

NCDR 106-T09

暖化情境下極端颱風災事件之坡地災害  
衝擊評估：以大漢溪及新店溪集水區為例  
Slope-land Disaster Impact Assessment of Extreme  
Typhoon Events under Warming Scenario: Examples of  
Da-Han and Shin-Dian Catchments

---



行政法人

國家災害防救科技中心

National Science and Technology Center  
for Disaster Reduction

國家災害防救科技中心

中華民國 107 年 01 月



NCDR 106-T09

暖化情境下極端颱風災事件之坡地災害  
衝擊評估：以大漢溪及新店溪集水區為例  
Slope-land Disaster Impact Assessment of Extreme  
Typhoon Events under Warming Scenario: Examples of  
Da-Han and Shin-Dian Catchments

---

李欣輯、吳亭燁、陳麒文、鄭兆尊、童裕翔



國家災害防救科技中心

中華民國 107 年 01 月



# 目錄

圖目錄.....	I
表目錄.....	V
中文摘要.....	VII
ABSTRACT.....	IX
第一章 前言.....	1
第二章 文獻回顧.....	3
第三章 研究區域.....	7
3.1 研究區域概況.....	7
3.2 歷史土砂災害.....	8
3.3 研究流程及研究區域.....	14
3.4 現地調查.....	18
3.4.1 大漢溪下游區域.....	19
3.4.2 石門水庫集水區.....	22
3.5 小結.....	28
第四章 經驗模式評估.....	31
4.1 崩塌面積特性.....	32
4.2 降雨事件切割.....	33

4.3 崩塌的 ID 關係 .....	34
4.4 極端降雨頻率分析與重現值計算 .....	36
4.5 氣候變遷情境下的崩塌特性分析 .....	37
4.6 崩塌之降雨條件與面積特性 .....	38
4.7 崩塌頻率 .....	45
4.9 兩集水區之間的差異 .....	50
4.10 小結 .....	52
<b>第五章 統計模式評估 .....</b>	<b>53</b>
5.1 研究流程 .....	53
5.2 空間統計與熱區分析 .....	55
5.3 相關因子設定 .....	57
5.4 崩塌地分析 .....	59
5.4.1 高程 .....	60
5.4.2 坡向 .....	61
5.4.3 坡度 .....	63
5.4.4 水系 .....	64
5.4.5 地質 .....	65
5.4.6 土地利用 .....	67
5.4.7 雨量 .....	68

5.5 模式校驗.....	70
5.6 不同颱風事件評估結果.....	72
5.7 小結.....	76
<b>第六章 數值分析評估.....</b>	<b>79</b>
6.1 模式簡介.....	79
6.2 模式建置.....	80
6.2.1 校驗單元劃定.....	81
6.2.2 參數分區劃定.....	82
6.2.3 參數設定.....	83
6.3 模式率定與驗證.....	85
6.4 評估結果.....	86
6.5 小結.....	89
<b>第七章 氣候變遷情境之衝擊評估.....</b>	<b>91</b>
7.1 經驗模式評估氣候變遷對崩塌之衝擊.....	94
7.2 統計模式評估氣候變遷對崩塌之衝擊.....	102
7.3 數值模式評估氣候變遷對崩塌之衝擊.....	105
7.4 小結.....	111
<b>結論.....</b>	<b>113</b>



## 圖目錄

圖 1、淡水河流域之地形與地文狀況 .....	7
圖 2、淡水河流域之歷史災點分布 .....	9
圖 3、淡水河流域之歷史災點分布 .....	10
圖 4、歷年災害點位數量 .....	11
圖 5、各主要次集水區崩塌面積以及崩塌率 2004-2014 年變化.....	13
圖 6、研究整體流程圖 .....	16
圖 7、衝擊評估統計和數值模式流程 .....	18
圖 8、現勘大寮崩塌地照片 .....	20
圖 9、現勘竹崙溪崩塌地照片 .....	20
圖 10、現勘五鳳池蓮寺崩塌地照片 .....	21
圖 11、有木里土石流潛勢溪流現況 .....	22
圖 12、武道能敢附近舊有崩塌地與新生崩塌地 .....	23
圖 13、復華道路之吊橋向大漢溪上游處，可見明顯河岸崩塌 .....	23
圖 14、攔砂壩附近崩塌地狀況 .....	24
圖 15、台 7 線 46.2K 之崩塌地變化狀況 .....	24
圖 16、秀巒崩塌地崩塌之變化情形 .....	25
圖 17、位於田埔與秀巒部落之間野溪 .....	26
圖 18、復華道路明隧道上方野溪 .....	26

圖 19、田埔聚落之竹縣 DF063 現況 .....	27
圖 20、竹縣 DF071 (老鷹溪) 整治情形 .....	27
圖 21、桃縣 DF035 由上游至下游的整治狀況 .....	28
圖 22、2004 年至 2005 年間林務局判釋之崩塌圖層時間與本研究所選 取的 8 場颱風事件 .....	33
圖 23、降雨事件的定義及各降雨條件 .....	34
圖 24、崩塌之 ID 趨勢線及 ID 門檻線(修改自 Brunetti et al., 2010) .	36
圖 25、降雨事件開始到崩塌發生期間的降雨條件 .....	36
圖 26、各颱風期間兩集水區的平均降雨條件和崩塌面積特性。 ....	42
圖 27、以 1991~2013 年間的觀測時雨量網格資料，分別計算 5(rv5)、 10(rv10)、20(rv20)、25(rv25)、50(rv50)年重現期，4 種降雨延時 下的累積降雨量重現值的結果 .....	46
圖 28、(a)石門水庫集水區及(b)新店溪集水區崩塌的 ID 關係以及不同 重現期的降雨條件.....	49
圖 29、兩集水區在(a)高程、(b)坡度、及(c)坡向的地形條件以及(d)地 質條件的比較.....	51
圖 30、土石流衝擊評估統計和數值模式流程 .....	55
圖 31、大漢溪及石門水庫集水區崩塌熱點集中處 .....	57
圖 32、大漢溪及上游集水區集水區高程分布圖 .....	60

圖 33、大漢溪及上游集水區崩塌高潛勢斜坡單元之高程分佈 .....	61
圖 34、大漢溪集水區坡向分布圖 .....	62
圖 35、各年度崩塌地資料坡向分析 .....	62
圖 36、大漢溪集水區坡度圖 .....	63
圖 37、大漢溪及上游集水區崩塌高潛勢斜坡單元之坡度分佈 .....	64
圖 38、大漢溪集水區河川級序分布 .....	65
圖 39、大漢溪集水區地質圖 .....	66
圖 40、歷年崩塌地與地質關聯性 .....	66
圖 41、大漢溪集水區土地利用圖 .....	68
圖 42、石門水庫集水區各土地利用圖所占比例 .....	68
圖 43、2004 艾利颱風期間降雨分布圖 .....	70
圖 44、以 2004 年艾利颱風建模之評估結果 .....	72
圖 45、模擬納莉颱風之崩塌地分布之結果 .....	73
圖 46、由指標選出土石流發生之斜坡單元分布 .....	74
圖 47、模擬象神颱風之崩塌地分布之結果 .....	75
圖 48、模擬賀伯颱風之崩塌地分布之結果 .....	76
圖 49、TRIGRS 模式評估流程 .....	80
圖 50、蘇拉颱風期間逐時降雨（巴陵測站） .....	86
圖 51、TRIGRS 以蘇拉颱風進行模式建立 .....	87

圖 52、蘇拉颱風降雨 18 小時評估結果與實際崩塌之比較 .....	89
圖 53、20 世紀末及 21 世紀末各極端事件之總降雨量分佈與總降雨量 變化程度 .....	93
圖 54、兩集水區 20 世紀末和 21 世紀末的崩塌面積特性，包括(a)總 崩塌面積、(b)崩塌率、(c)最大崩塌面積、以及(d)崩塌個數。上下 界為最大及最小值，中間為圓圈及三角形為平均值 .....	96
圖 55、以動力降尺度 WRF-MRI20 世紀末雨量資料，分別計算 5(rv5)、 10(rv10)、20(rv20)、25(rv25)、50(rv50)年重現期，4 種降雨延時 下的累積降雨量重現值的結果 .....	100
圖 56、21 世紀末相對於 20 世紀末，在 5(rv5)、10(rv10)、20(rv20)、 25(rv25)、50(rv50)年重現期，4 種降雨延時下的累積降雨量變化 率 .....	101
圖 57、20 世紀末及 21 世紀末崩塌發生平均次數推估結果 .....	103
圖 58、統計模式評估氣候變遷資料之結果 .....	103
圖 59、統計模式計算之崩塌發生平均次數 .....	104
圖 60、20 世紀末及 21 世紀末崩塌發生平均次數推估結果 .....	106
圖 61、數值模式評估氣候變遷資料之結果 .....	107
圖 62、不同評估方法之評估結果 .....	109
圖 63、不同方法評估之崩塌衝擊改變率 .....	111

## 表目錄

表 1、歷年坡地災害點位數量及其事件 .....	11
表 2、大漢溪及上游之歷年崩塌地概況 .....	13
表 3、石門水庫集水區在各颱風期間中的崩塌面積特性 .....	39
表 4、新店溪集水區在各颱風期間中的崩塌面積特性 .....	39
表 5、石門水庫集水區在各颱風期間中集水區的平均降雨條件 .....	40
表 6、新店溪集水區在各颱風期間中集水區的平均降雨條件 .....	40
表 7、石門水庫集水區在各颱風期間的降雨條件和崩塌面積特性的皮爾 爾生相關係數矩陣。 .....	44
表 8、新店溪集水區在各颱風期間的降雨條件和崩塌面積特性的皮爾 生相關係數矩陣。 .....	44
表 9、兩集水區崩塌地的降雨條件 .....	48
表 10、石門水庫集水區在不同重現期及降雨延時下的平均降雨條件 .....	48
表 11、新店溪集水區在不同重現期及降雨延時下的平均降雨條件	48
表 12、羅吉斯迴歸分析因子選擇 .....	58
表 13、誤差矩陣法 .....	71
表 14、主要颱風事件資料 .....	76
表 15、坡度與土壤厚度換算表(國家災害防救科技中心，2012) .....	84

表 16、地質水文參數設定基準值 .....	85
表 17、MRI-WRF 之颱風事件列表.....	91
表 18、石門水庫集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10%的颱風事件 之平均降雨條件.....	94
表 19、新店溪集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10%的颱風事件之 平均降雨條件.....	95
表 20、石門水庫集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10%的颱風事件 中的崩塌面積特性.....	95
表 21、新店溪集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10%的颱風事件中 的崩塌面積特性.....	96
表 22、石門水庫集水區 20 世紀末與 21 世紀末在不同重現期及降雨 延時下的平均降雨條件.....	98
表 23、新店溪集水區 20 世紀末與 21 世紀末在不同重現期及降雨延 時下的平均降雨條件.....	99

## 中文摘要

土砂災害高潛勢區域，不但常是聚落、道路、或是重要設施聚集之處，亦是歷年颱風豪雨時期，重點的防災區域。從過去的使用與開發，到現在對於災害衝擊評估、防減災對策擬訂等，均受到相當的重視與關注。近年來因氣象條件改變，日益頻發的極端事件，使得土砂災害的發生頻率、規模均較過往更為嚴重，反映在土砂災害高潛勢區域方面，相關的防災對策更加重要。另一方面，氣候變遷的議題顯現在氣象長期變化上的趨勢，經由多模式的推估可見其概略走向，為了解氣候變遷情境對土砂潛勢之可能衝擊，本研究以北部集水區為研究區域，進行量化和評估的相關探討。

評估坡地災害所使用的氣象資料，經由一連串繁複資料處理過程，以產製在空間與時間上適合分析之資料型態，透過大氣環流模式分析、動力降尺度、以及偏差校正後，獲得 20 世紀末期（1979 年至 2003 年）及 21 世紀末期（2075 年至 2099 年）期間每一場極端颱風之降雨資料。以總降雨量由大而小排序後，各選取兩個期間之前 5% 及前 10% 事件，作為評估土砂衝擊之事件依據。

因應不同評估模式之詮釋範圍、模式限制、以及模式與資料的不確定性，造成單一模式的解讀可能造成的趨勢程度之誤判，本研究採

用三種評估模式，包括經驗模式、統計模式（Logistic Regression Model）、以及數值模式(TRIGRS)，分別以過去颱風雨量資料、以及崩塌地資料建模之後，再以氣候變遷資料分別計算 20 世紀末以及 21 世紀末的平均崩塌率，比較不同模式評估結果。

結果顯示，在暖化情境 RCP8.5 的情境，三種模式評估石門水庫集水區之 21 世紀末的崩塌率均將較 20 世紀末高，平均崩塌率由 0.474% 增加至 0.769%，代表因暖化造成降雨型態改變，將使崩塌率升高，且主要崩塌率升高位置集中在石門水庫集水區上游溪流中段，亦是目前集水區範圍坡地災害高潛勢區域，長期趨勢而言，高潛勢區域的崩塌促發機率增加可能性將提高。由崩塌所引致的土砂量來看，石門水庫集水區上游溪流沿岸的崩塌高潛勢區有提升的趨勢，大量土砂的增加，對於崩塌高潛勢區域之外，將對石門水庫庫容及設施有直接影響。

關鍵字：氣候變遷、崩塌、衝擊評估、經驗模式、羅吉斯迴歸、TRIGRS

## ABSTRACT

Slope areas with high sediment disaster susceptibility are often the collecting area with community, roadway, and infrastructure, as well as the key areas for disaster prevention. From the past usage and development to the current disaster impact assessment and mitigation and disaster prevention design are focused. In the recent year, the increasing frequency of extreme rainfall event affects the frequency and scale of sediment disasters, reflecting the importances of disaster prevention measures for areas with high seimdnnet disastersusceptibility. Corresponding the meteorological long-term variation by climate change, this study selects several catchments in northern Taiwan as study area to analyze and quantify the climate change impacts to sediment disasters.

The meteorological data for slopeland disaster impact assessment was produced through a series of complicated data processing as rainfall available for advanced analysis temporally and spatially. The extreme event rainfall data of each typhoon event includes two periods, the end of 20<sup>th</sup> century (1979-2003) and the end of 21<sup>th</sup> century (2074-2099), and is produced through Global Circulum Model (GCM) analysis, dynamic downscaling, and bias correction. Extreme events are defined as the first 5 % or 10% of the rank which is sorted by total rainfall during a typhoon event from big to small.

Due to the limited explanation, uncertainty, and restriction of a single assessment model which may cause misjudgement of the result, this study employed three models to assess the landslide susceptibility and impact under climate change scenario, including emperical model, logistic regression model and numerical model.

The three assessment model is established by historical rainfall data and landslide data and landslide ratio is calculated by climate change rainfall data. The average landslide ratios include ones of the end of 20<sup>th</sup> and the end of 21<sup>th</sup> century. The results show that average landslide ratio of Shi-man catchment by three assessment models will be higher at the end of 21th century than the end of 20<sup>th</sup> century. The average landslide ratio increases from 0.474% to 0.769%, which represents the rainfall pattern changing will arise landslide ratio. The landslide ratio mainly arises at the middle part of upstream area of Shi-man catchment, where is the area with highest landslide susceptibility. The probable sediment impacts to the Shi-man catchment are not only landslides along river path, but also large amount of sediments to the reservoir.

**Keywords:** Climate change, Landslide, Impact Assessment, Emperical Model, Logistic Regression Model, TRIGRS



# 第一章 前言

台灣山坡地佔總面積的 70%，山坡地之主要的災害類型為崩塌和土石流。崩塌和土石流所造成的災害類型，對重要設施、交通要道、山區聚落等造成直接衝擊，在短時間形成大量土砂，影響集水區的主流河川，造成河川內高含砂量並衝擊地理環境以及生態平衡，也會對中下游造成間接衝擊。

近年來極端降雨或颱風事件頻發，使得許多長久較無重大土砂災害集水區再次發生災害、或是許多災害事件的同時發生而形成新的衝擊，都將大為提升集水區的坡地災害風險。對於長時間因氣候變化所可能導致的災害衝擊，有必要事先掌握及探討，透過對於土砂災害趨勢的變化來了解未來可能的土砂災害規模、頻度、以及影響程度等。

過去對於極端事件的土砂災害探討，以工程構造物能減緩或降低災害的危害程度為主軸，假設不同規模的降雨事件探討可能造成的災害規模，以評估極端事件的衝擊影響。對於氣候變遷對大氣的影響、雨量型態改變的程度較無深入探討，因此需透過較多假設條件，說明極端事件對於坡地災害的影響。另一方面，近年來由於氣候變遷的議題受到相當關注與重視，因大氣變化所造成的氣象變化評估技術日漸成熟，對於未來極端氣象事件之降雨型態，已可透過相關模式進行資料處理與評估來了解，也因此，對於坡地災害的衝擊變化，能有更嚴謹的評估方法和資料，提供科學評估數據結果參考使用。

對於氣候變遷在未來可能之衝擊，本研究採用大氣模式評估氣候變遷情境之可能發生的降雨變化，作為了解崩塌衝擊變化的主要驅動因子。研究區域為淡水河流域，首先根據歷史崩塌以及災害資料，配合地文地形資料，探討集水區環境特性，以及藉此建立評估模式。降雨資料的使用來自於日本氣象廳(Japan Meteorological Agency, JMA)氣象研究所(Meteorological Research Institute, MRI)所發展的高解析度大氣環流模式，加以美國大氣研究中心所發展的天氣研究與預報系統模式(Weather Research and Forecasting model system, WRF)之動力降尺度及偏差校正所產製。由颱風事件的總降雨量經排序後，選取事件評估(鄭兆尊等，2016、科技部，2013；科技部，2014；科技部，2015)。

為因應不同崩塌評估模式本身所存在的誤差、解釋力差異，模式建立過程中，選取目前三種主要評估崩塌潛勢的方法，包括經驗模式、數值模式、以及統計模式等方法進行，分別經過校驗後再以氣候變遷情境的降雨資料來推估和探討從 20 世紀末到 21 世紀末的崩塌衝擊影響。最後，結合各項評估結果，比較未來淡水河上游流域崩塌衝擊的主要變化區間。

## 第二章 文獻回顧

淡水河流域因過往許多類型的災害發生、再加上其都市發展的重要性和代表性，無論是在水利規劃、或是災害防治等，針對治山防洪的設置之前，所必須的地文、水文、以及災害潛勢的調查，已有許多研究報告或研究成果可供參考。根據區域不同，大致上可分為基隆河集水區、新店溪集水區、大漢溪集水區等區域，透過針對單一極端事件的探討、災害現地調查、以及相關崩塌及土石流之潛勢分布，已有許多初步成果。朱怡婷與徐美玲（2007）由颱風後河川的流量與懸移值濃度的關係，探討玉峰集水區之崩塌地的土砂供應，對河川懸移值濃度的影響。水土保持局（2011）針對象神颱風至艾利颱風期間，石門水庫之崩塌地進行分析。李昫軒（2010）分析泥沙遞移率與控制點泥沙產量，搭配線性水庫概念，以找出集水區內泥沙運移之收支平衡，並以艾利颱風事件於石門水庫的案例，建立該事件泥沙產量和粒徑分布資料。由結果發現，石門水庫集水區之泥砂遞移率平均為 33.3%，其中白石、泰崗約為 20%、玉峰與三光約 30%、石門子集水區可達 60%

依據分析方法和結果，可大致分為三種類型（Guzzetti et al., 1999）。第一，由集水區內地文或水文因子調查崩塌發生的原因，例如康恬慎（2001）調查發現，石門水庫集水區的崩塌地大部分靠近河流與道路等人為開發區域、徐肇斌（2006）分析石門水庫的淤沙量，發現由 1963 年之後石門水庫集水區內之年淤沙量有逐漸下降的趨勢、廖啟岳（2008）分析崩塌密度與地震時 PGA 分布、以及降雨特

性的關聯性。其中，馬莎颱風之崩塌密度隨著最大降雨強度的增加而上升，以及賀伯颱風所誘發的崩塌地主要集中在 20-30 度的地方，顯示颱風降雨對崩塌的誘發有密切關連性。

第二，以地理資訊系統（GIS）技術分析影響崩塌之因子，透過定量分析了解崩塌潛勢及其危險度。其中，賴世偉（2007）以 1986 年韋恩颱風、1998 年賀伯颱風、以及 2004 年艾利颱風之崩塌地資料為基礎，以 GIS 技術分析影響崩塌的地文因子，包括坡度、坡向、高程、地質、土壤、道路、溪流以及土地利用等，來建立崩塌地潛感因子的地理資料庫。許振崑等（2013）與陳樹群等（2007）分別針對林班地以及河道區域，進行泥沙整治率的評估。前者以不同時期的遙測和監測資料，推估不同時間點之石門水庫上游集水區之林班地的土砂產量，以推估林務局的土砂治理效率，結果顯示對於上游林班地的整治，可有效控制該區域的坡地土砂產量，降低土砂潛勢。後者則採用淤積量資料，計算水庫以及防砂壩淤積的土砂量，推估在河道周圍的泥沙整治成效。

第三，以定量化模式評估土砂量、崩塌、以及輸砂量之間的關聯性。例如林冠偉（2012）探討流量和輸砂量之間關係，並從歷年資料找出重大事件影響流量和輸砂量的關鍵事件。袁承偉（2007）及鄒年喬（2010）發現石門水庫崩塌主要以崩塌面積約為 2000m<sup>2</sup> 之小規模崩塌為主，所在區位多為 30-50 度坡面，其比例介於 69-76% 之間。崩塌集中發生在澳底層、乾溝層、以及大統山層等。並且，當雨量動能累積超過每平方公尺 2000J 時，河川內輸砂量便會升高。江陽聖（2007）

透過 SPOT 衛星影像分析 2001-2006 年石門水庫影像，來進行崩塌地判釋以及泥沙沖蝕量推估。透過影像分析及計算，並與石門水庫歷年實測清淤量和淤砂量比較後，獲得歷年泥砂變化趨勢較為一致之結果。

以往崩塌潛勢評估以降雨為促崩因子之研究方法之探討，已有不少研究可供依循，例如吳俊鎡及陳樹群(2004)，提出崩塌潛勢評估方法(landslide susceptibility model)，因此，依據過去不同種類和方法，可歸納主要崩塌潛勢評估方法包括經驗模式法、統計方法、以及力學模式等。其中，統計方法從統計學理發展相當多元，例如常見的頻率比法(Frequency Ratio；Shahabi et al., 2014)、證據權重法(Weight of Evidence；Ozdemir and Altural, 2013)、不安定指數法(Instability Index Method；蘇苗彬等，2009)、類神經網路 (Artificial Neuron Network；蔡光榮，2010)及邏輯式迴歸法 (Logistic Regression Method；吳俊鎡，2014；Brenning, 2005) 等，主要利用不同事件之崩塌樣本進行訓練及建模，再由其他場次事件來檢測模式的準確度，由於各種不同方法的採用，在資料完整的前提之下，正確率均可達 6 成以上，對於處理範圍較大之集水區尺度的崩塌潛勢分析，除可有效快速評估崩塌潛勢，亦可藉由分析過程了解集水區之區域環境特性。

氣候變遷與坡地災害評估之分析與探討，過去主要以不同部會為單位，透過相關計畫執行，初步提供不同空間尺度的風險資訊。水利署針對國內重要流域，包括淡水河、濁水溪、曾文溪、以及高屏溪等的上游集水區，探討在氣候變遷下之風險變化趨勢，採用 IPCC AR4 A1B 情境之統計降尺度資料來推估。土砂量的

評估主要採用數值模擬，考慮崩塌和土壤沖蝕的產砂，再加上輸砂過程後，推估流域整體產砂量變化（水利署，2013）。水保局則同樣採用 A1B 情境之統計降尺度資料來推估，崩塌以及土石流的危害評估，則採用二元回歸統計模式作為分析主要工具，以分析崩塌和土石流的發生潛勢（水土保持局，2013）。國家災害防救科技中心（2012）則分別以縣市和鄉鎮為尺度，以氣候變遷統計降尺度資料、崩塌率、地質災害潛勢、坡度、人口密度、人類發展指標等指標，綜合評估山坡地坡地災害的風險、以及繪製風險地圖，因此，對於氣候變遷的在集水區整體的評估方法，無論是數值模擬、或是統計方法皆為可行之評估工具，有前例可供依循。



## 第三章 研究區域

### 3.1 研究區域概況

淡水河發源於品田山，流域面積 2,726 平方公里，流域內包括四大集水區：淡水河集水區、基隆河集水區、新店溪集水區、以及大漢溪集水區等，流域內地勢南高北低，南與大甲溪流域相隔桃山、池有山、以及布陣西崙山等、與大安溪流域相隔大壩尖山、小霸尖山、巴紗拉雲山、布秀蘭山、以及品田山等，高程皆在 3,000 公尺以上（圖 1）。

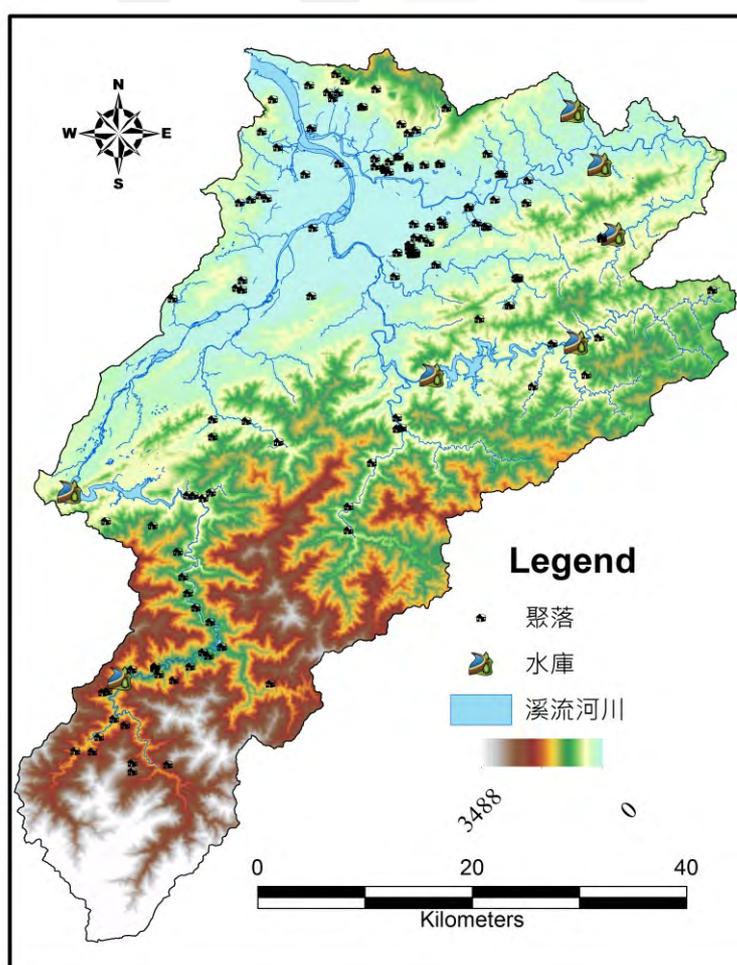


圖 1、淡水河流域之地形與地文狀況

淡水河主要支流為大漢溪、南勢溪、以及基隆河等，各支流的集水區特性受到地文以及地質條件影響差異甚大，其中大漢溪為最大支流。大漢溪集水區面積為 1,163 平方公里，流域內建有石門水庫，其上游集水區面積約 760 平方公里，上游主要支流的泰崗溪以及白石溪在巴陵匯流之後向北，匯入石門水庫。集水區內之主要山區道路為台 7 線、台 9 線、及台 9 甲線，台 7 線是通過大漢溪及上游集水區之主要道路，沿河谷興建，是許多大漢溪上游集水區之聚落出入重要道路，而該區域聚落分布在溪流兩岸之河階台地(圖 1)。台 9 線是聯絡新北市及宜蘭縣之重要道路，通過基隆河上游集水區，其支線之台 9 甲線通過南勢溪集水區，以及多處山區聚落。

### 3.2 歷史土砂災害

根據林務局判釋歷年衛星影像資料，所製作 2005 年至 2015 年之崩塌地資料、國家災害防救科技中心從蒐集各颱風事件後報導或有紀錄之坡地災害資料庫、水保局從 2005 年所建立之重大土石災情資料、水保局公布之 1705 條土石流潛勢溪流圖層、以及中央地質調查所所建置之岩屑崩滑圖層等，來統計淡水河流域內各集水區的歷年發生坡地崩塌和土砂相關災害的頻率、崩塌率、以及各集水區之土砂災害潛勢程度，評估結果如圖 2 及圖 3 所示。圖 2 中依據淡水河流域所涵蓋鄉鎮為尺度統計各區域內從 2005 年至 2015 年之崩塌地發生頻率，以圓點大小標示，圓點越大表示重複發生崩塌的頻率越高。其中，崩塌頻率集中在大漢溪集水區和南勢溪集水區等兩個區塊，該兩個區域也是土石流潛勢溪流較為集中之處，淡水

河全域共 293 條潛勢溪流，總共有 99 條位於大漢溪及上游集水區，35 條位於新店溪集水區。另外，圖 2 顯示土砂災害災點分布位置，不同顏色標示災點發生年份，其中 1989 年之前設為綠色圓點，較不易看到明顯分布；1989 年-2000 年為黑色三角形，集中在流域北側，行政區為基隆縣、新北市汐止區、以及台北市內湖區等，主要是 1996 年賀伯颱風所造成之災點，多造成邊坡破壞。2000 年至 2005 年則以綠色方形點表示，主要集中在流域整體，特別是基隆河沿岸、南勢溪北側、以及大漢溪集水區，顯示該期間的坡地災害頻率較為集中、或發生較嚴重的颱風事件。最後是 2005 年至 2015 年以暗紅色表示，該期間亦有許多災點分布在流域多數集水區內。

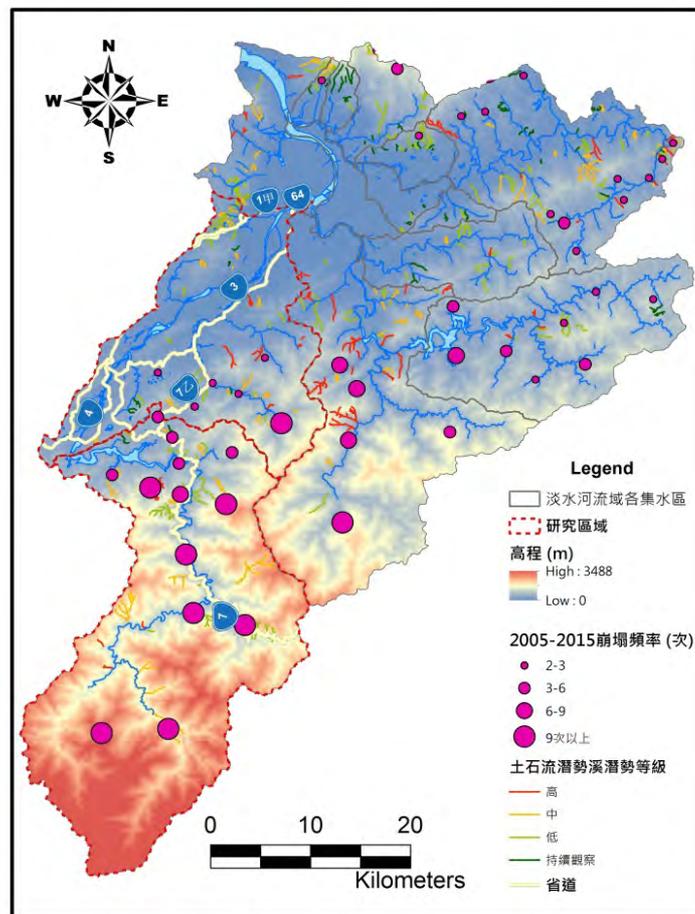


圖 2、淡水河流域之歷史災點分布

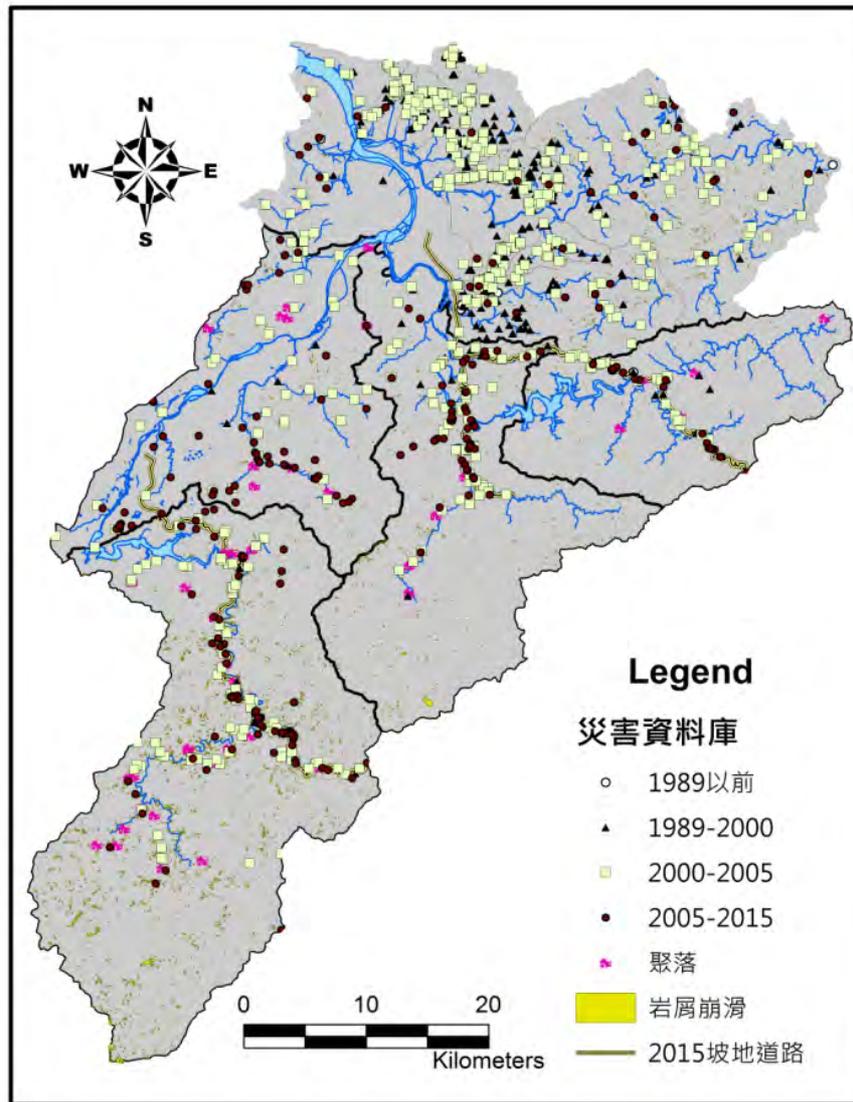


圖 3、淡水河流域之歷史災點分布

因此，將坡地災點以年分和事件進行分類，如表 1 及圖 4 所示，表 1 顯示該年份內較為重大的颱風事件名稱，以及該事件期間引發的坡地災害數量，圖 4 進一步了解各年度的災害發生頻率。綜合表 1 及圖 4，歷年坡地災害災點以 2001 之納莉颱風期間最多，主要災點集中在基隆河右岸之山坡地區，屬於台北市內湖地區的災害，其他造成坡地災害災點數量較多事件包括 2000 年之象神颱風、2004 年之艾利颱風及海馬颱風、以及 2001 年豪雨等。近年來無重大颱風事件，除了 2015 年之蘇迪勒颱風，但該事件主要造成三峽河以及南勢溪集水區的坡地

災害。因此，顯示石門水庫集水區和北勢溪集水區，已有一段時間無較大降雨對其造成衝擊或影響。

表 1、歷年坡地災害點位數量及其事件

年	颱風事件 (災點數量)
1996	賀伯颱風 (12)
2000	象神颱風 (69)、碧利斯颱風 (11)、豪雨 (19)
2001	利奇馬颱風 (20)、納莉颱風 (261)、豪雨 (56)
2002	豪雨 (31)
2004	艾利颱風 (80)、海馬颱風(46)
2005	海棠颱風 (30)、馬莎颱風 (36)
2007	豪雨 (11)
2008	辛樂克颱風 (25)、薔蜜颱風 (12)
2011	豪雨 (24)
2012	豪雨 (15)、蘇拉颱風 (19)
2015	杜鵑颱風 (12)、豪雨 (21)、蘇迪勒颱風 (53)

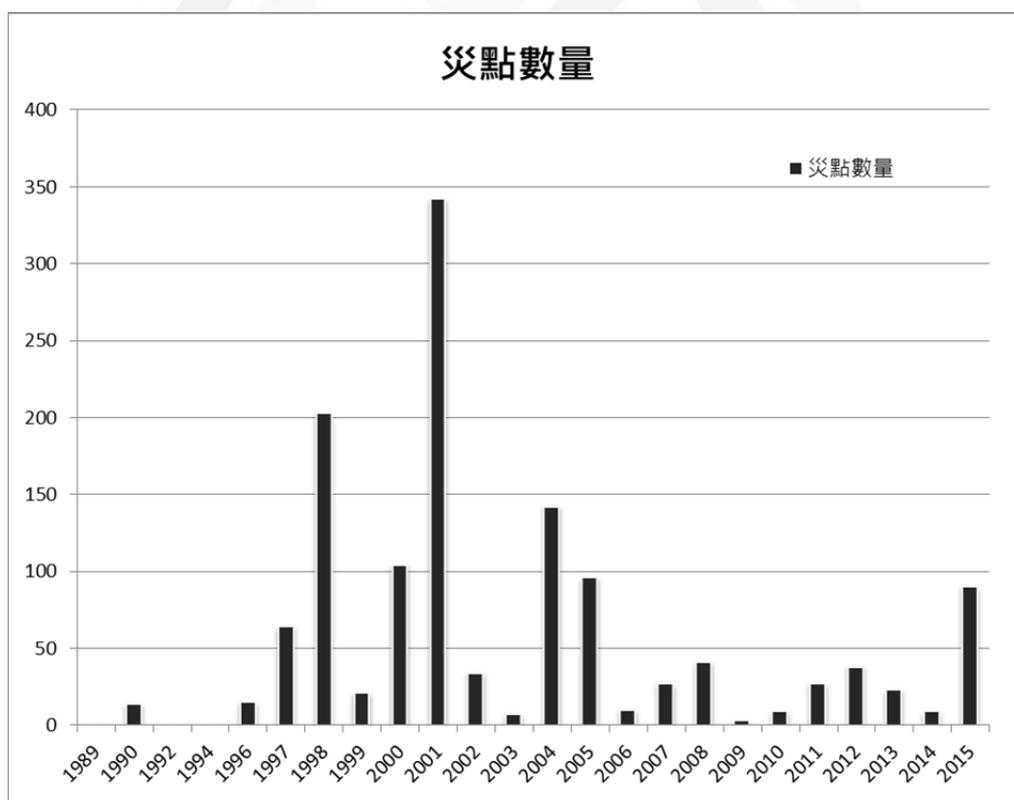


圖 4、歷年災害點位數量

從坡地災點可初步了解對流域內坡地災害造成衝擊較嚴重事件，但由於災害點位的紀錄，僅限於聚落、道路、及重要設施等保全對象的受損情形，對於流域內坡地災害受颱風事件影響的全貌性，仍有不足之處，因此由流域內崩塌地面積變化情形，來了解崩塌發生的歷年變化。然而，由於所使用的崩塌地資料為林務局利用每年年初拍攝之衛星影像進行判釋，圖層內包括崩塌地及裸露地，因此僅能粗略看出各年度的大致情形及變化。從各集水區之崩塌地概況顯示（圖 5），無論是崩塌地面積或是崩塌率，石門水庫集水區之崩塌地比例均遠較其他集水區高，特別是 2004 年，比例達到 0.65，顯示該年度之颱風事件對集水區有較為重大的影響，近年雖然崩塌率較低，但崩塌率仍維持在 0.2%。其次為新店溪集水區以及翡翠水庫集水區，其中，新店溪集水區的崩塌率以 2015 年最高、其次為 2004 年，顯示颱風事件為造成新店溪集水區有較大崩塌的主要原因，從 2004 年至 2015 年之間，崩塌率則沒有太大變化。另外，翡翠水庫集水區之崩塌率則均在 0.05% 以下，且有逐年減小的趨勢，顯示崩塌災害對於該集水區的影響不大。

