

111 保發-8.1-保-01-06-001(27)

土石流沖積扇地貌變遷與集水 區土砂供應條件之關係探討 成果報告書



計畫執行單位 國立中央大學土木系



行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國 111 年 12 月

土石流沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應
條件之關係探討

**The effects of sediment input on the
evolution of debris-flow fans**

執行單位：國立中央大學土木工程學系

執行期間：111 年 1 月 18 日至 111 年 12 月 31 日

計畫主持人：周憲德 教授

研究人員：陳筠翰、葉承麟、廖偉名、黃郅軒

行政院農業委員會水土保持局 編印

中華民國一一一年十二月

(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)

土石流沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係 探討

摘 要

本計畫根據高精度數值地形與既有土石流溪流之案例資料，針對陳有蘭溪及蘭陽溪之沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係進行探討，並輔以室內實驗及現地勘查以分析沖積扇之沖淤特性與土砂濃度之關係。本研究分析不同土砂災害類型之集水區中，其子集水區 MR 值往上游的變化趨勢。高含砂水流及洪水集水區中趨勢向上之占比多於土石流；反之土石流集水區則在趨勢持平與向下的比例則較高。土石流子集水區的形狀係數平均值最小約 0.33，其次為高含砂水流子集水區約 0.37；最大則為洪水子集水區約為 0.40。不同水砂條件下，沖積扇相對開析寬度 (B/y_c) 約為一定值，而沖積扇坡度由水砂比決定，粒徑之影響不明顯。本研究提出之集水區險峻值(MR)與堆積扇坡度作為土石流溪溝之地貌判別式與 Bertrand et al. (2013)之關係式相近，可有效判釋洪水沖積扇及土石流沖積扇。本研究並分析陳有蘭溪及蘭陽溪沖積扇之開析特性及水砂供應特性之關係。

關鍵詞：蘭陽溪、陳有蘭溪、沖積扇、土石流、水砂比

The effects of sediment input on the evolution of debris-flow fans

ABSTRACT

The morphometric parameters of debris flow ravines and alluvial fans in Lanyang River and Chenyoulan River, Taiwan are analyzed in this study by employing the 5-m high-resolution digital terrain map, experimental studies and field investigation. The watersheds with different hazard types, their sub-watersheds also have different trends of Melton Ratio. Most of the debris flood and flood watersheds depict the upward trend, while the debris flow watersheds are usually with flat or downward trend. The average values of form factors are 0.33, 0.37 and 0.40 for debris flow, debris flood and flood watersheds, respectively. In this study, we propose a threshold curve between fan slope and the Melton ratio serves as indicators for debris-flow ravines, and its trend agrees well with the curve proposed by Bertrand et al.(2013). According to the experimental data, the fan slope is a function of water-sediment discharge ratio, and the relative fan dissection(B/y_c) reaches a constant value. The characteristics of fan dissection and morphological trends of alluvial fans in Lanyang River and Chenyoulan River are analyzed in this study.

Key words: Lanyang River, Chenyoulan River, alluvial fans, debris flows, water-sediment ratio.

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 沖積扇定義	2-3
第三節 集水區地文因子相關研究	2-10
第四節 集水區溪溝門檻值之相關研究	2-12
第三章 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	3-6
第三節 沖積扇實驗方法與設置	3-8
第四章 實驗結果分析與討論	4-1
第一節 沖積扇實驗參數	4-1
第二節 渠道形成	4-1
第三節 沖積扇開析	4-5

第四節 沖積扇於不同粒徑及含砂濃度下的開析過程	4-15
第五章、集水區及沖積扇地貌特性	5-1
第一節 流域之集水區地貌分析	5-1
第二節 蘭陽溪與陳有蘭溪集水區險峻值趨勢分析	5-11
第三節 形狀係數之特性	5-17
第四節 流域沖積扇分析	5-23
第六章 集水區現勘與綜整分析	6-1
第一節 沿程集水區險峻值之案例分析	6-1
第二節 坡度與土砂災害類型判釋	6-8
第三節 沖積扇變化及上游土砂供應量趨勢評估	6-15
第七章 結論與建議	7-1
第一節 結論	7-1
第二節 建議	7-4
參考文獻.....	參-1
附錄一 「111 年創新研究計畫(基礎試驗研究-場次一)」案期初審查意見.....	附-1
附錄二 111 年度創新研究計畫「土石流沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係探討」期中報告書面審查意見	附-5
附錄三 111 年度創新研究計畫「土石流沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係探討」期末報告書面審查意見	附-10

表 次

表 1-1 計畫工作項目分配及進度表	1-5
表 3-1 材料顆粒性質	3-11
表 4-1 滲出點位置	4-4
表 4-2 沖積扇在不同水流功率下之開析過程	4-15
表 4-3 實驗各循環所對應之參數(n=4.4)	4-23
表 4-4 實驗各循環所對應之參數(n=10.8)	4-23
表 5-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(1/3)	5-2
表 5-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(2/3)	5-3
表 5-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(3/3)	5-4
表 5-2 陳有蘭溪子集水區地貌參數資料	5-7
表 5-3 陳有蘭溪子集水區潛勢溪流與歷史災害統計資料	5-9
表 5-4 蘭陽溪土石流潛勢溪流子集水區趨勢數量	5-12
表 5-5 陳有蘭溪土石流潛勢溪流子集水區趨勢數量	5-13
表 5-6 花蓮溪、卑南溪、旗山溪洪水集水區之子集水區趨勢數量	5-15
表 5-7 蘭陽溪沖積扇基本資料	5-25
表 5-8 陳有蘭溪沖積扇基本資料	5-28
表 6-1 土砂運動型態與體積濃度關係(假設砂比重為 2.65)	6-9
表 6-2 陳有蘭溪及蘭陽溪現勘集水區沖積扇地貌特性	6-13
表 6-3 蘭陽溪及陳有蘭溪具明顯沖積扇變化之集水區	6-16

圖 次

圖 1-1 本計畫研究方法示意圖	1-4
圖 1-2 研究計畫流程圖	1-5
圖 2-1 苗栗三義鄉火炎山土石流前端石礫堆積	2-3
圖 2-2 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 2-3 大安溪左岸之蘇魯部落土石流沖積扇	2-7
圖 2-4 水流與沉積物供應量對沖積扇土砂行為之影響	2-8
圖 2-5 宜蘭茲那谷溪沖積扇開析	2-9
圖 2-6 集水區險峻值與集水區長度關係圖(Zhou et al.,2016)	2-12
圖 3-1 水系修正	3-2
圖 3-2 Horton、Strahler、Shreve 河川級序示意圖	3-2
圖 3-3 不同流域溪溝起點之集水面積累積機率	3-3
圖 3-4 古土石流沖積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)	3-5
圖 3-5 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正	3-8
圖 3-6 實驗設備配置圖	3-10
圖 3-7 實驗設置示意圖	3-10
圖 3-8 實驗用細砂顆粒	3-11
圖 3-9 實驗粒徑分布圖	3-12
圖 3-10 紅光線源雷射，最大輸出功率為 10Mw	3-12
圖 3-11 高速相機(SONY RX10 4K)	3-12
圖 3-12 沖積扇開析實驗實驗範圍	3-14
圖 4-1 篩堆積階段，15°扇面， $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t = 38\text{s}$ ，粗乾砂沖積扇.	

.....	4-2
圖 4-2 15°扇面， $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=20$ ，濕粗砂沖積扇.....	4-2
圖 4-3 篩堆積與渠道形成位置，15°扇面， $Q=40\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾粗砂沖積扇， $t=8-41\text{s}$ 長曝圖	4-2
圖 4-4 滲流破壞，10°扇面， $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=480\text{s}$ ，乾粗砂沖積扇	4-2
圖 4-5 $Q=10\text{ cm}^3/\text{s}$ ，扇面、滲流線與濕鋒線	4-4
圖 4-6 $Q=15\text{ cm}^3/\text{s}$ ，扇面、滲流線與濕鋒線	4-4
圖 4-7 $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ，扇面、滲流線與濕鋒線	4-5
圖 4-8 $Q=10\text{ cm}^3/\text{s}$ ，公式 4-5 之線性回歸	4-5
圖 4-9 $Q=15\text{ cm}^3/\text{s}$ ，公式 4-5 之線性回歸	4-5
圖 4-10 $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ，公式 4-5 之線性回歸	4-5
圖 4-11 雷射標線，扇面 15°， $Q=30\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾沖積扇， $t=105\text{s}$	4-6
圖 4-12 高程 3cm 標線移動歷程圖(箭頭為標線移動方向)，扇面 15°， $Q=30\text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=91-150\text{s}$	4-6
圖 4-13 實驗沖積扇相交點位置(綠色標線)，扇面 15°， $Q=30\text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=355\text{s}$	4-7
圖 4-14 扇面上相交點改變示意圖	4-7
圖 4-15 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-7
圖 4-16 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=30\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-7
圖 4-17 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=40\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-8
圖 4-18 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=50\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-8
圖 4-19 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=60\text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-8
圖 4-20 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=20\text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇	4-8
圖 4-21 渠道發展歷程，扇面 15°， $Q=30\text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇	4-8

圖 4-22 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-8
圖 4-23 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-9
圖 4-24 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇	4-9
圖 4-25 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇	4-9
圖 4-26 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-9
圖 4-27 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇	4-9
圖 4-28 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇	4-9
圖 4-29 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇	4-10
圖 4-30 扇面 15° 平均渠寬變化歷程	4-11
圖 4-31 15° 扇面乾沖積扇沿渠道下游 1cm、11cm 與 22cm 量測之平均渠寬	4-11
圖 4-32 不同流量、坡度與堆積型態之平均渠寬	4-12
圖 4-33 水流功率與渠寬之關係	4-12
圖 4-34 平均渠寬改變歷程($Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$)	4-12
圖 4-35 單位寬水流功率與 B/y_c	4-12
圖 4-36 15° 乾沖積扇整體渠道平均渠深	4-13
圖 4-37 15° 乾沖積扇平均渠深變化歷程	4-13
圖 4-38 15° 扇面乾沖積扇複成扇面積	4-14
圖 4-39 15° 扇面沖積扇複成扇面積	4-14
圖 4-40 20° 扇面沖積扇複成扇面積	4-15
圖 4-41 15° 與 20° 扇面乾砂沖積扇複成扇面積	4-15
圖 4-42 渠道發展歷程示意圖	4-17
圖 4-43 粗細砂之初始單寬水流功率與對應的 Byc	4-18

圖 4-44 水砂比(n)=4.4 之上游水砂供給歷程($S = 10^\circ$ 、 $Q_w = 30\text{cm}^3\text{sec}$ 、 $Q_s = 13.6\text{cm}^3\text{sec}$).....	4-19
圖 4-45 水砂比(n)=10.8 之上游水砂供給歷程($S = 10^\circ$ 、 $Q_w = 20\text{cm}^3\text{sec}$ 、 $Q_s = 3.5\text{cm}^3\text{sec}$).....	4-19
圖 4-46 實驗，渠道發展至片狀流過程(n=4.4).....	4-20
圖 4-47 實驗開始至 cycle2 開析歷程(n=4.4).....	4-21
圖 4-48 實驗於 cycle1~5 前堆階段的沖積扇縱剖面發展(n=4.4)...	4-22
圖 4-49 實驗於 cycle1~2 前堆階段的沖積扇縱剖面發展(n=10.8).	4-22
圖 5-1 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分布圖	5-1
圖 5-2 蘭陽溪流域 MR 分佈圖	5-2
圖 5-3 蘭陽溪流域地文因子分析結果	5-4
圖 5-4 蘭陽溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係.....	5-5
圖 5-5 陳有蘭溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈	5-6
圖 5-6 陳有蘭溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係.....	5-8
圖 5-7 陳有蘭溪子集水區土砂災害型態轉變	5-8
圖 5-8 陳有蘭溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係.....	5-10
圖 5-9 MR 趨勢向上之子集水區	5-11
圖 5-10 MR 趨勢持平之子集水區	5-11
圖 5-11 MR 趨勢向下之子集水區	5-12
圖 5-12 蘭陽溪與陳有蘭溪不同土砂類型子集水區 MR 值趨勢統計.	5-14
圖 5-13 土砂類型與趨勢統整	5-16
圖 5-14 基於沉積物特徵之流動型態的變化.....	5-16
圖 5-15 蘭陽溪與陳有蘭溪形狀係數統計	5-17

圖 5-16 形狀係數與趨勢數量統計	5-18
圖 5-17 土砂災害類型與集水區長度(L)及面積(A)分析結果	5-19
圖 5-18 土砂災害與集水區長度(L)及面積(A)關係圖	5-19
圖 5-19 土砂災害類型之形狀係數統計分析	5-20
圖 5-20 主流形狀係數的沿程變化	5-21
圖 5-21 溢流點以上主流河道之集水區形狀係數的沿程變化	5-22
圖 5-22 蘭陽溪流域沖積扇分布圖	5-24
圖 5-23 陳有蘭溪集水區土石流沖積扇分布	5-24
圖 5-24 蘭陽溪流域左右岸沖積扇分析結果圖	5-25
圖 5-25 陳有蘭溪流域沖積扇坡度分析	5-27
圖 5-26 2021 年 8 月 23 日農富坪沖積扇(投 fan043)UAV 地形模建置 與正射影像成果	5-29
圖 5-27 蘭陽溪及陳有蘭溪流域沖積扇地貌分析綜整	5-30
圖 6-1 宜縣 DF068 MR 變化趨勢圖	6-2
圖 6-2 宜縣 DF068 加蘭溪陰影地形圖	6-2
圖 6-3 加蘭溪(DF068) UAV 鳥瞰圖	6-3
圖 6-4 嘉蘭溪(DF068) 扇堆積剖面	6-3
圖 6-5 投縣 DF192 MR 變化趨勢圖	6-4
圖 6-6 投縣 DF192 坪瀨溪陰影地形圖	6-4
圖 6-7 坪瀨溪(DF192) UAV 鳥瞰圖	6-5
圖 6-8 自愛橋上下游之深瀨與淺灘型態	6-5
圖 6-9 DF220 與 DF192 的 UAV 影像	6-6
圖 6-10 DF220 集水區鳥瞰圖	6-6

圖 6-11 DF220 溢流點及右岸房舍	6-6
圖 6-12 坪瀨產業道路野溪(DF220)之集水區險峻值沿程變化	6-7
圖 6-13 坪瀨產業道路野溪(DF220)陰影地形圖	6-7
圖 6-14 坡度與水砂比之關係	6-10
圖 6-15 以坡度及集水區險峻值判釋土砂類型	6-13
圖 6-16 蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 現況	6-14
圖 6-17 蘭陽溪員山鄉湖西村 DF041 現況	6-15
圖 6-18 蘭陽溪具明顯沖積扇開析之集水區	6-17
圖 6-19 陳有蘭溪右岸農富橋上游之土石流沖積扇地貌	6-18
圖 6-20 農富坪現地沖積扇及實驗開析狀況比較	6-18
圖 6-21 現地及實驗篩堆積比較	6-19
圖 6-22 頭坑溪土石流沖積扇地貌	6-19

第一章 緒論

第一節 前言

臺灣每當颱風或梅雨季節來臨時，豐沛的降雨常引發崩塌、土石流或洪水，所以針對山區土砂災害的潛勢區域進行區分及劃定，是坡地災害防治上的重要工作之一。行政院農業委員會水土保持局依據「土石流災害潛勢公開辦法」所定，於 111 年所公佈之全臺土石流潛勢溪流共 1729 條。

位於臺灣東北方的蘭陽溪流域，構造上沿梨山斷層發育，其流域兩側地勢陡峭且呈現狹長的河谷地形，地質上多為節理發達的岩性，易因降雨或地震等造成崩塌而產生災害。蘭陽溪流域於 2015 年遭受颱風蘇迪勒之侵襲，造成在宜蘭縣大同鄉茂安村(宜縣 DF144)發生土石流災害，土砂堵塞加上溪水暴漲危害周遭民宅。陳有蘭溪流域亦由砂岩及頁岩等易破裂之岩層組成，加上斷層通過，整體地質相對脆弱。如 2009 年的莫拉克颱風在神木村的出水溪(投縣 DF199)、愛玉子溪(投縣 DF226)造成嚴重崩塌，進而引發土石流。故本研究針對此二流域之土石流潛勢溪流之地貌特性進行分析。

過往的地貌研究著重於下游溢流點的集水區險峻值(Melton Ratio 以下簡稱 MR)計算，例如加拿大洛磯山脈的土石流集水區 MR 範圍則介於 0.25-0.30(Kostaschuk, 1986);而對紐西蘭北島的研究中，以 $MR > 0.5$ 表示為可能發生土石流(Welsh et al., 2011)。但整體集水區的地貌情況並非均質，無法以一個單一的數值代表整個流域的真實狀況。甚而，土石流可能發生於支流子集水區，而在匯入主流後轉為高含砂水

流或是洪水型態。另一方面，集水區谷口(下游溢流點)下游之沖積扇之土砂堆積狀況，具體反映上游之土砂運移行為及供應條件。本研究為精進土石流沖積扇之地貌因子判釋，並有效評估其集水區之土砂供應趨勢，將針對土石流潛勢溪流集水區內 MR 的沿程變化，探討地貌參數(集水區長度、面積)的影響。本研究並以室內實驗及現勘分析沖積扇在不同土砂供應條件下之地貌演變，以供集水區水土資源經營及聚落防災之參考。

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(以陳有蘭溪及蘭陽河流域之土石流潛勢溪流及沖積扇)，萃取各集水區及沖積扇之地文因子(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、集水區沖積扇地形資料分析及現地案例勘查，綜合探討土石流沖積扇之地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係，包含判釋洪水沖積扇與土石流沖積扇之地貌特徵，及不同集水區土砂供應條件下，土石流沖積扇之地貌變遷。

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沖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沖積扇，使用 Environmental Systems Research Institute (ESRI)所開發之地理資訊系統軟體 ArcGIS 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。除了無因次參數 Melton Ratio 外，也計算了另一個常見的型態參數:形狀係數(Form Factor)，以此形狀係數探討其對集水區中 Melton Ratio 變化趨勢的影響，以及不同土砂災害類型與形狀係數之間的關係。

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土砂供應與沖積扇開析及地貌之特性(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沖積扇案例進行現勘及綜整分析。

第四節 研究架構及流程

本計畫共有四項重要工作項目，即 1. 土砂災害案例及沖積扇資料蒐集；2. 室內沖積扇實驗；3. 集水區及沖積扇數值地形分析；4. 沖積扇現場勘查。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	111				備註
			1-3月	4-6月	7-9月	10-12月	
土砂災害案例及沖積扇資料蒐集	25	工作量或內容	30	30	30	10	
		累計	30	60	90	100	
室內沖積扇實驗	25	百分比					
室內沖積扇實驗	25	工作量或內容	20	35	35	10	
		累計百分比	20	55	90	100	
集水區及沖積扇數值地形分析	25	工作量或內容	20	30	30	20	
		累計百分比	20	50	80	100	
沖積扇現場勘查	25	工作量或內容	10	30	30	30	
		累計百分比	10	40	70	100	
累計總進度	百分比		20	51	83	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。

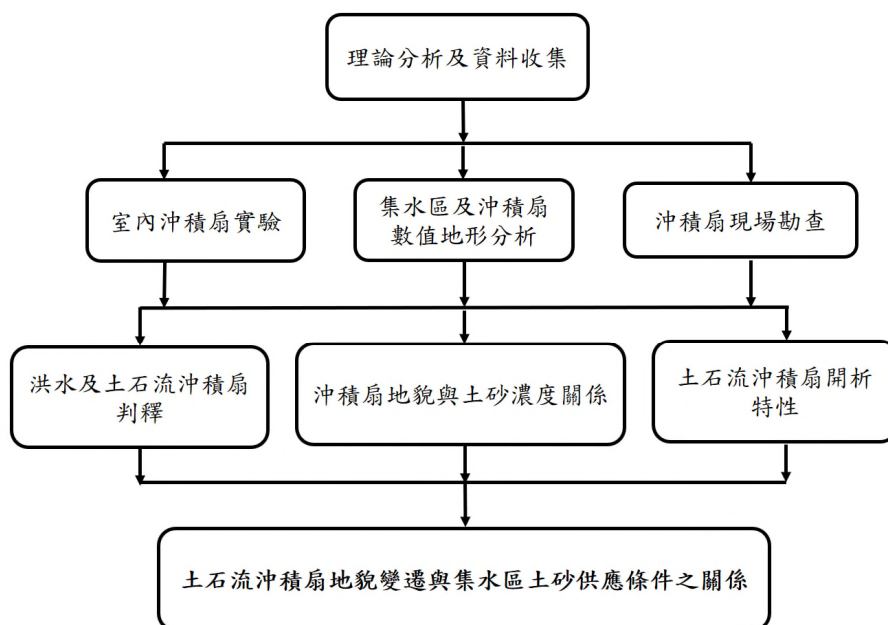


圖 1-2 研究計畫流程圖

本文對陳有蘭溪與蘭陽溪之沖積扇與土砂供應之關係及集水區土砂災害判釋進行研究，本文架構內容共分七個章節。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，介紹本研究對於沖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，就實驗進行沖積扇堆積歷程、開析效應等資料進行分析與探討。第五章為集水區及沖積扇地貌特性，針對陳有蘭溪與蘭陽溪各包含集水區險峻值趨勢、集水區險峻值沿程分佈趨勢、子集水區形狀係數及流域沖積扇之地貌分析。第六章為集水區現勘與綜整分析，整合室內實驗成果、集水區數值地形分析及現地勘查，針對集水區險峻值之沿程分佈、沖積扇案例之開析及與土砂供應條件之關係進行分析。第七章為結論及建議，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，其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。

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)，塊石棱角明顯；(2)河道兩側有明顯側積堤，前方有龍頭(snout)或耳垂(lobe)堆積(圖 2-1)；(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)。



圖 2-1 苗栗三義鄉火炎山土石流前端石礫堆積

第二節 沖積扇定義

一、沖積扇成因

本研究所稱沖積扇，包含洪水沖積扇(flood alluvial fans，以下簡稱洪水扇)及土石流沖積扇(debris-flow fans，以下簡稱土石流扇)(Blair and Mcpherson, 1984)。沖積扇一般位於上游山區與下游開闊緩坡地區的谷口交界線（山麓線）或河川上游縱谷之主、支流交匯處谷口(今村遼平，)。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，則稱之為沖積扇三角洲(fan delta)或海岸沖積扇(coastal alluvial fan) (Hayward, 1985; Muto, 1990; 董德輝, 2001)。兩個以上集水區之谷口沖積扇並排相連，稱為聯合沖積扇(bajada)；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(composite fan)。

沖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。沖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、沖積扇地貌特徵

土石流扇及洪水沖積扇之堆積型態特性如圖 2-2 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。

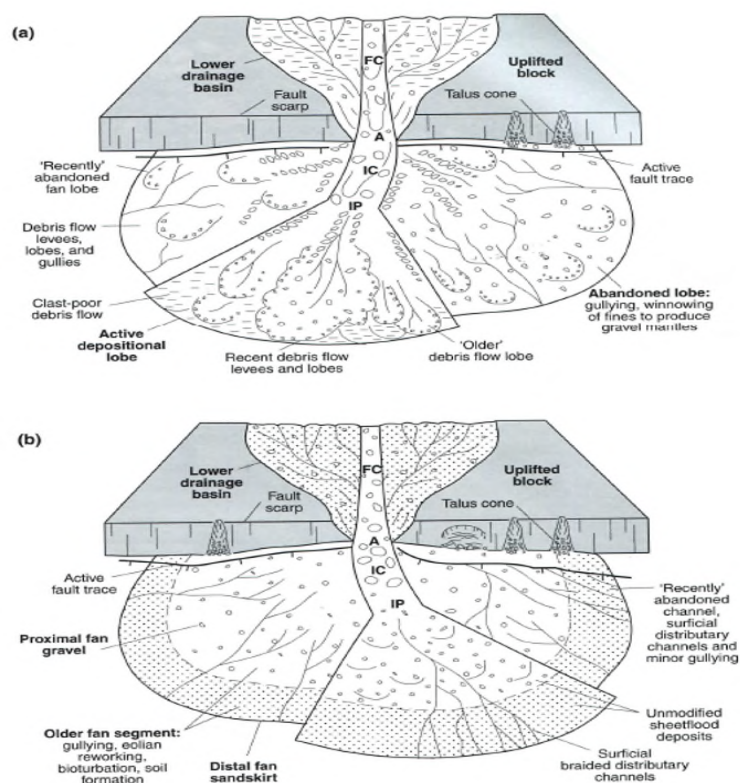


圖 2-2 沖積扇堆積型態特性(a)土石流扇(b)洪水扇(Blair and Mcpherson, 1984)

圖 2-3 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沖積扇，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，可判釋此沖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。

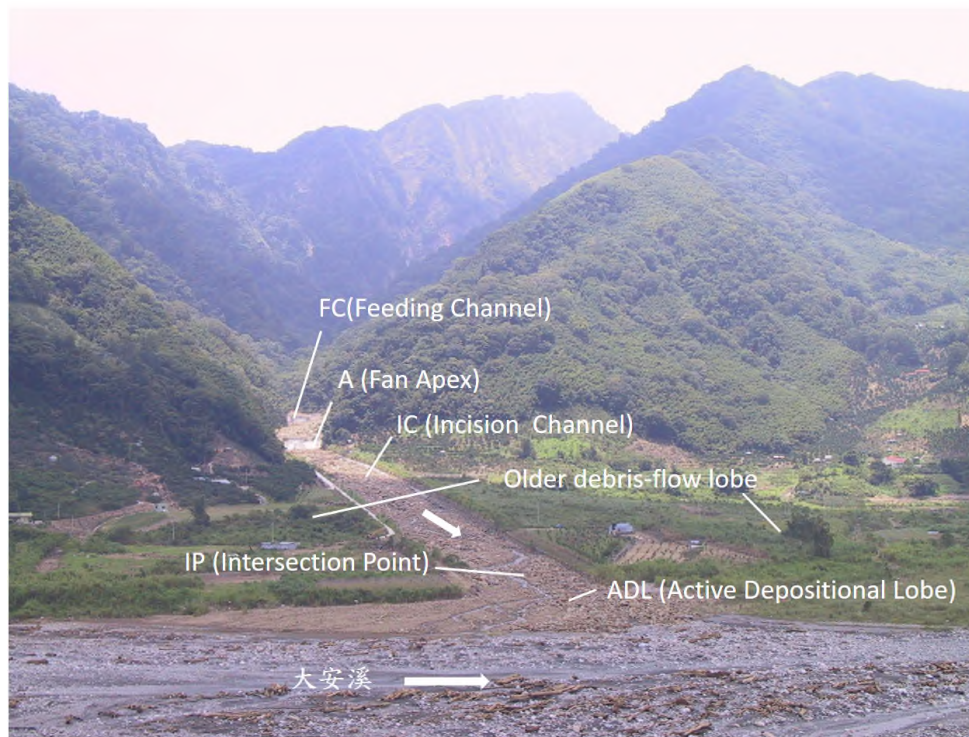


圖 2-3 大安溪左岸之蘇魯部落土石流沖積扇

三、沖積扇開析成因與類型

導致沖積表面開析的因素可分為以下幾類：(1)降水增加，且集水區將大部分的水集中至扇區；(2)沖積扇的組成沉積物難以侵蝕，以致沖積扇逕流的輸砂量低；(3)地殼運動使沖積扇的某部分抬升，使沖積扇斜率增加；(4)沖積扇的主渠道減少側向遷移；(5)在沖刷-堆積循環的過程，由於渠道坡度變化而開析(Eckis, 1928)。

沖積扇的開析也與 Bull(1979)所提出的臨界水流功率有關，而影響臨界水流功率的是洪水流量、沉積物供應量、渠床摩擦力、粒徑以及坡度。不同的水流與沉積物功率會影響沖積扇面上的流體與土砂行為，當幾乎沒有沉積物供應，且水流功率大時沖積扇會開析(dissection)如圖 2-4 所示 (Harvey, 2012)。不同的水與堆積物功率會產生相應的

扇面水流與土砂行為，可分為以堆積主導、以下切侵蝕主導以及堆積和侵蝕皆作用於扇面(圖 2-4)。楊淑君(1996)將沖積扇開析類型分為切割型與埋切型，切割型沖積扇整體扇面皆被渠道下切侵蝕，如宜蘭茲那谷溪之開析沖積扇(圖 2-5)，其扇頂和扇端下切深度可能不同；埋切型沖積扇面上之渠道則會部分埋積與部分下切侵蝕。當渠道在沖積扇面反覆侵蝕與堆積，並將沉積物帶至下游埋積時，會在扇端與原有扇面上下重疊形成複成扇(composite fan)(石再添，1973；周憲德、曹鼎志、李璟芳，2020)。

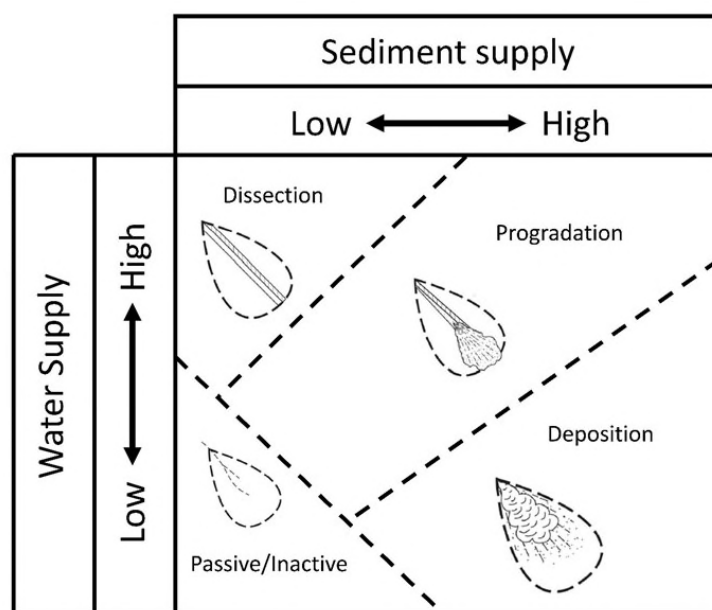


圖 2-4 水流與沉積物供應量對沖積扇土砂行為之影響

改繪自(Harvey, 2012)



圖 2-5 蘭陽溪右岸茲那谷溪沖積扇之開析

臨界水流功率由臨界功率（輸送從集水區收集的堆積物所需的功率）與扇上的輸送系統的實際功率之比來定義。對於河流過程，控制這些關係的因素是洪水流量，泥沙量和粒徑，影響單位功率的河道型態以及坡度。對於土石流，主要因素則是堆積物的體積和粒徑，影響流動性的水含量，渠床摩擦力和坡度(Harvey, 2012)。

沖積扇會影響上游集水區與下游流域之間能量與沉積物的傳輸，而河流系統內的耦合(coupling)，則是影響沉積物向下游傳輸的重要因素。沖積扇和岩屑錐(debris-cone)會在沉積物傳輸系統中產生截流的作用，部分沉積物會停留在沖積扇中無法到達下流的流域。若是沖積扇表面有連續渠道，沉積物可在沖積扇環境中連續移動(Harvey, 2012)。

河流系統在流功率低的區域可能會被緩衝而耦合，僅有在流功率高或洪水條件下才允許堆積物傳輸(Harvey, 2012)。沖積扇的開析可將來自料源區的堆積物供應至扇的主要渠道中，但若是沖積扇沒有完全開析，則堆積物會被截留在沖積扇上，完全耦合與扇的下切侵蝕有關，堆積物會從渠道進入下游的河流系統。

第三節 集水區地文因子相關研究

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

集水區險峻值(Watershed Ruggedness 或 Melton' s ratio(MR)) 為一無因次地貌參數，其定義如式(2-1)所示，為集水區溢流點以上最大高程差 (Relief)(H)除以溢流點以上集水區面積(A)之平方根($\sqrt{A}$)(Melton, 1965)。

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} \quad (2-1)$$

集水區險峻值(MR)代表集水區整體地表的陡峻程度，而溪流長度(L)則與集水區面積(A)正相關，故 MR 與溪流長度關係可用於探討集水區尺度之潛在災害類型。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。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。

