

109 保發-11.1-保-01-06-001(31)

堆積扇地貌特性與 土砂災害類型之探討

成果報告書



行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國 109 年 12 月

堆積扇地貌特性與土砂災害類型之探討

**Identification of debris-flow hazard on
alluvial fans through morphometric
indicators**

執行單位：國立中央大學土木工程學系

執行期間：109 年 4 月 1 日至 109 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：盧政瑋、施睿、羅傳鈞、邱奕旭、黃郅軒

行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國一〇九年十二月

(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)

堆積扇地貌特性與土砂災害類型之探討

摘 要

本研究以高精度數值地形分析蘭陽溪和陳有蘭溪流域內共 123 條土石流潛勢溪流及 94 處堆積扇之地貌特性，並以室內實驗探討堆積扇坡度與水砂比及堆積扇規模之關係。土石流(含高含砂水流)或洪水堆積扇的坡度會隨集水區險峻值之增加而變陡，Bertrand(2013)以堆積扇坡度及集水區險峻值二者建立之門檻值曲線，可有效區分洪水堆積扇或為土石流堆積扇。實驗結果顯示在未發生水砂分離前，扇面平均坡度與水砂比有一定量關係，故可由堆積扇坡度反映集水區之土砂運移型態。本研究根據溪床土體破壞之概念模式建立土石流集水區險峻值與堆積扇坡度之地貌關係，蘭陽溪及陳有蘭溪之土石流發生條件以滲流破壞為主。土石流扇之堆積坡度或土砂濃度會受上游河床相對水深，即上游土砂供應及水文條件所影響。土石流堆積扇之形貌及地形受豪雨事件時上游水砂比、土砂規模、主支流地形及流量比所控制，其供砂渠道位置或扇面河道並無固定型態，故在防災及土地利用上應整體考量。

關鍵詞：數值地形、蘭陽溪、陳有蘭溪、堆積扇、土石流

Identification of debris-flow hazard on alluvial fans through morphometric indicators

ABSTRACT

The morphometric parameters associated with 94 alluvial fans and 123 debris flow ravines in Lanyang River and Chenyoulan River, Taiwan are analyzed in this study by employing the 5-m high-resolution digital terrain map and experimental studies. As proposed by Bertrand(2013), the threshold curve between fan slope and the Melton ratio serves as indicators for debris-flow ravines. The fan slope increases with the increasing of the watershed Melton Ratio or the sediment concentration. A conceptual model related the fan slope with the watershed Melton ratio is proposed based on the critical bed slope of the initiation of debris flow. The fan slope thus depends not only on the Melton ratio but also on the relative water depth in the upstream reach. The fan geomorphological characteristics are related to the flood magnitude, sediment concentration, the geometry and discharge ratio at the junction of the tributary and the main channel. The channel avulsions on the fan surface is inevitable, which should be taken into account for the consideration of land use and disaster mitigation.

Key words: digital terrain map, Lanyang River, Chenyoulan River, alluvial fans, debris flows.

目次

目次	I
表次	III
圖次	IV
第一章 緒論	1-1
第一節 前言	1-1
第二節 研究目的	1-2
第三節 研究方法	1-3
第四節 研究架構及流程	1-4
第二章 文獻回顧	2-1
第一節 土砂災害定義	2-1
第二節 堆積扇定義	2-4
第三節 ArcGIS 理論	2-8
第四節 集水區地文因子相關研究	2-14
第五節 集水區溪溝門檻值之相關研究	2-16
第三章 研究方法與實驗配置	3-1
第一節 研究分析方法	3-1
第二節 集水區險峻值之修正	3-8
第三節 堆積扇實驗方法與設置	3-10
第四節 實驗測量及分析方法	3-16
第四章 實驗結果分析與討論	4-1
第一節 堆積扇實驗參數及土砂運動型態	4-1
第二節 堆積扇的堆積與形成過程	4-3
第三節 水砂分離現象	4-6
第四節 初始水砂條件與堆積扇特徵之關係	4-10

第五節 堆積扇平衡坡度	4-13
第五章、集水區及堆積扇地貌綜整分析	5-1
第一節 流域地文及水文特性	5-1
第二節 流域之集水區地貌分析	5-6
第三節 流域堆積扇分析	5-16
第四節 流域集水區與堆積扇之地貌特性分析	5-23
第五節 堆積扇現勘及綜合評估	5-30
第六章 結論與建議	6-1
第一節 結論	6-1
第二節 建議	6-3
參考文獻	參-1
附錄	附-1

表 次

表 1-1 計畫工作項目分配及進度表	1-4
表 2-1 不同比例尺之單位等高線間距	2-9
表 4-1 堆積扇實驗的相關參數	4-1
表 4-2 依泥砂體積含量區分含砂水體運動型態(假設砂比重為 2.65)	4-2
表 5-1 蘭陽溪流域高程分布表	5-2
表 5-2 蘭陽溪流域坡度分布表	5-2
表 5-3 陳有蘭溪流域高程表	5-5
表 5-4 陳有蘭溪流域地層與岩性描述	5-5
表 5-5 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(1/3)	5-7
表 5-5 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(2/3)	5-8
表 5-5 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(3/3)	5-9
表 5-6 陳有蘭溪子集水區地貌參數資料	5-12
表 5-7 陳有蘭溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料	5-14
表 5-8 有蘭溪現勘集水區之集水區險峻值及堆積扇角度	5-31
表 5-9 蘭陽溪堆積扇基本資料	5-37

圖 次

圖 1-1 本計畫研究方法示意圖	1-3
圖 2-1 沖積扇堆積型態特性(a)土石流扇(b)洪水扇 (Blair and Mcpherson, 1984)	2-6
圖 2-2 大安溪左岸之蘇魯部落土石流堆積扇	2-7
圖 2-3 坡度像元示意圖	2-9
圖 2-4 地形剖面窪地與突起示意圖	2-10
圖 2-5 水流流向編碼方式	2-11
圖 2-6 DEM 流向分析編碼	2-12
圖 2-7 流向分析後產生的網格流量累積	2-12
圖 2-8 集水區邊界 D8 單流向圖	2-13
圖 2-9 集水區險峻值與集水區長度關係圖(Zhou et al.,2016)	2-15
圖 3-1 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖	3-2
圖 3-2 河川級序修正圖	3-3
圖 3-3 累積匯流面積與坡度關係圖(修改自 Montgomery et al., 1993)	3-4
圖 3-4 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)	3-6
圖 3-5 研究蒐集與分析圖資產製類型	3-7
圖 3-6 東縣 DF126 流域集水區範圍比較	3-9
圖 3-7 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正	3-10

圖 3-8 實驗設備配置圖	3-11
圖 3-9 堆積平台	3-11
圖 3-10 扇頂凹槽	3-11
圖 3-11 垂直玻璃管(觀察水頭).....	3-11
圖 3-12 定水頭水箱	3-12
圖 3-13 尾水箱及沉水馬達	3-12
圖 3-14 儲砂桶倉	3-12
圖 3-15 不同口徑的轉接環	3-12
圖 3-16 輸送管道	3-12
圖 3-17 出口 135 度彎管	3-12
圖 3-18 實驗用顆粒	3-13
圖 3-19 實驗顆粒粒徑分布圖	3-13
圖 3-20 等高標定雷射	3-14
圖 3-21 SONY RX10 4K 高速相機.....	3-14
圖 3-22 分析影像及座標設定示意圖	3-16
圖 4-1 堆積扇平面堆積輪廓 (a) $n=15$, (b) $n=3$	4-4
圖 4-2 堆積扇堆積過程中的渠道變遷(虛線為渠道化範圍).....	4-5
圖 4-3 堆積扇縱剖面堆積輪廓	4-6
圖 4-4 不同初始水砂條件下發生水砂分離之臨界扇縱剖面	4-6

圖 4-5 渠道流狀況下的水砂分離	4-9
圖 4-6 片狀流狀況下的水砂分離	4-9
圖 4-7 顆粒無法流動，水砂直接分離之關係	4-9
圖 4-8 初始水砂條件與水砂分離類型	4-9
圖 4-9 堆積扇平均徑長發展歷程	4-12
圖 4-10 無因次沖積扇徑長發展歷程	4-12
圖 4-12 堆積扇扇頂高度發展歷程	4-12
圖 4-13 無因次堆積扇扇頂高度發展歷程	4-12
圖 4-14 縱/橫向徑長堆積歷程(虛線渠道流分離,實線片狀流分離)	4-12
圖 4-15 無因次臨界扇頂高度與水砂比的關係	4-12
圖 4-16 堆積扇角度及坡度隨水砂比之變化	4-14
圖 4-17 本研究的實驗中坡度隨水砂比的變化(依堆積型態)	4-14
圖 5-2 蘭陽溪流域地理位置圖	5-2
圖 5-3 蘭陽溪流域地質分布圖	5-3
圖 5-4 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分佈圖	5-3
圖 5-4 陳有蘭溪流域位置圖	5-4
圖 5-5 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分布圖	5-6
圖 5-6 蘭陽溪流域 MR 分佈圖	5-7
圖 5-7 蘭陽溪流域地文因子分析結果	5-9

圖 5-8 蘭陽溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係.....	5-10
圖 5-9 陳有蘭溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈.....	5-11
圖 5-10 陳有蘭溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係..	5-13
圖 5-11 陳有蘭溪子集水區土砂災害型態轉變.....	5-14
圖 5-12 陳有蘭溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係....	5-15
圖 5-13 蘭陽溪流域堆積扇分布圖.....	5-19
圖 5-14 陳有蘭溪集水區土石流堆積扇分布.....	5-20
圖 5-15 蘭陽溪流域左右岸堆積扇分析結果圖.....	5-21
圖 5-16 陳有蘭溪流域堆積扇坡度分析.....	5-22
圖 5-17 蘭陽溪及陳有蘭溪流域堆積扇地貌分析綜整.....	5-23
圖 5-18 河床上堆積土體受力示意圖.....	5-24
圖 5-19 河床臨界相對坡度與底床土體濃度之關係.....	5-25
圖 5-20 不同相對水位下堆積扇坡度與集水區險峻值之關係.....	5-28
圖 5-21 土石流溝集水區險峻值(MR)與堆積扇坡度臨界線之比較	5-30
圖 5-21 蘭陽溪及陳有蘭溪流域堆積扇坡度與集水區險峻值關係	5-31
圖 5-22 陳有蘭溪神木村愛玉子溪、霍薩溪及出水溪之聯合沖積扇.....	5-32
圖 5-23 頭坑溪與和社溪交匯之三階複成扇.....	5-33
圖 5-24 土場部落農富橋上游陳有蘭溪右岸之土石流堆積扇地貌	5-34

圖 5-25 農富橋上游陳有蘭溪右岸野溪土石流堆積扇	5-34
圖 5-26 蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 土石流堆積扇地貌特性	5-35
圖 5-27 蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 堆積扇現況	5-36

第一章 緒論

第一節 前言

台灣山坡地之土砂災害問題在氣候變遷及地質脆弱的情境下，益顯嚴峻，且因土砂災害發生區域及規模不易掌握，故針對土石流災害之潛勢及影響地區有效判釋，是進行各項坡地防減災工作之重要先期課題。洪水沖積扇(alluvial fans)或土石流堆積扇(debris-flow fans)是溪流於山區集水區於谷口處的堆積地貌，當河道變寬、坡度趨緩以致流速降低時，土石流或洪流挾帶之土砂便於谷口處堆積，此處河床抬升並呈扇狀堆積。堆積扇位於山麓邊緣，地形較上游山區平坦開闊，加以水源充沛，常是農牧用地或山區人口密集之聚落所在。然而，當土石流或山洪暴發時，堆積扇上之聚落、作物或公共設施，常面臨集水區內最嚴重之土砂淤埋或沖毀等災害威脅。

依水保局「土石流潛勢溪流劃設作業手冊」(2019)中所述，土石流潛勢溪流初步判定之先決條件包括「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。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，因土石流所需之崩塌堆積物與土石流發生所需的地形、地質條件相隨而生。集水區之整體地貌及下游之古土石流堆積扇可視為既往土石流災害之地貌特徵。土石流堆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)。如能有效判釋山區集水區下游谷口之古高含砂水流與土石流堆積扇，進一步分析堆積扇地貌特性與土砂災害類型之關係，將有利於土砂災害發生區域判定及其發生規模之掌握。

第二節 研究目的

本計畫以高精度數值地形與既有土石流溪流之案例資料(以陳有蘭溪及蘭陽溪流域之堆積扇進行探討)，萃取集水區及堆積扇之地文因子(如地貌特徵或地形參數)進行土砂運動類型及災害影響範圍判定，並套疊歷史災害以分析及驗證台灣土石流及洪水災害及其影響區域與沖積扇地貌之重要地文參數，以驗證計畫構想之可行性，以提供後續土石流潛勢溪流評估及劃設影響範圍之參考依據。另一方面以室內實驗探討堆積扇之形成過程與地貌演變，以驗證及補充現場堆積扇之演化過程。

國外用以判釋土石流溪流的門檻值仍應視國內之地質條件及氣候因素而定，根據本計畫團隊前幾年之研究成果，台灣土石流溪流(合併高含砂水流)之地貌門檻值可修正為集水區險峻值(Melton Ratio, MR) ≥ 0.3 。今年度將在既有成果的基礎上，探討台灣各地質區域沖積扇堆積地貌特性與發生土石流或洪水災害類型之關聯，並更進一步分析集水區險峻值與扇狀地特性的關係。本計畫成果期以提供後續土石流潛勢溪流之堆積扇評估及劃設影響範圍之參考依據，並保障山區聚落居民生命財產安全。

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，針對陳有蘭溪及蘭陽溪之堆積扇，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。本計畫並利用水保局土石流潛勢溪流資料庫(BigGIS, H.O.S.T.)及地形、地貌特徵及 Melton's ratio 等地文因子及區域地質特性瞭解山區於高強度降雨下誘發土石流潛勢溪流之特性(圖 1-1)。



圖 1-1 本計畫研究方法示意圖

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。本計畫並就上述二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

本計畫共有五項重要工作項目，即 1. 土砂災害案例及堆積扇資料蒐集；2. 土砂災害案例微地形判釋；3. 區域地質特性與土石流關聯性探討；4. 土石流潛勢溪流地文因子探討；5. 土砂災害影響範圍與沖積扇特性探討。各工作項目之進度如表 1-1 所示。

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 %	預定進度	109				備註
			1-3月	4-6月	7-9月	10-12月	
土砂災害案例及堆積扇資料蒐集	20	工作量或內容	30	30	30	10	
		累計百分比	30	60	90	100	
土砂災害案例微地形判釋	20	工作量或內容	25	25	40	10	
		累計百分比	25	50	90	100	
區域地質特性與土砂災害關聯性探討	20	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探討	20	工作量或內容	10	20	30	40	
		累計百分比	10	30	60	100	
土砂災害影響範圍與堆積扇特性探討	20	工作量或內容	10	25	35	30	
		累計百分比	10	35	70	100	
累計總進度	百分比		19	43	76	100	

本計畫研究流程圖與各研究分項之關係如圖 1-2 所示。針對不同土砂災害類型(即不同含砂濃度)所形成之沖積扇特性，進行室內實驗室實驗並將其結果與現場資料進行比對。

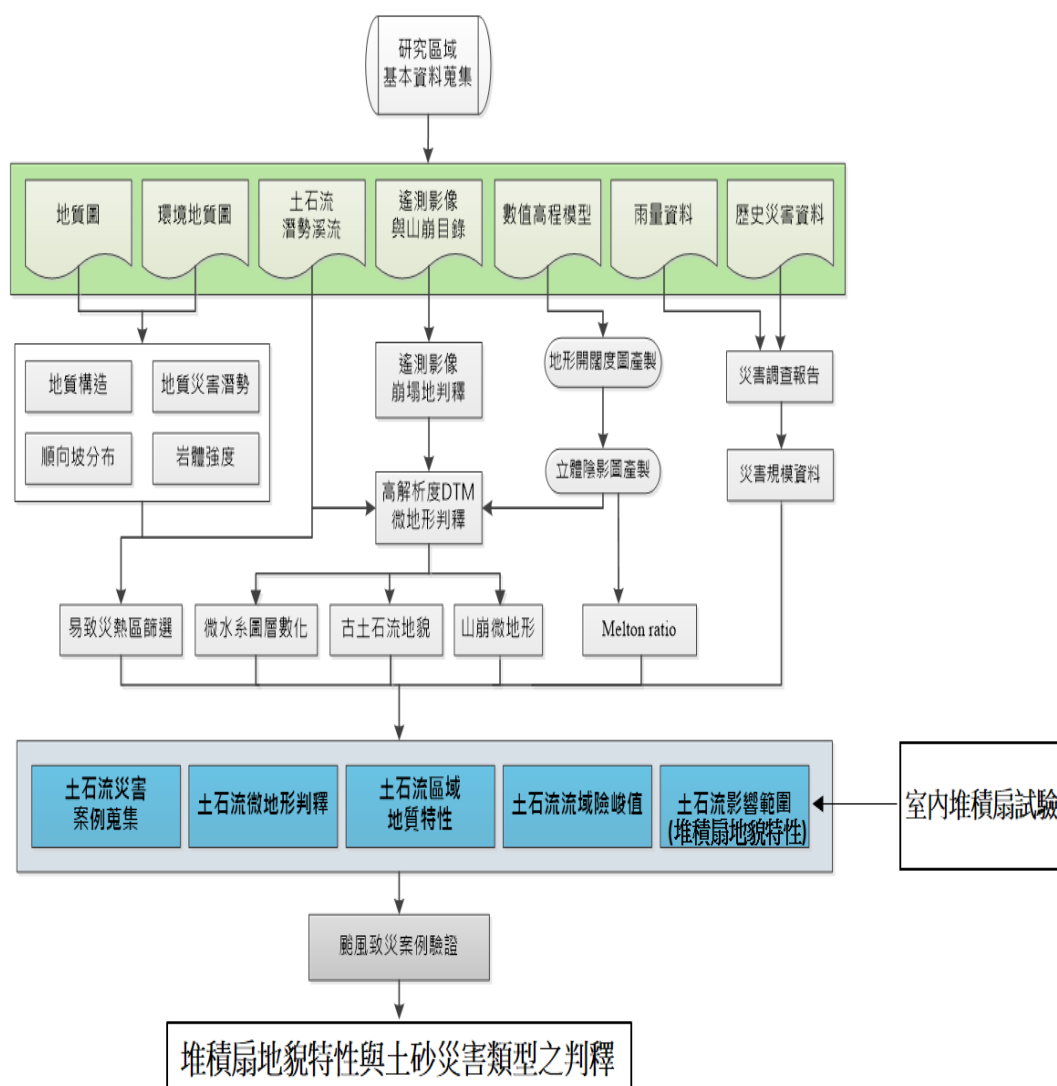


圖 1-2 研究計畫流程圖

本文使用 ArcGIS 及 SPSS 統計軟體對陳有蘭溪與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。第三章為研究方法及實驗配置，介紹本研究對於堆積扇之實驗設置與量測、研究區之集水區險峻值之修正等分析步驟與方法。第四章為實驗結果分析與討論，就實驗進行堆積扇堆積歷程、特徵、水砂比例等資料進行分析與探討。第五章為集水區之堆積扇地貌綜整分析，針對陳有蘭溪與蘭陽溪土砂災害案例及地文、地貌等判釋模式

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。

第六章為結論及建議，針對本年度於陳有蘭溪及蘭陽溪流域之研究成果提出綜整成果與建議。

第二章 文獻回顧

第一節 土砂災害定義

探討土石流發生機制之首要課題即為崩塌，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，或土石流由支流匯入主流都可能會阻隔河道而形成天然壩，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。

台灣地質構造複雜，崩塌地具有區域性，並與當地地質特性息息相關，每一崩塌地皆有其主要因子。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。崩塌區域與土石流發生區的地形、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特性密切相關。

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(Flood)、高含砂水流(Debris flood)、土石流(Debris flow) 及崩塌(landslide)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 堆積扇定義

一、堆積扇成因

本研究所稱堆積扇或沖積扇，包含洪水沖積扇(alluvial fans)及土石流堆積扇(colluvial fans)。沖積扇一般位於山區與平原的谷口交界線（山麓線）或上游縱谷之主、支流交匯處谷口。此谷口交界處有較大的地形落差(坡度由陡變緩，河床由窄變寬)，輸砂能力減弱造成土砂在此淤積。沖積扇的外型類似錐狀(cone)或弧形摺扇，上游河道出谷口處為頂點稱為扇頂(fan apex)，扇中游區為扇央，最下游外緣處稱為扇端或扇緣(fan toe)。沖積扇的縱剖面(從扇頂到扇端)一般為一凹坡面，即扇頂較陡，扇端較緩，沖積扇厚度亦從扇頂往扇端漸減。扇央之橫剖面則呈一平凸透鏡狀，即扇央較厚，往兩側漸薄。若沖積扇毗鄰海岸，扇端沒入水中，則稱之為三角洲沖積扇。兩個以上集水區之谷口沖積扇並排相連，稱為聯合沖積扇；同一集水區之沖積扇在谷口處，經不同時期多次堆疊沖淤者則稱為複成沖積扇。

上游之支流與主流交匯處之沖積扇經洪水下切後形成扇階，其階面長軸及傾斜方向與支流河床相近。相較之下，河階為主流河床下切所致，故河階面長軸及傾斜方向與主流河床相近。河階地(river terrace)為沿河流方向發育的階地，由階面及階崖二部份組成。階面為舊河床或洪水平原，階崖則為河流下切量(incision)，階地發育為長期地殼抬升及河流下切之綜合作用所致(張瑞津，石再添, 1990)

堆積扇的形成必須滿足二個條件，即谷口上游河道提供充沛的土砂來源，及谷口處河床有足夠空間以容納並產生土砂堆積。堆積扇土砂來源為集水區上游之崩塌、岩屑崩滑、落石、坡面或河岸沖蝕等，故與集水區面積、地形、地質構造及氣候條件等有關。當上游集水區

的面積愈大、地形陡峭、地質構造破裂（斷層多、節理發達等）、岩性軟弱（如頁岩、泥岩等）、降雨量多（颱風豪雨）等，都有助提供谷口上游之土砂量。沖積扇一般位於山區與平原的谷口交界線（山麓線）或上游縱谷之主、支流交匯處，此谷口交界處有較大的地形落差（坡度由陡變緩，河床由窄變寬），輸砂能力減弱而造成土砂在此淤積。如谷口交界處位於活動斷層帶，則斷層可提供上游土砂料源並加劇地形落差，則沖積扇之演化及規模將更為明顯。台灣山區之沖積扇有 90% 位於花東縱谷，陳有蘭溪，蘭陽溪及高屏溪之縱谷（楊淑君, 1996），而這些縱谷即位於地層之界線斷層上。林銘郎等（1997）指出台灣地區主要沖積扇的分佈主要位於：(1)板塊接合縫所在的台東縱谷，(2)造山帶前緣地帶（西部丘陵與高山的交界處；河谷出了高山區在平原或丘陵區形成沖積扇），(3)山脈軸心帶的河谷（由北而南分別為：蘭陽溪、陳有蘭溪、荖濃溪及楠梓仙溪，屏東山麓的沖積扇）。

二、堆積扇地貌特徵

土石流及洪水扇沖積扇之堆積型態特性如圖 2-1 所示，扇頂(Fan Apex, A)為扇面之頂點，其上游有供砂河道(Feeder channel(FC))提供土砂料源，扇頂處因坡度較陡造成扇面下切，故產生下切河道(Incised channel (IC))，下切河道往下游其坡度漸緩，沿此河道其挾砂能力漸減，故地形由沖轉淤，其轉折點稱為交叉點(Intersection point(IP))。土石流扇(圖 2-1a)的特點為在扇面上及交叉點下游常有徑向排列之舌狀堆積龍頭(lobe)，另扇面上有側積堤(levee)分布，扇面顆粒較大、具稜角且無分層現象，從扇頂到扇端其顆粒大小相近，扇面之縱剖面或橫剖面之坡度皆較陡($>4^\circ$)。反之，洪水扇(圖 2-1b)的特點則為扇面上不具舌狀堆積龍頭或側積堤(levee)，扇面顆粒較圓滑、土砂堆積有水

平層裡構造，從扇頂到扇端其顆粒尺寸遞減，扇面之縱剖面或橫剖面之坡度皆較緩($<4^\circ$)，且扇端之河道呈辮狀分叉。

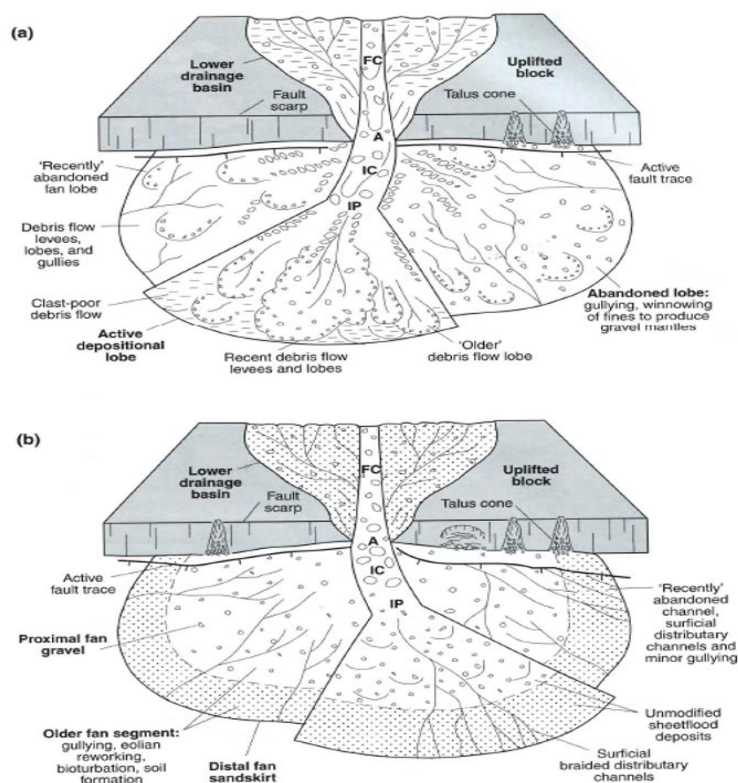


圖 2-1 沖積扇堆積型態特性(a)土石流扇(b)洪水扇(Blair and Mcpherson, 1984)

