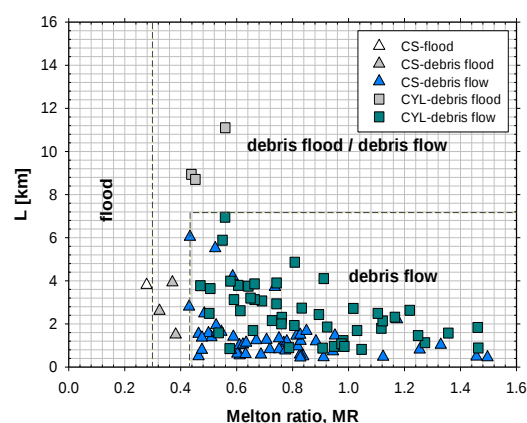


土石流潛勢溪流之 地文因子綜整判定 期末報告書



行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國 106 年 12 月

土石流潛勢溪流之地文因子綜整判定

**Recognition of the susceptibility of
debris-flow ravines through morphometric
indicators and field reconnaissance**

執行單位：國立中央大學土木工程學系

執行期間：106年4月1日至106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、李璟芳

研究人員：黃郅軒、黃榮露、陳威宏、林聖景、
陸威宇、王俊凱、賴勁愷、凌杰民、
陳泰逸、蔡聖棠、何旻叡、林政誼

行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國一〇六年十二月

（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）

土石流潛勢溪流之地文因子綜整判定

摘 要

本研究使用高解析數值地形模型萃取新北市平廣溪、南投陳有蘭溪及高雄旗山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。研究區域之河流級序大多以一級與二級河流為主。三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)與流域險峻值(MR)來判定土石流潛勢溪流具有可行性。統合三個流域資料及大陸土石流溪溝可得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 $L \leq 14\text{ km}$ 及 $MR > 0.43$, 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。以 5m 等高線進行分析時其一、二級河川之總長度與流域長度之比值應大於 0.4，相較之下高含砂水流之比值則大於 2。當溢流點下游有沖積扇時，堆積扇坡度與流域險峻值之關係可供判釋集水區是否為土石流潛勢溪流之參考條件。

關鍵詞：平廣溪、陳有蘭溪、旗山溪、土石流、流域險峻值

Recognition of the susceptibility of debris-flow ravines through morphometric indicators

ABSTRACT

The morphometric parameters associated with landslides and debris flow ravines in Ping-Guang , Chenyulan River and Chishan River Watersheds are analyzed in this study by employing the 5-m high-resolution digital terrain map and field studies. The total length of the first- and second-order streams present the majority of each watershed. The morphometric parameters such as Melton Ratio and drainage length are applied to identify the debris-flow prone ravines. However the use of Melton Ratio (MR) combined with drainage length (L) analysis results that are not classified as debris flow causes may be affected by slope, the geological or protected targets. 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 and 2.0 for debris-flow and debris-flood ravines, respectively. The fan slope and the Melton ratio can also serve as an indicator for debris-flow ravines .

Key words: Ping-Guang watershed, Chenyulan River watershed, Chishan River Watershed, debris flows, Melton Ratio.

目次

摘 要.....	I
ABSTRACT.....	II
目次.....	III
圖次.....	VII
表次.....	XII
第一章 緒 論	1-1
1-1 前言	1-1
1-2 研究目的	1-3
1-3 研究方法	1-4
1-4 研究架構	1-4
第二章文獻回顧	2-1
2-1 野溪坑溝及土砂災害之定義	2-1
2-2 ArcGIS 理論.....	2-5
2-2-1 數值高程模型.....	2-5
2-2-2 窪地填補.....	2-7
2-2-3 流域流向	2-8
2-2-4 累積流量計算.....	2-9
2-3 土石流流域特徵相關研究	2-10

2-4 流域門檻值相關研究	2-18
第三章 研究及分析方法	3-1
3-1 研究區域特性	3-1
3-1-1 平廣溪流域.....	3-1
3-1-2 陳有蘭溪流域.....	3-3
3-1-3 旗山溪流域.....	3-8
3-2 研究步驟	3-11
3-3 水文分析	3-12
3-3-1 河流級序區分.....	3-12
3-3-2 水系密度分析.....	3-13
3-4 流域險峻值分析	3-14
3-5 流域門檻值分析	3-15
3-6 地貌分析	3-18
3.7 土石流堆積扇地形判釋	3-19
第四章分析結果與討論	4-1
4-1 平廣溪流域	4-1
4-1-1 水文分析	4-1
4-1-2 地貌分析	4-5
4-2 陳有蘭溪	4-11

4-2-1	水文分析	4-12
4-2-2	地貌分析	4-14
4-3	旗山溪流域	4-20
4-3-1	水文分析	4-21
4-3-2	地貌分析	4-23
4-4	各流域溪溝特性分析	4-29
4-4-1	平廣溪流域	4-30
4-4-2	陳有蘭溪流域	4-33
4-4-3	旗山溪流域	4-36
4-4-4	小結	4-39
4.5	土石流堆積扇特徵分析	4-47
4-5-1	平廣溪集水區	4-53
4-5-2	陳有蘭溪集水區	4-55
4-5-3	旗山溪集水區	4-58
4-5-4	土石流沖積扇與洪水沖積扇之區分門檻	4-59
第五章	土石流潛勢溪流現勘及綜整分析	5-1
5-1	陳有蘭溪流域現勘	5-1
5-2	旗山溪流域現勘	5-7
5-3	不同區域土石流案例之地貌特性分析	5-16

第六章 結論與建議	6-1
6-1 結論	6-1
6-2 建議	6-4
參考文獻.....	參-1
附錄一 期中簡報意見處理情形	附錄-1
附錄二 期末簡報意見處理情形	附錄-6

圖次

圖 1- 1 研究結構流程圖	1-6
圖 2- 1 洪水堆積剖面且明顯分層	4
圖 2- 2 高含砂水流沉積物覆蓋其河道	4
圖 2- 3 土石流基質支撐及河道側積堤	5
圖 2- 4 地形剖面觀察觀察窪地與突起	8
圖 2- 5 水流流向編碼方式	8
圖 2- 6 DEM 經過流向分析後的結果	9
圖 2- 7 流向分析後產生的網格流量累積	10
圖 2- 8 觀測現地山坡及蝕溝坡度與面積關係圖	19
圖 3- 1 平廣溪流域位置圖	2
圖 3- 2 平廣溪集水區地質圖	3
圖 3- 3 陳有蘭溪流域位置圖	4
圖 3- 4 陳有蘭溪地文參數流域特徵統計	7
圖 3- 5 陳有蘭溪流域土石流集水區長度與流域險峻值區之關係圖 ...	8
圖 3- 6 旗山溪流域位置圖	10
圖 3- 7 旗山溪集水區地質圖	11
圖 3- 8 地形分析流程圖	11

圖 3- 9 水系修改比對圖	12
圖 3- 10 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖	13
圖 3- 11 累積機率密度分布圖($a=1.33$, $\Delta x=0.25$)	16
圖 3- 12 累積匯流面積與坡度關係圖	17
圖 3- 13 坡度與累積匯流面積示意圖	18
圖 3- 14 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)	20
圖 3- 15 研究蒐集與分析圖資產製類型	21
圖 4- 1 平廣溪流域 5 米 DEM 圖層	1
圖 4- 2 平廣溪集水區與微水系分佈圖	2
圖 4- 3 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(1m)	3
圖 4- 4 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(5m)	3
圖 4- 5 河流級序與河流數目統計關係圖	4
圖 4- 6 微水系核密度分析搜索圓半徑 50m 成果圖	4
圖 4- 7 微水系核密度分析搜索圓半徑 100m 成果圖	4
圖 4- 8 微水系核密度分析搜索圓半徑 150m 成果圖	5
圖 4- 9 微水系核密度分析搜索圓半徑 200m 成果圖	5
圖 4- 10 微水系核密度分析搜索圓半徑 250m 成果圖	5
圖 4- 11 平廣溪流域子集水區劃分圖	6

圖 4- 12 平廣溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係	8
圖 4- 13 平廣溪子集水區與流域主流之關係	9
圖 4- 14 平廣溪流域主流長度(L)與流域險峻值(MR)之關係	9
圖 4- 15 平廣溪子集水區排水密度(D)與流域險峻值(MR)之關係	10
圖 4- 16 平廣溪集水區坡度與匯流面積關係圖	11
圖 4- 17 陳有蘭溪流域 5 米 DEM 圖層	12
圖 4- 18 陳有蘭溪集水區與河流級序分佈圖	13
圖 4- 19 河流級序與河流數目統計關係圖	14
圖 4- 20 陳有蘭溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈	15
圖 4- 21 陳有蘭溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係	18
圖 4- 22 陳有蘭溪子集水區土砂災害型態轉變	18
圖 4- 23 陳有蘭溪集水區坡度與匯流面積關係圖	20
圖 4- 24 旗山溪流域 5 米 DEM 圖層	21
圖 4- 25 旗山溪集水區與河流級序分佈圖	22
圖 4- 26 河流級序與河流數目統計關係圖	23
圖 4- 27 旗山溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈	24
圖 4- 28 旗山溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係	27
圖 4- 29 旗山溪流域子集水區土砂災害轉變之關係	27
圖 4- 30 旗山溪集水區坡度與匯流面積關係圖	29

圖 4- 31 平廣溪一級河川長度與集水區長度分析.....	31
圖 4- 32 平廣溪一級和二級河川長度與集水區長度分析.....	32
圖 4- 33 平廣溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析.....	32
圖 4- 34 平廣溪集水區面積與流域險峻值關係.....	33
圖 4- 35 陳有蘭溪一級河川長度與集水區長度分析.....	34
圖 4- 36 陳有蘭溪一級和二級河川長度與集水區長度分析.....	35
圖 4- 37 陳有蘭溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析.....	35
圖 4- 38 陳有蘭溪集水區面積面積與流域險峻值關係.....	36
圖 4- 39 旗山溪一級河川長度與集水區長度分析.....	37
圖 4- 40 旗山溪一級和二級河川長度與集水區長度分析.....	38
圖 4- 41 旗山溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析.....	38
圖 4- 42 旗山溪集水區面積面積與流域險峻值關係.....	39
圖 4- 43 台灣北部流域長度與流域險峻值區修正後之關係圖.....	40
圖 4- 44 台灣中南部流域長度與流域險峻值區修正後之關係圖.....	41
圖 4- 45 三個集水區河流級序與河流數目統計關係圖.....	42
圖 4- 46 平廣溪集水區發生機率與 A/A_c 之關係圖.....	42
圖 4- 47 旗山溪集水區發生機率與 A/A_c 之關係圖.....	43
圖 4- 48 陳有蘭溪集水區發生機率與 A/A_c 之關係圖.....	43
圖 4- 49 陳有蘭溪及旗山集水區形狀係數與流域險峻值之關係圖....	44

圖 4- 50 日本與台灣土石流集水區面積分布比較.....	45
圖 4- 51 以計曲線法求得三個流域溪溝起點之集水面積累積機率....	47
圖 4- 52 土石流堆積扇圈繪：(a)陳有蘭溪集水區；(b)旗山溪集水區	49
圖 4- 53 平廣溪集水區土石流堆積扇分布	50
圖 4- 54 陳有蘭溪集水區土石流堆積扇分布	51
圖 4- 55 旗山溪集水區土石流堆積扇分布	52
圖 4- 56 研究區土石流堆積扇坡度與 Melton's ratio 關係圖	53
圖 4- 57 平廣溪編號 NO.22 集水區堆積扇	54
圖 4- 58 平廣溪堆積扇表面坡度與 MR 關係圖	55
圖 4- 59 陳有蘭溪-南投縣 DF206 堆積扇範圍圖	56
圖 4- 60 陳有蘭溪-南投縣 DF206 堆積扇斷面圖	57
圖 4- 61 陳有蘭溪流域堆積扇坡度分析	57
圖 4- 62 高市 DF021 堆積扇範圍.....	58
圖 4- 63 高市 DF021 堆積扇斷面.....	59
圖 4- 64 旗山溪流域堆積扇坡度分析	59
圖 4- 65 集水區沖積扇坡度與流域險峻及土砂運移型態關係.....	60

表次

表 2-1 以流域長度及流域險峻值區分不同土砂災害之界檻值.....	2-15
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.....	2-18
表 3-1 平廣溪流域地層與岩性描述.....	3-2
表 3-2 陳有蘭溪流域高程表	3-4
表 3-3 陳有蘭溪土石流子集水區流域特徵表.....	3-5
表 3-4 陳有蘭溪流域地層與岩性描述.....	3-7
表 3-5 旗山溪流域地層與岩性描述.....	3-10
表 3-6 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋.....	3-22
表 4-1 平廣溪集水區各級河流數目與長度與其比例(1m).....	4-2
表 4-2 平廣溪集水區各級河流數目與長度與其比例(5m).....	4-3
表 4-3 平廣溪子集水區地貌參數資料.....	4-6
表 4-4 陳有蘭溪各級河流數目與長度與其比例.....	4-13
表 4-5 陳有蘭溪子集水區地貌參數資料.....	4-16
表 4-6 陳有蘭溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料.....	4-19
表 4-7 旗山溪流域各級河流數目與長度與其比例(5m).....	4-22
表 4-8 旗山溪子集水區地貌參數資料.....	4-24
表 4-9 旗山溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料.....	4-28

表 4- 10 台灣北部流域長度及流域險峻值不同主導營力的界檻值	4-40
表 4- 11 台灣中南部流域長度及流域險峻值不同主導營力的界檻值	4-40
表 4- 12 研究區土石流堆積扇微地形判釋統計	4-49
表 5- 1 陳有蘭溪現勘土石流溪流之災例資料分析	5-2
表 5- 2 旗山溪現勘土石流溪流之災例資料分析	5-7

第一章 緒 論

1-1 前言

台灣山坡地土砂災害問題在面臨氣候變遷及地質脆弱的條件下，更加複雜與嚴峻，且因土砂災害發生區域及規模不易掌握，故土石流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。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 2017 年 1 月為止共有 1705 條（水土保持局，2017）。依水土保持局「土石流潛勢溪流劃設作業手冊」(2013)中所述，土石流潛勢溪流初步判定之包括「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。惟依此特性操作時，滿足此條件可被劃入之野溪、坑溝數量相當多，故宜就地文因子作進一步之篩選以提升效率。

地調所山崩地滑地質敏感區目前主要以「近期山崩與地滑區」代表曾經發生土石崩塌的區域；以「順向坡」代表有山崩或地滑發生條件的區域。至於周圍受山崩或地滑影響範圍，則以前述兩類區域外擴 5 公尺環域範圍，做為現階段通則性的統一作業標準。其主要之參據

資料以近二十年來之遙測影像為主，並未針對崩塌或土石流之地文特徵未進行量化計算與比較。

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。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。可透過高精度數值地形之土石流微地形判釋與數化工作，瞭解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，及溪流之歷史最大產砂量體（李璟芳等，2015）。針對土石流災害發生與地文因子間的關聯性，前人研究多以多變量統計分析指出集水區面積、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影響土石流發生之重要因子(陳文福, 2003；沈哲緯, 2012, 2014)。惟上述之分析獲得之地

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。

流域險峻值(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)與坑溝或野溪長度關係等參數曾被用於探討集水區尺度之潛在災害類型(Jackson et al., 1987; Wilford et al. ,2004;沈淑敏等,2007)。為進一步了解流域險峻值(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,本計畫去年根據現有南投和社溪、三芝員山村及 2015 蘇迪勒颱風新北市及桃園復興鄉共 41 個土石流災例進行分析,得知台灣土石流溪流地貌門檻值可修正為溪溝長度 $L<4.0\text{km}$ 及 $MR>0.5$ 。然而台灣不同地理區域之土石流潛勢溪流之地文參數是否符合上述流域險峻值與扇狀地特性的關係仍需進一步分析與驗證。

1-2 研究目的

本計畫針對判釋土石流潛勢溪流,以北部新店溪流域平廣溪流域、加上南投陳有蘭溪流域及高雄旗山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及中部陳有蘭溪流域及南部

高雄旗山溪流域現有土石流潛勢溪流進行驗證，提供後續土石流潛勢溪流劃設之依據。

1-3 研究方法

本研究使用高精度數值地形為基礎(1 m 或 5 m 精度)，對上述北中南三個流域使用 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流域險峻值(Melton' s ratio ; MR)之分析。並分析不同流域現有土石流潛勢溪流區域分析加以驗證該方法之可行性。

土石流潛勢溪流與地文因子關聯性：本研究採用無因次地貌參數流域險峻值($MR=H/\sqrt{A}$)與溪流長度關係，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、南各區域之代表性地文參數因子與災害分類準則。

1-4 研究架構

本文使用 ArcGIS 10.2 對平廣溪、陳有蘭溪及旗山溪坡地土砂災害判釋之研究，本文論文架構如圖 1-1 所示，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、核密度分析)、流域險峻值及流域門檻值之分析。第四章為分區地文資料分析，分別對平廣溪、陳有蘭溪及旗山溪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，分別對陳有蘭溪及旗山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。

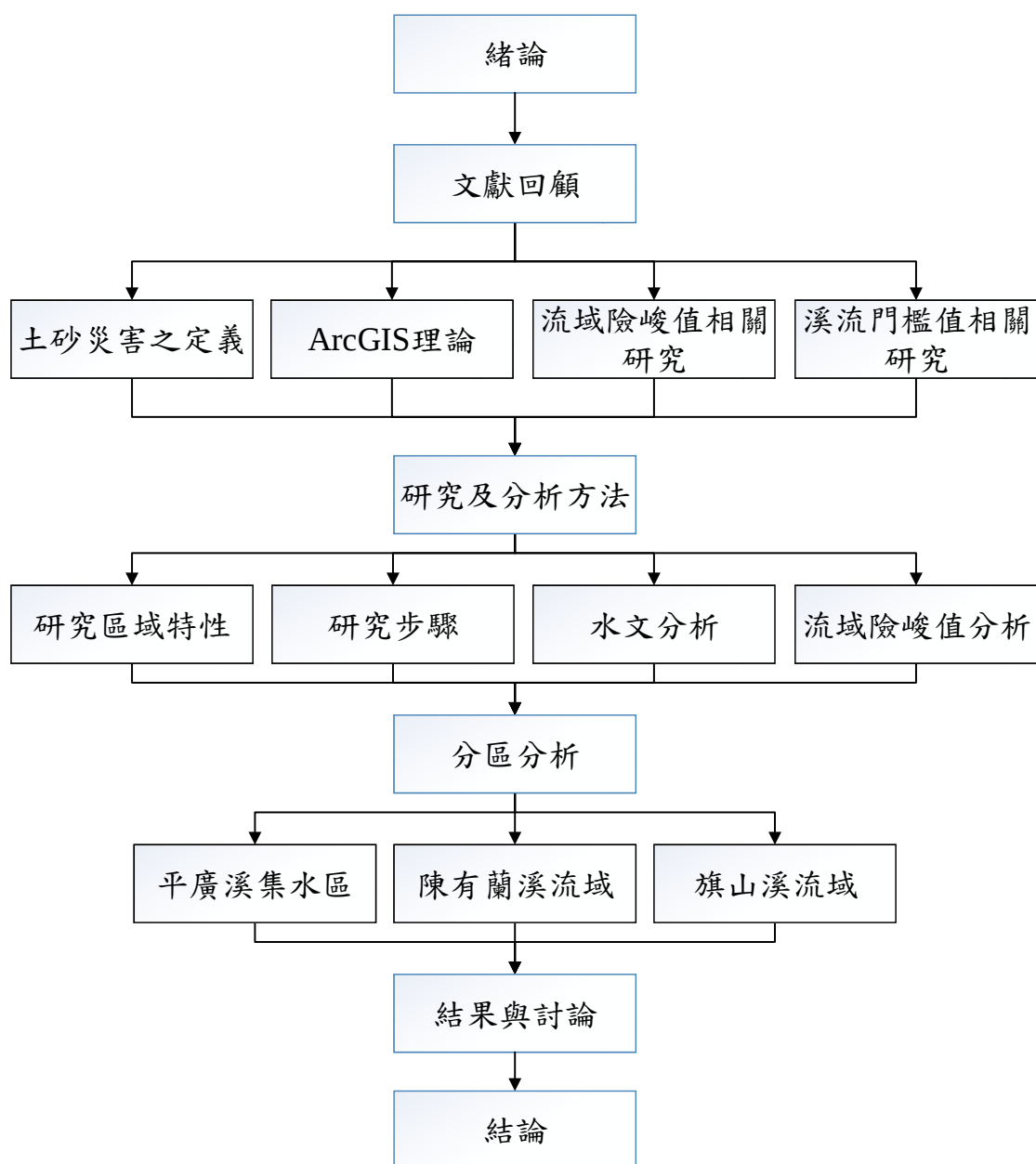


圖 1-1 研究結構流程圖

第二章文獻回顧

2-1 野溪坑溝及土砂災害之定義

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。

美國學者則依土砂運動時之體積濃度(含砂量)定義，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)。中國大陸自 1960 年起在甘肅、雲南、西藏及四川等地進行土石流的調查及研究工作，大陸學者一般將土石流依運動型態分為黏性土石流、稀性土石流及過渡性土石流三種。黏性土石流的土砂運動特徵為整體運動，可視為單相流體，速度剖面可視為層流及有栓流(plug flow)，並有陣流現象。稀性土石流在垂直剖面上則有明顯土水分離，並可見泥水表面，應視為二相流體，整體運動為亂流型態。過渡型土石流則介於兩者之間。黏性土石流的比重約為 1.9-2.3，稀性土石流的比重則為 1.3-1.7，過渡型土石流的比重則介於 1.7-1.9(崔之久, 1996)。不同土石流的運動型態或粘

滯度與土石流漿體的濃度有關。土石流的整體比重與土石流的漿體(<2 mm 的固體顆粒)比重有定量關係，依蔣家溝的實測資料，後者約為前者之 0.75 倍。若假定土石流中之固體顆粒的比重為 2.65，則相應不同運動型態之土石流顆粒體積(重量)濃度分別為：黏性土石流約為 54.5-78.8 %(76.1-90.8 %)，稀性土石流為 18.1 - 42.4 % (37.1-66.1%)，過渡型土石流則介於 42.4 - 54.5 %(66.1-76.1%)。即中國大陸學者所定義之土石流比重介於 1.3-2.3，體積濃度介於 18.1-78.8%，範圍較歐美學者所認定的範圍寬鬆。

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。

崩塌是土體因重力牽引沿坡向下滑動，其大部分土體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。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。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)(圖 2-1)。反之，高含砂水流的堆積分層及覆瓦結構較不明顯(圖 2-2)。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)(圖 2-3a)。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(圖 2-3b)。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)。在定點觀測流量或水深的時序變化時，土石流有明顯的陣流現象，每陣持續時間僅數分鐘；而高含砂水流之水深變化較緩慢，長達數十分鐘以上(Cousot and Meunier, 1996)。即土石流較高含砂水流具驟變性即明顯龍頭，具較高之破壞性。



圖 2- 1 洪水堆積剖面且明顯分層
(屏東縣來義鄉內社溪)



圖 2- 2 高含砂水流沉積物覆蓋其河道
(新北市烏來區烏砂溪)



(a)河岸大顆粒呈基質支撐(烏來忠治) (b)河道側積堤(桃園奎輝野溪)

圖 2-3 土石流基質支撐及河道側積堤

2-2 ArcGIS 理論

2-2-1 數值高程模型

數值地形模型也稱為數值高程模型 (DEM: Digital Elevation Model) 將地形三度空間的起伏變化數值化。目前最常使用資料格式分為三種：規則網格 (Regular Grid)、不規則三角網 (TIN)、與數值等高線 (Digital Contour)。規則網格 (Regular Grid) 將區域空間劃分為網格，每個網格皆有對應的數值用來表示其地理特徵，將該資料以二維陣列方式儲存，資料的精準度由網格的大小決定。不規則三角網 (TIN) 由連續不規則的三角形組成，將三個鄰近點連結成三角形，每個三角形皆視為一個局部平面，再計算每個網格高程。TIN 的主要缺點為在建立三角形相較費時；優點為儲存資料空間較小。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 2-1 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

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。

DEM 所描述為地形的起伏變化，其應用於水文、地貌、工程建設、通訊、農業等領域。例如：淹水區分析，利用 DEM 模擬計算各種不同情況觀察淹沒區域變化的狀況、三維飛行模擬，在飛行模擬器內使用 DEM 搭配真實地表影像，作為模擬飛行訓練、輸電線路塔位

置的選定，利用 DEM 在電腦找出最佳路線位置、工程建設上，利用 DEM 土方量之計算；DEM 也可應用於防洪減災，使用 DEM 進行水文分析、水系網路分析、蓄洪計算、淹沒分析等，並依照模擬結果做出對應的防災措施(任立良等，2000；宋秉憲，2004；楊奕岑等，2005)。

2-2-2 窪地填補

DEM 由測量所得，在人為或儀器會產生誤差，其誤差主要可分為兩種：窪地和突起，如圖 2-4 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，其分析後符合下列條件，表示其網格為窪地：

1. 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。
2. 若相鄰網格流向互相指向對方，則表示其網格為窪地。
3. 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。

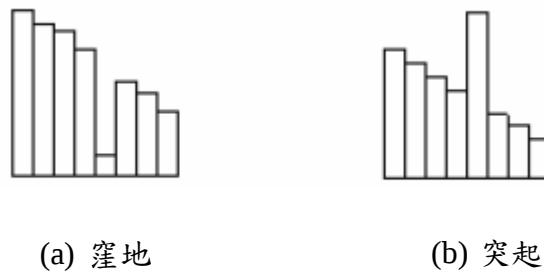


圖 2-4 地形剖面觀察觀察窪地與突起

資料來源：宋秉憲，2004

2-2-3 流域流向

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 2-5)，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 2-5 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 2-6 所示。

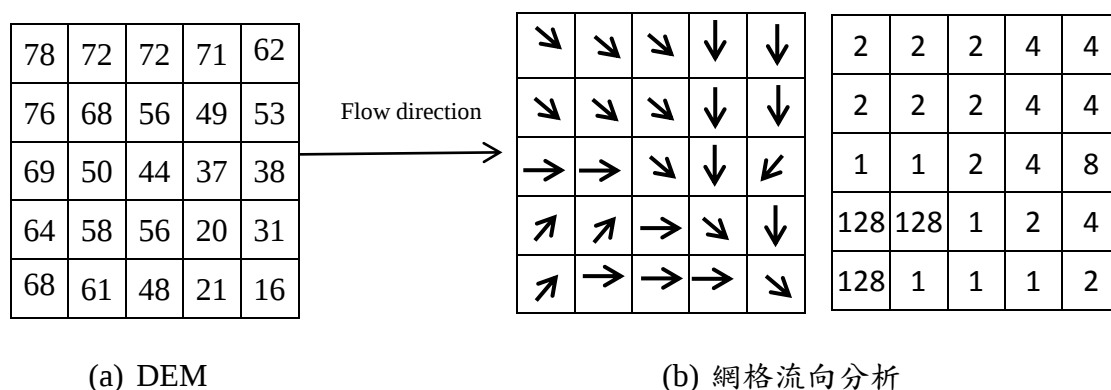


圖 2-6 DEM 經過流向分析後的結果

資料來源：改繪宋秉憲，2004

2-2-4 累積流量計算

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作為基礎。其假設為在山地中水流入相鄰高程差最大網格，將其水量累計至周圍網格，

依此類推，計算每個網格累積流量，如圖 2-7 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：

1. 相鄰網格中沒有任何流量流入時，將自己的流量假設為 0。
2. 相鄰網格中有流量流入時，將流入網格流量加上 ”1” 即為自己的流量。

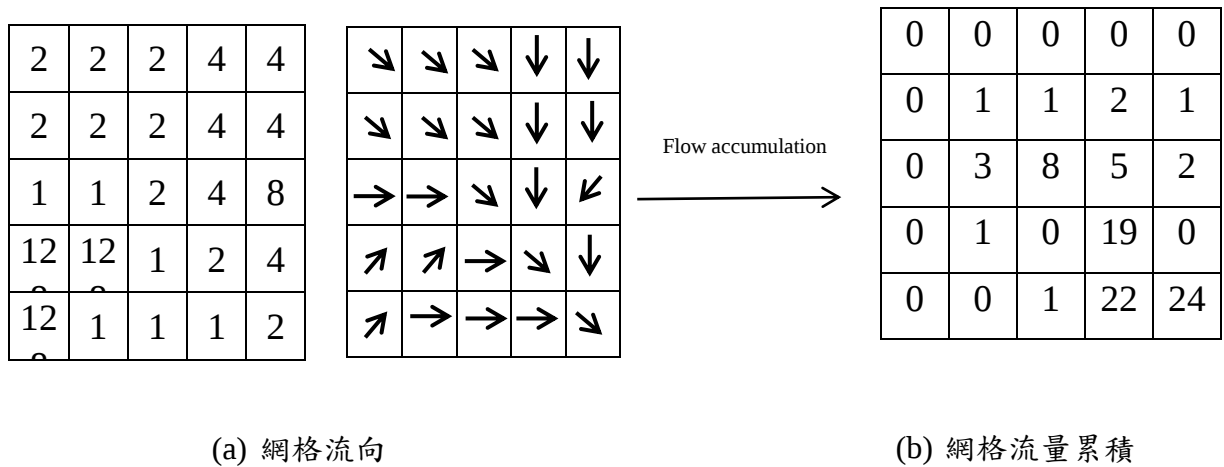


圖 2-7 流向分析後產生的網格流量累積

2-3 土石流流域特徵相關研究

在降水條件與土砂料源持續供應下，土石流之發生具有復發性，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)。土石流災害發生與地文因子間的關聯性，前人研究多以集水區面積、地形坡度(>30%)、坡向、形狀係數(0.13-0.34)、地質特性、潛勢溪流範圍內之崩塌率、地文綜合指標(GI)等為影響土石流發生之重要因子(陳文福, 2003; 張智瑜, 2005; 李明熹, 2006; 簡佐伊, 2011; 沈哲緯等, 2012、2014)。

依照土石流發育和活動部位可將土石流區分為二種地貌型態(1) 坡面型土石流:指尚未形成完整流域的坡面，或溝床坡度與面坡度相近的小流域，集水面積小於 0.3 km^2 (或 25 公頃, 陳等, 2016)。(2) 溪床型土石流:其料源型態皆可能來自溝床堆積、溝口及河階堆積、坡面或側岸崩塌，而溪床型土石流依溪谷發育的程度可再細分為(a) 溝谷型土石流: 指支溝未完整發育、流域面積中等(介於 $0.3 - 20 \text{ km}^2$) 的溝谷。(b) 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，流域面積較大(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。由中國四川成昆鐵路沿線 367 條土石流溝中，發生土石流的流域面積以 $0.04-4.0 \text{ km}^2$ 為主(266 條佔 72.7%)。而流域面積愈大($>55 \text{ km}^2$)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。相較之下，流域面積較小($<1 \text{ km}^2$)的溪床型土石流溝或坡面型土石流溝因其自然匯水及土砂料源有限，其發生規模及頻率易受邊坡挖填、道路修築、人工棄土等人為開發行為影響。山區道路會造成集水區流路改變及地表逕流集中,故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(Katz et al., 2014)。

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 $0.01-100 \text{ km}^2$ (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)的流域長度及面積分布特性。如圖 2-8 所示, 中低山(LM)的流域長度小於 2.5 km 的比例最多約 54%, 其次為 2.5-5.5km 佔 35%, 且大都小於 11 km(99%)。中山(MM)的流域長度以 2.5-5.5 km 最多(43%), 其次為 5.5-11 km(30%), 二者約佔 73%, 約有 4%的流域長度大於 15 km。高山(HM)的流域長度則以 5.5-11 km 最多(46%), 其次為 2.5-5.5 km(40%), 但仍約有 9%的流域長度大於 15 km。

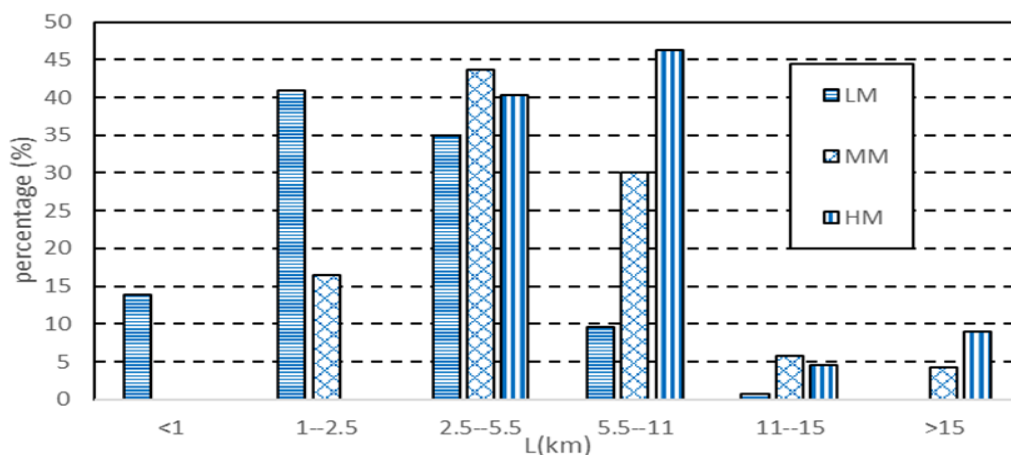


圖 2-8 中國不同區域的土石流集水區的流域長度分布

(中低山(LM), 中山(MM), 高山(HM))

集水面積的分布如圖 2-9 所示, 中低山(LM)的流域面積以小於 1 km² 的比例最多約 42%, 其次為 1-5 km² 佔 38%, 且大都小於 20 km²(98%)。中山(MM)的流域面積則以 1-5 km² 最多(42%), 其次為

5-10 km²(18%)，二者約占 60%，約有 2%的流域面積大於 100 km²。

高山(HM)的流域面積則以 1-5 km² 最多(30%)，其次為 5-10 km² (25%)，再其次則為 20-35 km²(20%)，且仍約有 6%的流域面積大於 100 km²。由上可知發生土石流的集水區大小(面積及長度)會因著集水區的地理環境及相應的氣候條件改變，流域高程差愈大的地理環境會孕育出較大的土石流的集水區及沖積扇。

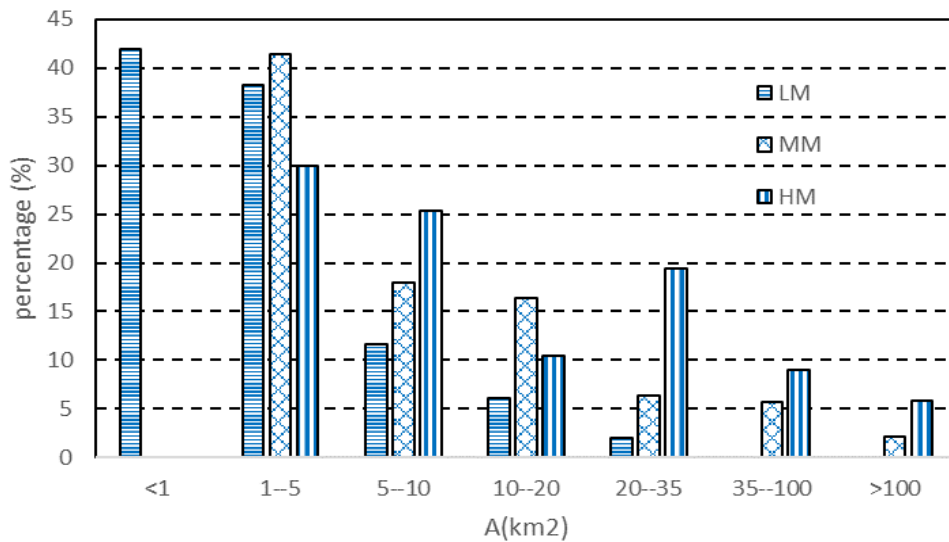


圖 2-9 中國不同區域的土石流集水區的流域面積分布

(中低山(LM), 中山(MM), 高山(HM))