Zhou(2016)則綜合汶川地震區 123 集水區資料(圖 2-6)，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。臺灣土石流集水區的 Melton Ratio 也不盡相同，例如位於北部的平廣溪 $MR > 0.5$ 、中部的陳有蘭溪 $MR > 0.43$ 及南部的旗山溪 $MR > 0.3$ 。另外彙整其他三個流域(蘭陽溪、卑南溪、花蓮溪)之地文參數，對於臺灣土石流集水區以集水區長度(L)及集水區險峻值(MR)作為判釋指標，當 $MR < 0.3$ ，為洪水； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14 \text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7 \text{ km} \leq L \leq 14 \text{ km}$ ，為土石流及高含砂水流並存； $MR > 0.43$ 且 $L < 7 \text{ km}$ ，則為土石流(周憲德等，2017; 2019)。

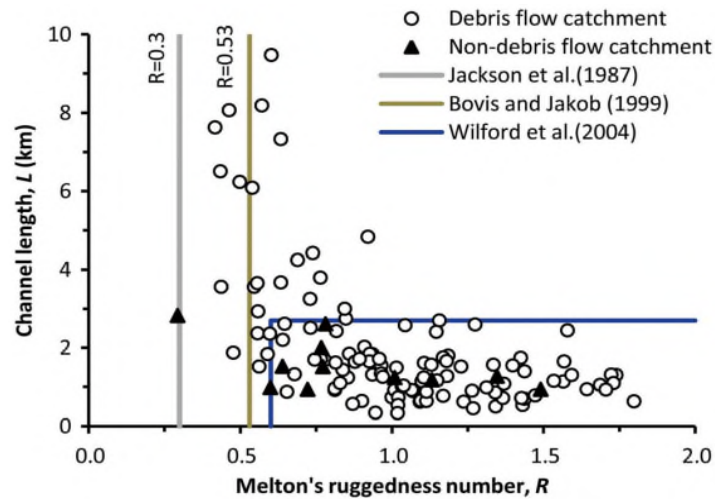


圖 2-6 集水區險峻值與集水區長度關係圖(Zhou et al.,2016)

第四節 集水區溪溝門檻值之相關研究

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

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

只利用單一水系門檻值難以表示地區之水系門檻值。而集水區地文水文因子可結合 DEM 及排水流向進行自動化萃取(林昭遠及林文賜, 2000)。

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

水文分析前須要先檢視 ArcGIS 所模擬出之水系，因模擬水系可能並非實際之溪流流路，且所模擬的溪流線因平滑化，並不會依累積流量由小到大，從上游繪製到下游，造成在累積流量的計算上會出現錯誤，因此需檢視及校正。如圖 3-1 (A)中的紫色線條為 ArcGIS 軟體所模擬的溪流線，該溪流線並無沿著累積流量來劃定；圖 3-1(B)中的橘色線條為修正過後的溪流線，依據累積流量來判定河流的流動路徑。

在進行河川級序分析時，普遍以 Horton(1945)及 Strahler(1952)所提出的方法來分析。在 ArcGIS 的水文分析工具中，河川級序的分析方法採用的是 Strahler(1952)及 Shreve(1966)，本研究則選用 Strahler 的河川級序區分法。

Horton(1945)的區分法為無支流的河段則為 1 級河川，兩條 1 級河川匯入之河川即為 2 級河川，且原先 1 級河川之主流升階為 2 級河川，以此類推，若兩不同級序之河川匯流時，則匯流後的河川級序以匯流前較高階的河川級序為主(圖 3-2(a))；Strahler(1952)的分法為無支流的為 1 級河川，有兩條 1 級河川匯入的為 2 級河川，但低級河川之主流進入高級河川時，其級序並不會提升，以此類推(圖 3-2 (b))；而 Shreve(1966)所提出的方法則為，無支流的為 1 級河川，但當兩條 1 級的相匯後的則為 2 級河川，1 級與 2 級的匯流後則為 3 級河川，2 級與 3 級的匯流後則為五級河川，以此類推(圖 3-2(c))。

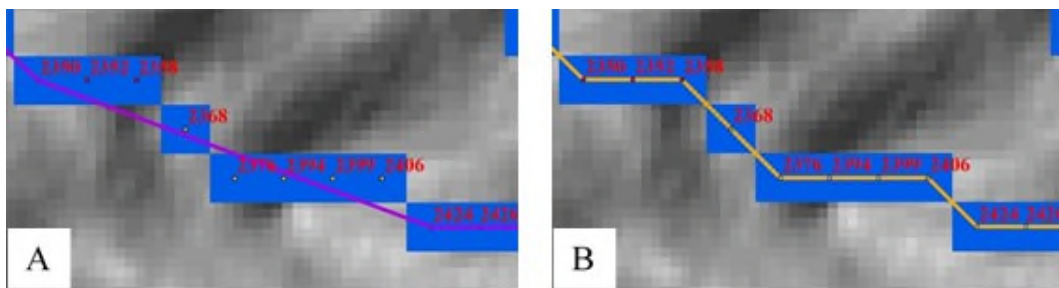


圖 3-1 水系修正

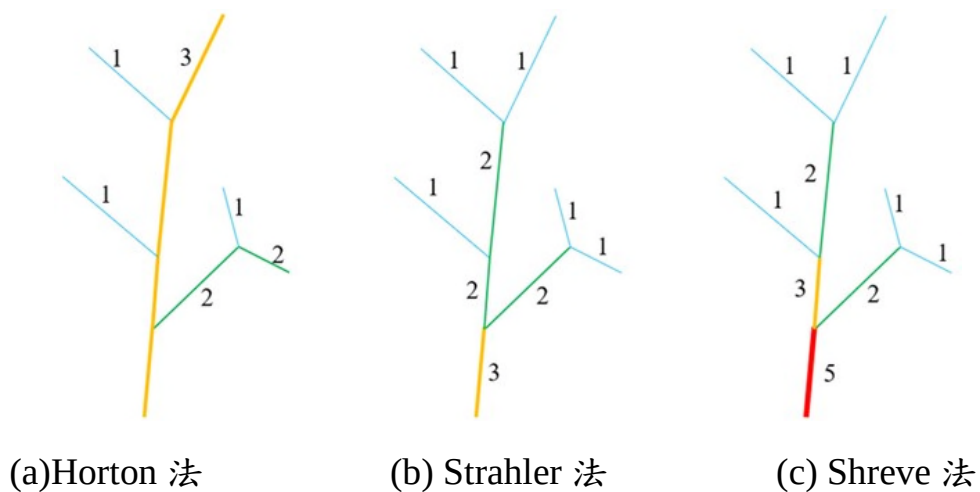


圖 3-2 Horton、Strahler、Shreve 河川級序示意圖

三、集水區溝床門檻值分析

以單一集水區而言，當溪溝的門檻值越低時，所呈現出來的水系則越細越密；反之，當門檻值設定的越高，則代表溪流起點所累積的流量越大，因此門檻值愈大則溪流起點之集水面積愈大。

圖 3-3 為臺灣六個流域(卑南溪(BN)、旗山溪(CH)、陳有蘭溪(CYL)、花蓮溪(HL)、平廣溪(PG))溪溝起點之集水面積累積機率(周憲德，2019)，溪溝起點計算依據水土保持技術規範之定義，等高線圖(5m)中，凸向上之計曲線(間距 25m)，夾角小於 90 度連續三條以上，視為溪溝起點。圖中不同流域溪流的起始集流面積皆不相同，以 50% 累積匯流面積為基準，旗山溪(CH)最大，平廣溪(PG)的則最小。由此可知，不同流域所使用的起始溪流門檻值也不盡相同。

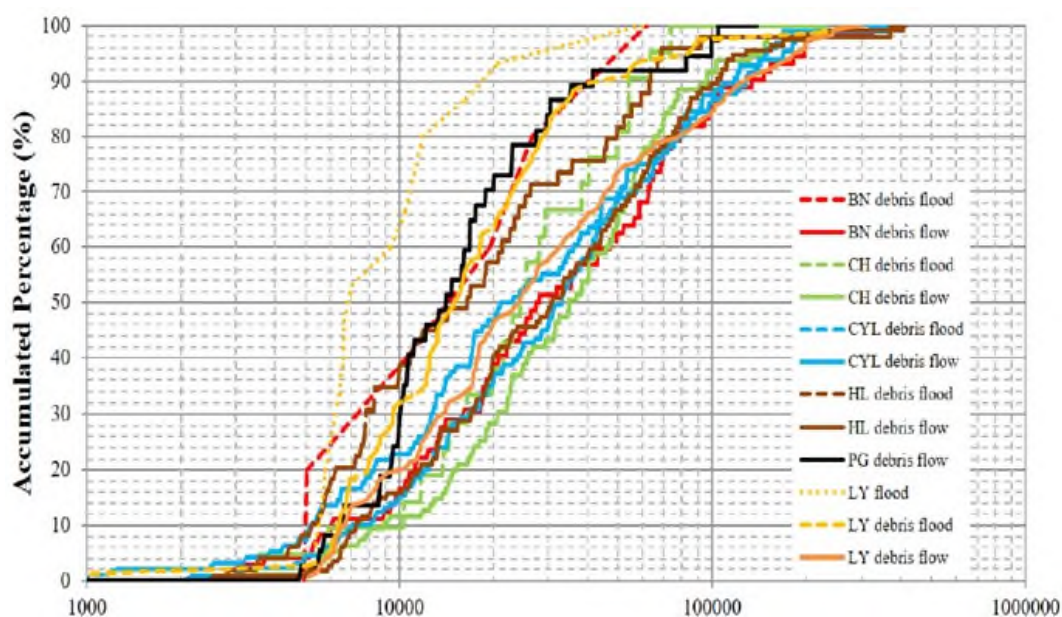


圖 3-3 不同流域溪溝起點之集水面積累積機率

資料來源：周憲德 (2019)

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(2-1)所示。

依據 Wilford et al. (2004) 提出使用 Melton's ratio(MR)與集水區長度(L)結合，判定該集水區之土砂災害。土砂災害類型分為洪水、高含砂水流、土石流。其洪水定義為 $MR < 0.3$ ；高含砂水流定義為 $0.3 \leq MR \leq 0.6$ 及 $MR > 0.6$ 且集水區長度 $\geq 2.7\text{km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.6$ 且集水區長度 $< 2.7\text{km}$ 。上述門檻僅適用於加拿大集水區，針對不同地區之地貌條件，其門檻值應因地制宜，本計畫團隊 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 $L < 7\text{km}$ 者為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\text{ km} \leq L \leq 14\text{ km}$ 者為高含砂水流及土石流並存； $MR < 0.3$ 則為洪水。

因集水區溢流點以上之地形或陡峭度並非均勻，故河道之土砂運動型態亦會沿程改變。本研究提出隨河道位置(x)改變之集水區險峻值 $MR(x)$ ，其定義如下：

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

$H(x)$ 為河道位置(x)以上最大高程差 ($H(x)$)， $A(x)$ 為河道位置(x)之集水面積， $L(x)$ 為河道位置(x)處之河流長度， $S(x)$ 為河道位置(x)以上之河道平均坡度($S(x)=H(x)/L(x)$)， $F(x)$ 則為河道位置(x)處之集水區形狀係數($F(x)=A(x)/L^2(x)$)。相較於 MR 用於判釋溢流點處之土砂運動類型； $MR(x)$ 可用於判釋不同河道位置之土砂運動類型，或探討不同土砂運動類型在集水區內之影響範圍。

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沖積扇地形進行判釋。

今村遼平(2012)指出下游緩坡區或河道出口沖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沖積扇；(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。

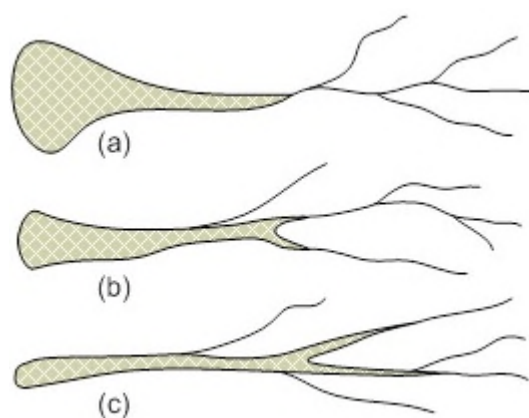


圖 3-4 古土石流沖積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)

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及等高線圖。本研究除利用高精度數值地形圈繪現生土石流沖積扇外地貌外，亦分析圈繪後之土石流沖積扇坡度(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。

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)。

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 3-5 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。

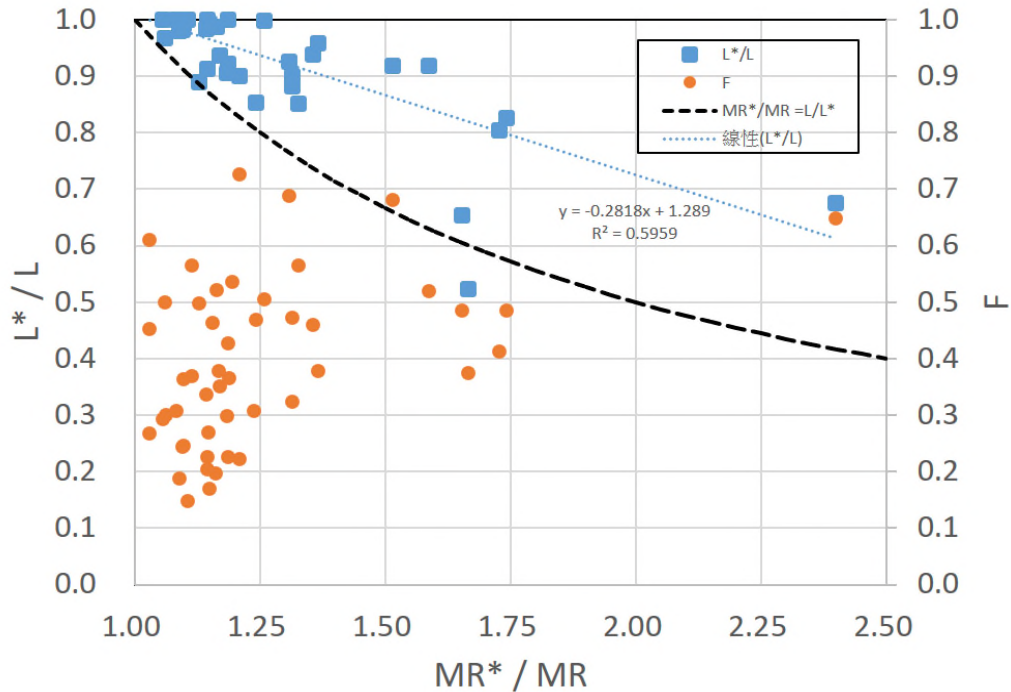


圖 3-5 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正

第三節 沖積扇實驗方法與設置

本研究沖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 3-6)。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。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。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，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。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。儲砂槽由塑膠材料製成，出口處有一閥門，閥門前的管頸可套入不同口徑的轉接環以控制供砂率。

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，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。其沖積扇實驗示意如圖 3-7 所示。圖 3-6 左側輸送系統為輸水管道，為 4 段連通的內徑 2cm PVC 水管組成，其中第一段水管設有球閥以調整流量，而定水頭水箱透過輸水管道將指定水流量送至寬度 2cm 之壓克力板斜向渠道。如圖 3-6 右上照片及圖 3-7 所示，前述輸砂管之輸砂量與設定水量在水砂供應渠道內混和後，直接進入沖積扇頂端。

堆積平台分兩部分，第一部分為主要堆積區，為一片黑色壓克力板，表面刻有 1cm×1cm 的網格，作為影像分析的比例尺使用(圖 3-8)；主要堆積區有 2 片夾角為 90°透明壓克力檔板垂直於堆積平台，用以限制沖積扇範圍。第二部分為玻璃纖維製的淺水槽，用以盛接排出主要堆積區的尾水，並透過尾水口將尾水排至尾水箱。

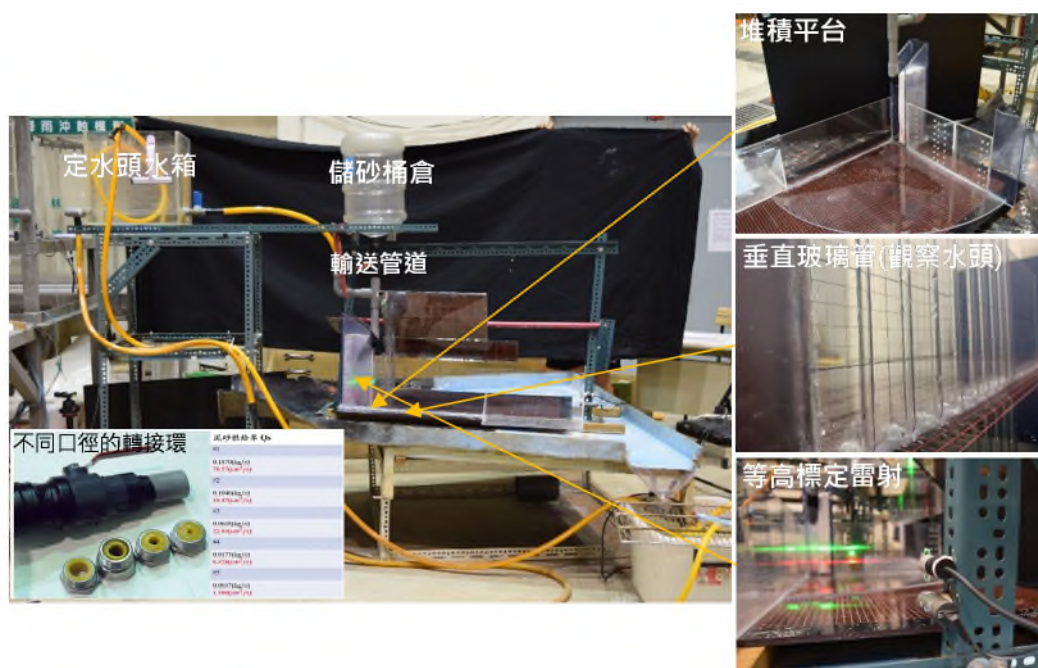
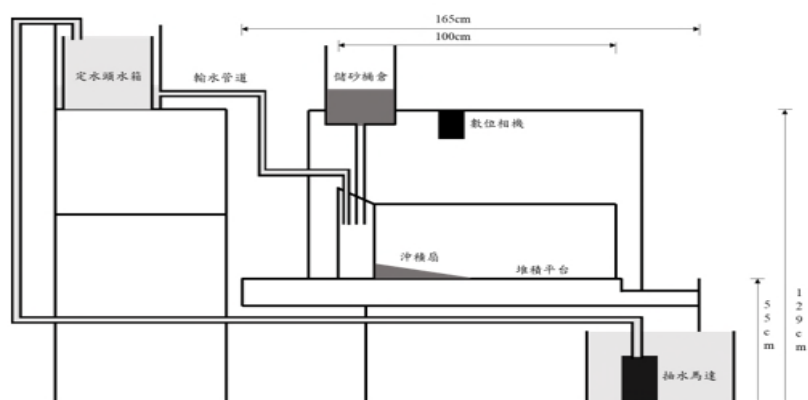
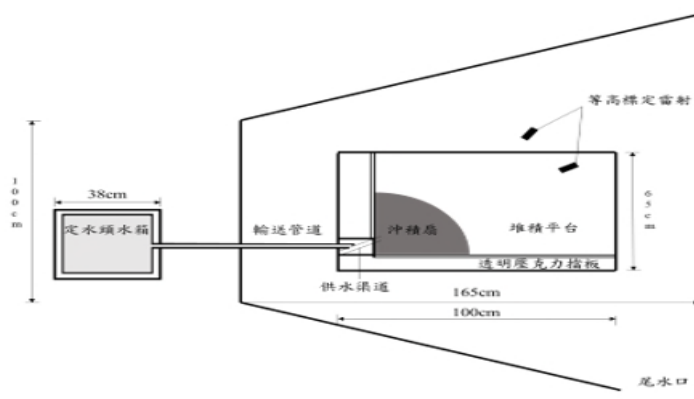


圖 3-6 實驗設備配置圖



(a)實驗設置側視示意圖



(b)實驗設置俯視示意圖

圖 3-7 實驗設置示意圖

一、堆積材料特性

為了降低滲流對開析時渠道內水流量的影響，本實驗分別使用中值粒徑(D_{50})為 0.20mm 的均勻細砂及中值粒徑為 0.48mm 的石英砂作為實驗顆粒，如圖 3-所示，均勻係數(σ)定義如式 3-1，本研究實驗顆粒小於 1.3，屬於均勻級配的範圍。細砂與石英粗砂物理特性比較如表 3-所示。

$$\sigma = \sqrt{\frac{d_{84}}{d_{16}}} \quad (3-2)$$

表 3-1 材料顆粒性質

顆粒材料	$D_{50}(mm)$	σ	密度 (g/cm^3)	二維安息角 (deg)	孔隙率(%)
細砂	0.20	1.24	2.51	32.0	42.1
石英砂	0.48	1.11	2.44	30.0	36.0



圖 3-8 實驗用細砂顆粒

利用搖篩機進行二次篩分析試驗，選用 A.S.T.M#20、#40、#50、#60、#100 篩網，將兩組結果進行平均後得到細砂及石英粗砂之

粒徑分布，如

圖 3-所示。

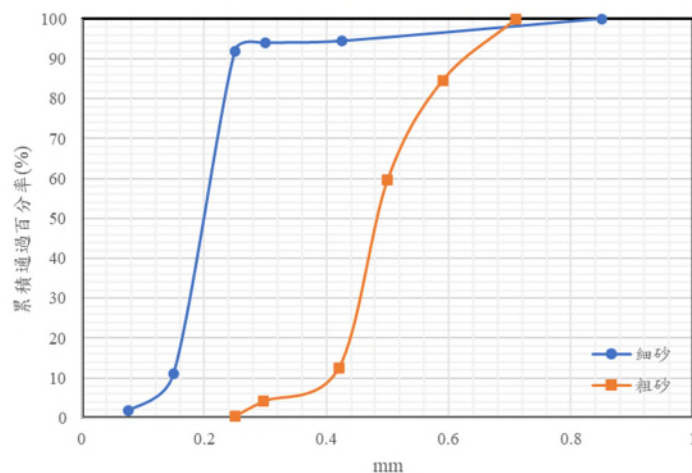


圖 3-9 實驗粒徑分布圖

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，可直接觀察沖積扇高程及扇面型態隨時間的變化。實驗中使用綠光點源雷射(上辰光學，GLM-0505- 5 mW)以及最大輸出功率為 10 Mw 紅光線源雷射(圖 3-10)，分別標定於高程 2cm 以及 3cm 處。

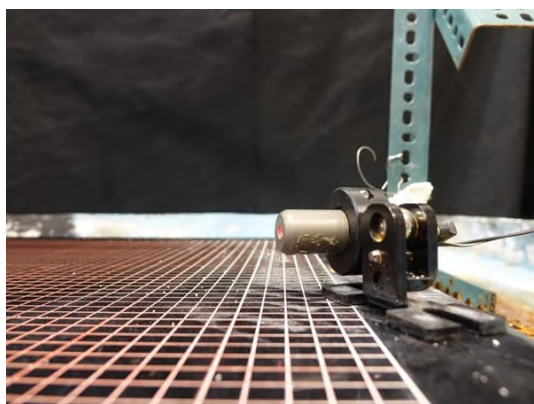


圖 3-10 紅光線源雷射，最大輸出功率為 10Mw



圖 3-11 高速相機(SONY RX10 4K)

在本實驗為取得影像資料，使用器材包含 SONY RX10II 4K 高速相機(圖 3-11)等。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。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。長時間的沖積扇型態變化過程則每 2 秒擷取一張進行長時曝光(Long Exposure)疊圖分析。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，避免個別錄影造成的時間差。

三、實驗步驟

前置作業

- 在尾水箱中注入水，並開啟馬達，使定水頭水箱達滿水位。
- 使用水平儀定平堆積平台。
- 架設攝影機，確認能完整清楚拍攝實驗過程，並定平使攝影機正射實驗區域。
- 架設水平標定雷射，對準 2cm 與 3cm 並保持水平。

沖積扇之堆積與開析過程

- 沖積扇開析實驗乾砂堆積：將砂置於儲砂桶內，開啟閘門使砂落在堆積平台上至實驗所需高度，堆成一扇坡面與水平夾角 10° 、 15° 與 20° 的乾沖積扇。
- 沖積扇開析實驗濕砂堆積：將砂浸潤在水中直到飽和後，在

堆積平台上堆成與乾堆積相同之坡面與水平夾角 10° 、 15° 與 20° 的濕沖積扇。

- 沖積扇滲流實驗：將砂置於儲砂桶內，開啟閘門使砂落在堆積平台上使其自然堆積至扇高約為 20cm，扇面坡度為實驗顆粒二維安息角 30° 。
- 選定實驗水流量 Q_W 後，用定水頭水箱的流量控制閥調整並測定流量至指定 Q_W 。完成後將供水管至於供水渠道內。
- 確認標定雷射位置以及沖積扇大小無誤。
- 開啟攝影機錄影，並開啟定水頭水箱的開關控制閥，實驗開始。
- 於沖積扇大小超過實驗範圍如圖 3-12 紅線標示之範圍或沖積扇無明顯型態變化後結束實驗。

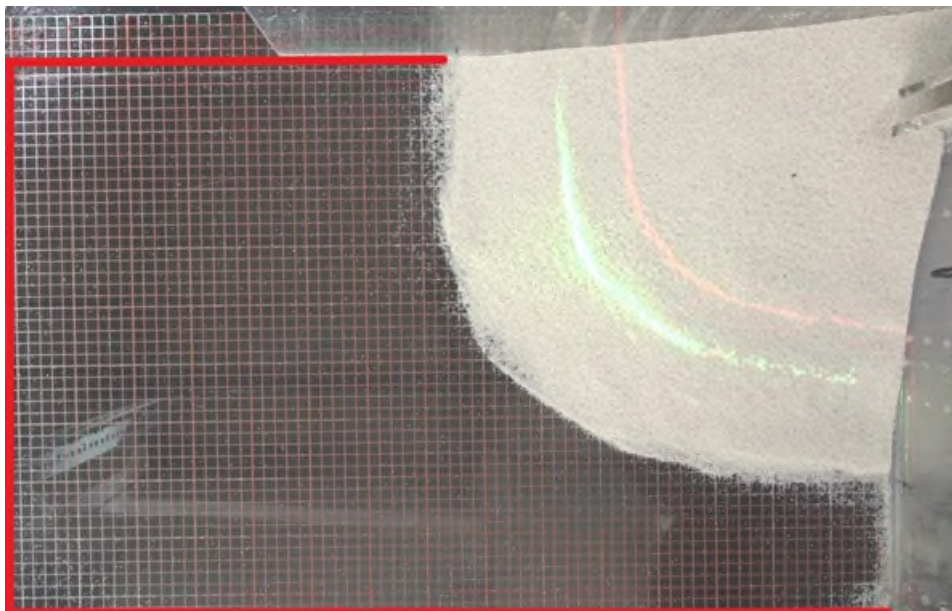


圖 3-12 沖積扇開析實驗實驗範圍

第四章 實驗結果分析與討論

第一節 沖積扇實驗參數

為觀察不同水流功率之沖積扇開析過程，本實驗選用 10° 、 15° 以及 20° 扇面的沖積扇進行開析實驗，而流量則為 $Q=10,20,30,40,50$ 與 $60 \text{ cm}^3/\text{sec}$ 。由於乾粗砂實驗沖積扇在渠道形成過程中會有部分水流入滲，為觀察滲流對沖積扇開析之影響，因此以浸潤過的濕粗砂堆積土體飽和的沖積扇進行實驗，與乾砂沖積扇實驗比較，實驗相關參數如表 4-1 所示，共進行 34 組實驗，扇面坡度 10° $Q=50$ 與 $60 \text{ cm}^3/\text{sec}$ 乾砂沖積扇實驗因礙於實驗設備之限制因此並未列入。滲流實驗所選用之水流量為 $Q=10,15$ 與 $20 \text{ cm}^3/\text{sec}$ 。

第二節 渠道形成

當實驗開始時，水流從供水渠道進入沖積扇系統。因沖積扇尚未飽和，上游供水大部分會成為滲流進入扇面土體，僅少部分成為扇表面逕流，並將部分顆粒帶往下游。但因為水流持續入滲，逕流不足以將顆粒帶至扇端，於是停留在中扇區形成篩狀堆積如圖 4-1。濕沙沖積扇實驗中，在實驗開始供水前扇土體已達飽和狀態，從供水渠道進入沖積扇系統的水流大部分皆成為扇表面逕流，因此篩堆積不會形成如圖 4-2。

篩堆積為停留在扇頂或中扇區的突出部堆積(lobe)，形成的位置與方向由供水渠道的水流決定。篩堆積形成後，會成為後續水流的阻

力，阻擋水流原本的流動方向，使水流改道，進而影響渠道形成的位置，而所形成渠道的方向會與篩堆積不同如圖 4-3 所示。在坡度與流量均較低的實驗中，水流需更多時間才能匯集成渠道，大部分的水成為扇土體中的滲流，使沖積扇開析前，在扇端出現許多明顯的滲流破壞如圖 4-4 所示。

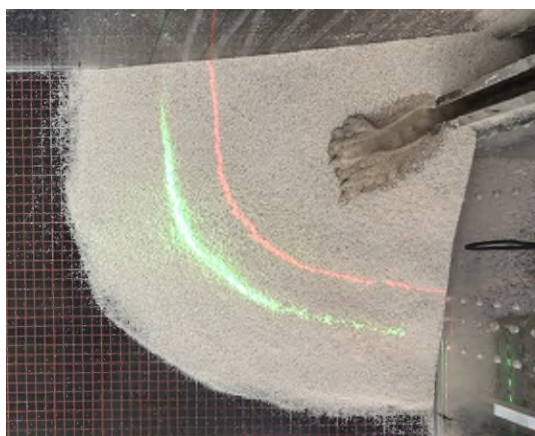


圖 4-1 篩堆積階段，15°扇面， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=38\text{s}$ ，粗乾砂沖積扇

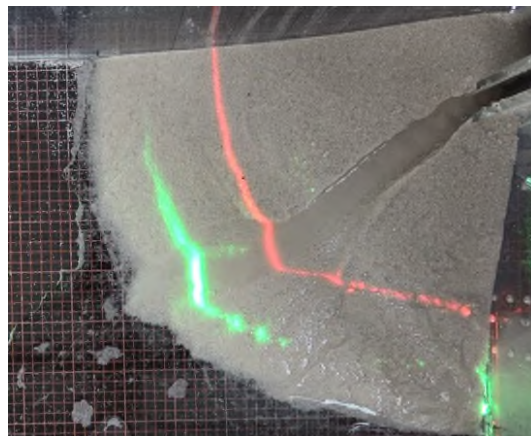


圖 4-2 15°扇面， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=20$ ，濕粗砂沖積扇

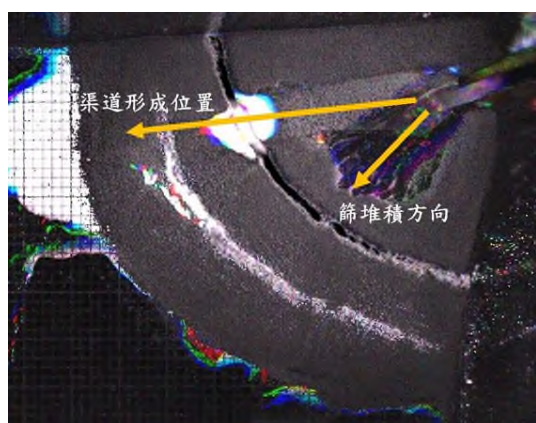


圖 4-3 篩堆積與渠道形成位置，15°扇面， $Q=40 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾粗砂沖積扇， $t=8-41\text{s}$ 長曝圖



圖 4-4 滲流破壞，10°扇面， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t=480\text{s}$ ，乾粗砂沖積扇