圖 2-2 所示為敏督利颱風在大安溪左岸之苗栗蘇魯部落野溪土石流堆積扇，由照片可明顯看出上游有供砂河道(FC)、扇頂(A)、下切河道(IC)，交叉點(IP)。雖然此次野溪土石流規模不大，但由扇面上可見新舊之舌狀堆積龍頭(lobe)，扇頂到扇端其顆粒大小相近，且堆積無水平層理，扇頂到扇端坡度較陡($>4^\circ$)等特徵，可判釋此堆積扇是為土石流堆積形成。另值得注意的是，土石流扇上的下切河道(IC)或交叉點(IP)並非固定，如上游供砂河道(FC)發生大規模土石流可能在扇頂溢流點(A)造成溢流並導致下切河道(IC)改道，扇面上會產生新的舌狀堆

積或側積堤。如圖中所示之農舍或農田仍有受土石流侵蝕或堆積的災害，故整個扇面都應視為土石流之可能影響範圍。



圖 2-2 大安溪左岸之蘇魯部落土石流堆積扇

第三節 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 2-3。

a	b	c
d	e	f
g	h	i

圖 2-3 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 2-1。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 2-4 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。

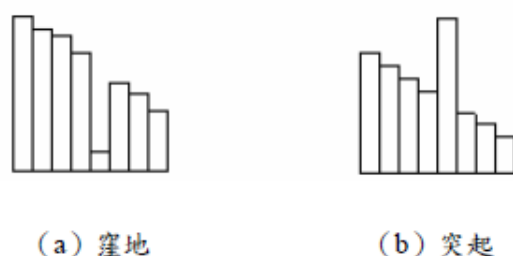


圖 2-4 地形剖面窪地與突起示意圖

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 2-5)，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}):

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

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。

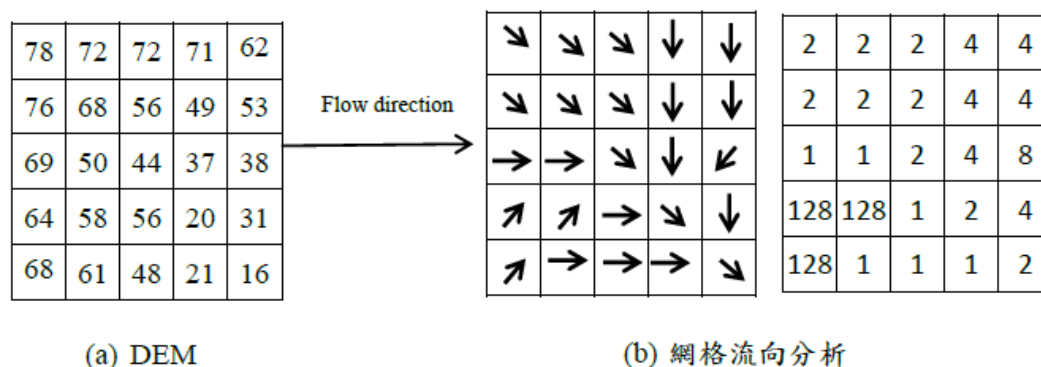


圖 2-6 DEM 流向分析編碼

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 2-7 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，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。

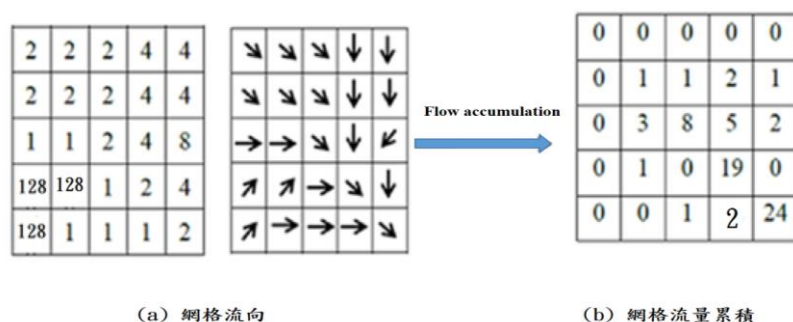


圖 2-7 流向分析後產生的網格流量累積

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 2-8)。



圖 2-8 集水區邊界 D8 單流向圖

第四節 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)。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。

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。

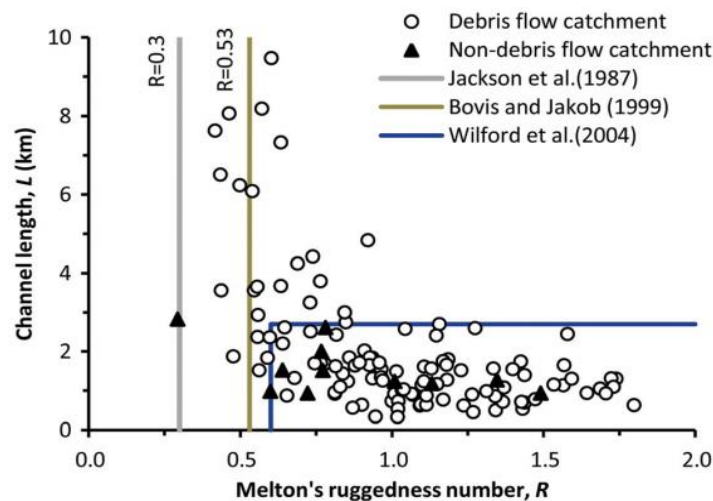


圖 2-9 集水區險峻值與集水區長度關係圖(Zhou et al.,2016)

第五節 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 5×5 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，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 5×5 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。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。

第三章 研究方法與實驗配置

第一節 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 3-1 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。

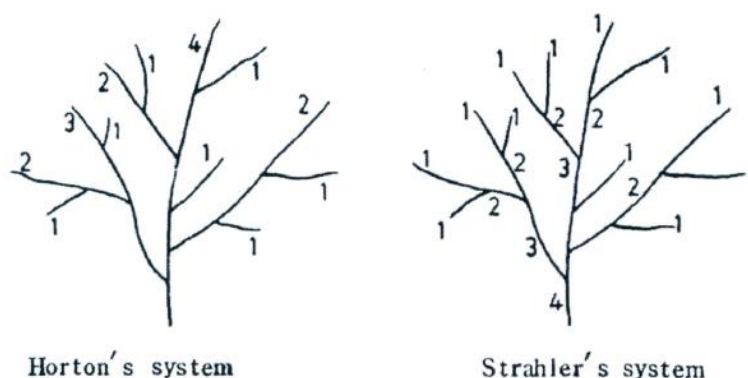


圖 3-1 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖

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 3-2)，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。

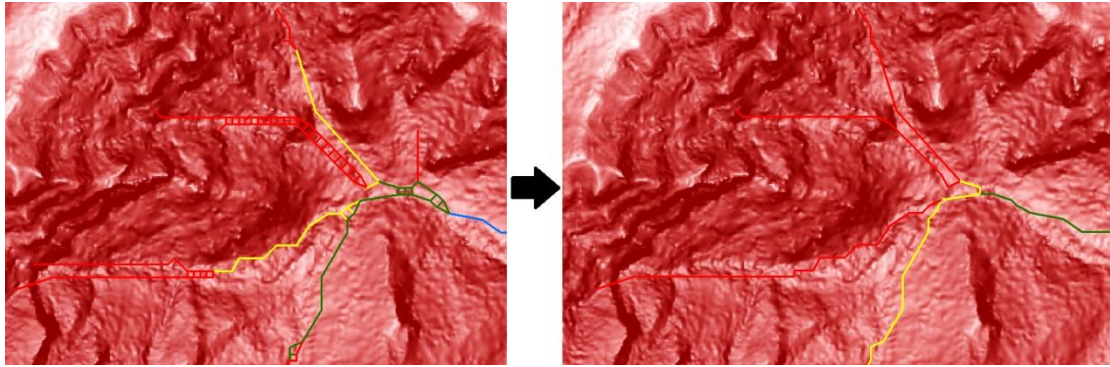


圖 3-2 河川級序修正圖

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 3-3 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。

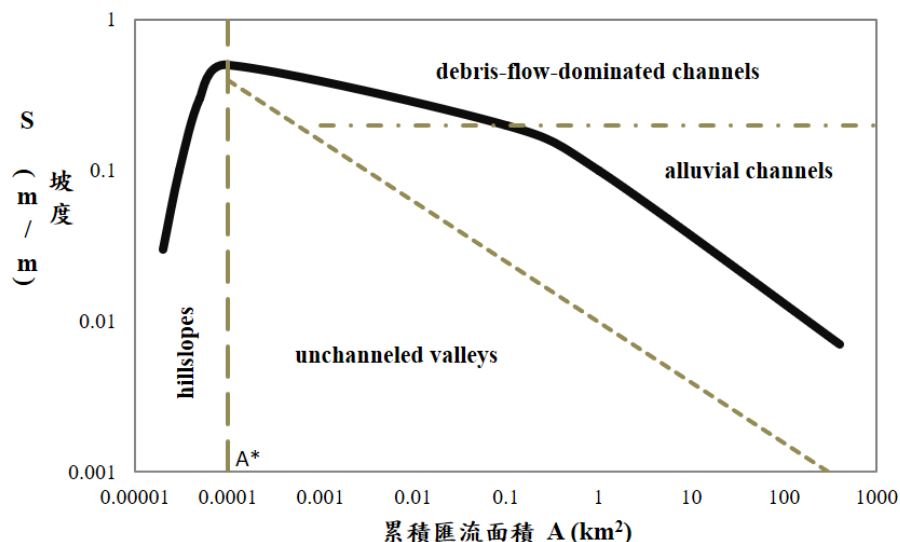


圖 3-3 累積匯流面積與坡度關係圖(修改自 Montgomery et al., 1993)

在坡度與累積匯流面積關係圖(圖 3-3 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。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。

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(3-1)所示。

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} \quad (3-1)$$

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)與集水區長度(L)結合，判定該集水區之土砂災害。土砂災害類型分為洪水、高含砂水流、土石流。其洪水定義為 MR<0.3；高含砂水流定義為 0.3≤MR≤0.6 及 MR>0.6 且集水區長度≥2.7km；土石流定義為 MR>0.6 且集水區長度<2.7km。上述門檻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，本計畫團隊 2016-2019 針對台灣北、中、南、東六個流域之土石流案例進行整合分析與驗證，集水區土砂災害之地貌分類為 MR>0.43 且 L<7km 者為土石流；0.3≤MR≤0.43 且 L≤14 km 或 MR>0.43 且 7 km≤L≤14 km 者為高含砂水流及土石流並存；MR<0.3 則為洪水。

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 3-4)，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。

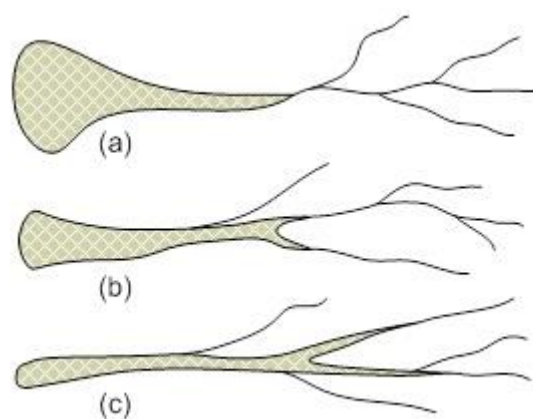
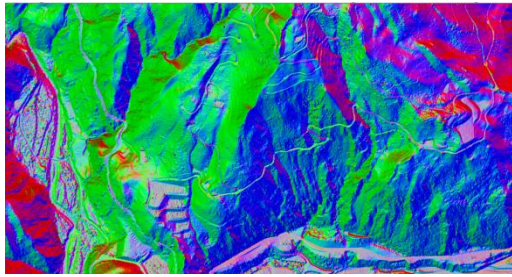


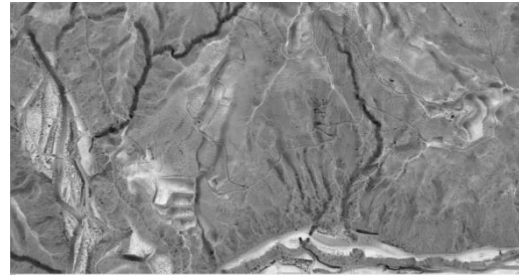
圖 3-4 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)

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 3.5(a))、坡度圖、天空開闊度圖(sky relief visualization；圖 3.5(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 3.5(c))及套疊後坡度圖之產製天空開闊度立體圖(圖 3.5(d))及相關地質圖與環境地質災害潛勢圖進行綜合研判。本研究除利用高精度數值地形圖繪現生土石流堆積扇外地貌外，亦分析圈繪後之土石流堆積扇坡度(自扇頂至扇端)及面積，以結合 Melton' s ratio 進行後續地貌特徵探討。



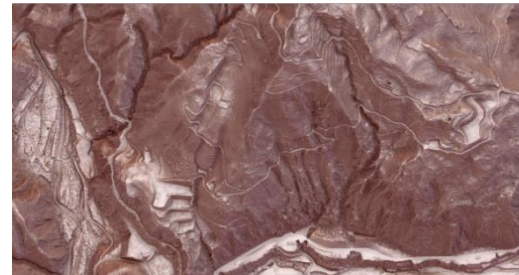
(a)多方位陰影圖



(b)天空開闊度圖



(c)正射航拍影像



(d)天空開闊度立體圖

圖 3-5 研究蒐集與分析圖資產製類型

第二節 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 3-6 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 卻有土石流之記錄及潛勢。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 0.44，二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。

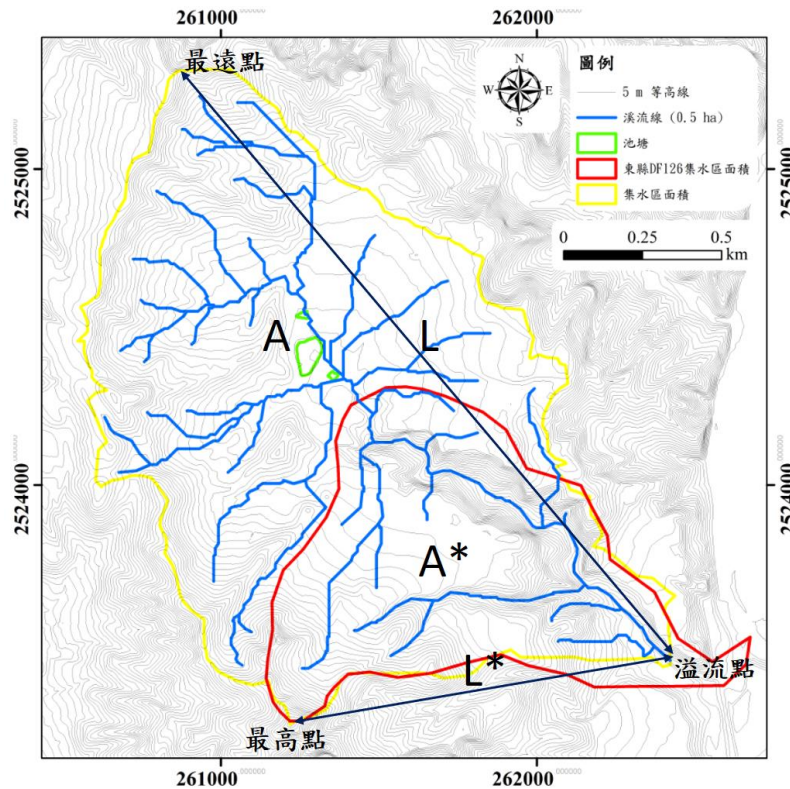


圖 3-6 東縣 DF126 流域集水區範圍比較

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 3-7 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。

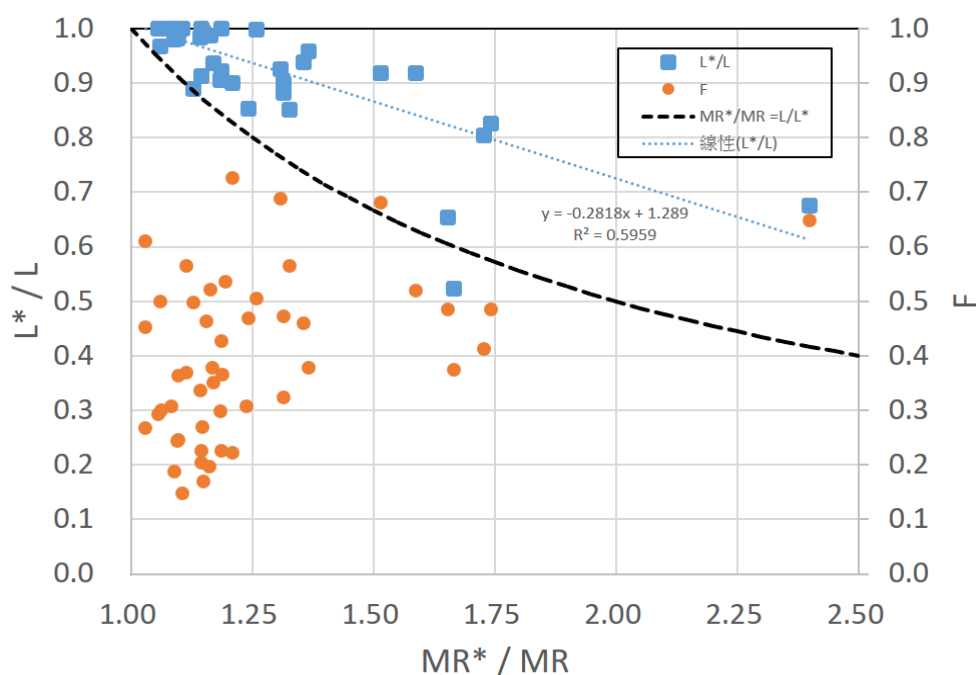


圖 3-7 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正

第三節 堆積扇實驗方法與設置

本研究堆積扇實驗設置由四個部分組成，分別是堆積平台、循環水槽、儲砂槽以及輸送管道(圖 3-8)。堆積平台架高離地面 50cm 以便放置尾水箱，平台分為兩個部分。第一個部分為玻璃纖維製的淺水槽，目的在於收集尾水。其內另有一黑色壓克力板作為堆積區，表面刻有一公分見方的網格。上方設有兩面垂直擋板，夾九十度以限制沖積扇堆積範圍(圖 3-9)。兩擋板夾角處設有一個深 8cm、寬 3cm 扇頂凹槽，作為含砂水流的進口(圖 3-10)。在堆積區域另外鋪上一厚 5mm 的扇形壓克力板，確保尾水在每個方向的跌水距離相同。其中一側垂直擋板上畫有一公分見方網格，以供影像分析之用；另一側每隔三公分嵌入一根垂直玻璃管(圖 3-11)，共九根分別距離扇頂 2cm、5cm、8cm、11cm、14cm、17cm、20cm、23cm、26cm，用以觀察沖積扇內部的水頭高。

循環水槽分為定水頭水箱及尾水箱。定水頭水箱的出水口設有兩個連續的水閥，分別控制流量及開關(圖 3-12)。水通過堆積平台後流入尾水箱，再由一顆沉水馬達將水泵送到定水頭水箱(圖 3-13)。

儲砂槽由塑膠材料製成，出口處有一閥門(圖 3-14)，閥門前的管頸可套入不同口徑的轉接環以控制供砂率(圖 3-15)。

輸送管道為內徑 3cm 的 PVC 水管，以三通連接水平的輸水管與垂直的輸砂管(圖 3-16)，水與砂在三通處混合後，往下送入堆積平台，出口處加裝一個 135 度彎管，使含砂水流沖向扇頂凹槽內壁，以消弭水流飛濺對扇面的影響(圖 3-17)。

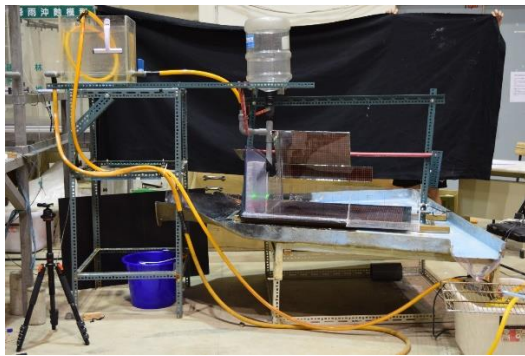


圖 3-8 實驗設備配置圖

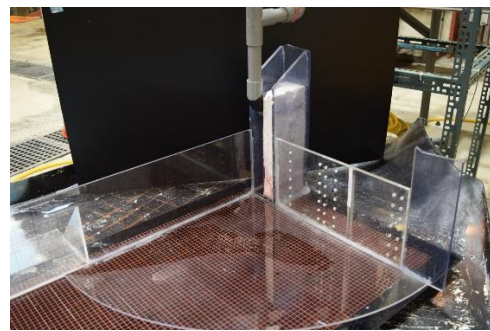


圖 3-9 堆積平台

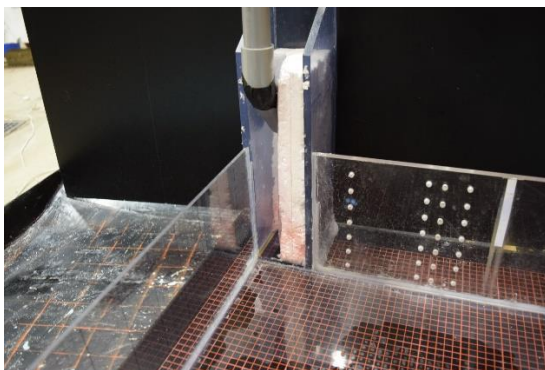


圖 3-10 扇頂凹槽



圖 3-11 垂直玻璃管(觀察水頭)

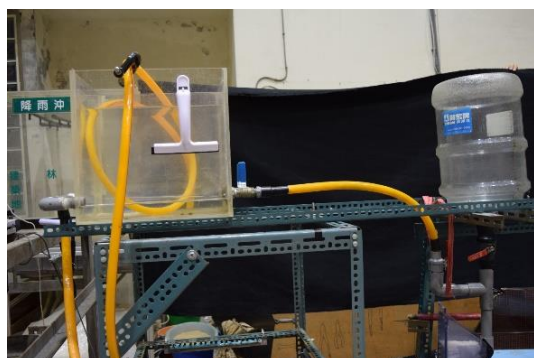


圖 3-12 定水頭水箱



圖 3-13 尾水箱及沉水馬達

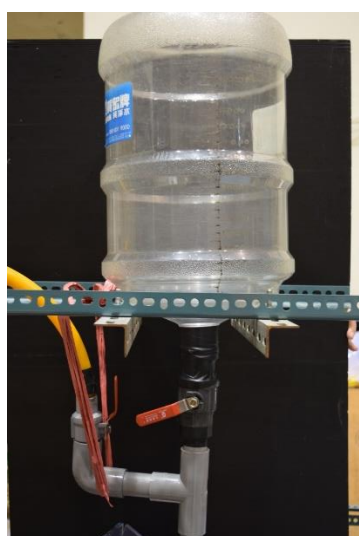


圖 3-14 儲砂桶倉

泥砂供給率 Q_s	
#1	0.1870(kg/s) 70.57(cm^3/s)
#2	0.1046(kg/s) 39.47(cm^3/s)
#3	0.0608(kg/s) 22.93(cm^3/s)
#4	0.0173(kg/s) 6.528(cm^3/s)
#5	0.0037(kg/s) 1.396(cm^3/s)

圖 3-15 不同口徑的轉接環

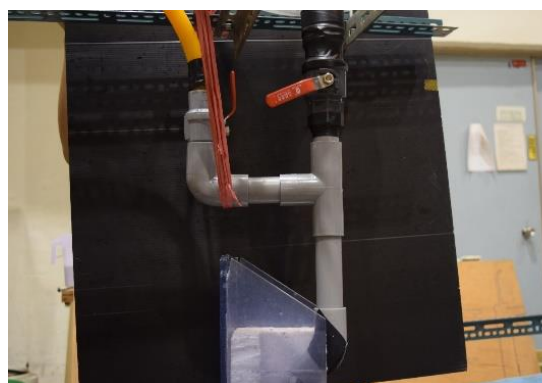


圖 3-16 輸送管道

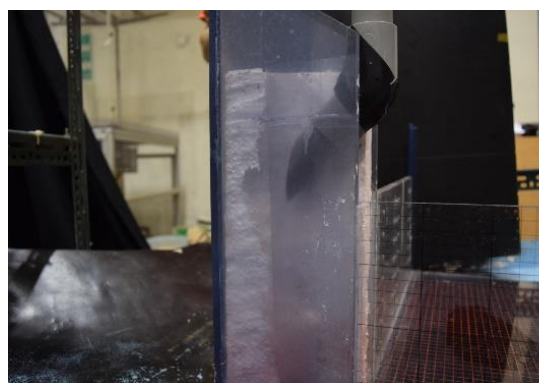


圖 3-17 出口 135 度彎管

一、顆粒材料特性

本實驗使用中值粒徑 $D_{50}=0.61\text{mm}$ 的粗砂，如(圖 3-18 與圖 3-19)所示。平均粒徑($d_{50}=0.62\text{ mm}$)，密度= $2.56\text{g}/\text{cm}^3$ 。