進一步從大漢溪上游之石門水庫集水區的崩塌地資料確認歷年崩塌地變化情形（表 2）。其中，由近 40 年（1976-2014）之資料看崩塌地變化，近年來之崩塌地數量、崩塌總面積、以及最大和最小面積無太大變化，且與 1962 年之資料相差不大，但是在 1998 年-2006 年之間，崩塌地有顯著變多、且面積增加的趨勢，顯示在該期間受到颱風或地震之影響，造成崩塌地大幅增加的影響，經過多年之後事件影響已減小且集水區已趨穩定。

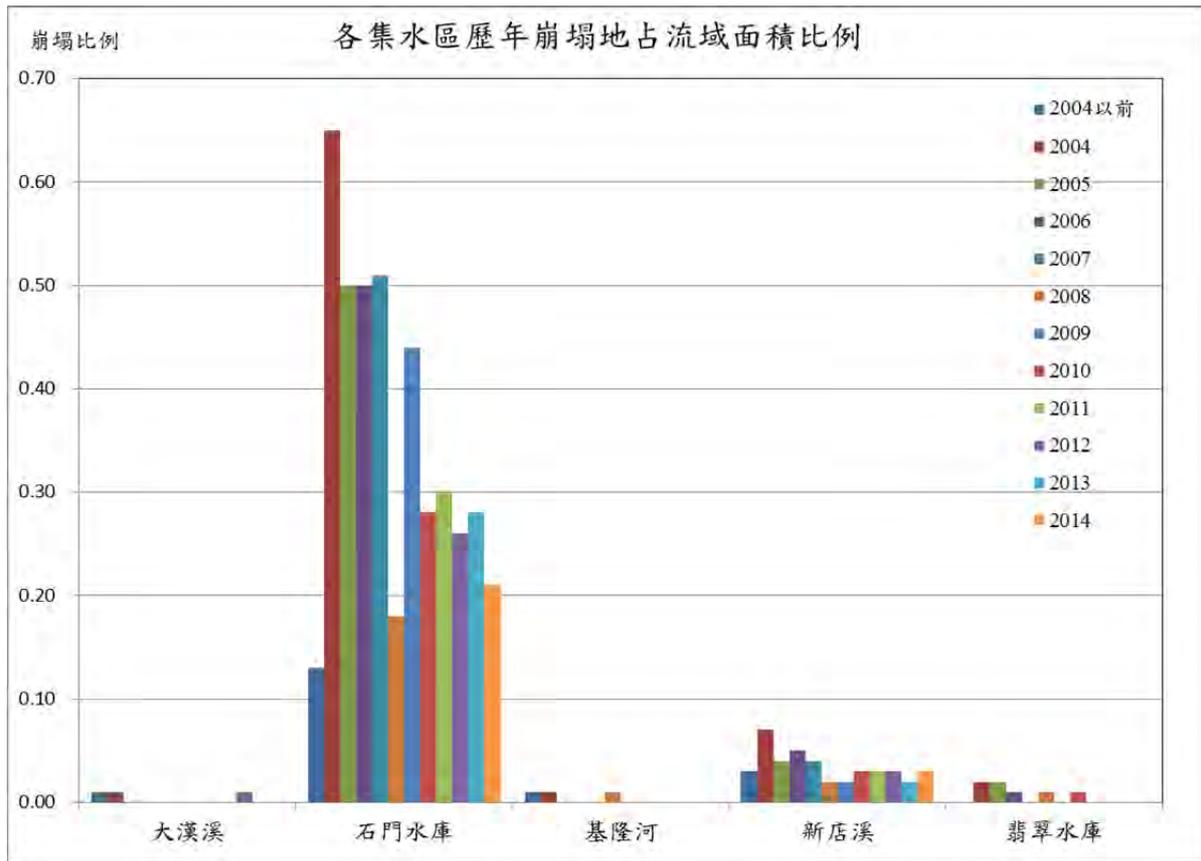


圖 5、各主要次集水區崩塌面積以及崩塌率 2004-2014 年變化

表 2、大漢溪及上游之歷年崩塌地概況

時間	崩塌地個數	崩塌地總面積 (ha)	最小面積(ha)	最大面積(ha)	調查單位
1962	350	218	0.02	12.0	航照 (台灣省森林水利水土保持聯合工作小組)
1972	888	282	0.01	17.5	航照 (農航隊)
1976	736	264	0.01	22.7	航照 (農航隊)
1986	976	859	0.01	27.9	航照 (農航隊)
1998	553	2744 ( 1240 )	0.04	182.0	航照 (工研院)
2004	2130	671.8	0.0001	38.7	航照 (農航所)
2005	3722	703	0.0001	41.5	航照 (農航所)
2006	552	374.76	0.0042	46.7	衛星影像 (林務局)
2007	358	384.61	0.02	41.3	衛星影像 (林務局)
2008	364	135.43	0.01	9.4	衛星影像 (林務局)
2009	574	329.76	0	21.7	衛星影像 (林務局)
2010	394	213.85	0.004	24.1	衛星影像 (林務局)
2011	311	227.89	0.02	35.5	衛星影像 (林務局)
2012	362	198.52	0.002	24.9	衛星影像 (林務局)
2013	493	209.66	0.0004	22.1	衛星影像 (林務局)
2014	309	158.90	0.002	19.8	衛星影像 (林務局)
2015	316	176.70	0.004	18.4	衛星影像 (林務局)

### 3.3 研究流程及研究區域

研究流程以不同模式的建模為主，如圖 6 所示。主要流程分為兩部分，第一部分為透過氣候模式的分析、動力降尺度和偏差校正的過程，來評估不同大氣條件下，颱風的生成數量、以及各颱風事件的總雨量、延時、以及時雨量變化等。

氣候變遷的分析，是以大氣環流模式（General Circulation Model, GCM）來進行，透過設定不同情境所因應的大氣參數，來代表可能的情境變化。此處所指的情境，是以聯合國政府間氣候變遷專門委員會（Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC）出版之第五次評估報告所提及，不同之代表濃度途徑（Representative Concentration Pathways, RPCs）所定義，並且以輻射強迫力在西元 2100 年與西元 1750 年的差異量來區分，目前主要定義的情境，以 RPC 加上數字來作為區分，包括 RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、以及 RCP8.5 等。以 RCP8.5 為例，其意義為溫室氣體為高度排放，造成輻射強迫力在西元 2100 年呈現增加的趨勢，並且 21 世紀末之海溫較 20 世紀末高。然而，由於資料的運算需大量資源，無法以全球範圍進行演算分析，一般僅能針對部分區域來分析。以東亞區域為例，日本氣象廳氣象研究所（Meteorological Research Institute, MRI）發展 GCM 模式所分析 RCP8.5 情境之氣候資料，該資料具有 20 公里\*20 公里的空間高解析度、以及月頻率的時間高解析度，能模擬颱風生成，對於颱風常造成重大影響的西太平洋區域，是作為後續進行災害分析較為合適的資料之一（陳正達等，2014、陳韻如等，2016、科技部，2015）。

然而，由於 20 公里空間解析度、月頻率之氣象資料對於臺灣集水區的災害模擬需求，其空間和時間解析度仍然相當不足，無法有效反映集水區之間、或集水區內之空間尺度的差異，因此臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置 (Taiwan Climate Change Prediction and Information Platform, TCCIP) 將該資料以美國大氣研究中心所發展的天氣研究與預報模式系統 (The Weather Research And Forecasting Model, WRF)，來進行動力降尺度，產製具空間解析度 5 公里\*5 公里、以及時間解析度為每小時的雨量資料，提供後續災害衝擊評估使用(科技部，2013；科技部，2014；科技部，2015；鄭兆尊等，2016)。經由動力降尺度所模擬的颱風事件及降雨，無法確切模擬出歷史颱風與颱風降雨的發生時間，僅可反映歷史颱風事件的特性、路徑、氣壓等。然而，由於動力降尺度過程中，模式之不確定性，造成模擬的降雨強度有相當低估的情形，需透過觀測資料的偏差校正，使繁衍的資料仍能反映觀測資料的統計特性，才能進一步使用(蘇元風等，2014)。經由上述氣候模式所產生之颱風事件，在時間尺度上主要以時間切片方式產製不同時間區間之資料，目前主要時間區間以 20 世紀末 (1973-2003) 以及 21 世紀末 (2074-2099) 等為主，其中 20 世紀末共有 85 場颱風事件、21 世紀末共有 43 場颱風事件。

第二部份為模式的建立與校驗，透過不同模式的選取、校驗，分別建立評估模式後，再將氣候變遷所產製的雨量資料作為輸入因子，分別評估 20 世紀末至 21 世紀末崩塌的衝擊變化，並比較不同模式評估的差異，以及崩塌衝擊受到降雨

變化影響所造成的差異。模式的建立，首先需由歷史資料以及現況來掌握集水區的基本資料與狀況，因此，透過文獻蒐集、歷史資料分析、現地調查初步了解集

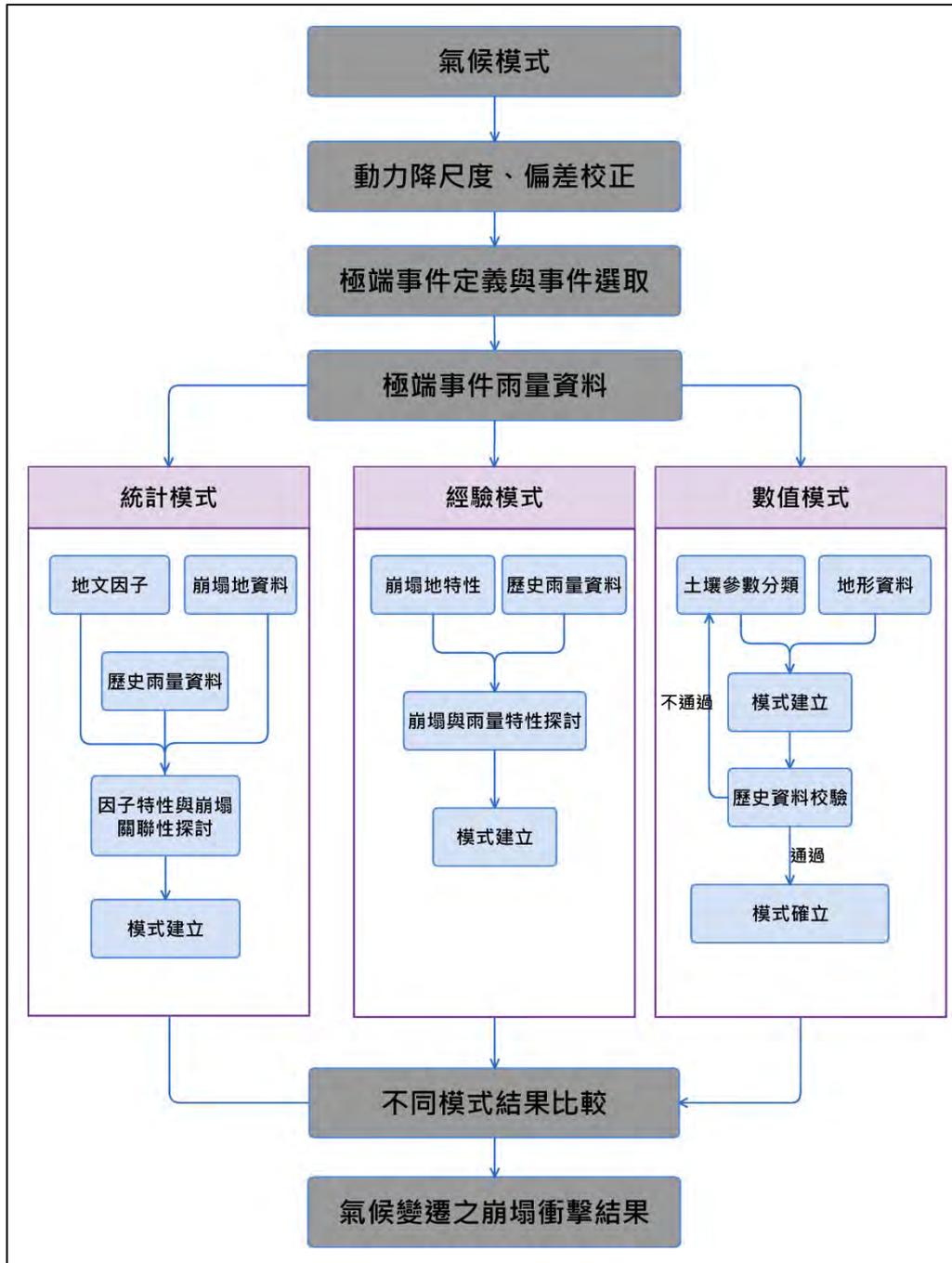


圖 6、研究整體流程圖

水區之特性。其次，選取三種主要崩塌潛勢方法，作為主要評估工具，包括統計模式、經驗模式、以及數值模式。其中，統計模式是蒐集與分析集水區範圍內之

地文、水文因子，歸納各因子與崩塌發生的關聯性並建模，本研究選取羅吉斯迴歸分析方法作為統計分析之方法。經驗模式主要是探討崩塌本身的特性與降雨的關聯性，透過廣泛案例的蒐集與分析探討，建立崩塌與降雨的關聯性。數值模式則是以降雨滲透於土層之中，對坡面安全係數的變化，來探討邊坡的穩定性。對於不同坡面因應崩塌的差別，以調整不同區域的土層參數來探討。三種模式的原理、分析方法均有所差異，但原則上對於崩塌潛勢均有一定解釋力，因此綜合不同方法的探討，可減少僅選取單一模式可能產生之偏誤。

由於各模式的資料需求、蒐集資料的差異，主要評估涵蓋的區域也有所差異（圖 7）。由於石門水庫集水區為淡水河流域中崩塌潛勢最高的區域，因此三種方法均將評估該區域並進行比較。另外，統計模式所探討的是整體集水區的地文與水文條件，因此評估範圍亦包括下游的大漢溪集水區。經驗模式則透過不同集水區的比較與探討，以了解集水區特性，因此評估範圍除了石門水庫集水區外，亦包括新店溪集水區。

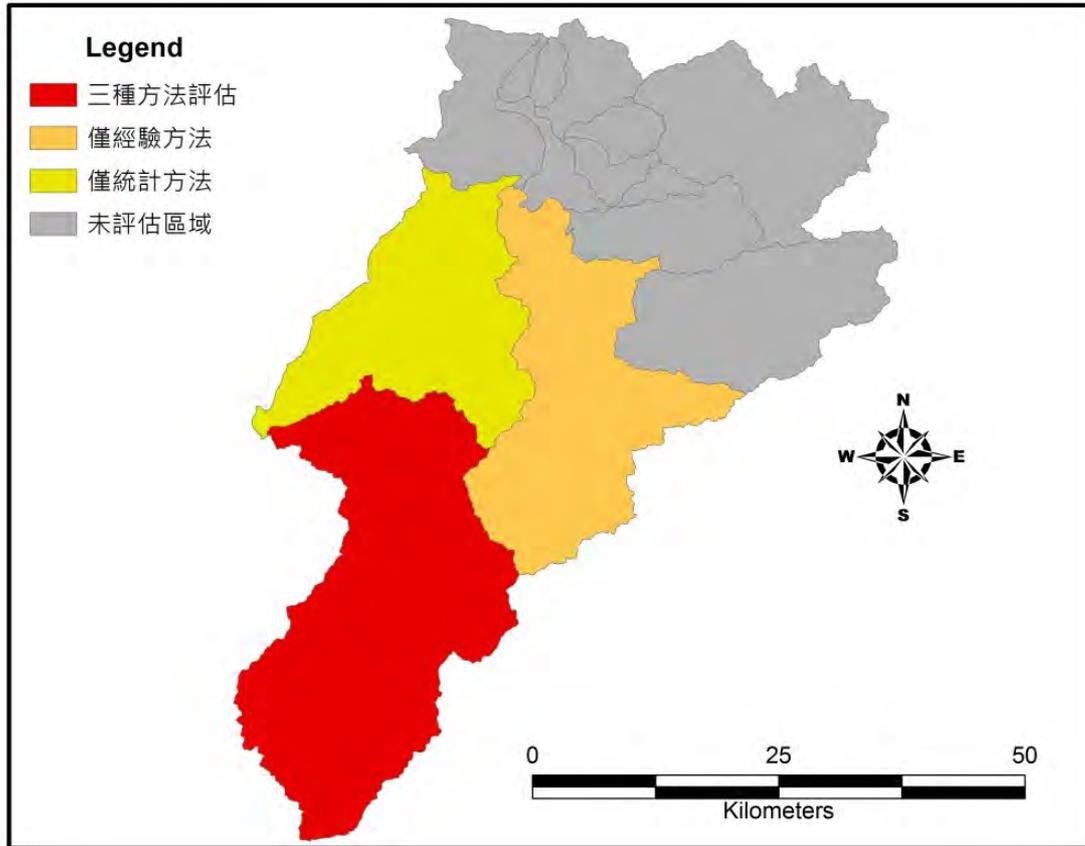


圖 7、衝擊評估統計和數值模式流程

### 3.4 現地調查

為了解淡水河流域目前崩塌地分布及現況，研究人員於 2017 年 2 月 18 日與 2 月 19 日前往大漢溪及其上游之石門水庫集水區進行現勘，現勘對象以過往曾發生重大崩塌的區域，並搭配 2015 年蘇迪勒颱風後崩塌較為嚴重區域，來了解現況以及近年來變異。比對現有圖資，評估其可能造成的衝擊，以瞭解後續使用氣候變遷資料模擬時，模擬結果之土砂災害可能發生之區位和可能造成的衝擊。勘查結果分別由大漢溪及石門水庫集水區之土石流和崩塌兩部分敘述。

### 3.4.1 大漢溪下游區域

大漢溪下游區域崩塌地和土石流分布，以 2015 年蘇迪勒颱風後所造成的為主，主要分布在五寮里、有木里等地，且大部分軍記載於土石重大災情報導之中。2015 年之前之災點數量較少，因此針對該部分的崩塌地和土石流進行踏勘。

#### 1. 大寮舊有崩塌地：

崩塌發生於道路上邊坡，直接影響下游房舍以及野溪流路，造成下方野溪擴大。目前整治範圍包括崩塌地以邊坡穩定工法施行，於道路邊坡架設防護網，以避免崩塌再度發生土石影響道路。另外，沿野溪以水泥護岸和潛壩整治，維持目前野溪之流路寬度（圖 8）。

#### 2. 竹崙溪崩塌地：

原先道路之上下邊坡樹木茂密植生覆蓋良好。蘇迪勒颱風期間，因降雨誘發崩塌發生，土石由上邊坡滑落後，向下邊坡移動，目前主要整治區域以下邊坡之土石堆積區為主，加蓋擋土牆及排水設備強化坡面。上邊坡以擋土牆和邊坡防護設施為主（圖 9）。



a. 大寮舊有崩塌地照片 1



a. 竹崙溪崩塌地照片 1



b. 大寮舊有崩塌地照片 2  
圖 8、現勘大寮崩塌地照片



b. 竹崙溪崩塌地照片 2  
圖 9、現勘竹崙溪崩塌地照片

### 3. 五鳳池蓮寺崩塌地：

該處於蘇迪勒颱風期間，崩落土石沖入寺廟內部、民宅等地區（圖 10 b）。

目前東側寺廟已拆除，遺留空地（圖 10 c）。崩崩塌發生邊坡上方無施做任何整治工程，以自然復育的方式復原，在接近道路的地方則是以水泥強化排水渠道以及裝置排水管排除坡面的水流。



a. 五鳳池蓮寺崩塌地處理工程照片 1



b. 土石重大災情說明與當時照片  
(引用自水土保持局)



c. 五鳳池蓮寺照片 2

圖 10、現勘五鳳池蓮寺崩塌地照片

#### 4. 有木里土石流：

根據歷史災害資料，於 2001 年納莉颱風、2004 年艾利颱風、以及 2015 年蘇迪勒颱風期間曾發生土石流，造成嚴重災情。其中，根據水土保持局重大土砂災情報告（水土保持局，2006-2017）顯示，2015 年蘇迪勒颱風期間，造成野溪發生土石流以及溪水大量溢流，以及道路邊坡崩塌等災情，導致房屋遭受掩埋。目前現況在野溪治理部分，採用排水溝以及在潛勢溪流緊鄰道路處設置防護設施，野溪內無土石堆積，上游邊坡仍可見裸露但無擴大跡象，因此現階段之土石流潛

勢應較低。



a. 有木里土石流潛勢溪（新北三峽-003）流位於道路邊坡  
b. 潛勢溪流上方邊坡，植生茂密較無裸露情形

圖 11、有木里土石流潛勢溪流現況

### 3.4.2 石門水庫集水區

#### 1. 舊有崩塌地持續發生與擴大

崩塌地分布情形，由前述可知，在石門水庫集水區內崩塌地，主要沿玉峰溪之石磊、爺亨、巴陵、下蘇樂、高義等地，分布位置包括溪流兩岸邊坡受到溪流沖刷影響、以及位於凹型坡面處，部分現有崩塌地仍可見裸露面，顯示為近期所發生，但上方可見明顯的舊有崩塌地之痕跡，顯示該處崩塌地是舊有崩塌地的再發、或是擴大，因此得知這些地區有極高比例的崩塌誘發與舊有崩塌地有密切的關聯性（圖 12 及圖 13）。



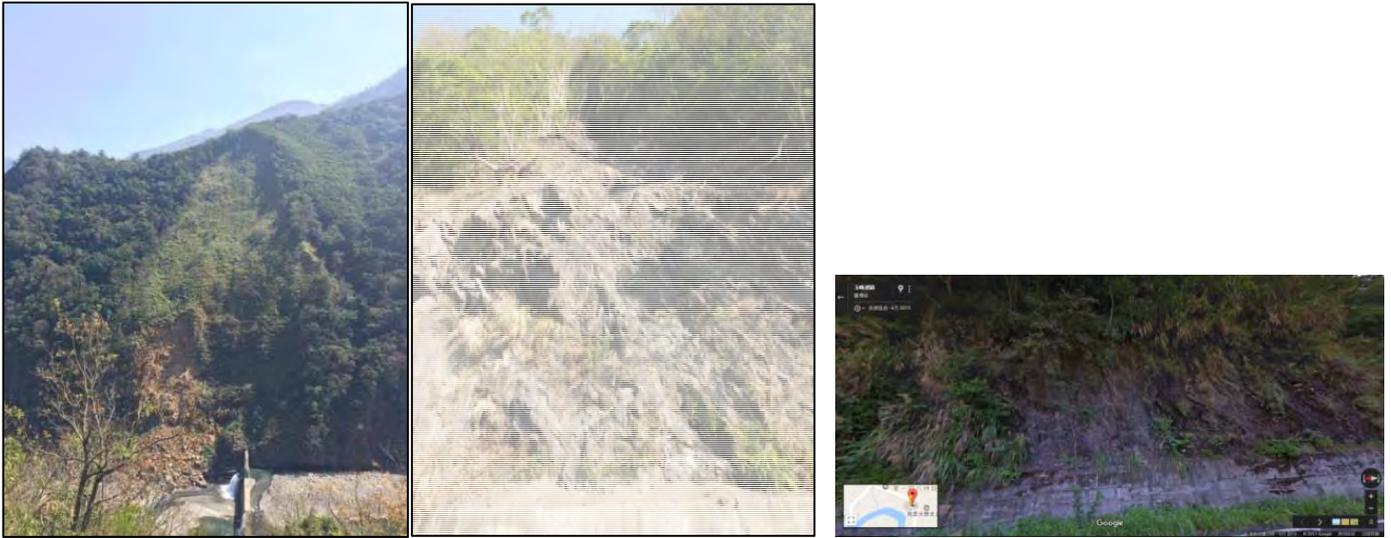
圖 12、武道能敢附近舊有崩塌地與新生崩塌地



圖 13、復華道路之吊橋向大漢溪上游處，可見明顯河岸崩塌

## 2. 新生崩塌地的發生

比對部分崩塌地的現況以及 Google 街景資料，亦可了解崩塌地的變化情形。Google earth 街景資料時間不一，於研究區域範圍內多為 2013 年 6 月及 2015 年 11 月等兩個時間點，因此，透過該兩個時間點的畫面，來了解崩塌地的變化情形。圖為位於大漢白石溪沿岸、位於攔砂壩附近之崩塌地，由 google 街景資料可發現，原先僅有坡面下方有風化岩層的出露，但崩塌發生後，露出大片風化岩層，若沒有進行整治，則裸露之大片岩層可能成為再次崩塌的材料。



a：現況

b. 2013 年 6 月 google 街景

c. 2017 年 2 月 16 日街景

圖 14、攔砂壩附近崩塌地狀況

圖為台 7 線 46.2K 處，從 Google Map 的影像得知，在 2015 年 11 月時坡面仍相當完整，但現況(2017 年 2 月 17 日)可見坡面施作擋土牆部份已發生崩塌，坡面下半部均已裸露，顯示該崩塌地於近兩年可能因降雨造成崩落，現場可進一步看出坡面的水泥防護構造物有破損的情形，顯示該處崩塌仍有再次崩塌之虞，且需加以補強以防止崩塌地持續發生及擴大。



2015 年 11 月街景，坡面仍然完好



2017 年 2 月 17 日現況，已發現崩塌及坡面破損裸露

圖 15、台 7 線 46.2K 之崩塌地變化狀況

### 3. 秀巒國小崩塌地變化

位於秀巒國小後方白石溪畔之崩塌地，於 2016 年 10 月 30 日發生崩塌，崩塌持續直至 2017 年 3 月中仍有土石滑落，崩落土石堆積於下方白石溪畔，部分土石移動距離較遠，堆積於秀巒國小後方沿白石溪畔之道路。由於土石持續滑落，堆積土石已在崩塌地下方之河道形成堵塞。由於該處崩塌地鄰近中央地質調查所調查之大規模崩塌潛勢區域，且從崩塌地源頭進行踏勘時，已可發現上方坡面亦有裂隙、破碎土塊，顯示該崩塌地在之前已有徵兆，且有持續擴大之虞。



a. 2016 年 10 月 1 日水保局拍攝



b. 2017 年 1 月 6 日踏勘拍攝



c. 2017 年 2 月 18 日踏勘拍攝

圖 16、秀巒崩塌地崩塌之變化情形

#### 4. 野溪多土石料源

圖 10 為非土石流潛勢溪流之野溪，圖中狀態顯示該野溪之整治狀況良好，且反映集水區內許多野溪均有相當完整的整治工程，但野溪河道內的豐富土石堆積，判斷整治工程的施設已有相當時間。圖 17 為復華道路內野溪，該野溪之下游直接通過明隧道上方，再以較大高差進入道路下方的河道。道路上邊坡部分河道內建有防砂壩，但因明隧道為流路的一部份，土石通過時仍可能對道路造成影響，且由於與下方河道的高差相當大，且無消能設施，因此，對於下方河道會有相當大的衝擊。



圖 17、位於田埔與秀巒部落之間野溪



圖 18、復華道路明隧道上方野溪

#### 5. 土石流潛勢溪流多已整治

石門水庫集水區之土石流潛勢溪流，由於多在 2004 年或之前受災，因此，大部分潛勢溪流之治山防洪設施均相當完整，部分潛勢溪流除了整治之外，結合生態概念發展。以位於田埔聚落的竹縣 DF063 為例（圖 19），該潛勢溪流為中潛

勢，野溪已導入完整的護岸、植生、以及導水設施，但目前潛勢溪流渠道上仍可見風化破碎之土石，將可能成為日後土石流之料源，具有相似整治之潛勢溪流另包括位於馬里光歷史步道附近之竹縣 DF071（老鷹溪）（圖 20）。



圖 19、田埔聚落之竹縣 DF063 現況



圖 20、竹縣 DF071（老鷹溪）整治情形

另外，位於下蘇樂之桃縣 DF035，受災紀錄相當頻繁，分別曾在 2004 年艾利颱風及納坦颱風、2005 年、以及 2010 年分別因降雨引致土石流發生。因此，由台 7 線沿潛勢溪流向上游，確認其目前的潛勢情形（圖 21）。桃縣 DF035 下游段目前建有連續壩，可見壩後土砂均已淤滿，其中蘇樂橋為 2004 年納坦颱風後新建，因建造期間仍有多次土石流發生，目前該河段之河谷深度已達 60 公尺。上游部分支流多，其中主流為天然野溪，較無崩落之土石材料，且植生完整。上游沿線坡度較陡，可見野溪兩岸破碎，以及支流處導入完整的土石流防治工法，顯示過去土石流料源主要為支流以及野溪沿岸所供應。



圖 21、桃縣 DF035 由上游至下游的整治狀況

### 3.5 小結

從歷史災害紀錄、歷年崩塌地圖層、或是現地踏勘結果可知，石門水庫集水區在過去受到颱風豪雨的影響，沿溪流兩岸或是道路邊坡形成許多較大之崩塌地，特別是位於河岸攻擊坡之崩塌地，在近年來有擴大的潛勢。

對於集水區內之野溪，大部分均已進行整治。從現地狀況來看，整治年代較久遠，部分設施需注意更新或補強，且野溪河道內仍有相當多土石料源堆積，均

可能成為極端事件之衝擊來源。綜合以上所述，從現有資料來看，石門水庫集水區無論是崩塌或是土石流之土石材料仍相當豐富，極端事件發生時，仍有機會可能直接衝擊河道以及下方的水庫設施。





## 第四章 經驗模式評估

崩塌最主要的誘發因子為降雨，因此過去有許多研究都嘗試將降雨條件與崩塌行為或崩塌面積等特性建立回歸關係，並以經驗模式的方法評估不同豪雨狀況下可能發生的崩塌規模。早期 Uchiogi (1971)提出以豪雨時集水區的平均累積雨量和集水區崩塌率做比對，建立崩塌率與累積降雨量之關係並求得引發崩塌之臨界降雨關係式。近年來在台灣也有許多研究利用這種經驗模式評估集水區的崩塌。例如 Shou et al. (2011)分析大甲溪、烏溪、以及濁水河流域在 1999 年集集地震後的崩塌行為，以 2001 年桃芝颱風、2004 年敏督利颱風、2008 年辛樂克颱風、以及 2009 年莫拉克颱風事件建立各集水區在颱風期間崩塌率與集水區平均累積雨量的經驗關係，並指出 1999 年集集地震造成的地質破碎及地貌變化對隨後颱風事件崩塌發生的影響程度在 1~3 年後約下降至 50%，在 10 年後約下降至只剩 10%。此外，Liu et al. (2013)更將累積雨量與崩塌率的經驗模式結合統計模式分析濁水河流域從 1996 年至 2008 年間崩塌的變化，進一步探討 1999 年集集地震的影響。另外，Chou et al. (2017)分析蘇澳海岸在 2010 年梅姬颱風期間由崩塌物質搬運形成的沿海沖積扇，並建立上游集水區降雨與崩塌的經驗模式用以評估在不同累積降雨量條件下新生崩塌面積在整個集水區面積所佔的比例。除了上述國內的研究外，例如 Zhu et al. (2011)分析因 2008 年汶川地震發生的崩塌在後續豪雨中鬆散物質衍變成土石流的情形，並利用經驗模式結合降雨重現期探討降雨條件和崩塌面積的關係，研究結果顯示在研究區域中 50 年重現期及 100 年重現期的豪雨事

件將可能分別產生 0.87 及 1.67 km<sup>2</sup> 的新生崩塌面積。

雖然經驗模式方法的簡易性忽略了崩塌其他重要的控制因子如地質、地形、以及水文條件等，但卻提供了一種直接的手段，單以降雨資料就可達到區域尺度的崩塌特性評估。上述的前人研究中皆以集水區的平均累積雨量和崩塌特性建立經驗關係，然而也有許多研究指出豪雨事件中的平均降雨強度以及尖峰降雨強度也和崩塌的發生息息相關(Aleotti 2004; Dahal and Hasegawa, 2008; Chen et al., 2015)。在經驗模式評估方面本研究將會採用前人研究中最常被拿來和崩塌行為及面積特性做比較的降雨參數來做分析(Guzzetti et al., 2007, 2008)，包括累積降雨量(E; mm)、降雨延時(D; h)、平均降雨強度(I; mm/h)、以及尖峰降雨強度(I<sub>p</sub>; mm/h)。

#### 4.1 崩塌面積特性

本研究從林務局判釋衛星影像資料所繪製從 2004 年至 2015 年的全台歷年崩塌圖層中，擷取石門水庫集水區及新店溪集水區各別的歷年崩塌圖層。另外我們也從 2004 年至 2015 年間挑選 8 場近台強度中度以上且路徑有經過台灣北部的颱風事件來做崩塌面積特性的分析(圖 22)。在每一場颱風事件後所判釋的崩塌圖層，可以代表該場颱風事件對兩集水區的崩塌分布所造成的影響。因此本研究分別計算此兩集水區在各颱風事件後的崩塌特性，包括最大崩塌面積、崩塌個數、總崩塌面積、以及崩塌率。

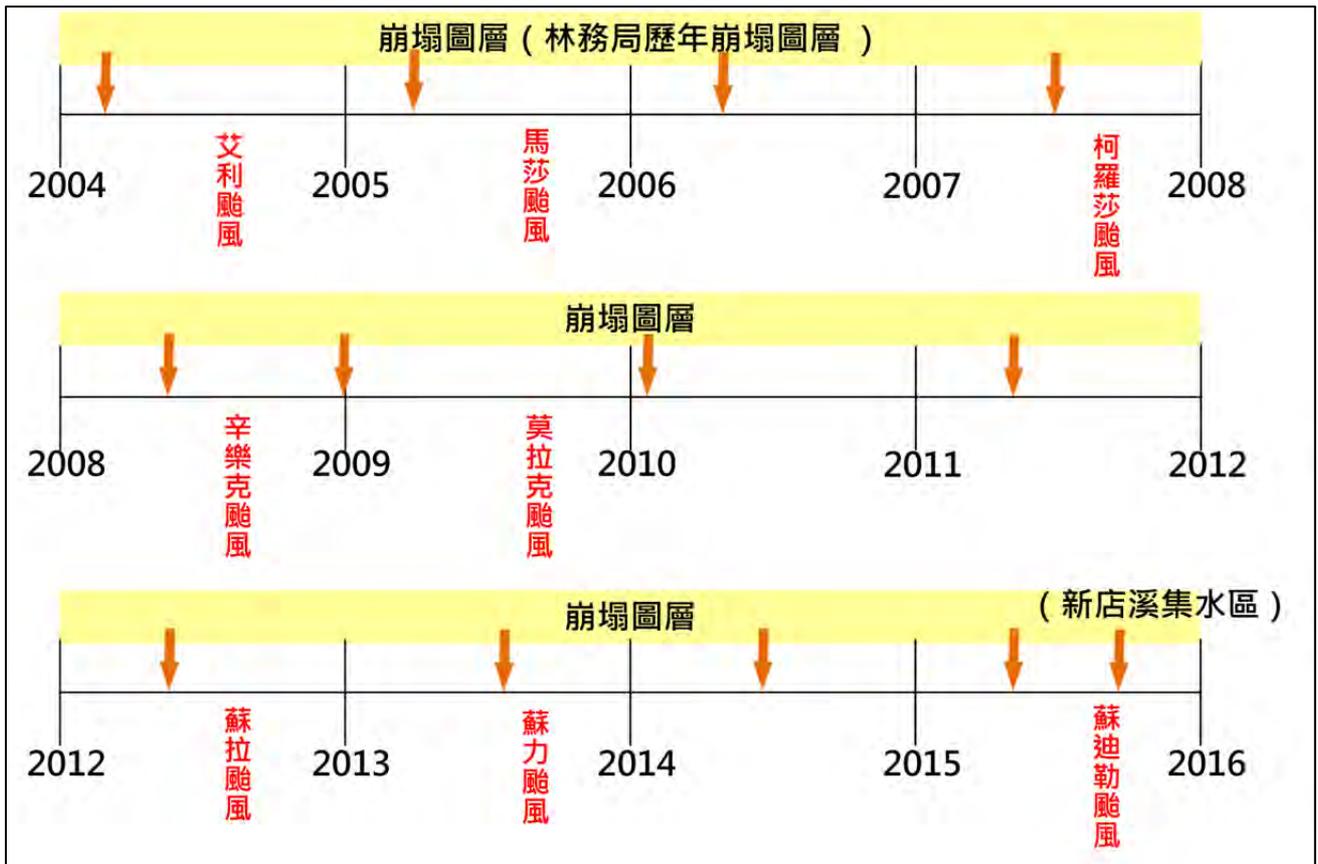


圖 22、2004 年至 2005 年間林務局判釋之崩塌圖層時間與本研究所選取的 8 場颱風事件

#### 4.2 降雨事件切割

本研究使用國家災害防救科技中心利用雷達所估計之定量降雨估計網格雨量(KRID)，其空間及時間解析度為  $0.0125^\circ$  的時雨量資料。然而，KRID 雨量資料自 2006 年開始產製，2004 年及 2005 年的雨量資料則使用氣象局自動雨量站的時雨量資料，透過克利金內插得到空間解析度約 1km 網格的資料來使用。為了分析各颱風事件期間的各降雨參數，本研究將一場降雨事件定義為在一降雨時間序列中以時雨量大於 4mm 處做為一場降雨事件的開始時刻，以時雨量連續六小時均小於 4mm 處做為該場降雨事件的結束時刻(Chang et al., 2011; Chen et al., 2015；圖 23)。根據以上的定義，本研究將切割出各颱風期間的降雨事件，並計算石門

水庫集水區以及新店溪集水區的平均降雨條件，包括累積降雨量、降雨延時、平均降雨強度、以及尖峰降雨強度。石門水庫集水區和新店溪集水區在各颱風期間的平均降雨條件將會和以林務局歷年崩塌圖層計算出此兩集水區由各颱風事件所造成的最大崩塌面積、崩塌個數、總崩塌面積、以及崩塌率做比對，進而建立降雨條件與崩塌面積特性的經驗關係。