三組滲流實驗的數據如圖 4-5 至圖 4-7 所示，將玻璃管所測量之

水頭高相連後可得出滲流線，而濕鋒線則為目視觀察扇剖面被浸潤的部分，濕鋒線高於滲流線是扇土體顆粒毛細現象所導致。滲流線與扇面的交叉點即為滲出點，在此處扇面會出現滲流破壞。使用杜布公式(Dupuit equation)以計算水平單寬自由含水層之滲透係數 K 如公式(4-1)，因實驗沖積扇為圓柱體，轉為圓柱座標後得到公式(4-2)，將其積分(公式 4-3)得到公式(4-4)，再將其無因次化得到公式(4-5)。

$$q = \frac{Q}{B} = hv = -Kh \frac{dh}{dx} = K \frac{h_0^2 - h_L^2}{2L} \quad (4-1)$$

$$Q = r \theta h \left(-K \frac{\partial h}{\partial r} \right) \quad (4-2)$$

$$\int_{r_0}^r -\frac{Q}{K\theta} \frac{dr}{r} = \int_{h_0}^h h dh \quad (4-3)$$

$$-\frac{Q}{K\theta} \ln\left(\frac{r}{r_0}\right) = \frac{1}{2} (h^2 - h_0^2) \quad (4-4)$$

$$\left(\frac{h}{h_0}\right)^2 = -\frac{1}{\alpha} \ln\left(\frac{r}{r_0}\right) + 1 \quad (4-5)$$

其中 h 為半徑 r 處之滲流水頭(cm)， h_0 為半徑 r_0 處之滲流水頭(cm)，公式(4-5)中 α 如公式(4-6)所示：

$$\alpha = \frac{1}{2} h_0^2 \frac{K\theta}{Q} \quad (4-6)$$

其中 Q 為流量(cm^3/s)， K 為滲透係數 cm/s ， θ 為沖積扇張開角(rad)。

將滲流實驗所得到之數據帶入公式(4-5)並進行線性回歸求解 α 如圖 4-8 至圖 4-10 所示，再用公式(4-6)求得 K ，將三組實驗所得之 K 值平均後得到滲透係數 $K = 1.42 \text{ cm/s}$ 。實驗所得 K 值似偏大，可能

與式(4-2)假設水位與側向角度(θ)無關，並忽略毛細管入口之水頭損失，故所觀察之滲流水頭較低，造成 K 值之高估。在固定扇高、扇長 R(半徑)與扇面和水平夾角 φ 的圓錐體沖積扇中，半徑 r 處之扇面高度 h 如公式 4-7 所示：

$$h = (R - r) \tan \varphi \quad (4-7)$$

已知滲流線與扇面之交叉點為滲出點，因此由公式 4-5 與公式 4-7 可求得沖積扇開析實驗中之扇面滲出點。所得出之結果如表 4-1 所示，在相同流量下，坡度愈大則滲出點位置與扇長之比值 r/R 愈大，代表扇面滲流破壞處會愈靠近扇頂。從實驗中觀察出，在較高流量實驗中與後期，滲流破壞多出現在渠道附近，為入滲至渠道底床之滲流所造成。

表 4-1 滲出點位置

Q(cm ³ /s)	扇面坡度(°)	扇長 R(cm)	滲出點位置(cm)	r/R
20	10	57	53.43	0.94
20	15	37	32.94	0.89
20	20	27.5	17.14	0.62

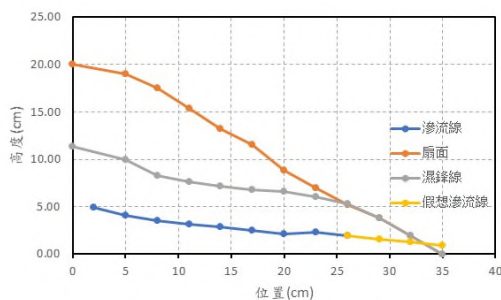


圖 4-5 Q=10 cm³/s，扇面、滲流線與濕鋒線

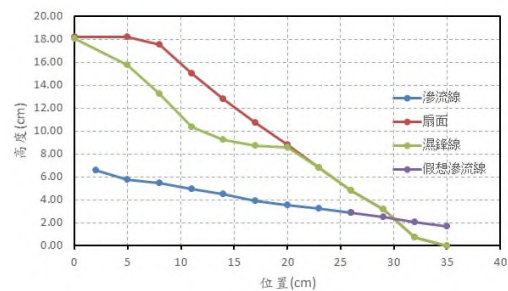


圖 4-6 Q=15 cm³/s，扇面、滲流線與濕鋒線

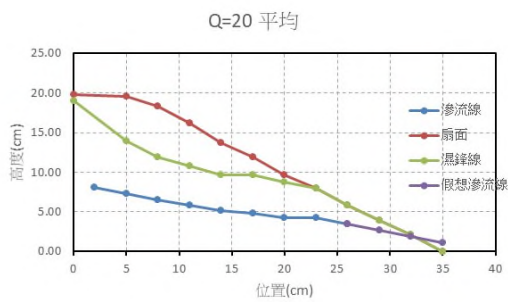


圖 4-7 $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，扇面、滲流線與濕鋒線

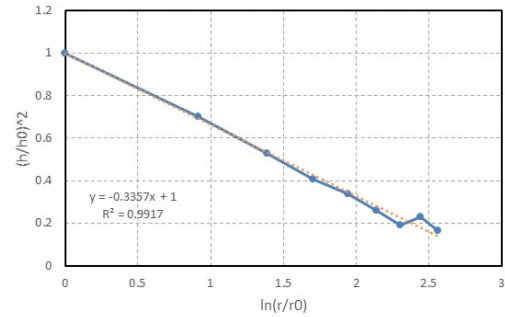


圖 4-8 $Q=10 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，公式 4-5 之線性回歸

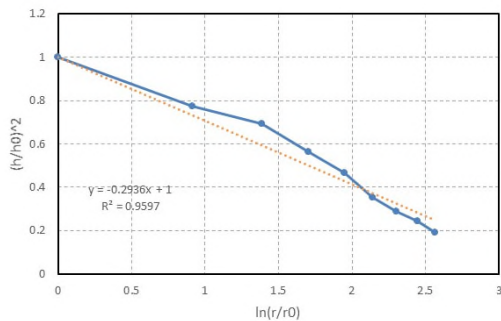


圖 4-9 $Q=15 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，公式 4-5 之線性回歸

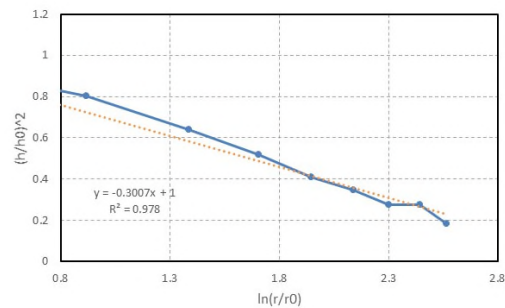


圖 4-10 $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，公式 4-5 之線性回歸

第三節 沖積扇開析

沖積扇實驗中渠道坡度與沖刷/堆積之變化以雷射標線進行觀測，標線為固定高度的等高線，因此可以做為判斷渠道坡度和渠道為沖刷或堆積的參考線。渠道的溯源刷深會使渠床高程降低，渠道內代表等高線之雷射標線會往扇頂偏移；而下游沖積扇則因高程增加，等高線之雷射標線則向扇端偏移。

本研究沖積扇已開析情況下(圖 4-11)，高程為 3cm 的紅色雷射標線在渠道內的中游往扇頂偏移，而高程為 2cm 的綠色雷射標線則在

渠道的下游向扇端偏移，即沖積扇上河道在扇中上段處刷深，扇端處則堆積。

在沖積扇開析一段時間後，會產生溯源侵蝕。由圖 4-12 可觀察到高程 3cm 的紅色雷射標線的移動歷程，標線從渠道的中游往上游移動，顯示渠道中水流溯源並侵蝕底床之過程。由於扇頂附近與中扇區的顆粒料源幾乎都已經被水流所沖刷，水流所載運的顆粒量減少，侵蝕作用增加，於是從中下游開始，向上游源頭下切侵蝕。

扇面上相交點(intersection point)為渠底高程與原沖積扇表面的交點，交點上游為渠道，而交點下游，渠堤不明顯，故無下切侵蝕，即相交點為扇面上侵蝕與堆積之交界處(圖 4-13)。在扇下游之堆積過程初期，扇頂與中扇區料源顆粒充足，下游堆積活躍，相交點位於下游複成扇頂點附近(綠色雷射標線(>2cm))。當料源區顆粒被水流沖刷至下游後，渠流下切侵蝕作用增加，於是渠床高程降低，先前堆積的複成扇漸被水流所侵蝕，相交點之位置逐漸向下游移動，如圖 4-14 所示。

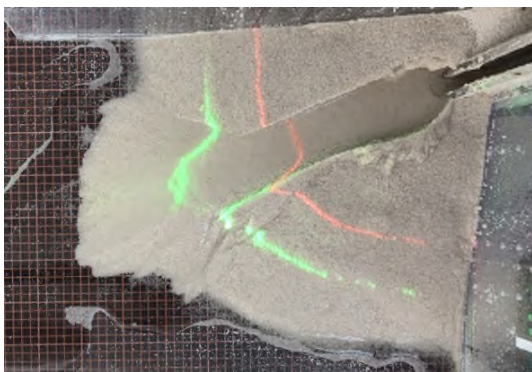


圖 4-11 雷射標線，扇面 15° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾沖積扇， $t = 105\text{s}$

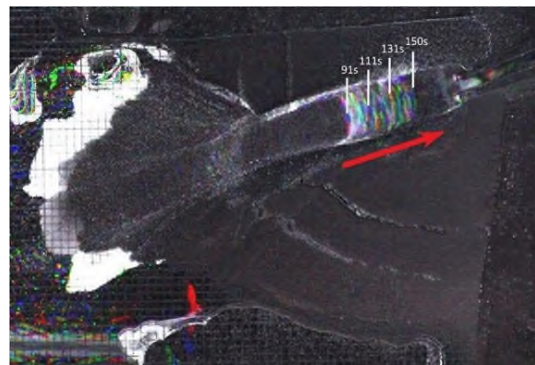


圖 4-12 高程 3cm 標線移動歷程圖(箭頭為標線移動方向)，扇面 15° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ， $t = 91\text{-}150\text{s}$

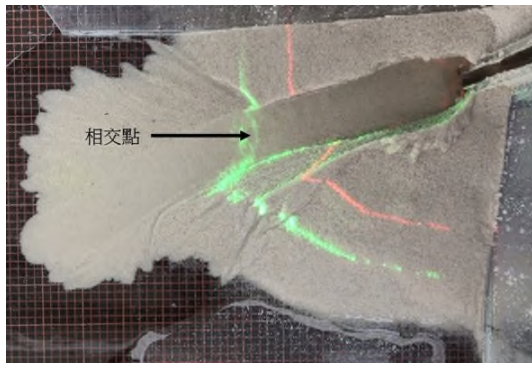


圖 4-13 實驗沖積扇相交點位置
(綠色標線)，扇面 15° ， $Q=30$
 cm^3/s ， $t = 355\text{s}$

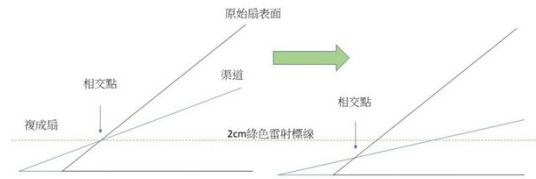


圖 4-14 扇面上相交點改變示意圖

沖積扇上的渠道與堆積發展歷程如圖 4-15 至圖 4-29 所示，圖中黑色箭頭代表渠道側向遷移方向，白色箭頭代表堆積方向，半透明黑色區域為篩堆積。在流量與水流功率較大的實驗中，渠道相對穩定，堆積方向單一且較穩定，所堆積之複成扇邊緣線較為平滑，在複成扇上的流況以片狀流為主，如圖 4-17、圖 4-18、圖 4-19、圖 4-27 與圖 4-29 所示。在水流功率較小的實驗中，堆積方向則經常改變且渠道在扇端分岔，故在扇端同時產生多處堆積，如圖 4-20 與圖 4-22 所示。在較緩坡(10° 扇面)的實驗中，由於水流功率較小，渠道幾無側向侵蝕能力，無明顯側向遷移如圖 4-22、圖 4-23、圖 4-24 與圖 4-25 所示。

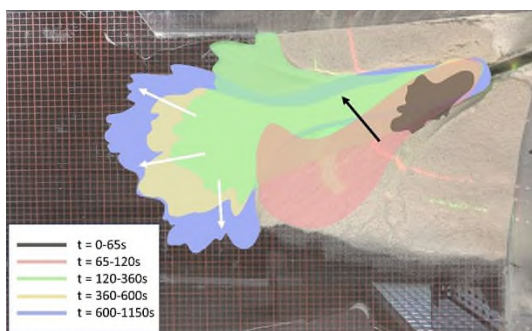


圖 4-15 渠道發展歷程，扇面

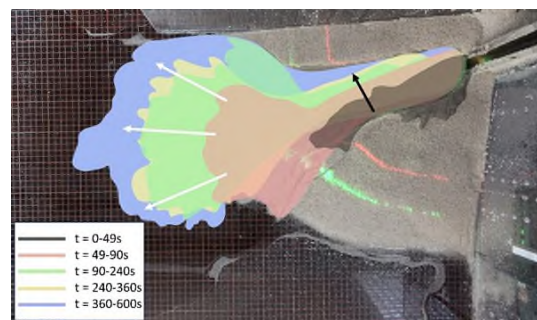


圖 4-16 渠道發展歷程，扇面

15°, $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$, 乾砂沖積扇

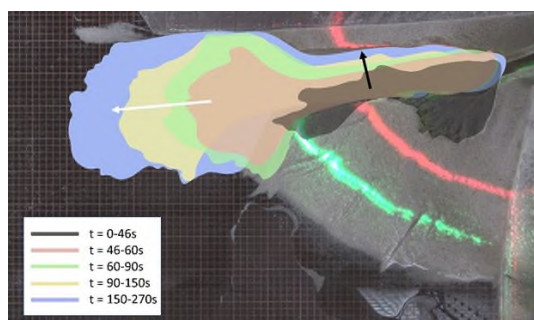


圖 4-17 渠道發展歷程，扇面
15°, $Q=40 \text{ cm}^3/\text{s}$, 乾砂沖積扇

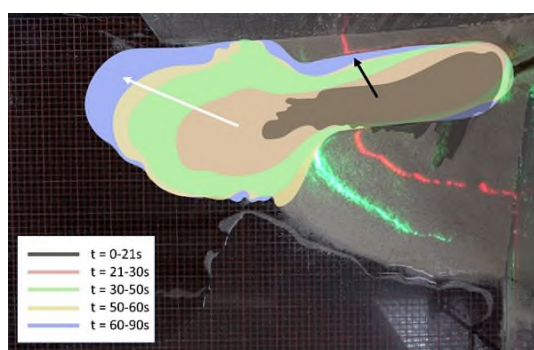


圖 4-19 渠道發展歷程，扇面
15°, $Q=60 \text{ cm}^3/\text{s}$, 乾砂沖積扇

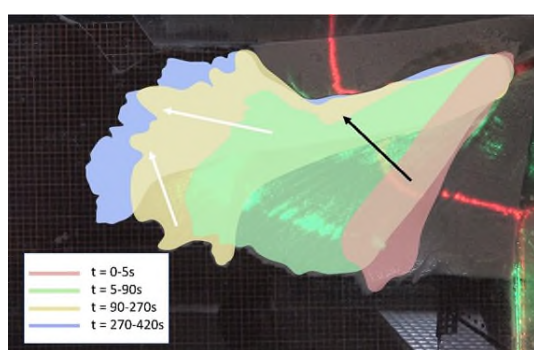


圖 4-21 渠道發展歷程，扇面
15°, $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$, 濕砂沖積扇

15°, $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$, 乾砂沖積扇

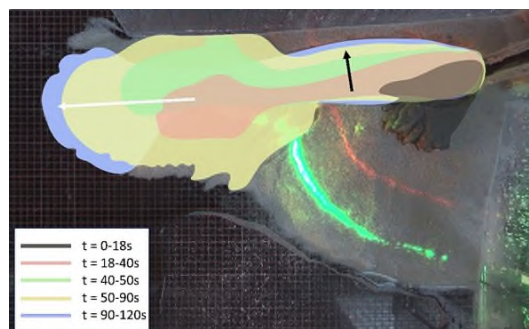


圖 4-18 渠道發展歷程，扇面
15°, $Q=50 \text{ cm}^3/\text{s}$, 乾砂沖積扇

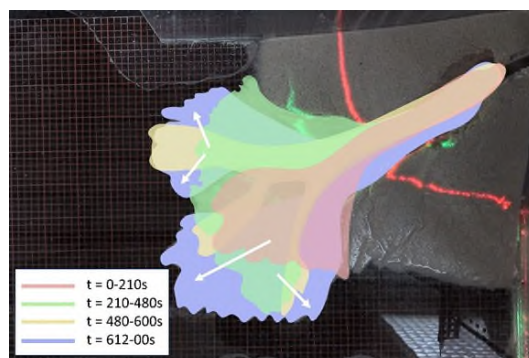


圖 4-20 渠道發展歷程，扇面
15°, $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$, 濕砂沖積扇

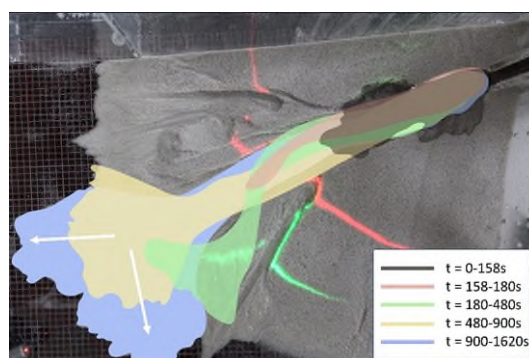


圖 4-22 渠道發展歷程，扇面
10°, $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$, 乾砂沖積扇

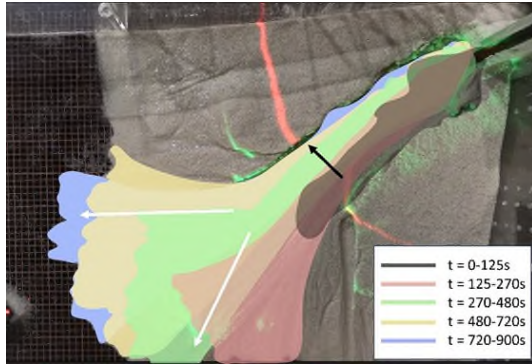


圖 4-23 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇

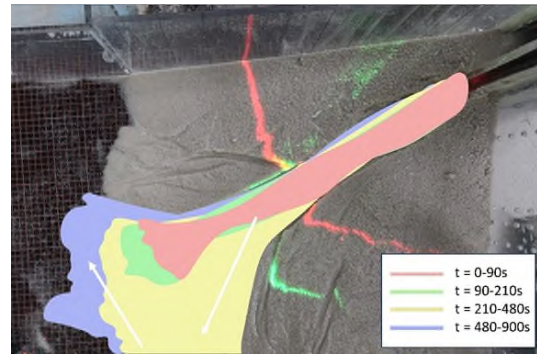


圖 4-24 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇

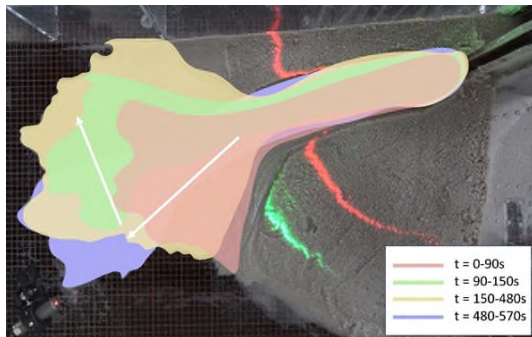


圖 4-25 渠道發展歷程，扇面 10° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇

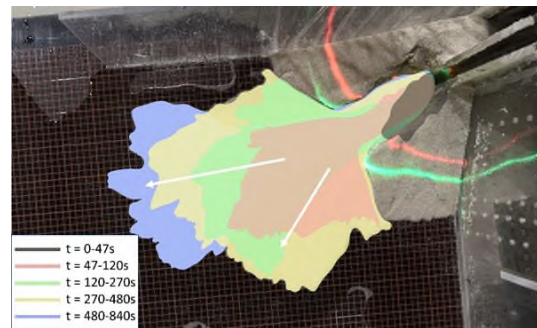


圖 4-26 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇

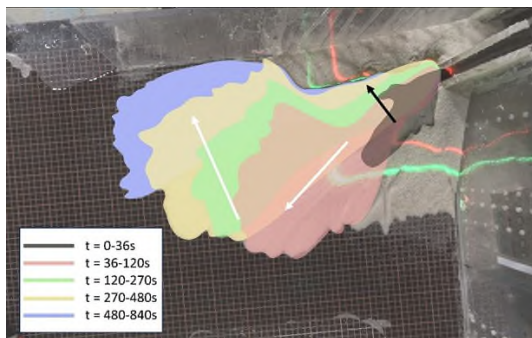


圖 4-27 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，乾砂沖積扇

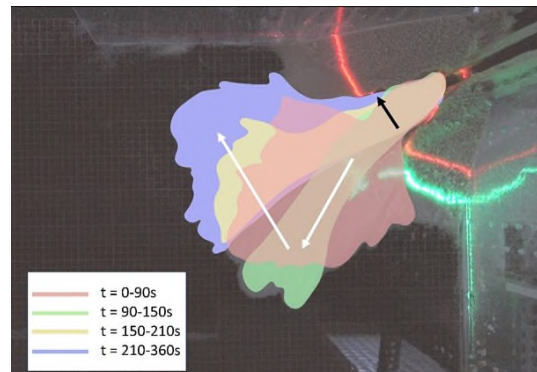


圖 4-28 渠道發展歷程，扇面 20° ， $Q=20 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇

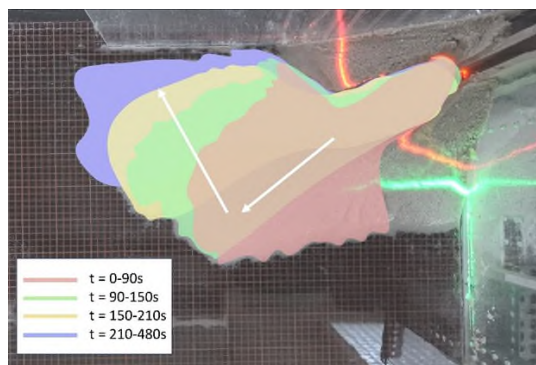


圖 4-29 渠道發展歷程，扇面
20°， $Q=30 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，濕砂沖積扇

● 渠道寬

不同流量下，沖積扇上渠寬隨時間的變化如圖 4-30 所示。在 15° 沖積扇情況下，渠寬在流量為 20 至 40 cm^3/s 的實驗中較快穩定，在渠道形成後很快就趨於定值，即渠道僅在剛形成時具較強之側向侵蝕能力。流量為 40 至 60 cm^3/s 的渠寬，則隨時間明顯變大，渠道形成到實驗結束的渠寬差距約為 35-60%，渠道水流具明顯側向侵蝕能力。

由於沖積扇渠道的起點為堆積平台之供水渠道，因此前端量測的位置取距渠道起點 1cm 處；渠道的終點位置會因為實驗與時間不同而變化，因此選用距渠道起點 22cm 進行測量，以確保測量位置在所有實驗過程中皆為渠道且接近渠道末端；而中段則選取前端與末端測量點的中間距渠道起點 11cm 處，所得結果如圖 4-31 所示。在 5 組實驗中位於距渠道起點 11cm 處的渠寬較大，位於 1 與 22cm 的渠寬較小，在流量為 50 與 60 cm^3/s 的實驗中，11cm 處的渠寬與其他兩處之差大於 1cm，可看出渠道在中段的側向侵蝕能力大於渠道起點與渠道末端。

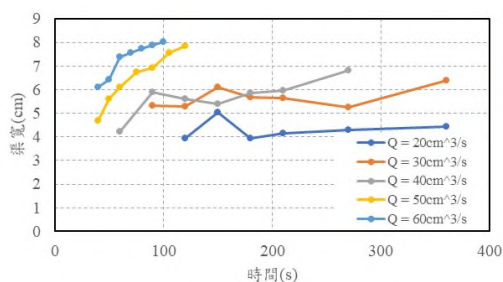


圖 4-30 扇面 15° 平均渠寬變化歷程

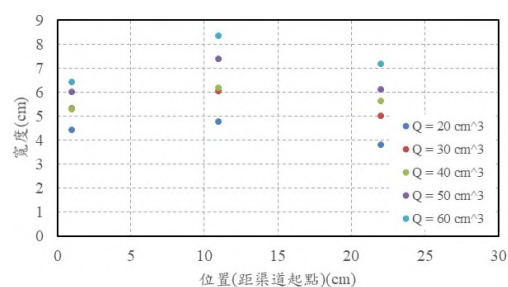


圖 4-31 15° 扇面乾沖積扇沿渠道下游 1cm、11cm 與 22cm 量測之平均渠寬

不同流量、扇面坡度與堆積型態所測得之渠寬(指水面寬度)如圖 4-32 所示，渠寬的大小與流量呈正相關，且濕砂沖積扇實驗中的渠寬大於乾砂沖積扇，而不同坡度之渠寬變化則無顯著趨勢。由圖可知渠寬隨流量變大而增加，故相較於扇面坡度，渠寬更受到流量與乾濕堆積型態所影響。圖 4-33 為水流功率與渠寬之關係，可知水流功率與渠寬成正相關，即水流功率愈大則渠道的側向侵蝕能力愈強。

流量 30 cm³/s 的平均渠寬變化歷程如圖 4-34 所示，渠寬隨實驗時間的變化不大，即水流之側蝕能力不強渠道。在濕砂堆積實驗中，因扇土體呈飽和狀態，從供水渠道流入沖積扇系統的水流大部分成為扇表面逕流，僅少部分入滲，相較於乾砂堆積實驗，侵蝕扇面並匯集成渠道的水流量更大，因此所形成渠道的渠寬大於乾砂堆積實驗。

單寬流量、臨界水深 y_c 及單寬水流功率 ω 之計算方式如公式 4-8 至公式 4-11 所示

$$q = \frac{Q}{b} \quad (4-8)$$

$$y_c = \sqrt[3]{\frac{q^2}{g}} \quad (4-9)$$

$$\omega = \gamma q S \quad (4-10)$$

其中 Q 為供水流量， b 為供水渠道寬(2cm)， S 為沖積扇坡度。
 g 與 γ 分別為重力加速度及水單位重。

將沖積扇渠道之平均渠寬 $B(\text{cm})$ 相較於臨界水深 y_c ，與代表渠道下切侵蝕能力之單位寬水流功率進行分析，其結果如圖 4-35 所示。
 B/y_c 在不同單位寬水流功率下大致為一定值(介於 16-20, 平均值約為 18)，即沖積扇之平均渠寬主要由供水渠道之單寬流量決定。

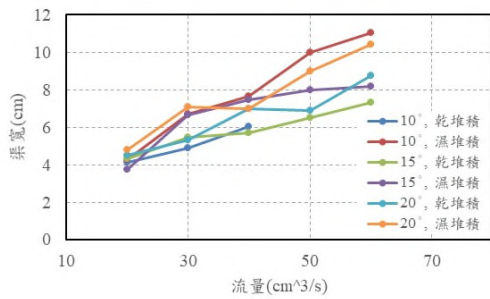


圖 4-32 不同流量、坡度與堆積型態之平均渠寬

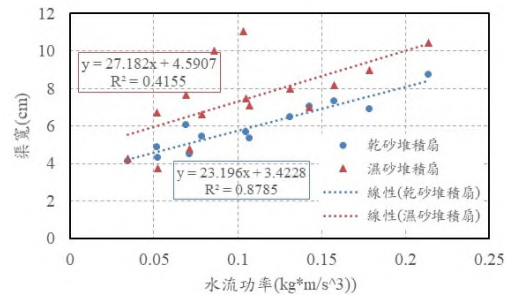


圖 4-33 水流功率與渠寬之關係

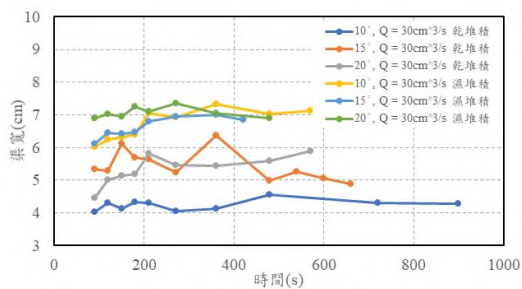


圖 4-34 平均渠寬改變歷程 (Q=30 cm³/s)

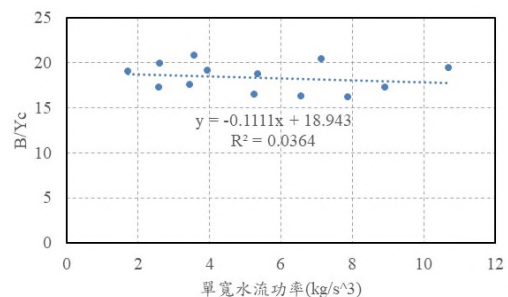


圖 4-35 單位寬水流功率與 B/y_c

● 渠道深度

由於沖積扇之尺寸固定，在乾沖積扇實驗過程中透過雷射標線所標示 2cm 與 3cm 高程，再扣除原有位置的扇表面高度，可進而計算出開析過程中之渠道深度。如圖 4-36 所示，15°實驗沖積扇在流量為 20 至 40 cm^3/s 時流量愈大渠深愈深，顯示出較大的流量下切侵蝕能力較強；流量為 50 與 60 cm^3/s 實驗中，渠深則較流量為 30 cm^3/s 的實驗小，從上段敘述可知這兩組實驗的渠寬(分別為 6.5 與 7.3cm)明顯比其他三組大，較大的渠寬影響水流的下切侵蝕能力，水流更傾向於側向侵蝕而非刷深渠道，三組流量較小的實驗中渠寬較小，因此水流的下切侵蝕能力更強。15°實驗沖積扇不同流量的渠深變化歷呈現於圖 4-37，六組實驗皆可看出渠深在初期變化較大，隨著實驗時間趨向穩定。流量較大時，水流保持一定的側向侵蝕能力，而下切侵蝕作用會隨著時間而降低；流量較小時，渠道的側向與下切侵蝕能力皆隨時間遞減。

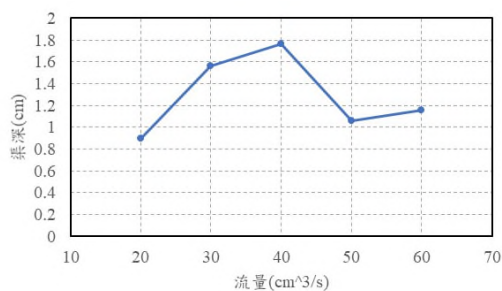


圖 4-36 15°乾沖積扇整體渠道平均渠深

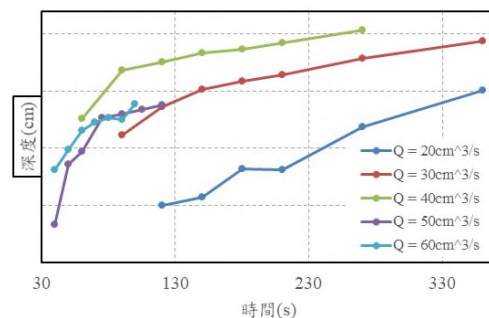


圖 4-37 15°乾沖積扇平均渠深變化歷程

● 複成扇堆積

複成扇是指沖積扇之扇端處在水流作用下呈上下交疊之複合堆積型態。本研究中被沖刷的顆粒由水流挾帶至扇端，在原有的沖積扇上交疊堆積而形成複成扇。故複成扇之料源為扇頂附近與中扇區的顆粒，在不同流量下複成扇的堆積型態亦有所不同。15°乾沖積扇複成扇面積如圖 4-38 所示， $Q = 20$ 與 $30 \text{ cm}^3/\text{s}$ 所形成的複成扇面積較 $Q = 40$ 、 50 與 $60 \text{ cm}^3/\text{s}$ 大，這是由於低流量在沖刷上游料源區時速度較慢，在固定的料源量下，會有較多的沖刷與堆積時間，顆粒也會隨著水流到達更下游端，因此所形成的複成扇面積較大。但 50 與 $60 \text{ cm}^3/\text{s}$ 因實驗之尺度效應，當溯源侵蝕到渠道口時且渠道上方無供砂，故複成扇無法持續成長。