圖 3-18 實驗用顆粒

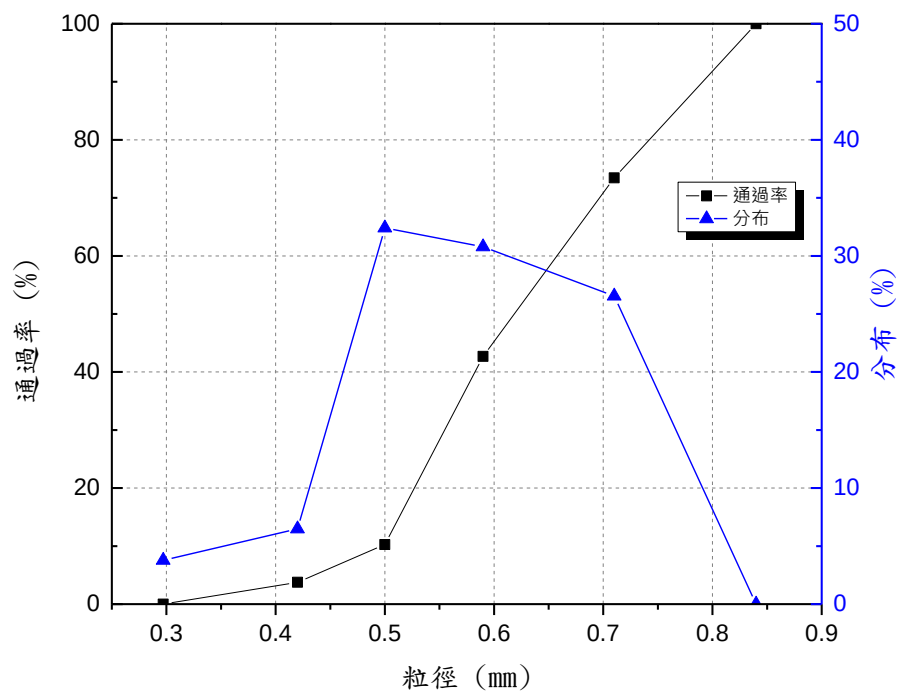


圖 3-19 實驗顆粒粒徑分布圖

二、雷射標定及影像擷取設備

雷射標定裝置的設置是為了標定出沖積扇面的等高線。透過雷射標定，我們可以直接觀察沖積扇高程及扇面型態隨時間的變化，也為之後的影像分析提供了重要的參考點。實驗中使用綠光點源雷射(上辰光學，GLM-0505-5mW)以及最大輸出功率為 10 Mw 紅光線源雷射(圖 3-20)，分別標定於高程 8cm 以及 4cm 處。

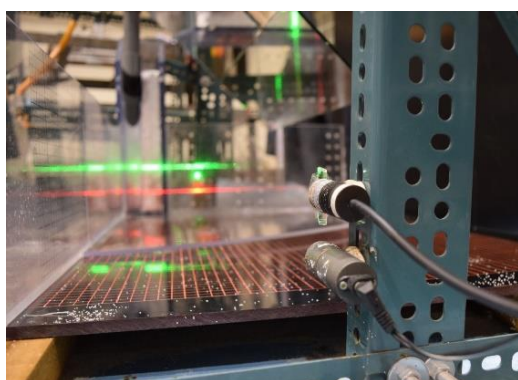


圖 3-20 等高標定雷射



圖 3-21 SONY RX10 4K 高速相機

在本實驗中取得的實驗數據絕大部分為影像資料，使用器材包含 SONY RX10II 4K 高速相機(圖 3-21)、Nikon D5300 單眼相機。SONY RX10 用於實驗全程錄影，紀錄沖積扇縱剖面、扇趾位置及扇面型態隨時間的動態變化，透過觀察動態的影像紀錄，描述沖積扇堆積形成過程及滲流破壞過程的各種現象。並擷取影片定中特定時間點的影像，使用 Image J 軟體加以量化分析。錄影時鏡頭正對觀察縱剖面的擋板，再於堆積區正上方架設一面鏡子，將沖積扇平面輪廓反射至鏡頭處，以便使用一部相機同時記錄兩個視角。這項作法的目的在於，避免個別錄影造成的時間差。Nikon D5300 則用於沖積扇從其他視角或其他雜項如實驗設置的拍攝。

三、實驗步驟

本研究的實驗分為兩個部分，第一部分為沖積扇的沉積與形成過程；第二部分為乾沖積扇的滲流及破壞過程。兩者實驗步驟有所差異，但前置作業相同，詳細說明如下。

前置作業

- 將水注入循環水槽，確認定水頭水箱已達滿水位，且尾水箱內的水已漫過沉水馬達頂部。
- 將堆積平台定平。
- 架設影像擷取設備，確認鏡頭與縱剖面擋板正交，且與鏡中倒映的堆積平台正交。
- 將標定雷射分別對準 8cm 及 4cm 且維持水平。

堆積扇的沉積與形成過程

- 選定供砂率(即單位時間 (sec)之供砂體積，或稱砂流量) Q_s 後，將對應轉接環套入儲砂槽管頸，並將適量粗砂放入儲砂槽。供砂率係由計算單位時間 (sec)之供砂重量及砂密度求得，故不受供砂槽中孔隙率之影響(胡，2019)。
- 選定水流量 Q_w 後，調整定水頭水箱的藍色控制水閥並同時率定水流量，以達到目標 Q_w 。
- 再次確認設置無誤。
- 開啟開關水閥。
- 開始錄影。

- 開啟儲砂槽閥門，沖積扇開始堆積。
- 於沖積扇發育超過範圍時結束(扇高 $h=19.5\text{cm}$ ，扇長 $L=56\text{cm}$)。

第四節 實驗測量及分析方法

無論是堆積實驗或是滲流實驗，實驗開始後，縱剖面、扇趾位置以及扇面輪廓都會隨時間變化。我們以錄影的方式全程紀錄，從中擷取特定時間之影像，以 ImageJ 做影像分析，將沖積扇隨時間的輪廓線量化後，再以 origin 繪圖呈現。影像資料及其坐標軸設定如(圖 3-22)所示。

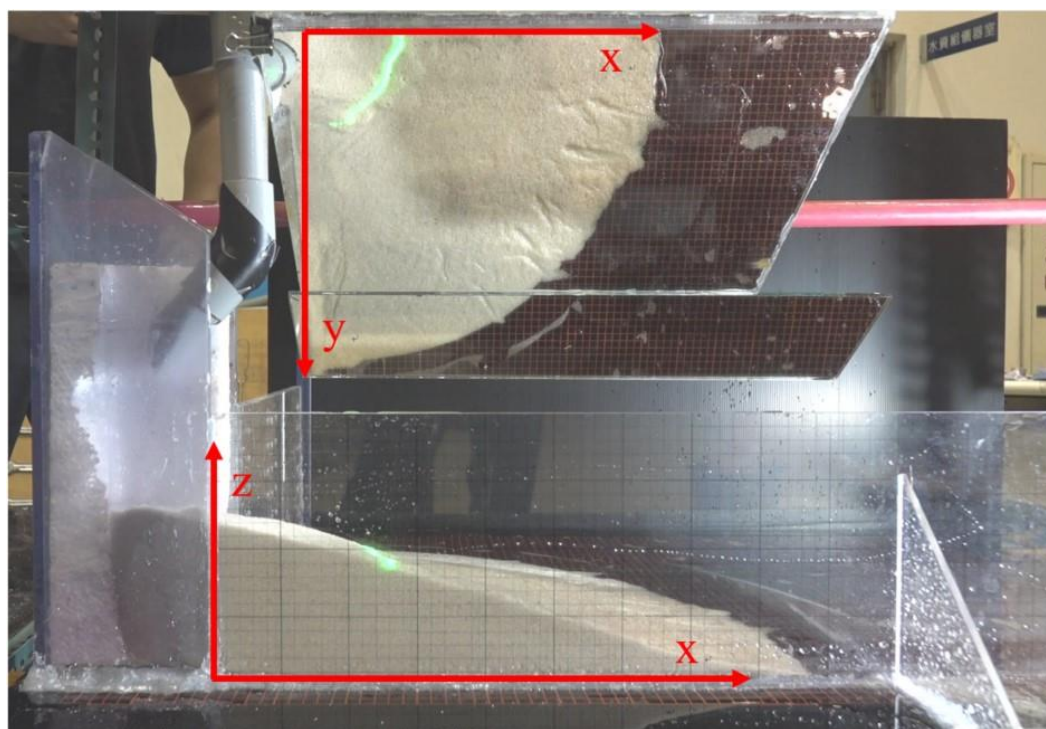


圖 3-22 分析影像及座標設定示意圖

第四章 實驗結果分析與討論

第一節 堆積扇實驗參數及土砂運動型態

本沖積扇實驗的相關參數如表 4-1 所示，主要參數為「水砂比」、「供砂率(砂流量)」以及「水流量」。「臨界坡度」、「臨界高度」及「分離狀態」的定義分別詳見以下章節。

表 4-1 堆積扇實驗的相關參數

	水砂比(n)	供砂率(Qs) (cm^3/s)	水流量(Qw) (cm^3/s)	臨界坡度(Sc) (deg)	臨界高度(hc) (cm)	分離狀態
1	1.20	39.5	47.4	18.2	6.9	片狀流
2	1.20	70.6	84.7	17.1	8.7	片狀流
3	1.20	22.9	27.5	15.6	3.0	片狀流
4	1.20	6.5	7.8	N/A	N/A	凹槽內
7	1.50	22.9	34.4	14.7	7.3	片狀流
8	1.50	6.5	9.8	N/A	N/A	凹槽內
9	2.00	6.5	13.1	15.1	4.1	片狀流
10	2.00	1.4	2.8	N/A	N/A	凹槽內
12	2.00	22.9	45.9	13.9	9.9	渠道流
14	3.00	1.4	4.2	N/A	N/A	凹槽內
15	15.00	1.4	20.9	5.7	10.0	渠道流
16	2.50	22.9	59.2	13.3	11.9	渠道流
17	1.50	39.5	59.2	15.4	9.2	片狀流
18	2.00	39.5	78.9	13.9	13.0	渠道流
20	3.00	6.5	19.6	14.1	6.11	渠道流
21	2.50	6.5	16.3	14.3	7.0	片狀流
22	3.50	6.5	22.9	13.6	6.7	渠道流
23	1.00	22.9	22.9	N/A	N/A	凹槽內
24	0.80	22.9	18.3	N/A	N/A	凹槽內
25	1.00	39.5	39.5	N/A	N/A	凹槽內
26	0.80	39.5	31.6	N/A	N/A	凹槽內
27	1.00	70.6	70.6	N/A	N/A	凹槽內
28	0.80	70.6	56.5	N/A	N/A	凹槽內

本研究定義水砂比為水流量 Q_w 與砂流量(供砂率) Q_s 的比值，如公式(4-1)所示。

$$n = \frac{Q_w}{Q_s} \quad (4-1)$$

n 值與泥砂土體濃度之關係如公式(4-2)所示。

$$C_s(Q_w + Q_s) = Q_s, n = \frac{1}{C_s} - 1 \quad (4-2)$$

而含砂水流之整體比重($Sr = \frac{\rho_m}{\rho_w}$)如公式(4-3)所示。

$$Sr = 1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right)C_s \quad (4-4)$$

Q_w : 水流量, Q_s : 砂流量(供砂率), C_s : 泥砂含量, ρ_m : 混合水砂體密度, ρ_w : 水密度, ρ_s : 砂密度, Sr : 比重。

依泥砂體積含量可區分土砂運移的四種運動型態(詹錢登, 2000), 如表 4-2 所示。

表 4-2 依泥砂體積含量區分含砂水體運動型態(假設砂比重為 2.65)

運動型態	泥砂含量(Cv,%)	比重(SG)	水砂比(n)
洪水	0~3	1.0~1.05	32.3~∞
高含砂水流	3~27	1.05~1.45	2.7~32.3
土石流	27~75	1.45~2.24	0.3~2.7
崩塌、地滑	75~100	2.24~2.65	0~0.3

第二節 堆積扇的堆積與形成過程

影響堆積扇坡度因素主要為供砂量，粒徑及水流量，前二者與堆積扇坡度正相關；然堆積扇坡度卻與水流量負相關，即流量增加會使扇坡度變緩。在低含砂量河床上之砂或礫石顆粒，其顆粒啟動之無因次臨界水流剪力（底床剪應力除以粒徑及水中顆粒單位重）可視為定值或與坡度正相關(Lamb et al., 2008)，故較粗顆粒之河床具有較陡坡度。然依前人研究，沖積扇(扇坡度大於 2 度)表面上粒徑大於 3.2 公分顆粒對坡度影響不明顯，扇面坡度主要則由較細之泥沙顆粒濃度決定(Blair and Mcpherson, 2009)。即巨觀而言，堆積扇之發展為一高濃度泥砂之落淤過程而非接近輸砂量近於零之河川啟動條件，加上土石流具基質支撐特性(即不同粒徑具相近之流動速度)，故土石流或高含砂水流堆積扇的整體坡度主要受土砂濃度或水砂比所控制(Parker et al., 1998 ; Harvey et al., 2005)。

堆積扇的平面輪廓線(扇端外緣)在實驗初期較圓滑，隨著水砂持續供應，扇面逐漸由片狀流轉為渠道化，外緣變得曲折(如圖 4-1 所示)。當水砂的流動型態為片狀流時，沉積物會均勻地落在扇底各處；一旦渠道化發生，沉積物僅堆積在渠道末端，並回淤，而隨著扇頂決堤改道，逐漸構築不規則的扇底邊緣。

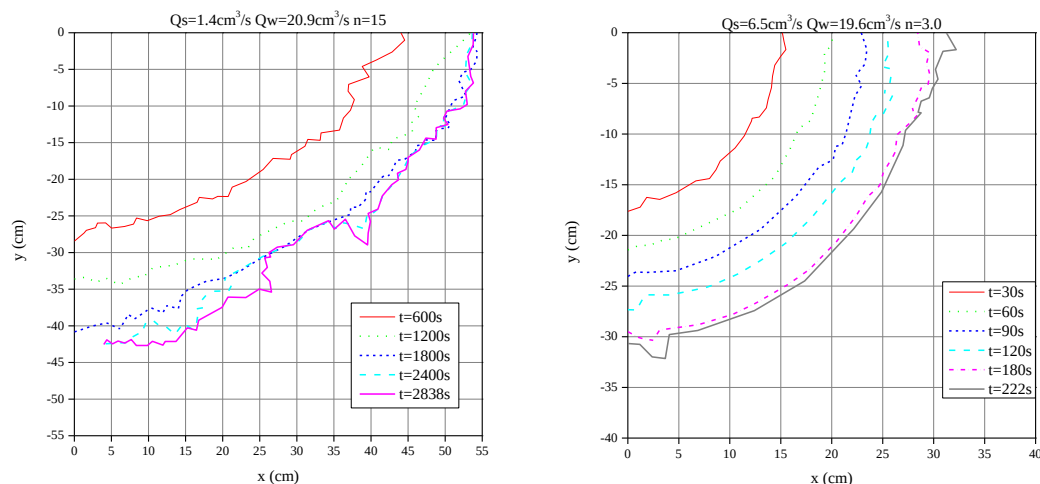


圖 4-1 堆積扇平面堆積輪廓 (a) $n=15$, (b) $n=3$

本堆積扇實驗在水砂比大於 2 的情況下，其扇面在堆積過程中會出現渠道化、回填及脫離改道等現象。堆積過程中隨著扇面擴展，水流為了維持一定的流動水深，匯聚於相對低窪的渠道中，再於扇端渠道發生溯源回填，或於扇面上游渠流潰流改道，如此周而復始地依序將顆粒堆積於整個扇面。圖 4-2 是水砂比為 1.5 之扇面發展過程，可觀察到扇面明顯的河道變遷。在 1440 秒時渠道沿著 x 方向發展，第 1,445 秒渠道沒有回淤並向旁邊發展，而是扇頂處直接潰堤，渠道改向 y 方向發展。接下來的 10 秒內，渠道逐漸向 x 方向遷移，直到第 1,455 秒，渠道的中段在 x 方向潰堤了，產生了兩個渠道分支，然後水流向 x 方向的支流聚集，而 y 方向的支流逐漸消失。在第 1,470 秒，扇頂處再次往 y 方向潰堤完成一個週期。

堆積扇的縱剖面起初以相同的坡度逐漸加積，當扇頂高度達到一臨界值，顆粒無法被水流運移至扇底，而直接堆積於扇頂，使沖積扇下半部的高程不再升高，而上半部的高程及地貌產生劇烈變化如(圖 4-3)所示，該現象肇因「水砂分離」。

整理水砂分離前一刻的坡面輪廓，如(圖 4-4)所示。比較不同初始水砂條件下的臨界扇頂高度(h_c)。發現水流量 Q_w 不是控制水砂分離時機的唯一因子，在水砂比 n 相同的條件下，水(砂)流量越大臨界扇頂高度越高。

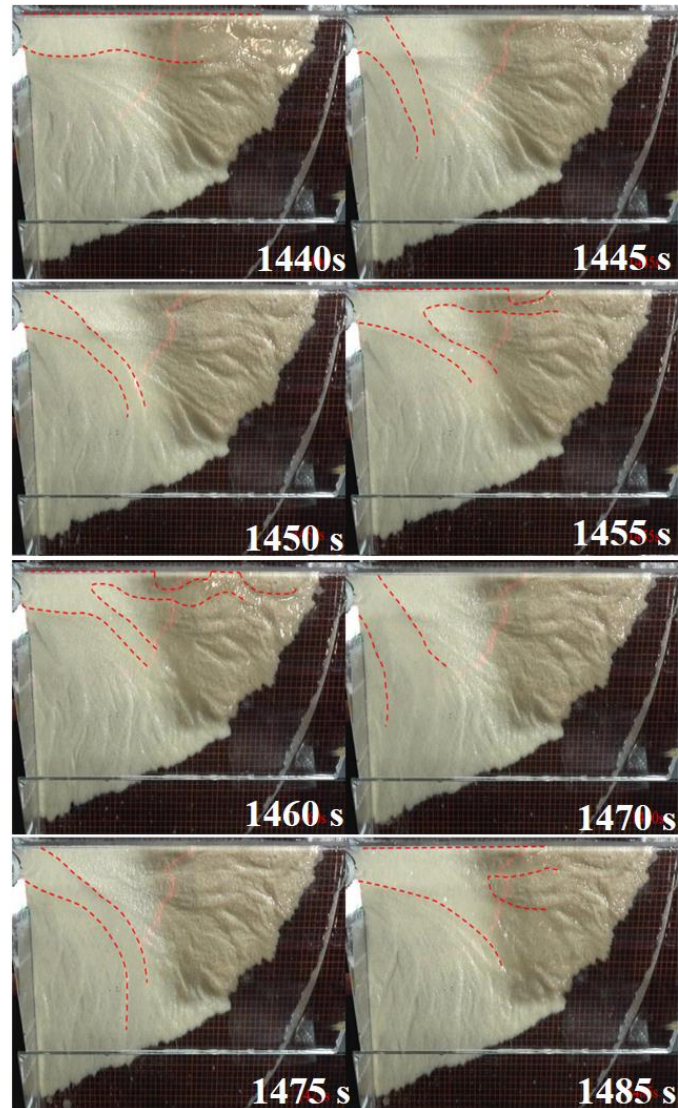


圖 4-2 堆積扇堆積過程中的渠道變遷(虛線為渠道化範圍)

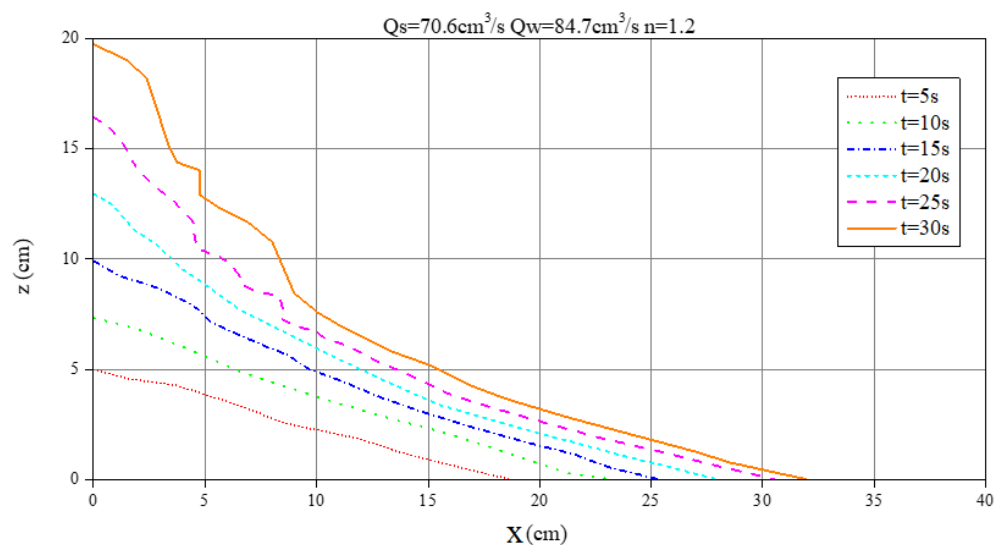


圖 4-3 堆積扇縱剖面堆積輪廓

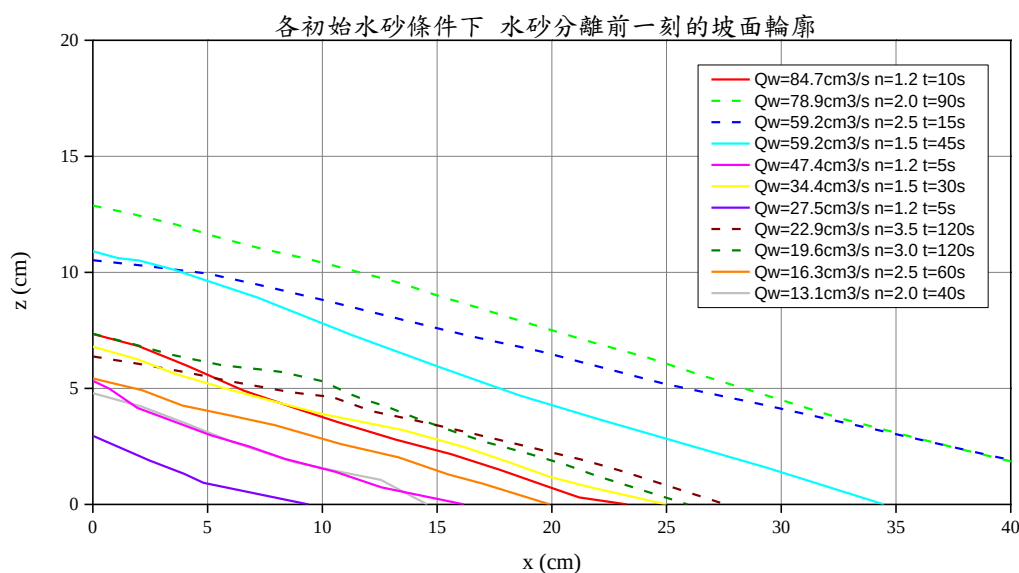


圖 4-4 不同初始水砂條件下發生水砂分離之臨界扇縱剖面

第三節 水砂分離現象

經由實驗觀察，堆積扇形成過程中的水砂分離由兩種機制造成。第一種在小流量時，當沖積扇發展到一定程度，流量在扇頂處出現入滲現象；此外，在大流量時，扇面的水流型態會先由片狀流變為渠道

流，隨著沖積扇體積的增加，渠道流的距離會逐漸縮短，退回扇頂。這兩者都是因入滲所造成扇面不飽和，逕流量由扇頂往扇緣遞減。本研究對「水砂分離」做以下之定義：

一、 當扇頂供水流量(Q_w)進入沉積區後，即分為逕流量($Q_{w,r}$)及滲流量($Q_{w,s}$)。隨著沖積扇體積的增加，入滲量($Q_{w,s}$)隨之增加，故逕流量($Q_{w,r}$)將逐漸減少。當滲流量的比例逐漸增加，或逕流量遞減到達臨界值時，滲流開始對堆積扇堆積型態及扇面特徵造成影響，即為水砂分離。屆時進入沉積區含砂水流的水砂比會隨入滲量的增加而降低，土砂流量(Q_s)逐漸失去流動性，不再被輸送至扇底，而直接堆積於堆積扇的上半部，並在此留下皺褶的地貌特徵。

二、 因為初始水砂條件(n, Q_w)不同，堆積扇堆積形成機制也不相同，其發生水砂分離的型態亦有所差異。依水量或水砂比(n)遞減，實驗中可觀察到以下三種現象：

(一)水流型態由片狀流(sheet flow)變為渠道流(channel flow)後，隨著沖積扇體積增大，滲流量($Q_{w,s}$)比例逐漸增大，渠道流流動距離隨之縮短，且在扇面留下渠道終止痕跡。在最後階段，水流只在扇頂附近活動、堆積。此類水砂分離造成的皺褶地貌，會隨著渠道流位置而改變，最後的堆積紋路較為凌亂(圖 4-5)。

(二)水流型態直接由片狀流進入完全入滲狀態，在平滑段與皺褶段間有較明顯的分界。其發生過程歷時較短，且地勢改變較為劇烈。在這個過程中不會發生渠道化，最後堆積形成以扇頂為圓心的環狀紋路(圖 4-6)。該現象

的堆積特徵類似於黏性土石流形成之沖積扇，係因逕流減少後，雖然輸砂能力降低，但顆粒孔隙內的水基於毛細現象，產生顆粒間的凝聚力仍對沖積扇的堆積特徵造成影響。

(三)由於水流量過低，顆粒進入扇頂凹槽後無流動性，直接水砂分離，並且無法形成扇狀堆積(圖 4-7)。

根據上述的現象，將堆積扇的構築歷程分為(a)渠道流狀況下的水砂分離；(b) 片狀流狀況下的水砂分離；(c)扇頂凹槽水砂分離。

初始水砂條件(n , Q_w)與水砂分離現象之關係如圖 4-8 所示。水砂比直接反映含砂水流的流動性，並決定堆積扇坡面之初期堆積坡度值。當水砂比過低，直接於供水渠道水砂分離(圖 4-6)；在相同 Q_w 之下，水流狀態是由片狀流過渡到渠道流抑或是水砂分離，則受坡度(或水砂比)控制。由於入滲能力隨著堆積扇體積而增加(可見 $Q_{w,s}$ 隨堆積體積而增加)，直到滲流量 $Q_{w,s}$ 影響初始條件所提供的 Q_w ，就會發生水砂分離，因此水流量 Q_w 與滲流量 $Q_{w,s}$ 的比值是影響水砂分離的重要因子(這個因子是堆積體積的函數，或者以 h_c 來表示)。在本實驗選用的顆粒條件下，產生「片狀流分離」的水砂比約介於 1.2 至 2.5 之間；而水流量約為 $10\text{cm}^3/\text{s}$ 到 $19\text{cm}^3/\text{s}$ 之間。



