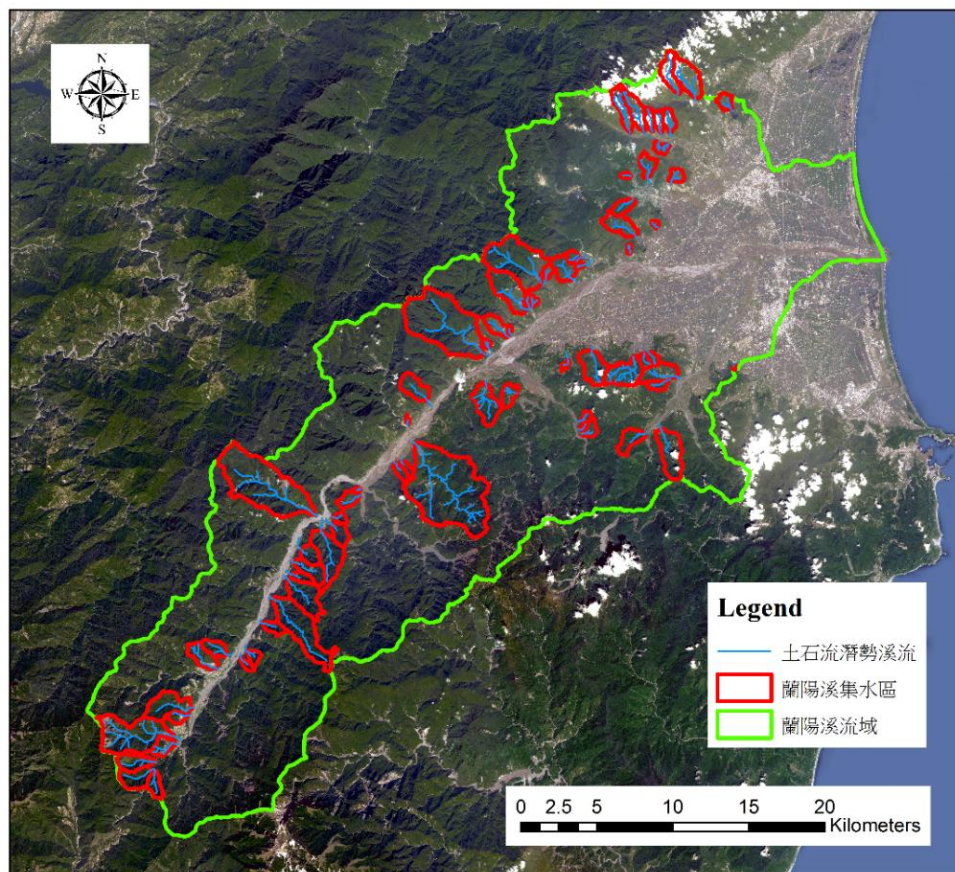


土石流潛勢溪流之集水區地文 參數判釋及驗證 — 以蘭陽溪流域為例 成果報告書



行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國 108 年 12 月

土石流潛勢溪流之集水區地文參數判釋及
驗證 — 以蘭陽溪流域為例

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

執行單位：國立中央大學土木工程學系

執行期間：108 年 4 月 1 日至 108 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兼組長

研究人員：林政誼、鄭翔易、胡弘耀、黃郅軒

行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國一〇八年十二月

(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)

土石流潛勢溪流之集水區地文參數判釋及驗證 —

以蘭陽溪流域為例

摘要

本研究使用數值地形模型(DEM)萃取蘭陽溪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，並與北、中、南、東各流域之案例進行整合分析與驗證。蘭陽溪流域內子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。六個流域土砂災害之地貌分類為 $MR > 0.43$ 且 $L < 7\text{km}$ 者為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\text{ km} \leq L \leq 14\text{ km}$ 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，其級序數目分佈經無因次化後，六個流域整合其趨勢皆為良好降冪次關係。土石流及高含砂水流集水區一、二級河川之總長度與集水區長度之比值應大於 0.4，洪水集水區之比值則大於 5。當集水區溢流點下游有沖積扇時，堆積扇坡度與集水區險峻值二者呈現良好之冪次關係，並可由此二地貌參數作為判釋土石流沖積扇或洪水沖積扇之依據。

關鍵詞：蘭陽溪、土石流、流域險峻值、地文參數

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

ABSTRACT

The morphometric parameters associated with landslides and debris flow ravines in Lanyang 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 (L) are applied to identify the debris-flow prone ravines. The morphometric are capable of the recognition of hydrogeomorphic disasters, including floods, debris floods and debris flows. The systemized geomorphic thresholds for debris-flow prone watershed are : debris flows for $MR > 0.43$ and $L < 7\text{ km}$; $0.3 \leq MR \leq 0.43$ and $L \leq 14\text{ km}$, or $MR > 0.43$ and $7\text{ km} \leq L \leq 14\text{ km}$ 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 for debris-flow watersheds and 5 for flood ravines. The fan slope and the Melton ratio serve as indicators for debris-flow ravines.

Key words: Lanyang River, debris flows, Melton Ratio, morphometric parameters .

目次

目次.....	I
表次.....	III
圖次.....	IV
第一章 緒論.....	1
第一節 前言.....	1-1
第二節 研究目的.....	1-4
第三節 研究方法.....	1-5
第四節 研究架構及流程.....	1-5
第二章 文獻回顧.....	2-1
第一節 土砂災害定義.....	2-1
第二節 ArcGIS 理論.....	2-4
第三節 集水區地文因子相關研究.....	2-10
第四節 集水區溪溝門檻值之相關研究.....	2-12
第五節 邊坡演化相關研究.....	2-15
第六節 土石流集水區特徵相關研究.....	2-16
第三章 研究方法與分析.....	3-1
第一節 研究區域地文及水文特性.....	3-1
第二節 研究分析方法.....	3-4
第四章 結果分析與討論.....	4-1
第一節 蘭陽溪流域之集水區險峻值分析.....	4-1
第二節 蘭陽溪流域之水系分析.....	4-7
第三節 台灣不同流域之溪溝特性與土砂運移類型分析.....	4-12
第四節 不同流域之沖積扇分析.....	4-19
第五節 集水區險峻值之修正.....	4-23

第五章、土石流潛勢溪流現勘及綜整分析	5-1
第一節 蘭陽溪流域現勘.....	5-5
第二節 六流域現地勘查結果彙整評估.....	5-29
第六章 結論與建議.....	6-1
第一節 結論.....	6-1
第二節 建議.....	6-2
參考文獻.....	參-1
附錄一 創新研究計畫期初簡報意見處理情形	附-1
附錄二 創新研究計畫期中簡報意見(書面審查)處理情形	附-4
附錄三 創新研究計畫期末簡報意見處理情形	附-6
附錄三 創新研究計畫期末簡報意見處理情形	附-6

表 次

表 1-1 計畫工作項目分配及進度表	1-6
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	2-19
表 3-1 蘭陽溪流域高程分布表	3-2
表 3-2 蘭陽溪流域坡度分布表	3-2
表 4-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(1/3)	4-3
表 4-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(2/3)	4-4
表 4-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(3/3)	4-5
表 5-1 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流歷年災情彙整	5-2
表 5-2 蘭陽溪現勘土石流集水區地貌參數資料	5-4
表 5-3 以流域險峻值判釋台灣各流域之土石流潛勢溪流土砂運移類型	5-30

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 集水區險峻值與集水區長度關係圖(Zhou et al.,2016)	2-12
圖 2-8 現地坡面及蝕溝之坡度與面積關係圖	2-14
圖 3-1 蘭陽溪流域地理位置圖	3-2
圖 3-2 蘭陽溪流域地質分布圖	3-3
圖 3-3 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分佈圖	3-3
圖 3-4 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖	3-5
圖 3-5 河川級序修正圖	3-6
圖 3-6 累積匯流面積與坡度關係圖(修改自 Montgomery et al., 1993)	3-7
圖 3-7 台灣各流域坡度最陡點與溪溝起點無因次化匯流面積比例圖	3-8
圖 3-8 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)	3-12
圖 3-9 研究蒐集與分析圖資產製類型	3-13
圖 4-1 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分布圖	4-2
圖 4-2 蘭陽溪流域 MR 分佈圖	4-2
圖 4-3 蘭陽溪流域地文因子分析結果	4-6
圖 4-4 台灣各流域之集水區面積與集水區長度之關係	4-6

圖 4-5 綜整台灣之集水區面積與集水區長度之關係	4-7
圖 4-6 蘭陽溪流域水系分布圖	4-8
圖 4-7 河川級序與河川數目對數圖	4-8
圖 4-8 無因次化河川級序與河川數目對數圖	4-9
圖 4-9 六個流域河川級序與河川數目對數圖	4-9
圖 4-10 六個流域無因次河川級序與河川數目對數圖	4-10
圖 4-11 計曲線求得蘭陽溪之河川級序與河川數目對數圖	4-11
圖 4-12 蘭陽溪流域坡度最陡點與溪溝起點無因次化匯流面積分佈圖	4-12
圖 4-13 日本與台灣各區域土石流集水區面積分布比較	4-13
圖 4-14 以計曲線法求得台灣不同流域溪溝起點之集水面積累積機率	4-14
圖 4-15 平廣溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係	4-15
圖 4-16 陳有蘭溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係	4-16
圖 4-17 旗山溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係	4-16
圖 4-18 花蓮溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係	4-17
圖 4-19 卑南溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係	4-18
圖 4-20 蘭陽溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係	4-18
圖 4-21 蘭陽溪流域沖積扇分布圖	4-20
圖 4-22 蘭陽溪流域左右岸沖積扇分析結果圖	4-21
圖 4-23 蘭陽溪流域沖積扇分析結果圖	4-21
圖 4-24 六個流域沖積扇分析結果綜整圖	4-22
圖 4-25 六個流域沖積扇坡度分析結果綜整分析圖	4-22
圖 4-26 東縣 DF126 流域集水區範圍比較	4-24

圖 4-27 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正	4-25
圖 5-1 蘭陽溪流域 24 條野溪土砂災害案例之地貌因子判釋	5-4
圖 5-2 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流災例現勘位置圖	5-5
圖 5-3 宜縣 DF060 地理位置圖	5-6
圖 5-4 宜縣 DF060 現勘照片(2019/06/11)	5-7
圖 5-5 宜縣 DF085 地理位置圖	5-9
圖 5-6 宜縣 DF085 現勘照片(2019/06/12)	5-10
圖 5-7 宜縣 DF090 地理位置圖	5-11
圖 5-8 宜縣 DF090 現勘照片(2019/06/12)	5-13
圖 5-9 宜縣 DF144 地理位置圖	5-14
圖 5-10 宜縣 DF144 現勘照片(2019/06/11)	5-16
圖 5-11 宜縣 DF119、DF120 地理位置圖	5-17
圖 5-12 宜縣 DF119、120 現勘照片	5-18
圖 5-13 宜縣 DF119 主溝 MR	5-19
圖 5-14 宜縣 DF120 現勘照片	5-19
圖 5-15 宜縣 DF120 主溝 MR 沿程變化	5-20
圖 5-16 宜蘭天山村 DF135 地理位置	5-21
圖 5-17 天山村 DF135 地質分布	5-22
圖 5-18 宜蘭 DF135 (A089)土石流潛勢溪流集水區範圍及崩塌分布 (2008/07)	5-23
圖 5-19 宜蘭 DF135 土石流潛勢溪流致災前後溢流點及堆積範圍比較	5-23
圖 5-20 DF135 上游崩塌(2009/10/06) (水保局網站)	5-25
圖 5-21 DF135 下游淤積(2009/10/06) (水保局網站)	5-25
圖 5-22 DF135 下游房舍淤積受災情況(水保局網站)	5-26
圖 5-23 DF135 下游房舍受災前後對	5-26

圖 5-24 DF13 中游受災房舍(下湖 53 號) 現況 2019/10/23.....	5-27
圖 5-25 DF135 之集水區鳥瞰圖(a)及土石流災情範圍(b).....	5-28
圖 5-26 DF135 源頭坡面正射地貌現況(2019/10/23).....	5-29

第一章 緒論

第一節 前言

台灣在面臨氣候變遷及地質脆弱的環境下，山坡地的土砂災害問題趨於複雜與嚴峻，且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 2019 年 1 月為止共有 1725 條(水土保持局，2019)。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；沈哲緯，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 -2018 本研究團隊整合台灣北部(平廣溪)、中部(陳有蘭溪)、南部(旗山溪)、東部(卑南溪及花蓮溪)五個流域之地文因子綜整判釋, 並輔以高精度高程資料及現地勘查比對, 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。簡言之, 集水區溢流點之 $MR < 0.3$, 此處之土砂運移型態為洪水; $MR \geq 0.3$, 則為土石流與高含砂水流並存。研究區域土石流發生及運動範圍之河流級序大多以一級與二級河流為主, 故土石流集水區一、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 5。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, 故今年度計畫以年降雨量高且沖積扇發達之蘭陽溪流域進行探討及現地勘察, 以驗證及提升此一地文參數判釋模式之適用性。

第二節 研究目的

本計畫之全程目標為精進土石流潛勢溪流之地文因子判釋與提升災害預判成效，本年度針對台灣東北部之蘭陽溪進行分析及比對。本研究整合高精度數值地形中萃取出誘發土石流的重要地文參數，並與歷史災害之微地形判釋成果套疊，了解山區集水區內過去土石流災害發生之料源、型態、溢流點、致災規模及影響範圍等關係。最後以既有土砂災害調查案例資料及現地勘查進行驗證，提供未來極端降雨情境下，其他集水區可能面臨之土石流或洪水災害類型與衝擊，以強化政府部門於汛期之預判能力及避災成效，保障山區聚落居民生命財產安全。

本計畫除針對台灣東北部蘭陽溪流域之土石流潛勢溪流集水區之地貌特性進行探討並整合台灣各區域土石流潛勢溪流之地文因子進行綜整分析，包含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及本年度東北部之蘭陽溪進行比較分析。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。比較各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，可提供後續土石流潛勢溪流劃設或調整之依據。

第三節 研究方法

本研究以高精度數值地形資料(5 m 精度)為基礎，針對上述北、中、南、東共六個流域，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) 以萃取所需之地文因子，進而分析土石流潛勢溪流內各子集水區的河川級序、溪溝特性及集水區地貌特性(以集水區險峻值(Melton's Ratio ; MR)及集水區長度為代表參數)等。針對不同流域內土石流潛勢溪流之土砂災害案例及各類土砂運移型態進行評估及現勘，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，並分析適合應用於台灣北、中、南、東等各流域之代表性地文參數因子與災害分類準則。本計畫並就上述六個流域之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 統計軟體對蘭陽溪坡地土砂災害判釋之研究，本文論文架構內容共分六個章節。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，並與本研究進行比較，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。第四章為結果分析與討論，就蘭陽溪流域之地貌、水文及沖積扇等資料進行分析。第四章為現勘與綜整評估，針對蘭陽溪土砂災害案例及地文判釋模式的正確性進行現勘及驗證，並確定土砂災害類型之地貌因子門檻值。第五章為結論及建議，針對本研究歷年來在平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪、花蓮溪、卑南溪及蘭陽溪等六個流域的分析結果提出綜整成果與建議。

表 1-1 計畫工作項目分配及進度表

重要工作項目	工作比重 %	預 定 度	108				備註
			1-3月	4-6月	7-9月	10-12月	
土石流災害案例資料蒐集	25	工作量或內容	30	30	30	10	
		累 計百分比	30	60	90	100	
土石流案例微地形判釋	25	工作量或內容	25	25	40	10	
		累 計百分比	25	50	90	100	
區域地質特性與土石流關聯性探討	25	工作量或內容	20	20	30	30	
		累 計百分比	20	40	70	100	
土石流潛勢溪流地文因子與關聯性探討	25	工作量或內容	10	20	30	40	
		累 計百分比	10	30	60	100	
累計總進度	百分比		21	45	78	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 $15^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 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 $15^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 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 (Hung 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。

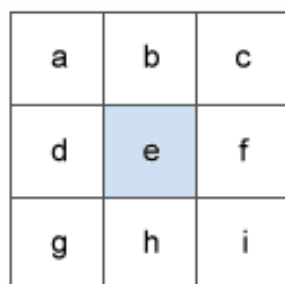


圖 2-1 坡度像元示意圖

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。

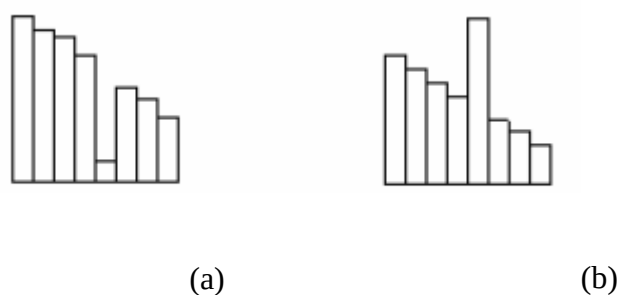


圖 2-2 地形剖面窪地與突起示意圖

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}):

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

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。

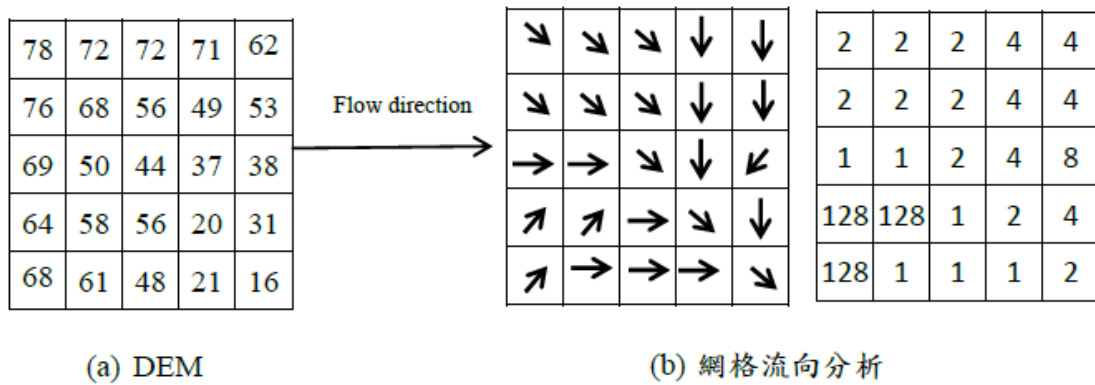


圖 2-4 DEM 流向分析編碼

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，本計畫依前人建議，以 0.5 公頃閥值為基準，即配合 5M DEM 篩選出累積流量大於 200 網格定義為溪溝線。惟此一方法並無法反映坡面上等高線之聚、散型態，故應輔以等高線圖進行驗證。

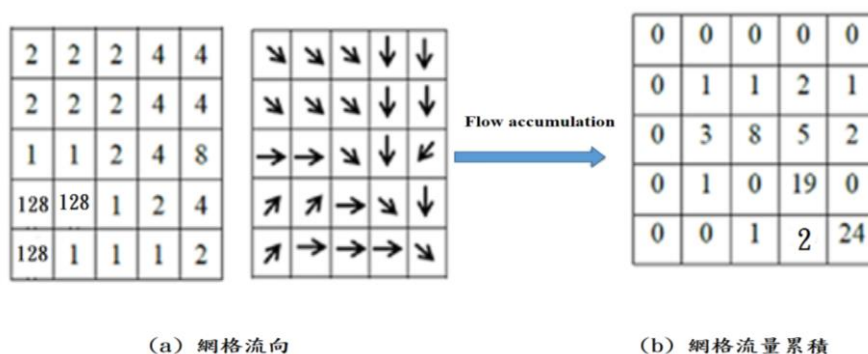


圖 2-5 流向分析後產生的網格流量累積

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)。

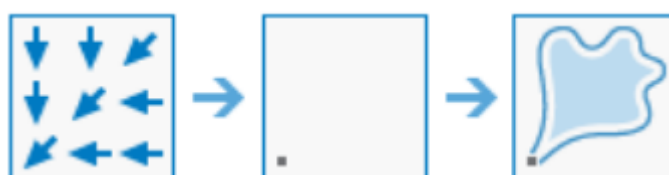


圖 2-6 集水區邊界 D8 單流向圖

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、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。Bovis and Jakob (1999)則以險峻值大於 0.5 為分辨土石流集水區區界。De Scally and Owens (2004)則歸納紐西蘭南島土石流沖積扇坡度大於 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

其他地文因子常搭配集水區險峻值進行研究。如回歸 146 處集水區面積與流域長度(Buccolini et al., 2012; Buccolini and Coco, 2013)，Zaginaev(2019)指出吉爾吉斯 6 處冰川引起洪水與土石流災害集水區，冰川面積縮減率與沖積扇地貌坡度特徵有關，其土石流災害集水區險峻值介於 0.38 至 0.87 間。Zhou(2016)則綜合汶川地震區 123 集水區資料，以集水區面積、起伏比等地文因子與崩塌面積回歸，並依據前人研究的集水區險峻值門檻值做劃分，其案例顯示土石流案例之集水

區集水區險峻值下限為 0.3，但仍有多個非土石流案例發生於集水區險峻值 > 0.3 。故集水區險峻值下限 = 0.3 應為土石流溢流點之必要條件，而非充分條件。

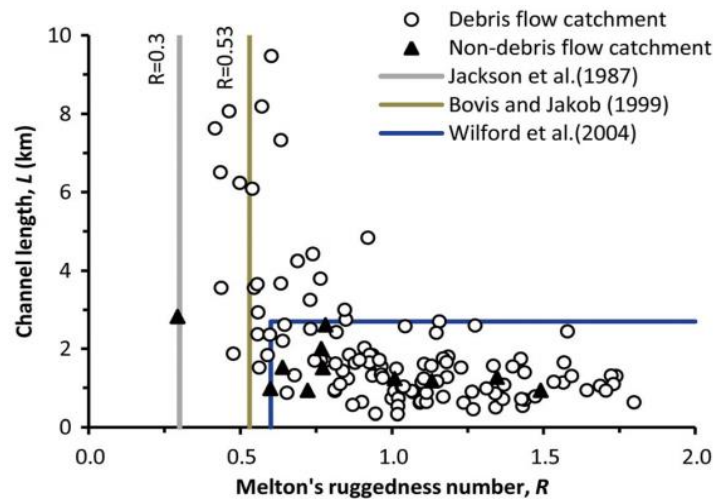


圖 2-7 集水區險峻值與集水區長度關係圖(Zhou et al.,2016)

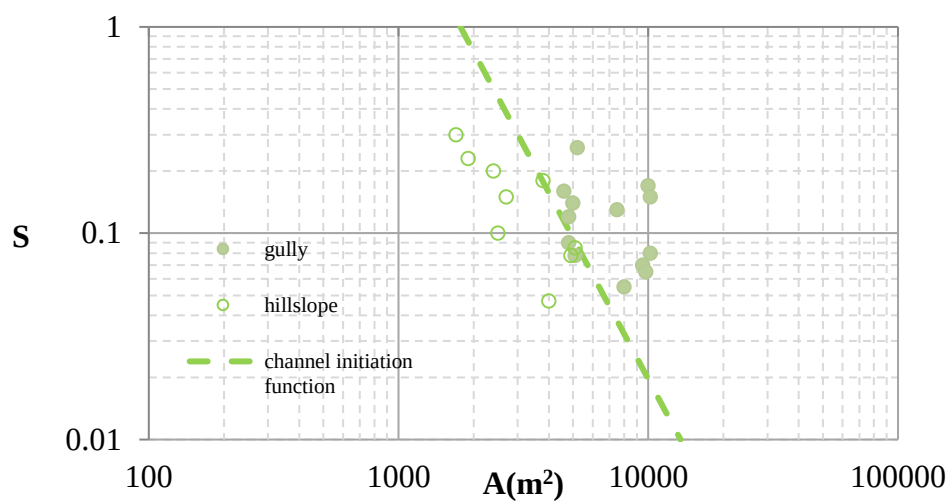
第四節 集水區溪溝門檻值之相關研究

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 2-8)，集水區面積約大於 0.5 公頃時大多為蝕溝。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，溪溝起點之網格門檻值為 200(或集水面積為 0.5 公頃)，本研究稱此為方法二。



改繪 Williams et al., 1992

圖 2-8 現地坡面及蝕溝之坡度與面積關係圖

本計畫分別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及河川級序特性，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) 認為有風化限制、搬運限制及兩者混合之混合限制。Gilbert(1909) 提出邊坡頂部形成上凸坡係受到土壤潛移作用的影響所致，Gotzinger(1907)和 Lehmann(1907)觀察整個邊坡上方的風化物質經過搬運作用後，會使得邊坡下方的物質堆積增厚，而直線坡的角度也隨之遞減。Davis(1899)提出侵蝕循環說，邊坡地形變化是一隨時空變化之侵蝕循環過程，即邊坡演化是風化及搬運的持續作用將上崖坡的岩屑搬移至下崖坡，再由河流搬運入海；而當地殼上升則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，崩落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。Pierce and Colman (1987)以式(2-2)探討溪溝發展過程。

$$s = kx^{m_1} \left(\frac{dy}{dx} \right)^{m_2} \quad (2-2)$$

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 $0.3 - 20 \text{ km}^2$)的溝谷。其二為河谷型土石流，指支溝完整發育，且支溝匯入主溝處有殘餘堆積扇，一般是集水區面積大於 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。