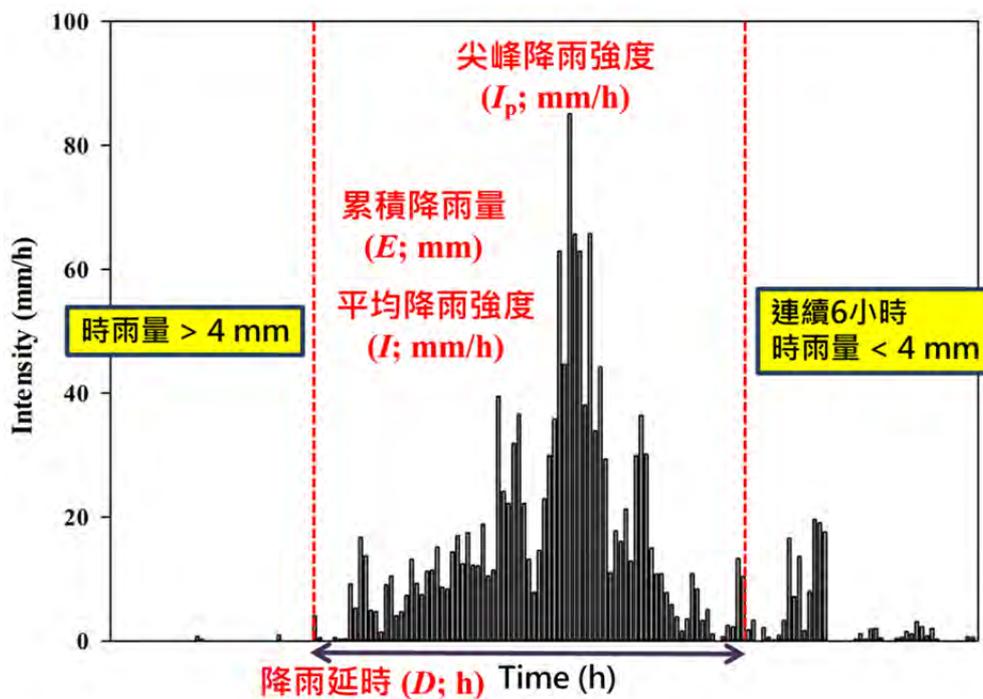


圖 23、降雨事件的定義及各降雨條件

#### 4.3 崩塌的 ID 關係

引發崩塌的平均降雨強度和降雨延時的關係(ID 關係)是在降雨誘發之崩塌的研究中最常被拿來評估崩塌的指標(Caine, 1980; Guzzetti et al., 2007, 2008; Brunetti et al., 2010; Saito et al., 2010; Chen et al., 2015)。此一方法是將各個崩塌地，從降雨事件開始到崩塌發生期間的平均降雨強度和降雨延時，標在 X-Y 的對數座

標上並找出此兩降雨參數的回歸關係(圖 24)。然而，從林務局所判釋的歷年崩塌圖層，我們無法得知各個崩塌確切發生的時間點。前人研究指出台灣的崩塌中約 75%發生在尖峰降雨強度發生的時間點附近(Chen et al., 2015)。因此本研究將所有崩塌以累積雨量排序，扣除掉累積雨量前、後 12.5%的崩塌，並假設其餘 75%的崩塌皆發生在尖峰降雨強度發生的時間點。根據以上的假設，我們便可以計算各個崩塌從降雨事件開始到崩塌發生期間的平均降雨強度和降雨延時(圖 25)。在過去的研究中崩塌的 ID 關係最常被使用在建立崩塌的降雨門檻。利用崩塌的 ID 關係，透過一些統計方法，如：貝斯推論法(Bayesian inference method)、頻率論法(frequentist method)、以及分位數迴歸法(quantile-regression method)等，找到下界的 2%或 5%作為崩塌的降雨門檻(Guzzetti et al., 2007; Brunetti et al., 2010; Saito et al., 2010)。然而，本研究會將重點放在 ID 關係所建立的回歸線上，它將代表著集水區內崩塌降雨條件的整體趨勢。無論是 ID 趨勢線或 ID 門檻線皆可以用以下式子表示：

$$I = \alpha D^{-\beta} \quad (\text{式 4-1})$$

於上式中，I 為平均降雨強度(mm/h)，D 為降雨延時(h)， $\alpha$  和  $\beta$  分別為規模參數(截距)及形狀參數(曲線斜率)。

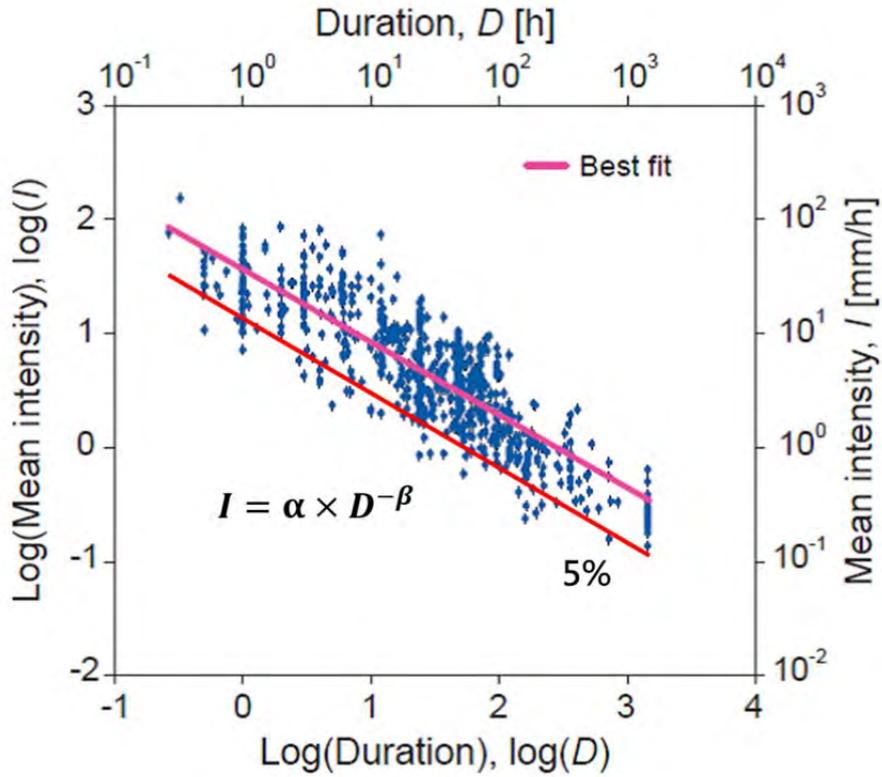


圖 24、崩塌之 ID 趨勢線及 ID 門檻線(修改自 Brunetti et al., 2010)

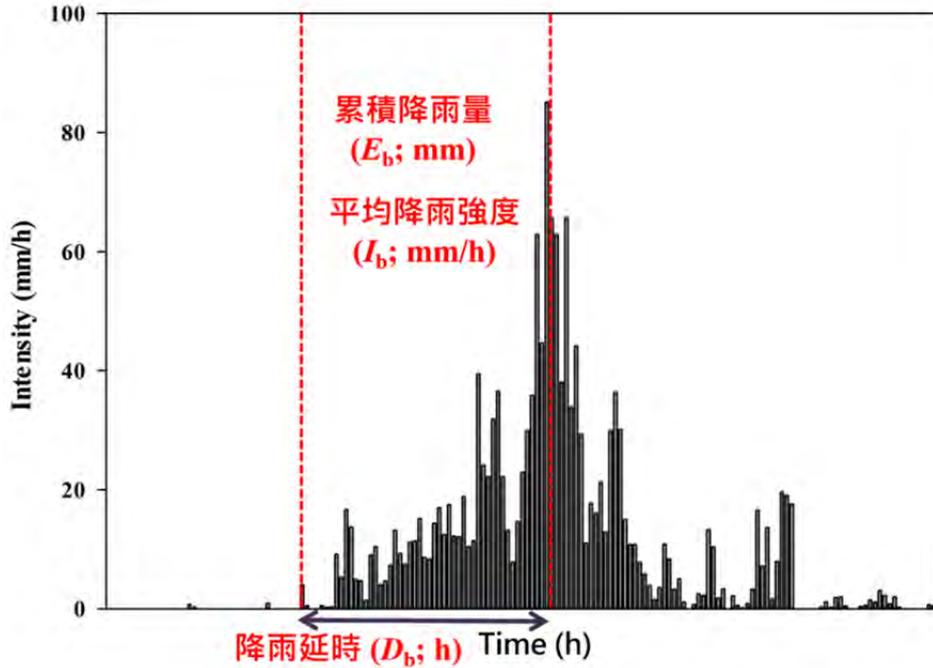


圖 25、降雨事件開始到崩塌發生期間的降雨條件

#### 4.4 極端降雨頻率分析與重現值計算

極端降雨重現期(Return Period, RP)與重現值(Return Value, RV)計算是應用在

水文統計上極端值頻率分析的方法。由於坡地崩塌特性與當地降雨條件有很顯著的相關性，本研究使用多種以小時為單位，事件型累積降雨量(2 小時-rx2hr、24 小時-rx24hr、48 小時-rx48hr、72 小時-rx72hr)做分析。

觀測資料是國家災防中心收集 1991~2013 期間氣象局局屬測站的時雨量資料，使用克利金法內差得到 5X5 公里解析度的網格化觀測資料(ncdr\_grid)後，分別計算 5(rv5)、10(rv10)、20(rv20)、25(rv25)、50(rv50)年降雨量重現值。評估重現值的方法是用不同持續時間事件型之每年最大累積降雨量，符合最大概似法(maximum likelihood method；Kharin and Zwiers, 2005)理論，應用一般(廣義)極值分布方法(generalized extreme value distribution, GEV)，計算不同頻率年可能出現的極端降雨量。

$$F(x; \mu, \sigma, \xi) = \begin{cases} e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}}}, & \xi = 0 \\ e^{-\left\{1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\right\}^{-\xi^{-1}}}, & 1 + \xi\frac{x-\mu}{\sigma} > 0 \end{cases} \quad (\text{式 4-2})$$

式 2 描述極端值估算的方法，計算來自每年最大值的統計特性。包含 3 個統計分布特徵參數，其中  $\xi$  為形狀(shape)、 $\sigma$  為尺度(scale)、而  $\mu$  為位置(location)參數。就統計特性上符合降雨延時時數/頻率年愈長，降雨強度愈大的特性。

#### 4.5 氣候變遷情境下的崩塌特性分析

本研究以 RCP8.5 的氣候變遷情境，透過 WRF-MRI 進行動力降尺度後可以發現 20 世紀末(1979-2003 年)有 87 場颱風事件以及 21 世紀末(2075-2099 年)有 43

場颱風事件。根據淡水河流域在各颱風事件中平均的總雨量排序，我們以 20 世紀末和 21 世紀末總雨量前 10% 的颱風事件來探討氣候變遷對崩塌面積特性的影響。根據 4.2 節的降雨事件定義，本研究切割並計算 20 世紀末和 21 世紀末各颱風期間的降雨事件及降雨條件，包括累積降雨量、降雨延時、平均降雨強度、以及尖峰降雨強度。利用石門水庫集水區及新店溪集水區所建立之降雨條件與崩塌面積特性的經驗關係，推估 20 世紀末和 21 世紀末總雨量前 10% 的颱風事件對兩集水區崩塌面積特性的影響，並比較從 20 世紀末到 21 世紀末的變化情形。

另外，本研究也探討從 20 世紀末到 21 世紀末，兩集水區在崩塌頻率上的變化。我們同樣利用動力降尺度 WRF-MRI 的雨量資料，並且以 4.4 節的方法分別計算出 20 世紀末和 21 世紀末，兩集水區的降雨重現期，並比較 20 世紀末和 21 世紀末在同一重現期及降雨延時下，平均降雨強度的變化情形。

#### 4.6 崩塌之降雨條件與面積特性

表 3 及表 4 顯示石門水庫集水區及新店溪集水區在各颱風事件中所造成的崩塌面積特性的計算結果，包括崩塌個數、最大崩塌面積、總崩塌面積、以及崩塌率。石門水庫集水區在各颱風事件中以 2004 年艾利颱風的影響最大，其崩塌個數為 769 個，最大崩塌面積為  $6.06 \times 10^5 \text{ m}^2$ ，總崩塌面積為  $4.89 \text{ km}^2$ ，崩塌率為 0.65%。而在 2008 年辛樂克颱風期間的影響最小，其崩塌個數為 251 個，最大崩塌面積為  $9.36 \times 10^4 \text{ m}^2$ ，總崩塌面積為  $1.29 \text{ km}^2$ ，崩塌率為 0.17%。另一方面，新

店溪集水區在各颱風事件中以 2015 年蘇迪勒颱風的影響最大，其崩塌個數為 164 個，最大崩塌面積為  $1.17 \times 10^5 \text{ m}^2$ ，總崩塌面積為  $0.65 \text{ km}^2$ ，崩塌率為 0.132%。而在 2012 年蘇拉颱風以及 2013 年蘇力颱風期間僅僅只有 16 個崩塌，2013 年蘇力颱風期間總崩塌面積更僅有  $0.08 \text{ km}^2$ ，崩塌率為 0.015%。另外，颱風期間最小的最大崩塌面積則出現在 2007 年柯羅莎颱風的  $1.99 \times 10^4 \text{ m}^2$ 。

表 3、石門水庫集水區在各颱風期間中的崩塌面積特性

颱風事件	崩塌個數	最大崩塌面積 ( $\text{m}^2$ )	總崩塌面積 ( $\text{km}^2$ )	崩塌率 (%)
2004 艾利	769	$6.06 \times 10^5$	4.89	0.65
2005 馬莎	537	$6.05 \times 10^5$	3.80	0.50
2007 柯羅莎	356	$4.13 \times 10^5$	3.85	0.51
2008 辛樂克	251	$9.36 \times 10^4$	1.29	0.17
2009 莫拉克	442	$2.17 \times 10^5$	3.26	0.43
2012 蘇拉	359	$2.49 \times 10^5$	1.99	0.26
2013 蘇力	349	$2.21 \times 10^5$	2.01	0.27

表 4、新店溪集水區在各颱風期間中的崩塌面積特性

颱風事件	崩塌個數	最大崩塌面積 ( $\text{m}^2$ )	總崩塌面積 ( $\text{km}^2$ )	崩塌率 (%)
2004 艾利	109	$4.24 \times 10^4$	0.36	0.074
2005 馬莎	45	$3.35 \times 10^4$	0.19	0.040
2007 柯羅莎	58	$1.99 \times 10^4$	0.22	0.044
2008 辛樂克	29	$2.67 \times 10^4$	0.10	0.020
2009 莫拉克	21	$2.62 \times 10^4$	0.10	0.020
2012 蘇拉	16	$8.16 \times 10^4$	0.15	0.031
2013 蘇力	16	$3.23 \times 10^4$	0.08	0.015
2015 蘇迪勒	164	$1.17 \times 10^5$	0.65	0.132

表 5 及表 6 顯示石門水庫集水區及新店溪集水區在各颱風事件中集水區的平均降雨條件的計算結果，包括累積降雨量、降雨延時、平均降雨強度、以及尖峰降雨強度。石門水庫集水區在各颱風事件中，2008 年辛樂克颱風期間有最高的累

積降雨量達 981.85 mm 及最長的降雨延時達 70 小時，2004 年艾利颱風期間則有最強的降雨強度 21.49 mm/h，而最強的尖峰降雨強度則發生在 2013 年蘇力颱風期間的 70.19 mm/h。另一方面，新店溪集水區在各颱風事件期間同樣在 2008 年辛樂克颱風期間有最高的累積降雨量達 1099.07 mm 及最長的降雨延時達 87 小時，而在 2015 年蘇迪勒颱風期間的降雨強度最強，平均降雨強度為 20.38 mm/h，尖峰降雨強度為 48.88 mm/h。

表 5、石門水庫集水區在各颱風期間中集水區的平均降雨條件

颱風事件	累積降雨量 (mm)	降雨延時 (h)	平均降雨強度 (mm/h)	尖峰降雨強度 (mm/h)
2004 艾利	859.48	40.00	21.49	47.04
2005 馬莎	729.14	37.00	19.71	35.63
2007 柯羅莎	619.98	42.00	14.76	34.77
2008 辛樂克	981.85	70.00	14.03	34.43
2009 莫拉克	419.09	37.00	11.33	37.81
2012 蘇拉	849.20	72.00	11.79	44.88
2013 蘇力	379.16	18.00	21.06	70.19

表 6、新店溪集水區在各颱風期間中集水區的平均降雨條件

颱風事件	累積降雨量 (mm)	降雨延時 (h)	平均降雨強度 (mm/h)	尖峰降雨強度 (mm/h)
2004 艾利	530.75	40.00	13.27	31.97
2005 馬莎	517.38	34.00	15.22	34.52
2007 柯羅莎	611.42	44.00	13.90	32.89
2008 辛樂克	1099.07	87.00	12.63	41.20
2009 莫拉克	306.62	38.00	8.07	32.28
2012 蘇拉	680.13	68.00	10.00	54.43
2013 蘇力	179.35	13.00	13.80	24.66
2015 蘇迪勒	509.48	25.00	20.38	48.88

為了建立降雨條件和崩塌面積特性的經驗關係，我們將各颱風期間集水區的

平均降雨條件和崩塌面積特性進行比較。圖 26a 為石門水庫集水區在各颱風期間集水區的平均累積降雨量及崩塌率的關係。我們可以發現集水區的平均累積降雨量和崩塌率之間呈現良好的正相關( $R^2=0.83$ )，然而卻仍有兩場颱風事件並未遵循此一趨勢，分別為 2008 年辛樂克颱風以及 2012 年蘇拉颱風。2008 辛樂克颱風是所有颱風事件中累積降雨量最多的一場颱風事件(981.85 mm)，而 2012 蘇拉颱風則為第三多(849.20 mm)僅略小於 2004 艾利颱風(859.48 mm)，但這兩場颱風事件所造成的崩塌率卻是所有事件中最低的兩場，分別為 0.17% 及 0.26%。這可能是由於在這兩場颱風事件中缺少了風化土壤等崩塌材料，因此即使有較高的累積降雨量，崩塌率仍然在較低的範圍中。從圖 26a 我們可以區分兩種情形，當崩塌材料充足時，崩塌率會隨著颱風期間集水區的平均累積降雨量增加，而沿著正相關的趨勢線上升，另一方面，當崩塌材料缺乏時，無論降雨條件如何，崩塌率將落在一定較低的範圍內(約 0.15%~0.25%)。我們在建立降雨條件和崩塌面積特性的經驗關係以及後續推估氣候變遷情境下崩塌特性的變化時，皆以崩塌材料充足的情況來做分析。因此我們排除了 2008 年辛樂克颱風以及 2012 年蘇拉颱風，將其餘颱風事件期間的降雨條件和崩塌面積特性進行比較。

表 7 及表 8 為石門水庫集水區及新店溪集水區在各颱風期間的降雨條件和崩塌面積特性，共 8 個參數兩兩比較的皮爾生相關係數矩陣(Pearson correlation coefficient matrix)。在石門水庫集水區我們可以發現，降雨條件和崩塌面積特性的比較當中，累積降雨量和所有的崩塌面積特性間皆有較高的相關係數，介於

0.82 至 0.97 之間，平均為 0.90。此結果顯示，石門水庫集水區在颱風期間的平均

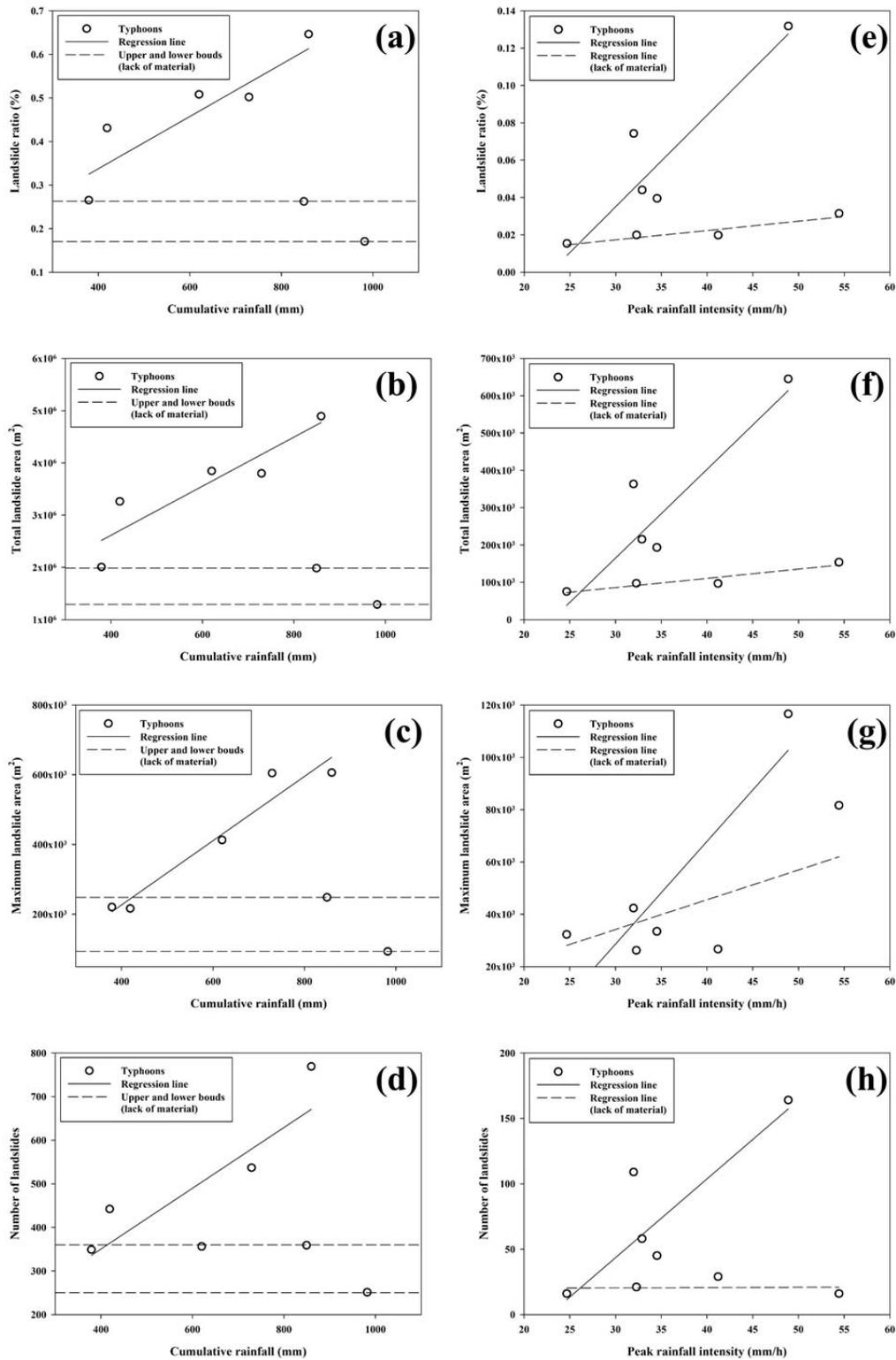


圖 26、各颱風期間兩集水區的平均降雨條件和崩塌面積特性。

a~d 為石門水庫集水區累積降雨量與崩塌率、總崩塌面積、最大崩塌面積、及崩塌個數的關係；  
e~h 為新店溪集水區累積降雨量與崩塌率、總崩塌面積、最大崩塌面積、及崩塌個數的關係

累積降雨量為主要控制該集水區崩塌面積特性的降雨參數。當颱風期間有愈高的累積降雨量時，該集水區將會有更大的總崩塌面積、最大崩塌面積、崩塌個數、以及崩塌率(圖 26a~d)。另一方面，在新店溪集水區卻可以發現，降雨條件和崩塌面積特性的比較當中，尖峰降雨強度和所有的崩塌面積特性間皆有較高的相關係數，介於 0.84 至 0.89 之間，平均為 0.87。此結果顯示，新店溪集水區在颱風期間的尖峰降雨強度為主要控制該集水區崩塌面積特性的降雨參數。也就是說當一場颱風事件中的降雨具有更強的尖峰降雨強度時，該集水區將會有更大的總崩塌面積、最大崩塌面積、崩塌個數、以及崩塌率(圖 26e~h)。石門水庫集水區以累積降雨量及新店溪集水區以尖峰降雨強度與崩塌面積特性所建立的經驗關係公式如下：

石門水庫集水區：

$$A_T = 4697.3 \times E + 737287 \quad (\text{式 4-3})$$

$$L = 0.0006 \times E + 0.0974 \quad (\text{式 4-4})$$

$$A_M = 921.69 \times E - 141948 \quad (\text{式 4-5})$$

$$N = 0.6969 \times E + 71.532 \quad (\text{式 4-6})$$

新店溪集水區：

$$A_T = 23764 \times I_p - 547585 \quad (\text{式 4-7})$$

$$L = 0.0049 \times I_p - 0.1119 \quad (\text{式 4-8})$$

$$A_M = 3924.4 \times I_p - 89062 \quad (\text{式 4-9})$$

$$N = 6.0251 \times I_p - 137.23 \quad (\text{式 4-10})$$

於上式中， $A_T$  為總崩塌面積( $m^2$ )， $L$  為崩塌率(%)， $A_M$  為最大崩塌面積( $m^2$ )， $N$  為崩塌個數， $E$  為累積降雨量(mm)， $I_p$  為尖峰降雨強度(mm/hr)。

表 7、石門水庫集水區在各颱風期間的降雨條件和崩塌面積特性的皮爾生相關係數矩陣。  
 $D$  為降雨延時(h)， $E$  為累積降雨量(mm)， $I$  為平均降雨強度(mm/hr)， $I_p$  為尖峰降雨強度(mm/hr)，  
 $A_M$  為最大崩塌面積( $m^2$ )， $L$  為崩塌率(%)， $N$  為崩塌個數， $A_T$  為總崩塌面積( $m^2$ )

	$D$	$E$	$I$	$I_p$	$A_M$	$L$	$N$	$A_T$
$D$	1.00							
$E$	0.65	1.00						
$I$	-0.40	0.44	1.00					
$I_p$	-0.91	-0.43	0.57	1.00				
$A_M$	0.57	0.97	0.50	-0.42	1.00			
$L$	0.86	0.91	0.07	-0.63	0.81	1.00		
$N$	0.43	0.82	0.45	-0.17	0.74	0.79	1.00	
$A_T$	0.86	0.91	0.07	-0.63	0.81	1.00	0.79	1.00

表 8、新店溪集水區在各颱風期間的降雨條件和崩塌面積特性的皮爾生相關係數矩陣。  
 $D$  為降雨延時(hr)， $E$  為累積降雨量(mm)， $I$  為平均降雨強度(mm/hr)， $I_p$  為尖峰降雨強度(mm/hr)，  
 $A_M$  為最大崩塌面積( $m^2$ )， $L$  為崩塌率(%)， $N$  為崩塌個數， $A_T$  為總崩塌面積( $m^2$ )

	$D$	$E$	$I$	$I_p$	$A_M$	$L$	$N$	$A_T$
$D$	1.00							
$E$	0.70	1.00						
$I$	-0.36	0.40	1.00					
$I_p$	0.07	0.52	0.69	1.00				
$A_M$	-0.35	0.18	0.79	0.87	1.00			
$L$	0.00	0.54	0.79	0.89	0.91	1.00		
$N$	0.06	0.57	0.75	0.84	0.86	0.99	1.00	
$A_T$	0.00	0.54	0.79	0.89	0.91	1.00	0.99	1.00

## 4.7 崩塌頻率

圖 27 顯示以 1991 年至 2013 年間的觀測時雨量網格資料計算台灣北部地區在不同重現期以及不同降雨延時下累積降雨量重現值的結果。在空間分布上，位於雪山山脈上的石門水庫集水區，當颱風或梅雨等致災天氣系統來臨時，特別容易在迎風面形成地形降雨，此區同時也是坡地災害高風險地區。就降雨現象的角度來看，新店溪集水區相對於石門水庫集水區，在頻率年 rv50 降雨強度較小，相對坡地災害風險較低。另外，從觀測資料分析結果顯示，另一個高風險區域位於蘇花公路地區。

本研究分析的所有颱風事件期間所引發的崩塌數量加總起來，在石門水庫集水區總共有 3063 個崩塌地，在新店溪集水區總共有 458 個崩塌地。我們分別計算兩集水區所有崩塌地在各颱風期間從降雨事件開始到結束的累積降雨量，以此排序並扣除掉累積降雨量前、後 12.5% 的崩塌。扣除後石門水庫集水區總共有 2297 個崩塌，新店溪集水區有 344 個崩塌。我們便計算這些崩塌地，從降雨事件開始到尖峰降雨強度(崩塌發生)期間的降雨條件。表 9 顯示崩塌地降雨條件的計算結果，包括累積降雨量、平均降雨強度、以及降雨延時。石門水庫集水區崩塌地的累積降雨量平均為 415.67mm，介於 115.77mm 至 677.69mm 之間，降雨延時介於 5 小時至 63 小時之間，平均為 24.63 小時，平均降雨強度介於 6.00mm/hr 至 37.23mm/hr 之間，平均為 18.70mm/hr。新店溪集水區崩塌地的累積降雨量平均為 397.88mm，介於 160.90mm 至 647.40mm 之間，降雨延時介於 7.00 小時至

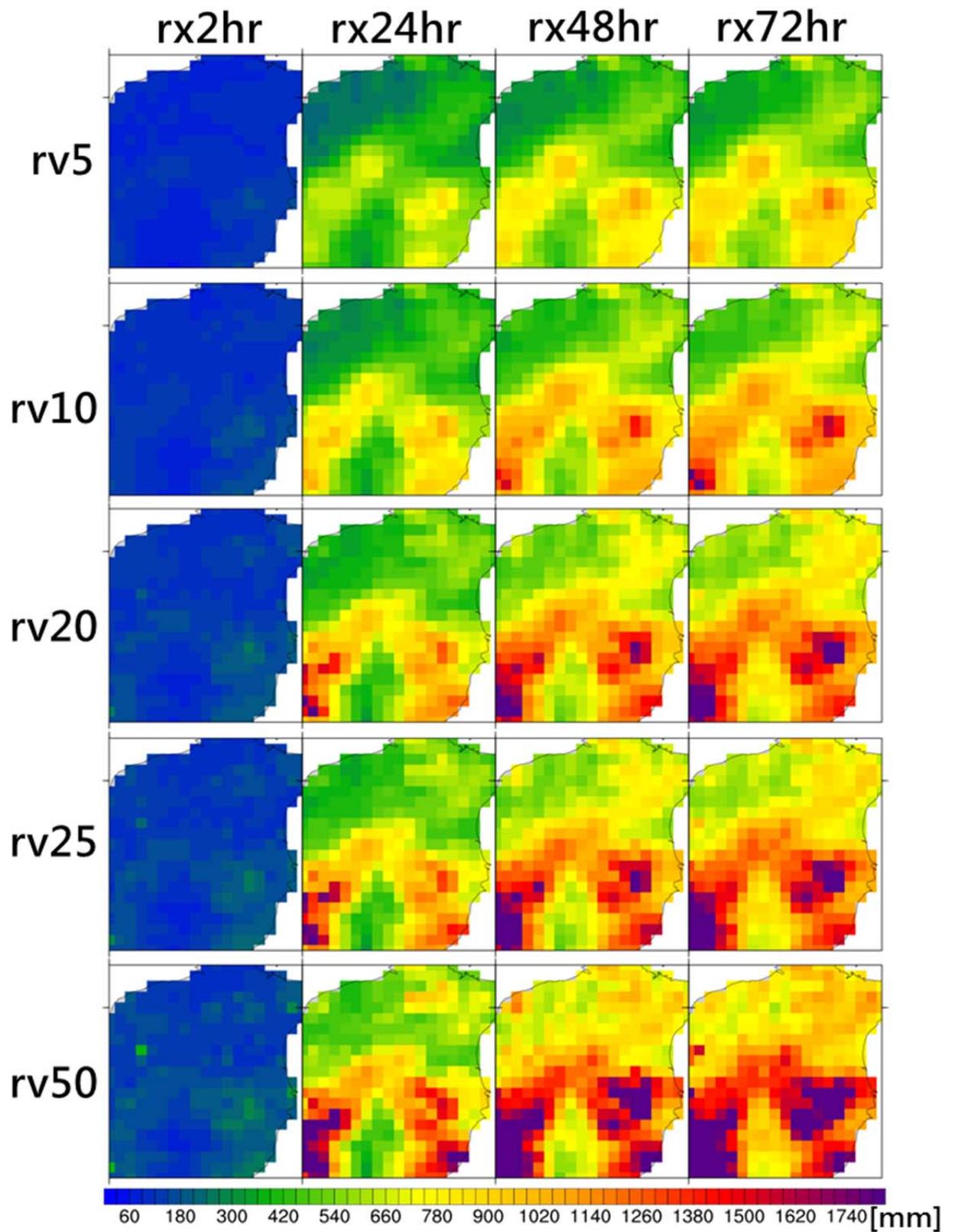


圖 27、以 1991~2013 年間的觀測時雨量網格資料，分別計算 5(rv5)、10(rv10)、20(rv20)、25(rv25)、50(rv50)年重現期，4 種降雨延時下的累積降雨量重現值的結果

59.00 小時之間，平均為 23.07 小時，平均降雨強度介於 7.79 mm/h 至 35.54 mm/h 之間，平均為 18.13 mm/h。表 10 及表 11 顯示兩集水區在不同重現期及降雨延時下的平均降雨強度。我們將同一重現期的不同平均降雨強度和降雨延時的組合，用來建立該重現期的 ID 關係。圖 28a 顯示石門水庫集水區崩塌的 ID 關係及集水區不同重現期的降雨條件(ID 關係)。在石門水庫集水區崩塌的 ID 關係式如下：

$$I_b = 48.26D_b^{-0.33} \quad (5 \leq D \leq 63) \quad (\text{式 4-11})$$

此趨勢線在短延時位於小於 5 年重現期的降雨條件下，隨著延時增加逐漸接近 5 年重現期的降雨條件。另外，圖 28b 顯示新店溪集水區崩塌的 ID 關係及集水區不同重現期的降雨條件(ID 關係)。在新店溪集水區崩塌的 ID 關係式如下：

$$I_b = 54.17D_b^{-0.37} \quad (7 \leq D \leq 59) \quad (\text{式 4-12})$$

此趨勢線在短延時時位於約 5 年重現期的降雨條件下，隨著延時增加愈來愈接近 20 年重現期的降雨條件。從這樣的結果我們可以知道，石門水庫集水區崩塌約以小於 5 年的頻率在發生，而新店溪集水區的崩塌則約以 5 年至 20 年的頻率發生。Chen et al. (2017)指出短延時或長延時的降雨條件皆有可能引發小規模的崩塌，然而大規模的崩塌只有在長延時的降雨條件下才會發生。配合本研究的結果可以知道，石門水庫集水區及新店溪集水區的小規模崩塌分別以 5 年以下及 5 年左右的頻率發生，然而大規模崩塌在此兩集水區則分別以約 5 年及 20 年的頻率發生。

表 9、兩集水區崩塌地的降雨條件

集水區	累積降雨量 (mm)			降雨延時 (h)			平均降雨強度 (mm/h)		
	平均	最大	最小	平均	最大	最小	平均	最大	最小
石門水庫 (n=2297)	415.67	677.69	115.77	24.63	63.00	5.00	18.70	37.23	6.00
新店溪 (n=344)	397.88	647.40	160.90	23.07	59.00	7.00	18.13	35.54	7.79

表 10、石門水庫集水區在不同重現期及降雨延時下的平均降雨條件

重現期(年)	2h 平均強度 (mm/h)	24h 平均強度 (mm/h)	48h 平均強度 (mm/h)	72h 平均強度 (mm/h)
5	51.27	21.54	13.82	9.91
20	66.67	30.34	20.06	14.47
25	69.12	31.67	21.05	15.20
50	76.86	35.77	24.20	17.56

表 11、新店溪集水區在不同重現期及降雨延時下的平均降雨條件

重現期(年)	2h 平均強度 (mm/h)	24h 平均強度 (mm/h)	48h 平均強度 (mm/h)	72h 平均強度 (mm/h)
5	48.29	17.54	11.45	8.25
20	60.15	24.42	16.45	11.91
25	61.94	25.48	17.24	12.50
50	67.46	28.77	19.70	14.32

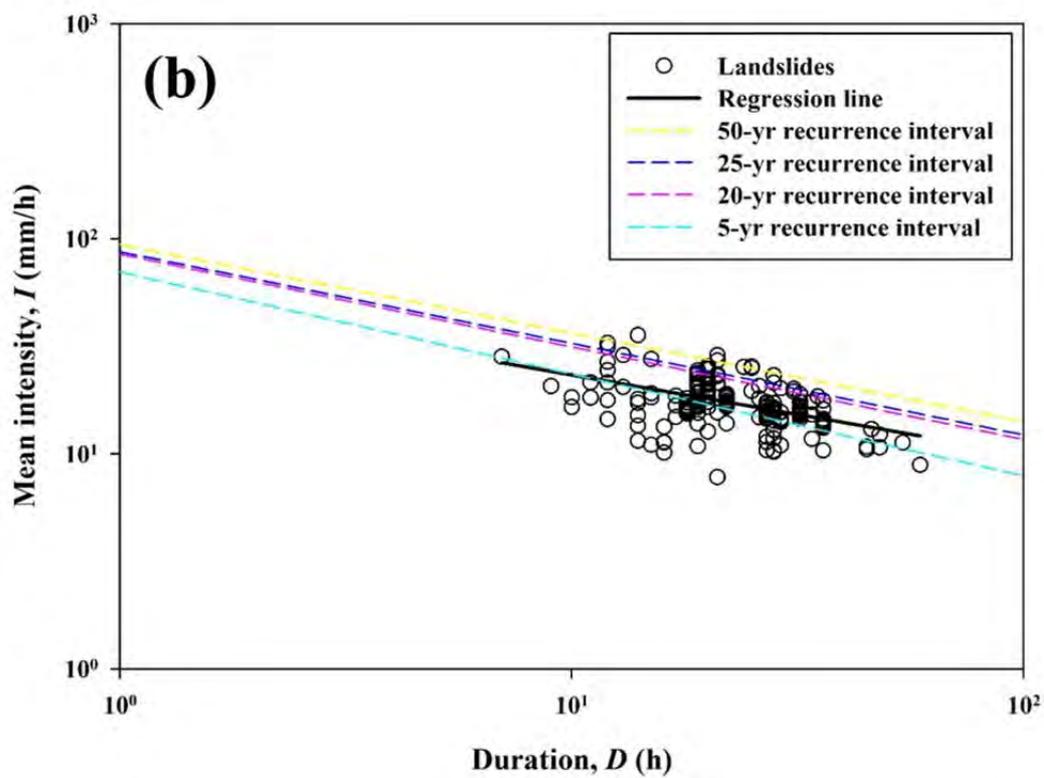
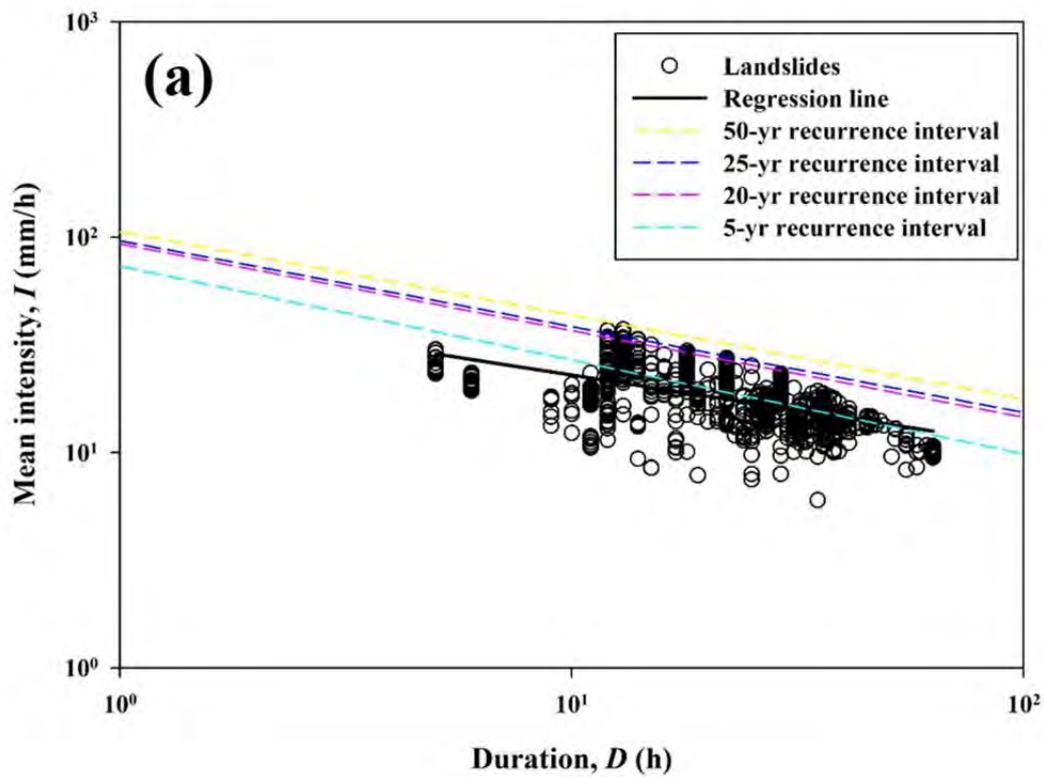