圖 4-5 渠道流狀況下的水砂分離

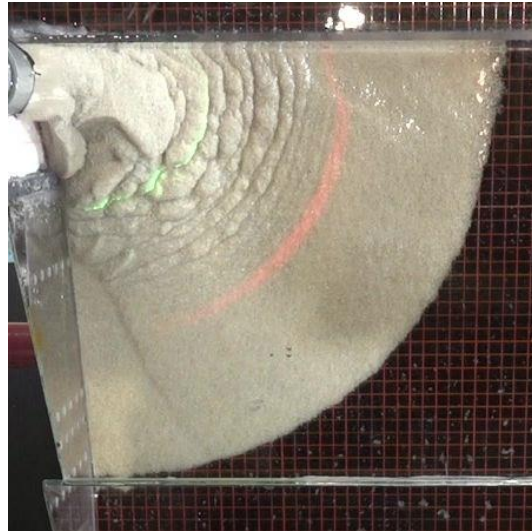


圖 4-6 片狀流狀況下的水砂分離

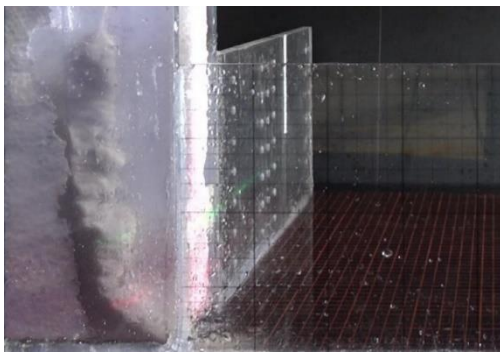


圖 4-7 顆粒無法流動，水砂直接分離之關係

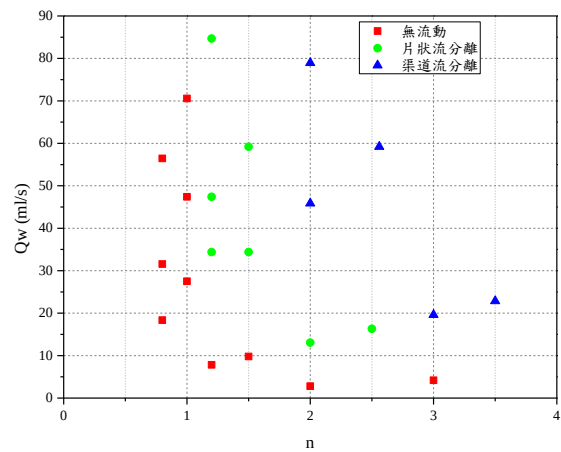


圖 4-8 初始水砂條件與水砂分離類型

第四節 初始水砂條件與堆積扇特徵之關係

由於不同水流量、供砂率條件下，扇面滲流量發展到足以水砂分離的延時不同。而上述三種堆積型態(片狀流分離、渠道流分離、凹槽內分離)的演變說明如下：

堆積扇發生水砂分離前，平均堆積距離的發展歷程如(圖 4-9)所示，圖中虛線表示渠道流分離的情況，實線則是片狀流分離的情況，發生水砂分離徑長介於 15.5cm 至 46.5cm 之間。在相同的水砂比的情況下，渠道流分離的堆積距離會大於片狀流分離。總體而言，影響堆積距離的主要因素為水流效應，當水砂比或水流量較大時，就能堆積出徑長較長的沖積扇。徑長發展歷程的無因次化，分別將時間 t 除以 t_0 (總歷時)，徑長 r 除以 r_0 (水砂分離之徑長)，如(圖 4-10)所示。從圖中可知，無論在哪一種堆積狀態下，堆積扇的徑長發展速度皆隨時間下降。

堆積扇扇頂高度發展歷程如圖 4-11 所示，扇頂高度介於 7.6cm 到 20cm 之間。發生水砂分離後，當水流量或水砂比較小時，顆粒直接堆積於扇頂凹槽內，無法進入沖積扇扇面。片狀流分離的扇頂高度變化較為劇烈，實驗進行歷時較短。無因次化扇頂高度發展歷程，分別將時間 t 除以 t_0 (總歷時)，扇頂高度 h 除以 h_0 (最大扇頂高度)，如圖 4-12 所示。扇頂高度在實驗初期快速增高，堆積扇先以平衡坡度發展，含砂水流能夠到達扇底並均勻落淤，如(式 4-5)。

$$Q_s t = (1 - n_p) V = (1 - n_p) \frac{1}{12} \frac{\pi h^3}{\tan^2 \theta} \quad (4-5)$$

Q_s 為供砂率， t 為歷時， n_p 為孔隙率(=0.43)， V 為扇狀堆積體體積， h 為扇頂高度， θ 為坡度。

隨著堆積扇體積增加，沖積扇的增高速度隨之下降，一旦發生水砂分離現象，顆粒集中堆積於扇頂，使扇頂高度增高的速度再次加快。但以上現象並非發生於所有實驗案例(表 4-1)。在片狀流分離的情況下，若低水流量($Q_w = 13.06\text{cm}^3$)或低水砂比($n=1.2$)，大部份的顆粒堆積於扇頂凹槽，且坡底出滲使沖積扇出現內部滑動，使扇頂高度增加速度不至加快。在渠道流分離的情況下，若水流量較大，渠道縮短的速度較慢，扇頂高度增加速度的變化較不明顯。

堆積扇平面堆積形狀發展歷程如(圖 4-13)所示，以縱向(x 方向)堆積距離與橫向(y 方向)堆積距離的比值(x/y)表示之。渠道流分離通常基於較大的水流量及水砂比，其水流伴隨著的驅動力較為強勁，而堆積扇的縱向即為出口的水流方向，當水流的驅動力較強勁時，含砂水流會優先隨出口方向流動，並在路徑上落淤。因此渠道流分離的情況下，縱向的堆積距離明顯大於橫向堆積距離。

因水砂分離受滲流效應影響，除水砂比外，水流量的影響同樣不容忽視，而水流量相應之臨界水深 如 (式 4-6) 所示。

$$y_c = \sqrt[3]{\frac{Q_w^2}{gB^2}} \quad (4-6)$$

式中 B 為供水渠道之寬度。並求出堆積扇臨界高度 h_c (圖 4-14)與臨界水深 y_c 的比值，以求出水砂分離現象跟水流量的無因次關係，如圖 4-15 所示。即給定初始水砂條件，即可推算出堆積扇發生水砂分離的時機，其關係為一指數趨勢關係。

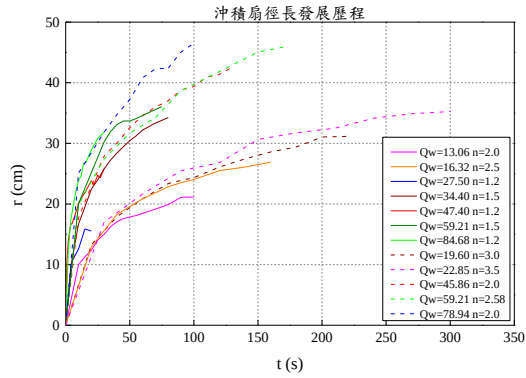


圖 4-9 堆積扇平均徑長發展歷程

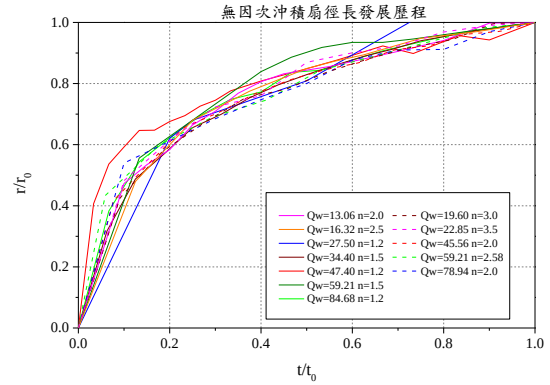


圖 4-10 無因次沖積扇徑長發展歷程

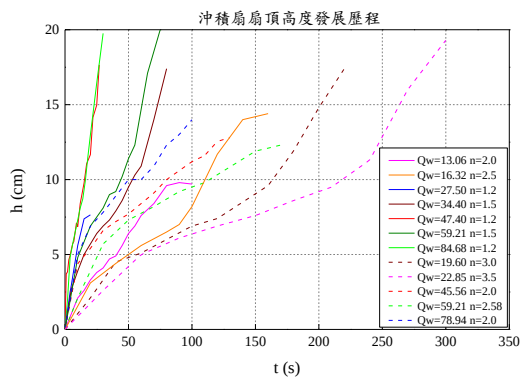


圖 4-12 堆積扇扇頂高度發展歷程

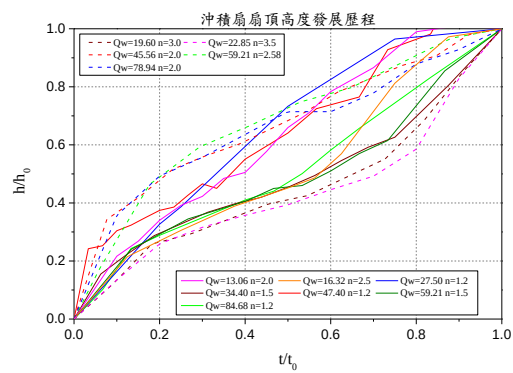


圖 4-13 無因次堆積扇扇頂高度發展歷程

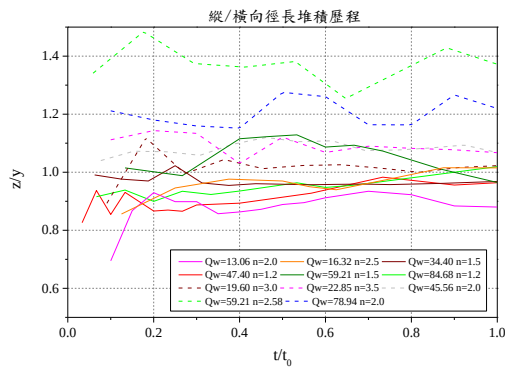


圖 4-14 縱/橫向徑長堆積歷程
(虛線渠道流分離,實線片狀流分離)

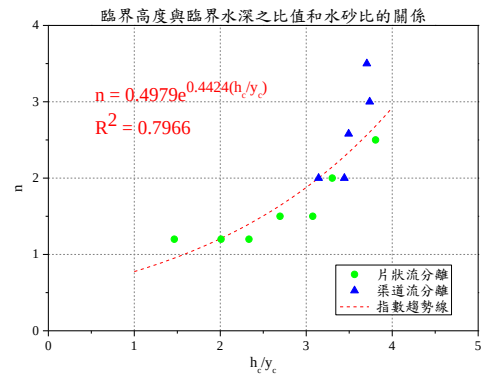


圖 4-15 無因次臨界扇頂高度與水砂比的關係

第五節 堆積扇平衡坡度

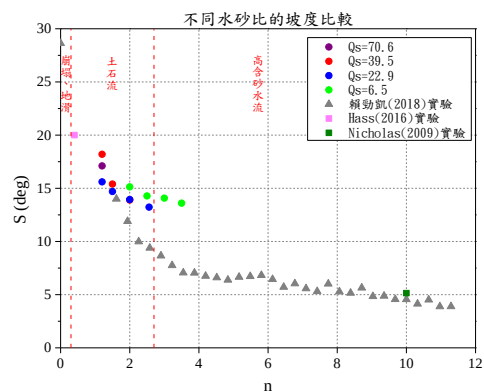
坡度為堆積扇的重要地貌特徵之一，除反應出不同水砂比，亦為堆積扇形成過程之反饋機制。在堆積初始階段，坡度迅速發展至平衡坡度，該坡度一直維持到發生水砂分離後，坡度又逐漸增加。本研究實驗案例之水砂比(n)範圍為 1.2–3.5，其扇頂之土砂運移濃度以土石流($0.3 < n < 2.7$)為主，並包含高含砂水流($2.7 < n < 33$)流況。綜整實驗結果與前人研究成果如圖 4-16(a)所示。結果顯示在堆積扇形成且未發生水砂分離前，扇面平均坡度(角度)與水砂比與前人成果有一相同定量關係如下式。

$$\theta(deg.) = 16.02n^{-0.546} \quad (4-7)$$

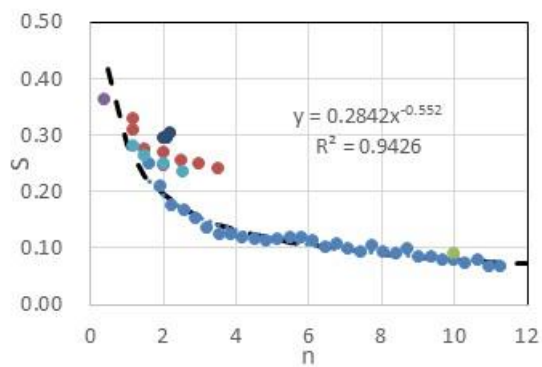
扇面平均坡度(斜率)之關係如圖 4-16(b)所示，其回歸式如式(4-8)

$$S = \tan\theta = 0.2842n^{-0.552} \quad (4-8)$$

粗砂之扇面坡度在土石流範圍內($0.3 < n < 2.7$)約為 $8^\circ - 20^\circ$ ，在 $Q_s=6.5 \text{ cm}^3/\text{s}$ 的案例中有較高坡度可能是有部分水砂分離所致。片狀流堆積與渠道流堆積之平衡坡度有一明顯分界(14.2°)，如圖 4-17 所示。當坡度大於 14.2° 時，堆積型態為片狀流分離；反之，則為渠道流分離。



(a) fan slope (degree)



(b) fan gradient

圖 4-16 堆積扇角度及坡度隨水砂比之變化

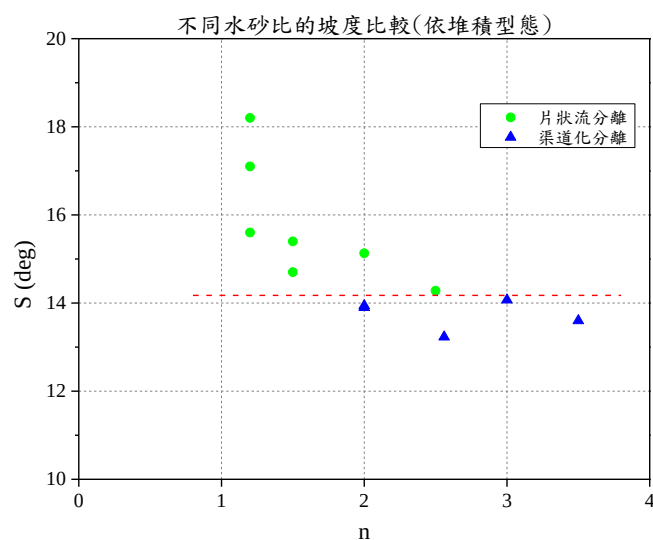


圖 4-17 本研究的實驗中坡度隨水砂比的變化(依堆積型態)

第五章、集水區及堆積扇地貌綜整分析

第一節 流域地文及水文特性

一、蘭陽溪

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 5-1。主流全長 73 公里，流域面積 1,015 平方公里，最高高程 3,536 公尺，高程分佈詳見表 5-1。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 5-2。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 5-2。

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 5-3。

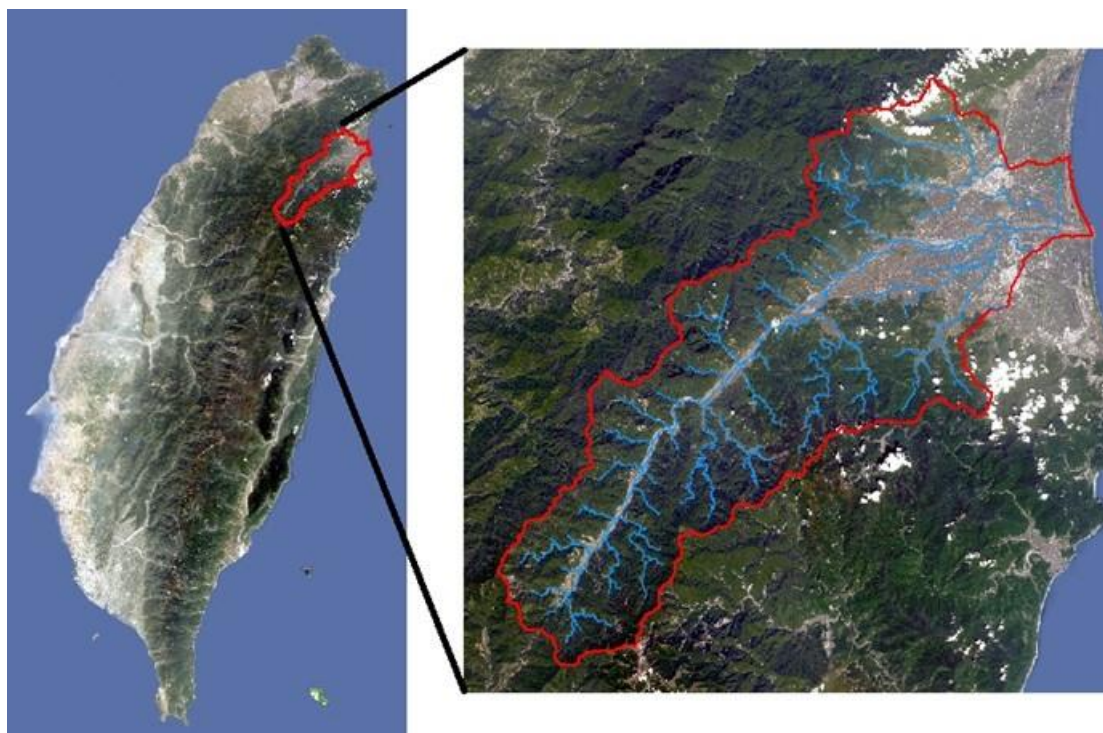


圖 5-1 蘭陽河流域地理位置圖

表 5-1 蘭陽河流域高程分布表

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 5-2 蘭陽河流域坡度分布表

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		

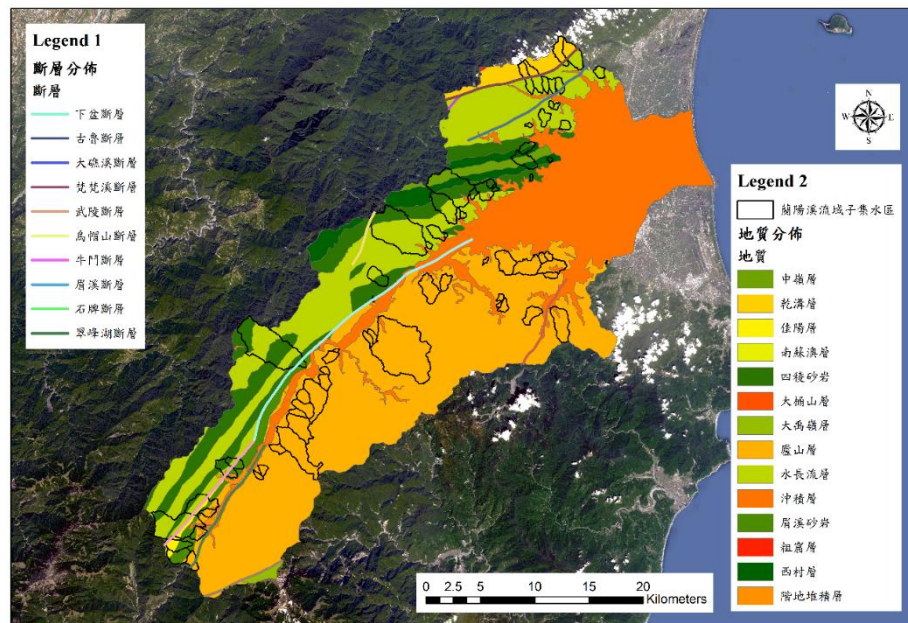


圖 5-2 蘭陽溪流域地質分布圖

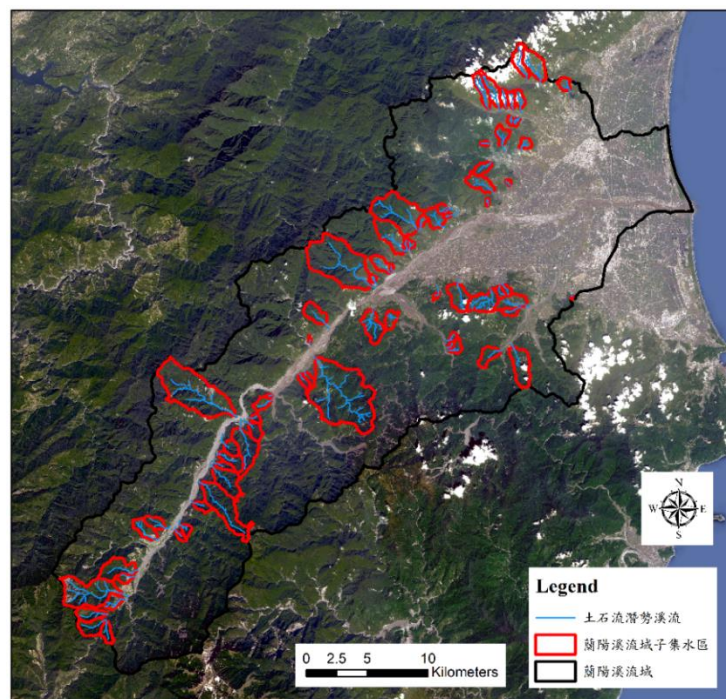


圖 5-3 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分佈圖

二、陳有蘭溪

陳有蘭溪位於南投縣信義、水里、鹿谷鄉境內(圖 5-4)，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 5-3)，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；蔡念浤，2013)。

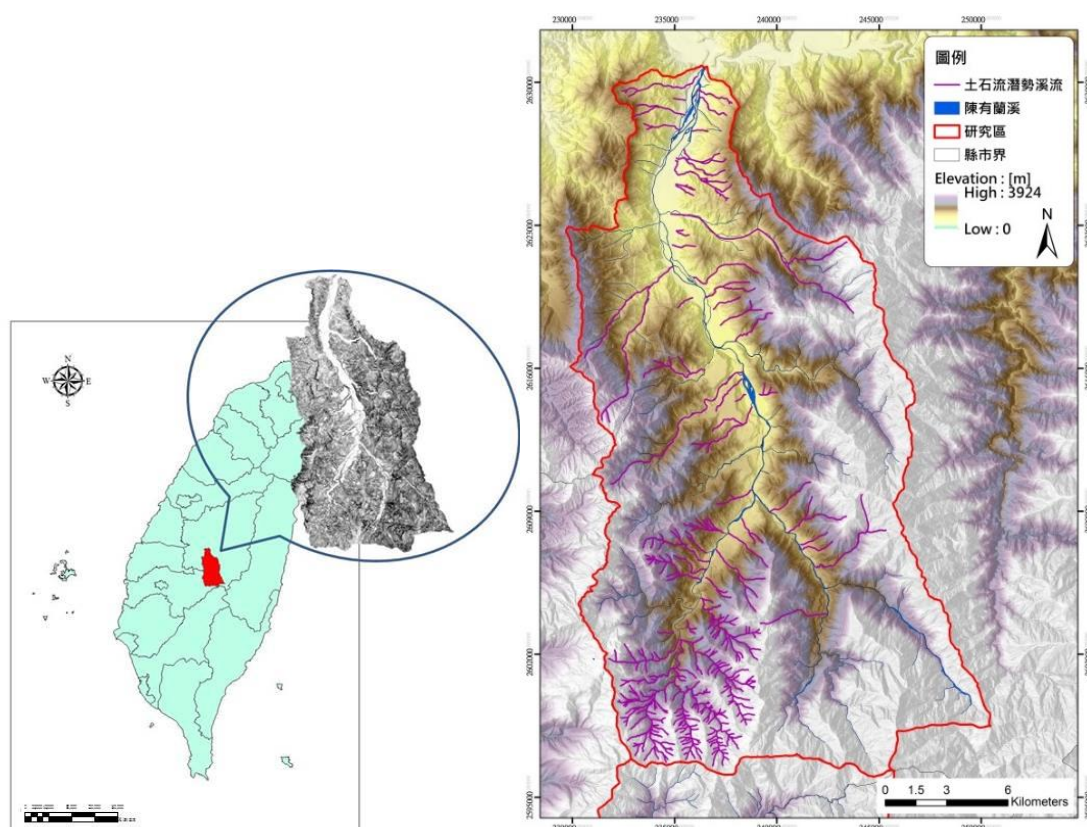


圖 5-4 陳有蘭溪流域位置圖

表 5-3 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		

陳有蘭溪流域之土石層集水區的地文特徵如表 5-4 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 條支流，平均坡度則分布在 $30^{\circ}\sim 52^{\circ}$ 。

表 5-4 陳有蘭溪流域地層與岩性描述

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

第二節 流域之集水區地貌分析

一、蘭陽溪流域

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。上述地貌特性判釋，乃基於集水區有充分土砂供應下，溢流點處之土砂運移型態為土石流、高含砂水流或洪水。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 5-5)，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 5-6 與表 5-5。