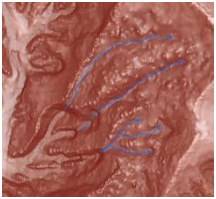
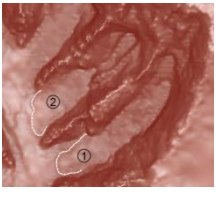
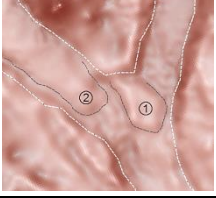
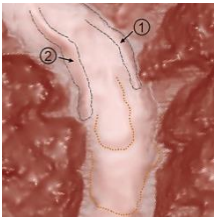
在降水條件與土砂料源持續供應下, 土石流之發生具有其重複性, 故集水區下游之古土石流沖積扇可視為既往土石流災害之地貌特徵。土石流沖積扇於堆積區受地形影響, 其形貌又區分為扇狀開闊型(具典型扇狀擴散型)與兩岸限制之拘限沖積扇(沿流動方向呈狹長型; 今村遼平, 2012)。透過高精度數值地形之土石流微地形判釋(河道推移、沖積扇、側積堤等)與數化工作, 可瞭解小尺度集水區內是否曾發生土石流災害, 其谷口之堆積扇面積亦可概略評估土砂災害規模, 以地形開闊度之概念可提升數值地形之地貌判釋成效, 瞭解蝕溝或溪流之歷史最大產砂量體 (Yokoyama et al., 2002; Zakšek et al., 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 $0.04-4.0 \text{ km}^2$ 為主(266 條佔 72.7%)。而集水區面積愈大($>55 \text{ km}^2$)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 $0.01-100 \text{ km}^2$ (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，本計畫已評估過台灣北、中、南、東部等五個流域，本年度針對東北部蘭陽溪流域進行分析、判釋與驗證，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

蘭陽溪出口位於台灣東北部蘭陽平原，為宜蘭縣最主要的河川，主游河段名為耶克糾溪，發源於宜蘭縣、台中市交界處的南湖北山，向西北流至米磨登附近，匯集馬當溪、米磨登溪後稱蘭陽溪。蘭陽溪流域位置見圖 3-1。主流全長 73 公里，流域面積 1015 平方公里，最高高程 3536 公尺，高程分佈詳見表 3-1。流域坡度偏陡，由 30~40 度佔 25%最多，其次是 20~30 度佔 17%，40~50 度佔 16%，平均坡度為 24 度，坡度分佈詳見表 3-2。地質以廬山層佔 38%最重(硬頁岩、板岩及千枚岩和砂岩互層所組成)、其次為水長流層佔 10%(硬頁岩與板岩)、四稜砂岩佔 9%(以淡灰色至白灰色，細至粗粒，塊狀緻密變質砂岩或石英岩為主，與黑色板岩和頁岩互層)，地質分布詳見圖 3-2。

依據經濟部中央地質調查所二萬五千分之一臺灣活動斷層分布圖，蘭陽溪流域地質與地層構造呈東北與西南走向分布。位於蘭陽溪左岸的主要斷層線由北而南包括石槽斷層、外澳斷層、石牌斷層、大礁溪斷層、梵梵溪斷層、牛鬥斷層、武陵斷層與眉溪斷層，蘭陽溪右岸的區域性斷層構造較少，主要有古魯斷層與翠峰湖斷層。蘭陽溪流域屬亞熱帶氣候，最低為 1 月份之 19℃，最高為 7 月份 35℃，年平均溫度為 22℃；相對濕度年平均為 85.9%，較全台平均之 84%略高。9 至 11 月降雨量最高，約佔全年降雨量之 43.6%，年平均降雨量為 3,200 毫米。歷年颱風以 2009 年芭瑪颱風及莫拉克颱風、2012 蘇拉

颱風、2017 卡努颱風對蘭陽溪流域帶來較嚴重土砂災害。蘭陽溪流域內水保局劃定之土石流潛勢溪流共計 73 條，詳見圖 3-3。

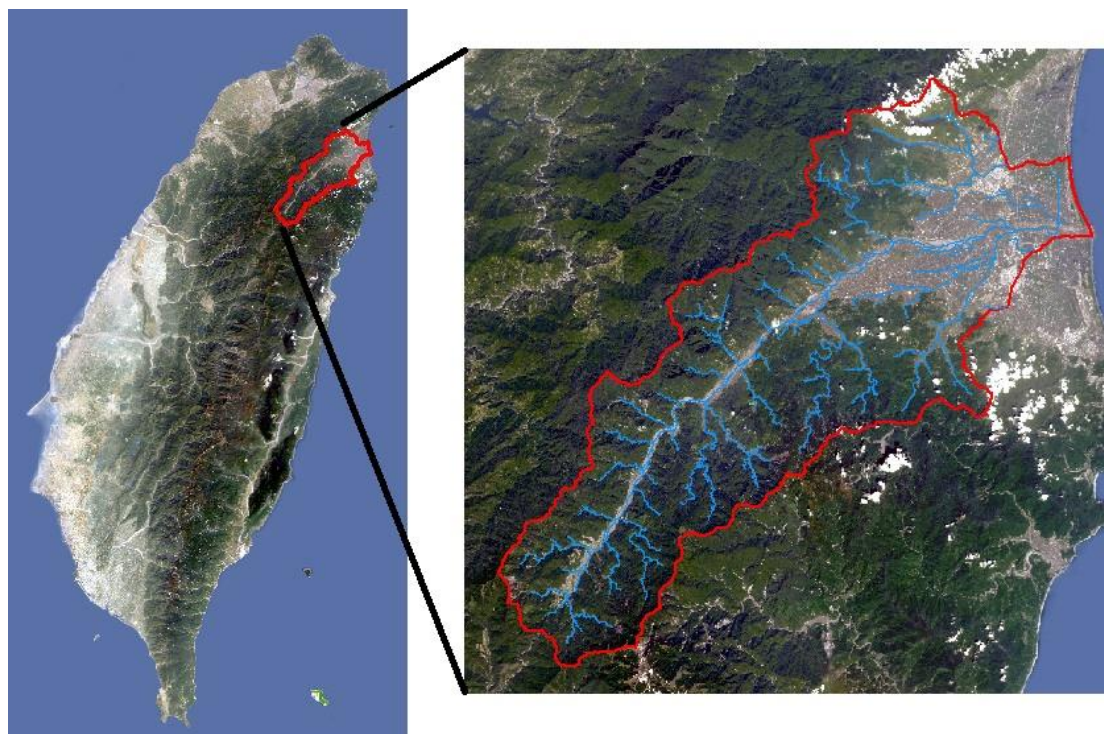


圖 3-1 蘭陽溪流域地理位置圖

表 3-1 蘭陽溪流域高程分布表

高程(m)	面積比率(%)	高程(m)	面積比率(%)
<500	41.08	2000~2500	4.41
500~1000	25.07	2500~3000	1.41
1000~1500	16.90	3000~3500	0.25
1500~2000	10.87	>3500	0.00

表 3-2 蘭陽溪流域坡度分布表

坡度(度)	面積比率(%)	坡度(度)	面積比率(%)
<10	27.12	40~50	16.83
10~20	9.06	50~60	4.11
20~30	17.29	>60	0.55
30~40	25.03		

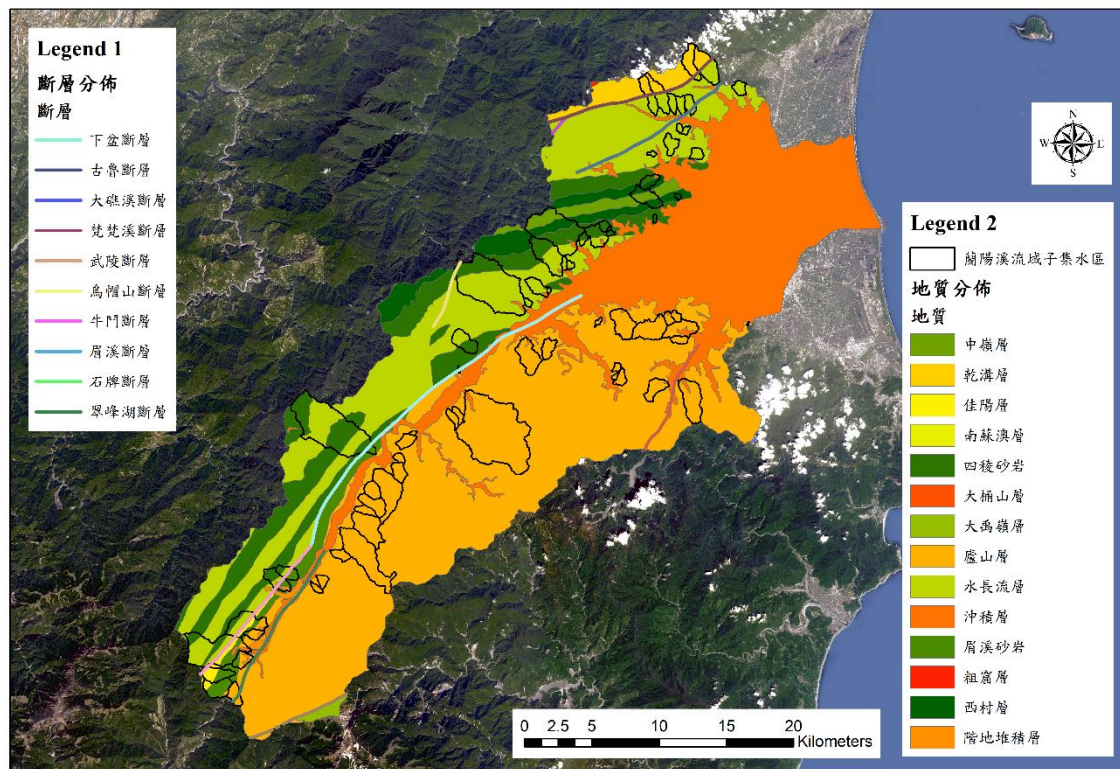


圖 3-2 蘭陽溪流域地質分布圖

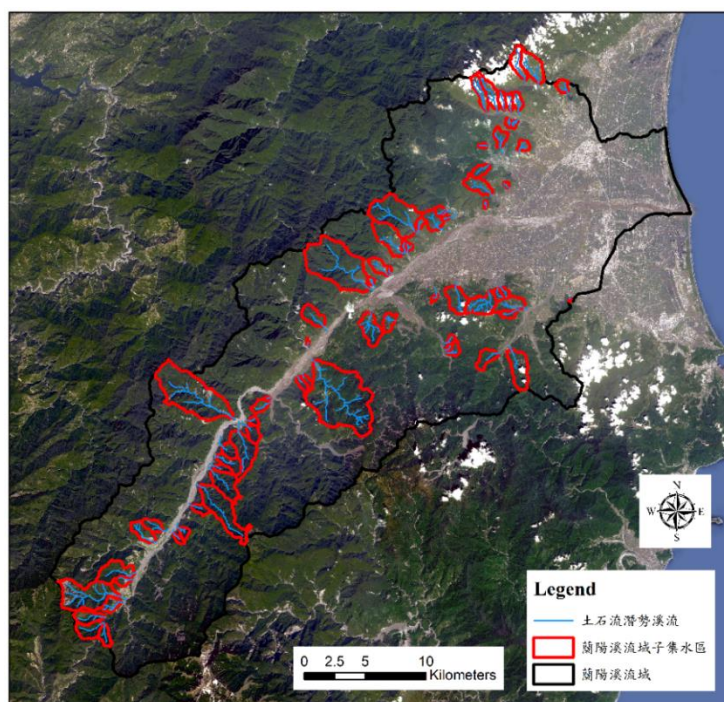


圖 3-3 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分佈圖

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

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。

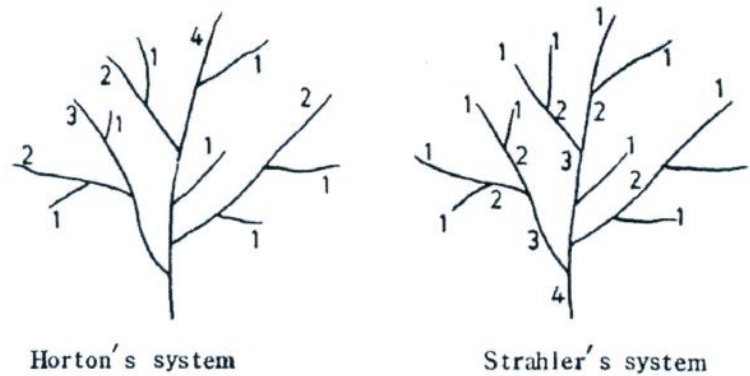


圖 3-4 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖

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 3-5)，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。

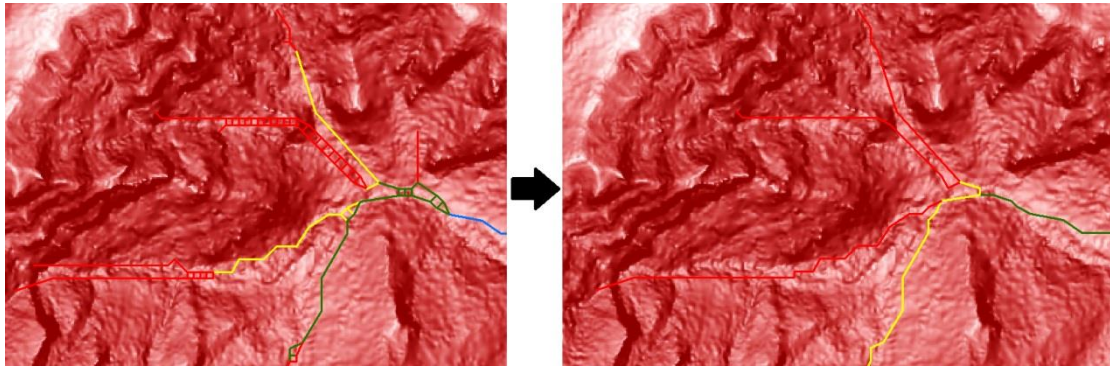


圖 3-5 河川級序修正圖

三、集水區溝床門檻值分析

雨降到地表，由集水區分水嶺逐步沿坡面匯水，前人針對各子集水區之沿程累積匯流面積與對應匯流點之局部坡度二者之關聯性，進行了許多研究(Tarboton et al., 1991,1992；Montgomery et al., 1993；Montgomery, 2001；Tucker et al., 1998；McNamara et al., 2006)，結果如圖 3-6 所示(Montgomery et al., 1993)。在溝床的溯源侵蝕及匯流過程中，縱向坡度會產生溝床遷急點 (inflection point)，該點常為坡面與河流的交界處。然此與水保局依據等高線法求出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。

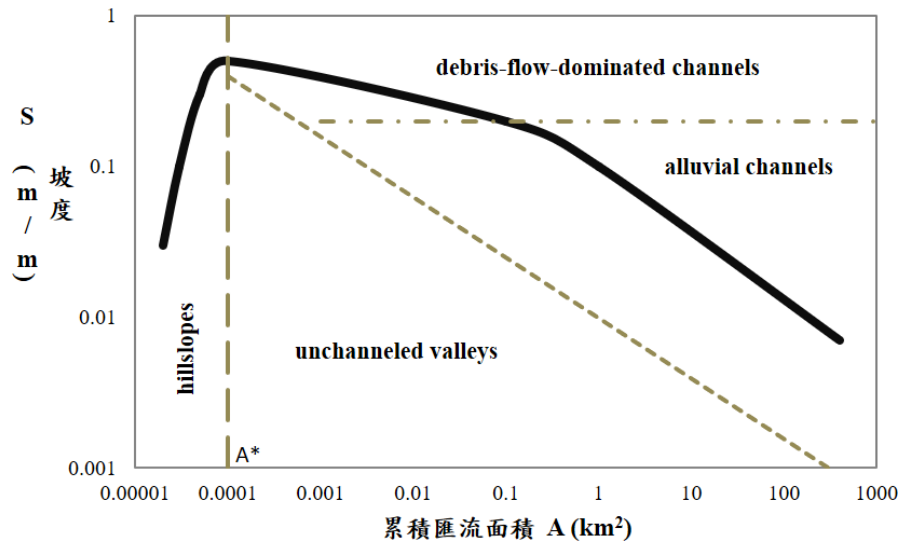


圖 3-6 累積匯流面積與坡度關係圖(修改自 Montgomery et al., 1993)

在坡度與累積匯流面積關係圖(圖 3-6 中)，該坡面坡度最陡處為點 A^* (或遷急點，可視為溯源侵蝕之起點)，而溪流起點位置之累積匯流面積為 A_c 。以溪流起點位置之累積匯流面積(A_c)為基準進行累積匯流面積無因次化，並探討坡度最陡處 A^* (遷急點)相對於溪流起點位置之分佈。依水保局之計曲線法，將台灣平廣溪、陳有蘭溪、高屏溪及花蓮溪等流域中分屬於洪水、高含砂水流及土石流溪溝之各子集水區的數位地形資料，分別取溪流起點位置及上、下游各三點之坡度及其匯流面積來找出遷急點(坡度最陡點)位置。圖 3-7 為各子集水區中坡度最陡點與溪溝起點之無因次化匯流面積比例圖，該圖橫軸以 $0.25 A^*/A_c$ 為區間，縱軸為整個流域中坡度最陡點之匯流面積座落於此區間之比例。當 $A^*/A_c < 1$ 時(即遷急點在溪流起點上方)，表示該溪流上游之冲刷潛勢較高，河道溯源過程會持續發展；當 $A^*/A_c > 1$ 時(坡面

最陡處在溪流起點下方)，該河道起點在遷急點上方，故河道下游之侵蝕能力較強。

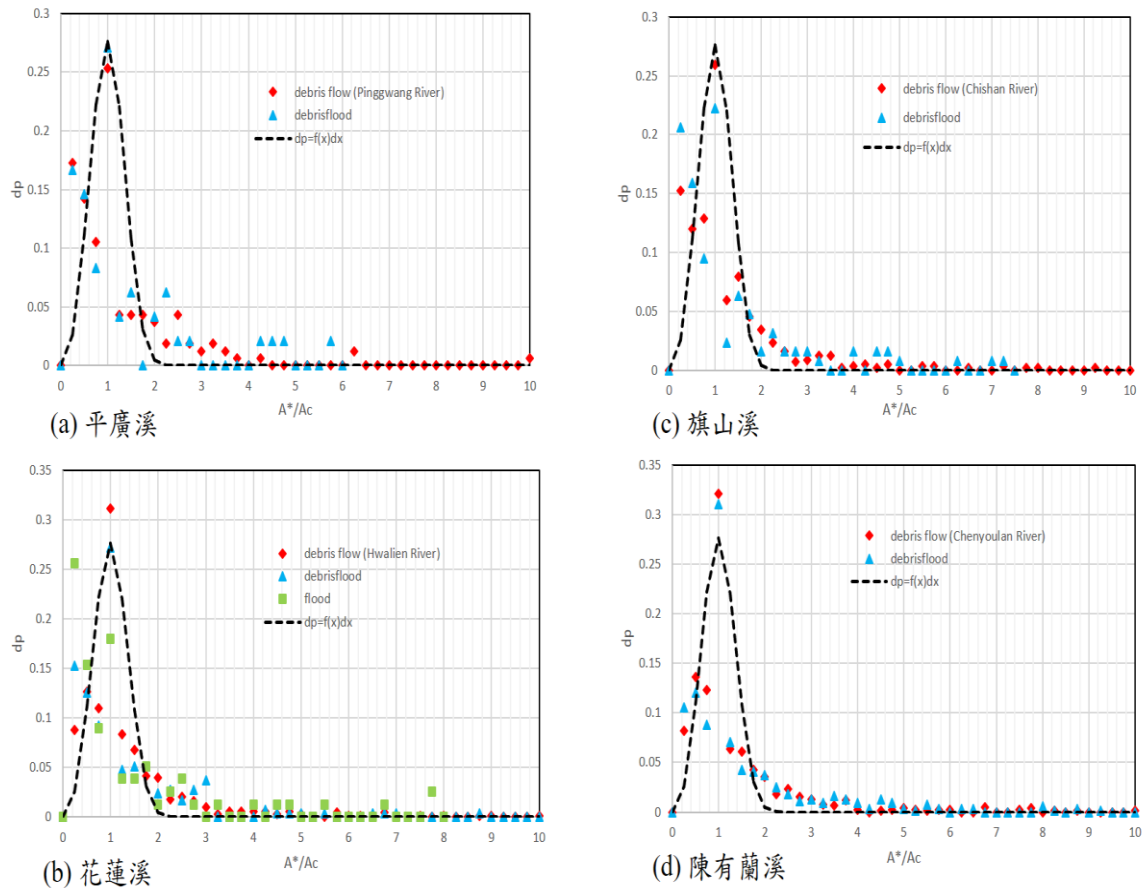


圖 3-7 台灣各流域坡度最陡點與溪溝起點無因次化匯流面積比例圖

由圖 3-7 可知，以 $0.25 A^*/Ac$ 為區間，各子集水區中 $A^*/Ac \leq 1$ (即坡面最陡處與溪溝起點相合或在溪流起點上方) 之比例約佔 60-70%，坡度最陡點與溪溝起點相合之比例最高 (25% – 32%)， $A^*/Ac > 1$ 時(河道起點在遷急點上方)之比例約佔 40%。圖中高含砂水流及土石流溪溝之分佈差異並不明顯，花蓮溪流域之洪水子集水區其坡面最陡處則大部份位於溪溝起點上方。

根據圖 3-7 所示之各流域坡度最陡點與溪溝起點無因次化匯流面積比例，本計畫假設集水區中，各子集水區之遷急點其累積匯流面積

(A*)與溪流起點處(A_c)之面積比值為參數 x ($x = A^*/A_c$)。由圖 3-7 之分佈型態，假設機率密度函數 f(x)及累積機率 p(x)分別為：

$$f(x) = Cx^{m-1}e^{-ax^m} \quad (3-1)$$

$$P(x) = \int_0^x f(x) dx = \frac{C}{am} (1 - e^{-ax^m}) \quad (3-2)$$

由 $P(\infty) = 1$ ，代入式(3-2) 可得 $C = am$ ，故式(3-1)可改寫成式(3-3)

$$f(x) = amx^{m-1}e^{-ax^m} \quad (3-3)$$

機率密度最大值發生在 $x=x_p$ ， $\left|\frac{df}{dx}\right|_{x=x_p} = 0$ ，即

$$x_p = \left(\frac{m-1}{am}\right)^{\frac{1}{m}} \quad (3-4)$$

由圖 3-7(a) - (d)各流域之尖峰機率密度位於 $x_p=1$ ，故由式(3- 4)可得 $a = 1 - \frac{1}{m}$ 帶，代入式(3- 3) 可得

$$f(x) = (m-1)x^{m-1}e^{-(1-\frac{1}{m})x^m} \quad (3-5)$$

參數 m 則由 $x_p=1$ 之 機率密度決定。

$$f(x_p = 1) = (m-1)e^{-(1-\frac{1}{m})} \quad (3-6)$$

假定面積比值之區間(dx)夠小($dx \ll 1$)，則區間之累積機率 dP 可表示為式(3-7)

$$dP = P(x + dx) - P(x) = \int_x^{x+dx} f(x)dx \cong f(x)dx \quad (3-7)$$

$$\therefore f(x_p) \cong \frac{dP(xp)}{dx} \quad (3-8)$$

由圖 3-7(a) - (d)之平均尖峰累積機率 $dP(xp=1) = 0.275$ 及 $dx = 0.25$ 代入式(3-8)及 (3-6) 可得 $m=3.2$, $a=0.688$ 。 即台灣前述五個流域平均之坡度最陡點與溪溝起點無因次化匯流面積之比例機率分佈為

$$f(x) = 2.2x^{2.2}e^{-0.688x^{3.2}} \quad (3-9)$$

式(3-9)與式(3-7)之迴歸成果如圖 3-7 中之虛線所示，與實測資料大致相符。惟洪水類型之集水區因個數較少，成果之差異度較大。

前述五個流域坡度最陡點之無因次化匯流面積之迴歸累積機率分佈則可表示為

$$P(x) = 1 - e^{-0.688x^{3.2}} \quad (3-10)$$

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(3-11)所示。

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} \quad (3-11)$$

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 $0.3 \leq MR \leq 0.6$ 及 $MR > 0.6$ 且集水區長度 $\geq 2.7\text{km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.6$ 且集水區長度 $< 2.7\text{km}$ 。上述門檻僅適用於加拿大集水區，針對不同地區之地貌條件，其門檻值應因地制宜，本研究各區域適用之門檻值之分析將於第四章說明。

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 3-8)，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。