上述分析獲得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-流域險峻值(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。如 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° ，且扇頂以上的流域險峻值(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 省之土砂災害案例彙總而成，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(表 2-2 及圖 2-10)。

表 2-2 以流域長度及流域險峻值區分不同土砂災害之界檻值

	流域長度(L)	流域險峻值(MR)
洪水	--	< 0.3
高含砂水流	--	0.3-0.6
	≥ 2.7 公里	> 0.6
土石流	< 2.7 公里	> 0.6

資料來源: Wilford et al., 2004

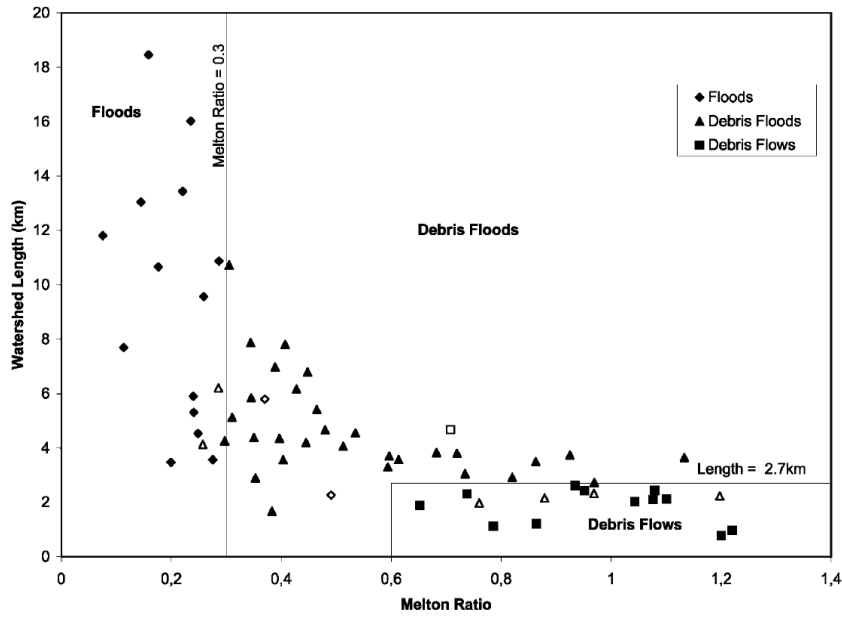


圖 2- 10 流域長度與流域險峻值區之關係圖

資料來源:Wilford et al.,2004; Welsh et al. ,2010

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，土石流相較於洪水所夾帶之土砂災害，其集水區通常具有較高之能量與相對高程差。Welsh et al. (2010)亦使用流域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。Welsh et al. (2010) 亦使用流域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流域面積、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流域，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 2-3 所示。以 Wilford 等(2004)利用流域長度結合流域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流域長度、流域面積、起伏比、流域河床坡度、流域險峻值、有效集水面積和形狀係數等的關係。結果顯示流域長度、流域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。流域險峻值 >0.5 為土石流扇的特色；但流域險峻值 <0.5 卻無法區分洪水扇和土石洪水扇。Arksey and VanDine (2008) 對溫哥華白河(White River)區兩條已發生土石流事件之溪流及一條發生洪水事件之溪流，使用 Wilford 等(2004)提出方法及土石流敏感性進行分析，流域長度結合流域險峻值結果指出三條流域皆屬於土石流事件，土石流敏感性法指出一條為土石流敏感性為中等其餘兩條溪流為高敏感性土石流溪流。Melelli and Taramelli (2004) 對義大利中部特爾尼(Terni)集水區之土石流溪流進行地貌之分析，採用流域險峻值判釋，11 個土石流溪流裡有兩條溪流為高含砂水流，其原因可能為受到地質及坡度的關係。

表 2-3 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

由上可知雖然流域險峻值(Melton Ratio)及流域長度可作為判釋土砂災害類型的參數，但其門檻值隨不同區域、集水區環境有不同範圍。為進一步了解流域險峻值是否可適用於台灣不同集水區之土砂災害判釋，極其量化範圍。本研究收集新北市平廣溪、高雄旗山溪及南投陳有蘭溪之土石流災例進行分析及綜整比較。

2-4 流域門檻值相關研究

目前集水區自動劃分理論由 O'Callaghan 及 Mark(1984)提出，係利用累積流量之概念，意即網格之累積流量為上游流入該網格之累積數量，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，若網格之累積流量差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。

現階段以 DEM 結合 GIS 應用於集水區自動劃分以及水系網萃取，專家學者皆以單一門檻值萃取結果來代表，而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），又因水系

分為常流水及非常流水，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 及排水流向觀念進行自動化萃取（林昭遠及林文賜，2000）。

流域門檻值之設定關係到水系網的生成，故須尋找最適累積流量門檻值，Tarboton et al. (1991)以河川級序法則為基礎，對美國各地 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 2-9)，該圖顯示在面積約大於 0.5 公頃時大多為蝕溝。鑒於上述，本研究採用 5x5 m DTM，水系門檻值為 200(其面積為 0.5 公頃)作為集水區溪流源頭。

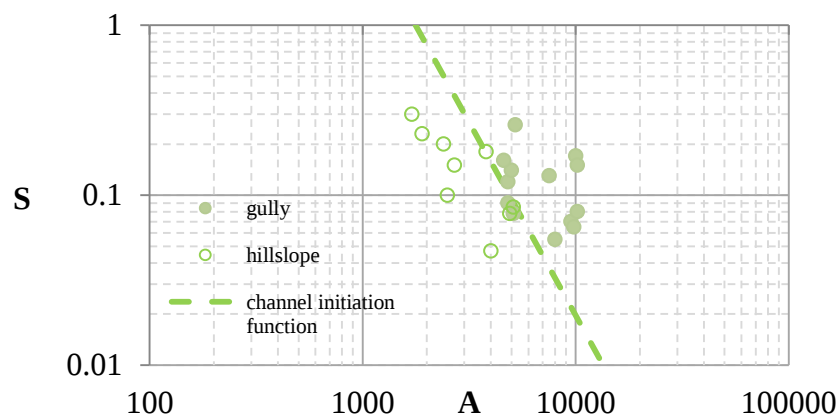


圖 2-8 觀測現地山坡及蝕溝坡度與面積關係圖

資料來源：改繪 Williams et al., 1992

溪流長度其上游以比例尺 1/5000 或 1/10000 像片基本圖或航照圖為基圖，圖上朝上坡彎曲之等高線計曲線(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，視為溪溝；否則則視為坡面，此乃水系之認定標準。下游則延續至匯入主流為止(水土保持技術規範，2013)。本計畫依此方式求得土石流、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。

第三章 研究及分析方法

3-1 研究區域特性

3-1-1 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 km²，最大高程:970m、最小高程: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(新店區公所，2015)。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。

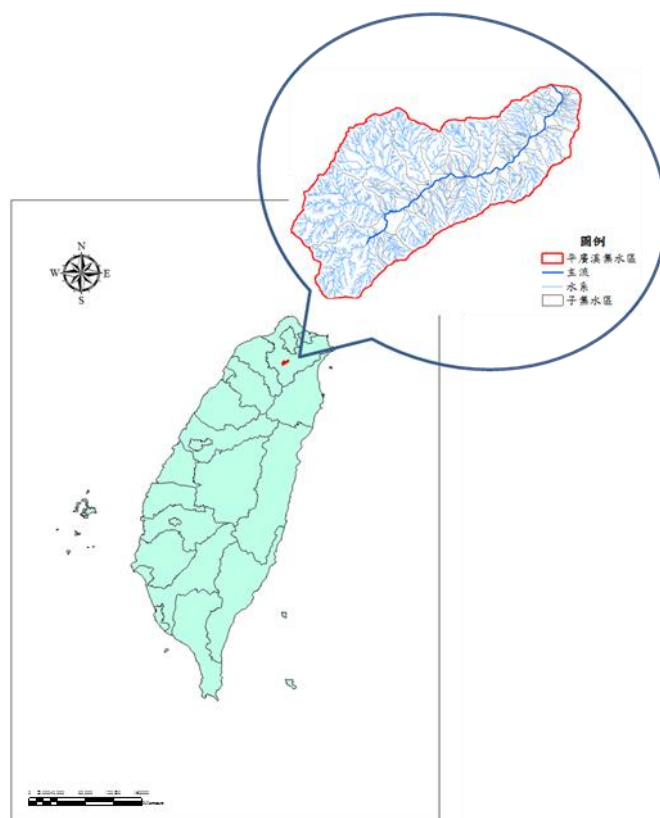


圖 3-1 平廣溪流域位置圖

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。

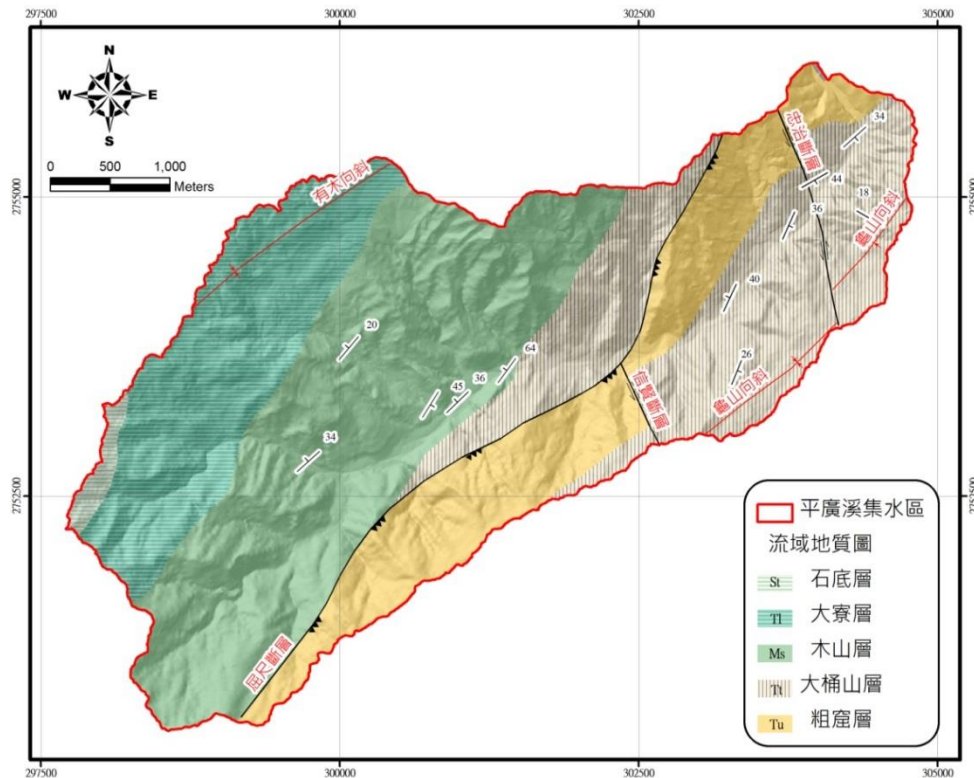


圖 3-2 平廣溪集水區地質圖

資料來源：中央地質調查所，2015

3-1-2 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。流域範圍東以郡大山為界、南以阿里山、玉山及秀姑巒山為界。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(表 3-2)，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
浚，2013)。

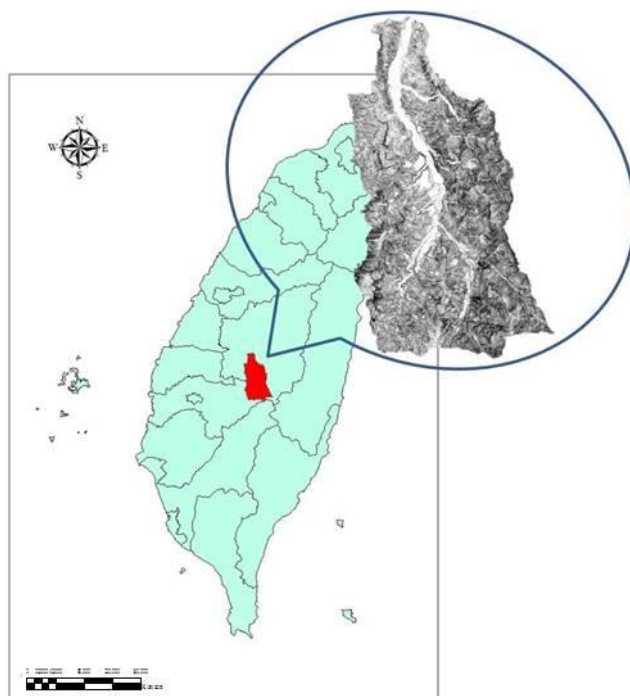


圖 3- 3 陳有蘭溪流域位置圖

表 3- 2 陳有蘭溪流域高程表

高程(公尺)	面積(公頃)	百分比(%)
121~500	1,372	3.1
500~1,000	8,899	19.9
1,000~1,500	11,114	24.8
1,500~2,000	10,606	23.7
2,000~2,500	8,081	18.0
2,500~3,000	3,672	8.2
3,000~3,500	879	2.0
3,500~3,926	152	0.3
合計	44,775	100
平均高程 1,582		

資料來源:改繪林基源，2003

陳有蘭溪流域之土石層集水區的地文特徵及地層岩石描述(謝有忠，1999；劉盈劭，2000；張瑞津等，2001)如表 3-3、3-4 所示。其流域特徵之各項地文參數統計如圖 3-4 所示。根據前人的研究，易發生土石流事件之河流主流坡降多在 $10^{\circ}\sim 25^{\circ}$ （蘆田和男，1983；張東炯等，1996）。陳有蘭溪流域 23 條河流，平均坡度則分布在 $30^{\circ}\sim 52^{\circ}$ （圖 3-4-D）。對該流域 23 條溪流採用無因次地貌參數 Melton's ratio (Melton, 1965)與主流長度探討該流域災害類型(Wilford et al., 2004)，將集水區的土砂災害分為洪水、土石流、高含砂水流三類，其門檻值為主流長度 7km 及 $MR=0.43$ ，流域內 23 條溪流皆為土石流潛勢溪流，如圖 3-5 所示。

表 3-3 陳有蘭溪土石流子集水區流域特徵表

	編號	河道名稱	河流等級	流域面積 (km ²)	主流長 (km)	最高點(m)	最低點(m)	主流坡降 (%)	流域坡度 (度)	岩性	高程差 (km)	MR	備註 (土石流潛勢溪流)
左岸	1	米籠坑溪	2	3.56	3.62	1,306	310	19.78	32.95	南莊層	1.00	0.53	投縣 DF160
	2	竹子腳坑	2	2.05	2.35	1,240	345	14.35	36.51	南莊層	0.90	0.63	投縣 DF161
	3	火燒寮坑	1	1.22	1.66	1,306	363	23.91	42.91	南莊層	0.94	0.85	投縣 DF162
	4	小島乾坑	1	1.63	1.44	1,278	390	20.69	38.95	南莊層	0.89	0.70	
	5	1 號野溪	1	1.1	2.03	1,278	385	27.54	44.93	南莊層	0.89	0.85	
	6	惡浪坑	1	0.81	0.93	1,254	400	32.62	43.13	南莊層	0.85	0.95	
	7	2 號	1	1.2	0.83	1,119	470	18.76	32.82	關刀山	0.65	0.59	

土石流潛勢溪流之地文因子綜整判定

		野溪								砂岩段			
	8	3 號 野溪	1	0.81	0.5	1,230	540	34.17	48.66	關刀山 砂岩段	0.69	0.77	投縣 DF220
	9	4 號 野溪	1	0.8	0.94	1,345	540	24.00	31.28	關刀山 砂岩段	0.81	0.90	
	10	蒼庫 溪	2	2.65	3.99	1,599	645	15.18	41.15	魚藤坪 砂岩段	0.95	0.59	投縣 DF223
右 岸	11	平坑	1	1.04	1.76	1,135	324	29.82	39.83	變質岩	0.81	0.80	投縣 DF170
	12	南平 坑	1	1.44	2.02	1,130	324	26.27	35.56	變質岩	0.81	0.67	投縣 DF169
	13	黑石 坑	1	0.56	1.48	1,196	339	34.92	48.38	變質岩	0.86	1.15	
	14	郡坑	1	0.89	1.54	1,200	354	35.38	44.60	變質岩	0.85	0.90	投縣 DF168
	15	二廊 溪	2	1.94	2.56	1,510	379	22.74	36.95	水長流 層	1.13	0.81	
	16	郡安 溪	1	1.06	2.62	1,520	390	18.31	30.90	水長流 層	1.13	1.10	
	17	三廊 溪	2	3.55	3.1	1,559	398	13.30	33.52	水長流 層	1.16	0.62	投縣 DF165
	18	新開 橋溪	1	4.49	3.57	2,010	498	16.03	37.01	水長流 層	1.51	0.71	投縣 DF188
	19	九層 橋溪	1	1.98	1.8	1,989	521	24.37	41.33	水長流 層	1.47	1.04	投縣 DF189
	20	豐丘 溪	1	1.78	2.91	2,065	570	50.08	33.55	白冷層	1.50	1.12	投縣 DF190
	21	農富 坪溪	1	0.32	0.76	1,284	650	59.77	49.57	十八重 溪層	0.63	1.12	投縣 DF236
	22	農富 坪吊 橋溪	1	0.92	1.46	1,900	670	58.31	51.39	十八重 溪層	1.23	1.28	
	23	16 號 野溪	1	1.82	1.59	2,000	678	50.29	48.66	十八重 溪層	1.32	0.98	

資料來源：改繪劉盈劭，2000

表 3-4 陳有蘭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。

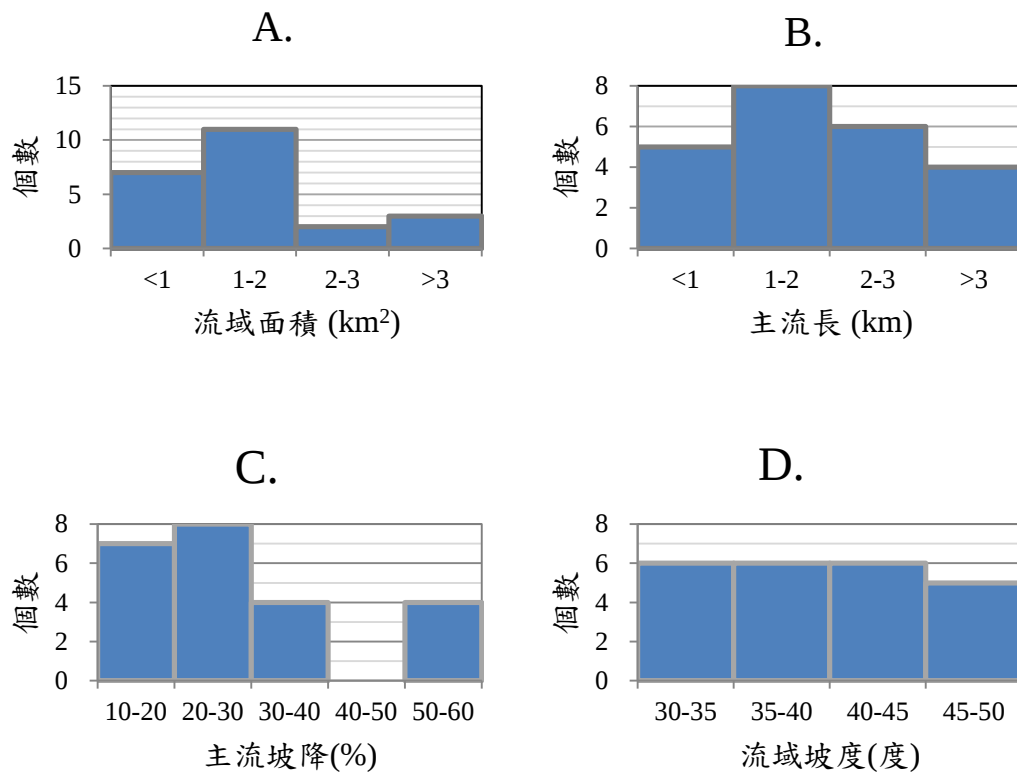


圖 3-4 陳有蘭溪地文參數流域特徵統計

資料來源：改繪劉盈劭，2000

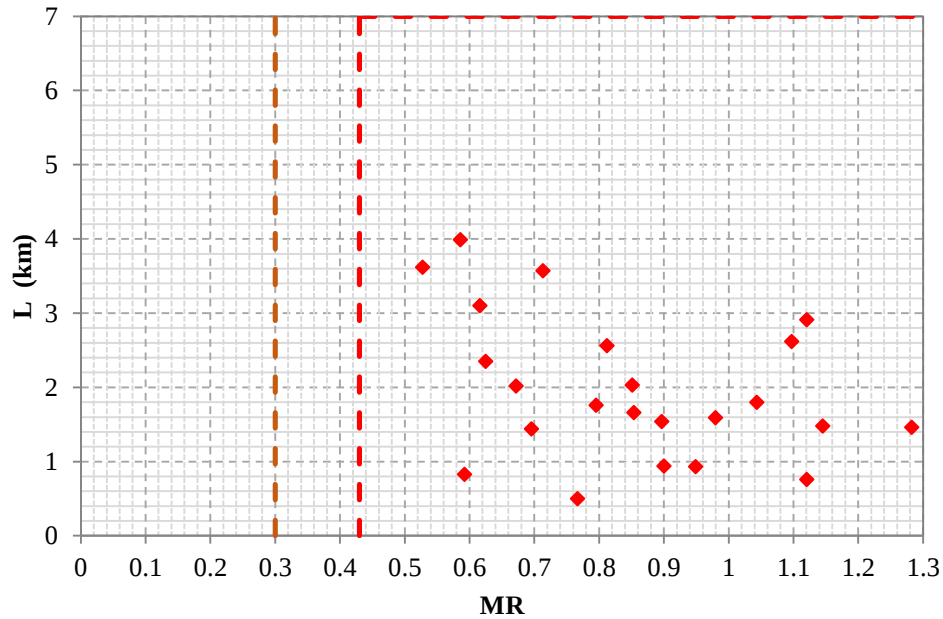


圖 3-5 陳有蘭溪流域土石流集水區長度與流域險峻值區之關係圖

資料來源:劉盈劭，2000

3-1-3 旗山溪流域

旗山溪(又名楠梓仙溪)流域位於台灣高雄市(圖 3-6)，為高屏溪主要支流之一。流經那瑪夏區、甲仙區、杉林區、旗山區及屏東縣里港鄉，於高雄嶺口與荖濃溪匯流後稱作高屏溪。主要溪流長約 118 km，總流域面積約 736.2 km²，主流平均坡降約為 1/148 至 1/1179。於集水區坡度中，坡度小於 40%以下，佔總集水區 24.8%；坡度 40%~55%之間，佔總集水區 20.6%；坡度大於 55%，佔總集水區 54.6%，屬於坡度較陡之集水區。

旗山溪流域屬於亞熱帶海洋季風氣候，歷年平均氣溫約 24.2℃，7 月份為溫度最高之月份，平均溫度約 28.0℃。集水區平均年雨量約

2,211~3,080 mm，其中年雨量之 90%集中於 5~10 月豐水期，以 8 月份降雨量最多。2009 年 8 月莫拉克颱風侵襲台灣，強大的西南氣流於台灣中南部創下暴雨紀錄，72 小時累積雨量達 1,856mm，已超過該區域發生災害之臨界雨量值(1,700mm)，引發順向坡地滑，造成重大災害(莊文星，2012)。

根據中央地質調查所 1/25,000 台灣地質圖及高屏溪流域地質圖所示，研究區之地層主要由三峽群、廬山層、沖積層、瑞芳群、台地堆積層及新高層(何春蓀，1986)；旗山溪最上游地區以南莊層與南港層為主，而從上游至甲仙一帶，則以長枝坑層及紅花子層為主，部分地區則屬於三民頁岩、鹽水坑頁岩及糖恩山砂岩為主(陳樹群等，2012)，各地層之岩性組成詳表 3-5，地層分佈狀況如圖 3-7 所示。

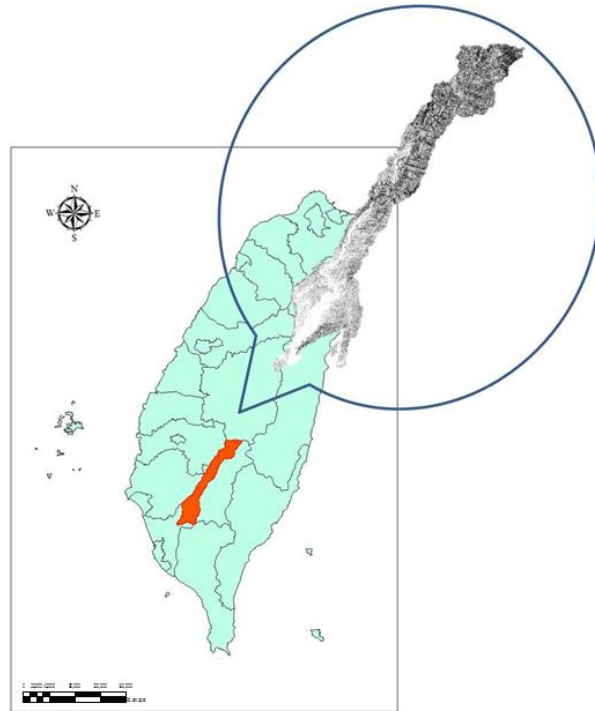


圖 3-6 旗山溪流域位置圖

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	為第三紀末變質沈積岩。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、粉土、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。

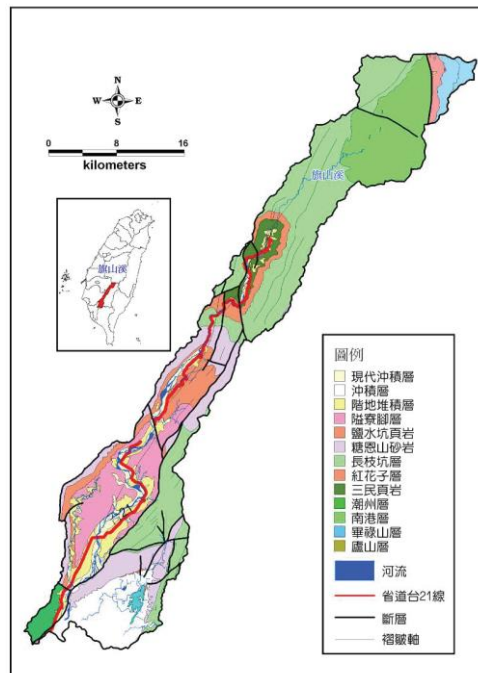


圖 3-7 旗山溪集水區地質圖

3-2 研究步驟

本研究利用 Arc GIS 軟體萃取所需之地文因子並計測流域險峻值(MR)。各子流域產生皆利用 Arc GIS 10.2 軟體外掛程式水系分析軟體 (Arc Hydro) 計算獲得，分析流程如圖 3-8 所示。

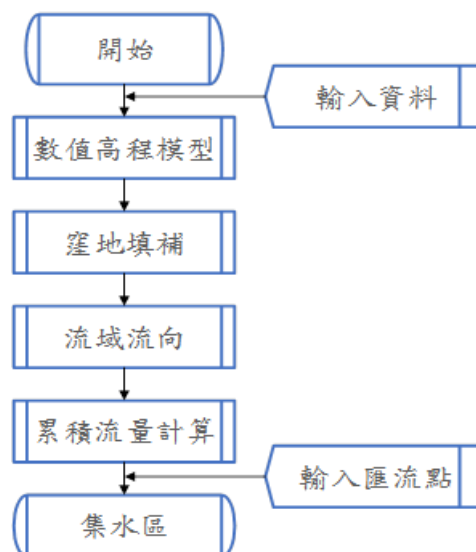


圖 3-8 地形分析流程圖

3-3 水文分析

本研究進行水文分析前須先檢視 ArcGIS 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(圖 3-9)，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。

圖 3-9-A 為 ArcGIS 所模擬之水系，該區塊水系沿著道路；圖 3-9-B 為水系修改後，依據陰影圖及等高線判定水系應流經之方向；圖 3-9-C 為水系修改前後之比對圖。

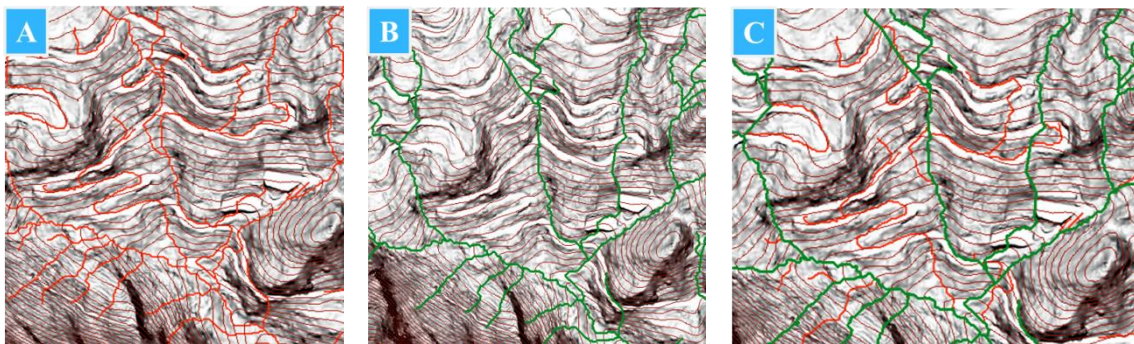


圖 3-9 水系修改比對圖

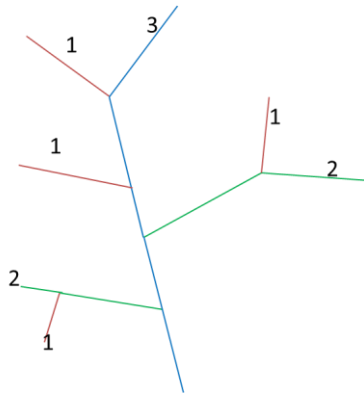
3-3-1 河流級序區分

河流級序以 Horton (1945)與 Strahler (1952) 的級序分法最為普遍。

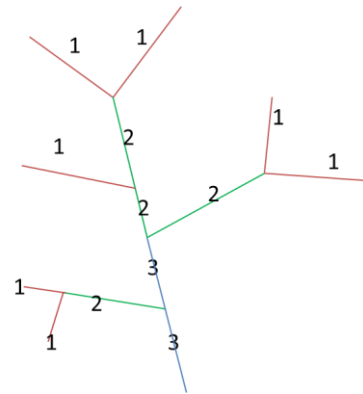
本研究使用 ArcGIS 外掛軟體，其分級方法採用 Strahler 級序分法。

Horton 級序區分法以無支流匯入之溪流為 1 級河流級序，兩條 1 級河流匯入之溪流，為 2 級溪流，且其 1 級河流之主流亦提升為 2 級溪流；若兩條 2 級河流匯入，即為 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)。

Strahler 級序的區分法則以無支流匯入之溪流為 1 級河流級序，兩條 1 級河流匯入之溪流，為 2 級溪流，若低級河流之主流匯入高級河流並不提升其等級，依此類推(Strahler，1952)。



(a) Horton 法



(b) Strahler 法

圖 3- 10 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖

本研究對河流數目與河流級序做無因次化，以一級河流級序為基準，比較三流域河流級序分布趨勢。

3-3-2 水系密度分析

本研究水系密度分析採核密度估計法(kernel density estimation, KDE)(Shi, 2010)呈現微水系樣本之離散分佈狀況。該基本原理為：利

用電腦計算搜索之圓域移動分析範圍 (window size)對點或線之密度進行估算。其定義為：假設 $x_1 \cdots, x_n$ 從分佈密度函數為 f 總體中抽取之樣本，計算 f 在某點 x 處之值，該方程式如 3-1 所示：

$$f_n(x) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n k\left(\frac{x - x_i}{h}\right) \quad (3-1)$$

式中 $(x - x_i)$ 表示估計點到樣本 x_i 處之距離，其中之 $k()$ 稱為核函數，本研究使用 ArcGIS 軟體分析之核函數種類採 Gaussian 核函數，其形式如 3-2 所示：

$$K(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}x^2\right) \quad (3-2)$$

其中 $K(x)$ 稱為核密度函數； x 為 KDE 分析之搜索圓域半徑。

進而分析每個樣本對於圓域內之密度貢獻值，最後輸出每個圓域之密度值。值域設定需大於 0，值域設定越大則空間上之點密度邊界變化較光滑且分析結果範圍越廣。

3-4 流域險峻值分析

利用 ArcGIS 萃取所需子集水區之各地文因子，如高程差、流域面積、流域長度等。依照 Melton (1965) 所提出之公式計算其流域險峻值，公式 3-2。

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

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(km²)。

依據 Wilford et al. (2004)提出使用 Melton's ratio(MR)與流域長度(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 $MR > 0.6$ 且流域長度 $\geq 2.7\text{km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.6$ 且流域長度 $< 2.7\text{km}$ (表 2-1、圖 2-8)。上述門檻適用於加拿大流域，不同地區之地貌條件，適用於不同的門檻值，本研究地區適用之門檻值於第四章說明。