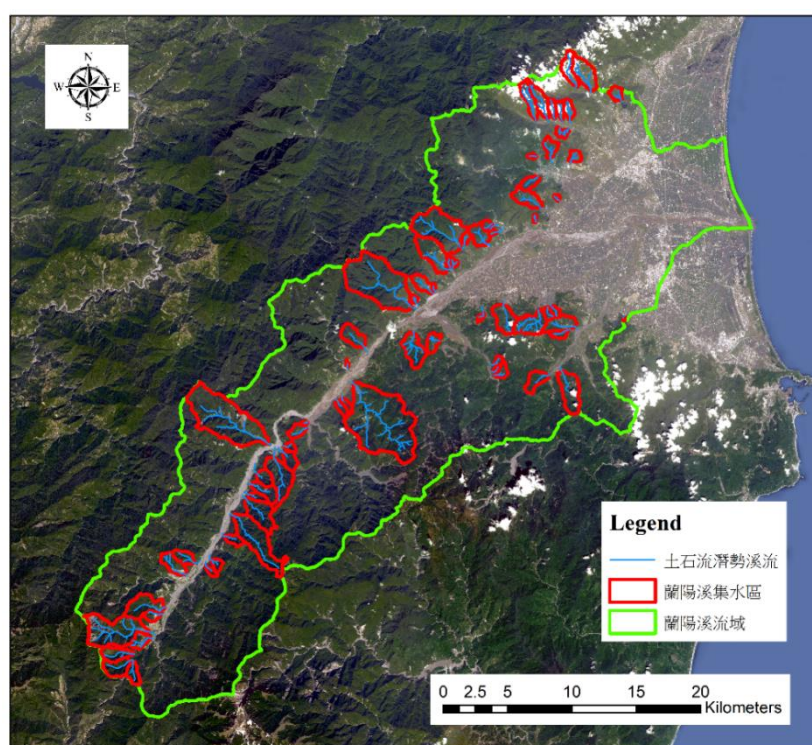


圖 5-5 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分布圖

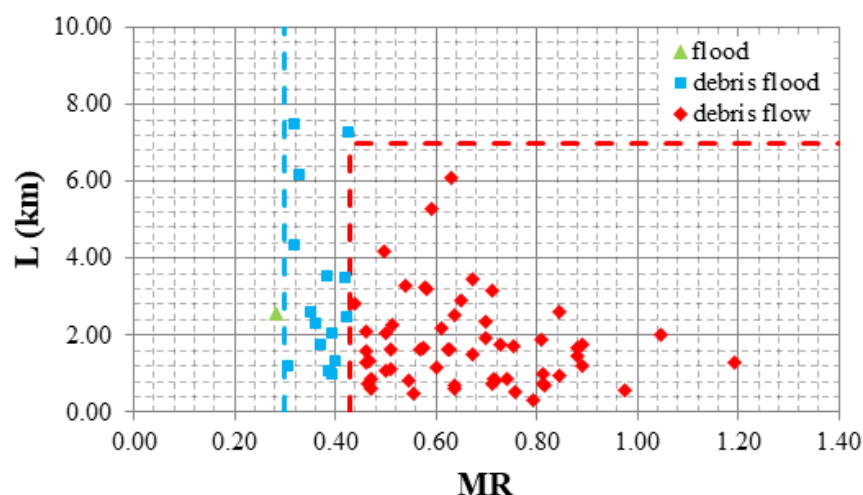


圖 5-6 蘭陽河流域 MR 分佈圖

表 5-5 蘭陽河流域子集水區 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 5-5 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
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 5-5 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(5-1)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 5-7 所示。

$$L = \sqrt{nA} \quad (5-1)$$

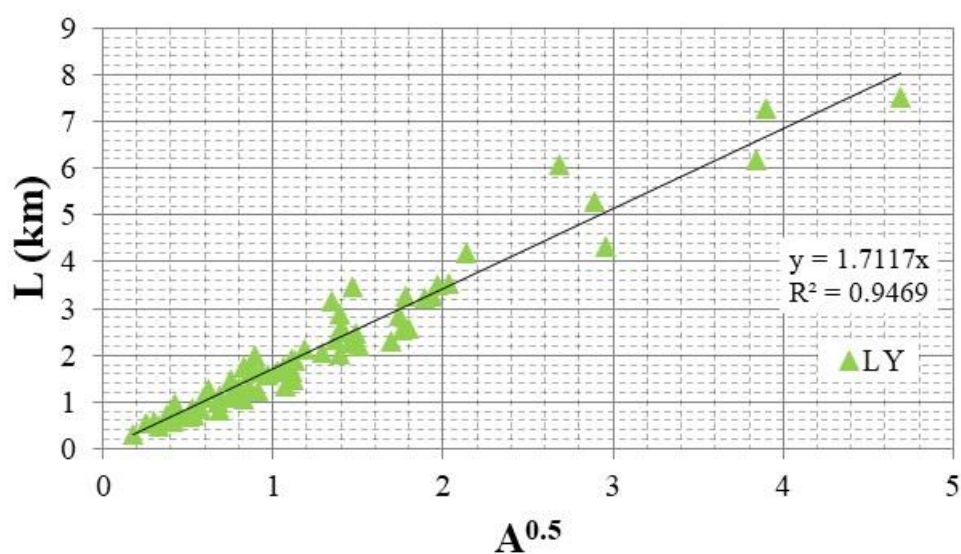


圖 5-7 蘭陽溪流域地文因子分析結果

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。

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 5-8 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。

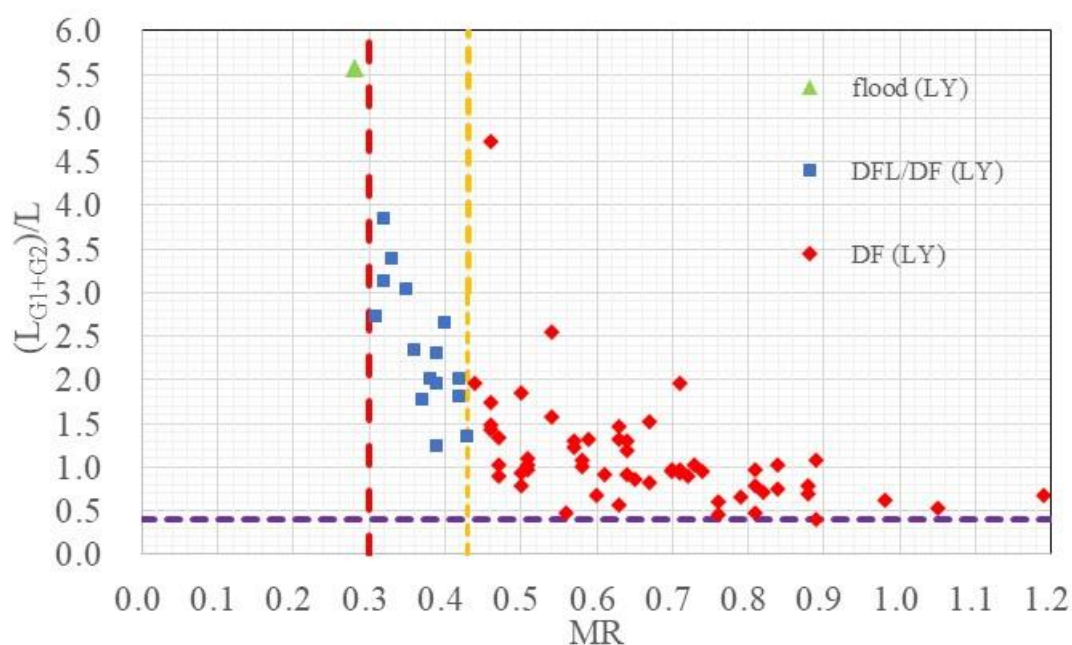


圖 5-8 蘭陽溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係

二、陳有蘭溪

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 個集水區(圖 5-9)。依前述地貌特性判釋，即集水區上游有充分土砂供應下，溢流點處之土砂運移型態為土石流、高含砂水流或洪水。陳有蘭溪流域 50 個集水區中的判釋結果有 0 個洪水集水區、3 個高含砂水流與土石流並存集水區(No. 5(投縣 DF192)、8(投縣 DF193)、42(投縣 DF185))，其餘 47 個為土石流集水區。詳細資料如表 5-6 及圖 5-10 所示。

陳有蘭溪流域土石流潛勢溪流歷史災害統計詳細資料(中興工程顧問社提供)，如表 5-7 所示。陳有蘭溪歷史災情資料較多，顯示陳有蘭溪地質之脆弱性較高。

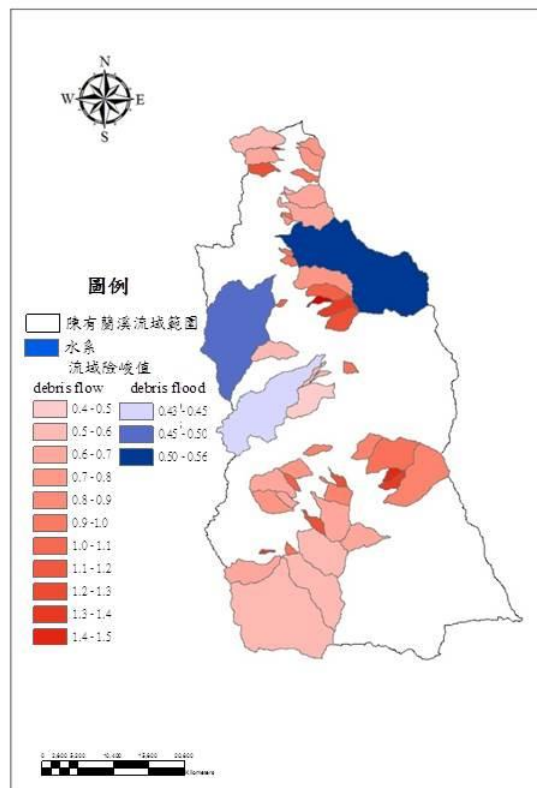


圖 5-9 陳有蘭溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈

表 5-6 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

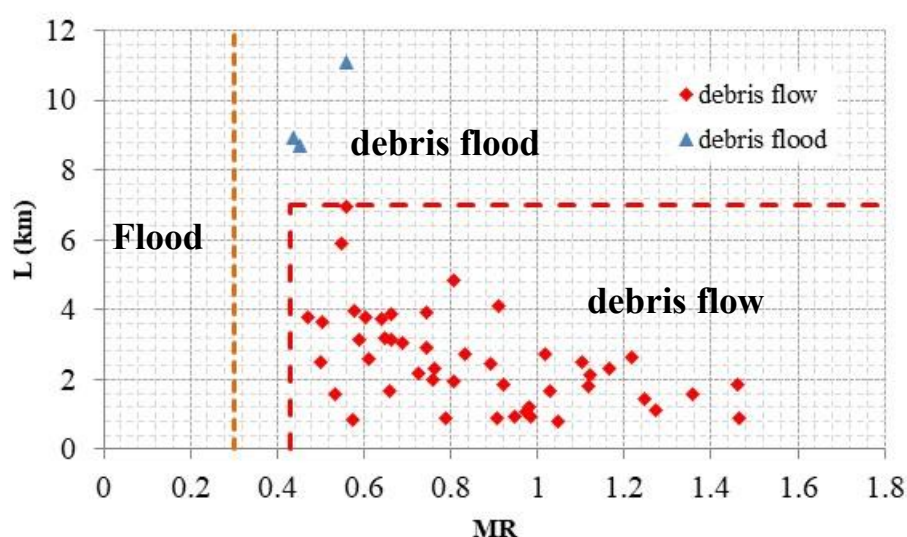


圖 5-10 陳有蘭溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係

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 5-11 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。

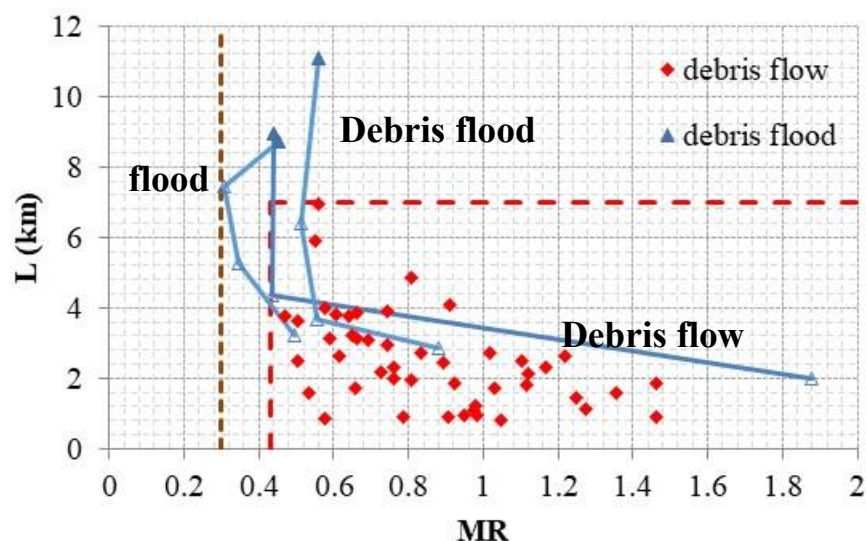


圖 5-11 陳有蘭溪子集水區土砂災害型態轉變

表 5-7 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

如圖 5-12 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。

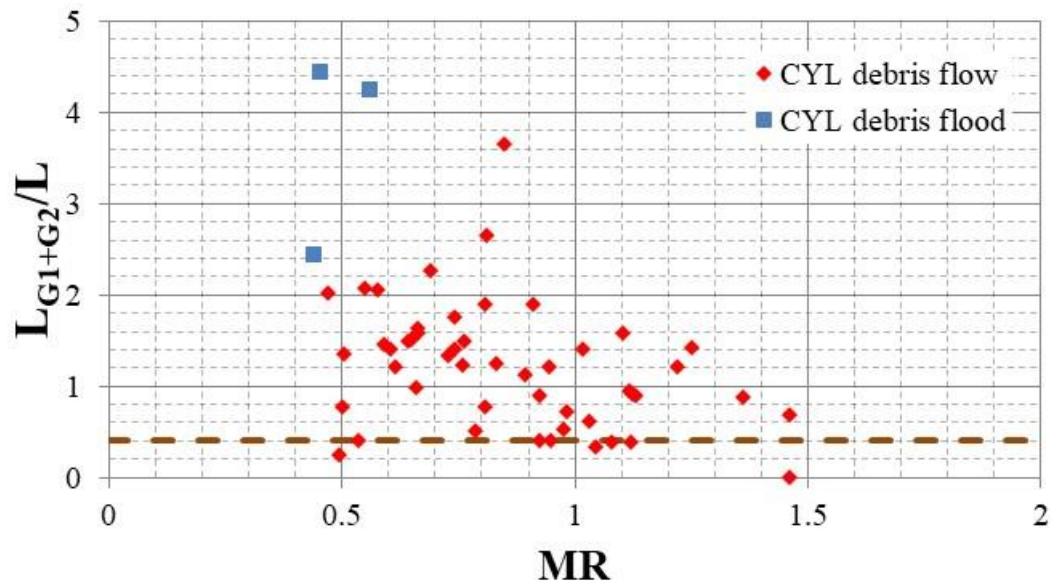


圖 5-12 陳有蘭溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係

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。

第三節 流域堆積扇分析

堆積扇坡度(大於 2 度)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，即土砂濃度(或水砂比)所主控(Parker et al., 1998; Harvey et al., 2005)。較低的水砂比(即較高之土砂濃度)有較高之扇面坡度。如無滲流效應，相同水砂比形成相同之堆積扇坡度，較大之土砂量雖會產生較大規模之沖積扇(較高之扇頂及較遠之扇端)，但仍有相同之扇面坡度。現地沖積扇特性反應其形成過程之最大規模事件及最近之土砂運動行為，均可提供土砂災害防治及土地利用之參考資料。

綜整前人研究，蘭陽溪及陳有蘭溪之堆積扇演化歷程說明如下：蘭陽溪（牛鬥至四季、南山間，約成東北-西南向，黑色實線為斷層）東側為中央山脈之中新世廬山層，西側為雪山山脈中新世至漸新世乾溝層。岩性主要皆為硬頁岩、板岩，節理發達，容易崩落。蘭陽溪兩側有石頭溪等 13 支流呈現堆積扇的發育(張瑞津, 1995)，但實際上，除了這些支流外，多望溪、加納富溪、排骨溪、埤南溪等也都有沖積扇分佈，由於支流長度短小，流域不大，這些沖積扇的面積都小於 2 平方公里。蘭陽溪雪山山脈之堆積扇面積較中央山脈為大，且蘭陽溪縱谷內之複成扇其扇頂坡度較平均坡度為緩。蘭陽溪兩岸堆積扇的大小不一，以左岸的規模較大。從地質構造上推測，蘭陽溪可能為一條沿斷層（梨山斷層）發育的河流（詹新甫, 1976），斷層沿左岸進入蘭陽平原，此可能為造成左岸沖積扇發育規模較大的原因之一。蘭陽溪谷中有數個大型扇階，如南山部落所在的由米磨登溪所沖積之「米磨登扇階」，及夫布爾溪所沖積的「馬諾源扇階」，此二扇階階面上還有許多支流所形成的小堆積扇，成為「複成聯合堆積扇」。因斷層線經過蘭陽溪左岸，故堆積扇階地與蘭陽溪河床的落差亦以左岸較大，最大的米磨登溪扇階落差可達 115 公尺（陳邦禮, 1996），另石頭溪

的扇端發育數個階地，故蘭陽溪的河道下切作用在上游區仍非常旺盛。

蘭陽溪上游四季、南山一帶沖積扇的演育，林朝榮（1957）認為蘭陽溪上游為一斷層河谷，主流蘭陽溪下切速度比支流快，支流大量岩屑流出於匯流處發育成沖積扇。陳邦禮（1996）認為地殼快速隆起與流域的地形、地質特性，造成河流快速回春，配合約 2000 年前的氣候變遷等因素形成多個沖積扇。蘭陽溪上游的沖積扇可能形成在 2000 年前氣候比較乾燥的時期（Hsieh et al., 1997）。宋國城（Sung, 1999）認為多達六階的沖積扇之發育主要是沖積扇堆積對主河道產生堰塞作用，導致局部侵蝕基準面的變動，而非非氣候因素或構造抬升所致。

蘭陽溪流域上游的沖積扇及階地發育依序可分三期(齊等, 1998)，第一期是距今 1500-2000 年間的米磨登沖積扇期，第二期是距今 700-1100 間的夫布爾沖積扇期，第三期則為近 400 年來的小規模沖積扇，如美羅溪沖積扇、逸久溪谷沖積扇和茲那谷溪沖積扇。夫布爾沖積扇發育後，米磨登溪、夫布爾溪和蘭陽溪本流開始大規模下切至大約現在的位置。最高的本流側階地崖可達約 60-100 公尺，大多全部露出礫石層。

趙秋益(2003) 根據漂木採集樣本定年,陳有蘭溪沖積扇及階地之沉積環境皆為土石流所造成，而和社溪上游及陳有蘭溪本流的堆積扇主要為支流匯入主流時，主河道輸砂能力不足形成河床淤積或堵塞河道。陳有蘭溪堆積扇及階地發育過程可分為四期：第一期（12000-9000 年前）：和社溪上游草坪頭(頭坑溪)及羅娜、新鄉、望鄉、久美等產生 80-200m 厚沖積扇，主河道曾淤塞並改道。第二期（4000-2000 年前）：豐丘、風櫃斗、沙里仙溪等產生 20-120m 堆積扇，第三期（2000 年前內）：河道局部加積，局部下切最大達 30 m，第四期（現今河床），

主流河道仍為礫石堆積，上游和社溪及沙里仙溪偶有第四階河階，部分河床有岩盤出露。和社溪上游支流草坪頭階地約 12000 年，豐主河道最厚沉積物約為 9000 年，並於 8000 年前曾為堰塞湖環境(在羅娜倉庫坑所採樣本為泥質沉積物)。

陳有蘭溪西側麓山帶支流形成之堆積扇（如羅娜、新鄉、望鄉、久美等），其規模較東側雪山山脈支流產生之堆積扇為大，其原因與西側麓山帶地質脆弱及地殼隆升，而東側雪山山脈岩層較堅硬有關(趙秋益,)。上述陳有蘭溪 1、2 期沖積扇或河床之加積過程分別反映古氣候轉濕暖或乾冷之變化期，沿河之堆積扇規模以豐丘至望鄉為最明顯並往上下游呈楔形遞減，顯示陳有蘭溪之河谷堆積主要因構造抬升及氣候變遷所控制(Schumm,1993)。

本研究於蘭陽溪及陳有蘭溪流域內共圈繪 94 個(陳有蘭溪 42 個、蘭陽溪 52 個)土石流堆積扇，依其溪流流量及河道輸砂量之差異，堆積扇分布面積約 0.04-30.39 公頃不等。

圖 5-13 與圖 5-14 則分別為二個集水區內土石流堆積扇圈繪成果與空間分布，本研究亦使用水保局所提供之 H.O.S.T.圖(精度 1m)進行圈繪，其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。

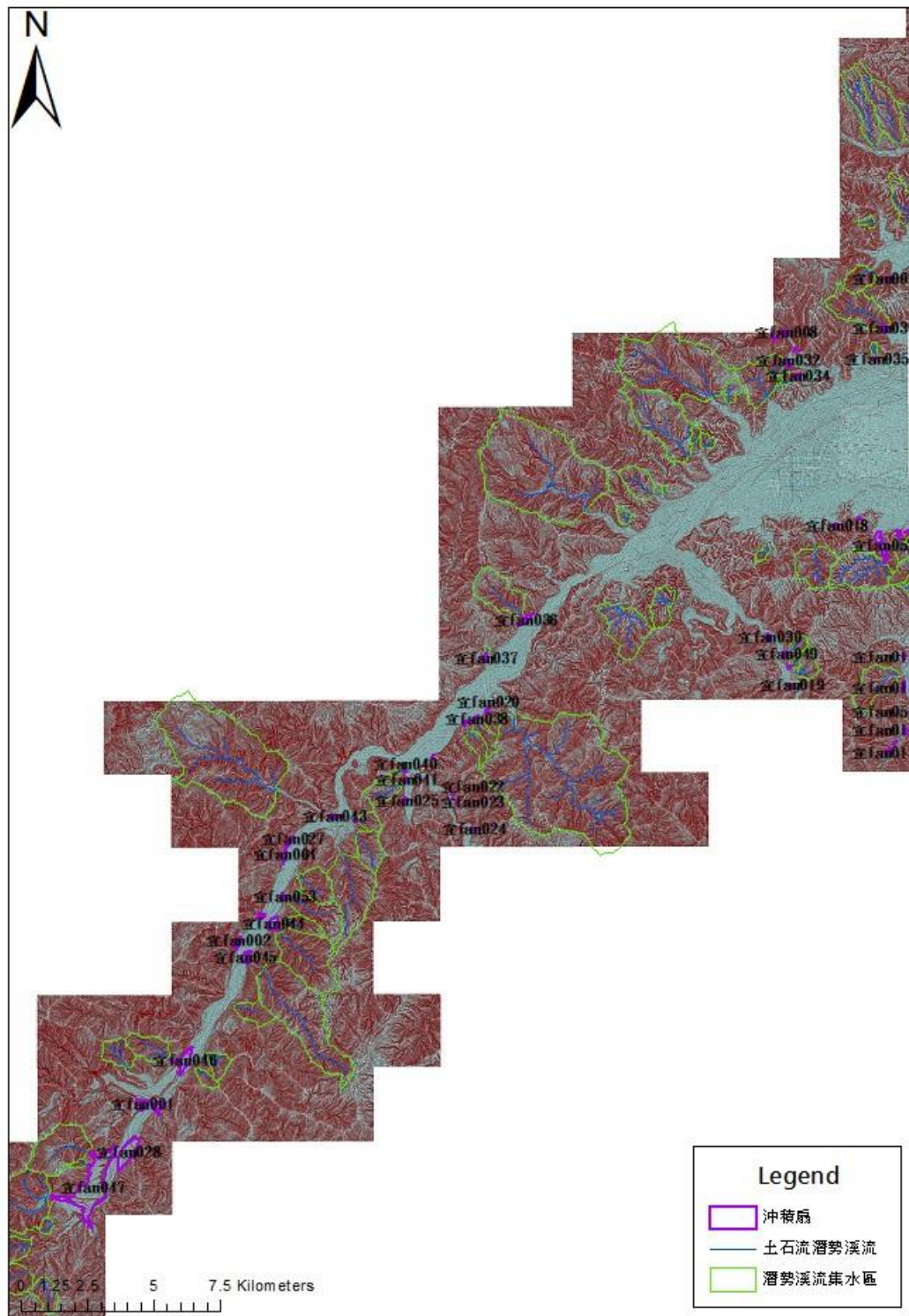


圖 5-13 蘭陽河流域堆積扇分布圖

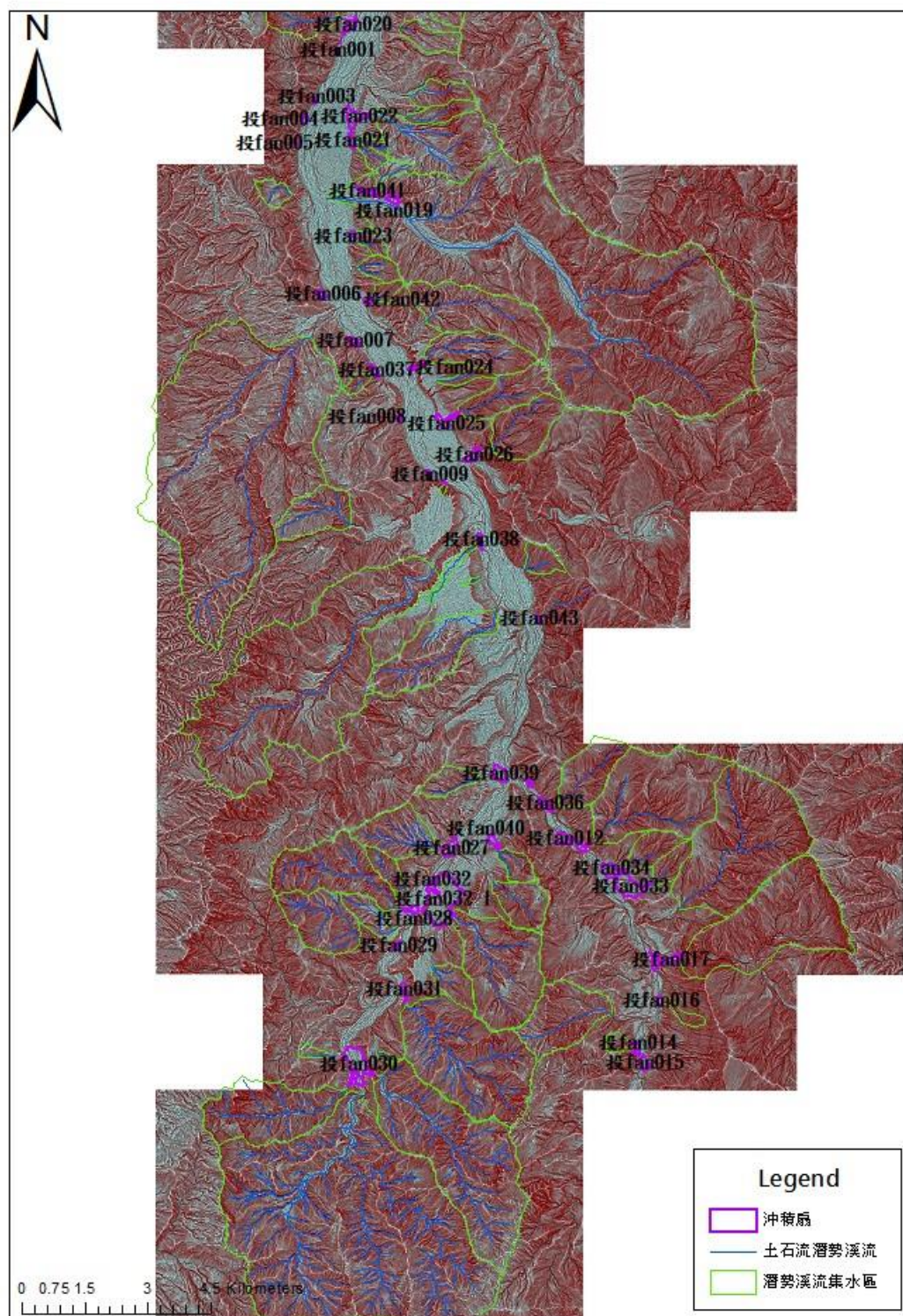


圖 5-14 陳有蘭溪集水區土石流堆積扇分布

蘭陽溪流域圈繪共計 52 處堆積扇(集水區分佈位置詳見圖 5-13)，其平均坡度(S_f)介於 2.12 度至 18.9 度間，與集水區險峻值迴歸關係式如式(5-1)，分析結果詳見圖 5-15。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。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。