圖 28、(a)石門水庫集水區及(b)新店溪集水區崩塌的 ID 關係以及不同重現期的降雨條件

#### 4.9 兩集水區之間的差異

本研究分析淡水河流域上游兩個鄰近集水區的崩塌特性與降雨條件之間的關係。從分析結果我們可以發現，在兩個鄰近的集水區中卻可以看到彼此之間有不同的崩塌特性。我們更進一步觀察兩集水區的高程、坡度、坡向、以及地質分布的狀況(圖 29)。石門水庫集水區的高程範圍在 206m 至 3523m 之間，平均為 1408m，坡度範圍在  $0^{\circ}$  至  $86.4^{\circ}$ ，平均為  $33.3^{\circ}$ 。新店溪集水區的高程範圍在 0m 至 2130m 之間，平均為 667m，坡度範圍在  $0^{\circ}$  至  $89.5^{\circ}$ ，平均為  $28.7^{\circ}$ 。兩集水區的坡向在各方向上的分佈比例幾乎相同。另外，兩集水區的地質條件也非常相似，大部分的區域主要為大桶山層的泥岩偶夾砂岩為主，部分區域出露四稜砂岩及廬山層的變質岩層。由兩集水區地形及地質條件的分布來看，石門水庫集水區的地勢較高且較為陡峭，而新店溪集水區的地形則較為平緩。綜合本研究的結果我們可以根據不同的地形條件歸納出以下兩種類型。

地勢較為高聳陡峭的區域如石門水庫集水區，相對容易發生崩塌，在過去颱風事件中的崩塌率平均為 0.40%(表 3)，而崩塌約以小於 5 年的頻率在發生(圖 28a)。此外，在這樣的區域，累積降雨量會是控制崩塌面積特性的主要參數。當累積雨量愈多，土壤含水量就愈高，地下水位也隨之抬升，加上陡峭的地形，便會發生崩塌。而土壤含水量及地下水位的高低將會決定崩塌規模的大小。另一方面，地勢較為平緩的區域如新店溪集水區，較不易發生崩塌，在過去颱風事件中的崩塌率平均為 0.05%(表 4)，而崩塌約以 5 年至 20 年之間的頻率在崩發(圖 28b)。在這

樣的區域，降雨強度會是控制崩塌面積特性的主要參數。這是因為在這樣的區域中，崩塌類型主要為地表物質被沖刷所造成的淺層崩塌為主。因此，地表物質的沖刷量多寡將會取決於降雨強度的大小，而累積降雨量對地下水位的抬升等對於這樣的區域在崩塌發生上比較沒有關聯。另外，從氣候變遷對崩塌特性影響的推估結果我們可以發現，現今較不易發生崩塌的區域，在氣候變遷下無論是崩塌地面积特性或崩塌發生頻率的增加幅度都相對較大，這可能是因為在氣候變遷下強烈颱風出現的機率增加以及颱風期間的降雨強度增加所導致(Emanuel, 2005; Webster et al., 2005; Tu et al., 2009)。

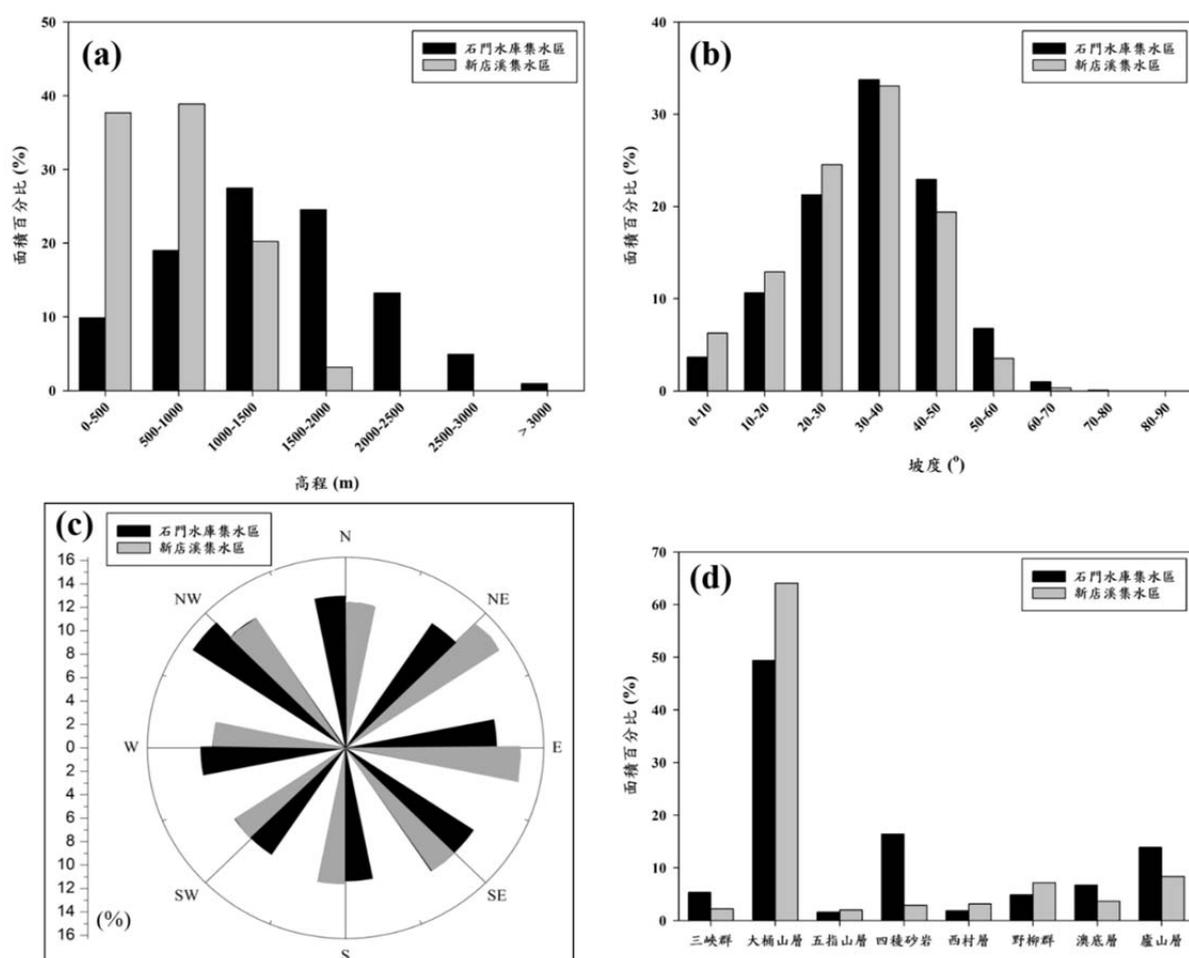


圖 29、兩集水區在(a)高程、(b)坡度、及(c)坡向的地形條件以及(d)地質條件的比較

#### 4.10 小結

在經驗模式評估方面，本研究主要以兩部分分析石門水庫集水區及新店溪集水區歷年由颱風事件造成的崩塌。首先，我們分析颱風期間集水區的平均降雨條件以及各颱風所造成的崩塌面積特性，並建立彼此之間的關係。本研究發現，石門水庫集水區主要控制崩塌面積特性的降雨參數為累積降雨量；而新店溪集水區為尖峰降雨強度。兩集水區的差異主要為地形條件的不同。石門水庫集水區的地勢較為高聳陡峭，累積雨量使土壤含水量以及地下水位升高，加上陡峭的地形將會引發崩塌。另一方面，新店溪集水區的地勢較為平緩，崩塌主要以表層的沖刷為主，因此，地表物質的沖刷量多寡將會取決於降雨強度的大小。另外，本研究也以降雨的重現期及重現值來探討兩集水區崩塌發生的頻率。結果顯示，石門水庫集水區無論小規模至大規模的崩塌皆多發生在重現期 5 年以下的降雨條件下；而新店溪集水區多發生在重現期 5 年至 20 年的降雨條件下，其中小規模的崩塌以約 5 年的頻率發生，大規模的崩塌則以約 20 年的頻率發生。這個結果與石門水庫集水區較容易發生崩塌(在過去颱風事件中的崩塌率平均為 0.40%)，而新店溪集水區較不易發生崩塌(在過去颱風事件中的崩塌率平均為 0.05%)的現象吻合。

## 第五章 統計模式評估

崩塌模式評估方法之中，統計模式的使用可因應大範圍集水區的評估分析，透過完整資料的蒐集以及分析，掌握流域特性來建立評估模式。由於崩塌的發生與否可視為二元的反應變數，對於二元變數，羅吉斯回歸模式是一個常見的分析方法，能有效探討自變數對於依變數的影響程度，透過流域環境影響與崩塌的關聯分析，推求崩塌潛勢之值域在 0 與 1 之間，數值越大代表該斜坡單元之崩塌潛勢受到降雨影響越高（Brenning, 2005）。

假設  $P$  表示事件發生機率，該機率受到自變數的影響，則  $P$  與自變數之關係可表示為式(5-1)及式(5-2)：

$$p = \frac{e^{f(x)}}{1+e^{f(x)}} \quad (\text{式 5-1})$$

$$\ln \frac{p}{1-p} = f(x) = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k \quad (\text{式 5-2})$$

因此，透過對於因子的選取，以及自變數對依變數的影響程度，建立模式，透過模式解釋不同依變數對於自變數之影響情形。

### 5.1 研究流程

圖 30 為羅吉斯迴歸分析及建模流程，主要流程包括三個部分，分析單元的劃定、影響因子選定與分析、以及模式校驗等。首先，分析單元採用斜坡單元作為主要的分析單元，以使分析結果符合地形水文上的特徵。斜坡單元劃定，由

ESRI 所開發之 ArcMAP 程式內建之集水區模組分析，採用 40 公尺\*40 公尺的 DEM 資料，經由反地形以及地形劃分後小集水區的套疊而成。由於模組所劃分的小集水區資料，在地形起伏較為複雜區域，仍需人工調整，方能使所劃分的斜坡單元符合實際地形的起伏，因此採用經建版地形圖來編修。透過此種方式所劃分的斜坡單元數量，在大漢溪及石門水庫集水區範圍內總共有 10046 個斜坡單元，平均面積為 117 公頃。

影響崩塌發生的因子之選定及分析，與模擬結果有相當密切關係。因子選定後，需先判定各因子是否具有獨立性，可作為單項分析因子，透過卡方分析進行篩選。接下來再由歷史崩塌地資料與因子的分析，來了解各因子之崩塌好發區間。根據因子本身性質的不同，分為類別變數以及連續變數

則改以隸屬函數方式分析，計算因子與土石流發生區之相關性。最後，進行羅吉斯回歸時，若是選取之土石流發生與不發生的樣本數相差過大，則模式較不易反應實際土石流發生之狀況，因此選取之樣本數以發生與不發生比例為 1：2 方式選取。

最後，模式校驗以歷史颱風事件進行分析，並調整因子的分區與崩塌率計算。由於土石流的校驗，主要以評估斜坡單元是否為土石流發生區、以及在該次事件是否發生為主要校驗目標，需較完整的土石流調查紀錄作為校驗樣本。然而，目前較為完整的資料庫僅為崩塌地圖層，因此將圖層內崩塌地與野溪分布和現調結

果套疊、並去除永久崩塌地資料後，再作為校驗之依據。校驗結果以模式正確率進行評估，最後再以 2008 年辛樂克颱風事件之降雨作為評估事件，並比較評估結果差異。完成校驗後，輸入氣候變遷模式所產製的降雨資料，來推估 20 世紀末和 21 世紀末颱風事件崩塌發生區域之分布。

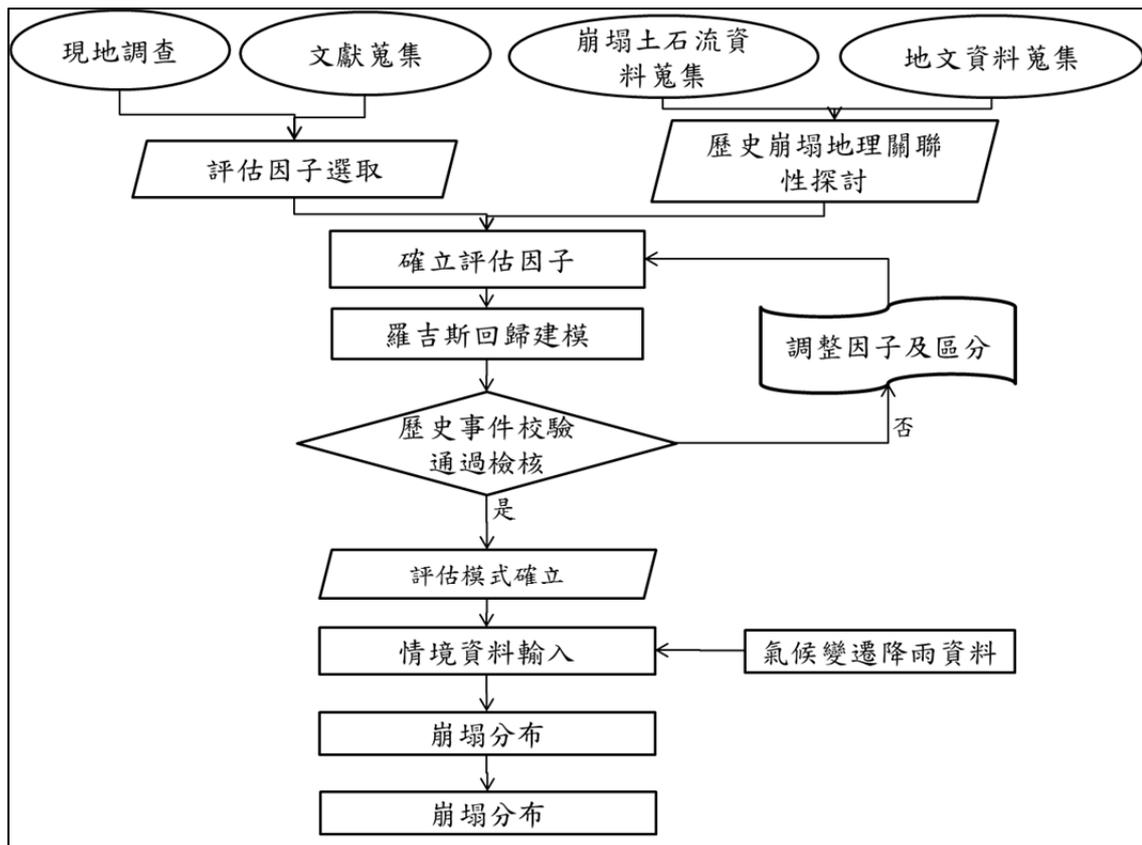


圖 30、土石流衝擊評估統計和數值模式流程

## 5.2 空間統計與熱區分析

空間自相關分析是分析空間資料的統計方法，探討資料點在空間上的相關程度，可應用的範圍相當廣泛，無論是人文、地質、生態、地震等，藉由統計方法了解兩種現象是否存在於相關性，因此，相當適合利用相當適合探討具有空間特性的崩塌分布的情形。空間自相關分析主要區分為兩種類型，包括全域空間自相

關 ( Global spatial autocorrelation ) 以及區域空間自相關 ( Local spatial autocorrelation )，其中，全域空間自相關分析為描述某現象的整體分佈狀態，判斷該現象使否有聚集特性，但無法確切指出聚集發生的區域，另外，依據 Anselin (1995) 提出 LISA ( Local Indicators of Spatial Association ) 方法論，區域型空間性分析則能夠推算聚集地的範圍，例如 Getis 和 Ord 所發展的 Getis 統計方法，檢定聚集空間單元相對於整體研究範圍之空間自相關是否顯著，當顯著性大，則是該現象空間聚集的區域，亦稱為熱區 ( Getis et al., 1992 )。

空間自相關分析應用廣泛，Gao et al. (2017) 透過三場降雨所造成的崩塌分布，透過空間分布探討和量化研究區域崩塌的特性。根據黃信誠 (2000)，空間資料分析與傳統的統計分析空間統計的資料由兩部分組成，包括測量值以及測量值的發生位置。

檢定空間相關性的檢定統計量，於全域空間自相關性之最常使用的方法為 Moran 所提出之 Moran I 與 Geary 提出之 Geary C 值，該計算結果值為 Moran's I 值經正規化後的結果。當值大於 0 時為正相關、小於 0 為負相關 ( Legendre and Fortin, 1989 )，因此，值越大代表空間分佈的相關性越大，在空間上有聚集分佈的現象，小於 0 則代表空間分佈相關性越小，當值趨於 0 時，代表空間分佈採隨機分佈的情形。另一方面，區域空間自相關之檢定統計量，則採用 Getis-Ord  $G_i^*$  計算崩塌的群聚相關性，該值代表具有統計顯著性的空間聚集程度，計算公式如式 5-3 ( Lin et al., 2017 )，

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{i,j} x_j - \bar{X} \sum_{j=1}^n w_{i,j}}{S \sqrt{\frac{[n \sum_{j=1}^n w_{i,j}^2 - (\sum_{j=1}^n w_{i,j})^2]}{n-1}}} \quad (\text{式 } 5-3)$$

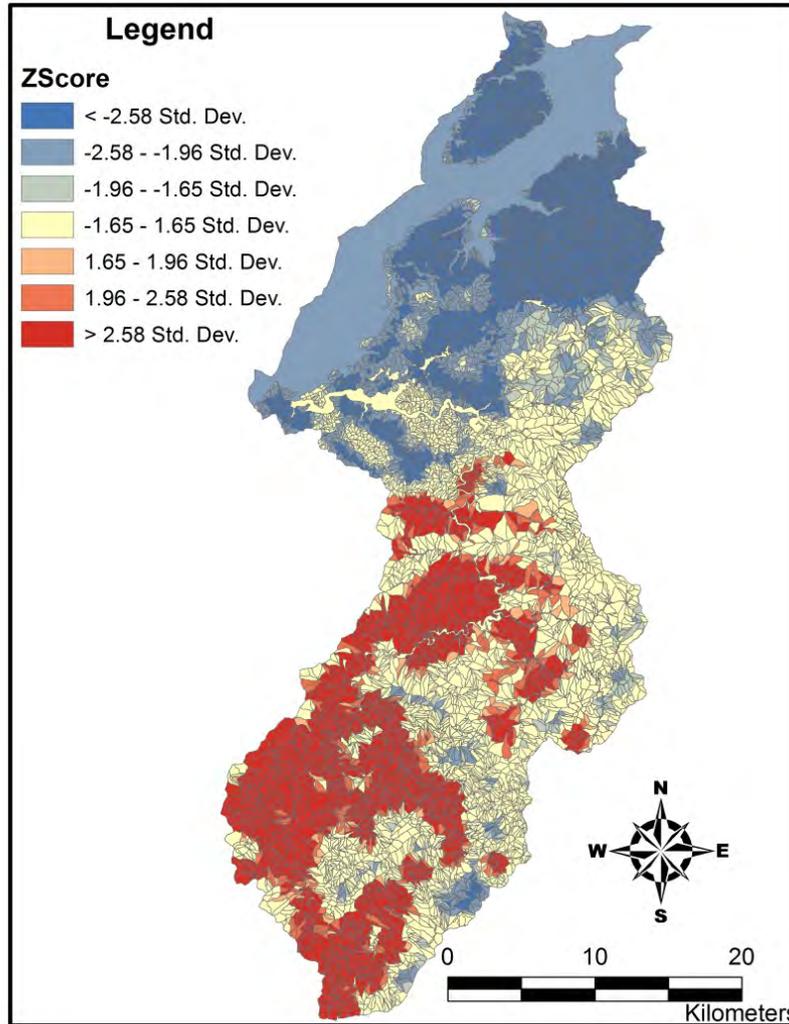


圖 31、大漢溪及石門水庫集水區崩塌熱點集中處

### 5.3 相關因子設定

評估因子的選取，以淡水河流域之崩塌相關因子為主，透過相關颱風之災情報告、文獻、以及研究調查報告（林務局，2013-2014；水土保持局，2006-2017；國家災害防救科技中心，2005），該區域之崩塌發生與坡度、土地利用、地質、水系、道路等有密切關連性，特別是 2004 年艾利颱風期間所誘發、位於石門水

庫上游集水區之崩塌地與上述因子的分佈具有正相關。另外，根據過往研究，高程、坡度、坡向、以及道路等與崩塌的誘發亦有密切關聯，並且，由於氣候變遷造成的極端降雨事件之影響將反映在降雨的變化。因此，初步選取高程、坡度、坡向、地質、土地利用、水系、道路距離、以及雨量來進一步分析和探討(表 12)。

表 12、羅吉斯迴歸分析因子選擇

地文地形因子	說明	文獻
高程	高程分布與崩塌發生的關聯性，以區間進行分類。	Ardizzone et al., 2002; Atkinson and Massari, 1998; Ayalew and Yamagishi, 2005; Begueria and Lorente, 2002; Chi et al., 2002; Chung et al, 2002; Santacana et al., 2003; Dai and Lee, 2001
坡度	坡度變化與崩塌發生的關聯性，以區間進行分類。	Van Westen et al., 2003; Ohlmacher and Davis, 2003; Dai and Lee, 2001
坡向	探討坡向與崩塌關聯性，以主要八個坡向分類。	Ohlmacher and Davis, 2003; Dai and Lee, 2001
地質	不同地質對崩塌發生的關聯性，依據地層之岩性分類。	Ardizzone et al., 2002; Atkinson and Massari, 1998; Ayalew and Yamagishi, 2005; Chi et al., 2002; Chung et al, 2002; Van Westen et al., 2003; Dai and Lee, 2001
土地利用	不同土地利用種類對於崩塌的影響，其中特別針對林班地以及聚落分布等。	Ardizzone et al., 2002; Dai and Lee, 2001; 陳曉琪等 (2006); 歐陽元淳 (2003)
水系	探討不同河川級序以及非位於溪流兩岸之單元與崩塌發生的關聯性。	Ng, 2006, Mandal and Maiti, 2014; 趙倬群, 2004
道路距離	距離道路的範圍與崩塌的關聯性，取最大 500 公尺為範圍。	Ayalew and Yamagishi, 2005
雨量	降雨事件之延時、降雨強度、以及總降雨量等與崩塌的關聯性	Caine, 1980; Jan et al, 2011; Larsen, 2001; Jonathan et al., 2006

## 5.4 崩塌地分析

崩塌地的分析，首先由崩塌目錄之事件分析崩塌地所在位置之特性，作為後續統計模式的模式建立依據。分析之崩塌地圖層是水保局在歷史重大颱風事件後所判釋之資料，包括 1996 年賀伯颱風、2001 年象神颱風及納莉颱風、2004 年艾利颱風、2005 年海棠颱風、馬莎颱風、以及泰利颱風等。

淡水河流域內各集水區之分布區位、面積等分析，分析崩塌圖層是採用 2004 年-2015 年林務局判釋衛星影像之全台崩塌地圖層，以各子集水區為單位計算崩塌地之總面積和崩塌率。結果顯示除了石門水庫集水區之外，各集水區的崩塌地面積和崩塌率均不高，總量在 10 萬公頃以下。石門水庫之崩塌地總面積相當高，特別是 2004 年所發生之崩塌，其崩塌率達 0.65%，對於集水區的影響最大，之後則有歷年遞減的現象。

進一步分析石門水庫集水區的歷年崩塌地資料，統計資料包括集水區範圍內之崩塌地個數、面積、最大面積、以及最小面積等。從崩塌地分布趨勢了解大漢溪上游之石門水庫集水區為淡水河流域內崩塌最為頻繁的集水區，崩塌率皆在 0.1% 以上，最大為 2004 年艾利颱風後崩塌地分布，崩塌率約為 6.5%。

根據 2016 年水保局 1687 條潛勢溪流，淡水河全域共有 293 條潛勢溪流，其中大漢溪有 59 條、石門水庫有 40 條、新店溪有 35 條、以及翡翠水庫：12 條石門水庫集水區等。其中高中潛勢之潛勢溪流總共有 116 條，佔全部的 40% 左右，

由於較為嚴重的土石流災害均為 2004 年之前發生，近年來新增之土石流潛勢溪流數量較少。

#### 5.4.1 高程

大漢溪及石門水庫集水區高程分布如圖所示，流域內地勢南高北低，最大高程位於集水區邊界之大霸尖山、小霸尖山、品田山一帶，標高約在 3500 公尺左右、石門水庫所在位置之高程約為 100-500 公尺，以下為大漢溪之低平區域，以上之山區起伏大。

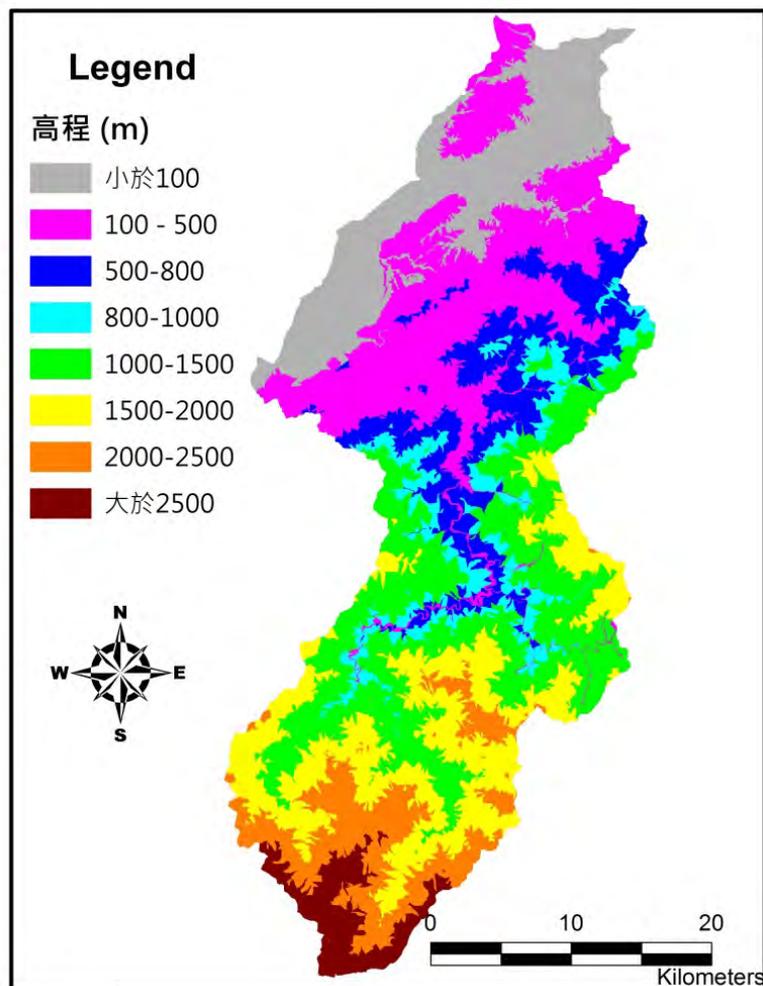


圖 32、大漢溪及上游集水區集水區高程分布圖

由崩塌發生頻率較高之斜坡單元可知，崩塌發生的頻率較高處集中在 878.47m 至 1956.69m 之間，當崩塌小於 303.21m 時，則崩塌的頻率亦有降低的趨勢，且自相關性分析結果顯示高程小於 303.21m 時，對於崩塌的相關性具有富相關性。

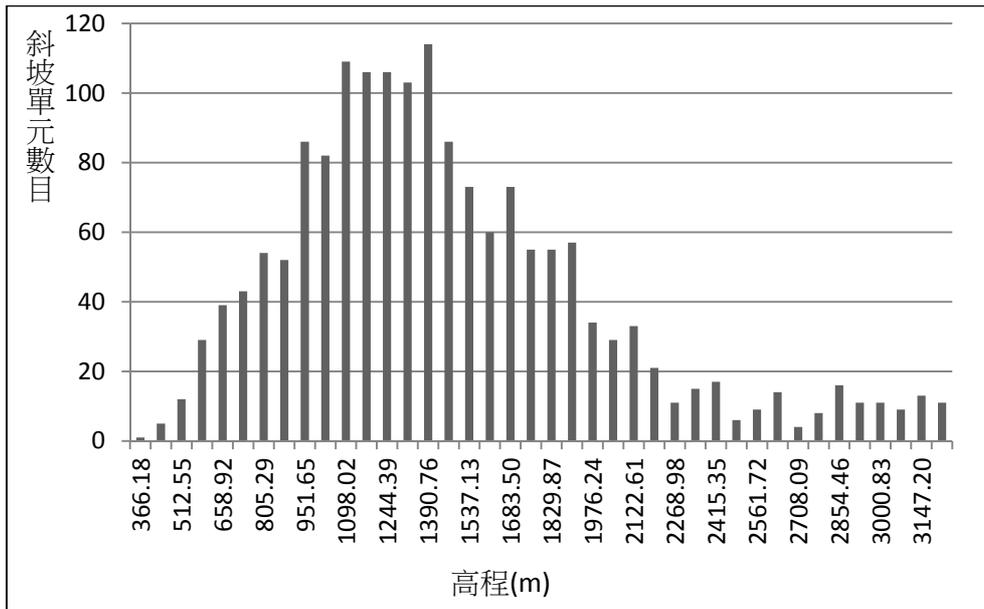


圖 33、大漢溪及上游集水區崩塌高潛勢斜坡單元之高程分佈

#### 5.4.2 坡向

由圖 34 所示大漢溪集水區內之坡向分布，集水區北側地勢較低，主要為平坦地，向南地勢逐漸增加，東南、西北、西南向之坡向比例增加。以集水區全區來看，比例最大的是北向以及西北向，均為 15.9%，東北向之坡向比例亦高，達 12.6%，平坦地之比例最少。由崩塌地區之坡向比例來看，多為西北向，最高可達 1.9%、其次為東北向、北向、以及東向，其崩塌率均在 0.8%-0.6%之間，東南向、南向、西南向、以及西向之崩塌率偏少，顯示坡向的方位與崩塌的發生和分佈有相當關聯性。

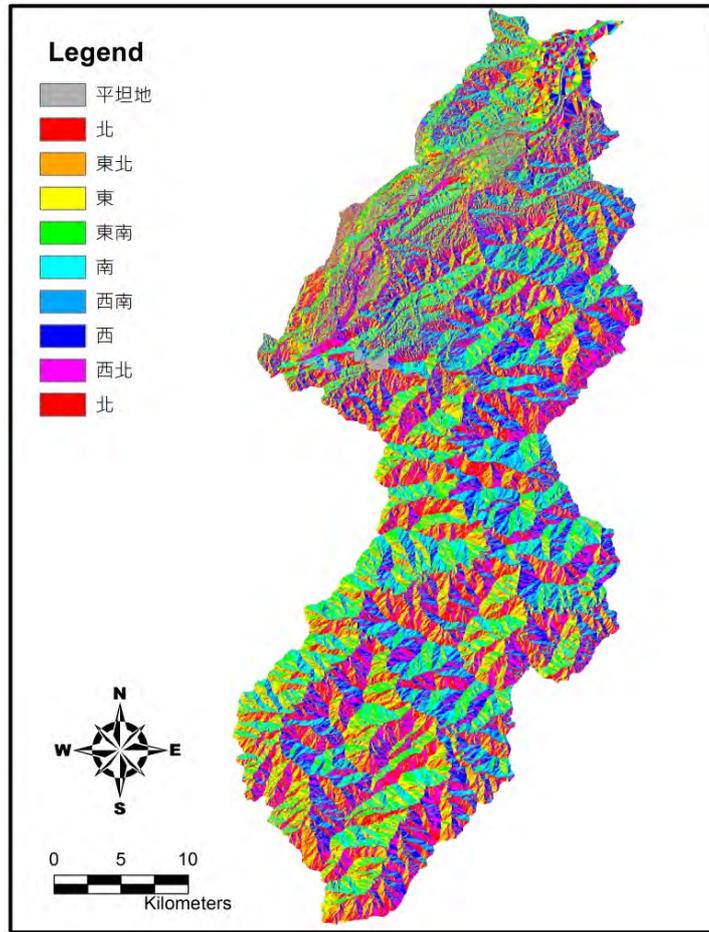


圖 34、大漢溪集水區坡向分布圖

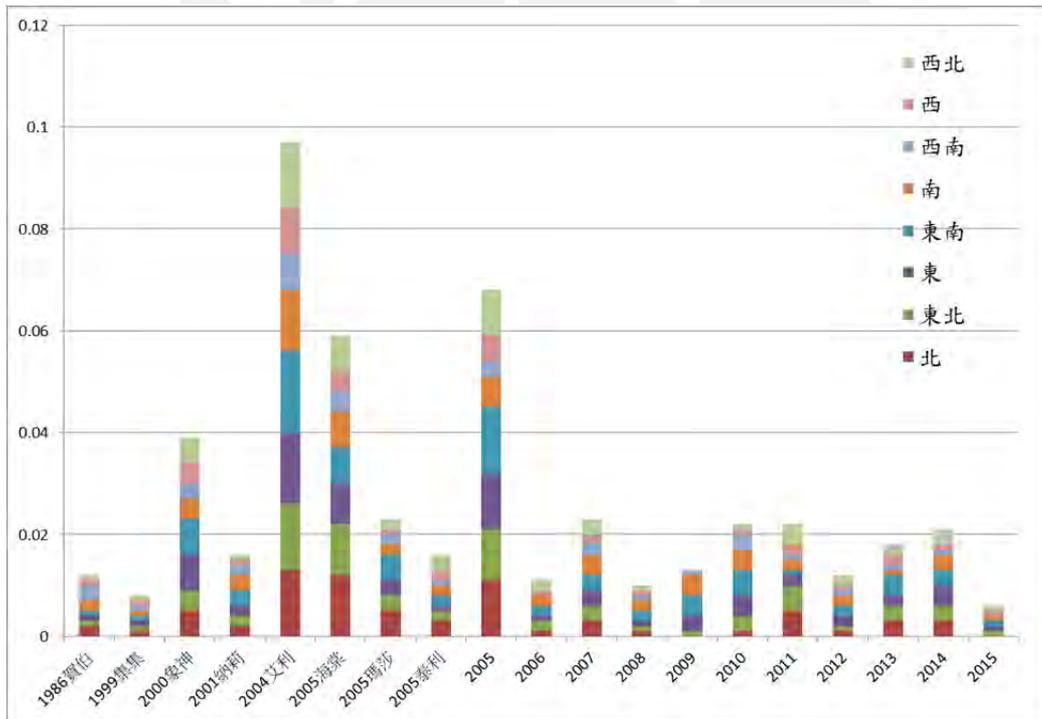


圖 35、各年度崩塌地資料坡向分析

### 5.4.3 坡度

大漢溪及其上游集水區之坡度分布如圖 36 所示，集水區北側為地勢低平的平原區域，坡度較緩，在 5%-15%之間，往上游之坡度逐漸增加，在石門水庫集水區範圍內坡度多超過 40%，亦包含河道兩側區域。由於評估單元為斜坡單元，坡度的計算以各斜坡單元的平均坡度為主。

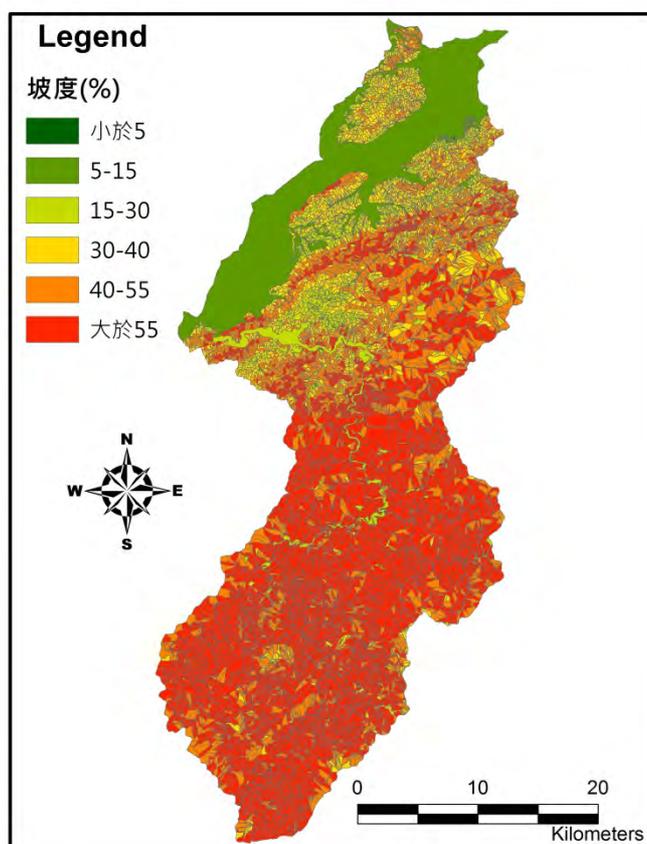


圖 36、大漢溪集水區坡度圖

從崩塌地高頻率區域來看坡度的分佈（圖 37），崩塌頻率的增加與坡度的增加有正相關性，崩塌頻率較高之斜坡單元，多集中在 61.54%以上，坡度小於 43.84%的斜坡單元，與崩塌的分佈為負相關性，介於 43.84%與 61.54%為隨機分佈的狀況，由此可知，坡度大於 61.54%情況下，將可能較易誘發崩塌的發生。