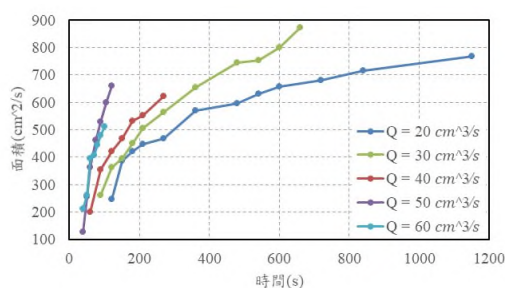


圖 4-38 15°扇面乾沖積扇複成扇面積

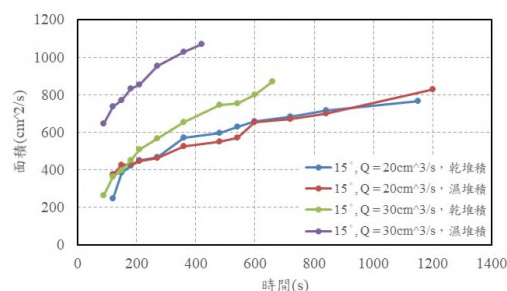


圖 4-39 15°扇面沖積扇複成扇面積

15°與 20°扇面實驗的複成扇面積如圖 4-39 與圖 4-40 所示，在相同流量與扇面坡度下，濕砂沖積扇所形成的複成扇面積較乾砂沖積扇大。複成扇的料源為扇頂與中扇區被渠道所侵蝕之顆粒，濕砂沖積扇渠道側向侵蝕能力較大，因此能沖刷更多顆粒並帶至至扇端堆積形成面積較大的複成扇。15°與 20°扇面乾砂沖積扇複成扇面積如圖 4-41 所示，複成扇面積大小與水流功率 Ω ($\Omega = \gamma QS$) 成正相關，水流功率愈

大渠道所侵蝕並帶至扇端的顆粒愈多。

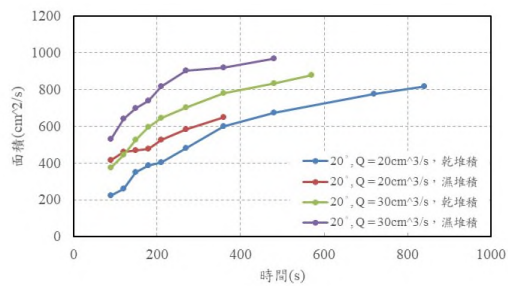


圖 4-40 20°扇面沖積扇複成扇面積

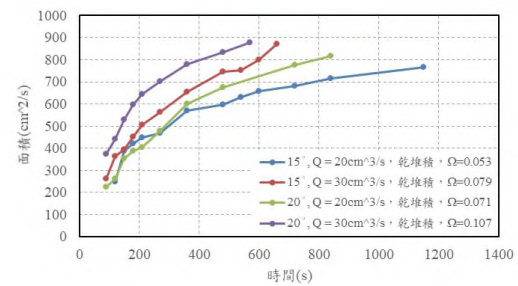


圖 4-41 15°與 20°扇面乾砂沖積扇複成扇面積

第四節 沖積扇於不同粒徑及含砂濃度下的開析過程

一、不同粒徑下清水沖刷之開析過程

在細砂($D_{50}=0.2\text{mm}$)沖積扇的清水沖刷過程與粗砂($D_{50}=0.48\text{mm}$)相似，皆經歷篩堆積、下切、展寬、自然堤四個階段，而開析現象出現於下切階段前期。不同的水流功率(ω_0)分類在這四階段交界處的特性如表 4-2 所示。

表 4-2 沖積扇在不同水流功率下之開析過程

階段 ω_0	篩堆積	下切階段		展寬階段		自然堤階段
		前期	後期	前期	後期	
$\omega_0 > 8$	篩堆積單向 改變流向	持續前堆直到 回淤並開析	開析後供水 渠道水位迅速 下降且側崩 開始溯源	展寬的料源 使複成扇前堆 至該時期最 長流動距離	渠道下游長 期漫攤	自然堤為原 渠道延伸， 使複成扇片 狀發展
$2 < \omega_0 < 8$					渠道下游短 期漫灘	
$\omega_0 < 2$	篩堆積多次 改變流向	產生河道剝離後進入 短周期的前堆與回淤循環		同時發生前堆與伴隨自然堤的河道遷移		

逕流前鋒由扇頂往扇端流動時，因部分水流入滲至扇體，土砂便停在逕流前緣，而在扇面形成篩堆積。後續水流衝破篩堆積後形成局部渠道，隨著沖積扇的發展，渠寬的變化分為三個階段，渠寬變化歷程如圖 4-42 所示。第一個階段為下切階段，此階段水流透過下切將上游料源帶往下游，當流動距離達到下切階段前期最遠點時產生回淤，使供水渠道水位快速下降，進入下切階段後期。此時兩側料源開始側向崩塌，並且從下游傳回上游，而最終導致上游供水渠道處料源崩塌，崩塌瞬間則代表著下切階段的結束；在下切階段後期進入展寬前期的交界，渠道邊界較為平滑，本研究定義此刻平均渠寬為臨界平均渠寬為 B_c (圖 4-42B)。

第二階段為展寬階段，始於供水渠道產生分離現象掏刷渠道邊壁，並產生明顯的梨形河道，此階段水流渠道顯著地拓寬，並且供水渠道因分離現象而產生的梨形回流區也愈明顯(圖 4-42C)；此階段亦可觀察到一個現象，當水流遍布整個渠道，且在渠道末端以片流型態在複成扇上，此現象稱之為漫灘。

第三階段為自然堤階段，此階段水流不再遍布整個渠道，且渠道之下游處水流企圖偏離原渠道邊界。河道在遷移的過程中產生自然堤以限制渠道寬度，而側蝕與側岸土體的崩落提供了構築自然堤所需的料源((圖 4-42D)；高水流功率的組別，其自然堤沿原渠道邊壁向下游延伸，自然堤容易生成亦容易破堤，故其展寬與自然堤階段交界點較短。本研究定義最大的平均渠寬為 $\bar{B}_{max}(cm)$ ((圖 4-42C)，為整個實驗過程中經測量而得的最大平均寬度，發生於第二或第三階段中。

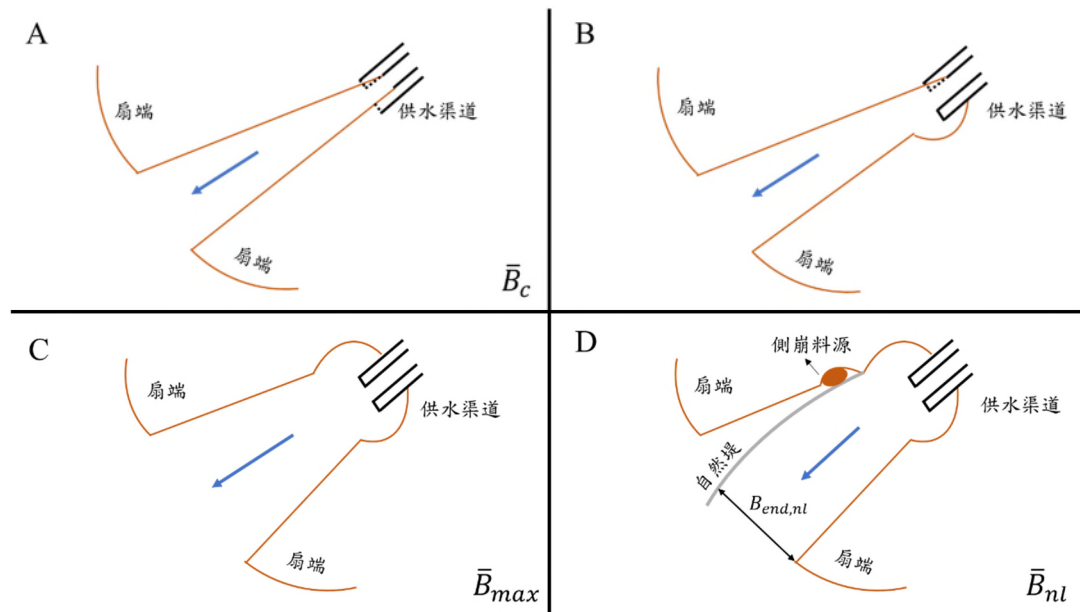


圖 4-42 渠道發展歷程示意圖

透過實驗所得之渠寬，計算單位寬水流功率 $\omega(kg/s^3)$ 與臨界水深 $y_c(cm)$ ，並將 B/y_c 以與代表渠道下切侵蝕能力之單位寬水流功率作圖進行比較所得之結果如所示， B 為沖積扇之平均渠道寬度 (cm) 。圖 4-43 中可知在粗砂實驗中， B/y_c 為一定值且幾乎不受單寬水流功率所影響，而本研究分別對選用 $\bar{B}_c/y_c$ 與 $\bar{B}_{nl}/y_c$ 與初始單寬水流功率作圖進行比較，可知 $\bar{B}_{nl}/y_c$ 與 ω_0 無關聯性，其值介於 31~41 之間； $\bar{B}_c/y_c$ 與 ω_0 則有高負相關性， ω_0 越高則 $\bar{B}_c/y_c$ 越低。渠寬之差異主要是細砂顆粒小，故毛細現象造成不飽和含水之渠壁具較強之抗沖蝕能力所致。自然堤之渠寬較大則為實驗渠道後方因分離現象產生梨形區，以致渠道口之有效寬度增加。

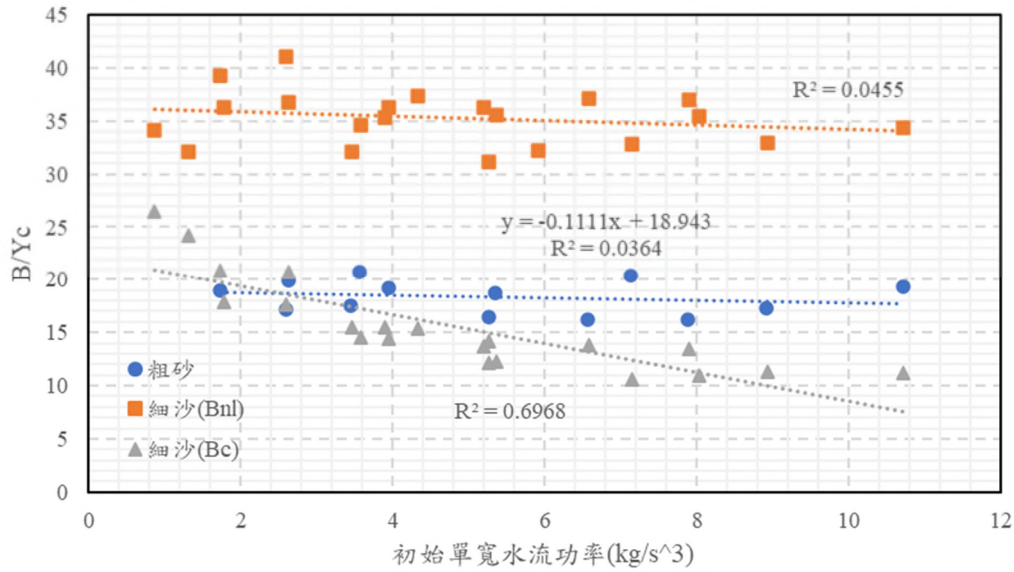


圖 4-43 粗細砂之初始單寬水流功率與對應的 B/y_c

在現地情形，谷口渠道(寬度 b)二側通常為岩壁，故不易出現梨形區，在不同粒徑之無因次沖積扇開析寬度(B/y_c)之比值 α 約介於 10-20 間，其平均值約為 $\alpha \cong 15$ 。

谷口渠道之臨界水深由谷口渠道寬度(b)及集水區流量(Q)決定，而小面積集水區流量可由合理化公式求得，即

$$\frac{B}{y_c} = \alpha \text{ or } B = \alpha^3 \sqrt{\frac{Q^2}{gb^2}} \quad (4-10)$$

$$Q = cIA \quad (4-11)$$

式(4-12)中 c 為逕流係數， A 為集水區面積。由式(4-10)及(4-11)可得沖積扇開析寬度(B)與降雨強度(I)之關係如下：

$$I = \frac{b\sqrt{gB^3}}{\alpha^{3/2}cA} \quad (4-12)$$

現地之沖積扇開析情形將於第六章進行分析探討。

二、沖積扇於不同含砂濃度下的開析

為探討上游供砂條件對沖積扇型態之影響，除上述清水沖刷外，本研究進行兩組不同含砂濃度之開析試驗，其上游水砂條件為清水沖刷與含砂水流的交替循環。含砂水流水砂比 n 分別為 4.4(圖 4-44)及 10.8(圖 4-45)，水砂比 n 定義如式 4-13 所示。

$$n = \frac{Q_w}{Q_s} \quad (4-13)$$

實驗首先由清水沖刷乾沖積扇，待沖積扇開析且渠道達到 $\bar{B}_c$ 時，打開儲砂桶球閥使顆粒從正上方落下於供水渠道內混合，然後進到沖積扇頂點，待沖積扇發展一段時間，扇面坡度成長達穩定，則關閉儲砂桶，使上游供給條件恢復回清水沖刷，此時便進入第二個循環。

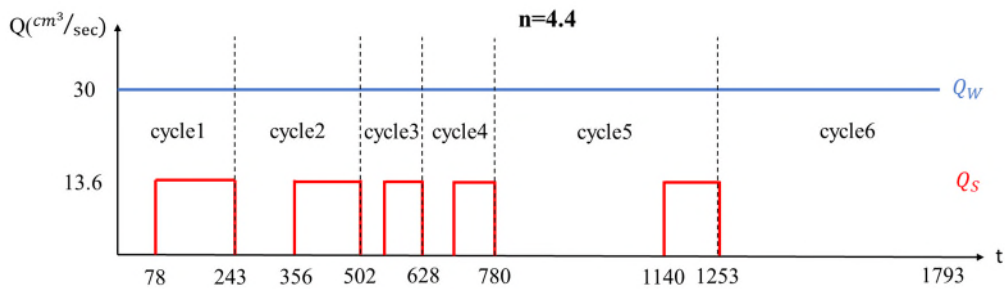


圖 4-44 水砂比(n)=4.4 之上游水砂供給歷程($S = 10^\circ$ 、 $Q_w = 30 \text{ cm}^3/\text{sec}$ 、 $Q_s = 13.6 \text{ cm}^3/\text{sec}$)

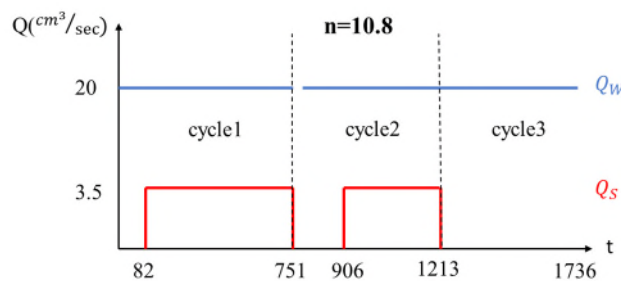


圖 4-45 水砂比(n)=10.8 之上游水砂供給歷程($S = 10^\circ$ 、 $Q_w = 20 \text{ cm}^3/\text{sec}$ 、 $Q_s = 3.5 \text{ cm}^3/\text{sec}$)

根據實驗觀察，高含砂水流在沖積扇上以片流(sheet flow)運行，片狀流沖積扇維持一穩定坡度成長，從圖 4-46 可知，當高含砂水流進入已開析的沖積扇(圖 4-46 區塊 A)，由於渠底淤積，使沖積扇渠道的底床高程逐漸提升並同時拓寬渠道(圖 4-46 區塊 B)，隨著渠道持續淤積，含砂水流漸漸溢出原開析渠道邊界，並逐漸發展成片狀流(圖 4-46 區塊 C)，在沖積扇上漫開。隨著上游含砂水流的持續供給，原渠道開析部份逐漸回淤(圖 4-47 面積 A)，且沖積扇扇端隨著片狀流的發展均勻地前堆(圖 4-47 面積 B)。一旦供砂停止時，水流則從片狀流變成數條渠道並沿渠道方向前堆(圖 4-47 面積 C)，最後水流集中於最優勢的流路，並朝該方向進行開析(圖 4-47 面積 D)。此一開析路徑明顯不同於原開析路徑(圖 4-47 面積 A)。

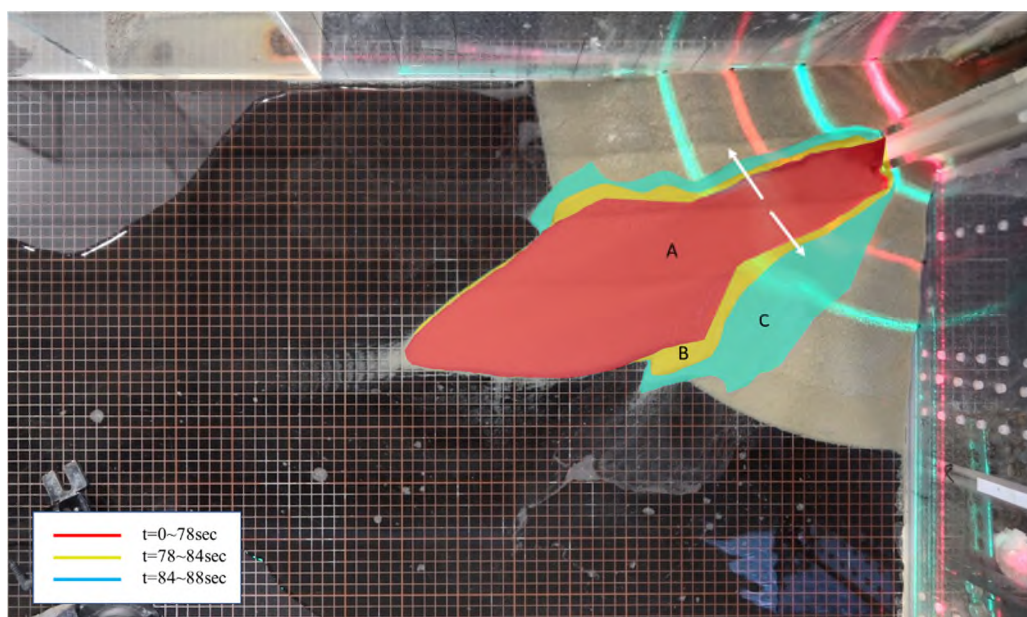


圖 4-46 實驗，渠道發展至片狀流過程(n=4.4)

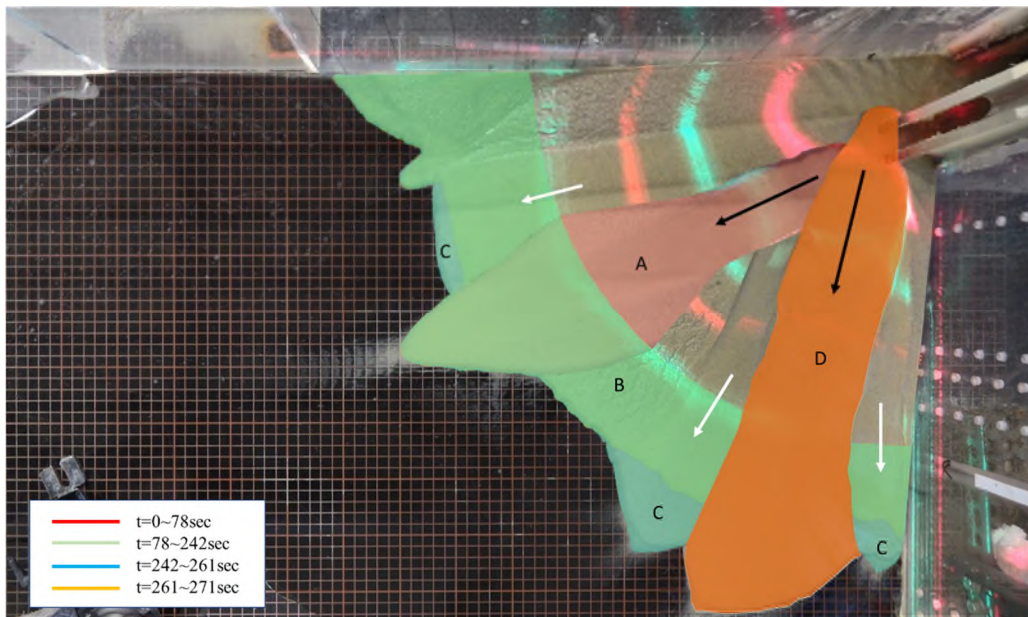


圖 4-47 實驗開始至 cycle2 開析歷程($n=4.4$)

三、沖積扇坡度與渠寬

本實驗對於前堆與開析階段分別進行坡度與渠寬的分析，因坡度為沖積扇的重要特徵之一，可反應出不同水砂比 n ($n=Q_w/Q_s$) 的。本研究分析各個循環在片狀流發展下的縱剖面，可推算出平衡坡度 $\bar{S}$ 的範圍。圖 4-48 及圖 4-49 分別代表沖積扇於水砂比 $n=4.4$ 及 $n=10.8$ 下的縱剖面發展，圖內同樣的標記符號代表同一個循環，每個循環擷取 2 或 3 個影格進行分析。渠道寬度則透過擷取每個循環中開析階段結束的影格進行渠寬分析，並計算出平均渠寬 $\bar{B}$ ，兩組實驗的循環時長以及資料分析結果呈現如表 4-3、表 4-4 所示。由表中資料可知水砂比在 $n=4.4$ 、 10.8 下的平衡扇面坡度，分別為 9.5° 與 5.5° ，較小的水砂比產生較大的沖積扇平衡坡度。乾堆積沖積扇開析後，高含砂水流將渠道淤滿並透過片流運移土砂，使扇體在徑向均勻擴大，而在此新形成的扇上再次開析，渠道渠寬均大於原乾堆積沖積扇臨界渠寬 $\bar{B}_c$ 。

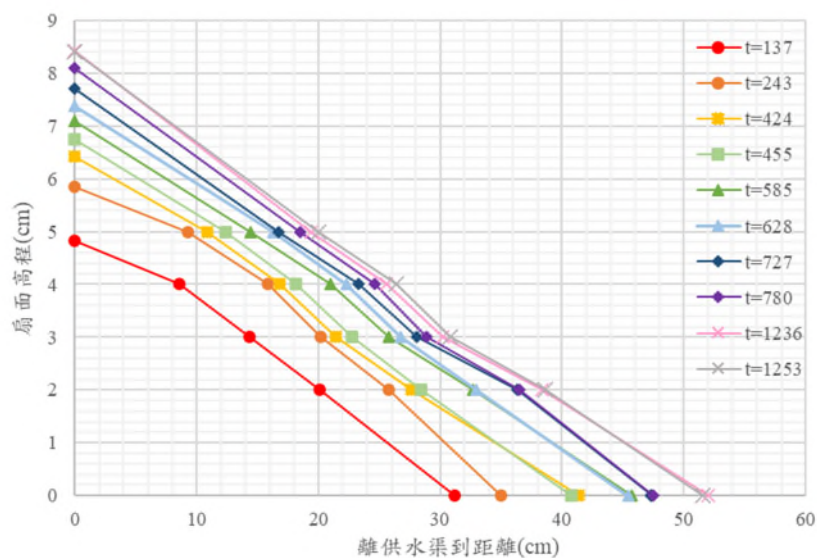


圖 4-48 實驗於 cycle1~5 前堆階段的沖積扇縱剖面發展(n=4.4)

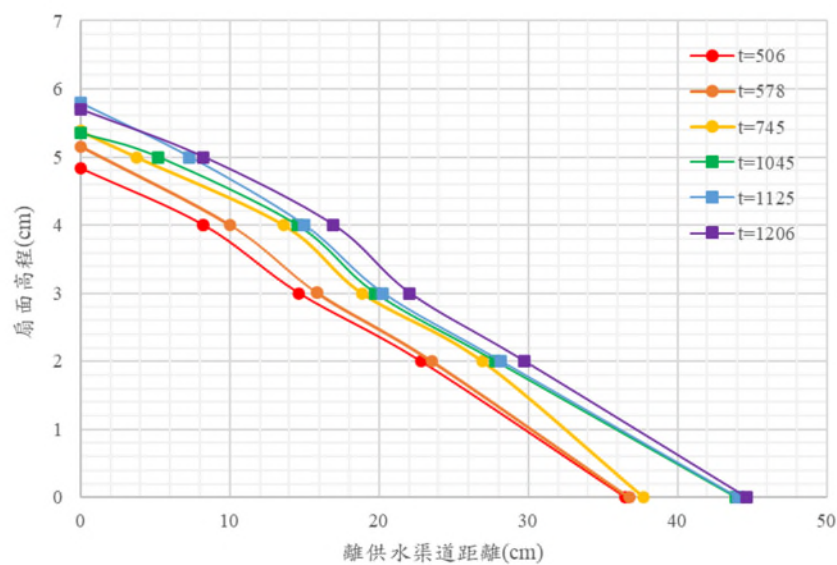


圖 4-49 實驗於 cycle1~2 前堆階段的沖積扇縱剖面發展(n=10.8)

表 4-3 實驗各循環所對應之參數(n=4.4)

n	cycle	behavior	time(sec)	$\bar{S}$	$\bar{B}(\text{cm})$
Pure water ∞	1	Dissection	0~78		5.02
4.4	1	Progradation	78~243	7.78~9.91	
Pure water ∞	2	Dissection	243~365		8.84
4.4	2	Progradation	365~502	9.55~10.27	
Pure water ∞	3	Dissection	502~552		9.27
4.4	3	Progradation	552~628	9.24~9.80	
Pure water ∞	4	Dissection	628~694		9.16
4.4	4	Progradation	694~780	9.49~10.12	
Pure water ∞	5	Dissection	780~1140		7.22
4.4	5	Progradation	1140~1253	9.46~9.63	
Pure water ∞	6	Dissection	1253~1793		7.18

表 4-4 實驗各循環所對應之參數(n=10.8)

n	cycle	behavior	time(sec)	$\bar{S}$	$\bar{B}(\text{cm})$
Pure water ∞	1	Dissection	0~82		4.52
10.8	1	Progradation	82~751	5.68~6.04	
Pure water ∞	2	Dissection	771~906		7.38
10.8	2	Progradation	906~1213	5.42~5.51	
Pure water ∞	3	Dissection	1248~1736		6.41

表中資料顯示，水砂比在 $n=4.4$ 、 10.8 下的平衡扇面坡度，分別為 9.5° 與 5.5° ，較小的水砂比產生較大的沖積扇平衡坡度。乾堆積沖積扇開析後，高含砂水流將渠道淤滿並透過片流運移土砂，使扇體在徑向均勻擴大，而在此新形成的扇上再次開析，渠道渠寬均大於原乾堆積沖積扇臨界渠寬 $\bar{B}_c$ 。

第五章、集水區及沖積扇地貌特性

第一節 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。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 5-1)，其中包括 1 個洪水集水區(宜縣 DF120)、15 個高含砂水流及土石流並存集水區及 57 個土石流集水區，詳細劃分與地文因子參數見圖 5-2 與表 5-1。

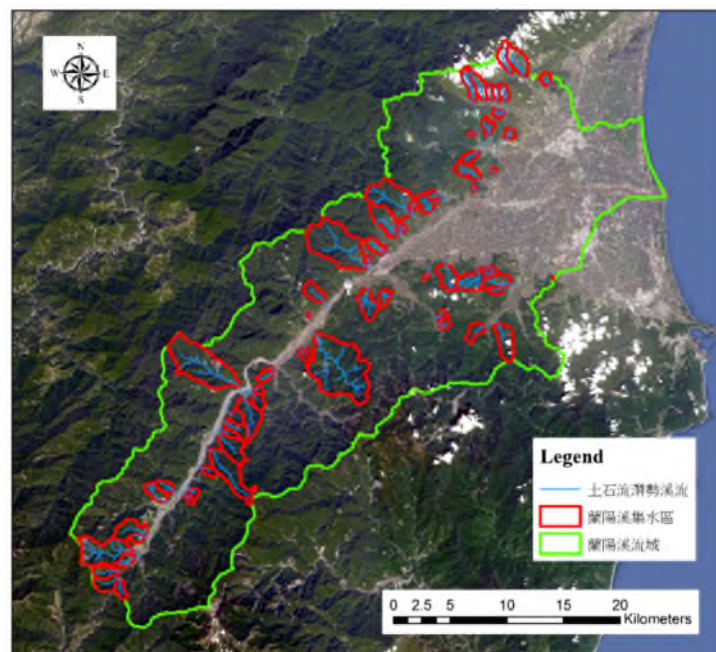


圖 5-1 蘭陽溪流域土石流潛勢溪流分布圖

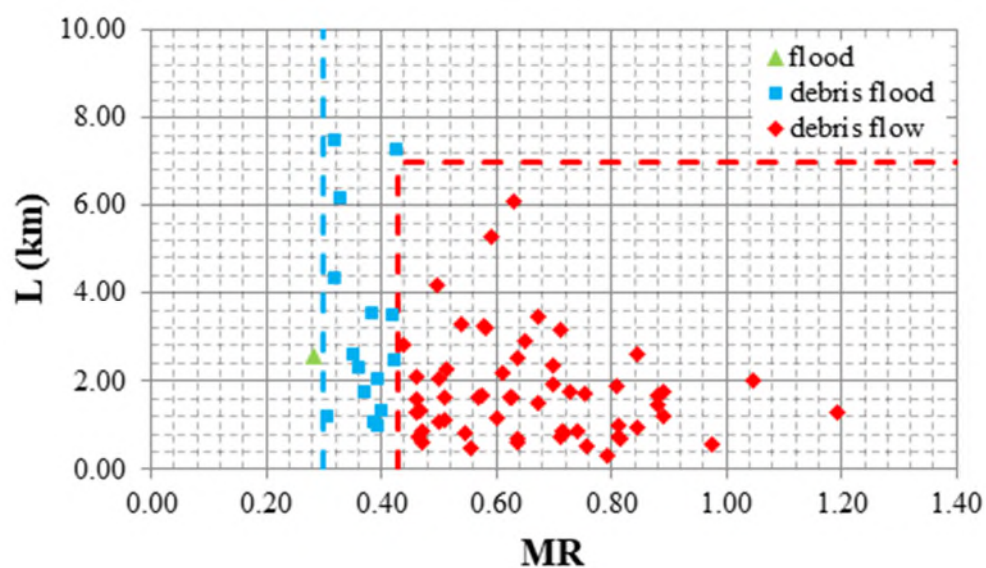


圖 5-2 蘭陽溪流域 MR 分佈圖

表 5-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(1/3)

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

表 5-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(2/3)