$$S_f = 9.79MR^{1.05} \quad (5-1)$$

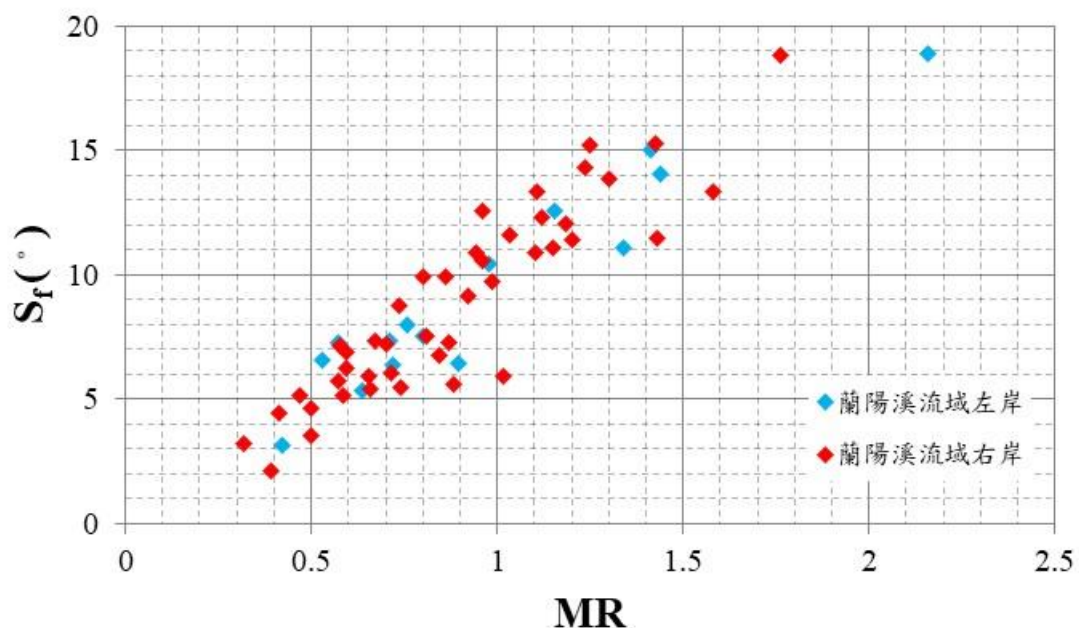


圖 5-15 蘭陽溪流域左右岸堆積扇分析結果圖

陳有蘭溪流域之堆積扇有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。陳有蘭溪集水區堆積扇共計 42 處，其中 19 處

位於含土石流潛勢溪流之集水區谷口，該 19 處堆積扇與 MR 之關係如圖 5-16 所示。

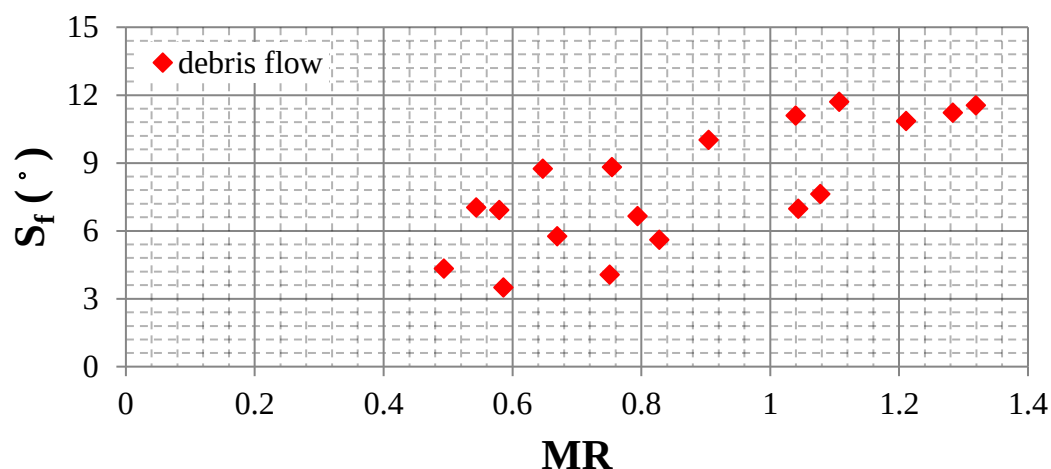


圖 5-16 陳有蘭溪流域堆積扇坡度分析

Bertrand et al. (2013) 分析不同區域 620 個山區土石流及洪水(含高含砂水流)堆積扇的地貌判別條件，其提出集水區險峻值(MR)及堆積扇坡度(S_f)兩者可作為篩選因子。土石流(含高含砂水流)或洪水堆積扇的坡度會隨集水區險峻值之增加而變陡，而分別土石流或洪水堆積扇的門檻值曲線關係式則為

$$S_f(\text{deg}) = \frac{e^{0.23}}{MR^{0.85}} \quad (5-2)$$

即 MR -S_f 之資料點在門檻值曲線的下方為洪水堆積扇，反之為土石流堆積扇。本研究二個流域之各子集水區沖積扇的坡度與集水區險峻值之關係大都符合 Bertrand et al. (2013) 土石流扇之門檻值如圖 5-17 所示。現地堆積扇坡度及土砂型態之勘查與沖積扇坡度與水砂比之實驗成果整合將於下節加以說明。

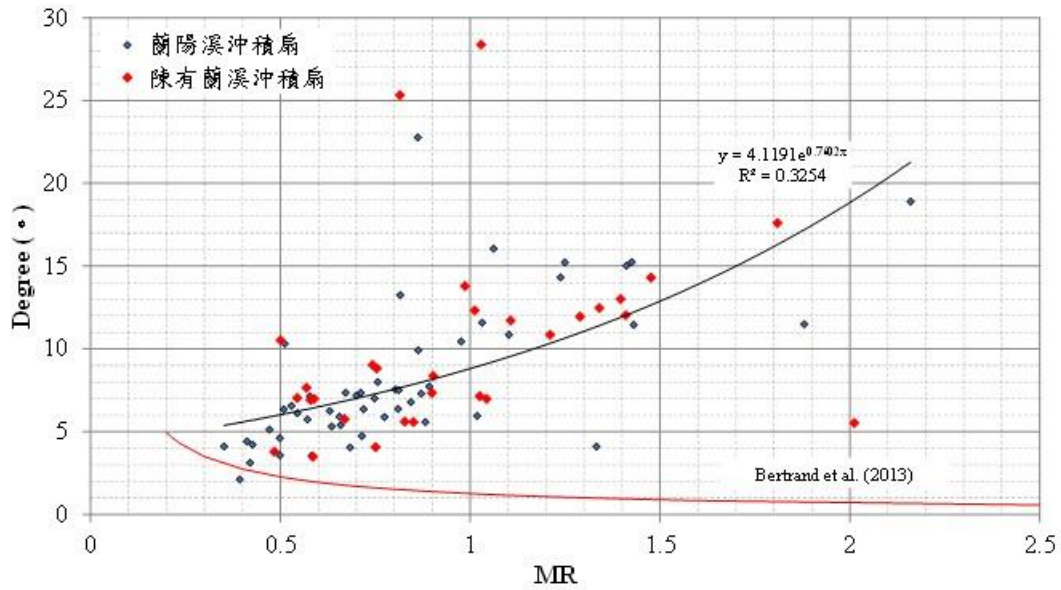


圖 5-17 蘭陽溪及陳有蘭河流域堆積扇地貌分析綜整

第四節 流域集水區與堆積扇之地貌特性分析

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(Parker et al., 1998; Harvey et al., 2005)，而由第四章實驗結果可知水砂比與堆積扇坡度的定量關係。由圖 4-15 可知在無水砂分離之狀況下，不同的水砂比(即代表在扇頂溢流點之土砂運動型態為洪水、高含砂水流或土石流)會決定堆積扇之坡度。而另一方面，上游集水區之河道坡度是決定河道土砂濃度之重要參數，故本研究以概念模式建立集水區與堆積扇之地貌特性關係。

降雨引致溪床土體崩壞進而引發土石流發生有兩種機制，其一為土體表面逕流之沖刷與侵蝕；其二為暴雨所造成之入滲或因振動而使土體孔隙水壓異常上升，造成有效應力降低所致(詹，1993)。Takahashi(1991)考慮有地表逕流之無限長的土體，且無殘餘間隙水壓之條件下，建立土石流形成之理論模式；游繁結(1987)鑑於 Takahashi

忽略滲流力之影響，就滲流理論之基礎推導在任意水位情況下之土石流臨界條件。周、廖(1999) 假設在一均勻坡度為 θ 之溪床，其上有厚度為 H_b 之非凝聚性堆積土石，如圖 5-18 所示。從溪床底面算起之水深為 h_0 ，溪床處之孔隙水壓的水頭高度為 h^* (於底床處可能因伏流或震動等原因會造成 h^* 不等於 h_0)。 ρ_w 為水體密度， σ 為固體泥沙顆粒密度， C_* 為堆積土體之泥沙體積濃度， ϕ 為土壤之內摩擦角， g 為重力加速度， P_p 為孔隙水壓力。考慮水流在溪床堆積物可能之位置變化及其對作用於土體之推移力(T)與土體本身抵抗力(R)之影響，將其區分為三種情況來探討，分別是(1)水位於堆積面之上，有地表逕流時($h_0 > H_b$)；(2)水位與堆積面($h_0 = H_b$)齊平；(3)水位於堆積面之下，有地下水流($h_0 < H_b$)，就此三種情況來討論孔隙水壓對引發溪床土石流之機制。

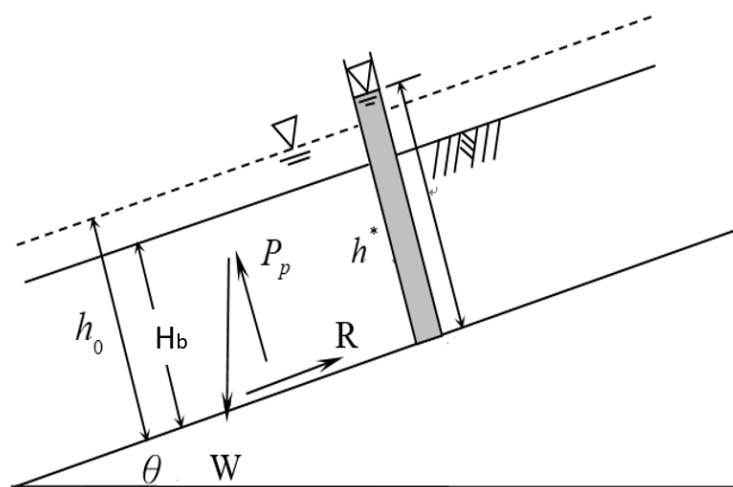


圖 5-18 河床上堆積土體受力示意圖

上述不同相對水深($k = \frac{h_0}{H_b}$)下，並令 $R = \frac{\sigma}{\rho_w}$ ，則孔隙水壓對溪床之堆積土體造成崩壞而形成土石流的臨界溪床坡度可用下列之通式表示之。

$$\frac{\tan\theta}{\tan\phi} \geq \frac{k\left(1-\frac{h^*}{h_o}\right)+C^*(R-H_v(k))}{k+C^*(R-H_v(k))} \quad (5-3)$$

$$\text{式(5-3)中, } H_v(k) = 1, k \geq 1; \quad H_v(k) = k, \quad k < 1 \quad (5-4)$$

現考慮無超額孔隙水壓($\frac{h^*}{h_o} = 1$)， $R=2.65$ ，則河床臨界相對坡度($\frac{\tan\theta}{\tan\phi}$)與相對水深($\frac{h_o}{H_b}$)及河床土砂平衡濃度之關係如圖 5-19 所示。

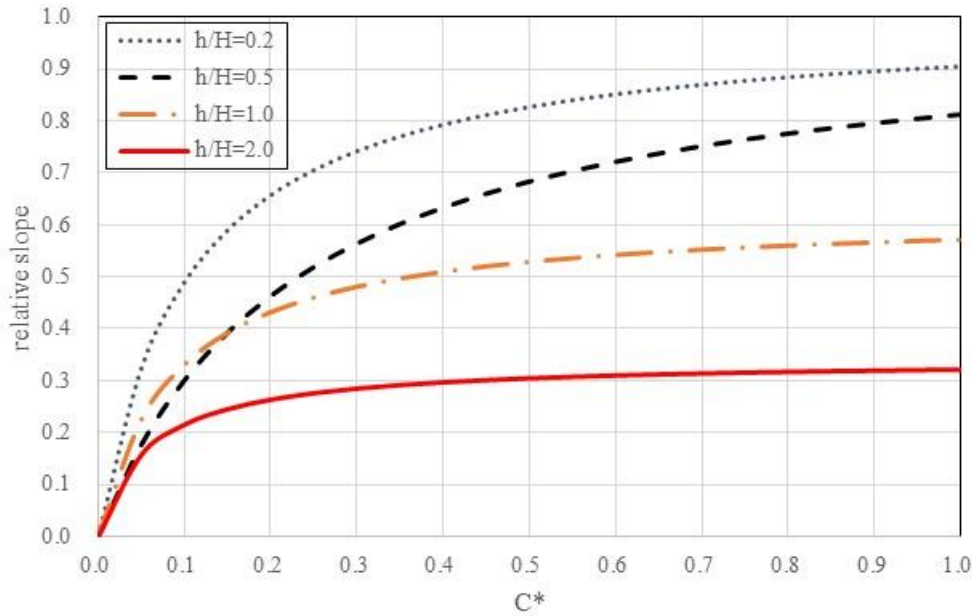


圖 5-19 河床臨界相對坡度與底床土體濃度之關係

由圖 5-19 可知，在高相對水位時，河床堆積土砂之臨界坡度較低；反之，低相對水位時，河床堆積土砂之臨界坡度則較高。相對水位小於 1 時，代表土體為滲流破壞；相對水位大於 1 時，代表土體為逕流破壞。式(5-3)中在土體底床逕流破壞($k = \frac{h_o}{H_b} \geq 1$)或滲流破壞($k = \frac{h_o}{H_b} < 1$)可分別表示為：

$$\frac{\tan\theta}{\tan\phi} = \frac{(R-1)c^*}{(R-1)c^*+k} = \frac{1}{1+\frac{k}{(R-1)c^*}}, \quad k = \frac{h_o}{H_b} \geq 1 \quad (5-5)$$

$$\frac{\tan\theta}{\tan\phi} = \frac{1}{1 + \frac{k}{(R-k)c^*}}, \quad k = \frac{h_o}{Hb} < 1 \quad (5-6)$$

上式中底床土體濃度與水砂比之關係如式(4-2), $C^* = \frac{1}{1+n}$ 。

集水區險峻值與及集水區視坡度 $S(=H/L)$ 及集水區之形狀係數 $(F=A/L^2)$ 之關係可表示為:

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} = \frac{H}{L} \frac{L}{\sqrt{A}} = SF^{-1/2} \quad (5-7)$$

而集水區平均溪床坡度 J 之定義為

$$J = \frac{2}{L^2} \int_0^L y dx = 2 \int_0^L \frac{y}{H} \frac{dx}{L} \quad (5-8)$$

假設坡度由溢流點往上游隨距離 x 之關係如下:

$$\frac{dy}{dx} = s_o + (s_m - s_o) \left(\frac{x}{L}\right)^m \quad (5-9)$$

s_o 及 s_m 分別代表溢流點及稜線之坡度。集水區河道之縱向高程 (y) 剖面如式(5-10)所示

$$\frac{y}{H} = \frac{L}{H} \left(s_o \frac{x}{L} + \frac{(s_m - s_o)}{m+1} \left(\frac{x}{L}\right)^{m+1} \right) \quad (5-10)$$

結合式(5-8),(5-10)可得

$$J = \frac{2H}{L} \int_0^L \frac{y}{H} \frac{dx}{L} = s_o + \frac{2(s_m - s_o)}{m+2} \quad (5-11)$$

假設溢流點坡度遠小於稜線坡度($s_o \approx 0$)，則式(5-11)可簡化為式(5-12)

$$\frac{J}{S} = \frac{2}{m+2} \quad (5-12)$$

因集水區為上凹剖面($m>1$)，故集水區平均坡度($J = \tan\theta$)小於視坡度($S=H/L$)。結合式(5-7),(5-12)可得

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} = SF^{-1/2} = \frac{m+2}{2} J F^{-1/2} \quad (5-13)$$

以上凹剖面 ($m=2$) 為例, 即 $J=0.5S$, 可得集水區險峻值(MR)與及集水區平均坡度 $J(= \tan\theta)$ 及集水區之形狀係數($F=\frac{A}{L^2}$)之關係可表示為:

$$J = \tan\theta = \frac{0.5H}{L} = 0.5(MR)F^{1/2} \quad (5-14)$$

土體底床逕流破壞($k = \frac{h_o}{H} \geq 1$), 式(5-5)可改寫成

$$n = \frac{(R-1)}{k} \left(\frac{2\tan\phi}{(MR)F^{\frac{1}{2}}} - 1 \right) - 1 \quad (5-15)$$

$$n = \frac{2\tan\phi(R-1)}{(MR)F^{1/2}} - R \quad (5-16)$$

土體底床滲流破壞($k = \frac{h_o}{H} < 1$), 式(5-6)可改寫成

$$n = \frac{2\tan\phi}{(MR)F^{1/2}} \left(\frac{R}{k} - 1 \right) - \frac{R}{k} \quad (5-17)$$

由實驗結果得知不同的水砂比(即代表在扇頂溢流點之土砂運動型態為洪水、高含砂水流或土石流)下堆積扇之坡度可表示為式(4-7)

$$\theta(deg.) = 16.02n^{-0.546} \quad (4-7)$$

結合式(4-7)、(5-15)、(5-16)及式(5-17) 可得不同集水區險峻值及相對水位下之堆積扇坡度如下:

土體底床逕流破壞($k = \frac{h_o}{H_b} \geq 1$),

$$\theta(deg.) = 16.02 \left(\frac{(R-1)}{k} \left(\frac{2\tan\phi}{(MR)F^{\frac{1}{2}}} - 1 \right) - 1 \right)^{-0.546} \quad (5-18)$$

土體底床滲流破壞($k = \frac{h_o}{H_b} < 1$),

$$\theta(deg.) = 16.02 \left(\frac{2\tan\phi}{(MR)F^{1/2}} \left(\frac{R}{k} - 1 \right) - \frac{R}{k} \right)^{-0.546} \quad (5-19)$$

取土壤顆粒安息角為 $35^\circ (\tan\phi = 0.7)$ ，比重(R)為 2.65，集水區之形狀係數($F=1/3$)，可得不同相對水深($k = \frac{h_o}{H_b}$)下，堆積扇坡度與集水區險峻值(MR)之關係如圖 5-20 所示。圖中所列蘭陽溪及陳有蘭溪堆積扇之現地資料顯示二個流域之土石流堆積扇之土石流發生機制皆以滲流破壞為主($0.25 < k < 1.0$)，且絕大部分之土石流沖積扇之坡度符合 Bertrand(2013)之關係式。值得注意的是，如以扇堆積坡度或土砂濃度來判釋發生土石流之臨界條件。同一集水區(或相同 MR 值)，土石流扇之堆積坡度會隨著上游河床相對水深($k = \frac{h_o}{H_b}$)之增加而隨之提高。就不同集水區而言，發生土石流之臨界集水區險峻值則隨上游河床相對水深之上升而下降。故集水區會發生土石流與否，並非由地貌因子來單一決定，土砂供應及水文條件所控制之上游相對水深亦有重大效應。

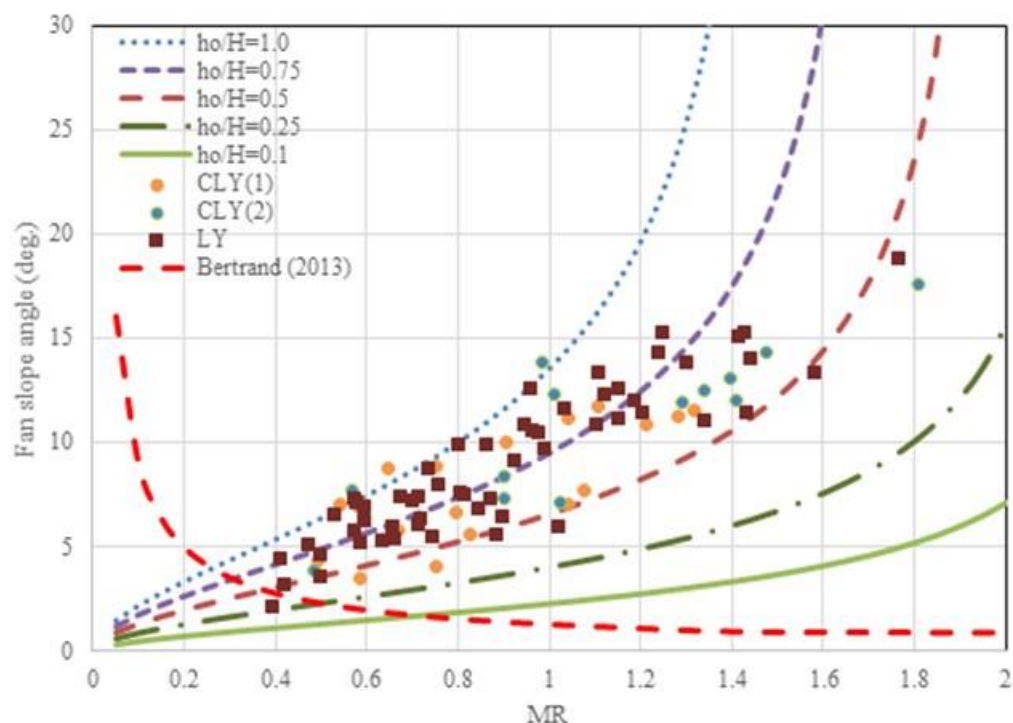


圖 5-20 不同相對水位下堆積扇坡度與集水區險峻值之關係

錢寧、王兆印(1984)提出土石流與高含砂水流(洪水)之溝谷特性

之區別在於：土石流溪溝之縱剖面具河流短坡度陡，河道呈直線少彎曲。土石流溪溝之河床坡度(J)與挾帶泥砂體積濃度(Cs)之乘積值應大於一臨界值，即如式(5-20)所示：

$$JC_s > 0.0038 \quad (5-20)$$

由實驗可知泥砂體積濃度或水砂比(如式(4-2), $Cs = \frac{1}{1+n}$) 會反應於堆積扇坡度(式(4-7))，土石流溪溝之河床坡度則與集水區險峻值(MR)相關 (式(5-14))，

$$\frac{0.5(MR)F^{1/2}}{1+n} > 0.0038 \quad (5-21)$$

假定集水區之形狀係數(F=1/3)，由上述關係可得土石流溪溝之地貌判別式可轉化為集水區險峻值(MR)與堆積扇坡度之關係如下：

$$MR = \frac{1 + \left(\frac{\theta}{16.02}\right)^{-1.83}}{76.0} \quad (5-22)$$

式(5-22)所得土石流堆積扇坡度與集水區險峻值(MR)之臨界線判別式)如圖 5-21 所示。Bertrand et al. (2013)之關係式(紅短虛線)與臨界線(黑長虛線)頗相近，故 Bertrand (2013)之臨界關係式反應較陡之集水區險峻值(或流動段溝床坡度)具有較高之動能，故其形成土石流之濃度範圍較寬，堆積扇之坡度範圍亦較大。二個判別式都可適用於陳有蘭溪及蘭陽溪土石流溝之判釋，惟蘭陽溪 DF131 之堆積扇在臨界線以下，其原因將於以下現勘章節中說明。

