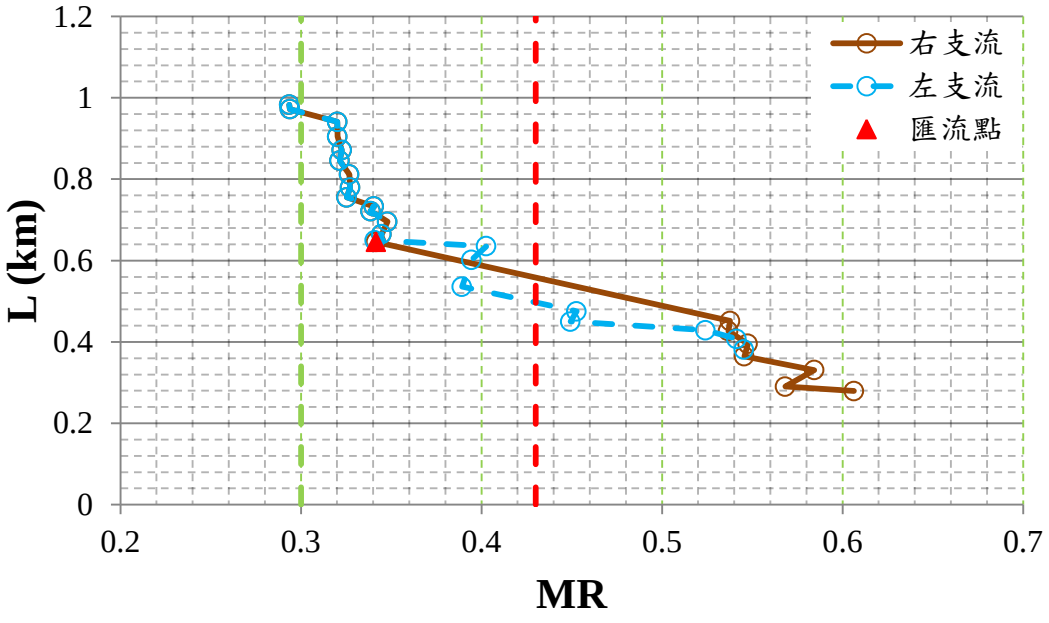


圖 5- 10 東縣 DF068 支流 MR 分布圖



圖 5- 11 東縣 DF068 現勘照片

四、東縣 DF070 現勘

嘉豐村位於臺東縣卑南鄉北方，北與延平鄉鸞山村、桃源村相鄰，東與利吉村銜接，西側及南側均為明峰村相接。鹿野溪流經嘉豐村北側，河對岸即為鹿野村；鹿野溪在該村東北匯入卑南溪後，轉向南流再經卑南鄉及臺東市流入太平洋(圖 5-12)。東縣 DF070 位於東 38 鄉道 8.3K 與山里三號橋交會；東縣 DF071 則位於東 38 鄉道 7.5K 交會於排水箱涵，二溪且皆發源擺子南山且由西北向東南流注入卑南溪。嘉豐村之地質分布如圖 5-13 所示，村內 4 條溪流集水區之地質組成大致相同，由上游至下游分別為紅土礫石層、卑南山礫岩及沖積層。紅土礫石層指本層零星分布於卑南山礫岩頂部，通常呈磚紅色，偶夾有砂礫，岩性組合劃分為單一岩性之紅土層。卑南山礫岩分布於鹿野斷層及卑南山斷層間，由厚層礫岩所組成，局部夾有砂岩與泥岩。沖積層分布於卑南溪河床以及臺東沖積扇平原一帶地區，由未固結之泥、砂、礫石所組成。東縣 DF070 及東縣 DF071 下游河段有卑南山斷層通過，其為一向東傾之逆斷層，出露於卑南山丘陵東緣，利吉西側之卑南溪河岸的礫岩朝西傾斜。 臺東圖幅內斷層上盤之石灰岩則朝東北傾斜，下盤之礫岩朝西北傾等構造現象，均佐證卑南山斷層的存在。東縣 DF070 於民國 90 年 7 月桃芝颱風時有土砂溢出的紀錄，然近十年尚無淹水等土砂災害發生之紀錄。

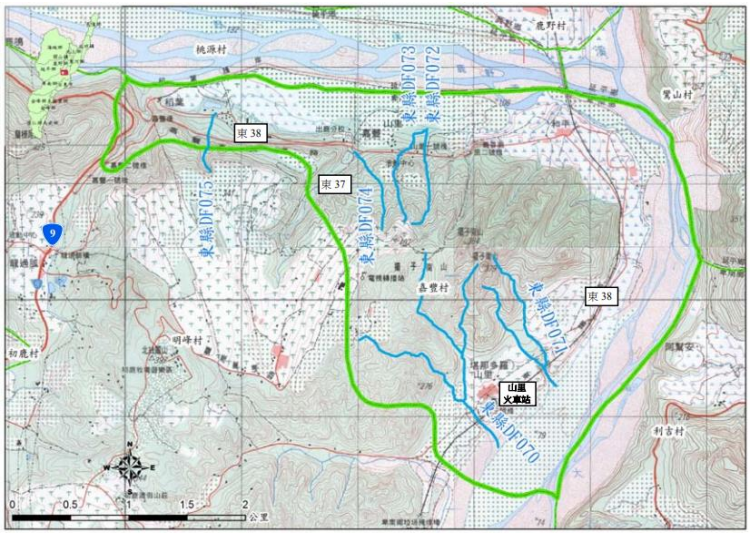


圖 5- 12 卑南鄉嘉豐村地理位置圖

(改繪自內政部兩萬五千分之一比例尺基本地形圖)



圖 5- 13 嘉豐村地質圖

(改繪自地調所五萬分之一比例尺 5 萬臺東、知本地質圖)

東縣 DF070 土石流潛勢溪流位於嘉豐村山里地區，下游河道穿過東 38 鄉道 8.3K 山里三號橋，橋下游約 100 公尺處為台鐵東海岸橋梁，斷面寬 30 公尺，高 9 公尺，有足夠的通水面積而不致淤塞 (圖 5-14-a)。鐵路橋下游河道最終注入卑南溪，興建中護岸工程(圖 5-14-b) 反映卑南主河道的土砂運移量大 。位於橋兩岸之無門牌(圖 5-14-d)、山里路 16 號等保全住戶、農舍、工寮，與溪床僅約 3~4 公尺高差，如有河岸淘刷，可能致災(圖 5-14-c)。而位於山里三號橋上游左岸之山里聚落，與溪床已有約 11.5 公尺高差，較不受土砂災害的威脅(圖 5-14-d)。 距三號橋上游約 110 公尺處為左、右支流匯流點，於此設有一座固床工設施，並於兩支流交會之溢流點以上溪岸兩側，目前均無既有之住戶居住情形。左支流河道在溢流點上游約 250 公尺處，有一座梳子壩及下游遭洪水淘刷破壞的固床工(圖 5-14-e)，上游植生蔥鬱，匯流口上游之中游左支流溪床堆積材料較下游偏大，該溪段有大量礫石堆積，但表層皆有細料堆積，坡度平整，研判為洪水事件之土砂運移 。 右支流中、上游坡面仍可見之數處崩塌地 (圖 5-14-f、5-14-h)與卵粒石堆積段(圖 5-14-g)。綜和言之，東縣 DF070 土石流潛勢溪流的中下游為卑南溪舊河階地，整體坡度較平緩，河道之型態及材料組成顯示其運移型態為洪水，惟右支流上游可能有局部高含砂之流況發生。

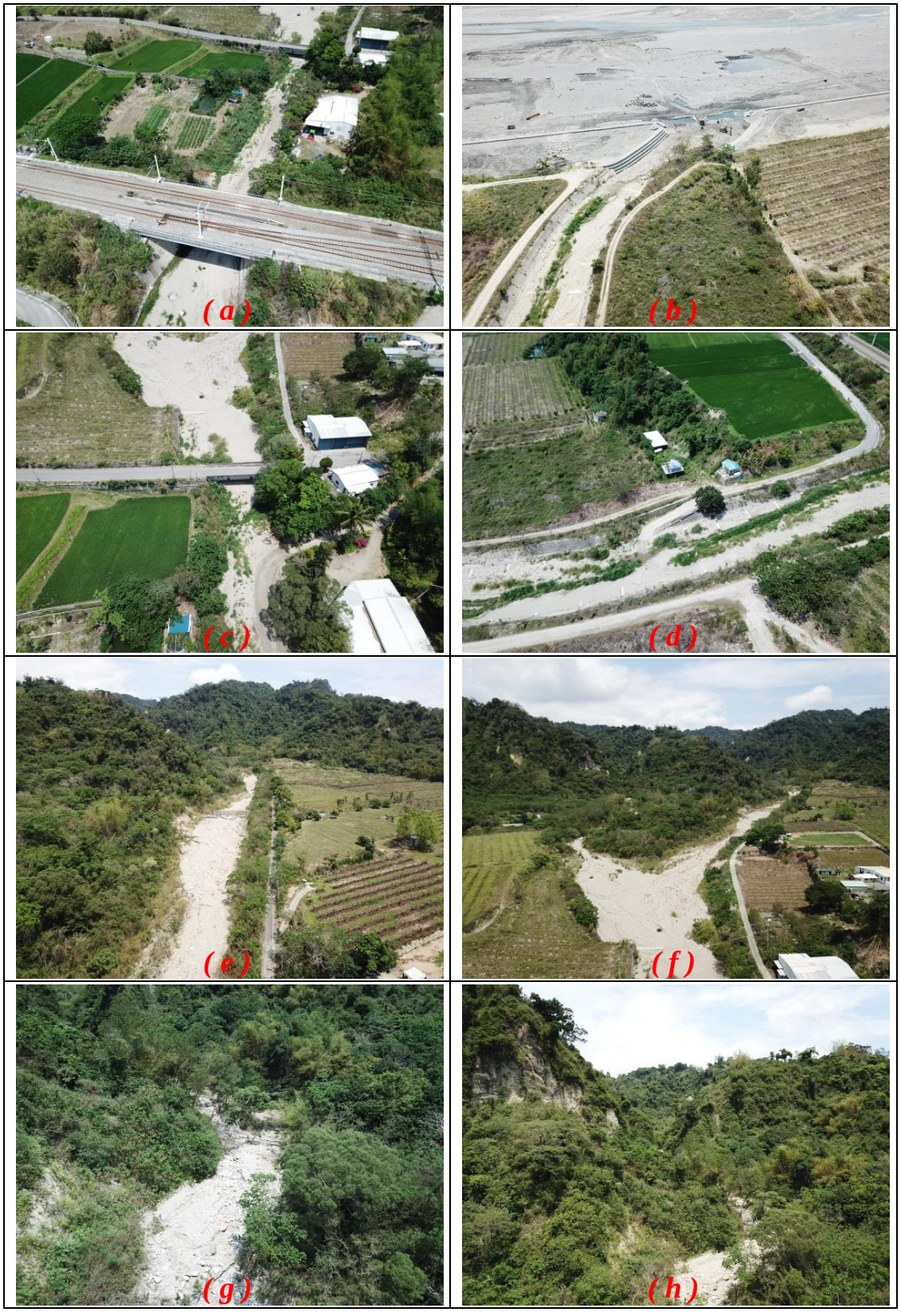


圖 5- 14 東縣 DF070 現勘照片

五、東縣 DF126、127 現勘

賓朗村位於卑南鄉東南部，西接泰安村，北與美農村及明峰村相接， 東以利吉村為界，南與卑南鄉太平村及臺東市南王里及岩灣里相鄰(圖 5-15)。賓朗村之地質分布如圖 5-16 所示，而東縣 DF126 集水區其中、上游主要位於紅葉層，下游則為沖積層。其中，紅葉層岩性為黑色板岩偶夾紋層砂岩或厚層變質砂岩，變質砂岩厚度變化大致由數公尺至數十公尺；沖積層則分布於卑南溪河床以及臺東沖積扇平原一帶地區，由未固結之泥、砂、礫石所組成，年代為全新世。賓朗村境內共計有 3 條土石流潛勢溪流，分別為東縣 DF066、東縣 DF067 及東縣 DF126，其中東縣 DF126 溪流於民國 87 年瑞伯颱風期間曾發生土石流災害。

岩灣里位於臺東縣臺東市北部，北與利吉村及賓朗村相接，東為南榮 里為界，南鄰卑南鄉卑南里，西接南王里(圖 5-17) 。岩灣里之地形東高西低，境內土石流潛勢溪流上游發源地為檳榔四格山高度由海拔 400 公尺至 60 公尺之間，高低差約為 320 公尺。本里主要地質(圖 5-18)組成為上新世至更新世之卑南山礫岩及全新世沖積層。卑南山礫岩為厚礫石層，偶夾薄層砂岩和泥岩。礫岩組成以變質岩為主，包括矽質片岩、黑色片岩、綠色岩、石英岩和大理岩等。沖積層大致為全新世沖積物，主要分布在花東縱谷之中與海岸平原等地區，沉積特性大致可分兩類，縱谷沖積層為河相沉積物，沿海岸平原沖積層為海相沖積層。

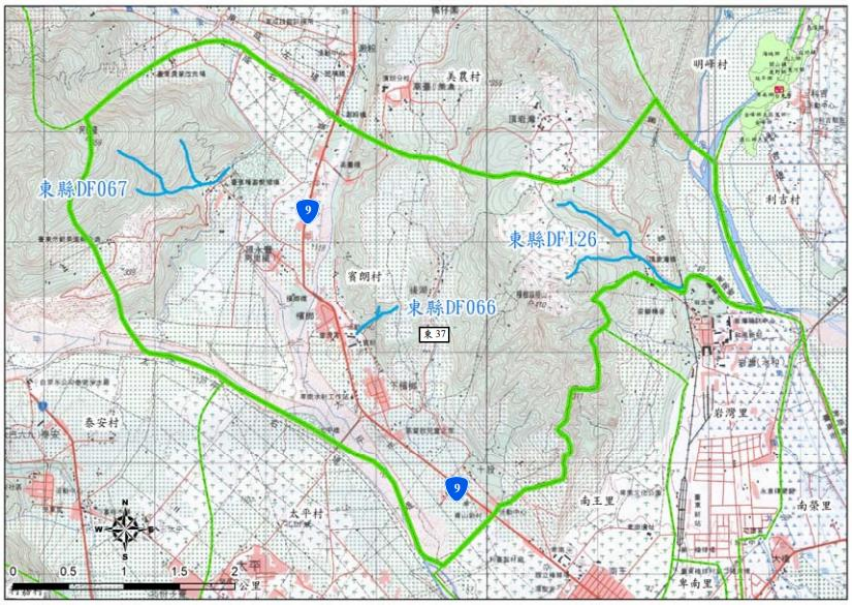


圖 5- 15 卑南鄉賓朗村地理位置圖



圖 5- 16 賓朗村地質圖

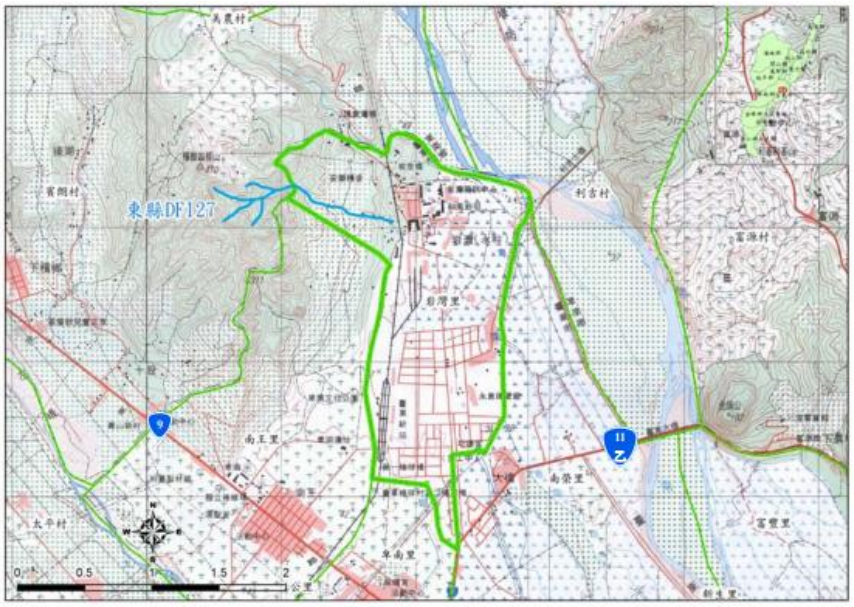


圖 5- 17 臺東市岩灣里地理位置圖



圖 1.2 岩灣里地質圖
(改繪自地調所五萬分之一比例尺台東、知本地質圖幅)

圖 5- 18 岩灣里地質圖

東縣 DF126 下游與岩灣路之道路箱涵交會，交會處通水斷面寬、高皆 2 公尺 (圖 5-19-a)，箱涵上方約 5 公尺又與鐵路橋交會，溪流在此交會處之通水斷面皆無阻塞情形 (圖 5-19-b)。DF126 下游河道受洪水挾帶土砂下移(圖 5-19-c) ，部分河段可見兩岸坡面受淘刷後有植生崩倒情形。 溢流點位於岩灣路上游約 340 公尺，東 46 鄉道岩灣橋上游之地形開闊處起點 ， 溢流點下游即可見地形逐漸開闊 (圖 5-19-d)。溢流點上游可沿左支流溪床踏勘，沿途可見溪床土石堆積材料平均粒徑介於 8 至 30 公分， 最大約 0.5 公尺 (圖 5-19-e、圖 5-19-f) 。 岩灣橋左岸邊坡古河階有舊土石流基質支撐的構造 (圖 5-19-g)。 本溪流於料源區仍可見土石堆積情形，於平時應多為高含沙水流或洪水型態，極端降雨事件發生時仍可能發生土石流，故應歸為土石流潛勢溪流。

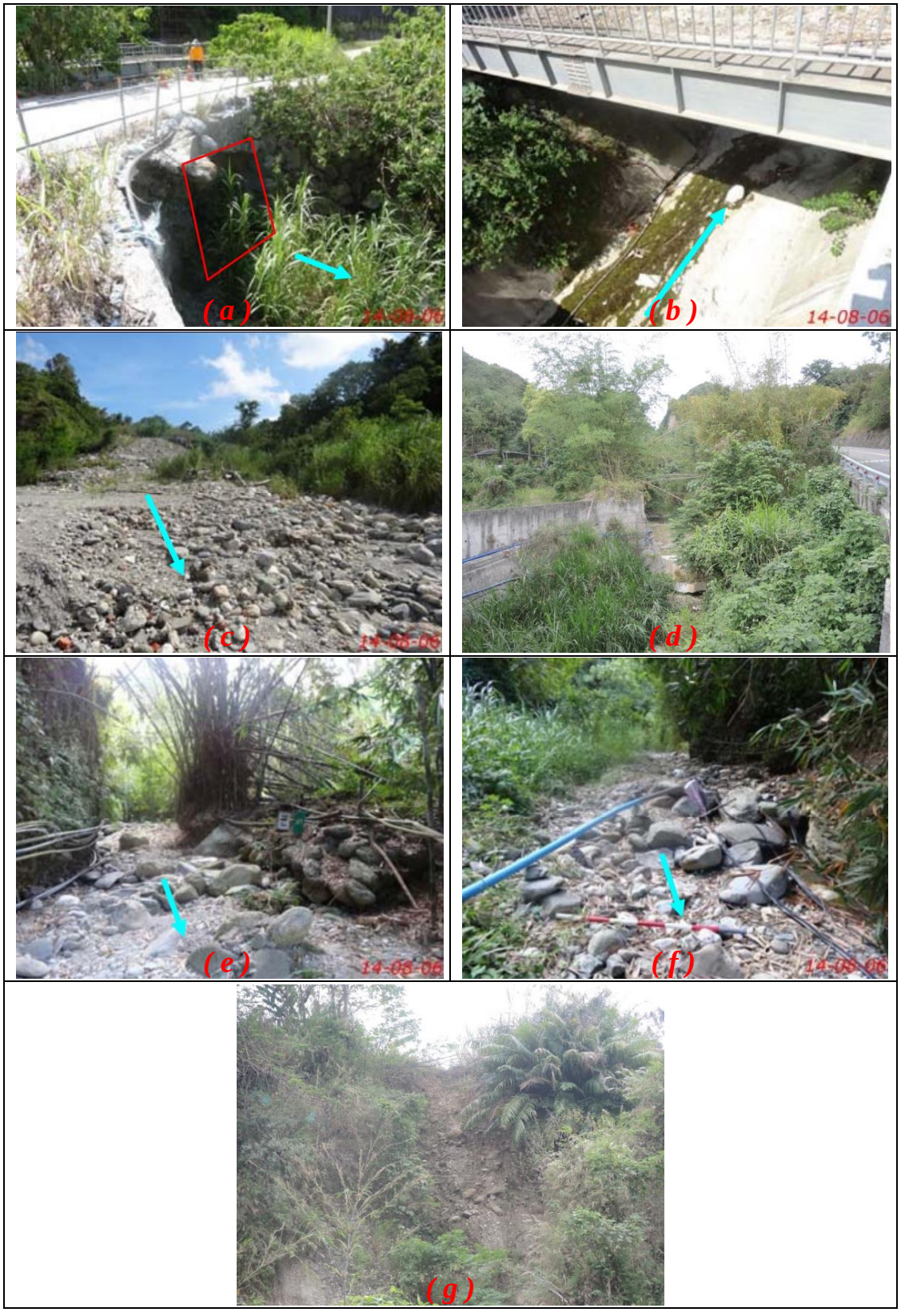


圖 5- 19 東縣 DF126 現勘照片

東縣 DF126 的集水區面積依水保局所提供資料為 0.85 km^2、集水區長度為 1.54km 及集水區險峻值為 0.43，依此判釋為土石流；而本計畫依 5 m DEM 判釋之溢流點及集水區範圍，所得之集水區面積則為 2.23 km^2、集水區長度為 2.44km 及集水區險峻值為 0.22，依此判釋 DF126 之土砂運移則為洪水。上述二者之差異在於其集水區集水區範圍之不同如圖 5-20 所示，加以說明。 由圖上等高線與溪流線關係之比對，可知依 5 m DEM 結合 GIS 判釋之集水區範圍較正確。另由圖 5-20 及 5-21 所示之溪流線與空照圖對照比較，可知水保局所繪在頂岩灣之溪流線的上游仍有系列水池上下相連，表示依 5 m DEM 結合 GIS 判釋之集水區及溪流線較合理。然由上述現勘河床地形及歷史資料可知東縣 DF126 卻有土石流之紀錄及潛勢。 由圖 5-22 可知 DF126 集水區的地文參數中有一特點，以溢流點為基準之最大集水區高程差點(或集水區最高點)，與流域最遠點(即集流點或集水區長度)相差甚遠。如圖 5-22 所示，流域最高點為四格山，離溢流點 1.22km ；流域最遠點為離溢流點 2.43km。