編號	面積 (km ²)	高程差 (km)	集水區 長度 (km)	MR	土砂 類型	鄉鎮	村里
df051	0.29	0.25	0.73	0.46	土石流	大同鄉	崙埤村
df052	0.35	0.30	1.11	0.51	土石流	大同鄉	崙埤村
df053	4.12	0.78	3.54	0.38	高含砂水流	大同鄉	崙埤村
df054	0.11	0.18	0.48	0.56	土石流	大同鄉	松羅村
df055	1.41	0.55	2.12	0.46	土石流	大同鄉	松羅村
df056	0.27	0.25	0.85	0.47	土石流	大同鄉	松羅村
df057	14.73	1.26	6.18	0.33	高含砂水流	大同鄉	松羅村
df058	2.11	0.74	2.26	0.51	土石流	大同鄉	英士村
df059	0.07	0.20	0.54	0.76	土石流	大同鄉	英士村
df060	21.97	1.49	7.50	0.32	高含砂水流	大同鄉	樂水村
df061	0.57	0.67	1.47	0.88	土石流	大同鄉	樂水村
df062	0.69	0.74	1.75	0.89	土石流	大同鄉	樂水村
df063	0.14	0.31	0.71	0.82	土石流	大同鄉	太平村
df064	1.05	0.52	1.64	0.51	土石流	大同鄉	太平村
df065	0.46	0.55	1.01	0.81	土石流	大同鄉	茂安村
df066	15.24	1.67	7.28	0.43	高含砂水流	大同鄉	茂安村
df067	1.24	0.70	1.65	0.63	土石流	大同鄉	茂安村
df068	4.56	1.06	4.19	0.50	土石流	大同鄉	茂安村
df069	1.25	0.75	1.49	0.67	土石流	大同鄉	茂安村
df070	0.80	0.93	2.00	1.05	土石流	大同鄉	茂安村
df071	3.77	1.12	3.26	0.58	土石流	大同鄉	茂安村
df072	7.20	1.69	6.08	0.63	土石流	大同鄉	四季村
df073	0.87	0.82	1.66	0.88	土石流	大同鄉	四季村
df074	0.61	0.70	1.20	0.89	土石流	大同鄉	四季村
df075	0.38	0.74	1.27	1.19	土石流	大同鄉	四季村
df076	1.28	0.91	1.88	0.81	土石流	大同鄉	四季村
df077	1.96	0.89	2.50	0.64	土石流	大同鄉	四季村
df078	3.58	1.10	3.21	0.58	土石流	大同鄉	南山村
df079	0.79	0.67	1.69	0.76	土石流	大同鄉	南山村
df080	8.37	1.71	5.27	0.59	土石流	大同鄉	南山村
df081	1.24	0.64	1.64	0.57	土石流	大同鄉	南山村
df082	1.96	1.18	2.61	0.84	土石流	大同鄉	南山村
df083	2.26	0.92	2.18	0.61	土石流	大同鄉	南山村
df084	1.24	0.78	1.92	0.70	土石流	大同鄉	南山村
df085	3.87	0.83	3.49	0.42	高含砂水流	大同鄉	寒溪村
df086	1.66	0.65	2.07	0.50	土石流	大同鄉	寒溪村
df087	0.73	0.40	1.33	0.47	土石流	大同鄉	復興村
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 5-1 蘭陽溪流域子集水區 MR 值(3/3)

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

Montgomery and Dietrich (1992) 提出集水區面積(A)與集水區長度(L)一般符合如式(5-1)所示，n 為經驗迴歸係數且多趨近 3，蘭陽溪流流域迴歸係數 n 為 2.93，相關性達 0.95，如圖 5-3 所示。

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

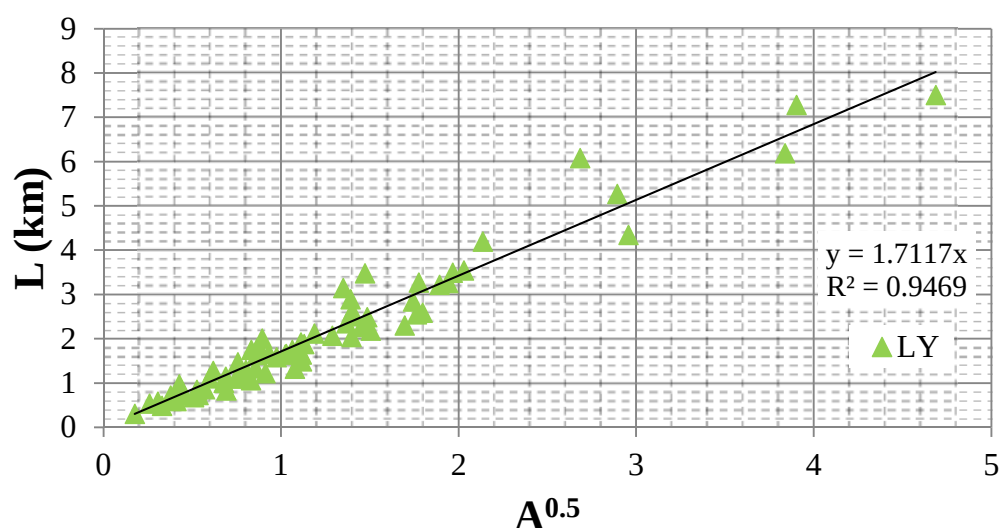


圖 5-3 蘭陽溪流域地文因子分析結果

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 5-4 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。

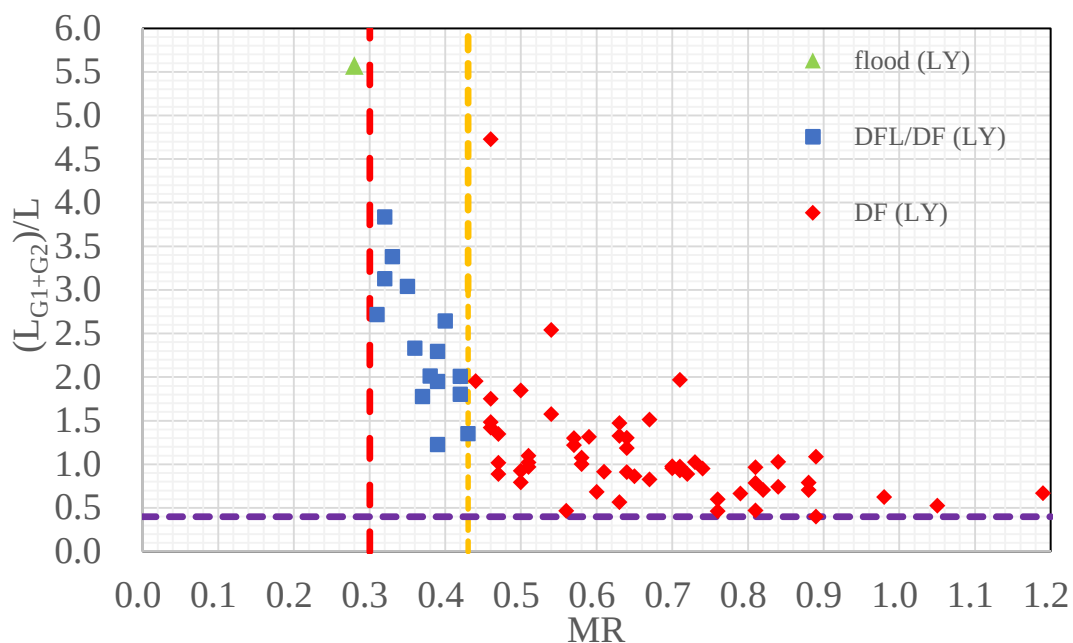


圖 5-4 蘭陽溪一級和二級河川比與集水區險峻值關係

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 5-5)。陳有蘭溪流域的 50 個集水區中其分析結果有 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 5-2 及圖 5-6 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 5-3 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。

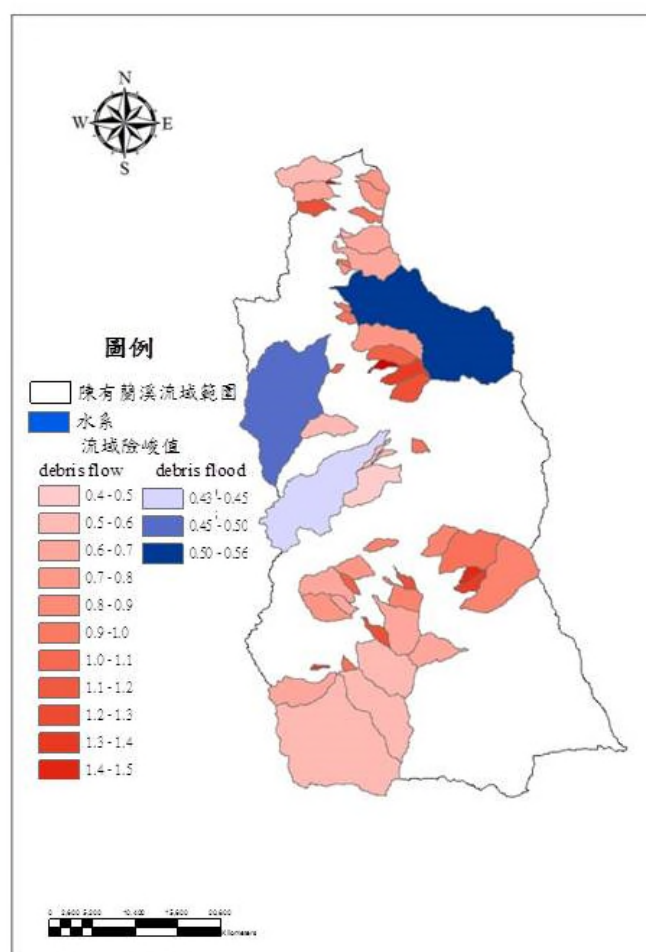


圖 5-5 陳有蘭溪流域子集水區劃分及流域險峻值分佈

表 5-2 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

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。

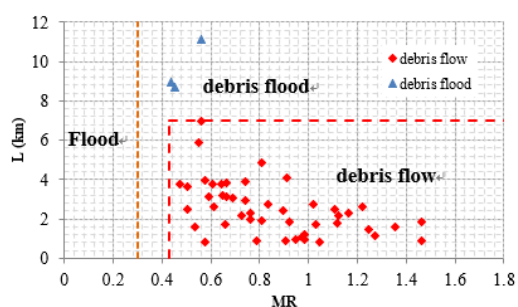


圖 5-6 陳有蘭溪子集水區流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係

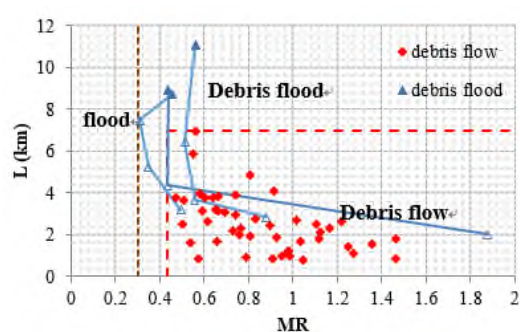


圖 5-7 陳有蘭溪子集水區土砂災害型態轉變

表 5-3 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 5-8 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。

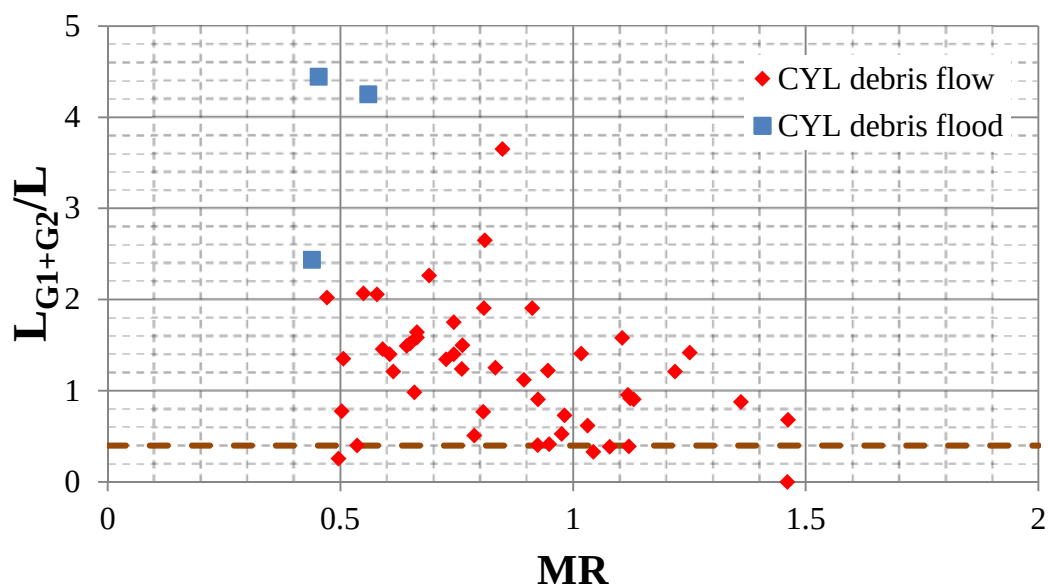


圖 5-8 陳有蘭溪一級和二級河川長度比與集水區險峻值關係

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。

第二節 蘭陽溪與陳有蘭溪集水區險峻值趨勢分析

本研究將蘭陽溪與陳有蘭溪流域中土石流潛勢溪流各子集水區內河段上溪流點的 Melton Ratio 值沿程之變化進行分類，以溢流點向上游的變化分為：趨勢向上、趨勢持平、趨勢向下等三類，在分析子集水區時，為避免由於支流匯入而導致面積突然增加的情形，主要以一級級序的子集水區為主。

圖 5-9 至 5-11 分別為宜縣 DF078、投縣 DF193、宜縣 DF048 之 MR 值沿程變化，圖中灰色線為相對面積比，即子集水區中各溪流點的匯流面積與溢流點匯流面積之比；綠色線為相對高程比，即子集水區中各溪流點的高程差與溢流點高程差之比。當相對高程比大於相對面積比時，MR 呈現為向上游遞增，趨勢為向上(圖 4-5，宜縣 DF078)；當相對高程比與相對面積比相近時，則整體的 MR 則會大致相同，趨勢為持平(圖 4-6，投縣 DF193)；而當相對高程比小於相對面積比，MR 會向上游遞減，趨勢為向下(圖 4-7，宜縣 DF048)。

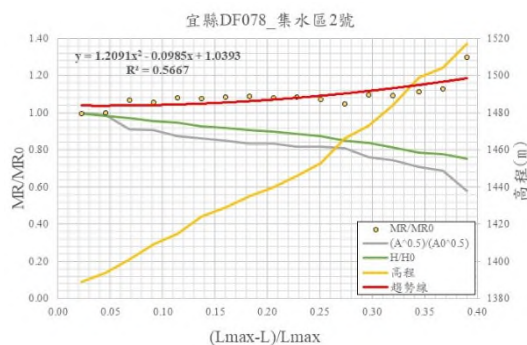


圖 5-9 MR 趨勢向上之子集水區

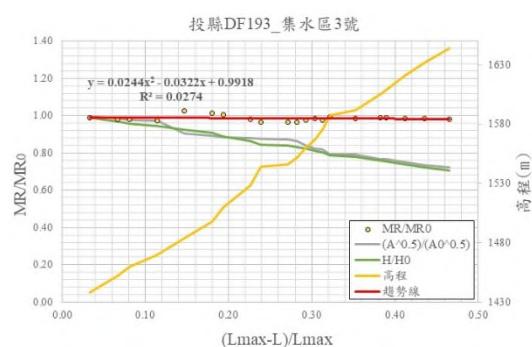


圖 5-10 MR 趨勢持平之子集水區

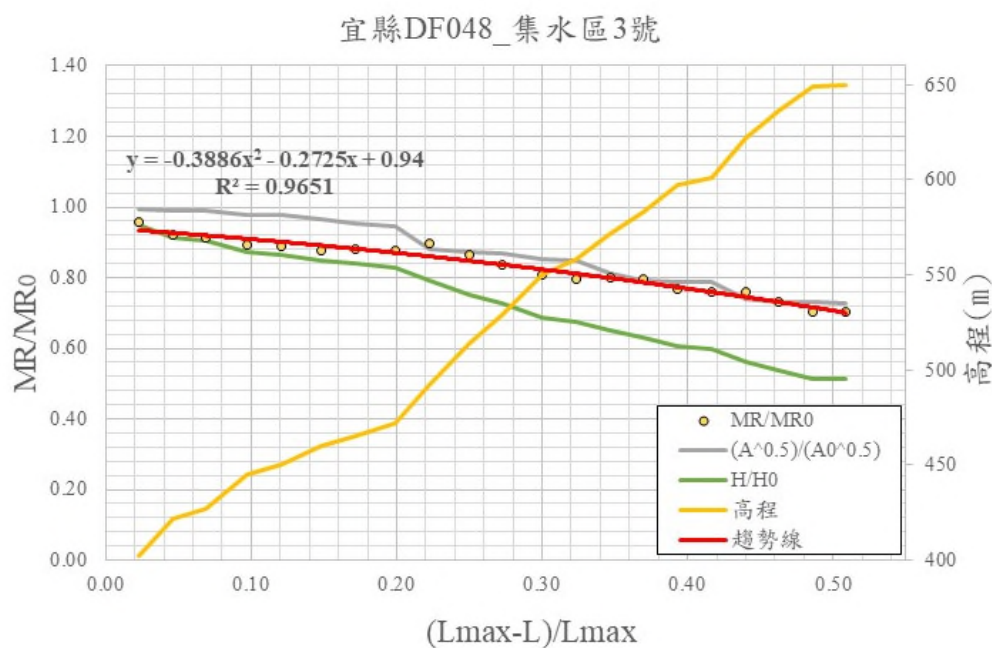


圖 5-11 MR 趨勢向下之子集水區

於蘭陽溪流域內的 73 條土石流潛勢溪流集水區中之子集水區共選擇 60 個，高含砂水流集水區之子集水區共選擇 59 個，洪水集水區之子集水區共選擇 5 個。而陳有蘭溪流域方面，50 條土石流潛勢溪流集水區中之子集水區共選擇 86 個，高含砂水流集水區之子集水區共選擇 39 個。將各土石流潛勢溪流集水區中，選擇之子集水區的趨勢進行分類及統計，結果見表 5-4 和表 5-5。

表 5-4 蘭陽溪土石流潛勢溪流子集水區趨勢數量

編號	MR	土砂災害類型	子集水區 趨勢向上數	子集水區 趨勢持平數	子集水區 趨勢向下數
宜縣 DF120	0.28	洪水	3	1	1
宜縣 DF055	0.46	土石流	0	1	1
宜縣 DF058	0.51	土石流	1	2	1
宜縣 DF068	0.50	土石流	0	0	6
宜縣 DF069	0.67	土石流	1	1	0
宜縣 DF071	0.58	土石流	1	2	5
宜縣 DF072	0.63	土石流	3	1	0

編號	MR	土砂災害類型	子集水區 趨勢向上數	子集水區 趨勢持平數	子集水區 趨勢向下數
宜縣 DF076	0.81	土石流	1	0	1
宜縣 DF077	0.64	土石流	1	1	0
宜縣 DF078	0.58	土石流	4	0	2
宜縣 DF080	0.59	土石流	3	1	3
宜縣 DF082	0.84	土石流	1	0	1
宜縣 DF083	0.61	土石流	2	1	1
宜縣 DF086	0.50	土石流	1	0	2
宜縣 DF143	0.44	土石流	3	1	0
宜縣 DF144	0.70	土石流	0	0	2
宜縣 DF145	0.65	土石流	1	0	1
宜縣 DF041	0.42	高含砂水流	2	0	1
宜縣 DF046	0.39	高含砂水流	1	3	0
宜縣 DF048	0.32	高含砂水流	2	1	4
宜縣 DF053	0.38	高含砂水流	2	1	2
宜縣 DF057	0.33	高含砂水流	5	0	6
宜縣 DF060	0.32	高含砂水流	4	2	1
宜縣 DF066	0.43	高含砂水流	6	2	1
宜縣 DF085	0.42	高含砂水流	3	2	0
宜縣 DF133	0.35	高含砂水流	2	0	2
宜縣 DF134	0.36	高含砂水流	2	0	2

表 5-5 陳有蘭溪土石流潛勢溪流子集水區趨勢數量

編號	MR	土砂災害類型	子集水區 趨勢向上數	子集水區 趨勢持平數	子集水區 趨勢向下數
投縣 DF160	0.51	土石流	2	0	0
投縣 DF162	0.61	土石流	2	0	0
投縣 DF165	0.61	土石流	1	2	1
投縣 DF166	0.69	土石流	1	0	0
投縣 DF188	0.74	土石流	3	2	0
投縣 DF189	1.02	土石流	2	0	0
投縣 DF191	1.1	土石流	0	1	2
投縣 DF194	0.76	土石流	2	0	0
投縣 DF196	0.66	土石流	2	0	0
投縣 DF198	0.74	土石流	2	0	1
投縣 DF199	0.55	土石流	2	3	2
投縣 DF200	0.58	土石流	7	0	2
投縣 DF201	0.65	土石流	1	0	1
投縣 DF202	0.64	土石流	1	0	1
投縣 DF203	0.83	土石流	1	0	0

編號	MR	土砂災害類型	子集水區 趨勢向上數	子集水區 趨勢持平數	子集水區 趨勢向下數
投縣 DF204	0.81	土石流	2	2	2
投縣 DF207	0.91	土石流	1	0	1
投縣 DF208	0.89	土石流	1	0	0
投縣 DF223	0.47	土石流	1	2	0
投縣 DF224	0.95	土石流	0	1	0
投縣 DF226	0.66	土石流	3	2	0
投縣 DF227	0.56	土石流	11	1	7
投縣 DF234	0.59	土石流	2	0	0
投縣 DF185	0.48	高含砂水流	7	2	3
投縣 DF192	0.45	高含砂水流	7	1	7
投縣 DF193	0.44	高含砂水流	10	2	0

將不同土砂類型的土石流潛勢溪流的子集水區依照三種趨勢進行統計分析，結果如圖 5-12 所示。圖 5-12 中陳有蘭溪高含砂水流的趨勢占比中，趨勢向上佔了 61.54%，為三個趨勢中最多的一個，表示溪流源頭多為土石流災害，往下游才逐漸轉變為高含砂水流，與前期期末報告書(周憲德,2017)提到陳有蘭流域中的 3 個高含砂水流，於上游時為土石流災害，進入下游後才轉變為高含砂水流型態的結果符合。

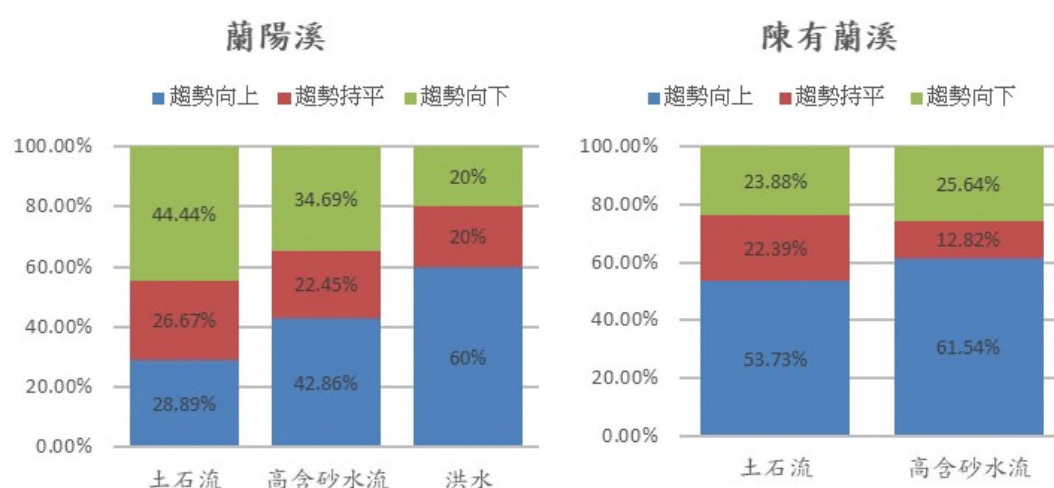


圖 5-12 蘭陽溪與陳有蘭溪不同土砂類型子集水區 MR 值趨勢統計

圖 5-12 中蘭陽溪屬土石流災害類型之子集水區，其 MR 值趨勢向下(即 MR 直往上游遞減)之比例偏高，主要有二個因素，其一為河道坡度為階梯狀(如圖 5-11 所示)，其二為河道相應之形狀係數往上游增加。溢流點以上之河道有多個裂點(knick point)，由上游而下分別為遷急點及遷緩點。遷急點以上之坡度較緩且形狀係數往上游增加，故子集水區之 MR 值由溢流點往上游遞減，而其值大多數仍高於 0.3。

花蓮溪、卑南溪、旗山溪流域的 6 個洪水集水區中，共選擇了 42 個子集水區，各趨勢數量如表 5-6 所示。

表 5-1 花蓮溪、卑南溪、旗山溪洪水集水區之子集水區趨勢數量

編號	MR	土砂災害類型	子集水區 趨勢向上數	子集水區 趨勢持平數	子集水區 趨勢向下數
花縣 DF120	0.25	洪水	12	0	2
花縣 DF055	0.26	洪水	5	0	0
花縣 DF058	0.18	洪水	11	0	0
東縣 DF068	0.28	洪水	2	0	0
東縣 DF069	0.26	洪水	1	0	1
高市 DF071	0.28	洪水	5	1	2

將蘭陽溪、陳有蘭溪以及表 5-6 之 6 個洪水集水區所得的資料彙整，結果如圖 5-13，發現不論是土石流、高含砂水流與洪水，趨勢向上皆佔最大比例，即子集水區中 Melton Ratio 的變化大多由上游往下游遞減。

Brenna (2020)於義大利北部研究災害後的沉積物，以不同的沉積物型態(粒徑、顆粒排列)，判釋不同的土砂災害類型，其結果表示多數的情況下，流動型態的變遷過程依序為土石流、高含砂水流、洪水(圖 5-14)，與圖 5-9 中多由上游往下游遞減的變化趨勢結果相同。

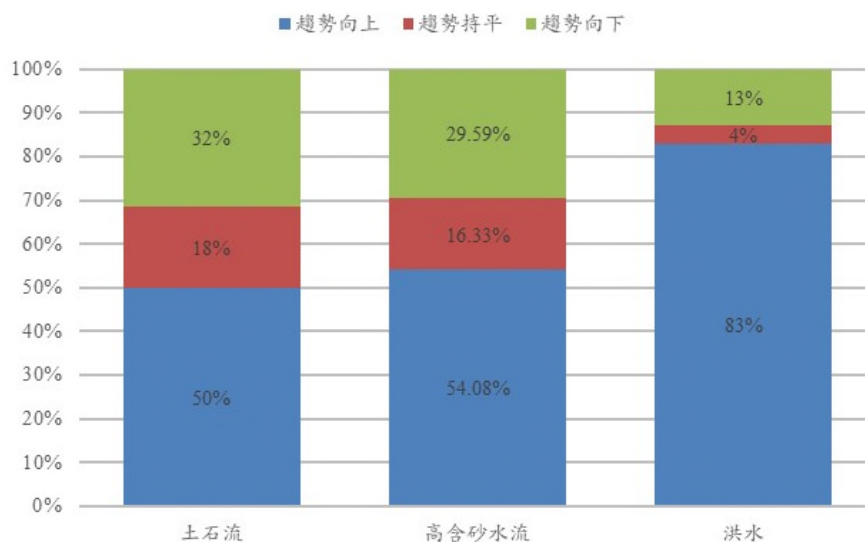


圖 5-13 土砂類型與趨勢統整

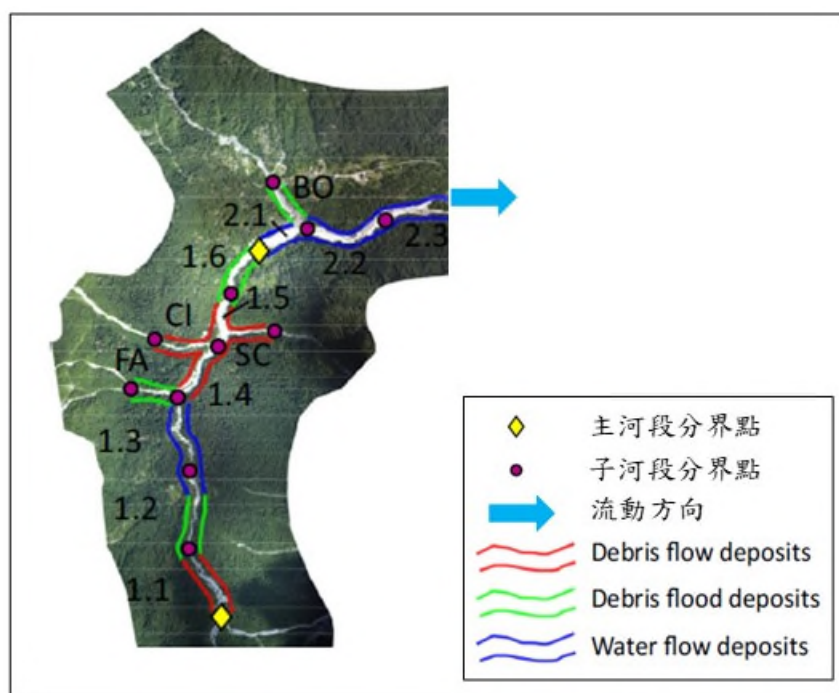


圖 5-14 基於沉積物特徵之流動型態的變化

資料來源：改繪 Brenna et al., 2020

第三節 形狀係數之特性

一、統計分析

影響 MR 的趨勢主要為面積與高程的變化率，因此以形狀係數 (Form Factor) 不同的趨勢變化來探討面積與高程之間的關係。形狀係數定義為 $F=A/L^2$ ，A 為集水區面積，L 為集水區長度，當形狀係數越趨近於 1 時，代表集水區的形狀接近圓形；形狀係數越小時，集水區的形狀則為細長型。

本研究計算蘭陽溪與陳有蘭溪流域共 53 條潛勢溪流集水區中的子集水區形狀係數，並將其依不同趨勢分類(圖 5-15)，陳有蘭溪共有 125 個子集水區、蘭陽溪共 124 個子集水區。從圖 5-15 中可以看到，兩者的形狀係數與趨勢之間的關係類似，趨勢向上與持平的形狀係數範圍相近，而在趨勢向下方兩個流域中子集水區的形狀係數皆偏小。

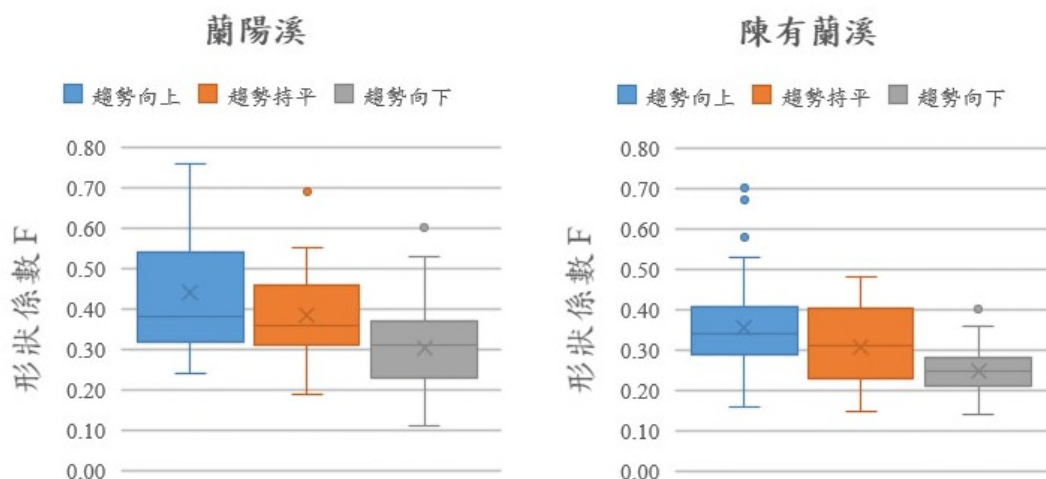


圖 5-15 蘭陽溪與陳有蘭溪形狀係數統計

將兩個流域的 53 個土石流潛勢溪流集水區與另外 6 個洪水集水

區進行彙整，共有 291 個子集水區。趨勢向上的子集水區總共有 165 個，其形狀係數範圍介於 0.16-0.91；趨勢持平的子集水區有 45 個，形狀係數介於 0.15-0.68；趨勢向下的子集水區有 81 個，形狀係數介於 0.11-0.60。

從圖 5-16 中可以看到，趨勢向上的形狀係數平均值為 0.40，高於趨勢持平的平均值 0.36，但二者間的差異並不大，而趨勢向下的形狀係數則通常較小(0.28)。由此可知，當集水區形狀為細長型時($F < 0.3$)，其 MR 大致會向上游遞減。