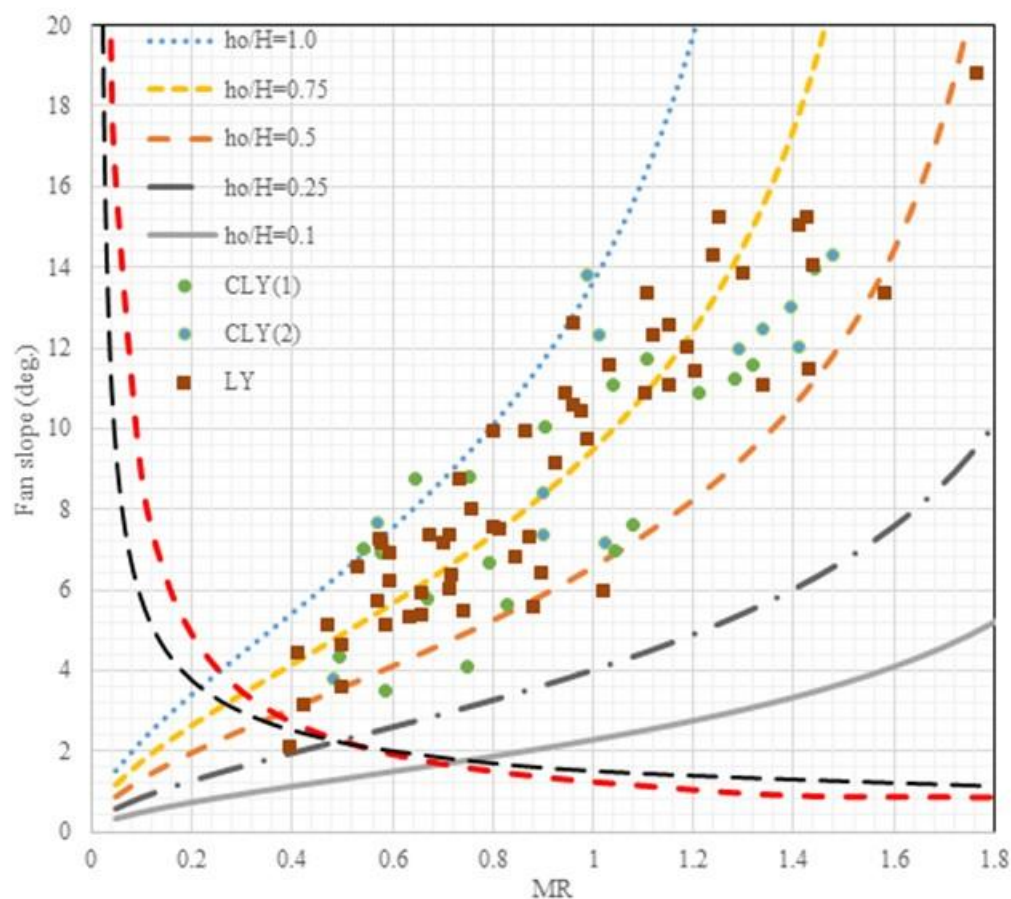


圖 5-21 土石流溝集水區險峻值(MR)與堆積扇坡度臨界線之比較

第五節 堆積扇現勘及綜合評估

本研究於蘭陽溪及陳有蘭溪流域內共圈繪 94 個土石流堆積扇(陳有蘭溪 42 處、蘭陽溪 52 處)，如圖 5-21 所示，依其溪流流量及河道輸砂量之差異，堆積扇分布面積約 0.04-30.39 公頃不等。圖中星號及三角形資料點為現地勘查點。

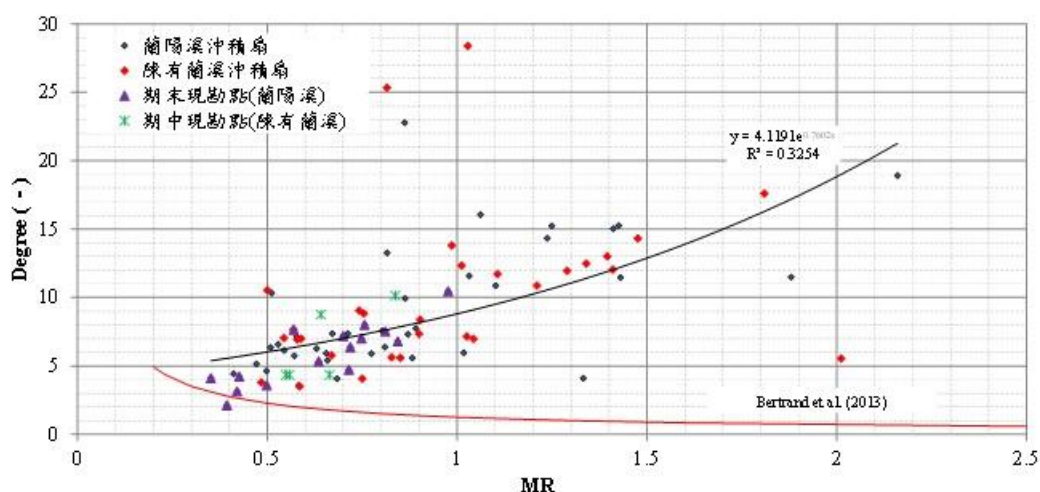


圖 5-21 蘭陽溪及陳有蘭溪流域堆積扇坡度與集水區險峻值關係

陳有蘭溪之堆積扇為主，地點資料如圖 5-21 上星號所標示，沖積扇坡度大致與集水區之險峻值成正相關。本計畫根據水保局提供 HOST 影像資料及現地無人機(UAV)行拍照片進行集水區及沖積扇範圍之確認。現勘集水區之集水區險峻值及堆積扇角度如表 5-8 所示。

表 5-8 有蘭溪現勘集水區之集水區險峻值及堆積扇角度

名稱	MR	堆積扇坡度
DF202(頭坑溪)	0.64	8.75
DF199(出水溪)	0.55	4.35
DF226(愛玉子溪)	0.66	4.35
DF227(霍薩溪)	0.56	4.35
農富坪(現勘點 3)	0.84	10.14

圖 5-22 為陳有蘭溪神木村 DF-199 愛玉子溪、霍薩溪及出水溪之聯合沖積扇，其中愛玉子溪近年來崩塌量多，並持續發生土石流災情。出水溪則因尚有堰塞壩堵住河道，近年之下移到神木橋之土砂量降低、土石流事件亦減少。三溪之聯合沖積扇會合在神木橋以下，其

集水區險峻值介於 0.55 - 0.66 堆積扇角度約為 4.4° 。

圖 5-23 為頭坑溪與和社溪交匯處之堆積扇地貌，其集水區險峻值為 0.84，堆積扇角度約為 8.8° 。由圖 5-23 可見頭坑溪支流之三階複成扇，可見頭坑溪在歷史上多次大規模土砂運移，顯示上游地質脆弱、土砂供應量大，土砂抑制工程之效益或支流堵塞主流之條件應仔細評估。

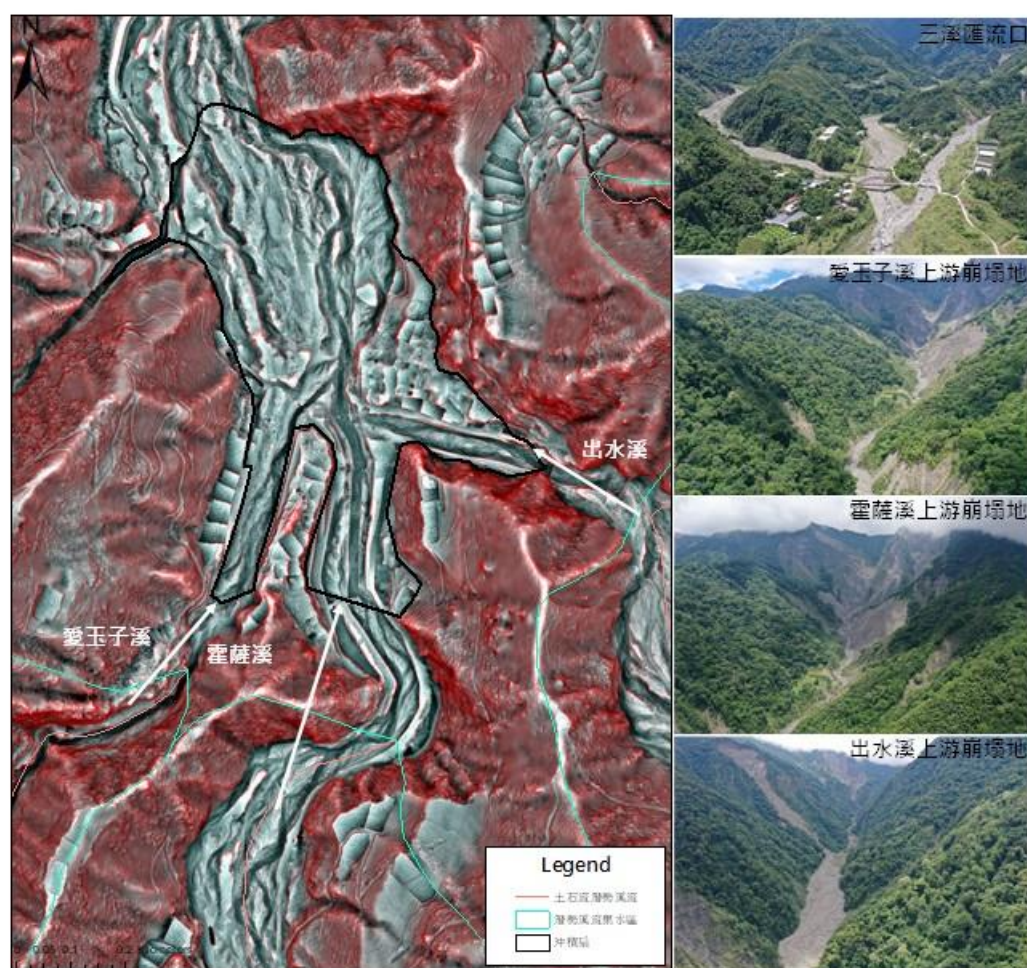


圖 5-22 陳有蘭溪神木村愛玉子溪、霍薩溪及出水溪之聯合沖積扇

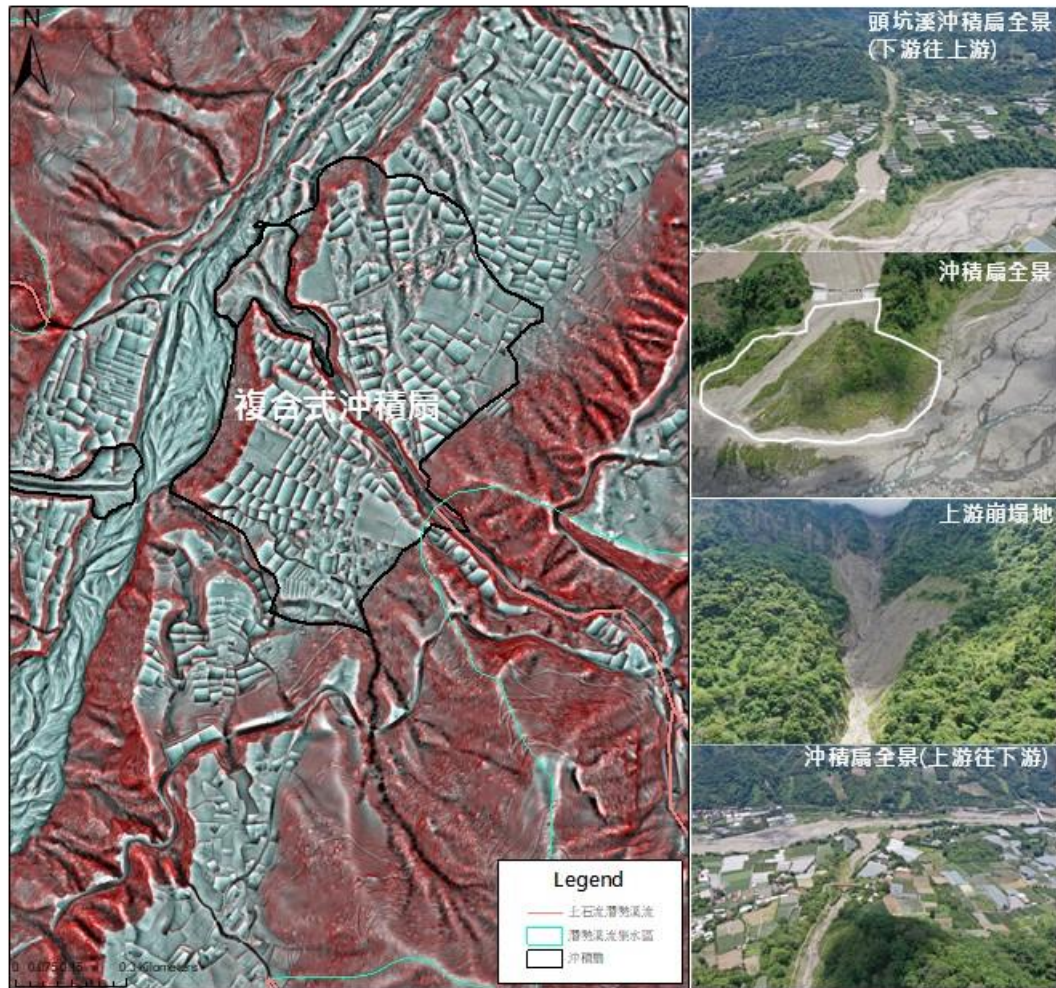


圖 5-23 頭坑溪與和社溪交匯之三階複成扇

圖 5-24 為土場部落農富橋上游陳有蘭溪右岸之野溪土石流堆積扇(現勘點三)，其集水區險峻值為 0.84，堆積扇角度約為 10.1° 。該野溪自賀伯風災後多次產生土石流堆積扇(張徽正, 2002)。此處之土砂料源較細，當上游流量大且水砂比大時，如納莉颱風過後(2002/05)，扇頂之下切河道可達扇端，並在此處形成複成扇(圖 5-25a)，而當水砂比較小時(2016/3，扇頂之下切河道在扇央即出現交叉點(IP)，扇面由冲刷轉為淤積並造成河道偏向下游(圖 5-25b)。故土石流堆積扇之形貌及地形受豪雨事件時上游水砂比及土砂規模所控制，並無固定型態，在防災及土地利用上應整體考量。

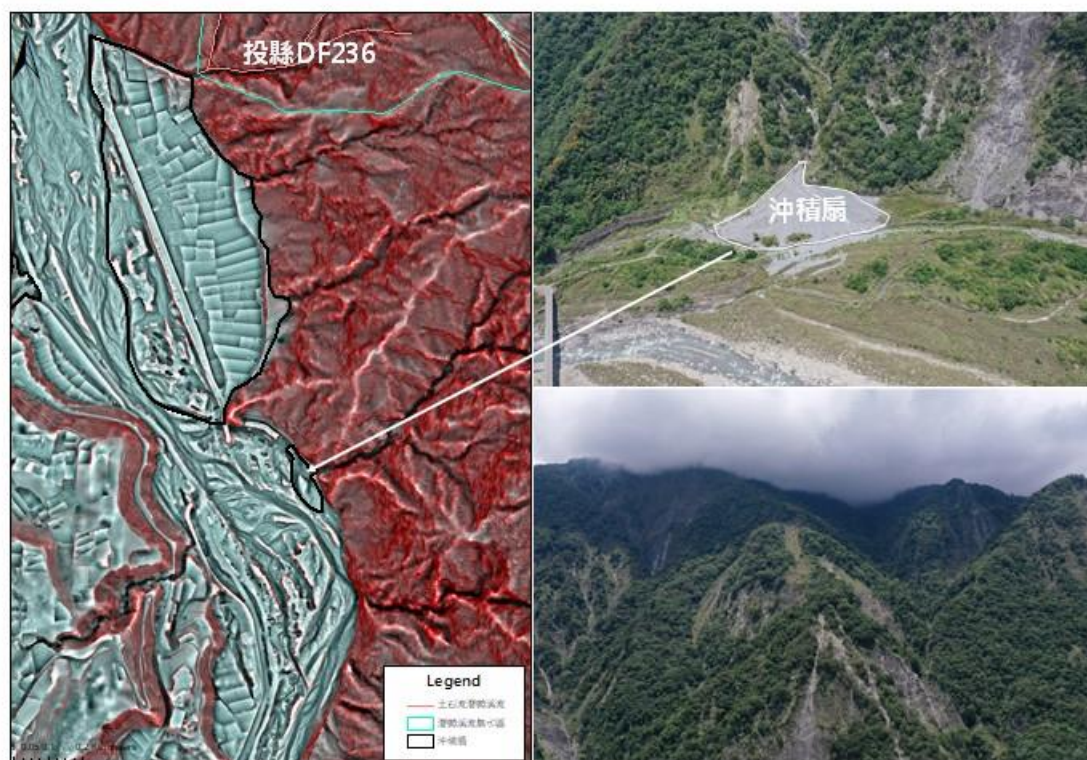


圖 5-24 土場部落農富橋上游陳有蘭溪右岸之土石流堆積扇地貌



圖 5-25 農富橋上游陳有蘭溪右岸野溪土石流堆積扇

圖 5-26 為蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 土石流堆積扇地貌特性，其集水區險峻值為 0.39 屬土石流與高含砂並存之土砂運移型態，堆

積扇角度約為 2° ，是蘭陽溪流域 52 處堆積扇唯一小於 Bertrand 臨界線之堆積扇，初步判釋此堆積扇為洪水沖積而成。

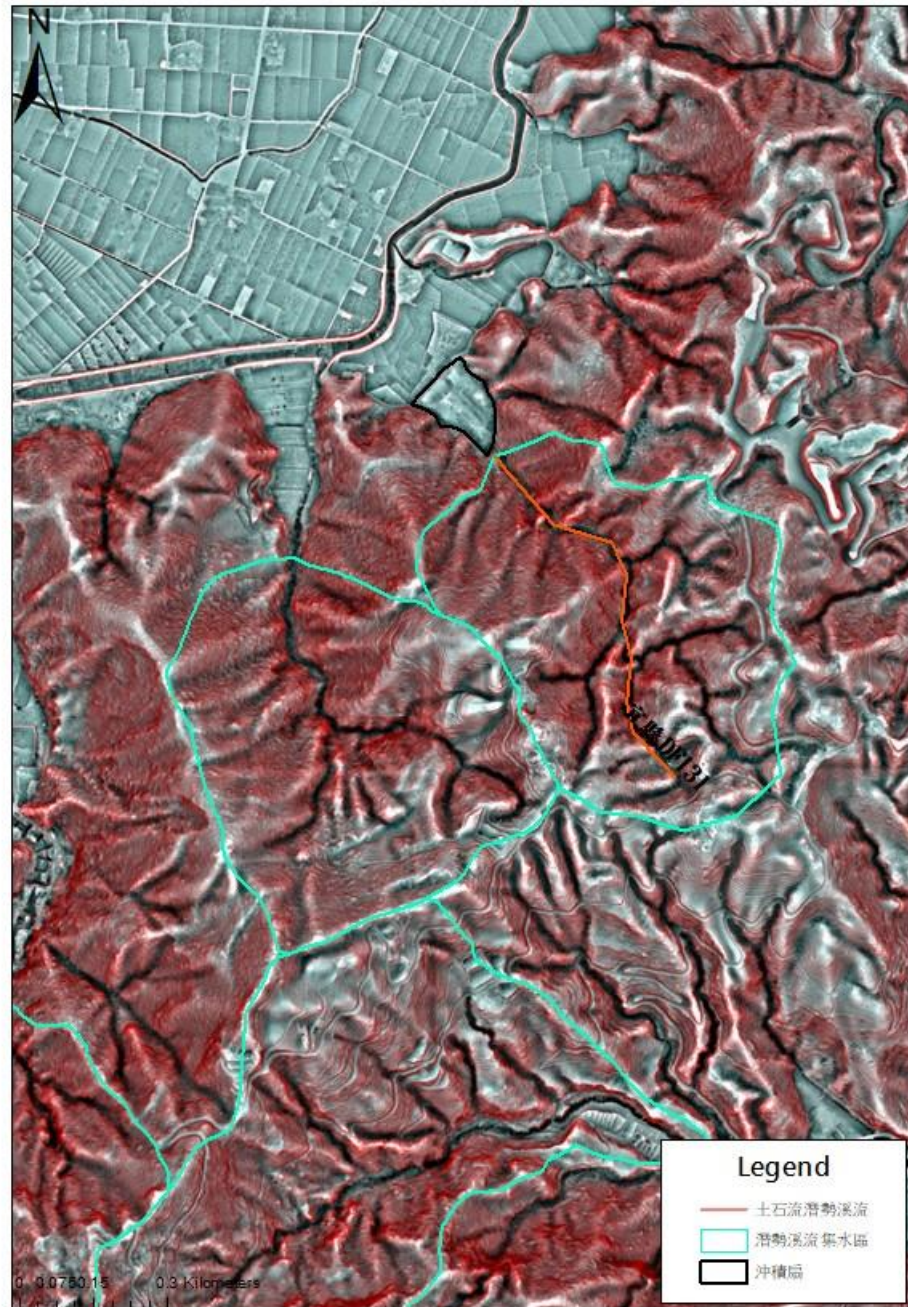


圖 5-26 蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 土石流堆積扇地貌特性

經現勘結果(2020/10/21-22)顯示其扇狀地為雞舍(圖 5-27a)，且扇頂溢流點(雞舍上方)已進行截流(圖 5-27b)，水直接由涵管排至扇端水溝(圖 5-27d)。對比鄰近 DF132、DF133，顯示此扇狀地因面積不大，應已進行過人工整地 (圖 5-27c)，故其坡度並非原貌，且較原堆積扇為緩。溢流點上方之地貌特性(圖 5-27b,c)，在極端降雨條件下，溢流點處仍有可能發生土石流。



(a) 宜縣 DF131 堆積扇鳥瞰全景



(b) 宜縣 DF131 上游地貌



(c) 扇上雞舍疑經過人工整地



(d) 扇頂渠道截流由扇端邊溝排出

圖 5-27 蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 堆積扇現況

經水保局提供之 H.O.S.T.圖資料，本計畫判釋蘭陽溪具沖積扇地貌之集水區，其集水區險峻值及堆積扇角度整理如表 5-8 所示，其中包含土石流潛勢溪流及未劃為潛勢溪流之集水區。蘭陽河流域之沖積扇上，其溢流點或下游流路改變造成災害之案例(例如宜縣 DF135、

DF144、DF065、DF066、DF067、DF149 等)。其原因為扇頂溢流點受上游供砂及水流條件不穩定之影響，其地貌易淤易沖。在集水區上游有大量土砂供應時，容易溢淹；反之在土砂量稀少時，則出現扇面開析，溢流點下方河道刷深開展的情形。因降雨及地震等極端事件之影響易導致上游水砂條件之巨大改變，故堆積扇之地形地貌也隨之變動，而這些事件也造成沖積扇的發展過程。即現地沖積扇之特性，可反應其形成過程之最大規模事件或最近之土砂運動行為，二者均可提供土砂災害防治及扇狀地土地利用之參考資料，並應就扇狀地之可能變化情境進行評估。蘭陽溪其餘堆積扇現況勘查如圖 5-28 所示，大都具有坡陡、巨石在前端或散佈、扇面有舌狀堆積(lobe)或基質支撐之現象。

表 5-9 蘭陽溪堆積扇基本資料

沖積扇編號	沖積扇面積(m ²)	MR	堆積扇坡度	分類	說明
宜 fan001	127867.81	0.68	4.05	已開發	
宜 fan002	68874.05	0.53	6.57	已開發	
宜 fan003	27493.33	0.54	6.13	未開發	
宜 fan004	47607.52	0.57	5.74	未開發	
宜 fan005	3404.74	0.77	5.89	未開發	
宜 fan006	17464.13	0.80	7.56	已開發	
宜 fan007	7902.26	2.16	18.91	未開發	
宜 fan008	20896.27	1.41	15.03	未開發	
宜 fan009	14098.71	0.86	22.78	未開發	
宜 fan010	7528.72	1.88	11.49	已開發	
宜 fan011	16351.55	1.06	16.06	未開發	
宜 fan012	29680.84	0.87	7.31	未開發	
宜 fan013	7183.59	0.47	5.14	未開發	
宜 fan014	30883.80	0.50	4.62	未開發	
宜 fan015	9499.41	0.66	5.40	已開發	
宜 fan016	18435.96	1.33	4.10	已開發	
宜 fan017	3990.68	1.24	14.32	已開發	
宜 fan018	9913.53	0.86	9.92	已開發	
宜 fan019	6476.55	1.43	11.46	未開發	
宜 fan020	11947.97	1.02	5.96	已開發	