以溢流點為基準，以流域最大高程點對應之集水面積求得之集水區險峻值所產生之土砂運移能力較合理，其值也較高即符合溢流點之地貌特性。修正溢流點之流域險峻值，可由集水區高程差除以最高點到溢流點的有效集水面積(如圖 5-20 紅色範圍)的平方根而得 (方法一)。另一作法為由原流域的整體集水區流域險峻值，乘上流域最遠點到溢流點之距離與流域最大高程點到溢流點的比值(方法二)。由上述二方法求得之 DF126 修正集水區險峻值分別為 0.43 及 0.45，與實際土砂運移型態較相符。

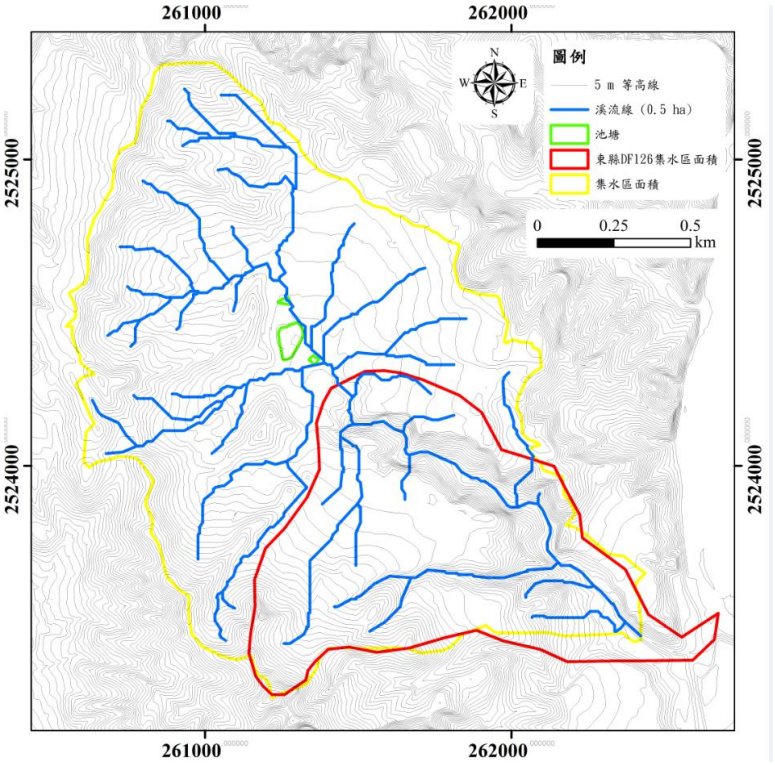


圖 5- 20 DF126 流域集水區範圍比較

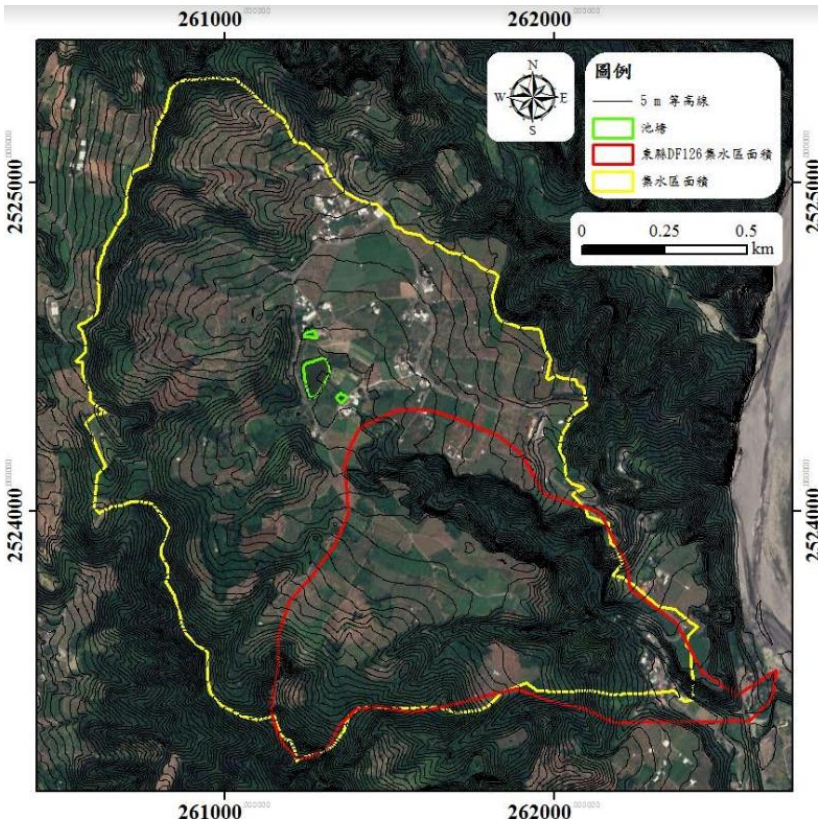


圖 5- 21 DF126 範圍與空照比較圖



圖 5- 22 DF126 集水區之地貌特徵圖

東縣 DF127 下游出口箱涵與岩灣路交會，位於 DF126 出口南方 540 公尺處。於岩灣路西側可見卑南山礫岩構成之隘口 (圖 5 -23a)，往上游 130 公尺處有民國 65 年興建之岩灣第二攔砂壩及砂石堆積(圖 5-23 b)，可見早期土砂運移量大。目前壩兩側植生茂密，壩溢流口並無明顯土砂下移。 壩上方河道植生茂密，坡度平緩，亦少土砂運移(圖 5 -23c)。在往上游 200 公尺處為第一攔砂壩及固床工，可見河道植生更為茂密，固床工有輕微跌水沖刷現象(圖 5 -23d) 。DF127 上游植生良好 ， 目前產砂量少 ，邊坡亦經整平作為果園無明顯土砂運移。DF127 依地貌判釋為土石流潛勢溪流，在進行工程整治(二座攔砂壩及固床工)及人為墾殖(整地及果園植栽)，目前河道及邊坡產砂量少，植生良好，故應多為高含沙水流或洪水型態之運移為主，但在極端降雨事件或人為破壞邊坡造成土砂料源增多時，仍可能發生土石流，故建議仍歸為土石流潛勢溪流。



圖 5- 23 東縣 DF127 現勘照片

第二節 花蓮溪流域現勘

花蓮溪的 66 條土石流潛勢溪流，經集水區險峻值及集水區長度初步分析判定其土砂災害型態為: 10 個高含砂集水區、2 個洪水集水區及 54 個土石流集水區。茲將一個判定為高含砂集水區(DFL，集水區險峻值介於 0.3 與 0.43 間)、三個洪水集水區(FL，集水區險峻值<0.3)及相鄰之二個土石流集水區(DF，DF>0.43)，且包含屬秀姑巒溪的 DF045 之現勘資料彙整如圖 5-24、表 5-2 所示，進行現地勘查及比對。



圖 5- 24 花蓮溪土石流溪流災例現勘位置圖

表 5-2 花蓮溪現勘子集水區地貌參數資料

土石流潛勢溪流編號	集水區高程差 (km)	集水區面積 (km^2)	MR	土砂類型	鄉鎮	村里	現勘土砂類型
花縣 DF005	2.18	38.36	0.35	DFL/DF	秀林鄉	文蘭村	DF
花縣 DF007	2.09	18.71	0.48	DFL/DF	秀林鄉	文蘭村	DF
花縣 DF010	0.87	0.35	1.46	DF	秀林鄉	銅門村	DF
花縣 DF036	0.70	0.91	0.73	DF	萬榮鄉	見晴村	DF
花縣 DF037	0.62	0.41	0.96	DF	萬榮鄉	見晴村	DF
花縣 DF114	0.37	1.47	0.31	DFL/DF	光復鄉	大全村	DF
花縣 DF117	0.83	1.29	0.73	DF	光復鄉	大興村	DF
花縣 DF118	1.71	11.29	0.51	DF	光復鄉	大興村	DF
花縣 DF120	1.87	15.28	0.48	DF	光復鄉	大豐村	DF
花縣 DF124	0.63	5.85	0.26	FL	光復鄉	東富村	FL
花縣 DF127	1.85	6.98	0.70	DF	鳳林鎮	鳳義里	DF
花縣 DF130	0.47	6.81	0.18	FL (DFL/DF)	鳳林鎮	山興里	FL (DFL/DF)
花縣 DF045	3.23	172.98	0.25	FL (DFL/DF)	卓溪鄉	卓清村	FL (DF)

備註: FL: 洪水, DFL : 高含砂水流, DF: 土石流

一、花縣 DF005 現勘

文蘭村位於秀林鄉南端，北鄰秀林鄉銅門村，東面壽豐鄉池南村、光榮村、壽豐村、豐山村及樹湖村，南毗萬榮鄉西林村，西則與南投縣仁愛鄉親愛村為界。花縣 DF005 集水區地勢北高南低(圖 5-25)，地勢由標高約 2,427 公尺之北側木瓜山往南降至匯入怡堪溪谷處，匯入處高程約 255 公尺處，高程差約 2,172 公尺。如圖 5-26 所示，集水區範圍內多為大南澳片岩(主要組成為黑色、綠色、矽質片岩、變質石灰岩及片麻岩)，以及零星蛇紋岩及基性火成岩(包含所有可能是海洋地殼和它的變 質產物的基性或超基性岩石)。花縣 DF005 集水區範圍內上、下游永豐斷層及都鑾山斷層通過，屬於逆斷層，而中游則有 2 背斜通過。

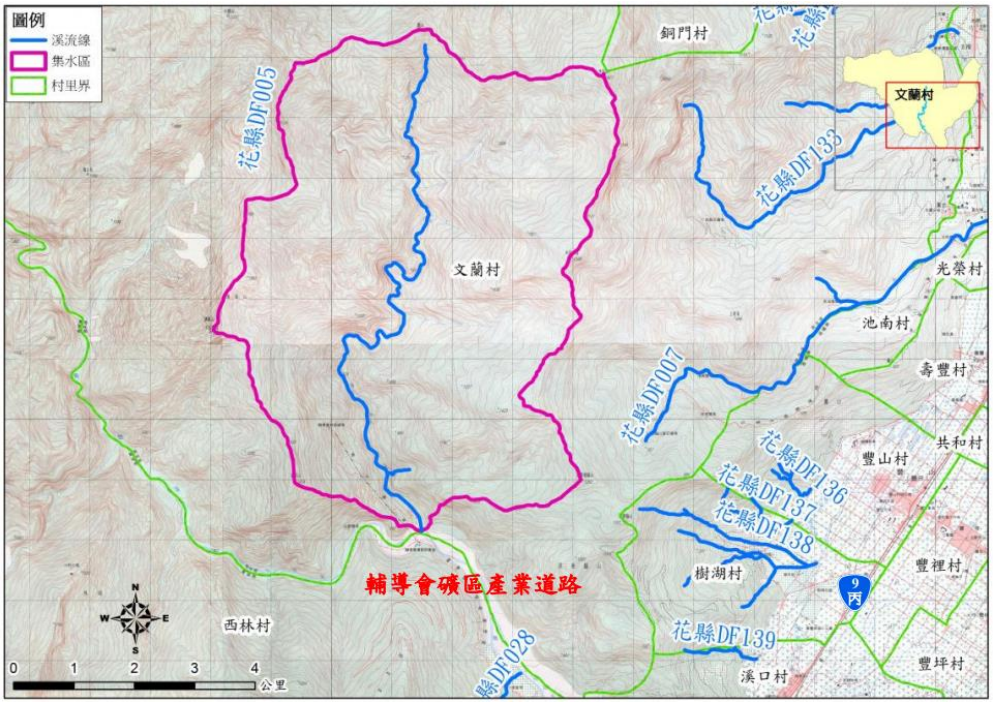


圖 5- 25 花縣 DF005 位置圖

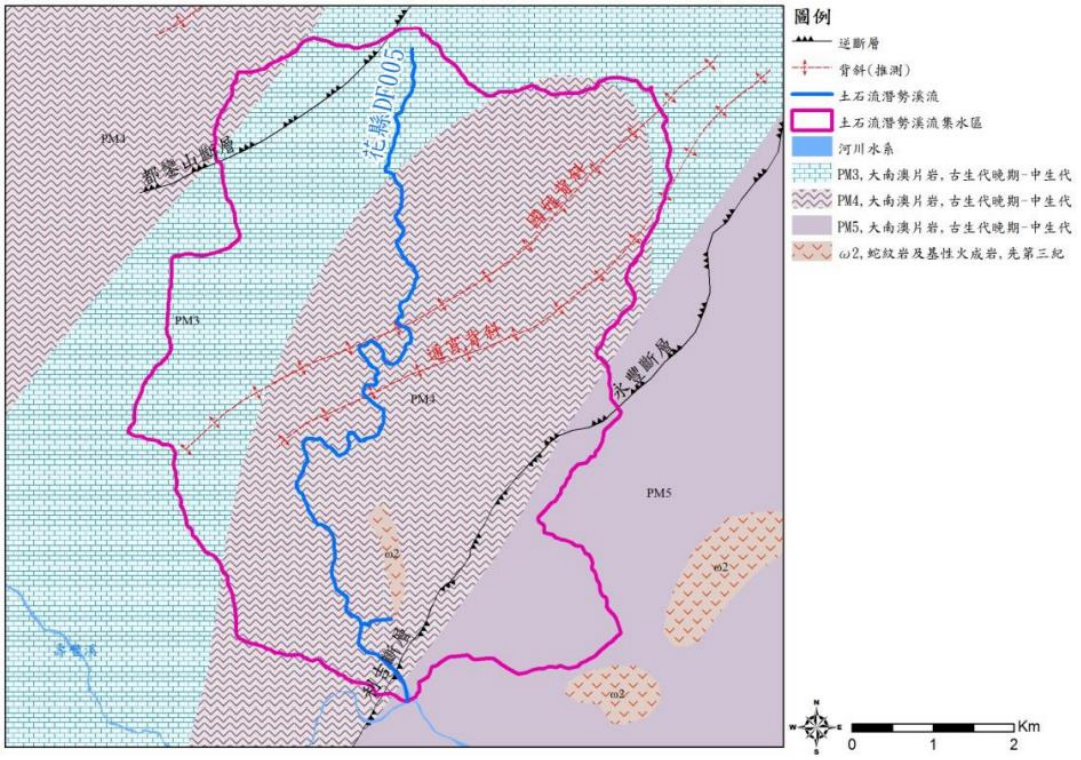


圖 5- 26 花縣 DF005 地質圖

由西林林道轉輔導會礦區產業道路前往溪流 DF005，溪流對岸可見礦區前之廢棄哨站(圖 5-27 a)。溪底便道遭溪水漫過，於怡堪溪上可見花縣 DF005 下游土石流堆積地形，平時雨量下運移粒料偏細，粗至大顆粒(>1 公尺)需極端降雨發生時運移。下游匯入怡堪溪處，可見溪床上有土石堆積，溪床上雜草重生，可見左岸有零星崩塌(圖 5-27 b、c、d)。左支流下游防砂壩後方可見大量土石堆積物，造成溪床壅高；下游溢流點位於河道轉彎出谷口處，通過後山谷轉為開闊；左岸可發現數處裸露岩盤坡面(圖 5-27 e、f)。匯流處左岸裸露岩盤與裸露沿盤，上游之河道攻擊側可見遭沖刷造成之岩盤崩塌裸露，而河床堆積為巨粒料(圖 5-27 g、h)。集水區範圍內可見零星崩塌，但集水區範圍內皆為原始林木，於平時降雨時為洪水或高含沙水流，愈極端降雨事件仍可能發生土石流，並須考慮支流流域險峻值。

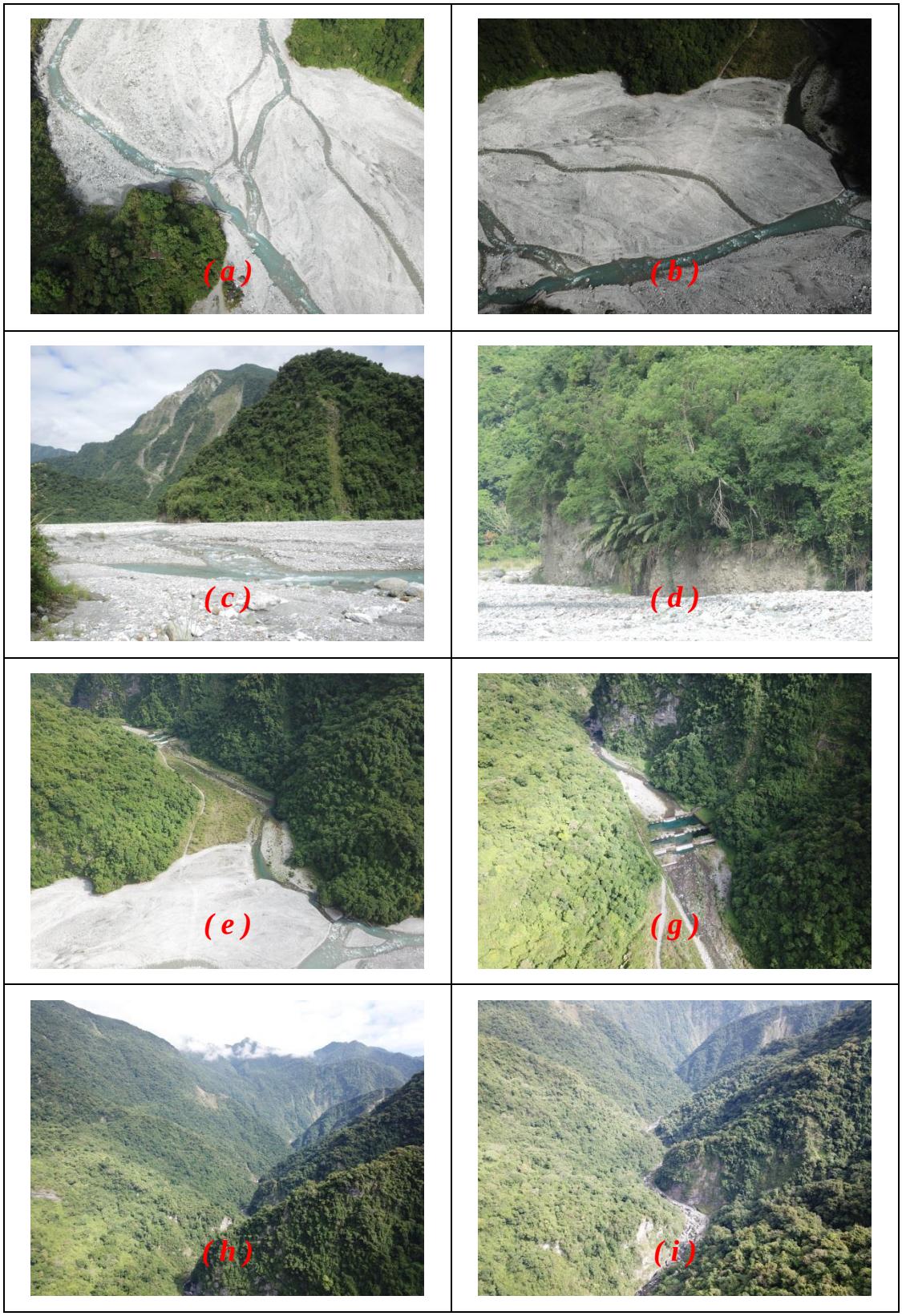


圖 5- 27 花縣 DF005 現勘照片

二、花縣 DF007 現勘

文蘭村位於秀林鄉南端，北鄰秀林鄉銅門村，東面壽豐鄉池南村、光榮村、壽豐村、豐山村及樹湖村，南毗萬榮鄉西林村，西則與南投縣仁愛鄉親愛村為界 (圖 5-28)。花縣 DF007 集水區地勢西北高東南低，地勢由標高約 2,168 公尺之木瓜南山 往東南降至高程約 65 公尺處，高程差約 2,103 公尺，溪流線坡度變化大且河谷內多河灘地。集水區範圍內多為大南澳片岩(主要組成為黑色、綠色、矽質片岩、變質石灰岩及片麻岩)，以及零星蛇紋岩及基性火成岩。

