計畫編號：**SWCB-109-238**

以集水區崩塌長期演化談水土保持關鍵治理區位

Selection of the important remediation subwatersheds based on the long-term landslide evolution

成果報告書

執行單位：逢甲大學

執行期間：109 年 2 月 6 日至 109 年 12 月 31 日

計畫主持人：吳俊鋐　副教授

研究人員：林政誼

行政院農業委員會水土保持局　編印

中華民國一 O 九年十二月

(本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本局施政參考)

以集水區崩塌長期演化談水土保持關鍵治理區位

摘要

本研究主要分析經歷極端降雨事件誘發大量崩塌的集水區，在極端降雨事件後幾年的崩塌率演變情況。極端降雨事件的後幾年，在降雨條件已經不若極端降雨如此強烈情況下，多數的子集水區崩塌都可逐漸復育，但仍有部分子集水區的崩塌個數與崩塌率會攀升。本研究主軸即為探討這些子集水區崩塌率攀升的主因、子集水區分佈的位置跟崩塌的特性。

本研究以 741 集水區為初步研究單元，並以極端降雨事件後的 5 年平均崩塌率來代表該集水區在極端降雨事件後的崩塌率變化趨勢，並藉此篩選崩塌難以復育的子集水區位置。以全台 741 集水區而言，極端事件過後 5 年平均崩塌率大於 5%中有 38 處出現攀升趨勢(隘寮溪 8 處、旗山溪 4 處、荖濃溪 11 處)，本研究從此 38 處挑選出 10 處進行細部分析，包含隘寮溪 4 處(子集水區編號為 2103001、2103002、2103003、2103007)，旗山溪 2 處(子集水區編號為 2101003、2101008)和荖濃溪 4 處(子集水區編號為 2102019、2102023、2102026、2102028)。以此 10 處子集水區而言，其極端降雨事件即為 2009 年莫拉克颱風，10 處子集水區在 2009 年至 2015 年的崩塌率都未低於 3%，代表這 10 處子集水區都屬於崩塌率超過 3%的高密度崩塌區。

本研究對 10 處子集水區進行崩塌地地形位置分析及非累積崩塌面積與頻率分析，由分析結果都顯示在 2010 年至 2015 年於 10 處子集水區出現的崩塌多半都位於坡腳處，且崩塌特性包含難以復育大面積崩塌與小面積崩塌分布趨於密集，經本研究判斷應以位於蜿蜒河段、主支流交匯河段的河岸崩塌為主。

本研究也擬定關鍵子集水區的治理策略，本研究認為在極端降雨事件當年誘發的崩塌是難以預測，且治理工程是以善後為主，但在極端降雨事件的後幾年，治理工程需朝向降低過往崩塌產生大量土砂所衍生的災害為主，可能發生衍生災害的位置跟原因都可被預測，本研究認為主因即為在具有高密度崩塌的子集水區，過多土砂量進入河道，在河道無法負荷情況下，河川發生蜿蜒並誘發更多河岸崩塌產生，若僅靠河道逐漸消化，則可能需要甚長時間才能讓集水區崩塌逐漸走向復育。本研究提出的治理策略有四，包含掌握高密度崩塌子集水區的分佈及土砂產量、降低大量崩塌產出土砂對河川之長遠影響、針對主流河段、大規模崩塌土砂產生區、高密度子集水區、河川源頭崩塌都提出對應的治理策略，並也建議可從特定水土保持區著手治理這些難以復育的子集水區。

關鍵詞：高密度崩塌區、極端降雨、河川型態變遷

目錄

摘要 ..... **I**

目錄 ..... **III**

圖目錄 ..... **V**

表目錄 ..... **IX**

第一章 前言 **1-1**

第一節 計畫目的 1-1

第二節 工作範圍 1-1

第三節 工作成果要求 1-2

第四節 工作進度及期限 1-4

第二章 相關文獻蒐集 **2-1**

第一節 高密度崩塌的後續演化 2-1

第二節 河川型態演變的主要因素 2-11

第三章 關鍵治理子集水區 **3-1**

第一節 篩選關鍵治理子集水區 3-1

第二節 極端降雨事件前後的崩塌率演變 3-20

第四章 關鍵治理子集水區崩塌特性 **4-1**

第一節 極端降雨前後的崩塌型態 4-1

第二節 極端降雨前後的崩塌特性 4-24

第三節 極端降雨前後誘發崩塌之累積降雨值差異 4-48

第五章 關鍵治理子集水區河川型態特性 **5-1**

第一節 河川長期縱剖面分析 5-1

第二節 河川蜿蜒度分析 5-5

第三節 Melton Ratio 分析 5-10

第四節 現場勘查與綜合分析 5-12

第六章 綜合性水土保持治理策略 6-1
第一節 關鍵子集水區歷年崩塌率演化分析 6-1
第二節 關鍵子集水區綜合性水土保持治理策略探討 6-3
第七章 結論 7-1
參考文獻 參-1
附件 附件-1
附件一 附件-1
附錄 附錄-1
附錄一 期初審查意見回覆辦理情形 附錄-1
附錄二 期中審查意見回覆辦理情形 附錄-4
附錄三 期中(修正版)審查意見回覆辦理情形 附錄-7
附錄四 期末審查意見回覆辦理情形 附錄-10

圖目錄

圖 2-1 颶風博拉(a)和豪雨(b)於紐西蘭誘發崩塌(Crozier,2005)..... 2-3
圖 2-2 莫拉克颱風後南臺灣河道拓寬(Yanites, 2018)..... 2-5
圖 2-3 汶川地震堰塞湖(Zhang, 2014)..... 2-7
圖 2-4 汶川地震後河床抬升(Zhang, 2016)..... 2-8
圖 2-5 汶川地震後崩塌演化趨勢(Chen et al., 2020)..... 2-8
圖 2-6 曼達基尼河岸崩塌(Khanduri, 2018)..... 2-9
圖 2-7 日本神奈川縣中川河集水區崩塌演變(Koi et al., 2008)..... 2-10
圖 2-8 白沙河河川型態演變(Liu, 2015)..... 2-12
圖 2-9 和社溪歷年辮狀指數分布(Chen, 2013)..... 2-13
圖 2-10 2013 年暴雨後土砂淤積與河寬演變(Yang, 2015)..... 2-14
圖 2-11 河道線演變(Pareta, 2019)..... 2-14
圖 3-1 2008 年及 2009 年的全台灣 741 集水區年度崩塌分佈圖..... 3-2
圖 3-2 隘寮溪集水區崩塌趨勢分佈圖..... 3-7
圖 3-3 旗山溪集水區崩塌趨勢分佈圖..... 3-10
圖 3-4 荖濃溪集水區崩塌趨勢分佈圖..... 3-14
圖 3-5 台灣 741 集水區崩塌趨勢分佈圖..... 3-20
圖 3-6 2009 年莫拉克颱風累積降雨量分佈圖..... 3-21
圖 3-7 隘寮溪集水區 2008 年崩塌分佈圖..... 3-22
圖 3-8 隘寮溪集水區 2009 年崩塌分佈圖..... 3-22
圖 3-9 隘寮溪集水區 2010 年崩塌分佈圖..... 3-23
圖 3-10 隘寮溪集水區 2011 年崩塌分佈圖..... 3-23
圖 3-11 隘寮溪集水區 2012 年崩塌分佈圖..... 3-24
圖 3-12 隘寮溪集水區 2013 年崩塌分佈圖..... 3-24
圖 3-13 隘寮溪集水區 2014 年崩塌分佈圖..... 3-25
圖 3-14 隘寮溪關鍵集水區歷年崩塌率圖..... 3-26
圖 3-15 隘寮溪關鍵子集水區圖..... 3-26
圖 3-16 崩塌地變遷示意圖(改繪自陳俞旭，2008)..... 3-28
圖 3-17 關鍵子集水區 2301001 崩塌率演化圖..... 3-29
圖 3-18 關鍵子集水區 2301002 崩塌率演化圖..... 3-29
圖 3-19 關鍵子集水區 2301003 崩塌率演化圖..... 3-30
圖 3-20 關鍵子集水區 2301007 崩塌率演化圖..... 3-30
圖 3-21 旗山溪集水區 2008 年崩塌分佈圖..... 3-31
圖 3-22 旗山溪集水區 2009 年崩塌分佈圖..... 3-32
圖 3-23 旗山溪集水區 2010 年崩塌分佈圖..... 3-32
圖 3-24 旗山溪集水區 2011 年崩塌分佈圖..... 3-33
圖 3-25 旗山溪集水區 2012 年崩塌分佈圖..... 3-33

圖 3-26 旗山溪集水區 2013 年崩塌分佈圖 3-34
圖 3-27 旗山溪集水區 2014 年崩塌分佈圖 3-34
圖 3-28 旗山溪關鍵集水區歷年崩塌率圖 3-35
圖 3-29 旗山溪關鍵子集水區圖 3-36
圖 3-30 關鍵子集水區 2101003 崩塌率演化圖 3-37
圖 3-31 關鍵子集水區 2101008 崩塌率演化圖 3-37
圖 3-32 荖濃溪集水區 2008 年崩塌分佈圖 3-38
圖 3-33 荖濃溪集水區 2009 年崩塌分佈圖 3-39
圖 3-34 荖濃溪集水區 2010 年崩塌分佈圖 3-39
圖 3-35 荖濃溪集水區 2011 年崩塌分佈圖 3-40
圖 3-36 荖濃溪集水區 2012 年崩塌分佈圖 3-40
圖 3-37 荖濃溪集水區 2013 年崩塌分佈圖 3-41
圖 3-38 荖濃溪集水區 2014 年崩塌分佈圖 3-41
圖 3-39 荖濃溪關鍵集水區歷年崩塌率圖 3-42
圖 3-40 關鍵子集水區 2102019 崩塌率演化圖 3-45
圖 3-41 關鍵子集水區 2102023 崩塌率演化圖 3-45
圖 3-42 關鍵子集水區 2102026 崩塌率演化圖 3-46
圖 3-43 關鍵子集水區 2102028 崩塌率演化圖 3-46
圖 4-1 崩塌地地形位置分析法圖 4-2
圖 4-2 關鍵子集水區 2103001 歷年崩塌區位分布圖 4-4
圖 4-3 關鍵子集水區 2103002 歷年崩塌區位分布圖 4-5
圖 4-4 關鍵子集水區 2103003 歷年崩塌區位分布圖 4-7
圖 4-5 關鍵子集水區 2103007 歷年崩塌區位分布圖 4-8
圖 4-6 隘寮溪流域歷年崩塌區位分布圖 4-10
圖 4-7 關鍵子集水區 2101003 歷年崩塌區位分布圖 4-12
圖 4-8 關鍵子集水區 2101008 歷年崩塌區位分布圖 4-13
圖 4-9 旗山溪流域歷年崩塌區位分布圖 4-15
圖 4-10 關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌區位分布圖 4-17
圖 4-11 關鍵子集水區 2102023 歷年崩塌區位分布圖 4-18
圖 4-12 關鍵子集水區 2102026 歷年崩塌區位分布圖 4-20
圖 4-13 關鍵子集水區 2102028 歷年崩塌區位分布圖 4-21
圖 4-14 荖濃溪流域歷年崩塌區位分布圖 4-23
圖 4-15 關鍵子集水區 2103001 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-26
圖 4-16 關鍵子集水區 2103001 崩塌面積頻率最適直線圖 4-26
圖 4-17 關鍵子集水區 2103001 崩塌面積頻率最適直線圖 4-27
圖 4-18 關鍵子集水區 2103002 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-27
圖 4-19 關鍵子集水區 2103002 崩塌面積頻率最適直線圖 4-28
圖 4-20 關鍵子集水區 2103002 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-28

圖 4-21 關鍵子集水區 2103003 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-29
圖 4-22 關鍵子集水區 2103003 崩塌面積頻率最適直線圖 4-29
圖 4-23 關鍵子集水區 2103003 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-30
圖 4-24 關鍵子集水區 2103007 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-31
圖 4-25 關鍵子集水區 2103007 崩塌面積頻率最適直線圖 4-31
圖 4-26 關鍵子集水區 2103007 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-32
圖 4-27 隘寮溪歷年崩塌面積頻率分布圖 4-32
圖 4-28 隘寮溪崩塌面積頻率最適直線圖 4-33
圖 4-29 隘寮溪歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-33
圖 4-30 關鍵子集水區 2101003 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-34
圖 4-31 關鍵子集水區 2101003 崩塌面積頻率最適直線圖 4-35
圖 4-32 關鍵子集水區 2101003 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-35
圖 4-33 關鍵子集水區 2101008 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-36
圖 4-34 關鍵子集水區 2101008 崩塌面積頻率最適直線圖 4-36
圖 4-35 關鍵子集水區 2101008 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-37
圖 4-36 旗山溪歷年崩塌面積頻率分布圖 4-38
圖 4-37 旗山溪崩塌面積頻率最適直線圖 4-38
圖 4-38 旗山溪歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-39
圖 4-39 關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-39
圖 4-40 關鍵子集水區 2102019 崩塌面積頻率最適直線圖 4-40
圖 4-41 關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-40
圖 4-42 關鍵子集水區 2102023 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-41
圖 4-43 關鍵子集水區 2102023 崩塌面積頻率最適直線圖 4-42
圖 4-44 關鍵子集水區 2102023 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-42
圖 4-45 關鍵子集水區 2102026 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-43
圖 4-46 關鍵子集水區 2102026 崩塌面積頻率最適直線圖 4-43
圖 4-47 關鍵子集水區 2102026 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-44
圖 4-48 關鍵子集水區 2102028 歷年崩塌面積頻率分布圖 4-44
圖 4-49 關鍵子集水區 2102028 崩塌面積頻率最適直線圖 4-45
圖 4-50 關鍵子集水區 2102028 歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-45
圖 4-51 茗濃溪歷年崩塌面積頻率分布圖 4-47
圖 4-53 茗濃溪歷年崩塌面積頻率最適直線圖 4-48
圖 4-54 隘寮溪歷年誘發崩塌演化之 24 小時累積降雨值 4-55
圖 4-55 旗山溪歷年誘發崩塌演化之 24 小時累積降雨值 4-55
圖 5-1 北隘寮溪縱剖面圖 5-3
圖 5-2 旗山溪縱剖面圖 5-3
圖 5-3 旗山溪崩坑坪子集水區衛星影像與歷年崩塌率圖 5-4
圖 5-4 北隘寮溪高密度崩塌主流河岸崩塌率圖 5-7

圖 5-5 關鍵子集水區 2103003 歷年河川線圖 5-8
圖 5-6 關鍵子集水區 2103003 歷年河川擺盪圖 5-8
圖 5-7 關鍵子集水區 2103007 歷年河川線圖 5-9
圖 5-8 關鍵子集水區 2103007 歷年河川擺盪圖 5-9
圖 5-9 流域險峻值圖 5-10
圖 5-10 北隘寮溪主流流域險峻值圖 5-11
圖 5-11 旗山溪關鍵子集水區主流流域險峻值圖 5-11
圖 5-12 隘寮溪現勘點位圖 5-13
圖 5-13 旗山溪現勘點位圖 5-13
圖 5-14 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 23K+500 崩塌地調查圖. 5-14
圖 5-15 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 25K 崩塌地調查圖 5-16
圖 5-16 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 28K 崩塌地調查圖 5-18
圖 5-17 屏東縣三地門鄉德文村台 24 線 37K 崩塌地調查圖 5-20
圖 5-18 高雄市甲仙區關山里圓山崩塌地調查圖 5-22
圖 5-19 高雄市甲仙區關山里五里埔崩塌地調查圖 5-24
圖 5-20 高雄市那瑪夏區瑪雅里民族橋崩塌地調查圖 5-26
圖 5-21 高雄市那瑪夏區達卡努瓦里帖布帖開溪崩塌地調查圖 5-28
圖 6-1 模組化防砂壩應用於土砂防災之調整與管理流程圖 6-13

表目錄

表 1-1 預定執行進度表 1-5
表 1-2 實際執行進度表 1-6
表 2-1 旗山溪 2008 至 2014 年崩塌統計表(Wu, 2019) 2-5
表 2-2 旗山溪 2008 至 2014 年新生與舊有崩塌統計表(Wu, 2019) . 2-5
表 3-1 極端事件降雨統計 3-4
表 3-2 雨量站降雨頻率分析 3-4
表 3-3 隘寮溪集水區崩塌率年增率表 3-6
表 3-4 旗山溪集水區崩塌率年增率表 3-9
表 3-5 荖濃溪集水區崩塌率年增率表 3-11
表 3-6 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區 3-15
表 3-7 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區地質佔比 3-16
表 3-8 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區土地利用佔比 3-17
表 3-9 38 處子集水區山坡地與林班地佔比 3 3-18
表 3-10 10 處關鍵子集水區列表 3-19
表 3-11 隘寮溪各子集水區歷年崩塌率 3-25
表 3-12 旗山溪各子集水區歷年崩塌率 3-35
表 3-13 荖濃溪各子集水區歷年崩塌率 3-42
表 4-1 中央氣象局雨量分級定義表 4-49
表 4-2 隘寮溪歷年降雨分析表 4-51
表 4-3 旗山溪歷年降雨分析表 4-52
表 4-4 隘寮溪歷年前五高降雨分析表 4-52
表 4-5 旗山溪歷年前五高降雨分析表 4-53
表 5-1 匯流口平均淤積深度表 5-3
表 5-2 Varnes(1978)分類法表 5-13
表 5-3 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 23K+500 崩塌地調查表 ... 5-15
表 5-4 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 25K 崩塌地調查表 5-17
表 5-5 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 28K 崩塌地調查表 5-19
表 5-6 屏東縣三地門鄉德文村台 24 線 37K 崩塌地調查表 5-21
表 5-7 高雄市甲仙區關山里圓山崩塌地調查表 5-23
表 5-8 高雄市甲仙區關山里五里埔崩塌地調查表 5-25
表 5-9 高雄市那瑪夏區瑪雅里民族橋崩塌地調查表 5-27
表 5-10 高雄市那瑪夏區達卡努瓦里帖布帖開溪崩塌地調查表 5-29
表-附件-1 隘寮溪歷年崩塌面積頻率最適直線參數表 附件-1
表-附件-2 旗山溪歷年崩塌面積頻率最適直線參數表 附件-1
表-附件-3 荖濃溪歷年崩塌面積頻率最適直線參數表 附件-2

第一章 前言

第一節 計畫目的

以台灣經常出現的土砂災害而言，邊坡不穩定及下邊坡的土砂崩落，此類災害多半都能夠被治理工程降低危害並達到穩定，但邊坡崩塌所產生的土砂進入河川後，河川流量無法運移大量土砂而導致河川型態走向蜿蜒，進而產生更多的河岸崩塌。由崩塌產生之巨量土砂進入河道後對下游河道之有著深遠的影響(Davies, and Korup, 2007)。這些巨量泥砂在進入河道後，由於不同的地型特徵及河道組成粒徑，會對河道的型態造成影響(Hoey and Sutherland, 1991)。當眾多水系都走入土砂淤積引致的蜿蜒河川後，野溪或河川治理工程提早失去效能，河川棲地環境走向惡化，更多衍生性的土砂災害更會在強度不高的降雨事件中發生，此時施作治理工程若能控制災害拓展就會出現事半功倍的成效。

本研究主要目的在瞭解台灣山坡地野溪在經歷重大土砂災害事件所匯入的巨量土砂後，河川蜿蜒發展的情況跟後續集水區內崩塌地復育或擴大的關係，以判斷哪些子集水區能夠在降雨事件後一定時間內逐漸復育，又有哪些子集水區並無法逐漸復育，而必須藉由水土保持工程的進入輔助穩定河川蜿蜒發展。

第二節 工作範圍

本計畫工作範圍包含搜尋崩塌長期演變相關文章，分析高密度崩塌事件及土砂災害影響河川型態的後續演化情況。篩選出全國 10 處關鍵治理子集水區(以 741 集水區為單元)，並說明該子集水區在極端

降雨事件前後的崩塌率演變，在提出的 10 處集水區，挑選 2 處集水區，分析極端降雨前後的崩塌型態、分佈及地貌特性，並評估極端降雨事件前後誘發崩塌之累積降雨值差異。最後以上述挑選的 2 處集水區，進行現場勘查及概算歷年河川蜿蜒度，分析集水區河川型態特性的改變情況，並說明 2 處集水區之崩塌型態長期演化，並說明進行綜合性水土保持治理策略。

第三節 工作成果要求

本補助計畫所列工作項目如下：

一、蒐集相關文獻並分析

(一)搜尋崩塌長期演變相關文章，分析各國高密度崩塌率的後續演化情況。

(二)搜尋受土砂災害影響河川型態長期演變相關文章，說明河川型態演變的主要因素跟後續變化情況。

二、篩選出全國 10 處關鍵治理子集水區(以 741 集水區為單元)，並說明該子集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變

(一)以 2004 年至 2016 年年度崩塌圖層、近年重大颱風豪雨事件發生記錄及 741 集水區分佈，尋找經歷過極端降雨事件(以 24 小時、48 小時及 72 小時累積降雨量超過 100 年頻率年為門檻)的集水區，卻在極端降雨事件後，崩塌率卻出現攀升的子集水區。

(二)分析該集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變。

三、根據提出的 10 處集水區，挑選 2 處集水區，分析極端降雨前後的崩塌型態、分佈及地貌特性，並評估極端降雨事件前後誘發崩塌之累積降雨值差異

(一)以挑選的 2 處集水區，進行崩塌地地形位置分析法長期分析，說明崩塌地地形特性長期變化情況。

(二)以挑選的 2 處集水區，進行崩塌地面積頻率分析法長期分析，說明崩塌頻率與面積長期變化情況。

(三)比較在極端降雨事件前後的其他降雨事件與誘發崩塌率之差異，提出該研究區域之降雨誘發崩塌門檻值變異情況。

四、以上述挑選的 2 處集水區，進行現場勘查及概算歷年河川蜿蜒度，分析集水區河川型態特性的改變情況，並說明 2 處集水區之崩塌型態長期演化

(一)以挑選的 2 處集水區，進行河川長期縱剖面地形差異分析，說明河川長期縱向變化情況。

(二)以挑選的 2 處集水區，進行河川長期蜿蜒度分析，說明河川橫向變化情況。

(三)嘗試以 Melton Ratio 評估說明集水區主流的河岸崩塌發生位置，判斷 Melton Ratio 是否能成為評估河岸崩塌發生位置的合適評估指標。

(四)綜合上述分析，說明在高密度崩塌集水區內，河岸崩塌好發位置。

五、以上述挑選的 2 處集水區，說明進行綜合性水土保持治理策略

(一)以挑選的 2 處集水區，根據上述分析，說明此 2 處集水區在極端降雨事件後崩塌率卻攀升的主因。

(二)說明此 2 處集水區之未來綜合性水土保持治理策略，水土保持治理策略需包含坡面工程、蝕溝治理工程及河道工程等項目，視當地情況而決定該用何種工業項目。

第四節 工作進度及期限

本計畫自一百零九年二月六日起至民國一百零九年十二月三十一日完成，預定執行進度如表 1-1 所示。

表 1-1 預定執行進度表

重要工作項目	工作比重(%)	預定進度累計百分比(%)			
		2-3月	4-6月	7-9月	10-12月
蒐集相關文獻並分析	15%	50%	100%	100%	100%
篩選出全國10處關鍵治理子集水區(以741集水區為單元)，並說明該子集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變。	25%	40%	90%	100%	100%
根據提出的10處集水區，挑選2處集水區，分析極端降雨前後的崩塌型態、分佈及地貌特性，並評估極端降雨事件前後誘發崩塌之累積降雨值差異。	25%	0%	30%	90%	100%
以上述挑選的2處集水區，進行現場勘查及概算歷年河川蜿蜒度，分析集水區河川型態特性的改變情況，並說明2處集水區之崩塌型態長期演化。	25%	0%	10%	90%	100%
上述挑選的2處集水區，說明進行綜合性水土保持治理策略。	10%	0%	0%	60%	100%
累計總進度	100%	18%	48%	91%	100%

表 1-2 實際執行進度表

重要工作項目	工作比重(%)	執行進度累計百分比(%)			
		2-3 月	4-6 月	7-9 月	10-12 月
蒐集相關文獻並分析	15%	50%	100%	100%	100%
篩選出全國 10 處關鍵治理子集水區(以 741 集水區為單元)，並說明該子集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變。	25%	40%	90%	100%	100%
根據提出的 10 處集水區，挑選 2 處集水區，分析極端降雨前後的崩塌型態、分佈及地貌特性，並評估極端降雨事件前後誘發崩塌之累積降雨值差異。	25%	0%	30%	60%	100%
以上述挑選的 2 處集水區，進行現場勘查及概算歷年河川蜿蜒度，分析集水區河川型態特性的改變情況，並說明 2 處集水區之崩塌型態長期演化。	25%	0%	10%	60%	100%
上述挑選的 2 處集水區，說明進行綜合性水土保持治理策略。	10%	0%	0%	60%	100%
累計總進度	100%	18%	48%	76%	100%

第二章 相關文獻蒐集

本章主要說明工作項目一：「蒐集相關文獻並分析」之預定進行方式跟預期內容，2.1 節主要說明工作項目一(一)：「搜尋崩塌長期演變相關文章，分析各國高密度崩塌率的後續演化情況。」，2.2 節主要說明工作項目一(二):「搜尋受土砂災害影響河川型態長期演變相關文章，說明河川型態演變的主要因素跟後續變化情況。」

第一節 高密度崩塌的後續演化

台灣崩塌研究經常使用崩塌率(landslide ratio，崩塌面積除以集水區面積，並以百分比表示)為評估崩塌災害發生嚴重性的指標，一般也以崩塌率大或等於 1.0%為評估門檻。但本研究要分析的為高密度崩塌區，其代表現象為崩塌發生的聚集性更高，因此本研究將高密度崩塌區定義為該區域崩塌率大或等於 3.0%。

多數集水區在發生土砂災害事件後，當誘發崩塌的力量逐漸降低時，集水區會逐漸走向自然復育，自然復育在現象上可認為為崩塌面積逐漸縮小及崩塌個數逐漸降低。但部分集水區卻未必能夠達到自然復育的階段，尤其在集水區發生嚴重土砂災害事件後，大量崩塌地在集水區內產生，崩塌土砂匯入河川，導致河川開始發生型態變遷時，蜿蜒河川會在後續幾年誘發不少河岸崩塌產生，而當河岸崩塌的土砂量繼續匯入河川，又導致更多河岸崩塌產生時，這集水區就逐漸走向土砂的惡性循環，即便在降雨事件過後，崩塌個數無法下降且崩塌面積也無法縮小。本文稿的文獻蒐集第一個方向即為近年各國曾發生過嚴重土砂災害的集水區，在後續幾年的集水區地貌演變或崩塌地復育情況分析。

本研究預定在此議題上蒐集 5 篇文章，主要分析議題有三：當集水區發生高密度崩塌現象後，集水區在後續幾年會有什麼地貌發展?影響崩塌地復育的原因有哪些?集水區約在嚴重土砂災害後幾年內才逐漸復原?以下則為本研究目前蒐集的文獻分析。

因極端降雨或地震誘發的高密度崩塌在各國都有發生案例，且依災害發生時間不同，大量土砂進入河川後對河川的演變也有所不同。文獻一：Crozier(2005)提出多次發生的區域性滑坡事件(Multiple-occurrence regional landslide events, MORLEs)，指數百至數千個崩塌同時發生在幾十到數千平方公里範圍內的崩塌群(圖 2-1-a)，但並未對崩塌率劃設門檻值，如 1988 年颶風博拉(Cyclone Bola)在紐西蘭圖蒂拉(Tutira)集水區誘發 44.48%崩塌率、184 km^{-2} 崩塌密度和 94%土砂分別堆積於坡面、蝕溝和湖床(Page et al., 1994)，及 2004 年一場超過 100~150 頻率年豪雨在紐西蘭北島南部 4 個集水區誘發 32.1 ~ 43.4 km^{-2} 崩塌密度的事件(Hancox and Wright, 2005) (圖 2-1-b)，在紐西蘭南島也有相同崩塌情形(Korup, 2005)。

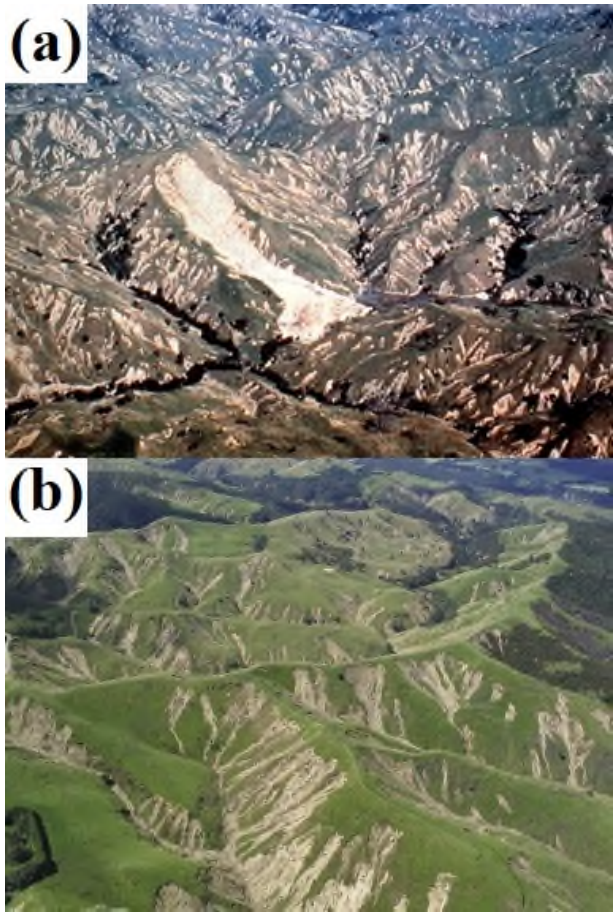


圖 2-1 颶風博拉(a)和豪雨(b)於紐西蘭誘發崩塌(Crozier,2005)

文獻二：Wu(2019)分析 2009 年莫拉克颱風在旗山溪超過 200 頻率年降雨事件，旗山溪約降下平均 1528mm 累積雨量，在 24、48 及 72 小時頻率年都超過 200 年。在 2009 年 8 月 8 日下午 13 點到 18 點之間，平均降雨強度超過 80mm/hr，是一場高強度高累積雨量極端降雨事件。莫拉克颱風在旗山溪誘發 2389 處崩塌，約崩塌率 4.1%。Wu(2019)指出旗山溪集水區 2389 處崩塌在莫拉克颱風發生後五年內(2009~2014 年)的演化特性。

演化一為一場極端事件崩塌分佈主導該集水區後續五年崩塌分佈情況，表 2-1 為文獻提出旗山溪集水區由 2008 至 2014 年崩塌數據統計表，可發現 2009 年莫拉克颱風在旗山溪誘發崩塌個數與面積都是最高峰，但到 2014 年(莫拉克颱風發生後五年)，全集水區崩塌面積約 69.8%是 2009 年重複崩塌範圍，2014 年崩塌個數約 53.4%是 2009 年發生崩塌個數。演化二為表 2-2 顯示旗山溪上中下游崩塌復育情況並不一致，反應在上游集水區崩塌率攀升現象，莫拉克颱風誘發最多崩塌的中游卻復育較快，中游集水區崩塌率由 2009 年 9.19%到 2014 年降到 2.56%且只有 23.9%新生崩塌，但上游集水區崩塌卻持續擴大，上游集水區崩塌率由 2009 年 4.62%到 2014 年升至 5.40%且 39.9%為新生崩塌，意味著上游集水區崩塌難以復育並易受降雨事件誘發，加指密布的新生河岸崩塌是由蜿蜒河流與巨量土砂進入河川堆積後導致。這些無法復育反而擴大的崩塌地密布之集水區是水土保持治理上值得重視的。

文獻三：Huang and Montgomery(2013)以泥沙率定曲線(Sediment rating curve)分析莫拉克颱風前後崩塌密度，認為河川遷移與河岸侵蝕造成的反複掏刷與劇烈的河床變遷是河川主要土砂供應方式。

表 2-1 旗山溪 2008 至 2014 年崩塌統計表(Wu, 2019)

年份	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
崩塌個數	710	2389	2750	1551	1501	1957	1667
崩塌面積(km^2)	4.6	33.9	26.2	19	14.8	18.3	18.1
舊崩塌率(%)	---	8.7	66.2	68.7	71.4	61.7	62.9
新崩塌率(%)	---	91.3	33.8	31.3	28.6	38.3	37.1

表 2-2 旗山溪 2008 至 2014 年新生與舊有崩塌統計表(Wu, 2019)

年份	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
上游集水區舊有與新生崩塌率(%)							
舊有崩塌率	-	18.4	60.6	61.4	67.4	54.5	56.7
新生崩塌率	-	81.6	39.4	38.6	32.6	45.5	43.3
中游集水區舊有與新生崩塌率(%)							
舊有崩塌率	-	4.5	72.6	77.1	76.6	78.0	76.0
新生崩塌率	-	95.5	27.4	22.9	23.4	22.0	24.0
下游集水區舊有與新生崩塌率(%)							
舊有崩塌率	-	8.80	39.8	62.0	52.8	47.9	45.8
新生崩塌率	-	91.2	60.2	38.0	47.2	52.1	54.2

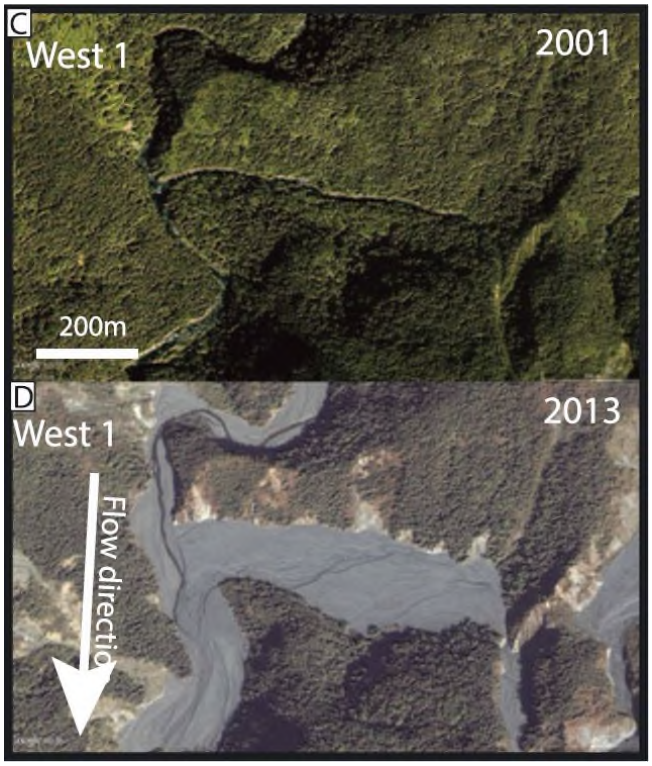


圖 2-2 莫拉克颱風後南臺灣河道拓寬(Yanites, 2018)

文獻四：Yanites(2018)分析南臺灣集水區在颱風事件前，研究區域中部河道比南部的河道寬約 3 至 10 倍，莫拉克事件後河道寬度因土砂淤積上升 2 至 14 倍(詳見圖 2-2)，且最窄的河寬位於河川陡度最低的地方。

2008 年在中國發生的汶川地震也導致中國四川省產生大量崩塌，地震誘發崩塌的土砂在短時間內匯入河川，對集水區長期地貌的影響更明顯。文獻五：Zhang(2014)從高密度崩塌後，坡面數個單獨與數個災害面向，指出 2008 年汶川地震後五年的演變。湔江上游與北川-映秀斷層經過處，在地震當時導致 80%建築物倒塌並誘發王家岩滑坡和景家山崩塌造成超過 2300 人死亡，同時唐家山也產生沿滑動方向長 611 公尺、垂直滑動方向長 803 公尺的滑坡阻斷湔江並在 2008 年 6 月 10 日潰壩形成洪水，堰塞湖分布見圖 2-3。當未能阻斷河川的土砂進入河川和許多坡面上已崩落堆積的土砂進入雨季，9 月 24 日 0:00 至 5:00 記錄到 57.9mm 的降水量，5:00 至 6:00 則在一小時內記錄到 41mm 的降水量就啟動這些土砂在魏家溝暴發土石流淹埋主流 60%城鎮。當形成堰塞湖的土體與在坡面的土砂進入河川往下游移動，河床因土砂堆積抬高，在湔江上游的唐家山堰塞湖潰堤前已上升 38 公尺，潰堤後再提高 9 公尺。隨著支流(魏家溝)土砂持續進入主流，主流因土砂堆積導致改向，河床抬升致河道變寬使洪水更容易漫淹河岸。

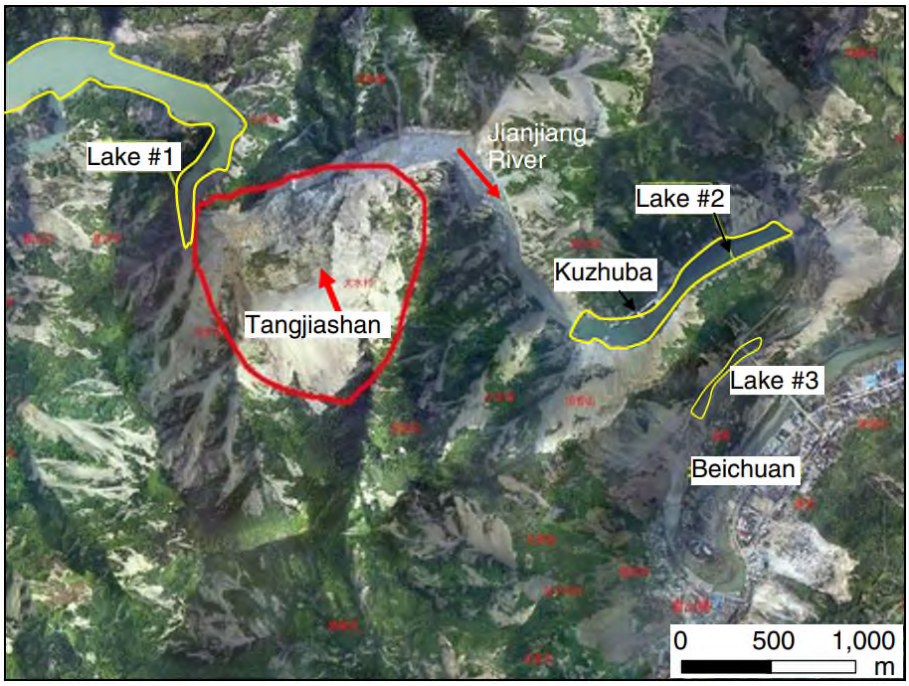


圖 2-3 汶川地震堰塞湖(Zhang, 2014)

文獻六：Zhang(2016)分析指出，在汶川地震後八年間，由降雨誘發的崩塌在 2010、2011、2013 年分別有 91%、86%、83%崩塌地是 2008 年曾經崩塌過的，只有 9%、14%、17%崩塌地第一次出現，顯示多數崩塌再發生於 2008 年高密度崩塌之上，與 Wu(2019)的分析相同。經歷多場暴雨後，坡面堆積土砂與河川中的粒料轉化為土石流往下游移動使河床抬升，圖 2-4 顯示 2008 年堰塞湖土體潰壩後與地震前相比，河床已經抬升 10~16 公尺，再經歷 2010 與 2011 年事件後又增加 1~3 公尺，2013 年時河床總共抬升 12~25 公尺就已看不見水面。最後提出災害鏈來說明六種塊體運動在強震後的相互關係，由地震引致山崩與地滑進而在面臨降雨時形成堰塞湖或土石流，經過潰堤或洪水最終大量土砂進入河川使河床抬升。

文獻七至九：Tang et al.(2010)、Zhang and Zhang(2017)及 Fan et al.(2018)等研究都提到：在河床抬升往後年份中，降雨誘發的河岸崩塌和河道內的側向侵蝕持續為土石流提供土砂來源，並逐漸往下游演

化。文獻十：Chen et al.(2020)以 2008 至 2018 年震後崩塌演化分析自 2008 年 39.58%崩塌率逐漸降至 2018 年 5.4%，崩塌遞減率(與前期崩塌相比的復育比例)由震後 5 年間(2008~2013)的 11.1%~14.7%降至震後 10 年間(2013~2018)的 5.3%~4.3%。文獻十一至十二：Yang et al.(2018)及 Yunusa et al.(2020)以標準化植被指數(NDVI)分析預測在震後 17~18 年恢復到震前水平，並提出震後崩塌演化的高活躍期(震後 5 年)、低活躍期(震後 5~10 年)、植生復育期(震後 10~25 年)及穩定期(震後大於 25 年)，詳見圖 2-5。

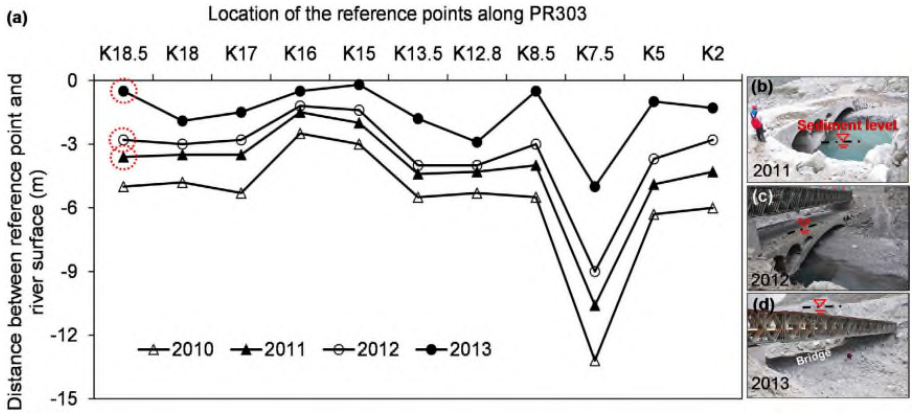


圖 2-4 汶川地震後河床抬升(Zhang, 2016)

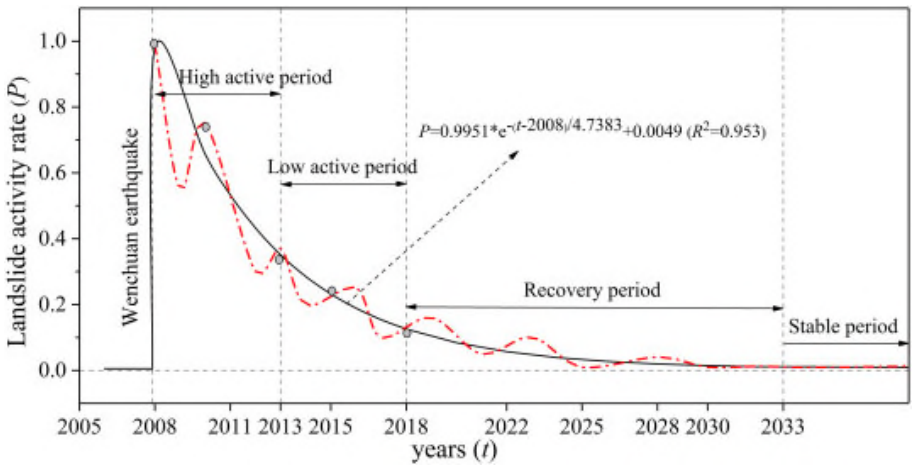


圖 2-5 汶川地震後崩塌演化趨勢(Chen et al., 2020)

文獻十三：Dube et al.(2014)以印度的高密度崩塌為例，於 2013 年 6 月 16 至 17 日，印度北安查爾邦(Uttaranchal)魯德勒布勒亞格縣

(Rudraprayag)，曼達基尼河(Mandakini River)的烏奇馬特村(Ukhimath)上游集水區因降雨引致高密度崩塌，該場事件與融雪、前期降雨(Bhardwaj et al., 2019)、以及季風帶來一般 6 月正常降雨量 3 倍且 17 日降下 370 毫米雨量有關。

文獻十四：Ghosh et al. (2020)蒐集歷年崩塌資料繪製 6 個時期共 616 個崩塌分布，曼達基尼河上游在 2013 年前幾乎無崩塌分布，2013 年後河源分布密集崩塌，曼達基尼河下游在 2013 年前主要為 1998 年極端事件後河床抬升使坡趾掏刷導致，崩塌面積密度冪指數(β)介於-1.45 至-1.74 間。文獻十五：Khanduri et al.(2018)認為該場事件除使舊崩塌再崩，坡趾沖蝕誘發河岸崩塌是該次高密度崩塌主要分布，河床在各鎮有 2 至 6 米抬升且曼達基尼河向左岸蜿蜒 10 至 15 公尺。集水區 220 處河岸崩塌中有 48%朝北與 43%朝南，主要為河岸侵蝕使坡趾失穩導致(詳見圖 2-6)。



圖 2-6 曼達基尼河岸崩塌(Khanduri, 2018)

文獻十六：Koi et al.(2008)提及當集水區經歷極端事件(降雨、地震或都有)誘發的高密度崩塌與後續河岸反複淘刷等等影響而趨於安定後的集水區情況，如日本神奈川縣中川河(Nakagawa)集水區於 1929 年關東大地震產生 26.8%崩塌率且在 1967 年復育 97.4%崩塌地，

在 1978 年豪雨事件仍誘發 2.3%崩塌率且多聚集在河源處(圖 2-7-c)，崩塌密度與關東大地震年份接近(1929 年為 18.38 km^{-2}，1978 年為 16.62 km^{-2})，10 年與 20 年後崩塌率降低至 1.1%(復育 90.2%崩塌地)與 0.5%。

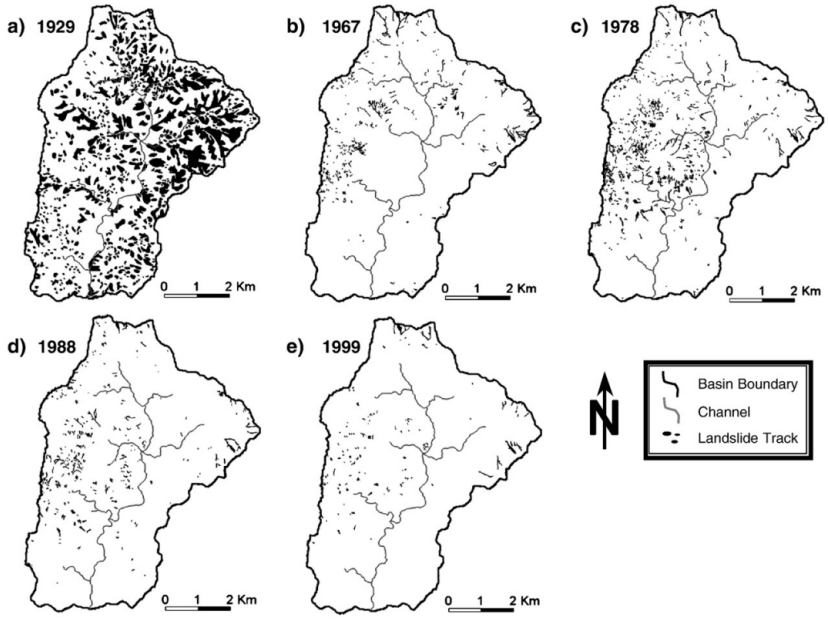


圖 2-7 日本神奈川縣中川河集水區崩塌演變(Koi et al., 2008)

文獻十七至十九：Petley et al.(2006)、Saba et al. (2010) 及 Shafique(2020)以 2005 年 10 月 8 日發生在巴基斯坦北方的克什米爾大地震(Kashmir earthquake，規模 7.6 級)引發崩塌為例，當地震過後，地震中心鄰近區域的山坡地邊坡崩塌的潛勢大量提高，該次地震導致後續降雨誘發崩塌的趨勢上升，但該趨勢到 2008 年即開始降低。

上述分析文獻之立論都在於特定集水區於降雨或地震事件誘發大量崩塌，大量土砂進入河川誘發後續的集水區演變情況，各國文獻雖然因為氣候跟地貌條件稍有不同，但巨量土砂在上游河川會誘發集水區演變的情況都有發現，此點也是中南台灣在 2009 年莫拉克颱風後正在發生的現象。相關文獻所發生的現象跟演變只有在尺度跟規模

上不盡相同，但在集水區演化趨勢的大方向卻是相同的，對台灣集水區也可適用，更值得讓治理工程擬定單位在集水區經營與治理上的參考。

第二節 河川型態演變的主要因素

集水區發生嚴重土砂災害的後幾年，河川型態的控制為是否能夠降低後續崩塌的主因，其原因在於河川無法負荷巨量土砂匯入，因此開始引發河川型態的演變。因此本研究預定在此議題上蒐集 5 篇文章，主要分析議題有三：嚴重崩塌後的河川型態演變情況、如何量化河川型態演變跟各國案例蒐集及河川型態演變對集水區後續地貌發展的影響。以下則為本研究目前蒐集的文獻分析。

文獻一：Stock and Montgomery(1999)指出，高含水砂流的河川侵蝕作用力可能大於含砂量更小的清水，顯示河川輸砂量是河川侵蝕的重要因素。文獻二：Othman and Gloaguen(2013)指出當大量土砂進入河川時，土砂會在河道上任意淤積，也因此造成大量河岸崩塌產生，河岸崩塌產生土砂會擠壓河道，並以河道偏移，有可能因此產生更多河岸崩塌。文獻三：Liu(2015)探討白沙河與汶川地震前後的河川平均曲折遷移率，汶川地震前 2008 年為-2.8 m/yr，在 2009 年與 2013 年遷移率分別達 231.9 m/yr 與 23.8 m/yr，蜿蜒河段出現截流取直也是遷移率上升的原因之一，其二是河川剖面於地震後出現高差 2.3 公尺遷急點因為暴雨引發土石流運移上游的大量土砂隨之掩埋，顯示底床土砂淤積與淘刷未達平衡階段，代表 2013 年的白沙河在土砂進入後的演變階段，屬於主深槽刷深有明顯流路出現階段。相反地，2009 年則為河寬拓寬與河床抬高並在洪水過後出現的辮狀流，詳見圖 2-8，每

當颱風或暴雨事件再次啟動土砂形成土石流時，白沙河就會再次經歷上游土砂運移至下游，爾後在辮狀流與主深槽出現間重複演變。

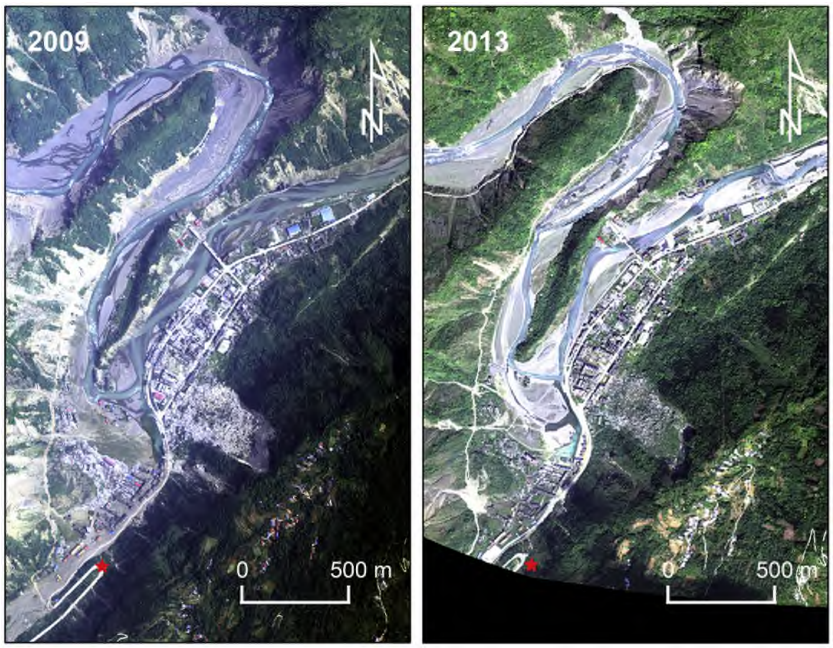


圖 2-8 白沙河河川型態演變(Liu, 2015)

台灣中部陳有蘭溪及和社溪集水區，在經歷莫拉克颱風帶來大量土砂進入河川後的演變，文獻四：Chen(2013)分析和社溪河道在 2004 年至 2010 年間，河道平均土砂淤積深度增加 7.9m 及 11.2m，這代表大量土砂產生後無法往外運移而停留在河段上，這段時間河川蜿蜒指標也增加了 1.5 倍，原因指出在於河川轉角跟隘口處都會使土砂往下游運移趨緩並使土砂集中於此。其二為河川經土砂淤積後經歷豪雨(2004 敏督利颱風、2009 莫拉克颱風)使得原本走向主深槽刷深的蜿蜒河川，詳見圖 2-9，又再次回到河寬辮狀指數呈現正相關係。文獻五至七：Kuo et al. (2017)分析荖濃溪與陳有蘭溪 2008 至 2015 年河川辮狀指數(Braid index)、活動河道寬度與河道侵蝕堆積的演變，指出溝寬邊界與三個因子都有正相關性，此現象也跟 Yang et al.(2015，文獻八)及 Mandarino et al.(2018，文獻九)研究現象相符合。

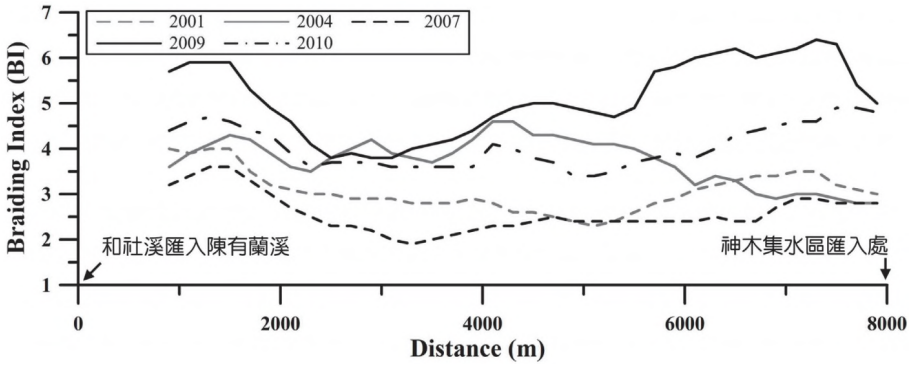


圖 2-9 和社溪歷年辮狀指數分布(Chen, 2013)

文獻八：Yang(2015)在汶川地震誘發的高密度崩塌範圍內也有發現此現象，Yang(2015)指出研究區上游與地震前相比到寬度增加且河床抬升在 2012 年至 2013 年現地勘查(圖 2-10)有顯著上升 1.4 至 3.2 公尺，下游反而寬度減少。

文獻十：Pareta et al. (2019)分析包含曼達基尼河在內 4 個流域 2 階段的河段蜿蜒演變，2005 年至 2010 年僅 1 處河岸未有蜿蜒情形，其餘河段皆向右岸或向左岸蜿蜒，2010 至 2015 年曼達基尼河與其他集水區上游河段以河道變寬為主，最後評估河岸崩塌附近道路與跨河公路以及保全對象的脆弱程度，詳見圖 2-11。

文獻十一：Korup(2004)指出當巨量土砂進入河川後並非都隨事件洪水往下游運移，而是堆積在上游、凹岸或崩塌地下方河緣處，過多來自坡面的土砂使河道難以負荷，導致河道淤積與河道縮減。文獻十二至十五：Madej and Ozaki(1996)、Coppus and Imeson(2002)、Korup(2005)及 Lévy et al.(2012)研究都提到當河川受到擠壓產生蜿蜒，且河床和河川側蝕能力提升時，將有更多邊坡趾部以前未受影響的土體更多的河岸崩塌。

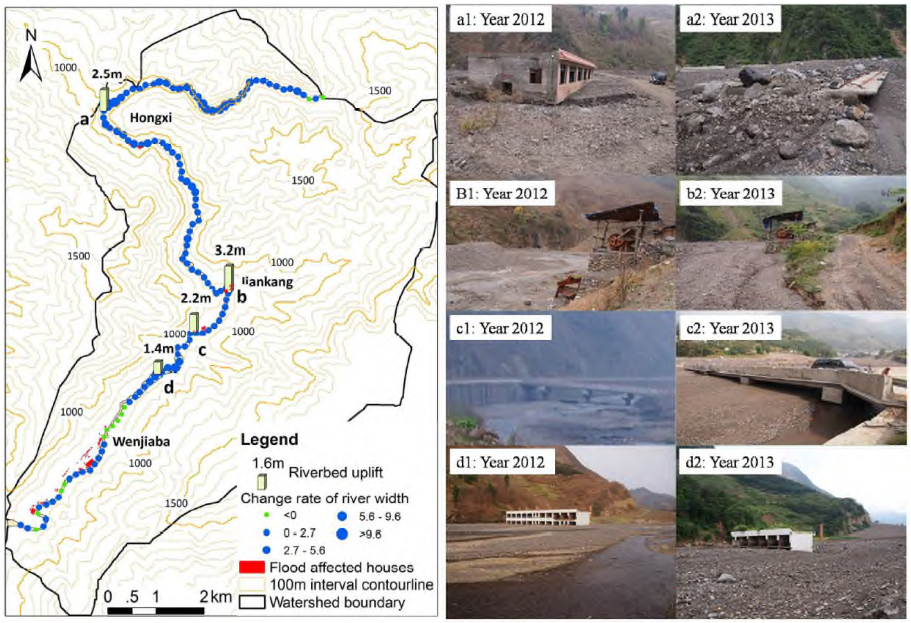


圖 2-10 2013 年暴雨後土砂淤積與河寬演變(Yang, 2015)

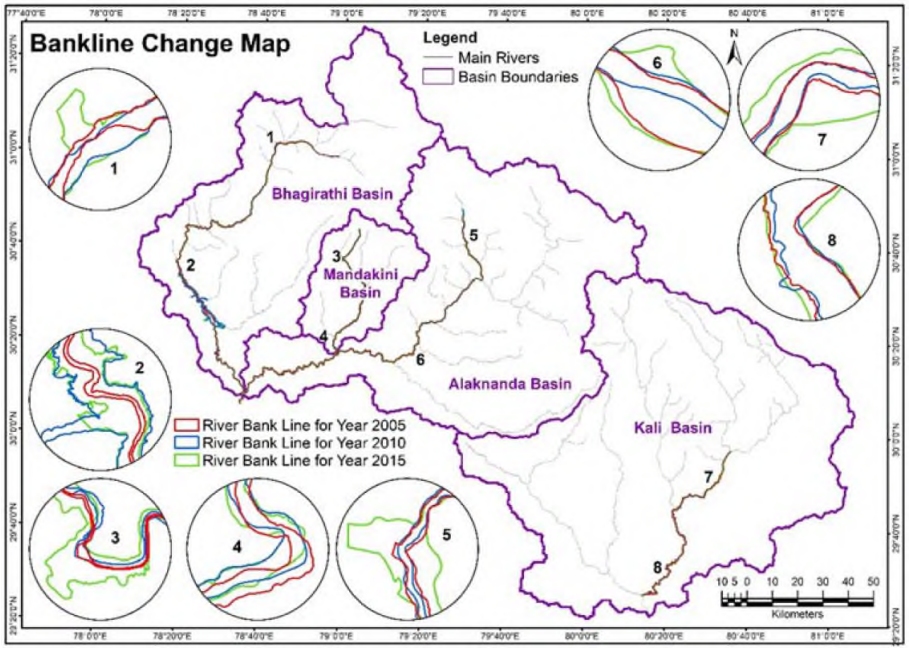


圖 2-11 河道線演變(Pareta, 2019)

至此，第二章從各國的高密度崩塌事件引致的高崩塌率後續演化，將莫拉克颱風與汶川地震帶來的大量土砂進入河川後的河川型態演變的主要因素，用文獻分析歸納土砂淤積使河床抬升，進而使河川於河道拓寬的辮狀河川與主深槽刷深的蜿蜒河川間，經由暴雨事件來回重塑，且存在河川主支流交匯跟隘口地形使土砂運移至下游趨緩且堆積於此的特性，當河床抬升使洪水對坡腳剪應力的側蝕範圍不斷增加，也就形成崩塌無法復育反而擴展至集水區範圍情形。

上述分析文獻之立論則專注於河床演變會發生的現象描述，土砂淤積、河川蜿蜒及大量河岸崩塌發生等現象，在各國文獻都發現，也在南台灣於 2009 莫拉克風災的重災區也發現，以各國文獻為前車之鑑，以為台灣在巨量土砂產出集水區之治理策略研擬參考方向。

第三章 關鍵治理子集水區

本章主要說明工作項目二:「篩選出全國 10 處關鍵治理子集水區(以 741 集水區為單元)，並說明該子集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變」之預定進行方式跟預期內容，3.1 節主要說明工作項目二(一):「以 2004 年至 2016 年年度崩塌圖層、近年重大颱風豪雨事件發生記錄及 741 集水區分佈，尋找經歷過極端降雨事件(以 24 小時、48 小時及 72 小時累積降雨量超過 100 年頻率年為門檻)的集水區，卻在極端降雨事件後，崩塌率卻出現攀升的子集水區。」，3.2 節主要說明工作項目二(二):「分析該集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變。」

第一節 篩選關鍵治理子集水區

篩選流域子集水區以水土保持局在 2011 年（行政院農業委員會水土保持局，2011）所提出的 741 集水區為後續土砂及洪水估算與治理單元。崩塌圖層都是年度崩塌圖層，乃由林務局在每年年度定期以衛星影像判釋當年度殘存至年底仍可辨識的崩塌位置，此筆資料也在政府資料公開平台上提供 2004 年至 2016 年的年度崩塌圖層，圖層解析度可達 2m，最小崩塌面積判釋為 0.1 公頃，圖 3.1 為 2008 年及 2009 年的全台灣 741 集水區年度崩塌分佈圖。

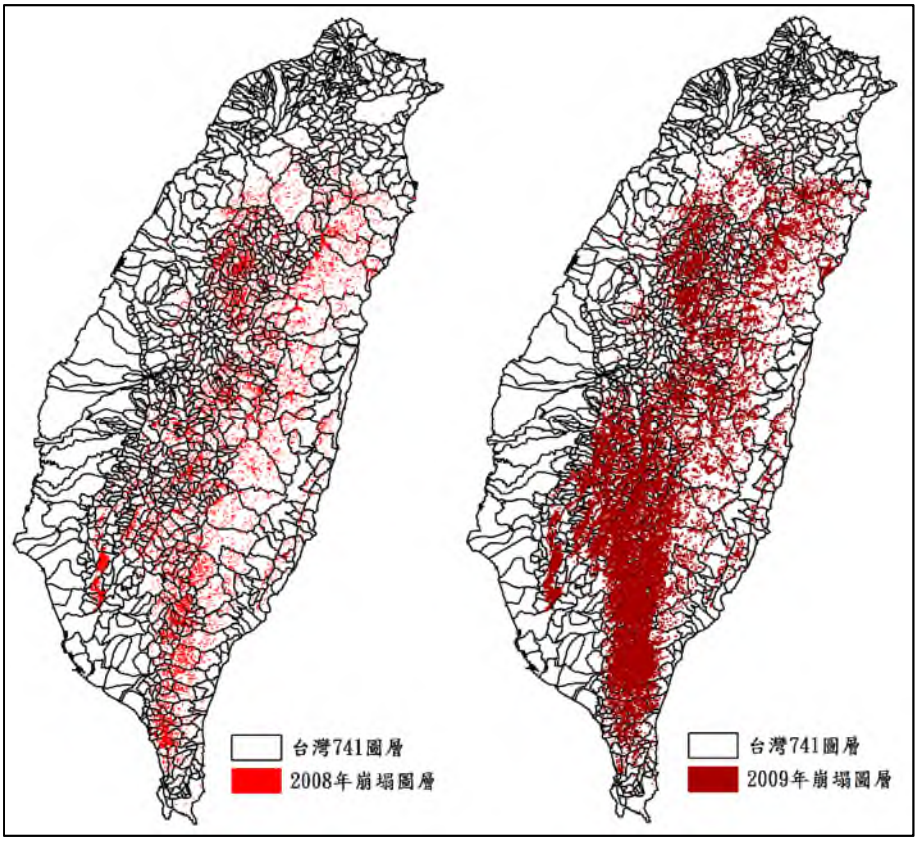


圖 3-1 2008 年及 2009 年的全台灣 741 集水區年度崩塌分佈圖

各子集水區的歷年崩塌分佈與數據不盡相同，篩選子集水區旨在以年度崩塌圖層、近年重大颱風豪雨事件發生記錄及 741 集水區分佈，尋找經歷過極端降雨事件(以 24 小時、48 小時及 72 小時累積降雨量超過 100 年頻率年為門檻)的集水區，卻在極端降雨事件後，崩塌率卻出現攀升的子集水區，顯示崩塌地難以復育情形在這些子集水區好發。本章節將篩選出全國 10 處關鍵治理子集水區，並說明該子集水區在極端降雨事件前後的崩塌率演變。此 10 處關鍵子集水區的選擇方式將以子集水區之崩塌率年增率來篩選，崩塌率年增率的定義為「該子集水區在降雨誘發崩塌後幾年的崩塌率除以在發生降雨誘發崩塌後幾年的前一年的崩塌率」，並以降雨誘發崩塌後的五年內為評估範圍，若該子集水區崩塌地在降雨事件後逐漸復育，則此值應該會