3-5 流域門檻值分析

本研究根據前述水土保持局溪溝之定義，找出不同流域之溪流起點處及坡面、溪溝之坡度與累積匯流面積進行無因次化及統計。

假設機率密度函數 $f(x)$ 及累積機率 $p(\infty)$ 分別為

$$f(x) = Cxe^{-ax} \quad (3-4)$$

$$p(\infty) = \int_0^{\infty} f(x) dx = 1 \quad (3-5)$$

$$\text{對(3-4) 微分得到 } e^{-ax}(1-ax)=0 \quad \Rightarrow \text{最大值發生在 } x = \frac{1}{a} \quad (3-6)$$

$$\begin{aligned} \text{將(3-4)帶入(3-5)} \quad p(\infty) &= C \left[\frac{e^{ax}}{a^2} (ax - 1) \right]_0^{\infty} \\ &= C \left[\frac{1}{-a^2} (-1) \right] = \frac{C}{a^2} = 1 \\ \therefore f(x) &= a^2 x e^{-ax} \end{aligned} \quad (3-7)$$

$$C \int_0^x f(x) dx = p(x) = \frac{C}{a^2} [1 - e^{-ax}(1 + ax)] \quad (3-8)$$

$$p(0) = 0 \quad \because p(\infty) = 1, \quad \frac{C}{a^2} = 1 \quad C = a^2$$

假設機率最大值發生在 $x = 0.75$, $a = 1.33$

$$\therefore p(x) = 1 - e^{-1.33x}(1 + 1.33x) \quad (3-9)$$

$$dp(x) = p(x + \Delta x) - p(x) = \int_x^{x+\Delta x} f(x)dx \quad (3-10)$$

根據累積機率函數(公式 3-9)可繪成圖 3-11-A，本研究需求得各間距(間距為 0.25)之累積機率，故繪成圖 3-11-B。

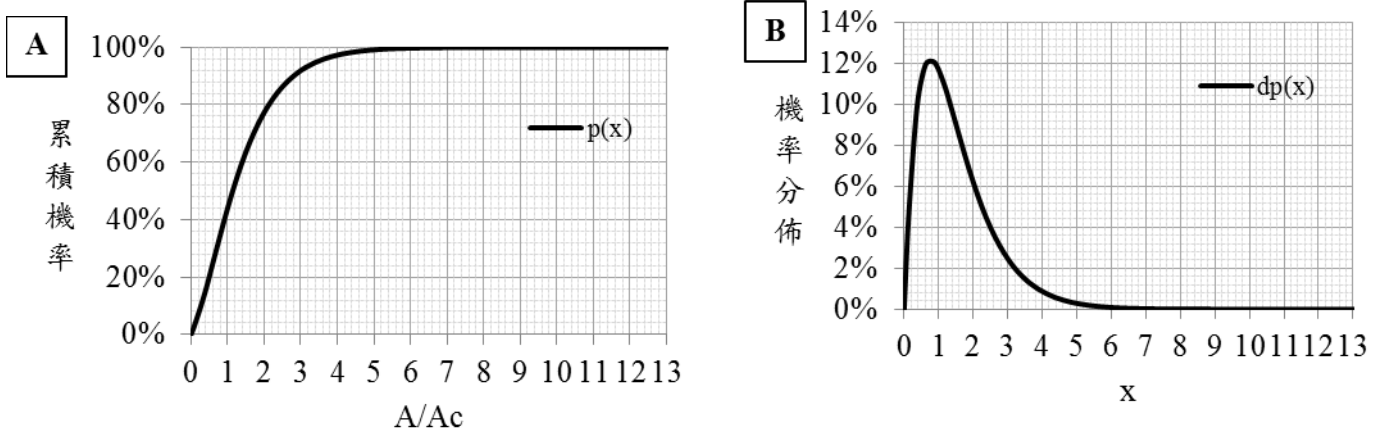


圖 3-11 累積機率密度分布圖($a=1.33$, $\Delta x=0.25$)

累積匯流面積與坡度之關聯性，前人做了許多研究，該圖可以看出河道的侵蝕過程，從圖上找出河道遷急點 (inflection point)，表示該點為坡面與河流的轉折處(Tarboton et al., 1991,1992; Montgomery et al., 1993; Montgomery, 2001; Tucker et al., 1998; McNamara et al., 2006)，如圖 3-12 所示。

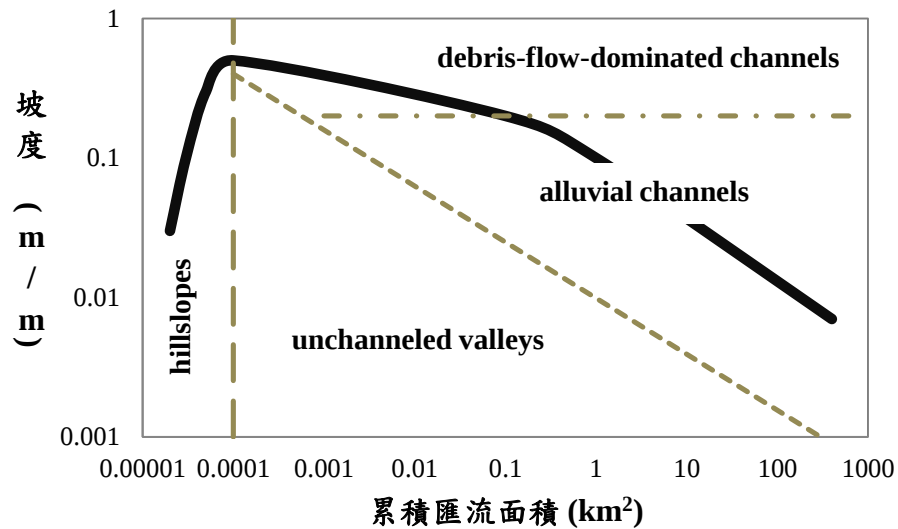


圖 3-12 累積匯流面積與坡度關係圖

資料來源：改繪 Montgomery et al., 1993

圖 3-13-A 為坡度與累積匯流面積關係圖，該坡面最陡處為點 AB，而溪流起點位置之累積匯流面積為 A_{c1} 或 A_{c2} ，進行累積匯流面積無因次化，探討溪流起點位置。圖 3-13-B 為無因次化累積匯流面積與坡度關係圖，該圖顯示當 $AB/A_c < 1$ 時，表示該溪流尚未達到最陡處，該河道為正在發展中，發生土石流機率較大；當 $AB/A_c > 1$ 時，該河道已發展較為完整，發生高含砂水流機率較大。

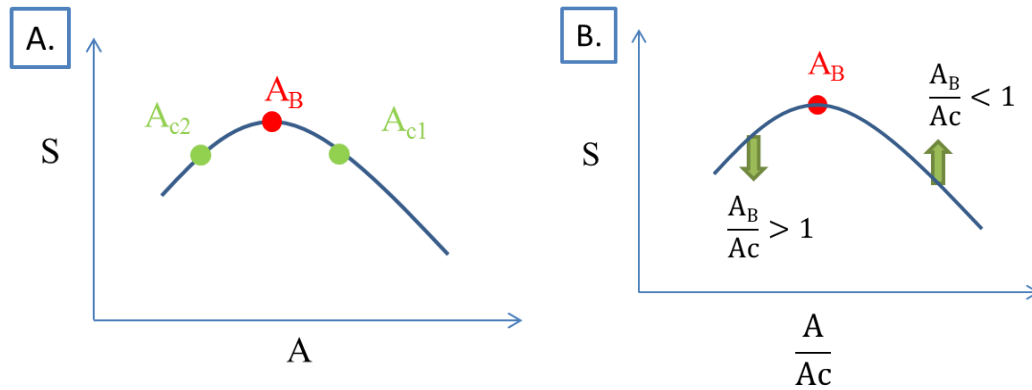


圖 3-13 坡度與累積匯流面積示意圖

3-6 地貌分析

本研究歸納台灣北部土石流案例將地貌門檻值進行修正 (即 $L < 4.0 \text{ km}$, $MR > 0.5$)，門檻值定義為洪水定義為 $MR < 0.3$ ；高含砂水流定義為 $0.3 \leq MR \leq 0.5$ 及 $MR > 0.5$ 且流域長度 $\geq 4 \text{ km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.5$ 且流域長度 $< 4 \text{ km}$ 。台灣中南部土石流案例將地貌門檻值進行修正 (即 $L < 7.0 \text{ km}$, $MR > 0.43$)，故本節門檻值定義為洪水定義為 $MR < 0.3$ ；高含砂水流定義為 $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 及 $MR > 0.43$ 且流域長度 $\geq 7 \text{ km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.43$ 且流域長度 $< 7 \text{ km}$ 。

鑒於上述，本研究平廣溪集水區根據台灣北部土石流門檻值進行分析，南投陳有蘭溪流域及高雄旗山溪流域使用台灣中南部土石流地貌門檻值進行分析。本研究並探討各子集水區流域險峻(MR) 與水系密度(或排水密度, drainage density)或形狀係數(Form factor)之關係，水系密度定義為為集水區內所有級序河川長度與集水區面積之比值

$(D = \frac{\sum_1^n l_i}{A})$ ，而形狀係數定義為流域平均寬度對主流長度的比值
 $(F = \frac{A}{L^2})$ 。

3.7 土石流堆積扇地形判釋

近年來因數值地形的精度日益提升，且取得方式亦不再受限於過去傳統航測產製方法。除空載或地面光達掃瞄技術外，針對植生較疏的坡面或裸坡地形，亦可以無人載具(UAV)進行取像及產製成地形圖。微地形判釋即為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。本研究之土石流微地形判釋則以現地是否具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，故僅以下游堆積扇地形作為古土石流的判釋依據。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 3-14)，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了重要料源，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。

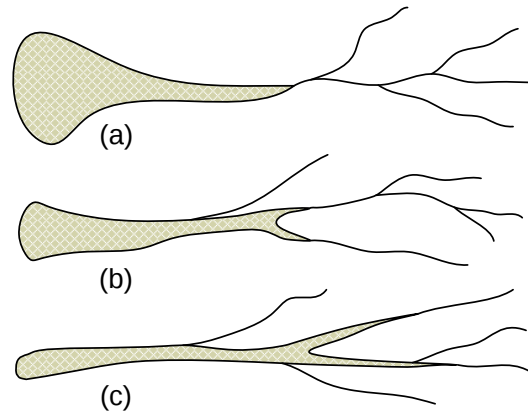
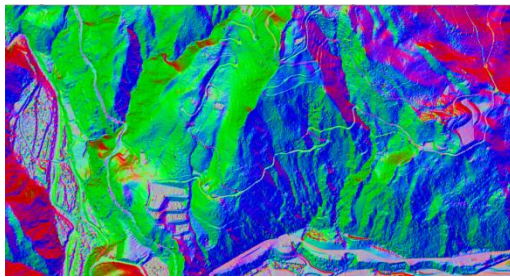


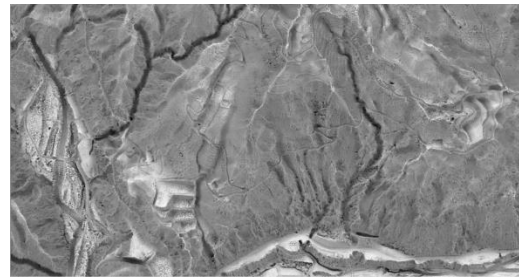
圖 3- 14 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)

本研究除蒐集研究範圍內之 1 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(1 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 3.15(a))、坡度圖、天空開闊度圖(sky relief visualization; 圖 3.15(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 3.15(c))及套疊後坡度圖之產製天空開闊度立體圖(圖 3.15(d))及相關

地質圖與環境地質災害潛勢圖進行綜合研判。表 3-6 則為天空開闊度立體圖於土石流地形判釋上所呈現之各類地貌特徵。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。



(a)多方位陰影圖



(b)天空開闊度圖



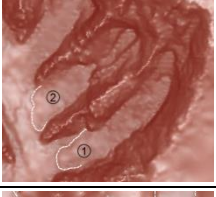
(c)正射航拍影像



(d)天空開闊度立體圖

圖 3- 15 研究蒐集與分析圖資產製類型

表 3- 6 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)			坡面型土石流好發於發生區源頭之蝕溝或崩崖坡趾處，常可見受兩側支稜拘限之舌狀隆起堆積土體。於三維地形上可於陡峭坡面坡腳開口處察覺一圓弧(或扇形)隆起地貌，愈接近坡趾處與原地表落差愈高，且堆積厚度沿上邊坡遞減。
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，

第四章分析結果與討論

4-1 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 (圖 4-1)，根據不同精度之 DEM 比較其水系分佈之差異。採用 1m 精度 DEM 可更準確點出匯流點之位置。

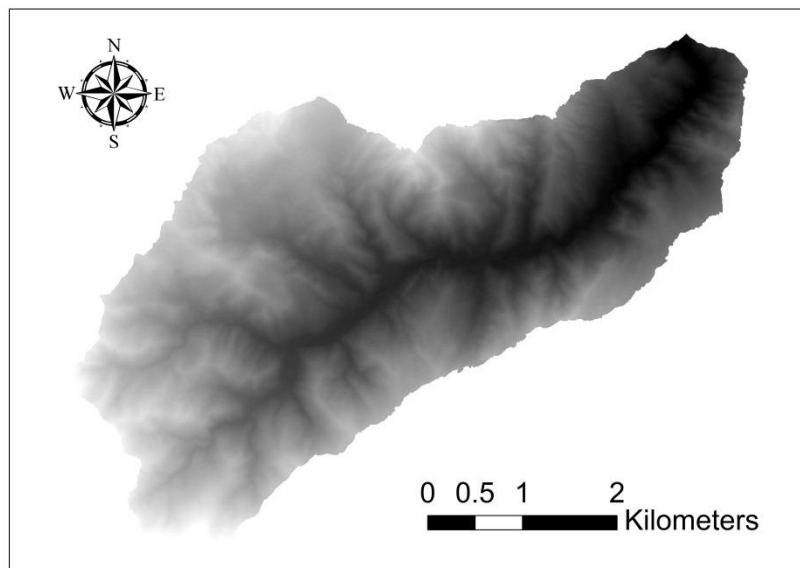


圖 4-1 平廣溪流域 5 米 DEM 圖層

資料來源:水土保持局

4-1-1 水文分析

平廣溪流域水系分佈如圖 4-2 所示。各河流級序比例如表 4-1(1m 精度)及表 4-2 (5m 精度)所示，各微水系河流等級(1m)如圖 4-3，河流等級(5m)如圖 4-4。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

(1m 精度)比例分別為 75%及 19%，河流長度比例分別為 59%及 22%。

一、二級河流級序之河流數(5m 精度)比例分別為 76%及 19%，河流長度比例分別為 58%及 22%。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 4-5) 河流級序與河流數目呈現幾何反比關係。而比較表 4-1(1m 精度)及表 4-2(5m 精度)可知河流長度及個數隨數化精度增加而提高，但其比例大致相似。

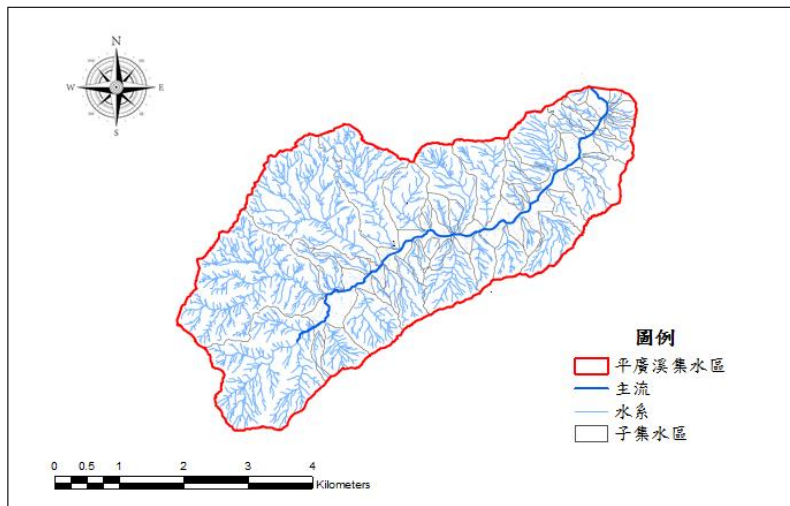


圖 4-2 平廣溪集水區與微水系分佈圖

表 4-1 平廣溪集水區各級河流數目與長度與其比例(1m)

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	1352	75.40%	144.88	58.67%
二級河流	333	18.57%	55.55	22.49%
三級河流	83	4.63%	28.40	11.50%
四級河流	20	1.12%	14.19	5.74%
五級河流	4	0.22%	2.74	1.11%
六級河流	1	0.06%	1.20	0.49%
河流總數	1793	100.00%	246.95	100%

表 4-2 平廣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	564	75.50%	79.02	58.17%
二級河流	142	19.01%	30.33	22.33%
三級河流	34	4.55%	18.98	13.97%
四級河流	6	0.80%	6.37	4.69%
五級河流	1	0.13%	1.15	0.85%
河流總數	747	100.00%	135.85	100.00%

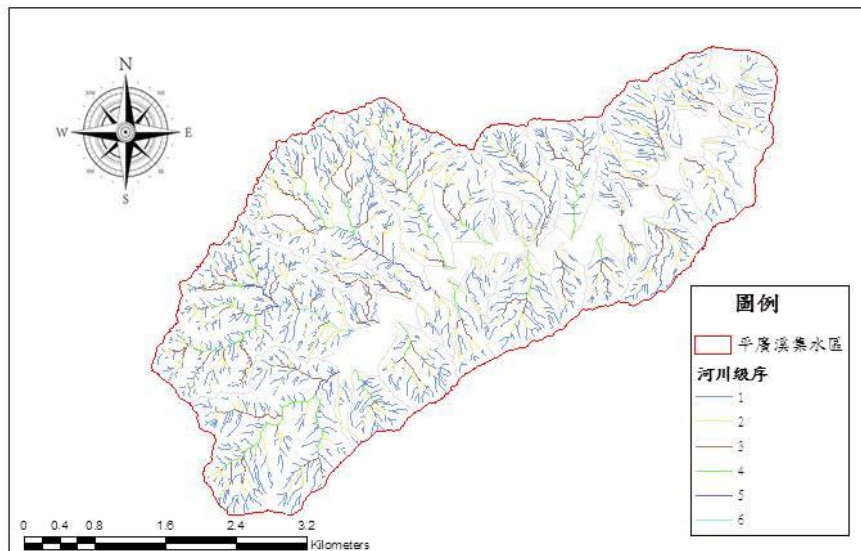


圖 4-3 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(1m)

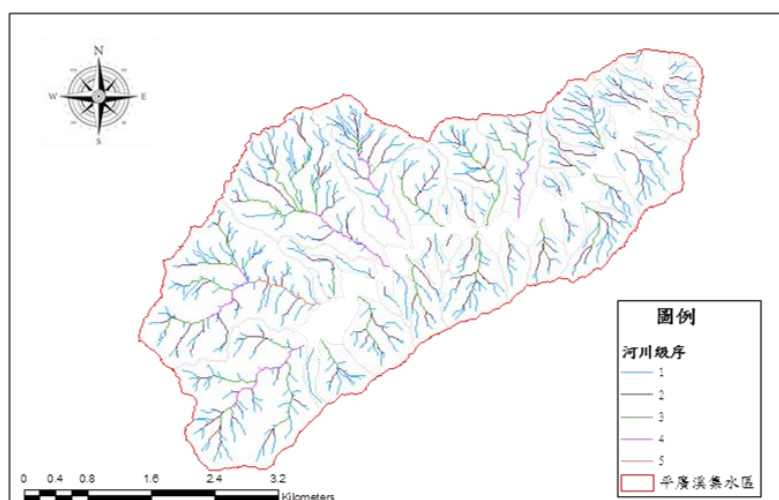


圖 4-4 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(5m)

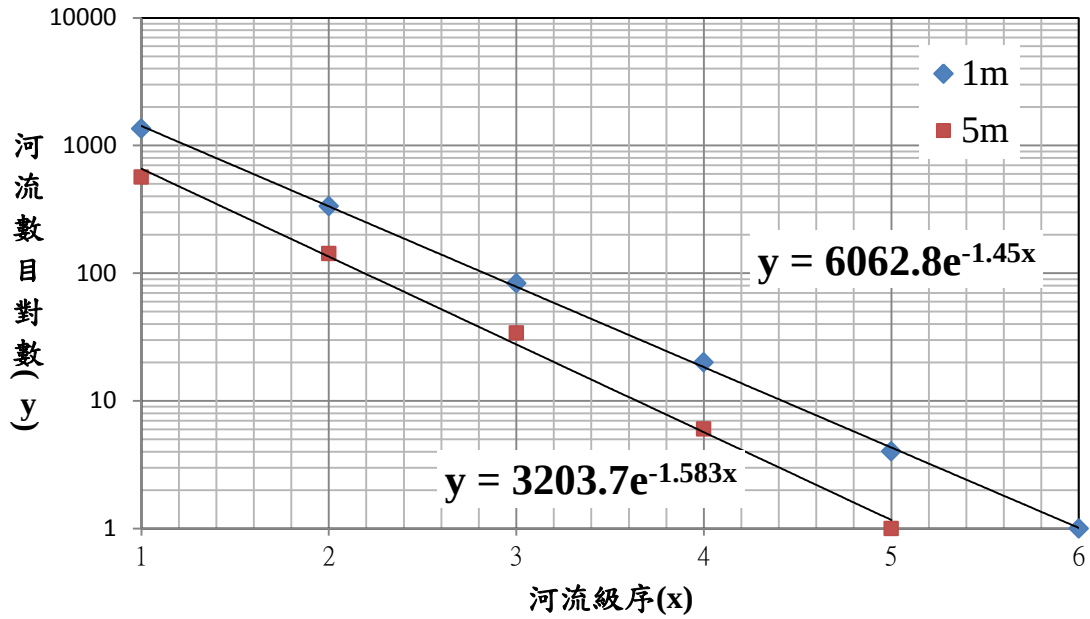


圖 4-5 河流級序與河流數目統計關係圖

本研究核密度分析圖層，以能完整包覆集水區內水系密度值為原則，進行搜索圓半徑之設定，分別以 50m、100m、150m、200m 及 250m 作分析，其成果示意圖如圖 4-6 ~ 4-10 所示。根據其分析圖搜索級距之調整，搜索半徑於 250m 時達到該目標，故以此值作為微水系核密度搜索半徑之設定值。

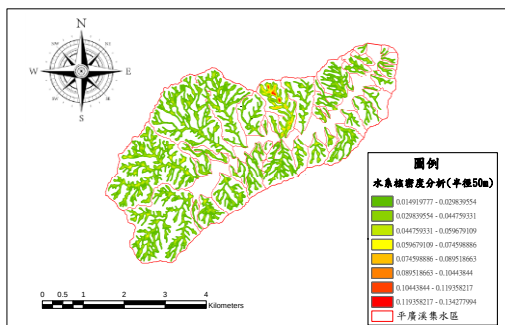


圖 4-6 微水系核密度分析搜索圓
半徑 50m 成果圖

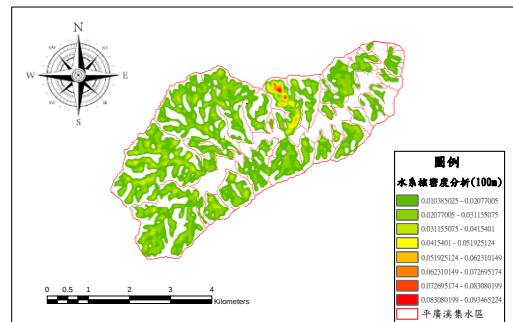


圖 4-7 微水系核密度分析搜索圓
半徑 100m 成果圖

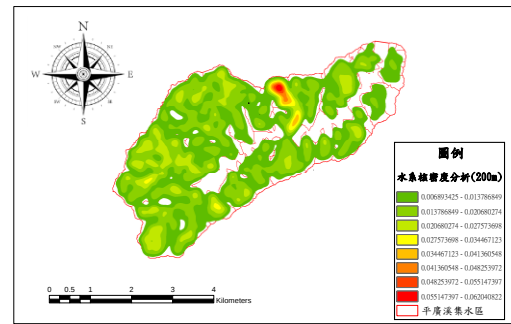
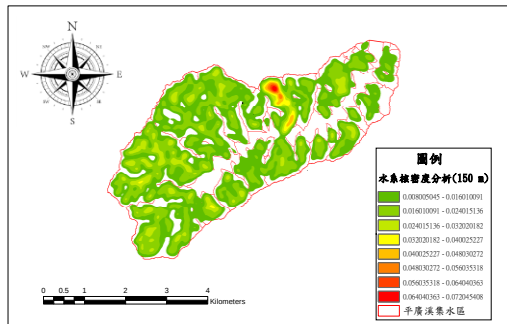


圖 4- 8 微水系核密度分析搜索圖 半徑 150m 成果圖

圖 4- 9 微水系核密度分析搜索圖 半徑 200m 成果圖

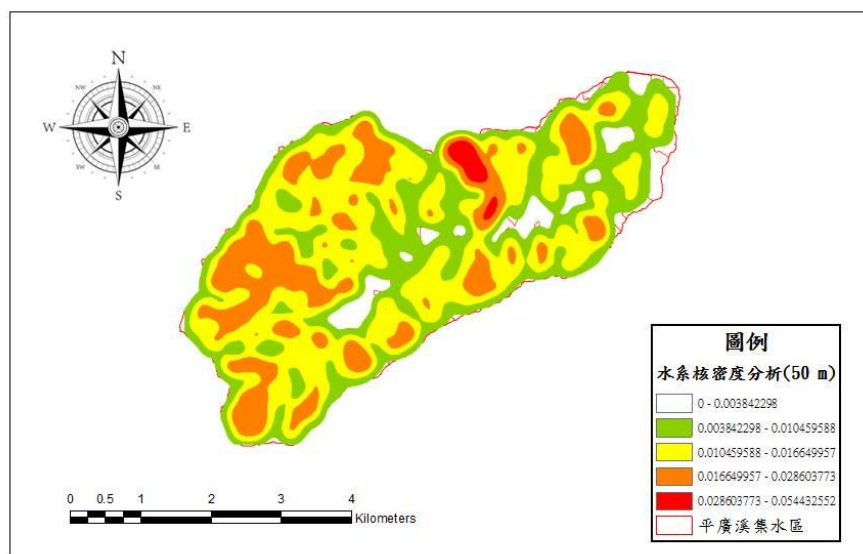


圖 4- 10 微水系核密度分析搜索圖半徑 250m 成果圖

4-1-2 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 $0.3 \leq MR \leq 0.5$ 及 $MR > 0.5$ 且流域長度 $\geq 4\text{km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.5$ 且流域長度 $< 4\text{km}$ 。

平廣溪流域可分為 50 個子集水區(圖 4-11)。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 4-3，

圖 4-12 所示。

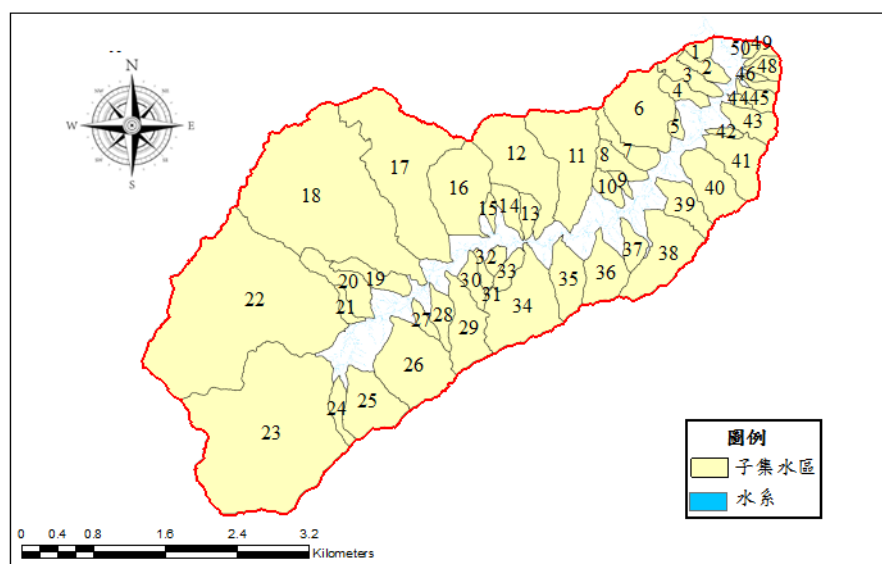


圖 4- 11 平廣河流域子集水區劃分圖

表 4- 3 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	1m 排水密 度(km/km ²)	5m 排水密 度(km/km ²)	備註 (土石流潛勢溪流)
1	0.27	0.06	0.34	1.11	6.55	6.64	
2	0.26	0.09	0.66	0.85	25.25	8.19	新北 F104-8 (平廣 22 號)
3	0.30	0.14	0.81	0.82	16.77	14.19	新北 F104-16
4	0.26	0.10	0.56	0.81	15.44	13.29	
5	0.17	0.06	0.42	0.72	15.06	4.97	
6	0.46	0.52	1.00	0.64	14.23	10.00	新北 DF091
7	0.45	0.16	0.89	1.11	12.05	7.58	
8	0.33	0.13	0.69	0.91	15.60	9.49	
9	0.21	0.04	0.42	1.11	10.88	8.83	
10	0.24	0.08	0.54	0.85	16.20	10.75	
11	0.64	0.64	1.45	0.80	11.31	7.05	
12	0.63	0.65	1.47	0.77	10.99	8.91	

13	0.33	0.08	0.54	1.15	6.83	4.65	
14	0.41	0.12	0.74	1.19	9.24	9.09	
15	0.35	0.04	0.47	1.76	8.36	11.49	
16	0.61	0.54	1.11	0.83	8.25	6.93	
17	0.67	1.22	2.18	0.61	13.32	8.37	
18	0.66	2.22	2.42	0.44	12.05	8.85	
19	0.29	0.16	1.03	0.73	12.29	4.33	
20	0.42	0.22	1.09	0.88	13.56	7.98	
21	0.26	0.05	0.50	1.13	16.08	6.68	
22	0.68	2.67	2.34	0.42	13.90	2.75	
23	0.66	2.33	2.16	0.43	12.89	7.20	
24	0.38	0.10	0.80	1.23	13.83	9.51	新北 F104-19 (新北 DF 225)
25	0.41	0.37	0.87	0.68	15.96	7.60	
26	0.46	0.59	1.11	0.60	11.21	7.11	
27	0.31	0.05	0.54	1.42	13.45	2.42	
28	0.38	0.12	0.80	1.09	19.20	2.82	
29	0.44	0.33	1.22	0.76	16.38	4.56	新北 F104-10 (新北 DF226)
30	0.26	0.10	0.68	0.81	13.50	3.19	
31	0.22	0.06	0.53	0.88	10.19	6.78	
32	0.20	0.05	0.35	0.86	4.20	4.98	
33	0.26	0.09	1.06	0.87	17.56	1.25	
34	0.47	0.59	1.28	0.60	9.97	7.33	
35	0.49	0.24	0.96	1.00	12.67	6.73	
36	0.55	0.27	0.87	1.07	13.25	8.86	新北 F104-9 (新北 DF227)
37	0.45	0.10	0.62	1.40	16.77	8.53	
38	0.50	0.47	1.19	0.73	11.19	9.93	
39	0.37	0.20	0.88	0.83	9.45	8.94	
40	0.35	0.32	0.87	0.61	7.56	6.50	
41	0.38	0.29	0.89	0.70	4.32	2.71	
42	0.29	0.03	0.43	1.59	13.96	10.24	
43	0.38	0.16	0.70	0.92	10.19	6.94	
44	0.24	0.03	0.34	1.45	12.73	8.00	
45	0.37	0.08	0.56	1.27	7.20	8.55	
46	0.30	0.04	0.46	1.56	14.69	14.55	

47	0.23	0.02	0.34	1.67	13.94	4.76	
48	0.30	0.07	0.41	1.08	6.75	7.76	
49	0.28	0.03	0.40	1.58	8.06	8.24	
50	0.18	0.03	0.27	1.05	8.01	6.54	

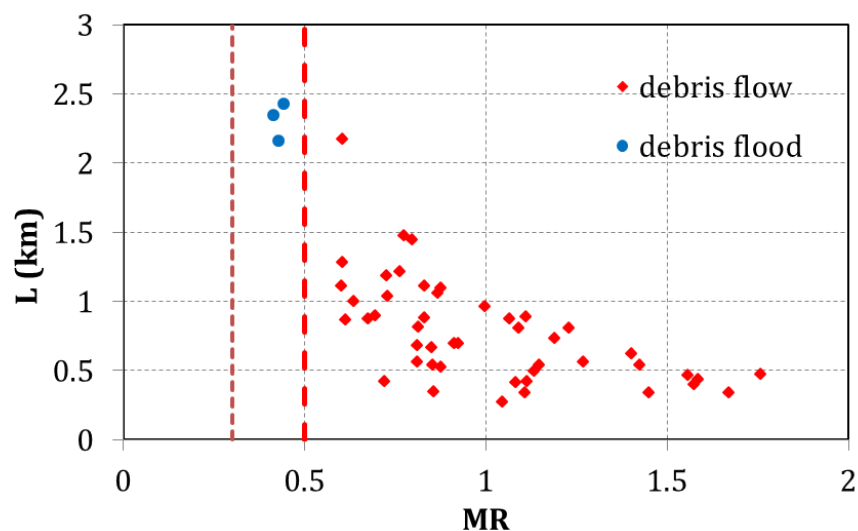


圖 4-12 平廣溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係

為探討平廣溪土石流之影響範圍，本研究將主流長度(Lm)與主流流域險峻值(以匯入主流之上游總面積及總高程差計算 MR)之關係整理如圖 4-13、4-14 所示。由圖可知平廣溪源頭子集水區(No. 24,25,26)為土石流潛勢溪流，但在匯入較平緩的子集水區(No. 22, 23)後的土砂運移型態便由土石流，迅速於開源大道院(子集水區 No.22 出口處)轉化為高含砂水流，再往下游至主流則漸以洪水災害為主。