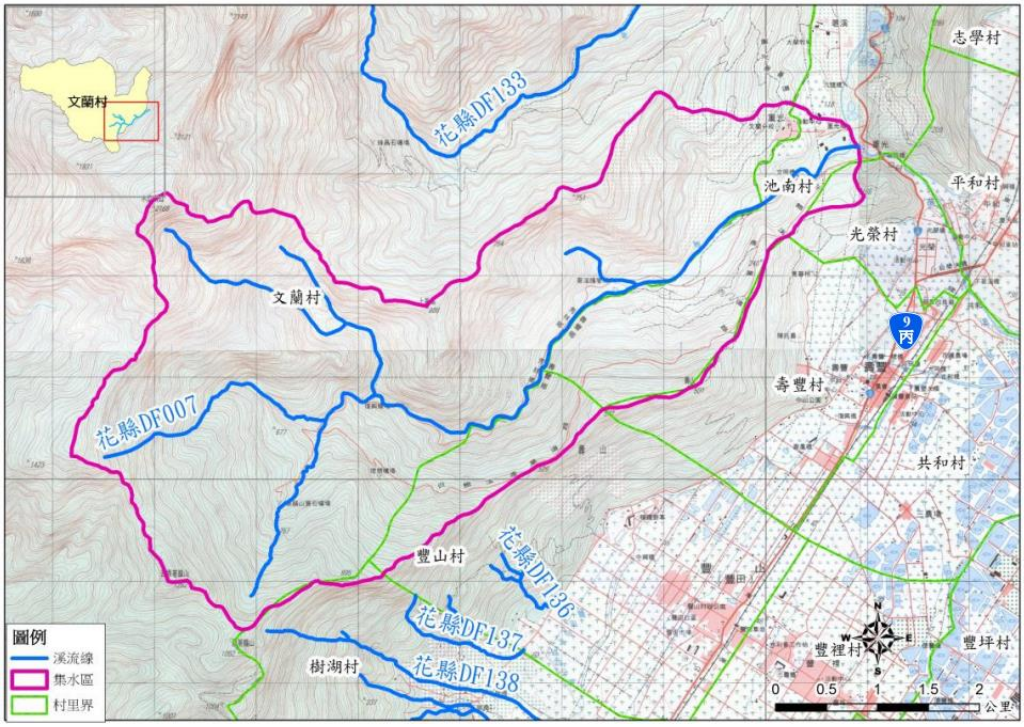


圖 5- 28 花縣 DF007 位置圖

花縣 DF007 往下匯入茎溪，匯入處可見河床上植生覆蓋，已可見樹木滋長。溪流右岸廢棄之鐵皮房舍，於溪流左岸自行車道處可見河道坡度平緩，溪流與自行車道交會於管涵橋處，河床堆積除少量大顆粒孤立，其他多為細粒料沉積，顯示較久無發生土石流事件(圖 5-29a、b、c、d)。下游管涵橋下方河道設有工程整治，河道中土石堆積豐富；下游與道路交會於管涵橋， 共 10 孔，中間 6 孔可見土石堵塞。於管涵橋旁可見花蓮分局之危險告示牌，沿溪流右岸農路往上游河道轉折且有大量土石堆積(圖 5-29 e、f)，且河床坡度平緩寬闊，下游與農路交會於立明橋，寬 40 公尺、高 6 公尺，無土石堵塞現象；於立明橋上游河道可見兩旁植生侵入嚴重，可見近年應無大量土石下移情形(圖 5-29 g)，坡面上開墾農地以及種植檳榔。遠眺集水區植生分布中等疏密，未見明顯大面積崩塌。 依河床料源及邊坡崩塌潛勢，應歸屬為土石流潛勢溪流。

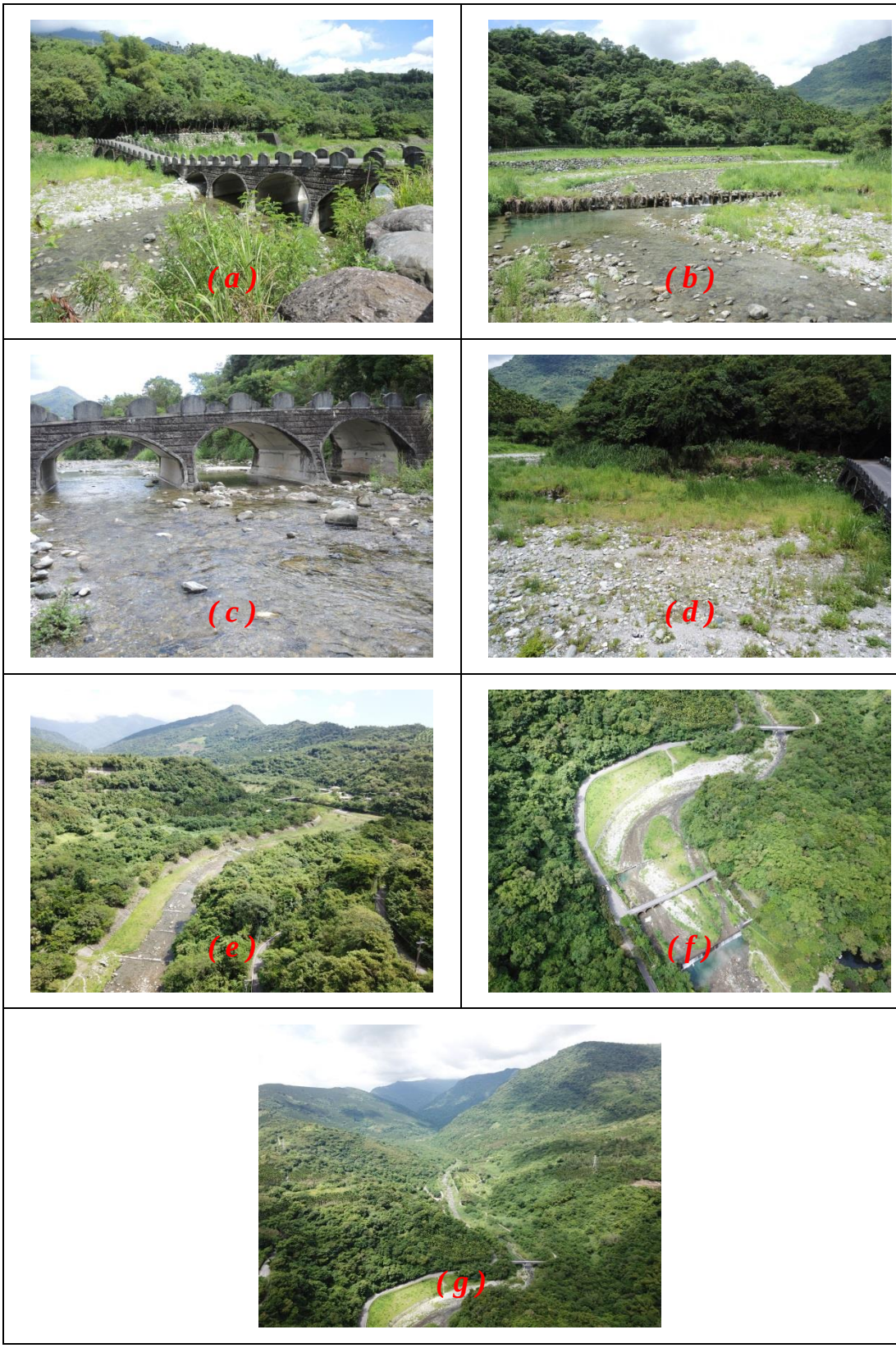


圖 5- 29 花縣 DF007 現勘照片

三、花縣 DF010 現勘

銅門村位於秀林鄉南方，北接景美村，南鄰文蘭村，東與吉安鄉相接，西邊即為中央山脈；村內主要聯絡道路為東西向之台電保線道路(舊省道台 14 線)，台電保線道路沿木瓜溪修築，往西可通往沿線之水力發電廠。 圖 5-30 所示，銅門村之地形西高東低，高度在海拔 110 公尺至 3,100 公尺之間，高低差達到 2,990 公尺。並由木瓜溪貫穿本村中部。銅門村內 DF010 等 4 條土石流潛勢溪流皆位於古生代晚期至中生代之大南澳片岩(主要組成為黑色片岩為主。黑色片岩是本變質岩帶中的主要片岩狀岩石)(圖 5-31)。

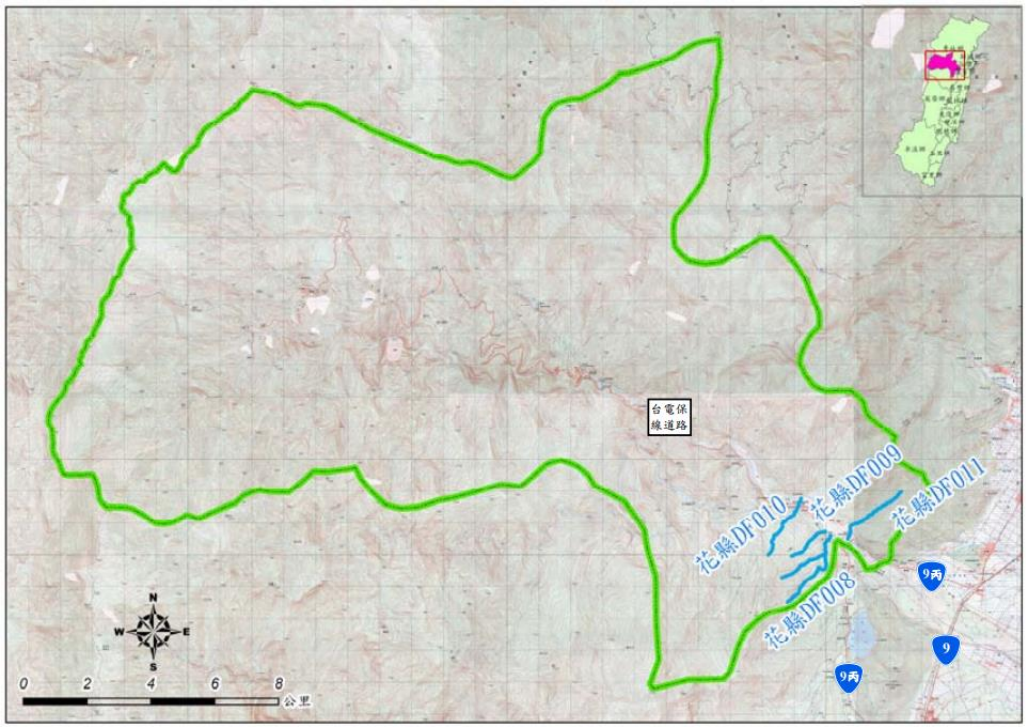


圖 5- 30 花縣 DF010 位置圖

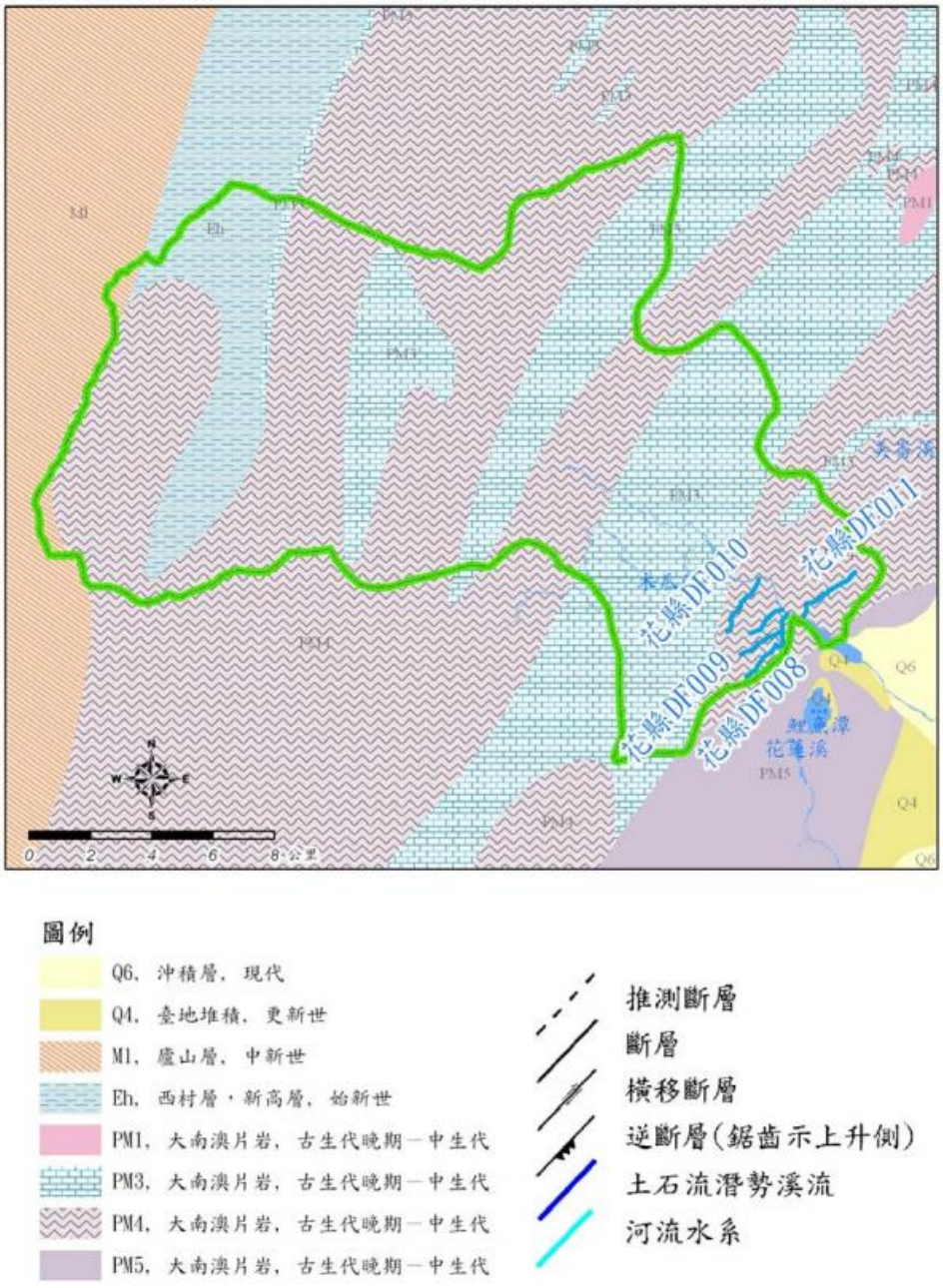


圖 5- 31 花縣 DF010 地質圖

花縣 DF010 土石流潛勢溪流位於銅門村 12 鄰地區，其下游河道與台電保線道路交會於國安橋，其下游河段內多布滿植生，兩岸坡面皆為銅門村之公墓，溪流最終注入木瓜溪，而橋右岸處並佇有歐菲莉颱風災害紀念碑(圖 5-32 a、b)。而在國安橋上游左岸可發現一戶無門牌之農舍雞寮。溪流溢流點位於國安橋上游約 140 公尺，屬地形開闊起點，目前溢流點下游河道於民國 79 年歐菲莉風災後，已施作一系列連續潛壩、梳子壩等整治工程。兩岸坡面設有緩衝林帶及擋土牆設施，以保護下游右岸之銅門部落住戶，並於上及下游電廠旁各有一處崩塌(圖 5-32 c、d、e)。目前溢流點下游溪床上已布滿大量植生，平時低水位時仍有巨石及粗顆粒堆積，顯示溪流近年狀況尚呈穩定，且多為兩岸崩塌提供土料(圖 5-32f、g、h)。最後眺望集水區植生多為竹林並夾雜喬木林相植物，舊崩塌地皆有復育跡象，現已無明顯崩塌裸露，故整體植生屬植被中等疏密。整體集水區除考量上游提供料源，仍須考量支流與零星河岸崩塌。基於歷史土石流記錄，舊崩塌地，及溪床陡峭度，本溪流應屬土石流潛勢溪流。



圖 5- 32 花縣 DF005 現勘照片

四、花縣 DF036、DF037 現勘

花蓮縣萬榮鄉見晴村位於萬榮鄉偏東北的部位，在台東縱谷西側山麓，從省道台 9 線往南至南平火車站後右轉即可到達見晴村，此村東鄰鳳林鎮南平里及鳳義里、西南接萬榮村、北則面西林村。圖 5-33 所示為見晴村 DF036 等三條土石流潛勢溪流的位置。見晴村境內 3 條土石流潛勢溪流集水區所在之地層如圖 5-34 所示，主要屬大南澳片岩(主要組成為黑色、綠色、矽質片岩、變質石灰岩及片麻岩)及臺地堆積(由層理不顯的礫石層組成)。民國 87 年瑞伯颱風導致見晴村內花縣 DF037 發生土砂災害，造成見晴村 6 戶房屋遭土石掩埋；民國 90 年 7 月 30 日桃芝颱風時再次發生土砂災害，見晴社區上游集水區坡面嚴重崩塌，引發約八萬立方公尺之土石下移。

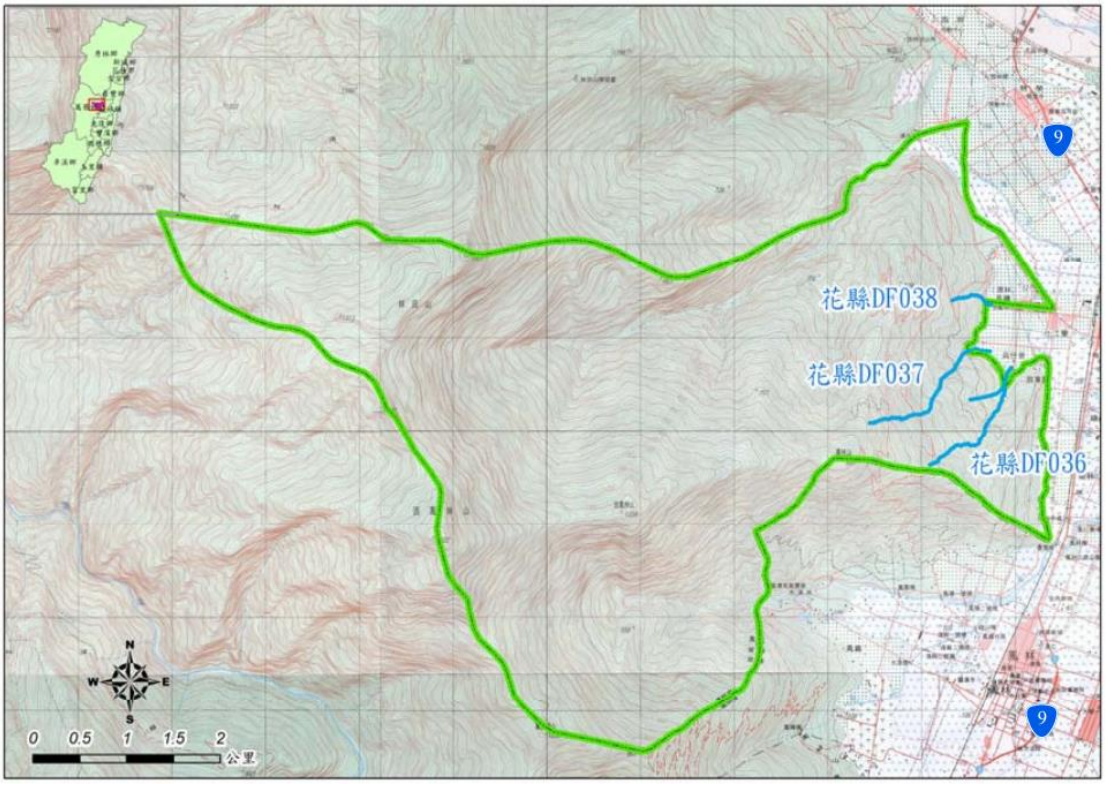


圖 5- 33 花縣 DF037 位置圖

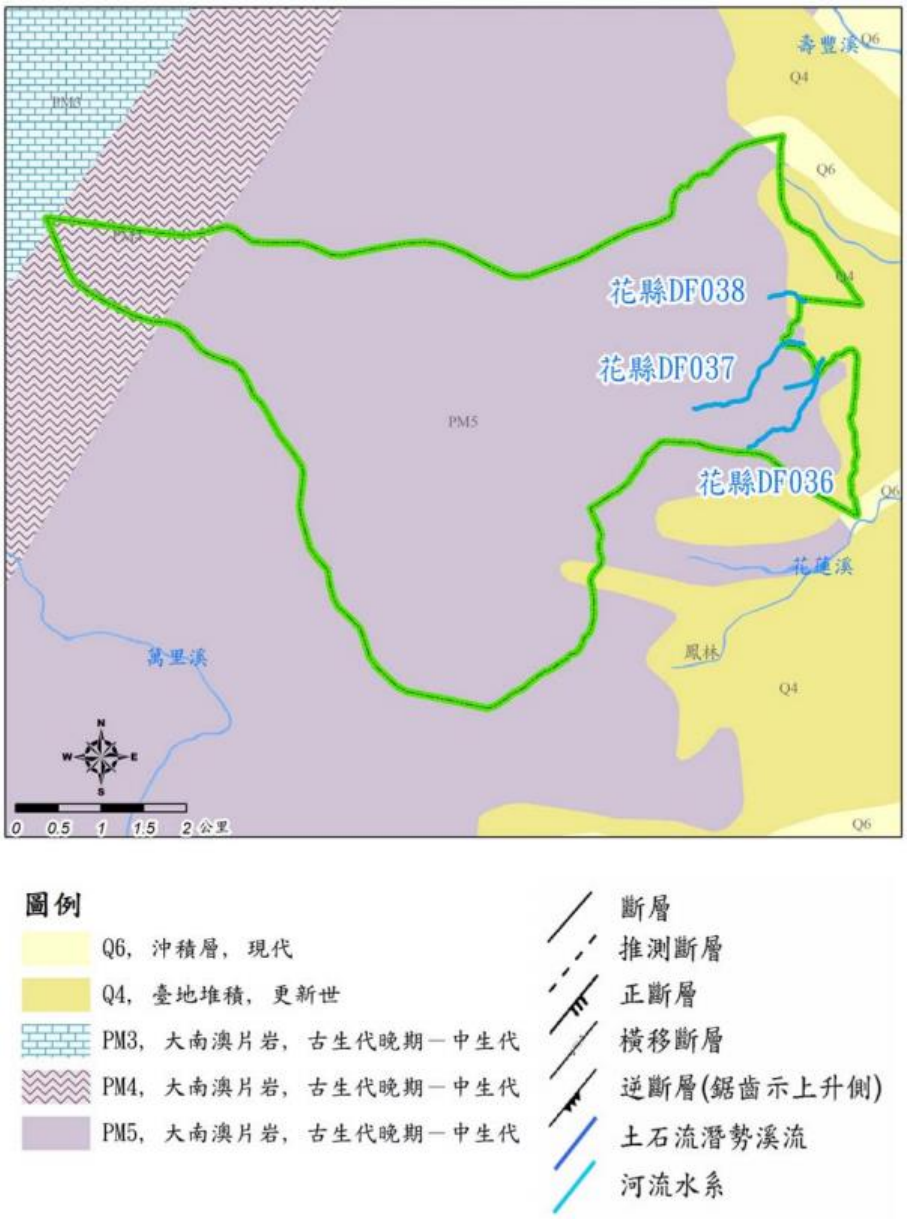


圖 5- 34 花縣 DF037 地質圖

花縣 DF037 溪流與花 43 鄉道 0.1K 處交會於見晴橋，下游保全住戶則有見晴村 5 鄰見晴 42 之 1 號及見晴村 5 鄰見晴 50 號，但目前見晴 50 號房屋結構已遭土石衝擊毀損(圖 5-35a、b)。見晴橋通水斷面高 3 公尺， 寬 12 公尺，見晴橋下游河道左、右兩側已施作護岸保護，河道內植生蔓入(圖 5-35c、d)。溪流於見晴橋上游有護

岸及梳子壩整治，下游溢流點則位於梳子壩上游之潛壩處(圖 5-35e)，集水區植被密集，有零散小面積檳榔樹栽植，未見有明顯崩塌地(圖 5-35f)。基於歷史土石流記錄，現有崩塌地及溪床堆積豐富，本溪流應屬土石流潛勢溪流。