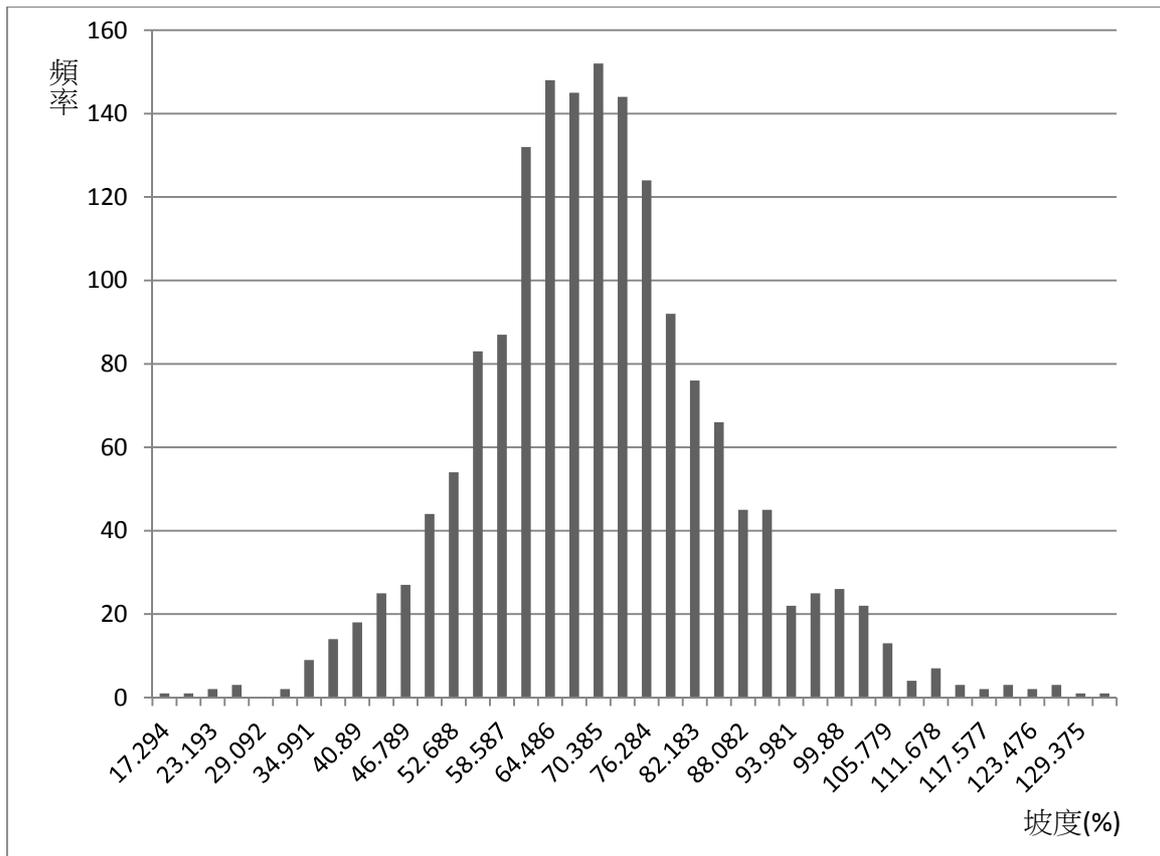


圖 37、大漢溪及上游集水區崩塌高潛勢斜坡單元之坡度分佈

#### 5.4.4 水系

大漢溪集水區之河川級序如圖 38 所示。河川級序之劃分依據 ArcMAP 的 Spatial Analysis 模組，以門檻值 200 劃分水系以及小集水區，並定義未有水系分佈之斜坡單元之河川級序為 0，其餘河川級序為 1-5。其中，大漢溪主流之河川級序為 5、上游主要兩條支流，白石溪及泰崗溪之河川級序為 4。從河川水系的比​​例來看，比例最高的為未有水系分佈的斜坡單元，佔 49.5%，其次為 1 級水系，佔 34.7%。但崩塌高頻率之斜坡單元，比例最高的是 5 級和 4 級水系，比例分別為 67.8% 以及 48.7%，主要原因是該兩種的數量較少，且崩塌多集中在主要溪流沿線，因此比例較高。

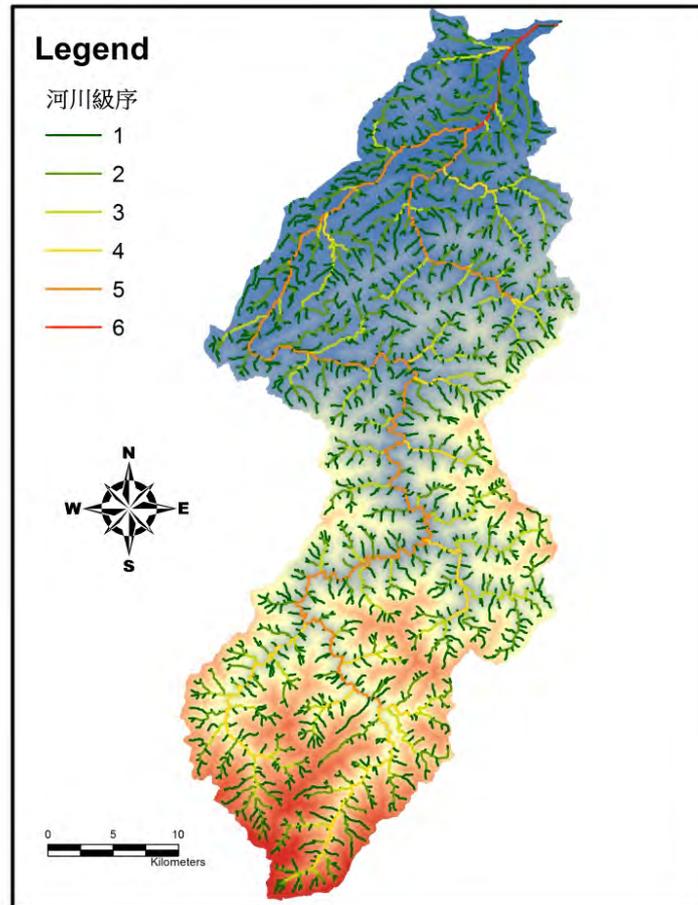


圖 38、大漢溪集水區河川級序分布

#### 5.4.5 地質

流域內地質分布如圖 15 所示。大漢溪流域地質受到斷層和褶皺影響，山嶺線多呈現東北走向。在集水區上半段之地層構造複雜，以頁岩、板岩為主，集水區下半段以巴陵層為主，主要的岩性為硬頁岩及板岩。從地質圖分布可知，大漢溪集水區總共包括 30 類，其中以石門水庫以北範圍之地層構造複雜，以南範圍主要是巴陵層以及白冷層。比較崩塌高頻率區域以及地層類別（圖 40），以巴陵層之歷年崩塌率最高，達 0.666，其次為白冷層和碧靈頁岩，均達 0.5 以上，顯示在該區域崩塌較易發生在某些地層類別之中。

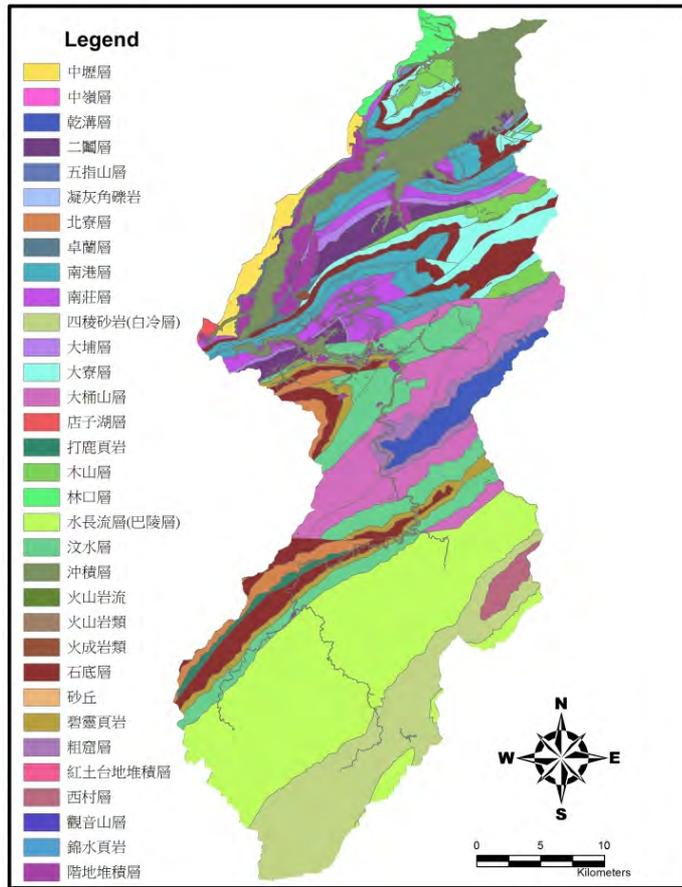


圖 39、大漢溪集水區地質圖

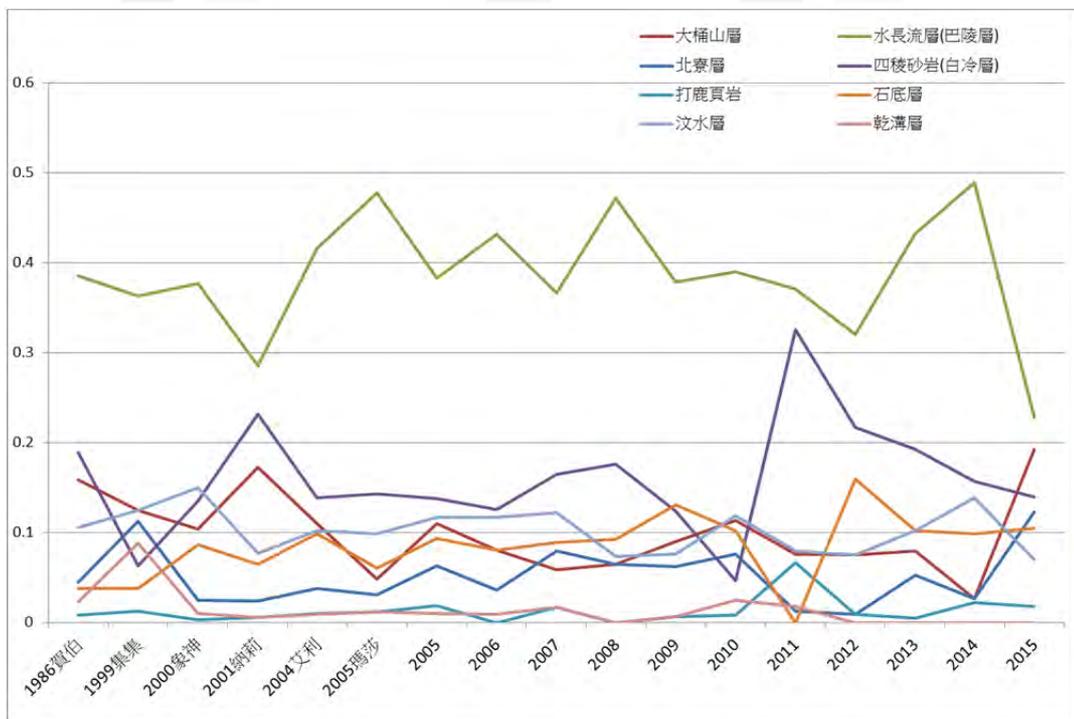


圖 40、歷年崩塌地與地質關聯性

#### 5.4.6 土地利用

土地利用資料依據國土測繪中心於 1995 年的調查、測繪、製作之圖層，來了解集水區內土地利用種類和劃分情形。由於大漢溪上游的石門水庫集水區內，包括四個都市計畫區（石門水庫水源特定區、復興都市計畫區、小烏來風景特定區、巴陵達觀山風景特定區）、三類非都市計畫區（聚落－鄉村區及特定專用區，農牧-一般農業區及特定農業區，保育-森林區、風景區及山坡地保育區）及國家公園土地（雪霸國家公園），在土地利用資料內容方面，難以僅由國土測繪中心資料反映土地利用的真實狀況，因此加入內政部之門牌號碼資料，來辨識民宅和住戶位置。經由比對之後，依照國土測繪中心的劃分方式，分為農業、林地、水利、其他使用、以及門牌號碼等類別，如圖 41 所示，石門水庫集水區總面積約為 755 平方公里，其中以林地所占面積最大，為 84.3%，約 636 平方公里，包括針闊葉之天然林及人工林，其次為住宅用地，為 11.9%，約 90 平方公里，多集中在石門水庫下游區域，上游區域則多沿河道分布，果園為第三，所占面積較少，主要原因應與土地利用管制有關（圖 42）（林俊全，2008、林俊全，2009）。

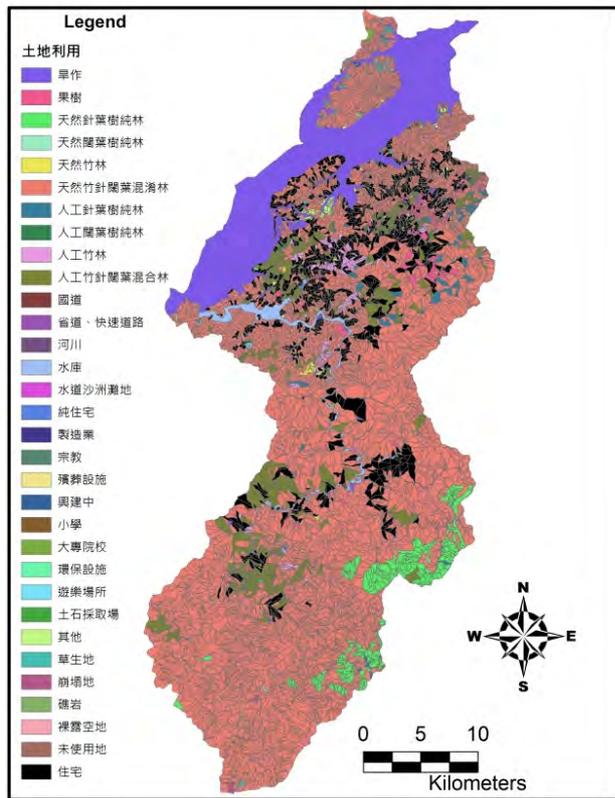


圖 41、大漢溪集水區土地利用圖

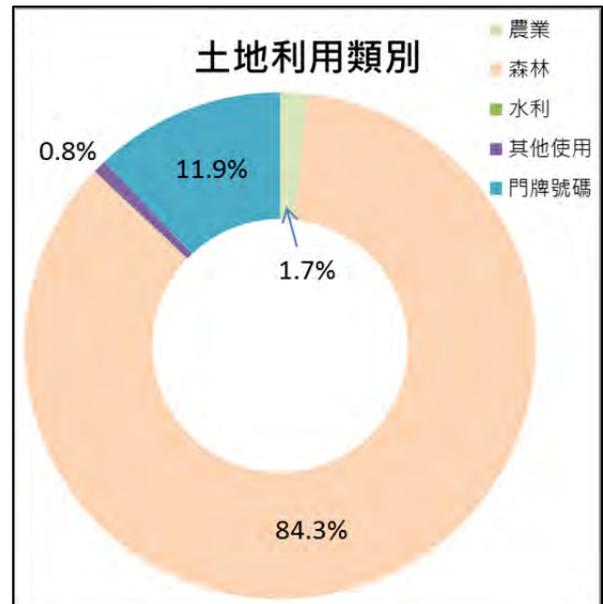
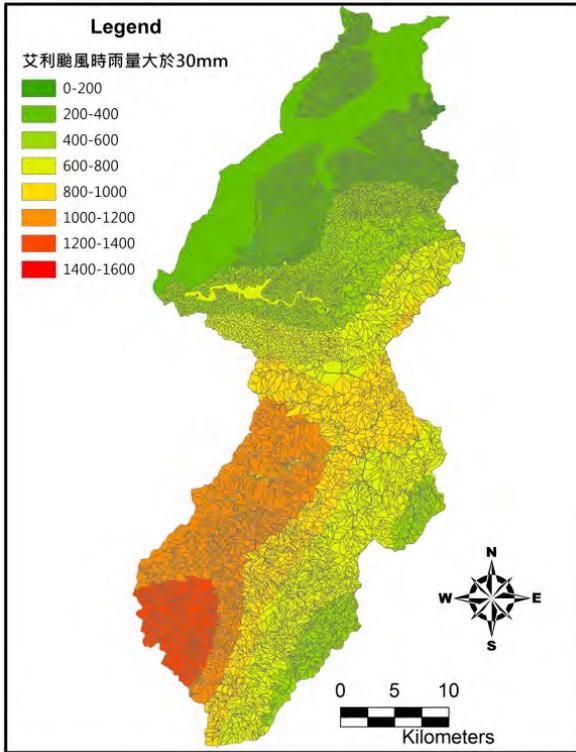


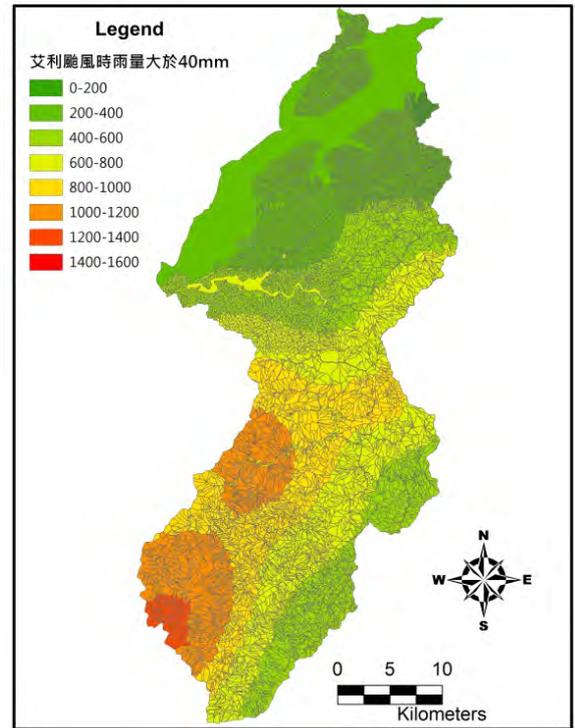
圖 42、石門水庫集水區各土地利用圖所占比例

#### 5.4.7 雨量

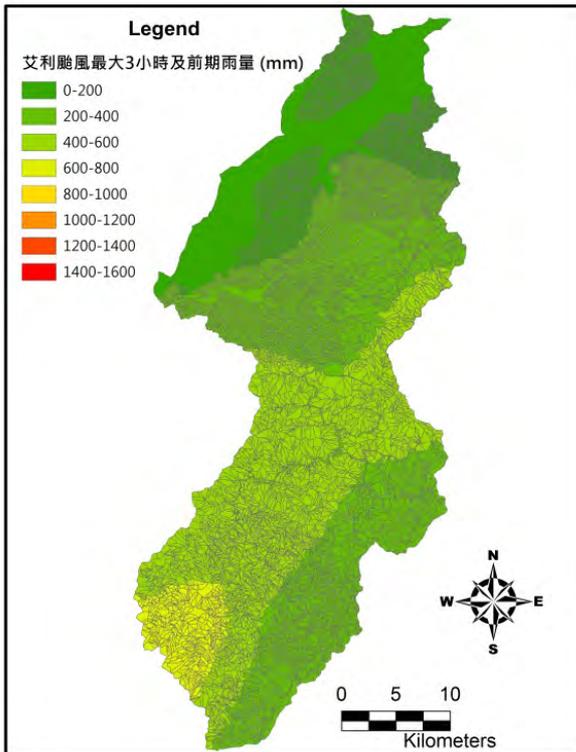
雨量是驅動崩塌或土石流發生的主要因子，亦是本模式因應不同降雨型態及展現不同崩塌衝擊的主要因子，雨量的計算和輸入方式，由於過往經驗以及相關文獻顯示，崩塌和土石流發生與否，一段時間的雨量累積較具有顯著性，因此根據以下五種方式計算降雨量，並以此方式進行評估，分別是時雨量大於 30mm/hr 區間、時雨量大於 40mm/hr 區間、總降雨量、最大三小時雨量及其前期降雨量、最大 15 小時及其前期降雨量等，如圖 43 所示。由位於樣本訓練區域的斜坡單元之平均降雨值，找出每種降雨類型的隸屬函數，作為模式輸入值。



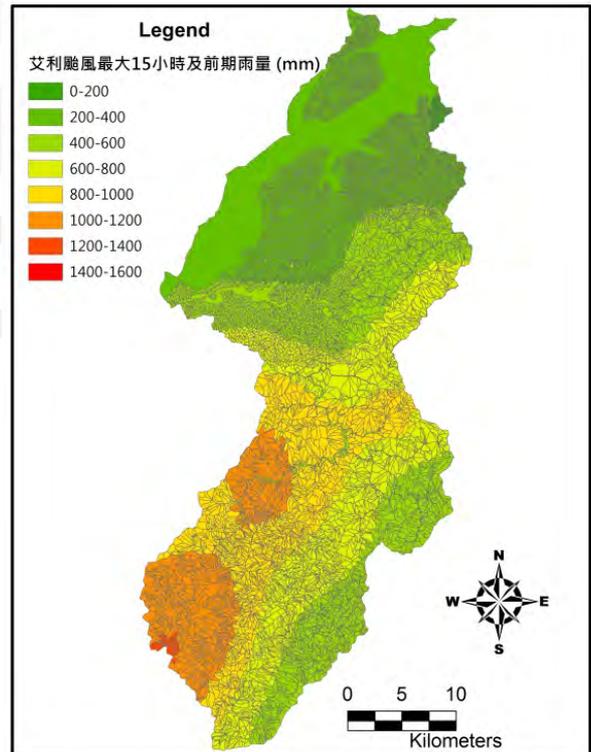
時雨量大於 30mm/hr 區間



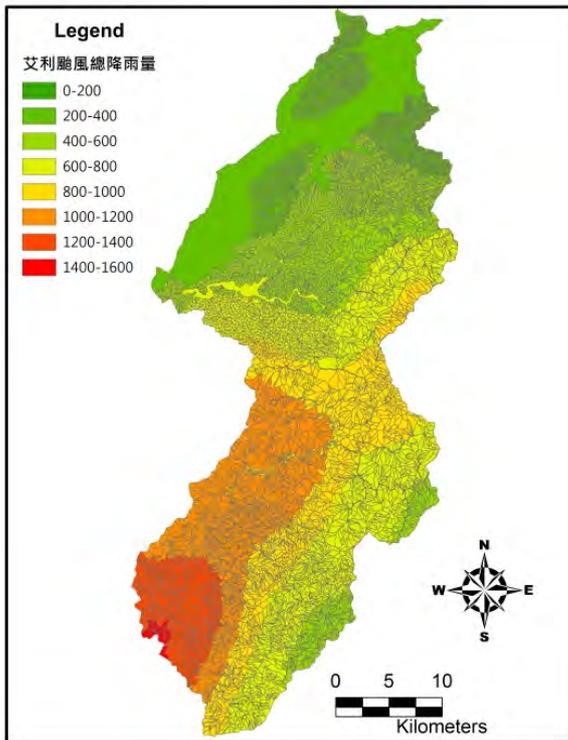
時雨量大於 40mm/hr 區間



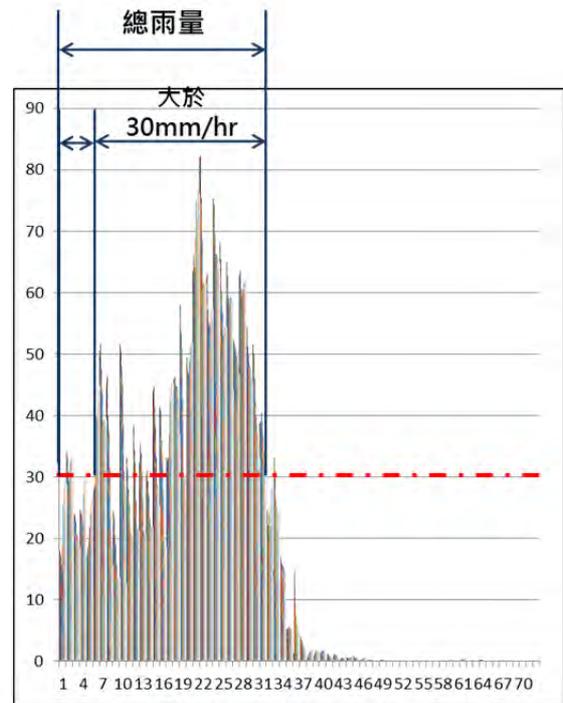
最大三小時雨量及其前期降雨量



最大 15 小時及其前期降雨量



最大總雨量分布



雨量區分方式

圖 43、2004 艾利颱風期間降雨分布圖

## 5.5 模式校驗

為了解評估模式於參數率定及驗證後之準確性，採用誤差矩陣法(error matrix method)作為模式校驗之工具(如表 13)，並且以斜坡單元為評估單位計算，套疊子集水區分布、該場歷史崩塌圖層與野溪集水區分布等結果來計算模式正確率，當模式之評估正確率達到 70%，視為該模式可被接受，反之需重新檢視選取因子的正規化過程、或是該因子的分類方式，以得到最佳模式參數之率定結果。初步透過坡地災害資料庫的災害紀錄，挑選於大漢溪及其上游集水區之較嚴重的颱風事件，來進行率定及驗證作業，分別為 2004 年艾利颱風、1996 年賀伯颱風、2000 年象神颱風、以及 2001 年納莉颱風。其中，以艾利颱風所造成的崩塌地數量和規模最大，因此以該事件進行建模、其餘三場事件來進行因子調整與驗證。

表 13、誤差矩陣法

(單位：斜坡單元數量)		模式預測結果	
		P<0.5	P≥0.5
實際狀況	崩塌發生	N <sub>1</sub>	N <sub>2</sub>
	崩塌未發生	N <sub>3</sub>	N <sub>4</sub>
發生之正確率(SRn,%) = N <sub>1</sub> / (N <sub>1</sub> +N <sub>2</sub> )			
未發生正確率(SRc,%) = N <sub>4</sub> / (N <sub>3</sub> +N <sub>4</sub> )			

依照分析結果調整各參數因子的崩塌率計算方式，以歷史事件得到合理的結果之後，最後再以 2008 年辛樂克颱風進行校驗，表 3 為初步完成模式評估結果。由於，模擬結果發現 2005 年海棠颱風、2008 年卡孜基颱風、以及 2013 年蘇力颱風之流域內幾乎無土石流發生之分布，套疊實際崩塌地，除了崩塌地數量相當少之外，作為土石流料源發生區的崩塌的更加稀少，顯示該三場事件之中，無土石流發生，因此模式校驗僅以 2012 年蘇拉颱風以及 2008 年辛樂克颱風之評估結果進行判斷。

由不同雨量條件分別評估崩塌發生的預測模式，結果顯示，由時雨量大於 30mm/hr 之結果具有較高的預測能力，但不同雨量的考量方式結果相差不大，分析所得的預測模式如下式所示。

$$\ln \frac{p}{1-p} = 3.136 * \text{正規化坡度} + 2.501 * \text{正規化高程} + 1.351 * \text{正規化地質} + 4.785 * \text{正規化坡向} + 2.577 * \text{正規化河川級序} - 0.155 * \text{正規化土地利用} + 8.474 * \text{正規化降雨因子} - 4.578$$

(式 5-4)

從該模式中可知，雨量因子的差異對於模式的評估結果較大，其次是坡向，

土地利用的影響最低，經由本模式評估，可反映降雨變化所造成的崩塌潛勢變化。另外，由於評估模式中各由模式首先評估不同颱風事件的崩塌發生區域，再進一步設立篩選因子，以區分崩塌和土石流發生的斜坡單元。

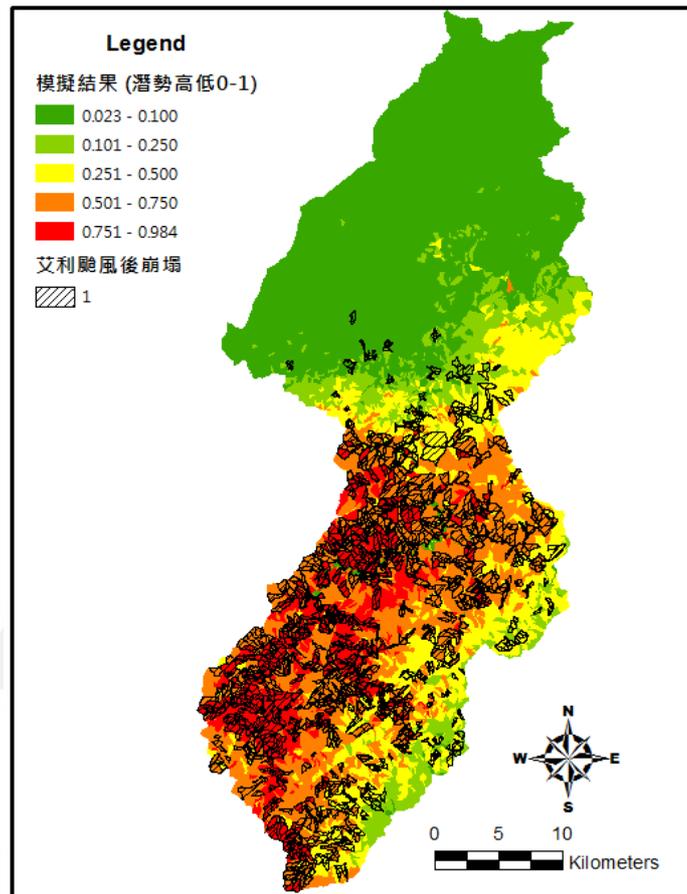


圖 44、以 2004 年艾利颱風建模之評估結果

## 5.6 不同颱風事件評估結果

評估模式的建立主要透過 2004 年艾利颱風期間的降雨資料建立，為了能夠了解其他颱風事件之崩塌地評估結果，以 1996 年賀伯颱風、2000 年象神颱風、以及 2001 年納莉颱風等事件之雨量資料評估，並由評估結果了解大漢溪及上游集水區之主要衝擊區域分布。這四場事件之中，以象神颱風之總降雨量低，且延

時較長，平均雨量最低、納莉颱風之總降雨及延時均最長，但平均雨量則以賀伯颱風較大。

評估結果將計算結果分為崩塌潛勢低，判定不發生、崩塌潛勢高，可能發生、以及崩塌潛勢極高，崩塌發生等三項。潛勢值低於 0.5 為崩塌潛勢低，潛勢值介於 0.75-0.5 為崩塌潛勢高，潛勢值大於 0.75 為崩塌潛勢極高。由納莉颱風評估結果來看（圖 45 及圖 46），崩塌分佈數量偏低，主要集中在集水區靠近上游山區、介於巴陵以及秀巒之大漢溪河段以及台 7 線最上游之山區等區域，其中崩塌發生區域集中在南側的上游山區和溪流沿岸，評估結果大致與納莉颱風後之崩塌地分佈相符。

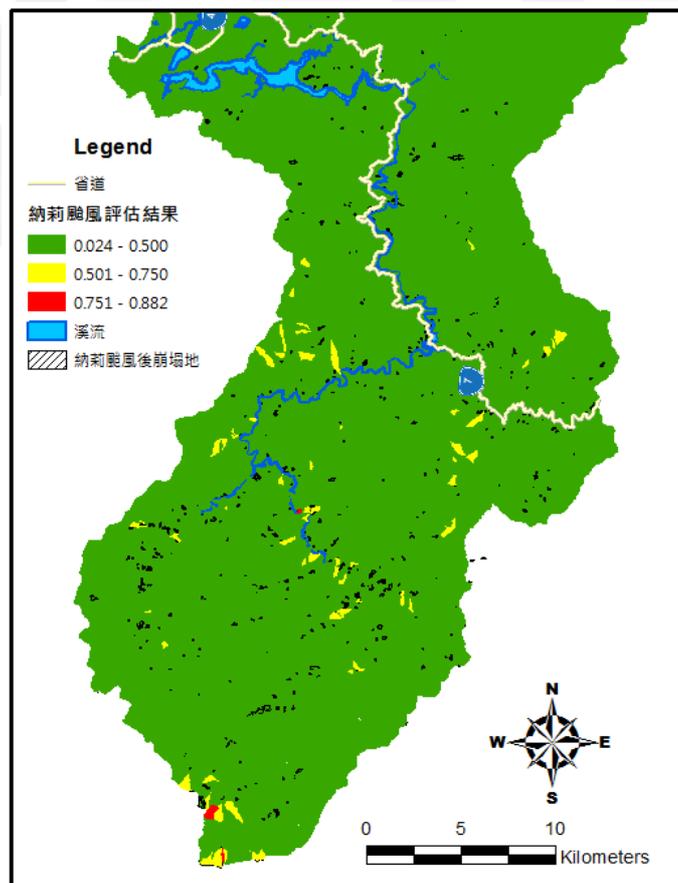


圖 45、模擬納莉颱風之崩塌地分布之結果

進一步擷取河川級序0以及較具陡坡處之斜坡單元定義為土石流發生之斜坡單元，土石流發生區域以沿泰崗溪之斜坡單元較為聚集，且土石流之衝擊將可能直接影響泰崗溪。

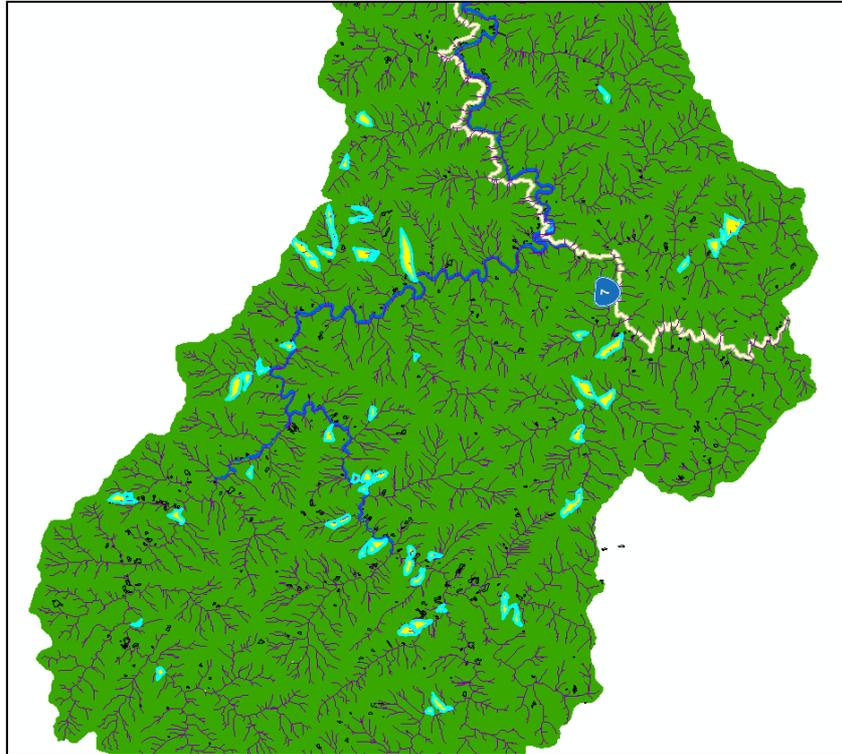


圖 46、由指標選出土石流發生之斜坡單元分布

象神颱風評估結果（圖 47）顯示評估結果與實際崩塌點位區位相當一致。雖然象神颱風的總降雨量偏低，但由於降雨集中在崩塌潛勢較高區域，因此，主要崩塌高潛勢區位之發生機率偏高，集中在泰崗溪沿岸、白石溪沿岸、集水區南側源頭山區、以及巴陵及上巴陵區域。另外，也可從結果發現，非溪流之斜坡單元之崩塌地分佈偏低。

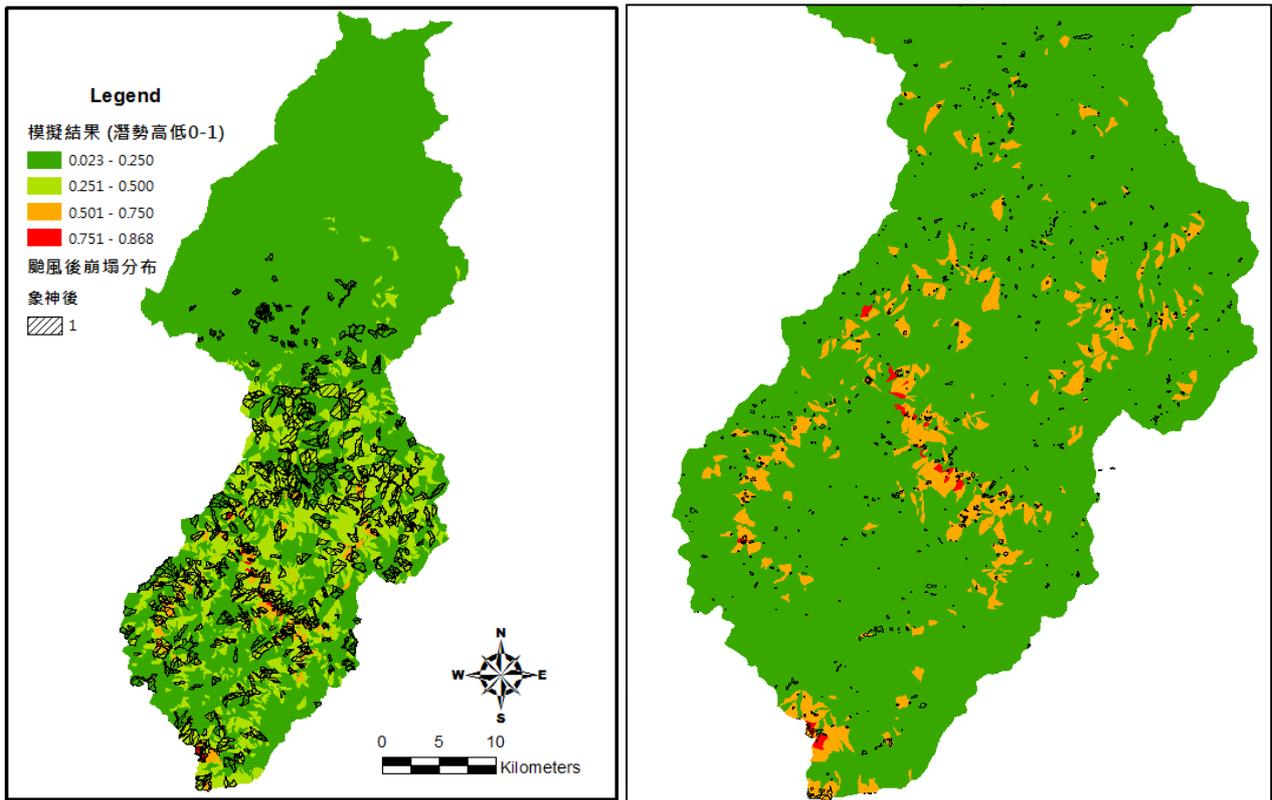


圖 47、模擬象神颱風之崩塌地分布之結果

賀伯颱風之評估結果如圖 48 所示，其崩塌的之分佈狀況偏低，大部分均為未發生崩塌區域，僅有少數斜坡單元發生崩塌，集中在泰崗溪以及集水區南側源頭山區。另外，同樣透過坡度以及水系擷取發生土石流之斜坡單元，判定總共有 15 條將發生土石流，套疊目前土石流潛勢溪流圖層比對，以沿泰崗溪之土石流潛勢溪為主要發生對象。

綜合以上事件之實際崩塌率以及模式評估崩塌率，各事件之崩塌率均相近，且以主要高潛勢崩塌趨勢來看，各事件之主要崩塌集中發生區域均與模式評估結果吻合，顯示模式可預測大部分的崩塌發生，但對於部分單一事件因特殊情形造成崩塌發生者，則不在模式評估範圍內。