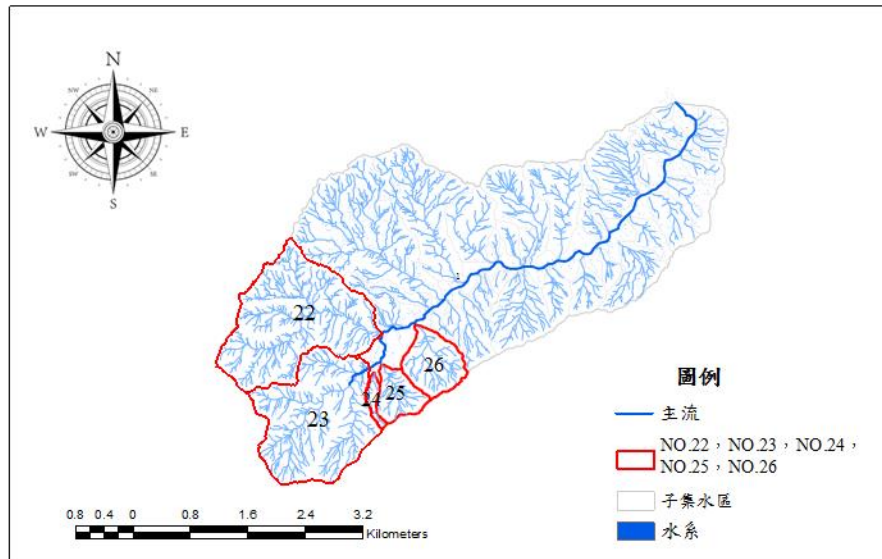


圖 4-13 平廣溪子集水區與流域主流之關係

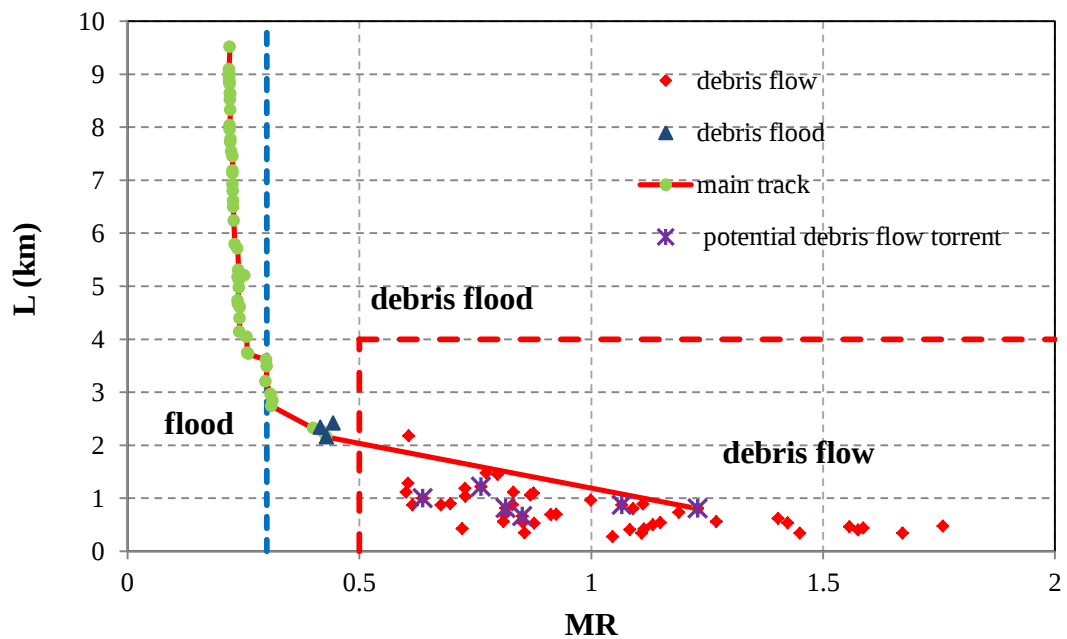


圖 4-14 平廣溪流域主流長度(L)與流域險峻值(MR)之關係

各子集水區 MR 與水系密度(或排水密度, drainage density)的關係

如圖 4-15 及表 4-3 所示，排水密度與流域險峻值的關係並不明顯，

且 1m 精度之排水密度明顯高於 5m 精度之排水密度。

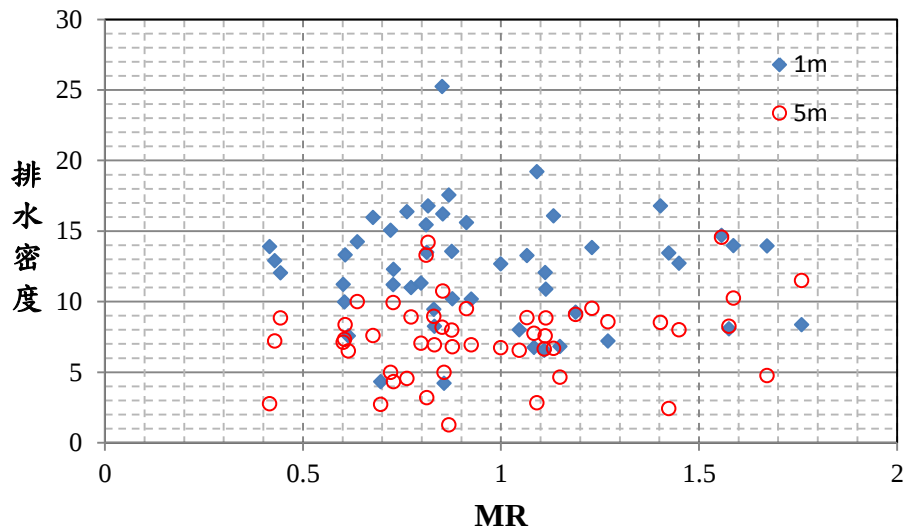


圖 4-15 平廣溪子集水區排水密度(D)與流域險峻值(MR)之關係

根據水土保持技術規範第 146 條溪流起點之定義:圖上朝上坡彎曲之等高線計曲線(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，視為溪溝。繪製坡度-累積匯流面積圖(圖 4-16)，根據圖 4-16 顯示平廣溪集水區之溪流起點累積匯流面積約為 0.7 公頃。由於土石流溝為向源侵蝕之開端，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。

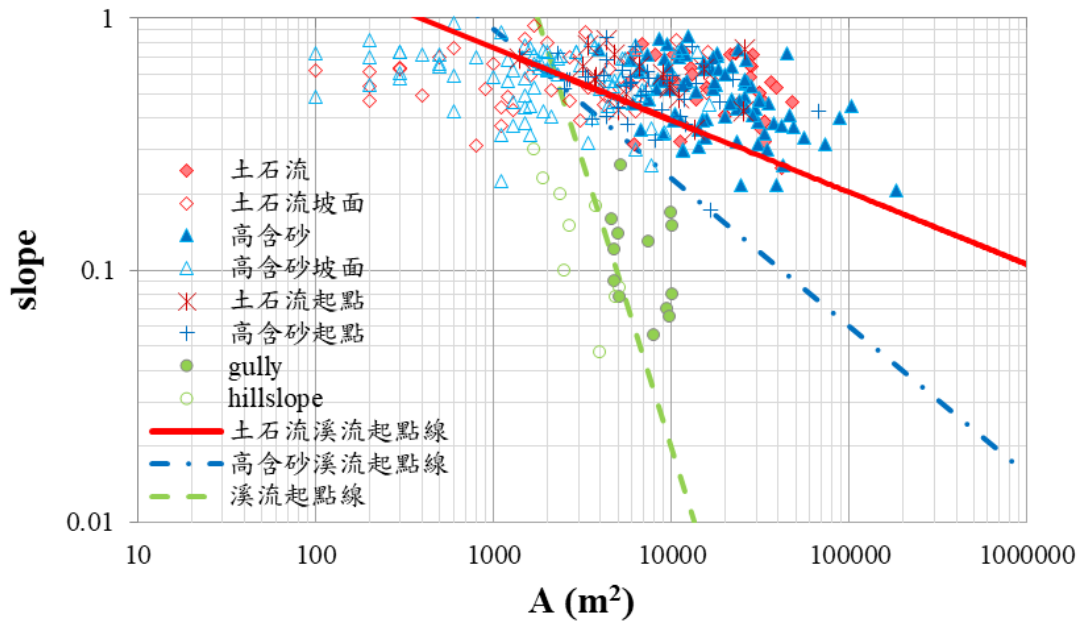


圖 4- 16 平廣溪集水區坡度與匯流面積關係圖

4-2 陳有蘭溪

本研究採用的基本資料為 5m 精度 DEM (圖 4-17)，探討水系之分布及根據其地貌進行不同土砂災害之分類。本節針對現有土石流潛勢溪流進行分析。

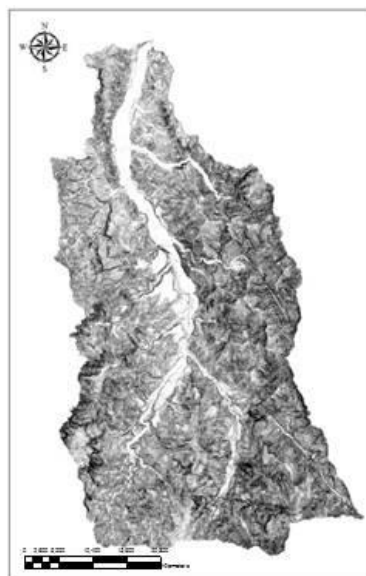


圖 4-17 陳有蘭溪流域 5 米 DEM 圖層

資料來源:水土保持局

4-2-1 水文分析

陳有蘭溪流域各河流級序比例如表 4-4 所示，各微水系河流等級如圖 4-18 所示。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、二級河流級序之比例分別為 78%及 18%，河流長度比例分別為 51%及 30%。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 4-19) 河流級序與河流數目呈現幾何反比關係。

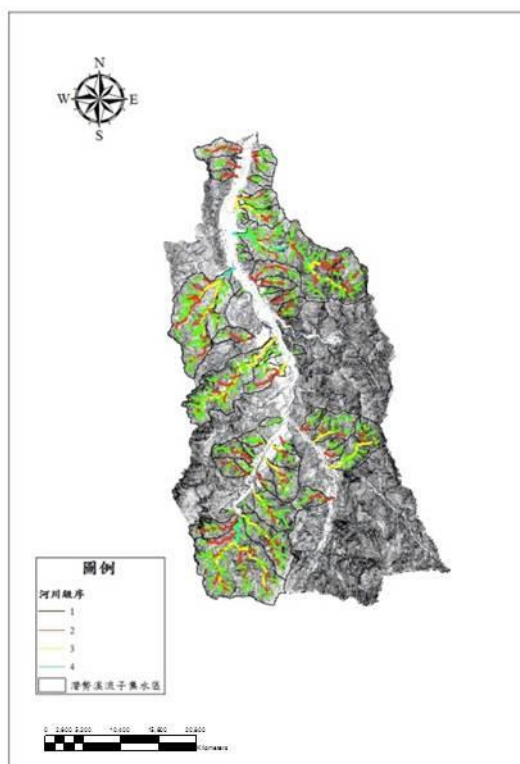


圖 4- 18 陳有蘭溪集水區與河流級序分佈圖

表 4- 4 陳有蘭溪各級河流數目與長度與其比例

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	401	78.02%	185.34	51.20%
二級河流	92	17.90%	109.34	30.20%
三級河流	18	3.50%	54.27	14.99%
四級河流	3	0.58%	12.27	3.39%
河流總數	514	100%	362	100%

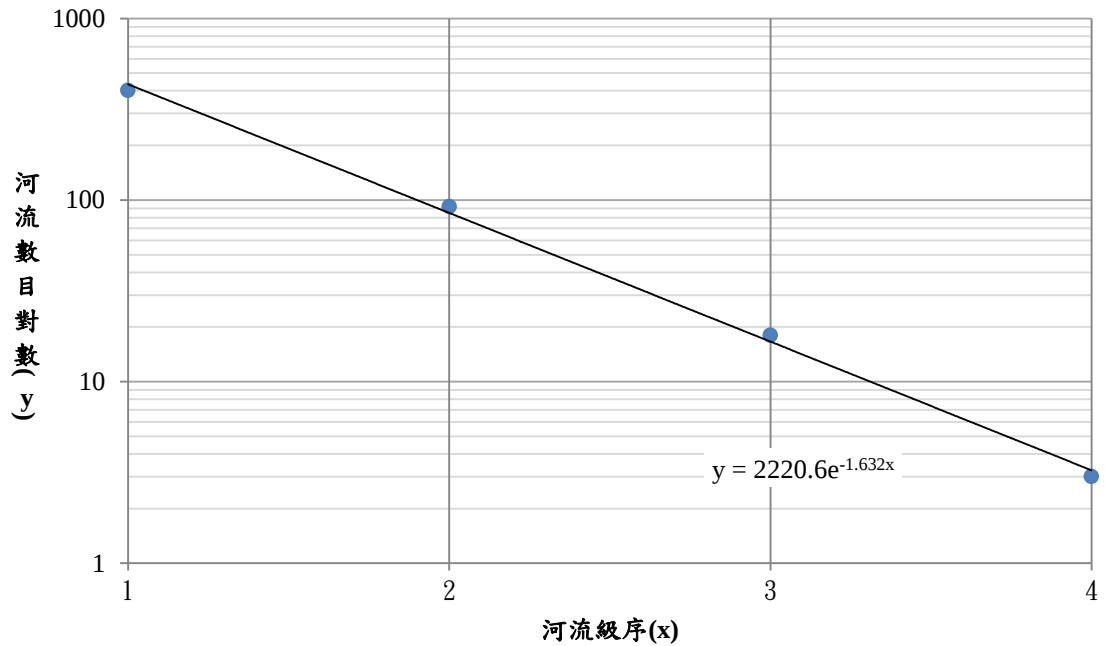


圖 4-19 河流級序與河流數目統計關係圖

4-2-2 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 $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 及 $MR > 0.43$ 且流域長度 ≥ 7 km；土石流定義為 $MR > 0.43$ 且流域長度 < 7 km。

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 4-20)。陳有蘭溪流域的 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. 5(投縣 DF192), 8(投縣 DF193), 42(投縣 DF185))，其餘 47 個為土石流子集水區。詳細資料如表 4-5，圖 4-21 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 4-6 所示。根據歷史災情資料判定土石流溪流，則其流域險峻值之門檻值為 0.43，流域長度則為 7km，明顯高於平廣溪流域，顯示陳有蘭溪地質之脆弱性較高。

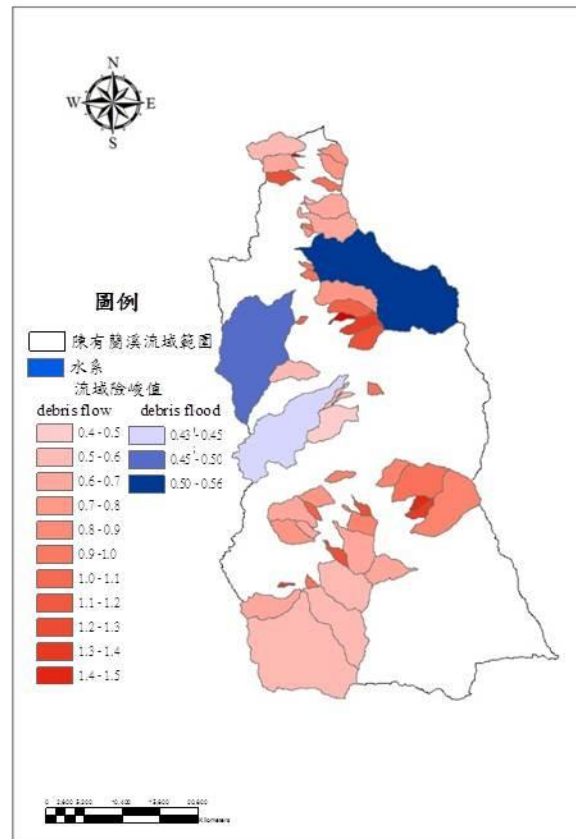


圖 4- 20 陳有蘭溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈

表 4-5 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 流域長 度(km)	MR	土石流潛勢 溪流編號	鄉鎮	村里	流域	河流 級序	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	2	土石流
2	0.10	0.45	0.89	1.46	投縣 DF161	水里鄉	興隆村	南平坑	1	土石流
3	1.99	0.87	2.61	0.61	投縣 DF162	水里鄉	興隆村	南平坑	2	土石流
4	1.16	1.21	2.14	1.12	投縣 DF163	水里鄉	興隆村	南平坑	2	土石流
5	22.43	2.14	8.71	0.45	投縣 DF192	信義鄉	自強村	南平坑	4	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	1	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	2	土石流
8	16.37	1.77	8.94	0.44	投縣 DF193	信義鄉	羅娜村	南平坑	3	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	1	土石流
10	0.28	0.28	1.59	0.54	投縣 DF222	信義鄉	羅娜村	蒼庫溪	1	土石流
11	3.92	0.93	3.78	0.47	投縣 DF223	信義鄉	望美村	蒼庫溪	3	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	1	土石流
13	1.65	0.98	2.31	0.76	投縣 DF194	信義鄉	神木村	南平坑	2	土石流
14	0.53	0.75	1.69	1.03	投縣 DF195	信義鄉	神木村	南平坑	1	土石流
15	3.11	1.17	3.13	0.66	投縣 DF196	信義鄉	神木村	南平坑	2	土石流
16	0.75	0.57	1.69	0.66	投縣 DF197	信義鄉	神木村	南平坑	1	土石流
17	2.42	1.15	2.93	0.74	投縣 DF198	信義鄉	神木村	南平坑	2	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	1	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	2	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	4	土石流
21	8.59	1.61	5.88	0.55	投縣 DF199	信義鄉	神木村	南平坑	3	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	1	土石流

23	6.63	1.49	3.98	0.58	投縣 DF200	信義鄉	神木村	南平坑	3	土石流
24	0.88	1.10	2.31	1.17	投縣 DF228	信義鄉	同富村	和社溪	2	土石流
25	4.42	1.35	3.75	0.64	投縣 DF202	信義鄉	同富村	南平坑	3	土石流
26	1.93	1.16	2.74	0.83	投縣 DF203	信義鄉	同富村	南平坑	3	土石流
27	0.53	0.82	1.80	1.12	投縣 DF235	信義鄉	同富村	和社溪	2	土石流
28	3.08	1.14	3.20	0.65	投縣 DF201	信義鄉	同富村	南平坑	2	土石流
29	8.25	2.32	4.86	0.81	投縣 DF204	信義鄉	東埔村	南平坑	3	土石流
30	0.91	1.19	1.46	1.25	投縣 DF205	信義鄉	東埔村	南平坑	2	土石流
31	0.65	1.09	1.58	1.36	投縣 DF206	信義鄉	東埔村	南平坑	2	土石流
32	5.43	2.12	4.10	0.91	投縣 DF207	信義鄉	東埔村	南平坑	3	土石流
33	1.76	1.19	2.44	0.89	投縣 DF208	信義鄉	東埔村	南平坑	2	土石流
34	0.51	0.71	0.96	0.98	投縣 DF236	信義鄉	望美村	蒼庫溪	1	土石流
35	1.99	1.56	2.49	1.10	投縣 DF191	信義鄉	豐丘村	南平坑	2	土石流
36	1.61	1.55	2.63	1.22	投縣 DF190	信義鄉	豐丘村	南平坑	2	土石流
37	0.47	1.01	1.84	1.46	投縣 DF219	信義鄉	豐丘村	峰丘	1	土石流
38	1.91	1.40	2.72	1.02	投縣 DF189	信義鄉	豐丘村	南平坑	2	土石流
39	4.15	1.51	3.90	0.74	投縣 DF188	信義鄉	明德村	南平坑	2	土石流
40	0.46	0.67	1.23	0.98	投縣 DF187	信義鄉	明德村	南平坑	2	土石流
41	0.26	0.49	1.08	0.97	投縣 DF186	信義鄉	明德村	南平坑	1	土石流
42	30.33	2.62	11.10	0.48	投縣 DF185	信義鄉	明德村	南平坑	4	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	1	土石流
44	0.17	0.38	0.91	0.17	投縣 DF164	水里鄉	上安村	南平坑	1	土石流
45	3.64	1.16	3.79	0.61	投縣 DF165	水里鄉	上安村	南平坑	3	土石流
46	2.69	1.13	3.07	0.69	投縣 DF166	水里鄉	郡坑村	郡坑	2	土石流
47	0.18	0.24	0.86	0.57	投縣 DF167	水里鄉	郡坑村	南平坑	1	土石流
48	0.80	0.83	1.86	0.92	投縣 DF168	水里鄉	郡坑村	南平坑	2	土石流
49	1.45	0.87	2.16	0.73	投縣 DF169	水里鄉	新山村	南平坑	2	土石流
50	1.09	0.79	2.00	0.76	投縣 DF170	水里鄉	新山村	南平坑	2	土石流

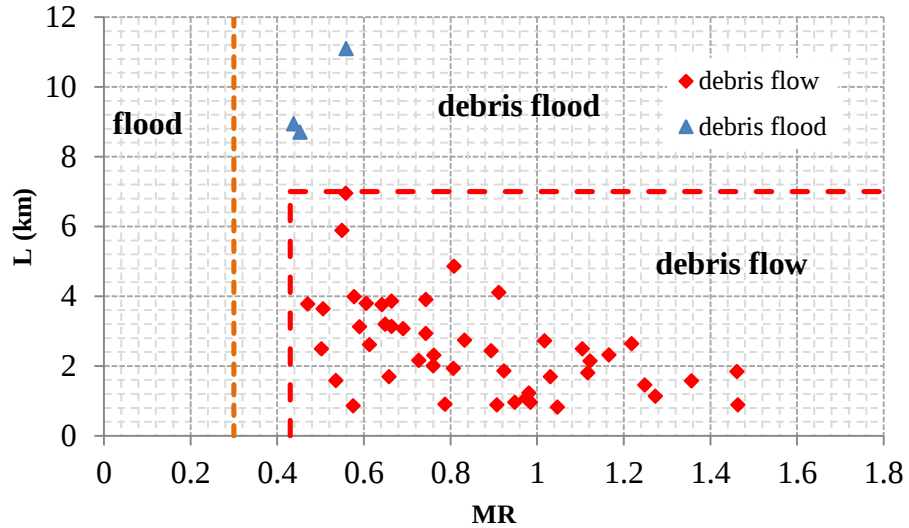


圖 4-21 陳有蘭溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係

針對上述分析結果之 3 個高含砂水流，探討其土砂災害之演變，如圖 4-22 所示。3 個高含砂水流於上游時為土石流災害，匯入下游時土砂災害則轉變為高含砂水流。

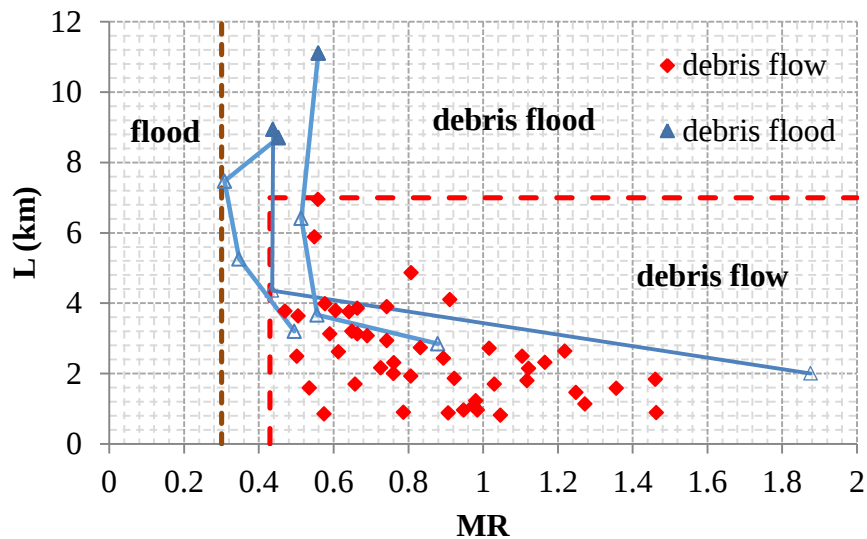


圖 4-22 陳有蘭溪子集水區土砂災害型態轉變

表 4-6 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

根據水土保持技術規範第 146 條溪流起點之定義對陳有蘭溪流
 域繪製坡度-累積匯流面積圖(圖 4-23)，根據圖 4-23 結果顯示，陳有
 蘭溪集水區之溪流起點累積匯流面積約為 0.8 公頃。由於土石流溝為

向源侵蝕之開端，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。

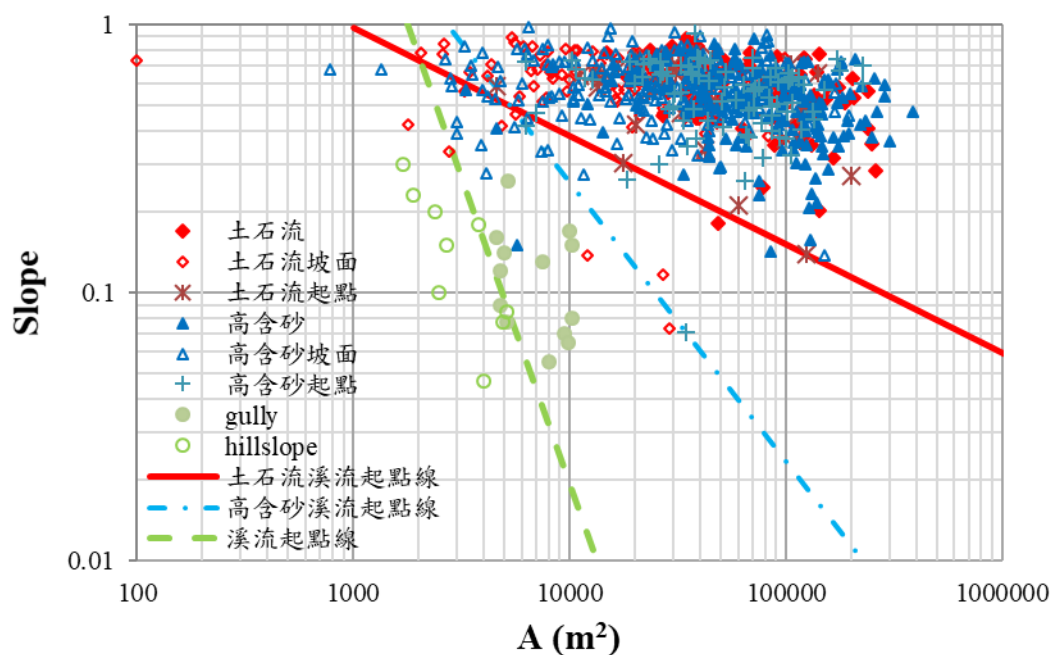


圖 4-23 陳有蘭溪集水區坡度與匯流面積關係圖

4-3 旗山溪流域

本研究採用的基本資料為 5m 精度 DEM (圖 4-24)，探討水系之分布及根據其地貌進行不同土砂災害之分類。本節針對現有土石流潛勢溪流進行分析。

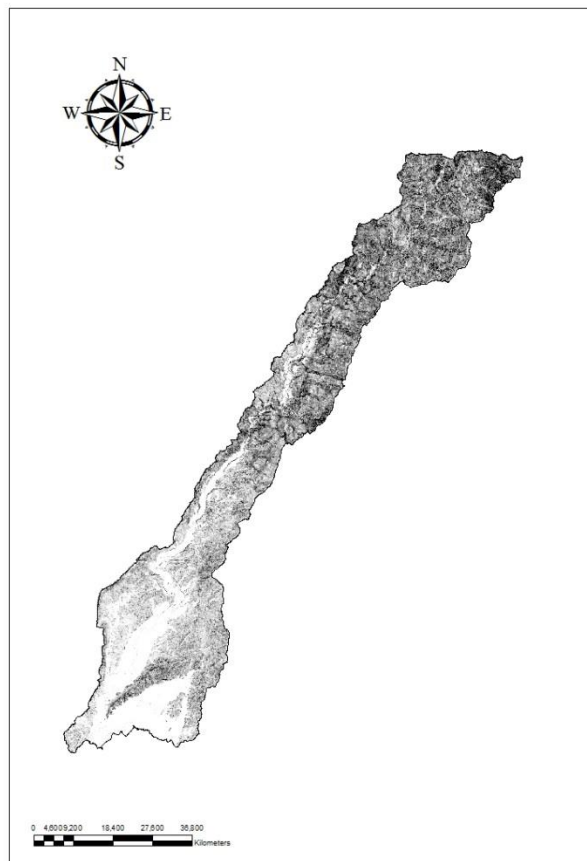


圖 4-24 旗山溪流域 5 米 DEM 圖層

資料來源:水土保持局

4-3-1 水文分析

旗山溪流域各河流級序比例如表 4-7 所示，各微水系河流等級如圖 4-25 所示。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比例分別為 75%及 20% ，河流長度比例分別為 64%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 4-26) 河流級序與河流數目呈現幾何反比關係。

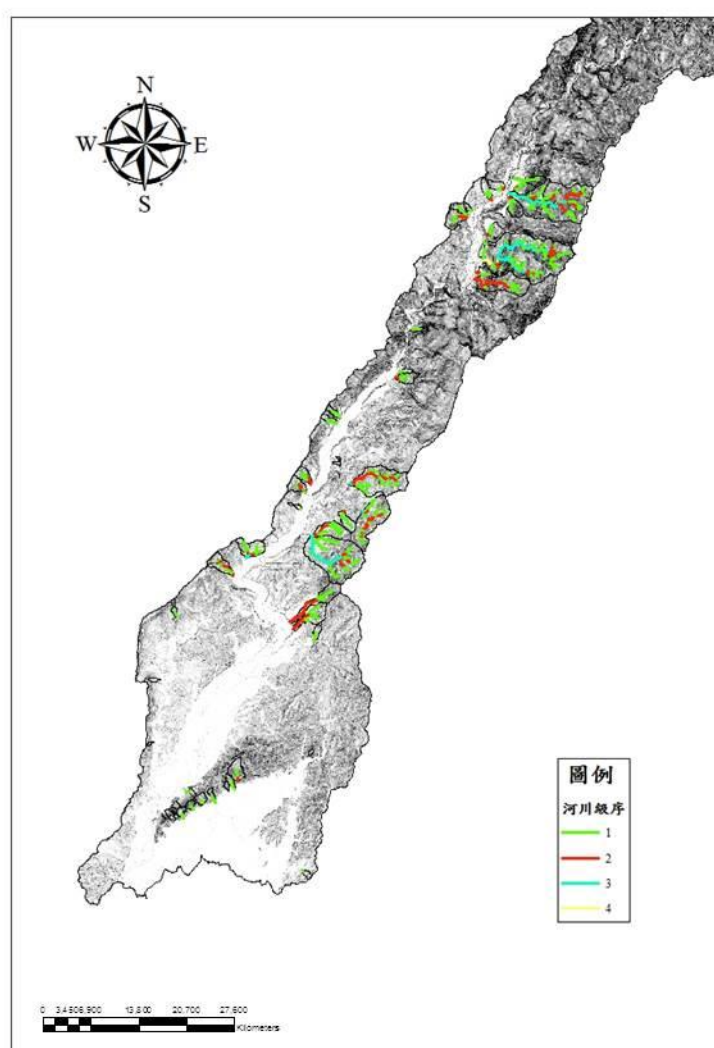


圖 4- 25 旗山溪集水區與河流級序分佈圖

表 4- 7 旗山溪流域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	157	75.12%	67.11	64.05%
二級河流	41	19.62%	24.09	22.99%
三級河流	7	3.45%	12.12	11.79%
四級河流	1	1.97%	1.47	1.43%
河流總數	203	100.00%	103	100.00%

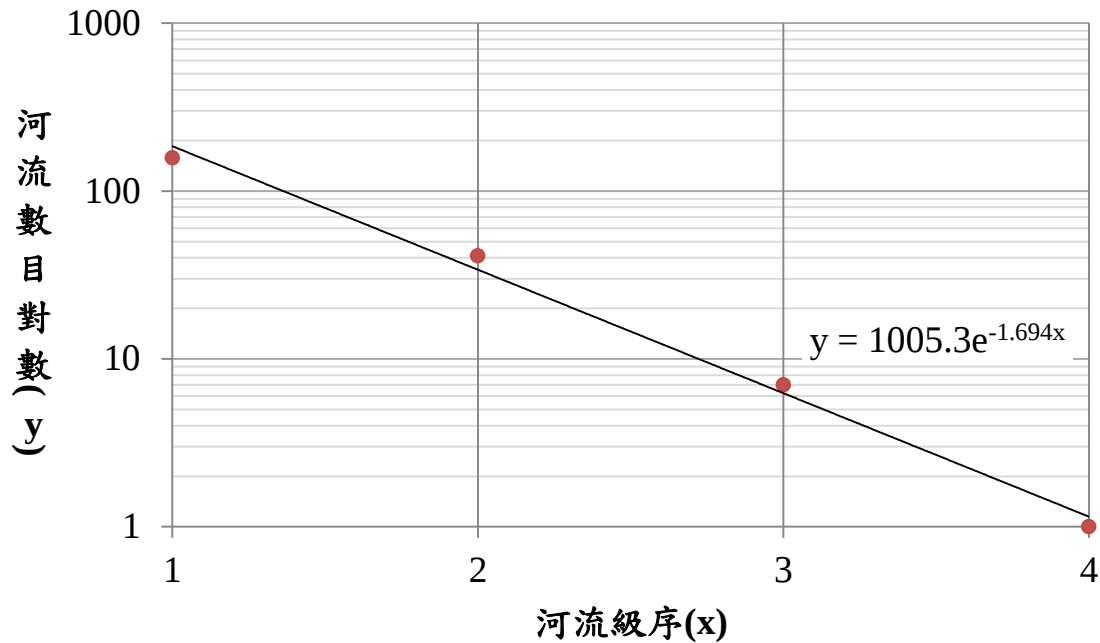


圖 4-26 河流級序與河流數目統計關係圖

4-3-2 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 $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 及 $MR > 0.43$ 且流域長度 ≥ 7 km；土石流定義為 $MR > 0.43$ 且流域長度 < 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 4-27)。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 4-8，圖 4-28 所示。

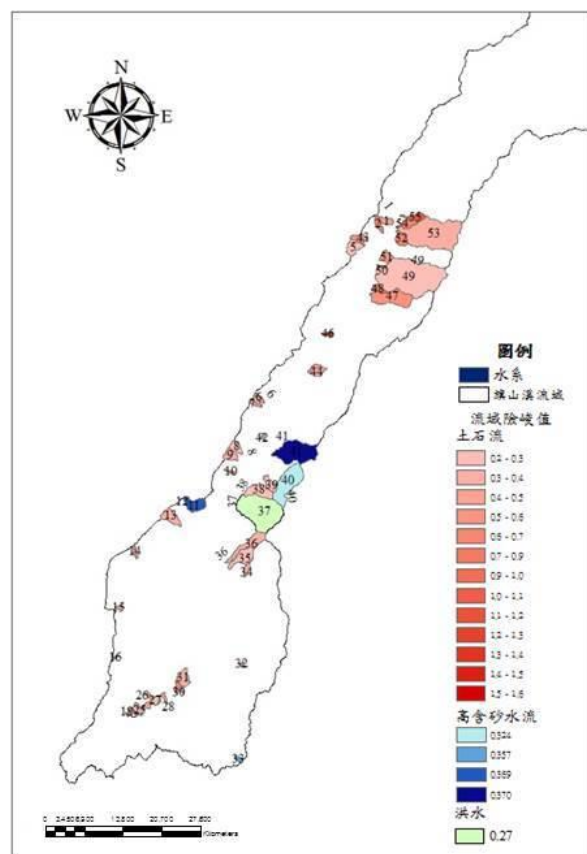


圖 4- 27 旗山溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈

表 4- 8 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	流域	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

土石流潛勢溪流之地文因子綜整判定

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

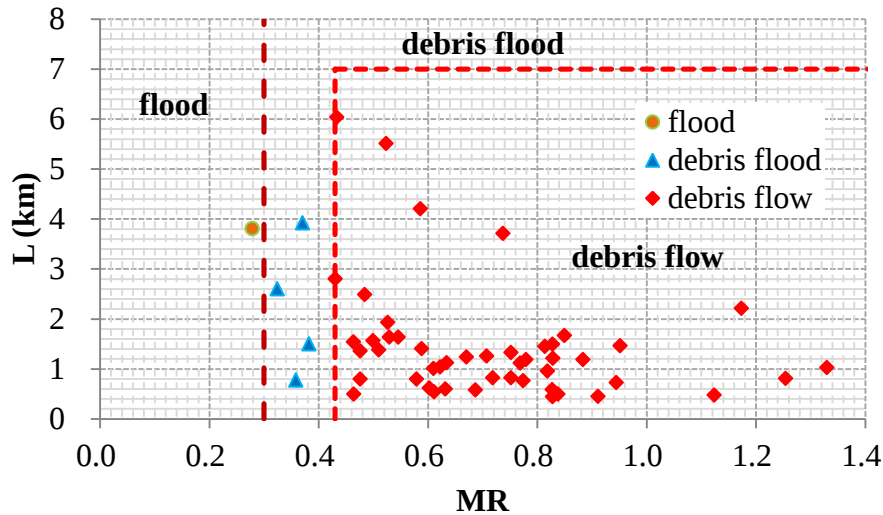


圖 4- 28 旗山溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係

針對上述分析結果之 4 個高含砂水流及 1 個洪水，探討其土砂災害之演變，如圖 4-29 所示。其中 2 個高含砂水流於上游時為土石流災害，往下游時土砂災害轉變為高含砂水流，另外 2 個高含砂水流於上游處仍為高含砂水流，而洪水於上游時為高含砂水流，匯入下游後轉變為洪水災害。