圖 5- 35 花縣 DF037 現勘照片

花縣 DF036 土石流潛勢溪流下游與農路交會於版橋，版橋下游河道多植生蔓入河道(圖 5-36a)，右支流下游與平樂路交會於無名版橋，無名版橋下游為左、右支流交會處，目前雜草叢生，過版橋後沿溪流右支流左岸農路，右支流可見砌石護岸整治(圖 5-36b)，整體來說右支流河道多植生覆蓋，雜草叢生，右支流中游溪流植生則多為自然林(圖 5-36c)，坡面有局部崩塌與小面積種植檳榔樹。右支流溢流點則位於河道轉彎處，上游水塔處之河道有許多堆積石塊(圖 5-36d)，加上溝床陡峭，於高強降雨時仍會發生土石流。

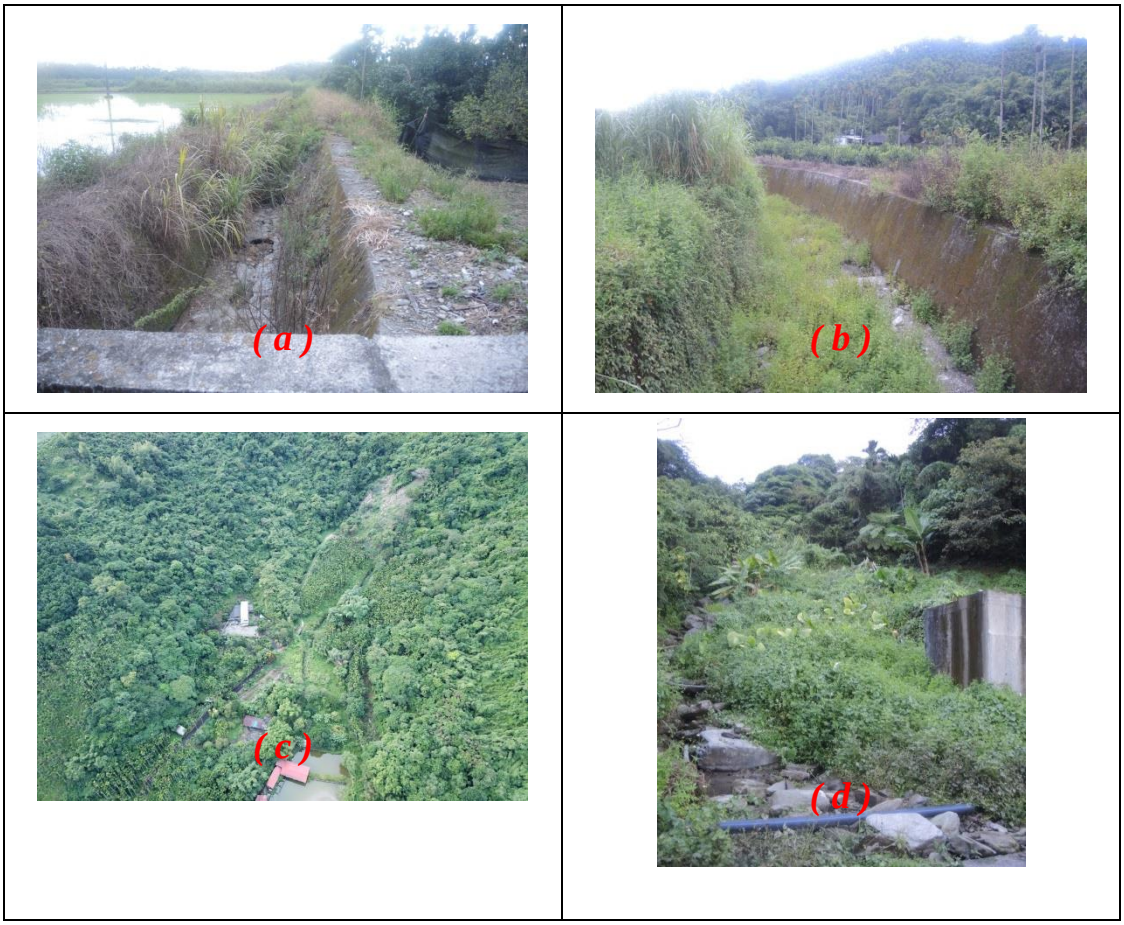


圖 5- 36 花縣 DF036 現勘照片

五、花縣 DF114

大全村位於花蓮縣光復鄉南方，北與本鄉之大馬村、大華村、大進村相接，東臨西富村，西連大興村，南與光復鄉大富村、豐濱鄉豐濱村相鄰。大全村位於花東縱谷，東側為海岸山脈，西側為中央山脈的延伸。本村中部由南向北流之花蓮溪水系所貫穿，村內地形東西兩側高而中央低，高度約在海拔 100 公尺至 1,192 公尺之間，高低差約 1,100 公尺，村內 5 條土石流潛勢溪流如圖 5-37 所示。花縣 DF114 之集水區之地質如圖 5-38 所示，位於臺地堆積區(Q4，分布在花蓮到台東之間的東部縱谷，主要由未經膠結的礫石及砂質或粉砂質凸鏡體組成)及大港口層、奇美層(MPc、MPs，富含火山岩質的巨厚碎屑岩系，由頁岩、砂岩和礫岩混合著火山物質組成)。

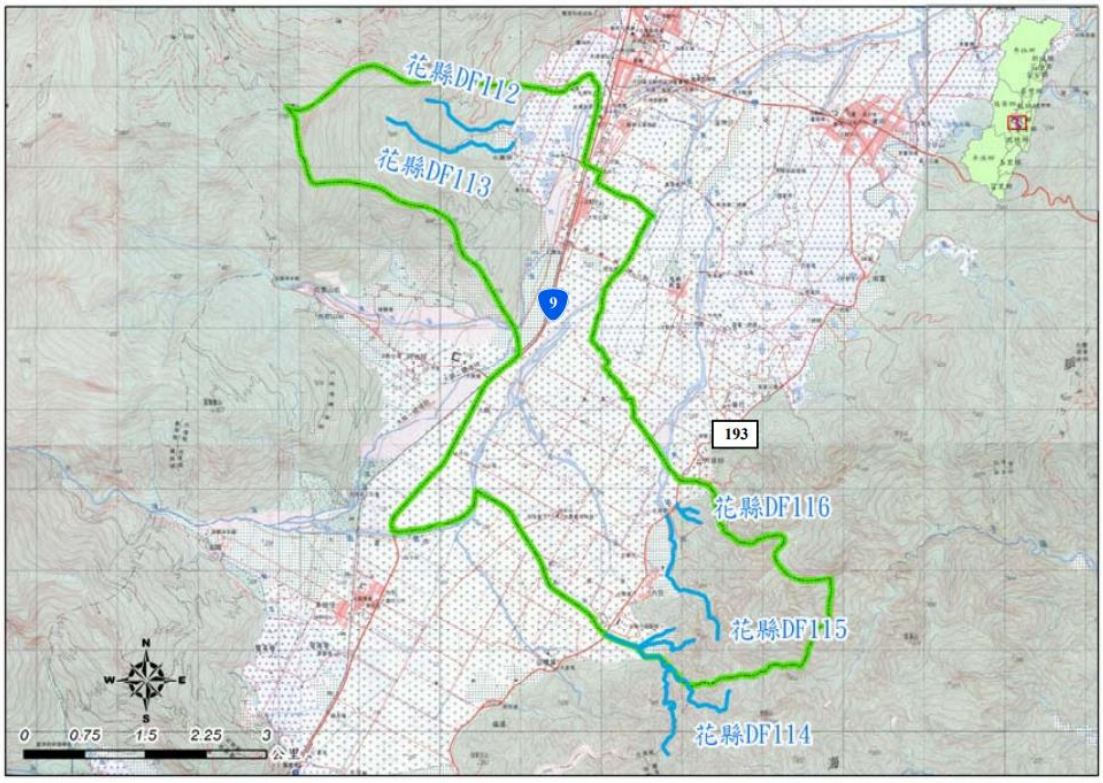


圖 5- 37 花縣 DF114 位置圖

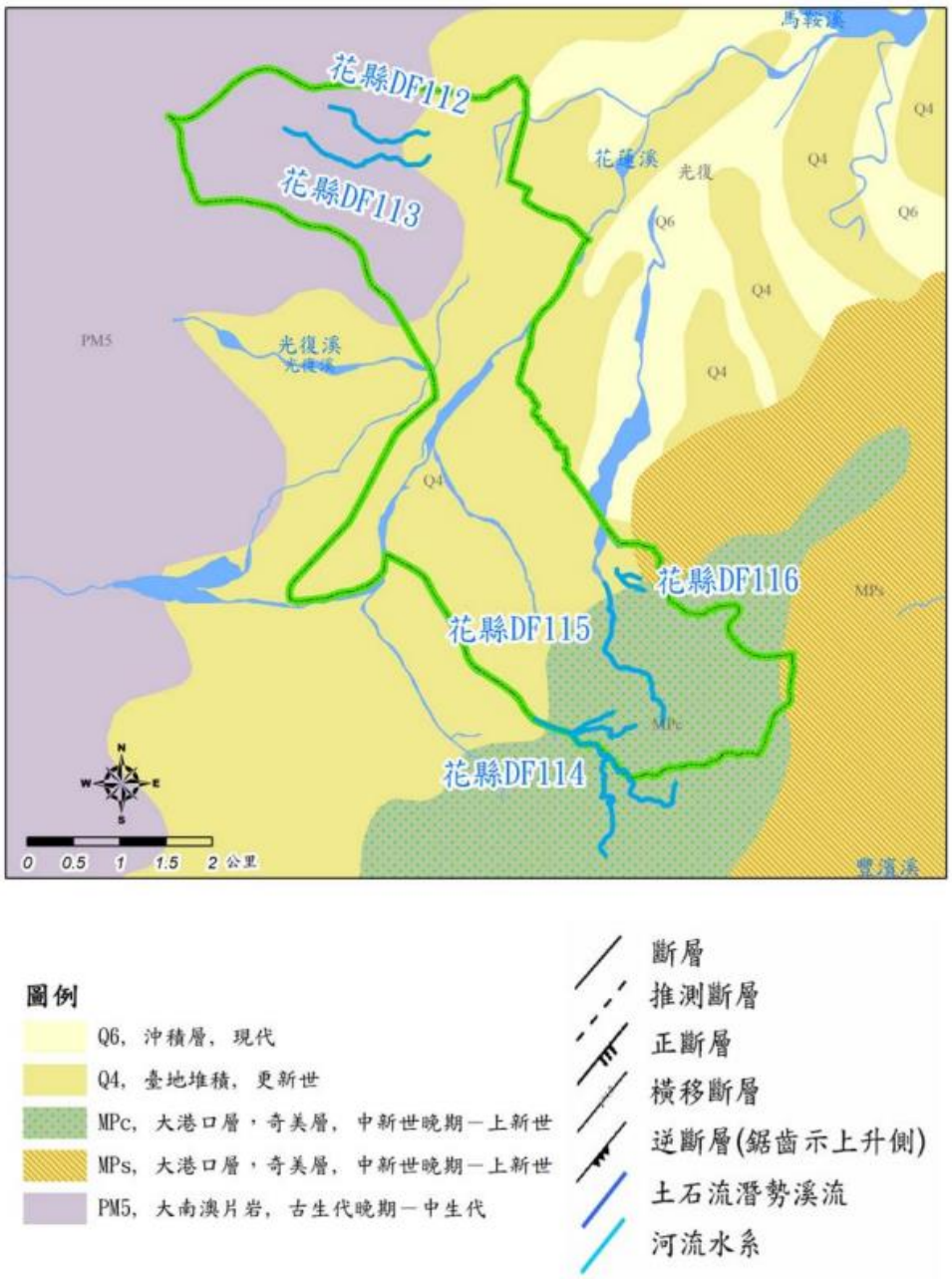


圖 5- 38 花縣 DF114 地質圖

花縣 DF114 位於自強外役監獄附近(圖 5-39a)，其下游河道與 193 縣道 73.2K 交會於道路箱涵(圖 5-39 b)。下游主流河道平緩開闊，於箱涵及河流堆積端，略見土石堆積成覆瓦構造、粗細粒徑分層之洪水堆積型態，平均粒徑多介於 8 至 30 公分，且溪床上已有連續固床工等設施(圖 5-39c、d、e、f)。 本溪共劃設 2 處溢流點，分別位於右支流#1、#2 河道上。右支流#1、#2 下游河道可分別與道路交會於過水路面#1、無名橋#1、過水路面#2、無名橋#2 (圖 5-39 g、h、i)；右支流#1、#2 河道目前皆有設置護岸、潛壩等整治設施，兩支流河道亦有茂密植生。觀察集水區植生狀況(圖 5-40j)，右支流#1 集水區已無明顯崩塌情形；右支流#2 集水區坡度較為陡峻，部分坡面可略見崩塌坡面；而主流集水區坡度呈現平緩且無明顯巨石孤立，集水區植生屬中等稀疏。花縣 DF114 集水區目前貌植生良好，坡面仍有崩塌裸露，在平常流量為洪水或高含砂流，在極端情況下仍可能發生土石流，屬土石流與高含砂並存之土砂災害型態。



圖 5- 39 花縣 DF114 現勘照片





圖 5- 40 花縣 DF114 現勘照片

六、花縣 DF117、DF118 現勘

大興村位於花蓮縣光復鄉西側，東鄰大全村，西接萬榮鄉馬遠村，北與大馬村為鄰，南臨大豐村與大富村。大興村地勢為西高東低，主要交通聯絡道路為省道台 9 線及花 54 鄉道，兩者皆為本里主要之交通要道，詳見圖 5-41。大興村地勢西高東低，高度介於海拔 150 至 900 公尺間，高程差約 750 公尺。圖 5-42 為大興村之地質分布，由東至西分別為臺地堆積層(主要是未經膠結的礫石，並含砂質或粉砂質凸鏡體組成)及大南澳片岩(主要組成為黑色、綠色、矽質片岩、變質石灰岩及片麻岩)。

大興村境內共計有 花縣 DF117 及花縣 DF118 等 2 條土石流潛勢溪流。花縣 DF117 曾於桃芝颱風時形成土砂災害，數處民宅被土砂波及深度約 1.2 公尺，並有多處果園與魚池遭土砂掩蓋，花縣 DF118 則於桃芝颱風時山洪暴發，引發約 150 萬立方公尺之土石下移，造成大興村近 150 戶掩埋或沖毀。

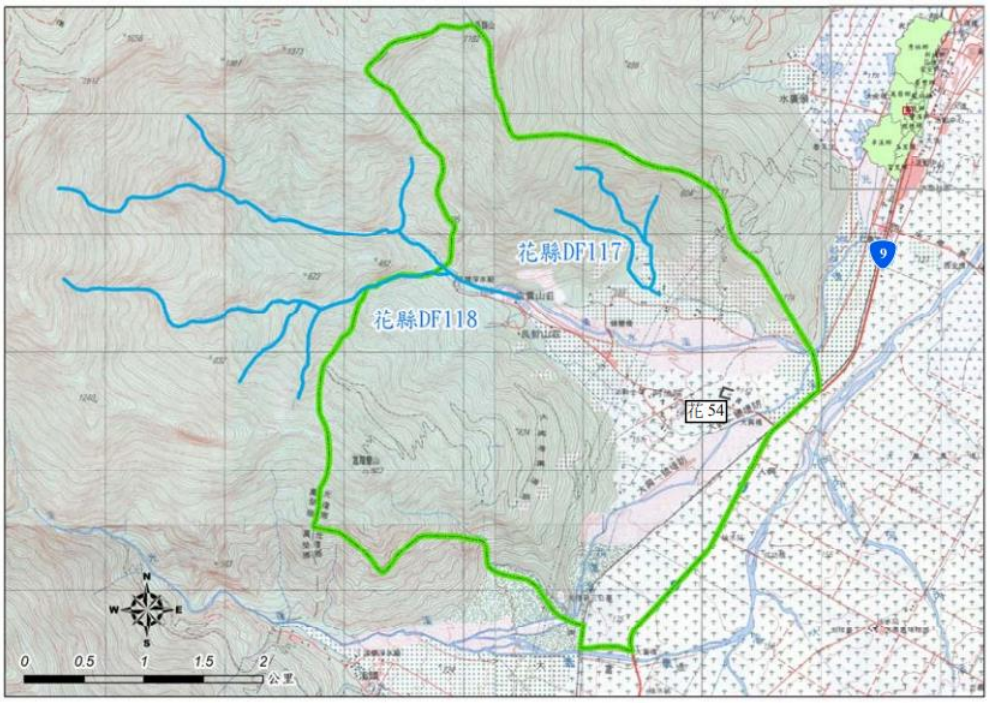


圖 5- 41 花縣 DF117、DF118 地理位置圖

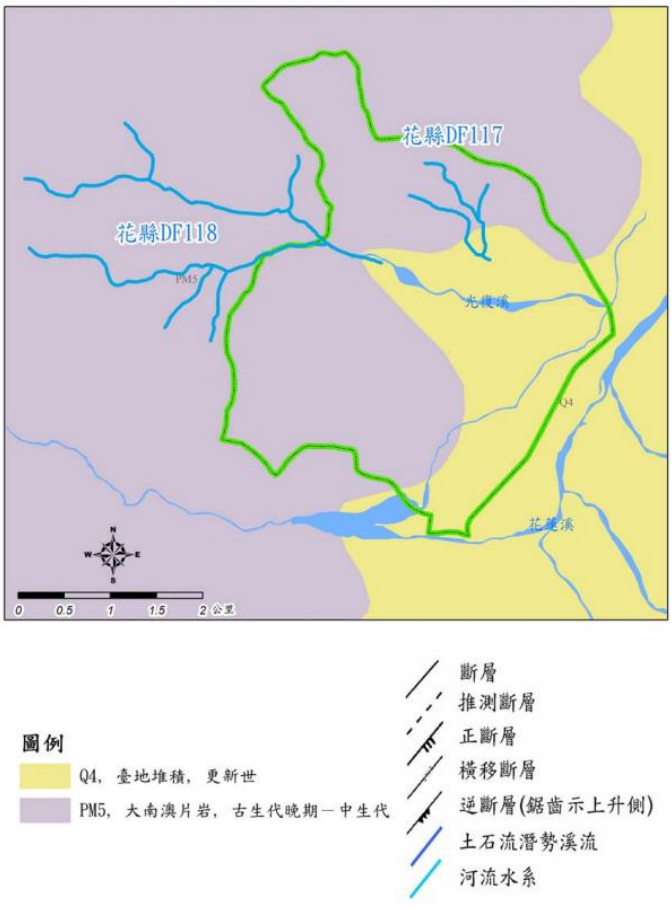


圖 5- 42 花縣 DF117、DF118 地質圖

花縣 DF117 溪流下游與福連農路交會於版橋，為左右支流交會處，下游版橋通水斷面寬 3 公尺，高 0.5 公尺，堆積材料平均粒徑小於 8 公分(圖 5-43a)，此處河道坡度平緩，版橋上游河道可見雜草叢生，多屬草本及低矮灌木(圖 5-43b)。版橋左岸之下游保全住戶，於民國 90 年桃芝颱風時遭受土砂波及，受災時土砂堆積高度約為 1.2 公尺。農路終點為下游住戶、兩座魚池，緊鄰左支流右岸，可見版橋一座(圖 5-43 c、d)。版橋右岸福連農路可達溪流下游溢流點，溢流點位於橋涵，已被雜草掩埋。溢流點下游左岸平坦地區，右支流下游河道略為蜿蜒，溪床與兩岸高差僅約 1.5 公尺，兩側已有護岸整治，未見明顯堆積材料(圖 5-43 e)。溢流點上游河道幅寬約 2.5 公尺，河床多雜草遍布並緊鄰左岸農路(圖 5-43 f)，遠眺中游及上游坡面，邊坡植生多為木本植物，尚有明顯崩塌(圖 5-43 g)。本集水區現況已有整治設施，惟右支流下游河道略為蜿蜒，溢流點之橋涵處仍有粒料堆積。此集水區目前雖較穩定，但於桃芝颱風發生土石流，上游尚有明顯崩塌，故應屬土石流集水區。



圖 5- 43 花縣 DF117 現勘照片

花縣 DF118 溪流下游河道幅寬約 150 公尺，河道坡度較為平緩且土砂淤積嚴重，溪流下游堆積土石多介於 8 至 30 公分，河道中可見既有整治設施(圖 5-44 a、b、c)，有明顯土砂推積及粗至巨大岩石沉積。本溪流於民國 90 年桃芝颱風時造成重大災害，約 150 萬立方公尺之土石下移，釀大興社區巨大災變。現勘時於溪床中可見多處整治設施設置，下游右岸坡面多為檳榔樹種植，溪流下游溢流點位於一大型梳子壩，河道上可見多稜角之石塊(圖 5-44d、f)，沿溪流右岸花 54 鄉道經過水路面可抵溪流左支流，左支流之溪床則滿佈土石，仍有明顯土砂淤積。河道梳子壩後方堆積土砂之平均粒徑大於 30 公分，周邊坡面植生多為自然林(圖 5-44e)；左右兩側支流匯流處位於梳子壩後方，右側支流經過水路面匯入主河道，過水路面上游可見潛壩(圖 5-44g)。支流上游坡面則可見明顯崩塌地，溪床上多灌木及草本植物叢生，邊坡植生多為木本植物(圖 5-44h)。集水區上游仍可見多處舊崩塌地，崩塌地表層雖已些許植被，但仍有部分裸露區域，植生狀況為中等稀疏。