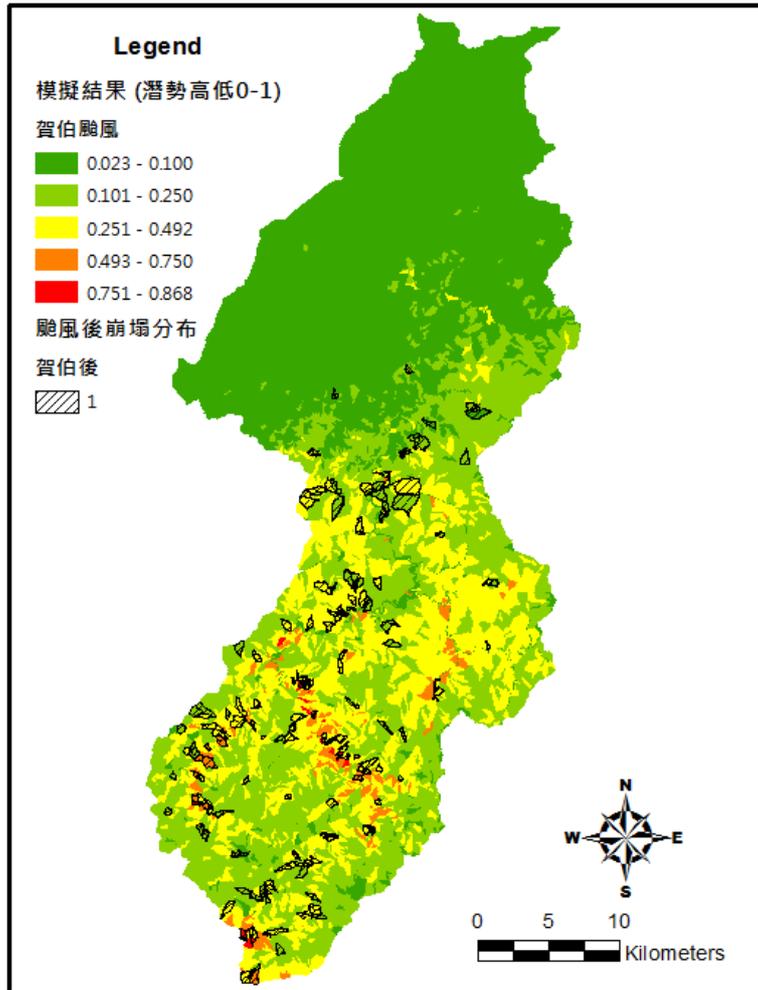


圖 48、模擬賀伯颱風之崩塌地分布之結果

表 14、主要颱風事件資料

颱風事件	平均總降雨量 (mm)	延時	事件崩塌率
賀伯颱風	805	33	0.013
象神颱風	318	44	0.041
納莉颱風	1057	72	0.017
艾利颱風	965	46	0.108

## 5.7 小結

在統計模式的採用方面，以羅吉斯迴歸作為統計模式評估的主要工具，並且搭配地理自相關性評估、模糊理論等的採用，以使崩塌潛勢模式對颱風事件所引致的崩塌分布有較佳解釋力。透過歷史崩塌資料與地文資料分析，大漢溪及其上

游集水區之崩塌分布與誘發，與高程、坡度、坡向、地質組成、水系、土地利用、雨量、道路距離等因子有關，透過卡方分布檢定之後，除了道路距離未通過之外，其餘因子皆為採用。模式建立過程，本研究首次導入地理相關性分析方法，以了解崩塌發生之斜坡單元之地理空間特性，包括高程集中在 878-1757m、坡度於 61.54%、坡向為東及東南向、地層為水長流層、以及林地和建物所在區域等皆是崩塌潛勢較高之處。透過不同歷史事件的評估結果可知，大漢溪及上游集水區主要崩塌潛勢較高區域，集中在石門水庫之上游溪流沿線、南側分水嶺處之品田山、大小霸尖山、以及沿台 7 線之邊坡，評估結果與現況調查之崩塌集中處一致。





## 第六章 數值分析評估

數值模式分析，採用美國地質調查所（USGS）所開發之 TRIGRS 模式 (Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-Stability Model, Baum et al., 2008) 進行。研究方法分為兩部份，第一部分是採用數值高程模型建立地形資料、以及劃分集水區單元資料，第二部分則針對模式所需要的土壤參數進行校驗，兩個部分完成後，再由氣候變遷情境的逐時降雨進行模擬每一場事件的崩塌分布以及崩塌面積。

### 6.1 模式簡介

TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-Stability Model) 為淺層崩塌模式，以無限邊坡理論為基礎，透過坡面土壤參數的設定，模擬降雨過程中，雨量入滲導致坡面土層因水壓上升過程，造成安全係數的變化，並以此評估坡面的穩定性，其中，安全係數計算如式 (1) 所示。

$$FS(Z, t) = \frac{\tan \phi'}{\tan \delta} + \frac{C' - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi'}{\gamma_s Z \sin \delta \cos \delta} \quad (\text{式 6-1})$$

其中， $\phi'$  為土壤內摩擦角； $C'$  為有效土壤凝聚力； $\gamma_w$ 、 $\gamma_s$  為水及土壤的單位重； $Z$  為土壤厚度； $\delta$  為坡度； $\psi(Z, t)$  則代表不同時間  $t$  在  $Z$  土壤厚度下的孔隙水壓狀態。由於模式是計算土層內安全係數的變化情形，作為判定崩塌是否發生的依據。模式之中所計算的安全係數值，最大為 10.0，因此只要計算結果大於 10.0 之單元，模式均以 10.0 表示。由於當安全係數值小於 1 時，即代表該單元以處於

不穩定的狀態之下，因此將崩塌發生臨界值定為 1.0。另外，由於該模式的基礎理論是無限邊坡理論，所假設的邊坡滑動是以平移型滑動為主，對於大範圍區域的安全係數計算，將有其模式的限制。

## 6.2 模式建置

數值模式的建置，主要是透過土層參數資料的調整，以及歷史事件的重建和校驗進行，如圖 49 所示。

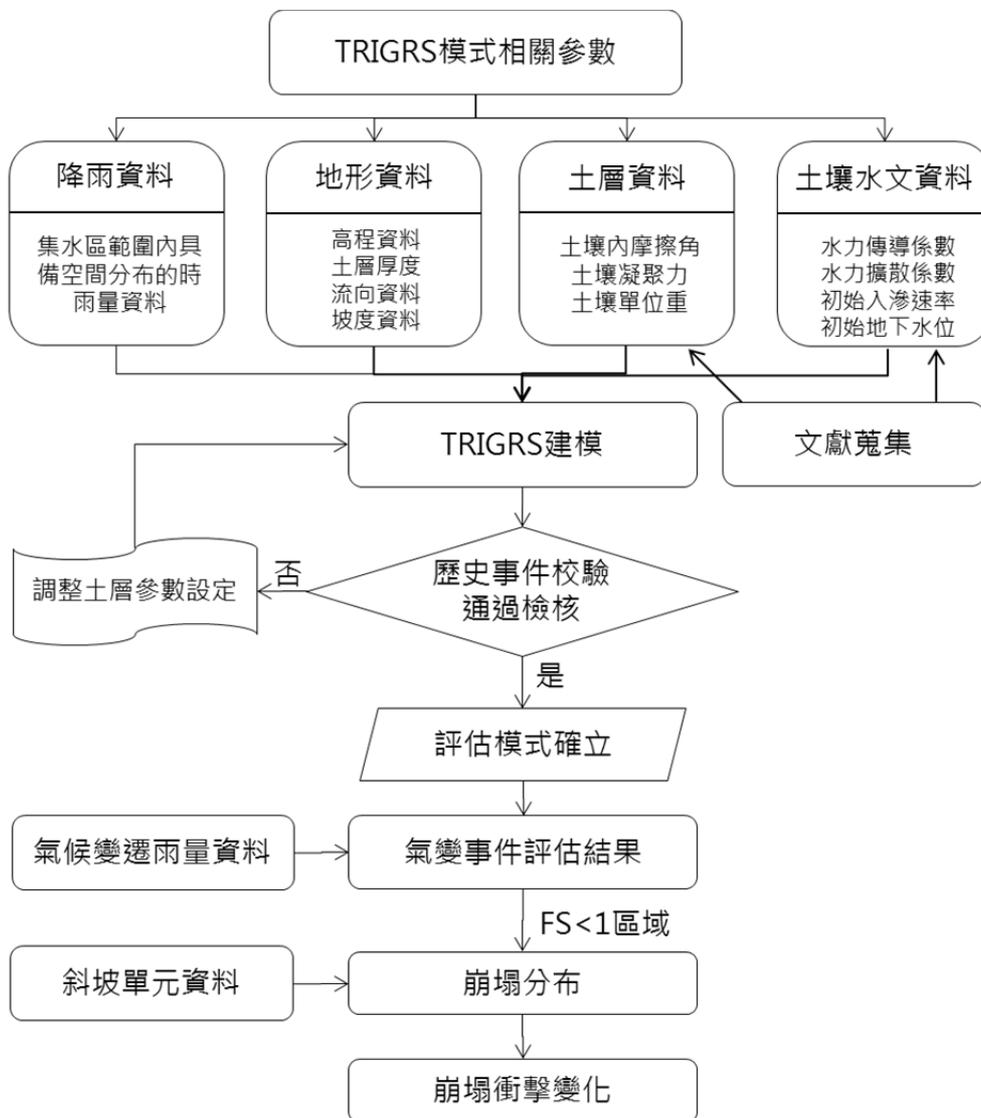


圖 49、TRIGRS 模式評估流程

TRIGRS 模式主要資料是採用數值高程模型 (DEM) 作為建模資料，由於其評估雨水進入土層後，因土層飽和造成安全係數降低的狀況，輸入模擬區域範圍之土層資料、以及土壤水文資料等，作為調整模擬結果的依據。相關資料與參數包括土壤內摩擦角、土壤凝聚力、土壤單位重、水力傳導係數、水力擴散係數、初始入滲速率、以及初始地下水位等資料，初始參數值依據相關文獻的建議進行設定。另外，雨量資料作為驅動模式分析與評估，透過涵蓋研究區域範圍之每小時雨量，經內插後得到每個網格之平均降雨值作為輸入值。本研究透過 2012 年蘇拉颱風案例進行模式率定以及建模。

### 6.2.1 校驗單元劃定

選擇分析單元係進行崩塌潛勢分析之初步作業，藉由地表上的各種地形條件來定義單一坡面之單元邊界，使其與相鄰坡面單元有所區隔，且每個劃分為相同單元的坡面性質具有均一性。劃分單元有很多種，一般包括網格單元、斜坡單元、地形單元、特別條件單元、行政單元及地貌單元等，較常被應用在崩塌潛勢分析的劃分方法以網格及斜坡單元為主。網格單元雖然方便性高，但網格單元間缺乏任何地形資訊的連結，較不符合實際地文特性。另外，由於斜坡單元透過等高線之疏密以及地形起伏來劃分，其表現結果上較能表現地表特性的均一性，因此，本研究將採用斜坡單元作為後續模式建立及參數反算率定的基本單元。

斜坡單元的繪製，採用 ESRI 之地理資訊系統 (ArcMAP) 的 Spatial Analysis

模組中的水文模式製作，並與中央地質調查所之斜坡單元套疊後，再經人工編修而成。斜坡單元的製作以「集水區重疊法」繪製(Xie et al., 2004)，流程如所示。首先，以數值高程模型(DEM)進行集水區分析，產生出正地形集水區，並利用高低值反轉後的 DEM 產生反地形集水區，即原本的谷線反轉為稜線，並與鄰近的水系聯合成反轉後的集水區，最後利用地理資訊系統空間分析中的重疊功能(Union)，以反地形集水區將原始正地形集水區分為左右斜坡單元，初步結果需再依據水系、坡度、坡向及陰影圖輔助，以及面積的檢核，來進行人工編修即可完成。

### 6.2.2 參數分區劃定

TRIGRS 模式是以規則網格作為分析單位，參數的設定上，需依照坡面的土層狀況予以設定，依照不同土層分布狀況，可將各細微的資料輸入，以表現坡面的狀況。其在參數的設定較為繁瑣，除了坡度、流向、土壤厚度、初始地下水位、初始入滲率以及逐時的降雨資料，可以直接讀取空間分布下網格值域不同的 ASCII 檔資料外；土壤凝聚力、土壤內摩擦角、土壤單位重、水力傳導係數、水力擴散係數等重要的土壤水文參數，皆必須根據所給定的參數分區來依序代入，因此，參數分區的選定也間接地影響著模擬結果的好壞。

從前人文獻中，參數分區方式包含了土壤種類(Liao et al., 2011; Gioia et al., 2014)、地質岩性種類(譚志豪等，2009；李錫堤及費立沅，2011)以及地形條件(陳

則佑等, 2011)等作為參數分區的設定。但就模式原理來說, 其主要係計算造成淺層崩塌的表層土壤穩定狀態, 應採用土壤分類作為土壤特性參數的依據, 較為合適; 然而, 相較於國外土壤資訊完整, 國內目前尚缺乏完整山區土壤特性的資料庫, 在土壤參數的取得上相當困難。因此, 國內研究多以假設風化表層土壤的力學性質與基岩有著正向關係的前提下, 以地質岩性分區作為參數設定。考量到目前流域地質分布的精度有限, 使得模擬結果與地質岩性分布呈現高度相關, 不容易反應細部淺層崩塌狀況, 施虹如等(2015) 利用 ESRI ArcGIS 地理資訊系統中的集水區分析, 劃定出平均面積小於五公頃的斜坡單元, 並根據林務局所提供之 2004 年至 2014 年的歷年崩塌圖層中, 統計過往 10 年間各個斜坡單元之崩塌率, 再依歷史崩塌率程度將各地質分區細分為五類(無、低、中、中高、高), 模擬 2008 年辛樂克颱風事件於石門水庫集水區之淺層崩塌分布, 除了崩塌潛勢於空間分布下大幅改善外, 其修正後成功率(MSR)較以地質岩性分區提高了 17%, 確實提升了淺層崩塌預測準確能力, 使模擬結果更符合真實狀況。因此, 透過此種方法以 2012 年蘇拉颱風的崩塌圖層建立石門水庫集水區之初始土壤參數資料。

### 6.2.3 參數設定

由於受限於現地水文地質特性參數的取得不易、且參數之不確定性仍然相當高, 本研究參考中央地質調查所(2010)易淹水地區上游集水區地質調查成果應用研究計畫, 針對淡水河溪流域建立依地層分類下的水文地質參數資料庫, 作為本研究參數的初始值設定。其中, 沖積層地形較為平坦, 故在此歸入穩定區而不納

入分析，參數設定如表 16 所示。

圖 49 所列模式中所考量的所有參數，包括降雨資料、地層資料、土層參數、以及土壤水文參數等，其中地形參數之中的高程資料為使用農林航測所建置之 40 公尺×40 公尺之數值高程模型(DTM)，設定模擬網格大小為採取 40 公尺規則網格，以達到最佳模擬效果(尹立中等，2013)，其餘坡度、坡向、流向參數等透過 DEM 資料計算。土層厚度資料，由於較缺乏現地調查資料，且土層厚度資料依據不同空間尺度其差異甚大，因此一般以經驗公式來進行設定。在此採用國家災害防救科技中心(2012)提出之坡度-深度關係式，作為表層土壤厚度設定，如表 15 所示；初始地下水位則假設與土壤厚度相同(陳則佑等，2011；國家災害防救科技中心，2012；施虹如等，2015)。土壤水文參數的初始值設定，為假設降雨事件發生前僅有零星降雨，土壤呈現乾燥的狀態。其中，水力擴散係數則透過與水力傳導係數的經驗比例關係予以推估，比例範圍約在水力傳導係數的 10-400 倍左右(Iverson, 2000; DePaolo, 2001; Tchakerian and Lancaster, 2002; Lan, 2003; Chen, 2005)。

表 15、坡度與土壤厚度換算表(國家災害防救科技中心，2012)

坡度(度)	土壤厚度(公尺)
<20	1.5
20~30	3.5
30~40	4.5
40~50	2.5
>50	1.0

表 16、地質水文參數設定基準值

地層類別	土壤單位重	土壤凝聚力 C	土壤內摩擦角	水力傳導係數 K	水力擴散係數 D
	定值	調整	調整	定值	定值
	(kN/m <sup>3</sup> )	(kPa)	(°)	(10 <sup>-6</sup> m/s)	(10 <sup>-6</sup> m <sup>2</sup> /s)
大桶山層	21.0	16.0~22.0	28~32	1~100	10~2000
三峽群及其相當地層	20.0	15.0~20.0	28~30	1~100	10~2000
四稜砂岩(白冷層)	22.0	34.0~17.2	27~35	100~20000	1~100
瑞芳群及其相當地層	20.0	15.0~20.0	28~30	1~100	10~2000
澳底層	22.0	14.0~26.0	24~32	1~100	10~2000
西村層	21.0	25.0~12.0	28~30	5~50	10~1000
野柳群及其相當地層	25.0	18.0~28.0	27~36	1~100	10~2000
沖積層	18.6	20.0~25.0	20~25	1~10	10~2000
卓蘭層	26.0	14.5~18.0	27~33	0.01~1	1~200
錦水頁岩及其相當地層	26.0	12.5~19.0	26~32	0.01~1	1~200
頭嵛山層及其相當地層	26.0	14.5~18.0	27~33	0.01~1	1~200
紅土臺地堆積	18.6	22.0~30.0	20~22	0.005~0.5	5~100
乾溝層	22.0	15.0~33.0	23~33	0.5~50	10~1000
臺地堆積	18.6	20.0~25.0	20~25	1~10	10~2000
沖積層	18.6	20.0~25.0	20~25	1~10	10~2000

### 6.3 模式率定與驗證

數值模式的驗證方式採用誤差矩陣法來計算（表 13）。由於 TRIGRS 模式之評估結果均為 40m\*40m 規則網格，進行校驗時若以規則網格來進行，較不符合實際崩塌發生時，因坡面不穩定可能造成單一坡面之崩塌情況，因此，以斜坡單元作為判定的單元。當斜坡單元中有單一規則網格在降雨後，安全係數值小於 1.0，即判定該斜坡單元發生崩塌。因此，套疊該場降雨之歷史崩塌圖層、降雨事件模擬結果，計算模擬之崩塌發生斜坡單元、與崩塌不發生斜坡單元數量後，分別計

算正確率，並設定正確率達 70% 以上即可通過模式校驗，否則需重新調整參數，以得到最佳模式參數的律定結果。

#### 6.4 評估結果

圖 51 為經由參數校驗後所建立的評估模式。TRIGRS 之模式運算是由降雨事件每小時雨量逐時輸入後計算每個網格的安全係數，因此，可透過每小時的輸出結果來了解崩塌發生的時序。蘇拉颱風之降雨為擷取 2012 年 7 月 30 日 20 時至 8 月 3 日 15 時之降雨資料來進行分析（圖 50），該事件之總降雨量達 809mm，主要增加趨勢較大是在 20hr-27hr、以及 49hr-63hr 之間，模式評估結果如圖 51 所示。

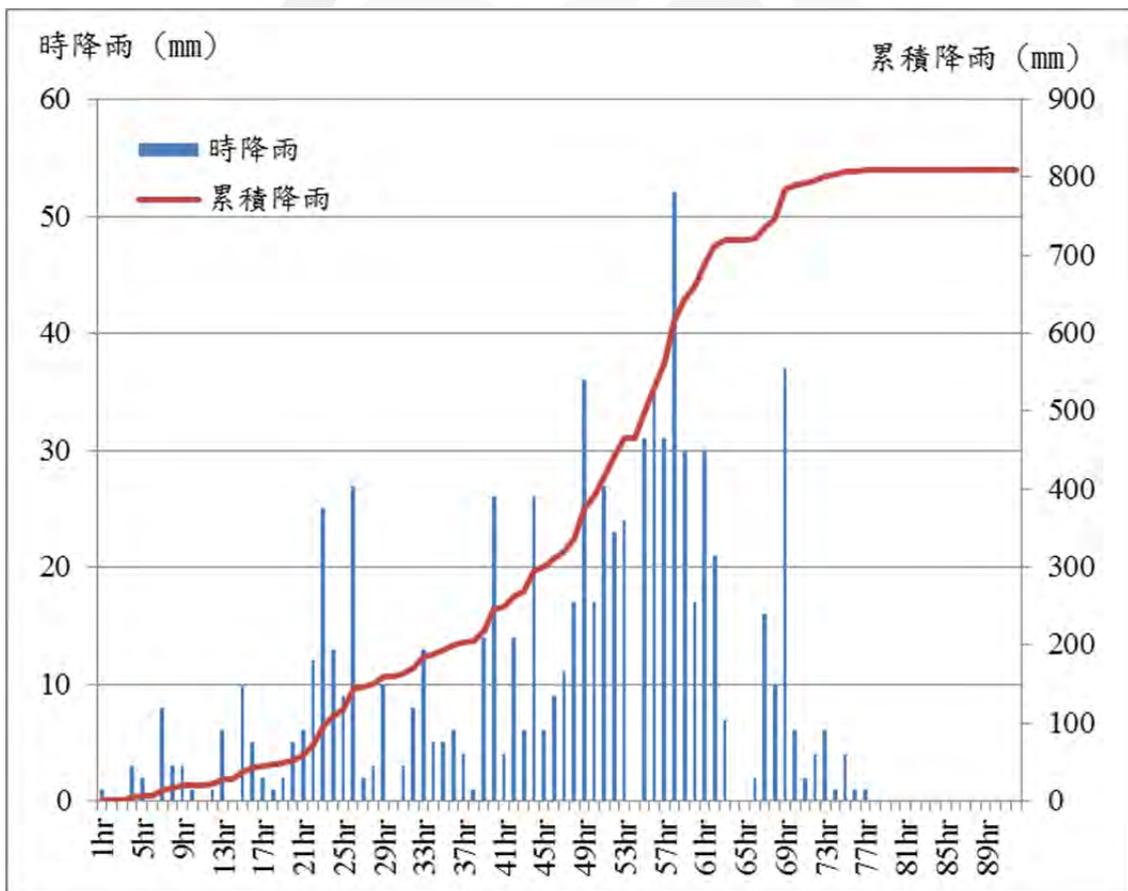
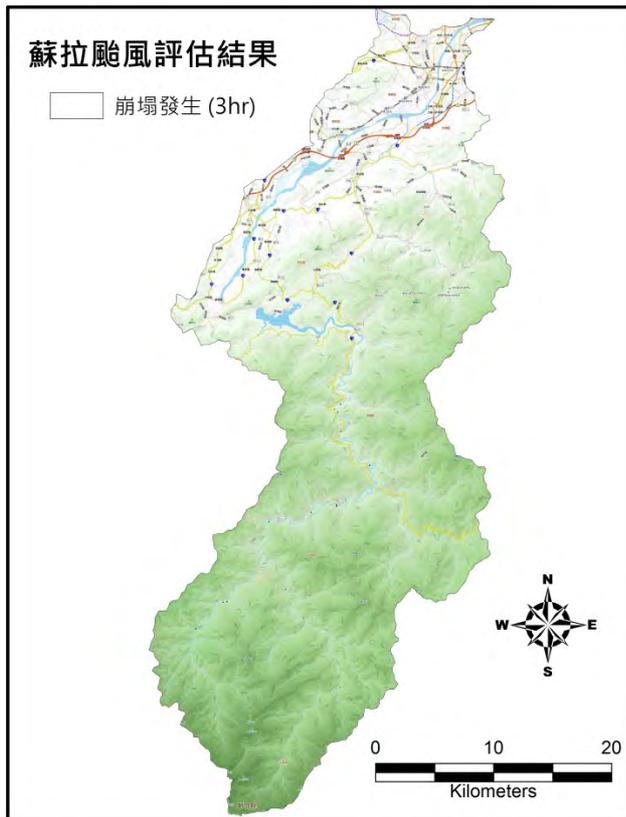
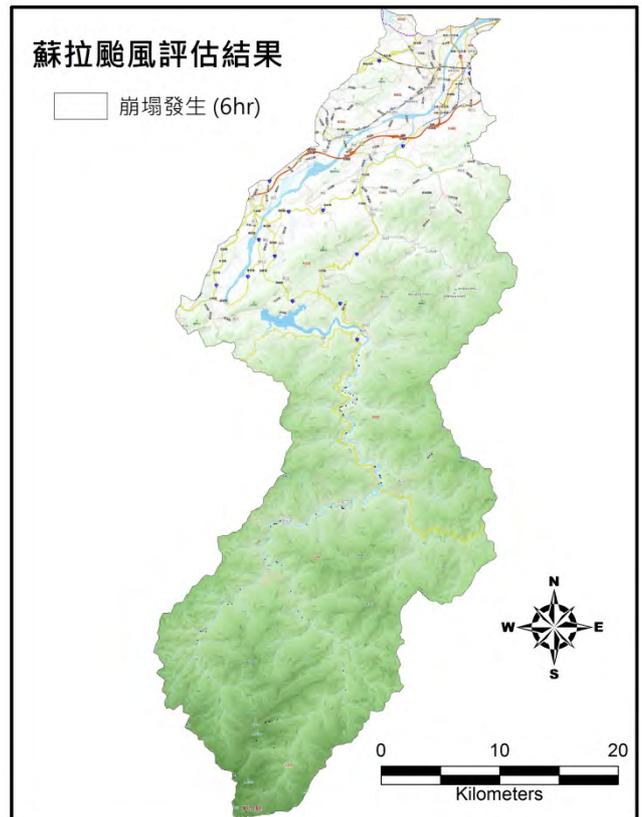


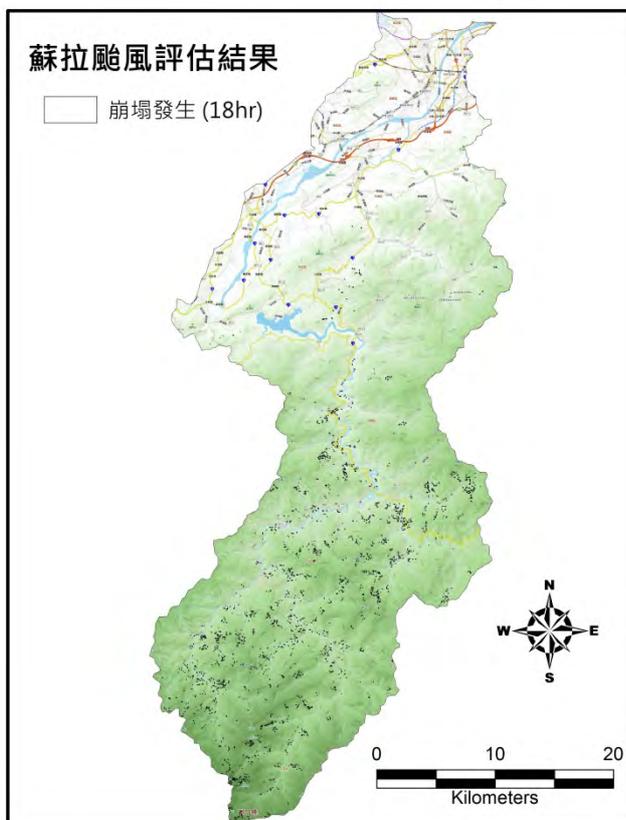
圖 50、蘇拉颱風期間逐時降雨（巴陵測站）



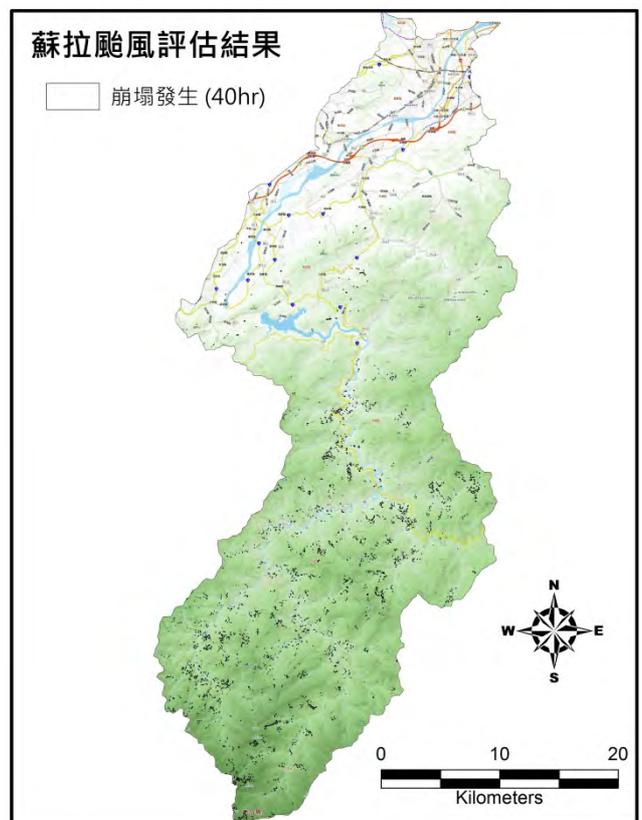
a. 降雨 3 小時崩塌開始發生



b. 降雨 6 小時崩塌分布



c. 降雨 18 小時崩塌大幅增加



d. 降雨 40 小時崩塌分布達最大值

圖 51、TRIGRS 以蘇拉颱風進行模式建立

蘇拉颱風的評估結果之中，從第 3 小時開始有坡面不穩定單元出現(圖 51 a)，但僅為少數網格。第 6 小時開始有較為聚集之不穩定單元出現在石門水庫上游溪流沿線、以及溪流位於巴陵的轉折處。第 18 小時開始出現較多崩塌地，顯示雨量累積超過許多區域的門檻值，使得坡面發生不穩定的狀況。第 40 小時開始至第 92 小時，安全係數小於 1.0 之區域數量皆相同，顯示坡面不穩定區域在降雨前段已達到臨界值，後續降雨的持續發生，可能使坡面不穩定區域實際產生崩塌。從模擬結果來看，崩塌發生較多區域均位於石門水庫上游，包括上游溪流沿線兩側河岸、沿白石溪及泰崗西沿岸、以及集水區南側上游山區等地。

將流域內發生不穩定區域與蘇拉颱風災後崩塌地圖層比對(圖 52)，由 TRIGRS 模擬之坡面不穩定區域為紅框處，黑色圖塊區域為蘇拉颱風後崩塌地，由圖上可見，模式模擬之不穩定區域大於實際崩塌發生區域，顯示在長時間降雨後，部分區域雖未發生崩塌，但坡面已開始產生不穩定狀況。崩塌地所在位置為紅框集中區域，亦為較多不穩定區域集合，顯示透過 TRIGRS 評估之不穩定區域與崩塌實際分布仍屬符合，但從安全係數值小於 1.0 區域分布至實際崩塌，仍需有轉換機制，以降低模式高估的可能性。因此，崩塌發生位置的判定，首先以不穩定網格對應斜坡單元區域分布進行判定，再以該斜坡單元內之不穩定區域所佔面積與斜坡單元面積之比例，作為進一步判定的標準。透過此依程序，以使評估結果更符合實際狀況。

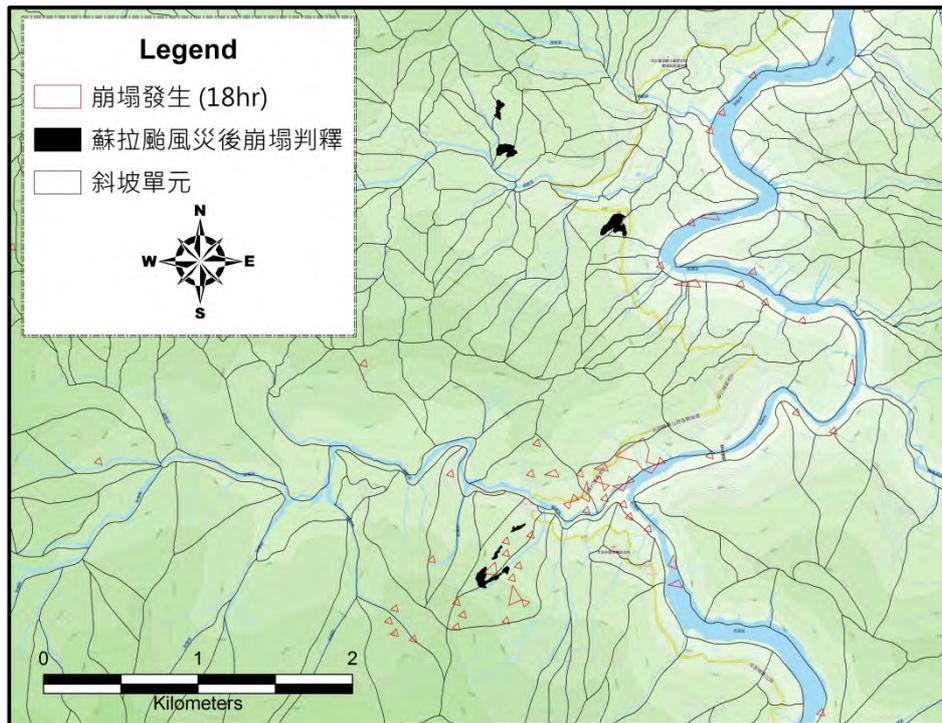


圖 52、蘇拉颱風降雨 18 小時評估結果與實際崩塌之比較

## 6.5 小結

本節探討以美國地質調查所開發之數值模式 TRIGRS 來評估崩塌的發生區域。模式的建立主要依據地形資料、雨量資料、土層資料、以及土壤水文資料等的設定與調整進行，並由實際颱風事件進行校驗。從 2012 年蘇拉颱風的崩塌地分析結果，來調整參數的設定，由中央地質調查所之基本地層參數範圍，加上崩塌率的高低分區後，大漢溪及上游集水區的參數總共可分為 85 類，並且校驗後之準確率可達 70% 以上。從模式結果亦可看出實際模擬坡面不穩定區域與崩塌區域仍需經由轉換，否則崩塌區域將可能有高估的情形發生，透過斜坡單元的表示，可降低高估的狀況。



## 第七章 氣候變遷情境之衝擊評估

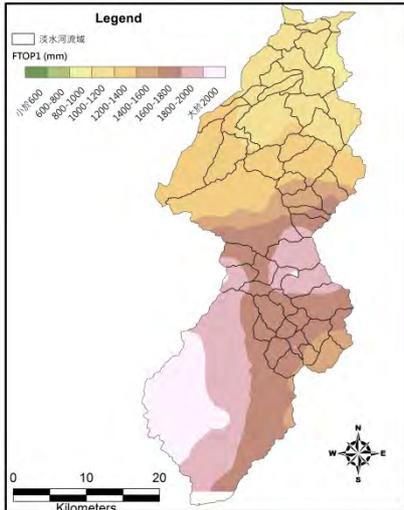
依據氣候變遷 RCP8.5 情境下，分別以時間切片分別分析 20 世紀末（1979-2003 年）、21 世紀末（2075-2099 年）之大氣變動下所造成侵台颱風及其降雨情形。總共在 20 世紀末共有 87 場颱風，以及 21 世紀末有 43 場颱風。由於崩塌潛勢，以總降雨量較大者對崩塌影響較鉅，因此情境設定以每場事件的總雨量由大至小進行排序，再分別選取排序後之前 5% 以及前 10% 事件，定義為極端事件（表 17），崩塌衝擊之評估便依據各事件的降雨資料作為驅動因子來分析，再分別依據經驗公式、統計模式、數值模式之輸入資料需求，以各工具評估崩塌的潛勢，最後，20 世紀末以及 21 世紀末的崩塌衝擊由平均值來進行探討。

表 17、MRI-WRF 之颱風事件列表

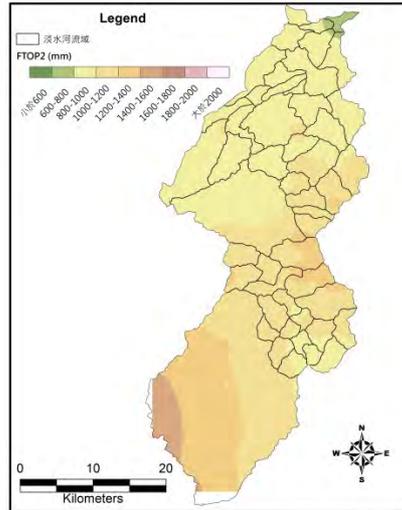
20 世紀末事件	平均總雨量 (mm)	延時 (hr)	21 世紀末事件	平均總雨量 (mm)	延時 (hr)
200001	528.46	61	208901	1021.13	49
199502-2	452.14	37	209601	705.95	37
200202	419.41	25	207701	601.98	37
198302	397.64	31	209005	542.8	49
197902	381.34	37	208301	455.33	25
200004	362.13	73	209301	398.06	121
199402	350.52	37	208801	313.13	31
200005	339.83	73	207702	296.16	55
199903	274.15	55	207603	282.93	25
200204	232.83	25	209401	238.29	37

由於除了崩塌潛勢評估之外，整體計畫亦後續探討土砂產生後，對淡水河下游之水庫輸殺、以及淹水衝擊變化，在情境設定和模擬事件的選取方面，以上游和下游區域均為同樣事件為佳，因此，颱風事件的排序，由流域整體的平均總雨

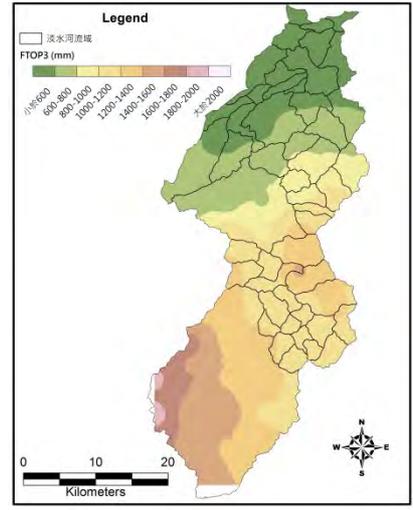
量為條件排序。由表 17 可知，經排序後，20 世紀末及 21 世紀末之前 5% 事件總共分別有 5 場及 3 場事件，前 10% 總共分別有 10 場及 6 場事件。圖 53 為前 5% 之各事件總降雨量分佈，其中，21 世紀末之降雨最大區域其中在石門水庫集水區之西側山區及支流雪霧鬧溪和卡拉溪是總降雨量較大區域，21 世紀末 TOP1 之總降雨量達 2400mm，其餘兩個事件雖總降雨量較小，仍有部分區域之總降雨量超過 2000mm。20 世紀末之極端事件總降雨量偏低，其中 PTOP2 事件之上游集水區之總降雨量均在 600mm 以下，顯示該事件的主要降雨區域集中在下游，造成平均降雨量較其他事件高，且 20 世紀末全部事件之累積降雨來看，總降雨量有較為偏低的趨勢，集水區下游區域總降雨量多未超過 600mm。從所有事件之降雨分佈可知，大漢溪及上游之石門水庫集水區之累積降雨較大區域，集中在集水區上游西側區域、以及中部雪霧鬧溪和卡拉溪等區域，且 20 世紀與 21 世紀的總降雨相比，全區均有增加的趨勢，依據計算結果，總雨量增加幅度在 2.7-1.72 倍之間。再加上，21 世紀末之前 5% 事件之降雨延時為 37-49hr，20 世紀末之事件之降雨延時為 30-40hr 區間，顯示在降雨趨勢方面，21 世紀末之颱風降雨將會有延時偏短，但總雨量增加的趨勢，因此，有可能崩塌潛勢將因而增加。