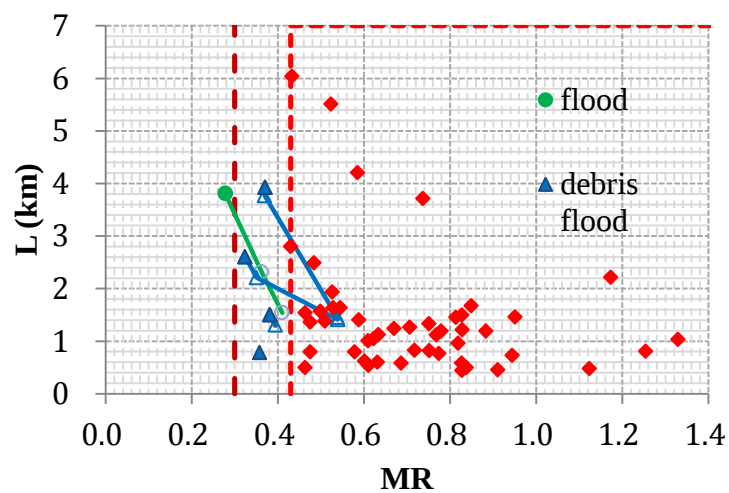


圖 4- 29 旗山溪流域子集水區土砂災害轉變之關係

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 4-9 所示。根據歷史災情資料判定土石流溪流，則其流域險峻值之門檻值為 0.43，流域長度則為 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 4-9 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				

繪製坡度-累積匯流面積圖(圖 4-30)，根據圖 4-30 顯示，其土石流溪流起點累積匯流面積約為 2 公頃。由於土石流溝為向源侵蝕之開端，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。

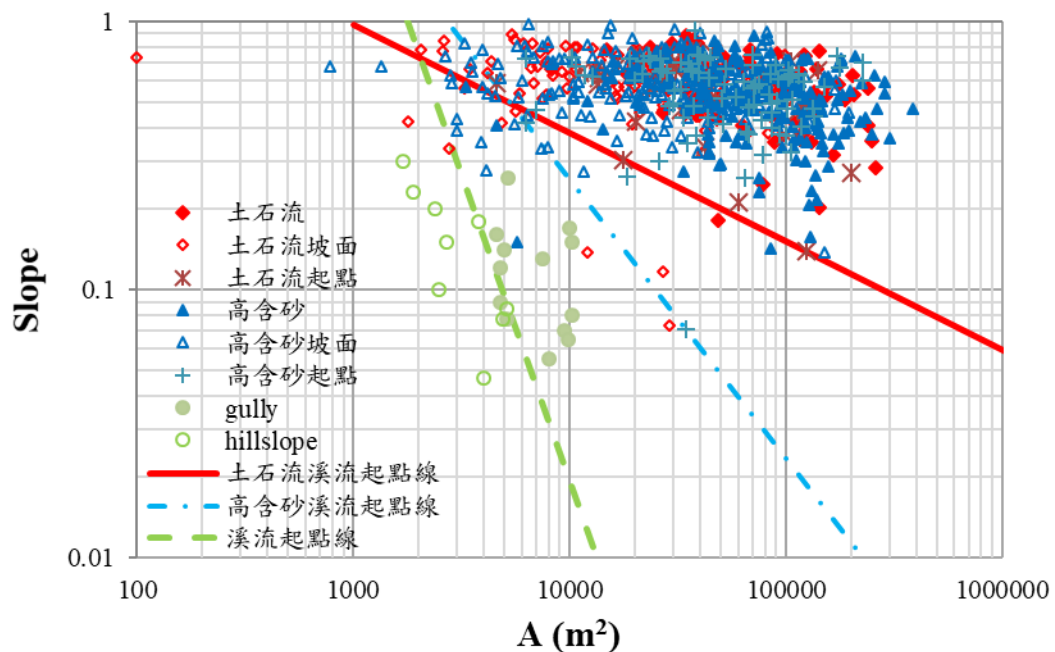


圖 4-30 旗山溪集水區坡度與匯流面積關係圖

4-4 各流域溪溝特性分析

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之等高線計曲線(25 m)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，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*5m(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)。以 5m DEM 依上述二種溪流起點算法分析各集水區河流數目、長度及占總數比後，分析各集水區一級與二級河川長度總和跟集水區長度比值，並探討各集水區河流發展特性與河川起點之計算方式。

4-4-1 平廣溪流域

廣溪流域各集水區以 ArcGIS 理論分析及計曲線方式(方法一)求得一級河川長度和(LG1)與集水區長度(L)比值(LG1/L)最小值為 NO.7 之 0.14、最大值為 NO.22 之 4.95(圖 4-31)，其中有 4 個集水區比值小於 0.4，分別為編號 NO.7(0.14)、NO.13(0.32)、NO.21(0.28)及 NO.4(0.27)，高含砂水流之比值則高於 4。同理如圖 4-32 所示，方法一求得一級及二級河川長度與集水區長度比值(LG1+LG2/L)最小值為 NO.21 之 0.28、

最大值為 NO.22 之 6.71，且有 3 處集水區比值小於 0.4，分別為編號 NO.13(比值=0.32, $A=0.08\text{km}^2$)、NO.21(比值=0.28, $A=0.05\text{km}^2$)及 NO.47(比值=0.27, $A=0.02\text{km}^2$)，而土石流與高含砂水流則以比值 5 為明顯分界。

其次，以 0.5 公頃作為水系門檻值(方法二)計算上述平廣溪一級及二級河川長度與集水區長度比值小於 0.4 之三集水區，結果顯示其一級(LG1')與二級河川(LG2')長度總和跟集水區長度比值 $(LG1'+LG2')/L$ 皆大於 0.4(見圖 4-33)。平廣溪流域集水區之一級(LG1')與二級河川(LG2')長度總和跟集水區長度比值 $(LG1'+LG2')/L$ 介於(0.4-1)之分布如圖 4-34 所示，而上述以第二種方法計算的三個集水區面積皆小於 0.2 平方公里。

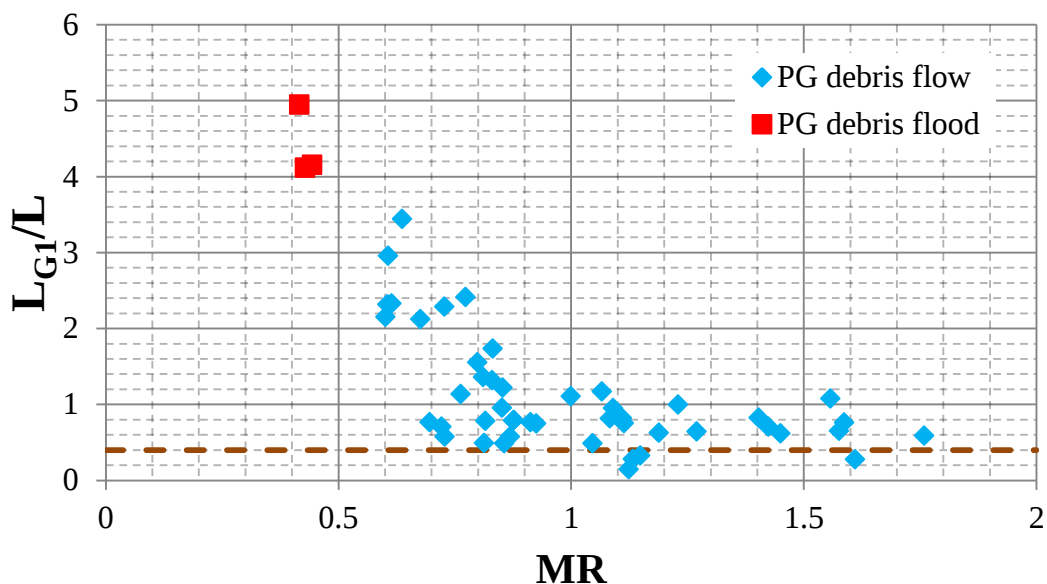


圖 4-31 平廣溪一級河川長度與集水區長度分析

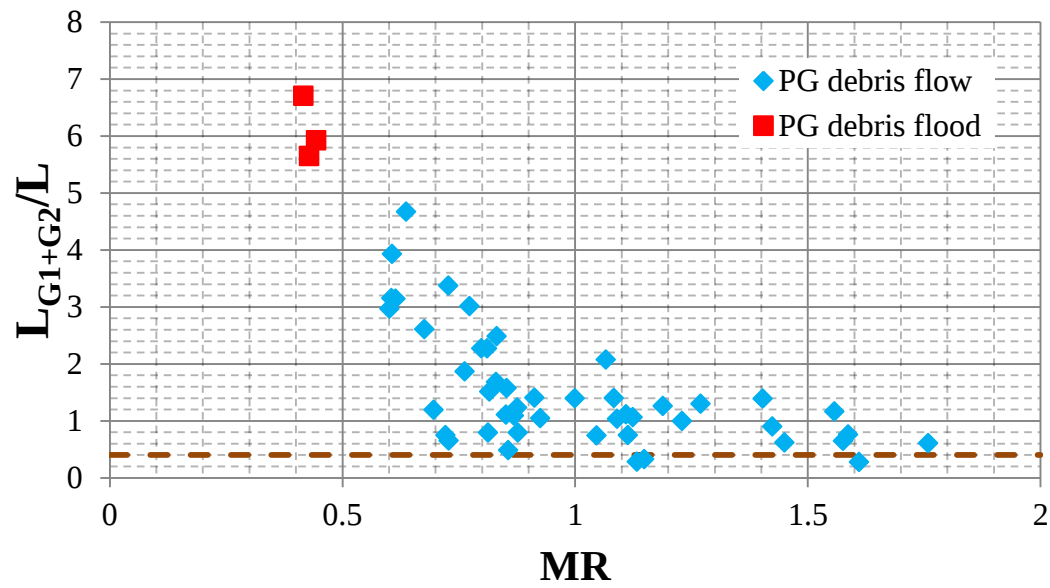


圖 4- 32 平廣溪一級和二級河川長度與集水區長度分析

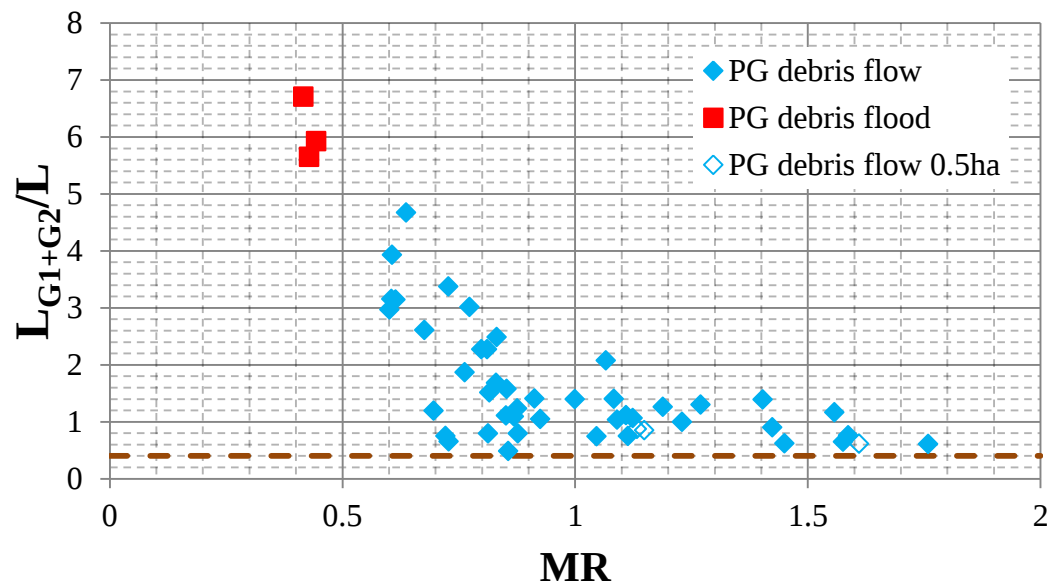


圖 4- 33 平廣溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析

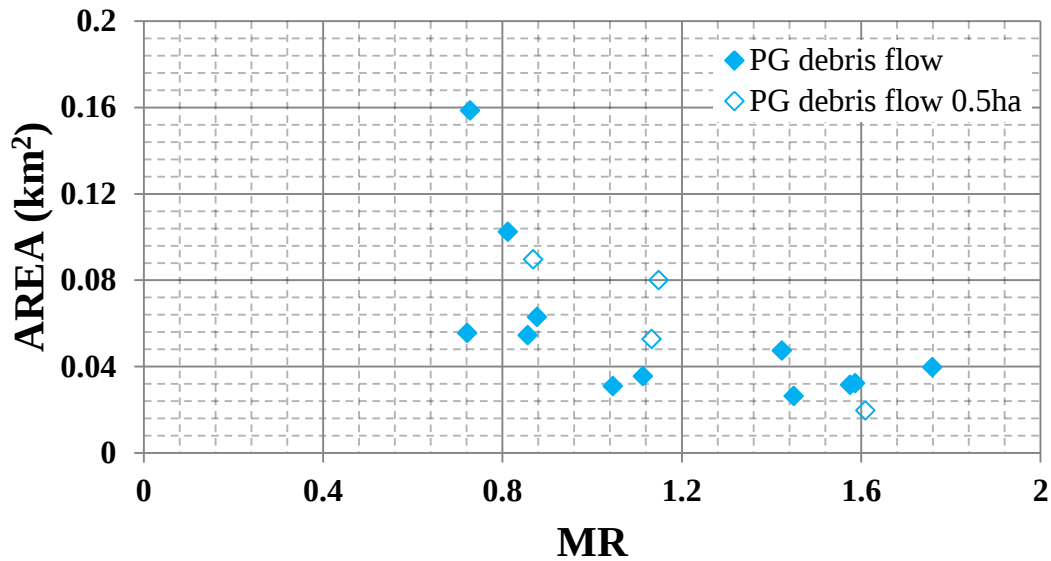


圖 4-34 平廣溪集水區面積與流域險峻值關係

$$(0.4 < L_{G1} + L_{G2} / L < 1)$$

4-4-2 陳有蘭溪流域

陳有蘭溪(CYL)流域以 5m DEM(方法二)分析各集水區河流數目、長度及占總數比。其中，一級河川佔總河流數比達 78.02%、佔總河流長度數比達 51.2%；二級河川佔總河流數比達 17.9%、佔總河流長度數比達 30.2%。

陳有蘭溪流域各集水區以 ArcGIS 理論分析及計曲線方式(方法一)求得一級河川長度與集水區長度比值最小值為投縣 DF161 潛勢溪流集水區之 0、最大值為投縣 DF192 潛勢溪流集水區之 2.88，如圖 4.35 所示，且有 9 個集水區比值小於 0.4，土石流與高含沙水流以比值 2 為明顯分界。如圖 4.36 所示，方法一求得一級及二級河川長度與集

水區長度比值最小值為投縣 DF161 潛勢溪流集水區之 0、最大值為投縣 DF192 潛勢溪流集水區之 4.45，且 5 處集水區比值小於 0.4，分別為投縣 DF161(比值=0, $A=0.1\text{km}^2$)、投縣 DF167(比值=0.25, $A=0.18\text{km}^2$)、投縣 DF220(比值=0.385, $A=0.2\text{km}^2$)、投縣 DF225(比值=0.39, $A=0.16\text{km}^2$)及投縣 DF236(比值=0.33, $A=0.51\text{km}^2$)。土石流與高含砂水流則以比值 4 為明顯分界。

其次，以 0.5 公頃作為水系門檻值(方法二)計算陳有蘭溪一級及二級河川長度與集水區長度比值小於 0.4 之五處集水區面積，最大為 0.51 平方公里之投縣 DF236 潛勢溪流集水區、最小為 0.1 平方公里之投縣 DF161 潛勢溪流集水區。結果顯示此一算法其一級與二級河川長度總和跟集水區長度比值皆大於 0.4(見圖 4-37)，由圖 4-38 可知除 DF236 外，採方法二計算之集水區面積小於 0.2 平方公里。

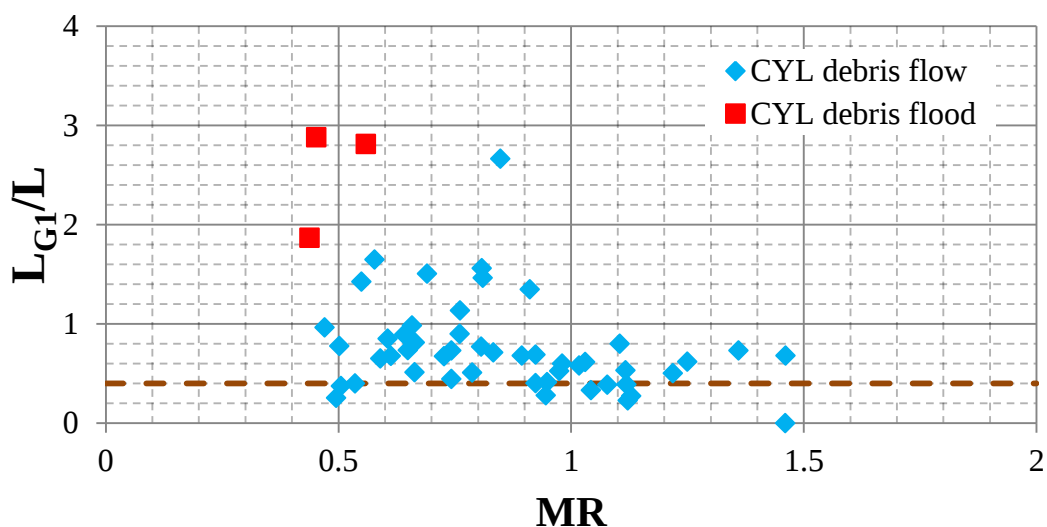


圖 4- 35 陳有蘭溪一級河川長度與集水區長度分析

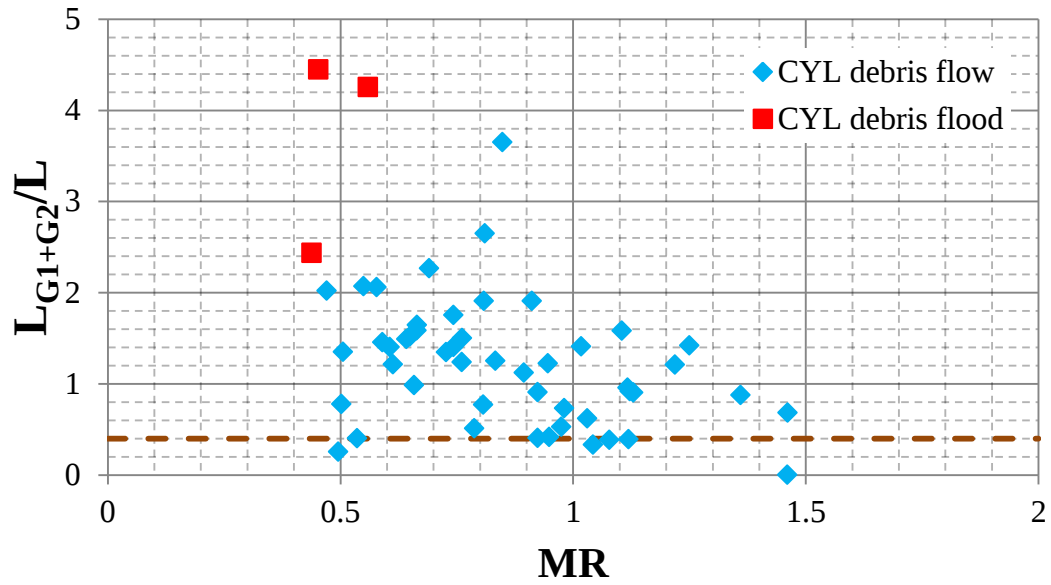


圖 4- 36 陳有蘭溪一級和二級河川長度與集水區長度分析

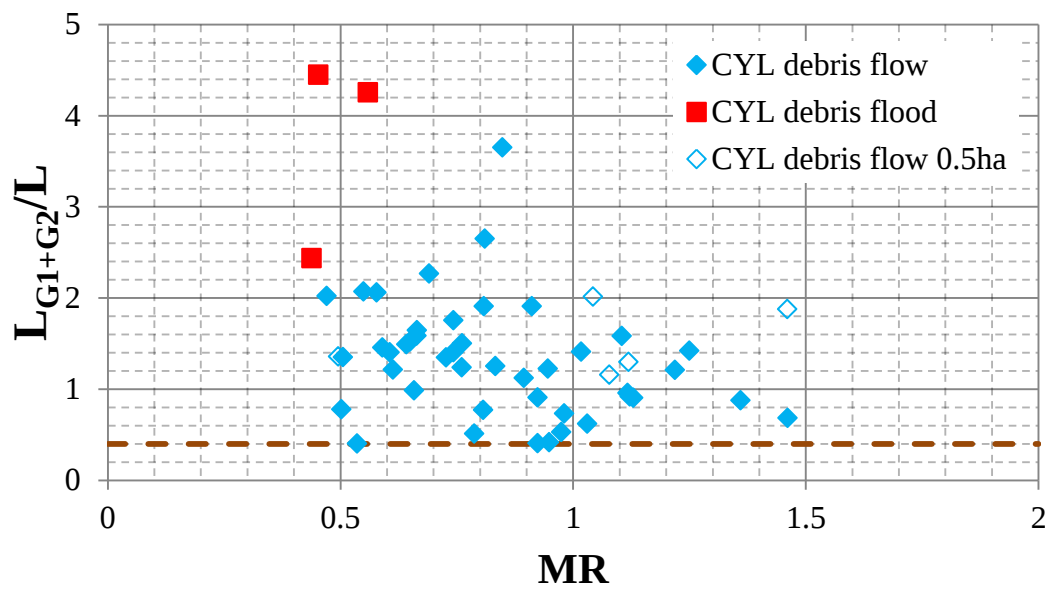


圖 4- 37 陳有蘭溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析

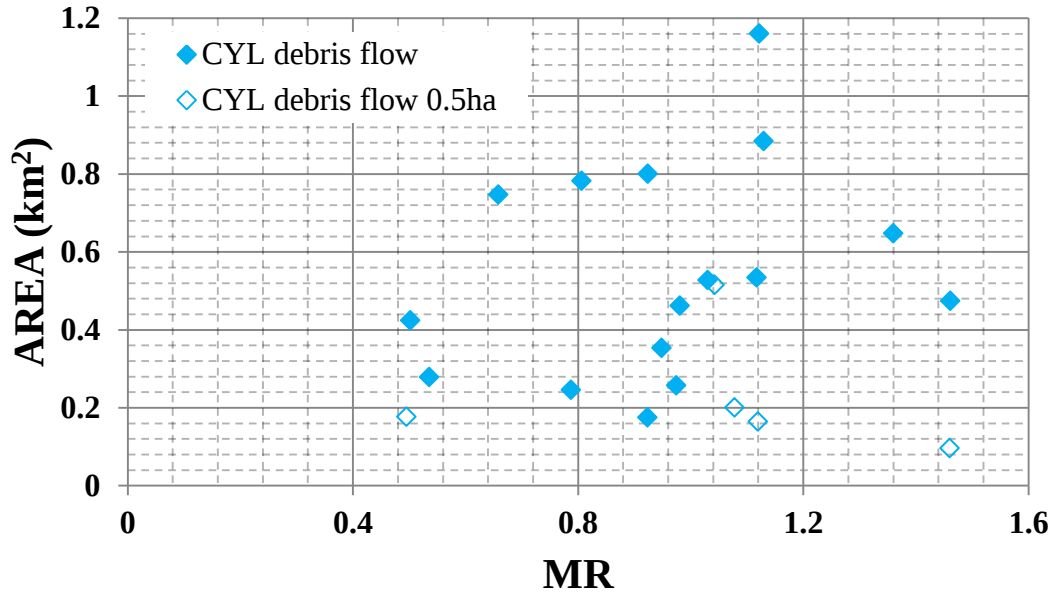


圖 4- 38 陳有蘭溪集水區面積面積與流域險峻值關係

($0.4 < LG1 + LG2/L < 1$)

4-4-3 旗山溪流域

旗山溪流域以 5m DEM(第二方法)分析各集水區河流數目、長度及占總數比。其中，一級河川佔總河流數比達 75.12%、佔總河流長度數比達 64.05%；二級河川佔總河流數比達 19.62%、佔總河流長度數比達 22.99%。旗山溪流域各集水區以 ArcGIS 理論分析及計曲線方式(方法一)求得一級河川長度與集水區長度比值最小值為高市 DF006、DF013、DF025、DF026、DF030、DF031、DF032、DF033、DF034、DF035、DF036、DF038、DF043、DF044、DF093 及 DF111 潛勢溪流集水區之 0、最大值為高市 DF071 潛勢溪流集水區之 6.15，如圖 4-39 所示，且有 21 個集水區比值小於 0.4，土石流及高含砂水流與洪

水以比值 6 為明顯分界；圖 4-40 所示，方法一求得一級及二級河川長度與集水區長度比值最小值高含 16 處潛勢溪流集水區之 0、最大值為高市 DF071 潛勢溪流集水區之 7.77，且 21 處集水區比值小於 0.4。

土石流及高含沙水流與洪水則以比值 7 為明顯分界。

其次，以 0.5 公頃作為水系門檻值(方法二)計算旗山溪一級及二級河川長度與集水區長度比值小於 0.4 之 21 個集水區，(面積最大為 0.44 平方公里(高市 DF040)、最小為 0.03 平方公里(高市 DF033))。修正結果如圖 4-41 所示結果，修正後其一級與二級河川長度總和跟集水區長度比值皆大於 0.4，且除高市 DF040(0.44 平方公里)外，其他集水區面積皆小於 0.2 平方公里如圖 4-42 所示。

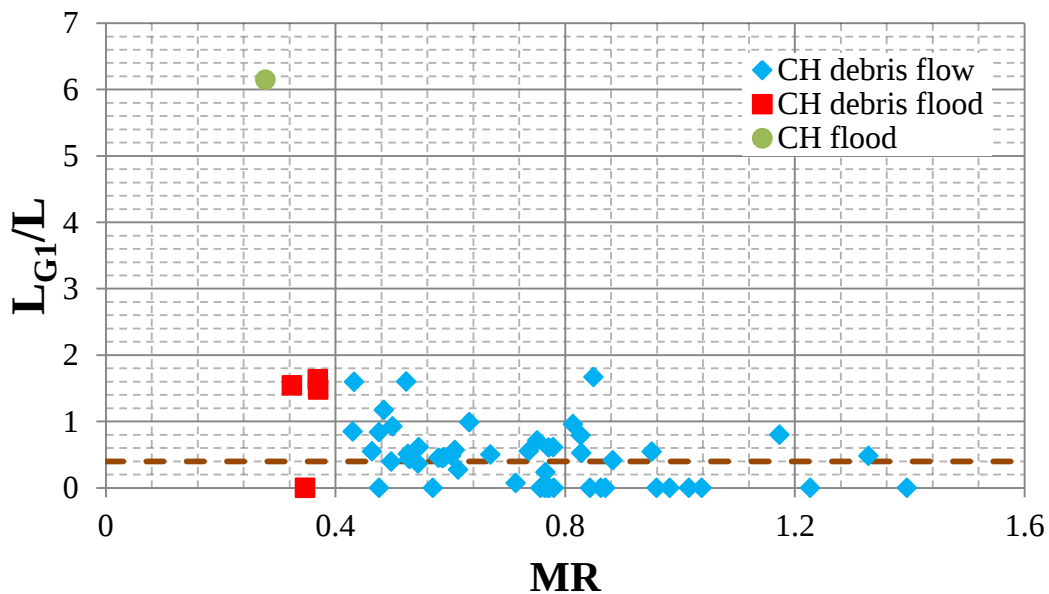


圖 4-39 旗山溪一級河川長度與集水區長度分析

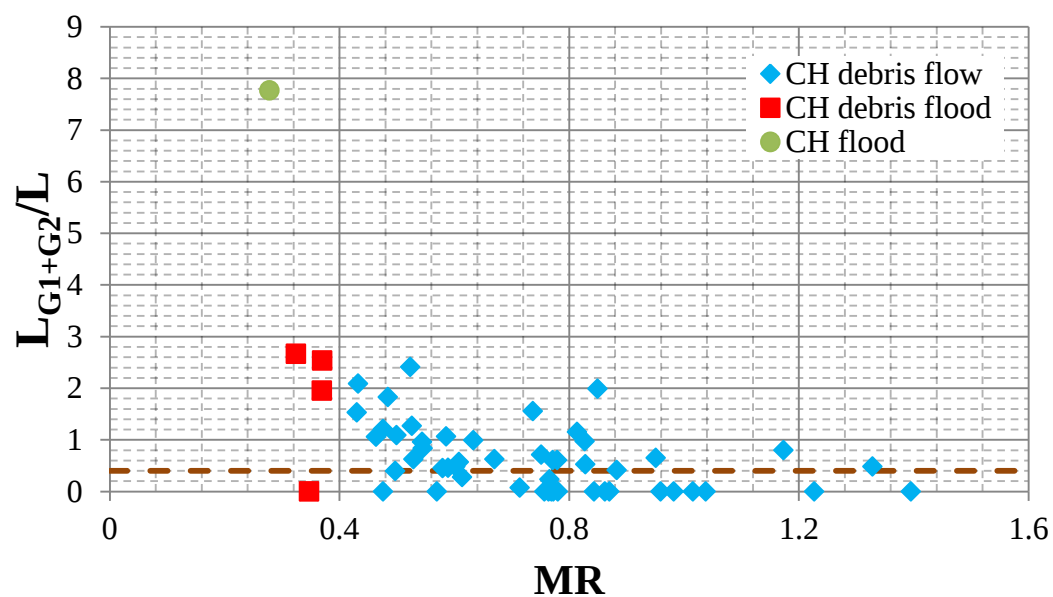


圖 4-40 旗山溪一級和二級河川長度與集水區長度分析

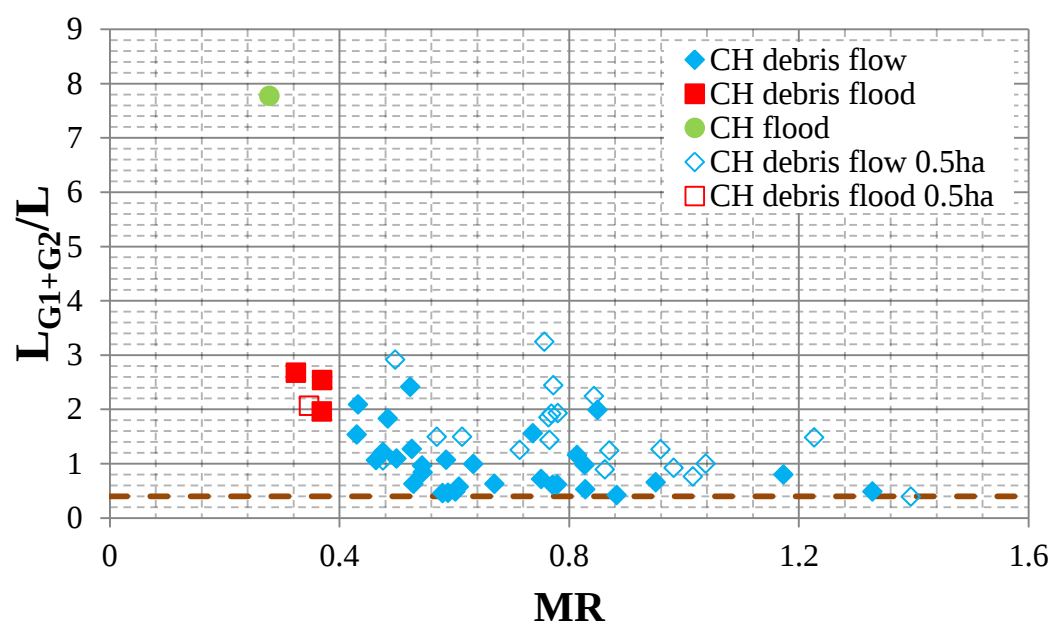


圖 4-41 旗山溪一級和二級河川長度與集水區長度綜合分析

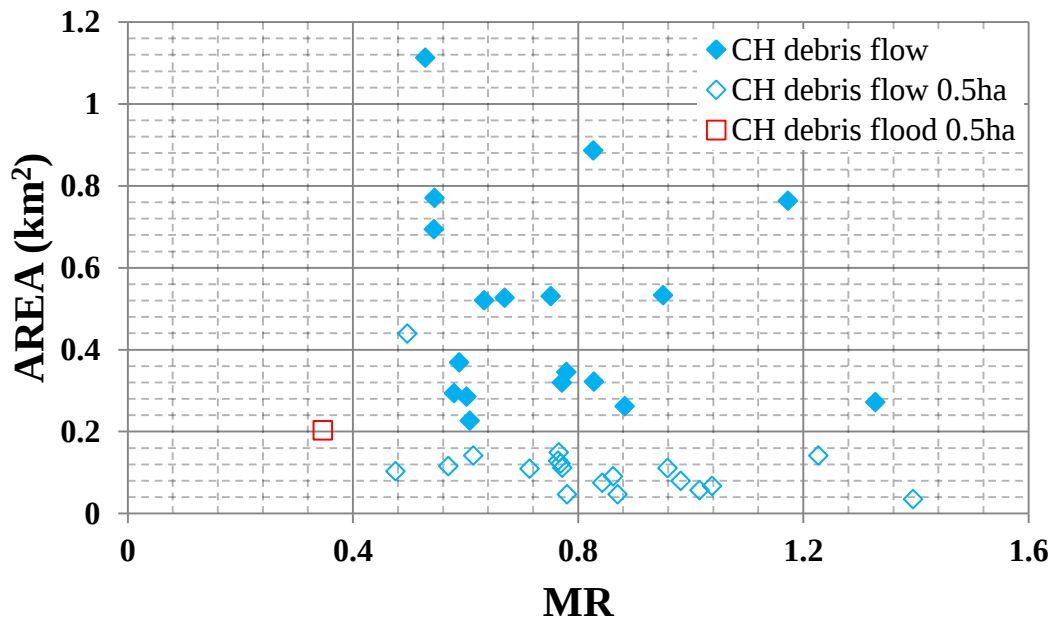


圖 4-42 旗山溪集水區面積面積與流域險峻值關係

(0.4 < LG1+LG2/L < 1)

4-4-4 小結

台灣北部土石流案例之地貌門檻值 (即 $L < 4.0 \text{ km}$, $MR > 0.5$)。依據台灣北部適用門檻值定義為洪水定義為 $MR < 0.3$ ；高含砂水流定義為 $0.3 \leq MR \leq 0.5$ 且 $MR > 0.5$ ，流域長度 $\geq 4 \text{ km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.5$ 且流域長度 $< 4 \text{ km}$ (表 4-10、圖 4-43)。

台灣中南部土石流案例之地貌門檻值 (即 $L < 7.0 \text{ km}$, $MR > 0.43$)。門檻值定義為洪水定義為 $MR < 0.3$ ；高含砂水流及土石流並存之範圍定義為 $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $MR > 0.43$ ，流域長度 $\geq 7 \text{ km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.43$ 且流域長度 $< 7 \text{ km}$ (表 4-11、圖 4-44)。

根據上述，本研究中平廣溪集水區採用 $L < 4.0 \text{ km}$, $MR > 0.5$ 為門檻值；陳有蘭溪流域及旗山溪流域則採用 $L < 7.0 \text{ km}$, $MR > 0.43$ 做為門檻值。