集水區溢流點上游河道各支流及坡面上仍有未下移之大粒徑土石材料，加上有舊崩塌地，若遇颱風或豪雨依然可能引發集水區坡面崩塌， 加上溪床堆積豐富，應屬土石流潛勢溪流。

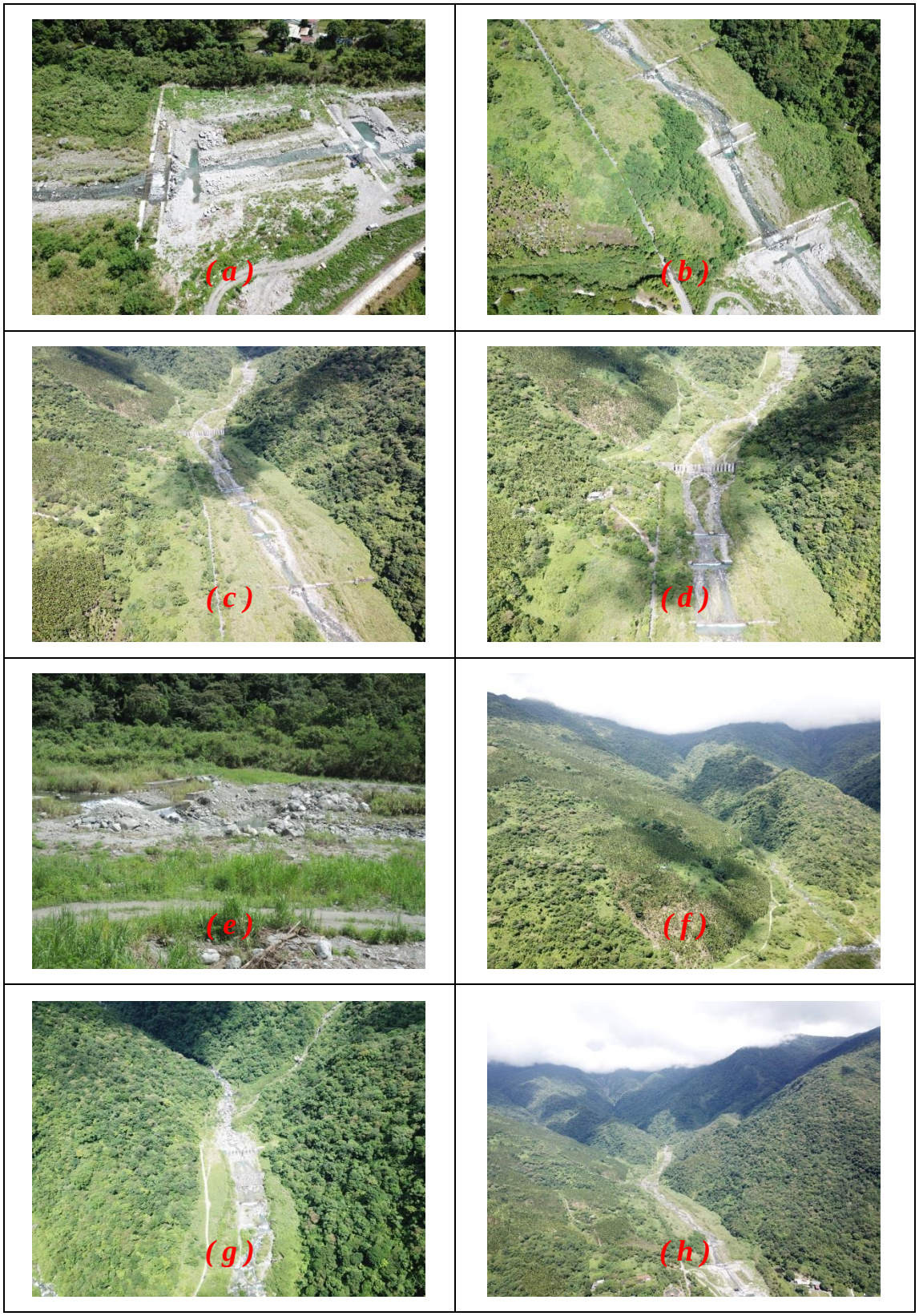


圖 5- 44 花縣 DF118 現勘照片

七、花縣 DF120 現勘

光復鄉大豐村位於花蓮縣光復鄉西南方，北與大興村相接，東與大富村相鄰，西為萬榮鄉馬遠村，南邊則為瑞穗鄉富源村。圖 5-45 所示為大豐村內 4 條土石流潛勢溪流，分別為花縣 DF083、花縣 DF120、花縣 DF121 及花縣 DF122；其中花縣 DF120(光復溪，溪流長度 7.2 公里)為本村最長之土石流潛勢溪流。大豐村 4 條土石流潛勢溪流之集水區主要分布於大南澳片岩(PM5，主要組成為黑色、綠色、矽質片岩、變質石灰岩及片麻岩) 及臺地堆積層(Q4，分布東部縱谷，大多數由未經膠結的礫石及夾在其中的平緩砂質或粉砂質凸鏡體組成)。花縣 DF120 於民國 90 年 7 月桃芝颱風造成之土砂災害掩埋下游之一處廢棄電廠並影響下游之保全住戶。

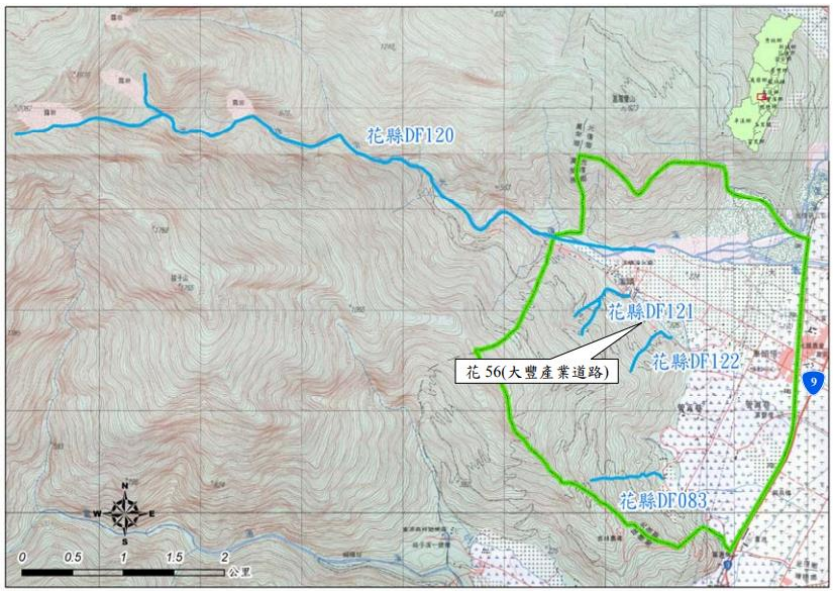


圖 5- 45 光復鄉大豐村地理位置圖

（改繪自內政部兩萬五千分之一比例尺基本地形圖）

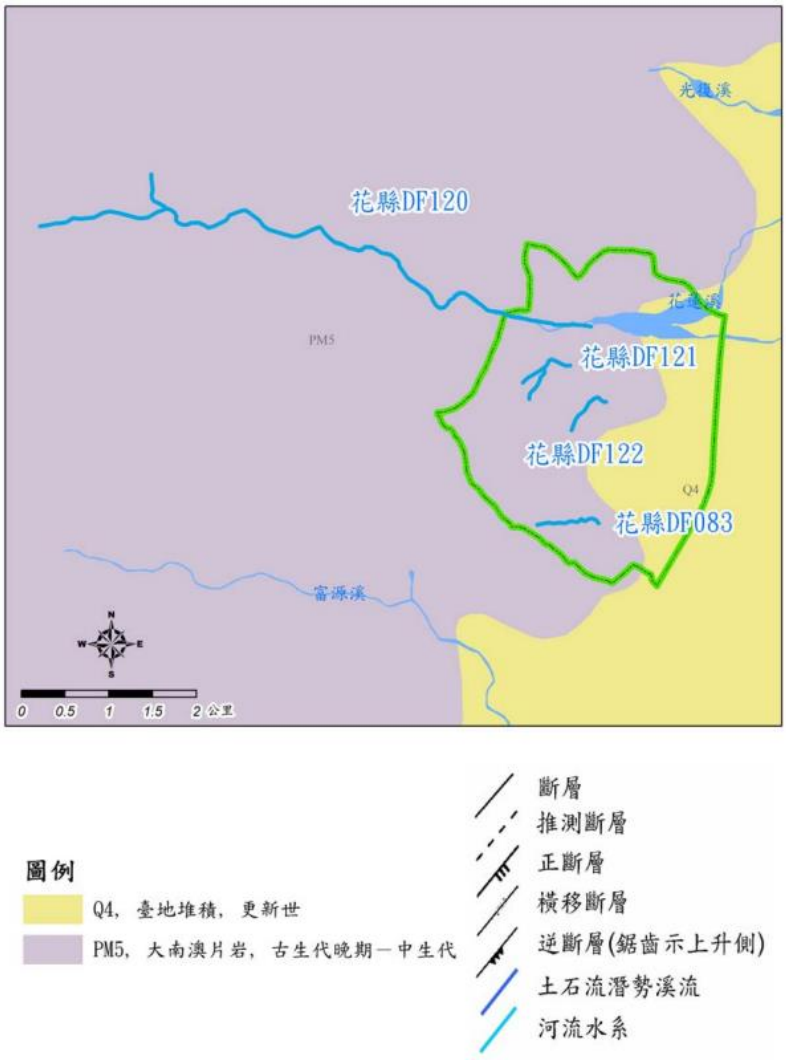


圖 5- 46 大豐村地質圖

DF120 溪流下游與鐵路台東線之加濃濃溪橋交會(圖 5-47 a)，下游左岸崩塌仍可能有土石下移(圖 5-47 b)，溪床土石堆積材料平均粒徑 8 至 30 公分(圖 5-47 c)。加濃溪橋下游粒料堆積豐，下游集水區左岸多種植檳榔樹，植生狀況屬中等稀疏(圖 5-47 d)。溢流點上游左岸崩塌仍可持續提供料源，下游溪床寬逾 100 公尺，平均坡度約 5 度(圖 5-47 e)。 中游集水區內可見多處崩塌，然部分已有逐漸自然植生復育跡象，整體集水區植生狀況屬中等稀疏(圖 5-47 f)。基於歷史記錄，舊崩塌地，及溪床堆積豐富，本溪流應屬土石流潛勢溪流。

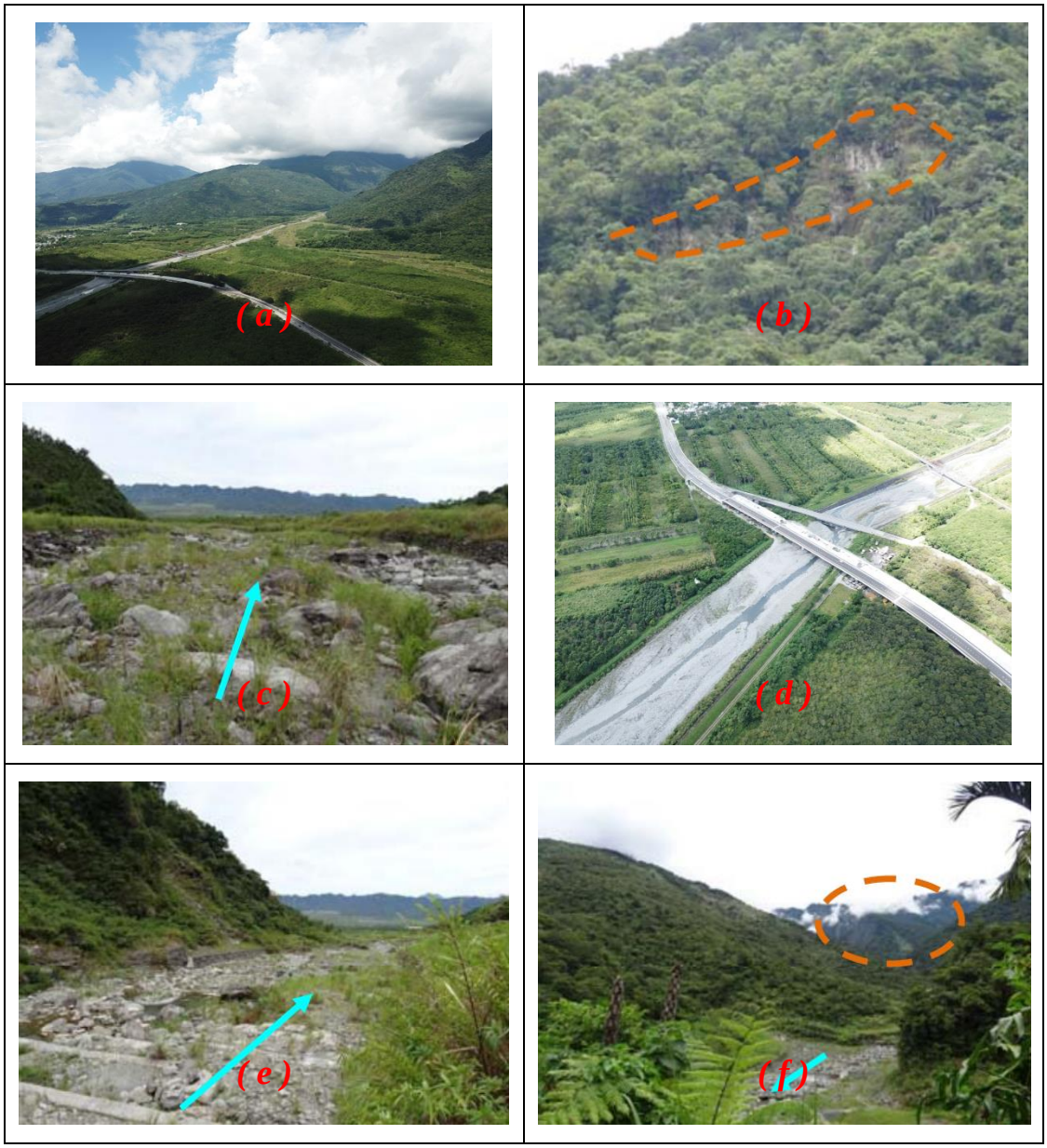


圖 5- 47 花縣 DF120 現勘照片

八、花縣 DF124 現勘

東富村北鄰鳳林鎮山興里，東接豐濱鄉磯崎村及新社村，南毗豐濱鄉豐濱村及光復鄉南富村，西與光復鄉北富村及鳳林鎮長橋里為界。花縣 DF124 集水區地勢東高西低(圖 5.48)，地勢由 740 公尺之海岸山脈降至 120 公尺，高程差約 620 公尺。圖 5.49 所示，集水區中、下游位於沖積層(縱谷沖積層為河相沉積物，沿海岸平原沖積層為海相沖積層，大致為全新世沉積物)及大港口層(富含火山岩質的巨厚碎屑岩系，由頁岩、砂岩和礫岩混合著火山物質組成)，而上游集水區則位於都巒山層(由火山集塊岩、凝灰岩或凝灰岩沉積物組成，含少量的玄武岩及石英安山岩)。花縣 DF124 集水區上游有一逆斷層通過，而中游則有一背斜通過。

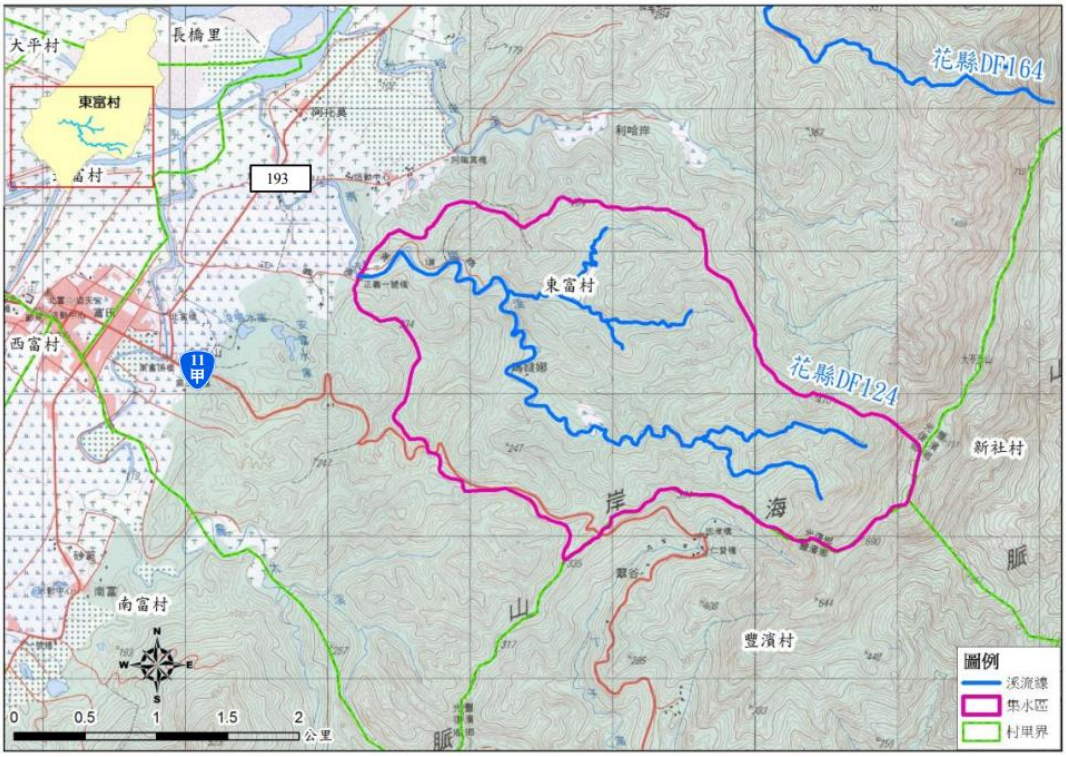


圖 5- 48 花縣 DF124 位置圖

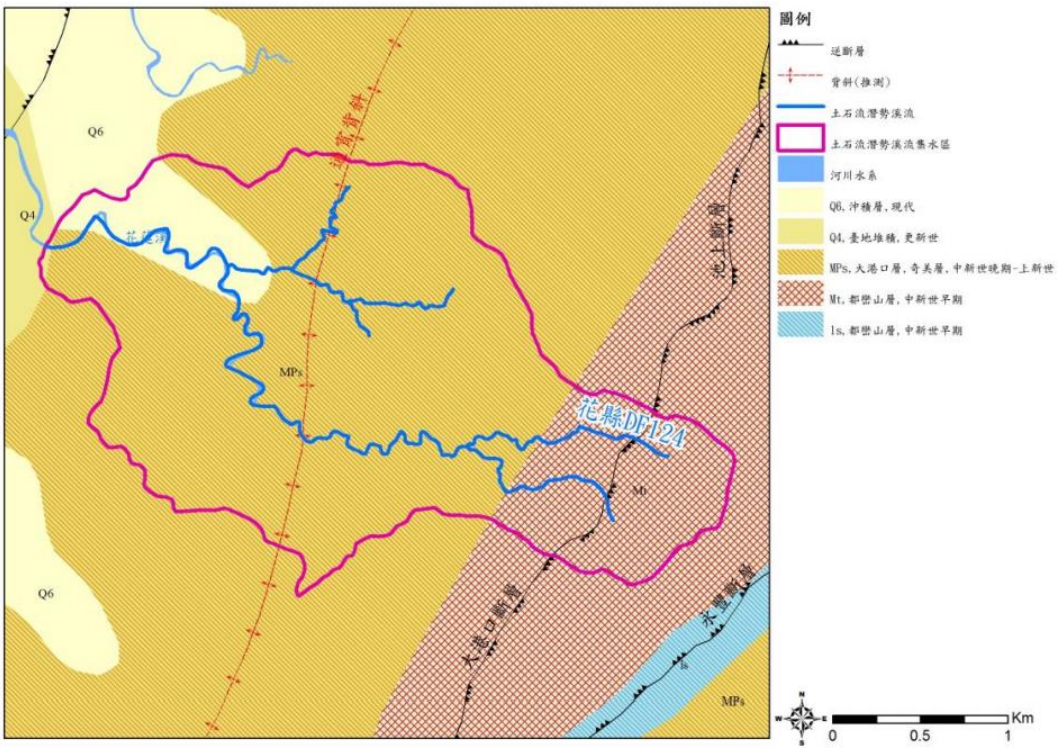


圖 5- 49 花縣 DF124 地質圖

(改繪自地調所二十五萬分之一比例尺臺灣地質圖)

經現地調查，花縣 DF124 溪流下游與加里三號橋於 193 縣道上 63.1 公里處交會，溪流最終匯入光復溪中。沿正義產業道路往上至溪流與正義一號橋交會處，橋下游河道未見明顯粗顆粒等巨石堆積(圖 5-50a)，粒料沉積偏細周邊坡面多種植檳榔樹 (圖 5-50b)。續往上踏勘，到達溪流下游與無名橋交會處，橋周邊河道坡度平緩，植生狀況密集，可發現一處崩塌地，已建擋土牆與排水道，有植生復育跡象及類似斷層泥組成(圖 5-50c)；續往上踏勘，河流沉積粒料多為 5 至 10 公分之卵礫石，且有一處攻擊端泥質崩塌(圖 5-50d、e、f)。行至左右之流匯流處管涵橋，涵管橋 1 座共 8 孔，長 7 公尺、直徑為 0.5 公尺，已全數被雜木堵塞且有溢流至路面(圖 5-51g)。涵管交會處可見明顯細顆粒堆積(圖 5-51h、i)，上游左右支流匯流處坡度平緩約

僅 2-3°，河道較為開闊，有明顯洪水之偏泥細顆粒沉積及沙丘型態。集水區上游坡面幾處崩塌，植生狀況為中等稀疏(圖 5-51j)，由集水區河道之型態多蜿蜒平緩、底床顆粒組成偏圓潤細料，顯示其運移型態為洪水沉積，應多為洪水型態，不應歸為土石流潛勢溪流。