堆積扇地貌特性與土砂災害類型之探討

沖積扇編號	沖積扇面積(m ²)	MR	堆積扇坡度	分類	說明
宜 fan021	6155.38	1.25	15.22	已開發	
宜 fan022	3191.63	1.03	11.59	未開發	
宜 fan023	3458.67	1.43	15.26	未開發	
宜 fan024	6765.29	1.10	10.87	未開發	
宜 fan025	16013.14	0.67	7.36	未開發	
宜 fan026	9821.37	0.66	5.92	未開發	
宜 fan027	10550.99	0.41	4.42	未開發	
宜 fan031	463172.14	0.42	3.13	未開發	宜縣 DF041
宜 fan032	99884.96	0.72	6.37	已開發	宜縣 DF043
宜 fan033	27279.82	0.98	10.46	未開發	宜縣 DF044
宜 fan034	35240.02	0.71	7.36	未開發	宜縣 DF045
宜 fan035	14462.24	0.64	5.33	未開發	宜縣 DF049
宜 fan036	9474.74	0.51	10.32	已開發	宜縣 DF058
宜 fan037	32424.14	0.76	8.01	已開發	宜縣 DF059
宜 fan038	6136.07	0.88	5.58	已開發	宜縣 DF061
宜 fan039	80439.68	0.89	7.75	已開發	宜縣 DF062
宜 fan040	34083.50	0.82	13.26	已開發	宜縣 DF063
宜 fan041	14797.06	0.51	6.35	已開發	宜縣 DF064
宜 fan042	7786.26	0.81	7.52	已開發	宜縣 DF065
宜 fan043	9743.67	0.43	4.22	未開發	宜縣 DF066
宜 fan044	11602.83	0.58	7.15	已開發	宜縣 DF071
宜 fan045	8835.90	0.63	6.26	已開發	宜縣 DF072
宜 fan046	34580.72	0.81	6.38	已開發	宜縣 DF076
宜 fan047	134069.14	0.58	3.56	已開發	宜縣 DF078~084
宜 fan048	82280.63	0.84	6.80	已開發	宜縣 DF088
宜 fan049	237931.70	0.71	4.73	已開發	宜縣 DF089
宜 fan050	1897654.45	0.39	2.12	已開發	宜縣 DF131
宜 fan051	6167.29	0.50	3.57	已開發	宜縣 DF132
宜 fan052	25347.12	0.35	4.11	已開發	宜縣 DF133
宜 fan053	16887.32	0.70	7.19	已開發	宜縣 DF144
宜 fan054	37791.50	0.75	7.01	未開發	宜縣 DF149
宜 fan055	47321.24	0.57	7.66	已開發	宜縣 DF040

註:黃底粗體字為本研究於蘭陽溪現勘之堆積扇



(a)宜縣 DF040 天雕公園



(b)宜縣 DF043



(c)宜縣 DF044



(d)宜縣 DF088



(e)宜縣 DF089



(f)宜縣 DF065



(g)宜縣 DF066



(h)宜縣 DF133

圖 5-28 蘭陽溪堆積扇現況勘查

圖 5-29 為蘭陽溪右岸茲那谷溪堆積扇現況，其形態與陳有蘭溪右側之農富坪野溪相近，但其規模更大，扇端高於河床逾 10m，顯示早期上游崩塌量大。如今因上游崩塌量少，扇頂出現開析現象。蘭陽溪河床之農業墾殖，造成主河道狹縮，加速扇端侵蝕及扇面開析現象。



(a) 集水區及堆積扇鳥瞰圖



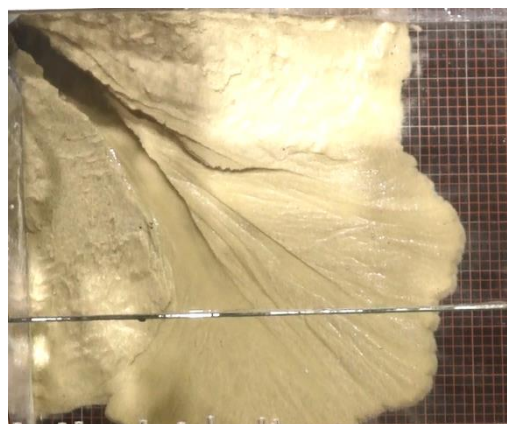
(b)堆積扇開析情形

圖 5-29 蘭陽溪右岸茲那谷溪堆積扇現況

在上游供砂量減少的情況下，扇頂出現開析現象。如上述蘭陽溪流域之茲那谷溪、美蘿溪或陳有蘭流域之農富坪野溪(圖 5-25a)等案例河床。此一現象可在實驗室內觀察進行其扇面演化過程(圖 5-30)。但因台灣山區強降雨及地震等極端事件，導致上游水砂條件巨大改變，故堆積扇之地貌發展趨勢亦隨之變動。



(a)鳥瞰圖



(b)沖積扇上河道及流路改變

圖 5-30 實驗沖積扇開析狀況

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及陳有蘭溪流域之土石流潛勢溪流及堆積扇進行分析，並以室內實驗探討堆積扇坡度與水砂比及堆積扇規模之關係。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。簡言之，若集水區溢流點之 MR 值 < 0.3 ，土砂運移型態為洪水；反之，如集水區溢流點 $MR \geq 0.3$ ，則在上游有足夠土砂供應時，溢流點之土砂行為可視為土石流(含高含砂水流)。本年度計畫加入堆積扇之地貌特性，重要成果說明如下：

- 一、蘭陽溪流域內有土石流潛勢溪流有 73 條，依水保局劃設溢流點求得集水區險峻值，其中 57 個集水區在該溢流點處之土砂運移型態為土石流、15 條為高含砂水流與土石流並存、1 條為洪水(DF120)。蘭陽溪流域圈繪共計 52 處堆積扇(集水區分佈位置詳見圖 5-13)，其平均坡度(S_f)介於 2.12 度至 18.9 度間，堆積扇面積介於 1 公頃至 200 公頃間。
- 二、陳有蘭溪流域內有 50 條土石流潛勢溪流，經判釋其中 47 條在溢流點處之土砂運移型態土石流、3 條高含砂水流與土石流並存 (No. 5(投縣 DF192)、8(投縣 DF193)、42(投縣 DF185))，並無洪水型態集水區。陳有蘭溪集水區堆積扇共計 42 處，其中 20 處位於含土石流潛勢溪流之集水區谷口。

- 三、土石流(含高含砂水流)或洪水堆積扇的坡度會隨集水區險峻值之增加而變陡。Bertrand(2013)以堆積扇坡度及集水區險峻值二個參數作為判釋堆積扇之土砂災害型態(土石流或洪水)之篩選因子，二者關係為一門檻值曲線，門檻值曲線的下方為洪水堆積扇，反之為土石流堆積扇。上述二個流域之各子集水區沖積扇的坡度與集水區險峻值之關係大致符合 Bertrand et al. (2013)土石流扇之門檻值。
- 四、坡度為堆積扇的重要地貌特徵之一，綜整實驗結果在堆積扇未發生水砂分離前，扇面平均坡度(角度)與水砂比有一定量關係，故可由堆積扇坡度反映集水區之土砂運移型態。
- 五、當堆積扇規模夠大時，扇面上之入滲水流效應會使水砂比降低，進而引發水砂分離，並在扇頂產生較高坡度。實驗結果顯示片狀流堆積與渠道流堆積之平衡坡度有一明顯分界(14.2°)。當坡度大於 14.2° 時，堆積型態為片狀流分離；反之，則為渠道流分離。堆積扇發生水砂分離之扇頂高度與供砂渠道之臨界水深有一定量關係。
- 六、本研究根據溪床土體破壞之概念模式建立土石流集水區險峻值與堆積扇坡度之地貌關係，結果顯示蘭陽溪及陳有蘭溪之土石流發生條件以滲流破壞為主。同一集水區，土石流扇之堆積坡度會隨著上游河床相對水深之增加而隨之提高。就不同集水區而言，發生土石流之臨界集水區險峻值則隨上游河床相對水深之上升而下降。故集水區會發生土石流與否，並非由地貌因子來單一決定，土砂供應及水文條件所控制之上游相對水深亦有重大效應。

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、土石流堆積扇之形貌及地形受豪雨事件時上游水砂比及土砂規模所控制，其供砂渠道位置或扇面河道並無固定型態，在防災及土地利用上應整體考量。
- 三、支流與主流交會之堆積扇，如頭坑溪與和社溪交匯處之堆積扇，其多階複成扇顯示上游地質脆弱、土砂供應量大，在歷史上發生多次大規模土砂運移，故土砂抑制工程之效益或支流堵塞主流之條件應仔細評估。

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. 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。
3. 水保局(2009)，98 年芭瑪颱風重大土石災例速報，2008/10/09。
4. 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。
5. 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。
6. 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。
7. 李璟芳、黃韋凱、曹鼎志、張玉彝、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。
8. 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。
9. 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。
10. 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。
11. 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。

12. 周憲德、廖偉民 (1998),” 孔隙水壓對溪床土石流發生機制之影響”, 中華水土保持學刊, Vol.29, No.3, pp.211-217。
13. 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。
14. 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。
15. 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。
16. 林朝榮, 1957, 臺灣地形, 臺灣省通志稿卷一, 臺北: 臺灣省文獻會。
17. 林銘郎, 李錫堤,陳哲俊 (1996) 陳有蘭溪流域賀伯颱風災害評估, 國立中央大學應用地質研究所研究報告, 49 頁。
18. 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。
19. 胡紘耀(2019), 滲流現象及水砂條件對沖積扇堆積型態之影響, 碩士論文, 國立中央大學土木工程研究所, 中壢。
20. 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。
21. 崔之久、張瑞津(2000), 台灣泥石流沉積剖面特徵與環境的初步觀察, 地質, 20 (1-2): 41-48。
22. 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。
23. 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。

24. 張瑞津 1997 台灣沖積扇之分布、形態及地形意義，地質，17(1-2)： 69-93。
25. 張瑞津、石再添 1990 河階研究的概觀，中國地理學會會刊，18：1-8。
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. 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖、董德輝，1995，蘭陽地區沖積扇的地形學研究，師大地理研究報告，第 23 期，151-191 頁。
28. 張徽正(2002)，南投縣信義鄉羅娜村農富坪附近陳有蘭溪小支流的沖積現象，臺灣鑛業;第 54 卷，第 3 期，第 I-IV 頁。
29. 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。
30. 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。
31. 陳邦禮，1996，蘭陽溪上游沖積扇的地形演育，台灣大學地理學研究所碩士論文，155 頁。
32. 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。
33. 陳培源，野外及礦業地質學(第二版)，正中書局，580 頁，1993。
34. 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。

35. 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。
36. 游繁結(1987)， “土石流之基礎研究(一)：土石流發生機制之研究”，中華水土保持學報，18(2)，pp.28-40。
37. 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。
38. 楊淑君(1996)，台灣沖積扇之地形學研究—以花東、蘭陽、高屏、陳有蘭等溪谷平原為例。國立台灣師範大學地理研究所博士論文，共 137 頁。
39. 楊淑君，博士論文，臺灣沖積扇之地形學研究，1996。
40. 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。
41. 詹士勝(1993)， “土石流危險溪流之危險度判定模式之研究”，國立台灣大學土木工程學系碩士論文。
42. 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。
43. 詹新甫，1976，宜蘭地區第三紀之地質，礦業技術，第 14 卷，第 7 號，252-257 頁。
44. 趙秋益(2003)，台灣中部陳有蘭溪流流域的河階地與地形演育之研究，國立高雄師範大學地理學系，碩士論文，145 頁
45. 齊士曄、宋國城、陳邦禮、謝孟龍、蔡衡、傅炯貴(1998). 蘭陽溪上游沖積扇的地形演育，環境與世界，2 期 (1998 / 11 / 01)， P137 - 150。
46. 齊士曄、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。
47. 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。
 48. 錢寧、王兆印(1984),泥石流運動機理的初步探討,地理學報,39(1), 33-43。
 49. 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。
 50. 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。
 51. Bertrand, M., Lie'bault, F., & Pie'gay, H. (2013). Debris-flow susceptibility of upland catchments. *Natural Hazards*, 67, 497– 511.
 52. Blair,T.C. and McPherson, J. G. (2009) , Processes and Forms of Alluvial Fans, *Geomorphology of Desert Environments*, pp 413-467.
 53. Bovis, M.J., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surf Process Landforms* 24, 1039–1054.
 54. Buccolini, M., Coco, L., 2013. MSI (morphometric slope index) for analyzing activation and evolution of calanchi in Italy. *Geomorphology* 191, 142–149.
 55. 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.
 56. 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.
57. 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.
 58. Davis, W.M. (1899) The geographical cycle : *Geogr F.* ,14,481-504.
 59. 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.
 60. 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.
 61. 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.
 62. Harvey AM, Mather AE, Stokes M (2005) *Alluvial fans: Geomorphology, sedimentary, dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 251:117-128.
 63. 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.
 64. Hsieh, M. L., S.J. Chyi, B. L. Chen and P. M. Liew, 1997, Holocene river terraces in the Lanyang and Erthjen rivers and their climatic implication: Program and Expanded Abstracts of Conference on Geomorphology and Environmental Education across the Taiwan Strait, 65-70.
 65. 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.
66. Lamb, M. P., Dietrich, W. E. and Venditti, J. G. (2008), Is the critical Shields number for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope?, *J. Geophys. Res.*, 113, F02008, doi:10.1029/2007JF000831.
 67. 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.
 68. Millard, T.H., Wilford, D.J., Oden, M.E., 2006. Coastal fan destabilization and forest management. Final FIA-FSP Report, Project Y062324.
 69. Miller, C.L. and Laflamme, R.A., The digital terrain model-theory and application. *Photogrammetric Engineering* 24 (1958), pp. 433–442.
 70. 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.
 71. Montgomery and Dietrich, W. E., 1992, Channel initiation and the problem of landscape scale: *Science*, v. 255, p. 826-830.
 72. Montgomery, David R., Efi Foufoula-Georgiou, “Channel network source representation using digital elevation models”, *Water Resources Research* , 29(12): 3925-3934,1993.
 73. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton WT, “Two-dimensional water flood and mudflow simulation”, *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 119(2):244–261, 1993.
 74. 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.

75. Parker, G., Paola, C., Whipple, K. X. and Mohrig D.(1998), Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. Part I: Theory, ASCE, J. Hydraul. Eng., 124, No. 10: 985–995.
76. 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 Ideaho : Bull. Geol. Soc. Am.,97,869-885.
77. Pierson, T.C., “Eosion and deposition by debris flow at Mount Thomas, North Canterbury”, New Zealand, Earth Surface Process, 5, 227-247, 1980.
78. Scheidl, C. & Rickenmann, D. (2010) - Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans. Earth Surface Processes and Landforms, 35: 157-173.
79. Schumm, S. A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. Journal of Geology, 101: 279–294.
80. 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.
81. Strahler, A.N., Hypsometric analysis of erosional topography, Bull. Geol. Soc. Am., 63, pp.1117-1142, 1952.
82. Sung, Q. C., J. K. Fu, S. J. Chyi and H. Tsai, 1999, Evolution of river terraces along the Lan-Yang river, northeastern Taiwan: a river response to base level change, J. Geol. Soc. China, 42, 331-348.
83. Tarboton, David G, Rafael L. Bras, Rodriguez-Iturbe, “A physical basis for drainage density”, Geomorphology 5(1):59-76, 1992.
84. 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.
85. 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.
 86. Tucker, Gregory E., Rafael L. Bras, “Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology”, Water Resources Research, 34(10): 2751-2764, 1998.
 87. 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
 88. Welsh, A., Davies, T., 2011. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards. Landslides, 8, 183–194.
 89. Welsh, A., Davies, T., “Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards”, Landslides, 8:183–194, 2010.
 90. 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.
 91. 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.
 92. Wood, A. (1942) The development of hillshade slopes. : Proc. Geol. Ass., 53,128-140.
 93. Zaginaev, V., Petrakov, D., Erokhin, S., Meleshko, 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.

94. Zakšek, K., Oštir, K., and Kokalj Ž. (2011). “Sky-View factor as a relief visualization technique.” Remote Sensing, 3, 398- 415.
95. 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

附錄一 創新研究計畫核定本審查意見處理情形(書面意見)

意見或建議	處理說明
一、沖積扇的類型可能有土石流、一般洪水堆積、高含砂的特徵而在一個區域內若不同地層都出現這些特徵該如何判定？	沖積扇的土砂運動類型可依顆粒分佈及其堆積型態，扇堆積坡度，扇上之河流及溪溝型態等特徵進行判定。
二、目前皆為支流發生土石流，若更上游支流發生土石流所帶下來的土石堆積於再下游支流，那怎麼排除問題，有效判釋相關特徵？	一般情況下，支流坡度較陡，且含砂濃度高，故其與主流交匯處形成土石流之機率較高。但如主支流交匯處之土石流沖積扇堵住主流而形成堰塞湖，之後潰壩於主流下游以土石流或高含砂水流向下運移，而在主流更下游處之地形改變(河道變寬或坡度變緩處)形成沖積扇。然而若主支流交匯處為隘口，且主流之流量大，則主支流交匯處並不一定會形成沖積扇。土石流之現地判釋以其運動及堆積之型態特性為主，故本研究重點為以地貌特性(集水區險峻值)探討溢流點(主支流交匯處、谷口、扇頂或地形驟變點)之運動型態。如欲探討上游支流內之土砂運動型態，則可探討集水區險峻值在支流子集水區內之沿程變化，惟另須考慮土砂料源及其匯水條件。
三、室內實驗建議也能包含險峻值不同範圍的坡面特徵模型來驗證堆積的樣態？	室內實驗因限於場地及規模，如以集水區尺度模擬險峻值及坡面特徵及河道土砂運移會有明顯的尺度效應，無法真實反映現地狀況。故室內實驗以集水區河道輸砂濃度與沖積扇堆積特性之關係進行探討，以作為現地土砂堆積

	特性與土砂運動特性關係之判定提供佐證。
四、地形之比例尺與土砂產生之規模或樣態呈現有所關連，即使取精度 1m 之數值地形，如何界定土砂災害類型應予以合理之定義，以免造成判釋之落差。	地形之比例尺主要反映地貌之解析精度。土砂災害類型及規模則需了解土砂粒徑分布，堆積型態及災害前後地形改變量。前二者以現地判釋為主,後者以 5-m 解析度之數值地形為根據，本計畫使用精度 1-5 m 之 HOST 地形資料進行溪溝、坡面或沖積扇面上之微地形判釋(如蝕溝，側積堤, 舌狀堆積等)以作為土砂運動類型或崩塌範圍之分析參考

附錄二 創新研究計畫期初審查記錄暨處理情形(書面審查)

意見或建議	處理說明
一、本計畫擬持續分析集水區險峻值及集水區流域特性與土砂災害類型之關聯性,以提高集水區土砂災害潛勢判別之正確性,計畫具有研究學術性及未來之實務應用性。	謝謝委員肯定。
二、險峻值(MR)與集水區水系之層級關係是否應加以界定,以避免因比例尺度不同之認知落差?	謝謝委員建議,險峻值(MR)會因溢流點位置不同而改變,其上游集水區面積及相應之高程差會受比例尺度不同而些微影響精度。建議以 5m 等高線之 1、2 級河川之各子集水區下游溢流點為作為水系沿程險峻值(MR)之計算起點。
三、險峻值之物理意義宜詳加說明。	謝謝委員建議,險峻值(MR)係由指定之溢流點位置,計算其上游集水區面積(A)及相應之高程差(H),其物理意義為溢流點上游集水區之幾何平均坡度($MR=H/\sqrt{A}$),代表集水區之陡峭程度,MR 值高表示重力搬運土砂之能力強。於第二章補充說明。
四、實驗室之試驗方法與步驟或所用材料等,請補充說明。	謝謝委員建議,於第三章補充說明。
五、集水區險峻值的定義為集水區內最大及最小高程差和集水區面積開根方的比值,因此集水區險峻值和集水區大小(或集水區的劃分)有關,建議說明如何妥當細分子集水區及最小面積為何?方能確保險峻值的可靠性。	謝謝寶貴建議。同意見 2,文中補充說明。
六、集水區險峻值代表集水區地貌特性,惟土砂災害和地質條件也有密切關係,建議分析險峻值	集水區險峻值反映集水區之地形條件或陡峭程度,但無法直接與地質條件建立關聯性。土砂災害

和地質條件之關聯性。	確實與地形條件及地質條件二者密切相關，集水區險峻值之應用在於假設充分土砂供應量下(主要由地質條件及水文條件決定)，土砂之運移類型。
七、1m DEM 為機密管制資料，須個案申請，如無特別需求，建議可改申請本局自製之 1m 解析度 HOST 地圖、CS 地圖及坡度圖。	謝謝委員建議，遵照辦理。
八、圖 4 單純以地形方式界定堆積扇，分屬於洪水、高含砂水流、土石流，是否合理？即便以高精度 DEM 判釋微地形，如何能單純由地表特徵在未進行堆積物之開挖下，證明為哪一種堆積扇，請補充說明。	謝謝委員建議，堆積扇微地形之判釋，係由扇面坡度、扇面顆粒堆積型態、粒徑分布並配合現場勘後確定。
九、圖 7 之線條，宜有圖例說明。	謝謝委員建議，遵照辦理。
十、針對土石流沖積扇地形地貌判釋，建議也可嘗試透過水保局 BigGIS 系統中的 H.O.S.T 地圖或 C.S 地圖來輔助判釋工作，針對該二項圖資可透過申請使用圖資。	謝謝委員建議，遵照辦理。
十一、報告書之撰寫請參考本局範本。	謝謝委員建議，遵照辦理。
十二、歷次計畫(含核定本)審查意見及回復，請附於各期報告書之附錄。	謝謝委員建議，遵照辦理。

附錄三 109 年度創新研究計畫「堆積扇地貌特性與土砂災害類型之探討」期中報告書審查意見

意見或建議	處理說明
一、1. P.3-10 以下各頁有亂碼，請修正，圖號亦不合，亦請一併修正。	謝謝指正，遵照辦理。
二、2. P.4-1 供砂率之定義，請補充。	謝謝指正，遵照辦理。請參見 p.3-15 說明。
三、P.4-12，圖號未依順序。	謝謝指正，遵照辦理。
四、P.4-10~P.4-14 圖號與實際圖片未能配合。	謝謝指正，遵照辦理。
五、文中以” …土石流潛勢溪流 X 條，其中 Y 條土石流溝…”之表示方式不妥。土石流、高含砂水流或洪水係依水流條件而形成，非該溪流之原本流態，請斟酌。	謝謝指正，修正為集水區在溢流點處之土砂運移型態為土石流、高含砂水流或洪水。
六、堆積扇坡度似忽略土砂粒徑之影響性，請斟酌。(與 13 相關)	謝謝指正，補充說明於 4-2 節。在低含砂量之河床上，顆粒啟動之無因次臨界水流剪力（底床剪應力除以粒徑及水中顆粒單位重）可視為定值，故較粗顆粒之河床具有較陡坡度。然依前人研究，沖積扇(指扇坡度大於 2 度)表面大顆粒(粒徑於 3.2 公分)對坡度影響並不明顯，堆積扇坡度主要則由較細之泥沙顆粒濃度決定(Blair and Mcpherson, 2009)。巨觀而言，堆積扇之發展為一高濃度泥砂之落淤過程，且土石流具基質支撐特性(即不同粒徑具相近之流動速度)，故其整體坡度主要受土砂濃度或水砂比所控制(Parker et al., 1998 ; Harvey et al., 2005)。
七、本研究之成果建議可加強說明對於後續工程規劃、設計或土	謝謝指正，遵照辦理。

意見或建議	處理說明
石流災害潛勢評估等方面可能之應用。	
八、報告書內圖表之參照設定均失效，請更新。	謝謝指正，遵照辦理。
九、圖 4-2 之時間看不清楚，請調整。	謝謝指正，遵照辦理。
十、圖 4-3 之 X 坐標軸標示有誤。	謝謝指正，遵照辦理。
十一、第五章以 HOST 地圖為底圖之圖，其潛勢溪流集水區及沖積扇之圖層建議採透明方式處理，否則地形均被遮蔽了。	謝謝指正，遵照辦理。
十二、由圖 5-17 所示，蘭陽溪及陳有蘭溪流域堆積扇，如以 Bertand(2013)所定之臨界線來看，幾乎均為土石流，是否合理？與現地勘查之結果是否一致？與前期研究所使用集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)判斷之結果是否相同？	謝謝指正。依 Bertand(2013)所定之臨界線判釋結果，除蘭陽溪 DF131 有差異外其餘二流域之堆積扇判釋均相符。蘭陽溪 DF131 其坡度僅約 2° ，在臨界線下方歸類為洪水扇，而其集水區險峻值(MR=0.39)則應歸為土石流與高含砂並存。現勘結果顯示其扇狀地為雞舍，且扇頂溢流點(雞舍上方)已進行截流，水直接由涵管排至扇端水溝。對比鄰近 DF132,133，顯示此扇狀地因面積不大，應進行過人工整地。就溢流點上方之地貌特性，在極端降雨條件下，溢流點處仍可能發生土石流。
十三、研究說明由沖積扇面之平均坡度與水砂比之關係可反映集水區的土砂運移情形，不過沖積扇的形成可能是長時間的結果，該段時間內可能有不同類型的土砂災害發生與自然沖蝕情形才導致最終的堆積坡度，建議加強補充這方面的論述，另建議可以參考單次土砂災害事件前後所造成	謝謝指正，補充說明於 5.3 節。沖積扇坡度(大於 2 度)主要由土砂之濃度(或水砂比)來控制沖積扇之坡度，較低的水砂比(即較高之土砂濃度)有較高之扇面坡度。如無滲流效應，相同水砂比會產生相同之堆積扇坡度，較大之土砂量雖會產生較大規模之沖積扇(較高之扇頂及較遠之扇端)，但

意見或建議	處理說明
堆積扇平均坡度之改變。	仍有相同之扇面坡度。現地沖積扇特性反應其形成過程之最大規模事件及最近之土砂運動行為，二者均可提供土砂災害防治及土地利用之參考資料。
十四、期中報告書內有多處缺漏字如 P.2-1"坡度則集中於~45°間"；P.2-2"可歸納出土石流危險溪流之平均坡度多集中於之間"、"與吳佐川（1993）對台灣整體地區崩落地調查之坡度集中於相關"…等，以及 P.3-10 以後之格式錯誤"錯誤！找不到參照來源。"，請再檢查勘誤。(請檢查格式及原因)	謝謝指正，遵照辦理。