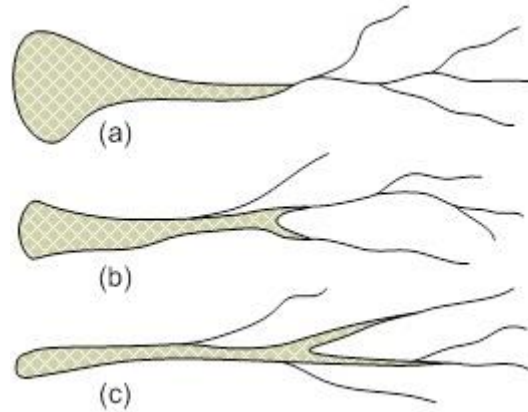
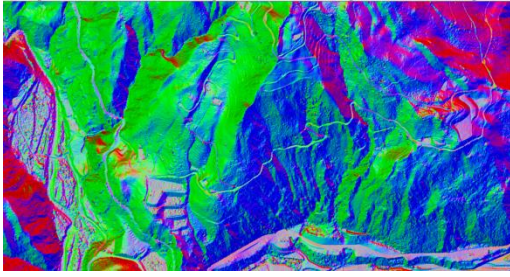
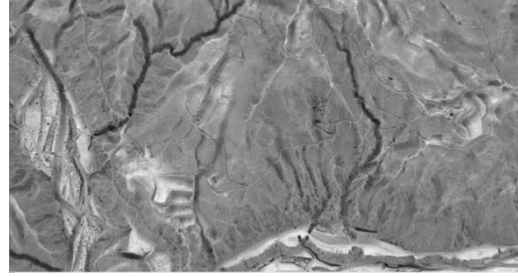


圖 3-8 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)

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 3.9(a))、坡度圖、天空開闊度圖(sky relief visualization；圖 3.9(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 3.9(c))及套疊後坡度圖之產製天空開闊度立體圖(圖 3.9(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圈繪現生土石流堆積扇外地貌外，亦分析圈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 2-3)。



(a)多方位陰影圖



(b)天空開闊度圖



(c)正射航拍影像



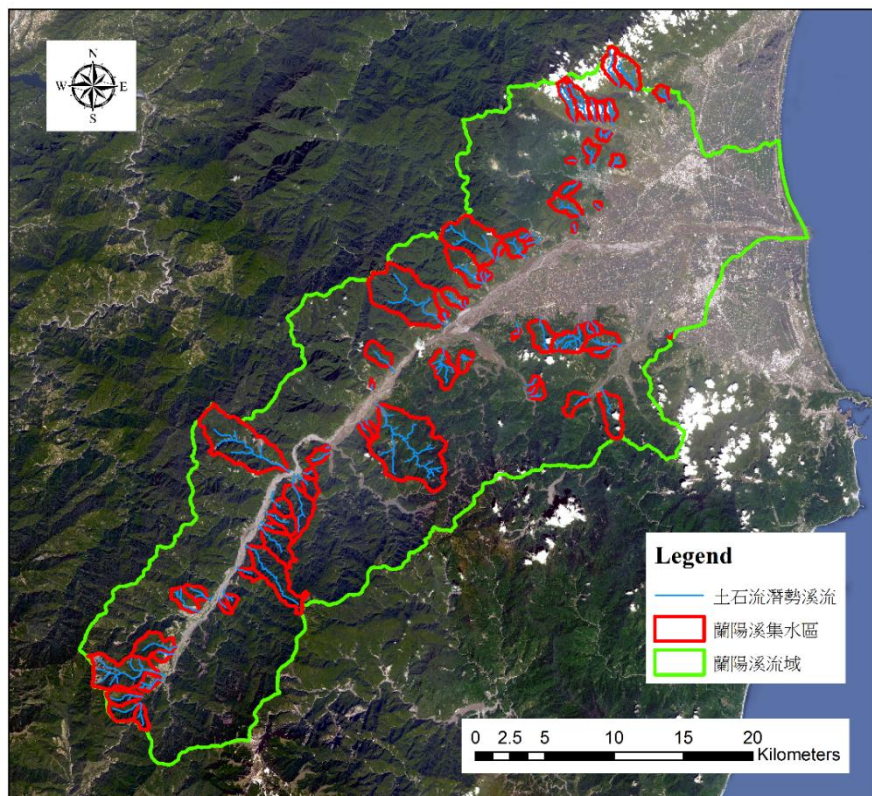
(d)天空開闊度立體圖

圖 3-9 研究蒐集與分析圖資產製類型

第四章 結果分析與討論

第一節 蘭陽溪流域之集水區險峻值分析

本研究以水土保持局公布之蘭陽溪流域土石流潛勢溪流為研究範圍，根據 5m DEM 萃取集水區險峻值所需資料。集水區類型之劃分門檻值則以 MR 小於 0.3 為洪水類型，MR 大於 0.43 且集水區長度小於 7 公里為土石流類型，兩者區間則為高含砂水流及土石流並存類型。依此分類，蘭陽溪流域共有 73 條土石流潛勢溪流(分布詳見圖 4-1)，其中包括 1 個洪水集水區(宜縣 DF120)、15 個高含砂水流及土石流並存集水區及 57 個土石流集水區，詳細劃分與地文因子參數見圖 4-2 與表 4-1。



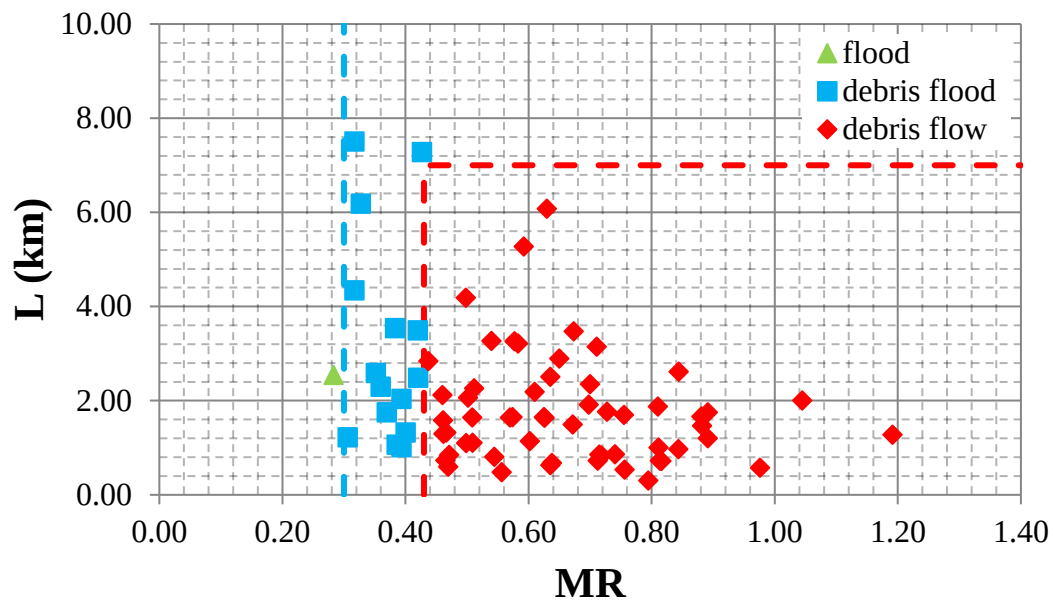


圖 4-1 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分布圖

圖 4-2 蘭陽溪流域 MR 分佈圖

表 4-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(1/3)

編號	面積 (km ²)	高程差 (km)	集水區 長度 (km)	MR	土砂 類型	鄉鎮	村里
df029	0.83	0.28	1.22	0.31	高含砂水流	礁溪鄉	匏崙村
df030	3.15	0.96	3.27	0.54	土石流	礁溪鄉	匏崙村
df031	0.95	0.45	1.58	0.46	土石流	礁溪鄉	二結村
df032	0.75	0.54	1.64	0.63	土石流	礁溪鄉	二結村
df033	0.74	0.63	1.77	0.73	土石流	礁溪鄉	二結村
df034	2.16	0.99	3.47	0.67	土石流	礁溪鄉	二結村
df035	1.82	0.96	3.15	0.71	土石流	礁溪鄉	二結村
df036	0.26	0.32	0.68	0.64	土石流	員山鄉	枕山村
df037	0.27	0.28	0.80	0.54	土石流	員山鄉	枕山村
df038	1.13	0.39	1.75	0.37	高含砂水流	員山鄉	湖西村
df039	0.19	0.35	0.72	0.81	土石流	員山鄉	湖西村
df040	1.06	0.59	1.65	0.57	土石流	員山鄉	湖西村
df041	2.21	0.62	2.48	0.42	高含砂水流	員山鄉	內城村
df042	0.17	0.19	0.60	0.47	土石流	員山鄉	內城村
df043	0.48	0.50	0.83	0.72	土石流	員山鄉	中華村
df044	0.09	0.30	0.58	0.98	土石流	員山鄉	中華村
df045	0.20	0.32	0.72	0.71	土石流	員山鄉	中華村
df046	1.95	0.55	2.04	0.39	高含砂水流	員山鄉	中華村
df047	0.47	0.41	1.14	0.60	土石流	員山鄉	中華村
df048	8.74	0.94	4.34	0.32	高含砂水流	員山鄉	中華村
df049	0.14	0.24	0.63	0.64	土石流	員山鄉	中華村
df050	0.69	0.32	1.06	0.39	高含砂水流	員山鄉	湖東村

表 4-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(2/3)

編號	面積 (km ²)	高程差 (km)	集水區 長度 (km)	MR	土砂 類型	鄉鎮	村里
df051	0.29	0.25	0.73	0.46	土石流	大同鄉	崙埤村
df052	0.35	0.30	1.11	0.51	土石流	大同鄉	崙埤村
df053	4.12	0.78	3.54	0.38	高含砂水流	大同鄉	崙埤村
df054	0.11	0.18	0.48	0.56	土石流	大同鄉	松羅村
df055	1.41	0.55	2.12	0.46	土石流	大同鄉	松羅村
df056	0.27	0.25	0.85	0.47	土石流	大同鄉	松羅村
df057	14.73	1.26	6.18	0.33	高含砂水流	大同鄉	松羅村
df058	2.11	0.74	2.26	0.51	土石流	大同鄉	英士村
df059	0.07	0.20	0.54	0.76	土石流	大同鄉	英士村
df060	21.97	1.49	7.50	0.32	高含砂水流	大同鄉	樂水村
df061	0.57	0.67	1.47	0.88	土石流	大同鄉	樂水村
df062	0.69	0.74	1.75	0.89	土石流	大同鄉	樂水村
df063	0.14	0.31	0.71	0.82	土石流	大同鄉	太平村
df064	1.05	0.52	1.64	0.51	土石流	大同鄉	太平村
df065	0.46	0.55	1.01	0.81	土石流	大同鄉	茂安村
df066	15.24	1.67	7.28	0.43	高含砂水流	大同鄉	茂安村
df067	1.24	0.70	1.65	0.63	土石流	大同鄉	茂安村
df068	4.56	1.06	4.19	0.50	土石流	大同鄉	茂安村
df069	1.25	0.75	1.49	0.67	土石流	大同鄉	茂安村
df070	0.80	0.93	2.00	1.05	土石流	大同鄉	茂安村
df071	3.77	1.12	3.26	0.58	土石流	大同鄉	茂安村
df072	7.20	1.69	6.08	0.63	土石流	大同鄉	四季村
df073	0.87	0.82	1.66	0.88	土石流	大同鄉	四季村
df074	0.61	0.70	1.20	0.89	土石流	大同鄉	四季村
df075	0.38	0.74	1.27	1.19	土石流	大同鄉	四季村
df076	1.28	0.91	1.88	0.81	土石流	大同鄉	四季村
df077	1.96	0.89	2.50	0.64	土石流	大同鄉	四季村
df078	3.58	1.10	3.21	0.58	土石流	大同鄉	南山村
df079	0.79	0.67	1.69	0.76	土石流	大同鄉	南山村
df080	8.37	1.71	5.27	0.59	土石流	大同鄉	南山村
df081	1.24	0.64	1.64	0.57	土石流	大同鄉	南山村
df082	1.96	1.18	2.61	0.84	土石流	大同鄉	南山村
df083	2.26	0.92	2.18	0.61	土石流	大同鄉	南山村
df084	1.24	0.78	1.92	0.70	土石流	大同鄉	南山村
df085	3.87	0.83	3.49	0.42	高含砂水流	大同鄉	寒溪村
df086	1.66	0.65	2.07	0.50	土石流	大同鄉	寒溪村
df087	0.73	0.40	1.33	0.47	土石流	大同鄉	復興村

編號	面積 (km ²)	高程差 (km)	集水區 長度 (km)	MR	土砂 類型	鄉鎮	村里
df088	0.18	0.36	0.97	0.84	土石流	大同鄉	復興村
df089	0.33	0.41	0.86	0.71	土石流	大同鄉	復興村

表 4-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(3/3)

編號	面積 (km ²)	高程差 (km)	集水區 長度 (km)	MR	土砂 類型	鄉鎮	村里
df090	1.16	0.43	1.32	0.40	高含砂水流	大同鄉	復興村
df118	0.03	0.14	0.31	0.79	土石流	冬山鄉	得安村
df119	0.64	0.37	1.30	0.46	土石流	冬山鄉	大進村
df120	3.11	0.50	2.55	0.28	洪水	冬山鄉	大進村
df131	0.46	0.27	1.01	0.39	高含砂水流	三星鄉	拱照村
df132	0.55	0.37	1.10	0.50	土石流	三星鄉	拱照村
df133	3.23	0.63	2.59	0.35	高含砂水流	三星鄉	拱照村
df134	2.87	0.61	2.30	0.36	高含砂水流	三星鄉	集慶村
df135	0.19	0.32	0.86	0.74	土石流	三星鄉	天山村
df143	3.03	0.76	2.84	0.44	土石流	大同鄉	復興村
df144	1.87	0.96	2.35	0.70	土石流	大同鄉	茂安村
df145	1.94	0.90	2.89	0.65	土石流	礁溪鄉	匏崙村

Montgomery and Dietrich (1992) 提出集水區面積(A)與集水區長度(L)一般符合如式(4-1)所示，n 為經驗回歸係數且多趨近 3，蘭陽溪流域回歸係數 n 為 2.93，相關性達 0.95，如圖 4-3 所示。綜合台灣六個不同流域，即平廣溪流域(PG)、陳有蘭溪流域(CYL)、旗山溪流域(CH)、花蓮溪流域(HL)、卑南溪流域(BN)與蘭陽溪流域(LY)，之集水區特性如圖 4-4 所示，個別流域 n 值介於 2.1~3.45 之間，圖中虛線為 Montgomery and Dietrich (1992)之建議值 (n=3)。整合台灣各流域之迴歸 n 值則為 2.76，且相關性達 0.89 (詳見圖 4-5)。由該式可知流域地文因子分析結果可反映在集水區之形狀係數 ($F = A/L^2 = 1/n$)，當迴歸係數越高時代表子集水區形狀越細長，反之則較為寬扁。

$$L = \sqrt{nA} \quad (4-1)$$

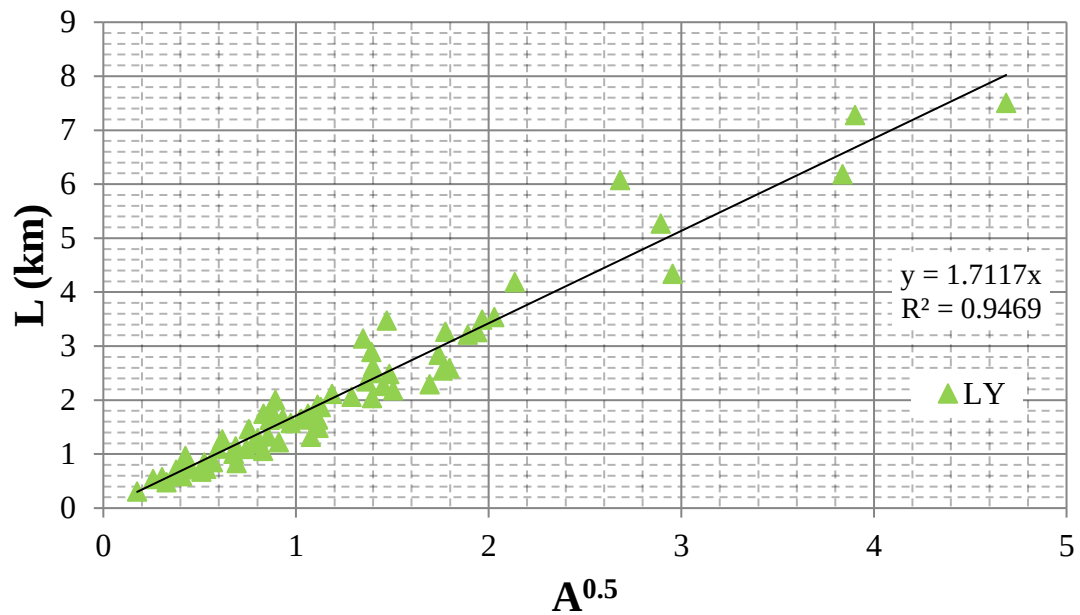


圖 4-3 蘭陽溪流域地文因子分析結果

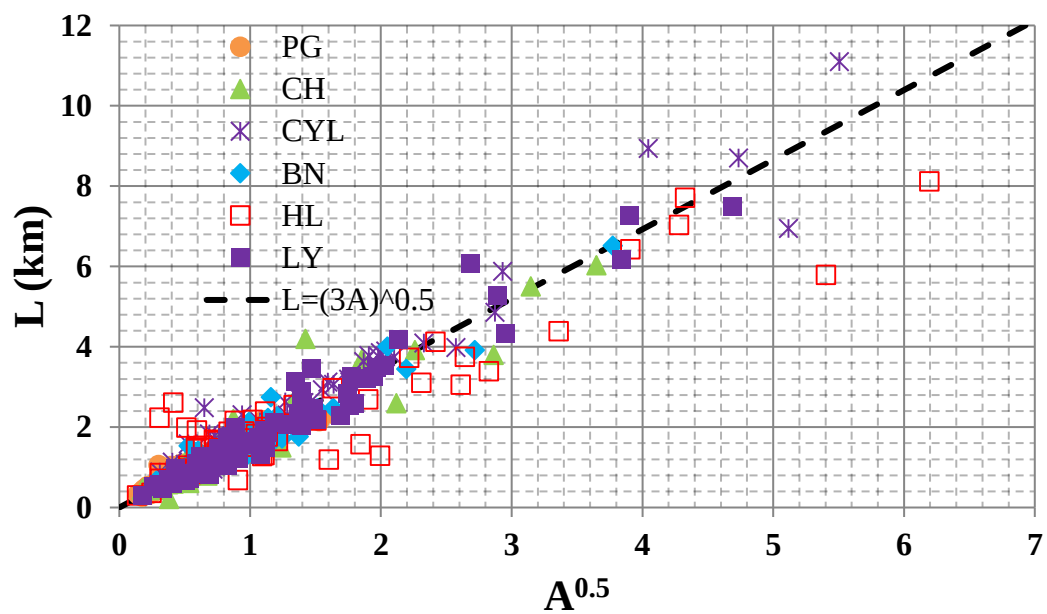


圖 4-4 台灣各流域之集水區面積與集水區長度之關係

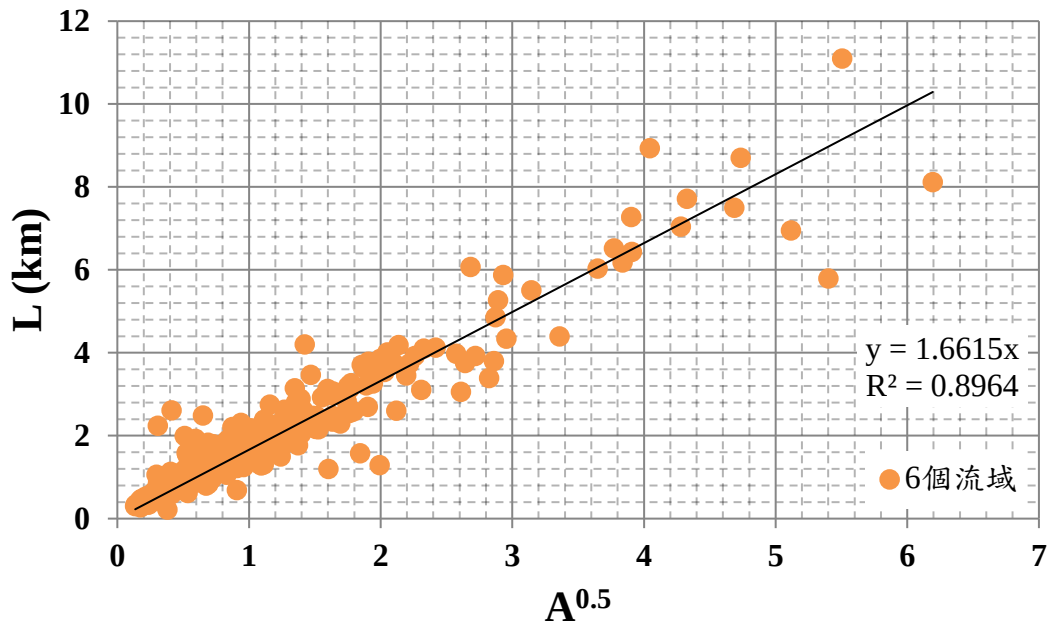


圖 4-5 綜整台灣之集水區面積與集水區長度之關係

第二節 蘭陽溪流域之水系分析

蘭陽溪流域水系分布圖見圖 4-6。以 0.5 公頃為溪流起點求得蘭陽溪流域河川數目以一級河川佔 66%、二級河川佔 25%為主導(詳見圖 4-7)；河川長度百分比以一級河川佔 53%、二級河川佔 24%為主導。各河流級序與個數關係以對數形式進行統計後，河流級序與河流數目呈反比關係(詳見圖 4-8)。綜合台灣六處包含平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪、花蓮溪、卑南溪與蘭陽溪流域進行比較，各流域趨勢亦呈相似反比關係，詳見圖 4-9、圖 4-10。