逐漸遞減且不超過 1，後 5 年的崩塌率年增率趨勢為遞減，但若該子集水區崩塌地在降雨事件後未能復育且逐漸擴大，則此值應該會逐漸增加且超過 1，後 5 年的崩塌率年增率趨勢為遞增。降雨誘發崩塌的假設則以目前可下載最新 2015 年崩塌圖層，往回推算 5 年的 2010 年以前為降雨事件年限，且在該事件後未有再大於該場事件的降雨事件為前提。本研究將從 741 集水區內挑選後 5 年的崩塌率年增率趨勢遞增最高的 10 個子集水區進行後續分析。崩塌率年增率與 5 年期崩塌率年增率分別代表在極端事件後短期震盪及長期演化趨勢，但並不代表具有下降趨勢就代表該集水區為土砂災害趨緩而不需要被關注，因此崩塌率本身代表集水區土砂規模亦是需要考慮的因素。

降雨資料蒐集則根據氣象局及水利署目前以及已撤站的降雨量站分佈圖層，選定鄰近代表性雨量站。以隘寮溪流域附近 6 處中央氣象站為例，選擇位於北隘寮溪中游的上德文雨量站(站號 C1R120)為代表測站，累積降雨以颱風陸上警報時間為主，2009 年莫拉克颱風發布陸上颱風警報時間始末為 8 月 6 日 8 時 30 分到 10 日 5 時 30 分，詳見表 3-1。長期降雨資料用以水文統計模式概算該區位不同延時(24 小時、48 小時、72 小時)不同頻率年(5、25、50、100、200 年)累積降雨量。本研究概算方式乃取各雨量站每一年最大日(24 小時)、兩日(48 小時)及三日(72 小時)降雨資料，並套用六種統計模式概算，包含一般常態分佈法(NORMAL DISTRIBUTION)、對數常態法(LOG-NORMAL DISTRIBUTION)、皮爾遜III型法(PEARSON III)、對數皮爾遜III型(LOG-PEARSON III)、極端值I型法(EXTREME I)等六種方法，並以統計評估選取最合適的評估值，詳見表 3-2。

表 3-1 極端事件降雨統計

測站(站號)	極端事件	累積降雨(mm)
上德文(C1R120)	2009 年莫拉克颱風	1190(最大 24 小時)
		1974(最大 48 小時)
		2199(最大 72 小時)
		2270(陸上警報)
		2279(8/5~8/10)
甲仙(C0V250)	2009 年莫拉克颱風	1077(最大 24 小時)
		1601(最大 48 小時)
		1856(最大 72 小時)
		1981(陸上警報)
		2076(8/5~8/10)
復興(C1V210)	2009 年莫拉克颱風	1231(最大 24 小時)
		1659(最大 48 小時)
		1887(最大 72 小時)
		1922(陸上警報)
		2168(8/5~8/10)

表 3-2 雨量站降雨頻率分析

測站 (站號)	延時 (hr)	重現期(mm)					最適分佈
		5 年	25 年	50 年	100 年	200 年	
上德文 (C1R120)	24	680	1052	1217	1387	1564	LPT III
	48	878	1438	1716	2021	2358	LPT III
	72	1006	1621	1921	2246	2603	LPT III
甲仙 (C0V250)	24	511	832	986	1153	1335	LPT III
	48	670	1145	1386	1656	1957	LPT III
	72	734	1260	1537	1851	2210	LPT III
復興 (C1V210)	24	501	745	842	935	1026	LN
	48	650	1053	1234	1424	1621	LPT III
	72	740	1237	1467	1712	1970	LPT III

隘寮溪集水區共計 34 處子集水區，在 2009 年後集水區崩塌率具有下降趨勢的 18 個集水區中，子集水區 2013019、2013030、2103020 在事件後 5 年從 9.85%、6.86%、4.72%降至 1.38%、3.13%、0.66%，顯示。在事件後集水區崩塌率具有上升趨勢的 13 個集水區中除

2103001 子集水區在 2011 至 2012 與 2014 至 2015 年增率和 2103003 子集水區在 2014 至 2015 年增率低於 1 之 0.92 至 0.93 外，其餘子集水區各年份皆大於 1。各年崩塌率中，僅 2103008 子集水區在 2009 年後崩塌率小於 3%年份大於 2 年，其餘子集水區多在 2010 年也有下降很快的情形，如 2103005 及 2103006 子集水區分別從 2009 年的 7.81%與 6.51%降至 2.57%與 1.71%，但這些子集水區在隨後年份中又未有低於 2010 年低點的 3%崩塌率。各子集水區各年與 5 年期崩塌率年增率與趨勢詳見表 3-3。

5 年平均崩塌率代表極端事件後崩塌平均規模，當集水區中的崩塌出現後朝向自然復育發展，就會有較低的平均崩塌率或更接近高密度崩塌出現前的平均崩塌率，本研究以莫拉克颱風後 5 年(2010~2014)歷年崩塌率平均計算。5 年期崩塌趨勢則代表高密度崩塌出現後的發展情況，當集水區中的高密度崩塌出現後，朝向河岸掏刷與河岸崩塌持續循環而難以復育的方向發展時，就會有正值的崩塌趨勢，若高密度崩塌出現後朝向自然復育發展，就會有負值的崩塌趨勢，本研究以線性回歸(y=ax+b)計算斜率 a 值。

隘寮溪集水區共計 34 處中，崩塌率趨勢為正且包含 0 的子集水區共有 16 處，崩塌率趨勢為負的子集水區共有 18 處。5 年平均崩塌率大於 10%有 5 處但 2103025 子集水區崩塌率趨勢為-0.97，相當於 5 年間每年約下降 1%崩塌率，該子集水 2009 年崩塌中有 65.28%崩塌面積來自同一個大規模崩塌，於 2017 年崩塌圖層中仍有 82.98%崩塌面積來自同一個大規模崩塌而非高密度崩塌，反觀坡面上的土砂進入河川後在往後年份對下游河川的影響才是本研究重點關注的，因此選擇編號 2103001、2103002、2103003、2103007 共計 4 處子集水區為關鍵子集水區。各子集水區 5 年期平均崩塌率與趨勢分佈詳見圖 3-2。

表 3-3 隘寮溪集水區崩塌率年增率表

741 編號	2011 年	2012 年	2013 年	2014 年	2015 年	5 年平均崩塌率	5 年期崩塌率趨勢
2103001	1.50	0.93	1.17	1.42	0.92	17.02	0.72
2103002	2.53	1.59	1.96	2.28	1.16	11.85	1.26
2103003	1.65	1.19	1.44	1.64	0.93	16.59	1.28
2103004	2.85	1.60	1.82	1.08	0.54	1.76	-0.09
2103005	2.20	1.80	1.88	1.91	1.09	4.52	0.39
2103006	3.19	2.46	3.05	2.22	1.89	4.09	0.39
2103007	1.34	1.17	1.35	1.28	1.01	14.34	0.66
2103008	5.24	2.77	3.24	2.30	1.78	1.23	0.03
2103009	2.76	1.99	2.12	1.95	1.70	3.29	0.21
2103010	2.83	2.25	2.67	2.16	1.81	5.13	0.51
2103011	1.59	1.54	1.68	1.42	1.45	9.09	0.59
2103012	1.90	1.62	1.56	1.45	1.17	5.27	0.19
2103013	1.23	1.06	1.03	0.96	1.07	5.86	-0.15
2103014	2.02	1.86	1.52	1.53	1.37	8.39	0.29
2103015	0.99	0.69	0.76	0.67	0.43	4.36	-0.47
2103016	1.36	1.18	1.03	1.06	0.72	7.79	-0.15
2103017	0.66	0.44	0.52	0.46	0.29	5.53	-1.10
2103018	0.87	0.28	0.42	0.49	0.27	3.96	-0.94
2103019	0.56	0.29	0.33	0.19	0.11	3.36	-1.30
2103020	0.52	0.28	0.25	0.21	0.11	1.41	-0.58
2103021	1.92	1.51	1.36	1.19	1.19	7.11	-0.09
2103022	2.33	2.16	1.97	1.90	1.82	4.00	0.31
2103023	1.48	1.16	1.18	1.09	0.99	6.57	-0.07
2103024	1.09	0.66	0.74	0.70	0.61	2.60	-0.29
2103025	0.86	0.52	0.71	0.75	0.77	11.41	-0.97
2103026	0.26	0.10	0.22	0.19	0.09	0.34	-0.16
2103027	0.76	0.24	0.53	0.46	0.47	0.44	-0.10
2103028	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2103029	0.56	0.42	0.37	0.43	0.28	4.35	-1.05
2103030	0.66	0.41	0.55	0.36	0.31	5.23	-1.22
2103031	0.55	0.39	0.39	0.33	0.23	1.96	-0.55
2103032	0.11	0.02	0.00	0.07	0.07	0.07	-0.05
2103033	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2103034	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

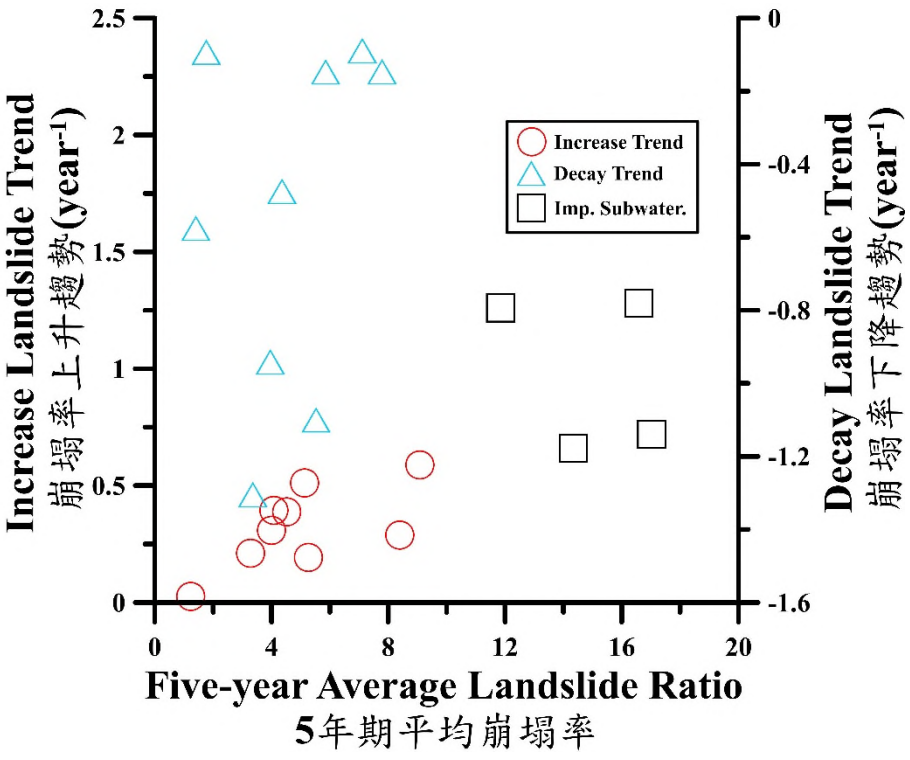


圖 3-2 隘寮溪集水區崩塌趨勢分佈圖

旗山溪集水區共計 49 處子集水區，在 2009 年後集水區崩塌率具有下降趨勢的 38 個集水區中，子集水區 2101031、2101018、2101024、2101026 在 2009 年後從 38.87%、19.45%、13.35%、7.28%降至 2015 年的 5.38%、14.15%、1.52%及 0.5%，這些集水區內的崩塌地多屬於大規模崩塌而非高密度崩塌，如 2101031 子集水區高崩塌率在 2009 年達 38.87%但 67.68%崩塌面積為左岸獻肚山崩塌面積，到 2015 年崩塌率降到 5.38%且僅有 6%崩塌面積為左岸獻肚山崩塌面積，顯示 2101031 的崩塌率演化受左岸獻肚山大規模崩塌在 2009 年後趨於復育的趨勢影響很大。相同趨勢也出現在其他子集水區，2101018 子集水區與旗山溪主支流交匯處於 2009 年形成堰塞湖，該子集水區崩塌面積主要來源於右岸 1 處佔當年子集水區崩塌面積約 55.96%的崩塌地，2009 年後新生崩塌地未有一年高過 3%，但舊有崩塌地與 2009 年相比逐漸下降(2010 年 83.48%降至 2015 年 46%)且直到 2015 年仍有

67.82%舊有崩塌地仍在同 1 處崩塌地中，顯示在 2012 年堰塞湖潰決後大規模崩塌地才有更明顯的復育趨勢。2101024 與 2101026 子集水區崩塌率在 2009 年後則迅速降低至接近事件前(2003 年至 2008 年)的 0.05%與 0.02%崩塌率，顯示這 2 個子集水區崩塌地演化趨於復育。高密度崩塌對集水區的影響在使河川蜿蜒並誘發河岸崩塌，進而使更多土砂堆積於河道內形成惡性循環，尤其在河川源頭與主支流交匯處，對高密度崩塌的治理需在特定區位(反複掏刷嚴重河段或主支流交會處)或關鍵集水區投入相對應的治理方法。大規模崩塌在經過工程治理、清淤與自然復育後，對下游的影響則會降低，對大規模崩塌地的治理以該崩塌地產生的大量土砂為主。

在極端事件後集水區崩塌率具有上升趨勢的 11 個集水區中，事件後 5 年崩塌率大於 3%以上包含 8 處，5 年期崩塌率趨勢最高 2 處分別為 2101003 與 2101008 子集水區；崩塌年增率在 2012 年最高為 2101017 子集水區的 1.02，其餘年份皆小於 1 且若不考慮 2012 年，僅在 2011 年的 2101001、2101002、2101044 與 2101001 的 2015 年共計 4 各年份小於 0.8，其餘子集水區各年份皆大於 0.8。各子集水區各年與 5 年期崩塌率年增率詳見表 3-4。

旗山溪集水區共計 49 處中，崩塌率趨勢為正且包含 0 的子集水區共有 14 處，崩塌率趨勢為負的子集水區共有 35 處。5 年平均崩塌率大於 10%有 4 處但有 2 處且包含 2101031 皆為大規模崩塌，且崩塌率趨勢皆為負。因此選擇編號 2101008 及平均崩塌率次高且趨勢為正的 2101003 共計 2 處子集水區為關鍵子集水區。各子集水區 5 年期平均崩塌率與趨勢分佈詳見圖 3-3。

表 3-4 旗山溪集水區崩塌率年增率表

741 編號	2011 年	2012 年	2013 年	2014 年	2015 年	5 年平均崩塌率	5 年期崩塌率趨勢
2101001	0.67	0.78	0.93	1.08	0.72	3.86	0.18
2101002	0.78	0.51	1.08	0.90	0.84	7.25	0.09
2101003	1.03	0.75	1.24	1.15	1.25	7.65	0.38
2101004	0.86	0.80	1.16	1.09	1.16	3.53	0.17
2101005	1.27	0.62	1.47	1.38	1.20	2.73	0.23
2101006	0.83	0.44	1.02	1.01	0.80	2.39	0.06
2101007	0.96	0.57	1.11	1.14	0.80	4.07	0.18
2101008	1.05	0.74	1.25	1.18	1.16	10.49	0.58
2101009	0.97	0.63	1.04	0.89	0.77	5.46	-0.09
2101010	0.99	0.55	1.11	0.99	0.91	5.10	0.05
2101011	0.86	0.55	0.82	0.71	0.48	4.37	-0.35
2101012	0.84	0.52	0.81	0.76	0.75	9.11	-0.58
2101013	1.03	0.74	1.12	0.91	0.73	7.87	-0.08
2101014	0.87	0.37	0.52	0.60	0.39	2.80	-0.48
2101015	0.95	0.50	0.99	0.85	0.74	4.19	-0.13
2101016	0.68	0.26	0.17	0.27	0.22	0.62	-0.26
2101017	0.96	1.02	1.03	1.15	1.15	3.35	0.12
2101018	0.92	0.84	0.70	0.72	0.74	16.04	-1.51
2101019	0.80	0.58	0.48	0.50	0.39	4.68	-0.92
2101020	0.97	0.93	0.98	0.89	0.88	12.29	-0.26
2101021	0.55	0.53	0.57	0.43	0.36	1.66	-0.30
2101022	0.28	0.37	0.23	0.31	0.11	1.02	-0.34
2101023	0.00	0.45	0.04	0.15	0.00	0.22	-0.11
2101024	0.15	0.44	0.30	0.28	0.17	3.79	-1.12
2101025	0.54	0.22	0.16	0.25	0.06	0.12	-0.05
2101026	0.48	0.24	0.28	0.22	0.10	2.25	-0.89
2101027	0.45	0.40	0.38	0.36	0.22	1.58	-0.42
2101028	0.73	0.58	0.50	0.38	0.21	5.04	-1.15
2101029	0.81	0.57	0.41	0.46	0.30	6.53	-1.48
2101030	0.50	0.39	0.25	0.31	0.18	3.85	-1.28
2101031	0.52	0.30	0.41	0.47	0.26	10.99	-2.40
2101032	0.73	0.40	0.31	0.47	0.24	5.39	-1.37
2101033	0.37	0.53	0.62	0.61	0.65	1.82	-0.16
2101034	0.37	0.12	0.05	0.18	0.05	0.79	-0.45
2101035	0.37	0.65	0.63	0.62	0.60	1.42	-0.11
2101036	0.56	0.41	0.11	0.63	0.44	2.58	-0.57
2101037	0.07	0.25	0.18	0.07	0.02	0.58	-0.32
2101038	0.19	0.43	0.25	0.20	0.15	1.51	-0.57

2101039	0.31	0.40	0.13	0.40	0.19	0.40	-0.12
2101040	0.04	0.33	0.10	0.11	0.02	0.13	-0.07
2101041	0.14	0.91	0.00	0.58	0.40	0.07	-0.01
2101042	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2101043	0.09	0.48	0.08	0.16	0.21	0.07	-0.03
2101044	0.63	0.96	0.83	1.17	1.44	0.48	0.03
2101045	0.28	0.27	0.07	0.24	0.10	0.45	-0.21
2101046	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	-0.03
2101047	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.01	-0.01
2101048	0.00	0.00	0.19	0.03	2.19	0.00	0.00
2101049	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

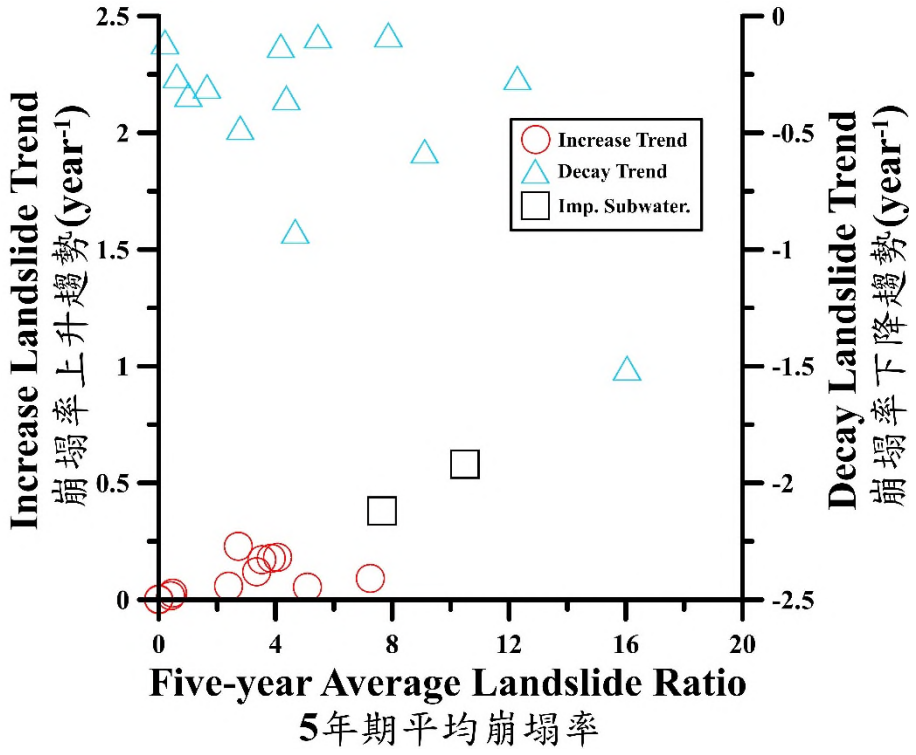


圖 3-3 旗山溪集水區崩塌趨勢分佈圖

高屏溪流域荖濃溪集水區共計 76 處子集水區，在 2009 年後集水區崩塌率具有下降趨勢的 56 個集水區中，子集水區 2012053、2012044、2102054 在事件後 5 年從 11.15%、10.65%、8.11%降至 1.7%、1.57%、1.74%，且這些子集水區在 2003 年至 2008 年間未有崩塌率高於 2%

的年份，崩塌率高於 1%在 2102053 子集水區有 3 年、2102054 子集水區有 1 年、2102044 則未有任何 1 年高於 1%崩塌率，崩塌年增率最低為 2102053 子集水區於 2015 年之 0.18，最高為 2102044 子集水區於 2011 年之 0.78，其餘子集水區各年份介於 0.2 至 0.4 間，顯示這些集水區在經歷高密度崩塌後崩塌復育情況較快。在事件後集水區崩塌率具有上升趨勢的 18 個集水區中，事件後 5 年崩塌率大於 3%共計 15 處，崩塌率大於 5%共計 12 處，崩塌率大於 10%共計 4 處(2102019 子集水區達 11.16%、2102026 子集水區達 10.97%、2102023 子集水區達 10.32%、2102028 子集水區達 10.21%)。崩塌年增率在荖濃溪具有上升趨勢的 18 個集水區中小於 0.8 者，僅在 2015 年的 2102015、2102020、2102023、2102027 子集水區共計 4 處同一年份出現過。各年與 5 年期崩塌率年增率詳見表 3-5。

荖濃溪集水區共計處中，崩塌率趨勢為正且包含 76 的子集水區共有 20 處，崩塌率趨勢為負的子集水區共有 56 處。5 年平均崩塌率大於 10%有 7 處但有 3 處崩塌率趨勢皆為負。因此選擇編號 2102019、2102023、2102026、2102028 共計 4 處子集水區為關鍵子集水區。各子集水區 5 年期平均崩塌率與趨勢分佈詳見圖 3-4。

表 3-5 荖濃溪集水區崩塌率年增率表

741 編號	2011 年	2012 年	2013 年	2014 年	2015 年	5 年平均崩塌率	5 年期崩塌率趨勢
2102001	0.50	0.32	0.22	0.41	0.35	0.37	-0.11
2102002	1.08	0.81	0.82	1.01	0.54	5.60	-0.15
2102003	0.88	0.75	0.69	0.91	0.32	1.38	-0.06
2102004	1.06	0.83	0.81	0.94	0.79	0.91	-0.04
2102005	1.01	0.66	0.61	0.57	0.39	1.92	-0.31
2102006	0.83	0.77	0.69	0.73	0.69	2.38	-0.20
2102007	1.26	0.73	0.66	0.73	0.90	0.17	-0.02
2102008	2.80	2.37	0.68	0.59	0.48	0.40	-0.08
2102009	1.25	1.10	0.52	0.47	0.76	0.63	-0.13

2102010	1.18	1.03	1.22	0.91	0.40	1.88	-0.03
2102011	1.62	0.99	1.00	0.96	0.94	2.33	-0.15
2102012	1.10	0.71	0.87	0.81	0.58	2.70	-0.18
2102013	1.20	0.91	1.38	1.27	0.88	1.69	0.11
2102014	0.99	0.76	1.28	1.08	0.87	6.31	0.28
2102015	3.05	2.80	3.33	2.67	0.78	0.71	0.10
2102016	1.31	1.23	1.21	1.03	0.76	0.53	0.00
2102017	1.26	0.93	0.86	0.91	0.57	3.96	-0.23
2102018	1.31	1.14	1.36	1.27	1.06	8.98	0.44
2102019	1.32	1.20	1.42	1.35	1.18	11.16	0.71
2102020	1.96	1.45	2.28	1.49	0.69	3.74	0.29
2102021	1.54	1.42	1.77	1.71	1.12	6.36	0.70
2102022	1.29	0.92	1.18	1.02	0.81	6.41	-0.04
2102023	1.36	1.06	1.36	1.16	0.76	10.32	0.29
2102024	1.36	1.29	1.19	1.23	0.92	8.06	0.20
2102025	1.67	1.27	1.63	1.48	0.99	3.93	0.25
2102026	1.17	0.99	1.18	1.18	0.97	10.97	0.37
2102027	1.30	0.99	1.14	1.22	0.63	3.71	0.09
2102028	1.00	0.83	1.05	1.06	0.83	10.21	0.16
2102029	0.73	0.53	0.70	0.73	0.56	2.85	-0.22
2102030	1.15	0.90	1.07	1.01	0.87	10.27	-0.06
2102031	0.95	0.86	0.89	0.81	0.48	6.27	-0.31
2102032	1.12	0.86	0.83	0.85	0.60	7.09	-0.45
2102033	1.13	0.81	0.81	0.77	0.52	2.97	-0.26
2102034	1.10	0.95	0.78	1.02	0.52	7.90	-0.22
2102035	1.10	0.84	0.84	1.09	0.90	2.31	-0.02
2102036	1.07	0.64	0.71	0.86	0.55	2.44	-0.18
2102037	0.89	0.65	0.67	0.66	0.64	4.49	-0.53
2102038	0.48	0.77	0.73	0.73	0.51	3.04	-0.12
2102039	1.14	0.95	0.97	1.09	0.90	9.09	0.01
2102040	0.93	0.74	0.65	0.82	0.50	5.08	-0.39
2102041	0.78	0.61	0.57	0.60	0.41	3.84	-0.54
2102042	0.78	0.69	0.58	0.60	0.37	6.65	-0.90
2102043	0.85	0.80	0.79	0.81	0.69	9.28	-0.47
2102044	0.78	0.45	0.29	0.39	0.22	4.10	-1.21
2102045	0.69	0.50	0.43	0.50	0.31	5.36	-1.08
2102046	1.13	0.81	0.95	1.04	0.65	7.52	-0.07
2102047	0.77	0.64	0.45	0.62	0.45	3.60	-0.56
2102048	0.72	0.62	0.47	0.63	0.54	5.11	-0.73
2102049	0.65	0.59	0.45	0.63	0.38	3.40	-0.48
2102050	0.50	0.40	0.29	0.45	0.25	3.14	-0.78

2102051	0.45	0.38	0.26	0.37	0.21	2.80	-0.82
2102052	0.42	0.31	0.23	0.28	0.15	2.34	-0.85
2102053	0.42	0.34	0.37	0.31	0.18	4.56	-1.35
2102054	0.42	0.33	0.35	0.33	0.20	4.15	-1.20
2102055	0.14	0.18	0.02	0.08	0.06	0.41	-0.29
2102056	0.10	0.12	0.03	0.10	0.00	0.12	-0.09
2102057	0.53	0.58	0.48	0.44	0.44	3.25	-0.64
2102058	0.62	0.56	0.41	0.55	0.36	6.71	-1.17
2102059	0.70	0.65	0.70	0.79	0.53	7.59	-0.41
2102060	1.16	0.84	1.14	1.26	1.05	5.18	0.24
2102061	0.92	0.75	0.89	0.89	0.70	8.11	-0.23
2102062	0.65	0.62	0.82	0.80	0.55	8.22	-0.25
2102063	0.60	0.44	0.53	0.52	0.28	6.24	-1.04
2102064	0.75	0.69	0.83	0.75	0.57	10.17	-0.52
2102065	0.61	0.71	0.58	0.54	0.55	8.91	-1.22
2102066	0.92	0.82	0.94	0.87	0.73	4.50	-0.12
2102067	0.78	0.93	0.83	0.77	0.73	10.44	-0.51
2102068	1.62	1.27	1.55	1.61	1.01	2.51	0.20
2102069	1.34	1.17	1.21	1.38	0.84	9.27	0.47
2102070	1.05	1.02	1.09	1.08	0.97	8.92	0.16
2102071	0.74	0.98	0.82	0.83	0.77	8.47	-0.26
2102072	0.60	0.70	0.54	0.57	0.46	7.35	-1.00
2102073	0.54	0.58	0.46	0.43	0.45	5.46	-1.10
2102074	0.68	0.82	0.80	0.70	0.62	6.44	-0.39
2102075	0.40	0.35	0.32	0.25	0.26	0.91	-0.31
2102076	0.00	0.00	1.76	0.00	0.00	0.00	0.00

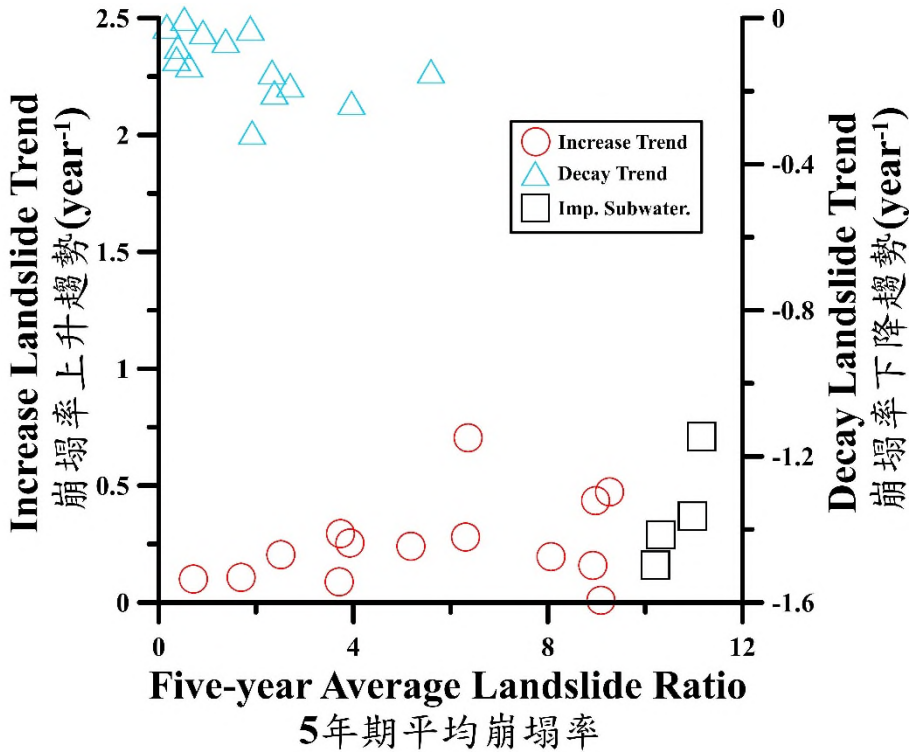


圖 3-4 荖濃溪集水區崩塌趨勢分佈圖

至此，以崩塌率年增率、平均崩塌率和崩塌率趨勢篩選出經歷極端降雨事件，並在事件後崩塌率出現攀升的子集水區，以全台 741 集水區而言，極端事件過後 5 年平均崩塌率大於 5%中有 38 處出現攀升趨勢(隘寮溪 8 處、旗山溪 4 處、荖濃溪 11 處)，51 處出現遞減趨勢(隘寮溪 7 處、旗山溪 9 處、荖濃溪 24 處)，參酌集水區面積、地形、地質、開發狀況(詳見表 3-6 至表 3-8)、保全對象(套疊門牌系統，詳見表 3-9)，並從佔有多數攀升趨勢的集水區中遴選隘寮溪 4 處(2103001、2103002、2103003、2103007)，旗山溪 2 處(2101003、2101008)和荖濃溪 4 處(2102019、2102023、2102026、2102028)共計 10 處探討極端降雨事件前後的崩塌率演變，詳細列表見表 3-10。相比旗山溪與荖濃溪關鍵子集水區區位在主支流交匯處，隘寮溪關鍵子集水區則屬於土砂產出進入河道旺盛的上游集水區，因此經參酌集水區面積、地形、地質、開發狀況，遴選旗山溪與隘寮溪為 2 處探討集水區。全台及各關鍵子集水區 5 年期平均崩塌率與趨勢分佈詳見圖 3-5。

表 3-6 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區

流域	集水區	741 編號	集水區面積(km^{-2})	主要級坡
大安溪流域	大安溪	901007	17.13	六級坡
大安溪流域	大安溪	901044	5.08	六級坡
大甲溪流域	谷關調	1002009	13.04	六級坡
濁水溪流域	武界調	1202005	8.41	六級坡
濁水溪流域	丹大溪	1206008	33.98	六級坡
濁水溪流域	丹大溪	1206009	77.93	六級坡
濁水溪流域	陳有蘭	1208001	33.77	六級坡
濁水溪流域	陳有蘭	1208003	5.51	六級坡
濁水溪流域	陳有蘭	1208013	19.96	六級坡
曾文溪流域	曾文溪	1705019	16.55	六級坡
高屏溪流域	旗山溪	2101002	12.61	六級坡
高屏溪流域	旗山溪	2101003	12.39	六級坡
高屏溪流域	旗山溪	2101008	13.43	六級坡
高屏溪流域	旗山溪	2101010	10.65	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102014	28.96	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102018	22.99	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102019	9.27	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102021	7.79	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102023	5.18	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102024	7.39	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102026	22.72	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102028	17.44	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102060	13.42	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102069	24.88	六級坡
高屏溪流域	荖濃溪	2102070	7.91	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103001	8.18	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103002	6.74	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103003	24.74	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103007	31.67	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103010	9.70	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103011	9.47	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103012	23.41	六級坡
高屏溪流域	隘寮溪	2103014	13.76	六級坡
卑南溪流域	卑南溪	2401001	161.95	六級坡
林邊溪流域	林邊溪	4101001	9.94	六級坡

林邊溪流域	林邊溪	4101003	6.38	六級坡
台東沿海河	太麻里	4305001	121.58	六級坡
台東沿海河	金崙溪	4306001	116.63	六級坡

表 3-7 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區地質佔比

編號/地質	佔比(%)	編號/地質	佔比(%)	編號/地質	佔比(%)
901007		2101002		2102070	
水長流層	9.00	十八重溪層	27.11	潮州層	100.00
四稜砂岩	86.37	達見砂岩	24.00	2103001	
沖積層	4.63	廬山層	48.89	畢祿山層	62.59
901044		2101003		潮州層	37.41
水長流層	6.38	南莊層	5.14	2103002	
四稜砂岩	93.62	廬山層	94.86	畢祿山層	100.00
1002009		2101008		2103003	
四稜砂岩	99.12	火成岩	0.45	畢祿山層	49.63
沖積層	0.88	長枝坑層	9.10	潮州層	50.37
1202005		南莊層	0.46	2103007	
大禹嶺層	94.18	廬山層	89.99	畢祿山層	18.19
沖積層	4.11	2101010		潮州層	81.81
黑岩山層	1.72	火成岩	0.40	2103010	
1206008		長枝坑層	36.73	高嶺片岩	21.33
大禹嶺層	58.76	廬山層	62.88	畢祿山層	78.67
沖積層	2.04	2102014		2103011	
畢祿山層	7.81	十八重溪層	11.50	畢祿山層	73.96
黑岩山層	31.39	大禹嶺層	58.22	潮州層	26.04
1206009		畢祿山層	1.54	2103012	
大禹嶺層	42.57	達見砂岩	14.46	高嶺片岩	35.70
沖積層	0.65	廬山層	14.28	畢祿山層	64.30
黑岩山層	6.88	2102018		2103014	
廬山層	49.89	大禹嶺層	7.66	沖積層	1.45
1208001		畢祿山層	92.34	畢祿山層	73.07
十八重溪層	3.84	2102019		潮州層	25.48
大禹嶺層	5.23	大禹嶺層	83.17	2401001	
玉山主山層	27.90	畢祿山層	16.83	高嶺片岩	0.51
沖積層	0.13	2102021		畢祿山層	79.92
佳陽層	46.98	大禹嶺層	96.22	潮州層	19.57
南莊層	0.12	畢祿山層	3.78	4101001	

深坑砂岩	0.05	2102023		畢祿山層	45.67
達見砂岩	15.75	畢祿山層	100.00	潮州層	54.33
1208003		2102024		4101003	
十八重溪層	51.77	大禹嶺層	12.60	畢祿山層	52.99
玉山主山層	1.29	畢祿山層	87.40	結晶石灰岩	11.95
南莊層	3.70	2102026		潮州層	35.05
達見砂岩	43.24	大禹嶺層	45.76	4305001	
1208013		畢祿山層	54.24	高嶺片岩	3.79
十八重溪層	3.68	2102028		畢祿山層	30.08
玉山主山層	34.90	大禹嶺層	41.04	潮州層	66.13
佳陽層	15.16	畢祿山層	49.94	4306001	
達見砂岩	46.25	廬山層	9.02	沖積層	0.89
1705019		2102060		畢祿山層	14.49
古亭坑層	94.15	畢祿山層	100.00	結晶石灰岩	0.01
烏山層	5.85	2102069		潮州層	84.61
		潮州層	100.00		

表 3-8 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區土地利用佔比

編號	農業使用土地	森林使用土地	交通使用土地	水利使用土地	建築使用土地	公共使用土地	其他使用土地
901007	0.00	88.16	0.00	4.43	0.00	0.00	7.41
901044	0.00	67.13	0.00	0.00	3.28	0.00	29.58
1002009	0.00	92.73	0.38	0.89	0.00	0.00	6.00
1202005	0.00	85.04	0.00	2.91	0.00	0.00	12.06
1206008	0.00	70.57	0.00	2.73	0.00	0.00	26.70
1206009	0.29	87.84	0.00	1.16	0.00	0.00	10.71
1208001	0.10	90.50	0.08	2.75	0.00	0.00	6.60
1208003	0.00	96.91	0.00	0.66	0.00	0.00	2.43
1208013	0.00	84.99	0.00	0.43	0.00	0.00	14.58
1705019	12.01	58.09	0.95	2.41	0.40	0.01	26.14
2101002	0.00	96.06	0.66	0.00	0.00	0.00	3.34
2101003	0.00	92.89	0.16	0.94	0.00	0.00	6.02
2101008	0.00	89.22	0.00	1.59	0.00	0.00	9.31
2101010	0.00	95.43	0.06	1.25	0.00	0.00	3.45
2102014	0.00	94.16	0.08	0.84	0.00	0.00	4.93
2102018	0.00	87.61	0.00	0.88	0.00	0.00	11.50
2102019	0.00	91.92	0.00	1.46	0.00	0.00	6.62
2102021	0.00	91.68	0.00	3.09	0.00	0.00	5.23
2102023	0.00	91.16	1.57	0.00	0.00	0.00	7.27
2102024	0.00	91.02	1.50	0.07	0.22	0.00	7.18

2102026	0.00	91.46	0.00	2.05	0.00	0.00	6.49
2102028	0.00	86.74	0.57	1.05	0.00	0.00	11.64
2102060	0.00	85.20	0.00	0.00	0.00	0.00	14.80
2102069	0.00	97.14	0.00	0.03	0.00	0.00	2.83
2102070	0.00	97.90	0.00	0.10	0.00	0.00	2.00
2103001	0.00	96.59	0.00	1.39	0.00	0.00	2.02
2103002	0.00	99.91	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
2103003	0.00	97.99	0.00	0.91	0.00	0.00	1.62
2103007	0.00	95.61	0.00	0.46	0.00	0.00	4.60
2103010	0.00	83.41	0.00	0.49	0.00	0.00	16.10
2103011	0.00	90.08	0.00	2.73	0.00	0.00	7.18
2103012	0.00	95.01	0.46	0.21	0.00	0.00	4.32
2103014	0.66	88.53	0.49	2.42	0.13	0.01	7.76
2401001	7.10	62.87	0.00	1.03	0.00	0.00	29.00
4101001	0.00	85.60	0.00	0.56	0.00	0.00	13.85
4101003	0.00	99.24	0.00	0.25	0.00	0.00	0.51
4305001	0.00	95.43	0.00	1.46	0.00	0.00	3.11
4306001	0.48	97.64	0.03	0.74	0.00	0.00	1.11

表 3-9 38 處 5 年平均崩塌率大於 5%子集水區山坡地與林班地佔比

編號	山坡地佔比(%)	林班地佔比(%)	保全對象(戶)
901007	0.00	100.00	0
901044	0.00	100.00	0
1002009	0.00	100.00	0
1202005	0.00	100.00	0
1206008	0.00	100.00	0
1206009	0.00	100.00	0
1208001	54.04	45.96	0
1208003	99.66	0.34	0
1208013	0.00	100.00	0
1705019	17.38	82.62	94
2101002	0.00	100.00	0
2101003	0.00	100.00	0
2101008	0.00	100.00	0
2101010	0.00	100.00	0
2102014	0.00	100.00	0
2102018	0.00	100.00	0
2102019	0.00	100.00	1
2102021	0.00	100.00	340
2102023	0.00	100.00	25
2102024	0.00	100.00	0
2102026	0.00	100.00	12

2102028	0.13	99.87	0
2102060	0.00	100.00	0
2102069	0.17	99.83	0
2102070	0.00	100.00	0
2103001	0.00	100.00	0
2103002	0.00	100.00	0
2103003	0.12	99.88	0
2103007	0.02	99.98	0
2103010	0.00	100.00	0
2103011	14.49	85.51	0
2103012	0.00	100.00	0
2103014	33.67	66.33	0
2401001	0.00	100.00	0
4101001	0.01	99.99	0
4101003	0.00	100.00	0
4305001	1.17	98.83	0
4306001	9.99	90.01	2

表 3-10 10 處關鍵子集水區列表

流域	集水區	741 編號
高屏溪流域	隘寮溪	2103001
高屏溪流域	隘寮溪	2103002
高屏溪流域	隘寮溪	2103003
高屏溪流域	隘寮溪	2103007
高屏溪流域	旗山溪	2101003
高屏溪流域	旗山溪	2101008
高屏溪流域	荖濃溪	2102019
高屏溪流域	荖濃溪	2102023
高屏溪流域	荖濃溪	2102026
高屏溪流域	荖濃溪	2102028

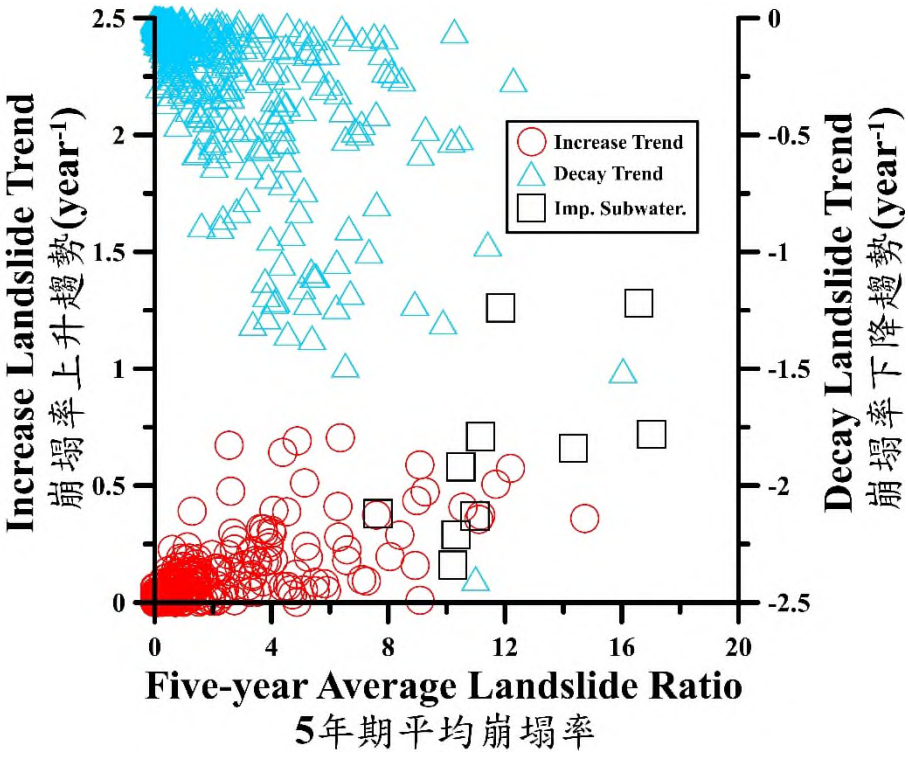


圖 3-5 台灣 741 集水區崩塌趨勢分佈圖

第二節 極端降雨事件前後的崩塌率演變

本研究主要針對特定 741 子集水區在特定降雨事件前後探討年度崩塌率的演變。以篩選出流域所遭遇的特定降雨事件而言，東南台灣與西南台灣近年最大累積降雨量的事件當屬 2009 年莫拉克颱風(累積降雨量分佈圖如圖 3-6)。

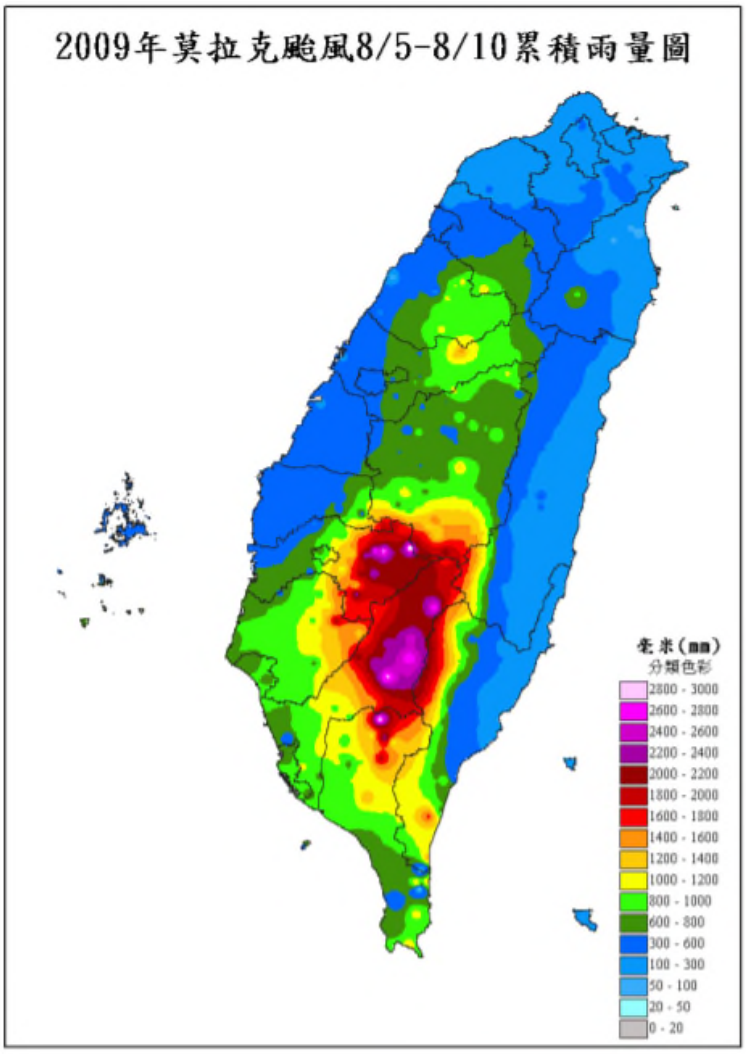


圖 3-6 2009 年莫拉克颱風累積降雨量分佈圖

隘寮溪集水區 2003 至 2008 年平均崩塌率為 1.36%，2009 年達 7.76%，2010 至 2015 年共計 6 年平均崩塌率為 4.35%且未有任一年份低於 2003 至 2008 年間任一年崩塌率。隘寮北溪與隘寮南溪 2003 至 2008 和 2010 至 2015 年平均崩塌率分別為 1.85%、6.65%和 2.14%、4.54%，2009 年則分別為 11.49%和 8%。四處關鍵子集水區(2103001、2103002、2103003、2103007)在 2003 至 2008 和 2010 至 2015 年平均崩塌率分別為 3.54%、16.35%與 0.93%、11.1%與 4.29%、15.68%和 4.3%、13.92%，2009 年則分別為 27.84%、21.24%、26.2%和 21.55%

且同樣在極端事件後 6 年間為有任一年崩塌率低於極端事件前 6 年。關鍵集水區崩塌面積佔隘寮北溪崩塌面積在 13 年間介於 42.48%至 58.2%與佔總隘寮溪崩塌面積 31.15%至 48.6%。圖 3-7 至圖 3-13 為隘寮溪關鍵集水區從 2008 至 2014 年的崩塌分佈圖，歷年崩塌率詳見圖 3-14 與表 3-3，隘寮溪關鍵子集水區位置詳見圖 3-15。

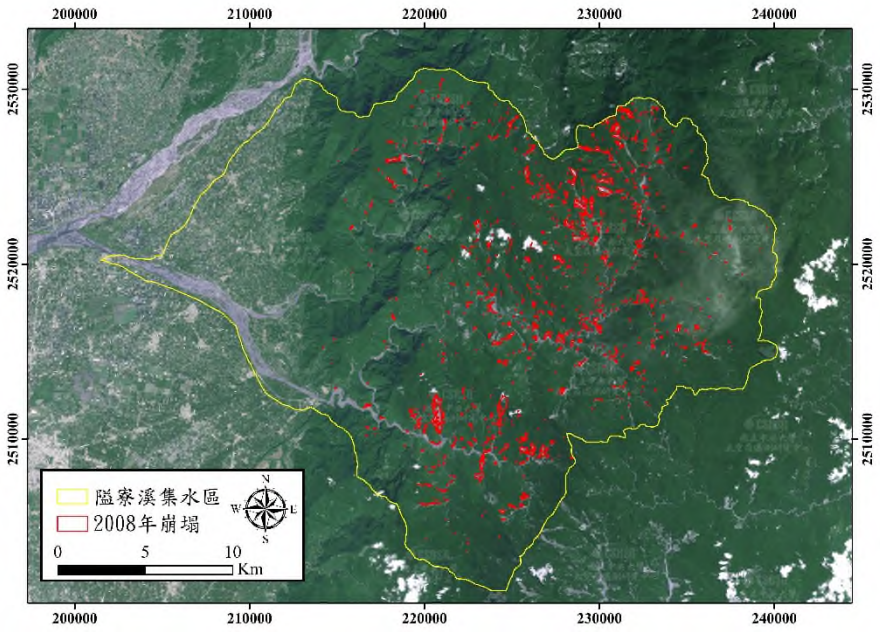


圖 3-7 隘寮溪集水區 2008 年崩塌分佈圖

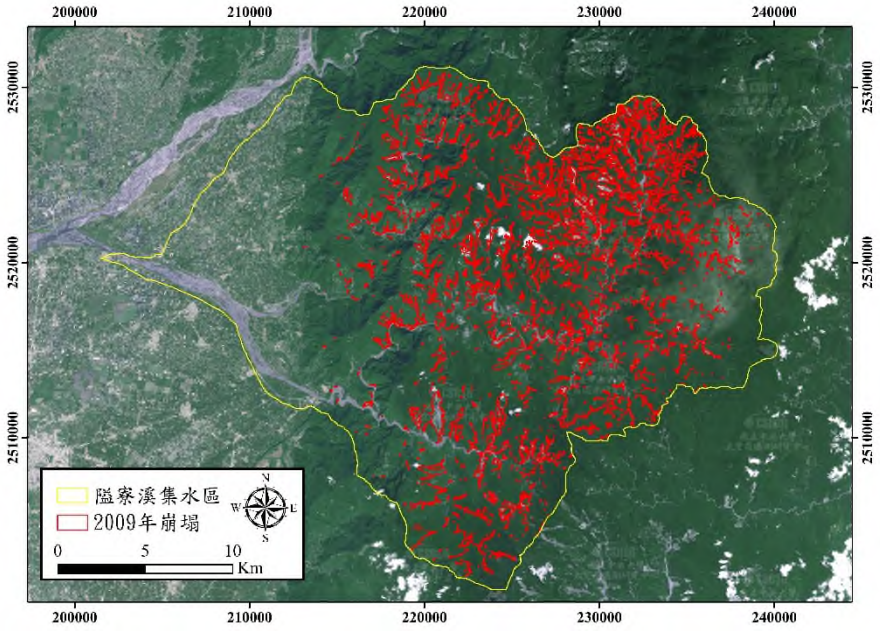


圖 3-8 隘寮溪集水區 2009 年崩塌分佈圖

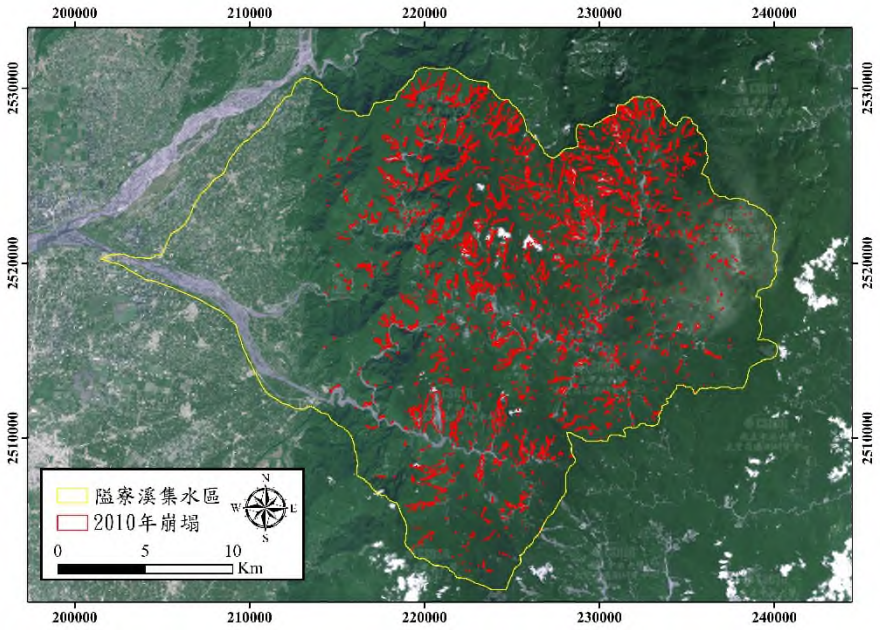


圖 3-9 隘寮溪集水區 2010 年崩塌分佈圖

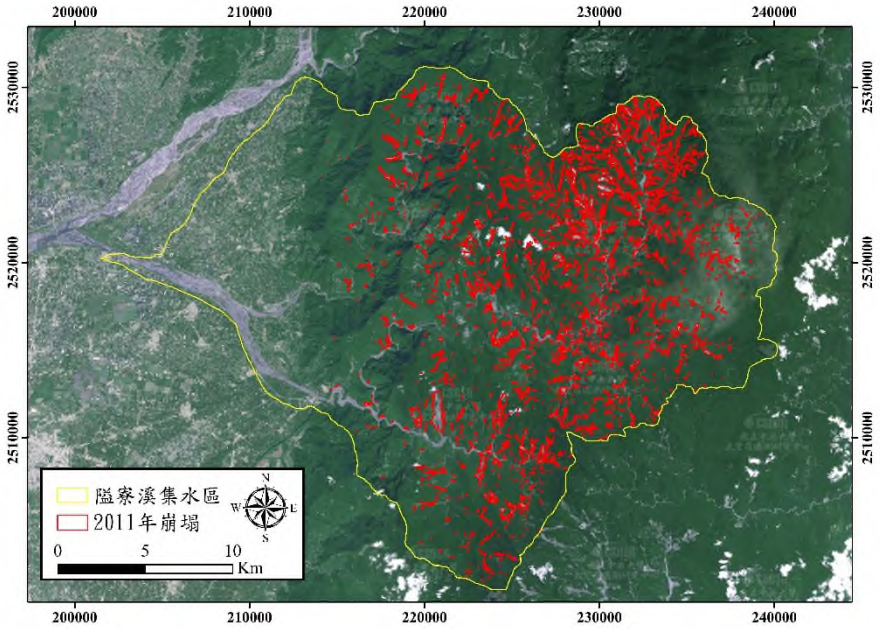


圖 3-10 隘寮溪集水區 2011 年崩塌分佈圖

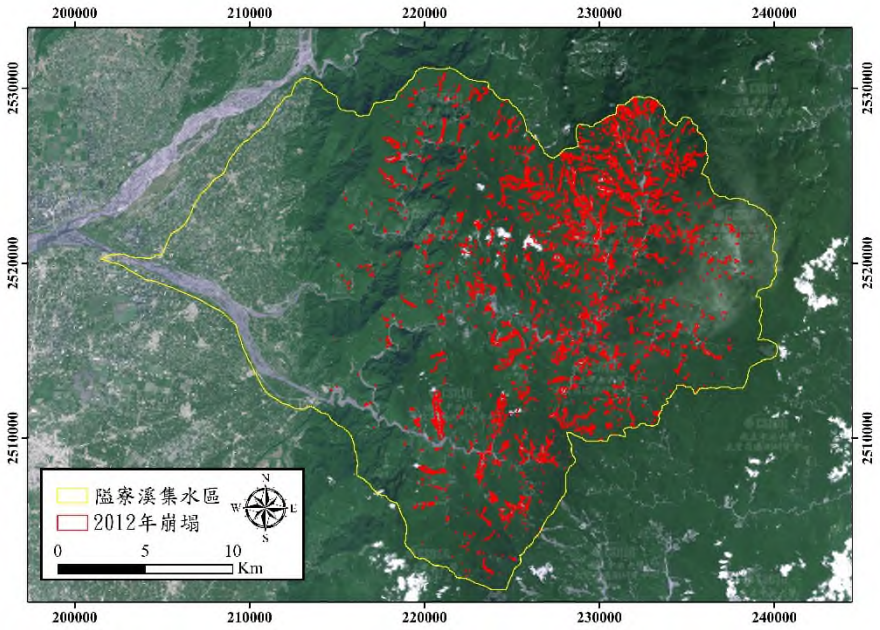


圖 3-11 隘寮溪集水區 2012 年崩塌分佈圖

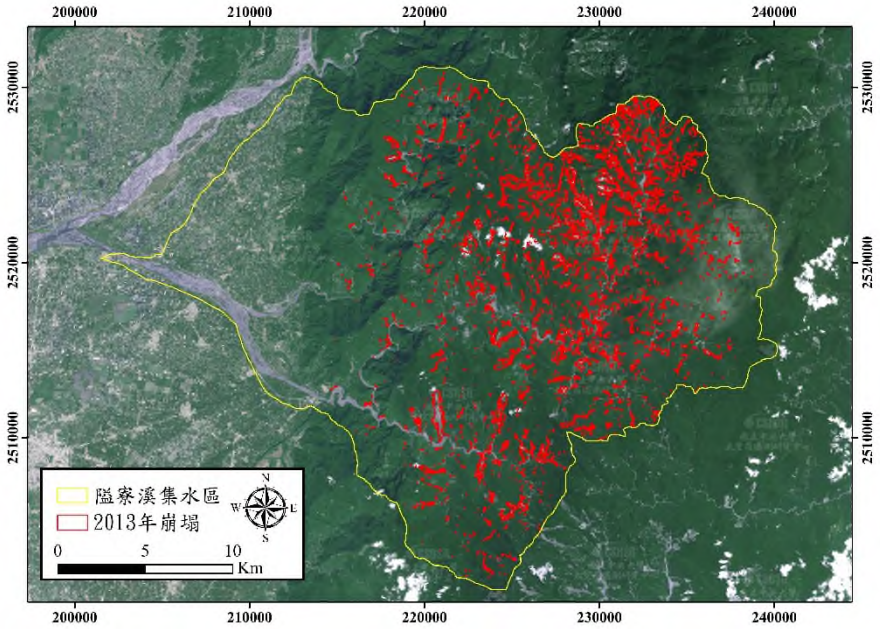


圖 3-12 隘寮溪集水區 2013 年崩塌分佈圖

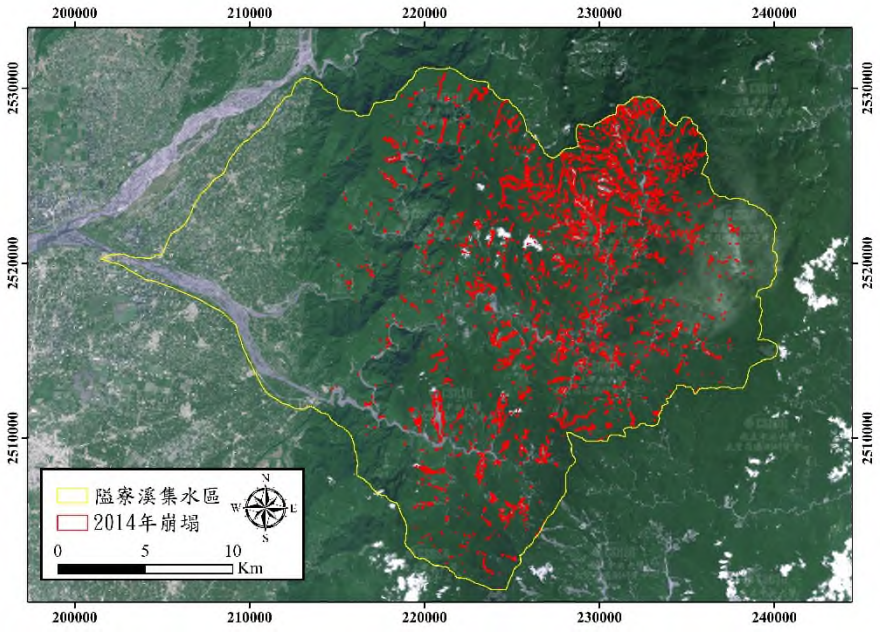


圖 3-13 隘寮溪集水區 2014 年崩塌分佈圖

表 3-11 隘寮溪各子集水區歷年崩塌率

年份	隘寮溪	隘寮北溪	隘寮南溪	2103001	2103002	2103003	2103007
2003	0.30	0.45	0.47	0.71	0.09	0.74	1.04
2004	1.40	2.20	1.57	4.11	0.72	4.52	4.58
2005	1.34	1.73	1.81	4.47	1.16	4.90	3.92
2006	1.49	2.00	2.14	4.17	1.52	4.19	3.36
2007	2.23	2.87	4.27	4.26	1.59	6.52	7.95
2008	1.41	1.84	2.58	3.50	0.51	4.87	4.98
2009	7.76	11.49	8.00	27.84	21.24	26.20	21.55
2010	4.46	5.98	4.67	14.14	6.32	11.98	11.68
2011	5.44	8.42	5.72	21.17	16.02	19.80	15.67
2012	4.07	6.41	4.08	13.15	10.06	14.26	13.67
2013	4.48	7.12	4.44	16.57	12.40	17.26	15.79
2014	4.36	7.00	4.25	20.06	14.43	19.65	14.91
2015	3.27	4.98	4.07	13.01	7.36	11.12	11.79