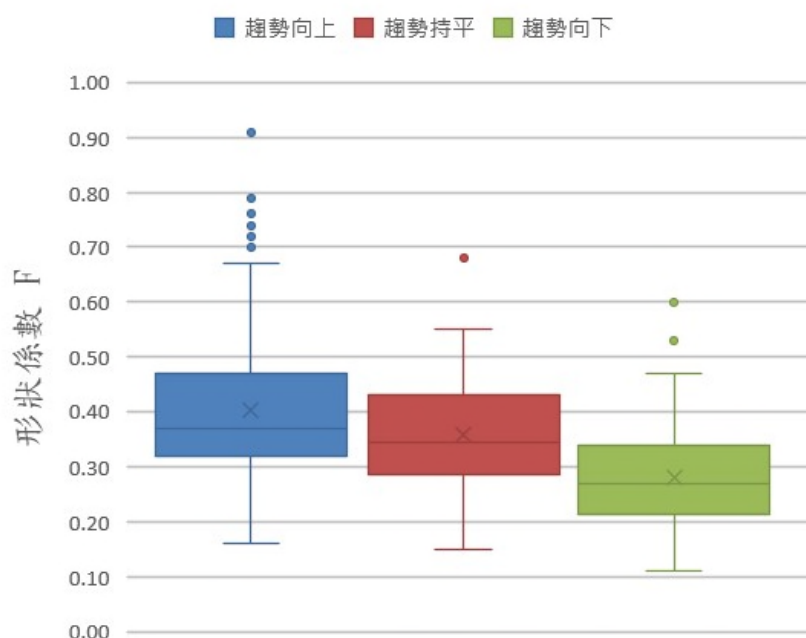


圖 5-16 形狀係數與趨勢數量統計

二、形狀係數與土砂災害類型之關係

於圖 5-13 的結果中，標示出土石流、高含砂水流、洪水等土砂災害類型，結果如圖 5-17，圖中空心之標記表示為土石流集水區；實心標記則為高含砂水流及洪水集水區。集水區長度大於 1500m 的多為土石流潛勢溪流之主流，小於 1500m 則為各土石流潛勢溪流之子集水區。

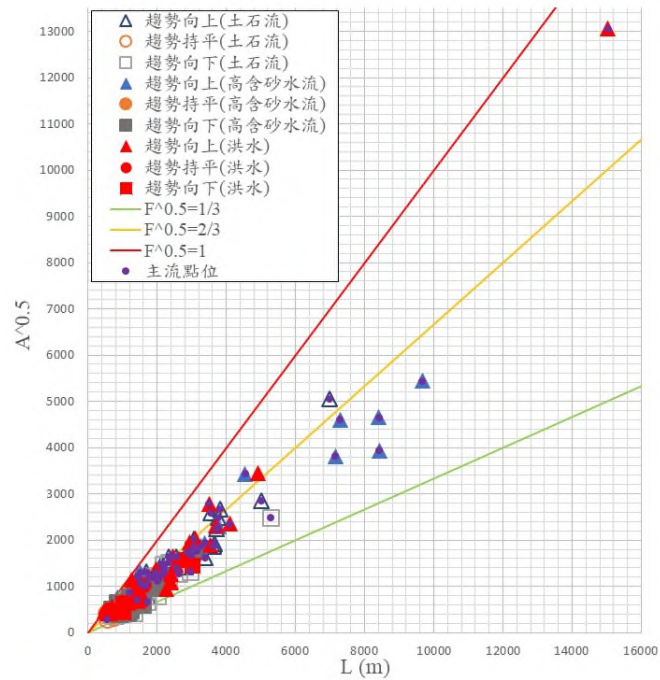


圖 5-17 土砂災害類型與集水區長度(L)及面積(A)分析結果

將圖 5-17 左下角放大為圖 5-18，圖中土石流及高含砂水流集水區的子集水區大多落在在 $\sqrt{F} = 2/3$ 與 $\sqrt{F}=1/3$ 之間，並沒有明顯的區別；而洪水集水區則落在約 $\sqrt{F}=2/3$ 左右，形狀係數略大於土石流及高含砂水流的子集水區。

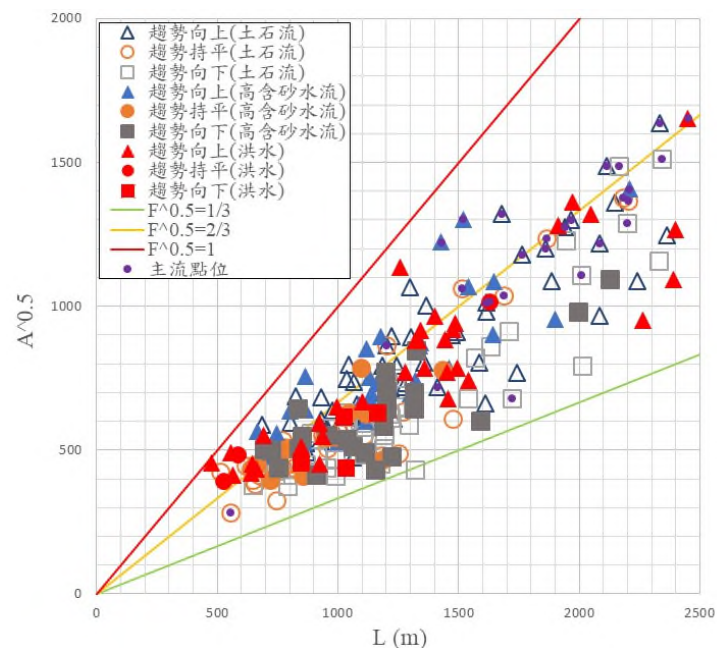


圖 5-18 土砂災害與集水區長度(L)及面積(A)關係圖

圖 5-19 為蘭陽溪、陳有蘭溪與花蓮溪、卑南溪、旗山溪流域的 6 個洪集水區中，不同土砂類型子集水區的形狀係數統計分析，以平均值來看，由小到大依次為土石流(0.33)、高含砂水流(0.37)、洪水(0.40)，此結果與前人結果類似(Asfaw et al., 2019；Thakkar et al., 2007；沈哲緯等，2012)。土石流集水區具有較小的形狀係數，形狀係數較大的集水區在短時間內有著較大的尖峰流量，因此容易造成洪水氾濫。

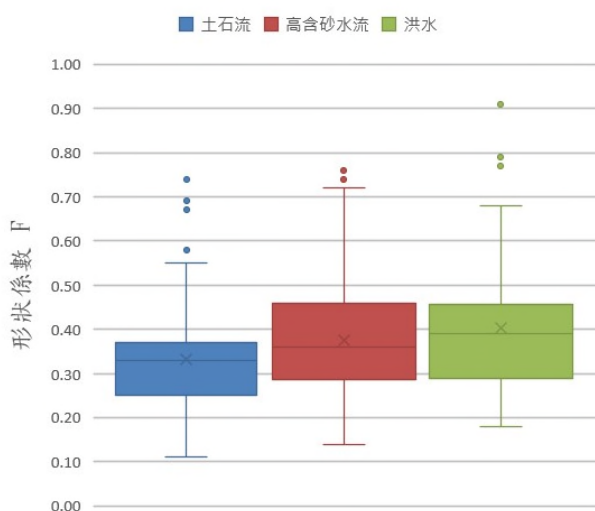


圖 5-19 土砂災害類型之形狀係數統計分析

三、集水區主流之沿程形狀係數特性

為探討集水區主流形狀係數的沿程變化，計算各集水區主流溪流點之形狀係數，以此觀察其沿程變化。由於支流集水面積的匯入會影響形狀係數的變化，無法完整的表現出主流的特性，因此以集水區最下游支流與主流相匯之溪流點到集水區之溢流點，作為分析主流形狀係數變化的範圍。將主流溪流點的形狀係數依距離繪製成圖 5-20，縱軸 F' 為各溪流點形狀係數(F)與溢流點形狀係數(F_0)之比， x' 則為距離之變化。

因此子集水區內沿程之集水面積 A 與集水區匯流長度 L 之關係
假設：

$$A = KL^m \quad (5-2)$$

將式(5)帶入形狀係數的定義，可得：

$$F = KL^{m-2} \quad (5-3)$$

由式(6)可知溢流點形狀係數 $F_0 = A_0 L_0^{-2} = K L_0^{m-2}$ ，其中 A_0 ， L_0 分別為集水區溢流點之集水面積與匯流長度。

$$F/F_0 = (L/L_0)^{m-2} \quad (5-4)$$

因 $x'=1-L/L_0$ 代表溪流點與溢流點之無因次相對距離，可得下式

$$F/F_0 = (1 - x')^{m-2} \quad (5-5)$$

主流形狀係數的變化與距離間的關係如圖 23 所示，式(8)中的 m 值大約介於 0.3-1.8 之間。

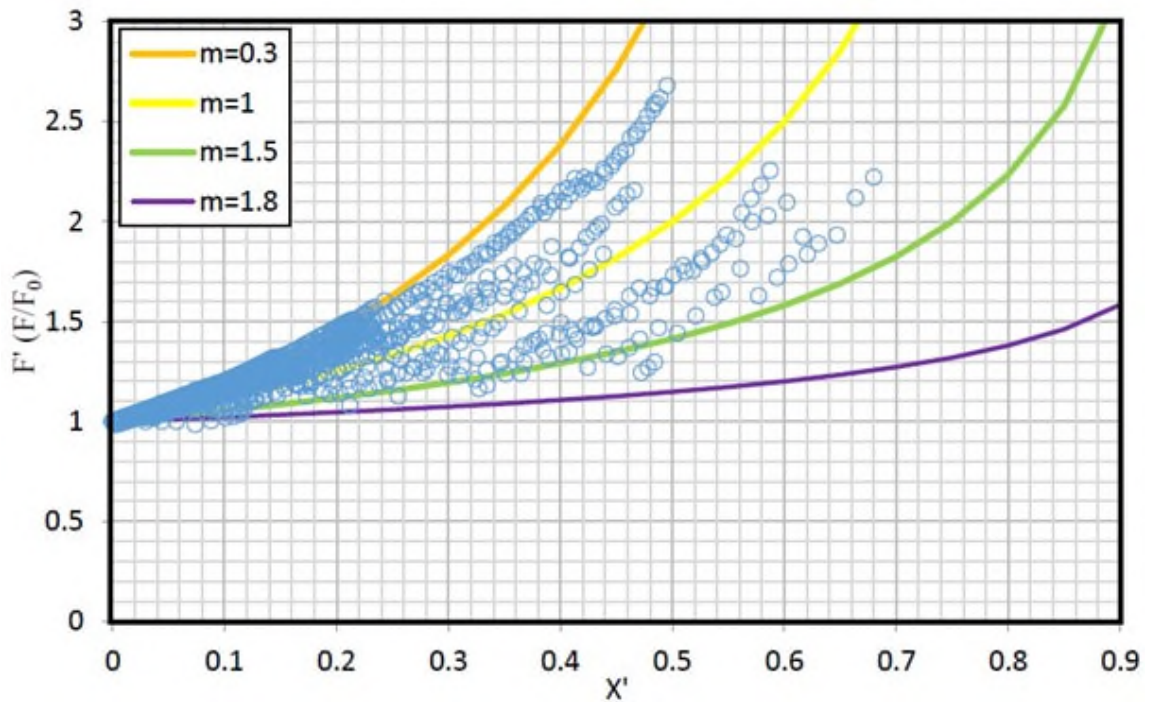


圖 5-20 主流形狀係數的沿程變化

將各溪流點之距離(x')與形狀係數(F')進行無因次化如圖 5-21 所示，其中 $F'_{\max}$ 代表分析範圍內，最上游溪流點與溢流點的形狀係數之比， $x'_{\max}$ 為最上游溪流點與溢流點之距離，而圖中黃線與綠線分別為上限與下限。

$$\frac{F'-1}{F'_{\max}-1} = \left(\frac{x'}{x'_{\max}}\right)^{\alpha} \quad (5-6)$$

本研究 59 個土石流潛勢溪流之集水區，其形狀係數的沿程變化介於圖中黃線與綠線的範圍中，即上式中 α 介於 0.85-1.8 間，顯示主流形狀係數值由溢流點呈上游增加之趨勢。

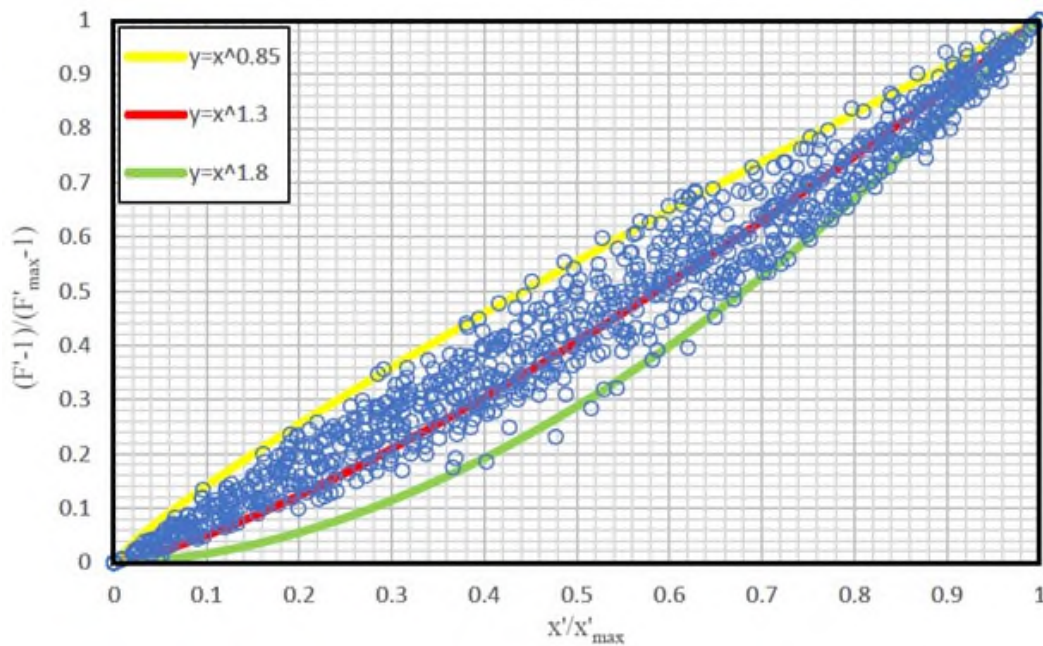


圖 5-21 溢流點以上主流河道之集水區形狀係數的沿程變化

第四節 流域沖積扇分析

沖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)。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 支流呈現沖積扇的發育(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。蘭陽溪兩岸沖積扇的大小不一, 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。

陳有蘭溪西側麓山帶支流形成之沖積扇(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沖積扇為大, 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, 沿河之沖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 95 個(陳有蘭溪 42 個、蘭陽溪 52 個)土石流沖積扇, 依其溪流流量及河道輸砂量之差異, 沖積扇分布面積約 0.05-21.58 公頃不等。

圖 5-25 與圖 5-26 為本研究使用水保局所提供之 H.O.S.T 圖(精度 1m)進行圈繪二個集水區內土石流沖積扇圈繪成果與空間分布，其具有下列共通地貌特徵：(1).土石流沖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).沖積扇面積在上游的匯流點處較小，但扇平均坡度較為陡峭。另外沖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沖積扇之坡度，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，易於沖積扇末端形成蜿蜒河道。

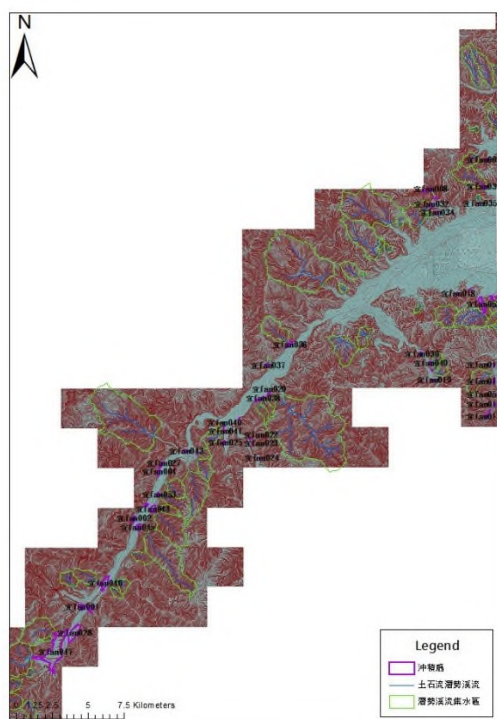


圖 5-22 蘭陽溪流流域沖積扇分布圖

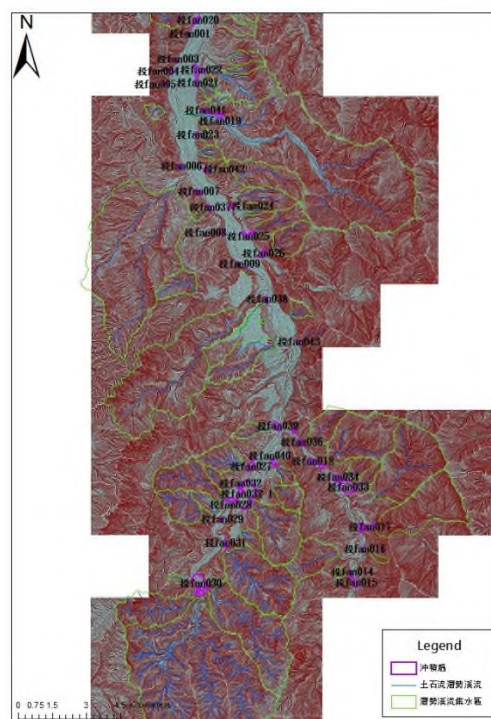


圖 5-23 陳有蘭溪集水區土石流沖積扇分布

蘭陽溪流流域圈繪共計 52 處沖積扇(集水區分佈位置詳見圖 5-25)，

其平均坡度(S_f)介於 2.12 度至 18.9 度間，沖積扇面積介於 0.04 公頃至 30.39 公頃間(表 5-7)，與集水區險峻值迴歸關係式如式(5-7)，分析結果詳見圖 5-27。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。

$$S_f = 9.79MR^{1.05} \quad (5-7)$$

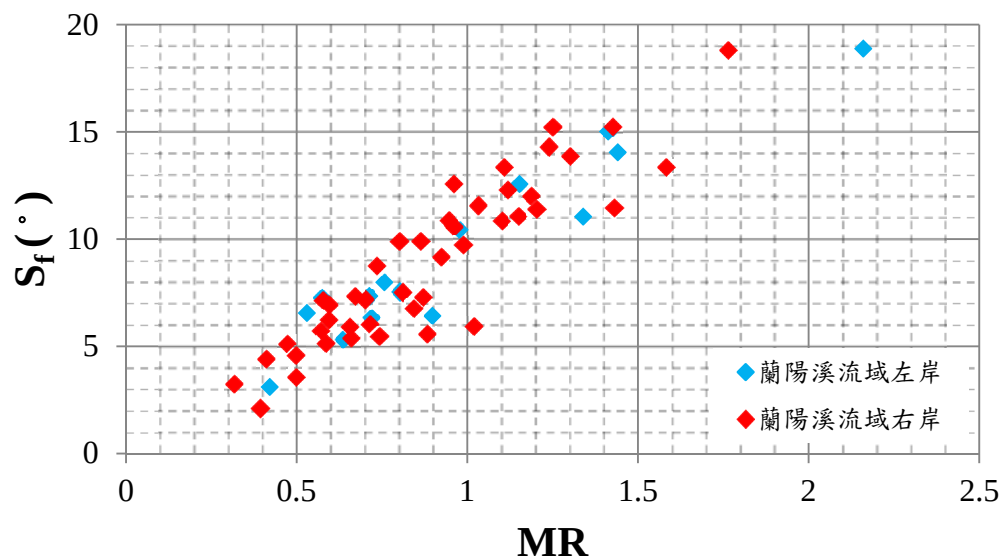


圖 5-24 蘭陽溪流域左右岸沖積扇分析結果圖

表 5-7 蘭陽溪沖積扇基本資料

沖積扇編號	沖積扇面積(m ²)	MR	沖積扇坡度	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	

土石流沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係探討

沖積扇編號	沖積扇面積(m ²)	MR	沖積扇坡度	分類	說明
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	
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

沖積扇編號	沖積扇面積(m ²)	MR	沖積扇坡度	分類	說明
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

陳有蘭溪流域之沖積扇有較多人為開發與工程整治地貌，於分析沖積扇坡度過程中，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沖積扇之坡度。陳有蘭溪集水區沖積扇共計 42 處，其中 19 處位於含土石流潛勢溪流之集水區谷口，該 19 處沖積扇與 MR 之關係如圖 5-28 所示。

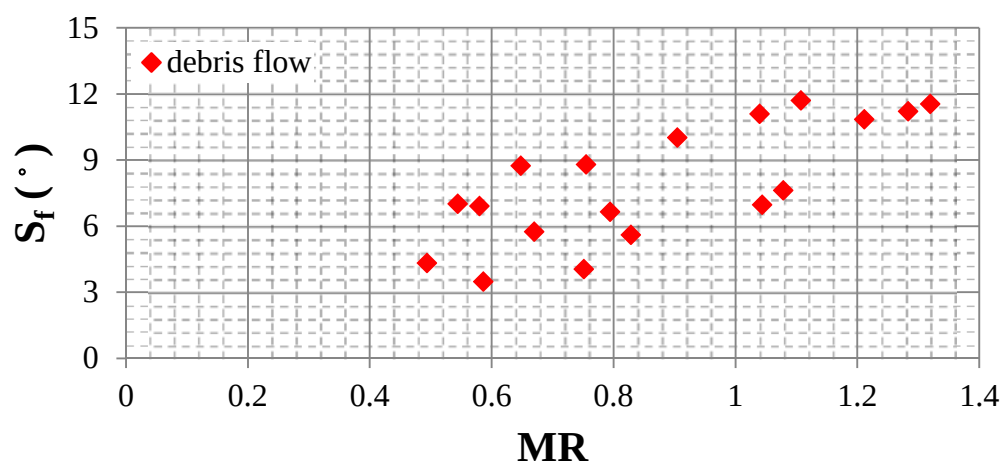


圖 5-25 陳有蘭溪流域沖積扇坡度分析

表 5-8 陳有蘭溪沖積扇基本資料

沖積扇編號	沖積扇面積	MR	角度	類型	分類	說明
投 fan001	180653.09	1.03	7.15	平原	未開發	
投 fan002	68746.15	1.41	12.04	平原	未開發	
投 fan003	718451.03	0.99	13.80	主支流	未開發	
投 fan004	816470.67	0.90	7.34	平原	未開發	
投 fan005	44395.90	1.48	14.31	主支流	未開發	
投 fan006	1121796.77	0.57	7.67	平原	已開發	
投 fan007	174421.61	0.90	8.38	平原	已開發	
投 fan008	2182629.20	0.59	6.99	主支流	未開發	
投 fan009	9189101.85	0.48	3.80	主支流	未開發	
投 fan011	11872.80	1.40	13.01	主支流	未開發	
投 fan012	324291.20	1.29	11.95	平原	已開發	
投 fan013	485497.28	1.34	12.48	平原	未開發	
投 fan015	280223.05	1.81	17.60	平原	未開發	
投 fan018	261975.99	1.01	12.33	平原	未開發	
投 fan020	56640.37	0.75	8.82	主支流	未開發	投縣 DF163
投 fan022	125121.11	0.59	3.50	平原	已開發	投縣 DF165
投 fan023	24933.52	0.83	5.61	平原	已開發	投縣 DF186
投 fan024	21789.53	1.04	6.98	主支流	未開發	投縣 DF189
投 fan025	69775.78	1.21	10.86	平原	已開發	投縣 DF190
投 fan026	56706.72	1.11	11.72	主支流	未開發	投縣 DF191-3
投 fan027	86878.80	0.75	4.07	主支流	已開發	投縣 DF194
投 fan028	32512.07	0.67	5.77	主支流	未開發	投縣 DF196
投 fan030	303979.54	0.54	7.04	主支流	未開發	投縣 DF199
投 fan031	28895.11	0.58	6.93	主支流	未開發	投縣 DF200
投 fan032	47033.69	0.65	8.75	主支流	未開發	投縣 DF202
投 fan033	254718.01	1.32	11.56	平原	已開發	投縣 DF205
投 fan034	103885.19	1.28	11.23	平原	已開發	投縣 DF206
投 fan035	44966.25	0.90	10.03	平原	已開發	投縣 DF207
投 fan037	34576.00	1.08	7.64	平原	已開發	投縣 DF220
投 fan040	42540.27	1.04	11.10	主支流	未開發	投縣 DF235
投 fan043	15156.00	0.84	10.14	主支流	未開發	農富坪

2021 年 8 月 23 日本研究於農富坪現勘進行無人載具(UAV)之拍攝，其后地形 3D 建模成果如圖 5-29 所示。本研究初步比對 2020 年 6 月 26 日以及 2021 年 8 月 23 日地形模建置成果如圖 5-29(a)與(b)所示，圖中白色線條為兩期地形模之共同點，顯示經 2021 年 8 月 6 日

豪雨過後，農富坪下游沖積扇面積明顯增加(藍色線條為 20200826 沖積扇面積為 15,156m²;紅色線條為 20210823 沖積扇面積為 35,539m²)，其沖積扇面積增加約 20,383 m²，進而觀察圖 5-29 右側之無人載具(UAV)建置之正攝影像成果發現，上游段坡面產生明顯之崩塌(圖 5-29 紫色線條範圍處)，崩塌面積約 5,649 m²，本研究後續將進行沖積扇坡度變化之量化以及崩塌成因等分析。

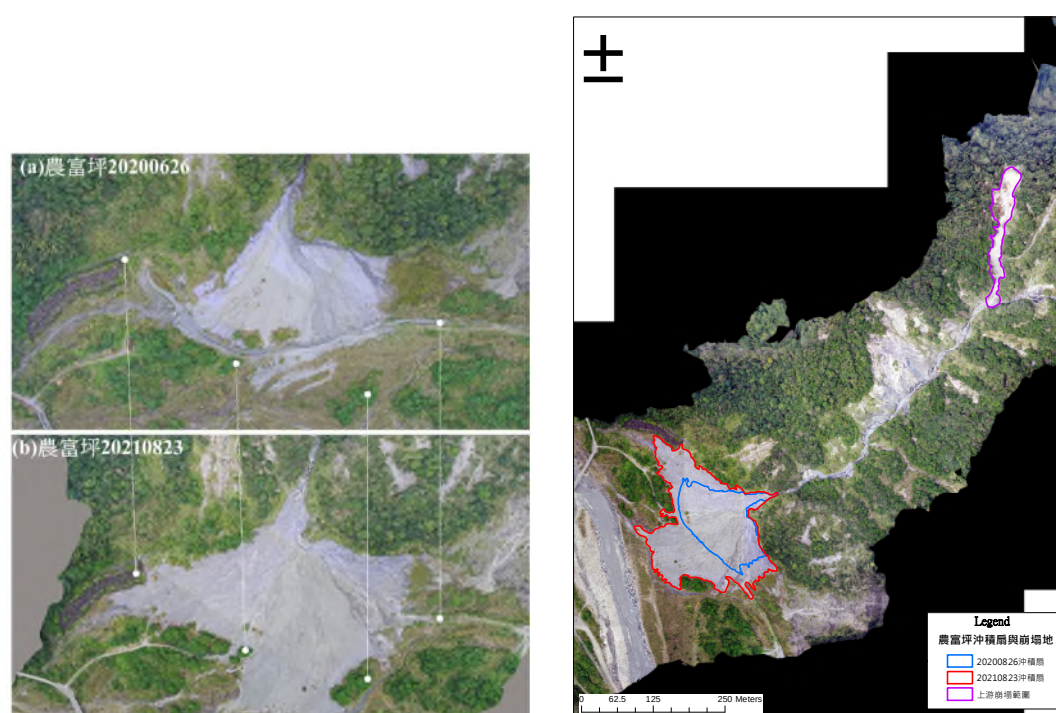


圖 5-26 2021 年 8 月 23 日農富坪沖積扇(投 fan043)UAV 地形模建置與正射影像成果

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)沖積扇的地貌判別條件，其提出集水區險峻值(MR)及沖積扇坡度(S_f)兩者可作為篩選因子。土石流(含高含砂水流)或洪水沖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

$$S_f(\text{deg}) = \frac{e^{0.23}}{MR^{0.85}} \quad (5-8)$$

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) 土石流扇之門檻值如圖 5-30 所示。圖中 $MR-S_f$ 最佳趨勢線是描述土石流集水區險峻值(MR)與土石流沖積扇坡度(S_f)之關係；而 Bertrand et al.(2013)之門檻值曲線(式(5-2))則為區分沖積扇坡度(S_f)為土石流或洪水造成之分界線，即曲線下方為洪水沖積扇，曲線上方為土石流沖積扇。二者代表意義不同，故為相異曲線。最佳趨勢線之下限應在門檻值曲線的上方，才為土石流沖積扇。

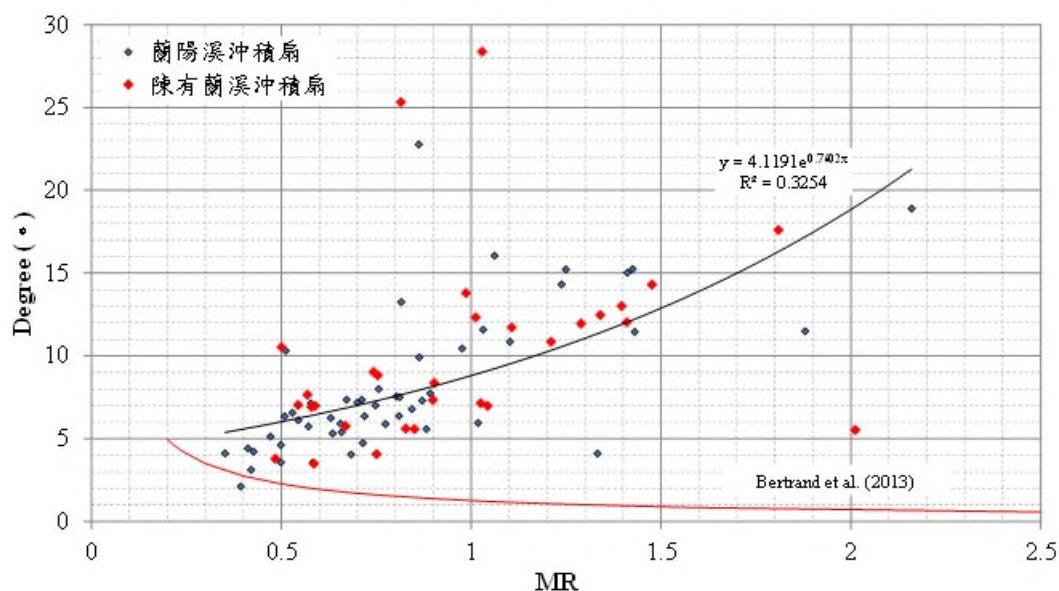


圖 5-27 蘭陽溪及陳有蘭溪流域沖積扇地貌分析綜整

第六章 集水區現勘與綜整分析

第一節 沿程集水區險峻值之案例分析

在蘭陽溪及陳有蘭溪的土石流潛勢溪流集水區中，經分析有兩個溪流的上游河段，其溪流之沿程集水區險峻值 $MR(x)$ 明顯屬於洪水類型($MR(x) < 0.3$)，分別為宜縣 DF068(加蘭溪)及投縣 DF192(坪瀨溪)。本研究針對此二溪流沿程集水區險峻值 $MR(x)$ 如何由溢流點沿河道長度(x)變化進行探討，並輔以現勘調查。本研究定義 MR_o, L_o 分別為溢流點之集水區險峻值及河流長度。 H_o, A_o 分別為溢流點之高程差(集水區最大起伏值)及集水面積。河道長度為 x 時其沿程之對應值則分別為 $MR(x), L(x), H(x)$ 及 $A(x)$ 。

圖 6-1 為宜縣 DF068 之 $MR(x)$ 變化趨勢圖，從圖中的高程剖面線可知上游段的坡度較緩，中游段則為較陡的坡度，下游段再轉為較緩的坡度。這種階梯式的河道，較平緩的上游段其河道 MR 值比較小，平時為土石料源的堆積聚集處，上游段往上游之 MR 值趨勢呈遞減的狀態。由圖 6-2 的陰影地形圖可知，中游段河道坡度陡(黃色圈選處)，以致 MR 值向下游遞增，故在陡坡近終點之中游段達到整個河道 MR 的最大值，代表此處河道之輸砂能力最強，容易形成岩石底床。下游段由於持續有子集水區支流匯入主河道，造成集水面積增加及 MR 下降，故河道往下游之 MR 值呈遞減的趨勢，並容易在谷口形成。