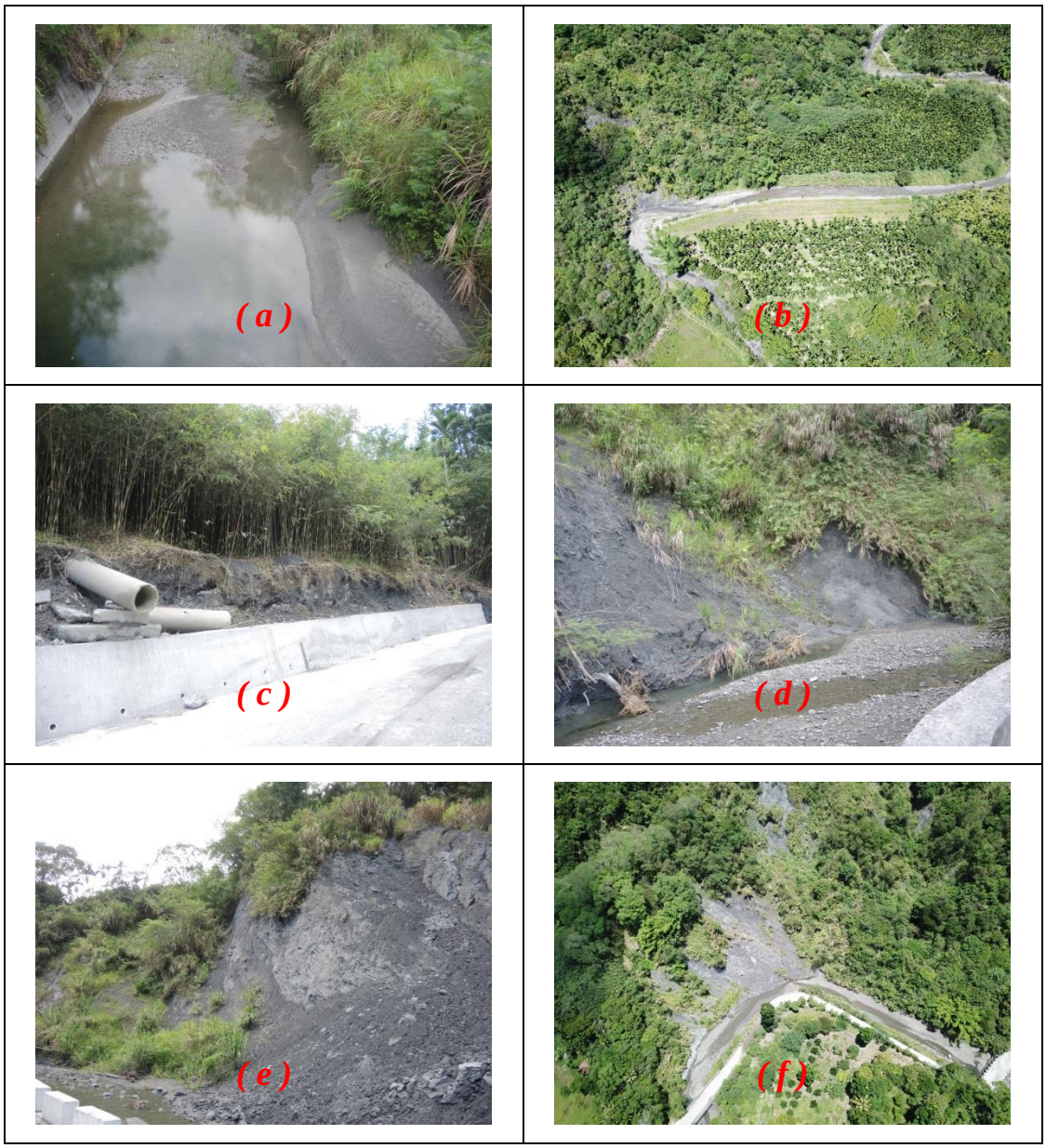


圖 5- 50 花縣 DF124 現勘照片

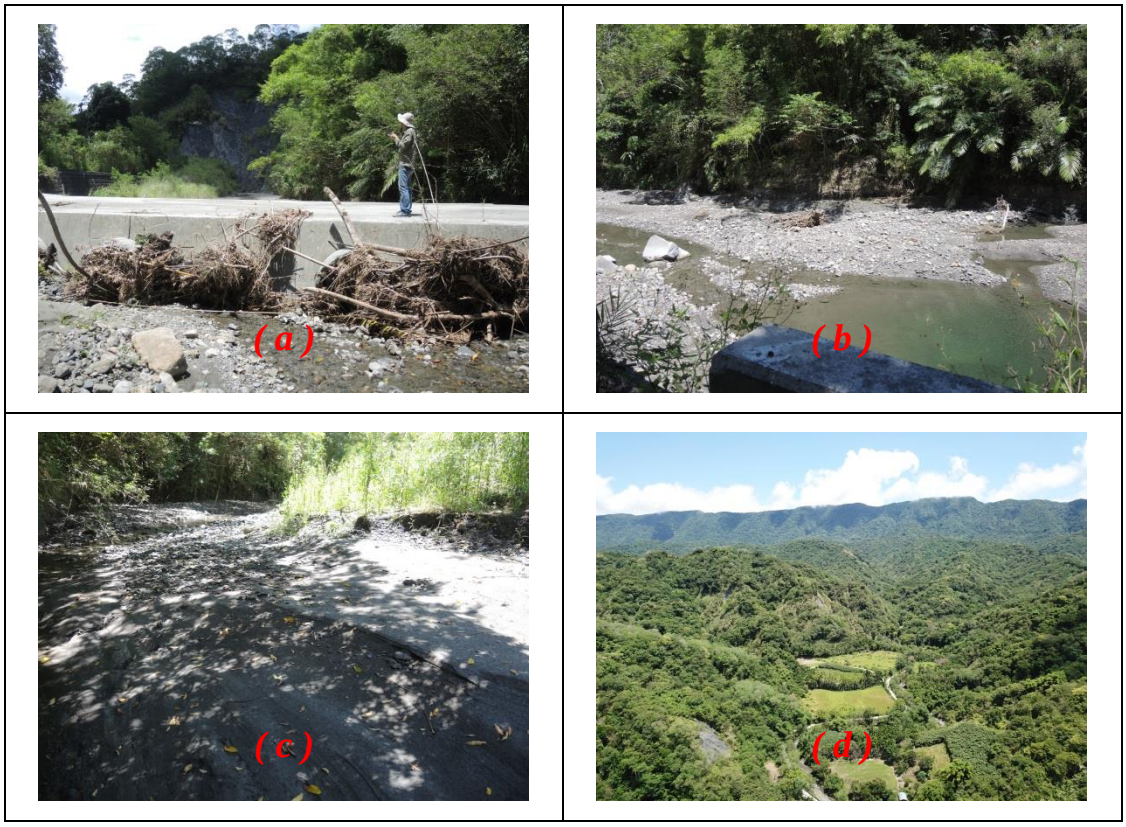


圖 5- 51 花縣 DF124 現勘照片

九、花縣 DF127

鳳義里位於鳳林鎮內偏西方，由鳳林鎮南平里、鳳仁里、鳳禮里、鳳智里、鳳信里及萬榮鄉見晴村、萬榮村等各村里圍繞。主要聯絡道路為省道台 9 線，往北可前往壽豐鄉，往南通往光復鄉。圖 5-52 所示為鳳義里 DF127 等四條土石流潛勢溪流的位置。地勢陡峭呈西高東低，高度在海拔 460 公尺至 100 公尺之間，高低差約 360 公尺；圖 5-53 所示鳳義里地質由西向東，依序由大南澳片岩，主要以黑色片岩、綠色片岩、及結晶石灰岩等組成，並夾有矽質片岩；片麻岩，含准片麻岩、正片麻岩、混合岩及偉晶花崗岩；臺地堆積，由層理不顯的礫石層組成；與沖積層，沉積特性可分兩類，河相與海相沖積層

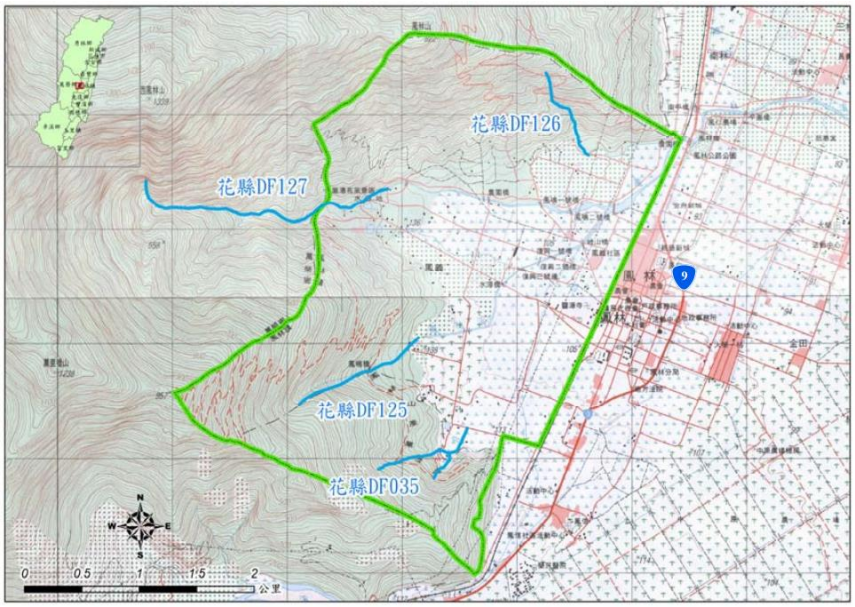


圖 5- 52 花縣 DF127 位置圖



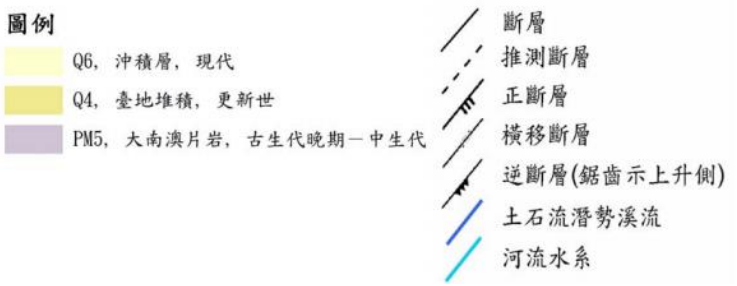


圖 5- 53 花縣 DF127 地質圖

花縣 DF127 集水區於民國 87 年 10 月的瑞伯颱風造成 5 間農舍遭土石全埋或半埋;民國 88 年 8 月的山姆颱風,累積雨量達 126 毫米,造成駁坎毀損 200 公尺;民國 89 年 7 月的啟德颱風,累積雨量達 187 毫米,造成道路路基破損;民國 89 年 8 月的碧利斯颱風,累積雨量達 769 毫米,造成 100 公尺長的崩坍及沖毀道路 1,000 公尺;民國 90 年桃芝颱風來襲,7 月 30 日凌晨零時 10 分左右自花蓮秀姑巒溪口登陸,其挾帶之豐沛雨量風於當日凌晨(2 點左右)觸發鳳義水源地上游集水區崩塌,產生大量土石沿山勢直衝而下,造成下游近 6 棟住戶慘遭掩埋,范姓住戶一家 5 人死亡、1 人失蹤、1 人重傷及附近大面積耕地遭土石掩埋之慘劇;民國 92 年 9 月的杜鵑颱風,累積雨量達 448 毫米,堤防基礎及堤岸流失,危及兩岸農作及居民安全;民國 97 年 7 月鳳凰颱風來襲帶來豪雨引發之泥砂土石,造成鳳林溪梳子壩上游側河道淤積約 7,000 立方公尺。

溪流位於鳳林鎮鳳凰遊樂區內(圖 5-54a),溪流與花 46 鄉道 1.6K 交會於思源橋,通水斷面高約 8 公尺,思源橋下游有固床工及護岸整治,下游右岸為鳳凰山莊,曾在民國 90 年 7 月桃芝颱風發生土石流災害,橋上游則有固床工及梳子壩整治,見幾處孤立巨石;溪流保全住戶有鳳義里 10 鄰水源路 148、150、 162、無門牌餐廳及 9 鄰鳳凰路 300 號(鳳凰山莊)(圖 5-54b、c、d)。溢流點位於思源橋上游約 140 公尺之梳子壩處(圖 5-54e),堆積材料平均粒徑大於 30 公分,最大粒徑約 2 公尺,溢流點上游處河道仍有大量土石材料堆積(圖 5-54f),於溢流口上游種植小面積檳榔樹,再上游植生密集(圖 5-54g)。花縣 DF127 集水區於平時流況多為高含沙或洪水,於高強降雨發生時程可能發生土石流,故應歸類為土石流潛勢溪流。



圖 5- 54 花縣 DF127 現勘照片

十、花縣 DF130

本里東與豐濱鄉磯崎村相鄰，西接北林里、大榮里及長橋里，南鄰光復鄉東富村，北攘壽豐鄉米棧村及水璉村。山興里地勢呈東高西低，高度在海拔 300 公尺至海平面之間，高低差約 300 公尺，最高處海拔約 332 公尺左右。圖 5-55 所示，該里 DF130 等 4 條土石流潛勢溪流所在之地層包含大港口層及奇美層(富含火山岩質的巨厚碎屑岩系，由頁岩、砂岩和礫岩混合著火山物質組成，沈積在火山弧西側的層狀海相岩層)、都鑾山層(大部分由火山集塊岩、凝灰岩或凝灰岩沈積物組成，含少量的玄武岩及石英安山岩)以及臺地堆積(由層理不顯的礫石層組成)等(圖 5-56)。

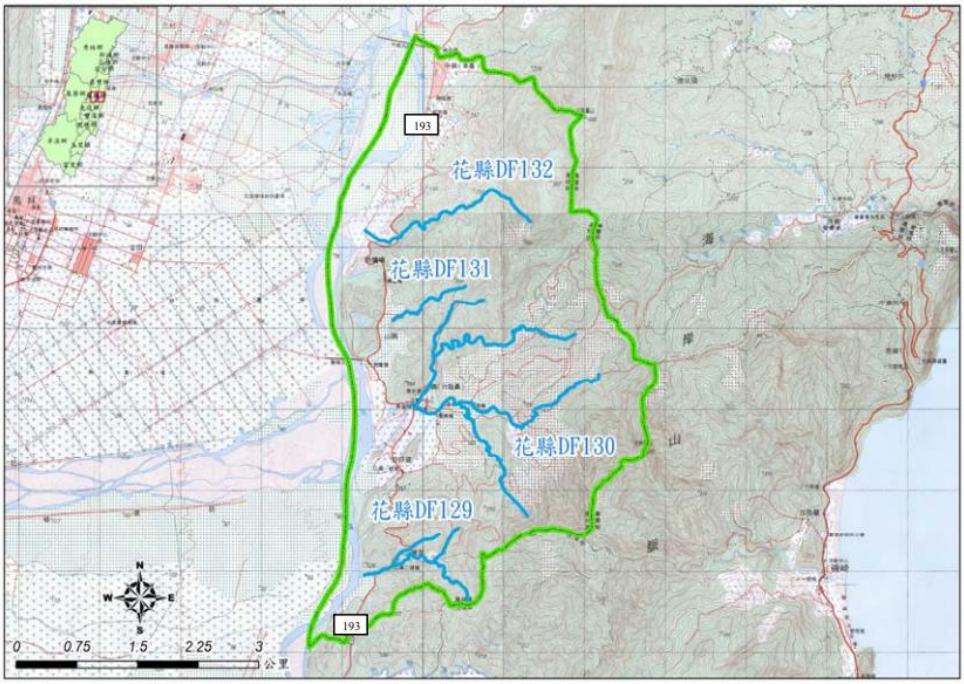


圖 5- 55 花縣 DF130 位置圖

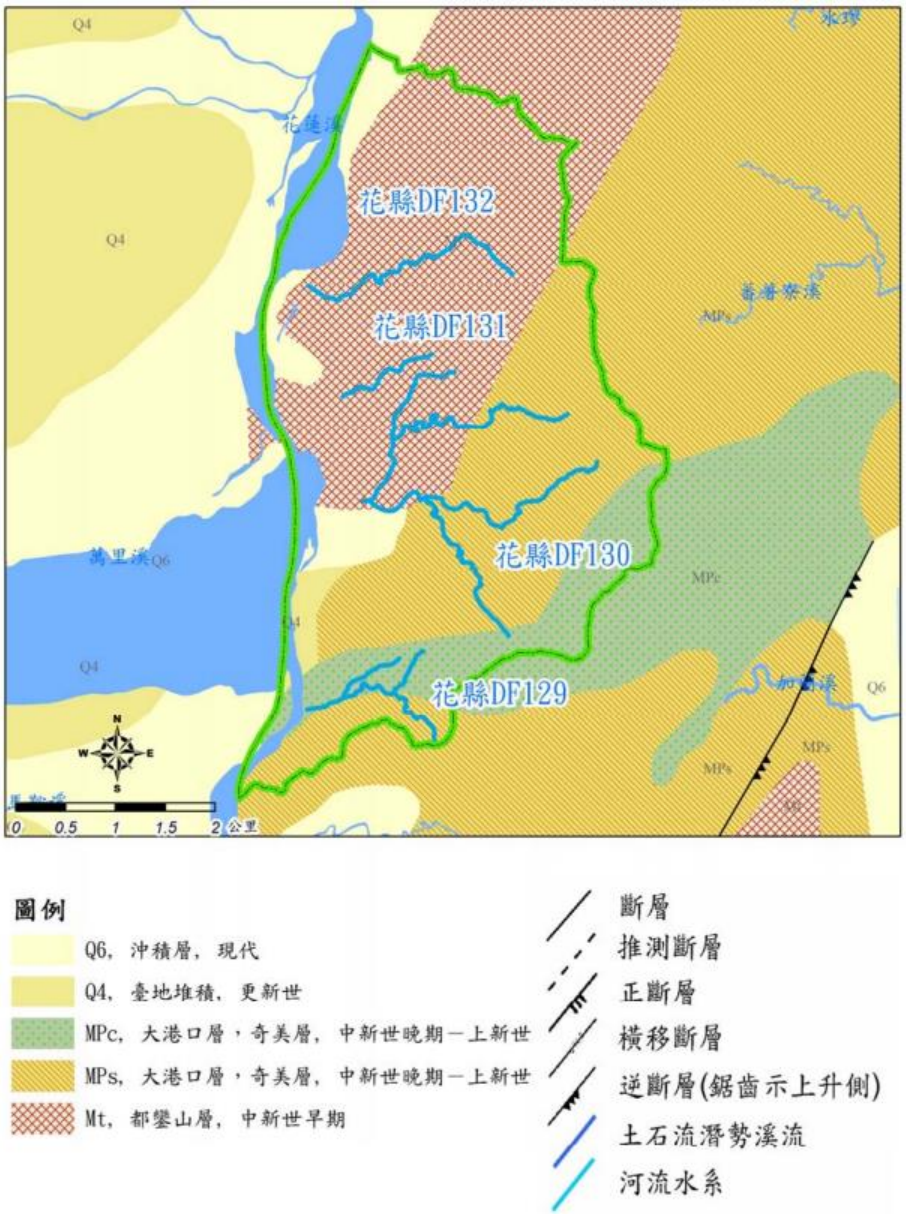


圖 5- 56 花縣 DF130 地質圖

溪流最下游與 193 縣道 54K 交會於興益橋，溪流與 193 縣道 54K 交會於興益橋，橋下游堆積材料平均粒徑為 8 至 30 公分(圖 5-57 a、b)。橋上游則有左、右支流交會，其中右支流與農路交會於鴻興橋，橋斷面高 3.5 公尺，寬 25 公尺，無明顯堵塞(圖 5-57 c)，右支流下游堆積材料平均粒徑為 8 至 30 公分，最大約 1.5 公尺。左支流於鴻興橋旁，雜草蔓入河道，目前左支流河道有雙岸護岸整治，

河道中有土石材料堆積(圖 5-57 d、圖 5-58a)。右支流與山文路交會於吾社橋，橋斷面高 3.5 公尺，寬 20 公尺，斷面無明顯堵塞且有雜草蔓入，橋下游及上游有護岸整治(圖 5-58b)，中上游邊坡多種植檳榔樹(圖 5-58 c、d)。沿橋旁農路往上游，右支流與農花鳳 059 農路交會於無名橋，右支流溢流點位於無名橋上游河道轉彎處，更上游之右支流與農路交會處，橋下有明顯巨石等粒料堆積，右支流上游左側支流河道，已有雙岸護岸及固床工整治(圖 5-58 e、f、g)，居民反應在桃芝颱風時河道曾有土石流溢淹一戶民宅(圖 5-58 h)。中游溪流植生目前密集(圖 5-58 i)，但桃芝颱風時崩塌極嚴重。整體而言，集水區於最下游溢流點為洪水型態，但仍須計算上游支流集水區險峻值，以分析兩側支流固床工上游崩塌轉化為土石流的可能性。

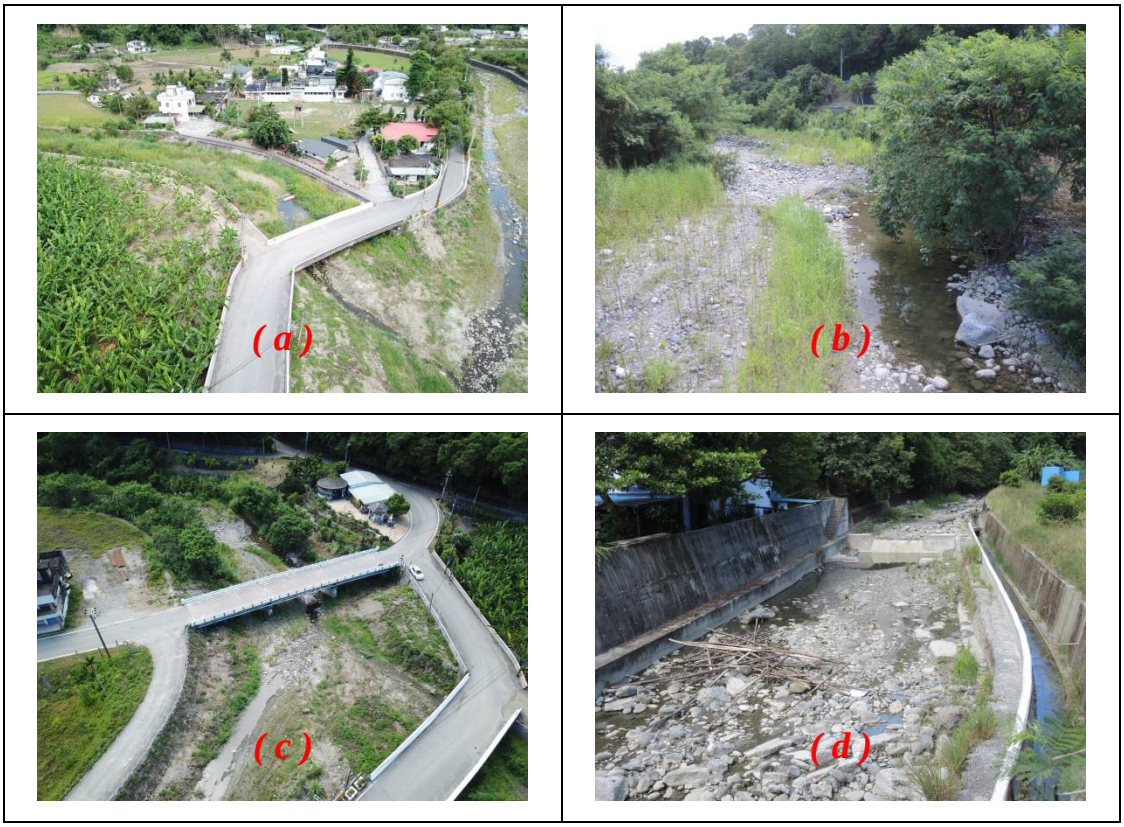


圖 5- 57 花縣 DF130 現勘照片



圖 5-39 花縣 DF130 現勘照片

十一、DF045 現勘

卓清村位於花蓮縣卓溪鄉中南部，北接南投縣信義鄉東埔村、卓溪村，南鄰古風村，西鄰高雄市桃源區梅山里，東接玉里鎮源城里、長良里。卓清村共有二個部落，分別為清水部落與卓樂部落。卓清村境有內花縣 DF045、花縣 DF046 及花縣 DF047 等三條土石流潛勢溪流如圖 5-58 所示。圖 5-59 可見上游主要以大南澳片岩、蛇紋岩及基性火成岩為主，東側 則以西村層、新高層以及靠近縱谷平原區域的臺地堆積(以礫石、砂、泥無膠結地堆積而成)。