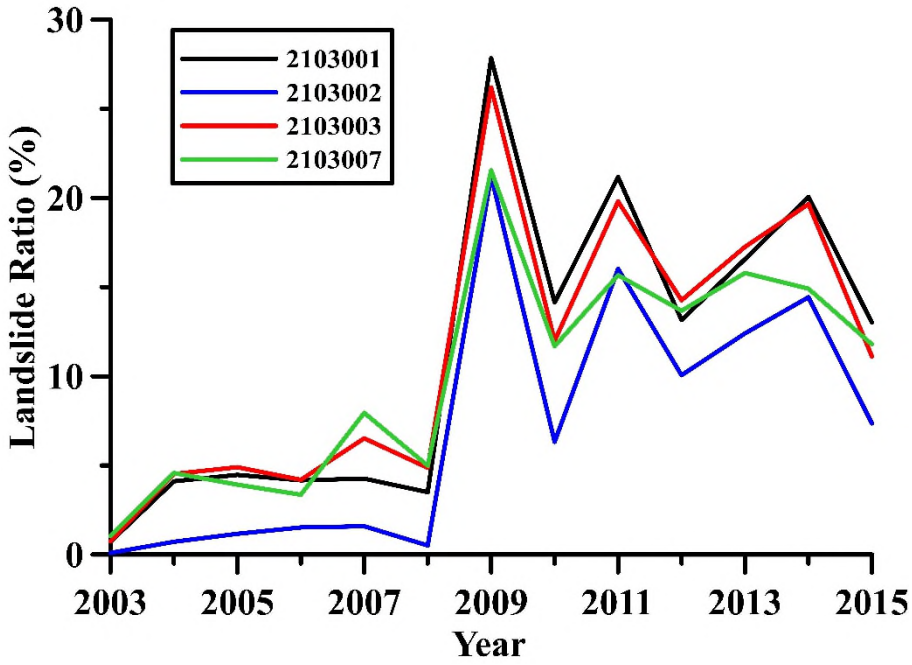


圖 3-14 隘寮溪關鍵集水區歷年崩塌率圖

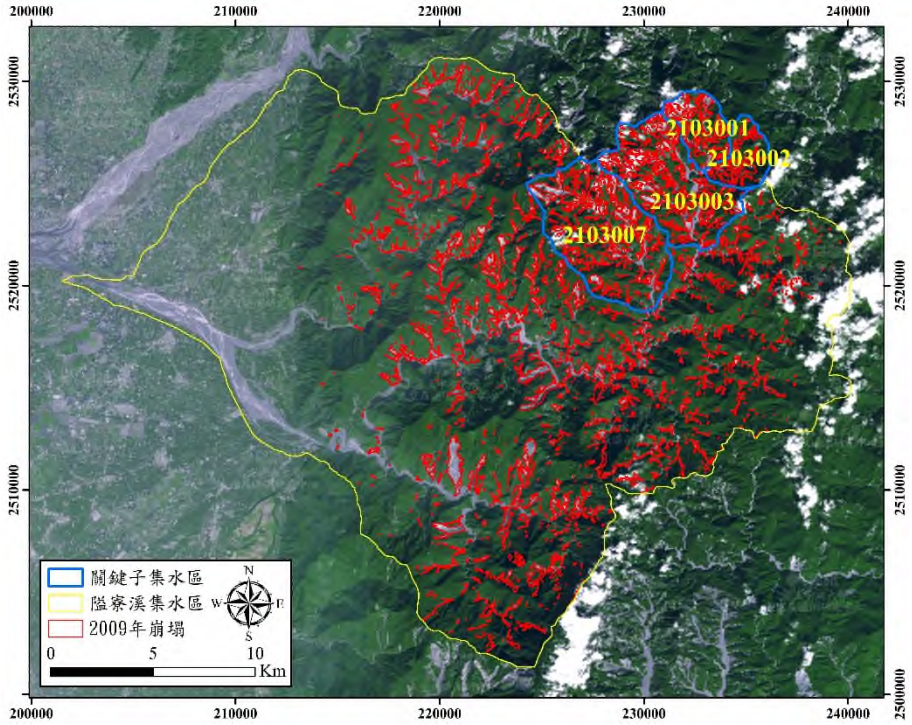


圖 3-15 隘寮溪關鍵子集水區圖

本研究定義舊有與新生及復育崩塌地由前期與後期崩塌地共計 2 期崩塌地套疊，詳細分類見圖 3-16(陳俞旭，2008)。2103001 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 4%且最高為 2004 年新生崩塌率為 3.69%，2009 年後舊有崩塌地介於 11.17%至 14.81%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 24.74%並在往後年份降為 4.91%至 8.91%間，復育崩塌率於 2009 年隔年達最高 14.38%並在往後年份降為 7.86%至 9.02%間，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 2%。2103002 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 2%且最高為 2008 年復育崩塌率為 1.23%，2009 年後舊有崩塌地介於 5.7%至 10.7%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 20.87%並在往後年份降為 3.73%至 10.32%間，復育崩塌率於 2009 年隔年達最高 15.5%並在往後年份降為 6.69%至 7.51%間，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 2%。

2103003 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 4%且最高為 2004 年新生崩塌率為 3.94%，2009 年後舊有崩塌地介於 9.21%至 15.03%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 21.75%並在往後年份降為 4.62%至 8.63%間，復育崩塌率於 2010 年達最高 14.6%並在往後年份降為 6.54%至 9.07%間，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 3%。2103007 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 5%且最高為 2007 年新生崩塌率為 4.79%，2009 年後舊有崩塌地介於 10.07%至 12.81%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 17.12%並在往後年份降為 3.76%至 5.31%間，復育崩塌率於 2010 年達最高 10.33%並在往後年份降為 3.79%至 4.54%間，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 3%。關鍵子集水區各年份新生、復育及舊有崩塌率詳見圖 3-17 至圖 3-20。

至此，顯示不論隘寮溪集水區尺度、南北支流尺度或關鍵子集水區尺度皆出現，未有崩塌率恢復至極端事件前的水平，隘寮北溪相較於隘寮南溪有更趨難以下降的情形。由新生、復育及舊有崩塌率演化顯示難以下降的崩塌率來自舊有崩塌地，而舊有崩塌地包含後期崩塌中的新生崩塌在隔年轉為舊有崩塌，以及在極端事件後未復育的崩塌地。舊有崩塌地在隘寮溪關鍵集水區有 3 處集水區(2103001、2103003、2103007)未曾低於 10%，1 處集水區(2103002)未曾低於 5%。

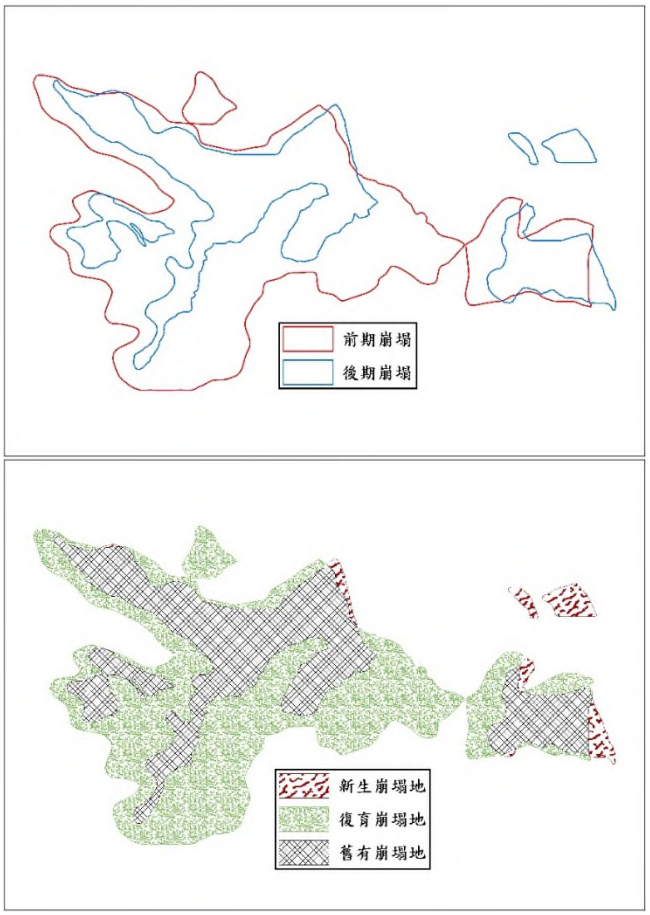


圖 3-16 崩塌地變遷示意圖(改繪自陳俞旭，2008)

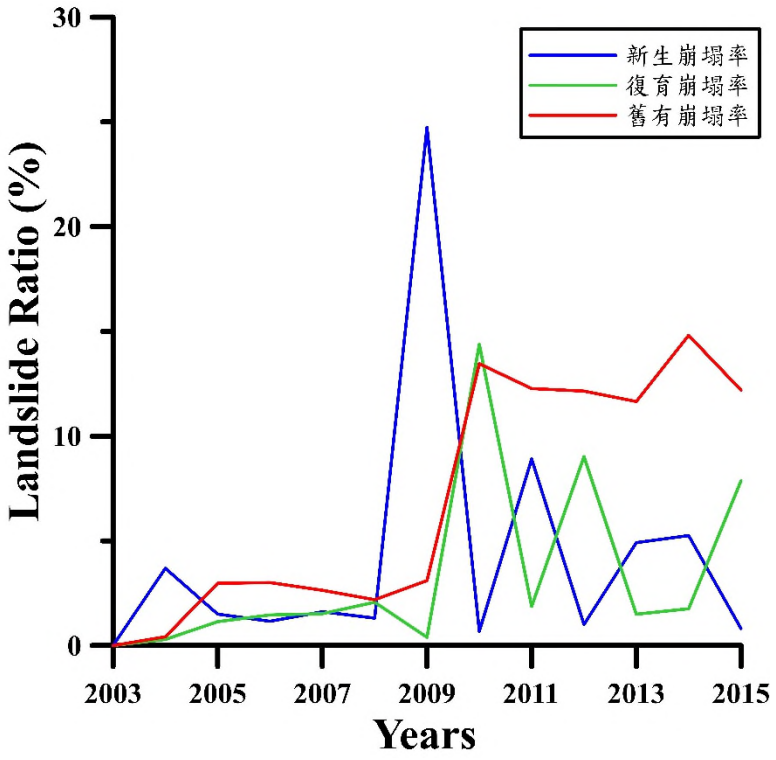


圖 3-17 關鍵子集水區 2301001 崩塌率演化圖

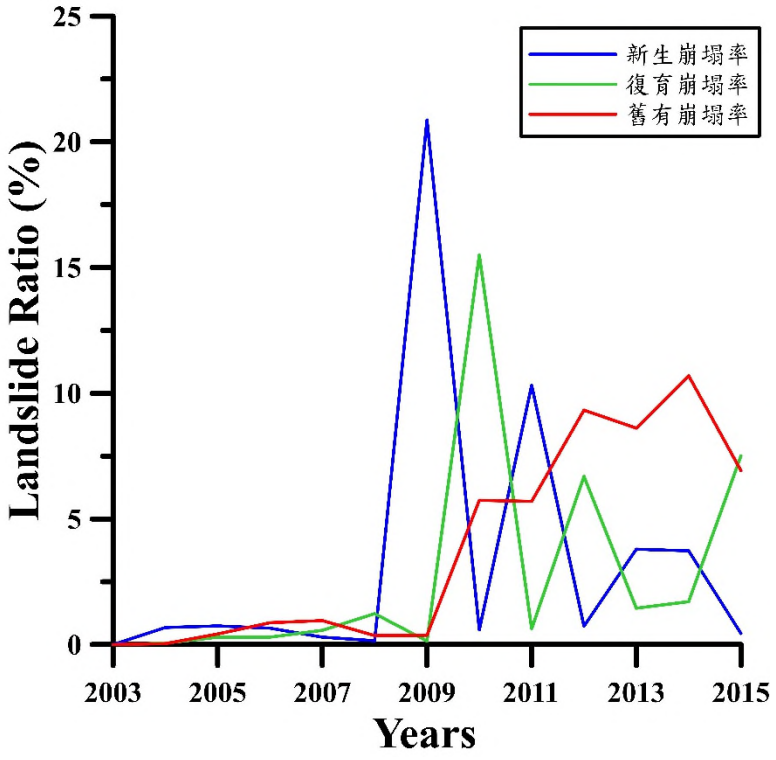


圖 3-18 關鍵子集水區 2301002 崩塌率演化圖

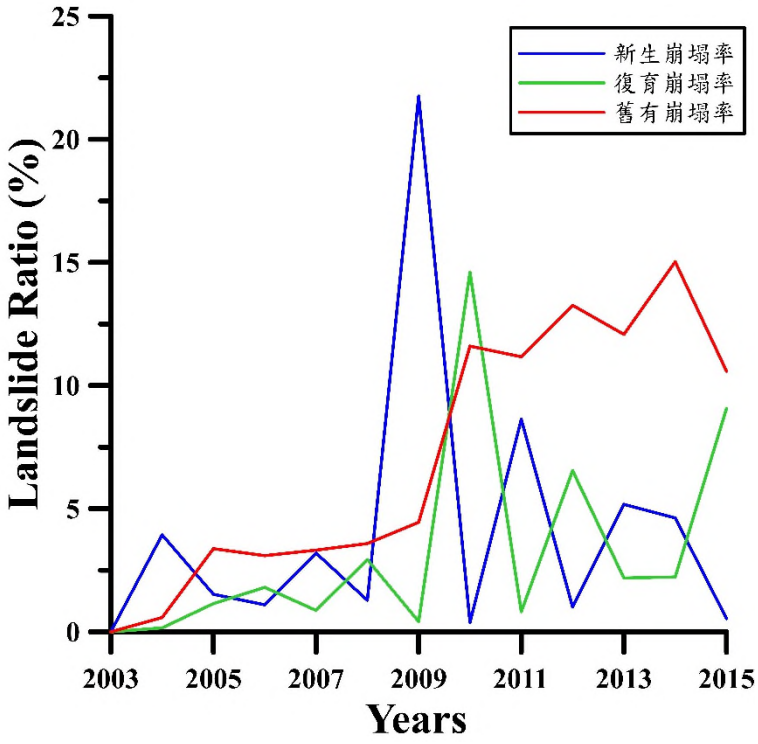


圖 3-19 關鍵子集水區 2301003 崩塌率演化圖

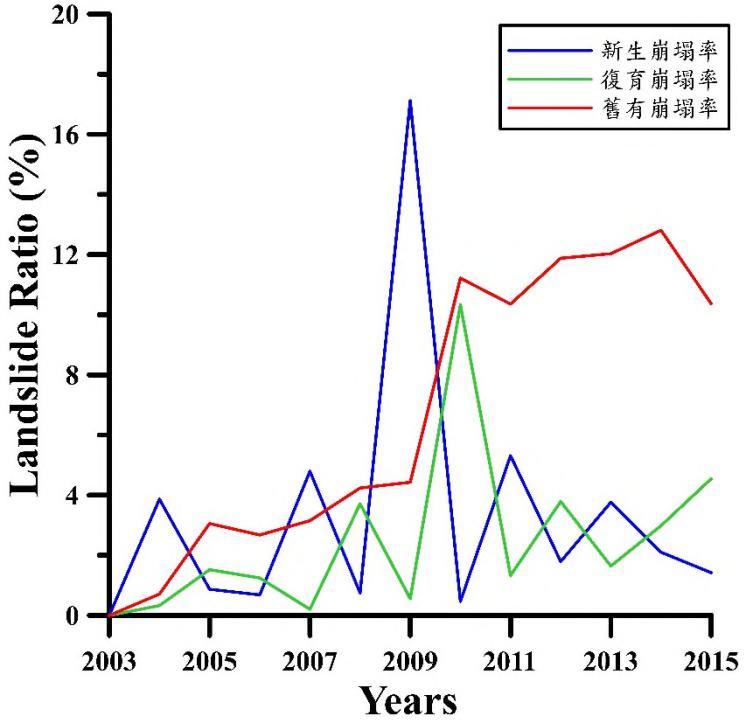


圖 3-20 關鍵子集水區 2301007 崩塌率演化圖

旗山溪集水區 2003 至 2008 年平均崩塌率為 0.65%，2009 年達 3.84%，2010 至 2015 年共計 6 年平均崩塌率為 2.48%且未有任一年份低於 2003 至 2008 年間任一年崩塌率。2 處關鍵子集水區(2101003、2101008)在 2003 至 2008 和 2010 至 2015 年平均崩塌率分別為 2.43%、7.92%與 4.93%、11.57%，2009 年則分別為 3.85%與 13.73%且同樣在極端事件後 6 年間未有任一年崩塌率低於極端事件前 6 年。圖 3-21 至圖 3-27 為旗山溪關鍵集水區從 2008 至 2014 年的崩塌分佈圖，歷年崩塌率詳見表 3-12 與圖 3-28，旗山溪關鍵子集水區分布詳見圖 3-29。Wu(2019)分析旗山溪上中下游於 2009 年莫拉克颱風後 5 年的崩塌演變，旗山溪上游在 2009 年後於河川匯流與河源處難以恢復，中下游河段則逐漸復育。

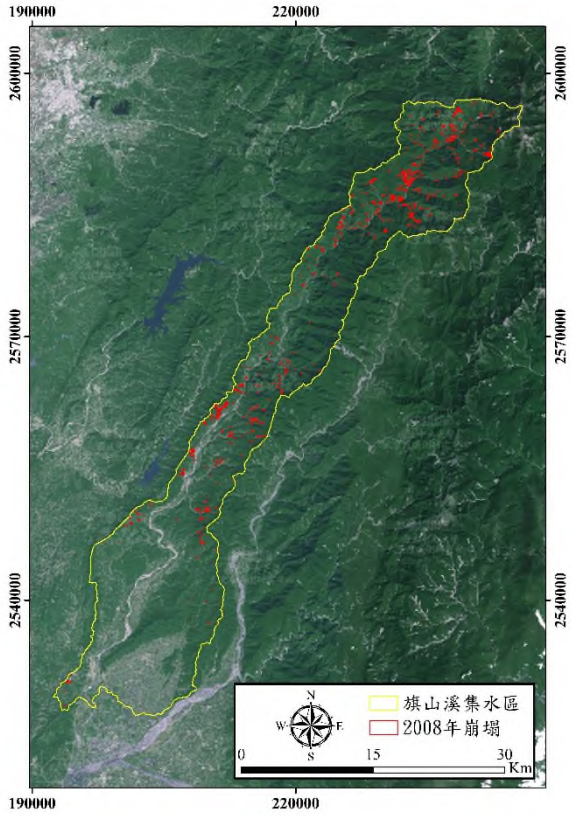


圖 3-21 旗山溪集水區 2008 年崩塌分佈圖

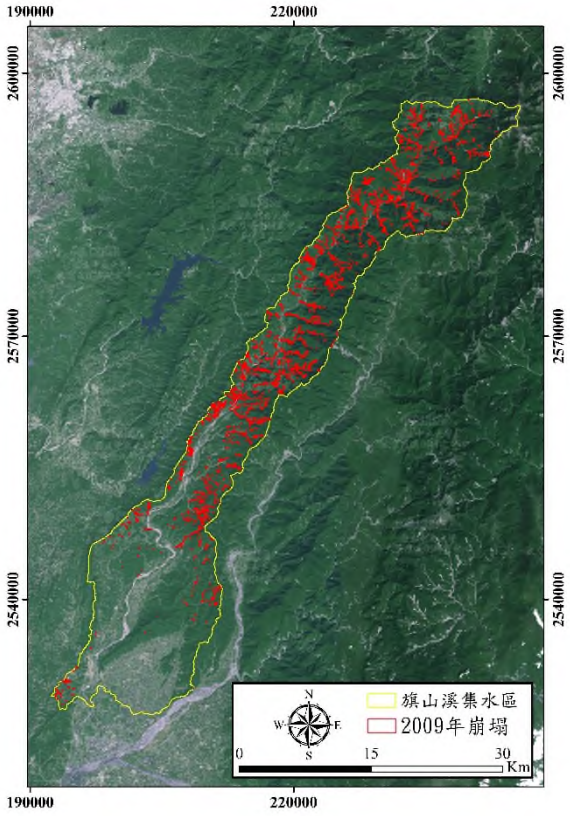


圖 3-22 旗山溪集水區 2009 年崩塌分佈圖

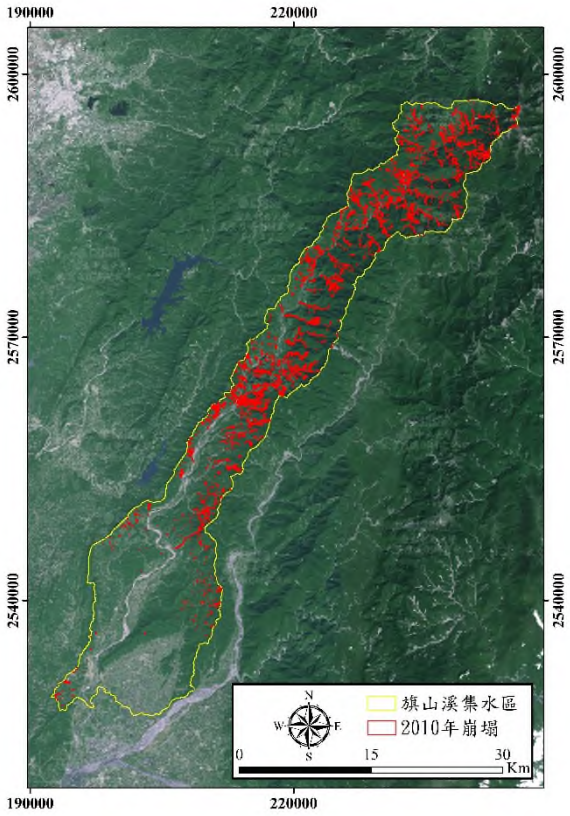


圖 3-23 旗山溪集水區 2010 年崩塌分佈圖

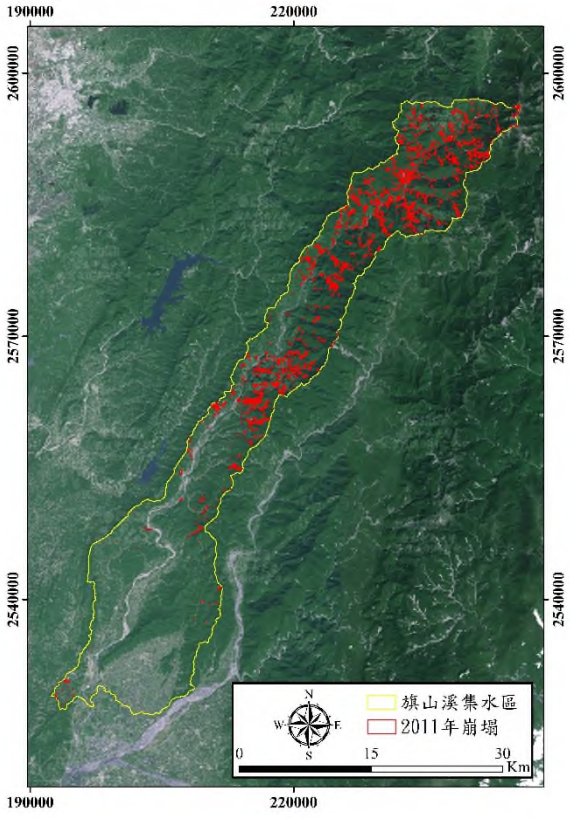


圖 3-24 旗山溪集水區 2011 年崩塌分佈圖

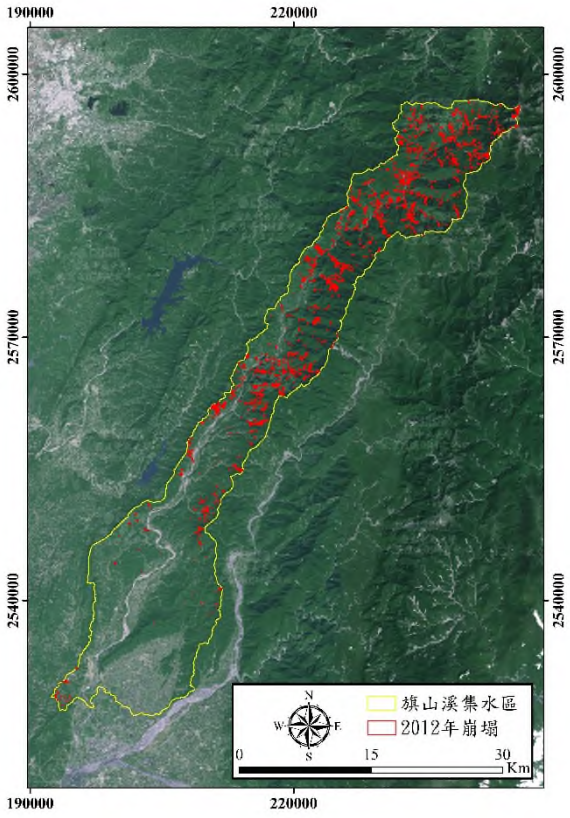


圖 3-25 旗山溪集水區 2012 年崩塌分佈圖

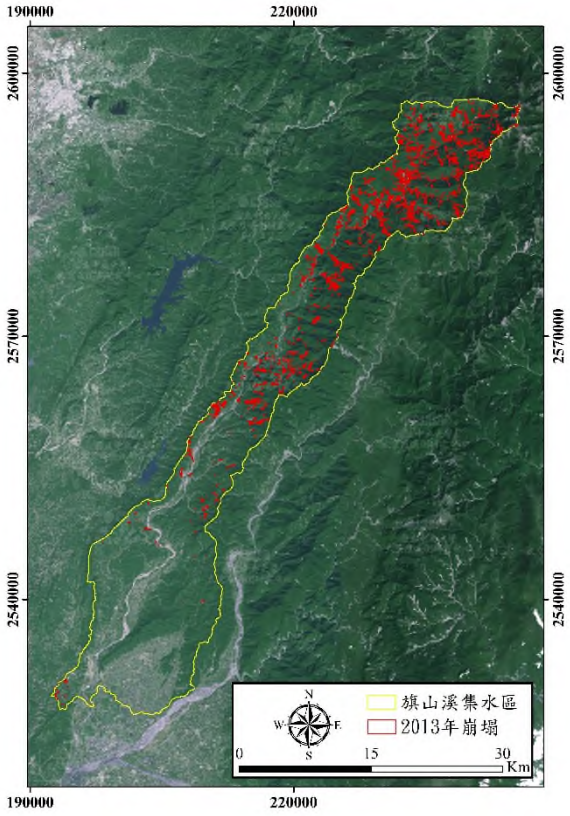


圖 3-26 旗山溪集水區 2013 年崩塌分佈圖

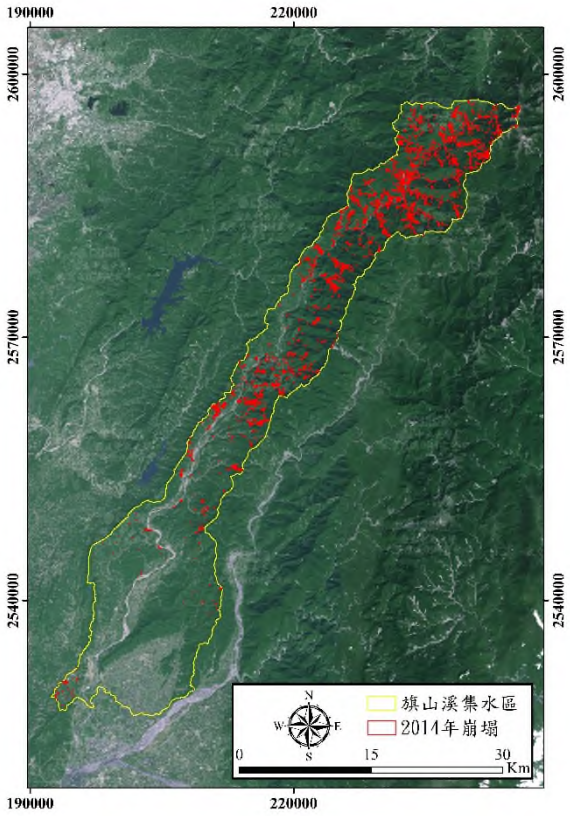


圖 3-27 旗山溪集水區 2014 年崩塌分佈圖

表 3-12 旗山溪各子集水區歷年崩塌率

年份	旗山溪	2101003	2101008
2003	0.42	2.05	2.71
2004	0.78	2.31	5.53
2005	0.82	2.72	5.38
2006	0.50	1.74	3.54
2007	0.78	3.37	6.62
2008	0.61	2.39	5.80
2009	3.84	3.85	13.73
2010	3.49	7.40	10.89
2011	2.53	7.61	11.39
2012	1.97	5.56	8.04
2013	2.44	9.17	13.65
2014	2.42	8.51	12.88
2015	2.02	9.23	12.58

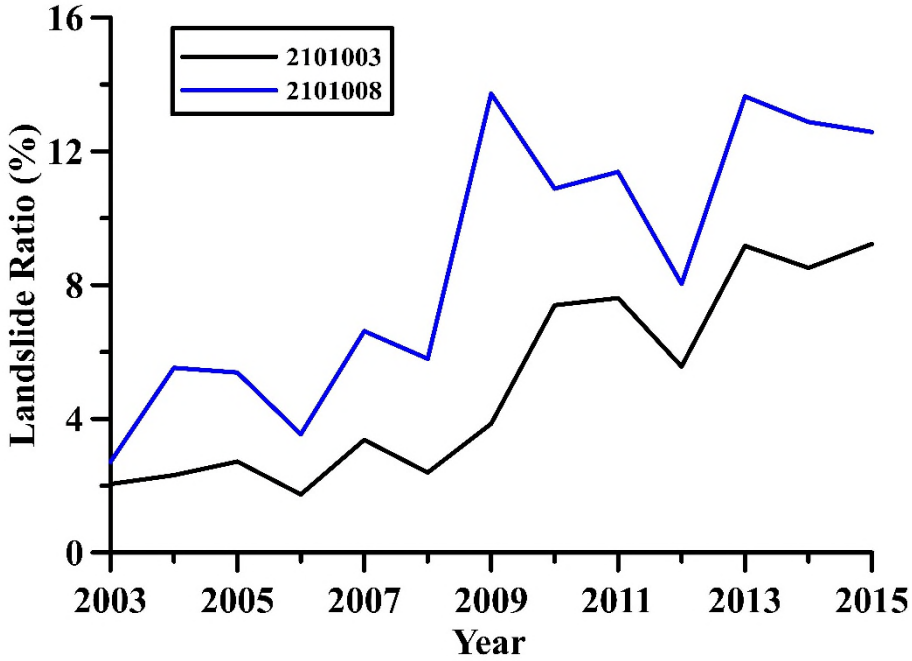


圖 3-28 旗山溪關鍵集水區歷年崩塌率圖

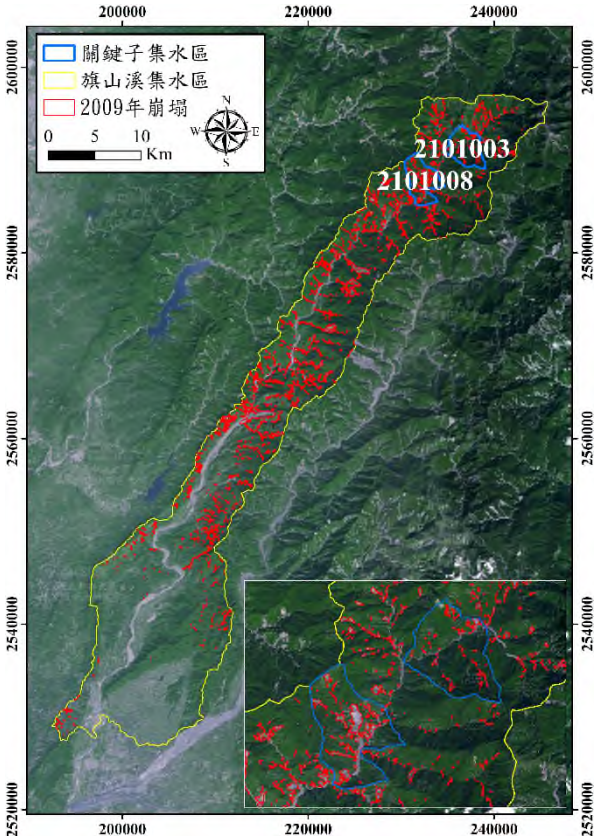


圖 3-29 旗山溪關鍵子集水區圖

2101003 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 3%且最高為 2007 年復育崩塌率為 2.2%，2010 年至 2015 年舊有崩塌地介於 3.04%至 7.47%間，新生崩塌率於 2012 年達最高 2.59%並在其餘年份降為 0.23%至 1.77%間，復育崩塌率於 2010 年達最高 4.36%並在其餘年份降為 0.54%至 3.84%間。2101008 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 5%且最高為 2008 年舊有崩塌率為 4.81%，2009 年後舊有崩塌地介於 4.17%至 10.38%間，新生崩塌率於 2010 年達最高 4.68%並在往後年份降為 0.39%至 3.71%間，復育崩塌率於 2009 年達最高 8.5%並在往後年份降為 0.61%至 5.56%間，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 3%。關鍵子集水區各年份新生、復育及舊有崩塌率詳見圖 3-30 與圖 3-31。

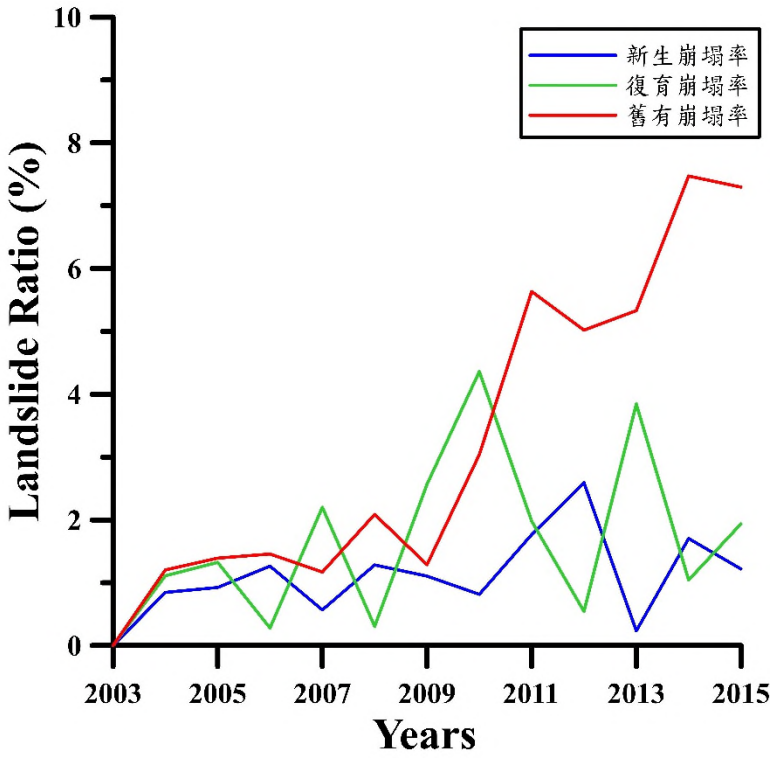


圖 3-30 關鍵子集水區 2101003 崩塌率演化圖

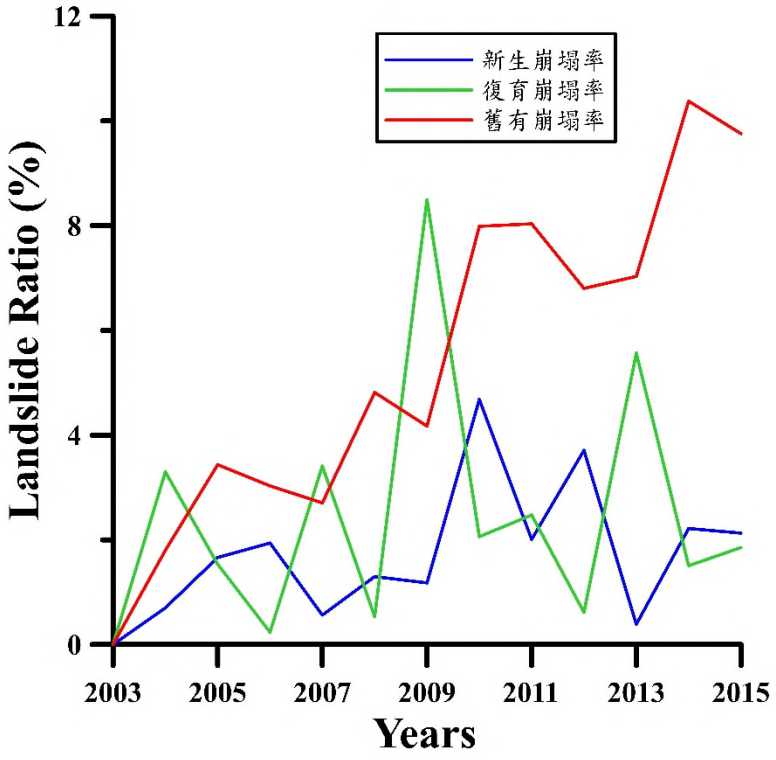


圖 3-31 關鍵子集水區 2101008 崩塌率演化圖

荖濃溪集水區 2003 至 2008 年平均崩塌率為 1.45%，2009 年達 6.73%，2010 至 2015 年共計 6 年平均崩塌率為 4.59%且與其他 6 處關鍵集水區相同皆未有任一年份低於 2003 至 2008 年間任一年崩塌率。支流荖濃溪與濁口溪 2003 至 2008 和 2010 至 2015 年平均崩塌率分別為 1.59%、4.56%和 2.02%、6.56%，2009 年則分別為 6.22%和 9.47%。四處關鍵子集水區(2102019、2102023、2102026、2102028)在 2003 至 2008 和 2010 至 2015 年平均崩塌率分別為 4.71%、11.04%與 6.36%、9.71%與 3.58%、10.75%和 5.91%、9.93%，2009 年則分別為 8.23%、3.17%、10.99%和 10.09%。圖 3-32 至圖 3-38 為荖濃溪關鍵集水區從 2008 至 2014 年的崩塌分佈圖，歷年崩塌率詳見表 3-13 與圖 3-39。

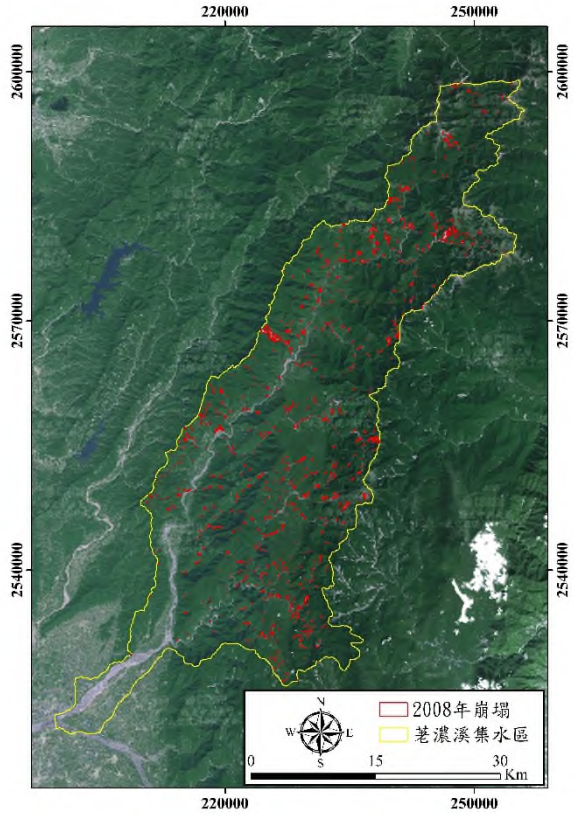


圖 3-32 荖濃溪集水區 2008 年崩塌分佈圖

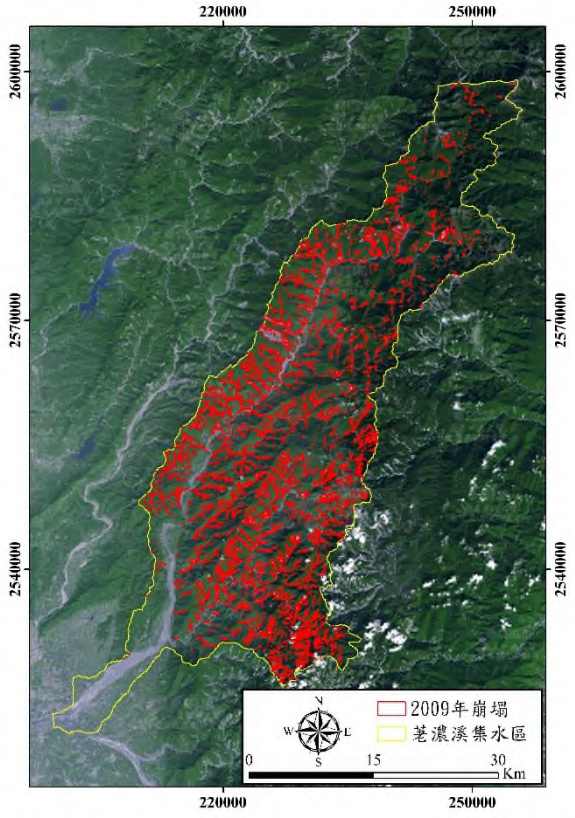


圖 3-33 荖濃溪集水區 2009 年崩塌分佈圖

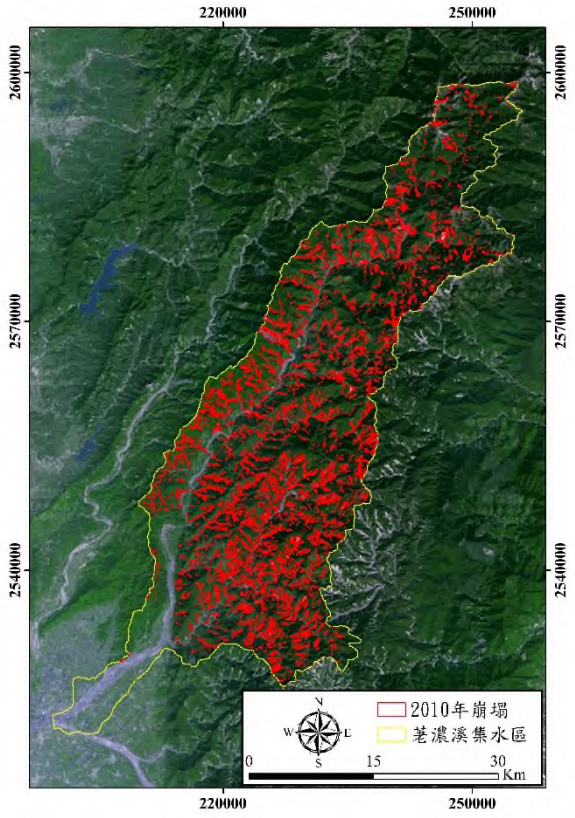


圖 3-34 荖濃溪集水區 2010 年崩塌分佈圖

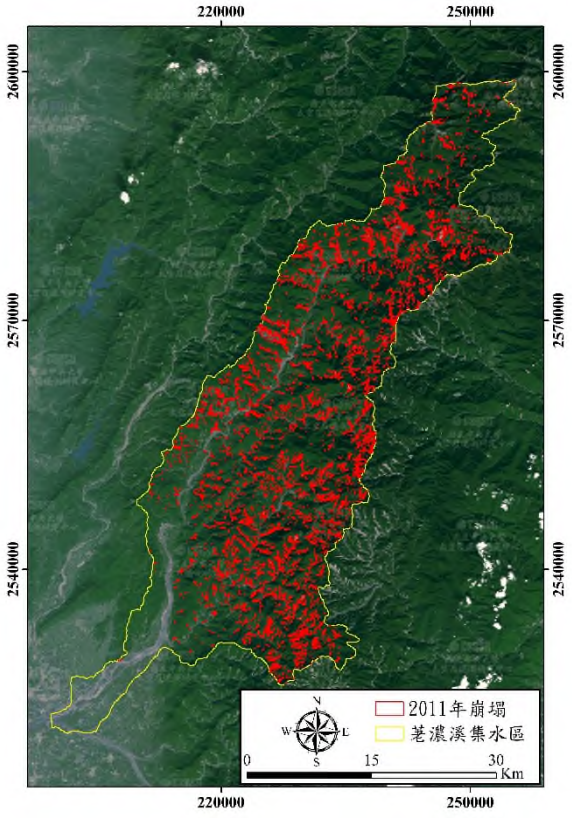


圖 3-35 荖濃溪集水區 2011 年崩塌分佈圖

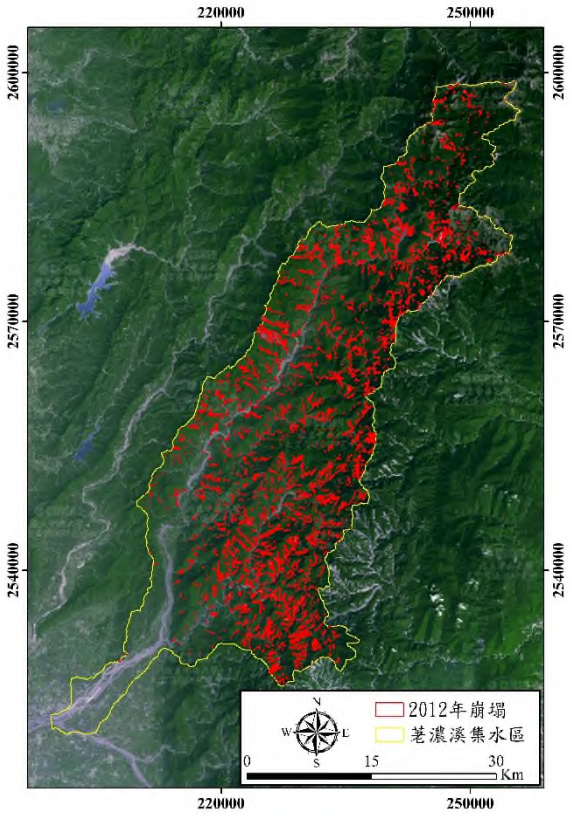


圖 3-36 荖濃溪集水區 2012 年崩塌分佈圖

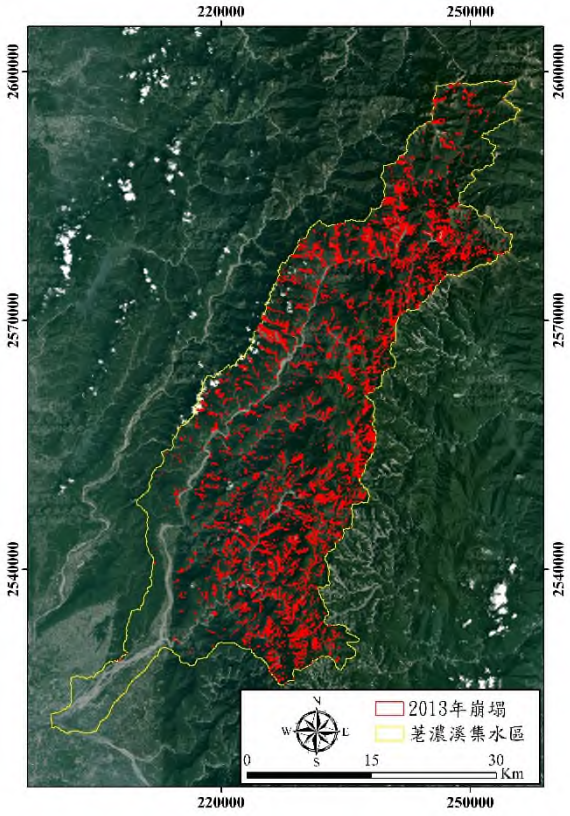


圖 3-37 荖濃溪集水區 2013 年崩塌分佈圖

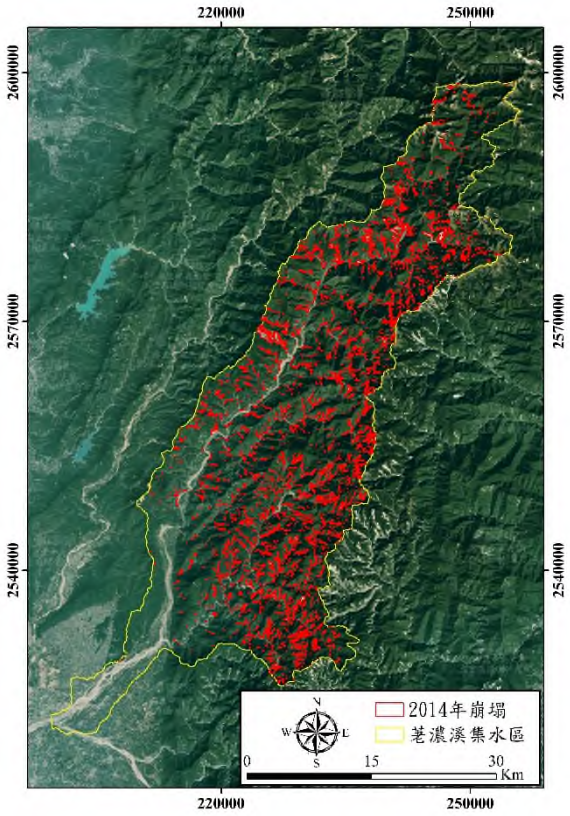


圖 3-38 荖濃溪集水區 2014 年崩塌分佈圖

表 3-13 荖濃溪各子集水區歷年崩塌率

年份	荖濃溪	荖濃溪支流	濁口溪	2102019	2102023	2102026	2102028
2003	0.60	0.73	0.39	2.81	2.62	2.96	5.18
2004	1.53	1.36	2.30	3.31	5.15	1.85	5.53
2005	1.89	1.99	2.05	6.47	10.06	5.31	6.91
2006	1.90	1.76	2.67	6.39	8.05	5.18	6.69
2007	1.85	1.88	2.16	6.17	10.54	4.14	7.40
2008	0.90	0.96	0.93	3.08	1.75	2.07	3.75
2009	6.73	6.22	9.47	8.23	3.17	10.99	10.09
2010	6.01	5.60	8.35	8.89	8.68	9.96	10.33
2011	4.93	4.87	6.15	11.69	11.79	11.61	10.35
2012	4.31	3.96	6.13	10.62	9.23	9.81	8.61
2013	4.39	4.09	6.08	12.58	11.79	11.74	10.86
2014	4.51	4.28	6.08	12.00	10.11	11.73	10.90
2015	3.40	3.11	4.87	10.45	6.63	9.66	8.53

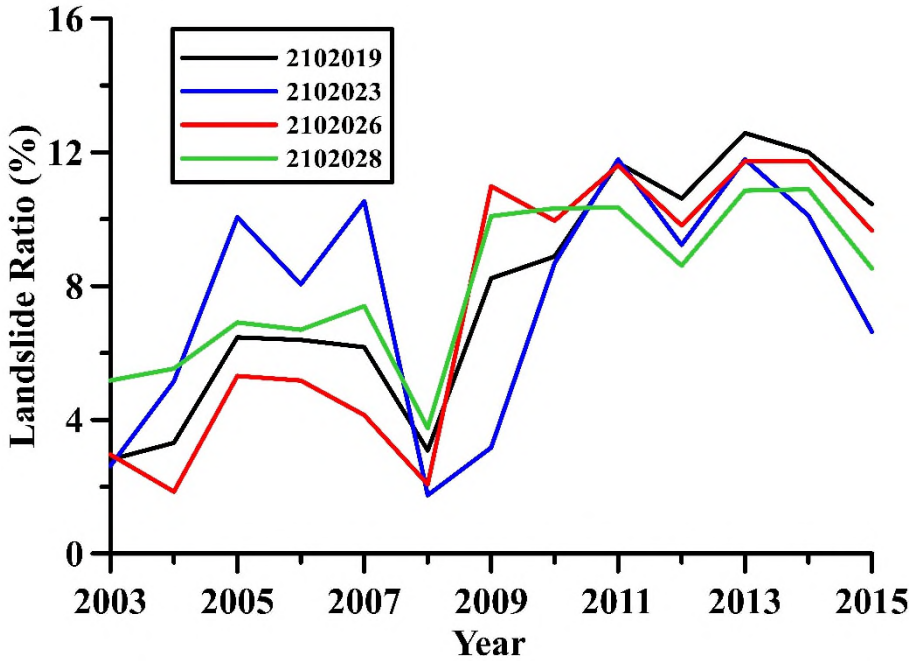


圖 3-39 荖濃溪關鍵集水區歷年崩塌率圖

2102019 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 6%且最高為 2006 年舊有崩塌率為 5.39%，2010 年至 2015 年舊有崩塌地介於 5.75%至 10.38%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 5.62%並在其餘年份降為 0.86%至 1.25%間，復育崩塌率於 2008 年達最高

3.61%並在其餘年份降為 0.83%至 1.08%間。2102023 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 8%且最高為 2008 年復育崩塌率為 8.98%，2009 年後舊有崩塌地介於 1.52%至 8.76%間，新生崩塌率於 2010 年達最高 6.13%並在往後年份降為 0.26%至 3.8%間，復育崩塌率於 2015 年達最高 3.73%並在其他年份降為 0.23%至 3.57%間，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 4%。

2102026 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 4%且最高為 2005 年新生崩塌率為 3.59%，2010 年至 2015 年舊有崩塌地介於 7.34%至 9.85%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 9.35%並在其餘年份降為 0.81%至 0.89%間，復育崩塌率於 2010 年達最高 3.64%並在其餘年份降為 1.14%至 1.66%間。2102028 子集水區在 2009 年前新生、復育及舊有崩塌率皆未大於 6%且最高為 2006 年舊有崩塌率為 5.55%，2010 年後舊有崩塌地介於 7.67%至 9.54%間，新生崩塌率於 2009 年達最高 6.68%並在往後年份降為 0.56%至 0.57%間，復育崩塌率於 2010 年達 2.42%並在其他年份降為最低 0.66%，其餘年份之新生崩塌率與復育崩塌率皆未高於 3%。關鍵子集水區各年份新生、復育及舊有崩塌率詳見圖 3-40 至圖 3-43。

至此，第 3.1 節由 2004 年至 2016 年年度崩塌圖層經平均崩塌率與崩塌趨勢篩選全國 10 處關鍵子集水區。第 3.2 節由 10 處關鍵子集水區崩塌率演變，顯示崩塌率難以下降來自舊有崩塌率的上升或持平趨勢，10 處關鍵子集水區在極端事件後除 2102023 在 2009 年小於 3%之 2.55%外，所有關鍵子集水區於各年份皆未小於 3%，其中 7 處維持在 5%至 10%，3 處關鍵子集水區(2103001、2103003、2103007)上升至 10%至 15%間。

最後，當不同地形地質和開發情形於 2009 年在關鍵子集水區都產生 3%以上高密度崩塌，巨量土砂產生後與地形地貌降雨在後續年份演變脈動是對下游影響的關鍵。關鍵子集水區 2103001、2103002、2103003、2103007 集水區出口以上集水區面積分別為 8.18、6.74、39.65、31.67 平方公里，以集水區尺度而言這些子集水區都在上游，以子集水區尺度而言這些子集水區中尤其 2103003 子集水區範圍包含 2103001 與 2103002 子集水區範圍，這代表除了集水區本身邊坡上崩塌為料源外，來自上游並影響至下游的巨量土砂，且由不同子集水區匯入皆是誘發集水區主流河岸崩塌的土砂來源。從 2103001 崩塌源頭開始，崩塌土砂並不會完全進入上游小蝕溝，崩塌頭部向源侵蝕或岩層裸露、腰部則因鬆散土體堆積或崩塌深度未達岩層時，一方面植生容易入侵復育，一方面大面積裸露地又容易使初生未扎深根的淺根植物易受逕流影響，崩塌趾部又有大量土砂堆積，且上游小蝕溝並不會有來自更上游集水區的降雨洪水。離開崩塌源頭往下游時河道拓寬淤高，凹岸與河川擺盪使凹岸順向坡或河川入流攻擊端產生河岸崩塌，既使是順直地形河道也因河岸崩塌堆積於趾部與岸緣使未若莫拉克颱風的降雨洪水改變流向產生蜿蜒而有新攻擊端出現誘發對岸河岸崩塌。當至 2103001 子集水區出口後，與 2103001 和 2103002 子集水區主支流交匯處是上游河寬最寬處，並非出現在 2103001、2103002 和 2103007 各子集水區中的下游或崩塌地下游，顯示土砂離開崩塌源頭與子集水區後開始對主河道產生累積影響。隘寮溪與旗山溪關鍵子集水區共計 6 處，2103001、2103002、2103007 與 2103003、2101003、2101008 兩類區別在於是否包含集水區尺度的主流河道，也就是各子集水區土砂與洪水匯入後產生累積影響的河道，故本研究遴選隘寮溪 2103003 與旗山溪 2101008 為 2 處探討集水區與關鍵子集水區。

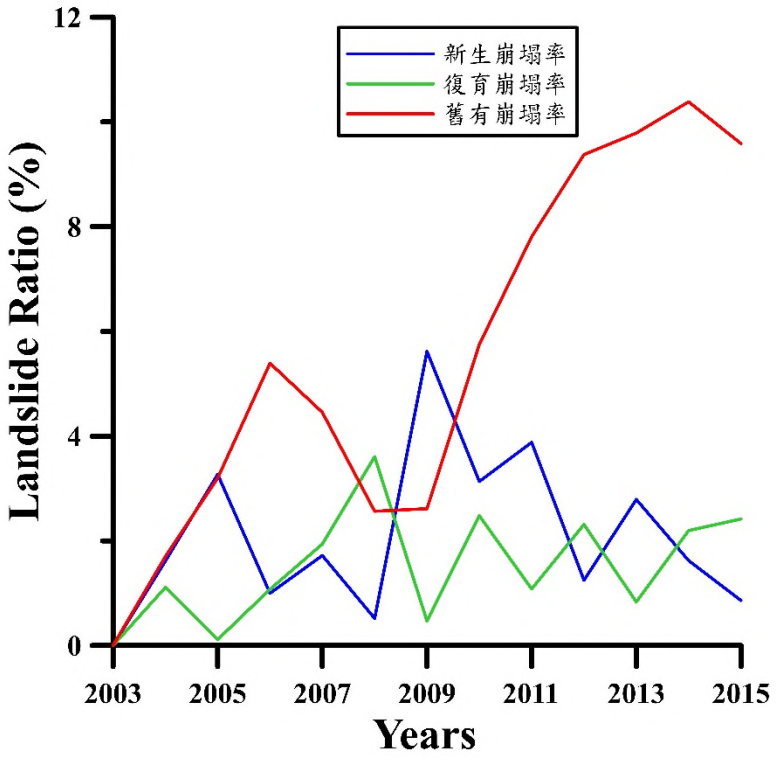


圖 3-40 關鍵子集水區 2102019 崩塌率演化圖

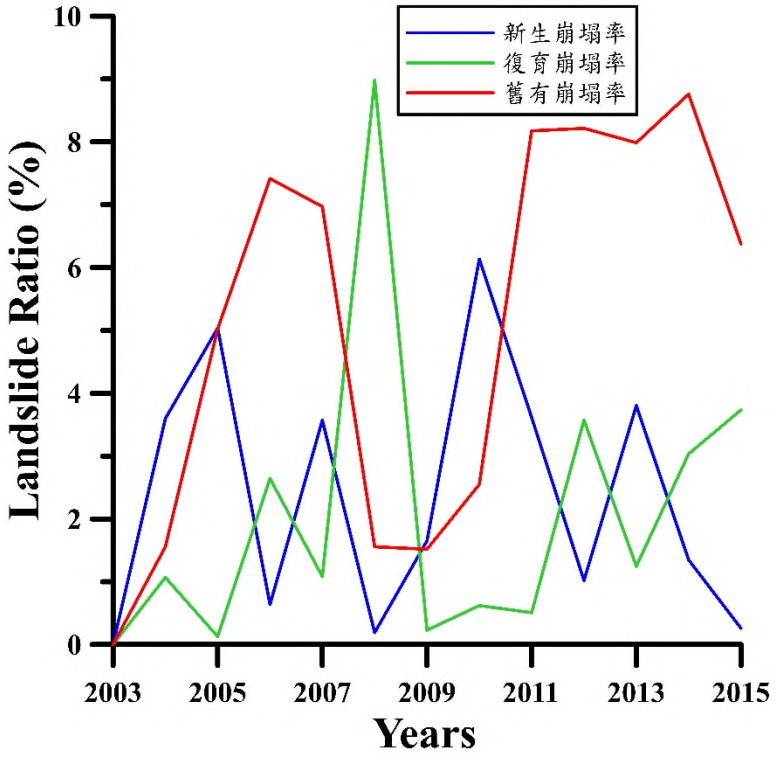


圖 3-41 關鍵子集水區 2102023 崩塌率演化圖

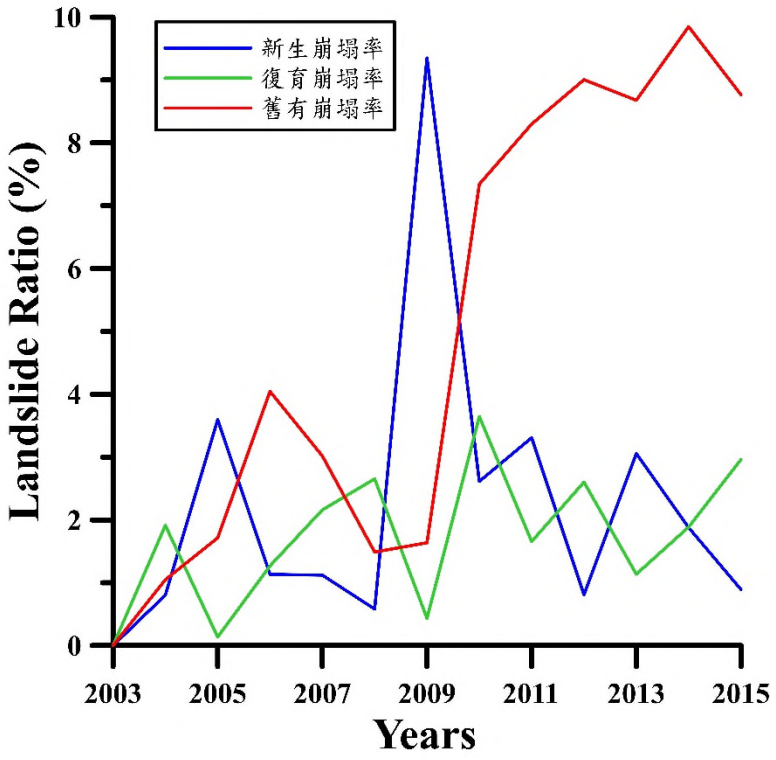


圖 3-42 關鍵子集水區 2102026 崩塌率演化圖

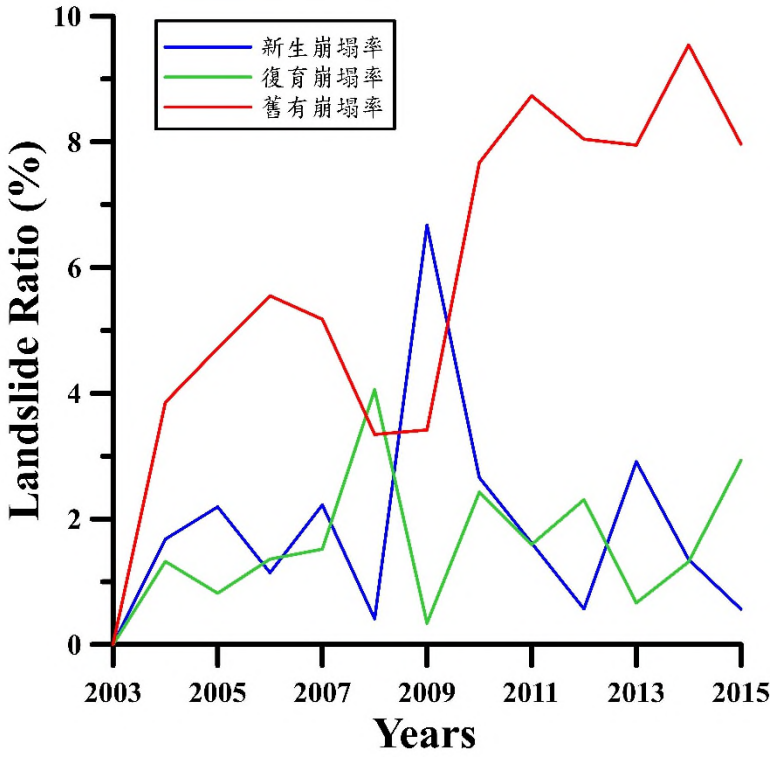


圖 3-43 關鍵子集水區 2102028 崩塌率演化圖

第四章 關鍵治理子集水區崩塌特性

本章主要說明工作項目三：「根據提出的 10 處集水區，挑選 2 處集水區，分析極端降雨前後的崩塌型態、分佈及地貌特性，並評估極端降雨事件前後誘發崩塌之累積降雨值差異」之預定進行方式跟預期內容，4.1 節主要說明工作項目三(一)：「以挑選的 2 處集水區，進行崩塌地地形位置分析法長期分析，說明崩塌地地形特性長期變化情況。」，4.2 節主要說明工作項目三(二)：「以挑選的 2 處集水區，進行崩塌地面積頻率分析法長期分析，說明崩塌頻率與面積長期變化情況。」，4.3 節主要說明工作項目三(三)：「比較在極端降雨事件前後的其他降雨事件與誘發崩塌率之差異，提出該研究區域之降雨誘發崩塌門檻值變異情況。」