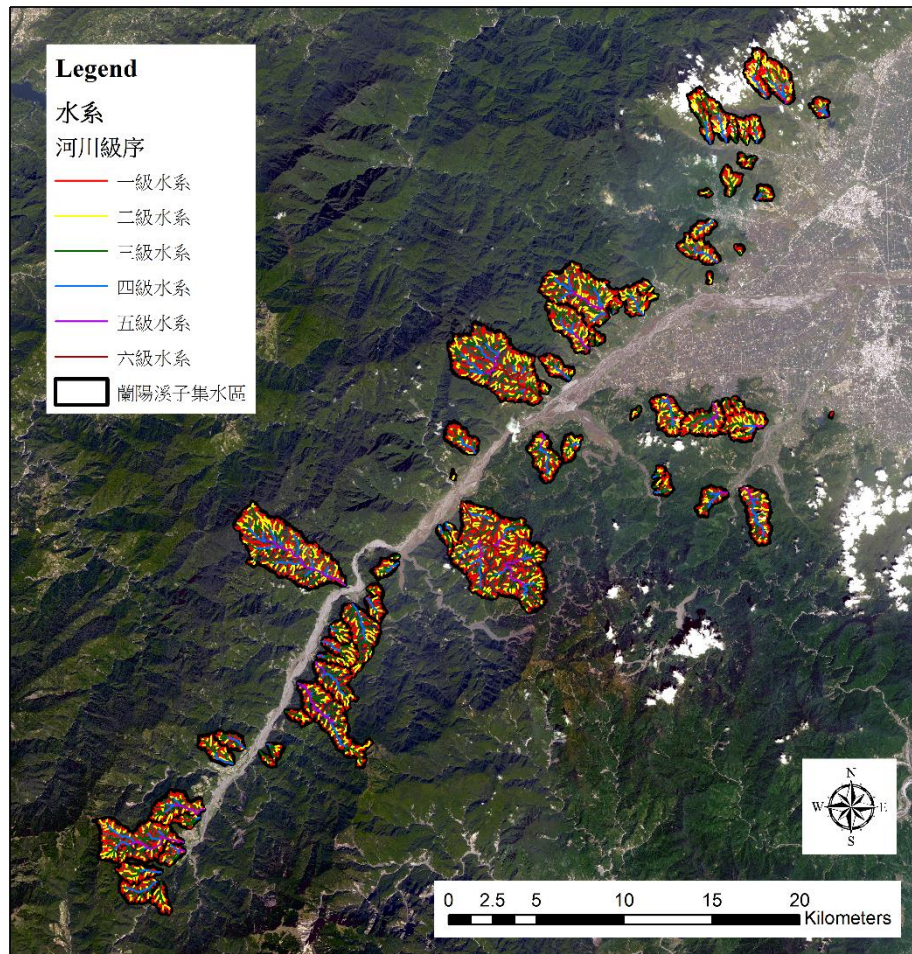


圖 4-6 蘭陽溪流域水系分布圖

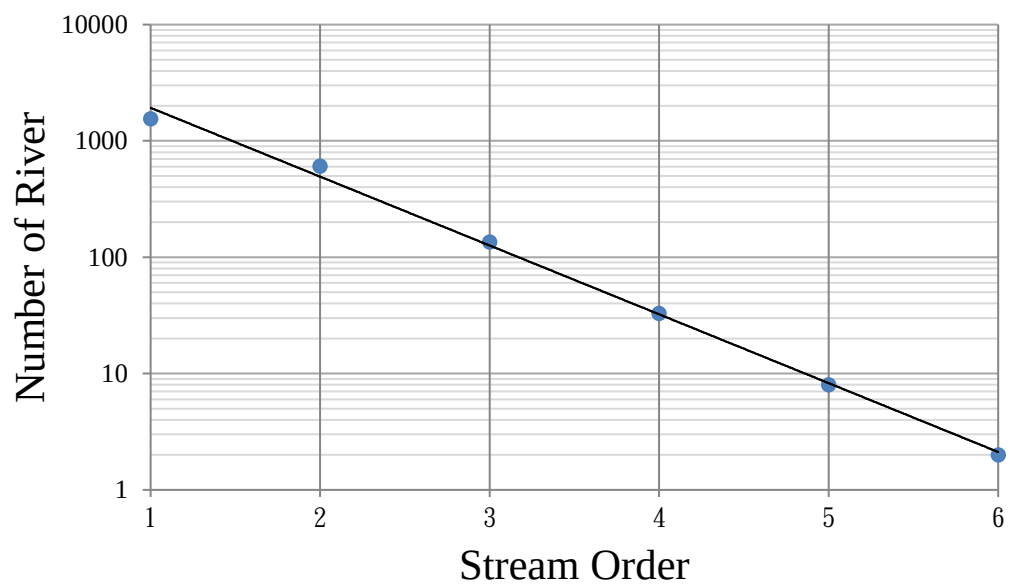


圖 4-7 河川級序與河川數目對數圖

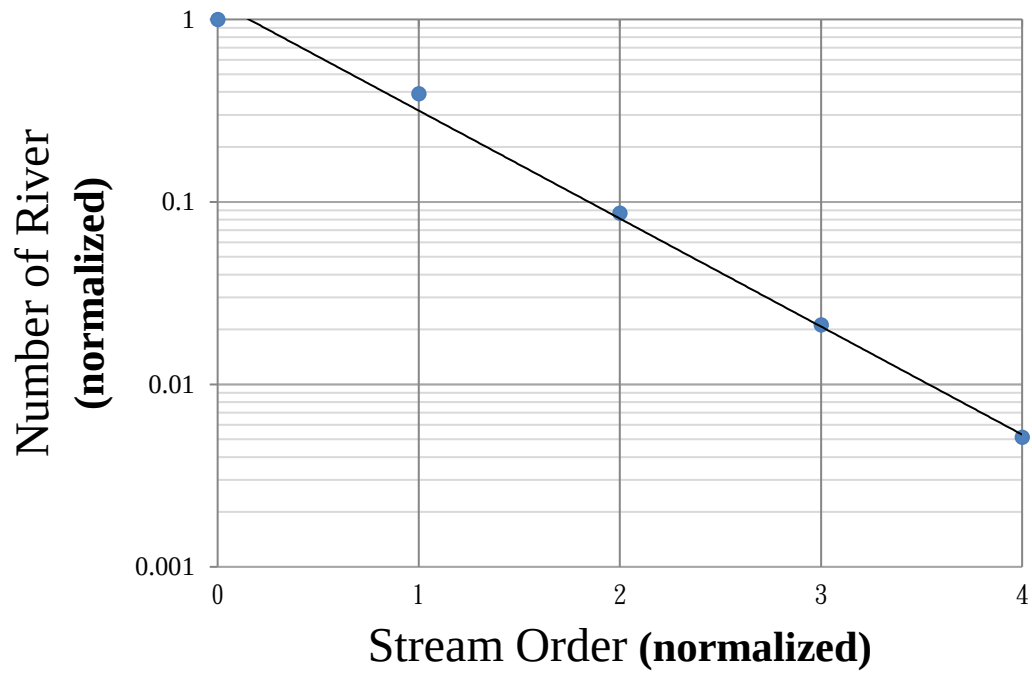


圖 4-8 無因次化河川級序與河川數目對數圖

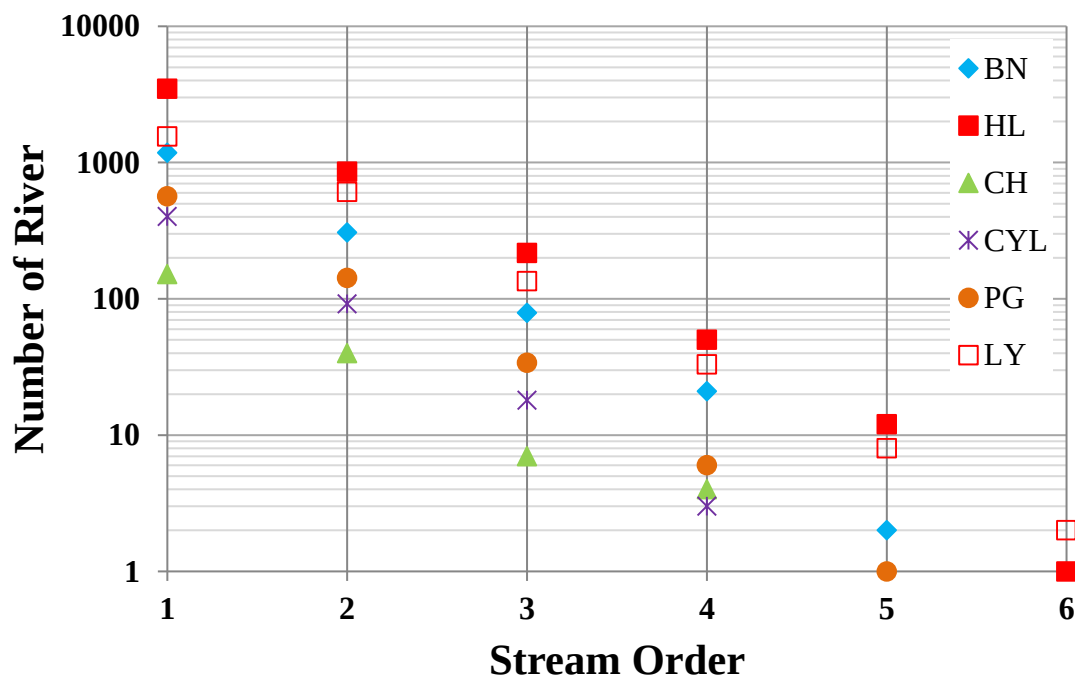


圖 4-9 六個流域河川級序與河川數目對數圖

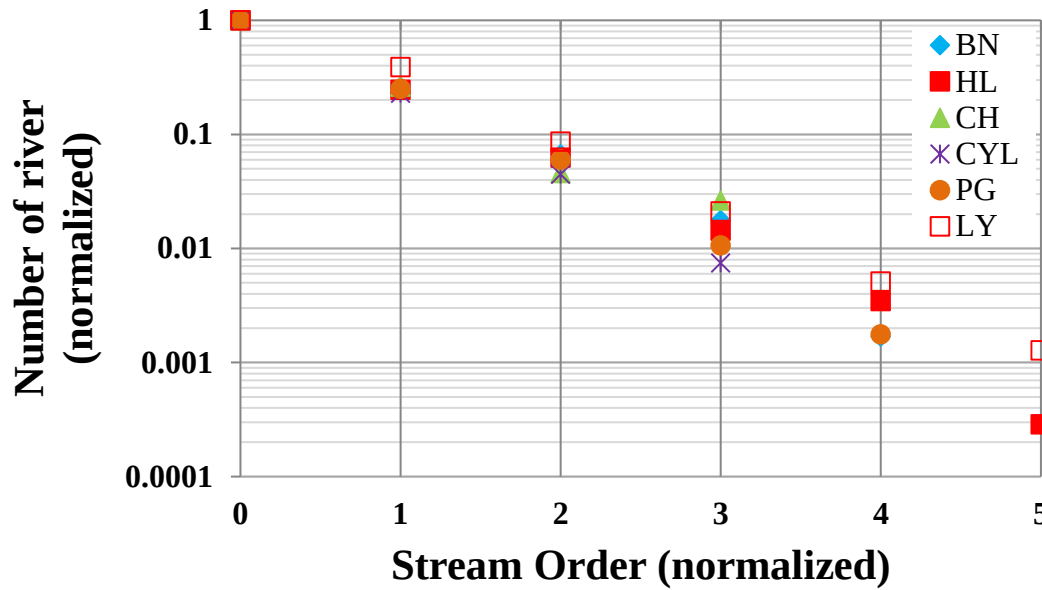


圖 4-10 六個流域無因次河川級序與河川數目對數圖

因上述分析係以 0.5 公頃匯流面積為溪流起點，並無法反映溪溝的幾何特性，本研究於蘭陽溪流域另以計曲線方式求得溪流起點並進行河川級序分析，據此可得一級河川約 270 條佔總數量之 72%、二級河川佔 22%，而總河川數量約為 375 條(詳見圖 4-11)；河川長度百分比以一級河川佔 61%、二級河川佔 28%、統計後總河川長度約為 247.5 公里。由上述統計結果得知蘭陽溪流域主以 1 級河川為主導，各河川級序長度則呈線性對數之關係。

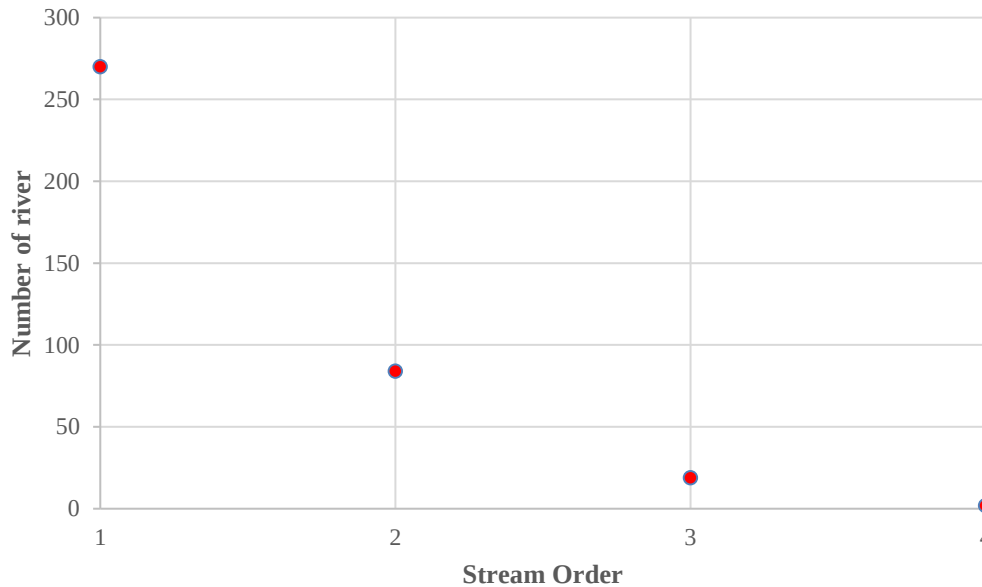


圖 4-11 計曲線求得蘭陽溪之河川級序與河川數目對數圖

依第三章之計曲線法，求得蘭陽溪流域各子集水區中坡度最陡點與溪溝起點之無因次化匯流面積分佈如圖 4-12 所示，以 $0.25 A^*/A_c$ 為區間，洪水、高含砂或土石流的各子集水區中，坡度最陡點與溪溝起點相合之比例最高（佔 35%–50%）。以土石流集水區為例，根據式(3-6) - (3-8) 以 $x_p=1$ 及(0.75-1.0)區間機率為 39.5%，可求得 $m=4.43$ 且其回歸分佈如圖 4-12 虛線所示。就各子集水區遷急點(坡面最陡處)與溪溝起點相合或位於溪流起點上方($A^*/A_c \leq 1$)之比例：洪水集水區約佔 75%，高含砂集水區約佔 72%，土石流集水區約為 66%。即蘭陽溪與花蓮河流域相似，因洪水集水區之溪溝演育較成熟，故相較於土石流溪溝，其坡面最陡處大部份位於溪溝起點上方。

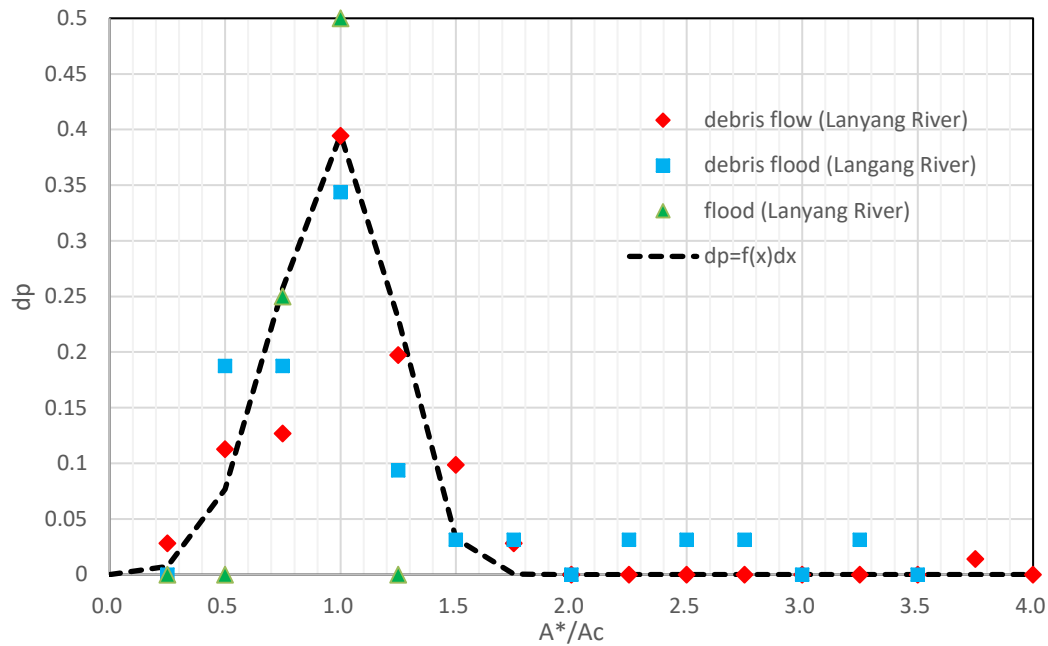


圖 4-12 蘭陽溪流域坡度最陡點與溪溝起點無因次化匯流面積分佈圖

第三節 台灣不同流域之溪溝特性與土砂運移類型分析

本節探討台灣六個流域之土石流集水區面積、溪流起點及溪溝特性與土砂運移類型之關係。Mizuyama(1982)整理日本山區發生土石流之流域面積特性，歸納出土石流之集水面積介於 0.01-100 km²(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。經彙整 Mizuyama(1982)的日本土石流案例、中國西部土石流案例(余斌博士提供)及台灣北部(平廣溪)、中部(陳有蘭溪)、南部(旗山溪)、東部卑南溪、花蓮溪及蘭陽溪之土石流集水區面積分布如圖 4-13 所示。以北部平廣溪及台東卑南溪之土石流集水區面積較小，集水區以介於 5-100 公頃為主；而陳有蘭溪、蘭陽溪、花蓮溪與旗山溪之集水區面積則偏大，以 10-1000 公頃為主且其分布介於日本與中國大陸之面積分布範圍間。以土石流之中值規模(50%)為代表值，

依序為陳有蘭溪最大(1.5 km^2)，東北部蘭陽溪(1.0 km^2)次之，東部花蓮溪(0.8 km^2)，南部旗山溪(0.6 km^2)，東部卑南溪(0.3 km^2)，最小為平廣溪(0.13 km^2)。惟單以面積並無法代表集水區之地形險峻及產砂量，故其本身尚不足以作為土石流潛勢溪流之判釋門檻值。

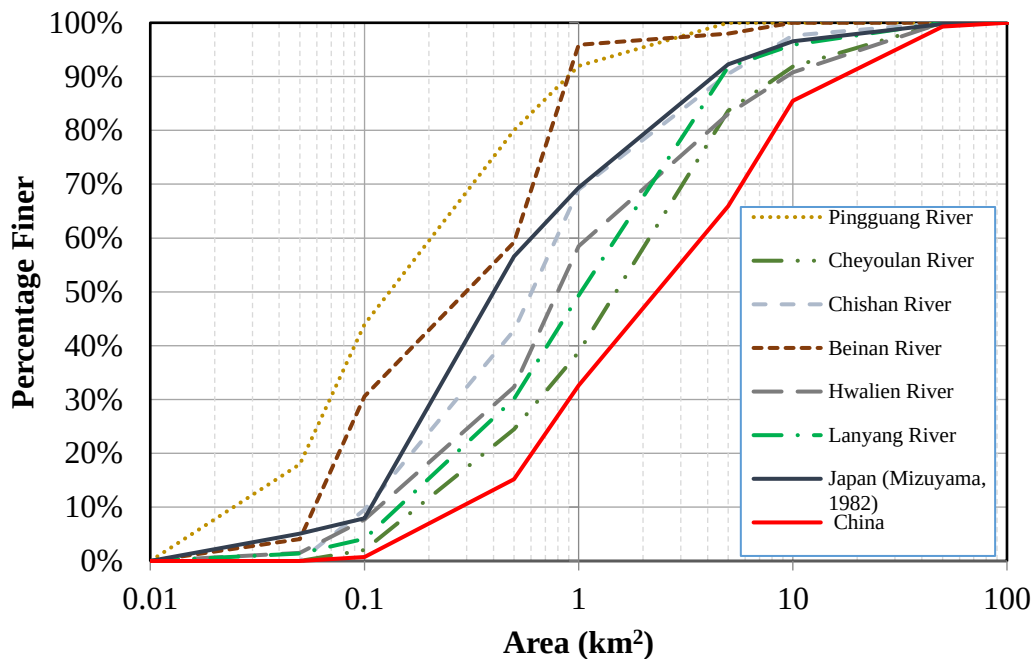


圖 4-13 日本與台灣各區域土石流集水區面積分布比較

本研究計算流域各子集水區的溪溝起點係依據下列二種方式：(1) 水土保持技術規範第 146 條溪流起點之定義，在 5m 等高線圖上朝上坡彎曲(即凸向上)之計曲線(25 m 間距)，其轉折點兩側等高線之夾角小於九十度有連續三條以上，且構成區域之自然排水系統者，視為溪溝；(2) 以 DEM 結合 ArcGIS 應用於集水區自動劃分以及水系網萃取，過往文獻(詹仕堅及孫志鴻，2000)以精度 $5*5\text{m}$ ($1/10000$ 比例尺)之 DTM 選取 200 個網格(即 0.5 公頃)作為水系門檻值，而其水系網代表的是地表逕流對地表侵蝕所形成的河槽系，其發展方式是由層蝕發展

到蝕溝、槽蝕至大小水流所勾繪的水系網(錢寧等，1987)。

土石流運動為溪流之向源侵蝕過程，發展越完整之溪流其溪溝起點愈偏上游故其累積匯流面積越小，而土砂運動轉化為高含砂水流或洪水之機率越大。比較六個流域之土石流子集水區溪流起點之累積匯流面積如圖 4-14 所示。以 50%溪流起點之累積匯流面積為比較基準，由大到小依序為旗山溪(CH) (3.3 公頃)、陳有蘭溪(CYL) (3.2 公頃)、花蓮溪(HL) (3.0 公頃)、卑南溪 (BN) (2.7 公頃)、蘭陽溪(LY) (2.3 公頃)及平廣溪(PG) (1.5 公頃)，據此可推測旗山溪、陳有蘭溪、花蓮溪等三個流域發生土石流機率較大，平廣溪之土石流機率發生較低。上述面積值皆大於方法二之 0.5 公頃，故以方法二求得之各級溪流長度會偏高。

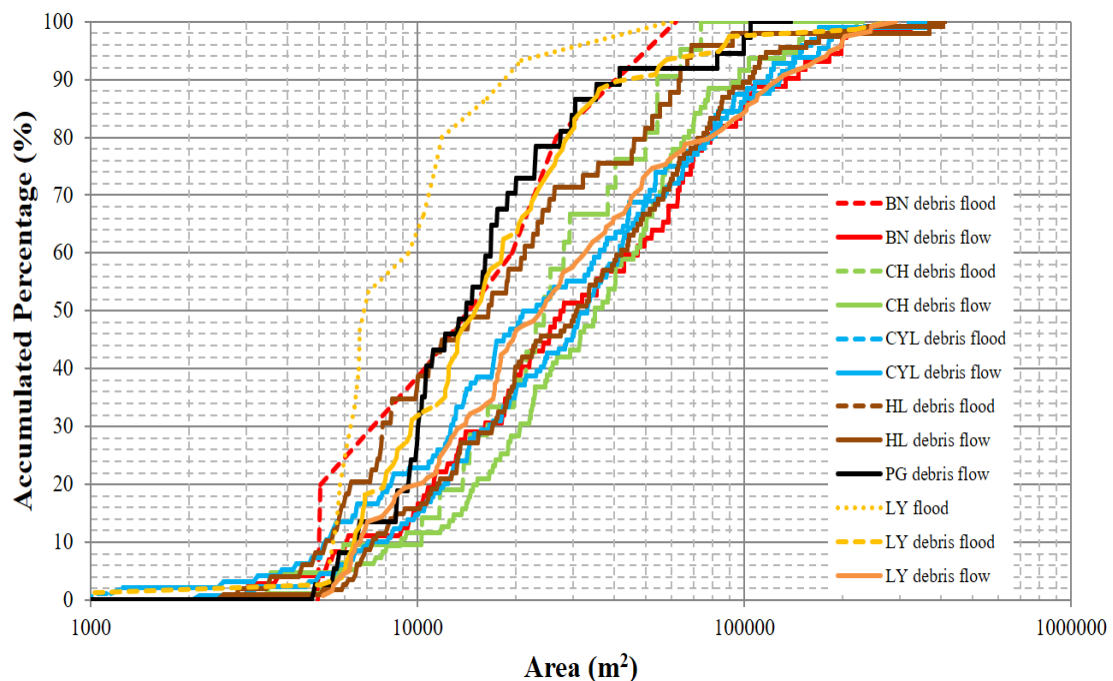


圖 4-14 以計曲線法求得台灣不同流域溪溝起點之集水面積累積機率

因集水區長度(L)及集水區險峻值(MR)無法反映集水區內溪流之發展情形，然而土石流大都源於 1、2 級河川之崩塌。如崩塌下游並無 1、2 級河川或集水區無溪溝地形，其土砂運移型態為崩塌而非土石流；反之，如集水區內 1、2 級河川密佈，則坡面匯水迅速，土砂運移型態將以表土沖蝕及洪水為主而非土石流。本研究根據前述計曲線法求出溪溝起點並分析各流域河川級序發展特性與集水區長度(L)及集水區險峻值(MR)之關係。如圖 4-15 所示，平廣溪流域各集水區之一級及二級河川長度($L_{G1}+L_{G2}$)與集水區長度(L)比值($L_{G1}+L_{G2}/L$)介於 0.28 - 6.71 之間，僅有 3 處集水區比值小於 0.4，土石流與高含砂水流之集水區以比值 5 為明顯分界。

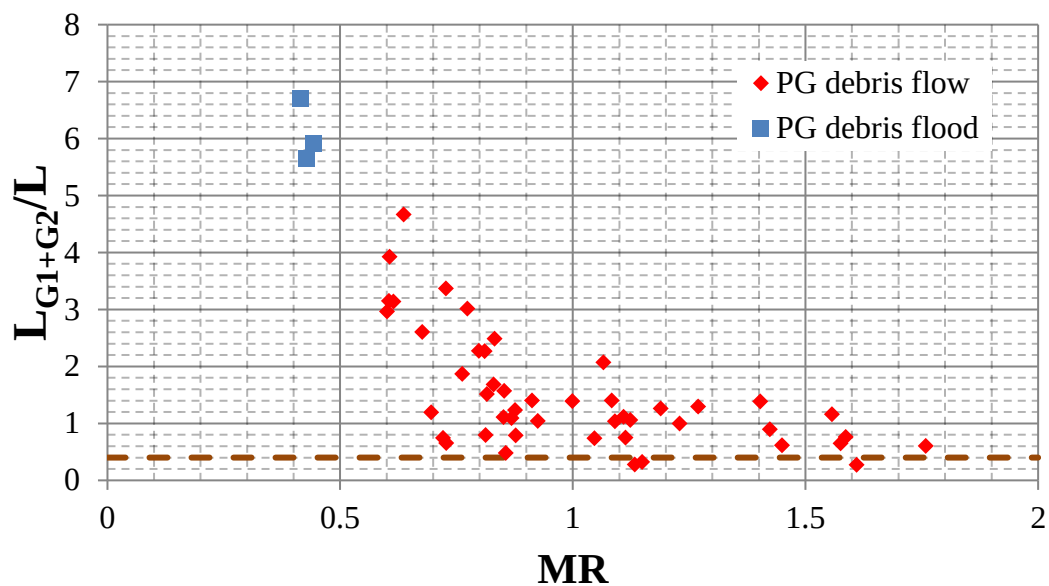


圖 4-15 平廣溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係

如圖 4-16 所示，陳有蘭溪流域各集水區之一級及二級河川長度與集水區長度比值介於 0.25 - 4.45 之間，5 處集水區比值小於 0.4。土石流與高含砂水流則以比值 4 為明顯分界。