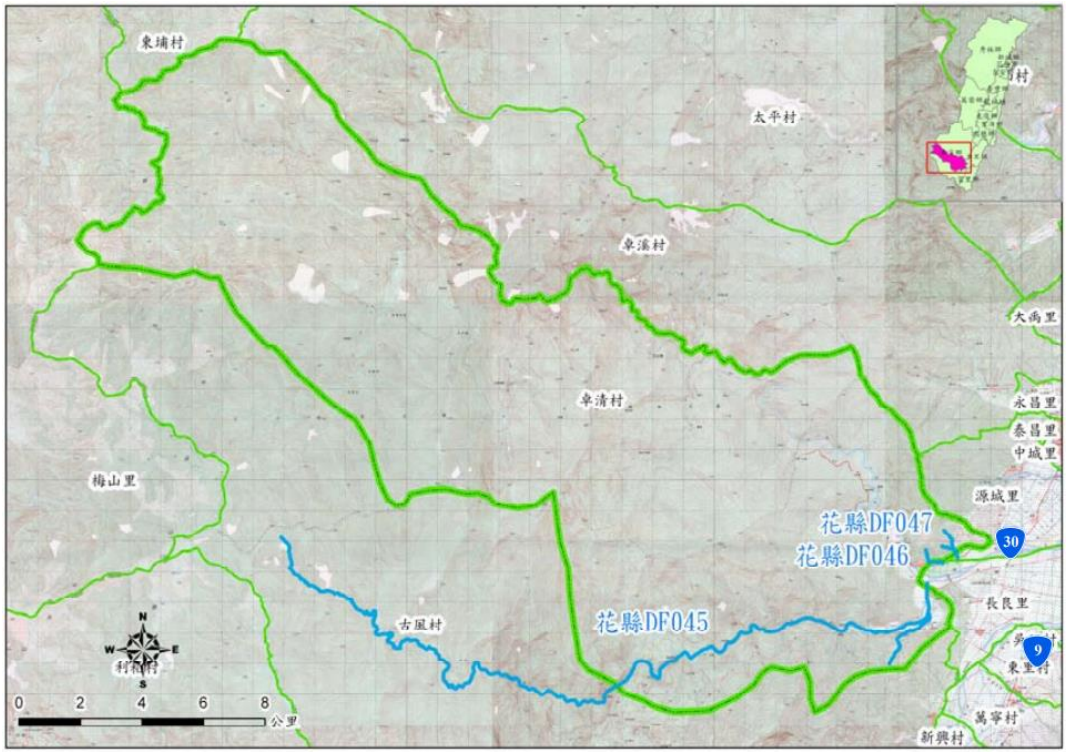


圖 5- 58 花縣 DF045 位置圖

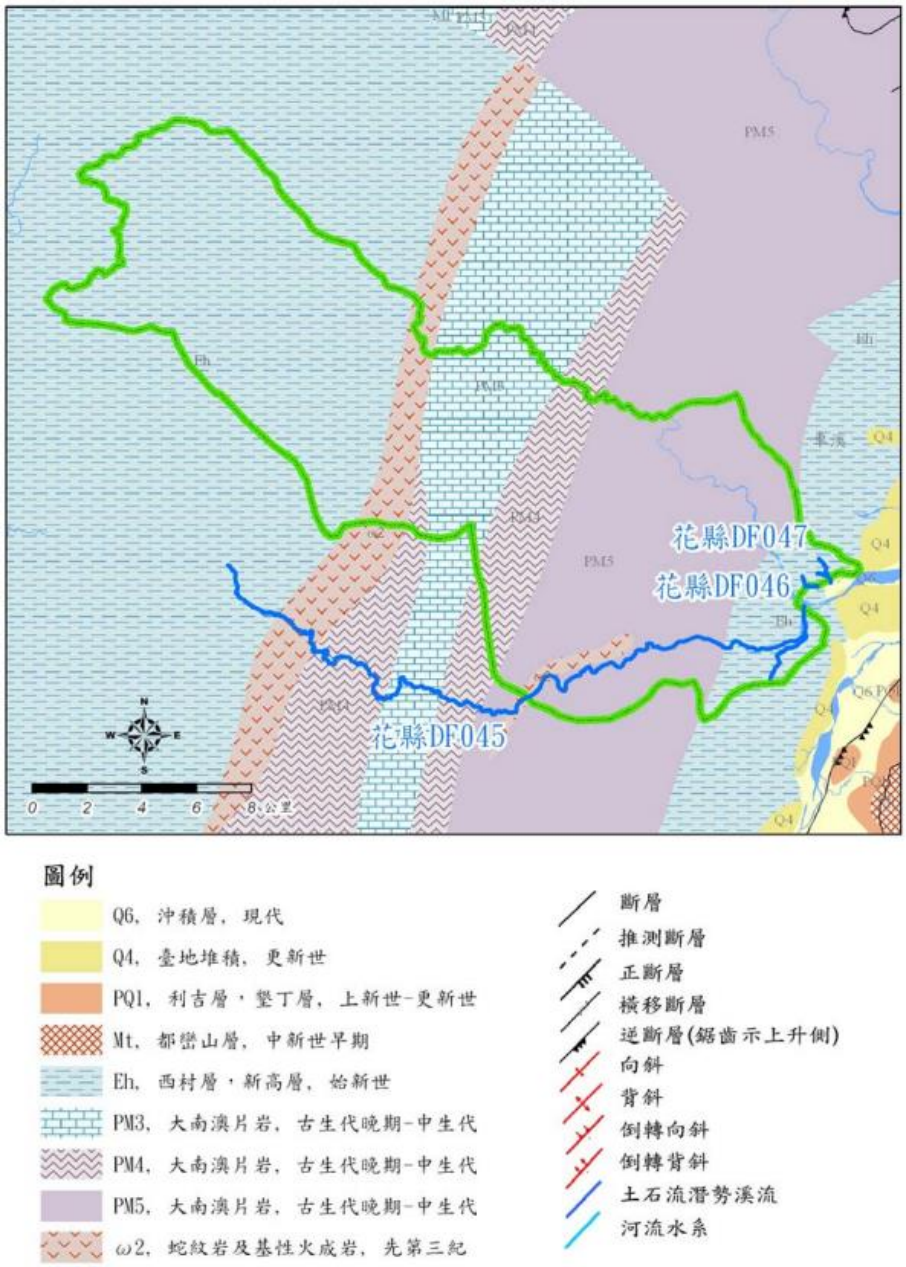


圖 5- 59 花縣 DF045 地質圖

花縣 DF045 土石流潛勢溪流位於卓清村清水地區，該溪涵蓋清水溪整個集水區，主流清水溪河寬開闊平緩，溪床有多量土石堆積(圖 5-60 a)，左岸坡趾受攻擊端掏刷誘發崩塌(圖 5-60 b、c)，右支流下游最終注入清水溪(圖 5-60 d)。匯流處下游多見堆積端形成沙洲並有植生蔓入，堆積岸呈現洪水之細顆粒與粗顆粒交疊堆積，惟見支流匯流處有巨石運移跡象(圖 5-61a、b)。右支流清水檢查所處於 20 曾發生

土石流事件(圖 5-61 c)，主流中游過水路面下游左岸坡面已開闢進行果園栽種，河道堆積由岸壁落石崩塌地提供巨石，主流河床則呈現洪水堆積及沙洲型態 (圖 5-61 d)。最後觀察右支流集水區現況，於可見範圍內有零星裸露坡面或崩塌地，部分坡面已開闢為果園栽種，植生狀況屬中等稀疏。2012 年八月天秤颱風來襲時，卓溪鄉境內清水溪支流腦寮溪暴發土石流，直接衝擊清水溪右岸興建中的清水檢查哨，檢查哨遭淹沒至二樓高(圖 5-61 e, f)。 圖 5-62 所示，清水溪右岸支流腦寮溪之集水區險峻值(MR)為 1.2，屬於土石流集水區，當遇極端降雨事件時仍可能發生土石流；主流在清水國小下游則應歸屬為洪水型態。



圖 5- 60 花縣 DF045 現勘照片











2012 天秤颱風清水檢查哨遭土石流掩埋 (來源: 網路照片)



2018/8/20 檢查哨後方支流地貌

圖 5- 61 花縣 DF045 現勘照片

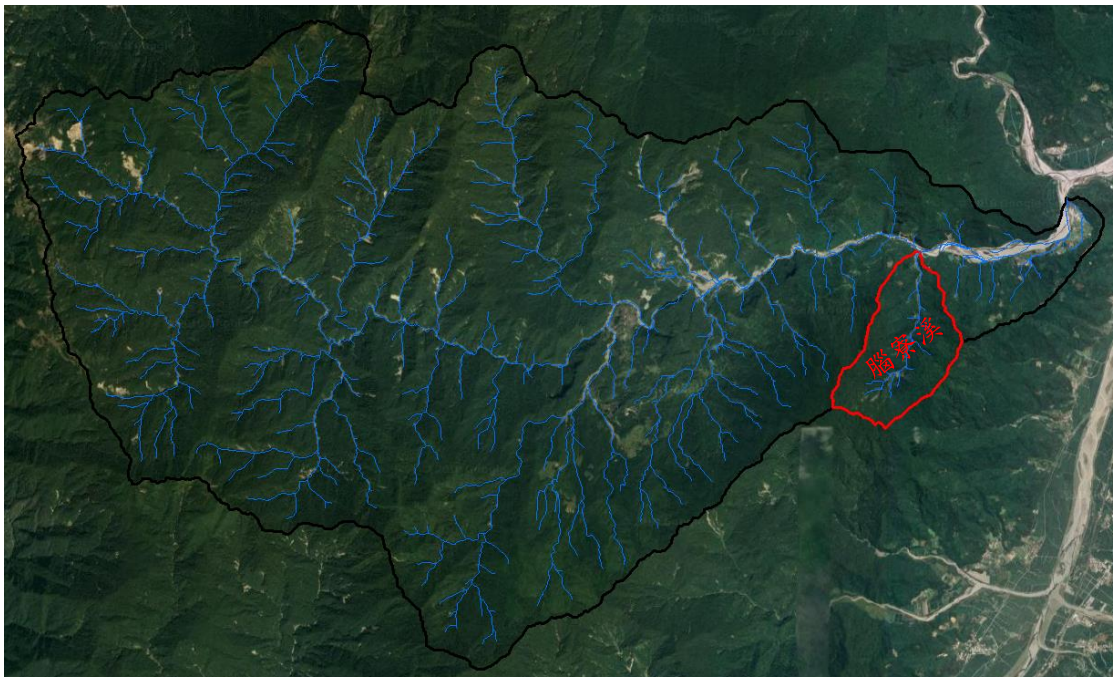


圖 5- 62 花縣 DF045 右支流腦寮溪集水區

第三節 現勘分析總結

本計畫篩選卑南溪流域及花蓮溪流域中 19 條土石流潛勢溪流進行現地勘查,其土砂運移之型態判釋之比對如表 5.1 及表 5-2 所示。 由表可知以集水區險峻值(MR)=0.3 為洪水之上限時，可有效區分卑南溪及花蓮溪流域內原劃定為土石流潛勢溪流,然據現勘判釋其溢流點之土砂運移型態為洪水的集水區 (東 DF026, 東 DF070, 花 DF 124)；$0.3 \leq MR \leq 0.43$ 之範圍內之集水區，則高含砂與土石流的土砂運移型態皆可能共存(卑南溪之 DF002, DF068, DF126; 花蓮溪之 DF005, DF007, DF114)。原先依集水區險峻值判釋為洪水(MR<0.3)的集水區(東 DF068, 東 DF126, 花 DF130，花 DF045)，雖原先下游溢流點之土砂運移型態為洪水,然現地勘查其更上游河床的土砂溢流點有土石流的土砂運移型態。故建議應將溢流點移往上游，其集水區地文參數亦隨之改變(表 5.1),修正後之集水區險峻值屬於高含砂與土石流共存的土砂運移型態，與現況較符合。 以 MR > 0.30 為土石流潛勢溪流之下限時，當有工程防護設施會減少土砂供給量，降低土石流發生的風險；然在極端情況下，如上游產生大崩塌，將有足夠的土砂供應量，故仍有發生土石流的可能。

如第四章所述，本計畫彙整台灣北部平廣溪(50 個)、中部陳有蘭溪、南部旗山溪、東部卑南溪及花蓮溪等五個流域內屬土石流潛勢溪流的 270 個集水區之地文因子， 並加上中國大陸四川、甘肅、雲南、西藏等地之 141 處 土石流案例進行綜整比對。圖 5-63 為台灣及大陸共 441 條溪溝之判釋分類。 由圖可知，大陸的山區河流規模雖大於台灣山區溪流,但判釋河道中土砂運移型態之地文參數則可一體適用:

即 MR>0.43 且 L< 7km 者為土石流；$0.3 \leq MR \leq 0.43$, 且$L \leq 14\ km$ 及 MR>0.43 且$7km \leq L \leq 14\ km$ 者為高含砂水流及土石流並存；MR<0.3 則為洪水。因高含砂水流之判釋可能為土石流與洪水堆積型態之交替歷程，故在防災之保守考量下，可將上述高含砂水流之範圍列入土石流範疇。則土石流潛勢溪流之地文因子判釋可簡化為以集水區險峻值(MR)=0.3 為門檻值。當溢流點以上之集水區險峻值(MR)>0.3，此處河道中土砂運移型態可能為土石流(即為土石流潛勢溪流)；反之，當溢流點以上之集水區險峻值MR ≤ 0.3，該處河道中土砂運移型態為洪水(非土石流潛勢溪流之溢流點)。

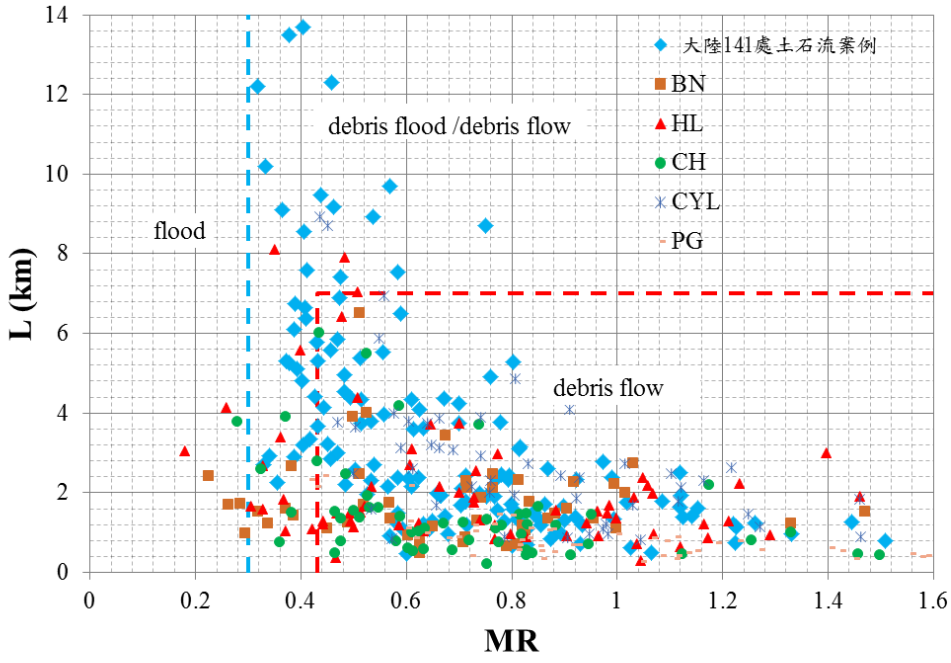


圖 5- 63 台灣及大陸山區土石流溪溝之地貌判釋

卑南溪 DF126 集水區的地貌特徵為其集水區最高點(四格山)，與集水區最遠點(即集流點)相差甚遠。在進行集水區險峻值計算時，應以溢流點為基準，並以集水區最大高程點對應之集水面積，據以求得之集水區險峻值較能反映溢流點之土砂運移型態。

現地勘查溝床及側壁之土砂運移型態，需觀察底床型態及堆積料源之沿程變化，並注意上游之崩塌地及歷史災情記錄。如該集水區險峻值判釋為洪水，則在此溢流點不會發生土石流或高含砂水流；惟仍需考慮該集水區在此溢流點是否有主支流交匯、或其更上游之溢流點的集水區險峻值是否相應於發生土石流之土砂運移型態($MR \geq 0.3$)。

第六章 結論與建議

第一節 結論

本研究整合高精度數值地形並萃取台東縣卑南溪與花蓮縣花蓮溪之土石流潛勢溪流之集水區進行分析，疊合現有土石流潛勢溪流及歷史災害統計，分析山區集水區內過去土砂災害發生之型態、溢流點及土石流影響範圍，並進行現地勘查及土砂運移型態判釋。除卑南溪與花蓮溪外，本研究並彙整平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪共五個流域之土石流潛勢溪流的地文因子進行綜整判定。重要成果說明如下:

1. 國內所定義之土石流，其整體比重介於 1.4 - 2.3 間(體積濃度 24.2 - 78.8 %) 。此範圍略小於中國大陸所採用 1.3 - 2.3 (體積濃度 18.1-78.8%)，然較歐美學者所認定土石流的體積濃度(47-55%)寬鬆，故國內判釋土石流的運移類型包含歐美學者所提出土石流、高含砂水流及崩塌等土砂運移型態。
2. 五個流域之河川級序大多以一級與二級河流級序為主，一級與二級河流級序河流長度(5m 精度)占整個集水區總比例分別為:、平廣溪流域 (80.5%)、陳有蘭溪流域(81.4%)、旗山溪流域(86.8%)、卑南溪(93.6%)、花蓮溪(93.9%)。 其級序數目分布經無因次化後，五個流域整合，趨勢皆為良好降冪次關係。
3. 土石流為溪流向源侵蝕過程，發展越完整之河道其溪流起點累積匯流面積越小，發生高含砂水流機率越大。以 5m 等高線進行分析時土石流溪流其一、二級河川之總長度與集水區長度之比值應大於 0.4，相較之下，高含砂水流之比值則大於 2，洪水之比值則大於 6。

4. 以計曲線法求得溪溝起點之集水面積大小的累積機率分布,本年度分析卑南溪的溪溝起始集水面積約介於 0.2- 20 公頃，平均值約為 2.7 公頃。花蓮溪的溪溝起始集水面積約介於 0.5- 20 公頃，平均值約為 3 公頃。 相較於其他區域: 台北縣平廣溪的溪溝起始集水面積約介於 0.5- 10 公頃，平均值約為 1.5 公頃。陳有蘭溪的溪溝起始集水面積則介於 0.4 - 20 公頃，平均值約為 4 公頃。旗山溪的溪溝起始集水面積介於 2 - 40 公頃，平均值約為 5 公頃。 故就平均溪溝起始集水面積大小排列: 旗山溪流域 (5 公頃) > 陳有蘭溪 (4 公頃) > 花蓮溪 (3 公頃) > 卑南溪 (2.7 公頃) > 平廣溪 (1.5 公頃) 。 故就溪溝發育程度，以平廣溪最成熟，旗山溪及陳有蘭溪較年輕。花東流域則居中且相近。

5. 比對台灣不同區域之土石流潛勢溪流,其溪溝起始集水面積之最小值約與 0.5 公頃相近，故採用 0.5 公頃的臨界集水面積以計算溪流起點，可簡化分析流程。尤其對於面積較小(如小於 0.2 km^2)之集水區，較能反應溪溝的地形特性。

6. 經地文參數及現地勘查驗證，台灣土石流案例之地貌門檻值(即集水區險峻值 MR 及集水區長度 L)判釋方式，可歸納為: MR > 0.43 且 L< 7km 者，為土石流；0.3 ≤ MR ≤0.43 且 L ≤ 14 km 或 MR > 0.43 且 7 km ≤ L ≤ 14 km 者，為高含砂水流及土石流並存； $MR < 0.3$，土砂運移型態為洪水。

7. 本年度卑南溪與花蓮溪現有土石流潛勢溪流地貌分析及現場勘查結果顯示: 卑南溪流域現有土石流潛勢溪流有 49 條，其中 41 條土石流溝、6 條為高含砂水流與土石流並存、2 條為洪水。；花蓮溪流域現有土石流潛勢溪流有 66 條，分析結果 54 條為土石流、10

條為高含砂水流與土石流並存、2 條為洪水。

8. 卑南溪 DF126 集水區的地貌特徵為其集水區最高點(四格山)，與集水區最遠點(即集流點)相差甚遠。在進行集水區險峻值計算時，應以溢流點為基準，並以集水區最大高程點對應之集水面積，據以求得之集水區險峻值較能反映溢流點之土砂運移型態。

9. 本計畫彙整台灣五個流域及中國大陸西南山區共 441 條溪溝進行判釋分類，顯示河道中土砂運移型態可適用相同地文參數進行判釋。因高含砂水流可能為土石流與洪水堆積型態之交替歷程，故為防災之保守考量下，可將上述高含砂水流之範圍列入土石流範疇。則土石流潛勢溪流之地文因子判釋可簡化為以集水區險峻值(MR)=0.3 為門檻值。當溢流點以上之集水區險峻值$MR \geq 0.3$，此處河道中土砂運移型態可能為土石流(即為土石流潛勢溪流)；反之， 當溢流點以上之集水區險峻值$MR < 0.3$，該處河道中土砂運移型態為洪水(非土石流潛勢溪流之溢流點)。