第一節 極端降雨前後的崩塌型態

由前章所提出的 10 處子集水區中，本研究將挑選出 2 處子集水區進行後續分析，由於這 10 處都會具有崩塌難以復育的特性，因此再由崩塌率為篩選方式難以找出明顯差異，因此本研究建議由誘發的降雨事件為挑選方式，例如 2009 年莫拉克颱風是長延時高強度降雨，2010 年梅姬颱風與 2015 年蘇迪勒颱風則為短延時高強度降雨，本研究建議從這兩種降雨事件特性差異各挑選出一個子集水區進行後續分析。

地形效應旨在說明地震強度會因自平地傳至山頂時放大，與傳至河谷時強度縮小的地形現象。Meunier et al. (2008)以崩塌地最上緣至邊坡最上緣距離為D_P、崩塌地趾部到邊坡下緣處為D_B及全坡面長設

為D_H(如圖 4-1)，並以D_P/D_H及D_B/D_H分別繪於 x 軸與 y 軸來描述崩塌在坡面上的相對位置。陳樹群(2012)指出集集地震對旗山溪邊坡崩塌產生主要發生於近山脊處，隨年份增加使地震對崩塌的影響性降低而降雨影響性增加，豪雨則使集水區下邊坡崩塌增加。其他以此方法在探討地形在崩塌上影響，或驗證地震與降雨型崩塌在分析法位置上的研究如(Chen et al., 2014；Wu, 2017；Ling and Chigira, 2020)。

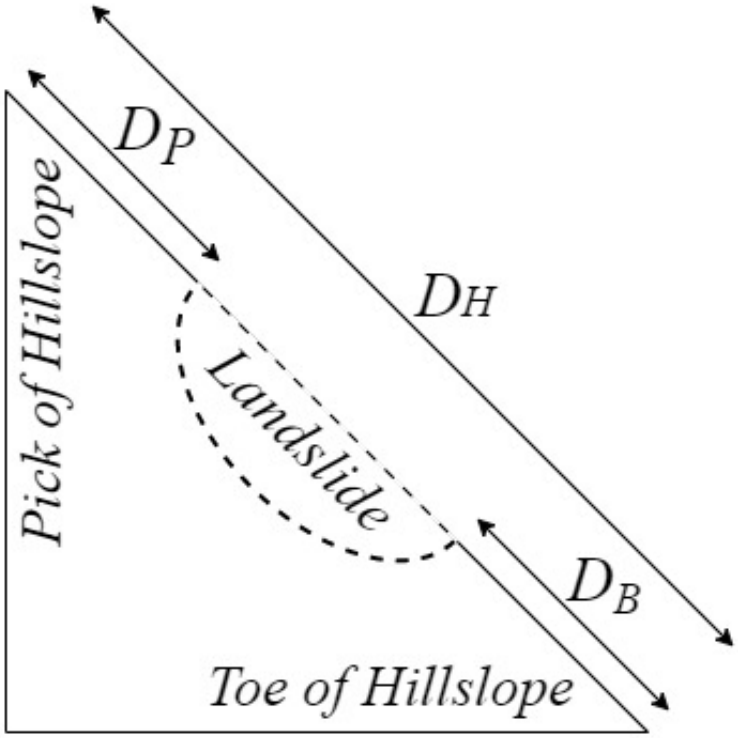


圖 4-1 崩塌地地形位置分析法圖

隘寮溪流域關鍵集水區 2103001 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 6.3%、下邊坡 20.63%及坡腰 73.07%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 1.44 至 4.05 和 1.4 至 3.34。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 2.51、下邊坡 2.34 與坡腰 7.16 倍。面積大於 1 公頃崩塌在 2009 年後才出現且都在坡腰，個數比例界於 1.67%至 4.3%。面積小於 1 公頃崩塌在 2009 年前與後個數比例在下邊坡皆為三種區位最高之界於 41.51%至 62.86%，下邊坡崩塌個數由 2009 年前 10 至 44 處升至 42 至 77 處，上邊坡歷年崩塌個數比界於 14.29%至 38.89%，坡腰歷年崩塌個數比除 2003 年 5.6%外，其餘年份界於 15.76%至 30.19%。歷年崩塌區位分布詳見圖 4-2。

隘寮溪流域關鍵集水區 2103002 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 5.2%、下邊坡 17.11%及坡腰 77.68%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 1.57 至 2.65 和 2.09 至 5.14。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 3.93、下邊坡 4.63 與坡腰 25.68 倍。面積大於 1 公頃崩塌在 2009 年後才出現且都在坡腰，個數比例界於 1.45%至 4.69%。面積小於 1 公頃崩塌在 2009 年前與後個數比例，在下邊坡皆為三種區位最高之界於 32.81%至 75%(除 2010 年 32.81%外)，下邊坡崩塌個數由 2009 年前 3 至 12 處升到 19 至 36 處，上邊坡歷年崩塌個數比界於 8.33%至 30.77%，坡腰歷年崩塌個數比界於 0%至 11.76%。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後關鍵集水區 2103001 和 2103002 小面積的河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-3。

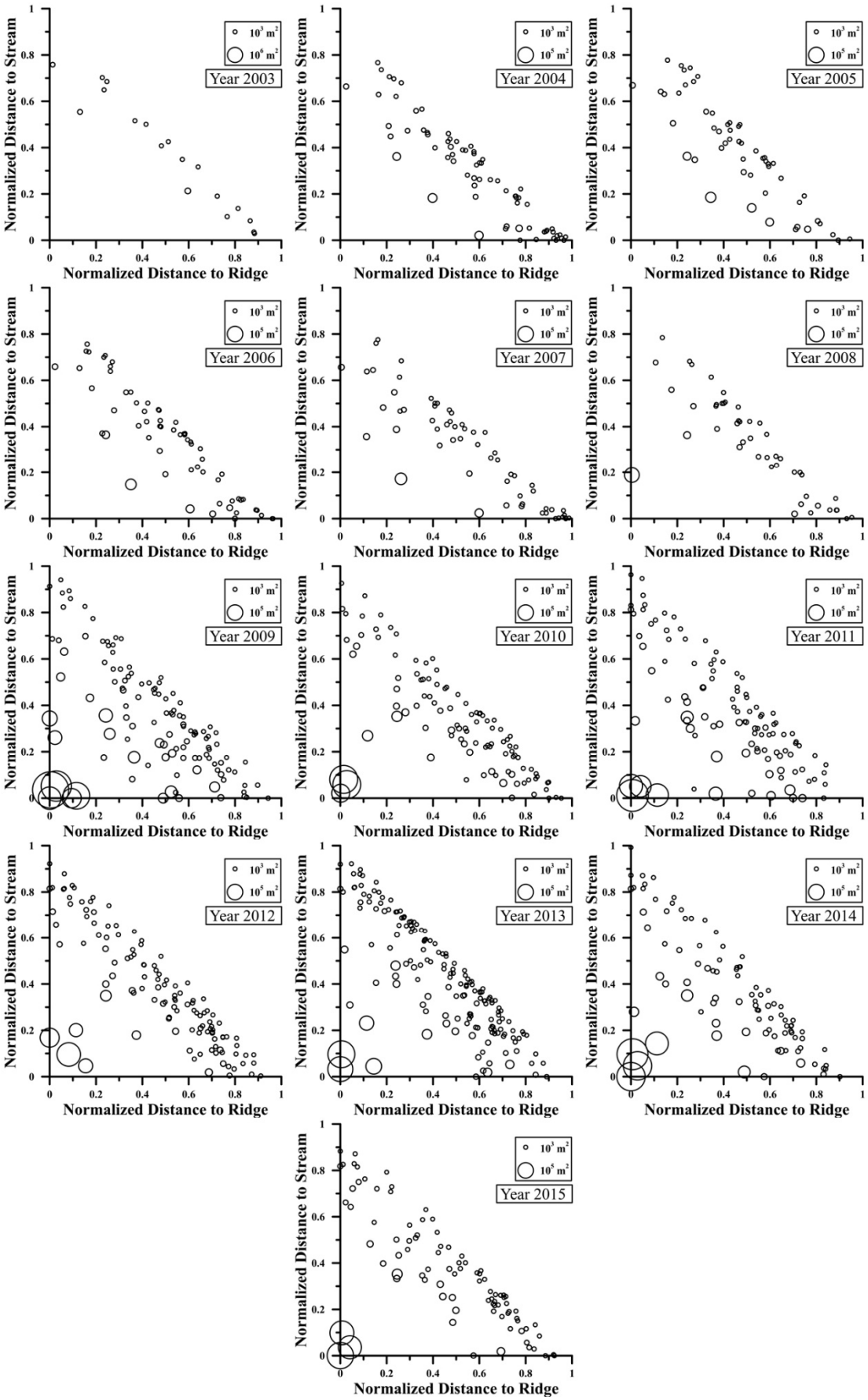


圖 4-2 關鍵子集水區 2103001 歷年崩塌區位分布圖

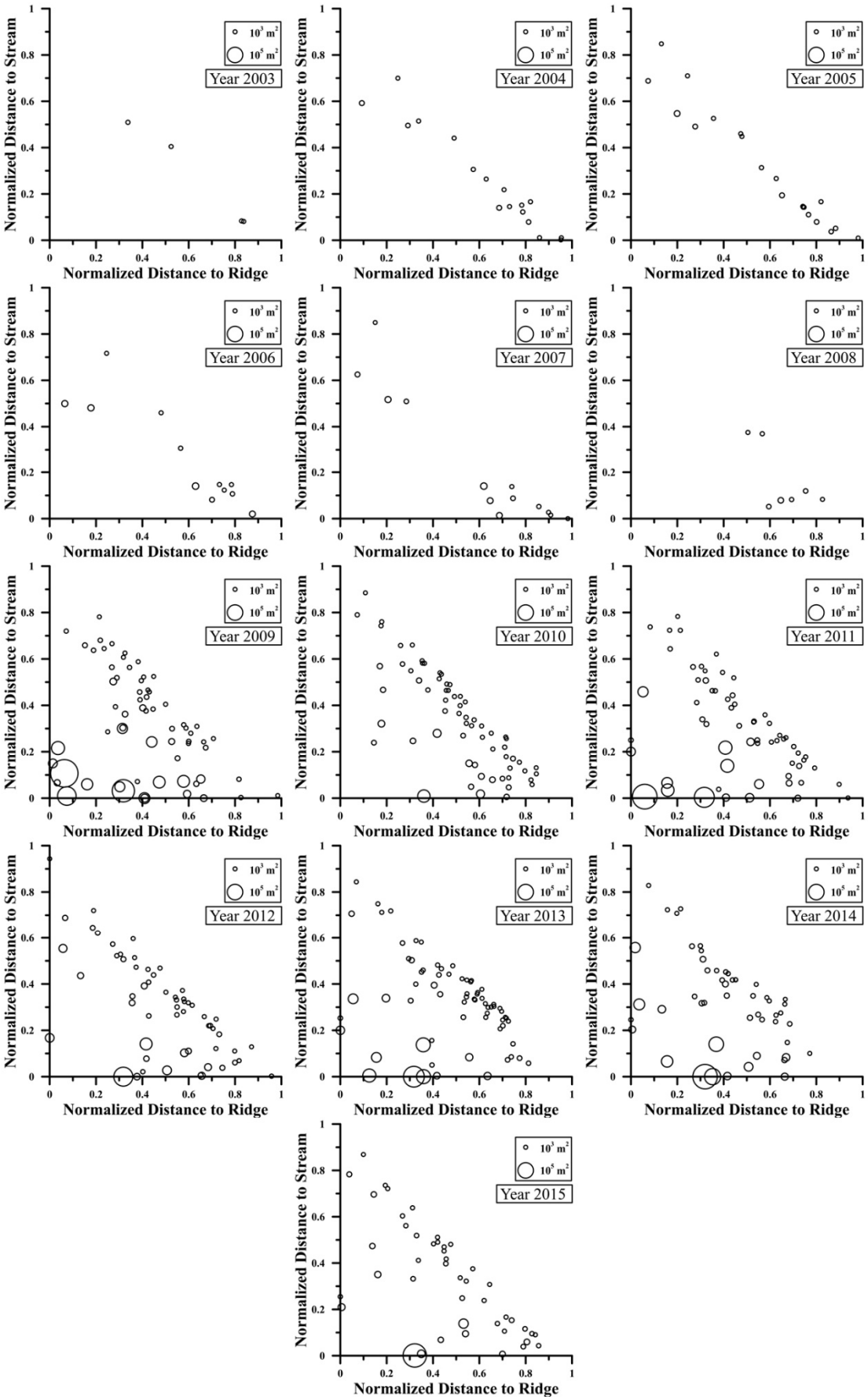


圖 4-3 關鍵子集水區 2103002 歷年崩塌區位分布圖

隘寮溪流域關鍵集水區 2103003 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 4.47%、下邊坡 11.22%及坡腰 84.31%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 2.3 至 5.71 和 1.99 至 2.99。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 2.77、下邊坡 2.02 與坡腰 4.63 倍。面積大於 1 公頃崩塌只出現在坡腰，分別於 2009 年誘發 18 個和 2011 年誘發 11 個，歷年個數比例界於 1.47%至 6.64%。面積小於 1 公頃崩塌在 2009 年前與後個數比例在下邊坡皆為三種區位最高之界於 39.11%至 66.67%，下邊坡崩塌個數由 2009 年前 23 至 88 處升至 98 至 167 處，上邊坡歷年崩塌個數比界於 15.91%至 35.82%，坡腰歷年崩塌個數比界於 14.71%至 26.1%。歷年崩塌區位分布詳見圖 4-4。

隘寮溪流域關鍵集水區 2103007 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 4.3%、下邊坡 14.11%及坡腰 81.59%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 2.33 至 7.55 和 3.28 至 5.37。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 1.72、下邊坡 1.89 與坡腰 4.53 倍。面積大於 1 公頃崩塌在坡頂與坡腰在 2003 年至 2015 年間分別出現 1 年 1 處與 3 年各 1 處，在坡腰個數比例界於 0.58%(2004 年 1 處)至 6.4%(2010 年 21 處)。面積小於 1 公頃崩塌在 2009 年前與後個數比例，在下邊坡皆為三種區位最高之界於 45.12%至 68.38%，下邊坡崩塌個數由 2009 年前 35 至 121 處升到 148 至 222 處，上邊坡歷年崩塌個數比界於 11.03%至 30.29%，坡腰歷年崩塌個數比界於 17.15%至 22.56%。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後關鍵集水區 2103003 與 2103007 小面積的河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-5。

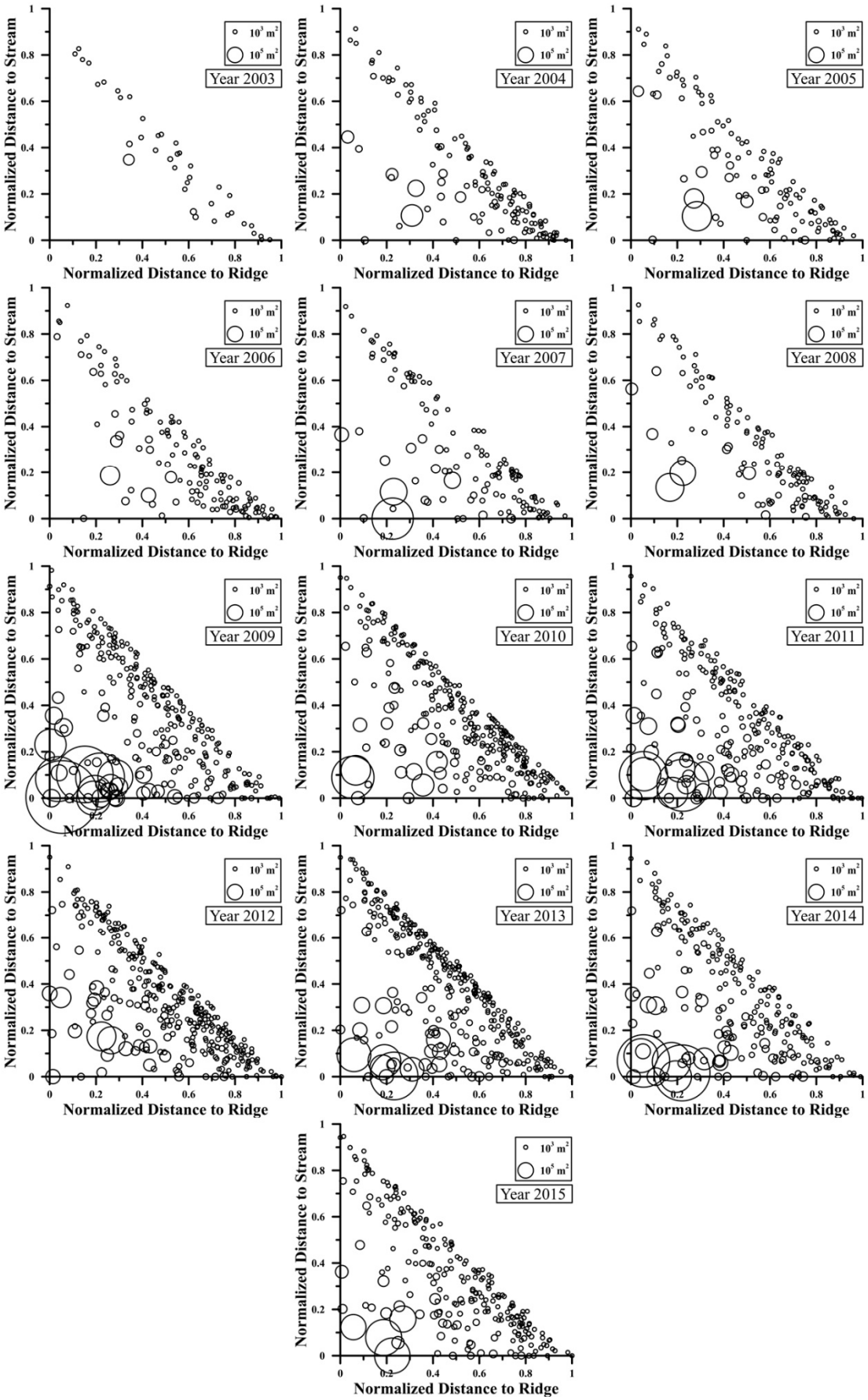


圖 4-4 關鍵子集水區 2103003 歷年崩塌區位分布圖

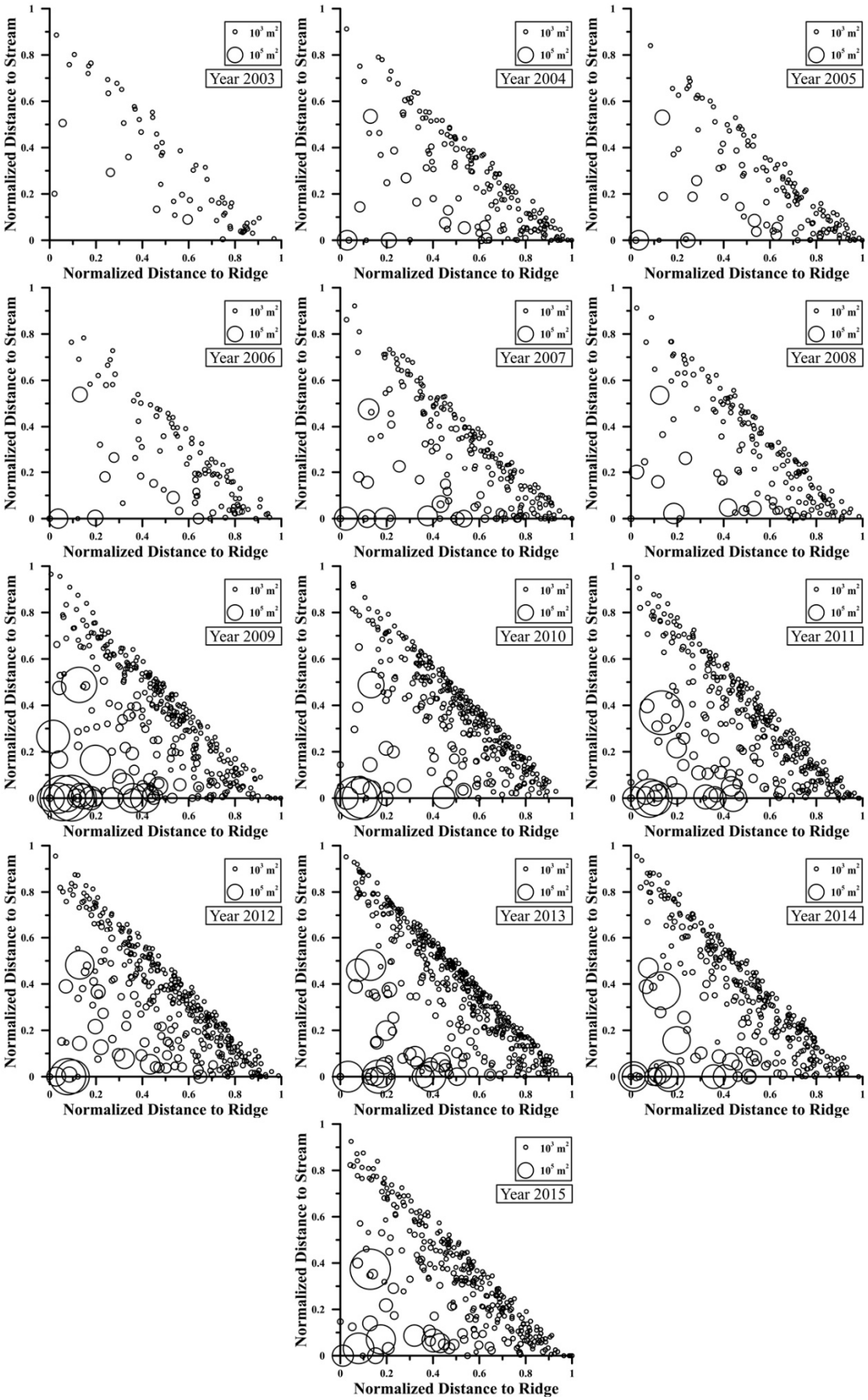


圖 4-5 關鍵子集水區 2103007 歷年崩塌區位分布圖

隘寮溪流域在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 4.7%、下邊坡 32.16%及坡腰 63.14%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 2.89 至 8.17 和 4.86 至 6.84。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 2.46、下邊坡 2.19 與坡腰 4.64 倍。面積大於 1 公頃崩塌在坡頂與坡腰在 2008 年間出現 1 處，歷年下邊坡個數比界於 0.07%(2006 年 1 處)至 0.4%(2009 年 12 處)，且由 2009 年前的 1 至 5 處上升至 2 至 8 處，坡腰個數比例界於 0.07%(2004 年 1 處)至 0.69%(2010 年 21 處)，且由 2009 年前的 1 至 6 處上升至 6 至 13 處。面積小於 1 公頃崩塌在 2009 年前與後個數比例，在下邊坡皆為三種區位最高之界於 58.71%至 68.74%，下邊坡崩塌個數由 2009 年前 287 至 1068 處升到 1328 至 2161 處，上邊坡歷年崩塌個數比界於 15.64%至 23.96%，坡腰歷年崩塌個數比界於 1.47%至 3.01%。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後隘寮溪流域河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-6。

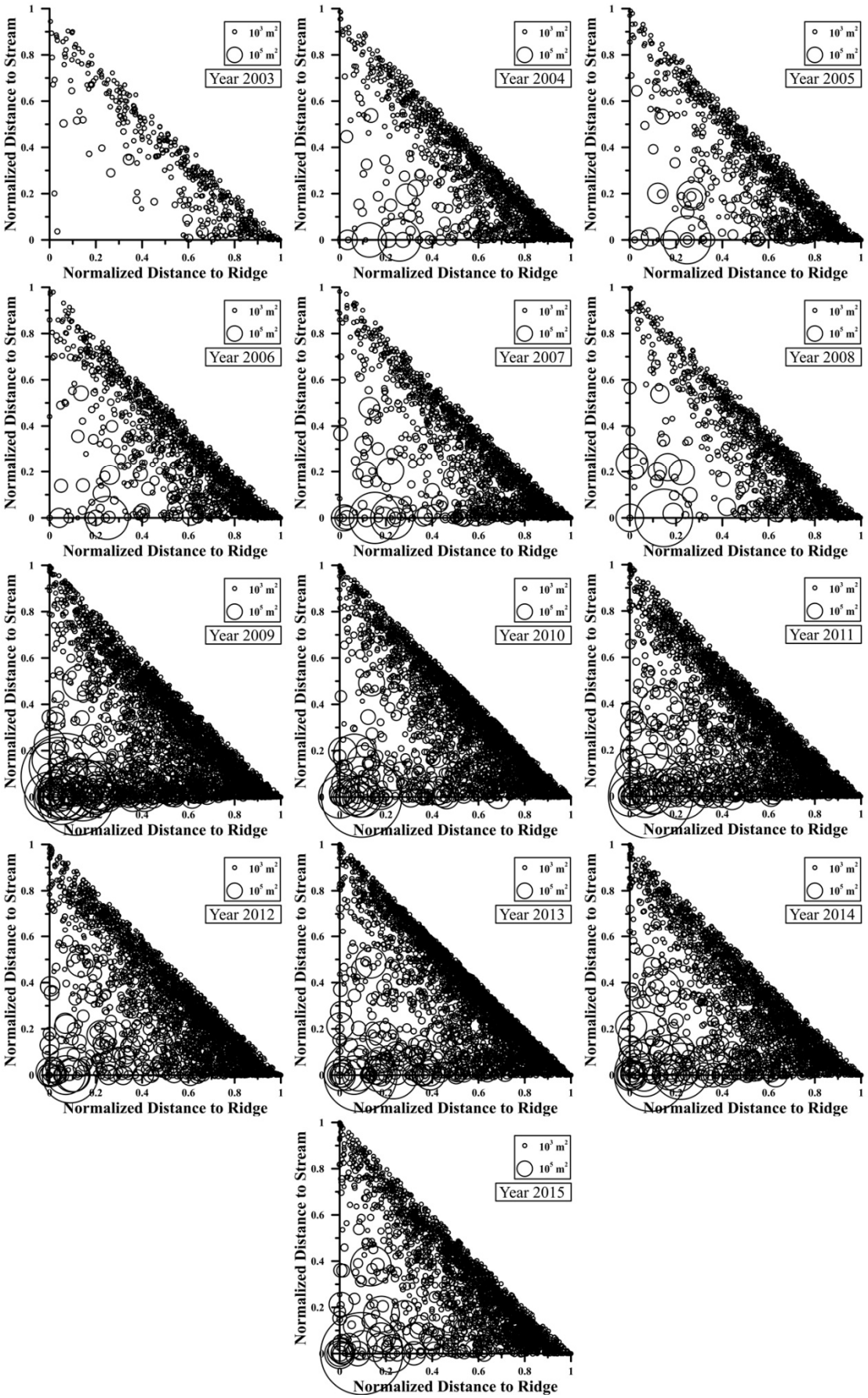


圖 4-6 隘寮溪流域歷年崩塌區位分布圖

旗山溪流域關鍵集水區 2101003 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 3.92%、下邊坡 63.59%及坡腰 32.49%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 5.73 至 15.71 和 5.36 至 10.7。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 2.59、下邊坡 2.61 與坡腰 4.76 倍。面積大於 1 公頃崩塌出現在 2010 年與 2011 年下邊坡各 1 處和坡腰歷年 1 至 3 處。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 58.43%至 77.59%，由 2009 年前的 23 至 45 處上升至 51 至 65 處，上邊坡個數比例界於 8.11%至 22.22%，由 2009 年前的 3 至 9 處上升至 8 至 22 處，坡腰個數比例界於 8.62%至 18.6%，由 2009 年前的 4 至 8 處上升至 9 至 15 處，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-7。

旗山溪流域關鍵集水區 2101008 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 7.1%、下邊坡 19.77%及坡腰 73.14%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 5.27 至 23.06 和 5.01 至 8.5。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 3.49、下邊坡 2.01 與坡腰 2.5 倍。面積大於 1 公頃崩塌皆出現在坡腰，由 2009 年前 1 至 2 處上升至 2009 年後最多 4 處。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 56.25%至 75.51%，由 2009 年前的 37 至 45 處上升至 63 至 103 處，上邊坡個數比例界於 6.9%至 23.44%，由 2009 年前的 4 至 8 處上升至 13 至 30 處，坡腰個數比例界於 14.29%至 22.32%，由 2009 年前的 7 至 12 處上升至 20 至 25 處。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後關鍵子集水區 2101003 和 2101008 河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-8。

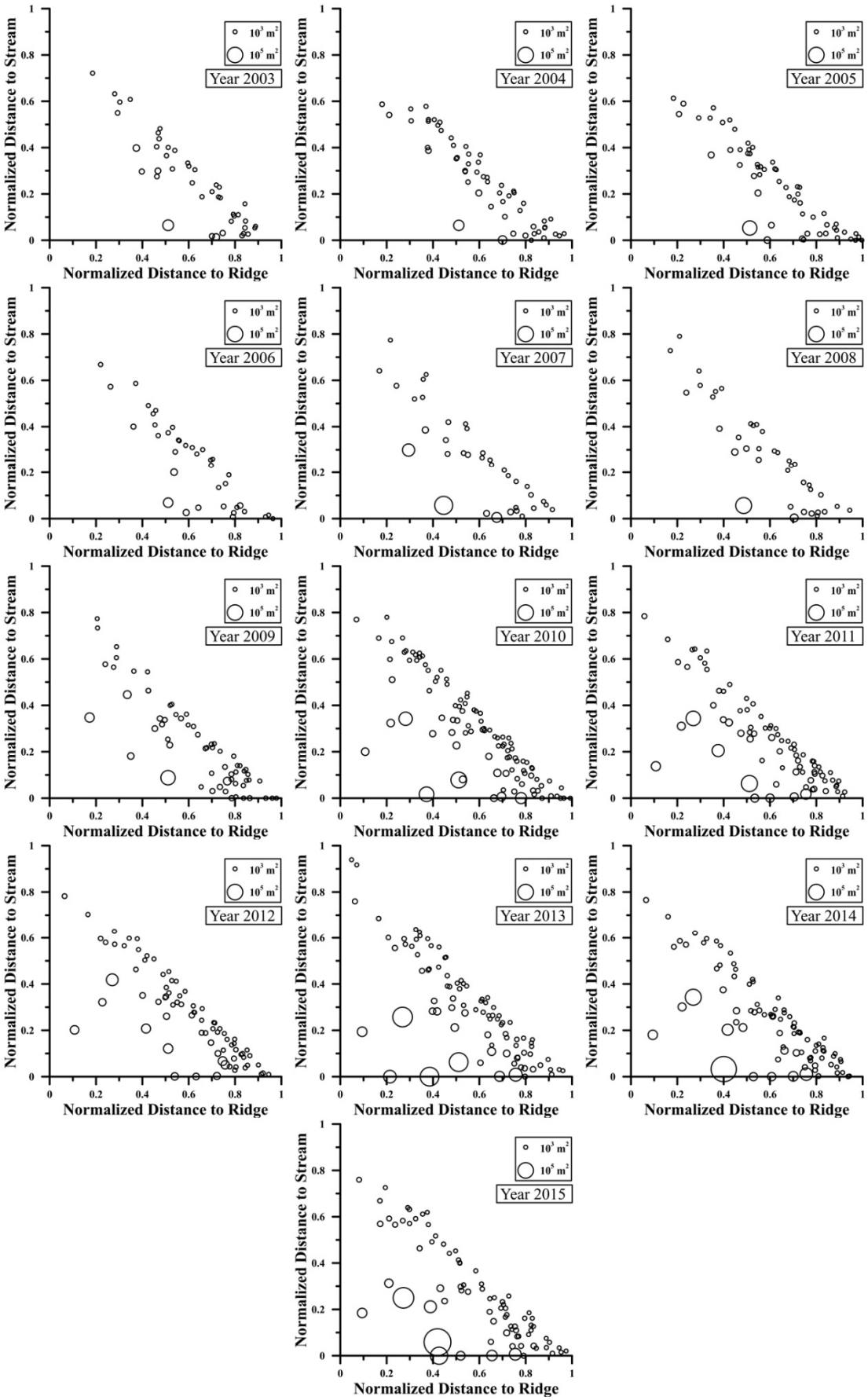


圖 4-7 關鍵子集水區 2101003 歷年崩塌區位分布圖

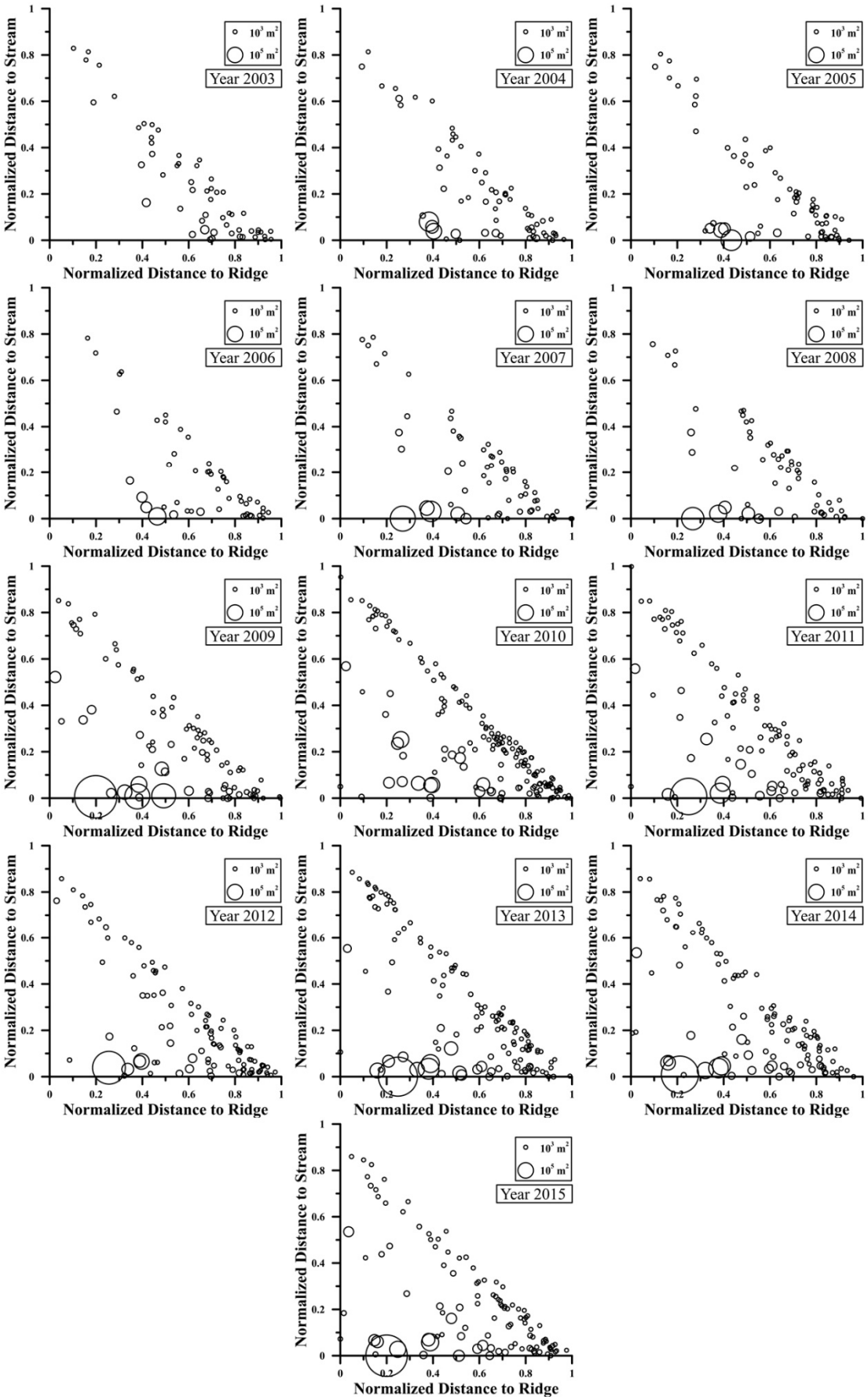


圖 4-8 關鍵子集水區 2101008 歷年崩塌區位分布圖

旗山溪流域在2009年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡4.83%、下邊坡34.97%及坡腰60.2%，2009年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於2.96至4.72和4.23至6.69。各邊坡區位平均崩塌面積於2009年前和2009年後倍率為上邊坡2.46、下邊坡3.17與坡腰4.96倍。面積大於1公頃崩塌於坡頂在2012年出現1次，下邊坡由2008年1處上升至2009年後的2至6處，坡腰由2009年前的1至6處上升至15至46處。面積小於1公頃崩塌在2009年前與後個數比例，在下邊坡皆為三種區位最高之界於59.87%至64.83%，下邊坡崩塌個數由2009年前351至684處升到976至2112處，上邊坡歷年崩塌個數比界於16.3%至21.64%，上邊坡崩塌個數由2009年前124至207處升到282至628處，坡腰歷年崩塌個數比界於14.73%至19.41%，坡腰崩塌個數由2009年前101至209處升到308至480處。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於1公頃崩塌，顯示2009年後旗山溪流域河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見。

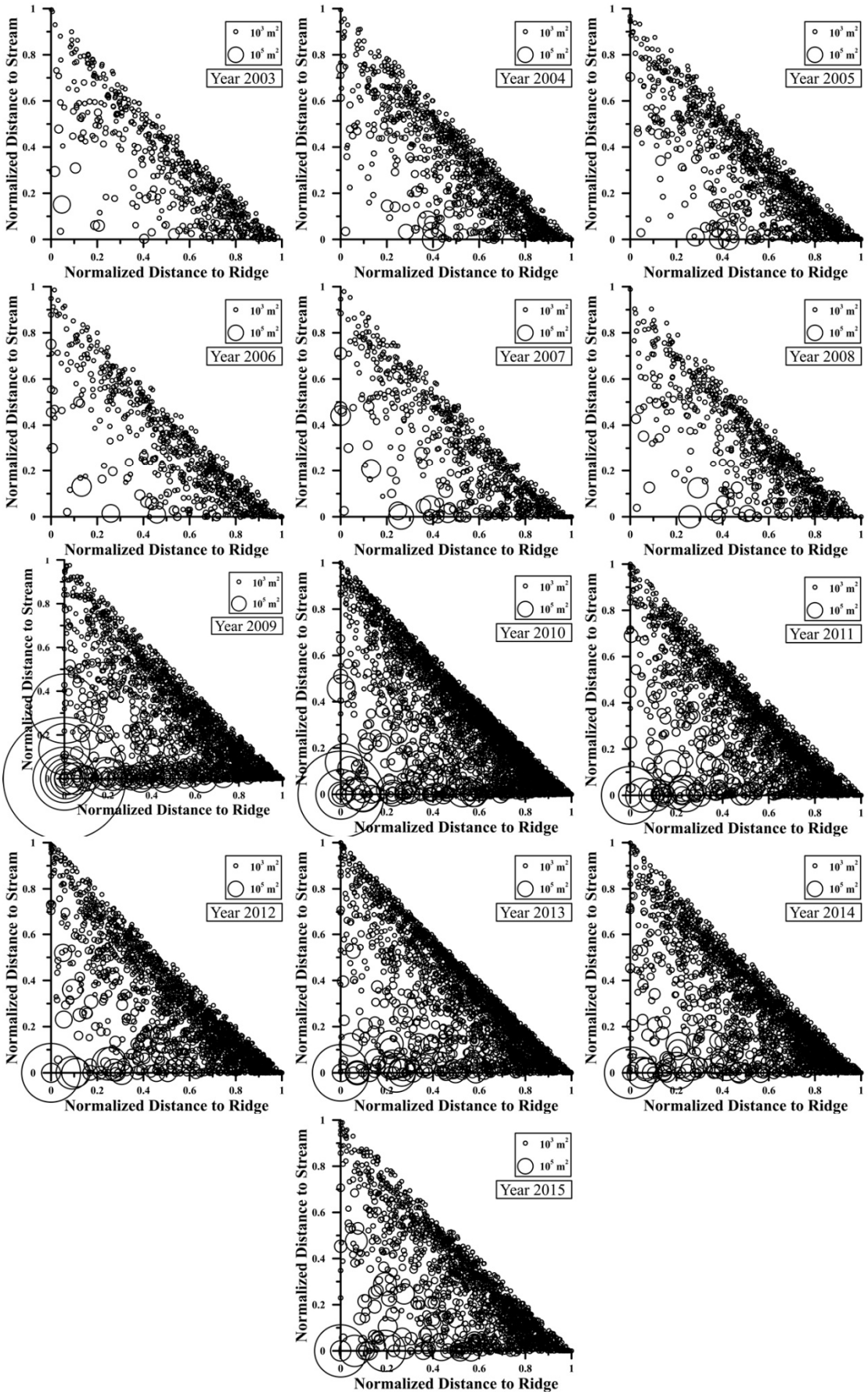


圖 4-9 旗山溪流域歷年崩塌區位分布圖

荖濃溪流域關鍵子集水區 2102019 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 6.63%、下邊坡 33.6%及坡腰 59.76%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 1.09 至 7.97 和 2.4 至 5.69。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 1.28、下邊坡 2.01 與坡腰 2.88 倍。面積大於 1 公頃崩塌出現於下邊坡在 2009 年後 5 年各 1 處，於坡腰由 2009 年前 3 年各 1 處上升至 2009 年後每年最少 1 至 3 處。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 54.55%至 70.97%，由 2009 年前的 10 至 38 處上升至 48 至 97 處，上邊坡個數比例界於 16.48%至 31.82%，由 2009 年前的 7 至 13 處上升至 15 至 36 處，坡腰個數比例界於 6.45%至 20%，由 2009 年前的 2 至 6 處上升至 6 至 23 處，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-10。

荖濃溪流域關鍵子集水區 2102023 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 0.08%、下邊坡 77.64%及坡腰 22.28%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 2.99 至 33.49 和 3.13 至 31.47。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 1、下邊坡 1.32 與坡腰 1.81 倍。面積大於 1 公頃崩塌皆出現在坡腰，由 2009 年前 1 處上升至 2009 年後最多 2 處。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 44%至 82.61%，由 2009 年前的 5 至 8 處上升至 11 至 23 處，上邊坡個數比例界於 8.33%至 44%，由 2009 年前的 3 至 11 處上升至 2 至 29 處，坡腰個數比例界於 3.13%至 16.67%，由 2009 年前的 1 至 4 處上升至最多 5 處。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後關鍵子集水區 2102019 和 2102023 河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-11。

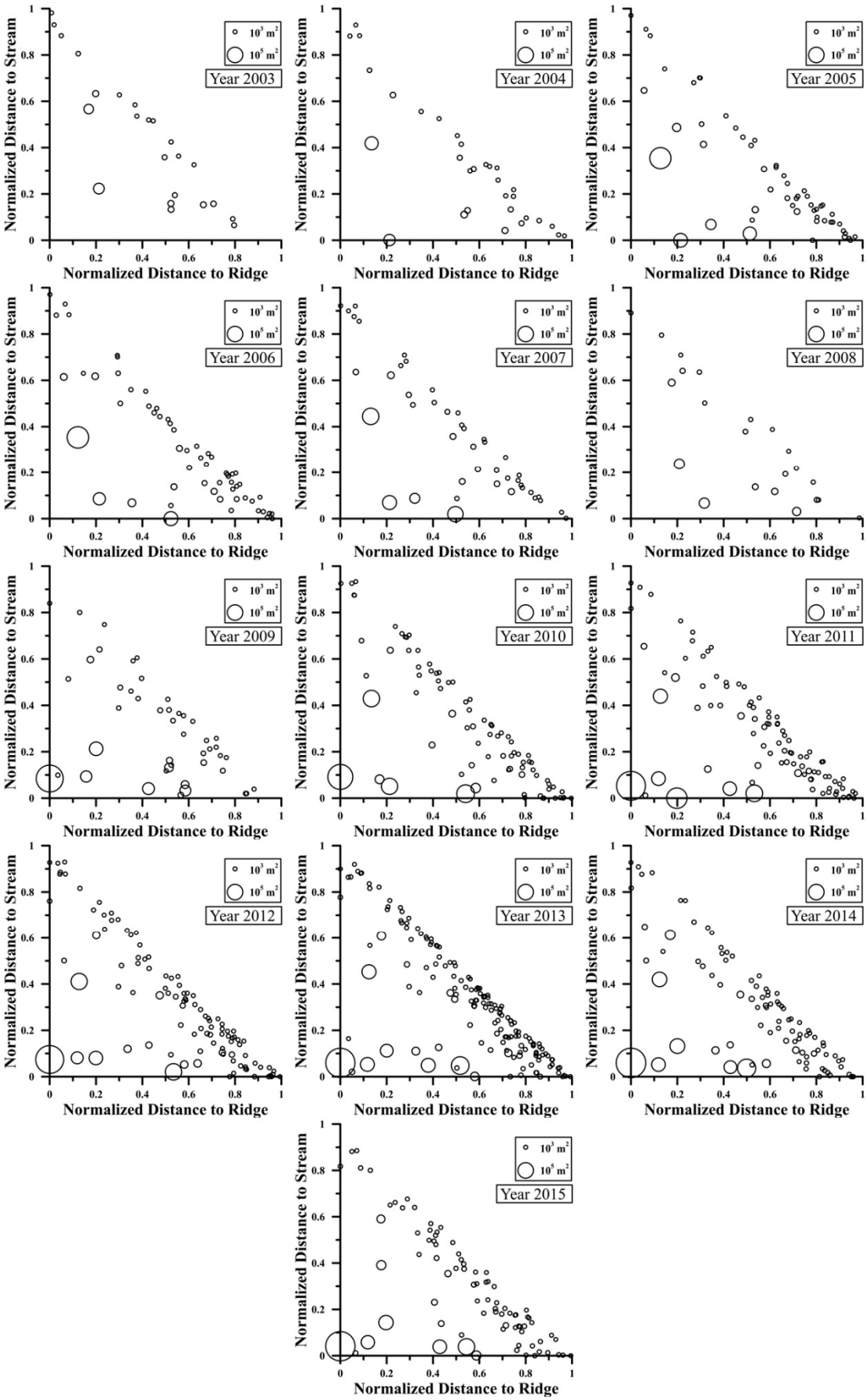


圖 4-10 關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌區位分布圖

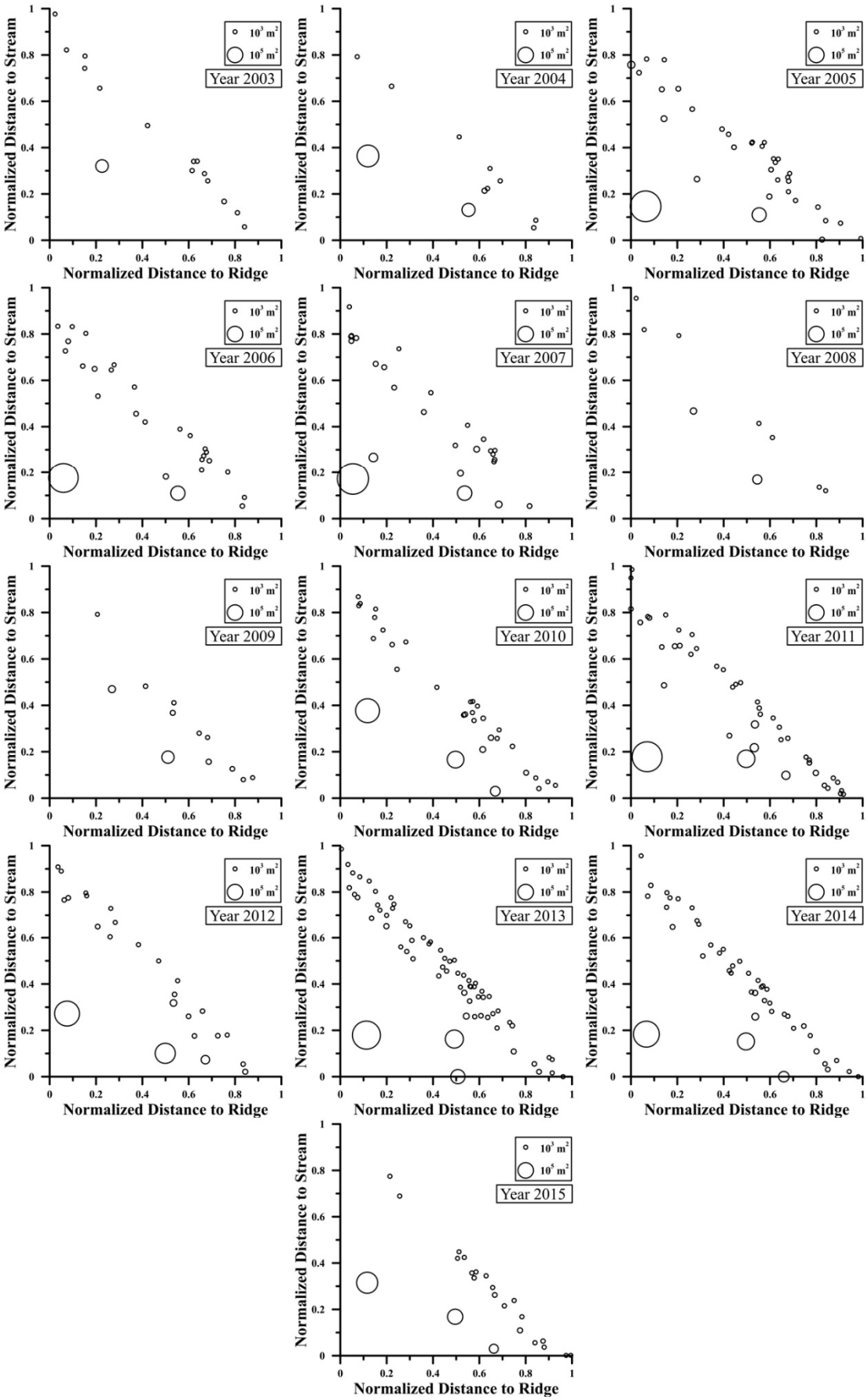


圖 4-11 關鍵子集水區 2102023 歷年崩塌區位分布圖

荖濃溪流域關鍵子集水區 2102026 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 2.19%、下邊坡 21.32%及坡腰 76.49%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 8.43 至 18.85 和 8.99 至 21.32。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 1.54、下邊坡 1.99 與坡腰 3.87 倍。面積大於 1 公頃崩塌於坡腰在 2009 年前出現 1 至 3 處，2009 年後上升至 5 至 7 處。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 54.95%至 80.95%，由 2009 年前的 18 至 68 處上升至 69 至 162 處，上邊坡個數比例界於 6.41%至 22.27%，由 2009 年前的 3 至 18 處上升至 14 至 57 處，坡腰個數比例界於 9.52%至 23.08%，由 2009 年前的 3 至 21 處上升至 18 至 31 處，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-12。

荖濃溪流域關鍵子集水區 2102028 在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 4.98%、下邊坡 23.7%及坡腰 71.32%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 1.09 至 2.15 和 1.81 至 6.95。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 0.89、下邊坡 1.51 與坡腰 2.09 倍。面積大於 1 公頃崩塌皆出現上邊坡 10 年間各 1 處，下邊坡 7 年各 1 處，坡腰從 2009 年前 1 至 2 處上升至 4 至 6 處。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 41.67%至 61.97%，由 2009 年前的 17 至 45 處上升至 26 至 88 處，上邊坡個數比例界於 12.68%至 25.85%，由 2009 年前的 3 至 16 處上升至 14 至 38 處，坡腰個數比例界於 9.52%至 27.27%，由 2009 年前的 9 至 15 處上升至 13 至 18 處。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後關鍵子集水區 2102026 和 2102028 河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-13。

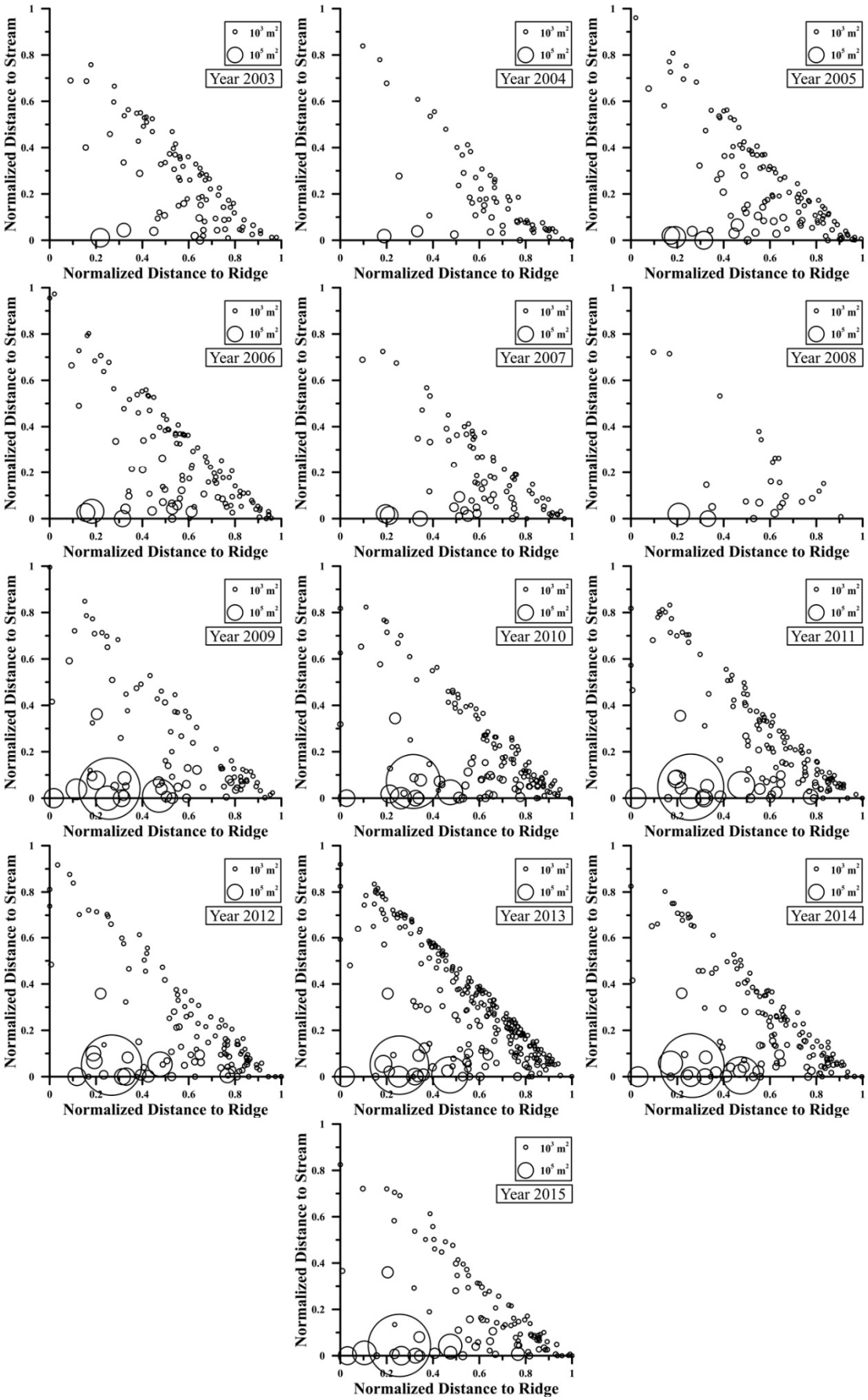


圖 4-12 關鍵子集水區 2102026 歷年崩塌區位分布圖

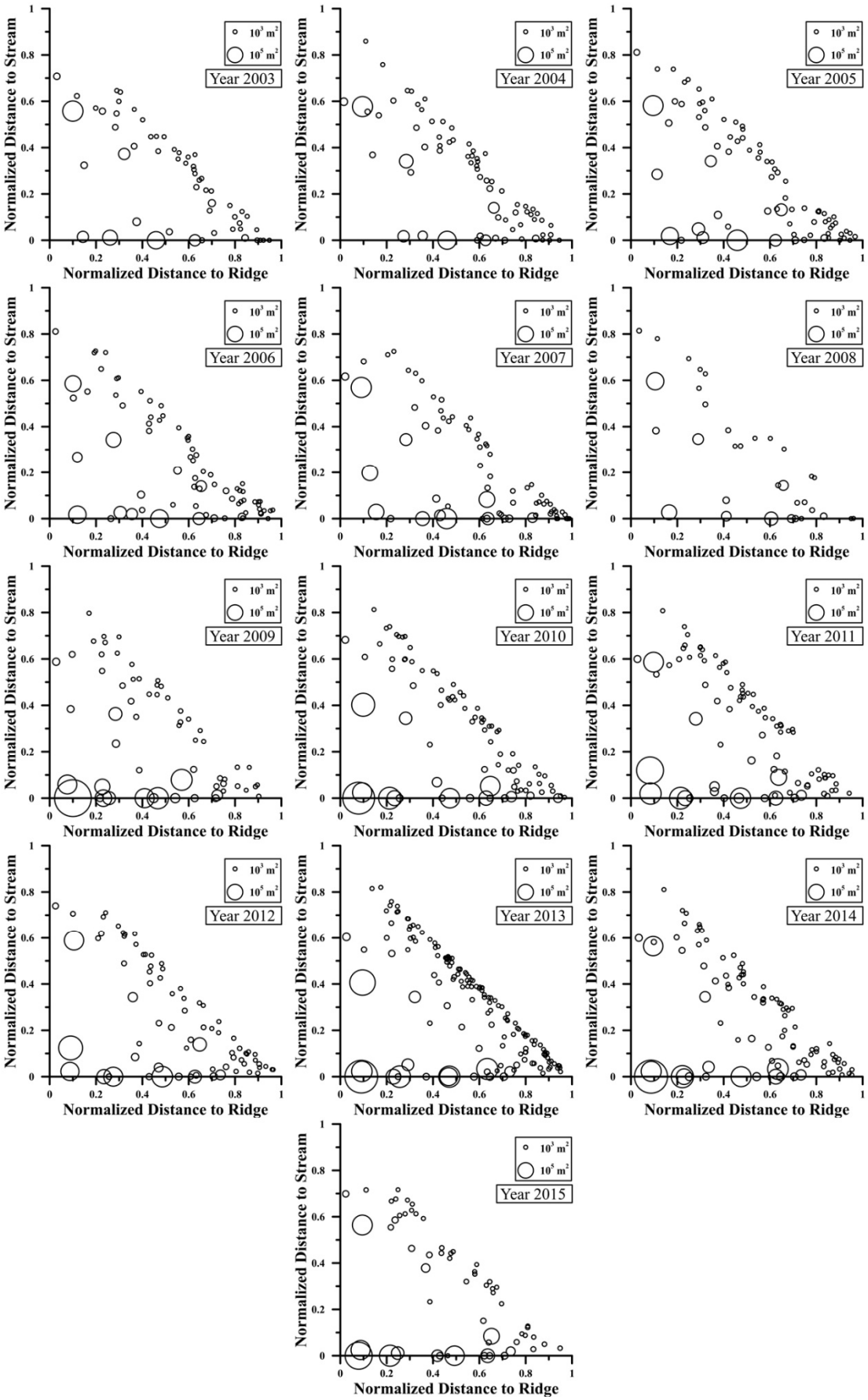


圖 4-13 關鍵子集水區 2102028 歷年崩塌區位分布圖

荖濃溪流域在 2009 年各邊坡誘發崩塌區位比例為上邊坡 4.49%、下邊坡 34.08%及坡腰 61.42%，2009 年前與後下邊坡相對上邊坡崩塌面積倍率分別界於 2.59 至 4.46 和 4.19 至 5.95。各邊坡區位平均崩塌面積於 2009 年前和 2009 年後倍率為上邊坡 2.26、下邊坡 2.75 與坡腰 3.73 倍。面積大於 1 公頃崩塌皆出現上邊坡 12 年間各 1 處，下邊坡由 2007 年出現 1 處上升至 2009 年後 1 至 20 處，坡腰從 2009 年前 8 至 35 處上升至 61 至 169 處，坡腰面積大於 1 公頃崩塌歷年個數比例界於 13.12%至 18.87%。面積小於 1 公頃崩塌歷年個數比例在下邊坡皆為各區位最高，界於 60.84%至 68.19%，由 2009 年前的 760 至 2224 處上升至 2965 至 5899 處，上邊坡個數比例界於 15.91%至 23.27%，由 2009 年前的 243 至 551 處上升至 907 至 2005 處，坡腰個數比例界於 13.12%至 18.87%，由 2009 年前的 181 至 482 處上升至 825 至 1309 處。由下邊坡崩塌總面積與崩塌個數上升且來自於面積小於 1 公頃崩塌，顯示 2009 年後荖濃溪流域河岸崩塌大量出現，歷年崩塌區位分布詳見圖 4-14。

至此，第四章第一節由崩塌地地形位置分析法長期分析，顯示崩塌地地形特性長期變化情況在 2009 年後，面積小於 1 公頃崩塌地在下邊坡大量出現，最高崩塌個數誘發年份也非都在莫拉克颱風當年，而在往後幾年內發生，除關鍵子集水區 2101003 與 2103003 分別落在 2009 年後 3 年(2012)與 5 年(2014)外，其餘年份在 2009 年後 4 年(2013)皆有小面積河岸崩塌個數攀升至高於或接近 2009 年當年度下邊坡崩塌個數情形。