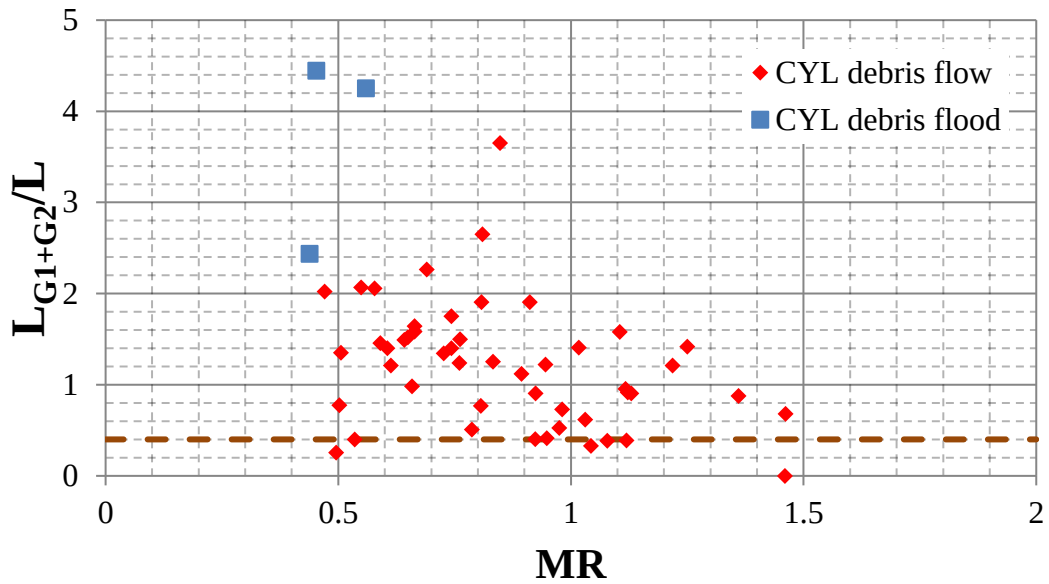


圖 4-16 陳有蘭溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係

如圖 4-17 所示，旗山溪流域各集水區之一級及二級河川長度與集水區長度比值最小值介於 0 -7.77，且有 5 個集水區比值小於 0.4。土石流及高含砂水流資料相近，但與洪水則以比值 7 為明顯分界。比值為 0 之集水區，指以計曲線法無法求出溪流起點，即無溪谷地形。

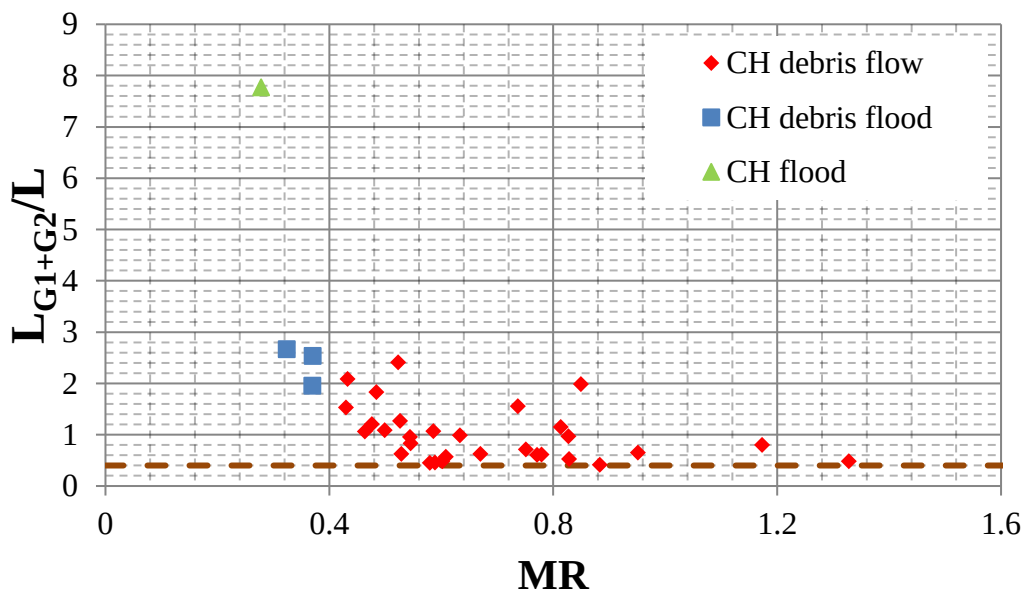


圖 4-17 旗山溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係

如圖 4-18 所示，花蓮溪流域之一級及二級河川長度與集水區長度比值(L_{G1+G2}/L)則介於 0.23 - 11.69 之間，有 7 個集水區比值小於 0.4。土石流與高含砂水流以比值 6 為明顯分界、高含砂水流與洪水則以比值 9 為明顯分界。

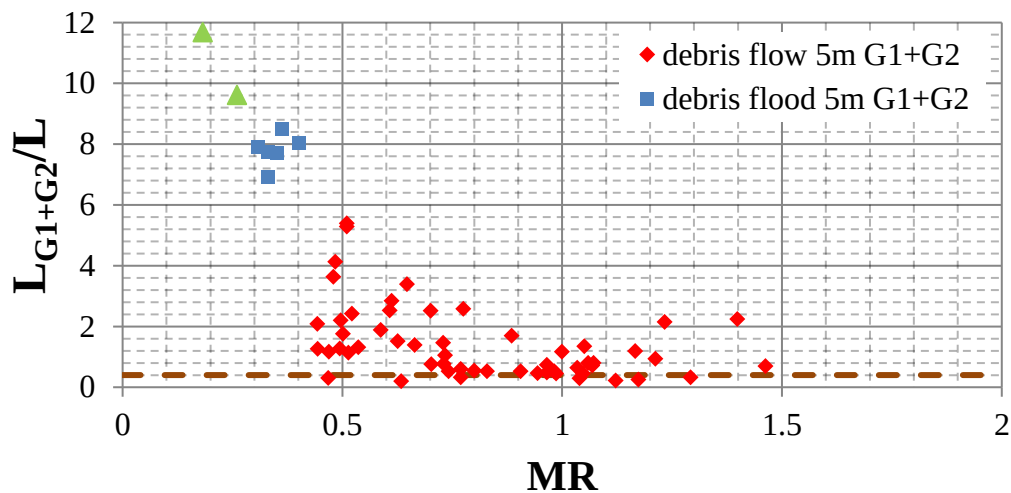


圖 4-18 花蓮溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係

如圖 4-19 所示，卑南溪流域之一級及二級河川長度與集水區長度比值介於 0.59 - 4.03 之間。土石流與高含砂水流則以比值 4 為明顯分界；高含砂水流與洪水之分界則為比值 6。

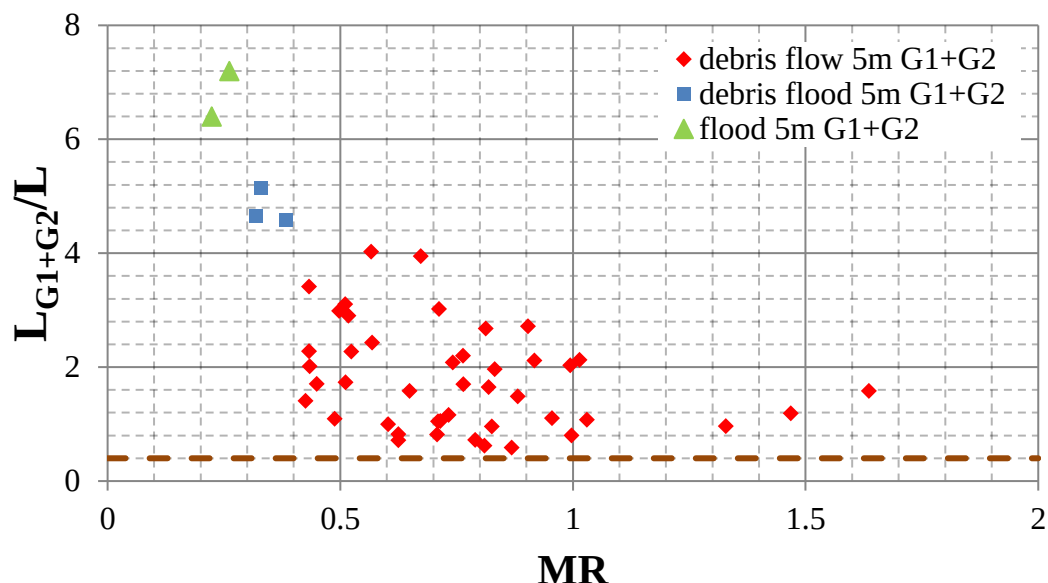


圖 4-19 卑南溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係

如圖 4-20 所示，蘭陽溪流域之一級及二級河川長度與集水區長度比值(L_{G1+G2}/L) 介於 0.59 – 5.5 之間。土石流與高含砂水流分界不明顯；高含砂水流與洪水之分界則約為比值 5。

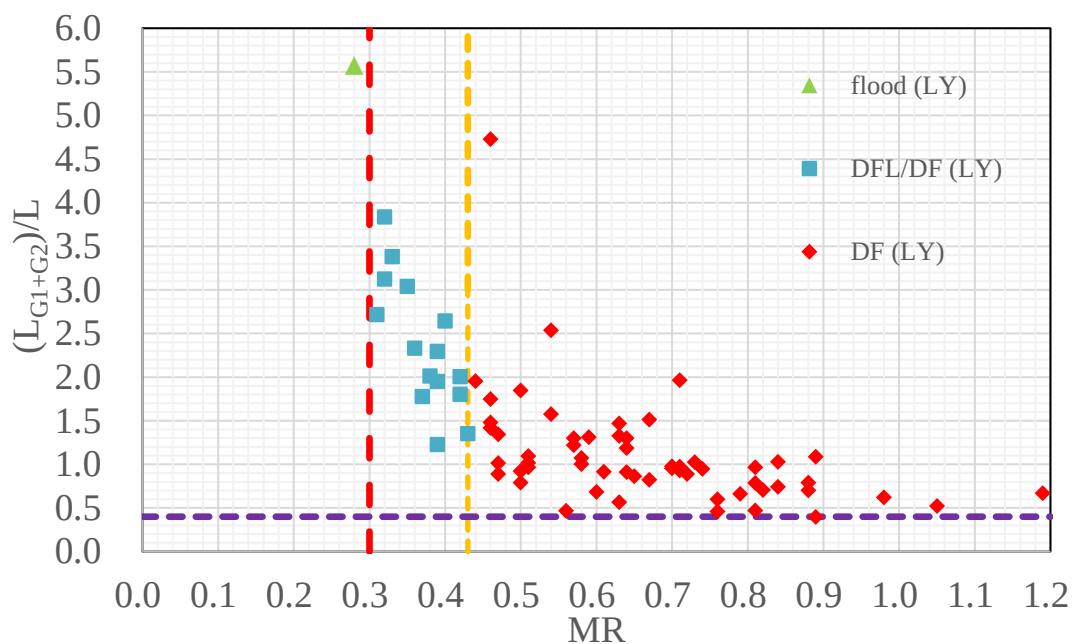


圖 4-20 蘭陽溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係

綜上所述，以土石流及高含砂水流為土砂運移型態之一級及二級河川長度與集水區長度比值(L_{G1+G2}/L) 介於 0.4–5.0 之間。洪水型態者其比值(L_{G1+G2}/L)大於 5，一級及二級河川長度與集水區長度比值(L_{G1+G2}/L)小於 0.4 且集水區險峻值大於 0.43 者，可歸類為崩塌。

第四節 不同流域之沖積扇分析

本研究於蘭陽溪流域圈繪共計 59 處沖積扇(集水區分佈位置詳見圖 4-21)，其平均坡度(S_f)介於 2.12 度至 18.9 度間，沖積扇面積介於 1 公頃至 200 公頃間，與集水區險峻值迴歸關係式如式(4-2)，分析結果詳見圖 4-22 和圖 4-23。蘭陽溪流域主流上游有眉溪與武陵斷層，中下游則為牛鬥斷層經過左右岸，右岸沖積扇因屬上盤，故其坡度較左岸為陡些，詳見圖 4-22。

$$S_f = 9.79MR^{1.05} \quad (4-2)$$

結合其他五個流域圈繪之沖積扇(陳有蘭溪流域 33 處、平廣溪流域 6 處、旗山溪流域 50 處、卑南溪流域 46 處、花蓮溪流域 53 處沖積扇)，則其平均坡度(S_f)介於 1 度至 22.5 度間，如圖 4-23 及圖 4-24 所示，其綜整判釋關係式如式(4-3)。

$$S_f = 9.37MR^{1.03} \quad (4-3)$$

由圖 4-23 及圖 4-24 可知集水區險峻值，與溢流點以下沖積扇坡度呈良好冪次關係。比較 式(4-2) 及式(4-3) 可知蘭陽溪流域有較高之沖積扇堆積角度，反映其含沙濃度較高及扇面粒徑較粗。

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

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

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。本研究六個集水區沖積扇的坡度與流域險峻值之關係大致符合 Bertrand et al. (2013) 土石流扇之門檻值如圖 4-25 所示。

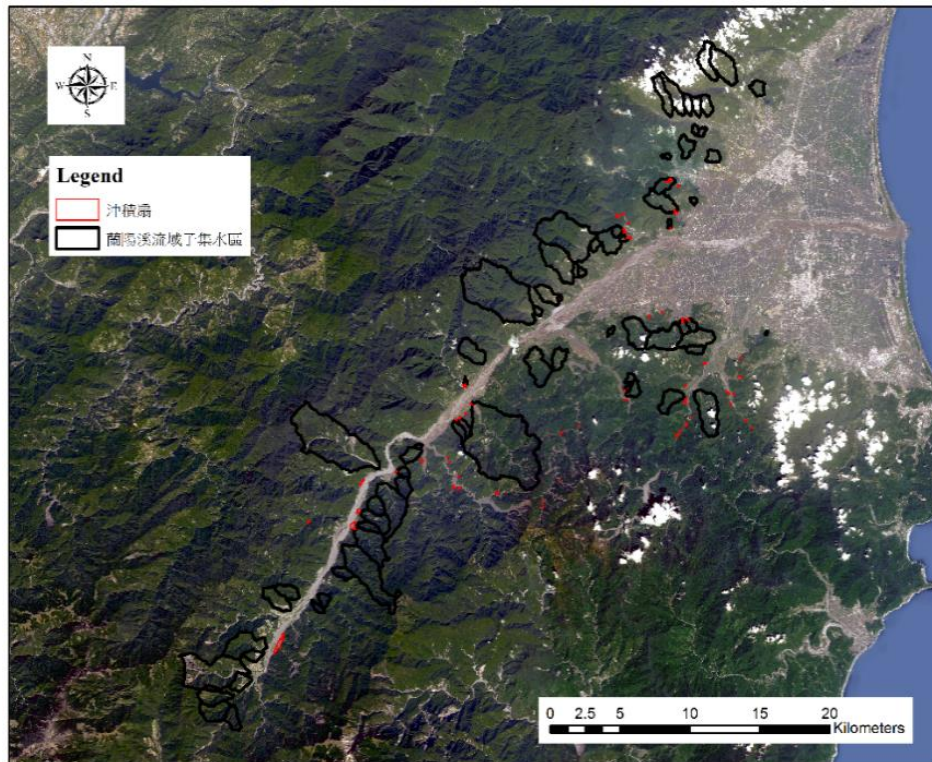


圖 4-21 蘭陽溪流域沖積扇分布圖

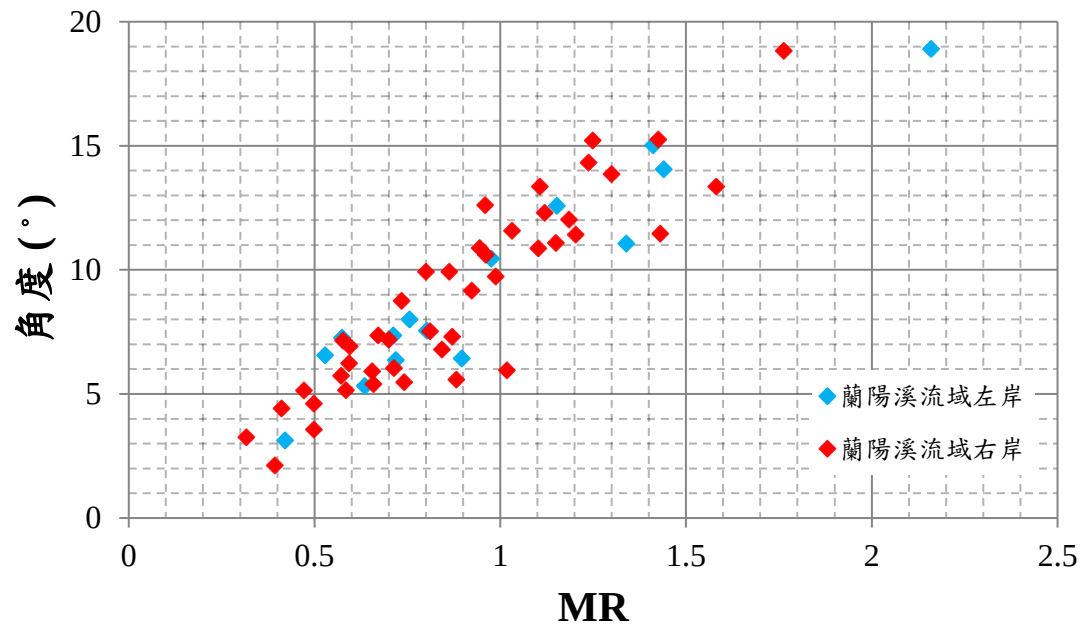


圖 4-22 蘭陽溪流域左右岸沖積扇分析結果圖

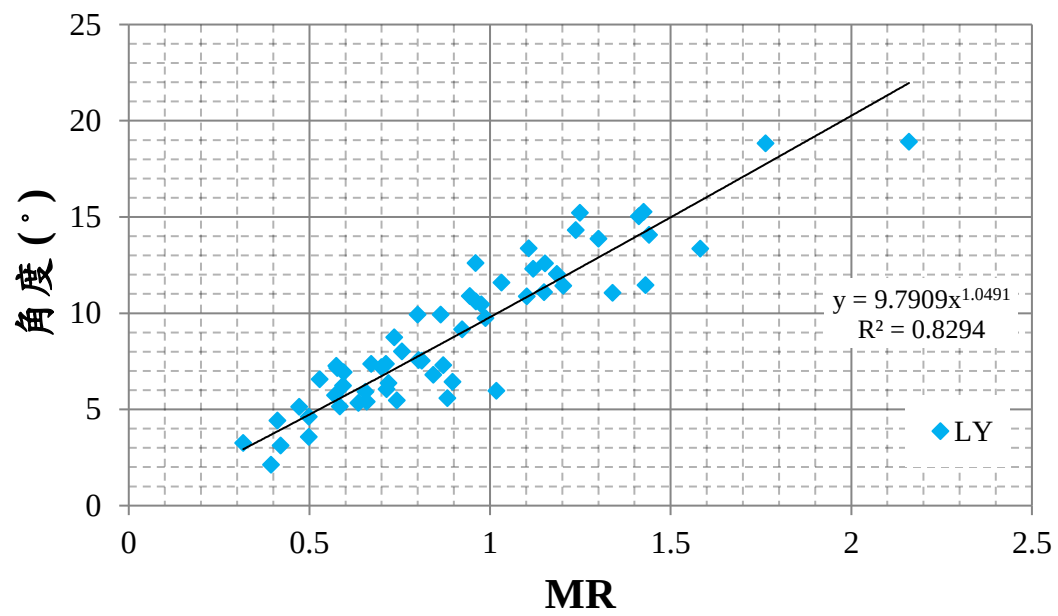


圖 4-23 蘭陽溪流域沖積扇分析結果圖

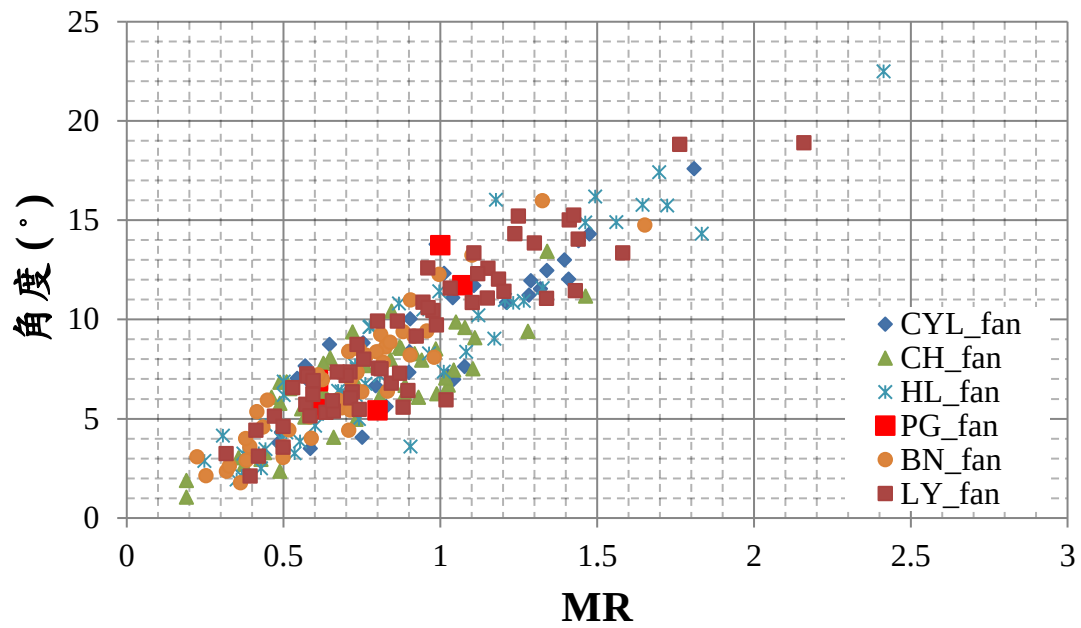


圖 4-24 六個流域沖積扇分析結果綜整圖

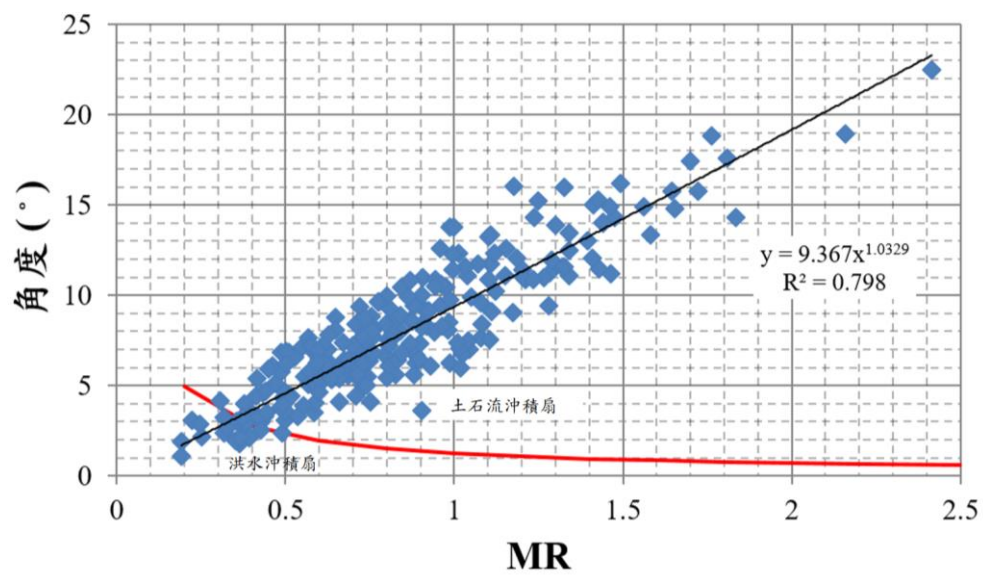


圖 4-25 六個流域沖積扇坡度分析結果綜整分析圖

第五節 集水區險峻值之修正

集水區險峻值(MR)是以集水區下游溢流點為基準點，定義為其上游之最大高程差(H)與上游集水面積之平方根($\sqrt{A}$)的比值 ($MR = H/\sqrt{A}$)，此一定義隱含集水區之最高點即為集水區之最遠點。換言之，假設集水區最高點到溢流點的距離(L^*)為集水區長度(L, 即集水區最遠點到溢流點的距離)。然而實際溪溝案例中，集水區之最高點可能明顯偏離集水區之最遠點。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，其值也較符合溢流點之地貌特性。故給定集水區最高點到溢流點所對應之主流有效集水面積(A^*)，可得修正集水區險峻值為 $MR^* = H/\sqrt{A^*}$ (方法一)。如集水區之長度與集水面積之平方根成正比，則修正集水區險峻值為 MR^* 可由整體集水區險峻值(MR)加以估算修正，其關係為 $\frac{MR^*}{MR} = \frac{L}{L^*}$ (方法二)。