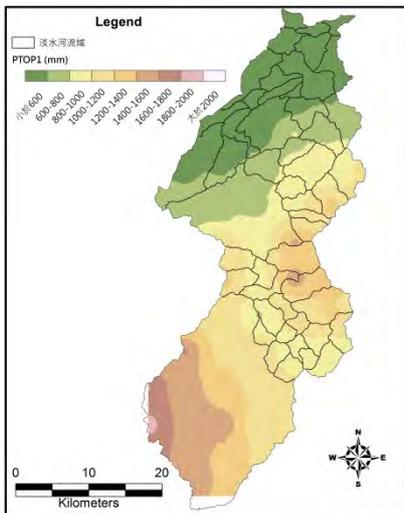
a. 21世紀末 TOP1 事件總雨量



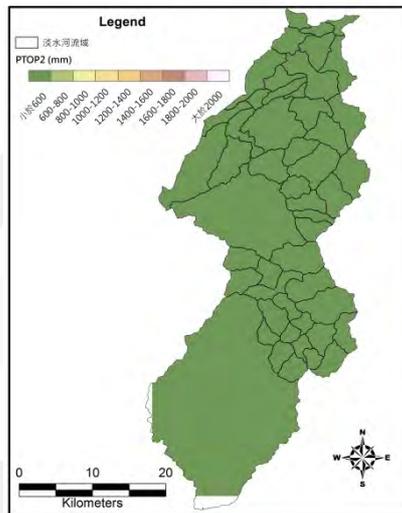
b. 21世紀末 TOP2 事件總雨量



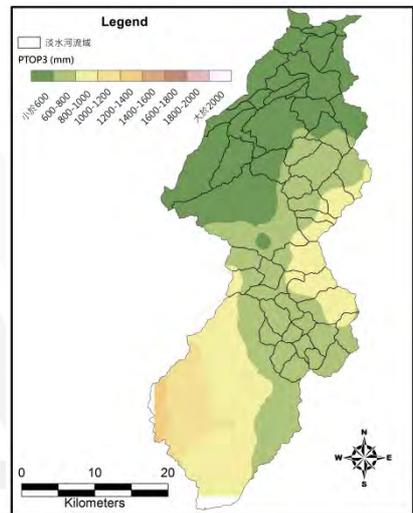
c. 21世紀末 TOP3 事件總雨量



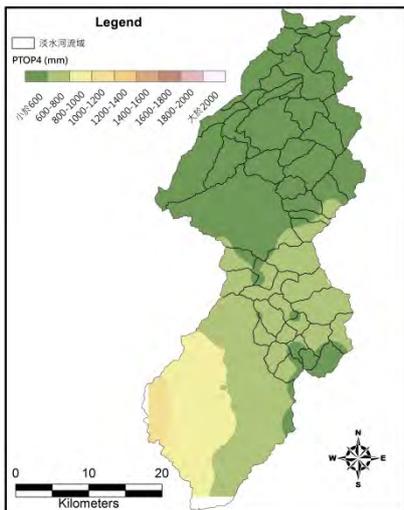
d. 20世紀末 TOP1 事件總雨量



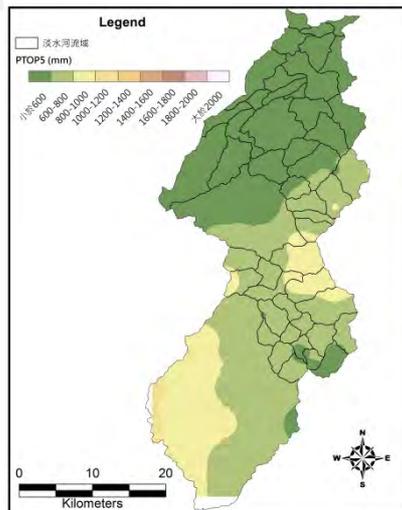
e. 20世紀末 TOP2 事件總雨量



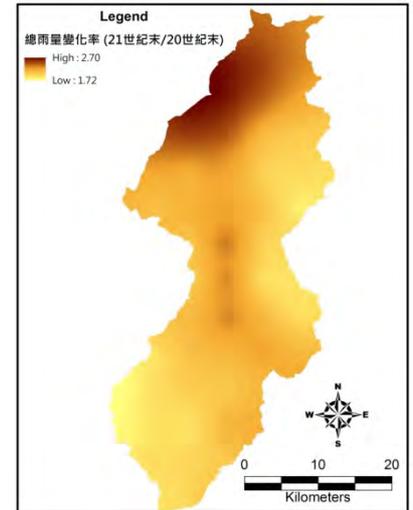
f. 20世紀末 TOP3 事件總雨量



g. 20世紀末 TOP4 事件總雨量



h. 20世紀末 TOP5 事件總雨量



i. 21世紀末與20世紀末平均降雨比值

圖 53、20 世紀末及 21 世紀末各極端事件之總降雨量分佈與總降雨量變化程度

## 7.1 經驗模式評估氣候變遷對崩塌之衝擊

根據淡水河流域在各颱風事件中平均的總雨量排序，以 20 世紀末和 21 世紀末總雨量前 10% 的颱風事件來探討氣候變遷對崩塌面積特性的影響。根據 4.2 節的降雨事件定義，本研究切割並計算 20 世紀末和 21 世紀末各颱風期間的降雨條件，包括累積降雨量、降雨延時、平均降雨強度、以及尖峰降雨強度(表 18 及表 19)。根據 4.6.1 節所建立的經驗公式推估 20 世紀末和 21 世紀末前 10% 的颱風事件，個別的崩塌面積特性，包括總崩塌面積、崩塌率、最大崩塌面積、崩塌個數(表 20)。我們可以從圖 54 看到以平均來說，石門水庫集水區從 20 世紀末到 21 世紀末，總崩塌面積會從 4.46 km<sup>2</sup> 增加到 5.64 km<sup>2</sup>，崩塌率從 0.57% 增加到 0.72%，最大崩塌面積從 5.89×10<sup>5</sup> m<sup>2</sup> 增加到 8.20×10<sup>5</sup> m<sup>2</sup>，崩塌個數從 624 個增加到 799 個。以變化率來看，總崩塌面積及崩塌率大約增加 26%，最大崩塌面積大約增加 39%，崩塌個數大約增加 28%。

表 18、石門水庫集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10% 的颱風事件之平均降雨條件

時期	颱風編號	累積雨量 (mm)	延時 (h)	平均強度 (mm/h)	尖峰強度 (mm/h)
20 世紀末	200001	1191.38	53.00	22.48	54.40
	199502	747.86	26.00	28.76	76.95
	200202	832.76	23.00	36.21	59.36
	198302	796.94	23.00	34.65	82.16
	197902	756.29	37.00	20.44	45.93
	200004	696.80	55.00	12.67	27.77
	199402	735.05	22.00	33.41	91.63
	200005	589.95	31.00	19.03	36.85
21 世紀末	209601	1154.86	30.00	38.50	97.85
	207701	1270.84	37.00	34.35	77.26
	209005	899.61	31.00	29.02	49.81
	208301	850.86	25.00	34.03	73.49

另一方面，新店溪集水區從 20 世紀末到 21 世紀末，總崩塌面積會從  $0.78 \text{ km}^2$  增加到  $1.11 \text{ km}^2$ ，崩塌率從 0.16% 增加到 0.23%，最大崩塌面積從  $1.30 \times 10^5 \text{ m}^2$  增加到  $1.84 \times 10^5 \text{ m}^2$ ，崩塌個數從 199 個增加到 282 個。以變化率來看個總崩塌面積、崩塌率、最大崩塌面積、以及崩塌個數皆約增加 42-44%。

表 19、新店溪集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10% 的颱風事件之平均降雨條件

時期	颱風編號	累積雨量 (mm)	延時 (h)	平均強度 (mm/h)	尖峰強度 (mm/h)
20 世紀 末	200001	874.01	54.00	16.19	46.87
	199502	864.05	32.00	27.00	68.71
	200202	709.10	24.00	29.55	62.36
	198302	619.80	22.00	28.17	74.07
	197902	651.93	37.00	17.62	38.93
	200004	698.07	56.00	12.47	34.56
	199402	640.69	23.00	27.86	77.71
	200005	865.02	66.00	13.11	43.10
21 世紀 末	209601	1002.38	29.00	34.56	91.05
	207701	819.97	37.00	22.16	66.72
	209005	876.73	30.00	29.22	55.05
	208301	688.80	25.00	27.55	65.61

表 20、石門水庫集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10% 的颱風事件中的崩塌面積特性

時期	颱風編號	崩塌個 數	最大崩塌面積 ( $\text{m}^2$ )	總崩塌面積 ( $\text{km}^2$ )	崩塌率 (%)
20 世紀 末	200001	902	$9.56 \times 10^5$	6.33	0.81
	199502	593	$5.47 \times 10^5$	4.25	0.55
	200202	652	$6.26 \times 10^5$	4.65	0.60
	198302	627	$5.93 \times 10^5$	4.48	0.58
	197902	599	$5.55 \times 10^5$	4.29	0.55
	200004	557	$5.00 \times 10^5$	4.01	0.52
	199402	584	$5.36 \times 10^5$	4.19	0.54
	200005	483	$4.02 \times 10^5$	3.51	0.45
21 世紀 末	209601	876	$9.22 \times 10^5$	6.16	0.79
	207701	957	$1.03 \times 10^6$	6.71	0.86
	209005	698	$6.87 \times 10^5$	4.96	0.64
	208301	665	$6.42 \times 10^5$	4.73	0.61

表 21、新店溪集水區在 20 世紀末和 21 世紀末前 10% 的颱風事件中的崩塌面積特性

時期	颱風編號	崩塌個數	最大崩塌面積 (m <sup>2</sup> )	總崩塌面積 (km <sup>2</sup> )	崩塌率 (%)
20 世紀末	200001	145	9.49×10 <sup>4</sup>	0.57	0.12
	199502	277	1.81×10 <sup>5</sup>	1.09	0.22
	200202	239	1.56×10 <sup>5</sup>	0.93	0.19
	198302	309	2.02×10 <sup>5</sup>	1.21	0.25
	197902	97	6.37×10 <sup>4</sup>	0.38	0.08
	200004	71	4.66×10 <sup>4</sup>	0.27	0.06
	199402	331	2.16×10 <sup>5</sup>	1.30	0.27
	200005	122	8.01×10 <sup>4</sup>	0.48	0.10
21 世紀末	209601	411	2.68×10 <sup>5</sup>	1.62	0.33
	207701	265	1.73×10 <sup>5</sup>	1.04	0.22
	209005	194	1.27×10 <sup>5</sup>	0.76	0.16
	208301	258	1.68×10 <sup>5</sup>	1.01	0.21

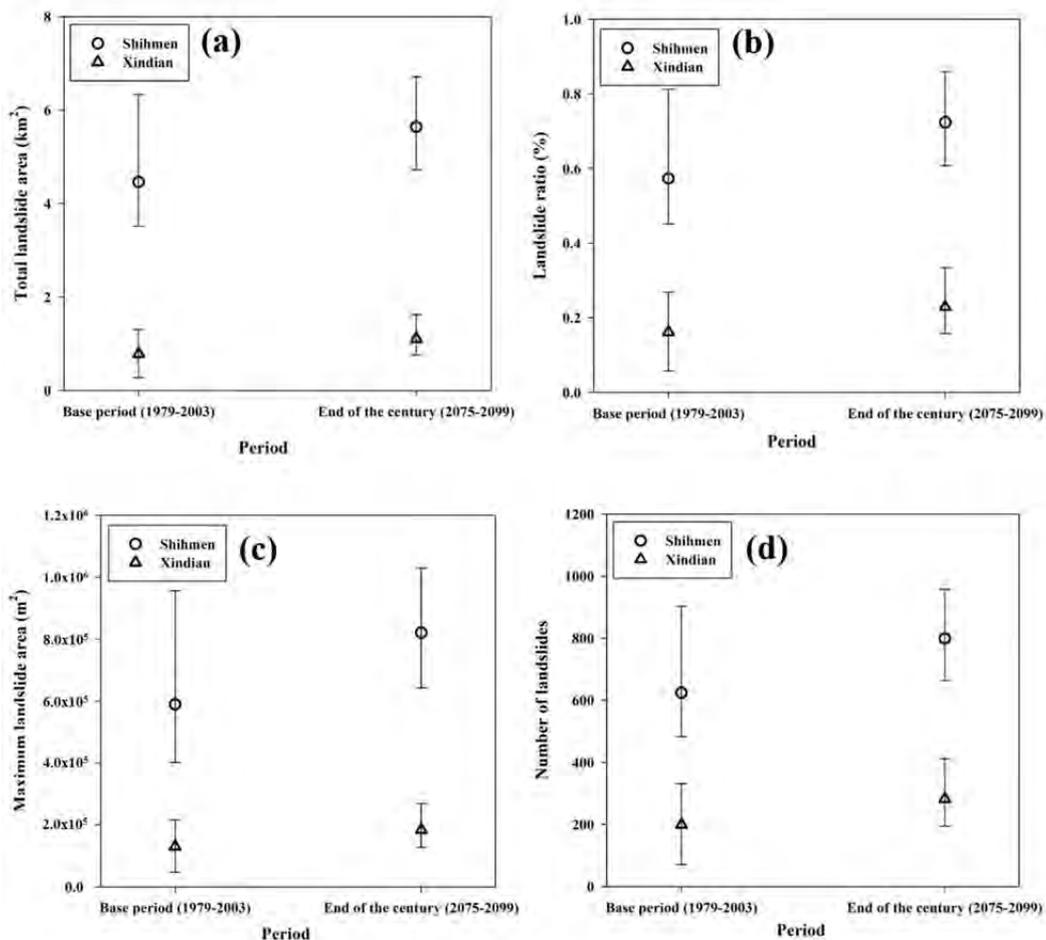


圖 54、兩集水區 20 世紀末和 21 世紀末的崩塌面積特性，包括(a)總崩塌面積、(b)崩塌率、(c)最大崩塌面積、以及(d)崩塌個數。上下界為最大及最小值，中間為圓圈及三角形為平均值

本研究也以同樣的氣候變遷情境分別計算台灣北部 20 世紀末與 21 世紀末的降雨重現期。圖 55 為以模擬現今氣候於 20 世紀末的時雨量資料計算降雨重現期的結果。此結果與觀測資料的結果(圖 27)進行比較可以發現，在平地區域雖然稍微低估降雨強度，但地形上的極端降雨空間分布則相當一致。在推估未來變化率上，我們則是用世紀末期間在暖化情境下的模擬資料，應用相同頻率分析方法得到的結果，以相對變化百分率， $(\text{未來}-\text{現在})/\text{現在}\times 100\%$  的方式呈現(圖 56)。結果顯示，在重現期 rv5 的 24 小時、48 小時、72 小時延時的降雨強度變化上，呈現西部增加 15~30%，東部減少 5~10% 的情形。在重現期 rv10、rv20、rv25、rv50 的 24 小時延時的降雨強度，空間上則有一致性的增加，僅少數位於新竹及苗栗平地區域呈現減少的情形。特別的是長延時(48 小時、72 小時)，在蘇花公路區域的降雨重現期 rv20、rv25、rv50 的計算結果，呈現降雨強度減弱 30~40% 的情況。綜合上述結果，推估未來短延時降雨強度增加的情況，不同重現期在空間上無明顯區域上的變化。一般常用的 24 小時(rx24hr)在不同重現期降雨強度，空間分布一致性的增加，而長延時(48 小時、72 小時)的重現期降雨強度也是類似的增加情形，但新竹平地、蘇花公路區域則有減少的趨勢。相關的結果與 WRF-MRI 模擬未來颱風個數減少或侵臺颱風特徵路徑改變有關。

在探討氣候變遷影響崩塌頻率的變化上，我們也呈現兩集水區在氣候變遷情境下，20 世紀末與 21 世紀末在不同重現期及降雨延時下的平均降雨強度如表 22 及表 23。我們在 4.6 節中發現，石門水庫集水區崩塌的 ID 關係趨勢線在 5 年重

現期的降雨條件之下，而新店溪集水區崩塌的 ID 關係趨勢線則在 5 至 20 年重現期的降雨條件之間。因此，我們進一步探討石門水庫集水區 5 年重現期的降雨條件以及新店溪集水區 5 年及 20 年重現期的降雨條件，從 20 世紀末到 21 世紀末的變化。石門水庫集水區 5 年重現期的降雨條件，在短延時(2 h)的平均降雨強度的變化率約增加 15%，在長延時(72 小時)的變化率則約增加 9%。新店溪集水區 5 年重現期的降雨條件，在短延時及長延時的平均降雨強度的變化率相當，平均約增加 20%，而 20 年重現期的降雨條件則從短延時(2 小時)的變化率約增加 18% 至長延時(72 小時)的變化率約增加 62%。由此結果我們可以推論，在氣候變遷的影響下，石門水庫集水區大規模崩塌發生的頻率變化不大，崩塌頻率增加則以小規模崩塌為主，相反地，新店溪集水區的崩塌發生頻率增加較為明顯，特別是大規模崩塌發生的頻率可以增加一倍以上。

表 22、石門水庫集水區 20 世紀末與 21 世紀末在不同重現期及降雨延時下的平均降雨條件

時期	重現期(年)	2h 平均強度 (mm/h)	24h 平均強度 (mm/h)	48h 平均強度 (mm/h)	72h 平均強度 (mm/h)
20 世紀末	5	51.34	15.11	9.39	7.02
	20	75.56	32.67	18.87	13.28
	25	80.37	37.25	21.29	14.75
	50	97.87	56.95	31.69	20.66
21 世紀末	5	58.87	16.84	10.36	7.62
	20	90.44	51.52	27.71	18.81
	25	96.99	62.72	32.91	21.99
	50	121.30	119.20	57.79	36.54

表 23、新店溪集水區 20 世紀末與 21 世紀末在不同重現期及降雨延時下的平均降雨條件

時期	重現期(年)	2h 平均強度	24h 平均強度	48h 平均強度	72h 平均強度
		(mm/h)	(mm/h)	(mm/h)	(mm/h)
20 世紀末	5	48.88	13.06	8.36	6.35
	20	71.03	26.16	15.13	10.62
	25	75.45	29.25	16.60	11.49
	50	91.34	41.43	22.16	14.61
21 世紀末	5	58.49	16.22	9.94	7.50
	20	83.92	39.63	21.77	17.18
	25	88.93	45.96	24.81	20.01
	50	107.18	73.33	37.67	33.70



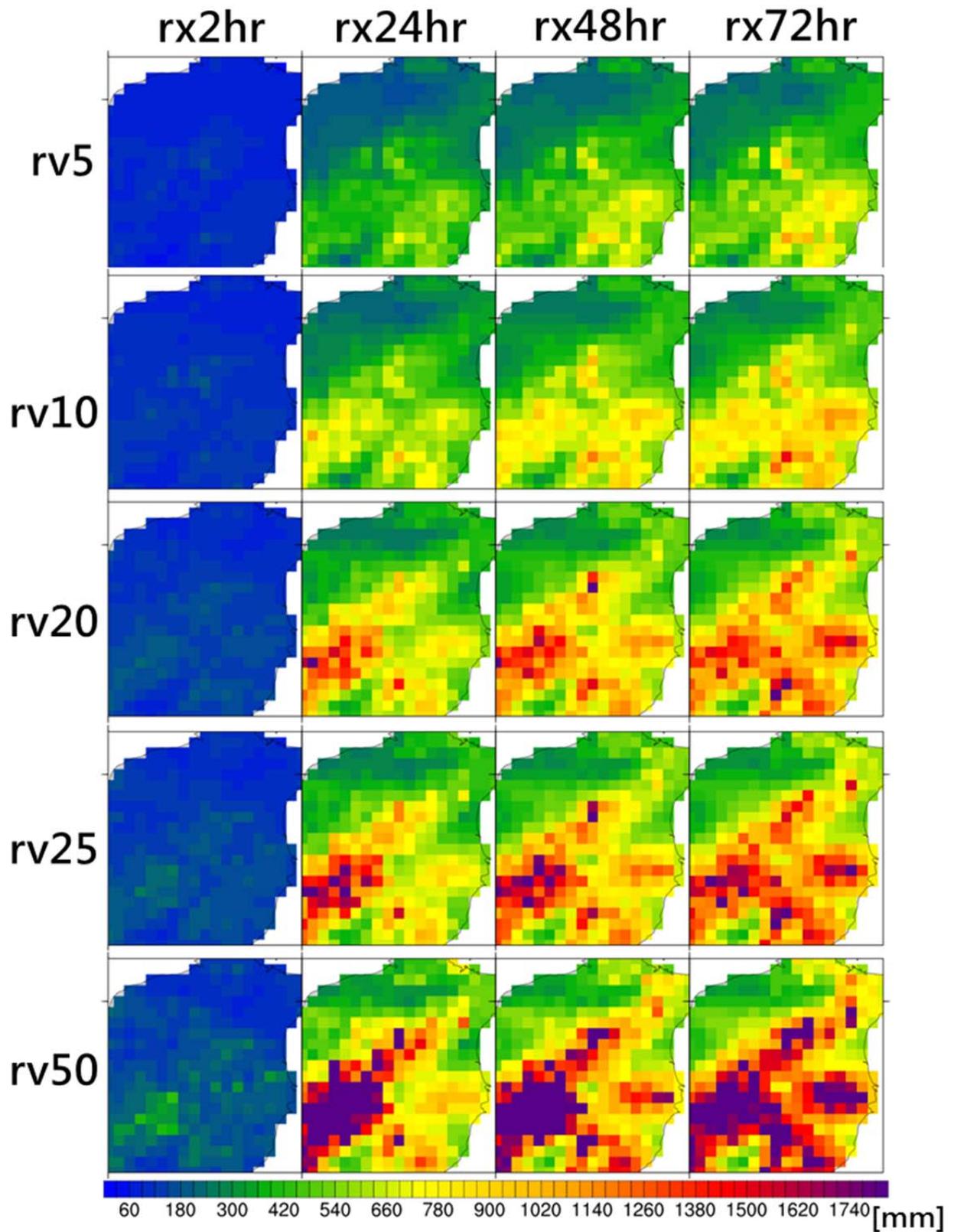


圖 55、以動力降尺度 WRF-MRI20 世紀末雨量資料，分別計算 5 年(rv5)、10 年(rv10)、20 年(rv20)、25(rv25)、50 年(rv50)重現期，4 種降雨延時下的累積降雨量重現值的結果

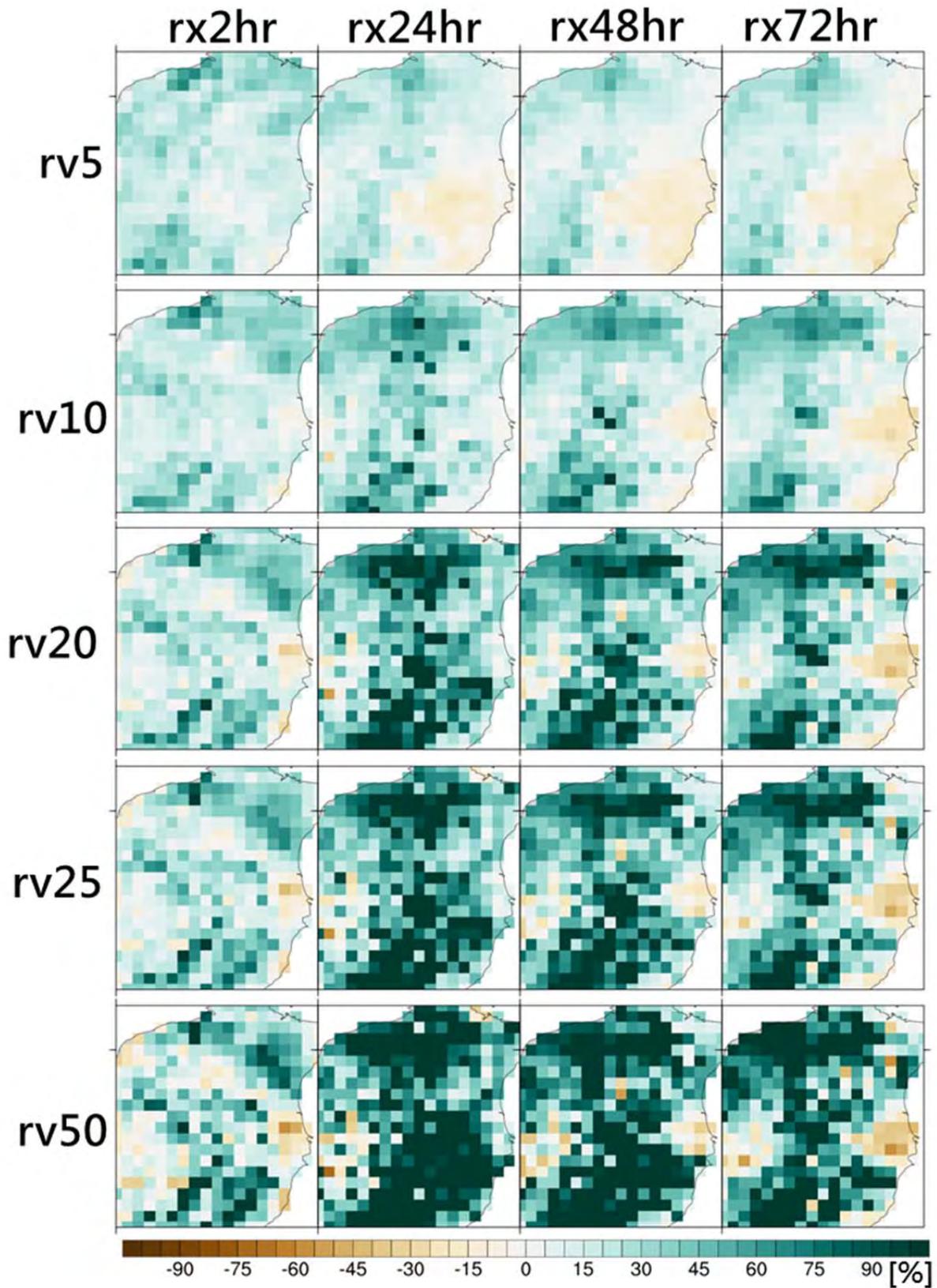


圖 56、21 世紀末相對於 20 世紀末，在 5 年(rv5)、10 年(rv10)、20 年(rv20)、25 年(rv25)、50 年(rv50)重現期，4 種降雨延時下的累積降雨量變化率

## 7.2 統計模式評估氣候變遷對崩塌之衝擊

根據氣候變遷颱風降雨事件以及排序後的順序，分別選取 20 世紀末以及 21 世紀末之前 5% 以及前 10% 事件，計算各斜坡單元的總雨量並經過正規化之後，以羅吉斯迴歸公式計算各斜坡單元的崩塌發生機率。計算後之崩塌發生機率值區間為 0-1，同樣以 0.5、0.75 分為三類後，評估各場事件的崩塌發生個數、土石流發生個數、崩塌面積、以及經轉換後推估崩塌土方量。由於氣候變遷的雨量資料產製，所代表的是 20 世紀末至 21 世紀末雨量變化的趨勢，因此，評估結果亦由兩期間的變化，來展現氣候變遷所造成的影響。

圖 57 是 20 世紀末以及 21 世紀末每個斜坡單元平均崩塌發生的頻率，其中，20 世紀末及 21 世紀末之崩塌頻率偏高處均集中在石門水庫集水區，20 世紀末之頻率為 0.668-1 次/年，顯示在每次極端事件發生之下，有 66.8% 以上機率將發生崩塌，且高頻率區域集中在石門水庫之東側及西側，沿溪流兩岸之頻率較低。21 世紀末之區域則大部分為 0.334-0.667 次/年，頻率較高處集中在石門水庫集水區之東側、泰崗溪沿岸，白石溪沿岸，秀巒聚落附近之崩塌潛勢相對來說較小。因此，將同一個斜坡單元分別在 20 世紀末以及 21 世紀末的前 5% 所有事件，統計崩塌發生次數並取平均值後，比較 20 世紀末至 21 世紀末的崩塌發生次數增減狀況（圖 58），由圖中可知，集水區內之平均崩塌次數增加處，主要發生在大漢溪上游、白石溪與泰崗溪的交界處、台 7 縣、以及石門水庫上游沿溪流之河道。

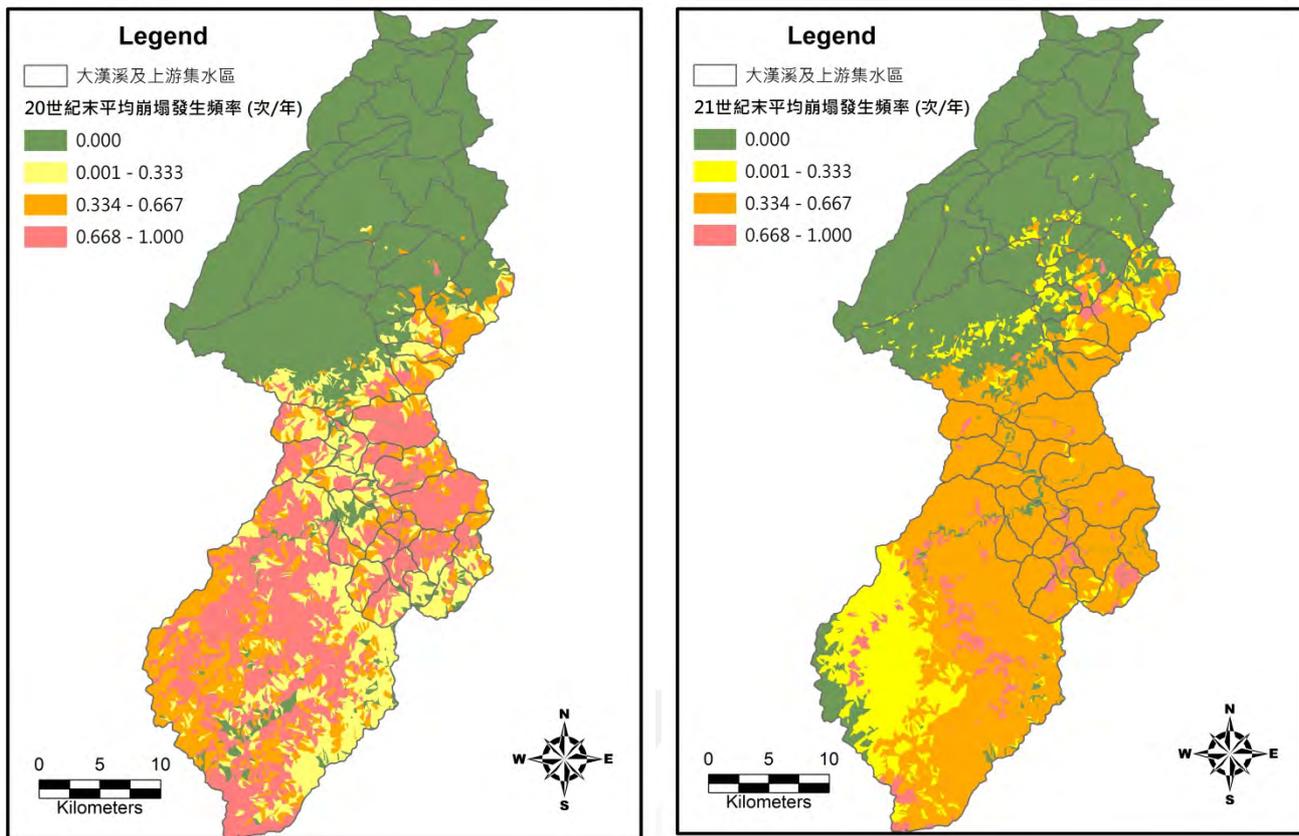


圖 57、20 世紀末及 21 世紀末崩塌發生平均次數推估結果

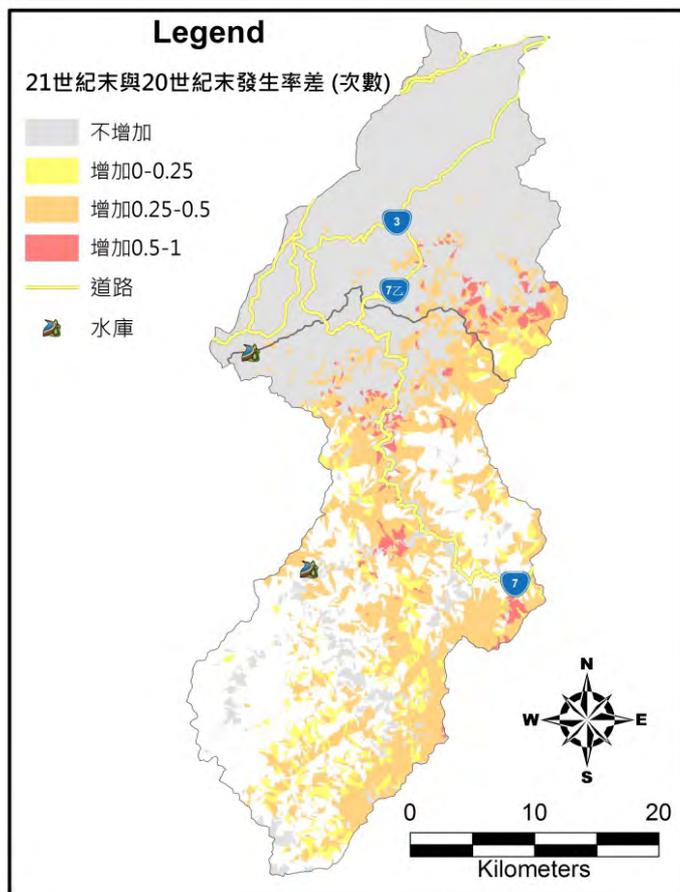


圖 58、統計模式評估氣候變遷資料之結果

圖 59 顯示 20 世紀末和 21 世紀末斜坡單元之崩塌發生頻率的統計結果，約有 40% 斜坡單元之平均次數均為 0，但 21 世紀末顯示斜坡單元之崩塌平均發生次數集中在 0.7、以及 0.4，並且以 0.7 為較多數，另一方面，20 世紀末雖然部分斜坡單元之發生頻率為 1，顯示當極端事件發生時，崩塌也會發生，但其他頻率分佈亦較平均，因此綜合比較之下，集水區之平均崩塌發生頻率為增加的趨勢。

從圖 61 的結果發現，對於因氣候變遷所造成的潛勢變化，變化較大的區域之中，沿石門水庫上游溪流區域，是目前現況崩塌潛勢較大的區域。由於溪流沿岸之土砂，對於石門水庫會造成直接影響，無論是氣候模式之資料評估結果、抑或是現況之調查結果，均顯示潛勢較大的石門水庫溪上游河道，在未來降雨集中的情境下，潛勢將有較大之增加，對於調適策略的擬定，是必須注意的區域。

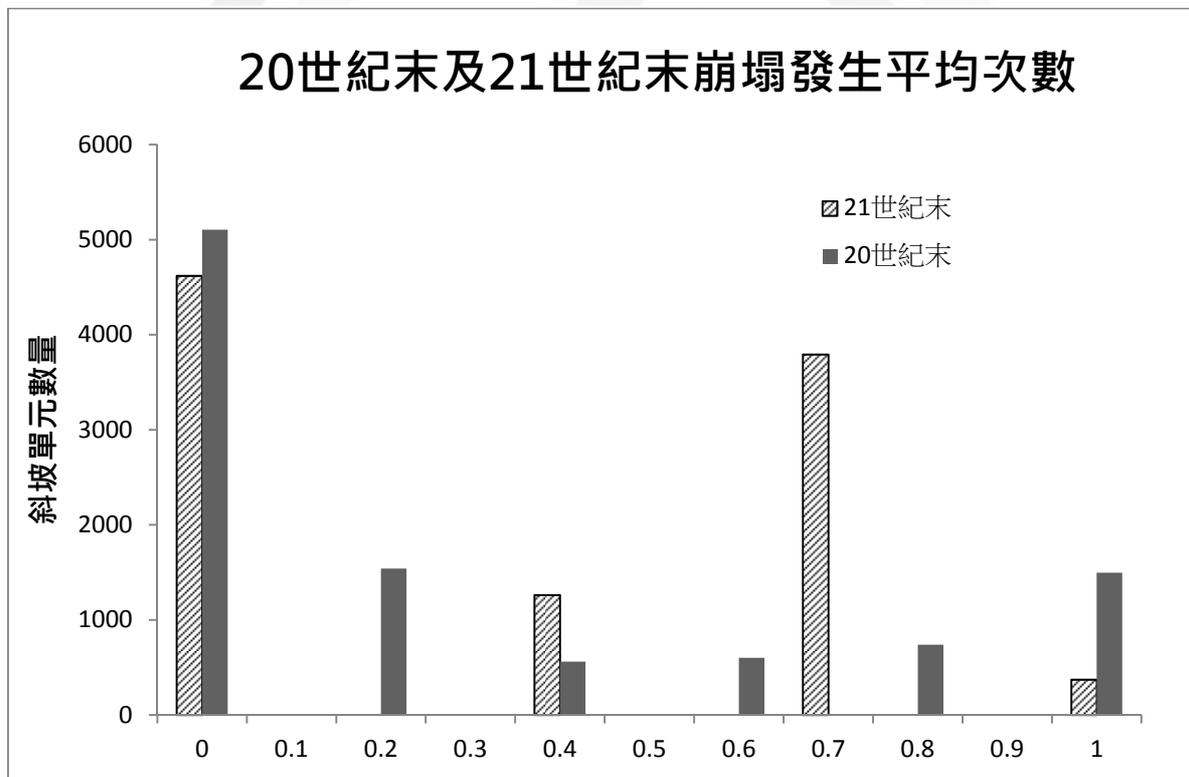


圖 59、統計模式計算之崩塌發生平均次數

### 7.3 數值模式評估氣候變遷對崩塌之衝擊

數值模式評估氣候變遷情境之崩塌衝擊變化方式，亦根據 20 世紀末以及 21 世紀末之總降雨量排序結果，選取前 5% 事件，以各事件之時雨量作為輸入資料，評估崩塌發生分佈及衝擊。由於數值模擬的評估以 40 公尺之正方形網格為單元，因此崩塌總面積為網格安全係數值小於 1 之總網格面積計算。

圖 60 分別是 20 世紀末及 21 世紀末各斜坡單元平均崩塌發生頻率，以 20 世紀末為例，以大漢溪集水區上半部之崩塌頻率偏低、集水區上游之白石溪沿岸處、和石門水庫上游溪流沿岸處之崩塌頻率較高，崩塌平均頻率均為 0.668-1.0，顯示當有極端降雨事件時，崩塌發生機率接近七成，該評估結果與現況這兩處之崩塌頻率偏高相符。然而，與現況比較結果發現，對於秀巒至巴陵之間、崩塌潛勢較大區域，卻無法從數值模擬的結果反映，是該模式的限制。21 世紀末之崩塌發生斜坡單元分佈與 20 世紀末大致相符，大部分斜坡單元的潛勢均有變高的情形發生，或是原本在 20 世紀末已是高潛勢之斜坡單元仍維持高潛勢的狀況，多維持在 0.667-1.0 區間，顯示在氣候變遷暖化的影響之下，雖然極端降雨的發生較少引發新的崩塌地，但對於原具有高潛勢之崩塌地區域，在極端降雨發生時，崩塌頻率將提升、或原發生機率高之斜坡單元仍會引發崩塌的發生。這個現象以石門水庫上游集水區較為明顯，大漢溪集水區的斜坡單元之崩塌頻率較無升高的情形發生。