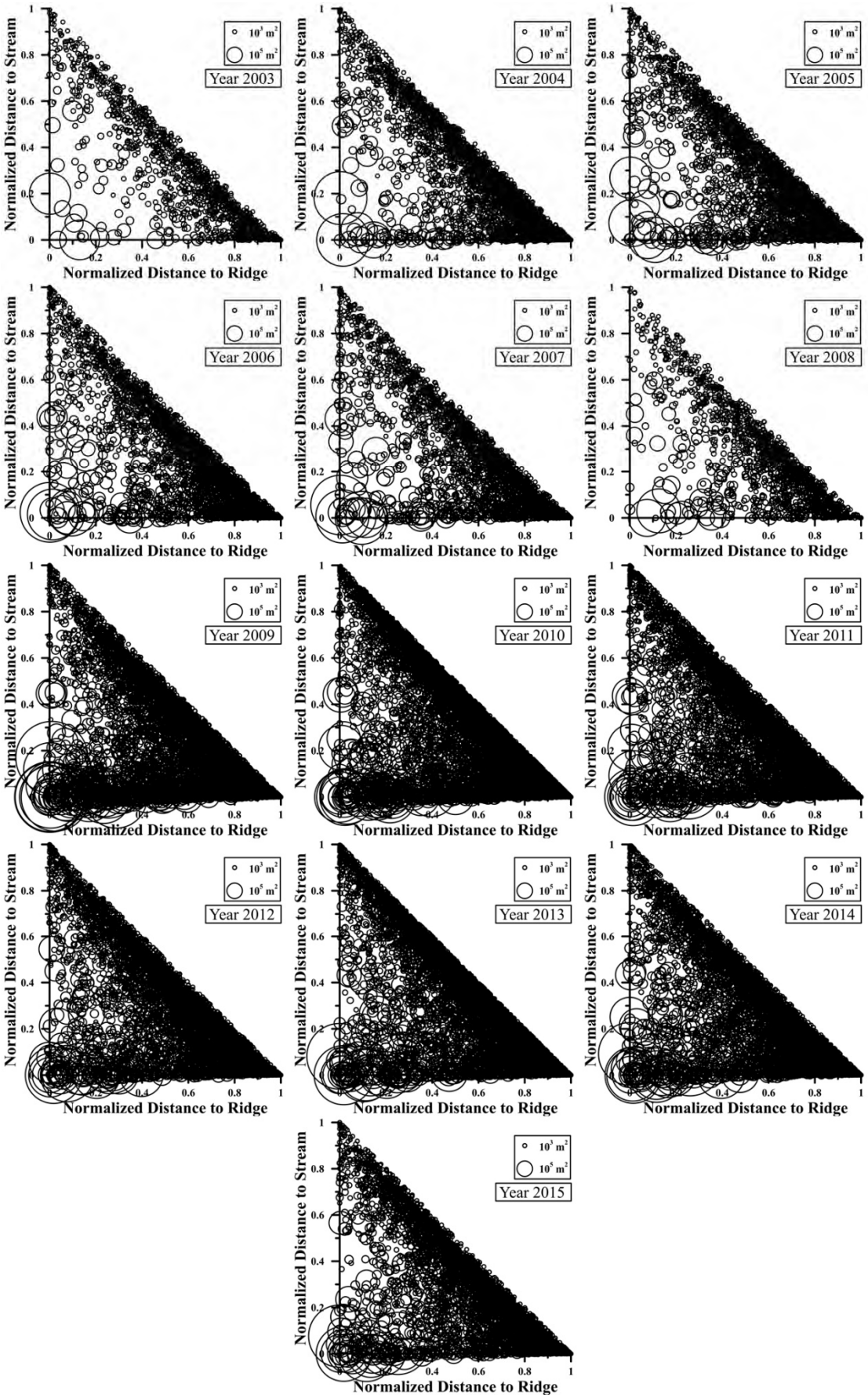


圖 4-14 荖濃溪流域歷年崩塌區位分布圖

第二節 極端降雨前後的崩塌特性

崩塌面積與累積出現機率間具冪次定律，是 Bak et al. (1988)提出自組臨界性(self-organized criticality)的結果，關係式如下。

$$N_E = \gamma A_E^{-\alpha} \quad (1)$$

其中A_E為崩塌面積，N_E為大於或等於A_E的累積崩塌個數，γ和ω是常數，且γ亦稱為比例係數，認為是與崩塌發生之地文特性、誘發原因有關，可反映在當次崩塌事件中，大崩塌與小崩塌所占比例。過往研究將崩塌規模與頻率關係轉為非累積分布。將式(1)微分取負值如式(2)。

$$-\frac{dN_E}{dA_E} = \kappa {A_E}^{-\beta} \quad (2)$$

陳樹群等(2010)分析大甲溪集水區與石門水庫集水區 2 期(2002、2004 年)崩塌面積與頻率密度，由大甲溪 β 值在 2002、2004 年分別為 1.9 及 1.89，石門水庫 β 值在 2002、2004 年分別為 1.64 及 1.62，指出 β 值具有尺度不變性且 β 值越大表示崩塌分布變化越大。再者，指出式(2)中冪次關係參數κ與崩塌個數大小有關，β則與集水區崩塌特性有關且台灣β值多介於 1.6~2.0 間。陳樹群等(2012)分析神木集水區六次颱風事件(1996 年賀伯、2001 年桃芝、2004 年敏督利、2007 年聖帕、2008 年卡玫基、2009 年莫拉克)崩塌面積與頻率冪次關係，事件β值接近介於 1.24 至 1.26 間，並由面積範圍演變指出 1996 年賀伯、2004 年敏督利、2009 年莫拉克颱風使大面積崩塌擴大與案例增多情形(誘發崩塌強度較大的三次)，且除 2008 年與 2009 年外其餘年份出現小面積崩塌都有逐漸縮減(植生復育)現象。β值代表最適直線斜率，也就受小崩塌與大崩塌之頻率密度控制。

陳樹群等(2013)以西台灣集水區探討崩塌頻率與崩塌面積雙對數曲線截距(β)，並由下邊坡崩塌比顯示河岸淘刷造成小規模崩塌提升是近年台灣崩塌特性、莫拉克颱風時偏小的 β 值則代表小面積崩塌增加的情形，最後，上游集水區所經歷三次事件的崩塌分佈範圍約為 4×10^{-4} 至 4×10^{-1}、4×10^{-4} 至 5×10^{-1} 和 4×10^{-4} 至 3 km^2 顯示大面積崩塌數量增加現象。

吳俊鋐等(2018)分析莫拉克颱風後崩塌地頻率密度與面積分析最適直線之 β 參數為 1.365，並比較過往研究於神木村、旗山溪與荖濃溪在 2009 年後 β 參數分別為 1.247、1.325 和 1.377 顯示仁愛鄉崩塌地也偏向小規模崩塌為主。

隘寮溪集水區之關鍵子集水區 2103001 在 2009 年崩塌地面積範圍約介於 1.17×10^{-3} 至 2.35×10^{-1}，β 值為 1.28。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.08×10^{-3} 至 6.61×10^{-2}，β 值介於 1.3 (2008)至 1.84 (2003)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 2.6×10^{-4} 至 1.39×10^{1}，β 值介於 1.07 (2010)至 1.53 (2015)。關鍵子集水區 2103002 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.13×10^{-3} 至 6.91×10^{-2}，β 值為 1.04。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.16×10^{-3} 至 1.98×10^{-2}，β 值介於 1.11 (2008)至 1.93 (2004)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 1.07×10^{-3} 至 3.79×10^{-1}，β 值介於 1.03 (2014)至 1.53 (2015)。關鍵子集水區 2103003 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 4.6×10^{-4} 至 4.34×10^{-1}，β 值為 1.37。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1×10^{-3} 至 1.97×10^{-1}，β 值介於 1.42 (2005)至 1.59 (2008)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 2×10^{-4} 至 4.64×10^{-1}，β 值介於 1.19 (2010)至 1.55 (2012)。關鍵子集水區 2103001、2103002、2103003 歷年崩塌地頻率密度圖與最適直線詳見圖 4-15 至圖 4-23。

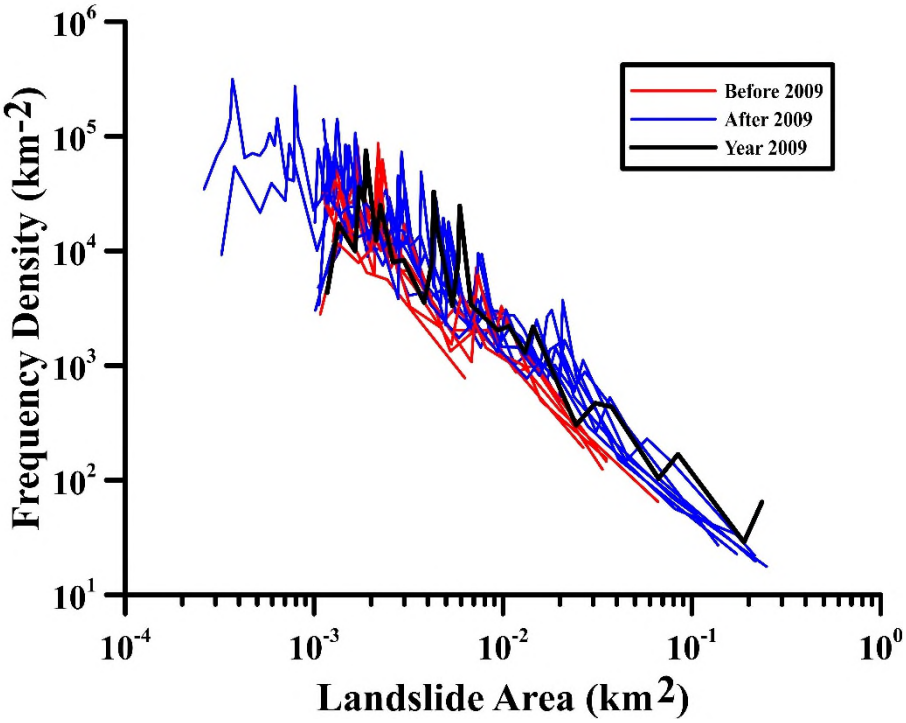


圖 4-15 關鍵子集水區 2103001 歷年崩塌面積頻率分布圖

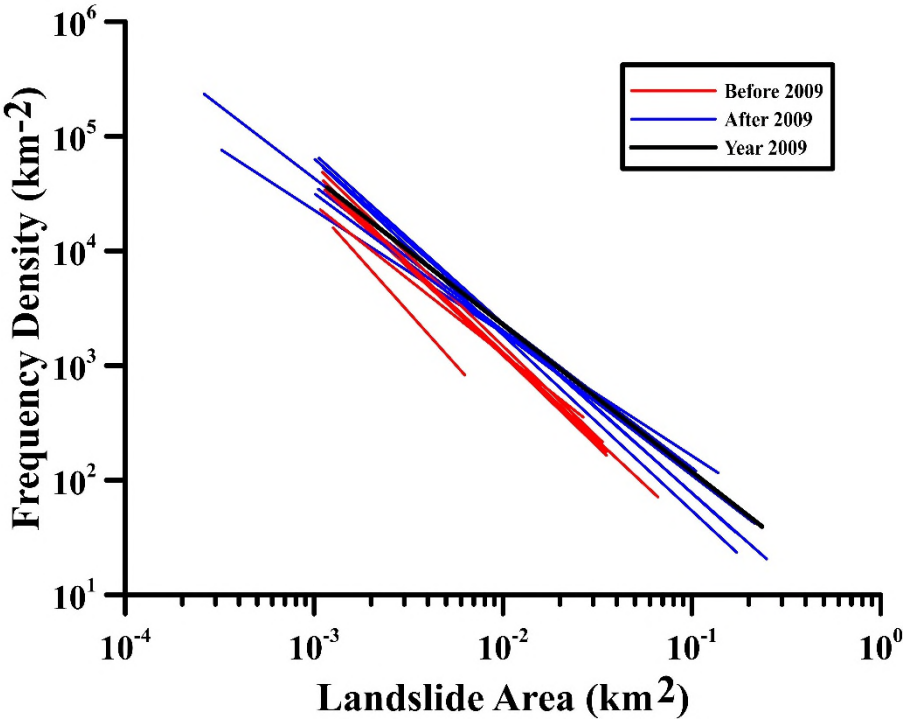


圖 4-16 關鍵子集水區 2103001 崩塌面積頻率最適直線圖

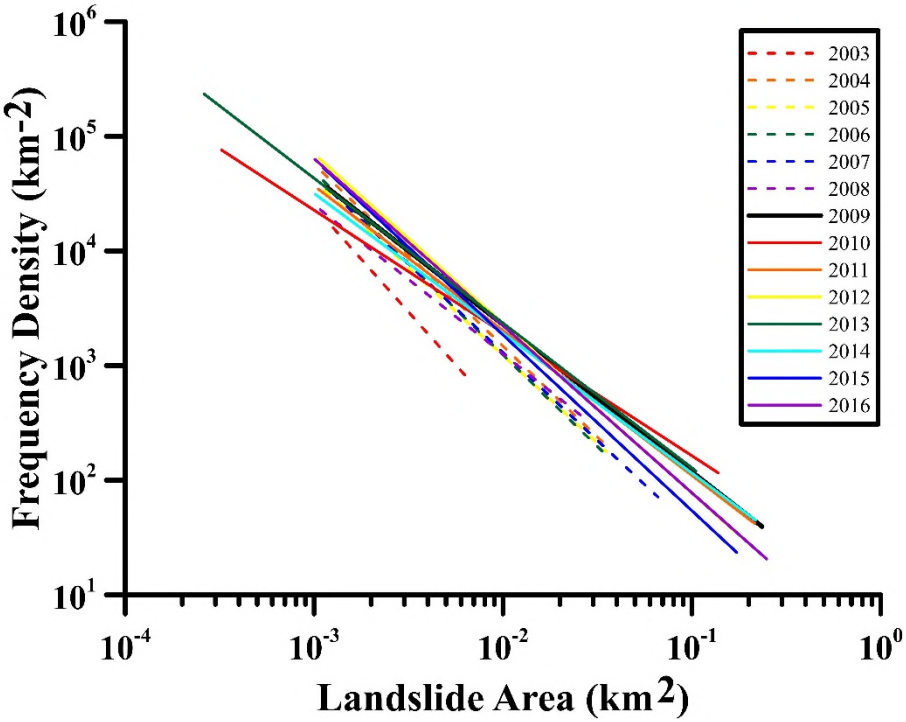


圖 4-17 關鍵子集水區 2103001 崩塌面積頻率最適直線圖

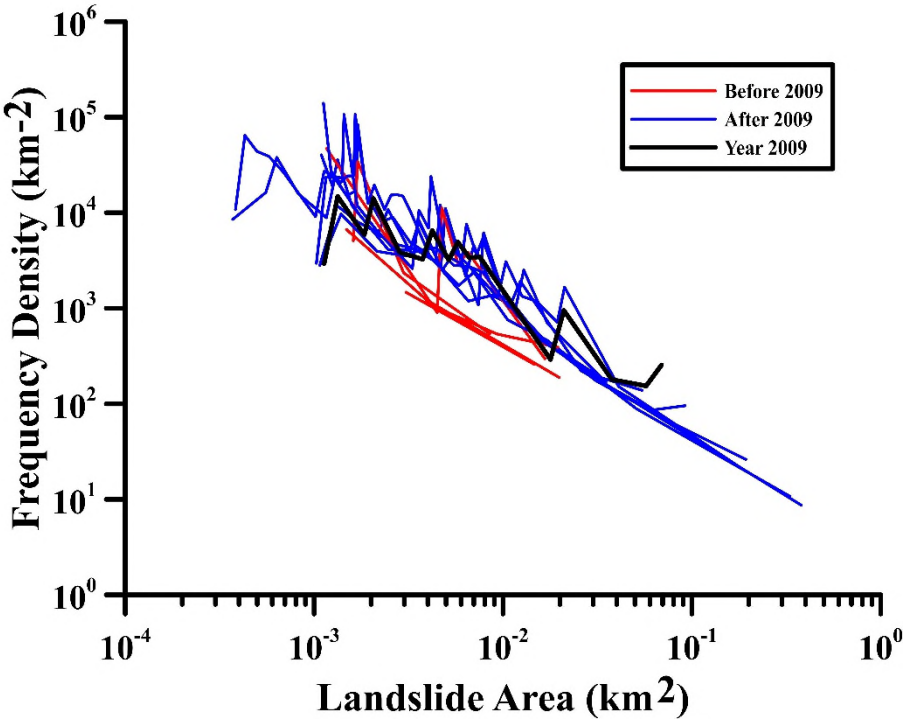


圖 4-18 關鍵子集水區 2103002 歷年崩塌面積頻率分布圖

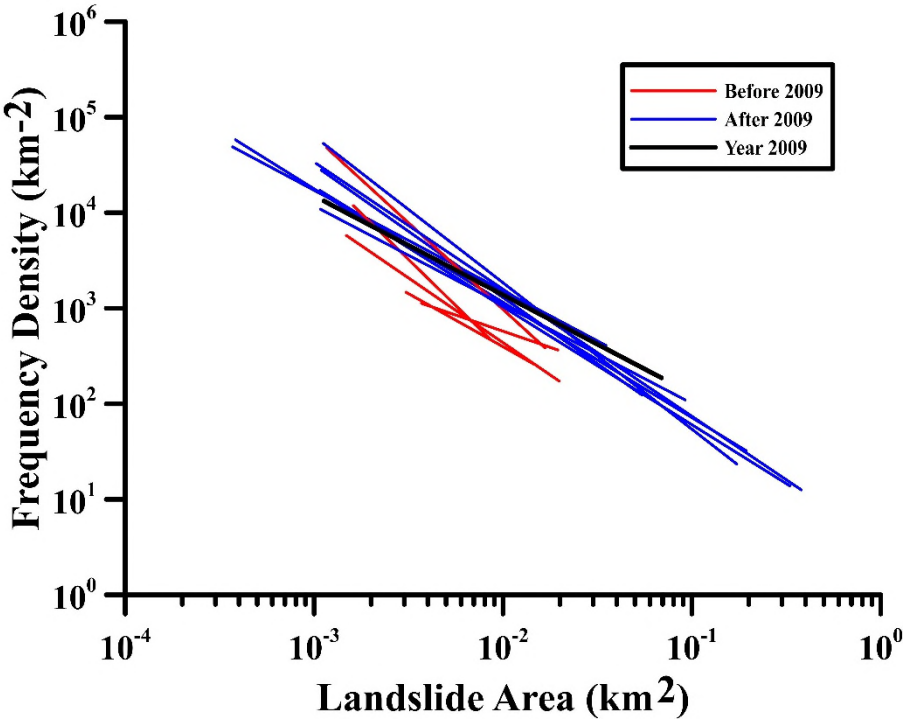


圖 4-19 關鍵子集水區 2103002 崩塌面積頻率最適直線圖

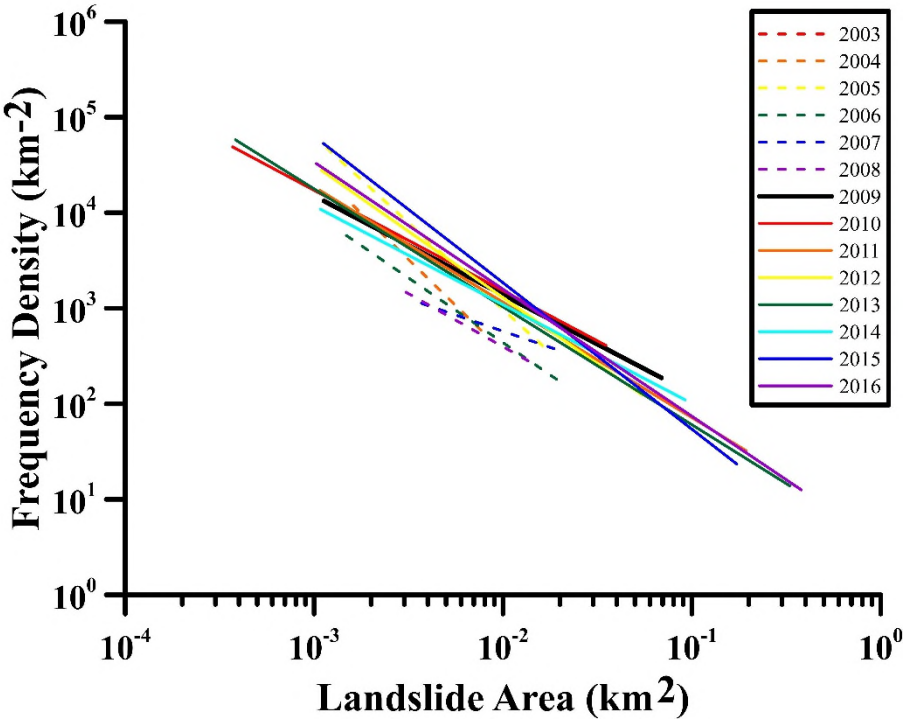


圖 4-20 關鍵子集水區 2103002 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

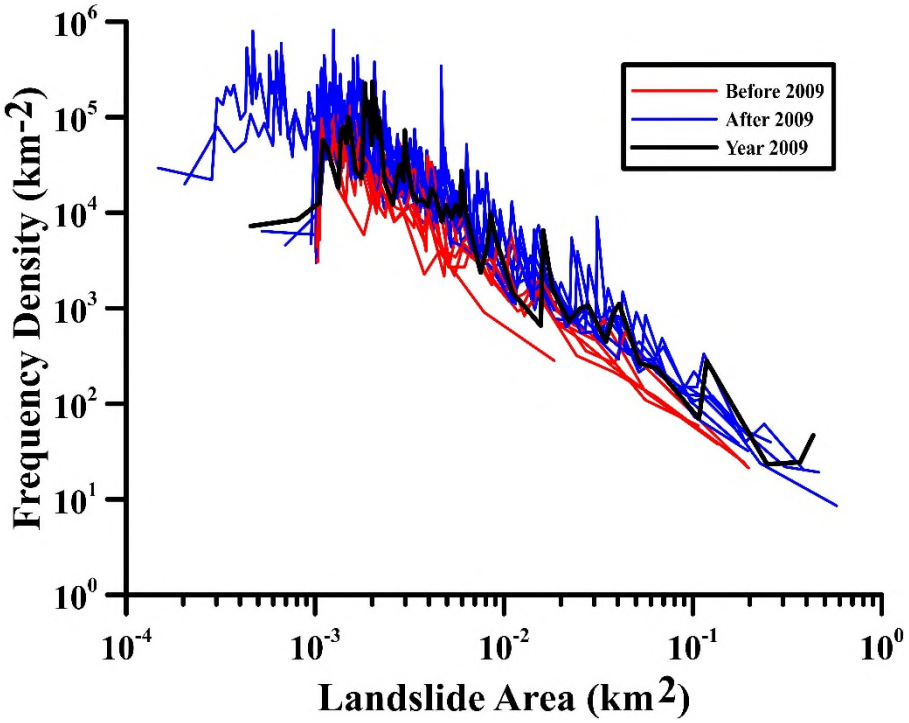


圖 4-21 關鍵子集水區 2103003 歷年崩塌面積頻率分布圖

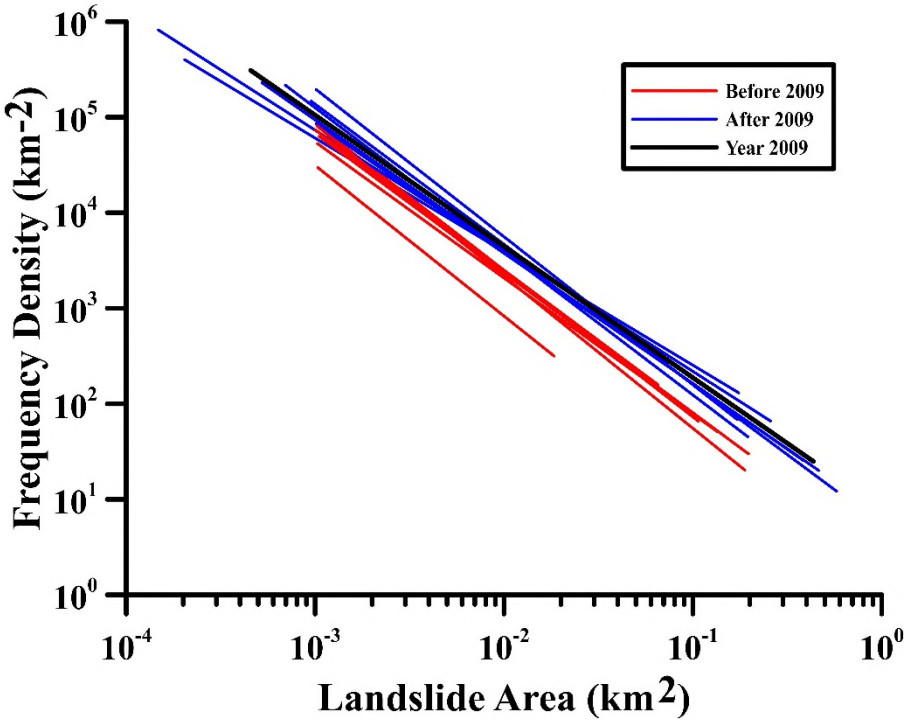


圖 4-22 關鍵子集水區 2103003 崩塌面積頻率最適直線圖

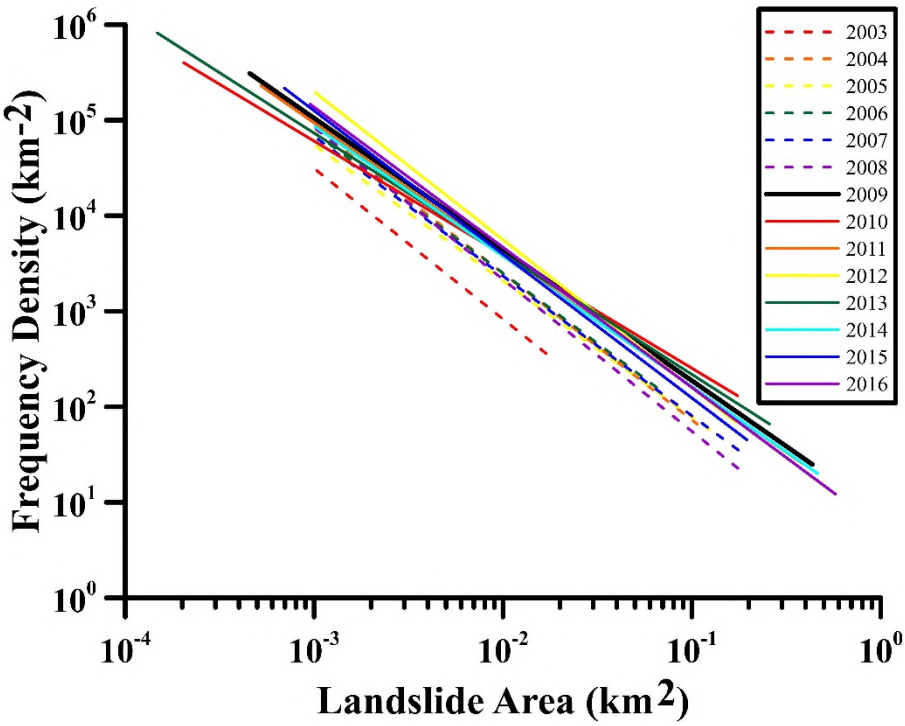


圖 4-23 關鍵子集水區 2103003 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

關鍵子集水區 2103007 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.03×10^{-3} 至 1.24×10^{0}，β 值為 1.48。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.02×10^{-3} 至 1.73×10^{-1}，β 值介於 1.03 (2008)至 1.58 (2003)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 2.1×10^{-4} 至 7.72×10^{-1}，β 值介於 1.25 (2010)至 1.52 (2011)。隘寮集水區在 2009 年崩塌地面積範圍介於 7×10^{-4} 至 1.23×10^{0}，β 值為 1.51。2009 年前崩塌地面積範圍介於 9.9×10^{-4} 至 6.57×10^{-1}，β 值介於 1.62 (2007)至 1.94 (2004)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 8.3×10^{-4} 至 1.12×10^{0}，β 值介於 1.27 (2010)至 1.61 (2015)。關鍵子集水區 2103007 與隘寮溪崩塌地頻率密度圖詳見圖 4-24 至圖 4-29。2009 年前崩塌頻率密度所占範圍較 2009 年後更小顯示出現更多大面積崩塌，莫拉克颱風後 1 至 2 年間 β 值降低由於各面積級數區間皆有大量崩塌個數出現，颱風後 3 至 5 年間 β 值開始上升且各面積級數崩塌密度開始下降顯示植生復育後使崩塌穩定，但 β 值再次下降且植生復育使中大面積崩塌密度降低則顯示小面積崩塌分布趨於密集。

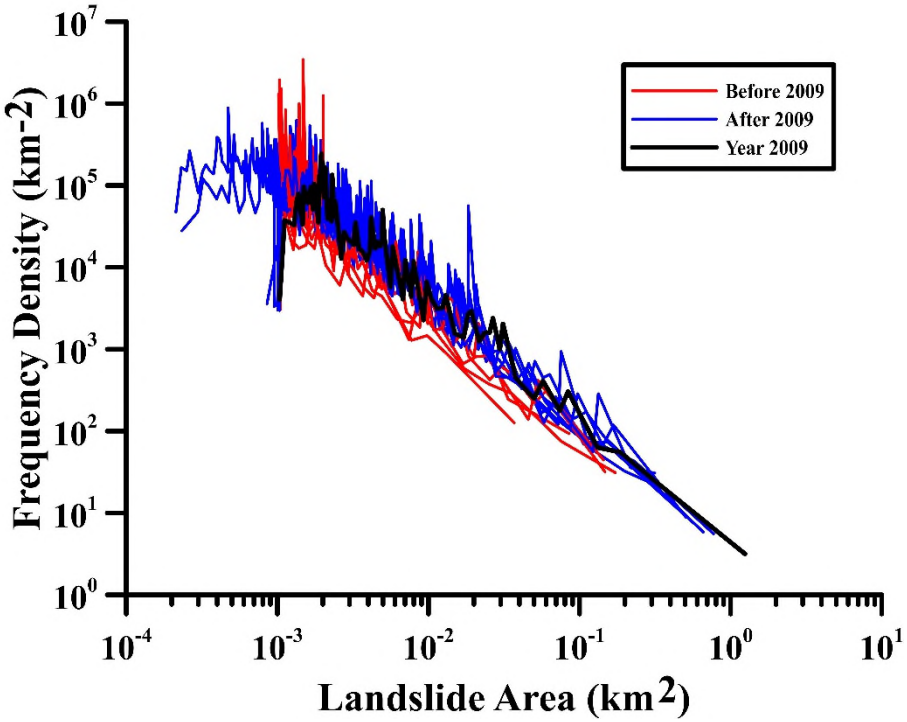


圖 4-24 關鍵子集水區 2103007 歷年崩塌面積頻率分布圖

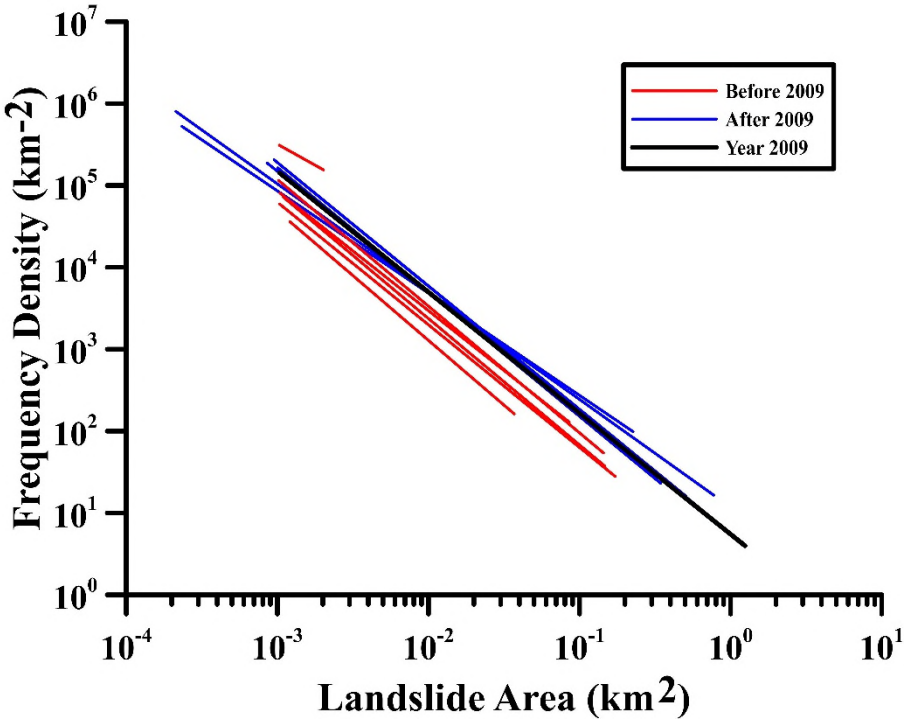


圖 4-25 關鍵子集水區 2103007 崩塌面積頻率最適直線圖

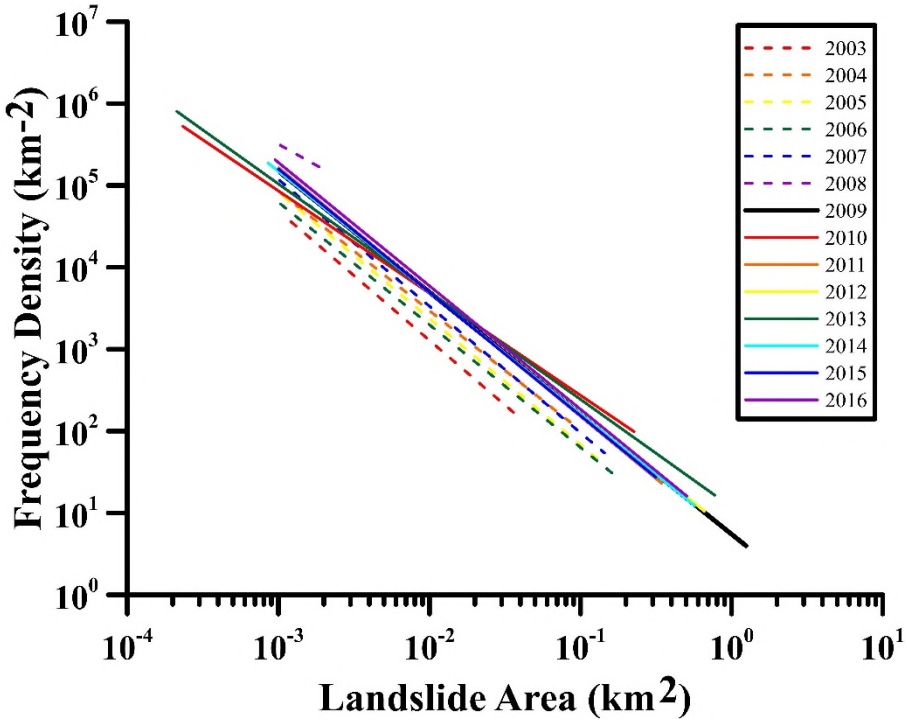


圖 4-26 關鍵子集水區 2103007 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

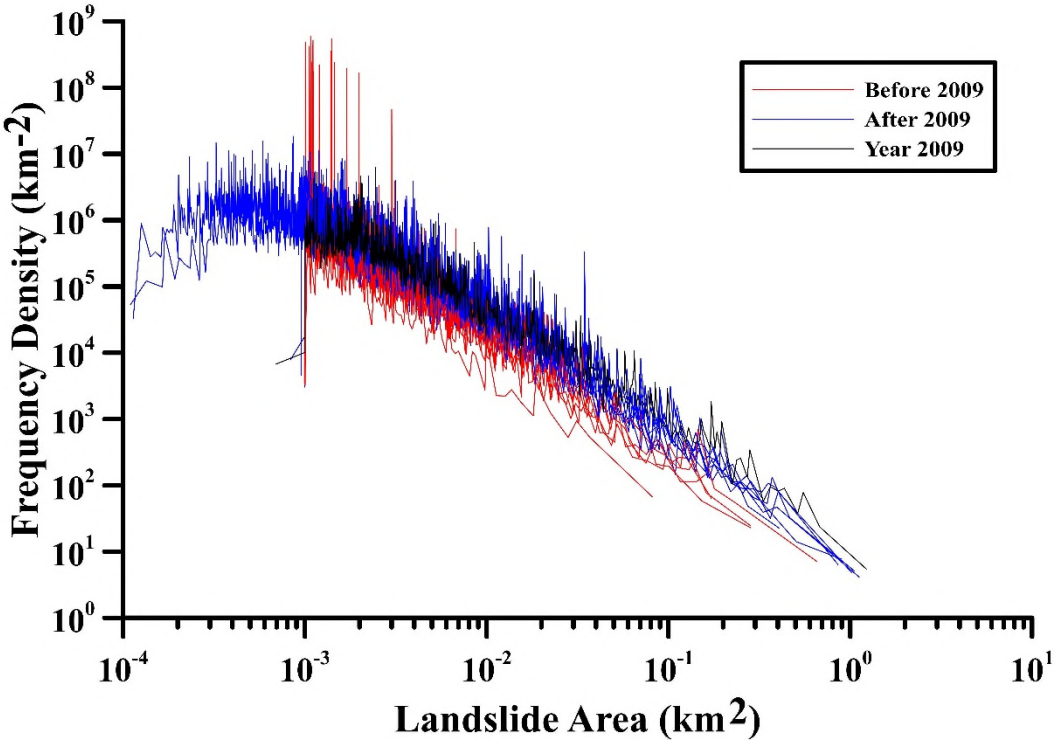


圖 4-27 隘寮溪歷年崩塌面積頻率分布圖

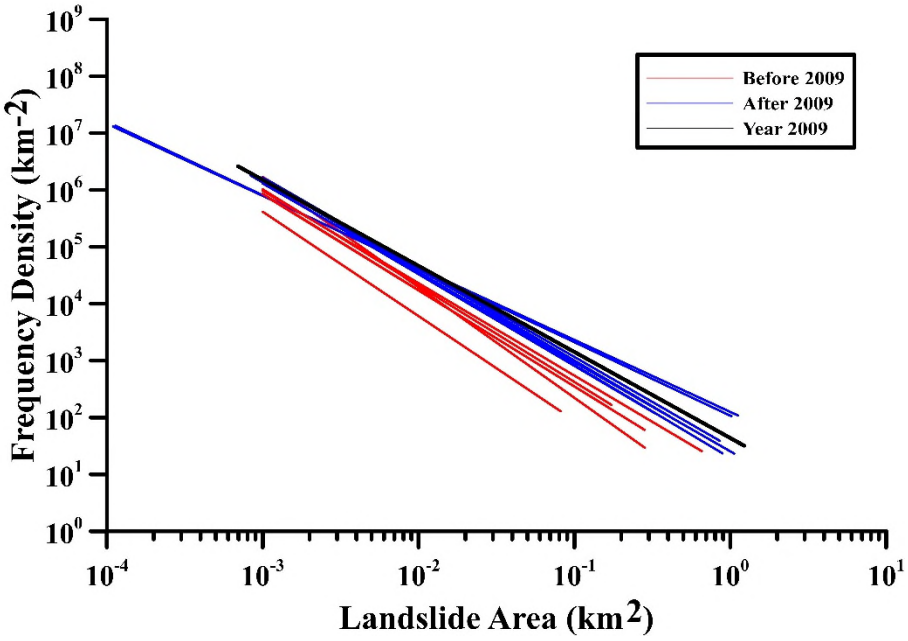


圖 4-28 隘寮溪崩塌面積頻率最適直線圖

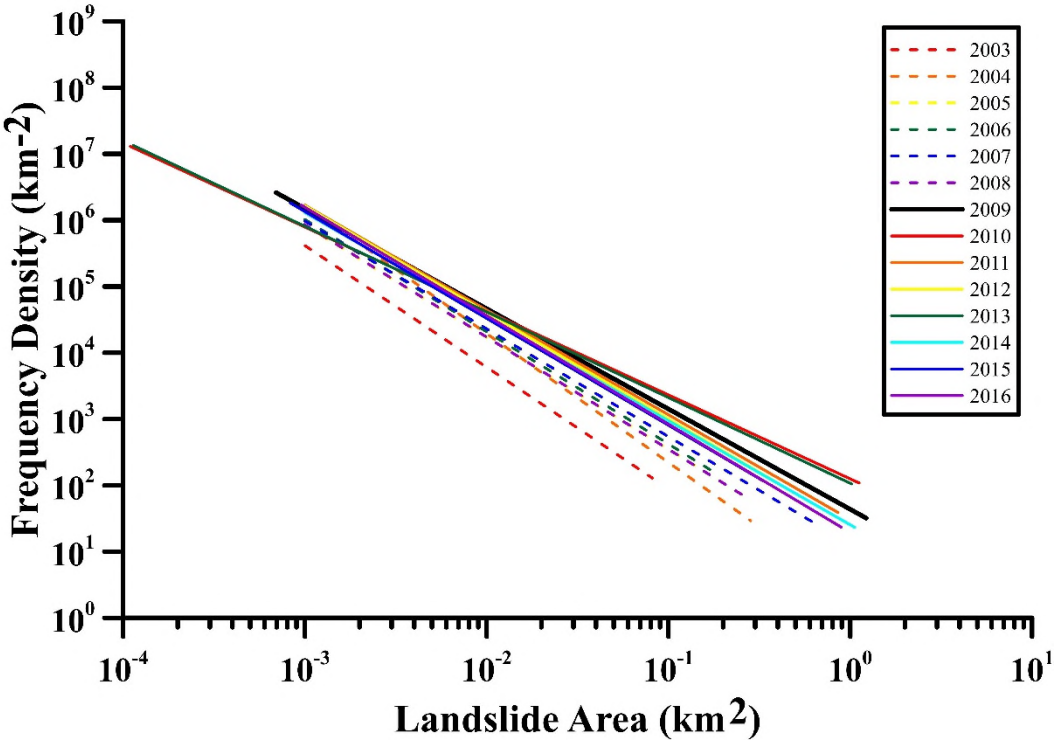


圖 4-29 隘寮溪歷年崩塌面積頻率最適直線圖

旗山溪集水區之關鍵子集水區 2101003 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.09×10^{-3} 至 9.09×10^{-2}，β 值為 1.26。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.04×10^{-3} 至 7.23×10^{-2}，β 值介於 1.29 (2005)至 1.57 (2008)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 5.8×10^{-4} 至 1.44×10^{-1}，β 值介於 1.1 (2013)至 1.47 (2012)。旗山溪集水區之關鍵子集水區 2101008 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.06×10^{-3} 至 1.27×10^{-1}，β 值為 1.17。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.1×10^{-3} 至 1.14×10^{-1}，β 值介於 1.17 (2005)至 1.49 (2006)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 5.3×10^{-4} 至 2.86×10^{-1}，β 值介於 1.25 (2013)至 1.54 (2012)。旗山溪集水區之關鍵子集水區 2101008 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.06×10^{-3} 至 1.27×10^{-1}，β 值為 1.17。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.1×10^{-3} 至 1.14×10^{-1}，β 值介於 1.17 (2005)至 1.49 (2006)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 5.3×10^{-4} 至 2.86×10^{-1}，β 值介於 1.25 (2013)至 1.54 (2012)。關鍵子集水區 2101003、2101008 歷年崩塌地頻率密度圖與最適直線詳見圖 4-30 至圖 4-35。

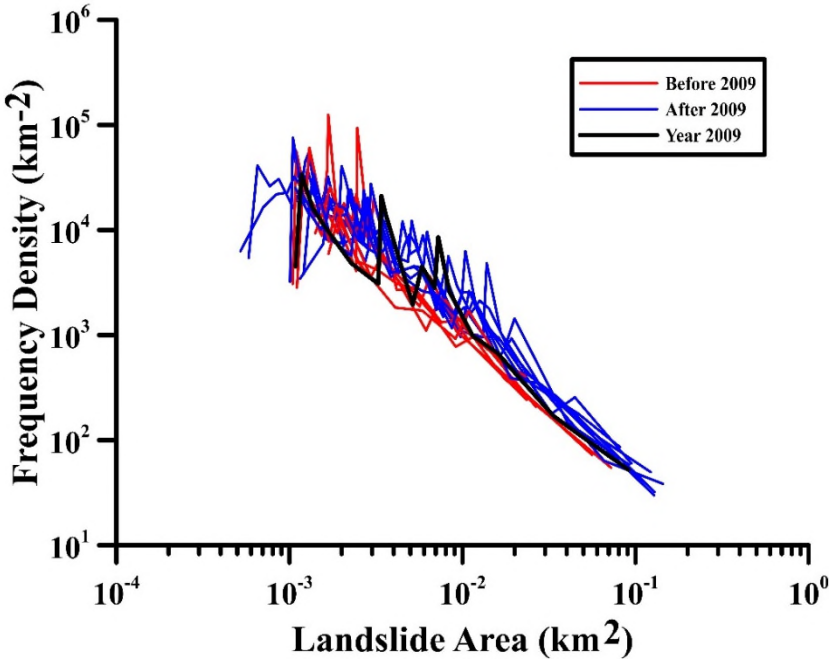


圖 4-30 關鍵子集水區 2101003 歷年崩塌面積頻率分布圖

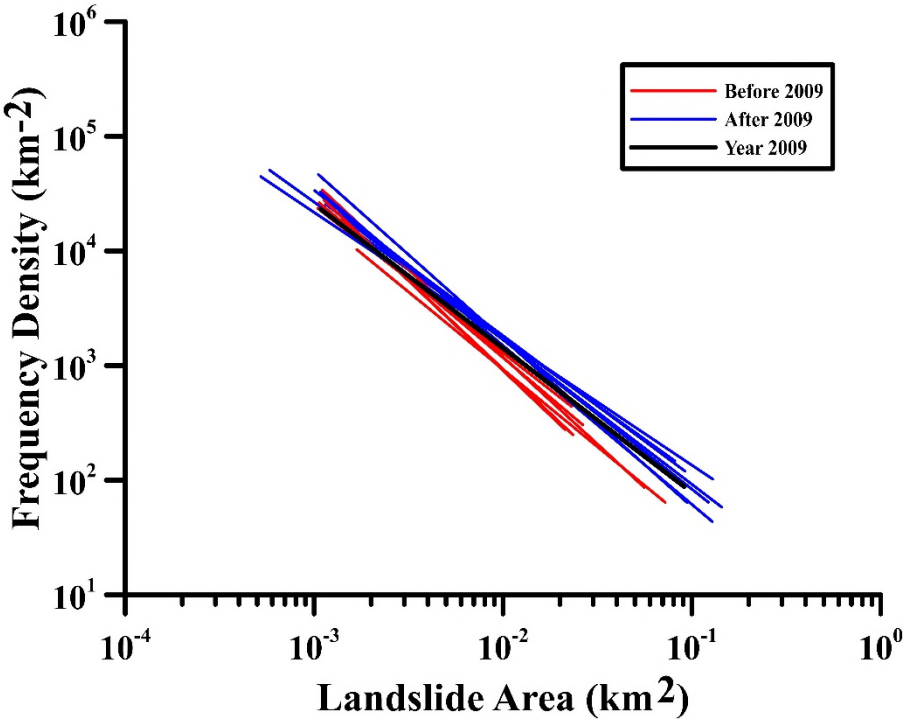


圖 4-31 關鍵子集水區 2101003 崩塌面積頻率最適直線圖

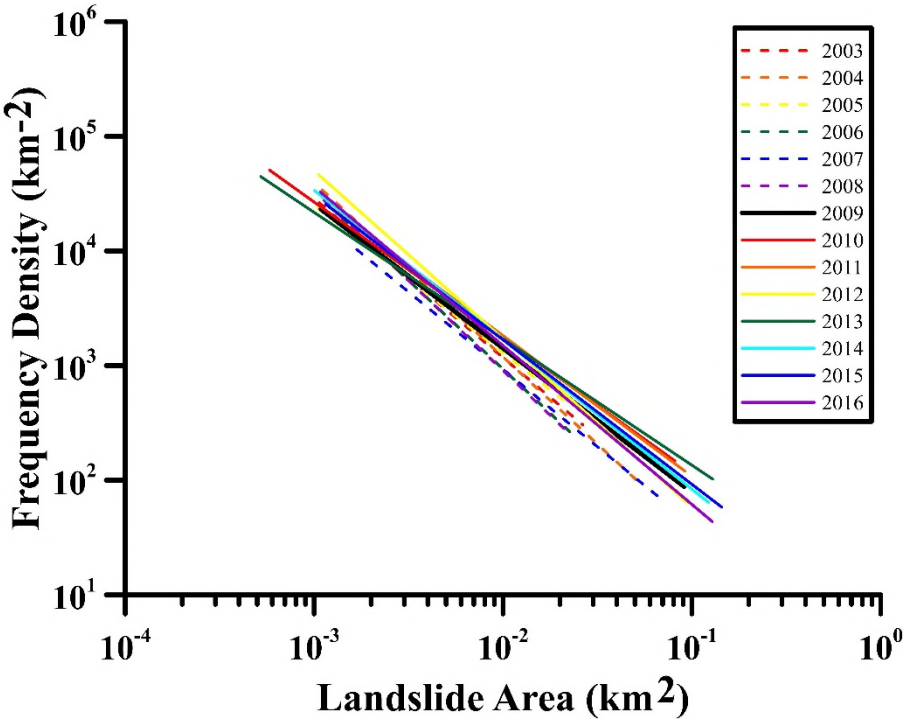


圖 4-32 關鍵子集水區 2101003 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

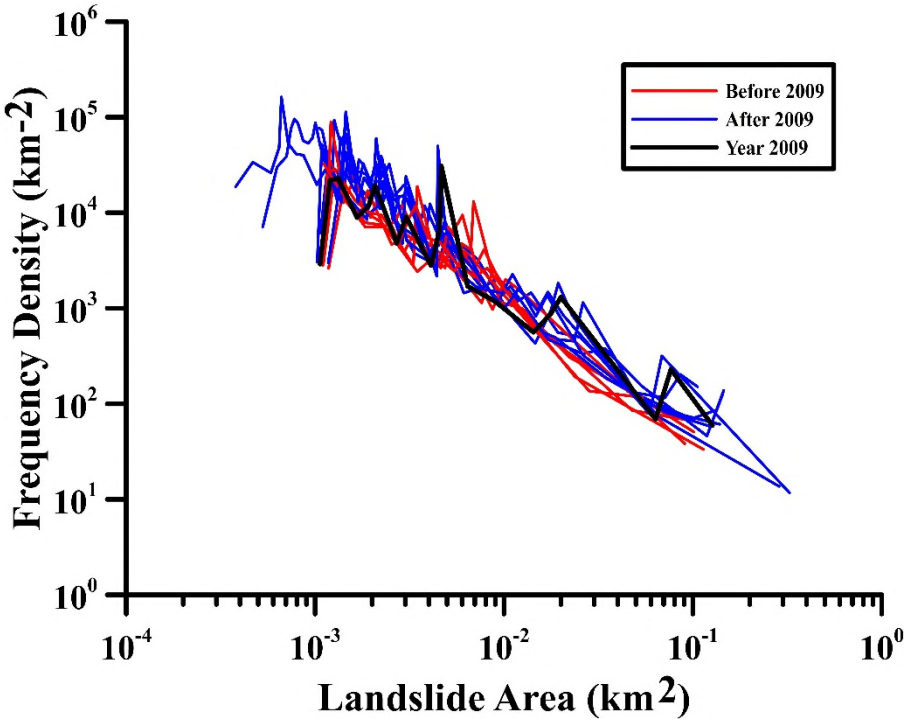


圖 4-33 關鍵子集水區 2101008 歷年崩塌面積頻率分布圖

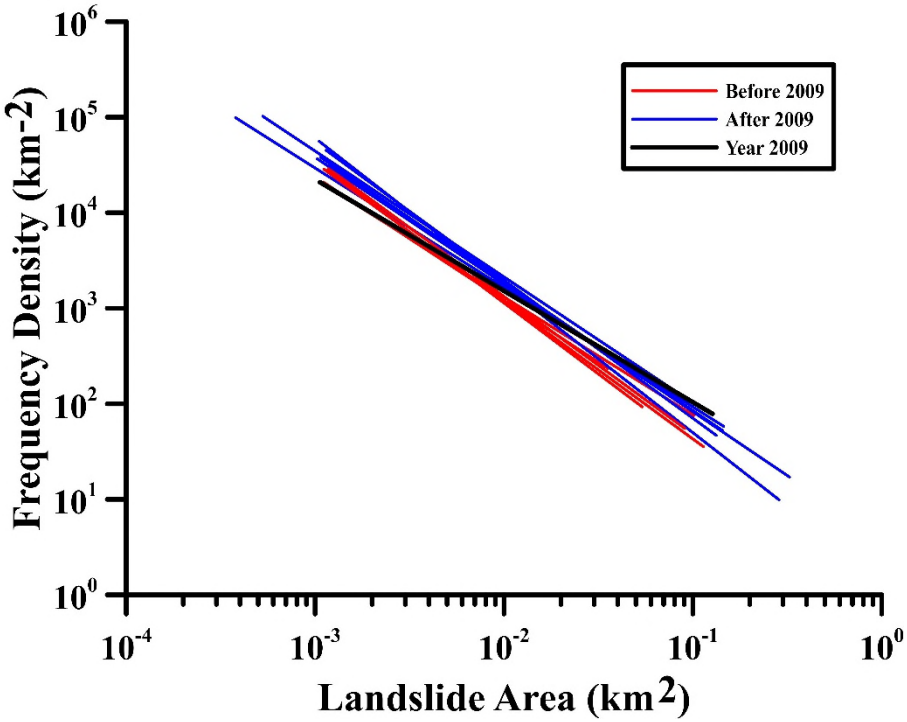


圖 4-34 關鍵子集水區 2101008 崩塌面積頻率最適直線圖

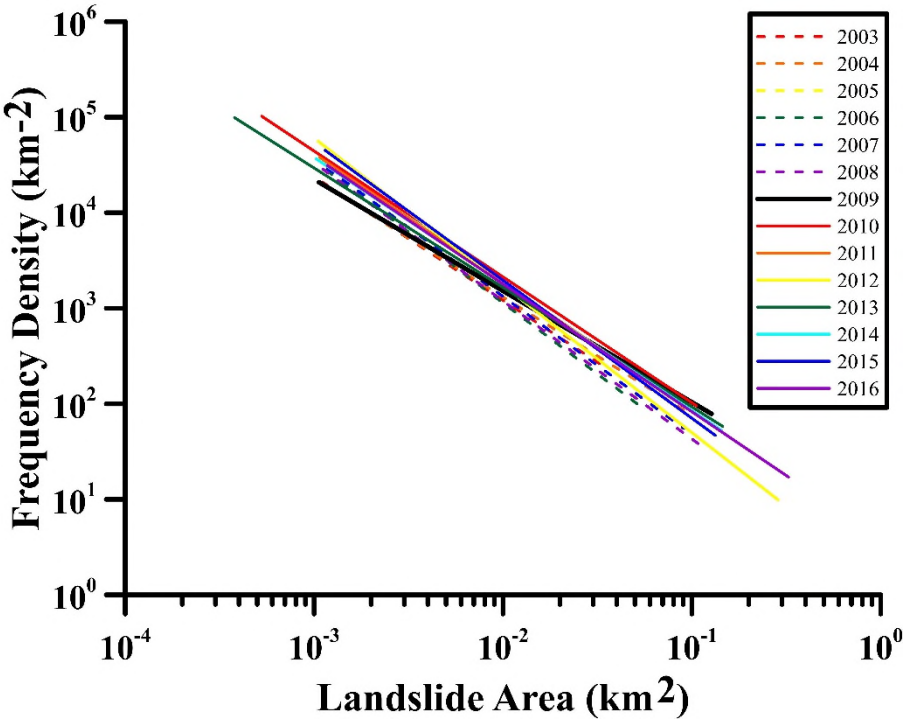


圖 4-35 關鍵子集水區 2101008 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

旗山溪集水區在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1×10^{-3} 至 1.25×10^{0}，β 值為 1.53。2009 年前崩塌地面積範圍介於 2.8×10^{-4} 至 2.93×10^{-1}，β 值介於 1.49 (2007)至 1.93 (2004)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 3×10^{-5} 至 1.13×10^{0}，β 值介於 1.2 (2013)至 1.65 (2012)。荖濃溪集水區之關鍵子集水區 2102019 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.9×10^{-3} 至 2.62×10^{-1}，β 值為 1.29。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.1×10^{-3} 至 8.72×10^{-2}，β 值介於 1.2 (2008)至 1.43 (2006)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 5.8×10^{-4} 至 2.24×10^{-1}，β 值介於 1.25 (2010)至 1.56 (2012)。旗山溪與關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌地頻率密度圖與最適直線詳見圖 4-36 至圖 4-41。

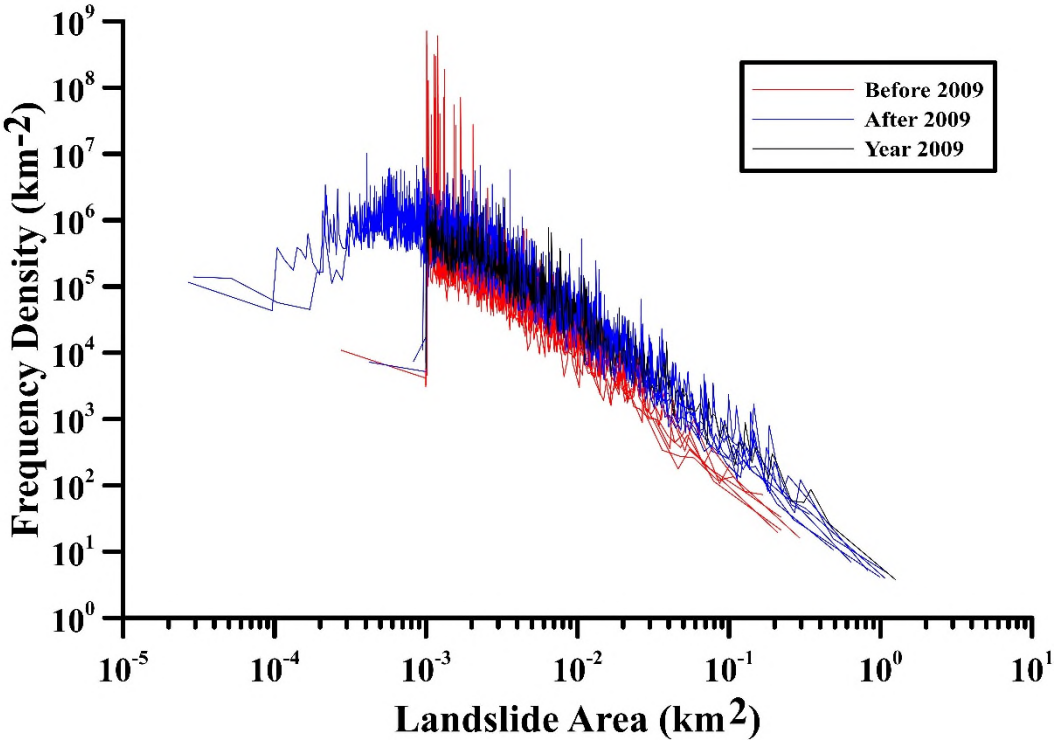


圖 4-36 旗山溪歷年崩塌面積頻率分布圖

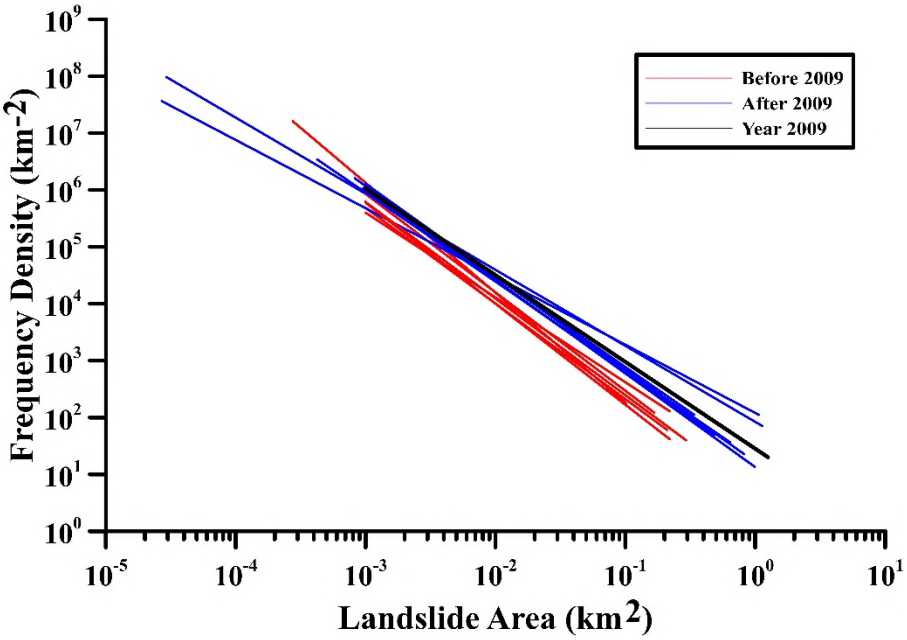


圖 4-37 旗山溪崩塌面積頻率最適直線圖

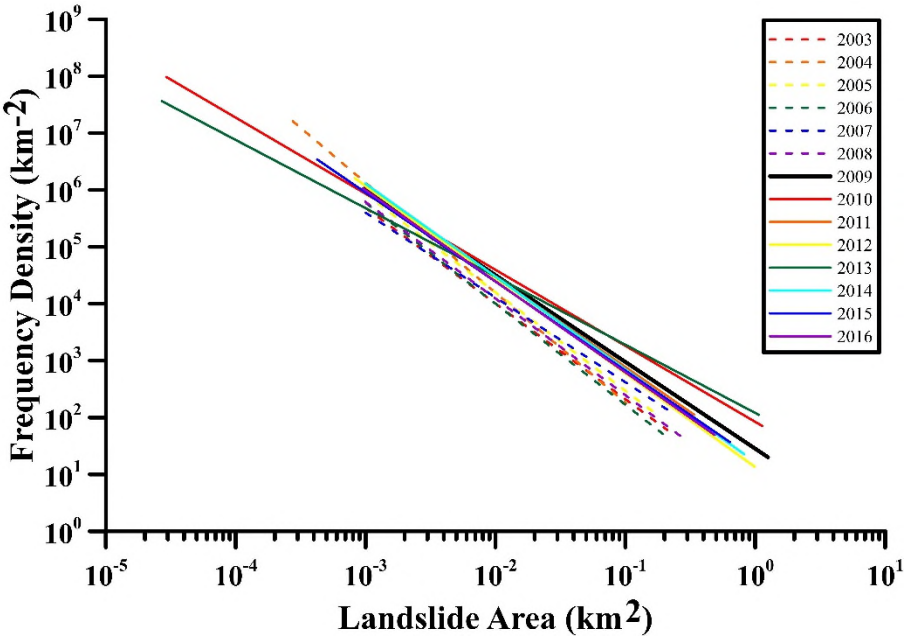


圖 4-38 旗山溪歷年崩塌面積頻率最適直線圖

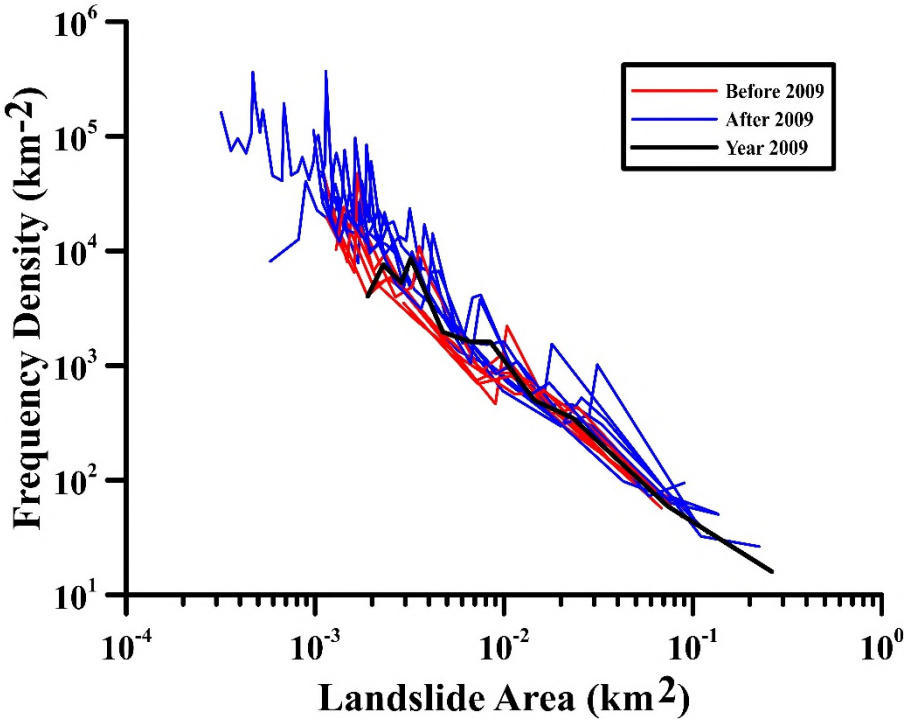


圖 4-39 關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌面積頻率分布圖

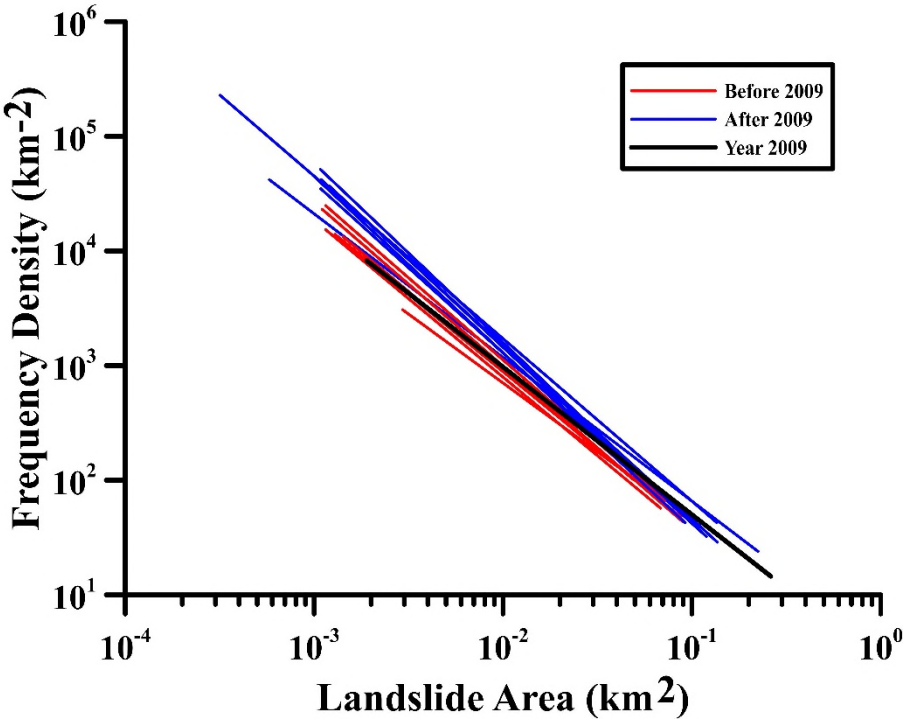


圖 4-40 關鍵子集水區 2102019 崩塌面積頻率最適直線圖

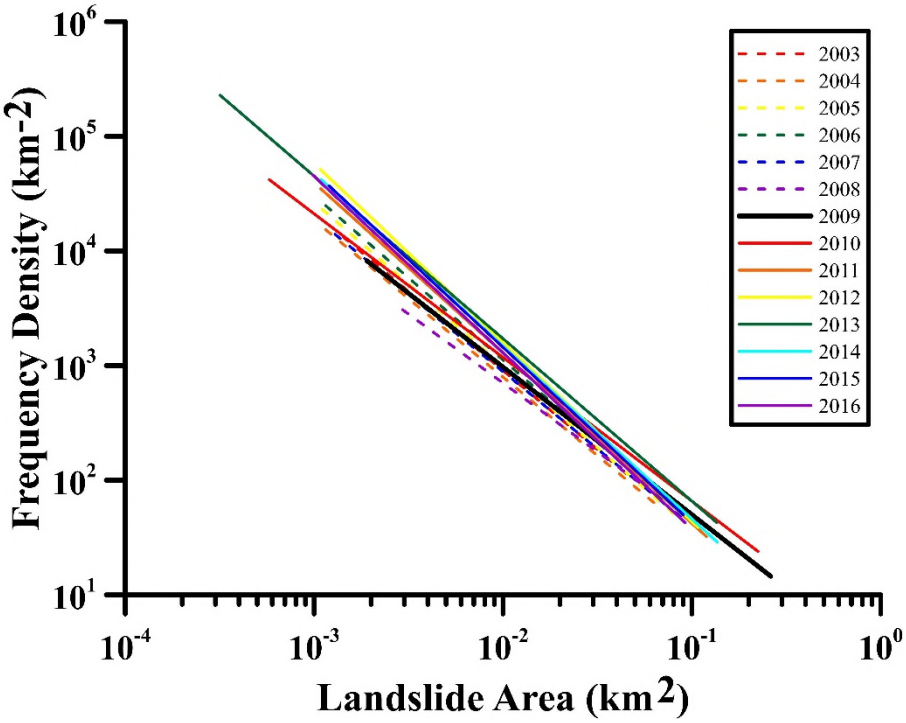


圖 4-41 關鍵子集水區 2102019 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

關鍵子集水區 2102023 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 3.24×10^{-3} 至 1.98×10^{-2}，β 值為 1.01。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.25×10^{-3} 至 2.36×10^{-1}，β 值介於 1.23 (2004)至 1.68 (2003)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 4.4×10^{-4} 至 2.25×10^{-1}，β 值介於 1.13 (2010)至 1.48 (2014)。關鍵子集水區 2102026 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.16×10^{-3} 至 5.61×10^{-1}，β 值為 1.19。2009 年前崩塌地面積範圍介於 1.04×10^{-3} 至 1.83×10^{-1}，β 值介於 1.2 (2008)至 1.57 (2004)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 1.2×10^{-4} 至 6×10^{-1}，β 值介於 1.25 (2013)至 1.48 (2014)。關鍵子集水區 2102028 在 2009 年崩塌地面積範圍介於 1.56×10^{-3} 至 1.07×10^{0}，β 值為 1.26。2009 年前崩塌地面積範圍介於 8.8×10^{-4} 至 2.98×10^{-1}，β 值介於 1.11 (2008)至 1.39 (2004)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 1.2×10^{-4} 至 1.17×10^{-3}，β 值介於 1.29 (2012)至 1.32 (2010)。關鍵子集水區 2102023、2102026 及 2102028 歷年崩塌地頻率密度圖與最適直線詳見圖 4-42 至圖 4-50。