由圖 6-2 可知嘉蘭溪有多個子集水區之 $MR(x)$ 往上游遞減，但仍大於 0.3。故上游之土石輸送能力較差，如在此段之二側崩塌容易形

成堆積，並累積河床堆積厚度，待較大之降雨事件時發生土石流往下游流動。

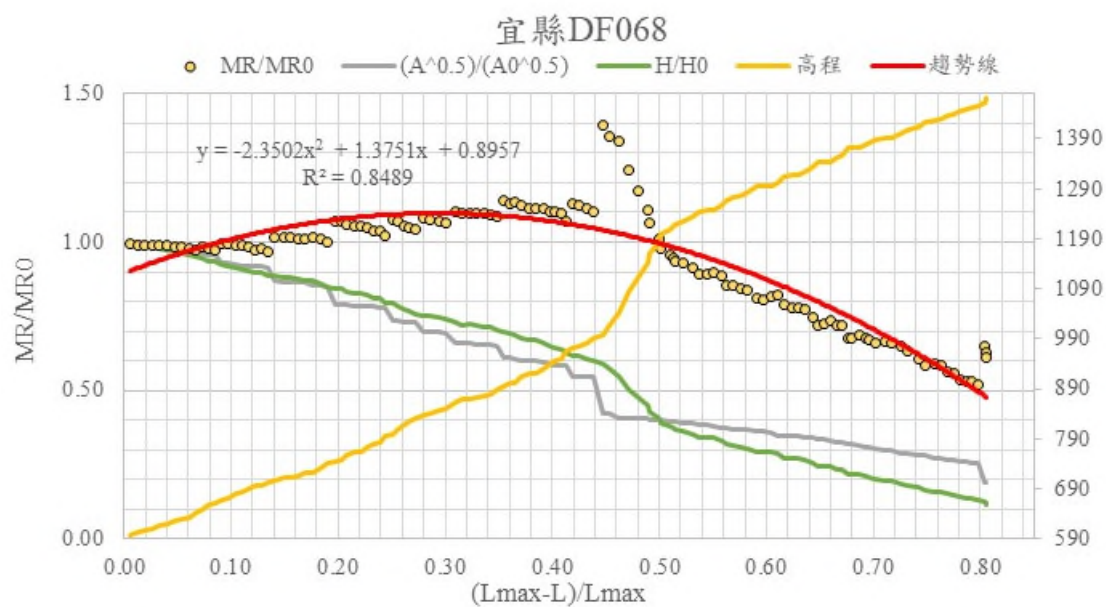


圖 6-1 宜縣 DF068 MR 變化趨勢圖

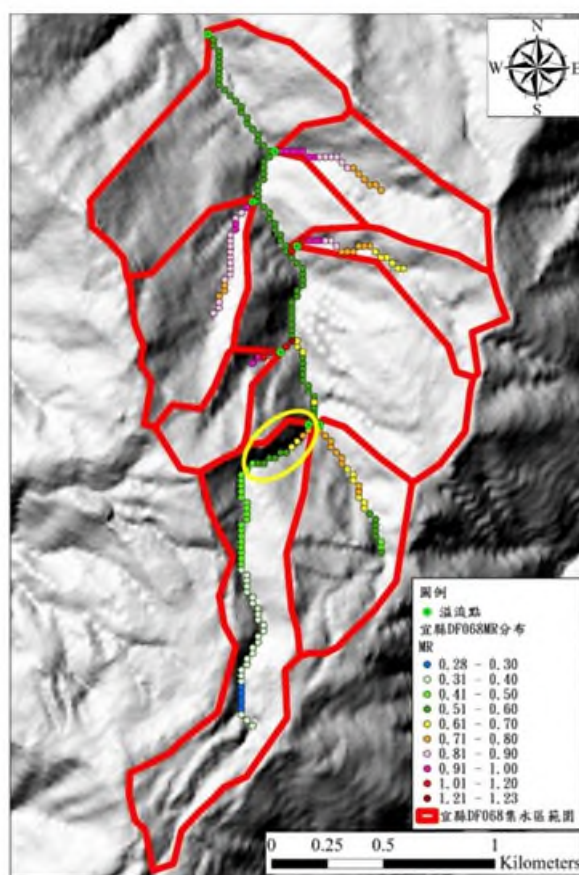


圖 6-2 宜縣 DF068 加蘭溪陰影地形圖

由圖 6-3 之 UAV 影像可知集水區上游之坡度趨勢與圖 6-1 相近，嘉蘭溪目前呈現多階地(複成扇)，扇狀地上之河流開析情況。由圖 6-3 右下方房子後方之扇堆積剖面(圖 6-4)，顯見基質支撐及稜角顆粒，故此為一土石流。



圖 6-3 加蘭溪(DF068) UAV 鳥瞰圖



圖 6-4 嘉蘭溪(DF068) 扇堆積剖面

圖 6-5 為投縣坪瀨溪(DF192)之集水區險峻值 $MR(x)$ 由溢流點往上游之沿程變化圖，其河道高程與集水面積之沿程變化與宜縣嘉蘭溪(DF068)類似，即河道剖面呈階梯狀，且河道中游段(圖 6-6)黃色標記處)的坡度較陡，此段之匯水面積並無明顯增加，故 $MR(x)$ 往下游遞增。下游段由於持續有子集水區支流匯入主河道，造成集水面積增加及 MR 下降，故河道往下游之 MR 值亦呈遞減的趨勢，如圖 6-5 中的紅色箭頭處所示，中游河道中有段呈迂迴狀，故在計算與最高點的距離時，造成點位不連續的情形產生。即河道之直線長度與集水面積並

非單調遞增關係，故相較於河流長度，集水面積更能正確反應集水區之尺度變化。

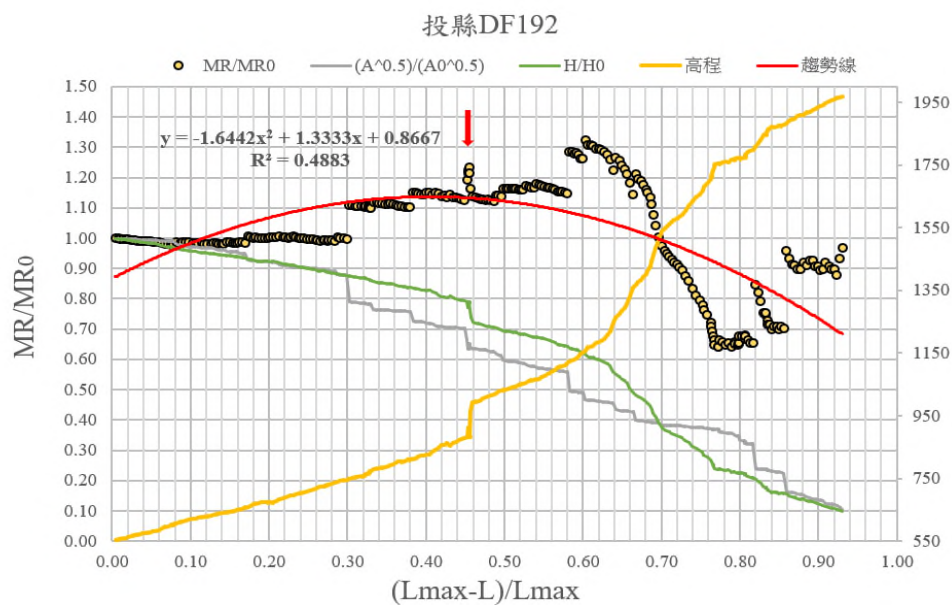


圖 6-5 投縣 DF192 MR 變化趨勢圖

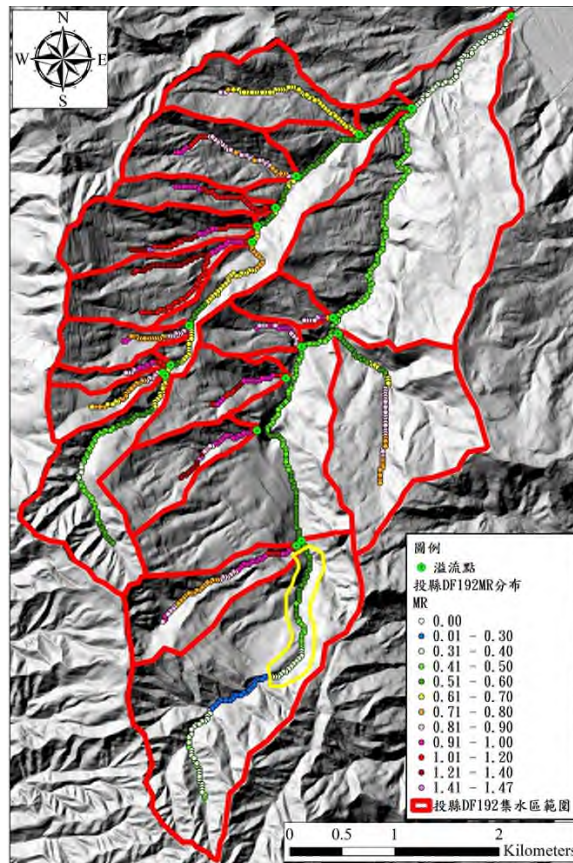


圖 6-6 投縣 DF192 坪瀨溪陰影地形圖

南投縣坪瀨溪(DF192)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愛國橋。民國 90 年 7 月之桃芝颱風時，坪瀨溪爆發土石流，再度沖毀愛國橋，致使自強村形同孤島。坪瀨溪出口匯入陳有蘭溪有明顯地形(坡度約 5°)(圖 6-7)，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 6-8)，惟中游河床仍有大量土砂堆積。此溪流在平常流量為洪水或高含砂流，而土石流可能在中游段淤積，惟在極端情況下自愛橋下游仍可能出現土石流。



圖 6-7 坪瀨溪(DF192) UAV 鳥瞰圖



圖 6-8 自愛橋上下游之深瀨與淺灘型態

在陳有蘭溪左岸上游有一小野溪為土石流潛勢溪流(DF220)，其位置如圖 6-9 所示。DF220 之集水區面積僅 20.0 公頃，溪長 816m，溢流點 $MR=1.05$ ，其集水區地形如圖 6-10 所示，上游左岸有崩塌，谷口溢流點有自強橋連接二側坪瀨產業道路(投 59 公路)，下方坡度約 10° ，上有三戶房舍(圖 6-11)。



圖 6-9 DF220 與 DF192 的 UAV 影像



圖 6-10 DF220 集水區鳥瞰圖



圖 6-11 DF220 溢流點及右岸房舍

圖 6-12 為投縣坪瀨產業道路旁野溪(DF220)之集水區險峻值 $MR(x)$ 由溢流點($MR_0=1.05$)往上游河道之沿程變化圖，其河道高程與集水面積之沿程變化，河道短陡，故 $MR(x)$ 往下游遞增。由圖 6-13 的陰影地形圖可知，河道短坡度陡，上游為陡坡窪地。DF220 之 MR 值

向下游遞增，在陡坡溢流點處 MR 的最大值，全河道之 MR 值皆大於 0.8，故左岸崩塌如擴大則容易造成土石流，並易在坪瀨公路自強橋或谷口形成沖積扇淤積。

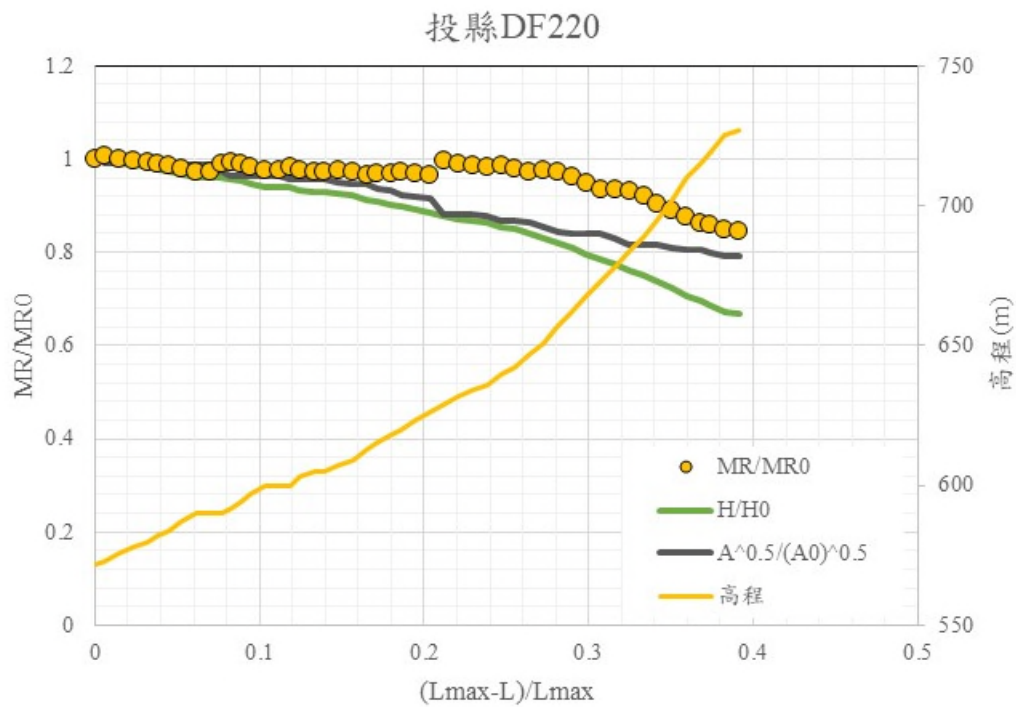


圖 6-12 坪瀨產業道路野溪(DF220)之集水區險峻值沿程變化

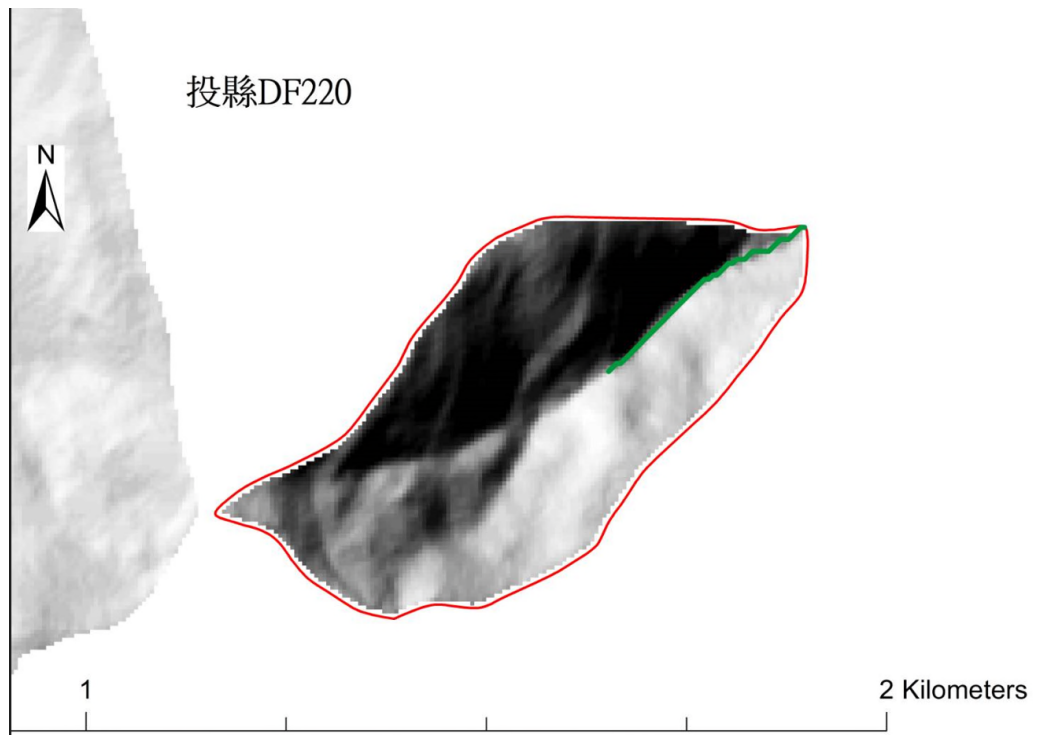


圖 6-13 坪瀨產業道路野溪(DF220)陰影地形圖

第二節 坡度與土砂災害類型判釋

沖積扇之坡度主要由供砂量，粒徑及水流量三者來決定。供砂量及粒徑與坡度正相關；然流量增加會使扇坡度變緩。在低含砂量常流河床上之無凝聚性砂礫顆粒，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，(扇坡度大於 2 度) 的表面粗粒徑(大於 3.2 公分)對坡度影響不明顯，扇面坡度主要由較細之泥砂顆粒濃度決定(Blair and Mcpherson, 2009)。即巨觀而言，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，且土石流具基質支撐特性(即不同粒徑具相近之流動速度)，故土石流或高含砂水流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)。的扇端與土砂運動型態有關，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；一旦扇面上渠道化發生，沉積物僅堆積在渠道末端，並回淤，而隨著扇頂持續決堤改道，逐漸構築不規則的扇緣。

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。本章節將結合第四章室內實驗求得之的坡度與水砂比之關係及第五章集水區地貌特性，建立坡度與集水區險峻值之關係，並與 Bertrand et al. (2013) 土石流扇之門檻值及二個流域的現勘案例進行比對。

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(6-1)所示。

$$n = \frac{Q_w}{Q_s} \quad (6-1)$$

n 值與泥砂土體濃度之關係如公式(6-2)所示。

$$C_s(Q_w + Q_s) = Q_s, n = \frac{1}{C_s} - 1 \quad (6-2)$$

而含砂水流之整體比重($Sr = \frac{\rho_m}{\rho_w}$)如公式(6-3)所示。

$$Sr = 1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right)C_s \quad (6-3)$$

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 6-1 所示。

表 6-1 土砂運動型態與體積濃度關係(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

本研究團隊針對粗砂($d_{50}=0.61\text{mm}$)及細砂($d_{50}=0.20\text{mm}$)之坡度與水砂比之關係進行一系列實驗，並彙整 Clarke et al.(2010)的三組實驗，結果如圖 6-14 所示。由圖可知在不同粒徑及水砂供應條件下，坡度($S(\text{deg.})$)主要為水砂比 $n(=Q_w/Q_s)$ 之函數，而粒徑之效應並不明顯。五組實驗之迴歸式可表示如式(6-4)，

$$S = 21.35 n^{-0.535} \quad (6-4)$$

圖中星號及三角形實驗點分別為第四章之加砂實驗及二維實驗成果，與粗砂之實驗成果皆符合式(6-4)之趨勢線。式(6-4)之相關係數高($R^2=0.964$)，故具有量化及應用之可信度。惟在實驗中可觀察到 n 值較小時，隨著成長，因粗顆粒之滲透係數較大，故扇面上之逕流會因滲流效應而遞減，故實驗後期之坡度較高，甚而產生由片狀流轉為篩堆積而有間歇停止下移的情況。

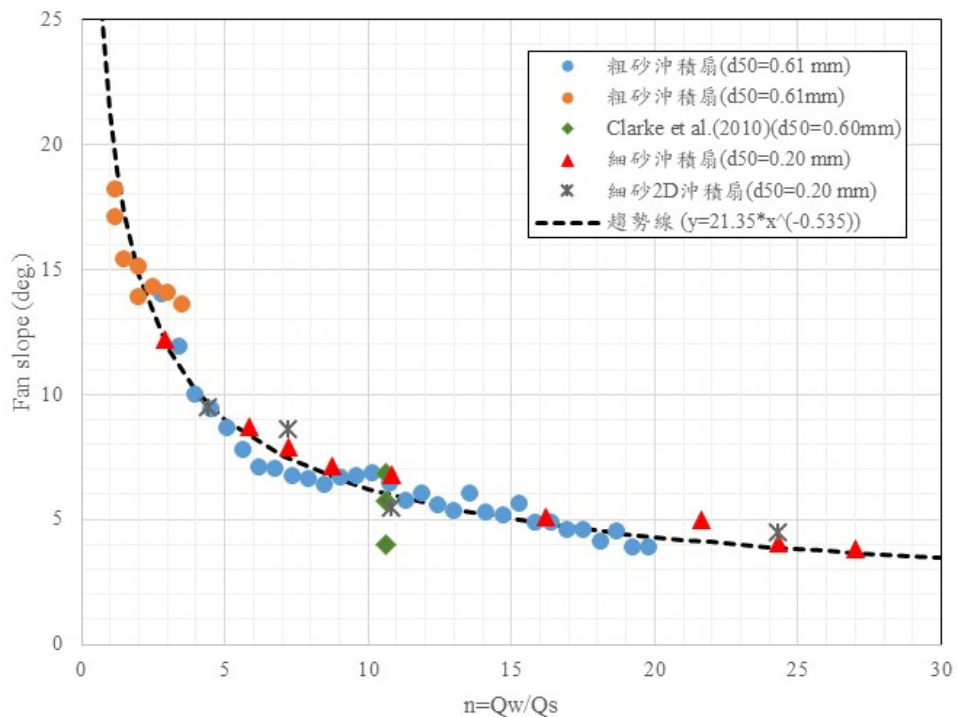


圖 6-14 坡度與水砂比之關係

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(6-5)所示：

$$JC_s > 0.0038 \quad (6-5)$$

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))。而集水區平均溪床坡度 J 之定義為

$$J = \frac{2}{L^2} \int_0^L y dx = 2 \frac{H}{L} \int_0^L \frac{y}{H} \frac{dx}{L} \quad (6-6)$$

假設坡度由溢流點往上游隨距離 x 之關係如下：

$$\frac{dy}{dx} = s_o + (s_m - s_o) \left(\frac{x}{L}\right)^m \quad (6-7)$$

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(6-8)所示

$$\frac{y}{H} = \frac{L}{H} \left(s_o \frac{x}{L} + \frac{(s_m - s_o)}{m+1} \left(\frac{x}{L}\right)^{m+1} \right) \quad (6-8)$$

結合式(6-6),(6-8)可得

$$J = \frac{2H}{L} \int_0^L \frac{y}{H} \frac{dx}{L} = s_o + \frac{2(s_m - s_o)}{m+2} \quad (6-9)$$

假設溢流點坡度遠小於稜線坡度($s_o \approx 0$)，則式(6-9)中土石流溪溝之平均河床坡度 J 則與集水區最大起伏比($S=H/L$)相關如下，

$$\frac{J}{S} = \frac{2}{m+2} \quad (6-10)$$

如 $m=2$ ，可得

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} = SF^{-1/2} = \frac{m+2}{2} JF^{-1/2} \quad (6-11)$$

即式(6-5)可改寫成

$$\frac{2(MR)F^{1/2}}{(m+2)(1+n)} > 0.0038 \quad (6-12)$$

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：

$$MR > 0.0019(m+2) \frac{1 + \left(\frac{\theta}{21.35}\right)^{-1.87}}{\sqrt{F}} \quad (6-13)$$

根據式(6-13)，分別假定集水區之形狀係數($F=1/3$)及 $m=3$ ，及形狀係數($F=1$)及 $m=1$ 可得土石流坡度與集水區險峻值(MR)之臨界線判別式)如圖 6-15 之二條虛線所示，此二條虛線構成 Bertrand et al. (2013)之關係式(黑實線)的包絡線。在相同的 MR 值時，由式(6-5)及(6-11)可知較內凹($m>1$)或狹長的集水區($F<1$)其溪床坡度較緩，土石流之體積濃度則較高，故其形成之坡度(短虛線)較縱剖面平直($m \leq 1$)或形狀寬扁的集水區($F \geq 1$)之為陡。圖 6-15 中所列陳有蘭溪及蘭陽溪現勘集水區沖積扇之地貌特性整理如表 6-1 所示，經現勘確認大都為土石流沖積扇，與本研究提出或 Bertrand et al. (2013)之判別式符合。其中蘭陽溪 DF041(湖西村天雕公園)及 DF131(拱照村養雞場)之沖積扇坡度分別為 3.1° 及 2.1° ，介於土石流與洪水沖積扇之分界。

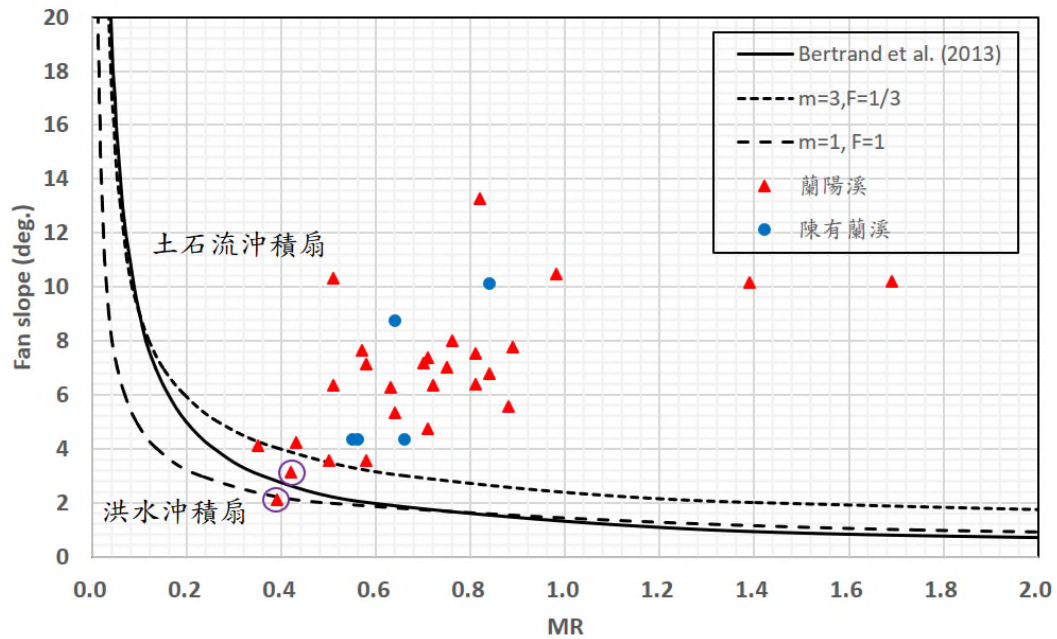


圖 6-15 以坡度及集水區險峻值判釋土砂類型

表 6-2 陳有蘭溪及蘭陽溪現勘集水區沖積扇地貌特性

編號	潛勢溪流	集水區面積	沖積扇面積 (m ²)	MR	堆積扇坡度	備註
1	DF202(頭坑溪)	435830	47033.69	0.64	8.75	陳有蘭溪
2	DF199(出水溪)	846330	303979.54	0.55	4.35	陳有蘭溪
3	DF226(愛玉子溪)	375340	303979.54	0.66	4.35	陳有蘭溪
4	DF227(霍薩溪)	2603500	303979.54	0.56	4.35	陳有蘭溪
5	農富坪	854029	9219.05	0.84	10.14	陳有蘭溪
6	宜縣 DF041	2185525	463172.14	0.42	3.13	蘭陽溪
7	宜縣 DF043	478275	99884.96	0.72	6.37	蘭陽溪
8	宜縣 DF044	92800	27279.82	0.98	10.46	蘭陽溪
9	宜縣 DF045	165650	35240.02	0.71	7.36	蘭陽溪
10	宜縣 DF049	112150	14462.24	0.64	5.33	蘭陽溪
11	宜縣 DF058	2032200	9474.74	0.51	10.32	蘭陽溪
12	宜縣 DF059	41275	32424.14	0.76	8.01	蘭陽溪
13	宜縣 DF061	503950	6136.07	0.88	5.58	蘭陽溪
14	宜縣 DF062	592750	80439.68	0.89	7.75	蘭陽溪
15	宜縣 DF063	73800	34083.50	0.82	13.26	蘭陽溪
16	宜縣 DF064	765675	14797.06	0.51	6.35	蘭陽溪
17	宜縣 DF065	453625	7786.26	0.81	7.52	蘭陽溪
18	宜縣 DF066	11679200	9743.67	0.43	4.22	蘭陽溪
19	宜縣 DF071	3612400	11602.83	0.58	7.15	蘭陽溪
20	宜縣 DF072	6637000	8835.90	0.63	6.26	蘭陽溪

編號	潛勢溪流	集水區面積	沖積扇面積 (m ²)	MR	堆積扇坡度	備註
21	宜縣 DF076	1206800	34580.72	0.81	6.38	蘭陽溪
22	宜縣 DF078~084	14646000	134069.14	0.58	3.56	蘭陽溪
23	宜縣 DF088	179300	82280.63	0.84	6.8	蘭陽溪
24	宜縣 DF089	325300	237931.70	0.71	4.73	蘭陽溪
25	宜縣 DF131	398500	1897654.45	0.39	2.12	蘭陽溪
26	宜縣 DF132	397050	6167.29	0.5	3.57	蘭陽溪
27	宜縣 DF133	2384275	25347.12	0.35	4.11	蘭陽溪
28	宜縣 DF144	685100	16887.32	0.7	7.19	蘭陽溪
29	宜縣 DF149	551775	37791.50	0.75	7.01	蘭陽溪
30	宜縣 DF040	84350	47321.24	0.57	7.66	蘭陽溪
31	茲納谷溪	913071	91549.50	1.39	10.18	蘭陽溪
32	美蘿溪	2786968	202635.00	1.69	10.21	蘭陽溪

DF131 經現勘結果顯示其扇狀地已整建為雞舍(圖 6-16a),且扇頂溢流點(雞舍上方)已進行截流(圖 6-16b),水直接由涵管排至扇端水溝。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,故其坡度並非原貌,且較原為緩。溢流點上方之地貌特性顯示在極端降雨條件下,溢流點處仍有可能發生土石流。DF041 經現勘結果顯示其上游具土石流谷口地形及坡度(圖 6-17a),而其扇狀地已整建為天雕公園做為遊憩場所((圖 6-17b),集水區之溢流點在極端降雨條件下,仍有可能發生土石流。



(a)宜縣 DF131 鳥瞰全景



(b)宜縣 DF131 扇端地貌

圖 6-16 蘭陽溪三星鄉拱照村 DF131 現況



(a)DF041 天雕公園鳥瞰全景

(b)宜縣 DF041 扇端地貌

圖 6-17 蘭陽溪員山鄉湖西村 DF041 現況

第三節 沖積扇變化及上游土砂供應量趨勢評估

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，沖積扇容易溢淹；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，故地形地貌也隨之變動。現地沖積扇特性反應其形成過程之最大規模事件或最近之土砂運動行為，此二者均可提供土砂災害防治及扇狀地土地利用或評估之參考資料。

經水保局提供之 H.O.S.T.圖資料，本計畫判釋蘭陽溪及陳有蘭溪具明顯沖積扇地貌之集水區，並針對其中地貌具開析條件且有改變趨勢者進行現勘及探討，其地貌特性及分析結果如表 6-2 所示。表中降雨強度 I 係依現地之沖積扇開析情形及式(4-12)分析所得。

表 6-3 蘭陽溪及陳有蘭溪具明顯沖積扇變化之集水區

流域	集水區	MR ₀	L _{max} (m)	A ₀ (hec)	扇面積 (m ²)	扇坡度 (deg.)	扇長度 (m)	扇開 析寬 度 B(m)	谷口 寬 b(m)	I (mm/hr)
蘭陽溪	美蘿溪	0.57	2578	269.2	208583	7.2	455.2	70	33	174.1
蘭陽溪	嘉蘭溪	0.50	4190	456.0	385079	6.9	917.0	40	58	78.1
蘭陽溪	茲納谷 溪	0.71	1410	85.2	89199	7.7	276.7	22	30	88.1
陳有蘭 溪	農富坪	1.29	1583	88.2	9219	10.0	84.2	5	15	4.6
陳有蘭 溪	頭坑溪	0.61	3053	406.2	713031	10.6	990.7	30	37	36.3