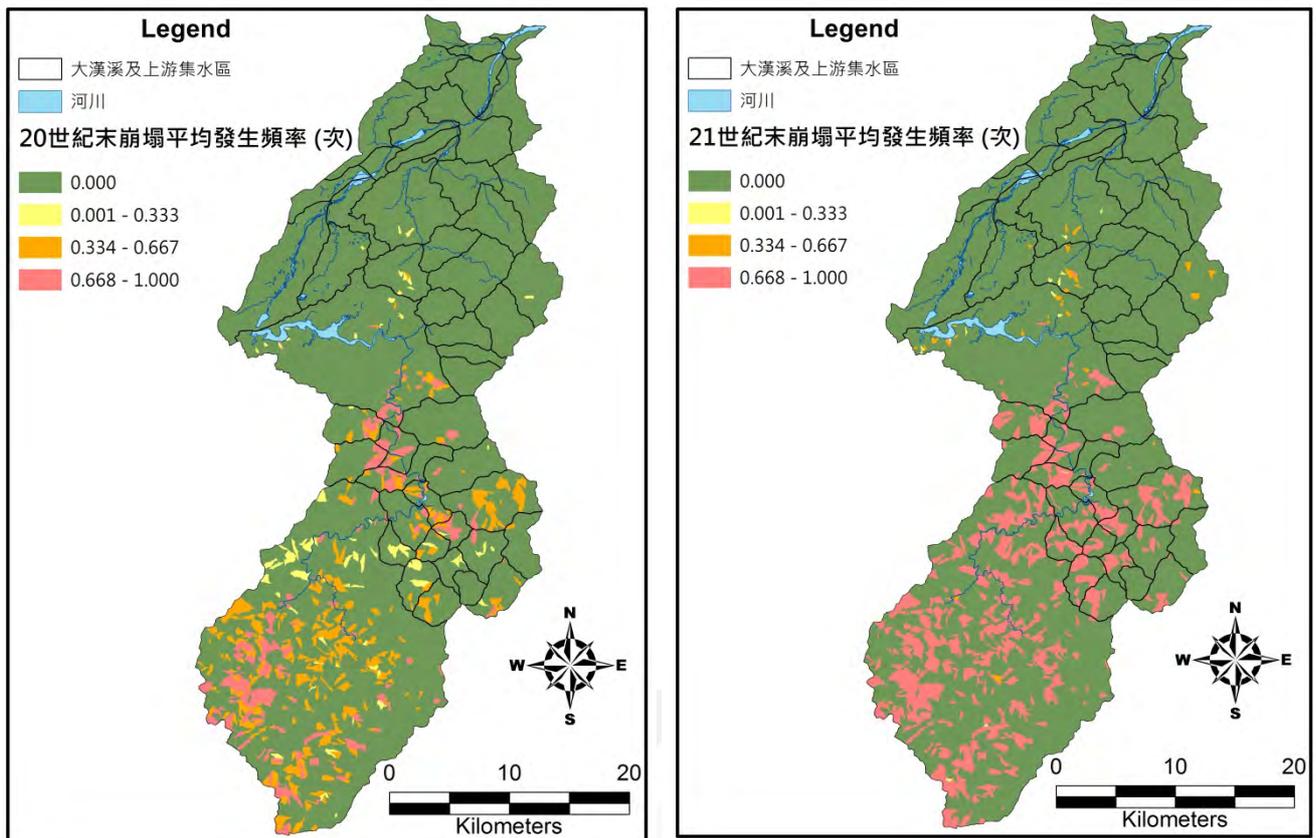


圖 60、20 世紀末及 21 世紀末崩塌發生平均次數推估結果  
 (左：20 世紀末崩塌平均發生頻率、右：21 世紀末崩塌平均發生頻率)

因此，進一步將 20 世紀末以及 21 世紀末的崩塌頻率相減，已了解崩塌頻率變化較大的區域分布，並套疊道路、聚落、水庫等圖層，以了解石門水庫集水區之崩塌衝擊情形，如圖 61 所示。圖中顯示，崩塌頻率變化最大的區域位於巴陵、武道能敢、沙崙仔等，其崩塌頻率將從 0.334-0.667 提升至 0.668-1.0，由於崩塌頻率變化較大之區域，亦直接位於上游溪流的兩岸，當極端事件引發大量土砂產生時，對於石門水庫集水區上游溪流沿岸的高義、巴陵之間區域之道路或聚落有較大的影響，土砂量的移動，亦直接影響石門水庫。

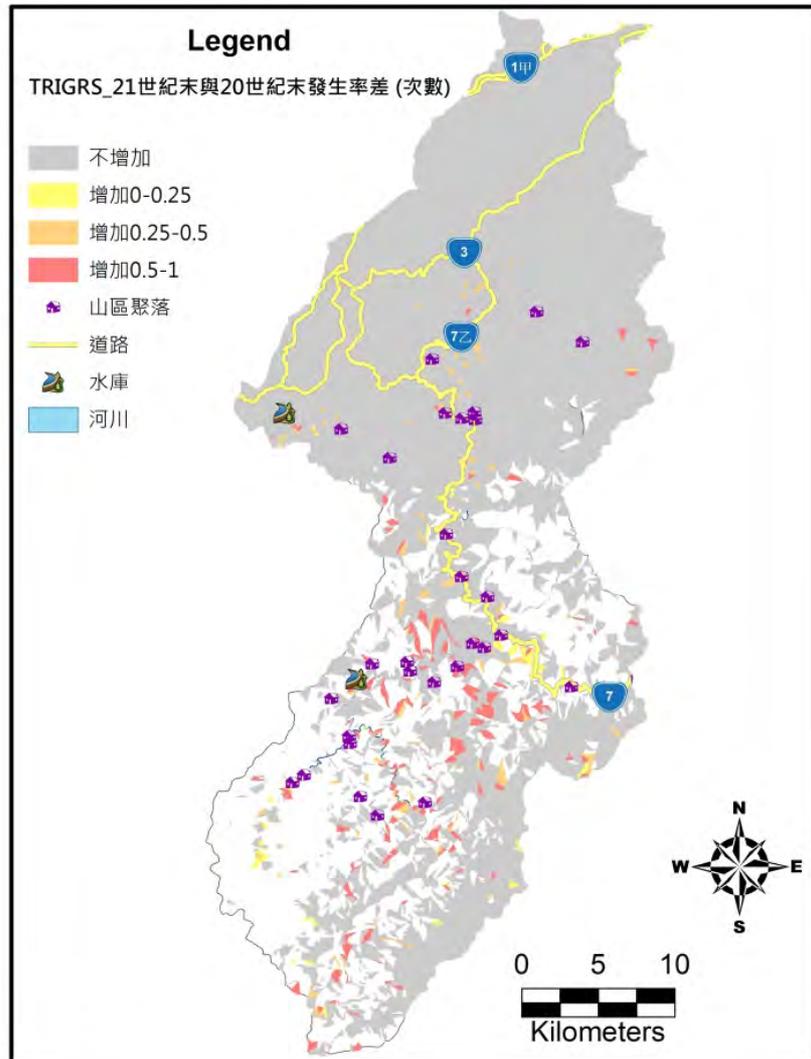


圖 61、數值模式評估氣候變遷資料之結果

從上述結果可知，不同模式因原理、模式本身限制等因素，會造成分析或結果解釋的差異，但透過不同模式工具的評估結果比較，可找出模式間的平均值，使其在描述衝擊差異時更具有說服力，因此，綜合以上經驗模式、統計模式、以及數值模式的評估結果，來了解在氣候變遷 RCP8.5 情境下，崩塌衝擊的變化之狀況。

圖 63 顯示不同評估方法評估石門水庫集水區之崩塌率、2005 年至 2015 年歷年崩塌率、以及各年度及事件之雨量變化。其中，圖右側和左側顯示三種模式分

別計算 20 世紀末以及 21 世紀末的崩塌率、以及三種模式之平均崩塌率。結果顯示，三種模式中，以統計模式所計算之平均崩塌率較高、其次為經驗模式、數值模式最低，因此，可知 20 世紀末之石門水庫集水區平均崩塌率為 0.474%。21 世紀末之評估結果，三種模式計算的崩塌率均有顯著增加，其中統計模式評估之崩塌率為 1.03%，其次為經驗模式，為 0.87%，與統計模式相差不大，數值模式為 0.406%，因此平均崩塌率為 0.769%，平均崩塌率較 20 世紀末幾乎增加 1 倍。崩塌率的增加幅度，代表在未來新增崩塌之趨勢，三個模式之中，統計模式的增加幅度最高，為 0.348，其次為數值模式，為 0.237，經驗模式最低，僅有 0.15。不同模式評估結果，統計模式之新增崩塌率最大、和經驗模式所增加的幅度，均未超過 20 世紀末評估之崩塌率，但數值模式之增加幅度大於 20 世紀末之崩塌率，代表若是

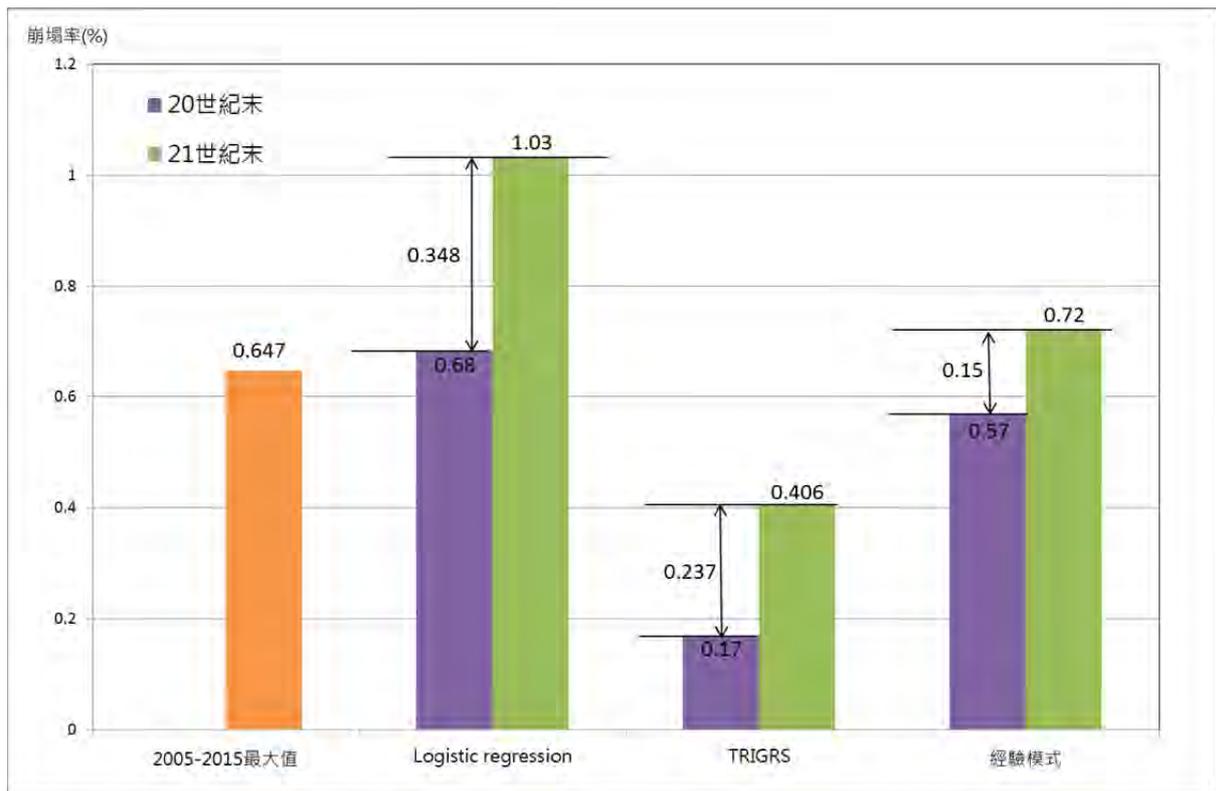


圖 62、不同評估方法之評估結果

以單一模式評估崩塌的未來變化趨勢，所得到的結論將會不同，因此，透過不同模式的評估和討論，確實可消除單一模式的不確定性，以及可能存在的誤差。

圖 59 中間部分是各年度石門水庫集水區的崩塌率，計算方式是根據林務局判釋衛星影像後繪製之全台崩塌地之計算而得。由於林務局每年判釋崩塌地所使用的圖資，為汛期之前的衛星影像資料，目前之資料年度為 2004 年至 2016 年，因此換算為崩塌率之後，可了解 2005 年至 2015 年崩塌率的變化概況。2004 年由於艾利颱風對於石門水庫集水區影響相當大，由水保局在颱風後所判釋之崩塌地分布計算，在災後之崩塌率可達 0.806%。2005 年至 2014 年雖有部分較大規模颱風事件或豪雨的發生，但事件造成雨量型態、以及雨量分布的不同，對於集水區的崩塌發生亦造成很大的差異，從實際崩塌計算結果可知，該期間之崩塌率均在

0.1% 以下。2015 年因蘇迪勒颱風之降雨，集中在蘭陽溪、南勢溪、以及大漢溪等集水區，使得崩塌率升高至 0.171%。因此，從歷年實際平均崩塌率可以了解，除了較為極端的事件之外，其餘事件在沒有極端事件的影響之下，崩塌率偏低，並且與 20 世紀末之所評估的平均崩塌率相比亦較低。

綜合以上所述，從現有資料可了解，颱風事件之總降雨量對於崩塌發生有直接關聯性，像艾利颱風之極端事件，所造成的崩塌率幾乎可達到 1%。在 20 世紀末的颱風降雨事件之中，雖有少數事件降雨量較大，但對石門水庫集水區上游所造成的平均崩塌率約為 0.474%，21 世紀末所選取的前 5% 颱風事件，每一場的總降雨量分布均超過或與艾利颱風之雨量規模相同，使得崩塌發生機率大幅提升，並反映在集水區整體的平均崩塌率變化上。另外，除了總降雨量的大幅提升之外，20 世紀末與 21 世紀末的降雨比值（圖 53 (i)），可看出降雨的趨勢變化，集水區現況崩塌潛勢較高區域，是降雨增加幅度較高之處，總降雨量比值最大可達 2 倍。也就是說，高崩塌潛勢區域之降雨增加幅度亦較高的情況下，崩塌潛勢的未來變化之提升，與其他區域相比將可能更高。

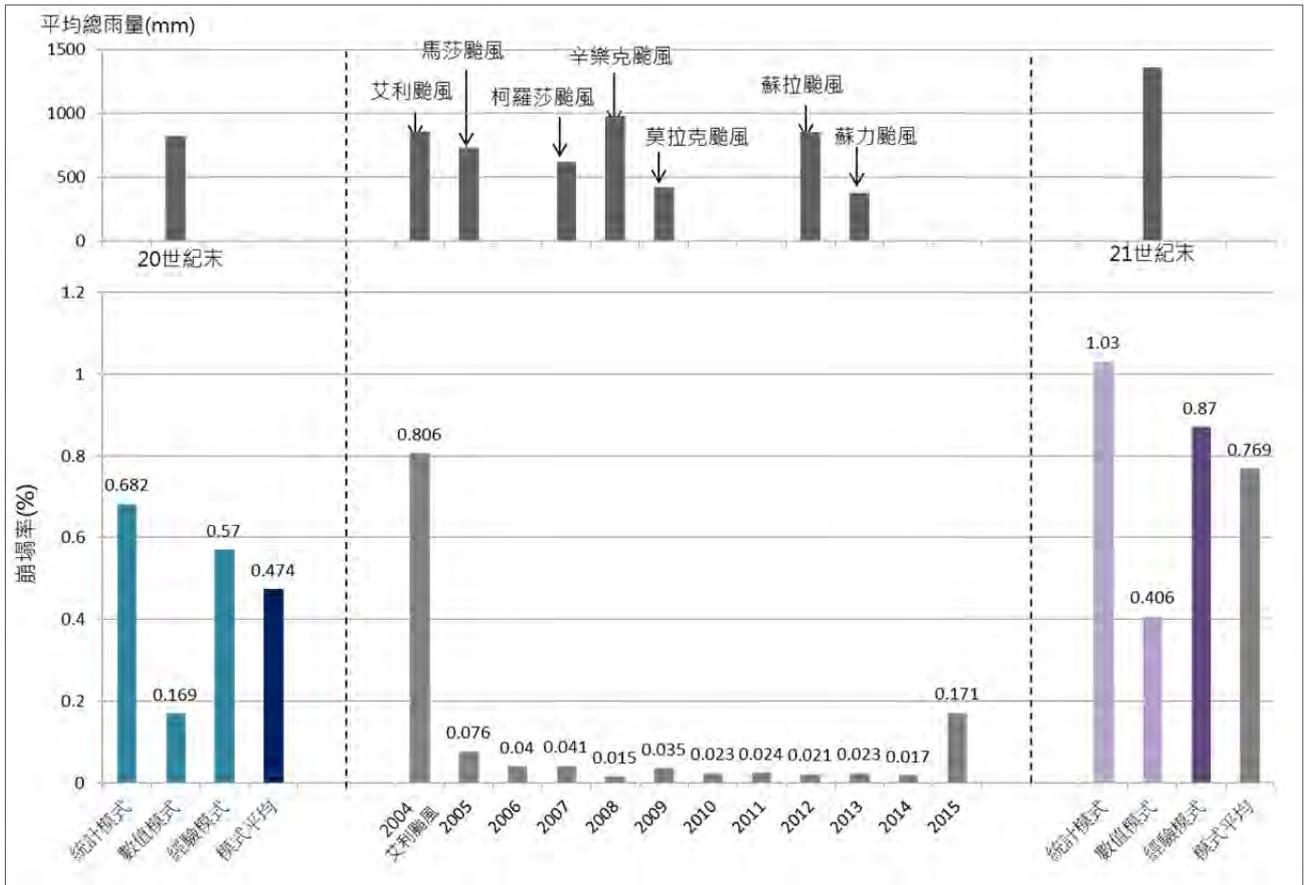


圖 63、不同方法評估之崩塌衝擊改變率

#### 7.4 小結

本節結合前三章所建立的經驗模式、統計模式、以及數值模式等評估模式，以氣候變遷暖化情境下的颱風事件，所產製的雨量資料作為輸入值，探討 20 世紀末以及 21 世紀末的崩塌潛勢及衝擊變化。首先，從 20 世紀末以及 21 世紀末的颱風事件來看，事件延時的差異變化不大，但總降雨量有顯著變化，其中，降雨變化最大的區域，集中在石門水庫集水區的中央，是沿石門水庫上游主要溪流流經的區域，在 21 世紀末最大增加幅度可達 2 倍。

以總降雨量排序選取極端事件後，透過經驗模式、統計模式、或是數值模式評估石門水庫集水區的崩塌率變化，評估結果發現無論是採取哪種方法評估，崩

塌潛勢和可能衝擊將大幅增加，但因所選取的評估方法不同，對於未來崩塌衝擊的討論也將大大不同。由統計模式探討結果，崩塌率增加約 30%、由數值模式探討，崩塌率將較現在增加兩倍、由經驗模式探討，崩塌率增加幅度不大，因此透過不同模式的綜合討論，可降低僅由單一模式探討可能出現之誤差。

在暖化情境下，崩塌率將由 0.474% 增加至 0.769%，增加的主要原因，是 21 世紀末之極端事件的每場及平均總降雨量，均較 20 世紀末事件高，且降雨的區域分布，集中在崩塌潛勢較高之處，使得崩塌發生的區域分布，集中在原本崩塌潛勢較高之處，因崩塌增加所衍生的大量土砂，亦有可能成為後續衝擊的來源。因此，除了崩塌潛勢的變化，未來土砂生產對於整體集水區、石門水庫庫區庫容的減少、或是下游區域的衝擊，皆是在暖化情境下需進一步探討的重點。

## 結論

本研究透過不同模式的方法建立與分析，探討氣候變遷 RCP8.5 情境下，因降雨特性改變所造成的崩塌衝擊變化，以及對集水區可能造成的衝擊。重點結論如下：

1. 從歷史災害紀錄、崩塌目錄、以及現地勘查結果顯示，雖然近年來少有較為極端的颱風降雨事件，使得石門水庫集水區上游無重大崩塌災害發生。然而，崩塌潛勢仍然偏高，主要崩塌地在少數豪雨事件後重複發生，造成多處沿河道或道路分布之崩塌地有擴大情形，野溪內亦有豐富土石料源堆積。此外，多處治山防洪措施之設置時間較早，部分需進行補強。這些特徵說明石門水庫集水區的崩塌潛勢高，在極端事件下可能造成大量土石，並對水庫有直接影響。

2. 本研究以經驗模式評估方式建立集水區的平均降雨條件與崩塌面積特性的關係，進而推估氣候變遷情境下的崩塌面積特性。另外，也利用降雨重現期及重現值的方法，分析集水區崩塌發生的頻率以及在氣候變遷情境下的變化情形。綜合以上結果，我們可以根據不同的地形條件歸納出以下兩種類型。地勢較為高聳陡峭的區域，相對容易發生崩塌，累積降雨量會是控制崩塌面積特性的主要參數，而土壤含水量及地下水位的高低將會決定崩塌規模的大小。另一方面，地勢較為平緩的區域，較不易發生崩塌，降雨強度會是控制崩塌面積特性的主要參數，而地表物質的沖刷量多寡將會取決於降雨強度的大小。另外，由於氣候變遷下強

烈颱風出現的機率增加以及颱風期間的降雨強度增強，現今較不易發生崩塌的區域，無論是崩塌地面積特性或崩塌發生頻率的增加幅度都相對較大。

3. 本研究採用羅吉斯迴歸作為統計模式評估的主要工具。透過歷史崩塌資料與地文資料分析得知，大漢溪及其上游集水區之崩塌分布與誘發，與高程、坡度、坡向、地質組成、水系、土地利用、與雨量等因子有關。模式建立過程，導入地理相關性分析過程，可提升評估結果之正確度，評估結果可知，主要崩塌潛勢較高處，集中在大漢溪上游溪流沿線、集水區分水嶺處之品田山、大小霸尖山、以及台 7 線沿線之處。

4. 數值模式的評估是以 TRIGRS，透過土壤參數的設定以及地形資料的建置進行，以事件時雨量的變化反應崩塌潛勢的變化。主要土壤參數的設定是結合集水區範圍內不同岩性特性和崩塌率，將土壤參數進行不同方式分級，以使評估模式在校驗過程可獲得較佳結果。評估結果顯示，崩塌潛勢較高單元集中在巴陵至秀巒之間的多山區域，主要溪流是泰崗溪之上游區域。

5. 綜合不同評估模式的分析結果，無論是經驗模式、統計模式、以及數值模式，皆可發現在暖化情境的影響之下，21 世紀末的崩塌率將較 20 世紀末高，平均崩塌率由 0.474% 增加至 0.769%，不同模式的增加幅度介於 0.15 與 0.348 之間。藉由不同模式的崩塌評估結果，除了可降低以往透過單一模式評估之可能隱含之誤差以外，亦藉由不同模式對崩塌高潛勢區域之結果，歸納出不同情境的高

潛勢區域，作為後續風險評估及調適策略探討的參考。

6. 由不同模式所探討的崩塌率與雨量變化的區域分布，發現崩塌率增加的主要原因，除了事件總降雨量增加之外，降雨增加幅度較大區域集中在現況崩塌潛勢較高區域，亦是重要的原因之一。由於崩塌率增加趨勢較大的主要區域之一，為上游集水區沿溪流分布之斜坡單元，顯示直接影響溪流之土砂量，亦有大幅增加的趨勢。顯示暖化情境對於石門水庫上游集水區的主要衝擊與影響，為沿溪流的聚落、道路、以及石門水庫庫區，在考量調適策略時，需強化崩塌發生以及土砂量的增加等因應對策。





## 參考文獻

- 中央地質調查所，2010，易淹水地區上游集水區地質調查成果應用研究計畫，經濟部中央地質調查所。
- 尹立中、劉哲欣、吳亭燁，2013，降雨引致淺層崩塌物理模式分析尺度探討-以高屏溪美輪山子集水區為例，社團法人中華水土保持學會 102 年度年會
- 水土保持局，2006-2017，重大災害事件，農委會水土保持局
- 水土保持局，2013，氣候變遷下坡地災害潛勢評估及調適策略制定之研究，農委會水土保持局。
- 水利署，2013，高屏溪流域因應氣候變遷防洪及土砂更新研究，經濟部水利署。
- 朱怡婷、徐美玲，2007，玉峰集水區颱風事件河川流量和懸移質濃度關係之研究，地理學報 49：1-22
- 江陽聖、陳錕山、梁隆鑫、王志添，2007，以 SPOT 影像及數值地形模型推估集水區泥砂產量，航測及遙測學刊，12(4): 447-456
- 吳俊鉉、陳樹群，2004，崩塌潛勢預測方法於台灣適用性之初探，中華水土保持學報，36(4): 295-306
- 吳俊鉉，2014，以崩塌率為依據建構邏輯式回歸崩塌潛勢評估模式，中華水土保持學報，45(4): 257-265
- 李昫軒，2010，集水區泥砂運移概念模式探討分析，交通大學碩士論文。
- 李昫谷、蔡宗賢、李鴻源、陳毅青、邱昱嘉，2012，石門水庫上游白石溪集水區

蝕溝產砂量推估之研究，農業工程學報，58(2): 82-97

李錫堤、費立沅，2011，山崩災害分析與廣域製圖，地工技術，129: 67-76

林俊全，2008，石門水庫集水區原住民地區資源利用與永續發展之研究—石門水庫集水區原住民保留地土砂災害之研究(I)，國科會專題研究報告 (NSC 97-2621-M-002-025)

林俊全，2009，石門水庫集水區原住民地區資源利用與永續發展之研究—石門水庫集水區原住民保留地土砂災害之研究(II)，國科會專題研究報告 (NSC 98-2621-M-002-025)

林務局，2013-2014，運用光學衛星影像於全島崩塌地判釋與災害分析，農業委員會林務局。

科技部，2013，臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置 (1/3) 年度成果報告書，計畫編號：MOST102-2621-M-492-001

科技部，2014，臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置 (2/3) 年度成果報告書，計畫編號：MOST103-2621-M-865-001。

科技部，2015，臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置(3/3) 年度成果報告書，計畫編號：MOST104-2621-M-865-001。

施虹如、吳亭燁、蘇元風、劉哲欣、李欣輯、陳永明、張志新，2015，極端降雨事件下淺層崩塌潛勢衝擊評估分析，工程環境會刊，34: 77-96

許振崑、蕭震洋、林柏勳、陳俊愷、張玉堉、張綸織、李贇贊，2013，石門水庫

集水區國有林班地土砂整治成效評估，中興工程。V120: 23-31。

陳曉琪、林家榮、劉昌文，2006，石門水庫集水區崩塌區位與土地利用相關性之探討，林業研究季刊 28(2)：79-92

陳樹群、賴益成、王晉倫，2007，石門水庫集水區泥砂治理之成效評估，中華水土保持學報，38(2):173-184。

陳正達、朱容練、許晃雄、盧孟明、隋中興、周佳、翁叔平、陳昭銘、林傳堯、鄭兆尊、吳宜昭、卓盈旻、陳重功、張雅茹、林士堯、林修立、童裕翔、楊承道，2014，台灣氣候變遷推估研究，大氣科學，42(3): 207-252。

陳則佑，2011，應用點估法與 TRIGRS 程式分析奧萬大道路邊坡之破壞機率，國立中興大學水土保持學系，碩士論文。

陳韻如、林修立、陳正達、陳永明，2016，氣候變遷下不同暖化情境差異比較，災害防救電子報，132 期。

鄒年喬，2010，石門水庫集水區之降雨特性對崩塌及輸砂量的關係，台灣大學碩士論文。

歐陽元淳，2003，水庫集水區土壤沖蝕之研究—以石門、翡翠水庫為例，國立臺灣大學地理環境資源研究所碩士論文

袁承偉，2007，石門水庫集水區的山崩與輸砂量在不同颱風事件中之相對應關係，台灣大學碩士論文。

趙倬群，2004，石門水庫集水區崩塌土砂產量推估之研究，台灣大學碩士論文。

- 賴世偉，2007，不安定指數法應用於石門水庫集水區崩塌潛感分析之研究，中興大學碩士論文。
- 國家災害防救科技中心，2005，石門水庫土砂災害問題分析，國家災害防救科技中心
- 國家災害防救科技中心，2012，100 年坡地土砂災害衝擊評估，國家災害防救科技中心技術報告，NCDR 100-T36
- 黃信誠，2000，空間統計簡介，自然科學簡訊，12(3): 101-104
- 農業委員會水土保持局，石門水庫集水區山坡地水土保持重點治理調查分析與對策，國立中興大學，2005-2006
- 蔡光榮、謝正倫、周士傑、曾皇銘、陳昆廷，2010，類神經網路分析法應用於高雄壽山坡地社區邊坡崩塌潛感區之劃定，台灣礦業，62(3): 35-42
- 鄭兆尊、林宜穎、陳淡容，2016，臺灣地區氣候變遷推估—多組 MRI-AGCM 氣候推估的動力降尺度，國家災害防救科技中心技術報告，NCDR 105-T29。
- 蘇苗彬、陳毅輝、方俊傑，2009，應用不安定指數法於坡地崩塌之潛勢分析，水土保持技術，4(1): 9-23
- 蘇元風、劉俊志、鄭兆尊、鬼頭昭雄，2014，以動力降尺度資料評估氣候變遷下颱風降雨事件特性變異，農業工程學報，60(4)，48-60。
- 譚志豪、陳憶璇、冀樹勇，2009，以定率法評估集水區山崩臨界雨量，中興工程季刊，105，5-16。

- Aleotti, P., 2004, A warning system for rainfall-induced shallow failures, *Engineering Geology*, 73: 247-265
- Anselin, L., 1995, Local indicators of spatial association –LISA, *Geographical Analysis*, 27(2), 93-115.
- Ardizzone, F., Cardinali, M., Carrara, A., Guzzetti, F., and Reichenbach, P., 2002, Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2, 3–14.
- Atkinson, P.M. and Massari, R., 1998, Generalised linear modelling of susceptibility to landsliding in the Central Apennines, Italy, *Comp. Geosci.*, 24, 373–385.
- Ayalew, L. and Yamagishi, H., 2005, The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the KakudaYahiko Mountains, Central Japan, *Geomorphology*, 65, 15–31.
- Beguera, S. and Lorente, A., 2002, Damocles. Debrisfall assessment in mountain catchments for local end-users, Tech. rep., Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza.
- Brenning, A., 2005, Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5 (6), 853-862.
- Baum, R.L., Savage, W.Z., and Godt, J.W., 2008, TRIGRS - A fortran program for transient rainfall infiltration and grid - based regional slope-stability analysis, Version 2.0. USGS Open File Report 08-1159
- Brunetti, M.T., Peruccacci, S., Rossi, M, Luciani, S, Valigi, D, and Guzzetti, F, 2010, Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 447-458
- Caine, N, 1980, The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows, *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 23-27.
- Carrara, A., Cardinali, M., and Guzzetti, F., 1992, Uncertainty in assessing landslide hazard and risk, *ICT journal, The Netherlands*, 2:172-183.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., and Reichenbach, P., 1995, GIS technology in mapping landslide hazard, *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, 135-175
- Chang, C.W., Lin, P.S., and Tsai, C.L., 2011, Estimation of sediment volume of debris flow caused by extreme rainfall in Taiwan, *Engineering Geology*, 123: 83-90
- Chen, C.W., Saito, H., and Oguchi, T, 2015, Rainfall intensity–duration conditions for mass movements in Taiwan, *Progress in Earth and Planetary Science*, 2: 14
- Chen, C.Y., Chen, T.C., Yu, F.C., and Lin, S.C., 2005, Analysis of time-varying rainfall induced landslide, *Environmental Geology*, 48(4-5), 466-479.

- Chen, C.W., Oguchi, T., Hayakawa, Y.S., Saito, H., and Chen, H., 2017, Relationship between landslide size and rainfall conditions in Taiwan, *Landslides*, 14: 1235-1240
- Chi, K.H., Park, N.W., and Chung, C.F., 2002, Fuzzy logic integration for landslide hazard mapping using spatial data from Boeun, Korea, in *Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications*, Ottawa.
- Chou, H.T., Lee, C.F., and Lo, C.M., 2017, The formation and evolution of a coastal alluvial fan in eastern Taiwan caused by rainfall-induced landslides, *Landslides*, 14: 109-122
- Chang, K.T., Chiang S.H., and Lei, F., 2008, Analysing the relationship between typhoon-triggered landslides and critical rainfall conditions
- Chang, K.T., Chiang S.H., and Hsu, M.L., 2007, Modeling typhoon- and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression, *Geomorphology*, 89:335-347.
- Chang, K.T. and Chiang S.H., 2009, An integrated model for predicting rainfall-induced landslides, *Geomorphology*, 105: 366-373.
- Chung, C.F., Kojima, H., and Fabbri, A.G., 2002, Stability analysis of prediction models for landslide hazard mapping, in *Allison*, 3–19.
- Chen, S.C. and Wu, C.Y., 2016, Annual landslide risk and effectiveness of risk reduction measures in Shihman watershed, Taiwan, *Landslides*, 13: 551-563.
- Dahal, R.K., and Hasegawa, S, 2008, Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya, *Geomorphology*, 100: 429-443
- Dai, F.C., and Lee, C.F., 2001, Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS Lantau Island, Hong Kong, *Geomorphology*, 42: 213-228
- DePaolo, D.J., 2001, Deep drillig into a hawaiian volcano, *EOS* 82 (13): 149, 154-155.
- Emanuel, K, 2005, Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, 436: 686-688
- Gao, L., Zhang, L., and Lu, M., 2017, Characterizing the spatial variations and correlations of large rainstorms for landslide study, *Hydrology Earth System Sciences*, 21, 4573-4589.
- Getis, A., and Ord, J.K., 1992, The analysis of spatial association by use of distance statistics, *Geographical Analysis*, 24(3), 189-206.
- Gioia, E., Speranza, G., Ferretti, M., Godt, J.W., Baum, R.L., Marincioni, F., 2014, Using the TRIGRS model to predict rainfall-induced shallow landslides over large areas, *EGU General Assembly 2014*, 27 April - 2 May, 2014 in Vienna, Austria
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., and Reichenbach, P., 1999, Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale

- study, Central Italy, *Geomorphology*, 31 (1-4): 181-216.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., and Stark, C., 2007, Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe, *Meteorol Atmos Phys* 98: 239-267
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., and Stark, C., 2008, The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update, *Landslides* 5: 3-17
- Hutchinson, J.N., 1995, Landslide hazard assessment, *Landslides*, Balkema, Rotterdam, 1805-1841
- Iverson, R.M., 2000, Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research*, 36(7): 1897-1910.
- Jan, C.D., Hsu, Y.C., Wang, J.S., and Huang, W.S., 2011, Debris flows and landslides caused by typhoon Morakot in Taiwan, *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 675-683
- Jonathan, W.G., Baum, R.L., and Chleborad, A.F., 2006, Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA, *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(1): 97-110
- Kharin, V.V., and Zwiers, F.W., 2005, Estimating extremes in transient climate change simulations, *Journal of Climate*, 18: 1156-1173
- Lan, H., Zhou, C., Lee, C.F., Wang, S., and Wu, F., 2003, Rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure, *Science in China Ser. E Technological Science*, 46: 52-68
- Larsen, M.C., 2001, Evaluation of temporal and spatial factors that control the susceptibility to rainfall-triggered landslides, *Coping with flash floods*, 277-288
- Legendre, P., and Fortin, M.J., 1989, Spatial pattern and ecological analysis, *Vegetatio*, 80, 107-138.
- Liao Z., Hong Y., Kirschbaum D., Adler R.F., Gourley J.J., and Wooten, R., 2011, Evaluation of TRIGRS (transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis)'s predictive skill for hurricane-triggered landslides: a case study in Macon County, North Carolina. *Nat Hazards*. 58:325339.
- Lin, G.W., Chen, H., Petley, D.N., Horng, M.J., Wu, S.J., and Chuang, B., 2011, Impact of rainstorm-triggered landslides on high turbidity in a mountain reservoir, *Engineering Geology*, 117: 97-103
- Lin, S.C., Ke, M.C., and Lo, C.M., 2017, Evolution of landslide hotspots in Taiwan, *Landslides*, 14(4): 1491-1501
- Liu, S.H., Lin, C.W., and Tseng, C.M., 2013, A statistical model for the impact of the 1999 Chi-Chi earthquake on the subsequent rainfall-induced landslides, *Engineering geology*, 156: 11-19

- Mandal, S., and Maiti, R., 2014, Semi-quantitative approaches for landslide assessment and prediction, ISBN: 978-981-287-145-9, Springer, New York, USA
- Ohlmacher, G.C. and Davis, J. C., 2003, Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA, *Engineering Geology*, 69, 331–343, 2003.
- Ozdemir, A. and Altural, T., 2013, A comparative study of frequency ratio, weights of evidence and logistic regression methods for landslide susceptibility mapping: Sultan Mountains, SW Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 64, 180-197.
- Saito, H., Nakayama, D., and Matsuyama, H., 2010, Relationship between the initiation of a shallow landslide and rainfall intensity–duration thresholds in Japan, *Geomorphology*, 118: 167-175
- Santacana, N., Baeza, B., Corominas, J., de Paz, A., and Marturia, J., 2003, A GIS-based multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in La Pobla de Lillet area (Eastern Pyrenees, Spain), *Nat. Haz.*, 30, 281–295
- Shahabi, H., Khezri, S., Ahmad, B. B. and Hashim, M., 2014, Landslide susceptibility mapping at central Zab basin, Iran: A comparison between analytical hierarchy process, frequency ratio and logistic regression models, *Catena*. 115, 55–70
- Shou, K.J., Hong, C.Y., Wu, C.C., Hsu, H.Y., Fei, L.Y., Lee, J.F., and Wei, C.Y., 2011, Spatial and temporal analysis of landslides in Central Taiwan after 1999 Chi-Chi earthquake, *Engineering geology*, 123: 122-128
- Tchakerian, V.P., and Lancaster, N., 2002, Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and western Great Basin of North America: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 799–810, doi:10.1016/S0277-3791 (01)00128-7
- Tu, J.Y., Chou, C., and Chu, P.S., 2009, The abrupt shift of typhoon activity in the vicinity of Taiwan and its association with western North Pacific–East Asian climate change, *Journal of Climate*, 22: 3617-3628
- Uchiogi, T, 1971, Landslides due to one continual rainfall, *Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering*, 23: 21-34 (in Japanese)
- van Westen, C.J., Rengers, N., and Soeters, R., 2003, Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment, *Nat. Haz.*, 30, 399–419.
- Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A., and Chang, H.R., 2005, Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment, *Science*, 309: 1844-1846
- Wu, C.H., and Chen, S.C., 2009, Determining landslide susceptibility in Central Taiwan from rainfall and six site factors using the analytical hierarchy process method, *Geomorphology*, 112, 190-204.

- Xie, M., Esaki, T., and Zhou, G., 2004, Gis-based probabilistic mapping of landslide hazard using a three-dimensional deterministic model, *Natural Hazards*, 33(2): 265-282.
- Zhu, J., Ding, J., and Liang, J., 2011, Influences of the Wenchuan Earthquake on sediment supply of debris flows, *Journal of Mountain Science*, 8: 270-277





書名：暖化情境下極端颱風洪災事件之坡地災害衝擊評估：以大漢溪  
及新店溪集水區為例=Slope-land Disaster Impact Assessment of  
Extreme Typhoon Events under Warming Scenario：Examples of  
Da-Han and Shin-Dian Catchments

發行人：陳宏宇

出版機關：國家災害防救科技中心

地址：新北市新店區北新路三段 200 號 9 樓

電話：02-8195-8600

報告完成日期：中華民國 106 年 12 月

出版年月：中華民國 107 年 01 月

版 次：第一版

非賣品



地址：23143新北市新店區北新路三段200號9樓

電話：++886-2-8195-8600

傳真：++886-2-8912-7766

網址：<http://www.ncdr.nat.gov.tw>