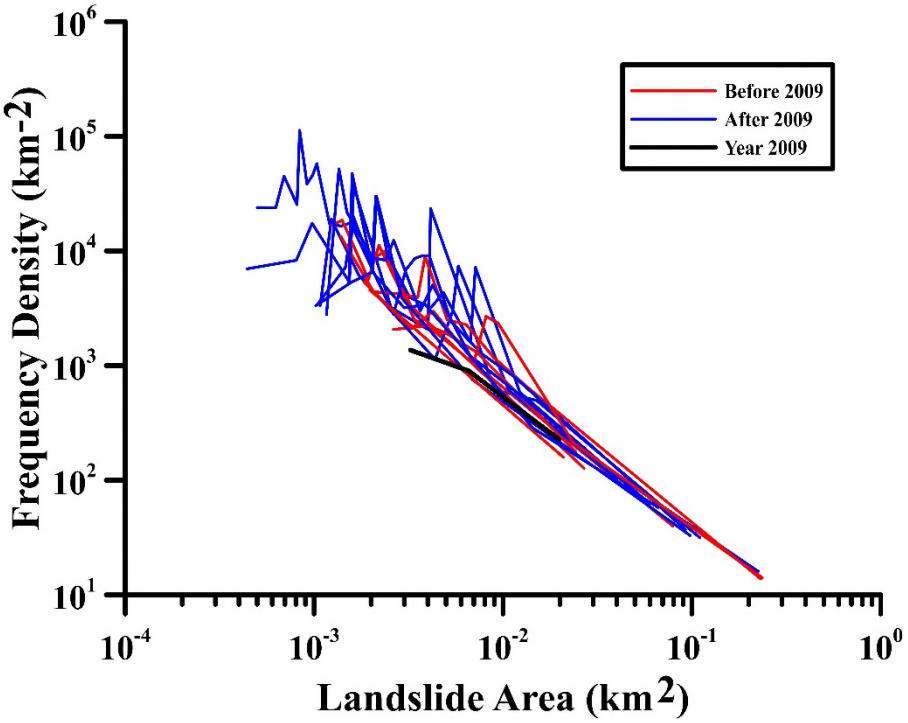


圖 4-42 關鍵子集水區 2102023 歷年崩塌面積頻率分布圖

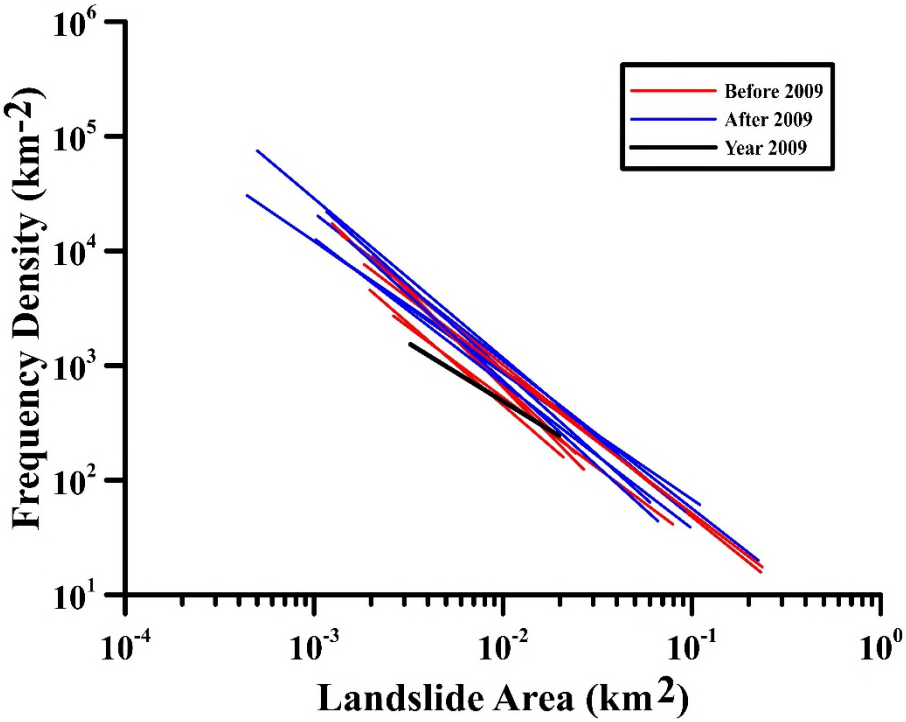


圖 4-43 關鍵子集水區 2102023 崩塌面積頻率最適直線圖

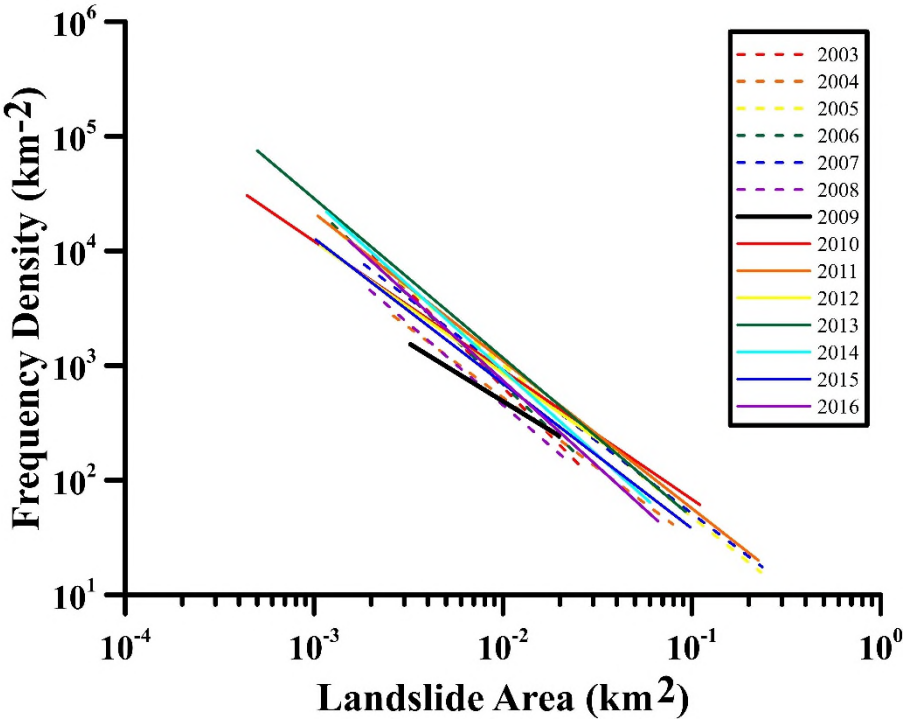


圖 4-44 關鍵子集水區 2102023 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

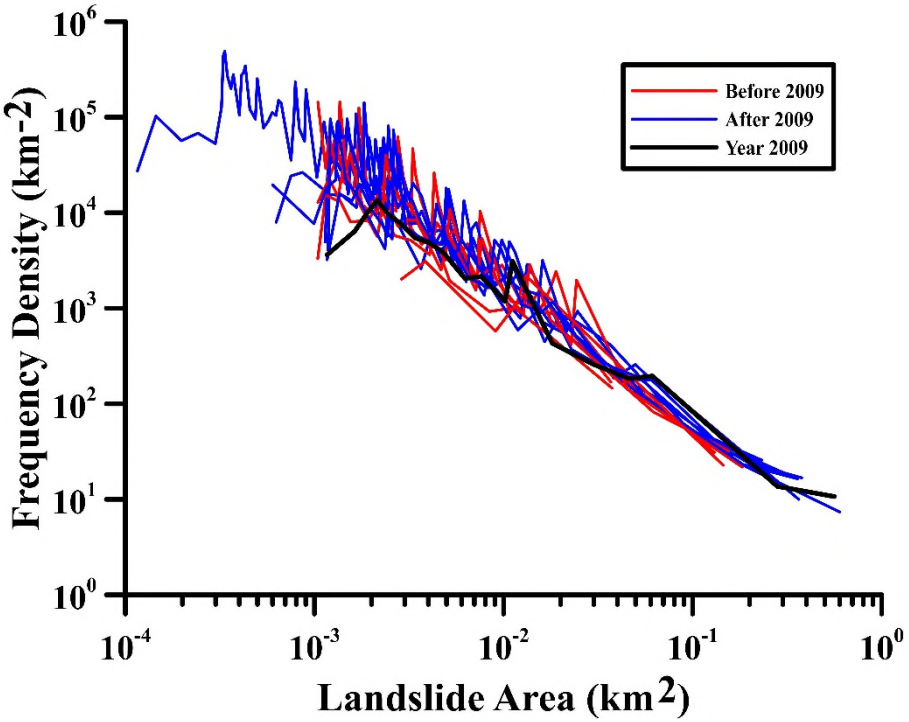


圖 4-45 關鍵子集水區 2102026 歷年崩塌面積頻率分布圖

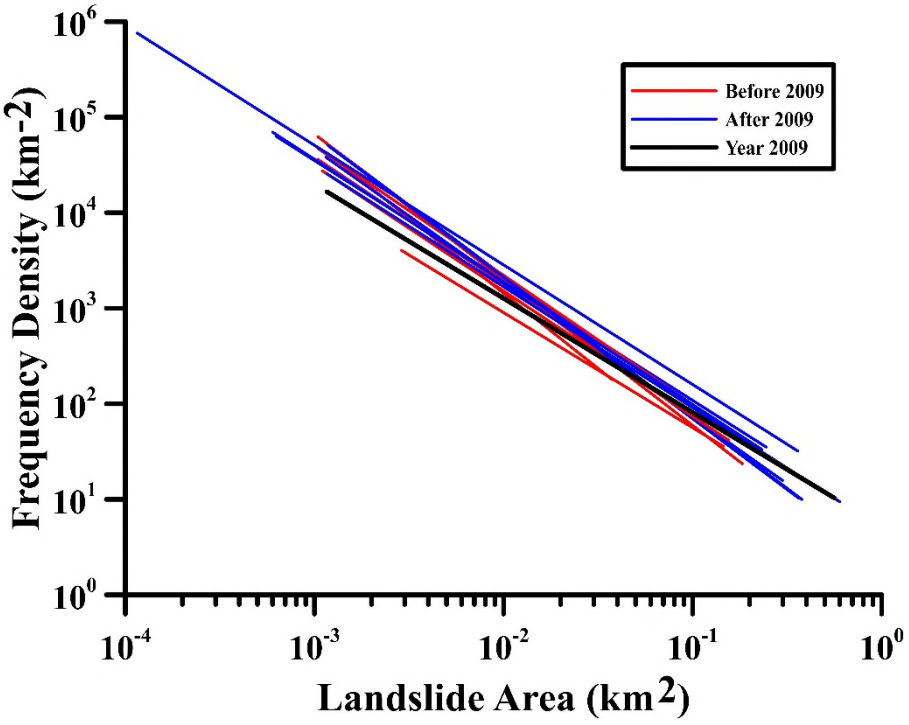


圖 4-46 關鍵子集水區 2102026 崩塌面積頻率最適直線圖

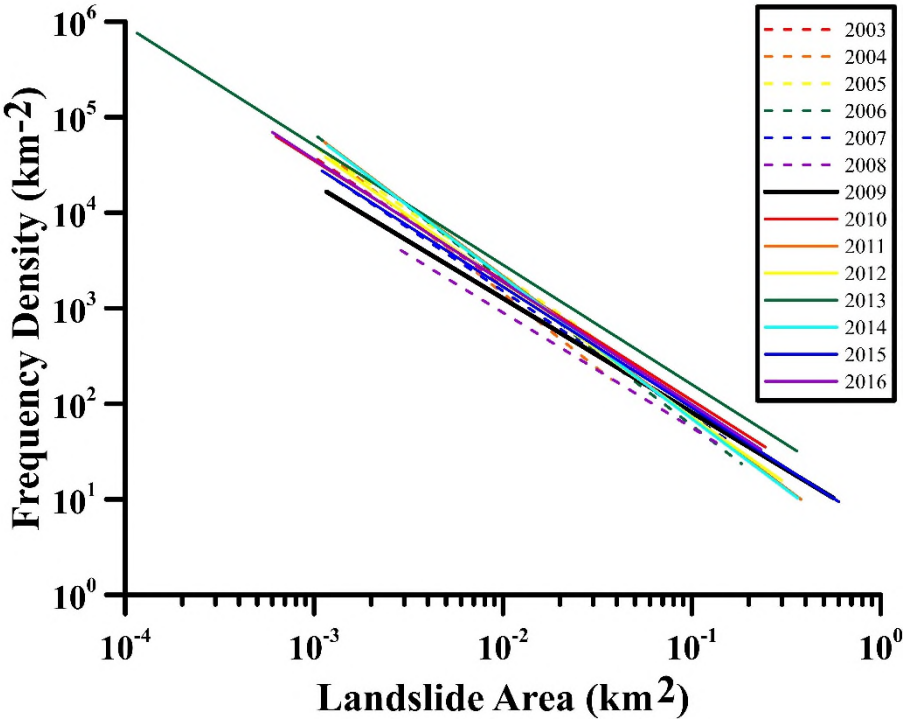


圖 4-47 關鍵子集水區 2102026 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

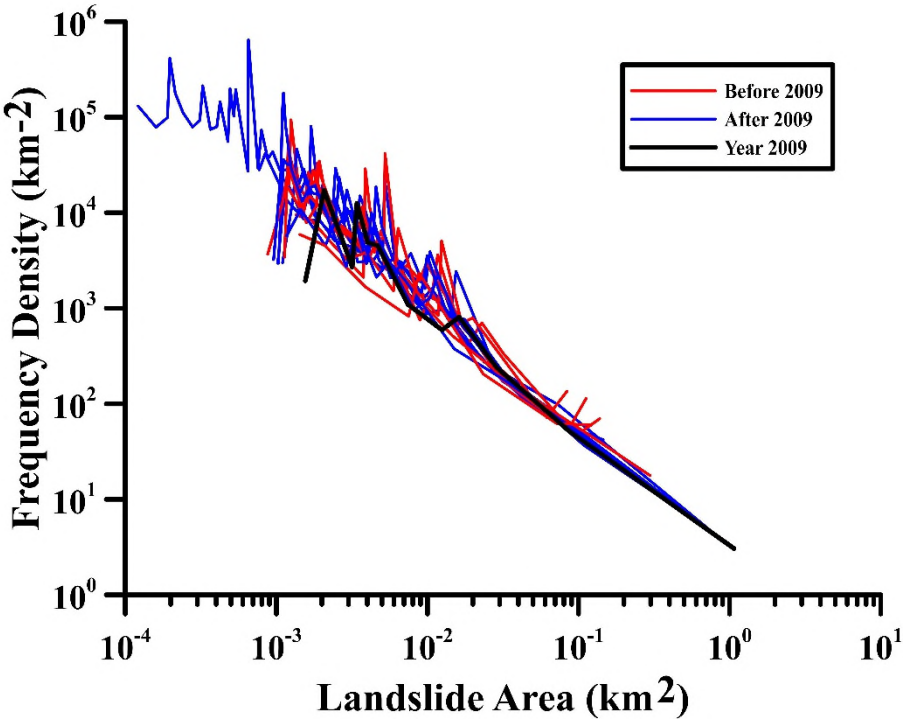


圖 4-48 關鍵子集水區 2102028 歷年崩塌面積頻率分布圖

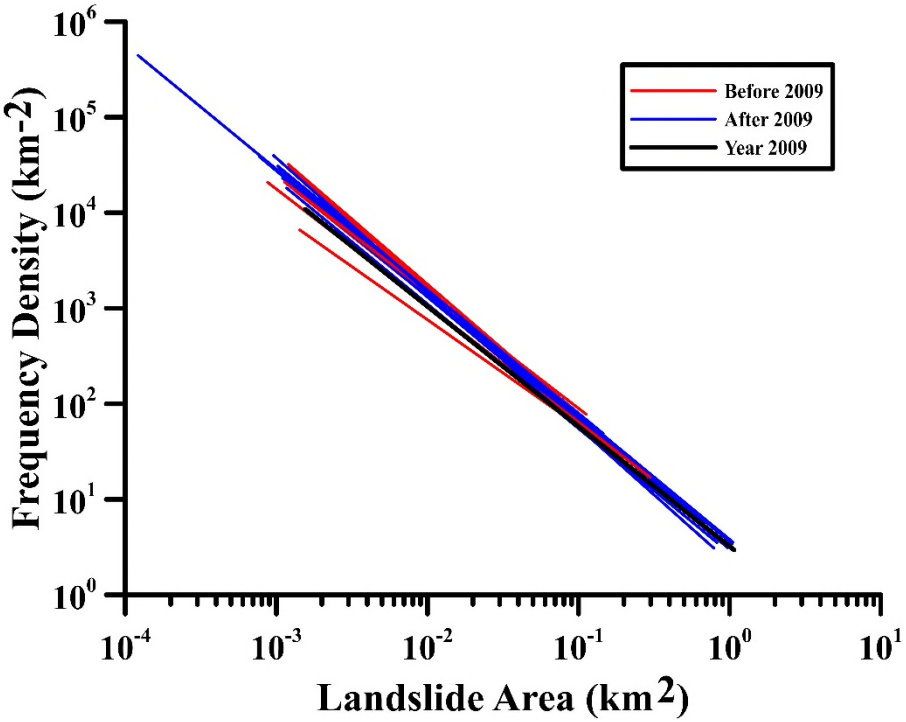


圖 4-49 關鍵子集水區 2102028 崩塌面積頻率最適直線圖

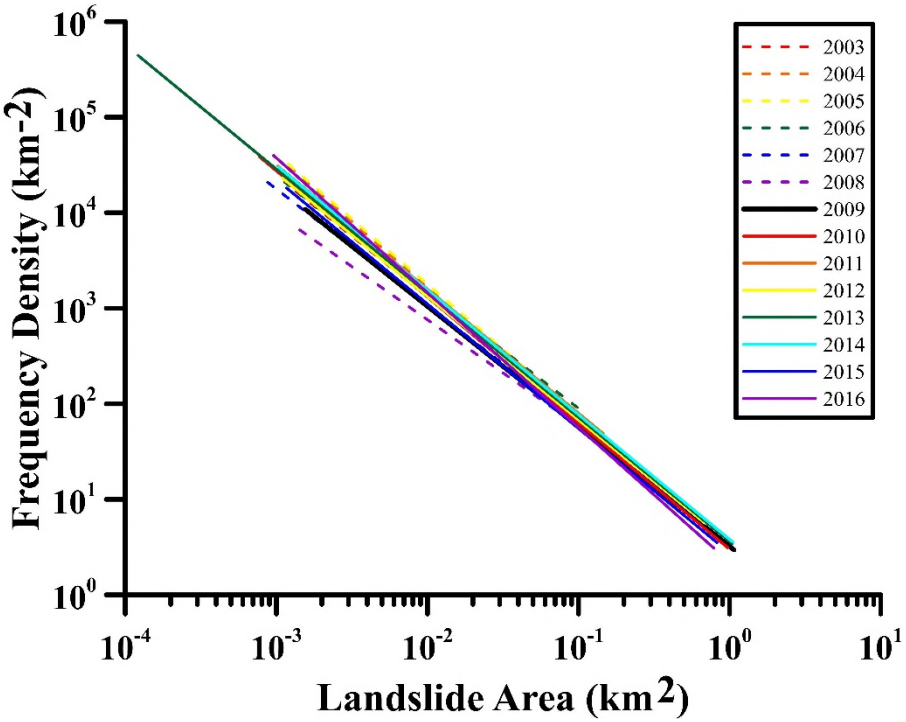


圖 4-50 關鍵子集水區 2102028 歷年崩塌面積頻率最適直線圖

荖濃溪集水區在 2009 年崩塌地面積範圍介於 7.3×10^{-4} 至 1.32×10^{0}，β 值為 1.5。2009 年前崩塌地面積範圍介於 7.1×10^{-4} 至 9.52×10^{-1}，β 值介於 1.51 (2007)至 2.23 (2004)；2009 年後崩塌地面積範圍介於 6×10^{-5} 至 2.79×10^{0}，β 值介於 1.27 (2010)至 1.61 (2012)。荖濃溪集水區歷年崩塌地頻率密度圖與最適直線詳見圖 4-51 至圖 4-53。

各集水區在 2009 年前與後相比上，崩塌範圍在大面積崩塌處出現更大的崩塌面積且在 5 年內未有恢復至 2009 年前的情形，甚至有更高的崩塌面積出現，小面積崩塌在事件後大量出現則是使崩塌範圍增加的另一個原因，顯示大面積崩塌在高密度崩塌集水區內有難以復育甚至擴大的情形。各集水區在 2009 年前與後相比上，小面積崩塌密度上升出現比 2009 年前高的現象，顯示小面積崩塌在 2009 年後大量出現在高密度崩塌集水區內，特別是崩塌面積小於轉彎點的崩塌密度上升會使 β 值下降。

至此，第 4.1 節由崩塌地地形位置分析法長期分析，顯示崩塌地地形特性長期變化情況在 2009 年後，面積小於 1 公頃崩塌地在下邊坡大量出現，最高崩塌個數誘發年份也非都在莫拉克颱風當年，而在往後幾年內發生，除關鍵子集水區 2101003 與 2103003 分別落在 2009 年後 3 年(2012)與 5 年(2014)外，其餘年份在 2009 年後 4 年(2013)皆有小面積河岸崩塌個數攀升至高於或接近 2009 年當年度下邊坡崩塌個數情形。第 4.2 節以崩塌面積頻率分析法由 2009 年前崩塌頻率密度所占範圍較 2009 年後更小顯示出現更多小與大面積崩塌出現，莫拉克颱風後 1 至 2 年間 β 值降低由於各面積級數區間皆有大量崩塌個數出現，颱風後 3 至 5 年間 β 值開始上升且各面積級數崩塌密度開始下降顯示植生復育後使崩塌穩定，但 β 值再次下降則顯示小面積崩塌分布趨於密集，出現崩塌型態轉變。

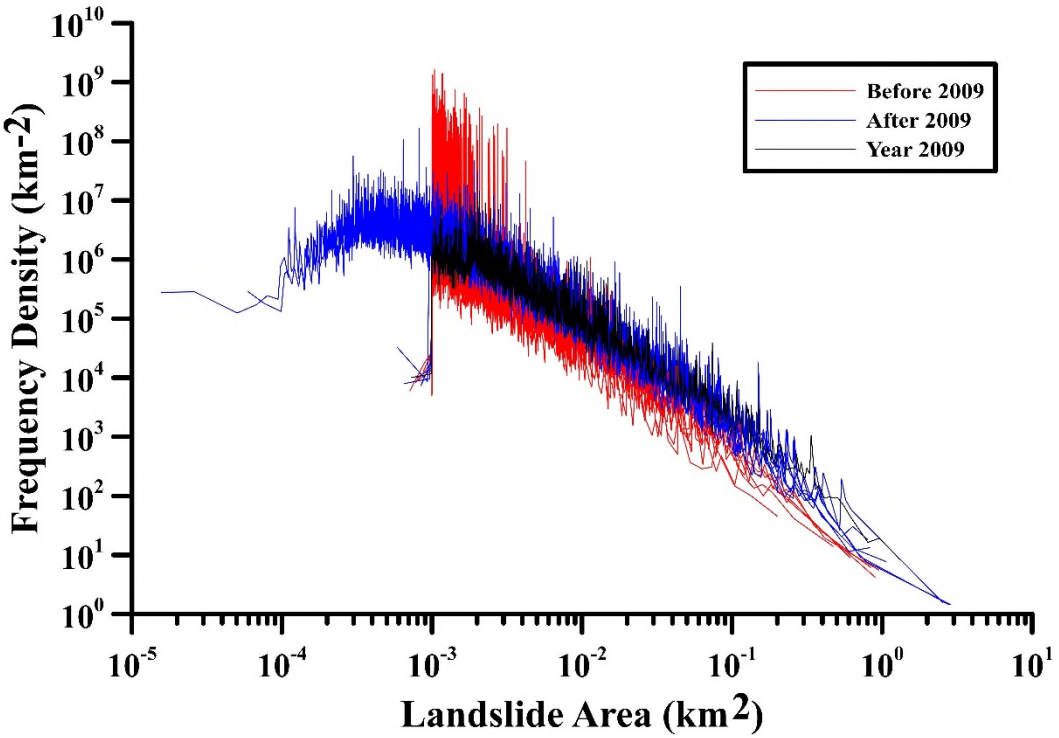


圖 4-51 荖濃溪歷年崩塌面積頻率分布圖

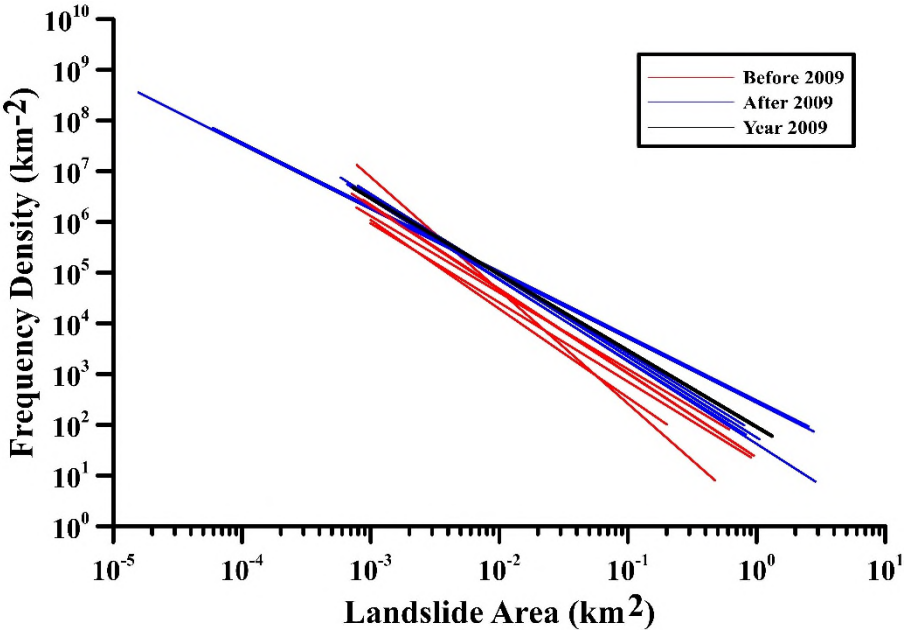


圖 4-52 荖濃溪崩塌面積頻率最適直線圖

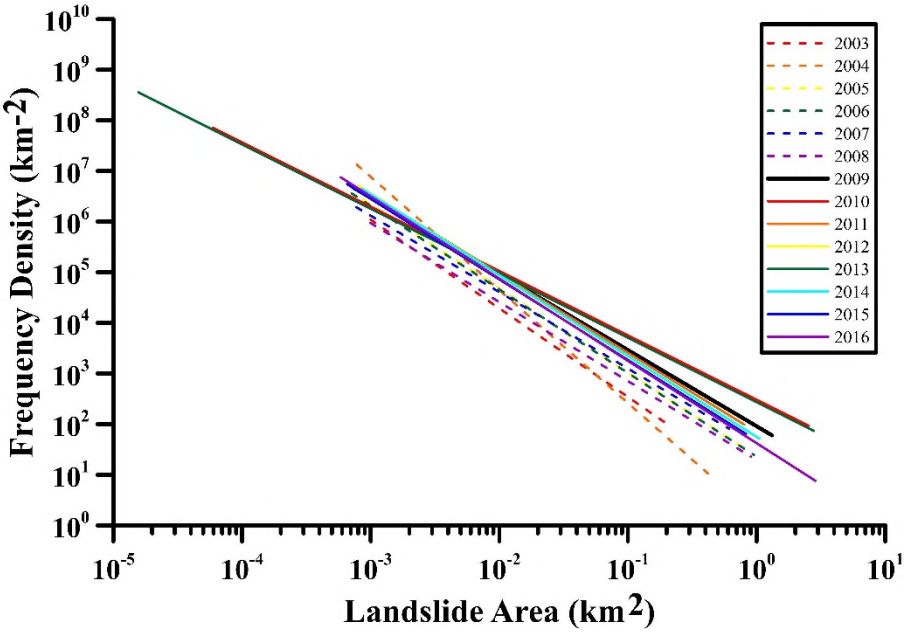


圖 4-53 荖濃溪歷年崩塌面積頻率最適直線圖

第三節 極端降雨前後誘發崩塌之累積降雨值差異

關鍵治理子集水區的崩塌率攀升來自極端降雨事件，這些事件誘發高密度崩塌區主導後續幾年崩塌演化。極端降雨前後誘發崩塌之累積降雨值差異，旨在探討關鍵治理子集水區在極端事件過後幾年，所受颱風或豪雨帶來之降雨時崩塌誘發門檻值差異。

Chen et al.(2016)分析台灣 2006 至 2012 年降雨誘發崩塌，指出大規模與深層崩塌的時降雨強度較小面積崩塌來的強且久，兩者分別介於時降雨強度 11.5~31mm/hr 和 8.5~31mm/hr 以及降雨延時 26.5~62.5hr 和 4~62.5hr，顯示大規模與深層崩塌需要較高的地下水位來誘發。Wu(2017)以不同降雨延時與降雨強度分析颱風期間的降雨特徵，引用氣象局劃分大豪雨之 24 小時累計降雨量達 350mm 為極端降雨事件。

Chen et al.(2018)分析台灣 2006 至 2013 年前期降雨對誘發崩塌的影響，指出 15~18 天的前期降雨可用於預警崩塌發生的降雨門檻值，同時，長延時低強度降雨導致土壤孔隙水壓上升來自至少 24 小時的降雨延時。張紘揚(2018)以克利金法逐時估算降雨強度與累積雨量探討崩塌潛勢時，發現時間累積至最大降雨強度與累積至整個事件結束時兩者差異不大。本研究延續文獻分析方法與結論，以 24、48 和 72 小時降雨量劃分降雨延時，並依照中央氣象局 109 年 3 月 1 日起實施之雨量分級定義(詳見表 4-1)24 小時採計大於 350 毫米降雨事件，48 和 72 小時則採計大於 500 和 800 毫米降雨事件，颱風事件則以陸上颱風警報發佈時間為依據，歷年降雨資料以旗山溪上游楠溪雨量站與隘寮溪中游上德文雨量站為用。

表 4-1 中央氣象局雨量分級定義表(自民國 109 年 3 月 1 日起實施)

名稱	雨量	警戒事項
大雨	80mm/24hr 以上 或 40mm/1hr 以上	山區或地質脆弱區：可能發生山洪暴發、落石、坍方 平地：排水差或低窪易發生積、淹水 雨區：注意強陣風、雷擊
豪雨	200mm/24hr 以上 或 100mm/3hr 以上	山區：應防山洪暴發、落石、坍方、土石流 平地：極易發生積、淹水 雨區：視線不良，注意強陣風、雷擊、甚至冰雹
大豪雨	350mm/24hr 以上 或 200mm/3hr 以上	山區：慎防山洪暴發、落石、坍方、土石流或崩塌 平地：淹水面積擴大 雨區：視線甚差，注意強陣風、雷擊、甚至冰雹
超大豪雨	500mm/24hr 以上	山區：嚴防大規模山洪暴發、落石、坍方、土石流或崩塌 平地：嚴重淹水，事態擴大 雨區：視線惡劣，注意強陣風、雷擊、甚至冰雹

隘寮溪三地門雨量站以大豪雨與超大豪雨分級標準自 2003 至 2015 年歷年降雨資料,24 小時累計雨量大於 350 毫米於 2004 至 2008 年共計 11 次，2010 至 2015 年共計 6 次；旗山溪楠溪雨量站自 2003 至 2015 年歷年降雨資料，2004 至 2008 年共計 7 次，2010 至 2015 年共計 2 次。隘寮溪 48 小時累計雨量大於 500 毫米於 2004 至 2008 年共計 13 次，2010 至 2015 年共計 7 次；旗山溪楠溪雨量站於 2004 至 2008 年共計 11 次，2010 至 2015 年共計 5 次。隘寮溪 72 小時累計雨量大於 800 毫米於 2004 至 2008 年共計 7 次，2010 至 2015 年共計 2 次；旗山溪楠溪雨量站於 2004 至 2008 年共計 4 次，2010 至 2015 年共計 0 次。顯示隘寮溪與旗山溪降雨事件大多來自颱風事件且在 2009 年後數量減少，除 2010 年凡那比外，2011 至 2015 年颱風事件以從 2009 年前每年 2 次事件降至每年 1 次或 2011 年沒颱風事件。

未達豪雨標準但 24 小時累計降雨量大於 100 毫米降雨事件，剔除與颱風事件衝突時間後於 5 月及 6 月佔 28.3%與 30.4%事件個數最多。一則說明這些事件帶來的降雨為該年易誘發崩塌的豪雨事件，二則說明在降雨事件未若強於 2009 年前頻繁時，延時較低或累計雨量較少的降雨事件如颱風季外的梅雨或午後雷陣雨是在高密度崩塌集水區中使崩塌復育困難或易於誘發崩塌的降雨門檻值。

隘寮溪歷年前五高 24 小時累積降雨事件(詳見表 4-4)於 2009 年後,7 至 9 月颱風季事件與 5 至 6 月的梅雨季事件差不多皆為 15 件，但開始出現 24 小時累積降雨量小於 100 毫米的豪雨事件,除 2012 和 2015 年有 3 和 2 場大於 300 毫米的事件外，其餘年份以 100 至 200 毫米事件為主。旗山溪歷年前五高 24 小時累積降雨事件(詳見表 4-5)於 2009 年後，7 至 9 月颱風季事件共 10 場，其餘則為 5 至 6 月的梅雨季 12 場與 11 至 12 月的 8 場。24 小時累積降雨超過 100 毫米事件

在 2011 年降為 5 月 18 號的 1 場，2012 年則未有符合事件之最高為 95 毫米，2013 年除 5 月有 1 場超過 150 毫米的豪雨外在颱風季有降雨事件排入前五，2014 年及 2015 年則繼續有颱風事件降雨。顯示坡面大面積裸露地與巨量土砂匯入河川使較小降雨就使崩塌面積持續上升。

表 4-2 隘寮溪歷年降雨分析表

年	月	日	24hr 雨量(mm)	年	月	日	24hr 雨量(mm)
2004	7	2	531(敏督利)	2008	7	28	467(鳳凰)
2005	6	13	462	2008	9	14	538.5(辛樂克)
2005	7	18	815.5(海棠)	2009	8	8	1012(莫拉克)
2005	9	1	520.5(泰利)	2010	9	19	942.5(凡那比)
2006	6	10	458.5	2012	6	10	592.5
2006	7	14	721.5(碧利斯)	2012	6	20	396(泰利)
2007	8	13	514	2012	8	2	378.5(蘇拉)
2007	8	18	523.5(聖帕)	2013	8	8	536
2007	10	6	383(柯羅莎)	2015	8	8	536(蘇迪勒)
年	月	日	48hr 雨量(mm)	年	月	日	48hr 雨量(mm)
2004	7	3	841.5(敏督利)	2008	9	14	671.5(辛樂克)
2005	6	13	816	2008	9	29	633(薔蜜)
2005	7	19	1401.5(海棠)	2009	8	8	1971(莫拉克)
2005	9	1	602(泰利)	2010	9	20	1009.5(凡那比)
2006	6	10	791.5	2011	8	30	533(南瑪都)
2006	7	15	873(碧利斯)	2012	6	11	1097.5
2007	8	14	567.5	2012	6	20	516(泰利)
2007	8	19	709.5(聖帕)	2013	8	9	699.5
2007	10	7	714.5(柯羅莎)	2015	5	25	500.5
2008	7	18	647.5(卡玫基)	2015	8	9	699.5(蘇迪勒)
2008	7	29	742(鳳凰)				
年	月	日	72hr 雨量(mm)	年	月	日	72hr 雨量(mm)
2004	7	4	913(敏督利)	2007	8	20	824(聖帕)
2005	6	14	979.5	2008	7	19	882.5(卡玫基)
2005	7	20	1912.5(海棠)	2009	8	8	1990.5(莫拉克)
2006	6	11	916.5	2010	9	20	1012(凡那比)
2006	7	15	1013.5(碧利斯)	2012	6	12	1503(泰利)

表 4-3 旗山溪歷年降雨分析表

年	月	日	24hr 雨量(mm)	年	月	日	24hr 雨量(mm)
2004	7	3	548(敏督利)	2008	7	28	378.5(鳳凰)
2005	9	1	401.5(泰利)	2008	9	14	488(辛樂克)
2006	6	9	716	2009	8	9	748(莫拉克)
2007	10	6	428.5(柯羅莎)	2013	7	13	392.5(蘇力)
2008	7	18	387(卡玫基)	2014	7	23	458.5(麥德姆)
年	月	日	48hr 雨量(mm)	年	月	日	48hr 雨量(mm)
2004	7	4	967.5(敏督利)	2008	9	14	715(辛樂克)
2004	8	25	557.5(艾利)	2008	9	29	579(薔蜜)
2005	9	1	494.5(泰利)	2009	8	9	1457.5(莫拉克)
2006	6	10	1078.5	2013	7	13	455.5(蘇力)
2006	7	15	461.5(碧利斯)	2013	8	22	418(潭美)
2007	8	19	585(聖帕)	2014	7	23	514.5(麥德姆)
2007	10	7	616.5(柯羅莎)	2015	5	25	396.5
2008	7	18	498.5(卡玫基)	2015	8	9	375(蘇迪勒)
2008	7	29	517.5(鳳凰)				
年	月	日	72hr 雨量(mm)	年	月	日	72hr 雨量(mm)
2004	7	4	1314(敏督利)	2008	9	15	879(辛樂克)
2006	6	10	1203.5	2009	8	9	1866(莫拉克)

表 4-4 隘寮溪歷年前五高降雨分析表

年	月	日	24hr 雨量(mm)	年	月	日	24hr 雨量(mm)
2010	5	23	149.5	2013	4	6	102.5
2010	5	29	183	2013	5	17	196
2010	7	27	140	2013	5	25	80
2010	7	30	77.5	2013	8	8	536
2010	9	19	942.5	2013	9	29	137
2011	5	13	93.5	2014	5	20	116
2011	5	17	91	2014	6	3	143
2011	7	19	217	2014	7	23	345.5
2011	8	29	339.5	2014	8	13	88
2011	9	6	107.5	2014	9	21	182
2012	5	11	174.5	2015	5	25	303.5
2012	5	20	140.5	2015	7	11	146.5
2012	6	10	592.5	2015	7	13	138.5
2012	6	20	396	2015	8	8	536
2012	8	2	378.5	2015	9	29	137

表 4-5 旗山溪歷年前五高降雨分析表

年	月	日	24hr 雨量(mm)	年	月	日	24hr 雨量(mm)
2010	2	19	66	2013	5	19	173
2010	5	23	146.5	2013	7	13	392.5
2010	5	29	101.5	2013	8	22	221
2010	7	27	131	2013	8	31	171
2010	9	19	219	2013	9	21	193
2011	1	12	30.5	2014	5	20	209
2011	5	18	160.5	2014	5	6	97.5
2011	5	15	65.5	2014	6	3	74.5
2011	5	24	25.5	2014	7	23	458.5
2011	5	10	22.5	2014	9	21	49.5
2012	11	17	95	2015	5	24	212
2012	11	27	20.5	2015	5	25	184.5
2012	11	23	16.5	2015	8	8	286
2012	12	5	61	2015	9	28	199
2012	12	30	32.5	2015	12	10	54.5

極端降雨或地震誘發大面積崩塌對土石流的影響如集集地震和汶川地震(Shieh et al., 2009；Tang et al., 2009；Yu et al., 2011；Yu et al., 2014)。陳俞旭(2008)則分析集集地震誘發崩塌後土石流的降雨門檻在地震之後的第一年急遽下降到震前的 1/4(最大有效降雨 200 公釐)，7 前後才恢復到震前的 1/2 並指出與土石流發生區溪床上堆積土方量，因大安溪在 1999 年後崩塌率從 1.36%上升至 2004 年與 2006 年的 2.28%和 3.18%，以及陳有蘭溪流域崩塌率自 3.07%上升至當年的 4.47%至 2006 年的 6.3%有關。

本研究進一步分析颱風季(6 至 9 月)與颱風季以外以梅雨季(12 月至 5 月)為主的降雨事件。隘寮溪 24 小時最大累積降雨於颱風季在 2003 至 2008 年平均為 3.8 件，2009 至 2015 年則為 3.3 件，梅雨季在 2003 至 2008 年平均為 1.2 件，2009 至 2015 年則為 1.7 件，尤其 2008 年所有 24 小時最大累積降雨事件都在颱風季間，2013 則為例年梅雨季事件最多之 3 件，5 次事件平均在 2009 年後除 2013 年之 336.4 毫

米外，2009 年後未有高於 2005 至 2008 任一年年份。隘寮溪 2009 年 5 場事件平均降雨量並非歷年最高也就表示莫拉克颱風降雨屬於極端事件，再者也並非當年其他月份降雨都接近當時雨量，除 8 月莫拉克颱風提供降雨外，其他降雨事件都僅在隘寮溪降下 8%至 14%的 24 小時累積降雨量；反觀 2005、2006 年和 2011、2014 年分別為 2009 年前與後最高和最低的累積降雨量年份，顯示 2009 年前在 6 至 9 月偏高的降雨事件且每場都有年平均以上的累積降雨量，隘寮溪歷年誘發崩塌演化之 24 小時累積降雨值詳見圖 4-54。

旗山溪 24 小時最大累積降雨於颱風季在 2003 至 2008 年平均為 3.5 件，2009 至 2015 年則為 2 件，梅雨季在 2003 至 2008 年平均為 1.5 件，2009 至 2015 年則為 3 件，尤其 2008 年所有 24 小時最大累積降雨事件都在颱風季間，2011 和 2102 則為例年梅雨季事件最多之 5 件，5 次事件平均在 2009 年後除 2013 年之 230 毫米外，2009 年後未有高於 2004 至 2008 任一年年份。旗山溪 2009 年 5 場事件平均降雨量並非歷年最高也就表示莫拉克颱風降雨屬於極端事件，再者也並非當年其他月份降雨都接近當時雨量，除 8 月莫拉克颱風提供降雨外，其他降雨事件都僅在隘寮溪降下 7%至 26%的 24 小時累積降雨量；反觀 2006、2008 年和 2011、2012 年分別為 2009 年前與後最高和最低的累積降雨量年份，顯示 2009 年後在颱風季並非每年都有侵台颱風外，午後雷陣雨以及梅雨季降雨才是當年主導降雨事件並誘發崩塌演化的降雨門檻值，並且在旗山溪僅有不到 100 毫米降雨事件為主的累積降雨量，與 2009 年前除 2003 年外都有 200 毫米累積降雨量相差 2 倍。旗山溪歷年誘發崩塌演化之 24 小時累積降雨值詳見圖 4-55。

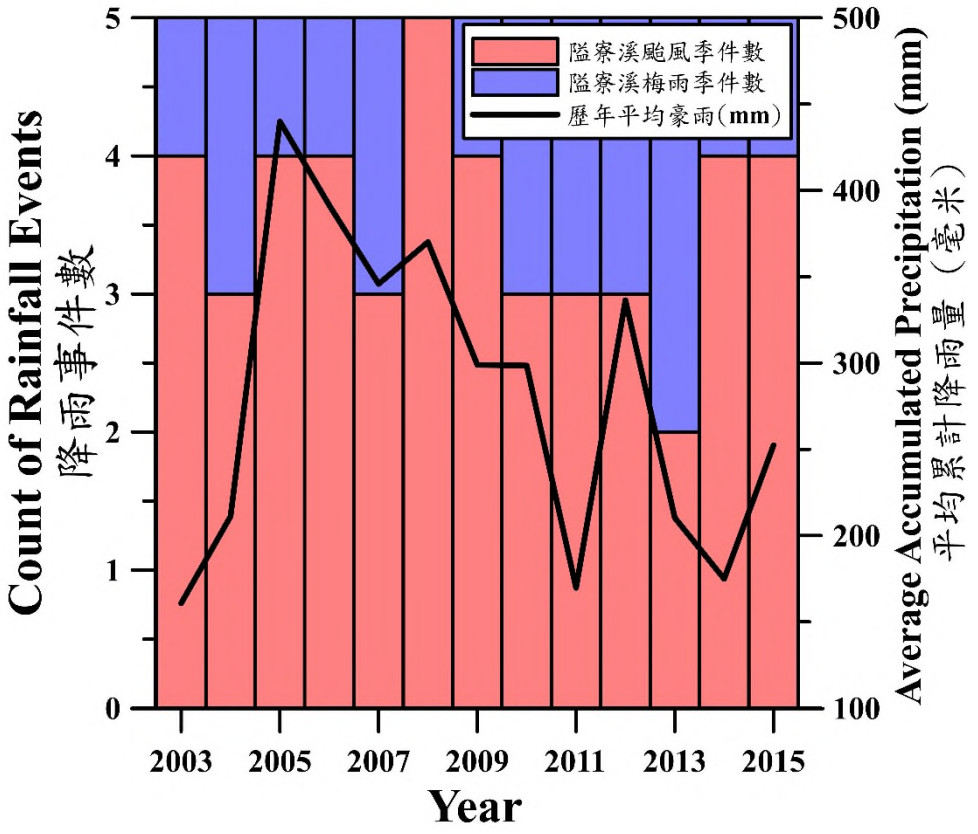


圖 4-54 隘寮溪歷年誘發崩塌演化之 24 小時累積降雨值

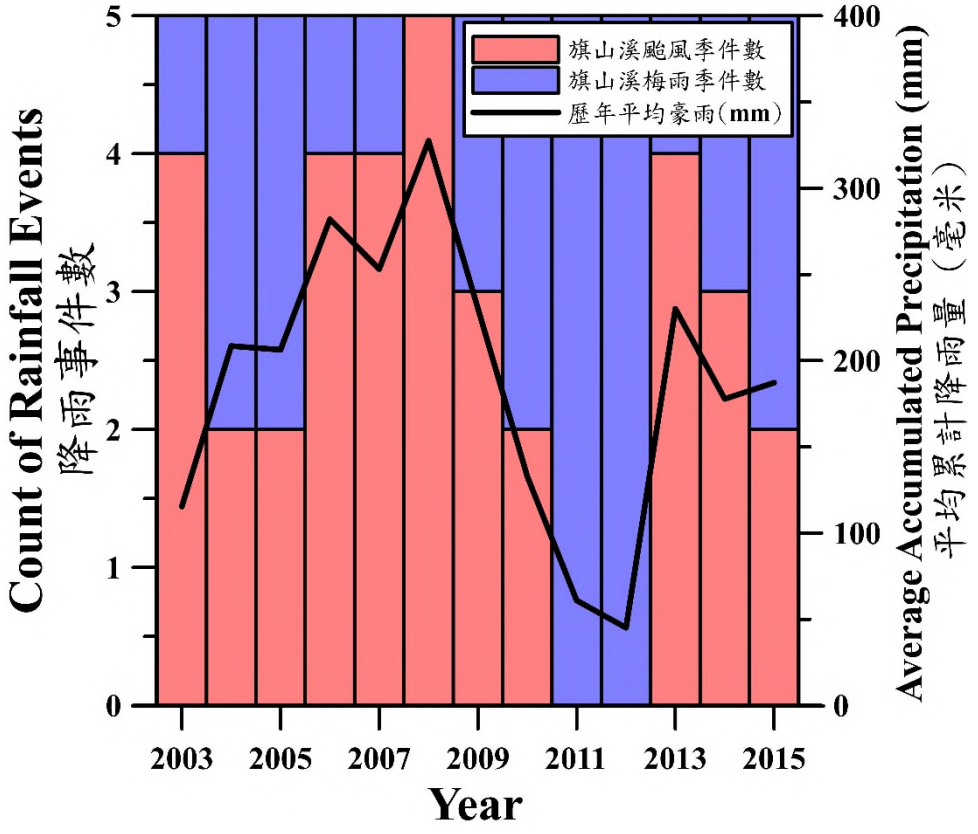


圖 4-55 旗山溪歷年誘發崩塌演化之 24 小時累積降雨值

第五章 關鍵治理子集水區河川型態特性

本章主要說明工作項目四：「以上述挑選的 2 處集水區，進行現場勘查及概算歷年河川蜿蜒度，分析集水區河川型態特性的改變情況，並說明 2 處集水區之崩塌型態長期演化」之預定進行方式跟預期內容，5.1 節主要說明工作項目四(一)：「以挑選的 2 處集水區，進行河川長期縱剖面地形差異分析，說明河川長期縱向變化情況。」，5.2 節主要說明工作項目四(二)：「以挑選的 2 處集水區，進行河川長期蜿蜒度分析，說明河川橫向變化情況。」，5.3 節主要說明工作項目四(三)：「嘗試以 Melton Ratio 評估說明集水區主流的河岸崩塌發生位置，判斷 Melton Ratio 是否能成為評估河岸崩塌發生位置的合適評估指標。」，5.4 節主要說明工作項目四(四)：「綜合上述分析，說明在高密度崩塌集水區內，河岸崩塌好發位置。」

第一節 河川長期縱剖面分析

本研究以 2005 與 2010 年 DEM 高程資料分析隘寮溪與旗山溪集水區各 6 處匯流口縱剖面分析，匯流口以上下游 500 公尺為分析範圍。隘寮溪集水區淤積深度於關鍵子集水區 2103007 以上與匯流口為明顯淤高區段，匯流口於 2005 年為 V 字型河床地形但在 2010 年河谷底淤高後變為 U 型河床，河道平均淤積深度介於 23.6 至 35.2 公尺間，平均淤積深度大於 20 公尺以上。隘寮溪主流第二段淤積段為大武村上下游河段，匯流口平均淤積深度大於 20 公尺以上，大武村河段以下游開始淤積深度遞減由 15.4 降至 5.39 公尺。隘寮溪上游關鍵子集水區與下游大武村以下河道縱剖面分析關鍵差異，在於上游河道並不會有下游的洪水流量，子集水區內崩塌土砂於主流與子集水區出

口之匯流口嚴重淤積並開始累積影響匯流口以下主河道。旗山溪集水區關鍵子集水區與下游平均淤積深度也有相同情形，上游關鍵子集水區平均淤積深度介於 11.4 至 16.7 公尺間，下游於角埔溪與班芝埔溪開始遞減為淤積 4.14 與掏刷 1.5 公尺。隘寮溪縱剖面與匯流口平均淤積深度詳見圖 5-1 與表 5-1

旗山溪關鍵子集水區與隘寮溪關鍵子集水區河段都有淤積並持續有來自邊坡的土砂進入且難以輸送到下游的問題，工程治理在旗山溪下游就有顯著的影響出現，旗山溪縱剖面與匯流口平均淤積深度詳見圖 5-2 和表 5-1。班芝埔溪支流崩坪坑子集水區面積約 5.1 平方公里，2009 年前未有年份崩塌率高於 1%且與班芝埔溪匯流口最寬處僅約 50 公尺，2009 年後崩塌率未有年份低於 3%且直到 2016 年仍有 5.41%，淤積面積在 2009 年為 6.14%集水區面積，以 2019 年衛星影像判釋淤積面積發現 2019 年不僅未有下降，反而於河岸崩塌近岸，與子集水區蝕溝出口增加淤積面積使 2019 年淤積面積達 7.46%，顯示河道土砂僅有細顆粒往下游運移且有更多邊坡土砂進入河道，而崩坪坑集水區出口梳子壩控制往下游運移土砂顆粒，下游河岸工程降低土砂對河岸掏刷能力，就是在既使有高密度崩塌率子集水區出現在甲仙區上游且子集水區內河岸崩塌在往後年份持續發生，以及蝕溝土砂也往下游運移時，班芝埔溪與楠梓仙溪匯流口會有掏刷情形出現原因，代表治理成效明顯，崩坑坪子集水區衛星影像與歷年崩塌率圖詳見圖 5-3。

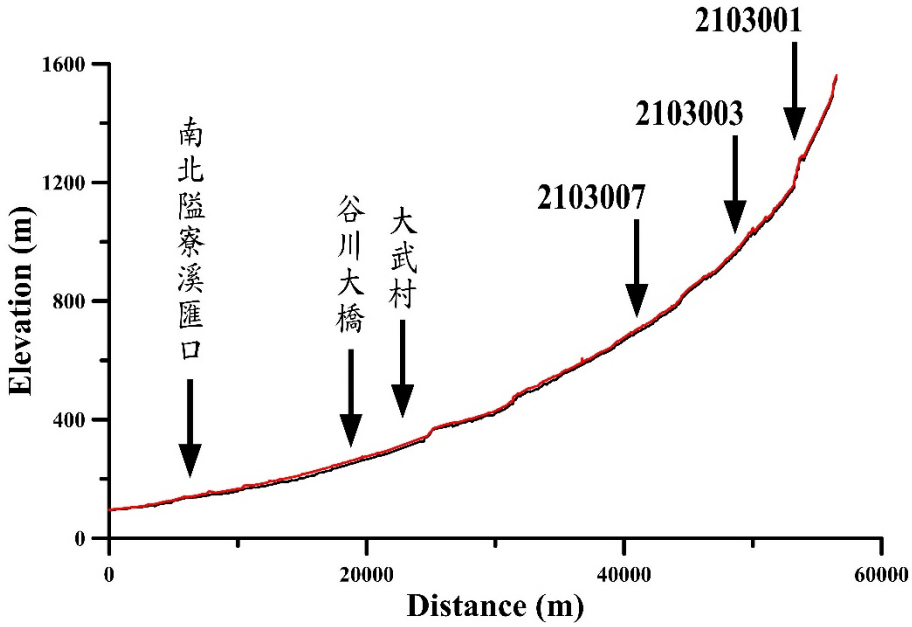


圖 5-1 北隘寮溪縱剖面圖

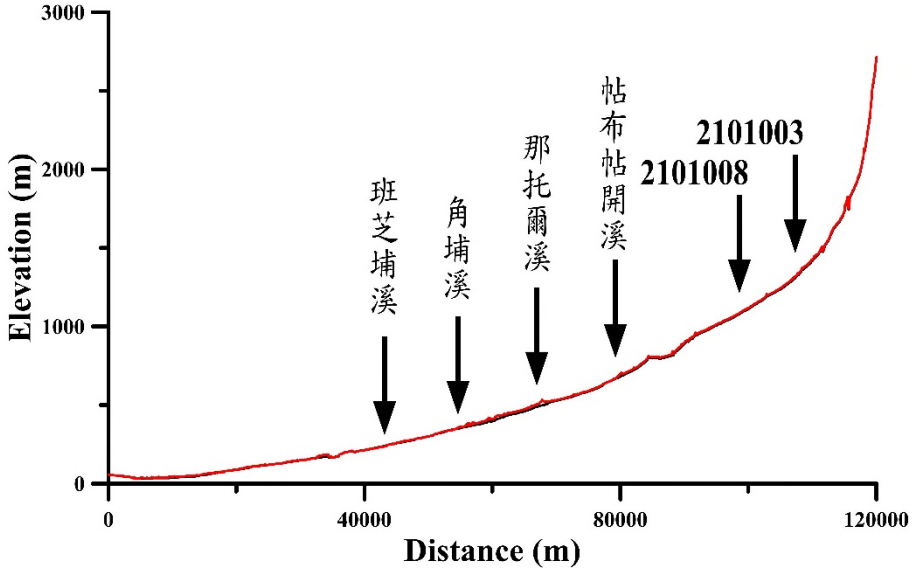


圖 5-2 旗山溪縱剖面圖

表 5-1 匯流口平均淤積深度表

隘寮溪集水區		旗山溪集水區	
匯流口	平均淤積深度(m)	匯流口	平均淤積深度(m)
2103001	23.6	2101003	11.4
2103003	35.2	2101008	16.7
2103007	28.1	帖布帖開溪	10.6
大武村	27.7	那托爾溪	19.4
谷川大橋	15.4	角埔溪	4.14
南北隘寮溪	5.39	班芝埔溪	-1.5

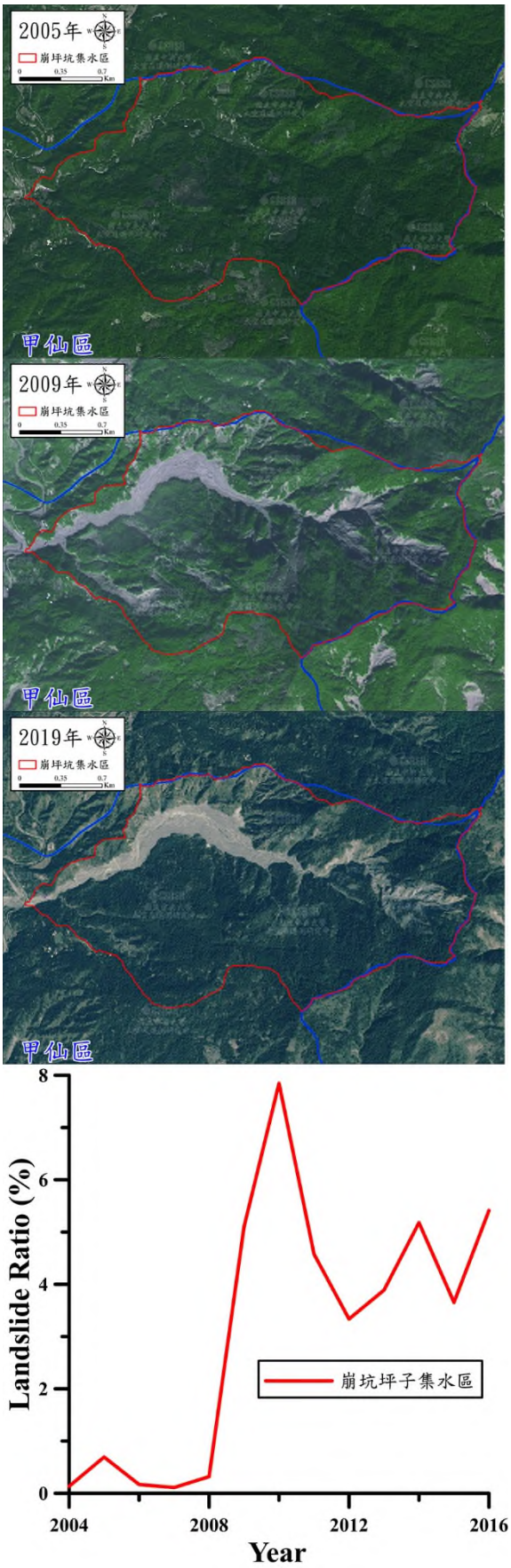


圖 5-3 旗山溪崩坑坪子集水區衛星影像與歷年崩塌率圖

第二節 河川蜿蜒度分析

河流蜿蜒度(Luchisheva, 1952)為表示河流側向侵蝕程度的指標，本研究以萃取河道與各段反曲點，計算個小段河道的河段彎曲總長 l 與直線總長 L，兩者相除即為該段河流蜿蜒度 S，公式如下。

$$S = l/L$$

當蜿蜒指標(SI)為 1 時，代表這個河段是順直河段，當蜿蜒指標(SI)介於 1 至 1.5 時，代表這個河段是蜿蜒河段(sinyous reaches)，開始有蜿蜒發展特性，當蜿蜒指標(SI)大於 1.5 時，代表這個河段為彎曲河段(meandering reaches)。