表 4-10 台灣北部流域長度及流域險峻值不同主導營力的界檻值

	流域長度(L)	流域險峻值(MR)
洪水	--	<0.3
高含砂水流	--	0.3-0.5
	≥ 4 公里	>0.5
土石流	<4 公里	>0.5

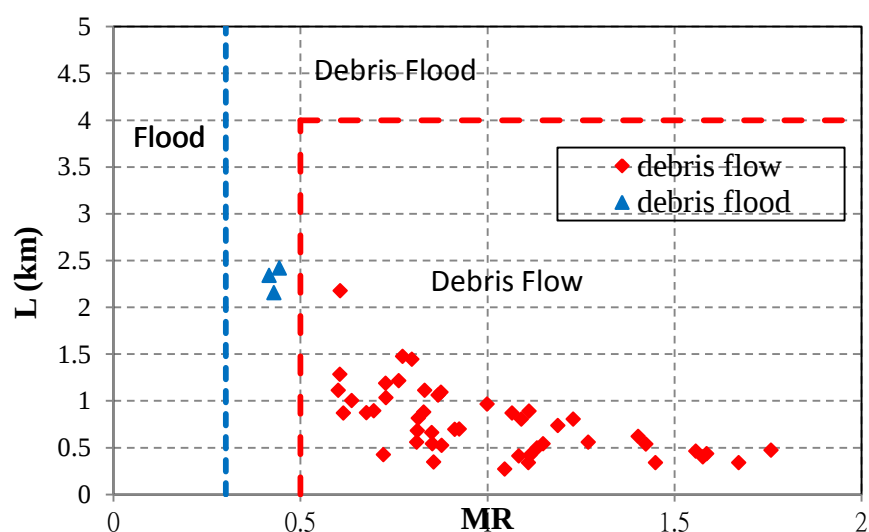


圖 4-43 台灣北部流域長度與流域險峻值區修正後之關係圖

表 4-11 台灣中南部流域長度及流域險峻值不同主導營力的界檻值

	流域長度(L)	流域險峻值(M)
洪水	--	<0.3
高含砂水流	--	0.3-0.43
	≥ 7 公里	>0.43
土石流	<7 公里	>0.43

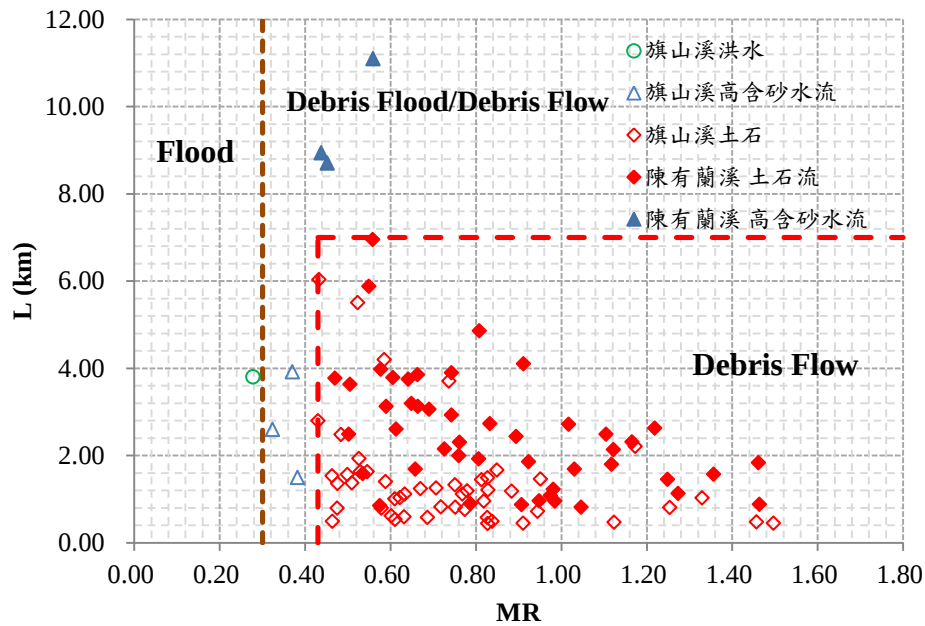


圖 4-44 台灣中南部流域長度與流域險峻值區修正後之關係圖

根據河流數無因次化及河流級序關係圖(圖 4-45)中，可以看出三個集水區趨勢線相似且皆以一級及二級河流級序為主。由於平廣溪集水區面積小於其他集水區面積，但針對整個平廣溪子集水區進行分析。陳有蘭溪集水區及旗山溪集水區僅對現有土石流潛勢溪流進行分析，故平廣溪集水區河流數目高於其他兩個流域。

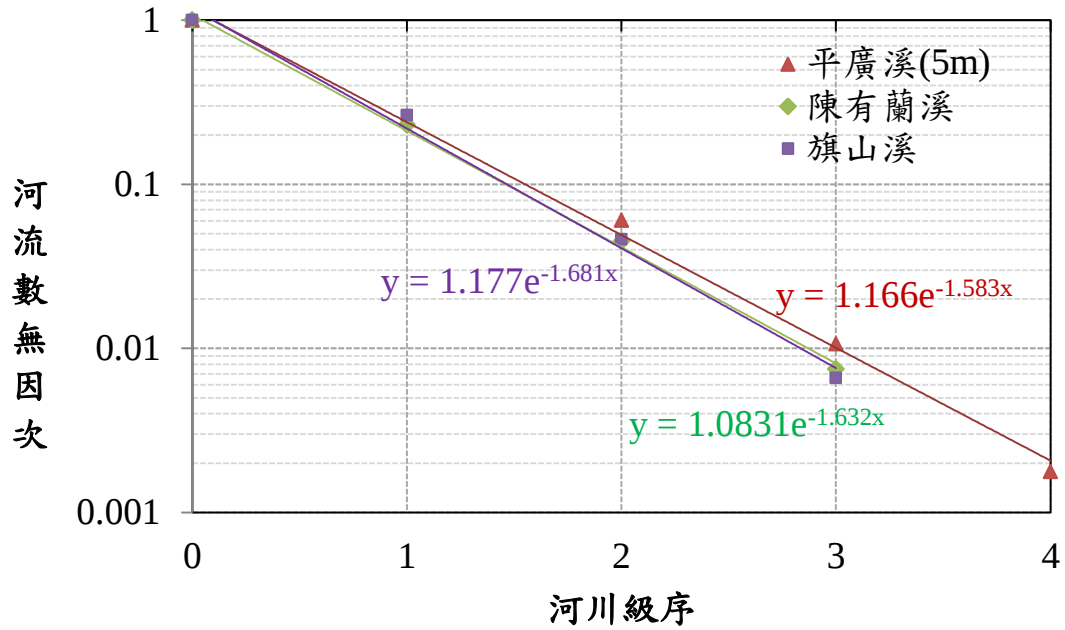


圖 4- 45 三個集水區河流級序與河流數目統計關係圖

從發生機率與 AB/Ac 之關係圖(圖 4-46~ 4-48)，三個集水區發生最大機率皆為於 0.75-1 之間，表示三個集水區之 A/Ac 發生最大機率小於 1(對照圖 3-11)，代表三個集水區發生土石流機率較大。

平廣溪流域

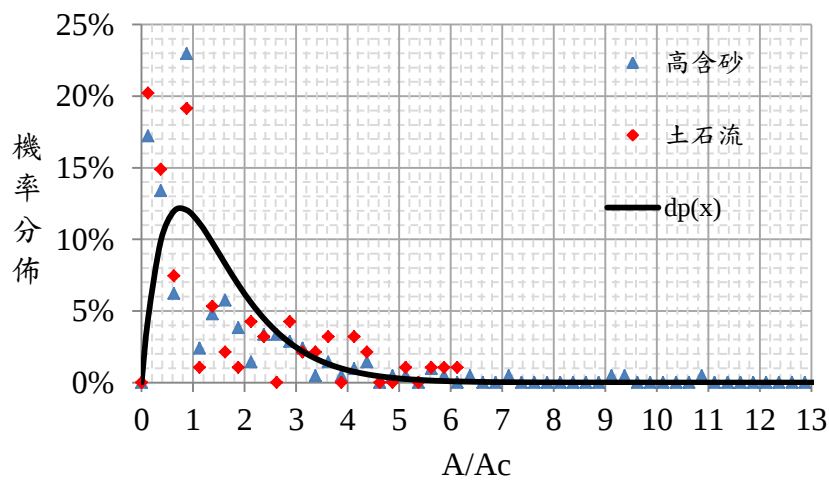
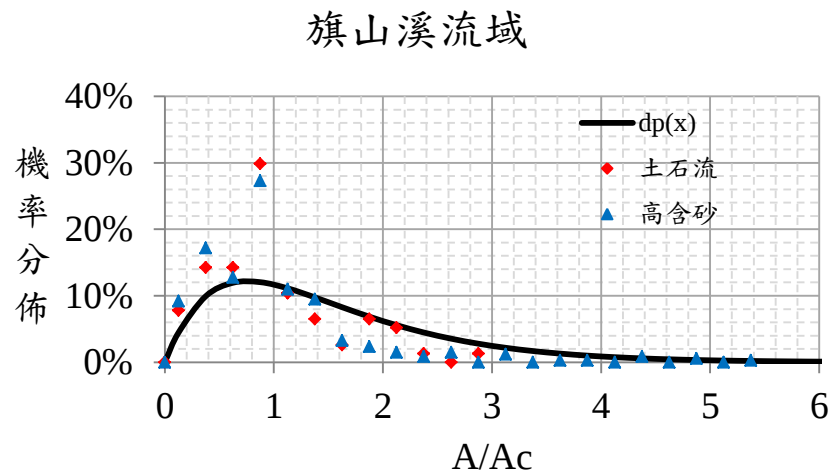
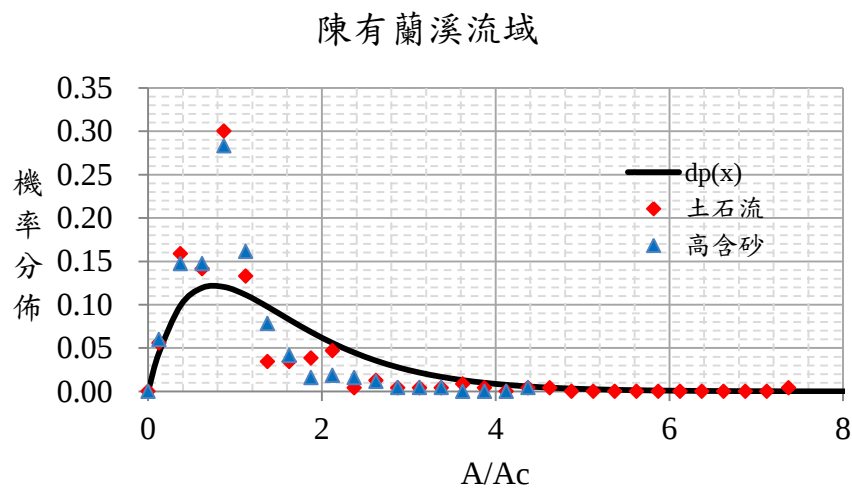


圖 4- 46 平廣溪集水區發生機率與 A/Ac 之關係圖

圖 4- 47 旗山溪集水區發生機率與 A/A_c 之關係圖圖 4- 48 陳有蘭溪集水區發生機率與 A/A_c 之關係圖

陳有蘭溪集水區及旗山溪集水區流域險峻值(MR)與形狀係數 (Form factor) 的關係，如圖 4-49 所示。形狀係數與流域險峻值之關係並不明顯，且流域的形狀係數以介於 0.1-0.7 為主。

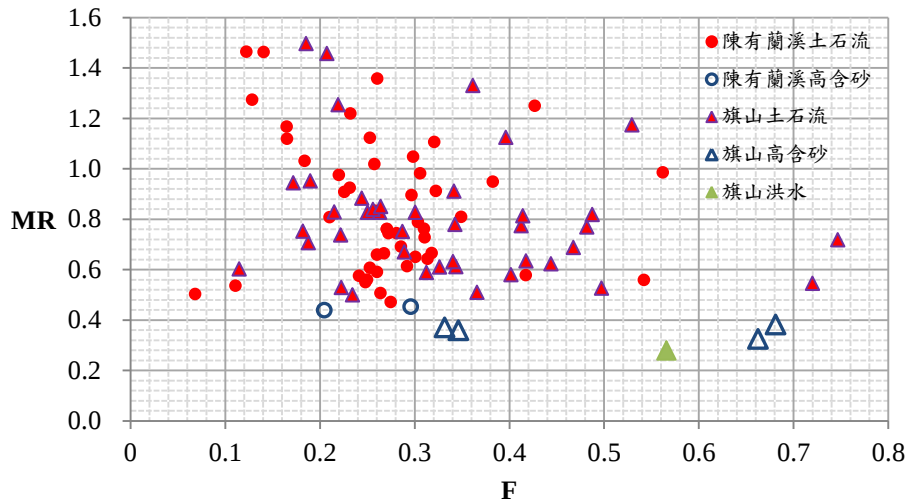


圖 4-49 陳有蘭溪及旗山集水區形狀係數與流域險峻值之關係圖

土石流為向源侵蝕，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。比較三個集水區溪流起點之累積匯流面積(圖 4-16、圖 4-23、圖 4-30)，由大到小依序為高雄旗山溪溪流(2 公頃)、南投陳有蘭溪流域(0.8 公頃)、新北市平廣溪流域(0.7 公頃)，可推測越往南部之流域其發生土石流機率越大。

從現有土石流潛勢溪流疊合分析結果，陳有蘭溪流域現有土石流潛勢溪流有 50 條，其中分析結果 47 條為土石流、3 條為高含砂水流；旗山溪流域現有土石流潛勢溪流有 55 條，其中分析結果 50 條為土石流、1 條為洪水、4 條為高含砂水流。上述陳有蘭溪流域及旗山溪流域中經判釋為高含砂水流及洪水災害之土石流潛勢溪流(即陳有蘭溪流域 3 條，旗山溪流域 5 條)將經由現地勘查比對，並針對地形及地質等影響參數探討，再於第五章中提出驗證及說明。

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 $0.01-100 \text{ km}^2$ (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。經彙整 Mizuyama(1982)的日本土石流案例及台灣北部(平廣溪)、中部(陳有蘭溪)及南部(旗山溪)之土石流流域面積分布如圖 4-50 所示。北部平廣溪之土石流集水區面積較小，其集水區以介於 5-100 公頃為主；中部陳有蘭溪則以 10-1000 公頃為主且其峰值位於 500 公頃；南部旗山溪亦以 10-1000 公頃為主惟其峰值位於 50 公頃。由上述可知土石流之規模以陳有蘭溪最明顯，南部旗山溪次之，北部平廣溪最小。然而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。

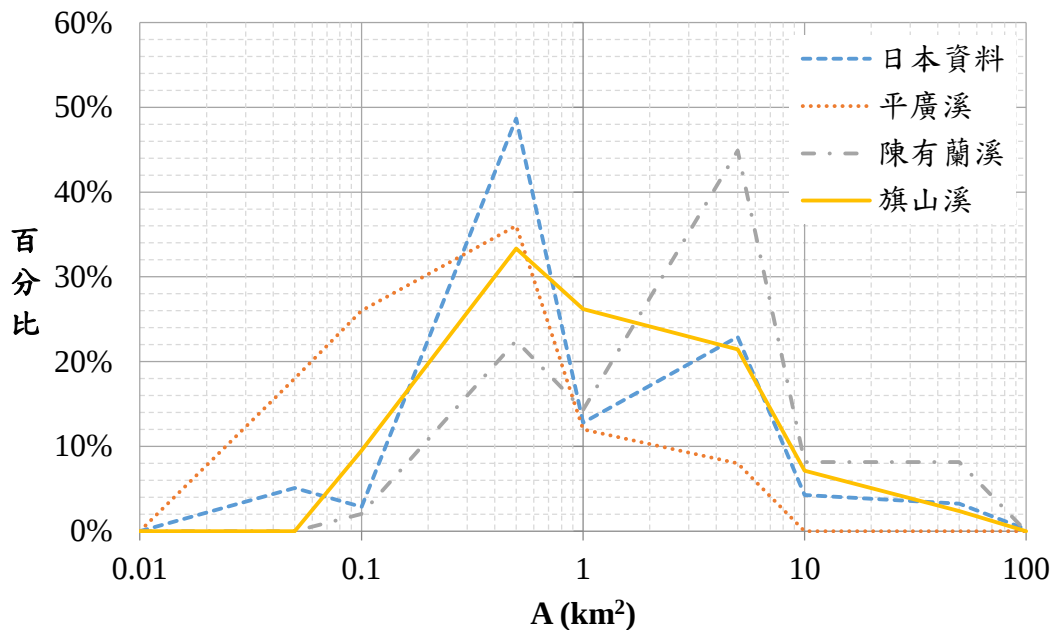


圖 4-50 日本與台灣土石流集水區面積分布比較

由上述資料分析可知土石流集水區之溪溝特性，以 5m 等高線進行分析時其一、二級河川之總長度與流域長度之比值應大於 0.4，相較之下高含砂水流之比值則大於 2。圖 4-51 為平廣溪(PG)、陳有蘭(CYL)及旗山溪(CH) 三個流域的各子集水區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，圖中亦標示 0.5 公頃的集水面積門檻值。由圖 4-51 可知平廣溪(PG)的溪溝起始集水面積約介於 0.1-1.3 公頃，平均值(50%)約為 0.25 公頃。陳有蘭溪(CYL)的溪溝起始集水面積則介於 0.1- 16 公頃，平均值(50%)約為 2 公頃。旗山溪(CH)的溪溝起始集水面積介於 0.5 - 15 公頃，平均值(50%)約為 2 公頃。顯示土石流集水區溪溝發展起點皆大於高含砂水流集水區，並由此可見溪溝的發育以平廣溪最成熟，這也反映在其一、二級河川之總長度與流域長度之比值較高(比較圖 4-41,4-45 及 4-49)；反之，溪溝的發育則以旗山溪最年輕，溪流的起始集流面積最大，陳有蘭溪則居中。故在較大面積($>0.2 \text{ km}^2$)的子集水區計曲線法或固定網格數(即集水面積門檻值)法皆可適用；但如集水面積小於 0.2 km^2 (坡面型土石流)則宜採用 0.5 公頃的集水面積計算溪流線較能反應溪溝的地形特性。如陳有蘭(CYL)及旗山溪(CH) 二個流域以計曲線計算的溪流起點所相應的集水面積絕大部份都大於 0.5 公頃，甚或達 0.2 km^2 。

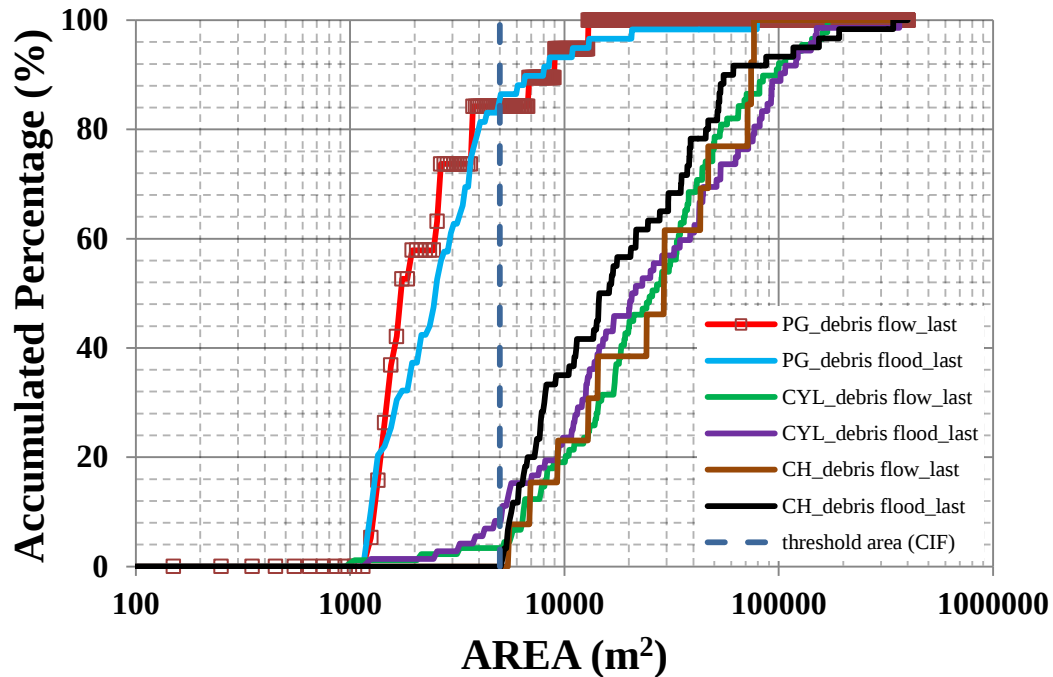


圖 4- 51 以計曲線法求得三個流域溪溝起點之集水面積累積機率

4.5 土石流堆積扇特徵分析

堆積扇之形成主要受到水流搬運能力及上游集水區輸砂能力之比值所主控(Harvey et al., 1999)，如表 4-12 所示，本研究於平廣溪、陳有蘭溪及旗山溪集水區內共圈繪 97 個土石流堆積扇(如圖 4-52)，依其溪流流量及河道輸砂量之差異，堆積扇分布面積約 0.05-21.58 公頃不等，圖 4-53-圖 4-55 則分別為三個集水區內土石流堆積扇圈繪成果與空間分布，綜整台灣北、中、南所挑選之不同集水區，其圈繪之土石流堆積扇具有下列共通地貌特徵：(1).土石流堆積扇厚度及面積

與集水區上游歷史山崩目錄(土石流料源區)數量具有正相關。若中上游存在深層崩塌災害場址，野溪內之輸砂量將特別明顯。(2).堆積扇面積在上游的匯流點處較小，但扇平均坡度較為陡峭。另外堆積扇若坐落於河階地上或鄰接主河道(水流搬運能力較強)，其坡度通常較為平緩。(3).流域地形主導土石流堆積扇之坡度，如上游地貌為內凹型之匯水窪地，降雨所形成之地表逕流將更為集中，且迅速達到下游，故典型之扇狀堆積形貌受到水流侵蝕與切割，易於堆積扇末端形成蜿蜒河道。

流域險峻值 (MR)為一與集水區動態特性(如堆積扇坡度； S_{fd})相關之重要地形貌參數。Melton 曾提出下列關係式(Melton, 1965)；

$$S_{fd} = aMR^b \quad (4-1)$$

式(4-1)中， a 與 b 為與集水區相關之擬合係數。係數 a 與 b 反映集水區內氣候差異、輸砂條件、地形構造及地質特徵。通常較大之 a , b 值亦顯示堆積扇近期具有較高活動性。如圖 4-56 所示，本研究判釋之堆積扇坡度與 MR 呈現良好之幂次關係($a=8.57$, $b=0.89$)。此一堆積扇表面坡度關係與 Kovanen and Slaymaker(2008)所提出之 Melton's Group 1 回歸式相近($a=8.51$ and $b=1.065$)，上述關係說明 Melton ratio 的確為反映地質構造及溪流輸砂能力之良好地形參數。整體而言，對

於研究區內受土石流控制之堆積扇，其 Melton ratio 皆大於 0.4，且堆積扇坡度大於 3 度。

表 4- 12 研究區土石流堆積扇微地形判釋統計

集水區	平廣溪(PG)	陳有蘭溪(CYL)	旗山溪(CS)
堆積扇數量	6	18	11
面積 [公頃]	0.50- 2.76	0.05-25.47	0.57-21.58
平均坡度 [度]	5.43-13.75	3.5-11.72	3.3-9.88

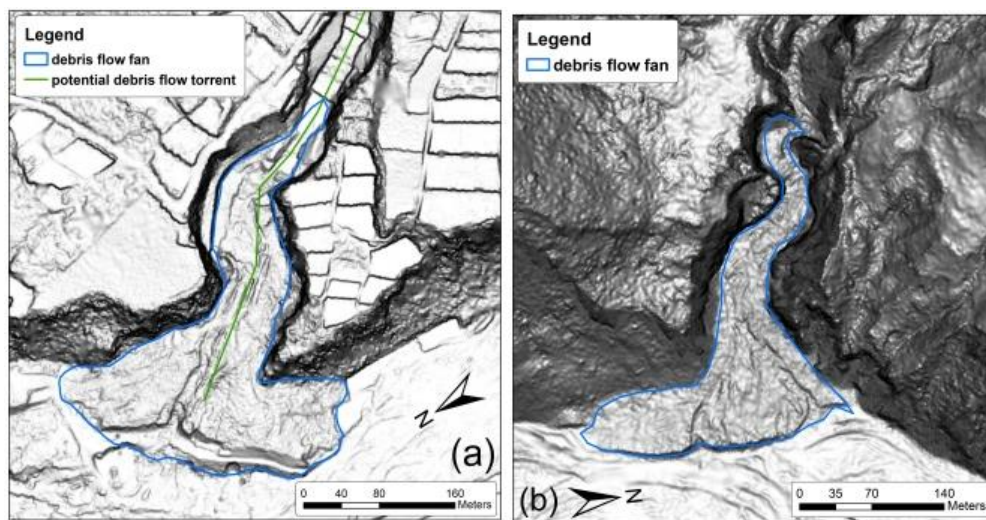


圖 4- 52 土石流堆積扇圈繪：(a)陳有蘭溪集水區；(b)旗山溪集水區

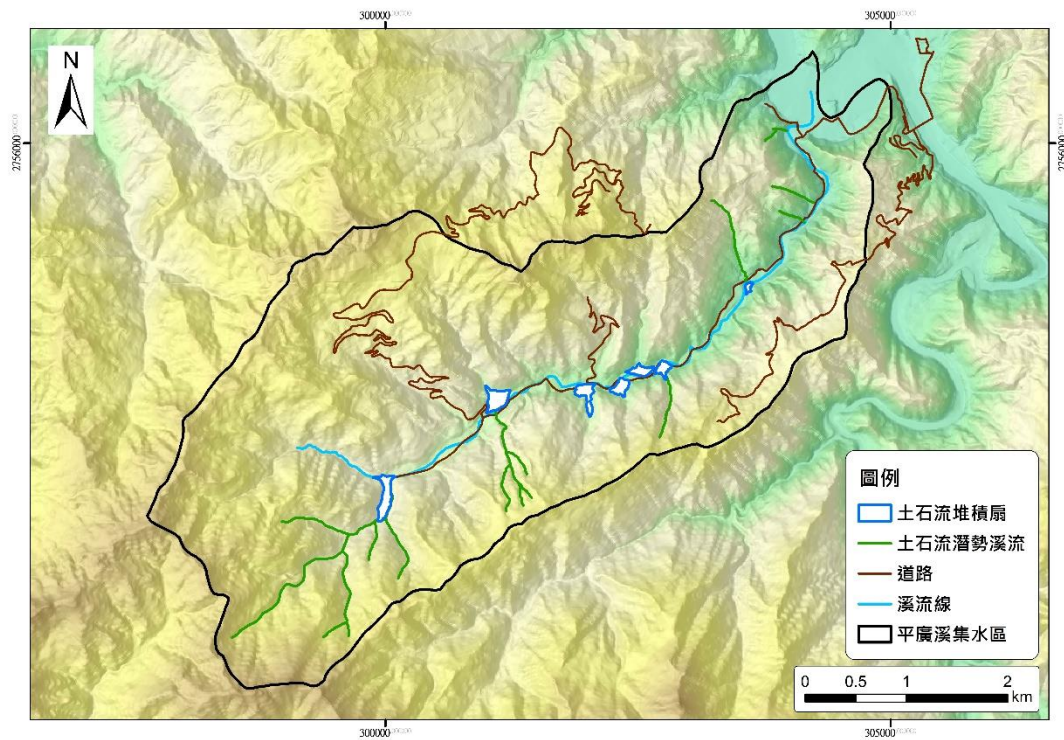


圖 4- 53 平廣溪集水區土石流堆積扇分布

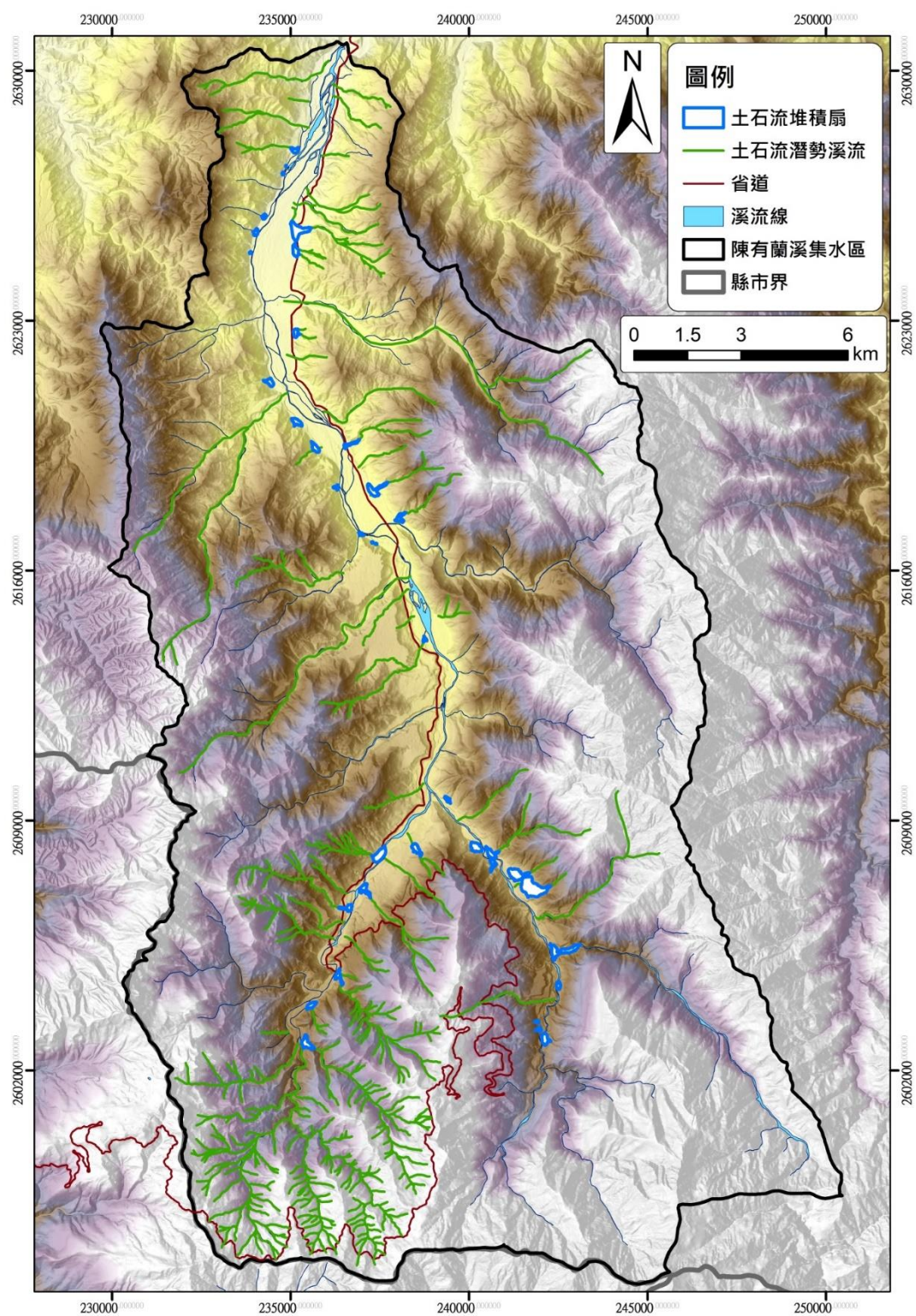


圖 4- 54 陳有蘭溪集水區土石流堆積扇分布

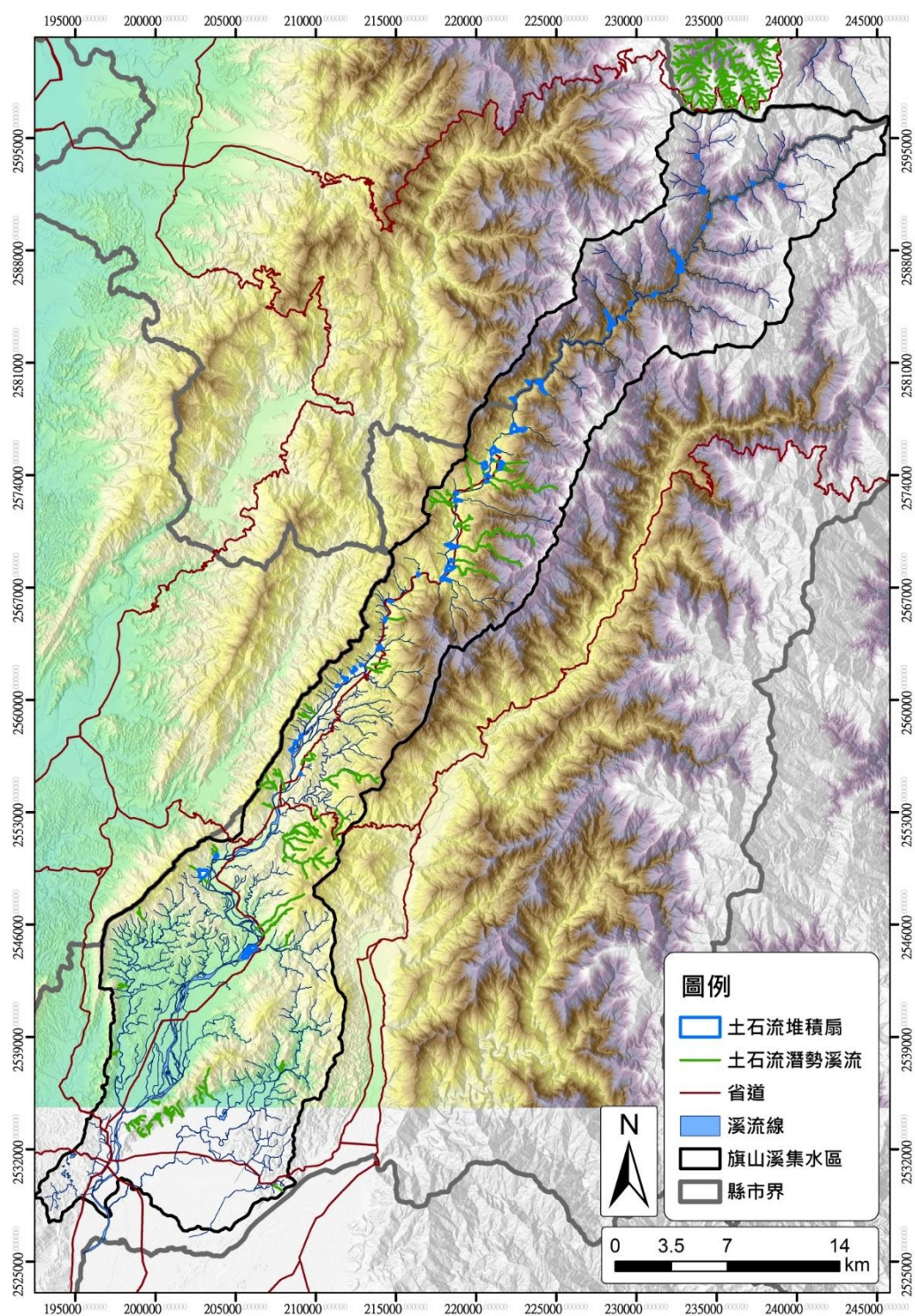


圖 4-55 旗山溪集水區土石流堆積扇分布

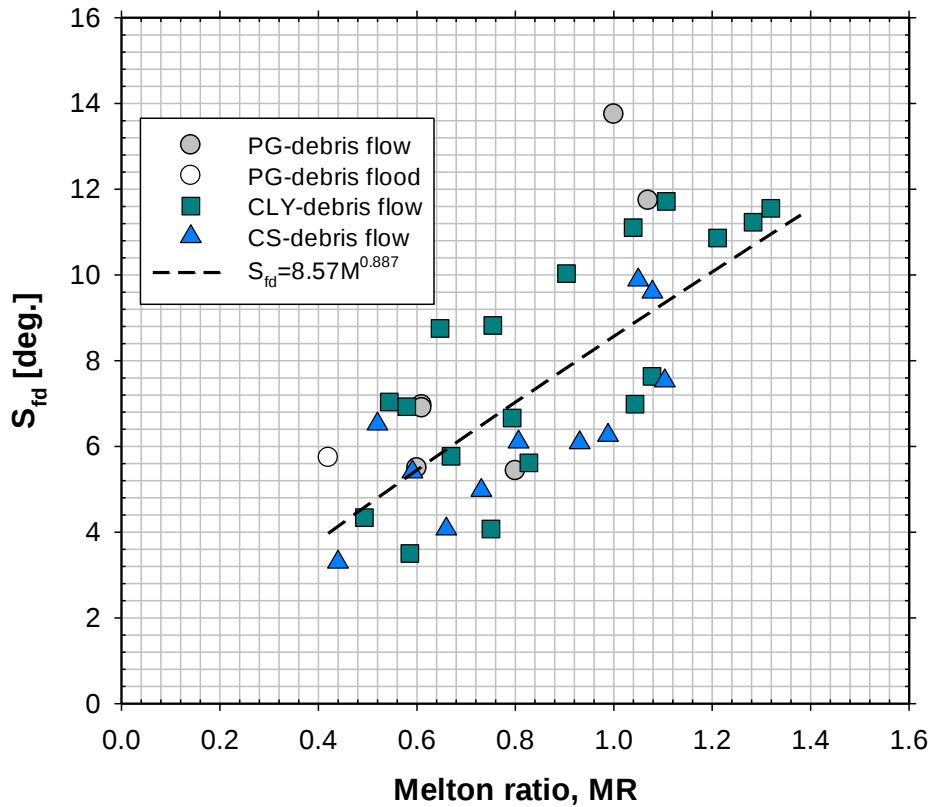


圖 4- 56 研究區土石流堆積扇坡度與 Melton's ratio 關係圖

以下茲將本研究所遴選之平廣溪(北部)、陳有蘭溪(中部)及旗山溪集水區(南部)之堆積扇特性分述如下：

4-5-1 平廣溪集水區

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。平廣溪集水區堆積扇共計 7 處，分別位於編號 NO.11、NO.17、NO.22、NO.34、NO.35、NO.36、NO.40，其中編號 NO.36 位在土石流潛勢溪流新北 DF227 之