以台東卑南溪流域中位於卑南鄉賓朗村之東縣 DF126 的集水區為例，如圖 4-26 所示，集水區最高點為四格山($H=0.33$ km)，離溢流點 $L^*=1.22$ km；流域最遠點為離溢流點 $L=2.44$ km。依 5 m DEM 資料可得集水區面積為 2.23 km² 及集水區險峻值為 0.22，依此判釋 DF126 之土砂運移則為洪水。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。以方法一修正溢流點之流域險峻值為 0.43，另由方法二求得之修正集水區險峻值為 0.45，二者之值在分類上皆為土石流型態，與實際土砂運移型態較相符。

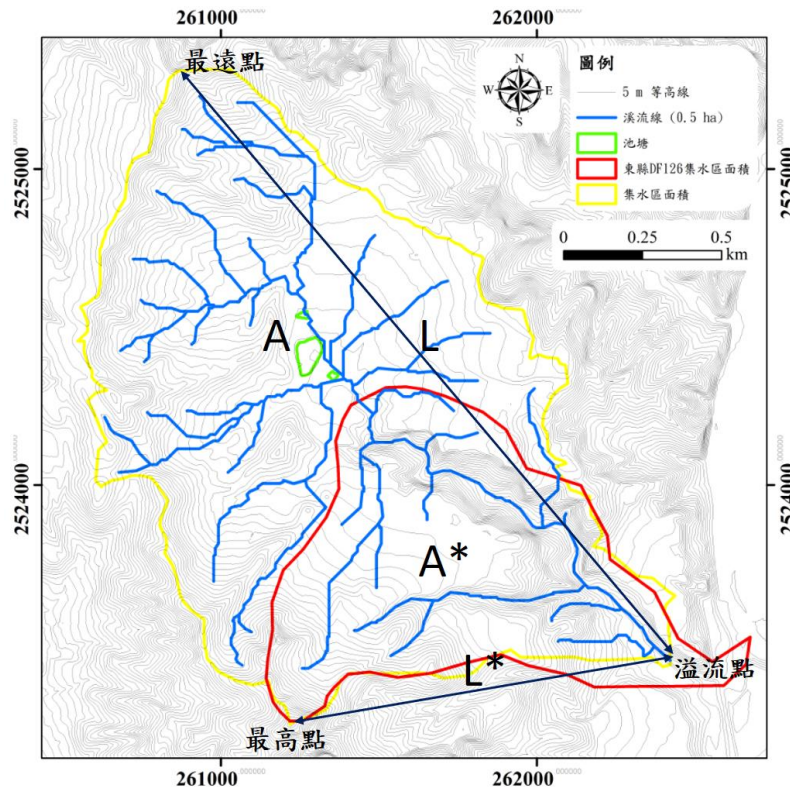


圖 4-26 東縣 DF126 流域集水區範圍比較

本計畫整理台灣不同流域之土石流集水區中，其最高點距離(L^*)偏離最遠點(L)之案例進行分析，二種方法之比較結果如圖 4-27 所示。當 $L^*/L < 0.85$ 時，修正集水區險峻值(MR^*)與整體集水區險峻值(MR)之比值大於 1.25，應進行修正。給定 L^*/L 時，方法二所得之估算修正值可作為修正集水區險峻值之下限，但隨著 L^*/L 下降，個別集水區之差異更加明顯，故建議以方法一為判釋及修正根據。另圖中圓點標示各集水區之形狀係數($F=A/L^2$)，由圖可知集水區形狀係數以介於 0.1-0.7 為主，其整體分布與集水區險峻值之關係雖並不顯著，修正集水區險峻值(MR^*)與整體集水區險峻值(MR)之比值大於 1.25 時，

集水區之形狀係數(F)大於 0.3。較細長型之集水區($F < 0.3$)，不易有明顯最高點偏離之情形，故其集水區險峻值修正之可能性較低。

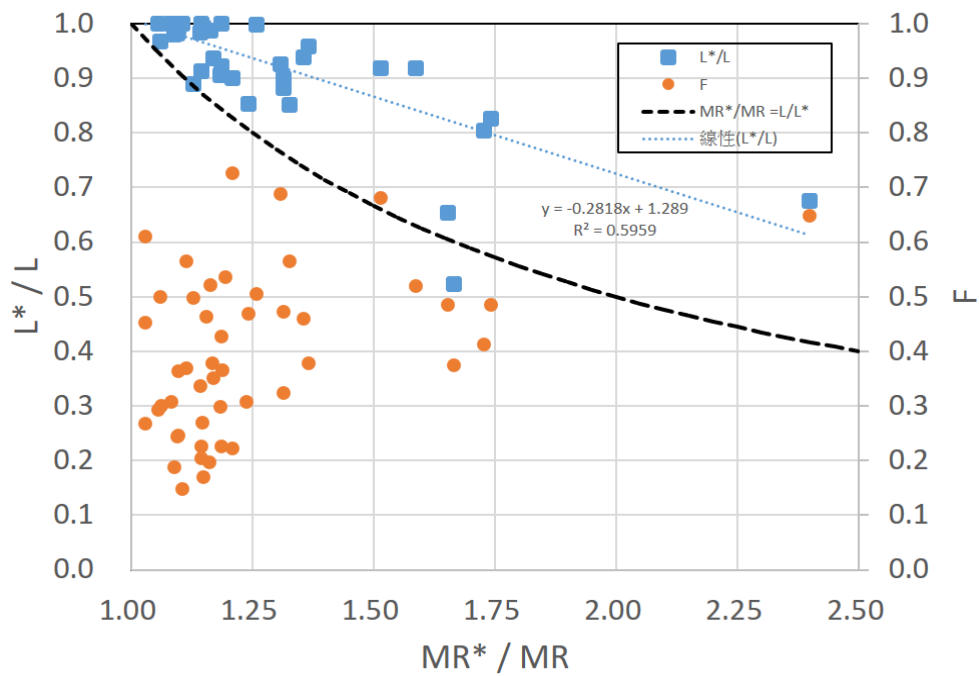


圖 4-27 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正

第五章、土石流潛勢溪流現勘及綜整分析

蘭陽溪流域共計 73 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，劃分為 1 個洪水集水區、15 個高含砂集水區及土石流並存及 57 個土石流集水區。本計畫收集前期報告及歷史資料後，發生過重大土砂災害案例之野溪共 24 條，彙整如表 5-1 所示。上述野溪之地貌因子判釋(依集水區險峻值及集水區長度)之初步判定如圖 5-1 中之空心圈所示，災情包含崩塌、土石流及洪水等土砂運動類型，其中大同鄉寒溪村之番社坑溪古魯橋土石流(G106-6)尚未編入土石流潛勢溪流，資料並不齊全，故暫不列入後續分析。根據上述歷史災害資料及表 4-1 地貌參數(集水區險峻值)分布，選定判定為高含砂及土石流並存(DFL/DF, 集水區險峻值 MR 介於 0.3 - 0.43)的 14 個集水區、土石流的 9 個集水區(集水區險峻值 MR 大於 0.43)及 1 個洪水集水區(FL, 集水區險峻值小於 0.3)，共 24 個集水區如表 5-2 所示，並依其重要性及可行性分別於 2019/06/11-12 及 2019/10/22-23 進行現地勘查。現地勘查除比對書面地形資料，以空拍無人機 (UAV, DJI phatom 3p 及 Mavic pro 2)拍攝集水區地貌及上游崩塌現況，並進行地面中、下游土砂運行類型及扇狀地特性比對。現勘之土石流潛勢溪流之位置及範圍如圖 5-2 所示，集水區特性及現勘判釋結果如表 5-2 所示。

現地判釋係以溪谷或扇狀地的土砂堆積型態來區分土砂災害類型。洪水堆積的河床常見沙洲、沖積扇、片狀堆積及岔流(splays)等，且土砂沉積常有明顯的水平分層現象及覆瓦結構 - 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-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)。土石流的顆粒因搬運距離較短，呈尖銳，粗糙的表面及形狀，堆積前沿常見大顆粒排列形成的陡坡（有龍頭(snout)或耳垂(lobe)堆積），沖積扇面坡度較陡且其上有多顆單獨巨石(>1 m)堆積。依現勘判釋土砂類型及土砂災害之重要性，將於下節擇要說明現勘結果。

表 5-1 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流歷年災情彙整

No	編號	災害事件時間	村里	災情說明
1	df038	民國 60 豪雨/ 民國 90 納莉颱風	員山鄉 湖西村	原 A098, 邊坡崩塌災害, 無人居住
2	df041	民國 60 豪雨/ 民國 90 納莉颱風	員山鄉 內城村	宜蘭 A095 土石流潛勢溪流於民國 60 年間曾發生土石流災害
3	df050	民國 90 納莉颱風	員山鄉 湖東村	中游土石淤塞
4	df053	民國 90 利奇馬颱風	大同鄉 崙埤村	宜 50 線道路崩塌
5	df057	民 62 國娜拉颱風/ 民國 90 桃芝颱風	大同鄉 松羅村	崩積物多, 邊坡有土石流型態
6	df060	民國 95 碧利斯颱風/ 民國 97 辛樂克 颱風	大同鄉 樂水村	河道土砂淤滿, 崩塌量大
7	df066	民國 90 納莉颱風/ 民國 90 利奇馬颱風	大同鄉 茂安村	石頭溪, 土砂量大, 無住戶
8	df085	民國 96 柯羅莎颱風	大同鄉 寒溪村	洪水溢淹, 河道土砂淤滿, 崩塌量大
9	df090	民國 96 柯羅莎颱風	大同鄉 復興村	洪水溢淹, 河道土砂淤滿, 崩塌量大
10	df131	民國 90 納莉颱風	三星鄉 拱照村	131 大規模走山崩塌
11	df133	民國 89 象神颱風	三星鄉	洪水溢淹, 河道涵洞土砂淤滿

No	編號	災害事件時間	村里	災情說明
		民國 90 納莉颱風	拱照村	
12	df134	民國 97 鳳凰颱風	三星鄉 集慶村	發生溪水漫流，
13	df119	民國 50 連續豪雨	冬山鄉 大進村	宜蘭 027 上游邊坡土石崩塌引起土砂災害，直接衝擊谷內民宅並因溪水無法宣洩至淋漓坑溪造成谷內積水達 2 公尺
14	df030	103 麥德姆颱風	礁溪鄉 匏崙村	右支流上游多處崩塌
15	df061	97 鳳凰颱風	大同鄉 樂水村	G97-82 崩塌量大，枯水
16	df069	106 年 1011 豪雨/ 106 年尼莎海棠 颱風	大同鄉 茂安村	土石溢淹德荃橋，扇狀地
17	df070	101 蘇拉颱風	大同鄉 茂安村	留茂安溪(有澗橋)堵塞,納莉颱風
18	df072	101 蘇拉颱風, 104 蘇迪勒颱風	大同鄉 四季村	加納富溪(敦厚橋)土石流
19	df078	101 蘇拉颱風	大同鄉 南山村	台七甲線 27.7K 交會於(美優橋(美優溪)，土石溢淹
20	df081	101 蘇拉颱風	大同鄉 南山村	(原 DF013)現調時發現河道有部分土砂沖至省道台 7 甲，上游有崩塌
21	df135	98 芭瑪颱風	三星鄉 天山村	山崩轉化土石流
22	df144	101 蘇拉颱風, 104 蘇迪勒颱風	大同鄉 茂安村	土石流堵塞志航橋
23	df080		大同鄉 南山村	米摩登溪早期發生土石流
24	G106-6	98 芭瑪颱風, 99 梅姬颱風	大同鄉 寒溪村	番社坑溪古魯橋土石流

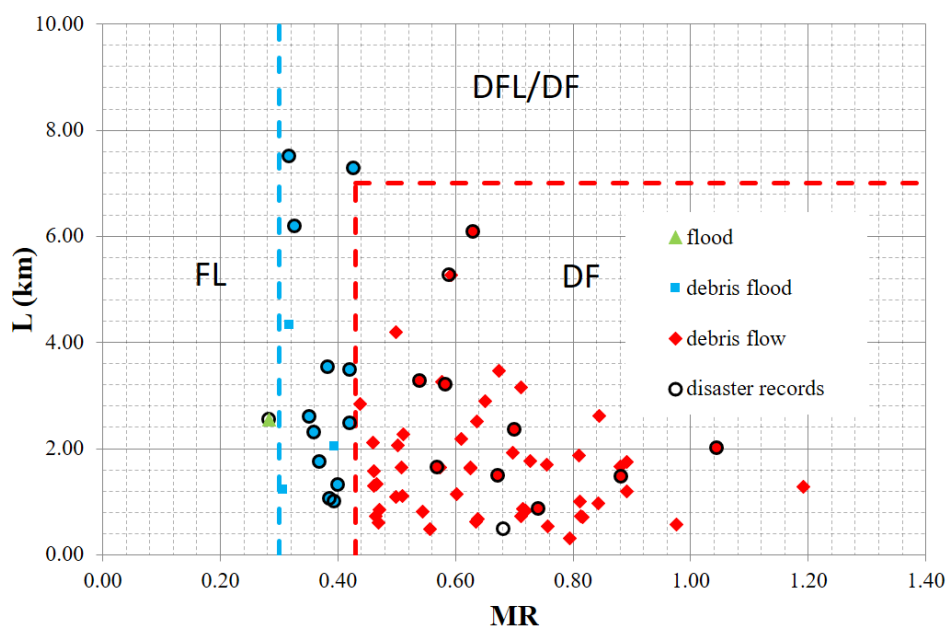


圖 5-1 蘭陽溪流域 24 條野溪土砂災害案例之地貌因子判釋

表 5-2 蘭陽溪現勘土石流集水區地貌參數資料

土石流 潛勢溪 流編號 宜縣	集水區 長度 (km)	集水區 面積 (km ²)	MR	土砂 類型	鄉鎮	土石流 村里	現勘判釋/ 日期
DF060	7.5	22.0	0.32	DFL/FL	大同鄉	樂水村	DF/A
DF080	5.27	8.37	0.59	DF	大同鄉	南山村	DF/A
DF085	3.49	3.87	0.42	DFL/DF	大同鄉	寒溪村	DF/B
DF090	1.32	1.16	0.40	DFL/DF	大同鄉	復興村	DF/B/C
DF119	1.30	0.64	0.46	DF	冬山鄉	大進村	DF/B
DF120	2.55	3.11	0.28	FL	冬山鄉	大進村	FL(DFL)/B
DF144	2.35	1.87	0.70	DF	大同鄉	茂安村	DF/A
DF038	1.75	1.13	0.37	DFL/DF	員山鄉	湖西村	DF/C
DF041	2.48	2.21	0.42	DFL/DF	員山鄉	內城村	DF/C
DF050	1.06	0.69	0.39	DFL/DF	員山鄉	湖東村	DF/C
DF053	3.54	4.12	0.38	DFL/DF	大同鄉	崙埤村	DF/C
DF057	6.18	14.73	0.33	DFL/DF	大同鄉	松羅村	DF/C
DF066	7.28	15.24	0.43	DFL/DF	大同鄉	茂安村	DF/D
DF131	1.01	0.46	0.39	DFL/DF	三星鄉	拱照村	DF/C
DF133	2.59	3.23	0.35	DFL/DF	三星鄉	拱照村	DF/C
DF134	2.30	2.87	0.36	DFL/DF	三星鄉	集慶村	DF/C
DF030	3.27	3.15	0.54	DF	礁溪鄉	匏崙村	DF/C

土石流 潛勢溪 流編號 宜縣	集水區 長度 (km)	集水區 面積 (km ²)	MR	土砂 類型	鄉鎮	土石流 村里	現勘判釋/ 日期
DF061	1.47	0.57	0.88	DF	大同鄉	樂水村	DF/A
DF069	1.49	1.25	0.67	DF	大同鄉	茂安村	DF/D
DF070	2.00	0.80	1.05	DF	大同鄉	茂安村	DF/D
DF072	6.08	7.20	0.63	DF	大同鄉	四季村	DF/D
DF078	3.21	3.58	0.58	DF	大同鄉	南山村	DF/D
DF081	1.64	1.24	0.57	DF	大同鄉	南山村	DF/D
DF135	0.86	0.19	0.74	DF	三星鄉	天山村	DF/D

備註：FL：洪水，DFL：高含砂水流，DF：土石流，
現勘日期：A: 2019/06/11, B: 2019/06/12, C: 2019/10/22, D: 2019/10/23.



圖 5-2 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流災例現勘位置圖

第一節 蘭陽溪流域現勘

一、宜縣 DF060 現勘

宜縣 DF060 位於宜蘭縣大同鄉樂水村中央偏東位置，北與該鄉

英士村及復興村相鄰，東臨寒溪村，南則與太平村相銜接。溪流流經碼崙橋後即注入蘭陽溪，宜縣 DF060 之地理位置與地質如圖 5-3，集水區面積 21.97 平方公里、高程差 1.49 公里、集水區溢流點最遠長度 7.5 公里、集水區險峻值 0.32，劃分為高含砂水流型集水區。地質包含廬山層清水湖段(板岩或千枚岩，偶夾薄層變質砂岩)與廬山層仁澤段(硬頁岩、硬頁岩與變質砂岩之薄互層)。近年洪水災情如 100 年豪雨有效累積雨量達 904 毫米，造成瑪崙溪上游防砂壩損壞，大量土砂淤積瑪崙橋河道，致使橋梁無通水能力。

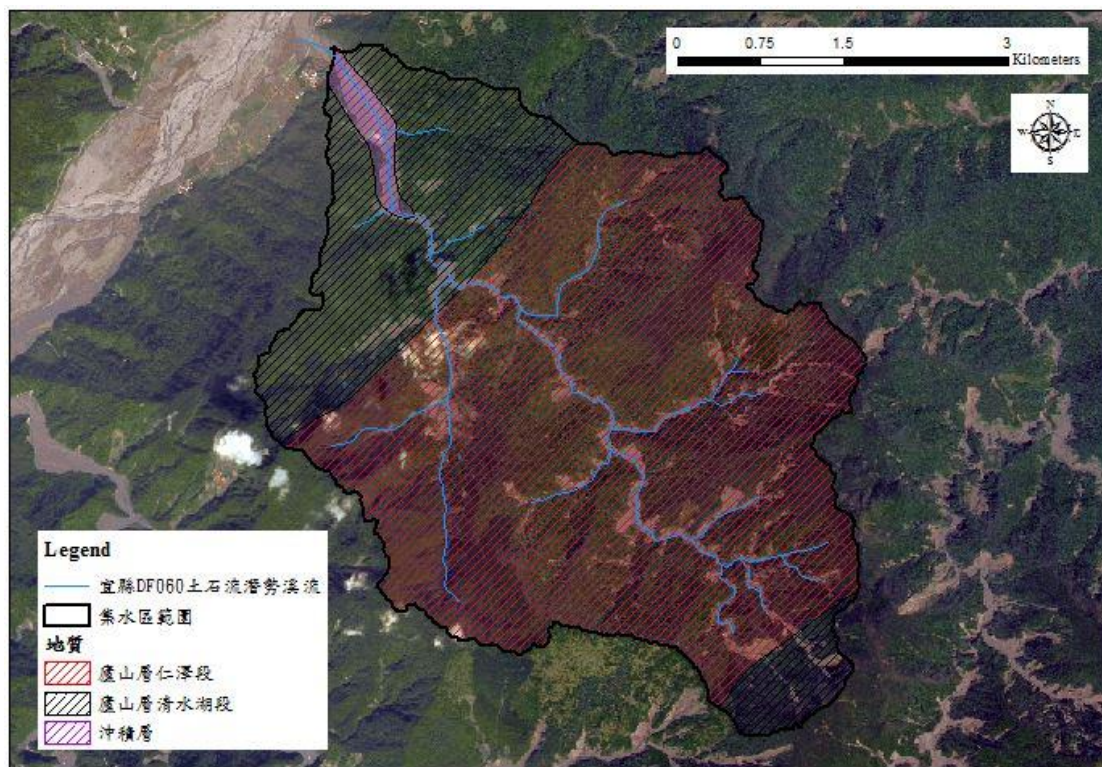


圖 5-3 宜縣 DF060 地理位置圖

碼崙橋上游河道寬闊並堆積多量土砂，左岸可見數粒巨石(圖 5-4-a)且堆積粒徑偏細，河岸堆積介於岩盤露出，與洪水堆積之明顯粒徑分層型態。主流土砂堆積表面已有植生入侵，近期無極端或高有

效降雨事件，尤其潛壩上游明顯，潛壩下游不遠處右岸支流植生狀況良好，支流集水區無明顯崩塌或表層侵蝕跡象且與主流無明顯流路交會(圖 5-4-b)。支流下游不遠處可見被土石沖毀之橋梁。集水區溢流點在碼頭橋上游不遠處潛壩地形開闊處(圖 5-4-c)。溢流點以上右支流有明顯崩塌、左支流則有幾處表層沖蝕，未見河道有明顯巨石堆積(圖 5-4-d)。整體而言，遠眺集水區植生狀況中等，有幾處崩塌且主流尚有土砂淤積情形，在極端情況下上游崩塌堆積土石仍可能隨暴雨運移發生土石流，屬土石流與高含砂水流併存之土砂災害型態。



圖 5-4 宜縣 DF060 現勘照片(2019/06/11)

二、宜縣 DF085 現勘

宜縣 DF085 位於寒溪村大同鄉之東緣處，西鄰本鄉復興村及樂水村，南連南澳鄉金洋村、武塔村、碧侯村及南澳村、東接南澳鄉東岳村，北與冬山鄉大進村相連。宜縣 DF085 之地理位置與地質如圖 5-4 所示，集水區面積 3.87 平方公里、高程差 0.83 公里、集水區溢流點最遠長度 3.49 公里、集水區險峻值 0.42，劃分為高含砂水流與土石流併存型集水區。地質屬廬山層清水湖段(板岩或千枚岩，偶夾薄層變質砂岩)，集水區出口分佈沉積層。歷史災害如民國 96 年柯羅莎颱風時，因主河道番社坑溪暴漲，擠壓河道使得寒溪橋上游左岸小吃店之雞舍遭到淹毀，但未造成住戶及人員損傷。

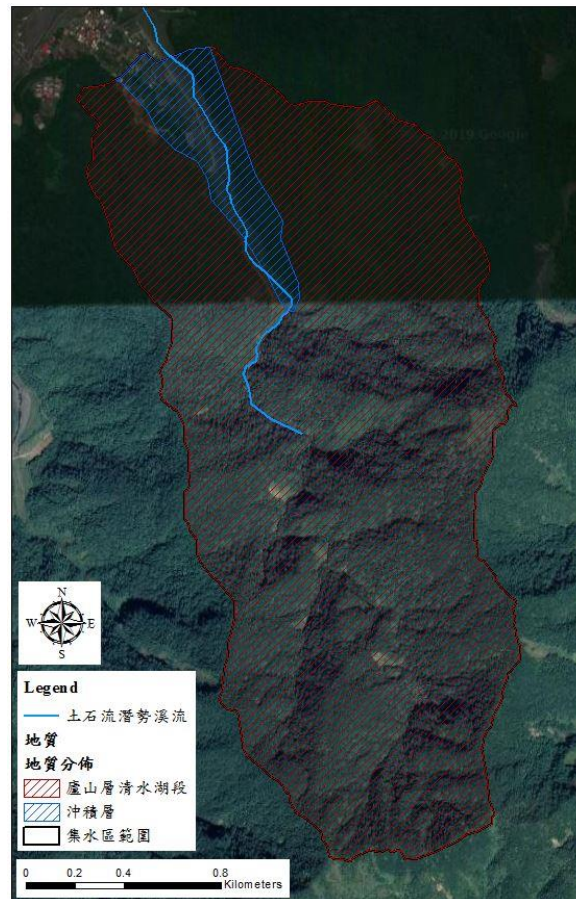


圖 5-5 宜縣 DF085 地理位置圖

宜蘭 DF085 土石流潛勢溪流於宜 33 鄉道 9 公里處與寒溪大橋交會，下游溪流最終匯入番社坑溪中(圖 5-5-a)。往橋上游觀察，可略見土石堆積，但土石粒徑不大寒溪橋上游不遠處即為溢流點，位於地形開闊處。沿著河道左岸道路往上游踏勘約 500 公尺處可見 1 座防砂壩，下游放有消波塊減緩溪水衝擊與過水路面，主流中仍可見 8~30 公分粒徑土石堆積，主流兩岸則明顯有粒徑較細堆積且植生有侵入跡象(圖 5-5-b、c)攔砂壩上游河道堆積之土石材料仍較大且無整治工程設施(圖 5-5-d)。整體而言，遠眺集水區兩岸支流植生密集，右岸可見幾處舊崩塌地但已有植生覆蓋，左岸則有兩處表層沖蝕，較上游處主

流仍可見大粒徑土石堆積。在極端情況下上游崩塌堆積土石仍可能隨暴雨運移發生土石流，屬土石流與高含砂水流併存之土砂災害型態。



圖 5-6 宜縣 DF085 現勘照片(2019/06/12)