10. 當溢流點下游有沖積扇時，堆積扇坡度與集水區險峻值呈現良好之冪次關係，由扇狀地的地貌特性可供具溢流點及扇狀堆積之集水區是否為土石流潛勢溪流之判釋參考條件。

第二節 建議

1. 流域地貌因子是產生土石流運動之必要地形條件，亦即不具備土石流之地貌條件之集水區則不會發生土石流之災害型態，據此可做為劃設或移除土石流潛勢溪流之參考條件。
2. 土石流溪流流動段及溢流點之災害規模主要取決於源頭區及溪床上的土砂料源量、材料性質及雨量條件。流域地貌因子如集水區險峻值 (MR)高低或溪流長度與土石流之規模、發生頻率雖無直接相關，但可由集水區不同區位之溢流點所得之地文因子來評估該處之土砂運動型態及影響範圍。
3. 對於具明顯主支流之集水區(如台東卑南溪 DF068，花縣清水溪 DF045) 或具主支流交匯靠近下游溢流點的集水區，如南投郡坑溪(DF185)及高市滴水野溪 (DF071) 等，除全流域之險峻值外, 亦應考慮支流集水區之險峻值，即支流產生土石流之條件。另亦須考量交匯前後，各支流 MR 轉變所反映之地文條件，與集水區內人為工程(橋梁、池塘)等影響溢流點之效應。
4. 集水區中游之山區道路會造成集水區流路改變及地表逕流集中，且在道路排水溝渠處的下邊坡容易造成沖刷，進而加速坡面上溪溝之發育。橫跨溪流之道路橋涵容易被土石堵塞，而形成新的溢流點，故應計算以道路橋涵為溢流點，其集水區險峻值以評估此橋涵處溪流的土砂運移型態。

參考文獻

1. 中國科學院成都山地災害與環境研究所，泥石流研究與防治，四川科學技術出版社，1989。
2. 任立良、劉新仁，“數字高程模型信息提取與數字水文模型研究進展”，水科學進展，第 11 卷第 4 期，463-469 頁，2000。
3. 何春蓀，“台灣地質概論-台灣地質圖說明書”，經濟部中央地 質調查所，1986。
4. 李璟芳、黃韋凱、曹鼎志、張玉葬、冀樹勇，“花東縱谷北段的土石流扇和土石流溪溝的認定”，中華水土保持學報，第 46 卷 第 2 期， 96-105 頁，2015。
5. 李錫堤，“從地形學的觀點看陳有蘭溪的賀伯風災”，地工技術，第 57 期，17-24 頁，1996。
6. 沈哲緯、蕭震洋、羅文俊，“花蓮縣土石流潛勢溪流地文特性初探”，水保技術，第 7 卷第 2 期，96-105 頁，2012。
7. 沈哲緯、蕭震洋、辜炳寰、曹鼎志、鄭錦桐、羅文俊，“ 運用隨機森林探討莫拉克颱風災區土石流發生因子關聯性”，災害防救科技與管理學報，第 3 卷第 1 期，41-67 頁，2014。
8. 沈淑敏、葉懿嫻、 黃健政、 張瑞津、 劉盈劭，“花東縱谷北段的土石流扇和土石流溪溝的認定”，中華水土保持學報,第 38 卷第 4 期， 311-324 頁，2007。
9. 林昭遠、林文賜，“集水區地文水文因子自動萃取之研究”，中華水土保持學報，第 31 卷，第 3 期，247-256 頁，2000。

10. 林昭遠、蔡真珍、許家豪,“多重門檻值萃取集水區水系網之研究”,中華水土保持學報,第 38 卷第 3 期，343-354 頁，2006。
11. 林基源、林炳森、洪瑞智，“土石流危險度分級之研究-以陳有蘭溪為例”，朝陽學報，第 7 卷，第 2 期，65-181 頁，2002。
12. 林基源，博士論文，陳有蘭溪流域土石流發生潛勢判定模式之研究，國立中興大學，2003。
13. 吳佐川，碩士論文，台灣地區崩塌地區域特性之研究，國立台灣大學森林學研究所，1993。
14. 洪如江，初等工程地質學大綱，財團法人地工技術研究發展基金會，1991。
15. 莊永忠、陳永寬、詹進發，“不同流向演算法與集流閥值對數值地形模型不同流向演算法與集流閥值對數值地形模型河川網路萃取之影響河川網路萃取之影響”，地理學報，第 45 期，73-92 頁，2006。
16. 范正成、吳明峰，“一級溪流土石流危險因子及其與臨界降雨線之關係”，中華水土保持學報，第 32 卷，第 3 期，227-234 頁，2001。
17. 師宗遠，“蘭陽平原沖積扇地形的調查和研究”，蘭女學報，1992。
18. 陳文福，“集水區地文因子與土石流發生相關性之研究”，農委會水土保持局專題研究報告，2003。
19. 陳信雄、廖學誠、詹進發、黃正良，“利用數值地形模型粹取陡坡小集水區河川網路之研究”，臺大實驗林研究報告，第 11 卷，第 3 期，41-52 頁，1997。
20. 陳培源，野外及礦業地質學(第二版)，正中書局，580 頁，1993。
21. 陳榮河、江英政，「新中橫公路邊坡破壞之調查」，第二屆土石流

研討會論文集， 180-189 頁，1999。

22. 陳樹群、諸予涵、吳俊鋐，“旗山溪集水區長期降雨特性改變與 崩塌分佈關係”，中華水土保持學報，第 43 卷第 4 期，293-301 頁，2012。
23. 楊貴三，臺灣活斷層的地形學研究－特論活斷層與地形面的關係，1986。
24. 張東炯、謝正倫，“中部地區土石流現場調查與分析”，農業工程學報，第 43 期，第 3 卷， 31-46 頁，1997。
25. 謝正倫、張東炯，“東部蘭陽地區土石流現場調查與分析”，第二屆海峽兩岸水利科技交流研討會，487-497 頁，1996。
26. 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖，花東縱谷沖積扇的地形學研究，國立臺灣師範大學地理研究報告，第 21 期，43-74 頁，1994。。
27. 楊淑君，博士論文，臺灣沖積扇之地形學研究，1996。
28. 齊士崢、宋國城，臺灣界線段層帶上沖積扇階地地形發育的複雜性，環境與世界，第 4 期，77-92 頁，2000。
29. 詹仕堅、孫志鴻，“網格式數值高程模型擷取河系集流閾值之探討”，國立台灣大學地理環境資源學系地理學報，第 28 期，27-45 頁，2000。
30. 楊奕岑、徐美玲、賴進貴，“解析度暨流向演算法對於集流面積計算之影響”，地理學報，第 39 期， 71-90 頁，2005。
31. 蔡念浯，碩士論文，頭坑溪之土石流扇狀地歷史災害探討及風險評估，朝陽科技大學，2013。
32. 鄭祈全，“數值地型資料應用於集水區區劃和河川網路分析之研

究”，林業誙驗所研究報告季報，第 8 卷，第 4 期，331-343 頁，1993。

33. 錢寧、張仁、周志德，河床演變學，科學出版社，1987。
34. 今村遼平 (2012)，「地形工學入門－地形の見方・考え方」，鹿島出版會，158。
35. 蘆田和男、高橋保、道上正規，1983，「河川土砂災害對策」，森北出版株式會社， pp.53-73。
36. Cobby, D.M., Mason, D.C. and Davenport, I.J., (2001). Image Processing of Airborne Scanning Laser Altimetry Data for Improved River Flood Modeling, ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 56: pp. 121-138.
37. Costa, JE Physical geomorphology of debris flows: in Costa,J. E., and Fleisher, P. J., eds., Developments and Applications of Geomorphology, Berlin, Springer-Verlag, p. 268-317,1984.
38. Davis, W.M. (1899) The geographical cycle：Geogrl F. ,14,481-504.
39. De Scally F., Owens I. (2004). Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the southern Alps New Zealand. Earth Surface Processes and Landforms 29: 311-322.
40. Doneus M.; Kühtreiber T. (2013): Airborne laser scanning and archaeological interpretation - bringing back the people. In: Opitz R., Cowley D., Interpreting archaeological topography - airborne laser scanning, 3D data and ground observation. Oxbow Books (Oxford), 32-50.

41. Gilbert, G.K. (1877). Report on the Geology of the Henry Mountains. U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, Washington, D.C.
42. Gilbert, G.K. (1909) The convexity of hilltops. ：Journal of Geology,17,344-350.
43. Gotzinger, G. (1907) beitrage zur Entstehung der Bergruckenformen. ：Geogr. Abhl. ,9.
44. Haala, N. and C. Brenner, "Extraction of Building and Trees in Urban Environments," ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 130-137, 1999.
45. Horton, R.E., “Erosional development of streams and theirdrainage basins”, Hydrophysical approach to quantitative morphology, Bull. G. S. A., 56, pp.275-370, 1945.
46. Jackson, LE. Jr., Kostaschuk, RA., MacDonald, GM., “Identification of debris-flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains”, Rev Eng Geol 7:115–124, 1987.
47. McNamara, J. P., Ziegler, A. D., Wood, S. H., Vogler, J. B., “Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand”, Forest Ecology and Management 224(1): 147-156.,2006.
48. Miller, C.L. and Laflamme, R.A., The digital terrain model-theory and application. Photogrammetric Engineering 24 (1958), pp. 433–442.
49. Mizuyama, T. (1982) Analysis of sediment yield and transport data

for erosion control works. Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield (Proc. Exeter Symp., July 1982), 177-182. IAHS Publ. no. 137.

50. Montgomery, David R., Efi Foufoula-Georgiou, “Channel network source representation using digital elevation models”, Water Resources Research , 29(12): 3925-3934,1993.
51. Montgomery and Dietrich, W. E., 1992, Channel initiation and the problem of landscape scale: Science, v. 255, p. 826-830.
52. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton WT, “Two-dimensional water flood and mudflow simulation”, Journal of Hydraulic. Engineering, ASCE, 119(2):244–261, 1993.
53. O’Callaghan, J.F., D.M. Mark, “The Extraction of Drainage Networks from Digital levation Data”, Computer Graphics and Image Processing, 28:323-344, 1984.
54. Pierson, T.C., “Eosion and deposition by debris flow at Mount Thomas, North Canterbury”, New Zealand, Earth Surface Process, 5, 227-247, 1980.
55. Pierce, K.L. and Colman, S.M. (1986) The effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degration rates and processes, lateglacial terrance scarps in central Ideaho： Bull. Geol. Soc. Am.,97,869-885.
56. Scheidl C. & Rickenmann D. (2010) - Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans. Earth Surface Processes and Landforms, 35: 157-173.

57. Strahler, A.N., Hypsometric analysis of erosional topography, Bull. Geol. Soc. Am., 63, pp.1117-1142, 1952.
58. Steinel, E., Kiema, J., Leebmann, J. and Bähr, L.H., 2001. Laserscanning for Analysis of Damages Caused by Earthquake Hazards, OEEPE Workshop on Airborne Laserscanning and Interferometric SAR for Detailed Digital Elevation Models, Stockholm, pp. 88-99.
59. Tarboton, David G., Rafael L. Bras, Rodriguez‐Iturbe, "On the extraction of channel networks from digital elevation data", Hydrological processes 5(1): 81-100,1991.
60. Tarboton, David G, Rafael L. Bras, Rodriguez-Iturbe, "A physical basis for drainage density", Geomorphology 5(1):59-76, 1992.
61. Törmä, M., 2000. Estimation of Tree Species Proportions of Forest Stands Using Laser Scanning, International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, Vol. XXXIII, Part B7, Amsterdam, pp.1524-1531.
62. Tucker, Gregory E., Rafael L. Bras, "Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology", Water Resources Research, 34(10): 2751-2764, 1998.
63. Varnes DJ (1978) Slope movement types and processes. In: Schuster RL, Krizek RJ (eds) Landslides, analysis and control, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11–33
64. Welsh, A., Davies,T., "Identification of alluvial fans susceptible to

debris-flow hazards", Landslides, 8:183–194, 2010.

65. Whipple, K. X., and G. E. Tucker, Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, J. Geophys. Res., 107(B2), 10.1029/2000JB000044, 2002.
66. Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C., Bergerud, W.A., "Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics", Landslides, Vol. 1, pp.61-66, 2004.
67. Wood, A. (1942) The development of hillshade slopes.：Proc. Geol. Ass., 53,128-140.
68. Zakšek, K., Oštir, K., and Kokalj Ž. (2011). "Sky-View factor as a relief visualization technique." Remote Sensing, 3, 398- 415

附件一 期初簡報意見處理情形

土石流潛勢溪流之流域地文參數判釋—以花蓮溪及卑南溪流域為例

創新研究計畫期中簡報意見處理情形

會議時間：107 年 5 月 15 日(星期二)上午 9 時 30 分

會議地點：水土保持局土石流防災應變小組會議室

期初簡報會議紀錄及辦理情形

意見或建議	處理說明
一、研究內容甚具應用價值，值得探討。	謝謝委員肯定。
二、本研究利用地形學(Geomorphology)之角度切入，並探討 MR(Melton's Ratio)在不同地區對土石流發生條件的影響，成果顯著，值得肯定。	謝謝委員肯定。

意見或建議	處理說明
三、但除了所考慮之因子(或參數)外，建議將其他因子地質、土壤、降雨、植生狀況、崩塌率，也能加入考量。	本計畫之研究重點係建立在土砂供給量充足的假設條件下，就該集水區現有地貌及地形特性，分析該集水區溢流點處所發生最高土砂濃度的土砂運移型態。委員所提因子(或參數)為決定土砂供給量的重要因子，並非本研究之範圍，建議另案探討。
四、花蓮溪與卑南溪夾於海岸山脈與中央山脈兩不同地質區，是否宜依地質區之不同，分別探討之。	遵照辦理，已補充說明於第三章中。
五、何以秀姑巒溪不予納入？	謝謝委員寶貴意見。本案除考量流域災害記錄次數，另須納入各集水區發生災害之分佈。考量本計畫期程與人力，在提案時已分別就台東及花蓮之最多土石流潛勢溪流數的流域(即卑南溪與花蓮溪)進行分析及現勘。委員所提寶貴建議將做為日後研究之項目。

意見或建議	處理說明
六、花蓮溪屬被襲奪河，其最高點似已非在最上游，是否需修正 MR 值？	遵照辦理，已補充說明於第四章中。
七、研究內容與土石流災害歷史資訊有極高關聯，建議能闡述歷史災害資訊之調查方法及內容述敘。	遵照辦理，已補充說明於第五章中。
八、災害發生與否與降雨亦有極高關聯，建議除地文地形地貌因子外，亦應考慮如何置入降雨因子。	降雨因子主要決定土砂供給量及發生土砂災害的時間。本計畫探討土砂供給量充足時，流域地形因子(主要以流域險峻值代表該流域因重力作用下的最大土砂輸送能力)決定該集水區溢流點發生最高土砂濃度的土砂運移型態(即土石流、高含砂水流或洪水)。降雨因子會改變土砂供給量多寡，也會改變該雨場時的流域土砂的運移型態。相對而言，本計畫探討該集水區溢流點可能發生最高土砂濃度的土砂運移型態，即驗證此一集水區是否為土石流潛勢溪流；然非探討在特定雨場下之該流域之土砂運移型態。

意見或建議	處理說明
九、高含砂流與洪水判定結果是否仍會因為上游土砂堆積狀況而成為土石流之可能性。	本計畫探討該集水區溢流點可能發生最高土砂濃度的土砂運移型態(即土石流、高含砂水流或洪水)。如判釋該溢流點為土石流，隨上游土砂堆積或土砂供應量不同，溢流點可能會有土石流、高含砂水流或洪水等型態。反之，因高含砂與土石流之地形參數重疊，故如判釋為高含砂流，可能會發生土石流。但如該流域險峻值判釋為洪水，則在此溢流點不會發生土石流或高含砂水流；惟仍需考慮該流域此溢流點是否有主支流交匯、或其更上游之溢流點的流域險峻值是否相應於土石流之土砂運移型態。

意見或建議	處理說明
十、是否會利用實際發生土砂災害資料調整區域及 MR 值。	遵照辦理，已補充說明於第四章中。實際土砂案例會決定溢流點的位置，也會相應改變 MR 值及流域長度。
十一、建議使用本計畫 MR 值分析非屬土石流潛勢溪流之溪流，嘗試去找到未來可能劃入土石流潛勢溪流之候選溪流。	遵照辦理。
十二、若使用 MR 值分析現有土石流潛勢溪流，是否可能提出未來劃出潛勢溪流之候選溪流。	本計畫經由近年於不同流域之土石流潛勢溪流進行地文因子的綜整判定，確定流域險峻值(MR)可提供土石流潛勢溪流判釋之量化根據。在不同地質或地形條件下，其劃設準則為目前研究重點，本研究成果應有助於土石流潛勢溪流劃設或移出之參考。

附件二 期中報告意見處理情形

土石流潛勢溪流之流域地文參數判釋—以花蓮溪及卑南溪流域為例

創新研究計畫期中報告意見處理情形

意見或建議	處理說明
1. 本案採高精度(5m)數值地形為基礎，其溪流如何定位，宜有說明，相對於集水區範圍之界定亦是。	謝謝委員指正，溪流線及集水區範圍之劃定，補充於第二章第二節說明。
2. 本報告將流域與集水區名詞混用，不易釐清對象環境特性，同樣的，MR 是指流域險峻值亦或是集水區險峻值，宜釐清。是否可混用？宜對 MR 之定義及其物理意義詳加闡述，以免誤用。	謝謝委員指正，流域之下游為河口，集水區之下游為支流匯入主流之匯流點。故將 MR 統一定為「集水區險峻值」，其物理意義為集水區整體地表的陡峻程度，補充說明於第二章第六節。
3. 表 2-3 之坡面型土石流的特徵描述是否與其發生機制有所落差，請再斟酌。	謝謝委員指正，已修正表中之敘述。
4. 圖 3-9 應有圖例，以利判釋。	謝謝委員指正，已修正。
5. P3-20 之公式推導不宜將序號較後之公式提至較前之公式代入之？如（3-4）式不宜在（3-3）式之前即引用之？	謝謝委員指正，已修正。
6. P3-20 何以假設機率最大值發生在 x=0.75？	謝謝委員指正，係依平廣溪各子集水區之匯流

	面積特性分析($x=A_B/A_c$) ，並補充說明於第三章並修改圖 3-17。
7. P3-23 流”遇”險峻值之”遇”應更正為”域”。	謝謝委員指正，已修正。
8. 利用 MR 判定集水區土砂災害由無限制? 洪水、土石流、高含砂水流之 MR 值界限如何定義之？根據何在？	遵照辦理，補充說明於第二章第一節及第六節。洪水、土石流、高含砂水流之型態依根據溢流點位置之土砂堆積型態判釋，而集水區 MR 值則由溢流點以上之集水區面積、高程差來決定。
9. P3-27（3.9）式之 J 與文中之”P”，是否指同一指標？	已修正。
10. P4-10 文謂”故土石流溪流起點之累積匯流面積大於高含砂水流溪流起點之累積匯流面積”此段文字之敘述是否合理，宜有進一步之說明。	已修正。
11. 以 MR 值判定土石流溪流固然是方法論之一，惟每個集水區（流域）之適用條件宜有深入探討。	於第四章各集水區特性說明,並於第五章進行現勘驗證。
12. 錯別字不少，宜仔細校對。	謝謝委員指正，已修正。
13. 請附上計畫進度甘特圖。	謝謝委員指正，補充於第一章第四節。

附件三 期末報告意見處理情形

土石流潛勢溪流之流域地文參數判釋—以花蓮溪及卑南溪流域為例

創新研究計畫期中報告意見處理情形

意見或建議	處理說明
一、以此兩區為例，調整之土石流數量為何？刪除之範圍是否須考量現地災害潛勢可能？	卑南溪之土石流潛勢溪流中須調整者(即判釋為洪水者)計有 4 條 ，花蓮溪則有 2 條。經現地勘查，上述溪流之各溢流點的土砂運動型態皆為洪水。但其更上游的溢流點可能會有土石流之虞（重新計算上游溢流點集水區之 MR 值，且 $MR \geq 0.3$，如花縣花蓮溪 DF130），則應往上游縮小此土石流潛勢溪流之影響範圍。

二、本案 MR 門檻值是否可檢視現行公開之土石流潛勢溪流，作為後續範圍調整參考？	本案 MR 門檻值已分析五個流域之現行公開之土石流潛勢溪流，其中絕大部份符合土石流潛勢溪流之地文參數門檻，少數需調整範圍或改為洪水災害。建請另案檢視其他流域之可行性。
三、若以本計畫 MR 值檢視現有土石流潛勢溪流中，若 MR<0.3 者(初判非土石流)，有何後續因應處理之建議。	同問題一，應勘查此溪流更上游溢流點或橋涵交會點之 MR 值是否有土石流之虞。以調整土石流影響範圍或改為洪水災害。
四、計算 MR 值前，溢流點選定原則為何？因特定溪流可能有數個溢流點。	以選擇最下游溢流點且具谷口型態為優先，當最下游溢流點之 MR 值已達土石流地文參數門檻，MR ≥ 0.3) 即可確定為土石流溪流；否則尚須評估上游其他溢流點處之 MR 值。
五、相對於現行潛勢溪流之判釋方式，本研究方法可提供更精確	謝謝委員肯定，將持續努力精進此判釋模式。

之方法，值得持續。	
六、本案所使用之 MR 值，是否能供未來土石流潛勢溪流在劃設上隔有效集水面積 3 公頃以上才認定為土石流潛勢溪流或集水區太大(21000 公頃)者可能為洪水，做判釋之參考。	MR 值本身已內含集水面積的效應，其物理意義反映集水區的平均坡度。故不須另外規範集水區面積的限制。隨著集水面積增加，其平均坡度會下降，即 MR 值會下降，故集水區的土砂運動型態由土石流逐漸轉化為洪水。反之， 單以集水面積小於 3 公頃或集水區大於(21000 公頃)並無法排除為土石流潛勢溪流之可能，因如果集水區有足夠的高程差或坡度，且有足夠的土砂料源(崩塌或溪床堆積),則仍具產生土石流的條件。