集水區，堆積扇面積最大為編號 NO.22 之 4.04 公頃(詳見圖 4-57)，最小為編號 NO.40 之 0.5 公頃。



圖 4-57 平廣溪編號 NO.22 集水區堆積扇

本研究之 MR 值依集水區地文因子，包含集水區面積、集水區長度及集水區高程差，區分為土石流、高含砂水流及洪水三種類型，分析上以不同類型之集水區於谷口下游堆積形成之堆積扇坡度為對象。案例分析結果呈現平廣溪堆積扇共計 7 處，堆積扇坡度最大者為 13.75 度之編號 NO.35 集水區，最小者為 5.43 度之編號 NO.11 集水區；各堆積扇上游集水區 MR 值最大處為 1.2(編號 NO.35 集水區)，最小值為 0.42(編號 NO.22 集水區)，全部皆為土石流集水區，各集水區

MR 與堆積扇坡度值分布詳見圖 4-58。

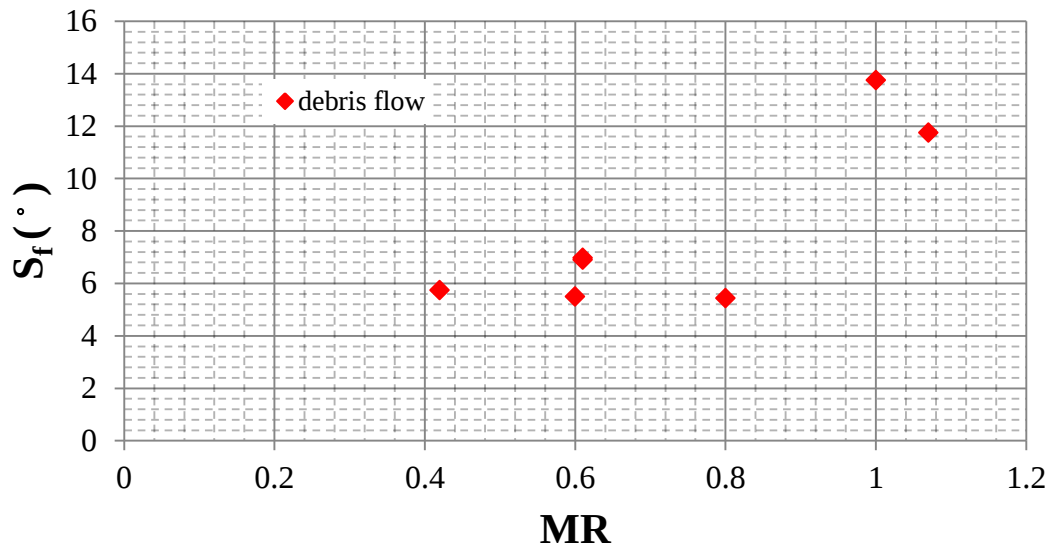


圖 4-58 平廣溪堆積扇表面坡度與 MR 關係圖

4-5-2 陳有蘭溪集水區

本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。如南投縣 DF206 堆積扇為例，從現場陰影圖中選取較少人為開發處作為扇頂(平面圖詳見圖 4-59)，直線斷面儘可能避開堆積扇上人為開發區域(剖面圖見圖 4-60)，以獲取具代表性之

自然堆積扇坡度值。陳有蘭溪集水區堆積扇共計 38 處，其中 19 處位於含土石流潛勢溪流之集水區谷口。堆積扇面積有三處大於 10 公頃，其中最大為南投縣 DF205 土石流潛勢溪流之 25.47 公頃，南投縣 DF165 居次，南投縣 DF206 之 10.39 公頃排名第三。MR 值最大者為 1.46(南投縣 DF190)，最小為 0.47 (南投縣 DF223)，陳有蘭溪集水區內詳細土石流 MR 分布如圖 4-61 所示。

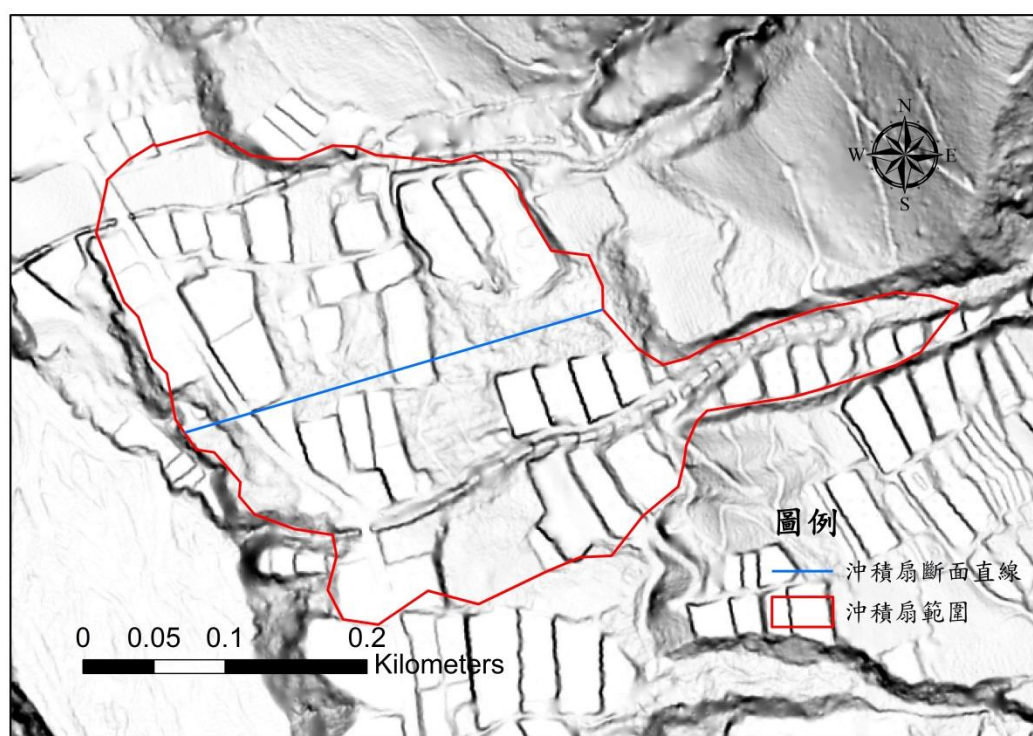


圖 4- 59 陳有蘭溪-南投縣 DF206 堆積扇範圍圖

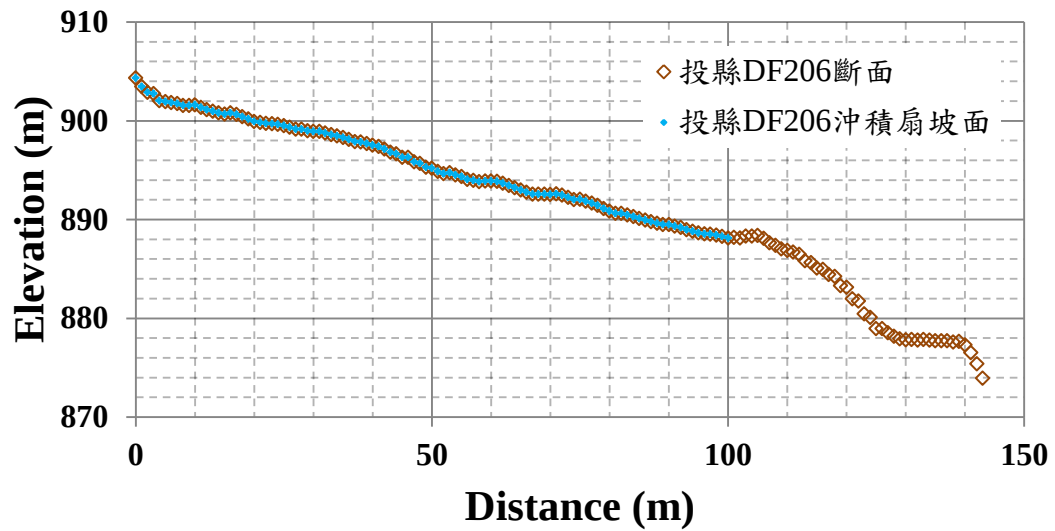


圖 4- 60 陳有蘭溪-南投縣 DF206 堆積扇斷面圖

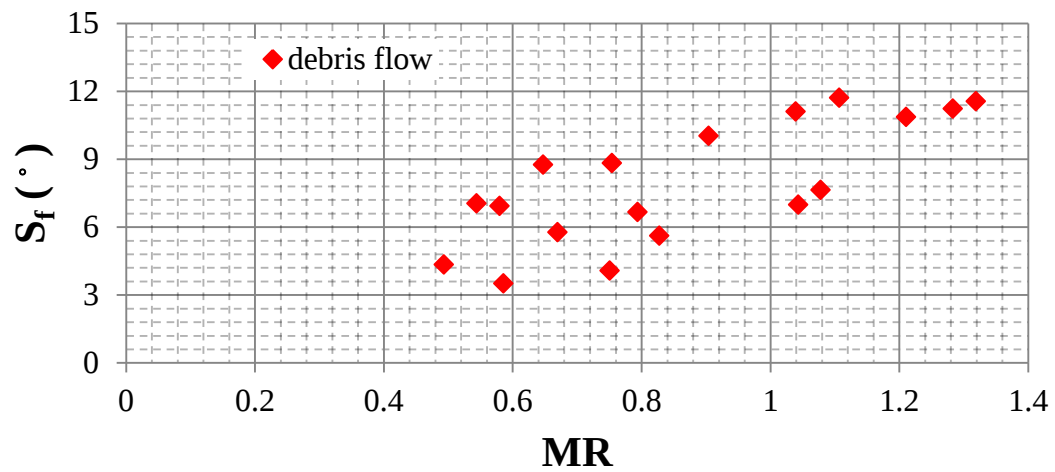


圖 4- 61 陳有蘭溪流域堆積扇坡度分析

4-5-3 旗山溪集水區

旗山溪流域共計 11 處堆積扇位於土石流潛勢溪流集水區谷口。堆積扇面積介於 0.66 公頃(高市 DF006)至 21.58 公頃(高市 DF021; 圖 4-62、圖 4-63)、堆積扇坡度介於 3.3 度(高市 DF069)至 9.8 度(高市 DF008)、堆積扇上游集水區 MR 值介於 0.44(高市 DF069)至 1.10(高市 DF004)，皆屬於土石流型集水區，詳細 MR 資料分布如圖 4-64 所示。如同前述，旗山溪、平廣溪及陳有蘭溪各集水區 MR 與堆積扇坡度數據分布具正相關性，旗山溪共計 11 處堆積扇，陳有蘭溪共計 18 處，平廣溪共計 7 處，皆為土石流集水區。三個集水區堆積扇坡度最高為 13.75 度、最低為 3.3 度；MR 值最高為 1.32、最低為 0.42(圖 4-56)。

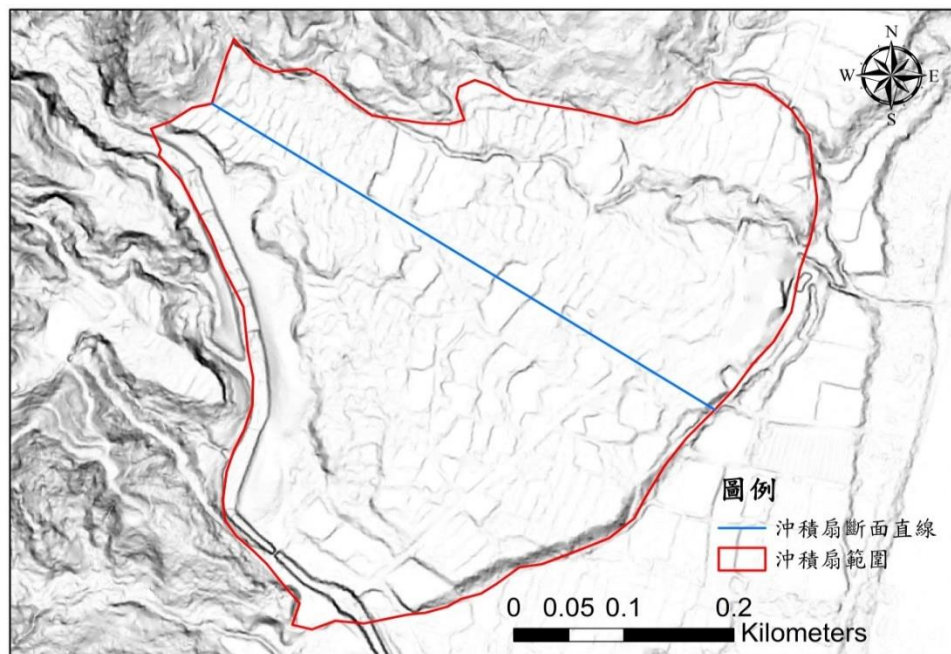


圖 4- 62 高市 DF021 堆積扇範圍

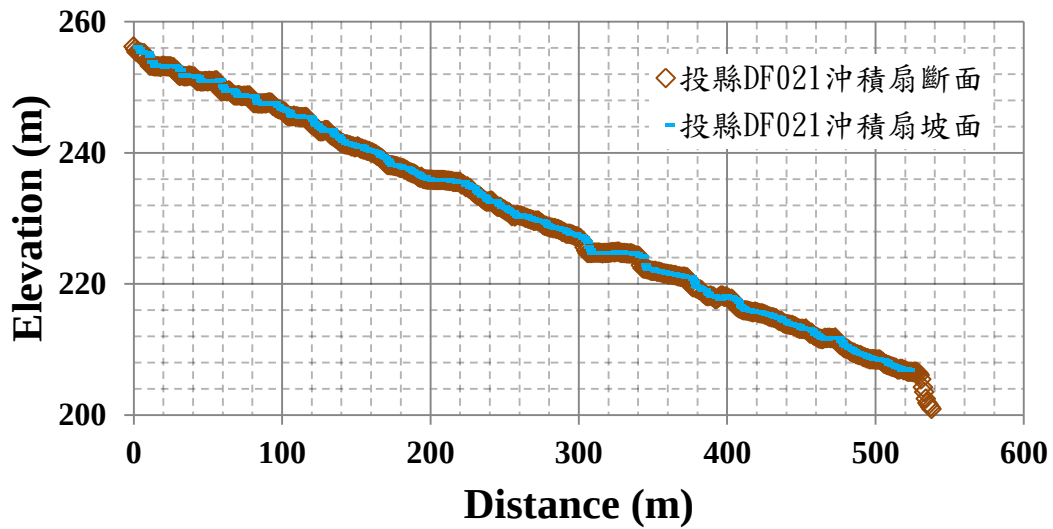


圖 4- 63 高市 DF021 堆積扇斷面

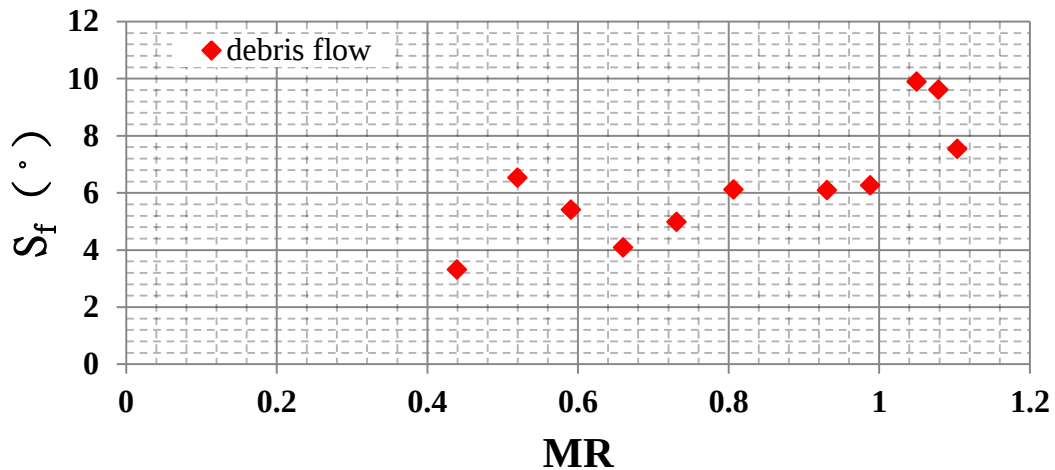


圖 4- 64 旗山河流域堆積扇坡度分析

4-5-4 土石流沖積扇與洪水沖積扇之區分門檻

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

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

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 4-65 所示。

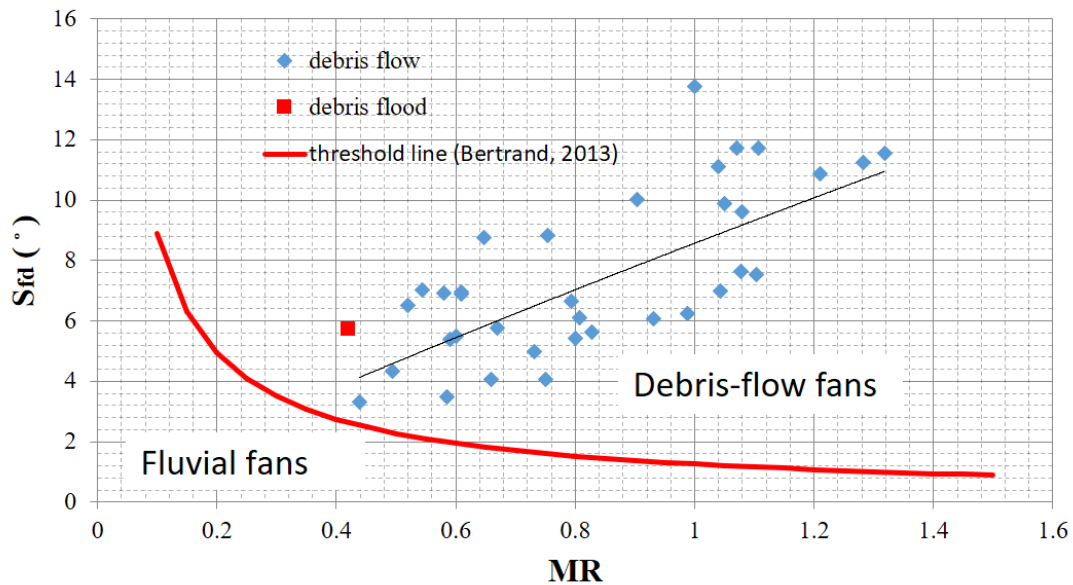


圖 4- 65 集水區沖積扇坡度與流域險峻及土砂運移型態關係

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

由第四章之現有土石流潛勢溪流經地文因子分析，平廣溪集水區內有六條土石流潛勢溪流，分本研究團隊於去年已針對 DF091、DF226 及 DF225 進行現勘及驗證。陳有蘭溪流域現有土石流潛勢溪流有 50 條，其中分析結果 47 條為土石流、3 條為高含砂水流；旗山溪流域現有土石流潛勢溪流有 55 條，其中分析結果 50 條為土石流、1 條為洪水、4 條為高含砂水流。本計畫針對經地文參數(流域險峻值及流域長度)初步劃分為高含砂水流及洪水者，進行現地勘查其河川型態及河床堆積特性判是其土砂運移型態。

5-1 陳有蘭溪流域現勘

針對陳有蘭溪的初步分析判定土砂災害型態有三個高含砂集水區及 47 個土石流集水區，茲將三個判定為高含砂集水區(DFL,即具較低之流域險峻值)及相鄰之二個土石流集水區(DF)的資料彙整如表 5.1 所示，這五條溪流均發生過多次土砂災害，其災害型態記錄皆登錄為土石流，並於 2017/07 進行現勘及比對。

表 5- 1 陳有蘭溪現勘土石流溪流之災例資料分析

溪流 編號	名稱	面積 (km ²)	高程差 (km)	流域長度 (km)	MR	災害型態 (初判)	災點	災害發生時間
DF192	坪瀨溪	22.43	2.14	8.71	0.45	土石流 (DF/DFL)	自強橋， 自愛橋	賀伯(1996)， 桃芝(2001)
DF193	筆石溪	16.37	1.77	8.94	0.44	土石流 (DF/FFL)	筆石溪	賀伯(1996)， 桃芝(2001)
DF185	郡坑溪	30.33	2.62	11.1	0.48	土石流 (DF/DFL)	信義橋	賀伯(1996)， 桃芝(2001)
DF199	和社溪	8.59	1.61	5.88	0.55	土石流 (DF)	神木橋	賀伯(1996)， 桃芝(2001) 莫拉克(2009)
DF202	頭坑溪	4.42	1.35	3.75	0.64	土石流 (DF)	單及那橋	賀伯(1996)， 桃芝(2001) 莫拉克(2009)， 0603 豪雨(2017)

註：土石流 (DF)，高含砂水流(DFL)

陳有蘭溪現勘之五條土石流潛勢溪流的位置如圖 5.1 所示。



圖 5- 1 陳有蘭溪土石流溪流災例現勘位置圖

南投縣 DF192 坪瀨溪(圖 5-2a)曾於民國 85 年 8 月賀伯颱風豪雨導致大量土石流順流而下，沖毀下游自強村居民房屋，以及居民對外聯絡之自強橋(5-2b)。民國 90 年 7 月之桃芝颱風時，坪瀨溪爆發土石流，再度沖毀下游自強橋，台 21 線愛國橋也於此次受災沖毀，致使自強村形同孤島。現勘時可見坪瀨溪出口匯入陳有蘭溪有明顯沖積扇地形(坡度約 5°)(圖 5-2b)，自愛橋上下游則因料源缺乏，以發展出深瀨與淺灘之河流型態(圖 5-2c, d)，惟中游河床仍有大量土砂堆積(圖 5-2e)。此溪流在平常流量為洪水或高含砂流，在極端情況下仍可能出現土石流。南投縣 DF185 郡坑溪之流域長度者 11.1 km，是信義鄉土石流潛勢溪流中流域長度最大者(圖 5-3a)。郡坑溪曾發生多次土砂災害(表 5-1)，現勘中可見主河道及信義橋上下游之洪水沉積型態及高灘坡度(圖 5-3b, c, d)，為右側子集水區(三十甲)之上游崩塌量多(圖 5-3a)，加上坡度陡，此一子集水區為土石流型態，故 DF185 郡坑溪為洪水(低流量)、高含砂水流(中高流量)及土石流(特大洪水)交替出現之溪流。

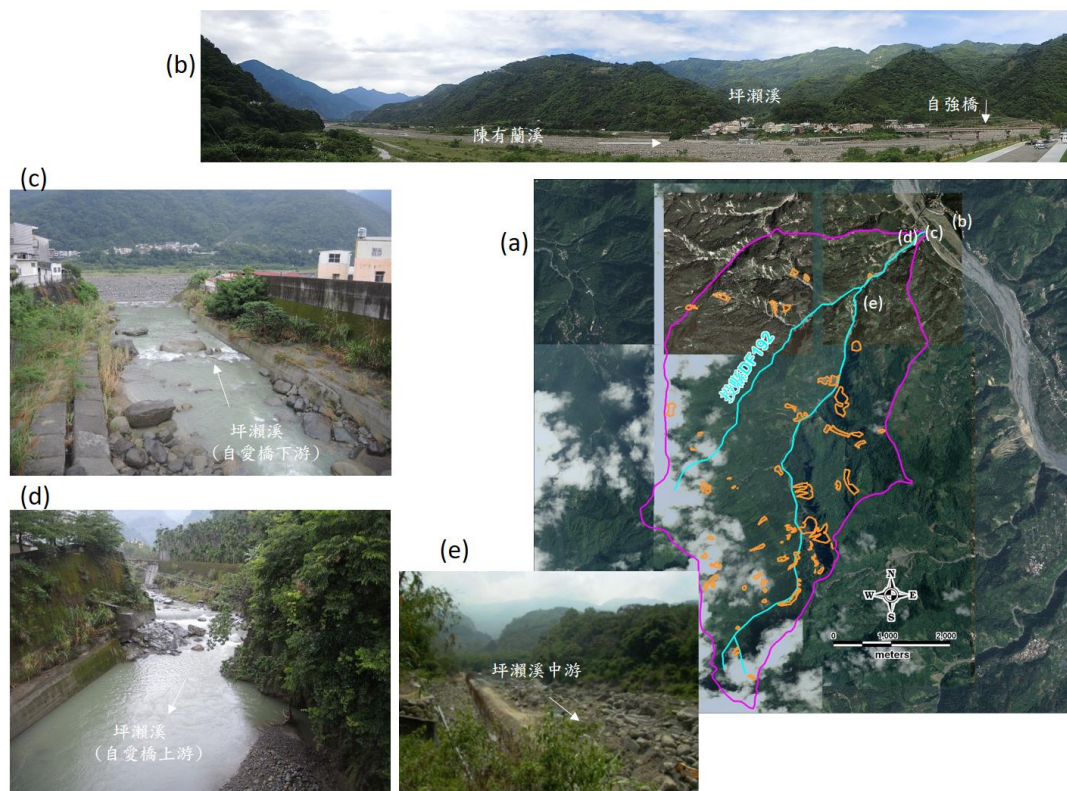


圖 5- 2 DF192 坪瀨溪河道現勘

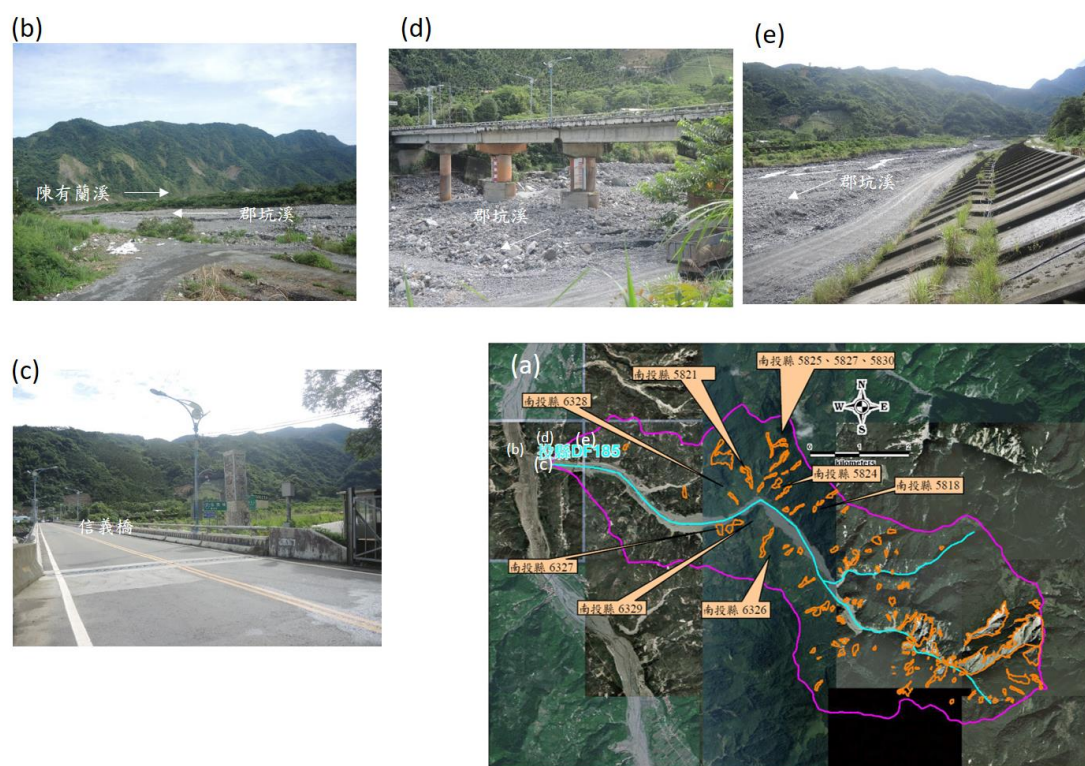


圖 5- 3 DF185 郡坑溪河道現勘

南投縣 DF193 筆石溪曾於民國 85 年 8 月賀伯颱風豪雨導致大量土石流順流而下，沖毀筆石橋(圖 5-4b)。目前筆石橋上下游已進行固床工整治(圖 5-4b,d)，河川型態為洪水及高含砂特性為主，但筆石橋上游許多孤立巨石顯示為舊土石流堆積，加上中上游溪床之土砂量仍豐富(圖 5-4c)，故在強降雨情況下仍有發生土石流的可能，故應歸屬為土石流潛勢溪流。



圖 5-4 DF193 筆石溪河道現勘



圖 5-5 DF199 和社溪及 DF202 頭坑溪河道現勘

南投縣 DF199 和社溪(神木村段)(圖 5-5a)及南投縣 DF202 頭坑溪均曾於民國 85 年 8 月賀伯颱風及 2009 莫拉克颱風發生土石流。南投縣 DF202 頭坑溪因源頭區持續崩塌，近年來在豪雨時，在上游單及那橋及中游頭坑溪橋均觀察到多次土石流。在地貌上，頭坑溪與和社溪匯流處之土石流沖積扇仍持續發展(圖 5-5b)，並造成上游堵塞及下游河川主流路改變的問題。南投縣 DF199 和社溪(神木村段)因神木村已遷村，而四區溪的土石流沖積扇仍活躍(圖 5-5c)，為土石流溪流的明顯特徵。

綜上所述，陳有蘭溪三個判定為高含砂集水區(DFL)的溪流

DF185, 192, 193，因溪流長度大於 7 km，雖在平常流量下為高含砂水流，但在極端降雨時仍會發生土石流，故仍歸為土石流潛勢溪流應屬合理。

5-2 旗山溪流域現勘

旗山溪之土石流潛勢溪流數目有 55 個，經初步判釋其中歸類為土石流有 50 個，洪水: 1 個，高含砂: 4 個。本計畫限於時間及人力針對歸類為洪水及高含砂水流的流域進行現勘，五個集水區之資料整理如表 5.2 所示：

表 5-2 旗山溪現勘土石流溪流之災例資料分析

溪流編號	名稱	面積 (km ²)	高程 差(km)	流域長度 (km)	MR	災害型態 (初判)	災點	災害發生時間
DF017 (高縣 DF014)	野溪	1.54	0.47	1.50	0.38	高含砂流 (DFL)	仙林巷 7 號	卡玫基(2008) 溪水溢淹
DF043 (高縣 A044)	野溪	0.21	0.16	0.78	0.36	高含砂流 (FFL)	竹田發電 廠	八七水災(1959) 崩塌災害
DF071	滴水野溪	8.19	0.80	3.81	0.28	土石流 洪水 (FL)	和南巷 42 號、滴水橋	卡玫基(2008) 莫拉克(2009) 土石流
DF018 (高縣 DF015)	鹽桑坑溪	4.49	0.69	2.60	0.32	土石流 (DFL)	白雲寺	泰利(2006) 卡玫基(2008) 莫拉克(2009) 土石流
DF020 (高縣 DF017)	崩坪溪	5.11	0.84	3.92	0.37	土石流 (DFL)	油礦巷	卡玫基(2008) 莫拉克(2009) 土石流

五條潛勢溪流中，DF071, DF018, DF020 皆有土石流災情傳出及記錄，而 DF017, DF043 則無明顯土石流情形。高市 DF017 (圖 5.6a) 位於甲仙區大田里，曾於民國 97 年卡玫基颱風時仙林巷 7 號旁溪水溢淹及屋後邊坡滑落導致房舍遭掩埋約 1m (住戶東先生口述，位置 3, 圖 5.6b)。高 129 鄉道穿過集水區中游，上邊坡為泥岩，並有多處發生地滑現象，道路擋土牆已出現裂縫，或明顯剪出面(位置 1, 圖 5.6b)，滑坡體兩側的蝕溝野亦明顯發育。高 129 鄉道下邊坡排水溝(位置 2, 圖 5.6b)之土砂量並不多，可能因集水面積不大，加上道路擋土牆阻攔，上邊坡以淺層崩塌及地滑為主。經現勘，初步判定高市 DF017 之土砂運移型態應以上游崩塌、中下游則以高含砂水流為主。