Simon et al. (2000)提出河岸崩塌依機制，可分為受沖積作用主導的河岸掏刷，與由管湧、滲流等不受沖積作用主導的類型。Korup et al. (2012)分析蜿蜒度與河岸崩塌關係，結果表明兩者呈現冪次關係。Wu(2017)分析河川級序小於 3 時蜿蜒河段，大於 4 為彎曲河段。Mukherjee et al.(2016)則認為河岸沖積與河岸本身的內在因子(地層組成、坡趾角度、岩土凝聚力與內摩擦阻力、植被固結作用)與外在因子(河床升降、極端事件沖刷及淤積量、季節凍溶交替速率)有關。當河川持續掏刷河岸坡腳，邊坡下方土砂首先因岩土顆粒間的凝聚力、內摩擦阻力與坡面植生根系的固結作用產生不穩定時，斜面塊體在重力牽引下發生崩塌，並持續影響邊坡上方岩土體，直到邊坡岩土再度回到平衡狀態時才停止河岸崩塌擴大，也就指出河岸本身坡度陡峭時雖為易崩因素，但其地質為岩層時則會快速趨向穩定的情形。本研究以河川蜿蜒度探討其在高密度崩塌事件後演變，以及對河岸崩塌的影響。本研究以 ArcGIS 水文分析模組先萃取出該集水區的河段圖層，並在該線圖層上以每 10 公尺設定一個點位，一條河川由上游到下游可能

會有超過 500 個點位，以這些點位萃取高程資料，目前本研究所有的 DEM 資料包含 2003 年左右出版的 5mDEM 及 2010 至 2012 年左右出版的 1mDEM，以這兩版 DEM 資料萃取出的縱剖面資料進行分析，即可瞭解各河段土砂淤積嚴重程度，旨在探討河川橫向與縱向的演變。

本研究將隘寮溪關鍵子集水區主河道分為 4 個河段分析蜿蜒度與河岸崩塌演變。關鍵子集水區 2103001、2103002 與 2103003 匯流口至 2103007 子集水區出口河段蜿蜒度為 2，2009 年後河寬介於 70 至 350 公尺且河岸崩塌率未有小於 3%，土砂淤積於順直寬闊河道，尤其匯流口以及反曲點上下游之蜿蜒河道各有最高 354 與 280 公尺河道淤積寬。關鍵子集水區 2103003 至 2103007 河段蜿蜒度為 2 之彎曲河道，2009 年後平均淤積河寬 90 公尺在關鍵子集水區中較小，但淤積深度與大武村上游段二者為最嚴重 2 處，河岸崩塌率在 2009 年後未有小於 3%並在各河段中為崩塌率最小者。關鍵子集水區 2103007 出口匯流至大武村上游淤積段蜿蜒度達 2.45 之彎曲河道，為關鍵子集水區主流流域險峻值 0.3 判定為洪水區界，代表土砂運移型態受地形影響改變，該河段由於地形蜿蜒度高且匯入之支流集水區面積大，顯示該河段為河岸掏刷最嚴重區段，河岸崩塌率在 2009 年後未有小於 5%且在各河段中為最高河段。離開嚴重掏刷段後至大武村上游蜿蜒度為 1.4，來自上游掏刷段土砂在蜿蜒地形凹岸堆積擠壓河道使河流擺盪，進而誘發蜿蜒河道出流段或河岸崩塌對岸下游之河岸崩塌發生，形成惡性循環。旗山溪也有相同情況，關鍵子集水區 2101003 平均河寬約 75 公尺，2101008 子集水區平均河寬約 109 公尺，但河幅驟變處皆為集水區發生大面積崩塌之集水區出口與主流交匯處下游，嚴重淤積段於關鍵子集水區 2101003 河川交匯口至帖布帖開溪。各河段河岸崩塌率詳見圖 5-4。

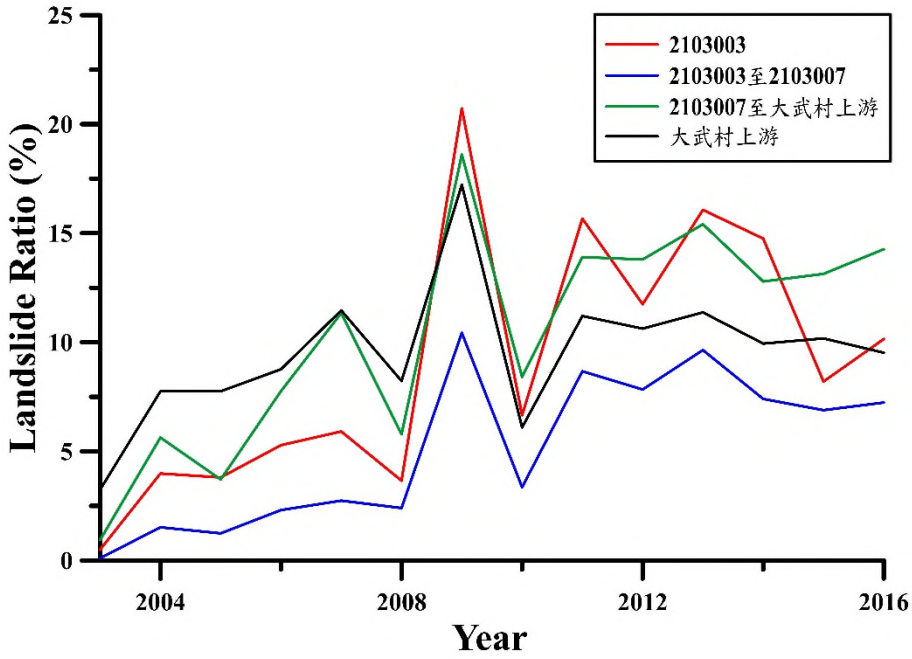


圖 5-4 北隘寮溪高密度崩塌主流河岸崩塌率圖

關鍵子集水區河川擺盪方向以正向為向右岸擺盪而負向為左岸擺盪。關鍵子集水區 2103003 河川蜿蜒度 2009、2012、2015 年為 1.46、1.47、1.48，河道平均河寬為 140 公尺，2009 至 2012 年以及 2012 至 2015 年河川平均遷移率為每年平均 20 及 10 公尺，關鍵子集水區歷年河川線與河川擺盪距離詳見圖 5-5 及圖 5-6。關鍵子集水區 2103007 河川蜿蜒度 2009、2012、2015 年為 1.30、1.32、1.33，河道平均河寬為 110 公尺，2009 至 2012 年以及 2012 至 2015 年河川平均遷移率為每年平均 5.2 及 9.2 公尺，關鍵子集水區歷年河川線與河川擺盪距離詳見圖 5-7 及圖 5-8。

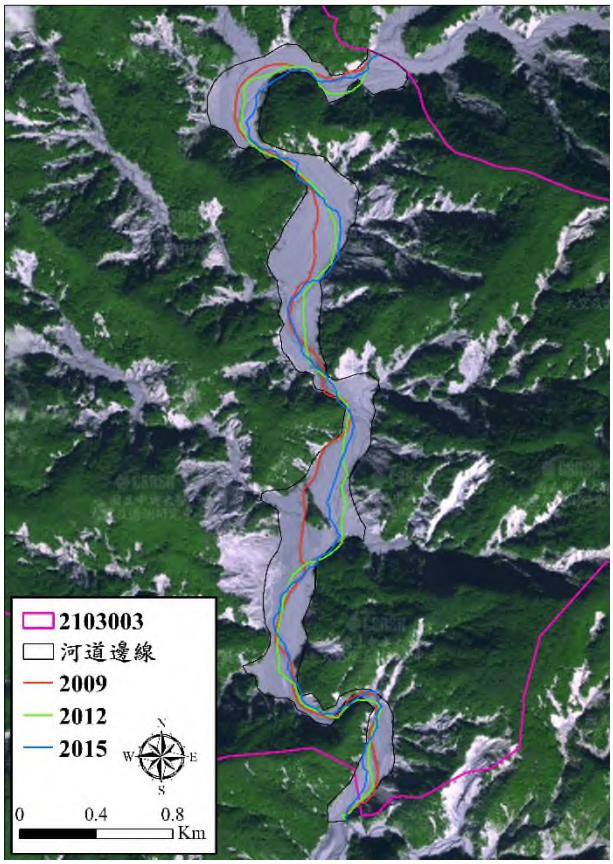


圖 5-5 關鍵子集水區 2103003 歷年河川線圖

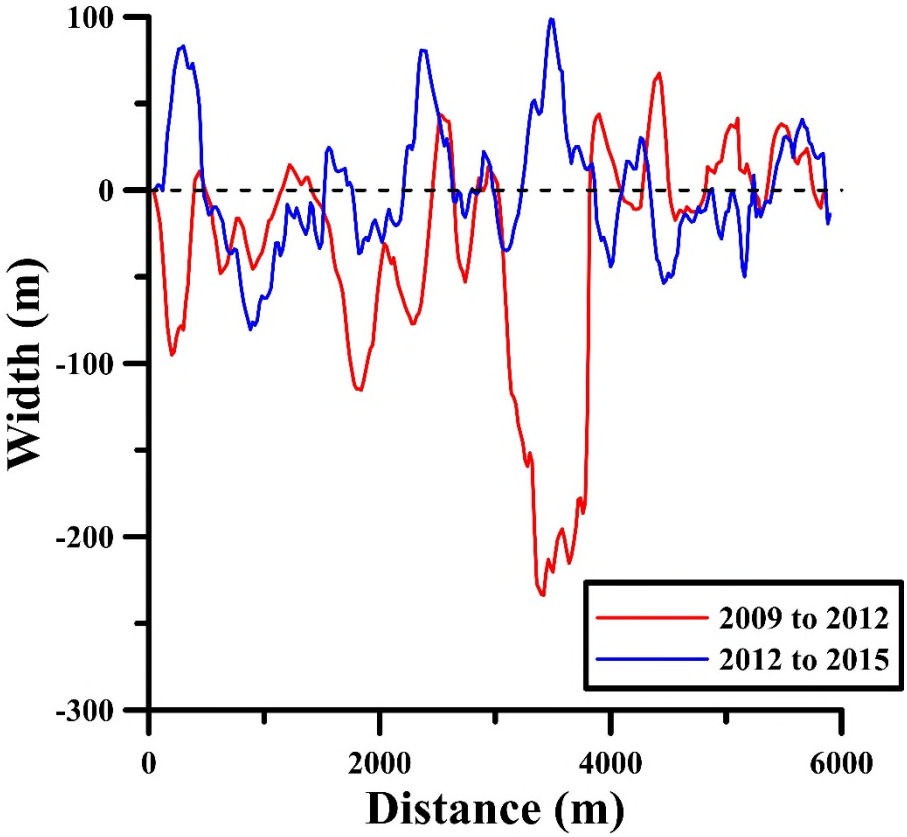


圖 5-6 關鍵子集水區 2103003 歷年河川擺盪圖

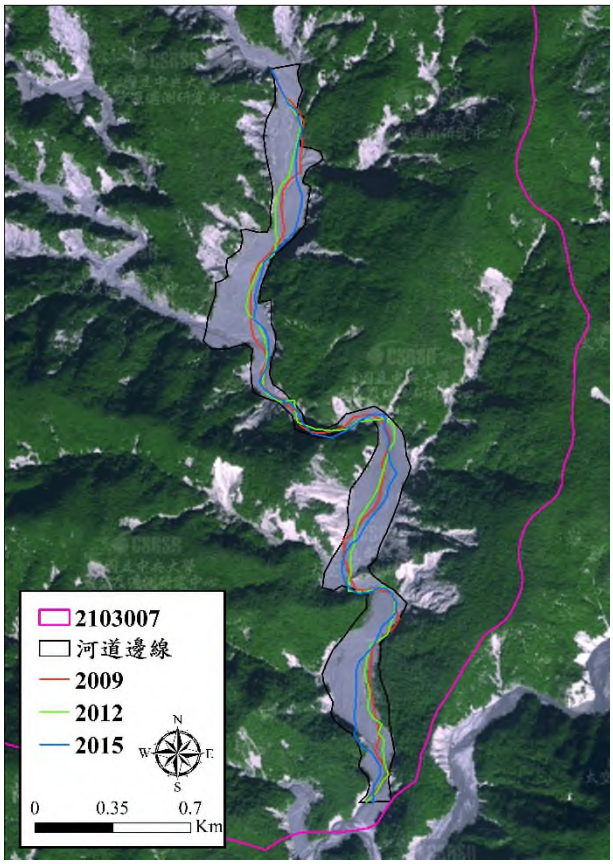


圖 5-7 關鍵子集水區 2103007 歷年河川線圖

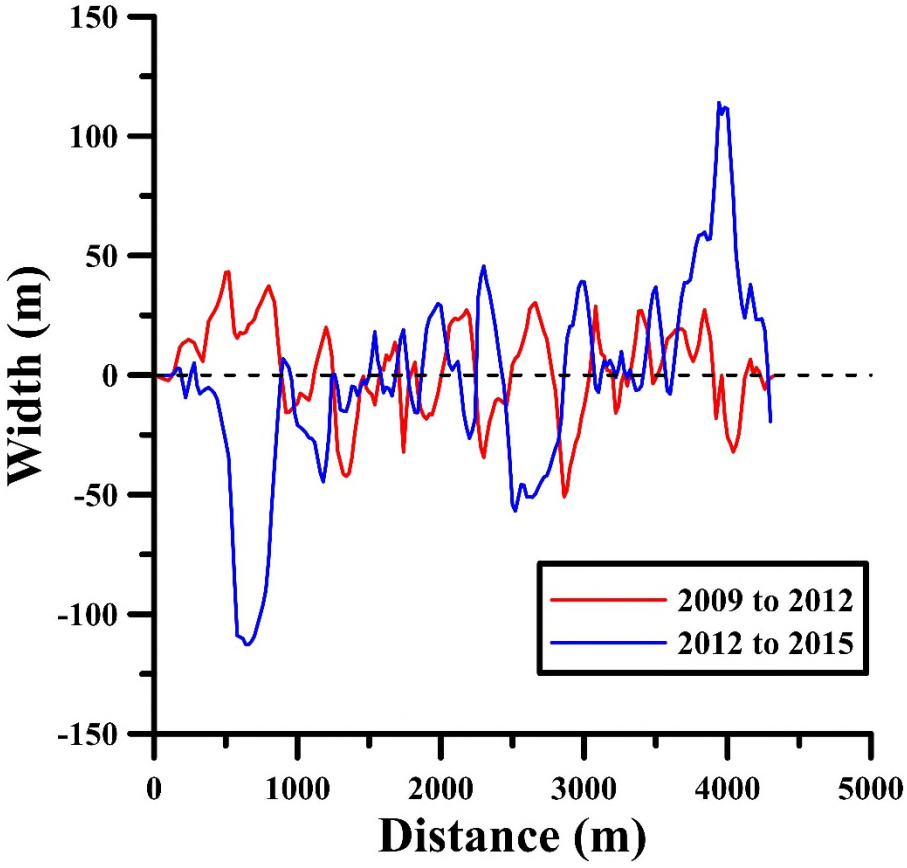


圖 5-8 關鍵子集水區 2103007 歷年河川擺盪圖

第三節 Melton Ratio 分析

Melton(1965)提出無因次集水區險峻值(Melton's ratio = H/√A；H 為集水區溢流點以上之最大高程差，A 為溢流點以上之集水區面積)。Jackson et al. (1987)指出加拿大洛杉磯山脈易誘發土石流門檻值為大於 0.3。周憲德(2017)分析台灣土石流潛勢溪流劃分流域險峻值小於 0.3 為洪水，大於 0.43 為土石流。Zaginaev(2019)指出吉爾吉斯 6 處洪水與土石流災害集水區險峻值介於 0.38 至 0.87 間。集水區險峻值代表土砂運移型態受地形影響變化，當溢流點以上最大高程差隨主流遞減，但支流匯入使溢流點以上集水區面積突增區分河道與主支流交匯間的演變。第 5.1 節分析匯流口淤積深度，在集水區險峻值與集水區長度上為支流匯入使集水區險峻值驟降段，隘寮溪集水區關鍵子集水區 2103007 與主流交匯處以流域險峻值 0.3 為區界，旗山溪關鍵子集水區則為 2101003 與主流交匯處為流域險峻值 0.3 為區界。第 5.2 節分析河川擺盪與蜿蜒度則為支流匯入使集水區險峻值驟降後，集水區長度增加段，北隘寮溪與旗山溪上游流域險峻值詳見圖 5-9 至圖 5-11。

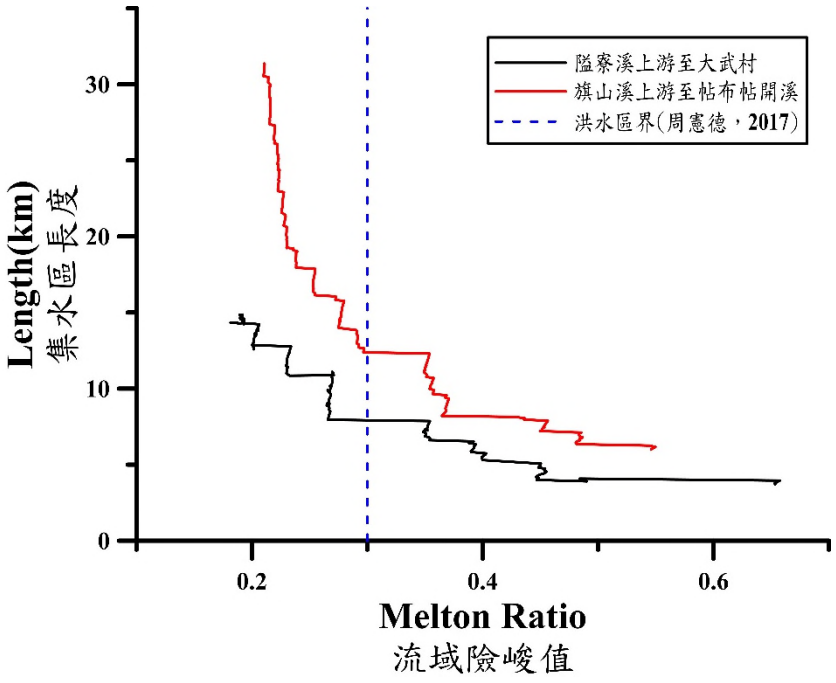


圖 5-9 流域險峻值圖

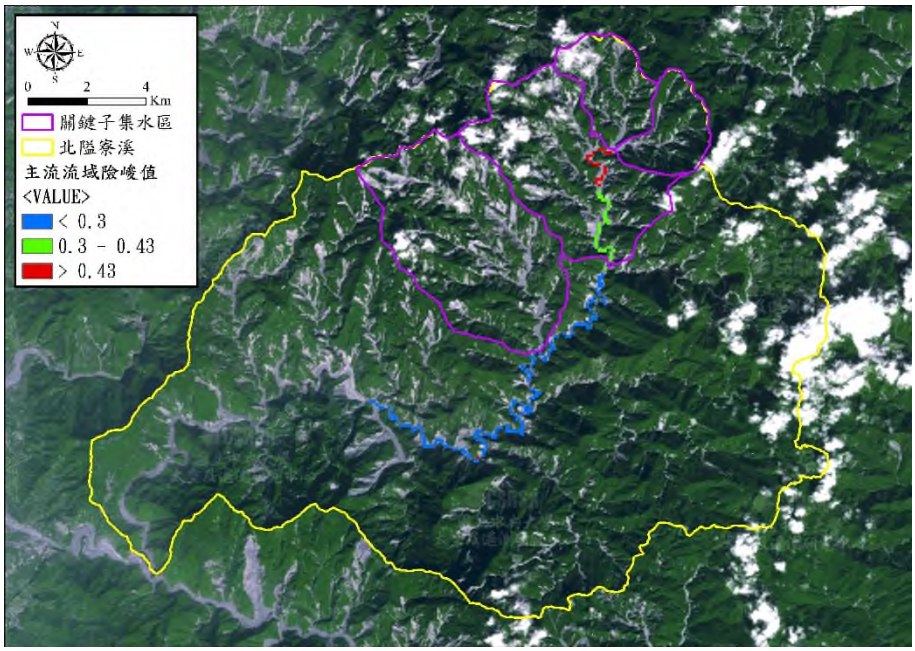


圖 5-10 北隘寮溪主流流域險峻值圖

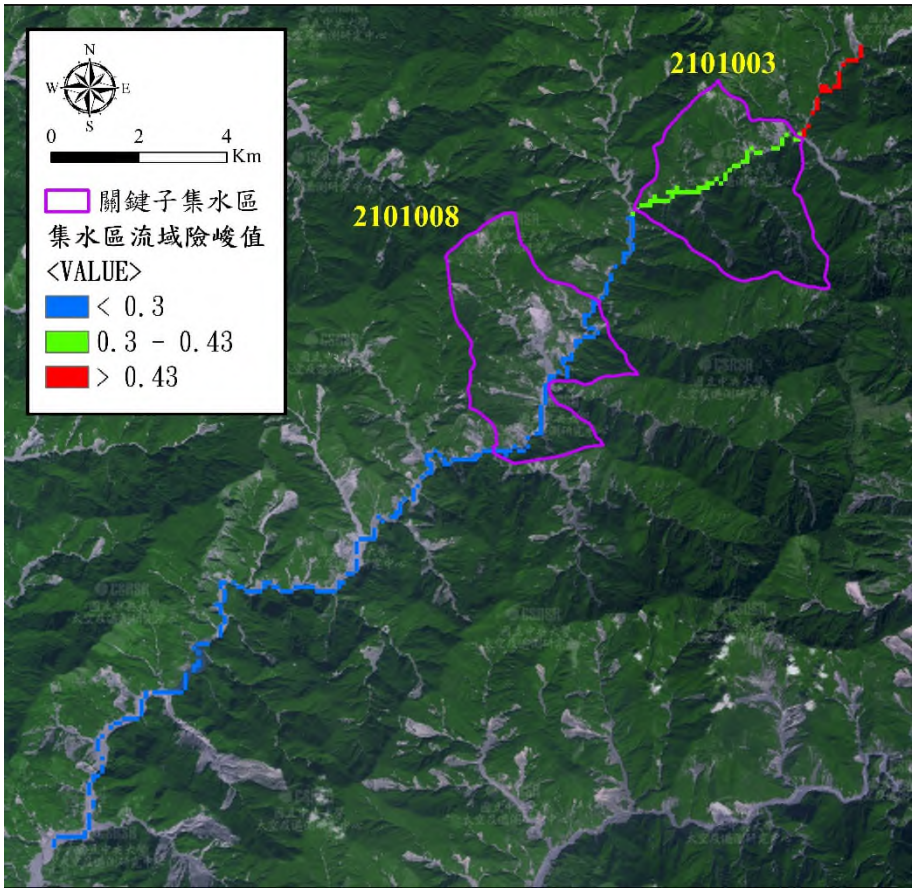


圖 5-11 旗山溪關鍵子集水區主流流域險峻值圖

在本研究工作項目擬定上，針對集水區險峻值(Melton’s ratio)的擬定內容為「嘗試以 Melton Ratio 評估說明集水區主流的河岸崩塌發生位置，判斷 Melton Ratio 是否能成為評估河岸崩塌發生位置的合適評估指標。」因此集水區險峻值(Melton’s ratio)用在高密度崩塌集水區是嘗試過程，過往集水區險峻值(Melton’s ratio)用於區分一集水區內哪些地區所發生的災害隸屬於土石流或洪水，周憲德(2017)提出的集水區險峻值(Melton’s ratio)為 0.3 與 0.43 的門檻可用於台灣洪水與土石流災害的分界參考。但以本研究用在隘寮溪與旗山溪集水區內的分析情況，卻並未發現河岸崩塌的分佈跟集水區險峻值(Melton’s ratio)有明顯關係，從圖 5-10 及圖 5-11 都可發現河岸崩塌並未偏重於集水區險峻值(Melton’s ratio)特定區間。

第四節 現場勘查與綜合分析

崩塌地調查一般分為基本資料蒐集與判讀、現況調查與機制分析等三部分。基本資料蒐集與判讀係在現況調查前，先蒐集區域地貌、水文、地形與地質等圖資，於室內作業先行描述或表現該崩塌地之材料、地表特徵、規模與潛在影響範圍並圈繪潛在滑動體。現況調查係就崩塌區之地質與地形條件，調查各種地表現象或特徵，以探究崩塌成因與災害機制，藉此瞭解配合室內作業與分析項目。機制分析乃根據現況調查結果及初步推測破壞成因，以利後續與室內分析做全面性統整。Varnes(1978)以運動型態與材料類型劃分塊體運動類型，詳見表表 5-2。本案依據水土保持手冊(2017)崩塌地調查表為依據。隘寮溪與旗山溪集水區現勘點位分佈圖詳見圖 5-12 和圖 5-13。

表 5-2 Varnes(1978)分類法表

運動型態		材料類型		
		基岩	工程土壤	
			粗粒為主	細粒為主
墜落		岩石墜落	岩屑墜落	土石墜落
傾翻		岩石傾翻	岩屑傾翻	土石傾翻
滑動	轉動	岩石滑動	岩屑滑動	土石滑動
	移動			
側滑		岩石側滑	岩屑側滑	土石側滑
流動		岩石流動	岩屑流動	土石流動
複合運動		複合兩種或兩種以上之運動方式		



圖 5-12 隘寮溪現勘點位圖



圖 5-13 旗山溪現勘點位圖

屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 23K+500 處崩塌為北隘寮溪線勘最下游點位，崩塌地於土石流潛勢溪流屏縣 DF014 上游(圖 5-14-f)，崩塌地上游洪水挾來砂量(圖 5-14-a)在蜿蜒地形河道堆積於河川蜿蜒入流側(圖 5-14-b)，主流受到擠壓往蜿蜒河道出流側順向坡凸型坡面(圖 5-14-c)，坡面為順向坡高潛勢與淺層崩塌中潛勢地區，順向坡坡面下邊坡因上游洪水無明顯堆積於河道，崩塌在 2009 年後擴大且邊坡岩層裸露(圖 5-14-e)，但上邊坡仍有農務(圖 5-14-d)。

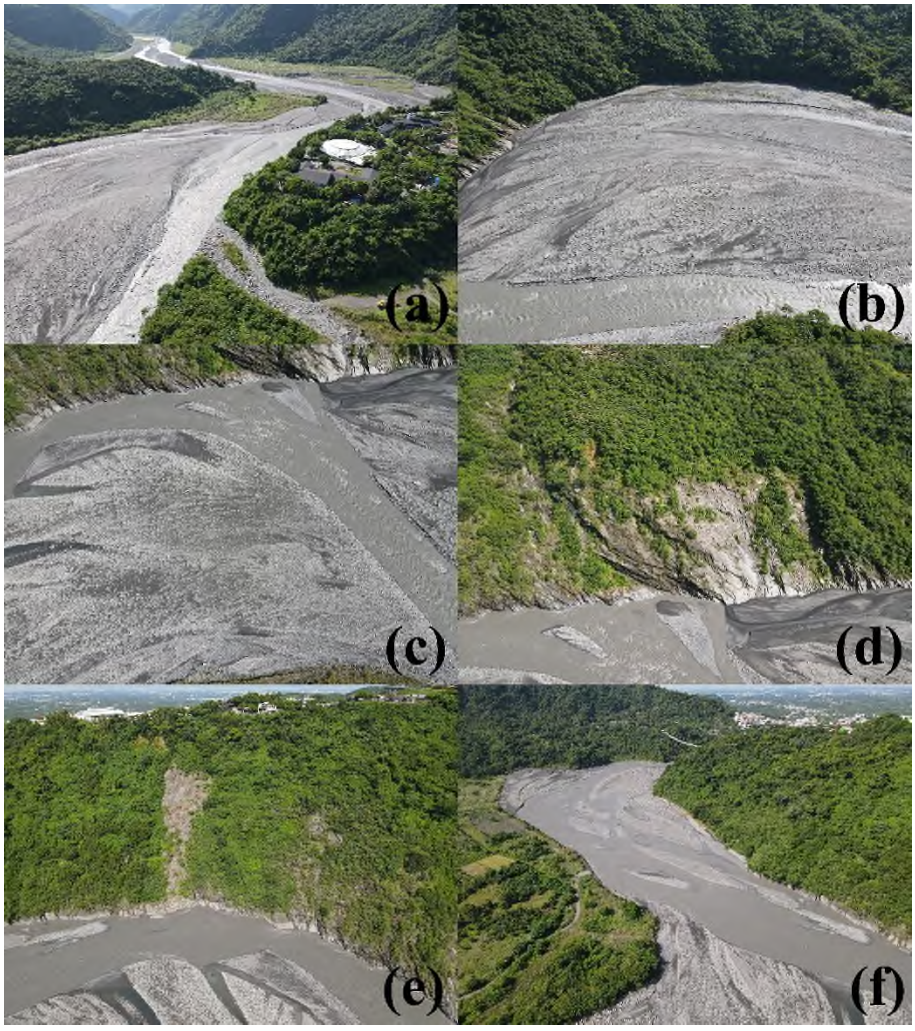


圖 5-14 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 23K+500 崩塌地調查圖

表 5-3 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 23K+500 崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="4">屏東縣三地門鄉三地村</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="4">TWD97 二度分帶座標 X: 214943.544 Y: 2512874.188</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="5">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>200 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="2">45%(凸型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="5">☑順向坡 □斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="5">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">☑凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td>□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">□凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="3">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="5">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="5">□張力裂縫 □崩崖 □堆積體 ☑蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td rowspan="2">坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="5">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動☑順向坡滑動□土石流
潛勢等級: ☑高☑中□低</td></tr>
<tr><td>坡地環境地質基本圖</td><td colspan="5">☑淺層崩塌 □落石 □深層滑動 □土石流 ☑順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="5">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td>□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>□崩塌新增
☑崩塌擴大
□無</td><td colspan="3">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 75 公尺
崩塌寬度: 310 公尺
崩塌平均面積: 24000 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="6">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>☑變質岩</td><td colspan="4">☑板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="4">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 ☑砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="4">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="4">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="5">☑無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層□存疑斷層
□褶皺: □向斜□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2">N45ºE/34ºSE</td><td>劈理位態</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 25K 崩塌地於達來吊橋上下游端，下游端道路為達來部落至舊達來部落聯絡道路。達來吊橋下游為高潛勢順向坡與中等淺層崩塌潛勢段(圖 5-15-a、圖 5-15-b)，吊橋上游則為落石與順向坡滑動高潛勢順向坡與中等淺層崩塌潛勢段(圖 5-15-d)。2009 年前未有崩塌地於該河段，2009 年後則由下游往達來吊橋擴大(圖 5-15-c)。

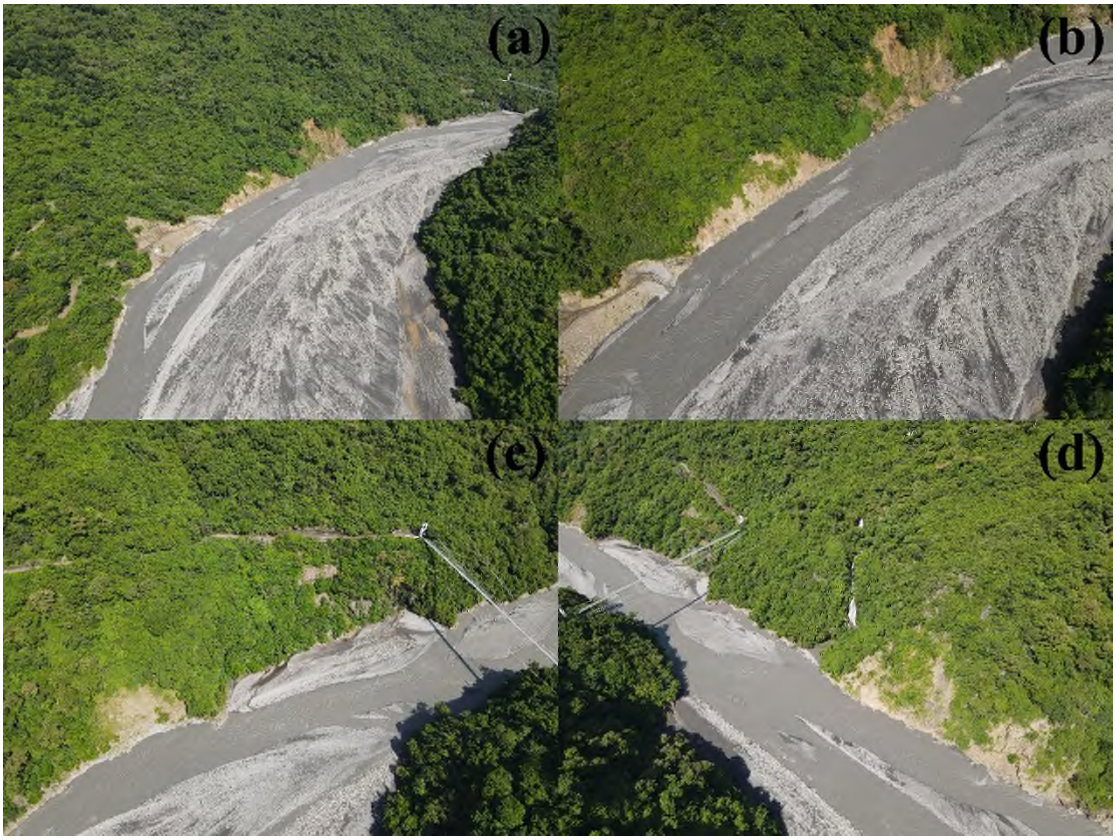


圖 5-15 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 25K 崩塌地調查圖

表 5-4 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 25K 崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="5">屏東縣三地門鄉三地村</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="5">TWD97 二度分帶座標 X: 216242.300 Y: 2513604.848</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="6">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>200 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="3">36%(崩塌凹型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="6">☑順向坡 □斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="6">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">□凸狀山脊地形</td><td colspan="2">☑凸狀台地地形</td><td colspan="2">□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">□凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="4">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="6">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="6">□張力裂縫 □崩崖 □堆積體 ☑蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td>坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="6">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動☑順向坡滑動□土石流
潛勢等級: ☑高☑中□低</td></tr>
<tr><td rowspan="2">坡地環境地質基本圖</td><td colspan="6">☑淺層崩塌 ☑落石 □深層滑動 □土石流 ☑順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="6">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td colspan="2">□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>□崩塌新增
☑崩塌擴大
□無</td><td colspan="2">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 50 公尺
崩塌寬度: 870 公尺
崩塌平均面積: 28580 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="8">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>☑變質岩</td><td colspan="5">☑板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="5">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 ☑砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="5">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="5">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="6">☑無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層□存疑斷層
□褶皺: □向斜□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2">N60ºE/22ºSE</td><td>劈理位態</td><td colspan="2">N45ºE/38ºSE</td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td colspan="2"></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td colspan="2"></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td colspan="2"></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

與 23K+500 處崩塌相反，屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 28K 崩塌地則因彎曲河段河寬較小(圖 5-16-c、圖 5-16-d)，於彎曲段上下游則為河岸崩塌誘發處，該河段包含高潛勢落石(圖 5-16-b)、高潛勢順向坡滑動和中潛勢淺層崩塌坡面(圖 5-16-e)。再上游至隘寮北溪與卡地給洋溪交匯處(圖 5-17-b)，支流卡地給洋溪開始出現河床淤積與河岸崩塌擠壓主流導致蜿蜒的情形(圖 5-17-c)，匯流口下游為中等潛勢順向坡坡面(圖 5-17-a)，匯流口上游則為高潛勢落石(圖 5-17-b)與淺層崩塌坡面(圖 5-17-e)，往神山佳暮聯絡道路(圖 5-17-f)因施工未開放。

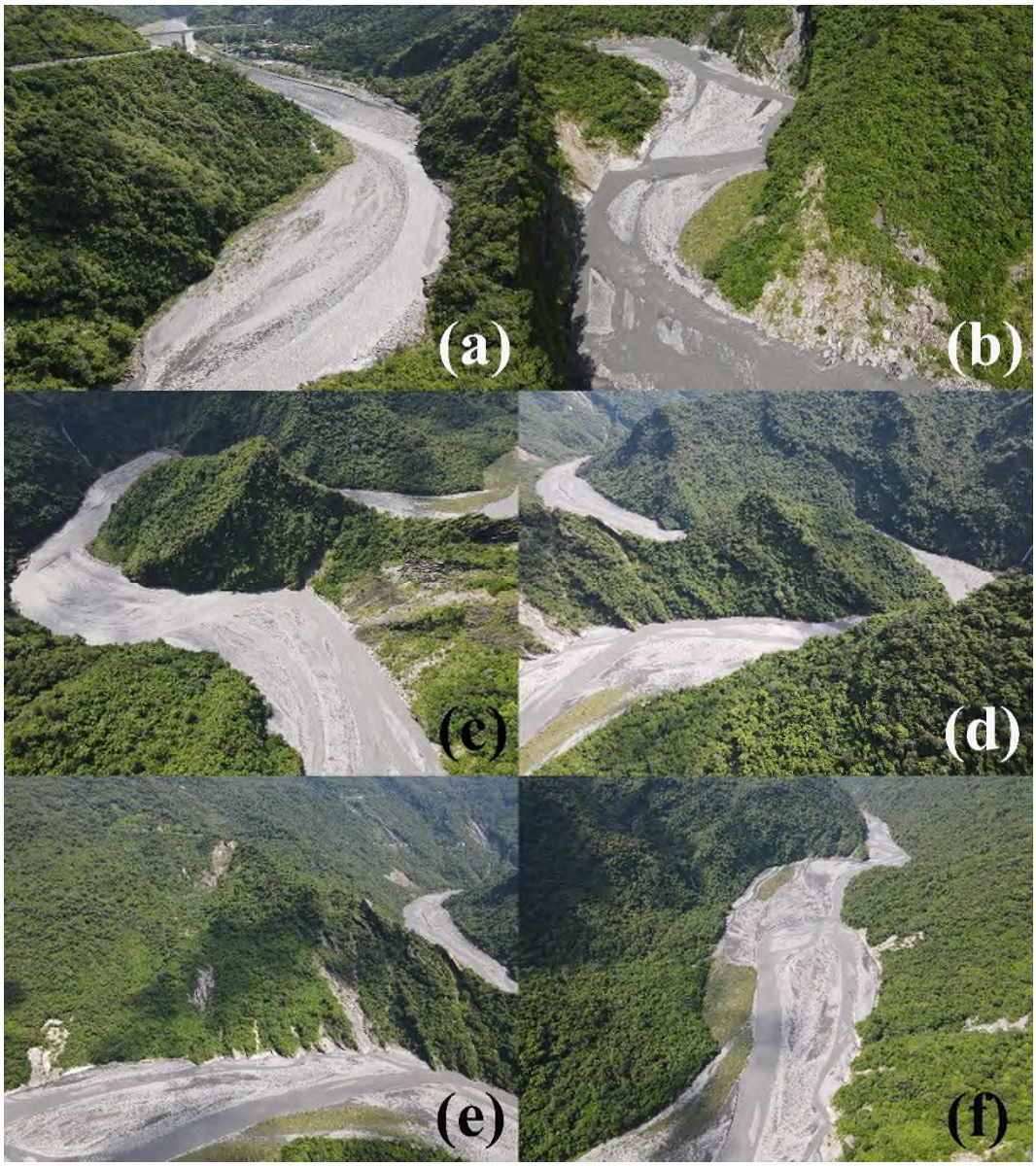


圖 5-16 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 28K 崩塌地調查圖

表 5-5 屏東縣三地門鄉三地村台 24 線 28K 崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="5">屏東縣三地門鄉三地村</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="5">TWD97 二度分帶座標 X: 217915.168 Y: 2515183.356</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="6">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>300 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="3">40%(凸型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="6">☑順向坡 ☑斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="6">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">☑凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td colspan="2">□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">□凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="4">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="6">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="6">□張力裂縫 □崩崖 ☑堆積體 ☑蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td>坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="6">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動☑順向坡滑動□土石流
潛勢等級: ☑高☑中□低</td></tr>
<tr><td rowspan="2">坡地環境地質基本圖</td><td colspan="6">☑淺層崩塌 ☑落石 □深層滑動 □土石流 ☑順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="6">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td colspan="2">□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>□崩塌新增
☑崩塌擴大
□無</td><td colspan="2">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 250 公尺
崩塌寬度: 1150 公尺
崩塌平均面積: 28580 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="11">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>☑變質岩</td><td colspan="5">☑板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="5">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 ☑砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="5">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="5">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="6">☑無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層□存疑斷層
□褶皺: □向斜□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="7">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2"></td><td>劈理位態</td><td colspan="2">N45ºE/37ºSE</td></tr>
<tr><td rowspan="6">節理位態</td><td>第 1 組</td><td colspan="2"></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td colspan="2"></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td colspan="2"></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

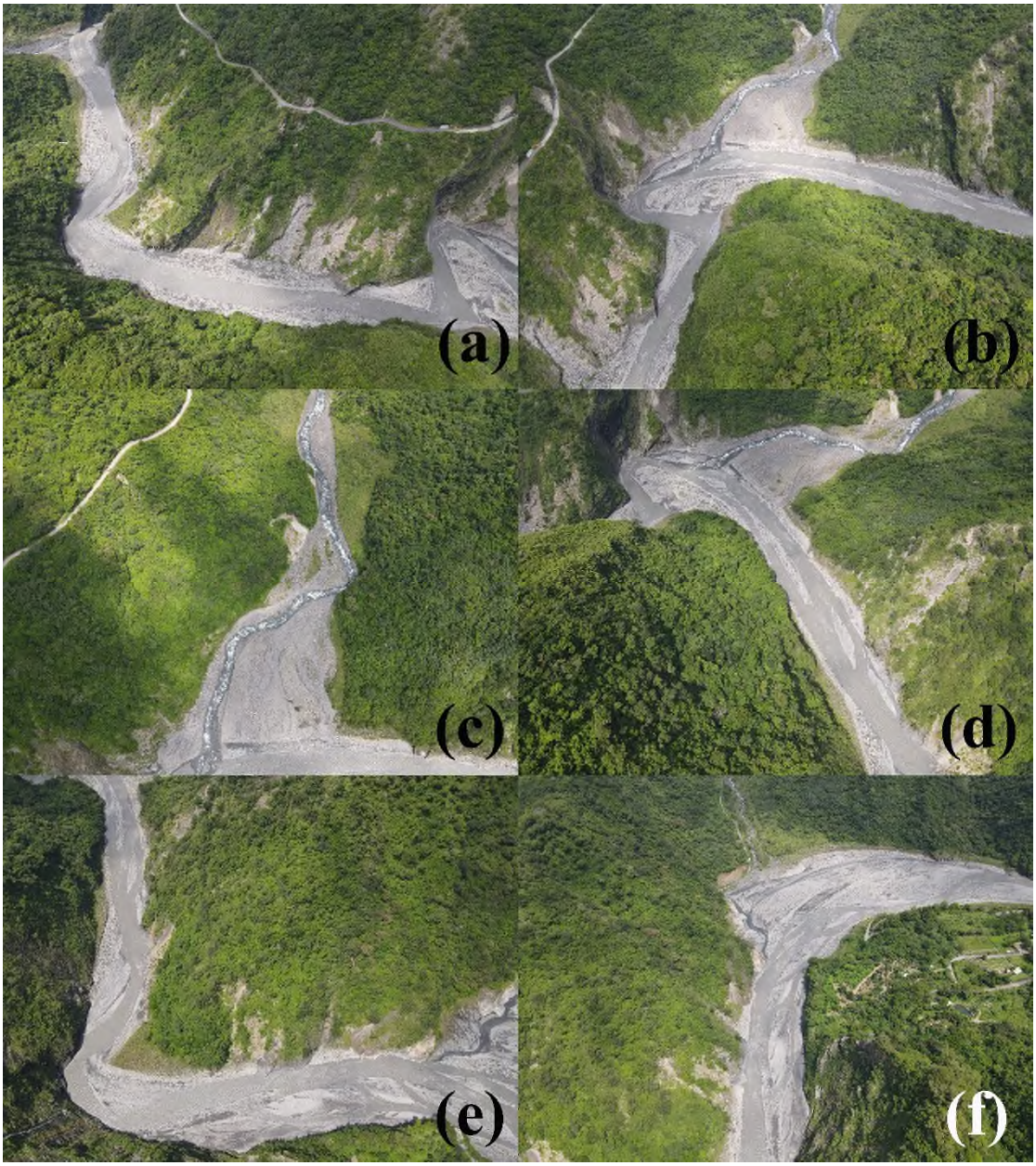


圖 5-17 屏東縣三地門鄉德文村台 24 線 37K 崩塌地調查圖

表 5-6 屏東縣三地門鄉德文村台 24 線 37K 崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="5">屏東縣三地門鄉德文村</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="5">TWD97 二度分帶座標 X: 221178.025 Y: 2517150.937</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="6">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>250 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="3">50%(凸型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="6">☑順向坡 ☑斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="6">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">☑凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td colspan="2">□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">□凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="4">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="6">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="6">□張力裂縫 ☑崩崖 ☑堆積體 ☑蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td>坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="6">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動☑順向坡滑動□土石流
潛勢等級: ☑高☑中□低</td></tr>
<tr><td rowspan="2">坡地環境地質基本圖</td><td colspan="6">☑淺層崩塌 ☑落石 □深層滑動 □土石流 ☑順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="6">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td>□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>☑崩塌新增
□崩塌擴大
□無</td><td colspan="3">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 150 公尺
崩塌寬度: 550 公尺
崩塌平均面積: 32750 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="8">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>☑變質岩</td><td colspan="5">☑板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="5">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 ☑砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="5">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="5">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="6">□無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層□存疑斷層
☑褶皺: □向斜(華容)□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2">N45ºE/44ºSE</td><td>劈理位態</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

高雄市甲仙區關山里園山崩塌地於土石流潛勢溪流高市 DF013 對岸，旗山溪現勘點位最下游處，沙洲粒徑較細(圖 5-18-b)且水位高，河川主流因沙洲偏向左岸，乾燥凹狀多丘型台地順向坡崩塌地植生狀況稀疏，2009 年後自上游河川攻擊端(圖 5-18-a)擴大至下游(圖 5-18-c)，崩塌地調查表詳見表 5-7。

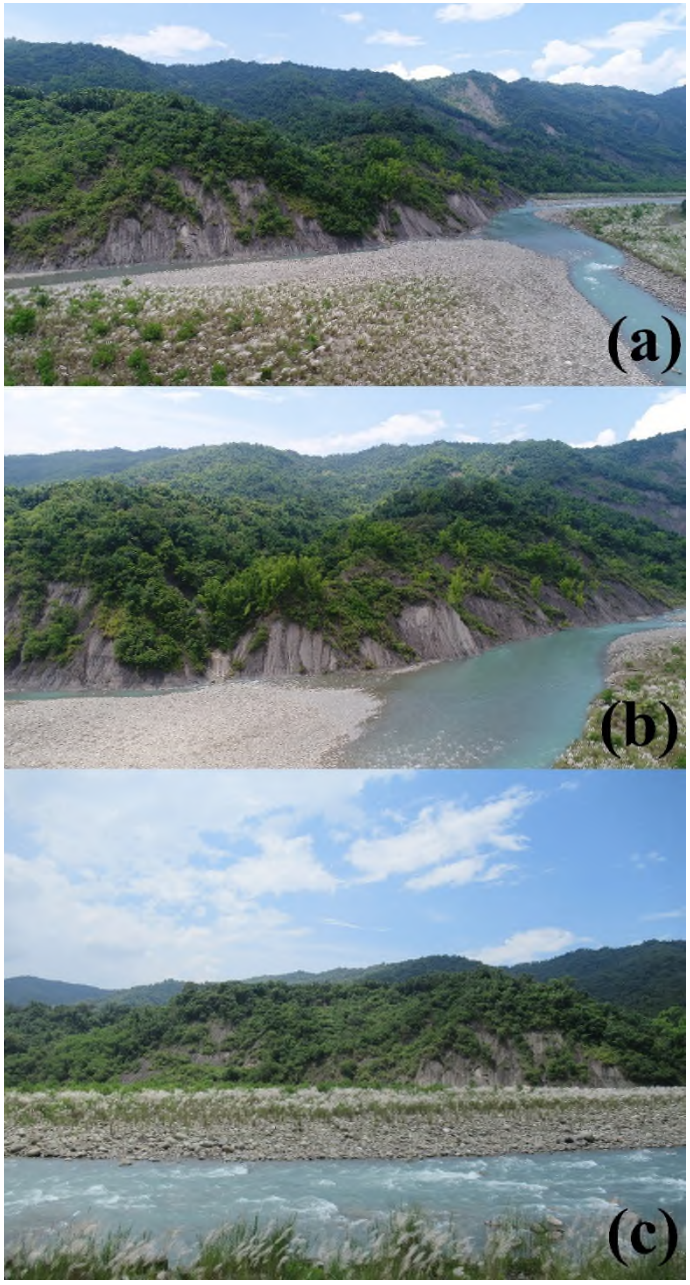


圖 5-18 高雄市甲仙區關山里圓山崩塌地調查圖

表 5-7 高雄市甲仙區關山里圓山崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="5">高雄市甲仙區關山里圓山</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="5">TWD97 二度分帶座標 X: 208703.763 Y: 2556010.991</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="6">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>500 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="3">50%(凹型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="6">☑順向坡 □斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="6">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">□凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td colspan="2">□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">☑凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="4">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="6">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="6">□張力裂縫 □崩崖 ☑堆積體 ☑蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td>坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="6">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動□順向坡滑動□土石流
潛勢等級: ☑高□中□低</td></tr>
<tr><td rowspan="2">坡地環境地質基本圖</td><td colspan="6">□淺層崩塌 □落石 □深層滑動 □土石流 ☑順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="6">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td colspan="2">□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>□崩塌新增
☑崩塌擴大
□無</td><td colspan="2">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 160 公尺
崩塌寬度: 950 公尺
崩塌平均面積: 14792 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="9">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>□變質岩</td><td colspan="5">□板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="5">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 □砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="5">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="5">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="6">☑無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層□存疑斷層
□褶皺: □向斜□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2"></td><td>劈理位態</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td colspan="2"></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td colspan="2"></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td colspan="2"></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

高雄市甲仙區關山里五里埔崩塌地於土石流潛勢溪流高市DF011上游，土層順向邊坡仍有崩塌土體堆積於崩塌坡趾(圖 5-19-c)，沙洲粒徑較細(圖 5-19-a)且河川主流因沙洲偏向左岸，乾燥凹狀凹狀單丘型台地地形之順向坡崩塌地植生狀況稀疏(圖 5-19-b)，主流河寬自 2009 年 500 公尺縮減至 2019 年僅剩崩塌地右岸 130 公尺，2009 年後自下游河川攻擊端擴大至上游，崩塌地調查表詳見表 5-8。

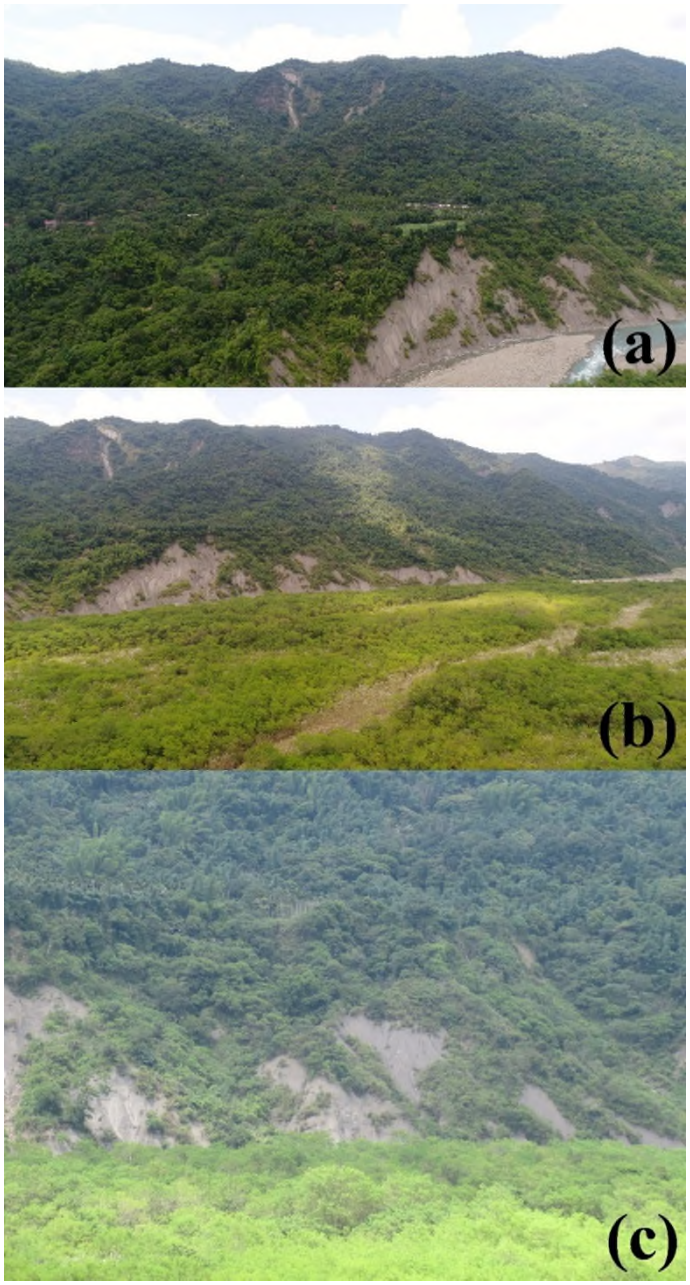


圖 5-19 高雄市甲仙區關山里五里埔崩塌地調查圖

表 5-8 高雄市甲仙區關山里五里埔崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="5">高雄市甲仙區關山里五里埔</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="5">TWD97 二度分帶座標 X: 210359.041 Y: 2559679.001</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="6">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>400 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="3">36%(凹型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="6">☑順向坡 □斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="6">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">□凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td colspan="2">☑凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">□凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="4">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="6">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="6">□張力裂縫 ☑崩崖 ☑堆積體 ☑蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td>坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="6">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動□順向坡滑動□土石流
潛勢等級: ☑高□中☑低</td></tr>
<tr><td rowspan="2">坡地環境地質基本圖</td><td colspan="6">□淺層崩塌 □落石 □深層滑動 □土石流 ☑順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="6">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td colspan="2">□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>□崩塌新增
☑崩塌擴大
□無</td><td colspan="2">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 120 公尺
崩塌寬度: 360 公尺
崩塌平均面積: 22477 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="10">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>□變質岩</td><td colspan="5">□板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="5">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 □砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="5">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="5">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="6">☑無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層□存疑斷層
□褶皺: □向斜□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2"></td><td>劈理位態</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td colspan="2"></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td colspan="2"></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td colspan="2"></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

高雄市那瑪夏區瑪雅里民族橋崩塌地於土石流潛勢溪流高市DF070 那托爾溪對岸，凹狀多丘型台地地形之順向坡土層邊坡為中潛勢淺層崩塌地質敏感區(圖 5-20-a)，上游溪溝為高潛勢岩體滑動區(圖 5-20-d)，主流自 2004 年時靠左岸經 2009 年土石流沖積扇擠壓演化至以右岸為主流而左岸為階地地形(圖 5-20-b)；河寬與沙洲在 2009 年前各佔 50%河道且以左岸為主流流向，2009 年時由半徑約 350 公尺沖積扇堆積擠壓 75%河道寬，2009 年後新形成左岸階地與靠右岸主流(圖 5-20-c)河寬各佔 70%與 30%河道寬。

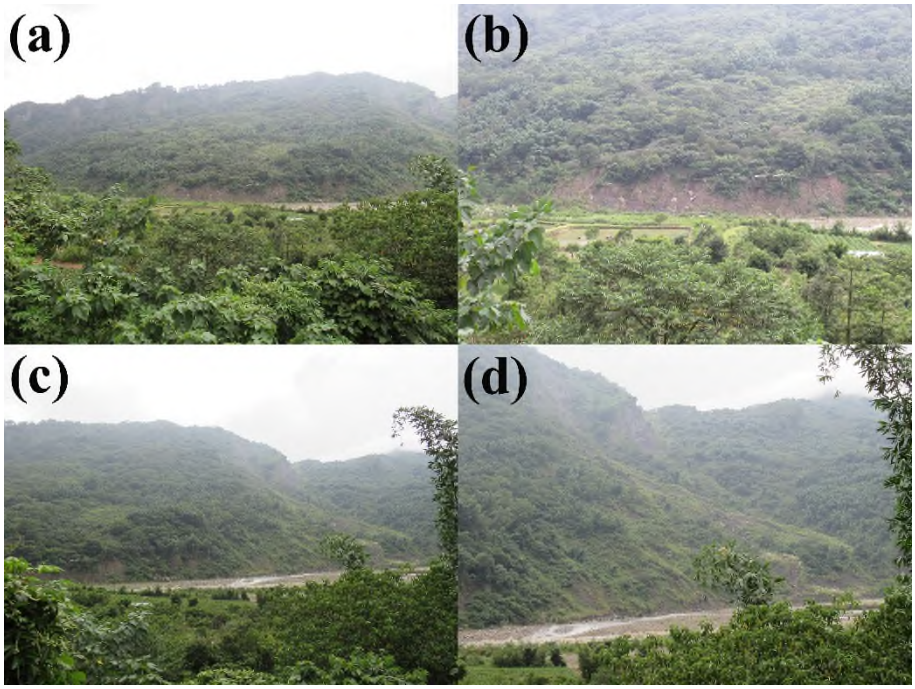


圖 5-20 高雄市那瑪夏區瑪雅里民族橋崩塌地調查圖

表 5-9 高雄市那瑪夏區瑪雅里民族橋崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="4">高雄市甲仙區瑪雅里台 21 線 8.9K 民族橋</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="4">TWD97 二度分帶座標 X: 218100.619 Y: 2569226.405</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="5">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>900 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="2">50%(凹型坡)</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="5">☑順向坡 □斜交坡 □正交坡 □逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="5">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">□凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td>□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">☑凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="3">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="5">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="5">□張力裂縫 □崩崖 ☑堆積體 □蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td>坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="5">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動□順向坡滑動□土石流
潛勢等級: □高☑中□低</td></tr>
<tr><td rowspan="2">坡地環境地質基本圖</td><td colspan="5">☑淺層崩塌 □落石 □深層滑動 □土石流 □順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="5">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td>□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td>☑崩塌新增
□崩塌擴大
□無</td><td colspan="3">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 50 公尺
崩塌寬度: 300 公尺
崩塌平均面積: 12923 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="8">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>□變質岩</td><td colspan="4">□板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="4">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 □砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="4">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="4">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="5">□無
☑斷層: □正斷層☑逆斷層(小林斷層)□平移斷層□存疑斷層
□褶皺: □向斜□背斜□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2">N45ºE/37ºWE</td><td>劈理位態</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td></td><td>第 4 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td></td><td>第 5 組</td><td></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td></td><td>第 6 組</td><td></td></tr>
</table>

高雄市那瑪夏區達卡努瓦里帖布帖開溪與旗山溪交匯口 4 處河岸崩塌(圖 5-21-a、圖 5-21-b)為坡趾凸型坡，崩塌土體除堆積於趾部外也使凹岸淤積擠壓主流改道形成蜿蜒，圖 5-21-a 上游近匯流口崩塌地雖已復育但凹岸淤積河灘地寬度仍佔河道 40%，同時，圖 5-21-a 崩塌地也佔河道 47%寬度，使對岸階地崖趾部成為河川攻擊端(圖 5-21-c)。

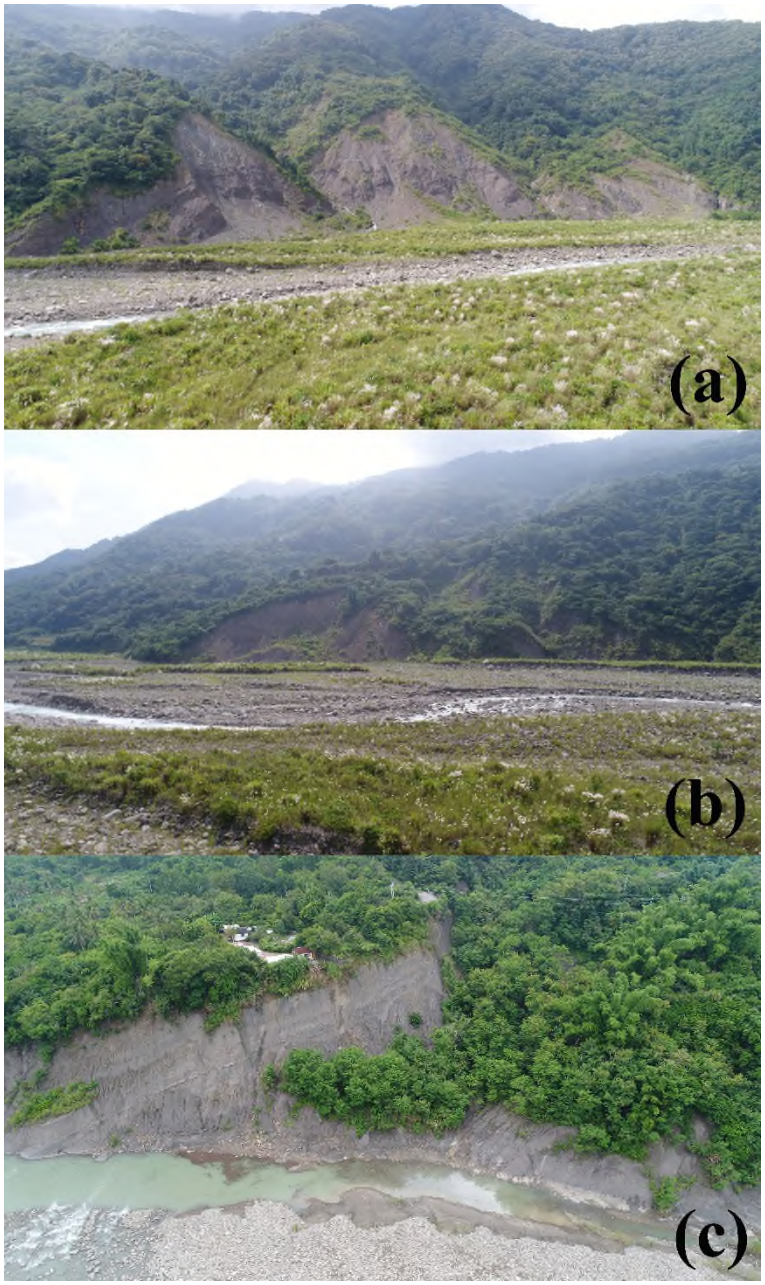


圖 5-21 高雄市那瑪夏區達卡努瓦里帖布帖開溪崩塌地調查圖

表 5-10 高雄市那瑪夏區達卡努瓦里帖布帖開溪崩塌地調查表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">調查位置</td><td>行政區</td><td colspan="6">高雄市那瑪夏區達卡努瓦里</td></tr>
<tr><td>空間座標</td><td colspan="6">TWD97 二度分帶座標 X: 221250.290 Y: 2576499.115</td></tr>
<tr><td rowspan="7">地形貌</td><td>邊坡類型</td><td colspan="7">☑土層邊坡□岩層邊坡□礫石層邊坡</td></tr>
<tr><td>邊坡參數</td><td>坡高</td><td>600 公尺</td><td>坡度</td><td colspan="4">33%</td></tr>
<tr><td>邊坡型態</td><td colspan="7">□順向坡 □斜交坡 □正交坡 ☑逆向坡 □階地崖</td></tr>
<tr><td>邊坡滲水情況</td><td colspan="7">☑乾燥 □濕潤 □表面水 □湧水</td></tr>
<tr><td rowspan="2">崩塌地地形分類</td><td colspan="2">☑凸狀山脊地形</td><td colspan="2">□凸狀台地地形</td><td colspan="3">□凹狀單丘型台地地形</td></tr>
<tr><td colspan="2">□凹狀多丘型台地地形</td><td colspan="5">□凹狀緩斜面地形</td></tr>
<tr><td>植生狀況</td><td colspan="7">□裸露 ☑稀疏 □茂密</td></tr>
<tr><td>山崩微地形相關</td><td colspan="7">□張力裂縫 ☑崩崖 ☑堆積體 □蝕溝</td></tr>
<tr><td rowspan="3">環境地質狀況</td><td rowspan="2">坡地環境地質災害敏感區</td><td colspan="7">□無
☑是，敏感區類型: □岩石☑淺層崩塌□深層滑動□順向坡滑動□土石流
潛勢等級: □高☑中□低</td></tr>
<tr><td>坡地環境地質基本圖</td><td colspan="7">☑淺層崩塌 □落石 □深層滑動 □土石流 □順向坡</td></tr>
<tr><td colspan="8">□棄填土區 □河岸與向源侵蝕等資料 □煤礦坑道及採掘區</td></tr>
<tr><td colspan="2">歷史災害紀錄與現狀</td><td colspan="2">□災害歷史有
☑災害歷史無</td><td colspan="2">□崩塌新增
☑崩塌擴大
□無</td><td colspan="2">平均崩塌深度:_____公尺
崩塌長度: 280 公尺
崩塌寬度: 770 公尺
崩塌平均面積: 93130 平方公尺</td></tr>
<tr><td rowspan="9">地質狀況</td><td rowspan="4">岩性</td><td>□變質岩</td><td colspan="6">□板岩 □片岩 □片麻岩 □大理岩</td></tr>
<tr><td>☑沉積岩</td><td colspan="6">□礫岩 ☑砂岩 ☑頁岩 □泥岩 □石灰岩 □砂頁互層</td></tr>
<tr><td>□火成岩</td><td colspan="6">□安山岩 □玄武岩 □花崗岩 □凝灰岩 □火山角礫岩</td></tr>
<tr><td>□未固結</td><td colspan="6">□崩積層 □紅土層 □礫石層</td></tr>
<tr><td>有無地質構造經過</td><td colspan="7">□無
□斷層: □正斷層□逆斷層□平移斷層(滴水斷層)□存疑斷層
☑褶皺: □向斜☑背斜(紅花子背斜)□複向斜□複背斜</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不連續面紀錄</td><td>層面位態</td><td colspan="2">N45ºW/30ºWS</td><td>劈理位態</td><td colspan="3"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">節理位態</td><td>第 1 組</td><td colspan="2"></td><td>第 4 組</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>第 2 組</td><td colspan="2"></td><td>第 5 組</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>第 3 組</td><td colspan="2"></td><td>第 6 組</td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