表 6-2 中蘭陽溪之美蘿溪、嘉蘭溪及茲納谷溪三個沖積扇具明顯開析地形，故上游供砂量趨勢明顯減少，其扇上開析之渠道寬度所相應之集水區降雨強度介於 78-174.1mm/hr 間，故其發生條件為歷史上強降雨事件所致。三個沖積扇之扇端高於河床逾 10m，顯示早期上游崩塌量大，沖積扇上大都具有坡陡、巨石在前端或散佈、或基質支撐之現象，如圖 6-18 所示。如今因上游崩塌量少，扇頂出現明顯開析現象，加以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) 嘉蘭溪



(b) 茲納谷溪



(c)美蘿溪集水區鳥瞰



(d)美蘿溪沖積扇河道開析

圖 6-18 蘭陽溪具明顯沖積扇開析之集水區

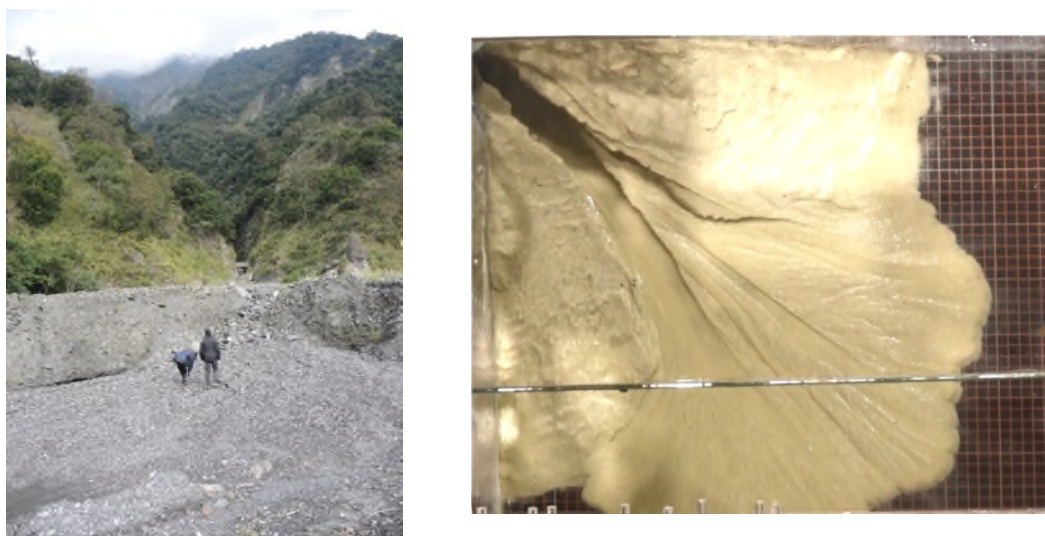
圖 6-19 為土場部落農富橋上游陳有蘭溪右岸之野溪土石流(現勘點三)，其集水區險峻值為 0.84，角度約為 10.1° 。該野溪自賀伯風災後多次產生土石流(張徽正, 2002)。此處之土砂料源較細，當上游流量大且水砂比大時，扇頂之下切河道可達扇端並形成複成扇(圖 6-20a)，與實驗觀察型態相近(圖 6-20b)。而當水砂比較小時，與實驗觀察相近，扇頂之下切河道在扇央出現篩堆積(圖 6-21)，此處扇面由沖刷轉為淤積並造成河道偏移改道。沖積扇土石流之形貌及地形受豪雨事件時上游水砂比及土砂規模所控制，並無固定型態，在防災及土地利用上應整體考量。表 6-2 中農富坪野溪扇上目前開析渠道寬度小，所相應之集水區降雨強度為小雨所致(僅約 4.6 mm/hr)。



(a)集水區地貌

(b)沖積扇現況

圖 6-19 陳有蘭溪右岸農富橋上游之土石流沖積扇地貌



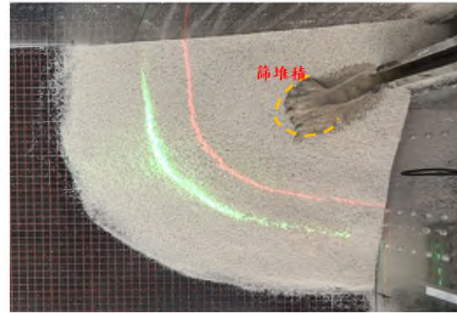
(a)現地複成扇

(b) 實驗複成扇

圖 6-20 農富坪現地沖積扇及實驗開析狀況比較



(a) 農富坪野溪沖積扇之篩堆積



(b) 實驗室沖積扇之篩堆積

圖 6-21 現地及實驗篩堆積比較

圖 6-22 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 6-22a 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，顯示集水區上游地質脆弱、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。表 6-2 中頭坑溪扇上目前開析渠道寬度約 30m，所相應之集水區降雨強度則約為 36 mm/hr。沖積扇及其扇端之複成扇阻擋陳有蘭溪(和社溪)本流，多次形成堰塞湖並導致和社溪左岸農田沖毀及房舍溢淹之災情。



(a) 集水區地貌



(b) 沖積扇現況

圖 6-22 頭坑溪土石流沖積扇地貌

第七章 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水保局公布之蘭陽溪與陳有蘭溪流域之土石流潛勢溪流及沖積扇資料，針對集水區內的子集水區進行 Melton Ratio 分析，以了解不同土砂災害類型集水區內的 Melton Ratio 變化及形狀係數探討與 MR 變化趨勢的關聯。本研究並進行沖積扇之室內實驗及現場勘查，以綜整分析不同供砂條件下分析沖積扇上河道開析寬度、沖積扇坡度與水砂比之量化關係、沖積扇土砂運動類型判釋及案例驗證。本研究之成果說明如下：

- 一、不同土砂災害類型集水區中子集水區 MR 值往上游的變化趨勢，高含砂水流集水區中趨勢向上之占比多於土石流；反之土石流集水區則在趨勢持平與向下中的比例高於高含砂水流集水區。
- 二、分析各子集水區的形狀係數與 MR 值往上游變化趨勢之關係，趨勢向上的子集水區形狀係數平均值為 0.40，略大於趨勢持平子集水區的平均形狀係數 0.35，但兩者間差異不大；而趨勢向下的子集水區形狀係數大多偏小，平均值為 0.28。因此可知，集水區之形狀若為細長型時，在上游之 Melton Ratio 最小，往下游逐漸增大。
- 三、計算不同土砂災害類型集水區之子集水區之形狀係數，土石流的形狀係數平均值 0.33，為最小；其次為高含砂水流的 0.37；最大的則為洪水，形狀係數平均值為 0.40。

四、室內實驗顯示沖積扇坡度為一水砂比之函數，粒徑之差異性不明顯。本研究依此關係及集水區地貌特性建立以集水區險峻值(MR)與堆積扇坡度作為土石流溪溝之地貌判別式(式(6-13))，結果與 Bertrand et al. (2013)之關係式相近。本研究以 Bertrand et al.(2013)之門檻值曲線區分蘭陽溪與陳有蘭溪流域之沖積扇坡度(Sf)為土石流或洪水造成之分界線(圖 5-27)，曲線下方為洪水沖積扇，上方則為土石流沖積扇。

五、室內實驗中水流量與扇高相同的沖積扇中，坡度愈大則扇面滲流破壞的位置愈接近扇頂。渠道形成過程可分為篩堆積、片狀流與渠道流以及完全渠道化階段。在濕砂沖積扇中沒有篩堆積階段，而在水流功率較高的實驗中則不會出現片狀流與渠道流階段。

六、開析後渠道會側向遷移以及溯源侵蝕，渠道坡度在實驗初期變化較大，隨著實驗進行趨向穩定，坡度漸緩。較高流量的實驗中渠道全程皆保持一定的側向侵蝕能力，而下切侵蝕能力則初期較大，隨著時間變小。渠道下切侵蝕能力與坡度成正相關，流量與乾溼堆積型態對渠道下切侵蝕能力的影響則較不明顯。濕沙沖積扇由於在實驗初期扇面逕流較乾砂沖積扇大，因此渠寬也較大。

七、沖積扇相對開析寬度 (B/y_c) 約為一定值，且幾乎不受單位寬水流功率所影響，且渠道的下切與側向侵蝕能力成反比。本研究提出降雨強度決定現地之沖積扇開析情形如式(4-12)，以供扇狀地之地形穩定分析。

八、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，沖積扇容易溢淹；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。現地沖積扇特性反應其形成過程之最大規模事件或最近之土砂運動行為，此二者均可提供土砂災害防治及扇狀地土地利用或評估之參考資料。

九、蘭陽溪之美蘿溪、嘉蘭溪及茲納谷溪三個沖積扇具明顯開析地形，故上游供砂量趨勢明顯減少，其扇上開析之渠道寬度所相應之集水區降雨強度介於 78-174 mm/hr 間，故其發生條件為歷史上強降雨事件所致。如今因上游崩塌量少，扇頂出現明顯開析現象，加以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。

十、土場部落農富橋上游之野溪沖積扇及頭坑溪沖積扇，上游土砂料源豐富，當上游流量大且水砂比大時，扇頂之下切河道可達扇端並形成複成扇，與實驗觀察型態相近。而當水砂比較小時，扇頂之下切河道在扇央出現篩堆積，此處扇面由沖刷轉為淤積並造成河道偏移改道。頭坑溪沖積扇及其扇端之複成扇阻擋陳有蘭溪(和社溪)本流，多次形成堰塞湖並導致和社溪左岸農田沖毀及房舍溢淹之災情。

第二節 建議

- 一、當集水區(如嘉蘭溪(宜縣 DF068)及坪瀨溪(投縣 DF192))之河道縱剖面呈現上游段坡度較緩，中游段較陡，下游段再轉為較緩之階梯式地形。較平緩的上游段平時為土石料源的堆積聚集處，中游陡坡輸砂能力強易形成瀑布及岩床，故谷口溢流土石流發生於較大之降雨事件時發生土石流往下游流動。此類地形宜進一步探討，以探討集水區內之災害潛勢分布。
- 二、如山區河道如呈迂迴狀，則河道長度與匯水面積並非單調遞增關係，故匯水面積較河流長度更能正確反應集水區之尺度變化。
- 三、本研究依集水區地貌特性建立以集水區險峻值(MR)與堆積扇坡度作為土石流溪溝之地貌判別式(式(6-13))，其包含集水區形狀係數及河道縱剖面因子，可進一步探討其與沿程集水區之險峻值配合探討河道中土砂運移型態之沿程分布，以分析集水區內土砂災害之範圍。

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. 阮香蘭、何智武、呂建華，“石門水庫集水區河川系統之研究”，中華水土保持學報；第 23 卷第 2 期，P13 - 28，1992。
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. 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。
17. 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。
18. 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。
19. 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.
20. 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。。

21. 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。
22. 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。
23. 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。
24. 陳培源，野外及礦業地質學(第二版)，正中書局，580 頁，1993。
25. 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。
26. 陳樹群、諸予涵、吳俊鉉，“旗山溪集水區長期降雨特性改變與崩塌分佈關係”，中華水土保持學報，第 43 卷第 4 期，293-301 頁，2012。
27. 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。
28. 楊淑君，博士論文，臺灣沖積扇之地形學研究，1996。
29. 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。
30. 董德輝(2001)，台灣南部恆春半島沖積扇三角洲之地形學研究，國科會研究計畫成果報告。

31. 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。
32. 齊士崢、宋國城，臺灣界線段層帶上沖積扇階地地形發育的複雜性，環境與世界，第 4 期，77-92 頁，2000。
33. 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。
34. 錢寧、張仁、周志德，河床演變學，科學出版社，1987。
35. 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。
36. 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。
37. Bertrand, M., Liébault, F., Piégay, H., 2017. Cartographie régionale de la susceptibilité aux laves torrentielles dans les Alpes du Sud, Revue de géographie alpine, 105-4.
38. Bovis, M.J., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. Earth Surf Process Landforms 24, 1039–1054.
39. 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.
40. Buccolini, M., Coco, L., (2013). MSI (morphometric slope index) for analyzing activation and evolution of calanchi in Italy.

Geomorphology 191, 142–149.

41. Clarke, L., Quine, T.A. and Nicholas, A. , (2010) · An experimental investigation of autogenic behaviour during alluvial fan evolution, Geomorphology, 115 , pp. 278 – 285.
42. 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.
43. Costa, JE (1984) 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.
44. Davis, W.M. (1899) The geographical cycle : Geogrl F. ,14,481-504.
45. De Scally F. and Owens I. (2004). Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the southern Alps New Zealand. Earth Surface Processes and Landforms 29: 311-322.
46. 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.
47. Gilbert, G.K. (1877). Report on the Geology of the Henry Mountains. U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, Washington, D.C.
48. Gilbert, G.K. (1909) The convexity of hilltops. : Journal of Geology,17,344-350.
49. Haala, N. and C. Brenner (1999) "Extraction of Building and Trees in

- Urban Environments," ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 130-137, 1999.
50. Hayward, A.B.(1985), "Coastal alluvial fans (fan deltas) of the Gulf of Aqaba (Gulf of Eilat)", Red Sea. Sed. Geol., 43, 241-260.
51. 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.
52. 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.
53. 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.
54. Millard, T.H., Wilford, D.J., Oden, M.E., 2006. Coastal fan destabilization and forest management. Final FIA-FSP Report, Project Y062324.
55. Miller, C.L. and Laflamme, R.A., The digital terrain model-theory and application. Photogrammetric Engineering 24 (1958), pp. 433–442.
56. 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.
57. Montgomery and Dietrich, W. E.(1992), "Channel initiation and the problem of landscape scale", Science, v. 255, p. 826-830.

58. Montgomery, David R., Foufoula-Georgiou, Efi (1993), “Channel network source representation using digital elevation models”, *Water Resources Research*, 29(12): 3925-3934, 1993.
59. Muto, T. (1990), “Sea-level control on marine coastal alluvial fans”, *J. Sed. Soc. Japan*, No.32, 55-62.
60. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton W.T. (1993), “Two-dimensional water flood and mudflow simulation”, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 119(2): 244–261, 1993.
61. O’Callaghan, J.F., D.M. Mark, D.M. (1984), “The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data”, *Computer Graphics and Image Processing*, 28: 323-344, 1984.
62. Pierce, K.L. and Colman, S.M. (1986) The effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, lateglacial terrance scarps in central Idaho : *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 869-885.
63. Pierson, T.C. (1980), “Erosion and deposition by debris flow at Mount Thomas, North Canterbury”, *New Zealand, Earth Surface Process*, 5, 227-247,.
64. Scheidl C. & Rickenmann D. (2010), “Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans”. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 157-173.
65. 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.

66. Strahler, A.N.(1952), Hypsometric analysis of erosional topography, Bull. Geol. Soc. Am., 63, pp.1117-1142,.
67. Tarboton, David G, Rafael L. Bras, Rodriguez-Iturbe, “A physical basis for drainage density”, Geomorphology 5(1):59-76, 1992.
68. 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.
69. Tarolli, P. and Fontana, G.D., 2009, Hillslope-to-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs, Geomorphology, 113, pp. 47-56.
70. 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.
71. Tucker, Gregory E., Rafael L. Bras, “Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology”, Water Resources Research, 34(10): 2751-2764, 1998.
72. 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
73. Welsh, A., Davies, T., 2011. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards. Landslides, 8, 183–194.
74. Welsh, A., Davies,T., “Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards”, Landslides, 8:183–194, 2010.

75. 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.
76. 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.
77. Wood, A. (1942) The development of hillshade slopes. : *Proc. Geol. Ass.*, 53,128-140.
78. Zaginaev, V., Petrakov, D., Erokhin, S., Meleshkoa, A., Stoffel, M., Ballesteros-Cánovas, J.A., 2019. Geomorphic control on regional glacier lake outburst flood and debris flow activity over northern Tien Shan. *Global and Planetary Change*, 176, 50–59.
79. Zakšek, K., Oštir, K., and Kokalj Ž. (2011). “Sky-View factor as a relief visualization technique.” *Remote Sensing*, 3, 398- 415.
80. Zhou, W., Tang, C., Van Asch, T.W.J., Chang, M., 2016. A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. *Landslides*, 13(5), 1–17.

附錄一 「111 年創新研究計畫(基礎試驗研究-場次一)」案期初審查意見

核定本審查意見情形(書面意見)

意見或建議	處理說明
一、沖積扇之規模與上游集水區土砂生產多寡及時間歷程與地形、地質關係甚大，如何釐清係屬土石流之流態所形成，是否有判定機制？	在假設料源充足的情況下(依現勘及現有地質資料判定)，可根據集水區險峻值進行溢流點(沖積扇頂點)土砂運動型態之判釋。
二、室內沖積扇實驗之條件控制要素甚多，宜有系統性之實驗控制條件，以期獲致理想之結果與理論之驗證。	遵照辦理。
三、室內實驗的設計、控制參數的條件、土砂粒徑及試驗中及試驗後的量測項目宜再詳加說明。	遵照辦理。
四、P.3「探討沖積扇之沖淤特性與土砂濃度之關係」宜再詳加說作法。同時，土砂濃度如何控制或量測，宜補充說明。	遵照辦理。
五、全程目標之「有效評估集水區之土砂供應趨勢」將如何達成？	將根據沖積扇之面積演化進行評估。
六、請說明 P.7 之未來致災潛勢等級之分級依據。	審度本計畫之實質內容及研究人力，此一段內容將與酌刪。
七、P.7 中「地質構造分布」如何反映在室內實驗設計中，請說明。	在室內實驗設計中無法反映地質構造分布，將補充說明。
八、P.10 圖 7 中的研究區 MR-Sf 最佳趨勢線與 Bertrand et al.(2013)相差甚大的可能原因為何，請補充說明。	MR-Sf 最佳趨勢線是描述土石流集水區險峻值(MR)與土石流沖積扇坡度(Sf)之關係；而 Bertrand et al.(2013)之門檻值曲線則為區分沖積扇坡度(Sf)為土石流或洪水造成之分界線，即曲

	線下方為洪水沖積扇，曲線上方為土石流沖積扇。二者代表意義不同，故為相異曲線。最佳趨勢線之下限應在門檻值曲線的上方，才為土石流沖積扇。5-4 節之文中補充說明二者差異(圖 5-27)。
九、本年度研究區仍為蘭陽溪及陳有蘭溪，且有室內試驗，請補充說明與去年計畫最大差異為何？	本年度探討 MR 在集水區內之歷程變化，以確認集水區內發生土石流之區位。室內試驗則探討不同粒徑及供水條件下，即不同水砂條件下之扇狀地(含複成扇)之改變。
十、目前評估集水區是否發生土石流或洪水係以 MR 值作為指標，後續是否考慮納入水文條件作為輔助指標？	謝謝建議，MR 值作為土砂運動型態的指標，水文條件可作為發生時間及災害規模的輔助指標，惟仍需知道集水區之料源供給條件(以地文條件為主)。因限於計畫期程及研究人力，建請另案分析。
十一、室內試驗過程請記錄影像或縮時攝影並提供本局應用及參考。	遵照辦理。
十二、研究方法及步驟中數值地形分析採 5m 精度，但 P.12 頁可能遭遇之困難提出為 1m 精度，請說明。	在進行溢流點及溪流起點判釋時，如能以 1m 精度可提高判釋之精確性。在無 1m 精度時則以 5m 精度之數值地形進行分析。
十三、P.1, MR 請補充中文及英文全名。	遵照辦理。
十四、94 個土石流沖積扇是否全數分析？現場觀察幾處？	94 個土石流沖積扇之地形資料皆納入地貌特性分析。然因限於人力及期程，現地勘查沖積扇共約 10-15 處，以土石流沖積扇之規模、現場可到性、扇狀地之土砂變化及上游集水區崩塌趨勢是否明顯等因素做為現勘選址之條件。
十五、圖資來源請敘明。	遵照辦理。

十六、 P.7 圖 3 實驗設備配置圖，請標示說明。	遵照辦理。
十七、 P10 門檻值曲線關係式怎麼來的？	係由現勘地貌判是沖積扇之組成是否具有土石流堆積特性(如側積堤，基質支撐，大顆粒在上，龍頭堆積等)，如具上述地貌特徵為土石流沖積扇，如無上述特性則歸類為洪水沖積扇。
十八、 P.11 土石流沖積扇之開析特性中，人為操作影響是否有需納入。	人為操作會影響沖積扇上游供砂或供水條件，然以蘭陽溪及陳有蘭溪之集水區，較少人為影響。
十九、數值地形分析之時間範圍為何？	以數值地形之最新年份版進行現況分析，並就文獻中可得之資料進行地貌變化及比較。時間範圍依蒐集到之數值資料年份而定。
二十、建議補充室內實驗分析方法內容。	遵照辦理。
二十一、 P7，研究擬分析沖積扇地形學特性，以評估致災潛勢等級，致災潛勢等級要如何分析劃分？	審度本計畫之實質內容及研究人力，無法進行致災潛勢等級評估，故此一段內容將予酌刪。

附錄二 111 年度創新研究計畫「土石流沖積扇地貌 變遷與集水區土砂供應條件之關係探討」期中報告書 面審查意見

核定本審查意見情形(書面意見)

意見或建議	處理說明
(一) 河川級序之分析，宜對河川宜有明確定義，以確定地形圖資之比例及地形尺度之大小。(P2-12)	謝謝指正。同一集水區以不同比例尺進行地形及溪流分析會得到不同之河川級序。一般常流河川以推求流量水文為主之級序分析，係根據 1/25000 比例(或網格大於 10m 之 DEM(Digital Elevation Model)之地形圖資(阮等，1992)。然而本研究之重點為探討土石流潛勢溪流之地貌特性，其集水面積普遍小於常流河川。土石流之集水區可基於局部坡度與集水面積之量化關係，進行坡面與坡谷之分界、溪溝起點、土石流溝及崩塌的分類判釋(Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993)。依前人研究(Tarolli and Fontana, 2009)，DEM 網格必須小於或等於 5m，方能清楚分辨溪溝起點及坡面與坡谷之分界。
(二) P2-4，三角洲沖積扇之定義宜更嚴謹或明確！(注意”三角洲”一詞之定義！)另文中”平原”一詞若依地形學之定義，則有不妥，宜採”平緩地”一詞較適當(純屬建議)。	謝謝指正。沖積扇毗鄰海岸，扇端沒入水中，稱之為沖積扇三角洲(fan delta)或海岸沖積扇(coastal alluvial fan)(Hayward, 1985; Muto, 1990; 董德輝, 2001)。另平原改為開闊緩坡地區。
(三) P2-4，堆積扇與沖積扇的說明似不明確，可否列表比較兩者	謝謝指正。本文所指堆積扇實為文獻中通稱之沖積扇(alluvial

之異同點？本研究對此二地形是否必須強調兩者不同？混為一詞又如何？	fan)，故文中已統一修正為沖積扇，以避免誤解。
(四) P3-6 文中謂 $MR=H/\sqrt{A}$ 之定義隱含集水區最高點即為集水區最遠點，此一說法似有語病？請斟酌！（宜釐清溪谷源頭之最高點與集水區邊界最高點並非同一點）。本節之論述似有商確之處！	謝謝指正。因 MR 之算法只考慮集水區最高點(最大高程差)及集水區面積。故當溪谷源頭之最高點(通常為集水區最遠點，以決定集流面積)並非集水區最高點時，MR 會低估集水區的陡峭情形，故須進行此章節集水區險峻值之修正。
(五) P3-9，圖 3-7 所示最下圖之平面圖，其供水角度與側板呈平行與 90° 之入口，如何形成圖示之沖積扇？	謝謝指正。沖積扇上游渠道之供水角度與側板約呈 45° (參見圖 3-6 右上圖)，另圖 3-7 已修正。
(六) 圖 4-8~圖 4-10 所示三條迴歸式均有一常數項(+1)，如何計得？該等迴歸式之係數是否 (4-5) 式之 $(-1/\alpha)$ ？其與式 4-6 之關係如何？	謝謝指正。圖中迴歸式常數項(+1)是滿足邊界條件($r=r_0$, $h=h_0$)，由滲流水位線剖面迴歸(式(4-5))求得係數(α)，並由式(4-6)計算 K。
(七) 三組實驗所得之 K 值為 1.42 cm/sec，此數值是否合理？	謝謝指正。實驗所得 K 值似偏大，可能與式(4-2)假設水位與側向角度無關，並忽略毛細管之水頭損失，故所觀察之滲流水頭較低，故高估 K 值。
(八) P5-10，將 MR 值大於 0.43 歸類為崩塌，是否符合地形之特性？(崩塌之集水區面積如何定位？)	MR 值反映集水區之地形陡峭情形，無法反映集水區溪溝之發展情形。故本研究建議溢流點處之土砂運動型態為崩塌所致之條件，除集水區險峻值大於 0.43 外，應輔以集水區之一級及二級河川長度與集水區長度比值 $(LG1+G2/L)$ 小於 0.4。二者兼具才能表示集水區坡陡且河道短、坡面長，如此土砂運動的型態是以崩塌方式運行到溢流點。上述集水區面積之計算以溢流點為集流點，與崩塌位置無關。

(九) 土石流的沖積扇常因主流溪流的沖蝕及人為開發利用需要，難以常期保留，因此要探討土石流沖積扇變遷有其困難性。	謝謝寶貴意見。沖積扇之地形會因主流溪流的沖蝕及人為開發利用而消失或改變，但在氣候變遷或極端氣候下，集水區上游土砂大量下移可能在谷口或主支流再次產生沖積扇並造成嚴重災情，如高雄市六龜區扇平山莊、高雄市桃源區玉穗溪或南投縣信義鄉頭坑溪之案例。故土石流沖積扇之變遷與上游土砂供應之關係雖不易探討，但基於防減災規劃之防範未然仍有其必要性。
(十) 由實驗經驗，一般同一條土石流需間距數十年才會再發生土石流，所以要由土石流沖積扇之變遷去瞭解上游集水區土砂供應條件之關係較為困難。	謝謝寶貴意見。基於各集水區降雨量(水文因子)及地質及地形條件(地文因子)之差異，其谷口之土砂運移特性造成沖積扇之變遷具有其具不同復發機率及流路隨機性(即溢流點扇上河道會改變)。雖然同一條土石流溪流，由其沖積扇之變遷去瞭解上游集水區土砂供應條件之關係較難短時間觀測。本研究希望由實驗、現勘及歷史案例分析，系統性探討土石流沖積扇特性與上游集水區土砂供應條件之關係，以期成果有利於坡地防災及管理利用。
(十一) 本研究之室內實驗之後續應用及與集水區數值地形分析(如 MR 值)和現地勘查等各項工作之關連性，請加強論述。	謝謝指正，文中已修正並新增第六章以加強論述。
(十二) 目前實驗設計僅有不同流量之清水流作為實驗條件，要如何回饋研究目的所提到的「不同集水區土砂條件供應條件下，土石流沖積扇之地貌變遷」？	謝謝指正，文中已加入不同水砂比之試驗，請參見第四章及第六章。
(十三) 目前實驗設計使用 D50=0.48 mm 的石砂，其所堆積之沖積扇係對應為土石流或是洪	分別使用 D50=0.48 mm 的粗砂及 D50=0.20 mm 之細砂，皆得到沖積扇之坡度與水砂比呈相近之

水沖積扇？是以坡度來區分嗎？	關係式(詳第六章)，因土石流或洪水係以含砂濃度(或水砂比)來區分，故以沖積扇坡度可作為判釋沖積扇上之土砂運移型態。
(十四) 圖 3-6 建議以彩色方式呈現或提供線上電子檔，目前黑白印刷看不清。	謝謝指正，已修正。
(十五)P5-14 圖 5-12，蘭陽溪土石流災害類型中，反而以趨勢向下(上游為洪水災害)較多，而其他以趨勢向上較多(上游為土石流災害)，可否解釋原因？文中"另外 6 個洪水集水區"是指哪裡？請補充說明。	謝謝指正，文中已補充說明。蘭陽溪屬土石流災害類型之子集水區，其 MR 值趨勢向下(即 MR 直往上游遞減)之比例偏高，主要有二個因素，其一為河道坡度為階梯狀，其二為河道相應之形狀係數往上游增加。溢流點以上之河道有多個裂點(knick point)，由上游而下分別為遷急點及遷緩點。遷急點以上之坡度較緩且形狀係數往上游增加，故子集水區之相對 MR 值由溢流點往上游遞減，然其 MR 值大多數仍高於 0.3。6 個洪水集水區分別取自花蓮溪、卑南溪及旗山溪流域，如表 5-6 所示。
(十六) 利用 MR 值判斷集水區可能土砂災害類型，那可否推估上游土砂供應情形？	謝謝寶貴意見。溢流點之 MR 值代表集水區之地形陡峭度，故在土砂供應量足夠的情況下，溢流點之 MR 值可反應土砂災害類型。然而上游土砂供應情形由集水區之水文(降雨量)及地文條件(崩塌量及河床土砂堆積量)來決定，無法單由 MR 值進行推估；溢流點如為谷口，且具沖積扇地形，則可由沖積扇之消長來推估上游土砂之供應趨勢。
(十七) 誤植部分請修正，(1)P2-5，圖 2-1a、圖 2-1b 應為圖 2-2a、圖 2-2b。(2)P5-28，圖 3-26	謝謝指正，並已修正。

應為圖 5-26。	
-----------	--

附錄三 111 年度創新研究計畫「土石流沖積扇地貌變遷與集水區土砂供應條件之關係探討」期末報告書

面審查意見

意見或建議	處理說明
(一) 建議研究後續可對不同顆粒之沖積扇坡度宜進一步探討。	謝謝指正，日後研究將持續探討不同顆粒之沖積扇坡度與土砂濃度之關係。
(二) 內容具創新性，成果兼具理論、實驗以及現場交互驗證，實用性極高。	謝謝肯定，將持續探討本研究成果於不同集水區地貌特性及沖積扇判釋之可行性。
(三) 本研究以蘭陽溪和陳有蘭溪作為研究對象，研究成果是否可直接應用於其他集水區？	謝謝指正，蘭陽溪和陳有蘭溪二流域是台灣沖積扇地形發育最活躍之區域，故本研究以此為研究區域，所得結果之代表性較高。日後研究將蒐集其他集水區之地貌及沖積扇特性進行比對及驗證。
(四) 不同土石流集水區間差異形成的關鍵因素為何？	謝謝指正，以集水區險峻值(MR)來評估溢流點處之土砂運動形態時，造成不同土石流集水區之MR差異之因素在於各溢流點以上之高程差(H)及集水區面積(A)之差異，相近之MR值代表相似之地形險峻程度。然而MR值僅代表集水區地形條件，並無法反映各集水區之土砂供應條件及河道地形，故探討不同土石流集水區間之地文差異應兼顧地形及土砂供應(地質)條件。
(五) 利用集水區險峻值(MR)可以區分集水區之土砂運移型態。可否利用MR值來判斷土石流溢流點位置？沿著土石流潛勢溪流不同地點分析其MR值，MR值在達到土石流類型之處	謝謝指正，溢流點是由河道局部地形變化來決定；集水區險峻值則由溢流點以上之集水區面積及高程差來決定。MR值無法直接反映河道地形，即MR值無法判定土石流溢流點位置；但MR值

(MR>0.43),作為土石流溢流點之位置及土石流影響範圍之劃定參考。	主要用於判定溢流點或溪流沿程之整體集水區地形陡峭程度,並建議以 MR=0.3 處作為土砂運移型態為洪水或土石流之分界。
(六) 沖積扇之開析地形顯示上游供砂量減少,可否以此作為可調式防砂壩之調節依據?出現開析地形時,防砂壩下降高度或增加開口寬度。	謝謝指正,沖積扇上出現開析(河道)地形顯示上游供砂量減少,防砂壩之施作將攔阻上游土砂,同時河道側蝕現象及下游跌水冲刷將加劇扇面河道之開析情況。故當沖積扇出現開析地形時,採用降低防砂壩高度、增加開口寬度或梳子壩方式等皆有助於扇面上河道之穩定。本研究指出當扇頂上游供砂條件改變時(如上游崩塌量大並發生大規模土石流之情況),土石流沖積扇上之河道容易出現流路改變或河道遷移之情況。就防災及永續坡地利用之觀點,不宜視開析為沖積扇穩定情況,應就集水區上游可能之土砂供應條件及沖積扇之地貌特性進行情境分析,以避免沖積扇上發生土石流溢淹或改道造成嚴重災情。