高市 DF044 (圖 5.7a)位於美濃區獅山里，鄰近竹門水力電廠，曾於民國 48 年八七水災時發生崩塌。崩塌主因是山坡國有林砍伐後，坡地植被裸露，八七水災的豪雨促發山崩，崩塌範圍從竹門路到 30-1 號到 30 號(位置 1, 2 圖 5.7b)，距離約 60m，淤高約 1.5 公尺，部分土砂則沿路流至再往下游 140 m 之無極開天宮(位置 3, 圖 5.7b) (竹門路 29-1 住戶黃先生口述)。由竹門路 30 號邊坡可知集水區上游為長枝坑層之泥質砂岩(圖 5.8)，節理發達且易風化，由崩塌規模及地質圖研判是應為淺層崩塌。經現勘，初步判定高市 DF017 之土砂運移型態應以上游淺層崩塌、沿農路往下轉為高含砂水流。集水區目

前林相良好，再度發生崩塌之機率不高。

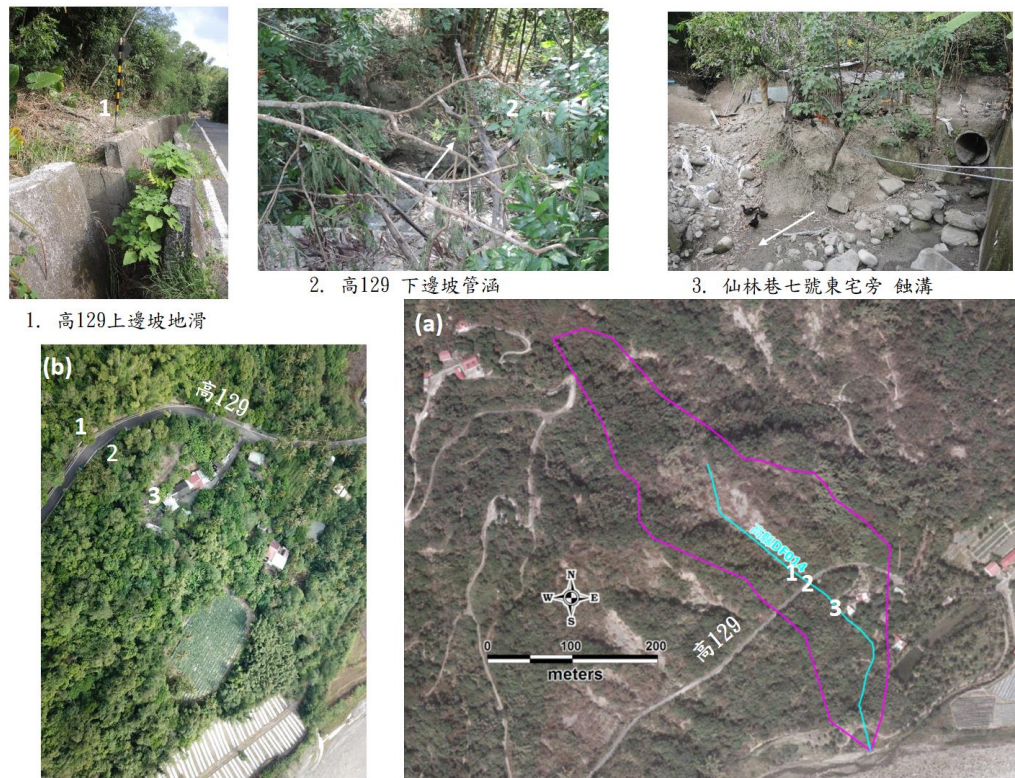


圖 5-6 高市 DF017 土石流潛勢溪流現勘

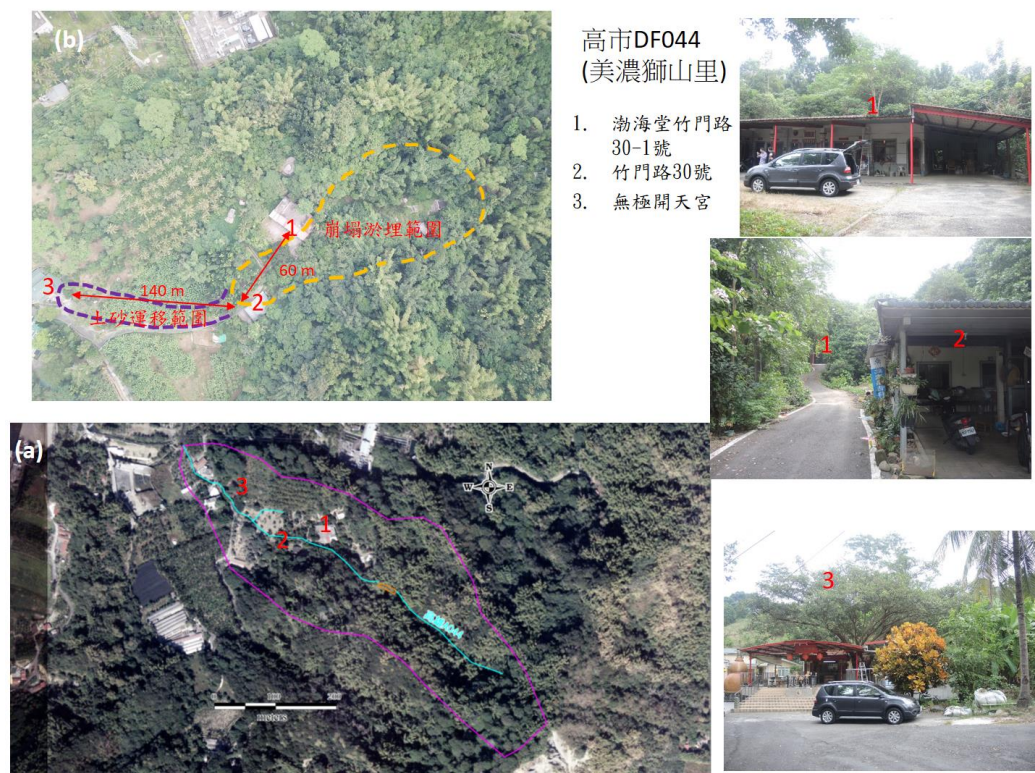


圖 5-7 高市 DF044 土石流潛勢溪流現勘



圖 5-8 高市 DF044 竹門路旁長枝坑層泥質砂岩邊坡

高市 DF071(圖 5.9a)位於甲仙區西安里，曾於卡玫基(2008)及莫拉克(2009)颱風發生土石流，並有嚴重災情。高市 DF071 集水區達 8.19 平方公里，主流河道寬廣蜿蜒，水系發達(圖 5.9c)，右支流則較平直(圖 5.9d)，集水區上方為旗山溪上盤，故地質脆弱易有崩塌發生。土石流之災情主要位於右支流匯入主流處之溢流點附近，原和南巷 42 號聚落(圖 5.9b)。在主流滴水坎橋及下游滴水橋(位置 1,2 圖 5.9) 河道之型態有明顯洪水覆瓦構造；相較之下右支流的攔砂壩上方(位置 4, 圖 5.9)土砂則料源豐富、坡度較陡、邊坡有明顯崩塌(圖 5.9d)，具明顯之土石流河道及沖積扇型態。高市 DF071 整個集水區以滴水橋為溢流點，流域險峻值為 0.28 (<0.3) (圖 5.10a，5.10b 位置 4)，土砂運移型態以洪水為主。惟若單以右支流溢流點為終點(位置 1，圖 5.10b)，則其流域險峻值為 0.52，屬土石流型態；而單以主流溢流點滴水坎橋(位置 2，圖 5.10b)則其流域險峻值為 0.31，介於洪水及高含砂水流之交界。在主支流交匯的情況下，流域險峻值降為 0.28，即洪水型態。高市 DF071 土砂運移型態隨主支流之演變如圖 5.10 所示。經現勘及流域地貌分析，判定高市 DF017 之土砂運移型在主流溢流點為高含砂水流，右支流本身為土石流溝，匯入主流後之型態則為洪水運移為主態。土石流之防治及疏散避難宜以右支流並包含主流匯流點。



圖 5-9 高市 DF071 土石流潛勢溪流現勘

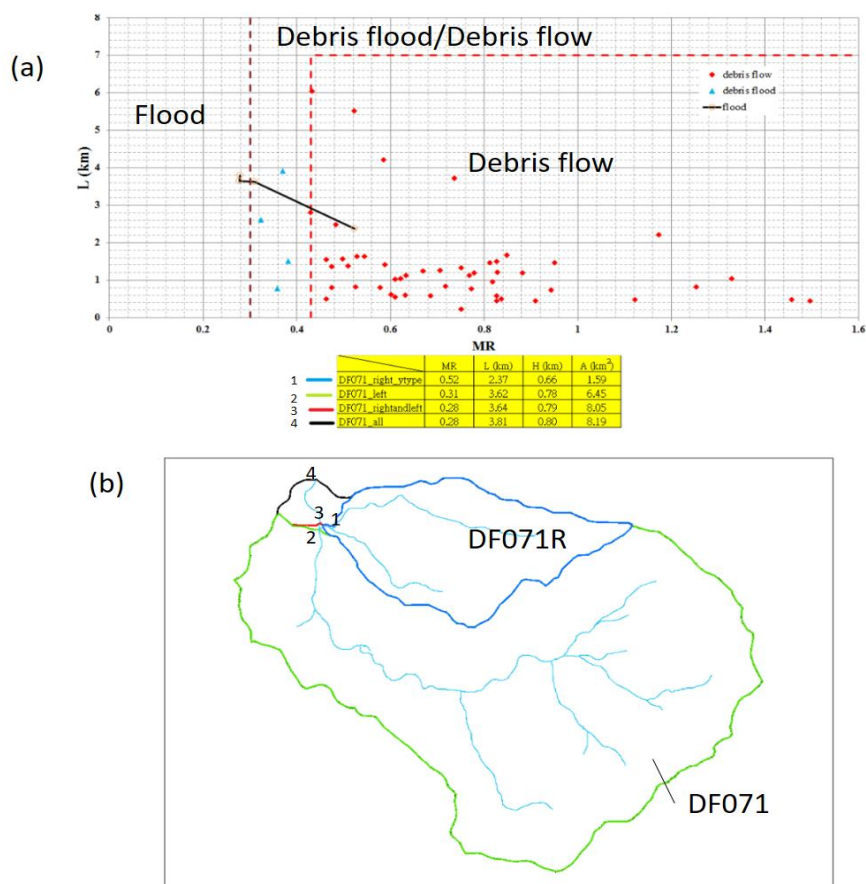


圖 5-10 高市 DF071 土砂運移型態分析

高市 DF018(高縣 DF015)即鹽桑坑溪，位於甲仙區東安里(圖 5.11a)，曾於泰利(2005)、卡玫基(2008)及莫拉克(2009)颱風發生土石流，並在與台 20 線交會的白雲寺發生淤埋災情(圖 5.11b)。圖 5.11c 為白雲寺右支流上游 UAV 空拍，可見右側邊坡有兩處崩塌，較下游處已有整治，但更上游處則仍有崩落土石堆積，在豪雨時仍會發生崩塌及轉化為土石流的可能性。值得注意的在台 20 線的三孔箱涵(圖 5.11d)容易堵塞上游河道的土砂，再次造成白雲寺附近房舍淤埋的災情。高市 DF018 整個集水區的流域險峻值為 0.32，土砂運移型態為高含砂水流。惟若以台 20 線的三孔箱涵為溢流點為終點(位置 1，圖 5.11c)，則其流域險峻值為 0.78，屬土石流型態。即經現勘及流域地貌分析，高市 DF018 之土砂運移型在台 20 線箱涵時為土石流，在下游溢流點前轉為高含砂水流。台 20 線箱涵處宜改建為長跨距橋梁，並增加淨空以避免土砂在此淤塞的災情。



圖 5-11 高市 DF018 土石流潛勢溪流現勘

高市 DF020(高縣 DF017)即崩坪溪，位於甲仙區東安里(圖 5.12a)，曾於卡玫基(2008)及莫拉克(2009)颱風發生土石流，並在與油礦溪交匯處的溢流點(即高 130 油礦四號橋)附近造成房舍掩埋及毀損之災情(圖 5.12b)。目前崩坪溪在油礦四號橋上游仍有多處山崩(圖 5.12c)，且河床上土石大量堆積(圖 5.12d)，很容易再發生土砂災害。崩坪溪右側簡堤橋上游之油礦溪的右岸亦有許多河岸崩塌(圖 5.12e)，且油礦溪的河床質明顯較崩坪溪的顆粒為細(圖 5.12f)。河道大量土砂在洪水造成河岸房舍毀損(圖 5.12, b, f)，在油礦溪更下游的濟公橋

處則因河床疏濬而出現河中沙洲及沙漣的底床型態。高市 DF020 整個集水區的流域險峻值為 0.37，土砂運移型態為高含砂水流且接近於土石流之門檻值(0.43)，在莫拉克颱風後(2009/11/12)上游河道的河床顆粒堆積為土石流之逆分層及龍頭堆積(圖 5.13a)，有別於油礦四號橋上游處(即下游溢流點)現況之高含砂沉積(圖 5.13b)，河岸顆粒亦出現高含砂之顆粒分層及覆瓦構造(圖 5.14)。經現勘及流域地貌分析，高市 DF020 之土砂運移型應為土石流與高含砂水流並存之型態。



圖 5-12 高市 DF020 土石流潛勢溪流現勘



(a) 上游 (2009/11/12)



(b) 中游(2017/11/08)

圖 5- 13 高市 DF020 河道的河床顆粒堆積型態



圖 5- 14 高市 DF020 油礦四號橋上游左岸的顆粒堆積型態

5-3 不同區域土石流案例之地貌特性分析

經現地勘查判釋，流域長度 7km 並不足以作為陳有蘭溪土石流溪流長度的上限，即流域長度大於 7km 仍存在土石流與高含砂水流並存的區間，如 DF185, DF192,DF193。而由旗山溪的土石流案例可知 $MR=0.43$ 亦不足土石流溪流之下限，即 MR 介於 0.3-0.43 時，仍有

土石流溪流之如高市 DF018,DF020；但 DF017, DF043 則應為高含砂水流。為了解流域險峻值及溪流長度作為判釋土石流溪流地貌因子的適切性，並以足夠的地形資料進行佐證，本計畫乃收集大陸四川、甘肅、雲南等地近年來之土石流案例進行綜整比對。圖 5.15 為 北川、龍池、清平、映秀、德昌、蔣家溝、舟曲等共 142 條土石流溪溝之判釋分類(余斌教授提供)。由圖可知，雖大陸的山區河川規模大於台灣西部河川，但河道上土砂災害之地貌分類可一體適用：即 $MR > 0.43$ 且 $L < 7\text{km}$ 者為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ ，且 $L \leq 14\text{ km}$ 及 $MR > 0.43$ 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。對於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 DF071(滴水野溪)除全流域外，亦應考慮支流集水區之險峻值即支流產生土石流之條件。

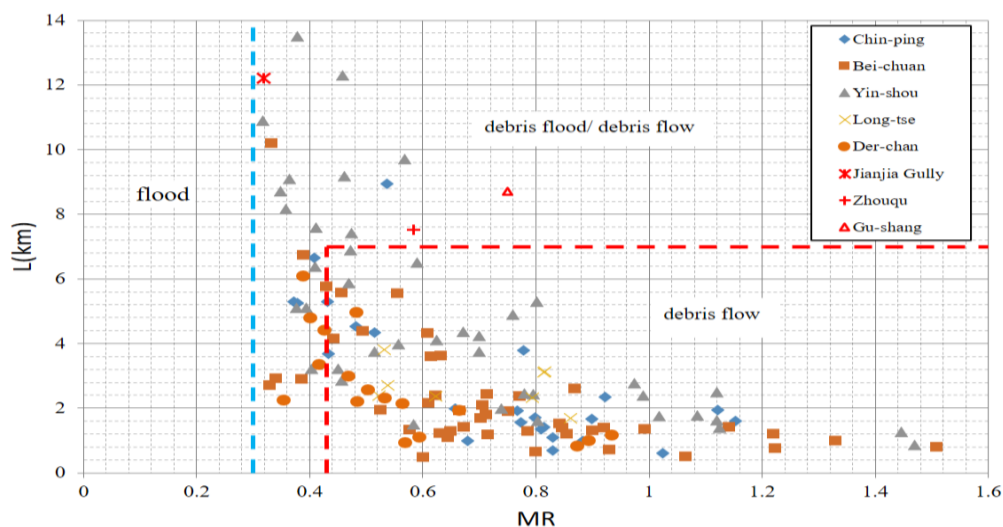


圖 5-15 大陸西部山區土石流溪溝之地貌判釋

第六章 結論與建議

6-1 結論

本研究整合高精度數值地形並萃取新北市平廣溪集水區、南投陳有蘭溪和高雄旗山溪區流域進行分析，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。本研究結果綜整如下：

1. 國內所定義之土石流之整體比重約在 1.4 -2.3 間(體積濃度在 24.2 -78.8 %) 範圍略小於大陸所採用 1.3-2.3 (體積濃度 18.1-78.8%)，但較歐美國學者所認定體積濃度(47-55%)寬鬆，故判釋土砂類型包含歐美國學者所提出土石流、高含砂水流及崩塌等土砂運移特性。
2. 經整理日本、台灣及大陸資料、土石流溪流之集水面積介於 0.01-100 km²(即 1-10000 公頃)。然而單以面積並無法代表集水區之地形險峻情形及產砂量，故其本身尚不足以作為土石流潛勢溪流之判釋門檻值。
3. 三個流域之河流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占整個集水區總比例分別為：平廣溪流域 1m 精度(81.2%)、平廣溪流域 5m 精度(80.5%)、陳有蘭溪流

域(81.4%)及旗山溪流域(86.8%);一級與二級河流級序河流數目占整個集水區總比例分別為:平廣溪流域 1m 精度(94.0%)、平廣溪流域 5m 精度(94.5%)、陳有蘭溪流域(95.9%)及旗山溪流域(97.5%)。

4. 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 等高線進行分析時其一、二級河川之總長度與流域長度之比值應大於 0.4，相較之下高含砂水流之比值則大於 2。
5. 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，平廣溪的溪溝起始集水面積約介於 0.1- 3 公頃，平均值約為 0.5 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(CH)的溪溝起始集水面積介於 2 - 40 公頃，平均值約為 5 公頃。由此可見溪溝的發育以平廣溪最成熟，這也反映在其一、二級河川之總長度與流域長度之比值較高；反之，溪溝的發育則以旗山溪最年輕，溪流的起始集流面積最大，陳有蘭溪則居中。
6. 在較大面積($>0.2 \text{ km}^2$)的子集水區計曲線法或固定網格數(即集水面積門檻值)法皆可適用；但如集水面積小於 0.2 km^2 (坡面型土石流)則宜採用 0.5 公頃的臨界集水面積計算溪流起點較能反

應溪溝的地形特性。

7. 土石流之規模以陳有蘭溪最明顯，南部旗山溪次之，北部平廣溪最小。經地文參數及現地勘查台灣土石流案例之地貌門檻值。在流域險峻值(MR)部份，台灣北部流域(含平廣溪)為 $MR > 0.5$ ，中部陳有蘭溪流域為 $MR > 0.43$ ，南部旗山溪為 $MR > 0.30$ ($0.3 < MR < 0.43$ 時土石流與高含砂水流並存)。在流域長度(L)方面，台灣北部流域之土石流集水區(含平廣溪)為 $L < 4.0 \text{ km}$ ，中部陳有蘭溪流域為 $L < 12 \text{ km}$ ($7 \text{ km} < L < 12 \text{ km}$ 時，土石流與高含砂水流並存)，南部旗山溪為 $L < 7 \text{ km}$ 。不同區域之門檻值反映其地形、地質及氣候條件之差異，土石流與高含砂水流並存之區域仍需現勘判定其土砂運移型態。
8. 旗山溪與陳有蘭溪現有土石流潛勢溪流地貌分析及現場勘查結果，陳有蘭溪流域現有土石流潛勢溪流有 50 條，其中 47 條土石流溝，3 條為高含砂水流與土石流並存；旗山溪流域現有土石流潛勢溪流有 55 條，分析結果 52 條為土石流、1 條主流為洪水，支流為土石流、2 條為高含砂水流。
9. 統合三個流域資料及大陸 139 條土石流溪溝之判釋分類，河道上土砂災害之地貌分類可一體適用：即 $MR > 0.43$ 且 $L < 7 \text{ km}$ 者為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ ，且 $L \leq 14 \text{ km}$ 及 $MR > 0.43$ ，且 $7 \text{ km} \leq L \leq$

14 km 者為高含砂水流及土石流並存； $MR < 0.3$ 則為洪水。

10. 當溢流點下游有沖積扇時，堆積扇坡度與流域險峻值呈現良好之冪次關係，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。

6-2 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及雨量條件。流域地貌因子如流域險峻值高低或溪流長度與土石流之規模、發生頻率並無直接相關。
3. 對於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 DF071(滴水野溪)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。
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，應以此計算道路橋涵以上之流域險峻值來評估此橋涵的土砂運移型態。

5. 集水區主流長度(Lm)與相應之流域險峻值關係可提供土砂運移型態由土石流轉化為高含砂水流，或洪水災害之影響河段範圍之評估。

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. 宋秉憲，碩士論文，以數值高程模型辨識地形之研究，國立政治大學，2004。
5. 李明熹，博士論文，土石流發生降雨警界分析及其應用，國立成功大學，2006。
6. 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刊，第 3 卷第 1 期，41-67 頁，2014。
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，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。
12. 張智瑜，碩士論文，地文條件對土石流發生降雨警界指標之影響，國立成功大學，2005。
13. 張瑞津、沈淑敏、劉盈劭，“陳有蘭溪四個小流域崩塌與土石流發生頻率之研究”，師大地理研究報告，第 34 期，2001。
14. 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。
15. 崔之久，泥石流沉積與環境，海洋出版社，1996。
16. 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。
17. 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。
18. 陳培源，野外及礦業地質學(第二版)，正中書局，580 p.， 1993。
 19. 陳樹群、諸予涵、吳俊銘，“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。
 20. 陳天健、羅元勳、楊婉君、陳柏龍 (2016) 坡面型土石流 地形判釋分析模式，中華水土保持學報, 47(2):95-103.
 21. 新店區公所，“新店區地區災害防救計畫”，新店區公所，2015。
 22. 楊奕岑、徐美玲、賴進貴，“DEM 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。
 23. 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。
 24. 劉盈劭，碩士論文，地形敏感性的比較研究-以陳有蘭溪北段小支流為例，國立臺灣師範大學，2000。
 25. 蔡念浤，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。
 26. 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”，林業試驗所研究報告季刊，第 8 卷第 4 期，331-343 頁，1993。

27. 錢寧、張仁、周志德，河床演變學，科學出版社，1987。
28. 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。
29. 謝有忠，碩士論文，陳有蘭溪流域土石流發育之地質控制，國立成功大學，1999。
30. 簡佐伊，碩士論文，應用降雨地文綜合指標評估土石流發生可能性之研究—以高屏溪流域為例，國立成功大學，2011。
31. Arksey, R., VanDine, D., “Example of a debris-flow risk analysis from Vancouver Island, British Columbia, Canada”, Landslides, 5(1):121-126, 2008.
32. Bertrand M., F. Lie`bault, H. Pie`gay, “Debris-flow susceptibility of upland catchments”, Natural Hazards , Vol.67, p.497–511, 2013.
33. Coussot P. and Meunier, M., “ Recognition, classification and mechanical description of debris flows”, Earth-Science Reviews , 40 , 209-227, 1996.
34. 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.
35. 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.
36. Hungr, O., Evans, SG., Bovis MJ, Hutchinson, JN., “A review of the classification of landslides of the flow type”, Environ Eng Geosci 7(3):221–238, 2001.

37. Jackson, L.E. Jr., Kostaschuk, R.A., MacDonald, G.M., “Identification of debris-flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains”, *Rev Eng Geol* 7:115–124, 1987.
38. Katz, A.L., Daniels, J. M. and Ryan S., “Slope-area thresholds of road-induced gully erosion and consequent hillslope–channel interactions”, *Earth Surf. Process. Landforms* 39, 285–295, 2014.
39. 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.
40. Mizuyama, T., “Analysis of sediment yield and transport data for erosion control works”, *Recent Developmen in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield (Proceedings of the Exeter Symposium , July 1982). IAHS Publ. no. 137*, 1992.
41. Melelli, L., Taramelli, A., “An example of debris-flows hazard modeling using GIS”, *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(3): 347-358, 2004.
42. Montgomery, David R., “Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography”, *American Journal of science*, 301(4-5): 432-454, 2001.
43. Montgomery, David R., Efi Foufoula-Georgiou, “Channel network source representation using digital elevation models”, *Water Resources Research* , 29(12): 3925-3934, 1993.
44. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton WT, “Two-dimensional water flood and mudflow simulation”, *Journal of Hydraulic. Engineering, ASCE*, 119(2):244–261, 1993.

45. 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.
46. Pierson, T.C., “Erosion and deposition by debris flow at Mount Thomas, North Canterbury”, *New Zealand, Earth Surface Process*, 5, 227-247, 1980.
47. Shi, X., Selection of bandwidth type and adjustment side in kernel density estimation over inhomogeneous backgrounds, *Geographical Information Science*, 24(5), pp.643-660, 2010.
48. Strahler, A.N., Hypsometric analysis of erosional topography, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, pp.1117-1142, 1952.
49. Tarboton, David G, Rafael L. Bras, Rodriguez-Iturbe, “A physical basis for drainage density”, *Geomorphology* 5(1):59-76, 1992.
50. 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.
51. Tucker, Gregory E., Rafael L. Bras, “Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology”, *Water Resources Research*, 34(10): 2751-2764, 1998.
52. Welsh, A., Davies, T., “Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards”, *Landslides*, 8:183–194, 2010.
53. 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.

附錄一 期中簡報意見處理情形

「106 年坡地土砂災害之地文因子綜整判定及現地判釋」

創新研究計畫期中簡報意見處理情形

會議時間:106 年 8 月 2 日(星期三)上午 9 時 0 分

會議地點:水土保持局第一會議室

期中簡報會議紀錄及辦理情形

意見或建議	處理說明
一、本研究採用 1m 或 5m 精度之數值地形為基礎，則其河川級序之判定依據為何？水系門檻值（面積 0.5 公頃）之合理性如何？	河川級序以 ArcGIS 求出溪流線並配合 Strahler 法判定。1m 或 5m 精度之水系門檻值皆假設為 0.5 公頃為溪流起點最小匯水面積，與前人研究成果相近。
二、P4-5 以 MR 定義洪水高含砂水流，土石流之依據何在？又高含砂水流之定義既有 <0.5 ，又有 >0.5 ，似有矛盾？（語意不清）	在相同 MR 值時，其差異在於流域長度的效應。流域長度愈長則流域面積愈大，反映洪水量增加致使土石流稀釋為高含砂水流。
三、圖 4-15、圖 4-16、圖 4-23、4-30 等之縱座標應標示單位。	遵照辦理。

意見或建議	處理說明
四、歷史紀錄之災害類型係如何判定？何以知是由高含砂水流致災，而非先由土石流致災後轉為高含砂水量？亦或反之？	由現地勘查地貌特徵及溪床組成材料判定。如該處具有土石流運動之特徵，無論其發生先後，皆視為土石流潛勢溪流。
五、地形之尺度與災害之尺度相關，與災害類型之關係則較小，請斟酌。	遵照辦理。
六、土石流防災應注意土石流發生關鍵在土石的堆積，地文因子影響較大的是地區逕流水的特性，像莫拉克等大型颱風降雨造成很多中規模的集水區土砂輸出，造成支流匯入主流形成河道壓迫，主流沖刷對岸造成災害。	遵照辦理。
七、目前劃設的土石流潛勢溪流大概分兩類，原來的部份依條件特性劃設，後來增加的部分則為發生土石流災害，斯增補的部分。	謝謝指導，本計畫針對發生土石流的集水區的地貌及地形進行探討，此一地形條件應為發生土石流的必要條件，而非充分條件。因發生土石流必須有充分料源，此一條件並非由單由地形條件決定。
八、區分洪水為含砂水流及土石流等可能會隨時空變化有所不同，應考慮發生的時機，水保局做如此的區分，主要釐清致災原因責任與後續處理。	謝謝指導。發生土石流的時機主要由水文因子決定，不在本年度計畫內容內。

意見或建議	處理說明
九、是否流域愈長，愈不險峻？	基本上，從分水嶺往下隨流域增長，坡度愈緩，愈不險峻。但不同區位之流域，不能直接比較。
十、圖 4-31 中如何界定邊界？簡報中有比較完整的註記，建議補充到報告中。	遵照辦理，已補充說明。
十一、MR 險峻值是否代表致災性高低？本研究是否可以指出 MR 值高，L，短，災害發生機率大？或災害規模大？	MR 險峻值高代表集水區地形陡，而 L 短則集水區面積小，二者決定土砂的運移型態，但無法決定土砂災害的規模或機率，因災害的規模或機率取決於土砂料源量及水文條件。
十二、建議未來可針對 Melton (1965) 所提出的 MR 值加強背景說明，以利瞭解 MR 值可否用於台灣的可行性。	遵照辦理。
十三、MR 值為本研究判定土石流潛勢溪流的主要因子，而 MR 值的計算必須先得知溢流點以上的集水面積，如可判定溢流點宜補充說明。	遵照辦理。
十四、P4-20 圖 4-23 中的「趨勢線」表示可能有誤，是否為「包絡線」請再檢核。	遵照辦理，原圖 4-16,4-23,4-30 已修正為溪流起點線。

意見或建議	處理說明
十五、簡報中提到郡坑溪下游為高含砂水流，此部分似與 2001 年桃芝颱風之實際狀況不符。	遵照辦理，已修正。
十六、土石流流動過程時，可能造成地形及坡度等巨大改變，是否會影響判斷之結果？	土石流流動過程的確可能造成局部地形及坡度之明顯改變，但相對於整個集水區的坡度或地形其影響較小。反之，本研究探討整個集水區要產生土石流過程所應具備之坡度或地形特性。
十七、即使是相同溪流雨量有差異時，是否每次發生的現象均會不同？	同一溪流之土石流流動過程，即使是相同雨量下，仍可能是不同流況，其主因為土砂料源及河床條件皆隨時改變，即每場降雨前的土砂料源條件皆不相同。
十八、本計畫所提土石流溪流長度 7km 為上限，是否未來作為土石流潛勢溪流劃設之參考上限。	經比對不同區域的土石流集水面積及溪流長度，仍有大於 7km 之土石流溪流，故不建議以此作為土石流潛勢溪流劃設之參考上限，報告內容已修正。

意見或建議	處理說明
十九、 現行地文因子綜合劃定之方式與現行水保局土石流潛勢溪流之風險等級間之異同為何？	本研究探討集水區會產生土石流現象所應具備之地文特性。土石流發生的頻率、規模及風險等級，除集水區地形特性外，尚須考慮地質、土砂料源量、水文條件及保全對象的脆弱度等因素。
二十、 本計畫如何回饋現行土石流潛勢溪流之劃設作業？	本計畫可提供土石流潛勢溪流在劃設時，集水區地形條件之量化根據。此一條件有助於提供既有土石流潛勢溪流移出或影響範圍之參考。

附錄 二 「土石流潛勢溪流之地文因子綜整判定」

創新研究計畫期末簡報

- 一、 會議時間:106 年 11 月 29 日(星期三)上午 9 時 0 分
- 二、 會議地點:水土保持局第一會議室

期末簡報會議紀錄及辦理情形

意見或建議	處理說明
一、對土石流地文分析技術，提供可參用之作法。	謝謝委員肯定。
二、土石流地文參數判定之學術探討，值得肯定。	謝謝委員肯定。
三、提供碩、博士論文之題材有對學術提升之價值。	謝謝委員肯定。
四、後續作為行政裁量之依據，尚有待考驗。	後續研究將進行更多案例的驗證與分析。
五、地文因子之綜整為技術手用很重要的根本，本案之執行有助於跨域技術之整合。	謝謝委員肯定。

意見或建議	處理說明
六、本主題非常重要，確有助於科學發展，也適合做研究所內研究之主題。	謝謝委員肯定。
七、相關資料彙整確有助前瞻策略之執行及與社會經濟發展相關。	謝謝委員肯定。
八、研究從地形、地貌分析結論不同型態土石流或洪水、或高含砂水流，但是如何驗證每一個判定出來的結果是正確需要更多論述。	後續研究將進行更多案例的驗證與分析。

意見或建議	處理說明
九、目前各流域的 $MR < \text{門檻}$ 是否還有調整空間？依據為何？是否還有調整空間？	本模式是建立在集水區具充分料源堆積量的假設條件。在相同集水區尺度(或相近流域長度)各流域的土石流 MR 門檻不同，主要是不同集水區之地質條件或水文因素造成料源量的差異。例如北部區域之地質較穩定或料源堆積量較不足，在較險峻的區域才發生土石流；相較之下中南部之地質較脆弱，在較低的險峻值即發生土石流，即其 MR 門檻值較低。然若具充分料源堆積量，則應有相同的 MR 門檻值。調整空間在於有更多案例的驗證與分析。
十、除地形條件外，是否考慮不同降雨條件界定不同性質的溪流型態？	不同降雨條件的確會使同一條溪流在不同雨場產生不同的土砂運移型態。本模式之研究重點在於判釋集水區具充分料源堆積量的條件下是否會發生土石流；換言之，在充分料源堆積量的條件下如也不會發生土石流，則可將其排除列入土石流潛勢溪流。

意見或建議	處理說明
十一、 流域險峻值（MR）可再持續投入研究。	謝謝委員肯定。
十二、 利用地文因子判定土潛勢溪流而產出地貌門檻值的作法，如何確認各門檻值範圍屬於洪水、高含砂水流或土石流？宜再更明確說明。	遵照辦理，已於結果分析(第四章)及現地勘查(第五章)的章節中補充說明。
十三、 以地文因子做為土石流潛勢溪流的判定，有快速取得流域險峻度的優勢，但流域險峻不一定代表土石流潛勢。但流域險峻度可轉向做為本局評估流域整備需求的參考依據。	謝謝委員肯定。
十四、 本計畫成果有助於未來土石流潛勢溪流之判釋標準，值得肯定。	謝謝委員肯定。

意見或建議	處理說明
十五、 研究結果是否可顯示土石流潛勢溪流劃設時是否宜有集水區上限？	根據現有土石流案例分析得知土石流潛勢溪流集水區的面積上限仍有少數超100km ² (即大於野溪 50km ² 集水面積的上限)；然亦仍有少數坡面型土石流的集水面積僅1-2公頃，其差值將近10000倍。故仍以集水區的流域險峻值(MR)較能反映流域地形的陡峭程度。然而河川的發育程度並無法由流域險峻值(MR)直接判釋，而須進行溪流起點及河川級序分析才能判定流域密度或河川型態，其DEM分析精度，建議以1/10000地形圖或5m等高線進行分析。
十六、 有可能作為未來土石流潛勢溪流劃設的初步篩選條件，值得進一步探討。	謝謝委員肯定。
十七、 可作為未來集水區土砂生產的評估指標。	謝謝委員肯定。

意見或建議	處理說明
十八、 本研究 MR 指標或可作為未來判定土石流潛勢溪流的參考因子。	謝謝委員肯定。

行政院農業委員會水土保持局
與您一起打拼



行政院農業委員會水土保持局

54044 南投市中興新村光華路 6 號

<http://www.swcb.gov.tw>