至此，高密度崩塌子集水區可分為如隘寮溪 2103001、2103002、2103007 和旗山溪崩坪坑子集水區屬於提供主流土砂料源的子集水區，當河川源頭由歷史小崩塌經極端降雨事件擴大為大規模崩塌時，其源頭蝕溝難以復育並且巨量土砂匯入河川後，河床由 V 字型河床淤高為 U 型河床侵蝕坡趾深度加深、凹岸淤積使流向衝擊易於誘發崩塌之坡面如順向坡，也就使河岸崩塌於匯流口及河岸崩塌或淤積段之對岸脆弱坡面出現新生河岸崩塌，並經現場勘查、UAV 拍攝邊坡與主流型態以及歷史衛星影像驗證現地崩塌情況。二者為旗山溪子集水區 2101003、2101008 和 2103003 屬於集水區主流經過子集水區，需承受來自上游更大面積集水區洪水與來砂量的河段。當來砂量由前述高密度崩塌子集水區類型供應，洪水來自非高密度崩塌子集水區或崩塌自然復育情況良好時，河道本身地形就影響土砂運移過程。以主流計算流域險峻值旨在說明當上游集水區河道偏陡而流量較小時則容易有粗顆粒停留，隨支流集水區提供洪水匯入而河道僅剩細粒徑時則形成災害類型就是洪水，上游則為土石流而過渡期為高含砂水流。顯示高密度崩塌子集水區於源頭與主流差異在工程需承受的匯水面積。

本研究以 3%崩塌率判釋高密度崩塌子集水區，篩選在 2009 年極端降雨事件後崩塌率未減反增 741 集水區，下邊坡小面積崩塌個數上升來自於河岸崩塌，尤其是於頻率密度翻越點(roll over)之前的小面積崩塌與未復育大規模崩塌是極端事件後崩塌型態轉變主要類型。河川縱橫剖面分析指出河幅於高密度崩塌集水區主流未有太大改變而巨量土砂往下游遞移是緩慢的，主要反應河岸反複惡性循環掏刷處為反曲點(束縮段)伴隨上下游蜿蜒河道、高密度崩塌子集水區出口與主流匯流處、蜿蜒河段，並且現象反應於集水區主流分析流域險峻值之洪水區界 0.3 以下產生累積性影響主流。

第六章 綜合性水土保持治理策略

本章主要說明工作項目五：「以上述挑選的 2 處集水區，說明進行綜合性水土保持治理策略」之預定進行方式跟預期內容，6.1 節主要說明工作項目五(一)：「以挑選的 2 處集水區，根據上述分析，說明此 2 處集水區在極端降雨事件後崩塌率卻攀升的主因。」，6.2 節主要說明工作項目五(二)：「說明此 2 處集水區之未來綜合性水土保持治理策略，水土保持治理策略需包含坡面工程、蝕溝治理工程及河道工程等項目，視當地情況而決定該用何種工業項目。」

第一節 關鍵子集水區歷年崩塌率演化分析

本研究針對關鍵子集水區之崩塌率歷年演化分析已在「3.2 節極端降雨事件前後的崩塌率演變」完整說明，包含主流集水區或以 741 子集水區為分析單元的歷年變化，都在 3.2 節有完整的數據、繪圖及討論。本節要討論的則是這些集水區演化後的情況。

根據 Wu(2017, 2019)針對旗山溪集水區的分析內容，2009 年莫拉克颱風誘發旗山溪大量崩塌的主因在於極端降雨，但在後續幾年降雨量不如 2009 年情況下，旗山溪上游集水區，崩塌率卻無法降低，甚至比 2009 年莫拉克颱風後更高。且經過降雨門檻值的比對，旗山溪上游集水區在 2009 年莫拉克颱風事件的後五年內，降雨誘發崩塌的門檻值降低，且旗山溪上游集水區在極端降雨事件前後的崩塌型態應該不同。旗山溪上游集水區在 2009 年莫拉克颱風後的五年內，主要誘發的崩塌地位置以水系交會處跟河段源頭處為主，且誘發的崩塌型態則以河岸崩塌為主。

在具有高密度崩塌的河川集水區所產出的大量土砂，往往河川流

量並無法在短時間內消化這些土砂量，因此會誘發後續幾年的河川蜿蜒發展及大量河道崩塌產生，而也由於土砂產量的運移速度不快，因此因為土砂淤積而造成河川型態演變的過程通常都存在十年以上。台灣在 2009 年莫拉克颱風事件發生前，最著名的土砂產出造成河川型態變遷的案例即為南投縣信義鄉神木村及下游的和社集水區，Chen et al.(2013)曾以陳有蘭溪上游的和社溪為案例，探討在神木集水區大量土砂產出後，由神木集水區出口到南投縣信義鄉和社這段河段的河川長期發展情況，該文認為位於陳有蘭溪集水區內位於神木子集水區，從賀伯颱風後，多次颱風豪雨事件帶來的土砂災害在神木集水區產生 2.9×106 m^3 (1996 年賀伯颱風後估算數據)至 9.0×10^6 m^3(2009 年莫拉克颱風後估算數據)之崩塌量。這些巨額的土砂進入神木子集水區下游的和社溪河道後，使得和社溪沿岸之居民每逢颱風豪雨均會受到影響，輕則道路中斷，重則房舍及人民生命財產受到影響。如此大量土砂頻繁從神木集水區匯入和社溪河川中，尤其和社溪河段長度不到 10km 卻包含了三個隘口及兩個河川轉折地形，和社溪河道在 2004 年至 2010 年間，河道平均土砂淤積深度增加 7.9m 及 11.2 m，這代表大量土砂產生後無法往外運移而停留在河段上，這段時間河川蜿蜒指標也增加了 1.5 倍(Sinuous Index)，而和社溪沿岸也因為蜿蜒河川的展而增加多處河岸崩塌的面積，尤其都發生在河川隘口後的凹岸地形或接近土砂匯入的源頭處。由這個案例可發現當崩塌地位於特定位置時，以這個案例而言為隘口、河岸凹凸轉折處、鄰近大量土砂匯入點等地，該崩塌地通常難以復育。

要判斷集水區的未來水土保持治理策略，必須先瞭解這些在極端降雨事件後幾年難以復育且易於再度誘發的崩塌地位置特性及崩塌型態，才得以瞭解該以什麼工程進行治理。從以上幾篇研究結論可彙

整部分崩塌率攀升的主因，本研究將在此工作項目探討挑選的兩處子集水區在極端降雨事件後幾年崩塌率逐漸攀升的主因，大抵可分為幾種類型(如下分述)，並由下述幾點來探討後續的水土保持治理策略，或未來當集水區出現下列三種情況時，該在哪幾個點位進行水土保持治理以收事半功倍之成效。

一、大規模崩塌地的逐漸擴張。

二、在高密度崩塌區下游產生的蜿蜒河川型態導致河岸崩塌大量發生。

三、因河川地形隘口或彎曲段導致土砂嚴重淤積而引發大量河岸崩塌。

第二節 關鍵子集水區綜合性水土保持治理策略探討

6.2.1 高密度崩塌區域定義及說明

在本研究所挑選的子集水區中，都是 2009 年莫拉克颱風誘發高密度崩塌的集水區，2010 年至 2015 年間這些集水區也未曾遭逢比莫拉克颱風更高降雨強度或更大累積降雨量，這些過往誘發的崩塌地理應在降雨誘發崩塌強度降低情況下呈現逐步復育，但為什麼會有子集水區在極端降雨事件的後幾年，崩塌率卻逐漸攀升?這個議題是本研究的核心。

從本研究在第二章的文獻分析過程就已經發現一個關鍵論點：「崩塌土砂進入河川，導致河川型態發生改變，並進而在後幾年引發大量的河岸崩塌是主因。」，但此關鍵論點成立的主因必須在「集水區產生巨量土砂」，巨量土砂尚無明確定義，但以過往相關文獻(陳樹群等，2010)分析：「巨量土砂是指集水區內所產生的土砂量已經超過河川可負荷的土砂量，因此大量土砂在河床上淤積，也引發後續的河

川型態演變現象」,在陳樹群等(2010)針對和社溪集水區的長期分析，也出現了在極端降雨事件後幾年,神木集水區(愛玉子溪、霍薩溪及出水溪三溪匯流處)產生巨量土砂，進入和社溪的土砂量已經遠超過和社溪所能負擔，因此在 2004 年敏督力颱風事件至 2011 年之間，和社溪主流產生大量的河岸崩塌跟河川型態走向蜿蜒辮狀。這些現象在本研究所分析的集水區都有發現類似現象。

巨量土砂是一個崩塌體積的定義，此定義尚須考量下游河川寬度跟流量大小，但巨量土砂大概都來自於高密度崩塌，因此本研究可先定義何謂「高密度崩塌區位」。以一般台灣研究經常以崩塌率大或等於 1.0%視為集水區發生嚴重土砂災害的評斷門檻，因此本研究先將高密度崩塌定義為「崩塌率大或等於 3.0%」。以 1999 年集集地震至今，要導致集水區要發生高密度崩塌的事件及集水區並不多，例如 2004 年艾利颱風在石門水庫造成約 1600 萬土方量入庫，當時的崩塌率也僅 1.0%，而近期發生高密度崩塌的案例則以 2009 年莫拉克颱風在高屏溪集水區的三個子集水區(旗山溪、荖濃溪、隘寮溪)及東台灣的太麻里溪集水區則符合此門檻，這也代表要滿足高密度崩塌的門檻多數都來自於極端降雨事件的誘發，例如 2009 年莫拉克颱風就是一場降雨延時不論在 24 小時、48 小時與 72 小時都超過 200 年重現期的事件。

6.2.2 產生高密度崩塌之集水區後續治理策略研擬

在談擬定治理策略前，應先瞭解治理策略所要治理的對象。以類似 2009 年莫拉克颱風此類極端降雨事件所誘發的土砂災害而言，人類尚無法對因極端降雨事件所誘發的崩塌地發生位置、面積及量體有太多可改變的地方，目前人為可做的多是針對崩塌災害後的善後工作，

因此本研究所論述的是當集水區已經出現大量土砂產出時，該如何擬定後續幾年的治理策略。

在治理經費有其上限情況下，災害的治理工程該從何而起或優先順序是人為可經由是當評估而得出的關鍵。若災害治理工作的位置跟類型都正確，則集水區的崩塌率應該會在極端事件之後逐漸下降，也代表有正確的對症下藥。要能對症下藥的起點需先瞭解集水區的長期地貌演化(long term geomorphology evolution)情況跟趨勢，才能預測集水區未來可能發生的演變，也因此才能在極端事件發生當年馬上提出合適的治理策略，以防範未來可能發生的災害。

水土保持治理對集水區而言，如同醫生看診過程，若能先知道病人的徵兆跟後續可能會發生的病狀，即能對症下藥降低未來病情更嚴重的可能性。水土保持工程治理對集水區也應該能達到如此的功效。山坡地土砂災害問題不外乎來自於多水跟多砂兩大原因，不論是多水或多砂原因，在水土保持工程治理上都已經有對應的工程種類跟施作方式。因此本研究認為此工作項目的重點不在於提出新的工法，而在於在正確的位置給予對應的工法。

本研究建議的治理策略研擬步驟如下：

1.初步評估集水區土砂災害區位、規模及量體

以現行科技而言，極端降雨事件過後約一個月，就已經可以從衛星影像或無人機拍攝，而得出整個集水區的崩塌災害分佈狀況，至此就可以得出全集水區土砂產出的分佈概況。

當瞭解全集水區土砂災害分佈下，在有限的經費跟時間內，哪些區位或子集水區該優先治理則成為決定集水區後續復育快慢的關鍵。

所謂的「集水區土砂進入與河川型態的惡性循環」即論述：「當大量土砂進入河川後，在沒有治理工程輔助處理情況下，導致河川型態開始大量蜿蜒發展，蜿蜒河川又會導致河岸崩塌大量發生，又會導致更多土砂進入河川，又會加重河川負荷且引發更多河岸崩塌」。以治理工程的位置決定與施作而言，當極端降雨事件誘發大量崩塌的隔年，本研究認為應該優先以「抑止河川型態發生改變的區位及工程為主要治理工程的對象」，原因就在於治理工程無法降低由極端降雨事件誘發的災害，但治理工程可以降低後續幾年因為河川型態改變所產生的災害。

2.優先找出集水區崩塌難以復育或崩塌容易誘發的區域

根據本研究報告分析，在極端降雨事件誘發崩塌密集發生後，在後續幾年會出現崩塌難以復育或崩塌容易誘發的區域，如下分述：

(1)高密度崩塌子集水區(崩塌率大或等於 3.0%)：741 集水區已經是目前水土保持局所使用的評估治理基本單元，應以 741 集水區為分析單元，逐一概算各子集水區在極端降雨事件後之崩塌率及崩塌分佈。以先掌握高密度崩塌子集水區(該子集水區之崩塌率達 3.0%以上)分佈概況，瞭解全集水區內有哪些子集水區是屬於未來土砂產出旺盛的集水區。

(2)蜿蜒狹隘河段且有多條支流土砂大量匯入區域(河段蜿蜒度超過 1.5 以上)：此類河段也是在極端降雨事件後，因大量土砂匯入而容易導致河川型態改變的熱區。

(3)大型源頭崩案例：此類案例在本研究中的分析是難以復育且持續提供土砂的源頭區，如何降低此源頭區的土砂持續產出並進入河川是主要的治理關鍵。

3.針對上述篩選區域，考量劃設特定水土保持區

對於野溪大量土砂淤積及運移的影響，通常難以在短期內解決且需要大量經費支援。本研究建議可針對特定子集水區(以 741 集水區為單元)或特定河段劃設特定水土保持區的方式，以獲得更良好的經費規劃及使用。水土保持法第 16 條提出特定水土保持區之目的，在於對於集水區中具有緊急災害的地區，可用劃設特定水土保持區的方式，給予專款專用並擬定緊急治理工程之成效，以求在短時間內降低該區災害威脅。依據水土保持法第 16 條的內容，如下分述：

第 16 條　下列地區，應劃定為特定水土保持區：

一、水庫集水區。

二、主要河川上游之集水區須特別保護者。

三、海岸、湖泊沿岸、水道兩岸須特別保護者。

四、沙丘地、沙灘等風蝕嚴重者。

五、山坡地坡度陡峭，具危害公共安全之虞者。

六、其他對水土保育有嚴重影響者。

前項特定水土保持區，應由中央或直轄市主管機關設置或指定管理機關管理之。

以 107 年度公告的 65 區特定水土保持區範圍而言，其劃設類型以崩塌、土石流及水庫集水區為主，比對水土保持法第 16 條，也代表所引用到的法規僅以第 16 條第一款、第五款及第六款為主。而水土保持法第 16 條第二款：「主要河川上游之集水區須特別保護者」，正可比對本研究提出的高密度崩塌子集水區，水土保持法第 16 條第

三款：「海岸、湖泊沿岸、水道兩岸須特別保護者。」，也可比對具有多個高密度崩塌子集水區匯入的主流河段，因此水土保持法第 16 條第二款及第三款所訂定區域是值得考慮可以啟動來做更進一步積極保育。

再比對水土保持法第 19 條對於劃定特定水土保持區的長期水土保持計畫擬定重點法規，法規如下：

第 19 條　經劃定為特定水土保持區之各類地區，其長期水土保持計畫之擬定重點如下：

一、水庫集水區：以涵養水源、防治沖蝕、崩塌、地滑、土石流、淨化水質，維護自然生態環境為重點。

二、主要河川集水區：以保護水土資源，防治沖蝕、崩塌，防止洪水災害，維護自然生態環境為重點。

三、海岸、湖泊沿岸、水道兩岸：以防止崩塌、侵蝕、維護自然生態環境、保護鄰近土地為重點。

四、沙丘地、沙灘：以防風、定砂為重點。

五、其他地區：由主管機關視實際需要情形指定之。

經劃定為特定水土保持區之各類地區，區內禁止任何開發行為，但攸關水資源之重大建設、不涉及一定規模以上之地貌改變及經環境影響評估審查通過之自然遊憩區，經中央主管機關核定者，不在此限。

前項所稱一定規模以上之地貌改變，由中央主管機關會同有關機關訂定之。

在水土保持法第 19 條第二款:「以保護水土資源，防治沖蝕、崩塌，防止洪水災害，維護自然生態環境為重點。」，的確也符合本研究對於「高密度崩塌子集水區」之治理理念。在水土保持法第 19 條第三款:「以防止崩塌、侵蝕、維護自然生態環境、保護鄰近土地為重點。」，也符合具有大量土砂匯入的主流河段治理理念。比對現況跟法條，則可採用第 16 條第二款的「二、主要河川上游之集水區須特別保護者」並劃設特定 741 子集水區為特定水土保持區進行綜合治理，也可採用第 16 條第三款的「海岸、湖泊沿岸、水道兩岸須特別保護者」並劃設具有明顯蜿蜒特性且有大量土砂從支流或從上游匯入的河段為特定水土保持區進行綜合治理，這兩款特定水土保持區的法條可應用，也可達到在嚴重風災後先針對特別嚴重的區域進行治理的功效。因此在法條上的支援是足夠的，這兩點是值得未來各治理單位可思考啟動的法條及劃設對象。

4.具有多條支流匯入大量土砂的主流河道治理策略

保護主流河段，以清疏工程營造足夠的主流斷面及以護岸工程避免河岸土砂持續匯入是優先需考量工程，也避免河川發生型態改變：主流河段的河岸崩塌是必須要降低發生土砂來源，才能避免進入土砂的惡性循環。主流河道對於集水區的重要性猶如大動脈對於人體一樣重要，主流河道的穩定性是集水區在土砂災害事件後復育的關鍵，主流河道越穩定，也代表集水區的土砂運移越不活躍，則集水區可在較短時間內達到穩定復育。下述是本研究提出的主流河道治理策略：

(1)評估主流河道每年可承受的土砂匯入量、洪水流量及所需洪水斷面

極端降雨事件後的主流河道理當是各支流及河岸崩塌土砂集體匯入的情況，因此應先針對主流河道進行清疏工程。清疏工程的目的

不在於只將目前的土砂淤積清疏，更在於底定未來幾年主流河道的可容許土砂匯入量跟所需洪水斷面。此步驟可經由水文水理分析及土砂運移分析方式，搭配河道動床運移模式模擬，經主管單位選定能夠通過的洪水流量應達幾年頻率年以上，再以後續清疏工程初步清出主流河道的通洪斷面並維持河道兩岸穩定。

主流河段清疏工程需優先施作，即便該河段尚無明顯土砂進入，也必須考量上游土砂逐步往下游運移情況，優先在河川蜿蜒段進行土砂清疏工程，營造足夠的主流斷面，才能夠降低河川型態往蜿蜒方式發展。且此清疏工程必須多年維持，才能逐步降低由上游不斷匯入的土砂量。除了清疏工程以外，在河川特別蜿蜒的河段也可以提早施作護岸工程，旨在降低未來可能發生的河岸崩塌。

於水土保持手冊(2016)工程篇之野溪淤積土石清疏章節提及:「計畫清疏宜設計足以排放重現期二年至五年降雨強度之深槽斷面，並得視實際需要，漸次擴大其通洪斷面」，但本研究認為對於具有大量土砂從上游及各支流匯入的主流河道，足以排放重現期二年至五年降雨強度之深槽斷面恐怕仍不足夠維持後續幾年的主流穩定，建議可提升至重現期二十五年至五十年降雨強度之深槽斷面為主。

此外，也需評估主流河道從各端匯入的可容許土砂量，包含從上游及從各支流匯入的可容許入匯土砂量。由上游或支流匯入的土砂量都會在交匯口處形成程度不一的沖積扇，此沖積扇的面積大小跟沖積扇的地形起伏情況都會直接影響交匯口處的主流型態。例如在 2009 年莫拉克颱風期間，位於南投縣信義鄉的頭坑溪匯入大量土砂，並在頭坑溪與和社溪交匯口形成沖積扇(或堰塞湖)，此沖積扇的凸起地形間接改變和社溪主流流況，並導致和社溪直接沖毀下游端的隆華國小。

因此本研究所提倡的可容許入匯土砂量代表的是從上游或支流匯入的土砂量，對交匯口鄰近河道地形、型態不會產生河岸淘刷、河川型態改變等負面影響，並可在上述設計重現期二十五年至五十年降雨強度之深槽斷面及流量下，河川可負荷之之入匯土砂量。

(2)預先在主流較易致災區位興建對應治理工程

除上述清疏工程外，主流河段在蜿蜒段及隘口段較易引發河岸崩塌。河岸崩塌土砂進入河川，對河川型態是直接影響，因此需嚴格管控河岸崩塌的發生，才能有效降低土砂惡性循環的產生。

抑止河岸崩塌的防砂工程包含降低橫向淘刷的護岸工程及營造主流深槽斷面，這兩種方式都能有效的將主流河川淘刷的影響遠離河岸脆弱坡面。

5.高密度崩塌子集水區之治理策略

高密度崩塌子集水區對集水區演化最大的影響在於產出大量土砂，河道在難以消化情況下，會出現河川型態演變的後果。因此高密度崩塌子集水區的治理關鍵在於降低或管理從子集水區輸出的土砂量。本研究認為有兩點可執行：

(1)採用可調整式防砂壩體來管理集水區泥沙生產量

要能達到以人為治理工程方式掌控甚至管理此子集水區在極端降雨事件發生後幾年的泥砂生產量，才能降低具有巨量土砂產出的集水區對主流河川的影響。但壩體興建越高，越能夠掌控集水區的泥砂生產量，但卻對生態棲地造成越大的衝擊；反之，壩體興建越低，對具有巨量土砂產出的河段或集水區的土砂產出管理性越低，所以該如何在土砂管理與生態棲地之間找到平衡點?

本研究認為上述矛盾是存在「壩體是不可改變」先決條件，一旦壩體是可以依據河川輸砂量或集水區地貌環境而改變的話，則利用防砂工程達到土砂管理與生態棲地之平衡點將可找到。也因此本研究認為在具有巨量土砂的子集水區，在子集水區進入主流河川的匯流口，更應該考量引入「可調整式的防砂壩體」工程，是目前在人類可進展到管理土砂與達成工程與生態棲地平衡點的可用解答。

陳樹群(2011)提出的「會呼吸的防砂壩(breathable dam)」概念可能是一個解答，該概念認為以可調整式的防砂壩體(adjustable dam)逐漸取代原本一體成形的防砂壩體，可調整式防砂壩體概念在於以可組裝的元件組合成防砂壩體，在洪水期間以攔阻卵礫石粒徑以上土砂為主，而在非洪水期間可取出組裝元件，以讓攔阻土砂逐漸往下游運移。陳樹群(2011)會呼吸的防砂壩關鍵概念在於讓土砂緩慢往下游運移取代讓土砂完全攔阻在上游集水區，以降低生態廊道破壞、河川淘刷及河川型態改變等缺點。野溪河道上的土砂必須要過往的完全阻攔，逐漸改變成依河川輸砂情況而改變攔阻或釋放特定粒徑土砂的情況。

在陳樹群等(2016)的文章也已經針對因應野溪土砂災害情況與演變，而如何調整防砂壩體的元件概念圖(如圖 6-1)，雖然該概念圖在高峰期、平衡期及消減期的判定方式尚無太多量化數據，但此概念已提出完整的壩體興建與模組元件的拆除與安裝流程。過往人為工程對土砂產出只能做到抑止(淤積為主)，但卻無法做到管理(土砂可進可出)，但「會呼吸的防砂壩」概念卻已能做到管理土砂的階段。

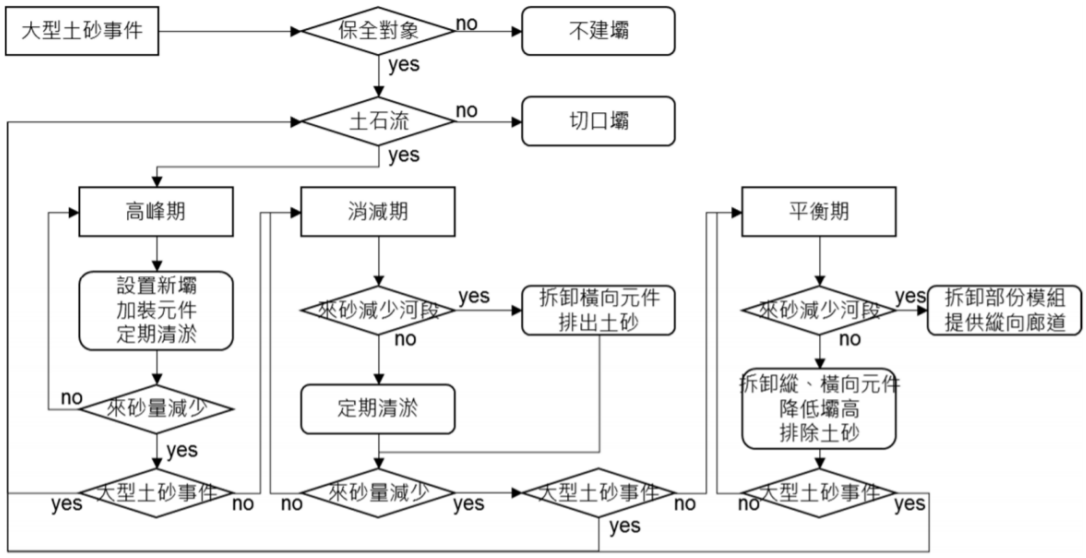


圖 6-1 模組化防砂壩應用於土砂防災之調整與管理流程圖

(本圖取自陳樹群等(2016))

(2)以主流河道估算可容許入匯土砂量來操作各支流之土砂匯入情況

前述有提及應概算各支流匯入主流之可容許入匯土砂量，此值對於各支流而言，即為該支流集水區在該年度可允許之泥沙生產量，以此泥沙生產量來管理集水區內這一年應該做的治理工程種類、形式、位置及應該做的調整。如前述提及興建可調整式的防砂壩體，即可以可容許入匯土砂量來回推今年應該調整哪些斷面或拆除哪些橫桿元件。如果該年度集水區遭逢較大降雨事件引發較多土砂量產出，則一樣回到各支流之可容許入匯土砂量，一旦子集水區之土砂量產出超過可容許入匯土砂量，則該年度壩體不做調整，唯有當該年度子集水區之土砂量產出低於可容許入匯土砂量，則可經過壩體調整適度釋放更多土砂量進入主流河道。

(3)已崩落大規模崩塌土砂鄰近河段的土砂抑止

上下游一定距離內河段，需以清疏工程嚴防河岸崩塌的發生：大規模崩塌產生的土砂量勢必對河川產生非常明顯的擠壓，這也會造成

在該大規模崩塌地上下游一定距離內的河川型態發生改變，而誘發後續的河岸崩塌。因此在已發生土砂崩落的大規模崩塌區位，需以清出河道主流斷面讓河川流量能夠通過，降低發生河川型態改變的可能性。

(4)河川源頭崩塌的土砂抑止

從前述的崩塌分佈分析過程中也可發現：河川源頭處的崩塌是最難以復育的核心位置，也代表河川源頭處的崩塌會持續匯入土砂至下游河道，因此河川源頭處的崩塌如何抑止持續擴張及已經產生的土砂如何避免持續往下游運移是治理上的重點。過往水土保持手冊提過的崩塌地植生治理或蝕溝治理、源頭治理等方式都可以有效降低源頭崩塌的持續擴張，而坡腳處的土砂運移速度控制則仍回到防砂壩體與固床工的施作。

本研究所提出的集水區如何面對高密度崩塌的治理策略理念跟過往差異在於對土砂的管控由過往以興建壩體降低土砂運移，走向目前的以概算主流及各支流的可容許入匯土砂量，變成人為管理土砂產生量的概念，但此概念需在壩體是可調整式的前提下才能達成。尚未興建防砂壩體的位置，在未來興建過程可考量採用可調整式壩體；已經興建防砂壩體的位置，可考量在壩體上新增可調整式元件，而成為可調整式壩體；不論是可調整式壩體或在壩體上新增可調整式元件，近年陳樹群教授在蘭島溪的相關研究都有這兩個類型案例可供參考。

本研究上述所提的治理策略尺度是以主流及各 741 集水區的尺度，而當縮小到單一 741 集水區尺度時，治理策略並未改變，仍是以 741 集水區內的主流穩定及各支流匯入點的土砂管理為主。

第七章 結論

1.本研究以 3%崩塌率判釋全台 741 集水區在 2009 年後 5 年間有 38 處出現攀升趨勢(隘寮溪 8 處、旗山溪 4 處、荖濃溪 11 處)，51 處出現遞減趨勢(隘寮溪 7 處、旗山溪 9 處、荖濃溪 24 處)，並以 10 處高密度崩塌子集水區(隘寮溪 4 處、旗山溪 2 處、荖濃溪 4 處)探討極端降雨事件前後崩塌率演變。

2.崩塌率難以下降來自舊有崩塌率上升或持平，10 處關鍵子集水區在極端事件後除 2102023 在 2009 年小於 3%之 2.55%外，所有關鍵子集水區於各年份皆未小於 3%，本研究以 3%崩塌率作為定義關鍵子集水區門檻。

3.崩塌地地形特性長期變化情況在 2009 年後，面積小於 1 公頃崩塌地在下邊坡大量出現，最高崩塌個數誘發年份也非都在莫拉克颱風當年，而在往後幾年內發生，除關鍵子集水區 2101003 與 2103003 分別落在 2009 年後 3 年(2012)與 5 年(2014)外，其餘年份在 2009 年後 4 年(2013)皆有小面積河岸崩塌個數攀升至高於或接近 2009 年當年下邊坡崩塌個數情形，2009 年前後個數倍率介於 1.3 至 3.28 倍間。

4.崩塌地面積頻率特性長期變化情況在 2009 年後，面積小於 10^{-2} 平方公里崩塌頻率上升顯示小面積(10^{-5} ~ 2 × 10^{-3} 平方公里)崩塌持續發展。莫拉克颱風後 1 至 2 年間 β 值降低由於各面積級數區間皆有大量崩塌個數出現，颱風後 3 至 5 年間 β 值開始上升且各面積級數崩塌密度開始下降顯示植生復育後使崩塌穩定，但 β 值再次下降且植生復育使中大面積崩塌密度降低則顯示小面積崩塌分布趨於密集，出現崩塌型態轉變情況。

5.高密度崩塌子集水區崩塌型態轉變包含下邊坡小面積河岸崩

塌數量上升至 2009 年的 1.2 至 3.5 倍，以及難復育的大面積崩塌。其中，河岸崩塌好發於大規模崩塌土砂鄰近河段、主支流交匯河段、蜿蜒狹隘河段且有多條支流土砂大量匯入區域，難復育大面積崩塌則於河川源頭。集水區主流流域險峻值 0.3 以下為集水區主流崩塌型態轉變區段。

6.針對高密度崩塌的集水區，未來治理策略研擬及治理工程位置選定，應考量崩塌及集水區長期演化趨勢，並將治理工程著重於難以復育的河段、崩塌及子集水區為主，方能達到促進崩塌復育的成效。

參考文獻

1. 行政院農委會水土保持局(2017)，*水土保持手冊*。南投：行政院農委會水土保持局。
2. 吳俊鋐、黃均臺、吳亭燁(2018)。南投縣仁愛鄉崩塌特性分析及崩塌風險模式建構。中華水土保持學報，49(3)，154-166。
3. 林正杰。運用多期福衛二號高時空分辨率影像建立崩塌災害預警模式。碩士論文。國立成功大學環境工程學系，2012。
4. 張紘揚。應用克利金法逐時估算降雨強度與累積雨量於崩塌潛勢分析之研究。碩士論文。國立中興大學水土保持學系，2018。
5. 曾名辰。莫拉克颱風後之地貌指標變化分析-以南台灣流域為例。碩士論文。長榮大學土地管理與開發學系碩士班。2012。
6. 黃雅喬。崩塌潛勢分析方法之研究-以高屏溪流域為例。碩士論文。國立臺灣大學工學院土木工程學系。2015。
7. 陳俞旭。地震對崩塌與土石流發生影響之研究。碩士論文。國立成功大學水利及海洋工程學系，2008。
8. 陳樹群、吳俊鋐、王雁平(2010)。地震或降雨誘發崩塌之崩塌特性探討。中華水土保持學報，41(2)，94-112。
9. 陳樹群、吳俊毅(2018)。以地文內在因子及水文外在因子建構國有林地崩塌潛勢警戒模式。中華水土保持學報，49(2)，89-97。

10. 陳樹群、諸予涵、吳俊鋐(2012)。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，43(4)，293-301。
11. 陳樹群、郭靜苓、吳俊鋐(2013)。西台灣強降雨誘發崩塌規模與區位之特性分析。中華水土保持學報，44(1)，34-49。
12. 蕭(16)宇伸、莊大賢、陳樹群、張榮傑(2018)。無人飛行載具產製可見光與近紅外光數值地形分析崩塌潛感值：以神木村地區為例。中華水土保持學報，49(3)，142-153。
13. 蔡(17)義誌、馮智偉、陳樹群(2011)。921 集集大地震與莫拉克颱風崩塌地在崩塌發生前之坡形分類。農林學報，60(4)，275-292。
14. Aldstadt, J. (2010). "Handbook of Applied Spatial Analysis : Software Tools, Methods and Applications." *Spatial Clustering*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
15. Anselin, L. (1995). "Local Indicators of Spatial Association-LISA." *Geographical Analysis*, 27(2), 93-115.
16. Bhardwaj, A., Wasson, R.J., Ziegler, A.D., Chow, W.T.L., Sundriyal, Y.P. (2019). "Characteristics of rain-induced landslides in the Indian Himalaya: A case study of the Mandakini Catchment during the 2013 flood" *Geomorphology*, 330(2019), 100-115.
17. Chen, C.W., Oguchi, T., Chen, H., Lin, G.W. (2018). "Estimation of the antecedent rainfall period for mass movements in Taiwan." *Environmental Earth Sciences*, 77(5), 184.
18. Chen, C.W., Oguchi, T., Hayakawa, Y.S., Satio, H., Chen, H. (2016).

"Relationship between landslide size and rainfall conditions in Taiwan." *Landslide,* 14(3), 1235-1240.

19. Chen, S.C., Shin, P.Y., Wu, C.H., Chao, Y.C. (2013). "The Influence of Macro-Sediment from Mountainous Areas on the River Morphology in the Heshe River." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 44(4), 302-310.
20. Chen, S.C., Chou, H.T., Chen, S.C., Wu, C.H., Lin, B.S. (2014). "Characteristics of rainfall-induced landslides in Miocene formations: A case study of the Shenmu watershed Central Taiwan." *Engineering Geology,* 169, 133-146.
21. Coppus, R., Imeson, A.C. (2002). "Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semi-arid sub-Andean valley." *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1365-1375.
22. Crozier, M.J. (2005). "Multiple-occurrence regional landslide events in New Zealand: Hazard management issues." *Landslides,* 2(1), 247-256.
23. Davies, T.R.H., and Korup, O. (2007). "Persistent alluvial fanhead trenching resulting from large, infrequent sediment inputs." *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5), 725-742.
24. Dikau, R., Brabb, E.E., Mark, P.K., Pike, R.J. (1995). "Morphometric Landform Analysis of New Mexico." *Zeitschrift für Geomorphologie,* 109-126.
25. Dube, A., Ashrit, R., Ashish, A., Sharma, K., Iyengar, G.R., Rajagopal, E.N., Basu, S. (2013)."Forecasting the heavy rainfall during Himalayan flooding - June 2013." *Weather and Climate Extremes,* 4(2014), 22-34.

26. Evans, S. (1972). "General Geomorphometry, Derivatives of Altitude, and Descriptive Statistics." *Spatial Analysis in Geomorphology*, 17-90.
27. Fan, R.L., Zhang, L.M., Wang, H.J., Fan, X.M. (2018). "Evolution of debris flow activities in Gaojiagou Ravine during 2008-2016 after the Wenchuan earthquake." *Engineering Geology*, 235(2018), 1-10.
28. Getis, A., Ord, J.K. (1992). "The Analysis of Spatial Association by Use of Distance Statistics." *Geographical Analysis*, 24, 189-206.
29. Ghosh, T., Bhowmik, S., Jaiswal, P., Ghosh, S., Kumar, D. (2020). "Generating Substantially Complete Landslide Inventory using Multiple Data Sources: A Case Study in Northwest Himalayas, India." *Journal of the Geological Society of India*, 95(2020), 45-48.
30. Hancox, G.T. and Wright, K. (2005). "Analysis of landsliding caused by the 15-17 February 2004 rainstorm in the Wanganui-Manawatu hill country, southern North Island, New Zealand." *Institute of Geological & Nuclear Sciences science report*, 2005, 64.
31. Hoey, T.B. and Sutherland, A.J. (1991). "Channel morphology and bedload pulses in braided rivers: a laboratory study." *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(5), 447-462.
32. Huang, M.Y.F. and Montgomery D.R. (2013). "Altered regional sediment transport regime after a large typhoon, southern, Taiwan." *Geology*, 41(12), 1223-1226.
33. Ielpi, A. (2017). "Controls on sinuosity in the sparsely vegetated Fossálar River, southern Iceland." *Geomorphology*, 286(2017), 93-109.
34. Khanduri, S., Sajwan, K.S., Rawat, A., Dhyani, C., Kapoor, S. (2018).

"Disaster in Rudraprayag District of Uttarakhand Himalaya: A Special Emphasis on Geomorphic Changes and Slope Instability." *Journal of Geography & Natural Disasters*, 8(1), 1-9.

35. Khanduri, S. (2018). "Landslide Distribution and Damages during 2013 Deluge: A Case Study of Chamoli District, Uttarakhand" *Journal of Geography & Natural Disasters*, 8(2), 1-10.
36. Korup, O., (2004). "Landslide-induced river channel avulsions in mountain catchments of southwest New Zealand." *Geomorphology*, 63, 57-80.
37. Korup, O. (2005). "Distribution of landslides in southwest New Zealand." *Landslides*, 2, 43-51.
38. Korup, O. (2005). "Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand." *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 783-800.
39. Korup, O., Hayakawa, Y., Oguchi, T. (2012). "Flipside coupling of bedrock-river sinuosity and slope-failure size." *EGU General Assembly*, EGU2012-9178.
40. Kuo, C.W., Chen, C.F., Chen, S.C., Yang, T.C., Chen, C.W. (2017). "Channel Planform Dynamics Monitoring and Channel Stability Assessment in Two Sediment-Rich Rivers in Taiwan." *Water*, 9(2), 84.
41. Lévy, S., Jaboyedoff, M., Locat, J., Demers, D. (2012). "Erosion and channel change as factors of landslides and valley formation in Champlain Sea Clays: the Chacoura River, Quebec, Canada." *Geomorphology*, 145-146, 12-18.
42. Lin, S.C., Ke, M.C., Lo, C.M. (2017). "Evolution of landslide hotspots in Taiwan." *Landslides*, 14(4), 1491-1501.

43. Ling, S., Chigira, M. (2020). "Characteristics and triggers of earthquake-induced landslides of pyroclastic fall deposits: An example from Hachinohe during the 1968 M7.9 tokachi-Oki earthquake, Japan." *Engineering Geology*, 264, 105301.
44. Liu, F., Yang, S., (2015). "The effect of the Wenchuan earthquake on the fluvial morphology in the Longmen Shan, eastern Tibetan Plateau: Discussion and speculation." *Quaternary International*, 371, 280-289.
45. Luchisheva, A.A., (1952), "Practical Hydrology." *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
46. Madej, M.A., Ozaki, V. (1996). "Channel response to sediment wave propagation and movement, Redwood Creek, California, USA." *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(1996), 911-927.
47. Mandarino A., Maerker, M., Firpo, M. (2018). "Channel planform changes along the Scrivia River floodplain reach in northwest Italy from 1878 to 2016." Quaternary Research, 91(2), 620-637.
48. Meten, M., PrakashBhandary, N., Yatabe, R. (2015). "Effect of Landslide Factor Combinations on the Prediction Accuracy of Landslide Susceptibility Maps in the Blue Nile Gorge of Central Ethiopia." Geoenvironmental Disasters, 2(9), 1-17.
49. Meunier, P., Hovius, N., Haines, J.A. (2008). "Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides." *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 221-232.
50. Moran, P.A.P. (1950). "Notes on Continuous Stochastic Phenomena." *Biometrika*, 37(1), 17-23.
51. Mukherjee, R., Bilas, R., Biswas, S.S., & Pal, R. (2016). "Bank

erosion and accretion dynamics explored by GIS techniques in lower Ramganga river, Western Uttar Pradesh, India." *Korean Spatial Information Research*, 25(1), 23-38.

52. Othman, A.A., Gloaguen, R. (2013). "River courses affected by landslides and implications for hazard assessment: A high resolution remote sensing case study in NE Iraq–W Iran." *Remote Sensing*, 5, 1024-1044.

53. Page, M.J., Trustrum, N.A., Dymond, J.R. (1994). "Sediment budget to assess the geomorphic effect of a cyclonic strom, New Zealand." *Geomorphology*, 9(1994), 169-188.

54. Pareta, M., Jakobsen, F., Joshi, M. (2019). "Morphological Characteristics and Vulnerability Assessment of Alaknanda, Bhagirathi, Mandakini and Kali Rivers, Uttarakhand (India)." *American Journal of Geophysics, Geochemistry and Geosystems*, 5(2), 49-68.

55. Rasyid, A.R., Bhandary, N.P., Yatabe, R. (2016). "Performance of frequency ratio and logistic regression model in creating GIS based landslides susceptibility map at Lompobattang Mountain, Indonesia." *Geoenvironmental Disasters*, 3(2016), 19.

56. Shieh, C. L., Chen, Y. S., Tsai, Y. J., Wu, J. H. (2009). "Variability in rainfall threshold for debris flow after the Chi-Chi earthquake in central Taiwan, China. " *International Journal of Sediment Research*, 24(2), 177-188.

57. Simon, A., Curini, A., Darby, S.E., LangendoenM, E.J. (2000). "Bank and near-bank processes in an incised channel." *Geomorphology*,

35(3-4), 193-217.

58. Stock, J.D., Montgomery, D.R. (1999). "Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law." *Journal of Geophysical Research*, 104, 4983-4993.
59. Tang, C., Zhu, J., Li, W. L., Liang, J. T. (2009). "Rainfall-triggered debris flows following the Wenchuan earthquake." *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68(2), 187-194.
60. Tang, C., Zhu, J., Qi, X. (2010). "Landslide hazard assessment of the 2008 Wenchuan earthquake: a case study in Beichuan area." *Canadian Geotechnical Journal*, 48(1), 128-145.
61. Tanyaş, H., Westen, C.J. V., Allstadt, K.E., Jibson R.W. (2019). "Factors controlling landslide frequency–area distributions." *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(4), 900-917.
62. Varnes, D.J. (1978). "Slope movement types and processes." *Transportation Research Board Special Report*, 176, 11-33.
63. Wu, C.H. (2017). "Comparison and Evolution of Extreme Rainfall-Induced Landslides in Taiwan." *ISPRS Int. J. Geo-Inf.*, 6(11), 367.
64. Wu, C.H. (2019). "Landslide Susceptibility Based on Extreme Rainfall-Induced Landslide Inventories and the Following Landslide Evolution." *Water*, 11(12), 2609.
65. Yang, C., Cai, X., Wang, X., Yan, R., Zhang, T., Zhang, Q., Lu, X. (2015). "Remotely Sensed Trajectory Analysis of Channel Migration in Lower Jingjiang Reach during the Period of 1983–2013 ." *Remote Sensing*, 2015(7), 16241-16256.
66. Yang, W.T., Wang, M., Kerle, N., Van Westen, L.Y., Shi, P.J. (2015).

"Analysis of changes in post-seismic landslide distribution and its effect on building reconstruction." *Natural Hazards and Earth System Science*, 15, 817-825.

67. Yang, W., Qi, W., Zhou, J. (2018). "Decreased post-seismic landslides linked to vegetation recovery after the 2008 Wenchuan earthquake." *Ecological Indicators*, 89(2018), 438-444.
68. Yanites, B.J., Mitchell, N.A., Bregy, J.C., Carlson, G.A., Cataldo, K., Holahan, M., Johnston, G.H., Nelson, A., Valenza, J., Wanker, M. (2018). "Landslides control the spatial and temporal variation of channel width in southern Taiwan: Implications for landscape evolution and cascading hazards in steep, tectonically active landscapes." *Earth Surface Processes And Landforms*, 43(9), 1782-1797.
69. Yu, B., Ma, Y., Zhang, J. (2011). "The group debris flow hazards after Wenchuan Earthquake in Longchi, Dujiangyan, Sichuan Province." *Journal of Mountain Science*, 29(6), 738-746.
70. Yu, B., Wu, Y., Chu, S. (2014). "Preliminary study of the effect of earthquakes on the rainfall threshold of debris flows." *Engineering Geology*, 182, 130-135.
71. Yunusa, A.P., Fan, X., Tang, X., Jie, D., Xu, Q., Huang, R. (2020). "Decadal vegetation succession from MODIS reveals the spatio-temporal evolution of post-seismic landsliding after the 2008 Wenchuan earthquake." *Remote Sensing of Environment*, 236(2020), 111476.
72. Zhang, L.M., Zhang, S., Huang, R.Q. (2014). "Multi-hazard scenarios and consequences in Beichuan, China: The first five years after the

2008Wenchuan earthquake." *Engineering Geology*, 180, 4-20.

73. Zhang, S., Zhang, L., Lacasse, S., Nadim, F. (2016). "Evolution of Mass Movements near Epicentre of Wenchuan Earthquake, the First Eight Years." *Scientific Reports*, 6, 36154.
74. Zhang, S., Zhang, L.M. (2017). "Impact of the 2008 Wenchuan earthquake in China on subsequent long-term debris flow activities in the epicentral area." *Geomorphology*, 276(2017), 86-103.

附件

附件一

表-附件-1 隘寮溪歷年崩塌面積頻率最適直線參數表

	2103001		2103002		2103003		2103007		隘寮溪	
年份	α	β	α	β	α	β	α	β	α	β
2003	0.07	1.84	-	-	0.58	1.58	0.88	1.58	1.30	1.83
2004	0.99	1.59	0.05	1.93	2.13	1.53	3.54	1.46	2.53	1.94
2005	1.06	1.53	0.23	1.81	2.95	1.42	1.94	1.54	7.22	1.69
2006	0.79	1.60	0.86	1.35	2.87	1.47	2.01	1.50	8.54	1.69
2007	1.09	1.54	25.58	0.68	2.78	1.46	2.70	1.55	12.93	1.62
2008	3.19	1.30	2.38	1.11	1.42	1.59	264.60	1.03	7.10	1.69
2009	6.15	1.28	11.75	1.04	7.95	1.37	5.50	1.48	43.60	1.51
2010	13.89	1.07	12.07	1.05	16.43	1.19	15.39	1.25	125.39	1.27
2011	6.03	1.26	4.46	1.21	6.83	1.38	4.57	1.52	30.49	1.58
2012	2.56	1.48	2.19	1.39	4.47	1.55	5.62	1.51	24.79	1.61
2013	7.01	1.26	3.53	1.23	11.93	1.26	11.76	1.32	107.69	1.29
2014	6.96	1.22	9.36	1.03	7.03	1.36	5.34	1.48	25.42	1.57
2015	1.59	1.53	1.59	1.53	3.89	1.50	4.81	1.51	19.78	1.61
2016	2.71	1.46	3.47	1.33	5.43	1.47	5.75	1.51	19.45	1.64

表-附件-2 旗山溪歷年崩塌面積頻率最適直線參數表

	2101003		2101008		旗山溪	
年份	α	β	α	β	α	β
2003	1.97	1.39	3.11	1.29	4.39	1.68
2004	1.08	1.52	4.46	1.23	2.14	1.93
2005	3.45	1.29	6.84	1.17	5.49	1.73
2006	0.75	1.55	1.21	1.49	2.82	1.77
2007	1.85	1.35	1.73	1.44	13.48	1.49
2008	0.67	1.57	1.54	1.45	4.97	1.70
2009	4.32	1.26	7.08	1.17	28.29	1.53
2010	7.58	1.18	4.94	1.32	83.74	1.34
2011	6.44	1.23	3.79	1.35	20.08	1.59
2012	2.01	1.47	1.44	1.54	13.42	1.65
2013	10.69	1.10	5.23	1.25	120.22	1.20
2014	4.15	1.30	4.02	1.32	16.45	1.63
2015	5.06	1.26	2.54	1.44	18.25	1.56
2016	2.53	1.39	3.81	1.34	15.62	1.60

表-附件-3 荖濃溪歷年崩塌面積頻率最適直線參數表

	2102019		2102023		2102026		2102028		荖濃溪	
年份	α	β	α	β	α	β	α	β	α	β
2003	1.59	-1.38	0.29	-1.68	3.99	-1.33	3.94	-1.26	6.10	-1.75
2004	1.44	-1.37	1.84	-1.23	1.03	-1.57	2.76	-1.39	1.52	-2.23
2005	1.39	-1.43	2.28	-1.32	4.36	-1.35	3.33	-1.36	22.89	-1.66
2006	1.52	-1.43	0.53	-1.55	1.77	-1.52	5.42	-1.22	22.71	-1.65
2007	1.79	-1.35	2.88	-1.25	3.60	-1.31	3.88	-1.22	38.67	-1.51
2008	2.79	-1.20	0.65	-1.42	3.51	-1.20	4.52	-1.11	19.49	-1.56
2009	2.59	-1.29	4.59	-1.01	5.19	-1.19	3.22	-1.26	91.01	-1.50
2010	3.67	-1.25	5.12	-1.13	6.03	-1.26	3.00	-1.32	304.17	-1.27
2011	1.38	-1.49	2.93	-1.29	2.36	-1.48	3.98	-1.30	69.21	-1.57
2012	1.20	-1.56	4.30	-1.15	2.90	-1.40	3.46	-1.29	54.39	-1.61
2013	2.51	-1.42	1.95	-1.39	8.91	-1.25	3.62	-1.30	271.56	-1.27
2014	1.43	-1.51	1.00	-1.48	2.30	-1.48	3.80	-1.31	56.22	-1.60
2015	1.26	-1.53	2.06	-1.27	4.95	-1.27	2.75	-1.30	47.29	-1.59
2016	1.09	-1.54	0.76	-1.49	5.12	-1.28	2.20	-1.41	42.12	-1.62

附錄

附錄一 期初審查意見回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	資料蒐集或前人研究應先求廣度後再深入，但期初報告僅規劃分析 10 篇國際相關期刊文獻，由此即做為立論之支持，其依據過於薄弱，應盡力蒐集可能有用資訊予以分析比較。	敬謝委員意見，已補充於 P.2-5 ~ P.2-8。崩塌長期演化在國際上目前尚無太多文獻可參考，本研究建議應該從有限的文獻中找尋發生高密度崩塌的後幾年演化情況，這對本研究才有實質協助，也對公務單位未來核定工程上有所助益。
二	請具體說明，選定 10 處關鍵子集水區，是否參酌其他因子，如地質、地形、集水區面積、開發狀況、保全對象等，僅由 741 集水區挑選崩塌年增率最高者，其代表性及分析結果可運用性較低。	敬謝委員意見，地形地貌或保全對象等因子，為篩選關鍵子集水區與治理區位後，該 741 集水區或區位所具備之因子，本計畫以長期崩塌演化探討關鍵治理區位。崩塌率年增率最高者代表崩塌大量出現年份，往後年份崩塌面積與演化趨勢分析結果於 P.3-14。

項次	審查意見	回覆辦理情形
三	本計畫從集水區崩塌長期演化談水土保持關鍵治理，並據大陸汶川地震後河床淤高等案例，建議也可比較台灣本土案例如莫拉克災後多處河床淤高及變化之探討。另河川長期縱剖面分析擬每50公尺打一個點，惟歷史資料是否有此等解析度之河川縱剖面資料可以供比較分析，或如何分析長期之縱剖面發展建議說明。	敬謝委員意見，共使用兩版DEM，包含2002至2004年由內政部出版的5m DEM資料及2010至2012年所拍攝並製作的1m Lidar DEM(視情況向內政部進行申請)。河川長期分析以河川型態探討河岸崩塌好發位置，河床淤高段是否是值得探討的區位，以及河川因巨量土砂匯入後產生蜿蜒，是否隨縱橫剖面發展而有惡化或趨於穩定的情況發生皆為值得探討的方向。
四	本計畫選擇以陸上颱風警報期間做為累積降雨時間，是否與P.3-4之颱風累積雨量相同，如不同，建議納入分析。	敬謝委員意見，已補充於P.3-4。
五	本計畫以崩塌率年增率篩選十處關鍵治理集水區，崩塌是否考量為新增或舊有，及土地區位為山坡地或林班地等，建議納入分析。	敬謝委員意見，新增或舊有崩塌分析為長期崩塌演化，分析結果於P.3-36。崩塌土砂進入河川後，對下游的影響主要反應於治理區位，抑止工程除用於未復育且具規模的高密度崩塌地外，下游河岸崩塌亦須使其穩定，抑制工程治理區位則需參酌歷年河川型態演變為定，一併於後續分析時整合。本研究主要目的在於瞭解當集水區發生高密度崩塌後，以過往發生案例之分析，來瞭解哪些地區才是應該要投入重點治理的關鍵區域。掌握崩塌所引發的土砂脈動跟後續引發災害，才能讓相關單位瞭解如何找到重點治理區域及如何整治。

項次	審查意見	回覆辦理情形
六	P.1-2「本計畫之委託專業服務採購說明…」，本計畫為補助計畫，文字敘述請修正。	敬謝委員意見，已修正於P.1-2。

附錄二 期中審查意見回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	期中報告應補附”摘要”，敘述個工作項目及已獲致之初步結論；檢視已完成項目、數量及完成百分比；待完成項目、期程。	敬謝委員意見，中文摘要已經補上。
二	P2-2 Wu(2019)係引用計畫主持人自我發表論文，指旗山溪莫拉克颱風發生後五年的演化有四，惟無四階段演化過程且內文與表 2-1 資料顯現不符，語意不清，請再說明。	敬謝委員意見，已修正於 P.2-2 ~ P.2-3。
三	期初審查意見：”資料蒐集或前人研究應先求廣度後再深入，但期初報告僅規劃分析 10 篇國際相關期刊文獻，由此即做為立論之支持，其依據過於薄弱，應盡力蒐集可能有用資訊予以分析比較。”回復”國際上目前尚無太多文獻可參考，本研究建議應該從有限的文獻中找尋…”，但至期中報告不僅未增加，反降至僅收集 5 篇，研究周延性不足。蒐集文獻並請分析比較其立論及應用於我國之可行性，可信度。	敬謝委員意見，第二章文獻分析上，2.1 節已經分析共 19 篇文獻，2.2 節也分析 15 篇文獻。因為極端降雨誘發的高密度崩塌在台灣發生多次，甚至台灣因為高密度崩塌而誘發的後續災害比其他地區更為明顯。

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
四	期初審查意見：”請具體說明，選定 10 處關鍵子集水區，是否參酌其他因子，如地質、地形、集水區面積、開發狀況、保全對象等，僅由 741 集水區挑選崩塌年增率最高者，其代表性及分析結果可運用性較低。”回復辦理情形，未見具體改善；請詳細表列篩選條件及挑選出之 10 處關鍵治理子集水區名稱。	敬謝委員意見，已補充於 P.3-14 ~ P.3-18。感謝委員意見，地質、地形、集水區面積、開發狀況等資料分析已經補齊，保全對象仍須申請相關資料才能取得。本研究所做分析是極端降雨誘發崩塌的後續演化，並非針對降雨事件所做的崩塌潛勢分析，本研究主要分析區域都在河段，主要誘發原因以土砂淤積及河川型態改變有關，這也是崩塌長期演化分析的主軸。
五	各集水區崩塌地分布圖請以彩色列印或以明顯圖例表現。	敬謝委員意見。
六	工作項目 5 需說明綜合性水土保持治理策略，完成進度需達 60%，惟僅提出攏統原則。未見具體建議，請詳細說明。	感謝委員意見，綜合性水土保持策略已在第 6.2 節提出。
七	報告中未清楚說明「5 年期均崩塌率」的計算方式與定義。建議說明清楚。	敬謝委員意見，已補充於 P.3-5。
八	第 3-7 頁提到「這些集水區內的崩塌地多屬於大規模崩塌而非高密度崩塌」而不列為關鍵子集水區名單，表示著重於高密度崩塌的影響，但並未說明原因。建議清楚說明原因，並說明高密度崩塌的定義。	敬謝委員意見，已補充於 P.3-7 ~ P.3-8。本研究對高密度崩塌區的定義寫於 2.1 節第一段文稿。高密度崩塌區對集水區後續地貌演化的主要影響在於巨量土砂進入河道，誘發河道型態發生蜿蜒，並產生更多河岸崩塌，又再度誘發更多土砂進入河道，而進入土砂與河道蜿蜒的惡性循環。

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
九	圖 3-2 為隘寮溪 34 處子集水區 5 年崩塌率趨勢與 5 年平均崩塌率的分佈圖，建議橫軸，縱軸可以中英文標示清楚，並在圖中標示出選擇為關鍵子水區的點位。	敬謝委員意見,已修正於 P.3-7、P.3-10、P.3-13、P.3-18。
十	報告中尚未從 10 處關鍵子集水區挑選出 2 處集水區，有關上述 2 處集水區建議選擇不同條件的集水區，如不同崩塌型態或不同地文條件等，以利於兩者進行比較，並請儘速辦理以利計畫進度。	敬謝委員意見，已補充於 P.3-14。

附錄三 期中(修正版)審查意見回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	P.2-9 原審查意見旗山溪莫拉克颱風發生後五年的演化內文與表資料顯現仍不符，請再核對。	敬謝委員意見，內文將四階段演化過程統整為兩點說明，已修正於 P.2-9。
二	圖表內文字請再仔細校對，避免誤繕，如表 2-2”就有崩塌”須修正為”舊有”；” 個年份”修正為”各年份”等。	敬謝委員意見，已修正於 P.2-5。
三	已蒐集之文獻仍請分析比較其立論及應用於我國之可性、可信度。	本研究在第二章所蒐集的相關文獻，都是各國在談論巨量土砂匯入上游集水區河川所引發的後續變化，不論是降雨誘發或地震誘發的案例都有。上游集水區的問題即為水與土砂的災害問題，無論在台灣或文獻中的各國環境並無任何一場事件是具有特殊地質或特別誘發原因。 各國所發生的現象是否適用於台灣?單純由台灣各年度崩塌圖層分佈即可判斷是否發生如此現象，本研究也在後續分析過程說明這些現象是否發生(例如崩塌率歷年演變)。

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
四	第 4-1 頁提及 4.2 節主要說明工作項目三(二)「以挑選的 2 處集水區，進行崩塌地面積頻率分析法長期分析，說明崩塌頻率與面積長期變化情況。」，但實際上 4.2 節並非前面提及的內容，前後不一致，建議修改為前後一致的章節內容。	敬謝委員意見，已修正於第 4.2 章節。
五	工作項目為依據提出的 10 個關鍵子集水區，挑選 2 處關鍵子集水區。第 3-14 頁說明「遴選旗山溪與隘寮溪為 2 處探討集水區」，但旗山溪集水區以挑選出 2 處關鍵子集水區，隘寮溪集水區有挑選出 4 處關鍵子集水區，並未詳細說明遴選出旗山溪集水區、隘寮溪集水區裡的哪 2 處關鍵子集水區，建議說明清楚。	敬謝委員意見，已補充於 P.3-44。
六	第 3-14 頁既以列出子集水區之集水區面積、地形、地質、開發狀況資料，建議詳細說明這些因素如何想 2 處關鍵子集水區的遴選。	敬謝委員意見，已補充於 P.3-44。

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
七	第 4-39 頁提及「莫拉克颱風後 1 至 2 年間 β 值降低由於各面積級數區間皆有大量崩塌個數出現，颱風後 3 至 5 年間 β 值開始上升且各面積級數崩塌密度開始下降顯示植生復育後使崩塌穩定，但 β 值再次下降則顯示小面積崩塌分布趨於密集，出現崩塌型態轉變。」由圖 4-39 和圖 4-40 只區分 2009 年前、2009 年、2009 年後的數據，但無法區別出 2009 年後 1 至 2 年的資料、2009 年後 3 至 5 年的資料，因而無法判釋歷年數據的變動，並將歷年崩塌面積頻率最適直線的 α、β 參數彙整在附件。	敬謝委員意見，已補充於第 4.2 節與附件。
八	由圖 4-40 可看出 2009 年前、2009 年、2009 年後的數據其 α、β 參數皆有改變，建議詳細說明 α、β 兩參數變動代表的意義，以及 β 值變動用來判斷集水區復育情況之適用性。	敬謝委員意見，已補充於 P.4-24、P.4-25。

附錄四 期末審查意見回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	崩塌演化論為以較巨觀角度去談後續工程所要布設的位置，建議應需多場次的驗証，以利未來應用!	敬謝委員意見。
二	是否有參考成大利用衛星判別給林務局的歷年崩塌地範圍。並與現況裸坡做差異比對	敬謝委員意見。當坡面不穩定土砂在往後年份進入河川並出現型態演化，即代表河川已經有難以負荷的土砂量匯入。
三	摘要報告前言，「事倍功半」還是「事半功倍」，用詞請確認。	敬謝委員意見。
四	本研究具前瞻性，且亦針對集水區河川治理策略提出可劃設特定水保區，惟考量各機關治理權責，建議未來可進一步分析治理範圍及保全對象等因素，探討劃設可行性。	敬謝委員意見。
五	由於巨量土砂進入河道造成河道型態演變過程相當長久，且由於土砂前緣或是土砂洪峰不易量測其位置，該如何適當施作水土保持治理措施，再請團隊補充。	敬謝委員意見。治理策略包含掌握高密度崩塌子集水區的分佈及土砂產量、降低大量崩塌產出土砂對河川之長遠影響、針對主流河段、大規模崩塌土砂產生區、高崩塌率集水區、河川源頭崩塌，並也建議可從特定水土保持區著手治理這些難以復育的子集水區。