三、宜縣 DF090 現勘

宜縣 DF090 位在大同鄉北部復興村，位於蘭陽溪右岸，隔著清水溪與三星鄉天送埤相望，復興村西鄰英士村、松羅村，南接樂水村，東與寒溪村相連，北與三星鄉員山村相接。宜縣 DF090 之地理位置與地質如圖 5-6 所示，集水區面積 1.16 平方公里、高程差 0.43 公里、

集水區溢流點最遠長度 1.32 公里、集水區險峻值 0.4，劃分為高含砂水流與土石流併存型集水區。地質屬廬山層清水湖段(板岩或千枚岩，偶夾薄層變質砂岩)。歷史災害如民國 96 年柯羅莎颱風時曾發生土砂災害，土砂堆積於下游河道。

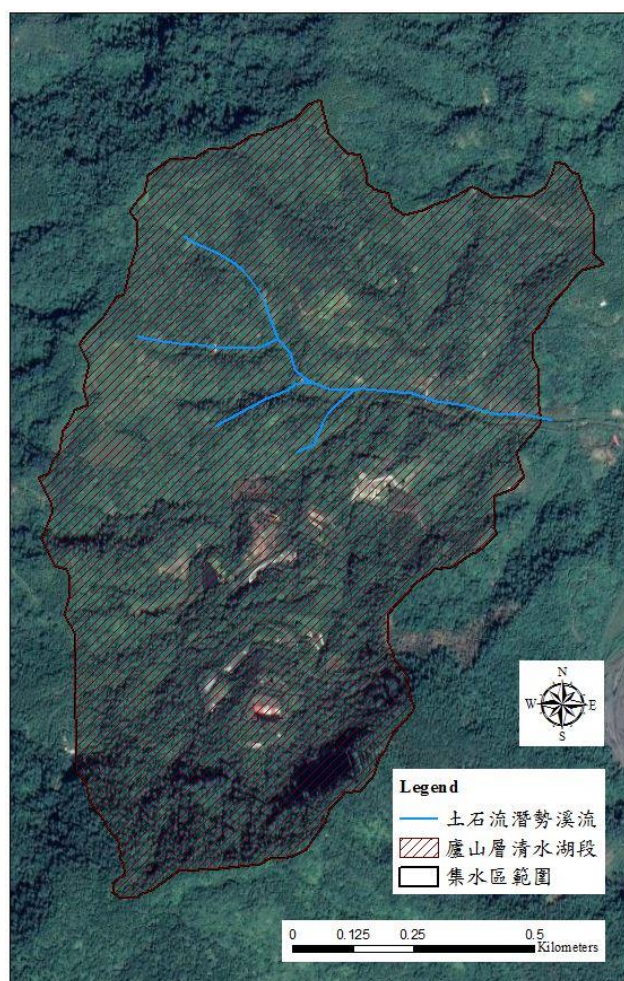


圖 5-7 宜縣 DF090 地理位置圖

宜縣 DF090 下游與省道台 7 丙(泰雅路)上復興橋，民國 96 年柯羅莎颱風後沖刷大量土石至下游河道內，沿復興橋旁農路往上游 800 公尺可見河道中有大量 8~30 公分土石停駐，UAV 空照圖研判，往中游不遠處長流段原河道寬應不滿 5 公尺，且兩側為平坦草地或開墾地，

但現勘時河道內鋪滿土石且有雜草生長(圖 5-7-a)。

河道現寬約 10 公尺，左岸之檳榔園與右岸地表裸露處為土砂供給處，溢流點位於此過水路面下游處，其上下游處河道內均有土石堆積，其中已有雜草生長且兩側集水區之植生為茂密之木本植物(圖 5-7-b)。續往上游約 100 公尺處尚有一過水路面，此處土石量漸少且河寬漸縮進入攔沙壩工程區段，此處往上游可見一小型整治，河道狀況較為良好，底部僅少量土石，兩旁山壁均有植生，溪流寬不足 5 公尺(圖 5-7-c)。

整體而言，遠眺集水區支流植生狀況稀疏(圖 5-7-d)，有多片檳榔園與幾處裸露地，溪流堆積段河道限縮易堆積土石(圖 5-7-e)，在極端情況下上游崩塌堆積土石仍可能隨暴雨運移發生土石流，屬土石流與高含砂水流併存之土砂災害型態。





圖 5-8 宜縣 DF090 現勘照片 (2019/06/12)

四、宜縣 DF144 現勘

宜縣 DF144 位於宜蘭縣大同鄉茂安村，溪流流經志航橋後即注入蘭陽溪，宜縣 DF144 之地理位置與地質如圖 5-8 所示，集水區面積 1.87 平方公里、高程差 0.96 公里、集水區溢流點最遠長度 2.35 公里、集水區險峻值 0.7，劃分為土石流型集水區。地質屬廬山層清水湖段(板岩或千枚岩，偶夾薄層變質砂岩)。歷史災害如民國 101 年蘇拉颱風，志航橋野溪溪水暴漲，雜木及土砂堵塞版橋通水斷面致溪水溢流，造成版橋與右岸民宅(泰雅路五段 75 號)遭土石流災害，土砂飛濺至民宅 2 樓。民國 104 年蘇迪勒颱風期間，志航橋野溪發生土石流，溢淹至志航橋旁之民宅。該民宅後側設有擋水用之圍牆，惟仍有少量溪水由圍牆側邊淹入，所幸並未淹入民宅內。

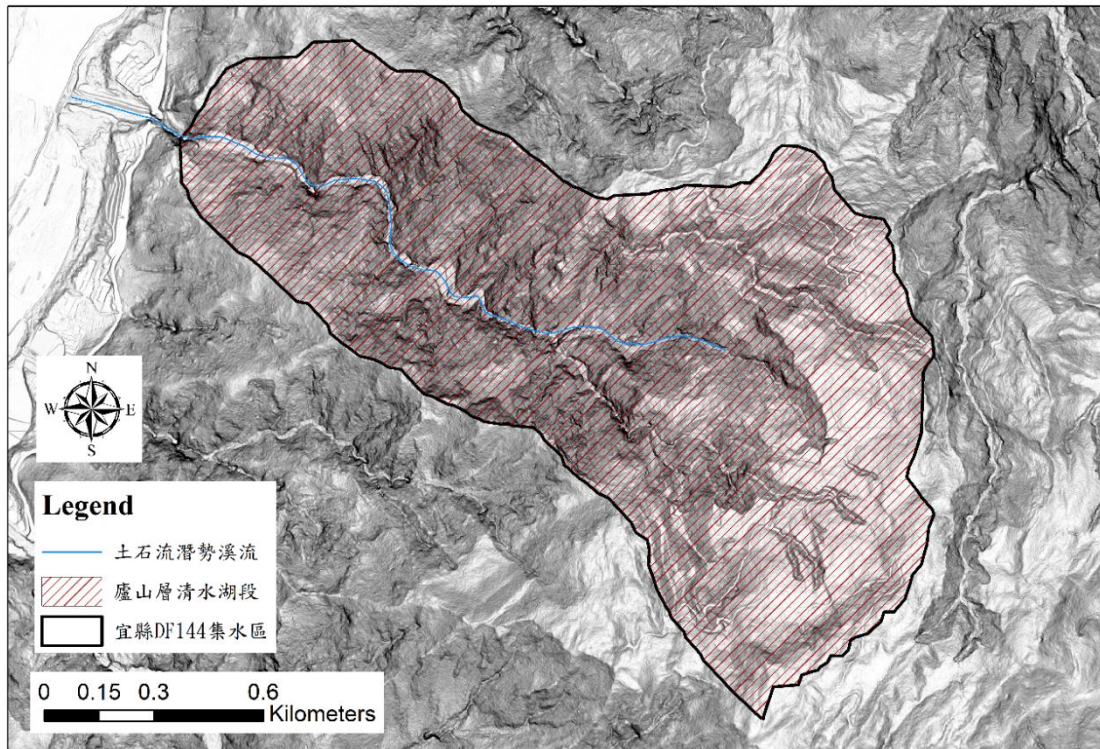


圖 5-9 宜縣 DF144 地理位置圖

溪流流經志航橋後約 250 公尺即注入蘭陽溪(圖 5-9-a)，對岸有 2 處崩塌(圖 5-9-b)。志航橋下游溪床土砂淤積經清疏後土砂堆積稍減，且右岸已施作護岸補強工程，左岸茂安中部落較溪床高約 10 公尺。

志航橋上游河岸保全住戶岸泰雅路五段 75 號，臨溪側已築起擋土牆，原舊橋於 101 年蘇拉颱風發生堵塞導致土砂溢流，現舊橋已拆除(圖 5-9-c)，溪床兩岸均為岩盤出露且多大顆粒粒料堆積，坡度約為 10 度(圖 5-9-d)。

溢流點位於志航橋上游不遠處之地形開闊處起點、出谷口處，且附近堆積材料以深色板岩為主，溢流窄口有孤立巨石阻塞(圖 5-9-e)，往上游兩岸可見崩塌及坡腳堆積之土石，溪床中則有明顯土砂淤積(圖 5-9-f)。

整體而言，遠眺宜縣 DF144 集水區植生中等，中游有零星崩塌裸露，上游則有明顯大範圍崩塌裸露(圖 5-9-g)，在極端情況下溪床淤積土砂可能隨暴雨運移發生土石流，屬土石流之土砂災害型態。





圖 5-10 宜縣 DF144 現勘照片(2019/06/11)

五、宜縣 DF119、DF120 現勘

大進村位於宜蘭縣地理中心處，西邊與復興村及大同鄉寒溪村相鄰，東側與廣興村、得安村及中山村相接，南邊為東岳村，北側則與拱照村及大隱村接壤。宜縣 DF119、DF120 之地理位置與地質如圖 5-10 所示。宜縣 DF119 集水區面積 0.64 平方公里、高程差 0.37 公里、集水區溢流點最遠長度 1.3 公里、集水區險峻值 0.46，劃分為土石流型集水區。宜縣 DF120 集水區面積 3.11 平方公里、高程差 0.5 公里、集水區溢流點最遠長度 2.55 公里、集水區險峻值 0.28，劃分為洪水型集水區。地質屬廬山層清水湖段(板岩或千枚岩，偶夾薄層變質砂岩)。

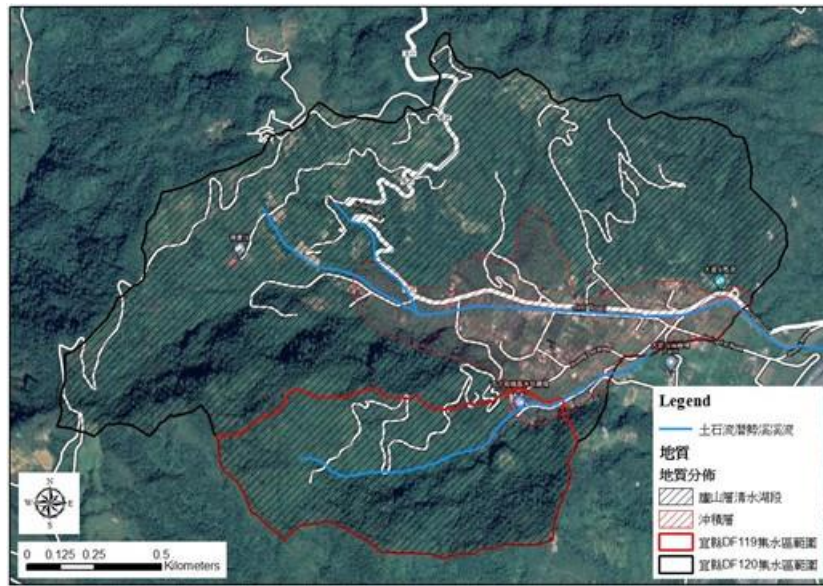


圖 5-11 宜縣 DF119、DF120 地理位置圖

宜縣 DF119 下游溪流內有多量的破碎板岩堆積，但溪流並無水流且已施做護岸、固床工等整治設施，並與宜縣 DF120 匯流(圖 5-11-a)。往上游前進，沿途溪流植生侵入情形並無太大的變化，至十寮坑橋往上游望去可見一座的防砂壩(圖 5-11-b)。遠眺集水區，防砂壩上游不遠處即溢流點位置，溢流點上游植被密集且有一處崩塌地(圖 5-11-c、d)，分析宜縣 DF119 主流 MR 變化顯示皆為土石流型態，詳見圖 5-12。

宜縣 DF120 於經宜 49 鄉道往南過淋漓坑橋後右轉往西（往欣欣農場）方向，道路旁即可見本潛勢溪流河道。若於轉彎處再持續往南走溪旁道路，與該區域路面構成下游溪流之通水路徑，而道路右側即可見河道現況，植生入侵中等稀疏(圖 5-13-a)。再往上游方向前行，沿線有多座版橋橫跨於河道上，由下游而上游分別經淋漓坑下游橋、鐵橋、淋漓坑二橋及兩座版橋，河道上土石材料不多且植生中等稀疏(圖 5-13-b)。上游側河道植生則更形茂密，且與上游之防砂壩之間，行水面積變得極為遼闊，但溪流堆積材料數量不多，有住戶於防砂壩下(圖 5-13-c)。由宜 49 轉入往欣欣農場道路，左支流即位於轉角處，

其上游側河道現已長滿植生，再往前會經過一座版橋橫跨於右支流河道上，由於版橋的斷面較小，有發生溢流可能，為本溪流之溢流點，版橋下游河道兩岸植生茂密，河道上堆積材料數量不多(圖 5-13-d)。沿溪旁道路往上游走，右支流上游溪流植生良好，河道上有少量材料堆積，平均粒徑 8 至 30 公分，最大粒徑約 1 公尺，而在欣欣農場旁河道，左岸岩壁局部有土石裸露之現象遠眺集水區除左岸有局部崩塌，整體植生中等稀疏(圖 5-13-e)。故 DF120 在溢流點為洪水型態堆積，其上游在匯入 DF119 前則為高含砂或土石流型態，即土石流影響範圍應往上游縮小(圖 5-14)。



圖 5-12 宜縣 DF119、120 現勘照片

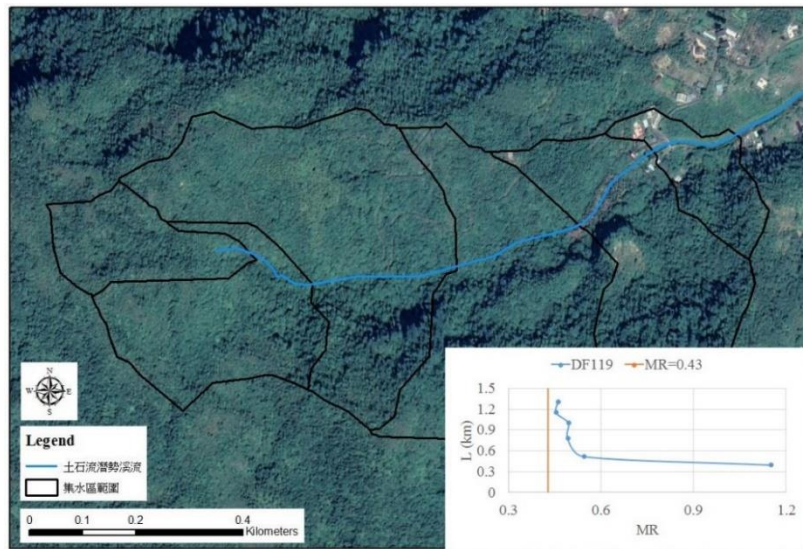


圖 5-13 宜縣 DF119 主溝 MR

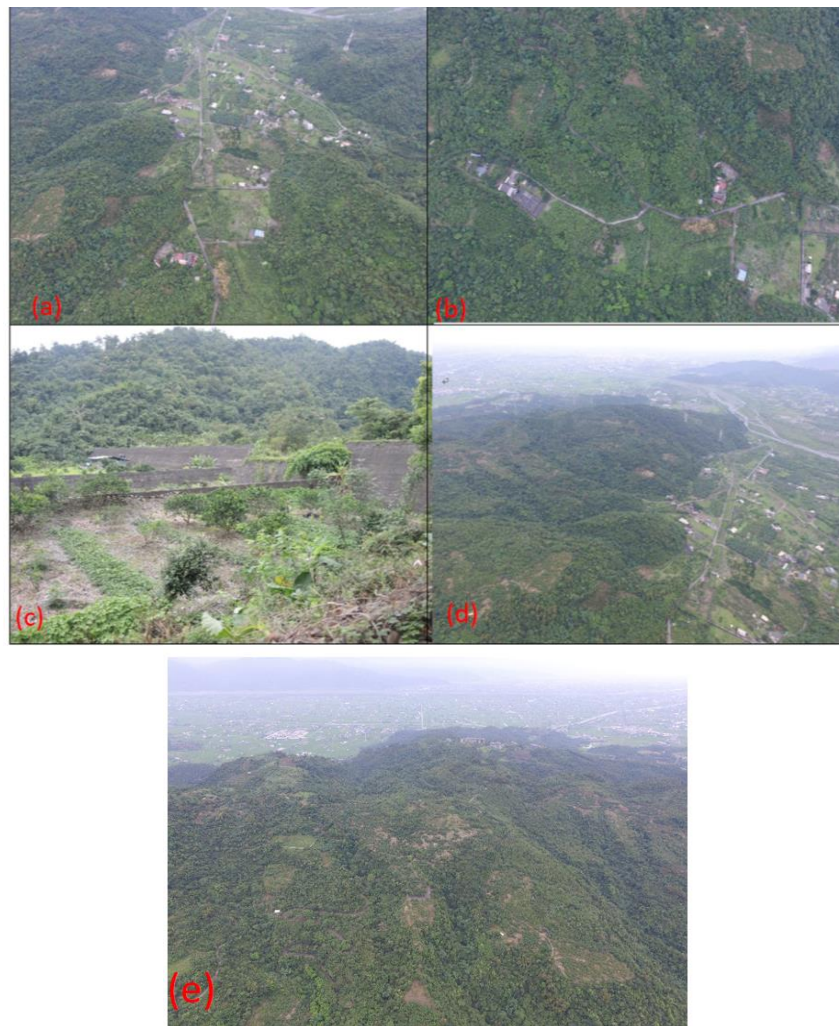


圖 5-14 宜縣 DF120 現勘照片

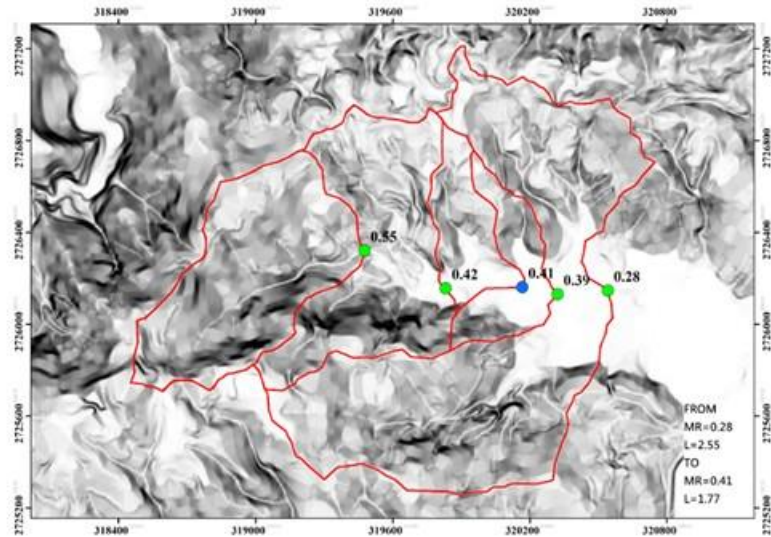


圖 5-15 宜縣 DF120 主溝 MR 沿程變化

六、宜縣 DF135 現勘

(一)土石流潛勢溪流地理位置

天山村位於宜蘭縣三星鄉西邊，東側與集賢村相接，南邊為復興村，北側與天福村相鄰。本村對外主要道路為台 7 丙線，往西可接到省道台 7 線，往東則可到達羅東鎮市區，地理位置如圖 5-15 所示。宜蘭 DF135(舊編號 A089) 位於天山村境內，其流向由南往北方向，最終匯入安農溪。溪流長度約為 1.326 公里，集水面積 43 公頃，溪流平均坡度為 20 % (11.3°)。



圖 5-17 天山村 DF135 地質分布

(三) 歷史災害敘述

天山村宜蘭DF135 (A089)土石流潛勢溪流歷年之土砂災情僅有一次，發生於2009年10月5日下午6:00，正值芭瑪颱風侵台期間。宜蘭DF135 (A089) 於芭瑪颱風前之土石流潛勢溪流之集水區範圍及崩塌分布如圖5-17 所示。該溪流於災前(2008年)之溢流點及堆積範圍劃設如圖5-18a所示，其與地調所2009年災後調查(圖5-18b)相比對，二

者之符合度極高。

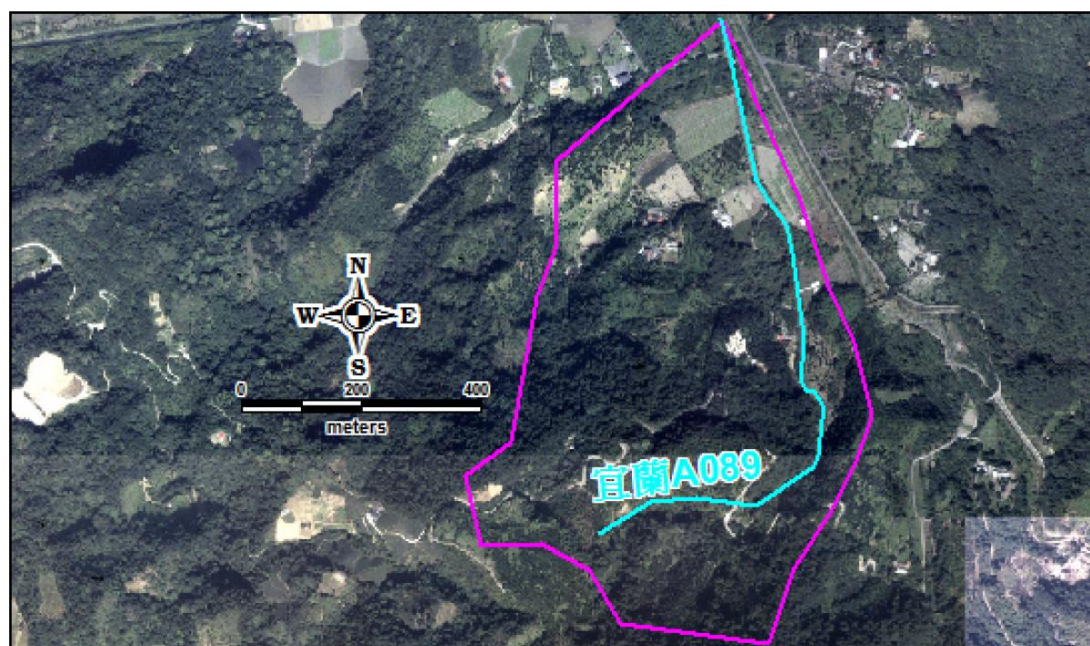
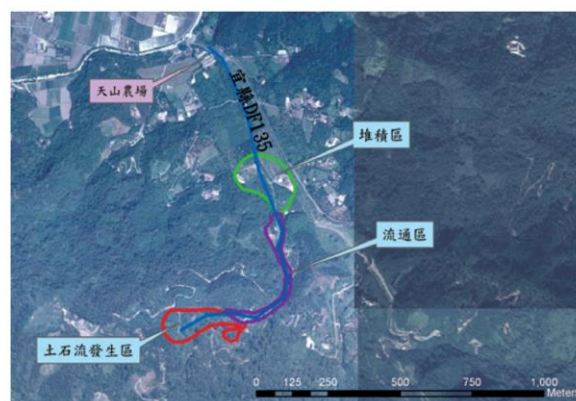


圖 5-18 宜蘭 DF135 (A089) 土石流潛勢溪流集水區範圍及崩塌分布 (2008/07)



(a) 水保局 2008 土石流潛勢溪流調查報告(災前)



(b) 地調所 2009 芭瑪颱風蘭陽地區災害記事(災後)

圖 5-19 宜蘭 DF135 土石流潛勢溪流致災前後溢流點及堆積範圍比較

本研究團隊參考水土保持局「98年芭瑪颱風重大土石災例速報」

中居民(下湖路57號楊先生)、2009年10月地質調查所勘查報告(張啟偉等, 2009)及2019年10月22-23日現地訪問居民(下湖路53號彭太太)之資料加以綜整, 歸納出天山村土石流事件發生過程如下: 2009(98年)十月因芭瑪颱風加上東北季風共伴效應帶來超大豪雨, 水土保持局於10月4日20時發布土石流警戒發布(降雨達600 mm), 迄98年10月5日三星鄉累積降雨量達750mm。當日下午6時許, 野溪上游右側及產業道路上方山坡發生大崩塌(長約300公尺、寬約50公尺、厚度約5 公尺), 崩塌範圍延伸到稜線(圖5-19), 大量土石由上游傾洩而下堵住河道形成堰塞壩, 繼而潰壩形成土石流往下移動, 造成既有防砂壩、跨越野溪兩座橋梁、原野溪河道遭淤埋約100公尺, 野溪右岸產業道路損毀約200公尺。淤積區淹沒柑橘園約一公頃多, 土石堆積高度最深約有3公尺高(圖5-20)。遭淤埋房舍有三棟下游, 其中河道右側二戶民宅遭淤埋深分別約2.5 公尺(下湖48號, 圖5-21)及1.5公尺(下湖49-6號及下湖49-8號, 圖5-22), 所幸居民已先撤離, 左岸較上游處之民宅(下湖53號, 圖5-23)淤積深約20公分, 屋內受困三人於晚上時被消防隊員救出。



圖 5-20 DF135 上游崩塌(2009/10/06) (水保局網站)



圖 5-21 DF135 下游淤積(2009/10/06) (水保局網站)



(a) DF135 房舍淤積全景(2009/10/06) (b)房舍淤積近照(2009/10/09)

圖 5-22 DF135 下游房舍淤積受災情況(水保局網站)



(a) 災前保全戶(下湖路49-6號) 2008/07/29



(b) 災後保全戶(下湖路49-6號) 2009/10/09

圖 5-23 DF135 下游房舍受災前後對



圖 5-24 DF13 中游受災房舍(下湖 53 號) 現況 2019/10/23

(四) 災因分析及潛勢研判

綜上所述，DF135 於芭瑪颱風發生土石流之災因係由崩塌堵塞河道，並隨即轉化為土石流所致。本研究團隊於 2019/10/22-23 進行現地勘查並以無人機(DJI, MAVIC pro2)進行地形及地貌分析，圖 5-24 為 DF135 之集水區鳥瞰圖及與 2009/10/05 土石流土砂運動之分區範圍對比。DF135 之崩塌料源為源頭區坡面，此區域屬於雪山山脈的最北段，岩層為中新世廬山層之清水湖段，岩性由厚層板岩夾薄層砂岩組成。經地調所於災後現地調查判定上游崩塌發生之主因為坡面風化土層厚約 10 公尺，且受到強烈的風化與侵蝕作用，在芭瑪颱風降下 975 公釐超大豪雨，故引致孔隙水壓上升及土壤抗剪強度降低造成土體滑動(張啟偉等, 2009)。

2019/10/22-23 現地勘查可見上游植生良好，中下游野溪河道土砂

稀少且雜草茂密，顯示芭瑪颱風後無明顯土砂運移，上游邊坡似有趨於穩定之趨勢。然從無人機之拍攝之源頭正射地形照片(圖 5-25)可知，災前、後之坡面植生皆以淺根檳榔為主，對坡面穩定幫助有限，集水區溪溝上方及左側坡面似有幾道蝕溝正發展中。坡面之 U 形產業道路有泥沙淤積，顯示上坡面有侵蝕現象，道路轉彎處在豪雨期間會因匯集沿程上坡面之地表逕流，並排向溪溝方向，因而容易形成此處之下邊坡侵蝕，進而導致路基毀損，或上邊坡崩壞之情況。



圖 5-25 DF135 之集水區鳥瞰圖(a)及土石流災情範圍(b)

(a)2019/10/23, (b) 2009/10/09



圖 5-26 DF135 源頭坡面正射地貌現況(2019/10/23)

第二節 六流域現地勘查結果彙整評估

本計畫根據地貌門檻值(即集水區險峻值 MR 及集水區長度 L)於 2016-2019 四年期間進行台灣六個流域集水區溢流點土砂運移型態之判釋，其準則為： $MR > 0.43$ 且 $L < 7\text{km}$ 者，為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\text{ km} \leq L \leq 14\text{ km}$ 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。台灣六個流域之判釋結果如表 5.3 所示，六個流域總共 343 條土石流潛勢溪流中有 8 條在溢流點的土砂運移型態為洪水，47 條為高含砂水流及土石流並存，248 條為土石流。經現地勘查驗證現地土石流案例及列為洪水及高含砂之集水區，此判釋模式與現地土砂運移型態符合度良好。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。

如表 5-3 所示，在六個流域中歸類為洪水土砂運移型態的八條土石流潛勢溪流中，其溢流點處之土砂運移為洪水。其中二條(卑南溪東縣 DF026，花蓮溪花縣 DF124)之上游仍為洪水型態，另二條為支流發生土石流後匯入主流轉為洪水(卑南溪東縣 DF070，旗山溪高縣 DF071)，其他四條為主流上游發生土石流後在下游溢流點轉為洪水(卑南溪東縣 DF068 及 DF126，花蓮溪花縣 DF 130，蘭陽溪宜縣 DF120)。故溢流點處之集水區險峻值 $MR < 0.3$ ，仍應檢核其上游及支流之溢流點的地貌因子(MR)變化。

表 5-3 以流域險峻值判釋台灣各流域之土石流潛勢溪流土砂運移類型

流域	土砂運移類型			土石流潛勢溪流總數
	洪水(FI)	高含砂(DFI) / 土石流(DF)	土石流(DF)	
平廣溪	0	3*(0**)	47*(50**)	50
陳有蘭溪	0	3	47	50
旗山溪	1	4	50	55
卑南溪	4	5	40	49
花蓮溪	2	10	54	66
蘭陽溪	1	15	57	73
合計	8	50*(47**)	245*(248**)	343

註：* 依集水區險峻值($MR=0.50$)為 DFI 與 DF 分界

** 依集水區險峻值($MR=0.43$)為 DFI 與 DF 分界

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蘭陽溪流域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。除蘭陽溪流域外，本研究並彙整平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪、卑南溪及花蓮溪共六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：

- 一、六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：蘭陽溪流域(77.0%)、平廣溪流域(80.5%)、陳有蘭溪流域(81.4%)、旗山溪流域(86.8%)、卑南溪流域(93.6%)、花蓮溪流域(93.9%)。
- 二、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 $L < 7\text{km}$ 者，為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\text{ km} \leq L \leq 14\text{ km}$ 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。
- 三、本年度蘭陽溪流域現有土石流潛勢溪流地貌分析及現場勘查結果顯示：蘭陽溪流域現有土石流潛勢溪流有 73 條，其中 57 條土石流溝、15 條為高含砂水流與土石流並存、1 條為洪水(DF120)。
- 四、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

- 一、土石流災害受料源區之土砂供應與雨量條件影響，惟集水區地貌因子如高程差與溪流長度無法反映土石流之發生頻率與單次規模，故 MR 值與致災嚴重性無直接關聯。
- 二、對於具明顯主支流之集水區(如宜蘭 DF060)，除須考量各支流之流域險峻值外，亦須考量交匯前後之各支流 MR 轉變所反映之地文條件與集水區內人工建設(橋梁、池塘)等影響溢流點或集水區測繪情形。宜蘭 DF120 在溢流點為洪水型態堆積，其上游在匯入 DF119 前則為高含砂或土石流型態，即土石流影響範圍應往上游酌縮。
- 三、坡面上如有 U 形道路且橫跨溪溝，其道路轉彎處在豪雨期間，會因匯集沿程上坡面之地表逕流及土砂，匯流並排入溪溝，易形成下邊坡侵蝕或橋涵堵塞，進而導致路基毀損，或上邊坡崩壞之情況。極端情形下，如台 20 線公路上與甲仙區西安里高縣 DF018 交會處或三星鄉天山村之宜縣 DF135 與產業道路交會處，亦應視為堰塞壩潰決產生土石流之溢流點。
- 四、以集水區下游溢流點為基準點，集水區之最高點距離(L^*)明顯偏離最遠點(L) ($L^*/L < 0.85$ 時)，建議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，其值也較符合溢流點之地貌特性。土石流集水區之形狀係數以介於 0.1-0.7 為主，其整體分布與集水區險峻值之關係雖並不顯著，但較細長型之集水區($F < 0.3$)，不易有明顯最高點偏離之情形，故其集水區險峻值修正之可能性較低。

參考文獻

1. 水保局(2009), 98 年芭瑪颱風重大土石災例速報, 2008/10/09。
2. 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。
3. 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。
4. 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。
5. 李璟芳、黃韋凱、曹鼎志、張玉萍、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。
6. 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。
7. 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。
8. 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。
9. 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。
10. 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。
 11. 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。
 12. 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。
 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. 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。
 18. 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。
19. 陳培源，野外及礦業地質學(第二版)，正中書局，580 頁，1993。
 20. 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。
 21. 陳樹群、諸予涵、吳俊鉉，“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。
 22. 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。
 23. 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。
 24. 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。
 25. 張啟偉，梁均合，魏正岳 (2009), 芭瑪颱風蘭陽地區 災害紀事, 地質期刊 第二十八卷第四期, pp.8-10, 2009 年 12 月.
 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. 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”，林業誦驗所研究報告季報，第8卷，第4期，331-343頁，1993。
32. 錢寧、張仁、周志德，河床演變學，科學出版社，1987。
33. 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。
34. 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。
35. Bertrand, M., Liébault, F., Piégay, H., 2017. Cartographie régionale de la susceptibilité aux laves torrentielles dans les Alpes du Sud, Revue de géographie alpine, 105-4.
36. Bovis, M.J., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. Earth Surf Process Landforms 24, 1039–1054.
37. Buccolini, M., Coco, L., Cappadonia, C., Rotigliano, E., 2012. Relationships between a new slope morphometric index and calanchi

- erosion in northern Sicily, Italy. *Geomorphology* 149–150, 41–48.
38. Buccolini, M., Coco, L., 2013. MSI (morphometric slope index) for analyzing activation and evolution of calanchi in Italy. *Geomorphology* 191, 142–149.
 39. 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.
 40. 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.
 41. Davis, W.M. (1899) The geographical cycle : *Geogr F.* ,14,481-504.
 42. 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.
 43. 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.
 44. 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.
 45. Gilbert, G.K. (1909) The convexity of hilltops. : *Journal of*

Geology,17,344-350.

46. Gotzinger, G. (1907) beitrage zur Entstehung der Bergruckenformen. : Geogr. Abhl. ,9.
47. 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.
48. Horton, R.E., "Erosional development of streams and their drainage basins", Hydrophysical approach to quantitative morphology, Bull. G. S. A., 56, pp.275-370, 1945.
49. 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.
50. 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.
51. Millard, T.H., Wilford, D.J., Oden, M.E., 2006. Coastal fan destabilization and forest management. Final FIA-FSP Report, Project Y062324.
52. Miller, C.L. and Laflamme, R.A., The digital terrain model-theory and application. Photogrammetric Engineering 24 (1958), pp. 433–442.
53. 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.
54. Montgomery, David R., Efi Foufoula-Georgiou, “Channel network source representation using digital elevation models”, *Water Resources Research*, 29(12): 3925-3934, 1993.
 55. Montgomery and Dietrich, W. E., 1992, Channel initiation and the problem of landscape scale: *Science*, v. 255, p. 826-830.
 56. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton WT, “Two-dimensional water flood and mudflow simulation”, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 119(2):244–261, 1993.
 57. O’Callaghan, J.F., D.M. Mark, “The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data”, *Computer Graphics and Image Processing*, 28:323-344, 1984.
 58. Pierson, T.C., “Erosion and deposition by debris flow at Mount Thomas, North Canterbury”, *New Zealand, Earth Surface Process*, 5, 227-247, 1980.
 59. Pierce, K.L. and Colman, S.M. (1986) The effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, lateglacial terrance scarps in central Idaho : *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 869-885.
 60. Scheidl C. & Rickenmann D. (2010) - Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 157-173.
 61. Strahler, A.N., Hypsometric analysis of erosional topography, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, pp.1117-1142, 1952.

62. 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.
63. 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.
64. Tarboton, David G, Rafael L. Bras, Rodriguez-Iturbe, “A physical basis for drainage density”, Geomorphology 5(1):59-76, 1992.
65. 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.
66. Tucker, Gregory E., Rafael L. Bras, “Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology”, Water Resources Research, 34(10): 2751-2764, 1998.
67. 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
68. Welsh, A., Davies,T., “Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards”, Landslides, 8:183–194, 2010.
69. Welsh, A., Davies, T., 2011. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards. Landslides, 8, 183–194.

70. 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.
71. 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.
72. Wood, A. (1942) The development of hillshade slopes. : *Proc. Geol. Ass.*, 53,128-140.
73. Zaginaev, V., Petrakov, D., Erokhin, S., Meleshkoa, A., Stoffel, M., Ballesteros-Cánovas, J.A., 2019. Geomorphic control on regional glacier lake outburst flood and debris flow activity over northern Tien Shan. *Global and Planetary Change*, 176, 50–59.
74. Zakšek, K., Oštir, K., and Kokalj Ž. (2011). “Sky-View factor as a relief visualization technique.” *Remote Sensing*, 3, 398- 415.
75. Zhou, W., Tang, C., Van Asch, T.W.J., Chang, M., 2016. A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. *Landslides*, 13(5), 1–17.

附錄一 創新研究計畫期初簡報意見處理情形

會議時間：108 年 5 月 29 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、河川級序之界定宜配合比例尺大小說明之，以免各自解讀，造成落差。	謝謝委員提醒，本計畫依 5m 解析度 DEM 或 1/10,000 之地形圖進行分析。
二、小尺度集水區係指何等規模？宜具體說明。	指河川級序小於 1，2 級之集水區。
三、微水系分布之規模如何界定？	水系分布係依 Strahler 方式決定集水區內溪流不同級序之數量分布。
四、MR 值主要反映地貌特性外，是否可藉由集水區其他參數來求供給量之相關性的可能，也可為未來研究之想法。	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)如地質、土地利用、工程設施等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。
五、1m 之 DEM 與 DSM 的資料主要來源亦請多予了解，使解析能有意義。	謝謝委員寶貴意見。目前 1m DEM 由光達(Lidar)產製，DSM 則由 UAV 照片產製。然因能取得資料區域受限制，無法得到全流域的資料，故本年度以 5m 之 DEM 資料進行分析。

意見或建議	處理說明
六、現地土石流長短、區位及型態不一，加上上游的整治結果，有沒有可能再細的區別之可能。	集水區內土石流發生的區位、型態、歷程、規模等會因集水區大小，地形、地質等因素之影響。本研究係針對集水區溪溝溢流點位置在充足土砂料源之情況下，土砂運動型態與集水區地貌特性之關係進行判釋。本問題為集水區經判釋為土石流潛勢溪流後，進一步評估集水區整治成效、細部工法選擇，或分析土石流發生之頻率及規模之具體作為，然非本計畫工作項目。
七、地文參數判釋及驗證，本計畫以蘭陽溪流域為例，MR 為 0.3 可能為門檻值，其三年統整之研究結果值得期待。	謝謝肯定，遵照辦理。
八、高精度數值地形模型 5m、1m(可能向水土保持局或內政部申請)對於集水區最遠點與最高點不一致時之 MR 值修正，其能預期提升精度為多少？	地形模型採 5m 或 1m 對 MR 值最遠點與最高點不一致時之修正影響不大；但對於下游扇狀地之面積或溪流起點之計算有較大影響。惟因 1m 地形模型資料不齊全，本計畫根據 5m 地形模型進行分析。
九、以現行水保局判識土石流之方式中，如何加入本計畫 MR=0.3 之土石流判定指標，請提出具體可行建議。	根據潛勢溪流之下游溢流點位置及集水區地形資料即可求出 MR 值，如 $MR < 0.3$ 為洪水土砂災害。可佐以歷史資料並調整上、下游及之流溢流點位置所得之 MR 值進行進一步判釋，將於期末報告提出完整建議。
十、現行水保局判定土石流方式中，遇到部分支流是否該選取進入土石流潛勢溪流有所爭議，是否可能引入 MR 參數解決此問題？	一般而言，支流本身之 MR 值若較大($MR > 0.3$)，即支流具備土石流發生潛勢。惟仍須評估主支流匯合後之 MR 值以判釋土石流之溢流範圍。

十一、目前 1725 條土石流潛勢溪流，若分析其 MR 值，或許可得到有突破性的結果。	本計畫團隊過去幾年(2016-2019)針對台灣北、中、南及東部蘭陽溪等六個流域的土石流潛勢溪流進行 MR 值判釋，成效良好。因限於本年度之人力及執行期限，無法針對所有土石流潛勢溪流進行判釋，建請貴局持續進行全面性分析。
--	---

附錄二 創新研究計畫期中簡報意見(書面審查)處理

情形

意見或建議	處理說明
一、解析度 5m 之影像圖所描繪之系統可能屬通稱之蝕溝，是否與河川級序之溪流有所落差？也因而使得水系脈可能太密集，而失去判釋之基準條件。	謝謝委員建議，原溪流起點係以 200 個網格點(0.5 公頃)之匯水面積為溪溝起點，與實際溪溝地形有所差異。改以 25m 等高線之計曲線法求得各流域溪溝起點。
二、第三章之圖號與文內所述不一致，請更正。	謝謝委員建議，已更正。
三、P.3-6，圖號 3-6 之內容標示不明確，不易判釋。另該圖之坡度如何決定？	謝謝委員建議，已於文中補充說明。坡度係以計曲線法求出溪溝之起點與其流向，坡度為沿此方向之高程梯度。
四、P.3-7 之圖 3-7 是何意？有此可能否？圖 3-8 亦是	謝謝委員建議，已於文中補充說明並更新圖 3-7 以替換原圖 3-7 及圖 3-8。
五、何以遷急點累積面積有(3-1)式之機率密度函數關係？	以計曲線法求出溪溝起點及其上下游之坡度，進而可得遷急點與溪溝起點之面積比值，式(3-1)之機率密度函數係由整理台灣五個流域之資料迴歸求得，已於文中修正並補充說明，請參見圖 3-7。

意見或建議	處理說明
六、圖 4-4 與圖 4-5 有何差別？圖 4-4 之 $L=\sqrt{3}A$ ，圖 4-5 則 $L=1.6615\sqrt{A}$ ，何以不是 $L=1.732\sqrt{A}$ ？	實際上每個流域之個集水區之溪溝長度與面積之關係皆不太相同，故 $\sqrt{A}$ 前之係數會有所差異。 $L=1.732\sqrt{A}$ 為前人建議值， $L=1.6615\sqrt{A}$ 是六個流域之迴歸係數。為避免混淆，已於圖例中補充說明。
七、圖 4-10，以該級序達到 5，依一般地形學之概念，似乎級序太多？	謝謝委員建議，原圖 4-10 係以 0.5 公頃為溪溝起點，另以計曲線法補充說明。
八、現勘照片建議增註拍攝日期，可否設計現勘表格，以評估確認與研究結果相符之項目。	謝謝委員建議，已於文中補充說明。現勘表格與評估項目請參見表 5-1 及 5-2。
九、本研究執行多年，成果豐碩，如應用於水保局現行土石流潛勢溪流調查之實務執行，可否提出具體建議？	建議可佐以歷史資料並檢討上、下游及支流之溢流點位置，再依 MR 值進行進一步判釋，於期末報告提出完整建議。

附錄三 創新研究計畫期末簡報意見處理情形

意見或建議	處理說明
一、本研究使用精度 5m 數值地形,但 5m 數值地形在較細微的地形特徵無法顯示,目前精度 1m 數值地形已普及,建議可用 1m 數值地形分析。	謝謝委員建議。日後進行扇狀地圖繪之研究,將儘量以可供使用之 1m 數值地形進行分析。然而進行集水區河川起點判定時,1 m 數值地形與計曲線(25m 等高線)之判定結果有相當差異,前者將造成河川級序之高估。
二、流域險峻值高低是否就代表流域致災性大小,是否符合台灣溪流判釋或須配合某些條件,判定土石流潛勢溪流發生?	集水區險峻值之用途可判釋在上游土砂料源充足供應之情況下,溢流點的土砂運動類型。換言之,集水區險峻值(MR)達門檻值($MR \geq 0.3$)是集水區發生土石流之必要地形條件。但上游土砂料源需充足,才會發生土石流,故需進行集水區之地質條件、溪床料源現勘及崩塌量之分析才能判釋流域致災規模。集水區險峻值高低反映地形陡峭度,但與流域致災性(土砂規模)大小無直接關係。
三、成果已逐漸可應用於評估土石流溪流之上、中、下游之土石流發生潛勢,未來可增加至現有潛勢分級評估程序之地形因子考慮。	謝謝委員肯定。

意見或建議	處理說明
四、本計畫對於土石流潛勢溪流初步判釋,加入地文參數 MR,並對於適用之 MR 調整提出建議,可改善土石流潛勢溪流之初步劃訂,建議: a. 在所引用之現地溪流,其流域面積大小較為均值,且部分土石流發生在支流,故在流域面積大小之非均質(面積大小差異)樣品宜再多加以納入,可較全面表現各項因子之分佈。 b. 在支流發生之土石流,其溪流各項因子之計算起始值應如何定義?	謝謝委員建議,說明如下: a. 本計畫所探討六個流域之 343 條土石流潛勢溪流,其面積分布介於 0.02 km^2 (平廣溪, No.47) - 38.36 km^2 (花蓮溪, DF 005), 面積分布與日本或大陸之土石流面積分布相近(見圖 4-13)。即土石流發生之面積分布極廣,單以面積無法代表集水區之地形險峻及產砂量,故不足以作為土石流潛勢溪流之判釋門檻值。反之,集水區險峻值(MR)可量化集水區之地形陡峭度,是一較有效之地貌參數。 b. 集水區之險峻值可針對集水區內各溢流點進行分析。如溢流點位於主支流交會,則分別就主流及支流的溢流點,計算其集水面積、集水區險峻值及集水區長度。
五、地文因子與地貌因子結合,如何量化?	以集水區之溢流點為下游點,求其上游之集水區面積(A)、最大高程差(H)、集水區長度(L)。進而可以集水區險峻值 $MR(= H/\sqrt{A})$ 及 L 關係進行判釋,請參見第四章說明。
六、高含砂水流與土石流本質仍有差異,就參數而言如何進步將兩者合併描述。	高含砂水流可視為洪水與土石流之漸變段。現場事後勘查,很難判定高含砂水流事件的過程中有無發生土石流。但根據文獻,高含砂水流之溪流在極端降雨時仍會發生土石流,故就防災角度而言,本計畫將高含砂水流與土石流並存。

意見或建議	處理說明
七、對本局業務土石流潛勢溪流劃設或災害警戒值是否有參考或回饋資訊?	本計畫可量化評估土石流溪流之集水區內上、中、下游或支流之土石流發生潛勢。
八、土石流潛勢溪流判釋從發生度(集水區大於 10ha 或 3ha、岩性、植生、崩塌面積)及保全度(溪床坡度大於 10 度到淤積範圍、保全住戶)來界定,希望未來能有更精準的數值。	本計畫提出集水區險峻值(MR)達門檻值($MR \geq 0.3$)是具體量化集水區各溢流點發生土石流之必要地形條件,其目的是用以輔助而非取代現行之判釋條件。
九、目前水保局土石流潛勢溪流其 MR 值之範圍為何?	本計畫分析台灣六個流域總共 343 條土石流潛勢溪流中有 8 條在溢流點的土砂運移型態為洪水($MR < 0.3$), 47 條為高含砂水流及土石流並存 ($0.3 \leq MR \leq 0.43$), 248 條為土石流($MR > 0.43$)。溢流點處之集水區險峻值 $MR < 0.3$, 仍應檢核其上游及支流之溢流點的地貌因子(MR)變化(原 8 條, 經修正後僅 2 條為洪水型態)。其他流域土石流潛勢溪流之 MR 值, 有待進一步分析。
十、MR 在土石流之有效集水區面積估算上如何應用?	土石流之有效集水區面積指上游之產砂及產水面積(以發生區為主), MR 值則反映溢流點處以上之集水區陡峭度(包含發生區及流動段), 用以判釋溢流點處之土砂運移型態。
十一、MR 可否判定土石流高、中、低風險?	集水區險峻值(MR)是判釋集水區發生土石流之地形條件。土石流高、中、低風險主要由流域土砂致災規模及保全戶數決定, 無法由集水區險峻值(MR)高低來判定。

意見或建議	處理說明
十二、請具體提出水保局目前土石流潛勢溪流判定方式之修訂建議。	本計畫提出集水區險峻值(MR)達門檻值($MR \geq 0.3$)是集水區溢流點發生土石流之必要地形條件。如溢流點處之集水區險峻值 $MR < 0.3$ ，仍應檢核其上游及支流之溢流點的地貌因子(MR)變化。
十三、蘭陽溪流域共 73 條土石流潛勢溪流,經本計劃採 MR 判定後,劃分為 1 個洪水集水區,15 個高含砂集水區及 57 個土石流集水區,其中(1+15) 16 區是否有現勘時劃定土石流潛勢溪流三條件因素、差異等。	高含砂集水區(15 個)應為高含砂及土石流並存集水區，計畫報告書已修正。1 個洪水集水區(DF120, $MR=0.28$)，現勘時，下游溢流點確為洪水型態，建議其上移至 DF119 匯流點以上($MR=0.39$ ，參見圖 5-15)。
十四、地文資料能否應用於土石流預警用？	地文資料主要依據地形及土砂料源判釋那些地方(集水區及相對應之溢流點)會發生土石流災害；土石流預警系統則是以雨量預報及現地監測系統對上述地點的災害發生時間發出警報，二者功用不同，但相輔相成。